



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

# ÉVKÖNYVE

LIII. KÖTET 2. FÜZET

## A KELET-MECSEKI MIOCÉN KÉPZŐDMÉNYEK ÁSVÁNY-KÖZETTANI VIZSGÁLATA

ÍRTA: RAVASZNÉ BARANYAI L.

---

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE  
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE  
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT  
VOL. LIII. FASC. 2.

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL INVESTIGATIONS  
OF THE MIOCENE IN THE EASTERN MECSEK MOUNTAINS

by  
L. RAVASZ—BARANYAI

---

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1973 augusztus

Lektorálta:

DR. HÁMOR GÉZA  
a föld- és ásv. tud. kandidátusa

DR. JÁMBOR ÁRON

Szakreferens:

DR. HÁMOR GÉZA

Szerkesztette:

a M. Áll. Földt. Int. Kiadványszerkesztő Csoportja  
GERGELYFFY L.-NÉ irányításával

Fordító:

KECSKÉS BÉLA

Nyelvi lektor:

RAVASZNÉ BARANYAI L.

Felelős kiadó: DR. KONDA JÓZSEF

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában

A könyv formátuma: B/5

Terjedelem: 22,75 A/5 ív

Ábrák száma: 31

Példányszám: 1030

Papír minősége: 100 g Delta

Betűcsalád és -méret: Extended, gm/gm

Azonossági szám: 0673

73.0009 Egyetemi Nyomda, Budapest. Felelős vezető: JANKA GYULA igazgató

## TARTALOM — CONTENTS

Bevezetés. ....	7
A) <i>I. üledékképződési ciklus</i> .....	9
1. Terresztrikus összlet .....	9
2. Plagioklász-riolit ártufa .....	23
3. Limnikus összlet .....	46
B) <i>II. üledékképződési ciklus</i> .....	49
1. Congériás összlet .....	49
2. Halpikkelyes agyagmárga összlet .....	50
3. Riodácittufa .....	60
4. Budafai összlet .....	71
5. Slír összlet .....	77
6. Regressziós összlet .....	89
C) <i>III. üledékképződési ciklus.</i> .....	92
1. Lajta összlet .....	92
2. Barnakőszénteleges összlet .....	96
3. Turritellás—corbulás agyagmárga összlet .....	98
4. Szarmata összlet .....	100
A K-mecseki miocén típusos kőzetmintáinak komplex kőzettani vizsgálata (1—38. melléklet) .....	141
Irodalom .....	219
Táblák .....	225

\* \* \*

Introduction .....	109
<i>I<sup>st</sup> sedimentary cycle</i> .....	110
1. Terrestrial sequence .....	110
2. Plagioclase-rhyolitic ash-flow tuff .....	111
3. Limnic sequence. ....	118
<i>II<sup>nd</sup> sedimentary cycle</i> .....	118
1. Congeria sequence .....	118
2. Fish-Scale Clay-Marl sequence .....	120

3. Rhyodacitic tuffs .....	122
4. Budafa sequence .....	126
5. Sehlier sequence .....	128
6. Regression sequence .....	131
<i>III<sup>rd</sup> sedimentary cycle</i> .....	133
1. Leitha Formation .....	133
2. Lignite Formation .....	134
3. Turritella—Corbula Formation .....	136
4. Sarmatian sequence .....	137
Complex petrographical analyses of typical rock samples from the eastern Mecsek Mountains' Miocene (Supplements 1—38). .....	141
References .....	219
Plates .....	225

**A kelet-mecseki miocén képződmények  
ásvány-kőzettani vizsgálata**



## BEVEZETÉS

A K-i Mecsek miocén képződményeinek ásvány-kőzettani vizsgálatát a hegység átfogó kutatásának keretében, a M. Áll. Földtani Intézetben végeztük 1959 és 1967 között.

A Mecsek hegység korábbi, nagynevű kutatói (1876—1938) elsősorban földtani (sztratigráfiai és szerkezetani) munkákat adtak közzé, melyekben a kőzetanyag laboratóriumi vizsgálata — az akkori vizsgálati módszereknek megfelelően — korlátozott helyet kapott. E munkákban is elsősorban a magmás kőzetekkel kapcsolatosan találunk értékes adatokat, melyekre vizsgálataink folyamán támaszkodhattunk (BÖCKH J. 1876, HOFMANN K. 1907, MAURITZ B. 1913, VADÁSZ E. 1935).

A hegység miocén képződményeivel a közelmúltban (1956—1967) között foglalkozó munkák, melyekben az anyagvizsgálat — többségükben már az üledékekre is kiterjedően — nagyobb szerepet kap, VÉGH S., HERMANN M., JÁMBOR Á., SZABÓ J., MIHÁLYINÉ LÁNYI I., KOMÁROMY E., BONDOR L., NAGYNÉ MELLES M., SOHÁNÉ SZALAY K., HÁMOR G., HAJÓS M. és RAVASZ Cs., valamint a szerző tollából jelentek meg.

Adataikra támaszkodva, s az adatgyűjtést tovább bővítve végeztük a K-i Mecsek miocén képződményeinek nagy részét átfogó vizsgálatainkat. Munkánkhoz a rendelkezésünkre álló számos új mélyfúrás, térképező sekélyfúrás és felszíni feltárás bőséges kőzetanyaga mellett korszerű laboratóriumi vizsgálatok nyújtottak segítséget. A kőzetfáciesekre jellemző kőzetmintákból a BÁRDOSY Gy. által bevezetett komplex vizsgálat céljából kiválasztott típusok esetében a vizsgálatokat a rendelkezésünkre álló minden laboratóriumi módszerre kiterjesztettük, majd az adatokat táblázatosan foglaltuk össze (1—38. melléklet). E kőzetminták esetében megkíséreltük kiszámítani a kőzettípusok ásványos összetételét is a kémiai elemzések adataiból közvetlen számítással (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1966).

A kőzetminta analízis eredményeinek összefoglalását és értékelését a HÁMOR G. által (1958—1967) kialakított korszerű, üledékképződési ciklusokra tagolt, rétegtani—ösföldrajzi felfogás alapján mutatjuk be, melybe ásvány-kőzettani szemléletű munkánk egybevágó eredményeivel beilleszthető.

E munka szorosan összefügg HÁMOR G. „A kelet-mecseki miocén” címmel 1970-ben megjelent monografikus dolgozatával, és a dolgozat földtani térképe és szelvényei az itt közlésre kerülő anyagvizsgálati összefoglalás alapját képezik.

*Vizsgálatai módszerek:* A feldolgozás során a következő vizsgálati eljárásokat alkalmaztuk:  $\text{CaCO}_3$  meghatározása Scheibler-módszerrel, szemcsevizsgálat Köhn-módszerrel, illetve szitasorozattal, fajsúly- (térfogatsúly-) és poro-

zításmeghatározás piknométeres módszerrel. A szemcsevizsgálatok a 10%-nál nagyobb  $\text{CaCO}_3$  tartalmú kőzetminták esetében oldási maradékból készültek. A pontosabb eredmények érdekében ez esetben százalékos oldási maradék meghatározás is történt, mely az agyag- és vasásványoknak az oldás folyamán kolloidként oldatba kerülő, majd a szűrőpapíron átdiffundáló hányadának korrekcióját szolgálta. E módszer kísérleti bevezetése — gyakorlati tapasztalatok alapján — BÁRDOSY GY. nevéhez fűződik. A fenti vizsgálatok a M. Áll. Földtani Intézet Kőzettani Laboratóriumában készültek.

*További vizsgálatok:* Mikromineralógiai (0,1–0,2 mm  $\varnothing$  frakció bromoformos leválasztással) és kőzetvékonycsiszolati vizsgálatok, koptatottsági (MIHÁLTZ I. módszere alapján) vizsgálat (RAVASZNÉ BARANYAI L.), röntgen-diffraktométeres felvételek készítése és értékelése (NAGYNÉ MELLES M. — VICZIÁN I.), DTA-felvételek készítése és értékelése (KOBLENCZ V., SZÉKELY Á., M. Áll. Földtani Intézet Kőzettani Laboratóriuma), kémiai elemzések készítése 14 vagy egyes meghatározó alkotórészre (EMSZT M., GUZYNÉ SOMOGYI A., JANKOVITS L., NEMESNÉ VARGA S., SOHÁNÉ SZALAY K., TOLNAI V. — M. Áll. Földtani Intézet Kémiai Laboratóriuma). Nyomelemvizsgálatok (ZENTAI P.) a következő elemekre: Ag (>0,1), As (>60), B (>10), Ba (>10), Be (>250), Bi (>10), Cd (>40), Co (>4), Cr (>1), Cu (>1), Ga (>1), Ge (>10), Hg (>100), In (>1), Li (>1), Mn (>10), Mo (>10), Nb (>100), Ni (>4), Pb (>4), Sb (>40), Sc (>100), Sn (>4), Sr (>25), Ta (>400), Te (>250), Ti (>100), Tl (>4), V (>4), W (>40), Y (>250), Zn (>100), Zr (>400 ppm pontossággal) (M. Áll. Földtani Intézet Geokémiai Laboratóriuma); a Li, Nb, Sc, Te, Y elemeket csak egyes minták esetében vizsgáltuk, mivel ezen elegyrészek kimutatásának módszereit a vizsgálat sorozat közben vezették be. A nyomelemvizsgálatokat feltüntető táblázatokon csak a pozitív — kimutathatósi határ feletti — eredményeket adtuk meg.

Munkánk során a következő rétegtani egységek *ásvány-kőzettani vizsgálatát* végeztük el:

- |                             |   |  |
|-----------------------------|---|--|
| I. üledékképződési ciklus*  | { | 1. teresztrikus összlet                    |
|                             |   | 2. plagioklász-riolit ártufa               |
|                             |   | 3. limnikus összlet                        |
| II. üledékképződési ciklus  | { | 1. congeriás összlet                       |
|                             |   | 2. halpikkelyes agyagmárga összlet         |
|                             |   | 3. riódácittufa                            |
|                             |   | 4. budafai összlet                         |
|                             |   | 5. slír összlet                            |
|                             |   | 6. regressziós összlet                     |
| III. üledékképződési ciklus | { | 1. lajta összlet                           |
|                             |   | 2. barnakőzeses összlet                    |
|                             |   | 3. turritellás—corbulás agyagmárga összlet |
|                             |   | 4. szarmata képződmények                   |

\* Az I. üledékképződési ciklus végén fellépő andezitvulkánosság (Komló, Zobák, Nagymányok) témakörét RAVASZ Cs. (1967) dolgozta fel, így ennek a képződésnek a tárgyalásával összefoglaló munkánkban nem foglalkozunk.



## A) I. üledékképződési ciklus

### 1. TERRESZTRIKUS ÖSSZLET

#### *Ásvány-kőzettani vizsgálat*

Az I. alsóhelvétí üledékképződési ciklus szárazföldi összletének ásvány-kőzettani vizsgálatát a Kisbattyán 1, Szászvár 8, Nagymányok 12, Váralja 8. sz. földtani alapfúrások, a Vékény II, Magyaregregy XIII. sz. térképező sekélyfúrások és a felszíni feltárások kőzetanyagán végeztük. A Kisbattyán 1, Szászvár 8. sz. fúrás ásvány-kőzettani vizsgálatát a Mecseki Földtani Kutató Fúró Vállalat Földtani Laboratóriuma készítette el; a Váralja 8. sz. fúrást és a fent említett fúrások egyes kiválasztott szakaszainak kőzetmintáit, valamint a felszíni feltárások anyagát a M. Áll. Földtani Intézet Kőzettani Laboratóriuma (LENKEY A., RAVASZNÉ BARANYAI L.) vizsgálta. A terresztrikus összlet kavicsképződményeinek vizsgálatát HÁMOR G. végezte.

