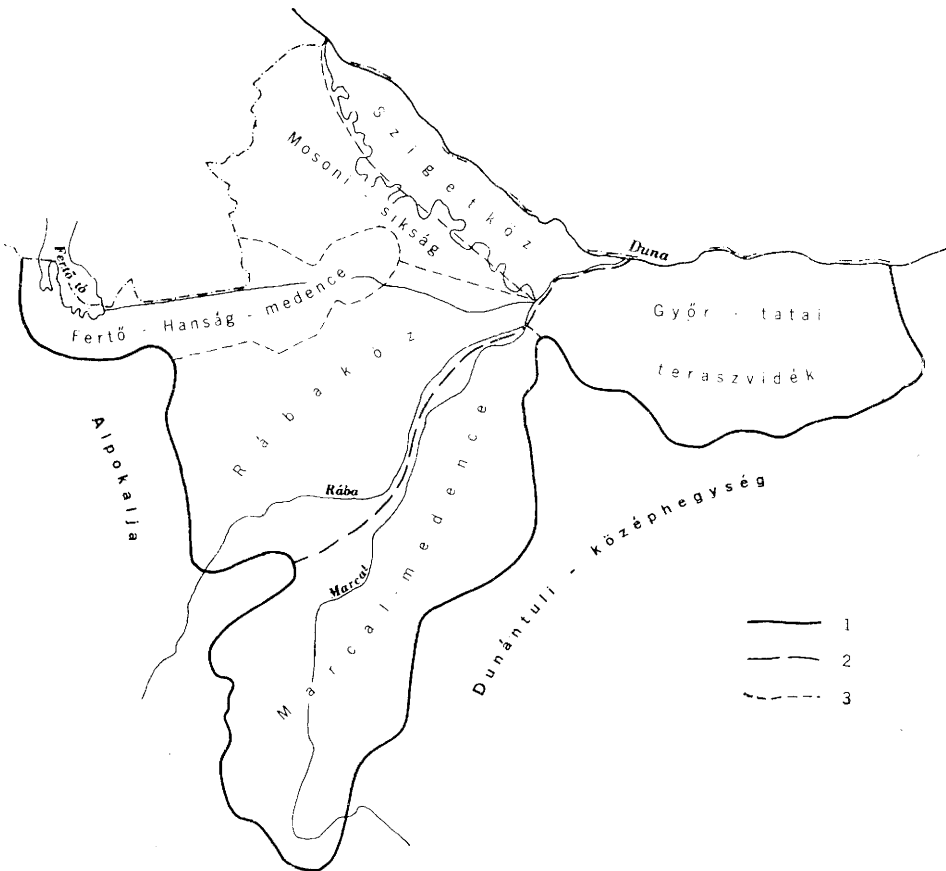


A KISALFÖLD GEOMORFOLÓGIAI KÉPE

Dr. PÉCSI MÁRTON

A tájelhatárolás szempontja

Magyarország legújabb természeti földrajzi tájbeosztását a geográfusok a társtudományok képviselőivel közösen dolgozták ki (BULLA 1961). A Kisalföldnek mint természeti földrajzi tájnak a határait nem csupán a geomorfológiai szempontok figyelembevételével, hanem az éghajlati, növényföldrajzi, talajföldrajzi körzetek alapján vonták meg. A Rábántúli-kavicsstakaró pl.



1. ábra. A Kisalföld tájai. 1 — tájhatár; 2 — középtájhatár; 3 — kistájhatár

morfológiailag ugyan síksági jellegű, mégsem a Kisalföldhöz soroltuk, ahogy azt korábban tették, hanem az Alpok K-i peremén, a síkság és a hegység között, széles sávban elhelyezkedő átmeneti jellegű *Alpokaljához*, mivel felszínét is az alpi folyók alakították ki, s mert éghajlata, talaja és növényzete is az alpi hatás függvénye. A Kisalföld természetes határai ott húzhatók meg, ahol a síksági jelleget a domborzat mellett a legtöbb természeti földrajzi tényező egybehangzóan kijelöli (1. ábra). A tájhatár helyenként nem húzható éles vonallal meg. A Kisalföld D-i határa a Győr—tatai-teraszvidéken és különösen a Marcal-medencében széles átmeneti sávval érintkezik a Dunántúli-középhegység dombsági előterével.

A Kisalföld területét három ún. középtájra tagoljuk.

1. Győri-medencére;
2. Győr—tatai-teraszvidékre és
3. a Marcal medencéjére.

A Kisalföld medencéjének földtani szerkezete

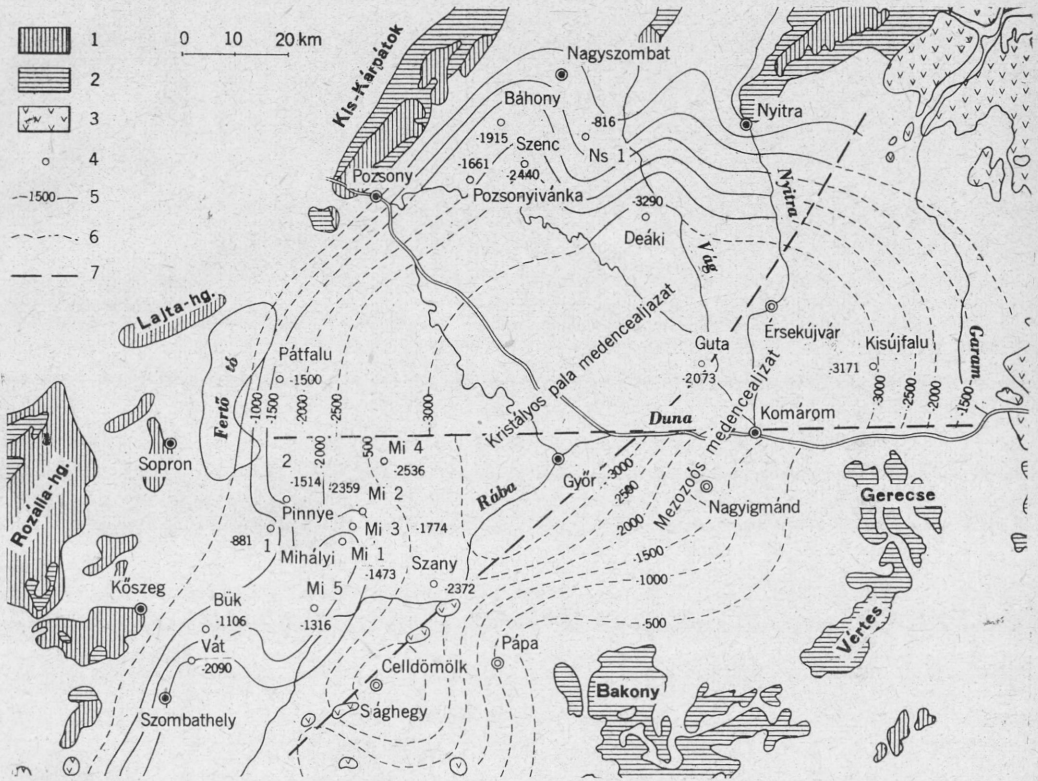
A Kisalföld földtani felépítésével és kialakulásával igen részletesen foglalkozott SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR (1938) a Kisalföldről írt földtani monográfiájában. Ezt követően SÜMEGHY JÓZSEF a medenceüledékek helyzetét és képződését több tanulmányban taglalta. Újabban PÉCSI MÁRTON (1959) és RÓNAI ANDRÁS (1960) vizsgálta részletesen a Duna kisalföldi szakaszát, a Marcal-medencét pedig GÓCZÁN LÁSZLÓ (1961) és TÖRÖK ENDRE (1961).

A Kisalföld területén végzett mélyfúrások és geofizikai mérések alapján KÖRÖSSY LÁSZLÓ adott áttekintő képet a medencetalapzat szerkezetéről és a medencét kitöltő üledékek mélyföldtanáról (2., 3. ábra). A legjelentősebb szerkezeti vonal a DNY-ÉK-i irányú ún. Rába-vonal; ettől Ny-ra a medence talapzata kristályos palákból áll, mely a Keleti-Alpok mélybe süllyedt kristályos magjának tartozéka. A Rába-vonaltól K-re a talapzatot a Dunántúli-középhegység ugyancsak mélybe süllyedt rögei képezik. A két talapzat mozgásában az volt a különbség, hogy e mezozoós rögek süllyedése előbb kezdődött meg (már az óharmadkorban), míg a kristályos pala alapzatú Ny-i rész csak az újharmadkor végén (miocén-pliocén határán) kezdett hirtelen süllyedni.

A rábántúli medencerészben a kristályos alaphegység a miocén derekáig szárazulat volt, *a medence kialakulása a miocén második felében* — a lajtamészkö és szarmata mészkő lerakódással — *kezdődött*, lassú süllyedéssel. A medence besüllyedése a fúrások tanúsága szerint a pannóniai transzgresszió idején zajlott le vastag üledéktömeg lerakódásával. De a pannóniai gyors és nagy bezökkenés előtt e medencerész egy rövid időszakra még ismét szárazulattá vált; erre a szarmata rétegek denudált felszíne utal. Hasonlóképpen megállt a kisalföldi medence gyors süllyedése a felsőpannóniai időszak végén, melynek eredménye a beltenger gyors visszavonulása lett.

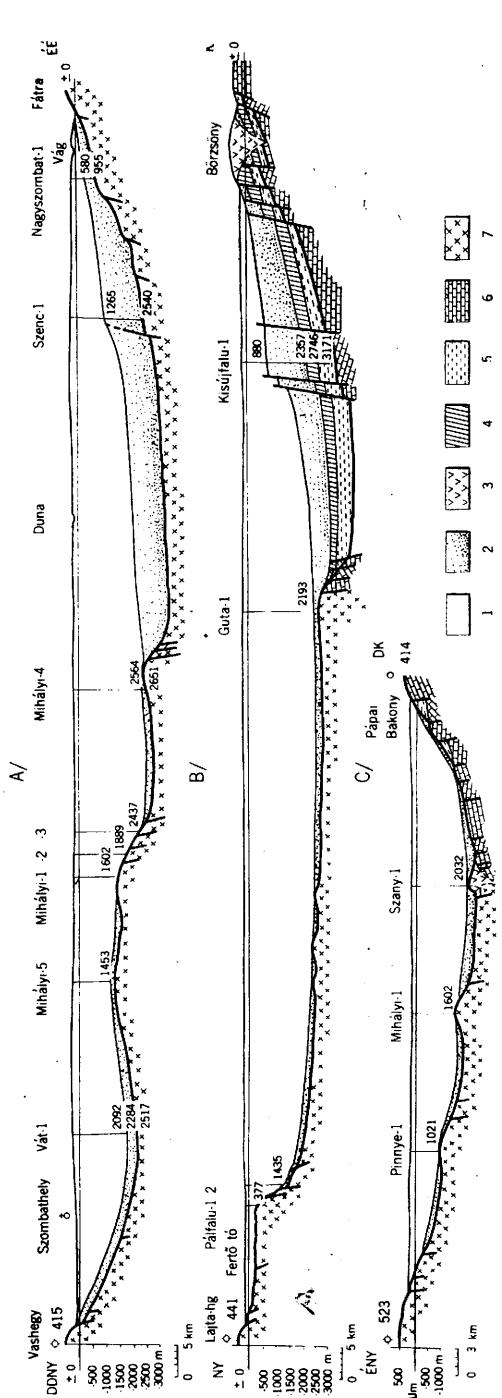
SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938) és SÜMEGHY J. (1939, 1953) szerint az első folyami lerakódások már a beltőrendszerre sekélyesedő édesvízben, a felsőpannóniai emeletben megkezdődtek. Ezek a főként homokos lerakódások a Kisalföld K-i és É-i peremeiről egyre mélyebben benyomultak a medence belseje felé. A sekély tavi-folyóvízi áramlás — SZÁDECZKY-KARDOSS haránt-rétegzettség mérési szerint D felé — a Kisalföldön a Nyugat-Dunántúlon keresztül — a mai Dráva menti süllyedéknek tartott. SÜMEGHY szerint a tavi-

folyóvízi homok lerakódása a felsőpannóniai rétegekre diszkordánsan települve hosszú ideig, egészen a pleisztocént megelőző nagy eróziós periódusig volt folyamatban. (A felsőpannón utáni piacenzai nagy eróziós fázis és az asti emeletet követő denudáció között.) A feltöltődés során a Kisalföld nagy része és a Dunántúli-dombság Ny-i fele, de K felé a Kisalföld egészen a Bakony—



2. ábra. A Kisalföld medencealjzata KÖRÖSSY L. (1958) szerint. 1 — felszíni ópaleozoós kristályos kőzetek; 2 — harmadidőszak előtti üledékes kőzetek; 3 — újkori vulkáni kőzetek; 4 — mélyfúrás; 5 — a harmadidőszaknál idősebb medencealjzat felszíne a fúrások szerint; 6 — előbbi, a geofizikai mérések alapján feltételezhetően; 7 — nagyszerkezeti vonalak a medence belsejében

Vértes—Gerecse É-i előteréig is vastagon feltöltődött, SZÁDECZKY-KARDOSS elnevezése szerint dáciai, SÜMEGHY szerint felsőpliocén, asti kereszttrétegzett homokkal. E homokos rétegsor lerakódása a települési viszonyokból ítélve SZÁDECZKY-KARDOSS szerint és az újabb megfigyelések szerint is nem pusztán az Ős-Duna, hanem mellékfolyóinak egynemű lerakódása is volt az egyre jobban zsugorodó, ill. kiszoruló — s éppen ezért gyengén áramlásban levő — sekély tórendszerben. Valószínű, hogy a legtöbb hordalékot az Ős-Duna szállította, s hordalékkúpját a Középhegység É-i előterében annyira előretolta, hogy kb. a Kisalföld-peremi bazaltvulkánossággal egy időben meginduló, a középhegységet kiemelő kéregmozgások hatására és a Keszthely—gleichenergi-vízválasztó fokozatos kialakulása következtében még az asti emelet ide-



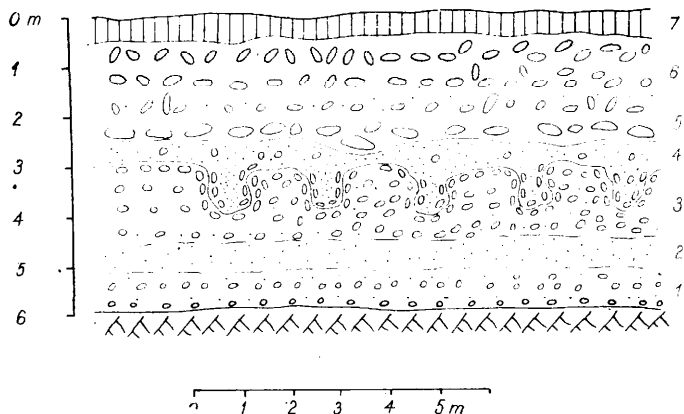
3. ábra. Földtani szelvények a Kisalföldön át Körössy L. (1968) szerint. A — a Kisalföldi-medence nyugati részén, B — a Kisalföldön át, a Lajta—Börzöny-hegység között, C — Sopron és Pápa között. 1 — pliocén és fiatalabb képződmények; 2 — miocén üledékes kőzetek; 3 — vulkáni képződmények; 4 — oligocén képződmények; 5 — eocén képződmények; 6 — mezozoós képződmények; 7 — paleozoós képződmények

jén lefolyást találhatott a Vi-segrádi-szoroson is. Erre utal, hogy Gödöllő—Irsa környékén is hatalmas tömegű keresztretegzett folyami homok halmozódott fel, melynek anyaga SÜMEGHY és PÉCSI szerint részben az Ós-Duna lerakódása. Joggal feltételezhető, hogy az asti feltöltődés a Kisalföldön oly nagymérvű lehetett — minthogy a Kisalföld közepén is az általános posztpannóniai emelkedés idején süllyedési szünet volt —, hogy a Duna a Középhegység korábban meglévő tektonikus árkait, ill. interkollin völgyeit könnyedén kereszttezhette. A Duna áttörését a Középhegységen azonban ma is többféleképpen magyarázzák (l. PÉCSI 1959, 15-17).

