

**AZ IPOLYTARNÓCI HOMOKKŐ ÚJ SZEDIMENTOLÓGIAI MODELLJE. A VULKÁNI ESEMÉNY
KRONOLÓGIÁJA ÉS KÖZPONTJÁNAK REKONSTRUKCIÓJA
(KUTATÁSI ZÁRÓJELENTÉS)
KORPÁS LÁSZLÓ 2003**

Tartalomjegyzék

Összefoglalás	1
1. Bevezetés	2
2. Az elvégzett munkák	2
3. Az új szedimentológiai modell	3
4. A vulkáni központ rekonstrukciója	9
5. A vulkánosság új kronológiai modellje	10
6. Javaslatok	12
7. Hivatkozott irodalom	13
Függelék	15
Mellékletek	17

ÖSSZEFOGLALÁS

Megállapítottuk, hogy a Pétervásárai Homokkő árapály uralta, vízalatti dűnék és deltafront, valamint torkolati zátonyok kombinációjából álló sekélytengeri öbölben rakódott le. A formáció tanösvény menti szelvényében 80 m széles, kettős és részben egymásra épülő deltafrontot, valamint néhány dm–néhány m széles torkolati zátonyokat mutattunk ki. A felfelé egyre sekélyebbé váló tengeri környezetben az áramlások és a szállítás uralkodó iránya É→D- i volt.

A Pétervásárai Homokkő fedőjében 80 m széles, ÉÉNy-ról DDK felé haladó ősfolyó torkolatát sikerült rekonstruálnunk. Ennek az ősfolyónak 35 m széles medrét 40-50 m széles övzátonyok kísérték. A bővízü és gyors folyású ősfolyó egy, legalább 200 m széles, kisméretű csúcsos deltának volt a része, s anyaga a jelenlegi torkolattól északra elhelyezkedő, tagolt morfológiájú lehordási területről származik.

Az ősfolyó torkolata osztotta két részre az Ipolytarnóci Homokkő nagyméretű parti transzverzális dűnéit. Ez a dűnesorozat hullámváz uralta, kisméretű deltákkal tagolt, nagy energiájú szélnek kitett parti környezetben képződött, DDK-i uralkodó szélirány mellett. A dűnesorozat szegélyét parti erdők kísérték. A transzverzális dűnék közötti kis hullámfodrok viszont már az üledékképződési környezet gyors megváltozásáról tanúskodnak. A korábbi hullámváz uralta környezetet kis energiájú, alacsony dagályszintű, árapály által dominált környezet váltotta fel, DNy-i, D-i áramlásokkal és visszaáramlási csatornákkal. A háromréteges homokkő felszínén rekonstruált „itatóhely” a harántdűnék tengelyirányával egyező, a dűneteknél peremén folyó árapályövi patak lehetett és az 1.csarnok iszapgátja feletti hordalékkúp lepel pedig egyszeri árvíz eredménye. Az Ipolytarnóci Homokkővet a 2. csarnokban észlelt partvonalától északra már mocsári környezetben képződött paleotalaj fedte le.

A vulkáni katasztrófát parti mocsári környezetben lerakódott portufa szórás vezette be és ezt követte a horzsaköves piroklastikus ár lapilli tufája. A pliniusi típusú, irányított freatomagmás kitörést előidéző, ma már eltemetett explózív riolitdóm a természetvédelmi területtől NyDNy-ra, mintegy 8 km távolságra, szlovák területen, Sára község körzetében valószínűsíthető. A vízi környezetben kialakult és abból maximum 100–150 m-rel kiemelkedő riolitdóm átmérője az analógiák alapján 500 és 2000 m közötti lehetett. Az

irányított pirokklasztikus ár energiája nagy volt és sebessége elérhette a 60 km/órát. A vulkánosságot kísérő földrengések erőssége a szeizmiték kifejlődése és mérete alapján legalább 5,1 volt.

A háromfázisú vulkanizmus rövid idejű szüneteiben újraéledő delta főleg sziliciklasztos üledékei kisméretű torkolati zátonyokban rakódtak le, azonban már megváltozott, DDK-i áramlási irányokkal. A Keménykő-bánya torkolati zátonyának szelvényében négy, rövid ciklusú paleovízszint változás volt rekonstruálható.

Az ipolytarnóci riolittufa a C5Dn paleomágneses krónban (17,62–17,28 millió év) 300 000 évnél lényegesen rövidebb idő alatt képződött.

1. BEVEZETÉS

A Bükki Nemzeti Park Igazgatóság 2002. november 14-én keltezett Kutatási Szerződésben megbízta a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulatot „Az Ipolytarnóci Homokkő új szedimentológiai modelljének és a vulkáni esemény kronológiája és központjának rekonstrukciója” nevű K+F feladat kidolgozásával. A Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat a szerződés első két szakaszát előzetes munkaközi dokumentáció és köztes kutatási jelentés átadásával teljesítette. A harmadik szakaszban előírt végleges dokumentáció pedig „Az Ipolytarnóci Homokkő új szedimentológiai modellje. A vulkáni esemény kronológiája és központjának rekonstrukciója (kutatási zárójelentés)” című jelen zárójelentésünk.

A zárójelentés *Összefoglalás* című fejezete tartalmazza a kutatás új eredményeit. Az ezt követő *Bevezetésben* vázoltuk a munka születésének körülményeit. *Az elvégzett munkák* című fejezet tételesen megadja a befejezett szedimentológiai és vulkanológiai vizsgálatok jegyzékét, valamint a jelentés elkészítésének időpontjáig még lezáratlan paleomágneses, geokronológiai, geokémiai és ásványtani vizsgálatra vett minták adatait. A következő fejezetek (*Az új szedimentológiai modell, A vulkáni központ rekonstrukciója, A vulkanizmus új kronológiai modellje*) a kutatások új eredményeit részletezik. *A javaslatok* című fejezetben összegezzük a munka folytatására és eredményeinek hasznosítására vonatkozó teendőket. A jelentést a *Hivatkozott irodalom jegyzéke* és a tanösvény egyes bemutatóhelyei tábláinak magyarázószöveg javaslatait tartalmazó *Függelék* zárja.

2. AZ ELVÉGZETT MUNKÁK

A munka során az alábbi szelvények részletes szedimentológiai és vulkanológiai felvételét végeztük el:

- 1) A „cápa fogas homok” új, letisztított lelőhelye
- 2) A földtani tanösvény szelvényének feltárásai
- 3) A 2. csarnok mögötti É–D irányú vízmosás feltárásai
- 4) A Botos-árok oldalvölgyének, a Puhakő-bánya és a Fehér-hegy vízmosásának feltárásai
- 5) A Keménykő-bánya feltárása

A szelvényekből összesen 22 mintát paleomágneses mintát vettünk. A riolittufa típusos kibúvásaiból 4-4 mintát vettünk radiometrikus és fission-track kormeghatározásra, geokémiai elemzésre és röntgendiffrakciós vizsgálatra. Ez utóbbi minták anyagvizsgálatát Theodore J. Fremd (USA) vállalta. A vizsgálatok eredményei a zárójelentés elkészítésének időpontjáig nem érkeztek meg.

A 22 db minta paleomágneses vizsgálata a Magyar Állami Földtani Intézet magnetométerének meghibásodása és máig tartó üzemzavara következtében nem készült el.

Természetesen az Ipolytarnócról, a Zagyva-medencéből és az Ipoly-medence dél-szlovákiai részéről korábban publikált paleomágneses adatok alapján kidolgoztuk a vulkáni esemény új kronológiai modelljét

A felvett szelvények grafikus dokumentációja (1–25. ábra)

1. ábra Az ipolytarnóci természetvédelmi terület földtani térképe (Földtan: Bartkó L. 1971)
2. ábra Az ipolytarnóci természetvédelmi terület rétegoszlopa (Korpás 1998)
3. ábra Ipolytarnóc, földtani tanösvény. Szelvényvonal és feltártság (Korpás 2002)
4. ábra Ipolytarnóc, tanösvény. F₀, F₁, F₂, F₃, F₄ szelvény (Korpás 2002)
5. ábra Ipolytarnóc tanösvény. F₅, F₆, F₇ szelvény (Korpás 2002)
6. ábra Ipolytarnóc tanösvény. F₈, F₉, F₁₀, F₁₁, F₁₂, F₁₃, F₁₄ szelvény (Korpás 2002)
7. ábra Az ipolytarnóci rétegek és a Gyulakeszi Riolittufa jellemző szelvényei (1.) Korpás 1998
8. ábra Az ipolytarnóci homokkő képződési környezete, 2. számú csarnok (Korpás 1998)
9. ábra Az ipolytarnóci rétegek és a Gyulakeszi Riolittufa jellemző szelvényei (2.) Korpás 1998
10. ábra Ipolytarnóc tanösvény. F₁₅, F₁₆, F₁₇, F₁₈, F₁₉ szelvény (Korpás 2002)
11. ábra Az ipolytarnóci rétegek és a Gyulakeszi Riolittufa jellemző szelvényei (3.) Korpás 1998
12. ábra Az ipolytarnóci homokkő képződési környezete (1. sz. csarnok) Korpás 1998
13. ábra Az ipolytarnóci tanösvény 1. számú összetett földtani szelvénye (Korpás 2002)
14. ábra Az ipolytarnóci természetvédelmi terület 2. számú összetett földtani szelvénye (a 2. csarnok mögötti, É-D irányú vízmosás) /Korpás 2002/
15. ábra Az ipolytarnóci természetvédelmi terület 3. számú összetett földtani szelvénye (Botos-árok – Puhakő-bánya – Fehér-hegy) /Korpás 2002/
16. ábra Az ipolytarnóci „cápa fogas homok” szedimentológiai szelvénye (Korpás 2002)
17. ábra Az ipolytarnóci Puhakő-bánya szelvénye (Korpás 2002)
18. ábra Az ipolytarnóci Keménykő-bánya szedimentológiai szelvénye (Korpás 2002)
19. ábra Az ipolytarnóci természetvédelmi terület ösföldrajzi rekonstrukciós vázlatai (Korpás 2002)
20. ábra A Gyulakeszi Riolittufa jellemző szelvényei és korrelációja. (Korpás 2003)
21. ábra A Gyulakeszi Riolittufa elterjedése és vastagsága Nagykürtös–Losonc–Nógrádszakál–Ipolytarnóc között (Korpás 2003)
22. ábra Az Észak-magyarországi és Dél-szlovákiai oligocén–középső miocén formációk magnetosztatigráfiája I. (Lantos M. 2003)
23. ábra Az Észak-magyarországi és Dél-szlovákiai oligocén–középső miocén formációk magnetosztatigráfiája II. (Korpás 2003)
24. ábra Az ipolytarnóci Gyulakeszi Riolittufa integrált kronosztatigráfiája I. (Lantos M. 2003)
25. ábra Az ipolytarnóci Gyulakeszi Riolittufa integrált kronosztatigráfiája II. (Korpás L. 2003)

3. AZ ÚJ SZEDIMENTOLÓGIAI MODELL

A természetvédelmi terület földtani felépítését (Bartkó 1985), flóráját (Hably 1985) és gerinces ősmaradványait (Kordos 1985, 1987) nagyszerű tanulmányok ismertetik, ezért az azokban foglaltakat itt nem részletezzük. Az összességében NyDNy felé enyhén dőlő, nyugodt településű és csak szórványos, kisméretű vetőkkel tagolt képződmények felszíni

elterjedését az 1. ábra földtani térképe, vertikális tagolását pedig a 2. ábra rétegoszlopa mutatja be.

A hiányt pótló makroszedimentológiai megfigyelések adatait és eredményeit a 3-19. ábra felvett és szerkesztett szelvényei alapján értékeljük.

PÉTERVÁSÁRAI HOMOKKŐ

A formáció glaukonitos homokkővének és slírének a tanösvény mentén feltárt 3-5 m vastag szelvényében 3db, a rétegzéssel párhuzamos helyzetű, vízalatti csatornaüledék-szintet térképeztünk. Közülük a legalsó, legjobban az F₄ (4. ábra) és F₇ (5. ábra) szelvényben tanulmányozható, ahol elnyúlt homokkő lencsék formájában, 50 m hosszban lép fel és mindkét irányban kiékelődik. Az itt mérhető paleóáramlási irány É→D. Ilyen típusú csatornaüledékeket a „cápa fogas homokkő” Kordos L. és Kocsis L. által 2002-ben feltárt alapszelvényében (16. ábra) és a 3. összetett szelvény 2. és 4. pontjában is észleltünk (15. ábra). A középső, szintén kiékelődő csatornaüledék-szint az F₄ (4. ábra) szelvényben az előbbi felett 2-3 méterrel települ és három réteges. A talpon folyamatos, felfelé vékonyodó és fokozatosan megszakadó homokkőből áll, s csapásban feltárt hossza mintegy 30 m. A rosszul feltárt legfelső csatornaüledék-szint elszigetelt, néhány dm és 2 m átmérőjű, pados kavicsos, kissé kovás kvarchomokkő és konglomerátum blokkokból áll. Ezek a tömbök eredeti helyzetben láthatóak az F₁ (4. ábra), az F₆ (5. ábra) és az F₉ (6. ábra) szelvényében, valamint a 3. összetett szelvény 11. és 12. pontja között (15. ábra). A glaukonitos homokkő és slír rétegcsoportot a tanösvény szelvényében (4. és 5. ábra) K/70–90°-os dőlésű normál vetők tagolják. A részben bizonyíthatóan szinszediment vetők ugrómagassága dm-es nagyságrendű és vetőkarcok a síkok mentén nem észlelhetőek.

Az 1998 évi földtani reambuláció során K–Ny irányú dűnetengelyeket mértünk a Botos-árok két oldalvölgyében (19/1. ábra), valamint 2002-ben „cápa fogas lelőhely” alapszelvényében (16. ábra). A „cápa fogas lelőhelyen” megfigyelt dűneteknél szinszediment mikrovetőkkel kontrollált csatornaüledék tölti ki. A hivatkozott helyeken mért áramlási irányok kivétel nélkül É–D-iek.

Összegzés és értelmezés: a két, alsó csatornaüledék-szint kisméretű, együttesen 80 m széles, kettős és részben egymásra épülő deltafront (loba) vízalatti része. Ezzel szemben a legfelső csatornaüledék-szint már a delta néhány dm–néhány m keskeny csatornáinak torkolati zátonyait alkotják. Az üledékképződési környezet árapály uralta vízalatti dűnék és deltafront, valamint torkolati zátonyok kombinációjából álló sekélytenger (öböl). A felfelé egyre sekélyebbé váló tengeri környezetben az áramlások és a szállítás uralkodó iránya É→D (19/1. ábra). A környezet a Magyar Paleogén Medence északi selfjén helyezkedett el és jól azonosítható Sztanó (1994) „D” fáciesével. A <3° lejtőszögű selfet észak felől érkező, kisméretű folyók tagolták.

Zagyvapálfalvai Formáció („Alsó kavics” Bartkó 1985)

A formáció 5 m vastag folyóvízi üledékeinek (kavics és homok) igazán szép szelvényeit tárja fel a tanösvény 80 m hosszban: az F₁₂ és F₁₃ feltárás (6. ábra), a 2. csarnok alatti szelvények (7. ábra), valamint az F₁₇ feltárás (10. ábra). A mederfáciesű kavics és konglomerátum lencsék hossza eléri a 10 m-t, vastagsága pedig a 2 m-t. A közbetelepült homoktestek maximális hossza 5 m, vastagsága pedig 0,8 m. A kavicsok az F₁₃ (6. ábra) szelvényben Ny felé kiékelődnek és az F₁₂ (6. ábra) szelvényben már a homok az uralkodó. A mederfáciesű folyóvízi üledékeket az F₁₃ szelvényben (6. ábra) előbb lepelhomok, majd a K felé fokozatosan kiékelődő Ipolytarnóci Homokkő, illetve ennek kimaradásával a Gyulakeszi Riolituffa fedi. A kavics és konglomerátum lencsék matrixa homok. A jól osztályozott

kavicsok maximális észlelt átmérője 15 cm, uralkodó és átlagos átmérője 1,5 cm. Anyaguk nagyrészt különböző típusú metamorfitokból és intruzívumokból, kevés karbonátból és kovaközetből, ritka vulkanitokból áll. A kavicsok imbrikációja és hossztengejük orientációja alapján mért, uralkodó áramlási irány: É→D. A párhuzamosan lemezes rétegzésű és többnyire laza homoklencsék anyaga közép-durvaszemű, jól osztályozott kvarc, kevés muszkovittal és kőzettörmelékkel.

Az 1998 évi földtani reambuláció során a Botos-árok két oldalvölgyének durvaszemű mederfáciesű folyóvízi konglomerátumában DNy-i, illetve DDK-i áramlási irányokat mértünk (19/2. ábra).

Összegzés és értelmezés: a tanösvény szelvényeiben feltárt ösfolyó medre legalább 80 m széles. Közepén található a mintegy 35 m széles kavicsos mederág, s ennek nyugati oldalán elhelyezkedő homoklencséket pedig övzátonyként értelmezzük. A Pétervásárai Homokkő felső kisméretű torkolati kavicszátonyait pedig az ösfolyó deltafrontja elkülönült árapályövi csatornáinak tekintjük. Ilyen értelmezés mellett a deltafront közepének és nyugati szárnyának feltárt szélessége a tanösvény szelvényében (13. ábra) mintegy 200 m. A kisméretű csúcsos delta ösfolyója (19/2. ábra) a szállított törmelékanyag mérete alapján bővizű és gyors folyású lehetett, a jelenlegi torkolatától északra elhelyezkedő közeli, kiemelt és tagolt morfológiájú lehordási területtel.

IPOLYTARNÓCI HOMOKKŐ („Lábnymos homokkő”)

A „lábnymos homokkő” jól feltárt, különleges szelvényei a tanösvény mentén a következő helyeken tanulmányozhatóak: F₁₃ feltárás (6. ábra), 2. csarnok (7. és 8. ábra), 1. csarnok (12. ábra). Ezekon túlmenően kisméretű előfordulásai láthatók a tanösvény mentén az F₁₆ és F₁₇ feltárásban, a fatörzs védő pincében (11. ábra), valamint az 1. csarnok keleti oldalának fészereiben. A tanösvényen kívül eddig az alábbi három helyen ismert: a 2. csarnok mögött nyíló vízmosás 2. alapszelvényének 1. és 6. észlelési pontjában (13. ábra), valamint Alsó-Hólya-pusztán néhány m²-es, mesterségesen feltárt felszínen (19/3. ábra).

A 60-80 cm vastag, három rétegből álló, kovásodott, középszemű, jól osztályozott, kissé muszkovitos kvarchomokkő szedimentológiai bélyegeit a bemutatócsarnokok (7. és 8. ábra) szelvényei alapján ismertetjük.

