



Fülöp József

# Magyarország geológiája

Paleozoikum I.

# Magyarország geológiája

## Paleozoikum I



# Magyarország geológiája

Paleozoikum I

Fülöp József

a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja  
az Eötvös Loránd Tudományegyetem tanára

Munkatársak voltak alapvető kérdések megoldásában: ÁRKAI PÉTER, HORVÁTH ISTVÁN,  
IVANCSICS JENŐ, KISHÁZI PÉTER, MAJOROS GYÖRGY

A terepi fényképfelvételeket LÉNÁRD TAMÁS készítette,  
a laboratóriumi munkát PELLÉRDY LÁSZLÓNÉ végezte

A tisztázati rajzok NÉMETH LÁSZLÓNÉ és TÓTH JÓZSEFNÉ munkái

A könyvet tervezte: HAIMAN GYÖRGY

ISBN 963 671 173 9 összkiadás

ISBN 963 671 174 9 1. kötet

© FÜLÖP JÓZSEF 1990

# Tartalomjegyzék

Előszó . . . . .	7
Ausztróalpi nagyszerkezeti egységek . . . . .	9
Fertőmenti nagyszerkezeti egység . . . . .	9
Soproni Kristályospala összlet . . . . .	9
Soproni Csillámpala formáció . . . . .	16
Soproni Gneisz formáció . . . . .	25
Fertőrákosi Metamorfit összlet . . . . .	48
Fertőrákosi Amfibolitpala formáció . . . . .	52
Fertőrákosi Csillámpala formáció . . . . .	55
Kisalföldi mezometamorf képződmények . . . . .	74
Csillámpala . . . . .	74
Gneisz . . . . .	74
Rábamenti nagyszerkezeti egység . . . . .	76
Rábamenti Metamorfit összlet . . . . .	76
Szentgotthárdi Fillit formáció . . . . .	80
Nemeskoltai Homokkőpala formáció . . . . .	81
Sótonyi Metavulkanit formáció . . . . .	81
Mihályi Fillit formáció . . . . .	83
Büki Dolomit formáció . . . . .	85
Középhegységi nagyszerkezeti egység . . . . .	98
Dunántúli-középhegység . . . . .	98
Balatoni Fillit formációcsoport . . . . .	104
Balatonfőkajári Kvarcfillit formáció . . . . .	107
Szarhegyi acritarchás aleurolitpala . . . . .	112
Lovasi Aleurolitpala formáció . . . . .	121
Alsóórsi Metariolit . . . . .	126
Litéri Metabazalt . . . . .	128
Révfülöpi Aleurolitpala formáció . . . . .	131
Révfülöpi Metaandezit . . . . .	133
Téti Aleurolitpala formáció . . . . .	135

Devon mészkő formációcsoport . . . . .	147
Kékkúti Mészkő formáció . . . . .	147
Úrhidai Mészkő formáció . . . . .	149
Székesfehérvári felsődevon . . . . .	151
Polgárdi Mészkő formáció . . . . .	151
Karbon formációk . . . . .	169
Szabadbattyáni Agyagpala formáció . . . . .	169
Fülei Konglomerátum formáció . . . . .	174
A Balaton-vonal menti granitoid intrúziók . . . . .	187
Velencei Gránit . . . . .	187
Dinnyési Granodiorit . . . . .	202
Gelsei Kvarcdiorit (tonalit) . . . . .	204
Alsóperm szubszekvens vulkanit . . . . .	224
Kékkúti Dácit . . . . .	224
Felsőperm formációk . . . . .	227
Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció . . . . .	228
Tabajdi Evaporit formáció . . . . .	247
Dinnyési Dolomit formáció . . . . .	251
Igali szerkezeti öv . . . . .	286
Bizonytalanul paleozoikumba sorolt képződmények . . . . .	286
Közép-magyarországi alsó- és középsőperm . . . . .	288
Alsóperm Košna formáció . . . . .	288
Középsőperm dolomit . . . . .	291
Alsóperm a Karád Kar-1 és Kar-2 jelű fúrásban . . . . .	291
Közép-magyarországi felsőperm . . . . .	293
Felsőperm dolomit a Tab-1 jelű fúrásban . . . . .	293
Felsőperm medencealjzat Sári és Bugyi környékén . . . . .	294
Kárpáti (Vepor) szerkezeti egység . . . . .	300
Ipolymenti Kristályospala összlet . . . . .	300
 Mutatók	
Ábrajegyzék . . . . .	315
Fototáblák . . . . .	319
Színes mellékletek . . . . .	322
Táblázatok . . . . .	323
Folyóiratok címének rövidítése . . . . .	324

# Előszó

Hosszú előkészítés, anyaggyűjtés és feldolgozás, valamint néhány előzetesen megválaszolni kívánt kérdés feldolgozása után végre sor kerülhet Magyarország geológiája „Paleozoikum I”, majd ezt követően a „Paleozoikum II – prekambrium?” kötet közreadására. Sok fehér foltot tartalmazó, nehezen kezelhető témaköre ez a hazai regionális földtannak. Számos kérdést kellett munkatársak bevonásával menet közben megoldani. Ezeknek a munkáknak a túlnyomó része az elmúlt években publikálásra is került. Nélkülük nem lehetett volna korszerű képet alkotni ezekről a többnyire rosszul feltárt és nagyrészt csak speciális módszerekkel tanulmányozható képződményekről. Néhány összlet, ill. formáció ugyanakkor, mint a Soproni Kristályospala összlet, a Velencei Gránit, a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő, a déldunántúli perm, valamint a Bükk hegységi karbon és perm időszerű képződmények hosszabb idő óta beható vizsgálatok tárgyát képezték és megismerésük jelentősen előrehaladt.

A paleozoós képződmények tárgyalása megismerésük történetének áttekintésével kezdődik. Ezután a rétegtani egységek elterjedésének, településének és tagolásának ismertetésére kerül sor. Alapvető fejezet a litosztratigráfiai egységek ásvány-kőzettani, geokémiai, őslénytani és szerkezetföldtani kifejlődésnek jellemzése. Ezt követi a bio- és kronosztratigráfiai értékelés. Mindezek együttesen alapozzák meg a keletkezési és a fejlődéstörténeti viszonyokról kifejtett állásfoglalást.

Kiemelkedő fontosságú szempontként kezel-

tem a földtani tények pontos számbavételét, közülük típusok kiválasztását és ezek megfelelő arányú együttes szerepeltetését a belőlük levont következtetésekkel, földtani magyarázatokkal. Mindenekelőtt a jól feltárt és korszerűen megvizsgált, hivatkozási alapként, sztratotípusként felhasználható felszíni feltárások bemutatására törekedtem, amelyekhez mindenki könnyen hozzáférhet; ellenőrizheti a közölteket és újabb vizsgálatokat végezhet. De hasonló célt szolgálnak a folyamatos magfúrással mélyített és megőrzött mintaanyaggal is rendelkező földtani alapfúrások szelvényei, illetve vizsgálati adataik diagramjai. A földtanban csak ezek segítségével lehetséges megbízható viszonyítás, ezekkel és ezeken mérhető le pontosan a földtani ismeretek fejlődése, ezekre alapozhatók megnyugtatóan a földtani elméletek, illetve magyarázatok.

Szeretem a rajzi ábrázolást (a térkép-, a metszet-, a szelvény- és a diagramszerkesztést) és a jó fényképeket. Sokkal pontosabb és tömörebb, több élményt nyújtó információközlést tesznek lehetővé mint a leírás.

A „Magyarország geológiája” szintézis elkészítésének indítékait és a szerkesztés irányelveit a „Bevezetés Magyarország geológiájába” c. könyv tartalmazza nagyobb részletességgel. Jelen munka az „Ásványi nyersanyagok története. Magyarországon” és a „Bevezetés Magyarország geológiájába” című könyvek szerves folytatása.

Budapest, 1989. december 31.

*Fülöp József*



# Ausztroalpi nagyszerkezeti egységek Fertőmenti nagyszerkezeti egység

## Soproni Kristályospala összlet

### A földtani megismerés története

#### *Az első földtani adatok*

A legrégebb magyarországi kőszénbánya – a Sopron melletti Brennbergen – korán felkeltette a „természetvizsgálók” érdeklődését. A figyelem elsősorban a kőszéntelepés rétegsorra irányult, de kiterjedt a kristályospala képződményekre is.

ZIPSER KERESZTÉLY ANDRÁS 1817-ben „HELL úr információja alapján” a brennbergi kőszénösszlet fekvőjét gneiszből és csillámpalából állónak írta le, melyet „talkpala” és „rétegszerűen közbetelepülő kvarc” kísér. Ezen kívül „gránitot” és a Bánfalva melletti Streubergről (Nándor-magaslat) „csillámot” említ. Megállapította, hogy gneisz alkotja a várostól délre fekvő terület aljzatát is.

FRANÇOIS SULPICE BEUDANT francia mineralógus-geológus magyarországi utazása során 1818-ban Bánfalván és Brennbergbányán is megfordult és az itt talált kristályos képződményeket „Terrains primitifs”-ként az Alpok „őshegységéhez” tartozónak tekintette. Legjelentősebb képződménynek a gneiszet tartotta, amely gyakran gránitos kifejlődésű. Megfigyelte, hogy a gneisz fölé csillámpala települ, amelyben a szürke „csillám” az uralkodó alkotóelem.

Földtani térképezésre Sopron környékén első ízben 1852-ben került sor, amelyet a kevéssel előtte létesített Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt szakemberei végeztek. A munka célja az „Oszttrak Nagyhercegség” geológiai térképének elkészítése volt és Sopron környéke csak a határon túli térképszegélyt jelentette. A vizsgálati eredményekről csak rövid jelentésben számoltak be. Ez a felvétel szolgált alapul később a Monarchia földtani térképének és térképmagyarozójának elkészítéséhez is.

HEINRICH WOLF 1863 és 1869 között, Sopron

város tanácsának felkérésére, vízföldtani vizsgálatokat végzett. Az 1870-ben megjelent munka az első olyan közlemény, amely teljes egészében Sopron környékének földtani viszonyaival foglalkozik. A kristályospala képződményeket a következőképpen jellemezte: „Gneiszből, csillámpalából, talk- és agyagpalából, amfibolpalából, valamint gránitból állanak, miként a ruszti hegyek. Az alaphegység fő tömege azonban túlnyomórészt az Alpok központi vonulatának gneiszével azonos közettani felépítésű.” Típusként a Sopron és Balf közötti Kő-hegy gneisz feltárását jelölte meg.

A Magyar Királyi Földtani Intézet dunántúli térképezése során a Soproni hegység területén végzett felvételtől (1872–1877) nem jelent meg szöveges publikáció, de az elkészült térkép pontosság tekintetében jelentős előrelépést jelent.

MICHAEL VACEK 1892-ben közreadott áttekintő munkájában a Soproni-hegységet kristályospala képződményekből álló, ÉNy–DK csapású, ÉNy felé lejtő lapos szinklinális szerkezetűnek említi. Az alaphegység ÉNy-i és K-i részén csillámpala található, amelynek fekvőjét és a hegység központi tömegét „durva gneisz” alkotja.

#### *Vendel Miklós és tanítványainak munkássága*



A múlt század második felében végzett földtani vizsgálatokat követően sok évtized telt el anélkül, hogy a Soproni-hegységnek kristályospala képződményeivel bárki is foglalkozott volna. A hosszú csendet a selmecbányai bányászati akadémianak Sopronba költözése után annak

soproni származású geológia professzora, VENDEL (később VENDEL) MIKLÓS törte meg. 1926-ban megjelent első munkájában már felvázolta alapvető megállapításait. Ettől kezdve ötven éven át rendszeresen publikálta földtani vizsgálatainak eredményeit. 1977 februárjában bekövetkezett halála előtt a hegység új földtani monográfiájának elkészítésén fáradozott.

Az első nagyszabású, monografikus munkája 1929-ben jelent meg: „Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Teil.”, amelyben a hegység kristályospala képződményeit tárgyalta. Megállapításait makroszkópos megfigyelésekre, mikroszkópos vizsgálatra és kémiai elemzésre alapozta. A leírt kőzetfajtákat az Osann–Grubenmann fokozatokkal és a Niggli-féle értékekkel is jellemezte. Megállapította, hogy a hegységet felépítő földtani képződmények közül, a túlnyomórészt intruzív gránit mezozónás átalakulása révén létrejött gneisz a mélyebb helyzetű, közbetelepülésként azonban több helyütt a csillámpalába hajló fillit-összleten belül is megtalálható. Palás és tömeges változatot különített el, amelyek azonban szorosan összefüggnek egymással. A muszkovitgneisz típusfeltárásként a Nándor-magaslat lábánál levő kőfejtőt jelölte meg. Ásványtani összetétele: albit, mikroklin, muszkovit (szericit), kvarc, szórványosan aprószemcsés cirkon, titanit, epidot, magnetit és apatit. Különálló típusként jellemezte a biotitos muszkovitgneiszet.

Megítélése szerint a mezo- és epizóna határán keletkezett a csillámpalába hajló fillit, amely jól palásodott, csillámdús kőzetfajta, kvarclencsékkel. Egyik változata földpátmentes, uralkodóan kvarcból, ezenkívül muszkovitból (szericitből), penninből, szórványosan apró magnetitből, titán-ásványokból, almandinból, valamint alárendelten epidot- és apatitszemcsékből áll; ez a csillámpalába hajló szericit–(muszkovit)–klorit fillit.

Egy másik kőzettípus földpátot tartalmaz (xenoblasztos albit), általában kisebb kvarcscsémekkel, gyakoriak benne a muszkovit–(szericit)–foszlányok, ritkább a biotit és a pennin; ezenkívül apró xenoblasztos klinozoit és gyakran gránát (almandin) is található benne: ez a csillámpalába hajló gránáttartalmú muszkovit (szericit)–biotit–klorit fillit. A gneisz magmás és a csillámpala üledékes eredetére az Osann–Grubenmann para-

méterek, a Niggli értékek és az összes eruptív kőzet figyelembevételével szerkesztett *al-fm* és *c-alk* – VENDEL által „eruptívmezőnek” elnevezett – diagramokkal való összehasonlítás alapján következtetett.

A csillámpalába hajló fillitösszlet felső szintjében világosszürke, palás kvarclencsékert figyelt meg. Uralkodó elegyrészüket az aprószemű kvarc, ezenkívül disztén és leuchtenbergit.

Elterjedt képződmény a Soproni-hegységben a hóféhér, kissé zsiros tapintású, könnyen széteső kőzetfajta, amelyet a Bucklige Welt és a Rozália-hegységbeli kőzettípusok alapján G. STARKL leukofillitnek nevezett el. VENDEL részletesen tanulmányozta a leukofillit ásványtani felépítését és azt földpátmentesnek, alapvetően kvarcból, muszkovitból (szericitből) és leuchtenbergitből állónak határozta meg és kvarc–muszkovit–leuchtenbergit palának nevezte. Véleménye szerint tektonikai igénybevétel hatására, elmozdulási síkokon, gneiszből, Mg-tartalmú oldatok metasomatózisával (a földpát csillámmá alakulásával) és Na eltávozása révén keletkezett.

Terepi megfigyeléseit 1 : 25 000 méretarányú földtani térképen összesítette. Ezt, a monográfia 1930-ban közreadott második részében publikálta. Ismételten írt tömör és világos áttekintést nyújtó kirándulásvezetőket a hazai és nemzetközi földtani rendezvények Soproni-hegységet felkereső szakemberei számára. Közérdekű, népszerűsítő és áttekintő jellegű munkákat is publikált.

Lényeges új felismeréseket a hegység kristályospala képződményeire vonatkozóan tanítványainak – elsősorban KISHÁZI PÉTERNEK és BOLDIZSÁR ISTVÁNNAK – 1969 és 1972 közötti részletes



földtani térképezése és KISHÁZI korszerű ásvány-kőzettani vizsgálatai hoztak. Összefoglaló kéziratok földtani jelentésük és KISHÁZI PÉTER – IVANCSICS JENŐ későbbi publikációi (1985) jelentős új megállapításokat tartalmaznak:

– a csillámpala eltérő típusait határozták meg: andaluzit–szillimanit–biotit pala,

disztén–(kloritoid–)muszkovit–(szericit) pala\*, kloritoid–muszkovit–(szericit) pala\*,

klorit–muszkovit–(szericit) pala, „normál csillámpala”, \* = sávós csillámpala

– a progresszív metamorfózis a geoszinklinális eredetű rétegösszlet lassú, zavartalan süllyedése során Abukumá típusú, amfibolit fáciesű metamorfózissal alakult ki, amelyet később a retrográd fejlődési szakaszban, a megnövekedett nyomás révén Barrow típusú, amfibolit, ill. főként zöldpala fáciesű metamorfózis váltott fel,

– a jelenleg különböző metamorf fokú kőzetfajtákat változó erősségű, szakaszos retrográd átalakulási folyamatok (diaforézis) alakították ki a migmatit öv közeléből történt felemelkedés és takaró jellegű tektonikus mozgások során, dinamometamorf hatások közreműködésével,

– a leukofillit (kvarc–muszkovit–leuchtenbergit pala) magnéziumtöbblete, véleményük szerint, a biotit szericitesedése során felszabaduló magnéziumból származtatható.

KISHÁZI közös tektogenetikai csoportba foglalta a korábban eltérő eredetűnek tartott szürke és fehér kvarcit („kaolinos homokkő”), ill. leukofillit (tekonit) rétegtagokat.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI és FRANCESCO PAOLO SASSI vékonycsiszolatvizsgálat alapján új genetikai következtetéseket fogalmaztak meg a Soproni Kristályospala összlet képződésével kapcsolatban. Véleményük jelentős mértékben eltér Kisházi Péter, BOLDIZSÁR ISTVÁN és IVANCSICS JENŐ álláspontjától, akik az ópaleozóos üledékeknek egy korai hercini fázis amfibolit fáciesű metamorfózisával, majd több lépcsős retrográd folyamattal számoltak, amely az alpi orogén ciklusok idején tömeges fillonitosodással zárult. Megítélésük szerint a hercini gránitbenyomulás és annak közel egyidejű gneiszesedése közvetlenül az ópaleozóos üledékek amfibolit fáciesű metamorfózisa után történt. Ugyanakkor FRANCESCO PAOLO SASSI és LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI a metaüledékek

34 °C/km alatti termikus gradiens melletti amfibolit fáciesű (disztén, staurolit és esetleg szillimanit képződéssel járó) metamorfózist és migmatizációt prehercininek tartják, amelyet bizonytalan korú gránitbenyomulás, majd a herciniben annak gneisszé történt átalakulása követett; metamorfizáció környezetében andaluzit porfiridok keletkezésével > 34 °C/km termikus gradiens mellett.

*A Mattersburg–Deutschkreutz 1 : 50 000 méretarányú földtani térképlap*

FRIEDRICH KÜMEL 1936-ban a Soproni-hegység osztrák részén térképezett. Túlnyomórészt „fillonitos csillámpalát” talált, „aplitos gneisz” közbetelepüléssel. A neckenmarkti „Oswaldi” kápolna környékén „Grobgneis” jelenlétét állapította meg. A gneisz és a csillámpala határát többször ismétlődő ÉNy–DK csapású törések jelzik; amelyek a Lánzséri-öböl egyik fő tektonikai irányát képviselik. A háborús évek alatt megszakadt munkáját 1950–51-ben fejezte be. Földtani térképezésének egészét felölelő és a Soproni-hegység területére kiterjedő Mattersburg–Deutschkreutz jelű 1 : 50 000 méretarányú földtani térképlap és térképmagyarázó halála után jelent meg HEINRICH KÜPPER szerkesztésében.

*Izotóp-kor meghatározás*

STEGENA LAJOS és KISS JÁNOS 1967-ben publikálták a bánfalvi köfajtából származó leukofillit mintának prágai izotóplaboratóriumban K/Ar módszerrel megállapított  $330 \cdot 10^6$  év koradatát.

KOVÁCH ÁDÁM az általa végzett Rb/Sr kormeghatározás eredményeiről előzetes jellegű kéziratot tájékoztatást adott. A teljes kőzetmintákon, valamint muszkoviton és biotiton végzett mérések alapján, véleménye szerint:

– a soproni csillámpala és gneisz progresszív metamorfózisa a felsőkarbon aszturiai–érchegységi orogén fázisára tehető (280–295 millió év),

– újabb jelentős, tektonikai mozgásokhoz kapcsolódó metamorfózis zajlott le a középsőtriász lábai fázisban (214–224 millió év), amely azonos a leukofillit mintákon mért értékekkel.

*Ritkafémkutatás*

A Mecseki Ércbánya Vállalat által két évtized során kisebb-nagyobb megszakításokkal végzett

ritkafémkutatás tudományos eredményeit 1975-ben és 1976-ban KÓSA LÁSZLÓ, FAZEKAS VIA, SELMECZI BÉLA és WEIDINGER ISTVÁN közös tanulmányban adták közre. A sokrétű földtani és geofizikai vizsgálat felderítette, hogy a kristályos alaphegység központjában (Nagy-füzes, Szarvas-hegy, Ház-hegy), alapvetően „sávos” csillámpala területén, a szálban álló képződményeket borító törmeléktakaróban Th- és ritkafémtartalmú görgetegek találhatóak, melyek mérete néhány cm-től 0,5 m<sup>3</sup>-ig terjed. A Szarvas-hegy gerincén és ÉK-i oldalán a „sávos” csillámpalába lencsésen közbeletelező 250–300 m csapáshosszban, átlag 1 m vastagságú, Th- és Rf-tartalmú, tektonikailag erősen igénybe vett diszténes kvarcit vált ismertté (Th 0,1–0,2%, Rf 0,82%). A ritkafémeket tartalmazó ásványok a florencit, a monacit és a kollo-morf apatit. Elemforrásként magmás–pegmatitos eredetre, ill. pegmatitok lepusztulása révén keletkezett őstorlatokra, vagy a metamorfózis mobilizáló és ritkafém-dúsító hatására gondoltak. A Mecseki Ércbánya Vállalat kutatófúrásai tártak fel először a hegységben amfibolit közbeletelezést.

*Összefoglalva* : a földtani megismerés kibontakozásának mozgó rugói, ill. forrásai között szerepet játszott a brennbergi bányászat figyelemfelkeltő hatása, BEUDANT magyarországi utazása, a bécsi, majd a budapesti földtani intézet felvételei és Sopron város vízellátási gondjainak megoldási szándéka. A tudományos eredmény: néhány alapvető képződmény felismerése, elterjedésük körvonalazása, települési helyzetük nagyvonalú meghatározása és az első egybevetés más területek földtani képződményeivel.

A földtani megismerés gazdag forrását hozta létre és évtizedeken át élte a bányamérnöki főiskola, majd egyetemi kar soproni működése; VENDEL MIKLÓS munkássága. Részletes földtani felvétel, beható makroszkópos, mikroszkópos és kémiai vizsgálatok, valamint monografikus leírás jellemzi tevékenységét, amely kiterjedt a genetika, a fejlődéstörténet és a távolabbi területek képződményeivel való pontosabb összehasonlításra is.

Az elmúlt évtizedekben a Mecseki Ércbánya Vállalat gyakorlati célú kutatásai és VENDEL tanítványainak rendszeres, korszerű földtani vizsgálatai lendítették előre a földtani megismerést.

A földtani térképezés 1:10 000 és annál is részletesebb méretarányban folyt, árkolásos feltárásokkal és kutatófúrásokkal támogatva. A földtani vizsgálatokat komplex geofizikai és geokémiai mérések, valamint laboratóriumi vizsgálatok sora egészítette ki.

Jelen munkámban alapvetően VENDEL, KISHÁZI és BOLDIZSÁR 1974. évi kéziratosszerű összefoglaló kutatási jelentésére (A Sopron-környéki kristályospalák monografikus földtani feldolgozása), a velük folytatott személyes konzultációkra, ill. a helyszíni bejárások tapasztalataira, valamint a közösen tervezett földtani alapfúrások és felszíni, rétegtani típusfeltárások – KISHÁZI PÉTER és IVANCSICS JENŐ által elvégzett – ásvány-közzetani vizsgálatára támaszkodtam.

## Elterjedés, település, tagolás

Az ország belsejéből Sopronba tartó utas előtt Kópházát elhagyva bontakozik ki teljes szélességében a Soproni Kristályospala összlet látványa, 400–500 m magasságba emelt, egyenetlen felszínnű tönkjének DK-i, K-i pereme. Tiszta időben a távolabbi háttérből kékesszürkén előtűnő hófödte Schneeberg figyelmeztet, hogy az Alpok lábához érkezünk. A Soproni-hegység az Alpok központi kristályos övének legkeletibb felszíni képviselője. Orográfiailag és geológiaiilag a Bucklige Welt, ill. a Rozália-hegység K-i kiágazása. 40 km<sup>2</sup> területének 1/5-e Ausztriához tartozik. Települések egész sora öleli körül, hazánkban: Brennbergbánya, Ágfalva, Sopronbánfalva, Sopron, Magyarfalva (Harka) (I. melléklet).

A hegység K-i előterében a Harkai-kúp, a Kő-hegy és a Fertő menti Halászcserda kristályospala feltárásai a Soproni Kristályospala összlet 100–200 m tengerszint feletti, felszínközeli elterjedését jelzik. ÉÉNY és DDK-i irányban a kristályos alaphegység nagy mélységbe süllyed. Fertőrákos területén a Soproni Kristályospala összlet az eltérő felépítésű, mélyebb szerkezetföldtani helyzetű Fertőrákosi Metamorfit összlettel érintkezik. A Kisalföld irányában szénhidrogén-kutató fúrások: a Pinnye Pi-1 1045 és 1061 m között, a Pi-2 1634 m-től 1639 m-ig, a Csapod Cs-1 3951 m-től 4101,5 m-ig, a Mihályi M-4 2651 m-től 2657,7 m-ig, a Mosonszentjános Mos-1

2550 m-től 2643 m-ig és a Mos–2 2430 és 2453 m közötti mélységközben tártak fel a Soproni Kristályos pala összlethez sorolható képződményeket.

A Soproni-hegység kristályos pala képződményeinek települési viszonyaira és kialakulásának történetére vonatkozóan a következő megállapítások tehetők, – alapvetően az 1969–1972 közötti részletes földtani felvétel alapján:

A hegységet felépítő csillámpala és gneisz közzettettek – alpi hegységképződési fázisok idején – lapos csúszási síkokon, ÉK felé történt egyenlőtlen áttolódása révén takarós szerkezet alakult ki. Legfelül a magasabb metamorf fokú andaluzit-szillimanit–biotit-, disztén–kloritoid és kloritoid–muskovit pala váltakozásából álló Öbrennbergi Csillámpala tagozat települ, szürke kvarcit rétegtagokkal. Az Öbrennbergi Csillámpala alatt és mélyebb szintű környezetében retrográd metamorfózist szenvedett klorit–muskovit pala, az ún. Vöröshídi Csillámpala tagozat található, fehér kvarcit rétegtagok közbetelepülésével. A Vöröshídi Csillámpala fekvőjében a Soproni Gneisz formáció (középszemű muszkovitgneisz), majd ez alatt ismét a Vöröshídi Csillámpala következik (1). Az áttolódási síkokon a Soproni Kristályos pala összlet jellegzetes, fehér színű képződménye, a leukofillit található.

A hegység miocén utáni szerkezetföldtani fejlődése lényegében szakaszosan végbement függőleges emelkedés. A hegység peremén található bádeni tengeri képződmények alapján ez napjainkig együttesen legalább 350–400 m lehetett. A pan-

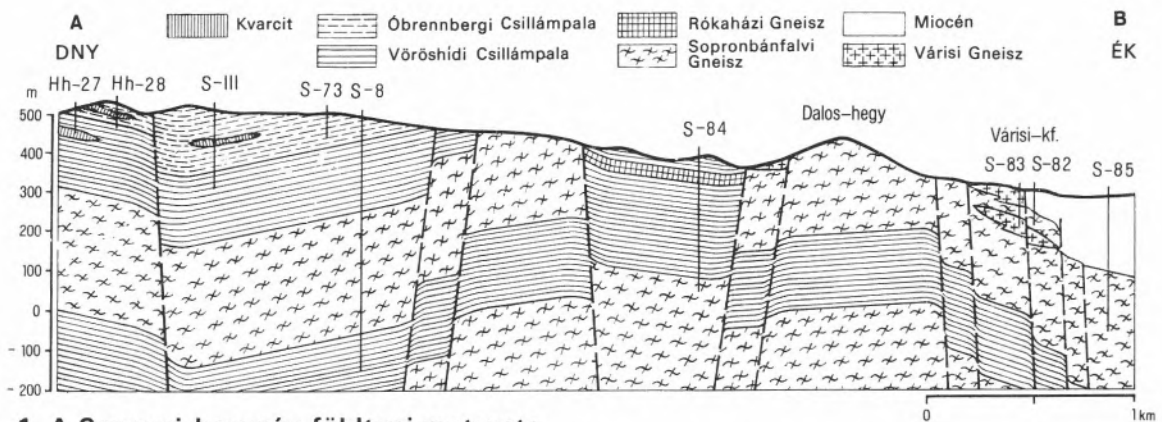
nóniai abráziós térszin figyelembevételével az emelkedés mértéke a legutóbbi néhány évmillió alatt is meghaladta a 100 métert.

A hegység mai szerkezetföldtani képe jól tükrözi az egymásra épült és részben újraéledt szerkezeti formákat; az ÉK-i vergenciájú takarós szerkezetet, a miocén utáni kiemelkedés diapír jellegét; az ívesen hajló, valamint az ÉNy–DK-i és a rá merőleges idősebb, illetve a nagyjából É–D csapású fiatal töréseket. A települési viszonyok és a mikrotektonika további vizsgálata a hegység földtani felépítésének és szerkezetföldtani fejlődésének megismerése terén jelentős új megállapításokhoz vezethet.

A Soproni Kristályos pala összlet litosztratigráfiai tagolását az IUGS Rétegtani Bizottság Rétegtani Osztályozási Albizottság irányelvei alapján végeztük el. A mellékelt rétegtani táblázatban megadtuk a litosztratigráfiai egységek jellemző kőzetfajtáit és típusfeltárásait is (1. táblázat).

A kronosztratigráfiai besorolás csak nagy bizonytalansággal végezhető el. Az üledékképződés, a regionális metamorfózis, majd a gránitos magma benyomulása és végül a takarószerkezet kialakulásával járó dinamometamorfózis, ill. retrográd metamorfózis kora, a kapcsolódó alpi kristályos pala összletek fejlődéstörténetével egyeztethető:

- a Soproni Csillámpala formáció üledékanyaga ópaleozóos (esetleg prekambriumi),
- a regionális metamorfózis korai hercini, (esetleg kaledoniai?),



1 A Soproni-hegység földtani metszete

– a gránitos magma benyomulása feltehetően a hercini orogén fő fázisához kapcsolódott,

– a takarószerkezet kialakulása, a gránitnak gneisszé alakulása és a Soproni Csillámpala formáció retrográd metamorfózisa, valamint

– a töréses szerkezetalakulás az alpi hegység-képződési szakaszokkal párhuzamosítható.

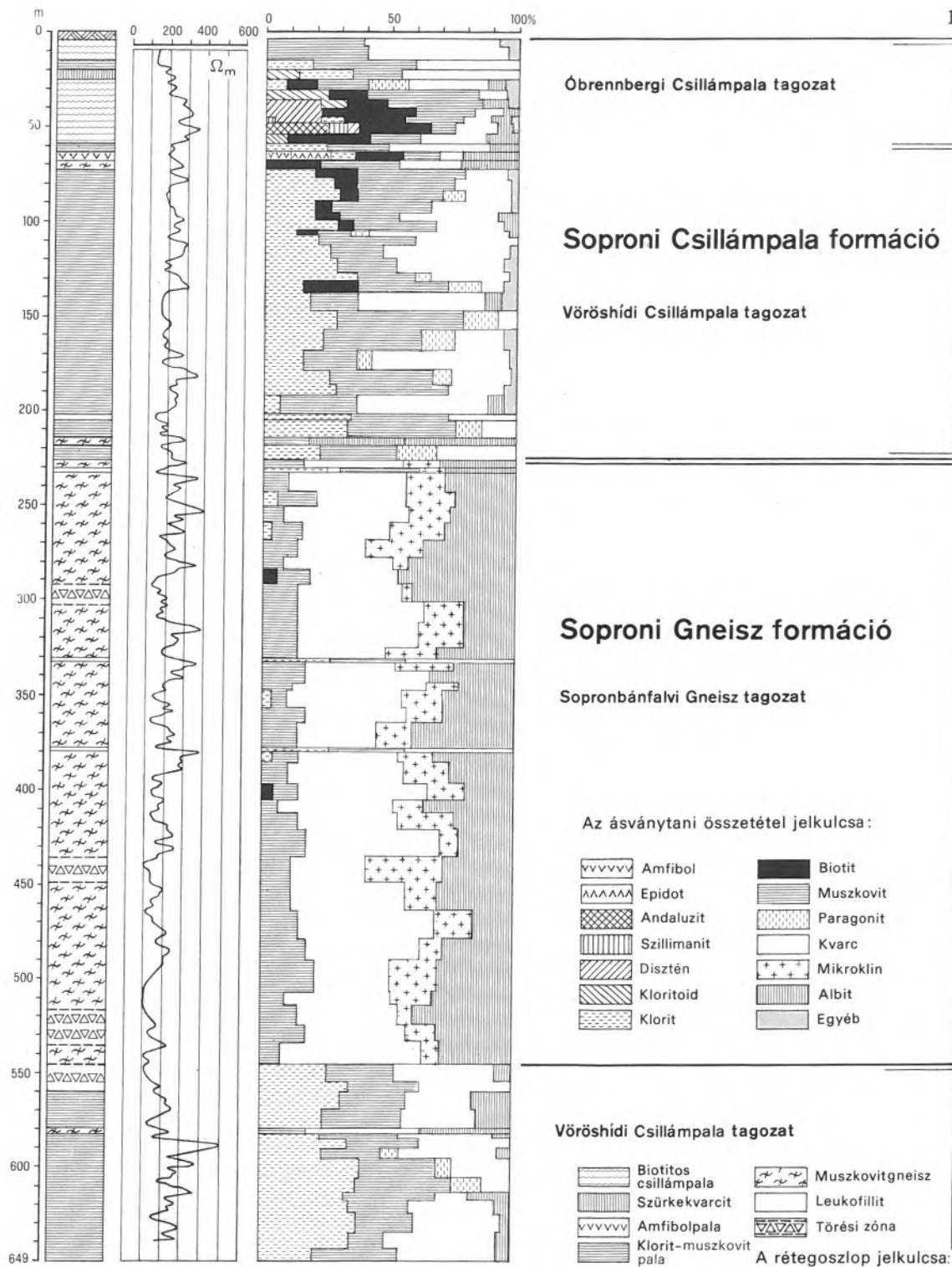
A kronosztratigráfiai besorolás számára néhány bizonytalan értékű izotóp-kor adat is rendelkezésünkre áll 115–580 millió évig terjedő értékekkel. Az újabb vizsgálatok a regionális metamorfózis

hercini korát látszanak megerősíteni. További korszerű módszerekkel és műszerekkel végzett abszolút-kor vizsgálatok szükségesek a kronosztratigráfiai besorolás megnyugtató megoldásához.

A Soproni Kristályospala összlet legteljesebb szelvényét az S–8 jelű fúrás rétegsora képviseli (2). A hegység középpontjában mélyült 649 m mélységű fúrás végig magfúrással harántolta a litosztratigráfiai egységek túlnyomó részét és a rétegsor vizsgálata is alkalmassá teszi a fúrást földtani alapszelvényként való felhasználásra.

## 1. táblázat A Soproni Kristályospala összlet litosztratigráfiai tagolása

Hivatalos és nem hivatalos litosztratigráfiai egységek	Jellemző kőzetkifejlődés	Típusfeltárások
Soproni Kristályospala összlet	csillámpala és gneisz	S–8 jelű fúrás
Soproni Csillámpala formáció	csillámpala	*S–8 jelű fúrás
Óbrennbergi Csillámpala tagozat	(biotitos csillámpala) andaluzit–szillimanit–biotit pala disztén–(kloritoid–) muszkovit pala kloritoid–muszkovit pala	Óbrennbergi feltárások és Bb–1 jelű fúrás
szürke kvarcit	disztén–leuchtenbergit–muszkovit kvarcit	Kőbérc-órom
	ritkaföldfém tartalmú kvarcit (florencites, monacitos)	Szarvas-hegy és Füzes-árok
Vöröshídi Csillámpala tagozat	klorit–muszkovit pala (fillonitos csillámpala)	Brennbergi-völgy Vörös-híd
	gránátos	Brennbergi-völgy Vörös-híd
	turmalinos változat	Tövissüveg
	grafitos	Nap-hegy
fehér kvarcit amfibolpala	disztén–leuchtenbergiti kvarcit amfibolpala	Seprőkötő-hegy SR–1 fúrás
Soproni Gneisz formáció	muszkovitgneisz és alárendelten biotitos muszkovitgneisz	S–8 sz. fúrás
Sopronbánfalvi Gneisz tagozat	középszemű muszkovitgneisz (a Soproni Gneisz túlnyomó része)	Nándor-magaslati köfejtő
Várisi gneisz	biotitos muszkovitgneisz	Várisi köfejtő
Deákkúti gneisz	aprószemű muszkovitgneisz és aplitos gneisz	Deák-kúti köfejtő
Gloriettei gneisz	gneiszesegett gránit injekció	Vas-hegy Gloriette
Récényi úti gneisz	saussuritos gneisz	SR–1 jelű fúrás
Rókaházi gneisz	sávós, erősen tektonizált gneisz	Rókaház
Grobgneisz	durvaszemű muszkovitgneisz	Oswaldi Kapelle
leukofillit	kvarc–leuchtenbergitpala	Sopron, Ady Endre u.



**2 A Sopron S-8 jelű fúrás rétegsora; a Soproni Kristályospala összetételi földtani alapszelvénye**

## Soproni Csillámpala formáció

A Soproni Kristályospala összlet legnagyobb felszíni elterjedésű, alapvető litosztratigráfiai egyége a Soproni Csillámpala formáció. Felszíni feltárások és a mélyfúrások rétegsora alapján mintegy 400–500 m vastagságban ismerjük. Felépítésében a progresszív metamorfózissal kialakult Abukuma típusú, amfibolit fáciesű, andaluzit–szillimanit–biotit pala együtt található a retrográd metamorfózis révén keletkezett Barrow típusú, részben még amfibolit fáciesű disztén–(kloritoid–)muszkovit palával, ill. a már zöldpala fáciesbe tartozó kloritoid–muszkovit palával. A felsorolt biotitos csillámpala kőzetfajták alkotják az Óbrennbergi Csillámpala tagozatot. A Soproni Csillámpala formáció nagyobbik részét a retrográd metamorfózis legelőrehaladottabb fázisát képviselő és a biotitos csillámpalától térben is viszonylag jól elkülönülő klorit–muszkovit pala; litosztratigráfiai megjelöléssel a Vöröshídi Csillámpala tagozat alkotja. A Soproni Csillámpala formációban jellegzetes alkotóelemként szürke és fehér kvarcit, leukofillit, valamint igen alárendelten amfibolpala-közbetelepülések találhatók. Földtani kifejlődése alapján a Soproni Csillámpala formáció az Alpok központi kristályos öve alsó–középső kelet-alpi takarójának Grobneis sorozatához tartozónak tekinthető.

A Soproni Csillámpala fő alkotóelemei a Si, Al, Fe, Mg, K és O. Alárendelt szerepűek a Ti, P, Ca, Mn és Na. A nyomelemek közül viszonylag nagyobb részarányúak a Pb, Zn, Ce, Cd, V, Zr, Sr és Ba.

A Soproni Csillámpala jellemző kőzetváltozatainak kémiai összetételéről a 2. táblázat elemzési adatai tájékoztatnak.

A  $\text{SiO}_2$  kvarcsemcsék formájában és a különböző szilikátásványok alkotórészeként vesz részt a csillámpala összetételében. Egy része a kőzetalkotó szilikátok metamorf átalakulása során szabadult fel és laterálszekrécións kvarclencsék, -erek, ill. -telérek formájában jelenik meg.

Az alumíniumszilikátok közül legjelentősebbek

az andaluzit, a szillimanit és a disztén. Az  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  polimorf-együttes ásványai közül az andaluzit a legidősebb és a disztén a legfiatalabb. Lassú egymásbaalakulásuk a magyarázata annak, hogy elég gyakran együtt is megtalálhatók. A csillámok közül a muszkovit és a biotit fontos alkotórész a csillámpala felépítésében. A földpát többnyire nem játszik jelentős szerepet. A K-földpát rendszerint mikroklin, a plagioklászfélek az albittól az oligoklászig terjedő összetételűek. A nagyarányú szericitesedést a mikroklin és a biotit átalakulása látta el kellő mennyiségű káliummal.

Az ásványtani jelek alapján a Soproni Csillámpala formáció keletkezési viszonyaira vonatkozóan a következő megállapítások tehetők:

- Az andaluzit–szillimanit–biotit pala ritka staurolit zárványai a progresszív metamorfózis legkorábbi emlékei.

- A biotit átalakulása szillimanitá és a kálium-földpát megjelenése, az Abukuma típusú amfibolit fáciesű progresszív (regionális) metamorfózis ez esetben legmagasabb hőmérsékletű fokozatát képviseli. Az andaluzit ekkor már kissé instabil reliktumként szerepelt. A cordierit hiánya azt jelezheti, hogy a nyomás kissé meghaladhatta a tiszta Abukuma típusú fáciesre jellemző értéket.

- Az andaluzit diszténné alakulása és a szericitesedés növekvő nyomást és hidrotermális hatást, de kisebb hőmérsékletet és az Abukuma típusú metamorfózisnak retrográd jellegű Barrow típusba való átmenetét jelenti.

- Még kisebb hőmérsékleten, de nem kisebb nyomáson ment végbe a kloritoid képződése. A szericites mezők belsejében lazán szétszórt kloritoid lécek részben staurolit átalakulásából keletkezettek. Kloritoid képződéséhez vezetett a disztén átalakulása is. A vasat és a magnéziumot az egyidejűleg szericitesedő biotit szolgáltatta.

- A zöldpala faciést kialakító retrográd metamorfózis folyamatai során a Mg és a Fe a színes klorit (leggyakrabban pennin, ritkábban klinoklor és a diabantit), valamint egyes opak ásványok keletkezését segítette elő. Legtöbbször a biotit, ritkábban a kloritoid és a gránát kloritosodása figyelhető meg. Az irányított nyomás mozgási zónába migráló Mg-nak meghatározó szerepe

2. táblázat A Soproni Csillámpala formáció kőzetfajtáinak kémiai összetétele súly%-ban

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO <sub>2</sub>	47,10	53,85	45,68	75,84	65,47	75,40	21,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,48	29,80	29,63	11,68	22,43	13,70	30,80
Na <sub>2</sub> O	0,85	1,00	1,32	0,67	0,07	0,10	0,40
K <sub>2</sub> O	5,32	4,01	5,77	1,89	0,80	0,90	–
CaO	0,53	0,12	0,57	0,46	0,36	0,39	0,80
MgO	2,60	1,72	2,40	2,16	5,05	2,40	4,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	3,97	5,44	1,01	0,66	0,78	0,75
FeO	4,80	1,40	3,20	2,64	0,24	0,82	1,40
MnO	0,02	0,00	0,01	0,10	0,00	0,00	0,01
TiO <sub>2</sub>	2,22	1,54	1,60	0,36	1,20	0,45	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,24	0,11	0,12	0,08	0,05	13,70
H <sub>2</sub> O+	2,35	1,69	3,85	1,97	3,73	2,14	8,31
H <sub>2</sub> O–	0,19	0,28	0,27	0,21	0,14		
CO <sub>2</sub>	–	–	–	–	–	0,21	–
S	0,44	–	–	–	–	–	–
RF	–	–	–	–	–	–	11,80
Összesen:	99,92	99,62	99,85	99,11	100,23	97,34	94,10

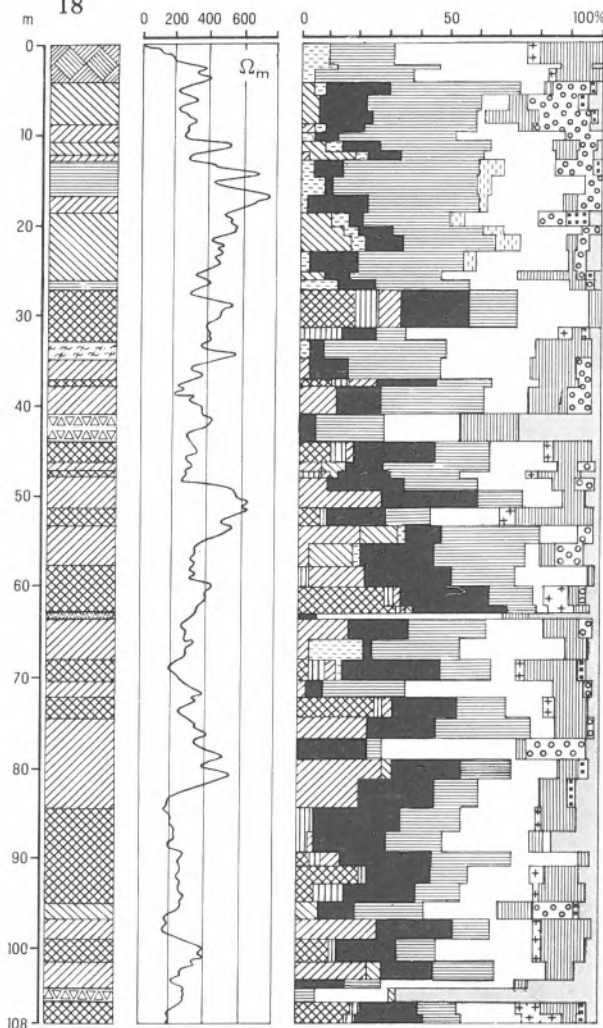
1. Andaluzit–szillimanit–biotit pala; Bükkfa-forrás-árok
2. Disztén–kloritoid–muszkovit pala; Kis-füzes
3. Kloritoid–muszkovit pala; Sopron-kertváros, konglomerátum bánya
4. Klorit–muszkovit pala; Kolostor-erdő csúcsa
5. Szürke kvarcit; Füzes-árok
6. Fehér kvarcit; Récényi út mellett
7. Ritkaföldfém tartalmú kvarcit; Füzes-árok

volt a disztén-kvarcit és a leukofillit szintelen kloritjának (leuchtenbergit) keletkezésében.

– A szericitesedés, ill. muszkovitosodás a legáltalánosabb átalakulási jelenség a retrográd metamorfózis során. Ezért a szericit (ill. a nagyobb méretű muszkovit) a diaforitos csillámpala egyik leggyakoribb alkotóeleme. Andaluzit, szillimanit, disztén, földpát és biotit átalakulásából egyaránt keletkezhetett.

A Soproni Csillámpala formáció változatos ásvány-kőzettani kifejlődése ellenére egységes és meglehetősen egyveretű üledékes rétegösszlet regionális-, majd szakaszos és szelektív retrográd metamorfózisa révén alakult ki. A formáció li-

tosztratigráfiai egységét annak egészére kiterjedő közös vonások, a kőzetfajták egymásba való fokozatos átmenete és váltakozása bizonyítják. Az eredeti üledékes rétegösszlet agyagból, aleurolitból és alárendelten homokkőből állhatott. Szervesanyag-tartalomra csak a Nap-hegy oldalában talált grafitos csillámpala törmelék utal. Karbonátos üledékanyagra valló kőzetkifejlődést nem ismerünk. A polimetamorf jelleg figyelembevételével, a regionális metamorfózisnak – az izotóp-kor adatok szerint – a hercini orogénbe való tartozása alapján, az üledékes rétegösszlet keletkezése nagy valószínűséggel az ópaleozoikum idejére tehető, de nem zárható ki a prekambriumi eredet sem.



#### A rétegoszlop jelkulcsa:


#### Az ásványtani diagram jelkulcsa:


### 3 Az Óbrennberg Bb-1 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai

## Óbrennbergi Csillámpala tagozat

A regionális, majd különböző mértékű retrográd metamorfózist szenvedett Soproni Csillámpala formáció változatos ásványtani összetételű kőzetfajtáinak viszonylag jól elkülöníthető, önálló litosztratigráfiai egységet alkotó csoportja az Óbrennbergi Csillámpala tagozat. A Soproni-hegység orográfiailag legmagasabb helyzetű földtani képződménye. Legnagyobb vastagsága mintegy 200 méterre tehető. Földtani kifejlődésére jellemző, hogy fő tömegében döntő mértékben megőrizte magasabb metamorf fokú ásványtársaságát.

Jellegzetes kőzetfajtái: andaluzit-szillimanit-biotit pala, disztén-(kloritoid)-muskovit pala, kloritoid-muskovit pala. Eltérő genetikai körülményekre utalnak az Óbrennbergi tagozatba közbetelepülő lencse alakú disztén-leuchtenbergit-szericit kvarcit rétegtagok és a hozzájuk kapcsolódó, thorium- és ritkaföldfém-ásványokat tartalmazó kőzetváltozat. Az Óbrennbergi Csillámpala alapszélvénye az Óbrennberg Bb-1 jelű fúrás, amely jól tükrözi a tagozat földtani kifejlődését (3). Felszíni típusfeltárásait az óbrennbergi Kőbérc K-i oldalában (4), és É-i lábánál lévő felhagyott kőfejtőben [1] (5) tanulmányozhatjuk.

Az Óbrennbergi Csillámpalát alkotó kőzetfajták általában sötétszürke színűek, helyenként sávos megjelenésűek (a világosabb színű sávok nagyobb kvarc- és földpáttartalmúak). A retrográd metamorfózis előrehaladottságának mértékével párhuzamosan nő az egyenetlenül, darabosan törő kőzet palássága és a granoblasztos kőzetszövet lepidoblasztossá válása. A retrográd metamorfózis különböző mértékben, egyenetlenül hatott az Óbrennbergi Csillámpala tagozatra. Ennek eredménye a változatos ásvány-kőzettani felépítés, a fokozatos átmenetek és az egyes kőzetfajták változása.






### Andaluzit-szillimanit-biotit pala

Legjellemzőbb ásványos alkotóeleme az andaluzit. A pelites eredetű kőzetanyagban mennyisége a 30%-ot is elérheti. Jól fejlett, xenoblasztos, poikiloblasztos porfiroblasztokat alkot. Gyakorikak benne az apró biotit- és kvarczárványok. Másik jellegzetes kőzetalkotó ásvány a szillimanit. Leg-

4

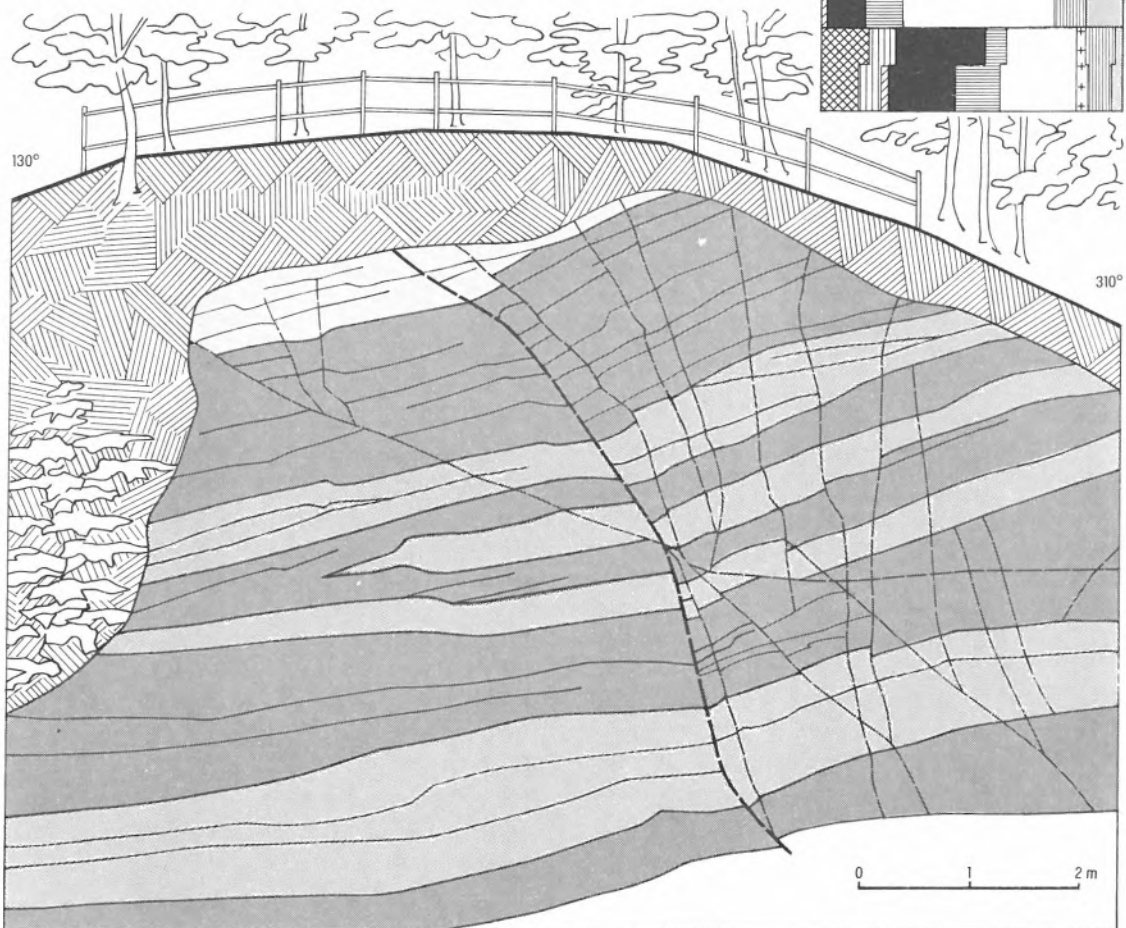
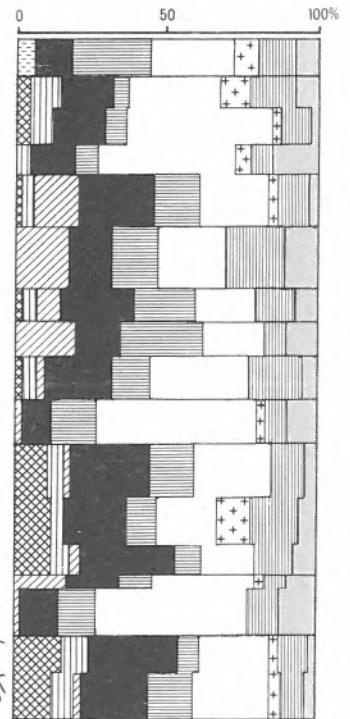
**Óbrennberg, a Kőbérc keleti oldalán lévő felhagyott  
kőfejtő földtani szelvénye és vizsgálati adatai;  
az Óbrennbergi Csillámpala tagozat  
(andaluzit–szillimanit–biotit pala és disztén–muszkovit  
pala) típusfeltárása**

A feltárás jelkulcsa:

-  Lejtőtörmelék
-  Törésvonalak
-  Klorit–muszkovit pala  
/földpátos átmeneti változat/
-  Disztén–muszkovit pala
-  Andaluzit–szillimanit–biotit pala

Az ásványtani  
diagram jelkulcsa:

-  Andaluzit
-  Szillimanit
-  Disztén
-  Klorit
-  Biotit
-  Muszkovit
-  Kvarc
-  Mikroclin
-  Albit
-  Egyéb



többször finom, szálás-rostos halmazokat képez (fibrolit). Mennyisége általában az andaluzit alatt marad. A csillámok közül a biotit a gyakoribb s egyben ez a közet fő alkotóeleme. A muszkovit lehet jól fejlett is, de többnyire aprópikkelyes halmazokat (szericit) alkot. Jelentős részarányú a kvarc és a földpát. Oligoklász és ortoklász, ill. mikroklin egyaránt jelen van. Az opak ércásványok, a gránát és a turmalin járulékos szerepűek. További átalakulási termékként disztén és reliktumként staurolit is megfigyelhető ([3]A).

#### *Disztén–(kloritoid–)muszkovit pala*

Nagy nyomáson és alacsony hőmérsékleten hidrotermális hatásra retrográd metamorfózis (diaforézis) ment végbe, amelynek legkorábbi ásványátalakulásaként az andaluzit (esetleg a szillimanit) rovására apró léces, vagy lécköteges megjelenésű disztén képződött. Ezzel közel egyidejűleg megkezdődött szinte valamennyi fő ásvány muszkovitosodása (szericitedése) is. Mindezek hatására viszonylag gyorsan áldozatul esett az andaluzit, a szillimanit és a földpát (főleg az ortoklász, ill. a mikroklin). Az átalakulás ezen szakaszához csatlakozva – a hőmérséklet további csökkenésével – az apró, lécszerű kloritoid is megjelenik. A retrográd metamorfózis első szakasza tehát a jellegzetes ásványos alkotórészek alapján disztén–(kloritoid–)szericit pala, amely az Óbrennbergi Csillámpala többi kőzetváltozatával szoros összefüggésben található.

Az óbrennbergi Kőbérc keleti oldalán felhagyott kőfejtőben jó feltárásban tanulmányozhatjuk az andaluzit–szillimanit–biotit pala és a disztén–(kloritoid–)muszkovit pala földtani kifejlődését. Sötétszürke színű, gyengén sávós (a sötétszürke sávok biotitban, a világosabbak kvarcban dúsabbak), egyenetlenül vékonyabb–vastagabb palás megjelenésű. Települési helyzete 170–210°/20–30°. Szabálytalanul, darabosan törik. A feltárást törés harántolja és litoklázisok hálózák be (4).

Ásványtani vizsgálat alapján megállapítható, hogy a feltárásban andaluzit–szillimanit–biotit pala és disztén–(kloritoid–)muszkovit pala padok váltakoznak. (A feltárás legfelső részén csekély mértékű kloritos kőzetjelleg is kimutatható.) Az andaluzit hiánya a kvarcban dúsabb rétegek esetében az eredeti kőzetanyag homokosabb összeté-

telével is magyarázható, más esetben a szillimanittal együtt disztén és szericitté alakult. Változó mértékben szericitedett a biotit és a földpát is. Alárendelt alkotóelem a gránát, a turmalin, az apatit és a cirkon. Opak ércásványok és limonit kiválások rendszeresen megfigyelhetők.

#### *Kloritoid–muszkovit pala*

A retrográd metamorfózis következő fokozata a disztén eltűnése, kloritoidképződés és a szericitedés uralkodóvá válása. Kisebb-nagyobb összefüggő szericitmezők alakultak ki, belsejükben kloritoid lécek hálózatával. A kloritoid keletkezésében a disztén (és esetleg a staurolit) átalakulása mellett a biotit szericitedése is szerepet játszott. A kvarc és a gránát (almandin) mennyisége növekedett, ugyanakkor a földpát és a biotit csökkenett. A biotit átalakulásakor felszabaduló Fe és Ti apró opak ásványok (ilmenit, rutil stb.) keletkezéséhez vezetett. A kloritoid–szericit pala az Óbrennbergi Csillámpala tagozat jelentős hányadát alkotja. Elterjedt megjelenési formája alapján – a korábban tárgyalt diszténes csillámpalával együtt – „sávós csillámpala”-ként is említik ([3]C).

### Szürke kvarcit

#### *Disztén–leuchtenbergit–muszkovit kvarcit*

Az Óbrennbergi Csillámpala tagozaton belül lencsés közbetelepülések formájában ismerjük. Lényeges különbség a tagozat többi kőzetváltozatával szemben a vasban való szegénység és a magnéziumgazdagság. Jelleget adó kőzetalkotó ásványok a kvarc, a disztén, a leuchtenbergit (nem ritkán jól fejlett, pseudomorf pikkelyes megjelenésben, biotit után) és a szericit ([3]A). Járulékos alkotóelem a turmalin (amely esetenként jelentősen feldúsulhat), az apatit, a rutil, az ilmenit, a cirkon és a monacit. A beágyazó Óbrennbergi Csillámpalához az ásvány–kőzettani jellegek fokozatos átmeneteivel kapcsolódik. Viszonylag jól palásodott, de tömeges kifejlődésű kőzetlencsék is találhatóak.

Figyelemre méltó a helyenként makroszkóposan is követhető homokkőszerű kőzetkifejlődés, amely az ásványtani jellegekkel együtt a szürke kvarcit Mg-Al-tartalmú ásványokban (kaolin,

montmorillonit, vermikulit) gazdag és vasban szegény homokkő eredetére utalhat. KISHÁZI és IVANCSICS újabban a disztén kvarcitot, sőt a disztén, kloritoidos csillámpalát is, az andaluzit-szillimanit-biotit palából, a középsőkréta kelet-alpi pennini szubdukció során a mélybekerült üledékekből felszabadult fluidumok hatására keletkezettnek tartják.

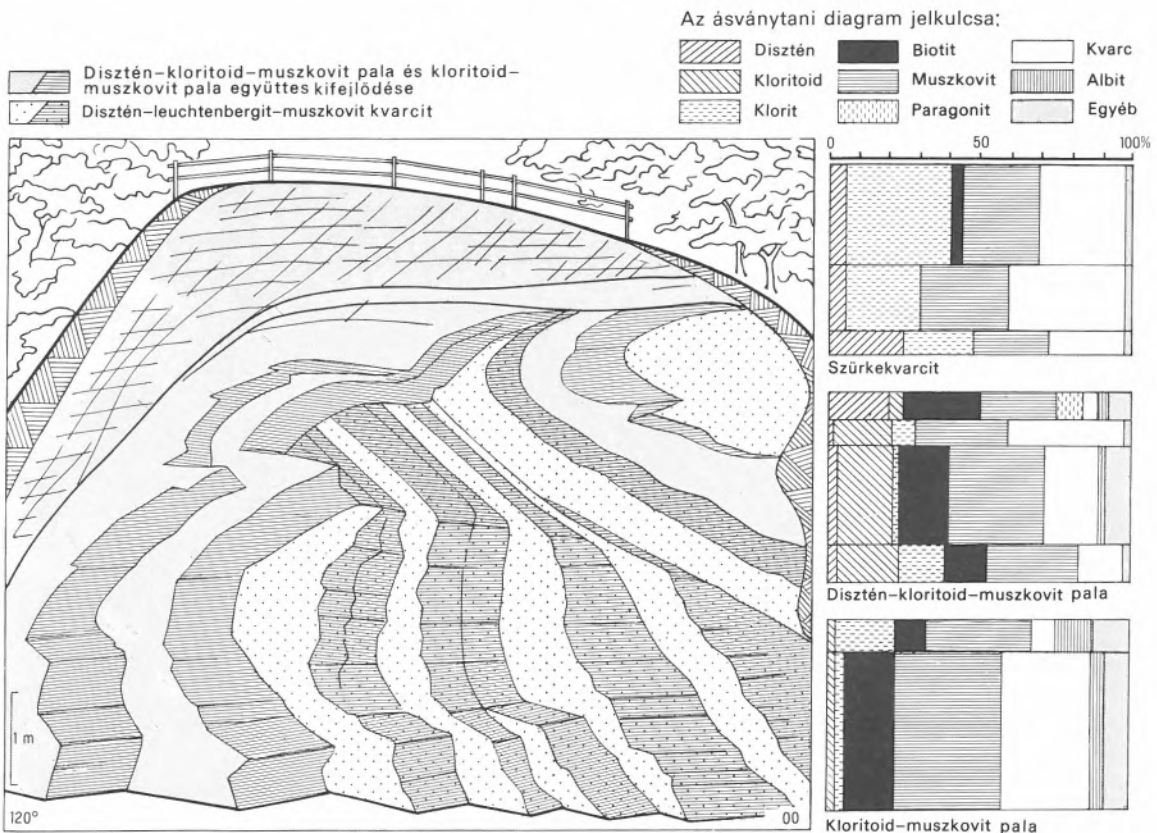
Az óbrennbergi Kőbérc északi lábánál lévő felhagyott kőfejtőben egyhelyütt tanulmányozhatjuk a disztén–kloritoid–muszkovit pala, a kloritoid–muszkovit pala és a disztén–leuchtenbergit–muszkovit kvarcit (szürke kvarcit) földtani kifejlődését.

A feltárt képződmények erősen zavart települések; a bonyolult tektonikai helyzet nehezíti az áttekintést. Részletes ásványtani vizsgálat alapján a kőfejtőfal jobb oldalán disztén–leuchtenbergit–

muszkovit kvarcit (szürke kvarcit) körülhatárolható volt disztén–kloritoid–muszkovit pala padokkal. A szürke kvarcit mellett, ill. felett disztén–kloritoid–muszkovit pala, majd efölött kloritoid–muszkovit pala települ. Kis foltban kloritoid–muszkovit pala is megjelenik [1], (5).

#### Foszfátásványokat tartalmazó disztén–leuchtenbergit pala

A disztén–leuchtenbergit–muszkovit kvarcithoz genetikailag is szorosan kapcsolódó kőzetváltozat a különböző foszfátásványokat tartalmazó disztén–leuchtenbergit pala. Sajátos jellege a diszténkvarcittal szemben, hogy a kvarctartalom minimumra csökkenhet. Foszfátartalmú ásványok a florencit, a monacit, az apatit és a lazulit. A ritkaföldfém-tartalom a florencitben és a monacitban található, elsősorban a Ce és a La dúsul fel.



5 Óbrennberg, Kőbérc-orm; a disztén–kloritoid–muszkovit pala és a kloritoid–muszkovit pala, valamint a szürkekvarcit típusfeltárása

Jelentősebbek még a Pr, Nd és a Sm. Mindkét ritkafém-tartalmú ásvány számottevő mennyiségű Th-ot is tartalmaz, amely azonban önálló ásványként (thorit és thorianit) is megjelenik.

A florencit –  $CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$  – leginkább 0,1–0,3 mm-es zónás romboédereket alkot. Általában diszténnel együtt található. A zónásság mentén gyakran thorit- és monacitszemcsék figyelhetők meg. A 0,01–0,02 mm-es monacitszemcsék esetenként a florencit egész belsejét kitöltik.

A foszfátásványokat tartalmazó disztén–leuchtenbergit pala üledékes eredetét feltételezve, torlatszerű felhalmozódásra gondolhatunk. A monacit kimutathatóan a florencit átalakulási terméke ([5]C). Szálbanálló előfordulása bizonytalan, a lejtőtörmelékben található.

## Vöröshídi Csillámpala tagozat



A Soproni Csillámpala formáció legnagyobb mérvű retrográd metamorfózist (diaforézist) szenvedett s egyben a legnagyobb elterjedésű, fillonit jellegű, klorit–muszkovit pala rétegcsoportja önálló litosztratigráfiai egységként különíthető el; ez a Vöröshídi Csillámpala tagozat. Az Óbrennbergi Csillámpala fekvőjében található és mintegy 200 m vastagságúnak ítéhető. Alatta Soproni Gneisz települ, majd ismét Vöröshídi Csillámpala következik. A gneisz fedőjének és fekvőjének tektonikai ismétlődését, azonosságát vagy különbözőségét a rendelkezésre álló adatok alapján nem lehet eldönteni. Földtani alapszelvénye a Sopron S–84 jelű fúrás rétegsora (7). Típusfeltárása a Brennbergi-völgyben, a vörös-hídi

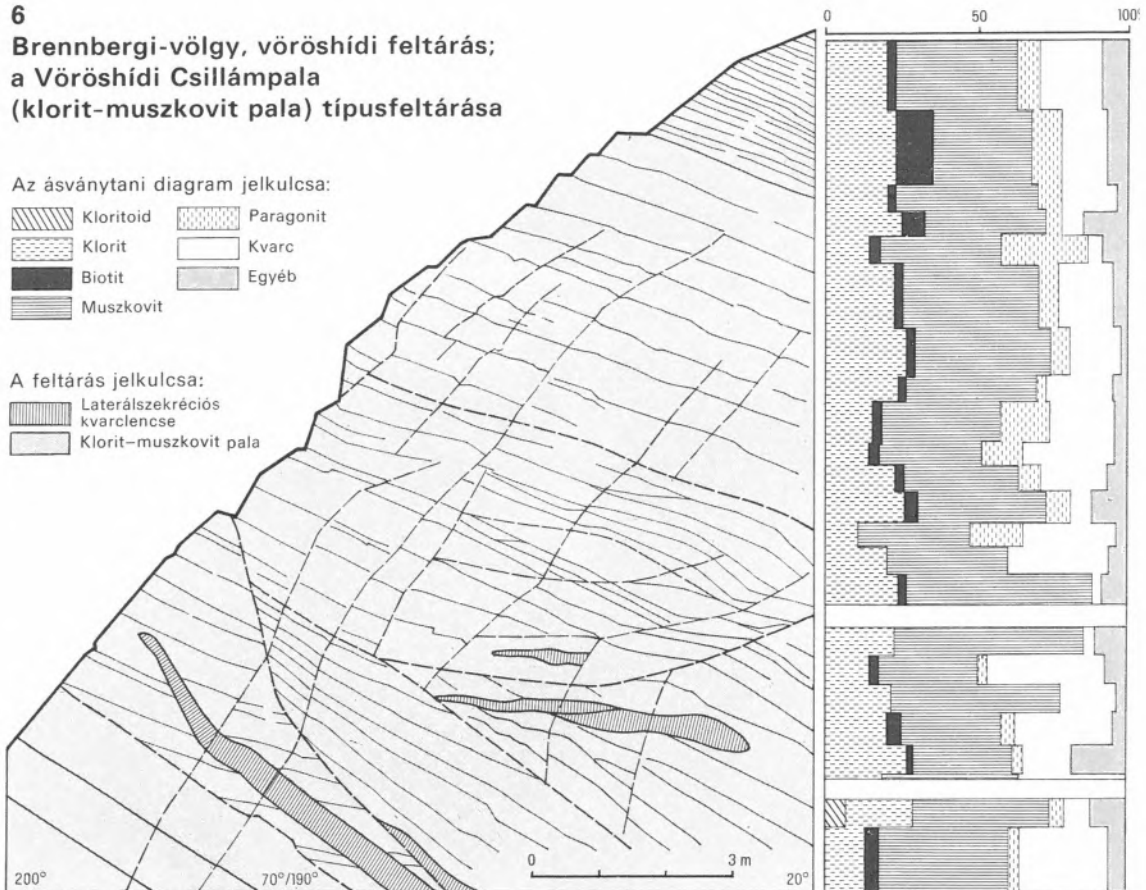
### 6 Brennbergi-völgy, vöröshídi feltárás; a Vöröshídi Csillámpala (klorit–muszkovit pala) típusfeltárása

Az ásványtani diagram jelkulcsa:

	Kloritoid		Paragonit
	Klorit		Kvarc
	Biotit		Egyéb
	Muszkovit		

A feltárás jelkulcsa:

	Laterálszekrécións kvarclencse
	Klorit–muszkovit pala










sziklakibúvás (6) [4]. Jellegzetes epimetamorf, retrográd zöldpala fáciesű képződmény.

### Klorit–muszkovit pala

A Vöröshídi Csillámpala tagozatot döntő mértékben felépítő kőzetfajta. Szürke színű, palás elválású képződmény, gyakori laterálszekrécios kvarclencsékkel, alárendeltebben kvarcerekkel, ill. telérekkel. Jellemzője a lepidoblasztos kőzet-szövet, valamint a színes kloritfélék (leginkább pennin, ritkábban klinoklor vagy diabantit), amelyek nyilvánvalóan a biotit átalakulásából keletkeztek. A szericitedés ebben a kőzetátalakulási stádiumban már nem folytatódik, de a muszkovit, ill. szericit stabilitása továbbra is fennmarad. A kloritoid mennyisége lényegesen csökkent, a gránát mennyisége ugyanakkor itt éri el a legnagyobb gyakoriságot. A kvarc szerepe jelentős, a földpáté jelentéktelen. Járulékos alkotóelemek az ilmenit, goethit, pirit, rutil, titanit, cirkon, monacit, turmalin és apatit. A járulékos ásványok közül a gránát és a turmalin jelentős mértékben feldúsulhat és makroszkóposan is jól felismerhető jelleget ad a kőzetkifejlődésnek ([5]A).

A Nap-hegy déli lejtőjén grafitos csillámpala törmelék található. A néhány százalék grafittartalom mellett az ásványtani összetétel a klorit–muszkovit paláéval megegyező. Ez a különleges

A rétegoszlop jelkulcsa:

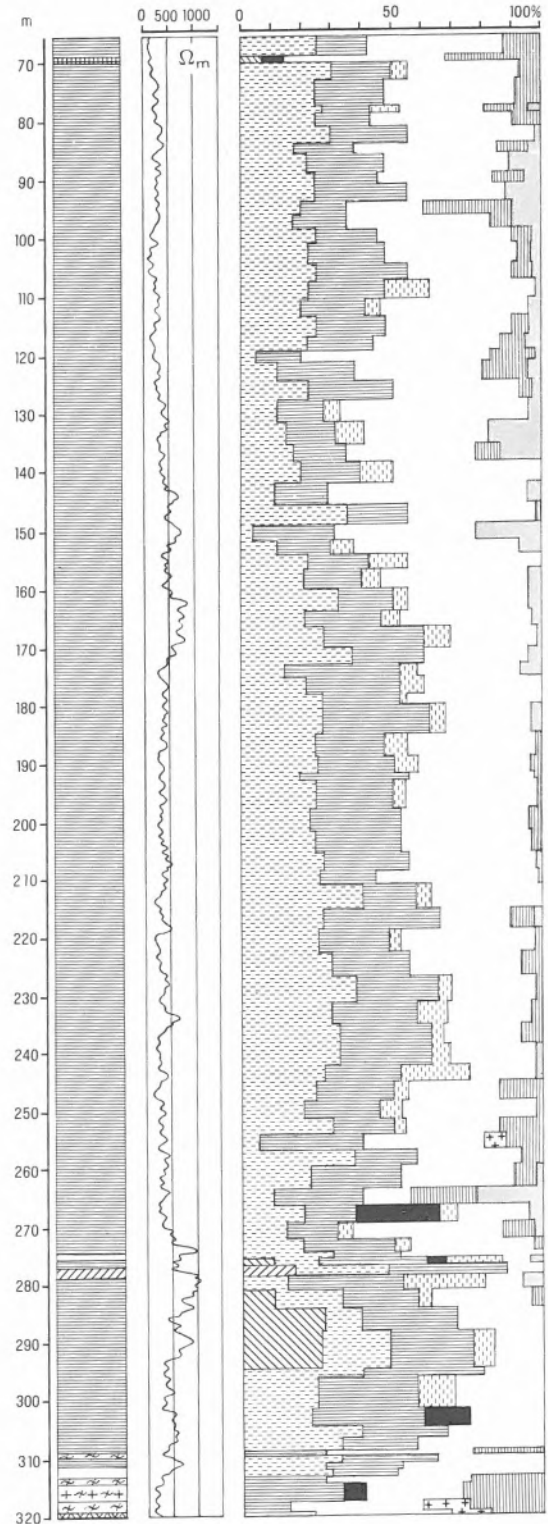
	Disztén-/kloritoid/ muszkovit pala		Rókaházi gneisz
	Klorit–muszkovit pala		Leukofillit
	Muszkovitgneisz		Törési zóna
	Biotitos muszkovitgneisz		

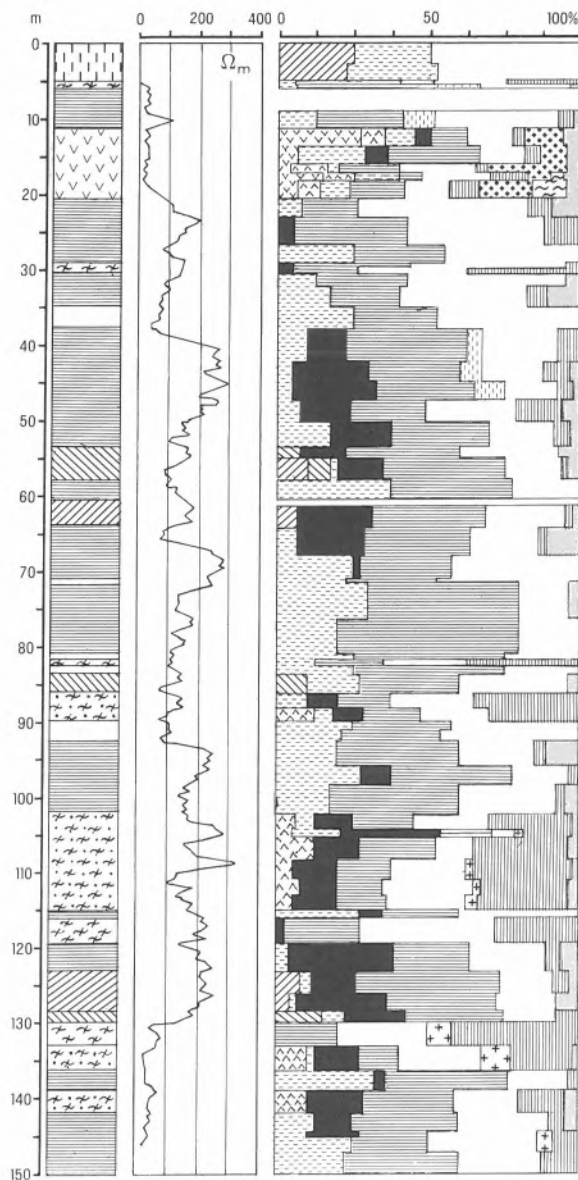
Az ásványtani diagram jelkulcsa:

	Disztén		Paragonit
	Kloritoid		Kvarc
	Klorit		Mikroklin
	Biotit		Albit
	Muszkovit		Egyéb

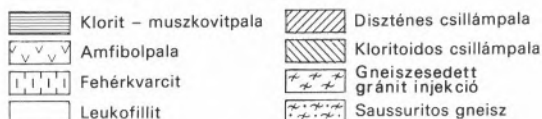
## 7

**A Pedagógus-forrásnál mélyült Sopron S-84 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai 65–320 m között; a Vöröshídi Csillámpala tagozat földtani alapszelvénye**



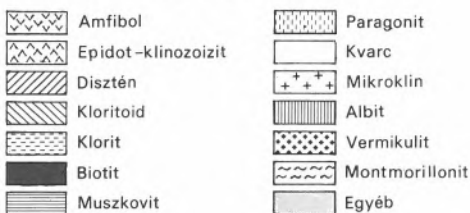


A rétegoszlop jelkulcsa:



**8 A Récényi út melletti kvarcit köfőjtőben mélyült Sr-1 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a fehérkvarcit, az amfibolpala és a saussuritos gneisz alapszelvénye**

Az ásványtani diagram jelkulcsa:



kifejlődésű kőzetfajta szálban álló módon eddig nem volt fellelhető.

A Brenneri-völgyben vezető műút mellett, a Vörös-híd közelében, egy elhagyott köfőjtő peremén szép feltárásban tanulmányozhatjuk a Vöröshídi Csillámpala tagozat klorit–muskovit pala kifejlődését. A jól palásodott csillámpala települése 70–75°/20–25°. Gyakoriak a laterálszekrécios kvarclencsék, de a paláság síkjával egybeeső és azzal szöveget bezáró kvarctelér is megfigyelhető.

A típusfeltárás kőzetanyagát alapvetően egyetlen kőzetfajta alkotja: a hegységben igen elterjedt klorit–muskovit pala. Járulékos elegyrészként paragonit, biotit és gránát található. A paragonit esetenként kőzetalkotó ásvány is lehet. Turmalin, cirkon (vagy monacit) és apatit is megfigyelhető a vizsgálatra kiválasztott kőzetmintákban. Elvértve kloritoid is található.

## Fehér kvarcit

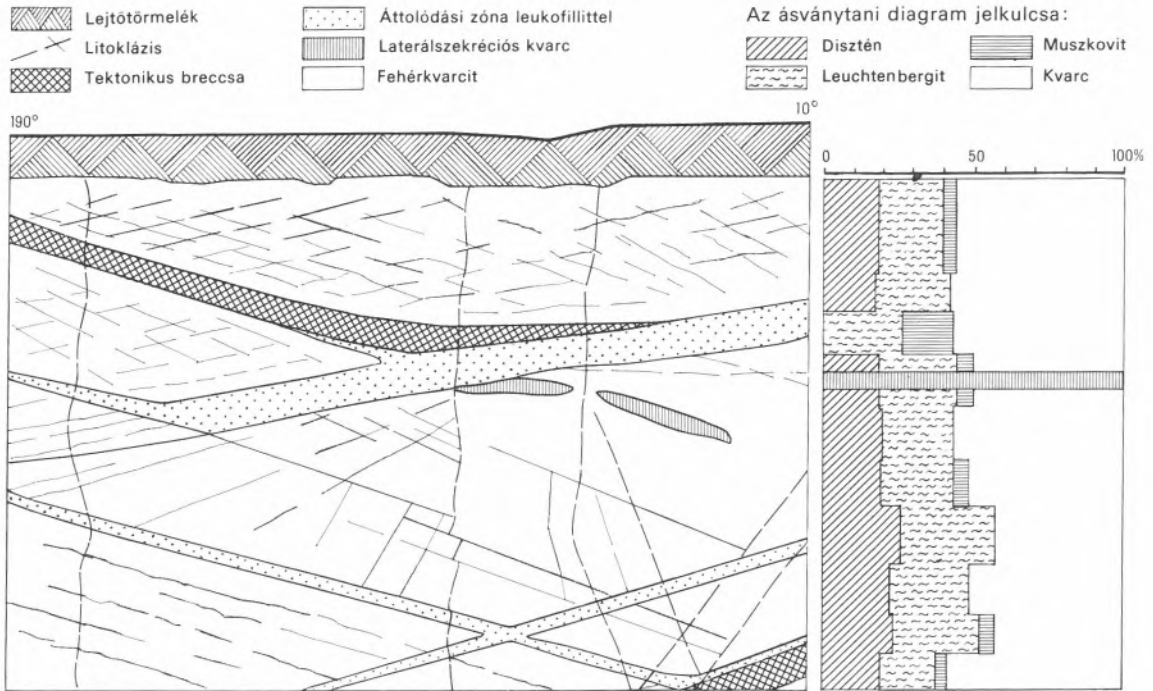
### *Disztén–leuchtenbergit kvarcit*

A szürke kvarcittól elsősorban a szericit hiánya, ill. alárendelt szerepe különíti el. A szürke kvarcittól nagyobb lencsékben található és hiányzik a foszfátásványokban gazdag litofácies. Jelentős eltérés még, hogy a szintelen klorit (leuchtenbergit) itt kizárólag aprópikkelyes, pikkelyköteges alakban található (5)B).

Típusfeltárása a Récényi út menti, időszakosan művelt kvarcit köfőjtőben tanulmányozható (9) [2].

## Amfibolpala

Eddig mindössze néhány mélyfúrásból ismerjük: az S-8 jelű fúrásban 62,1 és 63,5 m között, az S-7-ben 44,8 m-től 46,3 m-ig, az S-68-ban



**9 A Récényi út menti kőfejtő földtani szelvénye és vizsgálati adatai; a fehérkvarcit típusfeltárása**

41,0 és 43,8 m között és végül a – földtani alapszelvénynek tekinthető – SR-1 jelű fúrásban 11,4–20,7 m-ig terjedő mélységközben (8).

Zöldesszürke, sávos, palás textúrájú képződmény. Amfibolászványai szintelenek, vagy csak halványan színezettek, kristályaik apró természetűek, tűs vagy szálas alakúak. Kioltási szögértékeik alapján az aktinolit-tremolit sorba tartoznak. Az amfibol kőzetalkotó szerepű, a többi alkotórész alárendeltebb. Jelentősebb részarányúak lehetnek a földpát (kizárólag plagioklász) és a klinozoit-epidot sor tagjai. Járulékos elegyrészek a kvarc, muszkovit (szericit), klorit, apatit és a rutil ([5]D).

## Soproni Gneisz formáció

A Sopron S-8 jelű fúrás a Vöröshídi Csillámpala alatt mintegy 300 m vastagságban harántolt gneisz kőzettestet. Ennek fekvőjében is Vöröshídi

Csillámpala települ (2). Az érintkezés tektonikus jellegű. Az alpi orogén fázisok során, lapos mozgási síkok mentén alakultak ki a jelenlegi megjelenésükben takaró jellegű kőzettestek. A hegység peremén töréses és pikkelyes szerkezetű a gneisz megjelenése.

A Soproni Gneisz formációt uralkodóan közepesemű muszkovitgneisz alkotja, amely a Nándor-magaslat alatti kőfejtőben feltárt jellemző kőzetkifejlődés alapján kapta a Sopronbánfalvi Gneisz tagozat megjelölést. A hegység területén alárendelten még metagránit jellegű Várisi gneisz, aprószemű muszkovitgneisz és aplitgneisz (Deákkúti gneisz), valamint gneiszsedett gránit injekciók (Gloriette-i gneisz) és saussuritos gneisz (Récényi úti gneisz) is található. A neckenmarkti Oswaldi Kapelle környékén KÜMEL durva gneisz jelenlétét ábrázolta 1 : 50 000 méretarányú földtani térképén. A Rókaház és a Pedagógus-forrásnál mélyült S-84 jelű fúrás között, az elválási lapokon jellegzetes vonalas-sávos rajzolatú, feltehetően tektoni-

kus hatásra kialakult gneisztípust ismerünk (Rókaházi gneisz).

A Soproni Gneisz jellemző kőzetváltozatainak kémiai összetételét a 3. táblázat tartalmazza.

Ásványtani tekintetben a Soproni Gneisz egyik fő építőeleme a kvarc. A kvarc szemcsék mellett gyakoriak a kisebb-nagyobb kvarcerek és -lencsék is. A kristályszemcsék xenoblasztosak és hullámos kioltásúak. A szilikátásványok közül legfontosabb a földpát, valamint a muszkovit és a biotit.

A földpát részben kisebb-nagyobb xenomorf mikroklin alakjában, részben albitként van jelen. Gyakoriak a lemezes albitikrek. Az albitszemcsék két generációja – a gránitképződéshez kapcsolódó eredeti albitkiváláson kívül – utólagos albitosodásra utal, amely helyenként uralkodó arányúvá válhatott. Gyakran mindkét földpát többé-kevésbé szericitesedett.

Az általánosan elterjedt muszkovittal szemben a biotit mennyisége erősen változó. A diszlokációs metamorfózis hatására a biotit mennyisége csök-

kent, a muszkovité növekedett. Átalakuláskor a biotit uralkodóan szericitesedett, kloritos elváltozással csak elvétve találkozhatunk.

Járulékos ásványként ilmenit (esetleg magnetit), rutil, titanit, pirit, limonit, gránát (almandin), alárendelten apatit, epidot, klinozoit van jelen. A nyomelemek közül a Sr és a Ba szerepe jelentősebb, de található még Zr, Ce és Zn is.

A Soproni Gneisz eredete a regionális metamorfózist szenvedett csillámpala-összletbe nyomult, illó anyagokban szegény, anatektikus eredetű gránitintrúzióhoz kapcsolódik. Ez lehet a magyarázata a kontakthatásokban és a különféle szegregációkban való szegénységének. A gránitbenyomulás eredeti alakját teljes mértékben elmosta a hatalmas arányú dinamometamorfózis, amely egyben a gránit epizónás zöldpala fáciesű átalakulásához vezetett; textúrája átalakult, a plagioklász albitosodott, az ortoklász mikroklinná alakult, a biotit szericitesedett, ill. muszkovitosodott.

3. táblázat A Soproni Gneisz formáció kőzetfajtáinak kémiai összetétele súly %-ban

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO <sub>2</sub>	78,08	79,04	78,15	73,40	49,85	73,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,56	12,13	12,87	14,20	24,86	13,98
Na <sub>2</sub> O	3,55	5,65	3,21	2,31	0,35	1,81
K <sub>2</sub> O	2,95	0,40	2,25	5,16	9,20	6,40
CaO	0,45	1,00	0,80	0,84	1,21	0,76
MgO	0,68	0,08	0,08	0,41	1,98	0,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,11	0,79	0,53	4,09	0,55
FeO	0,22	0,27	0,35	0,90	2,88	1,45
MnO	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,10	0,25	0,08	0,65	0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,27	0,28	0,29	0,22	0,29
H <sub>2</sub> O+	0,74	0,70	1,69	1,02	3,40	0,93
H <sub>2</sub> O-	0,19	-	0,24	0,18	0,29	0,06
Összesen:	100,58	99,76	100,96	99,32	98,99	100,41

1. Muszkovitgneisz; Nándor-magaslati kőfejtő
2. Aprószemű gneisz; Deák-kúti kőfejtő
3. „Injekciós gneisz”; Vas-hegy, Gloriette

4. Biotitos muszkovitgneisz; Várasi kőfejtő
5. Csillámpala zárványok; Várasi kőfejtő
6. Rókaházi gneisz; Rókaház

A dinamometamorfózis egyenetlenül érte az egykori intruzív kőzettestet, ezért különböző kőzetváltozatok keletkeztek. A nagy mozgási pályáktól távolabb eső részeken viszonylag legkisebb mértékű az átalakulás: legjobban megőrződött a gránitos jelleg és legtöbb biotit maradt változatlanul; a kőzetkifejlődés metagránit jellegű. Erőteljes nyírásos tektonikai igénybevétel révén alakult ki a típusos Sopronbánfalvi Gneisz. Az irányított nyomás növekedésével csökkent a szemcseméret és fokozódott a paláság. Az erőteljesen palásodott gneisz a mozgási síkok mentén leukofillitbe megy át.

## Sopronbánfalvi Gneisz tagozat

### Középszemű muszkovitgneisz

A Soproni Gneisz formáció általánosan elterjedt, túlnyomó részét alkotó kőzetfácies. A többi gneiszfajta csak alárendelt kőzetváltozat; az eredeti gránit kevésbé átalakult reliktumai, esetleg eltérő eredetű kőzetfajták.

A Sopronbánfalvi Gneisz típusfeltárása a Nándor-magaslat alatti kőfejtő [6], ahol a MTA Geofizikai és Geodéziai Intézetének sziklába vágott obszervatóriuma is működik. A kőzet szövete granoblasztos. Jelentős mennyiségű földpátot tartalmaz. Földpátásványai a mikroklin és az albit; szemcseméretük igen változó. Fontos elegrész a víztiszta kvarc. A csillámok részaránya kisebb az említett ásványokénál. A muszkovit elég gyakori, a biotit meglehetősen ritka. A kőfejtőfal vizsgálati adatait a 10. ábra szemlélteti.

## Várisi gneisz

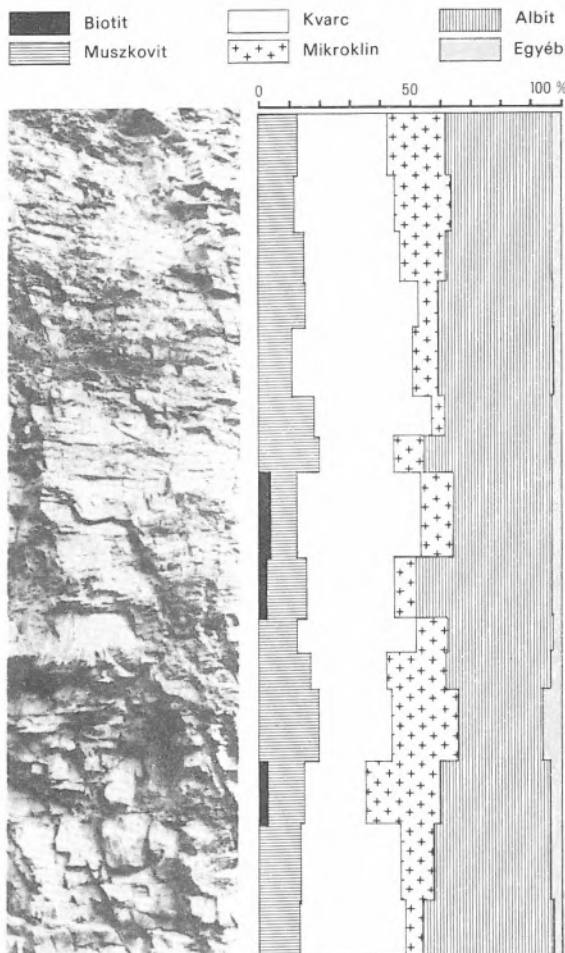
### Biotitos muszkovitgneisz

A hegység földtani felépítésében alárendelt szerepű. A Várisi-kőfejtő környékén, a győri út menti Kő-hegyen és másutt a muszkovitgneiszen belül kisebb foltokban található. Makroszkóposan is feltűnik gránit-hoz hasonló tömegesebb szerkezete és nagyobb biotittartalma ([9]B). Helyenként biotitban és gránátban dús, ököl nagyságú csomókat tartalmaz, ezek feltehetően csillámpala zárványoknak tekinthetők. Típusfeltárása a Várisi kőfejtő (11) [8], földtani alapszelvénye az S-83 fúrás rétegsora (12).

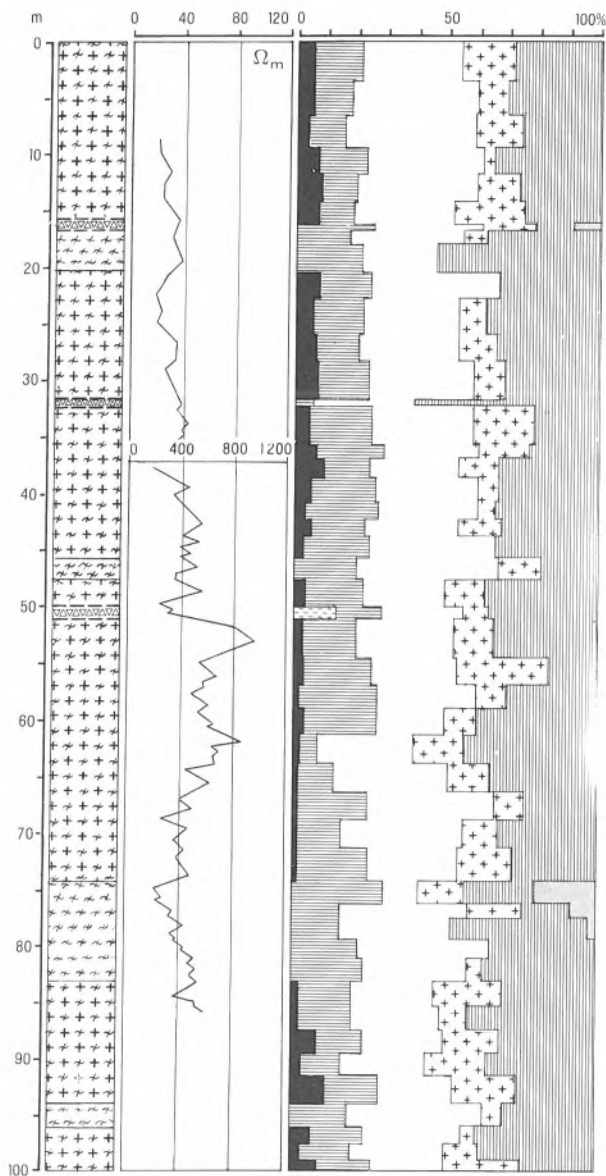
## Deákkúti gneisz

### Aprószemű és aplitgneisz

A Soproni Gneisz alárendelt szerepű kőzetváltozata. Jelentősebb feltárásai a Deák-kúti kőfejtőben és a Tolvaj-árok középső szakaszán található. Ásványtani összetétele megegyező a muszkovitgneiszével, csak a szemcsemérete kisebb. Elvéve finomszemű aplitgneisz rétegtagok is találhatóak, kvarc- és földpátattalommal ([9]D). A Deákkúti gneisz általában szembenítően világosabb (leukokrata), mint a többi gneiszváltozat.



10 A Nándor-magaslat alatti kőfejtőben feltárt Sopronbánfalvi Gneisz (középszemű muszkovitgneisz) vizsgálati adatai



A rétegszlop  
jelkulcsa:

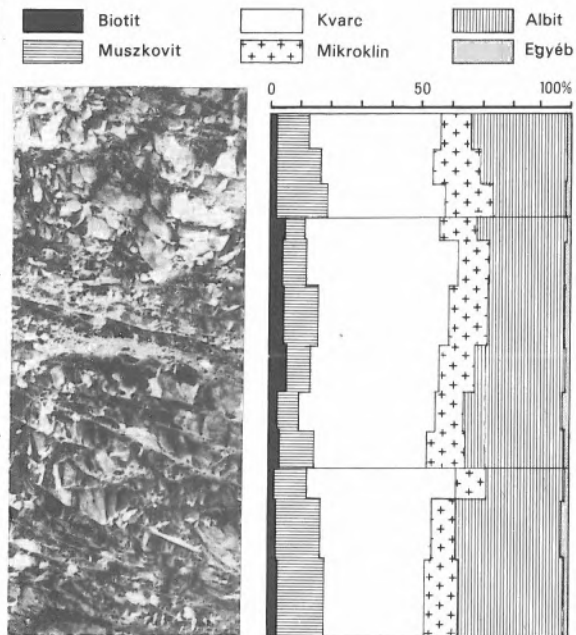
- Biotitos muszkovitgneisz
- Muszkovitgneisz
- Tektonikus breccsa

Az ásványtani diagram jelkulcsa:

- Klorit
- Biotit
- Muszkovit
- Kvarc
- Mikroklin
- Albit
- Egyéb

12

A Várasi kőfejtőben mélyült S-83 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a Várasi Gneisz földtani alapszelvénye



11 A Várasi kőfejtőben feltárt biotitos muszkovitgneisz vizsgálati adatai

## Gloriette-i gneisz

### Gneiszeseedett gránit injekció

A Soproni Csillámpalában több helyen ismerünk a palásság mentén közbetelepülő gneisszé alakult gránit injekciókat. Az esetenként ujjasan elágazó közbeékelődések ásványos összetétele megegyező a tömeges gneiszével. Kőzet szövete lehet aplitos vagy mikrogránitos, valamint durvaszemű, sötét pegmatitos jellegű. Gyakran kvarcosodott, ill. kvarcos telérek kapcsolódnak hozzá. Alárendelten a bezáró kőzet palásságát harántoló kőzettelérek is találhatóak. A Gloriette-i gneisz típusfeltárása a Vas-hegy Gloriette csúcsa alatti felhagyott kis kőfejtő földtani szelvénye (13), [7].

## Récényi úti gneisz

### Saussuritos gneisz

A SR-1 jelű mélyfúrásban (8) 86 m-től lefelé többször is megjelenik egy gneiszféleség, amelyre a saussuritosodott földpát (szericit és apró klinto-

zoizit-epidot zárványokkal telehintett albit) a jellemző. A klintoizit-epidot megfigyelhető a földpátszemcséken kívül is. A kálium-földpát hiányzik; a biotit szerepe pedig jelentősebb mint a többi gneiszfajtánál. A földpát gyakran makroszkóposan is megfigyelhető csomókat alkot ([10]C). A saussuritos gneisz az intruzív gránit bázikusabb szegregációjából keletkezhetett.





## Rókaházi gneisz

A Soproni-hegység déli peremén levő Rókaház területén, valamint az S-84 jelű fúrásban (14) 22 és 70 m között, nagyfokú kihengerlődést és az elválási lapokon szembetűnő sávozottságot mutató gneisz változatot ismerünk ([10]B). A kvarc-szemcsék gyakran megnyúltak – olykor szinte fo-

### 13

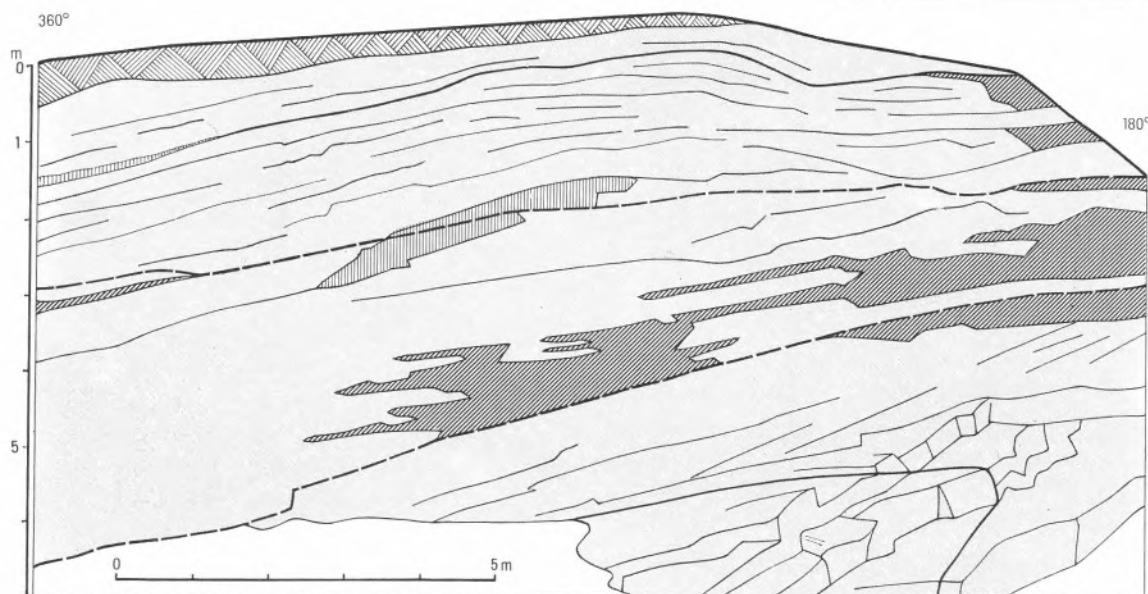
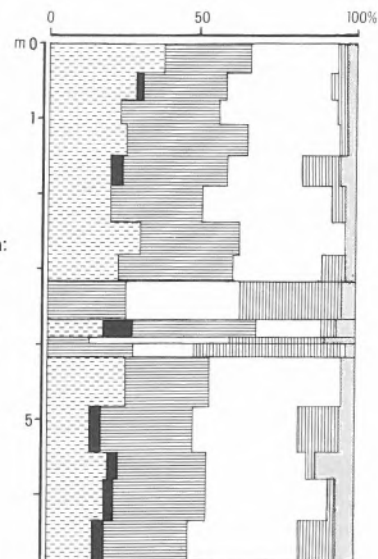
#### A Vas-hegy Gloriette csúcsa alatti felhagyott kőfejtő; a gneiszesedett gránitintrúzió („injekciós gneisz”) típusfeltárása

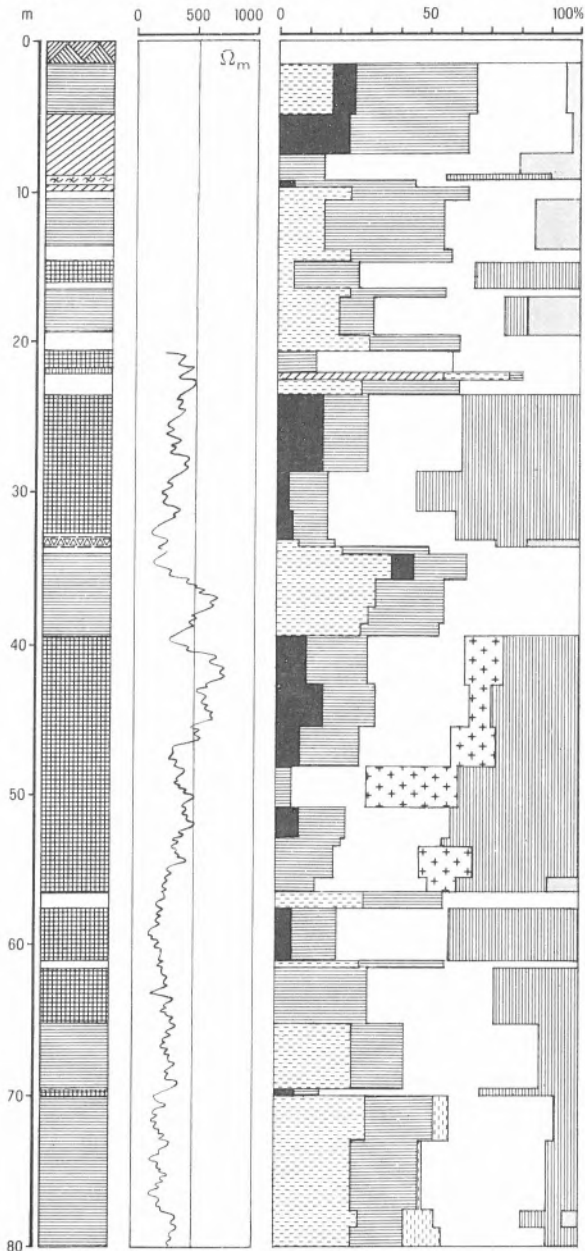
A feltárás jelkulcsa:

-  Lejtőtörmelék
-  Gneiszesedett gránit injekció
-  Klorit-muskovit pala
-  Laterálszekréción kvarcencse

Az ásványtani diagram jelkulcsa:

-  Klorit
-  Biotit
-  Muskovit
-  Kvarc
-  Albit
-  Egyéb





A rétegoszlop jelkulcsa:

 Lejtőtörmelék	 Muszkovitgneisz
 Tektonikus breccsa	 Klorit-muszkovit pala
 Leukofillit	 Szürkekvartc
 Rókaházi gneisz	 Disztén-(kloritoid)-muszkovit pala

#### 14 Rókaházi gneisz és leukofillit az S-84 jelű fúrás rétegoszlopában

Az ásványtani diagram jelkulcsa:

 Disztén	 Kvarc
 Klorit	 Mikroklin
 Biotit	 Albit
 Muszkovit	 Egyéb
 Paragonit	

lyásos megjelenésűek – és a legtöbb esetben összetöredezték. A földpát orsó alakú vagy csomós halmazokat alkot, ami „szemes gneisz” jellegű a kőzetnek. A többi ásványszemcsék mintegy körülfoltyják a földpát-halmazokat. Az uralkodó földpát az albit, szemcseközi helyzetben kevés klinozoit is megfigyelhető ([10]A). Keletkezési viszonyait illetően erős felszínközeli horizontális tektonikai igénybevételre gondolhatunk, amit mindkét esetben leukofillit rétegtagok közelsége is megerősít.

## Grobgneisz

### *Durvaszemű muszkovitgneisz*

KÜMEL osztrák területen az Oswaldi Kapelle környékén durvagneisz foltot ábrázolt. A helyszíni ellenőrzés alapján felmerült az a gondolat is, hogy a térképen jelölt területen található durvagneisz törmelék nem szálaban álló kőzetkifejlődést jelez, hanem az ottnangi, vagy a kárpáti üledékes összlethez tartozik.

## Leukofillit

### *Kvarc-leuchtenbergit-muszkovit pala*

A Soproni Kristályospala összlet fejlődéstörténetében kiemelkedően fontos szerepet játszó alpi orogén fázisok sajátos tektonikai eredetű kőzetfajta létrehozásához vezettek; ez a hófehér színű, erőteljesen palásodott, leveles-pikkelyes textúrájú, STARKL által leukofillitnek elnevezett kvarc-leuchtenbergit-muszkovit pala. Megjelenése a nagy kőzettömegek mozgási pályái mentén, leggyakrabban a gneisz és a csillámpala határán, ritkábban a gneizen belül és elvéve a csillámpalában is megfigyelhető. Ez utóbbi általában halvány zöldesszürke színű.

Kémiai összetételében a  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  és

a  $K_2O$  az uralkodó komponensek. Fő ásványtani alkotóelemei a kvarc, a leuchtenbergit és a muszkovit ([10]D). Keletkezése a maximális intenzitású fillonitosodáshoz és jelentős elemvándorláshoz kapcsolódik. Ez utóbbit illetően legfontosabb a vastalanodás és a magnéziumdúsulás. Jellemző még a szintelen klorit keletkezése és az általános szericitesedés, amely kiterjedt valamennyi alumíniumszilikát ásványra. Az új ásványparagenezis kialakulásához szükséges Mg- és K-többletet elsősorban a környezet biotittartalmának átalakulása szolgáltatta. Ugyanakkor egyidejűleg Na-elvándorlás történt. Típusfeltárásai a Nándor-magaslat észak-i lábánál az Ady Endre út melletti útbevágásban tanulmányozhatók [11].

A *kvarc–muszkovit pala* átmeneti kifejlődés a gneisz és a leukofillit között. A földpát már hiányzik, de a leuchtenbergit még nem alakult ki.

## Szerkezetföldtani viszonyok

A neogén környezetből szigetszerűen kiemelkedő soproni kristályos alaphegységet felül csillámpalából, alatta gneiszből, majd ismét csillámpalából álló, lapos dőlésű takarórészek építik fel. A takarómozgás emlékei a leukofillit zónák, amelyek elsősorban a csillámpala és a gneisz határán, de alárendelten ezeken belül is megtalálhatók. Az ÉÉNy irányú takarómozgásra utaló vonalazottságot már VENDEL MIKLÓS is megfigyelte. Ezekhez kapcsolódnak a gyakori kihengerelt, milonitosodott kőzetsávok. Gyűrődést, gyüredezettséget csak elvétve lehet megfigyelni. Ezek tengelyvonala az említett takarómozgásra merőleges irányú.

ÉK–DNy és ÉNy–DK irányú idősebb-, valamint az É–D és K–Ny irányú fiatalabb törérendszerek határolják és tagolják a kristályospala alaphegységet. Az egymást keresztező, és többször, egyenlőtlenül felújult törések, a szakaszosan ismétlődő vertikális emelkedés és a hegységperemi vetődések, valamint a lepusztulás együttesen alakították ki a csillámpala fedővel és az alatta települő, túlterjedő gneisz „gallérral” rendelkező ellipszis alakú hegység morfológiáját. A felszint tagoló mély völgyek is nagyrészt tektonikusan preformáltak.

A neogén folyamán kiemelkedő hegységtömeg pereméről gravitációs hatásra kisebb-nagyobb

kőzettömegek váltak le és az előtérre csúsztak. Ezt a jelenséget a leukofillit zónák nagymértékben elősegítették.

## Fejlődéstörténet

A Soproni Kristályospala összlet mai ásványkőzettani-rétegtani és szerkezetföldtani kifejlődése elsősorban az alpi szerkezetalakulás retrográd, ill. diszlokációs metamorfózisának jegyeit viseli. A közelmúltban végzett korszerű ásvány-kőzettani vizsgálatok alapján jól ismerjük a szakaszos és egyenlőtlen mértékű diaforézis és a diszlokációs metamorfózis ásvány-kőzettani hatásait, ill. folyamatait. A részletes földtani térképezés és a mélyfúrások térben is áttekinthetővé tették a hegység földtani felépítését és ennek alapján pontosabban megrajzolhatjuk a hegység kialakulásának fejlődéstörténeti szakaszait.

A csillámpala formáció korai hercini fázisra tehető regionális metamorfózisáról és egy későbbi fázisban az akkor már amfibolit fáciesű kristályos palába nyomult gránit intrúzióról kevés információval rendelkezünk. A csillámpala formáció üledékes eredetű rétegösszletének keletkezési és ösföldrajzi viszonyai pedig már úgyszólván teljes egészében a múlt homályába vesznek. Mindennek figyelembevételével a Soproni Kristályospala összlet fejlődéstörténete a következőkben összegezhető:

A Soproni Csillámpala eredeti kőzetanyaga feltehetően az ópaleozoikum során, geoszinklinális jellegű üledékgyűjtőben rakódott le, gyengén torlatos jellegű kvarchomokkő lencsékét magába záró, karbonátmentes és szerves anyagot is csak igen alárendelten, elvétve tartalmazó agyagos-aleurolitos üledéksorozatként.

A hercini orogén korai fázisában, a migmatit öv határáig mélybe süllyedt üledékösszlet Abukuma jellegű, amfibolit fáciesű regionális metamorfózist szenvedett és andaluzit–szillimanit csillámpalává alakult. A cordierit hiánya arra utal, hogy a nyomásnak már a progresszív metamorfózis során is bizonyos – ha nem is kiemelkedő – szerepe lehetett. A regionális metamorfózis hercini besorolását az izotóp-kor vizsgálat 280–295 millió év-re utaló adatai is alátámasztani látszanak.

A hercini orogén fő fázisában illó anyagokban

szegény gránitintrúzió nyomult a csillámpalába. A kevés illóanyag és a magas metamorf fokú csillámpala elenyésző kontakthatást eredményezett.

A mezozoikum és az óharmadkor alpi orogén fázisai során zajlottak le azok a hatalmas méretű és intenzitású, takaró jellegű tektonikai mozgások, amelyek révén egyrészt a Soproni Csillámpala fillonitig terjedő, szakaszos és egyenlőtlen mértékű diaforézist szenvedett, másrészt a gránittest metagránittá, ill. túlnyomórészt középszemcsés muszkovitgneisszé alakult. A nagy mozgási pályasíkokon leukofillit keletkezett. A miocén közepétől töréses-pikkelyes szerkezetalakulással, ill. szakaszos emelkedéssel és süllyedéssel fokozatosan létrejött a hegység mai arculata.

## Gyakorlati vonatkozások

A Soproni Kristályospala összlet képződményei évezredek óta napjainkig elsősorban építőanyagként szolgálták az itt élő emberek gyakorlati szükségleteit.

A lejtőtörmelékéből kitermelt közettömböket használta fel a halstatti kultúra népe várhelyi védősáncainak erősítéséhez és temetkezési halmainak (tumulusok) építéséhez. Kristályospala tömbökkel erősítették a Sánc-hegy, a Károly-magaslat és az Istenszéke erődítéseit építő népek is védőműveiket. A kiváló római építőmérnökök is felhasználták municipium rangú városuk, Scarbantia építéséhez a kristályos alaphegység kőzetanyagát. Kemény muszkovitgneisz tömbökből építették pl. az utcák és a városon átvezető borostyánkő út burkolatát [13]. Feltehető, hogy az ókori üveghuták is felhasználták a Soproni Kristályospala összlet kvarclencséinek, ill. kvarcteléreinek anyagát. A Házhegy-árokban, valamint a Kánya-szurdokban feltárt őskohók vasérc nyersanyaga pedig a pannóniai rétegekben található limonitkonkréciók mellett a csillámpalában levő törésvonalak limonitos telérbreccsája lehetett (?).

A középkortól századunk első felének végéig egyre nagyobb méreteket öltő kőbányászat számos kisebb-nagyobb kőfejtőt hozott létre a hegység területén és az előtér kristályospala kibúvásaiban egyaránt. Nemcsak a kiváló tulajdonságokkal rendelkező gneiszt fejtették, hanem a településekhez esetenként közelebb eső, jóval gyengébb

minőségű, de könnyebben fejthető és helyben található csillámpalát is. A Vöröshídi Csillámpala tagozat felső részén lencse alakú közbetelepülés-ként megjelenő disztén-leuchtenbergit kvarcitot (fehér kvarcit) az erdészet használta üzemi útjainak építésére. Keménységét és kopásállóságát magas kvarctartalmának és tömör szerkezetének köszönheti. Csupán a Récényi úti kőfejtőben fejtik időszakosan, évi 100–200 m<sup>3</sup> mennyiségben.

A gneisz kőfejtők közül jelenleg mindössze három működik és a kitermelt kőanyag kisebb részét helyi építkezéseknél, a nagyobbik részét városi és erdészeti utak építésére használják fel. 1975-ben Sopron város tanácsának Várisi kőbányájában 17 000 tonna, a magyarfalvai Házhegy-árokban levő termelőszövetkezeti kőfejtőben 8000 tonna, a győri út melletti Kő-hegyen levő erdészeti kőfejtőben [12] 2000 tonna követ fejtettek. Az üdülőkörzetbe eső Várisi kőfejtő megszüntetését környezetvédelmi indokok alapján, a magyarfalvai Házhegy-árok kőfejtő felhagyását pedig a rossz minőségű kőzetanyag miatt határozták el. Fejlesztésre elsősorban a kő-hegyi fejtő alkalmas. Mellette szól jó minőségű és díszítőkönek is alkalmas kőzetanyaga, jelentős kővagyonra és a kedvező szállítási lehetőségek.

A hófehér, csillogó, levelesen-pikkelyesen elváló leukofillitet korábban magánépítkezéseknél használták nemesvakolat készítéséhez. Igénylik

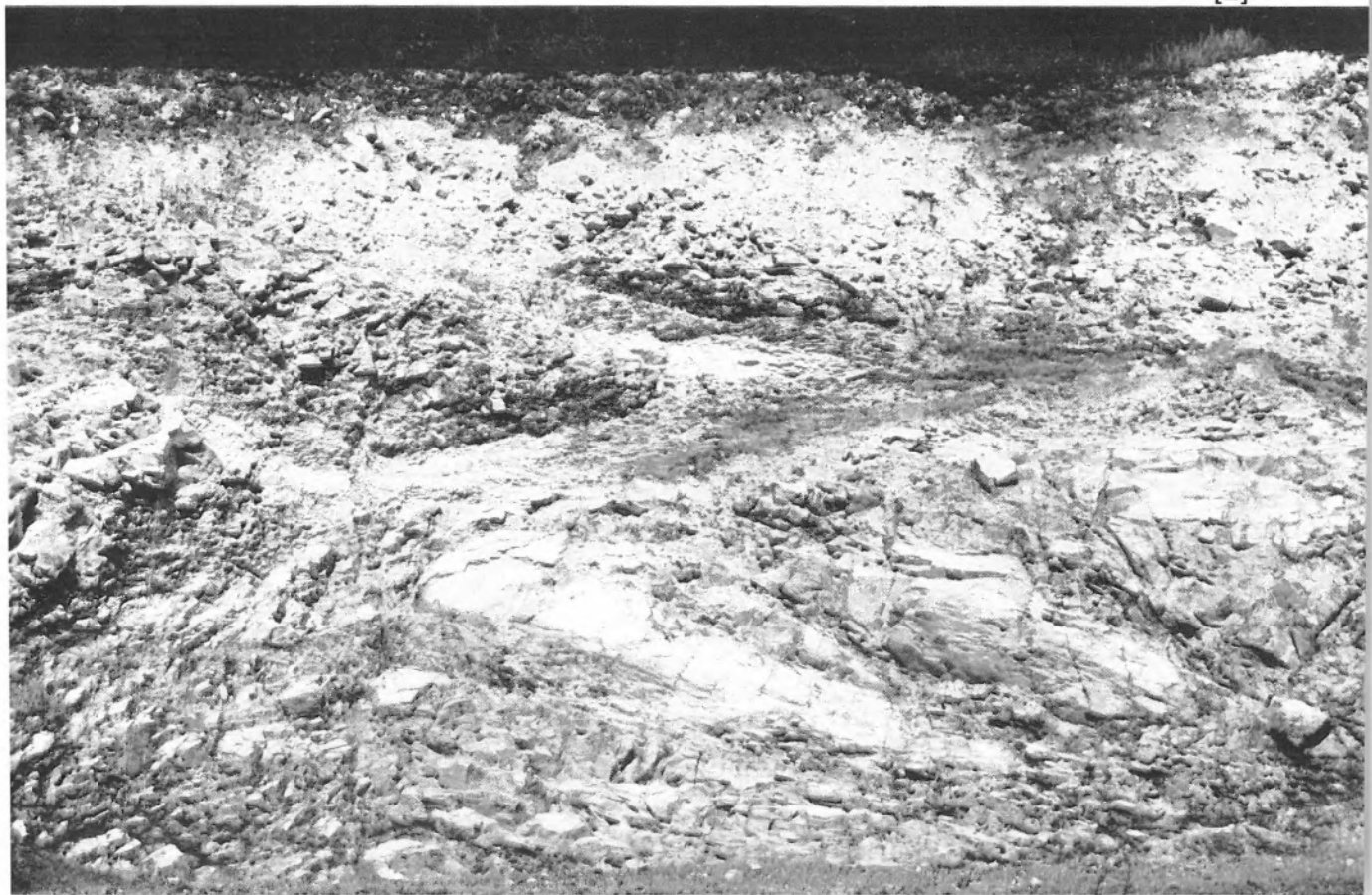
### Táblamagyarázatok [1] – [5]

- [1] Öbrennberg Kőbérc orom; a disztén-kloritoid-muszkovit pala és a kloritoid-muszkovit pala, valamint a szürke kvarcit típusfeltárása
- [2] A Récényi út melletti kőfejtő; a fehér kvarcit típusfeltárása
- [3] Az Öbrennbergi Csillámpala tagozat kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe  
 A Andaluzit-szillimanit-biotit pala 70 ×, + N  
 B Disztén-biotit pala 70 ×, + N  
 C Kloritoid-muszkovit pala 75 ×, + N  
 D Disztén-leuchtenbergit-muszkovit kvarcit; szürke kvarcit 70 ×, + N
- [4] A Vöröshídi Csillámpala típusfeltárása; Brennbergi-völgy, vörös-hídi feltárás
- [5] A Vöröshídi Csillámpala tagozat kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe  
 A Klorit-muszkovit pala 70 ×, + N  
 B Disztén-leuchtenbergit kvarcit; fehér kvarcit 70 ×, + N  
 C Florencit disztén-leuchtenbergit-muszkovit palában 70 ×, 1 N  
 D Amfibolpala 70 ×, + N



[1]

[2]



[3]



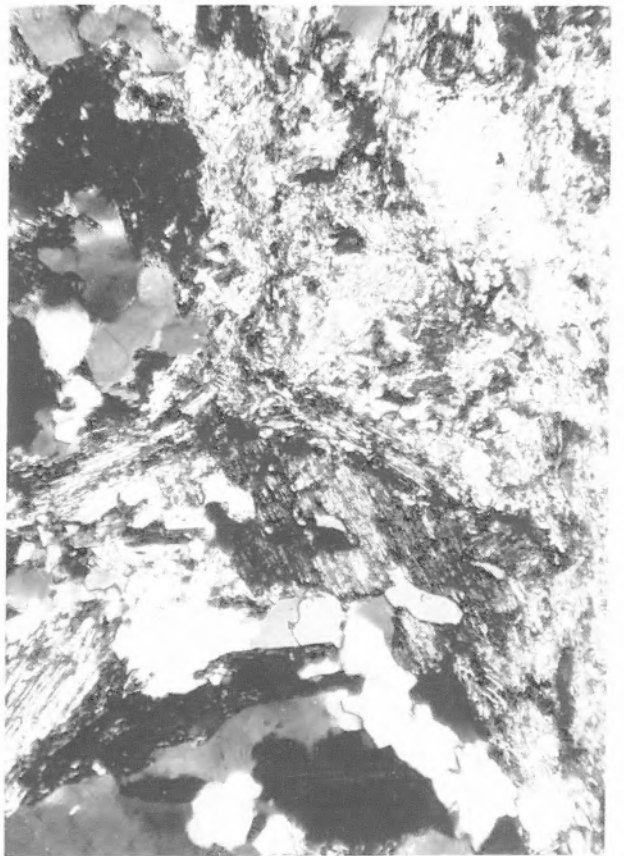
A



B



C



D

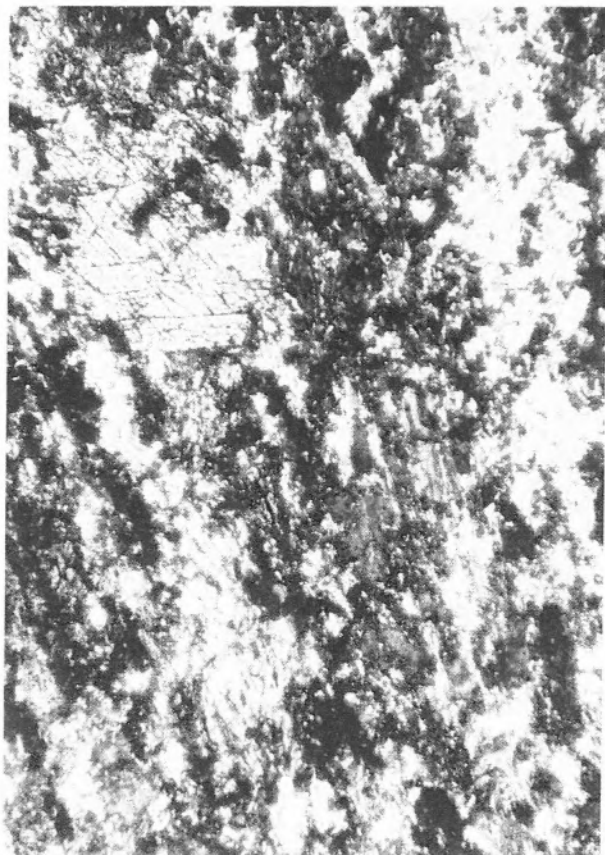
[4]





A

B



C

D

kátrányos hengerelt áruk beszórásához, festékipari és növényvédőszer vivőanyagaként való felhasználásra. Gyakorlati hasznosításának korlátot szab viszonylag csekély mennyisége. Különleges lehetőséget jelent szobrászati kispasztikai alapanyagként való felhasználása.

Az 1970-es évek elején részletes kutatás folyt a ritkaföldfémekben gazdag foszfátásványokat tartalmazó kvarc–disztén–muszkovit pala földtani viszonyainak megismerésére. A főként lejtőtörmelékben található, de az Óbrennbergi Csillámpala kvarc–disztén–muszkovit pala lencséihez

#### 4. táblázat A Soproni Kristályospala összlet jelentősebb mesterséges feltárásai

A brennbergi barnakőszénaknákban feltárt kristályospala alaphegység

Borbála akna	268 m	Sopron akna	108–320 m-ig
Ilona akna	336 m	Szt. István akna	582–639 m-ig
István akna	49 m	Új Hermes akna	339–379 m-ig

Mélyfúrásokkal feltárt kristályospala alaphegység

A) Régi fúrások korszerű anyagvizsgálat nélkül

Rák-pataki fúrás 5.	121,5–123,6 m között
Bögöly-hegyi fúrás 6.	21,9– 22,9 m között
Kerek-hegyi fúrás 7.	175,0– m-ben
Poloska-bérci fúrás 10.	15,0– 17,0 m között
Óbrennbergi fúrás 13.	23,5– 24,5 m között
Óbrennbergi fúrás 14.	6,6– 9,2 m között
Rámel árki II. fúrás	292,0–311,8 m között
Rödel árki fúrás	560,0–574,0 m között
Blasian bányamezői fúrás	227,0–230,1 m között
Erzsébet bányamezői fúrás B-I	136,1–150,6 m között
MÁV Déli pu. fúrás	161,0–165,4 m között
Sörgyári fúrás	301,0–306,9 m között
Vizművek fúrása	334,2–393,6 m között
Brandmajori fúrás	129,0–135,0 m között
Jánostelepi fúrás S-1.	538,2–600,0 m között

B) MÉV fúrások

Soproni-hegység	S-5, S-6, S-7, S-8, S-34, S-39, S-47, S-65, S-68, S-69, S-73
Soproni-hegység, Muck kilátó	SMk-1, SMk-2, SMk-3, SMk-4
Házhegy-árok	Hk-25, Hk-27, Hk-28
Kópháza, Kő-hegy	KKh-1
Balf, Halászkunyhó	BHk-1

C) Egyéb fúrások, korszerű anyagvizsgálattal

Soproni-hegység	S-II, S-III.
Sopron, Récényi út	SR-1
Soproni-hegység	S-80, S-81, S-82, S-83, S-84, S-85, S-86.
Magyarfalva	Mf-1, Mf-2
Óbrennberg	Bb-1
Fertőrákos	Fr-22, Frk-22/b

Rétegsorok a 15. ábrán

kötve szálaban állóan is feltárt kőzetfácies csekély mennyisége miatt alkalmatlan a kitermelésre.

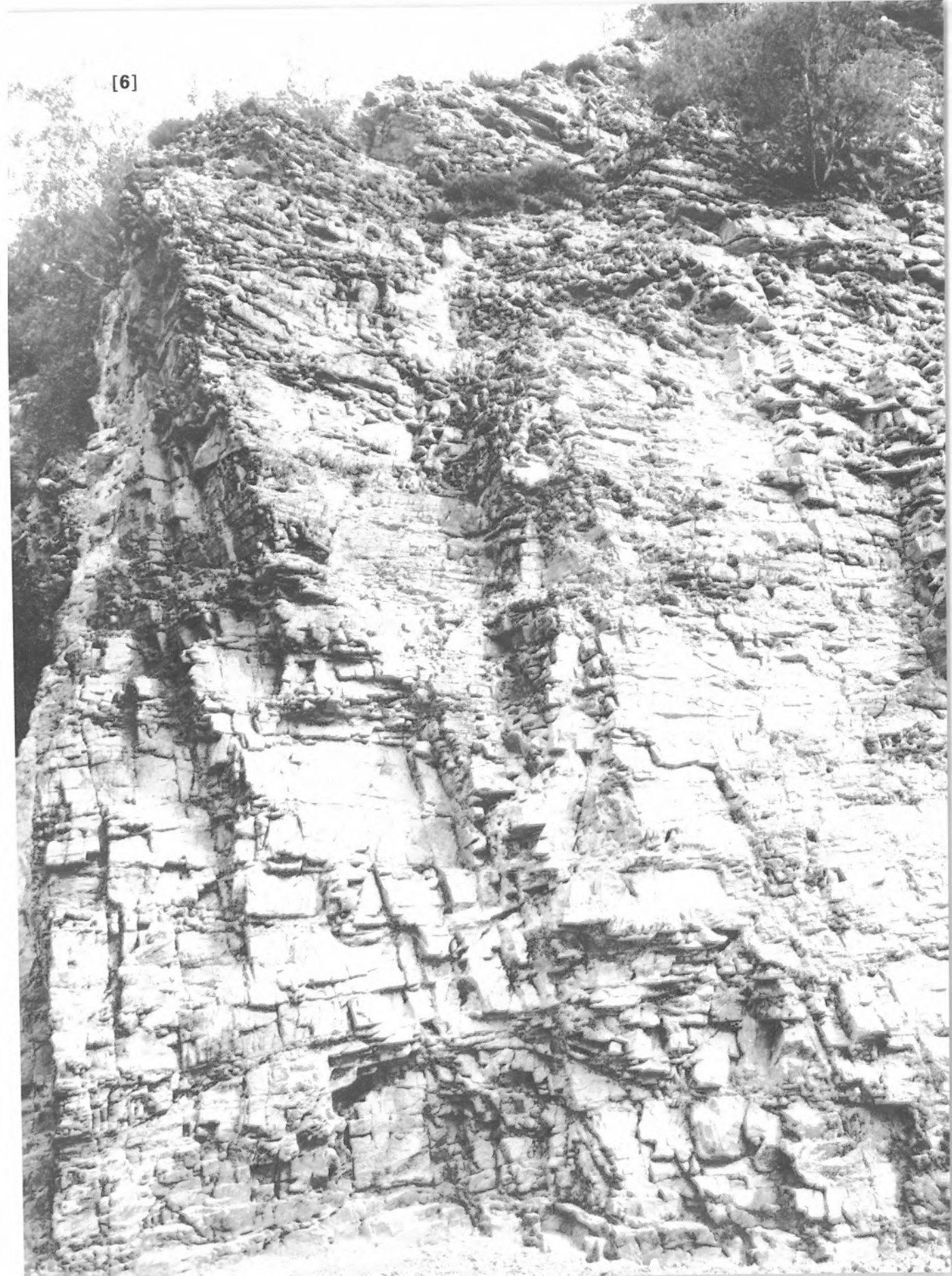
Hidrogeológiai tekintetben a kristályospala összlet rossz víztározó, ill. vízáadó. A kristályospala területen a víz a lejtőtörmelékéből fakadó forrásokból lép a felszínre, vagy az ezekre telepített aknás kutakkal lehet feltárni. Vízhozamuk kicsi és erősen függ a csapadékviszonyok alakulásától. A törmelék-források és ásott kutak vizében a  $\text{HCO}_3$  és  $\text{SO}_4$  ionok uralkodnak; vizük kemény és savas kémhatású. A felszíni vízfolyásokat az Ikva-patak vízrendszere vezeti le.

Végül a Soproni-hegység mint üdülőkörzet is figyelemre méltó szerepet játszik e társadalmi szükséglet kielégítésében. A fő ható tényezők ez esetben azonban már a geomorfológia, az éghajlat és a növényvilág; a kristályos alaphegység csak a magasba emelő fundamentum szerepét játszotta. A hegységet felépítő földtani képződmények legjellemzőbb és legszebb feltárásait – védett és karbantartott geológiai alapszelvényekként, közérthető rövid magyarázattal ellátva – ajánljuk a szakemberek, a természetbarátok és minden érdeklődő figyelmébe.

#### Táblamagyarázatok [6] – [13]

- [6] A Nándor-magaslat alatti kőfejtő; a Sopronbátfalvi Gneisz típusfeltárása
- [7] Vas-hegy Gloriette csúcsa alatti felhagyott kőfejtő; a gneizesedett gránitinjekció típusfeltárása
- [8] Vári kőfejtő; a biotitos muszkovitgneisz típusfeltárása
- [9] A Soproni Gneisz formáció kőzetfajtáinak vékonycsiszolati képe  
 A Muszkovitgneisz 65 ×, +N  
 B Biotitos muszkovitgneisz 75 ×, +N  
 C Aprószemű muszkovitgneisz 75 ×, +N  
 D Aplitos gneisz 75 ×, +N
- [10] A Soproni Gneisz formáció kőzetfajtáinak és a leukofillit vékonycsiszolati képe  
 A A rókaházi gneisz vékonycsiszolati képe 70 ×, +N  
 B A rókaházi gneisz sávós elválási lapja  
 A természetes nagyság fele  
 C Saussuritos gneisz 70 ×, +N  
 D Leukofillit 70 ×, +N
- [11] Leukofillit  
 A A leukofillit típusfeltárása; Sopron Ady E. út  
 B Leukofillit, laterálszekréciós kvarclencsékkel
- [12] Gneisz kőfejtő, a győri út melletti Kő-hegyen
- [13] Kristályospalával burkolt római út; Sopron, a Városi Tanács épülete mögött

[6]

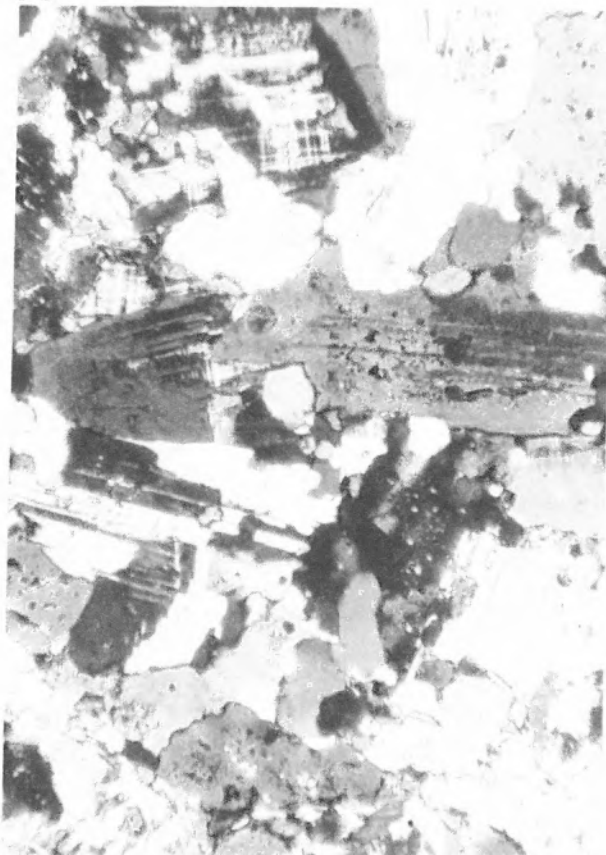




[7]

[8]

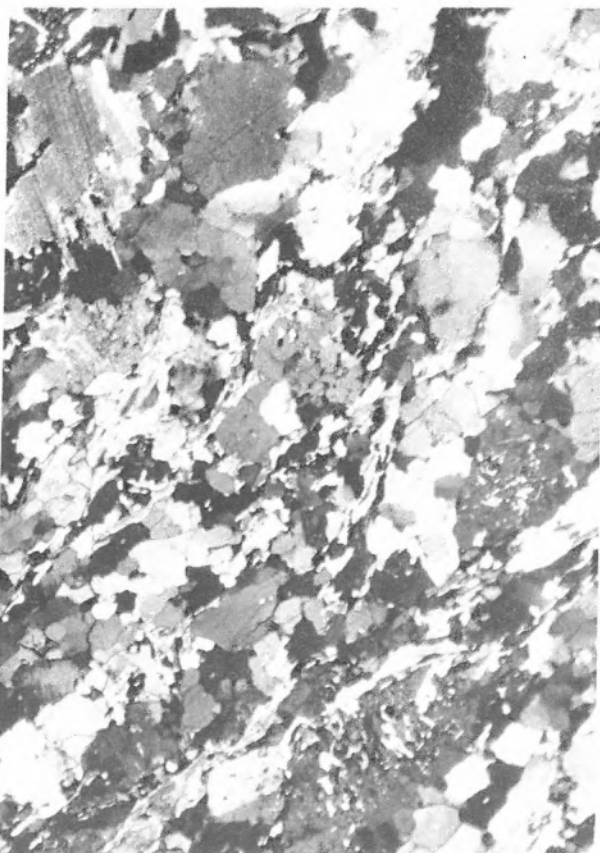




A



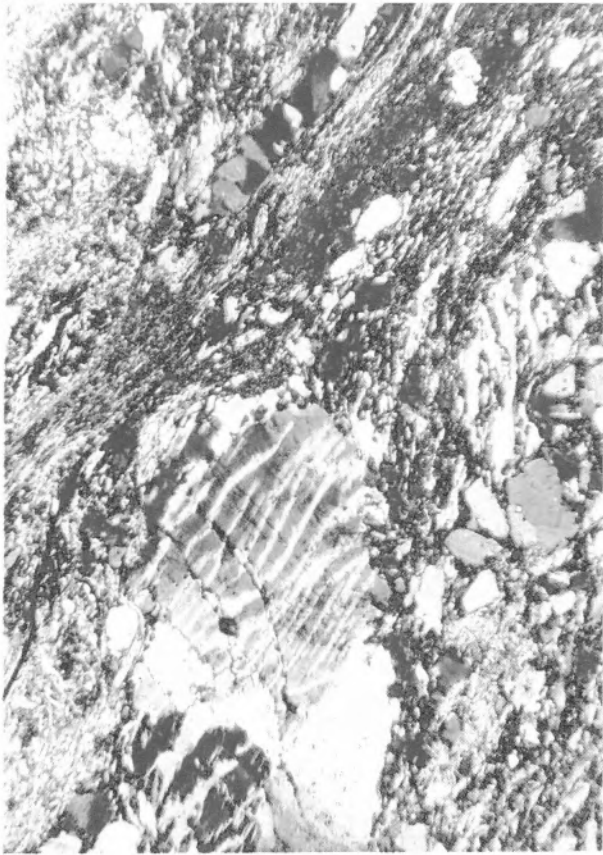
B



C



D



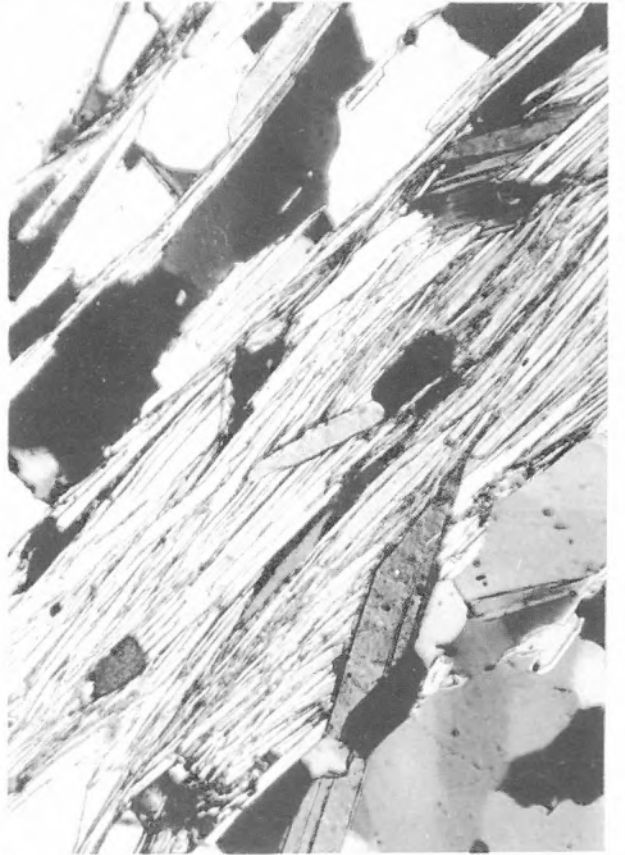
A



B



C



D



[11] A

B

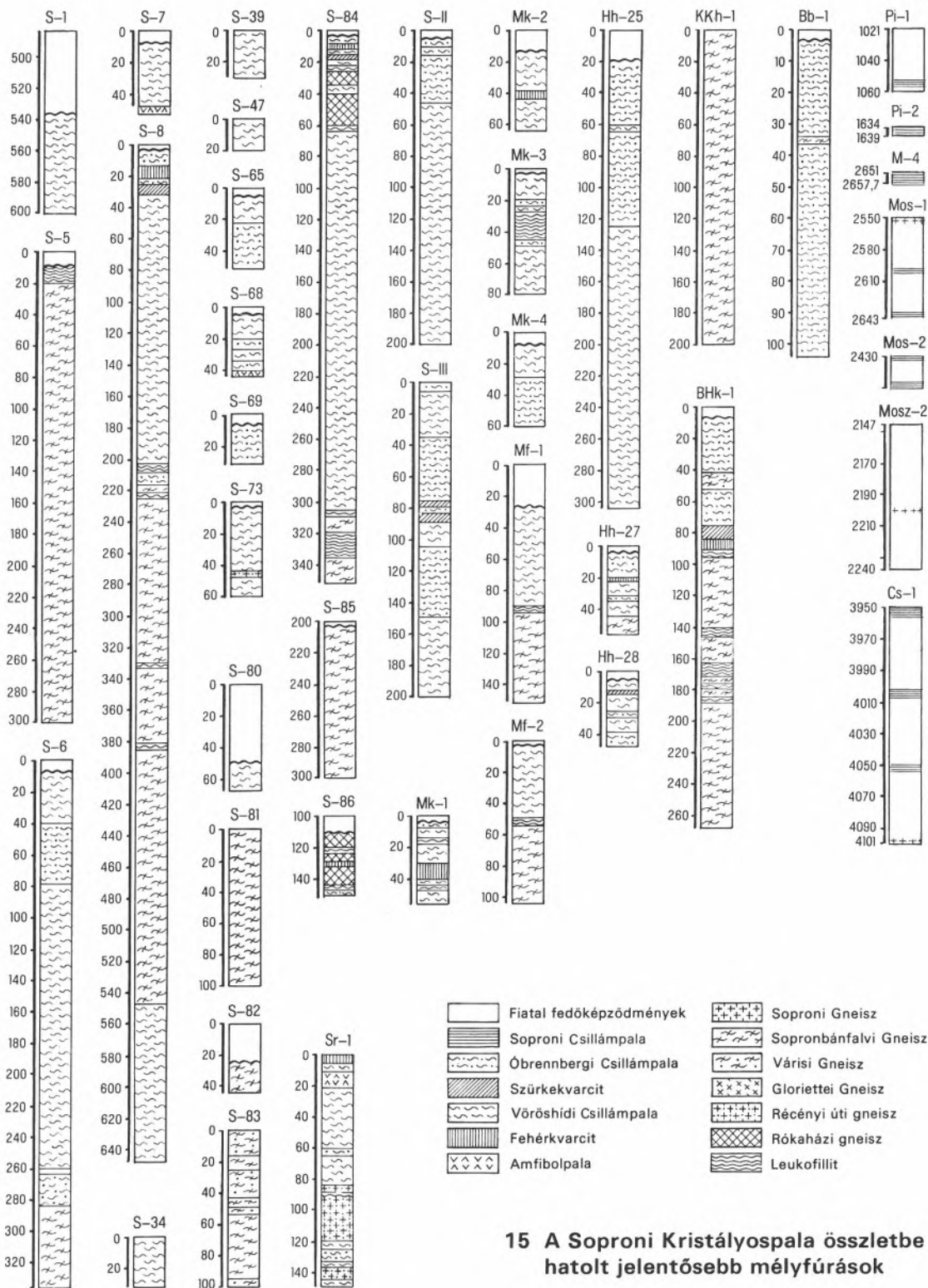




[12]

[13]





15 A Soproni Kristályospala összletbe hatolt jelentősebb mélyfúrások

## Irodalomjegyzék

*Soproni Kristályospala összlet*

- BEUDANT, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. II. p. 547 és 661; III. pp. 17–23 és 29. – Paris.
- FAZEKAS VIA – KÓSA LÁSZLÓ – SELMECZI BÉLA 1975: Ritkaföldfém ásványosodás a Soproni-hegység kristályos paláiban. – Földt. Közl. 105/3, pp. 297–308.
- HAUER, F. 1868: Geologische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt VI. Oestliche Alpenländer. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 18/1, pp. 1–44 (4–7).
- HAUER, F. – FOETTERLE, F. 1852: Bericht über die Arbeiten der Section I. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 3/4, pp. 56–62 (56–57).
- KISHÁZI PÉTER 1975: Hozzájárulások a Soproni-hegység metamorf kőzeteinek ismeretéhez. – Földt. Kut. 18/4, pp. 27–31.
- KISHÁZI PÉTER 1977: Contributions to the knowledge of metamorphic rocks of Sopron Hills (Western Hungary). – Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 2, pp. 35–43.
- KISHÁZI PÉTER – IVANCSICS JENŐ 1985: Genetic petrology of the Sopron crystalline schist sequence. – Acta Geol. Hung. 28/3–4, pp. 191–213.
- KISHÁZI PÉTER – IVANCSICS JENŐ 1985: Egy újabb leukofillit-keletkezési elméletéről. – Földt. Közl. 115/1–2, pp. 199–204.
- KISHÁZI PÉTER – IVANCSICS JENŐ 1987: Újabb adatok a Sopron-környéki leuchtenbergittartalmú metamorfitek keletkezésének problematikájához. – Földt. Közl. 117/1, pp. 31–45.
- KÓSA LÁSZLÓ 1976: Ritkaföldfém-ércesedés a Soproni-hegység kristályos paláiban. – V. Országos Ritkafém Konferencia Miskolc 1976. I., pp. 6–10.
- KÜMEL, F. 1936: Aufnahmsbericht von dr. FRIEDRICH KÜMEL über Blatt Ödenburg (4947). Kristalliner Anteil. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 1–2, pp. 58–59.
- KÜPPER, H. 1957: Geologische Karte der Republik Österreich. Mattersburg–Deutschkreutz. 1:50 000. – Geol. Bundesanst. Wien.
- KÜPPER, H. 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg–Deutschkreutz. 1:50 000. – Geol. Bundesanst. Wien, pp. 1–67.
- LELKES-FELVÁRI GYÖNGYI – SASSI, F. P. et al. 1981: Outlines of the pre-alpine metamorphisms in Hungary. In KARAMATA S. – SASSI F.P. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 3, (pp. 89–99).
- LELKES-FELVÁRI GYÖNGYI – SASSI, F. P. – VISONÁ, D. 1982: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations. – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 38/2, pp. 607–615.
- LELKES-FELVÁRI GYÖNGYI – SASSI, F. P. – VISONÁ, D. 1984: Pre-Alpine and Alpine developments of the Austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 39, pp. 593–612.
- LELKES-FELVÁRI GYÖNGYI – SASSI, F.P. 1983: A magyarországi pre-alpi metamorfitek kialakulásának vázlata. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 449–466.
- ROMWALTER ALFRÉD – SZÉKI JÁNOS – VENDL MIKLÓS 1937: A Sopron környékén előforduló leukophyllit értékesítése ügyében elvégzett vizsgálatok. – A Széchenyi Tudományos Társaság működéséről szóló jelentés, pp. 76–78. Széchenyi Tud. Társ.
- Sopron vidéke (C.7.) sz. földtani térképlep, 1880. 1:144 000 (Kézszel színezett). Felvették: INKEY BÉLA, HOFFMANN KÁROLY, STÜRZENBAUM JÓZSEF, TELEGDI ROTH LAJOS 1872, 1876, 1877-ben. (Soproni hg. 1872, 1877 TELEGDI ROTH, HOFFMANN). – Földt. Int. Kiadv.
- STEGENA LAJOS – KISS JÁNOS 1967: A kálium-argon módszer és néhány hazai alkalmazása. – Geofiz. Közlem. 16/1–2, pp. 101–107.
- SZÁDECZKY ELEMÉR 1947: Sopron és a Kisalföld a dél-európai hegyláncok keretében. – Földt. Ért. 12/2, pp. 15–19.
- VACEK, M. 1892: Ueber die krystallinischen Inseln am Ostende der alpinen Centralzone. – Verh. k. k. geol. Reichsanst. 15, pp. 367–377.
- VENDEL MIKLÓS 1947: Sopron. – Földt. Ért. 12/2, pp. 4–15.
- VENDEL MIKLÓS 1960: Ueber die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien 1958. 51, pp. 281–294.
- VENDEL MIKLÓS 1964: Sopron környékének földtani vázlata. – Kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat nyugat-magyarországi vándorgyűléséhez. 1964. V. 28–31, pp. 19–29.
- VENDEL MIKLÓS 1964: A környék földtani felépítése. – Term. tud. Közl. 8/95/6, pp. 246–249.
- VENDEL MIKLÓS 1972: Über die Genese der „Leukophyllite“. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 17, pp. 76–100.
- VENDEL MIKLÓS 1972: Sopron város és környéke földtani felépítésének vázlata. Mell. 1 db 1:75 000 ma. földtani térkép. – Földt. Int. Kiadv.
- VENDEL MIKLÓS 1973: Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn). Mell. 1:75 000 ma. földtani térkép (VENDEL M. – KOVÁCS L. – KISHÁZI P. – BOLDIZSÁR I. – KÓSA L. – VÁRSZEGI K.). – Ung. Geol. Anstalt.
- VENDL MIKLÓS NIKOLAUS 1926: Geologische Übersicht der Umgebung Soprons. In TREITZ P. (Ed.): Internationale Bodenkundliche Gesellschaft. Führer zur Informationsreise der III. Kommission. Beilage 1. – (pp. 1–7). Ung. Geol. Anstalt.

- VENDL MIKLÓS 1929: Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Die kristallinen Schiefer. – Bányamé-  
rn. és Erdőmérn. Főisk. Bány. Koh. Oszt. Közlem. 1, pp. 225–291.
- VENDL MIKLÓS 1930: Sopron környékének geológiája. II. A neogén és negyedkor üledékei. – Erdészeti Kísérletek 32, pp. 1–74 és 267–354.
- VENDL MIKLÓS 1933: Daten zur Geologie von Bren-  
berg und Sopron. Mit besonderer Rücksicht auf die Tektonik von Brenberg. – Bányamé-  
rn. és Erdőmérn. Főisk. Bány. Koh. Oszt. Közlem. 5, pp. 386–412 (404–412).
- VENDL MIKLÓS 1933: Előzetes közlemény a Keleti-Al-  
pok északkeleti részében előforduló leukofillitek származásáról. – Földt. Közl. 63/1–6, pp. 57–62.
- VENDL MIKLÓS 1934: Geologischer Führer für die Stu-  
dienreise des Arbeitsausschusses des Internationalen Verbandes forstlicher Forschungsanstalten im Jahre 1934. – Internat. Verband forstlicher Forschungsanstalten Sopron, Ungarn.
- VENDL MIKLÓS 1936: Geologischer Aufbau der Umge-  
bung von Sopron und geologischer Führer in den Waldungen der k. ung. Freistadt Sopron. – IX. Kongress des Int. Verb. Forstl. Forschungsanstalten. Ungarn., pp. 1–13.
- VENDL MIKLÓS 1936: Sopron város földjének földtani felépítése. – Röttig-Romwalter, Sopron.
- VENDL MIKLÓS 1939: Ein Leukophyllit aus den Hohen Tauern und einiges über die Leukophyllitfrage. – Bányamé-  
rn. és Erdőmérn. Főisk. Bány. Koh. Oszt. Közlem. 11, pp. 279–285.
- VENDL MIKLÓS – ROMWALTER ALFRÉD 1930: Beiträge zur Kenntnis der Leukophyllite. – Bányamé-  
rn. és Erdőmérn. Főisk. Bány. Koh. Oszt. Közlem. 2, pp. 366–373.
- WEIDINGER ISTVÁN 1975: A soproni központi kristályos alaphegység Th és ritkaföldfém tartalmú kőzet-törmelékeinek irányítottági vizsgálata. – Földt. Kut. 18/4, pp. 5–9.
- WEIDINGER ISTVÁN – KÓSA LÁSZLÓ 1975: A soproni kristályos alaphegység természetes radioaktív te-  
reinek összehasonlító matematikai statisztikai vizsgálata. – Földt. Kut. 18/4, pp. 1–4.
- WOLF, H. 1870: Die Stadt Oedenburg und ihre Umge-  
bung. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 20/1, pp. 15–64 (15–21 és 24–26).
- ZIPSER, C. A. 1817: Versuch eines topographisch-mine-  
ralogischen Handbuchs von Ungern. – pp. 47–48 és 266–267.  
C. F. Wigand Oedenburg.

# Fertőrákosi Metamorfit összlet

## Irodalmi adatok

JOHANN ČZJŽEK (1852) az „Osztrák Nagyhercegség” földtani térképének elkészítése során, 1851-ben térképezett a „Rusztli-hegyek”-ben. Megállapítása szerint északon a Goldbergen és délen a Moerbischer Wald (Medgyesi erdő) területén gneisz található. Középutt, Ruszttól Ny-ra, gránit alkotja az alaphegység magját. A gneisz helyenként átmenetet mutat a gránit felé.

FRANZ HAUER (1868) a Monarchia földtani térképének összeállításakor az adott terület földtani felépítését illetően J. ČZJŽEK megállapításaira támaszkodott. A Rusztli-hegyek „kis gneisz és gránit szigeteit” az Alpok központi vonulata ÉK-i nyúlványainak tekintette.

HEINRICH WOLF (1870) munkájában együtt tárgyalta a Soproni-hegység és a Rusztli-hegyek földtani felépítését. Gneisz, csillámpala, „talkpala” és gránit mellett először említett agyagpalát és amfibolpalát.

Magyar részről – földtani intézetünk alapítása után – a Dunántúl földtani térképezésének részeként került sor a tárgyalt terület tanulmányozására:

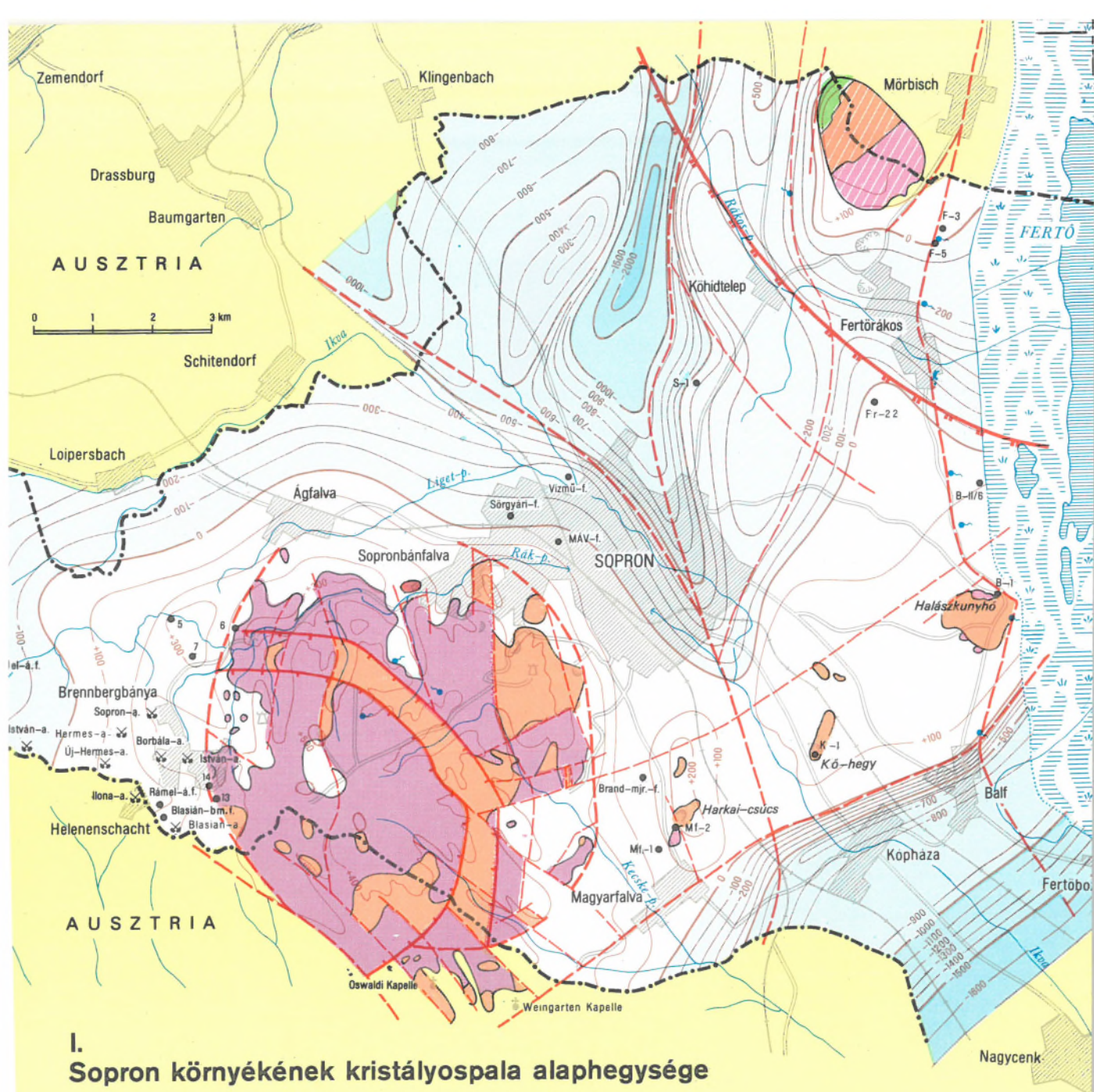
TELEGDI ROTH LAJOS 1878 nyarán térképezett Fertőrákos környékén. Munkája jelentős új felismerésekhez vezetett a kristályos alaphegység képződményeire vonatkozóan is. Megállapította, hogy a „rákos-rusztli hegyvonulatban általában sehol sem búvik ki a Gránit”; a korábban gránitnak leírt képződményt a „Gneisz-övben kiképzett gránitos kiválásnak tekinthetjük”. „A Gránitgneiszet Amphibolgneisz és Csillámgneisz veszi körül. Az első csak igen kis tért foglal el a felületen, fellépése a Kitzing Rgl. pár kis csúcsára szorítkozván; jelentékenyebb az utóbbiak kiterjedése, mely É felé a Kaiser Rgl. legmagasabb csúcsáig, délre a Vogelsangig követhető... A Gneiszöv körül DK-felé (Blut-Wald, Hausberg-Wald, Saggwies és Kohlgraben) Csillámpala települ, mely

hasonló kinézésű, mint a Rozália hegységben fellépő, s mely szintén, mint az utóbbi, főleg talkos. Limonitos és grafitos kiválások itt is vannak. A Quarz néha egész padokat képez”. A közeli gyógyvizek kéntartalmát a kristályospalák piritjéből származtatta.

Hosszú szünet után VENDEL (VENDL) MIKLÓS dolgozott és publikált fél évszázadon át, monográfiában is összesítve tapasztalatait Sopron környékének földtani viszonyairól – a „Medgyesi palasziget”-re is kiterjedő figyelemmel.

Már első átfogó munkájában megállapította, hogy amíg a Soproni-hegység gneiszközeite túlnyomórészt magmás eredetű (ortogneisz), addig a tárgyalt területen ennek szerepe alárendelt. Beható mikroszkópi vizsgálat segítségével felismerte, hogy a csillámpala is különbözik a sopronitól. Megállapította, hogy az uralkodó szerepű „csillámpalába hajló fillit”-et biotit–muskovit (szericit) és klorit (pennin) jellemzi. „Idiomorf turmalin, nagy magnetit szemek, gyér apatit és kis kerekded cirkonszemcsék” is található benne. Véleménye szerint a gneisz „injekciós földpátdúsulás” révén fillitből keletkezett. A fillit palássági síkjában fellépő albit porfiroblasztok eredetét olyan gránitmagma hatására vezette vissza, amely a hegység gneiszének felépítésében is részt vett. Klorit–albit gneiszet is leírt, finomszemcsés titanit és epidotszemcsékkel, idioblasztos izomorf turmalinnal és léces-oszlopos apatittal. A földpátmentes fillites kőzetfajtát szericit–grafit fillit megjelöléssel említi.

1958-as munkájában a Soproni hegység és a ruszt-fertőrákosi vonulat metamorf képződményeit a KOBER szerinti „Semmeringidák”-hoz (első-, esetleg középső-kelet-alpi takaró), illetve a SCHWINNER féle „gewöhnliche Raabalpenserie (als Grobgneisserie)”-hez tartozónak tekintette. A gneiszet a breton fázis szintektonikus képződményének tartotta. Megítélése szerint a paramet-



# I. Sopron környékének kristályospala alaphegysége

Boldizsár István, Kisházi Péter/Soproni-hegység és környéke/ és Kósa László /Fertőrákosi palasziget/ részletes földtani térképei alapján személyes közreműködésükkel

- Fertőrákosi Metamorfit összlet**
- Fertőrákosi Csillámpala formáció
  - Újhegyi Csillámpala tagozat
  - Gödölyebérci Csillámpala tagozat
  - Fertőrákosi-Amfibólita formáció

- Soproni Metamorfit összlet**
- Soproni Gneisz formáció
  - Soproni Csillámpala formáció

- Törésvonalak
- Pikkelyhatár
- Összlethatár

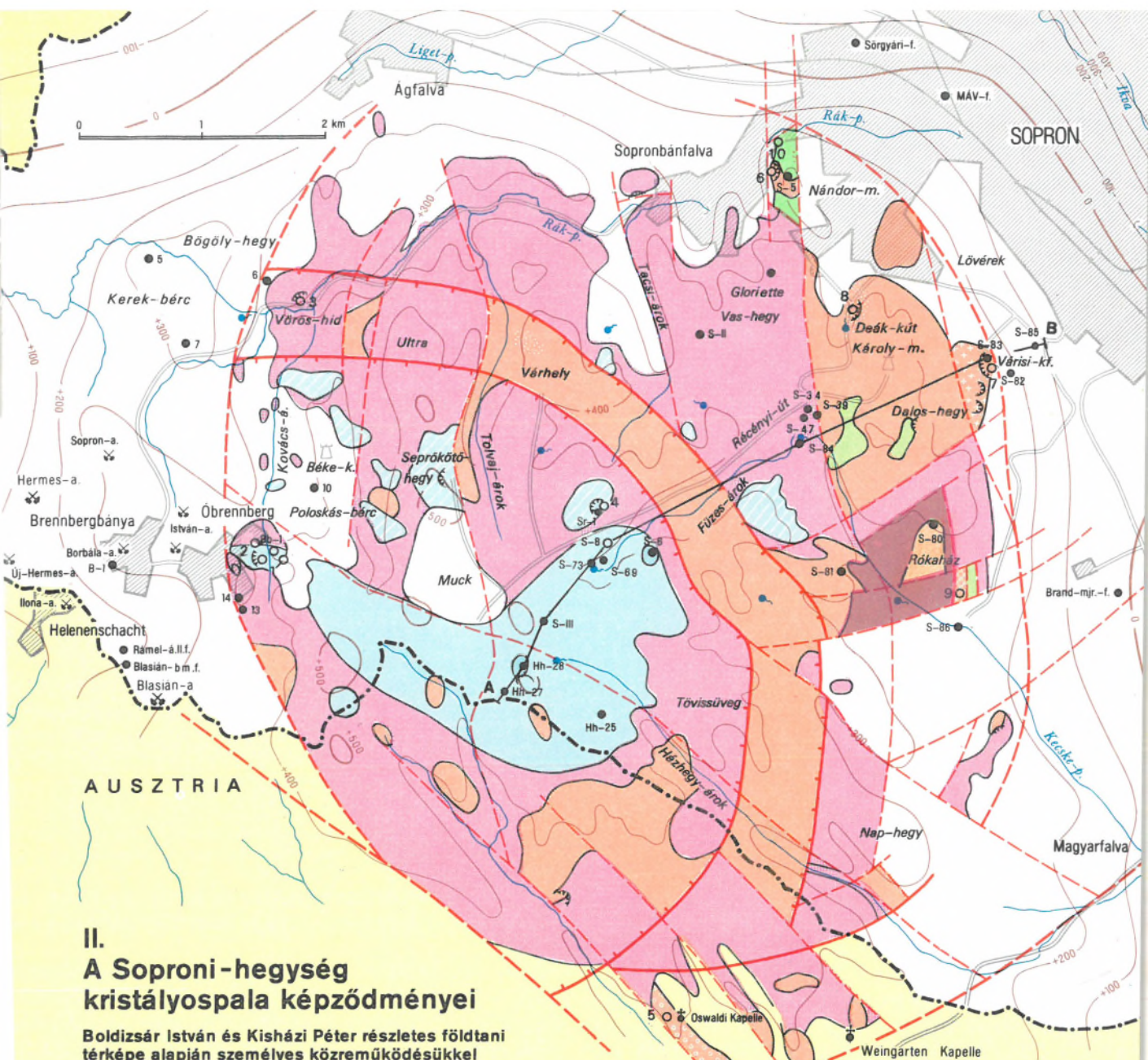
A kristályospala alaphegység felszíne:

- 0 m felett
- 0 és -50 m között
- 500 és -1000 m között
- 1000 és -1500 m között
- 1500 és -2000 m között
- 2000 m alatt

- Formációhatár
- A kristályospala alaphegységbe hatolt mélyfúrás
- A kristályospala alaphegység tengerszintfeletti magassága

- Szerkesztési alapadatok:
- MTA tellurikus mérések
  - MÁELGI szeizmikus mérések
  - MÉV geoelektromos mérések
  - Mélyfúrások





## II. A Soproni-hegység kristályospala képződményei

Boldizsár István és Kisházi Péter részletes földtani térképe alapján személyes közreműködésükkel

Leukofillit

Soproni Gneisz formáció

- Rókaházi gneisz
- Aprószemű (aplitos) gneisz
- Várisi Gneisz tagozat
- Sopronbánfalvi Gneisz tagozat
- Durvagneisz

Soproni Csillámpala formáció

- Fehér kvarcit
- Vöröshídi Csillámpala tagozat
- Szürke kvarcit
- Obrennbergi Csillámpala tagozat

Sztratotípus feltárások

○ 10 Nádormagaslat É-i vége

● S-8

○ 9 Rókaház

○ 8 Deákúti kf.

○ 7 Várisi kf.

○ S-83

○ 6 Nádormagaslati kf.

○ 5 Oswaldi Kapelle

○ S-8

○ 4 Seprökötőhegyi kf.