A pannóniai rétegekre települt asti homokrétteg vastagsága a jelenlegi elterjedés és rétegtani helyzet alapján — SZÁDECZKY-KARDOSS, SÜMEGHY és PÉCSI szerint — a 100 m-t is meghaladta. A homokréttegére igen erős diszkordanciával durva kavicsos üledék rakódott. E diszkordanciát SZÁDECZKY-KARDOSS E. középleisztocén — a dáciai és a levantei közötti határra tette, SÜMEGHY az asti emeletet követő denudációs fázissal azonosította. Pécsi szerint e diszkordancia a pliocén és a pleisztocén időszak közötti határt képezheti a Kisalföldön. E különbségek lényegében csak nomenklaturai eltérések. Valójában meghatározott üledékek közötti egyazon nagy eróziós folyamatról van szó (4., 5. ábra). A durva kavicsos dunai hordalék a Kisalföld Ny-i peremén, a Parndorfi-fennsíkon telepszik erős disz-

kordanciával a keresztrétegzett folyami homokra. (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938., SÜMEGHY 1953, PÉCSI 1959.)

SZÁDECZKY-KARDOSS E. kisalföldi monográfiájában tett először jogos ellenvetéseket azzal a korábbi felfogással szemben, hogy a — szerinte a dáciai emeletbe sorolt — *Unio wetzleris* rétegeket és a kisalföldi legidősebb kavics-takarókat egy emeletbe, a levanteibe sorolják. Vizsgálatainkkal csak alátámaszt-



4. ábra. A Győr—tatai-teraszszigetehégyek egyikének feltárása — Banai-teraszszigetehégy. 1 — homokos aprókavics (1—3 cm \varnothing); 2 — folyami homok; 3 — fedett krioturbáció, kavicsba mélyedő homokzsákok; 4 — aprószemű homok, elszórtan kavicsokkal; 5 — durvaszemű kavics, diszkordánsan telepszik az alatta levő homokra (a kavicsok között 20—30 cm \varnothing is előfordul); 6 — durva kavics kevés homokkal, az egyes kavicszemek mozaikszerű elrendeződésben; 7 — mezősgéi talaj

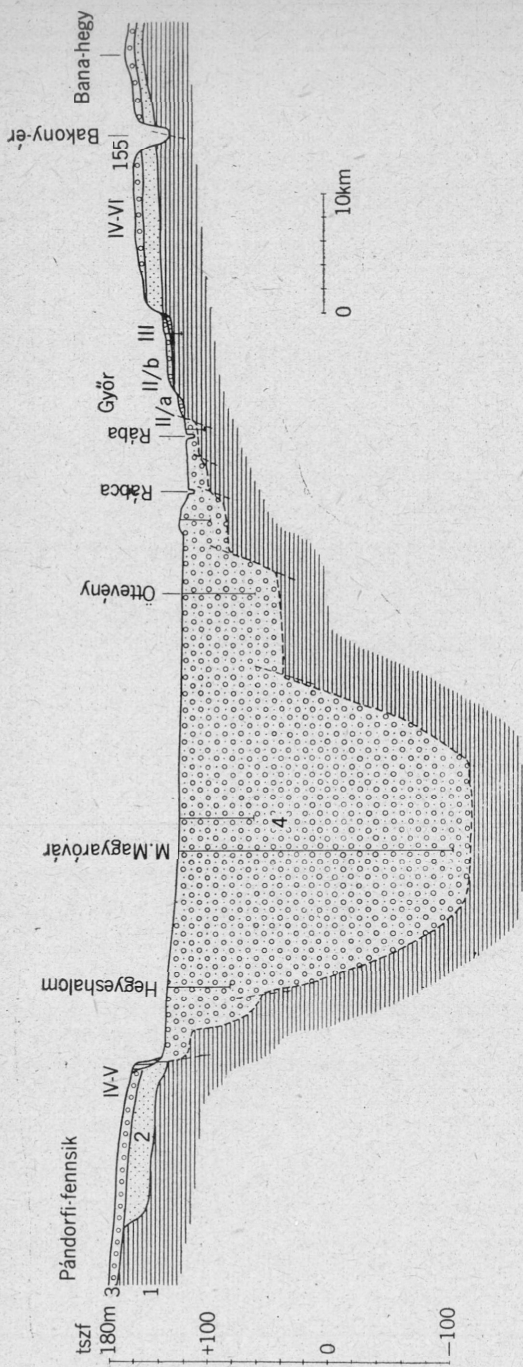
hattuk azt a véleményét, hogy a levantei-felsőpliocén kavics-takarók a pleisztocén kavics-takarókhoz kapcsolódnak szorosan. S nem ezek között, hanem a felszint fedő kavics-takarók és az *Unio wetzleris* homok között van jelentős diszkordancia.

A Kisalföld felszínének üledékei egyrészt a Duna (Szigetköz, Moson-síkság, Győr—tatai-teraszvidék), másrészt a mellékfolyók (a Rábaközben a Rába és a Répce, a Marcal-medencében pedig a Marcal) pleisztocén-holocén hordalékkúp-lerakódásaihoz tartoznak (6. ábra). A Bakony—Vértessaljához felkapaszkodó kisalföldi peremlejtőn kisebb-nagyobb foltban a pannóniai és a vékonyabb-vastagabb korráziós lejtős üledékek borítanak be. Ezért a felszint felépítő képződmények elhelyezkedése és azok részletes jellemzése is csak a fejlődéstörténettel együtt rajzolható meg legegyszerűbben.

A kisalföldi hordalékkúpok fejlődéstörténete

A Duna kisalföldi hordalékkúpja két részből áll: a fiatalabb, a jelenkorban is képződő hatalmas hordalékkúp Pozsonytól Komáromig húzódik. Ennek nagyobb része Csehszlovákiában a Csallóköz területére esik (7. ábra).

Az alacsonyabban fekvő és a Duna mentén nagy területen a jelenkorban is képződő hordalékkúp Magyarországon a Szigetköz, a Moson-síkság és a



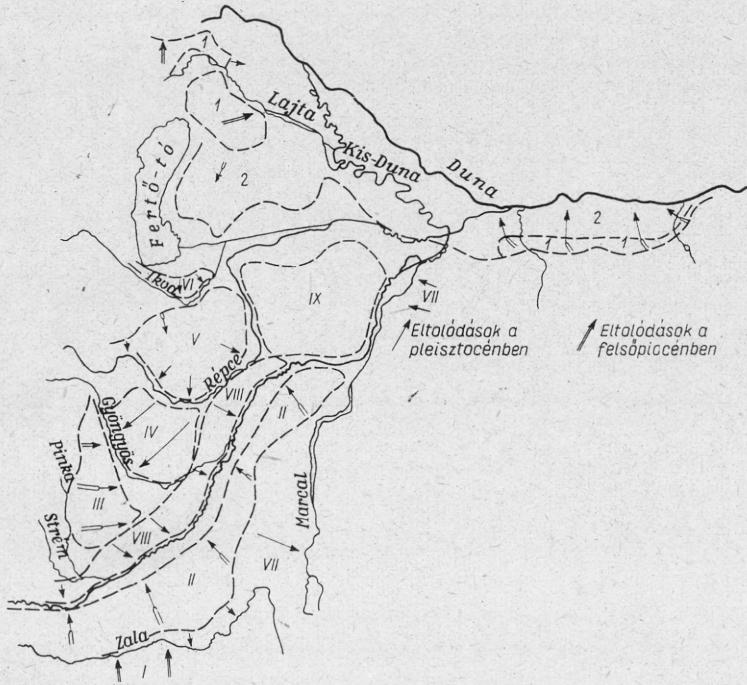
5. ábra. Szelvény a Pándorfi-fennsík és a bana—bábolnai teraszszigethegyek között. A Magyar Állami Földtani Intézet fúrásadatainak felhasználásával készült. 1 — pannoniai rétegek; 2 — felsőpleistocén keresztfelegyűző homok; 3 — idősebb hordalékkúp-kavics; 4 — a Győri-medencét kifűtő, főként homokos, kavicsos folyóvízi üledék; II/a — VI : Duna-teraszok

Hanság térségét foglalja magába. A felszínen nagy kiterjedésű fiatalabb hordalékkúp kavicsa az alatta fekvő idősebb hordalékkúp anyagával együtt 20—250 m vastagságú, homokos, kavicsos üledék a pleisztocén medencetöltelék képezi. A kitűnő víztároló üledékek mélységbeli kiterjedését artézi fúrások alapján, vázlatosan a 8. ábra szemlélteti.

A kisalföldi nagy hordalékkúp középső részének származása általában dunai eredetű, a Kisalföld peremére érkező mellékfolyók külön-külön rakták le hordalékkúpjaikat és ezek anyaga a Dunától jól elkülöníthető (SZÁDECZKY - KARDOSS E. (1938), PÉCSI M. (1959), ÁDÁM L. (1962)). A Duna laposan kidomborodó hordalékkúpja miatt a mellékfolyók (Rába, Répce, Marcal) korábban sem szállították kavicsos hordalékukat a medence belsejébe.

A hordalékkúp másik, idősebb része ma már csak roncokban, hordalékkúp-terasz maradványokban ismerhető fel. Ezekből ítélve az idősebb hordalékkúp a mainál is nagyobb kiterjedésű lehetett. Az idősebb hordalékkúpmaradvány tartozéka a Pándorfi-fennsík, innen húzódott a Duna jobb partján Dunaalmásig, sőt a jelenlegi bal parton benyomulhatott egészen a Garam torkolatáig. A magasabb fekvésű, idősebb hordalékkúp teraszszigethegyek formájában maradt meg, jelenleg a Duna fölött 40—90 m viszonylagos magas-

ságúak, környezetük fölé 25—50 m-nyire emelkednek. A teraszszigethegyek felszínét kavicsbányászatra alkalmas, 5—10 m vastagságú kavicsréteg borítja SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1938) részletes ásvány-kőzettani, görgetettségi vizsgálatok és rétegtani helyzet alapján, a Parndorfi-fennsík hordalék-kúp-anyagát a Győri-medencétől K-re húzódó Bana—Bábolna—Tata közötti

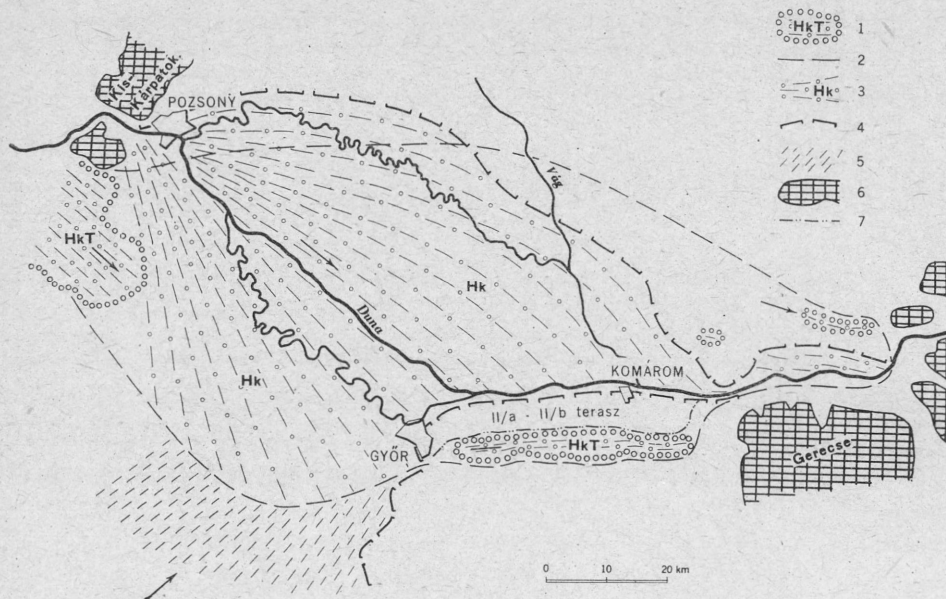


6. ábra. A kisalföldi kavicsstakarók eredete SZÁDECZKY-KARDOSS E. szerint. 1 — idősebb dunai kavics; 2 — fiatalabb dunai kavics; I — idősebb Rába-kavicsstakaróroncsok; II — Rába-jobbparti kavicsstakaró; III — Gyöngyös-jobbparti kavicsstakaró; IV — Gyöngyös-balparti kavicsstakaró; V — Répce-balparti kavicsstakaró; VI — Ikva-balparti kavicsstakaró; VII — Marcal-kavicsok; VIII — Rába-balparti fiatal teraszok; IX — a Rába és a Répce fiatal törmelékűje

teraszszigethegyek kavicsstakarójának anyagával azonosította. Hasonló megállapításra jutott Pécsi is (1959). Ezek szerint a Parndorfi-fennsík hordalék-kúp-kavicsa a Győrtől K felé húzódó idősebb teraszszigethegyek felszínén folytatódik.

Amikor ez a hatalmas hordalékkúp képződött, az Ős-Duna a Bruck-Carnuntum, ill. a Lajta-hegység és a Hundsheimi-hegység között lépett a Kisalföld területére. A mai Hanság—győri-medence süllyedéke ekkor még nem alakulhatott ki. A Parndorfi-fennsíktől a Gerecséig húzódó 100 km-nél is hosszabb hordalékkúpon a dunai üledékek hosszú időn keresztül normális rétegződésben rakódtak le, de rajta időnként a Duna horizontálisan is változtatta futását. E hordalékkúp képződése tehát semmiképpen sem hasonlítható össze pl. egy teraszszint folyami rétegsorának felhalmozódási idejével. Az első hatalmas kisalföldi kavicsstakaró korban tehát nemcsak vertikálisan, hanem horizontálisan is különböző lehet. A hordalékkúpon egymásra települve több glaci-

ális lerakódásai is megkülönböztethetők (4. ábra). SZÁDECZKY-KARDOSS E. az Ördögásta-hegy feltérésében 3 kavicsszintet különböztetett meg és azokat a Bécsi-medence 3 legmagasabb teraszával hozta párhuzamba. Az alsót a prelaaerbergi, a középsőt és felsőt a laaerbergi, ill. höbersdorfi (wienerbergi) szintekkel.



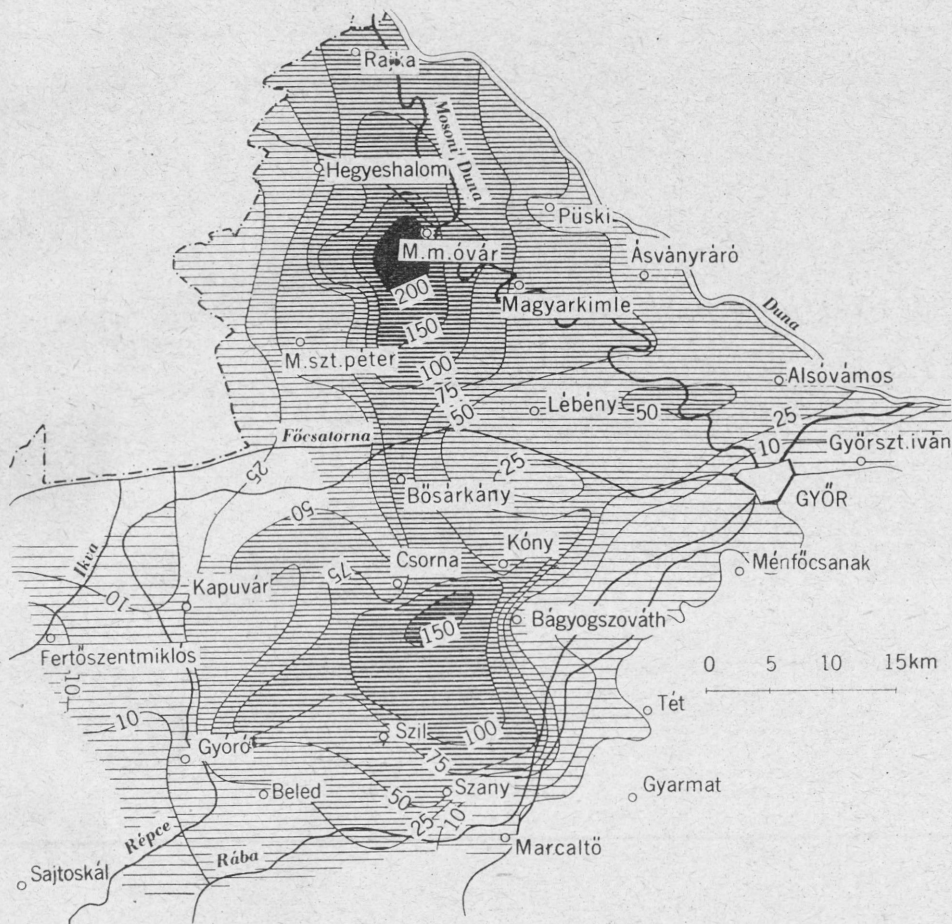
7. ábra. A kistáplói Duna fiatalabb és idősebb hordalékkúpjának vázlatos rajza. 1 — A Duna idősebb hordalékkúp-teraszának (HkT) megmaradt foszlányai; 2 — a pleisztocén elejétől a mindel végéig képződő idősebb hordalékkúp feltételezhető kiterjedése; 3 — a Duna fiatalabb hordalékkúpjának (Hk) felületi kiterjedése; 4 — a mindel-riss interglaciálislól kezdődően a jelenkorig képződő fiatalabb hordalékkúp határa; 5 — a Rába, Répece, Marcal fiatalabb hordalékkúpja; 6 — peremi hegységrögök; 7 — II/a, II/b és helyenként III. sz. terasz határa Győr és Komárom között

PÉCSI (1959) a Gerecse É-i előterében levő teraszokat az előbbi rétegekkel szintén hasonló értelemben azonosította. Az Ördögásta-hegy felső durva kavicsszintjét a IV. sz. középhegységi terasszal, a középső és alsó kavicsszintet pedig az említett Duna-szakasz V., VI. és VII. sz. teraszával hozta kapcsolatba.