A 2. csarnokban (8. ábra) azonnal szembeötlik homokkő paleofelszínének erős morfológiai tagoltsága. Ez a tagolt felszín csarnok déli szegélyétől az északnyugati peremig csaknem 2 m-t emelkedik, oly módon, hogy az jól körvonalazható, kissé aszimmetrikus dűnék (teknők és hátak) háromszor ismétlődő sorozatából épül fel. A 2–8 m hosszban feltárt dűnék hullámhossza 1 és 4 m között, magassága pedig 0,5 és 1,5 m között változik. A dűneteknők és hátak NyDNy–KÉK irányúak, s a dűnék DDK-i szárnya meredek (25-30°) esésű. A lábnymok eloszlásából megállapítható, hogy a nagyobb testű gerinces állatok nyomai inkább a csarnok ÉNy-i, magasabb morfológiai helyzetű dűnehátaira és teknőire korlátozódnak, míg a madarak lábnymai és a fenyőfa tülevelek lenyomatai szinte kizárólag a legdélebbi sekély dűneteknő területén találhatóak. A homokkő felszínén 21 db kovásodott fatörzs térképeztünk. A töredékes fatörzs maradványok hossza 30 cm és 300 cm között változik, vastagságuk pedig 10-15 cm. A 100 cm hosszúságot meghaladó fatörzsek kivétel nélkül ÉNy–DK irányban rendezettek, míg az ennél kisebbek a dűnék tengelyével közel azonos irányúak. A csarnok ÉK-i sarkában egyetlen, helybenmaradt, kissé szénült és kovásodott fatörzs csonkja található, amelynek átmérője 15 cm. A száradási repedésekkel sűrűn átjárt és bioturbációtól mentes ösfelszín a csarnok DNy-i sarkából induló KÉK felé haladó jellegzetes vonaltól É-ra vörösesbarna, míg ettől D-re szürke. E vonaltól délre található a madárlábnymok és a fenyőfa tülevelek lenyomatai, valamint kis foltokban, a 2-5 cm-es, K–NY tengelyirányú szimmetrikus hullámfodrok. A csarnok középső részén és északi peremén

még foltokban megfigyelhetők a paleofelszín egykor elborító, vörösesbarna és szürkés riolit portufa (Gyulakeszi Riolituffa) lemezes rétegei. Ez a portufa a legdélebbi háton még részben körülveszi a homokkő 15 és 50 cm átmérőjű, egymástól elkülönült tömbjeit. A csarnok alatti F₁₃ feltárásban (6. és 7. ábra) a 12 m hosszú homokkőpad úgy ékelődik ki, hogy mindkét irányban folyóvízi üledékek helyettesítik.

Az 1. csarnok (12. ábra) homokkőve ősfelszínének morfológiája hasonló, azonban kevésbé tagolt. A térszín itt is DNy-ről ÉK felé emelkedik, azonban a szintkülönbség a legmélyebb és a legmagasabb pont között itt csak 1 m. Szélesebb és laposabb dűneteknök között helyezkednek el a kisebb és alacsonyabb háta. A csarnok DK-i szektorában található két kicsi és lapos dűne hullámhossza 0,5–1 m, magassága 0,2–0,3 m. Ezzel szemben az ÉNy-i szektorban lévő, 5 m hosszban feltárt dűne hullámhossza 1–2 m közötti, magassága pedig eléri a 0,8 m-t. A felszín uraló, központi dűneteknök hossza legalább 8 m és szélessége pedig 5 m. A dűnehátak és teknők tengelyének iránya szintén NyDNy–KÉK. A 60 cm vastag, bioturbációtól mentes homokkő háromréteges felépítése itt látszik a legjobban, s a lábnyomok valamennyi rétegfelszínen megtalálhatók. A csarnok északi peremének középső részén elhelyezkedő háton a rétegzés, kisméretű boltozatot formálva követi a felszín. A paleofelszínen főleg a nagyobb testű gerinces állatok lábnyomai mutatkoznak, a madárnyomok ritkák, és csupán 8 db kovásodott fatörzs volt megfigyelhető. Az irányítatlan helyzetű fatörzsek hossza 15 cm és 150 cm közötti, vastagsága pedig 5–15 cm. A dűneteknök felszínét kisméretű, lapos, aszimmetrikus, uralkodóan ÉNy–DK tengelyirányú hullámfodrok borítják. Az egyes fodrok hullámhossza 10–15 cm, magassága 2–3 cm, és az ÉK felé néző lejtőjük a meredekebb. A hullámfodrok körbeölelik a dűnehátakat. A központi dűneteknök ÉNy-i peremén 10–15 cm széles, 5 cm mély NyDNy–KÉK irányú, alig kanyargó csatorna látható, amely mindkét végén kettéágazva egy-egy szigetet fog közre. A csarnok északkeleti sarkát szögletes, laza, osztályozatlan közettörmeléből álló lepel borítja, amelyet délről Ny–K irányú, 5 cm magas és 10–15 cm széles iszapos gát határol. A gáttól északra lévő szögletes kavicsok maximális átmérője 15 cm, uralkodó átmérője 3 cm. Ettől a gáttól délre, a két lapos dűnehát közötti teknőben csaknem 1 m széles, legalább 4 m hosszú, közel NY–K irányú csatorna található, amelynek párhuzamos barázdáiban sok, 2–5 mm átmérőjű, szögletes kavics helyezkedik el. A csarnok ÉNy-i és DK-i sarkában vörös és szürke riolit portufa (Gyulakeszi Riolituffa) lemezes rétegei vannak feltárva, az óriásfenyő kovásodott törzsének maradványaival.

Összegzés és értelmezés: a két csarnokban feltárt, bioeróziótól mentes dűnehátak és teknők sorozatát morfológiájuk, méretük, dőlésszögük és rétegzésük alapján a Reineck és Singh (1973), valamint Balogh (1991) szerinti parti transzverzális vagy harántdűnének tekintjük. Az ilyen dűnesorozatokat a hullámozás uralta és kisméretű deltákkal tagolt, nagy energiájú parti környezetre jellemzőek (Einsele 1992). A dűnek tengelyiránya és a kovásodott egykori uszadékfa darabok helyzete alapján az uralkodó szélirány DDK-i volt, és valószínű, hogy a 2. csarnok területe szélnek jobban kitett felszín lehetett. A fatörzsek nagy mérete és az észlelt csonk közvetlen parti, (fenyő?)erdős vegetációra utal.

A kisméretű szimmetrikus és aszimmetrikus transzverzális vagy harántirányú hullámfodrok az üledékképződési környezet gyors megváltozásáról tanúskodnak. A korábbi hullámozás által uralta környezetet alacsony dagályszintű, árapály által dominált környezet (Reinecke és Singh 1973, Einsele 1992) váltotta fel. A kis energiájú partra jellemző hullámfodrokat most már az uralkodóan DNy-i, D-i áramlások hozták létre és ezek a hullámfodrok megkerülték a korábban képződött dűnéket. Ilyen értelmezés mellett a 2. csarnok NyDNy–KÉK irányú vonala egykori partvonal lehetett, amelytől északra a lábnyomos homokkő ősfelszínén már paleotalaj képződött. A lábnyomos homokkőnek ugyanitt térképezett, fellazult és diagenizálódott tömbjei pedig az észak-kubai partok (Bacuranao, Jibacoa és Arroyo Bermejo) analógiája, valamint Balogh (1991) modellje

alapján már árapályöv feletti környezetben képződtek. Az 1. csarnokban rekonstruált itatóhely pedig a harántdűnék tengelyirányával egyező és a dűneteknél peremén folyó árapályövi patak lehetett. Az ilyen kisméretű árapályövi patakok a deltafrontokra jellemzőek (Reinecke és Singh 1973, Balogh 1991), és a folyómedrek vagy folyóágak között helyezkednek el. Ugyanilyen környezetre utal az 1. csarnok iszapgátja feletti, egyszeri torrenciális hordalékkúp közettörmelék leple, valamint a déli helyzetű két lapos dűne közötti, Ny–K irányú barázdált „visszaáramlási csatorna” (back run channel, Einsele 1992) is.

GYULAKESZI RIOLITTUFA („Alsó riolittufa) és köztes üledékek

A szintén NyDNy-i dőlésű és nyugodt településű, üledékekkel és vulkanoszedimentekkel tagolt, mintegy 50–60 m vastag riolittufa felszíni elterjedését az 1. ábra földtani térképe, felépítését pedig a 2. ábra rétegoszlopa szemlélteti. Nagyszerű szelvényei tanulmányozhatóak a tanösvény F₁₃, F₁₄ feltárásában (6. és 7. ábra), a 2. sz. csarnokban (8. ábra) és a vele szemben lévő feltárásban, valamint patakmederben (9. ábra), az F₁₂, F₁₆, F₁₇, F₁₈, F₁₉ feltárásban (10. ábra), továbbá a „fatörzsos pincében” (11. ábra), és az 1. sz. csarnokban (12. ábra). Ezekon túlmenően szép kibúvásait tárja fel a 2. sz. csarnok mögötti, É–D irányú vízmosás (14. ábra 2. számú összetett földtani szelvénye) és a Puhakő-bánya (17. ábra), valamint a bányából induló és a Fehér-hegyre vezető kis vízmosás (15. ábra 3. számú összetett földtani szelvénye).

I. tufaszint

A 6–7 m vastag tufaszint bázisrétege minden feltárt szelvényben (6–14. ábra) 20–100 cm vastag, szürke, zöld és tarka, vékonylemezes, szemcsés poliéderes elválású, biotitos, gyakran bentonitos portufa, amely helyenként (6, 7, és 9–11. ábra) aprószemű kavicsokkal és homokkal szennyezett. A portufában a tanösvény F₁₇ és F₁₉ feltárásában (10. ábra) 20–150 cm hosszú és 20–130 cm magas, É–D tengelyirányú iszapredők figyelhetők meg. Közülük különlegesen szép az a redő, amelynek tengelyében a fekvő folyóvízi konglomerátum és „lábnyomos homokkő” három, 10–80 cm hosszanti átmérővel rendelkező blokkja található (a 10. ábra F₁₇ szelvényének KÉK-i vége).

A portufa felett, annak egyenetlen és hullámos felszínén tömeges, vastagpados és tömbös, közép-durvaszemcsés, jól osztályozott, biotitos, horzsaköves és litoklasztos tufa települ, 2–6 m vastagságban (6, 9–11. 13–15. és 17. ábra). Ennek a tufaszintnek a felső egy méteres szakasza helyenként lemezesen rétegzett. A fehér, biotitos kristálytufából álló, szögletes horzsakövek uralkodó átmérője 1 cm, míg a kevés litoklaszt anyaga főleg aprószemcsés kvarckavics. Ez a tömeges tufa tartalmazza az uralkodóan 0,5 cm körüli átmérőjű szénült növényi törmelékdarabokat és ágmaradványokat, továbbá a szénült és kovásodott fatörzsmaradványokat (9–12. ábra). Az irányítatlan helyzetű, szénült ágmaradványok maximális hossza 70 cm (11. ábra). Az irányított helyzetű, szénült és kovásodott fatörzsdaraboknak a általunk mért hossza néhány dm és 1350 cm között változik, míg az átmérője pedig 10 cm és 112 cm közötti (9–12. ábra). Az óriásfenyő rekonstruált teljes magassága „meghaladta a 90 m-t”, míg a „fatörzsos pincében” megrajzolt eredeti átmérője 255 cm lehetett (Ipolytarnóc Ősmaradványok 1998, és évszám nélkül). Az irányított helyzetű fatörzsek kivétel nélkül NyDNy–KÉK orientációjúak (9–12. ábra) és az átmérőjük változása, illetve az egyes ágak illeszkedése alapján megállapítható, hogy a fatörzsek kidőlésének iránya egyöntetűen KÉK. A Puhakő-bánya szelvényében (17. ábra) néhány m²-es felületen koncentrikusan gömbhéjas és szögletes poliéderes kihülési szerkezetek voltak megfigyelhetőek. Mind a lemezes portufát, mind a tömeges tömbös tufát uralkodóan É–D

csapású, 50–90° dőlésű litoklázisok tagolják. Ezek némelyike 10–20 cm ugrómagasságú, karcmentes normál vető és feltételezhető a szinszediment eredetűk.

Összegzés és értelmezés: az I. tufaszint képződményeit Cas és Wright (1987), McPhie et al. 1993), valamint Németh és Martin (2001) szerinti portufának és lapilli tufának nevezzük. A bázisrétegek portufája sekélyvízben leülepedett vulkáni hamu, míg a lapilli tufa nem összesült, horzsaköves piroklasztikus ár. A szintén sekélyvízi lapilli tufa réteggjegyei, horzsakövei és litoklasztjai, valamint szenesedett növényi törmelékdarabjai és kovásodott fatörzsei alapján pliniusi típusú, irányított freatomagmás kitörés terméke. Az ilyen kitörések a poligenetikus vulkáni központokra jellemzőek, és explózív dóm összeomlásakor következhetnek be. A turbulenciára utaló réteggjegyek alárendelt volta Druitt (1998) szerint a kitörési központtól számított 7–9 km-es távolságot jelentheti. A NyDNy felől érkező piroklasztikus ár energiája esetünkben nagy volt és sebessége gyors lehetett. Ismét Druitt (1998) analógiáját alkalmazva ez a sebesség elérhette a 60 km/órát. A kitörés központja a fentiek alapján a természetvédelmi területtől NyDNy-ra, mintegy 8 km távolságban keresendő. Végül a portufában észlelt iszapredőket szeizmiteknek tekintjük, és földrengés kiváltotta vízkiszökési szerkezetekként (water escape structures) értelmezzük. A laza üledékekben és tufákban gyakoriak az ilyen méretű szeizmitek, azonban ezek modellezése még megoldatlan (Magyari Á. személyes közlés, 2003). A dél-spanyolországi prebetikum szerkezeti övének késő miocén tavi üledékeiben leírt, hasonló méretű, részben folyásos szerkezetű szeizmitek Rodriguez Pascua et al.(2001) szerint 5,1 magnitúdójú földrengéseket jelezhetnek.

Sziliciklasztos köztés üledékek (I.)

A sziliciklasztos betelepüléseket eddig csupán két helyen észleltük. Az egyik a Keménykő-bánya szelvénye (18. ábra), a másik pedig a 2. csarnok mögötti, É–D irányú vízmosás 2. számú összetett szelvényének 12. és 13. pontja között (14. ábra). A feltárt képződményvastagság 2 és 4 m között változik. A Keménykő-bánya szép szelvényében (18. ábra) vörösbarna, pados, a padokon belül lemezesen rétegzett és ivesen-átlósan keresztarétegzett, középszemű, jól osztályozott, középszemű, apró kvarcit kavicsokat tartalmazó kovásodott homokkő észlelhető. A jól kerekített és jól osztályozott kavicsok uralkodó átmérője 0,5 cm, és anyaga szinte kizárólag kvarcit, kevés lidittel. A kavicsok között vulkanomikt anyagú nincsen. A pados homokkövet 4 db füzéres rajzolatú üreges szint tagolja. A lapos elnyúlt üregek hossza 1–2 dm és 2 m között változik, magasságuk pedig elérheti 20 cm-t. Az üregek némelyike a mellékközettel azonos anyagú, azonban laza kvarchomokkal van kitöltve. A fejtő DK-i szelvényében jól látható a 340/10° dőlésű rétegek párhuzamos lemezessége. A szelvény É-i részének törésvonalában pedig 4 m széles 0,5 m vastag kissé hullámosan és lemezesen rétegzett, mindkét irányban kiékelődő laza homoklencse látható, amelynek rétegfelszínén mért áramlási irányok ÉNy felé mutatnak.

A 2. számú összetett szelvényben (14. ábra) rosszul feltárt sziliciklasztos üledékek sárgásszürke, limonitfoltos, vékonypados és lemezes, aprószemű, jól osztályozott, kissé földpátos és széntörmelékes kvarchomokkőből állnak. Ebben a homokkőben 15–50 cm vastag, rozsdabarna színű, apró kvarckavicsokból álló, kovás konglomerátum tömbök települnek. Itt a fekü horzsaköves tufa és homokkő kontaktusán, illetve a homokkő bázisrétegeiben 3 db, 5–10 cm vastag és 13–40 cm hosszú, 170→350° irányban rendezett szögletes kovásodott fatörzs maradvány látható.

Összegzés és értelmezés: a sziliciklasztos köztés üledékeket (I.) a vulkanizmus rövid idejű szünetében újraéledő delta nagyobb ágai közötti csatornaüledékeként értelmezzük. A Keménykő-bánya szelvénye e csatornaüledékek szubaerikus körülmények között képződött speciális torkolati típusa, amelynek ÉÉNy-i réteglemezei („foreset”) már DDK-i áramlást

jeleznek. Ugyanilyen áramlásról tanúskodnak a 170→350° irányban rendezett szögletes és kovásodott fatörzsmaradványok is. A Keménykő-bányában dokumentált üreges szinteket pedig parti oldódás eredményezte és ilyen értelmezés mellett négy, rövid ciklusú palaeovízszint változás rekonstruálható.

II. tufaszint

A következő, mintegy nyolc méter vastag tufaszint (2/13–17 és 3/23 feltárás), mindkét szelvényben (14, 15. ábra) tömbös, horzsaköves, biotitos ártufával (1,2 m) indul. Fedőjében a 2. összetett szelvényben (14. ábra) előbb lemezes biotitos kristálytufa (0,6 m), 6,2 m vastagságban epiklasztitok (biotitos, gyéren muszkovitos tufahomokkő, keresztarétegzett tufit, horzsaköves, kavicsos, tufit) települnek.

Sziliciklasztos köztes üledékek (II.)

A második, sziliciklasztos köztes üledékszint csak a 2. összetett szelvény 17. és 18. feltárása (14. ábra) között észlelhető. Anyaga az előbbieken jellemzett kvarckavicsos homokkő és konglomerátum, 0,5 m és 2 m padvastagsággal.

III. tufaszint

A harmadik tufaszint csupán a 2. összetett szelvény 18. és 19. feltárásából (14. ábra) ismert és feltárt vastagsága 6–7 m. Bázisán 1,5 m vastag, tömbös, horzsaköves, széntörmelékes biotitos, tufa, felette pedig biotitos kristálytufa települ.

Sziliciklasztos köztes üledékek (III.)

A harmadik tufaszint mállott felszínén ismét a jellegzetes durvaszemű, aprókavicsos, limonitos kvarchomokkő 10–30 cm padvastagságú tömbjei találhatóak (2. összetett szelvény 19. feltárása, 14. ábra)

A II–III. tufaszint és a II.–III. sziliciklasztos köztes üledék szint összegzése és értelmezése: ezek a sekélyvízben leülepedett, rétegzett tufák részben lapillitufából és portufából részben pedig átülepített epiklasztitokból állnak. A lapilli és portufa bizonyára a korábbi, azonban már csökkent explozívitású vulkáni központ rövid idejű, szakaszos újraeledésének terméke. Az epiklasztitokat és a sziliciklasztos köztes üledékeket pedig változatlanul a vulkáni működés szüneteiben újraeledő delta kisméretű csatorna üledékeinek tekintjük.