A több száz méter vastag terresztrikus összlet a K-i Mecsek központi mezozóos tömegének É-i peremén kialakult térszíni mélyedésekben lerakódott — folyómedri, ártéri fáciesű — törmelékfelhalmozódás. Az összlet vastagsága az egykori terület erősen tagolt morfológiájára, a térszíni kiemelkedések nagyméretű, gyors lepusztulására enged következtetni. A gyors üledékképződésre a szemcsék igen gyenge osztályozottságán kívül, a szállított törmelék anyag és méret szerinti megoszlásának időben és térben észlelhető nagyfokú változékonysága utal. A gyors üledékképződés következményeképpen a pelites kőzetkomponensek is változatosak, s az agyagásványok többnyire rendezetlen szerkezetűek. Az összlet — a törmelékanyag folyamatos, de nem lineáris összefüggést tükröző finomodása alapján — alsó és felső tagozatra osztható (HÁMOR G.). Lehetséges azonban a szintjelző plagioklász-riolit ártufát is alapul venni az összlet tagolásánál.

#### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A folyóvízi szállítású üledékek *osztályozottsága* igen kis mértékű, ami nemcsak a durva konglomerátum- és kavicsrétegeknek pelites jellegű képződményekkel való gyakori váltakozásában, vastagságuk változékonyságában, hanem az egyes rétegeken belüli szemcseeloszlásban is (pl. agyagos aleurolitokban észlelhető kavicsok) tükröződik. A szerkesztett szemcseeloszlási görbék két- vagy többmaximumosak (1—11. melléklet). Mivel a folyóvízi szállítású üledékek rendszerint kétmaximumos görbével jellemezhetők, fel kell tételeznünk, hogy a rendkívül gyors üledékképződés következtében a finom és durva szemnagyságú törmelék együtt rakódott le. E gyors üledékképződés erőteljes esőzésekkel és kisebb csapadékmennyiséggel jellemezhető váltakozó évszakokra enged következtetni. A szemnagyság tág határok között változik az összleten belül (pszammit, pilit), s ennek megfelelően a kavicskonglomerátumtól az agyagos aleurolit finomságú kőzetig minden változat megtalálható. Az üledéket rendszerint kisebb mennyiségű karbonát — főleg kalcit — és többnyire nagyobb mennyiségű agyagásvány cementálja. Ennek megfelelően a kőzetek keménysége változó, de a közepes keménységet csak az erősebben karbonátos kötőanyagúak érik el.

Jellemző a terresztrikus összlet üledékes képződményeire azok váltako-

zőan vörös és zöld *színeződése* is, mely rendszerint foltos eloszlású (zöld színű kőzet vörös foltokkal és fordítva). Minthogy a fluviális viszonyok között kolloidoldatként szállítódó vas a folyóvizekre jellemző oxidatív környezetben ferrivasként válik ki — vörös színezőanyag — és minthogy a szín nem mutat összefüggést sem a szemnagysággal, sem a rétegvastagságokkal, a vörös—zöld—tarka üledékes összlet változó színét diagenetikus folyamatokra kell visszavezetnünk. Feltehető, hogy az évszakonként változó hőmérséklet és a klimatikus viszonyokkal összefüggő csapadékmennyiség szerepet játszott mind a növényi anyagnak (az üledékekkel együttes) változó mennyiségű lefordulásában, mind pedig a színező vas oxidációs—redukciós viszonyaiban. Ha feltételezzük, hogy évszakonként változó mennyiségű növényi törmelék (esősebb évszakokban több) került az üledékekbe, amelyek teljes oxidálása a gyors üledékképződés miatt nem következett be, a betemetődő növényi anyagnak a diagenézissel kapcsolatos későbbi oxidációja redukтивabb környezetet teremtett a növényi anyagban gazdagabb rétegekben, illetve kisebb foltokban, amely elégséges volt a vas egy részének ferrovassá való redukálására. [0,39 g szerves anyag jelenléte 5%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -nak  $\text{FeO}$ -vá való redukálásához elegendő (SZÁDECZKY-KARDOSS E.).] A fentiekben tükröződő váltakozó színeződés okának tehát az organikus anyag diagenetikus oxidációját követő redoxpotenciál-csökkenést tekinthetjük. E feltételezésnek ásványtani bizonyítékai is vannak. A zöldes színeződésű, kisebb vasoxidációs fokkal jellemezhető rétegekben a kalcit mellett kevés dolomit is megjelenik (2., 3., 4., 5., 11. melléklet), míg a vörös színeződésű kőzetmintákban dolomit nem mutatható ki (1., 6., 7., 8., 9., 10. melléklet). Az epigén pirit megjelenése szintén a redukтивabb viszonyokat tükröző, zöldes színeződésű rétegekhez kötött. Tekintettel arra, hogy a lefordási terület az egymással váltakozó színű üledékes rétegek képződése idején lényegesen nem változott, feltételezhetjük a dolomitnak az organikus anyag oxidációjával fellépő, redoxpotenciál-csökkenéssel kapcsolatos, diagenetikus képződését. A limonit mennyisége fordítva aránylik a dolomit és a pirit mennyiségéhez.

A teresztrikus összlet agyagos és meszes aleurolitjain és homokkövein mért *fajsúlyértékek* 2,45—2,67 között változnak, a fajsúly növekedése a  $\text{CaCO}_3$ -tartalommal egyenes arányban áll. A gyenge osztályozottság következtében, mely a finom törmeléknek a durvább szemcsék hézagaiban való elhelyezkedését lehetővé teszi, a kőzetek porozitása üledékes viszonylatban csekély: 2,36—21,50% között változó.

A *koptatottság* mértékét a rosszul csiszolható kőzetminták esetén lazítással vagy oldással nyert 0,1—0,2 mm átmérőjű frakciók kvareszemcséin mértük. A szemcsék koptatottsága a teresztrikus összletben a Szászvár 8. sz. mélyfúrás adatai szerint — tekintetbe véve a fluviális viszonyokat, melyben a 0,1—0,2 mm-es törmelék többnyire lebegve szállítódik — eléggé nagymértékű:  $K_1 = 1,66—2,41$ . A legtöbb kőzetmintában  $K_2$ -es érték is adódott 2,01—2,25 mutatószámmal. Ezek az értékek a homokfinomságú szemcsék fokozott görgettségére utalnak. A kőzetmintákban gyakran észlelhetők azonban a koptatott és többnyire kristályformát nem tükröző kvareszemcsék mellett idiomorf kvarekristályok (kvare dihexaéder és fejlett prizmalapokkal rendelkező kristályok) alig koptatott példányai is. Mindkét változat származhat — az összletben helyenként gyakori — kvareporfirkavicsból és az összletbe települő plagioklász riolit-ártufából is, melynek részleges lepusztulása, illetve áthalmozódása képződését követően azonnal megindult.

## b) Ásvány-kőzettani összetétel

A változatos lehordási terület különféle nagyságú törmeléke mind az allotigén, mind az autigén ásványok sokféleségének kialakulásához vezetett.

**Durva törmelék.** Az általában közepesen — jól koptatott, gyakran hengeressé nyúlt kavicsok változó anyagi összetételűek és a kiemelt helyzetű mezozoós, paleozoós és prepaleozoós területről történő anyagszállításról tanúskodnak. A prepaleozoós terület gyakori kavicsai: a kisnyomású övbe tartozó kristályos palák és migmatitos gránit, míg a paleozoós képződmények kavicsanyagát főleg kvareporfir képviseli; a hegység mezozoós kőzetanyaga: mészkő, tűzkő, homokkő, márga és a nagy kiterjedésű mezozoós vulkánosság alkáldiabáz néven összefoglalható trachidolerit változatai, fonolit, essexit. Ehhez járul még a plagioklász riolit-ártufa (miocén), melynek nagymérvű lepusztulása már képződése idején (szárazföldi vulkáni törmelékfelhalmozódás) megindult. A durva törmelék időbeli és térbeli eloszlásának törvényszerűségeit HÁMOR G. (1970) kavicsstatisztikai vizsgálatok alapján tisztázta.

**Homok szem nagyságú törmelék.** A homok szem nagyságú törmelék meghatározását célzó mikromineralógiai vizsgálatok eredményei (1—11. melléklet, 1. táblázat, 1. ábra) a következőkben foglalhatók össze: A teresztrikus összlet alsó szakaszában kizárólagosan magmás eredetű (mezozoós és miocén), valamint epigén ásványok jelenléte volt kimutatható. A nehézasványok súlyszázalékos mennyisége a 0,1—0,2 mm átmérőjű frakción belül a mezozoós vulkánosság törmelékét tartalmazó képződményekben maximális, az uralkodóan piroklasztikus törmelék tartalmazó képződményekben minimális értéket tükröz.

Az ásványkorreláció alapján az ásványok a következőképpen csoportosíthatók:

1. A kréta vulkánosság különféle magmatípusaival hozható kapcsolatba: a magnetit (idiomorf, alig koptatott, kagylós törésű kristályok), ilmenit, sárga gránát, titanit (részben), anatóz, epidot (részben), klinozoit (részben), augit, titanoaugit, barna amfibol, biotit (ép, barna — részben —), apatit (részben), szanidin (részben), albit (idiomorf, nem ikerlemezes, roncsolt szövetű), andezin—labradorit (részben), nefelin, analcim.

2. Az alkáli diabázokból származik: a magnetit (ilmenit), titanoaugit, andezin?, analcim és a kloritosodott, szeladonitosodott, analcimosodott nontronit—szaponitosodott törmelék, egyes szemcséken gyakran még üveges alapanyag is felismerhető.

3. A fonolitból származik: az augit, bazaltos amfibol, kevés zöld amfibol?, albit, nefelin és az analcim.

4. Az essexitből származtatható: a magnetit (ilmenit), biotit, titanit, zöld? és barna amfibol, analcim, nefelin és intermedier plagioklászok.

A trachidolerit csoporttal kapcsolatos szkarn jellegű ércesedést kísérő sárga gránát (andradit?), epidot és részben a zömök habitusú apatit, esetleg az albit (részben) hasonlóképpen a kréta vulkánosság lepusztulási terméke (KOCH S. 1966).

A teresztrikus összletben a plagioklász-riolit ártufa képződésével egyidejűleg meginduló lepusztulással kapcsolatba hozható ásványok: a magnetit (hexaéderek) töredékszázaléka; a színtelen, szürke, gyakran gyengén anizotrop, többnyire zárványmentes gránát, mely kristályformát — izometrikus formát — nem tükröz; a *c* tengely irányában rendszerint kissé megnyúlt habitusú szín-