○ 3 Vörös-hid

○ 2 Fűzes-árok

○ 1 Kovács-árok

○ Bb-1

● S-80  
A kristályospala  
alaphegységbe  
hatolt mélyfúrás

--- Törésvonalak

--- Pikkelyhatár

○ Képződményhatár

+200  
A kristályospala  
alaphegység felszíne

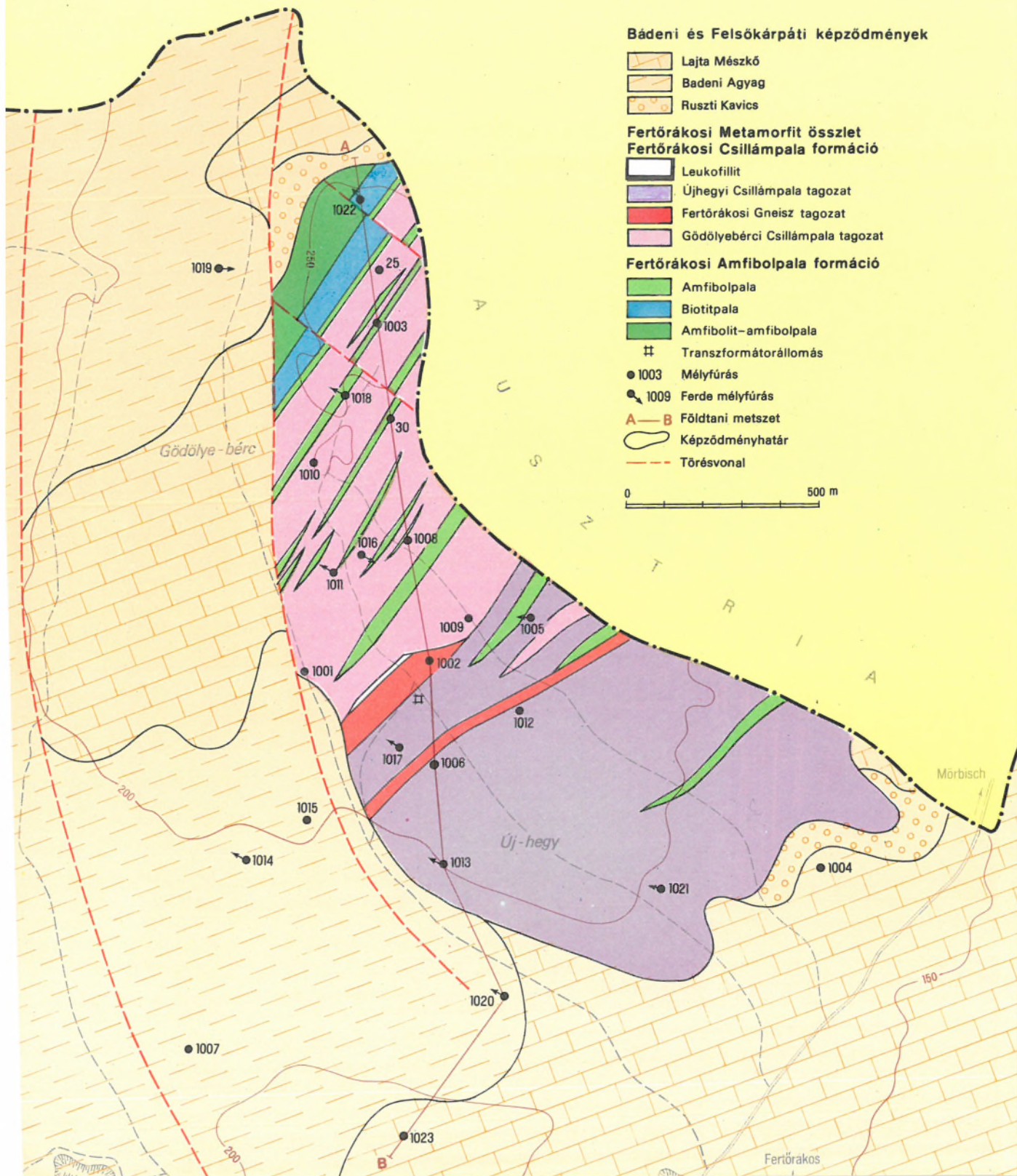
A—B  
A földtani metszet  
iránya

✂  
Felhagyott  
barnakőszén akna



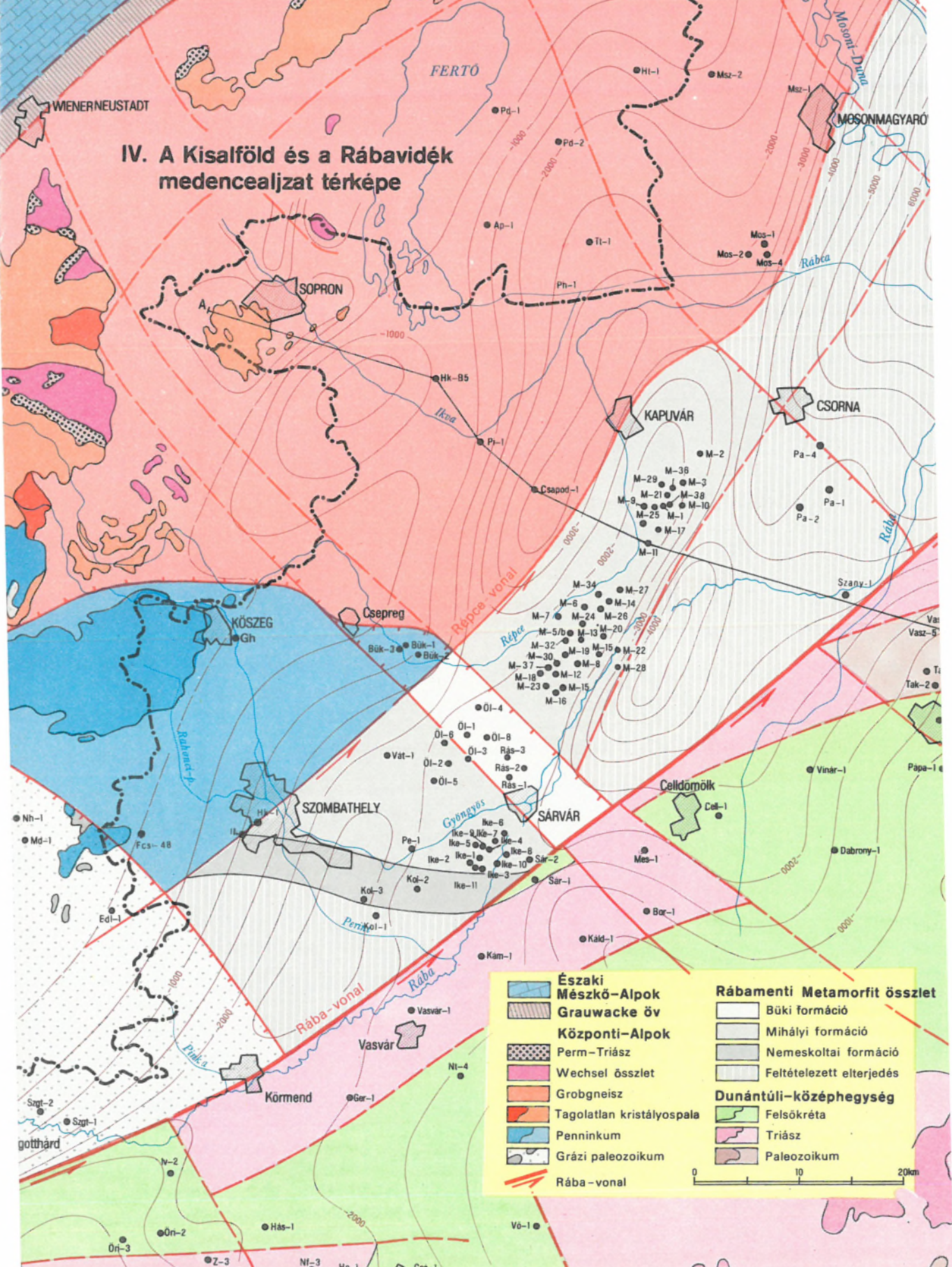
### III. A Fertőrákosi palasziget földtani térképe

Kósa László földtani térképe alapján

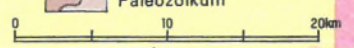


A Bük-1,2,3 jelű fúrások feltja = Bük-i formáció

# IV. A Kisalföld és a Rábavidék medencealjzat térképe



	Északi Mésző-Alpok		Büki formáció
	Mészowacke öv		Mihályi formáció
	Központi-Alpok		Nemeskoltai formáció
	Perm-Triász		Feltételezett elterjedés
	Wechsel összlet		Dunántúli-középhegység
	Grobgnéis		Felsőkréta
	Tagolatlan kristályospala		Triász
	Penninkum		Paleozoikum
	Grázi paleozoikum		
	Rába-vonal		





tamorf képződmények kora algonkiumi–kambriumi lehet.

1973-ban megjelent munkájában már figyelembe vette az időközben a Mecseki Ércbánya Vállalat által a fertőrákosi palaszigeten végzett földtani vizsgálatok eredményeit is. Ennek alapján az itteni metamorf képződményeket a Wechsel sorozathoz tartozónak fogadta el.

Időközben az osztrák geológusok is több alkalommal foglalkoztak a ruszti vonulat idős kristályos képződményeivel. 1936-ban FRIEDRICH KÜMEL térképezett a határos osztrák területen. A medgyesi Kitzing Riegel-ről (Gödölye-bérc) csillámpalát említ gneiszbetelepüléssel, s ezeket a Soproni-hegység képződményeivel azonosította. Munkáját a háborús nehézségek miatt csak 1951–52-ben folytathatta; ötvenezres földtani térképe és térképmagyarázója csak halála után, 1957-ben jelent meg H. KÜPPER szerkesztésében.

1960-ban WERNER FUCHS a „ruszti vonulat” földtani vizsgálata tárgykorben készített doktori disszertációt. Öt évvel később megjelent munkájában a medgyesi alaphegységrognben a muszkovitdús gránitgneisz uralkodó szerepét említette, alárendelten fillites gránátsillámpalával, amely a gneisz köpenyét alkotja. Mindkét kőzettípus mikroszkópi vizsgálatát is elvégezte. Megállapította, hogy hasonló kőzetsorozatokat a Bucklige Weltben és a Rozália-hegységben találhatók. A gránitgneisz az Aspangi Gránit finomszemcsés változata. A medgyesi alaphegységrognöt a „Kernserie” típusos tagjának tekintette; az északabbra fekvő feltárások képződményeit pedig a Wechsel sorozattal azonosította.



A Fertőrákosi Metamorfit összlet részletes földtani kutatása és mélyreható megismerése a Mecseki Ércbányászati Vállalatnak 1969–1975 között végzett munkájához kapcsolódott. A földtani kutatás eredményeit KÓSA LÁSZLÓ egyetemi doktori disszertációjában foglalta össze.

Legfontosabb megállapításai a következők:

a) A Fertőrákosi Metamorfit komplexum egyseges üledékes-effuzív ópaleozóos összlet, amely a variszkuszi hegységképződés hatására progresszív metamorfózist (zöldpala fácies–almandinöv), majd a későbbi alpi orogén fázisokban retrográd átalakulást szenvedett.

b) A fillites csillámpala felső részének kivételével, a komplexum többi részére általánosan jellemző albitosodás Na forrását többlépcsős diaforézis mobilizáló hatása biztosította.

c) Új kőzetfajták váltak ismertté: amfibolit, bitotit pala, márvány, apatitos kőzetfácies.

d) A diaforézis intenzitása a mélység felé növekszik./?/.

e) A Fertőrákosi Metamorfit összlet a Wechsel sorozathoz mutat hasonlóságot.

f) A komplexum lapos pályásikon átmozgatott allochton helyzetben van.

Földtani térképe és szelvényei előre láthatóan hosszú ideig lesznek hivatkozási alapjai a terület földtani viszonyait tárgyaló munkáknak. Az ásvány-kőzettani vizsgálatokat FAZEKAS VIA, VINCZE JÁNOS, részben KISHÁZI PÉTER és IVANCICS JENŐ végezték.

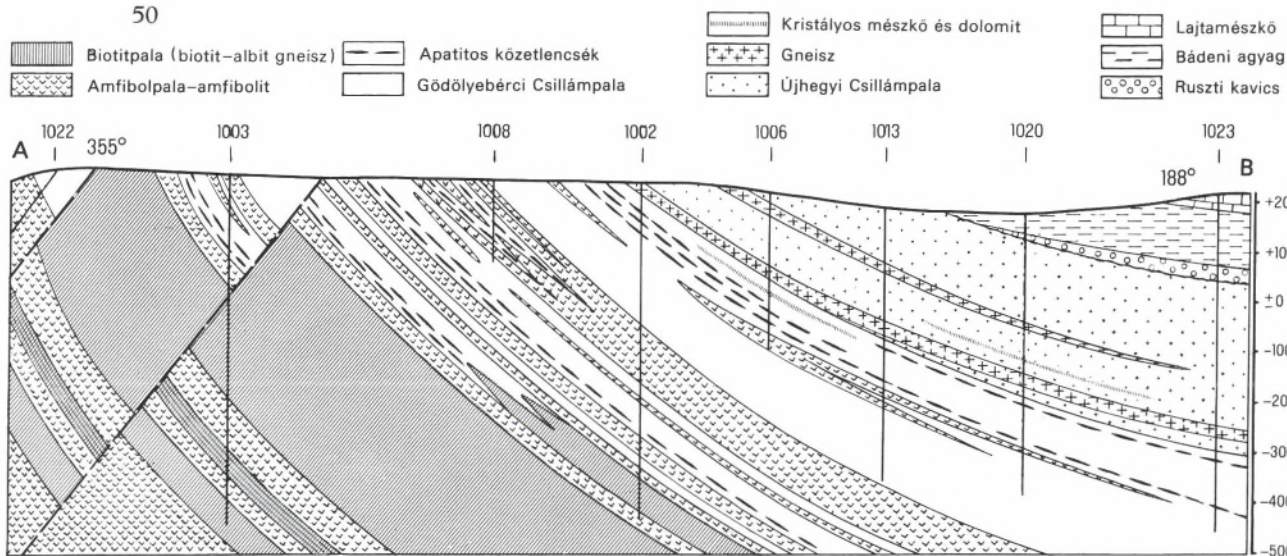
*Összefoglalva* : a földtani megismerés első lépései a bécsi földtani intézet úttörő munkájához és Sopron környékének első átfogó vízföldtani kutatásához kapcsolódtak. Ezt követte a magyar földtani intézet reambulációs munkája. Ezek a vizsgálatok azonban csak vázlatosan tisztázták a palasziget földtani felépítését.

Jelentős előrelépést jelentett VENDEL MIKLÓS felismerése és jellemzése a fertőrákosi palasziget metamorf képződményeinek a soproniaktól eltérő kifejlődéséről.

A Mecseki Ércbányászati Vállalat nagyarányú feltáró munkára és sokrétű anyagvizsgálatra támaszkodó kutatása a fertőrákosi palasziget mélyreható megismerését tette lehetővé. Nemcsak a földtani felépítés, az ásvány-kőzettani és geokémiai kifejlődés, a genetikai és fejlődéstörténeti viszonyok, hanem a nagyszerkezeti összefüggés is új értelmezést nyert.

## Elterjedés, település, tagolás

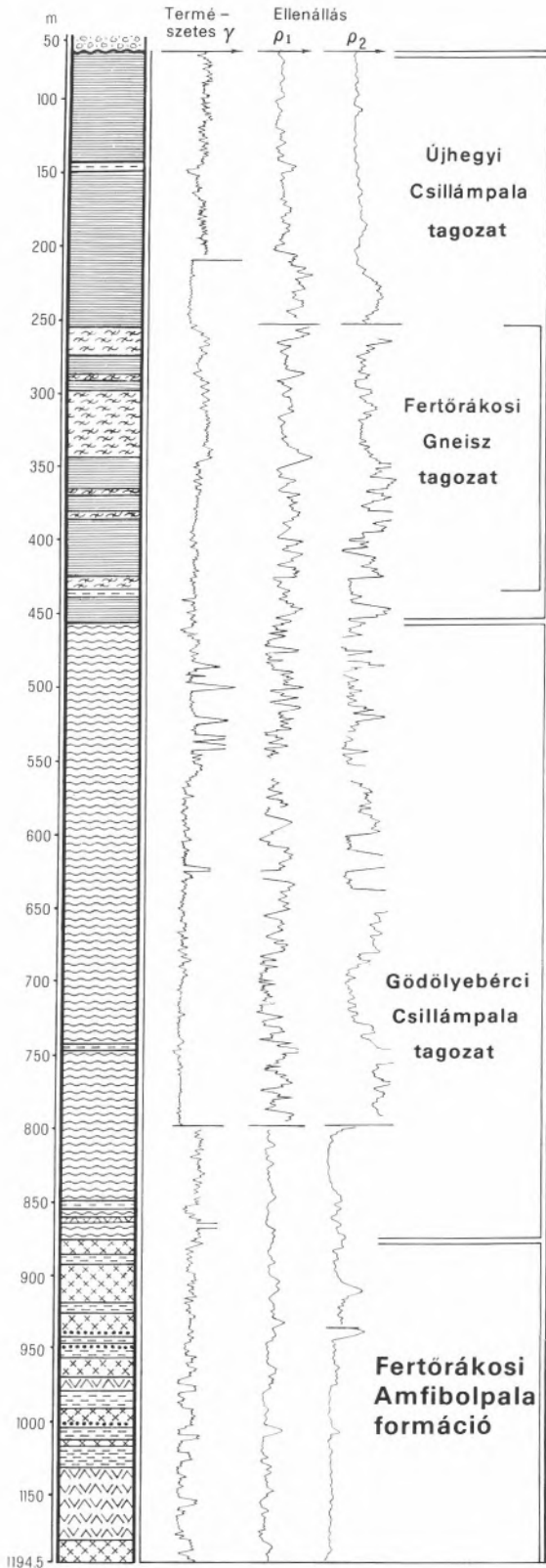
Fertőrákostól északra – az országhatár mentén, nehezen megközelíthető helyen – 250 m-t alig



16 Földtani metszet a Fertőrákosi Metamorfit összleten keresztül

5. táblázat A Fertőrákosi Metamorfit összlet litosztratigráfiai tagolása

Hivatalos és nem hivatalos litosztratigráfiai egységek	Jellemző kőzetkifejlődés	Földtani alapszelvények	m
Fertőrákosi Metamorfit összlet	diaforitos amfibolit–amfibol– és biotitpala, földpátos csillámpala, fillonitos csillámpala	Fr–1004	68,7–1094,7
Fertőrákosi Amfibolpala formáció	diaforitos amfibolit–, amfibol– és biotitpala		
amfibolpala	gránátos (kloritos) kvarc–aktinolit–albitpala		
amfibolit	gránátos (kloritos) albit–aktonolitpala		
biotitpala	biotit–albit–gneisz		
Fertőrákosi Csillámpala formáció	földpátos csillámpala és fillonitos csillámpala	Fr–1004	68,7–876
Gödölyebérci Csillámpala tagozat	földpátos csillámpala (klorit–muskovit–kvarc–albitpala) apatitdús közetlencsék	Fr–1004	455,9–876
apatitos közetlencsék	grafitos csillámpala		
Újhegyi Csillámpala tagozat	fillonitos csillámpala	Fr–1004	68,7–455,9
átmeneti rétegcsoport	részben még földpátos csillámpala	Fr–1013	260 –296
kristályos mészkő és dolomit rétegtagok	kristályos mészkő és dolomit	Fr–1020	343 –350
fillonitos csillámpala	gránátos (biotitos) klorit–muskovit–(albit)–kvarcpala		
grafitos csillámpala rétegtagok	grafitos csillámpala		
Fertőrákosi Gneisz tagozat	muskovit–mikroklin–albit gneisz	Fr–1004	256 –434
leukofillit	kvarc–leuchtenbergit pala		
		transzformátor állomás	



meghaladó magasságú lapos dombháton, hazánkban mintegy 1,1 km<sup>2</sup> területen bukkannak a felszínre a Fertőrákosi Metamorfit összlet földtani képződményei. A kristályospala felszíni kibúvási Ausztriában tovább követhetők.

Az idős földtani képződmények a felszínen csak rossz feltártságban tanulmányozhatók. A Mecseki Ércbányászati Vállalat számos fúrással és kutatóárokkel feltárta a metamorfit összletet és így részletes földtani térképpel (III. melléklet), valamint a települési viszonyok pontos ismeretével rendelkezünk (16).

A metamorfit összlet eddig mintegy 1500 m vastagságban feltárt, DK irányba dőlő, monoklinális sorozatot alkot. A rétegtanilag legmélyebb helyzetű képződmények a Gödölye-bérc területén 70–80° meredek dőléssel bukkannak a felszínre. A terület középső részén a meredek dőlés 35–40°-ra csökken, majd a rétegösszlet legfelső tagozata, a Fertőrákos–Mörbisch úttól 200–250 méterre ÉNy-ra 20–25°-os dőléssel merül a fiatal képződmények alá. A kristályospala szigeteket felsőkárpáti–bádeni (felsőhelvétii–tortónai) kori képződmények veszik körül, részben eredeti rátelepüléssel, részben vető menti érintkezéssel.

A Fertőrákosi Metamorfit összletet két formációra lehet felosztani és ezeken belül további tagozatok és rétegtagok különíthetők el (5. táblázat). A földtani kifejlődés sajátosságai, mint a földpátos csillámpala (klorit–albit gneisz) és a bázisos magmás eredetű amfibolit–amfibolpala jelentős szerepe, valamint az alacsonyabb fokú progresszív és az egyszerűbb retrográd metamorfózis az alsó-kelet-alpi takarórendszer Wechsel sorozatához kapcsolják.

A metamorfit összlet képződményeinek keletkezési viszonyai, eredeti települési rendje és kronosztratigráfiai besorolása csak nagyfokú bizonytalansággal ítéltethető meg:

	Ruszti kavics		Biotitpala
	Fillonitos csillámpala		Amfibolit
	Gneisz		Amfibolpala
	Földpátos csillámpala		Pegmatoid

**17 A Fertőrákos Fr-1004 jelű fúrás rétegsora; a Fertőrákosi Metamorfit összlet földtani alapszelvénye**

– a Fertőrákosi Csillámpala formáció ópaleozoós (esetleg prekambriumi) üledékes összlet, jelentős szingenetikus bázisos magmaműködés képződményeivel (Fertőrákosi Amfibolpala formáció),

– a regionális metamorfózis kora bizonytalan, legkésőbbben hercini; ugyancsak hercini lehet – magmás származása esetén – a mikroklín–albit–gneisz eredeti gránitjának benyomulása is,

– a takarószerkezet kialakulása; magmás szár-

maztatás esetén a mikroklín–albit–muszkovit gneisz, majd a leukofillit keletkezése és a Fertőrákosi Metamorfit összlet retrográd metamorfózisa, valamint

– a fiatal harmadkori, töréses szerkezetalakulással járó függőleges mozgások az alpi hegységképződési szakaszokkal párhuzamosíthatók.

A Fertőrákosi Metamorfit összlet legteljesebb rétegsorát és földtani alapszelvényét a Fr-1004 jelű mélyfúrás szelvénye képviseli (17).

## Földtani kifejlődés és keletkezési viszonyok

### Fertőrákosi Amfibolpala formáció

A Fertőrákosi Amfibolpala formációt amfibolit, amfibolpala és biotitpala (biotit–plagioklász gneisz) kőzettestek alkotják. A Fertőrákosi Metamorfit összlet mintegy 600 m vastagságban feltárt bázis rétegcsoportját képviselik. Az amfibolpala gyakori közbetelepülésként a Fertőrákosi Csillámpala Gödölyebérci tagozatában és alárendelten az Újhegyi Csillámpala tagozatban is megjelenik.

Az amfibolit és a biotitpala felszíni elterjedése a kristályospala sziget északi részére korlátozódik, ahol határainkon belül mintegy 8 hektár területen nyomozhatók. Morfológiai tekintetben ez a kristályospala terület térszínileg legmagasabb része. Az amfibolit, az amfibolpala és a biotitpala a felszín közelében teljesen elmállott, felismerésüket csak kőzetszövetük relikta teszi lehetővé.

A Fertőrákosi Amfibolpala formáció amfibolitból, amfibolpalából és biotitpalából álló kőzettömegét a Fr-1003 és a Fr-1022 jelű fúrások nagy vastagságban feltárták, de a formáció harántolása nélkül abban leálltak. Karotázsszelvényeken az amfibolit és amfibolpala kőzettestek általában kiskokú, a biotitpala viszont nagy természetes radioaktivitással jelentkezik.

### Amfibolit

#### *Gránátos (kloritos) albit–aktinolit pala*

Elterjedése a Fertőrákosi Metamorfit összlet legelső részére korlátozódik, ahol az amfibolit–

amfibolpala–biotitpala települési sorrend ciklusjellegű keletkezést képviselhet. Sötét zöldes-szürke színű, tömött szövetű, üde állapotban kemény, egyenetlenül törő kőzet, amely nem, vagy csak alig palásodott.

Az amfibolit progresszív ásványparagenezise: hornblende, plagioklász, gránát, kvarc, muszkovit és biotit. A retrográd metamorfózis során képződött ásványtársaság: albit, aktinolit, klorit, klinozoit, szericit és kalcit.

A kőzet szövete porfiroblasztos és granoblasztos. Fő kőzetalkotó ásványa az 1–3 mm nagyságú – zöldessárga–barnászöld–füzőld pleokroizmusú – táblás–prizmás megjelenésű, szabálytalanul rendeződött zöldamfibol (50–90%); (a max. 18° kioltási szög alapján jelenleg leginkább aktinolit). A kloritosodás általánosan elterjedt; a klorit önálló ásványként is megjelenik. Kőzetalkotó elegyrész a klinozoit; halmazokat és öves elrendezett-szerű csoportokat alkot pl. gránát szemcsék körül. Másik megjelenési formája: apró tűk felhős halmazza albitszemcsékben. Ez utóbbiak a plagioklászok saussuritesedése révén keletkeztek. Az amfibol és a klinozoit szemcséközi hézagait tölti ki a bázisos plagioklászok retrográd átalakulásából keletkezett albit. Zárványként általában klinozoit, szericit és alárendelten kalcitot tartalmaz. Gyakori alkotóelem a 2–3 mm nagyságú gránát (almandin) porfiroblaszt. A kvarc részaránya 5%-nál kisebb. A szemcséközi hézagokban apró, laza halmazokban található; ritkán cm-es csomókban fejlett kristályos kvarc is megjelenik. Gyengén hullámos kioltású.

Járulékos ásványok a lemezes–táblás megjele-

nésű csillámok: szintelen muszkovit és halványbarna pleokroizmusú biotit. Az utóbbi rendszert részben kloritosodott. Meglehetősen gyakoriak az opak ércszemcsék: magnetit, pirit, pirrohin, kalkopirit, ritkán galenit. Az ilmenit részben vagy teljesen ékszerűen elvégződő laposprizmás habitusú titanittá (szfén) alakult. Apró szemcséi gyakori zárványok az amfibolban is. Megemlíthető még a turmalin és az apatit is. Utólagos keletkezésű a repedéskitöltésként és halmazokban jelentkező kalcit. Az ásványtani bélyegeket a [14] fotótábla A–E jelű mikroszkópi felvételei szemléltetik.

Az amfibolit üde állapotban ritka; esetenként teljesen klorit–albit palává alakult és ilyenkor csak a kőzet szövete utal az eredeti kőzetminőségre. A retrográd metamorfózis megnyilvánulása a hornblende aktinolitosisodása és az elterjedt karbonátosodás is. A gránátos amfibolit diaftorézisekor, a klinozoititá, klorittá, szericitté és kalcittá szétessett gránát szemcsék körül jellegzetes kelifitszerű szegély alakult ki, amely a kőzetnek „pisztrángkő”-re emlékeztető külsőt kölcsönöz.

Az amfibolit – települési viszonyai, kőzettani jellegei és kémiai összetétele alapján – gabbróbazalt jellegű magmás tevékenység főleg láva eredetű termékének valószínűsíthető. Az eredeti kőzetnek a zöldpala fácies legmagasabb részébe tartozó regionális metamorfózisára utal az almandin és a reliktum hornblende. Ezt később többlépcsős (hornblende–aktinolit, aktinolit–klorit) retrográd átalakulási folyamat követte. Jellegzetes termékei a klorit, aktinolit és titanit.

## Amfibolpala

### *Gránátos (kloritos) kvarc–aktinolit–albit pala*

A Fertőrákosi Amfibolpala formáció jellegetadó képződménye. Legnagyobb vastagságban a Fertőrákosi Metamorfit összlet bázisán – elsősorban annak középső és felső részén – amfibollal és biotitpalával együtt, azokkal váltakozva jelentkezik (16, 17). Vékonyabb-vastagabb közbetelepülésként – a fedő felé csökkenő mértékben – a Fertőrákosi Csillámpalában is megtalálható; a Gödölyebérci Csillámpalában gyakori, az Újhegyi Csillámpalában alárendelt szerepű. Könnyen

mállik, ezért felszíni elterjedési területén is csak árkolással tárható fel.

Sötétszürke, ill. zöldesszürke, általában közép- és finomszemcsés, erőteljesen palásodott. Az amfibol és biotit, valamint az albit és a kvarc sílres különválása révén általában sávós, esetenként „réteges” megjelenésű ([15]A). A szomszédos képződményekkel ritkábban éles határral, nagyobb részt néhány cm-től néhány méterig terjedő átmeneti kifejlődéssel érintkeznek. Ez a települési mód a bezáró kőzettestekkel szingenetikus, uralkozóan szubmarin vízfás-tufitos eredetre utal.

Mikroszkópos vizsgálat alapján a kőzet szövete granoblasztosba hajló nematoblasztos. A fő kőzet alkotó ásványok azonosak az amfibolitével, de arányaikban eltérők: amfibol 5–50%, albit 30–50%, kvarc 3–30% ([15]B–D).

Az amfibol általában hipidioblasztos, jól fejlett táblás és prizmás átmetszetű. A szorosabb vagy lazább halmazokat alkotó kristályok a palásság síkjába rendeződtek. A kioltási szög  $\gamma^c = 18^\circ$  körüli; ennek alapján aktinolitosisodott zöldamfibolnak tekinthetők. Igen gyakran poikiloblasztosan zárványosak. Kezdődő kloritosodásuk általános jelenség.

Az amfibolkristályok szemcséközi hézagaiban leggyakoribb kitöltésként klinozoitit található. Megnyúlt hipidiomorfa szemcséik irányított elrendezésűek. Ugyancsak az amfibolszemcsék közötti hézagokban található az albitkristályok is. Kevés kivételtől eltekintve ikermentesek, apró xenomorf szemcséket alkotnak. A kvarc szemcsék magánosan, vagy kisebb halmazokban található; gyengén hullámos kioltásúak.

A gránátartalom esetenként néhány %-os részarányt is elérhet. Egyes sávokban a csillámok is gyakoriak. Közepesen fejlett, leveles-táblás kifejlődésűek. Általában a többé-kevésbé kloritosodott biotit van túlsúlyban a muszkovittal szemben. Viszonylag korai és leginkább zárványként jelenik meg a titanit. A felsoroltakon kívül még ilmenit, apatit, turmalin, cirkon és ortit is található.

Az amfibolpala testek a rétegösszleten belüli helyzetüktől függetlenül erőteljesen diaftorizálódtak, aminek eredményeként helyenként teljes mértékben klorit–albit palává alakultak. Alárendelten néhány cm vastagságot elérő laterálszekrécios kvarclencsék is találhatóak bennük, esetenként

cm-es turmalin kristályokkal. Helyenként metamorf mobilizációs érchintések követhetők: pirit, markazit, pirrotin, arsenopirit, kalkopirit, galenit, szfalerit. A kőzetet átjáró sűrű repedéshálózatot gyakran kalcit tölti ki. A kalcit ezenkívül intergranulárisan kisebb-nagyobb szemcsékben és halmazokban is megfigyelhető.

Kémiai összetételét a 6. táblázat elemzési adatai szemléltetik.

Az amfibolpala eredeti kőzetanyaga bázisos tufa és tufit lehetett. Ez a zöldpala fácies felső határának megfelelő regionális metamorfózist szenvedett, majd a zöldpala fácies klorit övének megfelelően diaftorizálódott.

### Pegmatoid lencsék

Az amfibolitban és az amfibolpalában – alárendelten – néhány cm-től néhány méterig terjedő, főleg albitból álló „pegmatoid” lencsék találhatók,

kvarc és alárendelten csillámok kíséretében. Jellemző vonásuk, hogy az ásványszemcsék mérete az anyakőzet ásványainál lényegesen nagyobbak (0,5–1 cm). Vizsgálati adatokat a 6. táblázat tartalmaz.

### Biotitpala

#### *Biotit–albit gneisz*

A Fertőrákosi Metamorfit öszlet amfibolit–amfibolpala–biotitpala váltakozásából álló mélyebb rétegcsoportjára korlátozódik. Ezen belül általában a „köztes” ill. méginkább a „felső cikluszáró” rétegtagokat képviseli. A felszínen, ill. a felszínközélen a kristályospala terület északi részén ÉK–DNy csapású, 50–100 m szélességű sávban nyomozható.

Sötétszürke, közép- és aprószemcséjű, esetenként sávós kifejlődésű (a biotit, valamint a kvarc

6. táblázat A Fertőrákosi Amfibolpala formáció kőzetfajtáinak kémiai összetétele súly %-ban

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO <sub>2</sub>	49,58	47,20	43,80	46,13	47,70	52,20	77,00	65,45	74,20
TiO <sub>2</sub>	1,63	1,66	2,40	1,48	1,50	1,70	0,07	0,88	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,08	14,39	18,30	12,30	13,80	12,50	12,50	15,23	11,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	3,44	2,30	3,15	4,50	1,20	0,75	1,60	1,01
FeO	8,77	10,07	4,90	10,11	8,50	8,50	1,10	4,14	2,11
CaO	10,12	10,21	16,10	13,02	9,50	6,30	2,00	2,12	2,62
MgO	7,29	6,45	4,00	6,26	5,40	4,80	0,34	2,50	1,50
K <sub>2</sub> O	0,65	0,46	0,50	0,61	0,70	0,87	0,75	2,34	1,47
Na <sub>2</sub> O	2,97	2,74	0,35	2,50	2,30	3,10	4,90	3,45	2,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,08	0,13	0,20	0,14	0,21	0,05	0,15	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,69	1,59	1,60	1,02	2,07	1,62	0,08	1,47	1,22
CO <sub>2</sub>	0,10	1,33	1,54	2,88	1,20	4,68	0,88	0,10	0,51
SO <sub>3</sub>	1,15	0,40		0,43				0,42	0,53
Összesen:	100,25	100,02	95,92	100,09	97,31	97,68	100,42	99,85	99,93

1. Amfibolit; Fr–1004 jelű fúrás 1058 m-ből

2. Amfibolit; Fr–1004 jelű fúrás 970 m-ből

3. Diaftoritos amfibolit; Fr–1003 jelű fúrás 428 m-ből

4. Amfibolpala; Fr–1004 jelű fúrás 147 m-ből

5. Amfibolpala; Fr–1004 jelű fúrás 144 m-ből

6. Erősen diaftoritos biotittartalmú amfibolpala; Fr–1013 jelű fúrás 363,1 m-ből

7. Pegmatoid amfibolitban; Fr–61 jelű fúrás 21,4 m-ből

8. Biotitpala; Fr–1004 jelű fúrás 1092 m-ből

9. Biotitpala; Fr–1004 jelű fúrás 754 m-ből

és a földpát szelektív dúsulása révén), üde állapotban kemény, palásan elváló kőzet. A pala megjelölés a metamorf kőzetkifejlődésre és a palásodott kőzetszövetre utal.

Fő kőzetalkotó ásványok az albit (40–60%), a kvarc (20–40%) és a biotit (5–40%, szélsőséges esetben elérheti az 50%-ot is); alárendelt részarányú a gránát (0–3%). Járulékos ásványok a titanit, klinozoit, ilmenit, apatit, muszkovit, cirkon, ortit. Saussuritesedés eredményeként az albit szemcséi zárványokkal telítettek; közülük a klinozoit van túlsúlyban a szericittel szemben. A kvarc típusos granoblasztos metamorfkvarc. A biotit vörösbarna; gyakori aprószemű szfén, rutil, cirkon, ortit zárványokkal. Ásványtani kifejlődését és textúráját a mikroszkópi felvételek szemléltetik [16].

Az amfibolithoz és amfibolpalához hasonlóan a biotitpala is diaforizálódott. Ez a folyamat saussuritesedésben, másodlagos kvarc és klinozoit képződésében, valamint a biotit kloritosodásában

és a gránáttartalom átalakulásában nyilvánult meg.

A kőzet repedéshálózatában itt is gyakoriak a különféle szulfidásványok: pirit, markazit, pirrotin, arzenopirit, kalkopirit, ezenkívül még kalcit, klorit és sztílpnomelán.

Kémiai összetételét a Fr-1004 jelű fúrás 754 és 1092 m-ből vett mintáinak vizsgálati adatai szemléltetik (6. táblázat).

A biotitpala eredeti kőzetanyagát nehéz megállapítani. A vulkáni működés semleges irányú eltolódása is szolgáltatott megfelelő kiindulási anyagot. Ezenkívül a bázisos vulkáni anyag lepusztulása és egyéb üledékes eredetű anyaggal való keveredése is létrehozhatta az eredeti kőzetanyagot, amelyből a zöldpala fácies legfelső határát elérő regionális metamorfózis, majd diaforézis eredményeként jött létre a tárgyalt képződmény. Eredete, ásvány-kőzettani kifejlődése és kémiai összetétele alapján jelentős az eltérés a földpátos csillámpalától.

## Fertőrákosi Csillámpala formáció

A Fertőrákosi Metamorfit öszlet felszínén legnagyobb elterjedésű képződményegyüttese. A palásziget északi részén DK-i irányba hajló 40–50° dőlése a Fertő-tó felé haladva 20–25°-ra csökken. Vastagsága mintegy 1000 m-re tehető.

Földtani kifejlődése alapján földpátos és fillonitos csillámpala részre – Gödölyebérci és Újhegyi Csillámpala tagozatra – osztható, amelyek fokozatos kőzettani átmenettel kapcsolódnak egymáshoz. A fekvőt alkotó földpátos csillámpalában apatitos lencsék, grafitos csillámpala rétegtagok és gyakori amfibolpala közbetelepülések találhatók. A fillonitos csillámpala 50–100 m vastagságú gneisz kőzettesteket, márvány rétegtagokat, grafitos csillámpalát és alárendelten amfibolpala közbetelepüléseket tartalmaz.

A Fertőrákosi Csillámpala formáció képződményei – a közbetelepülő, bázisos tufára utaló amfibolpala, ill. a valószínűleg orto származású gneisz kivételével – üledékes eredetűek. A gyakori tufaszórás és a magmás képződmények lepusztulása lehetett a forrása az eredeti üledékanyag gazdag földpáttartalmának, amely a fekvőtől a fedő

felé fokozatosan csökken. Az üledékes rétegösszetlet a zöldpala és az amfibolit fácies határát elérő progresszív regionális metamorfózist szenvedett, majd retrográd átalakulás (diaforézis) eredményeként jelenleg a zöldpala fácies alsó, kloritos zónáját képviseli.

### Gödölyebérci Csillámpala tagozat

A mintegy 400 m összvastagságú tagozat a Fertőrákosi Amfibolpala formáció bázis rétegcsoportja fölött és az Újhegyi Csillámpala tagozat alatt települ. A fekvő és a fedő felé is fokozatos átmenettel csatlakozik. Ásvány-kőzettani felépítése változatos, kőzetalkotó ásványainak részaránya is szélsőségesen változik. Kőzettani jellegei is sokfélék: földpátos csillámpala (paragneisz) pegmatoidos és apatitos kőzetlencsékkel, grafitos rétegtagokkal, szulfidos impregnációkkal és karbonátos kiválásokkal. A Gödölyebérci Csillámpala kőzetfajtáinak kémiai elemzési adatait a 7. táblázat szemlélteti. Földtani alapszelvénye a Fr-1004 jelű fúrás 455,9–876,0 m közötti szakasza.

## Földpátos csillámpala

### *Klorit–muszkovit–kvarc–albit pala* (*klorit–albit gneisz*)

A Gödölyebérci Csillámpala tagozat jelleget adó képződménye. Szürke, jól palásodott kőzet. Az utóbbit egyrészt a csillámok, másrészt a kvarc- és a földpáttartalom réteges-sávós váltakozása, orientált elrendezettsége is szembeütővé teszi. Gyakori a diszharmonikus gyüredezettség ([17]A–B).

A fő kőzetalkotó ásványok szélsőségesen eltérő arányokban dúsulhatnak: albit 30–60%, kvarc 20–80%, csillámok 5–40% ([17]C–E). Leggyakrabban az albittartalom dúsulása; a kőzetkifejlődés gneisz jellegű. Az albítszemcsék xenoblasztosak

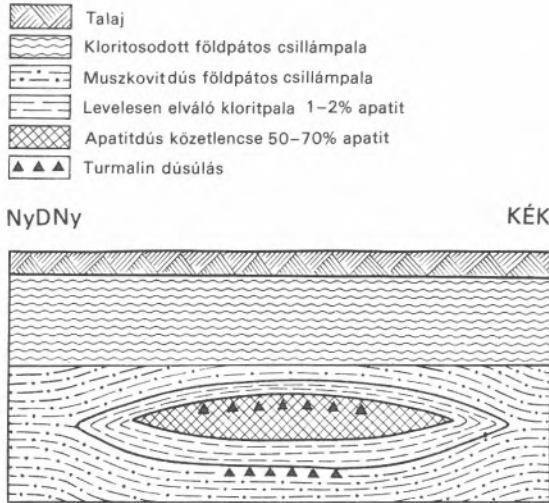
és apró halmazok alakjában jelentkeznek. Általában iker nélküli szemcsék, de poliszintetikus ikerlemezek is megjelenhetnek. A kvarc szemcsék átlagosan 0,3 mm méretűek, sávokba rendezettek vagy orsó alakú halmazokba tömörülnek. Egy-másba fogazottak, nagyon kevés zárványt tartalmaznak, kataklasztosak és hullámos kioltásúak. A 0,5–3 mm nagyságot is elérő csillámpikkelyek elszórtan vagy sávokba rendeződtek. Közel azonos részarányban van jelen a szintelen muszkovit és a sárga-világoszöld pleokroizmusú, optikailag pozitív klorit. Jóval alárendeltebb, de nem ritka a barnássárga-barna pleokroizmusú biotit sem. Egyes sávokban mennyisége jelentősen feldúsul.

A járulékos ásványok közül néhány százaléknyi lehet a gránát (almandin). A csillámokban dús

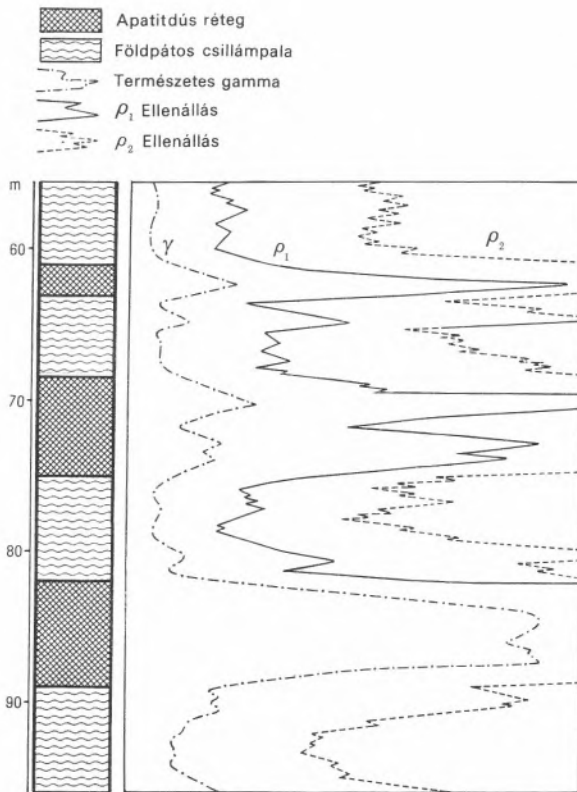
7. táblázat A Gödölyebérci Csillámpala tagozat kőzetfajtáinak kémiai összetétele súly %-ban

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO <sub>2</sub>	62,51	66,13	60,40	75,50	13,10	30,20	60,10	55,70
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,62	0,50	0,10	1,80	1,20	0,61	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,36	14,79	15,00	12,20	12,20	17,90	13,25	15,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,67	1,13	1,40	0,64	6,00	4,00	1,26	2,12
FeO	3,43	3,25	3,20	0,48	4,20	7,60	4,50	4,74
CaO	2,50	3,06	3,80	2,00	25,20	6,00	2,33	1,02
MgO	2,99	2,10	1,80	0,13	6,80	14,40	2,39	3,31
K <sub>2</sub> O	3,13	2,88	1,40	1,40	0,10	0,45	3,38	3,24
Na <sub>2</sub> O	2,51	2,63	5,40	5,10	0,10	0,25	1,93	2,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,11	1,80	0,05	24,20	4,60	0,15	0,17
H <sub>2</sub> O <sub>+</sub>	2,07	1,28	2,90		4,47	8,41	1,43	2,19
CO <sub>2</sub>	1,25	1,51	2,48	2,09	0,20	0,39	3,00	0,10
SO <sub>3</sub>	1,40	0,46					3,75	5,98
Összesen:	99,8	99,95	100,08	99,69	98,37	95,4	98,08	98,08

1. Földpátos csillámpala; Fr–1004 jelű fúrás 520 m-ből
2. Földpátos csillámpala; Fr–1004 jelű fúrás 506 m-ből
3. Diafortitos földpátos csillámpala; Fr–1004 jelű fúrás 534,3 m-ből
4. Pegmatoid földpátos csillámpalában; Fr–1002 jelű fúrás 107,4 m-ből
5. Apatitlencse, földpátos csillámpalában; felszíni minta (0,90% F-t is tartalmaz)
6. Apatitos kőzetlencse földpátos csillámpalában; felszíni minta (a klorit 90%-ban pennis)
7. Grafitos csillámpala; Fr–1004 jelű fúrás 481,5 m-ből
8. Grafitos csillámpala; Fr–1004 jelű fúrás 466 m-ből



**18 Apatitos kőzetlencse felszíni feltárásban**



**19 Apatitdús rétegek a Gödölyebérci Csillámpalában; Fr-1002 jelű fúrás**

sávokban jelentkeznek nagyobb számban az apró titanit- és rutil-szemcsék. Eléggye gyakori az apatit, a cirkon, a klinozoit és a mm-es nagyságot is elérő zöldesbarna pleokroizmusú turmalin. Gyakoriak az ércásvány-impregnációk: pirit, pirrotin, arsenopirit, kalkopirit, galenit, szfalerit (marmatit), molibdenit, antimonit, cubanit, gersdorffit – és másodlagos karbonátok: kalcit, sziderit, dolomit.

Az amfibolpala közbetelepülésekhez kapcsolódó rétegszakaszokban nem ritkák a pegmatoidos lencsék. Néhány cm nagyságot is elérő szemcsék uralkodóan kvarcból és földpátból (albit) állanak és alárendelten csillámokat, főként muszkovitot tartalmaznak. Néhány cm-től néhány m közötti nagyságúak ([18]B).

Meglehetősen gyakoriak a néhány cm-es és ritkábban néhány m-es lencsákat, ereket alkotó laterálszekrécios kvarckiválások.

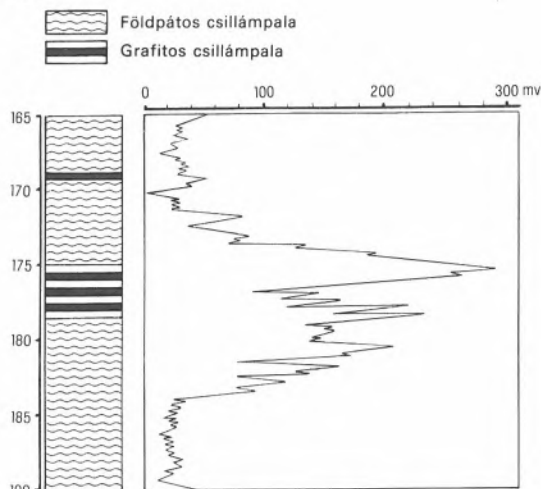
#### *Apatitdús kőzetlencsék*

A földpátos csillámpalán belül – a természetes gamma sugárzás alapján jól kimutathatóan – több jól követhető szintben apatitdús lencsék találhatók (18, 19). A befogadó kőzettől makroszkóposan alig különböztethetők meg; a földpátos csillámpala kvarcban szegény és apatitban dús kőzetváltozata. Az apatitos lencsék mérete néhány cm-től néhány dm között változik. Esetenként 70–80% apatitot (20–25%  $P_2O_5$ ) is tartalmaznak. Az apatit egy részében kis mennyiségben urán, tórium és ritkaföldfémek találhatóak. Az apatit-szemcsék többnyire halmazokba, fészkekbe, szabálytalan sávokba rendeződtek ([18]A). Méretük 0,01 és 0,05 mm között ingadozik. Az apatitdús kőzetlencsék üledékes foszforitgumók lehettek, amelyek a metamorfózis hatására átkristályosodtak.

#### **Grafitos csillámpala**

A Gödölyebérci Csillámpala tagozat magasabb részében gyakori a finomszemcsés grafitos csillámpala közbetelepülés. Sötétszürke, jól palásodott, diszharmonikusan gyüredezett kőzetfajtából áll (20).

A mikroszkópos szöveti kép lepidoblasztosba hajló granoblasztos, intergranuláris szövetekkel.



**20 Grafitos csillámpala közbetelepülés a Fr-1002 jelű fúrásban**

A legfontosabb kőzetalkotó ásványok a csillámok. Túlnyomórészt apró, xenoblasztos pikelyek halmazai. Kevés nagyobb méretű (0,1–0,5 mm), táblás kifejlődésű, szintelen muszkovitot, alárendelten biotitot és a csillámokon kívül több-kevesebb kloritot is tartalmaz. A kvarc szórtan, részben halmazokban található. Közel víztiszta, gyengén hullámos kioltású. A kvarchoz kötődve, foltokban dúsulva jelentkeznek a xenoblasztos albítszemcsék. Szericites átalakulás révén poikiloblasztosan zárványosak. Elsősorban a csillámos részekhez kapcsolódik a finomszemcsés, laza halmazokat képező, grafitosodott szerves anyag [10]C.

Járulékos elegyrész a titanit (szfén), a tús rutil, a zöldesbarna turmalin és a szintelen apatit. Néhány cirkon és gránátszemcse is kimutatható.

A grafitos csillámpalában aránylag gyakoriak a szulfidásványok, elsősorban az idiomorf pirit, alárendelten pirrotin, kalkopirit és arsenopirit. Esetenként a karbonátásványok is nagyobb szerepűek. Xenomorf szemcséik kisebb-nagyobb halmazokat alkotnak. A sziderites összetételűeket barna limonitos bekéregzés szegélyezi.

## Újhegyi Csillámpala tagozat

A Gödölyebérci Csillámpalával átmeneti jellegű rétegcsoport kapcsolja össze. Vastagsága mint-

egy 400 m. A Fertőrákosi Metamorfit összletnek a felszínen legnagyobb elterjedésű képződménye.

Kőzettani kifejlődése változatos. A fekvő felé átvezető „átmeneti rétegcsoport”-ban található a néhány m vastagságú kristályos mészkő és dolomit rétegtagok. Az Újhegyi Csillámpala bázisán ezen kívül két 50–100 m vastagságot elérő mikroklin–albit–muszkovit gneisz közbetelepülést ismerünk. A tagozat magasabb része jellegzetes kifejlődésű, apróbb szemcseméretű, vékonyabban palás, kevesebb földpátot tartalmazó fillonitos csillámpala: gránátos (biotitos) klorit–muszkovit–(albit)–kvarc pala. Az Újhegyi Csillámpala tagozatban csak alárendelten vannak amfibolpala közbetelepülések, a pegmatoidok pedig teljesen hiányoznak. Ezzel szemben gyakoribbak a néhány m vastagságot elérő grafitos csillámpala rétegtagok. Szulfid impregnációk, karbonátosodás, valamint laterálszekrécións kvarclencsék és erek ebben a tagozatban is találhatóak.

Az Újhegyi Csillámpala tagozat kőzetfajtáinak kémiai elemzési adatait a 8. táblázat tartalmazza. Földtani alapszelvénye a Fr–1004 jelű fúrás 68,7–455,9 m közötti szakasza.

## Átmeneti rétegcsoport

Az Újhegyi Csillámpala tagozat alsó harmadát a földpátos és a fillonitos csillámpala közötti átmeneti rétegcsoport képviseli. A földpáttartalom egyes rétegszakaszokban a Gödölyebérci Csillámpaláéval megegyező. A földpátos és a földpát-szegény fillonitos csillámpala esetenként sávosan-rétegesen váltakozik; a fedő felé a földpáttartalom mindenképpen csökken.

Kőzetalkotó ásványok a kvarc, albit, muszkovit és alárendeltebben a biotit. Általánosan elterjedt járulékos elegyrész a gránát (almandin). Ez utóbbi viszonylag nagyméretű (1–3 mm) és leginkább a palásság síkjába rendeződött. Járulékos elegyrészek a szulfidos ércásványok, a klinozoit, epidot, titanit, cirkon, turmalin és ritkán apatit. Viszonylag gyakori a kalcit. A retrográd metamorfózis legfőbb ismertetőjele a biotit és a gránát kloritosodása, valamint a szericitesedés.

Az átmeneti rétegcsoport jellemző sajátossága gneisz kőzettetek, valamint kristályos mészkő és dolomit rétegtagok közbetelepülése.

8. táblázat Az Újhegyi Csillámpala tagozat kőzetfajtáinak kémiai összetétele súly %-ban

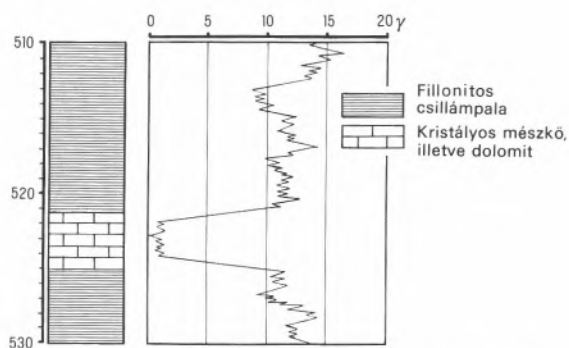
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO <sub>2</sub>	66,20	65,90	1,11	1,38	76,46	74,00	73,15	59,80	68,20
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,83	0,01	0,01	0,25	0,18	0,08	0,92	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	14,00	0,77	1,00	13,21	12,60	12,63	18,60	18,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	2,50	0,55	2,50	0,72	0,93	0,33	4,10	2,70
FeO	3,60	4,40	0,68	4,60	0,11	0,74	0,41	2,50	
CaO	1,40	1,40	47,10	30,00	0,20	0,61	0,22	0,28	1,16
MgO	2,60	1,60	5,70	16,40	0,30	0,39	6,97	1,70	0,80
K <sub>2</sub> O	2,70	2,30	0,05	0,20	4,39	4,80	2,42	4,50	4,40
Na <sub>2</sub> O	2,50	2,40	0,53	0,35	3,23	3,10	0,09	0,50	0,30
H <sub>2</sub> O <sub>+</sub>	3,23	3,27	0,60	0,10	1,10		3,70	4,18	2,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,09	0,10	0,05	0,01	0,17	0,01	0,06	0,03
CO <sub>2</sub>	0,65	1,65	42,80	43,50	0,21	0,72	0,25	0,44	0,10
SO <sub>3</sub>					0,14		0,06		
Összesen:	99,67	100,34	100,0	100,09	100,33	98,24	100,32	97,58	98,81

1. Átmeneti helyzetű földpátos csillámpala; Fr-1004 jelű fúrás 453 m-ből
2. Átmeneti helyzetű földpátos csillámpala; Fr-1004 jelű fúrás 385 m-ből
3. Kristályos mészkő kevés dolomittal; Fr-1021 jelű fúrás 322,7 m-ből
4. Kristályos dolomit kevés kalcittal; Fr-1006/1 jelű fúrás 203 m-ből
5. Albit-mikroklin-muszkovit gneisz; a transzformátor állomás közelében
6. Biotitos, albit-mikroklin-muszkovit gneisz; Fr-1004 jelű fúrás 340 m-ből
7. Leukofillit; a transzformátorállomás közelében
8. Fillonitos csillámpala; Fr-1004 jelű fúrás 76,2 m-ből
9. Grafitos csillámpala külszíni feltárás (C<sub>org</sub> tartalma 1,68%)

### Kristályos mészkő és dolomit

Az Újhegyi Csillámpala alsó harmadában, az ún. átmeneti rétegcsoportban, az alsó gneiszpad alatt és a két gneiszpad között különböző vastagságú kristályos mészkő, ill. dolomit rétegeket tartak fel a kutatófúrások (21).

Az alsó karbonátos pad két rétegre oszlik: az alsó kristályos dolomit, az ettől csillámpalával elválasztott – 1 m vastagságot is elérő – felső réteg pedig kristályos mészkő. Karotázsszelvényeken – a környezetéhez képest – nagy elektromos ellenállású és rendkívül gyenge természetes gamma-sugárzással jelentkező kristályos mészkő és dolomit jól felismerhető.



21 Kristályos mészkő, illetve dolomit a Fr-1007 jelű fúrás rétegsorában

A kristályos mészkő és dolomit rétegtagok színe fehér vagy világosszürke. Megjelenésük általában tömör, gyakran sávos. Szemcseméretük leginkább 0,2–0,3 mm. A kalciton és a dolomiton kívül kevés kvarcot, talkot, leuchtenbergit és alárendelten aktinolit-tremolitot tartalmaznak ([19]A–E).

### *Fillonitos csillámpala*

#### *Gránátos (biotitos)*

#### *klorit–muszkovit–(albit–)kvarc pala*

Az Újhegyi Csillámpalának fő kőzetváltozata. Szürke, általában finomszemcsés, jól palásodott – levelesen elváló – kőzet. Ez utóbbi jellegét a csillámokban és kvarcban dús lemezek váltakozása gyakran még szembetűnőbbé teszi. Csak alárendelten gyüredezett megjelenésű.

Mikroszkópi vizsgálat alapján szövete lepidoblasztosba hajló granoblasztos ([20]A–D).

Leggyakoribb ásványa a 0,2–0,3 mm méretű xenoblasztos szemcsékből álló és a palásság síkjában kissé megnyúlt kvarc. A halmazokba rendeződött kvarcsemmék összefogazottan, szorosan illeszkednek egymáshoz. Víziszták és csak gyengén hullámos kioltásúak.

A kvarcdús sávokban közbeékelődve xenoblasztos albitszemcsék találhatók. Porfiroblasztosba hajló, nagyobb zárványtartalmú kristályaik idősebb generációjúak a kisebb, xenoblasztos szemcsékkal szemben. Általános jelenség a földpátok szericitesedése.

Jelentős részarányú alkotóelemek a sávokba rendeződött, kötegeket alkotó csillámok. Átlagosan 0,3–0,5 mm méretűek. A szintelen muszkovit gyakoribb, mint a sárgás világoszöld pleokroizmusú klorit. Ez utóbbi optikailag negatív, anomálishan ibolyakék interferencia színű (pennin). Elszórt pikkelyek formájában biotit is kimutatható.

Elterjedt járulékos elegyrész a gránát (almandin). Alárendeltebbek az ércásványok, valamint a klorozoit, a cirkon, a turmalin és az apatit.

Eredeti kőzetanyaga agyagos homokkő lehetett, amely regionális metamorfózis révén magasabb zöldpala fáciesű, metamorf képződménnyé alakult (gránát). A mai kloritos-zöldpala fáciesű kőzet az alpi hegységképződés idején retrográd metamorfózissal jött létre.

### *Grafitos csillámpala*

A fillonitos csillámpalában néhány m vastagságot elérő lencsés közbetelepülésként található. Grafitosodott organikus eredetű C tartalma 1–2%.

## Fertőrákosi Gneisz tagozat

### *Mikroclin–albit–muszkovit gneisz*

Az Újhegyi Csillámpala alsó harmadában, az ún. átmeneti rétegcsoportban található két jelentős közbetelepülésként. Vastagsága 50 és 100 m között változik. Mélyfúrásokban a természetes gamma sugárzás és az elektromos ellenállás nagyobb értékei alapján jól elkülöníthető. Esetenként csillámpala közbetelepülések padokra tagolják.

Világosszürke-szürke, közepesen palásodott, amit a kvarc és földpátsemmékben gazdag részek közé települt csillámos sávok hangsúlyozhatnak. Mikroszkópi szövete lepidoblasztosba hajló granoblasztos; alárendelten porfiroblasztos is lehet.

A kőzetalkotó ásványok részaránya: kvarc 40–50%, mikroclin 10–25%, albit 10–15%, muszkovit 3–10%, biotit 0–néhány %, almandin 0–néhány % ([21]A–C).

A kvarcsemmék xenoblasztosak, gyakorlatilag víziszták, ritkán hullámos kioltásúak. Túlnyomórészt apró, ritkán közepes méretű szemcsék. A földpátokkal ritkán mozaikszerű, a palásság síkjába illeszkedő halmazokat alkotnak.

A mikroclin általában közepes méretű, de porfiroblasztos szemcséi is megfigyelhetők. Gyakori a jól fejlett hálózatos ikresedés. Xenoblasztos vagy hipidioblasztos szemcséi zárványként kvarcot és csillámot tartalmaznak.

A xenoblasztos albitszemcsék apró és közepes méretűek. Túlnyomórészt ikermentesek, de található összetett karlsbadi-albit ikerlemezes tagok is. Gyakoriak bennük az apró zárványok, főként szericit.

A csillámok általában irányított elrendezésűek. Túlnyomó többségben a szintelen, ill. halványzöld pleokroizmusú muszkovit van jelen. A biotit alárendelt szerepű.

Járulékos elegyrész a nagy fénytörésű, sárgászöld színű almandin, amelynek porfiroblasztjai

gyakran vázkristályszerű halmazokból állnak. Járulékosan jelentkezik továbbá az apatit, a turmalin, a titanit, a cirkon és a rutil. Elszórtan apró opak ércszemcsék is megfigyelhetők. A gneiszre általában a járulékos ásványok csekély mennyisége a jellemző.

Homogén ásványtani felépítése és egyenletes szemcsézettsége, reliktum szöveti elemek hiánya, környezetétől viszonylag élesebb elhatárolódása ortogneisz eredetre utal. Konkordáns települési helyzete alapján és vasban szegény, alumíniumban, szilíciumban és alkáliákban gazdag üledék (grauwacke) feltételezésével azonban az üledékes eredet sem kizárható. A diaforézisre utaló jelek alárendeltek.

## Leukofillit

Ez, a Soproni-hegységben elterjedt képződmény a Fertőrákosi Metamorfittal összletben alárendelt szerepű. A felszínen a transzformátorállomás közelében, az alsó gneiszpad fekvőjében, a gneisz és a csillámpala határán tanulmányozható (22). Az Fr-1006 jelű fúrásban a gneisz fölött fúrtak át leukofillites gneisz–csillámpala érintkezést. Egyes kőzetmintákban járulékos elegyrészként volt megfigyelhető a leuchtenbergit.

Fehér, ezüstfehér, kitűnően palásodott kőzet. Fő kőzetalkotó ásványai a kvarc, a muszkovit és a leuchtenbergit. A kvarcsemcsék apró vagy közepes méretűek, többnyire izometrikusak, viztiszták és mozaikszerű halmazokból állnak, ezeket muszkovit–leuchtenbergit sávok választják el egymástól. A muszkovit apró-közepes méretű, a szericitnél nagyobb pikkelyes kötegekből áll. Vele együtt, hozzá szorosan kapcsolódva jelenik meg a

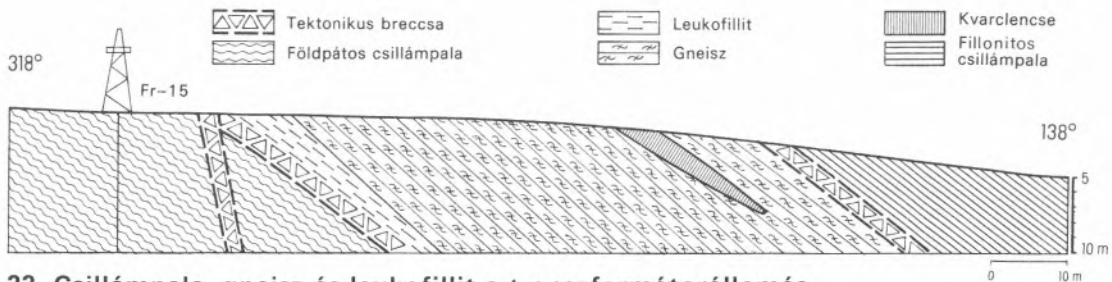
kis kettőtörésű és optikailag pozitív viselkedésű leuchtenbergit. Részarányuk váltakozó, általában a muszkovit a gyakoribb elegyrész, de a leukofillit belsejében a leuchtenbergit válik uralkodóvá. Járulékos elegyrészként kevés titanit, rutil, klinozoit és pirit, ill. pirit utáni goethit pseudomorfóza kíséri.

A leukofillit keletkezését – a Soproni Kristályospala összlet leukofillitjével megegyezően – a nagy tektonikus mozgási pályákon végbemenő folyamatok termékének gondoljuk. Legfontosabb ezek közül a vas- és alkália csökkenéssel, valamint magnéziumdúsulással járó átkristályosodás.

## Fejlődéstörténet

A Fertőrákosi Metamorfittal összlet eredeti kőzetanyaga – feltehetően az ópaleozoikum során – geosinklinális jellegű üledékgyűjtőben, a geosinklinális ciklus korai szakaszában felhalmozódott, összefüggő effuzív–üledékes sorozat. A bázisos, majd intermedier jellegű vulkáni tevékenység láva-tufa-tufit képződményeit fokozatosan a vulkáni anyag lepusztulásából, valamint egyéb törmelékes és márgás kifejlődésű üledékekből álló rétegsor váltotta fel. Ez utóbbi alsó részében foszforitgumó szinteket és szervesanyag-tartalmú kőzetlencsákat, középen dolomit- és mészkőrétegeket, esetleg karbonátmentes grauwacke padokat, felső harmadában ismét szervesanyag-tartalmú kőzetlencsákat tartalmazott közbetelepülésként.

Sztratigráfiai megfontolások és a pegmatoidokból vett muszkovit preparátumok radiometrikus kora (szélső értékek  $359 \pm 10$  millió év illetve  $285 \pm 20$  millió év) alapján az effuzív–üledékes réteggösszet regionális metamorfózist a hercini



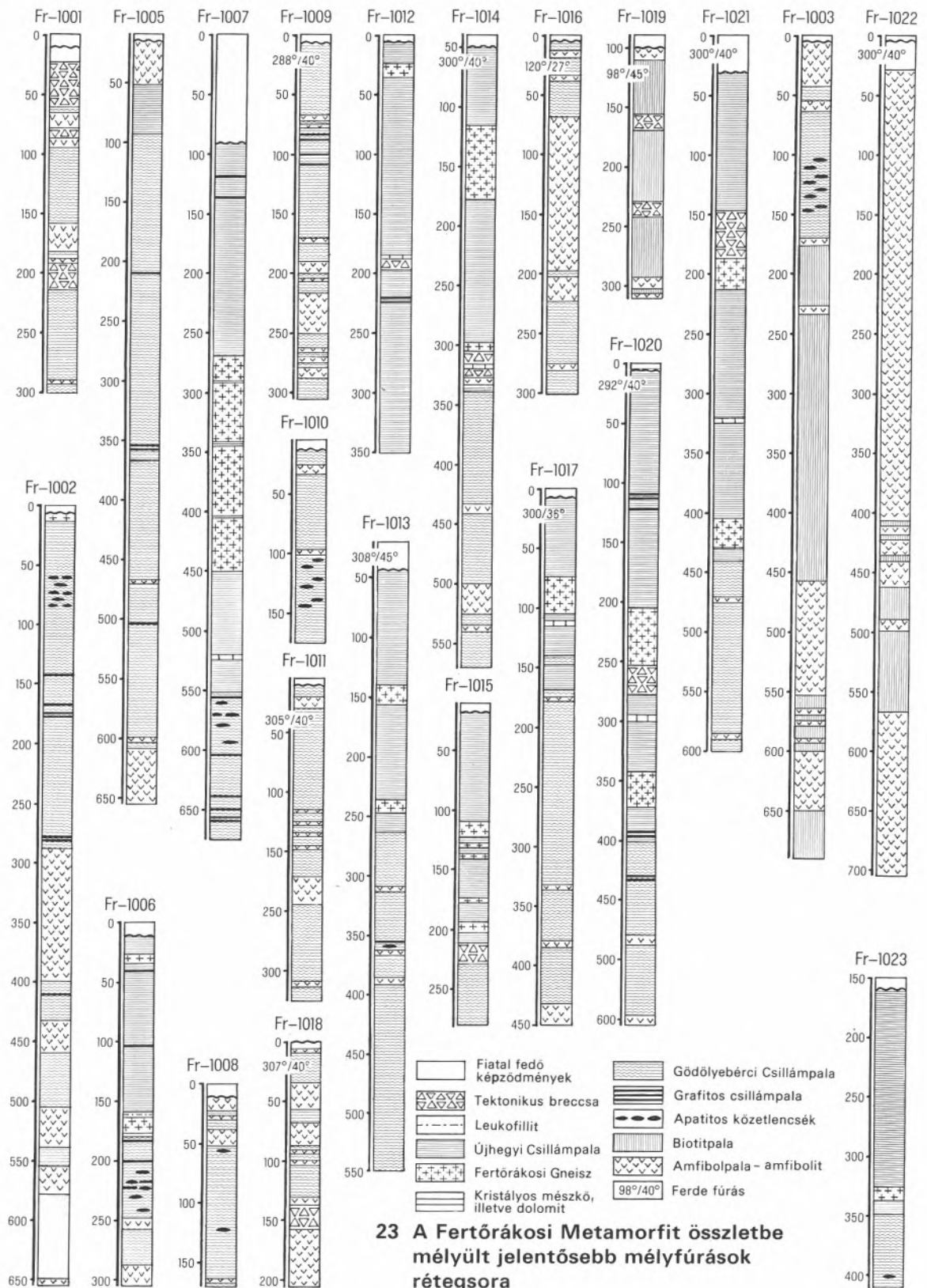
22 Csillámpala, gneisz és leukofillit a transzformátorállomás melletti feltárásban

hegyszerszerkezeti mozgások idejére tehetjük. A progresszív metamorfózis foka az átalakulásra érzékenyebb bázisos effuzív képződményeket illetően az amfibolit és a zöldpala fácies határát, míg a kevésbé érzékeny üledékes kőzetek esetében a zöldpala fácies felső zónáját képviselheti. A zöldpala–amfibolit fácies határára utaló ásvány az eredetileg feltehetően „hornblende” jellegű amfibol. Az almandin megjelenhetett már a zöldpala fácies magasabb részén is. A biotit általános jelenlétéből következik, hogy a progresszív metamorfózis jelentősen túlhaladta a zöldpala fácies alsó kloritos zónáját. Progresszív metamorfózis révén keletkezett az apatit, az epidot és a grafit.

A Fertőrákosi Metamorfit összletbe a regionális metamorfózist követően – a Fertőrákosi Gneisz magmás eredetének realitása esetén – „konkordáns” gránitmagma benyomulás történt. Ezután az összlet az alpi hegységképződési szakaszokhoz kapcsolódó takaró jellegű mozgások révén retrográd metamorfózison ment át. KOVÁCH ÁDÁM feltevése szerint a diaforézis utolsó fázisa, biotit–preparátumok izotóp-kor vizsgálata alapján az ausztriai fázis idején mehetett végbe ( $124 \pm 12$  millió év és  $92 \pm 10$  millió év). A diaforézis révén alakult át a közönséges amfibol aktino-

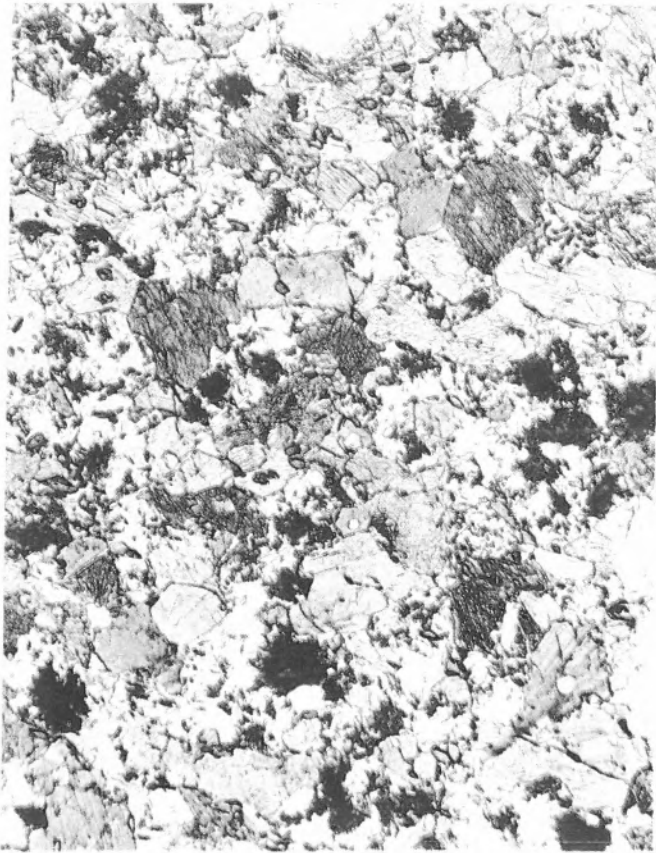
littá, majd további regresszív hatásra kloritosodott. Klorit keletkezett a biotit és a gránát átalakulása révén is. A kloritosodásnak a mélység (fekvő) felé egyre erőteljesebbé válása a bázisos effuzív képződmények kloritosodásra „hajlamosabb” jellegéből következhet. Az eredetileg bázisosabb plagioklászok albitosodása (saussuritesedés; szericit, klinozoit és esetleg kalcit képződésével) szintén a retrográd átalakulás terméke. Kezdetben zárványhalmazok a reliktum földpátszemek belsejében, majd a folyamat előrehaladásával, az albitkristályok kitisztulásával szemcseközi helyzetbe kerültek. Az albittartalom egy része metasztatikus hatásra teljesen új képződésű is lehet. Ez az albitosodás Na hozzájárulás eredménye olyan zónákból, ahol az intenzív átmozgások hatására fillonitosodás ment végbe a földpátok muszkovitosodásával.

Az alpi orogén fázisok során ÉÉK-i irányú takarójellegű mozgással került a Fertőrákosi Metamorfit összlet mai helyére az alsó-kelet-alpi takarórendszerhez tartozó Wechsel sorozat legkeletibb nyúlványaként. Fiatal harmadidőszaki fejlődéstörténete töréses-pikkelyes szerkezetalakulással járó, túlnyomórészt függőleges mozgásokra korlátozódott.

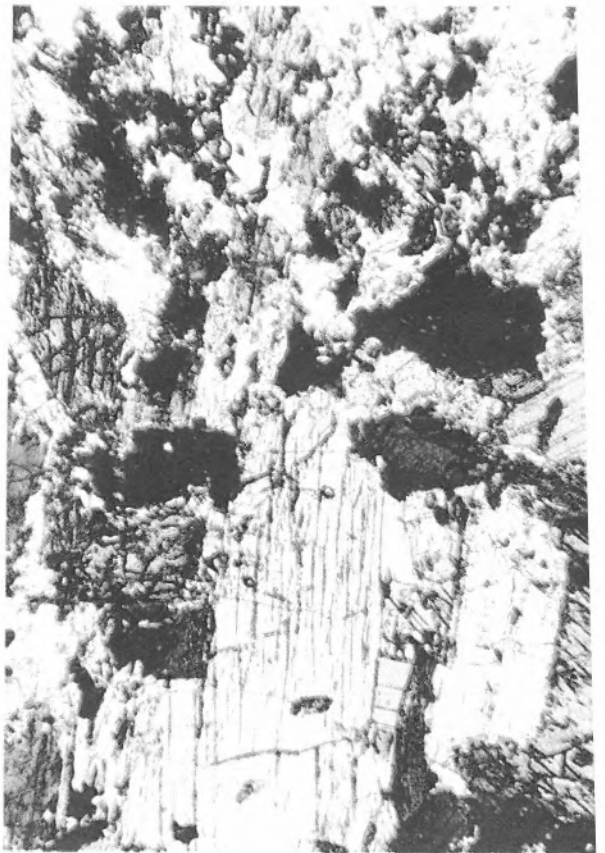


## Táblamagyarázatok [14] – [21]

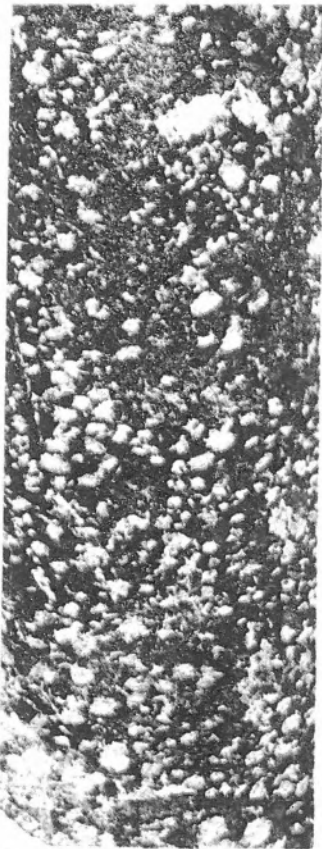
- [14] Az amfibolit rétegcsoport kőzetváltozatainak makroszkópos és vékonycsiszolati képe
- A Amfibolit hornblende, saussurites albit (klinozoitok zárványokkal) és titanit  
Fr-1003 jelű fúrás, 501,8 m, 26 × , 1 N
- B Amfibolit; hornblende-aktinolit, saussurites albit, epidot-klinozoit és titanit  
Fr-1004 jelű fúrás, 1058 m, 55 × , + N
- C „Pisztrángkő”; diaforitos amfibolit  
Fr-1004 jelű fúrás, 1054,1 m, term. nagys.
- D Diaforitos amfibolit; aktinolit, klinozoitok, klorit  
Fr-1003 jelű fúrás, 428,3 m, 40 × , + N
- E Diaforit; klorit, szericit és titanit mellett alárendelten saussurites albit és hintett pirrhotin  
Fr-1003 jelű fúrás, 598,5 m, 40 × , + N
- [15] Az amfibolpala makroszkópos és vékonycsiszolati képe
- A Sávós amfibolpala  
Fr-1018 jelű fúrás, 42 m, term. nagys.
- B Ambifolpala; hornblende-aktinolit, albittal, gránáttal és kevés kvarccal  
Fr-1003 jelű fúrás, 41,4 m, 26 × , 1 N
- C Amfibolpala; aktinolit, epidot-klinozoitok és titanit  
Fr-1004 jelű fúrás, 147 m, 55 × , + N
- D Amfibolpala; aktinolit, titanit zárványokkal  
Fr-1004 jelű fúrás, 147 m, 160 × , + N
- [16] A biotitpala (biotit-albit gneisz) vékonycsiszolati képe
- A Biotitpala; saussurites albit, kvarc  
Fr-1004 jelű fúrás, 1092 m, 55 × , + N
- B Biotitpala  
Fr-1004 jelű fúrás, 1092 m, 55 × , + N
- C Biotitpala; biotit, biotit-klorit, saussurites albit, kvarc  
Fr-1003 jelű fúrás, 19,2 m, 41 × , + N
- D Biotitpala; biotit-klorit, biotit, saussurites albit, kvarc, gránát  
Fr-1003 jelű fúrás, 192 m, 41 × , 1 N
- [17] A Gödölyebérci Csillámpala tagozat kőzettípusainak makroszkópos és vékonycsiszolati képe
- A Földpátos csillámpala; albit porfiroblasztokkal  
Fr-1005 jelű fúrás, 549,5 m, term. nagys.
- B Földpátos csillámpala, diszharmonikus gyüredezettséggel  
Fr-1002 jelű fúrás, 419,2 m, term. nagys.
- C Földpátos csillámpala; albit, klorit, kvarc, kalcit, muszkovit  
Fr-1004 jelű fúrás, 520 m, 55 × , + N
- D Földpátos csillámpala; szericitzárványos albit, klorit, muszkovit  
Fr-1004 jelű fúrás, 520 m, 160 × , + N
- E Földpátos csillámpala; szericitzárványos albit, klorit, kvarc, muszkovit  
Fr-1020 jelű fúrás, 482,3 m, 26 × , + N
- [18] A Gödölyebérci Csillámpala tagozat sajátos kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe
- A Apatit szirt; kevés albittal és kvarccal  
Fr-1002 jelű fúrás, 88,5 m, 102 × , 1 N
- B Pegmatoid; szericitzárványos albit, mikroklín és kvarc  
Fr-1003 jelű fúrás, 345,2 m, 26 × , + N
- C Grafitos csillámpala; muszkovit, klorit, kvarc, grafit  
Fr-1004 jelű fúrás, 481 m, 160 × , + N
- D Fillonitos csillámpala; muszkovit (szericit), kvarc, klorit, alárendelten albit  
Fr-1002 jelű fúrás, 168,1 m, 26 × , + N
- [19] Az Újhegyi Csillámpala tagozat „átmeneti” rétegcsoportjába közbetelepülő kristályos mészkő
- A Kristályos mészkő vékonycsiszolati képe  
Fr-1020 jelű fúrás, 348 m, 26 × , + N
- B Ösmaradvány a kristályos mészkőből  
Fr-1020 jelű fúrás, 105,1 m, 300 × , 1 N
- C Finomszemcsés kristályos mészkő (márvány)  
Fr-1020 jelű fúrás, 105,1 m, term. nagys.
- D Talkos kristályos mészkő  
Fr-1007 jelű fúrás, 521,7 m, 55 × , + N
- E Talkos kristályos mészkő  
Fr-1007 jelű fúrás, 521,7 m, 160 × , + N
- [20] Az Újhegyi Csillámpala tagozat kőzettípusainak vékonycsiszolati képe
- A Fillonitos csillámpala; kvarcit, muszkovit, klorit, kevés szericitzárványos albit  
Fr-1007 jelű fúrás, 202 m, 55 × , + N
- B Fillonitos csillámpala  
Fr-1007 jelű fúrás, 202 m, 55 × , + N
- C Fillonitos csillámpala; kvarc, szericitzárványos albit, muszkovit, biotit, klorit  
Fr-1004 jelű fúrás, 26 × , 285 m, + N
- D Fillonitos csillámpala gránáttal  
Fr-1004 jelű fúrás, 127,1 m, 26 × , + N
- [21] Fertőrákosi Gneisz és leukofillit
- A Gneisz és fillonitos csillámpala diszkordáns érintkezése  
Fr-1004 jelű fúrás, 364,5 m, term. nagys.
- B Muszkovitgneisz; albit, mikroklín, kvarc, muszkovit  
Fr-1023 jelű fúrás, 151 m, 55 × , + N
- C Muszkovitgneisz; albit, mikroklín, kvarc, muszkovit  
Fr-1023 jelű fúrás, 151 m, 160 × , + N
- D Leukofillit (muszkovit-leuchtenbergit-kvarcpala)  
Fr-1013 jelű fúrás, 133 m, 26 × , + N



A



B



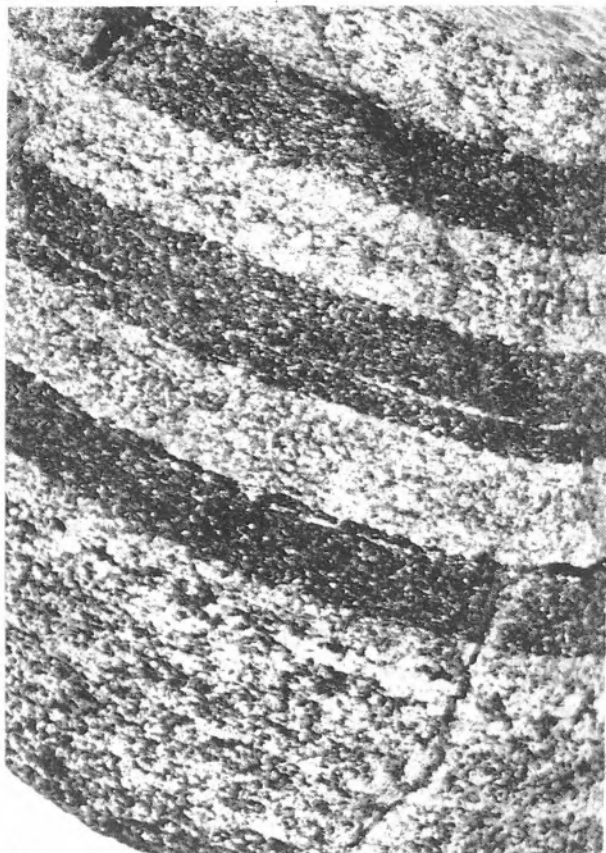
C



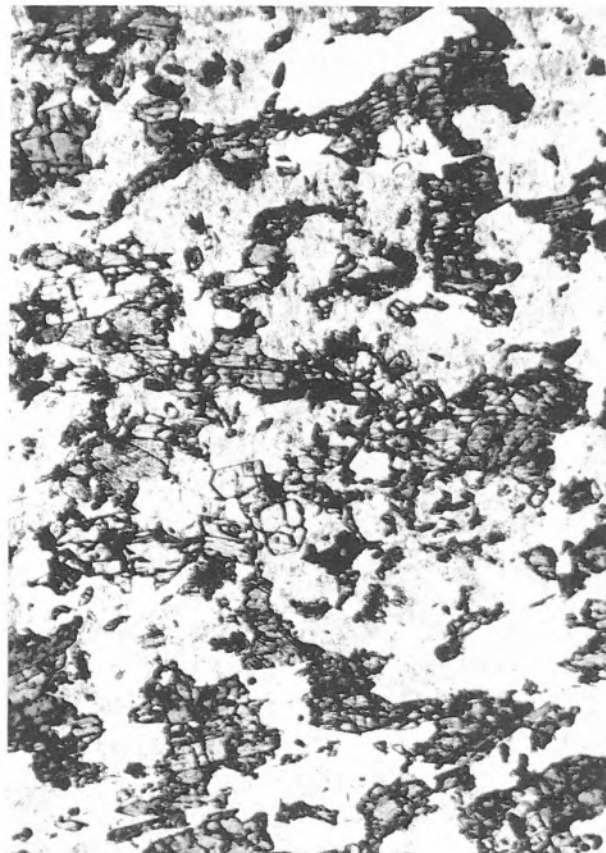
D



E



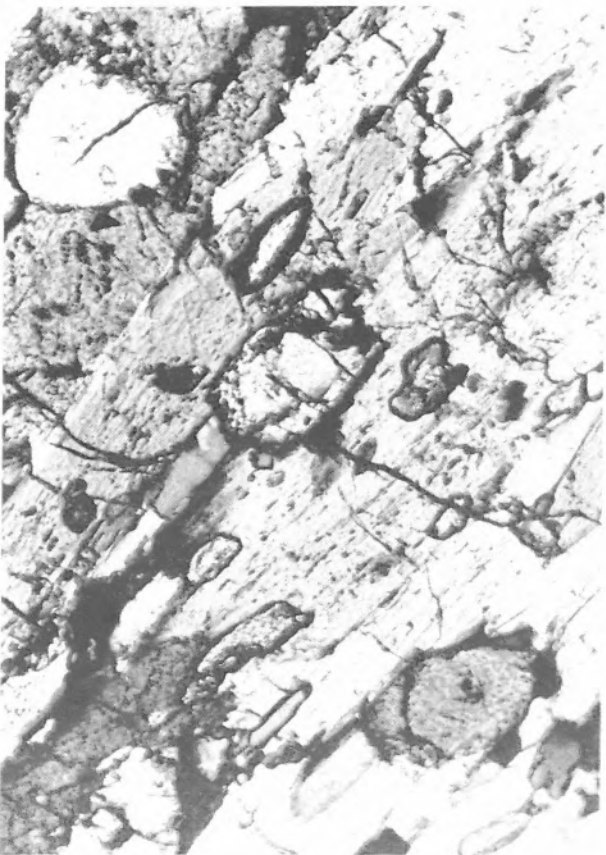
A



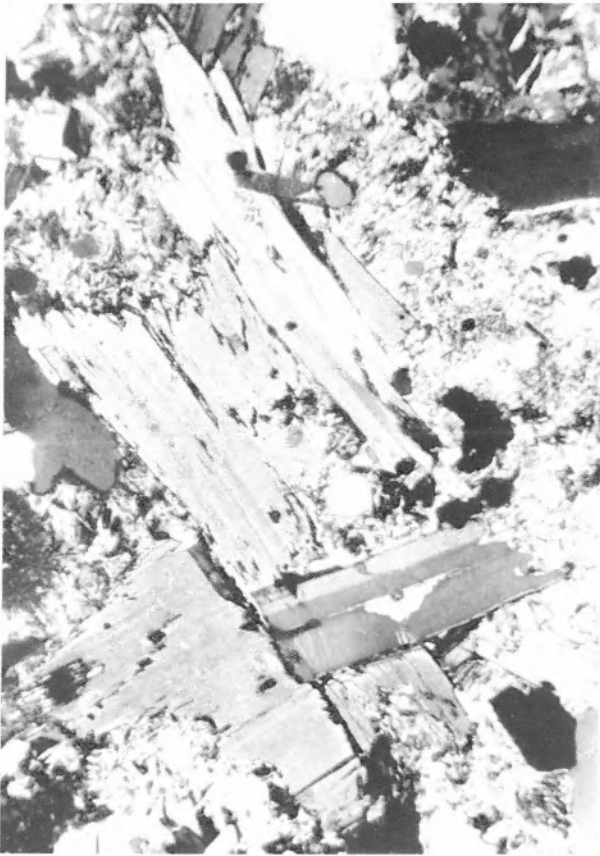
B



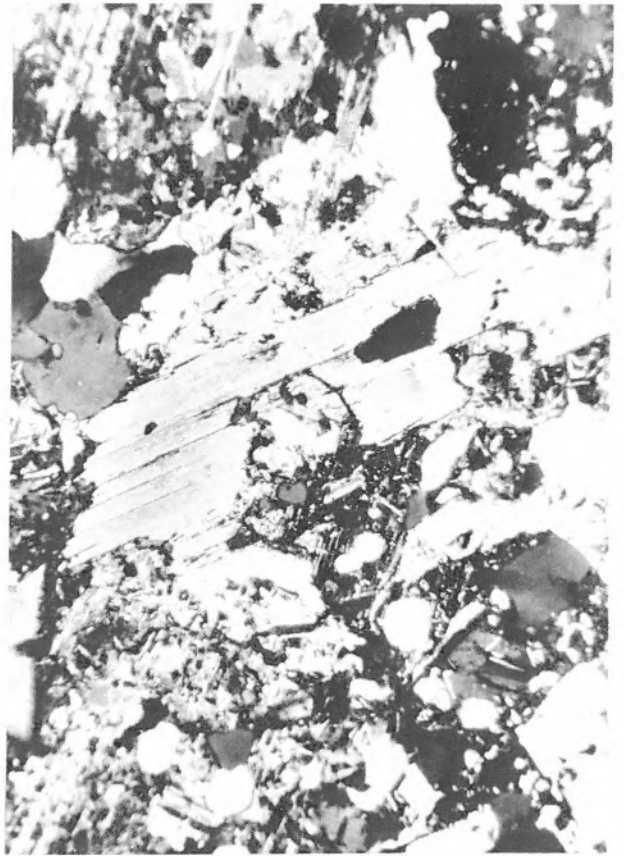
C



D



A



B



C



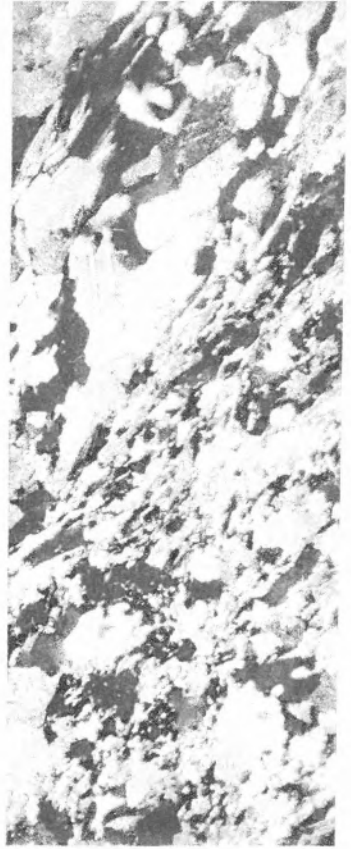
D



A



B



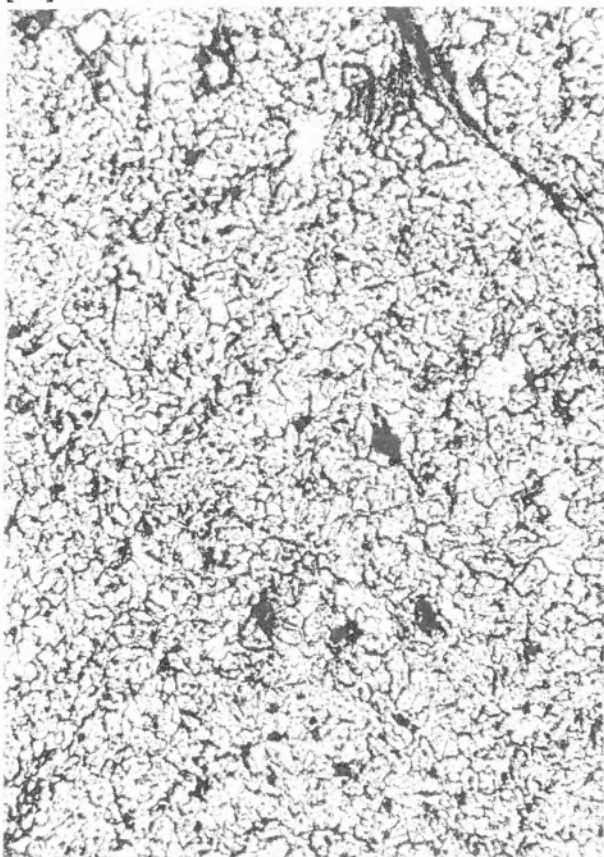
C



D



E



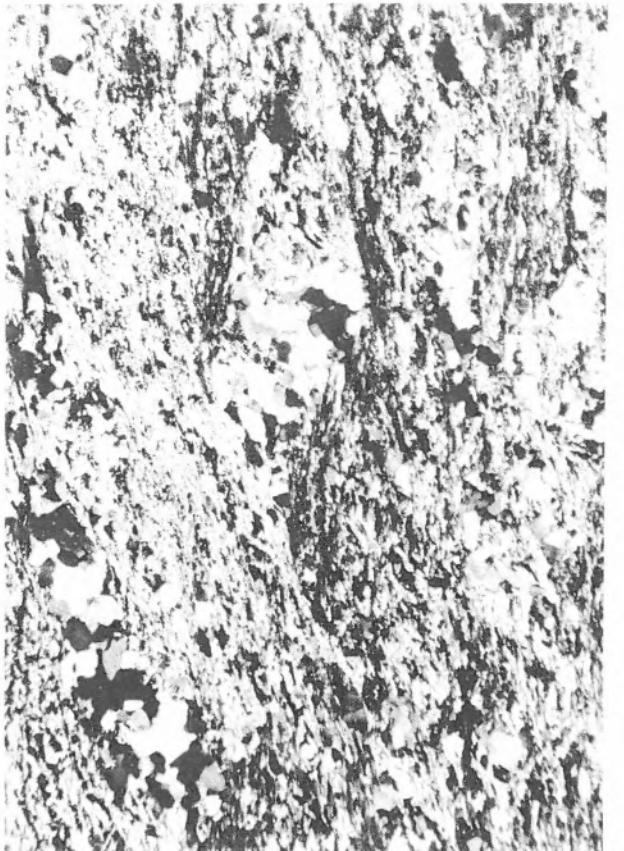
A



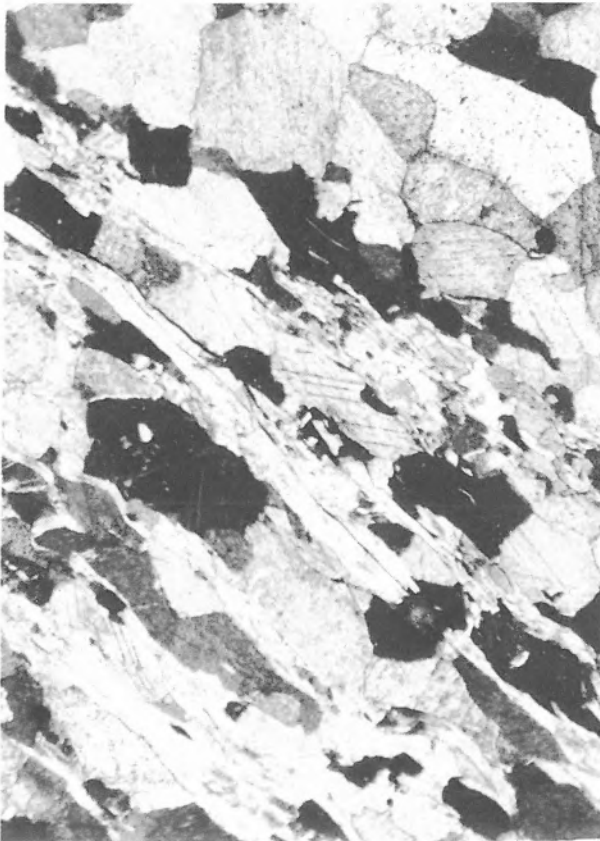
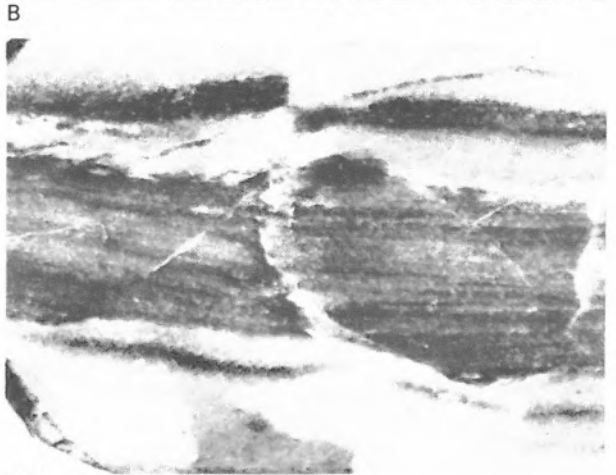
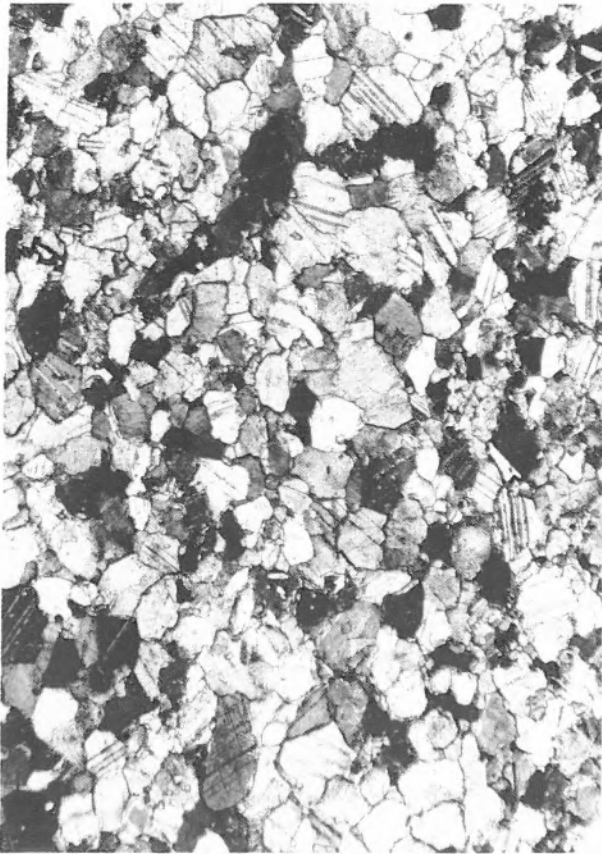
B



C

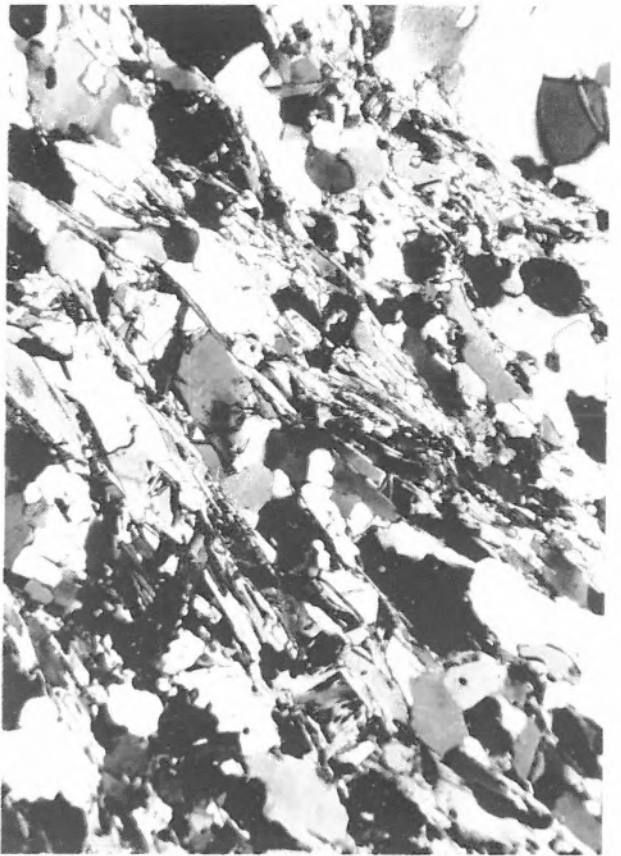
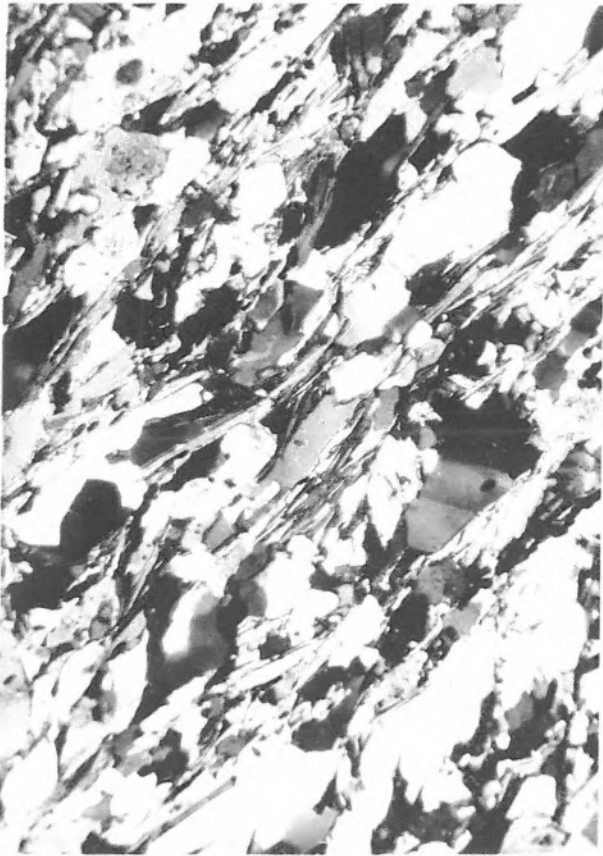


D



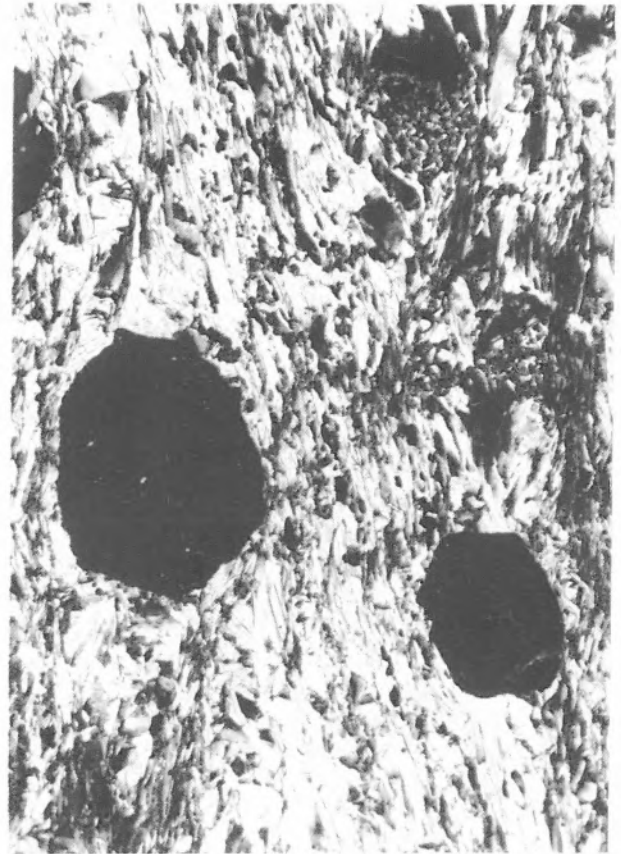
D

E



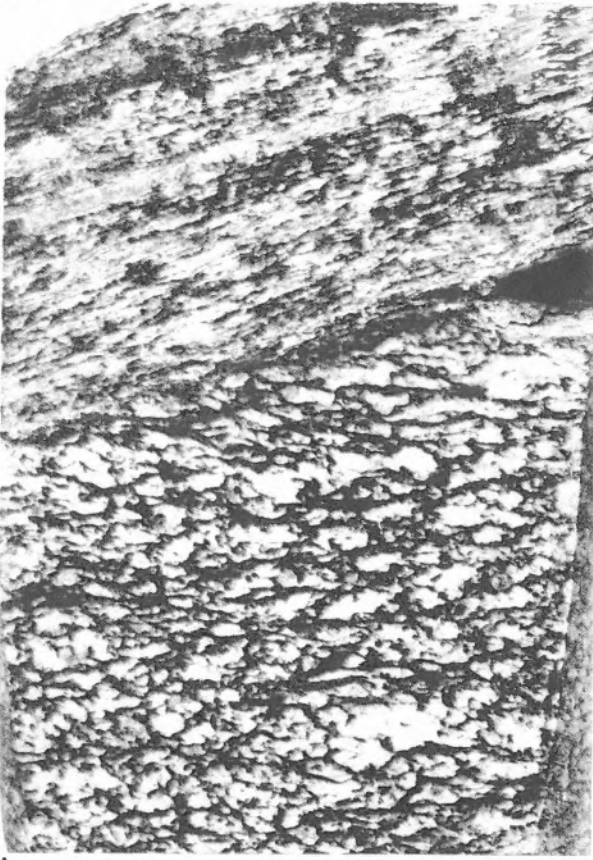
A

B

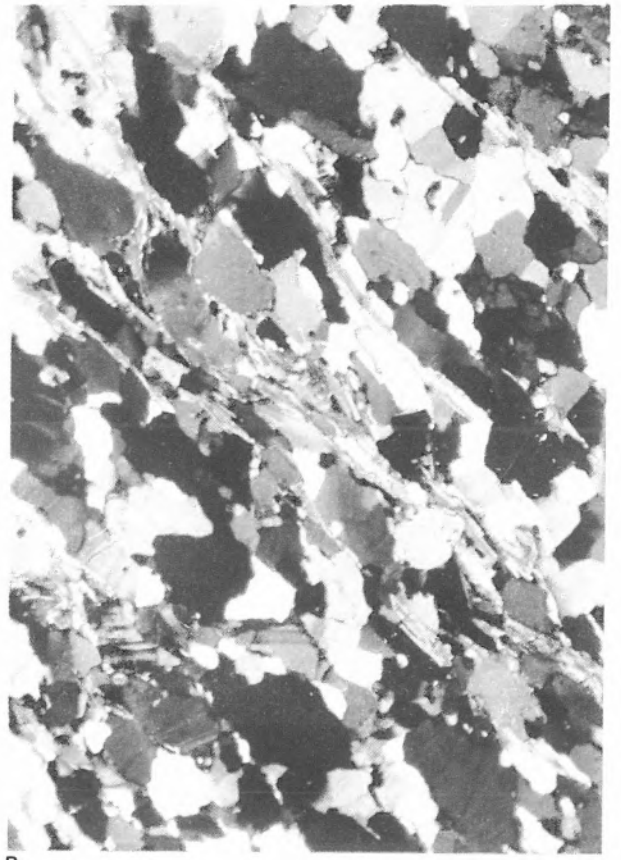


C

D



A



B



C



D

## Irodalomjegyzék

### *Fertőrákosi Metamorfit összlet*

- CZJZEK, J. 1852: Geologische Verhältnisse der Umgebungen von Hainburg, des Leithagebirges und der Ruster Berge. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 3/4, pp. 35–55 (35 és 53).
- FUCHS, W. 1965: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). – Jb. Geol. Bundesanst. (Wien) 108, pp. 155–194 (155–160 és 191–194).
- HAUER, F. 1868: Geologische Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt VI. Oestliche Alpenländer. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 18/1, pp. 1–44 (2 és 7).
- KISHÁZI PÉTER – IVANCSICS JENŐ 1987: Újabb adatok a Sopron-környéki leuchtenbergittartalmú metamorfitek keletkezésének problematikájához. – Földt. Közl. 117/1, pp. 31–45.
- KÓSA LÁSZLÓ 1976: A Fertőrákosi Metamorfit Komplexum földtani felépítése. – Egyetemi doktori értekezés.
- KÜMEL, F. 1937: Aufnahmsbericht von dr. FRIEDRICH KÜMEL über Blatt Ödenburg (4957). Kristalliner Anteil. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 1–2, p. 76.
- KÜPPER, H. 1957: Geologische Karte der Republik Österreich. Mattersberg (107). – Deutschkreutz (108). 1 : 50 000. – Geol. Bundesanst., Wien.
- KÜPPER, H. 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg–Deutschkreutz. 1 : 50 000. – Geol. Bundesanst., Wien, pp. 1–67 (pp. 4–15 és 49).
- LLEKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI – SASSI, F. P. 1983: A magyarországi pre-alpi metamorfitek kialakulásának vázlatja. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 449–466.
- ROTH LAJOS 1879: A rákos-rusztli hegyvonulat és a Lajta-hegység déli részének geológiai vázlatja. – Földt. Közl. 9/3–4, pp. 99–110 (99–101).
- TELEGDI ROTH LAJOS 1883: Magyarázatok a magyar korona országainak részletes földtani térképéhez. Kismarton vidéke. C.6. lap. 1 : 144 000. – Földt. Int. Kiadv.
- TELEGDI ROTH LAJOS 1904: Magyarázatok a magyar korona országainak részletes földtani térképéhez. Kismarton vidéke. 14. zóna XV. rovat jelzésű lap (1 : 75 000). – Földt. Int.
- VENDEL MIKLÓS 1960: Ueber die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. – Mitt geol. Ges. Wien 1958, 51, pp. 281–294 (282–283).
- VENDEL MIKLÓS 1973: Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn). Mell. 1 : 75 000 ma. földtani térkép (VENDEL M. – KOVÁCS L. – KISHÁZI P. – BOLDIZSÁR I. – KÓSA L. – VÁRSZEGI K.) – Ung. Geol. Anstalt.
- VENDL MIKLÓS 1929: Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Die kristallinen Schiefer. – Bányamétn. és Erdőmétn. Főisk. Bány. Koh. Oszl. Közlem. 1, pp. 225–291.
- WOLF, H. 1870: Die Stadt Oedenburg und ihre Umgebung. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 20/1, pp. 15–64 (15–21 és 24–26).

# Kisalföldi mezometamorf képződmények

A Kisalföld ÉNy-i részén: Pinnye, Csapod, Mosonszentjános, Mosonszolnok és Rajka környékén, a Soproni, ill. a Fertőrákosi Metamorfit összlethez kapcsolódó csillámpalát és gneiszet tártak fel a medencealjzatba hatolt mélyfúrások (24).

## Csillámpala

A Pinnye Pi-1 és Pi-2 jelű fúrásokból szürke, jól palásodott, laterálszekekreios kvarclencsüket tartalmazó, gránátos csillámpalát ismerünk. Mikroszkópos szövete lepidoblasztos, ill. lepidoblasztosba hajló granoblasztos. Fő kőzetalkotó ásványok az apró és közepes méretű, összefogazott szemcsézetű, hullámos kioltású kvarc, valamint a sávokba rendeződött csillámkötegek. Az utóbbiak túlnyomórészt muszkovitból állnak, de helyenként feldúsul a biotit is. Gyakori az idioblasztos, repedezett, helyenként vázkristályszerű, rózsaszínű almandindús gránát. Az albit xenoblasztos és sok zárványt tartalmaz. Járulékos alkotóelemek az opak ércásványok, a Ti-ásványok (rutil, anatáz, titanit), a turmalin és az epidot ([22]A–B).

Csillámpalát határoztak meg a Mosonszentjános Mos-1, a Mosonszolnok Msz-2, a Rajka Raj-1 és a Mihályi M-4 jelű mélyfúrások mintanyagában. A felsorolt fúrásokban feltárt csillámpalát kifejlődése alapján a Soproni Csillámpala formációhoz tartozónak tekinthetjük ([23]A).

## Gneisz

Különböző mértékben diaforitosodott paragneisz kőzetváltozatokat tárt fel a Csapod Csa-1, valamint a Mosonszentjános Mos-1 és Mos-2 jelű mélyfúrás.

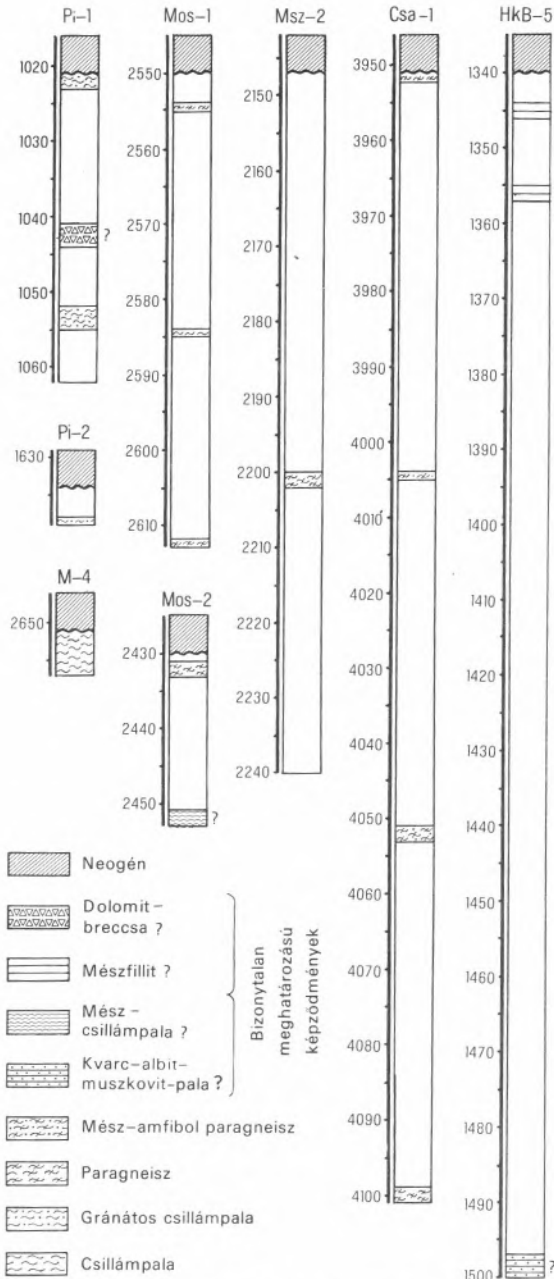
A Csa-1 jelű fúrásból megvizsgált: *kloritosodott és kalcitosodott, zöldamfibolt ill. amfibol pszeudo-*

*morfózákat tartalmazó, viszonylag jelentős plagioklásztartalmú paragneisz* a Fertőrákosi Metamorfit összetípusaihoz mutat hasonlóságot ([22]D).

A kőzet szövete lepidoblasztosba hajló granoblasztos. Fő kőzetalkotó ásványai: kvarc, plagioklász (albit), csillámok (túlnyomórészt muszkovit) és zöldamfibol (hornblende), ill. átalakulási termékei. A kvarc kisebb-nagyobb halmazokat alkot; szemcséi összefogazottak. A plagioklászokat képviselő albit xenoblasztos és általában ikresedés nélküli. Mikrokrisztályos-szemcsés, opakba hajló zárványokat tartalmaz. A csillámok túlnyomó részét képviselő muszkovit közepes szemcsenagyságú, irányított elrendezésű. Foltokban esetenként a biotit is feldúsul. A biotit kloritosodása a szegélyeken jól megfigyelhető. A klorit jól fejlett, önálló táblás formában is gyakori. A zöldamfibol ( $\gamma^{\circ}c = 20-24^{\circ}$ ) általában igen előrehaladt átalakulást mutat. A szegélyeken és a repedések mentén kloritosodás, ill. karbonátosodás figyelhető meg. Gyakran csak halványzöld, mikrokrisztályos klorit pszeudomorfóza emlékeztet az átalakult amfibolra. A kalcit elterjedt és jelentős részarányú. Repedéskitöltésként sziderit is megfigyelhető. Járulékos elegyrész az erősen repedezett gránát porfiroblaszt apró opak ércszemcsék, klorozoit-epidot, turmalin, apatit és cirkon.

*Muszkovitos paragneiszet* (muszkovit-albit-kvarc pala) határoztak meg a Csa-1, valamint a Mos-1, Mos-2 és Msz-2 jelű fúrásokból ([22]C, [23]B).

A kőzet szövete lepidoblasztosba hajló granoblasztos. Jellegetadó fő kőzetalkotó ásványa a plagioklász (albit) irányított elrendezésű, megnyúlt orsó alakú szemcsüket alkot. Mikrokrisztályos, felhős eloszlású zárványokat tartalmaz. A nagyobb ásványszemcsékben jól megfigyelhető a szericites, kaolinites és kalcitos átalakulás, ill. kiszorítás. A kvarc xenoblasztos szemcséi mozaik-



**24 Mezometamorf képződményekbe hatolt kislalföldi mélyfúrások**

szerű halmazokat alkotnak és hullámos kioltásúak. Kevés zárványt tartalmaznak. A csillámok túlnyomó részét a szintelen muszkovit képviseli. Irányított elrendeződésű. Alárendelt szerepű a biotit és még ritkább a halványzöld, gyengén pleokroos klorit. Járulékos elegyrészek a repedezett és zárványokat tartalmazó gránát, opak ércszemcsék, apatit, turmalin, rutil és cirkon.

**Táblamagyarázatok [22] – [23]**

A táblákat lásd a 89. és 90. lapokon

**[22] Kislalföldi mezometamorf képződmények vékonycsiszolati képe I.**

- A** Csillámpala; gránátos, albitos, biotit-muszkovit-kvarc pala  
Pinye Pi-1 jelű fúrás, 1021,0–1023,5 m, 50 ×, + N
- B** Csillámpala; kvarc-biotit-muszkovit pala  
Pinye Pi-1 jelű fúrás, 1052–1055 m, 50 ×, + N
- C** Gneisz; gránátos, kloritos, biotit-muszkovit-kvarc-albit pala  
Csapod Csa-1 jelű fúrás, 4099–4100 m, 50 ×, + N
- D** Gneisz; biotitos, albit-muszkovit-amfibol-kalcit-kvarc pala  
Csapod Csa-1 jelű fúrás, 4051–4052 m, 50 ×, + N

**[23] Kislalföldi mezometamorf képződmények vékonycsiszolati képe II.**

- A** Csillámpala; albitos, muszkovit-kvarcpala  
Mosonszolnok Msz-2 jelű fúrás, 2195,0–2195,3 m, 50 ×, + N
- B** Gneisz; biotit-muszkovit-albit-kvarcpala  
Mosonszentjános Mos-1 jelű fúrás, 2612–2613 m, 50 ×, + N

# Rábamenti nagyszerkezeti egység

## Rábamenti Metamorfit öszzlet

### A földtani megismerés története

OLTAY KÁROLY – torziós inga állomások adatai alapján szerkesztett – gravitációs anomália térképe adott először betekintést a Dunántúl mélyszerkezetébe (1930, 1933, 1936, 1944).

A Kisalföld és a Vasi-dombság mélyföldtani felépítésének érdemi megismerése 1933-ban, a dunántúli szénhidrogénkutatással kezdődött. Az 1941-ig elvégzett gravitációs, mágneses és szeizmikus mérések átfogó értékelését VAJK RAUL publikálta (1943). Áttekintő tanulmánya és térképe először tárta a szakemberek elé a dunántúli neogén medencék konkrét szerkezetföldtani viszonyait. Megállapította, hogy a Győri-medence alaphegysége legalább 3500–4000 m mélységben van. Ettől nyugatra Mosonszentjános–Mihályi–Répcelak vonalában, a környezetéből mintegy 2000 m magasságba kiemelkedő, eltemetett kristályospala alaphegységvonulat húzódik. A Fertőszentmiklósnál és Nagylóznánál kimutatott gravitációs maximumok szintén elsüllyedt kristályospala rögöknek tulajdoníthatók, amelyek nyugat felé mind kisebb és kisebb mélységben vannak, míg a soproni Kő-hegynél már felszínre bukkanak. Az Alpokalja területén nagy gravitációs értékek jelzik az alaphegység emelkedését, s az osztrák határ menti alaphegység-kibúvások felszín alatti folytatásának felelnek meg. Délen Szentgotthárd és Alsószölnök közelében talált két nagyobb gravitációs maximum is eltemetett alaphegységrögöknek tulajdonítható.

Az első szénhidrogénkutató fúrások eredményeit PAPP SIMON publikálta (1939). A Mihályi község északi szélén 1935-ben lemélyített M-1 jelű fúrás 1602 m-ben érte el a paleozóos alaphegységet és 1603,6 m-ben „kristályos palában” állt le. Az M-2 jelű fúrás Mihályitól ÉK-re 6 km távolságban – Bogyoszló határában – mélyült és 2497–2507 méterig haladt kristályospalában.

Az 1945 után intenzíven újrainduló szénhidrogénkutatás mindenekelőtt széles körű geofizikai vizsgálatokat jelentett, amelyek eredményeiről egész sor tanulmány került közreadásra.

A geofizikai kutatás történetéről és az elvégzett mérések eredményeiről 1949-ben SCHEFFER VIKTOR és KÁNTÁS KÁROLY, 1960-ban LÁNYI JÁNOS adott áttekintést. 1967-ben SÁGHY GYÖRGY – VÁNDOR BÉLA és VARGA IMRE a kisalföldi refrakciós mérések eredményeit publikálták.

Az első kísérleti tellurikus méréseket a Soproni Műszaki Egyetem Geodéziai és Geofizikai Munkaközössége végezte az ötvenes évek elején. Úttörő munka volt a Mihályi M-1 és a Szany Sz-1 fúrások között mért szelvény 1953-ban, majd M. Á. E. L. Geofizikai Intézet Sopron és Devecser között 1957-ben végzett tellurikus mérése. ÁDÁM ANTAL és VERŐ JÓZSEF tellurikus relatív szondázással végzett mérései jelentős különbséget állapítottak meg a Rába-vonal két oldalának mélyszerkezetében (1967). A hatvanas évek második felében LANTOS MIKLÓS és NAGY ZOLTÁN végeztek tellurikus és magnetotellurikus méréseket (1967, 1970). Mindezek a vizsgálatok jelentős mértékben hozzájárultak ahhoz, hogy egyre pontosabban lehetett megrajzolni a Kisalföld és az Alpokalja – K-alpi kifejlődésű – medencealjzatát, valamint ennek és a Dunántúli-középhegységnek a Rába-vonal menti érintkezését.

A mélyfúrásos kutatás vizsgálati adataiból és a geofizikai mérések eredményeiből levonható földtani következtetéseket 1958-ban és 1965-ben KÖRÖSSY LÁSZLÓ foglalta össze.

ORAVECZ JÁNOS „Szilur képződmények Magyarországon” c. munkájában 1964-ben a Dunántúli-középhegység, a Kisalföld és a Sopron–Kőszegi-hegység metamorfitjainak egységes rétegtani besorolása mellett foglalt állást: „A Balaton északi oldalán a perm–mezozoikum szinekлизise alá húzódó szilur rétegsor észak-dunántúli folytatását

látjuk igazoltnak a Pápa melletti Vaszaron elért fekete szericites agyagpala jelenlétével. Ennek közvetlen folytatása a mihályi terület, ahol számos fillitet ért fúrás kézenfekvővé teszi Sopron–Kőszeg ópaleozoós rétegsorához való kapcsolódását”.

JUHÁSZ ÁRPÁD és KŐHÁTI ATTILA a Dunántúli-középhegység triász időszaki karbonátos összletének folytatását tételezték fel a Rába-vonalon túl, egészen a büki fúrásokban feltárt dolomitig; a fúrómagok közettani kifejlődése és az (Ölbő) ÖI-4 jelű fúrás durva dolomit és homokkőtörmelékes breccsájában talált „karni emeletre utaló *Glandulina* sp., *Radiolaria* és átkristályosodott alga ősmaradványok” alapján (1966).



A Kisalföld aljazatában feltárt paleozoós képződmények eddig legrészletesebb és egyben átfogó földtani vizsgálata BALÁZS ENDRE nevéhez fűződik (1971, 1975). Álláspontja az uralkodó rétegtani szemléletet tükrözi: „E képződmények eredeti anyagukat és átalakulási

fokukat tekintve erősen hasonlóak a Kőszegi-hegységben és a Balaton-felvidéken levő metamorf kőzetekhez”. Különösen a Nemeskolta–Ikervár, valamint a Takácsi–Vaszar és a Balaton-felvidék szilur időszaki metamorf képződményeinek azonosságát ítélte megalapozottnak. Nemeskolta és Ikervár környékéről kloritpala és kloritfillit (szericitpala, aleurolitpala) közbetelepüléseket tartalmazó, nagy vastagságú, finomszemű, kovás kötőanyagú homokkőpalát írt le. Ebben helyenként savanyú vulkáni törmelékiszórásra utaló földpáttartalmat és alárendelten szenes-grafitos anyagot talált.

Kiemelt fontosságot tulajdonított „a szomszédos osztrák területek faunával jól rögzített ópaleozoós összletére jellemző” kifejlődési tendenciának, hogy ti. „az uralkodóan kovás ordovicium és szilur a fiatalabb paleozoikum felé erősebben karbonátosodik, s nagy tömegű karbonátos kőzetki-

fejlődés a devon időszakban lép fel. Igen jellemző tulajdonsága ezeknek az üledékeknek, hogy a szilur esetleges karbonátos közbetelepülései és a törmelékes kőzetek általában csekély karbonátos kötőanyaga majdnem mindig kalcitos, míg a devon időszakra már inkább jellemző a dolomit uralkodóvá válása”. Ennek megfelelően minősítette a Pecöl, Vát, Rábasömjén, Ölbő és Bük környéki, valamint a mihályi gerincen Osligig terjedően feltárt kisebb-nagyobb karbonáttartalmú képződményeket devon időszakinak.

A büki fúrások rétegsorában szürke árnyalatú kőzetfajtákat: kristályos-szemcsés dolomitot, sötétszürke, meszes-dolomitos szericitpalát és homokos dolomitpalát határozott meg. Dolomitos kloritpalát durvaszemű homokkőpala lencsékkel, szericitpalát, mészpala és dolomitot sorol fel az ölbői, váti, rábasömjéni és pecöli fúrásokból. A mihályi hátság területéről homokkőpalát, aleurolitpalát, szericites kvarcitot, kvarcitpalát, szericitfillitet, kloritpalát, mészpala, dolomitfillitet, dolomitot és karbodiabázt írt le.

Megállapította, hogy az eredetileg üledékes és alárendelten vulkáni eredetű kőzetfajták alacsony hőmérsékleten zöldpala fáciesű epimetamorf képződményekké alakultak.

ÁRKAI PÉTER, HORVÁTH ZOLTÁN és TÓTH MÁRIA (1985, 1987) a Rábamenti Metamorfizmus ösztet metamorf fokának pontos meghatározását szolgáló ásványparagenetikai, közetcsöveti, illit kristályosság, szénülésfok, világos csillám  $b_0$  geobarometriai vizsgálatokat, illetve méréseket végeztek. Vizsgálataik szerint a Mihályi hátság és környezete (Ölbő, Pecöl) intermedier-bázisos vulkáni közbetelepüléseket tartalmazó finomtörmelékes-karbonátos alárendelten pszammitos-karbonátos illetve tiszta karbonátos ösztetét uralkodóan epizónás (azaz kiskokú, a zöldpala fácies kvarc-albit-muszkovit-klorit alfáciesének megfelelő), nagy termikus gradiensű regionális dinamotermális metamorfózis érte [ $\sim 350\text{--}400$  (450) °C, 2–3 kbar]. Nemeskolta és Ikervár környékén a karbonátmentes-, vagy szegény, durvábbtörmelékes ösztetben ugyancsak nagy termikus gradiensű, de csak nagyon kiskokú (anchizónás  $\sim 200\text{--}300$  °C hőmérsékletű) metamorfózist mutattak ki.

A felsoroltakon kívül számos áttekintő, össze-

foglaló munkában is találunk adatokat és véleményeket a Kisalföld és az Alpokalja medencealjáról és nagyszerkezeti kapcsolatairól. Földtani szintéziseink napjainkig terjedően világosan tükrözik egyrészt a szembetűnően eltérő szerkezetföldtani felépítésű Dunántúli-középhegység és a Keleti-Alpok közötti határ megvonására való törekvést (Rába diszlokációs vonal), ugyanakkor a MOJSISOVICS, POMPECKIJ, LÓCZY SEN., TELEGDY ROTH, BÖCKH H. autochton közbenső tömeg koncepcióján alapuló szemléletet, amely a Rábán túli területeket is a közbenső tömeg szerves folytatásának tekintette. Ezt az álláspontot vallotta – a hazai földtan teljes ismeretanyagának birtokában – VADÁSZ ELEMÉR is (1945, 1954, 1960). VENDEL MIKLÓS áttekintő tanulmánya elsősorban a keleti alpi kapcsolatokat illetően érdemel figyelmet (1958). KOVÁCS LAJOS 1967-ben kiadott egyetemi jegyzete az irodalom alapján ad összefoglalást.

BALKAY BÁLINT a magyarországi földkéreg gravitációs anomáliáinak értelmezésével foglalkozott (1959). Megállapította, hogy „az Alpok a magyar medence szélén élesen végződnek” és hozzájuk K-felé magas többletrendszenesség értékkel vékony földkéreg öv csatlakozik. Másik tanulmányában a Kisalföldet az afrikai árkok „fossilis” megfelelőjének tekinti (1962).

SCHEFFER VIKTOR 1960. évi munkájában a dunántúl-bácskai paleozóos küszöb gondolatát vetette fel, amely szerint „a Pelagoniai-masszívum a Cseh-masszívummal és a Szudétákkal a dunán-

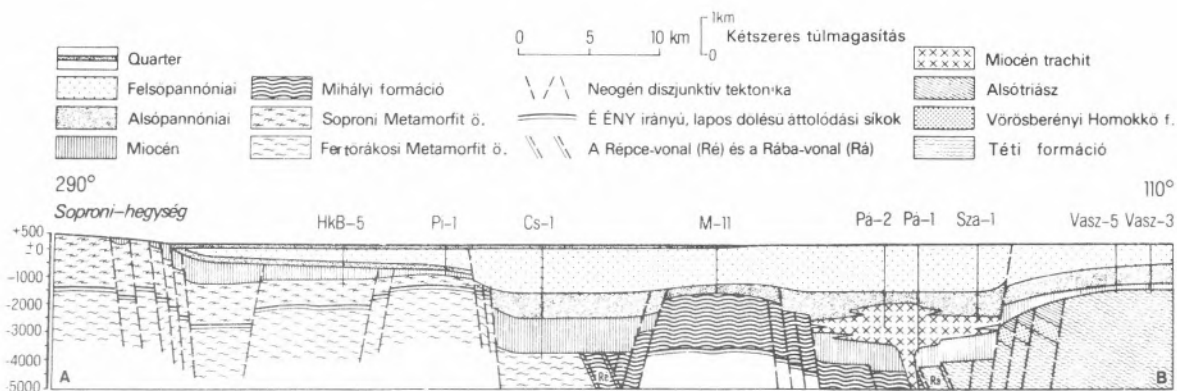
túl-bácskai paleozóos küszöbön keresztül egykor összefüggő alakulatot képezett”. Ez a Dunántúlon és a Bácskán átvonuló paleozóos alakulat képezi a varisztikus közbülső tömeget.

1963-ban és 1965-ben közreadott munkájában a Rába-árok, Rába-vonal, ill. dunántúli-(délburgenlandi)-küszöb szerkezetföldtani jellemzését adta; a Rába-vonal nagyszerkezeti elválasztó szerepét hangsúlyozta. A dinári csapás – megítélése szerint – a Rába-vonalig nyomozható. A Rábán túl a Keleti-Alpok takarószerkezetének kikéklődése állapítható meg; mezozóos mészkő-összlettel a paleozóos kristályospala fekvőjében. E nagyfontosságú vonal éles határfelületként jelentkezik:

- a gravitációs és mágneses anomáliák csapásirányában,
- a pliocén utáni vertikális kéregmozgások irányában,
- a geotermikus gradiens értékeinek ugrásszerű megváltozásában,
- a Rába menti vulkáni vonulat irányának meghatározásában.

BENDEFY LÁSZLÓ a recens kéregmozgások vizsgálatának kapcsán tárgyalta a Kisalföld, ill. a Fertő és a Hanság kialakulásának történetét (1964, 1969).

HANS KÜPPER egy a Kisalföldet harántoló földtani metszet értelmezéseként fűzött megjegyzéseket a Keleti-Alpok és a Dunántúli-középhegység nagyszerkezeti kapcsolatához (1965).



25 Földtani metszet a Soproni-hegységtől a Kisalföld medencealjátán át a Dunántúli-középhegységig

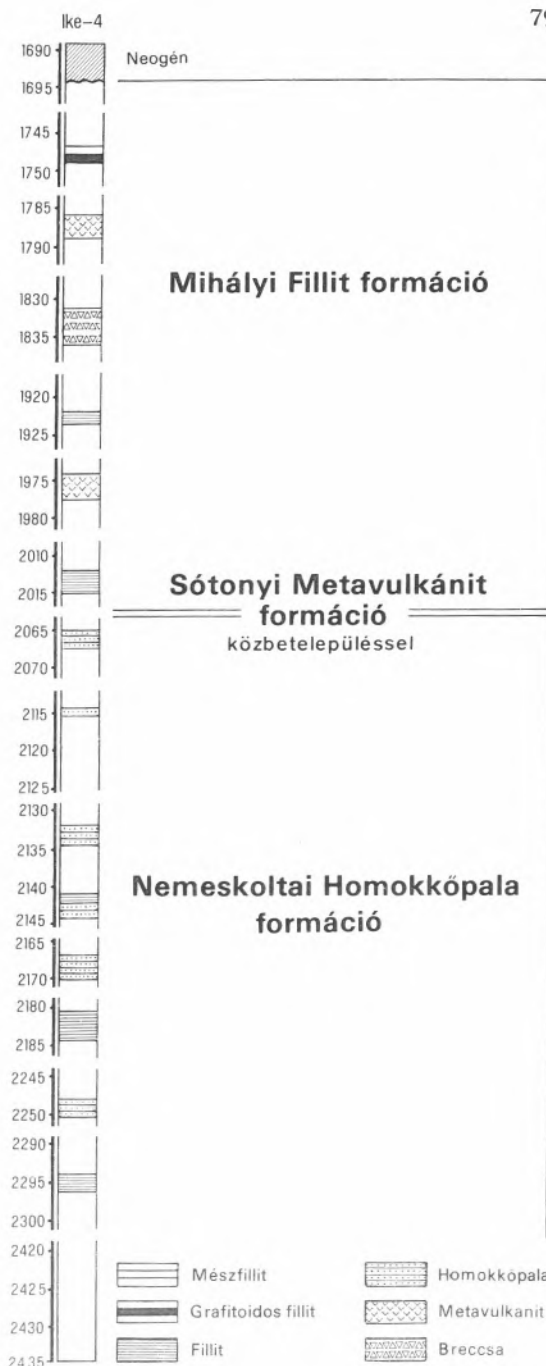
A felsoroltakon kívül még számos nagyszerkezeti kérdésekkel foglalkozó tanulmány tárgyalja a Rábán túli terület mélyföldtani felépítését. Mindezek közös vonása azonban, hogy szerzőik nem tanulmányozták behatóan a rétegtani, ill. szerkezetföldtani tekintetben összekapcsolt vagy elkülönített képződményeket; ezért állásfoglalásuk gyenge alapokon nyugszik. A földtani alapfúrások hiánya és a nagyszámú szintézishez mérten feltűnően kevés anyagvizsgálati munka a fő oka annak, hogy a napjainkig lemélyült több mint félszáz medencealjzatot ért fúrás ellenére is több a nyitott, mint a megoldott kérdés ezen a területen.

### Elterjedés, település, tagolás

A Dunántúli-középhegység, valamint az Alpok keleti szegélyét alkotó Soproni (Grobgneisz), Fertőrákosi (Wechsel) és Kőszegi (Pennini) Metamorfit összlet között; a Rába- és Répce-vonal által közrefogott területen, feltehetően a grazi paleozoikumhoz kapcsolódó anchi-epimetamorf képződményekbe hatoltak a medencealjzatot feltáró szénhidrogénkutató fúrások (25).

Az említett nagyszerkezeti vonalakat a Rábamenti Metamorfit összlet és környezetének szembe-tűnően eltérő földtani felépítése jelöli ki. A Rábamenti Metamorfit összletet északnyugaton a kisalföldi mezometamorf képződmények és a Kőszeg-Rohonci hegység pennini összlete határolják, csak a Vas-hegytől délre megjelenő gráci paleozoikumhoz fűzik genetikai kapcsolatok; délkeleten – a Rába-vonal mentén – a Dunántúli-középhegység triász és felsőkréta képződményeivel érintkezik. A Takácsi, Vaszar és Tét környéki fúrásokban feltárt paleozóos képződmények a balaton-felvidéki paleozoikum megfelelői; azonban a Rábamenti Metamorfit összlettel is szoros genetikai kapcsolatban állanak; litofáciesüket és metamorf fokukat tekintve nagyon hasonlóak a Nemeskolta, Ikervár környéki durvábbtörmelékes kifejlődéshez.

A teljes, ill. folyamatos rétegsorok hiánya, a ritka, rövid és orientálatlan magfúrási szakaszok, az ősmaradvány-nélküliség, valamint a kőzetjelleg változatossága és gyakori ismétlődése a települési helyzet megítélését, valamint a rétegtani és szerkezetföldtani viszonyok tisztázását erősen



**26** Az Ikervár Ike-4 jelű fúrásban feltárt paleozóos képződmények; a Rábamenti Metamorfit összlet típusfeltárása

megnehezítik. Csak a kőzetjellegek regionális eloszlásában felismerhető tendenciák figyelembevételével és a karbonát mentes homokkőtől a dolomitig terjedő üledékképződési ciklus feltételezésével alkothatunk képet a terület földtani felépítéséről (IV. melléklet).

A Rábamenti Metamorfit összlet feltételezhetően legidősebb része a nemeskoltai és ikervári fúrásokban (Kol-2, 3, Ike-4, 7) feltárt homokkőpala: *Nemeskoltai Homokkőpala formáció*. Feltehetően áttolt redő, ill. pikkely lepusztult tengelyvonalaiban került a medencealjzat felszínére (31). Rétegtanilag fiatalabbnak ítéhető a fedő felé növekvő karbonáttartalmú, aleurolitpalából, különböző fillitfajtákból, ill. ezek váltakozásából álló nagy vastagságú sorozat: *a Mihályi Fillit formáció*. Ebben a meglehetősen monoton kőzettani felépítésű rétegösszletben nagyobb részt semleges, alárendelten bázisos és savanyú vulkáni képződmények, tufa és tufit közbetelepülések találha-

tók: *Sótonyi Metavulkanit formáció*. A felsorolt képződményeket eddig a legteljesebb együttesben és a legnagyobb vastagságban az Ikervár Ike-4 jelű fúrás tárta fel, amelyet a Rábamenti Metamorfit összlet földtani alapszervényének tekintünk (26). A büki, ölbői, pecöli és rábasömjéni fúrásokban feltárt dolomit – *Büki Dolomit formáció* – az összlet által képviselt üledékciklus záró képződménye. Az osztrák határ közelében, a Szentgotthárd melletti fúrásokban feltárt fillitet egyelőre a Mihályi Formációtól elkülönített *Szentgotthárdi Fillit formációként* tartjuk számon.

Földtani kifejlődési analógiák alapján a Rábamenti Metamorfit összlet genetikailag a gráci paleozoikumhoz kapcsolható és annak ordovicium-szilur-devon rétegösszletével rokonítható. A mai nagyszerkezeti helyzet, az Alpok keleti peremén húzódó Répce-vonal mentén ÉK-i irányban előretolódott ÉÉK-i vergenciájú redők ill. pikkelyeződések révén alakulhatott ki.

## Földtani kifejlődés és keletkezési viszonyok

### Szentgotthárdi Fillit formáció

Szentgotthárd környékén, viszonylag közel a gráci paleozoikum ausztriai feltárásaihoz, a Sztg-1 és -2 jelű mélyfúrás hatolt a medencealjzat paleozoos képződményeibe (27).

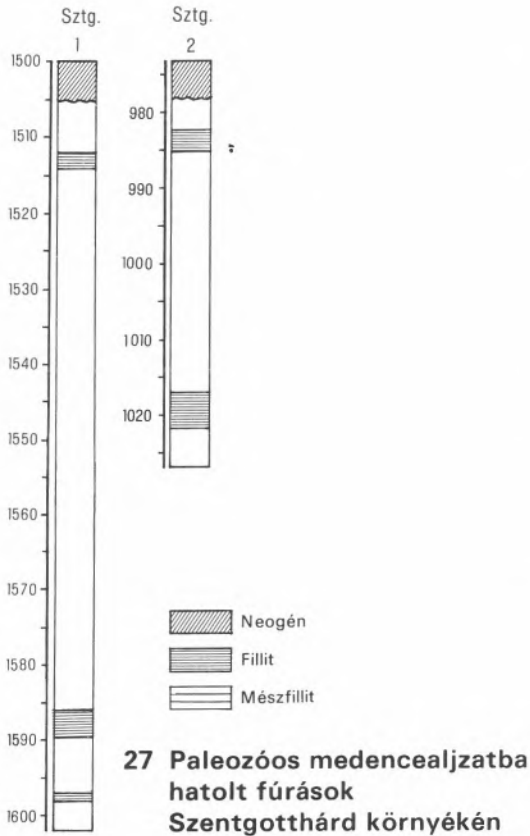
A magfúrási szakaszok kőzetmintáit fillit, alárendelten mészfilit és bázisos vulkáni tufa eredetű szericit-kalcit-kloritpala, másutt aleuritos, homokos agyagpala alkotja. Regionális metamorfózisuk foka változó: kislefokú (zöldpala) fáciesű és nagyon kislefokú (anchizónás) kőzetfajták egyaránt jelen vannak.

Makroszkóposan túlnyomórészt sötétszürke színű, selymes fényű, palás elválású kőzetfajták. Mikroszkópos vizsgálat alapján az eredeti üledékes textúra esetenként még felismerhető. Szövege lepidoblasztosba hajló granoblasztos, másodlagos palássággal és gyakori mikroredőzöttséggel. Fő kőzetalkotó ásványok – váltakozó részarányal – a kvarc, muszkovit (szericit) és klorit. A kvarc

egyrészt törmelékes eredetű, alacsony fokú metamorfózis hatására utaló szegéllyel, másrészt metamorf eredetű aprószemcsés halmazok.

Túlnyomórészt új keletkezésű a halvány sárgászöld, igen gyengén pleokróos muszkovit és a halványzöld, gyengén pleokróos, anomális fehér interferencia színű, optikailag negatív klorit. Elszórtan található közepes méretű – reliktum jellegű – muszkovit és anomális ibolyakék interferencia színű optikailag negatív klorit. Esetenként jelentős részarányú az apró, ritkább a kissé fejlettebb xenomorf albit. Túlnyomórészt ikresedés nélküli, de ikerlemezes szemcsék is találhatók. Sávokba rendeződött lencsés halmazokat alkot a kalcit. Közepesen fejlett pátos szemcséi gyakran ikerlemezesek. Alárendeltebb szerepű az erősebben színezett és magasabb pszeudoabszorpciójú dolomit. A csillámdús zónákhoz kapcsolódik a mikroszemcsés opak grafit. Néhány turmalin, cirkon, anataz és opak ércszemcse is megfigyelhető ([24]A–B).

Teljesebb rétegsorok feltárása és a gráci paleozoikummal való részletes összehasonlító vizsgálá-



tok alapján a Szentgotthárdi Fillit formáció az utóbbi nagyobb rétegtani keretébe minden bizonnyal beilleszthető. További feltárások és korszerű összehasonlító vizsgálatok alapján a Mihályi Fillit formációhoz való viszonya is tisztázandó, esetleg a két formáció összevonható lesz.

## Nemeskoltai Homokkőpala formáció

Formáció rangját üledékciklus kezdetére utaló kőzetkifejlődése és az összlet nagyobbik részétől elkülönítő karbonátszegénysége indokolhatja. A Nemeskoltai Kol-2,-3 és az Ikervár Ike-4,-7 jelű fúrások tárták fel mintegy 200 méter vastagságban. Alapszelvényeként a Kol-2 jelű fúrás paleozóos rétegsora tekinthető (28).

A homokkőpala színe sötétszürke, gyakran

zöldes árnyalatú. A túlnyomórészt kvarcból álló törmelék szemcsék átlagos nagysága 0,1–0,2 mm. Vékonycsiszolati vizsgálattal megállapítható, hogy csak igen alacsony metamorfózist szenvedett; üledékes textúráját jelentős mértékben megőrizte. Csak a törmelék szemcsék közötti kötőanyag kristályosodott át szericitté és klorittá. Új keletkezésű apró szemcsés, laza kvarchalmazok is megfigyelhetők. A törmelék eredetű kvarc szemcsék szegélyén visszaoldódás, tuskés továbbnövekedés és a kötőanyaggal való ásványos összeszövődés látható. Az esetenként ugrásszerűen megnövekedő savanyú plagioklász tartalom és a kőzet szövet vulkáni tufaszórásra utal ([25]A–B).

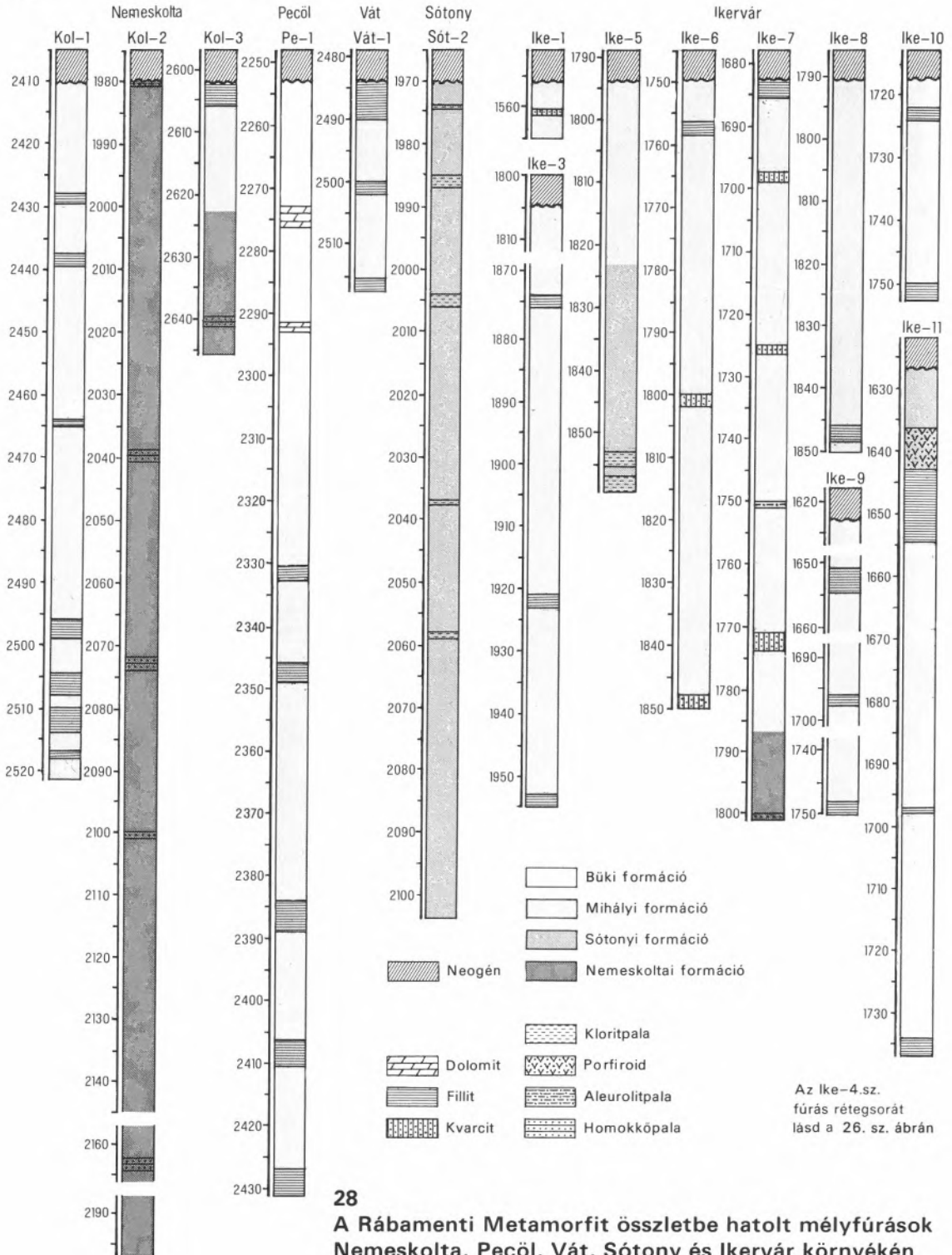
A homokkőpalában alárendelten aleurolitpala, kloritpala és fillit közbetelepülések találhatóak ([25]C–D). Szerves eredetre utaló metaantracitos kötőanyag és zárványok is megfigyelhetők.

A Nemeskoltai Homokkő formáció illit kristályossági átlagai (teljes kőzetmintákon:  $IC = 0,356^\circ$ ,  $s = 0,035^\circ$ ,  $n = 8$ ;  $< 2\mu\text{m } \varnothing$ -jú frakció:  $IC = 0,374^\circ$ ,  $s = 0,053^\circ$ ,  $n = 6$ ) és vitrinít reflexióképesség értékei ( $R_{\text{random}} = 3,91\text{--}4,45\%$ ) nagyon kismértékű (anichizónás), kis nyomástartományú (nagy termikus gradiensű:  $b_0 = 8,996 \text{ \AA}$ ,  $s = 0,005$ ,  $n = 8$ ) regionális metamorfózisra utalnak.

## Sótonyi Metavulkanit formáció

A Nemeskoltai Homokkőpalában észlelt sajátos kőzetközvetlen kísért albit-oligoklász tartalom tufaszórásra utal. A vulkáni működés neutrális, ill. alárendelten bázisos és savanyú kemizmusú intenzív megnyilvánulása állapítható meg a Mihályi Fillit formáció metavulkanit közbetelepülései alapján az Ike-4, Sót-2, M-22, 23, 29 jelű fúrásokban. Vulkáni tufaszórás nyomai mutathatók ki a Szentgotthárdi Fillitben is.

A neutrális és bázisos metavulkanit képződmények általában zöldesszürke színűek, tömeges szerkezetűek, esetleg gyengén palásodottak. A kőzet repedéshálózata karbonátos kitöltéseket tartalmaz. Tömeges (ofitos), ill. tufás szerkezetű vékonycsiszolatokban is jól megfigyelhető ([26]A–C). Jellegzetes kőzetalkotó ásvány a plagi-



## 28

**A Rábamenti Metamorfit összletbe hatolt mélyfúrások Nemeskolta, Pecöl, Vát, Sótöny és Ikervár környékén**

oklás. Oszlopos kristályain benövések és erős zárványosság figyelhető meg; jelenlegi összetételük albitos. Túlnyomó részük ikresedés nélküli, ill. egyszerűen ikresedett. A „zárványosság” részben átalakulási termék: kaolinos bomlás, szericit és karbonátos kiszorítás. Ritkábban apró xenomorf albit is jelen van. Új keletkezésű, kőzetalkotó elegyrész a klorit. Aprópikkelyes, halmazos megjelenésű, világoszöld színekben pleokróos, optikailag negatív. Gyakori a klorit és az albit tüskés összenövése. Az intergranuláris térben kisebb-nagyobb halmazokban aprószemcsés, összefogozott, hullámos kioltású kvarc és foltokban-sávokban szericit is található. Az aktinolit vékony tűs kötegeket alkot, halvány zöldessárga és világoszöld pleokróos,  $\gamma/c = 15^\circ$  kioltási-szögű. Járulékos elegyrész a biotit, az aprószemcsés epidot és az opak ércszemcsék. Karbonátásványok a sziderit és a repedéskitöltő kalcit.

A klorit-albit-kalcit együttes jellegzetes spilites ásványtársaság, amely azonban közelebbi besorolást nem tesz lehetővé. A kőzet átalakulása nagyon kisértékű, ill. kisértékű (zöldpala fáciesű) metamorfózisra utal. Víz alatti keletkezését a hozzákeveredett agyagos-aleuritos üledékanyag, tengeri jellegű a Sót-2 jelű fúrás 1985 méteréből származó kőzetmintákban talált *Hystrichosphaeridae* maradványok támasztják alá.

## Mihályi Fillit formáció

A Rábamenti Metamorfitt összlet legnagyobb elterjedésű, legváltozatosabb kőzettani kifejlődésű litosztratigráfiai egysége a Mihályi Fillit formáció. Ebbe hatolt 1935-ben a Kisalföld medencealjátát feltáró első mélyfúrás (M-1) és ez építi fel a környezetéből 1000–1200 méterrel kiemelkedő „mihályi gerincet”. A Mihályi Fillit formációhoz tartozó képződményeket tártak fel a бүк-рабасөмlyéni dolomitvonulattól DNy-ra a Vát, Ölbő, Pecöl és Ikervár környékén medencealjatot ért fúrások is (29).

A Mihályi formáció a Nemeskoltai Homokköpalával kezdődő és a Bükü Dolomit képződésével záródó földtani ciklus fő kifejlődését képviseli. Kisértékű metamorf kőzetfajtákból áll; fillit, karbonátfillit, kvarcfillit, kvarc-szericit-klorit fillit, bi-

otitos albitfillit, változó szervesanyag-tartalommal ([27], [28], [29]).

Az egyes kőzetfajták fokozatos átmenetet mutatnak és feltehetően sokszorosan váltakoznak egymással. A kisértékű metamorfózist néhány kőzetfajta esetében a metamorf biotit jelenléte, ill. a mikrotextúra jellegek is igazolják.

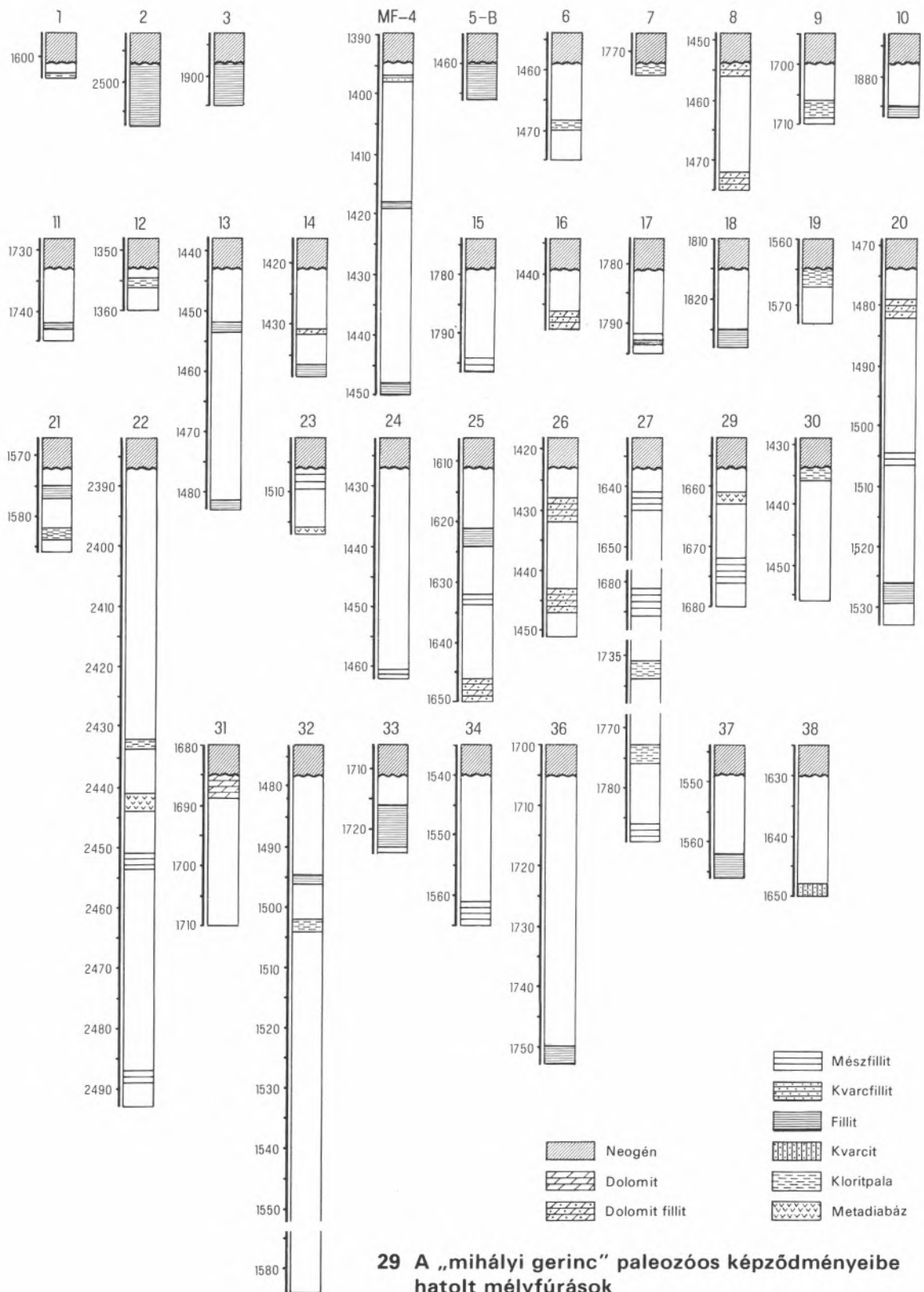
A Mihályi Fillit formáció üledékes eredetű kőzetfajtáinak metamorf ásványegyüttesét a következő ásványok alkotják: kvarc, szericit,  $\pm$  albit (alacsony hőszintű, rendezett,  $An = 0-7\%$ ), mikroklin, klorit, paragonit, karbonátásványok (kalcit, dolomit, ritkábban ankerit, sziderit), pirit, hematit, rutil, grafit. A kőzetszöveti jellegek és az autochton grafit jelenléte egyértelműen kisértékű (zöldpala fáciesű) regionális metamorfózissal utalnak.

Az illit kristályosság indexek – bár ez esetben a paragonit-tartalom vonalszélesítő hatása miatt – több esetben nem alkalmasak a metamorf fok pontosabb meghatározására, többségükben szintén epizónás körülményeket valószínűsítene. A nyomásjelzésre megfelelő ásványegyüttesű minták  $b_0$  átlaga ( $b_0 = 8,993 \text{ \AA}$ ,  $s = 0,009$ ,  $n = 5$ ) kisértékű (nagy termikus gradiensű) metamorfózist jelez.

A kőzetfajták jelentős és igen elterjedt kaolinit-, valamint kiszorításos jellegeket mutató kalcit- és sziderit-tartalmúak. Ez utóbbiak a kevés átitatódással és érchtintéssel együtt utólagos hidrotermális hatás eredményei.

A ritka, szakaszos magvétel és a feltehetően erős tektonizáltság a rétegsor pontos megszerkesztését nem teszi lehetővé. A részmegfigyelések adatainak térbeli megoszlása arra enged következtetni, hogy a karbonát-tartalom a rétegsorban felfelé fokozatosan nő, ugyanakkor a vulkáni képződmények közbetelepülése csökken.

Egy jellemzőnek tekinthető kvarcfillit kőzetminták mikroszkópi képének jellegzetességei a következők: a szericit apró pikkelyei kötegeket alkotnak, amelyek sávokba rendeződtek. A szericit-sávok között laza halmazokat képeznek a mikrokristályos kvarc szemcséi. A két fő komponens elkülönülése nem mindig teljes. A mellékes elegyrészek közül – amelyek a többi kőzetfajtnál fő alkotóelemmé léphetnek elő – kisebb-nagyobb halmazokban találhatóak a karbonátásványok; do-



lomitos és kalcitos összetételűek lehetnek. A klorit – a szericithez hasonlóan – aprópikkelyes kifejlődésű; szórtan helyezkedik el, vagy sávokba rendeződött kötegeket alkot. Halvány zöldessárga és világoszöld szemcsékben pleokróos. Mikroszemcsés formában grafit is megfigyelhető. Járulékos elegyrész az orsó alakú albit, az opak ércszemcsék, az apatit és a turmalin.

A Mihályi Fillit formáció üledékes kiindulási anyaga feltehetően a szilur időszak folyamán geoszinklinális üledékgyűjtőben halmozódott fel homokos, kőzetlisztes, meszes-dolomitos kötőanyagú és szervesanyag-tartalmú agyagos üledékanyagként, amelybe vulkáni közbetelepülések iktatódtak. Az üledékes összlet a paleozoikum folyamán kisfokú regionális dinamotermális metamorfózist szenvedett, majd az alpi hegységképződési fázisok során takarójellegű mozgással mai helyzetébe került. A Kisalföld miocén kori „beszakadása” idején a Rába menti vulkanizmus hidrotermális hatása alá került.

## Büki Dolomit formáció

Az 1957-ben lemélyített Bük-1 és 2 jelű szénhidrogénkutató fúrások különböző árnyalatú szürke mikrokristályos dolomitot tártak fel a Kisalföld paleozóos medencealjzatában. A Büki Dolomitnak elnevezett képződménybe hatolt ezenkívül még a Bük-3, az Ölbő Öl-4, 6 és 8, a Rábásömjén Rás-I és III jelű, valamint a Pecöl Pe-1 és a Mihályi M-28 jelű fúrás is (30).

A Büki Dolomit formáció sztratotípusa a Bük-1 jelű fúrás rétegsora. Ez a fúrás 1003 m-től 1282 m-ig (a fúrás talpáig) dolomitban haladt [30].

A dolomit világosszürkétől sötétszürkéig változó, tömör, aprókristályos, helyenként néhány cm-es kvarc-szericit lencsékét tartalmaz. Ezek ismétlődése jelzi a kőzet palásságát. Gyakran repedezett, breccsás szerkezetű.

A dolomithoz kapcsolódó márgapala, kvarcfillit, homokkőpala és kloritosodott vulkanoklasztit rétegek a Mihályi Fillit formációhoz képeznek átmenetet. A Büki Dolomit legközelebbi megfelelője a HOFFMANN KÁROLY által leírt egyházasfüzesi (Kirchfidisch) devon dolomit.

## Fejlődéstörténet

A Rábamenti Metamorfit összlet az Alpidák azon ópaleozóos, üledkes eredetű összleteihez tartozik, amelyek sem a hercini (variszkuszi), sem az alpi orogenezis folyamán nem szenvedtek jelentős metamorfózist. Ide tartozik a grazi paleozoikum és a Drauzug eredetű Dunántúli-középhegységi egység is.

A vulkáni eredetű közbetelepüléseket is tartalmazó rétegsor az ópaleozoikum idején, feltehetően az ordoviciumban és a szilur időszakban keletkezett, geoszinklinális jellegű homokos, aleurolitos, agyagos-márgás kifejlődésű összletként. A devon dolomit az elsőkélyesedő üledékgyűjtő jellegzetes képződménye.

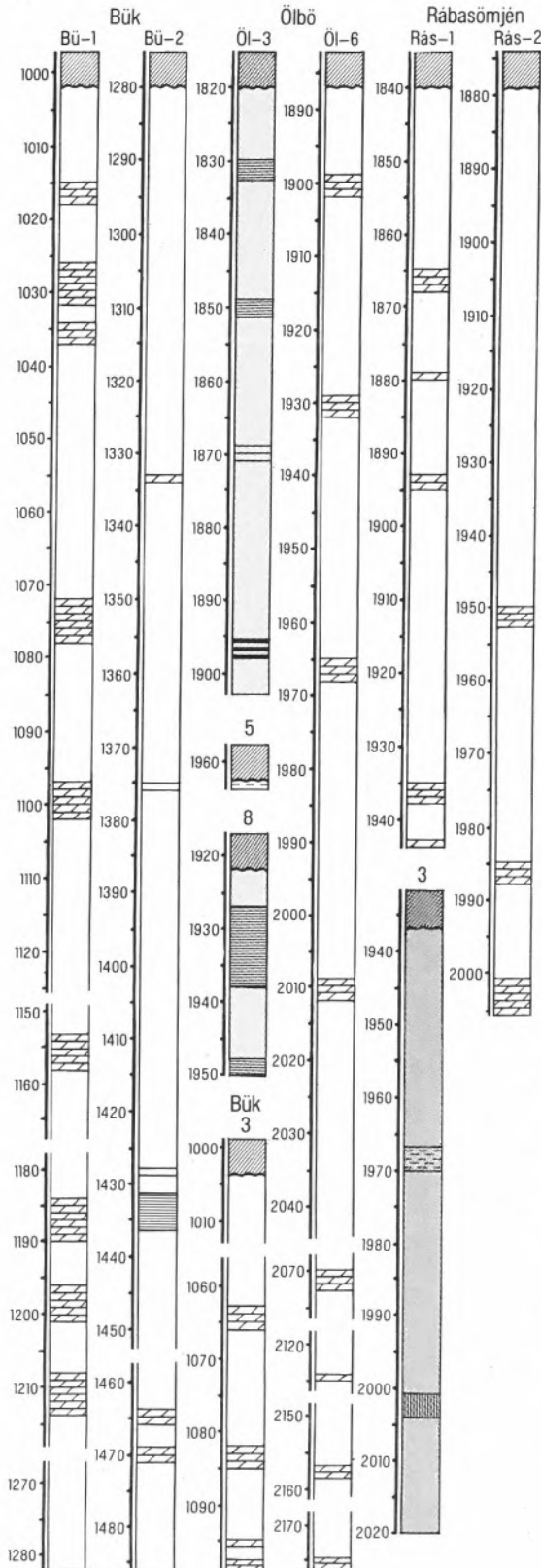
A Rábamenti Metamorfit összlet a hercini hegységképződés idején – az egymást keresztező palássági irányok alapján feltehetően több fázisban – igen kisfokú, ill. kisfokú regionális metamorfózist szenvedett. Mai helyére – ÉÉNy-i irányú mozgással – az alpi takaróredők kialakulásával egyidejűleg, a középsőkréta és az oligocén vége között került. Ezt követően a miocén során mélybe süllyedt és a Rába-vonal mentén a trachit vulkanizmus hatása alá került (kaolinosodás, szideritesedés).