4. A VULKÁNI KÖZPONT REKONSTRUKCIÓJA

A korábbi megállapítások alapján ismételten rögzíthetjük, hogy a vulkáni katasztrófát előidéző pliniusi típusú, explózív riolitdóm a természetvédelmi területtől NyDNy-ra, 8 km-es távolságra helyezkedett el. Ez az eltemetett dóm a Gyulakeszi Riolit tufa jellemző szelvényeinek korrelációja (20. ábra) és vastagságának változása (21. ábra) alapján, szlovák területen, Sára község körzetében jelölhető ki, s helyét kör alakú és/vagy ellipszis alakú, centrális modell segítségével határoztuk meg. A kör, illetve az ellipszis középpontjában így kijelölt két központ egymáshoz közeli. A riolitdóm méretének megállapításához bükkaljai (Szakács et al. 1998), Korponai-hegységi (Vass et al. 1979) valamint a Börzsöny és Visegrádi-hegységi (Korpás et al. 1998) analógiákat vettünk figyelembe. A bükkaljai riolit tufák forrását Szakács et al. (1998) Eger, Demjén és Mezökövesd térségében, 4x10 km

átmérőjű, ellipszis alakú, eltemetett kalderaszerkezetekben jelölte ki. A Vass et al. (1979) és Korpás et al. (1998) által rekonstruált, dácit- és andezitdómok átmérője 500 és 2000 m között változik. Ez utóbbit elfogadva feltételezzük, hogy az eltemetett riolitdóm átmérője 500 és 2000 m közötti lehetett és vízi környezetéből maximum 100–150 m-rel emelkedhetett ki.

5. A VULKÁNOSSÁG ÚJ KRONOLÓGIA MODELLJE

Az ipolytarnóci Gyulakeszi Riolituffának alsó miocén kora (ottnangi emelet bázisa) Bartkó (1985) és Hámor (1985) munkái alapján általánosan elfogadott. Ez a korbesorolás egyrészt a K/Ar módszerű kormeghatározásokra, másrészt pedig a regionális litosztratigráfiai korrelációra alapult. A Hámor et al. (1979, 1987, 2001) által megadott kor: $19,6 \pm 1,4$ millió év.

Az ipolytarnóci szelvényekben a kutatók az elmúlt húsz év során több ízben végeztek K/Ar módszerű kronológiai, magnetosztatigráfiai és biosztatigráfiai vizsgálatokat. A Központi Paratethysre, s ezen belül a Magyar Paleogén Medencére vonatkozó szekvenciasztatigráfiai vizsgálatok természetesen integrálták a területünkre vonatkozó ismereteket is. Ezeknek a vizsgálatoknak az adatait és eredményeit a következőkben foglaljuk össze.

K/Ar módszerű radiometrikus kormeghatározások

A riolituffa 9 pontjából (tanösvény, 2. csarnok, D–2 vízmosás, Fehérkő-bánya) Bartkó L., Hámor G. és Korpás L. által vett por- és kristálytufa minták biotitján az ATOMKI-ban és Tokioi Egyetemen meghatározott K/Ar koradatokat az 1. táblázatban foglaltuk össze.

Az ipolytarnóci riolituffa K/Ar koradatai

1. táblázat

Sorszám	Lelőhely és közettípus	K/Ar kor (Mév)	Hivatkozás
250.	Ipolytarnóc, riolituffa	21,4±2,8 17,2±3,1 19,8±3,0	ATOMKI, Hámor et al. 1979
872.	D–2 árok, legelső előfordulás, mocsári tufa	0	ATOMKI, Bartkó L.
874.	D–2 árok, legelső előfordulás, pados tufa	5,7±4,0	ATOMKI, Bartkó L.
875.	D–2 árok, második előfordulás, pados tufa	16,3±1,6 16,0±2,0	ATOMKI, Bartkó L.
876.	D–2 árok, harmadik előfordulás, alsó tufa	9,9±1,3	ATOMKI, Bartkó L.
877.	D–2 árok, harmadik előfordulás, középső, biotitos tufa	12,4±1,3	ATOMKI, Bartkó L.
878.	D–2 árok, harmadik előfordulás, felső portufa	14,2±1,4	ATOMKI, Bartkó L.
	Ipolytarnóc, riolituffa	19,0±1,4	TOKIO, Hámor et al. 1987
4875.	Puhakő-bánya, biotitos kristálytufa	11,9±2,0	ATOMKI, Korpás L. 1998

A szlovák oldal Bukovinka Formációjának Gyulakeszi Riolituffa betelepüléseiből Vass (2002) által publikált K/Ar korok a következők: $19,7 \pm 2,0$ és $20,1 \pm 0,3$ millió év.

Paleomágneses vizsgálatok

Az ipolytarnóci riolituffából, közvetlen feküledékeiből és magasabb helyzetű fedőüledékeiből Márton (1987, 1990a, b) öt mintavételi hely 50 mintáján végzett paleomágneses vizsgálatokat. Ezeket az adatokat a Magyar Paleogén Medence hazai és szlovákiai részén vett minták adataival együtt Lantos (2003) alapján a 2. táblázatban összesítettük.

A Magyar Paleogén Medence alsó miocén képződményeinek paleomágneses irányai és pontosságuk (Lantos 2003)

1. táblázat.

Mintavételi hely	Kőzet	Átlagos deklináció	Átlagos inklináció	K	α_{95}	Minták száma	Hivatkozás
Bátonyterenye	Andezit+slír	340°	39°	32	5,7°	21	3
Sámsónháza	Aleurit	321°	60°	36	9,0°	9	1
Ipolytarnóc Téglagyár	Agyag	333°	54°	14	11,0°	14	3
Ipolytarnóc Puhakő-bánya	Riolittufa	339°	62°	396	2,8°	8	1
Ipolytarnóc Botos-árok	Ignimbrit	334°	59°	77	5,9°	9	1
Ipolytarnóc Borókás-árok	Ignimbrit	325°	62°	135	5,8°	6	1
Kisterenye-Nemti	Riolittufa	68°	-48°	26	9,1°	11	4
Kisterenye	Riolittufa	90°	-55°	14	18,5°	6	3
Gyulakeszi	Riolittufa	76°	-64°	20	15,3°	6	4
Gyulakeszi	Riolittufa	280°	57°	40	19,9°	3	4
Kisterenye-Nemti	Riolittufa	273°	43°	23	19,4°	4	4
Nemti	Riolittufa	60°	-35°	35	10,3°	7	1
Rákóczi-telep	Riolittufa	91°	-61°	28	10,6°	8	1
Nemti	Ignimbrit	83°	-53°	57	6,1°	11	1
Mátraszele	Ignimbrit	103°	-64°	117	3,7°	14	1
Lipovany	Ignimbrit	86°	-62°	52	6,0°	13	2
Čakanovce	Riolittufa	114°	-51°	16	15,0°	7	2
Nemti	Tarkaagyag	151°	-46°	28	12,9°	6	1
Kazár	Tarkaagyag	117°	-35°	31	8,4°	11	1
Zagyvapálfalva	Tarkaagyag	284°	43°	43	9,3°	7	1
Velké Straciny	Homokkő	298°	40°	16	12,0°	11	2
Ipolytarnóc	Homokkő	255°	51°	46	10,0°	13	1
Tachty	Homokkő	292°	32°	62	12,0°	3	2
Čakanovce	Homokkő	115°	-49°	21	14,0°	7	2
(Eger)	Homokkő és agyag	105°	-48°	20	3,7°	75	1

(Jelmagyarázat: k: pontossági paraméter, α_{95} : konfidencia kör sugara 95%-os valószínűségi szinten. Hivatkozások: 1 - Márton és Márton 1996a, 2 - Márton és Márton 1996b, 3 - Márton 1987, 4 - Márton 1990a.)

Az ipolytarnóci tufából, közvetlen fekü- és magas fedőüledékeiből vett minták egységesen normál polaritásúaknak és rotációtól mentesnek bizonyultak.

Biosztratigráfiai vizsgálatok

Az ipolytarnóci riolittufa közvetlen feküüledékeiből Nagymarosy A. a tanösvény menti a vizesés slír szelvényéből, valamint a cápafogas homok szelvényének felső slír részéből végzett eredményes nannoplankton meghatározásokat (Nagymarosy és Varga 1984, Kocsis 2003). Nagymarosy a jellegzetes alsó miocén nannoflórát az NN 3 zóna felső részébe sorolta.

Szekvenciasztratigráfiai elemzések

A Központi Paratethys területére az elmúlt években Steininger et al. (1996) és Vakarcs et al. (1998) készítettek szekvenciasztratigráfiai elemzéseket. Ezeknek a modelleknek a Magyar Paleogén Medencére történő alkalmazásával az Ipolytarnóci Homokkő és a Gyulakeszi Riolittufa határa a Központi Paratethys területén a Steininger et al. (1996) kimutatott 18,0 millió év körüli vízszinteséssel eshet egybe. Vakarcs et al. (1998) ezt a határt Bur-3 (burdigalai 3) szekvenciahatárral azonosította, s korát 18,7 millió évben határozta meg.

A fentieket összegezve megállapítjuk, hogy az ipolytarnóci Gyulakeszi Riolittufa 19 millió év körüli korbesorolását csupán az adatok egy része támasztja alá, más része viszont ellene szól. Az ipolytarnóci 11 és a szlovákiai 2 K/Ar koradat világossá tette, hogy ezek pontos kormeghatározásra alkalmatlanok. Az északmagyarországi alsó riolittufa előfordulások paleomágneses és K/Ar koradatainak részletes tektonikai, valamint kronológiai elemzése (Márton és Fodor 1995, Márton és Márton 1996a, b Márton et al. 1996, Márton és Pécskay 1998, Márton és Fodor 2002) alapján egyértelmű, hogy az alsó riolittufa egyes szintjei nem egykorúak, képződésük időben elhúzódott és kétfázisú, legalább 70°-os, óramutató járásával ellentétes irányú rotációt szenvedtek el. Az ipolytarnóci tufák és üledékek rotációja csupán 30°-os és a második rotációs fázissal azonosítható. A második rotációs fázis korát Márton és Fodor (2002) a 17–16,5 millió év közötti időintervallumban rögzítette. Végül a közvetlen feküüledékek biosztratigráfiai és a szekvenciasztratigráfiai elemzése pedig 18,0 millió év körüli korbesorolásra utalnak.

Az új kronológiai modellt a rendelkezésünkre álló valamennyi publikált paleomágneses adatra (2. táblázat), a kétfázisú rotációt is tükröző deklináció és inklinációváltásokra (22, 23. ábra) alapozva két változatban (24, 25. ábra) dolgoztuk ki. A Lantos (2003) által kidolgozott változat (22. és 24. ábra) abból indul ki, hogy a riolittufa fekéjében települő glaukonitos homokkő 255°-os deklinációja a zagyvapálfalvai tarkaagyag és a szlovákiai homokkő (Velké Straciny, Tachty) deklinációjához áll közel, és ezért helyzete a C5En kronban (18,78–18,28 millió év) rögzítendő. A normál polaritású glaukonitos homokkő felett 3–4 m-rel települő szintén normál polaritású riolittufát viszont már a C5Dn kronba (17,62–17,28 millió év) sorolja, s ezzel a megoldással egy millió évet meghaladó üledékképződési szünetet és/vagy eróziót sugall. A felvett szelvényekben ilyen méretű hiátusnak és/vagy erózióknak nyomai nem voltak kimutathatóak. Az általunk javasolt kronológiai modell (23 és 25. ábra) alapja a folyamatos, de változékony fűciesű és gyors üledékképződés. Ilyen értelmezés mellett az ipolytarnóci fekéhomokkővet a riolittufával együtt a C5Dn kronba (17,62–17,28 millió év) soroltuk és szokatlanul nagy deklinációváltást feltételezünk a két képződmény között. Mivel az ipolytarnóci téglagyárban mélyített Ip-11 fúrás a mintegy 60 m vastag riolittufa tetejét 30,2 m mélységben ütötte meg, és a fejtőből vett agyagminta szintén normál mágneses polaritású, ezért azt előzetesen még szintén a C5Dn kronba tesszük. A fentiek alapján az ipolytarnóci riolittufát 300 000 évnél lényegesen rövidebb idő alatt lezajlott három kitörés termékének tekintjük.

6. JAVASLATOK

A munka folytatására és eredményeinek hasznosítására vonatkozó javaslatainkat a következőkben foglaljuk össze.

1) Az elmúlt évek munkái sok olyan, új eredményt hoztak, amelyek nemcsak a hazai szakközönség és a látogatók számára érdekesek, hanem elősegíthetik Ipolytarnóc világörökségi pályázatának kiegészítését is. Ennek érdekében készséggel vállaljuk az igényelt

terjedelmű, színes fényképekkel és grafikus dokumentációkkal kiegészített angol nyelvű anyag elkészítését, nyomtatásra kész és CD változatban egyaránt.

2) Ezzel párhuzamosan célszerű egy új, 50–60 oldal terjedelmű, színes illusztrációkkal ellátott magyar és angol nyelvű kirándulásvezetőt, illetve annak CD változatát elkészíteni és közreadni. Ez a kirándulásvezető a korábbi értékes földtani, paleontológiai és környezeti rekonstrukciós tanulmányok eredményeit integrálva, azokat az új szedimentológia, vulkanológiai és kronológiai modell keretébe illesztve mutatja be Ipolytarnóc különleges földtani értékeit.

3) Javasoljuk a tanösvény bemutató tábláinak felújítását és a zárójelentés Függelék fejezetében példaként megadott mintaszöveggel, valamint grafikus illusztrációkkal történő kiegészítését.

4) Az eddig szelvények mentén végzett kutatást célszerű a Természetvédelmi Terület egészére kiterjeszteni, oly módon, hogy a Bükki Nemzeti Park Igazgatósága szerény támogatású diplomamunka pályázatot hirdet meg az egyetemeken és főiskolákon. Ez a terület ismeretességének szinte költségmentes növelése mellett jól képzett, minőségi fiatal szakember utánpótlást és választékot biztosíthat a természetvédelem számára. Tudjuk, hogy ilyen kezdeményezések már korábban is voltak Ipolytarnócon és Nógrádszakálon, azonban intézményes háttér nélkül.

5) Az Ipoly Régió már működő projektjeihez kapcsolódva érdemes a szinte alig kutatott nógrádszakáli terület hasonló stílusú szedimentológiai és vulkanológiai rekonstrukcióját elkészíteni.

Bármelyik javaslatunk elfogadása esetén a továbbiakban is készséggel állunk a Bükki Nemzeti Park Igazgatóságának rendelkezésére.

7. HIVATKOZOTT IRODALOM

Balogh K. 1991: Szedimentológia I.– Akadémia Kiadó, Budapest, 547 p.

Balogh K. 1991: Szedimentológia II.– Akadémia Kiadó, Budapest, 356 p.

Bartkó L. 1985: Ipolytarnóc földtani vázlata.– *Geologica Hungarica Series Palaeontologica*, 44–46. 15–71.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry, M. P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M. P., Hardenbol, J. (eds.): *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM, Special Publication, 54. 129–212.

Cande S.C., Kent D.V. 1995: Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100. 6093–6095.

Cas R. A. F., Wright J. V. 1987: *Volcanic successions*.– Allen and Unwin, London, 528 p.

Druitt T. H. 1998: Pyroclastic density currents.– In: Gilbert J. S., Sparks R. S. J. (eds): *The physics of explosive volcanic eruptions*.–Geological Society, London, 145–182.

Einsele G. 1992: *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*.– Springer Verlag, Berlin, 628 p.

Hably L. 1985: Ipolytarnóc alsó–miocén korú flórája.– *Geologica Hungarica Series Palaeontologica*, 44–46. 75–255.

Hámor G. 1985: A Nógrád–cserhádi kutatási terület földtani viszonyai.– *Geologica Hungarica Series Geologica*, 22. 307 p.

Hámor G. 2001: A Kárpát-medence ősföldrajza. Magyarázó a Kárpát-medence miocén ősföldrajzi és fáciestérképéhez. 1:3 000 000.– Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázói, 66 p.

Hámor G., Ravasz-Baranyai L., Balogh K., Árva-Sós E. 1979: K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary.– *Ann. Géol. Pays Hellén*, 1979. II. 491–500.

- Hámor G., Ravasz-Baranyai L., Halmai J., Balogh K., Árva-Sós E. 1987: Dating of Miocene acid and intermediate volcanic activity in Hungary.– Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, 70. 149–154.
- Ipolytarnóc. Ősmaradványok 1998: Tájak, korok, múzeumok kiskönyvtára, 196. 5. Kiadás, Cartographia Kft., Budapest, 16 p.
- Ipolytarnóc. Ősmaradványok évszám nélkül: a Bükki Nemzeti Park kiadványa, 16 p.
- Kocsis L. 2003: Az ipolytarnóci cápafogak revíziója.– Diplomamunka, Budapest, ELTE, Őslénytani Tanszék
- Kordos L. 1985: Lábnyomok az ipolytarnóci alsó–miocén korú homokkőben.– *Geologica Hungarica Series Palaeontologica*, 44–46. 259–415.
- Kordos L. 1987: Újabb adatok az ipolytarnóci alsó–miocén homokkő lábnyomaihoz.– Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1985–ről, 453–465.
- Korpás L. 2000: Ipolytarnóc.– In: Császár G., Kecskeméti T., Korpás L., Tolnai G., T. Dobosi V., Rétvári L.: Kirándulásvezető, HUNGEO 2000, Magyar Földtudományi Szakemberek Világtalálkozója, Piliscsaba, 7–13.
- Korpás L., Csillagné Teplánszky E., Hámor G., Ódor L., Horváth I., Fügedi U., Harangi Sz. 1998: Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez.– Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázói, 216 p.
- Lantos M. 2003: Jelentés az ipolytarnóci alsó–miocén képződmények magnetosztatográfiai értékeléséről.– Kézirat, Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat, Budapest, 7 p.
- Márton P. 1987: Jelentés. Északmagyarországi eocén–középső miocén formációk paleomágneses vizsgálata.– Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 48 p.
- Márton P. 1990a: Jelentés. Paleomágneses vizsgálatok É–Magyarországon.– Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 22 p.
- Márton P. 1990b: Jelentés. Paleomágneses vizsgálatok É–Magyarországon II.– Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 21 p.
- Márton E., Fodor L. 1995: Combination of palaeomagnetic and stress data—a case study from North Hungary.– *Tectonophysics*, 242. 99–114.
- Mártonné Szalay E., Fodor L. 2002: A Dunántúli-középhegység mozgásai a harmadkorban a környezetében lévő tektonikai egységekhez képest: komplex paleomágneses és mikrotektonikai vizsgálatok.– *Magyar Geofizika*, 43. OTKA különszám, 27–29.
- Márton E., Márton P. 1996a: Large scale rotation in North Hungary during the Neogene as indicated by palaeomagnetic data.– In: Morris A. and Tarling D. H. (eds.): *Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean Region*. Geological Society, Special Publications 105. 153–173.
- Márton P., Márton E. 1996b: Belső-kárpáti tektonikai egységek harmadkori mozgástörténetének kutatása paleomágneses és egyéb módszerekkel.– *Magyar Geofizika*, 36. OTKA különszám, 13–18.
- Márton E., Vass D., Túnyi I. 1996: Rotation of the South Slovak Paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data.– *Geologica Carpathica*, 47(1). 31–41.
- Márton E., Pécskay Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary.– *Acta Geologica Hungarica*, 41(4). 467–476.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993: Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.– Tasmania, 196 p.
- Nagymarosy A., Varga P. 1984: Jelentés a sajószentpéteri kőszenterület alsó–miocén nannoplankton vizsgálatáról.– Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 57 p.