A Duna idősebb hordalékkúpja a Parndorfi-fennsíktól a Gerecséig tehát hosszú időn keresztül fejlődött, növekedett, ehhez a szinthez mint helyi erózióbázishoz igazodtak a Duna mellékfolyói is. E hordalékkúp képződésével azonosítható időben a Rába kemenesháti, korábban nagyobb kiterjedésű hordalékkúpjának kialakulása* és a Vág—Nyitra közötti magasfekvésű nagy hordalékkúp is. A mellékfolyók hordalékukat a Duna hordalékkúpjának pereméig szállították és időnként annak felszínére halmozták fel.

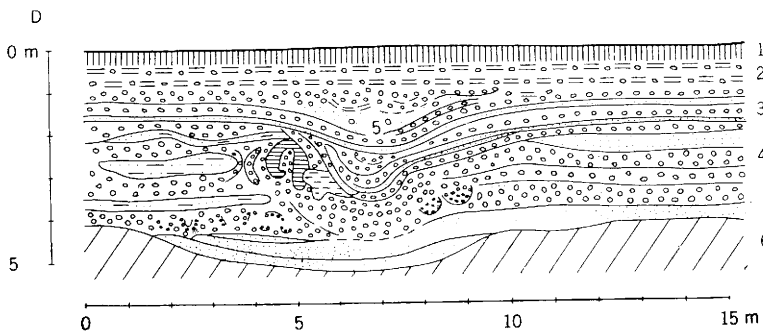
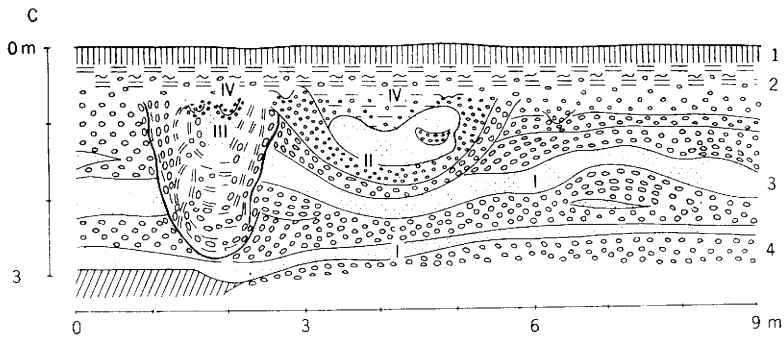
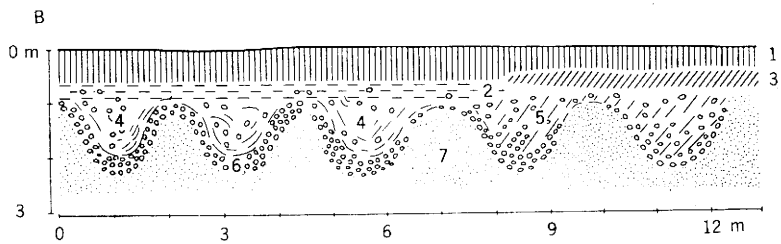
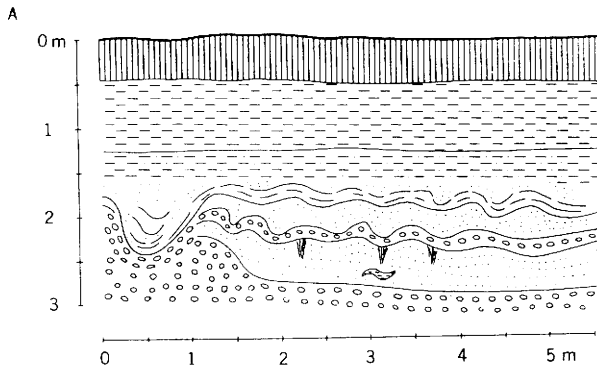
* Szádeczky-Kardoss E. (1938) a Sághegy és a Somló bazalttakaróján Winkler-Hermadentől említett és Vendel Miklós által begyűjtött Rába nagyságú folyótól görgötett kvarckavicsokat is kemenesháti legidősebb kavicserakódásokkal véli azonosíthatónak.

GÓCZÁN L. (1960) véleménye szerint a Tapolcai-medence É-i peremén az irodalomban billegei kavicsok néven ismert tekintélyes mennyiségű és vastagságú, erősen görgetett kavicsok egy olyan Ős-Duna folyásirányt jeleznek, amely a Kisalföldet D-i irányban szelte át, és a Dráva felé folyt. E kavicsok görgetettsége megegyezik ugyan a dunai hordalékok görgetettségével, ásvány-kőzettani szempontból azonban a bizonyítékok még hiányosak.



8. ábra. A kisalföldi homokos kavicsos rétegek összvastagsága méterben. RÓNAI A. (1960) szerint

Megfigyeléseim szerint — Góczánnal ebben egyetértve — a billegei kavicsüledék a parndorf—banai idősebb dunai hordalékkúpnál régebbi képződmény, erre rétegtani helyzete is utal, mert közvetlenül a felsőpannoniai üledékekre települt. Nincs még viszont kellőképpen tisztázva a billegei kavicsok rétegtani helyzete, elsősorban a bazalttakaróhoz viszonyítva. Lóczy szerint a bazalttakaróknál mélyebb fekvésű, Góczán szerint fiatalabb. Ez utóbbi felfogást gyengíti az a tény, hogy a szóban forgó kavicsokban egyáltalában nincs bazalt. Márpedig, ha egy nagy folyó a pleisztocén elején bazaltsapkás tanúhegyek között rakta volna le a billegei kavicsokat, abban nagy számban kellene bazaltkavicsokat is lelni.



A kisaliforniai idősebb hordalékkúp fejlődése a teraszmorfológiai és a paleontológiai adatok alapján a Győri-medencének a középső pleisztocén óta szakaszosan történt erőteljesebb bezökkenése során szűnt meg. A Hanság—győri-medence és a Csallóköz területén az előző idősebb hordalékkúpnál jelentősen alacsonyabb szinten egy újabb hatalmas hordalékkúp képződése indult meg és tart napjainkig. E fiatalabb hordalékkúpon terasz nem képződött, mivel folyami üledékek normális rétegtani sorrendben egymásra (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938) és egymás mellé egy szintbe települtek (PÉCSI 1961). A korábbi idősebb hordalékkúp a bezökkenett Győri-medence peremén teraszszá, illetve teraszszigethegyekké alakult át. Győr—Tata között a Duna-jobbparton a középpleisztocén óta a teraszszigethegyek É-i előterében még két széles, nagyfelületű terasz alakult ki, (jelölésük a 7. ábrán II/a és II/b sz.) és helyenként keskeny foszlányokban a III. sz.-mal jelzett terasz is megtalálható. E teraszok helyzete mutatja, hogy a Győri-medencében a süllyedés szakaszos volt és lényegesen kisebb intenzitással a jelenkorig hatott. A Győri-medencének az első erőteljesebb besüllyedését a pleisztocénban az előbb említett III. sz. terasz anyagának lerakódását megelőző időre kell helyezni. E szintben a győr-sashegyi kavicsbányából *Elephas antiquus* leletek kerültek elő. A süllyedés tehát ezt megelőző időre, a mindel-riss interglaciálisra rögzíthető. Feltehető, hogy a Kisaliforniai-medence süllyedése, a hegységkerethez viszonyítva, az idősebb hordalékkúp képződése alatt is tarthatott (SZÁDECZKY-KARDOSS 1938), de nem olyan mértékben, hogy a Duna hordalékával azt ne tudta volna feltölteni, a hordalékkúp felszínén, tehát a Gerecséig, az egységes esésvonal sokáig megmaradhatott. De ez a korábban is ható süllyedés, a teraszok helyzetéből ítélve a pleisztocén derekától kezdve annyira megerősödött, hogy az azelőtt egységes idősebb hordalékkúp-felszín nagyrésze szakaszosan a mélybe süllyedt. Ezzel párhuzamosan foglalta el a Duna Dévényi-szorosát, melyben a jobbparton két erősen fejlett alacsonyabb (II/a és II/b. sz.) terasza és foltokban a III. sz. terasza kísérhető figyelemmel.

A Hanság—győri-medencének a középpleisztocén óta tartó szakaszos süllyedését igazolják a Szigetköz, a Mosoni-síkság és a Hanság területén feltárt kavicsbányák. Míg ugyanis a Szigetköz területén főként holocén lerakódások, attól D-re már utolsó glaciális kori kavics, a Mosoni-síkság és a Hanság peremén

9. ábra. A Mosoni-síkság hordalékkúpkavicsának felszínén megfigyelhető krioturbációs jelenségek.

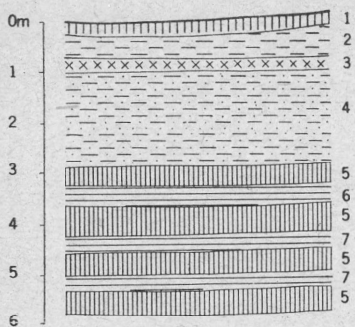
A Mosonszentmiklós, kavicsos homokgödör. I¹—réti agyag; 2—löszös öntésiszap; 3—középszemű folyami homok; 3a—iszapcsíkok; 3b—kavicserek; 4—homokos kavics; 1, 2—holocén öntés; 3, 4—pleisztocén homok és kavicsrétegek. B Mosonszentpéter, kavicsgödör. 1—réti csernozjom; 2—meszes öntésiszap; 3—barna erdőtalaj; 4—krioturbált kavicsos meszes iszap; 5—vályogos kavicspoligon; 6—poligonok kavicsos burkolata, orientált kavics-szemekkel; 7—középszemű kvarchomok

C Mosonszolnoki kavicsbánya (vasútállomás mellett). 1—réti csernozjom talaj; 2—sárga, fakó színű homokos agyag, benne elszórtan és csomókban kavicsszemek enyhén krioturbálva; 3—krioturbált homokos és kavicsos rétegek; 4—durvább kavicsréteg. I—hullámosan elhelyezkedő, fagyhatásra deformált homokerek, keskeny homokrétegek, képződésük az állandóan fagyott talaj felső szintjében zajlódhatott le; II—az előző fagydeformálódással valószínűleg egy időben képződött katlan formájú poligonok. A poligon közepén a legfiatalabb anyag, homok elszigetelten fészek formát alkot, körülötte apróbb kavicsos homok, majd durvább kavicsréteg félkörívesen helyezkedik el. A poligonokban itt sehol sincs agyag, illetve iszapos frakció; III—a poligon képződés után a felszínre homokos agyag, löszös iszap települt. Majd ezt követően alakultak ki a főként homokos agyaggal, kevés kavicsal és homokkal kitöltött 2—3 m-es zsákok, melyek jól láthatóan átvágják a már korábban kialakult poligonok és a mélyebb fekvésű fagydeformált homokrétegeket is. Ez utóbbiak egységes futását erősen szétszaggatja. Az agyagos zsák képződése jól kivehetően későbbi folyamat az előzőnél, valószínűleg utólagosan deformálódott fagyék; IV—végül a felszín beborító homokos agyag, enyhébb krioturbációs folyamat hatására ismét fagyzavargást szenvedett (2. réteg). Ezen az anyagon képződött a jelenkorban a réti csernozjom talaj.

D Hegyeshalmi kavicsbánya. 1—réti csernozjom talaj; 2—sárga homokos agyag, löszös iszap kavicsal szoliflukciósan kevert anyaga; 3—homok- és kavicsrétegek váltakozása; 4—túlulványban homokos kavicsréteg alárendelten homoklencsékkel, ebbe mélyül bele a katlan poligon; 5—katlanszerű fagyforma (termokarszt), benne a homok, kavics, homokos és agyagos kavics 5—20 cm-es rétegei ívesen egymásra települtek. — A krioforma köpenyét iszap, homokos agyalepény képezi. A 2. réteg később ülepedett le, melyben enyhe szoliflukciós és krioturbációs jelenségek ismétlődtek meg

ellenben az utolsó előtti glaciálisban felhalmozódott hordalékkúp kavics — a periglaciális felfagyási formák típusai alapján — lényegében azonos magasságban található meg (9. ábra).

A Duna fiatalabb hordalékkúp-takarójától D-re (nagyjából a mai Hansági-főcsatornáig), a mai Rábaközén a Rába és a Répce jelenkori hordalékkúpja helyezkedik el, szintén fiatal, a jelenkorban is süllyedő felszínen. Erre utalnak a Rábaköz területén Kapuvár, Csorna, Beled téglagyödreinek feltárásai, ahol a holocénban eltemetett réti talajok egy szelvényben találhatóak (10. ábra).



10. ábra. Beledi téglagyár szelvényei. 1 — réti talaj; 2 — szürkésárga homokos iszap; 3 — ártéri vázталaj; 4 — szürkésárga homokos iszap; 5 — eltemetett rétiagyag talaj; 6 — sárgászürke agyag; 7 — vasroszdás sárga agyag

A Győri-medence középleisztocénkori erőteljesebb süllyedésével párhuzamosan különül el peremtáraitól, a Győr—tatai-teraszvidéktől, a Marcal-medencétől. A Rába erős bevágódással korábbi egységes, kemenesháti, idősebb pleisztocén hordalékkúpját a Marcallal együtt teraszfennsíkká alakította.

A Marcal-medence vízrendszere és felszínének mai formája a Marcalnak a Túrjeikapuban történt lefejezése után (valószínűleg a riss glaciálisban) alakult ki (Kéz 1934).

A Győri-medence süllyedését követte e medencerész eróziós-korráziós kitakarítása, melynek során igen nagyméretű, 80—150 m vastagságú üledékkihordás ment végbe. A medence nagyrészenek felszínét az Ós-Rába, a Marcal és a bakonyi mellékpartakok vékony (2—10 m) hordalékanyaga béleli ki.

A Fertő—Hanság-medence fiatal, jelenkorban is süllyedésszerű terület, elgátolódott s a Duna és Rába hordalékkúpja között rosszleflyásúvá vált.

A Kisalföld felszíne a természetes táj fejlődéstörténete során 3 egymástól morfológiailag elkülönülő középtájra tagolódott:

1. a jelenkorban is akkumulációs felszínű, több részből álló *Győri-medencére* ;

2. az eróziós-korráziós folyamatokkal feldarabolódott *Győr—tatai hordalékkúpterasz-vidékre* és

3. a D felé elkülönülő, eróziós-korráziós és a jelenkorban gyengén akkumulált felszínű *Marcal-medencére*.

Ez utóbbi két középtájnak a Középhegység felé eső peremei szakaszos emelkedésben voltak.