A fiatal képződményekkel fedett kőzettömeg a Penninikum felett takarós, pikkelyes és torlódásos jellegű településben helyezkedik el (31).

### Gyakorlati vonatkozások

A kisalföldi mezometamorf képződmények és a Rábamenti Metamorfit összlet szénhidrogénkutató szempontjából eddig meddőnek bizonyult. Csak a Mihályi M-1 jelű fúrás tárt fel széndioxidfelhalmozódást a paleozóos alaphegység legfelső mállott és repedezett részében kialakult tárolóban. Az összesen mintegy 60–70 millió m<sup>3</sup> ásványvagyont időközben gyakorlatilag letermelték.

Hidrogeológiai szempontból a Büki Dolomitnak van gyakorlati jelentősége. A gyógyító hatású hévizet feltáró első fúrásokat (Bük-1 és -2) az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt mélyítette 1957-ben. A Bük-3 jelű fúrást már hévizkutató céljából létesítették. Jelentős vízmennyiséget a Bük-1 és -3 jelű fúrásból kaptak. A Bük-1 jelű fúrás 1003–1282 m-ig haladt szürke kristályos



## 30

### A Rábamenti Metamorfit ösztetbe hatolt mélyfúrások Bük, Ölő és Rábasömjén környékén

dolomitban, ill. tektonikus eredetű dolomitbrecsában. 1961-ben történt termelésbe állításakor 10–15 atm. nyomású, 56 °C hőmérsékletű, 5000 l/perc maximális vízhozamot mértek.

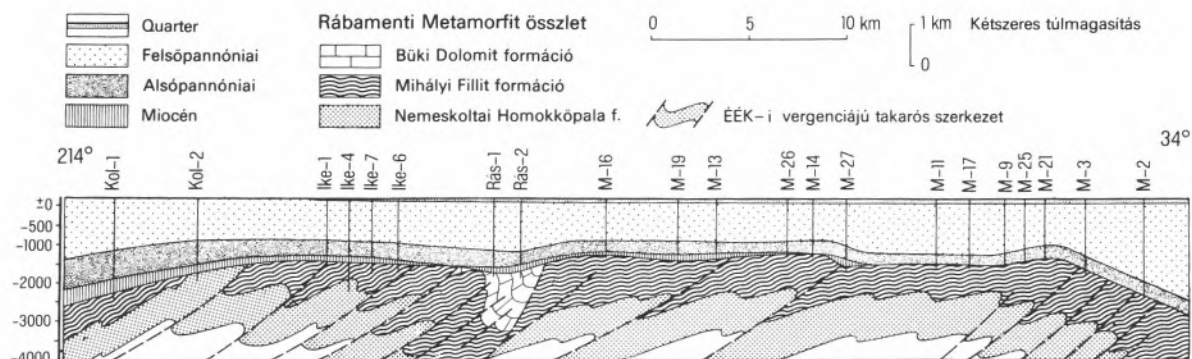
A Bük-3 mélyfúrás 1005–1100 m-ig haladt Bük-i Dolomitban. Vízhozama 2300 l/perc a térszínhez viszonyított 1 m magasságban. A hévíz hőmérséklete 57 °C; kémiai karaktere alkáliakat tartalmazó hidrogénkarbonátos jellegű, jelentős halogén nyomelem-tartalommal.

Az 1 liter gyógyvízben levő oldott anyagok ionokban kifejezett és mg-ban megadott mennyiségét az Országos Közegészségügyi Intézet 1977. évi vegyelemzése alapján közöljük (9. táblázat). A bük-i gyógyvíz fürdőskultúra formájában reumás betegségek gyógyítására, ortopédiai utókezelésre és ivókúra formájában különböző emésztőrendszeri betegségek gyógyítására alkalmas. A gyógyfürdő egész évben üzemel.

A Rás-1 jelű szénhidrogénkutató fúrás 1964-ben Rábasömjén mellett nagy sótartalmú termálvizet tárt fel. 1966-ban került sor a fúrás hévízkúttá való kiképzésére és részletes vizsgálatok elvégzésére. A legnagyobb vízhozam 2950 m<sup>3</sup>/nap volt 2,7 atm. kútfejnyomás mellett. A víz hőfoka 83 °C, sótartalma a 60 000 mg/l-t is meghaladta. A víz hasznosítását ipari sókinyerés céljára a VEGYTERV vizsgálta meg 1967-ben. A többféle módszerrel elvégzett sókinyerési kísérletek és gazdaságossági számítások alapján a víz kősókészlete ipari célú sókinyerésre nem bizonyult elegendőnek. 1969 óta a sárvári járási kórház nőgyógyászati balneológiai részlege használja fel jó eredménnyel a hévizet. 1973-ban hévízkutatási céllal újabb két fúrás mélyült (Rás-2 és -3). Ezek lehe-

9. táblázat Egy liter büki gyógyvízben levő oldott anyagok ionjainak mg-ban megadott mennyisége

	mg	mg egyenérték	Than-féle egyenérték %
Nátrium Na <sup>+</sup>	1920	83,52	74,47
Ammónium NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	15,8	0,79	0,70
Kalcium Ca <sub>2</sub> <sup>+</sup>	330	16,44	14,65
Magnézium Mg <sub>2</sub> <sup>+</sup>	69,1	5,71	5,08
Vas Fe <sub>2</sub> <sup>+</sup>	1,68	0,06	0,05
Mangán Mn <sub>2</sub> <sup>+</sup>	Nem mutatható ki		
Kálium K <sup>+</sup>	221	5,66	5,05
<b>A kationok összege:</b>	<b>2557,6</b>	<b>112,18</b>	<b>100,00</b>
Nitrát NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Nem mutatható ki		
Nitrit NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	Nem mutatható ki		
Klorid Cl <sup>-</sup>	923	26,03	22,26
Bromid Br <sup>-</sup>	0,43	0,01	0,01
Jodid J <sup>-</sup>	0,55	0,00	0,00
Fluorid F <sup>-</sup>	2,3	0,12	0,10
Szulfát SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	86	1,78	1,55
Hidrogénkarbonát HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5300	86,9	75,65
Szulfid S <sup>2-</sup>	Nem mutatható ki		
Összes foszfát PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	0,8	0,03	0,03
<b>Az anionok összege:</b>	<b>6313,1</b>	<b>114,87</b>	<b>100,00</b>
Metabórsav HBO <sub>2</sub>	19	–	–
Metakovasav H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	42	–	–
Szabad szénsav CO <sub>2</sub>	656	–	–
Oldott oxigén O <sub>2</sub>	Nem mutatható ki		
<b>Összesen:</b>	<b>9587,7</b>	<b>227,05</b>	



31 Földtani metszet a Rábamenti Metamorfit összleten keresztül

tővé tették a lelőhely lehatárolását és a sós termálvíz készletének meghatározását:

– a hévizet 1800 m alatt települő tortonai mészkő és devon dolomit tárolja,

– a lelőhely egy kb. 10 km<sup>2</sup> nagyságú alaphegységőre korlátozódik,

– a dinamikus készletből kitermelhető kősó 7,6 tonna/nap, a statikus készletből kitermelhető kősó összesen 29 000 tonna.

A héviznek magas bróm-, jód- és rádiumemanció-tartalma van. Gáztartalma uralkodóan széndioxidból áll; a gáz-víz arány 3,4–11 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>.

#### Táblamagyarázatok

[22] – [23] Kisalföldi metamorf képződmények

[24] – [30] Rábamenti Metamorfit összesít

[24] Anchimetamorf képződmények a szentgotthárdi fúrásokban

C Homokkőpala; szericites kötőanyagú, a kvarc-szemcsék peremén jól kivethető a szálalás továbbnövekedés

Szentgotthárd Sztg-2 jelű fúrás, 981–984 m, 50 ×, + N

D Fillit

Szentgotthárd Sztg-1 jelű fúrás, 1596,0–1597,5 m, 20 ×, + N

[25] Anchi- és epimetamorf képződmények Nemeskolta, Ikervár és Pecöl környéki fúrásokban

A Homokkőpala; kvarc és savanyú plagioklász Ikervár Ike-4 jelű fúrás, 2248,5–2250,0 m, 34 ×, + N

B Homokkőpala; finomszemcséjű kvarc és savanyú plagioklász Nemeskolta Kol-2 jelű fúrás, 1979,5–1980,5 m, 34 ×, + N

C Aleuritós agyagpala; kvarc, szericit és kevés plagioklász Nemeskolta Kol-1 jelű fúrás, 2428,0–2429,5 m, 34 ×, + N

D Fillit

Pecöl Pe-1 jelű fúrás, 2346–2349 m, 34 ×, + N

[26] Metavulkanitok vékonycsiszolati képe sótonyi és ikervári fúrásokból

A Bázisos metavulkanit; klorit és plagioklász Sótony Sót-2 jelű fúrás, 1986–1987 m, 50 ×, + N

B Epidotpala; epidot-albit, klorit (főleg pennin) Sótony Sót-2 jelű fúrás, 1985–1987 m, 34 ×, + N

C Neutrális-bázisos vulkanoklasztit Ikervár Ike-4 jelű fúrás, 1786–1789 m, 27,5 × 1 N

D Savanyú metavulkanoklasztit Ikervár Ike-11 jelű fúrás, 1643,0–1654,5 m, 68 ×, + N

[27] A Mihályi Fillit formáció epimetamorf képződményeinek vékonycsiszolati képe I.

A–C Kvarcfillit:

A Kvarc és szericitsávok váltakozása Mihályi M-3 jelű fúrás, 1902,8–1904,0 m, 34 ×, + N

B Granolepidoblasztos textúra Mihályi M-21 jelű fúrás, 1575–1577 m, 34 ×, + N

C Finomkristályos kvarc és szericit Mihályi M-6 jelű fúrás, 1468,5–1470,0 m, 34 ×, + N

D Fillit, szideritlencsékkel Mihályi M-25 jelű fúrás, 1621–1624 m, 34 ×, + N

[28] A Mihályi Fillit formáció epimetamorf képződményeinek vékonycsiszolati képe II.

A Karbonátos szericitfillit; sziderit, mikrokristályos kalcit, pirít Mihályi M-24 jelű fúrás, 1450–1453 m, 34 ×, + N

B Mészfillit; kalcitos, szericites és kloritot tartalmazó sávok váltakoznak Mihályi M-31 jelű fúrás, 1628,5–1689,0 m, 34 ×, + N

C Kvarc-albit-kalcit-klorit fillit Mihályi M-7 jelű fúrás, 1772,5–1774,5 m, 50 ×, + N

D Bázisos metavulkanit Mihályi M-23 jelű fúrás, 1516–1517 m, 34 ×, + N

[29] A Mihályi Fillit formáció epimetamorf képződményeinek vékonycsiszolati képe III.

A Fillit; a palásság irányára merőlegesen újabb muszkovitgeneráció alakult ki Mihályi M-25 jelű fúrás, 1621–1624 m, 68 ×, + N

B Ua.; posztkinematikus muszkovit és ilmenit 170 ×, + N

C Karbonátos szericitfillit; szericitté, kvarccá és karbonáttá alakult porfiroos ásványok Mihályi M-16 jelű fúrás, 1446,5–1448,0 m, 68 ×, + N

D Fillit; posztkinematikus biotit, albitos fillitben Mihályi M-30 jelű fúrás, 1429–1446 m, 68 ×, + N

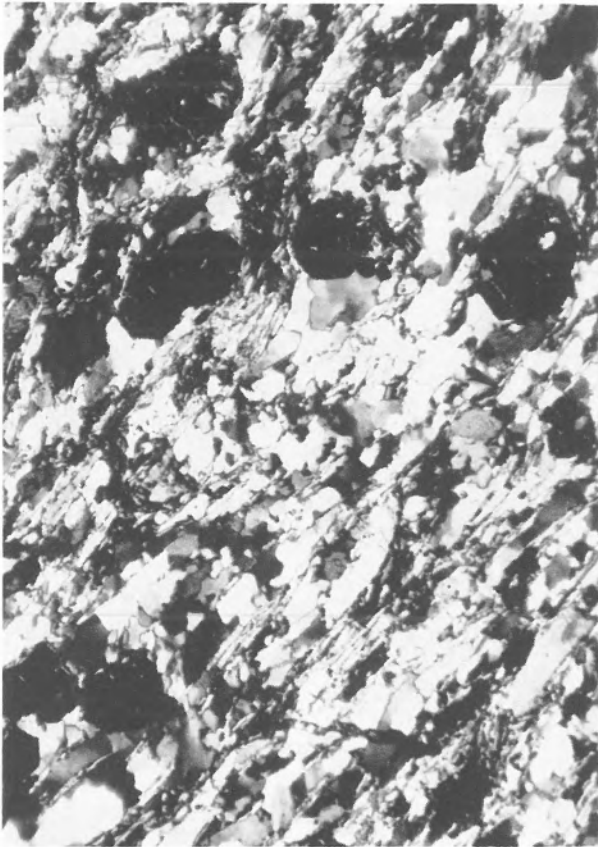
[30] A Büki Dolomit formáció kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe

A Dolomit; mikrokristályos, apró szericittel, kalcitérrel Bük B-1 jelű fúrás, 1257–1258 m, 53 ×, + N

B Mészfillit; másodlagos palássággal Ólbó ÓI-5 jelű fúrás, 1963,0–1965,5 m, 28 ×, + N

C Dolomitfillit; albitos, kvarc-szericit-klorit-dolomit fillit Ólbó ÓI-5 jelű fúrás, 1963,0–1965,5 m, 50 ×, + N

D Metaantracitos, kvarc-dolomit-szericit fillit Ólbó ÓI-2 jelű fúrás, 1834–1836 m, 50 ×, + N



A



B



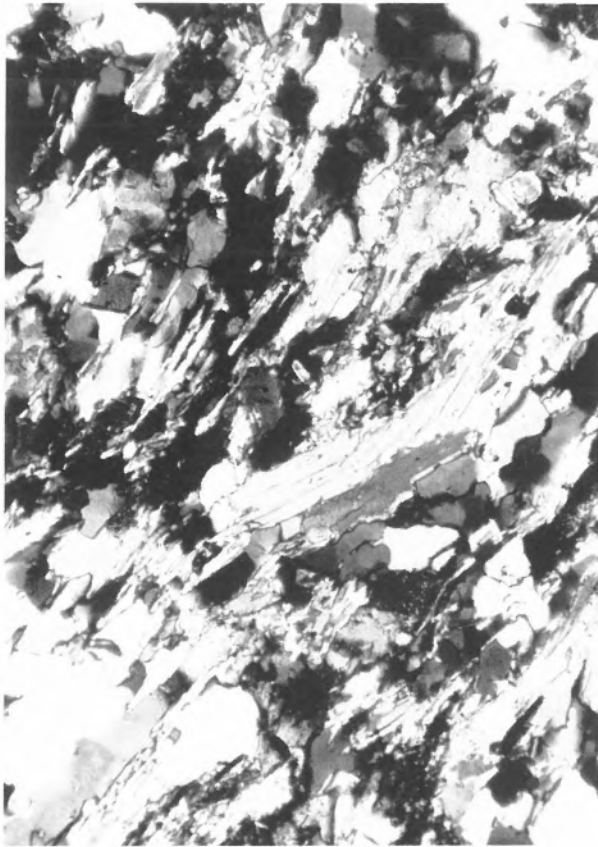
C



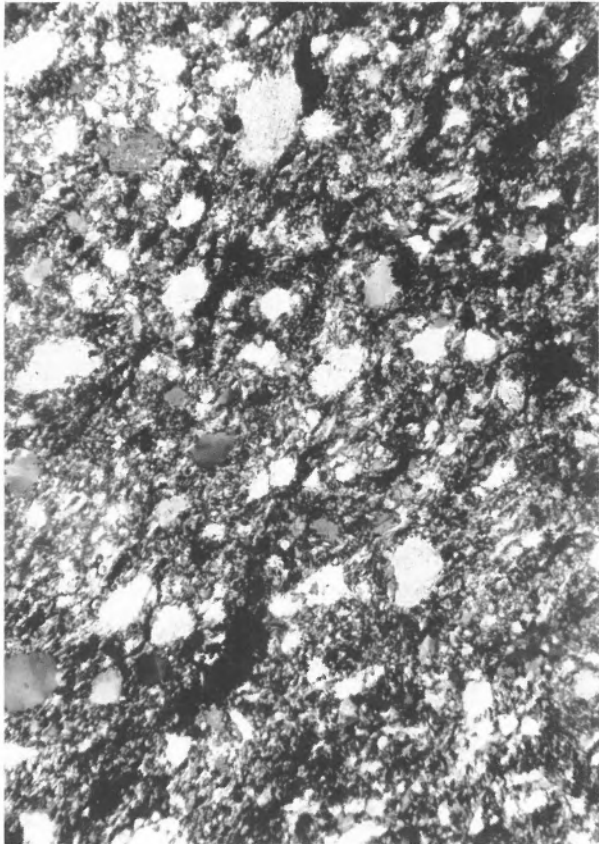
D

[23]

A



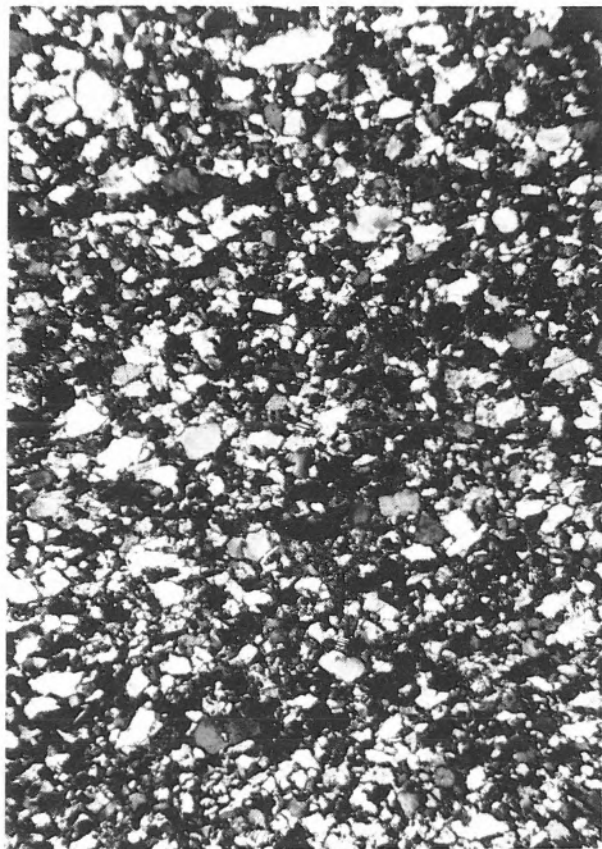
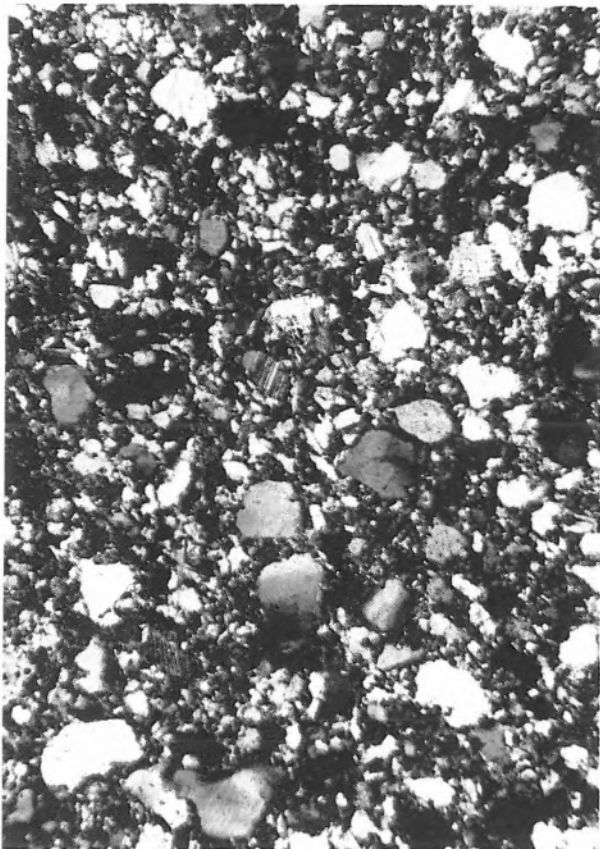
B



[24]

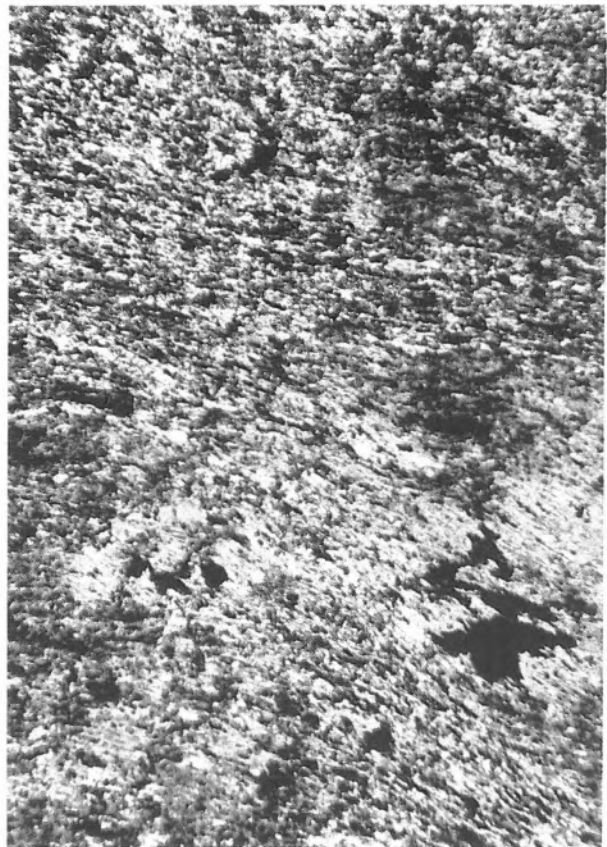
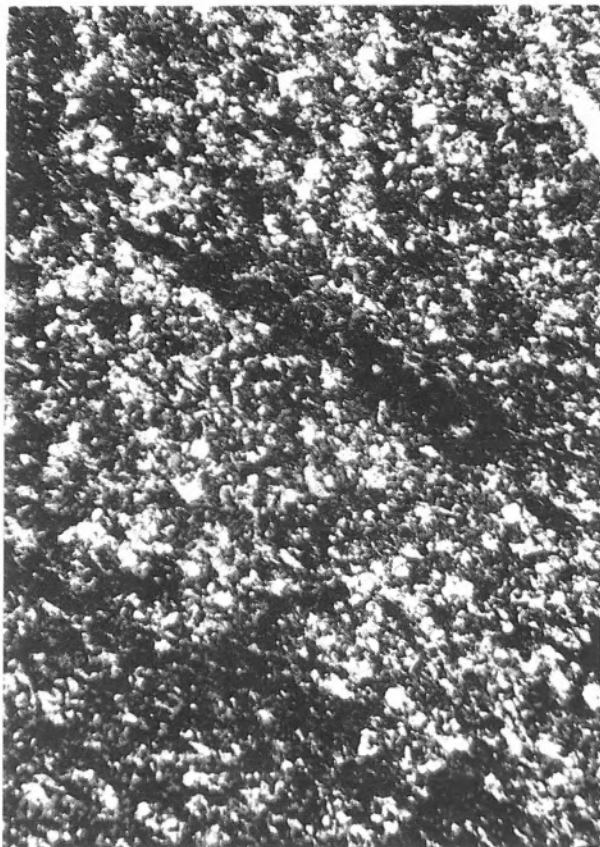
A

B



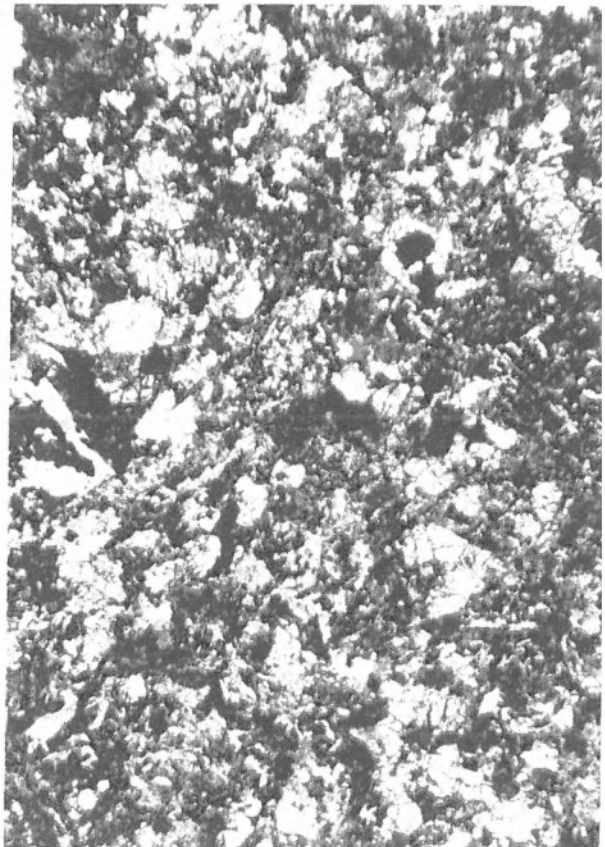
A

B



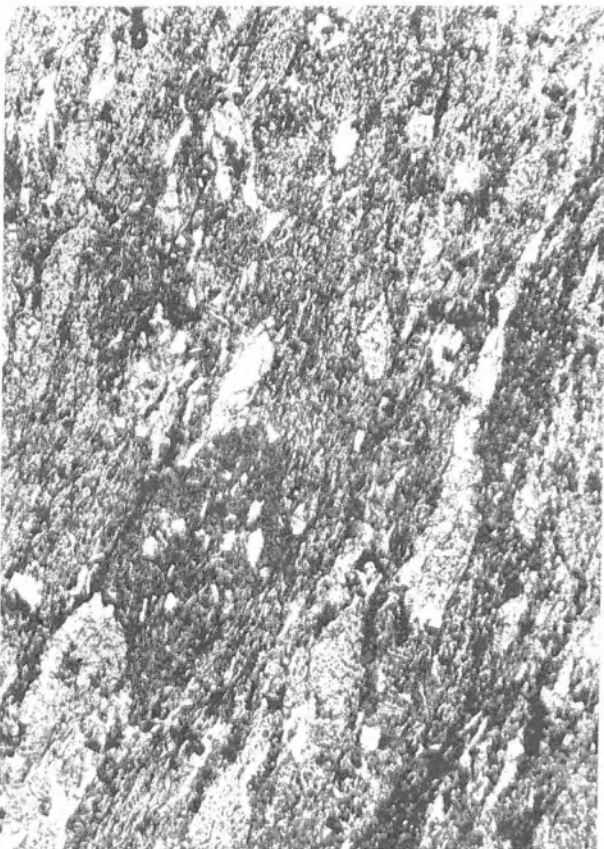
C

D



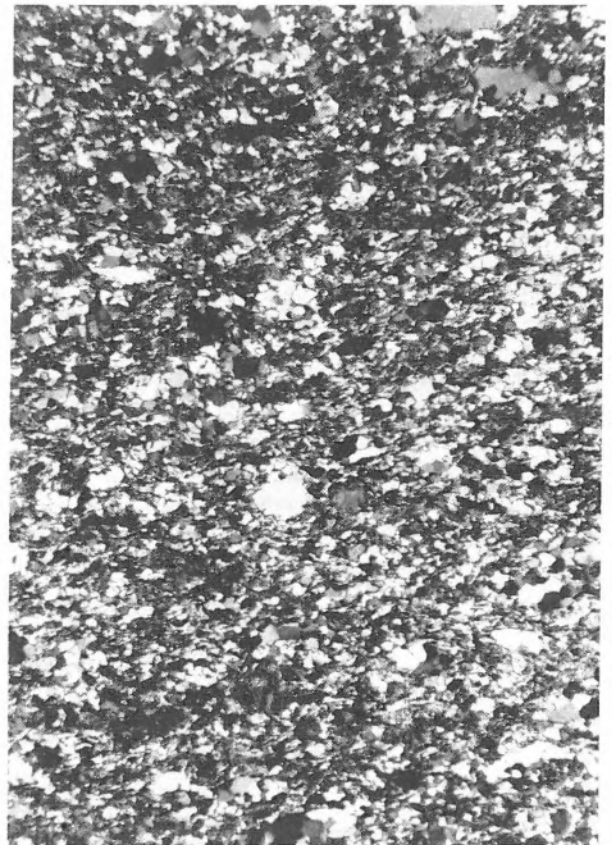
A

B



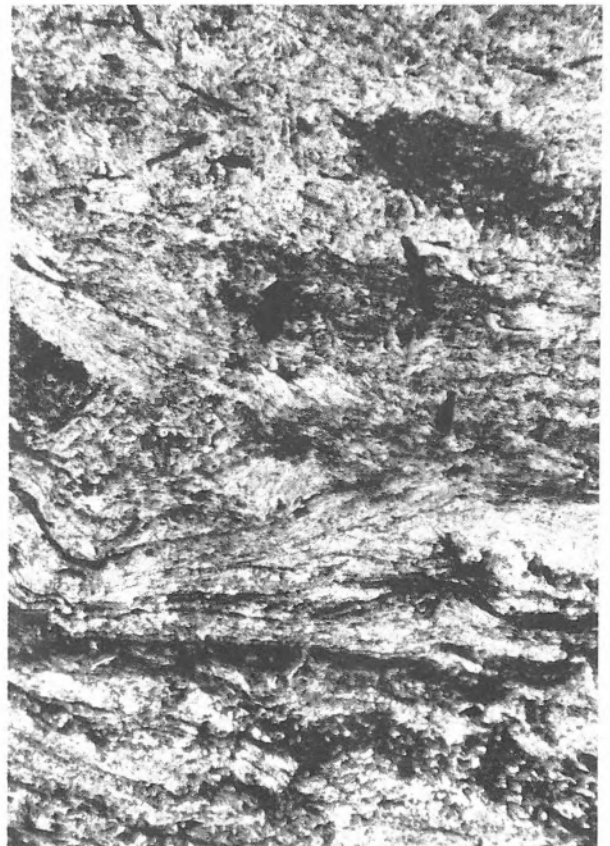
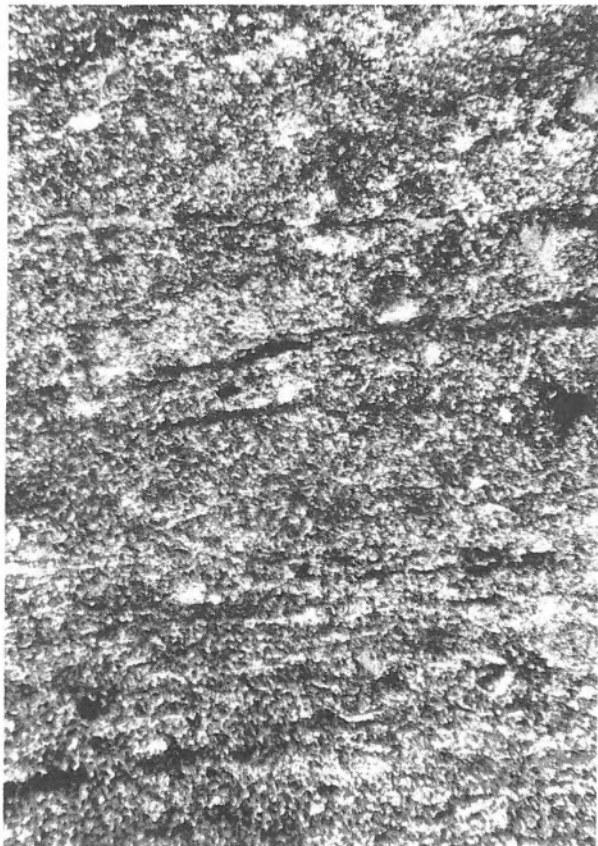
C

D



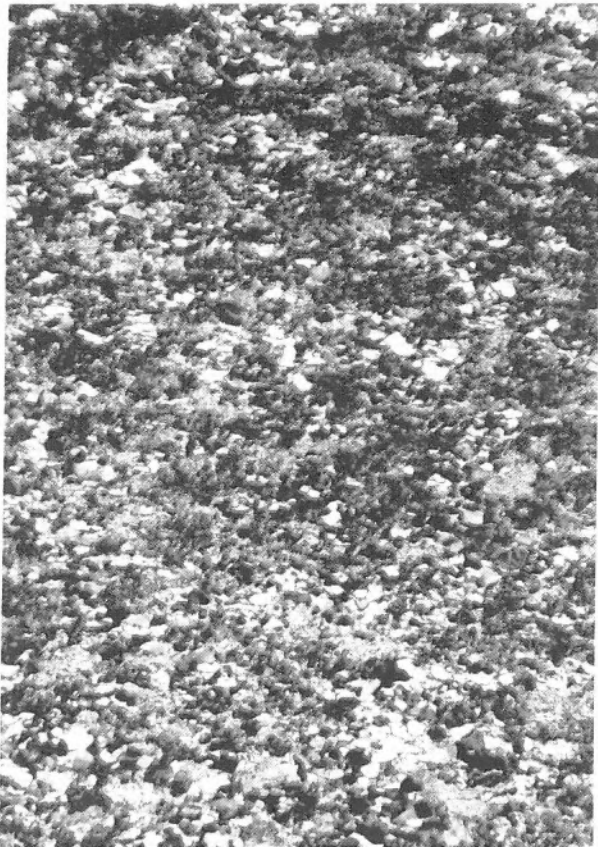
A

B

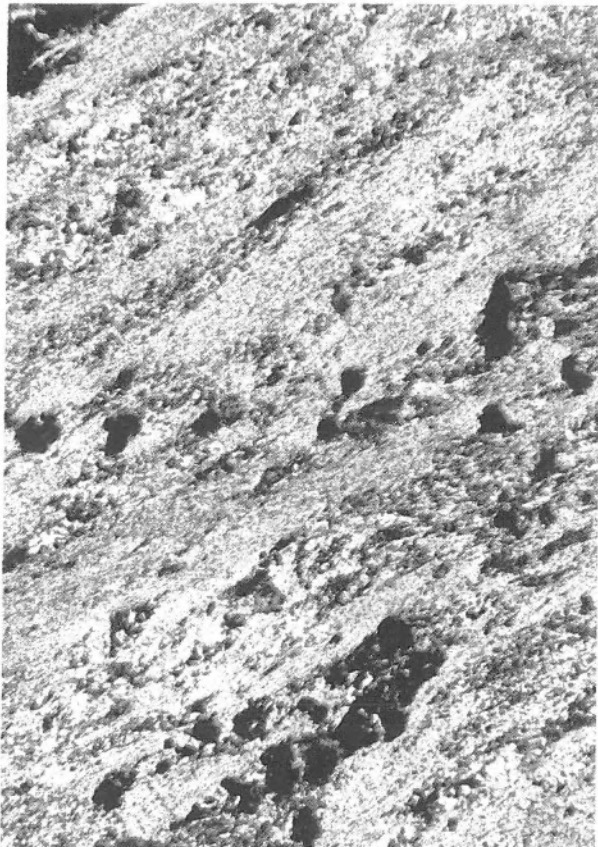


C

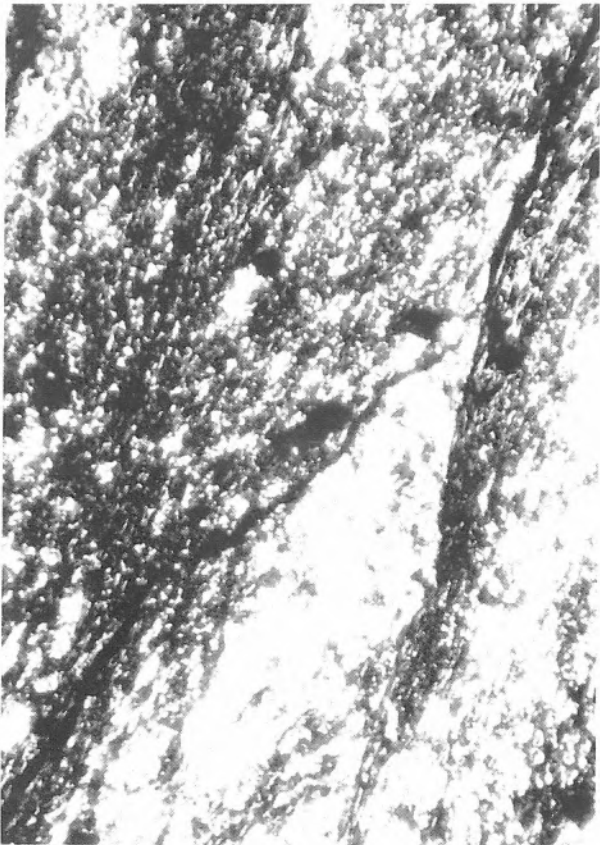
D



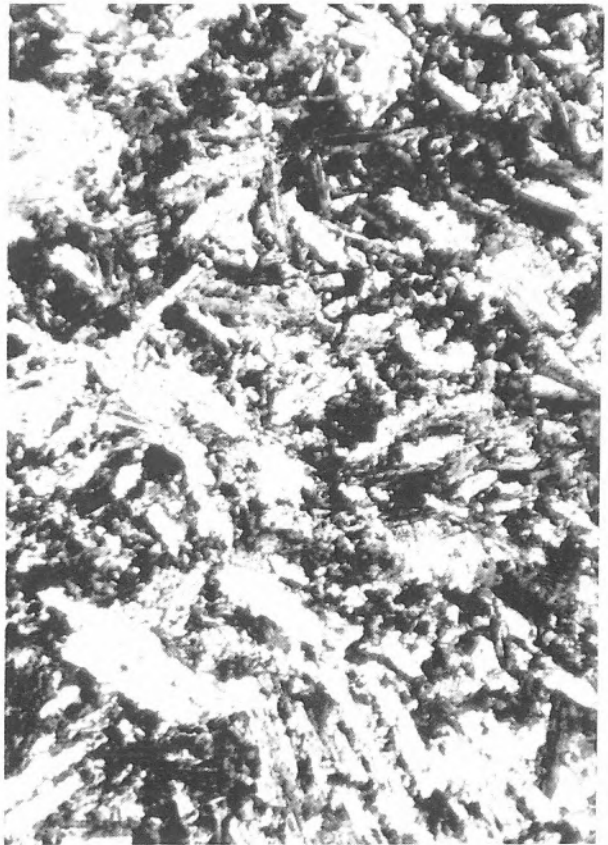
A



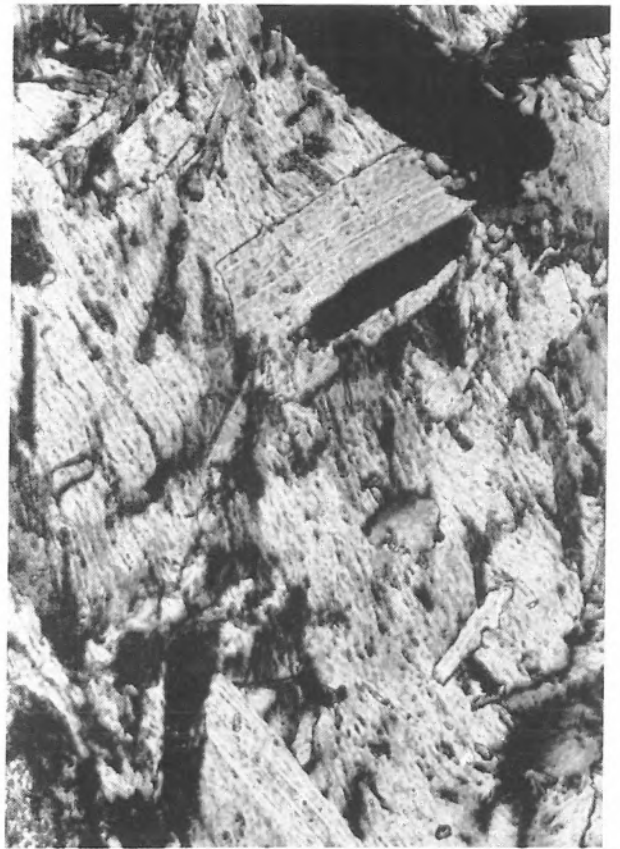
B



D

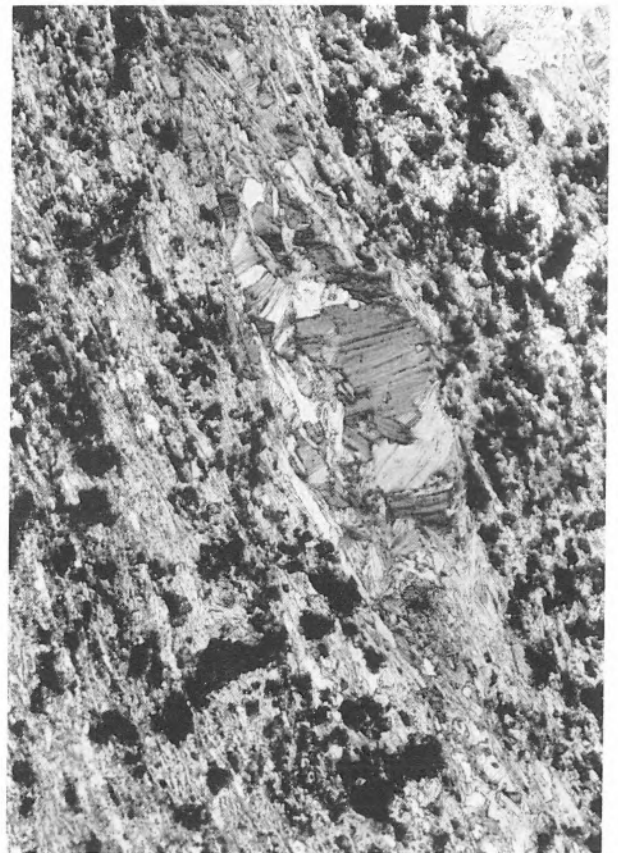


C



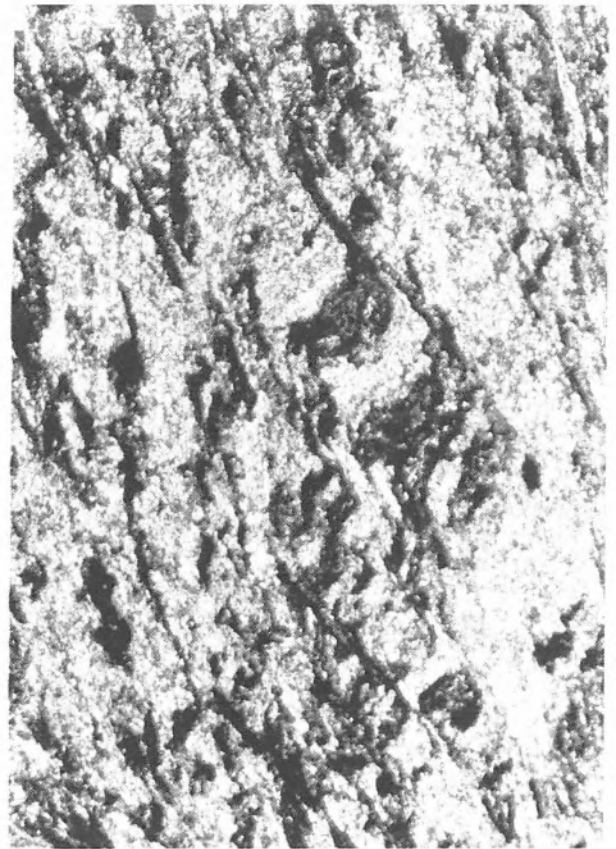
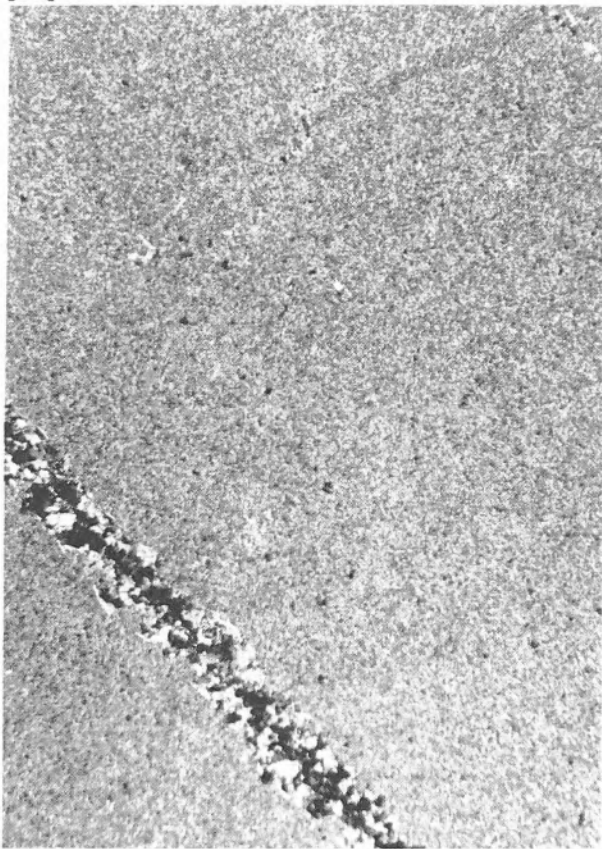
A

B



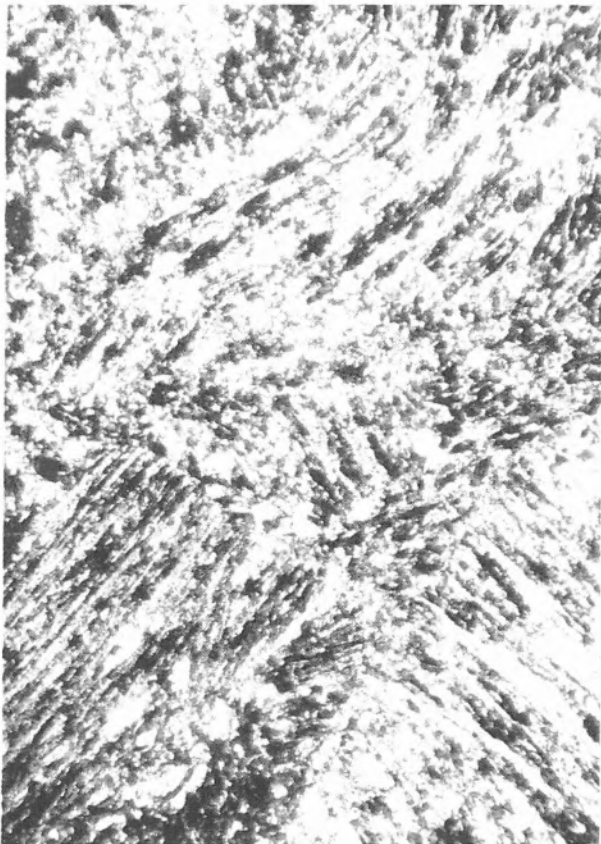
C

D



A

B



C

D

## Irodalomjegyzék

*Rábamenti Metamorfizis összlet*

- ÁDÁM ANTAL – VERŐ JÓZSEF 1967: A magyarországi elektromágneses mérések újabb eredményei. – *Geofiz. Közlem.* 16/1–2, pp. 25–52.
- ÁRKAI PÉTER – BALOGH KADOSA 1989: The age of metamorphism of the East Alpine type basement, Little Plain, W-Hungary: K-Ar dating of white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. – *Acta Geol. Hung.*, 32/1–2 pp. 131–147.
- ÁRKAI PÉTER – HORVÁTH ZOLTÁN – TÓTH MÁRIA 1987: Regional metamorphism of the East Alpine type Paleozoic basement, Little Plain, W-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity,  $b_0$  and coal rank data. – *Acta Geol. Hung.* 30/1–2, pp. 153–175.
- BALÁZS ENDRE 1971: A Kisalföld medencealjazatának ópaleozóos kőzetei. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1969-ről, pp. 659–673.
- BALÁZS ENDRE 1975: A kisalföldi medence paleozóos képződményei. – *Földt. Kut.* 18/4, pp. 17–25.
- BALKAY BÁLINT 1959: Crustal structure below Hungary. – *Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol.* 2, pp. 3–13.
- BALKAY BÁLINT 1962: A Kisalföld és az afrikai árkok közötti hasonlóságról. – *Geofiz. Közlem.* 10/1–4, pp. 39–43.
- BENDEFY LÁSZLÓ 1964: Geokinetic and crustal structure conditions of Hungary as recorded by repeated precision levelings. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 8/1–4, pp. 395–411.
- BENDEFY LÁSZLÓ 1969: Adatok a Fertő és a Hanság medencéje kialakulásának kérdéséhez. – *Hidr. Tájékoztató*, pp. 2–13.
- JUHÁSZ ÁRPÁD – KÖHÁTI ATTILA 1966: Mezozóos rétegek a Kisalföld medencealjazatában. – *Földt. Közl.* 96/1, pp. 66–74.
- KOVÁCS LAJOS 1967: Magyarország regionális földtana.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1958: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. – *Földt. Közl.* 88/3, pp. 291–298.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1965: Nyugat-magyarországi medencék rétegtani és szerkezeti felépítése. – *Földt. Közl.* 95/1, pp. 22–36.
- KÜPPER, H. 1965: Ausztria földtani kutatásának újabb eredményei és jelentőségük Magyarország földtana szempontjából. – *Földt. Közl.* 95/3, pp. 292–297.
- KÜPPER, H. 1965: Elemente eines Profils von der Böhmischen Masse zum Bakony. – *Verh. geol. Bundesanst. (Wien) Sonderheft G*, pp. 52–55.
- LANTOS MIKLÓS – NAGY ZOLTÁN 1970: Újabb adatok a Kisalföld mélyszerkezetéről. – *Földt. Kut.* 13/1, pp. 55–56.
- LÁNYI JÁNOS 1960: A Magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. – *Geofiz. Közlem.* 8/4, pp. 219–240.
- NAGY ZOLTÁN – LANTOS MIKLÓS 1967: A harmadidőszaki medencealjazat közzetani változásainak meghatározása tellurikus frekvenciaszondázással a Kisalföldön. – *Magyar Geofiz.* 8/5–6, pp. 198–205.
- OLTAY KÁROLY 1931: A Magyar Geodéziai Intézet működése alapításától 1931-ig. – *Magyar Geodéz. Int. Közlem.* 1, pp. 1–44.
- OLTAY KÁROLY 1934: A Magyar Geodéziai Intézet működése 1930-tól 1932 végéig. – *Magyar Geodéz. Int. Közlem.* 2, pp. 1–20.
- OLTAY KÁROLY 1936: A Magyar Geodéziai Intézet működése 1932-től 1936 végéig. – *Magyar Geodéz. Int. Közlem.* 5, pp. 1–24.
- OLTAY KÁROLY 1944: A Magyar Geodéziai Intézet invariábilis ingákkal végzett relatív gravitációmérései. – *Magyar Geodéz. Int. Közlem.* 7, pp. 1–116.
- ORAVECZ JÁNOS 1964: Szilur képződmények Magyarországon. – *Földt. Közl.* 94/1, pp. 3–9.
- PAPP SIMON 1939: A Magyar Amerikai Olajipari Részvénytársaság földolaj- és földgázkutatásai a Dunántúlon. – *Bány. Koh. Lapok* 72/9, pp. 200–241.
- SÁGHY GYÖRGY – VÁNDOR BÉLA – VARGA IMRE 1967: A kisalföldi refrakciós mérések földtani eredményei. – *Földt. Közl.* 97/2, pp. 160–166.
- SCHAEFFER VIKTOR 1960: A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. – *Geofiz. Közlem.* 9/1–2, pp. 55–68.
- SCHAEFFER VIKTOR 1963: Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen. – *Mitt. geol. Ges. Wien* 1962, 55, pp. 61–84.
- SCHAEFFER VIKTOR 1965: A Keleti-Alpok határterületének regionális geofizikai áttekintése. – *Földt. Közl.* 95/1, pp. 5–21.
- SCHAEFFER VIKTOR – KÁNTÁS KÁROLY 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. – *Földt. Közl.* 79/9–12, pp. 327–360.
- SZÁDECZKY KARDOSS ELEMÉR – JUHÁSZ ÁRPÁD – BALÁZS ENDRE et al. 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, pp. 27–34.
- VADÁSZ ELEMÉR 1945: A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. – *Dunántúli Tudományos Intézet* 3, pp. 1–15. Pécs.
- VADÁSZ ELEMÉR 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. – *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 14/1–3, pp. 217–255.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana. – 2. (átdolgozott kiadás). Akadémiai Kiadó.
- VAJK RAUL 1943: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. – *Földt. Közl.* 73/1–3, pp. 17–38.
- VENDEL MIKLÓS 1960: Ueber die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. – *Mitt. geol. Ges. Wien* 1958, 51, pp. 281–294.

# Középhegységi nagyszerkezeti egység

## Dunántúli-középhegység

### A földtani megismerés áttekintése

A Dunántúli-középhegység paleozóos képződményeinek megismerése, litosztratigráfiai tagolása és kronosztratigráfiai besorolása a magyarországi földtani kutatás történetében a fokozatos előrehaladás útját képviseli.

FRANÇOIS SULPICE BEUDANT 1818-ban, magyarországi utazása során a balaton-felvidéki permii vörös homokkövet – alapvetően helyesen – „Rothliegende” vörös homokkőnek minősítette (1822).

Később a bécsi földtani intézet áttekintő földtani térképezésének eredményeiről kiadott publikációkban találhatunk ismét a középhegységi paleozoikumra vonatkozó adatokat. WILHELM HAIDINGER áttekintő földtani térképén (1845) BEUDANT nyomán még mindössze „Rother Sandstein” szerepel. VICTOR ZEPHAROVICH (1856) is „Werfener rothe, thonige Sandsteinschiefer”-t írt le Füred környékéről. JOHANN JOKÉLY és KOVÁTS GYULA publikációjában (1860) először olvashatunk a Velencei-hegység gránitjáról, a Velence melletti Bence-hegyen megfigyelt devon fillitről és az annak fedőjébe helyezett pázmándi és nadapi (Zsidó-hegy, Csúcs-hegy, Meleg-hegy) „devon kvarcbreccsáról és kvarckonglomerátumról”. CARL MARIA PAUL (1862) „Verrucano und Werfener Schiefergebirge” tagolást, illetve besorolást alkalmazott. FRANZ HAUER 1867 és 1871 között publikált áttekintő földtani térképén gránitot, a Szár-hegyen karbon mészkövet és a Balaton-felvidéken „Werfener Schiefer–Bunter Sandstein”-t tüntetett fel. Az 1870-ben megjelent térképmagyarázóban már lényegesen differenciáltabb besorolást adott. A Velencei-hegység fillitjét a karbonba, „a fedőjében települő kvarcitot és kvarckonglomerátumot” azonban, a gránittal együtt a dyas (perm) időszakba helyezte. A Szár-hegy kristályos mészköve változatlanul karbonként (Kohlenkalke der Karpathen) szerepel. A balaton-felvidéki vörös, durvaszemcsés, csillámos homokkövet és konglo-

merátumot a Déli-Alpok grödeni homokkövével azonosította.

1869 után – a kiegyezést követően létrehozott – Magyar Királyi Földtani Intézet geológusai folytatták a Dunántúli-középhegység földtani térképezését. WINKLER BENŐ kéziratos jelentésében (1870) a paleozóos képződményekre vonatkozó megállapításokat LÓCZY LAJOS publikálta (1913): „Úrhida–Polgárdi között jegeczes mészkövek, Füle mellett pedig quarz-conglomerátumok jönnek elő; ezek valószínű, hogy azonosak a fehérvári quarzitokkal és conglomerátokkal és mint ezek, devoni képződményekhez sorozandók”. BÖCKH JÁNOS (1872) elsőként utalt az Alsóörsön és Lovas környékén található „zöldes, meglehetősen csillám-dús palá”-ra, amelyet paleozóos „Grauwacke képződménynek” ítélt. INKEY BÉLA (1875) a Velencei-hegységből ortoklász–oligoklász gránitot és ennek „kvarcporfir”-telét írta le. A Velencei-hegység fillitjét JOKÉLYVAL szemben a kvarcbreccsa és konglomerátum fedőjébe helyezte.



A Balaton környék paleozóos képződményeinek részletes tanulmányozására a századfordulót megelőző és azt követő évtizedben – a Balaton és környékének tudományos tanulmányozására – LÓCZY LAJOS vezetésével került sor (1913). Az elterjedés, a település és a föld-

tani kifejlődés pontos és érzékletes leírása ma is élvezetes olvasmány. Az alsóörsi kvarcporfir és a litéri diabáz, valamint a lovasi fillit kőzetváltozatainak petrográfiai vizsgálatára SCHAFARZIK FERENCET (1911), a permii vörös homokkőből előke-rült *Araucarites* töredékek meghatározására TUZSON JÁNOST (1911) nyerte meg munkatársként.

A Velencei-hegység első részletes és átfogó tanulmányozása VENDL ALADÁR munkásságához kapcsolódik (1912, 1914).

A két világháború között IFJ. LÓCZY LAJOS (1917, 1937), PÁLFY MÓR (1923), VENDL MÁRIA (1923), VENDL ALADÁR (1928), TELEKI GÉZA (1936, 1941a, 1941b, 1941c), SCHRÉTER ZOLTÁN (1937) és KOCH SÁNDOR (1943) publikációiban találunk adatokat a középhegységi paleozóos képződményekre vonatkozóan.

A második világháború után kibontakozott sokirányú és nagyarányú földtani kutatás számos – korábban ismeretlen – paleozóos képződményt derített fel és a paleozóos litosztratigráfiai egységek keletkezésének és kifejlődésének a korábbiánál lényegesen jobb megismerésére vezetett. A legutóbbi évtizedeket illetően ezúttal csak a földtani kutatás fő irányait tekintjük át. A megismeréstörténet részletesebb taglalására az egyes képződményeket tárgyaló fejezetekben kerül sor.

Az 1938–1954 közötti szabadbattyáni ólomérc-kutatás az alsókarbon Szabadbattyáni formáció megismerését eredményezte (KISS JÁNOS 1951, 1954; KOLOSVÁRY GÁBOR 1951a, b; FÖLDVÁRI ALADÁR 1952a, b). Az ősmaradványokra vonatkozó ismereteket később további publikációk pontosították: DETRE CSABA (1970, 1971), MIHÁLY SÁNDOR (1971, 1973), MONOSTORI MIKLÓS (1974, 1976, 1978), KURUCZNÉ SIDÓ MÁRIA (1971, 1978).

Számos kutató vett részt a Velencei-hegység 1945 utáni részletes és átfogó földtani vizsgálatában. A kutatás irányítója és az eredmények monografikus összefoglalója JANTSKY BÉLA volt (1957). A hetvenes években a Velencei-hegység kutatásának újabb szakasza kezdődött. A hegység fiatal képződményekkel fedett környezetét egymást kiegészítő geofizikai mérésekkel tanulmányozták és kutatófúrásokat telepítettek. A földtani újrvizsgálat gyakorlati célja ipari értékű ércesedés lehetőségeinek felderítése. A kutatás irányítója HORVÁTH ISTVÁN.

A *Mecseki Ércbánya Vállalat* 1956–1968 közötti középhegységi kutatási tevékenysége jelentős mértékben hozzájárult a paleozóos képződmények megismeréséhez. Ennek során vált ismertté a Tabajdi formáció, a tengeri és a szárazföldi perm összefogazódó kifejlődése, a Dinnyési Do-

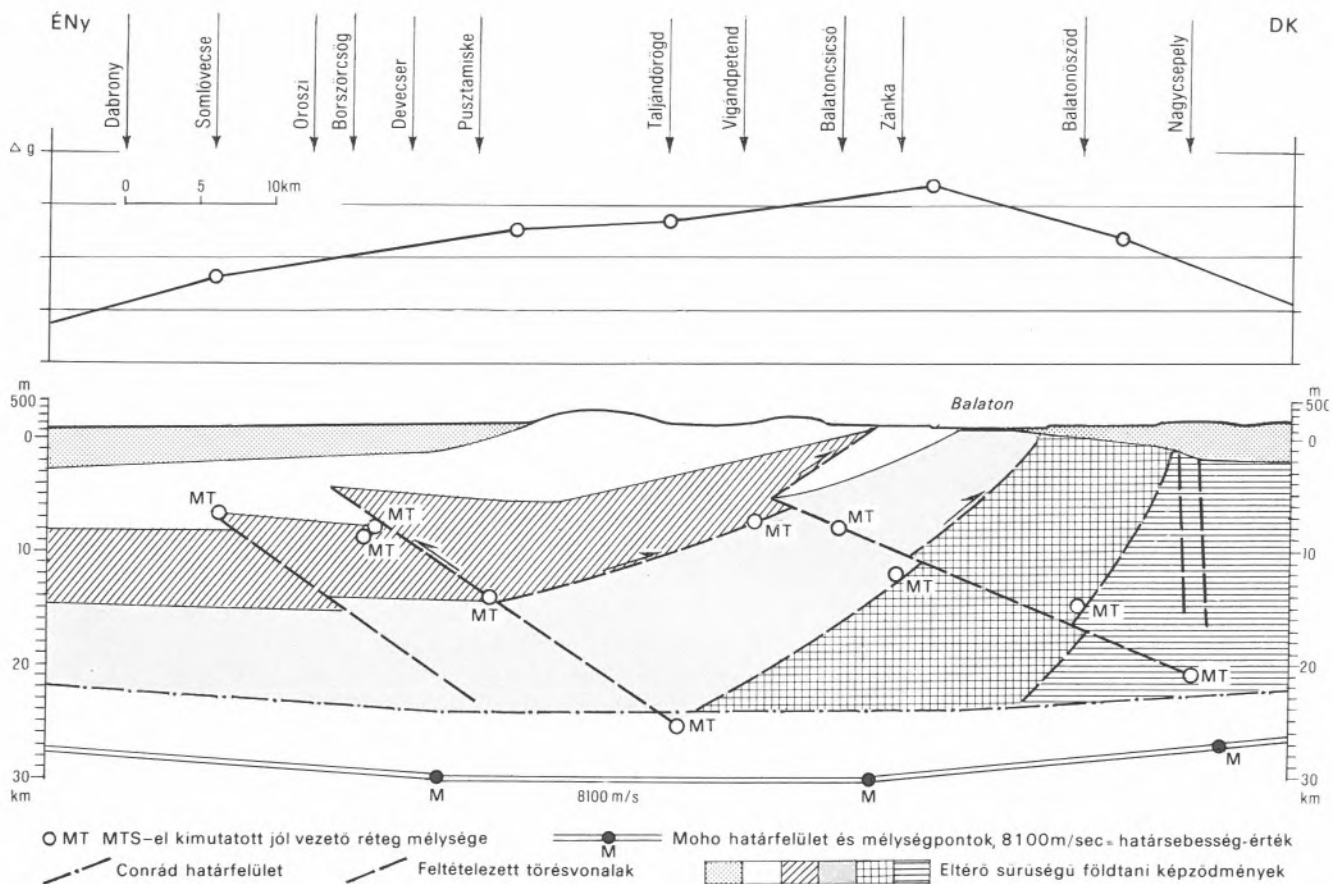
lomit és a Dinnyési Granodiorit formáció. Ennek a tevékenységnek köszönhetjük a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció beható megismerését. A nagyszámú mélyfúrás és a sokirányú földtani anyagvizsgálat eredményeit a kutatás irányítója és mindvégig személyes résztvevője MAJOROS GYÖRGY több tanulmányban (1964, 1974, 1980) és korszerű (sajnos csak kéziratban rendelkezésre álló) monográfiában foglalta össze.

A Füleli Konglomerátum felsőkarbonba tartozását ANDREÁNSZKY GÁBOR ősnövénytani munkája alapozta meg (1960), amelyet BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES palynológiai (1971, 1975) és MIHÁLY SÁNDOR paleofitológiai tanulmánya (1971, 1980) is alátámasztott.

Számos szerző foglalkozott a Balatoni Fillit összlet földtani, őslénytani és ásvány-kőzettani vizsgálatával. Kiemelkedő jelentőségűek ezek közül ORAVECZ JÁNOS szilur mikropaleontológiai tanulmányai (1964, 1965), BUBICS ISTVÁN földtani áttekintése (1977), valamint LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI metamorf ásvány-kőzettani munkái (1971, 1978) és olasz kollégákkal együtt közreadott ordoviciumi mikropaleontológiai tanulmányuk (1985). Szénhidrogén- és vízkutató fúrások tárták fel a balatoni kristályos küszöb kvarcfillit vonulatát (benne a ságvári és a buzsáki gránitot és a gelsei–pusztamagyaródi kvarcdioritot), valamint a téti antiklinális paleozóos képződményeit (BALÁZS ENDRE 1971, 1975, BUDA GYÖRGY 1981, BALOGH KÁLMÁN – ÁRVÁNÉ SÓS ERZSÉBET – BUDA GYÖRGY 1983).

A *Magyar Állami Földtani Intézet* a Dunántúli-középhegység területén rendszeresen végzett földtani alapszervény feltárásokat. A felszíni feltárások mellett kiemelkedő szerepűek a földtani alapfúrások. Jelentősebbek ezek közül a Balatonfőkajári Kvarcfillitet (Bfk-1), a Révfülöpi Agyagpalát (Rf-6), a közelmúltban megismert devon dolomit képződményeket (K-4, Szfv-5, Ú-4), a Szabadbattyáni Mészövet (Szb-9), a Füleli Konglomerátumot (Po-2), a Kékküti Dácitot (K-4), a Paloznaki Fanglomerátumot (Pa-4), az átmeneti kifejlődésű felsőpermet (Alcsútdoboz Ad-2), valamint a tengeri felsőperem rétegsort feltáró (Gárdonyi Gá-1a jelű) alapfúrás.

Figyelemre méltó tanulmányokat publikáltak a szerkezetföldtani felépítésről BALLA ZOLTÁN



### 32 A Dunántúli-középhegység metszete szeizmikus (NP-2), gravitációs és magnetotellurikus mérések alapján (Ádám Oszkár értelmezésének továbbfejlesztése)

(1967), KASSAI MIKLÓS (1977) és BALLÁNÉ DUDKO ANTONYINA (1986). Úttörő jellegűek voltak a Dunántúli-középhegység környezetének mélyszerkezetére irányuló geofizikai mérések és a középhegységet is harántoló geofizikai alapszelvények. A földtani értelmezés nyitott kérdéseinek megválaszolása érdekében ezen a téren további vizsgálatok szükségesek. (ÁDÁM ANTAL 1974, 1977, 1980, 1985, ÁDÁM OSZKÁR et al. 1979, 1984, 1985, Albu István et al. 1983).

A Dunántúli-középhegység paleozóos képződményeinek és szerkezetföldtani felépítésének, fejlődéstörténetének tárgyalása fontos helyet kapott az országos szintézisekben is: VADÁSZ ELEMÉR (1945, 1953, 1954, 1960), SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR et al. (1967, 1969), Magyarország 200 000-es áttekintő földtani térképsorozata

(1972), BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR – MAJOROS GYÖRGY (1973). A Dunántúli-középhegység korszerű, lemeztektonikai alapon értelmezett fejlődéstörténetét a „Magyarország földtani nagyszerkezete” c. fejezetben tárgyaltuk. Erre való utalásként említjük meg az ezen a téren kiemelkedő jelentőségű munkákat: WEIN GYÖRGY (1972, 1978), KOVÁCS SÁNDOR (1984), BÁLDI TAMÁS (1982), KÁZMÉR MIKLÓS (1984).

A földtani kutatás további legfontosabb feladata a földtani alapszelvények részletes kvantitatív vizsgálata és a vizsgálati adatok Drauzug menti, ill. Drauzug eredetű képződményekkel való konkrét összehasonlító értékelése; a földtani kifejlődés és a lemeztektonika figyelembevételével rekonstruálható ösföldrajzi és fejlődéstörténeti viszonyok egyre pontosabb megismerése.

## Irodalomjegyzék

### Dunántúli-középhegység

#### A földtani megismerés áttekintése

(Az átfogó jellegű munkákon kívül ebben a fejezetben elsősorban azok a bibliográfiai tételek szerepelnek, amelyek az egyes litosztratigráfiai egységek irodalomjegyzékében nem ismétlődnek.)

- ÁDÁM ANTAL 1974: A Dunántúli-Középhegység mélyszerkezetének vizsgálata inhomogén MT modellel (Az „S”-hatásról). – Magyar Geofiz. 15/1–2, pp. 63–69.
- ÁDÁM ANTAL 1977: The Transdanubian crustal conductivity anomaly. – Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung. 12/1–3, pp. 73–79.
- ÁDÁM ANTAL 1980: Statisztikus összefüggések az elektromos vezetőképesség-eloszlás és a töréses tektonika között a Dunántúlon. – Magyar Geofiz. 21/3, pp. 95–107.
- ÁDÁM ANTAL 1985: Electric conductivity increases in the Earth's crust in Transdanubia (W-Hungary). – Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung. 20/1, pp. 173–182.
- ÁDÁM OSZKÁR 1979: A Dunántúli-középhegység és előtereinek mélyszerkezete a geofizikai vizsgálatok tükrében. – Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről, pp. 269–287.
- ÁDÁM OSZKÁR – HAAS JÁNOS – NEMESI LÁSZLÓ 1984: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. – MÁELGI Évi Jel. 1983-ról, pp. 37–44.
- ÁDÁM OSZKÁR – RÁNER GÉZA – HAAS JÁNOS 1985: Az MK-1/82 geofizikai alapvonal Dabrony-Devecser közti szakaszának földtani értelmezése. – Földt. Int. Évi Jel. 1983-ról, pp. 117–120.
- ALBU ISTVÁN – ÁDÁM OSZKÁR – MAJKUTH TAMÁS 1983: Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálata. – MÁELGI Évi Jel. 1982-ről, pp. 66–71.
- BALLA ZOLTÁN 1967: A Dunántúl perm előtti képződményeinek szerkezetéről. – Földt. Közl. 97/1, pp. 15–28.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 20/2, pp. 191–207.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR – MAJOROS GYÖRGY 1973: Der Heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn. – Veröff. Zentralinst. Phys. Erde 14, pp. 459–475.
- BÁLDI TAMÁS 1982: A Kárpát-Pannon rendszer tektonikai és ősföldrajzi fejlődése a középső terciárban (49–19 millió év között). – Ősl. Viták 28, pp. 79–155.
- BUBICS ISTVÁN 1977: A Balaton-felvidék metamorf képződményeinek földtani-közzettani felépítése. – A Bakony természettudományi kutatásának eredményei. 10, pp. 1–52. Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc.
- BUDA GYÖRGY 1981: Genesis of the Hungarian granitoid rocks. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/2–4, pp. 309–318.
- FÜLÖP JÓZSEF – DANK VIKTOR – BARABÁS ANDOR – BARDÓCZ BÉLA – BREZSNYÁNSZKY KÁROLY – CSÁSZÁR GÉZA – HAAS JÁNOS – HÁMOR GÉZA – JÁMBOR ÁRON – SZ. KILÉNYI ÉVA – NAGY ELEMÉR – RUMPLER JÁNOS – SZEDERKÉNYI TIBOR – VÖLGYI LÁSZLÓ 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. M = 1 : 500 000. – Földt. Int. Kiadv.
- JANTSKY BÉLA 1957: A Velencei-hegység földtana. – Geol. Hung. Ser. Geol. 10, pp. 1–170.
- KASSAI MIKLÓS 1977: Data for a paleogeographic reconstruction of Transdanubia, Hungary, at the end of Paleozoic time. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 23/1, pp. 41–48.
- KÁZMÉR MIKLÓS 1984: A Bakony horizontális elmozdulása a paleocénben. – Ált. Földt. Szemle 20, pp. 55–102.
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1978: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének közzettani vizsgálata. – Geol. Hung. Ser. Geol. 18, pp. 193–295.
- LÓCZY LAJOS 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. In A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei (I. kötet, I. rész. I. szakasz, pp. 9–18). – M. Földrajzi Társaság Balatonbizottsága.
- IFJ. LÓCZY LAJOS 1917: A Balaton-felvidék hegyszerkezeti képe Balatonfüred környékén. – Földt. Int. Évi Jel. 1916-ról 2, pp. 353–388.
- MAJOROS GYÖRGY – SZABÓ IMRE 1974: A Balaton-környék földtani felépítése és kialakulása. In TÓTH K. (Szerk.): Balaton monográfia. – (pp. 48–60). Panoráma.
- ORAVECZ JÁNOS 1964: Szilur képződmények Magyarországon. – Földt. Közl. 94/1, pp. 3–9.
- RÓNAI ANDRÁS – HÁMOR GÉZA – NAGY ELEMÉR – FÜLÖP JÓZSEF – CSÁSZÁR GÉZA – JÁMBOR ÁRON – HETÉNYI RUDOLF – DEÁK MARGIT – GYARMATI PÁL 1984: Magyarország földtani térképe. M = 1 : 500 000. – Földt. Int. Kiadv.
- RÓNAI ANDRÁS – SZENTES FERENC – FRANYÓ FRIGYES – KÓKAY JÓZSEF – SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT – SCHOLTZ TIVADAR – SZÜCS LÁSZLÓ 1972: Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-VII. Székesfehérvár. – Földt. Int. Kiadv.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – BUBICS ISTVÁN – JUHÁSZ ÁRPÁD – ORAVECZ JÁNOS – PANTÓ GÁBOR – SZEPESHÁZI KÁLMÁN 1967: Metamorphose in Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11/1–3, pp. 49–58.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – JUHÁSZ ÁRPÁD – BALÁZS ENDRE 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, pp. 27–34.

- SZENTES FERENC et al. 1972: Magyarórá Magyarorszáé 200 000-es földtani térképsorozataé. L-33-XII. Veszprém. – Földt. Int. Kiadv.
- VADÁSZ ELEMÉR 1945: A Dunántúli hegyszerkezeti alapvonalai. – Dunántúli Tudományos Intézet 3, pp. 1–15. Pécs.
- VADÁSZ ELEMÉR 1953, 1960: Magyarország földtana. – 1. és 2. (átdolgozott) kiadás. Akadémiai Kiadó.
- VADÁSZ ELEMÉR 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlatá. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 14/1–3, pp. 217–255.
- VENDL ALADÁR 1914: A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. – Földt. Int. Évk. 22/1, pp. 1–169.
- WEIN GYÖRGY 1972: Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődésének összefoglalása. – Földr. Közlem. 20(96), 4, pp. 302–328.
- WEIN GYÖRGY 1978: A Kárpát-medence alpi tektogenézisé. – Földt. Int. Évi Jel. 1976-ról, pp. 245–256.

## A földtani felépítés alapvető vonásai

A Dunántúli-középhegység felépítésében résztvevő paleozóos képződmények elterjedési és kifejlődési törvényszerűségeinek megismeréséhez, ősföldrajzi kapcsolataik felderítéséhez, valamint rétegtani tagolásuk adekvát megvalósításához mindekenélőtt a nagyszerkezeti viszonyok helyes megítélésére van szükség.

A mélyföldtani viszonyok egyre pontosabb megismerése, az összehasonlító regionális földtani vizsgálatok előrehaladása és a lemeztektonikai elmélet alkalmazása révén ismertté vált, hogy az ÉNy-on a Rába-vonallal és DK-en a Balatonvonallal határolt Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység az Insubriai és a DAV lineámentek közötti területről préselődött ki és horizontális eltolódással került a mai helyére. Ez a körülmény magyarázza meg a Dunántúli-középhegység paleozoikumának Drauzug környéki ősföldrajzi kapcsolatait és eltérő kifejlődését a jelenleg szomszédos nagyszerkezeti egységek földtani felépítésétől. A transzkurrens vetők mentén kialakult regionális földtani határok egyrészt természetes egységbe foglalják a Dunántúli-középhegység paleozóos képződményeit, másrészt jól elkülönítik azokat a környezetükben található paleozóos litosztratigráfiai egységektől.

Jelentős heteropikus fácieskülönbség tapasztalható a Dunántúli-középhegységi egységen belül is a felsőperm vörös homokkő kifejlődésében: a kontinentális jellegű Balatonfelvidéki Vöröshomokkő ÉK felé fokozatosan a szabkha–lagúna fáciesű Tabajdi formációba, majd a tengeri eredetű Dinnyési Dolomit formációba megy át.

A paleozóos képződmények mai elterjedését meghatározó tényező a Dunántúli-középhegység lapos, töréses szinklinórium szerkezete. Ennek délkeleti szárnyán: a Velencei-hegység és a Balatonfelvidék területén, a paleozóos képződmények a felszínen is tanulmányozhatók. Az északnyugati szárny fiatal képződményekkel fedett, és paleozóos képződményeket csak az ún. tétí antiklinális területéről ismerünk (Gic, Takácsi, Vaszar, Tét környékéről). Devon Tentaculites faunát tartalmazó mészkövet tárt fel a Komáromtól É-ra mélyült ZH-1 jelű fúrás, a Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység északi szejelyén, amely Komárom és Šturovo között 8–12 km-rel lépi túl a Duna vonalát.

A Balaton mentén kettős törésvonal határolja a Dunántúli-középhegységet. Az egyik a Balaton tengelyében, ez a Balatonfői-vonal, a másik a Balaton-vonal, amely az előbbivel párhuzamosan, a Balatontól 8–10 km-re délre húzódik. A két törésvonal közötti terület a balatoni kristályos küszöb. Erre tolódott rá a Balatonfő területén a Polgárdi Mészkő és a Szabadbattyáni Mészkő pikkelye. Ebben a zónában található a siófoki gránit, a buzsáki granodiorit és a gelsei kvarcdiorit intrúzió.

A Dunántúli-középhegység paleozóos képződményeinek litosztratigráfiai tagolását a 33. ábra tartalmazza. A litosztratigráfiai osztályozást a részek közötti kapcsolat hiánya, ill. az nehezíti meg, hogy egyes litosztratigráfiai egységeknek gyakran csak kis részletét ismerjük.

A Balatoni Fillit formációcsoport, a közbetelepülő metavulkanitokkal egyetlen nagy öszletnek tekinthető. Formációcsoportba foglalhatók az egymástól elszigetelt rétegorokban feltárt devon mészkő képződmények. Elszigetelt megjelenésük és különböző koruk mellett alapvetően eltérő kőzettani kifejlődésük miatt önálló formációknak tekintjük a Szabadbattyáni Agyagpalát, a Füleí Konglomerátumot és a Kékkúti Dácitot. A Velencei Gránit formáció kifejlődése alapján komp-

Krono- sztratigráfia	Orogén fázisok	Szerkezetföldtani egységek		Ósmarad- ványok	Típusfeltárások	Litosztratigráfiai egységek
		Középhegységi s. str.	Balaton kristá- lyos küszöb			
<b>TRIÁSZ</b>						
Changhsingi	245			Spóra-pollen Algae, Foraminifera Radiolaria, Ostracoda Gastropoda, Echinodermat	Gá-1 és 1/A jelű fúrás T-5 jelű fúrás	Dinnyési Dolomit Tabajdi Evaporit
Wuchiapingi	253					
Murgabi	258					
Kunguri	263			Voltzia? Kovásodott fatörzs Bioturbáció Hüllő lábnyom	Balatonalmádi, Balaton rendes, Csopak P-4, Tv-4, Bf-6, Asz-1	Balatonfelvidéki Vörös- homokko
Artinszki	268	SAALI			K-4 jelű fúrás 333-903 m között	Kékkúti Dácit
Szakmari					Gel-1	Gelsei Kvarcdiorit
Asszeli					Di-3 j.f. 748-804,4 m	Dinnyési Granodiorit
	286	URALI			Sukoró „olasz” kf.	Velencei Gránit
Sthephani						
	296	ASTURIAI				
Westphali				Spóra-pollen Sphenopsida Pteropsida	Füle Kö-hegy és Po-2 jelű fúrás	Fülei Konglomerátum
	315	ÉRCHEGYSÉGI				
Namuri						
	333	SZUDETAI				
Viséi				Algae Foraminifera Anthozoa Brachiopod Gastropoda Ostracoda	Szabadbattyáni ólomércbánya Szb-9 jelű fúrás 236,2-315,5 m	Szabadbattyáni Agyagpala
Tournaisi						
	360	BRETON				
Famenni	367					
Frasni	374			Conodonta	Szfv-5 jelű fúrás 137,2-143,9m	Székesfehérvári felsődevon
Giveti	380			Tentaculites Conodonta	Ú-4 j.f. 50-434m	Úrhidai Mészko
Eifeli	387			Stromatoporidae	Polgárdi mészkőfejto	Polgárdi Mészko
Emsi	394			Tentaculites Conodonta	K-4 jelű fúrás 903-1001m között	Kékkúti Mészko
Siegeni	401				Révfülöpi szolok és Rf-6 jelű fúrás	Révfülöpi Aleurolitpala Révfülöpi Metaandezit
Geddini	408					
	414				Alsószalmavár Asz-1	
Pfidoli	421			Hystrichosphaeridae Graptolites Chitinozoa Radiolaria	Litértől ÉK-re felszinen és a Li-7 jelű fúrás	Téti Aleurolitpala Litéri Metabazalt
Ludlovi	428			Muellerisphaerideae Spongia Scolecodonta Conodonta	Lovas útbevágás	Lovasi Aleurolitpala
Wenlocki					Alsóórs Bajcsy-Zs. u.	Alsóórsi Metariolit
Llandovery	438	TAKONI				
Ashgilli	448				Balatonfokajár-Som- lyó-h. Bf-1 jelű fúrás	Balatonfokajári Kvarcfillit
Caradoci	458				H-1 jelű fúrás 977-1002,5m között	Balatonhidvégi stauró- litos csillámpala
Llandeilo	468					
Llanvirni	478					
Arenigi	488			Acritarcha	Szb-9 jelű fúrás 326-1200m között	Szárhegyi achritarchás aleurolitpala
Tremadoci						

33 A Dunántúli-középhegység paleozóos képződményei

lexumként is felfogható. Formációcsoportba fogható össze a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő, a Tabajdi és a Dinnyési Dolomit formáció.

## Litosztratigráfiai egységek

Az egyes litosztratigráfiai egységeket lehetőleg kronosztratigráfiai sorrendben tárgyaljuk.

# Balatoni Fillit formációcsoport

## A földtani megismerés története

A Dunántúli-középhegység megismeréstörténeti áttekintésében már említettük, hogy JOHANN JOKÉLY és KOVÁTS GYULA publikációjában (1860) olvashatunk először a Velence község melletti Bence-hegyen megfigyelt „devon fillitről”.

BÖCKH JÁNOS (1872) elsőként utalt az Alsóörs és Lovas környékén található „zöldes, meglehetősen csillámdús palára”, amelyet paleozóos „grauwackénak” ítélt.

FRANZ HAUER (1870) a Velencei-hegység fillitjét a karbonba, „a fedőjében települő kvarcitot és kvarckonglomerátumot” a gránittal együtt a dyas (perm) időszakba sorolta.

INKEY BÉLA (1875) a Velencei-hegység fillitjét a „kvarcbreccsa és konglomerátum” fedőjébe helyezte.

A Balaton és a Velencei-hegység környékén felszínre bukkanó ópaleozóos „kvarczos fillit, kvarcít-pala, fillites agyagpala, kvarcporfír, porfiroid és diabáz pala, ill. diabáztufa” elterjedését, települési és kifejlődési viszonyait átfogóan először LÓCZY LAJOS ismertette (1913). Petrográfiai vizsgálatot ezeken a képződményeken LÓCZY felkérésére SCHAFARZIK FERENC végzett (1911).

A Velencei Gránit fillit-köpenyét először a hegység első monográfusa VENDL ALADÁR tanulmányozta behatóan (1914). Korát devon-alsókarbonnak gondolta.

TELEKI GÉZA Balaton környéki szerkezetföldtani munkáiban foglalkozott a „devon-alsókarbon fillittel” (1936, 1941a, b, c).

SCHRÉTER ZOLTÁN a Balaton északkeleti szegélyén végzett hidrogeológiai vizsgálatai kapcsán

A földtani megismerésnek, az elterjedési és a települési viszonyoknak, valamint a rétegtani tagolásnak a bevezetőben közölt áttekintésnél részletesebb kifejtését is megadjuk, majd a sztratotípus-terület, ill. alapszelvény földtani kifejlődésével foglalkozunk. Ezután kerül sor az egyéb területek, ill. feltárások bemutatására, az ösföldrajzi viszonyok és a fejlődéstörténet felvázolására.

ismerteti a fillit felszíni (Somlyó-hegy) és fúrásokban feltárt elterjedését (1937).

JANTSKY BÉLA pontos térképet és leírást adott a Velencei Gránit fillit-köpenyeről (1957). Vizsgálta és részletesen ismertette a gránitbenyomulás fillitre gyakorolt kontaktmetamorf és hidrotermális hatását. A kvarcporfír vulkanizmust iniciális magmás működés termékének tekintette, amely a flis-szerű üledék képződésével egyidejűleg keletkezett.

TOMOR JÁNOS szénhidrogénkutatói adatokat feldolgozó térképein körvonalazódott először a balatoni kristályos küszöb területe (1957, 1958).

JUHÁSZ ÁRPÁD az Alsóörs, Lovas és Balatonalmádi környéki paleovulkanitok újrvizsgálata alapján azokat – LÓCZY LAJossal megegyezően – szubvulkáni képződményeknek tekintette. Különleges kémiai összetételük alapján nátronkvarcporfirt, nátronkvarcporfiritet és mikrogránitporfirt határozott meg (1960).



„fillit”-ből feltárt *Hystrichosphaerida* és *Graptolites* maradványok új lehetőséget és biztos támpont-

Az első nagy áttörést a faunaszegény ópaleozóos képződmények biosztratigráfiai besorolásának lehetővé tételét megoldva, az ORAVECZ JÁNOS által 1964-ben, valamint 1965-ben publikált két szilur mikropaleontológiai tanulmány valósította meg. A lovasi és a velencei hegységi

tot adtak a rétegtani besorolás számára. Ez a „fix pont” kulcsot adott más rétegtani problémák megoldásához is.

BALÁZS ENDRE 1966 óta, a rétegtani fejlődéssel lépést tartva, rendszeresen tájékoztat a Kisalföld és a Dunántúli-középhegység környezetében szénhidrogénkutató fúrásokkal feltárt agyagpala–fillit elterjedéséről és földtani kifejlődéséről (1966, 1971, 1975, 1983).

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR et al. (1967, 1969) a Kárpát–Balkán Geológiai Asszociáció Magmás–Metamorf Közvetlen Bizottsága keretében szerkesztett metamorf térkép magyarországi részéhez, az ismeretek fejlődéséhez igazítva két magyarázót publikáltak. Az 1967-ben megjelent munkában a „Pannon medence köpenyboltozatának északi szegélyéről” vastag, a szilurtól a karbonig terjedő „gyenge epimetamorf” összletet ismertettek. Megítélésük szerint a Balaton mentén ez az összlet egy fiatalabb délnyugati (Révfülöp), kevésbé metamorf, kb. zeolit fáciesű devon–karbon, és egy idősebb északkeleti (Alsóörs, Balatonfőkajár), valamivel erősebben metamorfizált, de még szintén csak „gyengén metamorf” szilur–devon rétegcsoportra tagolódnak. A délnyugati rétegcsoportot főleg sötétszürke agyagpala alkotja, alárendelten homokkőkvarcit és neutrális, riolitos tufa betelepülésekkel. Az északkeleti rétegcsoportot közetváltozatai agyagpala, fillites kőzetfajták *Graptolites* tartalmú lidittel, diabáz, diabáztufa és Na-keratofir (kvarcporfir) betelepülésekkel. Az 1969-es publikációban a Kőszegi-hegységtől a Kisalföld északkeleti részén át a Tokaj–Zempléni-hegységig összefüggő, egységes ópaleozóos aljzatot tételeztek fel. Ennek felszíni feltárásai: Kőszegi-hegység, Balaton-felvidék, Velencei-hegység, Szendrői- és Upponyi-hegység. A geoszinklinális jellegű összletet variszkuszi kisnyomású anchi–epimetamorf hatások érték (szudétai, aszturiai fázisok). Az anchi-, epimetamorf zónát délről keskeny, variszkuszi granitoid testeket tartalmazó övezet határolja.

BUBICS ISTVÁN 1977-ben megjelent munkája a középhegységi agyagpala–fillit összlet első monográfiája. Nemcsak az addig publikált ismereteket foglalta össze, hanem bőven merített a Mecseki Ércbánya Vállalat ezen a területen végzett geológiai kutatásainak vizsgálati anyagából is. Első-

ként ismerte fel a Balatonfő és a balatoni kristályos küszöb területén önálló litosztratigráfiai egységet alkotó kvarcfillit mélyebb rétegtani helyzetét (ordovicium?) és magasabb fokú metamorfózist.



Lelkesné Felvári Gyöngyi a földtani alapszervények korszerű ásvány–kőzet-tani vizsgálatával járult hozzá a Balatoni Fillit formációcsoport petrológiai megismeréséhez, a variszkuszi metamorfózis kis nyomású (nagy termikus gradiensű) jellegének megállapításához. Kimutatta a savanyú vulkanizmus képződésének elterjedtségét, az alsóörsi porfiroid összesült tufa (ignimbrit) eredetét is. A révfülöpi agyagpalából metaandezit tufitot határozott meg. Társszerzőkkel ordoviciumi (arenigi) *Acritarcha* együttest publikált a Kő–Szár-hegyen mélyült Szb–9 jelű fúrás rétegsorából (1971, 1978, 1985). Néhány szilur *Acritarcha* fajt Góczán Ferenc is meghatározott az Alsóörs környéki aleurolitpalából (1971).

Heinz Kozur a Lovasi Aleurolitpala fekete kovapala betelepüléseiből Alsóörs környékéről *Conodonta* fajt, a Velencei-hegységbeli Kányás-völgy radioláriás kovapala rétegeiből pedig egy új, bizonytalan rendszertani helyzetű egységhez (*Muellerisphaerida*) tartozó, mikrofosziliát írt le (1984).



Árkai Péter (1987) a Balaton-lineamens északi oldalán, a Balatontól D-re, DNy-ra, a szénhidrogénkutató mélyfúrásokkal feltárt paleozóos aljzat metamorf képződésének több csoportra osztotta:

– nagyon kisfokú (anchizónás) regionális metamorf képződ-

mények (Ortháza OrNy-1 jelű fúrás: agyag-, aleurolitpala, metahomokkő),

– nagyon kisfokú (anchizónás) kőzetek a granitoid magmatizmus okozta kontakt metamorf felülbélyegzéssel (a Gelse Gel-1, a Pusztamagyaród Pu-5 és az Eperjehegyhat E-6 jelű fúrások metahomokkő, valamint fillit sávós metahomokkő kifejlődései).

Ezen anchizónás fáciesű kőzetfajtákat a Balaton-felvidék hasonló kifejlődésű képződményeivel párhuzamosította.

– a Sávoly Sáv-7 jelű mélyfúrásban, valamint a Balatonhídvég Hi-1 és -2 jelű fúrásokban feltárt nagy termikus gradiensű, kis- és közepes fokú metamorfotokat a Balatonfőkajári Kvarcfillit formáció mélyebb kifejlődéseként valószínűsítette. A területről polimetamorf, andaluzitot tartalmazó biotit–muskovitpálát is leírt (Garabonc Gar-1 jelű fúrás).

A közettani adatok alapján kísérletet tett a terület rész metamorf fejlődéstörténetének rekonstrukciójára.

ÁRKAI PÉTER – HORVÁTH ZOLTÁN – TÓTH MÁRIA (1987) a kisalföldi paleozóos medencealjzat jellemző kőzetfajtáinak metamorf–petrológiai (közetszöveti, ásványparagenetikai, illit kristályosság,  $b_0$  geobarometriai, szénülésfok) vizsgálata keretében megállapították, hogy a Bakony ÉNy-i előterében a Tét-3, -4, Takácsi-1, -2, Vaszar-DNy-1 jelű fúrások által feltárt törmelék eredetű (homokkőpala, agyagpala, karbonátos agyagpala) és bázisos vulkáni eredetű (metabazalt) képződményeket csak anchizónás (kb. 200–300 °C hőmérsékletű), kis nyomástartományú hercini regionális dinamotermális metamorfózis érte. Ezek a kőzetfajták – jellemző közettani kifejlődésüket és metamorf fok jelző paramétereiket tekintve – nagyon hasonlóak a Nemeskoltai, Ikervár környéki fúrások anyagához és jelentős mértékben különböznek a Mihályi-hátság és annak déli folytatásába eső (Ölbő, Pecöl) epizónás (zöldpala fáciesű), szintén kisnyomású metamorfotoktól.

ÁRKAI PÉTER és BALOGH KADOSA (1989) a Takácsi-1 és a Vaszar-DNy-1 jelű fúrások agyag-, aleurolitpala illetve metahomokkő mintáinak < 2 µm szemcseméretű szericit frakcióit K/Ar-zótópegeokronológiai módszerrel vizsgálva a regi-

onális metamorfózis korát 311–329 millió év közöttinek határozták meg. A metamorfózis így kapott hercini (szudéta) kora megegyezik a Balaton-felvidék ópaleozoikumának metamorf koráról földtani megfontolások alapján kialakított elképzelésekkel.



BALLÁNÉ DUDKO ANTONYINA a Velenicei-hegység–Balatonfő területén feltárt paleozóos képződmények – közöttük a Balatonfőkajári Kvarcfillit és a Lovasi Aleurolitpala – variszkuszi orogenezis hatására kialakult szerkezetföldtani jellegeivel foglalkozott. Megállapította,

hogy az erőtérbeli fő kompresszió ÉÉK–DDNy irányú volt és a redőtengelyek NyÉNy–KDK csapásúak. A legkorábbi fázis az izoklinális redőződés és a tengelysík szerinti palásodás, amit újabb, de jóval gyengébb gyűrődéssel kísért DDNy-i vergenciájú takaróképződés követett és zárt le. E takaróképződés vége felé jött létre a közetrések nagy része (1987).

## Elterjedés, település, tagolás

A Balatoni Fillit formációcsoport ópaleozóos idő és paleogeográfiai keretben, genetikailag összefüggő litosztatigráfiai rendszerként keletkezett, majd tektonikusan részekre tagolódott és a részek eltérő mértékű metamorfózist szenvedtek. Végül a harmadidőszak során, differenciált oldalirányú eltolódással a heteropikus fáciesű részek mai helyzetükbe kerültek. A részek közötti folyamatos átmenet hiányzik.

A Balatonfő délkeleti részén és a balatoni kristályos küszöb területén a Balatonfőkajári Kvarcfillit az uralkodó képződmény. Balatonhídvég és Sávoly környékén ennek valamivel magasabb metamorf fokozatú kifejlődését tárta fel a Bhi-1 és -2, valamint a Sáv-7 jelű mélyfúrás. A Szabadbattyán Szb-9 jelű fúrásból ordoviciumi *Acritarchákat* tartalmazó anchimetamorf agyagpala, aleurolitpala, homokkőpala rétegsor vált ismertté.

	Révfülöp	Lovas	Velencei-hg.	Tét
	Balatoni kristályos küszöb			
	Balatónhídvég			Szb-9 jelű f.
Devon			Lovasi Aleurolitpala	Téti Aleurolitpala
Szilur		Révfülöpi Aleurolitpala		
F.ordovicium				
A.ordovicium		Balatónfőkajári Kvarcfillit		
			Szárhegyi acritarchás aleurolitpala	

34 A Balatoni Fillit formációcsoport litosztratigráfiai egységei

Anchizónás metamorfot ismerünk a Zalamedence középső részén, a Pusztamagyaród, Pörfölde, Eperjehegyhat és Ortaháza környékén mélyült szénhidrogénkutató fúrásokból is.

A Dunántúli-középhegység szinklinorium szerkezetének délkeleti peremén, fiatalabb képződmények fekvőjében a Balatónfői-vonalig terjedően, ÉK-DNy-i csapásirányban, az alcsútdoboz Ad-2 és csákvári Csv-1 jelű fúrásoktól a szigligeti bazalttufa zárványokig ismerünk anchimetamorf ópaleozóos palaképződményeket. Északkeleten a Velencei-hegységtől Balatónalmádig terjedően a Lovasi Aleurolitpala formáció található; metariolit (porfiroid) és metabazalt (diabáz), valamint ezek vulkanoklasztit betelepüléseivel és szilur ősmaradvány-tartalmú kovapala rétegekkel. Délnyugaton a metaandezit és neutrális vulkanoklasztit betelepüléseket tartalmazó, karbonáttartalmú Révfülöpi Aleurolitpala formáció felszíni és fúrásokkal feltárt elterjedését ismerjük.

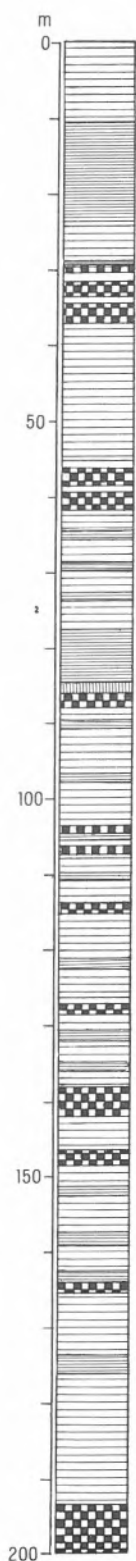
A középhegységi szinklinorium ÉNy-i szegélyén, az ún. téti antiklinális területén fúrások tárak fel az ópaleozóos anchimetamorf aljzatot.

A Balatoni Fillit formációcsoport litosztratigráfiai egységeinek kifejlődését és kronosztratigráfiai besorolását a 34. ábra szemlélteti.

## Balatónfőkajári Kvarcfillit formáció

A Balatónfői- és a Balatón-vonal közötti ún. balatoni kristályos küszöb területén, Székesfehérvártól Balatónhídvégig követhető, a Balatónfői területén egyetlen ponton felszínre bukkanó Balatónfőkajári Kvarcfillit formáció. Folyamatos átmenettel kapcsolódó fekvőjét és fedőjét sehol sem ismerjük. A Szabadbattyán Szb-9 jelű fúrásban 340 és 1200 m között feltárt, karbonátos betelepüléseket és ordoviciumi *Acritarchákat* tartalmazó agyagpala, aleurolitpala és homokkőpala feltehetően tektonikus úton került a kvarcfillit területére. A balatónhídvégi (Bhi-1 és -2), valamint a Sávoly Sáv-7 jelű fúrásból ismertté vált gránatos-staurolitos csillámpala pedig a kvarcfillit magasabb metamorf fokozatú megfelelője lehet.

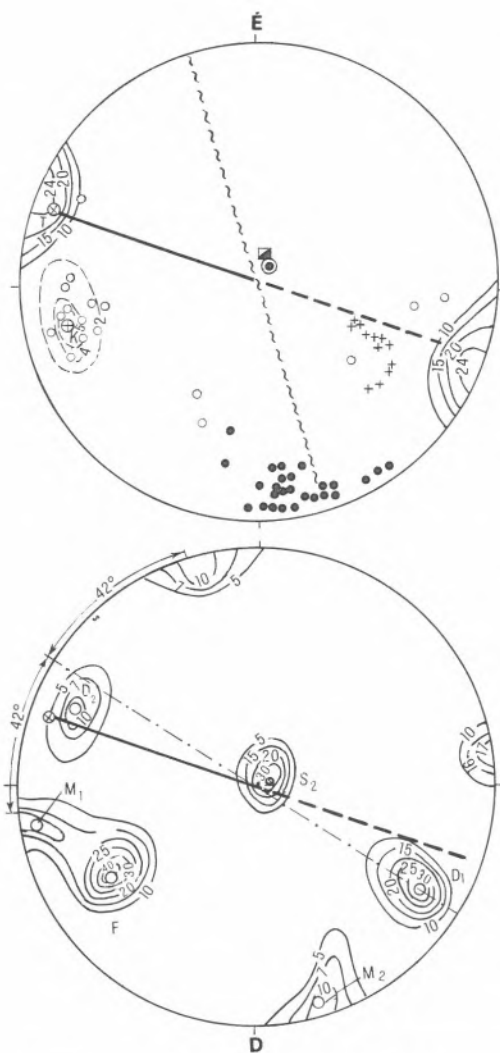
A Balatónfőkajári Kvarcfillit típusfeltárása a Balatónfőkajár melletti Somlyó-hegy felhagyott kőfejtője és a kőfejtőudvaron mélyült Bfk-1 jelű 200 m-es alapfúrás (35-37). A kvarcfillit formáció eredeti litofáciasei: agyagos, aleurolitos kőzetfajták, savanyú vulkáni törmelékes közbetelepülésekkel, változó karbonáttartalmú törmelékes üledékfajtákkal. A hercini kori kismélységi metamorfózis



**35 A balatonfőkajári Bfk-1 jelű földtani alapfúrás rétegsora**

- Kvarcfillit
- Fillit
- Karbonátos fillit
- Kvarcit
- Dőlésadat

- Kvarcfillit
  - Bfk-1 Földtani alapfúrás
  - Szőlő parcella
  - Parlagon hagyott terület
  - Borpince
- M = 1: 25000



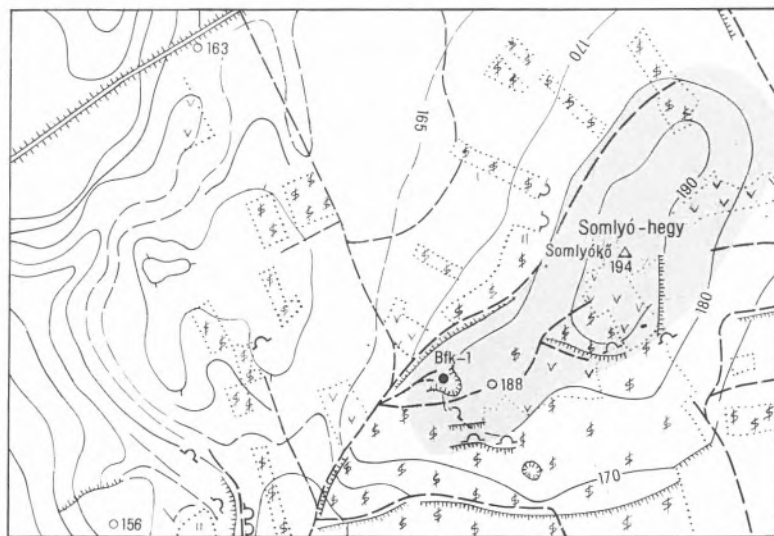
**I. Lineáció, kink zónák, fodrok, kvarcerek diagrammja**

- A lineáció sűrűség izovonalai 10
- A fodrok főiránya mérési pontok
- A kink zónák súlypontja K
- sűrűség izovonalak 2
- mérési pontok
- A kvarcerek mérési pontjai
- Redótengely
- A redótengely síkok súlypontja
- A palásság súlypontja

**II. A palásság és a közetrések diagrammja**

- Sűrűség izovonalak 10
- Súlypontok: palásság S<sub>2</sub>
- közetrések M<sub>1</sub> M<sub>2</sub>
- D<sub>1</sub> D<sub>2</sub> F
- Redótengely
- Szimetria tengely
- A fő palásság átlagos dőlése 48°10' n-78

**37 A Somlyó-hegyi kőfejtőben feltárt kvarcfillit szerkezetföldtani adatai sztereografikus vetületben**



**36 A balatonfőkajári Somlyó-hegy földtani térképe**

főleg a zöldpala fácies klorit, helyenként biotit zónáját képviseli. A kis nyomástartományú (nagy termikus gradiensű), ún. hercinotip metamorf rendszer része. (A muszkovit rácsparamétere:  $b_0 = 8,987 \text{ \AA}$ ,  $s = 0,004$ ,  $n = 38$ ).

A kvarcfillit formáció jellegzetes kőzetváltozatai a szericitkvarcit, kvarcfillit, klorit–kvarcfillit, karbonátos kvarcfillit, klorit–szericitfillit és grafitos fillit, amelyek gyakran váltakoznak. Legelterjedtebb a kvarcfillit–szericitfillit váltakozás.

Ásványos összetétele röntgendiffraktométeres vizsgálat alapján a következő határok között változott:

muszkovit	20–70 %	kalcit	0–10 %
klorit	0–50 %	dolomit	0– 2 %
kvarc	0–80 %	sziderit	0–10 %
földpát	0–20 %		

A kvarcfillit sávós, helyenként párhuzamosan palás, másutt erősen gyüredezett szerkezetű, granoblasztos, granolepidoblasztos szövetű. A kvarc granoblasztos mozaikot alkot, benne szórtan albit és klorit–muszkovit szemcsékkel. A karbonát szintén szórt, granoblasztos pát. Járulékos ásványok az anatóz, turmalin, cirkon, apatit. A turmalin gyakran lekerekített, törmelékeny mag körül továbbnövekedett szemcsék formájában mutatkozik. A fillites kőzet típus bonyolult, gyüredezett szerkezetet mutat, de megállapítható, hogy a kőzet fő átkristályosodása az első deformációs fázishoz köthető.

A somlyó-hegyi kőfejtőből és fúrásokból származó kvarcfillit mintákban savanyú vulkáni törmelék lehetett meghatározni. A vulkáni eredetre egyrészt a jellegzetes kétmaximumos szemcseeloszlás alapján, másrészt a kvarcsejtszémcsék visszafordulási „öblei” és zárványai, ill. a sakk-albit jelenléte alapján következtethetünk. Az utóbbi jellegzetes ikerlemezeség, amely nagy valószínűséggel a káliföldpát Na-metaszomatózisa révén jön létre, és esetünkben riolitos-riodácitos savanyú vulkáni eredetre utal.

A kvarcfillit kőzetfajtáinak kémiai összetételéről a 10. táblázat ad áttekintést. Megállapítható volt az is, hogy az üledékes kőzetek átlagához viszonyítva nyomelem dúsulás nem történt. Gyenge anomáliát a Ti, Zn, Ba és V mutatott.

A somlyó-hegyi feltárásokban eredeti rétegződést ( $S_0$ ), palásságot ( $S_1, S_2$ ), redőtengelyeket (T),

vonalasságot (L), fodrokat, kink zónákat, kőzetrészeket és kvarcerekét lehet megállapítani (37. ábra).

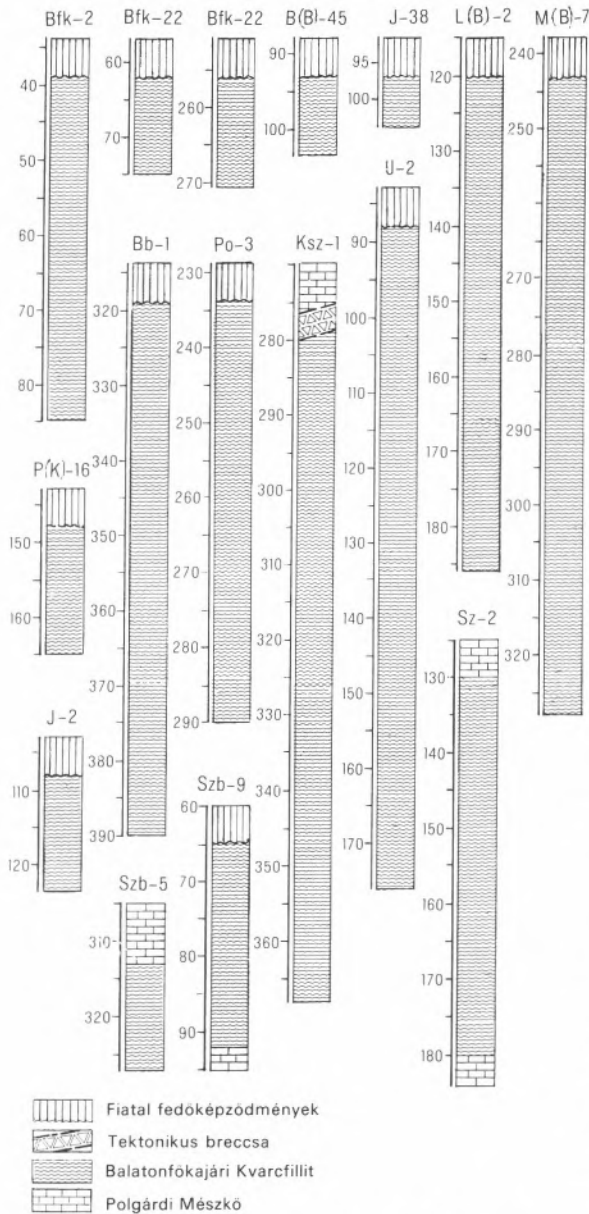
A balatonfőkajári Somlyó-hegy északnyugati lejtőjén levő elhagyott kőfejtőben a kvarcfillit erősen palás, a palásság fő síkjai lapos dőlésűek. A fő palásság által kijelölt sávokon belül eltérő irányú palásság is megfigyelhető, amelynek dőlésiránya és szöge gyakran változik. Néhol jól megállapítható, hogy ez a változó palásság egy, az anyagi összetételben jelentkező vékony, legfeljebb néhány mm-es rétegzettségűvel esik egybe. Jól felismerhető szerkezeti elemek az összennyomott fekvő redők, a fő palássággal azonos redőtengelysíkokkal. A redők magassága és szélessége néhány cm és dm között változik. A cm-es redők szárnyain a gyürt palásság a redőtengelysíkokkal átlagosan  $35^\circ$ -os szöveget zár be; a dm-es redők összennyomot-

10. táblázat Balatonfőkajári Kvarcfillit minták kémiai összetétele súly% -ban

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub>	85,07	80,51	64,18	83,40	72,12
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,41	0,85	–	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	5,86	16,94	6,42	14,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	3,31	4,94	0,04	–
FeO	1,08	1,16	1,44	2,75	3,65
MnO	0,03	0,08	0,13	0,02	0,09
MgO	0,80	2,00	1,80	0,95	1,25
CaO	3,24	0,30	1,14	1,85	0,63
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,19	0,48	0,98	0,85
K <sub>2</sub> O	1,22	1,76	2,50	1,05	1,80
Nedv.	0,08	1,18	0,26	–	0,40
CO <sub>2</sub>	2,06	0,09	0,82	1,64	0,28
Össz.	97,24	96,85	95,49	99,10	96,49

1. Balatonfőkajár Somlyó-hegy
2. Balatonfőkajár Somlyó-hegy
3. Ságvár–2 jelű fúrás 216,0–217,0 m
4. Ságvár–2 jelű fúrás 302,0–303,0 m
5. Ságvár–2 jelű fúrás 399,0–400,0 m

Bfk, B(B)=Balatonfőkajár BJ=Balatonaliga L(B)=Lepsény  
 M(B)=Mezőszentgyörgy Bb=Balatonbozsok Pg=Polgárdi  
 Ksz=Köszárhegy U=Urhida J=Jenő Szb,Sz= Szabadbattyán



### 38 Balatonfőkajári Kvarcfillitbe hatolt fúrások a Balatonfő területén

tabbak, a nagyobb redők alakja pedig megközelíthetően izoklinális.

A fő palásság síkjában helyenként markáns fod-

rok láthatók. Megfigyelhető, hogy a fodrok a palássági síkok keskeny övre korlátozódó megtörésével (kink zóna) kapcsolatosak. A palássági síkok a kink zónákban többnyire a dőlésirányba eső szárnyon hajlanak fel, ami rátolódásos jelleget mutat; a fodrok aszimmetriája a rátolódási öv dőlésirányát tükrözi.

A köfejtőben számos közettrés található. Ezek közül némelyek – a redőtengelyhez viszonyított helyzetük alapján – genetikai párba vonhatók.

A szerkezeti elemek közül legidősebb a változó palásság ( $S_1$ ). Az ezt kísérő sávosság az anyagi összetétel heterogenitását tükrözi. Az  $S_1$  palásság az összetétel ért első izoklinális redőződés és metamorfózis során keletkezett. Az  $S_1$  palásságú összlet újabb gyűrődésével jött létre a jól megfigyelhető izoklinális redőzöttség és az azt kísérő fő palásság ( $S_2$ ). A kink zónák hajlatai és fodrai, valamint a kink zónákban fellépő kvarcerek későbbiek. Végül a legutolsó generációjú szerkezeti elemek a közettrések.

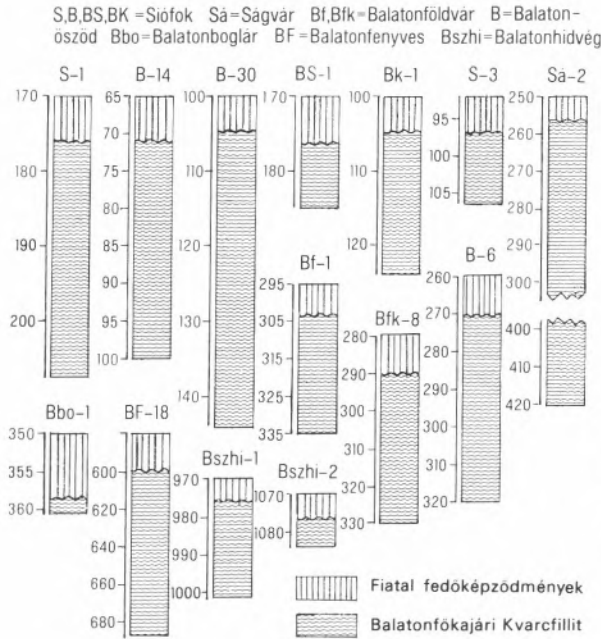
A Balatonfőkajári Kvarcfillit a variszkuszi orogenezis során deformálódott és metamorfizálódott. A fő kompresszió – a szerkezeti elemek mai helyzetéből levezethetően – ÉÉK-DDNy irányú volt, a redőtengelyek NyÉNy-KDK csapásúak.

Balatonfőkajári Kvarcfillitet a típuslelőhelyen kívül a Balatonfő délkeleti részén még számos fúrásból ismerjük (38). Ezek döntő többsége vízfeltárás céljából mélyült.

Csekély mélységben Balatonfőkajári Kvarcfillitet tártak fel a Balaton déli peremén, a balatoni kristályos küszöb területén mélyült vízfeltáró fúrások is (39), [33].

### A kvarcfillitnél magasabb és alacsonyabb metamorf fokozatú kőzetfajták

A Sávoly Sáv-7 jelű fúrás kloritosodott, gránatos, albit-muszkovit (biotit) palát tárt fel (34). Szövege harántpalás, mikrogyűrődéses, szintektonikus „hólabda-szerkezetű”, kvarc-zárványos gránát poikiloblasztokkal. A zónás gránát szemcsékben a magtól a szélek felé a Mn- és Ca-tartalom csökken, a Fe-tartalom erősen, a Mg-tartalom gyengén nő. A kőzetszövet és az ásványi összetétel: a kvarc, albit, muszkovit, kloritosodott



### 39 Balatonfőkajári Kvarcfillitbe hatolt fúrások a balatoni kristályos küszöb területén

biotit és gránát együttes, egy tektonociklusban keletkezett, egymásba folyamatosan átmenő, két deformációs szakasszal jellemzett, egyszeri progresszív metamorf eseményre utal. A metamorfózis foka a kistektonociklus metamorf tartomány gránát izográdját meghaladta ( $\sim > 450^\circ\text{C}$ ), de a staurolit izográdot ( $500\text{--}550^\circ$ ) nem érte el. Ez a metamorf fokozat a zöldpala fácies kvarc-albit-epidot-almandin alfáciesének felel meg. A muszkovit  $b_0$  értéke kistektonociklusú rendszert valószínűsít.

A Balatonhidvég Hi-1 és -2 jelű fúrásból *staurolitos, gránátos kvarccsillámpalát* és *gránátos kvarccsillámpalát* ismerünk (35). A filloszilikátokat muszkovit és kloritosodott biotit képviseli. Gyakori a turmalin, az opak elegyrész és kevés a karbonátásvány. A gránát gyakran teljesen átalakult opak + agyagásvány pseudomorfózákká. Az ásványegyüttes és a szöveti kép a közepes fokozatú metamorfózis (almandin-amfibolit fácies) kis hőmérsékletű részének (staurolit-izográd, kb.  $510\text{--}550^\circ\text{C}$ ) felel meg.

A Garabonc Gar-1 jelű fúrásból meghatározott

*andaluzitos biotit-muszkovit pala* kémiai összetétele, valamint grafittartalma alapján üledékes (pelites) eredetű. Az első metamorf esemény ásványai: kvarc, oligoklász ( $An > 18\%$ ), muszkovit, biotit, a pseudomorfózákból sejthető gránát, cianit (disztén) (?) és/vagy staurolit. Ez az ásványegyüttes a közepes fokozatú (almandin-amfibolit fácies) metamorfózis staurolit izográdjának felel meg. Feltehetően a hercini granitoid magmatizmus termikus hatásával függött össze a második metamorf esemény. Ennek során a gránát profiroblasztok biotit-muszkovit-oligoklász-kvarc-pirit anyagú, a disztén, ill. staurolit porfiroblasztok pedig muszkovit anyagú pseudomorfózákká alakultak át. Ugyanakkor jelentős mennyiségű biotit-zárványos, xenomorf andaluzit képződött, a biotit zárványok egy részénél fibrolitos szillimanit képződése is megindult [36].

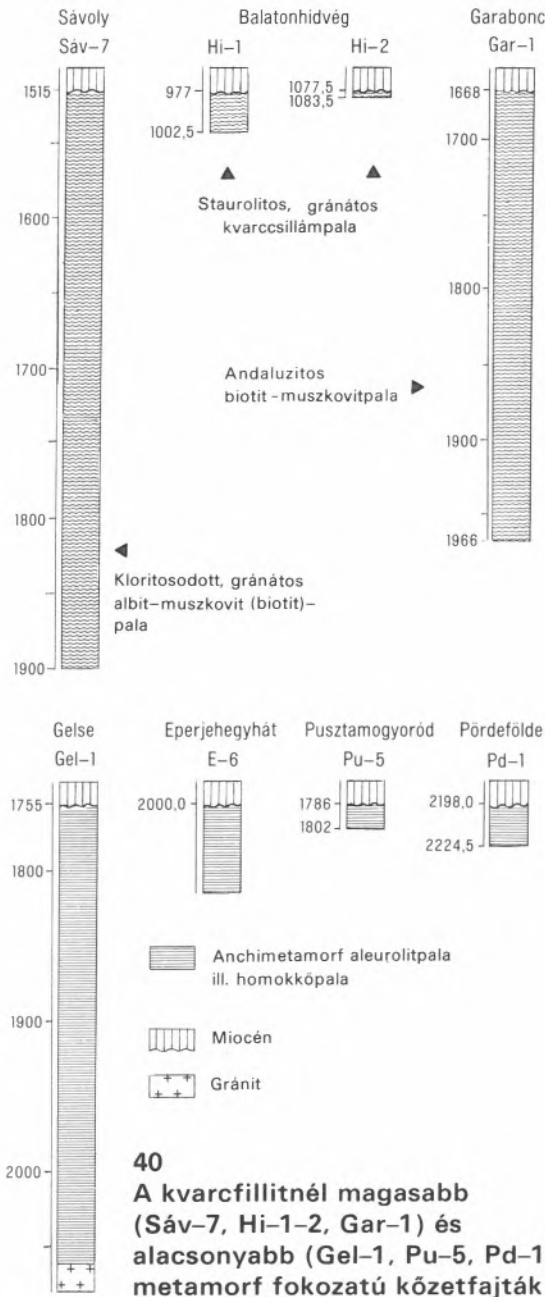
*Anchimetamorf aleurolitpalát, ill. homokkőpalát* tártak fel a Gelse Gel-1, Eperjehegyhát E-6, Pusztamagyaród Pu-5, Pördefölde Pd-1 jelű szénhidrogénkutató fúrások a balatoni kristályos küszöb folytatásában, a Zalai-medence középső részén (40).

Összefoglalva: a Zalai-medence kistektonociklus metamorf (zöldpala fáciesű, gránát izográdú), nagy termikus gradiensű gránátos albit-muszkovit-biotit pala és „gneisz” (Sáv-7), valamint a közepes metamorf fokozatú staurolitos, gránátos kvarccsillámpala (Bhi-1 és -2) kifejlődések primér litofáciesüket és metamorf közetstílusukat jellegüket tekintve a Balaton menti kvarcfillitrel mutatnak rokonságot és feltételezhetően a Balatonfőkajári Kvarcfillit formációba sorolhatók. Ez utóbbi metamorf foka így NyDNy felé nő: a Balaton mentén uralkodóan kistektonociklus (zöldpala fáciesű és klorit- legfeljebb biotit-zónájú; a maximális átalakulási hőmérséklet kb.  $450^\circ\text{C}$ ). A Sáv-7 jelű fúrásban ugyancsak kistektonociklus, de már a gránát izográdot meghaladó ( $450\text{--}500^\circ\text{C}$ ); a Bhi-1 és 2 fúrásokban viszont már közepes fokozatú (almandin-amfibolit fáciesű), staurolit izográdot elérő hőmérsékletű (kb.  $520\text{--}550^\circ\text{C}$ ). Az említett kőzetfajták több deformációs szakaszban, de folyamatos átkristályosodással jellemzett, egyetlen progresszív metamorf ciklusban képződtek. Az újpeleozóos-mezozóos képződmények általános nem metamorf jellege, valamint a világos csillám  $b_0$  paraméterek

alapján meghatározott nagy termikus gradiens a regionális metamorfózis hercini korára utal.

Az ugyancsak közepes metamorf fokozatú, de polimetamorf andaluzitos biotit-muskovit pala

(Gar-1) metamorf fejlődése egy első, almandin-amfibolit fáciesű, feltehetően közepes nyomású eseményt, majd azt követően ugyancsak amfibolit fáciesű, de kis nyomású (andaluzitos felülbélyegzés) metamorfózist képvisel. Valószínű, hogy ez a kőzetfajta a kis-közepes metamorf fokozatú Balatonfőkajári Kvarcfillit formáció eredetileg mélyebb helyzetű, granitoid intrúziókhoz közeli része. Az andaluzitos felülbélyegzés feltehetően az intrúzió hőhatásával kapcsolatos. Az első metamorf esemény idősebb, az andaluzitos felülbélyegzés fiatalabb hercini kori lehet.



## Szárhegyi acritarchás aleurolitpala

A Szár-hegy északi előterében lemélyült Szabadbattyán Szb-9 jelű kutatófúrás 325 m-től 1200 m-ig (a talpig) aleurolitpalából, homokkőpalából és közbetelepülő dolomitos mészkőtagokból álló alsóordoviciumi (felsőarenigi) mikrofossziliákat tartalmazó rétegsort tárt fel (41).

Az aleurolitpala kőzetkifejlődés uralkodó részarányú. Az illit-szericit és kloritból álló agyagtartalom változó mennyiségű. Az aleurolit frakció túlnyomórészt kvarcból és kisebb mennyiségben földpátból (nagyobbrészt plagioklászból és kisebb részben sakk-albitból) áll. Alárendelten tartalmaz káliföldpátot, nagyobb muszkovit és biotit szemcséket. A törmeléken csillámok mindig párhuzamosak a rétegződéssel. A finomszemcsés, hintett szerves C-tartalom elérheti a 2,3%-ot. Járulékos ásványként pirit és egyéb nehézásványok találhatóak, amelyek gyakran vékony lemezekben koncentrálnak. Karbonátásványok (kalcit, dolomit, sziderit) 10%-ig, szabálytalan eloszlásban vannak jelen.

A metahomokkő betelepülések kvarcból, földpátból és csillám törmelékéből állnak. Fő alkotóelem a kvarc. A kőzettörmelék, a nehézásványok, a karbonát és a pirit alárendelt szerepű. A kötőanyag mikrokristályos kvarcból, illit-szericitből és kloritból áll. A földpáttartalom nagyobbik része plagioklász, a káliföldpát és a sakk-albit alárendelt.

A metamorfózis nagyon kisfokú (anchizónás).

Az illit kristályosság átlaga:  $IC = 0,291^\circ$ ,  $n = 48$ . A vitrint reflexió:  $R_{random} = 3,87-4,42\%$ , a metaantracitra jellemző. A metamorfózis kora földtani bizonyítékok alapján hercini.

A rétegsor felső részében vékony piroklasztit betelepülés volt megállapítható. 1–2 mm nagyságú kvarc és földpát fenokristályok voltak megfigyelhetők a finomszemcsés mátrixban. A kvarc hipidomorf, jellegzetes korróziós öblökkel, a földpátot gyakran töredékes sakk-albit képviseli. Az alapanyag finomszemcséjű kvarc és szericit.

A rétegsorban néhány (8 m vastagságig terjedő) karbonátos betelepülés található. Színük világosszürkétől sötétszürkéig változik és bitumenes, agyagos laminációkat tartalmaznak. Szerves C tartalmuk a 2,5%-ot is elérheti. Az oldási maradvány összetétele: illit–szericit, klorit és kvarc. A Ca/Mg arány felül 1,3–2,3, alul 8,6–19 közötti. A karbonáttartalom átkristályosodott pátittá, amely helyenként mikropátitos rétegeket és finoman diszpergált szerves anyagot tartalmaz.

Négy szintben sötétbarna–fekete színű *Acritarchákat* találtak [38]. Legtöbbjük összetört alakok mozaikjaként van jelen. Rekonstrukciós mikropaleontológiai vizsgálattal a következő együttes volt meghatározható:

*Baltisphaeridium nanum* (DEFLANDRE)

*Baltisphaeridium* sp.

*Goniosphaeridium gracile* (VAJRDOVÁ, 1966)

*Micrhystridium nannacanthum* (DEFLANDRE)

*Micrhystridium shinetonense* (DOWNIE, 1958)

*Micrhystridium stellatum* (DEFLANDRE, 1945)

*Micrhystridium* sp.

*Peteinosphaeridium* sp.

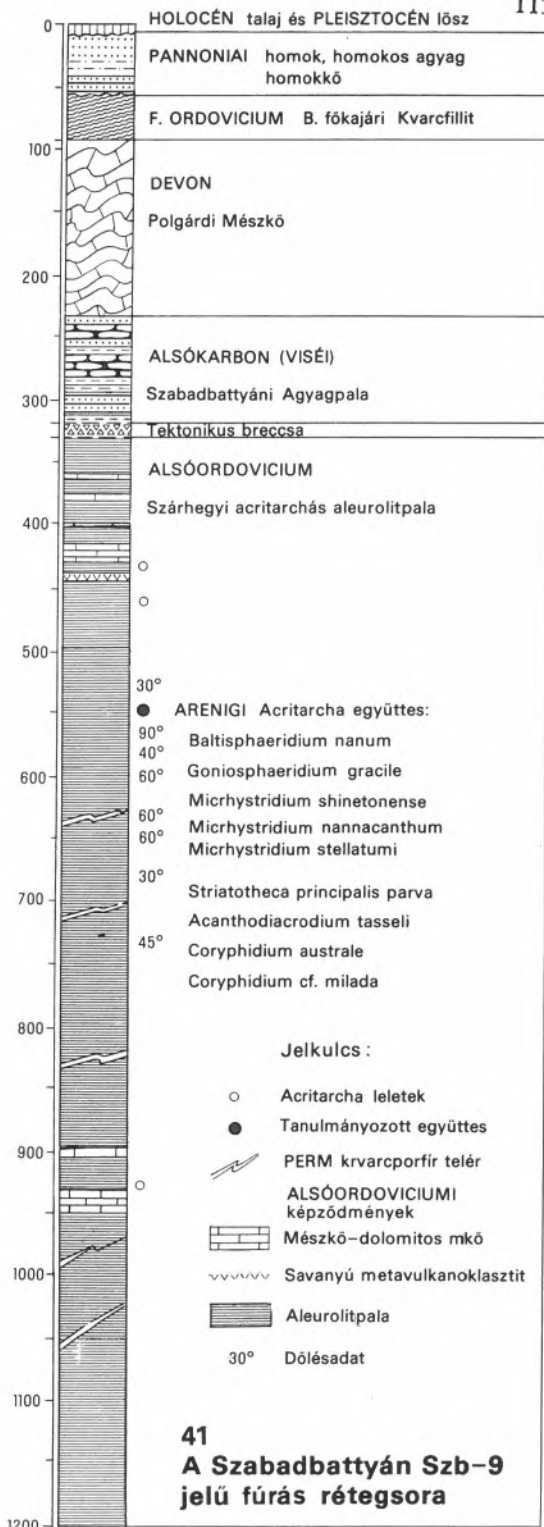
*Striatotheca principalis parva* (BURMANN, 1970)

*Acanthodiacrodium tasseli* (MARTIN, 1969)

*Coryphidium australe* (CRAMER et DIEZ, 1976)

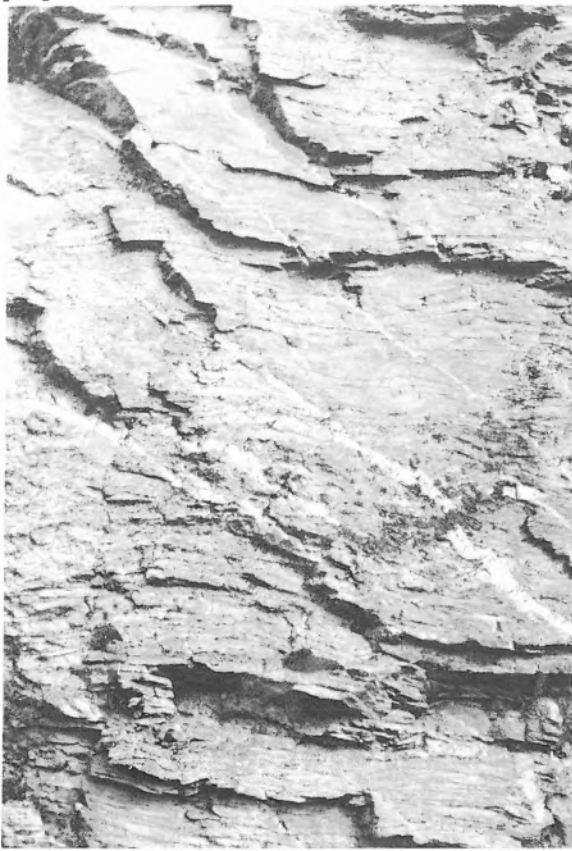
*Coryphidium* cf. *milada* (CRAMER et DIEZ, 1976)

A *Baltisphaeridium nanum*, *Goniosphaeridium gracile*, *Micrhystridium shinetonense*, *Striatotheca principalis parva* és *Coryphidium* fajok együttese arenigi korra utal. Külön kiemelendő, hogy a *C. australe* és *C. milada* fajokat eddig csak felsőarenigi rétegekből ismerik. A felsőarenigi kort támasztja alá a *Peteinosphaeridium velantum*-hoz hasonló forma is. A többi azonosított forma rétegtani elterjedése nem mond ellent a fenti megállapításnak.



## Táblamagyarázatok [31]–[38]

- [31] Balatonfőkéjári Kvarcfillit  
 A–B Kvarcfillit, harántirányú és a gyüredezettséget követő kvarciterekkel, ill. lencsékkel; Balatonfőkéjári, Somlyó-hegy, felhagyott kőfejtő.  
 C Kvarcfillit fúrómag, kvarcit és karbonátos sávokkal  
 Balatonfőkéjári Bfk–1 jelű fúrás 172,0–172,1 m, természetes nagyság  
 D Diszharmonikusan gyüredezett kvarcfillit.  
 Bfk–1 jelű fúrás 192,5–192,6 m
- [32] Balatonfőkéjári Kvarcfillit; vékonycsiszolat-felvételek a Balatonfőkéjári Bfk–1 jelű fúrás rétegsorából  
 A Kvarcfillit, muszkovit- és alárendelten klorit-sávokkal, kvarc és albit porfiroblasztokkal  
 123,7 m, 102x, 1N  
 B Muszkovit- és klorit-sávok váltakozása fillitben  
 147,5 m, 102x, + N  
 C Kvarcfillit, kvarc és albit porfiroblasztokkal  
 116,3 m, 102x, + N  
 D Gyűrt muszkovitréteg kvarcfillitben  
 12 m, 52x, + N
- [33] Balatonfőkéjári Kvarcfillit; vékonycsiszolat-felvételek a Ságvár Sá–2 jelű fúrás rétegsorából  
 A Kvarcfillit, karbonátos szemcsékkel  
 397,0–418,8 m, 102x, + N  
 B Kvarcfillit anatóz és turmalin kristályokkal  
 418,8 m, 52x, 1N
- [34] Kloritosodott, gránátos, albit–muszkovit (biotit) pala a Sávoly Sáv–7 jelű fúrásból  
 A Mikrogyüredezettség és harántpaláság  
 1562–1564 m, 40x, + N  
 B Hólabda szerkezetű (szintektonikus) gránát poikiloblaszt  
 1562–1564 m, 40x, 1N
- [35] Staurolitos, gránátos kvarc–csillámpala a Balatonhídvég Bhi–1 jelű fúrásból  
 A Staurolit porfiroblasztok  
 978–982 m, 40x, 1N  
 B Kvarczárványos gránát porfiroblaszt  
 997,5–999,5 m, 40x, + N  
 C–D Kvarczárványos staurolit  
 978,0–982,5 m, 168x, 1N
- [36] Andaluzitos biotit–muszkovit pala (csomópala) a Pördefölde Pd–10 és Garabonc Gar–1 jelű fúrásból  
 A Idiomorf andaluzitszemcsék és lécek, valamint kvarc  
 Pördefölde Pd–10 jelű fúrás 1945,0–1946,3 m, 160x, 1N  
 B Andaluzit, részben szillimanittá átalakult biotitzárványokkal  
 Garabonc Gar–1 jelű fúrás 1677–1680 m, 160x, 1N
- [37] Anchimetamorf homokkő- és aleurolitpala az Eperjehegyhát E–6 és Ortaháza OrNy–1 jelű fúrásból  
 A Anchimetamorf homokkőpala, jól osztályozott törmelékanyaggal  
 Eperjehegyhát E–6 jelű fúrás 2148–2150 m, 40x + N  
 B Anchimetamorf aleurolitpala, szericit–klorit aggregátumokkal  
 Ortaháza OrNy–1 jelű fúrás 4045–4048,5 m, 160x, 1N
- [38] Ordoviciumi *Acritarchák* a Szabadbattyán Szb–9 jelű fúrás 550. méteréből, 1000x  
 A–B *Striatotheca principalis parva* BURMANN  
 C *Goniosphaeridium gracile* (VAVRDOVÁ)  
 D–F *Baltisphaeridium nanum* (DEFLANDRE)  
 G *Baltisphaeridium* sp.  
 H *Michrhystridium stellatum* DEFLANDRE  
 I *Michrhystridium shinetonense* DOWNIE  
 J *Michrhystridium nannacanthum* DEFLANDRE  
 K–L *Michrhystridium* sp.  
 M *Acanthodiacrodium tassellii* MARTIN  
 N *Coryphidium australe* CRAMER et DIEZ  
 O *Coryphidium* cf. *milada* CRAMER et DIEZ  
 P *Coryphidium* sp.



A



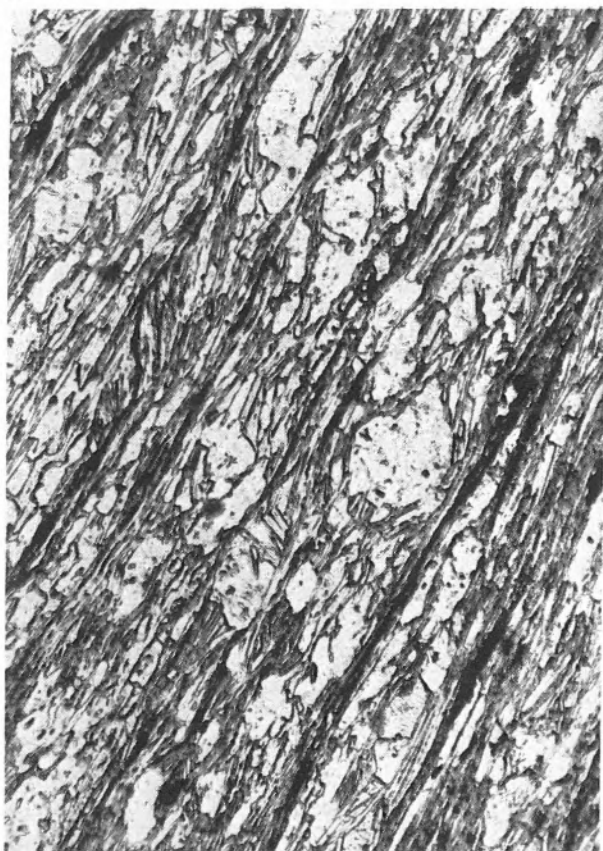
B



C



D



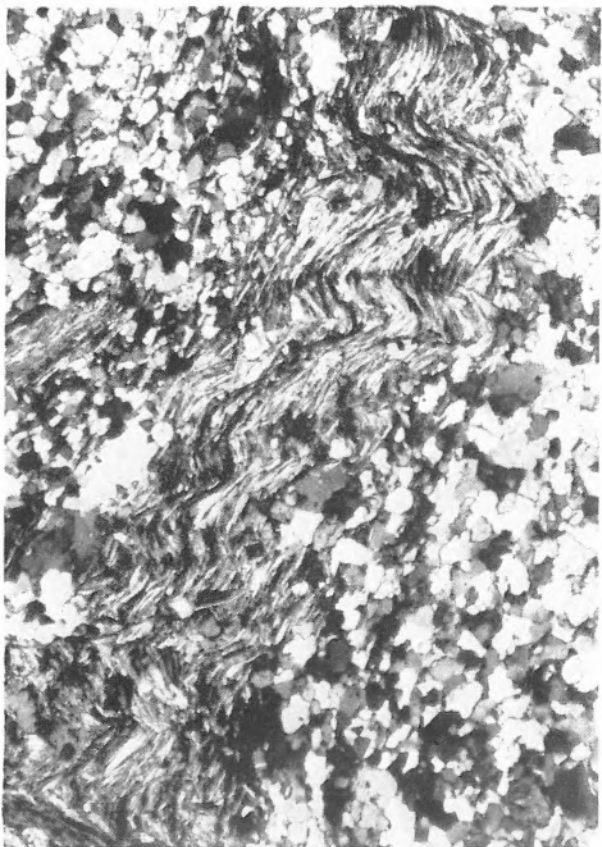
A



B



C



D

[33]

A



B

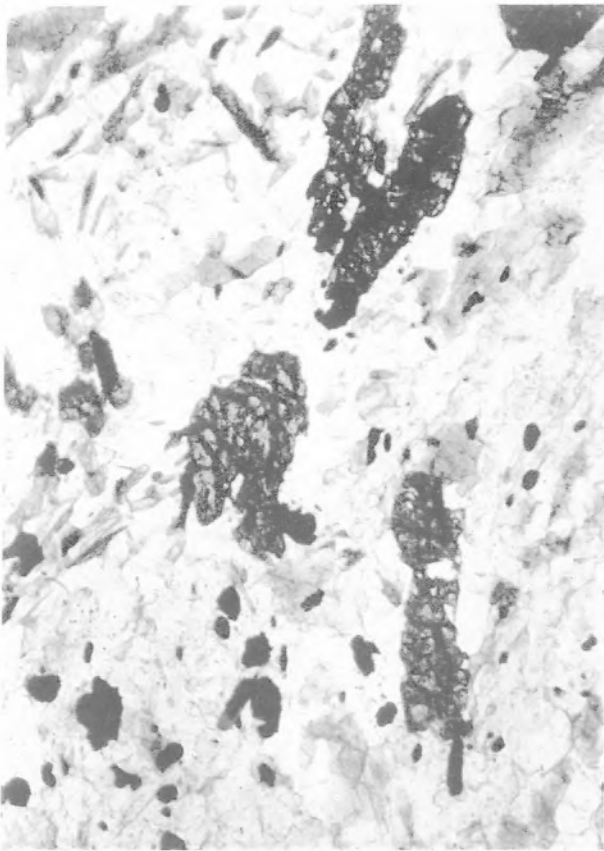


A

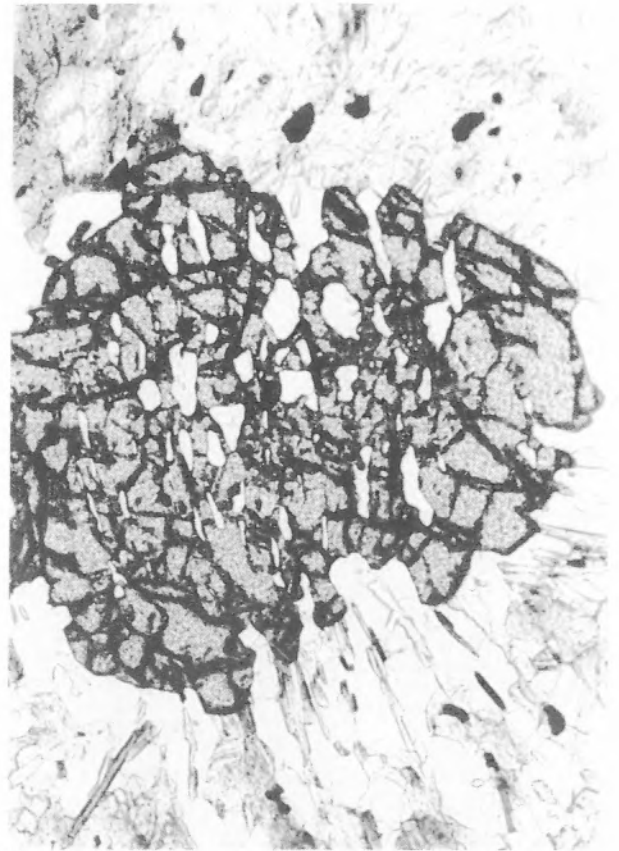


B

[34]



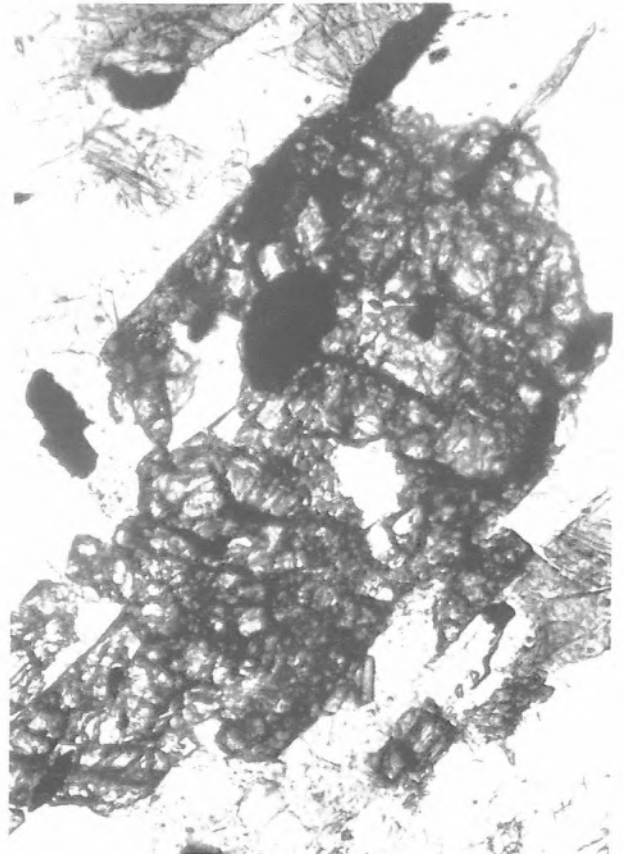
A



B



C



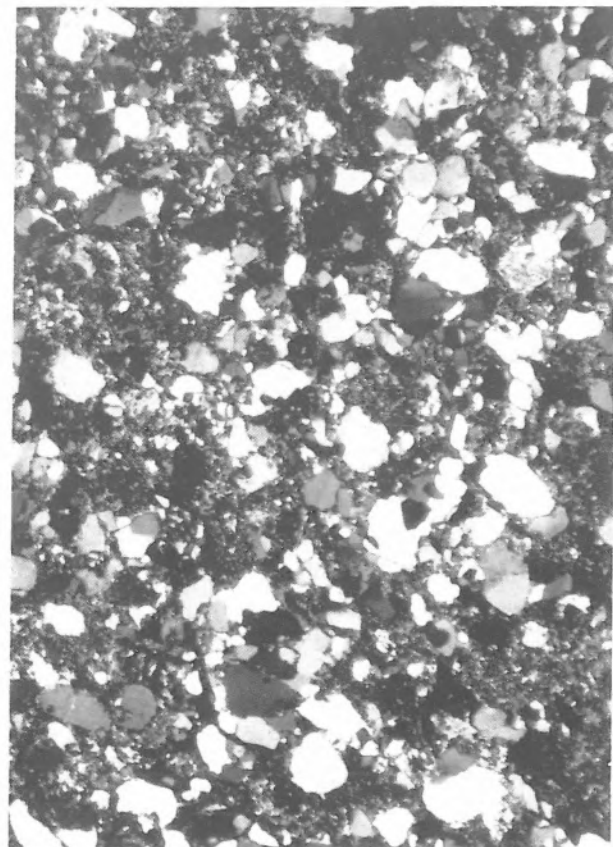
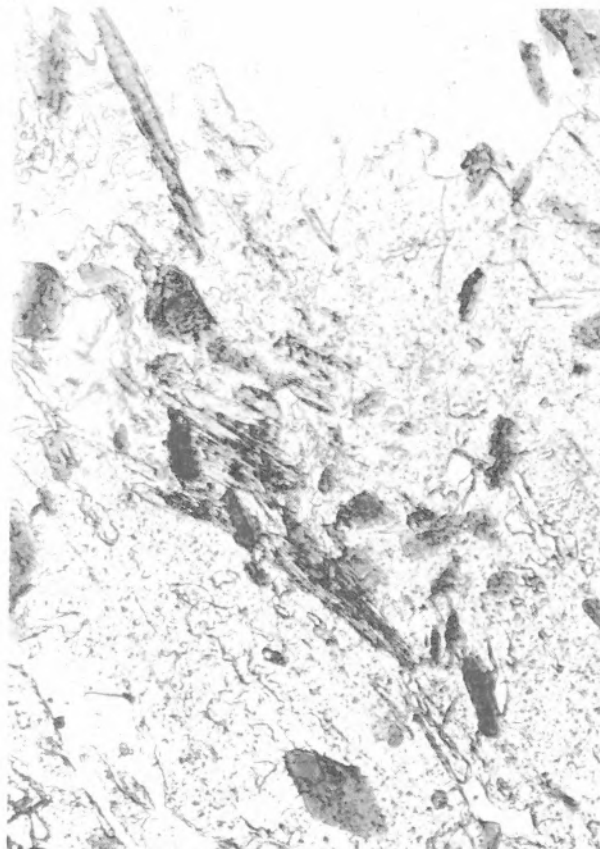
D

[36]

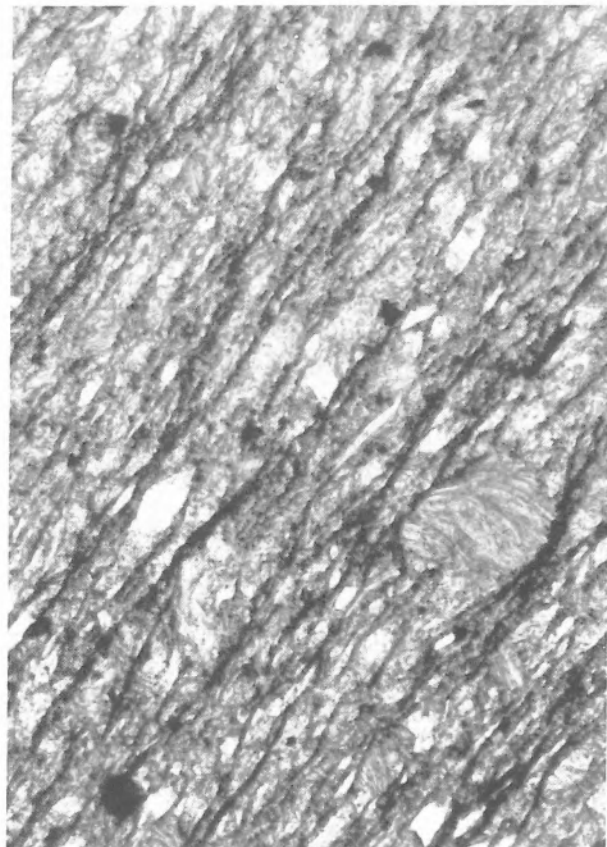
A



B

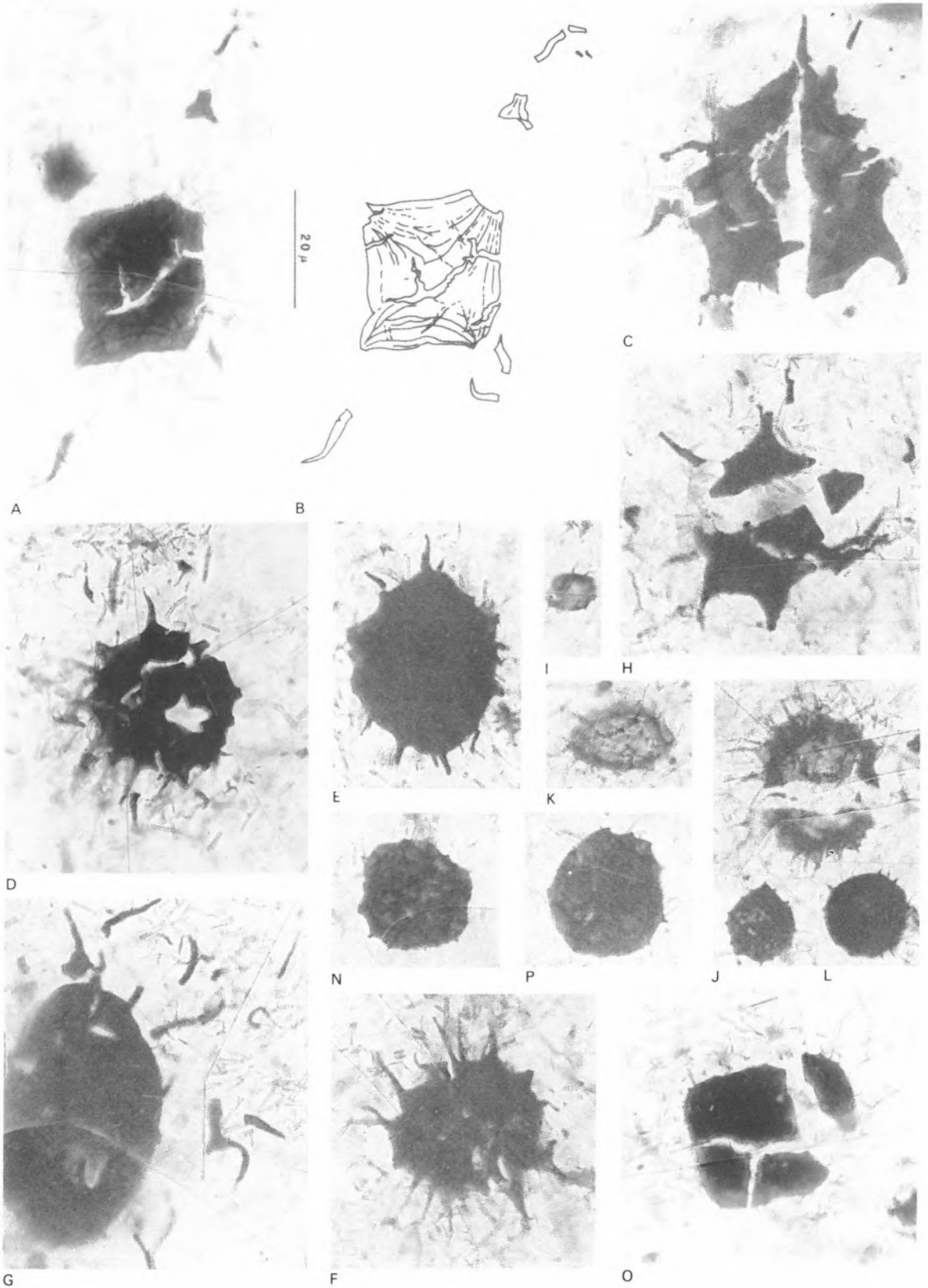


A



B

[37]



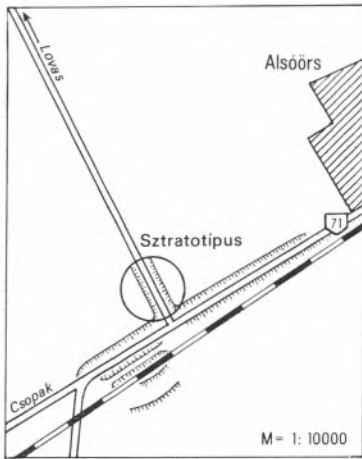
# Lovasi Aleurolitpala formáció

A Dunántúli-középhegység DK-i szárnyán, a Velencei-hegységtől Balatonalmádiig, és a Balatonfői-vonaltól a közephegység perm–mezozoos összlete alá húzódó sávban ismerjük a felsőordovicium–szilur időszaki kovapala (lilit), savanyú metavulkanoklasztit és metariolit (porfiroid), valamint területileg elkülönülten metabazalt (diabáz) betelepüléseket tartalmazó Lovasi Aleurolitpala formációt. A felszínen kisebb-nagyobb foltkokban Paloznaktól Litérig követhető, majd ismét a Velencei-hegységben vannak feltárásai. Vastagsága 400–600 m-re becsülhető. Fekvőjét nem ismerjük. Fedőjében jelentős szárazföldi lepusztulás után diszkordánsan a felsőperm rétegösszlet települ.

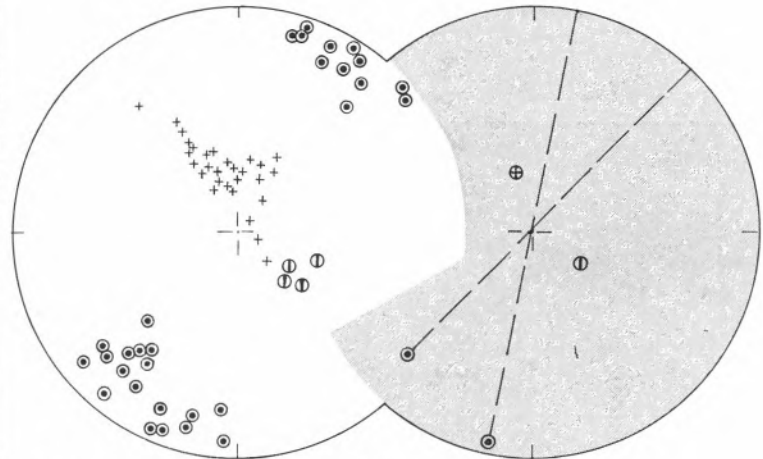
Típusfeltárása a 71-es balatoni műút lovasi elágazásában, az út menti rézsűben tanulmányozható (42), [39]. Az aleurolitpala kis méretű, aszimmetrikus (ÉÉNy-i vergenciájú) redőket alkot, pikkelyes felszakadásból eredő gyakori törésekkel. Az utóbbiak meredeken DDK-i irányba dőlnek. A szerkezeti elemek vizsgálati adatait a hivatkozott ábra szemlélteti.

Flis jellegű osztályozottságra utaló vékony pelites (sötétebb szürke) és pszammitos (világosabb szürke) rétegek váltakozásából áll. Vékonyabb–vastagabb vulkanoklasztit, metavulkanit betelepülések is jól felismerhetők. A palásság az eredeti rétegződéssel közel megegyező.

Mikroszkópi vizsgálat alapján az alapszelvényben és környékén a kőzetfajták szerinti megoszlás a következő: agyagpala 10%, aleurolitpala 37%, homokkőpala 33%, mikrobrecsca 1%, metavulkanit, vulkanoklasztit és vulkanoszediment 18%.



A sztratotípus feltárás helye "Lovasi útelágazás"

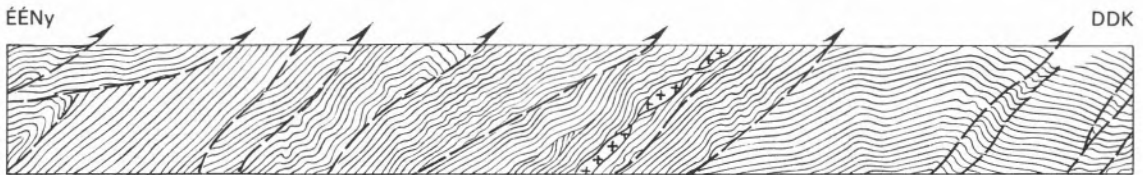


Mérési adatok

- + Palásság  $S_1 \approx S_0$
- ⊙ Flexuratengelyek
- ⊕ Kink zónák

Számított súlypontok (pólusok)

- ⊕ Palásság  $S_1 \approx S_0$
- ⊙ Flexuratengelyek és azok iránya
- ⊕ Kink zónák



42 A Lovasi Aleurolitpala formáció típusfeltárása a balatoni műút (71) lovasi elágazásában

0 1 2 3 4 5m

Az agyagpalát túlnyomórészt jól kristályosodott, a palásság síkjába rendeződött szericit alkotja. Változó mennyiségben muszkovit/klorit aggregátumok, finom pikkelyes kloritsávok és lencsék is megfigyelhetők. Röntgendiffrakciós vizsgálattal a következő ásványi összetétel mutatható ki: szericit 30–90%, klorit 0–45%, paragonit 5–35%, plagioklász 0–7%.

Az aleurolitpalát kvarc, alárendelten földpát és csillámtörmelék építi fel. Ezenkívül kevés nehézásvány és közettörmelék is felismerhető. A 70–400 µm vastagságú aleurolitsávok között 10–60 µm agyagpalasávok találhatók. Az ásványi összetétel a következő határok között változik: szericit 15–40%, klorit 20–40%, kvarc 5–40%, plagioklász 5–20%.

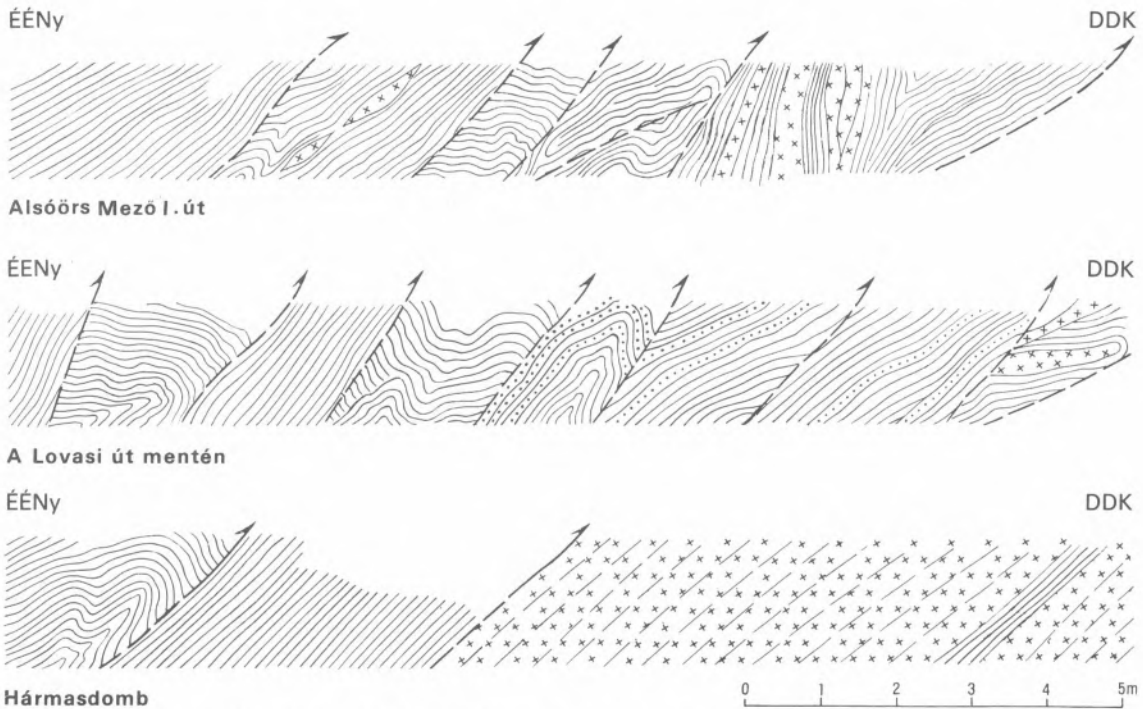
A homokkőpalát kvarc, földpát, muszkovit, biotit és klorit építi fel. Járulékos ásványok: cirkon, turmalin, rutil, apatit és közettörmelék. A kvarc hullámos kioltású, szögletes és általában továbbnövekedett. A szericitesegett földpát szemcsék mennyisége változó; a plagioklász mellett kevés a

kálicföldpát. A filloszilikátokat szericit (10–25%) és klorit (15–25%) képviseli. Kis mennyiségű átalakult biotit is megfigyelhető. A közettörmelék túlnyomó része átkristályosodott kova és finom pikkelyes szericitből és kloritból álló, átalakult, magmás eredetű törmelék szemcse.

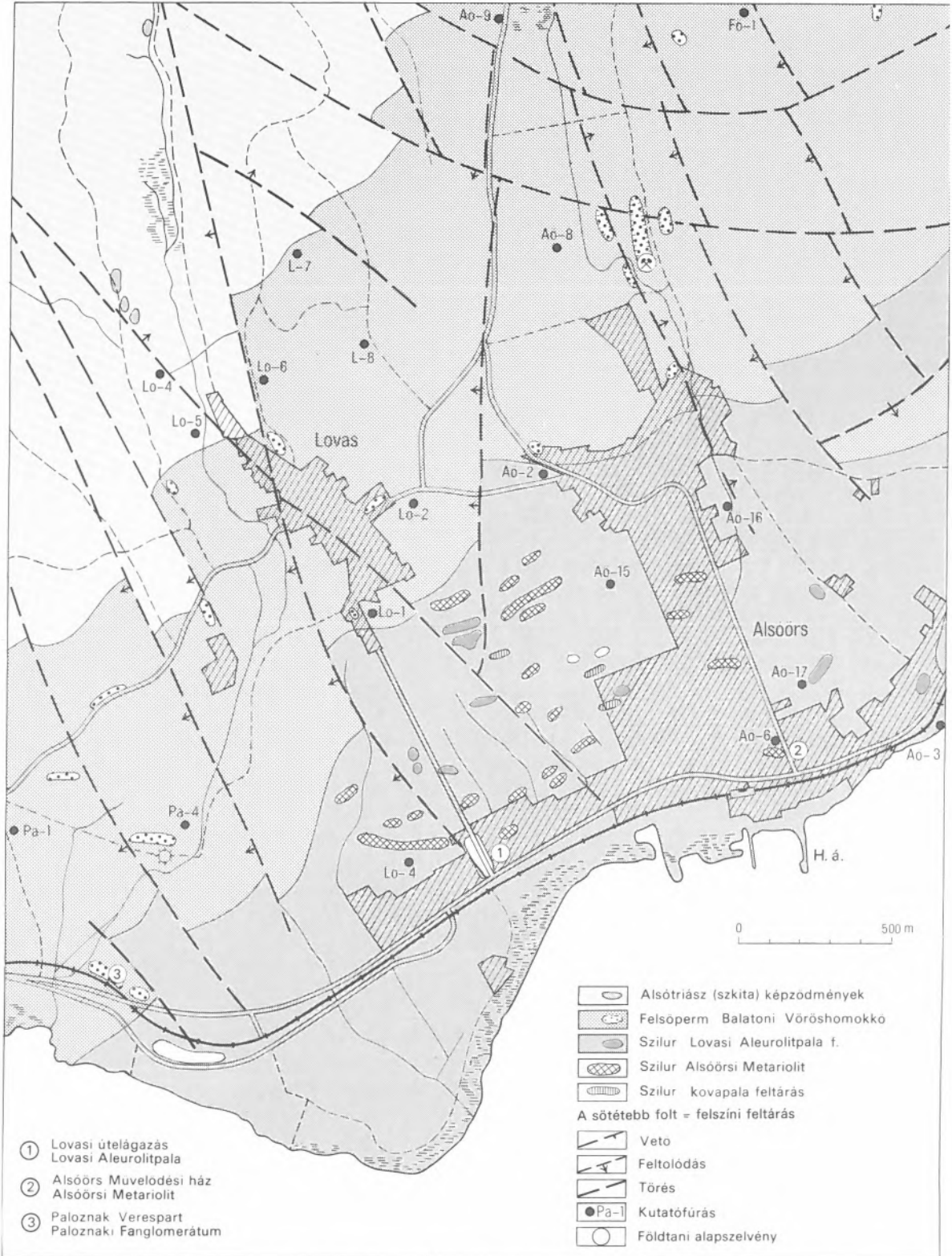
A savanyú metavulkanoklasztit és tufás homokkőpala jellegzetes építőeleme a Lovasi Aleurolitpalának. A vulkanoklasztit betelepülés a homokkőtől a magmás rezorbeált kvarc, a kevésbé mállott idiomorf földpát, valamint a közettörmelék nagyobb mennyisége alapján különböztethető meg. A szemcsenagyság általában durvább, s az osztályozottság gyengébb. Törmelékes alkotóelemként mikrokristályos kova is található.

A savanyú vulkanoklasztit betelepülések ásványos összetétele a következőképpen változik: klorit 30–60% (átlagosan 48%), kvarc 18–34% (átl. 24%), plagioklász 14–35% (átl. 24%), kalcit 0–3%, hematit 0–5%. A vulkanoklasztittól a homokkőpaláig folyamatos átmenet figyelhető meg.

Alárendelten, nagyobb (max. 2 cm) szemcse-



**43 Lovasi Aleurolitpala és Alsóörsi Metariolit szelvények Alsóörsről és Lovas határából (Oravecz János)**



44 Lovas és Alsóörs környékének fedetlen földtani térképe

nagyságú törmelékből álló vulkáni breccsa (lapilli tufa) betelepülés is található. A törmelékanyag csaknem kizárólag változatos szövetű vulkanit-szemcsékből áll. Ezenkívül kvarc és földpát kristálytörmelék, valamint kevés üledékes mátrix alkotja a vulkáni breccsát.

A Lovasi Aleurolitpala formáció kiindulási kőzetfajtái a belső-selven lerakódott agyag, kőzetliszt és homok, azok gyors ütemű változásával (hemipelagikus fekete pala fácies). Az igen kis fokozatú metamorfózis hatására történt átkristályosodás és a rétegzettséggel közel megegyező palásodás, majd az enyhe gyűrődés és pikkelyeződés csak kis mértékben módosította az eredeti kőzet-szövetet. A finomszemcsés rétegekben kisebb-nagyobb mennyiségben jelen levő rezorbeált kvarc és földpát szemcse az üledékképződéssel egyidejű vulkáni működésre utal. Az üledékes rétegek közé települő kristálytufa, lapilli és meta-vulkanit tengeralatti vulkáni működés terméke.

A kőzetfajták átalakulási fokára az illit kristályosság különböző mutatóiból (Kübler és Weber indexek) kapunk felvilágosítást. Ezek szerint a vizsgált minták túlnyomó része a pumpellyit-prehnit-kvarc fáciessel korrelálható anchizónába tartozik. Ezt erősíti meg a törmelékes szemcsék körül kialakult továbbnövekedés (tüskés szerkezetek), valamint a néhány mintában megfigyelt pumpellyit jelenléte is. Míg a metapelitek szöveti-szerkezeti képe a fillithez közelálló metamorf átalakulásra utal, addig a hőmérséklet és a nyomás hatására kevésbé érzékeny homokkő és vulkáni képződmények gyengébb átalakulást mutatnak.