- Németh K., Martin U. 2001: Gyakorlati vulkanológia. (Practical volcanology).– Magyar Állami Földtani Intézet 201. Alkalmi kiadványa, 142 p. CD-ROM
- Reineck H. E., Singh I. B. 1973: Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics.– Springer Verlag, Berlin, 439 p.
- Rodriguez Pascua M. A., De Vicente G., Calco P. J. 2001: Paleoseismological analysis of late Miocene lacustrine successions in the Prebetic Zone, SE Spain.– *Acta Geologica Hispanica*, 36(3–4). 213–232.
- Steininger, F. F., Berggren W. A., Kent, D. V., Bernor L. R., Sen S., Agusti J. 1996: Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine–continental chronologic correlations of European mammal units. In: Bernor L. R., Fahlbusch W., Mittmann H. V. (eds): The evolution of western Eurasian Neogene mammal faunas. New York, Columbia University, 7–46.
- Szakács A., Seghedi I., Zelenka T., Márton E., Pécskay Z., Póka T. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary. Identifying eruptive sequences and searching for source locations.– *Acta Geologica Hungarica*, 41(4). 413–435.
- Sztanó O. 1994: The tide-influenced Pétervására Sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development.– *Geologica Ultraiectina*, 120. 155 p.
- Vakarcs G., Hardenbol J., Abreu V. S., Vail P. R., Várnai P., Tari G. 1998: Oligocene–Middle Miocene depositional sequences of the Central Paratethys and their correlation with the regional stages.– In: Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, SEPM Special Publications, 60. 209–231.
- Vass D., Konečný V., Šefara J., Pristaš, J., Škvarka L. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny.– *Geologický Ústav Dionýza Štúra*, Bratislava, 277 p.
- Vass D., Elecko M. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lucenskej Kotliny a Cerovej Vrchoviny. 1:50 000.– *Geologický ústav Dionýza Štúra*, Bratislava, 196 p.
- Vass D. 2002: Lithostratigraphy of Western Carpathians: Neogene and Buda Paleogene.– *Štátny geologický ústav Dionýza Štúra*, Bratislava, 202 p.

FÜGGELÉK

1) Puhakő-bánya szelvényének javasolt táblamagyarázó szövege

A szelvény a 17,3 és 17,6 millió évvel ezelőtt bekövetkezett vulkáni hamuhullás jellegzetes kőzetét a biotitos, horzsakő törmelékes riolittufát mutatja be. A vízbehullott vulkáni hamu a NyDny-ra, mintegy 8 km távolságra elhelyezkedő és ma már eltemetett vulkáni kúpából (riolitdóm) származik. Az 500–2000 m átmérőjű és a vízszint fölé legfeljebb 100–150 m-rel kiemelkedő riolitdóm robbanásos porfelhője mintegy 60 km/óra sebességgel érkezhett ide. A fal középső és ÉK-i részén látható 1–2 m átmérőjű, koncentrikus elválású szerkezetek az egykori tufafelhőnek már alig örvénylő mozgását jelzik. A néhány cm átmérőjű, szögletes fehér és könnyű horzsakövek pedig a kiszórt vulkáni hamuba ágyazva érkeztek ide majd úszva ülepedtek le a sekélyvízi környezetben. A szelvény középső részén meredek dőlésű törések egy részét a vulkánosságot kísérő földrengések eredményezhették. Az ÉK-i fal, egyik törési síkjának felületén gyors kiszáradást jelző, sűrű hatszögletes repedéshálózat látható.

2) A Keménykő- bánya szelvényének javasolt táblamagyarázó szövege

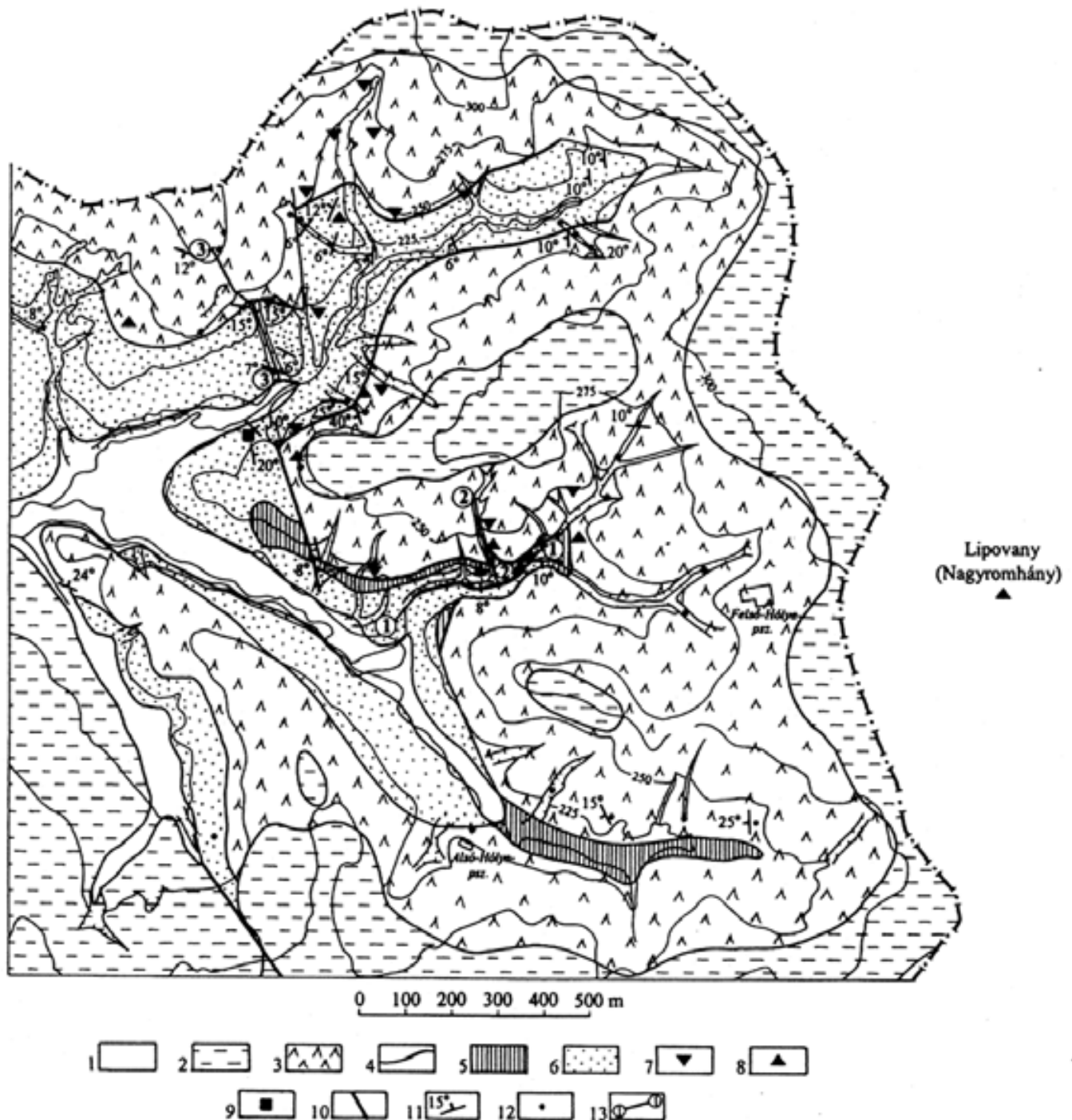
A szelvény a 17,3 és 17,6 millió évvel ezelőtt lezajlott vulkánosság rövid szünetében újraéledő korábbi deltarendszer egyik, kisméretű folyóágának torkolati zátonyát mutatja be.

Ennek anyaga vörösbarna, pados, lemezesen rétegzett és keresztarétegzett kovásodott kvarchomokkő, aprószemű kvarckavics zsinórokkal. A szelvény DK-i végén jól látható lemezes ferderétegzés a torkolati zátonynak közel észak felé történő, fokozatos épülését jelzi. A négy szintben fellépő, fűzészerű, megnyúlt, lapos és részben laza homokkal kitöltött üregeket az egykori parti vízszintben bekövetkezett oldódás hozta létre. Ezek az üregek egyben az egykori vízszintváltozások nyomai. A kőzetek vörösbarna színe az erős oxidáció következménye, ami vízzel alig vagy csak időszakosan borított képződési környezetre utal. A homokkő kovásodása a vulkánosságot kísérő hidrotermális folyamatok eredménye.

MELLÉKLETEK

AZ IPOLYTARNÓCI TERMÉSZETVÉDELMI TERÜLET FÖLDTANI TÉRKÉPE

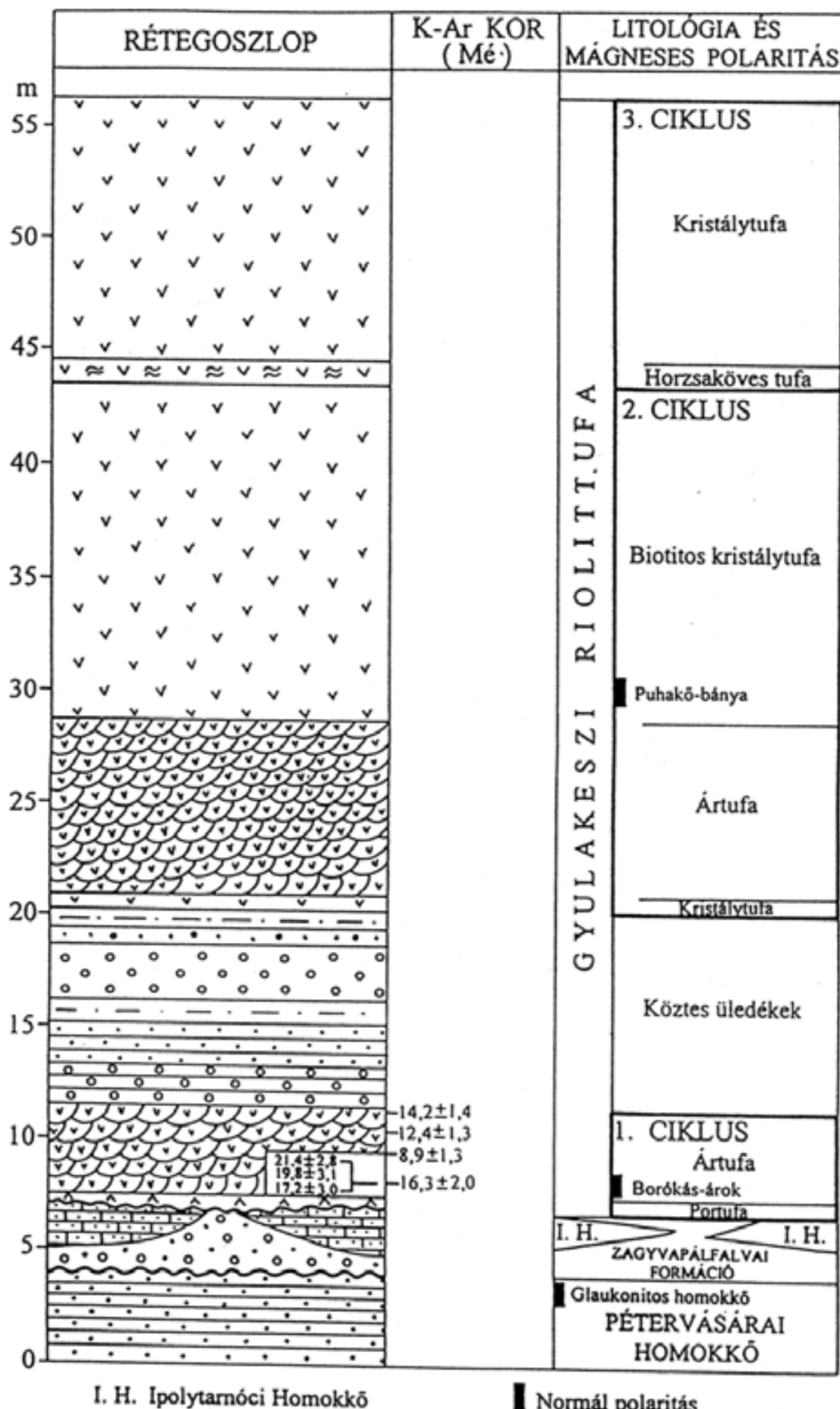
Földtan: Bartkó L. (1971)



Jelmagyarázat

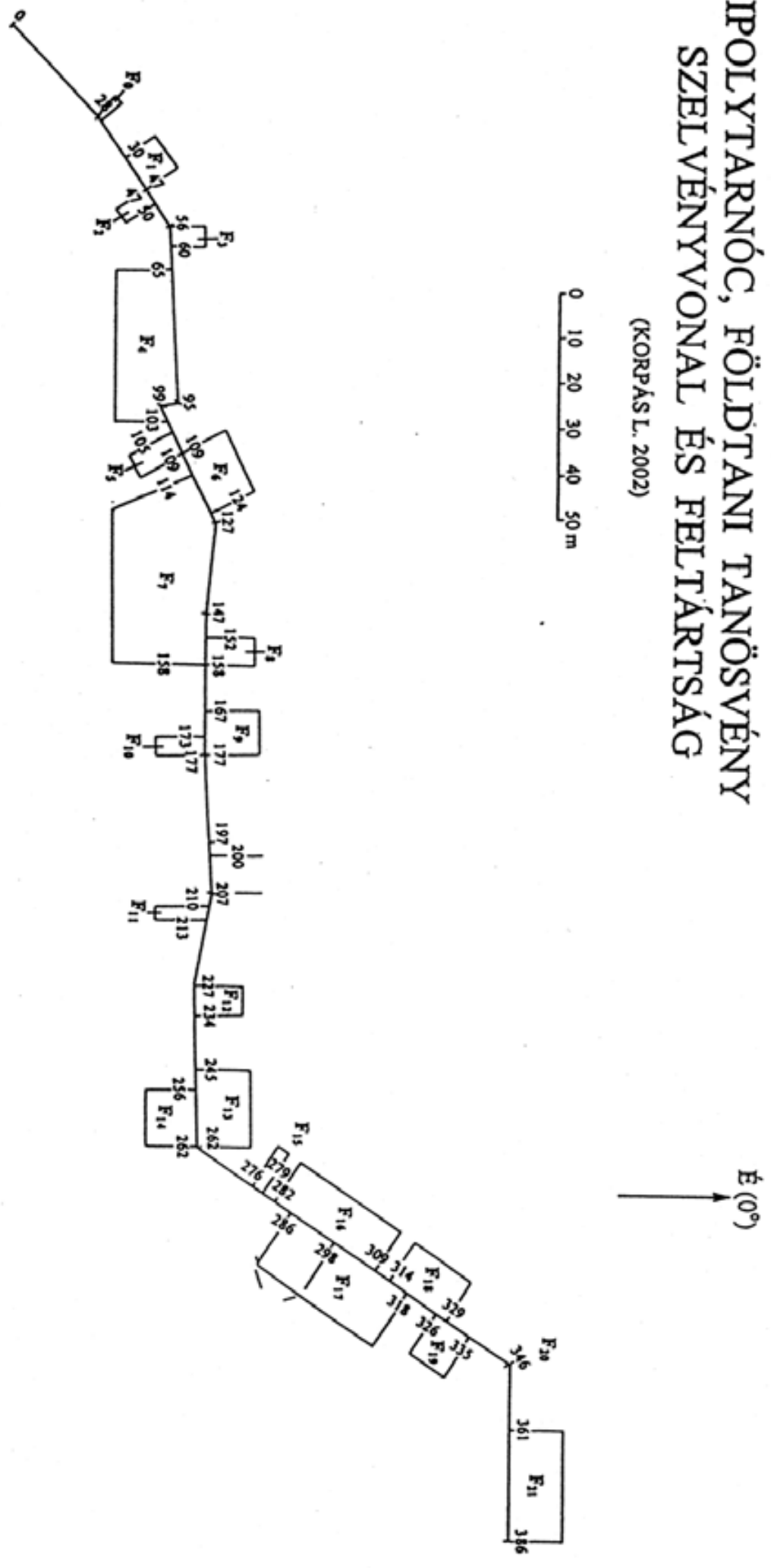
1) Alluvium, 2) Salgótarjáni Barnaköszén Formáció (Nógrádmegyeri Tagozat: homok, homokkő, felső tarkaagyag, konglomerátum), 3) Gyulakeszi Riolittufa, 4) Ipolytarnóci Homokkő (lábnymos homokkő), 5) Zagyvapálfalvai Formáció (alsó konglomerátum), 6) Pétervásárai Homokkő (glaukonitos homokkő, kavicsos homokkő, márga), 7) Szenesedett növénymaradványok, 8) Kovásodott fatörzsmaradványok, 9) Cápa fogas homok lelőhely, 10) Törésvonal, 11) Rétegdőlés, 12) Korpás L. 1998. évi észlelési pontjai, 13) Korpás L. 2002. évi felmért szelvényei

AZ IPOLYTARNÓCI TERMÉSZETVÉDELMI TERÜLET
RÉTEGOSZLOPA
(KORPÁS L. 1998)



IPOLYTARNÓC, FÖLDTANI TANÖSVÉNY SZELVÉNYVONAL ÉS FELTÁRTSÁG

(KORPÁSL. 2002)