A Kisalföld középtjai

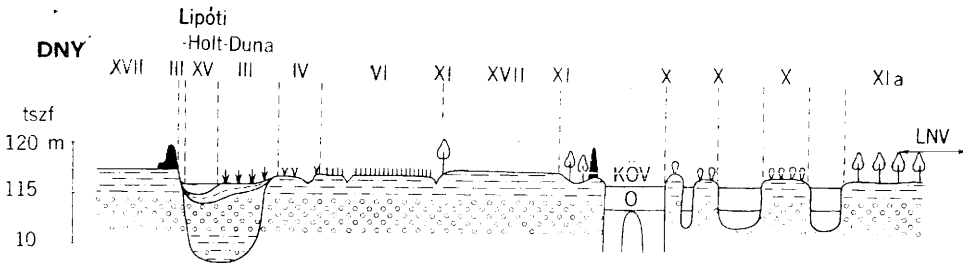
1. Győri-medence

A Győri-medence a Kisalföld tökéletes feltöltődésű síksági része, melyet a Duna, a Lajta, a Rábca, a Rába és a Marcal meder- és ártéri hordalékaival igen kis reliefenergiájú tökéletes síksággá töltött fel és egyengetett el. A Dunának kisalföldi szakaszán, mintegy 100 km hosszán, nincs semmiféle völgye, hanem hatalmas, orsó alakú hordalékkúpsíksága: a Szigetköz és a Mosoni-

síkság. Ugyanígy a Rábának és a Répcének sem alakult ki völgye, mindkét olyó medrét szabályozásuk során az általuk felépített hordalékkúp — Rábaköz — peremén rögzítették. A két hatalmas hordalékkúprendszer között helyezkedik el a Fertő—Hanság mocsaras, tőzeges, az előbbieknél néhány méterrel mélyebb-fekvésű, rossz lefolyású medencéje.

a) A Duna hordalékkúpja, a Szigetköz területén látszólag teljesen egyhangú ártér, jobban megvizsgálva azonban két elég jól elkülöníthető szintre, ill. szintfoltokra tagolódik: 1 az alacsonyabb ártéri szintre és 2 a magasártér szintjére.

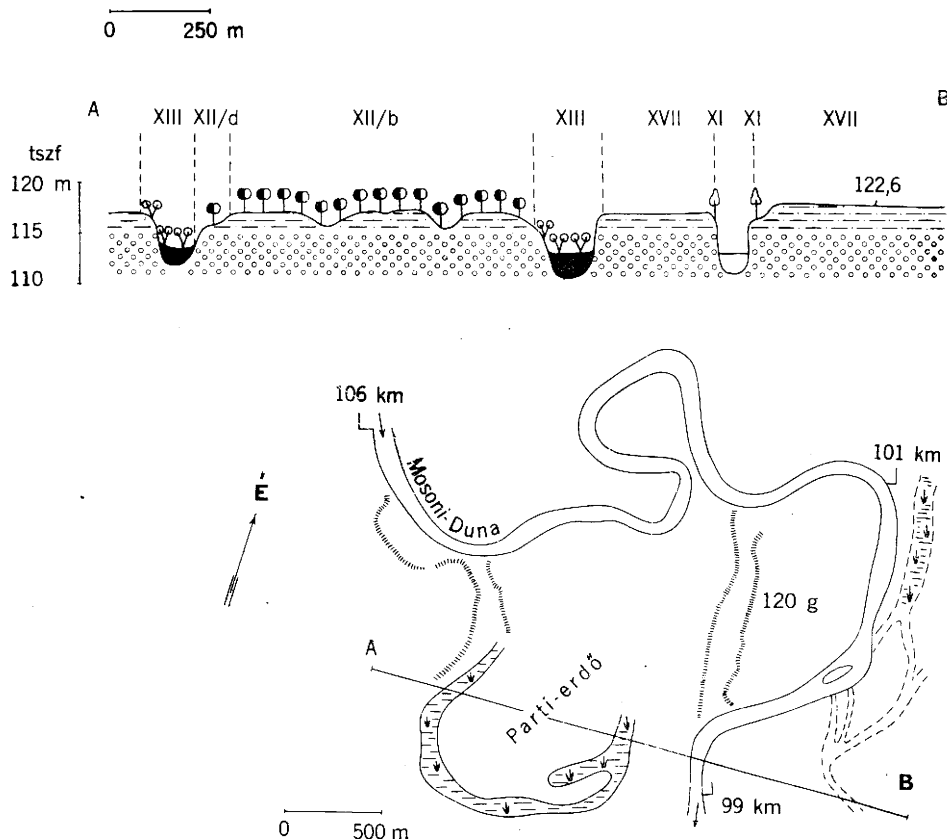
Az alacsony ártéri szintet a különböző mértékben feltöltődött fattyúágak, morotvák és széles laposok kusza hálózata alkotja. Ezek a magas ártér szint-



11. ábra. Ártéri szintek a Lipót környéki Duna-szakaszon. Szerk. KÁRPÁTI ISTVÁN és PÉCSI MÁRTON. III — nádas (*Scirpeto-Phragmitetum*); IV — magassásos (*Caricetum acutiformis-ripariae*); VI — nedves rét (*Festucetum pratensis*); X — partmenti bokorfűzes (*Salicetum triandrae*); XI — fűz-nyár ligeterdő (*Salicetum albae-fragilis*); XIa — fűz-nyár ligeterdő—nefelejces szubasszociáció (*mysosidetosum*); XV — nyílt víz; XVII — szántóföld.

jébe 1—3 m-rel mélyülnek be, s azt gyakran aprólékosan összeszabdalják. Az alacsony ártér e szakaszon alig 1—2 m-rel fekszik magasabban a Duna középvízszintje felett. A Moşoni-Dunától D-re a Duna ártere ármentes szigetekkel tagoltan széles sávban húzódik és összeolvad a Lajta—Rába—Rábca—Marcal ártéri szintjével. A Duna kisalföldi szakaszán a szabályozás előtt a Szigetközben és peremén hatalmas területeket öntött el, akadtak azonban árvízzel ritkán elöntött szintek is. Az árvízzel való elöntés területe azonban változott, egyszer a sziget felsőbb, máskor alsóbb szakasza került teljesen víz alá. Az árvizek magas ártéren (4—6 m a 0 pont felett) csak finom homokot és homokos iszapot raktak le (0,5—1,5 m vastagságban). A Szigetköz felszínén levő lerakódások mind jelenkoriak, mert e szakaszon a Duna jelentős mértékben feltölti medrét és árterét is. Az alacsony ártéri szintek a szabályozások óta a földművelés hatására jelentősen összeszorulnak, a szabályozások előtt ezek az alacsonyabb mélyedések vezették szerteszét a Szigetköz területére a Duna áradó vizét. Ilyenkor a fattyúágak és holtmedrek megteltek vízzel, s élő vízfolyásokká váltak. Katasztrofális árvizek idején a Szigetköz magasabb ártéri szintjét is vízzel árasztották el. Míg a magas ártéren csak 0,5—1,5 m vastag fakósárga homokos iszap lerakódásokat találunk, addig az alacsony ártér hajdani morotvaiban öntésiszap és öntésagyag halmozódott fel különböző vastagságban. A finom ártéri üledékek alatt a Szigetköz területén mindenütt homokos kavicsréteg fekszik (11. ábra). A települések rendszerint a magasabb szinteken helyezkednek el. Az ilyen magasabb szinteket borító homokos iszap alatt az építkezéshez szükséges kavicsanyagot, közel a fel-

színhez, mindenütt megtalálják. A magas ártér homokos-iszaprétege Rajka és Győr között, Rajkától Győr felé egyre finomabb szemcseösszetételű lesz. Ugyanez mondható el a kavicsok szemcsenagyságáról is. Míg a Szigetköz ÉNy-i részén 5—7 cm átmérőjű durva kavicsok a jellemzők, addig Győr



12. ábra. Elláposodott morotva a Mosoni-Duna mentén. Szerk. KÁRPÁTI ISTVÁN és PÉCSI MÁRTON. XI — fűz-nyár ligeterdő (*Salicetum albae-fragilis*) XIIb — szil-kóris-tölgy ligeterdő (*Querceto-Ulmetum hungaricum*)—szagosmügis szubasszociáció (*asperuletosum*) XIIId — szil-kóris-tölgy ligeterdő—mészás égeres szubasszociáció (*alnetosum glutinosae*) XIII — lápi agyagon égeres láperdő (*Thelypteridi-Alnetum*) XVII — szántóföld

környékén a hordalékkúp kavicsanyagának szemcsenagysága az előbbi értékek csupán fele.

A Szigetköz felszínén található formák egyhangúak, a hajdani holt- és mellékágak különböző mértékben töltődtek fel. Ezek feltöltődésének menetét a 11. és 12. ábra mutatja.

b) Mosoni-síkság

A Mosoni-síkság háromszög alakú területe a Mosoni-Duna-ág, a Rábca és a Fertő-Hanság—süllyedék közé ékelődik be. Ny felé az országhatáron túl a Parndorfi-fennsík határolja el.

E kis táj a Szigetközhöz hasonlóan tökéletes síkság, a Duna fiatalabb hordalékkúpjának része. A tájjellege, felszínének mikrodomborzati formái és képződményei a Szigetköztől mégis eltérő bélyegeket visel. A Mosoni-Dunágtól D-re azzal párhuzamosan néhány km-es szélességben még a Szigetközhöz hasonlóan a Kis-Duna jelenkori holtmeder maradványainak félkörívszerű kusza hálózata tagolja a felszínt és jelenkori homokos öntésiszap borítja, mely alatt összefüggő a hordalékkúp-kavics talpazat. A Kis-Duna menti magasabb ártéri szint — a Szigetközével együtt — általában 1—2 m-rel magasabb fekvésű, mint a tőle D-re elterülő Mosoni-síkság java része. Ez azzal magyarázható, hogy az említett terület a Duna jelenkorban is képződő hordalékkúpjához tartozik. A Lébény és Győr közötti szakaszon a Rábca és a Rába holocén hordalékkúpja hozzátámaszkodik a Dunához. A két hordalékkúp közötti Ny—K-i irányú vízenyős, belvizes lapályban („Réti-földek”) kanyargott a szabályozások előtt az Öreg-Rábca. A régebbi kanyarulatok D-i oldalán kisebb-nagyobb parti dűnék képződtek (Lébény, Böres és Abda környékén). A partidűnék ármentes szigetei jó védelmet és telephelyet nyújtottak a korábbi történelmi korokban. A Mosoni-síkságnak DK-i részén a széles laposokat, az alacsony ártéri szinteket öntésagyag, réti agyag, a Kis-Duna mentén homokos öntésiszap borítja, míg a magasártéri szintben fekvő kiterjedtebb felszíneket homokos löszös iszap és lapos partidűnék homokja takarja s ez utóbbiakon ártéri és réti csernozjom talajok alakultak ki.

A Mosoni-síkság középső részét Lébénytől Ny-ra Mosonmagyaróvár és Mosonszentpéter határáig szinte teljesen tagolatlan, réti-lápi agyaggal és tőzeggel borított, erősen belvizes medence lapály foglalja el. Alapzatában szintén Duna-kavics és homok található. A Fertő—Hanság középső medencéjétől néhány méterrel a környezete fölé kiemelkedő kerekded alakú gorondokkal tagolt lapos kavicsot választja el (Bősárkányi-kapu). A hansági és a mosoni lapályos medencék között enyhén kidomboruló és kavicsból felépített földnyelv É és ÉNy felé kiterelvényesedik és a Parndorfi-fennsík lábáig és a Lajtaig nyúlik mint a Duna fiatalabb hordalékkúp-kavicsának az előbb tárgyalt, lerakódásoknál idősebb és nagyobb foltja. A Mosonszentpéter—Mosonmagyaróvár—Hegyeshalom—Várbalog közötti területen a hordalékkúp-kavics mindenütt közel a felszín alatt megtalálható. A fiatalabb pleisztocén (risswurm) hordalékkúp-kavicsot borító homokos löszös iszap túlnyomórészt szintén pleisztocénkori, csupán a Kis-Duna és a Lajta menti sávban találunk holocénkori homokos öntésiszapot. A kavicsot fedő homokos löszös és meszes-agyagos öntésiszap pleisztocén korára megfelelő bizonyítékokat szolgáltatnak a községek mellett mindenütt megtalálható kavicsgödrök feltárásaiban meglévő krioturbációs jelenségek (9. ábra). A krioturbációs jelenségekre jellemző, hogy a Mosoni-Dunától távolodva egyre nagyobb, összetettebb és több fázisban képződött típusok társulásait mutatják. A hegyeshalmi és a mosonszolnoki nagy kavicsbányák feltárásaiban előforduló krioturbációs jelenségek arra engednek következtetni, hogy a Parndorfi-fennsík előteréből hazánkba átnyúló hordalékkúp kavicsfelszínét az utolsó glaciálisban már nem keresztelte a Duna. A periglaciális klíma fagyhatása legalább az utolsó glaciális egész ideje alatt, de a feltárások tanúsága szerint feltehetően még a riss glaciálisban hatalmas kavicsundra-mezőt alakított ki. A feltárásokban megtalálhatók a periglaciális kori kavicsgyűrűs poligonok, kifagyásokoza üstszerű kavicszsákok, rétegedformációk, termokarsztok, fagyékek formamaradványai. De véleményünk szerint az 50—200 m átmérőjű lapos domboknak, gorondoknak kiformalásában

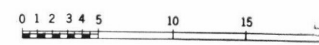
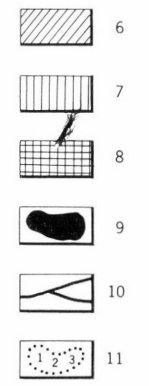
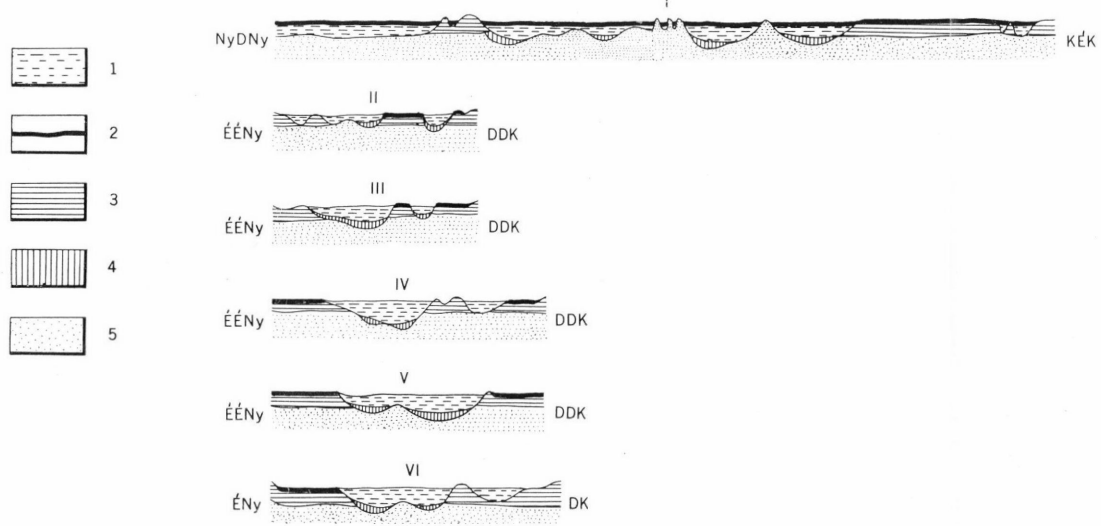
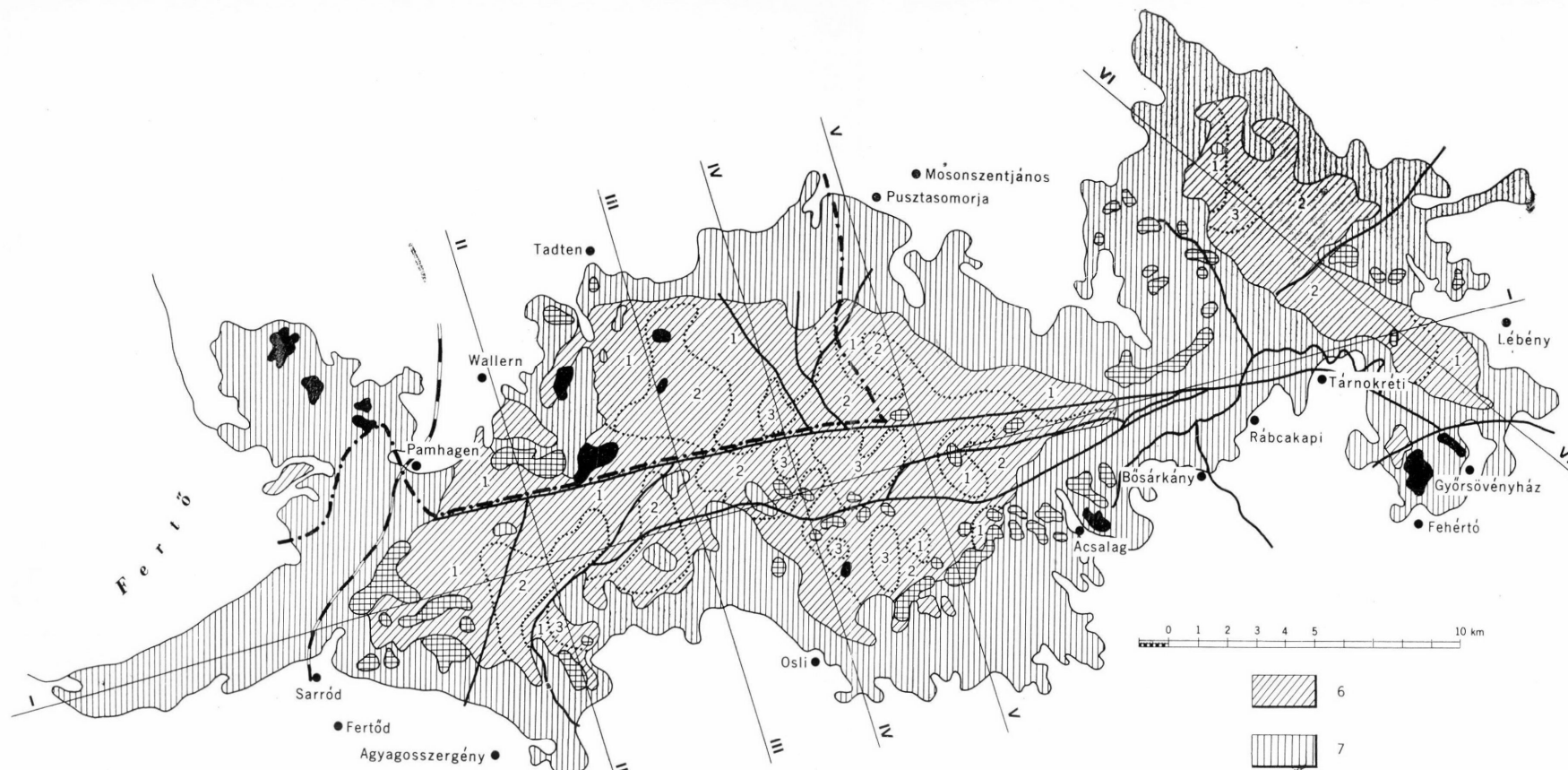
a defláció mellett a periglaciális kifagyásnak és a rajtuk végbement lejtős szoliflukciónak is jelentős szerepük volt, legalábbis ennek köszönhetik ovális, ellipszoid, s nem egyszer majdnem kör alakú alaprajzukat és igen enyhe kiegyensúlyozott lejtőiket. A Mosoni-síkság Ny-i nagyobb részét magába foglaló fiatalabb pleisztocén (riss) kori dunai hordalékkúp-kavics lerakódását, melyet a Lajta széles alluviuma két részre bont, a Duna-völgy hegységi szakaszán a III. sz. teraszok anyagának lerakódásával vehetjük egykorúnak. Erre enged következtetni az az adat is, hogy a hegyeshalmi kavicsbányából *Elephas antiquus* lelet került elő.