## Kovapala

A Lovasi Aleurolitpala formáció ritka, de igen jellegzetes kőzetkifejlődése a sötétszürke-fekete kovapala (lidit). Rendszerint afanitos szövetű, metaantracitosodott szervesanyag-tartalmú szilikopelit. Néhány dm-től néhány m-ig terjedő vastagságot elérő izolált lencsékben található Alsóör-sön (Április 4. út 31. és May J. út sarok, Szőlősor és May J. út sarok), a Lovas L-2 jelű fúrásban és a Velencei-hegység palaburkában (Kányás-völgy). Kavicsanyaga széles körben elterjedt a Dunántúli-középhegység törmelékes összleteiben a felsőkarbontól a pleisztocénig.

Keletkezése az egyidejű savanyú vulkáni működéssel és mélyvízi tengeri körülményekkel (a bentosz fauna teljes hiánya) hozható kapcsolatba. A kovapala lencsét közvetlenül körülvevő sötétszürke agyagpala röntgendiffraktométerrel meghatározott ásványos összetétele, a gyakoriság sorrendjében: klorit (klinoklor), illit-szericit, kvarc, plagioklász.

A kovapala ősmaradványai:

*Hystrichosphaeridae*

100 µm körüli nagyságúak

*Hystrichosphaeridium longispinosoides*

SANNEMANN (1955)

*Baltisphaeridium* cf. *brevispinosum* EISENACK (1959)

*Baltisphaeridium longispinosum* EISENACK (1959)

15–20 µm nagyságúak

*Michrhystridium mendax* DEFLANDRE (1945)

*Michrhystridium parincospicuum* DEFLANDRE (1942)

*Graptolites* töredékek

*Monograptus* ex gr. *exiguus* (NICHOLSON)

*Monograptus* ex gr. *kolihai*

*Chitinozoa* metszetek

(fajra meghatározott maradványok csak liditkavicsokból kerültek elő)

*Ancyrochitina ancyrea* EISENACK

*Angochitina echinata* EISENACK

*Conochitina* sp.

*Radiolaria*

*Cenosphaera* sp.

*Muellerisphaerida*

*Aldridgeisphaera comispinosa* KOZUR 1984

*Aldridgeisphaera gozani* KOZUR 1984

*Armstrongisphaera brevispina* KOZUR 1984

*Hexactinellid* kovaszivacstű

*Scolecodonta* sp. (csak liditkavicsból)

*Conodonta*

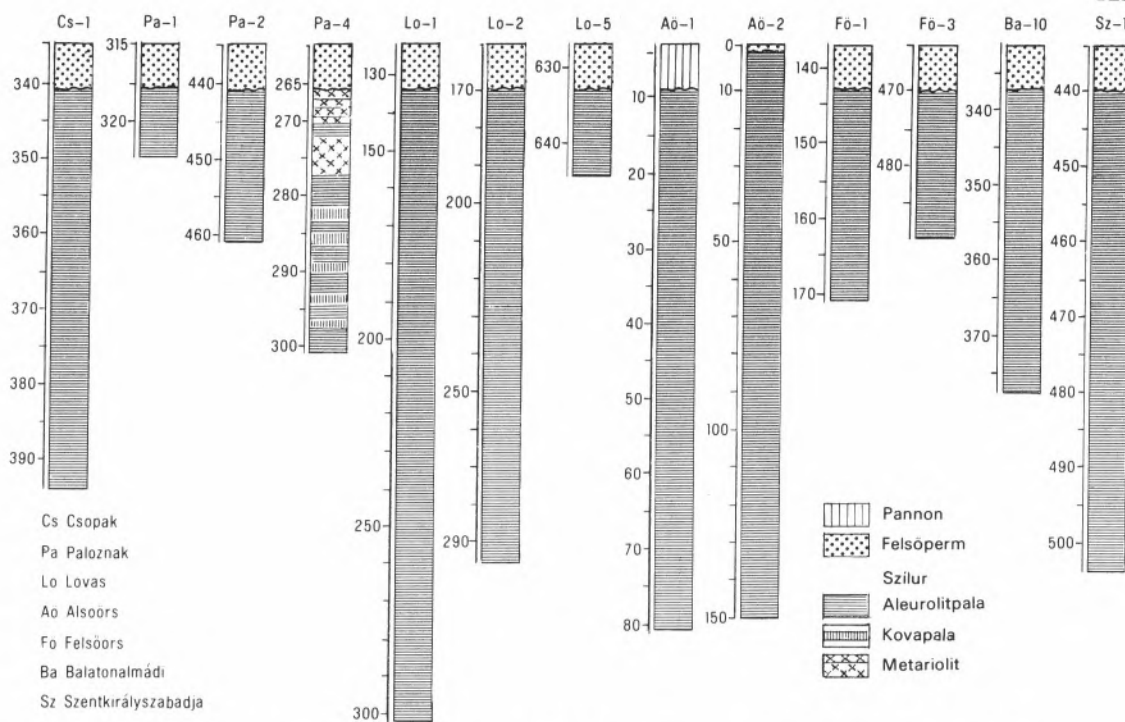
*Dapsilodus obliquicostatus* (BRANSON ET MEHL 1933)

*Panderodus unicosatus* (BRANSON ET MEHL 1933)

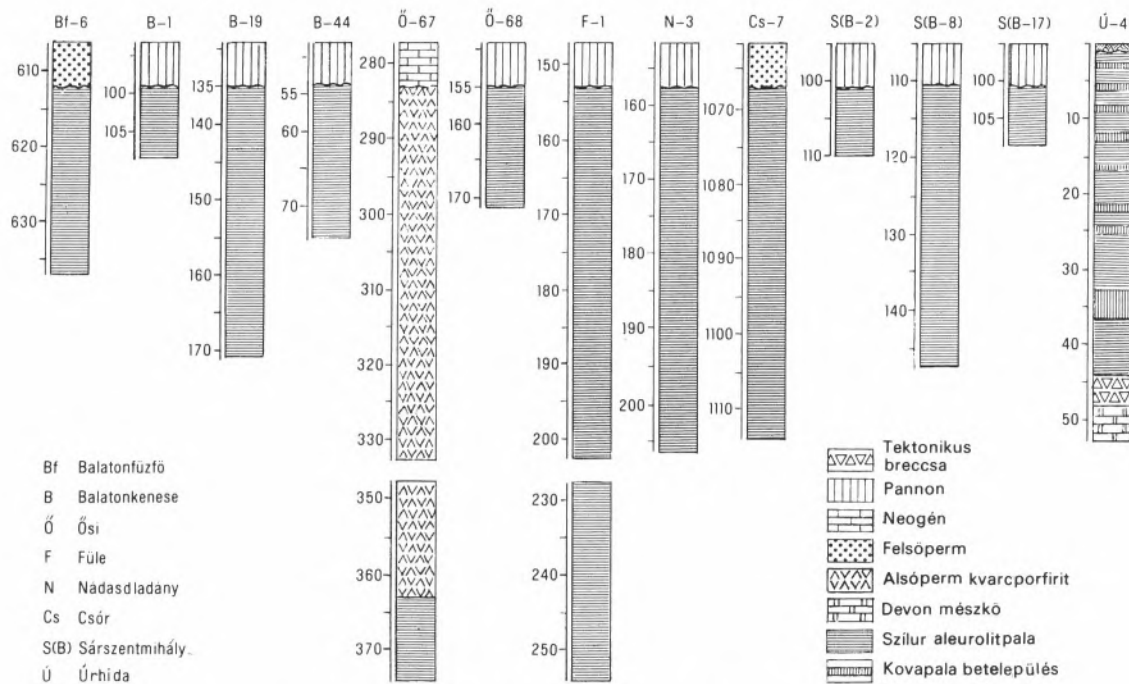
*Spóra*

*Trachytrilites* sp.

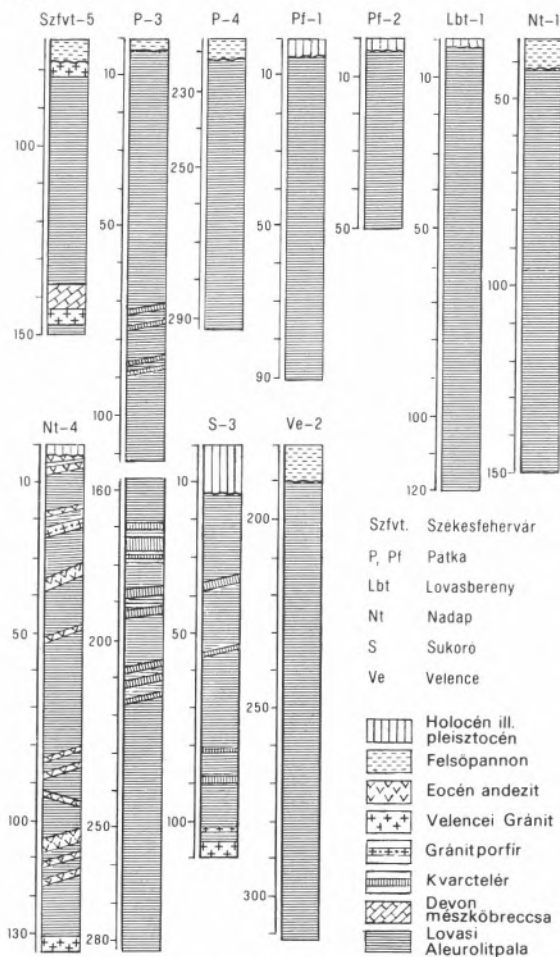
A mikrofossziliák kora – mindenekelőtt a bec-savarodott thecajú *Monograptus* csoportba tartozó *Graptolitesek* és két *Conodonta* faj alapján – alsó-középsőwenlockinak határozható meg.



#### 45 Lovasi Aleuolitpala formációba hatolt fúrások Lovas és Alsóörs környékén



#### 46 Lovasi Aleuolitpala formációba hatolt fúrások a Balatonfő északi részén



47 Lovasi Aleurolitpalát feltáró fúrások a Velencei-hegységben és környékén

## Alsóörsi Metariolit

### Megismeréstörténet

A SCHAFARZIK FERENC-nek átadott kőzetminták vizsgálata és kvarcporfirnak történet meghatározása alapján (1911) LÓCZY LAJOS írt először (1913) a lovasi, alsóörsi, balatonalmádi és velencei-hegységi fillites palába települt paleovulkáni kvarcporfir intruziókról és porfiroid telepecekkéről.

JANTSKY BÉLA (1957) Lovas és Alsóörs határában tufapadokkal váltakozó kvarcporfirról írt. Dinamometamorf kvarcporfir (porfiroid) kibúvást

talált a Velencei-hegységben is az Antónia-hegy délkeleti oldalán, a Cziráky kőfejtőtől nyugatra, morfológiailag is kiemelkedő formában. A kvarcporfir vulkanizmust iniciális magmás működés termékének tekintette, amely a flis-szerű üledék-képződéssel egyidejűleg ment végbe. A rétegösszletet ért dinamometamorfózis (a kvarcporfir porfiroiddá alakulása) korát dinantinak tartotta. A „kvarcporfiro fillitsorozatot” a Szepes-Gömöri-érchegység kambro-szilur kvarcporfiro fillitsorozatával azonosította.

JUHÁSZ ÁRPÁD (1960) visszatért az Alsóörs környéki paleovulkánit testek – kontaktudvarral körülvett – általános szubvulkáni megítélésére. A Na-, ill. albit-gazdag képződményeket nátron-kvarcporfirnak, nátron-kvarcporfirritnek, biotit-mikrogránit-porfirnak, ill. porfiroidnak határozta meg. Az albit-gazdag kőzetfajták keletkezését a mellékkőzetből a vízzel együtt a magmába hatoló nátriummal magyarázta. Foglalkozott a szubvulkáni testek mérete, kristályossági foka, utólagos elváltozottsága és a keletkezés mélysége közötti összefüggésekkel.

BUBICS ISTVÁN (1977) széles körű megfigyelési tapasztalatai, pontos szelvényei és laboratóriumi vizsgálatokkal is alátámasztott megállapításai végleg meggyőzhetnek bennünket arról, hogy az alsóörsi savanyú paleovulkánit komplexum változatos vulkáni-szubvulkáni képződményekből áll. Megjelölésükre a kvarcporfir, porfirittufa és tufit nevezéktant használta.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1981) az alsóörsi Bajcsy-Zsilinszky úti típusfeltárás vizsgálata alapján az eredeti kőzet riolitos-dácitos összetételét és ignimbrites jellegét valószínűsítette.

### Földtani kifejlődés

Alsóörs, Lovas és Balatonalmádi környékén a Lovasi Aleurolitpalában viszonylag kis méretű (cm és m vastagságú és 10 m nagyságrend csapású) és változatos kifejlődésű (szubvulkáni testek, tufa és lávapadok, tufa és tufitrétegek) savanyú vulkánit komplexumot ismerünk. Ebbe a rétegtani egységbe tartozónak tekintjük a Velencei-hegységben az Antónia-hegy délkeleti oldalán levő porfiroid előfordulást is.

Az eredetileg riolitos-dácitos vulkanizmus a

Lovasi Aleurolitpala geoszinklinális típusú fliszzerű eredeti felhalmozódásának idejére tehető, majd később az üledékösszlettel együtt diszlokálódott és szenvedett igen kisméretű regionális metamorfózist (az anchi zóna legfelső része, közel a zöldpala fácies határához). Az illit kristályossági fokának mérési átlaga 3,58 ( $n=112$ ,  $s=0,41$ ) a Kübler-indexre; 136,3 ( $n=106$ ,  $s=26,5$ ) a Weber-indexre vonatkozóan. A kisméretű metamorfózis következtében az eredeti kőzettség jól felismerhető maradt. Így az alsóörsi Bajcsy-Zsilinszky úti típusfeltárás [43] mintaanyagában az egykori ignimbrit-tufa karakter is kimutatható.

A jelenlegi kőzettség holokristályos porfirok (porfiroblasztos). A porfirok elegrészek (kvarc, földpát és biotit) erősen visszaoldottak és a tektonikai igénybevétel hatására gyakran összetörték:

A kvarc 2–3, max. 5 mm, kerekded, ill. szilánkos szemcsék formájában van jelen. Gyakoriak a magmás eredetre utaló finom eloszlású opak, valamint a biotit és az üveg zárványok. Általában hullámos kioltást mutatnak.

A földpát uralkodó részarányú; főként albit, kevesebb a sakk-albittá alakult káliföldpát. Idiomorf, hipidiomorf, vagy szilánkos szemcsék. Albit, karlsyadi, kombinált és periklin törvény szerint ikresedtek. Zárványként tús apatitot és biotit tartalmazhatnak. Átalakulásként gyenge szericitedés és finom kevés-tűs, újképződésű pumpellyit figyelhető meg.

A biotit minden mintában jelen van változó mennyiségben. Kristályai gyakran deformáltak, erőteljes átalakulása általános. Legelterjedtebb a kloritosodás és kevés pumpellyit képződése, muszkovit és ilmenitképződés mellett. Gyakori a szálás-ikerlemezés albit is.

Az alpanyag és fenokristály arány széles határok között változik. A kristálydúsulás gyakran a 69%-ot is eléri. Erősen változó az egyes ásványok mennyisége a fenokristályok között:

kvarc:	9,3–44,6%
földpát:	35,3–70,7%
biotit:	6,3–27,2%

Az alpanyag finomkristályos kvarc, albit és szericit összetételű; kissé irányított, folyásos szer-

kezetű. Több esetben egyértelműen felismerhető a kristálytufás, üvegcserepes szerkezet. Elterjedtek az albit, kvarc és pumpellyites erek és fészkek.

A járulékos cirkon és apatit kis mennyiségben zárványként a biotitban és a földpátban, részben az alpanyagban található.

A kémiai elemzések átlagos értékei:

SiO <sub>2</sub>	69,91%	MgO	1,64%
TiO <sub>2</sub>	0,53%	K <sub>2</sub> O	1,49%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,45%	Na <sub>2</sub> O	3,26%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80%	– H <sub>2</sub> O	0,23%
FeO	3,19%	+ H <sub>2</sub> O	2,57%
MnO	0,03%	CO <sub>2</sub>	0,34%
CaO	1,66%	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15%
Összesen: 100,25%			

A kőzettség, valamint az ásványtani és a kémiai összetétel alapján az Alsóörsi Metariolit komplexum riolit és dácit effúzióvulkanokból és szubvulkáni képződményekből keletkezett.

A finomabb–durvább vulkanoklaszt anyag általalmozott lapilliként vulkáni breccsát, túlnyomórészt különböző arányú üledékes anyag hozzákeveredésével tufás homokkővet alkot. A vulkanoklaszt jelenlétét a rezorbeált kvarc és földpát, finomszemcsés egykori üveges alpanyag, a kötőanyagként jelenlévő durvakristályos klorit jelzi. Feltűnő a szericit teljes hiánya. Szemcsenagyságuk általában durvább, osztályozottságuk gyengébb a kísérő aleurolitpálánál.

Az ősföldrajzi kapcsolatokat illetően az egymással egykor közeli kapcsolatban levő Szepesgömöri-érchegységbeli kambro–szilur kvarcporfirok fillitsorozatban, másrészt a Dunántúli-középhegység származási helyét képviselő Drauzug környezetben kell keresni. Az itt nagy elterjedésű, markáns felsőordoviciumi kvarcporfirhorizont (Blasseneck-Porphyrroid) nem hagyható ugyan figyelmen kívül, de az Alsóörsi Metariolit oly szorosán kapcsolódik a Lovasi Aleurolitpala ősmaradványokkal igazolt fekete kovapalás rétegeihez, hogy az itteni kis volumenű savanyú vulkanit komplexumot továbbra is szilur korinak tartjuk. Erre is van példa a Drauzug körzetében, akár savanyú metavulkanit, akár metakeratofir, vagy tufitos pala kifejlődésben.

# Litéri Metabazalt

## Megismeréstörténet

SCHAFARZIK FERENC (1911) zöldköves diabáznak határozta meg a LÓCZY LAJOS (1913) által 1907-ben Litér és Szentistván között – a Mogyorós-hegy ÉNy-i lábánál – felfedezett paleovulkanitot.

JANTSKY BÉLA (1957) a székesfehérvári Szfv-1 jelű mélyfúrásból (541,8 és 553,8 m között) és a Gécsi-hegy déli és keleti oldaláról írta le diabáz jelenlétét. Ezeket a Gráci-medence fillit övéből és a szepes-gömöri fillitsorozat felső részéből ismert hasonló képződményekkel rokonította.

BUBICS ISTVÁN (1977) a paloznaki Verespart felsőperm fanglomerátum törmelékanyagának, mintegy 40%-át diabázporfirinak tartotta. Diabázzal tett említést a Pátka 1. sz. fúrás rétegsorából, és „diabázporfirittufa, szericitpala, majd ismét diabázporfirrit egymást követő rétegei”-t írta le az Iszkaszentgyörgy Iszk-1 jelű fúrásból 155 és 227,9 m közötti mélységből, felsőperm kontinentális rétegsor alatt. Megemlítette, hogy SÁG LÁSZLÓ a mindszentkállai Kopasz-hegy délnyugati részén a bazalttufából gyűjtött exogén diabázporfirrit zárványokat. A litéri diabáz mélyfúrásokkal (Li-2, Li-7) és geofizikai mérésekkel megállapított nagy elterjedésére is felhívta a figyelmet. Végül a Csákvár Csv-31 jelű fúrásból 365 m-től kezdődően említett kvarcos szericitpalába települő diabázporfirrit.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1983) alapszelvényjellegű vizsgálatokat végzett a Litér Mogyorós-hegy Li-2 és -7, Iszk-1 és Csv-31 jelű fúrások metabazalt feltárásain.

## Földtani kifejlődés

Litér közelében, a Mogyorós-hegy földolomit fennsíkjának DNy-i lábánál – a litéri törés mentén – két, LÓCZY LAJOS óta ismert metabazalt (diabázpala) feltárást ismerünk (49). Ezek körzetében kutatófúrásokkal is feltárták a bázikus metavulkanitot (Li-2, Li-7), 48. ábra. Nagy kiterjedésű mágneses anomália alapján felszín alatti elterjedése is körvonalazható (53). Vastagságát helyenként 100 m-nél is nagyobbra becsülik. Települési viszonyai tisztázatlanok. Feltehetőleg a Lovasi Ale-

urolitpala felső részéhez kapcsolódik. Diabázanyagú kavicsok vannak a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő konglomerátum padjaiban. Diabázt írtak le a Székesfehérvár Szfv-1, Pátka Pát-1, az Iszkaszentgyörgy Iszk-1, Csákvár Csv-31 és a Balatonbozsok Bb-1 jelű fúrások rétegsorából is.

A Litér közelében feltárt metabazalt szürkés-zöld, erősen bontott, átalakult, palásodott. Jellegzetes zöldfoltos blasztoporfíros megjelenésű. Gyakoriak a szericites, limonitos, karbonátos kiválások és a kloritcsomók. A kőzet néha kloritpalára emlékeztet.

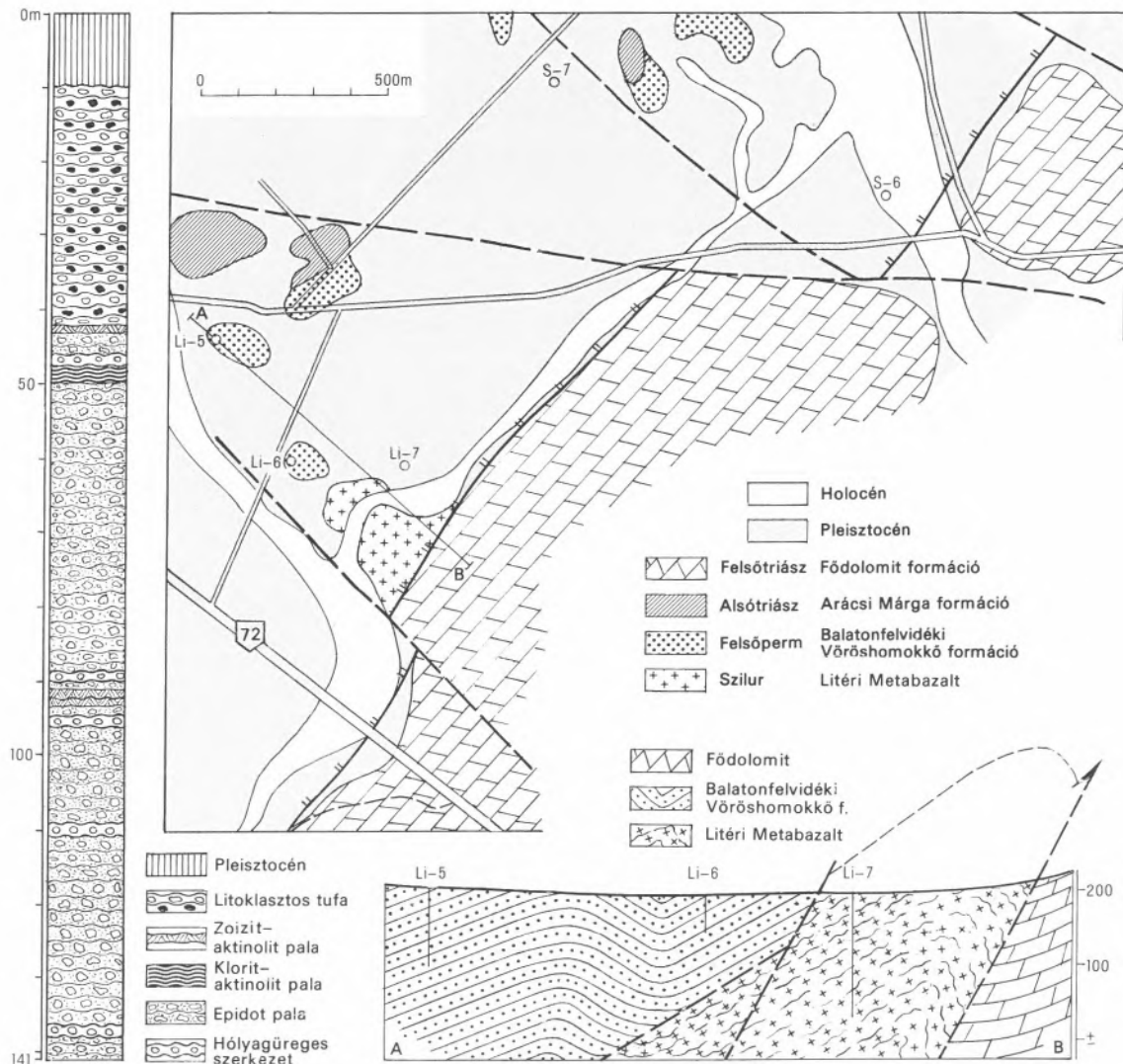
Vékonycsiszolatokban jól felismerhető az egykori alapanyag és az átalakult porfirios beagyazások. Az előbbi irányítottság nélküli aktinolititűk és epidot aggregátumok halmaza, valamint albit alkotja. A porfirios beagyazású, sajátalakú egykori piroxéneket aktinolit, klorit és opak szemcsékből álló pszeudomorfózák helyettesítik. A sajátalakú beagyazásokon kívül klorit, kvarc, karbonát és aktinolitból álló deformált, kissé megnyúlt 0,5–2 mm-es lencsék is találhatóak. Teljesen kloritból álló foszlányok (egykori üvegtörmelék) is megfigyelhetők. A kémiai összetétel jellemzésére a következő vizsgálati adatokat közöljük:

SiO <sub>2</sub>	45,84 %	MgO	13,36 %
TiO <sub>2</sub>	1,21 %	CaO	7,80 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,30 %	CO <sub>2</sub>	0,89 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,10 %	Na <sub>2</sub> O	2,01 %
FeO	3,82 %	K <sub>2</sub> O	0,24 %
MnO	0,14 %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16 %

A metamorfózis foka az anchizóna tetejének – a zöldpala fácies aljának felel meg. Metamorf fokozatba tartozását a befogadó aleurolitpala sorozattal együttes igénybevétele határozta meg.

A Litér L-2 és -7 jelű fúrásokkal a reliktum szövetű metabazalt (klorit-epidot-aktinolit pala) mellett törmelékes szerkezetet mutató bázisos metatufát és gyengén gyűrt, levelesen palás szericit-kloritpalát is feltártak. Karbonáttal kitöltött hólyagüregeket is megfigyeltek. Általában jól megállapítható volt egyes rétegszakaszok változó szövetű és kristályossági fokú litoklasztitból való származása.

Az Iszkaszentgyörgy Iszk-1 jelű fúrás hematitos-karbonátos kloritpalát és szubvulkáni, ofitos szövetű metabazaltot tárt fel. Jellegzetes ásvány az albit, szegélyén helyenként sakk-albittal. A



**48 A Litér Li-7 jelű fúrás, a Litéri Metabazalt típusfeltárása**

**49 A Litéri Metabazalt típuslelőhelye és annak földtani metszete**

monoklin piroxének klorittá, aktinolittá, karbonáttá és stilpnomeláná alakultak. Jelentős a kőzet ilmenittartalma is.

A velencei Gécsi-hegyen feltárt diabáz nagyjából hidrotermálisan elbontott, de kevésbé átalakult. Nagyszemű gabródiabáznak meghatározott, feltehetően a szubvulkáni test belső részéből származó kifejlődése is megtalálható. A nagy-

szemű gabródiabáz fő alkotórésze az augit, a bázisos plagioklász, ilmenit és apatit. Másodlagos elegyrészei az uralit, epidot, klorit, szericit. Szöveve ofitos. Kémiai összetétele típusos diabázra utal.

A Csákvár Csv-31 jelű fúrás rétegsorában epidotos kloritpalát, mandulaköves diabázt és ezek fekvőjében gyüredezett, alárendelten hematitos



mészpalát, nagyobb vastagságban karbonátos albitfillitet határoztak meg.

A Balatonbozsok Bb-1 jelű fúrással kvarcfillitbe települt diabázt és az összlet tetején diabázttufát harántoltak.

A metabazalt bizonytalan települési helyzete lehetetlenné teszi a pontosabb kormeghatározást. Ezt sajnos sem a Szepes-Gömöri-Érchegység Rakoveci sorozatával való összevetés, sem a Keleti- és a Déli-Alpok fillit sorozataiban számos rétegtani szintben fellépő bázisos vulkanitok nem segítik elő.

## Révfülöpi Aleurolitpala formáció

### Megismeréstörténet

LÓCZY LAJOS (1913) már ismerte a Révfülöp környéki, homokkőbetelepüléseket tartalmazó filites agyagpalát.

BUBICS ISTVÁN (1977) széles körű megfigyelések és laboratóriumi vizsgálatok alapján adott részletes leírást a devonba helyezett karbonátos agyagpalasorozatról. A révfülöpi Rf-1 és a Kővágóörs Kő-1 jelű fúrásból iszaplakó szervezetek maradványait, a káptalantóti Kt-1 jelű fúrás 120 méteréből pedig SCHRÉTER ZOLTÁN által *Orthothes crinistria* (PHILL.) Brachiopodát ismertette. A révfülöpi karbonátos agyagpalát nagy elterjedésűnek tartotta: a Balaton délnyugati előterétől a Balaton-felvidék csapásában Veszprémig és a Balatonfő egész területén. Ide tartozónak tekintette a Székesfehérvár Szf-1 jelű fúrás ópaleozóos rétegsorának felső szakaszát. Az Alsószalmavár-Bakonytamási kiemelt alaphegység-rög területén kutatófúrásokkal feltárt agyagpalát, szericités agyagpalát és aleurolitpalát is a révfülöpi kifejlődéssel egyezőnek tekintette.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1979) a Rf-6 jelű fúrás részletes és sokoldalú vizsgálatával alapszelvényteremtő munkát végzett.

### Földtani kifejlődés

Révfülöp és Kővágóörs környékén, a szőlőforgatás által felszínre került törmelékben és a tá-

gabb környék fúrási rétegsoraiban (Rf-1, Rf-6, Kő-1, Kt-1, Sal-1, Z-1, Br-1) a Révfülöpi Aleurolitpala formáció meszes szericitpala és aleurolitpala feltárásait ismerjük, homokkőpala, neutrális vulkanit, tufa, tufit és kovás szericitpala betelepülésekkel. A Lovasi Aleurolitpalával szemben a Révfülöpi Aleurolitpala karbonáttartalmú (4–10%), amely nagyrészt kalcit, de kevés dolomit és sziderit is kimutatható. Lényeges eltérés, hogy a vulkáni képződmények itt a savanyú helyett neutrálisak. Figyelemre méltó az is, hogy az üledékes eredetű kőzetanyagban lényegesen kevesebb a földpáttartalom.

A sztratotípusnak tekinthető, 300 m vastag rétegsort feltáró Rf-6 jelű fúrás alsó, nagyobbik felében homokkőbetelepüléseket tartalmazó aleurolitpala az uralkodó kőzetkifejlődés. A homoktartalom közép és finomszemű, jól és rosszul osztályozott kőzetminták egyaránt találhatók. A törmelékes szemcséket főként kvarc, kevés földpát, muszkovit, biotit és kőzettörmelék alkotja. Járulékos elegyrész a turmalin, a cirkon, a rutil és az apatit. A szemcsék egymással alig érintkeznek; nagy a mátrix mennyisége.

A kvarc hullámos kioltású, a földpát erősen bontott, szericités. A muszkovit részben, vagy egészen kaolinitté alakult. A biotit erősen bontott, opacitos. A kőzettörmelék finomkristályos, ill. szericités kvarcit (valószínűleg átalakult vulkáni alapanyag). Kevés szericitpala- és aleurolitpala-törmelék, valamint változó mennyiségben vulkanoklaszt is található (vulkáni alapanyagban bontott, porfiro földpátok). Másodlagos eredetű, kizsoritásos jellegű karbonát csaknem minden csiszolatban található, mikropátitos-pátitos szemcsék, sávok, ill. szabálytalan foltok formájában. A kötőanyag főleg szericit, emellett karbonát és alárendelten mikrokristályos kova. Röntgendiffrakciós felvétellel paragonit, kaolinit és sziderit jelenléte igazolható. A klorit teljesen hiányzik. Kaolinit-pirit, karbonát- és kvarcerek járják át a kőzetet.

Az aleurolitpala illit kristályossági átlaga a Kübler-indexre vonatkozóan 3,6,  $n = 14$ ; a Weber index átlaga 121,  $n = 121$ .

A Rf-6 jelű fúrás 80–120 m közötti rétegszakasza változatos felépítésű. Finom és közepes szemű homokkőrétegekkel váltakozó aleurolitpala, auti-

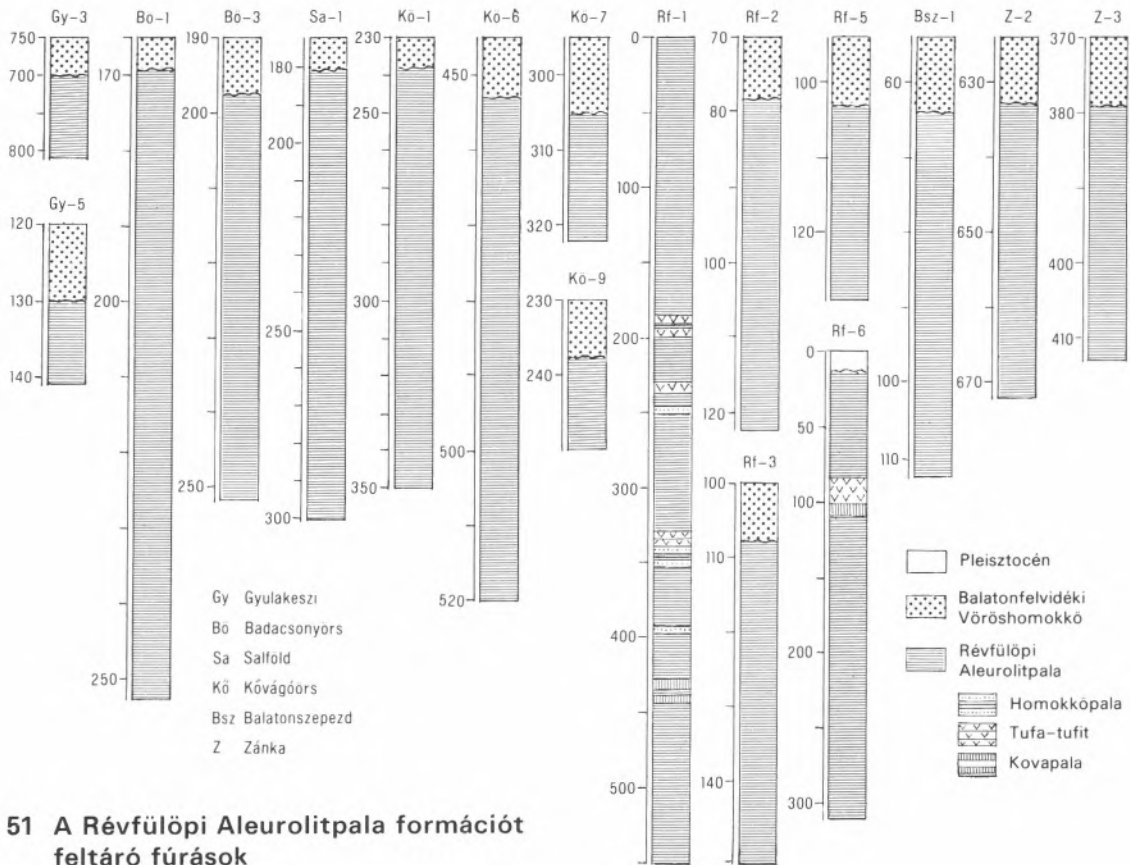
gén breccsa betelepüléssel, metaandezit, tufa- és tufitbetelepülésekkel, kovás szericitpalával.

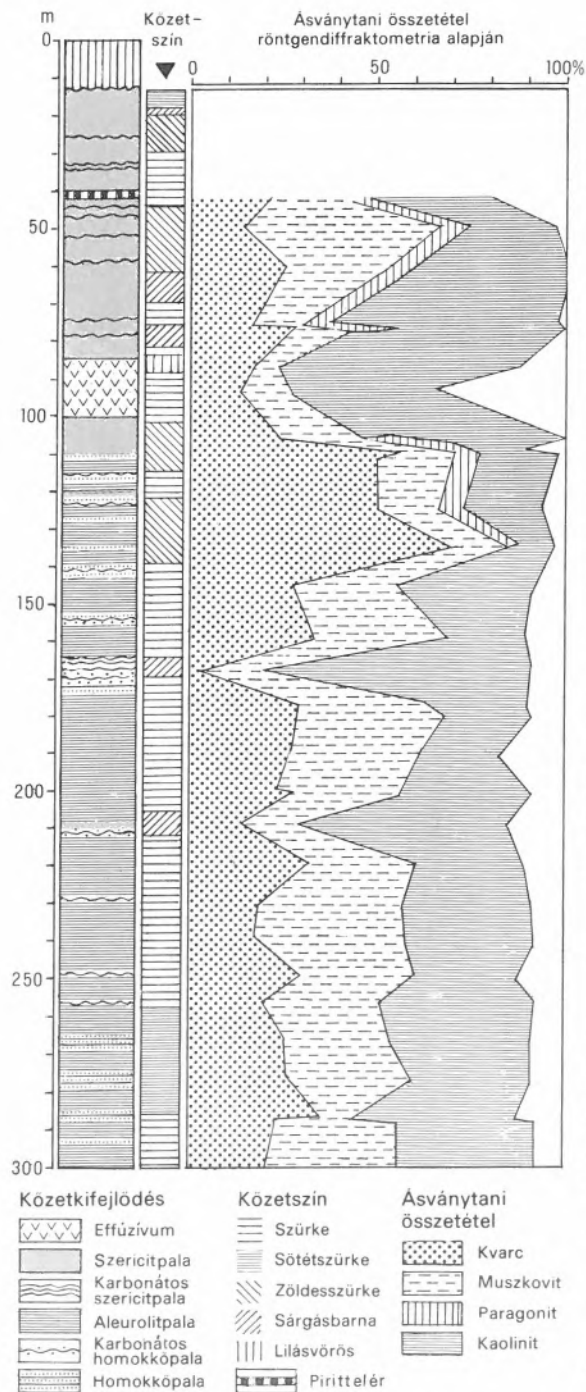
A rétegsor felső 80 métere szericitpalából és karbonátos szericitpalából áll. A Lovasi Aleurolitpala lepidoblasztos, orientált csillámokat tartalmazó kőzetszövetével szemben a Révfülöpi Aleurolitpala formációra a „törmelékes szövet” a jellemző. Részben finom eloszlású opak (hematit, leukoxén) foszlányok és foltok, részben szericitté alakult törmelék alkotja. Hosszan elnyúló karbonátos lencsék és sávok is megfigyelhetők. A kaolinites lencsék, karbonátos szegélyű kovás-kaolinites üregek hidrotermális eredetűek. Az eredeti vulkáni szövetet, ill. ásványformákat megőrző kőzet- és kristálytörmelék alapján megállapítható volt, hogy a szericitpala jelentős része neutrális tufából származik. A durvább szemcséjű kőzetfajtákhoz képest nagyobb az agyagásványtartalom.

A karbonát hintett pát, és szalagos-lencsés formában figyelhető meg; sziderites összetételű. A szericitpalában is található karbonát-, kvarc- és kaoliniterek; monomineralikusan, vagy különböző arányú együttesként.

A Révfülöpi Aleurolitpala formáció csak gyenge anchimetamorf átalakulást szenvedett, és számos eredeti üledékképződési bélyeget megőrzött: hullámos ferderétegződés, karbonátos konkréciók, autigén breccsa, iszapfaló szervezetek járatai, *Orthotethes crinistria* (PHILL.) Brachiopoda maradvány.

A kormeghatározást illetően, szintjelző ősmaradványok hiányában a települési és a kifejlődési viszonyokat figyelembe vevő következtetésekre vagyunk utalva. A Kékkúti Mészkö megismerése nagymértékben megerősítette azt a már korábban is kialakult feltételezést, hogy a karbonáttartalmú





**52 A Révfülöp Rf-6 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a Révfülöpi Aleurolitpala földtani alapszelvénye (Felvári Gyöngyi)**

Révfülöpi Aleurolitpala a mészmentes szilur Lovasi Aleurolitpalánál fiatalabb, és a devon időszakban keletkezettnek tekinthető. Az ősmaradványtársasága alapján megbízhatóan emsi korinak bizonyult Kékküti Mészke a korábbi feltételezést pontosította. A Balatoni Fillit formációcsoport ily módon kialakított rétegtani tagolása jól egyezik a Keleti- és a Déli-Alpok hasonló ópaleozóos sorozataival.

## Révfülöpi Metaandezit

### Megismeréstörténet

LÓCZY LAJOS (1913) „A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei” c. monográfia földtani kötetében említi, hogy SZONTAGH TAMÁSHoz hasonlóan ő is talált felszínen heverő „diabázotufát” a révfülöpi fillites agyagpala területén.

BUBICS ISTVÁN (1977) a Révfülöp Rf-1 jelű fúrás rétegsorában határozott meg tufás szericit- és homokkópát, valamint piroklastit (porfirittufa) betelepülést.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1979, 1983) a Rf-6 jelű fúrás rétegsorának alapszelvény jellegű vizsgálata során ismerte fel a Révfülöpi Aleurolitpalába települő paleovulkanit neutrális (metaandezit) kifejlődését.

### Földtani kifejlődés

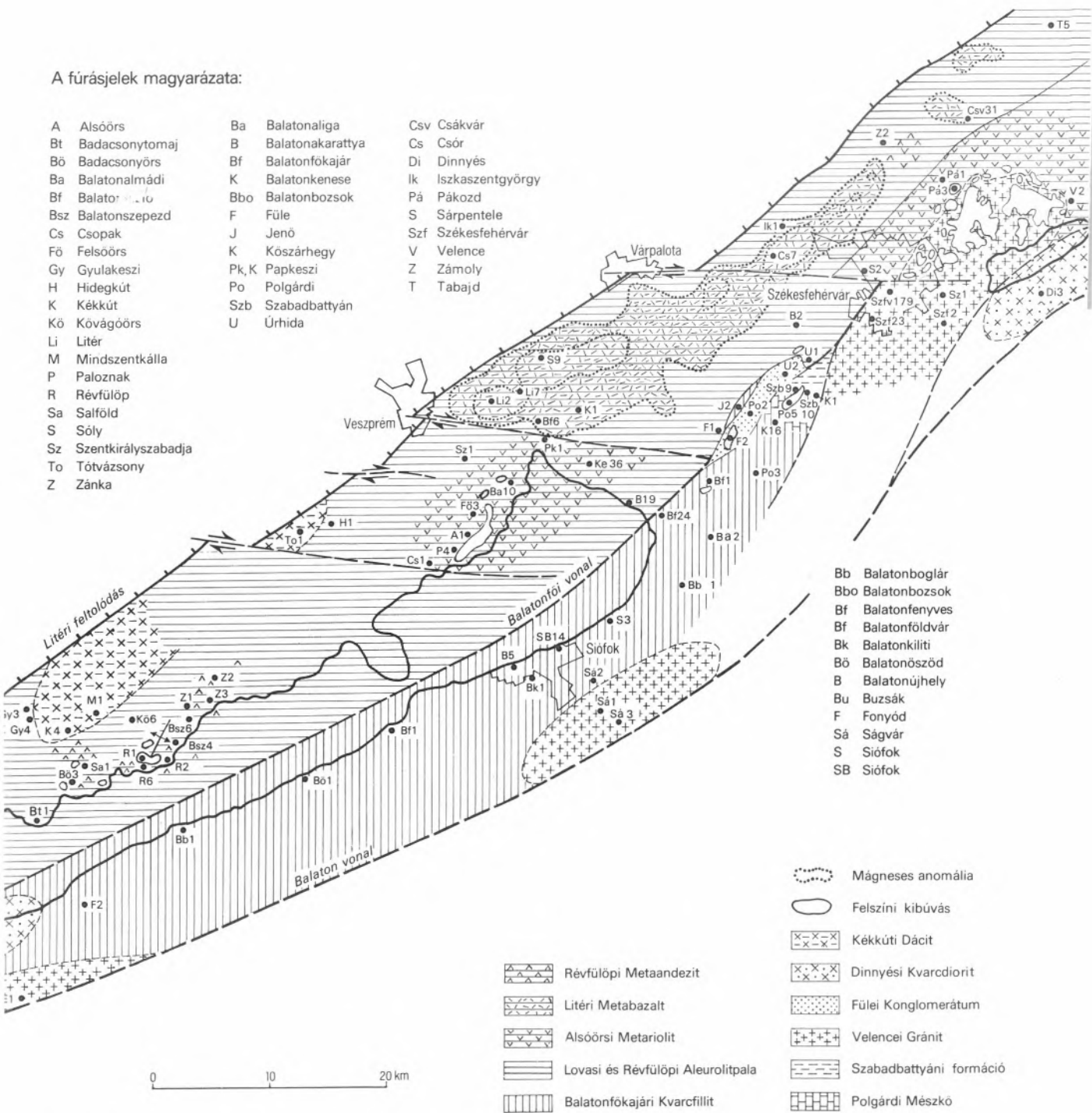
A Révfülöp környéki alsódevon anchimetamorf aleurolitpala formációban tufa és tufitbetelepülések, a Rf-6 jelű fúrásban emellett 84,2–101 m között porfíros szövetű, erősen bontott magmás kőzettest is megállapítható volt. Az eddigi vizsgálatok eredménye a következőkben foglalható össze:

Az erősen átalakult porfíros szövetű magmatit tömeges megjelenésű, gyenge palásság csak a szegélyeken ismerhető fel. Itt a kőzet erősen limonitosodott és agyagosodott.

Vékonycsiszolatos kimérés alapján az alapanyag mennyisége 32–62%, a fenokristályoké 34–54% között változik. A fenokristályok teljesen átalakultak. Nagy részük eredetileg földpát volt, amelyet ma lemezes-köteges szericit helyettesít. A színes szilikátok karbonáttá, opak ásványokká

A fúrásjelek magyarázata:

A	Alsóörs	Ba	Balatonaliga	Csv	Csákvár
Bt	Badacsonytomaj	B	Balatonakarattya	Cs	Csór
Bő	Badacsonyörs	Bf	Balatonfőkajár	Di	Dinnyés
Ba	Balatonalmádi	K	Balatonkenese	Ik	Iszka-szentgyörgy
Bf	Balatonfűzfő	Bbo	Balatonbozsok	Pá	Pákozd
Bsz	Balatonszépezd	F	Füle	S	Sárpentele
Cs	Csopak	J	Jenő	Szf	Székesfehérvár
Fő	Felsőörs	K	Kőszárhegy	V	Velence
Gy	Gyulakeszi	Pk, K	Papkeszi	Z	Zámoly
H	Hidegkút	Po	Polgárdi	T	Tabajd
K	Kékkút	Szb	Szabadbattyán		
Kő	Kövágóörs	U	Úrhida		
Lí	Litér				
M	Mindszentkál				
P	Paloznak				
R	Révfülöp				
Sa	Salföld				
S	Sóly				
Sz	Szentkirályszabadja				
To	Tótvázsony				
Z	Zánka				



Bb	Balatonboglár
Bbo	Balatonbozsok
Bf	Balatonfenyves
Bf	Balatonföldvár
Bk	Balatonkiliti
Bő	Balatonöszöd
B	Balatonújhely
Bu	Buzsák
F	Fonyód
Sá	Ságvár
S	Siófok
SB	Siófok

	Mágneses anomália
	Felszíni kibúvás
	Kékküti Dácit
	Dinnyési Kvarcdiorit
	Fülei Konglomerátum
	Velencei Gránit
	Szabadbattyáni formáció
	Polgárdi Mészko
	Révfülöpi Metaandezit
	Litéri Metabazalt
	Alsóörsi Metariolit
	Lovasi és Révfülöpi Aleurolitpala
	Balatonfőkajári Kvarcfillit

53 A Balatoni Fillit formációcsoport, valamint a hozzá kapcsolódó magmatitok és vulkanitok jelenleg ismert elterjedése (Majoros György)

és kaolinitté alakultak. Kvarc fenokristályt a kőzet nem tartalmaz. Az alapanyag hematittá, limonittá, leukoxénné, kaolinitté, kvarccá és alárendelten karbonáttá alakult. Kevés eredeti palgioklász mikrolitet is tartalmaz.

A vulkanit erős hidrotermális (oxi-, hidro-, karbo-) elváltozást szenvedett. Az agyagásványosodás, kovásodás, karbonátosodás és a kaolinit nagy mennyisége, valamint a kevert szerkezetek: illit-paragonit és a pirofillit megjelenése, ugyanakkor a klorit hiánya hidrotermális hatással áll kapcsolatban. Az alábbi két teljes kémiai elemzés a durvább porfirós és a világosabb finomabb szemcsés kőzetváltozatból készült (súly %-ban):

SiO <sub>2</sub>	53,52	55,86	CaO	0,15	0,75
TiO <sub>2</sub>	1,66	1,36	Na <sub>2</sub> O	0,05	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,60	22,25	K <sub>2</sub> O	2,30	2,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,88	0,80	+ H <sub>2</sub> O	9,02	6,53
FeO	0,48	4,64	- H <sub>2</sub> O	0,25	0,09
MnO	0,03	0,11	CO <sub>2</sub>	0,07	3,76
MgO	0,41	1,02	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,33
			Összesen:	99,60	99,64

Az Al-dúsulással járó agyagásványosodás ellenére a vulkanit SiO<sub>2</sub> tartalma 53,52–55,86%, melynél az eredeti SiO<sub>2</sub> tartalom valamivel magasabb lehetett. Ezért a bazaltos eredet kizárható. Az alapanyag–fenokristály arány, a fenokristályok mérete és jellege, valamint a kvarc fenokristályok hiánya alapján andezit vulkáni eredet feltételezhető. A hólyagüreges és átalakulást szenvedett kőzetfajták szubmarin vulkanizmusra utalnak.

A makroszkóposan és vékonycsiszolatokban megfigyelt szöveti jellegek hasonlóak a beágyazó ópaleozóos anchimetamorf formáció igen alacsony fokozatú átalakulást mutató ásvány-kőzetani jellegeivel. Az illit kristályosság Kübler-értéke: 3,6, a Weber-index: 121.

Tufa és tufit közbetelepülések a rétegsorban több helyütt felismerhetők voltak. A metamorfózis és az azt követő hidrotermális hatás az ásványos összetétel és a szöveti jellegek megváltoztatása révén azonban az üledékes és a tufa eredet elkülönítését erősen megnehezíti.

Metaandezit tufa–tufit betelepüléseknek minősíthetők a Révfülöp Rf-1, Balatonszepezd Bsz-4 jelű fúrás piroklasztit rétegei. Neutrális metavulkanit kavicsok kerültek elő a környező felsőperm konglomerátumból.

A Révfülöpi Metaandezit geoszinklinális típusú szinszediment vulkanizmus termékének tekinthető.

## Téti Aleurolitpala formáció

A Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység ÉNy-i peremén, Pápától északra, harmadidőszaki képződmények által fedett felsőperm–ópaleozóos képződményekből álló antiklinálisra (téti antiklinális) utalnak a területen lemélyített szénhidrogénkutató (Takácsi Tak-1, -2, Vaszar Vasz-1, -3, -4, -5, Tét-2), bauxitkutató (Bakonszentlászló Bszl-1), hasadóanyagkutató (Csót Cst-1), vízfeltáró (Gic-1) és szerkezetkutató (Alsószalmavár Asz-1) fúrások.

A téti antiklinális ópaleozóos képződményeiről önálló publikáció eddig nem jelent meg. Érintőlegesen BUBICS ISTVÁN foglalkozott a témával (1977). Korszerű metamorf kőzettani jellemzésük ÁRKAI PÉTER kutatási jelentésében (1985), valamint ÁRKAI et al. kisalföldi publikációjában (1987) található. ÁRKAI PÉTER ÉS BALOGH KADOSA a metamorfózis korát is meghatározták (1989). Földtani alapfúrások (Asz-1, Gic-1) részletes anyagvizsgálati jelentése is rendelkezésemre állt. (KORPÁS LÁSZLÓ – JÁMBOR ÁRON – NAGY ELEMÉR 1970, LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1978).

A téti antiklinális ópaleozóos képződményeinek kőzettani kifejlődése: agyagpala, aleurolitpala, alárendeltebben homokkőpala és ezek különböző arányú együttes változatai.

A finomtörmelékes pelites–aleurolitos kőzetfajták ásványos összetételére a kvarc, alacsony hőmérsékletű albit, szericit, klorit, pirit együttes a jellemző. A kőzetszövet palás jellegű, általában sík, ritkán mikrogyűrődéses elválási felülettel, az átkristályosodott mátrixban kitüntetett szemcseorientációval. Az üledékképződés és átalakulás reduktív közegben ment végbe (pirit, szénült szervesanyag). A kalcitásványok (sziderit, ankerit) kaolinnal együtt jelennek meg, ami posztmetamorf (hidrotermális?) hatás eredménye lehet.

A homokkőpalára–metahomokkőre töréses klivázs, ill. tömeges kifejlődés a jellemző. A törmelékanyag szögletes, nem, vagy csak közepesen osztályozott. Ásványos összetételében uralkodó

részarányú a kvarc, alárendelt szerepű a savanyú (albitosodott vagy szericitesedett) plagioklász. A muszkovit általában deformálódott, a ritka biotit is jelentős mértékben átalakult. Az alapanyag részlegesen átkristályosodott: kvarc, szericit, klorit, néha albit és pirit halmazai alkotják. A homokkő utólag összetöredezett, breccsásodott; sziderit, ankerit és kaolinit képződött, csakúgy, mint a finomtörmelékes kifejlődés esetében.

A kvarc és a muszkovit szálkás–tüskés továbbnövekedése, az átalakult ásványegyüttesek és az illit kristályosság átlagértékei anchizónás regionális metamorfózisra utalnak. A teljes kőzetmintánál  $IC = 0,270^\circ 2\theta$ ,  $s = 0,037^\circ$ ,  $n = 13$ ;  $a < 2 \mu m$  szemcseméretű frakciónál  $IC = 0,276^\circ 2\theta$ ,  $s = 0,047^\circ$ ,  $n = 10$ . A finomtörmelékes és a homokos kifejlődés IC értékei között nincs lényeges eltérés. A vitrintit reflexióképesség értékek

#### Táblamagyarázatok [39]–[46]

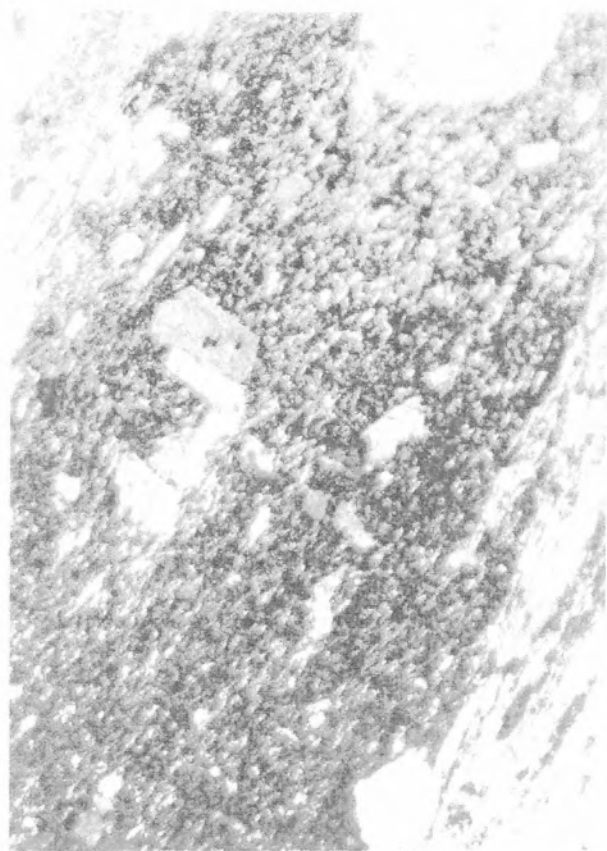
- [39] A Lovasi Aleurolitpala formáció típusfeltárási részlete, a balatoni műút (71) lovasi elágazása menti árokpartról
- [40] A Lovasi Aleurolitpala formáció kőzetváltozatai Alsóörs környékén
- A Agyappala utólagos ráncolódással, kink sávokkal  
Alsóörs, természetes nagyság
- B Harántpalás szericitpala  
Balatonalmádi, Remete-völgy, 52x, 1N
- C Homokkőpala (tufás metahomokkő)  
Alsóörs, 52x, 1N
- D Effuzív kőzettörmelék aleurolitpalában  
Alsóörs, 102x, +N
- [41] Szilur mikrofossziliák a Lovasi Aleurolitpalából
- A–B *Graptolites theca*  
Alsóörs, háztáji szőlők, 300x
- C *Monograptus* ex gr. *exiguus* (NICHOLSON)  
Alsóörs, 100x
- D *Graptolites* keresztmetszet  
Velencei-hg., Kányás-völgy, 200x  
*Graptolites* keresztmetszet  
Alsóörs, háztáji szőlők, 200x
- F *Angochitina* sp.  
Alsóörs, háztáji szőlők, 300x
- G *Chitinozoa* (*Lagenochitina* sp.)  
Helvéri konglomerátumból, Várpalota, Bántapuszta, 300x
- H *Armstrongisphaera brevispina* KOZUR  
Alsóörs, 300x
- I *Hexactinellid* kovaszivacstű, Alsóörs, 63x
- J *Baltishaeridium* sp.  
Tortonai kavicsból, Bia, 200x
- [42] Lovasi Aleurolitpala a Velencei-hegységből
- A Keresztrétegzett kontaktmetamorf agyappala  
Lovasberény, természetes nagyság
- B Arkózás metahomokkő  
az Antónia-hegy DK-i oldaláról, 86x, +N
- C Kovás agyappala, deformálódott Radiolariákkal  
Kányás-völgy, 86x, +N
- D Kvarcerekkel átjárt lidit  
Kányás-völgy, 52x, +N
- [43] Alsóörsi Metariolit (porfiroid)
- A Az Alsóörsi Metariolit típusfeltárása  
Alsóörs, Bajcsy-Zsilinszky út
- B Metariolit tufa (porfiroid), hialoklasztos szerkezettel  
Alsóörs, típusfeltárási, 27,5x, 1N
- C Metariolit tufa (porfiroid)  
Nadapától É-ra, 21x, +N
- [44] Litéri Metabazalt (diabáz)
- A Metabazalt (diabáz)  
Litér Li-7 jelű fúrás 25 m, 102x, 1N
- B Piroxén reliktum metabazaltban  
Li-2 jelű fúrás 566 m, 200x, +N
- C Mandulaköves metabazalt  
Csákvár Csv-31 jelű fúrás 396–397 m, 52x, 1N
- D Metadiorit (diabáz)  
Velence, Bence-hegy ÉK-i oldala, 54x, +N
- [45] Révfülöpi Aleurolitpala a Révfülöp Rf-6 jelű fúrásból
- A Szericitpala két palássági iránnyal  
52,7–53,9 m, fúrómag
- B Tufás szericitpala  
66,8–66,9 m, fúrómag
- C Hidrotermálisan bontott hematitos szericitpala  
67,5 m, 52x, 1N
- D Földpát reliktumok karbonátos-hematitos metavulkanoklasztitban  
46 m, 52x, 1N
- [46] Téli Aleurolitpala a téli antiklinális területéről
- A Harántpalás aleurolitpala a Gic-1 jelű fúrásból  
566,5–570 m, 52x, 1N
- B Homokkőpala; kvarc-, plagioklász és muszkovit-törmelékkel  
Vaszar Vasz-Dny-1 jelű fúrás 1893, 0–1896,5 m, 40x, +N
- C Homokkőpala; kvarc- és deformált muszkovit-törmelékkel  
Takácsi Tak-2 jelű fúrás 1409–1412 m, 40x, +N
- D Metabazalt (albitosodott diabáz)  
Tét-4 jelű fúrás 3455–3457 m, 40x, 1N





A

B



C

D



A



B



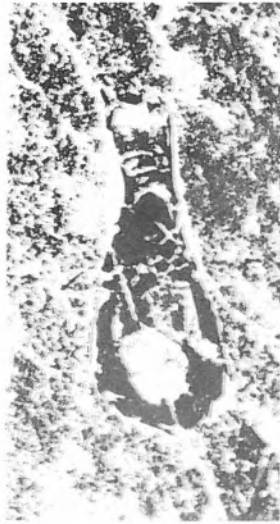
C



D



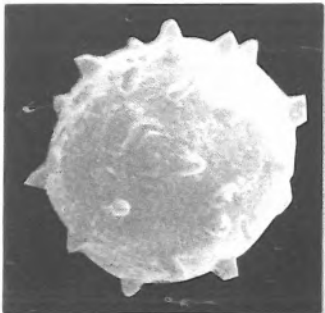
E



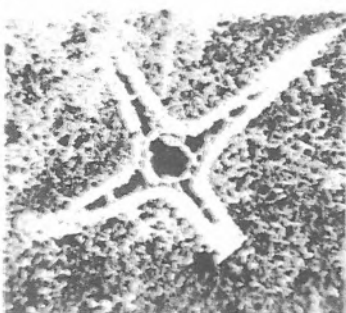
F



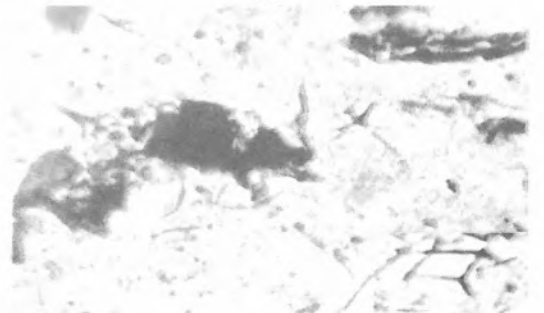
G



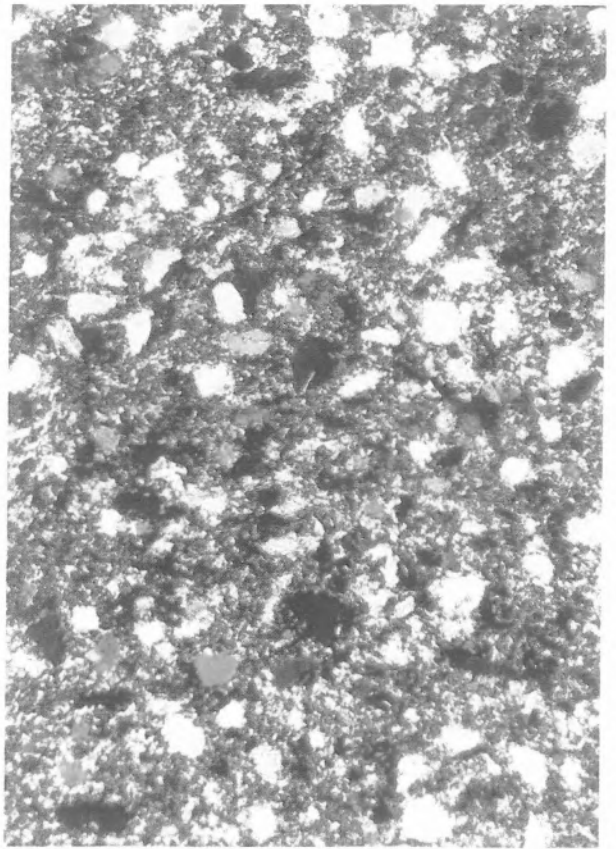
H



I

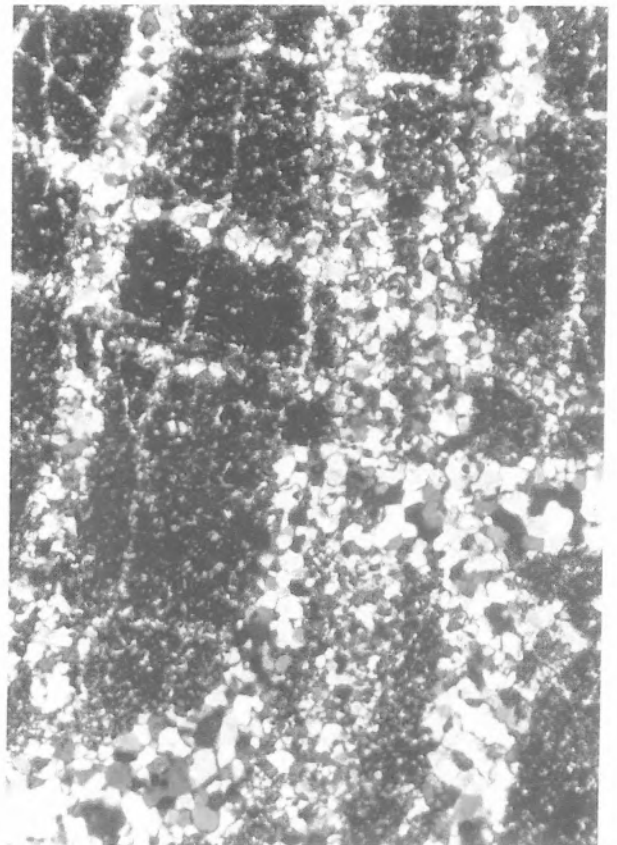
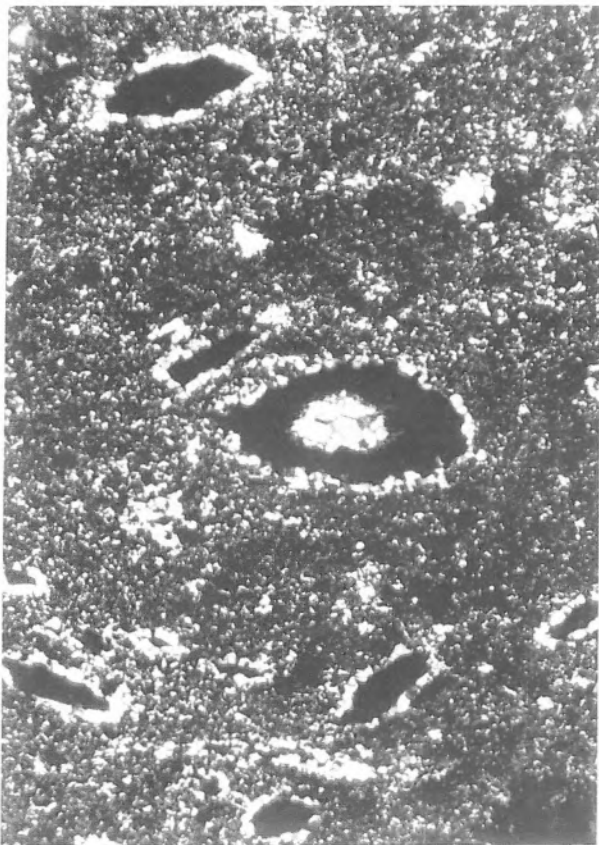


J



A

B

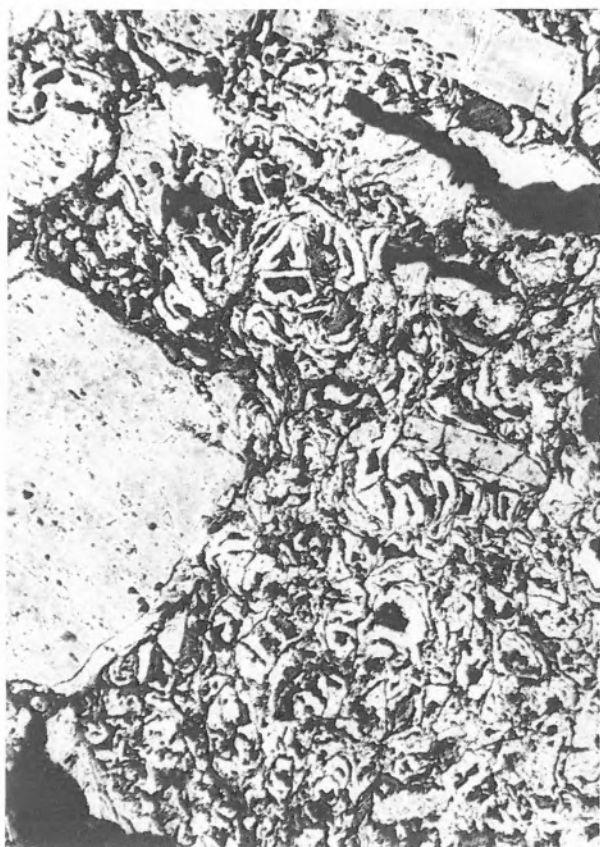


C

D



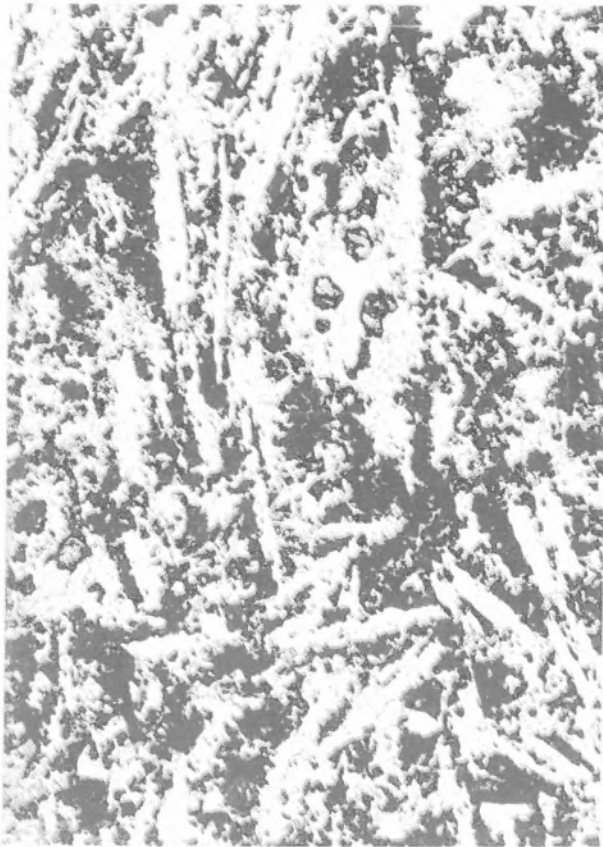
A



B



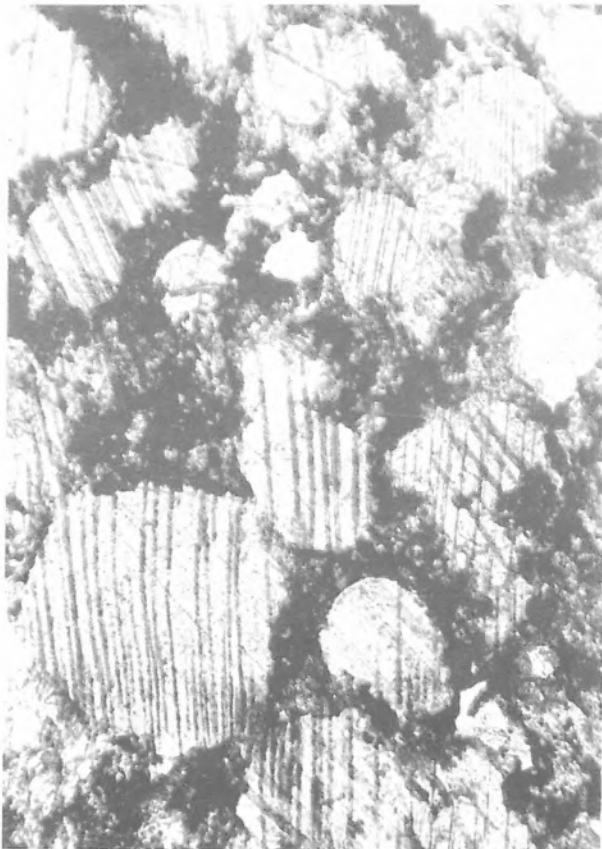
C



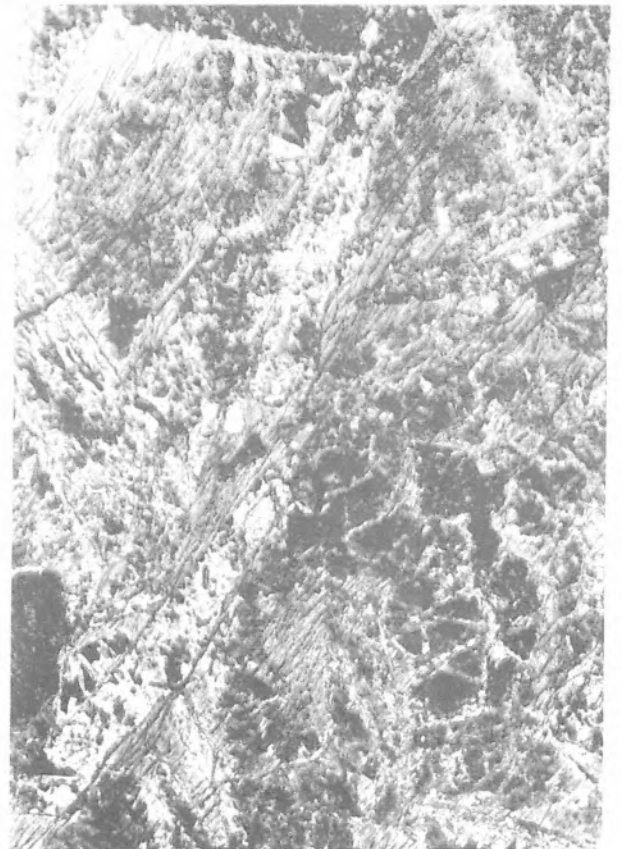
A



B



C



D



A



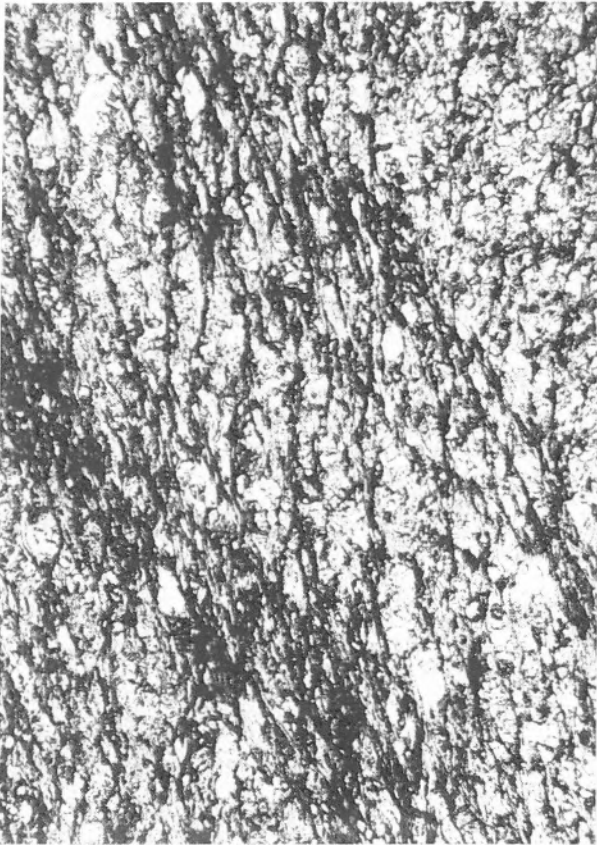
B



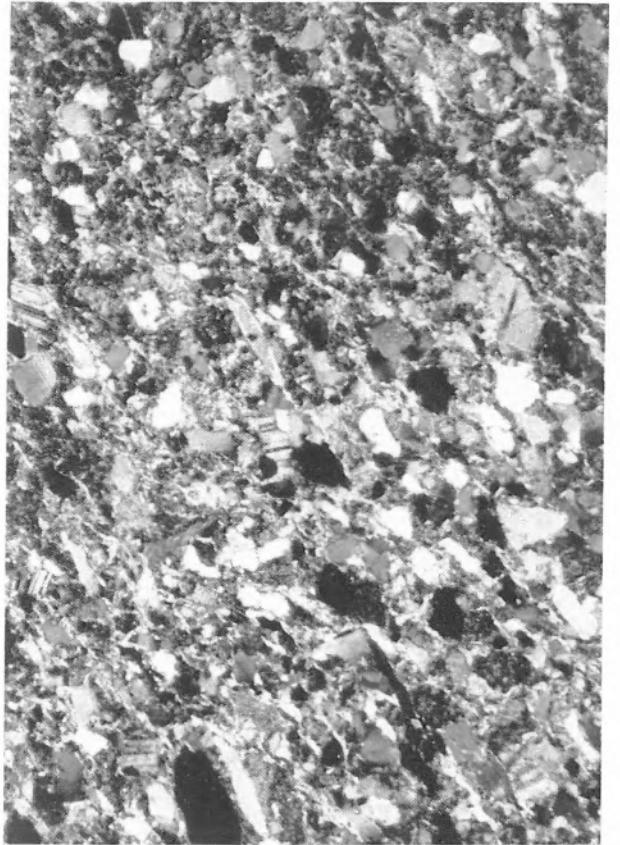
C



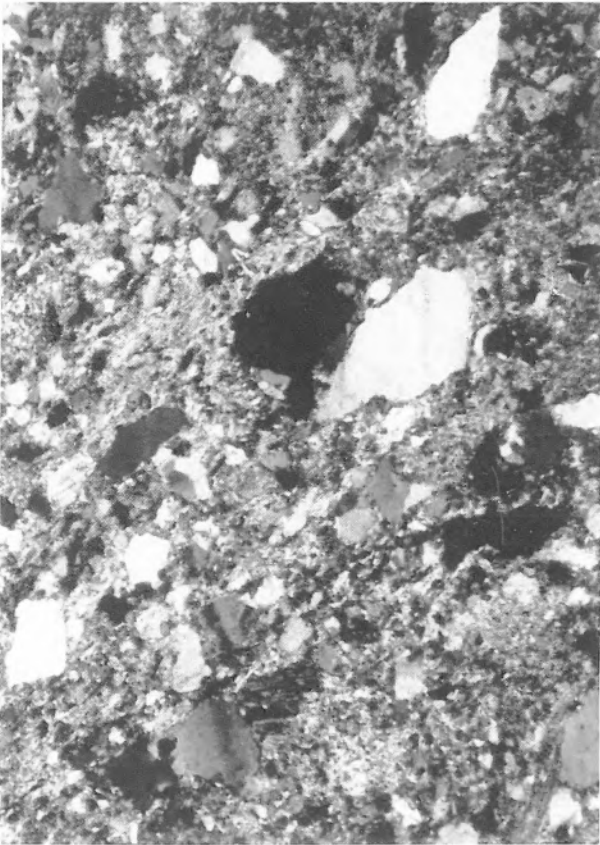
D



A



B



C



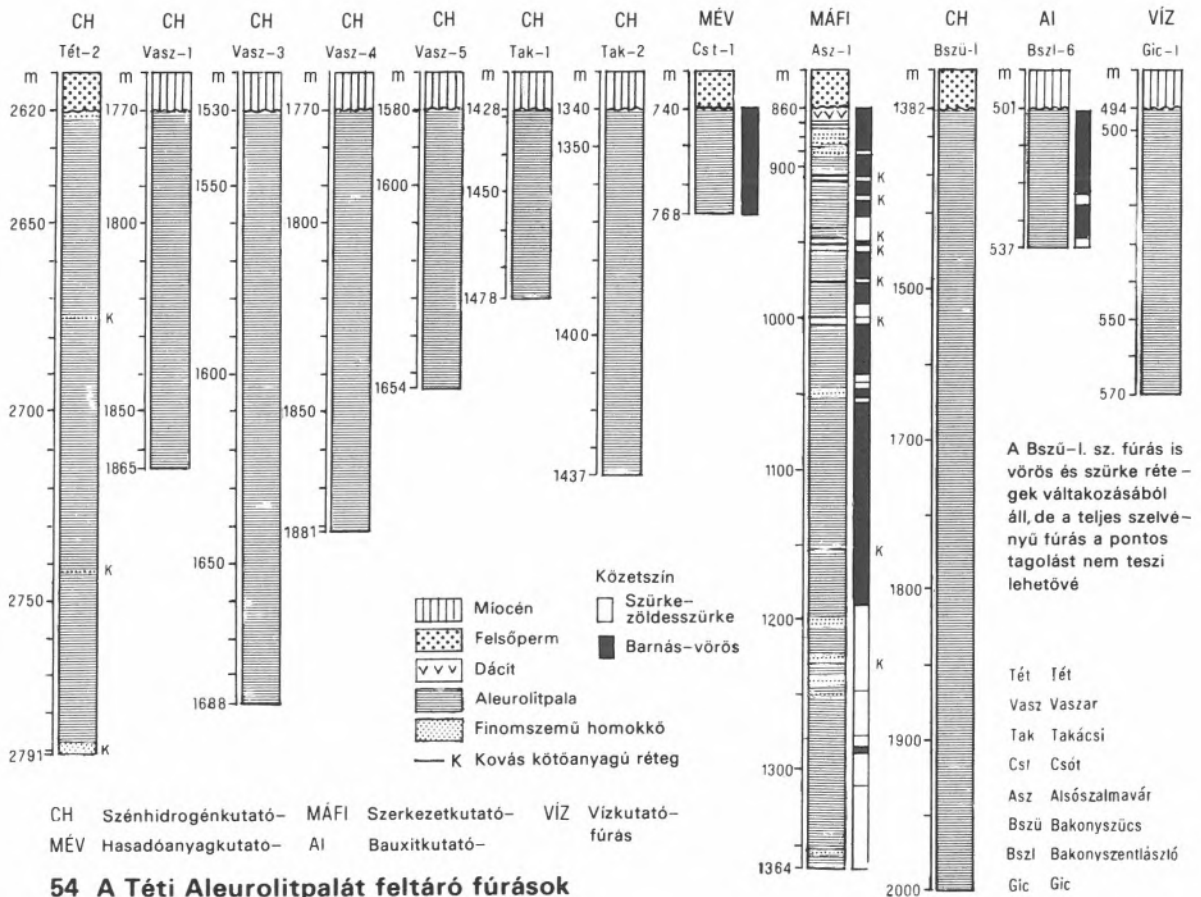
D

( $R_{\text{random}} = 4,419\text{--}5,558\%$ ), figyelembe véve a terület fiatal vulkanizmusához kapcsolható hőhatást (hidrotermális működés), a regionális átalakulás maximális és nem átlagos fokát jelzik (az anchiés epizóna határának felelnek meg). A regionális metamorfózis kora a  $< 2 \mu\text{m}$  szemcseméretű, szecit-dús frakció K/Ar izotópos vizsgálata alapján hercini ( $311 \pm 13$  millió év, Vasz-Dny-1 jelű fúrás 3. magminta).

Külön is figyelmet érdemel az Alsószalmavár Asz-1 jelű fúrásban 975,7 és 1270 m között feltárt kb. 250 m valódi vastagságú ópaleozoós aleurolitpala rétegsor. Mindenekelőtt a barnásvörös és a szürkészöld színű rétegek-rétegcsoportok vékonyabb (0,5–10 m) és vastagabb (30–140 m) váltakozása a szembetűnő. A zöldesszürke–szürkészöld színű rétegek szervesanyag és pirittartalmúak, a vörös–barnásvörös színűek pirit és szervesanyag-tartalma nagyobbrészt oxidálódott. Az üledékanyag túlnyomó része finomtörmelék, agyag és aleurolit eredetű. A homoktartalom alárendelt mennyiségű, nagy a mátrix részaránya. Mindez, csúszásos eredetű autigénbreccsa betelepülésekkel és a kovás kötőanyagú rétegekkel együtt selfejtőn képződött réteggösszletre utal.

A Téli Aleurolitpala formáció rétegtani helyzetét a Lovasi és a Révfülöpi Aleurolitpala közöttinek (felsőszilur) gondoljuk. Keletkezési viszonyai az említettekéhez hasonló lehetett, finomabb törmelékanyag-felhalmozódással.

A Téli Aleurolitpala formáció rétegtani helyzetét a Lovasi és a Révfülöpi Aleurolitpala közöttinek (felsőszilur) gondoljuk. Keletkezési viszonyai az említettekéhez hasonló lehetett, finomabb törmelékanyag-felhalmozódással.



A Bszü-1. sz. fúrás is vörös és szürke rétegek váltakozásából áll, de a teljes szelvényű fúrás a pontos tagolást nem teszi lehetővé

Tét Tét  
Vasz Vaszar  
Tak Takácsi  
Cst Csót  
Asz Alsószalmavár  
Bszü Bakonyuszücs  
Bszl Bakonyszentlászló  
Gic Gic

## Irodalomjegyzék

## Balatoni Fillit formációcsoport

- ALBANI, R. – LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI – TONGIORGI, M. 1985: First record of Ordovician (Upper Arenigian, Acritarchs) beds in Bakony Mts., Hungary. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 170/1, pp. 45–65.
- ÁRKAI PÉTER 1987: New data on the petrogenesis of metamorphic rocks along the Balaton Lineament, Transdanubia, W-Hungary. – Acta Geol. Hung. 30/3–4, pp. 319–338.
- ÁRKAI PÉTER – BALOGH KADOSA 1989: The age of metamorphism of the East Alpine type basement, Little Plain, W-Hungary: K-Ar dating of white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. – Acta Geol. Hung. 32/1–2, pp. 131–147.
- ÁRKAI PÉTER – HORVÁTH ZOLTÁN – TÓTH MÁRIA 1987: Regional metamorphism of the East Alpine type Paleozoic basement, Little Plain, W-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity,  $-b_0$  and coal rank data. – Acta Geol. Hung. 30/1–2, pp. 153–175.
- BALÁZS ENDRE 1966: Felsőperm lagúnás üledékek a Kisalföld medencealjzatában. – A Kőolaj- és Földgázbányászat Tudományos-Műszaki Közleményei, pp. 351–356.
- BALÁZS ENDRE 1971: A Kisalföld medencealjzatának ópaleozóos kőzetei. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 659–673.
- BALÁZS ENDRE 1975: A kisalföldi medence paleozóos képződményei. – Földt. Kut. 18/4, pp. 17–25.
- BALÁZS ENDRE 1983: Untersuchung der metamorphen Faziesgürtel in Transdanubien. – Ann. Inst. geol. geofiz. 61, pp. 9–14.
- BÖCKH JÁNOS 1874: A Bakony déli részének földtani viszonyai. – Földt. Int. Évk. 2, pp. 31–166 (35–47 és 52–53).
- BUBICS ISTVÁN 1977: A Balaton-felvidék metamorf képződményeinek földtani-kőzettani felépítése. – A Bakony természettudományi kutatásának eredményei 10, pp. 1–52. Bakonyi Természettudományi Múzeum, Zirc.
- DUBAY LÁSZLÓ 1962: Az Észak-Zalai-medence fejlődéstörténete a kőolajkutatók tükrében. – Földt. Közl. 92/1, pp. 15–39.
- DUDKO ANTONYINA 1986: A Velence–Balatonfő terület variszkuszi szerkezetalakulása. – Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről, pp. 23–63.
- FELVÁRI GYÖNGYI 1971: Kristályossági fok vizsgálata hazai paleozóos képződményeken. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 729–732.
- GÓCZÁN FERENC 1971: Adatok az alsóörsi, szalatkai és upponyi „szilur” kovapalák mikropalankton vizsgálataihoz. – Ősl. Viták 18, pp. 13–20.
- HAUER, F. 1870: Geologische Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 20/4, pp. 463–500.
- INKEY BÉLA 1875: A Székesfehérvár–Velencei-hegység gránit és trachyt-nemű kőzeteiről. – Földt. Közl. 5/6–7, pp. 145–158.
- JANTSKY BÉLA 1957: A Velencei-hegység földtana. – Geol. Hung. Ser. Geol. 10, pp. 1–170.
- JOKÉLY, J. 1860: Das Velencezer Gebirge. – Jb. k. k. geol. Reichsanst., Verhandlungen 11, pp. 5–6.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1960: Balatonfelvidéki paleozóos magmatitok kőzettani vizsgálata. – Földt. Közl. 90/2, pp. 157–171.
- KOZUR, H. 1984: Muellerisphaerida eine neue Ordnung von Mikrofossilien unbekannter systematischer Stellung aus dem Silur und Unterdevon von Ungarn. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 13/6, pp. 125–148.
- KOZUR, H. 1984: Fossilien aus dem Silur von Ungarn (vorläufige Mitteilung). – Radovi Geoinstituta 17, pp. 163–174.
- KOZUR, H. 1984: Some new stratigraphical and paleogeographical data in the Paleozoic and Mesozoic of the Pannonian Median Massif and adjacent areas. – Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung. 19/1–2, pp. 93–106.
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1978: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének kőzettani vizsgálata. – Geol. Hung. Ser. Geol. 18, pp. 193–295.
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1983: Néhány újabb adat a balatonfelvidéki paleozoikum kőzetanához. – MÁFI Adattár, 829/12.
- LÓCZY LAJOS 1913: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. I. köt. I. rész. I. szakasz, pp. 9–18. – M. Földrajzi Társaság Balatonbizottsága.
- NAGY ELEMÉR 1971: Magyarország permnél idősebb paleozoikumának átfogó földtani vizsgálata. – Témavázlat és összefoglalás. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 653–657.
- ORAVECZ JÁNOS 1964: Szilur képződmények Magyarországon. – Földt. Közl. 94/1, pp. 3–9.
- ORAVECZ JÁNOS 1965: Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összeleteinkben. – Földt. Közl. 95/4, pp. 401–405.
- SCHAFARZIK FERENC 1911: A Balatonfelvidéken és a Déli Bakonyban található régebbi erupciós kőzetek és néhány szedimentum kőzettani vizsgálata. In A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei (I. kötet, I. rész. Petrogr. függ., pp. 3–7). – M. Földrajzi Társaság Balatonbizottsága.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1937: Hidrogeológiai vizsgálatok a Balaton ÉK-i partján lévő fürdőhelyek és községek vízellátása érdekében. – Földt. Int. Évi Jel. 1929–32-ről, pp. 449–478.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – BUBICS ISTVÁN – JUHÁSZ ÁRPÁD – ORAVECZ JÁNOS – PANTÓ GÁBOR –

- SZEPESHÁZI KÁLMÁN 1967: Metamorphose in Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11/1–3, pp. 49–58.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – JUHÁSZ ÁRPÁD – BALÁZS ENDRE 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, pp. 27–34.
- TELEKI GÉZA 1936: Adatok Litér és környékének sztratigráfiájához és tektonikájához. – Földt. Int. Évk. 32/1, pp. 3–60.
- TELEKI GÉZA 1941: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. – Földt. Közl. 71/7–12, pp. 205–212.
- TELEKI GÉZA 1941: Adatok Felsőörs és környékének földtani viszonyaihoz. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról, 1, pp. 295–310.
- TELEKI GÉZA 1941: Polgárdi és környékének paleozoikus képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról 1, pp. 311–328.
- TOMOR JÁNOS 1957: Kőolaj- és földgázkutatások a Dunántúlon. In SZUROVY G. (Szerk.): A kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. pp. 157–201.
- TOMOR JÁNOS 1958: A magyarországi olajkutatás új eredményei és lehetőségei. – Bány. Koh. Lapok 91/10–11, pp. 714–724.
- VENDL ALADÁR 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. – Földt. Int. Évk. 22/1.

## Devon mészkő formációcsoport

A Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység területén öt különálló, egymástól elszigetelt helyzetű feltárásból ismerünk devon időszi mészkövet. A felszínen a balatonfői Szár–Somlyó-hegyen, mélyfúrásból a Révfülöpi Aleurolit fedőjét feltáró Kékkút K–4 jelű fúrásból, valamint az Úrhida Ú–4, a Székesfehérvár Szfvt–5 és a szlovákiai Zelený Háj ZH–1 jelű fúrások rétegsorából. Az alsódevon aleurolitból való üledékfolytonos kifejlődés mindegyik esetben feltehető. Kifejlődési sajátosságai és eltérő koruk miatt, formációcsoportba összefogott önálló litosztratigráfiai egységekként tárgyaljuk őket: Polgárdi Mészkő, Kékkúti Mészkő, Úrhidai Mészkő, Székesfehérvári felsődevon. A ZH–1 jelű fúrásban feltárt középsődevon(?) mészkő esetében nem zárható ki a Kékkúti Mészkővel azonos formációba való tartozás. Hivatalos formáció rangú egységnek jelenleg a Polgárdi Mészkövet, a Kékkúti Mészkövet és az Úrhidai Mészkövet tekintjük. A kis elszigetelt foltokban való megjelenés mindenképp a Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység ópaleozoos képződményeinek variszkuszi diszlokációjával és az azt követő nagyarányú lepusztulással magyarázható. Az egykori jóval nagyobb elterjedésre utalnak a Fülei Konglomerátum és a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő konglomerátum rétegcsoportjának kristályos mészkő kavicsai, a szigligeti bazalttufa zárványai és néhány Balaton menti és Velencei-hegység környéki fúrásban feltárt fehér kristályos mészkő (pl. a balatonkenesei „Fővárosi Üdülő” vizellátására

mélyített fúrásokban 50–100 m mélységben feltárt, és a velencei üttörő üdülő udvarán mélyített fúrásban 90 m-ben megütött fehér mészkő.

## Kékkúti Mészkő formáció

Szerencsésen telepített kutatólétesítmény volt a Kékkút K–4 jelű fúrás, amely Kékkút községtől ÉNy-ra mintegy 2 km-re mélyült és 903 m-től az 1001,1 m-ben megütött talpig 98,1 m vastagságban gyengén metamorfizált alsódevon rétegsort harántolt (55). Az első és eddig egyetlen tudományos leírást LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI – KOVÁCS SÁNDOR – MAJOROS GYÖRGY publikációja képviseli (1982).

A kékkúti alsódevon finomtörmelékes (aleurolit, homokköpala) kifejlődésű, több szinten kovalpa és karbonát betelepülésekkel. Fekvéje a K–4 jelű fúrásban nincs feltárva, de nagy valószínűséggel a közelben felszíni feltárásokból is ismert, alsódevonba sorolt Révfülöpi Aleurolitpala. Fedője a jelentős üledékhézaggal rátelepülő alsóperm Kékkúti Dácit.

### *Finomtörmelékes kőzetkifejlődés*

A kékkúti alsódevon mintegy kétharmad része szericit–kloritpalából, aleurolitból és homokköpala áll. Színe világos- és sötétebb szürke. Az egyenetlen réteglapokkal határolt aleurolit- és homokköbetelepülések 1–8 mm között változnak. 50–60 cm távolságban 10–20 cm vastagságú ho-

mokkőrétegek találhatóak. Alsó réteghatáruk éles, felül fokozatosan mennek át aleurolit-, ill. agyagpalába. Gyengén gradált szemcseeloszlásúak. A homokkő nagyobbbrészt finom-, alárendelten aprószemcséjű. A törmelék szemcséket kvarc, kevés földpát, muszkovit és közettörmelék képviseli. A kötőanyag karbonátos, kovás, szericit és klorit anyagú.

### Kovapala (lidit)

Sötétszürke–fekete, maximum 2 m vastagságú betelepüléseket alkot, amelyeket szervesanyag-tartalmú, pirites, agyagos réteglapok tagolnak. A 986 m-ből származó kőzetminta gazdag *Radiolaria* faunát tartalmazott. A kovapala mikrokristályos szövetű, nagyobb kvarckristályok a Radiolariák belsejében alakultak ki.

### Savanyú vulkanoklasztit

Az alsódevon rétegsorban több szintben savanyú vulkanoklasztit volt kimutatható. Az alkotóelemek kvarc, földpát és szericit. A kvarckristályok mérete 0,5–1,8 mm, alakjuk dihexaédres, öblös visszaoldásokkal. A földpát karbonátosodott, mennyisége kicsi. Az eredetileg tengerbe hullott, főleg vitroklasztos tufa montmorillonitosodott, majd anchimetamorfózis hatására szericitté alakult. A kőzet metamorf jellegét a beágyazó üledékekkel megegyező másodlagos palásság és a kvarckristályok tüskés továbbnövekedése is igazolja.

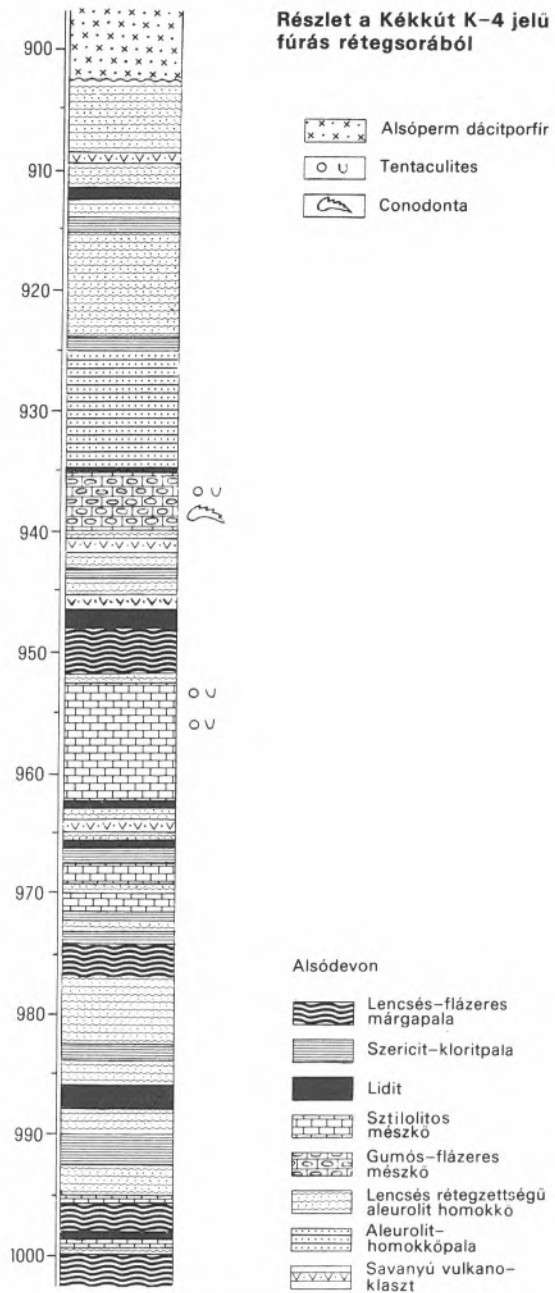
### Karbonátos kőzetfajták

Az alsódevon rétegsorban vékony és gyakran szingenetikus zavart (csúszásos) rétegeztségű

mész márga, ill. dolomárga váltakozásából álló rétegcsoportok is találhatóak. A karbonáttartalom 30–70% között változik; a kalciumtartalom mennyiségét átlag 46%-nak, a dolomitét 12–34%-nak határozták meg. Az agyagtartalom túlnyomórészt kloritból és szericitből áll, kevés kaolinnal.

A Kékkúti formáció jelleget adó képződménye a vörös és szürke gumós- és a hálósan sztilolitos szürke tentaculiteszes mészkő [47]. A gumók nagysága 1–4 cm. A gumókat beágyazó kötőanyag márga–mész márga. A gumós mészkő  $\text{CaCO}_3$  tartalma 61–67%, míg  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  tartalma 4–5%.

A hálósan sztilolitos mészkő kalciumtartalma 79–89%, dolomittartalma 4–7%. Az oldási maradványokban mindkét esetben szericit, kaolinit, kvarc



55 A Kékkúti Mész kő sztratotípusa (Lelkesné Felvári Gyöngyi szelvénye alapján)

és káliföldpát; a vörös gumós mészkő oldási maradékában ezenkívül hematit volt meghatározható. Vékonycsiszolatban a közetszövet mikropátit jellegű, helyenként mikrit foltokkal és átkristályosodással keletkezett pátittal. Gyakorik a *Tentaculites*-ekhez tartozó *Styliolina*-k. Alárendelt szerepűek az Echinodermata, Brachiopoda, Ostracoda és Foraminifera maradványok, valamint a vékony héjú kagylók töredéke.

A 939,1–939,3 m közötti mélységből származó magmintából KOVÁCS SÁNDOR: *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER, *Polygnathus cf. inversus* KLAPPER et JOHNSON és *Polygnathus cf. laticostatus* KLAPPER et JOHNSON *Conodonta* faunát határozott meg [48]. Ennek figyelembevételével a mikrofaunát tartalmazó mészkövet az emsi emelet középső részébe, a *Polygnathus inversus* zónába sorolta.

## Középsődevon mészkő a ZH-1 jelű fúrásban

Hurbanovo (Ógyalla) községtől D-re, a Zelený Háj majortól DNy-ra telepített fúrás 1608 m-től 1692 m-ig paleozoos medencealjzatba hatolt és öt magvétellel a következő képződményeket tárta fel:

1652–1654 m között szürke, zöldesszürke agyagos mészkövet,

1666–1667 m, valamint 1676,5 és 1678 m között kalciterekkel sűrűn átjárt sötétszürke–fekete liditet; amelyet meszes szericitpala réteglapok 2–4 cm vastagságú rétegekre tagolnak (vékonycsiszolatvizsgálattal a mikrokristályos alapanyagban *Radiolaria* metszeteket lehetett megfigyelni),

1705–1706,5 m között kalciterekkel átjárt, sötétszürke, lefelé szürkésbarna márga–mészmárga alapanyagú, világosvörös mészkőgumókat tartalmazó képződményt,

végül 1755 és 1756,5 m között szürkésbarna gumós mészkövet, amelynek beágyazó anyagában részben az alapanyagnál világosabb színű, részben barnás–vöröses árnyalatú 1–25 cm nagyságú mészkőgumók voltak.

A két legalsó magminta pelites–afanerites és mikrokristályos–biomikrites kőzetkomponensből tevődik össze; a mészkőgumókban jellegzetesen pelagikus mikrofaunával:

*Tentaculites*: *Nowakia praecursor* BOUČEK, *N. cf. zlichovensis* BOUČEK, *Viratellina* sp., *Striatostyliolina* sp., *Guerichina* cf. *strangulata* BOUČEK et PRANTL.

Alárendelt szerepűek: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* MIŠÍK et BORZA, *Crinoida* és elvértve *Trilobita* vázelemek.

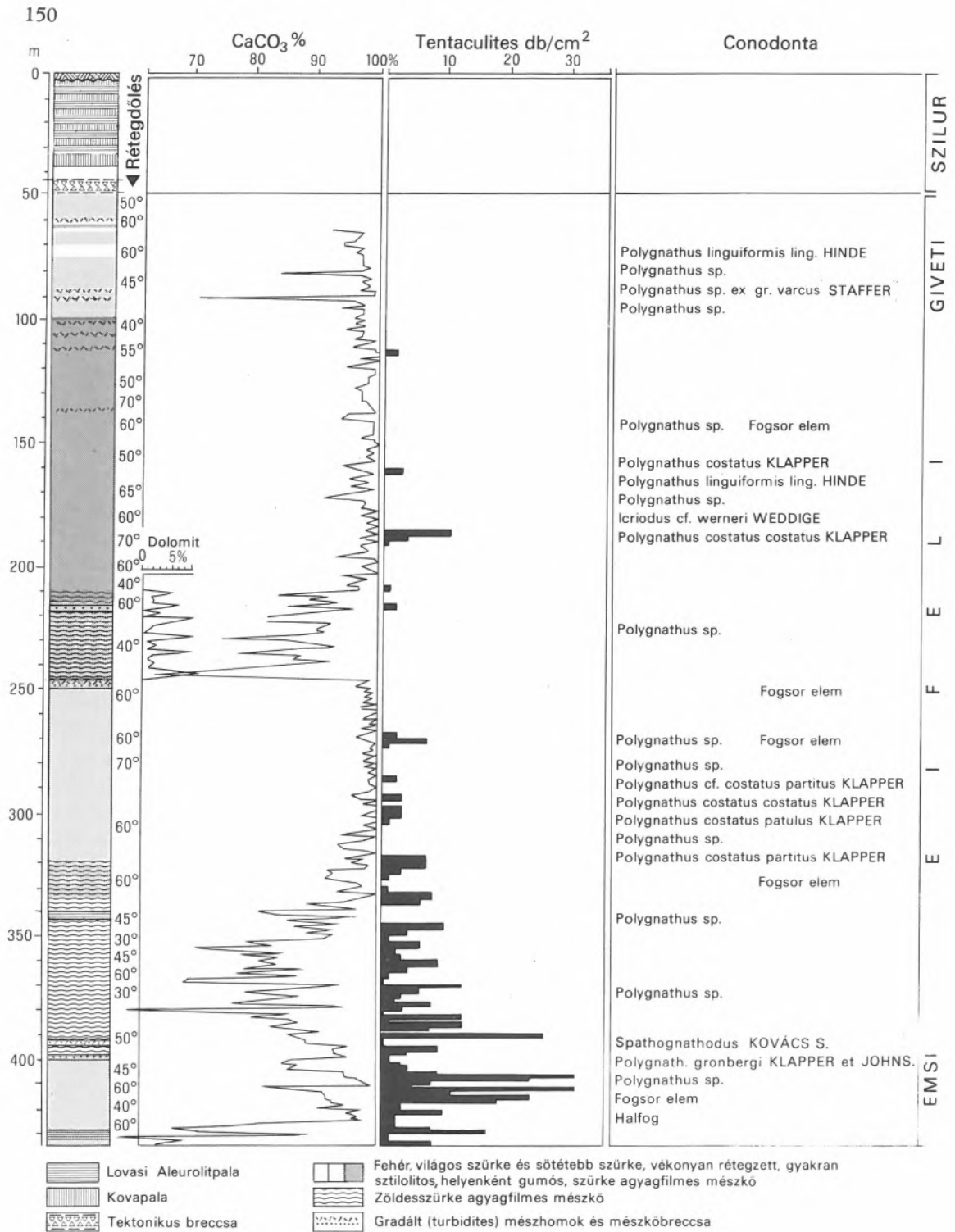
Az ősmaradványegyüttes alapján a rétegsor tudományos feldolgozói ANTON BIELY és ANNA KULLMANOVÁ (1979) középsődevon keletkezésre gondoltak. Sajnos az egzakt korreláció a K-4 jelű fúrás devon rétegsorával a ZH-1 fúrás esetében a *Conodonta* fauna hiánya miatt, a K-4 jelű fúrásról pedig a *Styliolinák* meghatározatlansága miatt nem volt elvégezhető. A kőzettani kifejlődés az azonosságra utal, amit az ősmaradványegyüttes sem zár ki egyértelműen. Együttesen a Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egységhez való tartozásuk és ezáltal Drauzug eredetük kétségtelen.

## Úrhidai Mészkő formáció

Az úrhidai liditfeltárás területén mélyült a M. Áll. Földtani Intézet velencei-hegységi kutatócsoportja által tervezett Ú-4 jelű kutatófúrás, amelynek – eddig publikálatlan – rétegsorát a kutatócsoport vezetője HORVÁTH ISTVÁN közreműködésével mutatjuk be (56). A fúrás 50 m-ig szericitpalával tagolt liditben, onnan 435 m-ig devon mészkőben haladt és abban is állt le. A mindvégig meredek rétegdőlés (35–70°) miatt a devon mészkő valódi vastagsága kb. 220 m.

A kőzetkifejlődés túlnyomórészt fehér, ill. világosszürke, kisebb mértékben sötétebb szürke, vékonyan rétegzett, gyakran sztíloitos és egyenetlen agyagfilmes réteglapokkal elválasztott lencsés (flázeres), helyenként gumós kifejlődésű mészkő. Alárendeltebben zöldesszürke flázeres mészkő [50][51].

CaCO<sub>3</sub>-tartalma általában 90, sőt 95% feletti, csak a zöldesszürke agyagfilmes, flázeres–gumós rétegszakaszokon esik 90% alá. Az egyik ilyen rétegcsoportban 2–8% dolomit is kimutatható volt. Ritka közbetelepülésként gradált (turbidites) mészhomok és apró szemű autigén mészkőbreccsa is megfigyelhető volt.



56 Az Úrhida Ú-4 jelű fúrás rétegsora

Vékonycsiszolatokban, különösen a rétegsor alsó részében gyakoriak a *Styliolina* metszetek. Elvértve korallmaradványok is találhatóak [52].

KOVÁCS SÁNDOR vizsgálatainak eredményeként jelentős *Conodonta* faunát sikerült meghatározni: *Polygnathus gronbergi* KLAPPER et JOHNSON, *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *P. sp. ex gr. varcus* STAUFFER, *P. costatus costatus* KLAPPER, *P. cf. costatus partitus* KLAPPER et JOHNSON, *Icriodus cf. wernerii* WEDDIGE, *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER [53].

A *Conodonta* fauna alapján az emsi, eifeli és giveti emeletek jelenlétét lehetett igazolni (56. ábra).

A devon mészkő fedőjében 50 m vastagságban feltárt szericitpalával tagolt sötétszürke-fekete lilit üledékfolytonos, vagy tektonikusan rátolt települése egyaránt feltehető, de az utóbbi esetben is szoros összetartozásukat feltételezzük.

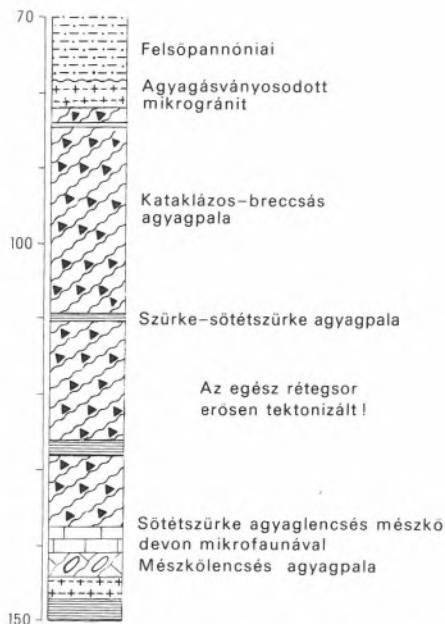
## Székesfehérvári felsődevon

A Székesfehérvár Szfvt–5 jelű fúrást a M. Áll. Földtani Intézet velencei-hegységi kutatócsoportja tervezte és a fúrással feltárt – még publikálatlan – devon rétegsor földtani szelvényét a kutatócsoport vezetője HORVÁTH ISTVÁN bocsátotta rendelkezésünkre (57).

A fúrás a Velencei Gránit palaköpenyének területén mélyült és törmeléken felsőpannon rétegsor alatt 72,6 m-től 150 m-ig harántolt paleozóos rétegsort. Az ópaleozoikumot túlnyomórészt katalázos, breccsás – helyenként csomós palává alakult – agyagpala képviseli, szürke-sötétszürke agyagpala betelepülésekkel és 137,2 m-től 143,9 m-ig sötétszürke mészkővel, valamint mészkőlencsés agyagpalával.

HEINZ KOZUR a sötétszürke mészkőből a következő *Conodonta* faunát határozta meg: *Ancyrodelia? sp.*, *Icriodus alternatus* BRANSON et MEHL, *Icriodus sp.*, *Palmatolepsis hassi* MÜLLER et MÜLLER, *P. ex gr. subrecta* MILLER et YOUNGQUIST [49].

Az eddig meghatározott mikrofauna alapján az Szfvt–5 jelű fúrásban feltárt ópaleozóos rétegsor a felsődevon frasnii emeletébe sorolható.



57 A Székesfehérvár Szfvt–5 jelű fúrás rétegsora (Horváth István)

## Polgárdi Mészkő formáció

### A földtani megismerés története

WINKLER BENŐ kéziratos felvételi jelentésében (1870) – amelyre LÓCZY LAJOS a Balaton monográfia földtani kötetében hivatkozik (1913) – Úrhida és Polgárdi között a devon időszakba sorolt „jegeczes mészkövek”-et említett.

SCHRÉTER ZOLTÁN (1912) elsőként említi munkájában a paleozóos kristályos mészkő hidrotermális eredetű, hasadék menti elkövődését.

LÓCZY LAJOS (1913) a szabadbattyáni Szár-hegy és a polgárdi Somlyó-hegy kristályos mészkövet a Balaton-környék legidősebb ópaleozóos képződményének tekintette. Helyesen állapította meg annak gyúrt-töréses szerkezetét. A halompár keleti végéről és a Somlyó keleti oldaláról sötétbarna dolomitos, vasas, mangános mészkövet említ, és a rajta áthúzódó kalciterék mellett elszórt fészkekben galenitet, egy mészkő réteglapon pedig szintelen aktinolitot talált.

VENDL ALADÁR (1928) a paleozóos mészkő átkristályosodását, valamint tremolit és aktinolit

kristályok előfordulását gránit jellegű eruptív tömeg kontaktmetamorf hatásával magyarázta. A polgárdi mészkőbányában megfigyelt „aplitellérek” benyomulását a mészkőösszlet gyűrődésével egyidejűnek tekintette. A mészkő sziderites, limonitos, mangános, kovás metasomatózist, valamint a kvarcos–galenites telérecskéket a harmadidőszaki vulkáni működéshez kapcsolódó hidrotermális hatásnak tartotta.

TELEKI GÉZA (1941) szerkezetföldtani megfigyeléseket és méréseket végzett, de következtetése elszakadt az összefüggések reális megítélésétől. A polgárdi mészkövet feltételelesen a devonba sorolta és a fillitfajtáknál idősebbnek tartotta.

A szabadbattyáni ólomérclelőhely bányászati feltárásáról elsőként KOCH SÁNDOR publikációja (1943) adott információkat a szakmai nyilvánosság számára. Az ércet a gránitos magma maradékoldatának metasomatikus hatására keletkezettnek tartotta. Megállapította, hogy az üde, tömött érc igen tiszta, benne ólmon és kénen kívül csak Cu és Fe nyomokat, valamint  $\text{SiO}_2$  szennyezést sikerült kimutatni. Ólomtartalma 80,5–82,97%, Ag-tartalma PANTÓ DEZSŐ közlése szerint 36 gr/t. A galenitben csak egészen elszórtan található kis kalkopirit és elvétve apró bournonit szemcsék. A galenit másodlagosan erősen cerussitosodott. A cerussitosodott galenitet gyakran piromorfit kéreg burkolja. A galenit és a cerussit érintkezési felületén gyakoriak a kovellin apró pikkelyei. Ritkán apró foltocskákban kuprit és cerussit, ill. a mészkő felületén helyenként a malachit hajszálfinom kristályai által alkotott zöldes foltok találhatóak. A nem érces kísérőásványként jelentős arányú kvarcnak a galenitnél idősebb és a cerussitnál fiatalabb generációit figyelte meg.

KISS JÁNOS (1951) a kristályos mészkövet a faunisztikailag igazolt alsókarbonnál fiatalabbnak és arra eredetileg diszkordanciával települő felsőkarbon képződménynek gondolta. VENDL ALADÁR „aplitelléreit” gránitporfir és kvarcporfir közötti átmeneti jellegű kőzetfajtának határozta meg. Szubvulkáni benyomulását a mészkő aszturiai fázisbeli gyűrődése és átkristályosodása utánra tette és a permii magmás ciklussal kapcsolta össze.

Az ércesedést gránitos magmához kapcsolódó epihidrotermális–metaszomatikus jellegűnek tar-

totta, és I. sziderit, II. ezüsttartalmú galenit és fakőérc, valamint III. kvarc- és kalcitkiválás paragenetikai sorrendet határozott meg. A keletkezési és utólagos átalakulási folyamatokat, részletesen taglalta. Néhány évvel későbbi munkájában (1954) egy bányavágatokkal feltárt andezittest és a lelőhely ércásványtartalma ( $\text{PbS}$ ,  $\text{MoS}_2$ ,  $\text{FeS}_2$ ) alapján arra a következtetésre jutott, hogy az ólomércesedés andezites magmához kapcsolódik.

FÖLDVÁRI ALADÁR (1952) a legidősebb tektonikai folyamatnak azt az erőteljes gyűrődést tekintette, amely egyben a kristályos mészkövet az alsókarbon rétegösszlet fölé tolta. A második tektonikai fázis széles, szabályos boltozatokat hozott létre, majd a legfiatalabb mozgási szakasz a kristályos mészkő vonulatot vetődések mentén rögökre tagolta.

JANTSKY BÉLA (1957) a polgárdi kristályos mészkövet a balatoni fillitösszlethez tartozónak tekintette.

JUGOVICS LAJOS (1967) a polgárdi mészkő gyakorlati célú kutatásának adatait, valamint a mészkő bányászatának és felhasználásának áttekintését publikálta.

MAJOROS GYÖRGY (1971) a Szabadbattyán Szb–10 jelű fúrás rétegsorát bizonyítéknak tekintette arra vonatkozóan, hogy a „polgárdi kristályos mészkő az ún. produktusos palánál fiatalabb képződmény, tehát arra rátelepült, nem pedig rátalódott”.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1978) a polgárdi mészkő részletes ásvány–kőzettani vizsgálatának eredményeit publikálta. MAJOROS GYÖRGYgel egyező véleménye szerint a polgárdi mészkő folyamatosan fejlődik ki a viséi összletből.

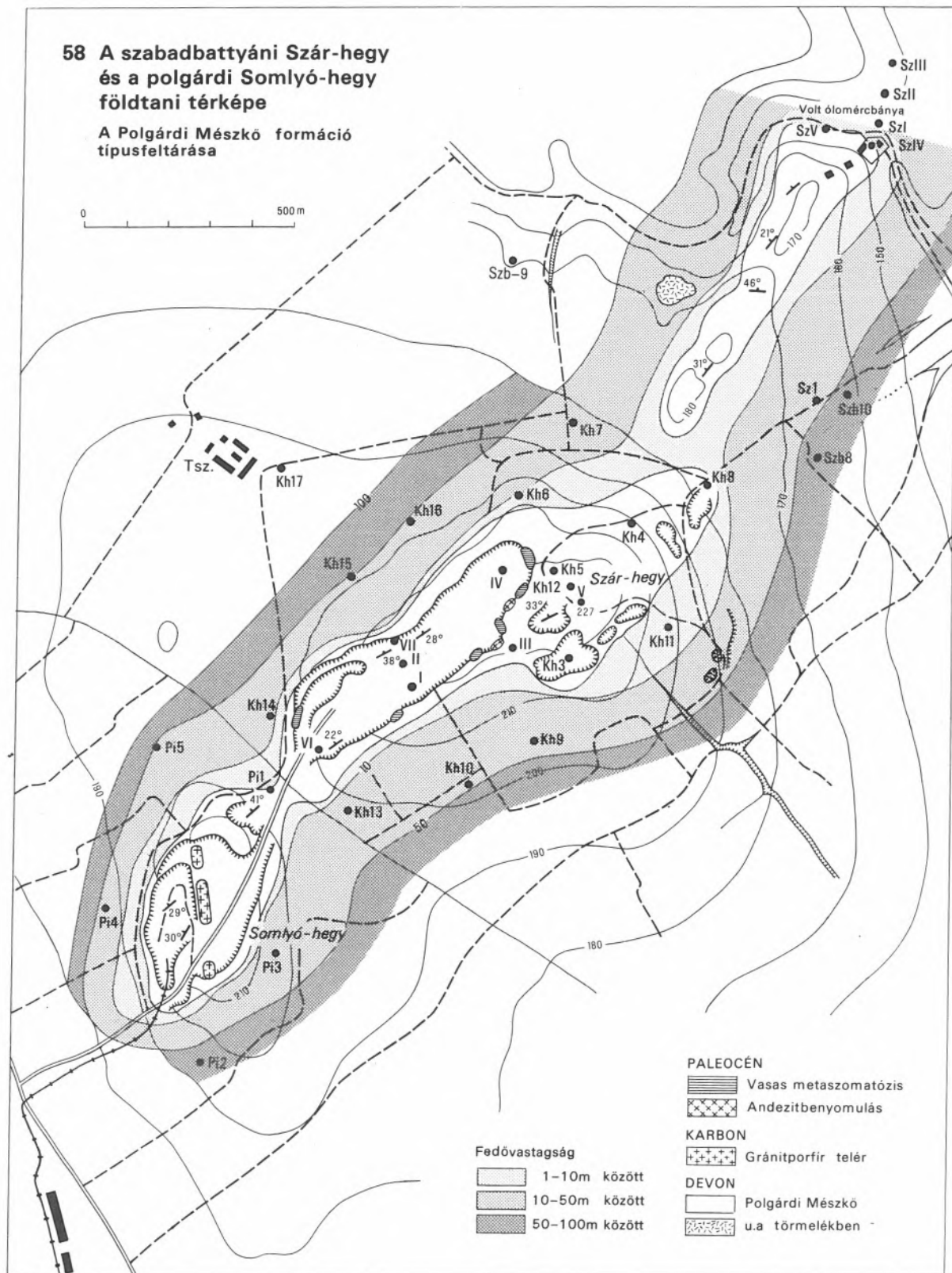
NAGY BÉLA (1980) a szabadbattyáni galenit és cerussit mikrozárványainak, valamint az ércesedés ásványainak geokémiai vizsgálati eredményeit publikálta.

DUDKO ANTONYINA (1986) részletes szerkezetföldtani vizsgálat alapján különböző méretű, közel izoklinális fekvőredőt és flexuraszerű redőpárokat ismert fel. Megítélése szerint az erőteljes izoklinális redőződés együtt járt a regionális metamorfózissal és a redőtengelysíkhöz kötött palásodással. Későbbi eredetű a déli vergenciájú flexurák képződése, majd a kőzetrések és vetők kialakulása.

## 58 A szabadbattyáni Szár-hegy és a polgárdi Somlyó-hegy földtani térképe

A Polgárdi Mészko formáció típusfeltárása

0 500 m



## Elterjedés, település, tagolás

A Polgárdi Mészke 3 km-t meghaladó vonulata az egykor 226 m magasságú Somlyó-hegytől, a 227,8 m legnagyobb magasságú Szár-hegyen át, az egykori szabadbattyáni ólomércbányáig (ma vízmű-bázis) húzódik. A vonulat egyes részei eltérő csapásúak, de együttesen a Dunántúli-középhegység ÉK–DNy-i fő csapásába esnek (58). Századunk első évtizedében, a Somlyó-hegy déli oldalán nyitott, nagy kapacitású mészkefejtő napjainkig a 190 m-es szintig az egész Somlyó-hegyet és a Szár-hegy DNy-i gerincét – a csúcs közeléig – letermelte.

A kutatófúrások és az ólomércbánya feltárasainak tanúsága szerint a Polgárdi Mészke tektonikailag áttolt helyzetben van. A Szár-hegy és a Somlyó-hegy területén a Balatonfőkajári Kvarcfilliten; az ÉÉK-i csapású, alacsony (150–180 m) északi mészkegerinc területén a fiatalabb Szabadbattyáni Agyagpala formáció fölött tektonikus diszkordanciával települ. Északon a Polgárdi Mészke rátolódott Balatonfőkajári Kvarcfillit is megállapítható volt.

A belső felépítés – az eredeti rétegződés és kőzetkifejlődés, valamint a többszörösen gyűrt szerkezet – a nagyfokú homogén kőzetkifejlődés, a regionális metamorfózis révén bekövetkezett átkristályosodás és a többszöri intenzív töréses igénybevétel miatt nehezen felismerhető.

## Kőzetkifejlődés

Az eredeti kőzetjellegek ma már csak nagyon halványan, az erősebb átalakulástól megkímélt részeken ismerhetők fel. Ilyen a Somlyó-hegy DNy-i része, a gránitporfirtelér környékét is beleértve. Szürkésfehér, vastag mészkepadok (90–240 és egy 450 cm), valamint elmosódottabban 40–50 cm-es mészke rétegek ismerhetők fel [54], egyes rétegek alsó részében algalemezese kifejlődésre utaló szürke, sárgásszürke sávottség figyelhető meg.

A nagyszámú kémiai elemzés szerint a szárhegyi gerinc mészkevének  $\text{CaCO}_3$ -tartalma átlagosan 95,5%, míg a  $\text{MgCO}_3$ -tartalom 0,15–1,5% között ingadozik, de egyes rétegekben ennél jóval nagyobb értékeket is mértek. Járulékos ásványok

a víztiszta idiomorf kvarcsemcsék, muszkovit és tremolit lemezek, valamint kevés autigén földpát. A nehézásvány frakcióban a pirit és még inkább a pirit utáni limonit pseudomorfóza uralkodó részarányú. A mészke kémiai és ásványtani vizsgálati adatait jelentős mértékben módosíthatja a hasadékköltések és a vulkáni működés termékeinek hozzákeveredése.

A variszkuszi regionális metamorfózis során a Polgárdi Mészke teljesen átkristályosodott. A szemcsenagyság egyenletesen kisméretű, a karbonátkristályok xenomorf, ill. hipidiomorf alakúak [55].

A tremolit és aktinolit kristályok magmás kontaktmetamorfózis termékei, a durva szemcséjű idiomorf karbonátkristályok, a dolomitos, sziderites, limonitos, mangános, kovás metasomatózis, valamint a szkarnosodás és a galenites ércesedés az eocén andezit vulkanizmus hatása, ill. terméke.

## Ősmeradványok, keletkezési viszonyok

A sokszor megismételt vizsgálat ellenére a Polgárdi Mészkeből kevés ősmaradvány került elő. Ez, nyilván a mészke átkristályosodásának is következménye, de feltehetően eredetileg sem volt kövületgazdag kifejlődésű.

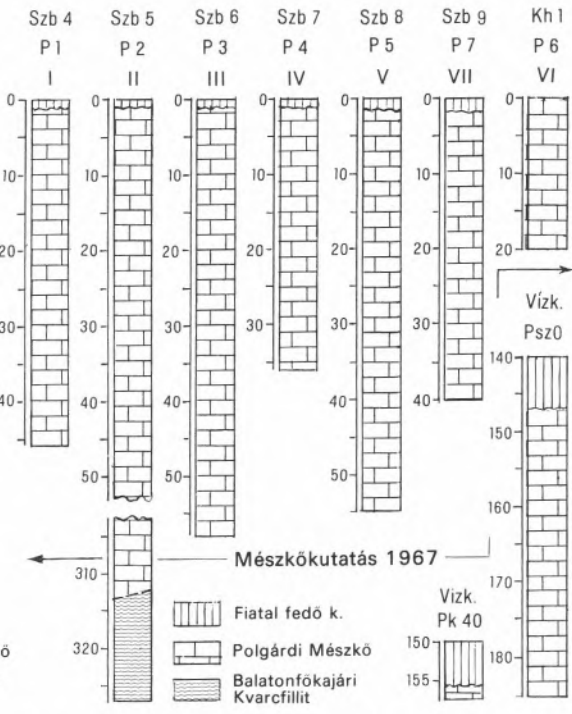
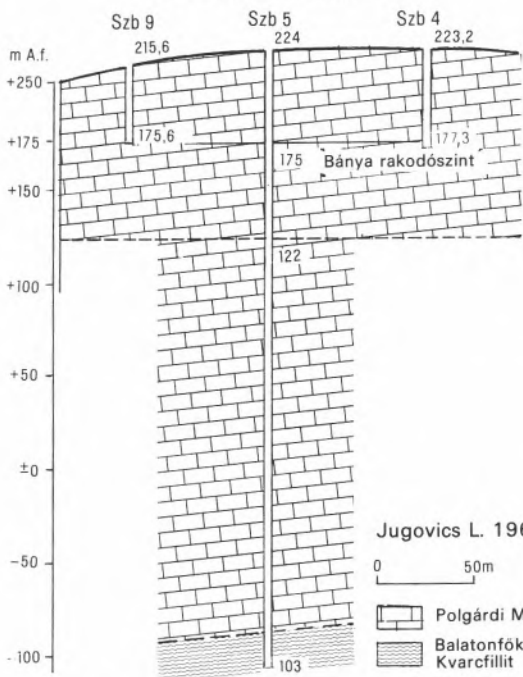
Az évtizedes gyűjtőmunka eredménye egy-egy magános korallra való hivatkozás, mígnem MAJOROS GYÖRGY vékonycsiszolatokban, sőt a mállott sziklafalon is felismerhető *stromatolit* zátonyokra hívta fel a figyelmet. A mészkepadok alsó részének sávottségét és annak kőzetszövetét vékonycsiszolatokban vizsgálva karbonátos plátón keletkezett árapályövi üledékképződésre gondolhatunk. Nagy méretű *stromatolit* zátonyokat nem sikerült felismerni.

## Gyakorlati célú hasznosítás

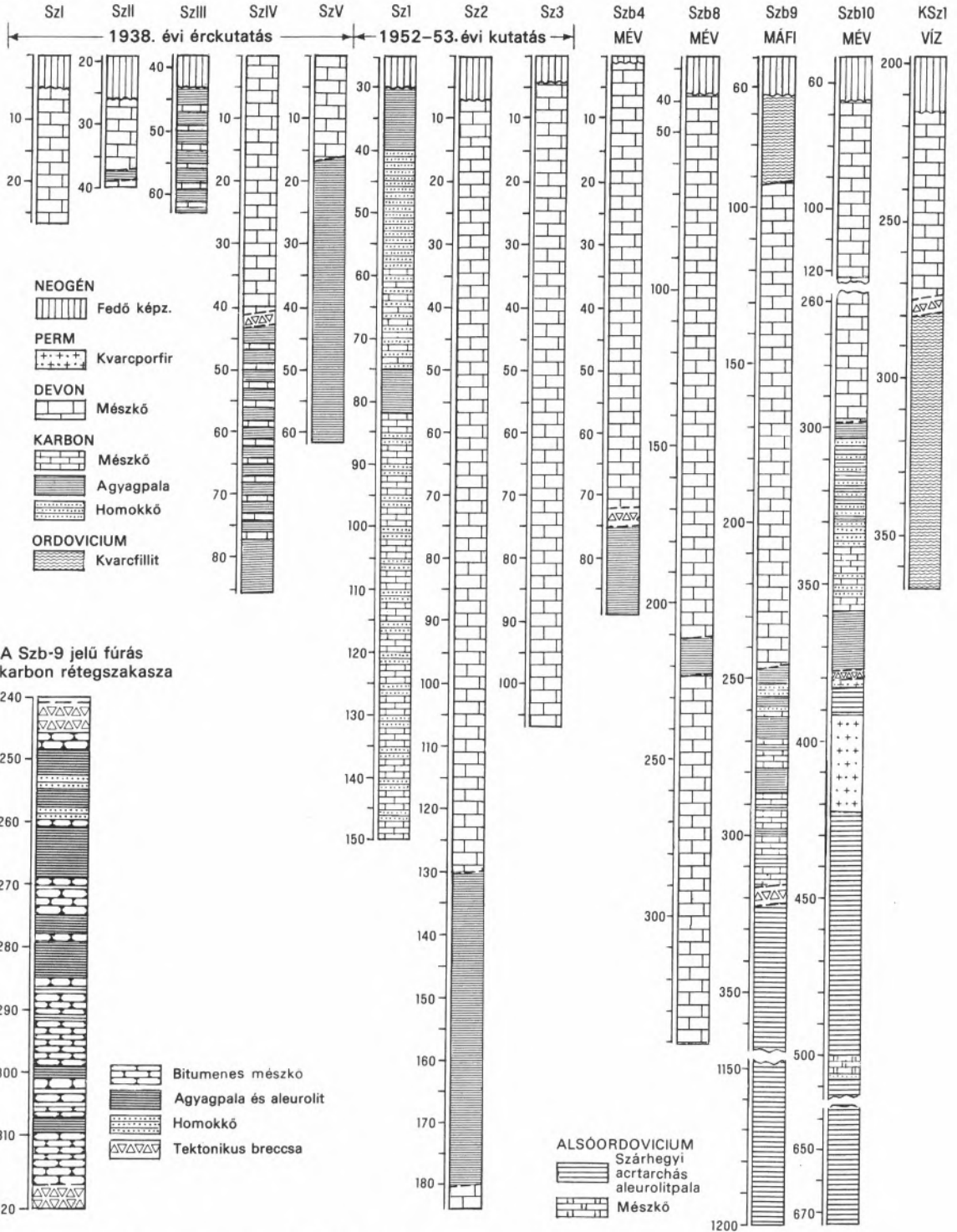
### Kőfejtés

A polgárdi Somlyó-hegy és a szabadbattyáni Szár-hegy kristályos mészkeövet helyi célokra, kézi művelésű kis kőfejtőkben, a régi időkbe visszanyúlóan igénybevétték. Jelentős iparszerű termelés azonban csak századunk első évtizedében, a

Szárhegyi mészkőgerinc



59 Polgárdi Mészkevet feltáró fúrások



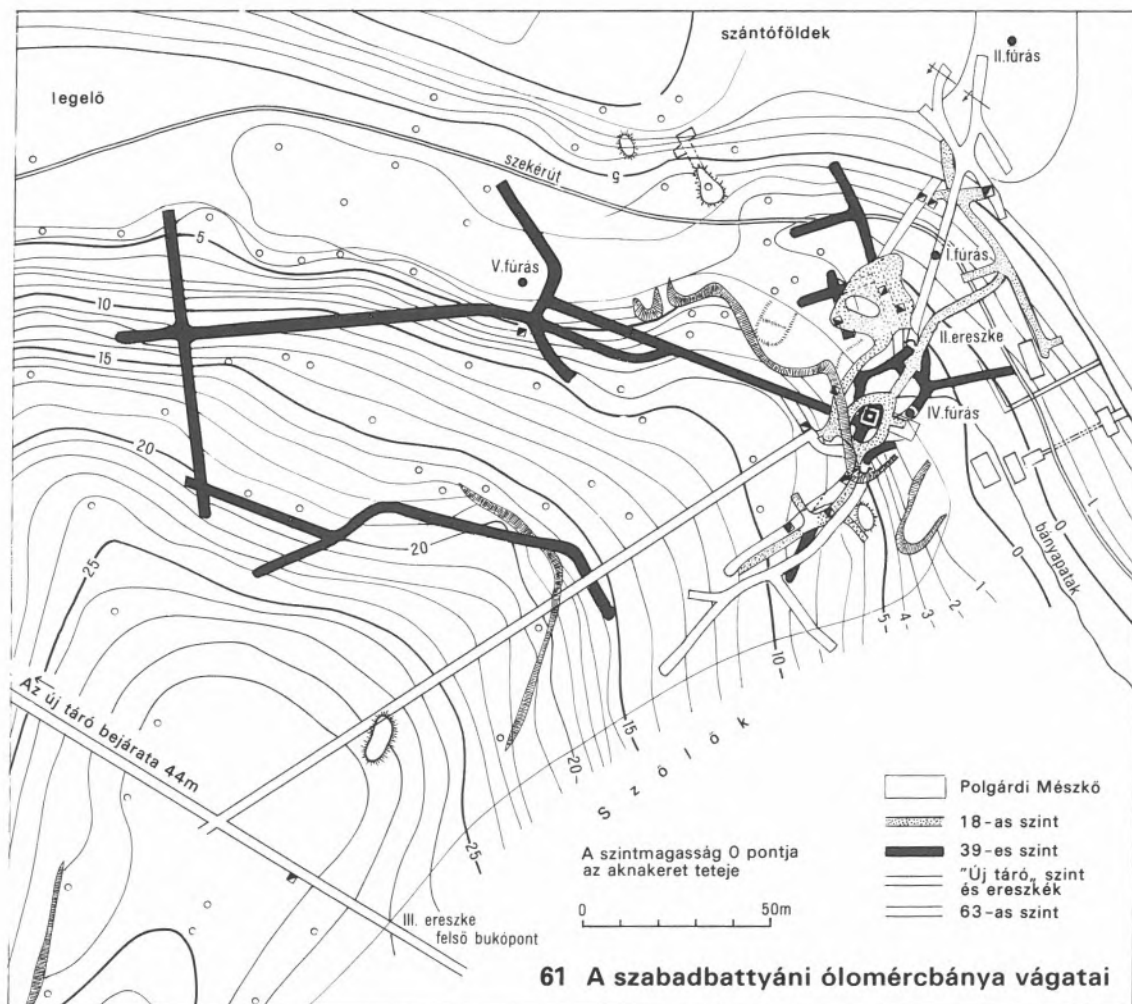
60 A szabadbattyáni ólomérclelőhely környezetében mélyült kutatófúrások

Somlyó-hegy déli oldalán telepített nagy mészkőfejtő megnyitásával és a sokirányú hasznosítást biztosító Polgárdi Ipartelepek kiépítésével jött létre. Az ipartelepek működésében 1926 után hanyatlás következett be és a második világháború utáni években már csak az utépítés erősen csökkent igényét kiszolgáló kőfejtő működött. A dunaujvárosi vasmű felépítésével azonban ismét jelentős igény keletkezett; kovásvanban szegény mészkőadaléknyagra volt szükség a vaskohók részére. A bánya rekonstrukciója révén az éves termelés fokozatosan növekedett és a legnagyobb értéket: 712 ezer tonnát 1978-ban érte el. A felhasználás megoszlása ekkor: 400 ezer tonna ada-

lékanyagként a Dunai Vasműben (kismértékben kohászati égetett mész előállítására), 262 ezer tonna zúzott kőként utépítésre (alárendelten természetként falazásra), és 50 ezer tonna adalékanyagként építési beton előállítására.

### Ércbányászat

A Somlyó-hegy–Szar-hegy mészkővonulat északi végében található a szabadbattyáni ólomérctelep. Keletkezését az első leírók (KOCH SÁNDOR 1943, KISS JÁNOS 1951 és FÖLDVÁRI ALADÁR 1952) gránitos magmatizmus epihidrotermális-metaszomatikus hatásához kapcsolták. De már VENDL ALADÁR (1928) felvetette az ecén vulkáni



működéssel való kapcsolat lehetőségét, és néhány évvel később (1954) KISS JÁNOS is „A szabadbattyáni andezit ércgenetikai jelentőségé”-ről írt tanulmányt.

Az ólomérc kutatás története – felszíni indikációk alapján – 1938-ban kutatótárók kihajtásával kezdődött, majd kutatófúrásokkal, aknamélyítés-sel és szintes vágatok kihajtásával folytatódott. A bányászat 1941 januárjától 1946 augusztusáig 3380 tonna 8–10%-os ólomércet produkált, amelyet részben Alsófernezelyen, nagyjából Recsen dolgoztak fel. 1949 és 1954 között további 5570 tonna ércet aknáztak ki, amelyet a helyszínen dúsítottak. A kutatás eredménytelensége és az érckészlet kimerülése miatt a bányát 1954. december 20-án bezárták.

Az ércesedés főleg hasadékrendszerhez kötött, vékony telérhálózatos, részben fészkes–csomós megjelenésű. Kialakulása a hidrotermális szideritesezés, ill. ankeritesezés utáni. A felső szintekben a galenitet helyenként fakóérc követi, ill. szorítja ki vékony erekben, ill. foltokban. Utólagos oxidáció következtében a sziderit és az ankerit limonitosodott, a fakóérces galenit részben szivacszerű anglezitté alakult és apró üregeiben cersussit vált ki. A fakóérc oxidációját kalkozin → covellin → azurit → malachit → termésrész és kuprit jelzik.

A szabadbattyáni metasomatikus ólomérctelep elsődleges ásványai: sziderit, ankerit, kvarc, galenit, antimon tetraedrit, pirit, kalkopirit, bournonit, kalcit, dolomit. Másodlagos ásványok: cersussit, poliszférit, piromorfit, kovellin, kalkozin, kuprit, termésrész, malachit, azurit, bindheimit.

Az ásványtársulást alkotó elemek: uralkodó mértékben: O, C, Ca, Fe, S, Pb, Si; nyomokban: Sb, Cu, Al, Zn, P, Ag, Au.

## A devon mészkő formációcsoport ősföldrajzi kapcsolatai

A K-4, ZH-1 és Szfv-5 jelű fúrásokban feltárt devon rétegsorok közös vonása, hogy jelentős arányban képviselik a korábbi finomtörmelék (agyagpala, aleurolitpala, homokkőpala) üledék-képződést, sötétszürke kovapala (lidit) betelepülésekkel és alárendelten vulkanoklasztit nyomokkal. A flázeres, gumós, tentaculiteszes, conodon-

tás mészkő pelagikus medencére, a gradáció és a csúszásos rétegtagok a selfejtővel való kapcsolatra utalnak (intraself medence). Flázeres, gyengén gumós az úrhidai tentaculiteszes–conodontás mészkő is, amely az egyetlen ismert feltárásban a finomtörmelék–kovapala rétegsorral összefogódás nélkül érintkezik.

A Polgárdi Mészkő keletkezése ugyanakkor mészkőplatóhoz kapcsolódott, időnként árapály-övi viszonyok kialakulására utaló jelenségekkel, törmelékanyag nélkül.

Az ismertett fáciesek hasonmásait a Déli-Alpok ÉK-i részéből (Karni-Alpok, Déli-Karavankák) és a Keleti-Alpok legmagasabb tektonikai egységéből, a felső kelet-alpi takarórendszerből (Oberostalpin) ismerjük.

A Karni-Alpokban a magasabb alsódevon–mélyebb középsődevon vörös gumós és szürke flázeres mészkőfajták (Findenigkalk), a szilurból áthúzódó agyagpala–kovapala fáciessel (Bischofalm Gruppe) és karbonátplatform fáciesszerű mészkővel fogazódnak össze (BANDEL 1972, SCHÖNLAUB – FLAJS 1975, VAI 1980). Alsóemsi *Styliolinák* tartalmazó mészkő a Déli-Karavankák jugoszláviai részén is megtalálható (RAMOVŠ 1978).

A Keleti-Alpokban az eisenkappeli ópaleozoikumban (Karavankák), a remschniggi ópaleozoikumban (EBNER 1975), valamint az északi Grauwacke zóna keleti részén (Erzburg és Veitsch-től északra) ismert tentaculiteszes mészkő (SCHÖNLAUB 1979).

## Irodalomjegyzék

### *Devon mészkő formációcsoport*

- BANDEL, K. 1972: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Paleontographica, Abteilung A 141/1–4, pp. 1–117.
- BIELY, A. – KULLMANOVÁ, A. 1979: Výskyt devónských sedimentov v podloží podunajskej panvy. – Geol. Práce, Správy 73, pp. 29–38.
- DUDKO ANTONYINA 1986: A Velence–Balatonfő terület variszkuszi szerkezetalakulása. – Földt. Int. Évi Jel. 1984-ről, pp. 23–63.
- EBNER, F. 1975: Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 2–3, pp. 281–287.
- FÖLDVÁRI ALADÁR 1952: A szabadbattyáni ólomérc- és

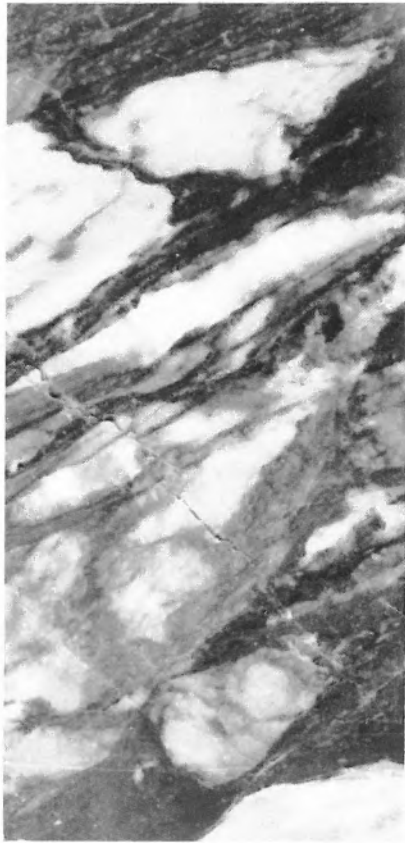
- kövületes karbonelőfordulás. – MTA Músz. Tud. Oszt. Közl. 5/3, pp. 25–53.
- HAJÓS MÁRTA 1971: Paleozóos kőzetminták kísérleti Conodonta feltárása. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 719–727.
- HORVÁTH ISTVÁN – ÓDOR LÁSZLÓ 1990: A Polgárdi Mészke formáció kontakt metamorf és metasomatikus jelenségei. – Földt. Int. Évi Jel. 1987-ről.
- JANTSKY BÉLA 1957: A Velencei-hegység földtana. – Geol. Hung. Ser. Geol. 10, pp. 8–9.
- JUGOVICS LAJOS 1967: A polgárdi mészke földtani kutatása. – Építőanyag 19/11, pp. 406–413.
- KISS JÁNOS 1951: A Szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. – Földt. Közl. 81/7–9. pp. 264–274.
- KISS JÁNOS 1954: Szabadbattyáni andezit és ércgenetikai jelentősége. – Földt. Közl. 84/3, pp. 183–189.
- KOCH SÁNDOR 1943: A fejér-megyei Szárhegy ólomérc előfordulása. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 1, pp. 1–40.
- KOCH SÁNDOR 1966: Magyarország ásványai. – Akadémiai Kiadó.
- KULLMANOVÁ, A. – BIELY, A. 1981: Tentakuliten in Assoziation mit Globochaete alpina Lombard, Gemeridella minuta Borza-Mišik. – Zapadne Karpaty Ser. Pal. 6, pp. 7–14.
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1978: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének kőzettani vizsgálata. – Geol. Hung. Ser. Geol. 18, pp. 193–295 (213–216 és 268–275).
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI – KOVÁCS SÁNDOR – MAJOROS GYÖRGY 1984: Alsó-devon pelágikus mészke a Kékkút 4. sz. fúrásban. – Földt. Int. Évi Jel. 1982-ről, pp. 289–315.
- LÓCZY LAJOS 1913: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. – I. köt. I. rész. I. szakasz, pp. 6–9. M. Földrajzi Társaság Balatonbizottsága.
- MAJOROS GYÖRGY 1971: A balatonfői úpaleozóikum kutatása. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 675–676.
- NAGY BÉLA 1980: Adatok a velencei-hegységi és szabadbattyáni ércesedések és ércindikációk ásványparageneziséhez és geokémiájához. – Földt. Int. Évi Jel. 1978-ről pp. 263–289.
- RAMOVŠ, A. 1978: Das Paläozoikum in Slowenien. – Schriftenr. erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss. 3, pp. 241–249.
- SCHÖNLAUB, H. P. 1979: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. geol. Bundesanst. (Wien) 33, pp. 1–124.
- SCHÖNLAUB, H. P. – FLAJS, G. 1975: Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II. 165/85, pp. 83–96.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a budai hegyekben. – Földt. Int. Évk. 19/5, pp. 179–231.
- TELEKI GÉZA 1941: Polgárdi és környékének paleozóikus képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról, 1, pp. 311–328.
- VAI, G. B. 1980: Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – Lethaia 13, pp. 79–91.
- VENDL ALADÁR 1928: A Somlyó és Szárhegy geológiája s egykori hévforrásai. – Hidr. Közl. 4–6, pp. 37–44.
- WINKLER BENŐ 1870: In LÓCZY L. (1913): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei (I. kötet, I. rész. I. szakasz, p. 11). – M. Földrajzi Társaság Balatonbizottsága.
- ZSIVNY VIKTOR 1951: Ásványtani adalékok. – Földt. Közl. 81/4–6, pp. 156–167 (159–161).

## Táblamagyarázatok [47]–[55]

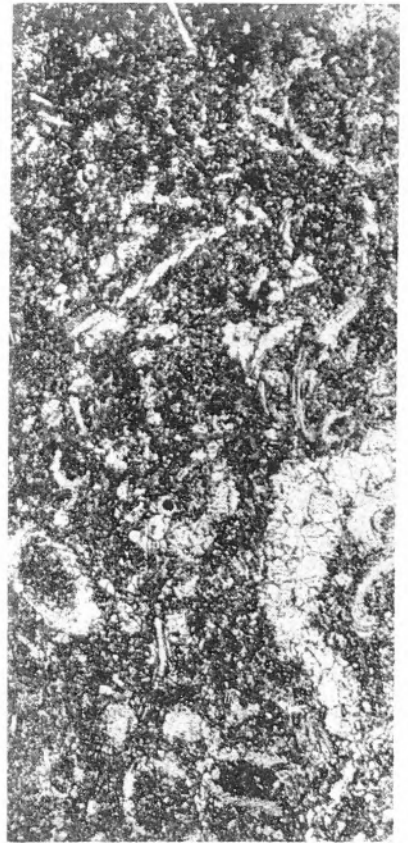
- [47] Kékkúti Mészke a Kékkút K–4 jelű fúrásból  
 A Szürke calciteres-flázeres tentaculiteszes mészke  
 Fúrómag 938,6–938,8 m-ből, term. nagys.  
 B Vörös gumós-intraklasztos agyagos mészke  
 Fúrómag 938,9–939 m-ből, természetes nagys.  
 C Styliolinás biomikrit, pátosodott bioklaszt elemekkel 937 m, 52x  
 D–E *Styliolina* metszetek  
 D: 936,7 m-ből, 80x  
 E: 939 m-ből, 102x
- [48] Alsódevon Conodonták a Kékkúti Mészkeből  
 K–4 jelű fúrás 939,1–939,3 m  
 A–B *Polygnathus* cf. *inversus* KLAPPER et JOHNSON  
 a: alulnézet, b: felülnézet, 60x  
 C *Polygnathus* cf. *latiocostatus* KLAPPER et JOHNSON  
 Felülnézet 100x  
 D–F *Spathognathodus steinhorensis*  
*steinhorensis* ZIEGLER  
 d: oldalnézet, e: oldalnézet, f: alul-oldalnézet  
 150x
- [49] Felsődevon Conodonták a Székesfehérvár Szfvt–5 jelű fúrás 143,3 méteréből  
 A *Palmatolepis hassi* MÜLLER et MÜLLER, 72x  
 B *Palmatolepis hassi* MÜLLER et MÜLLER, juvenilis példány 100x  
 C–D *Polygnathus pollocki* DRUCE, 66x  
 E–G *Icriodus alternatus* BRANSON et MEHL, 66x.
- [50] Az Úrhidai Mészke kőzetváltozatai  
 A Szürke, calciteres afanerites mészke  
 Ú–4 jelű fúrás 103,6–103,9 m, természetes nagyság  
 B Intraklasztos mészke, bekérgezéses gumókkal  
 Ú–4 jelű fúrás 286,9–287,1 m, természetes nagyság  
 C Gumós-flázeres tufás mészke  
 Ú–4 jelű fúrás 379,5 m, természetes nagyság  
 D Autigén breccsás (tufás?) mészke  
 Ú–4 jelű fúrás 404,9–405,2 m, természetes nagyság
- [51] Úrhidai Mészke: vékonycsiszolatokról és autigén ásványokról készült felvételek  
 A Agyagos, aleurolitos, bioklasztos mikropátit, piritszemcsékkel  
 Úrhida Ú–4 jelű fúrás 372 m, 21x  
 B Styliolinás biomikrit, pátosodott bioklaszt elemekkel  
 Úrhida Ú–4 jelű fúrás 293 m, 66x  
 C Autigén kvarc az Úrhidai Mészke vékonycsiszolatában  
 Ú–4 jelű fúrás 134 m, 86x  
 D Autigén pirit az Úrhidai Mészke oldási maradványából  
 Ú–4 jelű fúrás 209,5–210 m, 400x  
 E Autigén kvarc az Úrhidai Mészke oldási maradványából  
 Ú–4 jelű fúrás 209,5–210 m, 200x
- [52] *Styliolina* és korall maradványok az Úrhidai Mészkeből  
 A–D Hosszanti *Styliolina* metszetek az Ú–4 jelű fúrásból  
 a: 113,8 m, 53x, b: 389 m, 86x, c: 412 m, 86x, d: 414,6–415,0 m, 53x  
 E–H *Styliolinák* harántmetszete az Ú–4 jelű fúrásból  
 e: 185 m, 218x, f: 270 m, 218x, g: 333 m, 218x, h: 405 m, 218x  
 I *Favosites* kolonia, 187 m, 34x  
 J *Tetracorallia* sp. 147 m, 21x
- [53] *Conodonták* az Úrhidai Mészkeből  
 A *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE  
 157,6–158 m, 48x  
 B–D *Polygnathus costatus costatus* Klapper  
 B: 157,6–158 m, 60x  
 C: 157,6–158 m, 48x  
 D: 171,5–172 m, 60x  
 D<sub>1</sub>: dőlt felülnézet, D<sub>2</sub>: alulnézet  
 E *Polygnathus costatus partitus* KLAPPER, ZIEGLER et MASHKOVA  
 286,2–286,6 m, 40x  
 E<sub>1</sub>: felüln., E<sub>2</sub>: alulnézet, E<sub>3</sub>: alulnézet  
 F *Polygnathus gronbergi* KLAPPER et JOHNSON  
 405,2–405,5 m, 66x  
 F<sub>1</sub>: felülnézet, F<sub>2</sub>: alulnézet  
 G *Polygnathus costatus patulus* KLAPPER  
 291–291,7 m, 40x, oldal-felülnézet  
 H *Icriodus* cf. *wernerii* WEDDIGE  
 171,5–172,2 m, 72x  
 H<sub>1</sub>: felülnézet, H<sub>2</sub>: oldal-felülnézet, H<sub>3</sub>: alulnézet  
 I *Spathognathodus steinhorensis steinhorensis* ZIEGLER  
 405,2–405,5 m, 72x,  
 I<sub>1</sub>: a példány elülső része fényképezés közben letört az alul-, ill. felülnézetnél  
 I<sub>2</sub>: felülnézet, I<sub>3</sub>: oldalnézet
- [54] Polgárdi Mészke formáció  
 A Réteges-pados kifejlődésű Polgárdi Mészke, kvarcporfir telérrel; felhagyott részlet a polgárdi köfejtőben, a bejárat közelében  
 B Gyűrt, diszlokált mészke rétegcsoport a köfejtődvar ÉNy-i falában
- [55] A Polgárdi Mészke formáció kőzettani kifejlődése  
 A Makroszkópos felvétel, természetes nagyság  
 B Mikrokristályos kőzetszövet; vékonycsiszolat-felvétel, 52x  
 C–D Stomatolit rétegek vékonycsiszolat-felvételei, 9x



A



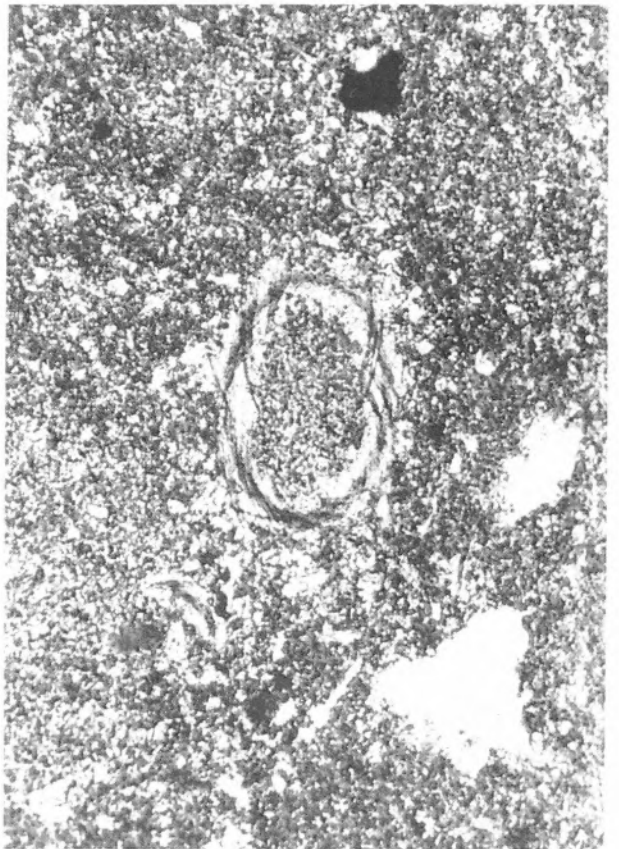
B



C

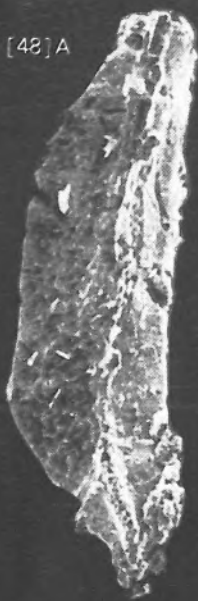


D

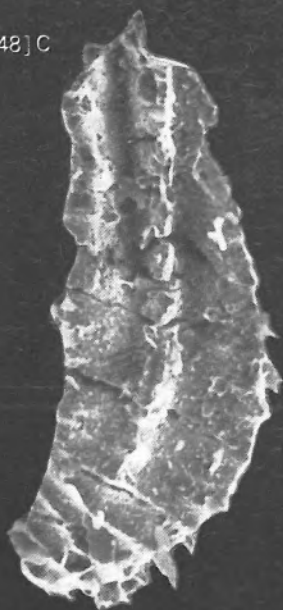


E

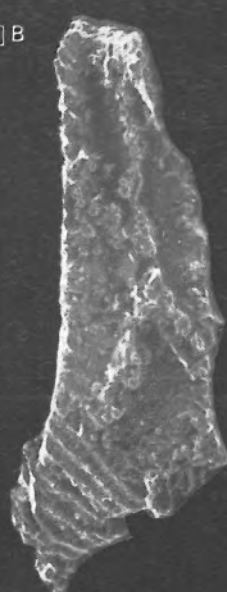
[48] A



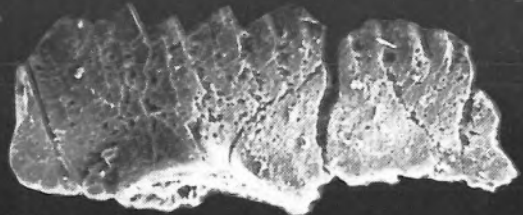
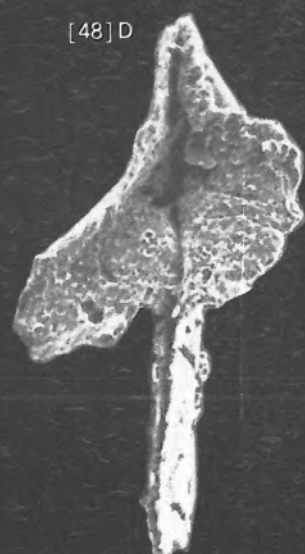
[48] C



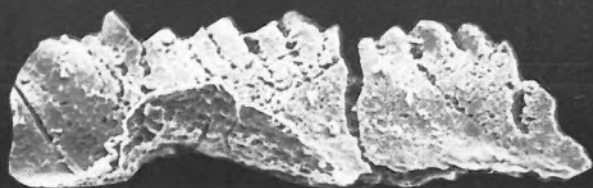
[48] B



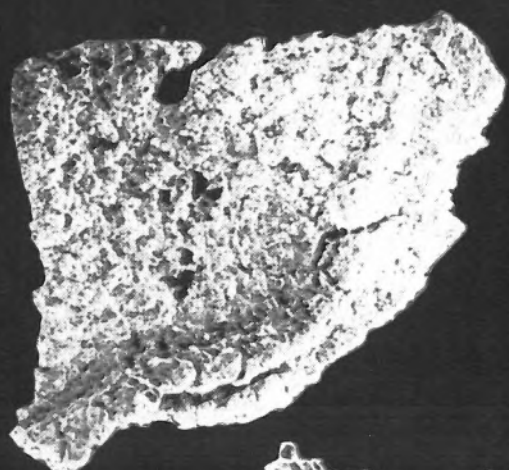
[48] D



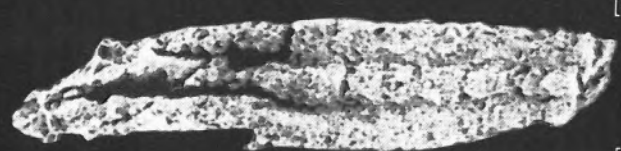
[48] E



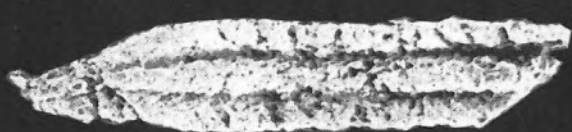
[48] F



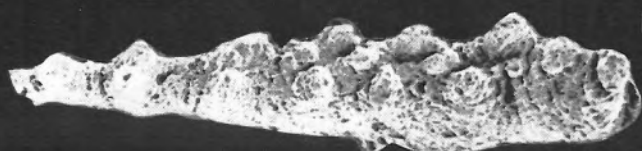
[49] A



[49] C



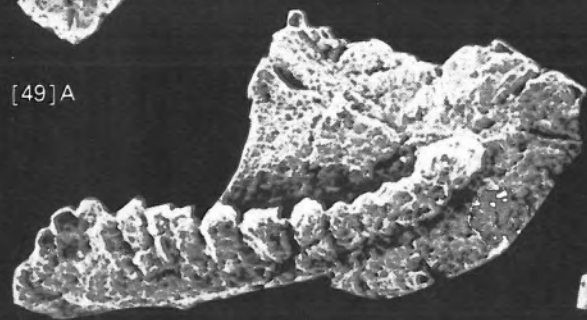
[49] D



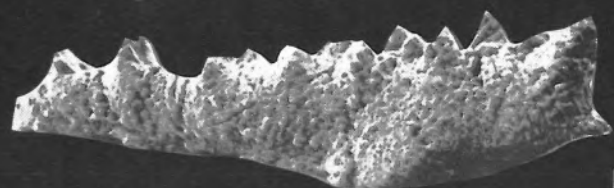
[49] E



[49] F



[49] B



[49] G



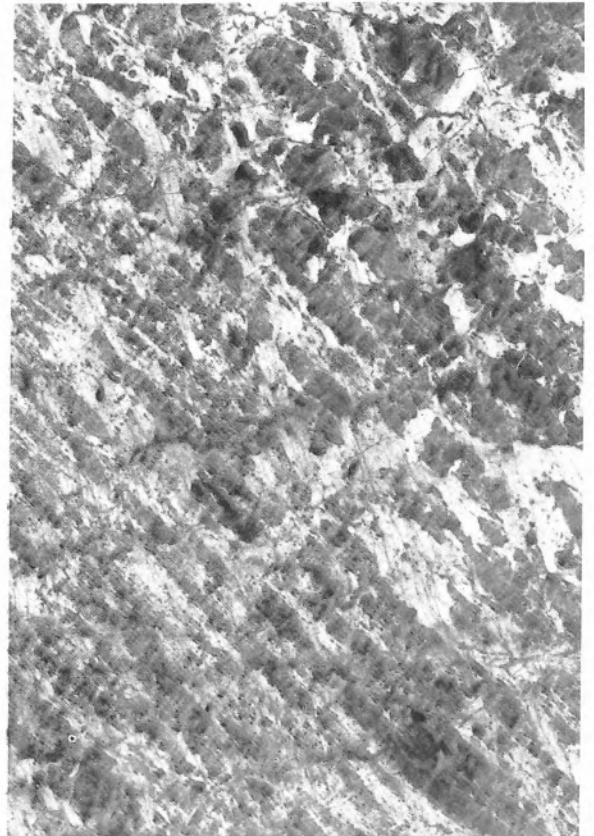
A



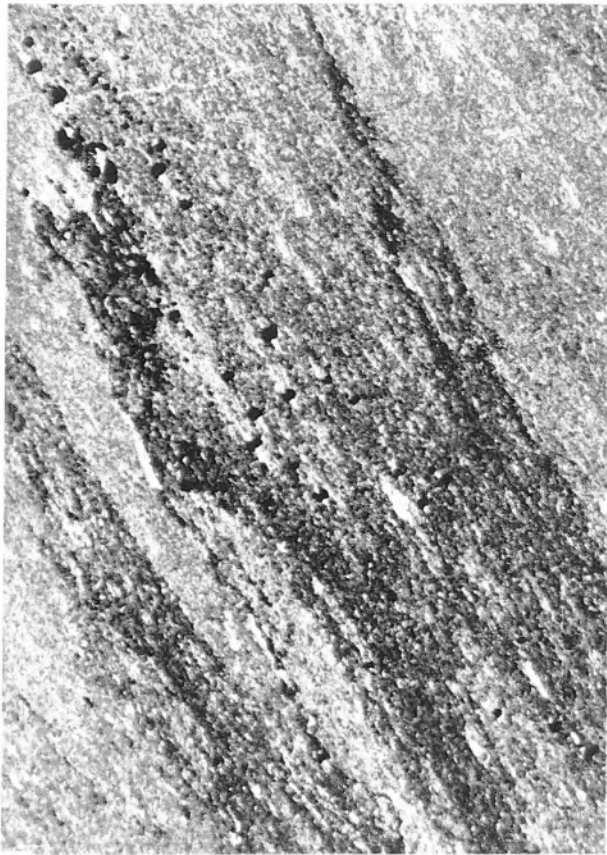
B



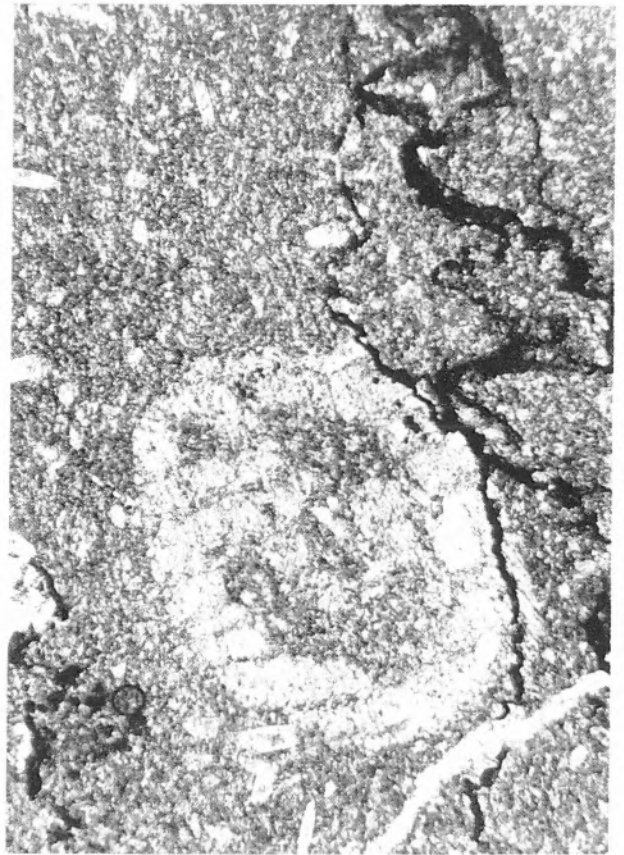
C



D



A



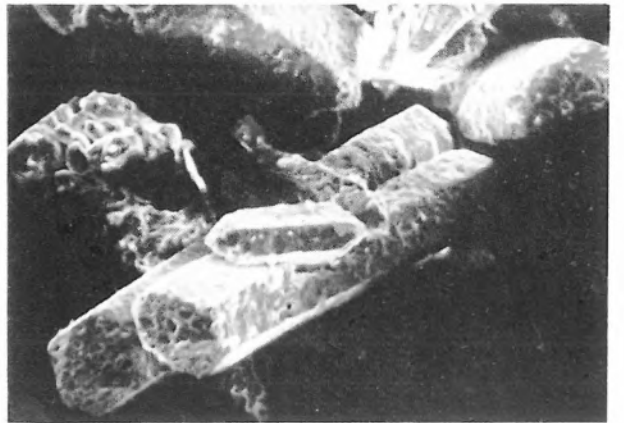
B



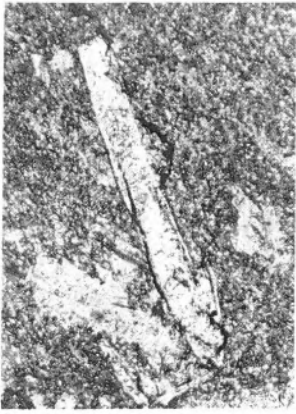
C



D



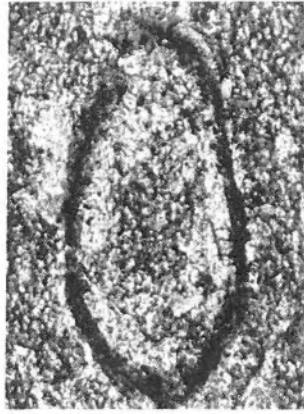
E



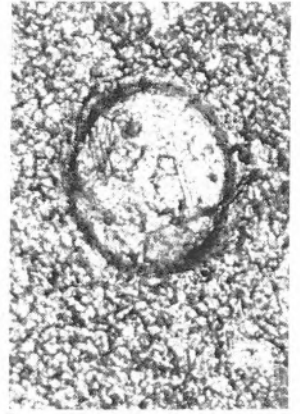
A



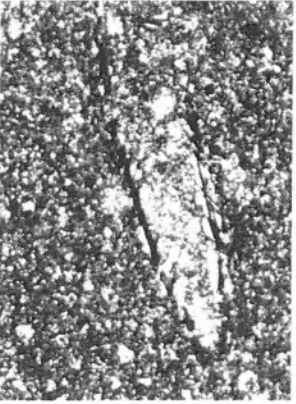
B



E



F



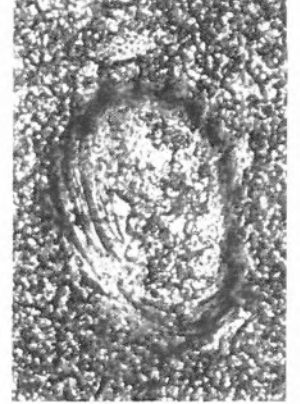
C



D



G



H



I



J



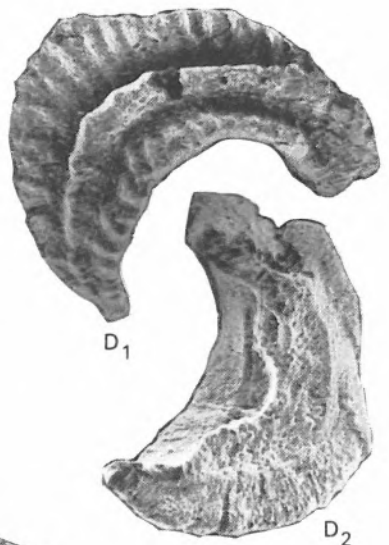
A



B



C



D<sub>1</sub>

D<sub>2</sub>



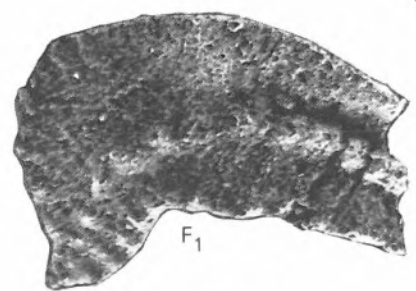
E<sub>1</sub>



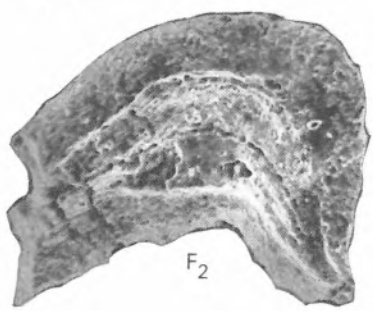
E<sub>2</sub>



E<sub>3</sub>



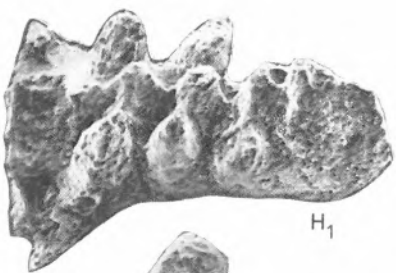
F<sub>1</sub>



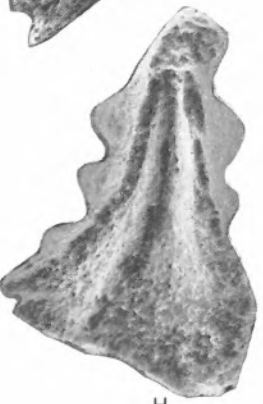
F<sub>2</sub>



G



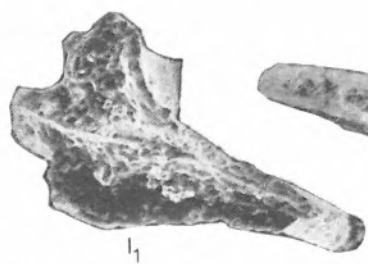
H<sub>1</sub>



H<sub>2</sub>



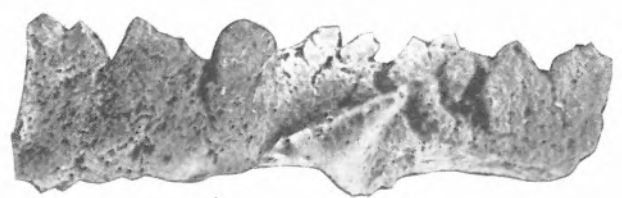
H<sub>3</sub>



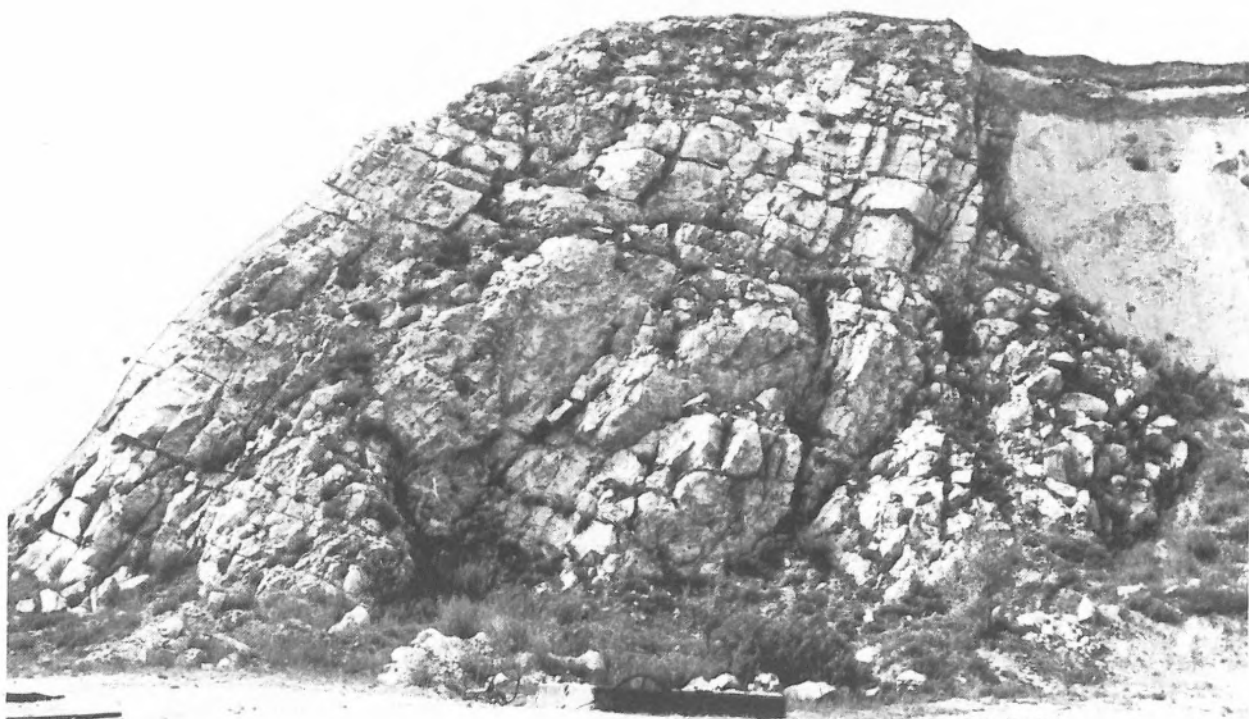
I<sub>1</sub>



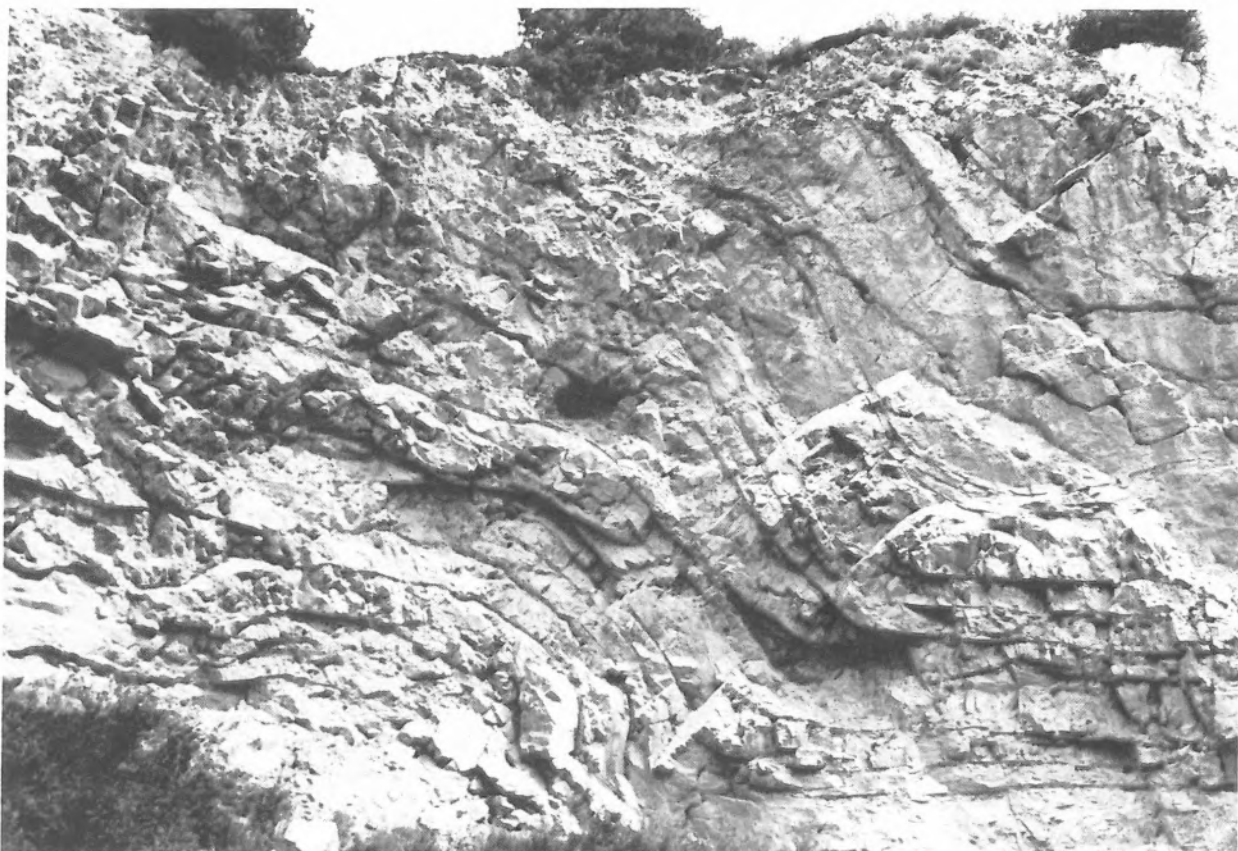
I<sub>2</sub>



I<sub>3</sub>



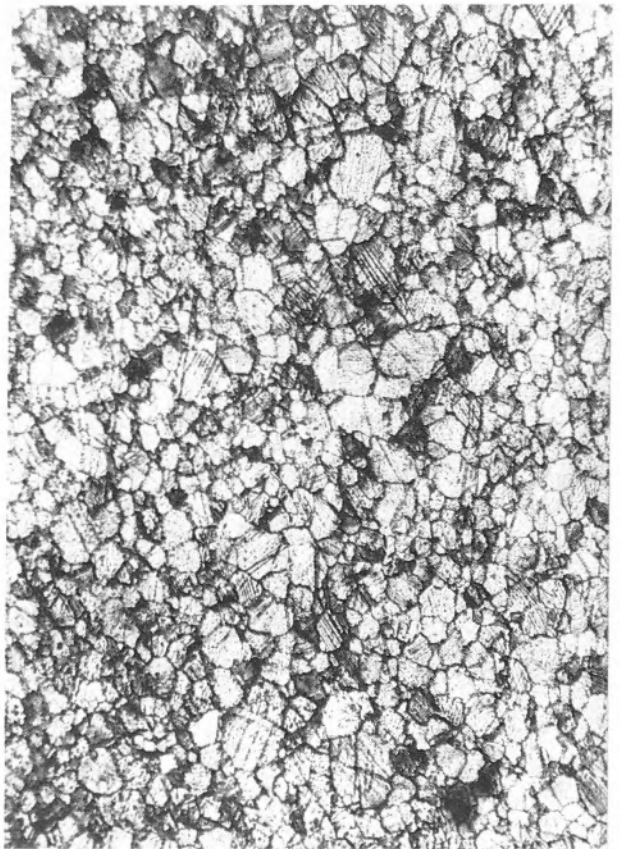
A



B



A



B



C



D

# Karbon formációk

A Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység területén két, egymástól eltérő korú, eredetű, ill. kőzettani kifejlődésű formáció képviseli a karbon időszakot: a Szabadbattyáni Agyagpala és a Fülei Konglomerátum formáció.