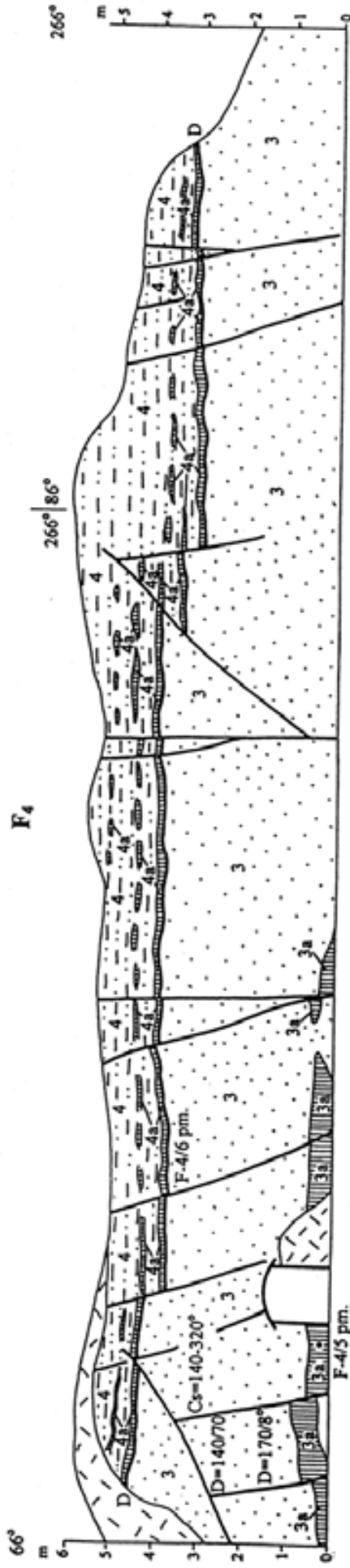
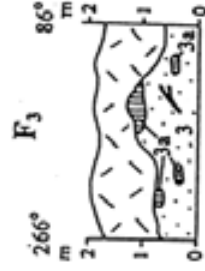
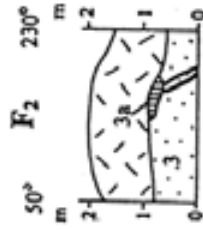
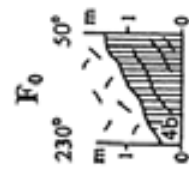
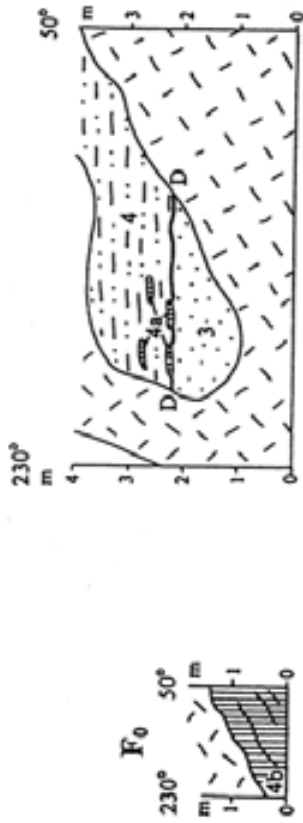
3. ábra

IPOLYTARNÓC TANÖSVÉNY

F₀, F₁, F₂, F₃, F₄ SZELVÉNY

(KORPÁS L. 2002)

F₁



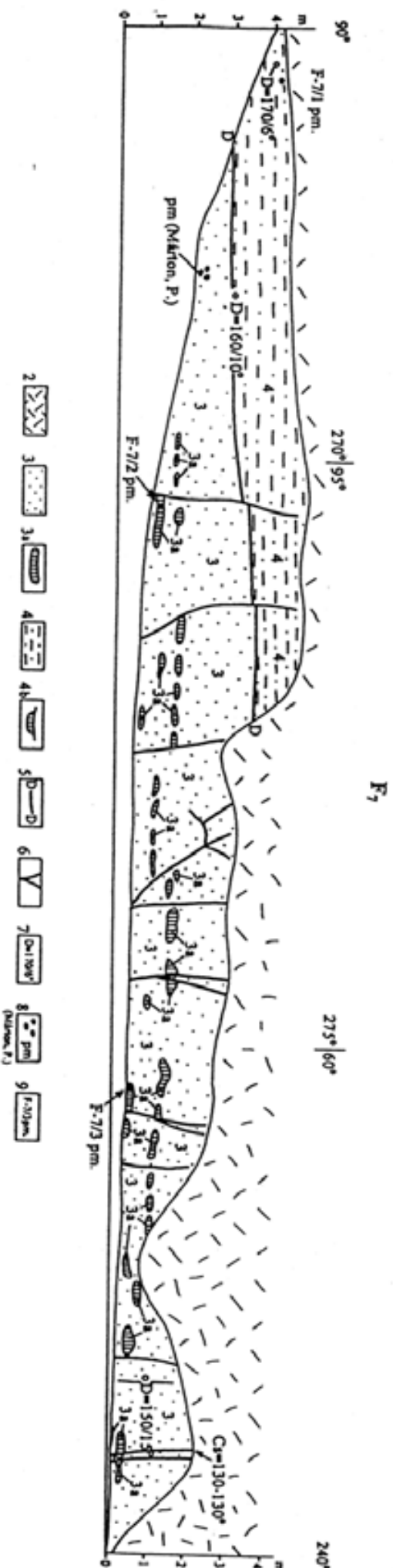
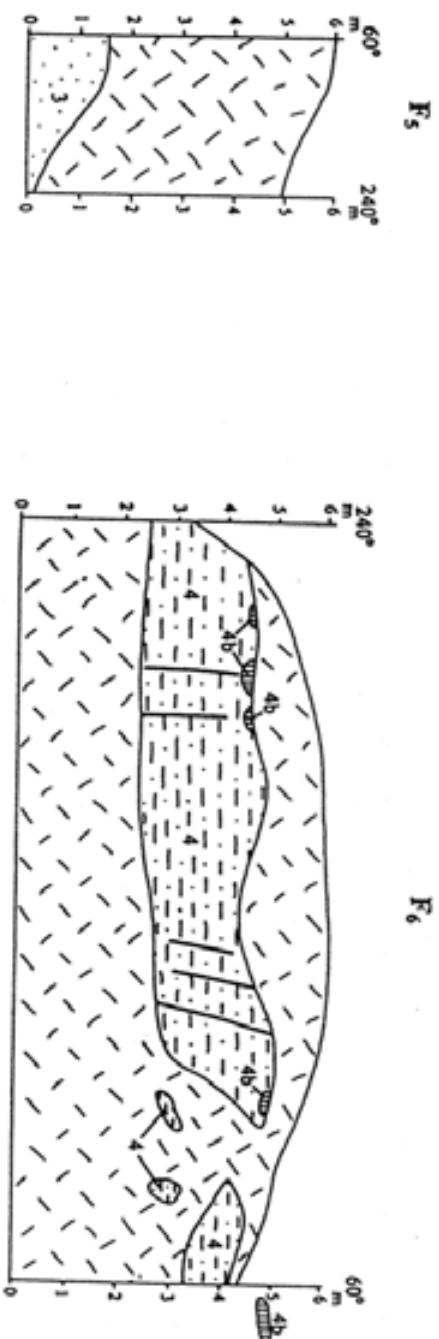
2) Törmelekkel fedett terület, 3-4) Pétervásárai Homokkő (agyagos glaukonitos homok-homokkő rétegcsoport, 3a) Vízalatti delta csatornaüledékei (kötött homokkő lencsék és tömbök), 4) Glaukonitos homok és slir rétegcsoport, 4a) Vízalatti delta csatornaüledékei (kötött homokkő lencsék és tömbök), 4b) Vízalatti delta csatornaüledékei (kötött homokkő lencsék és tömbök), 5) Eróziós felszín, 6) Szinszediment mikrovetők, 7) Rétegdőlés, 8) Szinszediment mikrovetők csapása, 9) Mintavétel helye

IPOLYTARNÓC TANÖSVÉNY

F₅, F₆, F₇ SZELVÉNY

(KORPÁSI L. 2002)

5. ábra

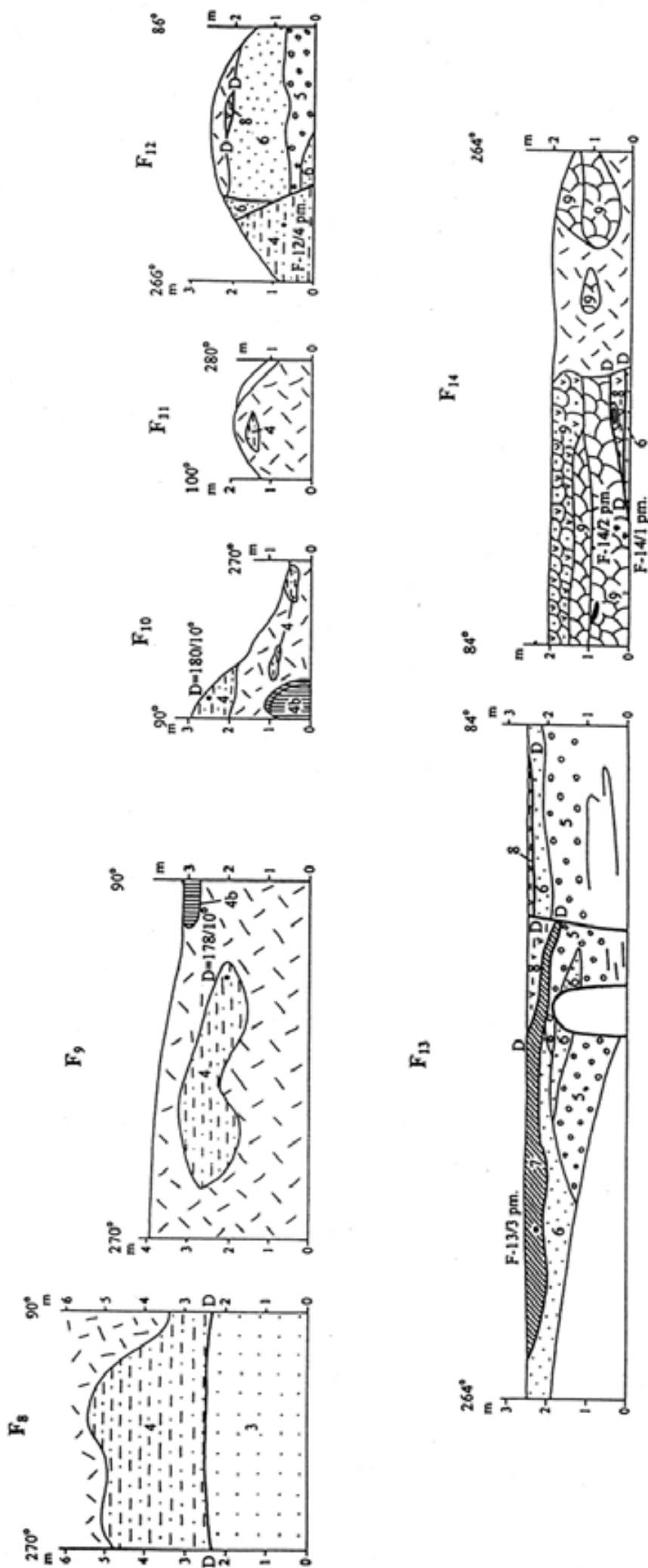


- 2) Törmelékkel fedett terület, 3–4) Pétervárárai Homokkő (agyagos glaukonitos homok-homokkő rétegcsoport, 3a) Vizalatti delta csatormallédekai (kötött homokkő lencsék és tömbök), 4) Glaukonitos homok és slir rétegcsoport, 4b) Vizalatti csatorna és torkolati zátony üledékek (kvarckavicsos konglomerátum és homokkő padok), 5) Eróziós felszín, 6) Szinszediment mikrovetők, 7) Rétegdőlés, 8) Márton P. (1987) paleomágneses mintavételi helye, 9) Mintavétel helye

IPOLYTARNÓC TANÖSVÉNY

F₈, F₉, F₁₀, F₁₁, F₁₂, F₁₃, F₁₄ SZELVÉNY

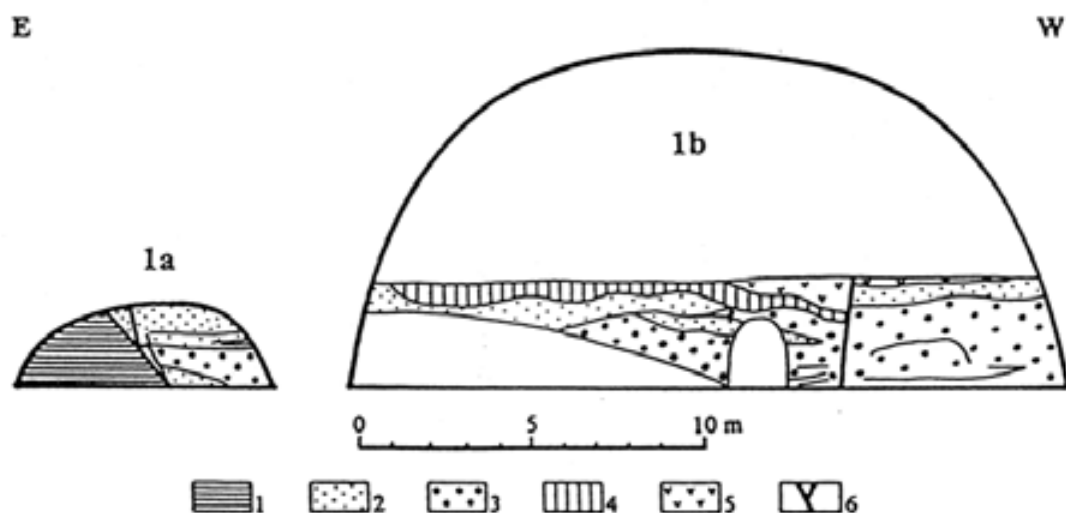
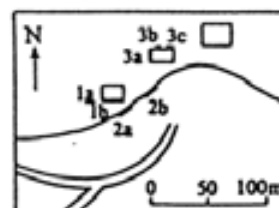
(KORPÁS L. 2002)



2) Törmelékkel fedett terület, 3-4) Pétervásárai Homokkő (agyagos glaukonitos homok-homokkő rétegcsoport, 4b) Vizalatti csatorna és torkolati zártony üledékek (kvarckavicsos konglomerátum és homokkő padok), 5) Meder fáciesű folyóvízi kavics és konglomerátum, 6) Folyóvízi lepel homok és övzátonyok, 7) Ipolytarnóci Homokkő (lábnyomos homokkő, parti dűne), 8-9) Gyulakeszi Riolitufa, 8) Biotitos riolit portufa (mocsári fáciesű hullott portufa, paleotalajjal), 9) Biotitos riolit ártufa (piroklastikus ár), 10) Eróziós felszín, 11) Szinszediment mikrovetők, 12) Kovásodott fatörzsmaradványok, 13) Szénült fadarabok, 14) Rétegdőlés, 15) Mintavétel helye

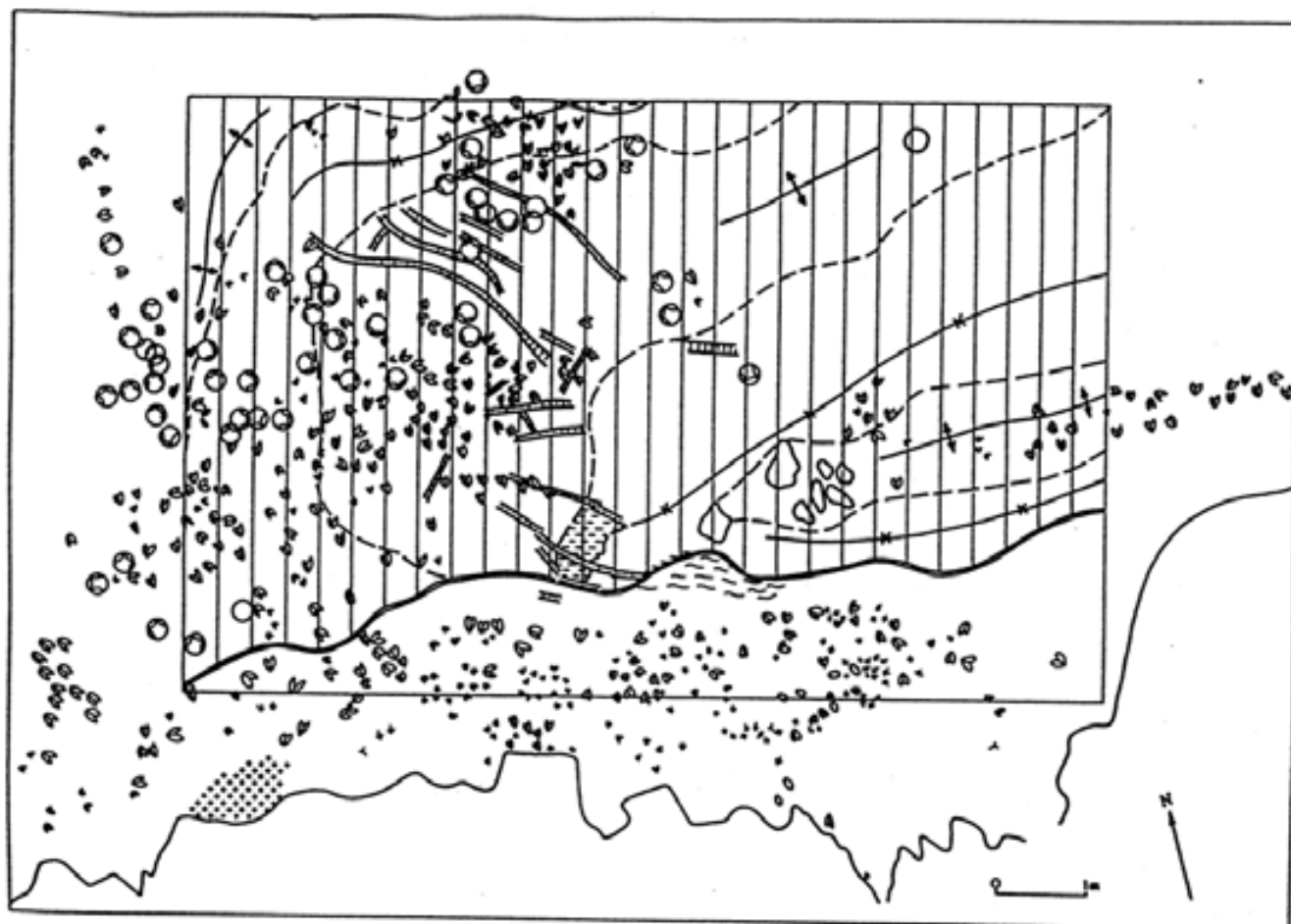
AZ IPOLYTARNÓCI RÉTEGEK ÉS A GYULAKESZI RIOLITTUFA JELLEMZŐ SZELVÉNYEI (1.)