## A Kisbattyán 1. sz. fűrés mikromineralógiai

Kor	Mélység m	Nehézasványok szemcse%-ban																					
		Törmelékes (magmás és metamorf)															Epi						
		magnetit (1)	magnetit ilmenit	gránát (3)	gránát (4)	gránát (5)	cirkon (6)	cirkon (7)	cirkon (8)	titanit (9)	diszén	epidot	hipersztén	augit	titanoaugit	hornblende	lamprobolit	biotit (10)	biotit (11)	klorit	apatit	pírit	limonit
Miocén (alsóhelvétí)	21,1– 28,0	–	1	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	sz	–	91	1	–	–	3	–
	35,0– 37,0	–	1	–	–	sz	2	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	87	–	6	–	sz	–
	57,3– 59,5	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	sz	8	82	–	2	2	2	–
	120,7– 122,8	–	1	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	7	70	–	–	9	–	–
	171,0– 175,0	1	2	2	–	–	–	3	1	3	–	–	–	–	–	–	–	80	–	8	–	–	–
	256,0– 261,0	1	1	–	–	–	–	4	–	–	–	–	–	–	–	–	68	20	–	6	–	sz	–
	364,9– 365,6	34	–	–	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	4	5	44	–	–	10	–	–	–
	366,1– 368,0	22	4	–	1	–	2	2	–	–	sz	1	–	–	–	2	66	–	–	–	–	–	–
	368,5– 371,2	36	8	–	2	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	3	44	–	–	–	4	–	–
	374,8– 379,0	–	–	–	4	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	85	–	–	2	–	–	–
	379,0– 380,0	7	1	–	1	–	2	2	–	sz	–	–	–	–	1	5	80	–	–	–	1	–	–
	383,0– 387,0	65	6	1	1	–	6	2	–	–	–	1	–	–	16	sz	–	–	–	1	–	1	–
	387,0– 390,0	53	5	1	4	–	2	3	–	–	–	–	–	1	7	14	–	–	–	–	9	–	–
	390,0– 391,0	4	–	–	2	–	5	–	–	–	–	1	–	–	4	82	–	–	–	sz	2	–	–
	403,0– 406,0	3	–	–	–	3	2	–	–	–	–	–	–	–	4	2	84	–	–	2	–	–	–
	431,0– 432,6	19	17	–	–	1	1	–	–	–	–	3	sz	1	–	16	–	–	–	3	–	39	–
	450,5– 454,3	11	9	–	–	1	2	–	–	–	–	3	10	–	2	3	57	–	sz	2	sz	–	–
	482,3– 483,1	1	–	–	–	–	1	sz	–	–	–	–	–	–	–	–	96	–	–	2	–	–	–
	483,1– 483,4	2	–	–	–	2	3	–	–	–	–	4	–	–	–	6	78	–	–	2	–	3	–
	484,3– 486,1	2	–	–	sz	sz	4	–	–	–	–	1	–	–	–	1	92	–	–	sz	–	–	–
	490,0– 499,1	21	18	1	–	1	–	1	–	–	–	4	–	–	–	12	33	–	–	6	–	3	–
	508,0– 510,0	17	10	1	–	1	sz	–	–	–	–	6	1	–	–	1	60	–	–	3	sz	–	–
	519,0– 520,0	4	1	–	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	90	–	–	sz	–	3	–
	520,0– 521,5	11	9	–	–	4	3	2	–	1	–	1	–	5	–	5	55	–	–	3	–	–	–
	525,0– 528,8	16	11	2	–	1	2	sz	–	1	–	sz	–	6	1	–	3	56	–	–	1	–	–
	528,8– 532,1	6	5	–	–	1	1	1	–	–	–	1	–	3	–	4	70	–	–	4	–	4	–
	540,0– 548,8	12	13	–	–	1	2	2	–	2	–	–	–	5	–	1	21	–	sz	3	–	38	–
	548,8– 556,3	3	3	2	–	sz	2	1	–	1	–	sz	–	–	–	2	84	–	–	1	–	–	–

A zárójelben levő számok jelentése: 1. Idiomorf, hipidiomorf, magmás rezorpció gyakori, 2. xenomorf izotrop, gyakran zárványos, 6. szintelen-rózsaszínű, nyúlt habitusú, 7. szintelen, a c tengely irányában kissé telen-barnássárga árnyalatú, idiomorf-hipidiomorf, rombusz alakú lapokkal határolt, vagy izometrikus szem gyakori

sz = szórványos

## vizsgálata a 0,1–0,2 mm Ø frakcióból

gén			Könnnyűásványok szemcse %-ban																					
			Összesen		Nehézásvány súly%		kvartz	kalcidon	kvarcit és kőzetörmelek	ortoklász	mikroklín	adulár	szandín	albit	oligoklász	andezin	labradorit	analcim	muszkovit	glaukonit	mállott biotit	kovával cementált agyagásvány	vulk. kőzetörmelek (mezozóos)	piroklastikus törm. (nitocén)
-	2	100	5,1	26	2	8	sz	2	-	-	sz	1	2	-	-	7	-	45	7	-	-	-	-	100
-	2	100	1,3	-	-	-	-	sz	-	-	-	5	11	3	-	-	-	14	-	-	-	67	-	100
-	2	100	3,7	45	2	6	1	8	-	-	-	1	4	-	-	1	-	16	16	-	-	-	-	100
2	9	100	2,1	7	-	2	2	6	-	-	-	1	1	-	-	5	-	-	1	-	-	-	75	100
-	-	100	1,0	48	2	8	1	6	-	-	-	3	2	-	-	2	-	25	3	-	-	-	-	100
-	sz	100	0,8	23	2	13	3	5	-	-	1	3	2	1	-	1	sz	41	5	-	-	-	-	100
-	-	100	3,9	9	-	1	-	-	-	-	-	22	13	3	-	-	-	5	-	-	-	47	-	100
-	-	100	1,1	5	-	-	-	-	-	-	-	15	5	1	-	-	-	37	9	-	-	28	-	100
-	-	100	1,5	6	-	-	-	-	-	-	-	15	8	-	-	-	-	8	5	10	48	-	-	100
-	7	100	2,7	sz	-	-	-	-	1	-	-	1	2	-	-	-	-	-	-	-	3	92	1	100
-	-	100	0,5	4	-	-	-	-	-	sz	-	11	8	1	-	-	-	-	-	-	8	68	-	100
-	-	100	0,3	1	-	1	-	-	-	-	-	7	4	1	-	-	-	-	-	-	2	84	-	100
-	1	100	0,1	3	-	-	-	-	-	-	-	9	2	-	-	-	-	-	-	-	2	84	-	100
-	-	100	3,6	2	-	-	-	-	-	-	sz	19	8	2	-	-	-	17	8	5	39	-	-	100
-	-	100	0,5	sz	-	-	-	-	-	3	3	5	3	-	-	-	-	-	-	-	82	4	-	100
-	-	100	1,0	3	-	-	-	-	-	1	7	10	2	-	-	sz	-	-	-	-	80	-	-	100
sz	sz	100	0,8	3	-	-	-	-	-	4	6	8	9	1	-	-	-	-	-	69	-	-	-	100
-	-	100	1,5	sz	-	-	-	-	-	-	-	7	16	4	-	-	-	4	8	61	-	-	-	100
-	-	100	2,9	sz	-	-	-	-	-	-	-	8	17	1	-	-	-	6	24	44	-	-	-	100
-	-	100	0,6	2	-	-	-	-	-	-	-	4	5	-	-	-	-	-	-	85	4	-	-	100
-	-	100	2,0	1	-	-	-	-	-	sz	1	5	3	-	1	-	-	30	59	-	-	-	-	100
-	-	100	1,1	sz	-	-	-	-	-	sz	-	3	9	2	1	-	-	5	80	-	-	-	-	100
-	-	100	1,0	1	-	-	-	-	-	-	1	9	9	2	-	-	-	6	32	41	-	-	-	100
-	1	100	3,2	-	-	-	-	-	-	-	3	4	8	13	-	-	-	-	-	-	72	-	-	100
-	sz	100	3,3	1	-	-	-	-	-	-	-	sz	7	5	-	-	-	-	-	-	87	-	-	100
-	-	100	2,2	1	-	-	-	-	-	sz	2	4	5	5	-	-	-	5	6	72	-	-	-	100
-	-	100	1,9	1	-	-	-	-	-	1	1	1	2	sz	-	-	-	-	7	87	-	-	-	100
-	1	100	1,4	-	-	-	-	-	-	-	5	8	15	4	-	-	-	-	-	-	68	-	-	100

szemcsés, 3. sárga-barna, 4. szintelen-szürke, gyakran anizotróp, 5. szintelen-rózsaszínű-vörös-lilászöld, megnyúlt habitusú, zónás felépítésű, 8. szintelen, zömök habitusú, ritkán zónás, gyakran kopotatt, 9. szín-sés, 10. ép, barna, gyakran rezorbeált szegélyű, 11. mállott, fakult, gyakran kloritosodott, rutilükiválás

	M I O C É N														
	H E L V É T I							TORTONAI			SZARMATA				
	a l s ó			f e l s ő							L	Ba	T-C	Psz	St
	AT	FT	Li	K	H	B	S	R							
magnetit (1)															
magnetit (2)						•									
ilmenit					•										
perovszkit							•								
rutil															
anatáz	•									•	•				
brookit						•					•				
gránát (3)										•					
gránát (4)					•	•	•				•				
gránát (5)															
cirkon (6)								•					•		
cirkon (7)				•			•			•					
cirkon (8)															
titanit (9)															
titanit (10)		•				•								•	
titanit (11)														•	
disztén		•													
zoizit							•			•					
klinozoizit	•	•													
epidot															
allanit											•	•			•
turmalin (12)															
turmalin (13)		•													
hipersztén				•											
augit									•	•	•				
titanoaugit		•													
antofillit						•									
tremolit															
aktinolit															•
hornblende															
lamprobolit															
nontronit															
biotit (14)															
biotit (15)															
klorit	•														
apatit								•							

> 50 %  
 25-50 %  
 10-25 %  
 5-10 %

1-5%  
 0,1-1%  
 • szórványos

telen vagy halvány rózsaszínű cirkon; az idiomorf, rezorbeált, többnyire ép, barna biotit számottevő mennyisége; az apatit töredékszázaléka; az idiomorf vagy töredékként észlelhető, kevésbé zárványos, nem hullámos kioltású kvarc; a muszkovit egy része; valamint az átkristályosodott vulkáni üveg egy része.

A teresztrikus összlet felső tagozatában mind jobban tért hódít a pre-paleozóos metamorf, illetve a paleozóos magmás képződmények törmelékes anyagszolgáltatása: a titanit, turmalin, biotit (gyakran kloritósodott, rutiltü-zárványos), a hullámos kioltású, füzérszerűen elhelyezkedő zárványsorokkal jellemezhető kvarc, mikroklin, oligoklász, andezin, muszkovit (gyakran cirkon-zárványos), részben a kis mennyiségű cirkon és a szintelen gránát, az apatit, valamint a gránitoid közettörmelék. A gránittal együtt az üledékekbe kerülő kvarcporfir törmelékét ortoklász, savanyú oligoklász és kristályformája alapján sok esetben azonosítható, gyakran rezorbeált szegélyű kvarc (gyakran dihexaéder) képviseli, valamint a kvarcporfir átkristályosodott alpanyagának törmeléke, mely nagy  $\text{SiO}_2$ -tartalmánál fogva igen ellenálló és jellemző szövete-ről többé-kevésbé jól felismerhető. A törmelékes eredetű kalcedon hasonlóképpen részben a kalcedonosodott kvarcporfittal hozható kapcsolatba. (Részben riolit-ártufában gyakori kalcedonosodott növényi törmelék áthalmozódásához kapcsolódik, de származhat mezozóos tűzköves képződményekből is.) Metamorf közettörmelék és ásványai a teresztrikus összlet felső tagozatának üledékeiben is csak szórványosan képviseltek. Ide sorolható a palás szövetet tükröző kvarcittörmelék; a kizárólagosan a felső tagozatban fellépő disztén származása egyelőre nem tisztázott. Az összletben kis szemcse %-ban észlelhető zöld és barna amfiból (részben) és hipesztén — megítélésünk szerint — az I. üledékképződési ciklus folyamán történt andezitvulkánosság (Nagymányok I. sz. fúrás) törmelékének tekinthető.

Az epigén ásványtársulás a teresztrikus összletben kis mennyiségű és kevésbé változó. Sorrendben a limonit áll az első helyen mind mennyiségben, mind gyakoriságban; gyakoriságát tekintve ritkább, mennyiségét tekintve egyes rétegekben számottevő a kalcit, míg a pirit szórványosan, s csak egyes rétegekre korlátozottan fordul elő. A biotitból epigén úton képződött klorit szórványos ásvány.