A Szabadbattyáni Agyagpala formáció a Drauzug sajátos viséi képződménye. A Dunántúli-középhegységi egység DK-i peremén áttolt tektonikai helyzetben települ (szabadbattyáni ólomércbánya, Szb-9 és Szb-10 jelű fúrások). Kapcsolatai a fekvőt és a fedőt illetően egyaránt ismeretlenek. A Lovas L-2, Alsóörs Aö-6, és az Úrhida Ú-1 jelű fúrásokban feltárt fekete agyagpala csak feltételeesen sorolható az alsókarbonba.

A Fülei Konglomerátum formáció jellegzetes variszkuszi molassz, amelynek a balatonfői-vonal mentén egyetlen – a Balaton-felvidék és a Balatoni kristályos küszöb közé ékelt – előfordulását ismerjük.

## Szabadbattyáni Agyagpala formáció

### A földtani megismerés története

A Szabadbattyáni Agyagpala felfedezése az ólomérclelőhely feltárásához és vágatokkal való kutatásához kapcsolódott.

KISS JÁNOS tanulmánya (1951) jelent meg hamarabb, de jelzi, hogy az alsókarbon képződmények jelenlétét FÖLDVÁRI ALADÁR ismerte fel először. Megállapította, hogy a rétegösszlet hármassztrátú: kvarceres agyagpala, palás homokkő és bitumenes-graftitos mészkőbetelepülések. Az utóbbiakból gazdag viséi faunát ismertetett.

FÖLDVÁRI ALADÁR (1952) az alsókarbon kőzettani kifejlődését sötétszürke-fekete agyagpalának, kőzbetelepülő fehér és fekete homokkőnek és fekete mészkőnek minősítette. Az idősebb, de ezen a helyen térszínileg magasabban fekvő kristályos



mészkővel való érintkezést minden feltárásban tektonikusnak találta (rátaloldási öv). Megállapította, hogy „A kristályos mészkőtest teknő alakú (szinklinális) településben helyezkedik el az agyagpala réteg sorozat felett”. Részletes leírást és elemzést adott az előkerült ősmaradványokról.

A távoli ősföldrajzi kapcsolatokkal is foglalkozott és kevés reménnyel karbon kőszéntelemek kutatási lehetőségére is utalt.

Jelentős a Szabadbattyáni Agyagpala formáció paleontológiai irodalma:

KOLOSVÁRY GÁBOR (1951), majd MIHÁLY SÁNDOR (1971, 1973) a korallfaunát, DETRE CSABA (1970, 1971) a *Brachiopoda* maradványokat, SIDÓ MÁRIA (1971, 1978) és MONOSTORI MIKLÓS (1974, 1976, 1978) pedig az alsókarbon mészkő *Foraminiferáit* tanulmányozták és számoltak be eredményeikről.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1978) a Szabadbattyán Szb-9 és Szb-10 jelű fúrásokkal feltárt alsókarbon rétegsorok kőzettani kifejlődését vizsgálta és publikálta.

A szabadbattyáni alsókarbon felfedezését követően az áttekintő regionális földtani és szerkezetföldtani munkák is számoltak jelenlétével. Ezek közül most csak két fontosabbat említünk:

VADÁSZ ELEMÉR (1960) „Magyarország földtanában”-ban a Szabadbattyáni Agyagpala sztratotípus-területén kívüli előfordulásokra való utalás a figyelemre méltó.

BALOGH KÁLMÁN és BARABÁS ANDOR (1972) a magyarországi karbonról és permről adott áttekintésükben tárgyalják a szabadbattyáni alsókarbonbont.

## Elterjedés, település

Ősmeradvány-tartalmú alsókarbont csak a szabadbattyáni ólomércbányából és az ennek szomszédságában mélyített Szb-9 és Szb-10 jelű fúrások rétegsorából ismerünk. Sötétszürke–fekete agyagpalát, közbetelepülő homokkő és mészkőretekkel néhány további kutatófúrásból is leírtak ezen a területen (Sz-II, -III, -IV, -V, Sz-1, Szb-4, Szb-8).

VADÁSZ ELEMÉR a szabadbattyáni tengeri alsókarbonnal megegyezőnek tartotta az Úrhida Ú-1 jelű fúrásban 340–389 m között feltárt kvarciteres agyagpalát; a Lovas L-2 jelű fúrásban 170–280 m közötti sötétszürke–fekete kvarceres agyagpalát (fekete bitumenes mészmárga, *Foraminiferákat*, valamint egyéb vázrészeket tartalmazó mészkőbetelepülésekkel?); valamint az Alsóörs Aö-6 jelű fúrásban a pannóniai agygrétegek alatti szürke ráncolódott agyagpalát és sötétszürke grafitos, helyenként szericites agyagpalát. Megítélésünk szerint a felsorolt képződmények alsókarbonba sorolása nem kizárt, de semmiképpen sem bizonyított, és a közephegységi szilur, ill. devon formációkhoz való tartozásuk a valószínűbb.

Az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrás is feltárt a talp közelében (1490 és 1509 m között) sötétszürke–fekete agyagpalát. Ennek 1490 és 1504,5 m közé eső felső részében gipsz–anhidrit gumós, ill. eres finom szemcséjű homokkő és aleurolit-betelepülések találhatóak. A feltárás 1504,5–1509 m közötti legalsó része kaotikusan gyűrt fekete, homokos–aleurolitos agyagpala. Ősmeradványt nem tartalmaz. Kőzetanyagát csak diagenetikus hatások érték, ezért nem tűnik korrelálhatónak a Dunántúli-középhegység anchi-epizónás ópaleozóos képződményeivel. Talán a felsőperm durvatörmelikes üledékképződést közvetlenül megelőzően keletkezett; gipsz–anhidrittartalma erre utalhat.

A kövületes alsókarbon minden eddig ismert feltárásában, mind a fekvővel, mind a fedővel tektonikus diszkordanciával érintkezik. A szabadbattyáni ólomércbánya környezetében ordoviciumi achritarchás aleurolitpala fölött, fedőjében devon kristályos mészkővel és kvarcfillit áttolódási foszlányokkal. A többszörös rétegtani inverziót létrehozó áttolódási öv az eredeti település nyomait felismerhetetlenné tette. Az ólomércbá-

nyában több vágatban harántolt áttolódási öv 20–25 cm, világos sárgásszürke breccsás agyag, a mozgás irányát jelző nyomokkal. A Szár-hegy mai gerince torlódásos, felpikkelyeződött öv, amelynek északi devon mészkő nyúlványa, a szabadbattyáni ércbánya környékén csónakszerű testként a Szabadbattyáni Agyagpalába ágyazva helyezkedik el (62).

## Kőzettani kifejlődés

A Szabadbattyáni Agyagpala formáció névadó képződménye a sötétszürke–fekete *agyagpala*, amely az egykori ólomércbánya feltárásaiban uralkodó részarányú. A kutatófúrások alsókarbon rétegcsoportjaiban az agyagpala, a mészkő és a homokkő aránya különböző.

Az agyagpala tektonikusan erőteljesen és szabálytalanul gyűrt és palásodott, fényes felületű elválási lapokkal, csúszási nyomokkal. Az eredeti rétegzettség gyakorlatilag felismerhetetlen. Az agyagpala összetétel homokkő és mészkőrétegei ridegbb természetűeknek megfelelően összetöredeztek, eredeti rétegzettségük is jobban megállapítható. A szabálytalan elhelyezkedésű világosszürke, pirittartalmú kvarcit, agyagpalába gyűrt, összetört telérdaraboknak minősíthető.

Az agyagpala összetétele röntgendiffrakciós vizsgálat alapján:

montmorillonit	0–10%	klorit	0–40%
kaolinít	0–10%	kvarc	10–20%
illit	20–40%	földpát	0–10%

A metamorf fok: nagyon kismélységi (anchizónás).

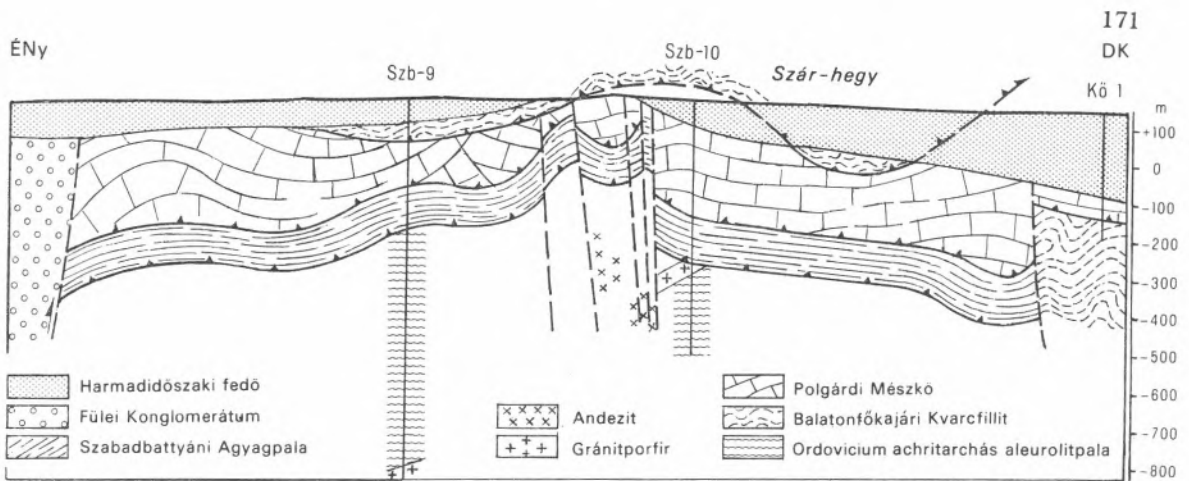
Az illit kristályosság:  $IC = 0,358^\circ 2\theta$ ,  $n = 13$ .

A vitrint reflexióképesség:  $R_{random} = 3,50\text{--}4,71\%$ .

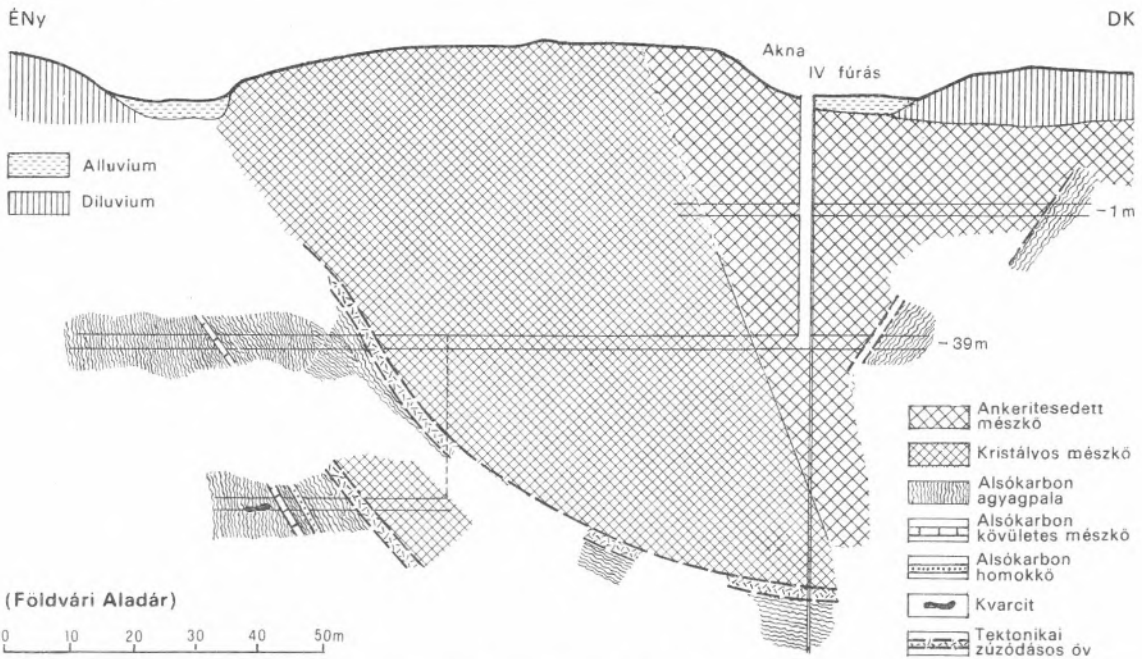
A metamorfózis kora: hercin.

A *homokkő* főleg apró és középszemcséjű. Az osztályozottság rossz és közepes. Az ásványos alkotórészek a következők:

- a kvarc váltakozó mennyiségű, hullámos kioltású;
- a földpátot káliföldpát és savanyú plagioklász képviseli; mennyisége 30–40% is lehet; gyakori az agyagásványosodás és karbonátosodás;
- a csillámokat jól kristályosodott muszkovit és erősen átalakult, kloritosodott, vagy klorit-muszkovit kötegekké alakult biotit képviseli; mennyiségük az aleurit kőzetkifejlődésben 50% fölé is emelkedhet;



(Majoros György)



(Földvári Aladár)

## 62 Földtani metszet a szabadbattyáni ólomércbányán keresztül

– a közettörmelék mennyisége 25–50% között változik, ritkán 50% fölé is emelkedhet; a finom szemcsésű kifejlődésben 10% körüli; a közettörmeléket kvarcfillitnek, szervesanyag-tartalmú finomkristályos kvarcitnak, szericites kvarcitnak, csillámpalának és gneisznek határozták meg.

A homokkő lehet világosszürke; ez többnyire

gyengén kovás kötőanyagú, de lehet sötétszürke palás jellegű, agyagos–szericites kötőanyagú.

A mészkőbetelepülések kétféle karakterűek. A tömött, kristályos szövetű mészkő főleg korall és *Bryozoa* vázából keletkezett, kevés mikrofaunával. A laza szerkezetű pirites, bitumenes, agyagos mészkőben *Brachiopodák* és *Mollusca*-félék találhatóak, gazdag mikrofauna társaságában.

Vékonycsiszolat-vizsgálat alapján a legelterjedtebb közettípus a mikropátitá kristályosodott karbonátanyag. Mikrites szövet csak szabálytalan foltokban ismerhető fel. Gyakoriak a bitumenes foltok és sávok, a sztílolitok és a pirites lencsék.

A kova diagenetikus eredetű, finom eloszlású mikrokristályos foltokban, lencsékben, vagy idiomorf, karbonátzárványos kvarckristályok formájában van jelen. A törmelékes eredetű kvarc ritka.

A nehézasványok mennyisége is kevés, egyedül a pirit dúsul jelentősebben. A muszkovit, klorit és limonit a nehézasvány-tartalom 20%-a, a cirkon, gránát és turmalin 10%-ig is emelkedhet. A törmelékes és a karbonátos közetfajták nehézasvány együttesében eltérés nem mutatkozott.

## Ősmeradványok

Ősmeradványokat a Szabadbattyáni Agyagpala formáció mészkőbetelepülései tartalmaznak. A meghatározott és publikált mikroflóra és fauna az ólomércbánya kutatóvágataiból, valamint a Szb-9 és Szb-10 jelű fúrások alsókarbon rétegsorából származik. Összesített listájuk rendszertani csoportosításban a következő:

*Algae*: *Girvanella ducii* WETHERED, *G. wetheredi* CHAPMAN, *Conincopea inflata* (KONINCK), *C. mortalensis* MAMET, *C. minuta* VEYER, *Dvinella* cf. *comata* CHVOROVA, *Dvinella* sp., *Antracoporella* sp., *Tubiphytes* sp.

*Foraminifera*: *Glomospira* cf. *exigia* CONIL et LYS, *Gl.* cf. *ilimica* MALAKHOVA, *Gl.* cf. *ovalis* MALAKHOVA, *Gl.* cf. *serenae* MALAKHOVA, *Glomospira* sp., *Tolypammia* sp., *Ammovertella* sp., *Parathurmannia* cf. *suleimanovi* LIPINA, *P.* cf. *spinosa* LIPINA, *P.* cf. *stellata* LIPINA, *Parathurmannia* sp., *Archaesphaera* sp., *Pachysphaera dervillei* CONIL et LYS, *Pa. polydermoides* CONIL et LYS, *Pachysphaerina* cf. *pachysphaeroides* (PRONINA), *Radiosphaera* cf. *panderosa* REITLINGER, *Diplosphaerina inaequalis* (DERVILLE), *D. mostophora* (DERVILLE), *D. sphaerica* (DERVILLE), *Polysphaerina bulla* (CONIL et LYS), *Caligella* sp., *Earlandia* cf. *elegans* RAUZER-CSERNOUSOVA, *Eotuberitina reitlingerae* (MIKLUHO-MACLAY), *Eotuberitina* sp., *Palaeotextularia lipinae* CONIL et LYS, *P.* cf. *occidentalis* MOROZOVA, *Palaeotextularia* sp., *Climacamma major* MOROZOVA, *C.* cf. *maximum*

LEE, *Climacamma* sp., *Tetrataxis conica* (EHRENBERG), *T. plana* MOROZOVA, *T. incurva* MONOSTORI, *T.* cf. *paraminima* VISSARIONOVA, *T.* cf. *pressula* MALAKHOVA, *Tetrataxis* sp. *Globivalvulina bulloides* BRADY, *G. parva* CSERNOUSOVA, *Globivalvulina* sp., *Loeblichia* sp., *Endothyra bradyi* MIKHAILOV, *En. irregularis* ZELLER, *En. mirabilis* LIPINA, *En. similis* RAUZER-CSERNOUSOVA et REITLINGER, *En.* cf. *prisca* RAUZER-CSERNOUSOVA et REITLINGER, *En.* cf. *omphalota* RAUZER-CSERNOUSOVA et REITLINGER, *En.* cf. *omphalota* RAUZER-CSERNOUSOVA et REITLINGER, *Endothyra* sp., *Pseudoendothyra* cf. *struvii supressa* (SLYKOVA), *Pseudoendothyra* sp., *Endothyranella armstrongi* PLUMMER, *Et. mineralis* (LIPINA), *Endothyranella* sp., *Paraplectogyra* sp., *Quasiendothyra* sp., *Cribrospira* sp., *Endothyranopsis crassus* (BRADY), *Ets. symmetrica* (ZELLER), *Endothyranopsis* sp., *Bradyina magna* ROTH et SKINNER, *B.* cf. *major* MOROZOVA, *B. rotula* (EICHWALD), *Bradyina* sp., *Glyptostomella* sp., *Janischewskina* cf. *orbiculata* (GANELINA), *J. tipica* MIKHAILOV, *Janischewskina* sp., *Archaediscus cyrtus* CONIL et LYS, *A. gigas* RAUZER-CSERNOUSOVA, *A. karreri* BRADY, *A. krestovnikovi* RAUZER-CSERNOUSOVA, *A. moelleri* RAUZER-CSERNOUSOVA, *A. teres* CONIL et LYS, *A.* cf. *reditus* CONIL et LYS, *A.* cf. *chernousovensis* MAMET, *Neoarchaediscus* sp., *Brunsia* cf. *incertus* (GROZDILOVA et LEBEDEVA), *Br. irregularis* (MOELLER), *Br. spirilinoidea* (GLEBOVSKAJA et LEBEDEVA), *Howchinia* cf. *bradyina* (HOWCHIN), *Hw. gibba* (MOELLER), *Hw. declive plana* MONOSTORI, *Howchinia* sp., *Millerella* cf. *chesterensis* COOPER, *M. cooperi* ZELLER, *M. gigantea* KANMERA, *M.* cf. *marblensis* THOMPSON, *M. tortula* ZELLER, *Millerella* sp., *Paramillerella advena* (THOMPSON), *Pm.* cf. *breviscula* (GANELINA), *Pm.* cf. *circuli* (THOMPSON), *Pm. mediocris* (VISSARIONOVA), *Pm.* cf. *paraprotovae* (RAUZER-CSERNOUSOVA), *Pm. parastruvei* RAUZER-CSERNOUSOVA, *Paramillerella* sp., *Tetrataxis incurva* MONOSTORI, *Te.* cf. *paraminima* VISSARIONOVA, *Te.* cf. *pressura* MALAKHOVA, *Tetrataxis* sp., *Eostaffella* cf. *ikensis* VISSARIONOVA, *Eo.* cf. *parastruvei* RAUZER-CSERNOUSOVA, *Eo.* cf. *prisca settella* GANELINA, *Eo.* cf. *vasta* ROZOVSKAJA, *Eostaffella* sp., *Mediocris mediocris* (VISSARIONOVA), *Me. cupellaeformis* (GANELINA), *Mediocris* sp.

*Tabulata*: *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN),

*Syringopora lata* PHILLIPS, *S. cf. ramulosa* GOLDFUSS, *Chaetetes* sp.

*Rugosa*: *Hapsiphyllum battyanense* KOLOSVÁRY, *Amplexus* sp., *Clisiophyllum cf. coniseptum* (KEYSERLING), *Dibunophyllum turbinatum* (M'COY), *D. kissi* KOLOSVÁRY, *Palaeosmia murchisoni* M. EDWARDS et HAIME.

*Heterocorallia*: *Heterophyllia mirabilis* (DUNCAN).

*Gastropoda*: *Euphemus* sp.

*Brachiopoda*: *Gigantoproductus transdanubicus* (FÖLDVÁRI) DETRE, *Productus* sp. aff. *Unispirifer* sp., aff. *Dictyoclostus* sp.

*Echinodermata*.

A szabadbattyáni kövületes mészkő kora a szintjelző *Heterophyllia mirabilis* (DUNCAN), a felsőviséi-alsónamurira utaló *Brachiopodák* és *korallok*, a *Foraminifera* fauna rokonsági kapcsolatai, a kihalt és az újonnan fellépő fajok, valamint a már hiányzó középsőviséi *Koninckopora* és a még hiányzó weszfáli *Fusulimidae*-k alapján nagy valószínűséggel a felsőviséi alemeletre tehető.

## Keletkezési viszonyok és ősföldrajzi kapcsolatok

A szabadbattyáni – ősmaradványokban gazdag mészkőbetelepüléseket és finom-középszemű homokkőrétegeket tartalmazó – agyagpala viszonylag partközeli, normális sótartalmú, sekélytengeri övben keletkezett. A korallós, mészalgás kőzetkifejlődés foltzátányokat képviselhet. A sötétszürke-fekete közetszín a nagy szervesanyag-tartalom és a gyors betemetődés következménye.

A Szabadbattyáni Agyagpala formáció mind közettani kifejlődésében, mind ősmaradványtársaságában nagy hasonlóságot mutat a Gail-völgyben levő nötschi, valamint a gömöri karbonnal. A durva szemű báziskonglomerátum hiánya tektonikus lenyíródással magyarázható. SCHÖNLAUB szerint (1979, 1980) a nötschi-veitschi tengeri molassz egy idősebb variszkuszi tektofázis által meggyűrt aljazaton rakódott le és felső része már a Hochwipfeli flissel egyidejű képződmény. A hasonló kifejlődésű, hasonló környezetben keletkezett szabadbattyáni, gömöri és a nötschi-veitschi karbon az egykori ősföldrajzi rendszerben valószínűleg ugyanabban a partközeli zónában

halmozódott fel. Feltehető, hogy a szabadbattyáni alsókarbon a Dunántúli-középhegység eredeti helyzetében a nötschi blokkal szomszédos lehetett és az utóbbi – a Középhegység kelet felé történt kipréselődése után – a Gail-völgyi tektonikus övben vissamaradt részt képviseli (EBNER et al. in Press).

## Irodalomjegyzék

### Szabadbattyáni Agyagpala formáció

- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 20/2, pp. 191–207.
- DETRE CSABA 1970: A Kansuella transdanubica Földvári revíziója. – Ősl. Viták 16, pp. 51–71.
- DETRE CSABA 1971: A szabadbattyáni karbon Brachiopoda-leletek. – Ősl. Viták 18, pp. 77–88.
- EBNER, F. – KOVÁCS, S. – SCHÖNLAUB, H. P. in Press: Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der sedimentäre fossilführende Vorkommen. – Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), Sonderband.
- FÖLDVÁRI ALADÁR 1952: Lead Ores and fossiliferous Dinantian (Lower Carboniferous) at Szabadbattyán. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1/1–4, pp. 11–36.
- FÖLDVÁRI ALADÁR 1952: A szabadbattyáni ólomérc- és kövületes karbonelőfordulás. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5/3, pp. 25–53.
- KISS JÁNOS 1951: A Szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. – Földt. Közl. 81/7–9, pp. 264–274.
- KOLOSVÁRY GÁBOR 1951: Magyarország permo-karbon koralljai. – Földt. Közl. 81/1–3, pp. 4–56, 4–6 pp. 171–185.
- KOLOSVÁRY GÁBOR 1951: Szabadbattyáni alsó-karbon korallok. – Földt. Közl. 81/7–9, pp. 275–283.
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1978: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének közettani vizsgálata. – Geol. Hung. Ser. Geol. 18, pp. 193–295.
- MIHÁLY SÁNDOR 1971: A Szabadbattyán-kőszárhegyi bitumenes mészkőösszlet alsó-karbon korallfaunájának újvizsgálata. – Ősl. Viták 18, pp. 51–76.
- MIHÁLY SÁNDOR 1973: A szabadbattyáni Kőszár-hegy alsókarbon koralljainak revíziója. – Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről, pp. 249–276.
- MONOSTORI MIKLÓS 1974: The microfauna of the Carboniferous limestone at Szabadbattyán. – Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. 17, pp. 217–241.
- MONOSTORI MIKLÓS 1976: The microfauna of the Carboniferous limestone at Szabadbattyán (Trans-

- danubia, Hungary). – Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. 18, pp. 205–226.
- MONOSTORI MIKLÓS 1978: A szabadbattyáni karbon mészkő mikrofaunája. – Geol. Hung. Ser. Geol. 18, pp. 297–313.
- SCHÖNLAUB, H.P. 1980: Das Karbon von Nötsch. In OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs (pp. 411–413). – Springer Verlag, Wien/New York.
- SIDÓ MÁRIA 1971: Adatok a hazai paleozoikum mikro-paleontológiájához. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 703–717.
- SIDÓ MÁRIA 1978: A szabadbattyáni érckutatató-tározó bitumenes mészkövének alsókarbon Foraminiferái. – Földt. Közl. 108/2, pp. 172–198.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana. 2. (át-dolgozott) kiadás. – Akadémiai Kiadó.

## Fülei Konglomerátum formáció

### Megismeréstörténet

WINKLER BENŐ (1870) Füle mellett kvarckonglomerátum jelenlétét állapította meg, amelyet a „fehérvári quarzitokkal és conglomerátokkal” együtt a devonba sorolt (In LÓCZY L. 1913).

LÓCZY LAJOS (1913) a Füle, Kő-hegy és Belátótető ÉÉK–DDNy irányú, nem egészen 2 km hosszú dombvonulatát felépítő kvarckonglomerátumot és durva szemű homokkövet a paloznaki verrukanóval és a balatonmelléki veres homokkővel egyezőnek határozta meg. Megemlítette, hogy PÁVAY-VAJNA FERENC 1910-ben a fülei Kő-hegy Ny-i oldalán levő kőfejtőben *Calamites* sp. töredéket talált.

TELEKI GÉZA (1941) szerint a permbe sorolt fülei konglomerátum a devon polgárdi kristályos mészkőre települ.

ANDREÁNSZKY GÁBOR (1960) egy KISS JÁNOS által gyűjtött *Calamites* maradványt *Calamites canaeformis* SCHLOTH.-hez hasonlónak határozott meg és nagy valószínűséggel a felsőkarbonba tartozónak ítélte meg.

MAJOROS GYÖRGY (1971) a fülei konglomerátumot a szabadbattyáni alsókarbon bitumenes mészkő-agyagpala bázisképződményének gondolta.

A bizonytalan rétegtani besorolást végül BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES és MIHÁLY SÁNDOR oldották meg megnyugtató módon.



BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES (1971, 1975) a fülei Kő-hegy és a polgárdi Szár–Somlyó-hegy között lemélyült Polgárdi Po–2 jelű fúrásból gazdag spóra–pollen együttest írt le, amelyben a harasztok spórái uralkodó részarányúak, a nyitvatermőkőből származó pollenek pedig

alarendelt szerepűek. A legnagyobb mennyiségben jelenlévő *Verrucosporites* és *Granulatosporites* formák alapján a Fülei Konglomerátum korát felsőkarbon westfali, esetleg a stefáni emelet aljába tartozónak határozta meg.

MIHÁLY SÁNDOR (1980) jó megtartású növénymaradványok meghatározása alapján a westfali–alsóstefáni korbesorolást megerősítette.

JÁMBOR ÁRON és KORPÁS LÁSZLÓ a Fülei Konglomerátum kavicsanyagáról adtak jó áttekintést.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1978) a Füle F–2 jelű fúrás rétegsorának részletes ásvány–közettani vizsgálatát végezte el.

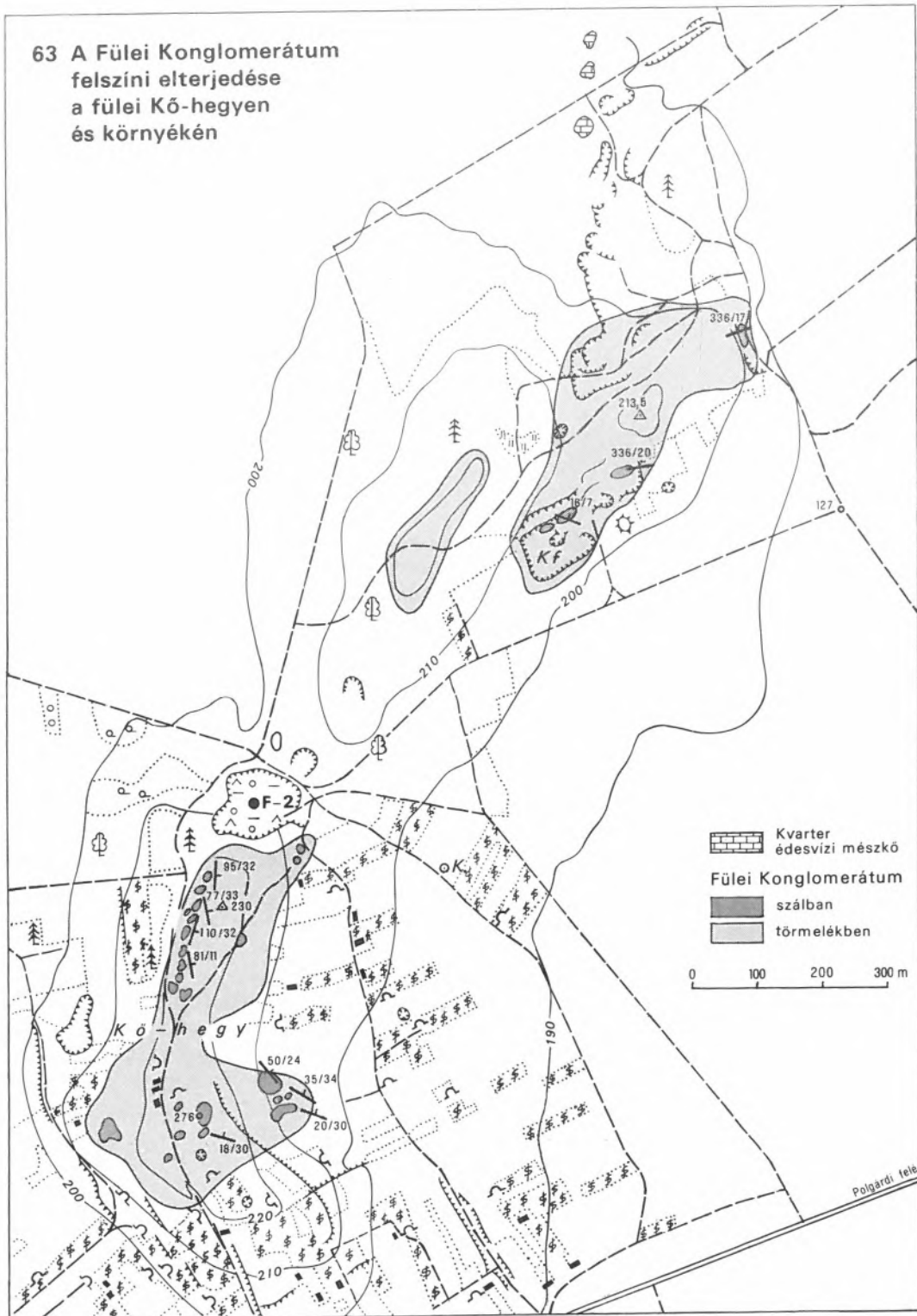
### Elterjedés, település

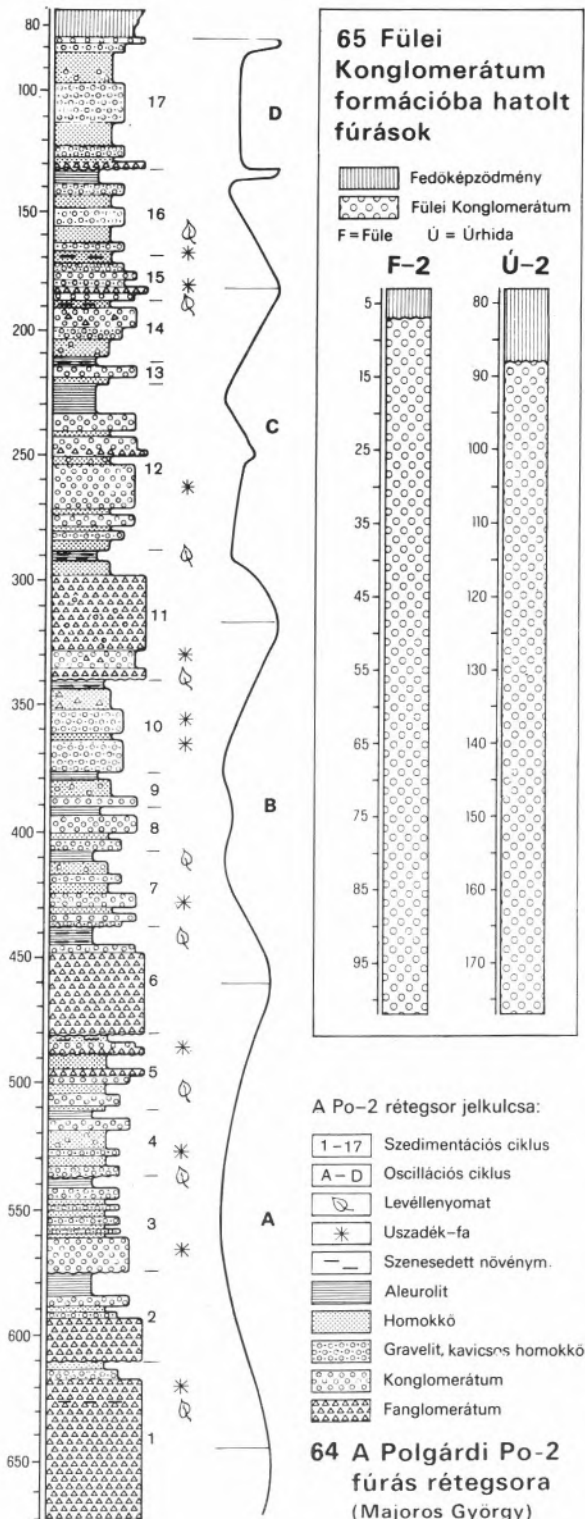
A Balatonfői-vonal mentén – Füle és Úrhida között – a tektonikai vonal DK-i oldalán, a Kő-hegy feltárásaiban, valamint a Polgárdi Po–2 és az Úrhida Ú–2 jelű fúrásokkal feltárva mintegy 10 km hosszúságban és 1–2 km szélességben ismerjük, ill. feltételezzük a Fülei Konglomerátum elterjedését (V. melléklet). Vannak arra vonatkozó jelek, hogy ezen a területen a képződmények ÉNy-i irányban redőződtek, áttolódtak, ill. pikkelyeződtek. A változó dőlésadatokból ítélve a Fülei Konglomerátum is diszlokálódott; feltehetően a Balatonfő-kajári Kvarcfillit és a Lovasi Aleurolitpala közé ékelődött. Sem a fekvőjét, sem a fedőjét nem ismerjük.

### Földtani kifejlődés

A Fülei Konglomerátum formáció fanglomerátum-, konglomerátum-, homokkő- és aleurolit ré-

63 A Fülei Konglomerátum  
felszíni elterjedése  
a fülei Kő-hegyen  
és környékén





tegeből álló, ciklusos felépítésű rétegösszlet; a konglomerátum padok mindvégig uralkodó részarányával. A ciklotémák vastagsága néhány m-től néhány 10 m-ig terjed. Mind a Po-2, mind a Fü-2 jelű fúrás rétegsorában megállapítható néhány 100–150 m amplitúdójú, szimmetrikus felépítésű szedimentációs mezociklus is.

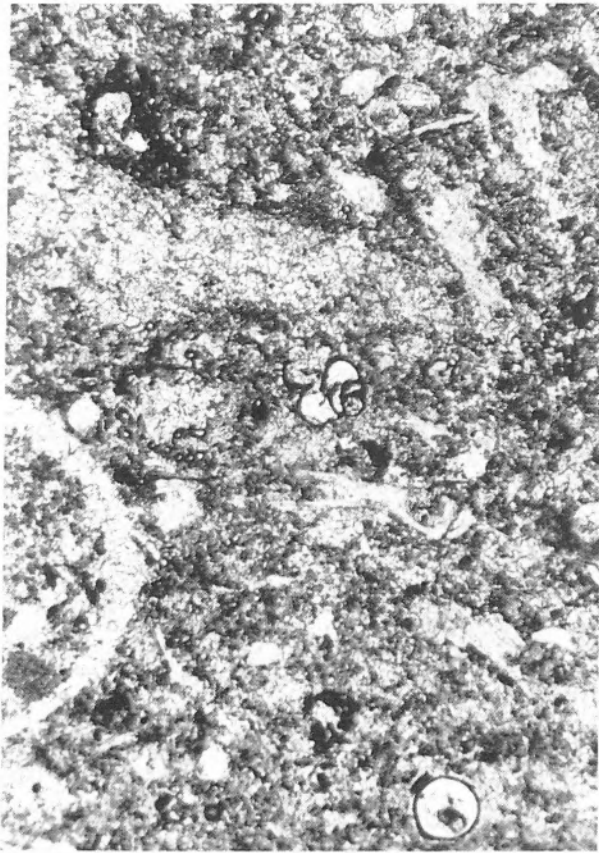
A fanglomerátum vörös és szürke (tarka), rétegzetlen, agyagos kötőanyaggal gyengén cementált képződmény. Az 1–3 cm lapos, szögletes törmelékanyag túlnyomórészt aleurolitpala, ritkán fekete kovapala (lidit). Helyenként szideritgumók és erőteljesebben cementált részek is vannak.

A konglomerátum a formáció jellegetadó, leggyakoribb építőeleme. A konglomerátum padok többsége „mátrix supported” típusú, rétegzetlen, tömeges megjelenésű. Rendszerint szürke és csak ritkán vörös színű. Általában kovás kötőanyagú, polimikt összetételű. Kavicsanyaga túlnyomórészt 4–6 cm nagyságú, de találhatók 10–15 cm-es darabok is. Uralkodó kőzetanyaga a kvarcit; rézsaránya 60–70%. Eredetük szerint feltehetően a Balatonfő-kajári Kvarcfillitet képviseli a kvarcitkavicsok túlnyomó része és a kvarcfillit, alárendelt szerepű a Lovasi Aleurolitpalára utaló homokkőpala, aleurolitpala, szericitpala és a nagyritkán előforduló metariolit kavicsok. Külön figyelmet érdemel a kevés gránátos csillámpala; ilyen kőzetfajtát jelenleg csak a távoli zalai-medencebeli fúrásokból ismerünk.

A homokkő rétegeket túlnyomórészt kvarc és kvarcit, alárendelten muszkovit, földpát és kevés klorit-muszkovit alkotja. A csillám mennyisége változó; általában néhány százaléknyi, de egyes mintákban meghaladja a kvarc és kvarcit együttes mennyiségét is. A földpát kevés, de állandó résztvevője az ásványegyüttesnek, és az elvétve található kvarc-földpát aggregátumok savanyú effúzióvumra utalnak. A szemcsék alakja általában szögletes. A szemcseloszlás bimodális jellegű; a Trask-féle osztályozottsági érték 3,0–7,6 között változik, tehát gyenge osztályozottságra utal. A kötőanyag agyagásvány, kova és karbonát. A kova kötőanyag a kvarcsemmcsék diagenetikus oldódásából keletkezett. Ennek megfelelően egyaránt megfigyelhető a kvarcsemmcsék továbbnövekedése és szaturált kontaktusa. Karbonátos kötőanyag csak foltokban jelenik meg. A nehézas-

## Táblamagyarázatok [56]–[62]

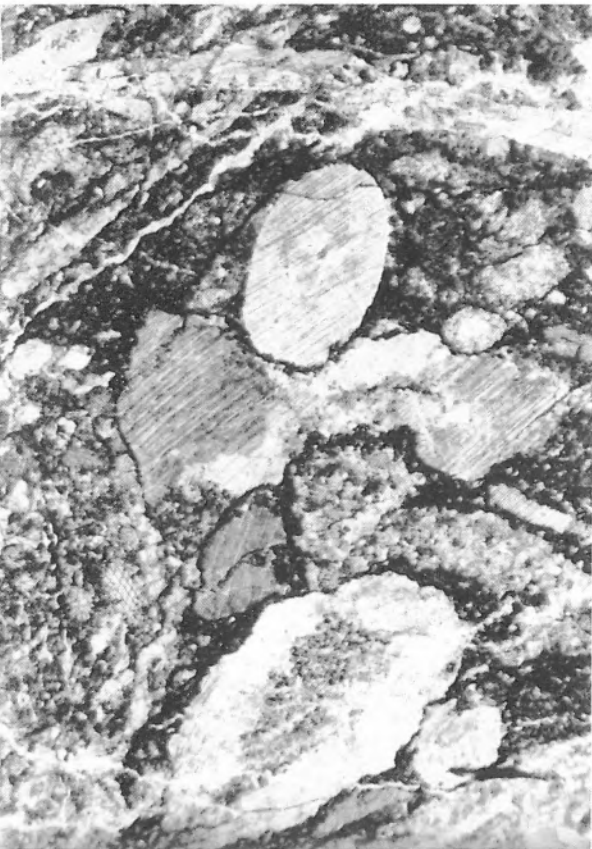
- [56] A Szabadbattyáni Mészkö formáció közettani és őslénytani kifejlődése
- A Bitumenes-agyagos, pátitos, foraminiferás mészkő  
Szb-10 jelű fúrás 338–390 m, 136x
- B Bitumenes-agyagos mészalgás-foraminiferás, bio-  
klasztos mészkő  
Szb-9 jelű fúrás, 301,3 m, 86x
- C Bitumenes-agyagos, echinodermatás, bio-  
klasztos mészkő  
Szb-9 jelű fúrás 296,3 m, 21x
- D Bitumenes-agyagos, bioklasztos mészkő,  
*Brachiopoda* túske-metszetekkel  
Szb-9 jelű fúrás 302,7 m, 21x
- [57] Foraminifera fauna és kékeszöld alga a Szabadbattyáni Mészkö formációból
- A–B *Pachysphaerina* cf. *pachysphaeroides* (PRO-  
NINA)  
a: Szb-10 jelű fúrás 338–340 m, 86x  
b: Szb-6 jelű fúrás 92,8 m, 86x
- C–D *Eotuberitina reitlingerae* MIKLUHO-MACLAY  
c: Szb-10 jelű fúrás 338–340 m, 86x  
d: Szb-9 jelű fúrás 302,7 m, 86x
- E *Eotuberitina* sp.  
Szb-9 jelű fúrás 302,7 m, 86x
- F *Diplosphaerina* sp.  
Szb-9 jelű fúrás 301,3 m, 86x
- G *Parathurmannia* cf. *suleimanovi* LIPINA  
Szb-10 jelű fúrás 338–340 m, 100x
- H *Parathurmannia* cf. *stellata* LIPINA  
Szb-10 jelű fúrás 339,3 m, 218x
- I *Palaeotextularia* sp.  
Szb-9 jelű fúrás 306,8 m, 86x
- J *Tetrataxis incurva* MONOSTORI  
Szb-10 jelű fúrás 338–340 m, 40x
- K *Archaeodiscus* cf. *reditus* CONIL et LYS  
Az ólomércbánya hányójáról, 100x
- L *Archaeodiscus krestovnikovi* RAUSER-CSERN.  
Szb-10 jelű fúrás 338–340 m, 100x
- M *Archaeodiscus moelleri* RAUSER-CSERN.  
Szb-9 jelű fúrás 309,1 m, 86x
- N *Bradyina* cf. *rotula* (EICHWALD)  
Szb-10 jelű fúrás 338–340 m, 25x
- O *Bradyina* sp. Szb-10 jelű fúrás 338–340 m, 34x
- P *Endothyra* sp. Szb-10 jelű fúrás 342,6 m, 86x
- Q *Endothyra* sp. Szb-10 jelű fúrás 339,3 m, 86x
- R *Endothyra* cf. *prisca* RAUSER-CSERNOUSOVA-  
REITLINGER  
Az ólomércbánya hányójáról, 86x
- S *Glomospira* sp.  
Szb-9 jelű fúrás 309,1 m, 136x
- T *Eostaffella* cf. *vasta* ROISOVSKAJA  
Szb-10 jelű fúrás, 338–340 m, 86x
- U *Eostaffella* sp.  
Az ólomércbánya hányójáról, 86x
- W *Pseudoendothyra* sp.  
Az ólomércbánya hányójáról, 86x
- X *Girvanella problematica* NICHOLSON et  
ETHERIDGE 1878, emend. WOOD 1957  
Az ólomércbánya hányójáról, 80x
- [58] Korallok a Szabadbattyáni Mészkö formációból
- A–B *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN)  
Érckutató táró, 51x és 45x
- C–D *Chaetetes* sp.  
Szabadbattyán Szb-9 jelű fúrás 295,4 m, 2x
- E *Hapsiphyllum battyanense* KOLOSVÁRY  
Érckutató táró, 4x
- F–G *Palaeosmilia murchisoni* EDWARDS et HAIME  
Szb-10 jelű fúrás 341,0 és 342,6 m,  
keresztmetszet 1,5x
- H–I *Dibunophyllum turbinatum* (M'COY)  
Szb-9 jelű fúrás 304,9 m, 1,5x és Szb-10 jelű  
fúrás 342,6 m, keresztmetszet, 1,5x
- [59] Fülei Konglomerátum formáció
- A Fülei Konglomerátum; a fülei Kő-hegy 228 m-  
es magassági pontjától ÉK-re 120 m-re a szőlők  
végében lévő feltárásban
- B Fülei Konglomerátum; a fülei Kő-hegy felha-  
gyott kőfejtőjében
- C Finomszemcsés homokkő  
Füle F-2 jelű fúrás 294,0–294,2 m
- [60] A Fülei Konglomerátum homokkőváltozatai és  
növénylenyomatok a Fülei formációból
- A Homokkő a Fülei Konglomerátumból  
Úrhida Ú-2 jelű fúrás 164–166 m, 52x
- B Csillámban dús finom szemű homokkő  
Ú-2 jelű fúrás 164–166 m, 68x, + N
- C *Calamites* sp.
- D *Asterophyllites longifolius* (STERNBERG)  
BRONGNIART  
Füle F-2 jelű fúrás 150–160 m
- E *Pecopteris koengi* CORSIN  
F-2 jelű fúrás 256,8–260,0 m
- [61] Növénymaradványok a Füle F-2 jelű fúrás réteg-  
sorából
- A *Neuropteris obliqua* (BRONGNIART)  
ZEILLER és *Cordaites principalis* (GERMAR) GEI-  
NITZ,  
150–160 m
- B *Sphaenopteris* sp., 255,5 m
- C *Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTHEIM)  
STERZEL  
127,5–128 m
- D *Pecopteris koenigi* CORSIN, 254,5–255,0 m
- E *Asterotheca cyathea* (SCHLOTHEIM) STUR,  
255,8 m
- F *Alethopteris grandini* BRONGNIART,  
254,5–255,0 m
- [62] Spóra–pollen maradványok a Fülei Konglomerá-  
tumból, 1000x
- A *Calamospira breviradiata* KOSANKE
- B *Granulatisporites* sp.
- C *Tuberculatisporites raistricki* DYBOVÁ et JACH.
- D *Leiotriletes sphaerotriangulus* (LOOSE) POTO-  
NIÉ et KREMP
- E *Converrucitriletes verrucosus* DYBOVÁ et JACH.
- F *Converrucitriletes armatus* DYBOVÁ et JACH.
- G *Lycospora parva* KOSANKE
- H *Leiotriletes adnatus* (KOSANKE) POTONIE et  
KREMP
- I *Granulatisporites piroformis* LOOSE
- J *Verrucosporites obscurus* (KOSANKE) POTO-  
NIÉ et KREMP
- K–L *Verrucosporites verrucosus* ALPERN
- M–N *Granulatisporites granulatus* DYBOVÁ et  
JACHOVICZ
- O *Florinites ovatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ
- P *Disaccites* sp.



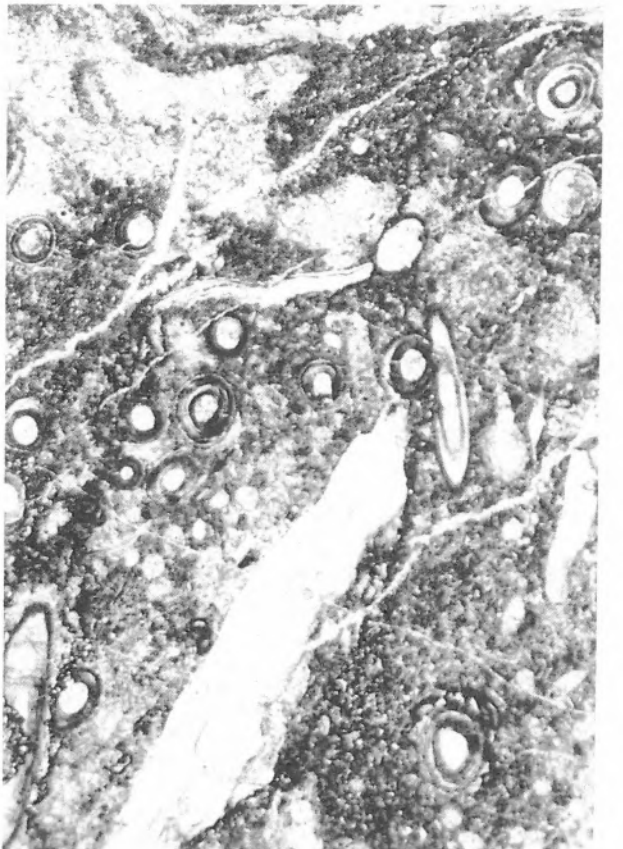
A



B

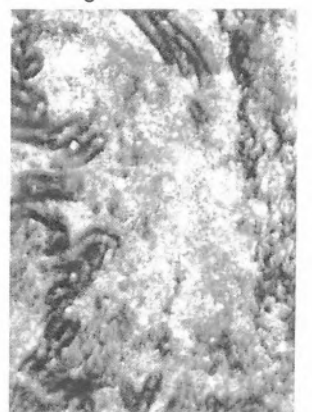
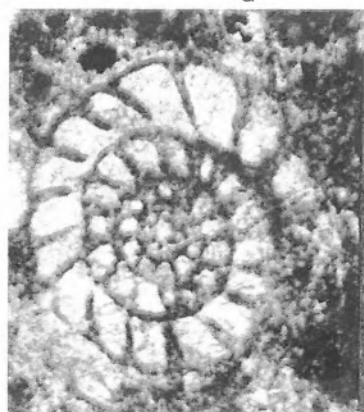
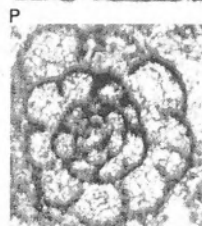
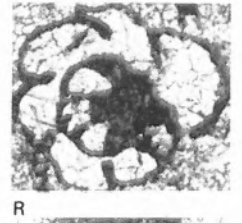
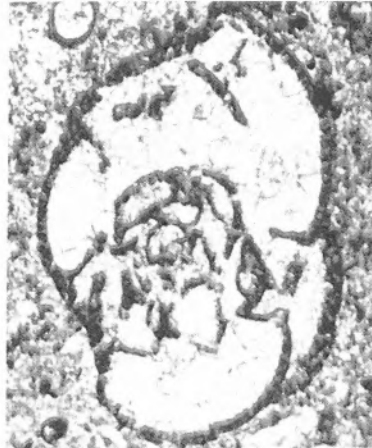
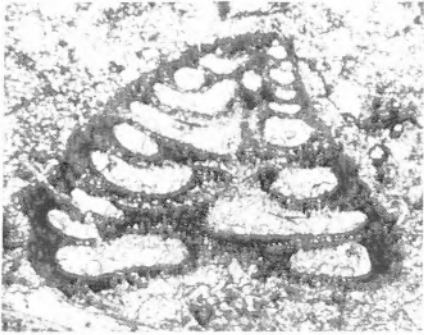
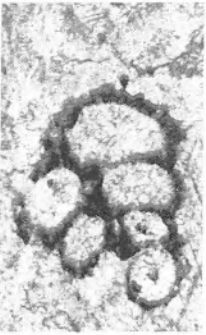
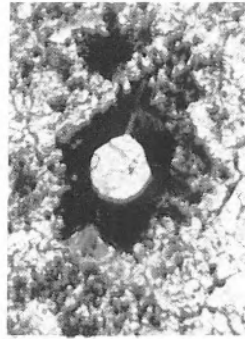
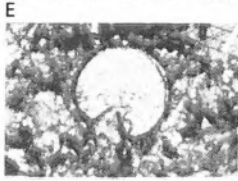
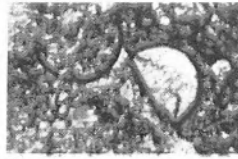
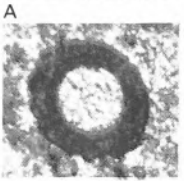


C



D

[57]

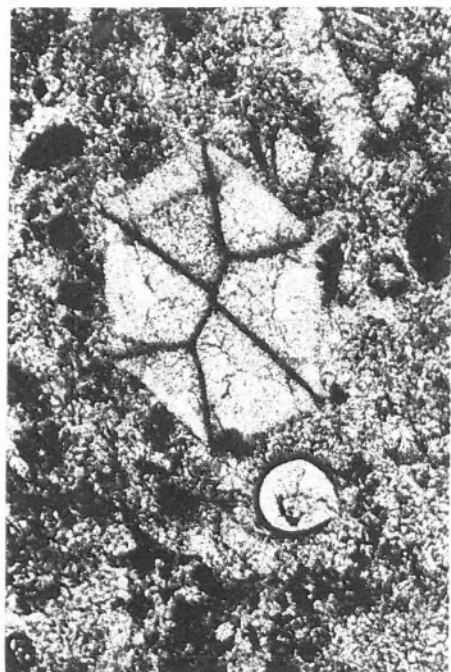


T

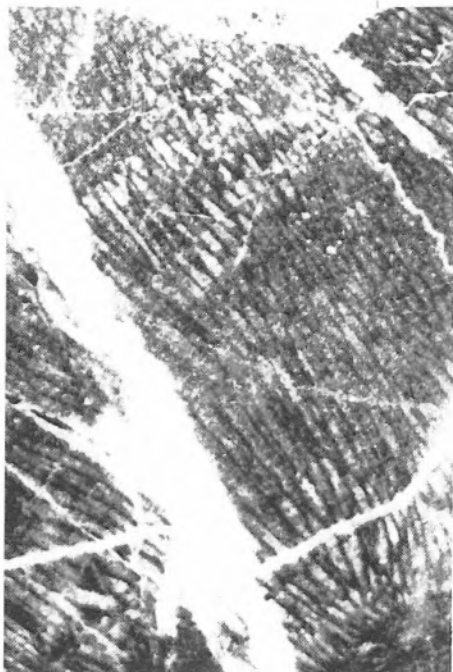
U

W

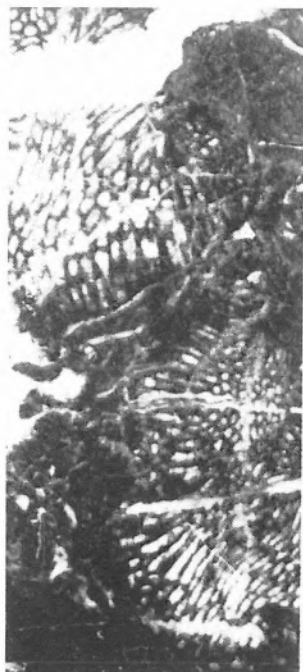
X



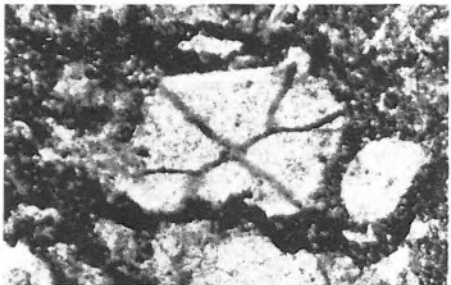
A



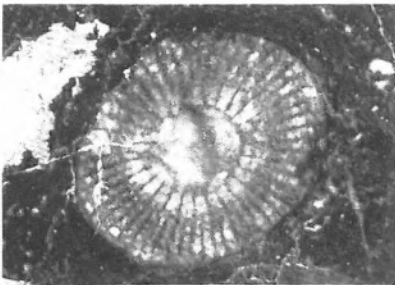
C



D



B



E



F



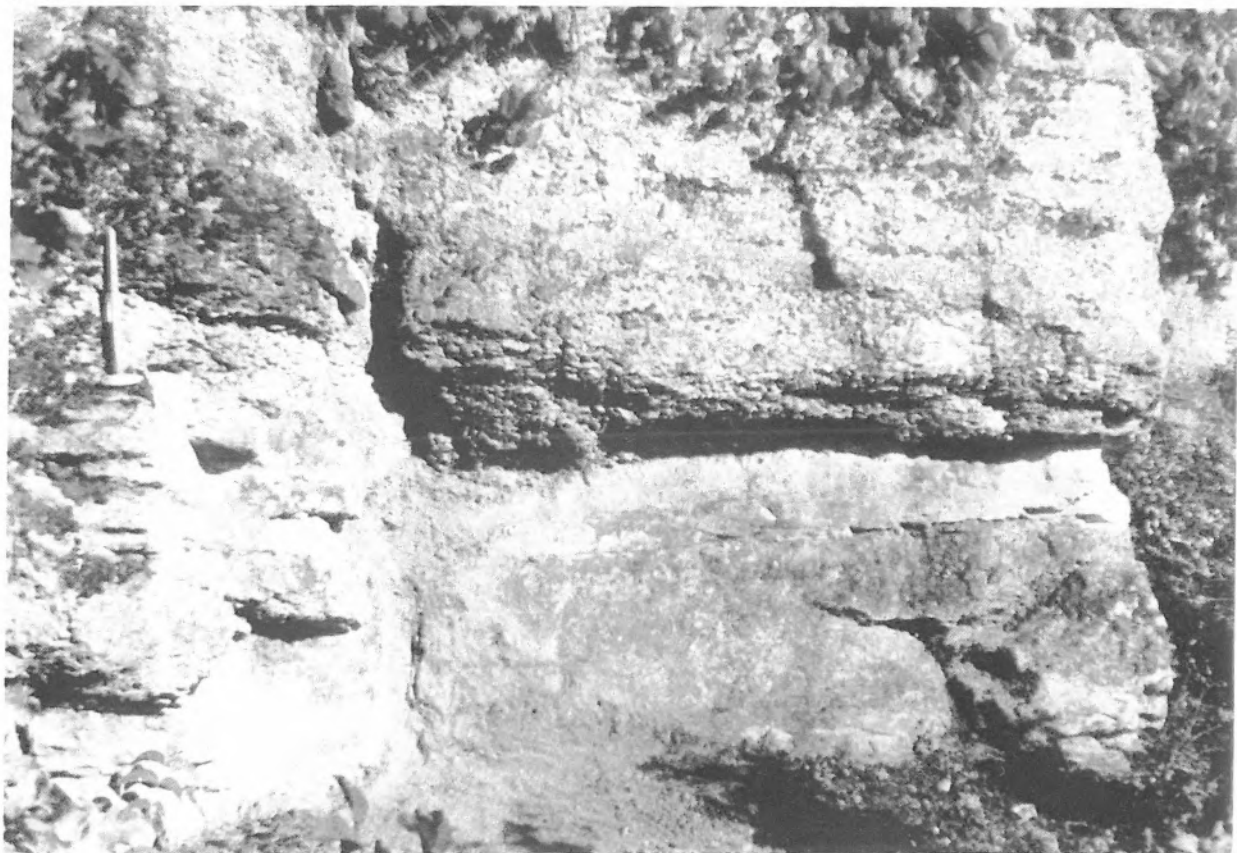
G



H



I



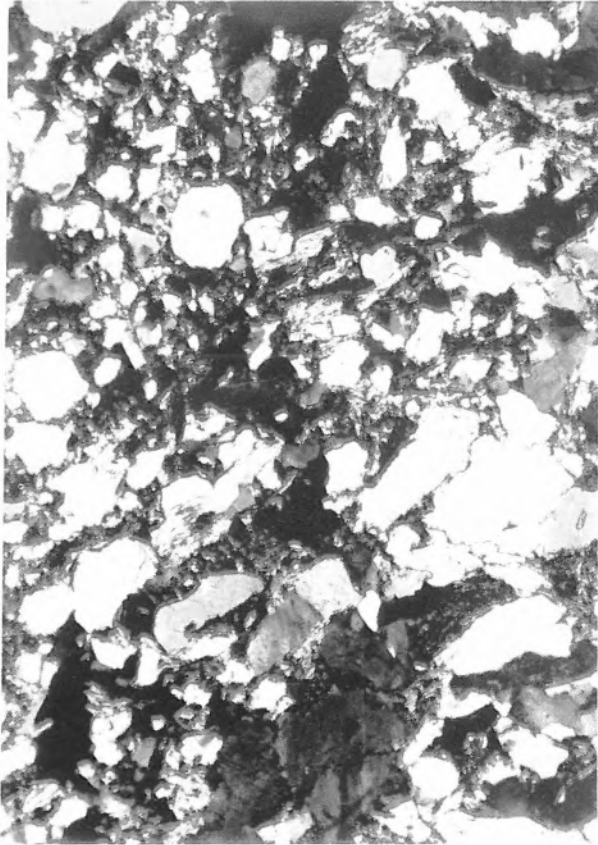
A



B

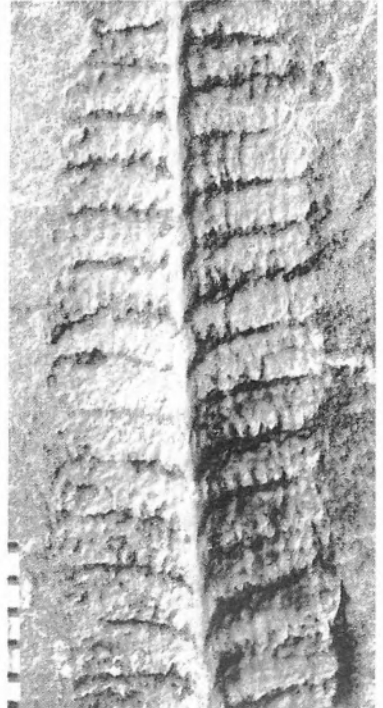
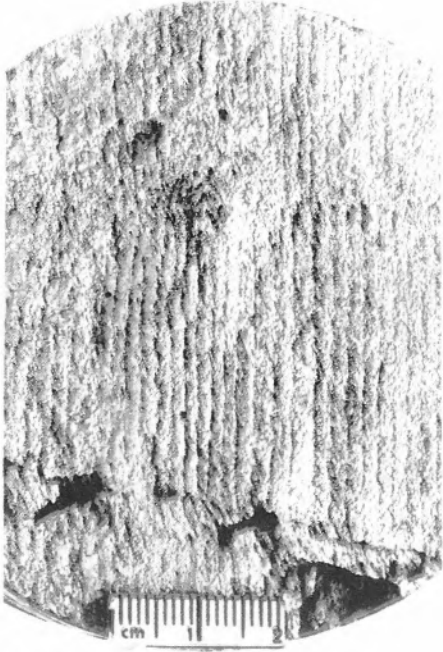


C



A

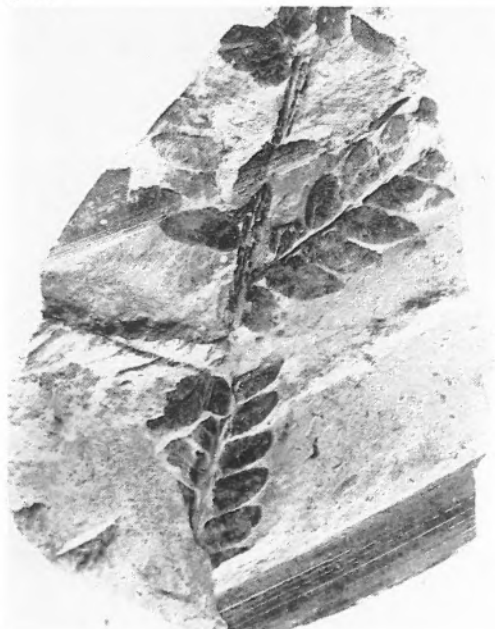
B



C

D

E



A



B



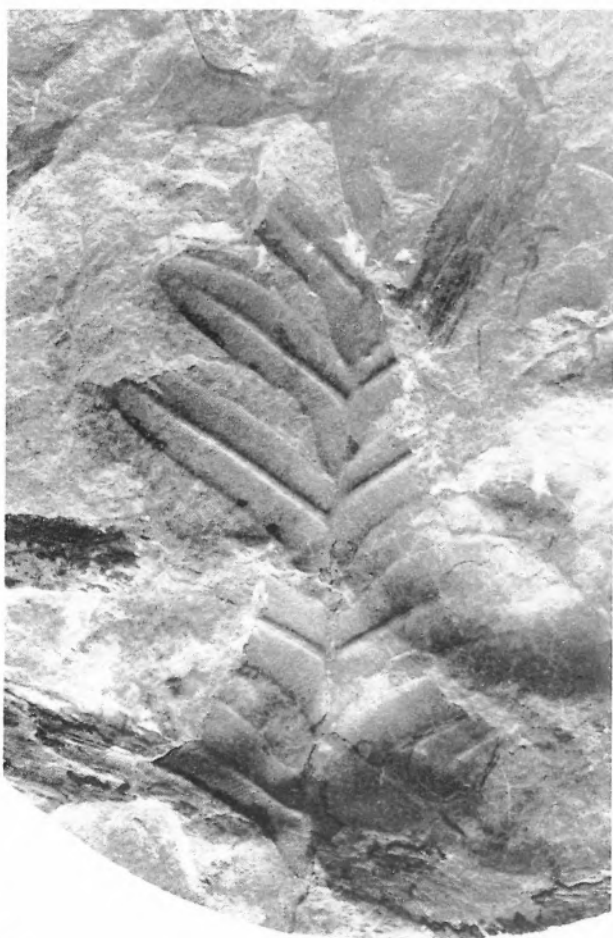
C



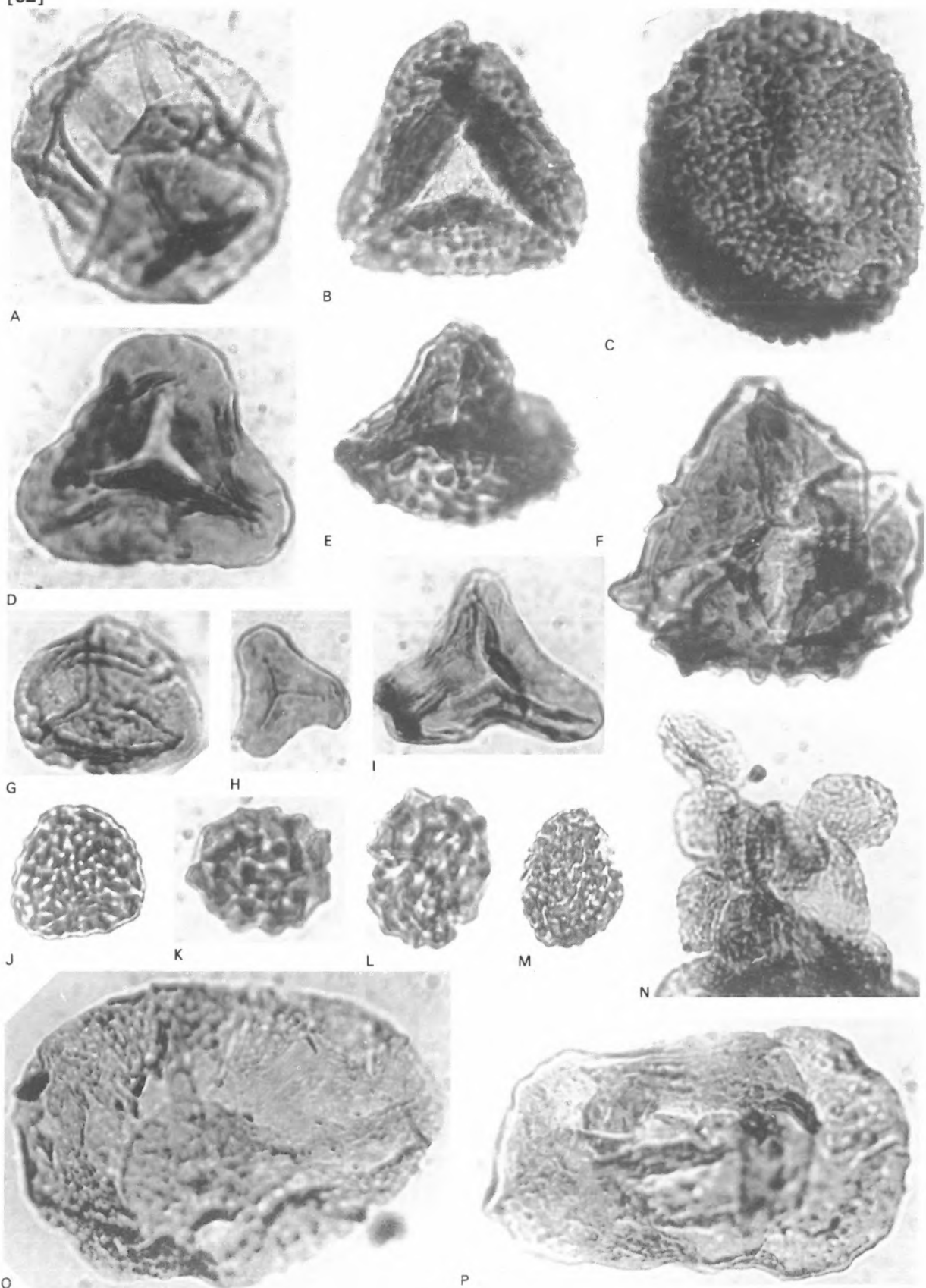
D



E



F



ványtársaság szegényes, lényegében a kvarcfillit járulékos ásványai alkotják.

Az agyag és aleurolit rétegek szürke–sötétszürke színűek, nagy szervesanyag-tartalmúak, szenedett növényi mardványokat és néha kőszénzinórokat tartalmaznak. Jól rétegzettek. Röntgen-diffraktométeres vizsgálattal kvarc (10–60%), földpát (nyomokban), sziderit (0–10%), klorit (0–20%), muszkovit (40–60%), kevert szerkezetű illit–montmorillonit (0–10%), montmorillonit (0–10%) és kaolinit (10–40%) volt kimutatható.

A kö-hegyi feltárásokban áramlásos szerkezetek is megfigyelhetők: áramlási fodrok és barázdák. A konglomerátumban pedig esetenként 1 m hosszúságot is elérő *Calamites* törzsbél-kitöltések (uszadékfa) találhatók.

## Ősmeradványok

A Po–2 jelű fúrással feltárt felsőkarbon rétegsor 230 m mélységből származó rétegéből BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES a következő spóra–pollen együttest határozta meg:

*Sporites* főcsoport

*Triletes* csoport

*Azonotriletes* alcsoport

*Punctatisporites sabulosus* IBRAHIM

*Punctatisporites punctatus* IBRAHIM

*Punctatisporites obscurus* KOSANKE

*Calamospora líquida f. maior* KOSANKE

*Calamospora líquida f. minor* KOSANKE

*Calamospora breviradiata* KOSANKE

*Granulatisporites piroformis* LOOSE

*Granulatisporites microgranifer* IBRAHIM

*Granulatisporites parvus* IBRAHIM

*Laevigatisporites giganteus* DYBOVÁ et JACH.

*Apiculatisporites raistricki* DYBOVÁ et JACH.

*Tuberculatisporites regularis* DYBOVÁ et JACH.

*Tuberculatisporites gigantodontatus* DYBOVÁ et

JACHOVICZ

*Canaliculatisporites spongatus* DYBOVÁ et JACH.

*Leiotriletes sphaerotriangulus* POTONIÉ et KREMP

*Leiotriletes gulaferus* POTONIÉ et KREMP

*Leiotriletes adnatus* KOSANKE

*Converrucitriletes armatus* DYBOVÁ et JACH.

*Converrucitriletes verrucosus* DYBOVÁ et JACH.

*Zonales* csoport

*Auritritriletes* alcsoport

*Triquitrites tricuspis* POTONIÉ et KREMP

*Zonotriletes* alcsoport

*Lycospora punctata* KOSANKE

*Lycospora parva* KOSANKE

*Lycospora spinosa* BOHÁCOVÁ

*Densosporites* sp. POTONIÉ et KREMP

*Monoletes* csoport

*Azonomonetes* alcsoport

*Verrucosporites obscurus* POTONIÉ et KREMP

*Verrucosporites verrucosus* ALPERN

*Granulatisporites fabaeformis* DYBOVÁ et JACH.

*Granulatisporites granulatus* DYBOVÁ et JACH.

*Latosporites latus* POTONIÉ et KREMP

*Pollenites* főcsoport

*Saccites* csoport

*Monosaccites* alcsoport

*Florinites ovatus* DYBOVÁ et JACHOVICZ

*Disaccites* alcsoport

*Alisporites* sp. IBRAHIM

A meghatározott anyagban túlnyomórészt hasztkok spórái vannak (1–6%), elvéve akad csak néhány légzsákos fenyőpollen. A spóra-képben legnagyobb mennyiségben jelenlévő *Verrucosporites obscurus* (29%) és *Granulatisporites granulatus* (15%) formák alapján a vizsgált formáció kora a felsőkarbon westfali és alsóstefáni emeletben valószínűsíthető; annak ellenére, hogy spormorphák eddig csak a rétegsor felső harmadának aljáról, egyetlen vékony rétegből kerültek elő.

Makroflóra:

*Asterophyllites longifolius* (STERNBERG)

BRONGNIART

*Pecopteris lammurensis* (HEER) CORSIN

*Pecopteris koenigi* CORSIN

*Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTHEIM) STERZEL

*Asterotheca cyathea* (SCHLOTHEIM) STUR

*Asterotheca hemitelioides* (BRONGNIART) STUR

*Neuropteris tenuifolia* (SCHLOTHEIM) STERNBERG

*Neuropteris obliqua* (BRONGNIART) ZEILLER

*Alethopteris grandini* BRONGNIART

*Cordaites angulosostriatus* G.EURY

*Cordaites principalis* (GERMAR) GEINITZ

*Calamites caunaeformis* SCHLOTHEIM

A fajöltők összképe alapján MIHÁLY SÁNDOR a makroflóra korát a spóra–pollen együttes vizsgálata alapján kapott westfali–alsóstefáni korrallal megegyezőnek találta.

## Ősföldrajz

A Fülei Konglomerátum, rétegtani helyzete és üledékföldtani jellegei alapján, variszkuszi intramontán molassznak minősíthető. A lepusztulási terület nagyrészt balatonfőkajári típusú kvarcfillitből és részben lovasi típusú aleurolitpalából állt. A felhalmozódás – a fanglomerátum-betelepülések törmelékanyagából következethetően – a Lovasi Aleurolitpala közvetlen szomszédságában történt; feltehetően a maihoz hasonló elhelyezkedésben, (a kvarcfillit mélyebb, az aleurolitpala magasabb elhelyezkedésével). Az üledékképződés

karaktere jellegzetes folyóvízi, alluviális törmelék-kúp, DK-ről ÉNy felé irányuló anyagszállítással. A hegylábi törmeléklet a törésvonal mentén szakaszosan emelkedő tendenciájú aleurolitpala-terület szolgáltatta; a törésvonal másik oldalán, a süllyedő tektonikai árokban ismételtén túlsúlyra jutó folyóvízi-ártéri üledékképződés folyt. A rétegösszetétel ciklusos felépítését mindenekelőtt a szerkezetföldtani aktivitás szakaszossága, a klimatikus tényezők ciklusos váltakozása és a törmelék-kúp véletlenszerű alakulása befolyásolhatta. A rétegösszetétel felső részén vörössé váló üledék a klíma arid jellegének kialakulását jelentheti.

## Irodalomjegyzék

### *Fülei Konglomerátum formáció*

- ADREÁNSZKY GÁBOR 1960: Calamites-Rest vom Bányahegy bei Füle (Westungarn). – Acta Biol. Acta Univ. Szeged. Nova Ser. 6/1–4, pp. 7–8.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1971: A Polgárdi- 2. sz. fúrás palynológiai vizsgálatának eredményei. – Ősl. Viták 18, pp. 21–50.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1975: Adatok a dunántúli újpaleozóos képződmények biosztratigráfiájához. – Földt. Közl. 105/3, pp. 320–334.
- JÁMBOR ÁRON – KORPÁS LÁSZLÓ 1971: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, 75–92.
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1978: A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének közzetani vizsgálata. – Geol. Hung. Ser. Geol. 18, pp. 193–295.
- LÓCZY LAJOS 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. In A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. (I. kötet, I. rész, I. szakasz, pp. 20–21 és p. 40). – M. Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága.
- MAJOROS GYÖRGY 1971: A balatonfői újpaleozóikum kutatása. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 675–676.
- MIHÁLY SÁNDOR 1971: A Szabadbattyán–köszárhegyi bitumenes mészkőösszetétel alsó-karbon korallfaunájának újrvizsgálata. – Ősl. Viták 18, pp. 51–76.
- MIHÁLY SÁNDOR 1980: Felsőkarbon növénymaradványok a fülei Kö-hegyről. – Veszprém megyei Múz. Közl. 15, pp. 21–28.
- TELEKI GÉZA 1941: Polgárdi környékének paleozoikus képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról, 1, pp. 311–328.
- TELEKI GÉZA 1941: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. – Földt. Közl. 71/7–12, pp. 205–212.

# A Balaton-vonal menti granitoid intrúziók

A Periadriai-vonal környezetéhez hasonlóan a Balaton-vonal mellett is laza gyöngysorként sorakoznak a gránit, granodiorit, kvarcdiorit (tonalit) intrúziók. Közös vonásuk, hogy kontinens–kontinens ütközést követő posztkollíziós szakaszban, a lineamens mentén mélybe süllyedt blokkok parciális beolvadása, majd vízben telítetlenné válása után, a kéreg felsőbb régióiba nyomulva hipabiszszikus intrúzióként keletkeztek. Űn. „S” típusú („S” = Sediment), monzonitos, granodioritos kvarcdioritos granitoidok.

A tárgyalt magmatitok a lineames É-i oldalán elnyiródva, a Balatonfőkajári Kvarcfillit övben található. Kivételt csak a velencei-hegységi gránit képez, amelynek fedőjében szilur időszerű Lovasi Aleurolitpala köpenyt ismerünk.

Kémiai összetételük és ásványos jellegük alapján a Balaton-vonal menti granitoidok három litosztratifráiai egységbe sorolhatók:

Velencei Gránit formáció (komplexum), a Velencei-hegység kisméretű batolitja, valamint a ságvári Sá-1 és Sá-3 jelű fúrásokkal feltárt gránit,

Dinnyési Granodiorit, a Di-3 és Gá-1a jelű fúrásokkal feltárt intrúzió a Velencei-tó déli előterében, valamint a Buzsák környéki BuÉ-1 jelű fúrással feltárt granodiorit,

Gelsei Kvarcdiorit (tonalit), amelyet a Gel-1, Pd-1 és E-4 jelű fúrások tártak fel erősen tektonizált, préselt állapotban.

## Velencei Gránit formáció

### A földtani megismerés története

A hegység földtani felépítéséből adódóan, kutatásának történetében az átfogó földtani–kőzettani munkák mellett, az ásványtani, geokémiai és ércleptani vizsgálatok is fontos szerepet játszottak.

A nagyszámú publikáció és a földtani térképezéssel egybekötött két monografikus feldolgozás a hegység felszíni, felszínközeli földtani felépítésének részletes megismerésére vezetett.

A földtani megismerés története három időszakra tagolható: 1860-tól 1914-ig, az első publikációktól VENDL ALADÁR monográfiájának megjelenéséig jelölhető ki az első időszak. A következő időszak a második világháború utáni intenzív kutatás kezdetéig tartott. A hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata napjainkban is tart (harmadik időszak).

A Velencei-hegység földtani felépítéséről első ízben JOHANN JOKÉLY számolt be – KOVÁTS GYULÁRA hivatkozva, érdemeinek méltatásával – 1860. január 10-én a K. K. Reichsanstalt szakülésén. Ortoklász, oligoklász tartalmú gránitot, annak devonkori fillitszerű palaköpenyét és ezen képződményeket áttörő andezittömzsöket állapított meg.

Az első magyar nyelvű közlemény WINKLER BENŐTől származik (1871). Megfigyelte a gránit sokféle kifejlődését, durva és aprószemcsés változatait, valamint nagyfokú mállottságát. Megjegyezte, hogy „a gránit némely faja igen jó anyagot nyújt a kövezethez”.

Részletesebb tanulmányban foglalkozott a velencei gránittal és annak kontaktmetamorf palaköpenyével INKEY BÉLA (1875). Kiemelte a gránit közephegységi csapásirányát és mélybeni regionális elterjedését is feltételezte. Sukoró mellől pegmatitot írt le. Hangsúlyozta a telérek szembe-tűnő sokaságát és megállapította, hogy „valamennyi telér egyazon alaptípusnak sokszoros megismétlődése”.

LÓCZY LAJOS „A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei” c. művében is találunk rövid utalást a Velencei-hegység földtani felépítésére vonatkozóan (1913). Ez megegyezik a hegység részletes vizsgálatát végző VENDL ALADÁR felfogásával.



A Velencei-hegység első földtani monográfiája Vendl Aladár munkásságához kapcsolódik (1914). Figyelme mindenre kiterjedt, amit a rendelkezésre álló eszközökkel és módszerekkel egyáltalán tanulmányozhatott. Alapvetően a Rosenbusch-iskola rendszerességét,

valamint petrográfiai metodikáját alkalmazta.

A gránit köpenyében fillithez hasonló palát, csumós palát és andaluzit palát különböztetett meg. Ezeket, a sötétszürke kvarcit–lidit közbetelepülések alapján – Lóczyhoz csatlakozva – a balatonfelvidéki alsó–középsőpaleozóos fillittel azonosította.

Megállapította, hogy a gránit középszemcsés biotit gránit. Szövege hipidiomorf, helyenként porfiros. Ásványtani felépítése kálföldpát, oligoklász, biotit és kvarc; járulékos elegyrészei cirkon és magnetit. Pneumatolitos átalakulás termékének tekintette a több helyen megfigyelhető fluoritosodást, epidotosodást és piritesedést. A gránit telérképződményeit gránitporfir, apilit, lamprofir és kvarctelérekre osztotta. Megfigyelte, hogy a telérek csapása túlnyomórészt ÉK–DNY irányú. Egyes kvarcteléregekben ércmaradványokat és fluoritot talált. A nagyfokú lepusztulás következtében a még fellelhető ércesedést nem tartotta számottevőnek. A hegység északkeleti szegélyéhez kapcsolódó nagyarányú kvarcosodást, alunitosodást és kaolinosodást is a gránit-hoz kapcsolódó hidrotermális tevékenység termékének tekintette. Megállapította, hogy a Velencei Gránit az alsókarbon és a perm időszak között intrudált az alsó–középsőpaleozóos fillit összletbe.

Vendl Aladár monográfiájának megjelenése (1914) és a második világháború után kibontakoztatott széleskörű kutatás közötti három és fél évtized alatt viszonylag kevés történt a Velencei Gránit további megismerése érdekében.

1923-ban Vendl Mária újabb kőzetfajtákról számolt be, Pálffy Móríc pedig a pátkai útkapa-

róház közelében talált apró magnetit–hematit görgetegeket ismertette. Figyelmet érdemelnek Teleki Géza úttörő gránittektonikai tanulmányai (1941, 1942). Munkáiban felhasználta a mikrotektonikai mérések eredményeit is.

A Velencei-hegység harmadik, intenzív kutatási szakasza – a második világháború után – gyakorlati célú érc kutatással kezdődött. A radioaktivitás-mérés eredményeit, a molibdén indikáció gránittól független jellegét, a velencei érc kutató fúrás vizsgálatának értékelését és a pátkai fluorit kutatás első földtani tapasztalatait Földvári Aladár publikálta (1947, 1948 a, b).



A Velencei-hegység földtani megismerésének a történetében Jantsky Béla 1949-ben kezdődő munkássága képviseli a sokirányú vizsgálattal megalapozott második átfogó-monografikus feldolgozást (1957).

Kutatómunkájának fő irányai 1 : 25 000

méretarányú földtani térképezés, ásvány–kőzet-tani és magmás–földtani vizsgálatok, amelyekhez érc teletani és közvetlen gyakorlati irányú érc kutatás kapcsolódott. 1957-ben megjelent összefoglaló munkája számos új megállapítást tartalmaz.

Felismerte, hogy a gránit benyomulása már a regionális metamorfózist szenvedett palasorozatba történt. A hegység déli szárnyán talált kontakt-metamorf szarusziert alapján a gránit pluton kis-méretű lepusztulására következtetett.

Kimutatta a gránit és palaköpenyének regionális jellegű turmalinosodását és azt a Szepes–Gömöri-érchegységgel rokon, bóros–pneumatolitos provincia megnyilvánulásaként írta le. Megállapította a gránit albitosodással, muszkovitosodással és turmalinosodással járó autometamorfózist, pneumatolízist, greizenesedést; a gránit és telér képződményeinek nagyfokú hidrotermális berezitesedését, a bázisos kőzettelérek lisztvenitesedését, másodlagos kvarcitok keletkezését és az utómágnás telérek polimetallikus ércesedését.

Fluoritos–baritos és polimetallikus–fluoritos

érteléreket mutatott ki Pákozdtól Ny-ra; a Szűzvári malomnál és a Kőrakás-hegyen, amelyek bányászata is sor került.

JANTSKY BÉLA átfogó, monografikus jellegű munkássága mellett, az elmúlt három évtizedben számos speciális irányú, illetve rész kérdéssel foglalkozó tanulmány született:

ERDÉLYI JÁNOS a sukorói baritról (1952), ZSIVNY VIKTOR a velencei hegységi cerusszitról értekezett (1953). NEMECZ ERNŐ a Pátka kőrakás-hegyi és a szűzvári érctelepek agyagásványait határozta meg (1973).

N. W. GOKHALE közetszerkezeti vizsgálatokat végzett (1964), majd a közetalkotó ásványok eloszlását tanulmányozta (1966).



BUDA GYÖRGY a Balaton-vonal menti granitoidok keletkezésének korszerű lemeztectonikai értelmezését adta (1985). Nagyszámú közetminta sokoldalú vizsgálata alapján megállapította, hogy a „Velence–Balaton öv” granitoidjai kéreg eredetű, „S” típusú, posztkollíziós,

közepes K-tartalmú, mészkáli, gyengén alkáli, granodioritos jellegűek. A nagy iniciális  $Sr^{87}/Sr^{86}$  arány is e granitoidok kontinentális kéreg eredetét bizonyítja. Fő elemeik jól korrelálnak a Si-mal, ami differenciációval történt kristályosodásra utal.

BUI MINH-TAM a Velencei Gránit utómagmás és utóvulkáni átalakulását tanulmányozta (1975). EMBEY ISZTIN ANTAL a velencei-hegységi lampfirokkal, valamint a közetelések petrokémiai és genetikai viszonyaival foglalkozott (1972, 1973, 1974).

Többen a gyakorlati irányú érckutatáshoz kapcsolódva ércteleptani és ércgenetikai tanulmányokat publikáltak:

KISS JÁNOS a hegység északi peremének hidrotermális ércesedését tanulmányozta (1954), KASZANITZKY FERENC a pátkai érckutatás tapasztalatait dolgozta fel (1959). A kőrakás-hegyi fluoritos, szfalerit–galenites ércesedést, az érc részben kol-

loidális megjelenése alapján az andezit vulkanizmushoz kapcsolta. KOVÁCH ÁDÁM a szűzvári bánya ólomércet izotóp-kormeghatározás alapján – a korábbi földtani kormeghatározással megegyezően – karbon időszakinak találta (1963). MIKÓ LAJOS a László-tanya környéki fluoritkutatás földtani eredményeiről számolt be (1964). BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA pedig a Sukoró III. sz. fúrás mintaanyagának vizsgálata alapján a palaköpeny hidrotermális ércesedéséről írt tanulmányt (1966, 1967).

Erőteljes kutatási irányt képviseltek a geokémiai vizsgálatok. FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA módszertani tanulmányokat publikált (1947, 1961). KUBOVICS IMRE elsőként végzett talajnyomelem vizsgálatokat (1956) és behatóan tanulmányozta az utómagmás képződmények nyomelemösszetételét (1958, 1960). NAGY BÉLA a gránit fő- és járulékos elemeinek megjelenési formáját, valamint az ólom, cink, molibdén, bárium és a fluor területi eloszlását tanulmányozta (1967, 1969). Foglalkozott a velencei-hegységi és a szabadbatytyáni ércesedés összehasonlító vizsgálatával is (1980). PANTÓ GYÖRGY kutatási témája a Velencei Gránit ritkaföldfém-tartalma; a ritkaföldfém-dúsulás genetikai sajátosságai és ásványtani megjelenési formái (1975, 1976, 1977, 1980).

BALOGH KADOSA és munkatársai K/Ar módszerrel végzett radiometrikus kormeghatározás alapján a gránit benyomulását 280–300 millió évre (a karbon időszak végére a perm kezdetére) valószínűsítik (1983).

1980 óta ismét napirenden van a Velencei-hegység részletes földtani vizsgálata. A hegység egészére kiterjedő 1 : 10 000 méretarányú földtani térképezés mellett a kutatás HORVÁTH ISTVÁN vezetésével a gránitkibúvást körülvevő, fiatal képződményekkel borított terület perspektívitásának tisztázására irányul. ÓDOR LÁSZLÓ és munkatársai a hegység ÉK-i része metallometriai adatainak értékelését publikálták (1982), HORVÁTH ISTVÁN, DARIDÁNÉ TICHY MÁRIA és ÓDOR LÁSZLÓ pedig a gránitmagmatizmusnál lényegesen fiatalabb lampfirokat írtak le (1983).

A velencei-hegységi geofizikai kutatások részben a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (MÁELGI), részben a Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) tevékenységéhez kapcsolódtak.

A MÁELGI földmágneses mérései 1951-ben kezdődtek és megszakításokkal 1956-ig folytatód-  
tak. A mérési adatok jó képet adtak a gránitkibú-  
vástól keletre és délre elhelyezkedő paleogén an-  
dezit vulkanitok mélységi elterjedéséről. A mérés-  
sek adatait VASADY-KOVÁCS FERENC dolgozta fel  
(1962).

1952-ben és 1953-ban ércelérek kimutatására  
irányuló geoelektromos méréseket végeztek.

1952 és 1955 között a hegység területén és kör-  
nyezetében áttekintő gravitációs felvételre került  
sor.

A MÉV 1958-ban és 1959-ben hasadóanyag-  
kutatói céllal radiometriai felvételt készített.  
1962-ben szeizmikus reflexiós méréseket és verti-  
kális elektromos szondázásokat végeztek. 1965 és  
1967 között a hegység nyugati részén ércelérek-  
kutató geoelektromos vizsgálatok történtek. 1969-  
ben a hegység aerogeofizikai felvételére került sor,  
aminek alapján K, Th, U és  $\Sigma \gamma$  megoszlás, vala-  
mint totális mágneses ( $\Delta T$ ) izovonalas térképek  
készültek. 1971–73-ban a terület egészen új radio-  
metriai felvétel történt, amelyhez szelvény menti  
földmágneses és elektromos ellenállásmérések  
kapcsolódtak.

A MÁELGI a hegység ÉNy-i részén 1962-ben  
szeizmikus reflexiós méréseket végzett a gránit és  
a pala érintkezés kimutatására. 1978-cal kezdő-  
dően, elsősorban a hegység ÉK-i peremén és D-i  
előterében komplex geofizikai kutatás folyt.  
A sokoldalú vizsgálat eredményeit MAJKUTH TA-  
MÁS et al. (1981), PINTÉR ANNA (1983) és DUDKO  
ANTONYINA et al. (1983) publikálták.

## Elterjedés, település, tagolás

A Velencei Gránit a felszínen 15 km csapás-  
hosszban, a székesfehérvári Rác-hegytől Nadapig  
követhető. Szélessége Pákozd és Sukoró környé-  
kén 5–7 km. A Velencei-tó DNy-i előterében – 20  
km távolságon belül – több kutatófúrás feltárta  
(Pák-2, Pá-1, Pk-18a, Szfv-1, Tác-1). A Velen-  
cei-tó déli oldalán azonban már tengeri perm és  
triász képződményekkel, és azok fekvőjében  
Dinnyési Granodiorittal érintkezik. A gránit-  
intrúziót Székesfehérvártól, a pátkai Kórákás-  
hegyen és Varga-hegyen át, a Szűzvári malomnál  
és a Kányás-völgyben, majd a Vaskapu-hegyen és

az Antónia-hegyen keresztül, a velencei Gécsi-  
hegyig (= Bence-hegy) terjedően – felszíni feltá-  
rásokban is tanulmányozható – anchimetamorff  
palaköpeny szegélyezi. A sötétszürke lidit-rétege-  
ket, valamint metariolit (porfiroid) és metabazalt  
(diabáz) betelepüléseket tartalmazó anchimeta-  
morff pala a Balatoni Fillit Lovasi Aleurolitpala  
formációját képviseli. A palaköpeny és a gránit  
érintkezése utólagos mozgások hatására kevés ki-  
vétellel töréses jellegűvé vált, de a kontaktmeta-  
morff képződmények, a pneumatolitos és hidro-  
termális hatások, valamint a palaköpenybe hatolt  
elérek világosan jelzik a palaköpeny és a gránit  
eredeti kapcsolatát, intruzív benyomulások, disz-  
kordáns érintkezését, az akkor már regionális me-  
tamorfózist szenvedett Lovasi Aleurolitpalával.

A Velencei Gránit a Balaton-vonal csapásába  
illeszkedő, hipabisszikus zónában megszilárdult  
batolit, „S” típusú, posztkinematikus ortoklász-  
gránit. A gránit határzónáiban található pegma-  
tit-lencsék szingenetikusak a gránitképződéssel.  
További magmadifferenciós termékek az aplit és  
a kerzantit jellegű testek, valamint a gránitporfir  
és a mikrogránit, amelyek túlnyomó része a meg-  
szilárdult batolit hasadékaiba benyomulva kelet-  
kezett. Elterjedtek a pneumatolitos jelenségek, a  
hidrotermális hatás és az epitermális teléreképző-  
dmények. Mindezek a Velencei Gránit formáció  
tagozatainak tekinthetők.

A gránitpluton mai állapotában erősen lepusz-  
tult tönkhegység. Első nagyarányú lepusztulása a  
felsőkréta–paleocén idején történhetett, amiről a  
lovasberényi fúrásokkal feltárt felsőeocén mészkő  
alatti, 200 m vastag lepusztulástermék (fillit, grá-  
nit, kristályos mészkő) tanúskodik. A miocén fo-  
lyamán újabb nagyarányú lepusztulási szakasz  
következett, majd a felsőpannoniai emeletben az  
egész hegység a Pannon-tó vízszintje alá süllyedt.  
A felsőpannon üledékek azonban a pliocén végén  
és a pleisztocénban a hegység kiemelkedése nyo-  
mán lepusztultak. A Velencei-hegység mai dom-  
borzatát fosszilis és ma is pusztuló tönkormarad-  
ványok, valamint enyhén lejtősödő hegylábfelszí-  
nek, kőzetminőségi különbségek következtében  
kialakult denudációs formák (dómos gránithátak,  
telérgerincek), és a gránit sajátos lepusztulásfor-  
mái (kriptogenetikus gránitellipszoidok, kőzsá-  
kok, ingókövek) jellemzik.

## A gránit kőzettani kifejlődése

A Velencei Gránit jól homogenizálódott, mind kémiai, mind ásványtani tekintetben egységes felépítésű monzogranit. Közép–nagy szemű, egyenletesen szemcsés, ill. kisebb mértékben porfíros, biotitos gránit, és apró–középszemű, porfíros, biotitban dúsabb változatát ismerjük.

A *közép–nagy szemű biotitos monzogranit* átlagos modal összetétele (térfogat %-ban): kvarc 35, pertites ortoklász 29, plagioklász 30, biotit 6. Akcesz-zórikus ásványként apatit és cirkon található. A 2–3 cm nagyságú világos rózsaszínű ortoklász kristályok esetenként porfíros jelleget kölcsönöznek a kőzetnek („olasz kőfejtő” [63] [64], pákodzi nagy kőfejtő).

Az *apró–középszemű, porfíros, biotitban dús gránit* modal összetétele, a 8–15% -ra növekvő mennyiségű biotit mellett, arányaiban megegyezik a közép–durvaszemű biotitos gránit összetételével. A 0,5–1,5 cm nagyságú porfíros beágyazások (kvarc, ortoklász vagy plagioklász) úsznak az apró szemcsés, hipidiomorf szövetű alapanyagban. (A mélységi autópálya-bevágás D-i fala).

A két gránitváltozat folyamatos átmenettel kapcsolódik egymáshoz. Apró–középszemű profíros gránit általában az intrúzió széléhez közeli helyzetben található, de a hegység belsejében is van.

Mikroszkóp segítségével két K-földpát típus különböztethető meg: pertit nélküli ortoklász és finoman pertites ortoklász. A karlsbadi ikrek rendkívül gyakoriak, a bavenói ikrek ritkábbak. Az ortoklász csak elvétve zónás szerkezetű, a külső zóna kisebb Al/Si rendezettségű mint a belső mag, és esetenként plagioklász zárványokat tartalmaz. A 2V közepes méretű (~ 60°), azaz intermedier ortoklász. Ebből következően kristályosodási hőmérséklete közepesen magas, a hűlési sebesség gyors, amit igazol a tökéletlen albitszegregáció is. Az ortoklász átlagos keletkezési hőmérséklete 600–650 °C.

A K-földpát kémiai összetételéből kiszámított molekula százalékaránya a következő: Or<sub>70,2</sub> Ab<sub>27,7</sub> An<sub>2,1</sub>. Ez az összetétel a szanidin és az ortoklász határára esik Muir diagramjában, azaz Or molekulában szegényebb és Ab molekulában gazda-

gabb ortoklászról van szó, ami ismét a magasabb kristályosodási hőmérsékletet és a viszonylag gyors hűlést támasztja alá:

Mikroszkóppal három plagioklász típus különíthető el: ikresedett – enyhén szericites plagioklász, ikresedett – zónás plagioklász és pertitesen szegregált plagioklász a K-földpátban. Az első a leggyakoribb típus, és átlagosan An<sub>30</sub> összetételű, 60–70% rendezettségi fokú, és ebből következtethetően az átlagos kristályosodási hőmérséklet 520–600 °C. A plagioklász ikrek százalékos eloszlása: albit/ala 58,44; albit 20,7; manebachi 11,69; bavenói 5,19; karlsbadi 3,9. Az összetett albit/ala ikrek gyakoribbak, ami jól egyezik a magasabb kristályosodási hőmérséklettel. A zónás plagioklász meglehetősen gyakori, ami gyorsabb hűlést és ismétlődő anyagutánpótlást igazol.

A gránit genetikai jellegeivel jó összhangban van a mikroklin teljes hiánya.

A gránitban gyakori a rezorbeált szegélyű, hexagonális átmetszetű kvarc, amely feltehetően 573 °C felett jött létre. Ebből az következik, hogy a kvarc és a K-földpát nagyjából azonos hőmérsékleten képződött és a plagioklász valamint a biotit csak ezt követően keletkezett.

Közel félszáz kémiai elemzés értékelése alapján megbízhatóan állítható, hogy a Velencei-hegység gránitja közepes K-tartalmú, ún. mészkáli, gyengén alkáli gránit. Az alkáliák gyenge dúsulását a K<sub>2</sub>O/CaO = 5,51 arány jelzi, ezen belül a K-dúsulást bizonyítja a K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1,60 arány is. A Velencei Gránit kőzetfajtáinak kémiai elemzési adatait a 11. táblázat tartalmazza.

A Velencei-hegység gránitja – a hercini orogén fázisokat követő töréses szerkezetalakulás folyamán – a mélybe süllyedt üledékes eredetű prehercini képződmények részleges olvadással mobilizálódott K-, Na-, Si- és Al-tartalom felfelé nyomulásával, hipabisszikus mélységben történt kristályosodással: előbb viszonylag nagyobb hőmérsékleten a K-földpát és a kvarc kiválásával, majd a plagioklász és a színes ásványok kristályosodásával keletkezett.

A gránit nagy számú radiometrikus kormeghatározás adatai alapján a 280–300 millió éves keletkezési kor látszik a legvalószínűbbnek.

11. táblázat A Velencei Gránit formáció kőzetfajtáinak kémiai elemzési adatai súly %-ban

	1.				2.	3.	4.	5.	6.	7.
	a	b	c	d						
SiO <sub>2</sub>	24	72,04	67,26	76,28	73,2	77,2	66,5	65,9	66,7	75,4
TiO <sub>2</sub>	20	0,19	0,01	0,40	0,31	0,04	0,56	0,56	0,53	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24	14,27	12,6	16,49	13,1	11,9	14,6	14,0	14,3	11,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24	0,73	0,02	2,46	0,75	0,70	1,03	0,65	0,28	0,04
FeO	24	1,59	0,26	2,87	1,57	0,41	4,47	4,25	3,92	1,98
MnO	19	0,05	ny	0,19	0,07	0,03	0,18	0,20	0,20	0,033
MgO	24	0,50	ny	1,68	0,61	0,14	1,03	1,44	1,20	0,16
CaO	24	1,13	0,32	2,38	1,52	0,92	2,46	2,44	1,25	0,52
Na <sub>2</sub> O	24	3,20	2,21	4,59	2,86	2,82	3,28	3,94	4,07	2,92
K <sub>2</sub> O	20	4,79	3,18	5,70	4,52	4,59	3,02	3,77	4,09	5,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	23	0,04	ny	0,11	0,07	0,02	0,16	0,17	0,15	0,027
+ H <sub>2</sub> O	23	1,11	0,50	1,47	1,27	0,88	1,85	1,94	1,59	0,42
-H <sub>2</sub> O	23	0,25	0,11	1,11	0,13	0,05	0,14	0,24	0,23	0,06
CO <sub>2</sub>	21	0,45	ny	1,91	0,02	0,02	0,07	1,22	0,68	0,29
S					-	-	0,21	-	-	1,26

1. Gránitelemzések összesített adatai:

- a = az elemzések száma
- b = átlagösszetétel
- c = min. értékek
- d = max. értékek

2. Biotitos gránit; Sukoró, Rigó-hegyi kőfejtő

3. Aplit; Sukoró, Kastélykert

4. „Kerzantit”, Sár-hegy

5. Gránitporfir (idősebb); Sukoró, Rigó-hegyi kőfejtő

6. Gránitporfir (fiatalabb); Sukoró, Rigó-hegyi kőfejtő

7. Mikrogránit; Aranybulla, Szfv-4 jelű fúrás, 73–76 m.

## Zárványok és kontaktmetamorf képződmények

A gránitban többféle zárvány (xenolit) található:

– az aplit–mikrogránit eredetű zárványok (20–50 cm) a gránitintrúzió peremei szegélyfáciesét képviselhetik,

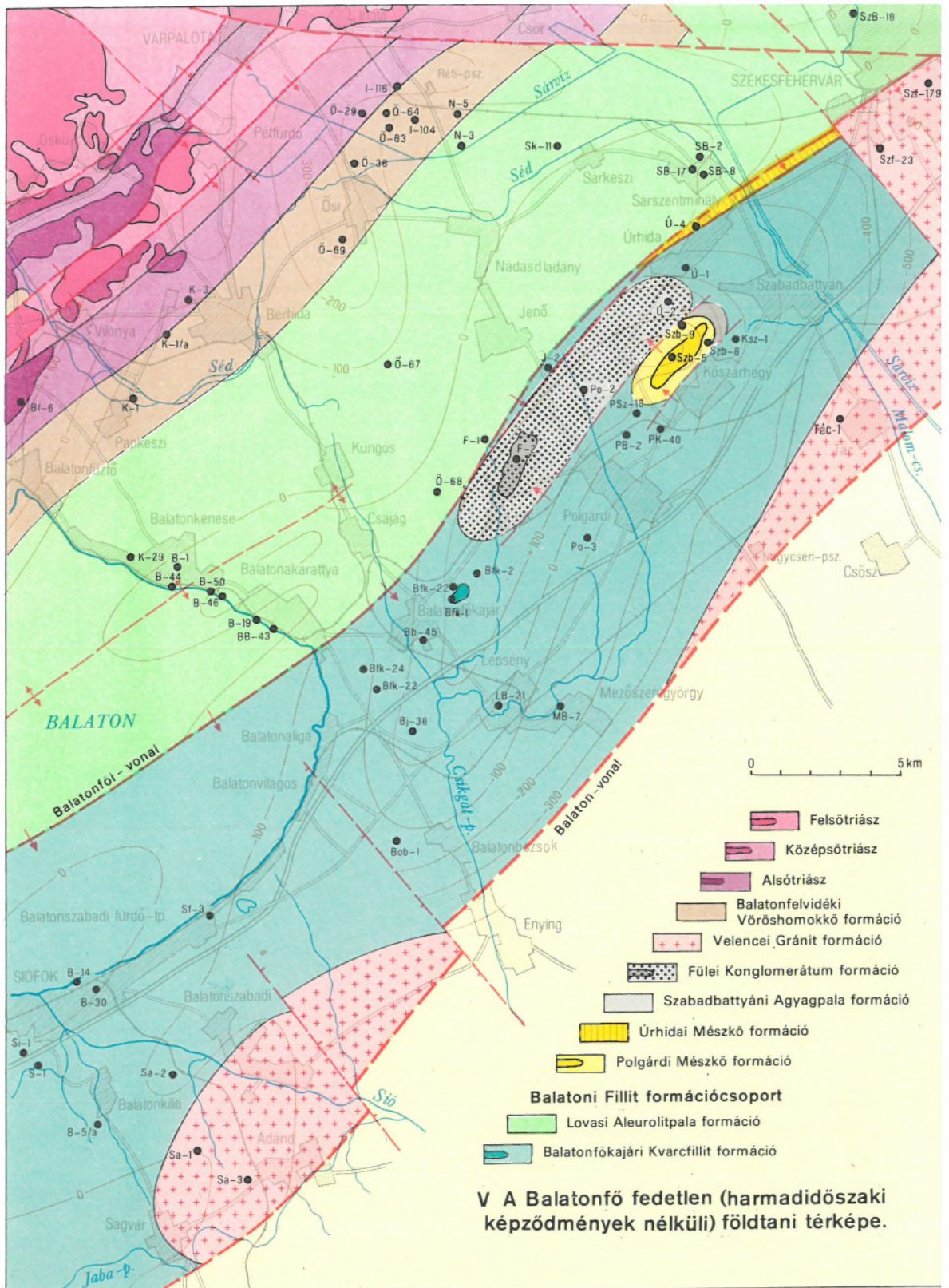
– a dioritos–mikrodioritos (norma szerint granodioritos) zárványok (2–10 cm) magmás eredetűek; ásványos alkotóelemeik: kvarc, intermedier–bázisos plagioklász, zöld amfibol, biotit; eredetüket illetően a gránitmagma legkorábbi, nagyobb mélységű képződményei lehetnek [65],

– a pelites–anchimetamorf eredetű és a kontakt zónában szaruszirtté alakult, majd a gránit-

olvadékba süllyedt kőzetdarabok (1–5 cm), a 620–680 °C hőmérsékletű és mintegy 2 Kbar nyomású gránitmagma hatására andaluzit–szillimanit–korund–spinell–biotit–K–földpát–plagioklász–kordierit tartalmú zárványokká kristályosodtak [65].

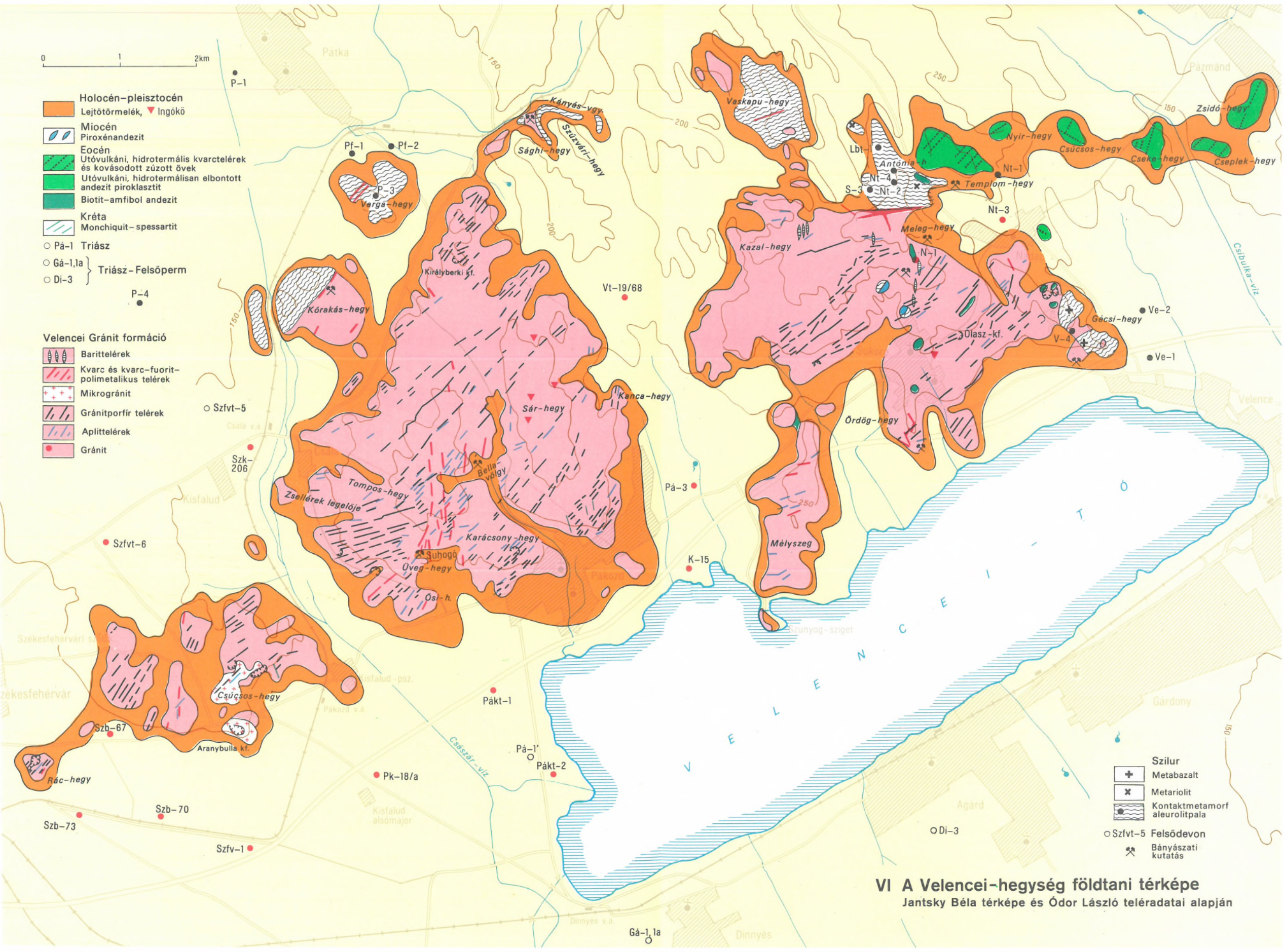
A Velencei Gránit palaköpenyének feltárásai-ban rendre megtalálhatjuk a csomós palaként, búzapalaként, ill. andaluzitos palaként (Szfv-1 jelű fúrás, csalai felsőmalom, pátkai Kőrakás-hegy és Varga-hegy, Antónia-hegy, Gécsi-hegy), valamint szaruszirtként (Meleg-hegy D-i oldala, Sukorótól É-ra, eocén vulkanoklasztit törmelék) leírt kontaktmetamorf képződményeket (66) [66].

Kőzetváltozatként andaluzitos kvarcít-pala, an-



V A Balatonfő fedetlen (harmadidőszaki képződmények nélküli) földtani térképe.





0 1 2km

- Holocén-pleisztocén**  
Lejtőtörmelék, ▽ Ingókő
- Miocén**  
Piroxénandezit
- Eocén**  
Utóvulkáni, hidrotermális kvarctelérek és kovásodott zúzott övek
- Utóvulkáni, hidrotermálisan elbontott andezit piroklasztit
- Biotit-amfibol andezit
- Kréta**  
Monchiquit-spessartit
- Pá-1 **Triász**
- Gá-1,1a } **Triász-Felsőperm**
- Di-3 }

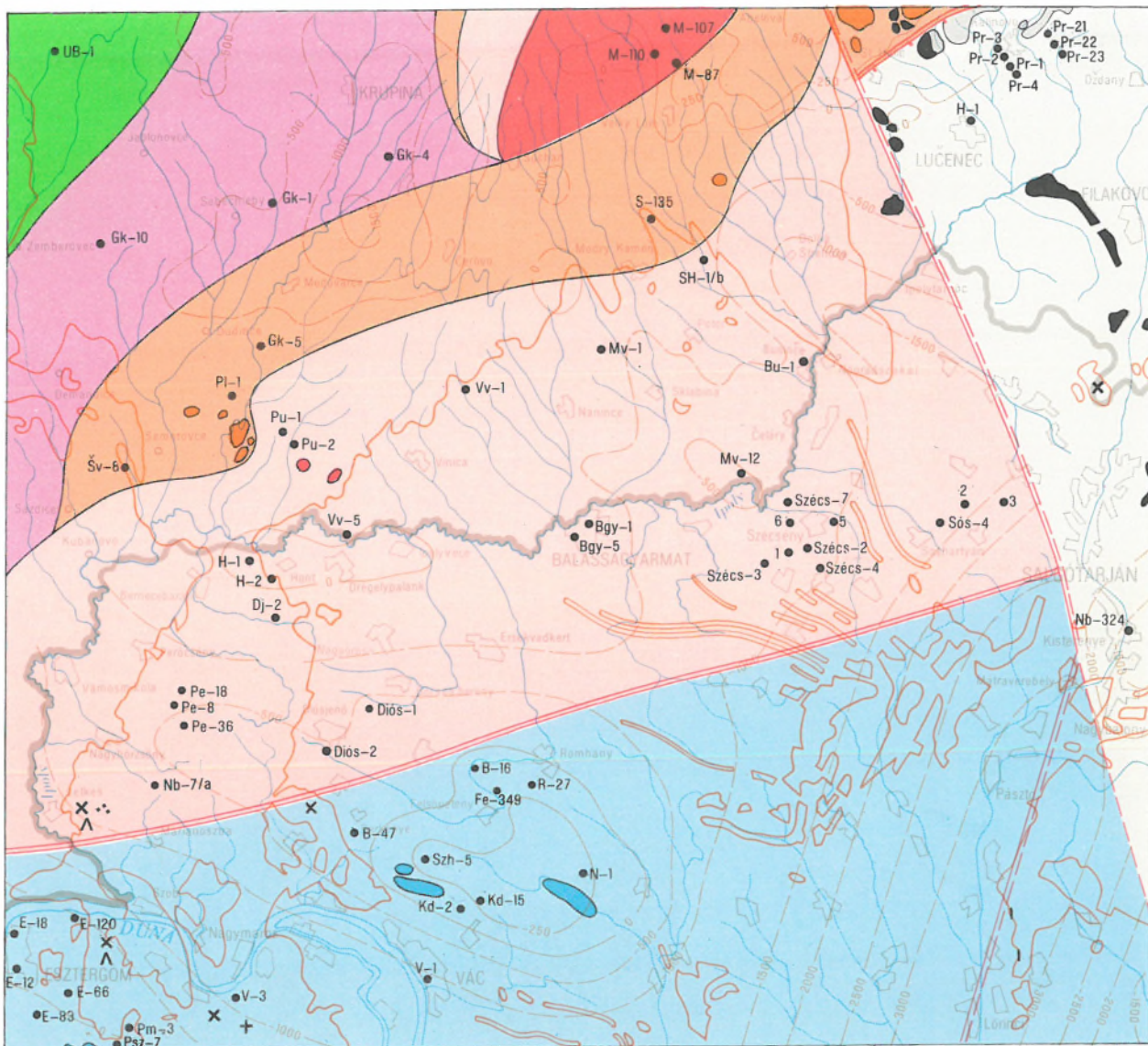
- Velencei Gránit formáció**  
Barittelérek
- Kvarc és kvarc-fuorit-polimetalikus telérek
- Mikrogránit
- Gránitporfir telérek
- Aplittelérek
- Gránit

- Szilur**  
Metabazalt
- Metariolit
- Kontaktmetamorf aleuroitpala
- Szfv-5 **Felsődevon**
- Bányászati kutatás

**VI A Velencei-hegység földtani térképe**  
Jantsky Béla térképe és Ódor László teléradatai alapján







**VEPOR NAGYSZERKEZETI EGYSÉG**  
A kristályos alaphegység perm-triász fedőképződményei

- Melafir, homokkő, agyagpala
- Mészko, dolomit
- Kvarcit, arkóza, márga, agyagpala

**Kristályos alaphegység**

- Granitoidok, főleg granodiorit
- Ipolymenti (Vepor) Kristályospala összetlet
- A Vepor és a Középhegységi nagyszerkezeti egység határa a Márianosztra-Salgótarjáni-vonal

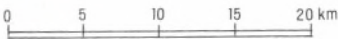
**GÖMÖR-BÜKKI NAGYSZERKEZETI EGYSÉG**

Paleozóos alaphegység

- Fillit, agyagpala, homokkő, mészkő

**DUNÁNTÚLI KÖZÉPHEGYSÉGI NAGYSZERKEZETI EGYSÉG**

- Triász mészkő, dolomit
- Az Ipolytarnóc-Lőrinc-vonal
- A Lubenik-Margečany vonal
- Ny-i elvégződése



**A paleozóos-mezozóos alaphegység felszíne:**

- 0, ± 250 és 500 m tszf.
- a tsza. 500 m-ként

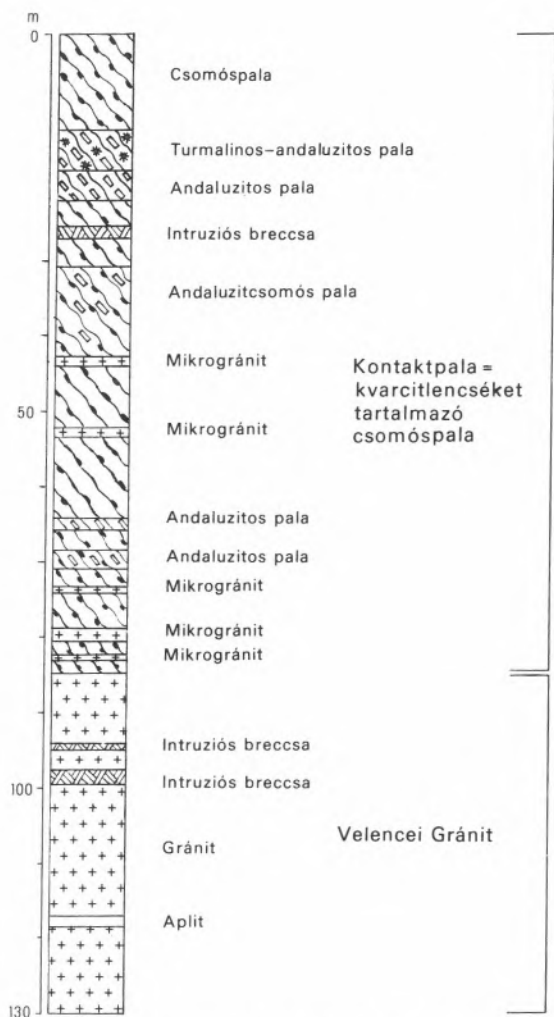
**NEOGÉN VULKÁNI KÉPZŐDMÉNYEK**

- Pliocén bazalt
- Miocén vulkáni összlet
- Mezőzóos -
- Gránit-, granodiorit-
- Fillit -
- Amfibolit -
- Kristályospala -

} zárvány, ill. törmelék miocén vulkanitban

**VIII Az Ipolymenti (Vepor) Kristályospala összetlet feltárásai és felszínalatti elterjedése**





**66 A palaköpenyből a gránitba hatolt Nadap Nt-2 jelű fúrás rétegsora (Horváth István)**

andaluzit–szillimanitos pala, szericites–biotitos pala, muszkovitos–biotitos homokkő-kifejlődés található. Az andaluzit és a szillimanit mellett a biotit is utólagosan keletkezett és az érintkezési átalakulás jelzőjeként tekinthető. Egyes helyeken – szabálytalanul hintve – a turmalin is kontaktpala ásványként szerepel. Ezen kívül rutil és cirkon is található járulékos elegyrészként.

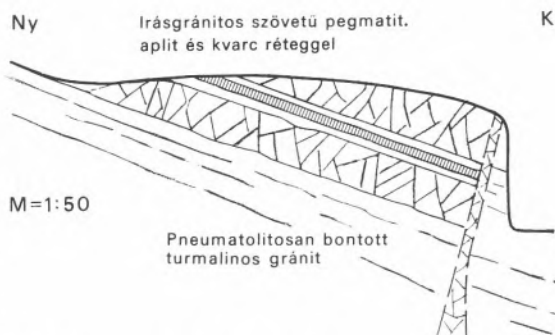
## A magmadifferenciáció termékei

### Pegmatit

A Velencei Gránit-hoz kapcsolódó pegmatit-képződés csekély mértékű. Feltárásait a hegység déli részén, a gránit szegélyzónájában ismerjük (Gécsi-hegy [= Bence-hegy] (67) [67]), a sukorói legelőn az ingókó közelében, az Ördög-hegyen, Pákozdi Ny-i végén a Karácsony-hegyre vezető útmén, a Tompos-hegy több pontján és a Sár-hegy K-i oldalán, végül a székesfehérvári Aranybulla kőfejtőben. Általában 0,2–0,4 m vastag és néhány méter átmérőjű lenscék–fészkek. Az eddigi legnagyobb pegmatitlencse 2 m vastagságú és 10 m hosszúságú.

A pegmatitlencsék ásványtani felépítése szegényes: túlnyomórészt kvarcból és földpátból állnak, esetenként kevés muszkovit, biotit és turmalin, elvéve molibdenit is megjelenik. A kvarc dihexaédres, gyakran vörös földpáttal összenőve (írásgránit) található. Az ortoklász durván pertites, teljesen szegregált. Az átlagos molekuláris összetétel (%-ban):  $Or_{77,5} Ab_{21,0} An_{1,5}$ . Az Al/Si rendezettségi fok és a pertit-fok nagyobb mint a gránit földpátjában. Az átlagos keletkezési hőmérséklet 500 °C.

Önálló pegmatitos fázist hozott létre az Aranybulla kőfejtőben feltárt kis mikrogránit intrúzió. A gránit-kontaktus mentén alakultak ki (aprószemű, biotitdús kőzetváltozatban) a néhány dm vastag, kisméretű, nagy K-földpátból, kvarcból és tús-léces kifejlődésű biotitból álló pegmatit lencsék.



**67 Pegmatit, Velence, Bence-hegy**

A pegmatit a gránit felső szintjében (mintegy 4–5 km mélységben, meglehetősen nyílt rendszerben), illő anyagok hatására keletkezett, lassú lehűléssel és viszonylag alacsony hőmérsékleten.

A pegmatit mellett viszonylag gyakoriak a néhány cm átmérőjű pegmatoid jellegű miarolitos üregek, amelyekbe albit, K-földpát és kvarc 1–2 cm-es kristályai nyúlnak.

### *Aplit*

Jellegzetes kifejlődési típusai: a szemcsés, a porfíros és a fluidális aplit.

A *szemcsés aplit* a gránit autometamorfózisa révén keletkezett. Szabálytalan alakú, határa elmosódó, nincs kihülési szegélye. Ásványi összetételében a kvarc és a biotit mennyisége változó. A nagyobb méretű testek ritkák, legjelentősebb ismert előfordulása az Aranybulla kőfejtő mikrogránitjában kialakult szemcsés aplit.

A *porfíros aplit* teléres, dilatációs eredetű. A telérek vastagsága 0,2–10 m között változik, hosszúságuk több 100 m is lehet. Még a vékony (néhány dm vastag) telérek is néha 50–100 méteren keresztül követhetők. Porfíros beágyazásként az 1 mm-t ritkán meghaladó méretű kvarc, savanyú plagioklász, ritkán ortoklász jelenik meg. A biotittartalom 1–4% között változik. Porfíros aplittelérek a hegység egész területén találhatók. Leggyakoribbak a Mélyszeg területén.

A sukorói legelő É-i szélén egy pátkai típusú gránitporfír telér vékony porfíros aplittelért hárrántol.

Sajátos kifejlődésűek a sárgásfehér–világoszürke színű, felzites alapanyagú, *fluidális aplittelérek*, amelyek gyakran szferolitos–porfíros szövetűek. Az 1–5 m vastagságú telérek hossza az 1 km-t is eléri. Hasonló kifejlődést találunk a Mélyszeg területén, az emlékműtől D-re, a Sár-hegy D-i lejtőjén, valamint a székesfehérvári murvabányában.

A fluidális struktúrájú aplittelérek nagyon hasonlítanak a fiatalabb gránitporfír telérek némelyikének 0,5 m vastagságig terjedő fluidális, apróporfíros kihülési szegélyéhez.

Aplitoid mikrogránit található a Gécsi-hegy K-i oldalán, változó biotit-tartalommal a gránit és a pala kontaktusánál, valamint turmalinos kifejlődés a kilátó alatti kőfejtőben.

### *„Kerzantit”*

A Velencei Gránitban a bázisos differenciátumok nagyon alárendelt szerepűek. A korábban lamprofirként, ill. kerzantitként leírt képződmények (Sár-hegy DK-i oldala, Csalai erdő, székesfehérvári gránitkőfejtő) eredetük, összetételük és megjelenési formájuk szerint is különfélék, összefoglaló megnevezésükre még nem alakult ki megfelelő név.

Szürke, sötétszürke színű, holokristályos–porfíros szövetű kőzetfajták. Porfíros beágyazásként savanyú plagioklászt, kvarcot, amfibolt és/vagy biotitot tartalmaznak. A mátrix hipidiomorf, ritkábban poikilites szövetű.

EMBEY-ISZTIN ANTAL megállapította, hogy a sár-hegyi változat megközelítően spessartit típusú lapofír (plagioklász > ortoklász, amfibol > biotit) [68]. A másik két lelőhely kőzetanyaga távol esik a lamprofíroktól.

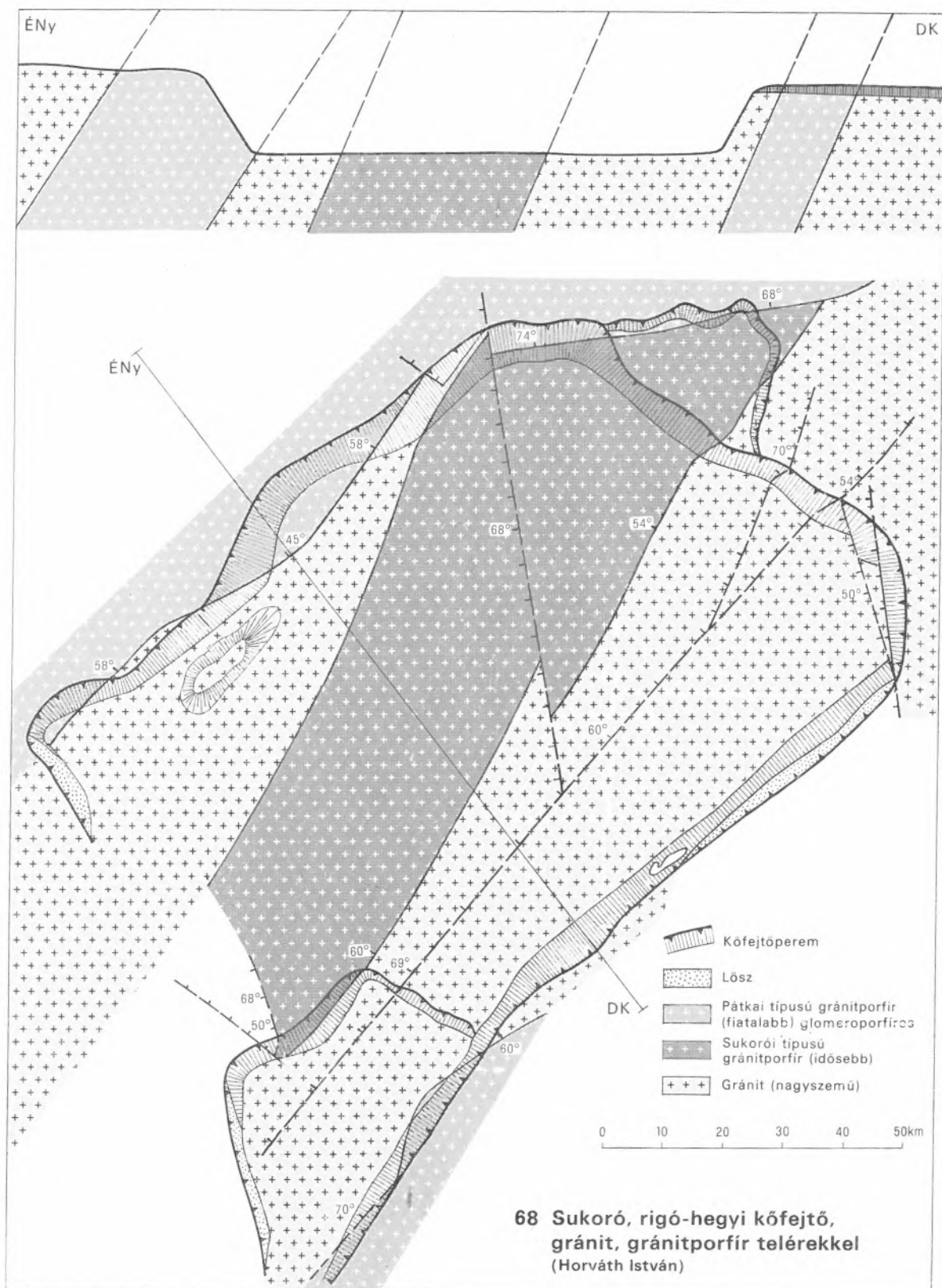
A rossz feltárási viszonyok nehezítik a megjelenési forma és a települési helyzet megbízható megállapítását. Mesterséges feltárásokban 1–2 m nagyságú lencseszerű, esetleg izometrikus „cognate” zárványként határozták meg. A kisebb, cm-es nagyságrendű, mikrodioritos zárványok viszonylag gyakoribbak a gránitban. Az Aranybulla kőfejtőből leírt „kerzantit” a mikrogránit intrúzió és az idősebb nagy szemű gránit kontaktusán keletkezett 0,2–1 m vastagságban.

### *Gránitporfír*

A Velencei Gránit igen gazdag gránitporfír telérekben. Vastagságuk 5–25 m, de kivételesen a 100 métert is meghaladhatja; túlnyomórészt ÉK–DNy csapásúak és hosszúságuk a 2 km-t is elérheti. Színük, kőzetszövetük és összetételük alapján két csoportba oszthatók:

Zöldesszürkétől narancsosbarnáig terjedő színű, kissé savanyúbb összetételű a *pátkai típusú gránitporfír*. Jellemzőek a dihexaédres alapanyagzárványos kvarckristályok; méretük az 1 cm-t is meghaladja; metszetük közel hatszögalakú. [68].

Lilásszürke–lilásvörös színű, kissé bázisosabb az ún. *sukorói típusú gránitporfír*. Kevesebb és kisebb méretű, legömbölyödött élű, dihexaédres, porfíros kvarcot tartalmaz. Gyakoriak az 1–2 cm nagyságú ortoklász és plagioklász kristályok.



Esetenként porfirós amfibol és kalcit is megjelenik. Ritkán vörösbarna gránát (almandin) is található.

A sukorói típusú gránitporfir telérek a hegység keleti részén, a pátkai típusúak a nyugati részén gyakoribbak; az utóbbi azonban emellett mindennél elterjedtebb. A két típus – amelyek a kőzetkifejlődés szélső értékeit képviselik – a térképezési gyakorlatban nem mindig alkalmas az átmeneti kőzetváltozatok besorolásának eldöntéséhez.

A Sukoró, rigó-hegyi kőfejtőben megállapítható, hogy a pátkai típusú gránitporfir telér elmetszi (tehát fiatalabb) a sukorói típusú telért (68).

A gránitporfir telérek határa éles és minden esetben vékonyabb–vastagabb (5–50 cm) kihülési szegély található. A színe világosszürke–zöldes-szürke; a kőzetszövet tömött vagy fluidális és fokozatosan megy át a porfirós, holokristályos gránitporfir kifejlődésbe. A kihülési szegély a gránit előrehaladott lehülésére utal, ami jelentős hő volt el a gránithasadékba nyomuló gránitporfir olvadáktól.

Mindkét gránitporfir változat tartalmaz 1–2 cm-es mikrodioritos „cognate” típusú zárványokat. Ritkán pala és metamorf kvarcit zárványok is találhatóak.

### *Mikrogránit*

Jellegzetes példái: a székesfehérvári Aranybulla kőfejtőben található önálló intrúzió, és a Sukorótól ÉNy-ra megismert 3–4 m széles, 200 m hosszúságban követhető telér.

A ma már felhagyott Aranybulla kőfejtőben 200 × 300 m-es területen vált ismertté a mikrogránit intrúzió. A kőfejtő ÉK-i oldalán a nagy szemű, biotitos gránittal való érintkezése van feltárva, a már ismertetett „kerzantitos”–pegmatitos szegéllyel (69) [69]. Színe világosszürke, rózsaszínes világosszürke, finom–aprószemcsés, az alapgránitnál kissé savanyúbb összetételű. Jellemző modal értékei (térfogat %-ban): kvarc 35, ortoklász 39, plagioklász 23 (An 28), biotit 3. [64].

A mikrogránit intrúzióknak saját teléregyüttese van. A gránitkontaktussal párhuzamosan 1–3 m vastagságú apofizák települnek az alapgránitba. Másrészt a kontaktusra merőlegesen 2–20 cm vastagságú, néhány 10 m hosszúságú rózsaszínű gránitporfir telérek is találhatóak.

Autometaszomatózis hatására a mikrogránit egy része turmalinos aplitoid mikrogránittá alakult.

## Pneumatolitos jelenségek

A gránit intrúzió kialakulásának jellegzetes kísérőjelensége, a mélyből feltörő fluidumok kőzetátalakító hatása. Ide tartozik a palaszegély muszkovitosodással és kvarcosodással kísért turmalinosodása, a gránit és differenciátumainak muszkovitosodással és albitosodással kísért turmalinosodása; a fluorit és a molibdenit megjelenése a kezdeti fokon „greizenesedett” gránitban; végül a gránit epidotosodása, kloritosodása.

### *Turmalinos palaszegély*

A pneumatolitos metaszomatózis révén keletkező turmalinos palaszegély, a gránittal közvetlenül érintkező anchimetamorf palában, szinte mindenütt kialakult. A fekete turmalin megjelenését általában muszkovitosodás kíséri. Mikroszkópi vizsgálattal erős rutilképződés is megállapítható, ritkán gránát és ércnyomok is találhatóak.

Az Antónia-hegyen van a palaburok legerőteljesebben turmalinosodott része. A fekete turmalin csillogó oszlopai (schörl) az egész kőzetet átjárják (turmalin szirt) [70]. A hajszálvékony kvarcerek közötti teret töltik ki egyedül vagy a kvarcosodott palával együtt; vékonyabb–vastagabb ptigmásan gyűrt–ráncolódott kvarcerek környezetét képezik, és végül fészkes betelepüléseket alkotnak a palát átszelő muszkovit-szegélyű kvarcerekben.

Turmalinosodás, turmalinos kvarcerek találhatóak a Gécsi-hegy palaburkában és Sukorótól északra a Meleg-hegy déli oldalán, a gránit fölötti palafoszlányokban.

A turmalinosodott palában hiányzik az andaluzit (szericitesedik). Eltűnik a csomópala jelleg is, és a kőzet sötétszürke turmalinos–szericites palába megy át.

### *Turmalinos gránit, aplit és mikrogránit*

A Gécsi-hegy központi részén a gránitban és az aplitban egyaránt található turmalin. A turmalinos öv közel egybeesik a pegmatitos mező kiterjedésével. Turmalinos aplit található az alsó Retezi

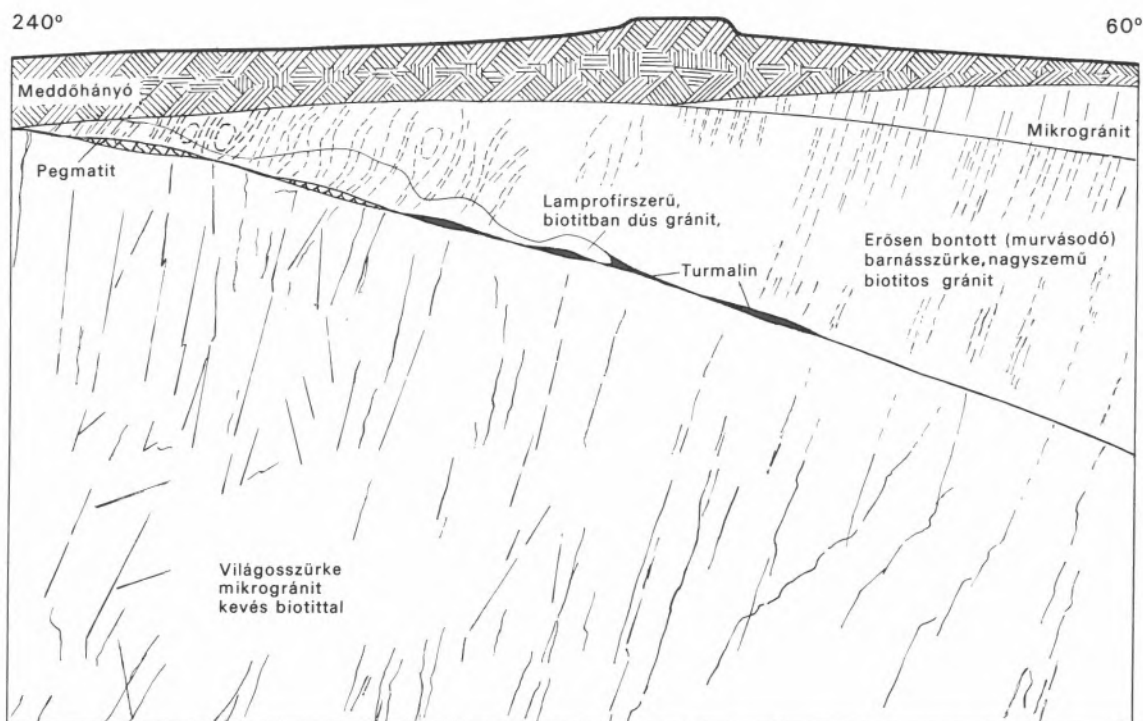
kőfejtőben, a Mélyszegen, valamint az Ősi-hegy és az Üveg-hegy között, Pákozdtól nyugatra. A turmalin mindenütt a szemcsés szövétű aplitban jelenik meg. Az Aranybulla kőfejtőben pásztaán váltakozik a biotitos és a turmalinos mikrogránit [69]. Az alapgránitban a turmalin fészkeket, járatokat képez. A turmalinos fészkeket esetenként pegmatitszerűen kifejlődött földpát szegélyezi. A palaköpennyel szemben itt nincsenek turmalinos kvarcerek. A turmalinosodás velejárói: a muszkovitosodás, pertitesedés, albitosodás.

#### *Fluorit és molibdenit pneumatolitos gránitban*

Fluoritos fészkeket tartalmazó gránitot találtak a sukorói „Olasz kőfejtőben”, a Gécsei-hegy több pontján, de különösen az Enyedi-féle gránitfejtő déli részén. Az apró fluoritkristályok színe élénk lila. Kísérő jelenség az albitosodás, pertitesedés, muszkovitosodás, molibdenitképződés.

Molibdenitet elszórt fészkekben, molibdenites kvarcerekben a hegység számos pontjáról ismerünk (a nadapi alsó andezit kőfejtő gránitfalában, a Sukoró, ördög-hegyi lejtősaknában, a Retezi-féle lejtősaknában, az alsó és a felső Retezi kőfejtőben, a Gécsei-hegy csúcsától ÉK-re, a Meleg-hegy központi tömege alá hatoló nadapi táróban és a pákozdi lejtősaknában).

A Retezi lejtősaknában minden harántolt pegmatitfészkek tartalmazott molibdenitet, ami arra utalhat, hogy a molibdenitképződés már a pegmatitképződés idején megkezdődött. Ezután képződtek azok az 1–2 mm-től 5 cm-ig változó vastagságú kvarcerek, amelyekben kétoldali szegélyként a molibdenit pikkelyes–lemezes halmazai kristályosodtak ki. A molibdenit mellett alárendelten piritet, ritkán kalkopiritet találtak. A Gécsei-hegy lelőhelyein a molibdenites kvarcerek mind a gránitot, mind pedig az aplitot átszelik.



**69** A székesfehérvári Aranybulla kőfejtő ÉNy-i falának földtani szelvénye

### *Epidotos gránit, kloritosodás*

A gránit erőteljes epidotosodása tapasztalható Sukorótól északra, a meleg-hegyi gránitfennsík délnyugati szegélyén: a Kazal-hegy és az Öreg-hegy között; gyenge epidotosodást találtak a Sági majornál, a szűzvári bányában és a pákozdi fluoritbányától északkeletre.

A meleg-hegyi fennsík gránitjában apró miarolitos üregek vannak sugaras, fűzőld, sötétzöld vagy sárga epidotkristályhalmazokkal kitöltve. Körülöttük minden esetben vörös földpátgyűrű alakult ki. A három további lelőhelyen az apró epidotszemek szabálytalanok és zöld pleokróos biotittal együtt jelennek meg. Ezeket is vörös földpátgyűrű veszi körül. Az epidoton kívül járulékos elegyrészként zoizit található, a földpát intenzív szericitesedése mellett.

Kloritosodást az Enyedi-féle kőfejtőben találtak.

### *Utómagmás hidrotermális szakasz*

A velencei gránitmagmatizmus hidrotermális szakasza – a hőmérséklet fokozatos csökkenésével – folyamatosan fejlődött ki a pneumatolitos szakaszból. A molibdenites kvarcosodást pirites kvarcosodás váltja fel, amelyet szericitesedés és kaolinosodás kísér (Enyedi és Retezi felső kőfejtő).

A meleg-hegyi típusú kvarcosodás a gránit minden elegyrészét eltünteti, kvarccal és érchin-téssel helyettesíti, és csak az eredeti kvarcsemcséket hagyja meg, ezeket is nagy mértékben rezorbeálva. Ilyen kvarcosodást találtak a Meleg-hegy központi szakaszán, a Gécsi-hegy csúcsa közelében, az Ördög-hegy ÉK-i oldalán, valamint az Aranybulla-hegy és Kisfalud-pusztá közötti területen. A kvarcosodás fokozatos kifejlődésére jellemző, hogy először a gránit nagy szemű kristályai között apró szemcséjű kvarcból álló vékony erek képződnek, majd a másodlagos apró szemcséjű kvarc válik uralkodóvá, és a gránit nagy szemcséjű halmazai mind kisebbé váló szigetként úsznak ebben az alapanyagban. További fokozatként már csak egyes elegyrészeket találunk, és végül a gránit kvarcsemcséinek maradványai láthatók csak, másodlagos ércásványokon kívül az apró szemcséjű kvarcban.

### *Berezitesedés*

A berezitesedés a gránit kőzetfajtáinak regionális hidrotermális elbontása. Ennek eredményeként nagy területeken biotit nélküli gránit, és nagy mértékben átalakult gránitporfir telérek találhatók. Az utóbbiak színes elegyrészei és földpátjai hidrotermális hatásra elbomlottak és szericitből–kvarcból álló, sajátos szövetű, fehér–zöldesszürke kőzetváltozottá alakultak. Mint hőmérsékletjelző körülményt kell megemlíteni, hogy a folyamat kezdetén a kvarc is rezorbeálódik.

A berezitesedés a hegység egész területére kiterjedt. A folyamat erősségében azonban területileg különbségek vannak. Legteljesebb berezitesedést a székesfehérvári szőlők, és annak folytatásában a „Zsellérek legelője” területen találunk. Erősen berezitesedett még a pátkai utkaparóház és a Sági-hegy közötti terület.

A berezitesedés kvarcosodással, szericitesedéssel, piritesséssel és kisebb mértékben kaolinosodással kísért folyamat. A gránitporfir és a gránit berezitesedése megelőzte és bevezette a teléres, hidrotermális ércesedést [71].

### *Hidrotermális teléreképződés*

Az utómagmás hidrotermális folyamat záró szakasza a túlnyomórészt éles határral, szimmetrikus belső felépítéssel rendelkező kvarctelérek keletkezése. Érces, fluoritos, karbonátos kísérő ásványaik nagyrészt utólag kilúgozódtak, s helyükön üregek maradtak vissza (sejtes kvarc). A hegység egész területét tekintve viszonylag kevés kvarctelért ismerünk. Ezek többsége a nyugati területre esik: a székesfehérvári Öreg-hegy D-i, DK-i és K-i része, a pákozdi Ősi-hegy és Üveg-hegy, a Pákozdtól ÉÉNy-ra eső gránitterület, a Kőrakás-hegy és a Szűzvári-hegy területére. Keleten a Vaskapu-hegy DK-i részén, a Meleg-hegy gerincén, az Ördög-hegyen és a Sukoró–Meleg-hegy közötti területen vannak kvarctelérek.

A legnagyobb telérek vastagsága több m, és kis gerincek mentén km hosszan követhetők. A szűzvári telér 0,8 m-es vastagságát csapás és dőlés mentén is egyenletesen tartja. A Kőrakás-hegy telérei változatos kifejlődésűek (1–7 m). Az Ősi-hegy telére pedig lefelé fokozatosan elvékonyodó.

A telérek túlnyomó többsége a gránitban talál-

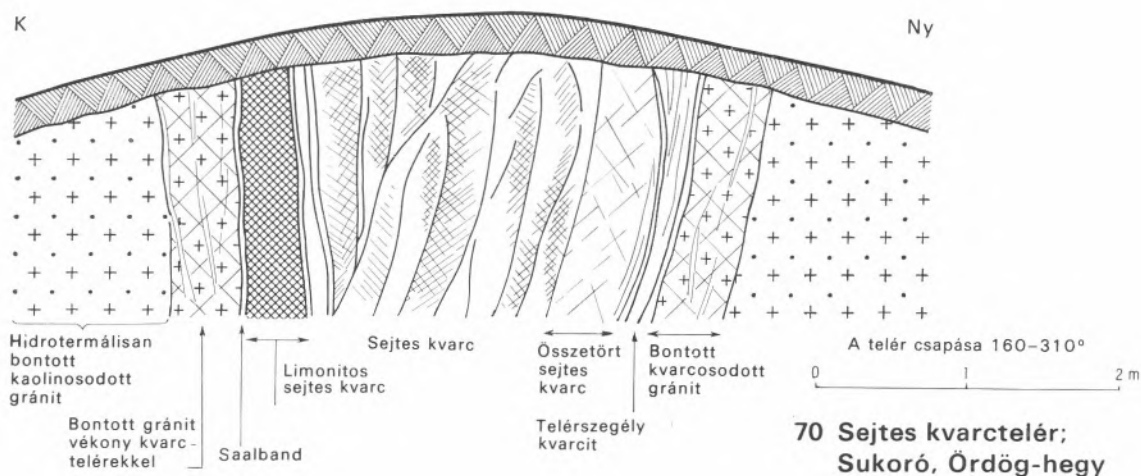
ható, azonban ismerünk teléreket a palaköpenyben is.

Sajátos helyzetű és kifejlődésű a Meleg-hegyen át húzódó, több méter széles, kb. 1 km hosszan követhető, K–Ny irányú kovásodott zóna. Tőle északra pala, délre gránit van a felszínen. Keleti és nyugati végén típusos telér felépítésű, középpont azonban a tektonizált, breccsásodott, kovásodott jelleg az uralkodó.

A telérek a kitöltő anyag szempontjából lehetnek eredetileg is meddők, vagy utólag kilúgozottak (ilyenek az Ördög-hegy telérei (70), az Ősi-hegy kvarctelérje és számos nyugat-velencei-hegységi telér). Jellegzetes és szakaszonként do-

mináns kitöltő anyag lehet a fluorit (pákozdi fluorittelér, szűzvári telér). A legtöbb telérben (a kilúgozott telérek sejtformáit is figyelembe véve) többféle ércsvány keletkezett (szfalerit, galenit, kalkopirit stb.) [72]. Számtottevő ércesedést csak a pátkai kőrákás-hegyi és a szűzvári telérekben találtak. A telérek következő típusát a Sukoró és Meleg-hegy közötti terület barittelérei képviselik. Végül önálló típusnak kell tekintenünk a meleg-hegyi kvarcosodott zónát sokféle geokémiai anomáliájával és gazdag ércsványtársulásával.

A kvarcteléreket a mellékkőzet alig észrevehető, de esetenként több m vastagságú kvarcosodása–kaolinosodása kíséri.



## Gyakorlati hasznosítás

Helyi igények kielégítése, házak, kerítések, utak építésére régi idők óta felhasználták a Velencei Gránit formáció kőzetsztruktúráit. Ma mindössze két kis kapacitású kőfejtő működik: a Székesfehérvár, kislaludi és a Pátka, Királyberek-dűlői. Az igényesebb célra történő kőfejtést a nagyfokú elbontottság és a rendkívül erős tektonikai igénybevétel (sűrű litoklázis-hálózat) akadályozza.

A második világháborút követő évtizedekben sokirányú, részletes kutatás folyt a Velencei-hegység területén. Ezek közül gyakorlati eredmény nélkül fejeződött be a hasadóanyag-kutatás,

a ritkalelem-dúsulás kutatása és a molibdenitkutatás. Kis volumenű termelésre vezetett a fluorit és színesérc-kutatás, valamint az Aranybulla kőfejtőben kerámiai nyersanyagként a földpátpótló „aplit-kutatás”.

Fluorit és polimetallikus érckutatás bányászati módszerekkel a következő helyeken történt:

*Pátka, Kőrákás-hegy*, 1951-ben telepített lejtős-akna. Bonyolult szerkezetű, többszörösen összetört–összetorlódott érctestek. Főleg szfalerites–galenites érc, kevés kalkopirittal, antimonittal és fakőércel. A 102-es szint alatt főleg szfalerit kitöltést találtak. Az ércet minden szinten szegényebb–gazdagabb hintésben fluorit kíséri. A

megkutatótt ércvagyon 1965. I. 1-jén 180 000 t volt. Átlagminősége  $Pb = 1,23\%$   $Zn = 4,81\%$ . 1964 és 1972 között 146 ezer t ércet hoztak a felszínre. A bányászat megszüntetése technikai okok miatt következett be. (71, 72).

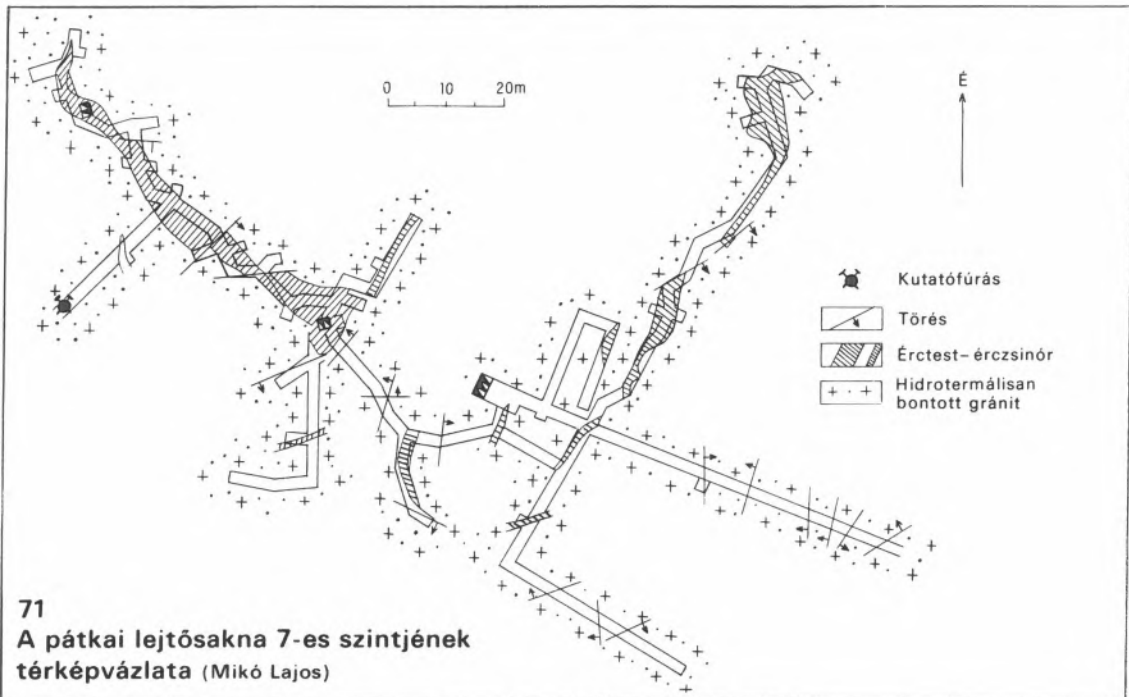
*Szűzvári fluoritbánya.* 1951-ben altárót telepítettek, amely fluoritos telért tárt fel. A telér vastagsága változó, legvastagabb szakasza 1,2 m. A telérkitöltés igen változatos: fluoritos kvarc, kvarcos fluorit, érces fluorit és érces kvarc (főleg galenit, alárendelten kalkopirit, fakőérc és szfalerit) váltogatják egymást többször elmeddülő telérszakaszokkal. A fluorit nyersanyag  $CaF_2$ -tartalma 5–92% között változott. A galenites-fakőérces szakaszokon figyelemre méltó a galenit Ag-tartalma. A szűzvári bányászatot szintén technikai problémák megoldatlansága miatt szüntették be, anélkül hogy az ércesedést csapás mentén és a mélység felé is kielégítően megkutatták volna.