c) A Fertő—Hanság-medence

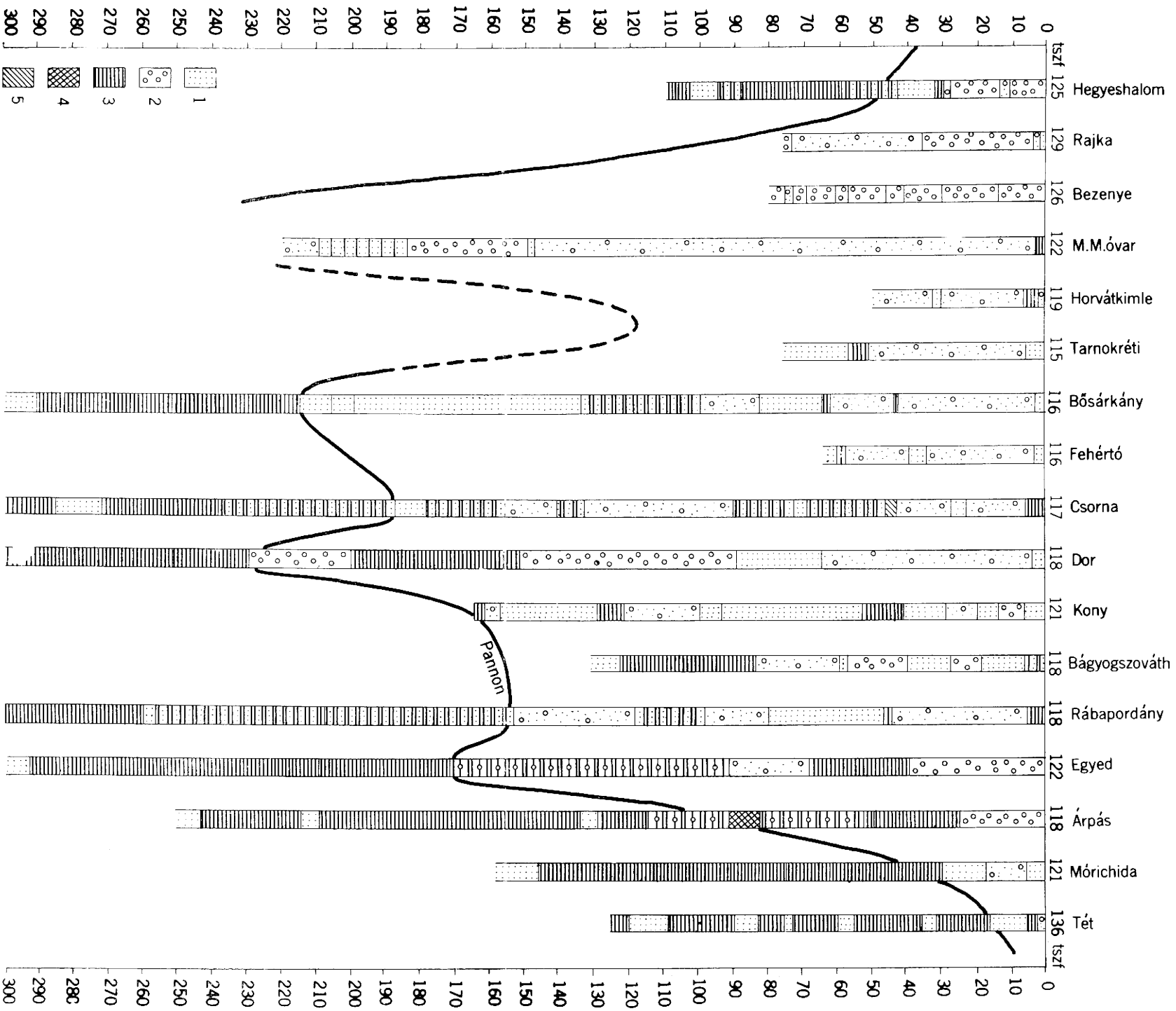
A Rábaköz és a Mosoni-síkság közé ékelődik be a *Hanság*, közel Ny—K-i irányban hosszan elnyúló lapos medencéje, tengelyében a Hanság-csatornával. Rossz lefolyású környezetétől orográfiaailag szinte alig különíthető el, annál könnyebb az elhatárolása a felszíni képződmények alapján. Ugyancsak sajátosak talaj-, növényföldrajzi és vízföldrajzi adottságai is. A Hanság magas talajvízállású lapályos felszínét általában 1—2 m vastag tőzeg, tőzegrés, lápi talaj képezi, ezek közvetlen alapzatában folyami homok és kavics fekszik (13. ábra), mely a Duna mosoni-síksági hordalékkúpjának déli folytatása. A Hanság a Fertő-tó É—D-i irányú tágas medencéjével ugyan széles kapu mentén érintkezik, az elhatárolást mégis lehetővé teszik a keskeny földnyelv és keresztirányú lapos halmok, gorondok a Pomogy—Fertőd vonalon. A Hanság törzsmedencéjét a Bősárkányi-, illetve a Mosonszentpéteri-földnyelv elkülöníti a Mosoni-síkság területébe beékelődő Észak-hansági részmedencétől. A Hanság tőzegréséből számos kisebb-nagyobb halom, domb, gorond emelkedik ki 2—3 m magasságba, ezek jórésze a déli medencében, ill. a peremi részeken gyakori. A Hanság déli medencéjének peremén a gorondok, halmok főként homokból álló partidúnék, mint pl. Acsalag—Földsziget—Hosszúdomb vonalában, az É-i peremeken a gorondok kavicsdombok, hasonlóak a Mosoni-síkság déli peremén levőkhöz.

A lápvilág kialakulását, egyetértve LÁSZLÓ GÁBOR és KÖVÉR F. (1930) megfigyeléseivel, a jelenkorra, pontosabban a posztglaciálisba helyezhetjük. A Mosonszentjános határában talált feltárásokban a lápi agyag krioturbaációt szenvedett kavicsra telepszik, de a tőzeget-lápiagyagos képződményeket a glaciális krioturbaáció már nem zavarta meg.

A Hanság törzsmedencéjének felszíne (114—116 m tszf) átlag 3—4 m-rel fekszik mélyebben, mint környezete, a Rábaköz felé szelíden emelkedik, de Bősárkánytól K-re az ÉNy—DK-i csapású partidúne és hosszanti lapos buckák közti széles mélyedésekben levő mocsaras-tavas „*Tóköz*”-től helyenként alig különíthető el. A felszín általában a medence beleseje felé enyhén lejt, ugyanakkor a Hanság egész medencéje a Pomogy—Fertőd-kaputól Győr felé is lejt, a lefolyás útját a Duna felé azonban a Bősárkány—Szállástető közötti haránt földnyelvek összeszűkítik és megnehezítik. Mivel a Hanság vízgyűjtőterülete a Keleti-Alpok lábaihoz nyúlik fel, s az Ikva, Rábca, Rába igen szeszélyes vízjárású, időnként olyan nagy vízmennyiséget szállítottak a medence területére, hogy azt összefüggő víz borította el, sőt gyakran ez a víztükör egybeolvadt a Fertőével. A Duna felé csak akkor tudott távozni a víz, amikor annak állása meghaladta a Bősárkányi-szorulat magasságát, s ha a



13. ábra. A Hanság térképe. LÁSZLÓ G. szerint. 1 — tőzeg; 2 — tőzegestalaj; 3 — alluviális homokosagyag; 4 — tőzegiszap; 5 — diluviális kavicsos homok; 6 — tőzgestalaj; 7 — lápföld; 8 — lápsziget; 9 — belvizek; 10 — csatorna, árok, folyó; 11 — tőzegréteg vastagsága



14. ábra. A Kisalföld néhány alkézi kultúráinak rétegsora, magyarázat: Ény—DK-i irányú metszet mentén. RÓSNAL A. (1960) szerint. 1 — homok; 2 — kavics; 3 — agyag; 4 — homokkő; 5 — tufa

Dunán alacsony vagy közepes vízállás volt, akkor a mocsarasodást, tőzege-
sedést segítette elő. Ennek előrehaladtával a medence felszíne 1—3 m-t emel-
kedett. A folyóknak a Hanságon keresztül a lejtéshiány miatt medrük nem
volt (Répece—Kis-Rába—Ikva), hordalékukat pedig már a Rábaköz felszínén
lerakták. E körülmények a lápi növénytársulások buja fejlődésének kitűnő
lehetőséget biztosítottak. Fokozta még a lápi- vízivilág vízellátását az, hogy a
Duna magas árvizei idején a Rábca víztömege nem tudott eltávozni. A víz
egy része a Hanság-medencét kitöltve a Fertőbe áramlott visszafelé. Ilyenkor
— a régi adatok szerint (KÖVÉR 1930) — még a Rábaköz alacsonyabb fek-
vésű részei is víz alá kerültek.

A Hanság-medencétől és a Mosoni-síkságtól Ny-ra É—D-i irányú szabály-
talan elrendeződésű lapos gorondhalom sor (120—125 tszf) különíti el a Fertő-
medencét (114—117 m tszf).*

A *Fertő medencéje*, melynek nagyobb része az országhatáron kívül esik,
Ny felé meredek lejtővel végződik el a Soproni-hegység kristályos kőzeteiből
álló alacsony helyzetű Balfi-tönk töréses pereménél. É—ÉNy felől a Lajta-
hegység alacsony hegylábi lépcsője övezi. É—ÉK-en a Parndorfi-fennsík
meredeken leszakadó pereme határolja, hasonlóan magaspárt képezi a medence
D-i határát is, különösen Fertőböz és Hidegség között. E határvonalak mint
töréses szerkezeti irányok jelölték ki a medence kétfázisú középsőpleisztocén
és pleisztocénvégi-posztglaciális kori besüllyedését.

A Fertő-medence K-i peremén széles sávban húzódó lapos halmokat és a
köztük elhelyezkedő elgátolt szikes mélyedések alapzatát dunai eredetű (görge-
tettségű) kavicsmező képezi. E kavicsmező É-i, főként Ausztria területére eső
része a Parndorfi-fennsík déli előterében, a Parndorfi-kavicsstakaró alacso-
nyabbra lezökkenő tartozéka, mely a Mosoni-síkság és a Hanság felé egyre
mélyebb helyzetű és arra már a Duna fiatalabb pleisztocén hordalékkúp-
kavicsa települt.

A medencében a tó sekély (1—1,5 m) és vízének szintje időszakosan
erősen ingadozó. Lápi növénytársulások széles sávban benyomultak a terü-
letére, az organogén feltöltődés hatására a peremeket — főként D-ről és K-ről
nagy területeket elfoglaló — süppedékes lápi és kotus talajok övezik. Napjaink-
ban a tó vízszintje a Hansági-főcsatorna elkészülte óta bizonyos mértékben
szabályozható.

d) A Rábaköz

A Mosoni-síkságtól és a Fertő—Hanság medencéjétől D-re a Rába és a
vele Marcaltótól Győr környékéig párhuzamosan futó Marcal kiterjedt alluvi-
ális síkjáig elterülő hordalékkúp-síkságot nevezzük Rábaköznek. A Rábaköz
alakitanilag két részre különül el. 1. Túlnyomó részét a Rába és jelenkori kusza
mellékágainak, továbbá a Répece teljesen sík, homokos, iszapos és agyagos
öntései borítják. 2. A Rábaköz ÉK-i része Bősárkány, Csorna, Rábapodrány
vonalától K-re a Rábca és a Rába között ÉNy—DK-i irányban húzódó kes-
keny *partidűne sávokkal* és a közöttük levő *lapos, vizenyős mélyedésekkel* tagolt.

A partidűne felszínét általában 1—2 m vastag löszös homoklepel
takarja. Ezek a partidűne a környező ugyancsak ÉNy—DK-i irányú vizenyős

* LÁSZLÓ G. szerint a Hanság területén 52 gorond, lápsziget volt.

laposok fölé helyenként elég határozott terasszerű peremmel emelkednek ki. A győr—soproni műút e partidúnéket rendre keresztbe szeli és az útbevágások feltárásaiban tanulmányozható volt e formákat felépítő homok lerakódására utaló szerkezet. A Rábacsécsény, Rábamentmihály környéki lapos partidúnéken barna erdőtalajok helyenként csernozjomtalajjal befedve található. Ez arra mutat, hogy a partidúne-képződés idősebb holocén, esetleg fiatal pleisztocén. A partidúnékekkel sűrűn tagolt rábaközi területen a hordalékkúp-kavics általában több m-rel a felszín alatt helyezkedik el.

Ezzel szemben a Rábaköz nagyobb, Ny-i, DNy-i részén a folyóvízi kavics a felszínhez közel átlag 1—3 m homokos-agyagos öntésiszap alatt nagy összefüggésben megtalálható. Ez a helyzet főként Csorna, Oslói vonalától D-re a Kis-Rába és Keszegér közötti háromszögalakú területen, mégpedig olyan megoszlásban, hogy az É-i részen, az Oslói—Karád—Csorna közötti részen a Répce-kavicsok, délebbre pedig a Rába-kavicsok vannak a felszín közelében túlsúlyban. A Rábaköz D-i részén, Beled—Páli—Szil—Szany térségében, homokos öntésagyag alatt néhány m-re Rába-kavicsmező helyezkedik el.

A felszín tagoltsága igen csekély s a tökéletes síkságnak vehető hordalékkúp-felszint jórészt kiszáradt hordalékkúp-felszíni fattyúágak sűrű hálózata és a kissé felmagasodott fattyúágak között széles, lapos, rosszlefolyású elgátolódott kis medencék, továbbá elszórt apró partidúnék tagolják. Ezek az enyhe domborzati különbségek — a talajvíz elhelyezkedésével együtt — mégis jelentősen befolyásolták — a természetes növényzet és ezeken keresztül a talajtakaró erősen mozaikszerű elrendeződését.