(KORPÁS 1998)



- | | |
|----------------------------|--------------------|
| 1 Tengeri homok | 4 Lábnymos homokkő |
| 2 Homok | 5 Riolittufa |
| 3 Alluviális konglomerátum | 6 Vető |

AZ IPOLYTARNÓCI HOMOKKŐ KÉPZŐDÉSI KÖRNYEZETE
(2.sz. CSARNOK)
 (Korpás 1998, Kordos 1987 alapján)



Az Ipolytarnóci Homokkő árapályóvi környezete
 (Vegyes, hullámszás és árapály uralta partvonal)

Parti zátonyok és dűnék, tengelyük irányával

Hullámfodrok

Partvonal

Fossiliferous homokkő tömbök a vízszint felett

Rinocérosz lábnyomok

Ragadozó lábnyomok

Párosujjú patások lábnyomai

Madáryomok

Fenyőtűvel borított felszín

Kővesedett fatörzsek

Kővesedett farönk

Paleotalaj gyökérszintje

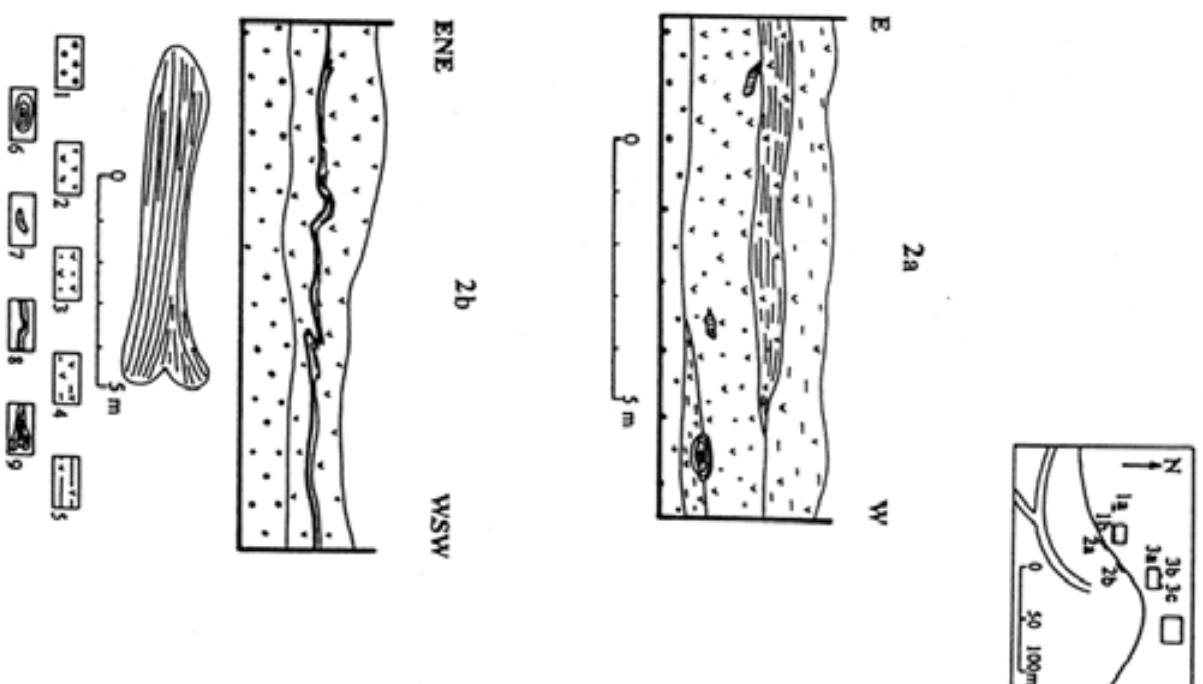
A Gyulakeszi Riolituffa árapály uralta mocsári környezete

Portufa és bazális piroklastikus ár

AZ IPLYTARNÓCI RÉTEGEK ÉS A GYULAKESZI RIOLITTUFA JELLEMZŐ SZELVÉNYEI (2.)

(KORPÁS 1998)

- 1 Alluvialis konglomerátum
- 2 Riolittufa
- 3 Riolit ártufa szénült növényi törmelékkel
- 4-5 Riolit kristálytufa és portufa
- 6 Kovasedett fatörzs
- 7 Szénült fadarabok
- 8 Homok, víziszőkési szerkezetekkel
- 9 Kovasedett fatörzs

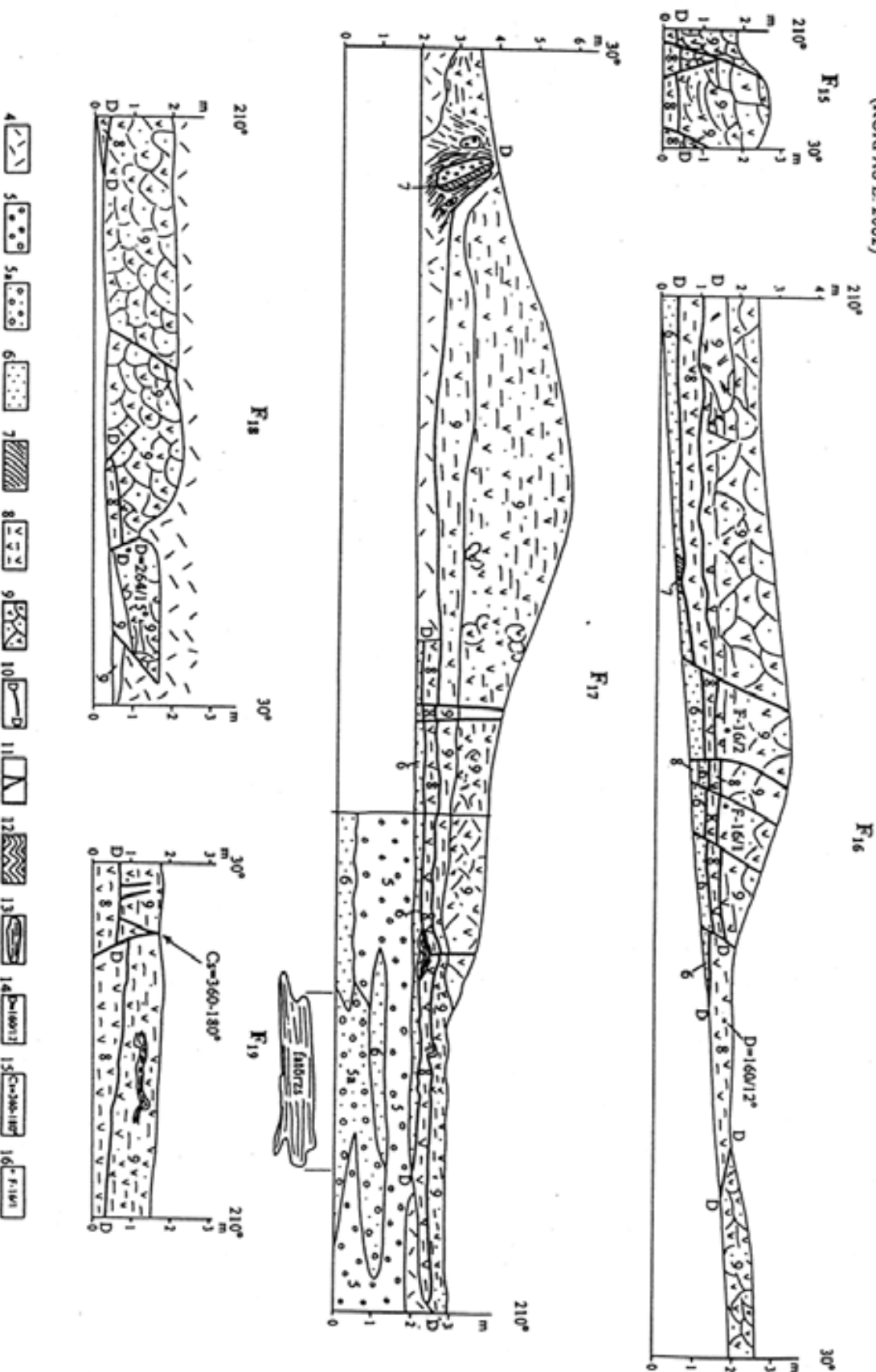


9. ábra

IPOLYTARNÓC TANÖSVÉNY

F₁₅, F₁₆, F₁₇, F₁₈, F₁₉ SZELVÉNY

(KORPÁS L. 2002)

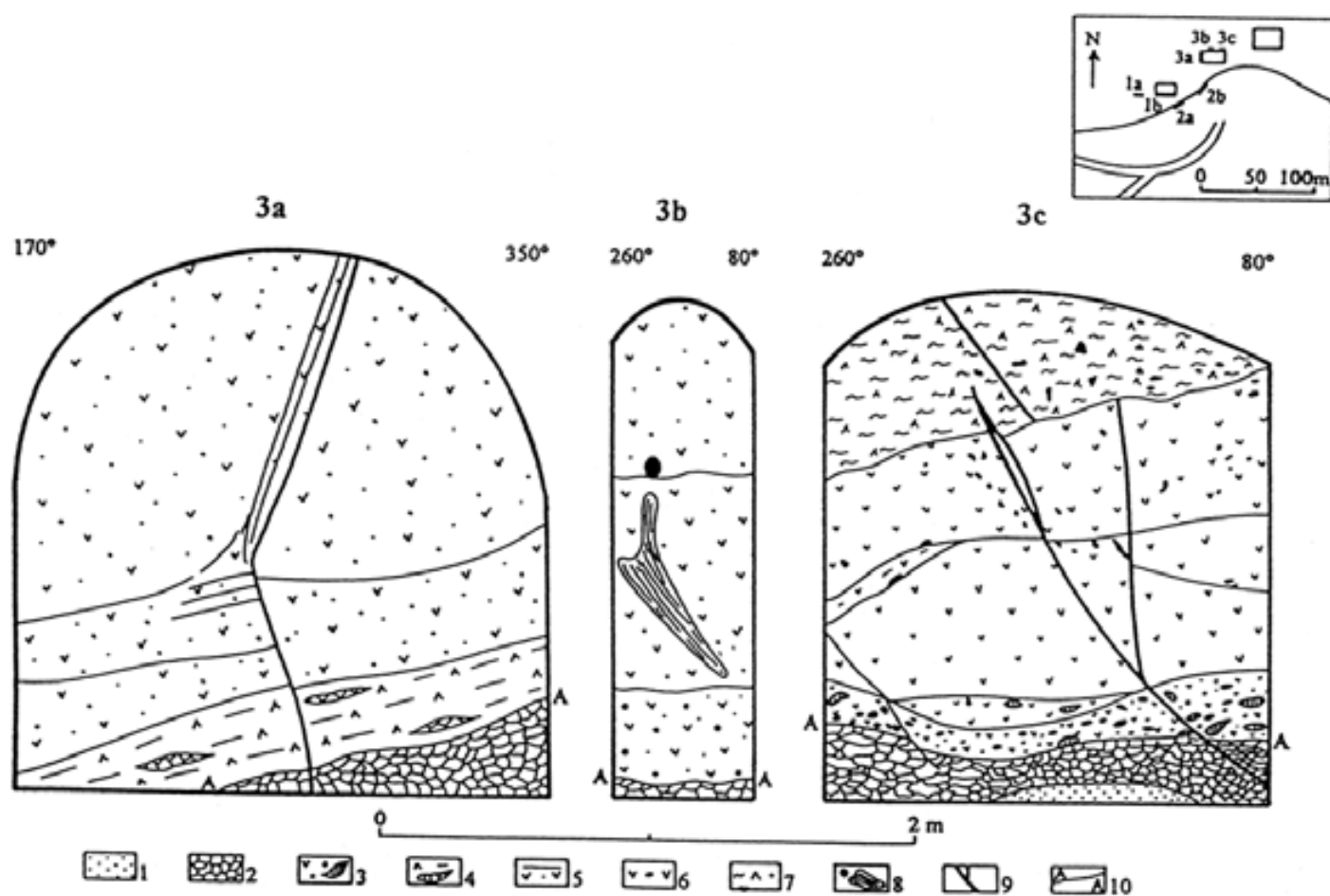


- 4) Törmelékkel fedett terület, 5) Meder fáciesű folyóvízi kavics és konglomerátum, 6) Folyóvízi lepel homok és övzátonyok, 7) Ipolytarnóci Homokkő (lábnymos homokkő, parti dűne), 8–9) *Gyulakeszi Rotitufa*, 8) Biotitos rölt portufa (mocsári fáciesű hullott portufa, paleotalajjal), 9) Biotitos rölt ártufa (piroklasztikus ár), 10) Eróziós felszín, 11) Szinszediment mikrovetők, 12) Iszapredők (földrengés kiváltotta vízkiszökési szerkezetek), 13) Kovásodott fatörzsmaradvány, 14) Rétegdőlés, 15) Mikrovetők csapása, 16) Mintavétel helye

AZ IPOLYTARNÓCI RÉTEGEK ÉS A GYULAKESZI RIOLITTUFA

JELLEMZŐ SZELVÉNYEI (3.)

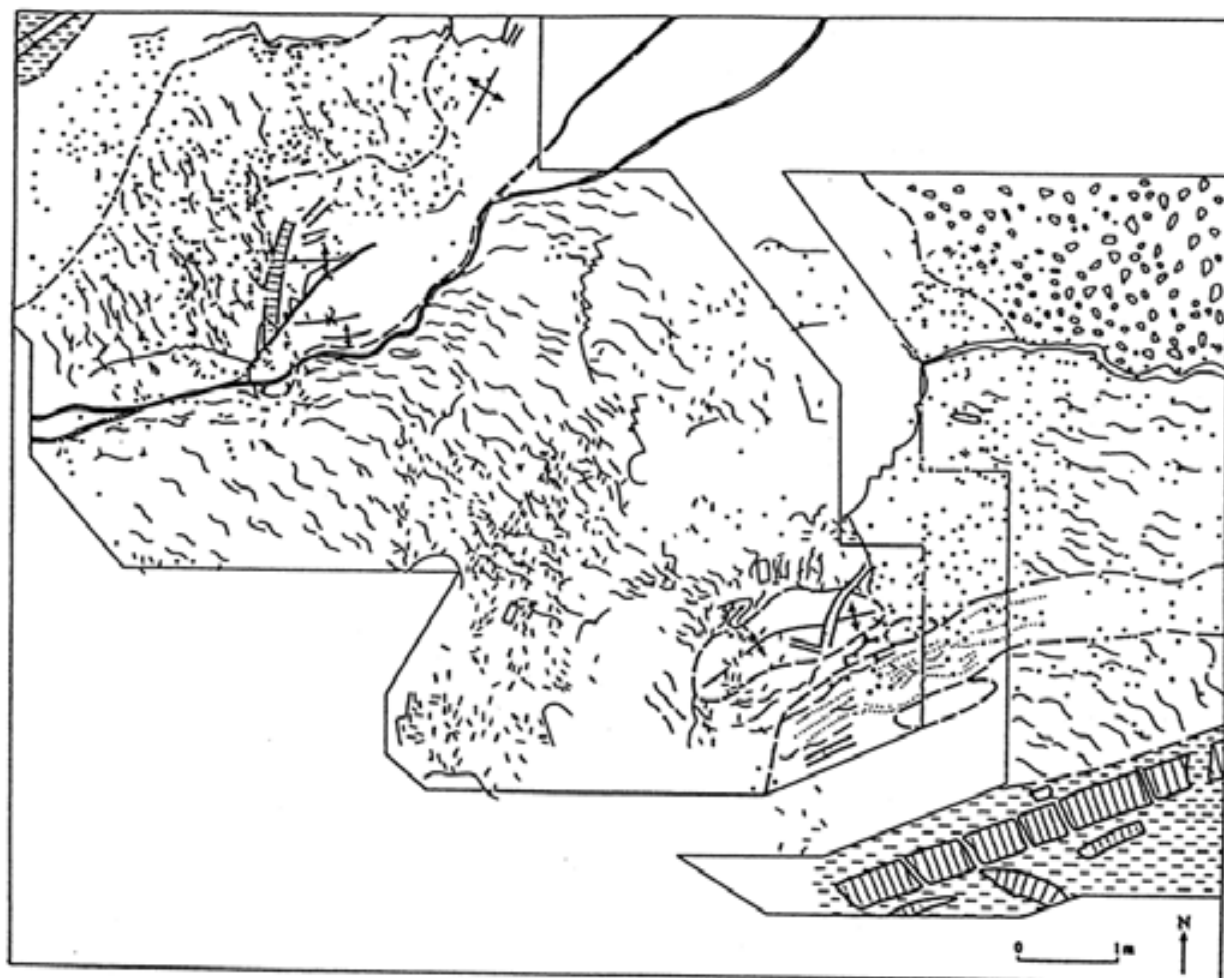
(KORPÁS 1998)



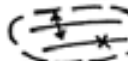
- | | | | |
|---|-------------------------|-----|---|
| 1 | Lábnymos homokkő | 5-7 | Riolit ártufa szénült növényi törmelékkal |
| 2 | Breccsás portufa | 8 | Szénült fadarabok |
| 3 | Tufabreccsa kavicsokkal | 9 | Vető |
| 4 | Porufa és tufabreccsa | 10 | Marker szint |


AZ IPOLYTARNÓCI HOMOKKŐ KÉPZŐDÉSI KÖRNYEZETE (1.sz. CSARNOK)


(Korpás 1998, Kordos 1985 alapján)





Az Ipolytarnóci Homokkő árapályövi környezete (Vegyes, hullámzás és árapály uralta partvonal)

 Parti zátonyok és dűnék, tengelyük irányával

 Hullámfodrok

 Torrens törmelékűp gátja

 Árapályövi patak

 Visszaáramlási csatorna

 Homokkő padok határa


 Rinocérosz lábnyomok

 Párosujjú patások lábnyomai

 Madáryomok

 Kövesedett fatörzsek

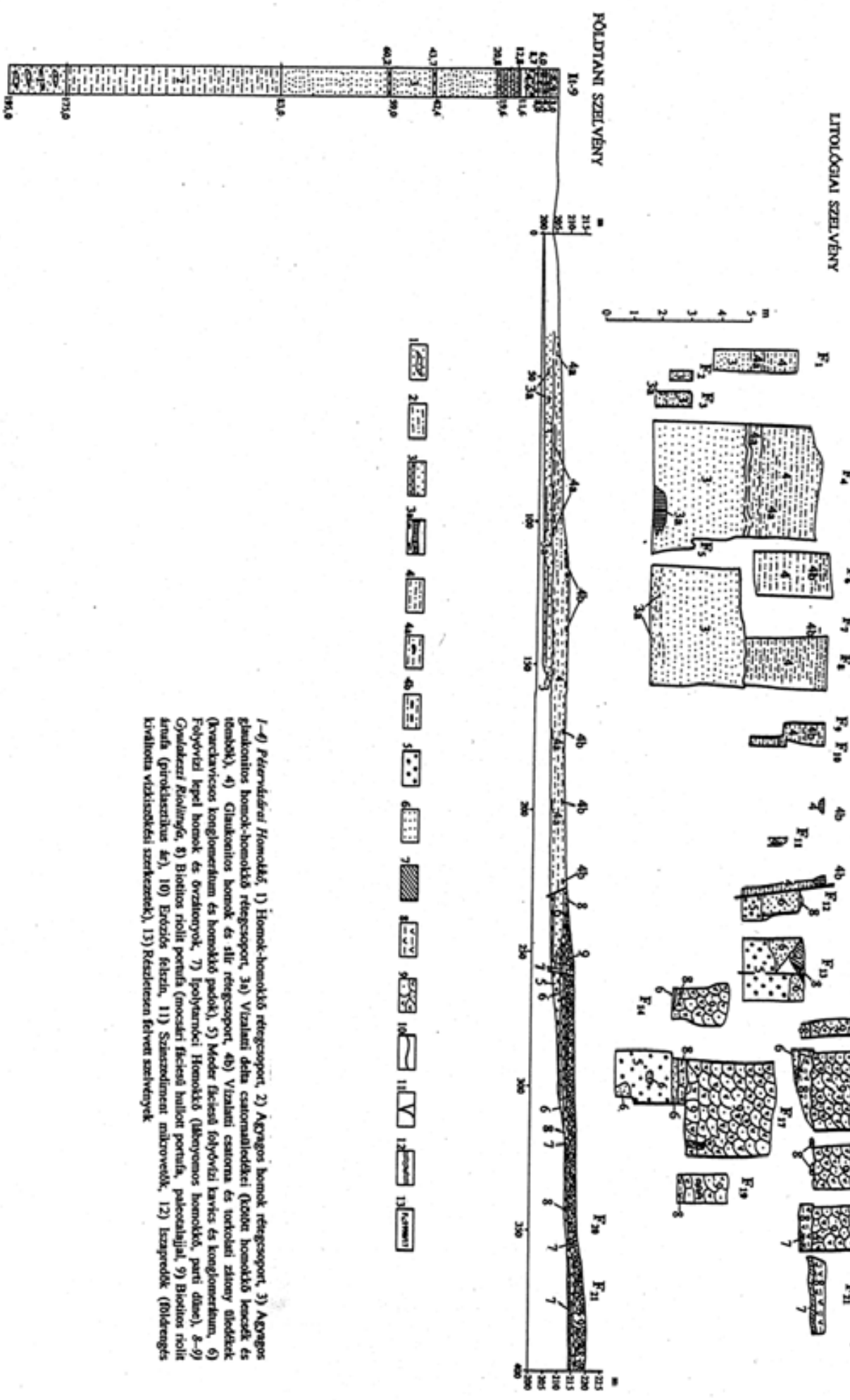
A Gyulakeszi Riolittufa árapály uralta mocsári környezete