*Pákozdi fluoritbánya.* A bányászati kutatás 1952-ben kezdődött és 1961-ig a lelőhelyet teljesen is művelték. A pákozdi fluorittelér ásványos

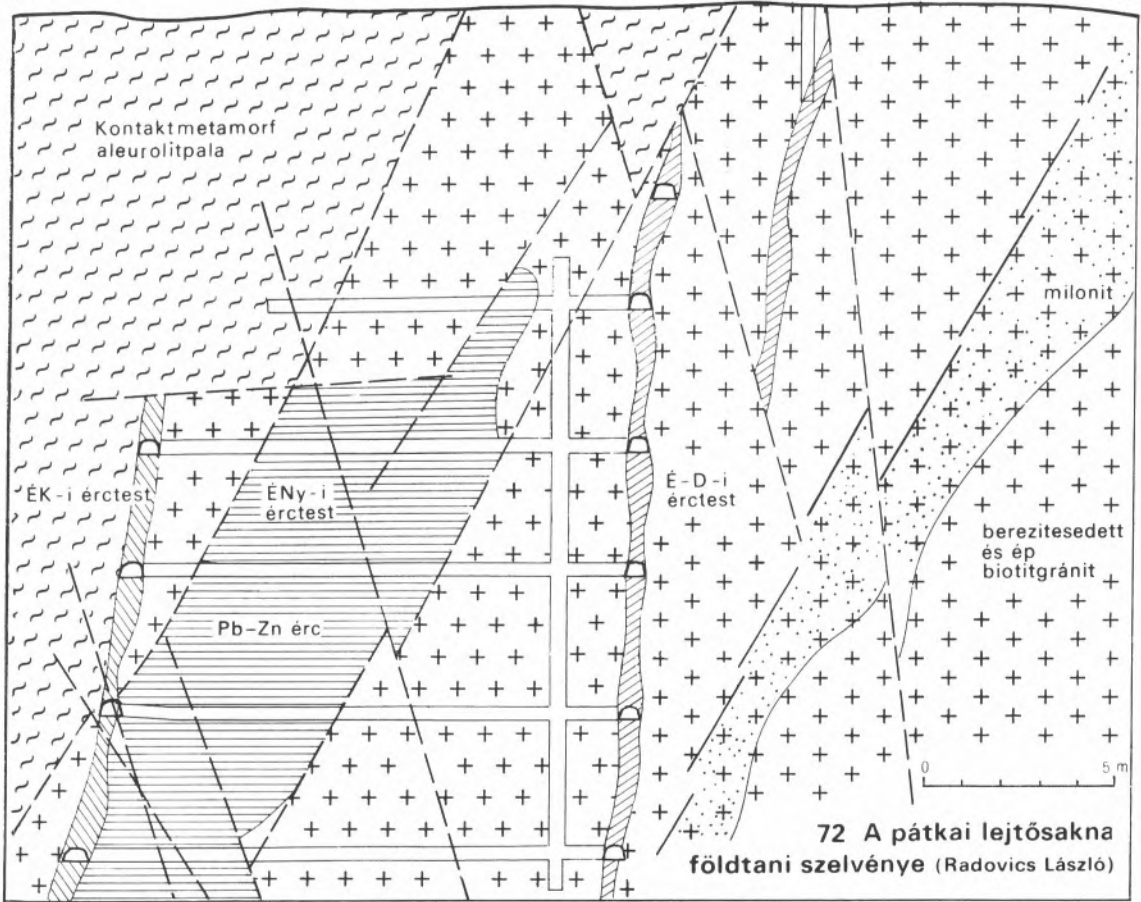
kitöltése igen egyhangú: fluorit és kvarc különböző generációi váltakoznak egymással. Kalkopirit hintés csupán egyetlen szakaszon volt. A fluorit nyersanyag minősége rendkívül változó volt, az átitatott gránit 10–20%-os fluorittartalmától a 92–95% tisztaságú telérkitöltésig széles skálán változott. A pákozdi bányából összesen 7926 t elsősztályú, 114 t másodosztályú és 10 573 t dúsításra alkalmas nyersanyagot termeltek ki. (73, 74) [73].

Bányászati kutatás folyt az ismertett lelőhelyeken kívül: a Császár-patak völgyénél kezdődő, majd az Üveg-hegy fluoritnyomos kvarctelérjében folytatódó és a Tompos-hegy tetején végződő teléren, az ún. „Suhogói” lejtősaknával, ezen kívül az Ördög-hegyen a sejtés kvarctelére megkutatására [73], és végül antimonitos és enargitos nyomok alapján az ún. *nadapi táróval* a Meleg-hegy DK-i oldalán húzódó völgyből Ny-i irányban a Meleg-hegy DK-i gerince alá. Ezek a kutatások gyakorlati szempontból eredménytelennek bizonyultak.

*Baritkutató tárókat* a Meleg-hegy déli oldalán

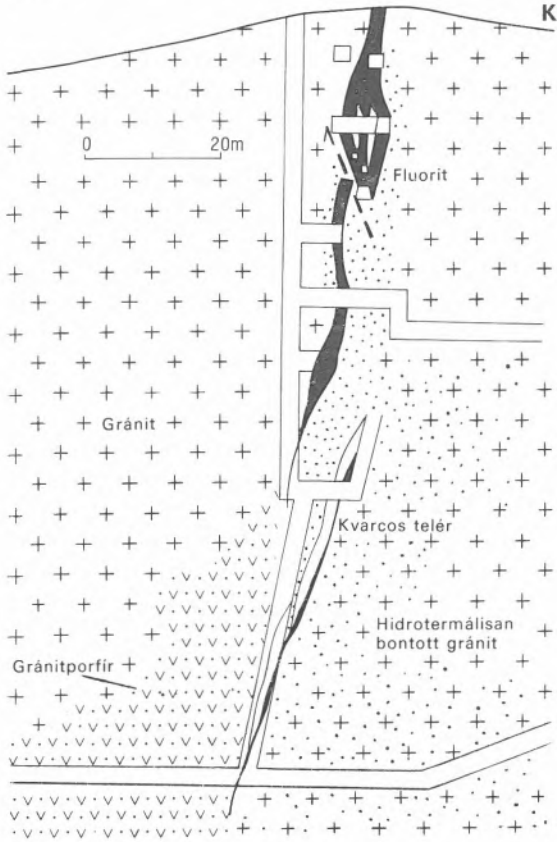


ÉNY



telepítettek. A Sukoró-I és II jelű táro kihajtása bizonyította, hogy a felszínen megismert barittelérek lefelé kiékelődnek és nem érik el az 50 m-es mélységet. A barittelérek lefelé pirites kvarcerek-ké módosulva folytatódnak. A meleg-hegyi barit-

előfordulások kísérő érce a galenit, amely kisebb-nagyobb fészkek-zárványok alakjában jelenik meg. Ezenkívül egy helyen a barittelér szegélyén fluoritot találtak. (75) [74]. A barittelérek gyakorlati jelentősége nem igazolódott.



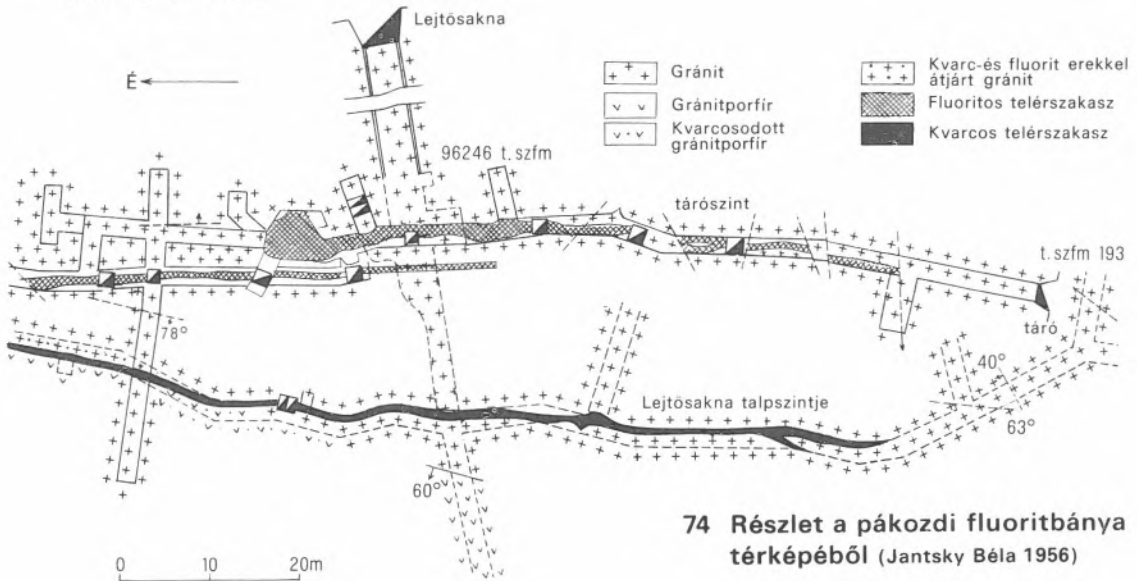
**73 A pákozdi fluoritbánya metszete**  
(Jantsky Béla 1956)

### Velencei Gránit a ságvári fúrásokban

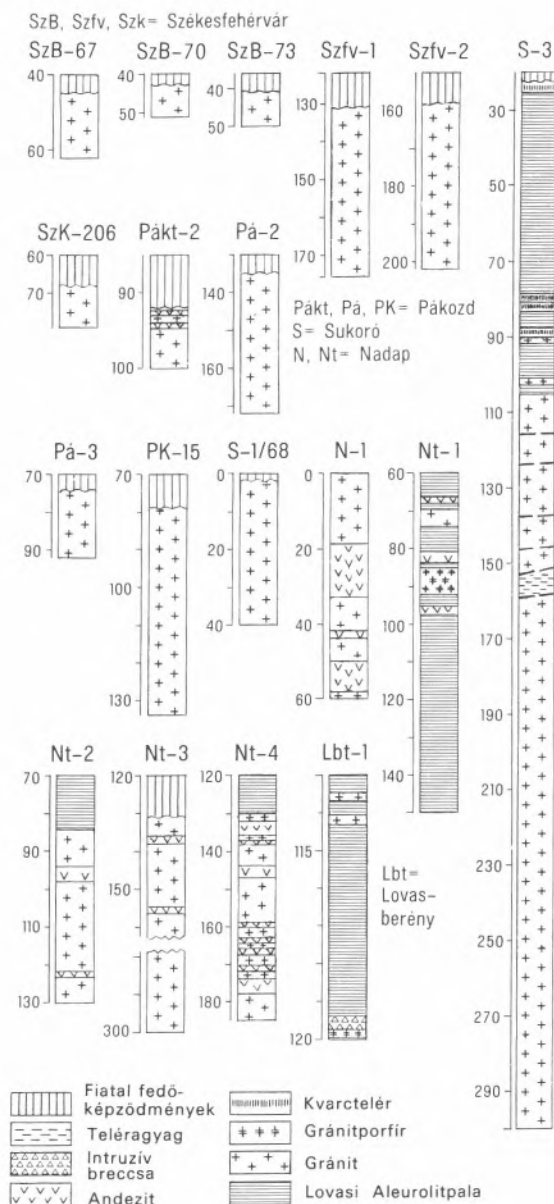
A Ságvár Sá-1 és a Sá-3 jelű fúrások, pannóniai képződmények alatt, 157,8–158,2 m-ig, valamint 170 és 200 m között velencei típusú, nagy szemű, rózsaszínű gránitot tártak fel. Modal értékek: Q = 33,5, Or = 22,7, Plag = 34,6, Bi = 9,2%. Az ortoklász xenomorf vagy hipidiomorf, hajszálpertites, néha karlsbadi ikres. A plagioklász hipidiomorf, poliszintetikus ikres. A kvarc xenomorf megjelenésű. A biotit csomóban, halmazokban jelenik meg, erősen kloritosodott. A leggyakoribb akcessoriák az apatit és a cirkon. A kissé kloritosodott biotiton végzett izotóp-kor mérés eredménye  $K/Ar = 258 \pm 10$  millió év. (76) [75].

### Dinnyési Granodiorit formáció

A Dinnyés Di-3 és a Gárdony Gá-1a jelű fúrások 748–804 m-ig, valamint 630 és 720 között



**74 Részlet a pákozdi fluoritbánya térképéből**  
(Jantsky Béla 1956)



## 75 Velencei Gránitba hatolt jelentősebb fúrások rétegsora a Velencei-hegység területén és környékén

biotit-granodioritot tártak fel. A kőzet zöldeszürke, finom-, ill. közép-szemcseméretű. Uralkodó elegyrésze a léces, ill. táblás, zónás biotit és az apatitzárványokat tartalmazó plagioklász ( $An_{57}$ ). Az ortoklász kis mennyiségű, xenomorf, finom pertites, plagioklász-zárványokat tartalmaz. A plagioklász- és biotitzárványos kvarc szintén kis mennyiségű. A biotit nyúlt léces, oszlopos vagy táblás, erősen pleokróos, gyakran kloritos. Az amfibol nem mindig jelenik meg, többnyire xenomorf, erőteljesen átalakult kloritná és kalcitná. A leggyakoribb akcesszorikus ásvány az apatit, a titanit és a cirkon. Opak elegyrész a magnetit, ilmenit szételegyedéssel és martitosodással. Átalakulási termék a kalcit és a klorit (amfibolból és biotitból), néha zoizit (plagioklászból). [75].

A modal értékek:  $Q = 17,5$ ,  $or = 10,8$ ,  $plag = 49,4$ ,  $bi = 8,2$ ,  $amf = 1,5$ ,  $opak = 1,2$ ,  $Klorit = 7,6$ ,  $Kalcit = 3,8$  térf%.

A kémiai összetétel átlaga súly%-ban:

$SiO_2 = 57,71$	$FeO = 4,33$	$K_2O = 2,69$
$TiO_2 = 0,97$	$MnO = 0,13$	$Na_2O = 3,02$
$Al_2O_3 = 15,24$	$MgO = 2,90$	$P_2O_5 = 0,10$
$Fe_2O_3 = 2,68$	$CaO = 6,31$	$H_2O^+ = 3,03$
		$CO_2 = 0,89$

K/Ar kora:  $272 \pm 11$  millió év.

A szomszédos Gá-1a jelű fúrásban feltárt granodiorit modal értékei:  $Q = 25$ ,  $or = 24$ ,  $plag = 38$ ,  $bi = 10$  térf%.

A kémiai összetétel súly%-ban:

$SiO_2 = 59,70$	$FeO = 1,90$	$K_2O = 4,90$
$TiO_2 = 0,85$	$MnO = 0,18$	$Na_2O = 0,09$
$Al_2O_3 = 14,10$	$MgO = 1,63$	$P_2O_5 = 0,18$
$Fe_2O_3 = 1,39$	$CaO = 2,17$	$H_2O^+ = 3,83$
		$CO_2 = 3,41$

A kőzet bontott: agyagásványosodott, szakaszosan karbonátosodott és piritesezett.

A Buzsák Bu-É-1 jelű fúrás 1106 és 1230 m között durvaszemcsés granodioritot harántolt. A kőzet világosszürke. Modal értékei:  $Q = 35$ ,  $or = 16$ ,  $plag = 32$ ,  $bi = 17$  térf%.

A kémiai elemzés adatai súly%-ban:

$SiO_2 = 67,81$	$FeO = 2,83$	$K_2O = 3,52$
$TiO_2 = 0,57$	$MnO = 0,08$	$Na_2O = 3,18$
$Al_2O_3 = 12,71$	$MgO = 2,25$	$P_2O_5 = 0,06$
$Fe_2O_3 = 0,88$	$CaO = 2,22$	$H_2O^+ = 2,05$
		$CO_2 = 0,13$

Az ortoklász többnyire xenomorf, hajszálperti-

tes. A plagioklász andezin ( $An_{34}$ ) összetételű, poliszintetikus ikres, erősen szericites. A kvarc főleg xenomorf, ritkán idiomorf hexagonális metszetű. A biotit halmazokat alkot, vagy léces megjelenésű, gyakran kloritosodott. A leggyakoribb járulékos ásványok az apatit és a cirkon. A kalcit másodlagos eredetű. [75].

## Gelsei kvarcdiorit (tonalit) formáció

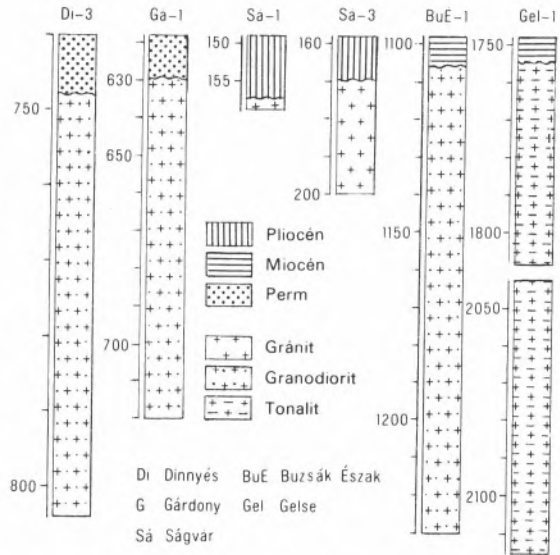
A Gelse Gel-1, Pördefölde Pd-1 és az Eperjehegyhat E-4 jelű fúrások – az ismertetett Balaton vonal menti granitoidoknál bázisosabb – Gelsei kvarcdioritot (tonalit) tárták fel. A Gel-1 jelű fúrás 1755 és 2115 m között harántolt kvarcdioritot.

A kőzet zöldesszürke, erősen préselt milonitos szövetű. Az ortoklász ritka, xenomorf megjelenésű. A plagioklász andezines összetételű ( $An_{38}$ ), léces, poliszintetikus ikres, néha zónás. A kvarc xenomorf, töredezett, hullámos kioltású. A zöldamfibol xenomorf, vagy hipidiomorf, néha kalcitosodott, kloritosodott. A biotit préselt, hullámos kioltású, kloritos, gyakran kalcit-orsókat tartalmaz. A repedésekben kalcit és zoizit kitöltés figyelhető meg. Járulékos elegyrész az apatit, a cirkon és a magnetit. [75].

Modal értékei: Q = 27, plag = 52,5, bi = 10,7, amf = 7,1, karbonát = 2 térf%.

Kémiai összetétele súly%-ban:

SiO <sub>2</sub> = 57,57	FeO = 4,47	K <sub>2</sub> O = 2,67
TiO <sub>2</sub> = 0,64	MnO = 0,11	Na <sub>2</sub> O = 2,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 16,78	MgO = 2,49	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> = 0,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 1,87	CaO = 5,10	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> = 4,68
		CO <sub>2</sub> = 0,09



**76 Granitoid intrúziókba hatolt fúrások a balatoni kristályos küszöb területén**

## Irodalomjegyzék

*Velencei Gránit formáció*

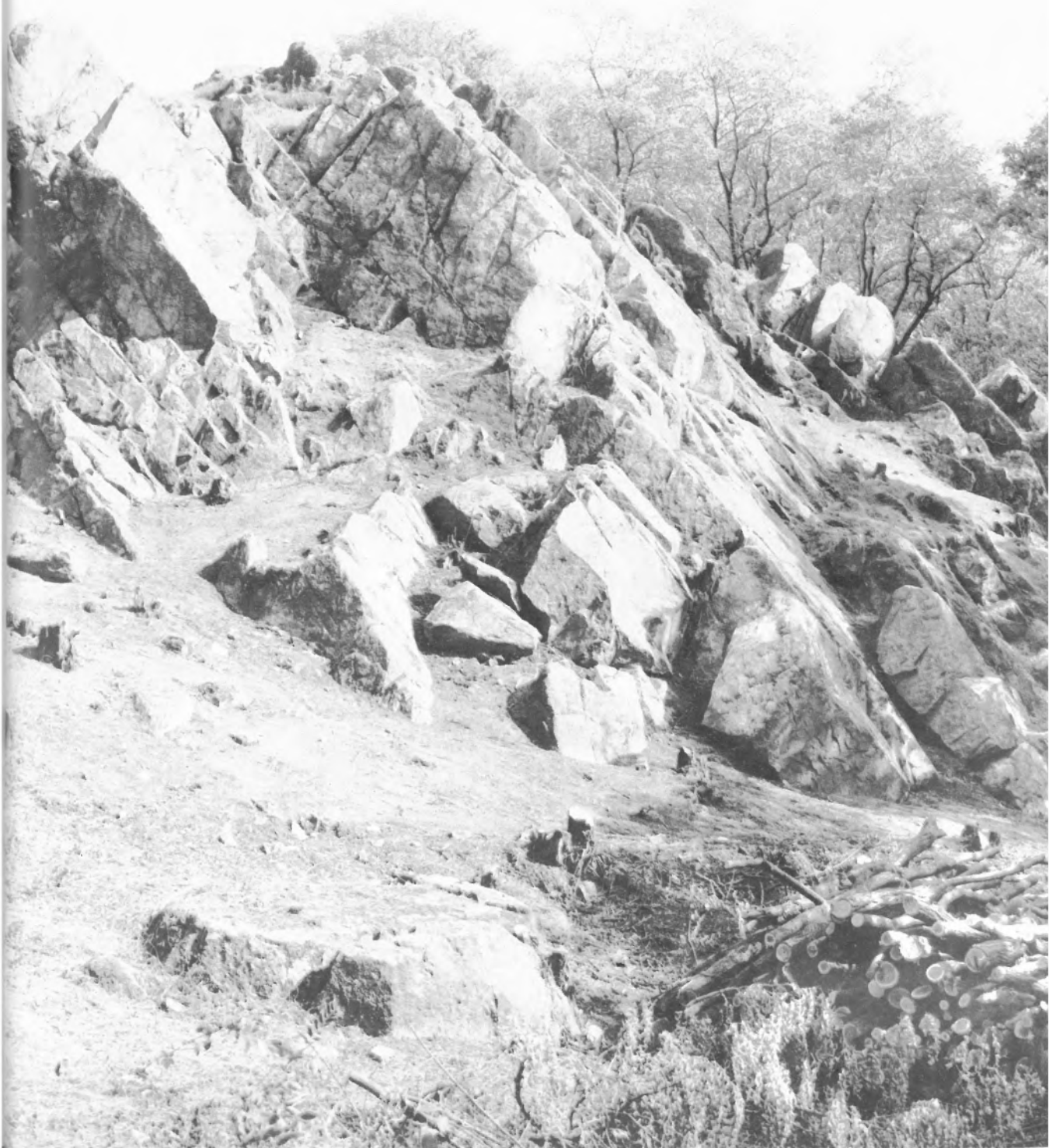
- BALOGH KADOSA – ÁRVÁNÉ SÓS ERZSÉBET – BUDA GYÖRGY 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). – Anu. Inst. geol. geofiz. 61, pp. 359–364.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA 1966: A wolfram előfordulása a Velencei-hegységben. – Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 293–299.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA 1967: A palaköpeny hidrottermális ércesedése a Velencei-hegység K-i részén. – Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 499–505.
- BUDA GYÖRGY 1972: Magyarországi granitoid kőzetek genetikai és tektonikai csoportosítása, különös tekintettel a földpátok vizsgálatára. – Geonómia és Bányászat. MTA X. Oszt. Közl. 5/1–2, pp. 21–26.
- BUDA GYÖRGY 1974: Investigation of the alkali feldspar polymorphs of the Hungarian granitoid rocks. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 18/3–4, pp. 465–480.
- BUDA GYÖRGY 1981: Genesis of the Hungarian granitoid rocks. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/2–4, pp. 309–318.
- BUDA GYÖRGY 1985: Variszkuszi korú kolliziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh-masszívum granitoidjainak példáin. – Kandidátusi értekezés.
- BUI MINH-TAM 1975: A Velencei-hegység granitoid kőzeteinek utómágnés és utóvolkáni átalakulása. – Kandidátusi értekezés.
- DUDKO ANTONYINA 1987: A Kelet-velencei periklinális. – Földt. Közl. 117/3, pp. 255–260.
- EMBEY-ISZTIN ANTAL 1972: A study of lamprophyric dike rocks of the Velence Hills (Hungary). – Fragm. Min. Pal. 3, pp. 5–23.
- EMBEY-ISZTIN ANTAL 1974: A Velencei-hegység földpáttartalmú telérekőzeteinek vizsgálata. – Egyetemi doktori értekezés.
- EMBEY-ISZTIN ANTAL 1974: Petrochemistry of the dike rocks in the Velence Hills. – Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. 66, pp. 23–32.
- EMBEY-ISZTIN ANTAL 1975: Dilatációs és kiszorításos (metaszomatikus) telérek a Velencei-hegységben. – Fragm. Min. Pal. 6, pp. 43–61.
- ERDÉLYI JÁNOS 1952: Der Baryt von Sukoró. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1/1–4, pp. 1–9.
- ERDÉLYI JÁNOS 1955: Beiträge zur mineralogischen Kenntnis des Gebirges von Velence. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 8, pp. 3–11.
- FÖLDVÁRI ALADÁR 1947: A molibdén Velencei-hegységi előfordulásának teleptani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről 9/1–6, pp. 39–57.
- FÖLDVÁRI ALADÁR 1948a: A magyarországi radioaktív anyagkutatás földtani és kőzettani vonatkozásai. – Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről 10/1–5, pp. 35–59.
- FÖLDVÁRI ALADÁR 1948b: Érckutató fúrás Velence közegében. – Jelentés a jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól, pp. 111–116.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA 1947: Színképanalitikai molibdén-meghatározások a Velencei-hegység közeiben. – Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről 9/1–6, pp. 21–37.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA – BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA 1968: Vergleichende geochemische Untersuchungen an Graniten aus Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 12/1–4, pp. 99–115.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA–KLIBURSZKY BÉLA 1961: Determination of Strontium Age of biotites from granites. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 7/1–2, pp. 5–12.
- GOKHALE, N. W. 1964: Közetszerkezeti vizsgálatok a Velencei-hegységi gránitban és kvarcfillitben. – Földt. Közl. 94/2, pp. 177–183.
- GOKHALE, N. W. 1966: An areal, quantitative, chemical study of the granites of the Velence Hills, Hungary. – Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. 9, pp. 69–86.
- GOKHALE, N. W. 1966: A Velencei-hegységi gránit kvantitatív ásványtani vizsgálata. – Földt. Közl. 96/1, pp. 51–60.
- GOKHALE, N. W. 1970: Structural studies on the granites and the associated schists of the Velence Mountains, Hungary, and the granite emplacement. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14, pp. 5–22.
- HAUER, F. 1870: Granit und Steinkohlenformation des Meleghegy. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 20/4, pp. 466–467.
- HORVÁTH ISTVÁN – DARIDÁNÉ TICHY MÁRIA – ÓDOR LÁSZLÓ 1983: Magnezittartalmú dolomitos karbonatit (beforsit) telérközet a Velencei-hegységből. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 369–388.
- INKEY BÉLA 1875: A székesfehérvár-velencei hegység gránit és trachytnemű kőzeteiről. – Földt. Közl. 5/6–7, pp. 145–158.
- JANTSKY BÉLA 1952: A Velencei-hegység aplitjai és kerámiai felhasználhatóságuk. – Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről, pp. 27–32.
- JANTSKY BÉLA 1952: A Velencei-hegység hidrotermális ércesedése. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5/3, pp. 69–83.
- JANTSKY BÉLA 1953: A Velencei-hegység földtani és kőzettani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 79–81.
- JANTSKY BÉLA 1957: A Velencei-hegység földtana. – Geol. Hung. Ser. Geol. 10, pp. 1–170.
- JANTSKY BÉLA 1966: Velencei-hegység. A gránithoz kötött ércesedés. In BARNABÁS KÁLMÁN – BARTKÓ LAJOS – CSEH NÉMETH JÓZSEF et al. (Eds.): Ásványtelepeink földtana. Nyersanyag-lelőhelyeink (pp. 217–232). – Műszaki Könyvkiadó.

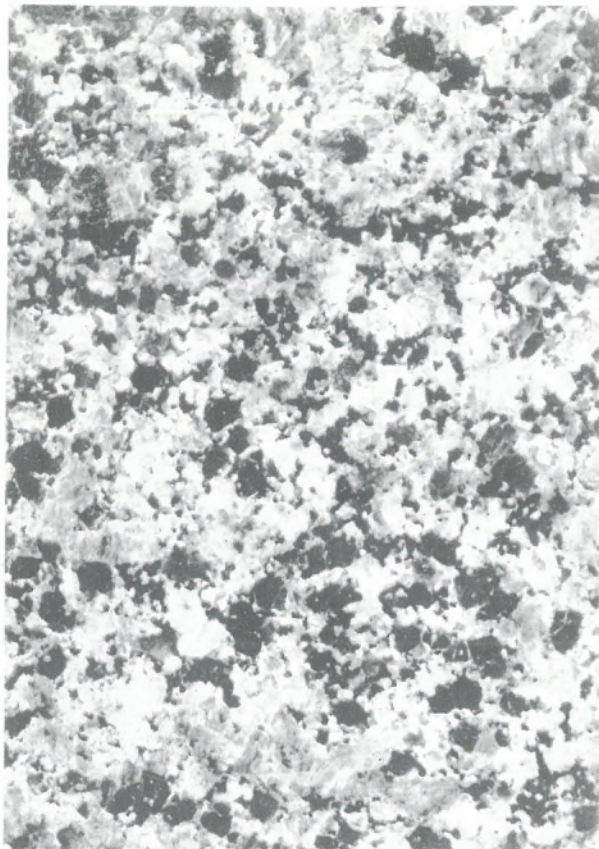
- JOKÉLY J. 1860: Das Velenczer Gebirge. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. Verhandlungen 11, pp. 5–6.
- JUGOVICS LAJOS 1945–46: Adatok a székesfehérvári mélyfúrás kőzetanyagának ismeretéhez. – Földt. Közl. 75–76, pp. 32–35.
- KASZANITZKY FERENC 1958: Genetic relations of the Pátka-Körakáshegy ore occurrence, Velence Area, North Central Hungary. – Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. 50(9), pp. 19–30.
- KASZANITZKY FERENC 1959: A pátkai körakáshegyi érc-kutatás jelenlegi állása. – Földt. Közl. 89/2, pp. 133–142.
- KISS JÁNOS 1954: A Velencei hegység É-i peremének hidrotermális ércesedése. – Földt. Int. Évi. Jel. 1953-ról 1, pp. 111–139.
- KOCH SÁNDOR 1966: Magyarország ásványai. – Akadémiai Kiadó.
- KOVÁCH ÁDÁM 1963: A Velencei hegység ólomércének izotópanalitikai vizsgálata. – MTA III. Oszt. Közl. 13/3, pp. 239–252.
- KOVÁCS LAJOS 1967: Magyarország regionális földtana. – Tankönyvkiadó.
- KUBOVICS IMRE 1956: A Velencei-hegység talajának nyomelemvizsgálata. – Földt. Közl. 86/3, pp. 217–243.
- KUBOVICS IMRE 1958: A sukorói Meleghegy hidrotermális ércesedése. – Földt. Közl. 88/3, pp. 299–314.
- KUBOVICS IMRE 1960: A velencei-hegységi utomagmás képződmények nyomelemvizsgálata. – Földt. Közl. 90/3, pp. 273–292.
- LÓCZY LAJOS 1913: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. – I. köt. I. rész I. szakasz, pp. 15–16. M. Földrajzi Társ. Balaton b.
- MADARASI ANDRÁS – MAJKUTH TAMÁS – PINTÉR JÓZSEF – VERŐ LÁSZLÓ 1981: A Velencei-hegység geofizikai előkutatása. – MÁELGI Évi Jel. 1980-ról, pp. 27–34.
- MÁRTONNÉ SZALAY EMŐKE 1984: A Mecsek hegység és a Velencei-hegység magmás kőzeteinek paleomágnesessége. – Kandidátusi értekezés.
- MÁRTONNÉ SZALAY EMŐKE 1986: A Velencei-hegység és a Mecsek hegység magmás kőzeteinek paleomágnesessége. – Geofiz. Közlem. 32/2, pp. 83–145.
- MIKÓ LAJOS 1964: A velencei-hegységi kutatás újabb földtani eredményei. – Földt. Közl. 94/1, pp. 66–74.
- NAGY BÉLA 1967a: A sukorói turmalinos pegmatitelfordulás ásványkőzettani, geokémiai vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 507–515.
- NAGY BÉLA 1967b: A velencei-hegységi gránitos kőzetek ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata. – Földt. Közl. 97/4, pp. 423–436.
- NAGY BÉLA 1969: Az ólom, cink, molibdén, bárium és fluor területi elterjedésének vizsgálata a velencei-hegységi gránit ásványaiban. – Földt. Közl. 99/4, pp. 313–319.
- NAGY BÉLA 1972: Az új balatoni (M–7-es) autótú velencei-hegységi szakaszának földtani szelvénye. – Földt. Int. Évi Jel. 1970-ről, pp. 145–150.
- NAGY BÉLA 1980: Adatok a velencei-hegységi és szabadbattyáni ércesedések és ércindikációk ásványparageneziséhez és geokémiájához. – Földt. Int. Évi Jel. 1978-ről, pp. 263–289.
- NEMECZ ERNŐ 1973: Agyagásványok. – Akadémiai Kiadó.
- NYÁBA, P. A. 1982: A Velencei-hegység északkeleti részének kőzettani és geokémiai vizsgálata. – Kandidátusi értekezés.
- ÓDOR LÁSZLÓ – DARIDÁNHÉ TICHY MÁRIA – GYALOG LÁSZLÓ – HORVÁTH ISTVÁN 1983: Intruzív brecs-csák a Velencei-hegység északkeleti részén. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 389–411.
- ÓDOR LÁSZLÓ – DUDKO ANTONYINA – GYALOG LÁSZLÓ 1982: A Velencei-hegység északkeleti részének metallometriai értékelése. – Földt. Int. Évi Jel. 1980-ról, pp. 211–228.
- ÓDOR LÁSZLÓ – SZEREDAI LÁSZLÓ 1964: A velencei-hegységbeli lászlotányai fluorit ásványtani vizsgálata. – Földt. Közl. 94/1, pp. 75–81.
- PANTÓ GYÖRGY 1975: Trace minerals of the granitic rocks of the Velence and Mecsek Mountains. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 19/1–2, pp. 59–93.
- PANTÓ GYÖRGY 1976: A ritkaföldfémek ásványtani megjelenési formái a magyarországi gránitokban. – V. Országos Ritkafém Konferencia Miskolc, 1976 I., pp. 11–23.
- PANTÓ GYÖRGY 1977: Genetic significance of rare earth elements in the granitic rocks of Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 21/1–3, pp. 105–113.
- PÁLFY MÓRIC 1923: Mágnesvasérc-nyomok a Velencei-hegységben. – Term. tud. Közl. 55/803–808, pp. 233–235.
- IFJ. PESTY LÁSZLÓ 1957: A velencei-hegységi fluorit színeződése. – Földt. Közl. 87/3, pp. 284–294.
- PINTÉR ANNA 1983: Gravitációs és földmágneses anomáliák értelmezése bonyolult tektonikájú területen (Velencei-hegység). – Geofiz. Közlem. 29/4, pp. 265–296.
- RISCHÁK GÉZA 1964: A Velencei-hegységben végzett alkalmazott geokémiai kutatások, 1962. – Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 481–493.
- RISCHÁK GÉZA 1965: A Velencei-hegység magmás kőzettípusainak geokémiai vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 157–165.
- RISCHÁK GÉZA 1966: A Velencei-hegység kőzettípusainak röntgenspektrográfiai vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 285–292.
- RÓNAI ANDRÁS – SZENTES FERENC – FRANYÓ FRIGYES – KÓKAY JÓZSEF – SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT – SCHOLTZ TIVADAR – SZÜCS LÁSZLÓ 1972: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-VII. Székesfehérvár. – Földt. Int. Kiadv.

- SCHAFARZIK FERENC 1908: Molybdénit Nadapról (Fejérvármegye). Fluorit Nadapról. – Földt. Közl. 38/6, pp. 590–592.
- SCHAFARZIK FERENC – VENDL ALADÁR 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. – Stadium Sajtóvállalat Rt.
- TELEKI GÉZA 1941: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. – Földt. Közl. 71/7–12, pp. 205–212.
- TELEKI GÉZA 1942: A velencei gránitrög tektonikája. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról 3, pp. 1321–1376.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana. 2. (át-dolgozott) kiadás. – Akadémiai Kiadó.
- VASADY-KOVÁCS FERENC 1962: Földtani és geofizikai kutatások a Velencei-hegységben. – Geofiz. Közlem. 111/1–4, pp. 119–151.
- VENDEL MIKLÓS 1944–47: Studien aus der jungen karpatischen Metallprovinz. – Bányamérn. és Erdőmérn. Főisk. Bány. Koh. Oszt. Közlem. 16, pp. 194–319.
- VENDL ALADÁR 1912: Jelentés a Velencei hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról. – Földt. Int. Évi Jel. 1911-ről, pp. 40–45.
- VENDL ALADÁR 1912: Az andaluzit új előfordulása hazánkban. – Földt. Közl. 92/11–12, pp. 909–911.
- VENDL ALADÁR 1914: A Velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. – Földt. Int. Évk. 22/1, pp. 1–169.
- VENDL MÁRIA 1923: Újabb adatok a Velencei hegység közeteinek ismeretéhez. – Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. 20, pp. 81–84.
- WINKLER BENŐ 1871: A Székesfehérvár-velencei hegység földtani alkotása. – Földt. Közl. 1/1–3, p. 16.
- ZSIVNY VIKTOR 1953: Cerusszit a Velencei-hegységből. – Földt. Közl. 83/4–6, pp. 156–162.

## Táblamagyarázatok [63]–[69]

- [63] A Velencei Gránit típusfeltárása;  
Sukoró Olasz kőfejtő
- [64] A Velencei Gránit formáció kőzetváltozatai  
A Középszemű biotitgránit  
Sukoró, Rigó-hegy, tsz. kőfejtő, term. nagys.  
B Középszemű biotitos gránit  
vékonycsiszolat-felvétel  
Szűzvári malom, 21 ×  
C Porfiros gránit  
Pákozdi Pá-4 jelű fúrás 396,3–396,5 m,  
term. nagys.  
D Mikrogránit vékonycsiszolat-felvétele  
Székesfehérvár, Aranybulla kőfejtő, 40 ×, +N
- [65] Kőzetzárványok a Velencei Gránit formációban  
A Mikrodioritos zárvány  
Velencei útbevágás, 20 ×, +N  
B Pelites eredetű szaruszirt-zárvány  
Rigó-hegy, 20 ×, +N  
C Pelites eredetű szaruszirt-zárvány;  
szillimanit-andaluzit összenövés  
Rigó-hegy, 40 ×, +N  
D Pelites eredetű szaruszirt-zárvány  
szillimanit „tű”-vel  
Rigó-hegy, 40 ×, +N
- [66] Velencei Gránit formáció;  
kontaktmetamorf képződmények  
A Aplitbenyomulás a palaköpenyben  
Velence, Bence-hegy, Retezi táró  
B Csomóspala  
Nadap, Antónia-hegy, term. nagys.  
C Csomóspala vékonycsiszolat-felvétel  
Pátka, Kórákás-hegy, 21 ×, +N  
D Szericitesezett csomóspala  
vékonycsiszolat-felvétel  
Velence, Gécsi-hegy, 34 ×, +N
- [67] Velencei Gránit formáció; pegmatit  
A Idiomorf kvarckristályok pegmatitból Pákozdi  
B Kvarc- és földpátösszenövés pegmatitból  
Velence, Bence-hegy  
C Irásgránit pegmatitból  
Velence, Bence-hegy teteje  
D Irásgránitos szövetű aplit  
vékonycsiszolat-felvétel  
Velence, Bence-hegy, Retezi alsó-kőfejtő  
34 ×, +N
- [68] Velencei Gránit formáció;  
aplit, gránitporfir, „kerzantit”  
A Aplittelér az Aranybulla kőfejtő erősen  
bontott biotitos gránitjában  
B Gránitporfir telér  
Pátka, királyberki kőfejtő  
C Gránitporfir vékonycsiszolat-felvétel;  
finomszemcsés alapanyagba ágyazott kvarc,  
földpát és biotit  
Nadapi táró, 21 ×, +N  
D „Kerzantit” vékonycsiszolat-felvétel, hosszú  
amfibollécekkel  
Pákozdi, a Sár-hegy csúcsa, 21 ×, +N
- [69] Aranybulla kőfejtő, Székesfehérvár  
A A mikrogránit-benyomulás feletti erősen  
bontott biotitgránit  
B A mikrogránit-kőfejtő északi fala





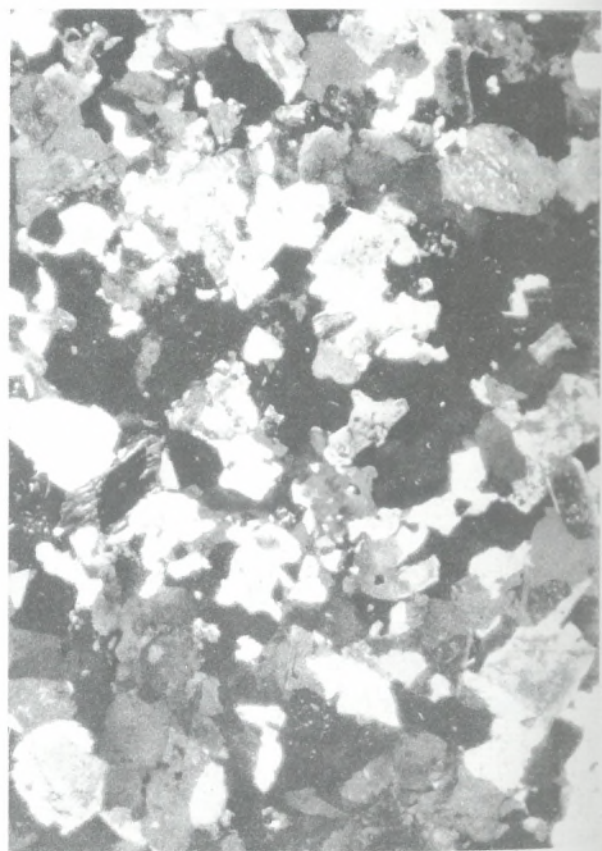
A



B



C



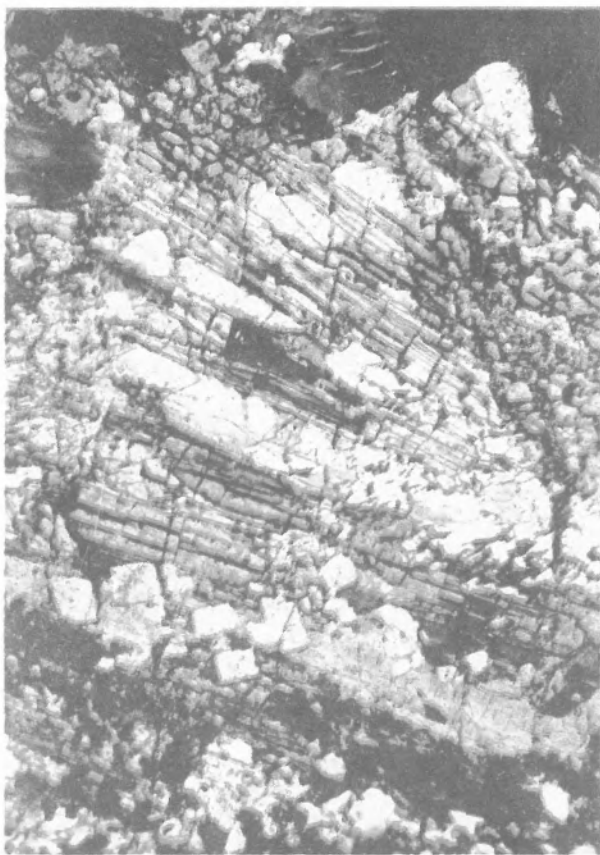
D



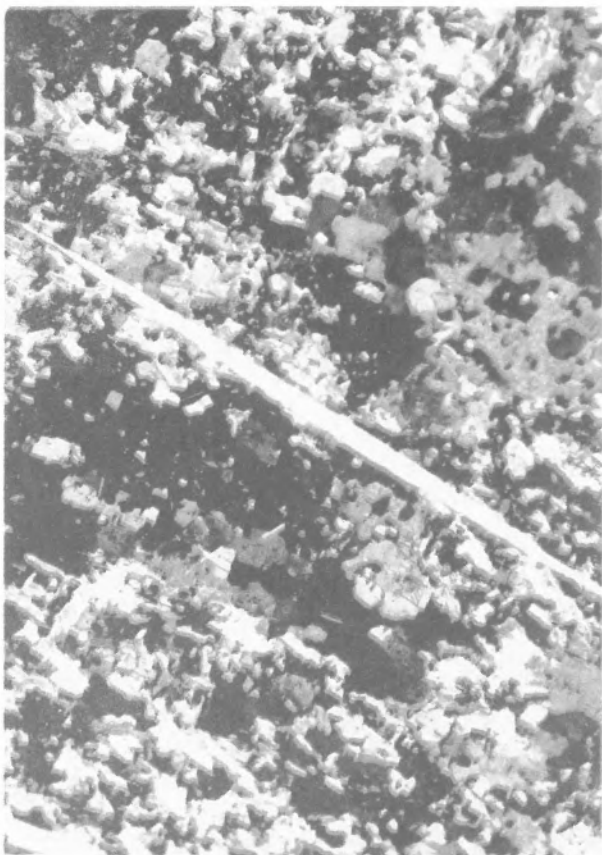
A



B



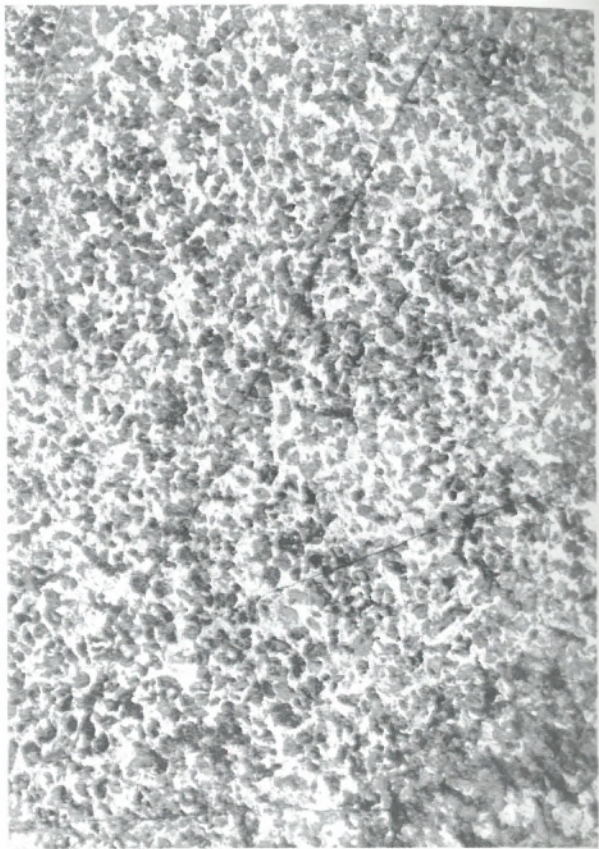
C



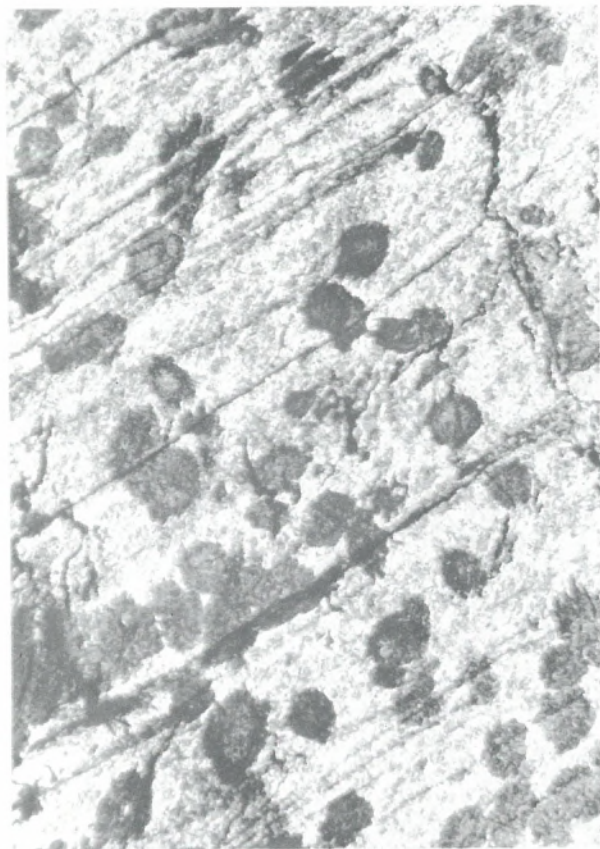
D



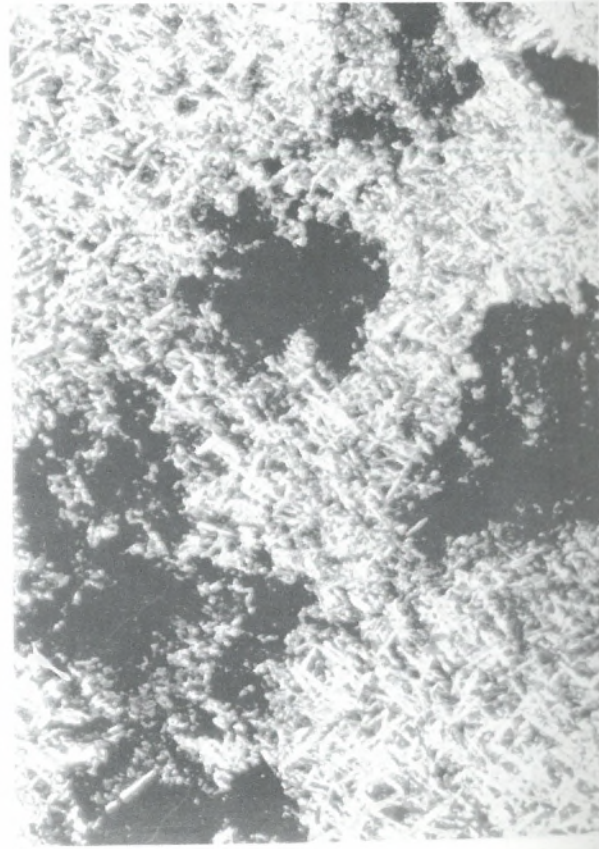
A



B



C



D



A



B



C



D



A



B



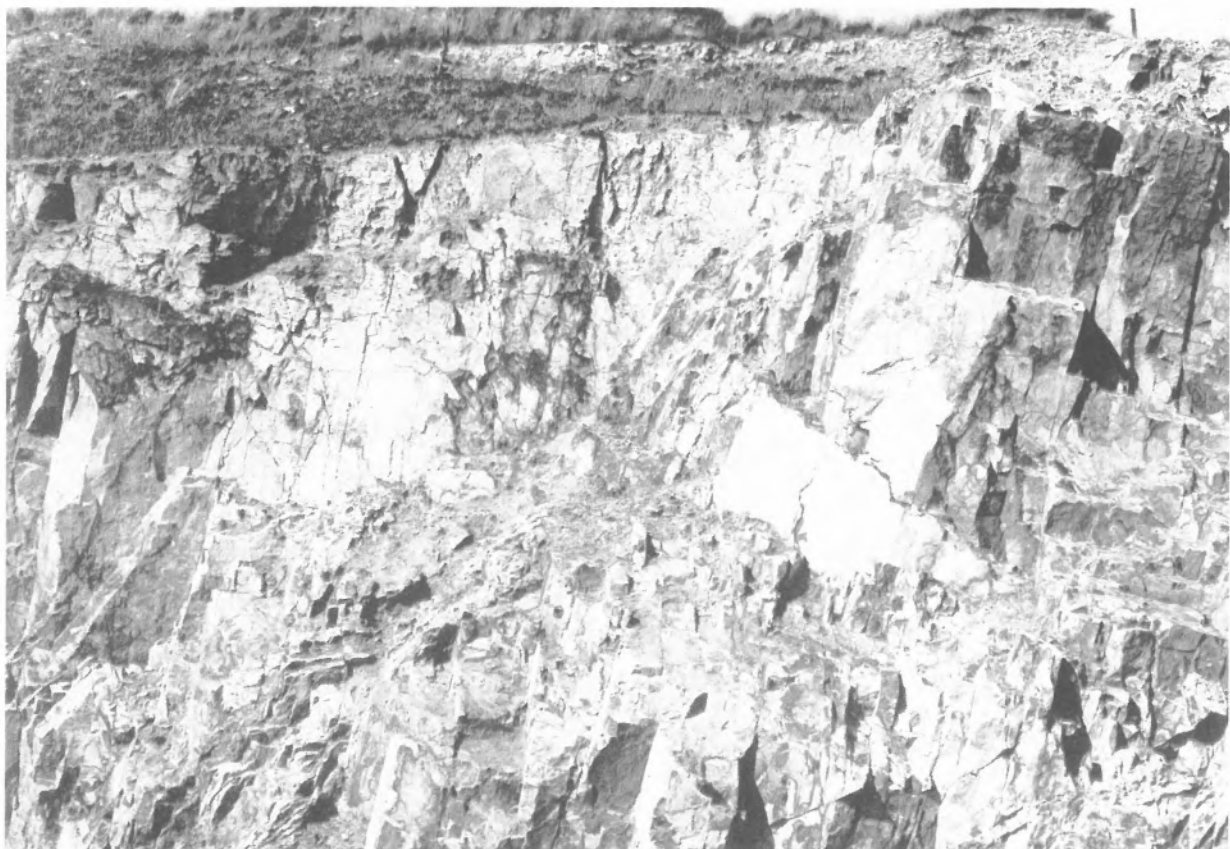
C



D



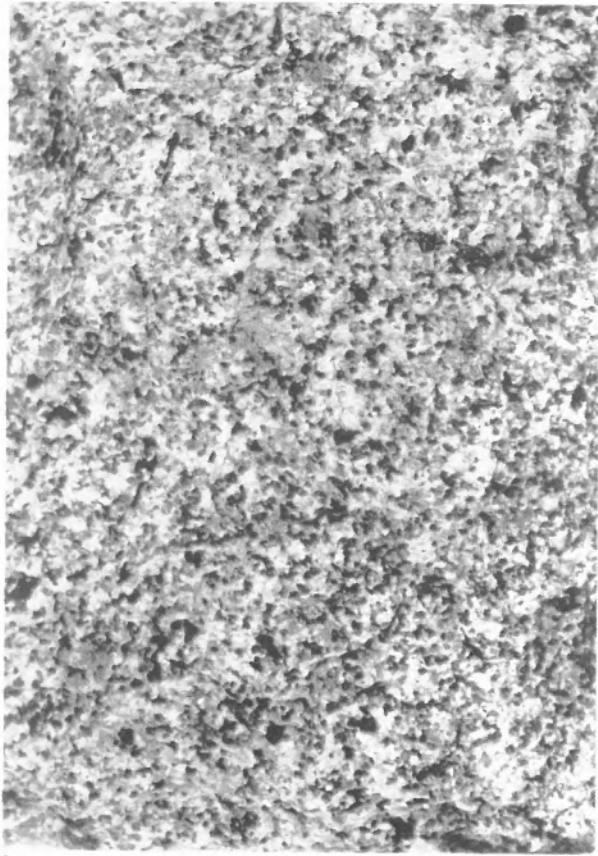
A



B

## Táblamagyarázatok [70]–[76]

- [70] Velencei Gránit formáció; turmalinosodás
- A Turmalinosodott aprószemű telérgránit Székesfehérvár, Aranybulla kőfejtő, term. nagys.
  - B Turmalin szirt Nadap, Antónia-hegy, term. nagys.
  - C Luxilian Nadap, Antónia-hegy, term. nagys.
  - D Turmalinos (vékony tűk) kvarcér palaköpenyben Nadap, Meleg-hegy déli oldala, 53 ×, +N
- [71] Velencei Gránit formáció; hidrotermális elváltozások
- A A gránit albitosodással kísért muszkovitosodása Velence, Bence-hegy, Retezi kőfejtő, 43 ×, +N
  - B Albitosodás; saktáblaszerűen és földpátszegélyen Velence, Bence-hegy, Enyedi kőfejtő, 34 ×, +N
  - C Pertites ortoklász Pákozdi kőfejtő, 200 ×, +N
  - D Berezitesedett, kvarcosodott gránit Pákozdi, lejtősakna, 21 ×, +N
- [72] Velencei Gránit formáció; ércásványok
- A Szfalerit (kokárdás érc) Pátka lejtősakna, term. nagys.
  - B Molibdenit kvarctelérben Velence, Retezi lejtősakna, 1,3 ×
  - C Galenit fluorittelérből Szűzvári malom, term. nagys.
  - D Fluorit Székesfehérvár, László tanya, ereszke, 1,3 ×
- [73] Velencei Gránit formáció; telérképződmények
- A Kvarctelér; Sukoró, Ördög-hegy
  - B Sejtes kvarc; Sukoró, Ördög-hegy
  - C Kitermelt fluorittelér; Pákozdtól északra
- [74] Gránit ingókő, Pákozdi („kockakő”)
- [75] Granitoid közettípusok a balatoni kristályos küszöb területéről
- A Monzonitgránit Ságvár SÁ-3 jelű fúrás 184,5 m, 20 ×, +N
  - B Granodiorit Buzsák BuÉ-1 jelű fúrás 1138–1140 m, 20 ×, +N
  - C Granodiorit Dinnyés Di-3 jelű fúrás 784 m, 40 ×, +N
  - D Tonalit Gelse GE-1 jelű fúrás 2110,5–2115,0 m, 80 ×, +N
- [76] A kékkúti Dácit kőzetváltozatai
- A Kékkúti Dácit fúrómag felületcsiszolati képe K-4 jelű fúrás 754 m
  - B Anchimetamorf dácit vékonycsiszolat-felvétel; kvarc-szericit szálkás továbbnövekedés, kitüntetett orientációjú szericites sávok K-1 jelű fúrás 317,2 m, 160 ×, +N
  - C–D A Kékkúti Dácit vékonycsiszolat-felvételei K-4 jelű fúrás 754 m, 20 ×, +N



A



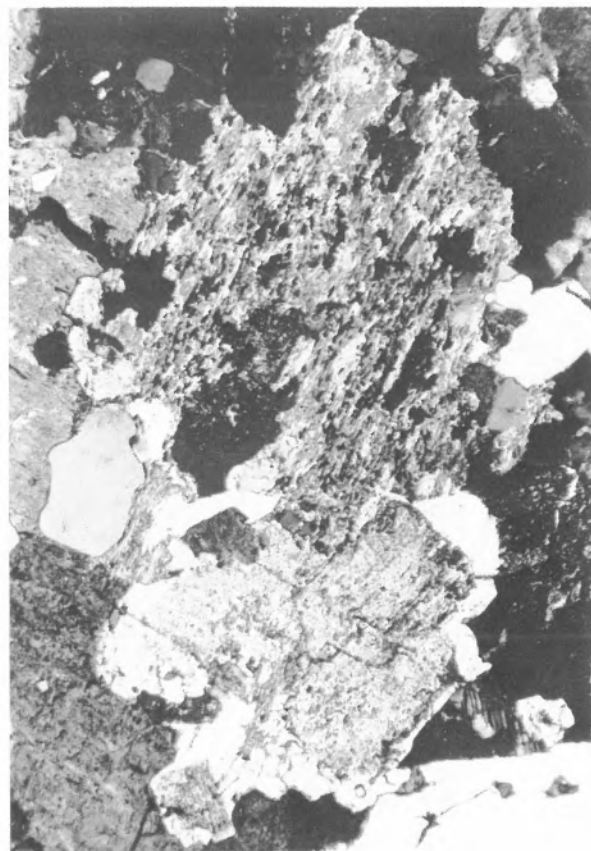
B



C



D



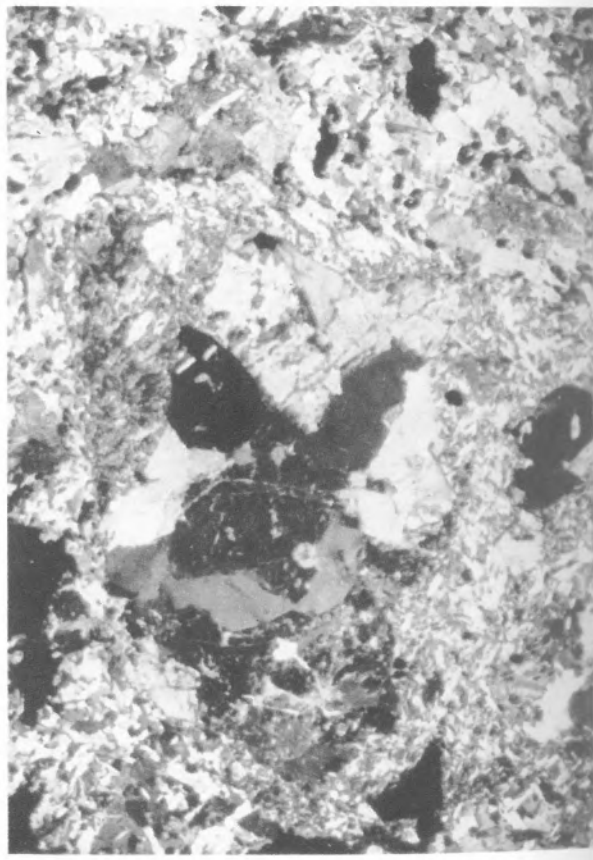
A



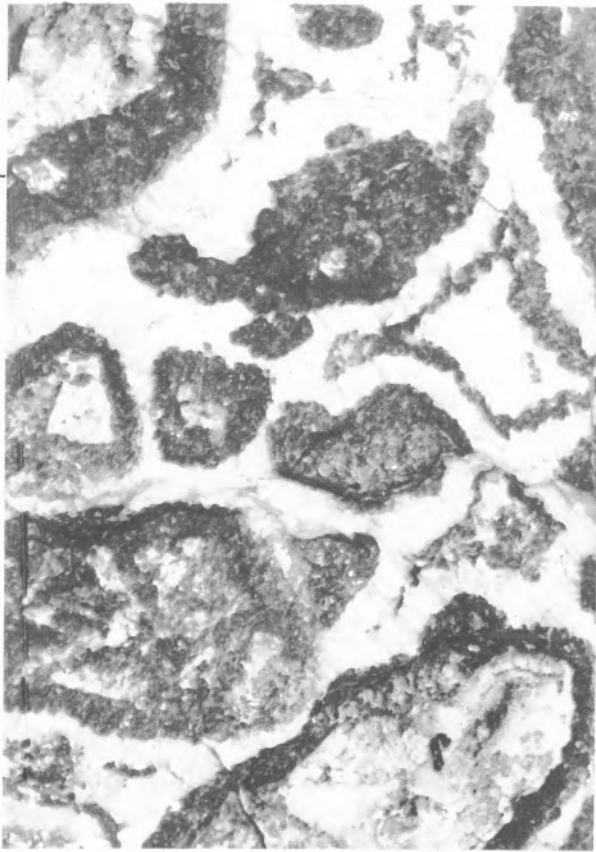
B



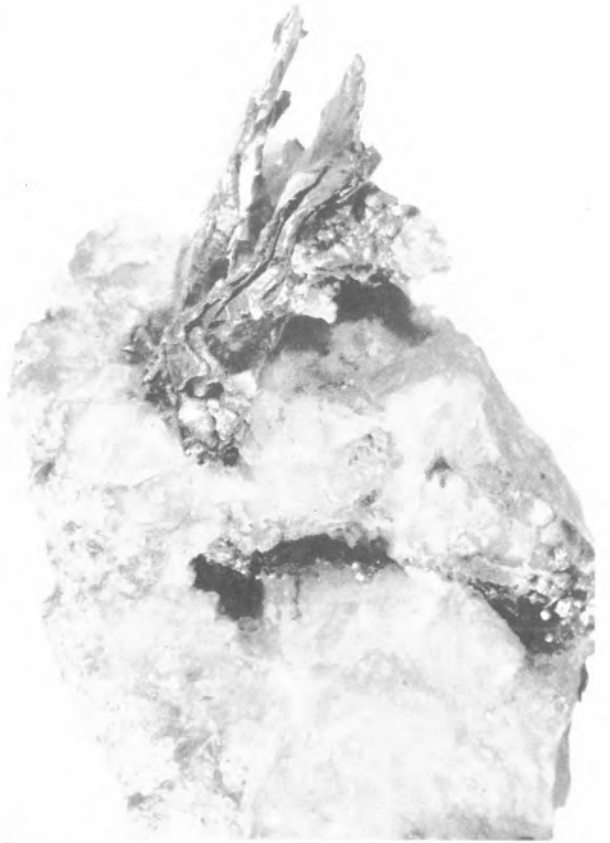
C



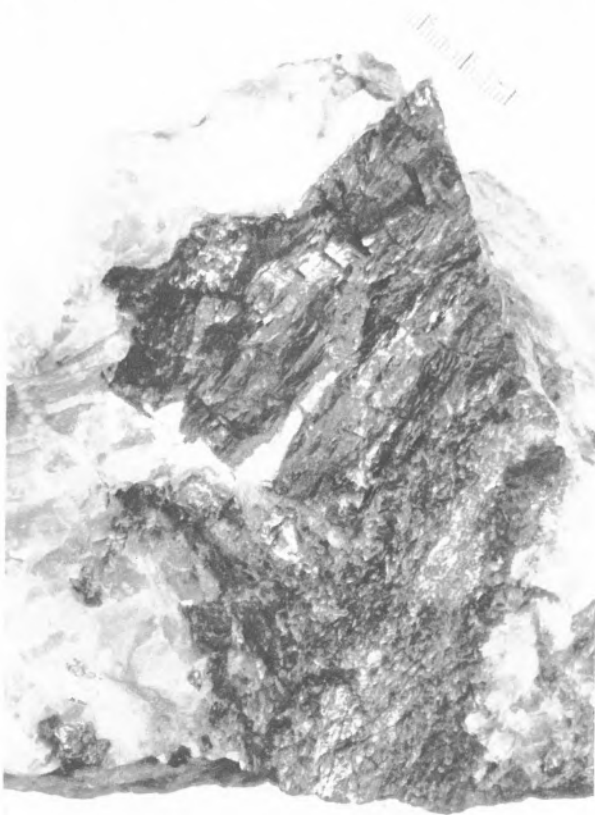
D



A



B



C



D



A



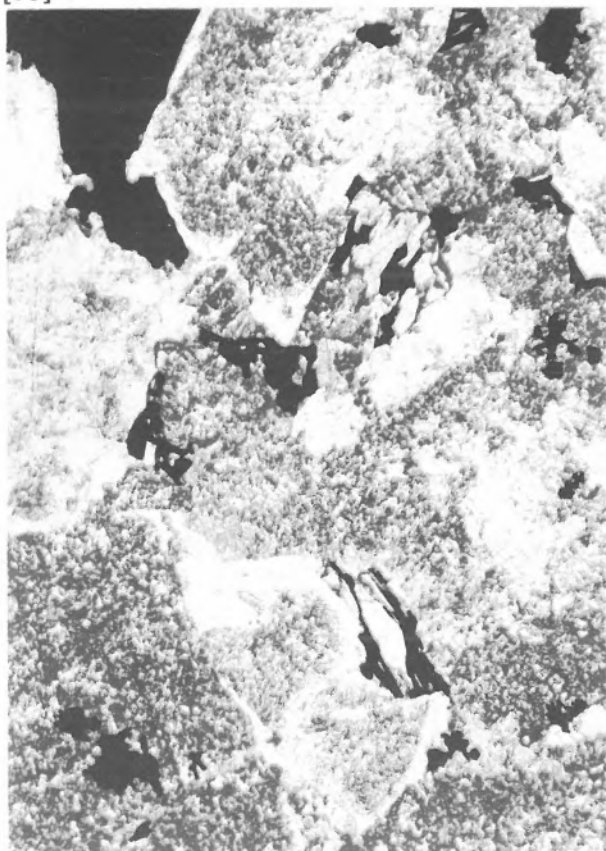
B



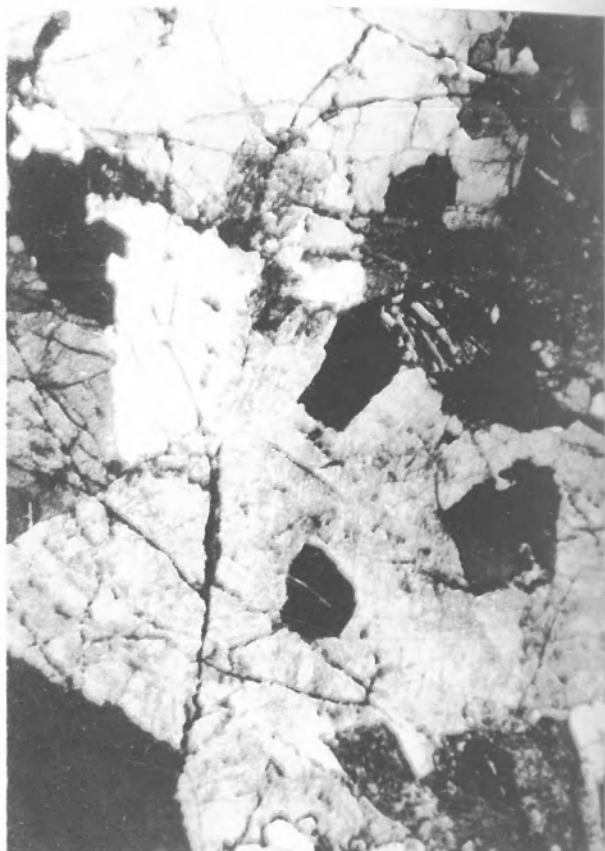
C

[74]





A



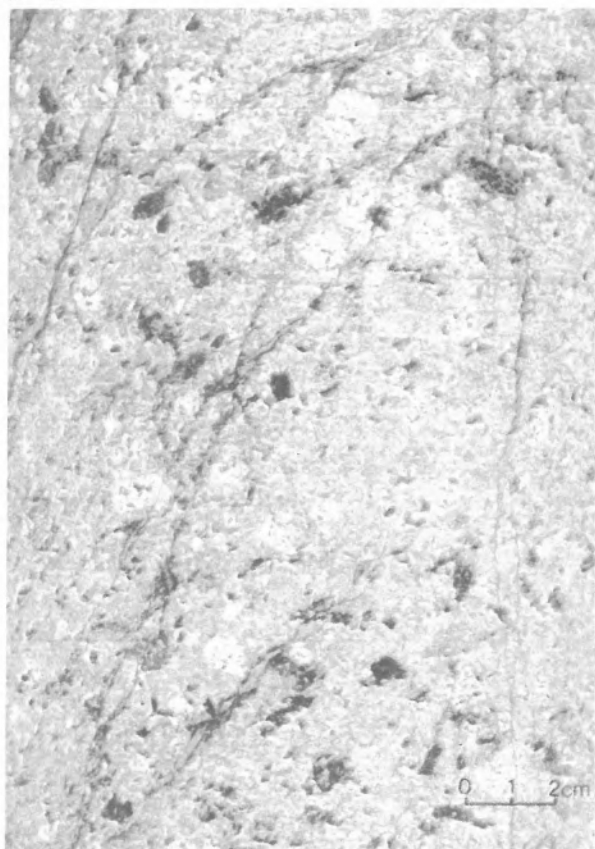
B



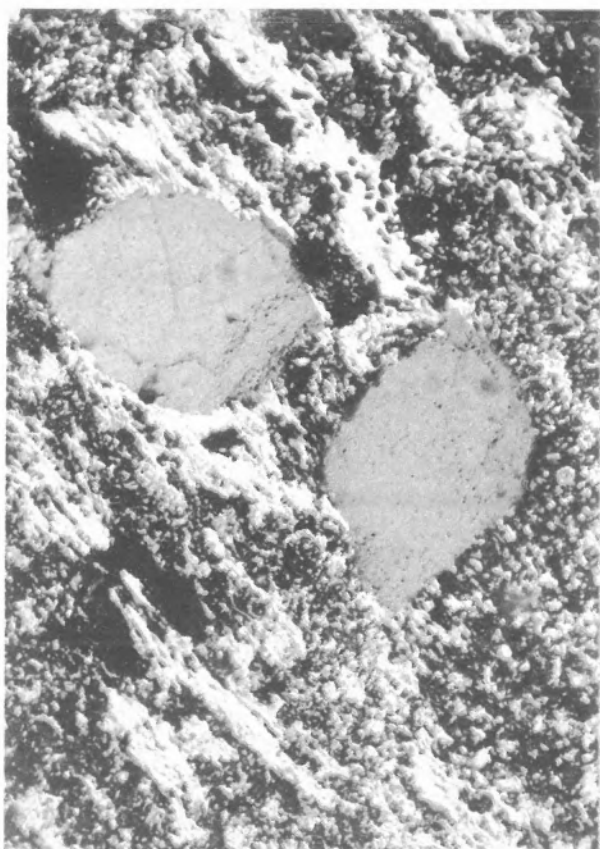
C



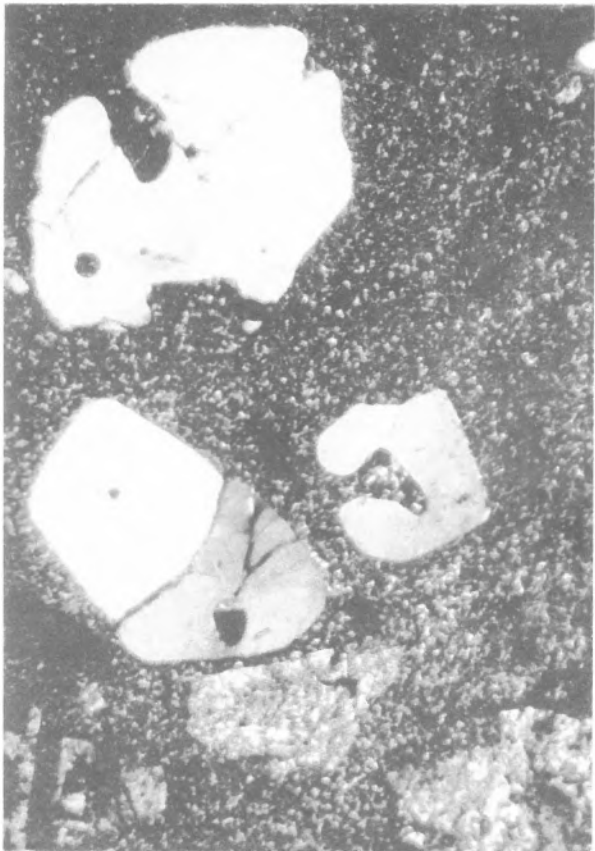
D



A



B



C



D

# Alsóperm szubszekvens vulkanit

## Kékkúti Dácit

Első feltárására 1958-ban, a MÉV Kékkút 1. sz. kutatófúrása révén került sor. A vizsgálatok eredményeit összefoglaló kéziratos jelentést BUBICS ISTVÁN készítette (1960). Ezt követően a balatonfelvidéki felsőperm rétegösszlet kutatása során több fúrás feltárta (Badacsonyörs Bő-11, Káptalantóti Kt-3, Mindszentkál M-1, Köveskál Kk-3, Gyulakeszi Gy-5, Tótvázsony Tv-1). 1975-ben mélyült le a MAJOROS GYÖRGY által tervezett Kékkút K-4 jelű fúrás, amely a fedő Balaton-felvidéki Vöröshomokkő alatt, a fekvőjében települő Kékkúti Mészke formációig 630 m vastagságban, végig magfúrással harántolta. Ez a Kékkúti Dácit sztratotípusa (77). A tárgyalt képződményt kvarcporfirnak, majd kvarcporfirritnak, MAJOROS GYÖRGY dácitporfirritnak nevezte.

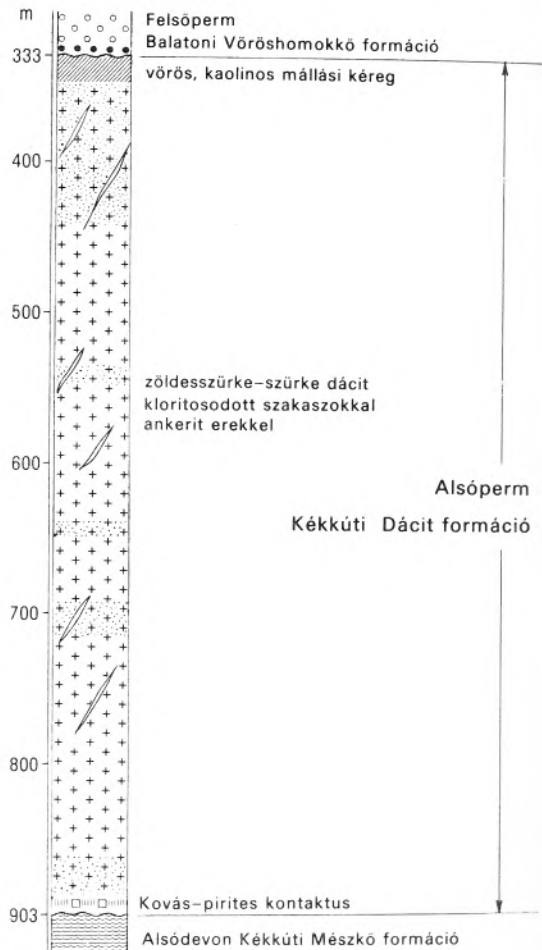
A Balaton-felvidéken Nemesgulács és Tótvázsony között, mintegy 150 km<sup>2</sup> területen kutatófúrások rétegsorából és bazalttufa xenolit zárványaként ismerjük a Kékkúti Dácit elterjedését (78). A ma ismertnél jóval nagyobb, távolibb elterjedésre utal a Balaton-felvidéki Vöröshomokkő 30–50% részarányú, Kékkúti Dácit kavicsanyaga.

A sztratotípus K-4 jelű fúrás az alsódevon Kékkúti Mészke kontakthatással (kovásodás-piritesedés) települő dácitot teljes vastagságban feltárta. Fedőjében – vastag kaolinitben dús mállási kéreg fölött – diszkordánsan a középső-felsőperm Balatonfelvidéki Vöröshomokkő települ.

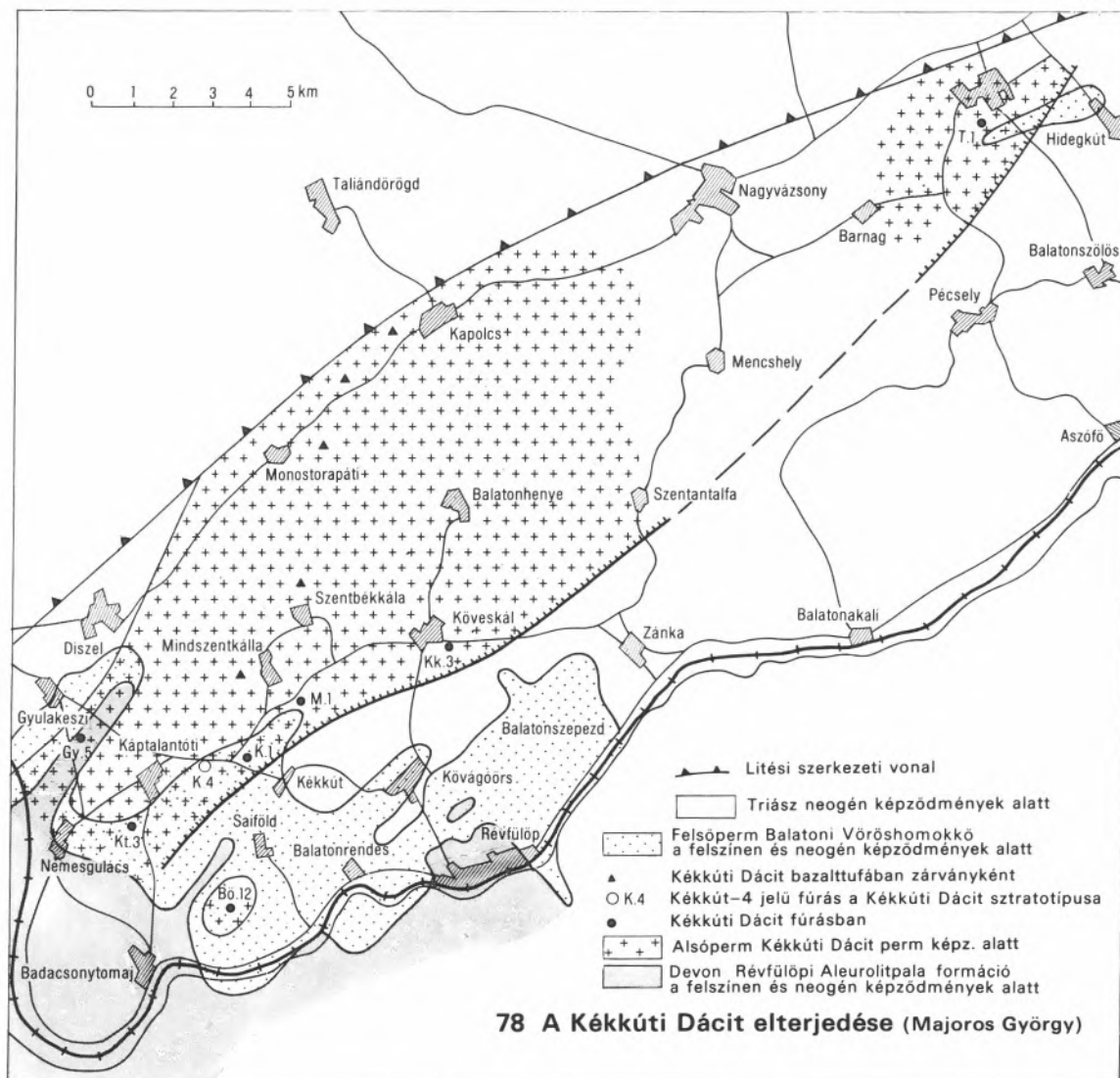
Makroszkóposan a kőzet zöldesszürke–szürke színű, porfiros szövetű, karbonátos erekkel átjárt. Az alapanyag, amely a kőzet nagyobbik részét alkotja (60–80%), tömött, finomkristályos szövetű. A viszonylag ritka üde kőzet friss törési felületén 1–3 mm (esetenként nagyobb), túlnyomórészt kerek, alárendelten idiomorf, vitztiszta kvarc-  
szemcsék található. Hasonló gyakoriságúak az 1–2 mm nagyságú limonitos-szericites csomók,

ritkán hatszögletű pszeudomorfozák. A földpát 2–5 mm-es, saját alakú vagy szabálytalan formájú kristályai az alapanyaggal megegyező színűek.

Vékonycsiszolatok vizsgálata alapján a kőzet szövete mikroholokristályos, porfiros [76].



**77 A Kékkúti Dácit formáció sztratotípusa a K-4 jelű fúrás 333–903 m közötti szakasza**



78 A Kékküti Dácit elterjedése (Majoros György)

Az alapanyag mikrolitos-metaszferolitos. A mikrolitokat szericitesedett plagioklászlecek képezik. A metaszferolitok jelenleg szericittel és vasoxidal szennyezett kvarcból állnak. Eredeti szferolitos felépítésükről a szennyeződések eloszlása, valamint a kvarc kioltásának jellege (Brewsterkereszt nyomai) tanúskodik.

A porfirós ásványkiválások 1–5 mm-esek, ritkán elérik a 10 mm-t is. Nagyobbik részük földpát. A porfirós földpát erősen bontott savanyú plagioklász, poliszintetikus ikerlemezősséggel.

Igen kevés aprószemű pertites kálföldpát is megfigyelhető; inkább a formáció felső részén található csizolonként 1–2 szemcse. A kvarc nagyrészt xenomorf lekerekített, a magmás rezorpció nyomaival, ritkán idiomorf. Általában kissé kaktasztos és hullámos kioltású. Néha alapanyag zárványos, máskor csaknem víztiszta. A biotit és amfibol csak alakjuk, ill. bomlástermékeikkel kioltott pszeudomorfózáik alapján ismerhetők fel. Eredeti anyaguk klorit, szericit, hematit, opak érc és karbonátásványokból álló halmazzá alakult át.

A járulékos ásványok (apatit, cirkon, gránát, opak érc) mennyisége igen alárendelt.

A K-4 jelű fúrás anyagának szelvényyszerű vizsgálata alapján a formáció felső részében kissé növekszik a porfíros kvarcsczemcsék mennyisége, ugyanakkor csökken a plagioklász mikrolit aránya és az alapanyag kissé felzites jellegűvé válik. Mindezek a vulkanit felső részének valamelyest savanyúbbá válására utalnak. Ennek ellenére a kémiai elemzések alapján a 630 m vastagságban feltárt vulkanit kőzetanalóg meglehetősen homogén lávakőzet.

A kémiai összetétel jellemző adatai ( $n = 6$ ), súlyszázalékban:

SiO <sub>2</sub> = 64,18	FeO = 3,80	Na <sub>2</sub> O = 3,17
TiO <sub>2</sub> = 0,59	MnO = 0,04	K <sub>2</sub> O = 3,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 14,32	MgO = 1,92	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> = 0,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 2,54	CaO = 1,56	Izz. v. = 2,18
		CO <sub>2</sub> = 1,82

A nyomelemtartalom egyhangú és szegényes.

Feltűnő a kőzet viszonylag magas K-tartalma annak ellenére, hogy gyakorlatilag nem tartalmaz fenokristályos káliföldpátot. Feltehető, hogy a kálium túlnyomórészt az alapanyagból származik. A kémiai elemzések adatai egyértelműen dácitra utalnak.

Az utólagos kőzetátalakulás szericitisedéssel és kloritosodással kezdődött. A szericit plagioklász pszeudomorfozátokat alkot és az alapszövet szemcseközi részét tölti ki, valamint slíreket és hajszálvékony érhálózatot képez. Hasonló a kolorit megjelenési formája is. Ezt követi az albittal társult hajszálvékony kvarcerek képződése. Fiatalabb a vulkáni kőzet kataklázisa, amelyhez karbonátos metasomatózis kapcsolódott, amit világos, fakószürke elszíneződés jelez. A karbonátásványok porfíroblasztokat helyettesítenek, szabálytalan foltokat alkotnak. Gyakoriak a dolomit és kalciterek.

A K-4 jelű fúrásban 1,5 m hosszúságban kvarc-kalcit-sziderit-barit tartalmú telérkitöltés volt, a kvarcos-kalcitos szakaszon galenit kalkopirit, tennantit érchintéssel. Mindez alacsony fokozatú zöldkovesedésre, és azt követő alacsony hőmérsékletű hidrotermális tevékenységre utal.

KOVÁCH ÁDÁM a Kékkúti Dácit Rb/Sr izotóp korát öt minta vizsgálata alapján  $277 \pm 45$  millió évesnek határozta meg. Ez az adat nincs ellentmondásban a földtani megfontolásból adódó alsóperm besorolással. A Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> hányados értéke  $0,7189 \pm 0,0045$ , ami kontinentális kéregeredetre utal.

A K-4 jelű fúrással feltárt lávakőzet nem egyedüli kőzetkifejlődése a Kékkúti Dácitnak. A Tv-1 jelű fúrás rétegsorából dácit anyagú mállott vulkáni tufát irtak le, valamint a permi konglomerátumban is találtak dácittufa, összesült tufa és fluidális-felzites dácitanyagú kavicsokat.

A Kékkúti Dácit földtani adottságai a bolzanoi kvarcporfír vidék földtani viszonyaira emlékeztetnek. Az alsóperm üledékképződés hiányzik, helyette nagy vastagságú vulkanit keletkezett, amelyre a középsőperm Grödeni (Balatonfelvidéki) konglomerátum transzgredált. A perm fáciesövek helyzete, a dácitkavicsok csökkenése ÉK-i irányban DNy-ről Ék-i irányú szállításra utal. A nagy tömegű dácitkavics és azok nagy fokú lekerekítettsége a dácit távolabbi DNy-i meglétét is feltételezi.

## Irodalomjegyzék

### *Kékkúti Dácit*

FAZEKAS VIA – MAJOROS GYÖRGY – SZEDERKÉNYI TIBOR  
1981: Late Paleozoic Subsequent Volcanism of Hungary. – IGCP Project No 5, Newsletter No 3, pp. 61–69.

# Felsőperm formációk

A Dunántúli-középhegység területén három, egymáshoz a fácies törvénynek megfelelően kapcsolódó felsőperm s.l. (középsőperm és felsőperm s. str.) formáció található:

- a Balaton-felvidéken, majd ÉK felé egészen Várpalota–Csór vonaláig, valamint a Téli-antiklinális területén, a saali diszkordancia felülettől a perm-triász határig, kontinentális, folyóvízi-árteri eredetű, törmelékes rétegösszlet képviseli a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formációt,

- Várpalota és Csór környékén tenger menti szabkha fáciesű és lagúna eredetű képződmények jelennek meg a törmelékes rétegösszleten belül, majd ÉK felé, a Vértes keleti előterében – lagúna eredetű képződményekkel váltakozva – ezek jutnak túlsúlyra a rétegösszlet felső részében, a fekvőben itt is jelen levő Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció felett; ez a Tabajdi Evaporit formáció,

- a Vértes-előtér északi részén, valamint a Vencei-tó déli oldalán lagúna eredetű dolomit képviseli, az itt háromszatú felsőperm réteg-összlet legfelső tagját a Dinnyési Dolomit formációt.

A fő fáciesek (formációk) egymás melletti és fácieseltolódással létrejött egymás fölötti megjelenését nagyszámú ciklotéma és két oszcillációs ciklus egymásra épülése, illetőleg transzgresszív jellegű eltolódása hozta létre (105). Mindez teljes összhangban történt a Tethys self és különösen a „Drauzug-öböl” felsőperm fejlődéstörténetével.

## A földtani megismerés története

FRANÇOIS Sulpice BEUDANT 1818. évi magyarországi utazása során a Balaton-felvidéket is felkereste, amelyről 1:100 000 méretarányú földtani térképet és két földtani szelvényt is közölt. A konglomerátum és vöröshomokkő formációt a Rothliegende-vel azonosította. BEUDANT munkája után évtizedeken át nem jelent meg erről a területről számottevő földtani publikáció.

A Monarchia WILHELM Haidinger által szerkesztett és 1845-ben közreadott 1:864 000 méretarányú első áttekintő földtani térképe (Geognostische Uebersichtskarte der Oesterreichischen Monarchie) kevés előrelépést jelentett BEUDANT munkájához képest.

Az 1849-ben alapított bécsi földtani intézet geológusai közül V. ZEPHAROVICH (1856) és K. M. PAUL (1861–62) térképezte a Balaton-felvidéket. ZEPHAROVICH még „Werrucano und Werfener Schiefergebirge”-t említ, PAUL már „Werrucano und Werfener Schiefergebirge”-t említ. Ezen az ismeretességi szinten ábrázolta a permet FRANZ RITTER von HAUER a Monarchia 1868–1871 között közreadott 1:576 000 méretarányú áttekintő földtani térképén (Geologische Übersichtskarte der Österreich-Ungarischen Monarchie). 1870-ben megjelent áttekintésében a balaton-felvidéki „vörös, durvaszemcsés, csillámos homokkővet és konglomerátumot” a Déli-Alpok grödeni homokkővel azonosította.

Az 1869-ben alapított M. Kir. Földtani Intézet programjában első helyen szerepelt a Dunántúl felvétele. A Bakony déli részét és a Balaton-felvidéket BÖCKH JÁNOS térképezte. „A Bakony déli részének földtani viszonyai” c. munkájában a perm képződményeket a „tarkahomokkő képlet” legidősebb tagjaként a triászba sorolta (1872).

LÓCZY LAJOS „A Balaton környékének geológiai képződményei és azoknak vidékek szerinti telepedése” c. monográfiában specialisták bevonásával (SCHAFARZIK FERENC, TUZSON JÁNOS) részletesen foglalkozik a perm képződményekkel is. Megfigyelései napjainkig terjedően helytállóknak bizonyultak.

Ezután közel 50 év leforgása alatt csak kisebb tanulmányokban: IFJ. LÓCZY LAJOS 1937, SCHRÉTER ZOLTÁN 1942, érintőlegesen esik szó a perm képződményekről.

A hatvanas évektől kezdve jelentősen megnövekedett a publikációk száma: GREGUSS PÁL 1961,

1967, JUHÁSZ ÁRPÁD 1962, DUDICH ENDRE-HALÁSZ ÁRPÁD 1967, KASZAP ANDRÁS 1968, KOTÁSEK, J.-KRŠ, M.-JÁMBOR ÁRON 1969, JÁMBOR ÁRON-KORPÁS LÁSZLÓ 1971.

Országos áttekintés keretében fogalmazta meg nagyszerkezeti, rétegtani, ill. ősföldrajzi állásfoglalását VADÁSZ ELEMÉR 1954, SZENTES FERENC 1964, BALOG KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972, BALOGH K. – BARABÁS A. – MAJOROS GY. 1973, WEIN GYÖRGY 1978 és KASSAI MIKLÓS 1980.



Új korszakot nyitott meg a földtani megismerés számára a Pécsi Uránércbánya Vállalat 1958–1968 közötti balaton-felvidéki–balatonfői részletes földtani térképezése, amelyhez számos térképező és szerkezetkutató fúrás kapcsolódott. Ennek a kutatásnak hosszú

időn át gyakorlati és szellemi vezetője MAJOROS GYÖRGY, aki közreadott tanulmányai (1964, 1980, 1983) mellett a monografikus összefoglalásra is hivatott. Önzetlenül rendelkezésemre bocsátott kéziratok anyagára támaszkodva készült a jelenlegi áttekintő összefoglalás.

Jelentős hozzájárulás a felsőperm rétegtani tagolásához STUHL ÁGNES 1961. és 1975. évi spormorpha tanulmányai. FREYTET, P. és CROOS, P. szedimentológiai megfigyeléseik eredményeit publikálták (1984). Végül a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő perm-triász határ szelvényeire vonatkozóan korszerű feldolgozást találunk HAAS JÁNOS, GÓCZÁN FERENC, ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA, BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES, BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ és MAJOROS GYÖRGY két tanulmányában (1986, 1987). A káptalantóti és a csopaki vasúti bevágás felszíni perm-triász határszelvények rétegsorát, valamint a végig magfúrással mélyült Köveskál Kk-9 jelű fúrás, az Alcsútdoboz Ad-2 jelű és a Gárdony Gá-1 és Gát-1 (Gá-1a) jelű földtani alapfúrások által feltárt perm-triász határ rétegcsoportok mintaanyagát dolgozták fel mértékadó részletességgel és pontossággal, széleskörű nemzetközi összehasonlítással.

## Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció

### Elterjedés, település, tagolás

A Dunántúli-középhegység paleozóos–mezozóos szinklinóriumának DK-i szárnyán a Dióskál Di-5 jelű fúrástól az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrásig terjedően, mintegy 150 km csapáshosszban ismerjük a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő feltárásait. Badacsonyörs és Zánka között 12 km hosszú és 5 km szélességű területen (79, 80), majd Aszófő és Fűzfő között 22 km hosszú és 3 km legnagyobb szélességű övben (81, 82) a felszínen is tanulmányozható. Kisebb foltokban a litéri feltolódás északi oldalán is vannak feltárásai (Gyulaeszi, Hidegkút és Litér környékén).

A szinklinórium ÉNy-i szárnyán, a tétí antiklinális területén kutatófúrások tárták fel a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formációt (Alsószalmavár Asz-1, Bakonyszentlászló Bszl-1, Csót Cst-1, Tét T-2). A Várpalota–Csór vonalában még csak közbetelepülésként megjelenő evaporitos Tabajdi formáció a Vértes K-i előterében uralkodóvá válik (T-5), majd K–ÉK felé a nyíltlaguna fáciesű Dinnyési Dolomit veszi át a vezető szerepet (Ad-2, Di-1, -3, Gá-1, -1a). Ez utóbbi területeken a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő csak a felsőperm rétegösszlet alsó részén jelenik meg kis vastagságban. (VII. melléklet).

A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő egyes kőzetfácieseit és azok megjelenési módját részletesen a földtani kifejlődés fejezetben tárgyaljuk. Ezúttal a formáció egészének eltérő településmódját hangsúlyozzuk a fekvő Balatoni Fíllal, a Dinnyési Granodiorittal és a Kékkúti Dácittal szemben. A diszkordanciát jelentős üledékhézag, a fekvő képződmények eltérő települése, egyenetlen lepusztulása és erőteljes morfológiája képviseli. A rétegösszlet hézagossága és a gyakori heteropikus fáciesek a folyóvízi üledékképződés sajátosságai. A Tabajdi formációval üledékfolytonosság, ill. fokozatos fáciesátmenet kapcsolja össze. Az alsótriász sekélytengeri rétegsor – fekvőjében DNy felé növekvő üledékhézaggal – parakonform módon települ a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció felett. Az alpi tektonikai fázisok enyhe

redőződést, pikkelyeződést és töréses szerkezet-alakulást hoztak létre.

A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció két szedimentációs ciklus terméke. Az alsó (A) ciklus bázisán helyenként fosszilis lejtőtörmelék (fanglomerátum) található, majd általános elterjedésben (a Tabajdi és a Dinnyési formáció alatt is) durvatörmelék konglomerátum és vörös homokkő települ. Az üledékgyűjtő az „A” ciklus során – az egyidejű, egyenetlen süllyedés ellenére – feltöltődött és tenger menti ártéri síksággá alakult. A felső (B) ciklus újabb nagy tömegű, de finomabb szemcséjű törmelékenyag beáramlását jelentette, az üledékgyűjtő további, egyenetlenebb süllyedése mellett (105).

A két oszcillációs ciklus felveti a formáció két tagozatra osztásának lehetőségét. Balatonalmádi („A ciklus) és Tótvázsonyi („B ciklus) tagozatként megkíséreltük ennek keresztülvitelét, de a két tagozat sokrétű kifejlődésbeli azonossága és kevés sajátos jellege nem tette lehetővé a szándék megvalósítását.

Önálló tagozatnak jelenleg a felsőperm előtti diszkordancia felületen foltokban megjelenő Paloznaki Fanglomerátumot, és a rétegösszlet bázisán általános elterjedésű Badacsonyi Konglomerátumot tekintjük.

A formáció fő tömegét és kifejlődési jellegét a „vörös homokkő és aleurolit tagozat” képviseli.

## Földtani kifejlődés

### Paloznaki Fanglomerátum tagozat

A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció bázisán helyenként vörös színű, durva szemcsés, lazán cementált polimikt breccsa található. Földtani kifejlődése a felszínen is tanulmányozható. Típusfeltárása a paloznaki Verespart (83), amelynek a legutóbbi műút- és a korábbi vasútépítés előtti állapotáról LÓCZY LAJOS adott szemléletes leírást: „Olyan ez a kőzet, mint valami fillithegyoldal megkeményedett kőfolyása”. Törmelékanyagának közettani összetétele a veresparti feltárásban: nagyon sok aleurolit- és homokkőpala, sok metaandezit(?), kevés metariolit és kvarcit, valamint igen kevés kovapala és mészkő.

A fanglomerátum-előfordulások vastagsága

változó: néhány métertől száz métert meghaladó is lehet (84). Törmelékanyaga a közvetlen környezet lepusztulásából származik. Osztályozatlan és rétegzetlen. Leggyakrabban 3–5 cm-es, alig koptatott közettörmelékből áll; alárendelten azonban nagyobb görgetegeket is tartalmaz [79]A. Kötőanyaga vörös, vasoxidos, aprószemcsés aleurolitpala-törmelék. Elég gyakran dolomit- és gipsz-, ritkán hematitkonkréciók, ill. kötőanyagrészek is találhatóak.

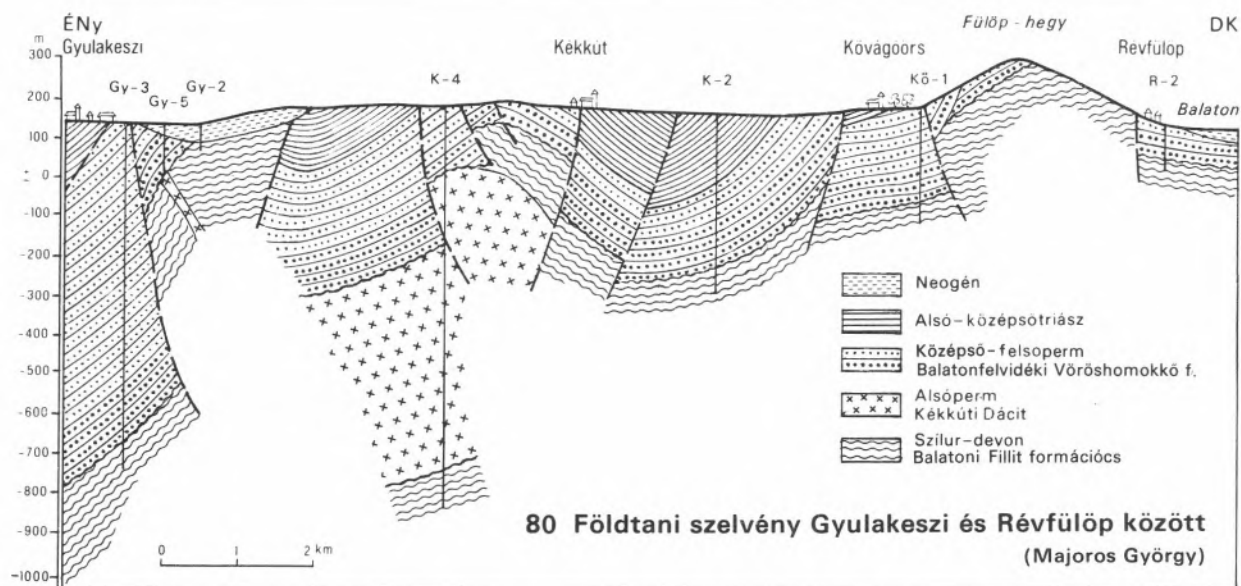
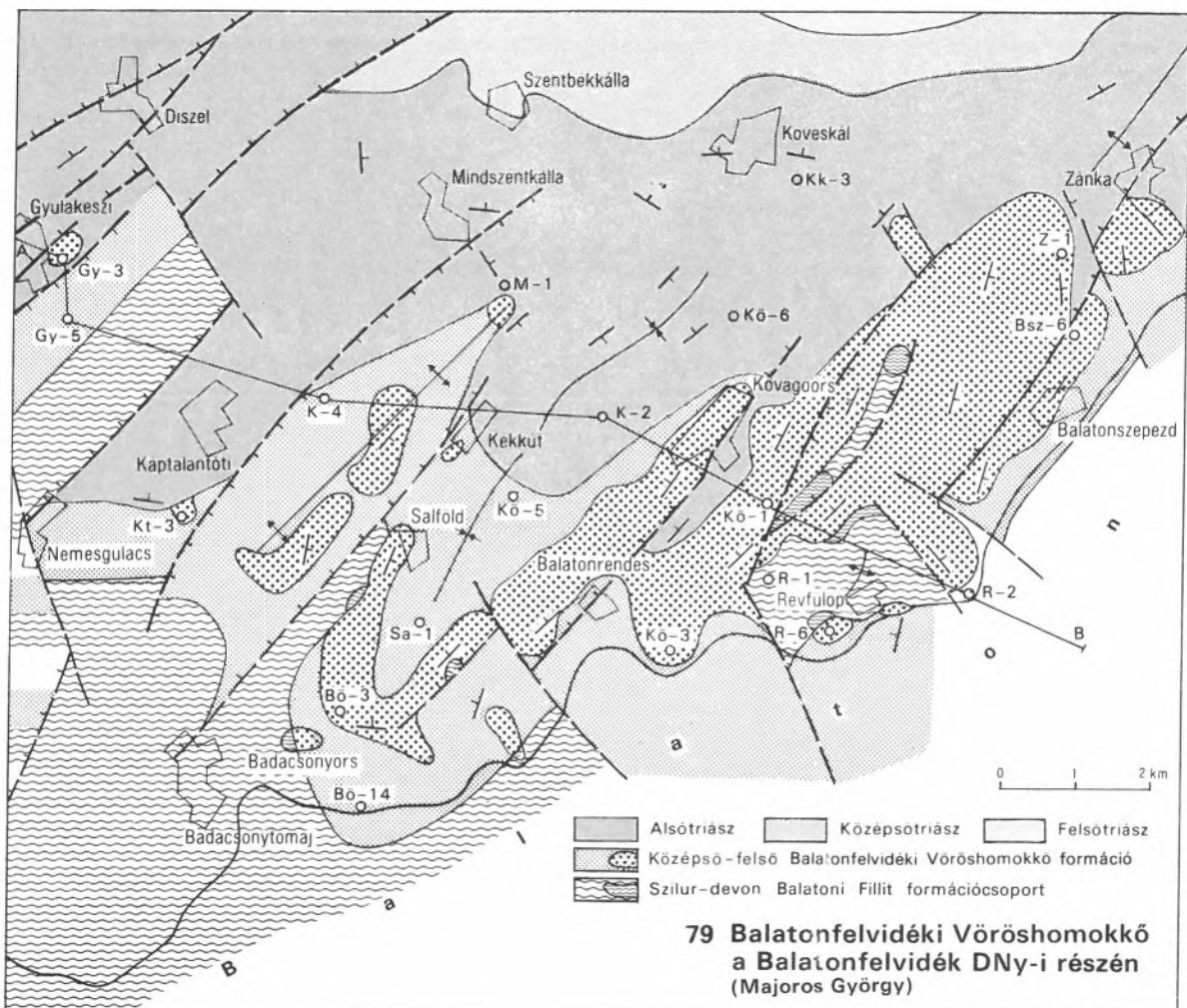
A Paloznaki Fanglomerátum szemiárid klímán kialakult fosszilis lejtőtörmelék, ill. alluviális törmelékkúp.

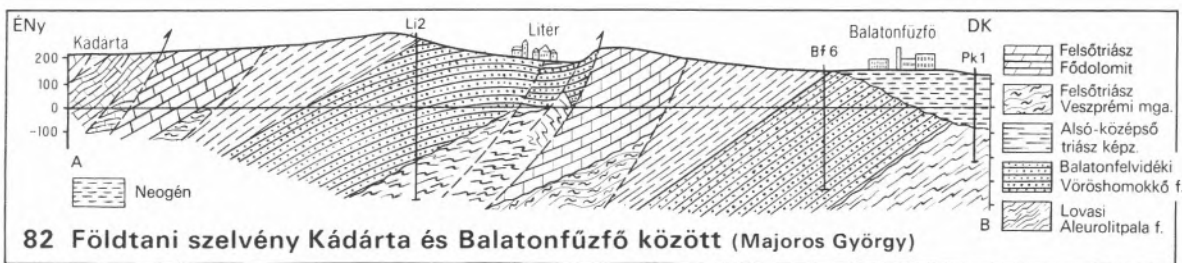
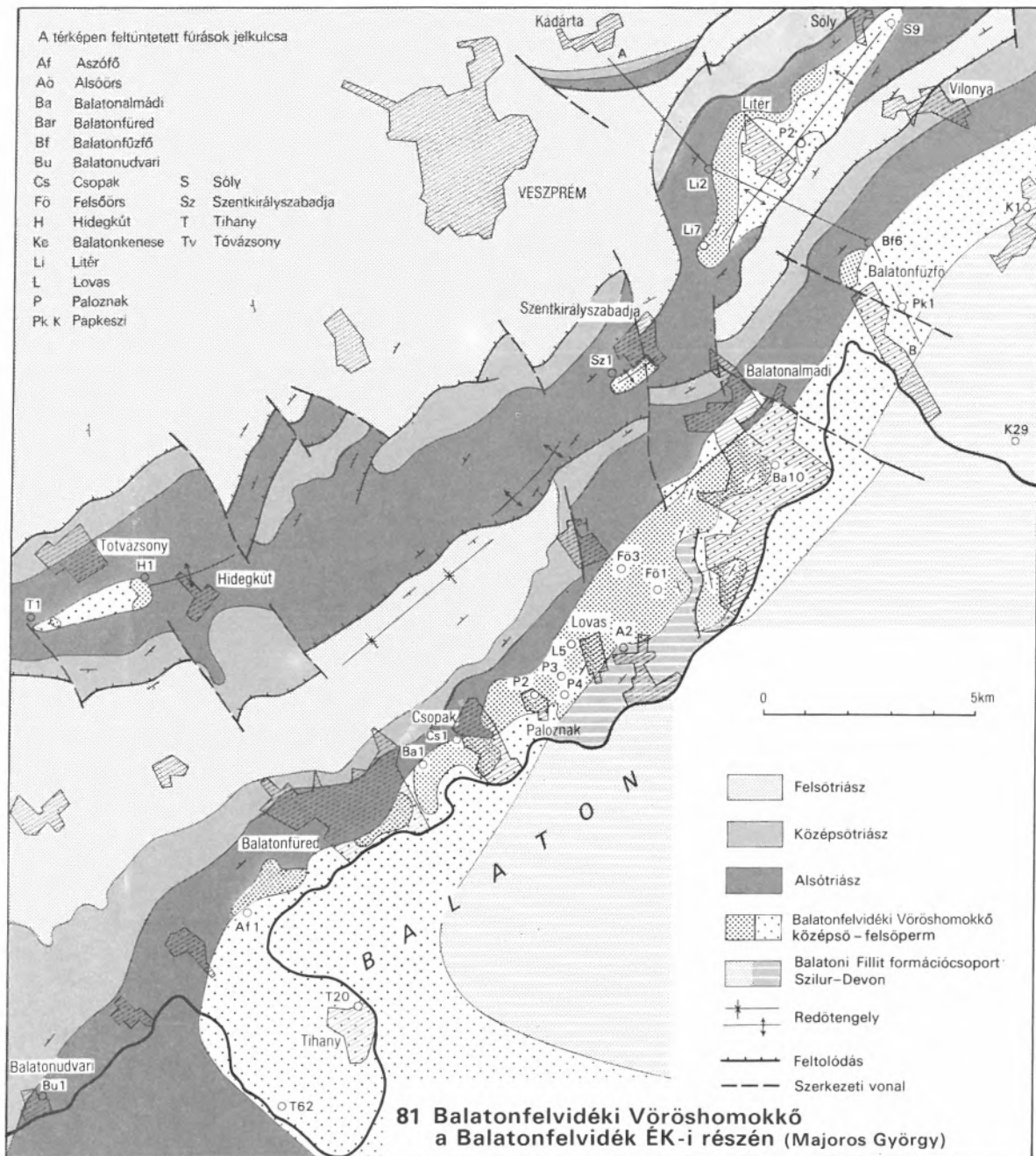
### Badacsonyi Konglomerátum tagozat

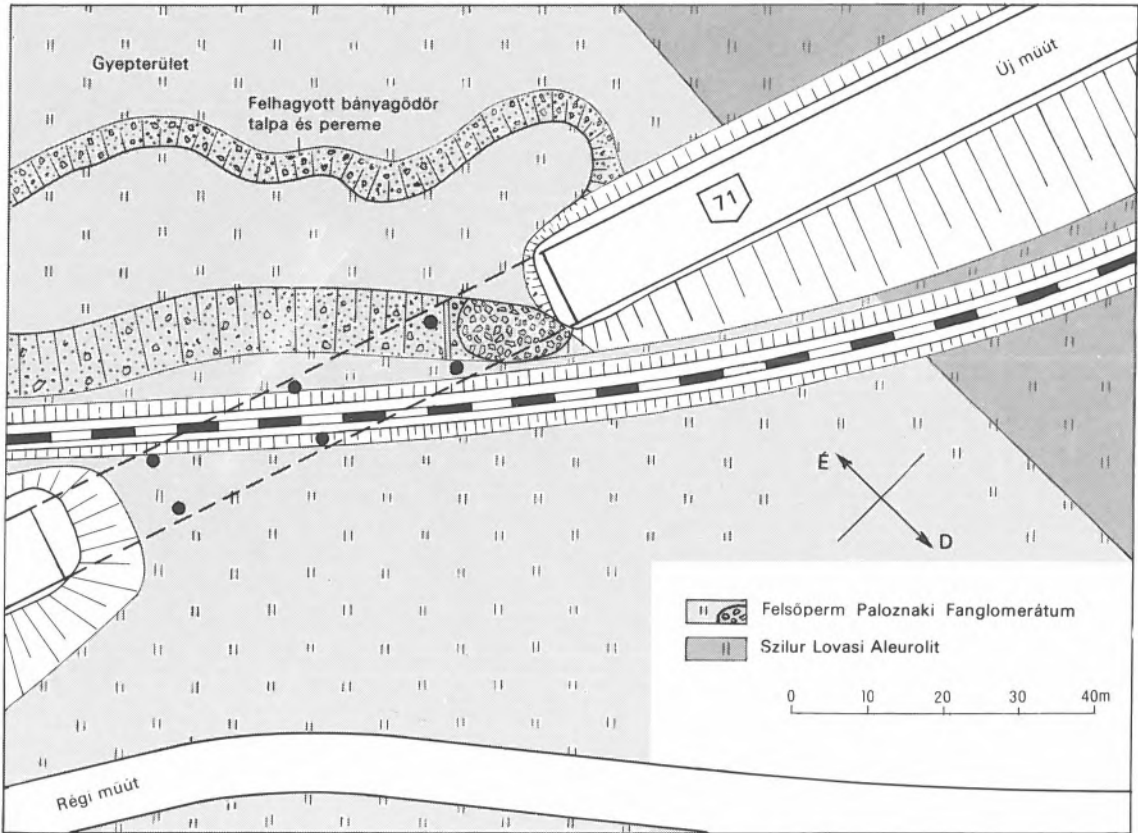
A hercini orogén fázisokat követő nagyarányú lepusztulást és törmelékfelhalmozódást a Dunántúli-középhegység területén a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció képviseli. Ennek általános elterjedt durva-törmelék kezdő tagozata a Badacsonyi Konglomerátum. A formáció első (A) üledékciklusának alsó részét képviselő tagozat önmagában is két részre tagolható. Konglomerátum padok – alárendeltebb mértékben – a második (B) üledékciklus peremi fáciesében ismét találhatóak. A Badacsonyi tagozatot, de a magasabb helyzetű konglomerátum rétegcsoportokat is, eróziós határral fellépő, majd homokkőbe és aleurolitba átmenő ciklotémák építik fel. A Badacsonyi Konglomerátum a felszínen számos helyen tanulmányozható (85, 87, 88) [77]. Vastagsága – az egykori ősföldrajzi helyzettől függően – igen változó (90): a teljes hiánytól (T–2, Cst–1) kettőszáz métert elérő, ill. meghaladó vastagságig terjed (Gy–3, K–4, Lo–5, Ta–5). Színe 50–55%-ban vörös, 40–45%-ban szürke, ill. a vörös és szürke átmeneti változata.

A konglomerátum kavicsainak túlnyomó része jól azonosítható az egykori környezetet alkotó Balatoni Fillit formáció csoport és a Kékküti Dácit formáció kőzetfajtaival:

A Balatonfőkajári Kvarcfillit csak néhány százalékból részesedik a konglomerátum anyagi összetételéből, és mennyisége a Balaton-vonaltól távolodva csökken. Uralkodó részarányú az aleurolitpala laterálszekréción eredetű kvarcanyag és







83 A „Paloznaki Verespart” a vasút és az új út megépítése után

az ellenállóbb anyagú homokkőpala. A Kékkúti Dácit elterjedési területéhez kapcsolódóan igen gyakori annak vörös és szürke színű kavicsa. Alárendelten található kovapala, Litéri Diabáz, Révfülöpi Metaandezit és Alsóörsi Metariolit anyagú kavics, valamint egy-egy mészkő és gneisz kavics (89).

A kavicsok nagysága széles határok között változik az aprószemcsésű gravellitől, a 10–15 cm átmérőjű görgetegeket tartalmazó durva konglomerátumig. A leggyakoribb kavicsnagyság 3–6 cm. A teljes szemcseeloszlás görbék – folyóvízi üledékekre jellemző – bimodális eloszlást mutatnak, a homok- és a kavicsfrakció elkülönülésével (89).

A konglomerátumnak két szöveti típusa figyelhető meg: a homokkő mátrixban úszó izolált kavi-

csokból álló konglomerátum (matrix supported conglomerate, ill. homokvázú konglomerátum), és az érintkező kavicsokból álló konglomerátum, csak a hézagokat kitöltő homokkővel (clast supported conglomerate, ill. kavicsvázú konglomerátum). A kavicsanyag rétegen belüli elhelyezkedéséből és egyéb morfológiai jelenségekből az anyagáramlás irányára és a felhalmozódás jellegére lehet következtetni. A Szádeczky-féle módszerrel végzett kavicsgörgetettségi vizsgálat közepes értéket adott ( $V+P/2 = 6,5$ ).

A konglomerátumot, ill. annak homokkő mátrixát az üledékgyűjtő peremén és a medencebeli hátságokon kovás–kaolinites kötőanyag cementálja. Itt a törmelékanyag is érettebb összetételű. A medenceterületeken a kötőanyag illites–dolomitos jellegű.

## „Vörös homokkő és aleurolit tagozat”

A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció uralkodó részarányú, névadó képződménye a vörös homokkő és a vele együtt ciklotémákban fellelő vörös aleurolit (91) [78]A. A szürke szín a peremek és a formáció alsó részének durvább szemmagyságú, pirit és szervesanyag-tartalmú mederfáciására, valamint az összlet felső harmadában gyakori intraformációs konglomerátum kisméretű, izolált lencséire korlátozódik. A megvizsgált rétegsorok homokkő–aleurolit jellegű – ártéri üledékanyagának több mint 80%-a vörös.

### Törmelékes komponensek

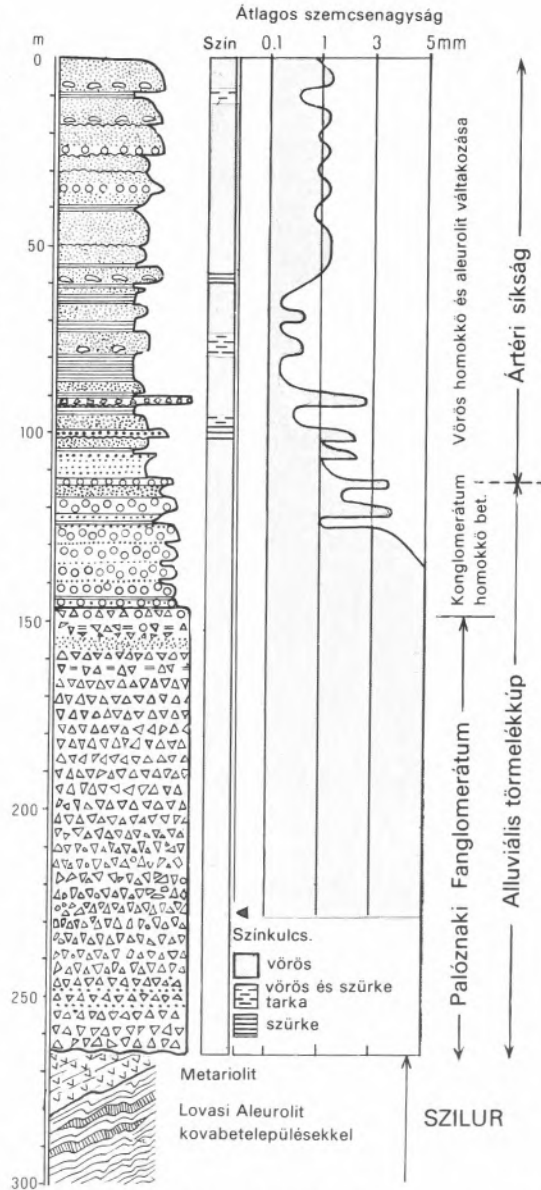
A homokkő és az aleurolit ásványtani összetétele meglehetősen egyhangú, és területileg sem mutat nagy változásokat; leginkább érettségbeli különbség állapítható meg [79]C,D. A homokkő szemcsék túlnyomó része kőzettörmelékéből és kvarcból áll, több-kevesebb, vagy egyáltalán semmi földpáttartalommal, muszkovittal és biotittal.

A homokkő szemcseanyagának 40–45%-a *kőzettörmelék*. Leggyakoribb az ópaleozóos aleurolit, homokkő és laterálszekrécios kvarc, valamint a savanyú metavulkanit törmelék. A dácit anyagú törmelék nagy mennyiségben a Kékküti Dácit elterjedésének környezetéhez kapcsolódik. A savanyú metavulkanit törmelék az Alsóörsi Metariolitból származtatható. A formáció egész területén található kis mennyiségű kvarcfillit törmelék. A jellegzetesen összefogazott, hullámos kioltású, orsó alakú kvarc szemcsék jól felismerhetővé teszik. Néhány kőzetmintában gneisz eredetű kőzettörmelék is találtak. Saját anyagú aleurolit- és dolomittörmelék is kimutatható.

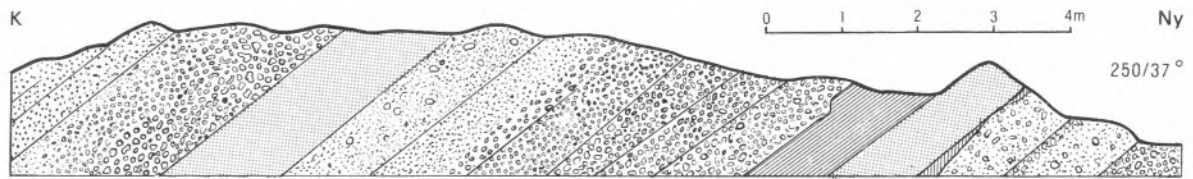
A *földpát* csak ritkán éri el a törmelékszemszék 20%-át. Leggyakoribb a savanyú plagioklász. Ritkább, de állandó elegyrész az ortoklász. Néhány mikroklin szemcse is előfordul. A földpát gyakran szericitesedett, ritkábban kaolinósodott.

A *csillámok* közül a muszkovit jól fejlett köteget, vagy tűs-léces átmetszeteket mutat, különösen a Déli-Balaton-felvidéken, ahol gyakran a sugaras rostos kaolinittel összenöve található. A kis mennyiségben állandóan jelen lévő biotit nagobbrészt kifakult, elbontott, kloritosodott.

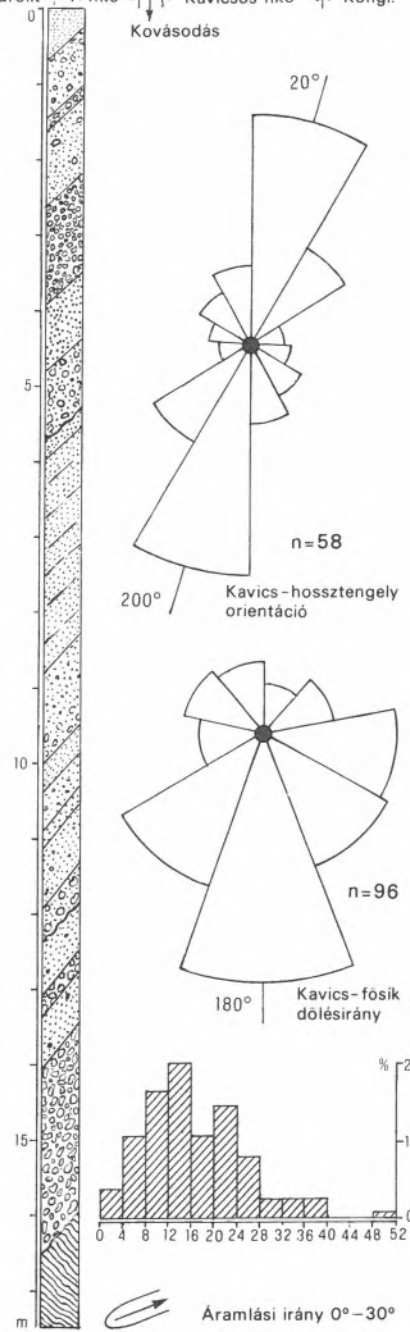
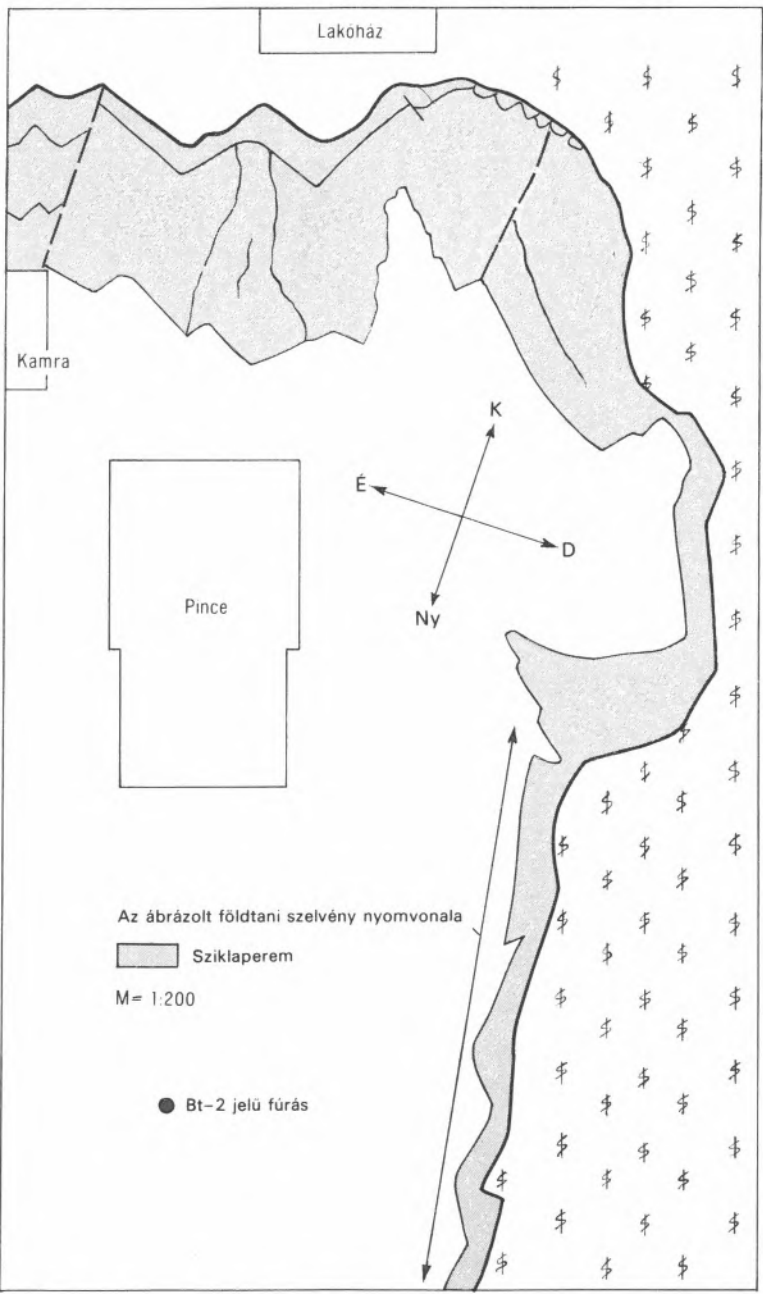
Az 1% alatti *nehézasvány-tartalom* leggyakoribb elemei a biotit és a magnetit. Viszonylag gyakori még a turmalin, a diopszid és a gránát. Egyéb nehézasványok ritkák.



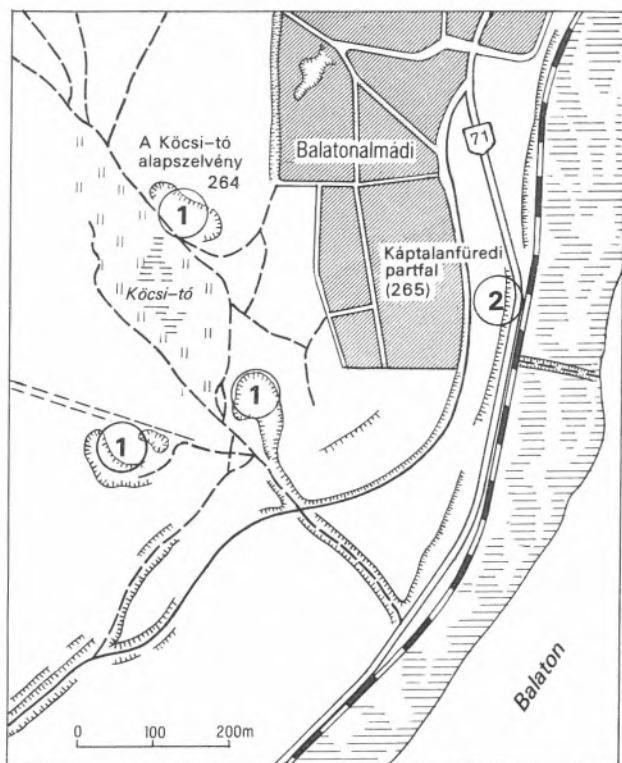
84 A Palóznaki Pa-4 jelű fúrásban feltárt felsőperm bázisrétegsor (Majoros György)



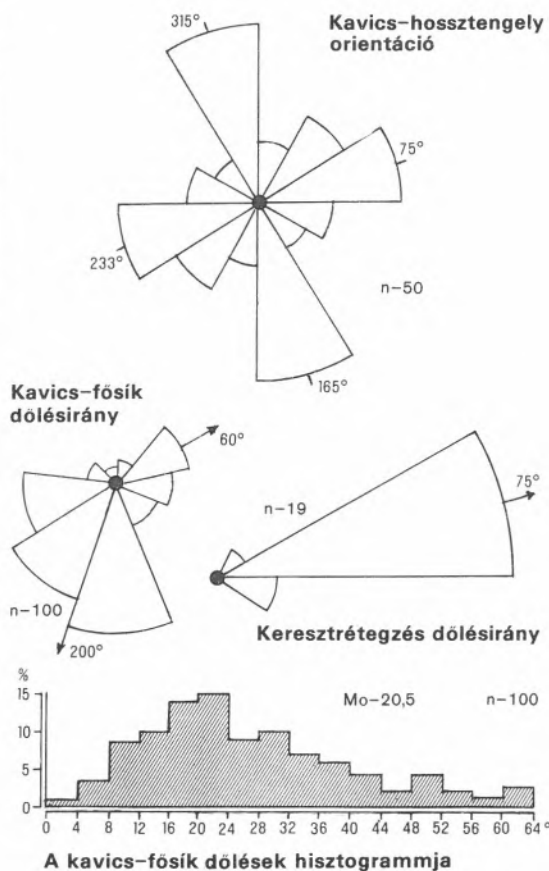
Gradált konglomerátum    Finom és durvasz. homokkő    Konglomerátum    Aleurolit    F. hkö    Kavicsos hkö    Kongl.



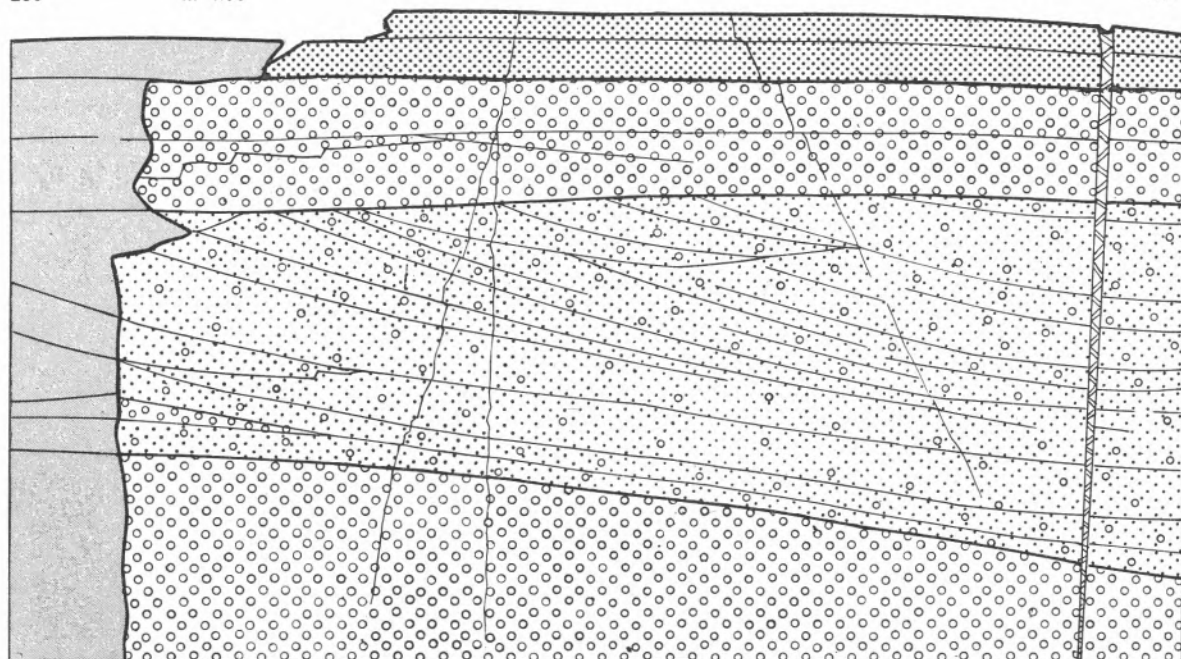
85 Badacsonyörs Tepics-domb; a felsőperm báziskonglomerátum feltárása, rétegsora és vizsgálati adatai









86 Felsőperm konglomerátum ①, homokkő és aleurolit ②, Balatonalmádi D-i részén



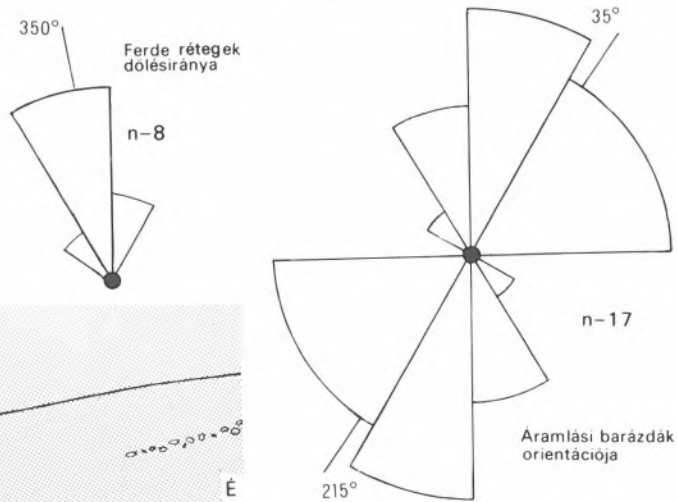
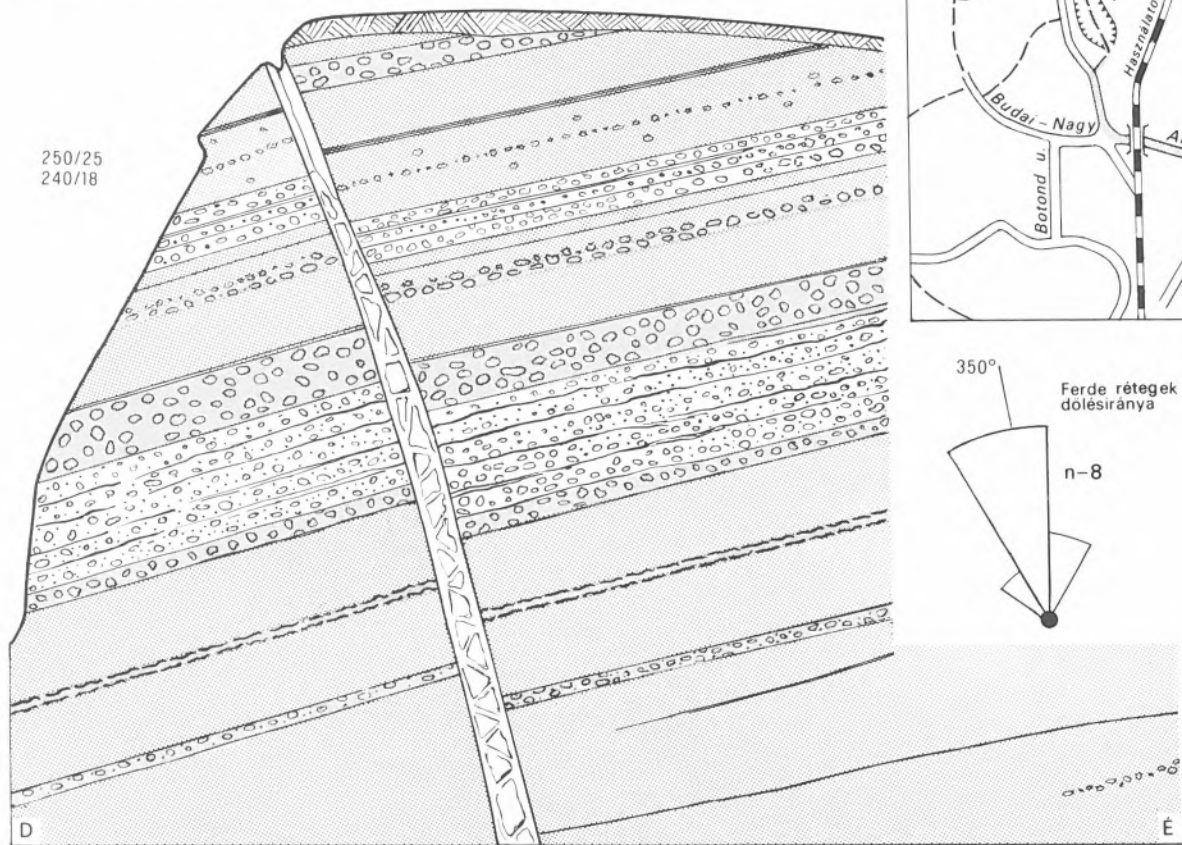
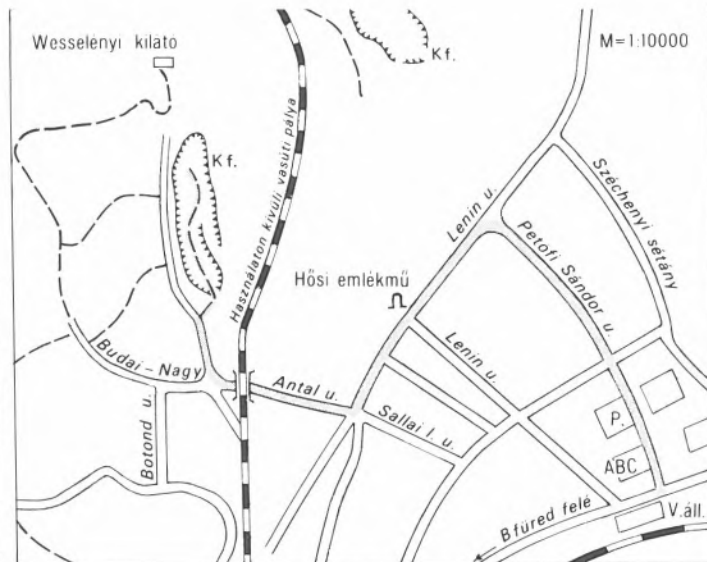
230° M=1:50



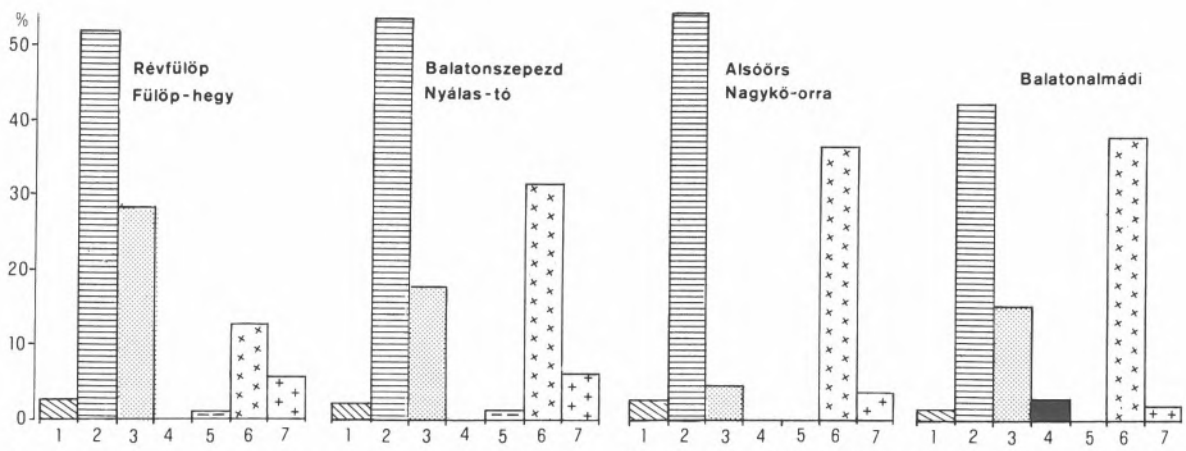
87 A „Köcsi-tó” földtani alapszelvény és a feltárásban mért paleoáramlási adatok

-  Talajtakaró és lejtőtörmelék
-  Törésvonal
-  Vörös homokkő
-  Sötétvörös agyag - aleurolit kötőanyag
-  Bioturbáció
-  Konglomerátum

Az öreg - hegyi kőfejtő helye  
és megközelítési lehetősége ▶

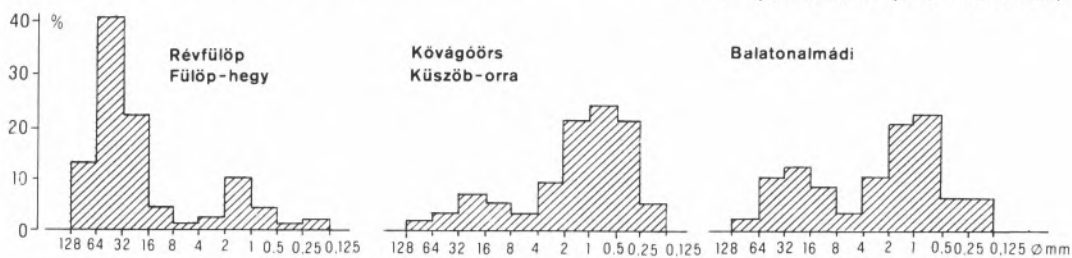


88 A balatonalmádi öreg-hegyi kőfejtő földtani szelvénye; Balatonfelvidéki Vöröshomokkő, konglomerátum padokkal

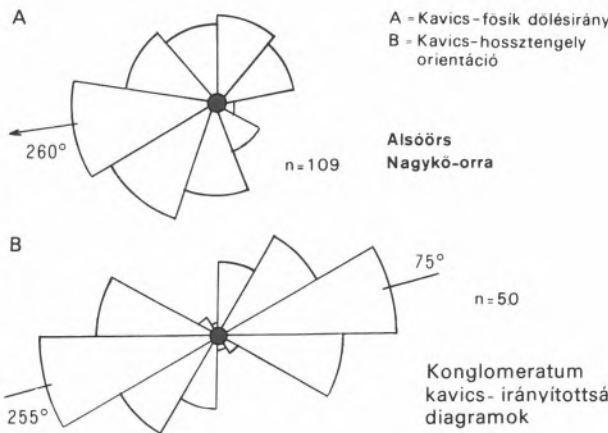
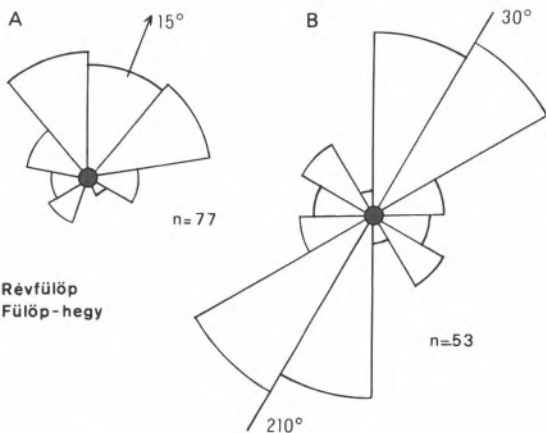
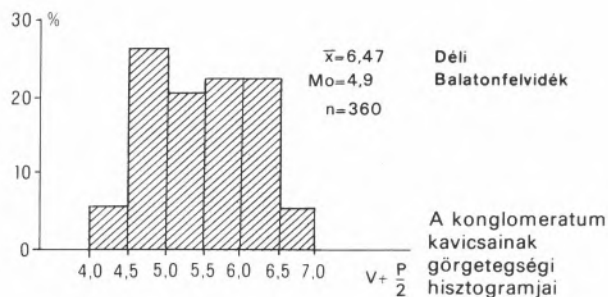
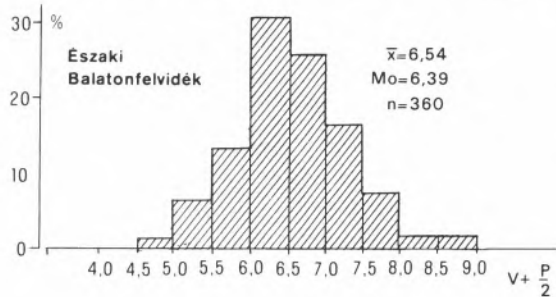


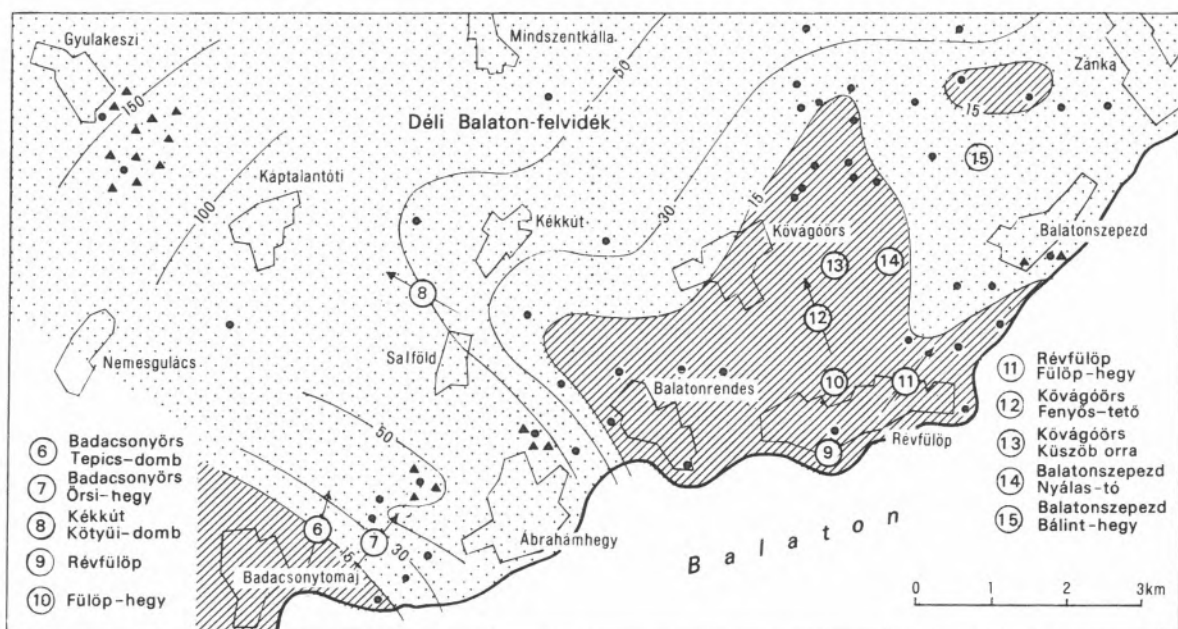
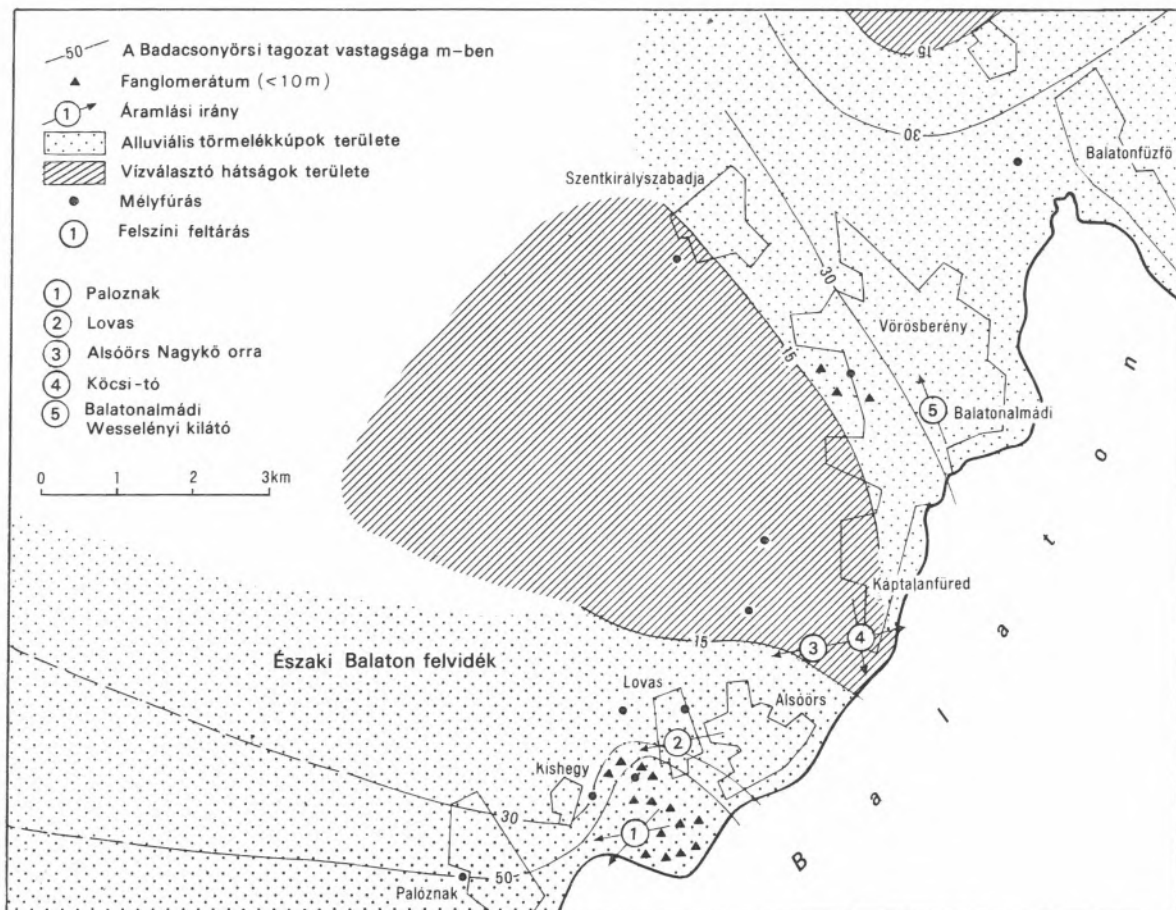
A konglomerátum kavicsainak közettani összetétele

Jelkulcs: 1 Kvarcfillit, 2 Laterátszkrécións kvarc, 3 Homokköpala, 4 Kovapala, 5 Aleurolitpala, 6 Vörös dácit, 7 Szürke dácit

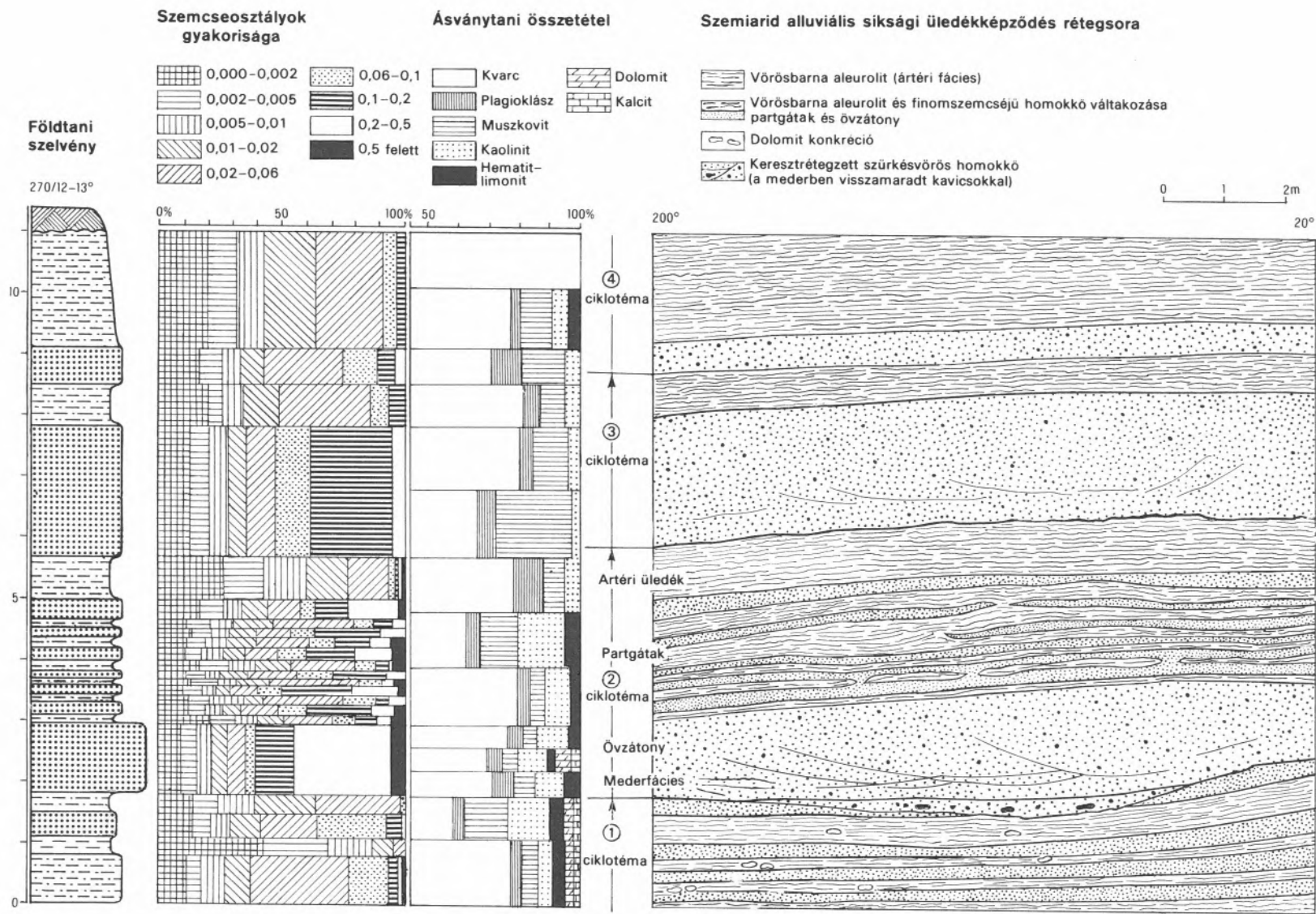


Konglomerátum rétegek szemcseösszetétel histogramjai





90 A Badacsonyörsi Konglomeratum ösföldrajzi vázlata (Majoros György)



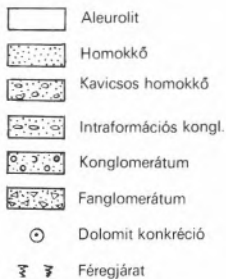
91 A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő feltárása a balatoni műút bevágásában Káptalanfürednél (Balatonalmádi DNy)

Jelmagyarázat:

Kőzetszín



Rétegoszlop



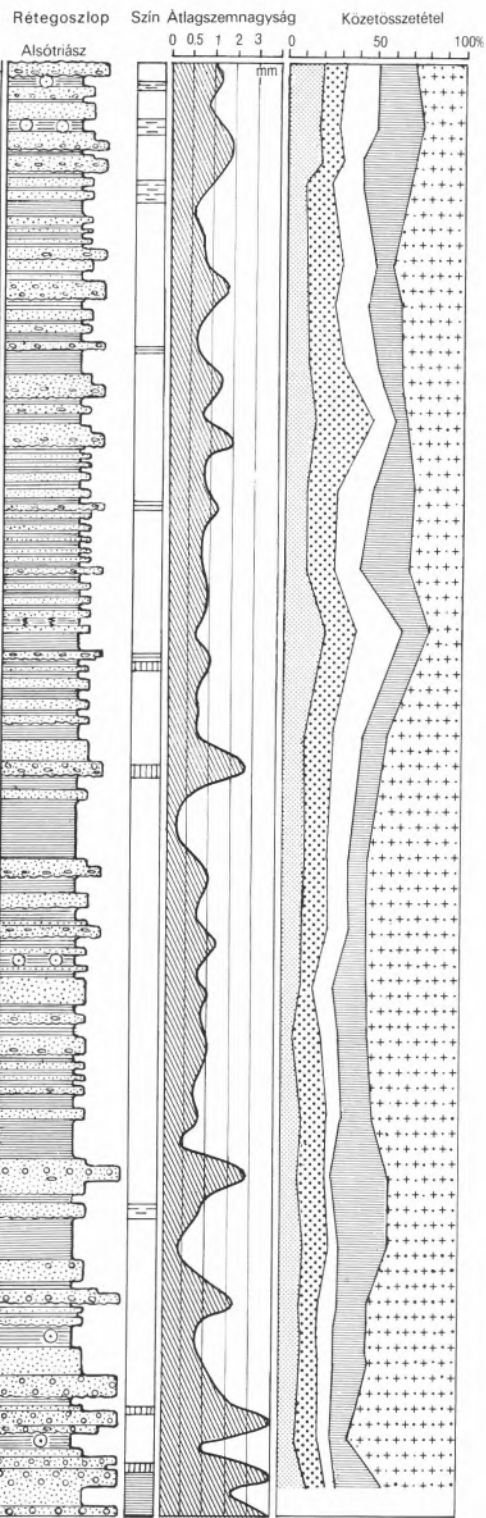
Kőzetösszetétel



Röntgenadatok

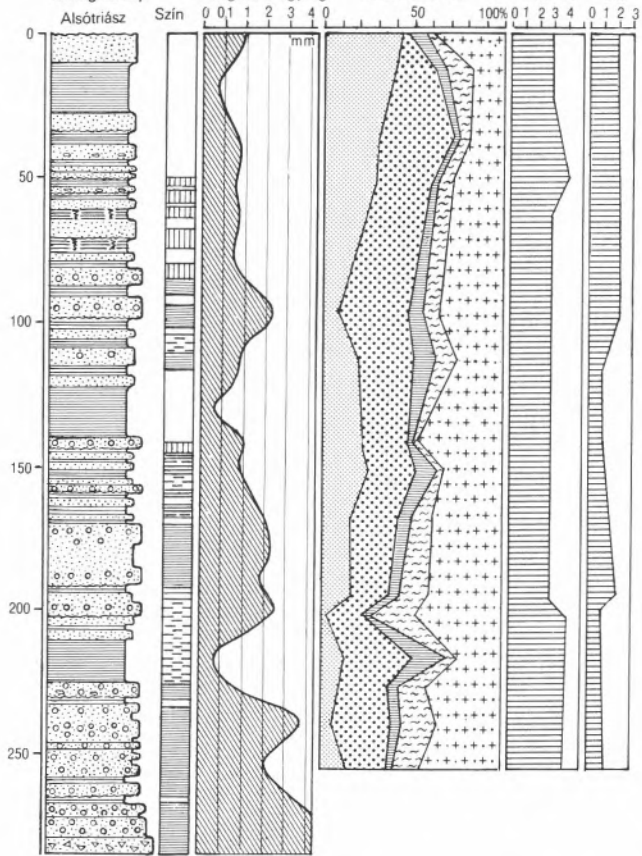
- 1 Nagyon kevés
- 2 Kevés
- 3 Közepes
- 4 Sok

Tótvázsony  
Tv-1



Köveskál Kk-2

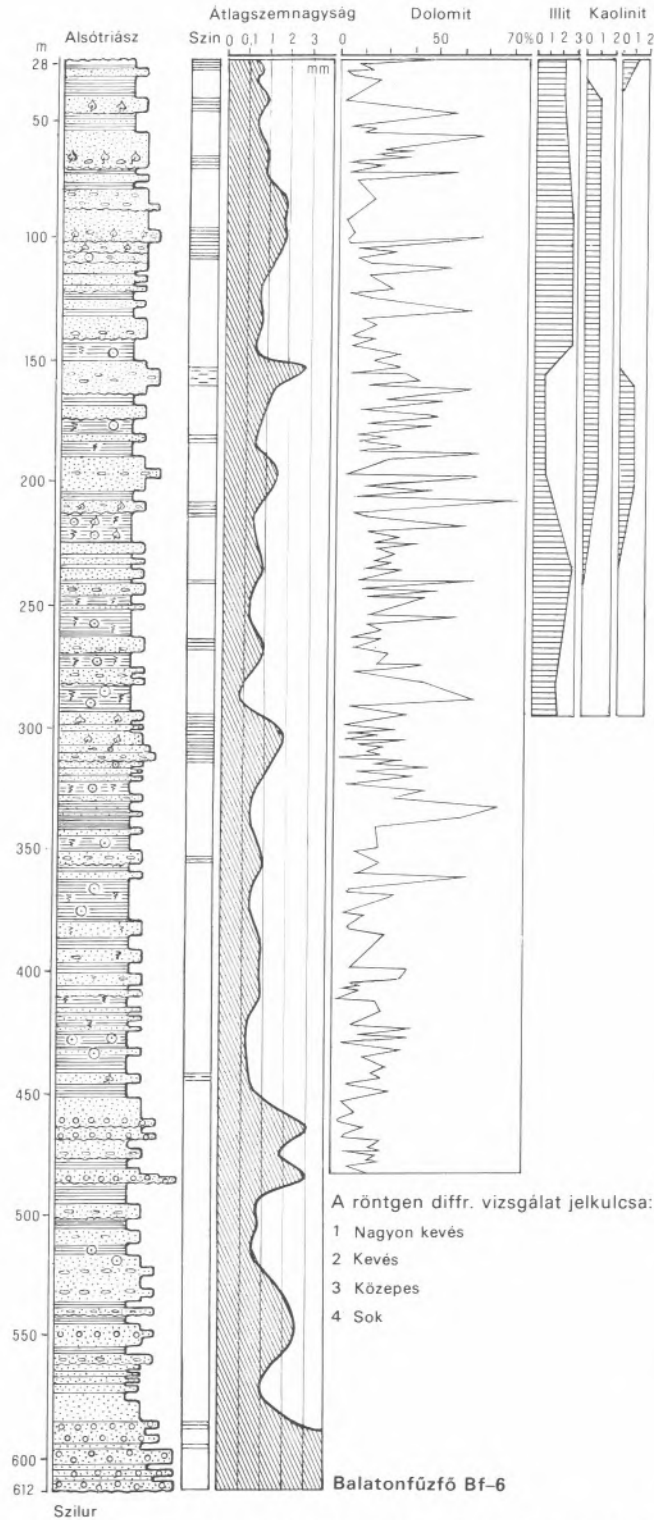
Rétegoszlop



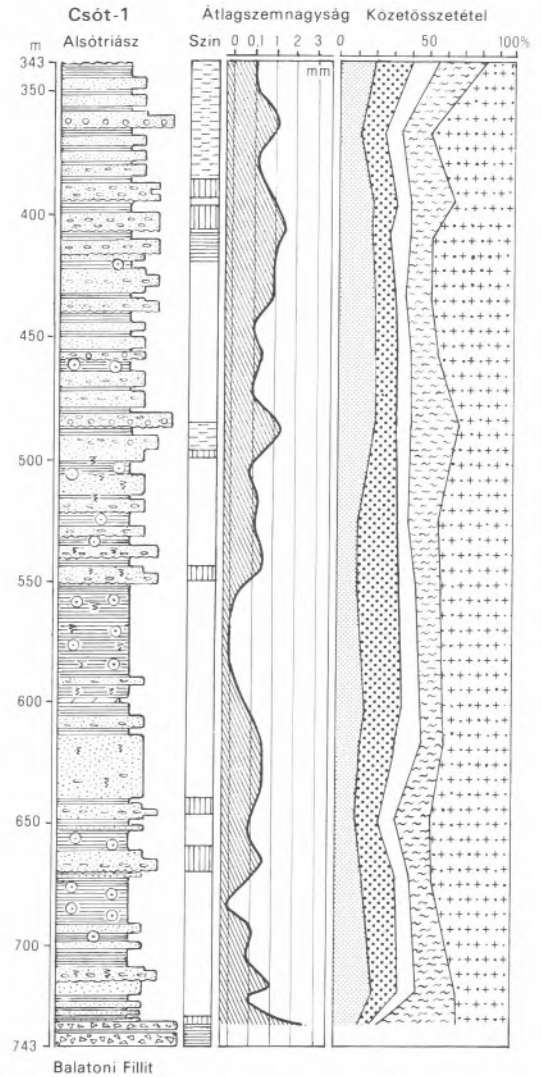
Balatoni Fillit

Kékküti Dácitporfir

92 A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formációt feltáró fúrások a Balatonfelvidéken (Majoros György)



**Jelmagyarázat:**



**93 A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formációt feltáró fúrások az elterjedési terület északi részén (Majoros György)**

### Agyagásványok

Gyakorisági sorrendjük: illit, kaolinit (dickit), klorit, montmorillonit. Az agyagásvány-összetétel jellegzetes területi differenciáltságot mutat. Az üledékgyűjtő peremi területein és egykori hátságain a kaolinit az uralkodó agyagásvány, kovás kötőanyagú és érett homokkőben. A medencebeli szelvényekben az illit válik uralkodóvá. Úgy is fogalmazhatunk, hogy a kontinentális képződményektől a tenger felé haladva az agyagásványok dominanciájában a kaolinit → illit → klorit eltolódás érvényesül.

A lepusztulási területet felépítő képződmények mindazokat az agyagásványokat tartalmazták, amelyek a Balatonfelvidéki Vöröshomokkőben fontos szerepet játszanak. A Balatoni Fillit formációcsoport kőzetfajtáiban jelentős részarányú az illit és a klorit. A lateritoid mállás talajzónája pedig bő forrása volt a kaolinitnek és dickitnek. A felhalmozódási területre tehát eleve illit, klorit, kaolinit, dickit tartalmú üledékanyag került. Az egyes fáciesövek eltérő agyagásvány-tartalma ugyanakkor azok „in situ” képződését, ill. egymásból való átalakulását is jelenti (neoformáció, transformáció).

### Autigén ásványok

A Vöröshomokkő formáció leggyakoribb üledékes ásványa a *dolomit*. A homokkő kötőanyagaként, különböző méretű konkrécióként, vékony dolomitrétegekig terjedően, a Déli-Balaton-felvidék kivételével, igen elterjedt.

A dolomittal társulva gyakori epigén ásvány a *gipsz* és az *anhidrit*. Mint a homokkő kötőanyaga mikroszkópi vizsgálattal gyakran megfigyelhető. Néha a dolomithoz hasonlóan konkréciókat alkot a vörös aleurolitban. Az üledékgyűjtő belső területén, a formáció felső harmadában a leggyakoribb. A Csót-1 jelű fúrásban a gipsz mellett *magnezit* is jelen van a homokkő kötőanyagában.

A *mikrokristályos kvarc* kaolinnal társulva a Déli-Balaton-felvidék homokkő és konglomerátum rétegeinek elterjedt kötőanyaga. Az üledékgyűjtő belseje felé fokozatosan kimarad és dolomitnak, gipsz/anhidritnek adja át a helyét.