A Rábaköz a fiatalon süllyedő Győri-medencének mélyen D-re benyúló peremi része. A kemenesháti és a Répce idősebb kavicsstakarójától a középső pleisztocénben (mindel-riss interglaciális) kezdett elkülönülni. E körülményre utalnak a szili artézikut fúrások, melyek közül az egyik fúrásanyagát munka közben volt alkalmam ellenőrizni. Míg a Kemeneshát É-i csücskében bazalttufa a kavicsstakaróval egyszintben, mintegy 120 m tszf magasságban fekszik, a szili fúrásban már a felszín alatt 75 m mélységben 1—1,5 m vastagságú bazalttufapadot harántoltak, mely fölött és alatt is Rába-kavicsrétegek települnek. Az említett fúrásban a pannóniai rétegek 100—120 m mélységtől kezdődhetnek. A szili fúrásban 50—60 m mélységből felszínre került vályogos kavics pedig arra utal, hogy a felszín hosszú időn keresztül lejtős peremi helyzetben volt, melyen szoliflukciós folyamatok telepítették át és keverték össze a kavicsot a vályoggal, majd ezt követően e rétegsor a mélybe süllyedt. A Rábaköz -fiatal medencejellegét a terület többi artézikut fúrásadatai is igazolják (14. ábra).

A felszín fiatal hordalékkúpszerű képződésére utalnak a Rábaközt átszelő hajdani Rába és Répce mellékágak. (Kis-Rába, Keszeg-ér, Szili-ér, Ligó-ér, Kis-folyó stb.) Ezek a szabályozások óta szárazra került ősi medrek a holocénben keresztül-kasul járták a rábaközi hordalékkúp felszínét, melyre fejlődésük utolsó fázisában főként iszapos, agyagos üledéket terítettek szét. A Rábaköz ilyen hordalékkúpszerű fejlődésére és a terület ma is folyamatban levő enyhe süllyedésére szolgáltatnak adatot a téglagyárak feltárásai. A beledi téglagyár fejtőjében 3—4 eltemetett réti agyagtalaj, a csornai téglagyárban 2—3 eltemetett réti, lápi és artéri vázta- talaj szintek mutathatók ki. A feltárások tanúsága alapján a Rábaköz felszínén levő finom üledékek túlnyomó része és az alatta levő kavics-hordalék felső része jelenkori képződmény, csupán a Rábaköz Ny-i részén enyhén gorondszerűen kiemelkedő kavics-hátak, (pl.

Mihályi és Kisfalud határában, a Kapuvár és Osli közötti kavicsgorondok) felszínén találunk enyhe krioturbációs nyomokat, melyek alapján e peremi helyzetű üledékeket és formákat már az újpleisztocénba kell sorolnunk.

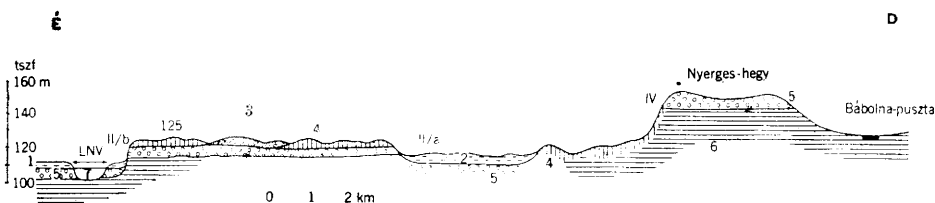
2. Győr—tatai-teraszvidék

E terület jól elhatárolódik É-on a Duna felé, Ny-on Győrnél a Kis-Duna és a Rába—Marcal árterére, ill. K-en a Gerecse peremi Tatai-folyó (v. Által-ér) felé. D-re a résztag elhatárolása meglehetősen nehéz, mert a Vértes és bakonyalji erősen tagolt lapos dombság hosszan elnyúló hátaai enyhe lejtővel ereszkednek le a Győr—Tata között húzódó teraszszigethegyek D-i frontjáig. Résztagunk D-i határát a Bakony—vértessalji-dombság és kavicsstakarók felé orográfiailag nem lehet éles határral megvonni, az alföldi jelleget azonban éghajlati, növényföldrajzi adottságok alapján nagy vonásokban a mezőségi talajok, D-i határa jelöli ki. Ez a talajtípus Kocs, Kömlőd térségében a dombságok (200—250 m) tetejére is felnyúlik. Résztagunkhoz soroljuk tehát a Tata, Nagyigmánd, Bábolna, Bana, Győr-kismegyér tengelyvonalaiban húzódó, a Bakonyér a Concó és a Pándzsa-patakok mentén erőteljesebben kiszélesedő hegylábi előmélyedés lejtővidékét is.

a) Dunai teraszképződmények borítják a Kisalföld e peremi résztagjának felszínét széles Ny—K-i sávban. Győr és Komárom között, a Duna jobbpartját keskeny ártéri szintek kísérik, melyek jórészt mederkiegyenesítések és mellékgátfeltöltések kapcsán jöttek létre. Komárom és Dunaalmás között az ártér kiszélesedik az ún. Komáromi öblözetben, mely a Tatai-folyó mentén DK felé széles sávban egészen Tataig folytatódik. Itt a magasabb ártéri szinteket homokos öntésiszapok, az alacsonyabb ártéri szinteket pedig agyagos öntésiszapok és réti-lápi agyagos takarják be. Almásfüzitő és Szőny között az ártéri szintből kisebb ármentes alacsony teraszszigetek emelkednek ki, melyeket löszös öntésiszapok borítanak. A magasabb ártéri szintek és az ármentes teraszszigetek testét homokos terasz kavics képezi, a felszínhez közeli helyzetben, míg az alacsony ártér kusza hálózatú, szélesebb-keskenyebb holtmedreiben homokos-iszapos üledékek 4—8 m mélyen, teknőszerűen ágyazódnak be az ártéri terasz kavicsba. Az ártéri szintektől D-re, a Dunával párhuzamosan 6—8 km szélességben a Duna fiatal pleisztocén teraszai (II/a, II/b) húzódnak, Győrtől a Tatai-árokig. Győr és Gönyű között a II/a. terasz fejlődött ki szélesebben, s a felszín közelében levő 4—8 m vastag kavicsstakarót foszlányszerűen buckákba rendezett futóhomok borítja. Gönyű, Ács, Komárom, Mócsa, Naszály vonalában a II/b, kissé magasabb helyzetű terasz helyezkedik el széles pásztaban, melyet Komárom környékén főleg homok és vékony homokos lösz takar, Nagyigmánd—Komárom vonalától K-re a terasz kavicsot főként homokos lösz (1,5—2 m) K felé löszös homok, majd futóhomok borítja.

A Győr—tatai-teraszvidék tengelyében Győrszabadhegytől Tataig a Duna idősebb pleisztocén hordalékkúpjának maradványai sorakoznak. Győr-Sashegy és a Bakonyér völgye között a legszélesebb, az átlagos magassága 140—150 m tszf, a Bakonyér és a Concó között szélességben már a 2 km-t alig haladja meg, közepes magassága 150-160 m, viszont a Concó és az Által-ér között e teraszszigethegyek egymástól teljesen izoláltak, apró, ovális tanúhegyekre bomlottak szét. Magasságuk Ny-ról K felé 160 m-től közel 200 m tszf magasságig növekszik. E teraszszigethegyeken a kavics közvetlenül a

felszínen, vagy a vékony talajtakaró alatt 4—10 m vastagsában védő takaróként borul az alatta levő felsőpliocén homokra, ill. helyenként közvetlenül felsőpannóniai agyagra. A Győr-Sashegy és a Bana—Bábolna puszta közötti nagyobb kiterjedésű teraszsziget-hegyek oldalában sok kavicsbánya helyezkedik el, melyek feltárásaiból arra következtethetünk, hogy a hordalékkúp-kavics több egymást követő jégkorszak során halmozódott fel (4., 15. ábra). A teraszsziget-hegyek É-i pereméhez néhol egészen foltszerűen és keskeny sávban III. sz. teraszok kapcsolódnak, általában azonban közvetlenül a II. b. terasszal érintkeznek 25—30 m-es homorú lejtőjű lépcsővel, melyet korráziós völgyek sűrű hálózata csipkéz ki. E rövid korráziós völgyeket és a köztük levő korráziós orrokat löszszerű lejtős üledékek takarják be.



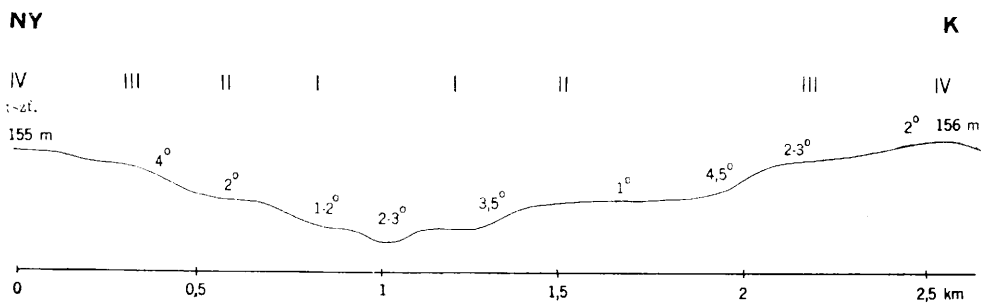
15. ábra. Geomorfológiai szelvény Bábolna és Csallóközarányos között. 1 — folyami iszap; 2 — löszös iszap; 3 — futóhomok; 4 — löszös homok; 5 — terasz kavics és homok; 6 — pannóniai agyag és homok; LNV — legnagyobb vízállás; II/a, II/b, IV — Duna-teraszok

b) A teraszsziget-hegyek sora D felé hosszabban elnyúló, korráziós völgyekkel feldarabolt, lejtővel tágas medencébe megy át. A Bársonyaljai-medencesornak a Ny-i része a lejtővel tágasabb, a teraszsziget-hegyektől egészen a Csanak és a Pannonhalma ujjszerűen előreugró domborsóig terjed ki. A Ny-i medencerész felszíne igen változatos, apró dombokkal tagolt, melyek a Pannonhalmi-dombság mélyebbre süllyedt felsőpliocén homokjából és felsőpannon agyagjából épültek fel. (Pl. Péri—Sági-hegy.) E lapos dombok a medencében nagyjából ÉNy—DK-i irányú elrendeződésűek, melyek felszínét és a köztük hasonló irányú korráziós völgyeket homokos-agyagos lejtőlöszös üledékek néhány méter vastag köpenye takarja be. A domborok között rosszlefolyású, csatornázásra szoruló hosszanti mélyedések foglalnak helyet.

A teraszsziget-hegyek D felé a Bakony-ér és a Concó között Bónyrétalapa, Bana és Bábolna között a legmeredekebbek. A Bársonyaljai-medencesor és a hozzátartozó lejtővidék itt ismét kitereljesedik a Móri-árok felé. A medencetalp itt egyenletes (125—135 m tszf. magasság) a felszín a Bakony-ér széles ártéri öntései, továbbá a Concó és a Bakony-ér igen kiterjedt, kavicsos, homokos hordalékkúpnyaga béleli ki, mely D felé igen lankás lejtővel 140—160 m magasságig emelkedik. A medence hosszan elnyúló déli peremlejtőjén, ahol a reliefenergia is már jelentősebb, eróziós-korráziós völgyek egymással párhuzamos sora fut le, közöttük a medence alapzatát képező felsőpannóniai agyag, homokos agyag és homok kerül a felszínre.

A Concó-pataktól K-re a Tatai-folyó völgyéig a Bársonyaljai-medencesor talpazata összeszűkül és a Bakony-ér medencéjéhez viszonyítva K felé egyre jobban emelkedik, miként a teraszsziget-hegyek relatív magassága is növekszik. Egységes medencetalpat csak Tárkány, Nagyigmánd és Kisigmánd környékén találunk (Igmándi-medence), de már ezt is DK-ról ÉNy felé lefutó eróziós-

korráziós eredetű völgyek a hozzátartozó D-i lejtőperemmel együtt erősen felárkolták. Még nagyobb a feldaraboltság Kisigmánd és Tata között, ahol a déli lejtős peremvidékről még sűrűbb völgyhálózat fut le a medencébe, s ezek több helyen átvágva a teraszszigethegyek közötti nyeret, e medencesor K-i részét széles kapukkal a Duna teraszos síksága felé nyitják ki. (Kocsi-patak, Grébics-patak stb.) E medencerész felsőpliocén homokból és agyagból felépített talapzatát és lejtőit néhány m (1—3) vastag korráziós eredetű üledékköpeny (lössös homok) takarja.

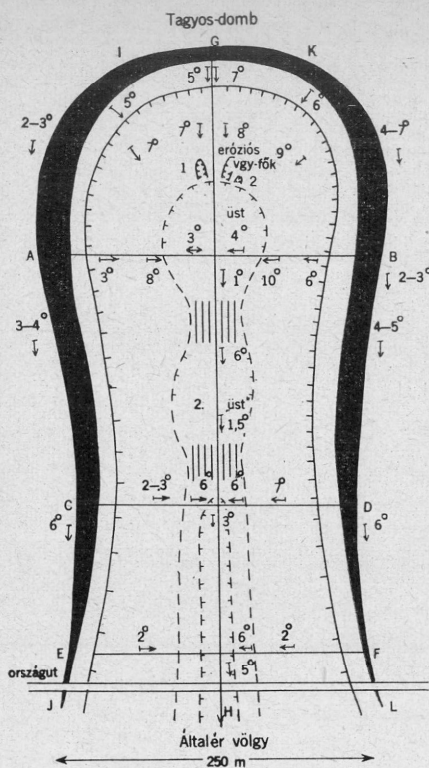


16. ábra. A Kocsi-völgy korráziós teraszai (I—IV)

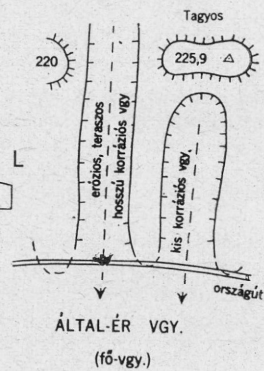
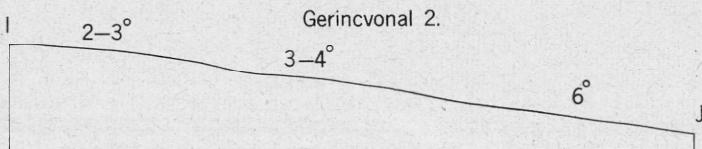
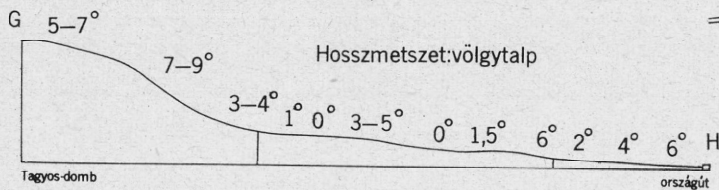
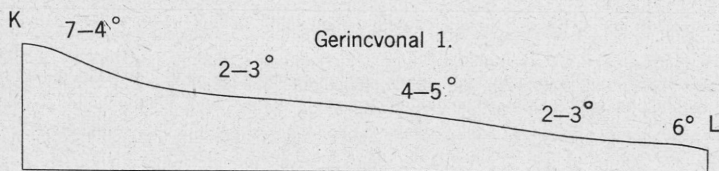
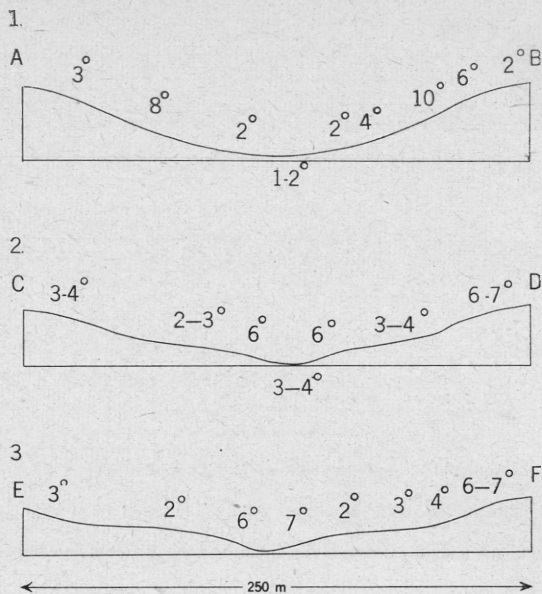
A Bársonyosaljai-medencesor felső peremének déli határa nagyjából Tata—Szák vonalában húzható meg, e vonaltól ÉNy-ra, É-ra irányuló lejtőt a korráziós és eróziós-korráziós eredetű lapos völgyek egész sora korráziós völgyközi hátaakra és lejtős pihenőkre bontotta fel. Ezen a területen a korráziós völgyek iránya, ahol — a felsőpannoniai üledékekben — feltárást lehet találni, mindenütt megegyezést mutat a mért törésvonalak irányával. Az ÉÉNy és ÉNy-i irányba lefutó tágas völgyek oldalain korráziós teraszok is vannak (16., 17. ábra), s a felszín jelenkori talajeróziós pusztulása e korráziós teraszok domború lejtősávjában jelentkezik jelentősebben.