 Portufa és bazális piroklasztikus ár

 Kövesedett fatörzsek

AZ IpolyTARNÓCI TANÖSVÉNY 1. SZÁMÚ ÖSSZETETT FÖLDTANI SZELVÉNYE
(KORPÁS L. 2002)

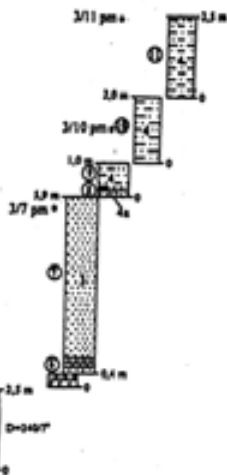
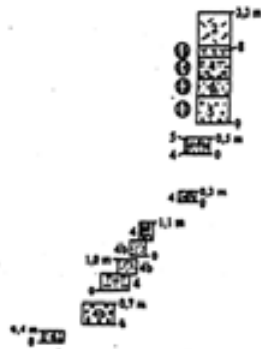
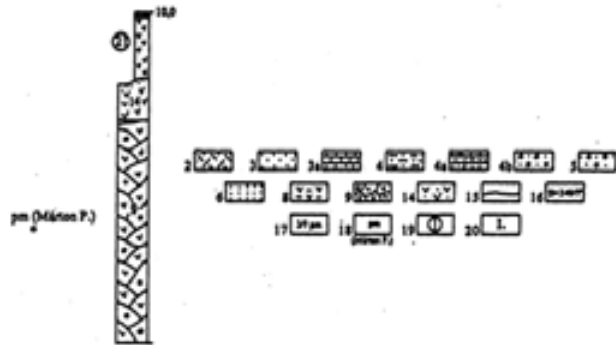
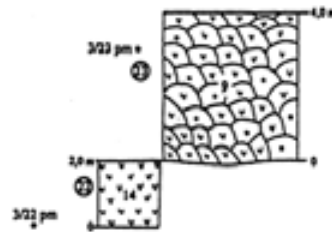
1998/17



1-4) *Pterisidaei* Homokkő, 1) Homok-homokkő rétegcsoport, 2) Agyagos homok rétegcsoport, 3) Agyagos glaukonitos homok-homokkő rétegcsoport, 3a) Vizalatti delta csatornásidőközi (közeli homokkő kancsák és rétegek), 4) Glaukonitos homok és silt rétegcsoport, 4b) Vizalatti csatorna és toroklasi zátony öblöddék (Avarakavicsos konglomerátum és homokkő padok), 5) Méses facies folyóvízi kavics és konglomerátum, 6) Folyóvízi lepel homok és örvényrok, 7) Ipolytarnóci Homokkő (libényos homokkő, parti dűlő), 8-9) *Oxalidaceae* *Rhodospira*, 8) Biotikus rolti porfira (mocsári facies hullott porfira, paleozólium), 9) Biotikus rolti árnyék (puroklastikus *ka*), 10) Erőzős felzár, 11) Szaszólium mikrovezék, 12) Lézpródk (Bólátrétegés kőaltona víziszakcsi szerkezetek), 13) Rézlelzen felvert szerkezetek

AZ IPOLYTARNÓCI TERMÉSZETVÉDELMI TERÜLET 3. SZÁMÚ
 ÖSSZETETT FÖLDTANI SZELVÉNYE
 (BOTOS-ÁROK - PUHAKÓ-BÁNYA - FEHÉR-HEGY)
 (KORPÁS L. 2002)

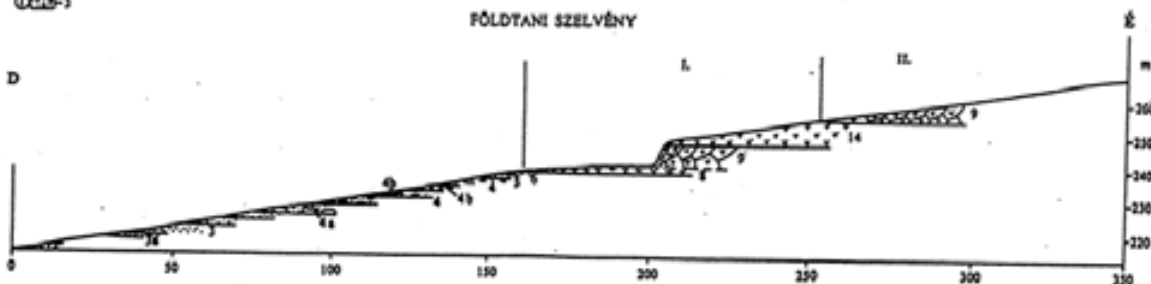
LITOLÓGIAI SZELVÉNY



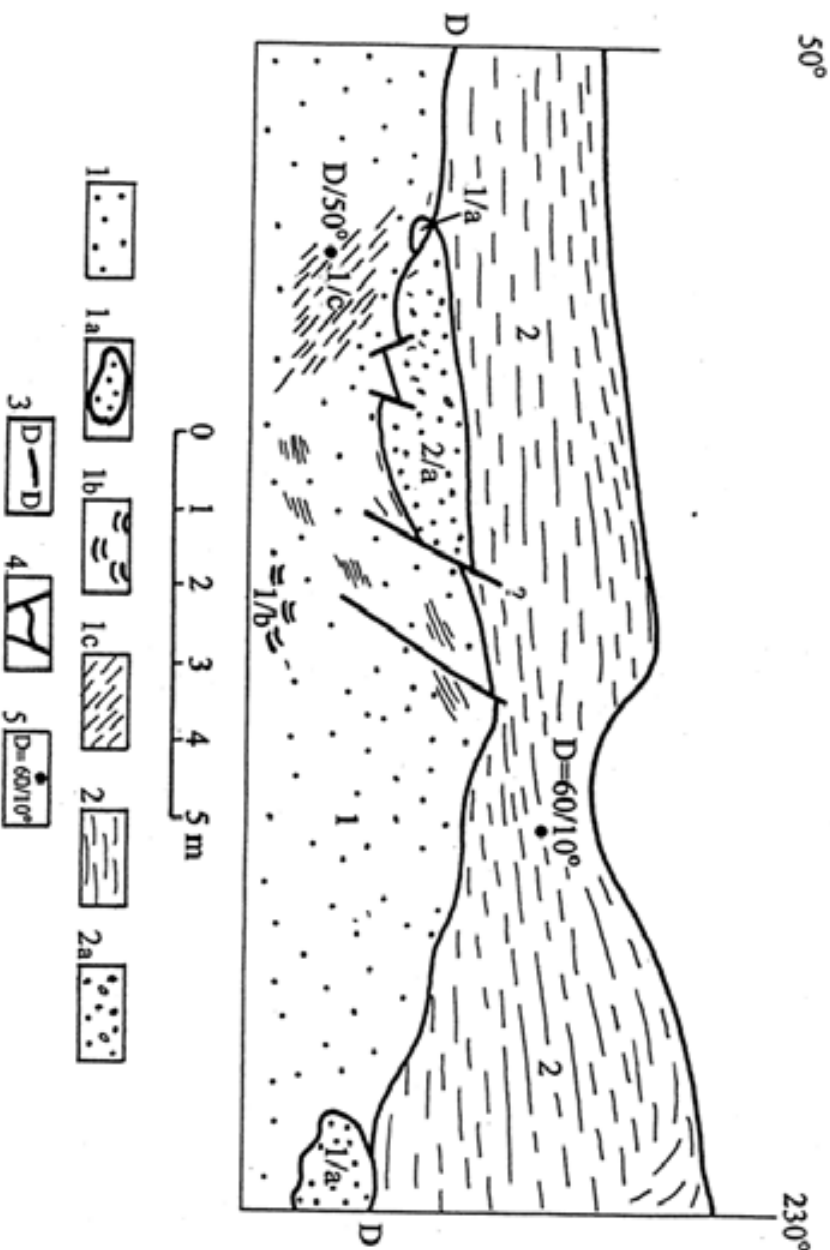
2) Törmelékkel fedett terület, 3-4) *Pétervádszrai Homokkő*, 3) Agyagos, galukonitos homok-homokkő rétegcsoport kavics és konglomerátum betelepülésekkel, 3a) Vízalatti delta csatornaüledékei (kötött homokkő lencsék és tömbök), 4) Sűrű rétegcsoport, 4a) Vízalatti delta csatornaüledékei (kötött, glaukonitos homokkő lencsék és tömbök), 4b) Vízalatti csatorna és torkolati zátony üledékek (kvarekavicsos konglomerátum és homokkő padok), 5) Meder fűcésű folyóvízi kavics és konglomerátum, 6) Folyóvízi lepel homok és övzátonyok, 8-14) *Gyulakézi Riolitufa* (biotitos portufa, ártufa, horzsaaköves tufa), 8) Biotitos portufa, kristálytufa, 9) Tömeges, horzsaaköves, biotitos ártufa, 14) Lemezes biotitos kristálytufa, 15) Eróziós felszín, 16) Rétegdőlés, 17) Mintavétel helye, 18) Márton P. (1990) paleomágneses mintavételi helye, 19) A felvett szelvény sorszáma, 20) A vulkáni ciklus sorszáma

00126-3

FÖLDTANI SZELVÉNY

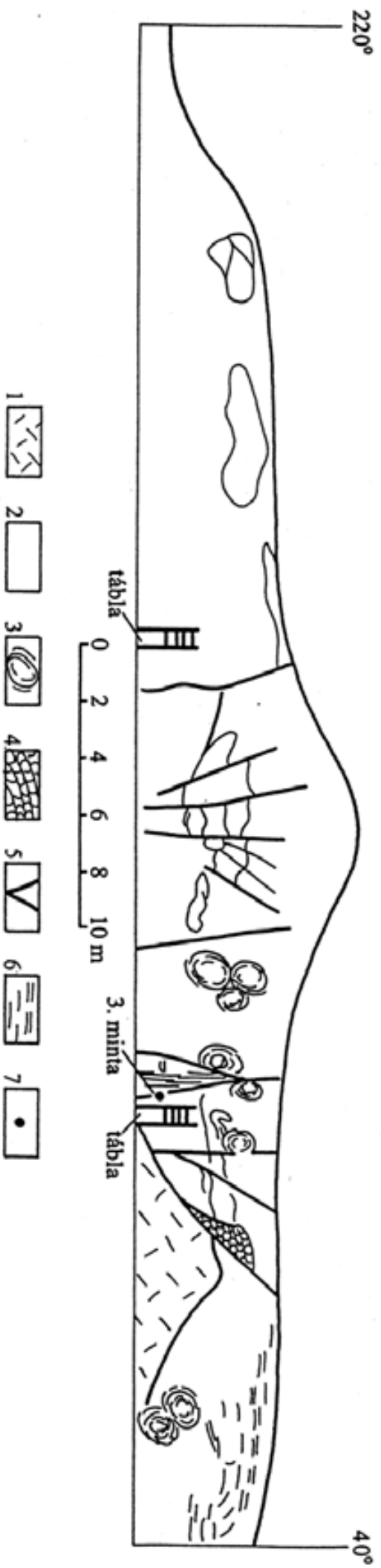


AZ IPOLYTARNÓCI "CÁPAFOGÁS HOMOK" SZEDIMENTOLÓGIAI
SZELVÉNYE
(KORPÁS I. 2002)



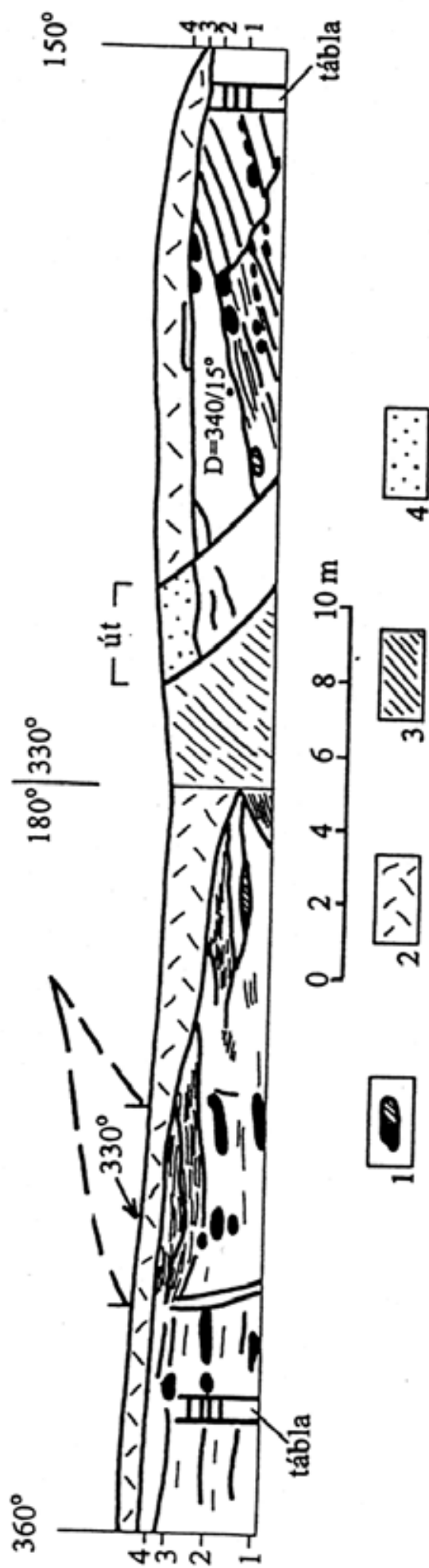
1) *Pétervásárai Homokkő* (muszkovitos laza homok, cápafogakkal), 1a) Vízalatti delta csatornaüledékei (kötött homokkő lencsék és tömbök, apró kvarckavicsokkal, foszforit konkréciókkal, valamint cápafogakkal és csonttöredékekkel), 1b) Kagylólumassella, fehér porló kagylóhéjakkal, 1c) Lemezes dűnehomok cápafogakkal, 2) *Pétervásárai Homokkő* (lemezes, homokos slír), 2a) Csatornaüledékek (laza, agyagos homok, aprószemű intraformacionális kavicsokkal, foszforitgumókkal és cápafogakkal), 3) Eroziós felszín, 4) Szinszediment mikrovetők, 5) Rétegdőlés

AZ IPOLYTARNÓCI PUHAKŐ-BÁNYA SZELVÉNYE
(KORPÁS I. 2002)



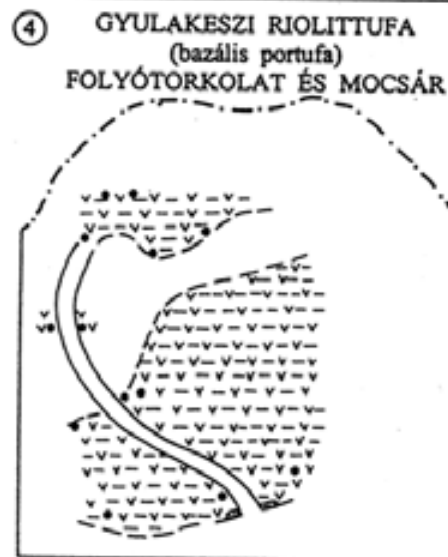
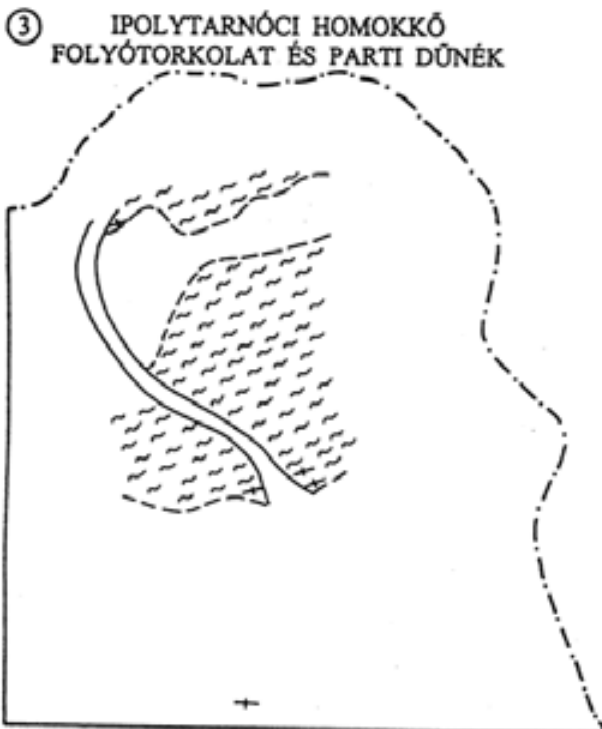
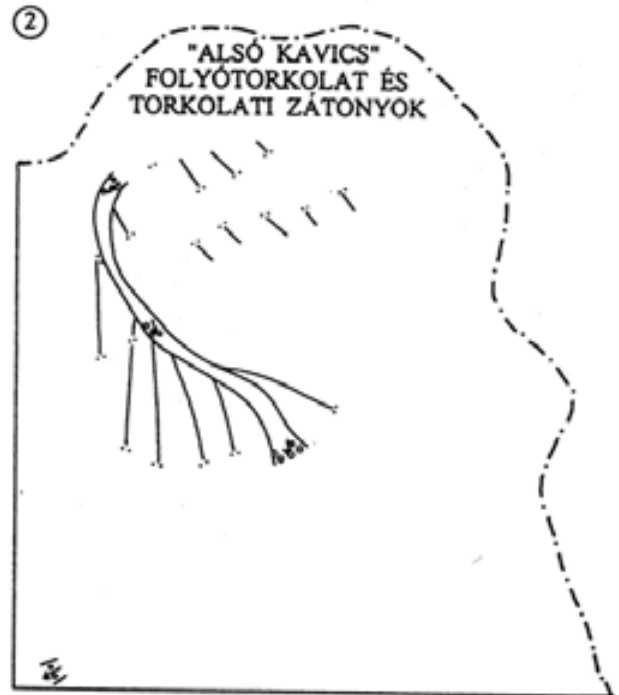
- 1) Törmelékkel fedett terület, 2) Gyulakezei Riolitufa (biotitos, horzsaköves kristálytufa),
3) Gömbhéjas kihűlési szerkezetek, 4) Száradási repedések, 5) Törések, 6) Padosság,
lemezsesség, 7) Mintavétel helye