A mikrokristályos kvarc kötőanyagú, durvaszemcsés, mederfáciesű homokkő néha erősen

*pirit*esedett. A piritnek itt két generációja ismerhető fel:

– igen apró (0,05–0,1 mm), saját alakú, hexaéderes, vagy oktaéderes kristályai finoman elhintve található a homokkő mikrokristályos kvarc kötőanyagában; a pirit finomeloszlású szurokércsel társul, és kis mennyiségben szfalerit, kalkopirit, ritkán pirrohotin is jelen van,

– későbbi generációt alkotnak az elszórtan megjelenő, néha több milliméteres nagyságot is elérő, gyakran zónás felépítésű, idiomorf pirit szemcsék, kísérő ásványok nélkül.

A felszíni mállás során az ilyen kőzetfajták limonitfoltos, likacsos homokkővé válnak.

Az előbbiektől eltérő szulfidásványosodás található a dolomitos–gipszes kötőanyagú, szénült növénymaradványokat tartalmazó szürke–zöldes-szürke homokkőben és aleurolitban. Ez esetben a szénült növénymaradványokhoz kapcsolódik a finomeloszlású pirit, gyakran galenittel, ritkábban kalkopirittel, néha szurokércsel társulva. Az első generáció a gömbszerű bakteriopirit. Későbbi a 0,02–1,5 mm nagyságú, saját alakú pirit, galenittel és ritkábban bakteriopirit szemcséket magába foglaló kalkopirittel.

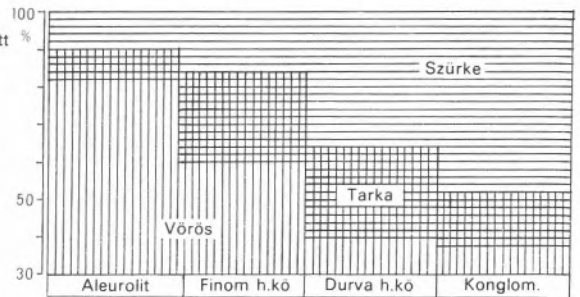
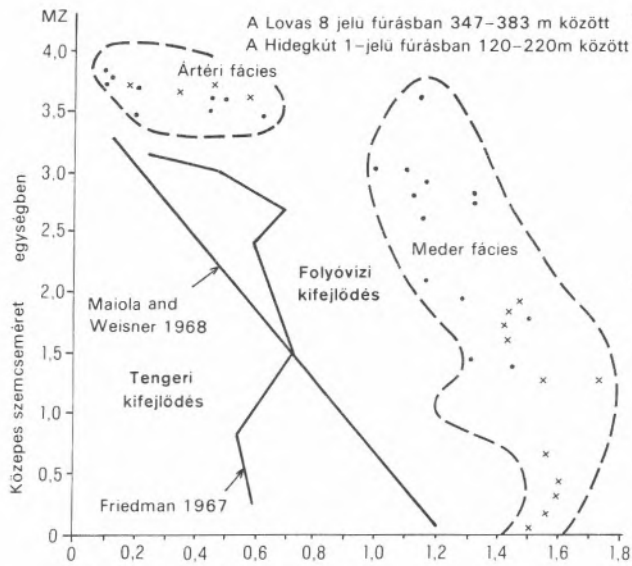
A vörös aleurolitban található – fekete bakteriopirit maggal rendelkező – kerek szürke foltok (halszemek) a pirit redukciós udvarai a vasoxidos aleurolitban.

A formáció vörös homokkő jellegét a *háromértékű vasásványok* általános elterjedése adja. Röntgendiffraktométeres vizsgálattal a vörös kőzetfajtákból *hematit*ot és alárendelten *goethit*et mutattak ki. A hematit egyrészt az agyagásványokkal finoman keveredve a homokkő szemcseközi terét tölti ki, másrészt az egyes törmelék szemcséket vörösbarna kéreggel vonja be. Ezáltal mint kötőanyagának is jelentős a szerepe.

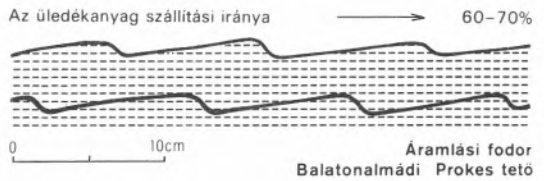
### Kőzetszövet

Az egyes kőzetfajták szemcsenagysága a homokkő tartományon belül is nagyfokú változatoságot mutat a formáció minden szelvényében. Ez az ülepítő közeg mozgási energiájának nagyfokú változékonyságára utal, ami a szemiarid üledék-képződés jellegzetessége.

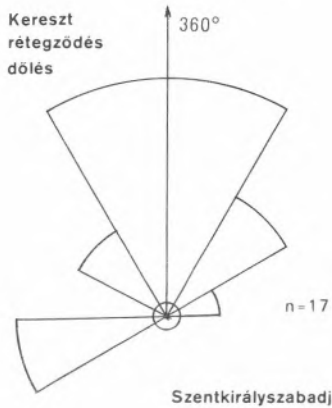
A homokkőfajták túlnyomórészt bimodális szemcseloszlásúak és csak alárendeltekben, főleg



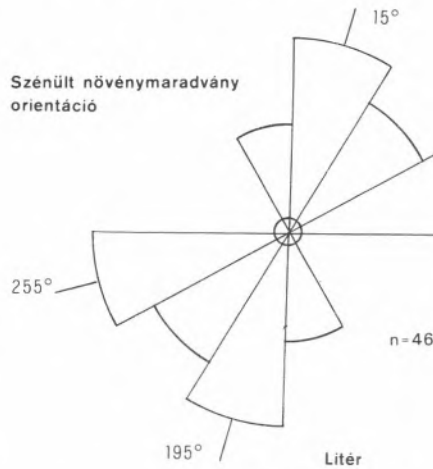
A szemcse nagyság és a kőzet színe közötti összefüggés



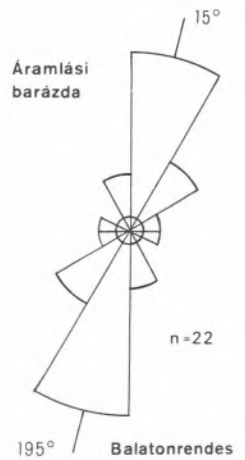
Négyzetes közepeltérés (szórás) Szemcseeloszlási paraméter diagram



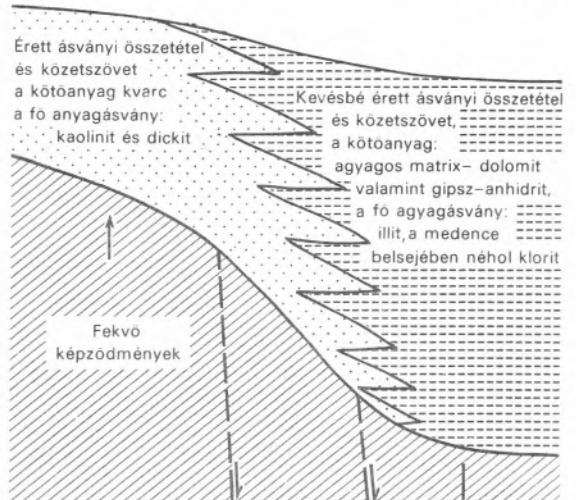
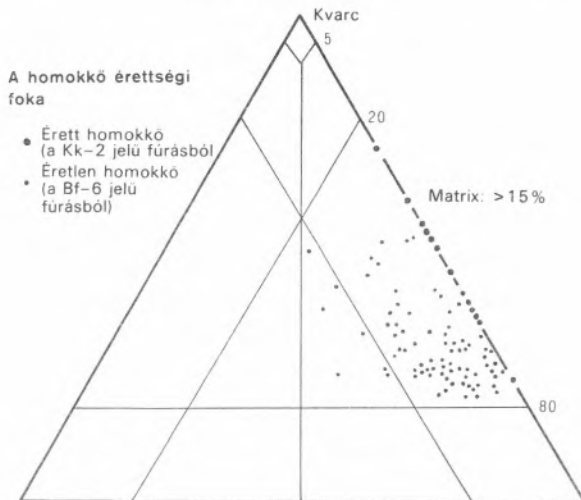
Szentkirályszabadja



Litér



Balatonrendes



az egykori medenceperemeken, található unimodális szemcseeloszlás. A folyammerer fáciesű, durva szemű üledékek gyengén osztályozottak, ugyanakkor a finom szemcséjű homokkő–aleurolit osztályozottsága jó, vagy igen jó:  $\delta_1 = 0,1-0,7$ .

### *Kötőanyag*

Leggyakoribb kötőanyag a szericites, illites mátrix, diszperz eloszlású hematittal, amihez több-kevesebb mikrokristályos dolomit (gipsz) társul, a szericites cementet kiszorítva. Gyakori a homokkő szemcséit vékony hártlyaként bevonó hematit is. Az ilyen típusú homokkő cementálásában jelentős szerepe van a saját anyagú aleurolit reszedimentációjának és a lepusztulási területről származó finom szemcsés aleurolitpala törmeléknek. Ezek a rétegterhelés hatására a szemcsék közé préselődve pszeudomátrixként szerepelnek. Az ismertetett komplex kötőanyagú homokkőfajták a medenceperemi területek kivételével általánosan elterjedtek.

A mikrokristályos kvarc, kristályos kaolinittal társulva, a medenceperemi, érett homokkő cementanyaga. A vörös színű rétegekben itt is diszperz eloszlású hematit színezi a kötőanyagot, míg a szürke színű rétegekben hematit pigment helyett finom eloszlású pirit található. A cementációt elősegíti a kvarcsemmek szaturált kontaktusa és diagenetikus továbbnövekedése.

A kötőanyag további fajtája a monomineralikus cement. Ilyen a dolomit, ritkábban a gipsz/anhidrit, alárendelten magnezit. Jellemző az ásványi színezőanyagok hiánya és a néha több cm-t is elérő kristályok megjelenése. Az ilyen cement leggyakrabban 0,5–2 cm átmérőjű foltokat, vagy a rétegződéssel megegyező helyzetű, 0,1–1 m nagyságú, lapos lencséket alkot.

### *Litológiai típusok*

A homokkő két jellemző alaptípusba sorolható:

- kvarc, közettörmelék és földpát törmelékanyagú, bimodális szemcseeloszlású, illites–szericites mátrixú és ezekkel társuló dolomit–kötőanyagú alulértett homokkő. Az átlagos szemcse-nagyság finomodásával a bimodalitás csökken és mindinkább az aleurolitra jellemző szöveti kép alakul ki. Ez a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció uralkodó kőzetkifejlődése.

- kvarc és közettörmelék törmelékanyagú, leggyakrabban unimodális, vagy azt megközelítő szemcseeloszlású, mikrokristályos kvarc–kaolinit kötőanyagú, szaturált szemcsekontaktusú, érett homokkő. Ez a közettípus jellemző a Déli-Balaton-felvidék peremi képződményeire és az Északi-Balaton-felvidék területén a formáció alsó részére. (94).

### *Intraformációs konglomerátum*

A „vörös homokkő és aleurolit tagozat” sajátos építőanyaga a reszedimentációs eredetű intraformációs konglomerátum. Homokkő közé települő vékony rétegek, vagy homokkőben elszórt kavicsok. Vastagabb rétegei (0,5–1 m), mintegy a konglomerátumot helyettesítve, ciklotémák kezdő tagjaként szerepelnek. Leggyakrabban a formáció felső harmadában (B ciklus) találhatók.

Az intraformációs konglomerátum kavicsanyagában a formáció valamennyi üledéke szerepel: leggyakoribbak a dolomitkonkréciók, a hematitos aleurolit és a homokkő. A szemcse-nagyság 1 mm-től 10 cm-ig változhat; az uralkodó kavicsméret azonban néhány cm.

Koptatottsága a konglomerátum és a breccsa közötti átmenetet képviseli. Legfeljebb gyengén osztályozott. Kötőanyaga is áthalmozott üledék. Esetenként az egész réteg dolomittal cementált és ilyenkor szilárdabb.

Képződése reszedimentációs folyamatokkal függ össze. Törmelékanyag az ártéri síkságon képződött inszolációs aprózódással, és időszakos nagy energiájú vízfolyások telepítették át. Felhalmozódása főleg mederhez kötött.

### *Dolomit*

A Balatonfelvidéki Vöröshomokkőben a dolomit önálló kőzet formájában ritka képződmény. A homokkő és a konglomerátum kötőanyagaként azonban – mint arról már szó volt – igen elterjedt.

A dolomit önálló kőzetváltozatként két formában található:

- lokálisan 5–20 cm vastag, vörös, gumós, agyagos, néha mikrorétegzett dolomitrétegek találhatóak, a szárazulati szabkha képződményeként; gyakran szabálytalan, vagy szferikus gipsz zárványokat is tartalmaznak.

- az előzőnél sokkal gyakoribb a dolomitkonk-

récio aleurolitban és finomszemű homokkőben; melyek néhány mm-től, 5–10 cm-es nagyságot is elérnek. A dolomit jól kristályosodott, pátos szövetű, mindig tartalmaz, „úszó” kvarc és közettörmelék szemcséket. Egyes konkréciók szeptáriás szerkezetűek. Az intraformációs konglomerátum leggyakoribb kavicsanyaga az áthalmazott dolomitkonkréció. A dolomitkonkréciók mellett néha gipszkonkréciók is találhatóak.

A dolomit mindkét formában a formáció felső részében gyakoribb.

## Ősmeradványok

A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő szegény őseletmaradványokban. Viszonylag elterjedtek a szénült, alárendeltek a kovásodott növényi maradványok; egy-egy reduktív betelepülésből spórák szeparálhatók. A finomtörmelékcsészék rétegsorokban gyakori a bioturbáció. Ezen kívül egy hulló-lábnym egészíti ki az ősmaradványlistát.

Az Északi-Balaton-felvidék perm-triász határ alatti 250–300 m vastagságú rétegszakaszából BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES a következő spóra-pollen együttest határozta meg:

*Pityosporites schaubergi* POTONIÉ et KLAUS 1954, *Pityosporites zapfei* POTONIÉ et KLAUS 1954, *Pityosporites delasauei* POTONIÉ et KLAUS 1954, *Illinites bentzi* POTONIÉ et KLAUS 1954, *Lueckisporites virkkiae* POTONIÉ et KLAUS 1954, *Lueckisporites richteri* POTONIÉ et KLAUS 1954, *Platysaccus papilionis* POTONIÉ et KLAUS 1954, *Jugasporites tectus* LESCHIK 1956, *Jugasporites perspicuus* LESCHIK 1956, *Falcisporites zapfei* POTONIÉ et KLAUS, *Favisporites tenuis* LESCHIK, *Limnospores* LESCHIK, *Nuskosporites dulhuntyi* POTONIÉ et KLAUS 1954.

A talált együttes egyedszámban gazdag, de nemzetség- és fajszámában igen szegény. A felsőpermre jellemző sajátosságok a következők:

- a *Pityosporites schaubergi*, *P. zapfei*, *P. delasauei* dominál (50%),
- a *Lueckisporites virkkiae* és egyéb légszakos, átfutó mikrospórák 50% körüli mennyisége,
- a *Gigantosporites hallstattensis* hiánya, vagy egészen minimális részvétele a flórákban,

– a *Nuskosporites dulhuntyi* jelenléte.

Az általános flórákép a zechsteinnek megfelelő. A nehezebben szállítódó makrospórák jelenléte a növényzet viszonylag közeli termőhelyére, a nagy mennyiségű farost és kutikula maradvány pedig az üledékanyag folyóvízi szállítására utal.

Szénült növényi maradványok, 0,5–2 cm vastagságú kőszénlencsék eléggé elterjedtek a szürke, zöldesszürke homokkőben: különösen Lovas, Litér és Csór környékén. Viszonylag gyakori az ezekből származó áthalmazott széntörmelék (szénkavics) az intraformációs konglomerátumban. A szénült levél- és szármadványok meghatározásra alkalmatlanok. Leginkább a formáció felső harmadában találhatóak.

A növényi fossziliák másik típusát képviselik a vörös, kovás, lemezes homokkő réteglapjain található levél és szár lenyomatok, spórák és toboz alakzatok. A levél- és tobozmaradványok nagyon hasonlítanak a Mecsekből leírt *Voltzia hungarica* HEER fajra. [80]C.

Kovás fatörzstörödek is találhatóak a Balatonfelvidéki Vöröshomokkőben. Eddig Badacsony-örs, Balatonrendes, Balatonszepezd, Palóznak és Balatonalmádi környékéről, a formáció alsó részéből került elő kovás fatörzsmaradvány. GREGUSS PÁL *Ullmanites (Dadoxylon) rhodeanum* GOEPPERT (TUZSON)-nak és *Arauxylon* sp.-nek határozta meg a rendelkezésre álló maradványokat. [81]B,D.

A MAJOROS GYÖRGY által a balatonrendesi homokkőbányában talált hulló lábnymot KASZAP ANDRÁS *Korynichnium sphaerodactylum* (PABST)-nak írta le [80]D.

A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció aleurolit rétegeiben gyakoriak a bioturbációként emlegetett életnyomok [80]B. DUDICH ENDRE és HALÁSZ ÁRPÁD értékelése szerint járatok és lakókamrák egyaránt találhatóak. Feltételezik, hogy ezek *Arenicola* típusú gyűrűsférgektől, kistermetű rákaktól származnak. Az egyik típus jól azonosítható volt a *Corophioidea* életnyommal, amelyet ugyancsak ráknak tulajdonítanak. A tárgyalt élőlények az ártéri síkság-parti síkság finomszemcsés üledékeiben találhatóak, de kerülnek a durvaszemcséjű mederüledéket éppúgy, mint a kénhidrogénes mocsári közeget (szürke, pirites kőzetfajták) és a hiperszalin szakbát is.



## Gyakorlati hasznosítás

A vörös homokkő hagyományos, helyi építési igényeket kielégítő felhasználása a kőfejtés és a kömeggmunkálás magas költsége miatt gyakorlatilag a minimumra csökkent [82]B,C. Nagy mennyiségű, robbantással fejtett, darabos követ használnak fel a Balaton-parti védőmű kialakítására [82]A. A Mecseki Ércbánya Vállalat hasadóanyag-kutatási programja gyakorlati eredmény nélkül fejeződött be.

## Tabajdi Evaporit formáció

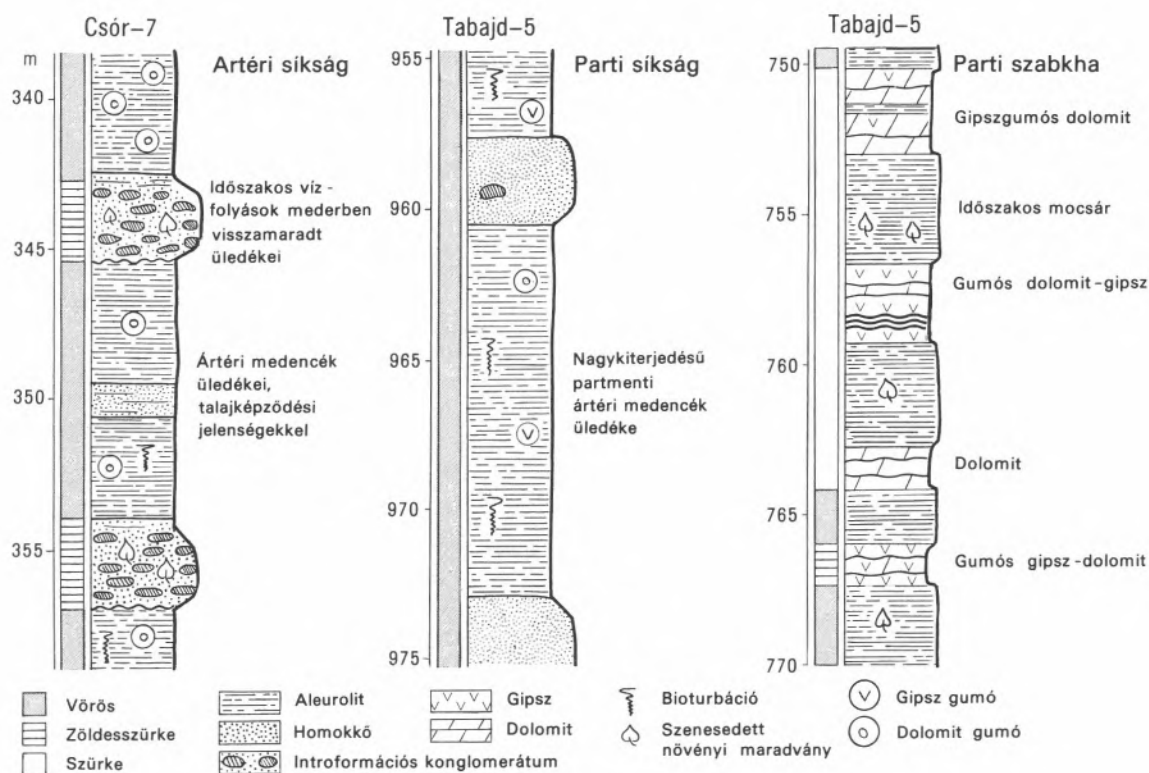
A Tabajdi formáció a Balatonfelvidéki Vörös-homokkő és a Dinnyési Dolomit közötti, a fácies-törvény szerint laterálisan összefogazódó, ill. üledékfolytonossággal egymásra települő, uralkodóan evaporitos képződményekből álló litosztratiográfiai egység. Sztratotípusa a Tabajd T-5 jelű fúrás 600 és 974 m közötti rétegsora (95). Felszíni

feltárása nincsen. Az eddigi adatok szerint a Csőr-7 jelű fúrástól kezdődően északkelet felé található. A Vértes K-i előterében a T-5 jelű fúrásnál kívül az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrás is feltárta (98, 99). Több fúrás harántolta a Velenicei-tó DK-i oldalán is (Dinnyés Di-3, Gárdony Gá-1a) (102). Legnagyobb (valódi) vastagsága 300 m, de kisebb vastagságú, többszörös közbetelepülésként mind a fekvő, mind a fedő formációban előfordul.

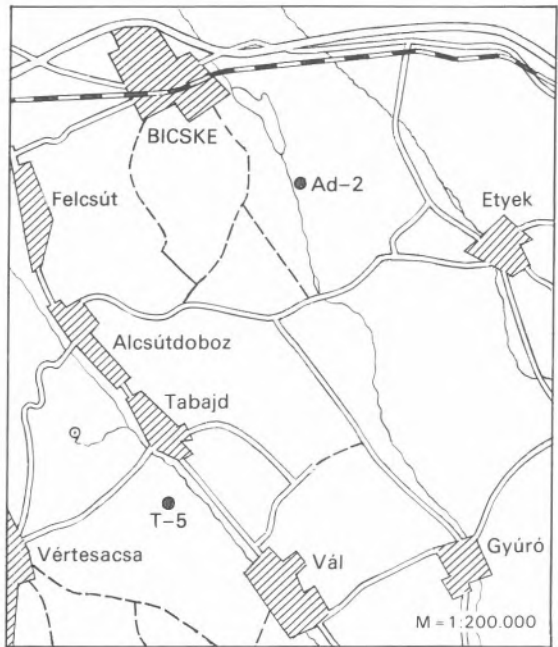
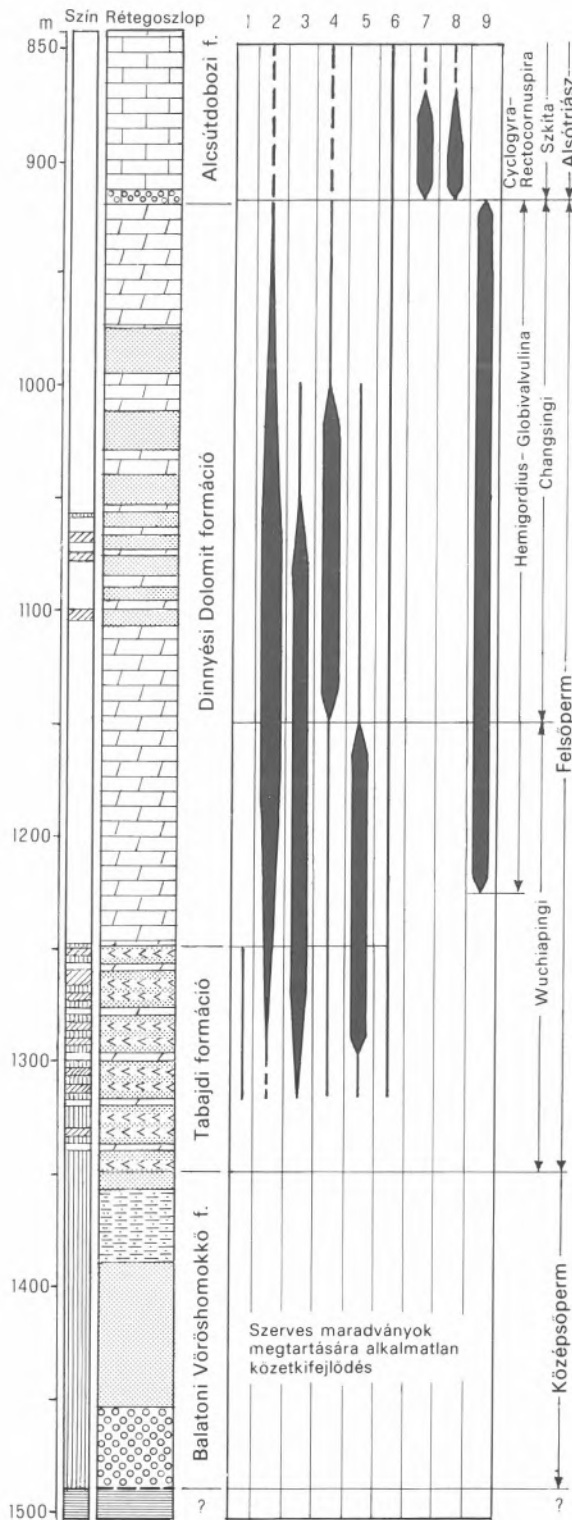
A Tabajdi Evaporit formációt aleurolit, dolomit, anhidrit és gipsz különböző arányú és megjelenési formájú együttese képviselik (96). A földtani szelvényekben alapvetően négy közetasszociáció található.

– Vörös, vörös-tarka aleurolit, dolomit- és anhidritkonkréciókkal, lencsékkel. Az ismert rétegsorokban ez a kifejlődés vezet be az evaporitos formációt.

– Vékonyabb (mm)–vastagabb (10–20 cm) dolomit lemezek és lencsék váltakozása tarka aleurolittal. Jellemző a szalagos-sávós rétegzettség. Az



96 Jellegzetes rétegtagok a Tabajdi Formáció területéről (Majoros György)



97 A Tabajd T-5 és az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrás helyszínrajza

Közetszín

- Szürke
- Tarka
- Vörösbarna
- Sötétszürke

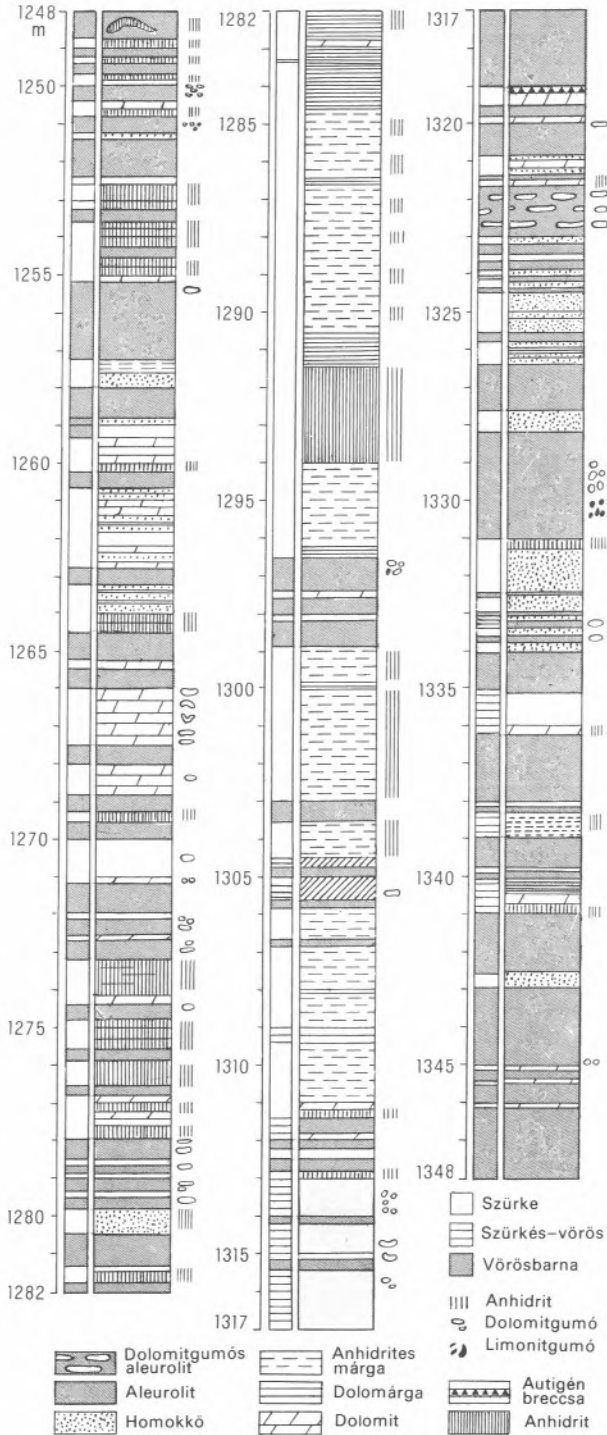
Rétegoszlop

- Mészko
- Oolitos mészko
- Dolomit
- Homokkő, aleurolit, dolomárga
- Gipsz-anhidrit, aleurolit, dolomit
- Aleurolit
- Vöröshomokkő
- Konglomerátum
- Sötétszürke palás agyag

Sporomorpha sp.-ek

- 1 Jugosporites div. sp.
- 2 Lueckisporites virkikae
- 3 Nuskoisporites dulhuntyi
- 4 Klausipollenites schaubergeri
- 5 Trizonaesporites grandis
- 6 Striatoabietites div. sp.
- 7 Lapposporites echinatus
- 8 Krauselisporites apiculatus
- 9 Dasycladaceae
- 10 Foraminifera zónák

98 Az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrással feltárt perm réteggészlet, lito- és biosztratigráfiai adatokkal



99 A Tabajdi formáció részletes rétegsora az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrásban

aleurolit gyakran szürke, zöldesszürke, növénymaradványokat tartalmazó.

– A fentivel megegyező kőzetkifejlődés, de a dolomitot részben, vagy egészében anhidrit és gipsz helyettesíti. A Csőr-7 jelű fúrásban több méter vastagságú anhidrit rétegeket is találtak. Ha az aleurolit (A), dolomit (B), anhidrit (C) együtt található, rendszerint ABCBA típusú ciklotémákat alkotnak.

– Anhidrit-porfíros, anhidrit-lemezes, anhidrit-hálós dolomit. Az alapanyag szürke dolomikrit, mikropátit, amiben különböző formájú és méretű anhidrit/gipsz betelepülés található.

A Tabajdi Evaporit formáció aleurolit-homokkő rétegeinek ásványtani összetétele és szövetszerkezeti sajátosságai lényegében megegyeznek a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő alulértett, földpáttartalmú (wacke típusú) homokkővel. Valamivel nagyobb a szervesanyag-tartalom, ami ezen kőzetfajták tarka színében is kifejezésre jut.

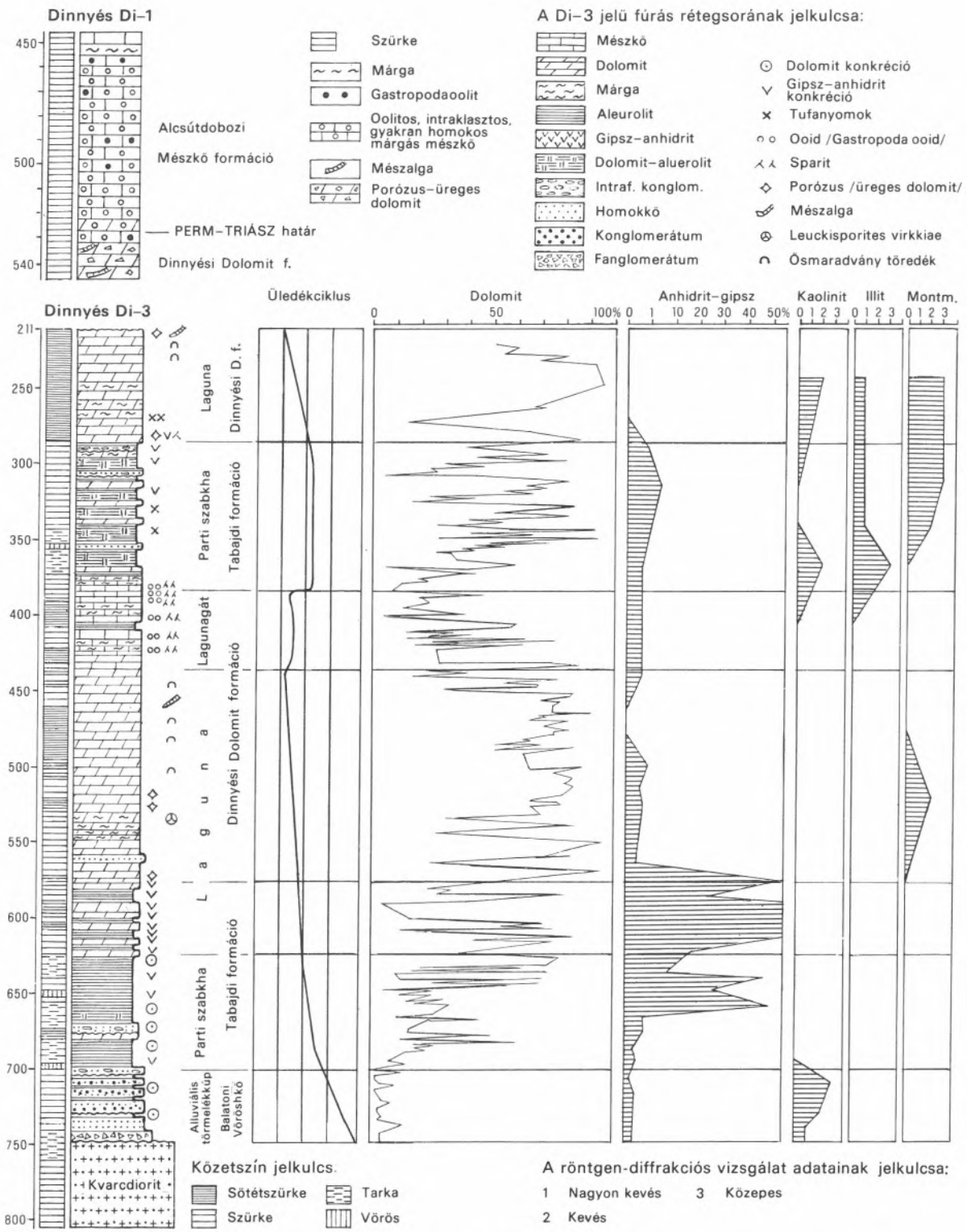
Az evaporit formáció uralkodó agyagásványa a klorit. Mellette kisebb gyakorisággal illit is található.

A  $\text{CaSO}_4$  túlnyomórészt anhidritként van jelen. Leggyakrabban táblás kristályokat képez, ami leginkább az önálló anhidrit rétegekre jellemző és elsődleges keletkezésre utal. Lécés-tűs anhidritkristályok dolomit mátrixban elszórt, kisebb kristályaggregátumokat alkotnak. Az anhidritnél lényegesen ritkább gipsz leginkább repedéskitöltő, vagy fészkes megjelenésű rostos (szelenit) gipszként van jelen, ami az anhidritből keletkezett másodlagos gipsz jellegzetes megjelenési formája. Ritkábban pátos, táblás kristályformában, vagy finomszemű alabástromgipszként is található.

A dolomit önállóan csak kisebb kőzettesteket, vékony rétegeket, vagy lemezeket alkot. Vastagsága nem haladja meg az 1 métert. Gyakran sávos és aleurolittal, homokkővel, márgával, esetleg anhidrittel laminált. Szövete equigranuláris mikropátit, mikrit.

Röntgenfelvételek a magnezitet is gyakran kimutatták, ami a vörös evaporitos rétegekben extrém evaporizációs viszonyokra utal.

A Tabajdi formáció reduktív rétegeiből BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formációból is előkerült *Klausipollenites schaubergeri* (POTONIE et KLAUS) JANSONIUS,



100 A Dinnyési Dolomit sztratotípusa; a Dinnyés Di-1 és Di-3 jelű fúrás rétegsora, valamint a Di-3 vizsgálati adatai (Mecseki Ércbánya Vállalat)

*Lueckisporites wirkkiae* POTONIÉ et KLAUS, *L. mikrogranulatus* KLAUS és *Nuskoisporites dulhuntyi* POTONIÉ et KLAUS felsőperm együtttest határozott meg. A pollenképet a nyitvatermő fenyőfélék légszakos pollenjei uralják. Harasztok spórái csak elvétve találhatók [83][84]. Szénült növénymaradványok is megfigyelhetők.

## Dinnyési Dolomit formáció

A Dinnyési Dolomit formáció a felsőperm formációcsoport tengeri (lagúna) eredetű, túlnyomórészt dolomit kifejlődésű rétegsorát képviseli. Laterálisan a Tabajdi formációval összefogazódó és abból váltakozó üledékfolytonossággal kifejlődő litosztratigráfiai egység. Sztratotípusa a Dinnyés Di-3 jelű fúrás 211 és 258, valamint 380 és 575 m közötti rétegsora (100). A formáció egészét feltáró, behatóan tanulmányozott földtani alapszelvénye még az Alcsútdoboz Ad-2 (98) és a Gárdony Gá-1a jelű fúrás földtani szelvénye (102, 103). Dinnyési Dolomitban állt le a Gá-1 és a Vál-3 jelű fúrás is. Felszíni feltárása nincsen.

A karbonátos lagúnaüledékek négy típusát lehet megkülönböztetni:

- gipsz/anhidrit gumós dolomit; ez a kőzetfajta átmenetet képez a szulfátos és a karbonátos evaporit között,

- szürke, sötétszürke, afanitos, bitumenes dolomit, uralkodóan dolomikrites, helyenként laminált és madárszem szövetű; szingenetikus dolomit,

- biomikrit, pelmikrit, ooidos szövetű dolomit, kis Foraminiferákkal, mészalgákkal, Ostracodákkal és alárendelten egyéb ősmaradványokkal; a dolomitosodás részben utólagos,

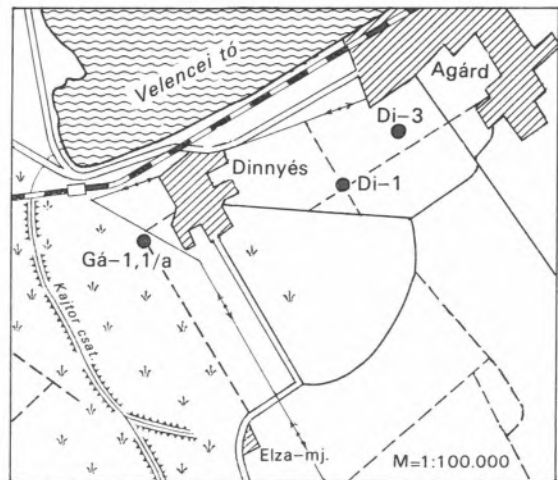
- oolitos, kalkarenites, mikropátitos kötőanyagú karbonát kifejlődés; hullámmozgatott környezetben keletkezett, lagúnagát jellegű képződmény. (103).

A fúrásokkal eddig feltárt rétegsorokban a Dinnyési Dolomit a Tabajdi formáció evaporitos képződményeivel váltakozva jelenik meg. Közbe települt evaporitos rétegsorozat található a dolomit rétegsoron belül is. Ez, a Di-3 jelű fúrásban a Dolomit formációt egy alsó és egy felső részre osztja. Hasonló a helyzet az Ad-2 jelű fúrás réteg-

sorában is. Az „alsó dolomit” mindkét fúrásban vastagabb; a Di-3 jelű fúrásban megközelíti a 200 métert, míg a triász alatti „felső dolomit” ennél jóval vékonyabb.

Kőzettani tekintetben a dolomit szürke, vagy sötétszürke színű, bitumenes, afanitos, vagy finomkristályos, réteges-pados, néha kissé laminált. Szövetét tekintve a dolomikrit alárendelt, gyakoribb a 10 µm szemcseméretet meghaladó mikropátit. Pelmikrit, biomikrit, pellet, biodetritusz és intraklaszt szövet is gyakori [85] [86], A perm-triász határ közelében porózus-üreges, madárszem szövetű, mészalgás, biomikropátitos sötétszürke dolomit található. A pórusok egy részét euhedrális kalcitkristályok töltik ki, mások kitöltetlenek.

Kémiai összetételét tekintve a dolomit (nem számítva a széles határok között változó terrigén anyagot, és az 1 % alatt maradó bitumentartalmat) közel áll az elméleti dolomithoz. Ezt támasztják alá a röntgenelemzések is. Erre utal a CaO/MgO arányának a dolomitét (1,37) megközelítő, de azt általában egy kissé meghaladó értéke (enyhén meszes dolomit). Az evaporitos képződményekkel való kapcsolat és az uralkodó afanitos-finom szemcsés szövet, a madárszem textúra és a lamináció egyaránt a dolomit szingenetikus eredetét igazolja. Az oopátit, pelmikrit és biomikrit reliktum



101 A Dinnyés Di-1 és 3, valamint a Gárdony Gá-1 és 1a jelű fúrások helyszínrajza

szövet azonban diagenetikus dolomitizálásra utal. A Tabajdi formációból kifejlődő szingenetikus evaporitos dolomitot a rétegsorban fölfelé enyhén növekvő mésztartalmú diagenetikus dolomit, majd a perm-triász határon ooidos-pátitos mészkő váltja fel.

A Dinnyési Dolomit uralkodó részarányú agyagásványa az illit. Figyelmet érdemel a montmorillonit esetenkénti jelenléte, mivel rendszerint olyan kőzetmintákból mutatható ki, amelyek makroszkópos vizsgálattal tufitnak valószínűsíthetők. Intermedier-bázisos tufaszórásra utalnak ugyanezen mintákban a földpát pseudomorfózák és a bontott biotitlemezek is.

A dolomitrétegek közé települő márga-, aleruoilit- és homokkőrétegek ásványtani összetétele lényegében azonos a földpáttartalmú, alulértett szürke homokkővel. A homokszemcsék némileg görgötettebbek és jobban osztályozottak. Uralkodó a vízszintes-flázeres, ritka a hullámos rétegzettség.

A Dinnyési Dolomit őseletmaradványai:

A sporomorpha maradványok jellegzetes taxonjai: *Tympanicysta* div. sp., *Crucisaccites variolucatus* DJUPINA, *Limitisporites leschiki* KLAUS, *L. rectus* LESCHIK, *Jugasporites tectus* LESCHIK, *J. schaubergeroides* KLAUS, *Paravesicaspora splendens* (LESCHIK) KLAUS, *Klausipollenites staplini* JANSONIUS, *Illinites* div. sp., *Lueckisporites virkikiae* R. POTONIE et KLAUS, *Vittatina minima* JANSONIUS, *V. ovalis* JANSONIUS.

A lagúna fáciesű dolomitrétegek nagy mennyiségű mészalga, *Foraminifera* és *Ostracoda* maradványt tartalmaznak. *Gastropoda*, *Lamellibranchiata* és *Echinodermata* vázelemek is találhatóak. Egyes rétegekben a nyílt tengerről besodort számos Radiolaria volt megfigyelhető. [87] [88].

Az eddig meghatározott fajok a következők:

*Algae*:

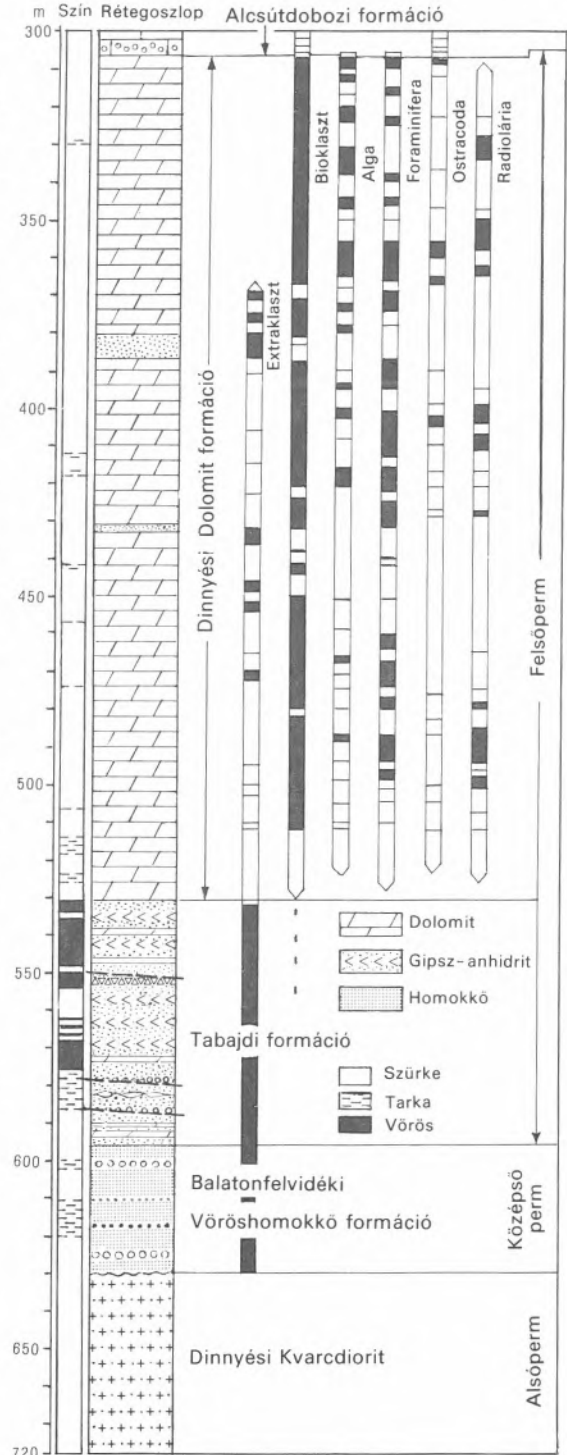
*Rhodophyta*: *Gymnocodium bellerophontis*

ROTHPLETZ, *Gymnocodium* sp., *Permocalculus* sp.

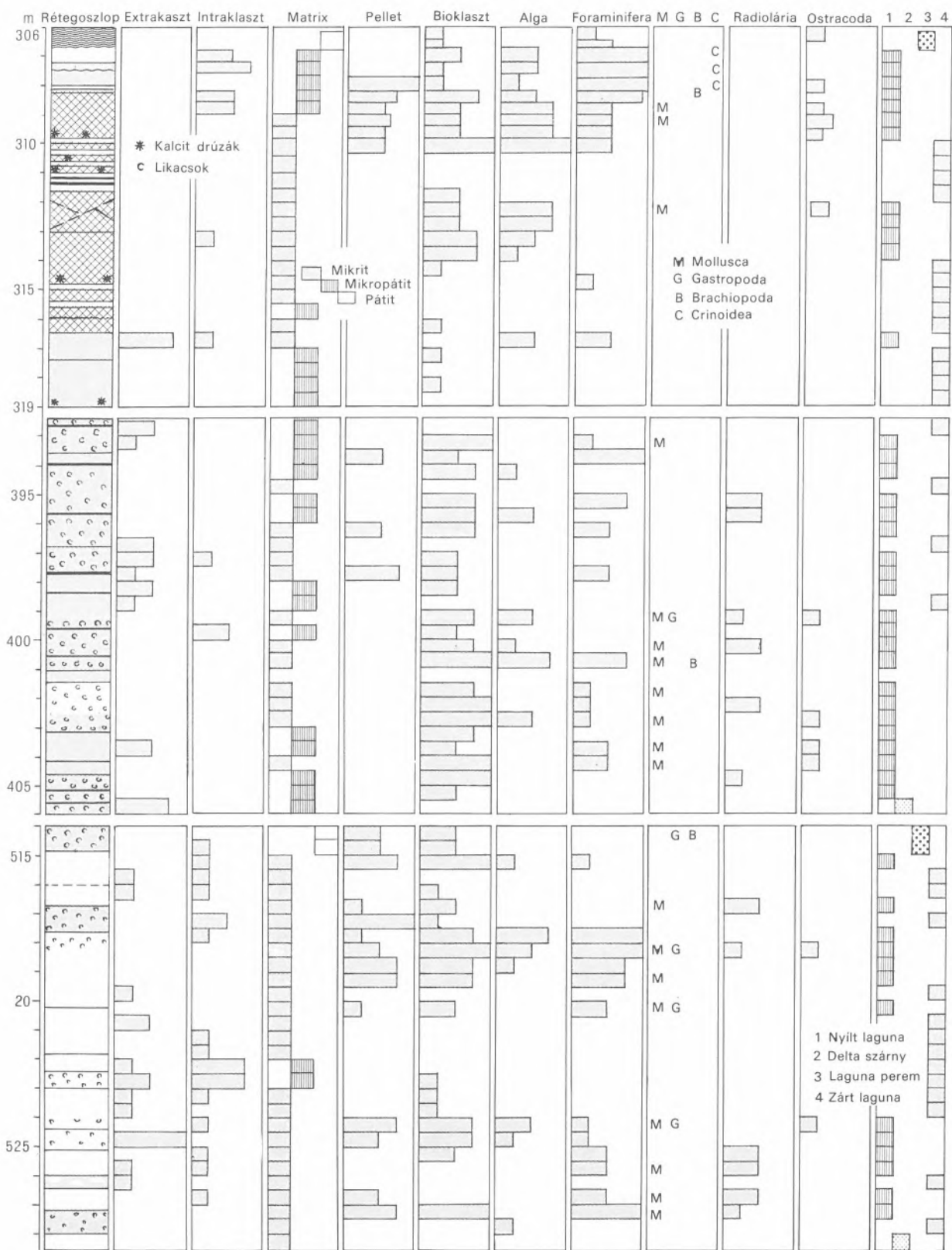
*Cyanophyta*: Onkoidos bevonatok.

*Dasycladacea*: *Atractyliopsis lastansis* ACCORDI, *Atractyliopsis* sp., *Myzzia velebitana* SCHUBERT, *M. cf. cornuta* KOCHANSKY-DEVIDÉ et HERAK, *Myzzia* sp., *Vermiporella nipponica* ENDO.

Microproblematikum: *Aeliosaccus cf. dunningtoni* ELLIOT. [90] [91].



102 A Gá-1a jelű fúrással feltárt perm rétegösszlet



103 Rétegsoportok a Gá-1a jelű fúrás Dinnyési Dolomit rétegsorából

A nagyobb energiájú, nyitottabb lagúnát kedvelő *Rhodophyták* és a csendesebb, zártabb, de jól átvilágított lagúnát benépesítő *Dasycladaceák* egymás rovására dúsultak.

A *Foraminifera* fauna nemzetség- és fajsám tekintetében igen változatos:

*Eotuberitina* sp., *Earlandia* cf. *dunningtoni* ELLIOT, *Diplosphaera inaequalis* M. MACLAY, *Apterinella* sp., *Stipulina* sp., *Glomospira elegans* LIPINA, *Ammovertella minuta* LIPINA, *Lunucamina* cf. *caucasica* M. MACLAY, *L.* cf. *postcarbonica* (SPANDEL), *Agathammina pusilla* (GEINITZ), *Neendothyra broennimanni* BOZORGNIA, *Globivalvulina graeca* REICHEL, *G. distensa* WANG, *G. vonderschmitti* REICHEL, *G. cyprica* REICHEL, *G. bulloides* REICHEL, *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER, *P. gracilis* ZAN. et ALT. *P. septulifera* ZAN. et ALT., *Olympina insolita* REICHEL, *Hemigordius brunni* LYS, *H. baoqingensis* WANG, *H. changxingensis* WANG, *H. ovatus* GROZDILOVA, *H. permicus* GROZDILOVA, *H. brönnimanni* ALTINER, *H. guvenci* ALTINER, *H. harltoni* CUSHMAN, *H. miranda* LIPINA, *H. reicheli* LYS, *H. zaninetiae* ALTINER, *Baisalina pulchra* REITLINGER, *Dagmarita altilis* WANG, *D. chanakhtiensis* REITLINGER, *Bradyina* aff. *major* MOROZOVA, *Colaniella parva* (COLANI), *C.* cf. *media* M. MACLAY, *Protonodosaria globifronidina* CIV. et DESS., *Nodosaria mirabilis* LIPINA, *N. longissima* SULIVAN, *N. tenuiseptata* LIPINA, *Geinitzina caucasica* M. MACLAY, *G. postcarbonica* SPANDEL, *Fronidina permica* CIV. et DESS., *Pseudolangella fragilis* CIV. et DESS., *Pachyphloia iranica* BOZORGNIA, *P. multiseptata* LANGE, *P. gefoensis* M. MACLAY, *P. lanceolata* M. MACLAY, *Robuloides lens* Reichel, *Lasiotrochus minor* Reichel, *L. tenuis* REICHEL, *Staffella* sp., *Nankinella* cf. *orbicularia* LEE, *N.* cf. *quasihumanensis* SHENG, *Reichelina* cf. *minuta* ERK. [92] [93].

Mélység szerinti eloszlásuk meglehetősen egyenletes. Leggyakoribbak a *Globivalvulina* és a *Hemigordius* nemzetség fajai. Egyes rétegcsoportokban jelentős dúsulásuk figyelhető meg. Az egész faunaegyüttes euhalin, meleg, sekélyvízi környezetre utal.

Az alga és *Foraminifera* maradványokon kívül *Ostracoda* metszetek is elég gyakoriak: *Mocktvelidae*, *Paraparchites* sp., *Geisina* ex gr. *cava* (cy-

*baea*) (ZALÁNYI), *Amphosites?* sp., *Cavetina* sp., *Bairdia cypris*, *Bairdia* sp.

A *Gastropoda* metszetek a *Bellerophon* sp. csoportba sorolhatók.

A mikrofauna és az alga-együttes felsőperm, a murghabi és a djulfai emeletekből ismert, széles földrajzi elterjedésben (a Déli-Alpoktól Dél-Kínáig). Közlebbi támpontot a *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER faj ad. A Tethys régióban a djulfai emelet bázisán jelenik meg és a perm-triász határig követhető nyomon. Az Ad-2 jelű fúrásban 1160 m-től a formáció tetejéig volt megtalálható.

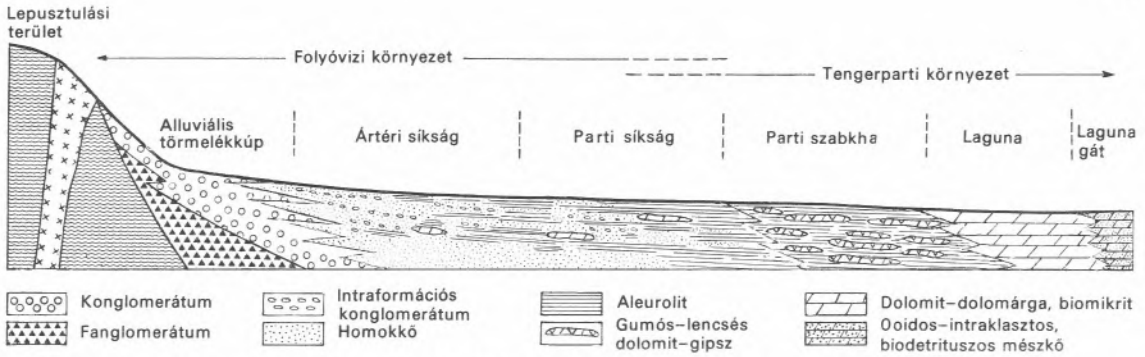
## Üledékképződési környezet, fejlődéstörténet és ösföldrajzi kapcsolatok

A Dunántúli-középhegység felsőperm rétegösszetét alkotó három formáció: a Balatonfelvidéki Vöröshomokkő, a Tabajdi Evaporit és a Dinnyési Dolomit sajátos üledékképződési körülményeket képvisel. A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő törmelék-összlete alluviális törmelékűp és ártéri síkság, a Tabajdi formáció tarka evaporit és aleurolit sorozata laguna és parti szakbba, míg a Dinnyési szingenetikus–diagenetikus dolomit egykori laguna környezetre utal (104). A kőzetki-fejlődés anyagi és alaki jellegei, valamint az ősmaradványok a keletkezési viszonyok nagy keretein belül számos további részletre is fényt derítenek.

A lepusztuló *hercini* hegység erőteljes morfológiájára utal a nagy tömegű durva törmelékanyag, a folyóvízi üledékekkel eltemetett középhegységi területek morfológiája, a fosszilis lejtőtörmelék és a hegylábi törmelékűpök kiterjedt rendszere.

A süllyedő *szárazföldi medencék*, azok hátságai és peremterületei is jól körvonalazhatók az üledékanyag összetétele, érettsége, a kötőanyag és a közetanyag jellege, a rétegsorok felépítése alapján.

A balaton-felvidéki perm markáns képződményei az *alluviális törmelékűpök*, amelyek a medenceperm osztályozatlan törmelékfolyásaira támaszkodnak. Jellemző építőelemük a durva szemcséjű, rétegzetlen, több tíz méter vastagságot is elérő, matrix supported típusú, nagy viszkozitású törmelékfolyás eredményeként képződő konglo-



104 A középhegységi felsőperm fáciesmodellje (Majoros György 1983)

merátum (proximal fan). Ezt a kifejlődést a lejtő irányában apróbb szemcséjű clast supported típusú konglomerátum váltja fel, jelentős homoktartalommal, inverz, vagy normális gradációval, a kavicsok gyakori „zsindely szerkezetével” (mid fan). Ebben közbetelepülésként már az alluviális síkságra jellemző finomszemű homokkő és aleurolit is megjelenik (distal fan). Az alluviális törmelékűpök orientációja, a paleotranszport fő iránya, az üledékföldtani adatok figyelembevételével és a kifejlődési típusok egymáshoz való viszonyából következően délkeletre, északnyugat felé irányult. Mindez összhangban van az ÉK-DNy tengelyű alluviális süllyedék létezésével, amelynek délkeleti meredek peremét éppen a balaton-felvidéki perm kibúvások sávja képviseli.

Az alluviális törmelékűp laterálisan és felfelé homokkőből, aleurolitból és intraformációs konglomerátumból álló *ártéri*, ill. *parti síkság*ba megy át. A homokkő-aleurolit ciklotémák két eltérő ciklusba tartozhatnak:

- A homokkő-domináns ciklotémákra jellemző a kezdő tag éles, eróziós határral való települése, a bázison gyakran intraformációs konglomerátummal, amely egyes ciklotémákban több méter vastagságú is lehet. A laterális növekedésű, gyakran keresztértegzett meder-lerakódások uralkodnak: övzátony, mederzátony, vagy mederkitöltés. A finomszemcsés üledékek alárendeltek.

- Az aleurolit-domináns ciklotémák túlnyomórészt ártéri szedimentációval keletkeztek. Uralkodóan vörös, szerkezet nélküli, gyakran bioturbált, néha 10 méter vastagságot is elérő, könnyen szét-eső kőzettestek. Elterjedt jelenség a dolomitkonk-

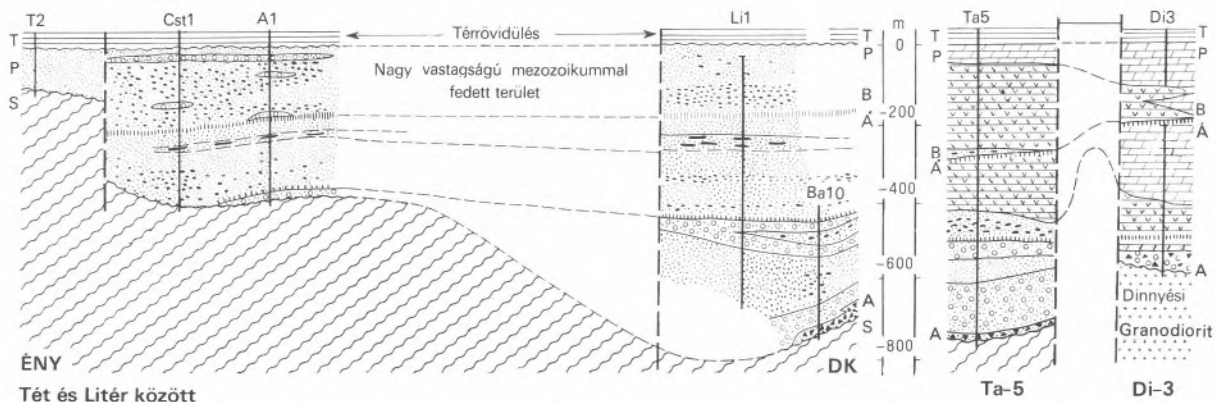
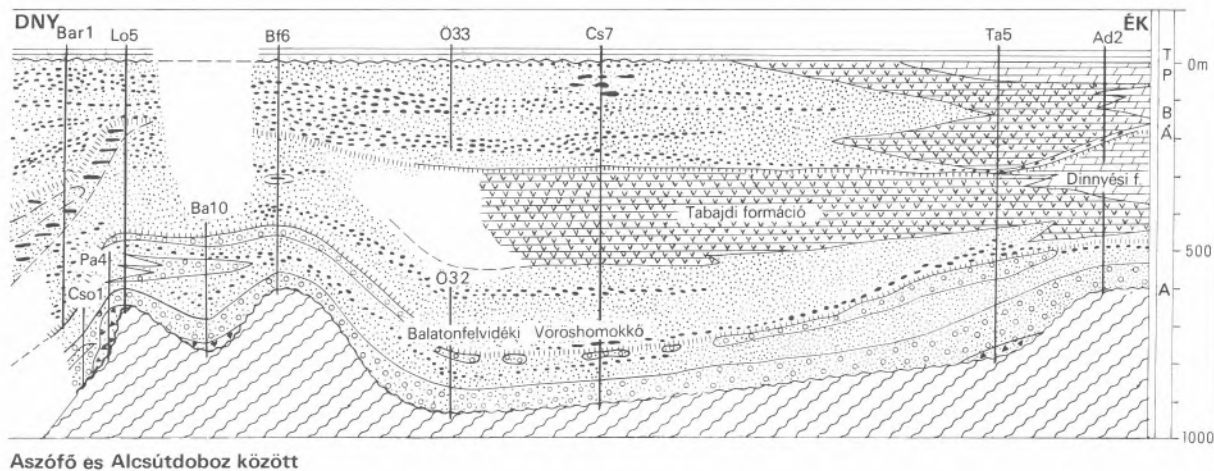
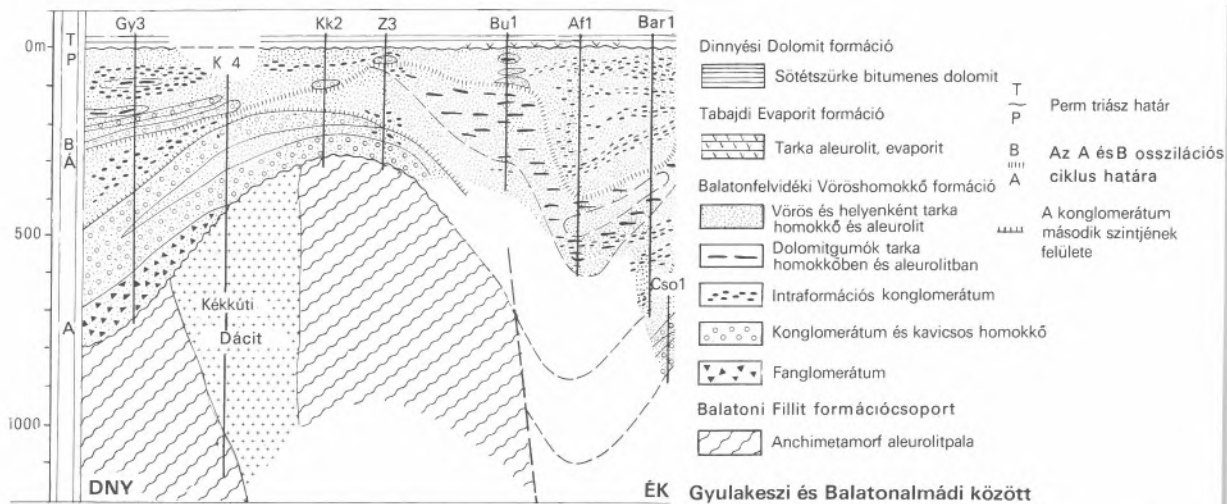
récio és egyes területeken – pl. az aszófői és balatonudvari fúrásokban – a gipszkonkrécio is elég gyakori. Számos szerző ezeket fosszilis talajképződés jeleként értékeli, mint az arid területek talajvízszint-ingadozási övében felhalmozódó karbonát- és szulfátkiválást (szárazföldi szabkha). Az aleurolitban néha zöldesszürke, növénymaradványos betelepülések is találhatóak, különösen az összlet felső harmadában. Ezek feltehetően időszakos mocsári képződmények az ártéri, ill. a parti síkságon.

A *parti szabkha-zárt-laguna* környezetben kialakult szupratidal-tidal területen, arid-szemiarid klímaövbén aleurolit és finomszemű homokkő, gipsz-anhidrit és dolomit, valamint időszakosan mocsári üledékképződés folyt. Jellemző a vékonyréteges, sávos, lencsés-gumós üledékszerkezet és az üledékanyag gyakori ciklusos váltakozása. Bármelyik kőzetfajta lehet vörös, tarka, szürke, sötétszürke, vagy akár fehér is.

A *parti szabkha-zárt-laguna* laterálisan, ill. vertikálisan folyamatosan, vagy váltakozó módon *nyílt-laguna* fáciesű szürke anhidrites dolomitba, majd sötétszürke bitumenes dolomit rétegsorban folytatódhat.

A középső és felsőperm s. str. fejlődéstörténetét kialakító alapvető tényezők, az alluviális törmelékűp megindulását kiváltó és annak területünkön való felhalmozódását lehetővé tevő, nagy térszíni különbségeket létrehozó *tektonikai mozgások*.

Két erőteljes ütemben végbement háttéremelkedéshez és az egyidejű előtér-süllyedéshez kapcsolódó törmelékes üledékképződés hozta létre a



A fúrásjelek magyarázata Gy=Gyulakeszi K=Kékkút Kk=Köveskál Z=Zánka Bu=Balatonudvari Af=Aszóf Ba=Balatonalmádi Cso=Csopak Pa=Paloznak Bf=Balatonfűzfő Ó=Ósi Cs=Csór Ta=Tabajd Ad=Alcsútdoboz T=Tét Cst=Csát A=Alsószalmavár Li=Litér Di=Dinnyés Bar=Balatonarács

## 105 A felsőperm képződmények fácieskapcsolata a Balatonfelvidéken és annak ÉK-i folytatásában (Majoros György)

Balatonfelvidéki Vöröshomokkő két osztatú báziskonglomerátumát, majd a törmelékanyag általános finomodása mellett az egyenetlen térszín feltöltődését. Eközben az üledékgyűjtő erőteljesen süllyedt, kiterjedt, a lepusztulási terület távolodott. Az alluviális törmelékkúpokat ártéri síkság, majd (a jelenlegi orientáció szerint) az ÉK felől előrenyomuló tenger lagúnája, parti szabkha, ill. parti síkság alakult ki.

Az éles határral fellépő újabb általános szemcsedurulás, vékony exotikus konglomerátum rétegek megjelenése és az intraformációs konglomerátum gyakorivá válása: a durva törmelék képződését és a szállítási energia megnövekedését lehetővé tevő újabb tektonikai élénkülést jelez. Ezt ismét a törmelékanyag finomodása, ill. az ártéri és a parti síkság, valamint a parti szabkha és a lagúna lassú térnyerése követte. (105).

A két üledékképződési, ill. oszcillációs ciklus aszimmetrikus kifejlődésű. Csak a progresszív ág alakult ki határozottan, míg az ellenkező irányú igen alárendelt.

Az ösföldrajzi rekonstrukciót nehezítő tényező az *utólagos tektonikai mozgások*. Ezeknek két nagyságrendje különíthető el:

- néhányszor 10 km térrövidülésre, vagy horizontális elmozdulásra kerülhetett sor a nagyszerkezeti egység Rába-vonal és Balaton-vonal közé eső területén,

- 100 km nagyságrendű elmozdulások valószínűsíthetők a Rába-vonal, a Balaton-vonal és a Közép-Magyarországi-vonal mentén.

A kis amplitudójú elmozdulások miatt viszonylag könnyebb az ösföldrajzi rekonstrukció készítése a Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység területén; korlátot itt „csak” a feltártság mértéke jelent. A nagy amplitudójú mozgási pályák ugyanakkor arra figyelmeztetnek, hogy a nagyszerkezeti egység határán túl eltérő geofáciesek találhatóak és az ösföldrajzi rokonság távolabb fekvő területeken kereshető.

Ma már sokoldalúan igazolt az a nagyszerkezeti összefüggés, hogy a Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti egység kontinentális lemeztöredék, ami az Afrikai- és az Európai-lemez ütközési frontjából préselődött ki, és mintegy 400–500 km jobbos horizontális mozgással került a mai helyére. Összehasonlító földtani kifejlődési vizsgálatok

alapján bizonyítást nyert az is, hogy a dunántúli-középhegységi perm közvetlen ösföldrajzi kapcsolatát a déli-alpi Dolomitok permii összelete képviseli. A Grödeni Konglomerátum és homokkő (Val Gardena formáció) és a Bellerophon formáció dolomitos-evaporitos képződményei (Fiammazza fácies), kőzettani kifejlődése és őseletradványai egyaránt jól megegyeznek a középhegység felsőperm s. l. formációk képződményeinek földtani kifejlődésével. A két rétegösszlet azonos sztratifráfiai intervallumot fog át a saali diszkordanciafelülettől a werfeni emeletig terjedően. A Grödeni Konglomerátum fekvőjében települő Bolzanói Kvarcporfir megfeleljője a hasonló helyzetű és korú mészkáli jellegű Kékkúti Dácit. Eredeti helyzetüket visszaállítva, mindkét területet azonos irányból érte el a felsőperm transzgresszió. Megegyező a perm-triász határ jellege is, és azonos a Werfeni formáció földtani kifejlődése.

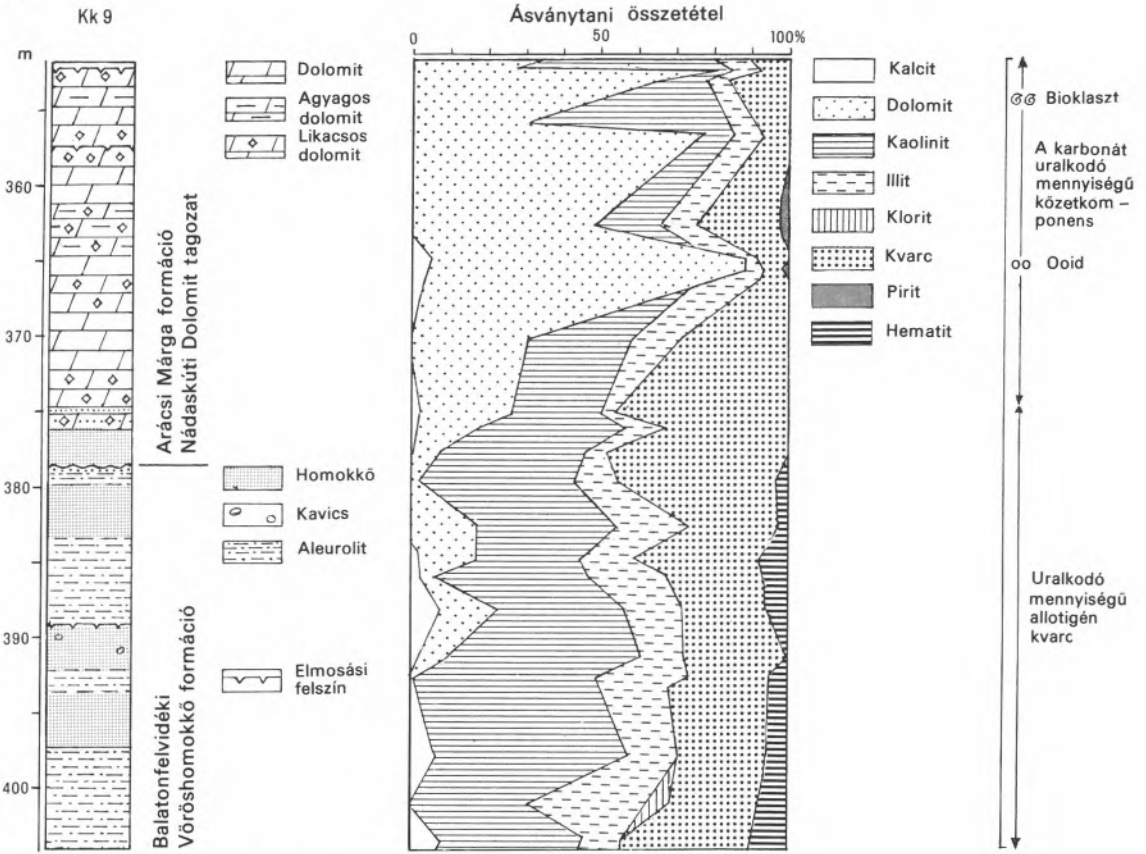
A Dunántúli-középhegység, valamint a Bükk hegység perm rétegösszletei ugyanolyan hasonlóságot mutatnak, mint amilyen a Dolomitok és az attól keletre eső területek perm összeletei között kimutatható.

## A perm-triász határ

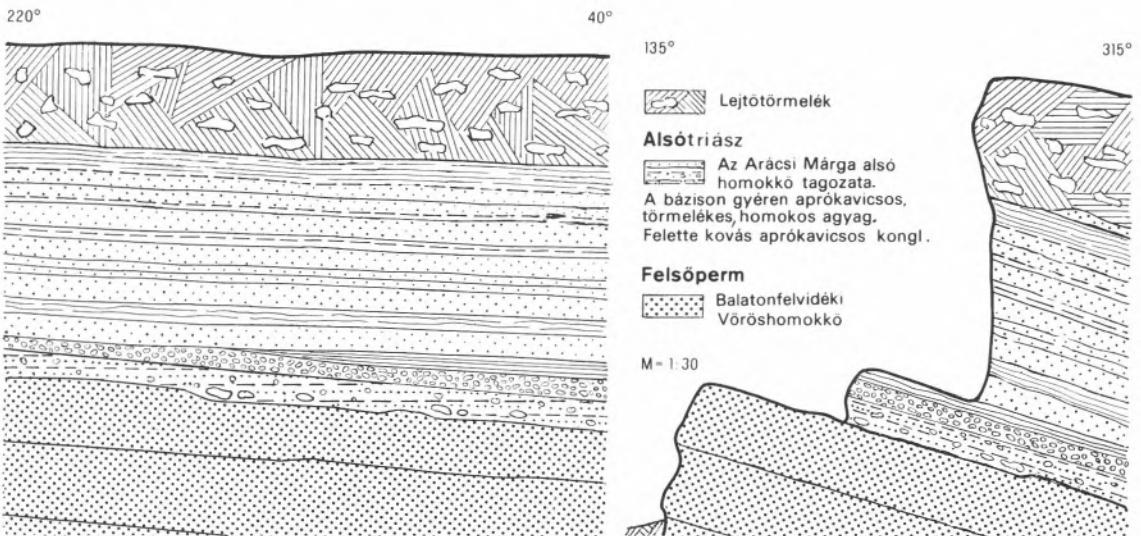
LÓCZY LAJOS útmutatása alapján (1913) a kontinentális vörös perm és a *Claraia*-tartalmú szürke tengeri triász elhatárolása a balaton-felvidéki feltárásokban és a fúrásokkal feltárt szelvényekben egyértelmű és a földtani térképezés valamint a gyakorlati munka igényeit kielégítő pontosságú.

MAJOROS GYÖRGY számos perm-triász határregecsor összehasonlító vizsgálata alapján pontosította az időszak-határ litológiai típusait. Mindezekelőtt az újonnan felismert felsőperm képződmények – a Tabajdi Evaporit formáció és a Dinynyési Dolomit formáció – részvételére hívta fel a figyelmet a határ-szelvényekben. Megállapította, hogy a permii képződményekre települő alsótriász négy litofáciest képvisel:

- Aprószemű konglomerátummal, ill. durva szemcsés homokkővel kezdődő triász üledékképződés. A konglomerátum túlnyomórészt jól lekerített és kvarc anyagú, mátrixot alig tartalmaz és unimodális jellegű. Ez a litofácies Káptalantó-



106 Perm-triász határ a Köveskál Kk-9 jelű fúrásban



107 Perm-triász határ feltárás Kővágóörs (Káptalantóti) mellett

ti (107) [94], Kővágóörs, Tótvázsony környékén és a tėti antiklinális területén található, a Balaton-felvidéki Vöröshomokkő fölött diszkonform településsel.

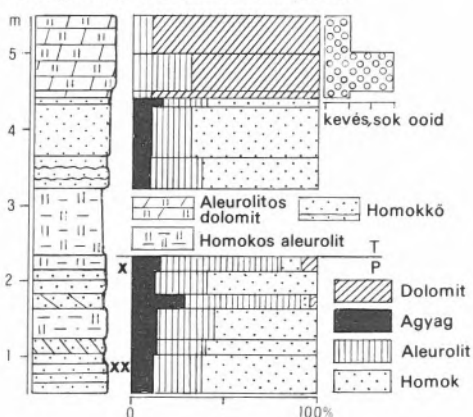
– Világosszürke, lemezes, hullámfodros, a bázison kovás, fölfelé dolomitossá váló kötőanyagú homokkő települ diszkonform határral a Vöröshomokkő formációra a Déli-Balaton-felvidék keleti részén, Zánka környékén, valamint Hidegkút, Szentkirályszabadja és Litér körzetében.

Vörös, aprószemcsés, jól osztályzott, lemezes, ill. hullámosan rétegzett, puha homokkő települ

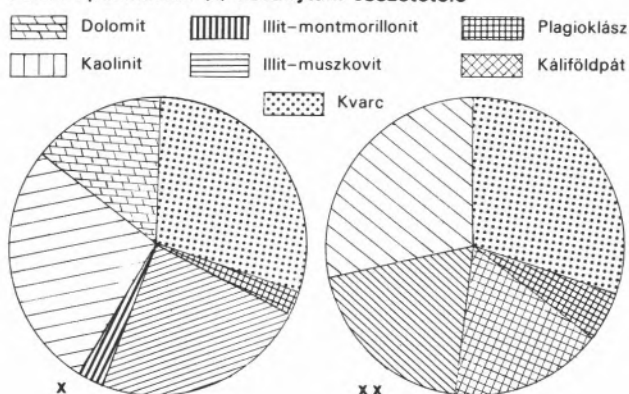
vörös aleurolitra Balatonudvari, Balatonfüred, Balatonarács (108), Vörösberény (109) és Csör környékén. Néhol, így a balatonarácsi vasúti bevágás szelvényében is megfigyelhető a két képződmény közötti diszkonformitás és a permi aleurolit reszedimentációja, de ez a jelenség sokkal kevésbé hangsúlyozott, mint az előző esetekben. A vörös, hullámfodros homokkő fölfelé rendszerint csökkenő szemcsenagyságú, szürke, csillámos, ugyancsak hullámfodros, néha növénymaradványos homokkőbe, majd márgába megy át.

– A Tabajd T-5, az Alcsútdoboz Ad-2 és a

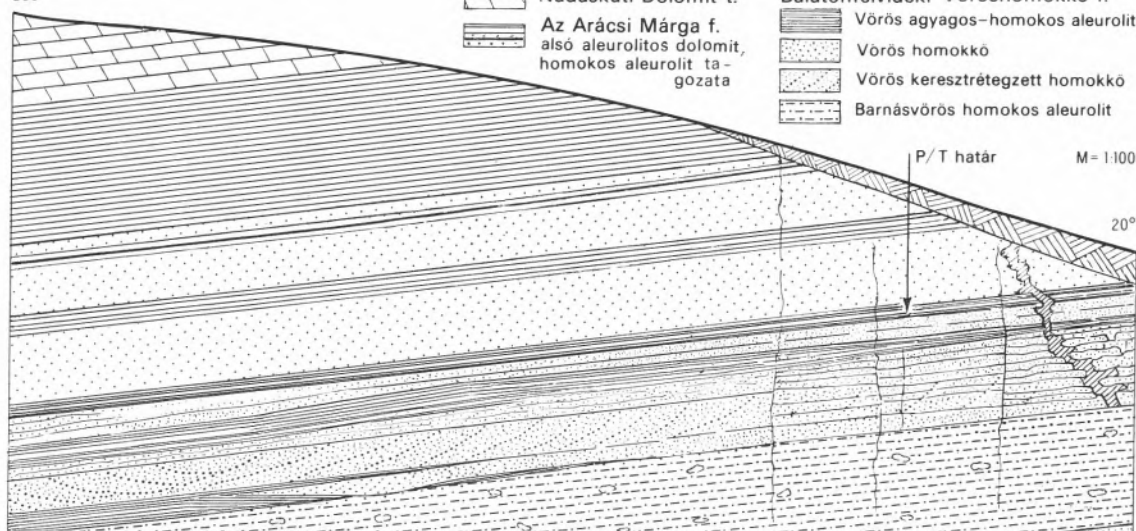
### Rétegoszlop Kőzettani összetétel



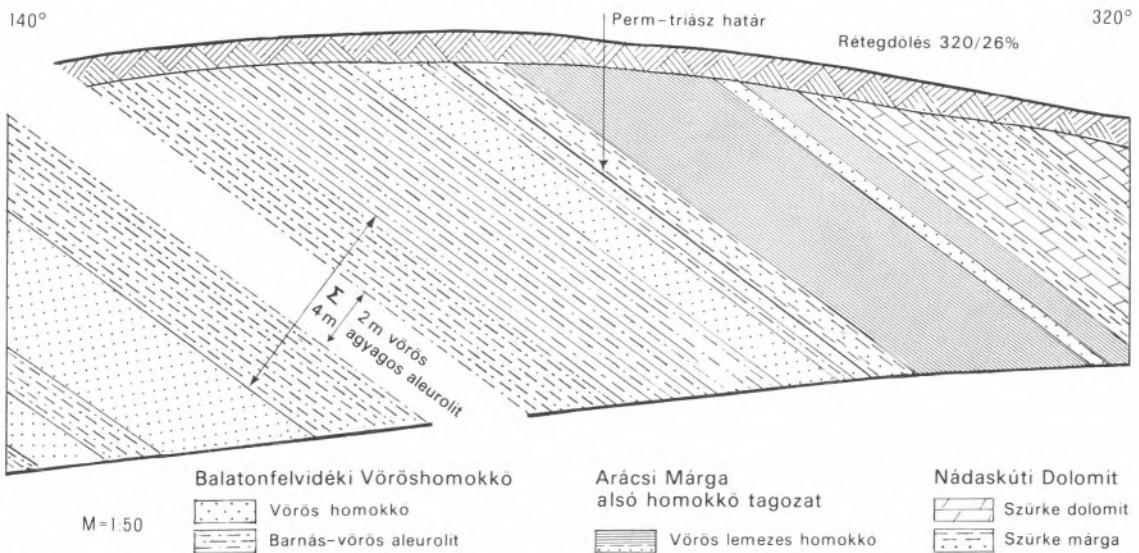
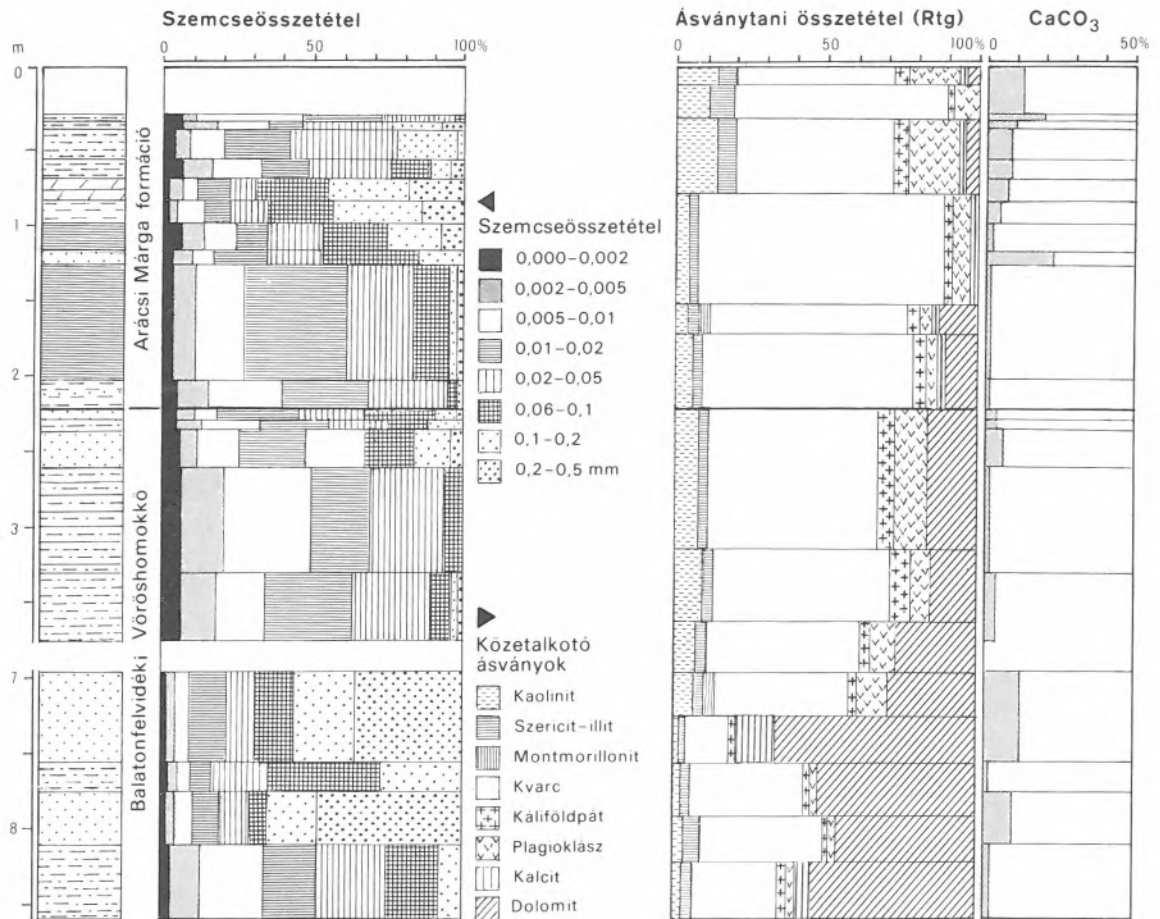
### Permi típusminták (x) ásványtani összetétele



200°



108 Perm-triász határ a Balatonarács-Csopak közötti vasúti bevágásban



109 Perm-triász határ. Vörösberény, Séd-völgy, Vadvirág utca

Dinnyés Di-1 jelű fúrásokban homoktartalmú, pátitos, csigás, biopátitos kalkarenit bázisképződmény üledékfolytonossággal fejlődik ki a felsőperm lagúna-fáciesű dolomiton.

HAAS JÁNOS – GÓCZÁN FERENC – ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA nemzetközi kitekintésű, perm-triász határ témájú tanulmányban, az Alcsútdoboz Ad-2, valamint a Gárdony Gá-1 és Gát-1 (Gá-1a) jelű fúrások, folyamatos tengeri kifejlődésű, perm-triász határszakaszának beható földtani, palynológiai és Foraminifera vizsgálatát végezték el (110) (111).

Megállapításaikat a következő rövid áttekintés összegezi:

### Földtani kifejlődés

A Dinnyési Dolomit formáció folyamatosan megy át az Alcsútdoboz Mészke formációba, amelynek túlnyomó része alsótriász kori. A Dinnyési Dolomit felső része sárgásszürke dolomit, sötétszürke meszes dolomit-dolomitos mészkő és világosszürke mészkő váltakozásából áll. A legfelső ciklusban a dolomitos rétegtag a CaCO<sub>3</sub> fokozatos növekedésével mészkőbe megy át, majd sötétszürke mészkőrétteg következik. Az utóbbiak vastagsága egyenként 1–1,5 m. Felettük világosszürke, agyagos mészkőbetelepüléseket tartalmazó ooidos mészkő rétegtag települ, ami már az Alcsútdoboz Mészke formációba tartozik.

A perm-triász határ szempontjából kritikus rétegtagszakaszt a következő mikrofácies-sor jellemzi:

- dolomit: dolomikrit–mikropátit (mudstone), evaporit utáni karbonát pszeudomorfozálakkal,

- dolomit-mészke átmeneti réteg: algás biomikrit (wackestone), kevés *Ostracodával*, *Foraminifarával* és *Mullusca* töredékekkel,

- mészkő: foraminiférás biomikrit–mikropátit, az eredeti mátrix gyakori átkristályosodásával (wackestone–packstone), alárendelten mészalga, *Ostracoda*, *Gastropoda* és *Echinodermata* maradványokkal. A változás első jele a mészkőpad legfelső részén észlelhető, ahol kimosott biopátit kalkarenit (grainstone) jelenik meg, az energiaviszonyok növekedésére utalva.

- világosszürke ooidos mészkő: jellemző szövet az oopátit (grainstone). A legelső ooidos pad bázisán az ooidok aprók (0,15–0,4 mm) és a héjak száma kevés (1–3). Feljebb a méret fokozatosan

növekszik 0,7 mm-re és a héjak száma a 7-et is eléri.

A kőzetkifejlődés fejlődéstörténeti értelmezése a határszakaszban a következő: először beszáradó, túlsós lagúnában evaporitos dolomit képződött, majd a vízszint emelkedésével zöldalgás mészüledék rakódott le a belső self eufotikus övében, ill. a hullámveréstől védett lagúnában. Ezután relatív vízszintemelkedéssel transzgressziós szakasz kezdődött, amelynek eredményeként a selfperemi ooid-dombok ráhúzódtak a korábbi laguna üledékeire.

### Palynosztratigráfia

Az Ad-2 jelű fúrás mikrofaunában gazdag felsőperm rétegsora 1317 m-től 1110 m-ig faj és egyedszámban egyaránt gazdag, *Nuskoisporites-Lueckisporites* vezetésű, zechstein típusú sporomorpha asszociációkat tartalmaz.

Az 1100–939 m-ig terjedő rétegszakaszban a *Nuskoisporites* fajok példányszáma fokozatosan csökken, a *Lueckisporites* pedig elveszti asszociáció-formáló szerepét.

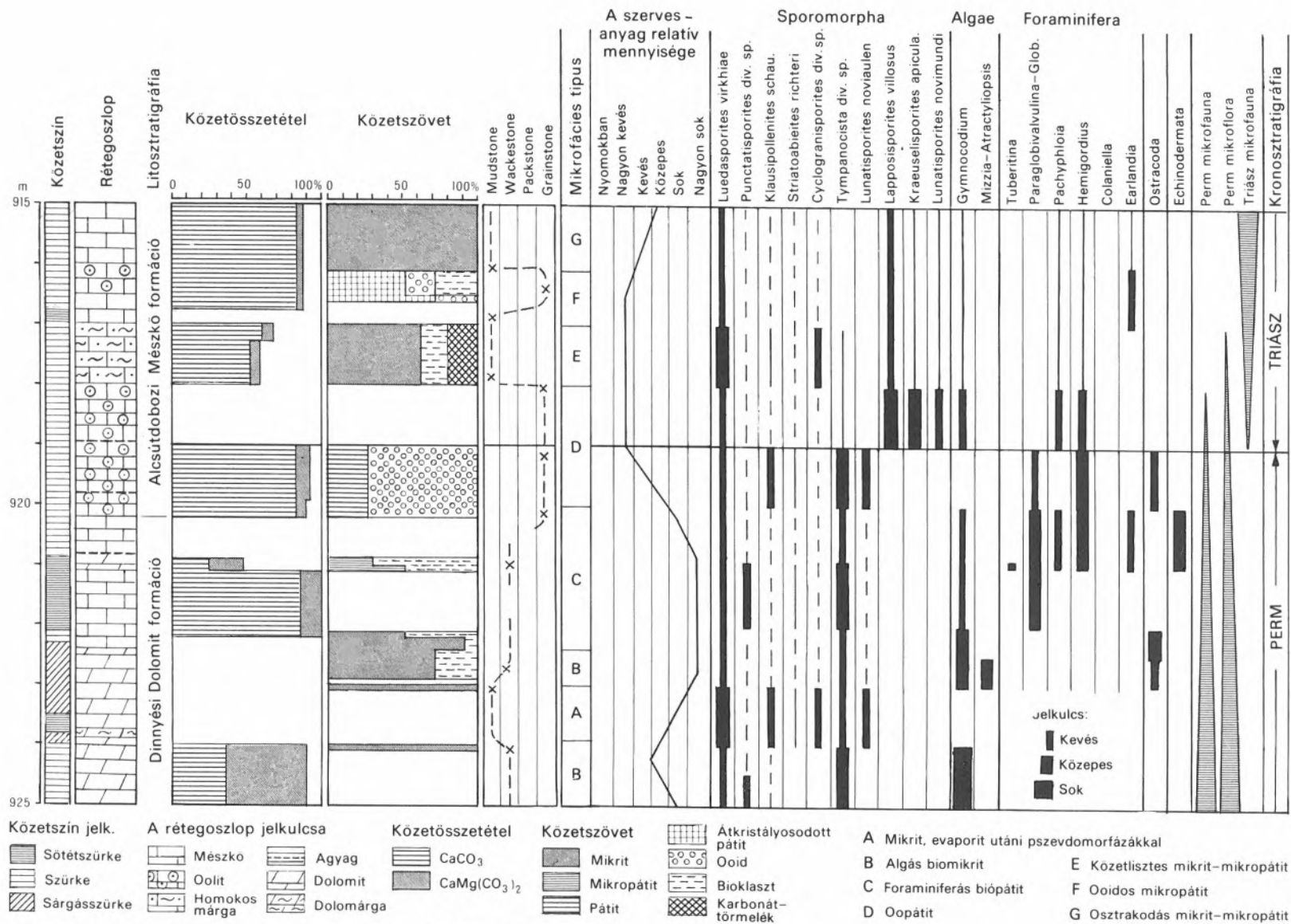
938 m-től kezdődően 919 m-ig, az Alcsútdoboz Mészke alsó részéig az eddigi zechstein típusú asszociációkat egy „*Typanocysta*”–*Punctatisporites-Calamospora* jellegű társulás váltja fel, amelyben a zechstein elemeket már csak a *Klausipollenites*, *Lumatisporites*, *Lueckisporites* és *Striatoabietites* nemzetségek egy-két példánya képviseli.

919 m-ben a faj és egyedszámban egyaránt szegényes zechstein társulásban olyan sporomorpha nemzetségek és fajok képviselői jelennek meg, amelyeket a szakirodalom – makro- és mikrofaunával is igazolt – triász képződményekből közöl.

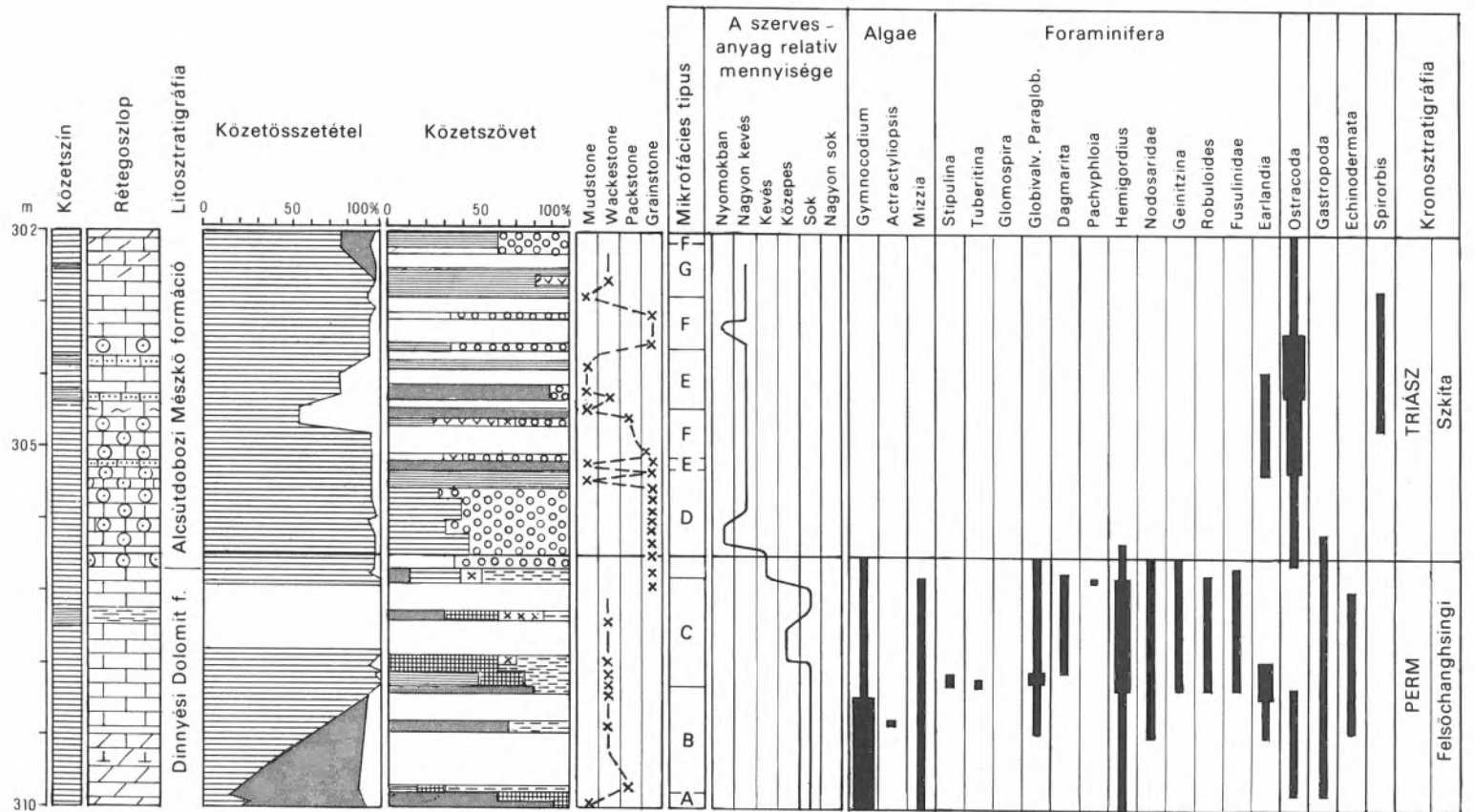
### Foraminifera fauna

A Dinnyési Dolomit nyílt-laguna fáciesű rétegeiben gazdag, jó megtartású Foraminifera asszociációk őrződtek meg. Bár e taxonok legnagyobb része már a djulfai emeletben megjelent, és a felsőperm egészére jellemző, a legnagyobb fajszámbeli gazdagságot a changhingi emeletben érte el.

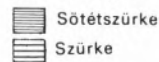
Sztratigráfiailag különösen fontos a *Colaniella parva* jelenléte, melyet a himalájai szelvényben a *Paleofusulinákkal* egyenértékű zónajelzőnek minősítettek.



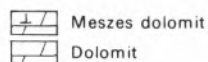
110 Perm-triász határ az Aicsútdoboz Ad-2 jelű fúrás rétegsorában (Góczán F.–Oravecné Schefer A.–Haas J.)



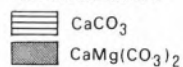
**Kőzetszín jelk.**



**A rétegoszlop jelkulcsa**



**Kőzetösszetétel**



**Kőzettség**



**Mikrofácies típus**

- A Mikrit, evaporit utáni pseudomorfozálással
- B Algás mikrit
- C Foraminiferás biopátit
- D Oopátit
- E Kőzetlisztes mikrit - mikropátit
- F Ooidos mikropátit
- G Osztrakodás mikrit - mikropátit

111 Perm-triász határ a Gárdony Gá-1a jelű fúrás rétegsorában (Góczán F.-Oravecné Schefer A.-Haas J.)

Ugyancsak jelentős a *Paraglobivalvulinák* és *Hemigordiusok* feltűnése diverzitása és olyan extrém nagytermetűsége, ami a fejlődési sorok végén más taxonoknál is ismert.

A *Globivalvulinák* fejlődési sorának utolsó tagjai: a *Paraglobivalvulina septulifera* és *P. gracilis* szintén jelen vannak a Dinnyési Dolomit legfelső rétegeiben.

Mindezek alapján – annak ellenére, hogy a zónajelzőnek minősített *Paleofusulina* nemzetség fa-

jait feltárásainkban még nem találták meg – a Dinnyési Dolomit formáció felső részét a changxingi emelet felső, Rotodiscoceras–Pseudotirolites zónájával egyezőnek tekinthetjük.

Végül, a triász tenger közel egyidejű megjelenése a Dunántúli-középhegység egész területén a Tethys világméretű transzgressziójához kapcsolódó jelenség, olyan földtörténeti esemény (event), amely szembetűnően jelzi az új időszak kezdetét.

## 12. táblázat Felsőperm s.l. emeletek

Felső- perm s.l.	250 Felső- perm s.str.	Changxingi	Dorashami	Tatár	Tübingi	Zechstein	Midi
		Wuchiapingi	Dzsulfai				
	258 Középső- perm	270 millió év	Murgabi	Kazáni (Ufai)	Saxoni	Capitani	
				Kubergandi		Kunguri	Wordi

Tektonikai fázis: Pfalzi

### Táblamagyarázatok [77]–[82]

[77] Badacsonyi Konglomerátum, Balatonalmádi, Köcsi-tó felhagyott kőfejtő

[78] Balatonfelvidéki Vöröshomokkő, Balatonalmádi  
A A balatoni műút bevágása Káptalanfürednél (Balatonalmádi déli vége)  
B Öreg-hegy, felhagyott kőfejtő

[79] A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció kőzetváltozatai

- A Fanglomerátum  
Paloznak, Verespart, ¼ nagyság  
B Jól osztályozott, sávosan rétegzett homokkő  
Balatonrendes, Pálköve kf., ½ nagyság  
C „Éretlen” homokkő, 50 ×, +N  
D Érett homokkő, 75 ×, +N

[80] Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció; esőcseppek, életnyomok és növénylenyomat

- A Esőcseppnyomok  
Balatonrendes, Pálköve kőfejtő, term. nagys.  
B Bioturbált réteglap  
Balatonalmádi, Öreg-hegyi kőfejtő, term. nagys.

- C *Voltzia?* lenyomat réteglapon  
Balatonrendes, Pálköve kőfejtő, term. nagys.  
D *Tridactylidium* lépésnyom  
Balatonrendes, Pálköve kőfejtő

[81] Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció; ősmaradványok

- A Táplálkozásnyom réteglapon  
Balatonrendes, kőfejtő, term. nagys.  
B Kovás fatörzs (*Ullmannites rhodeanus* TUZSON) vékonycsiszolat-felvételek  
b<sub>1</sub>: harántmetszet, b<sub>2</sub>: hosszanti metszet  
Balatonkövesd, 50 ×  
C Ágdarab (?), Balatonrendes, kőfejtő  
D Kovásodott fatörzs, Balatonrendes, kőfejtő

[82] A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő gyakorlati célú felhasználása

- A Balaton-parti védőmű  
Badacsonyi vitorlásokikötő  
B Műemléktemplom, Felsőörs  
C Útbevágást védő építmény  
a 71-es balatoni műút mellett  
Balatonszepezdnél





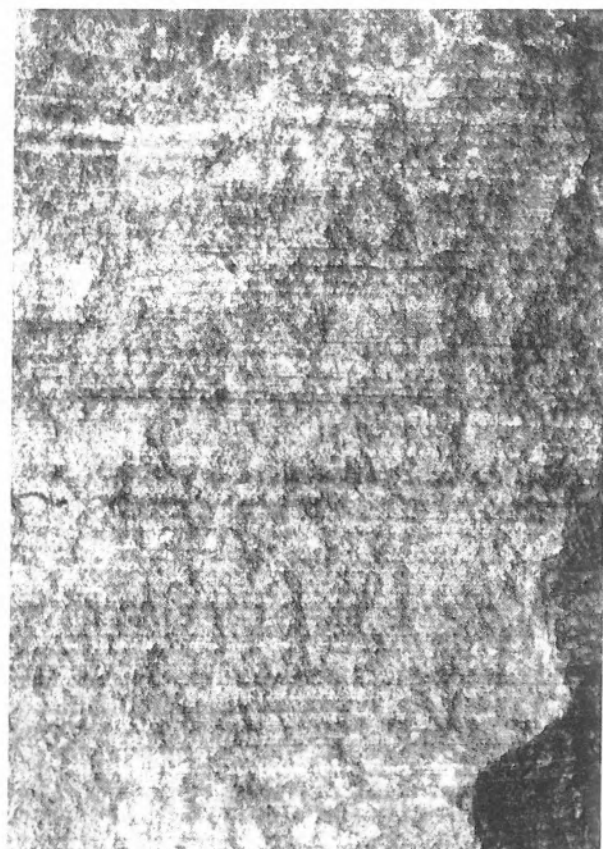
A



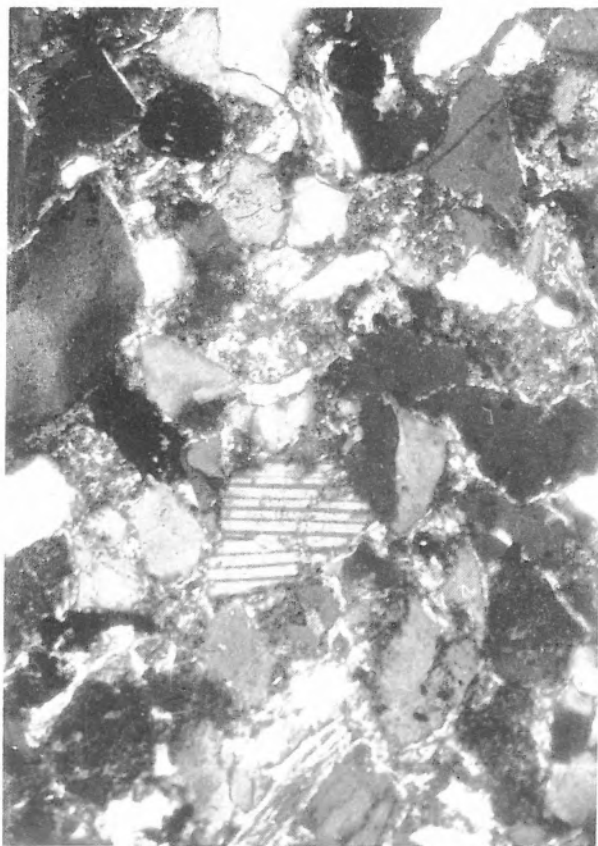
B



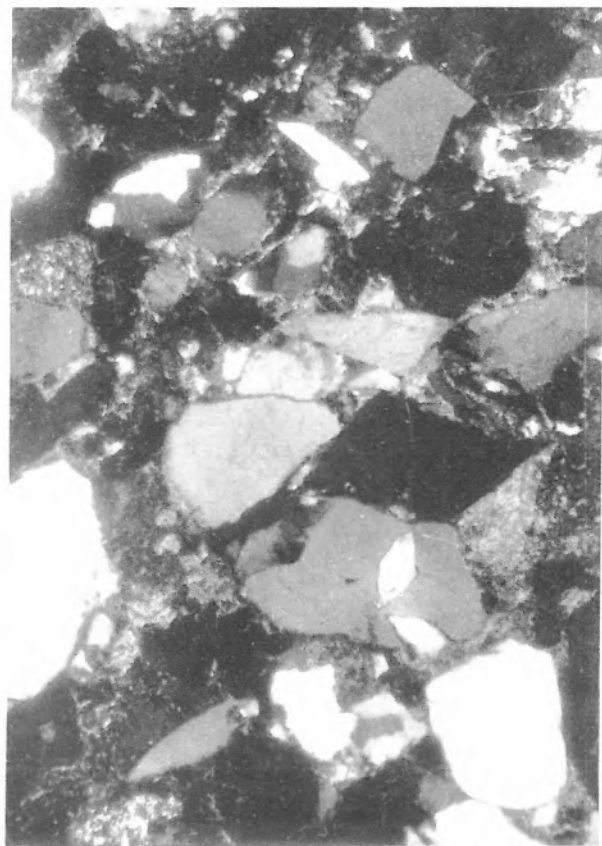
A



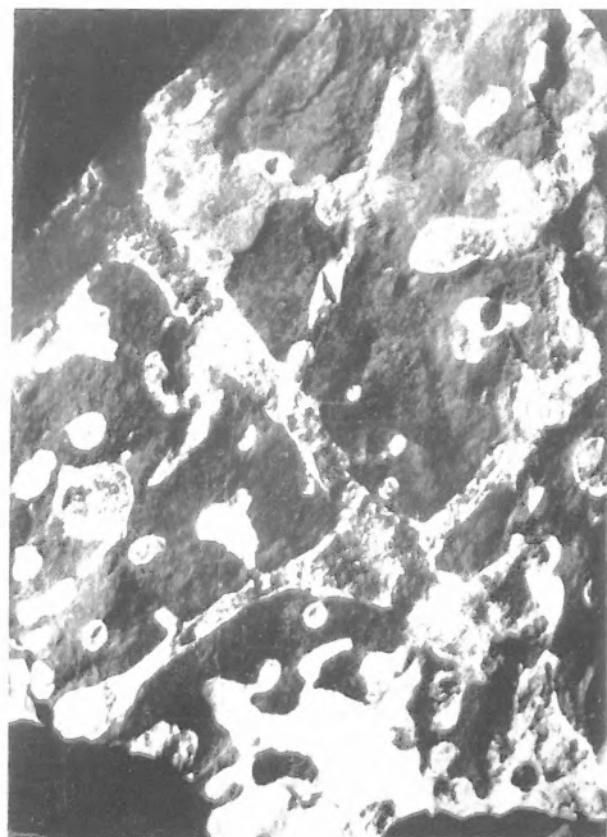
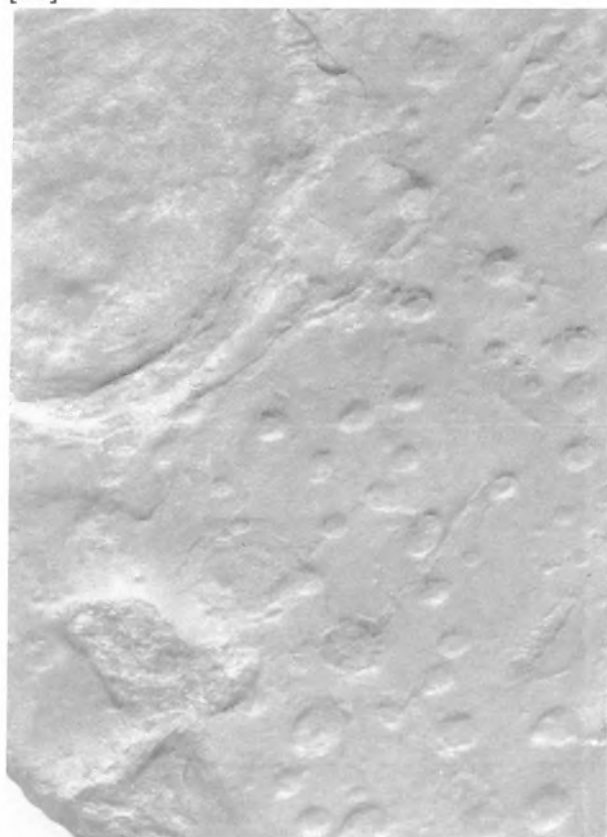
B



C



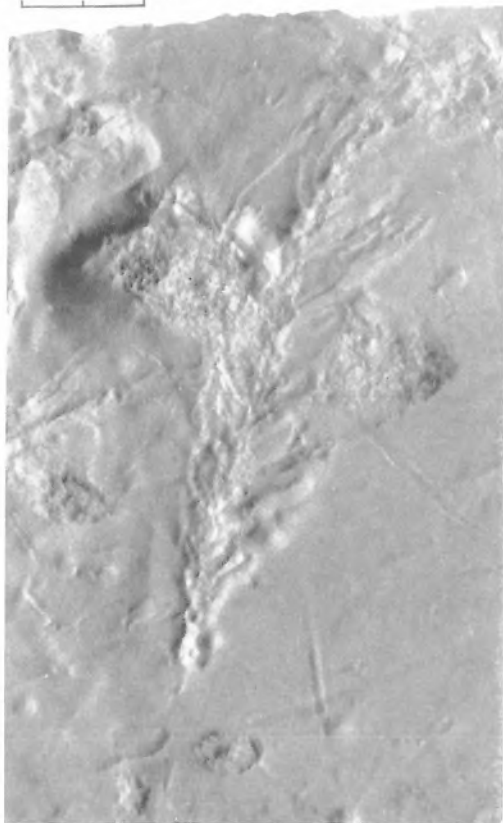
D



A

B

0 1 cm



C

0 1 2 cm

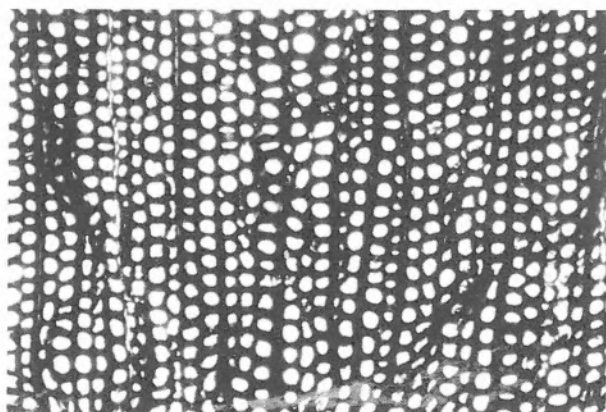


D

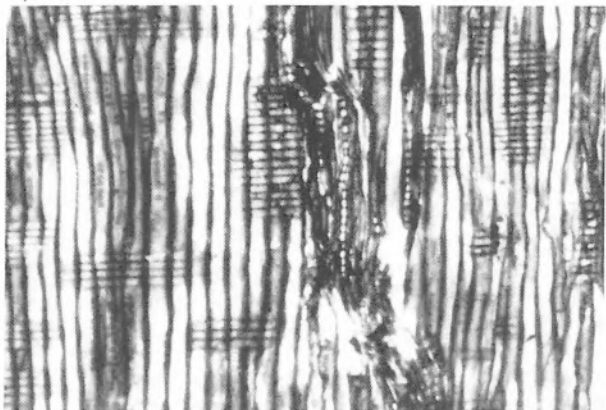


A

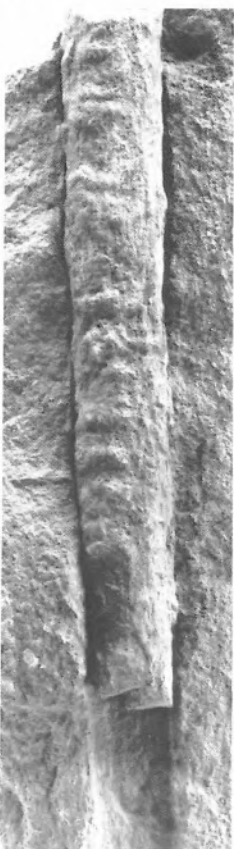
0 1cm



B<sub>1</sub>



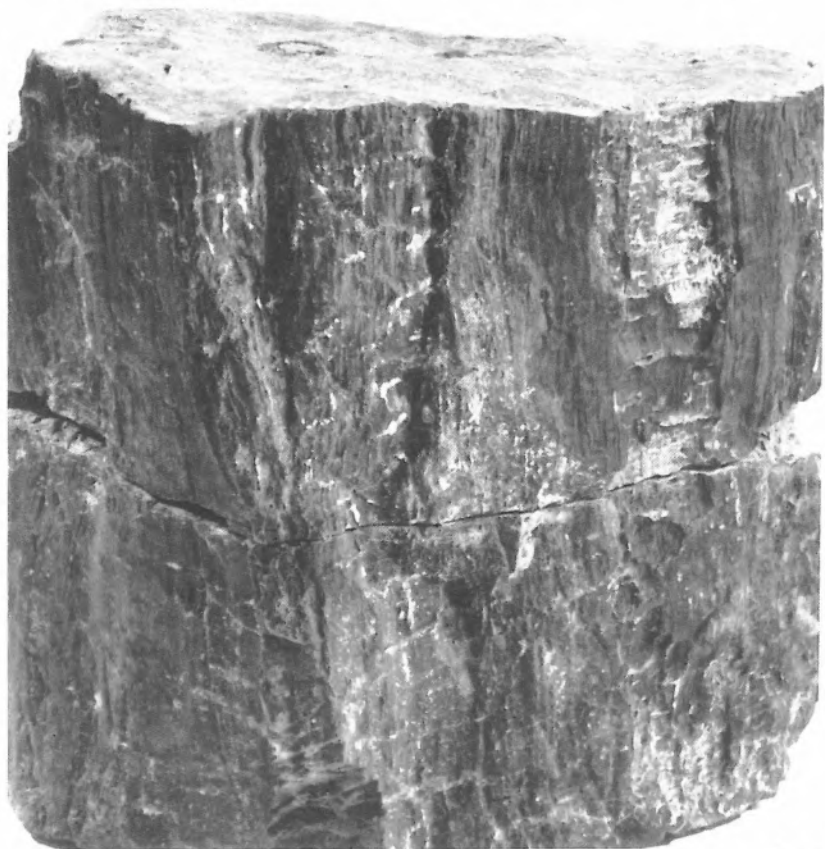
B<sub>2</sub>



C



0 2cm



D

0 3cm



A



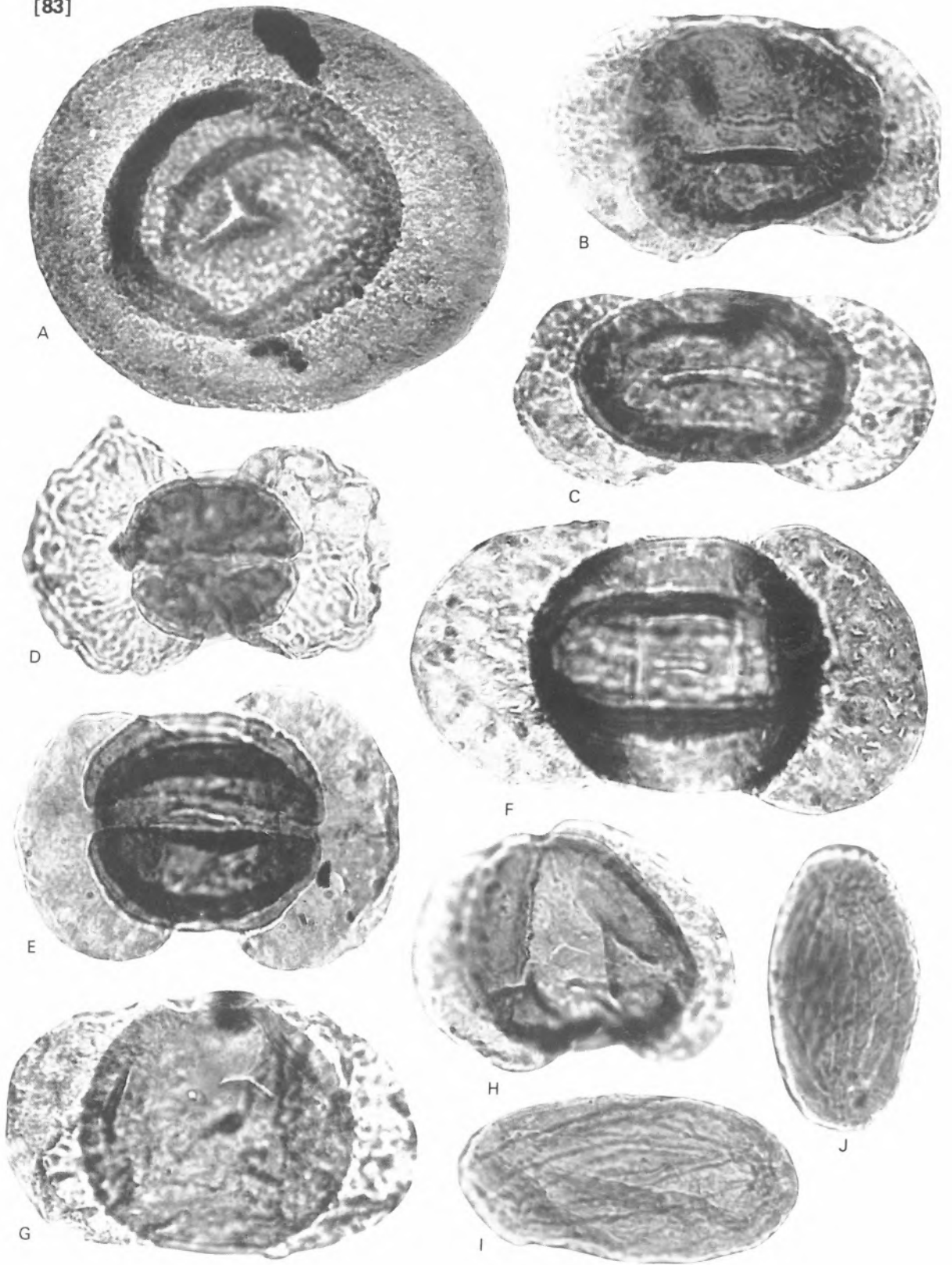
B

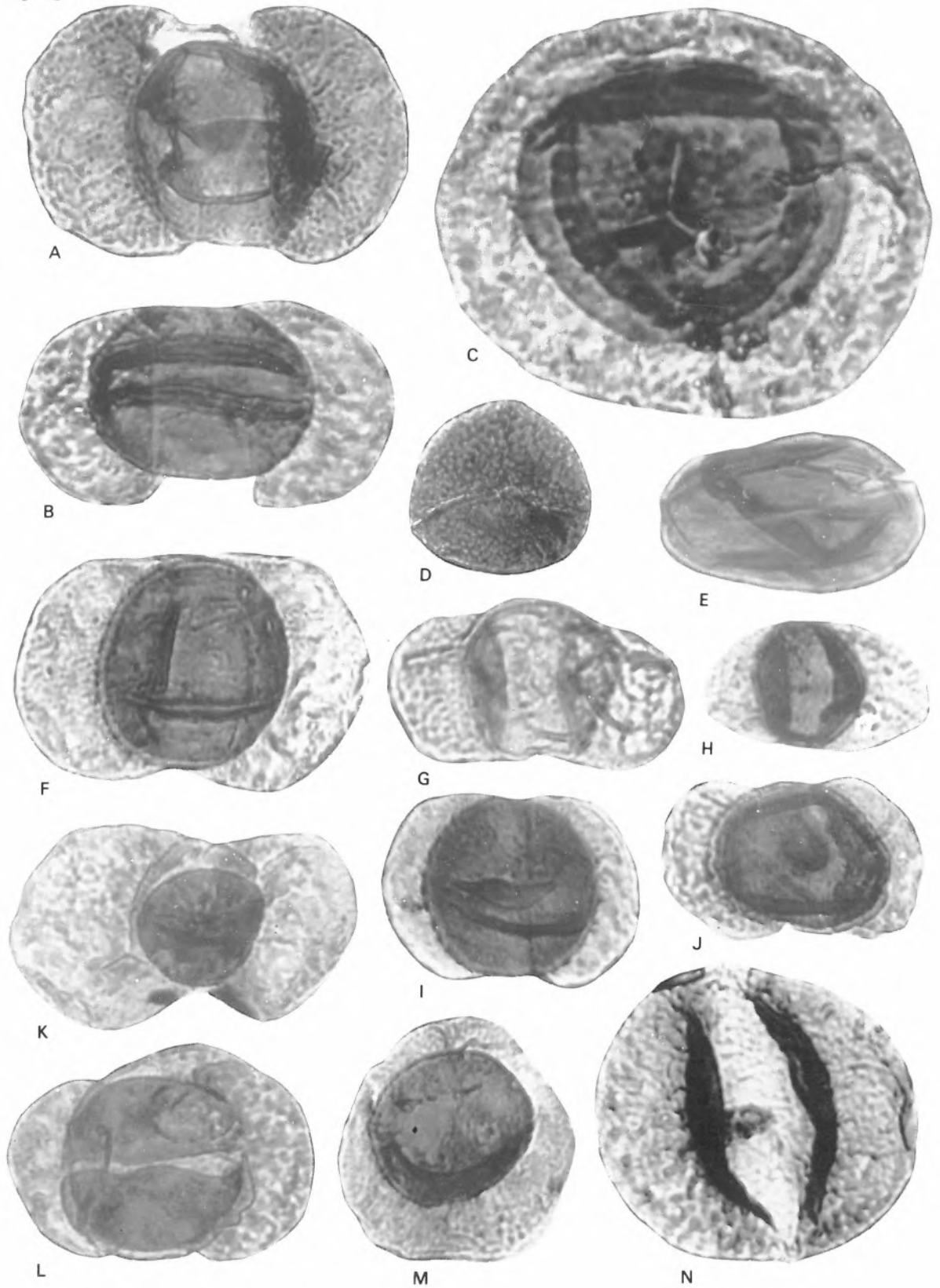


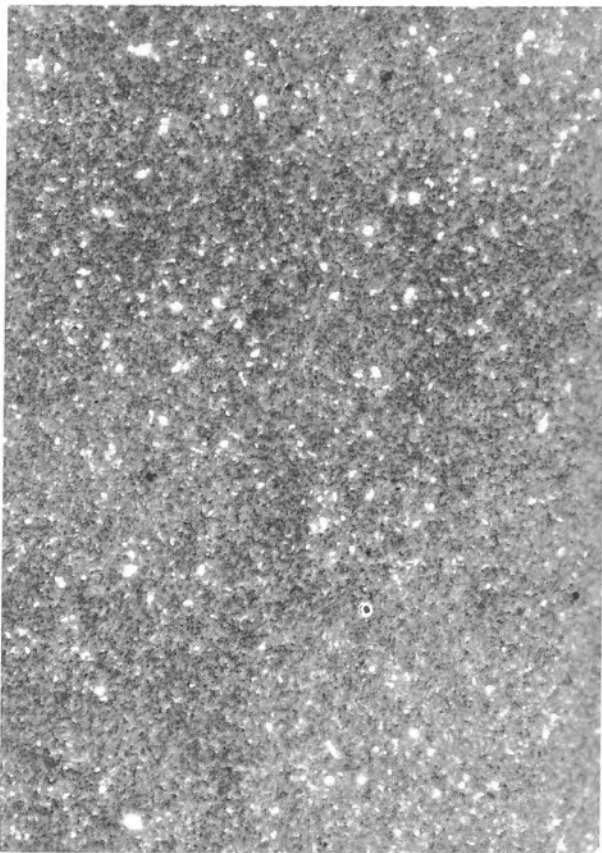
C

## Táblamagyarázatok [83]–[88]

- [83] Felsőperm (wuchiapingi) sporomorpha-együttes az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrásból
- A *Nuskoisporites klausi* GREBE 1957, 1295 m, 400 ×
- B *Limitisporites rectus* LESCH 1956, 1285 m, 100 ×
- C *Gardenasporites* sp., 1285 m, 1000 ×
- D–E *Lueckisporites virkkiae* (R. POT et KLAUS 1954) Klaus 1963, D: 1280 m, E: 1161 m, 1000 ×
- F *Lunatisporites ortisei* (KLAUS 1963) SCHEURING 1970, 1232 m, 1000 ×
- G *Jugasporites* sp., 1207 m, 1000 ×
- H *Illinites klausi* CLARKE 1965, 1285 m, 1000 ×
- I–J *Vittatina ovalis*  
I: 1174 m, J: 1178 m, 1000 ×
- [84] Felsőperm (alsóchangxingi) sporomorpha-együttes a Tabajd T-5 jelű fúrásból
- A *Lunatisporites alatus* (KLAUS 1963) SCHEURING 1970, 836 m, 750 ×
- B *Lunatisporites ortisei* (KLAUS 1963) SCHEURING 1970, 836 m, 750 ×
- C *Nuskoisporites klausi* GREBE 1957, 836 m, 500 ×
- D *Converrucosporites eggeri* KLAUS 1963 833,6 m, 750 ×
- E *Calamospora* sp., 833,6 m, 750 ×
- F *Gardenasporites heirseli* KLAUS 1963, 833,6 m, 750 ×
- G *Limitisporites leschiki* KLAUS 1963, 836 m, 750 ×
- H *Vesicaspora schemeli* KLAUS 1963
- I–J és M *Jugasporites schaubergeroides* KLAUS 1963 833,6 m, 750 ×
- K *Platysaccus papilionis* R. POT et KLAUS 1959 836 m, 750 ×
- L *Lueckisporites virkkiae* (R. POT. et KLAUS 1954) Klaus, 1963 836 m, 750 ×
- N *Alisporites* sp., 833,6 m, 750 ×
- [85] A Dinnyési Dolomit formáció dolomitrétegei
- A Dolomikrit (mudstone), kőzetliszt méretű karbonátszemcsékkel  
Gá-1a jelű fúrás 520,5 m, 25 ×
- B Dolopátit, nagyméretű idiomorf dolomit-kristályokkal  
Gá-1a jelű fúrás 329,5 m, 50 ×
- C–D Dolomárga, gipsz utáni pszeudomorfozásokkal  
AD-2 jelű fúrás 1217 m, 25 ×  
Gá-1 jelű fúrás 355,5 m, 25 ×
- [86] A Dinnyési Dolomit formáció erőteljesen mozgatótt vízben keletkezett üledékei
- A Bioklasztit (packstone)  
Gá-1a jelű fúrás 408 m, 50 ×
- B Pseudoooidos, mikroonkoidos grainstone  
Gá-1a jelű fúrás 505 m, 25 ×
- C Finomszemű homokkő agyagfilmekkel, dolomitcsomókkal  
Gá-1a jelű fúrás 405,5 m, 25 ×
- D Intraklasztos – peloidos wackestone  
Gá-1a jelű fúrás 431 m, 50 ×
- [87] A Dinnyési Dolomit formáció biofáciasei
- A Mészalgás (gymnocodiumos) biomikrit (packstone)  
Gá-1a jelű fúrás 368 m, 13 ×
- B Foraminiferás (globivalvulinás) biopelpátit (átkristályosodott alanyag)  
Gá-1a jelű fúrás 308,1 m, 50 ×
- D Pelletes mikrofacies (pelmikropátit wackestone)  
Gá-1 jelű fúrás 338,4 m, 25 ×
- E Osztrakodás mikrofacies (biomikrit wackestone)  
Gá-1a jelű fúrás 330,3 m, 50 ×
- [88] A Dinnyési Dolomit formáció különleges mikrofaciesei
- A Mészalgás oopátit (grainstone). Az ooidok nagy része kioldódott és pátal töltődött ki (oomold)  
Ad-2 jelű fúrás 919,1 m, 25 ×
- B Oopátit (grainstone). Az eredetileg aragonit ooidhéjak általában kioldódtak, de a magok többnyire megőrződtek  
Gá-1 jelű fúrás 336 m, 25 ×
- C Krinoideás biomikropátit (packstone)  
Ad-2 jelű fúrás 929 m, 50 ×
- D Radioláriás biomikrit (packstone)  
A *Radioláriák* eredeti vázanyaga kioldódott és kalcit pátal töltődött ki (biomold)  
Gá-1 jelű fúrás 374,1 m, 50 ×

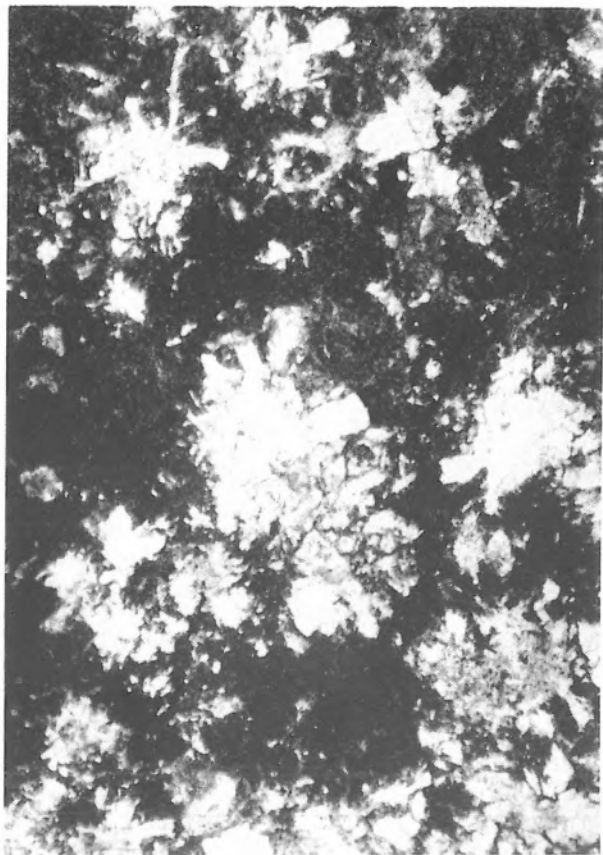






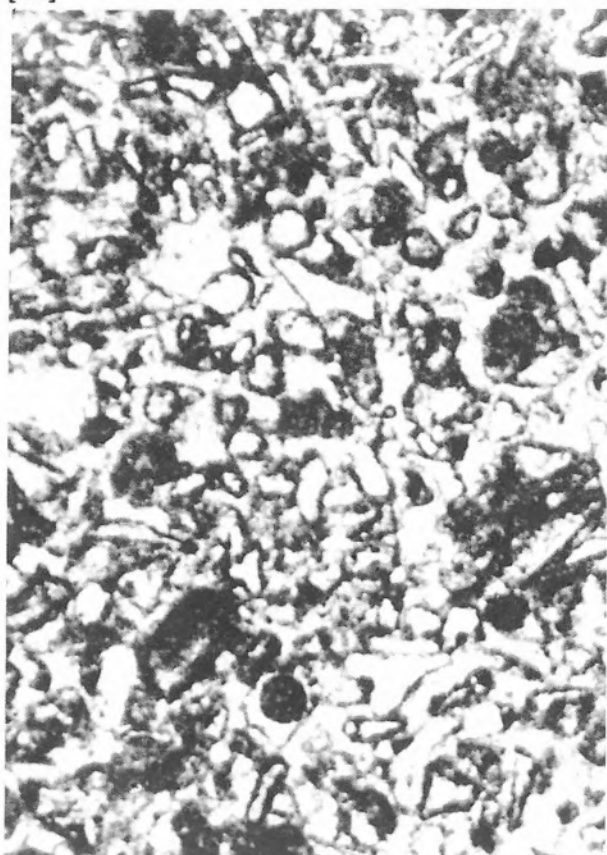
A

B

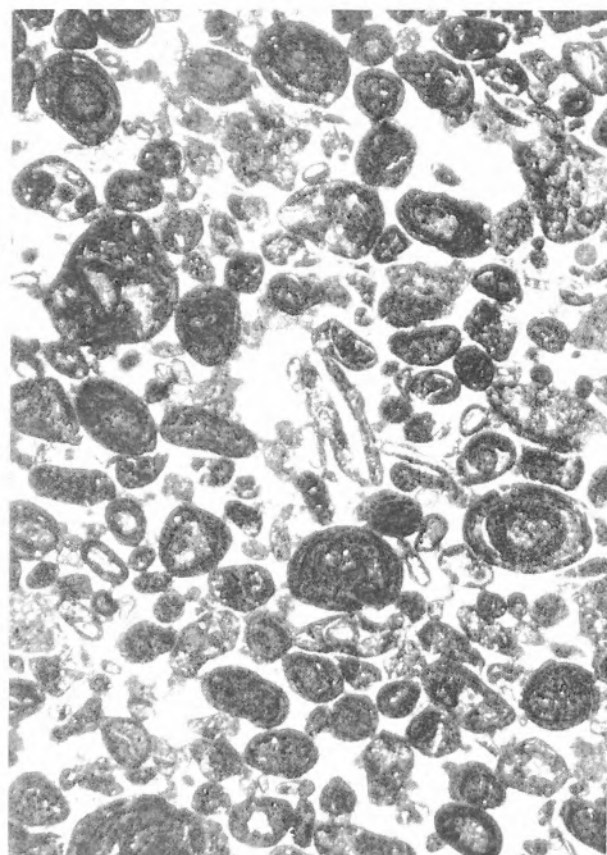


C

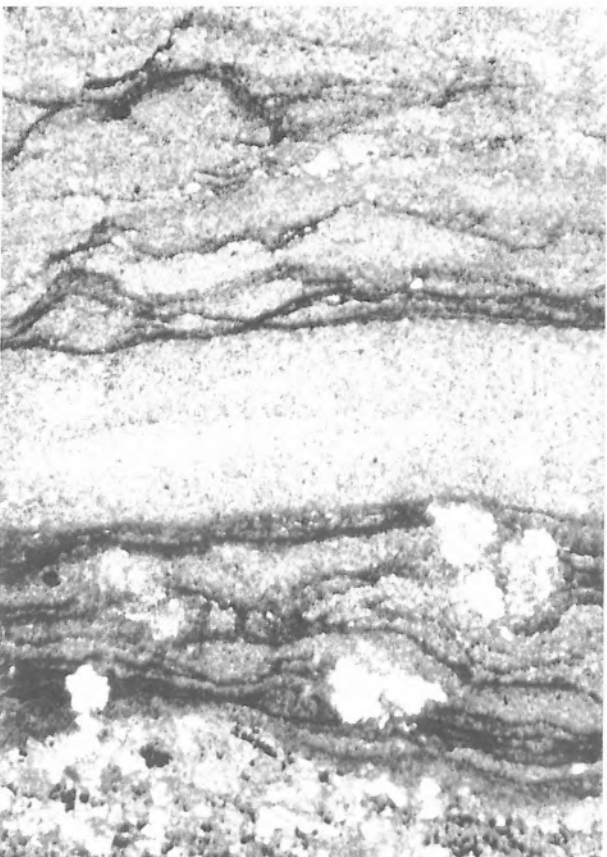
D



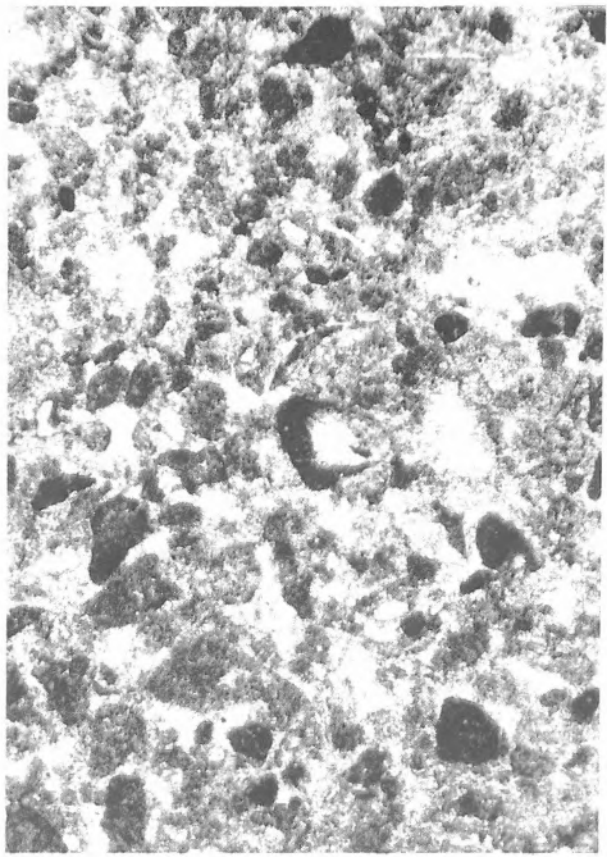
A



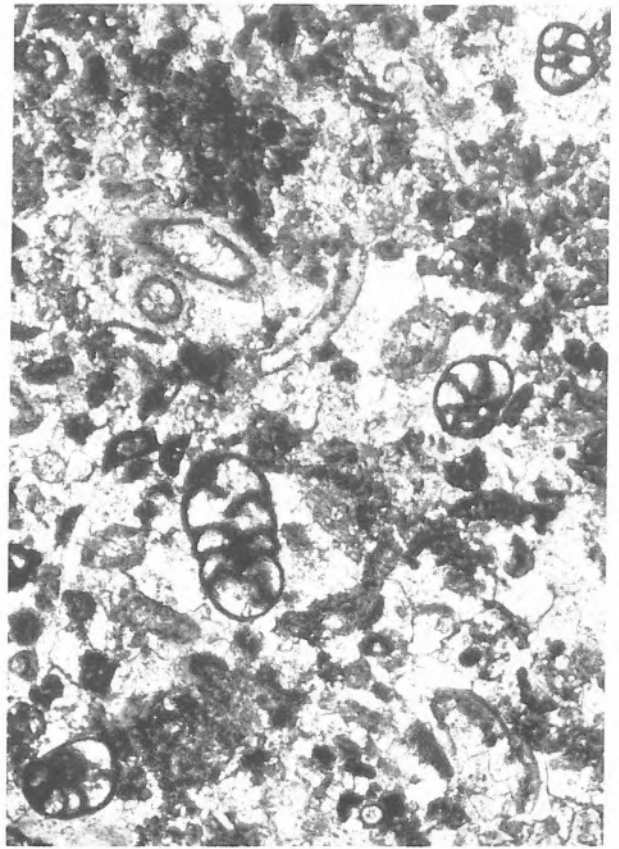
B



C

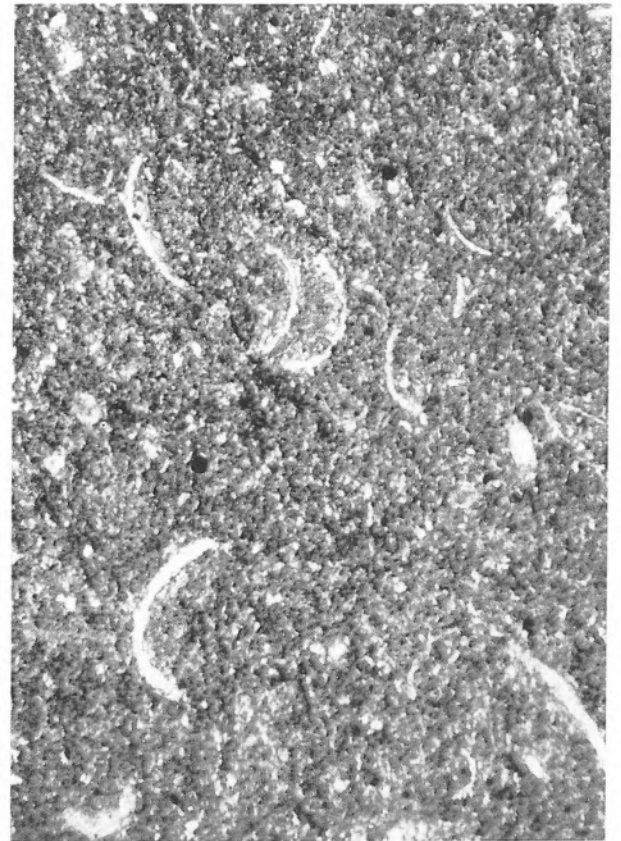
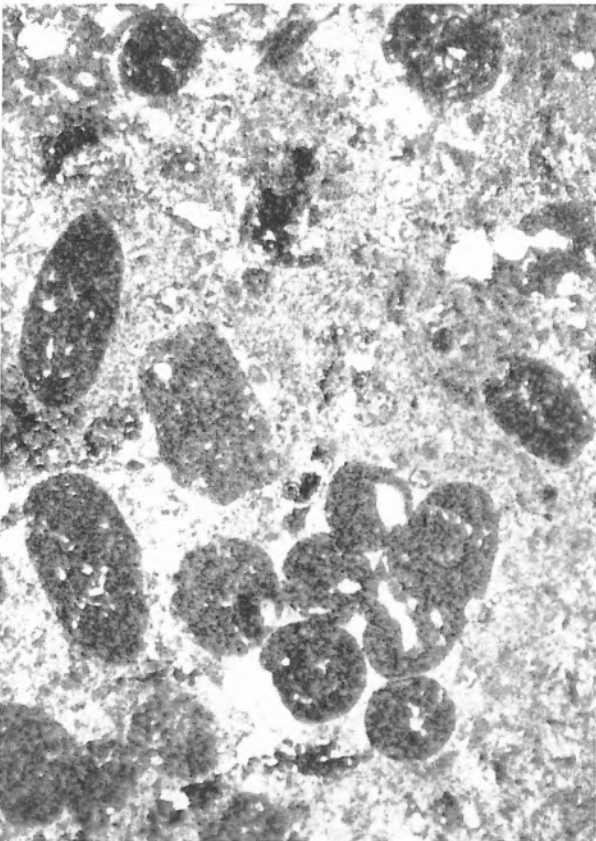


D



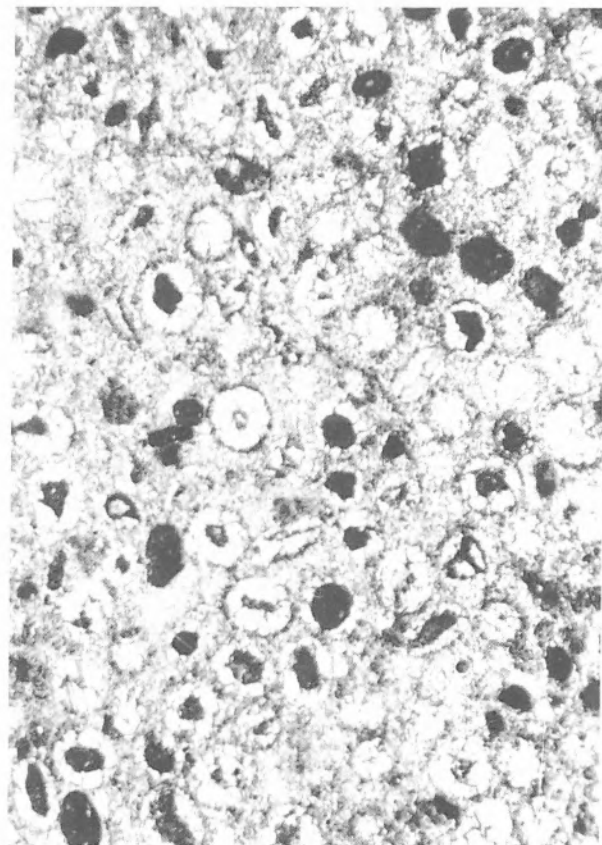
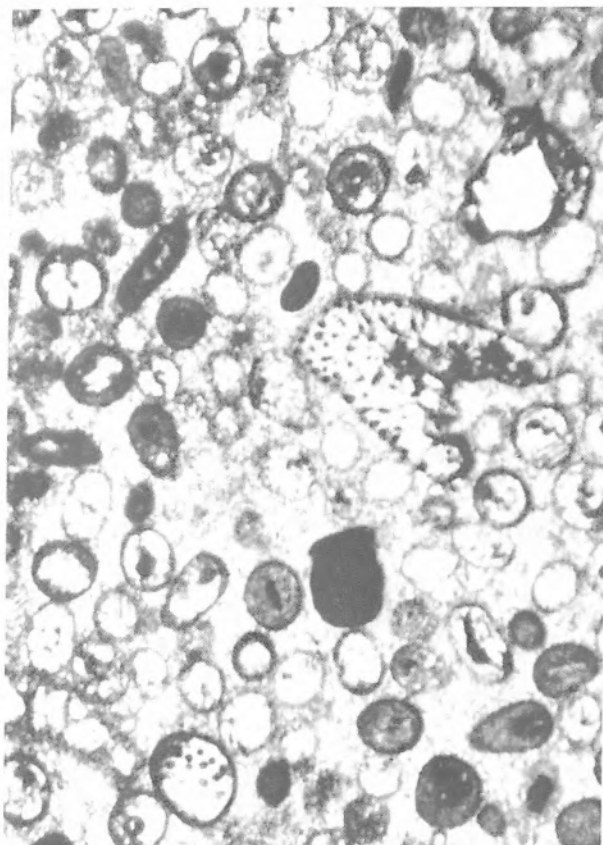
A

B



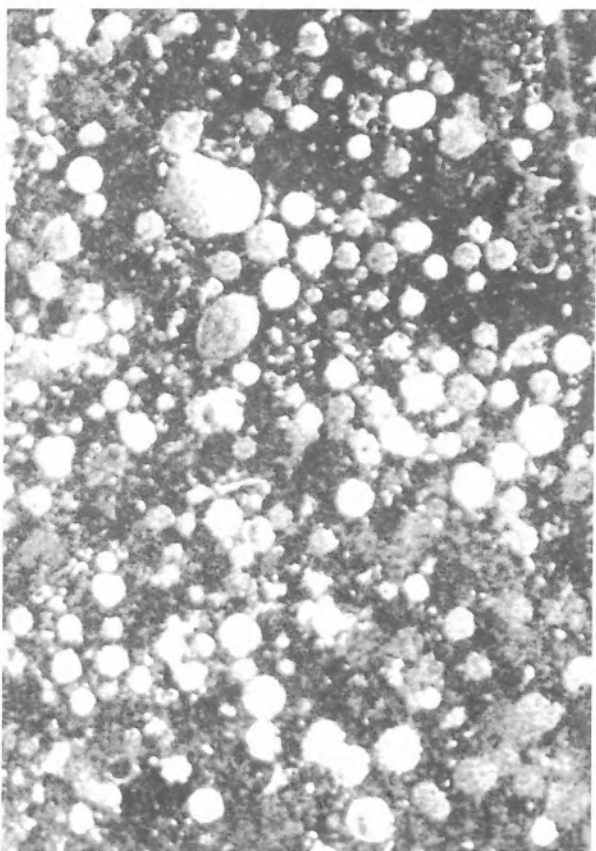
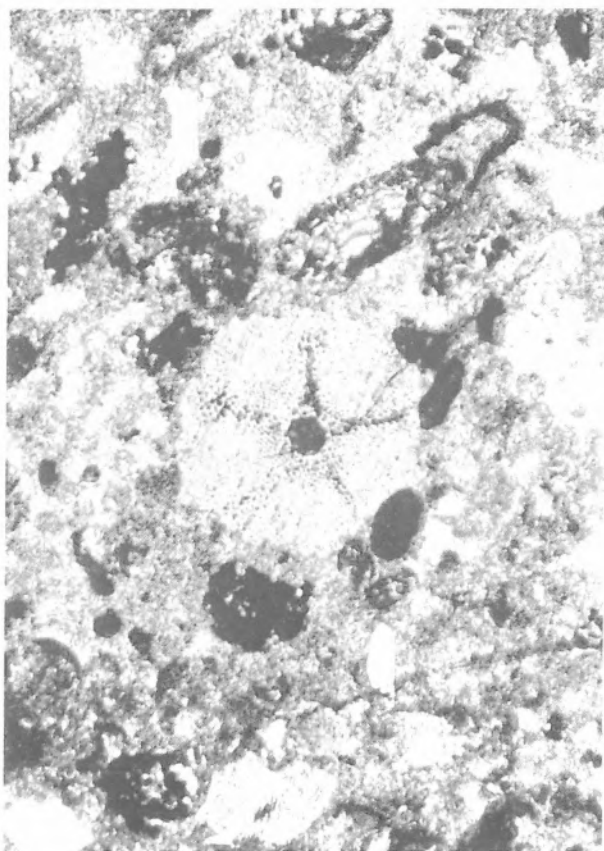
C

D



A

B

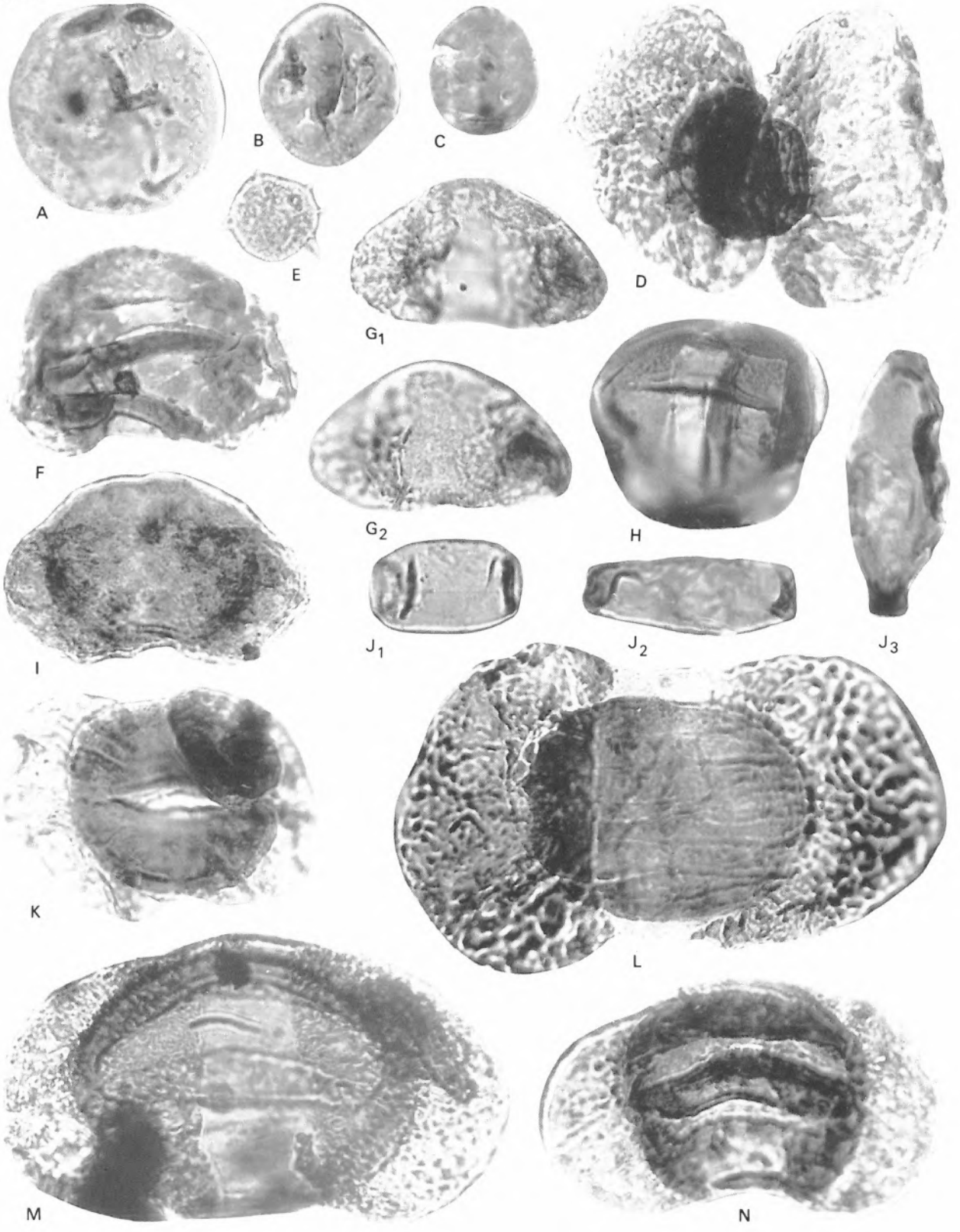


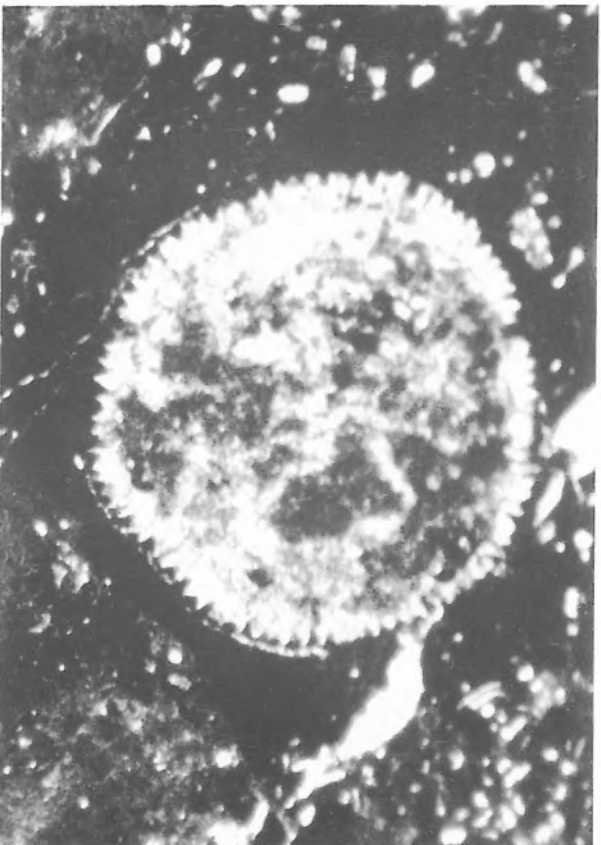
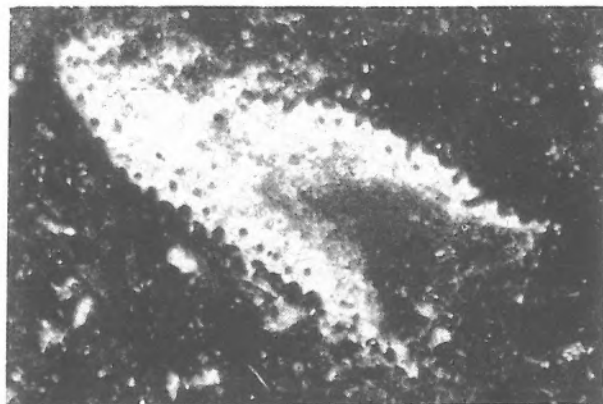
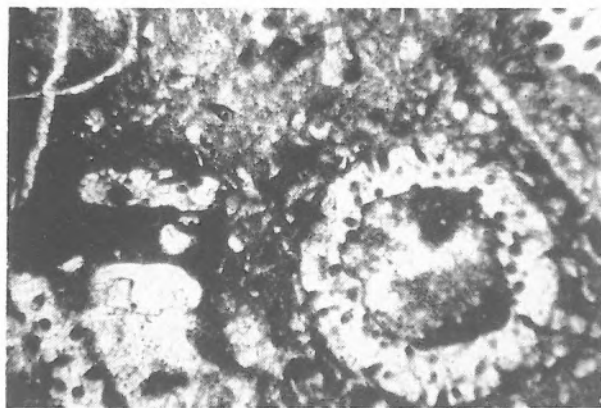
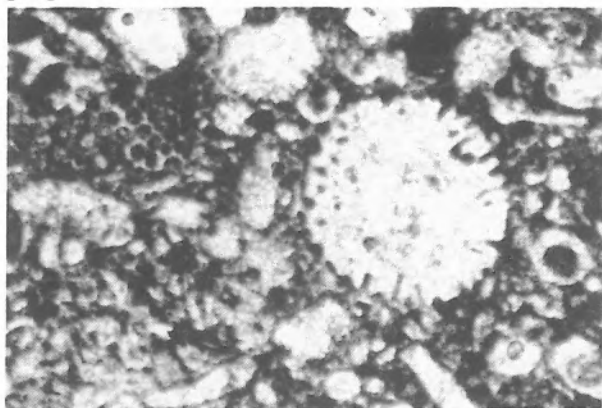
C

D

## Táblamagyarázatok [89]–[95]

- [89] Felsőperm (felsőchhanghingi) sporomorpha-együttes az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrásból
- A–B *Punctatisporites* sp., 923 m 1000 ×  
 C *Spheripollenites balmi* JANSONIUS 1962  
 923 m, 1000 ×  
 D *Platysaccus* sp., 925 m, 1000 ×  
 E *Micrhystridium* cf. *setasessitante* JANSONIUS  
 1962 921 m, 1000 ×  
 F *Lunatisporites* sp., 923 m, 1000 ×  
 G<sub>1</sub>–G<sub>2</sub> *Klausipollenites minimus* GÓCZÁN 1987  
 923 m, 1000 ×  
 H *Crucisaccites variusulcatus* DJUPINA 1971  
 923 m, 1000 ×  
 I *Klausipollenites staplinii* JANSONIUS 1962  
 925 m, 1000 ×  
 J<sub>1</sub>–J<sub>3</sub> *Tympanicysta* div. sp.  
 j<sub>1</sub>: 923 m, j<sub>2</sub>: 921 m, j<sub>3</sub>: 924 m, 1000 ×  
 K *Lueckisporites virkkiae* (R. POT et. KLAUS  
 1954)  
 Klaus 1963, 923 m, 1000 ×  
 L *Protohaploxylinus decorus* (BHARADW. et  
 SAHIJKA 1963) ncb., 924 m, 1000 ×  
 M *Lunatisporites noviaulensis* (LESCH 1956)  
 SCHEURING 1970, 923 m, 1000 ×  
 N *Lunatisporites novimundi* (JANSONIUS 1962)  
 SCHEURING 1970, 925 m, 1000 ×
- [90] A Dinyési Dolomit formáció algaflórája I.
- A–B *Gymnocodium* sp.  
 Gá-1a jelű fúrás 338 m, 25 ×  
 Gá-1 jelű fúrás 346,8 m, 25 ×  
 C *Pseudovermiporella nipponica* ENDO  
 Ad-2 jelű fúrás 991 m, 45 ×  
 D *Atractyliopsis* sp.,  
 Gá-1 jelű fúrás 375,8 m, 50 ×  
 E *Mizzia* sp., és *Gymnocodium* sp.,  
 Gá-1a jelű fúrás 358,5 m, 25 ×  
 F *Ivanovia* sp.,  
 Ad-2 jelű fúrás 926,1 m, 25 ×
- [91] A Dinyési Dolomit formáció algaflórája II.
- A *Atractyliopsis* sp., Gá-1a jelű fúrás 337 m,  
 25 ×  
 B *Mizzia* sp., Gá-1a jelű fúrás 358,5 m, 25 ×  
 C *Macroporella* aff. *tenvimarginata* ENDO  
 Gá-1a jelű fúrás 378,5 m, 25 ×  
 D *Macroporella maxima* ENDO  
 Gá-1a jelű fúrás 358,5 m, 25 ×
- [92] A Dinyési Dolomit formáció Foraminifera faunája
- A *Globivalvulina* aff. *graecea* REICHEL  
 Ad-2 jelű fúrás 921 m, 50 ×  
 B *Hemigordius* sp.  
 Gá-1 jelű fúrás 336,3 m, 50 ×  
 C *Pachyphloia longissima* (SULLIVAN)  
 Ad-2 jelű fúrás 940 m, 130 ×  
 D *Baisalina pulchra* REITLINGER  
 Ad-2 jelű fúrás 952 m, 50 ×  
 E *Globivalvulina vonderschmitti* REICHEL  
 Ad-2 jelű fúrás 944 m, 130 ×  
 F *Globivalvulina* sp.  
 Gá-1a jelű fúrás 391,5 m, 50 ×  
 G *Paraglobivalvulina mira* REITLINGER  
 Gá-1a jelű fúrás 349,4 m, 50 ×  
 H *Baisalina pulchra* REITLINGER  
 Gá-1a jelű fúrás 308,3 m, 40 ×  
 I *Olympina insolita* REICHEL  
 Ad-2 jelű fúrás 1005,6 m, 130 ×  
 J *Lunucammia taurica* (CIVRIEAX et DESS.)  
 Gá-1a jelű fúrás 308,2 m, 77 ×  
 K–L *Glomospira* sp.  
 Gá-1a jelű fúrás 412,5 m, 125 ×  
 M *Pachyphloia gefoensis* MIKLUHO-MAKLAY  
 Ad-2 jelű fúrás 978 m, 130 ×  
 N *Hemigordius harltoni* CUSHMANN  
 Ad-2 jelű fúrás 107 m, 130 ×  
 O *Hemigordius reicheli* LYS  
 Ad-2 jelű fúrás 952 m, 130 ×  
 P–Q *Hemigordius* sp.  
 Gá-1 jelű fúrás 408 m, 125 ×
- [93] A Dinyési Dolomit formáció foraminiferás mikrofáciasei
- A Eotuberitinás mikrofáciasei  
 (*Eotuberitina reitlingerae* MIKLUHO-MAKLAY)  
 Gá-1 jelű fúrás 336,3 m, 50 ×  
 B Earlandiás mikrofáciasei  
 Gá-1a jelű fúrás 420 m, 50 ×  
 C Mészalgás, foraminiferás mikrofáciasei  
 (*Epimastopora* sp., *Lunucammia* sp.,  
*Hemigordius* sp. és *Pachyphloia* sp.)  
*Crinoidea* töredékekkel  
 Ad-2 jelű fúrás 929 m, 50 ×  
 D Foraminiferás (*Globivalvulina* sp.,  
*Pachyphloia* sp., *Glomospira* sp.)  
 – osztrakodás mikrofáciasei  
 Ad-2 jelű fúrás 952 m, 50 ×
- [94] Üledékhezagos perm–triász határ Káptalantóti mellett
- [95] Perm–triász határretek az arácsi vasúti bevágásban





A

C

B

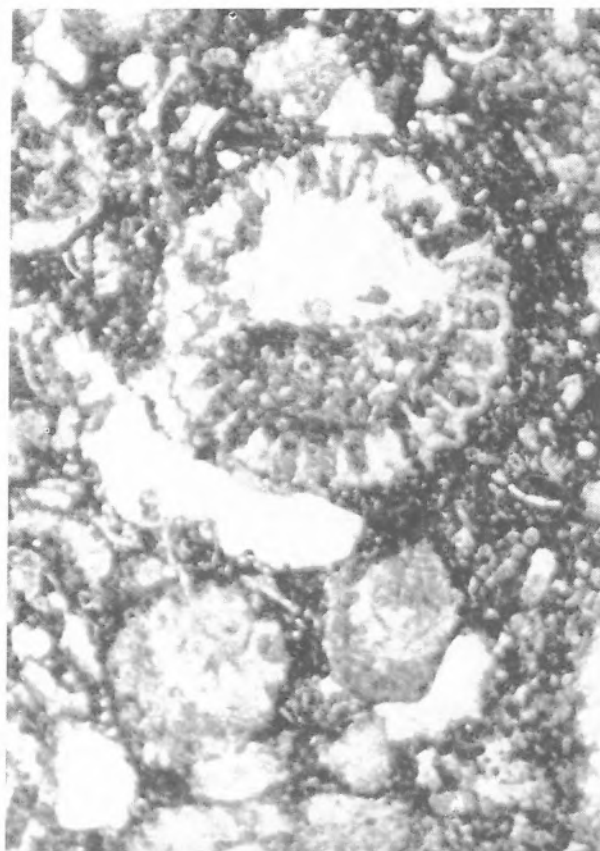
D

E

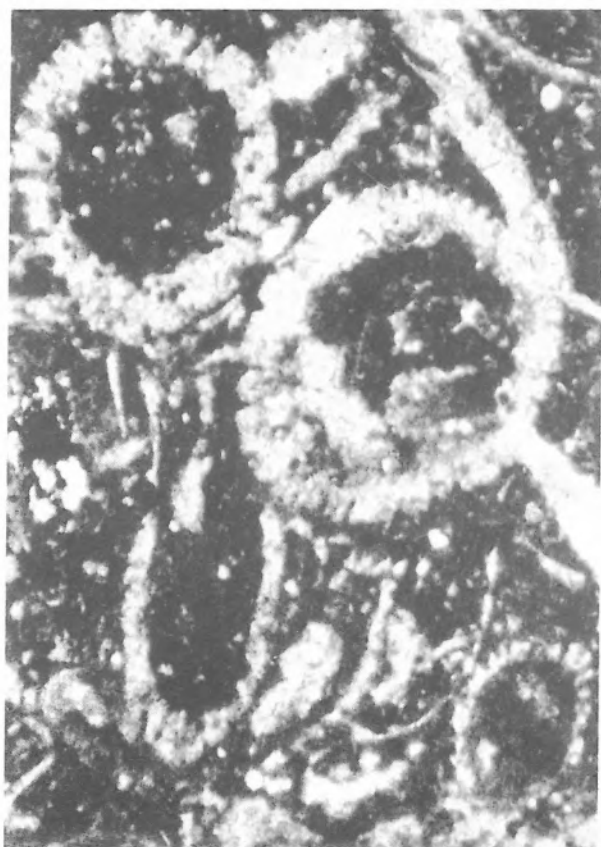
F



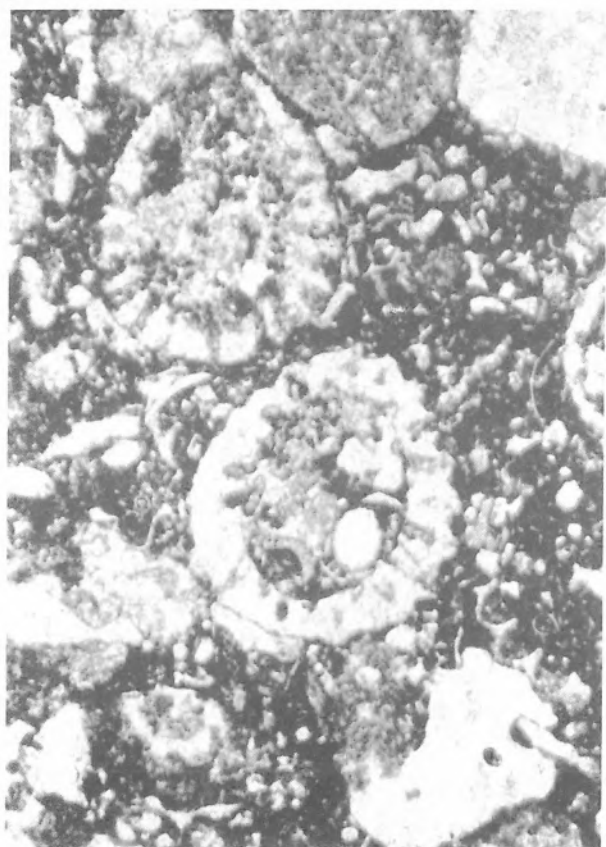
A



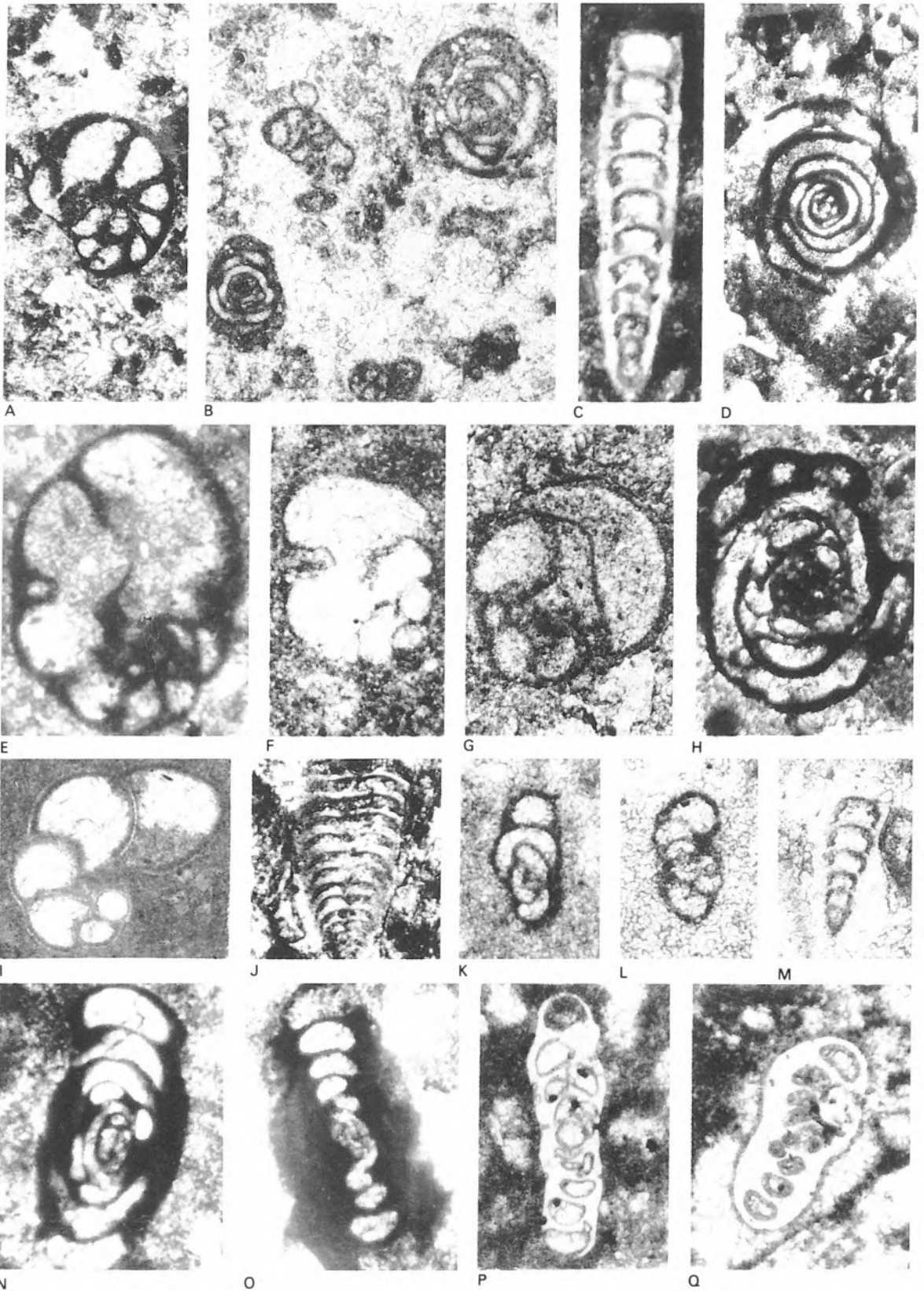
B

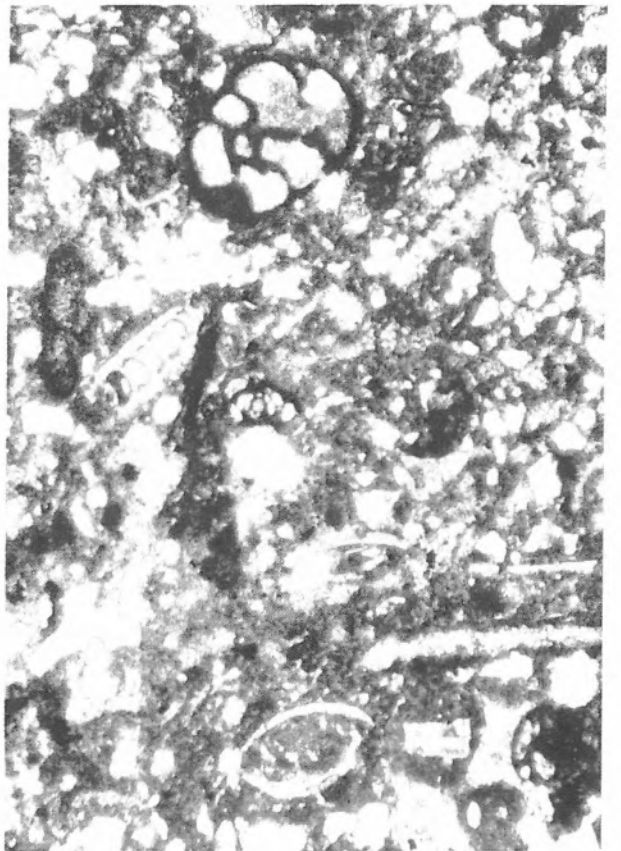
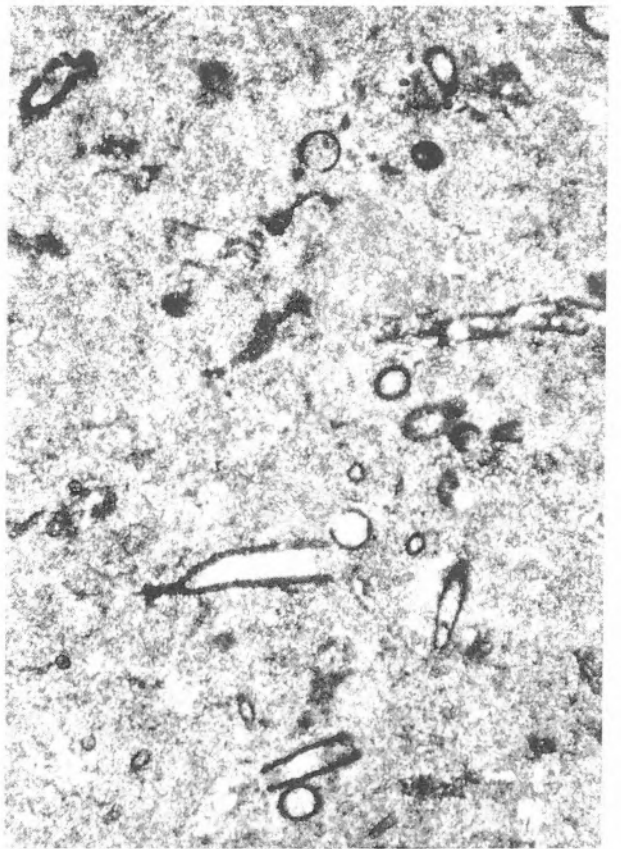
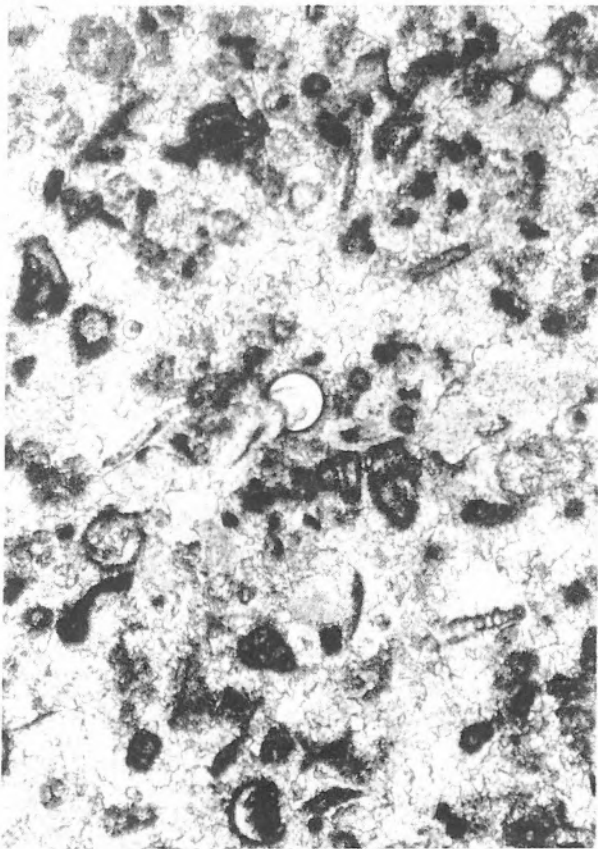


C



D





A

B

C

D



## Irodalomjegyzék

### Felsőperm formációk

- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – *Acta Mineral. Petrogr. Szeged* 20/2, pp. 191–207.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR – MAJOROS GYÖRGY 1973: Der heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn. – *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde* 14, pp. 459–475.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1975: Adatok a dunántúli újpaleozóos képződmények biosztratigráfiájához. – *Földt. Közl.* 105/3, pp. 320–334.
- BEUDANT, F.S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. I–III. + Atlas. – Paris.
- BÖCKH JÁNOS 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai. – *Földt. Int. Évk.* 2/2, pp. 31–166.
- DUDICH ENDRE – HALÁSZ ÁRPÁD 1967: Óséletnyomok (*Vestigia invertebratorum*) a balatonfelvidéki felsőperm északi területéről. – *Földt. Közl.* 97/4, pp. 447–457.
- FREYDET, P.– CROS, P. 1984: Sedimentological approach of some Upper Permian and Lower Triassic sections in the Transdanubian Central Range and in the Mecsek Mts. (Hungary). – *Acta Geol. Hung.* 27/3–4, pp. 277–287.
- GÓCZÁN FERENC – ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA – HAAS JÁNOS 1987: The Permian–Triassic boundary in the Transdanubian Central Range. – *Acta Geol. Hung.* 30/1–2, pp. 35–58.
- GREGUSS PÁL 1961: Permische fossile Hölzer aus Ungarn. – *Palaeontographica Abteilung B* 109/5–6, pp. 131–146.
- GREGUSS PÁL 1967: Fossil Gymnosperm Woods in Hungary from the Permian to the Pliocene. – Akadémiai Kiadó.
- HAAS JÁNOS – GÓCZÁN FERENC – ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA – BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES – MAJOROS GYÖRGY – BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1986: Permian–Triassic boundary in Hungary. – *Mem. Soc. geol. ital.* 34, pp. 221–241.
- HAAS JÁNOS – GÓCZÁN FERENC – ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA – BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES – MAJOROS GYÖRGY – BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1987: Perm–triász határ Magyarországon. – *Ősl. Viták* 34, pp. 3–29.
- HADINGER, W. 1845: Geognostische Uebersichtskarte der Oesterreichischen Monarchie. M = 1 : 864 000. – Wien.
- JÁMBOR ÁRON – KORPÁS LÁSZLÓ 1971: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1969-ről, pp. 75–92.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1962: A balaton-felvidéki permi homokkőösszetétel kvarcporfiranyagának eredete. – *Földt. Közl.* 92/2, pp. 160–173.
- KASSAI MIKLÓS 1977: Data for a Paleogeographic reconstruction of Transdanubia, Hungary, at the end of Paleozoic time. – *Acta Mineral. Petrogr. Szeged* 23/1, pp. 41–48.
- KASSAI MIKLÓS 1980: A Dél-Dunántúl–perm végi ősföldrajzi rekonstrukciója és a környező országokkal kapcsolatos rétegtani hasonlítás. *Földt. Közl.* 110/3–4, pp. 342–359.
- KASZAP ANDRÁS 1968: Korynichium sphaerodactylum (P a b s t) a balatonrendesi permben. – *Földt. Közl.* 98/3–4, pp. 429–433.
- KÁZMÉR MIKLÓS – KOVÁCS SÁNDOR 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. – *Acta Geol. Hung.* 28/1–2, pp. 71–84.
- KOTÁSEK, J. – KRŠ, M. – JÁMBOR ÁRON 1969: Magyarország perm időszaki közeteinek paleomágneses vizsgálata. – *Geofiz. Közlem.* 18/1–2, pp. 43–56.
- LÓCZY LAJOS 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. In *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* (I. kötet, I. rész, I. szakasz, pp. 19–40). – M. Földrajzi Társaság Balatonbizottsága.
- LÓCZY LAJOS 1937: A Balatonfüred és Aszód között elterülő vidék hegyszerkezeti és hidrológiai viszonyai, különös tekintettel a széndioxid-gáz és savanyúvíz feltárására. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1929–1932-ről, pp. 71–158.
- MAJOROS GYÖRGY 1964: Óshüllő-lábnyom a balatonrendesi perméből. – *Földt. Közl.* 94/2, pp. 243–245.
- MAJOROS GYÖRGY 1980: A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: Egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. – *Földt. Közl.* 110/3–4, pp. 323–341.
- MAJOROS GYÖRGY 1983: Lithostratigraphy of the Permian Formations of the Transdanubian Central Mountains. – *Acta Geol. Hung.* 26/1–2, pp. 7–20.
- PAUL, K. M. 1861–1862: Die Verrucano- und Werfener Schiefergebilde des Bakonyer Waldes. – *Jb. k.k. geol. Reichsanst. Verhandlungen* 12/2, pp. 205–206.
- STUHL ÁGNES 1961: A Balatonfelvidék perm időszaki üledékeiben végzett spóravizsgálatok eredményei. – *Földt. Közl.* 91/4, pp. 405–412.
- TUZSON JÁNOS 1911: A Balatonmellék palaeontológiája. In *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* (I. kötet, I. rész, Függ. IV. kötet, pp. 15–36). M. Földrajzi Társaság Balatonbizottsága.
- ZEPHAROVICH, V.R. 1856: Die Halbinsel Tihany im Plattensee und die nächste Umgebung von Füred. – *Sitzber. k. Akad. Wiss. Math.-nat. Cl.* 19/2, pp. 339–373.