A nagy vastagságú teresztrikus összletet tömegében a fent leírt törmelékes eredetű ásványok (kőzetek), valamint allotigén — autigén — (epigén) módon

*I. ábra.* Törmelékes nehézásványok szemcse-százalékos mennyiségének átlagértékei a K-i Mecsek miocén képződményeiben a 0,1–0,2 mm Ø frakció vizsgálata alapján *Jelmagyarázat* az 1. és 6. ábrához: AT=teresztrikus összlet alsó része, FT=teresztrikus összlet felső része, Li=limnikus összlet, K=congeriás összlet, H=halpikkelyes összlet, B=budafai összlet, S=silir összlet, R=regressziós összlet, L=lajta összlet, Ba=barnakőszéntelepes összlet, TC=turritellás-corbulás összlet; Psz=partszegélyi kifejlődés, St=sekélytengeri kifejlődés, P=piroklastikum. — Az 1. ábrán: (1)=szemcse-s, (2)=idiomorf, (3)=sárga-barna, (4)=szintelen-szürke, (5)=sárgás-rózsaszínű, (6)=rózsaszínű-vörös, (7)=zónás szerkezetű, (8)=koptatott, (9)=sárga-barna, kristálylapok nem ismerhetők fel, (10)=barnás, szfén formájú, (11)=szintelen, kerekded, (12)=zöldesbarna-kék, kristályformát nem tükröz, (13)=világos-barna-barna, idiomorf, (14)=ép, gyakran rezorbeált, (15)=mállott

*Fig. 1.* Average values of the grain percentage ratios of detrital heavy minerals in the Miocene formations of the eastern Mecsek Mountains, as found for the 0.1 to 0.2 mm Ø fraction

*Explanations* of Fig. 1 and Fig. 6: AT=lower part of the terrestrial sequence, FT=upper part of the terrestrial sequence, Li=limnic sequence, K=Congerian sequence, H=Fish-Scale Clay-Marl sequence, B=Budafa sequence, S=Schlier sequence, R=Regression sequence, L=Leitha Formation, Ba=Lignite Formation, TC=Turritella—Corbula Formation, Psz=littoral facies, St=shallow-water facies, P=pyroclastics. — In Fig. 1: (1)=granular, (2)=euhedral, (3)=yellow to brown, (4)=colourless to grey, (5)=yellowish-pink, (6)=pink to red, (7)=of zoned structure, (8)=rounded, (9)=yellow to brown, no crystal face recognizable, (10)=brownish, of sphenic shape, (11)=colourless, round, (12)=greenish-brown to blue, showing no crystal form, (13)=light brown, euhedral, (14)=fresh, frequently resorbed, (15)=weathered

és diagenetikusan képződött, változatos agyagásványok építik fel, melyek mennyisége egyes képződményekben számottevő.

**Agyagásványok.** Az agyagásványok kialakulását tekintve háromféle eredettel kell számolnunk:

1. *Törmelékes eredetű* az a valószínűsíthetően számottevő mennyiség, amely törmelékként, már mint agyagásvány került az üledékgyűjtőbe.
2. *Kolloidális eredetű* az a feltehetően kisebb mennyiség, amely kolloid oldatok kicsapódásával, majd a rácsszerkezet rendeződésével autigén—epigén módon képződött.
3. *Diagenetikus eredetű* az a feltehetően számottevő mennyiség, amely a rácsszerkezet átrendeződésével alakult ki a diagenézis folyamán.

A teresztrikus összlet felépítésében a következő agyagásványok vesznek részt: montmorillonit, illit (hidrocsillámok), klorit, kaolinit. Összmennyiségük a pelites jellegű képződményekben átlagosan 30—40%, míg az összletben gyakori „bentonitok” a 100%-os agyagásvány-tartalmat is megközelítik.

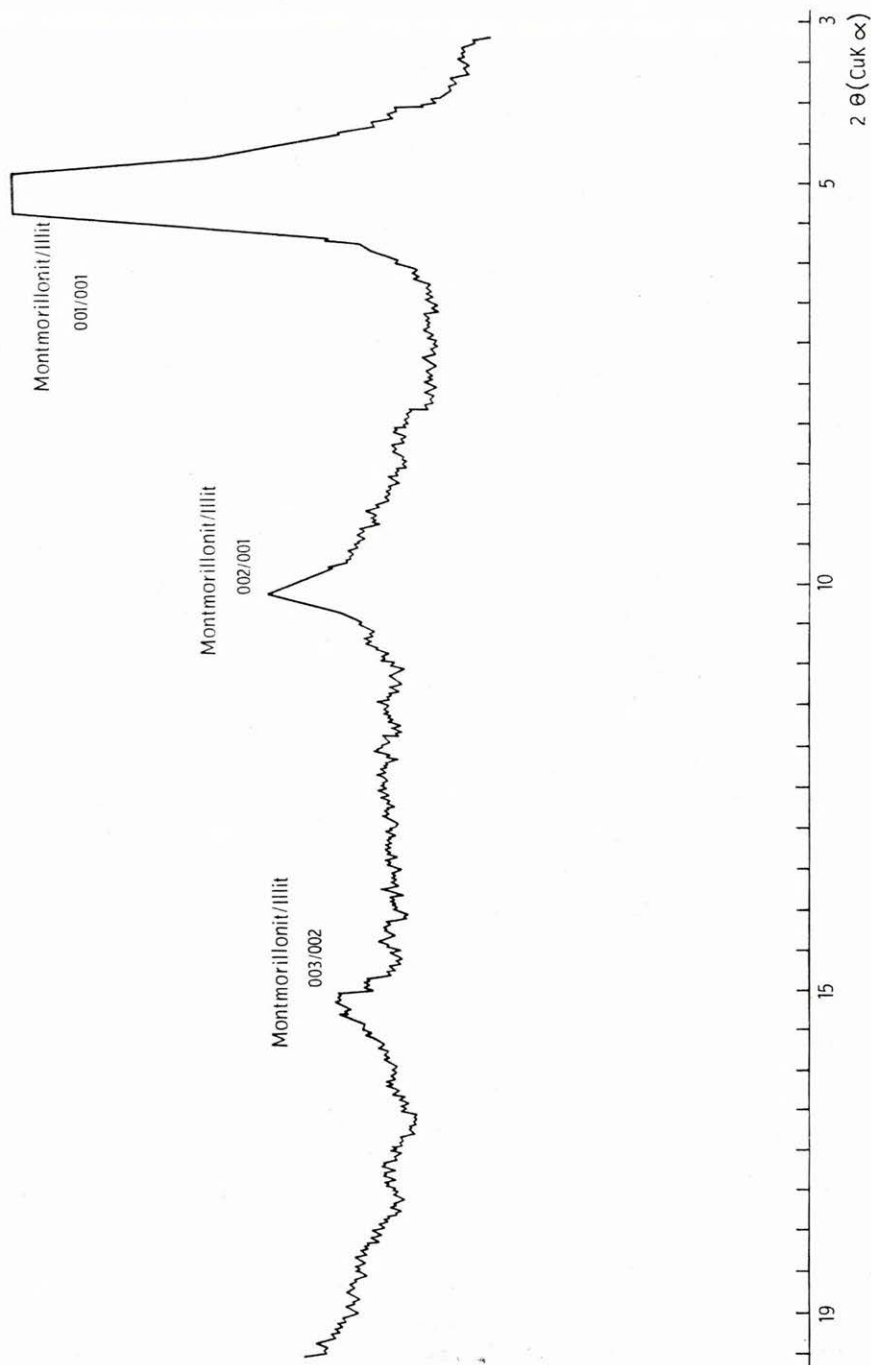
*Montmorillonit.* Gyakran alkot az illittel véletlenszerűen kevert rácsszerkezetet (2—3—4. ábra, 1—8. melléklet). (E kevert rácsszerkezet jellemző az alsóhelvétai üledékekre.) Eredete egyaránt lehet törmelékes és diagenetikus. A teresztrikus összletben — főleg a kréta vulkánosság lepusztulási termékeiből képződött nagy agyagtartalmú rétegekben — az illit: montmorillonit arány nagyobb, míg a plagioklász-riolit ártufa törmelékét nagyobb mennyiségben tartalmazó rétegekben, hasonlóan kevert rácsszerkezet mellett, az illit: montmorillonit arány kisebb. A montmorillonit eredetét tekintve feltehető, hogy az a kréta vulkánosság törmelékét nagy mennyiségben tartalmazó üledékes kőzetekbe allotigén ásványként került. (A többnyire szubmarin alkáliidiabázok képződésével egyidejű nagymértékű átalakulás kedvező környezetet biztosított kevert rácsszerkezetű illit—montmorillonit és más agyagásvány-kialakulásnak.) A plagioklász-riolit ártufa hasonlóan nagy tömegű anyagszolgáltatása a teresztrikus összlet képződése során hasonlóképpen nagy mennyiségű montmorillonit képződéséhez vezetett. Ez esetben azonban csak kismértékben, vagy egyáltalán nem agyagásványosodott piroklasztikum szállítódott, melynek agyagásványokká történő lebontása az áthalmozódás után epi-, illetve diagenetikus úton történt. A montmorillonit mennyisége 0—100% között változó (bentonitos betelepülések).

*Illit.* A montmorillonittal véletlenszerűen kevert rácsszerkezetű illit mellett — főleg a gránitos anyagszolgáltatással kapcsolatban — hidrocsillámok is észlelhetők (a földpát és muszkovit fokozódó lebontása következtében). Mennyiségük a többnyire polimikt, gyengén osztályozott szemcseösszetételű kőzetek esetében csak közelítőleg határozható meg (0—23% között) s a teresztrikus összlet felső tagozatában nagyobb mennyiségben észlelhetők.

*Klorit.* A montmorillonit—illithez viszonyított mennyisége kisebb, de — különösen a kréta vulkánosság termékeinek nagyobb mértékű lepusztulása esetében — 6—8%-ig növekedhet. Nagyobb része — az egyéb agyagásványokhoz hasonlóan — törmelékes eredetű. Képződése kőzetek (trachidolerit-félék) és biotit lebontásával kapcsolatos.

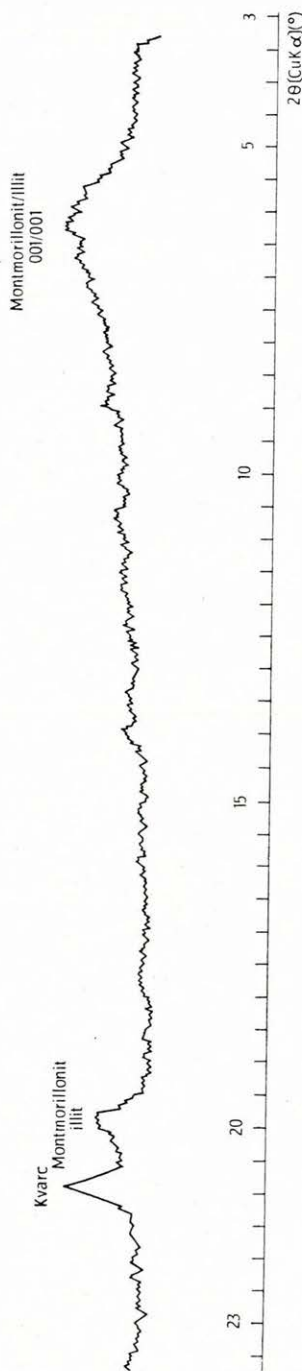
*Kaolinit.* Elsősorban a gránitos anyagszolgáltatáshoz kapcsolódó agyagásvány, kialakulása a mállott törmelékes eredetű földpátokhoz kötött. Mennyisége 6%-ig növekedik. A plagioklász-riolit ártufa lokálisan kaolinosodott összlete hasonlóképpen szolgáltatatható kevés allotigén kaolinitet.





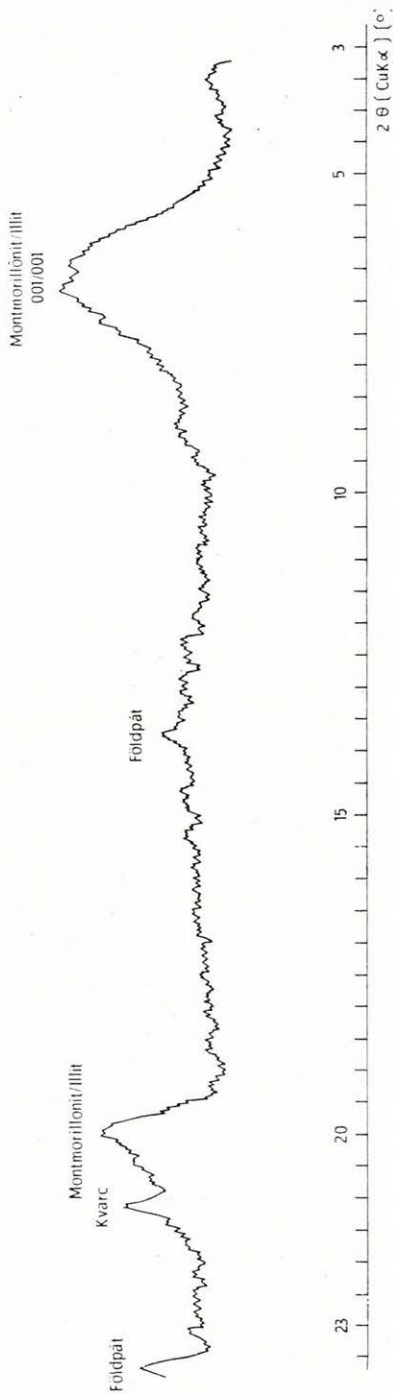
2. ábra. Montmorillonit-illit véletlenszerűen kevert rácsterkezet (glicerines felvétel). Kisbattyán I. sz. fúrás teresztrikus összet. (Felvette: JUHÁSNÉ LUIGITS B., kiértékelte: VICZIÁN I.)