AZ IPOLYTARNÓCI KEÉNYKŐ-BÁNYA SZEDIMENTOLÓGIAI
SZELVÉNYE
(KORPÁS L. 2002)



- 1) Üregek részben lemezes lemezes homokkal kitöltve, 2) Törmelékkel fedett terület, 3) Útfeltöltés, 4) Laza kvarckavics az út felszínén, -1-2-3-4) Egykori vízszintek, □ 330° Pataktorkolat az áramlás irányával, D=340/15° Rétegdőlés, progradáció iránya

AZ IPOLYTARNÓCI TERMÉSZETVÉDELMI TERÜLET ŐSFÖLDRAJZI
REKONSTRUKCIÓS VÁZLATAI
(KORPÁS L. 2002)



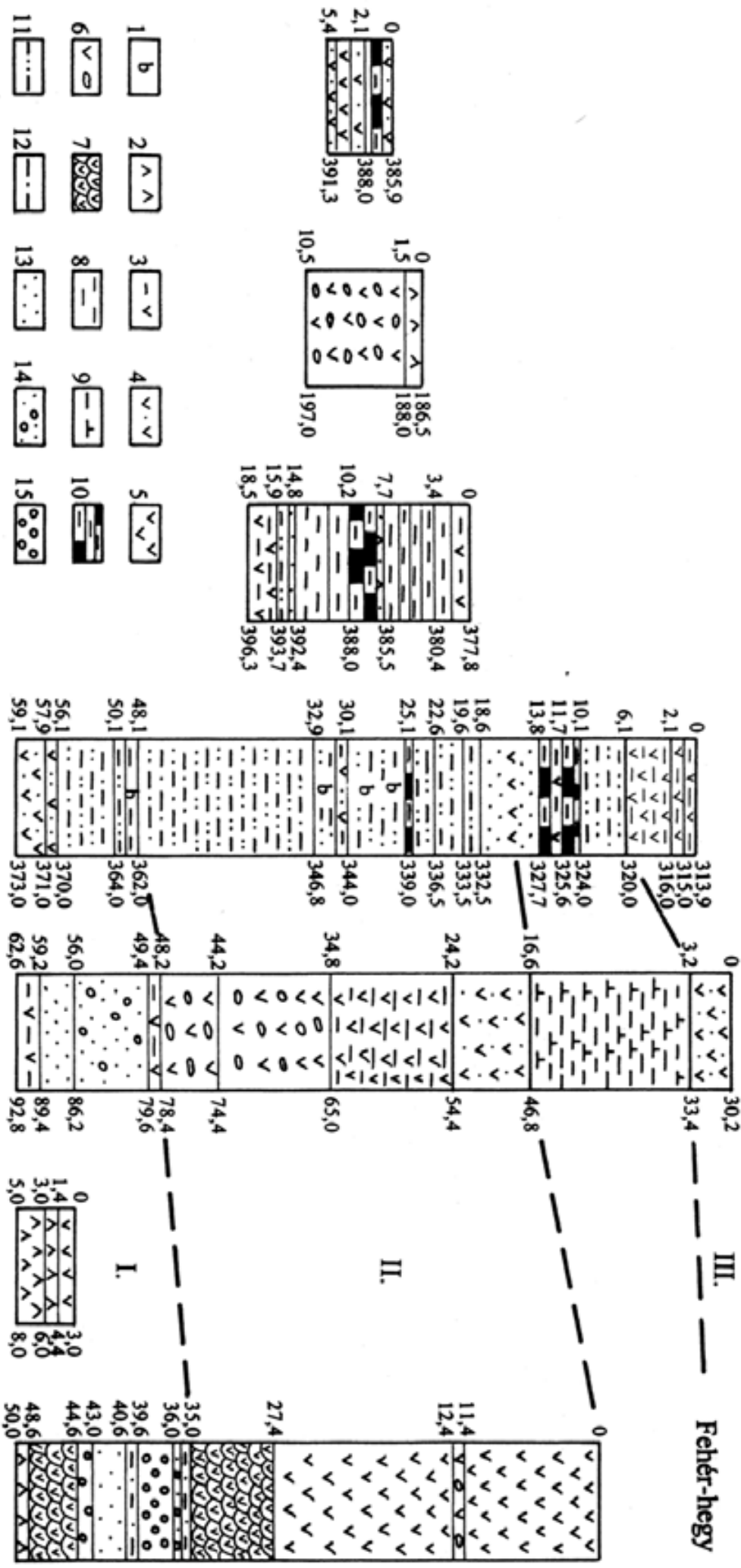
1) Homok, 2) Homok és konglomerátum, 3) Dűnetekő, 4) Dűnehát, 5) Aprószemű, kvarckavicsos konglomerátum, 6) Szállítási irány, 7) Mért dűnetengelyek, 8) Feltételezett dűnetengelyek, 9) Jelenlegi képződményhatár, 10) Mocsári portufa, 11) Paleotalaj,

12) Szenesedett növénymaradványok, 13) Tömeges ártufa, 14) Kovásodott fatörzsmaradványok, a kidőlésük irányával, 15) A piroklastikus ár lökéshullámának iránya

A GYULAKESZI RIOLITTUFA JELLEMZŐ SZELVÉNYEI ÉS KORELÁCIÓJA

(KORPÁS L. 2003)

EGYHÁZASGERGE E-1 L-18 L-16 IPOLYTARNÓC Ip-11 Ip-9 Borókás-árok Fehér-hegy

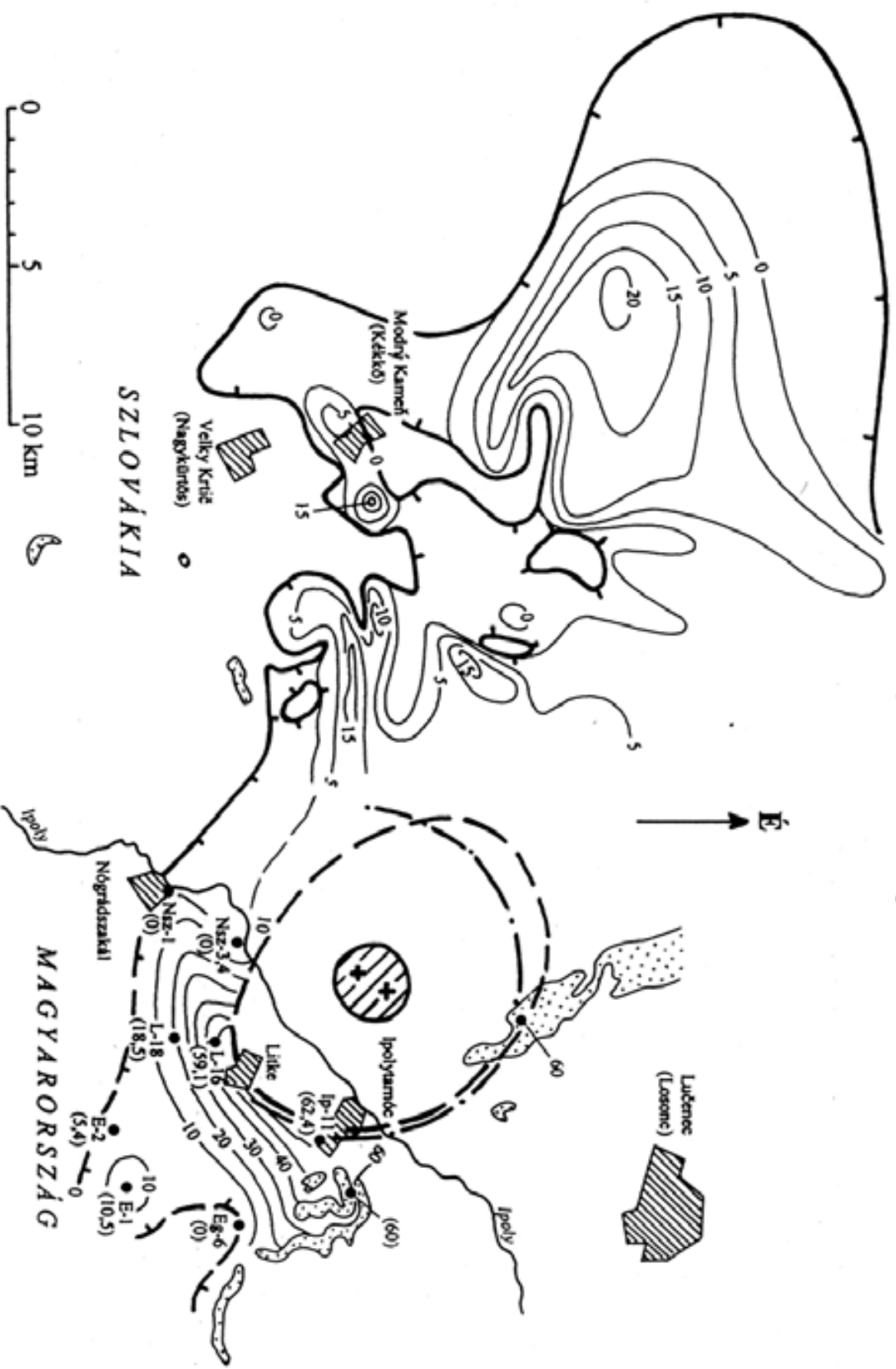


1. Biotit, 2. Tufit, portufa, bentonitos tufa, 3. Tufás agyag, 4. Homokos tufa, 5. Kristálytufa, 6. Horzsaköves tufa, 7. Ártufa,
8. Agyag, 9. Tarka agyag, 10. Szenes agyag, 11. Homokos agyag, 12. Közéltiszt, 13. Homok, 14. Kavicsos homok, 15. Kavics

A GYULAKESSZI RIOLITTUFA ELTERJEDÉSE ÉS VASTAGSÁGA (NAGYKÜRTÖS – LOSONC – NÓGRÁDSZAKÁL – IPOLYTARNÓC KÖZÖTT)

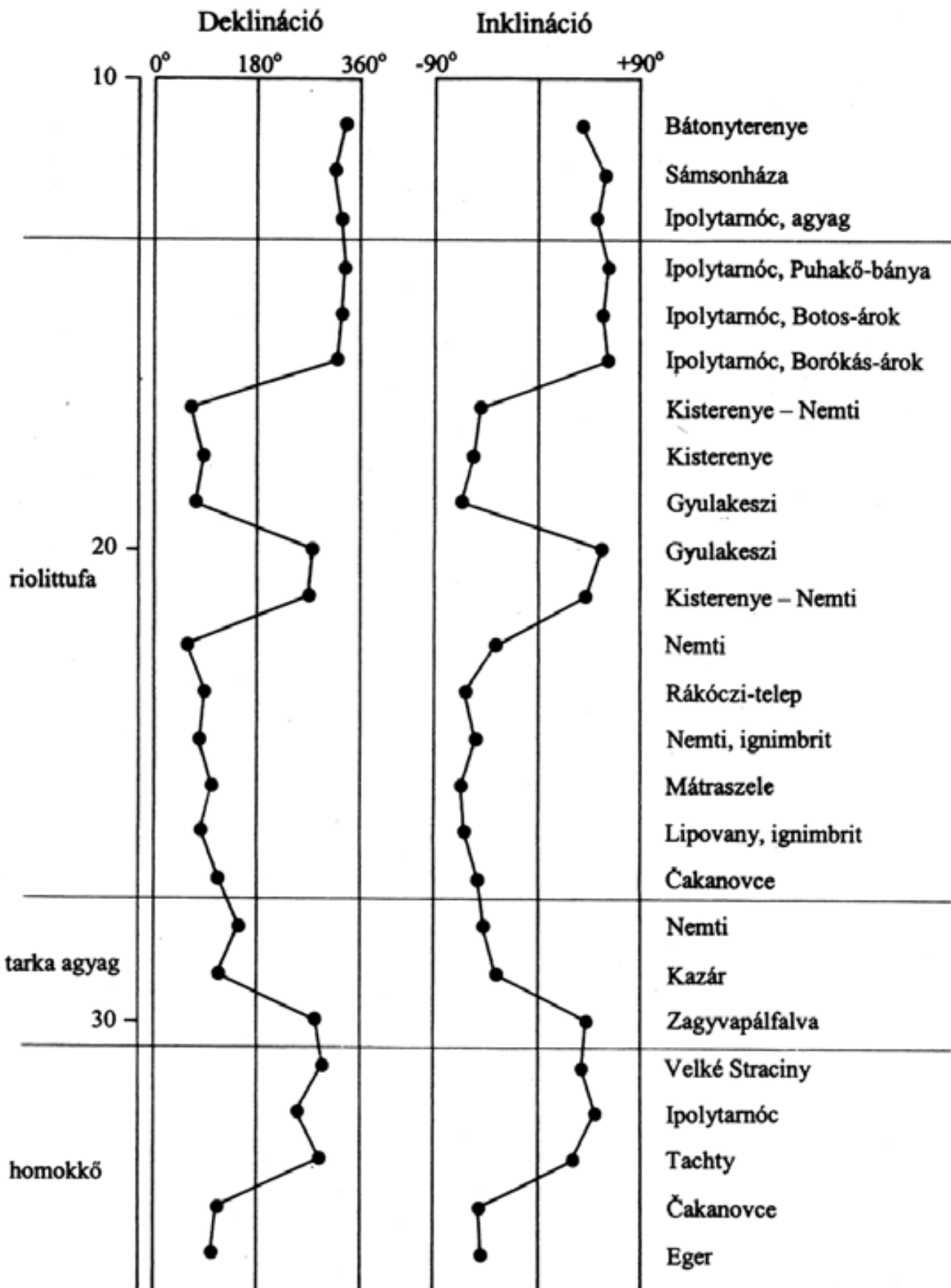
(KORPÁS L. 2003)

Vass et al. 1979, 5. melléklet térképeinek felhasználásával

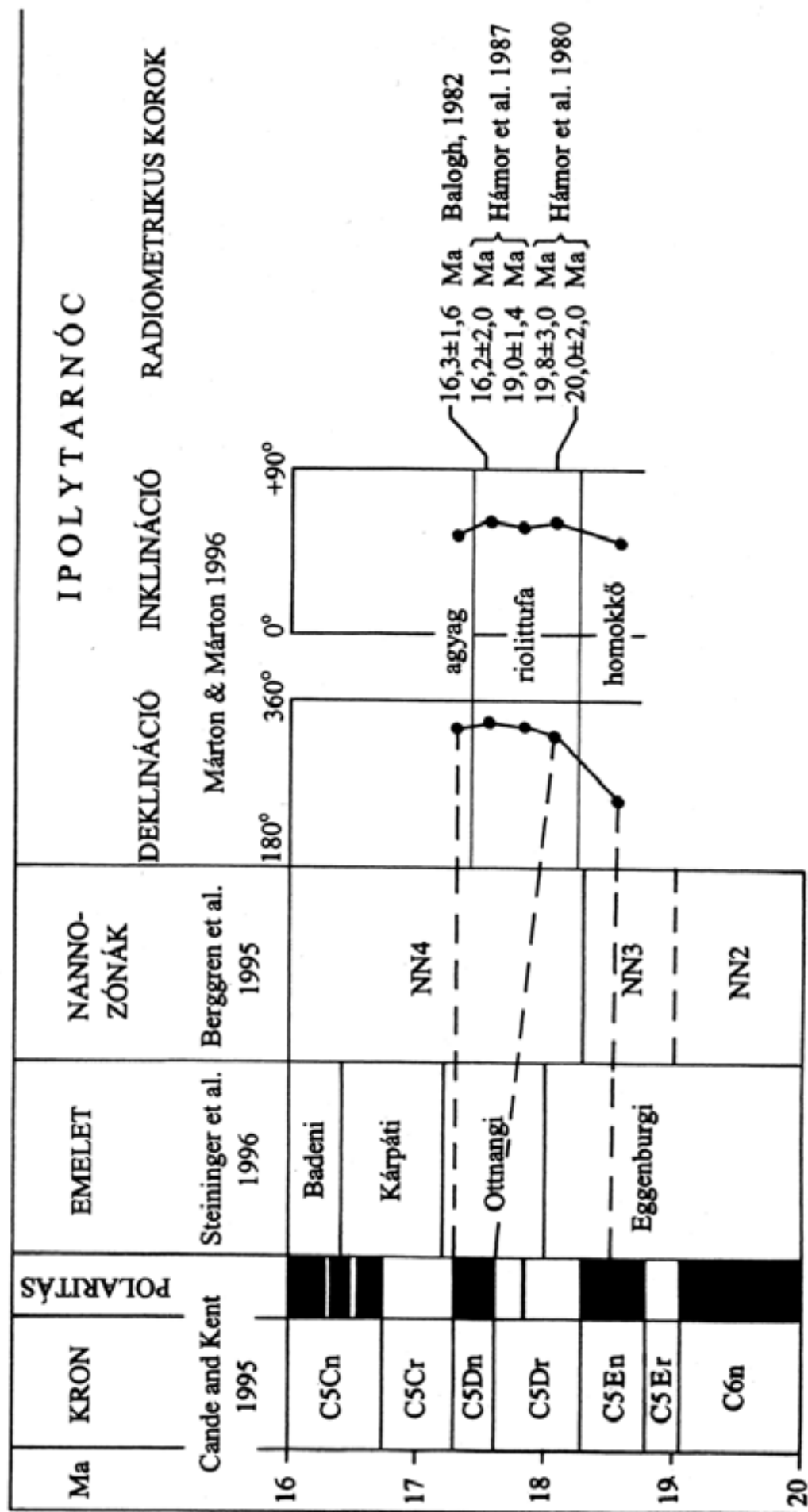


- 1) Riolittufa kibúvások, 2) A riolittufa felszín alatti elterjedésének határa, 3) A riolittufa vastagsága, 4) A riolittufa vastagsága mélyfúrásokban, 5) A vulkáni kúp valószerű központja centrális és kör alakú modell alapján, 6) A vulkáni kitörés valószerű központja centrális és ellipszis alakú modell alapján, 7) A vulkáni kúp valószerű mérete és helye

**AZ ÉSZAK-MAGYARORSZÁGI ÉS DÉL-SZLOVÁKIAI OLIGOCÉN –
KÖZÉPSŐ MIOCÉN FORMÁCIÓK MAGNETOSZTRATIGRÁFIÁJA (I.)**
(LANTOS M. 2003)



**AZ IPOLYTARNÓCI GYULAKESZI RIOLITTUFA INTEGRÁLT
KRONOSZTRATIGRÁFIÁJA (I.)**
(LANTOS M. 2003)



AZ IPOLYTARNÓCI GYULAKESZI RIOLITTUFA INTEGRÁLT KRONOSZTRATIGRÁFIÁJA (II.)

(LANTOS M. 2003 ÉRTELMEZÉSÉT MÓDOSÍTOTTA: KORPÁS L. 2003)