A Kisigmánd—Tata közötti teraszszigethegyek tetején a Duna hordalékkúp-kavicsa helyenként már csak foltokban található meg, a terasz kavicsok között számtalan sarkos kavics fordul elő, amely a pleisztocénkori defláció erőteljes tevékenységére mutat. E teraszszigethegyek kifermálásában (a sarkos kavicsok kialakulásában) a deflációnak is nagy szerepe lehetett a II/ b teraszok kialakulása előtt, mert a II/b. teraszok felszínén sarkos kavicsokat tömegesen nem találunk.

A Kisalföld DK-i részén előforduló morfológiai formák elrendeződése (eróziós-, korráziós völgyek) a Duna-teraszok csapásiránya, az esetek túlnyomó részében pontos megegyezést mutat a Bakony, a Vértes és a Gerecse hegységben megfigyelhető szerkezeti vonalak, törésvonalak leggyakoribb csapásirányával. A Pándzsa, a Bakony-ér, a Concó-patak és az Által-ér völgye, továbbá a köztiük levő eróziós-korráziós völgyek rendre ÉNy—DK-i, helyenként ÉÉNy—DDK-i, ill. DNy—ÉK-i irányúak. A Duna-teraszok futása viszont Ny—K-i, irányú, amely az ún. Ny—K-i irányú Duna-törésvonallal, a Gerecse tömbjének É-i letörésével mutat megegyezést. A morfológiai formák és a szerkezet közötti összefüggés e területen egészen nyilvánvaló és alkalmas feltárások esetén ez legtöbbször igazolható is.



Keresztmetszetek:



17. ábra. Korráziós völgy az Általér oldalában (Tagyos-domb [+225,9 m] DK-i oldala) (útszéli + közelében).
Felmérte BAJCSY L. és VÉGH I.

A szerkezeti morfológiai és a mélyszerkezeti alapok (SZÁDECZKY-KARDOSS E., SCHMIDT E. R.) figyelembevételével lehet legkönnyebben megmagyarázni a Bakony—vértessalji-dombság és a Győr—tatai-teraszszigetehégyek között elhelyezkedő hosszanti mélyedés formakincsét, e kialakulás menetét. A Bársonyosaljai-medencesort erózió-korrázió, defláció alakította ki. Párhuzamosan a Győri-medence besüllyedésével, annak mértékével lépést tartva formálódott ki, miután a Duna idősebb pleisztocén hordalékkúpja, a mai teraszszigetehégyek is kezdtek környezetüktől ekülni. A Bakony és a Vértessalji felől lefutó patakok hordalékkúpjukat eleinte a Győr—tatai dunai hordalékkúp felszínéhez igazodva rakták le, majd a Dunának mint erózióbázisnak a mélyebb szintre való süllyedésével párhuzamosan a Pándzsa-ér, Bakony-ér, s eleinte a Concó is, a mai teraszszigetehégyek vastag kavicsstakarójának D-i peremén Ny felé folyva Győr felé eróziós úton mélyítették a medence Ny-i és középső részét. Később a Bakony-ér és a Concó a törésvonalak mentén korráziós völgyekkel egymástól elkülönített teraszszigetehégyeket keresztezve, közvetlenül a Nagy-Duna felé futottak le. Az átvágódások fiatalon, a Duna II. b. teraszainak képződése után következtek be.

Az idősebb teraszszigetehégyektől D-re elterülő medencerész tehát eróziós-korráziós úton mélyült ki, melynek határait szerkezeti törésvonalak szabták meg. Süllyedéktérületnek nem mondható, mert talapzatán a negyedkori töltélmennyiség nagyobb vastagságban nem található, az azonban feltételezhető, hogy e Ny—K-i irányú sávban relatív szinklinális alakult ki. Erre lehet következtetni mind a D-i peremen, mind a teraszszigetehégyek fekvésében levő pliocénkori rétegek dőléséből, miként arra SZÁDECZKY-KARDOSS E. rámutatott (1938), ugyanakkor az eróziós-korráziós kitakarítás a Győri-medence és a Duna-völgy süllyedése miatt olyan nagymértékű volt, hogy nem süllyedésszerű, hanem eróziós-korráziós medencével kell számolni.

A medencesorozat a mindelősszint interglaciális óta alakulhatott ki. A mai völgy- és lejtőformákat az utolsó interglaciális kori völgybevéágódások és az azt követő würmglaciális korráziós átformálódása hozta létre. Ugyancsak utolsó glaciális koriak a lejtős térszíneken található vékonyabb-vastagabb gömbhéjas rétegződést mutató korráziós-szoliflukciós úton áttelepített vályogos homokok és löszös homokok (PÉCSI 1962).

3. *Marcal-medence*

A Győri-medencéből a Marcal mentén D felé a Kemeneshát és a Bakony közé messze benyúló félmedence. É-on a Rábaköz felé nyitott, a K-i határát a Bakony felől kifutó kis patakok hordalékkúpjai és völgyei nagyon csipkézetté teszik. A Pannonhalmi-dombság és a Bakony között a Bakony-patak és a Gereince-patak mentén K felé messze beöblösödik, hasonló beöblösödése van a medencének a Bakony alacsony rögei között Devecser—Sümegeg között. D felé pedig a Túrjei-kapun keresztül összeköttetésbe került a Zala völgyével is.

A medencét a Marcal nagyjából É—D irányban szeli keresztül, de nem a medence tengelyvonalában, hanem annak Ny-i részében, mert a Bakony felől több mint egy tucat mellékpatak lapos és hosszan lejtő hordalékkúpjaikkal Ny felé szorították.

A Marcal-medence, ellentétben a Győri-medencével, nem akkumulációs, hanem denudációs félmedence. Kialakulására és felépítésére nézve hasonlít a

bársonyosalji denudációs félmedencéhez. Ott a Duna vastag hordalékkúp-terasz kavicsából álló teraszszigetek, itt pedig a Kemeneshát hordalékkúp-kavicsának tanúhegye határolja el a Győri-medencétől.

A Marcal-medence felszínét az Ős-Rába és a Marcal kavicsotakarói és jórészt a középhegységből lefutó patakok kavicsos, homokos hordaléka bélelik ki néhány méter vastagságban. A folyóvízi hordalékok alapzatát felsőpliocén homok és felsőpannóniai agyag képezi. E képződmények a Marcal alluviális síkjától a Bakony felé egyre jobban emelkedő, de a mellékpatakok által feldarabolt lejtőkön önállóan is a felszínt alkotó kőzetekké válnak. Míg a patak-völgyekben és a Marcal széles árterén öntésagyagok, öntéshomokok, a medence gyengébb lefolyású középső részén nagyobb kiterjedésű tőzeges, lápi agyagos felszínnek is elég kiterjedtek. A Bakonyból lefutó mellékpatakok közötti hátakon, melyek a bakonyi hegylábfelszíntől a Marcalig egyenletesen lejtének, jórészt vékonykavics-hordalékkúpot viselnek, foltokban azonban a felsőpannóniai agyag, illetve a felsőpliocén keresztarégtett homok búvik elő — 1—2 m vastag glaciális vályog, szoliflukciós lejtős löszvályog alól. A medence É-i nyílásában a Pannonthalmi-dombság és a Marcal közötti lankás lejtőt túlnyomórészt lepelhomok borítja, hasonló a helyzet széles sávban Devecsertől DNy-ra is.

A táj képét sajátosan színező formák, tanúhegyek kialakulását segítette elő a Marcal-medencében lezajlott bazaltvulkánosság. A Somló és a Ság-hegy bazalttakaróját, a Kis-Somlyó, a Sitkei-domb, a kemenesmagasi és a marcaltői tufadombok tufáit már régóta fejtik, építő és útburkoló kőnek. A Bakonyból kifutó kisebb-nagyobb patakok, illetve források vizét ipari célokra lehet felhasználni. Jelenleg a tapolcafői bővízü karsztos forrás hasznosítását oldották meg.

A Marcal-medence KERTAI GY. (1957) és KÖRÖSSY L. (1958) adatai alapján földtanilag a kisalföldi pannóniai medencének DNy-ra kiugró és kissé elkülönülő, katlanformájú mellékmedencéje, melynek közepén a pannóniai rétegek 2000—3000 m vastagságúak. A pannóniai üledékek alapzatát a Marcal-medence Ny-i pereméig a középhegységi mezozós alaphegység képezi. (KÖRÖSSY L.—VADÁSZ E.) A fúrások tanúsága szerint a Bakony peremén a mezozói alaphegység sülyedése a felső miocénban nem egészen összefüggő sávban kezdődött, majd a medence belsejében és a nyugatabbra levő kristályos alappal együtt az alsópannóniai emelet idején igen nagy intenzitású lezökkenés volt folyamatban, mely a felsőpannon végére a rodániai mozgás során lelassult és megállt. (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938. VADÁSZ E. 1960). A Kisalföld és D-i peremtája leválasztódott, majd a szárazzá vált felszínen a külső erők, elsősorban a folyóvízi erózió és akkumuláció megkezdte felszínalakító hatását. A pannóniai tenger visszahúzódását követően az egyenlőtlenül emelkedő, főként fluviatilis erózióval pusztuló és épülő medence enyhén hullámos felszínén a mai bazaltsapkás tanúhegyek vulkáni takarói (Somló, Ság) kezdtek épülni. A bazaltvulkáni kitörések pontosabb korbeosztásában vannak ugyan felfogásbeli különbségek, de ezek, amint arra VADÁSZ E. (1960) is utal, gyakran csak látszólagos nevezéktani eltérések. A legtöbb kutató alátámasztja Lóczynek (1913) ama nézetét, hogy a különböző magasságú bazaltvulkánok keletkezési korban is eltérnek egymástól. Lóczy szerint a marcal-medencebeli magányos rétegvulkáni kúpok (Somló, Sághegy) fiatalabbak, mint a Déli-Bakony kiterjedt látvatakarói. A bazaltvulkánosság legfiatalabb tagjai a Marcal-medence alacsony fekvésű — több helyen a Kemeneshát

kavicstakarójába ágyazott — tufahalmi (130—150 m tszf-i magasságban). Ez utóbbiak morfológiai helyzetük alapján feltehetőleg a pleisztocénban, a Kemeneshát kavicstakarójával összefüggésben képződtek.

A Marcal-medence bazaltsapkás tanúhegyeinek vulkáni képződményeit STRAUZ L. (1941) az Unio wetzleris homok lerakódását (felsőpannon záró tagja) követő — levantei — felsőpliocén időszakra helyezi. Hasonlóan vélekedik WINKLER-HERMADEN (1957) is a burgenlandi, stájerországi bazaltvulkánok képződési idejéről.

A bazaltvulkánossággal egy időben SZÁDECZKY-KARDOSS E. szerint a felsőpliocén — dáciai — asti alemeletében a terület erősen feltöltődik. A feltöltés fluviolakusztikus vízrendszerben É—D-i irányban a Dráva-süllyedék felé ment végbe. A Keszthely-gleichenbergi vízválasztó kiemelkedését, mely a több szakaszos bazaltvulkánosság során jött létre, igen intenzív denu-dáció követte, az asti homokra erős diszkordanciával a kelet-alpi folyók, főként a Rába, durva kavicsa települt. A vízválasztó kialakulásával a kavicslerakódás iránya a mai Marcal-medencén át É-ra, a Kisalföld közepe felé irányult.

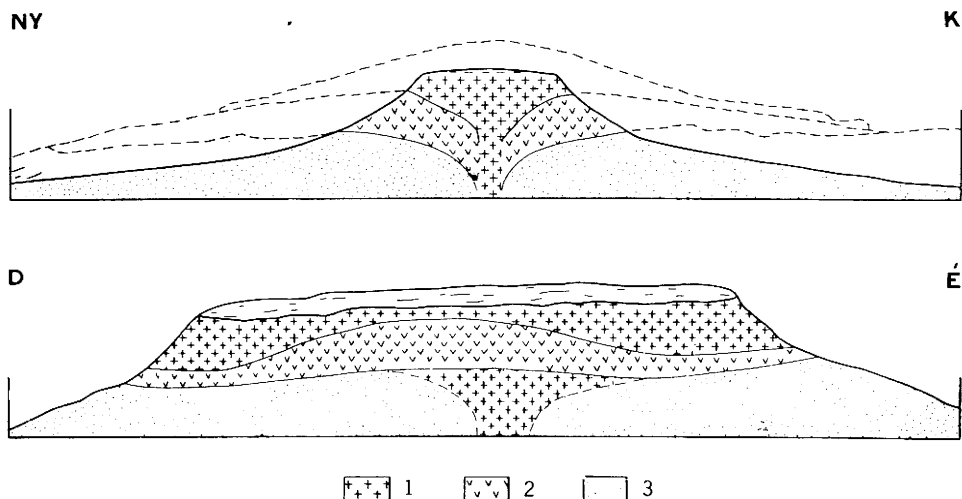
A Marcal-medence D-i és K-i peremén, Somló környékén és az Alsónyirádi erdőben levő kavicstakarók egy része is Rába-kavicsoknak bizonyult (GÓCZÁN 1961). Ezek az adatok azt jelzik, hogy a Rába kemenesháti nagy-kiterjedésű kavicstakarója a pleisztocén első nagyobb felében a Marcal-medence nagy részét is magába foglalta. A Marcal-medence a Kemenesháttól csak a Győri-medence pleisztocén középső részében (mindel-riss) való besüllyedése után különült el. E süllyedést követően a kemenesháti hatalmas hordalékkúp épülése megszűnt; a Rába mai völgye mentén való bevágódásával egy időben a Felső-Zala—Marcal is kezdte bevésni magát a kavicstakaró D-i, DK-i peremén. Az Alsó-Zala az utolsó interglaciálisban erősen hátravágódva elhódította a Marcal felső folyását, a mai Felső-Zalát (CHOLNOKY 1936, KÉZ 1943.) A kaptura után Türről É-ra széles völgytorzó maradt vissza és kialakult a Marcal-medence mai vízrendszere. A Győri-medence fiatalabb pleisztocénban történt ismételt süllyedése miatt a Marcal-medence felszínét tovább is egyre mélyebbre vágta ki a Bakonyból lefutó patakok eróziós tevékenysége. A medence talpzata mai képét az utolsó két glaciális és interglaciális során nyerte el. Az eróziós folyamatok; völgybevágódások és medencetalp mélyítés a völgyes tájat formáló interglaciálisok és főként a jelenkor folyamán ment végbe. Ezzel szemben a fiatalabb jégkorok hideg, félig száraz klímátípusai során a medencében el-egyengetődés, krioplanáció ment végbe. A jégkori szoliflukció és a korrázios folyamatok hatására tömegmozgásos jelenségek lankás lejtőket és lejtős pihe-nőket alakítottak ki. E lejtős folyamatok nagymértékű anyag áthalmozására és letaroló tevékenységére a kutatások egyre több adatot szolgáltatottak (PÉCSI, 1961., GÓCZÁN 1961., TÖRÖK 1961.).

GÓCZÁN L. (1961) szerint a Marcal-medencében kisebb helyi jellegű fiatal süllyedékek is kialakultak — az utolsó jégkorszakban és a posztglaciálisban — ezek a folyóvizek környékének elmosarásodását okozták.