Fig. 2. Random interlayer mixture of montmorillonite and illite (using glycerine immersion techniques). Terrestrial member of borehole Kisbattyán No. 1. (Registered by B. JUHÁSZ — LUIGITS, interpreted by I. VICZIÁN.)



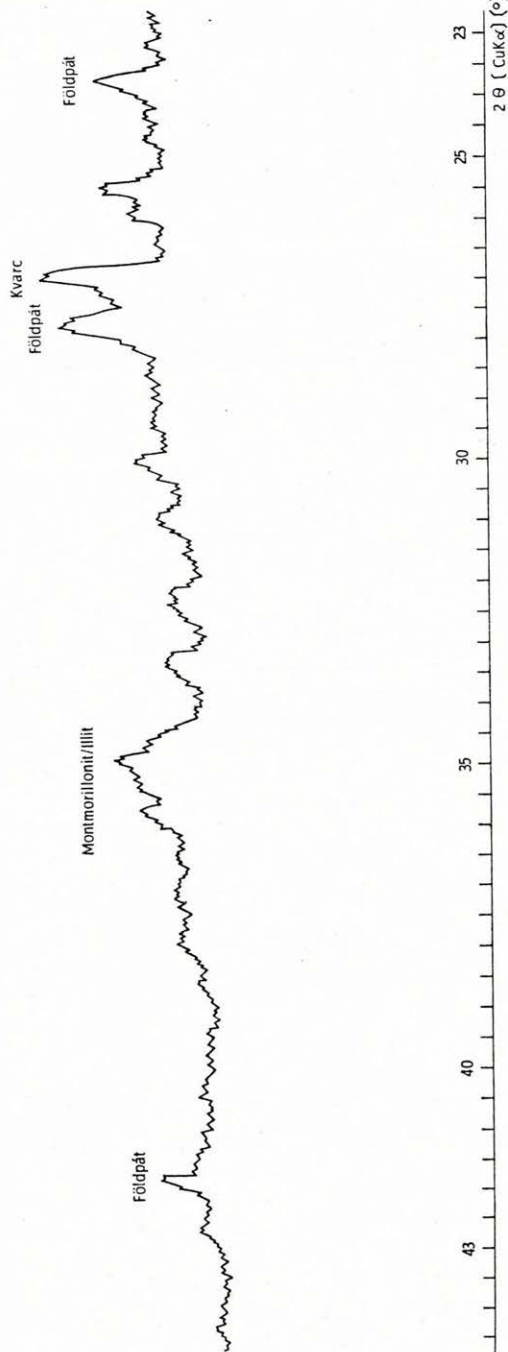
3. ábra. Montmorillonit—illit kevert rácszerkezet. Szászvár 8. sz. fúrás teresztrikus összet. (Felvette és kiértékelte: NAGYNÉ MELLES M.)

Fig. 3. Interlayer mixture of montmorillonite and illite. Terrestrial member of borehole Szászvár No. 8. (Registered and interpreted by M. NAGY—MELLES.)

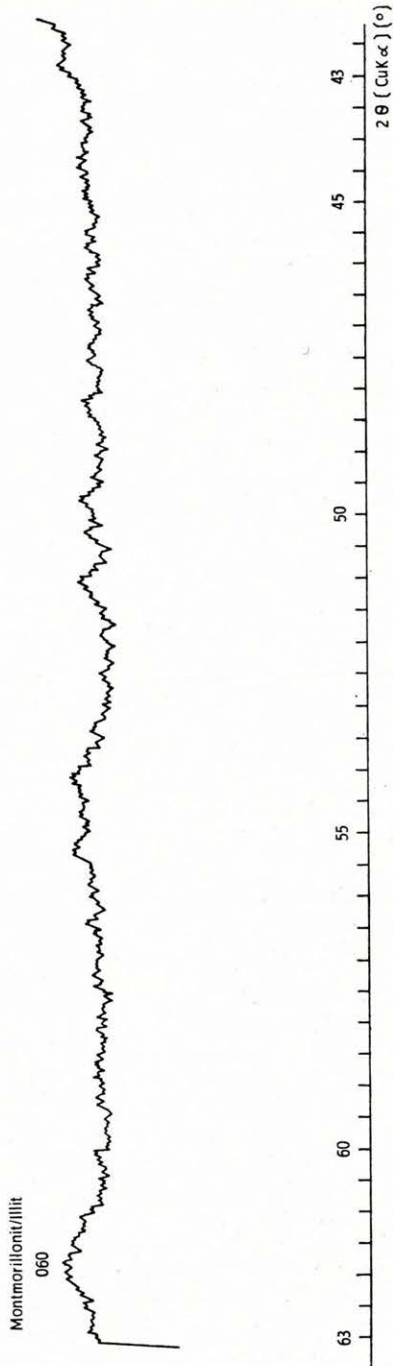


4a—c. ábra. Montmorillonit—illit kevert rácszerkezet. Kisbattyán 1. sz. fúrás, teresztrikus összet. (Felvette: JUHÁSZNÉ LUIGITS B.)

Fig. 4a—c. Interlayer mixture of montmorillonite and illite. Terrestrial sequence of borehole Kisbattyán No. 1. (Registered by B. JUHÁSZ—LUIGITS.)



4b ábra — Fig. 4b

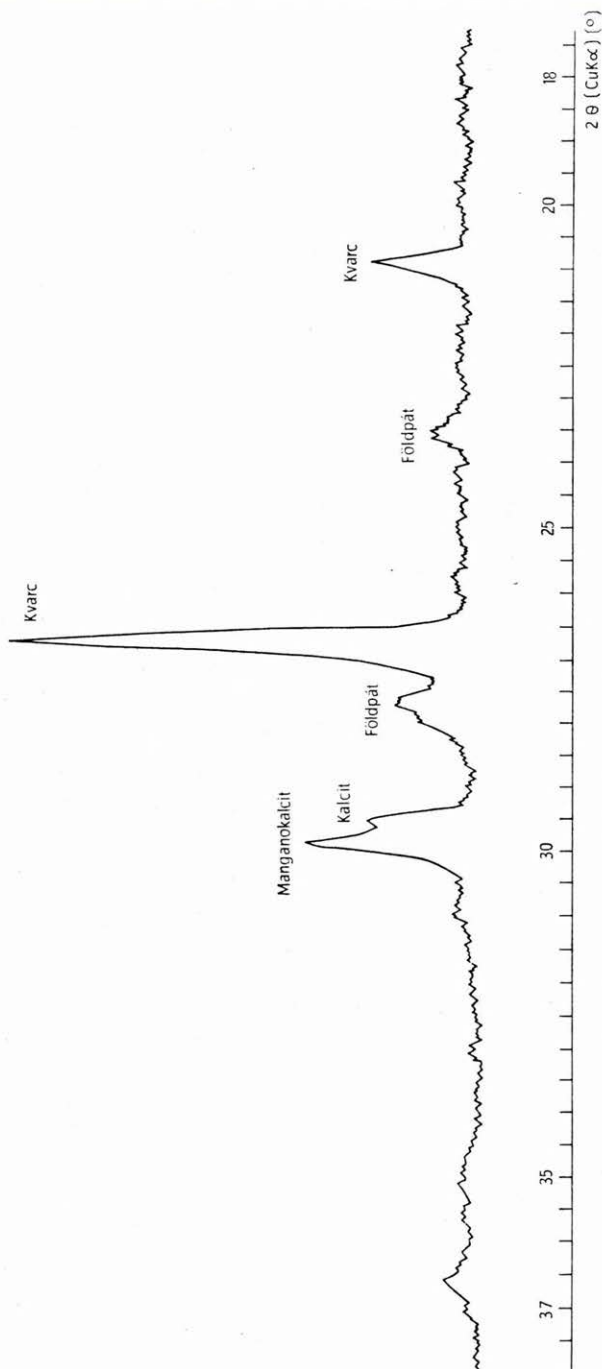


4c ábra — Fig. 4c

A nagy agyagásvány-tartalmú képződmények két, eredete szerint eltérő kőzettípusát vizsgálva (Kisbattyán I. sz. fúrás) a következő eredmény rögzíthető: a szinte kizárólagosan kréta magmatitok lepusztulási termékéből kialakult nagy agyagásvány-tartalmú üledék röntgen-diffraktométeres felvétele illittel véletlenszerűen kevert rácsszerkezetű montmorillonitot tükröz, éppúgy, mint a szinte kizárólagosan miocén piroklasztikum (plagioklász-riolit ártufa) áthalmazódásából képződött üledék. E lényeges hasonlatosság mellett azonban mind kvalitatív, mind kvantitatív vonatkozásban különbséget tehetünk a két eltérő eredetű kőzettípus között. A kréta magmatitok agyagásványban gazdag lepusztulási termékei sötétvörös színükkel is jelzik a röntgen-diffraktométeres felvételben észlelhető trioktaéderes szerkezetű montmorillonitba beépülő  $Fe^{+++}$  jelenlétét (4. ábra). A nontronitos jelleg mellett kevés szaponit jelenléte is valószínűsíthető. Az illit:montmorillonit keveredésének aránya — szemben a riolit-ártufából származó agyagásványokkal — az illit javára tolódik el. Az agyagásványok mellett számottevő a földpát, amely a miocén piroklasztikus eredetű agyagos üledékekből hiányzik. A piroklasztikus eredetű zöldesszürke színű „bentonit” szinte kizárólag agyagásványokból áll, a kevert rácús trioktaéderes szerkezetben az illit:montmorillonit arány hozzávetőlegesen 0,3:0,7 (2. ábra, VICZIÁN I. mérése, glicerines felvétel alapján, BROWN adatai szerint). A rácspan az Al mellett Fe nem található. A kőzettörmelék teljes egészében montmorillonittá (illitté) alakult, mely mellett (mindössze néhány százalékos mennyiségben) krisztobalit is észlelhető.