# Igali szerkezeti öv

A Balaton-vonal és a Közép-Magyarországi-vonal között preneogén szerkezeti egység az Igali (Közép-Magyarországi) nagyszerkezeti öv. Neogén képződmények fekvőjében, túlnyomórészt triász időszaki karbonátos képződményekből álló medencealjzatként jelenik meg, amely helyenként 5000–6000 m mélységbe süllyedt, másrészt viszonylag magasra kiemelve, megtorlódva, felpikelyeződve a felszín alatt néhány száz méterre található. Tektonikailag rendkívül zavart felépítésű szerkezeti egység, amelyet, transzkurrens vetők mentén utólag egymás mellé sodródott, eredetileg különböző paleotektonikai egységekhez tartozó, túlnyomórészt nem metamorf, ill. alacsony metamorf fokú képződményekből álló kéregdarabok alkotnak. Az erősen összetört, breccsásodott, és részben vulkáni működéssel átalakított kőzettestek eredeti litotípusainak és az átalakulás fokának meghatározása általában nehezen megoldható feladat.

Bizonyítottan ópaleozóos és karbon időszaki képződményeket jelenleg nem ismerünk az Igali övben. A bizonytalanul ide soroltakat is egyre inkább mezozóos eredetűnek tekintik. Különösen ÁRKAI PÉTER korszerű módszerekkel végzett vizsgálatai mértékadók e tekintetben (1989).

A jugoszláv határ közelében, az Újfalú (Tor-

nyiszentmiklós) Ú-I jelű fúrás mikrofaunával igazolt alsópermet és a földtani kifejlődés alapján nagy valószínűséggel középsőperm rétegsort hátrántolt. Az Újfalui alsóperm formációval megegyező képződményben állt le a Karád Kar-1 és -2 jelű fúrás. Felsőperm mészalagás dolomitba jutott a Tab-1 szerkezetkutató fúrás, valamint felsőperm sötétszürke bitumenes dolomitot és dolomitos mészkövet tártak fel a Sári környékén mélyült szénhidrogén-kutató fúrások (Bu-1, -5, Si-2).

Az „Igali öv irányából” tolódt a Balatonfőka-jári Kvarcfillitből álló balatoni kristályos küszöbre a Szabadbattyáni és a Polgárdi Mészkő formáció. Nem zárható ki, hogy a Dinnyés Di-1 és Di-3, valamint a Gárdony G-1 és -1a jelű fúrásokban feltárt permidőszaki képződmények is az Igali övbe tartoznak. Figyelemre méltó körülmény, hogy mindeddig jura és alsókréta képződményeket nem írtak le az Igali öv területéről.

A földtani megismerés túlnyomórészt a szénhidrogén-kutatáshoz kapcsolódott (geofizikai mérések és mélyfúrások), és csak néhány kutatófúrás mélyült a Központi Földtani Hivatal (Tab-1, Gárdony Gá-1 és -1a, Seregélyes Sg-1), valamint a Mecseki Ércbánya Vállalat (Dinnyés Di-1 és -3) finanszírozásával.

## Bizonytalanul paleozoikumba sorolt képződmények

Az Igali övben a perm időszaki képződmények kivételével nem ismerünk kronozstratigráfiai szempontból jól definiálható, karakterisztikus paleozóos képződményeket. Nehezíti a tisztánlátást, hogy a medencealjzat felépítésében uralkodó szeptriász összletet többnyire jellegtelen kifejlődésű képződmények képviselik, amelyeket csak kivételesen lehet a Dunántúli-középhegységéből, ill. a Bükk hegységéből ismert triász képződményekkel azonosítani. Jelentős mértékben azoktól

eltérő kifejlődést képviselnek. Elég gyakori, hogy közzettani analógia alapján akár paleozóos, akár triász besorolást kaphat (kapott) ugyanaz a képződmény. Nehezíti a helyzetet, hogy a szakaszos magvétel révén általában csak nagyon kevés mintanyag áll a vizsgálatot végzők rendelkezésére.

Néhány ismert feltárás példáján bemutatjuk a bizonyítékok nélkül paleozoikumba sorolt képződmények problematikáját.

*A Buzsák Buk-1 jelű fúrás 1051,5–1200 m*

mélységközben agyag közbetelepüléseket és hasadékkitöltéseket tartalmazó mészkövet, breccsásodott és ankeritesedett mészkövet, valamint palás, ankerites márga és homokos dolomit sávós változásából álló képződményt tárt fel. Az agyagbetelepülések csak gyenge diagenetikus hatást képviselnek, ugyanakkor a karbonátos kőzetminták helyenként jelentős mértékű átkristályosodást mutatnak. Ez utóbbi az ankeritesedéssel együtt feltehetően vulkáni működésből eredő termikus hatásra utal. A foltokban, foszlányokban megmaradt eredeti kőzetszövet biogén elemeket tartalmaz. A finomszemcsés–agyagos közbetelepülés egyik mintájában agyagásványokon kívül, valószínűleg vulkáni (tufa) eredetű biotit és jelentős kálföldpát-tartalom volt megállapítható.

Az ismertetett jellegek alapján – annak ellenére, hogy az érdekelt geológusok a triász időszaki besorolás felé hajlanak – nem zárható ki a Polgárdi Mészkővel való azonosság sem.

*A Nikla-1 jelű fúrás* 2744–2751 m mélységben harántolt újpaleozóos, triász? időszaknak tekintett sávós, agyagos mészkő és márga rétegeket. Az agyagásványok kristályosságai indexei és a szénülésszámok adatok csak közepes diagenetikus átalakulást (nedves gáz képződési zóna) bizonyítanak.

A kőzettani kifejlődés és a vizsgálati adatok egyaránt a paleozoikumnál fiatalabb (feltehetően) triász kort valószínűsítik.

*Az Öreglak Ög-1 jelű fúrás* a neogén medencealjaztatban, 2438 és 2548,5 m között, bizonytalan korú, harántpalás, töréses klivázs elválású meszes aleurolit- és agyagpalát tárt fel. Az első leírók ezt ópaleozóosnak minősítették és a balaton-felvidéki anchimetamorf aleurolitpalával azonosították. ÁRKAI PÉTER vizsgálata alapján az ásványos összetétel: kvarc, albit, szericit, klorit, kalcit, nyomokban pirit és rutil. Az IC vizsgálati adatok kis–közepes (250–300 °C) hőmérsékletű anchizónás regionális metamorfózist bizonyítanak. A  $b_0$  átlag (8,966 Å,  $n = 3$ ) kisnyomású rendszerre utal.

BALOGH KÁLMÁN K/Ar izotóp-geokronológia adatai ugyanakkor a képződmény alpi (kréta) metamorfózist bizonyítják, ami a hasonló kifejlődésű triász képződményekkel való azonosítást valószínűsíti.

*Az Inke I-I jelű fúrás* rétegsorát elsőként leíró geológus a 4536–4765 m között feltárt képződmé-

nyeket újpaleozóos–mezozóos képződményekre tolódott prekambriumi eredetű, majd alpi retrográd metamorfózist szenvedett milonitnak–ultramilonitnak és porfiritnek ítélte. A 4765 és 5000 m közötti inverz helyzetű rétegsorban pedig újpaleozóos és alsótriász kvarciteres agyagpalát és szerpentinitet, valamint triász–jura kori átkristályosodott mészkövet és mészkőbreccsát határozott meg.

A M.Áll. Földtani Intézet földtani alapfúrások kiadványsorozatában a 4551–4659 m közötti rétegszakasz ópaleozóos porfirrit, porfirroid és szericitpalaként szerepel. A 4790 és 5000 m közötti rétegsor pedig, mezozoos szerpentinit, mészkő, mikrokonglomerátum, agyagpala minősítést kapott.

ÁRKAI PÉTER a képződményeket újrvizsgálva pontosította azok kőzettani jellegét: a 10. magminta (4551–4553 m) intermedier (?) metavulkanit; a 11. magminta (4657–4659 m) metariolit-tufa; a 12. magminta (4790–4791 m) szerpentinit; a 13. magminta (4870–4871 m) mészkő; a 14. magminta (4880;5–4881,5 m) intermedier (?) metatufit; a 15. magminta (4946–4947 m) agyagpala; a 16. magminta (4999–5000 m) kovás, karbonátos agyagpala. Meghatározta az egyes képződmények metamorfózisának jellemző adatait is. A különböző kőzettípusok IC átlagai szerint az összletet közepes-, nagyhőmérsékletű anchizónás (300–350 °C hőmérsékletű) regionális metamorfózis érte. Az átalakulás dinamotermális jellegét a szerkezeti és szöveti bélyegek (palásság, foliációs szövet) is alátámasztják.

Mindezek alapján az Inke I-I jelű fúrással feltárt medencealjazat kifejlődését a bükki triászéval rokoníthatjuk.

*Az Iharosberény Ib-1 jelű fúrás* 1811 és 1938 m között, az Ib-2 jelű fúrás pedig 2234 és 2249 m között harántolt korábban paleozóosnak gondolt kovás agyagpalát, aleurolitpalát és finomszemű homokkővet (kvarcitot). A kőzetmintákra egyenetlen, selymesfényű, néha mikrogyűrődéses klivázs felületek és kitüntetett szemcseorientáció a jellemző. Uralkodó ásványuk az átkristályosodott kvarc és jelentős mennyiségű a szericit. Minden minta tartalmaz kaolinitet. Karbonátásványaik nagyrészt utólagos repedéskitöltésre utalnak. Jellemző a földpátok (érett törmelékanyag, vagy hid-

roterminális hatásra bekövetkezett kaolinitesedés?), valamint a klorit szinte teljes hiánya. A törmelékes muszkovit–szericit hiányát, ill. alárendelt mennyiségét, valamint a posztmetamorf hatásokat figyelembe véve az iharosberényi területen

kishőmérsékletű, anchizónás (250–300 °C) hőmérsékletű regionális metamorfózis bizonyítható.

A behatóbb megismerés alapján ma a képződmények mezozóos, triász eredete látszik valószínűnek.

## Középmagyarországi alsó- és középsőperm

### Alsó- és középsőperm az Újfalú Ū–I jelű fúrásban

Az alsó- és a középsőperm jelenléte az Igali övben a legújabb felismerések közé tartozik, amely egyben a körültekintő, nemzetközi együttműködésre is kiterjedő, összehasonlító anyagvizsgálat indokoltságának a példája.

Az Acta Geologica 1981. évi 1. füzetében jelent meg BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ és VANDA KOCHANSKY-DEVIDÉ „Marine Lower and Middle Permian in the oil exploratory well Újfalú–I.” c. tanulmánya, amely máig egyetlen publikáció az Újfalú (Tornyiszentmiklós) Ū–I jelű fúrással feltárt alsó- és középsőperm képződményekről. Ezenkívül a Földtani Intézetnek egy 1982-ben elkészült kéziratot jelentése foglalja össze a fúrás mintaanyagának vizsgálati adatait (MÁFI AD. 2024/115).

Az Ū–I jelű fúrás miocén képződmények alatt 3173 m-től 4303 m-ig – a fúrás talpáig – 1130 m látszólagos és mintegy 630–700 m valódi vastagságban harántolt újpaleozóos képződményeket. Ezek vizsgálatát hat magfúrási szakasz mintáanyagára, furadékmintákra és karottázsmérésre alapozták (112).

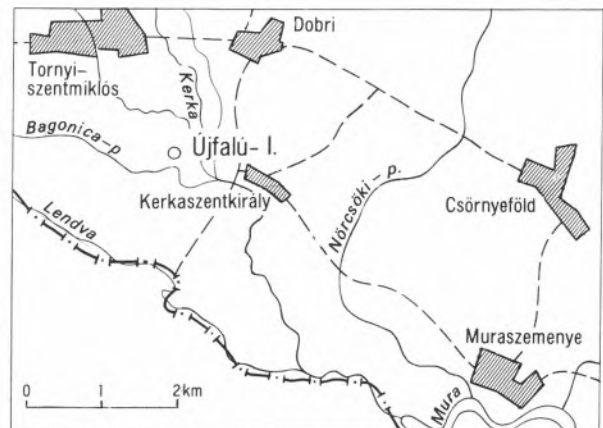
### Alsóperm Košna formáció

A Földtani Intézet szakemberei szerint az Ū–I jelű fúrás 4150 m-től a talpig, mintegy 90–100 m valódi vastagságban felsőkarbon? sötétszürke homokos–agyagos aleurolitot harántolt. A furadékmintákból nyert közetszemcsék ásványtani összetétele túlnyomórészt illit és kvarc. Montmorillonit, kaolinit, földpát, dolomit, sziderit és pirit kis mennyiségben található. A kalcit mennyisége 0,5–2% közötti, a  $C_{org}$  tartalom 1% körüli. Az

egyetlen, *Hymenozotrilites* sp.-nek meghatározott, rossz megtartású *sporomorpha*, valamint a furadékminták vizsgálatára alapozott kőzettani meghatározás és analógia a sztratigráfiai meghatározáshoz nem adnak biztos alapot. BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ és KOCHANSKY-DEVIDÉ álláspontjával megegyezően megítélésünk szerint is indokolatlan elkülöníteni a tárgyalt homokos–aleurolit rétegcsoporthoz az Ū–I jelű fúrás 3515 és 4150 m közötti, mintegy 300–500 m valódi vastagságban harántolt alsóperm törmelékes kifejlődésű Košna formációtól. A mintavételi és vizsgálati adatokat a 113. és 114. ábra tünteti fel.

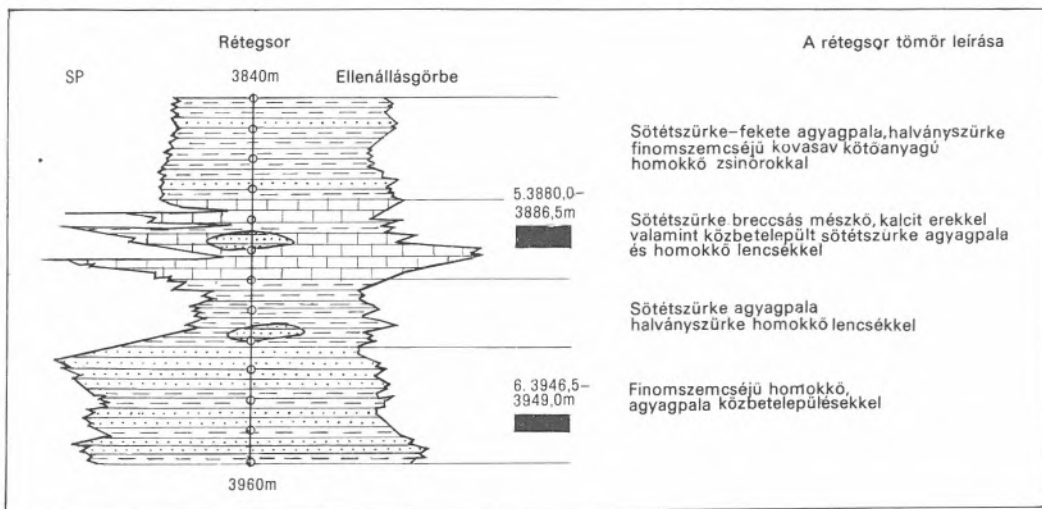
A 3515 és 4150 m közötti rétegsor alsó részében meszes homokkő (7. sz. magminta) és agyagkő betelepülés (6. sz. magminta), középső részében pszammitos–intraklasztos mészkő (5. sz. magminta), majd a formáció felső részéből homokos, agyagos aleurolit és homokkő (4. és 2. sz. magminta) vált ismertté.

A legelső homokos–agyagos aleurolit rétegcsop-



112 Az Újfalú Ū-I jelű fúrás helyszínrajza





114 Az Ú-I jelű fúrás részlete (Bércziné Makk Anikó)

szében sávos betelepüléseket alkot és hasadékkitöltésként is megfigyelhető. Gyakoriak a kőzetben a limonittal kitöltött zegzugos sztililitok.

A karbonátos intraklasztot túlnyomórészt 2–3 cm nagyságú és kisebb mértékben ennél nagyobb mikrites–argillites mészkőtörmelék, mészooidos és biogén mészkő törmeléke alkotja. Az utóbbiak gazdag ősmaradványanyaga fontos genetikai és kormeghatározási lehetőséget biztosított. Az eddig meghatározott taxonok a következők:

*Algae*: *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *T. carinthiacus* (FLÜGEL), *Mizzia cornuta* KOCHANSKY-DEVIDÉ et HERAK, *Epimastopora* sp., *Macroporella* sp., *Gyroporella nipponica* ENDO et HASHIMOTO, *Anchicodium fucuiense* ENDO.

*Fusulinidae*: *Nankinella* sp., *Pseudoreichelina slovenica* (KOCHANSKY-DEVIDÉ), *Schubertella australis* THOMPSON et MILLER, *Sch. kingi* DUNBAR et SKINNER, *Sch. cf. paramerolonica* SULEJMANOV, *Biwaella europaea* KOCHANSKY-DEVIDÉ et MILANOVIČ, *Paratriticites cf. jesemicensis* KOCHANSKY-DEVIDÉ, *Darvasites contractus* (SCHELLWIEN), cf. *formicatus* (KANMERA), *D. cf. citrus* RAMOVŠ et KOČNANSKY-DEVIDÉ, *Rugosochusenella* sp., *Pseudofusulina* sp., *Pseudoschwagerina* sp.

*Foraminifera*: *Ammonitella inversa* (SHELLWIEN), *Neotuberitina callosa* (REITLINGER), *Nt. reit-*

*lingerae* (MIKL.–MAKL.), *Nt. bulbacea* CALLOWAY et HARLTON, *Erlandia* sp., *Apterinella* sp., *Tolypamma* sp., *Climacammina elegans* (MOELLER), *C. major* MOROZOVA, *C. gigas* SULEJMANOV, *C. cf. rugosa* MOROZOVA, *Deckerella* sp., *Tetrataxis nana* MOROZOVA, *T. conica* EHB., *T. cf. acutus* DORKINA, *Paleotextularia* sp., *Globivalvulina parva* CSERNOUSZOVA, *Glyphostomella cf. trilocolina* (CUSHMAN et WATERS), *Lasiodiscus minor* REICHEL, *L. irregularis* MIKL.–MAKL., *Endothyridae* gen. et sp. indet. [96] [97].

Járulékos elemek: *Bryozoa*, *Gastropoda*, *Echinoidea*, *Crinoides* és *Ostracoda* töredékek.

Az ősmaradvány-együttes domináns elemei az algák és a bentosz *Foraminiferák*. Sekélytengeri, sekélyvízi, átvilágított, partközeli sekély régiót képviselnek. Feltehetően foltzátonyokat alkottak, amelyeket az intenzív kéregmozgás a lepusztulás zónájába emelt, és felaprózott törmeléküket az áramlások parttól távolabbi mélyebb medencerészekbe sodorták. A *Foraminifera* fauna rétegtani jelentőségű. A *Darvasites*–*Pseudofusulina* együttes zóna a trogkofeli rétegek szintjét, az artinszki emelet felső részét képviseli.

Az alsóperm formáció felső része a 4. és 2. sz. magminta vizsgálata alapján homokos–agyagos aleurolitból és homokkőből áll. A karbonáttartalom csekély (1–7%) és a nagyobbik része dolomit.

A fő ásványi alkotóelemek az illit, klorit és a kvarc. Alárendelten palgioklász, valamint kevés pirit és montmorillonit található. A kis mennyiségben jelenlevő közettörmelék kvarcitból és gránittörmelékből áll. Előfordul mészkő- és márgatörmelék is.

A 2. sz. magmintából sok erősen roncsolt, rossz megtartású *sporomorpha* került elő. Ezek között gyakori a *Vittatina* sp., amely az alsóperm felső részét jelzi.

Az Újfalunál feltárt alsóperm a horvátországi és a szlovéniai Ravna Gora, Zetale, Boč, Kornyiška Gora és Vitanje konglomerátum-homokkő sorozatával áll kapcsolatban, amelyben breccsa betelepülések találhatóak trogkofeli ősmaradványegyüttessel. Ez a kifejlődés teremt kapcsolatot a Karavankákból és a Karni-Alpokból ismert zátony jellegű Trogkofeli Mészkő formációval.

## Középsőperm dolomit

Az Ű-I jelű fúrás 3173 és 3515 m között, mintegy 240–250 m valódi vastagságú, középsőperm rétegsort harántolt. Ennek legalsó része feltehetően fokozatosan fejlődik ki a Košna formációból. A rétegsor dolomitos mészkőből és dolomitból áll. Az egyetlen magminta barnásszürke mikrokristályos dolomit, amelyet 2–10 cm közökben, sűrűn tagolnak a fekete agyagfilmmel bevont réteglapok, ill. a néhány mm vastagságú agyagkő rétegek. A kőzet karbonáttartalma 90% fölötti, amelynek túlnyomó része dolomit. Az oldási maradék kvarcból és illit–muszkovitból, valamint kevés kloritból, földpáttörmelékből és piritből áll. Ősmaradvány nem került elő.

Az Ű-I jelű fúrás dolomit (1. sz. fúrómag) és homokkő (4. sz. fúrómag) mintái a karbonátszövet átkristályosodása, az illit kristályossági fok és a vitrint reflexióképesség alapján alacsony hőmérsékletű anchizónás (250 °C hőmérsékletű) regionális metamorfózist szenvedtek.

Az Újfalui dolomit és a fekvőjében települő Košna formáció sztratotípusa a Velebit hegységben található. A megegyezés bizonyításához nálunk még hiányoznak a Velebit középsőperm dolomitjára jellemző *Neoschwagerina* maradványok és kellő magvétel hiányában, vagy eltérő kifejlő-

dés miatt nem ismerjük a Košna formáció Szlovéniában és a Velebitben jellegzetes konglomerátum betelepüléseit.

## Alsóperm a Karád Kar-1 és Kar-2 jelű fúrásban

A Somogy megyei Karád községtől ÉNy-ra 1953-ban lemélyített Kar-1 és Kar-2 jelű szénhidrogén-kutató fúrások – az első leírók szerint – neogén képződmények alatt felsőkarbon medencealjzatba jutottak. Hosszabb ideig a MAJZON LÁSZLÓ által felsőkarbonnak meghatározott *Foraminifera* fauna tartotta fenn ezt az álláspontot. RAUZER–CSEKOUSOVA további fajok meghatározásával a schwagerinás szintnél idősebb felsőkarbon besorolást javasolta.

Az Ű-I jelű fúrás lemélyítése és jelentős új eredményekre vezető vizsgálata után BÉRCZINÉ MAK ANIKÓ a karádi felsőkarbon rokon vonásainak hatására, újvizsgálta a rendelkezésre álló adatokat, valamint a meglévő vékonycsiszolatokat és megállapította, hogy mindkét karádi fúrás az újfaluival megegyező törmelékű fáciesű alsópermet és annak ősmaradványokkal igazolható trogkofeli szintjét tárta fel.

A Karád Kar-1 jelű fúrás neogén képződmények alatt 910 és 1026 m között 116 m látszólagos vastagságban, hat magmintavétellel sárgásszürke breccsás mészkövet, valamint világosszürke márgát és kvarchomokkövet tárt fel. A mintavételi és a vizsgálati adatokat a 115. ábra tünteti fel.

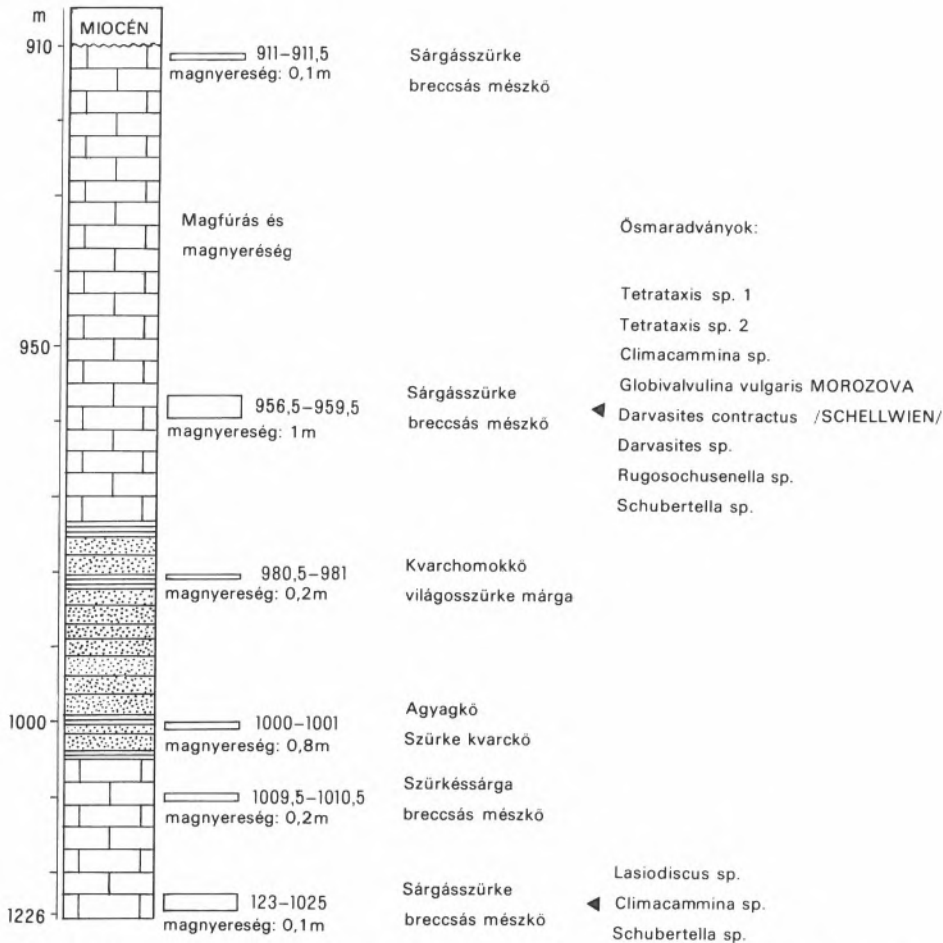
Az újrahatározott mikrofauna összetétele a következő: *Fusulinidae*: *Schubertella* sp., *Rugosochusenella* sp., *Darvasites* cf. *contractus* (SCHELLWIEN), *Darvasites* sp. *Mikroforaminifera*: *Lasiodiscus* sp., *Tetrataxis* sp.-1, *Tetrataxis* sp.-2, *Climacamma* sp., *Globivalvulina vulgaris* MOROZOVA.

A Karád Kar-2 jelű fúrás 1017–1026 m között 9 m vastagságban tárta fel az alsóperm medencealjzatot. Ennek során egy magmintavétel történt 1018,3–1019,5 m mélységben 15 cm magnyereséggel. Ez a magminta világos, sárgásszürke színű, tömött, finomszemcsés, kalciteres mészkőből állt, amelynek vékonycsiszolatában néhány *Ostracoda* héjtöredéket és egy *Foraminifera* fajt hatá-

roztak meg: *Neotuberitina reitlingerae* (MIKL.-MAKL.)

Az újvizsgálat – a korábbi karbonba történt besorolással szemben – igazolta mindkét karádi

fúrás medencealjzatba hatolt szakaszának az alsóperm felső részébe, az artinszki emeletbe és a trogfofeli szintbe való sorolását, valamint törme-  
lékes Košna formáció jellegét.



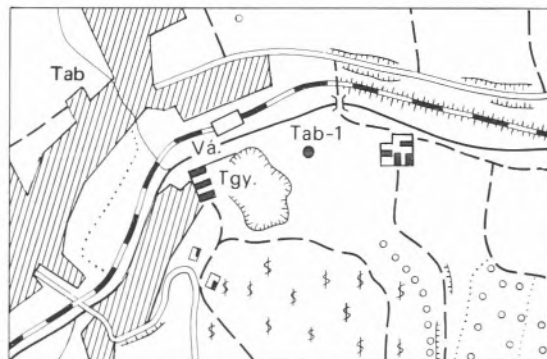
115 A Karád Kar-1 jelű fúrás alsóperm rétegsora (Bércziné Makk Anikó)

# Közép-magyarországi felsőperm

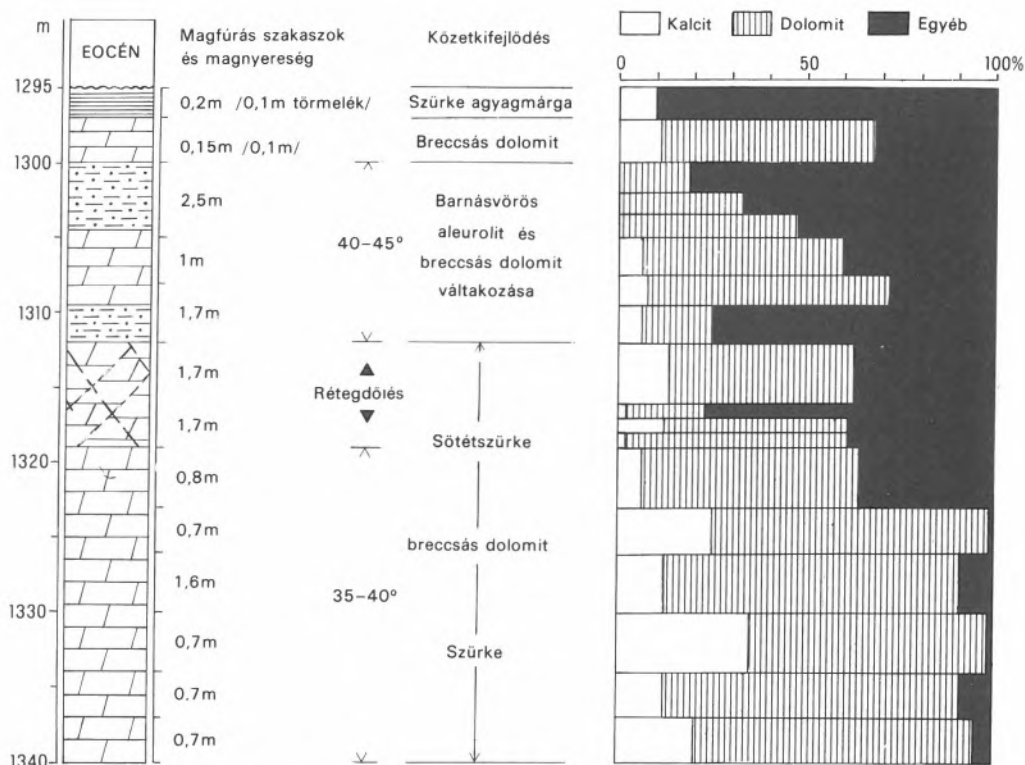
## Felsőperm dolomit a Tab-1 jelű fúrásban

A Tab-1 jelű fúrást – a községi téglagyár udvarán – hévizfeltárás céljából, s egyben geofizikai alapfúrásként mélyítették. A paleozóos medencealjzatot eocén képződmények alatt 1295 m-ben érték el és abba 1340 m-ig hatoltak. Vörös és szürke aleurolitot, valamint szürke, alárendelten sötétszürke dolomitból álló rétegsort tártak fel. 35–40° rétegdőlés mellett ez, mintegy 30–35 m valódi vastagságot képvisel. A mintavételi és anyagvizsgálati adatokat a 117. ábra tünteti fel.

A dolomittal szemben a kalcittartalom alárendelt. Az oldási maradék anhidrit, kvarc, illit, klorit és szerves anyag.



116 A Tab-1 jelű fúrás helyszínrajza



117 A Tab-1 jelű fúrás mintavételi és anyagvizsgálati adatai  
(Bércziné Makk Anikó)

A vékonycsiszolatok vizsgálata során kitűnt, hogy a meszes dolomitrétegek jelentős mennyiségű biogén komponenst tartalmaznak. A mészalgák közül *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPLETZ), és *Permocalculus* sp., a Foraminíferák közül *Neotuberitina* sp., *Glomospira* sp., *Geinitzia*?

sp. és *Hemigordius longis* GROTDILARC volt felismerhető.

A kőzettani kifejlődés és az ősmaradványok egyértelműen azonosíthatóvá teszik a vizsgált rétegsort a felsőperm Dinnyési Dolomittal.

## Felsőperm medencealjzat Sári és Bugyi környékén

Budapesttől DDK-re, Sári és Bugyi községek határában szénhidrogén-kutató fúrások tárták fel a pretercier medencealjzatot, amelyet egy ideig a fúrómagok makroszkópos vizsgálata alapján triász időszaknak tartottak (118).

1971-ben GRÓSZ ÁDÁM a Sári Si-2 jelű fúrás „alaphegység”-mintáinak vékonycsiszolataiban talált mészalga (*Gymnocodium*) metszetek alapján a rétegsort a Vértes hegység előterében megismert lagúnás felsőpermmel azonosította.

1978-ban BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ a Sári Si-2 jelű fúrás alaphegység mintáinak beható vizsgálata alapján, az új felfogásban publikálta a felsőperm sekélytengeri rétegsor részletes földtani leírását.

A hivatkozott fúrás, paleogén képződmények alatt, 1033 m-től az 1300 m-es talpmélységig felsőperm sekélytengeri rétegsorban haladt. A mintavételi és a vizsgálati adatokat a 119. ábra tartalmazza.

A rétegösszlet alján (1289–1300 m között) sötétvörös meszes aleurolittal kezdődik a rétegsor (12. sz. magminta).<sup>4</sup>

A 1185 és 1289 m közötti rétegsor, kemény, fehér kalciterekkel sűrűn átjárt, sötétszürke, bitumenes dolomitból áll (10. és 11. sz. magminta). Breccsás szövete valószínűleg utólagos, tektonikai igénybevétel eredménye.

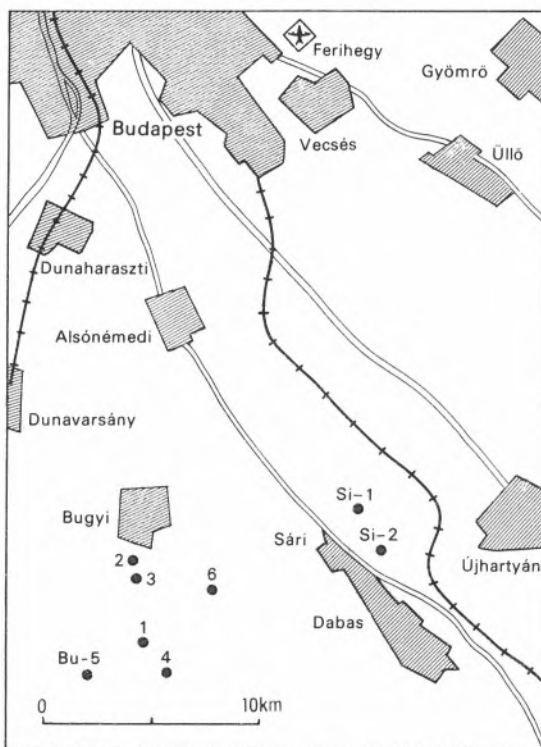
A sötétszürke dolomit gazdag mikroflórát és mikrofaunát tartalmaz:

*Algae*: *Girvanella* sp., *Mizzia velebitana* (SCHUBERT), *M. cornuta* KOCHANSKY-DEVIDÉ et HERAK, *Atractyloipsis*? sp., *Vermiporella nipponica* ENDO, *Vermiporella* sp., *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPLETZ), *Gymnocodium* sp., *Permocalculus* sp.

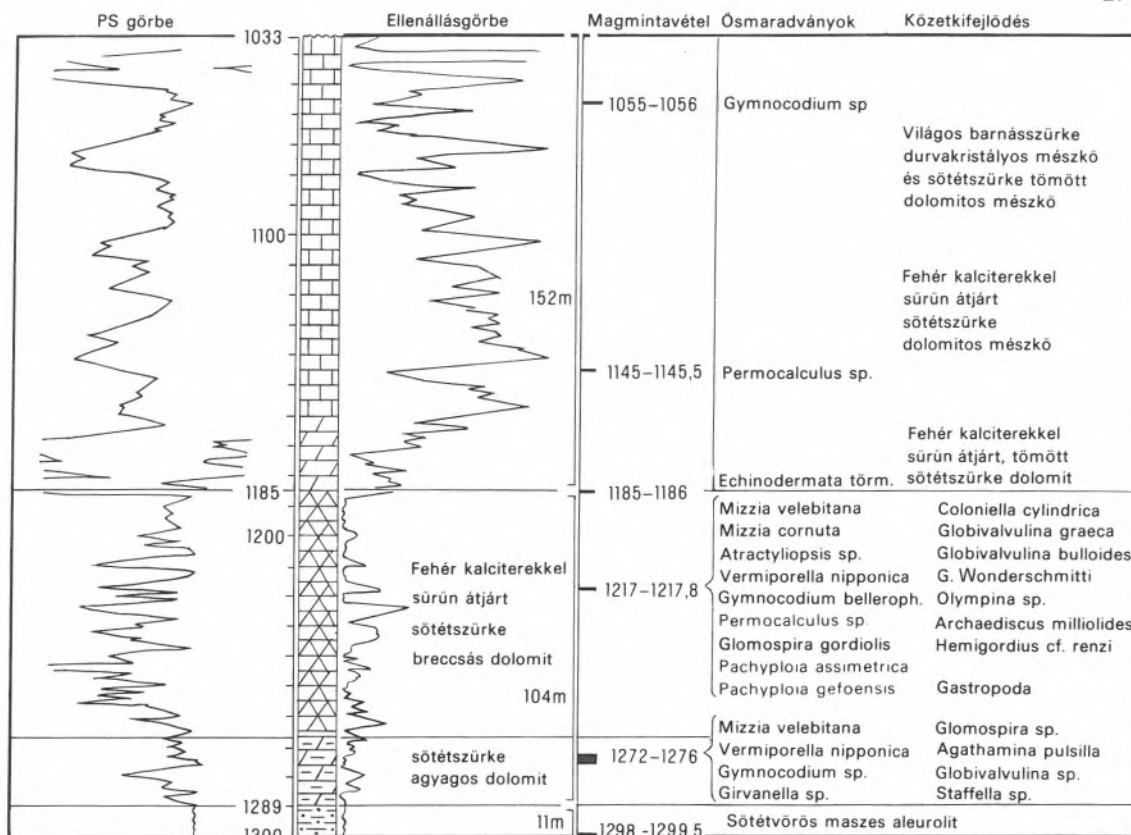
*Foraminifera*: *Glomospira gordialis* (JONES et PARKER), *Tuberitina*? sp., *Lunacammina* cf. *post-*

*carbonica* (SPANDEL), *Pachyploia assymetria* (MIKL.-MAKL. et K. V.), *Colaniella* sp., *Globivalvulina vonderschmitti* REICHEL, *G. graeca* REICHEL, *G. bulloides* (BRADY), *Olympina* sp., *Archaeodiscus millioides* (MIKL.-MAKL. et K. V.), *Staffella* sp., *Miliolina* sp., *Hemigordius* cf. *renzi* REICHEL, *Nodosaria* sp.

A rétegsorban felfelé haladva a CaCO<sub>3</sub>-os jelleg válik uralkodóvá. 1033 m és 1185 m között a 8. és



118 A Bugyi és Sári környéki szénhidrogénkutató fúrások helyszínrajza



119 A Sári Si-2 jelű fúrás mintavételi és anyagvizsgálati adatai (Bércziné Makk Anikó)

7. sz. magminták sötétszürke, padosan rétegzett, kemény, rideg, fehér kalciterekkel sűrűn átjárt dolomitos mészkövet jeleznek, gyér ősmaradványtartalommal. A 8. sz. mintából *Permocalculus* sp.-t, a 7. sz.-ből néhány *Gymnocodium* sp.-t határoztak meg.

A képződmény kora minden kétséget kizáróan felsőperm, és ösföldrajzilag a felsőpermben elterjedt sekélytengeri–lagúnás, mészalgás–foraminiferás fáciesekhez (Dinnyési Dolomit, Nagyvisnyói Mészkő) kapcsolódik.

A Si-2 jelű fúrásban feltárt felsőperm dolomitos, ill. dolomitos mészkövet a közelben lemélyült más szénhidrogénkutató fúrások is feltárták (Bugyi-1, 5). Bizonyítottnak vehető a megegyezés a Bugyi-5 jelű fúrással harántolt sötétszürke, fehér kalciterekkel átjárt, glomospirás és agathamminás mészkő esetében.

## Ösföldrajz és nagyszerkezet

Az Igali (Középmagyarországi) nagyszerkezeti öv képződményeinek keletkezésük idején fennállott ösföldrajzi kapcsolataira, a nagyszerkezeti öv kialakulására és mai földtani felépítésére a tágabb környezet lemeztektonikai adottságai és folyamatai adnak magyarázatot.

A nagyszerkezeti öv képződményei keletkezésének maitól alapvetően eltérő paleotektonikai korszakát nevezzük az Igali öv előtörténetének. Az átrendeződés, ill. az Igali öv kialakulásának a korszaka az Eurázsiai- és az Afrikai-lemez eoalpi fázisokat determináló egymás felé mozgása és ütközése által létrehozott regionális szerkezetföldtani változások. A kialakulóban levő Kárpátok és Dinaridák közötti terület ekkor az egyenetlen lemezhatárok, és a mikrolemezek közötti nyomás-

árnyékban helyezkedett el, ugyanakkor mintegy ellenállási vákuumot is képviselt.

Ez tette lehetővé, hogy a fő ütközési frontokon (pl. Drauzug) oldalirányban lemeztörések pre-selődjenek ki és transzkurrens vetők mentén több száz km nagyságrendű mozgással erre a területre tolódjanak. (Rábamenti szerkezeti egység, Dunántúli-középhegységi szerkezeti egység). Északra tolódott – korábban a Dinaridákkal összefüggő – Gömör-Borsodi szerkezeti egység. Az átrendeződés több paleotektonikai egységből származó kéregtörések által igénybevett országútja az Igali öv. Igazi nagyszerkezeti melange!

A paleogén végére befejeződött a nagyszabású átrendeződés. Az Igali öv egyenetlen süllyedése és neogén „medenceterületté” válása a nagyszerkezeti öv kialakulásának utótörténete.

Az Igali öv az összetett rétegtani és a bonyolult szerkezeti viszonyok mellett további sajátos vonásokkal is rendelkezik. Ilyen mindenekelőtt a magasabb metamorf fokú képződmények teljes hiánya. A regionális átalakulás a diagenetikusan zónától az epizónáig (a zöldpala fácies alacsony hőmérsékletű részéig: a klorit zónáig) terjedt. A bizonytalanul paleozoikumba sorolt kőzetfajták, a legújabb vizsgálatok alapján inkább triász idősziak lehetnek. Növeli a bizonytalanságot a pretercier medencealjzatban elterjedt triász képződmények ősmaradvány nélküli, jellegtelen mészkő, márga, agyag- és aleurolitpala kifejlődése, amely csak ritkán azonosítható a Dunántúli-középhegységből, ill. a Bükk hegységből ismert képződményekkel. Az I-9 jelű fúrás mintaanyagában talált típusos spilit (metabazalt) éppúgy mint az I-1 jelű fúrás szerpentinitje feltehetően a Dinaridák ofiolit övéből tektonikai mozgások révén idegen környezetbe szakadt képződmény.

Az Ű-I, valamint a Kar-1 és 2 jelű fúrásokban feltárt alsóperm a Ny-horvátországi és szlovéniai Košna formációhoz, egyben a Trogkofeli rétegek szintjéhez kapcsolódik. Az Ű-I fúrás Košna formációja és középsőperm dolomitja pedig a Velebit hasonló alsó-középsőperm összetételével való összefüggés kapcsolat lehetőségére utal. A jellegzetes Košna konglomerátum hiánya, a kőzettani kifejlődés finomtörmelékese jellege pedig az üledékgyűjtő parttól távolabbi régiójára utalhat.

A Tab-1 jelű fúrás felsőperm mészalgas dolo-

mitja egyértelműen a Dinnyési Dolomit megfelelője, míg a Sári és Bugyi fúrásokban feltárt mikrofaunában gazdag, sötétszürke, bitumenes dolomit és dolomitos mészkő már a dinári jellegű Nagyvisnyói Mészkővel is mutat rokon vonásokat. Mindezen képződmények ugyanakkor a paleozoikum végi Tethys Eurázsia menti peremén általánososan elterjedt sekélytengeri, sekély vízi fáciesek.

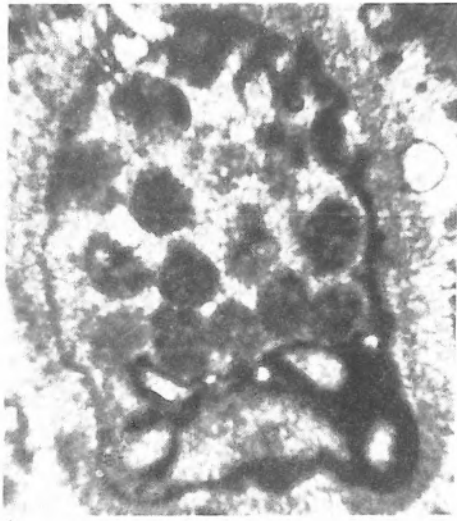
## Irodalomjegyzék

### *Igali szerkezeti öv*

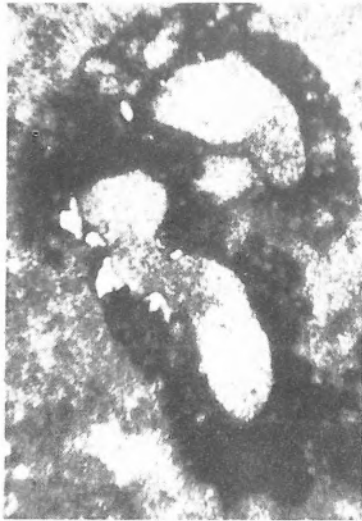
- ÁRKAI PÉTER 1989: Összefoglaló jelentés a Dunántúl és a Duna-Tisza-köze metamorf és magmás képződményei szénhidrogénföldtani célú ásványkőzettani, geokémiai vizsgálata témakörben. – Kézirat, MTA Geokémiai Laboratórium.
- BALÁZS ENDRE – JUHÁSZ ÁRPÁD 1969: A magyarországi szénhidrogénkutató fúrások által feltárt karbon-perm képződmények. – Kézirat, OKGT Műszaki Tudományos Közlemények.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 20/2, pp. 191–207.
- BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1978: Tengeri felsőperm üledékek Budapeستől DK-re a Sári-2. sz. szénhidrogénkutató fúrásban. – Földt. Közl. 108/3, pp. 313–327.
- BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1988: A karádi fúrások paleozoos képződményeinek újraértékelése. – Földt. Közl. 118/1, pp. 67–74.
- BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ – KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1981: Marine Lower and Middle Permian in the oil exploratory well Újfalú-I. (SW-Hungary). – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/1, pp. 117–128.
- JÁMBOR ÁRON et al. 1973: Jelentés a tabi termálfúrókutató fúrás földtani eredményeiről. – Kézirat, MÁFI Adattár 971/8.
- JÁMBOR ÁRON et al. 1982: Az Újfalú-I. sz. fúrás vizsgálati eredményeinek földtani értékelése. – Kézirat, MÁFI Adattár 2024/115.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1973: Trogkofelske naslage u Hrvatskoj. – Geol. Vjesn. 26, pp. 41–51.
- MAJZON LÁSZLÓ 1956: Kőolajfúrásainak újabb rétegtani eredményei. – Földt. Közl. 86/1, pp. 44–58.
- MAJZON LÁSZLÓ 1966: Foraminifera-vizsgálatok. – Akadémiai Kiadó, Budapest.
- SIDÓ MÁRIA 1974: Paläontologische und stratigraphische Untersuchung der Kleinforminiferen aus dem Jungpaläozoikum des Bükkgebirges. In SIDÓ M. – ZALÁNYI B. – SCHRÉTER Z.: Neue paläontologische Ergebnisse aus dem Oberpaläozoikum des Bükkgebirges. (pp. 13–93). – Akadémiai Kiadó.
- SIDÓ MÁRIA 1983: Magyarországi perm képződmények Foraminiferái. – Ősl. Viták. 29, pp. 85–101.

## Táblamagyarázatok [96]–[97]

- [96] Alsóperm mikrofossziliák az Újfalui Ú–I jelű fúrás 3880–3886,5 m közötti szakaszából
- A *Gyroporella nipponica* ENDO et HASHIMOTO (a<sub>1</sub>), *Apterinella* sp. (a<sub>2</sub>), *Eotuberitina* sp. (a<sub>3</sub>), 25 ×
- B–C *Apterinella* sp. 55 ×
- D *Bryozoa* sp. 170 ×
- E *Eotuberitina* sp. 55 ×
- F–G *Neoturberitina* sp. 55 ×
- H *Lasiodiscus minor* REICHEL 110 ×
- I *Climacammina* cf. *rugosa* MOROZOVA 55 ×
- J *Pseudoreichelina slovenica* (KOCHANSKY-DEVIDÉ) 40 ×
- K *Climacammina* sp. 40 ×
- L *Climacammina elegans* (MOELLER) 40 ×
- M *Tetrataxis* cf. *hemishaerica* MOROZOVA 55 ×
- N *Robuloides* sp. 55 ×
- [97] Alsóperm Foraminiferák az Újfalui Ú–I jelű fúrás 3880–3886,5 m közötti szakaszából
- A *Schubertella kingi* DUNBAR et SKINNER (a<sub>1</sub>), *Schubertella australis* THOMPSON et MILLER (a<sub>2</sub>), *Schubertella* sp. (a<sub>3</sub>), *Globivalvulina* sp. (a<sub>4</sub>), 45 ×
- B–C *Pseudofusulina vulgaris* SCHELLWIEN 27 ×
- D–E *Darvasites contractus* (SCHELLWIEN) 27 ×
- F *Darvasites citrus* RAMOVS 27,5 ×
- G *Darvasites* sp. 30 ×
- H–I *Biwaella europaea* KOCHANSKY-DEVIDÉ et MILANOVIĆ 40 ×
- J *Paratriticites* sp. 120 ×



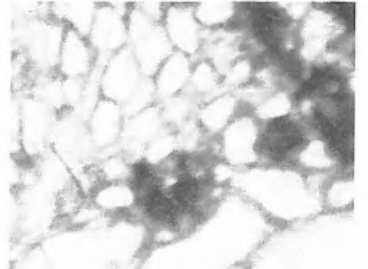
A



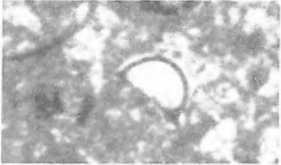
B



C



D



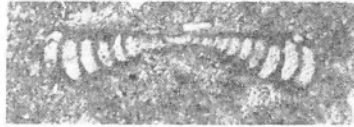
E



F



G



H



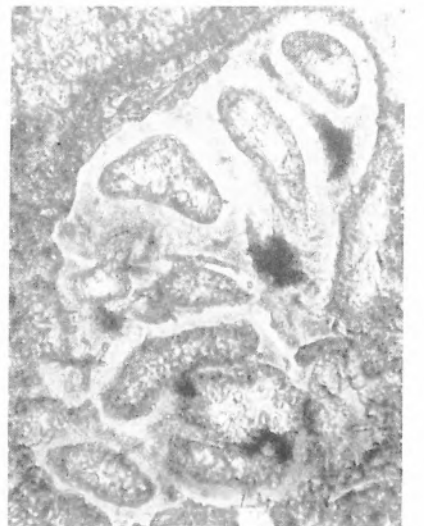
I



J



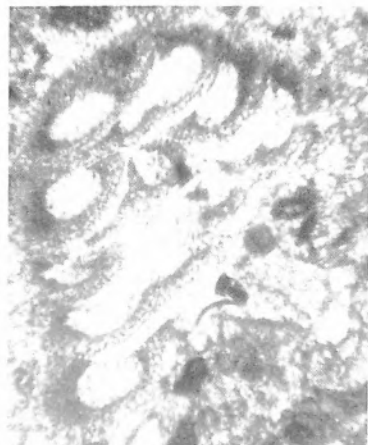
K



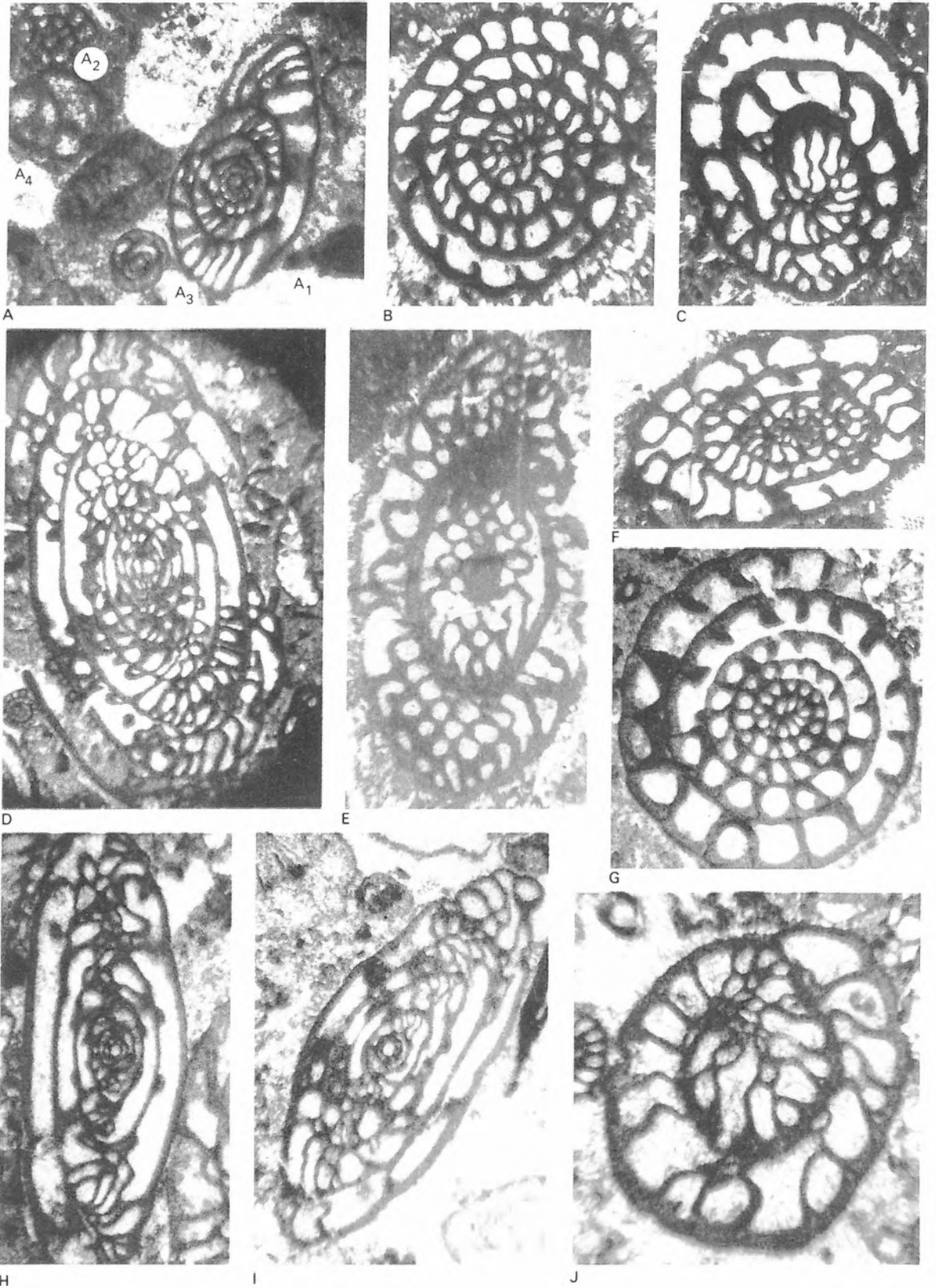
N



L



M



# Kárpáti (Vepor) szerkezeti egység

## Ipolymenti Kristályospala összetet

### A földtani megismerés története

Az Északi-középhegység nyugati részén a felszínen nem ismerünk száibanálló paleozóos képződményeket. Az országhatár szlovákiai oldalán azonban néhány kisebb foltban a felszínre bukhatnak.

A bécsi földtani intézett 144 000-es földtani térképezése során MATTHÄUS RACZKIEWICZ 1866-ban publikált jelentésében a Felsőtúr (Horné Turovce)–Palást (Plášťovce) közötti területről paleozóos képződményeket írt le: palás grauwackét, amely felfelé kvarchomokkőbe és finomabb–durvább szemű konglomerátumba megy át. (Bár ezek a képződmények később alsótriásznak bizonyultak, a közeli Selmec-patak (Štiavnica) völgyében – Szalatnya (Slatina) mellett – a perm is felszínre bukkan.) A Dreno (Drienovo) melletti Litvai-hegy (Litavský Vrch) keleti lejtőjén egy kutatótáró hányóján gneisz törmelékét talált, amiből annak felszínközeli jelenlétére következtetett.

1936-ban FERENCZI ISTVÁN hívta fel a figyelmet az Ipolyságtól (Šahy) ÉK-i irányban fekvő Olvápuszta mellett, a 277-es magassági ponttól keletre levő kis völgyszűkületben mindkét oldalon megtalálható csillámpala kibúvásokra.

BUDAY TIBOR 1937-ben és 1938-ban publikálta megfigyeléseit. Ipolyságtól ÉÉK-re, a Berincai patak völgyéből – Kelenye (Kleňany) községtől DNy-ra – a 188-as magassági pont közelében amfibolit betelepüléseket tartalmazó csillámpala feltárást írt le. Gyakori csillámpala és amfibolit görgetegeket talált az áthalmazott vulkáni anyagban Lipóczpusztánál, nem messze Ipolyságtól, valamint Ipolynyéknél (Vinica) a Magas-hegyen. A Horné Turovce-nél felszínre bukkanó kvarcitot triász bázisképződménynek minősítette.

Magyar területen az 1911–12-ben mélyült Ballassagyarmat Bgy-1 jelű vízkutató fúrás volt az első, amely a kristályospala aljzatot elérte. A fúrás

teljes földtani szelvényét ID. NOSZKY JENŐ publikálta (1917). Megállapította, hogy annak legalsó rétegszakasza 591,5 m-től 625 m-ig kristályospalának minősíthető. FERENCZI ISTVÁN 1939-ben megjelent munkájában kétségbevonta ID. NOSZKY JENŐ említett meghatározását és a fúrás által 553,75 m-től 625,5 m-ig feltárt képződményeket „a budavidéki hárshegyi homokkő csoportba” helyezte. MAJZON LÁSZLÓ a vitatott rétegszakaszt – az abból előkerült Foraminiferák alapján – latorfi transzgressziós konglomerátumnak tekintette (1942). BALOGH KÁLMÁN (1966) a fúrás mintavétel jellegét figyelembe véve a kristályospala aljzat elérését valószínűnek tartotta. Ezt igazolta a Bgy-5 jelű fúrás is, amely a régi fúrástól nem nagy távolságban az ID. NOSZKY JENŐ által megadott mélységben kristályos alaphegységbe jutott.

1964 és 1971 között az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt szénhidrogén-kutató fúrásokat mélyített Szécsény, Diósjenő és Sóshartyán környékén. Ezek közül a Szécs-1,-7, a Diós-1,-2 és a Sós-2,-4 jelű fúrások érték el a kristályospala alaphegységet.

Jelentős előrelépést hozott a Veporida alaphegység megismerése terén a Börzsöny hegység perspektívát tisztázó ércföldtani kutatása. Az ennek során 1970 és 1979 között lemélyült szerkezetkutató fúrások közül a Drégelypalánk Dp-2, a Hont H-1,-2, a Nagyborzsöny Nb-7/a, valamint a Perőcsény Pe-8,-18 és 36 jelű fúrások hatoltak le a kristályospala alaphegységig. RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA és VICZIÁN ISTVÁN a Hont-1 jelű fúrással feltárt kristályospala alaphegység ásványközettani vizsgálatának eredményeit önálló tanulmányban publikálták (1976). A többi fúrás alaphegység adata az áttekinthető szerkezetföldtani kép kialakításában játszott szerepet (NAGY GÉZA 1976, BALLA ZOLTÁN – KÖRÖS LÁSZLÓ 1981). BALLA a kristályospala és a középhegységi mezozóos medencealjzat érintkezését a Diós-2 és a

Bk-4 jelű fúrás közötti szakaszon – gravitációs és mágneses adatok alapján – „NyÉNy-KDK csapású és ÉÉNy dőlésű ofiolitos diszlokációs öv-ként” értelmezte.

Veporida kapcsolatra utalnak a Börzsöny és a Cserhát vulkáni képződményeiben található kristályospala zárványok: 1896-ban SZÁDECZKY GYULA ismertette a szobi Ság-hegy (ma Csák-hegy) nagy andezitfejtőjéből előkerült közetzárványokat. Leggyakoribb ezek között „a cordieritgnájsz, igen gyakori az aprószemű diorit is, ritkább az amphibolgnájszos zárvány, még ritkább a quarz-homokkő és az agyagpala zárvány”. HÁMOR GÉZA, NAGY BÉLA és NAGY GÉZA 1973-ban megjelent dolgozatukban – a kristályospala és a mezozoos alaphegység bonyolult érintkezésére utalva – megemlítik, hogy a hegység déli részén (Csák-hegy, Széles-hegy, Lőrincz-hegy környékén) a feltételezett mezozoos alaphegységre utaló zárványok helyett, „kizárólag kristályos alaphegységi közetzárványokat (csillámpala, szericitpala, kvarcit, gneisz)” találtak. Ugyanakkor jelentős nagyságú (10–15 kg-os) triász dolomit zárványokat figyeltek meg a Nagyirtáspuszta melletti Bezina-1 táro vulkáni képződményeiben és nagy mennyiségű vörös márga zárványt találtak ugyanitt, valamint az ettől DNy-ra mélyült Ipolydamásd-1 jelű fúrás rétegsorában.

A Cserhát területéről viszonylag kevés helyről említenek eruptív képződményekből alaphegység zárványokat. Somoskőújfalu határában, a Karancs északi oldalán levő Sátoros kőbányából SCHAFARZIK FERENC 1910-ben „amfibol-gnájszt, szalagos aplitos gnájszt, biotitos-gnájszt, pegmatitot, biotitos csillámpalát, fehér kovásodott márgadarabokat” írt le. Ugyaninnen 1917-ben ID. NOSZKY JENŐ gneisz- és szericitpala zárványokat említett. Később HERRMANN MARGIT-tal és NEMESNÉ VARGA SAROLTÁ-val együttes dolgozatukban a hivatkozott lelőhelyről és a nógrádi bazaltokból szericites fillit-kloritpala és csillámpala zárványokról számoltak be (1952). Néhány cm átmérőjű gránátos muszkovitgneisz zárványokat említenek JÁMBOR ÁRON és munkatársai a Somlyó-hegy andezitjéből (1966).

Az Ipolymenti Kristályospala összlet beható megismerése szempontjából nagyon fontos számunkra a szomszédos szlovák területen kristályos

alaphegységbe mélyült fúrások vizsgálati eredményeinek ismerete. Ilyen munka mindenekelőtt az ANNA BIELA szerkesztésében 1978-ban megjelent fúrási rétegsor gyűjtemény, valamint DIONÝZ VASS és munkatársai által az Ipoly-medence és a Korponai-dombvidék (Krupinska planina) földtani felépítéséről 1978-ban közreadott munka. Nagy figyelmet igényelnek a vezető szlovák szakemberek mértékadó állásfoglalásai regionális földtani és nagyszerkezeti kérdésekben. Néhány idevágó munka ezek közül ALBIN KLINEC 1966-ban, DIMITRIJ ANDRUSOV–JAN BISTRICKÝ–OTTO FUSÁN 1973-ban, valamint MICHAL MAHEL' és munkatársai által 1968-ban közreadott átfogó értékelés.

Az Ipolymenti Kristályospala összlet átfogó értékelését – a kevés publikáció és a mélyfúrások kéziratossága alapján – nem lehetett volna kielégítően elvégezni. Ezért különösen nagy segítséget jelentett az, hogy KÖVÁRI JÓZSEF, SZALAY ÁRPÁD és SZEPESHÁZY KÁLMÁN rendelkezésemre bocsátották az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt, illetve személyes kőzetgyűjteményeiket, valamint számos vékonycsiszolatot.



IVANCSICS JENŐ és KISHÁZI PÉTER a metamorfita mintanyagoknak korszerű ásvány-kőzettani vizsgálata révén jelentős előrehaladást értek el, ezen az alig tanulmányozott területen. Csökkentették a fehér foltok számát Magyarország földtani ismeretében.

## Elterjedés, település, tagolás

Az Ipolymenti Kristályospala összlet Pest és Nógrád megyék északi részén, a Diósjenői-vonaltól északra, a harmadidőszaki medencealjzatot alkotó kristályospala képződményekből áll. Szécsény, Sóshartyán és Diósjenő környékén szénhidrogén-kutató fúrások (Szécs-1,-7, Sós-2,-4 és Diós-1,-2), Balassagyarmaton vízfeltáró fúrások

(Bgy-1,-5), másutt földtani térképező és szerkezetkutató fúrások tárták fel (Perőcsény Pe-8, 18, 36, Drégelypalánk Dp-2, Hont H-1, és 2, Nagy-börzsöny Nb-7a (127).

Legelterjedtebb kőzetkifejlődés a genetikailag is szorosan összetartozó biotitos paragneisz és a biotitos, földpátos csillámpala. Alárendelt szerepű kőzetváltozataik a káliföldpátot tartalmazó biotitgneisz (Diós-1) és a több fúrással is feltárt grafitos csillámpala. A Diós-2 jelű fúrásból paragonitos csillámpala, a Sós-2 jelű fúrásból pedig muszkovitos kvarcit vált ismertté. Bázisos és részben talán semleges magmás képződmények metamorfózisa révén keletkezett az eléggé elterjedt zöldpala és a Drégelypalánk Dp-2 jelű fúrásból leírt saussuritos gneisz. Ugyancsak a Dp-2 jelű fúrásból határozták meg fillonitos rétegszakaszt is.

Az amfibolit fáciesű regionális metamorfózis és az alpi tektonikai fázisokhoz kapcsolódó diaforézis mellett, jelentős szerepet játszott a feltárt kőzetfajták mai képeinek kialakításában a harmadidőszaki üledékképződés és vulkanizmus előtti mélyreható szárazföldi mállás, a lefelé szivárgó aktív oldatok hatására kialakult kaolinos bontás, majd a későbbi vulkáni működéshez kapcsolható, repedéshálózat menti hidrotermális metasomatózis, karbonátos (sziderites-oligonitos) infiltráció és limonitosodás.

Nem ismerjük az egyes képződmények települési viszonyait, az Ipolymenti Kristályospala összlet szerkezetföldtani modelljét. Egyes szerkezeti elemek (erős gyüredezettség és palásság), dinamometamorf jellegek, valamint a Diósjenői nagyszerkezeti vonal jelenléte erőteljes igénybevételekre utalnak.

Szerkezeti indikátoroknak tekinthetők a Diósjenői-vonaltól délre, a Börzsöny hegység déli részén, a Visegrádi-hegységben és a Mátra Ny-i oldalán az andezitben jelenlévő gneisz és csillámpala zárványok. Ezek a Veporida kristályospala alaphegység jelenlétére utalnak a Középhegységi nagyszerkezeti egység alatt.

A gyűrt-takarós felépítésű Nyugati-Kárpátok és a transzkurrens vetők mentén, összetett, horizontális lemezmozgással – gyűrődéses szerkezetalakulás nélkül – utólagosan a mai helyére került Dunántúli-Középhegységi nagyszerkezeti egység érintkezése ma még nagyobb részét tisztázatlan kérdés.

## Kőzettani kifejlődés

### Biotitos paragneisz

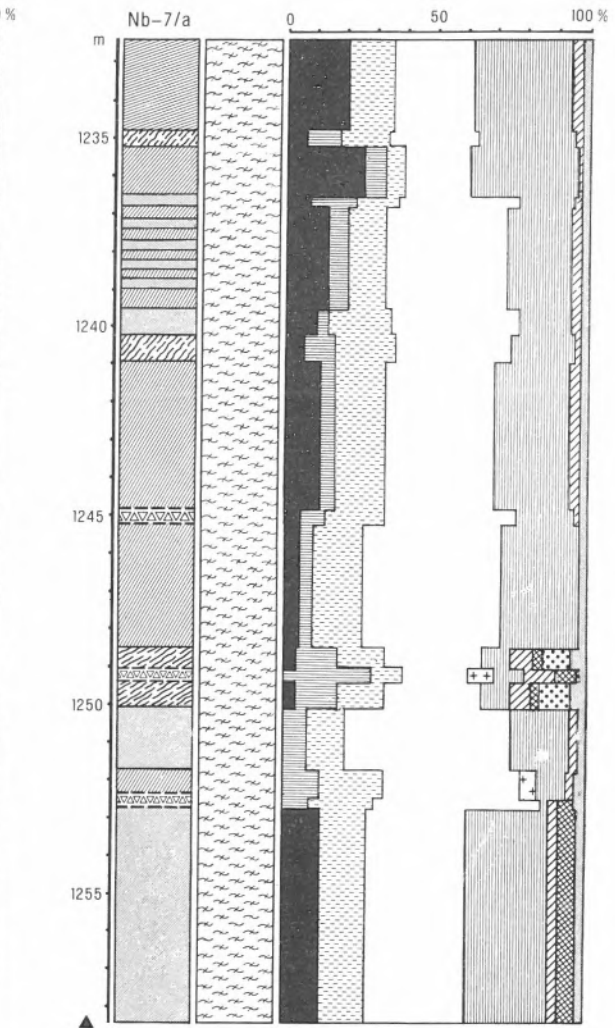
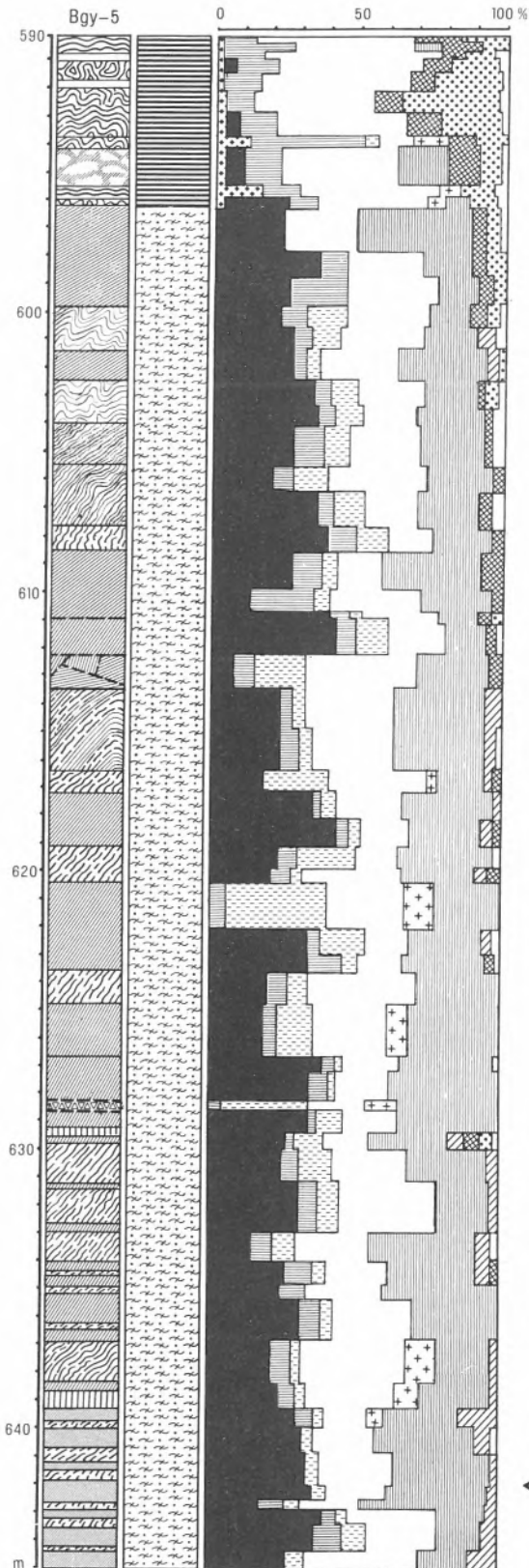
Barnásszürke-szürke színű kőzet. Általában gyengén palásodott, helyenként gyüredezett és törésekkel átjárt. Gyakran sávozott: szélesebb világosszürke kvarc- és földpátsávok, ill. lencsék váltakoznak vékonyabb, sötétszürke biotitos sávokkal. Általában apró és középszemű, esetenként 1 cm-t is meghaladó porfiroblasztos beagyazásokkal.

Jellegzetes ásványtani alkotóelemek a biotit, a kvarc és a plagioklász (főként albit, ritkábban oligoklász). Jelentős részarányú a muszkovit (gyakran bomlási terméként, apró pikkelyes szericites formában), és a klorit (jól fejlett önálló pikkelyek alakjában, vagy biotitból átalakultan). Járulékos elegyrész a gránát (almandin), cirkon, apatit, rutil, és opak ércásványok.

A progresszív regionális metamorfózis mértékére az almandin és az oligoklász utal. Az előbbi a zöldpala fácies végére, a második az amfibolit fácies kezdetére enged következtetni. Kiinduló kőzetként mindenekelőtt valamely földpátban gazdag üledék (arkóza) jöhet számításba. A jelentős Na-földpát tartalom magyarázatáknak nagyobb szabású Na-metasomatózis is feltételezhető. Ennek forrásaként a Vepor kristályos tömegéből ismert granitoid plutonok jöhetnek számításba.

A biotitos paragneisz típusfeltárása a Balassagyarmat Bgy-5 jelű fúrás, amely a kristályospala alaphegység legfelső 6 méterének kivételével végig ebben a képződményben haladt (120) [98]. Gyenge retrográd hatásoktól eltekintve (a biotit kloritosodása, a földpát szericitesedése), csak másodlagos elváltozások és ásványkiválások (kaolinosodás, karbonátosodás, sziderit-, oligonit-, dolomit- és kalcitkiválás; ritkábban repedéskitöltő klorit és adular) módosítják az eredeti képet.

A biotitos paragneisz elterjedt képződmény. Ide sorolható a Szécs-1 jelű fúrás felső alaphegység mintája, a Szécs-6 és -7 jelű fúrások [98]C teljes mintaanyaga; a Sós-3 jelű fúrás 2. sz. és a Sós-4 jelű fúrás 1. sz. mintája. A Pe-8 jelű fúrás rétegsorában váltakozik a biotitos paragneisz és a földpátos csillámpala. A Nb-7a jelű fúrás (121)



121 A Nagybörzsöny Nb-7/a jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai

A rétegszlop jelkulcsa:

- Grafitos pala
- Barnásszürke, sávos, helyenként gyüredezett, finomszemcsés gneisz
- Világosabb, durvábbszemű gneisz
- Szürke, tömött, finomszemű gneisz
- Laterálszekrécións kvarc

Kőzetkifejlődés:

- Grafitos pala
- Biotitos paragneisz
- Paragneisz

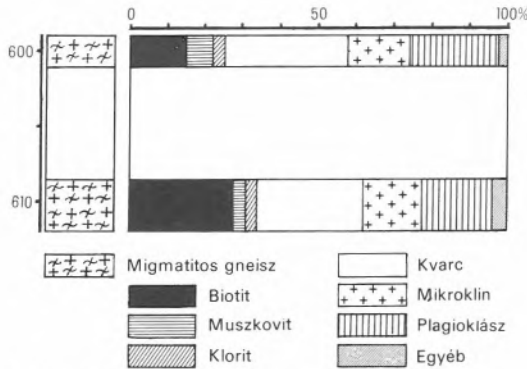
Az ásványtan diagram jelkulcsa:

- Grafit
- Biotit
- Muszkovit
- Klorit
- Kvarc
- Mikroclin
- Plagioklasz
- Kalcit
- Sziderit dolomit
- Kaolinit
- Egyéb

120 A Balassagyarmat Bgy-5 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a biotitos paragneisz földtani alapszelvénye

által feltárt kristályospala aljzat legnagyobb része biotitos paragneisz (bár ez esetben a másodlagos, főleg hidrotermális elváltozások oly erőteljesek voltak, hogy az eredeti kőzetjelleg sok helyütt erősen elmosódott).

Külön változatot képvisel a Diósjenő Diós-1 jelű fúrás két mintája, melyek a plagioklászton kívül jelentős mennyiségű káliföldpátot (mikroklin) is tartalmaznak; migmatitos gneisz (122).



**122 A Diósjenő Diós-1 jelű fúrás vizsgálati adatai; migmatitos gneisz**

## Biotitos, földpátos csillámpala

Ez a kőzetkifejlődés szoros kapcsolatban áll a már tárgyalt biotitos paragneisszel (gyakran egy rétegsorban váltakozva található). A földpátos csillámpala erőteljesebben palásodott és ezáltal a diaforézis is előrehaladottabb. Gyakran gyüredezett és a tektonikai igénybevétel egyéb jelei is szembetűnőek.

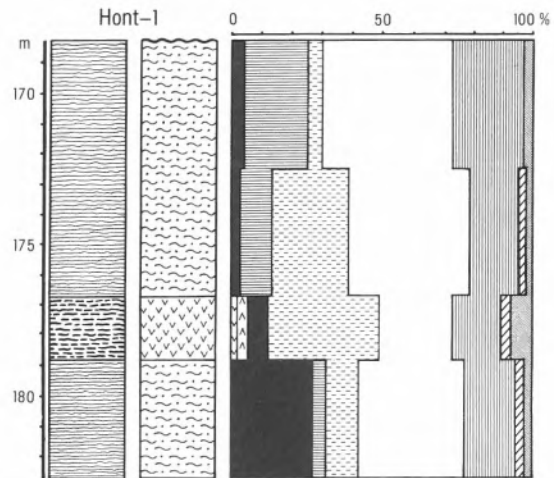
Makroszkóposan többnyire zöldesszürke színű, apró-közepes szemcséjű, kvarc és földpát, illetve csillámos sávok váltakozásából álló kőzet. Az ásványos elegyrészek irányítottasága jól megfigyelhető. Ásványtani összetétele hasonló mint a biotitos paragneiszé: kvarc, albit, biotit, muszkovit (részben szericit), klorit, járulékos ásványként almandin, apatit, turmalin, cirkon és opak ércásvány; elvéve rutil, titanit és epidot. A biotit és az almandin kloritosodása, valamint a plagioklászok szericitedése a biotitos gneiszt meghaladó

mértékű. Esetenként a biotit muszkovitosodása (berezitesedés) is megfigyelhető.

Sajátos, elterjedt változatot képvisel a grafitot is tartalmazó földpátos csillámpala. A grafit szemcsésen-foltosan helyezkedik el csillámdús környezetben.

A biotitos, földpátos csillámpala típusfeltárása a Hont H-1 jelű fúrásban feltárt kristályospala 1., 2. és 4. sz. minták által képviselt rétegszakasza. A 4. sz. minta egyben a grafitos kőzetkifejlődés képviselője (123) [99]ABC.

Már említettük, hogy Pe-8 jelű fúrás kristályos alaphegység szakasza felváltva biotitos paragneiszből és biotitos földpátos csillámpalából áll. Az utóbbit képviseli a Sós-3 jelű fúrás második mintája is. A H-2 jelű fúrás teljes kristályospala szelvénye a grafitos változatot képviseli. Ugyanez a



**A rétegszlop jelkulcsa:**

Mikroredőzött világosszürke csillámpala  
Zöldesszürke palás amfibolpala

**Kőzettani kifejlődés:**

Földpátos csillámpala  
Amfibolpala (zöldpala)

**Az ásványtani diagram jelkulcsa:**

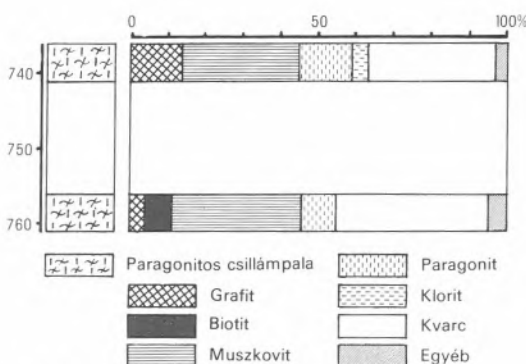
Amfibol  
Epidot-kli-nozoit  
Biotit  
Muszkovit  
Klorit  
Kvarc  
Plagioklász  
Kalcit  
Egyéb

**123 A Hont H-1 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a földpátos csillámpala és az amfibolpala (zöldpala) földtani alapszelvénye**

kifejlődés található a Bgy-5 jelű fúrás alaphegység szelvényének felső 6 m-es részében (másodlagosan erősen bontott állapotban), valamint a Szécs-1 jelű fúrás 2. és 3. sz. mintája által képviselt rétegszakaszban.

## Paragonitos csillámpala

A Diósjenő Diós-2 jelű fúrás (124) kristályospala aljzatból származó magmintái albit helyett paragonitot tartalmaznak jelentős mennyiségben [99]D. Kőzetalkotó ásványaik ezenkívül a muszkovit (szericit) és a kvarc. Több-kevesebb grafitot is tartalmaznak, főként a csillámdús részekhez kapcsolódóan. Járulékos elegyrészek a klorit, apatit, turmalin, cirkon és rutil. Másodlagosan kaolinit, hidrobiotit és limonit keletkezett.



**124 A Diósjenő Diós-2 jelű fúrás vizsgálati adatai; paragonitos csillámpala**

## Muszkovitos kvarcit

A Sósartyán Sós-2 jelű fúrás (125) által feltárt kristályospala aljzatból uralkodóan aprószemcsés kvarcból s mellette jelentősebb mértékben muszkovitból (szericit) álló magminták kerültek felszínre. Járulékos elegyrészeik albit, biotit, apatit és opak ércszemcsék. Másodlagos eredetű kalcit és kaolinit is megfigyelhető. Ez a metamorf kőzetváltozat feltehetően üledékes eredetű kvarchomokkőből keletkezett. [98]D.



**125 A Sósartyán Sós-2 jelű fúrás vizsgálati adatai; muszkovitos kvarcit**

## Zöldpala

A biotitos paragneisz és a biotitos, földpátos csillámpala eredeti üledékes összetébe települt bázisos és részben semleges magmás képződményekből, a befogadó üledéksorozattal együttes metamorfózis révén keletkezett. A progresszív regionális metamorfózis mértéke ennek megfelelően az amfibolit fácies kezdeti foka. Ebben az állapotban maradt kőzetváltozat azonban eddig nem került elő. Leginkább a Szécs-2 jelű fúrás homblende pala kőzetmintája közelíti meg ezt a kifejlődést. A fúrásokból előkerült kőzetminták anyaga többé-kevésbé már diaforizálódott és jelenlegi állapotukban zöldpalának minősíthető.

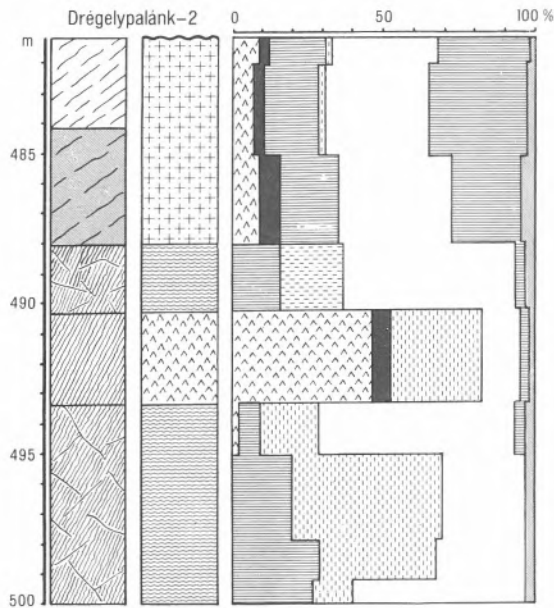
A Sósartyán Sós-3 jelű fúrás 1764–176,5 m közötti, sűrűn vett minták által képviselt rétegsora tekinthető a zöldpala típusfeltárásának [100]B.

Mikroszkópos jellegei: zöldesszürke-szürke színű, aprószemű és jól palásodott kőzet. Ásványtani összetétele: változó arányban aktinolit (olykor hornblende), klinozoit-epidot, klorit és albit (olykor oligoklász). Gyakoriak a szórtan megjelenő ércszemek (ilmenit). Kevés apatitot és esetenként titanitot is tartalmaz. Gránát csak nagyon ritkán található. A „zöld komponensek” rovására esetenként erősen megnő a muszkovit és a kvarc aránya. Ez üledékanyag hozzákeveredésére utalhat. A nagyobb kvarc tartalom az eredeti magmás képződmény kevésbé bázisos jellegéből is eredhet.

A retrográd metamorfózisra mindenképp az

amfibol és a biotit kloritosodása utal. A ritka gránátszemek kloritosodása is megfigyelhető. A bázisos plagioklászok saussuritesedése, epidot-klinozoit- és szericitképződéssel, szintén retrográd jelenség lehet.

Zöldpalát feltáró fúrások még a Hont H-1 jelű fúrás (3. sz. magminta), a Szécsény Szécs-3 és -5 jelű fúrások összes kőzetmintája és a Perőcsény Pe-8 jelű fúrás kristályospala rétegsorában két vékony betelepülés.



#### A rétegszlop jelkulcsa:

Szürke-világosszürke tömeges megjelenésű gyengén palásodott középszemcsés gneisz

Zöldesszürke lemezes zöldpala

Szürke, levelesen elváló gyüredezett fillonit

#### Kőzettani kifejlődés:

Saussuritos gneisz

Zöldpala

Fillonit

#### Az ásványtani diagram jelkulcsa:

Epidot-klinozoit

Biotit

Muszkovit

Klorit

Kvarc

Plagioklasz

Egyéb

**126 A Drégelypalánk Dp-2 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a saussuritos gneisz és fillonit földtani alapszelvénye**

## Saussuritos gneisz

A Drégelypalánk Dp-2 jelű fúrás kristályospala rétegsorában bázisos-szemleges magmás képződmények regionális metamorfózist szenvedett zöldpala változata és ennek diszlokációs metamorfózissal átalakított kifejlődése játssza a fő szerepet (126) [100]C.

A rétegsor felső részét képviselő saussuritos gneisz eredetileg valószínűleg szemleges magmás kőzet (diorit, vagy kvarcdiorit) lehetett, amely erősebb fokú, zöldpala fáciesű regionális metamorfózist szenvedett (biotit és szörványos gránát). Bázisos plagioklászai saussuritesedéssel albitosodtak (szericit és klinozoit-epidot zárványok). A kőzetszövet irányítottságát a nagyobb muszkovitpikkelyek, valamint a kissé megnyúlt és kihengerelt kvarcselemek jelzik. A zárványoknál jobban fejlett, intergranuláris helyzetű klinozoit-epidot feltehetően metasomatikus eredetű. A biotit kloritosodása retrográd jelenség. Járulékos ásvány az apatit, cirkon, turmalin, titanit és az ércselemek.

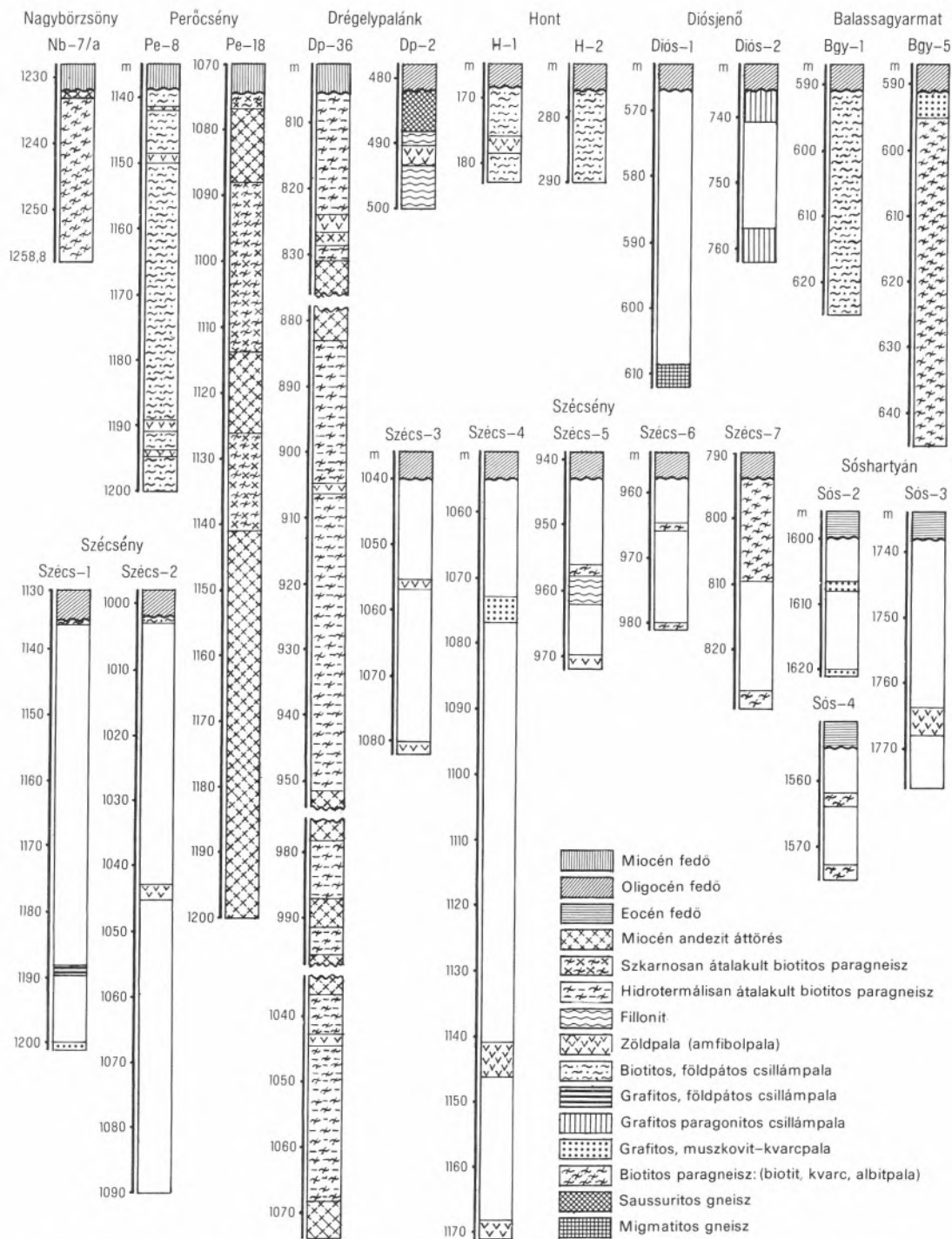
## Fillonit

A Drégelypalánk Dp-2 jelű fúrás által feltárt kristályospala rétegsor alsó része erőteljesen palásodott kőzetből áll, amely gyakorlatilag csak kloritból, muszkovitból és kvarcból áll [100]D. A klorit szintelen, vagy csak halványan színezett. A kevés járulékos elegyrész: apatit, epidot, cirkon, ércásvány, rutil és albit. Kifejlődése alapján tektonikai zóna fillonit jellegű retrográd képződményének tekinthetjük. Feltehető, hogy a felette települő saussuritos gneisz teljesen átalakult változatát képviseli.

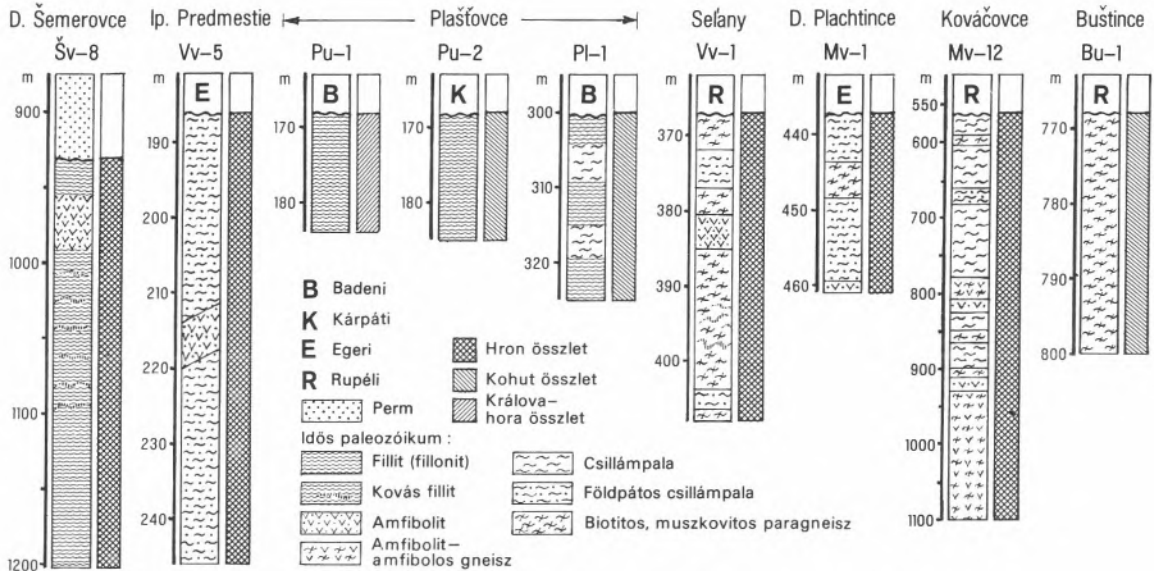
## Nagyszerkezeti kapcsolat

A nagyszerkezeti kapcsolat tekintetében mindekenélőtt A Hurbanovo (Ógyalla)–Diósjenő vonal Drauzug és Kárpáti szerkezeti elemeket elválasztó szerepét hangsúlyozzuk; az Ipolymenti Kristályospala összlet Vepor nagyszerkezeti egységhez tartozásával.

A Veporida krisztallinikum szerkezetföldtani tagolására vonatkozóan L. KLNIEC (1966) munká-



127 Az Északi-középhegység nyugati részén Veporida kristályos aljzatba hatolt mélyfúrások földtani szelvényei



128 Az Ipolymenti (Vepor) Kristályospala öszletbe hatolt mélyfúrások D-Szlovákiában

ját vettük alapul. A három takaróegység (Hron, Králova Holá, Hladomoney dolina) közül az Ipolymenti Kristályospala öszlet a Hron (Garam) egységbe sorolható. Ez megegyezik azzal az állásponttal, amit a szlovák geológusok (D. VASS, P. GREČULA, I. VARGA) az Ipolytól északra mélyült fúrások által feltárt kristályospala képződményekről (128) kialakítottak.

A Hron komplexum eredeti képződményeinek korát E. PLANDEROVA (1957) ópaleozóosnak (szi-

lurtól az alsódevonig) határozta meg. Ennek megfelelően a progresszív regionális metamorfózis a variszkuszi orogén során ment végbe. Üledékes és vulkáni képződmények alakultak át többnyire közepes fokú, amfibolit fáciesű kőzetekké. Csillámpala, biotitos paragneisz, amfibolit és ezek diaforitjai építik fel. A retrográd metamorfózis az alpi tektonikai fázisokhoz kapcsolódott. Vannak gyengén metamorfizálódott kőzetfajták is: fillit és metabazalt kifejlődésben.

## Irodalomjegyzék

### *Ipolymenti Kristályospala öszlet*

- ANDRUSOV, D. – BYSTRICKÝ, J. – FUSÁN, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. – 10th Congr. Carp. Balk. Geol. Assoc. Praha. Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava.
- BALLA ZOLTÁN – KÖRPÁS LÁSZLÓ 1980: A Börzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete. – Földt. Int. Évi Jel. 1978-ról, pp. 75–101.
- BALOGH KÁLMÁN et al. 1966: Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-XXXII. Salgótarján. – Földt. Int. Kiadv.
- BIELA, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytych oblastiach vnútorných Západných Karpát. – Region. Geol. Západ. Karpát 11, pp. 1–224.
- BUDAY TIBOR 1937: O pirátsvi Berincsenkého potoka u Šah na jižním Slovensku. – Příroda 30/6, Brno.
- BUDAY TIBOR 1938: Geologické poměry okolí Šah na jižním Slovensku. – Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat přír. Věd. 47/17, pp. 1–23.
- FERENCZI ISTVÁN 1936: A kristályos pala alaphegység Ipolyság melletti eddig ismeretlen felbukkanásáról. – Földt. Köz. 66/1–3, pp. 68–69.
- FERENCZI ISTVÁN 1939: Adatok az Ipoly-medence Sós-hartyán–Karancsság, illetve Balassagyarmat körüli részének földtani ismeretéhez. – Földt. Int. Évi Jel. 1933–35-ről, 2, pp. 733–775.
- FOETTERLE, F. – RACZKIEWICZ, M. 1866: Geologische Karte G.3. 1:144 000. – Aufgenommen in Jahre 1864.
- HÁMOR GÉZA – NAGY BÉLA – NAGY GÉZA 1973: A Bör-

- zsöny hegység déli részének földtani vázlata. – Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről, pp. 31–46.
- JÁMBOR ÁRON – MOLDAVAY LORÁND – RÓNAI ANDRÁS 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–II. Budapest.
- KAMENIZKÝ, J. 1968: The Vepor Crystalline Complex. In MAHEL' M.–BUDAY, T. et al. /Eds./: Regional Geology Czechoslovakia II. The West Carpathians (pp. 218–231). – Geol. Survey of Czechoslovakia, Praha.
- KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. – Sb. geol. Vied Rada ZK 6, pp. 7–28.
- KLINEC, A. – PLANDEROVÁ, E. – MIKO O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporid. – Geol. Práce, Správy 63, pp. 95–104.
- MAHEL' M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. I. – Slovenská Akadémia Vied. Bratislava.
- MAJZON LÁSZLÓ 1942: Újabb adatok Sósartyán és Szécsény vidékének oligocénkorú rétegeihez. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról 2, pp. 987–1033.
- NAGY GÉZA 1976: A Börzsöny hegység szerkezetföldtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról, pp. 37–40.
- NOSZKY JENŐ 1917: A Cserhát északi részének földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1916-ról 1, pp. 342–352.
- NOSZKY JENŐ 1940: A Cserháthegység földtani viszonyai. – Magyar Tájak Földtani Leírása. III. Földt. Int. Kiadv.
- NOSZKY JENŐ – HERRMANN MARGIT – NEMESNÉ VARGA SÁROLTA 1952: A kelet-nógrádi andezitek. – Földt. Közl. 82/1–3, pp. 8–36.
- RACZKIEWICZ, M. 1866: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Littava, Sebechleb, Palást und Čelovce im Honter-Comitate.– Jb. k. k. geol. Reichsanst. 16/3, pp. 345–354.
- RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA – VICZIÁN ISTVÁN 1976: A Hont–1. sz. fúrással feltárt kristályos alaphegység ásvány-kőzettani vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 61–72.
- SCHAFARZIK FERENCZ 1910: Nógrád-megyének egy új zeolith lelőhelyéről. – Term. tud. Közl. 42/517, pp. 822.
- SZALAY TIBOR 1962: A Cserhát–Mátra gravitációs anomáliáinak tektonikai értelmezése és kristályos közetek helyzete a Ny-i Kárpátok rendszerében. – Magyar Geofiz. 3/1–2, pp. 31–40.
- SZÁDECZKY GYULA 1895: A szobi Sághegy andesitjáról és közetzárványairól. – Földt. Közl. 25/6–8, pp. 161–174.
- VASS, D. – KONEČNÝ, V. – ŠEFERA, J. 1979: Geologická Stavba Ipelskej kotliny a Krupinskej planiny. – Geol. Ústav. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. et al. 1981: Štruktúrny Vrt Šv–8 (Dolné Semerovce, Ipelská pahorkatina). – Region. Geol. Západ. Karpát 14, pp. 1–106.

#### Táblamagyarázatok [98]–[100]

##### [98] Gneisz és kvarcit az Ipolymenti Kristályospala összletből

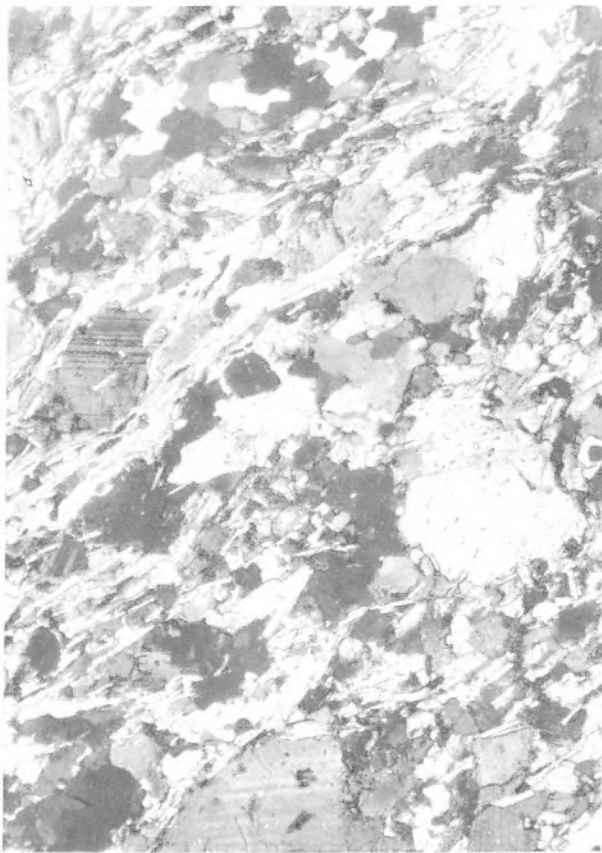
- A Biotit, kvarc, albitpala (paragneisz)  
Balassagyarmat Bgy–5 jelű fúrás 617,3 m,  
43 × , + N
- B Gránátos biotit–kvarc–albitpala (paragneisz)  
Balassagyarmat Bgy–5 jelű fúrás 606,7 m,  
43 × , 1N
- C Gneisz (szericites plagioklász, kvarc,  
muszkovit) Szécsény Szécs–7 jelű fúrás  
804,3–809 m, 55 × , + N
- D Muszkovit kvarcit (muszkovit, kvarc)  
Sósartyán Sós–2 jelű fúrás 1606–1607,6 m,  
55 × , + N

##### [99] Csillámpala az Ipolymenti Kristályospala összletből

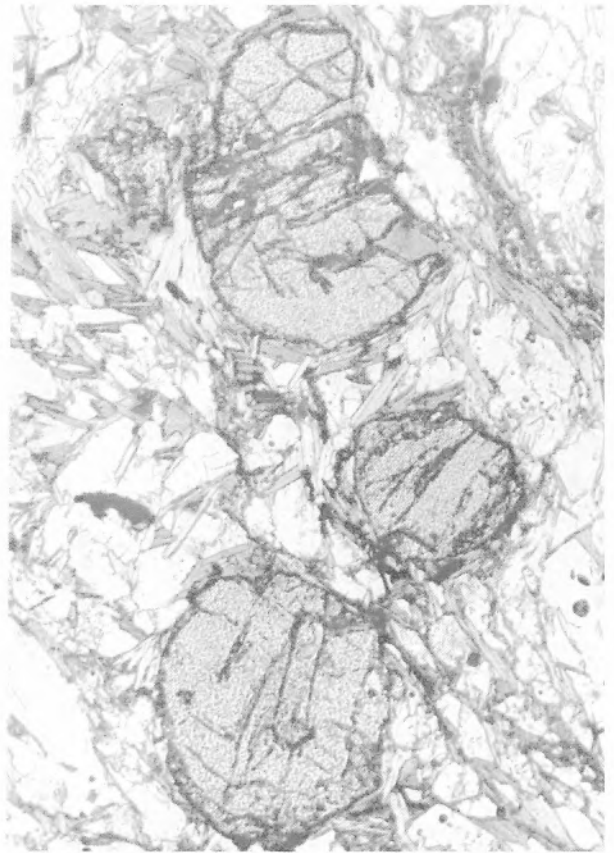
- A Földpátos csillámpala (biotit, muszkovit,  
albit, kvarc)  
Hont H–1 jelű fúrás 168,3–172,3 m, 120 × ,  
+ N
- B Földpátos csillámpala (muszkovit, klorit,  
albit, kvarc)  
Hont H–1 jelű fúrás 168,3–169 m, 55 × , + N
- C Grafitos csillámpala (grafit, muszkovit,  
biotit, albit, kvarc)  
Hont H–1 jelű fúrás 179–182,8 m, 43 × . + N
- D Paragonitos és grafitos fillonit (grafit,  
paragonit, muszkovit, kvarc)  
Diósjenő Diós–2 jelű fúrás 757–762 m,  
55 × , + N

##### [100] Amfibolpala, saussuritos gneisz és fillonit az Ipolymenti Kristályospala összletből

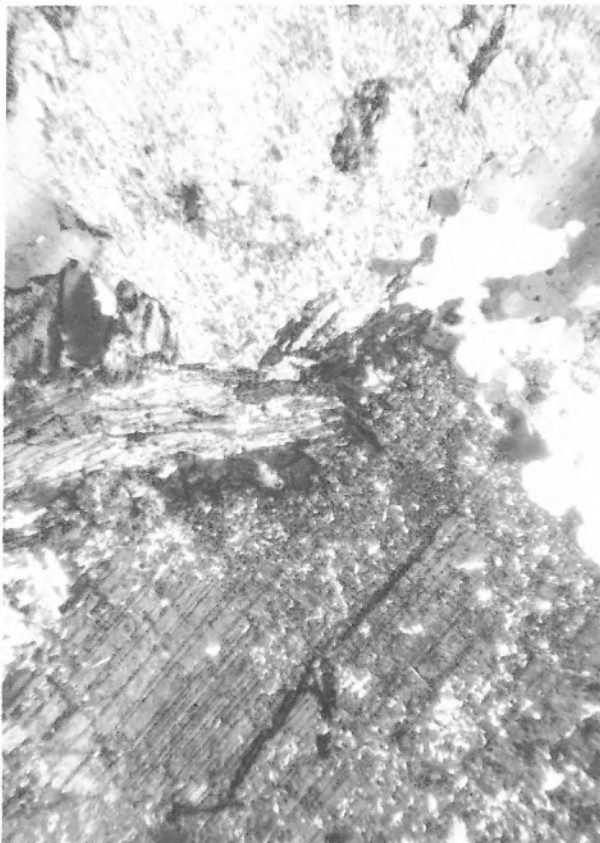
- A Amfibolpala (amfibol, kvarc, plagioklász)  
Szécsény Szécs–7 jelű fúrás 1080,5–1082 m,  
55 × , + N
- B Amfibolpala  
(amfibol, plagioklász, kvarc, epidot, érc ásv.)  
Sósartyán Sós–3 jelű fúrás 1764–1767,5 m,  
55 × , + N
- C Saussuritos gneisz  
(plagioklász, kvarc, tús klinozoit, szericit)  
Drégelypalánk Dp–2 jelű fúrás 487 m,  
160 × , + N
- D Fillonit (kvarc, klorit, leuchtenbergit,  
muszkovit)  
Drégelypalánk Dp–2 jelű fúrás 497,2 m,  
55 × , + N



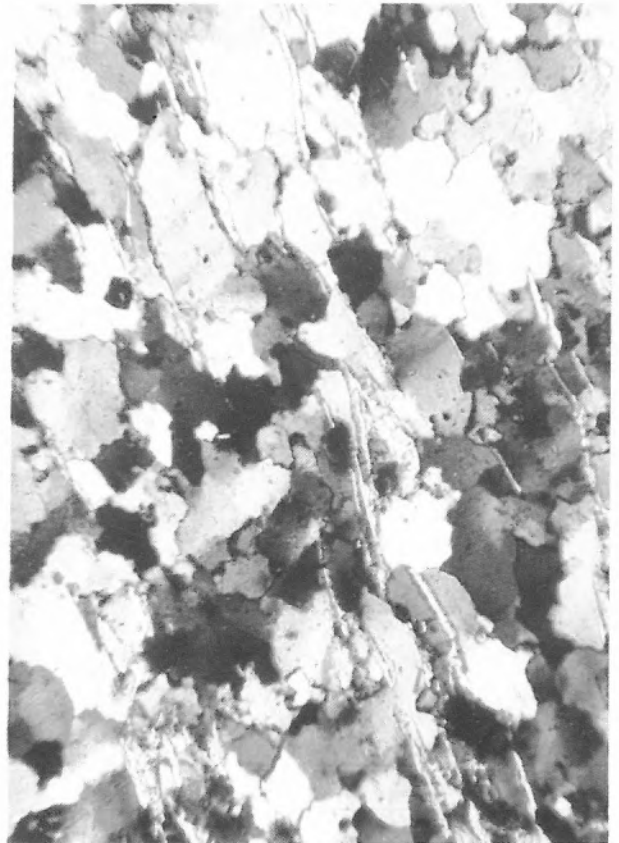
A



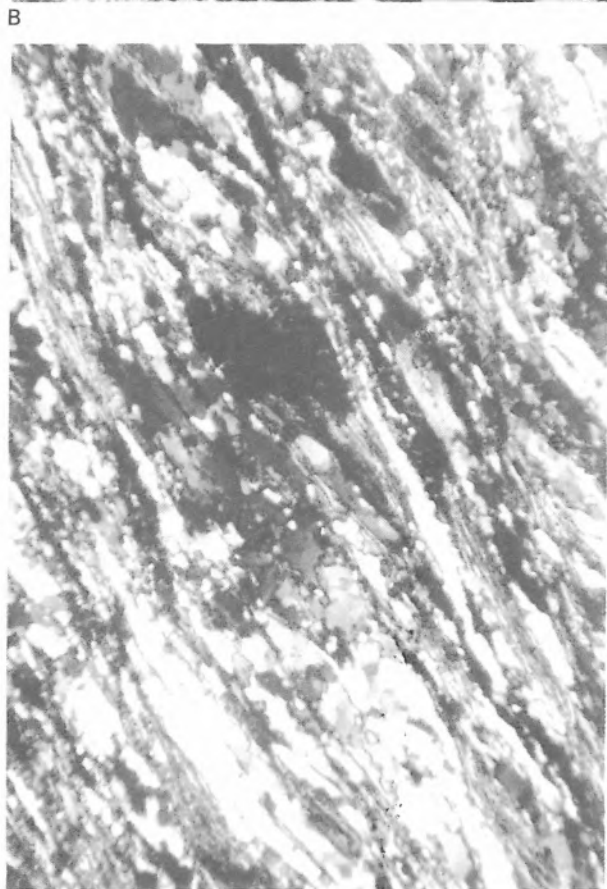
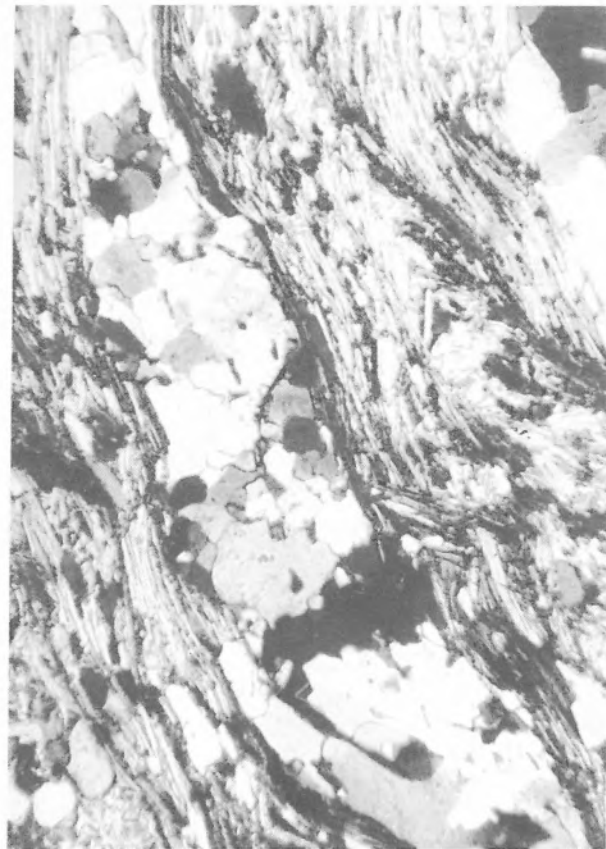
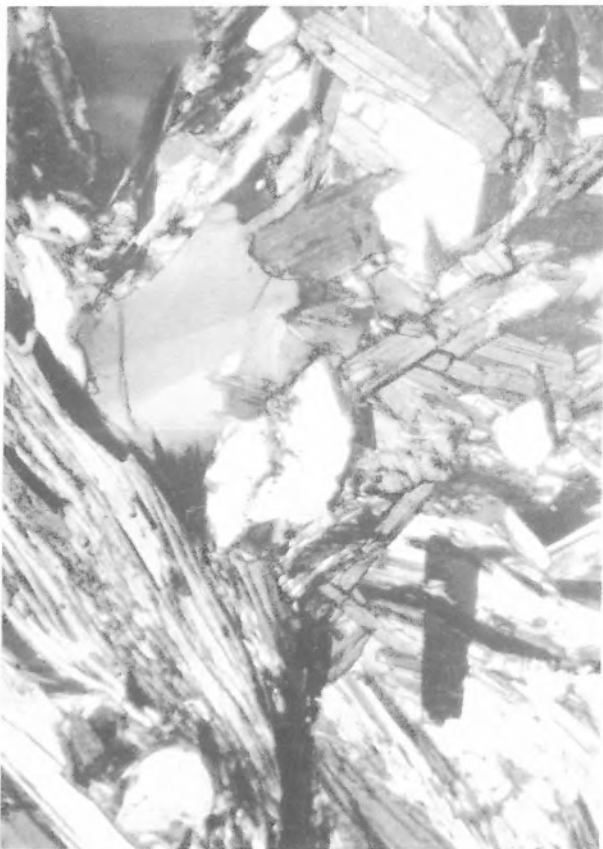
B



C



D



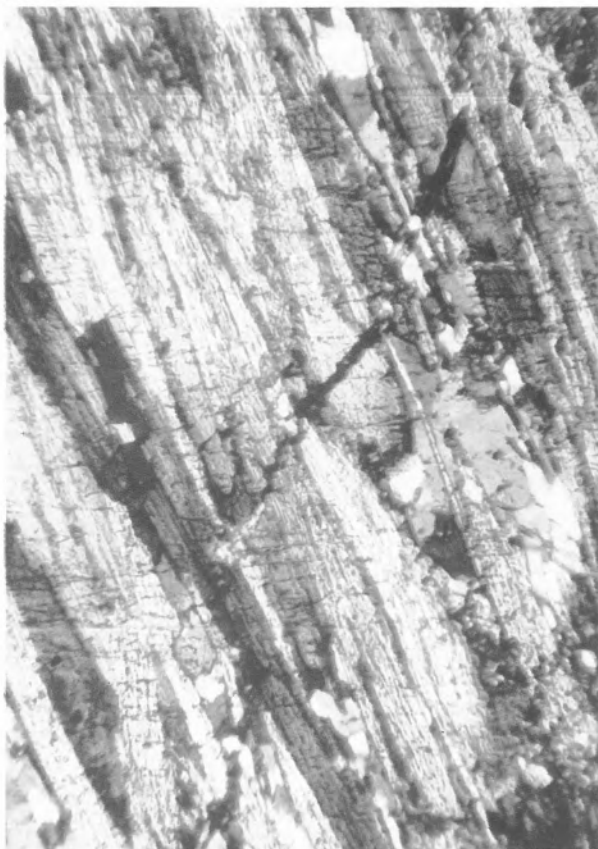
A

B

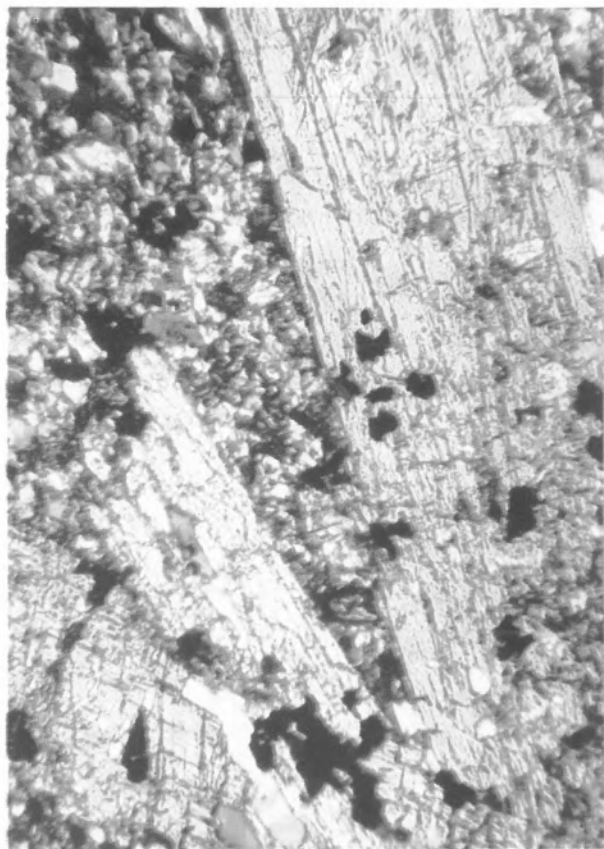
C

D

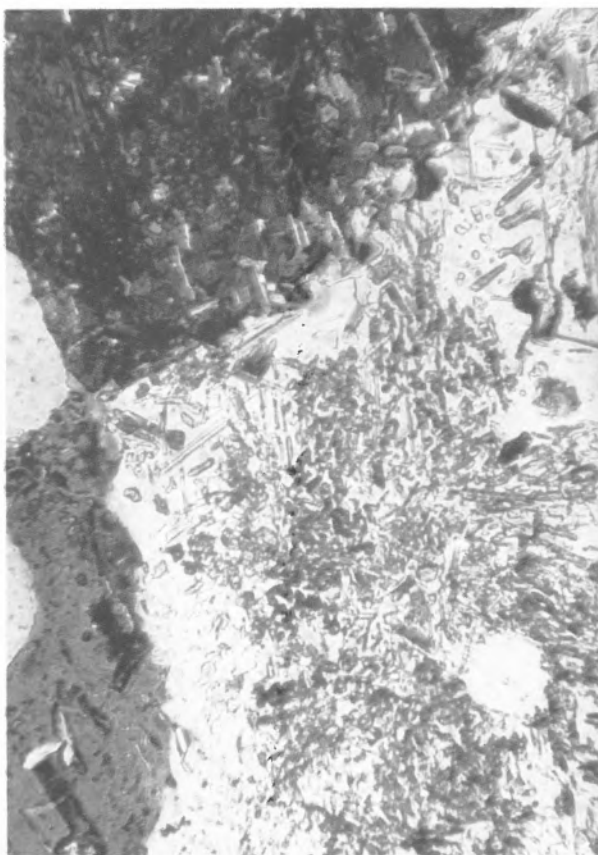
[100]



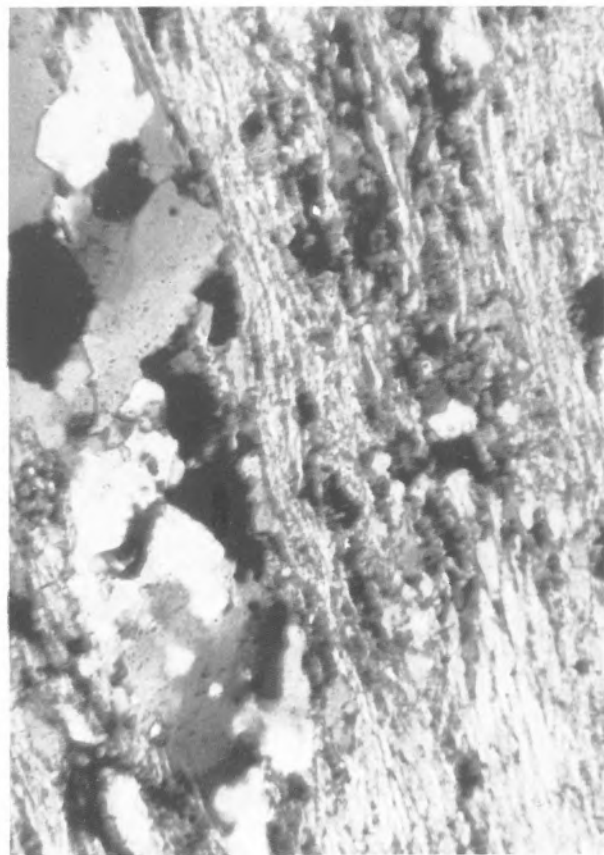
A



B



C



D

# Mutatók



## Ábrajegyzék

- 1 A Soproni-hegység földtani metszete, 13
- 2 A Sopron S-8 jelű fúrás rétegsora; a Soproni Kristályospala összlet földtani alapszelvénye, 15
- 3 Az Óbrennberg Bb-1 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai, 18
- 4 Óbrennberg, a Kőbérc keleti oldalán lévő felhagyott kőfejtő földtani szelvénye és vizsgálati adatai; az Óbrennbergi Csillámpala tagozat (andaluzit–szillimanit–biotit pala és a disztén–muszkovit pala) típusfeltárása, 19
- 5 Óbrennberg, Kőbérc-orom; a disztén–kloritoid–muszkovit pala és a kloritoid–muszkovit pala, valamint a szürkekvarcit típusfeltárása, 21
- 6 Brennbergi-völgy, vörös-hídi feltárás; a Vöröshídi Csillámpala (klorit–muszkovit pala) típusfeltárása, 22
- 7 A Pedagógus-forrásnál mélyült Sopron S-84 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai 65–320 m között; a Vöröshídi Csillámpala tagozat földtani alapszelvénye, 23
- 8 A Récényi út melletti kvarcit kőfejtőben mélyült Sr-1 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a fehérvquarcit, az amfibolpala és a saussuritós gneisz alapszelvénye, 24
- 9 A Récényi út menti kőfejtő földtani szelvénye és vizsgálati adatai; a fehérvquarcit típusfeltárása, 25
- 10 A Nándor-magaslat alatti kőfejtőben feltárt Sopronbánfalvi Gneisz (középszemű muszkovitgneisz) vizsgálati adatai, 27
- 11 A Várisi kőfejtőben feltárt biotitos muszkovit–gneisz vizsgálati adatai, 28
- 12 A Várisi kőfejtőben mélyült S-83 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a Várisi Gneisz földtani alapszelvénye, 28
- 13 A Vas-hegy Gloriette csúcsa alatti felhagyott kőfejtő; a gneiszesedett gránitintrúzió („injekciós gneisz”) típusfeltárása, 29
- 14 Rókaházi gneisz és leukofillit az S-84 fúrás rétegsorában, 30
- 15 A Soproni Kristályospala összletbe hatolt jelentősebb mélyfúrások, 45
- 16 Földtani metszet a Fertőrákosi Metamorfit összleten keresztül, 50
- 17 A Fertőrákos Fr-1004 jelű fúrás rétegsora; a Fertőrákosi Metamorfit összlet földtani alapszelvénye, 51
- 18 Apatitos kőzetlencse felszíni feltárásban, 57
- 19 Apatitdús rétegek a Gödölyebérci Csillámpalában; Fr-1002 jelű fúrás, 57
- 20 Grafitos csillámpala közbetelepülés a Fr-1002 jelű fúrásban 176–180 m között, 58
- 21 Kristályos mészkő, illetve dolomit a Fr-1007 jelű fúrás rétegsorában, 59
- 22 Csillámpala, gneisz és leukofillit a transzformátorállomás melletti feltárásban, 61
- 23 A Fertőrákosi Metamorfit összletbe mélyült jelentősebb mélyfúrások rétegsora, 63
- 24 Mezometamorf képződményekbe hatolt kislalföldi mélyfúrások, 75
- 25 Földtani metszet a Soproni-hegységtől a Kisalföld medencealjzatán át a Dunántúli-középhegységig, 78
- 26 Az Ikervár Ike-4 jelű fúrásban feltárt paleozóos képződmények; a Rábamenti Metamorfit összlet típusfeltárása, 79
- 27 Paleozóos medencealjzatba hatolt fúrások Szentgotthárd környékén, 81
- 28 A Rábamenti Metamorfit összletbe hatolt mélyfúrások Nemeskolta, Pecöl, Vát, Sótöny és Ikervár környékén, 82

- 29 A „mihályi gerinc” paleozóos képződményeibe hatolt mélyfúrások, 84
- 30 A Rábamenti Metamorfit összletbe hatolt mélyfúrások Bük, Ölbő és Rábasömjén környékén, 86
- 31 Földtani metszet a Rábamenti Metamorfit összleten keresztül, 87
- 32 A Dunántúli-középhegység metszete szeizmikus (NP-2), gravitációs és magnetotellurikus mérések alapján, 100
- 33 A Dunántúli-középhegység paleozóos képződményei, 103
- 34 A Balatoni Fillit formációcsoport litosztratigráfiai egységei, 107
- 35 A balatonfőkajári Bfk-1 jelű földtani alapfúrás rétegsora, 108
- 36 A balatonfőkajári Somlyó-hegy földtani térképe, 108
- 37 A Somlyó-hegyi kőfejtőben feltárt kvarcfillit szerkezetföldtani adatai sztereografikus vetületben, 108
- 38 Balatonfőkajári Kvarcfillitbe hatolt fúrások a Balatonfő területén, 110
- 39 Balatonfőkajári Kvarcfillitbe hatolt fúrások a balatoni kristályos küszöb területén, 111
- 40 A kvarcfillitnél magasabb (Sáv-7, Hi-1,-2, Gar-1) és alacsonyabb (Gel-1, Pu-5, Pd-1) metamorf fokozatú kőzetfajták, 112
- 41 A Szabadbattyán Szb-9 jelű fúrás rétegsora, 113
- 42 A Lovasi Aleurolitpala formáció típusfeltárása a balatoni műút (71) lovasi elágazásában, 121
- 43 Lovasi Aleurolitpala és Alsóörsi Metariolit szelvények Alsóörsről és Lovas határából, 122
- 44 Lovas és Alsóörs környékének fedetlen földtani térképe, 123
- 45 Lovasi Aleurolitpala formációba hatolt fúrások Lovas és Alsóörs környékén, 125
- 46 Lovasi Aleurolitpala formációba hatolt fúrások a Balatonfő északi részén, 125
- 47 Lovasi Aleurolitpalát feltáró fúrások a Velencei-hegységben és környékén, 126
- 48 A Litér Li-7 jelű fúrás, a Litéri Metabazalt típusfeltárása, 129
- 49 A Litéri Metabazalt típuslelőhelye és annak földtani metszete, 129
- 50 Révfülöp környékének fedetlen földtani térképe, 130
- 51 Révfülöpi Aleurolitpala formációt feltáró fúrások, 132
- 52 A Révfülöp Rf-6 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a Révfülöpi Aleurolitpala földtani alapszelvénye, 133
- 53 A Balatoni Fillit formációcsoport, valamint a hozzá kapcsolódó magmatitok és vulkanitok jelenleg ismert elterjedése, 134
- 54 A Téli Aleurolitpalát feltáró fúrások, 145
- 55 A Kékkúti Mészke sztratotípusa, 148
- 56 Az Úrhida Ú-4 jelű fúrás rétegsora, 150
- 57 A Székesfehérvár Szfvt-5 jelű fúrás rétegsora, 151
- 58 A szabadbattyáni Szár-hegy és a polgárdi Somlyó-hegy földtani térképe, 153
- 59 A Polgárdi Mészövet feltáró fúrások, 155
- 60 A szabadbattyáni ólomérclelőhely környezetében mélyült kutatófúrások, 156
- 61 A szabadbattyáni ólomércbánya vágatai, 157
- 62 A szabadbattyáni ólomércbánya metszete, 171
- 63 A Fülei Konglomerátum formáció felszíni elterjedése a fülei Kő-hegyen és környékén, 175
- 64 A Polgárdi Po-2 jelű fúrás rétegsora, 176
- 65 Fülei Konglomerátum formációba hatolt fúrások, 176
- 66 A palaköpenyből a gránitba hatolt Nadap Nt-2 jelű fúrás rétegsora, 193
- 67 Pegmatit, Velence, Bence-hegy, 193
- 68 Sukoró, Rigó-hegyi kőfejtő, gránitporfir telérekkel, 195
- 69 A székesfehérvári Aranybulla kőfejtő ÉNy-i falának földtani szelvénye, 197
- 70 Sejtes kvarctelér; Sukoró, Ördög-hegy, 199

- 71 A pátkai lejtősakna 7-es szintjének térképvázlata, 200
- 72 A pátkai lejtősakna földtani szelvénye, 201
- 73 A pákozdi fluoritbánya metszete, 202
- 74 Részlet a pákozdi fluoritbánya térképéből, 202
- 75 Velencei Gránitba hatolt jelentősebb fúrások rétegsora a Velencei-hegység területén és környékén, 203
- 76 Granitoid intrúziókba hatolt fúrások a balatoni kristályos küszöb területén, 204
- 77 A Kékkúti Dácit formáció sztratotípusa a K-4 jelű fúrás 333–903 m közötti szakasza, 224
- 78 A Kékkúti Dácit elterjedése, 225
- 79 Balatonfelvidéki Vöröshomokkő a Balaton-felvidék DNy-i részén, 230
- 80 Földtani szelvény Gyulakeszi és Révfülöp között, 230
- 81 Balatonfelvidéki Vöröshomokkő a Balaton-felvidék ÉK-i részén, 231
- 82 Földtani szelvény Kádárta és Balatonfűzfő között, 231
- 83 A „Paloznaki Verespart” a vasút és az új út megépítése után, 232
- 84 A Paloznak Pa-4 jelű fúrásban feltárt felsőperm bázisrétegsor, 233
- 85 Badacsonyörs Tepics-domb; a felsőperm báziskonglomerátum feltárása, rétegsora és vizsgálati adatai, 234
- 86 Felsőperm konglomerátum ①, homokkő és aleurolit ②, Balatonalmádi D-i részén, 235
- 87 A „Köcsi-tó” földtani alapszelvény és a feltárásban mért paleoáramlási adatok, 235
- 88 A balatonalmádi öreg-hegyi kőfejtő földtani szelvénye; Balatonfelvidéki Vöröshomokkő, konglomerátum padokkal, 236
- 89 A Badacsonyörsi Konglomerátum vizsgálati adatai, 237
- 90 A Badacsonyörsi Konglomerátum ösföldrajzi vázlata, 238
- 91 A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő feltárása a balatoni műút bevágásában Káptalanfürednél, 239
- 92 A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formációt feltáró fúrások a Balaton-felvidéken, 240
- 93 A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formációt feltáró fúrások az elterjedési terület északi részén, 241
- 94 A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő példa jellegű szedimentológiai adatai, 243
- 95 A Tabajdi T-5 jelű fúrás; a Tabajdi Evaporit formáció sztratotípusa, 246
- 96 Jellegzetes rétegtagok a Tabajdi formáció területéről, 247
- 97 A Tabajdi T-5 és az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrás helyszínrajza, 248
- 98 Az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrással feltárt perm rétegösszlet, lito- és biosztratigráfia adatokkal, 248
- 99 A Tabajdi formáció részletes rétegsora az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrásban, 249
- 100 A Dinnyési Dolomit sztratotípusa; a Dinnyés Di-1 és Di-3 jelű fúrás rétegsora, valamint a Di-3 vizsgálati adatai, 250
- 101 A Dinnyés Di-1 és 3, valamint a Gárdonyi Gá-1 és 1a jelű fúrások helyszínrajza, 251
- 102 A Gá-1a jelű fúrással feltárt perm rétegösszlet, 252
- 103 Rétegcsoportok a Gá-1a jelű fúrás Dinnyési Dolomit rétegsorából (felül, középtűt és alul), 253
- 104 A középhegységi felsőperm fáciesmodellje, 255
- 105 A felsőperm képződmények fácieskapcsolata a Balaton-felvidéken és annak ÉK-i folytatásában, 256
- 106 Perm-triász határ a Köveskál Kk-9 jelű fúrásban, 258
- 107 Perm-triász határ feltárás Kővágóörs (Káptalanfői) mellett, 258
- 108 Perm-triász határ a Balatonrács-Csopak közötti vasúti bevágásban, 259
- 109 Perm-triász határ. Vörösbéreny, Séd-völgy, Vadvirág utca, 260
- 110 Perm-triász határ az Alcsútdoboz Ad-2 jelű fúrás rétegsorában, 262

- 111 Perm-triász határ a Gárdony Gá-1a jelű fúrás rétegsorában, 263
- 112 Az Újfalú Ú-I jelű fúrás helyszínrajza, 288
- 113 Az Újfalú Ú-I jelű fúrás fúrómagmintái és azok vizsgálati adatai, 289
- 114 Az Ú-I jelű fúrás részlete, 290
- 115 A Karád Kar-1 jelű fúrás alsóperm rétegsora, 292
- 116 A Tab-1 jelű fúrás helyszínrajza, 293
- 117 A Tab-1 jelű fúrás mintavételi és anyagvizsgálati adatai, 293
- 118 A Bugyi és Sári környéki szénhidrogén-kutató fúrások helyszínrajza, 294
- 119 A Sári Si-2 fúrás mintavételi és anyagvizsgálati adatai, 295
- 120 A Balassagyarmat Bgy-5 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai, 303
- 121 A Nagybörzsöny Nb-7a jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a biotitos paragneisz földtani alapszelvénye, 303
- 122 A Diósjenő Diós-1 jelű fúrás vizsgálati adatai; migmatitos gneisz, 304
- 123 A Hont H-1 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a földpátos csillámpala és az amfibolpala (Zöldpala) földtani alapszelvénye, 304
- 124 A Diósjenő Diós-2 jelű fúrás vizsgálati adatai; paragonitos csillámpala, 305
- 125 A Sóshartyáni Sós-2 jelű fúrás vizsgálati adatai; muszkovitos kvarcit, 305
- 126 A Drégelypalánk Dp-2 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai; a saussuritos gneisz és fillonit földtani szelvénye, 306
- 127 Az Északi-középhegység nyugati részén Veporida kristályos aljzatba hatolt mélyfúrások földtani szelvényei, 307
- 128 Az Ipolymenti (Vepor) kristályospala összletbe hatolt mélyfúrások D-Szlovákiában, 308

# Fototáblák

- [1] Óbrennberg, Kőbérc-om; a disztén–kloritoid–muszkovit pala és a kloritoid–muszkovit pala, valamint a szürkekvarcit típusfeltárása, 33
- [2] A Récényi út melletti kőfejtő; a fehérkvarcit típusfeltárása, 33
- [3] Az Óbrennbergi Csillámpala tagozat kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe, 34
- [4] A Vöröshídi Csillámpala típusfeltárása; Brennbergi-völgy, vörös-hídi feltárás, 35
- [5] A Vöröshídi Csillámpala tagozat kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe, 36
- [6] A Nándor-magaslat alatti kőfejtő; a Sopronbánfalvi Gneisz típusfeltárása, 39
- [7] Vas-hegy, Gloriette; gneiszesedett gránitinjekció, 40
- [8] Várasi kőfejtő; a biotitos muszkovitgneisz típusfeltárása, 40
- [9] A Soproni Gneisz formáció kőzetfajtáinak vékonycsiszolati képe, 41
- [10] A Soproni Gneisz formáció kőzetfajtáinak és a leukofillit vékonycsiszolati képe, 42
- [11] Leukofillit, 43
- [12] Gneisz kőfejtő, a győri út melletti Kő-hegyen, 44
- [13] Kristályospalával burkolt római út; Sopron, a Városi Tanács épülete mögött, 44
- [14] Az amfibolit rétegcsoport kőzetváltozatainak makroszkópos és vékonycsiszolati képe, 65
- [15] Az amfibolpala makroszkópos és vékonycsiszolati képe, 66
- [16] A biotitpala (biotit–albit gneisz) vékonycsiszolati képe, 67
- [17] A Gödölyebérci Csillámpala tagozat kőzettípusainak makroszkópos és vékonycsiszolati képe, 68
- [18] A Gödölyebérci Csillámpala tagozat sajátos kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe, 69
- [19] Az Újhegyi Csillámpala tagozat „átmeneti” rétegcsoportjába közbetelepülő kristályos mészkő, 70
- [20] Az Újhegyi Csillámpala tagozat kőzettípusainak vékonycsiszolati képe, 71
- [21] Fertőrákosi Gneisz és leukofillit, 72
- [22] Kisalföldi mezometamorf képződmények vékonycsiszolati képe I., 89
- [23] Kisalföldi mezometamorf képződmények vékonycsiszolati képe II., 90
- [24] Anchimetamorf képződmények a szentgotthárdi fúrásokban, 90
- [25] Anchi- és epimetamorf képződmények Nemeskolta, Ikervár és Pecöl környéki fúrásokban, 91
- [26] Metavulkanitok vékonycsiszolati képe sótonyi és ikervári fúrásokból, 92
- [27] A Mihályi Fillit formáció epimetamorf képződményeinek vékonycsiszolati képe I., 93
- [28] A Mihályi Fillit formáció epimetamorf képződményeinek vékonycsiszolati képe II., 94
- [29] A Mihályi Fillit formáció epimetamorf képződményeinek vékonycsiszolati képe III., 95
- [30] A Büki Dolomit formáció kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe, 96
- [31] Balatonfőkajári Kvarcfillit, 115
- [32] Balatonfőkajári Kvarcfillit; vékonycsiszolat-felvételek a Balatonfőkajár Bfk–1 jelű fúrás rétegsorából, 116
- [33] Balatonfőkajári Kvarcfillit; vékonycsiszolat-felvételek a Ságvár Sá–2 jelű fúrás rétegsorából, 117
- [34] Kloritosodott, gránátos, albit–muszkovit (biotit) pala a Sávoly Sáv–7 jelű fúrásból, 117
- [35] Staurolitos, gránátos kvarc–csillámpala a Balatonhídvég Hi–1 jelű fúrásból, 118

- [36] Andaluzitos biotit–muskovitpala (csomópala) a Pördefölde Pd–10 és a Garabonc Gar–1 jelű fúrásból, 119
- [37] Anchimetamorf homokkő- és aleurolitpala az Eperjehegyhát E–6 és Ortaháza OrNy–1 jelű fúrásból, 119
- [38] Ordovíciumi Acritarchák a Szabadbattyán Szb–9 jelű fúrás 550. méteréből, 1000 × , 120
- [39] A Lovasi Aleurolitpala formáció típusfeltárásának részlete, a balatoni műút (71) lovasi elágazása menti árokpartról, 137
- [40] A Lovasi Aleurolitpala formáció kőzetváltozatai Alsóörs környékén, 138
- [41] Szilur mikrofosziliák a Lovasi Aleurolitpalából, 139
- [42] Lovasi Aleurolitpala a Velencei-hegységből, 140
- [43] Alsóörsi Metariolit (porfiroid), 141
- [44] Litéri Metabazalt (diabáz), 142
- [45] Révfülöpi Aleurolitpala a Révfülöp Rf–6 jelű fúrásból, 143
- [46] Téli Aleurolitpala a téti antiklinális területéről, 144
- [47] Kékkúti Mésző a Kékkút Kk–4 jelű fúrásból, 161
- [48] Alsódevon Conodonták a Kékkúti Mészőből, K–4 jelű fúrás 939,1–939,3 m, 162
- [49] Felsődevon Conodonták a Székesfehérvár Szfvt–5 jelű fúrás 143,3 méteréből, 162
- [50] Az Úrhidai Mésző kőzetváltozatai, 163
- [51] Úrhidai Mésző; vékonycsiszolat-felvételek és autigén ásványok, 164
- [52] Styliolinida és korall maradványok az Úrhidai Mészőből, 165
- [53] Conodonták az Úrhidai Mészőből, 166
- [54] Polgárdi Mésző formáció, 167
- [55] A Polgárdi Mésző formáció közettani kifejlődése, 168
- [56] A Szabadbattyáni Mésző formáció közettani és őslénytani kifejlődése, 178
- [57] Foraminifera fauna és kékeszöld alga a Szabadbattyáni Mésző formációból, 179
- [58] Korallfauna a Szabadbattyáni Mésző formációból, 180
- [59] Fülei Konglomerátum formáció, 181
- [60] A Fülei Konglomerátum homokkőváltozatai és növénylenyomatok a Füle formációból, 182
- [61] Növénymaradványok a Füle F–2 jelű fúrás rétegsorából, 183
- [62] Spóra-pollenmaradványok a Fülei Konglomerátumból, 1000 × , 184
- [63] A Velencei Gránit típusfeltárása; Sukoró, olasz köfejtő, 209
- [64] A Velencei Gránit formáció kőzetváltozatai, 210
- [65] Kőzetzárványok a Velencei Gránit formációban, 211
- [66] Velencei Gránit formáció; kontaktmetamorf képződmények, 212
- [67] Velencei Gránit formáció; pegmatit, 213
- [68] Velencei Gránit formáció; aplit, gránitporfir, „kerzantit”, 214
- [69] Aranybulla köfejtő, Székesfehérvár, 215
- [70] Velencei Gránit formáció; turmalinosodás, 217
- [71] Velencei Gránit formáció; hidrotermális elváltozások, 218
- [72] Velencei Gránit formáció; ércásványok, 219
- [73] Velencei Gránit formáció; teléreképződmények, 220
- [74] Gránit ingókő, Pákozdi („kockakő”), 221
- [75] Granitoid kőzettypusok a balatoni kristályos küszöb területéről, 222
- [76] A Kékkúti Dácit kőzetváltozatai, 223
- [77] Badacsonyörsi Konglomerátum; Balatonalmádi, Köcsi-tó, 265
- [78] Balatonfelvidéki Vöröshomokkő; Balatonalmádi, 266
- [79] A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció kőzetváltozatai, 267
- [80] Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció; esőcseppek, életnyomok és növénylenyomat, 268

- [81] Balatonfelvidéki Vöröshomokkő formáció; ősmaradványok, 269
- [82] A Balatonfelvidéki Vöröshomokkő gyakorlati célú felhasználása, 270
- [83] Felsőperm (wuchiapingi) sporomorphaegyüttes, 272
- [84] Felsőperm (alsóchanghsingi) sporomorphaegyüttes, 273
- [85] A Dinnyési Dolomit formáció dolomitrétegei, 274
- [86] A Dinnyési Dolomit formáció erőteljesen mozgott vízben keletkezett üledékei, 275
- [87] A Dinnyési Dolomit formáció biofáciesei, 276
- [88] A Dinnyési Dolomit formáció különleges mikrofáciesei, 277
- [89] Felsőperm (felsőchanghsingi) sporomorphaegyüttes, 279
- [90] A Dinnyési Dolomit formáció alga flórája I., 280
- [91] A Dinnyési Dolomit formáció alga flórája II., 281
- [92] A Dinnyési Dolomit formáció Foraminifera faunája, 282
- [93] A Dinnyési Dolomit formáció foraminiferás mikrofáciesei, 283
- [94] Üledékhézagos perm–triász határ Káptalantóti mellett, 284
- [95] Perm–triász határrétegek az arácsi vasúti bevágásban, 284
- [96] Alsóperm mikrofossziliák az Újfalú Ú–I jelű fúrás 3880–3886,5 m közötti szakaszából, 298
- [97] Alsóperm Foraminiferák az Újfalú Ú–I jelű fúrás 3880–3886,5 m közötti szakaszából, 299
- [98] Gneisz és kvarcit az Ipolymenti Kristályospala összletből, 310
- [99] Csillámpala az Ipolymenti Kristályospala összletből, 311
- [100] Amfibolpala, saussuritos gneisz és fillonit az Ipolymenti Kristályospala összletből, 312

# Színes mellékletek

- I Sopron környékének kristályospala alaphegysége
- II A Soproni-hegység kristályospala képződményei
- III A Fertőrákosi-palasziget földtani térképe
- IV A Kisalföld és a Rába-vidék medencealjzat térképe

I–IV színes mellékletek a 48–49 oldal között

- V A Balatonfő fedetlen (harmadidőszaki képződmények nélküli) földtani térképe
- VI A Velencei-hegység földtani térképe
- VII A Dunántúli-középhegység paleozóos-mezozóos alaphegység térképe
- VIII Az Ipolymenti (Vepor) Kristályospala összlet feltárásai és felszín alatti elterjedése

V–VIII színes mellékletek a 192–193 oldal között

## Táblázatok

1. táblázat A Soproni Kristályospala összlet litosztratigráfiai tagolása, 14
2. táblázat A Soproni Csillámpala formáció jellemző kőzetváltozatainak kémiai összetétele súly %-ban, 17
3. táblázat A Soproni Gneisz formáció jellemző kőzetváltozatainak kémiai összetétele súly %-ban, 26
4. táblázat A Soproni Kristályospala összlet jelentősebb mesterséges feltárásai, 37
5. táblázat A Fertőrákosi Metamorfit összlet litosztratigráfiai tagolása, 50
6. táblázat A Fertőrákosi Amfibolpala formáció kőzetfajtáinak kémiai összetétele súly %-ban, 54
7. táblázat A Gödölyebérci Csillámpala tagozat kőzetfajtáinak kémiai összetétele súly %-ban, 56
8. táblázat Az Újhegyi Csillámpala tagozat kőzetfajtáinak kémiai összetétele súly %-ban, 59
9. táblázat Egy liter büki gyógyvízben levő oldott anyagok ionjainak mg-ban megadott mennyisége, 87
10. táblázat Balatonfőkajári Kvarcfillit minták kémiai összetétele súly %-ban, 109
11. táblázat A Velencei Gránit formáció kőzetfajtáinak kémiai elemzési adatai súly %-ban, 192
12. táblázat Felsőperm s.l. emeletek, 264

# Folyóiratok címének rövidítése

*A magyar nyelvű és a Magyarországon kiadott latin nyelvű folyóiratok esetében a hazánkban használatos rövidítéseket alkalmaztuk.*

*A többi folyóiratnál az „Abkürzungsverzeichnis zum Zitieren von erdwissenschaftlichen Zeitschriften” c. összeállítás elvei szerint jártunk el.*

Abh. geol. Bundesanst. (Wien) = Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

Acta Biol. Acta Univ. Szeged. Nova Ser. = Acta Biologica. Acta Universitatis Szegediensis. Nova Series, Szeged.

Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung. = Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Academia Scientiarum Hungaricae, Budapest.

Acta Geol. Acad. Sci. Hung. = Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Budapest.

Acta Geol. Hung. = Acta Geologica Hungaricae, Budapest.

Acta Mineral. Petrogr. Szeged = Acta Universitatis Szegediensis. Acta Mineralogica, Petrographica, Szeged.

Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. = Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, Budapest.

Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. = Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica, Budapest.

Anu. Inst. geol. geofiz. = Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică, București.

Ált. Földt. Szemle = Általános Földtani Szemle, Budapest.

Bányamézn. Erdőmézn. Főisk. Bány. Koh. Oszt. Közlem. = A Soproni Magyar Királyi Bányamérnöki és Erdőmérnöki Főiskola Bányászati és Kohászati Osztályának Közleményei, i. e. A Magyar Királyi József Nádor Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Bánya-, Kohó- és Erdőmérnöki Kar Bánya- és Kohómérnöki Osztály Közleményei, Sopron.

Bány. Koh. Lapok = Bányászati Lapok, i. e. Bányászati és Kohászati Lapok, Budapest.

Földr. Közlem. = Földrajzi Közlemények, Budapest.

Földt. Ért. = Földtani Értesítő, Budapest.

Földt. Int. Évi Jel. ...-ról = A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, i. e. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése, Budapest.

Földt. Int. Évk. = A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, i. e. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, Budapest.

Földt. Int. Kiadv. = A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, Budapest.

Földt. Közl. = Földtani Közlemények, Budapest.

Földt. Kut. = Földtani Kutatás, Budapest.

Fragm. Min. Pal. = Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica, Budapest.

Geofiz. Közlem. = Geofizikai Közlemények, Budapest.

Geol. Hung. Ser. Geol. = Geologica Hungarica. Series Geologica, Budapest.


Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck = Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Innsbruck.

Geol. Práce, Správy = Geologické Práce – Správy, Bratislava.

Geol. Vjesn. = Geološki Vjesnik, Zagreb.

- Geonómia és Bányászat. MTA X. Oszt. Közl. = Geonómia és Bányászat. A Magyar Tudományos Akadémia X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei, Budapest.
- Hidr. Közl. = Hidrológiai Közlöny, Budapest.
- Hidr. Tájékoztató = Hidrológiai Tájékoztató, Budapest.
- Jb. Geol. Bundesanst. (Wien) = Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Jb. k. k. geol. Reichsanst. = Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, Wien.
- Magyar Geodéz. Int. Közlem. = A Magyar Geodéziai Intézet Közleményei, Budapest.
- MÁELGI Évi Jel. ...-ról = A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése, Budapest.
- Mem. Soc. geol. ital. = Memorie della Società Geologica Italiana, Róma.
- Mitt. geol. Ges. Wien = Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Wien.
- MTA Műsz. Tud. Oszt. Köz. = A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei, Budapest.
- MTA III. Oszt. Közl. = A Magyar Tudományos Akadémia Matematikai és Fizikai Tudományok Osztályának Közleményei, Budapest.
- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. = Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Stuttgart.
- Ősl. Viták = Őslénytani Viták, Budapest.
- Region. Geol. Zápád. Karpát. = Regionálna Geológia Západny Karpát, Bratislava.
- Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. = Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Pavia/Milano.
- Rozpr. Čs. Akad. Věd. Ř. mat. přír. Věd. = Rozpravy Československé Akademie Věd, Rada Matematických a Přírodních Věd, Praha.
- Sb. geol. Vied Rada ZK = Sborník Geologických Vied Rada ZK Západné Karpaty, Bratislava.
- Schriftenr. erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss. = Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien/New York.
- Sitzber. k. Akad. Wiss. Math.-nat. Cl. = Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, Wien.
- Term.tud. Közl. = Természettudományi Közlöny, Budapest.
- Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. = Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Wien.
- Verh. geol. Bundesanst. (Wien) = Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Verh. k. k. geol. Reichsanst. = Verhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, Wien.
- Veröff. Zentralinst. Phys. Erde = Veröffentlichungen des Zentralinstituts Physik der Erde, Berlin/Potsdam.
- Veszprém megyei Múz. Közl. = A Veszprém Megyei Múzeumok Közleményei, Veszprém.
- Západné Karpaty. Sér. pal. = Západné Karpaty. Sériá Paleontológia, Bratislava.

A szedés a Fényszedő Központ Kft.-ben,  
a fényképtáblák reprodukciója a Révai Repro Kft.-ben,  
a nyomtatás és kötés a Kossuth Nyomdában készült 1990-ben.  
Felelős vezető: Bede István vezérigazgató



Magyarország geológiája, Paleozoikum I kötet ÉNy-Magyarország paleozóos képződményeinek szintézise. Nagy súlyt kapott a földtani megismerés története és a lehetőleg teljes irodalomjegyzék. Önálló fejezetek a rétegtani egységek elterjedésének, településének és tagolásának ismertetése, a földtani kifejlődés jellemzése, a bio- és litosztratigráfiai értékelés, a fejlődéstörténet és az ősföldrajzi kapcsolatok. Jelentőségének megfelelően a gyakorlati hasznosítás témája is tárgyalásra kerül. A könyv sajátos értéke a földtani alapszelvények kiemelt bemutatása, valamint a nagyszámú ábra és fotótábla.



Fülöp József · Magyarország geológiája I.