LÓCZY (1913) és CHOLNOKY (1936) a marcalmedencebeli letarolódást még főként felsőpliocénkori sivatagi deflációval magyarázta, s felfogásukat a billegei kavicsok között lelt sarkos kavicsokra építették. Sarkos kavicsok azonban az idősebb pleisztocén teraszokon és hordalékkúpokon mindenféle található. Ezek tehát nem a pliocénkori sivatagi éghajlat, hanem a pleisztocén glaciálisok hideg-száraz klímátípusainak bizonyítékai. Viszont kétségtelen, hogy a kis-

alföldi pleisztocén kavicsok között gyakran előforduló sarkos kavicsok a glaciálisok alatti erős deflációs tevékenységre hívják fel a figyelmünket.

Az eróziós, korráziós és a deflációs folyamatok együttes hatása okozta tehát, hogy az asti homok lerakódását követően a Marcal-medencéből napjainkig legalább 150—160 m pliocénkori üledék denudálódott el. Az egész



18. ábra. A Ság-hegy bazalt romvulkánja. JUGOVICS L. szerint. 1 — bazalt; 2 — bazalttufa; 3 — homok-agyag

Marcal-medencére kiterjedő jelentős réteghiányt a bazaltsapkás tanúhegyek igazolják (18. ábra). Feltételezhető, hogy a Ság-hegy bazaltja már egy erősebben denudált alacsonyabb és valamivel fiatalabb felszínre ömlött, mint a Somló bazaltsapkája.

Bazaltvulkánromok formakínese

A Marcal-medence bazaltvulkáni romjainak tájképi szépsége, geológiája és sajátos fejlődéstörténete korán felkeltette a kutatók figyelmét. Genetikájuk szerint azokat *rétegvulkánokra* (Somló és Ság-hegy) és *tufahalmokra* csoportosították (LÓCZY L.). A tufahalmok a Marcal-medence Ny-i peremén jórészt a Kemeneshát oldalában húzódnak meg (Kissomlyó, Gerce-sitkei-tufahalmok, Szergény-kemenesmagasi-halom és a marcaltői tufamező). A Kissomlyó és a Gerce-sitkei-tufahalmok alárendelten lávát is tartalmaznak és a rétegvulkánokkal együtt tulajdonképpen tanúhegyeket alkotnak. A bazaltsapkás tanúhegyek rekonstruált szelvényét JUGOVICS L. geológus készítette el (18. ábra).

A dunántúli bazaltvulkánossággal és a kialakult formákkal legbehatóbban VITÁLIS ISTVÁN (1909) és LÓCZY L. (1913) foglalkozott. LÓCZY szerint valamennyi bazaltvulkán többször megismétlődő kitérés során alakult ki a felsőpliocénban, de a Marcal-medence peremi tufadombokat létrehozó vulkáni tevékenységet jóval fiatalabbnak tartotta. Kialakulásukat már a kemenesháti kavicstakaró lerakódását követő időbe — az alsópleisztocénbe — helyezi,

mivel a sitkei tufába ágyazva a kemenesháti kavics is megfigyelhető volt. Lóczy helyes megállapítását a kisalföldi újabb teraszmorfológiai vizsgálatok is alátámasztják, sőt a legfiatalabb bazalttufa erupecióknak közelebbi meghatározására nyújtottak adatokat.

A kemenesháti bazalttufa dombokat kialakító vulkáni tevékenység a Győri-medence süllyedését közvetlen megelőző erőteljesebb kéregmozgásokkal hozható összefüggésbe.

A Marcal-medence bazaltvulkáni tanúhegyeinek geomorfológiájával Lóczy után behatóan nem foglalkoztak. Újabban BOKOR P. dolgozata (1962) tartalmaz geomorfológiai részletmegfigyeléseket és jó térképvázlatokat. A tanúhegyek formakincsében a közös vonásokat a pajzsvulkányszerűen elterülő bazaltsapka hozta létre, mely laza pannóniai üledékekből álló pliocén felszínre ömlött szét. Mivel a pajzsvulkánt körülvevő laza kőzetek a lepusztulásnak könnyen áldozatul estek, a lávatakaró a környezete fölé emelkedett, tanúskodva a lávaömléskori térszín orográfiájáról. A külső erők azonban nemcsak a puhább kőzetből felépített környezetet pusztították, hanem a *vulkáni takaró* vastagságától és kiterjedésétől függően annak felszínét és peremeit is, s ezek eredményeként csonkakúp vagy kúp alakú denudációs tanúhegy képződött ki.

BOKOR szerint általában minél jobban kimagasodik környezetéből a vulkáni takaró, annál hosszabb a csonkakúp lejtőpalástja; a Somlón és a Ságón 500—600 m. A közel ellipszis alakú, meredek falú vulkáni lávatakarót durva kőzettörmelékkel takart, pannon alapzatú, erősen lejtő félsík övezi, amely egyre jobban kisimul, majd újabb, alacsonyabb szintű félsík következik, s lejtőjének oldala lefelé homorú, lankásabban ívelővé válik, a kőzettörmelék egyre fogy, finomodik és szoliflukciósan áthalmozott agyagos, homokos vályogba, lejtős löszbe ágyazódik be. A törmelékes lejtőt eróziós és korráziós völgyek, löszmélyutak darabolják fel. A tanúhegyek forrásai a törmelékzónában erednek.

Mivel a lejtős üledéktakaróba szoliflukciós úton a korábbi talajok is belekeverődtek, ezért a lejtők akkor is jó szőlő- és gyümölcsstermők maradnak, ha a talajerózió a felső talajszelvényt részben vagy egészen elpusztította.

IRODALOM

- ÁDÁM L.: 1962. A Rábántúli-kavicsatakaró. Földr. Ért.
BOKOR P.: A kisalföldi bazaltvulkáni romok geomorfológiája. Diplomamunka. Kézirat. 1962.
BULLA B.: 1962., Magyarország természeti tájai. Földr. Közl.
CHOLNOKY J.: 1936., Magyarország földrajza.
FERENCZI I.: 1924. Geomorfológiai tanulmányok a Kismagyaralföld déli öblében. Földt. Közl.
GÓCZÁN L.: 1960., A Tapolcai-medence kialakulástörténeti problémái. Földr. Ért.
GÓCZÁN L.: 1962. A Marcal-medence. Földr. Ért.
HORUSITZKY H.: 1916. Komárom vármegye déli részének agrogeológiai viszonyai. Földt. Int. Évi Jel.
HORUSITZKY H.: 1917—19. Jelentés az 1918. évben Komárom megyében végzett munkálatokról. Földt. Int. Évi Jel.
HORVÁTH GY.: 1934., A Marcal-völgy morfológiája és vízrajza.
JUGOVICS L.: 1905—1906. A Kisalföld és az Alpok lábánál fellépő bazaltvulkánosság. Földt. Közl.
JUGOVICS L.: 1937., A Sághegy felépítése és vulkanológiai viszonyai. Mat. Term. Tud. Ért.

- KERTAY Gy.: 1957. A magyarországi medencék és kőolajtelepek szerkezete a kőolaj-kutatás eredményei alapján. Földt. Közl.
- KÉZ A.: 1934., A Duna Győr—budapesti szakaszának kialakulásáról. Földr. Közl.
- KÉZ A.: 1939. A Duna balparti terraszaik Komárom és Szob között. Földr. Közl.
- KÉZ A.: 1934., Újabb terraszmegfigyelések a Zala mentén. Földr. Közl.
- KOGUTOWICZ K.: 1930, 1936. A Dunántúl és a Kisalföld írásban és képen. Szeged.
- KÖRÖSSY L.: 1958. Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Földt. Közl.
- KÖVÉR F.: 1930. A Hanság földrajza. Szeged.
- KRETZÓI M.: 1953. Jelentés a kislángi (kalabriai villafrankai) fauna feltárásáról. Földt. Int. Évi Jel.
- LÁSZLÓ G.: 1904. A Kis-magyar-alföldön a pándorfi fennsíktól a Hanságig. Földt. Int. Évi Jel.
- ID. LÓCZY L.: 1913., A Balaton és környékének geológiája és morfológiája. Budapest.
- PÉCSI M.: 1956., Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-völgy Pozsony (Bratislava)—Budapest közötti szakaszáról. Földr. Ért.
- PÉCSI M.: 1959., A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. Geofiz. Közl.
- PÉCSI M.: 1959., A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalkotása. Földrajzi Monográfiák III. köt.
- PÉCSI M.: 1962. A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. Földr. Ért.
- PÉCSI M.: 1961., Periglaciális talajfagyjelenségek főbb típusai Magyarországon. Földr. Közl.
- RÓNAI A.: 1960., Hydrologie der Quartärschichten in der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Geologický Práce Bratislava.
- SCHAEFFER V.—KÁNTÁS K.: 1949., A Dunántúl regionális geofizikája. Földt. Közl.
- SCHMIDT E. R. 1961.: Geomechanikai szempontok a magyar mezozoos kratoszinklinálisok kialakulásához és főbb hegyszerszerkezeti vonásaik értelmezéséhez. A Budapesti Nemzetközi Meozoos Konferencia előadásai.
- SOMOGYI S.: 1962., A Vasi-hegyhát és a Kemeneshát. Földrajzi Értesítő.
- STRAUSZ L.: 1941., A dunántúli pannon szintézise. Földt. Közl.
- SÜMEGHY J.: 1939. A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. Földt. Int. Évk.
- SÜMEGHY J.: 1953., Magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. Földt. Int. Évi Jel.
- SÜMEGHY J.: 1954., Magyarország talajvíz-viszonya. Bp.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: 1936., Pleisztocén struktúrtalajok az alföldi és a bécsi medencékben. Földt. Közl.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: 1937. A Lajta folyó kialakulásáról. Földt. Közl.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: 1938. Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. Sopron.
- TIMAFFY L.: 1939. A Szigetköz vízrajza. Mosonmagyaróvár.
- TIMKÓ I.: 1904. Fölvételi jelentés 1904-ről. Agrogeológiai jegyzetek a Szigetközből és ezzel kapcsolatosan a Hanság keleti pereméről. Földt. Int. Évi Jel.
- TÖRÖK E.: 1961., Geomorfológiai és hidrológiai megfigyelések a Marcal völgyében. Hidrológiai Közlemény 1961. 4. sz.
- VADÁSZ E.: 1960., Magyarország földtana.
- VITÁLIS I.: 1909., Balatonvidéki bazaltok. Balaton I.
- WINKLER-HERMADEN, A.: 1957., Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien.

Мартон Печи

Резюме

Малая Венгерская низменность один из физико-географических районов Венгрии. В геоморфологическом понимании в статье описанный район является частью низменности. Границы района автор определил не по низменности, а кроме низменности включил к этому району еще и остальные физико-географические комплексы. На основе сказанного сюда относится Дьерский бассейн, террасовый подрайон Дьер-Тата и бассейн р. Марцал. В статье не говорится о галечном покрове низменного типа за р. Раба и о Кеменешхат.

Бассейн Малой Венгерской низменности в геологическом и в геоморфологическом понимании молодая третичная и четвертичная депрессия, а его центральная часть — Дьерский бассейн, в настоящее время равнина, образующаяся из конусовыноса рек, террасовый подрайон Дьер-Тата до середины плейстоцена был аккумулятивной равниной, а после этого главным образом денудационной. Бассейн р. Марцал относится к категории оголенных равнин полубассейнового типа.

Фундамент бассейна Малой Венгерской низменности к западу от р. Раба — кристаллический сланец на глубине от 1000 до 3000 м, который является частью погруженного кристаллического ядра Восточных Альп. От р. Раба на восток фундамент бассейна представлен погруженными мезозойскими останцами Задунайских Средних гор. Погружение мезозойских останцев началось уже в начале третичного периода, а кристаллические сланцы на западной части бассейна только в конце третичного периода — миоцен, плиоцен — начали интенсивно погружаться (Л. Короши, Э. Вадас). Формирование бассейна за рекой Раба началось медленным погружением и накоплением известняков сарматы и лайта во второй половине миоцена. Окончательное погружение бассейна произошло только во время поннонской трансгрессии. Но до погружения территория не долго была сушей. Интенсивное погружение бассейна Малой Венгерской низменности в конце верхнего паннона остановилось, даже наблюдалось некоторое поднятие, в результате которого вдутреннее море отступило. На верхнепаннонские отложения по всей территории бассейна в верхнем плиоцене (нижний и средний левантский этаж) накопились толщиной 50—150 м флювиальные и внутриозерные отложения. Накопление этих отложений, на основе измерения слонистости, подтверждают, что накопление материала шло с Севера на Юг, к которому по Садецки Кардош Э. в бассейне р. Марцал присоединяются отложения, которые отлагались с Востока на Запад. На эти отложения со значительной эрозивной дискорданцией и противоположной транспортировкой осадков со стороны Альп отлагались крупные галечные покровы. Итак, на Малой Венгерской низменности проявляется две интенсивные дискорданции после отступления паннонского моря. Первая среди верхнепаннонских слоев и косослоистых песков большой толщины, а вторая среди косослоистых песков и на них расположенном галечном покровом (Садецки Кардош Э. Шюмегхи, Печи). Во время формирования дискорданции могли формироваться базальтовые купола бассейна р. Марцал, излившиеся на отложения паннона. Когда холмы из базальтовых туфов на западных окраинах бассейна р. Марцал уже отлагались на косослоистые пески, в то же время началось формирование галечных покровов. До формирования галечного покрова сформировался водораздел Кестхей-Глейхенберг, и так, вторую эрозивную дискорданцию можно связывать со значительными тектоническими движениями. Эту дискорданцию раньше Садецки Кардош Э. считал дискорданцией между этажами дация и леванти, а в последнее время автор согласен с ним, считает дискорданцию выделять как границу между верхним плиоценом и плейстоценом. Поэтому на территории Малой Венгерской низменности начиная с плейстоцена мы должны считаться с грубыми отложениями, принесенных из Восточных Альп и реки создали на Малой Венгерской низменности огромные конусы выноса, последние накопились в таком масштабе, что бассейн р. Марцал заполнился до уровня останцевых гор с базальтовыми куполами (Садецки Кардош Э. Винклер Гермаден). Эти накопления крупных галечных покровов в первую очередь выполнили р. Раба и ее притоки, стремившиеся к Дунаю. В это же время у Дуная в бассейне Дьер и в террасовом подрайоне Дьер—Тата также формировались крупные конусы выноса с галечником. Останцы этих конусов выноса сохранились в виде террасовых островных гор в подрайоне Дьер—Тата, а так же на плоскогорье Парндорф. В это время центральная часть Малой Венгерской низменности, т. е. Дьерский бассейн, интенсивно погружалась и с того времени на ее территории формировались молодые конусы выноса Дуная. Эти конусы выноса в большей части растянуты в Чехословакии, на терри-

тории Чаллокеза, а меньшая часть в Венгрии в Сигеткез (между островами), на Мошоньской низменности и в бассейне о. Ферто. В Дьерском бассейне молодые и ранние дунайские наносы представляют песчано-галечные слои в общей сложности 50—200 м толщины. От среднего плейстоцена продолжается — погружение Дьерского бассейна — эрозионное и корразионное разрушение бассейна р. Марцал и главным образом террасового подрайона Дьер—Тата и превращение их в оголенную равнину. Но сглаживание, по свидетельству оставшихся гор бассейна р. Марцал, уже началось во второй половине старого плейстоцена.

В одно время с формированием ранних конусов выноса р. Дунай, формировался галечный покров р. Раба на восточной части бассейна р. Марцал и Кеменешатский галечный покров р. Раба. Когда формировались эти крупные галечные покровы, в то же время на гористом участке р. Дуная и Раба образовались третичные и четвертичные террасы. Во время формирования молодых конусов выноса р. Дунай тоже формировались 2—3 террасы рисс-дюрмского времени. Итак, в формировании поверхности Малой Венгерской низменности значительную роль играло интенсивное погружение бассейна Дьер в среднем плейстоцене, в результате чего Дьерский бассейн превратился в совершенно уровенную низменность конуса выноса, где среди конуса выноса формировались небольшие бассейны с плохим стоком (бассейн Ферто—Ханшаг). Из эндогенных сил в бассейне р. Марцал и в террасовом подрайоне Дьер—Тата во время межгляциальных периодов главную роль играли эрозионная деятельность текучих вод, формирование долин, а во время гляциальных периодов главную роль в формировании поверхности принадлежала корразионно — солифлюкционному сглаживанию долин, а так же дефляции. В голоцене на широких поймах формировались различные флювиальные формы, а в небольших закрытых бассейнах произошло накопление торфа и формирование болот, а в старом голоцене на поверхностях конусов выноса формировались участки сыпучего песка. Почвы Малой Венгерской низменности в основном формировались тоже в голоцене.