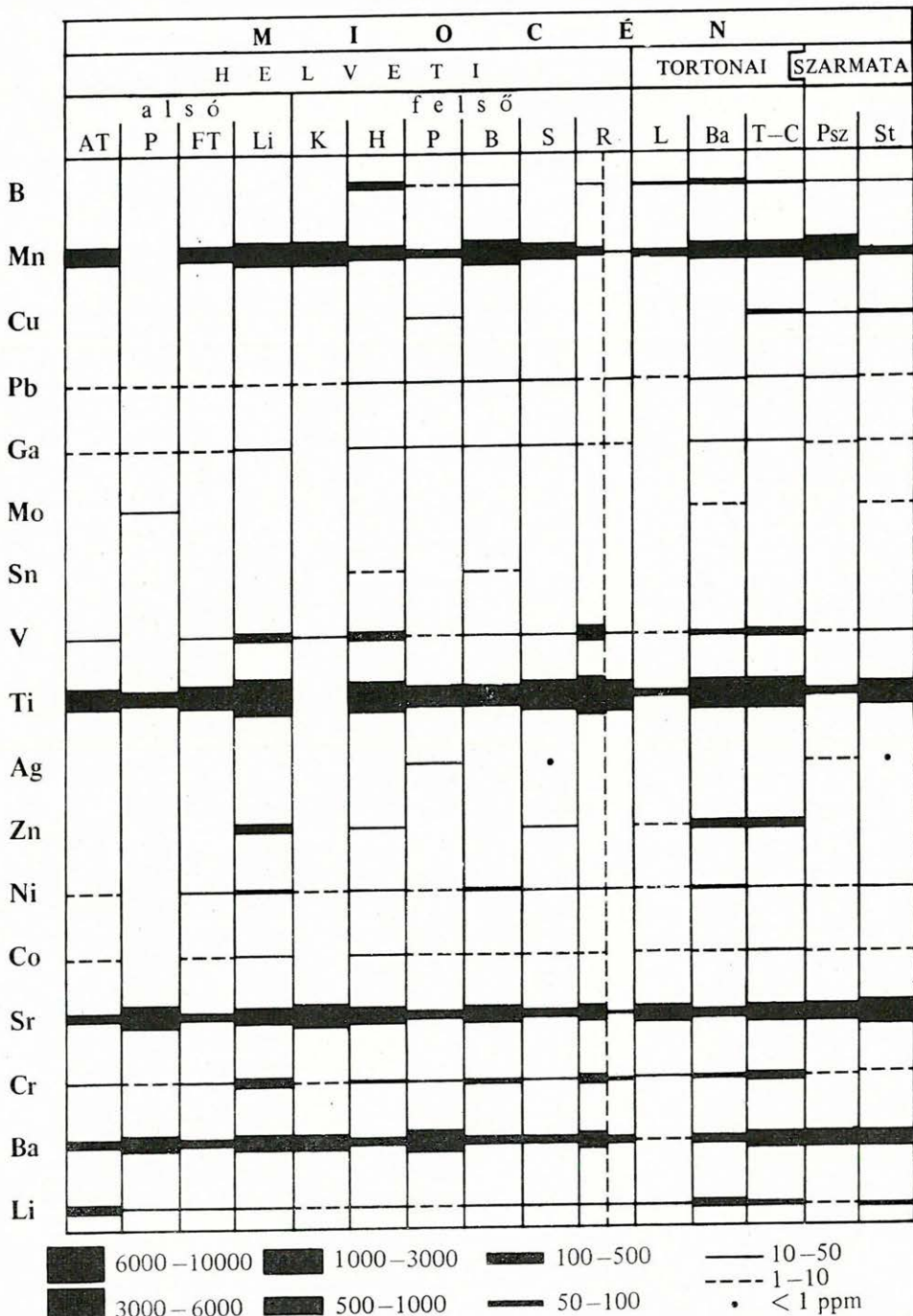
A fenti vizsgálati eredmények alapján az illitben gazdagabb típus kialakulását és az  $Fe^{+++}$  beépülését a trioktaéderes szerkezetbe a kréta magmatitokból eredő, káliumban és vasban dús törmelék szerepével magyarázzuk, a klorit jelenlétét hasonlóképpen. Szembetűnő azonban a földpátok teljes lebontásának hiánya, amelyből — a plagioklász-riolit ártufa esetével ellentétben — arra következtethetünk, hogy a szubmarin kréta magmatitok tömegének helyben, felaprózódás nélkül szingenetikusan végbemenő részleges agyagásványosodása bizonyos fokig stabilis állapothoz vezetett. Úgy tűnik, hogy ezt az állapotot a kőzet későbbi felaprózódásának és üledékes újrafelhalmazódásának körülményei már nem érintették mélyrehatóan. A szárazföldi képződésű miocén piroklasztikum ilyen „in statu nascendi” átalakulást nem szenvedett, áthalmazódó törmelékének agyagásványokká történő teljes lebomlása az áthalmazás alatt, illetve az újraülededés helyén ment végbe. Figyelembe kell vennünk azonban azt a körülményt is, hogy a terresztrikus üledékek alsó szakaszának felhalmozódása idején kizárólagosan szárazföldi környezet valószínűsíthető, míg később, a terület fokozódó süllyedésével, a felsőbb szintekben állandósuló vízborítás — mállást fokozó hatása révén — elősegítette a piroklasztikum lebontását.

A terresztrikus összlet agyagásványainak általában rendezetlen rácsszerkezete a gyors üledékképződés során kialakuló összlet egyik fontos jellemvonása. Ilyen földtani körülmények között a törmeléként az üledékgyűjtőbe kerülő agyagásványok rácsszerkezetének teljes rendeződésére nem volt lehetőség, tehát a szállított üledék agyagásványainak kialakulása elsősorban a lefordódási terület kőzettípusainak függvénye. Ilyen üledékképződési feltételeknél az agyagásványok kialakulásában a túlnyomó törmelékes eredet mellett háttérbe szorul a kolloidként szállított és az epigén (diagenetikus) módon képződő agyagásványok mennyisége, és kisebb az ülepítő közeg tényezőinek hatása.



5. ábra. Manganokalciit. Szászvár Szekeryevölgy terasztrikus öszzlet, meszes homokkő.  
(Felvette és kiértékelte: NAGYNÉ MELLES M.)

Fig. 5. Manganocalcité. Terrestrial sequence, calcareous sandstone of Szekeryevölgy at Szászvár.  
(Registered and interpreted by M. NAGY — MELLES.)



6. ábra. Nyomelemek súly szerinti megoszlása a mecseki miocén képződményekben. (Jelmagyarázatot l. az 1. ábrán)

Fig. 6. Weight percentage distribution of trace elements in the Miocene formations of the Mecsek Mountains. (For explanations, see Fig. 1.)

### c) Nyomelemek

A teresztrikus összlet legnagyobb mennyiségben észlelhető nyomeleme a Ti (1—11. melléklet). Mennyisége a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom növekedésével csökken, míg a nagyobb mennyiségű mezozoós magmatit törmelékét tartalmazó rétegekben viszonylagosan dúsul. A nagy mennyiségű, feltehetően az agyagásványosodott, vagy részben agyagásványosodott — többnyire mezozoós — magmás kőzettörmelékhez kapcsolódó Ti egy részét önálló ásványai (ilmenit, rutil, titanit) tartalmazzák, más részét agyagásványok rejtik. A Ti-nal együtt csökken vagy növekedik a Li (16—60 ppm-es értékek között), amely magmás kőzettörmelékhez kapcsolódó jellegét tükrözi. A Mn — mennyiségben a Ti után következő nyomelem — a kalcit mennyiségével párhuzamosan növekedik (40—4000 ppm-ig), s így a Ti mennyiségével fordítottan arányos. A kalcium-karbonátot kísérő mangánoxid a teresztrikus összlet felső tagozatában 1,77%-ig dúsulhat, mangankalcit kialakulását eredményezve (5. ábra). Eredetét tekintve a mezozoós vulkáni képződményekkel hozható kapcsolatba. A Ti és Mn mellett gyakori nyomelemek a Ba és Sr (25—600, illetve 10—600 ppm); mennyiségük a karbonátokéval nem függ össze, ez a Ba—Sr nagyobb részének kőzettörmelékhez kapcsolódó eredetét jelzi. A Ba és Sr — a plagioklász-riolit ártufa jellemző nyomelemei — a piroklasztikus törmelék kísérői. Az ép kőzetben a zeolitokhoz kapcsolódnak, a későbbiekben a képződött Ca-montmorillonit rejtheti.

A nyomelemekre vonatkozó átlagos értékeket a teresztrikus összlet alsó és felső tagozatában a 6. ábra tünteti fel. A Pb, Gr, V, Ni, Cr (1—11. melléklet) 0—60 ppm-es értékei törvényszerű összefüggést nem tükröznek, mennyiségük általában elhanyagolható.

## 2. PLAGIOKLÁSZ-RIOLIT ÁRTUFA

### *Földtani megismeréstörténet*

A Mecsek hegység miocénkori tufáiról elsőnek HOFMANN K. tett említést, erről Böckh J. 1876-ban megjelent cikkéből értesülünk: „A Mecsek hegység eruptív kőzeteinek harmadik csoportját elvégre ifjú vulkáni trachit-kőzetek alkotják . . . csakis a sziget-hegység északi szélén fordulnak elő . . . A kitörések egy része az idősebb mediterrán korszakban történt, körülbelül a schliernek megfelelő alsómediterrán rétegek lerakódása alatt. Ezen kitörések igen savas, quarz—oligoklász trachitot (biotittal és amfibollal) szolgáltatottak, mely azonban csak klasztikus tömegekben fordul elő, a nagy törési hasadéokban Magyaregregy és Váralja közt, hol néhány kúpot és telepszerű tömeget és részben világos üledékes tufa-fekveteket alkot az alsómediterrán rétegek közt.”

1882-ben STAUB M. a mediterrán ősnövényekről szóló munkájában találunk rövid utalást: az általa vizsgált növényi reliktum egy része a miocén tufákból származik.

HOFMANN K. (1907) PETERS-re hivatkozva a „trachitokra” az alábbi megjegyzést teszi: „E trachitokban, mint makroszkóposan kivált elegyrészek: quarz, oligoklász, biotit és kevés amfibol van. Tufái, mint betelepülések, a mediterrán komplexum felső részében jelennek meg.”

E rövid ismertetésekből két figyelemre méltó dolgot kell kiragadnunk: 1) HOFMANN K. az idősebb miocén rétegek közé települt piroklasztikumot „trachitnak” nevezi. 2) PETERS-re való hivatkozása során megemlíti, hogy a tufa a mediterrán üledékek felső részében jelenik meg. HOFMANN K. tehát megkülönböztetést tesz az idősebb és a fiatalabb vulkáni képződmény közöttani jellege között.

Későbbiek során a miocén piroklasztikumokkal foglalkozó szerzők az idősebb és fiatalabb vulkáni képződményt egyaránt tufának írják le.

VADÁSZ E. „A Mecsek-hegység” monográfiában (1935) három tufaszintről tesz említést: 1) a mediterrán alsó részébe, 2) a helvétii slírbe és 3) a tortonai lajtamészköbe települt tufákat dácittufaként említi.

WEIN GY. 1950. évi munkájában elsősorban rétegtani és tektonikai vonatkozásban tesz említést az alsóhelvétii „dácittufáról”.

1956-ban a Mecsek hegység földtani újvizsgálata során BALOGH K., IMREH L. és KILÉNYI T. foglalkozik a „dácittufa” településének kérdésével. Keletkezését tekintve alábbi megállapításukat idézzük: „vízbe hullott tufa jellegére a benne található, sósavval hevesen pezsgő, meszes csomókból következtethetünk, bár ezek tektonikus dolomit-zárványok utólagos elbomlásából is származhatnak. Rétegzettségnek nyomát nem mutatja.”

1957-ben PÁLFALVY I. és VÉGH S. a miocén tufák korára, településére és ásványos összetételére vonatkozóan közöl értékes adatokat. VÉGH S. az eddig legtöbbszörre dácittufaként említett piroklasztikumot a kémiai elemzések és a kőzet szanidintartalma alapján riolituffának minősítette. (Megjegyezzük azonban, hogy a szanidin jelenléte egy magában nem lehet alapfeltétele a tufa kőzettani besorolásának.) A tufának rétegzonositásra alkalmas voltát, különösen a fiatalabb miocén összletben fellépő tufa esetében, kétségbe vonja. A dolgozat nem tér ki a piroklasztikumok képződésének ismertetésére.

A felsorolt dolgozatok mindegyike többé-kevésbé ma is helytálló adatokat közöl, többnyire azonban részeredményekre szorítkozik, a keletkezési körülmények elemzésének mellőzésével. Mindez természetes, ha figyelembe vesszük, hogy a feltárások, mélyfúrások száma csak a közelmúltban gyarapodott olyan mértékben, hogy megfelelő mennyiségű kőzetminta, valamint a mélyfúrásokkal tisztázott földtani település alapján teljesebb képet kaphattunk a miocén piroklasztikumok települési helyzetéről, ásványos összetételéről és képződési körülményeiről.

### *Települési viszonyok, elterjedés*

A Mecsek hegység miocén összletében, vizsgálataink szerint, két tufatelepülés található:

1. a teresztrikus összletben a hegység É-i részén, valamint
2. a II. üledékképződési ciklus üledékeiben (vagy ezek fekéjében) a hegység egész területén.

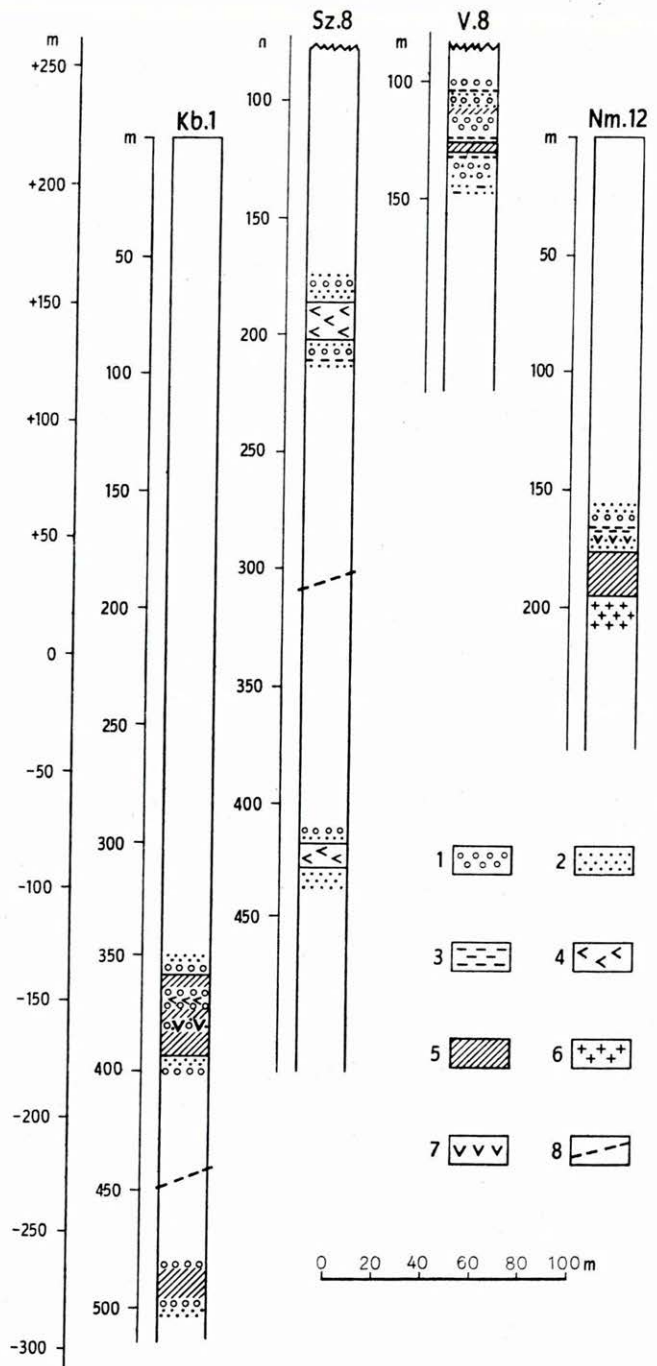
Az idősebb piroklasztikum a teresztrikus összletben konkordáns településben, kitűnő vezetősíntként szolgál. WEIN GY. (1965) szerint határréteget alkot az alsóhelvétii üledékes összlet alsó, durvább, és felső, valamivel finomabb szemcseösszetételű rétegei között.

A mintegy 10–12 m vastagságú piroklasztikum kizárólagosan a hegység É-i részén, elsősorban a Kisbattyán—Váralja közötti területen nyomozható (HÁMOR, 1970: XIV. melléklet), míg áthalmozott anyaga pl. a Komló-medencében is ismert (K-VIII. sz. fúrás). A piroklasztikumnak a hegység É-i peremén történő kizárólagos fellépését a piroklasztikum képződési körülményei indokolják. A mezozoós hegység és az É-i pikkely között helyet foglaló teresztrikus üledékek területén egyrészt a Mecsek főtömegét alkotó mezozoós vonulat, másrészt az É-i mezozoós pikkely mentén, közelítőleg K—Ny-i csapásirányban van felszínen.

Ny-ról K felé haladva, a lemélyített fúrások a tufát a következő mélységekben harántolták (7. ábra):

A Kisbattyán 1. sz. fúrásban a piroklasztikum áthalmozott anyaga 520 m-ig nyomozható. A fúrás 482,0—499,0 m között nagymértékben mállott tufát és tufitot harántolt, melybe néhány vékony konglomerátumpad is ékelődik. A 357,5—392,0 m közötti mélységben levő, mintegy 35 m-es szakasz piroklasztikus kőzetanyaga nagyobb részben ugyancsak erősen agyagosodott, a kevés közbeékelődő vékony konglomerátumpad mentén tufitos kifejlődésű volt. E szakaszon belül 371,8—372,6 és 374,8—379,0 m között a tufa viszonylag épebb, típusos kőzetanyaggal jelentkezett. A piroklasztikum áthalmozott





7. ábra. A plagioklász-riolit ártufát feltáró fúrások részletszelvényei

1. Kavics, konglomerátum, 2. homokkő, 3. tarkaagyag, 4. riolit-ártufa, 5. tufit, 6. savanyú andezit?, 7. üledékkel kevert tufa (1-7. alsóhelvétai), 8. törés

Fig. 7. Parts of lithological logs of boreholes in which plagioclase-rhyolitic ash-flow tuffs have been uncovered

1. Gravel, conglomerate, 2. sandstone, 3. variegated clay, 4. rhyolitic ash-flow tuff, 5. tuffite, 6. acidic andesite?, 7. tuff mixed with sediment (1 to 7. Lower Helvetian); 8. fault

anyagának ismétlődése, figyelembe véve a szerkezeti vonalakkal erősen szabdalt hegységperemi előfordulást, feltehetően tektonikus.

A Szászvár 8. sz. fúrás a piroklasztikumot 420,0—428,0 és 199,7—202,0 m-ben harántolta. A piroklasztikum — mint a későbbiek során erre még visszatérünk — ugyancsak szerkezetileg ismétlődő (7. ábra).

A fúrástól ÉNy-ra telepített szászvár-bányai Új-aknában a piroklasztikum típusos kifejlődésű, üde megtartású. Települési helyét pontosan nem ismerjük. A vizsgálatra gyűjtött anyag a hányóról származik.

A Nagymányok 12. sz. fúrás 182,0—194,0 m-ben harántolt áthalmozott tufát, mely kismértékben tufitos jellegű. Az erősen elbontott kőzet andezit mállott felületére települ.

A Váralja 8. sz. fúrásban 126,0—129,0, illetve 114,0—114,6 m-ben a piroklasztikum áthalmozott, tufit jellegű anyagát találjuk.

E jellegzetes, s még elbontott vagy áthalmozott állapotában is felismerhető vulkáni képződmény a Mecsek hegység területén ismeretes fiatalabb tufától minden esetben jól elkülöníthető. Az ásványos összetétele alapján egységes vulkáni képződmény rövid időre korlátozódó, folyamatos vulkáni működés eredménye.

### *Ásvány-kőzettani vizsgálat*

#### a) Makroszkópos sajátságok, szövet, kőzettípus

A típusos kőzet *rétegzetlen*, világosszürke, sárgásfehér (horzsakő) — sötétszürke (szénült növényi maradvány, lapilli) foltokkal, tömött szövetű, kemény, egyenetlen törésű, paralelepipedonos elválású. Természetes feltárásban a felszíni mállás során „preparálódó” kőzet jellemző szöveti sajátságát láthatjuk: megnyúlt, deformálódott lencsék egymással közel párhuzamos elrendeződését, melyek az összeroskadt és részben megolvadt horzsakő szerkezeti bélyegei (pszeudofluidális szerkezet: I. tábla, 1.).

Már a makroszkópos sajátságok is arra mutatnak, hogy nem porfelhőben szállított vulkáni por és törmelék felhalmozódása során keletkezett piroklasztikumról van szó, hanem a felszínen lavinaszerűen terjedő piroklasztikum-ár képződéséről, s ezért a továbbiakban a piroklasztikumot a PANTÓ G. (1961) által bevezetett *ártufa* (ignimbrit, welded tuff) névvel jelöljük.

A kőzet makroszkóposan felismerhető ásványai: földpát, kvarc, biotit; egyes előfordulásokban kevés muszkovit is észlelhető.

Igen gyakori a nagy szénülési fokot tükröző növényi reliktum: fatörzs, hancs, ág. A finom eloszlású szerves anyag miatt a kőzet egyes előfordulásokban sötétszürke.

Az ártufa fajsúlya 2,30—2,33, porozitása 14,94—23,0% között változik.

Mikroszkóposan — szövetét, ásványos összetételét tekintve — rendkívül jellegzetes kőzet. A típusos ártufa vitroklasztos, s csak a típusos kőzettől valamilyen okból eltérő kifejlődéseknél találunk vitrokrisztalloklasztos, vagy krisztalloklasztos szövetet. A két utóbbi megjelenési forma esetünkben az ártufa-jelleghez kötött, s a kristálytöredékek tömörülése következtében jött létre. E torlódásos jellegű, vitrokrisztalloklasztos szövet kialakulását a térszínen hömpölygő tufaár útjába kerülő durva kavicsok (a teresztrikus összetlet főleg mezozoós kavicsanyaga), a magával sodort farönkök, s a térszín egyenetlenségei idézhették elő. Mindkét esetben az ártufa szilárd elegyrészei, a kristálytöredékek megtorlódtak — míg a képlékeny horzsakő továbbjutott — s helyi

jellegű vitrokrisztalloklastos szövet jött létre. A kristálytöredékek tömörülésének egyik okát a növényi anyagból felszabaduló  $\text{CO}_2$ -nek az üveganyagra ható oldó hatásában kereshetjük. A Szekernye-völgy Őy-i mellékágában, az egykori kőfejtő feltárásában (HÁMOR, 1970: XIV. melléklet, 6. sz. minta) a piroklastikumban erősen szénült, 0,5–0,8 m-t is elérő, álló helyzetű farönkök találhatók. A kőfejtő különböző részeiből gyűjtött sötétszürke (szerves anyaggal színezett) ártufaminták krisztalloklastos szövetűek (I. tábla 2.).

Az ártufába ágyazott kavicsok vizsgálata során tisztázódott a BALOGH K.—KILÉNYI T.—IMREH L. dolgozatában is már említett „meszes” foltok, lencsék kérdése is. Sem „tengeri behatás”, sem „tektonikus dolomitárványok utólagos elbomlása” nem valószínűsíthető. (A Szászvár 8. sz. fúrás ártufanyagának közelében nem fordul elő dolomit.) Vizsgálataink azt bizonyítják, hogy a kristálytöredékeket beágyazó, kalcitkristályokból álló kötőanyag mészkőkavicsok teljes vagy részleges feloldódása következtében jöhetett létre. A nagy hőmérsékletű ártufa aktív könnyenillói a teresztrikus összletben helyenként nagy mennyiségben található mezozóos mészkőkavicsokat (I. tábla 3.) megtámadták, a  $\text{CaCO}_3$ -ot részben vagy egészben mobilizálták, majd a hűlőfélben levő tufalepel egyes részein az oldott anyagok kiválásából kalcit képződött (II. tábla 1.).

A kalcitos kötőanyagú kőzetmintákban a kristálytöredékek halmozódása figyelhető meg, míg a vitroklastos anyag mennyisége elenyésző. Az üvegtörmelék ezekben a kőzetmintákban apró, maximálisan 100  $\mu$ -os szilánkokká rezorbeálódott, amit a szegélyek csipkézett alakja is sejtet. A karbonátos kötőanyagú kőzetminták üvegtörmeléke — az ártufa típusos kifejlődésével ellentétben — teljes egészében krisztobalittá, tridimitté alakult. A horzsakő a kalcitos kötőanyagú mintákból teljesen hiányzik.

Az egykori térszín helyenként nagy mennyiségű mészkőkavicsa és az ártufában bőségesen található növényi törmelék kölcsönhatásával kapcsolatban fellépő lúgos oldatok tehát elsősorban a horzsakövekre hatottak s az oldatba kerülő  $\text{SiO}_2$  helyén *kalcit* vált ki. Az erősen megtámadott kavicsokban a részben vagy egészben kioldódott  $\text{CaCO}_3$  helyét később kalcedon tölti ki (kalcedon szferulitok). E metasomatikus jelenség a Szászvár 8. sz. fúrás két különböző mélységben harántolt ártufájának mindegyikében észlelhető (424—425, ill. 191—192 m; 2. táblázat), amely egyúttal az ártufa tektonikus ismétlődésének egyik bizonyítéka.

Minthogy az ártufa karbonátosodása csak helyi jelenség, fel kell tételeznünk, hogy a nagy mennyiségű s szinte mindenütt jelenlevő növényi anyagból hő hatására felszabaduló  $\text{CO}_2$  a piroklastikumból többnyire eltávozott. Kalcit csak elszigetelt, lokális egységek zártabb részein képződött, ahol egyidejűleg a  $\text{Ca}^{++}$  is megfelelő mennyiségben volt jelen.

A heterodiszperz rendszerű ártufa gáztartalmának és nagy hőmérsékletének következtében a további jellegzetes szöveti és strukturális bélyegeket viseli: a vitroklastos alapanyagban 100—200  $\mu$  átmérőjű, közelítőleg gömb alakú üregek jöttek létre, melyekben néhol fennőtt tridimittkristályok észlelhetők (II. tábla, 2.). Gyakorik a hasonlóan mikroszkópi méretű, homorú felületekkel határolt üregek is, melyek kialakulása ugyancsak a heterodiszperz rendszerrel hozható kapcsolatba. A horzsakő képlékeny alakváltozása, össze-rokadása és elmosódó körvonala az alapanyag felé (II. tábla, 3.), lencsés megjelenési formája és a makroszkópos sajátosságoknál már említett pseudo-fluidális elrendeződés az ártufa nagy hőmérsékletét bizonyítja.

## A plagioklász-riolit ártufa

Lelőhely	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1. Kisbattyán 1. sz. f. 368,5—371,2 m	67,04	0,25	13,16	2,39	0,66	0,06
2. Kisbattyán 1. sz. f. 371,8—372,6 m	67,03	ny	14,20	0,72	0,47	0,07
3. Kisbattyán 1. sz. f. 374,8—379,0 m	66,88	ny	14,69	0,61	0,52	0,07
4. Szászvár-bánya. Szeker- nyevölgy (1. sz. minta)	66,03	0,17	13,66	1,31	0,42	0,25
5. Szászvár-bánya. Bányavölgy Ny-i ága (Nyáradivölgy) (2. sz. minta)	69,54	0,16	12,94	0,75	0,25	0,19
6. Szászvár-bánya. Fővölgy (3. sz. minta)	66,85	0,11	12,76	0,82	0,26	0,09
7. Szászvár 8. sz. f. 187,2—188,0 m	66,63	0,41	12,78	3,07	0,49	0,02
8. Szászvár 8. sz. f. 191,5—191,8 m	47,75	0,24	16,59	1,04	1,41	0,12
9. Szászvár 8. sz. f. 194,0—195,0 m	65,51	0,15	13,79	0,96	0,67	0,03
10. Szászvár 8. sz. f. 199,5—202,0 m	67,85	0,10	13,08	0,95	0,64	ny
11. Szászvár 8. sz. f. 420,8—422,0 m	68,72	0,23	13,43	0,34	0,76	ny
12. Szászvár 8. sz. f. 424,0—425,0 m	45,04	0,19	14,25	1,35	1,70	0,06
13. Szászvár 8. sz. f. 425,0—426,3 m	67,76	0,23	12,35	0,44	0,81	ny
14. Máza, Fővölgy (8. sz. minta)	64,15	0,14	14,62	0,94	0,23	ny
15. Váralja, 1. sz. táró felett (9/b sz. minta)	65,87	0,26	13,89	1,91	0,19	0,12
16. Váralja, 1. sz. táró felett (9/c sz. minta)	64,81	0,23	13,03	1,48	0,15	0,14
17. Dunaujváros, termálfúrás 826 m	65,95	0,24	14,69	0,65	0,66	—
18. Vrdnik (Fruska Gora, Jugoszlávia) dácitos öszszetételű átkovásodott ártufa	69,03	0,17	14,89	1,00	0,39	ny

Elemzők: TOLNAY V.: 1

JANKOVITS L.: 2-5, 7-9, 11-18

GUZYŇNÉ SOMOGYI A.: 6

NEMESNÉ VARGA S.: 10

## kémiai elemzése

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+ H <sub>2</sub> O	- H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Összesen %
1,71	1,47	1,24	0,83	4,09	6,99	0,21	0,05	100,15
0,53	1,85	2,64	2,68	7,39	2,42	—	0,04	100,04
0,39	1,76	2,54	3,38	6,89	2,27	—	0,05	100,05
2,06	3,20	0,62	2,66	6,24	3,64	0,22	0,04	100,52
0,19	2,85	0,38	2,92	7,14	1,76	1,18	0,07	100,32
0,78	3,46	0,55	1,82	7,94	4,35	ny	0,04	99,83
0,62	1,26	1,74	1,73	5,08	5,81	—	0,03	99,67
0,94	16,78	2,43	1,42	0,62	0,28	10,42	0,09	100,13
0,15	2,31	3,01	1,76	8,13	3,71	—	0,04	100,22
0,63	2,28	2,41	1,58	6,32	4,32	ny	0,01	100,17
0,38	3,15	2,20	3,24	5,28	2,06	—	0,04	99,83
1,29	18,92	2,65	1,53	0,37	0,16	12,50	0,13	100,14
0,32	2,13	3,07	2,26	7,32	2,80	0,16	0,03	99,68
1,74	3,57	0,55	1,96	7,96	3,58	0,19	0,03	99,66
1,08	2,17	0,86	2,42	6,91	4,70	—	0,03	100,21
1,85	2,58	0,46	2,13	8,81	4,74	—	0,16	100,57
1,23	1,86	2,99	2,78	3,94	4,82	0,39	0,02	100,22
0,35	2,94	2,47	3,51	3,21	1,59	—	0,06	99,81

A térszínen lavinaként hömpölygő piroklasztikum-ár nagy hőmérséklete mellett szől a kőzetbe zárt és egyes lelőhelyeken nagy mennyiségben fellépő, erősen fuzitosodott növényi reliktum is. A szenes—kovás fatörzsek vékonycsiszolati vizsgálata PAÁL Á.-NÉ szerint gyors szénülésen átesett, fuzitos alapanyagú, nagymértékben kovásodott lombos fa eredetre utal s leginkább a vasasi trachidoleritbe zárt, szénült növényi reliktumokhoz hasonlítható. Soós L. az anyag fuzitos jellegéből lefojtott átalakulásra következtet. Az ártufában helyenként fellépő szénült növényi anyag karca fekete. Egyes mintákon jól megfigyelhető, hogy a bezáró kőzet határán a fuzitosodás nagyobb szerephez jut, míg a hőhatástól jobban elzárt belső növényi rostok helyenként vitritté alakultak (gélesedtek). A fuzitosodott növényi reliktum vékonycsiszolati vizsgálata figyelemre méltó eredményeket hozott: a hajszálrepedésekben, apró üregekben mindenütt megfigyelhető a plasztikusan viselkedő tufa-ár benyomult anyaga, melyben mm-es nagyságot is elérő, főleg plagioklász-töredékek is észlelhetők. Az edénnyalábok mentén, valamint a sejtekben, ahová a heterodiszperz rendszerű piroklasztikum-ár benyomulni nem tudott, a diffundáló oldatok kristályos termékét találjuk. Röntgen-diffraktométeres felvétel alapján (NAGYNÉ MELLES M.) a szénült növényi reliktum kovaanyaga krisztobalit, valamivel kevesebb tridimit mellett. Ezenkívül számottevő kvarc is kimutatható (8. ábra). Az ásványok finomkristályos megjelenésük miatt optikai úton nem vizsgálhatók. A szénült növényi szövetben igen gyakori a mikroszkópos méretű pirit, mely a későbbiek folyamán többnyire limonittá alakult; a limonit a repedések mentén lepelszerű bevonat alakjában is kimutatható.

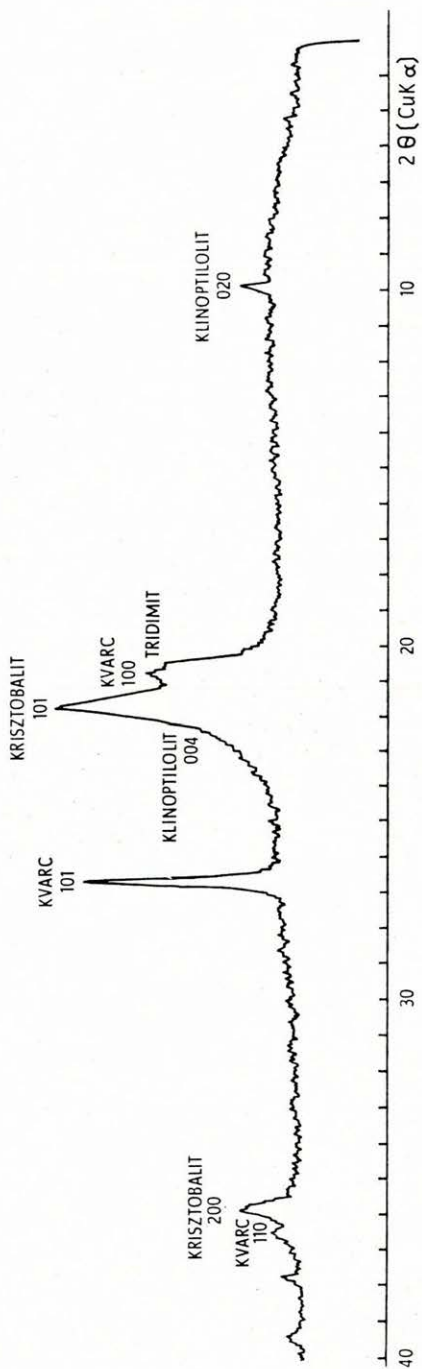
A növényi anyagok eredeti szerkezetét megőrző fuzitosodás végső soron az ártufa konzisztenciájára, valamint nagy hőmérsékletére vezethető vissza, minek során az élő fa H<sub>2</sub>O-tartalmát teljesen felemésztette, s így a gélesedést, agyagosodást megakadályozta.

A fuzitos anyagból KOSZTÁLARSZKY J.-NÉ részletes elemzést készített, melynek eredményeit az alábbiakban közöljük:

Nedvesség	1,82%
Hamuadó elegye	73,87%
Össz. carbon	19,60%
Hidrogén	0,85%
Kén	1,09%
Oxigén + nitrogén	2,77%
	100,00%
Égésmeleg	1680 kcal/kg
Fűtőérték	1620 kcal/kg

A flórát ért többszáz °C-os hőhatást bizonyítja a levélmaradványok teljes hiánya is.

A növényi anyag jelenléte, valamint hőhatásra végbement változásai nagy szerepet játszottak az ártufa egyes epigén ásványainak képződésében. Így pl. a kisebb foltokban, a helyenként dm-es erekben vagy kötőanyagként fellépő kalcit a növényi anyagból felszabaduló CO<sub>2</sub>-nak a mészkőkavicsokat oldó hatására vezethető vissza. A Szászvár 8. sz. mélyfúrásban 427,8 és 199,5—202,0 m-es mélységben nagyobb mennyiségű fuzitos növényi anyagot találunk, 426,3—426,8 és 424,0—425,0 m-ben jelentkezik a metaszematikusan képződött karbonátos kötőanyag. A 420,0—422,0 m-ig terjedő szakaszban a CaCO<sub>3</sub> már



8. ábra. Kovásodott, szénült növényi maradvány plagioklász-riolit ártufából. Szekernyevölgy. (Felvette: NAGYNÉ MELLES M.)

Fig. 8. Silicified and coalified plant detritus from plagioclase-rhyolitic ash-flow tuff. Szekernyevölgy. (Registered by M. NAGY—MELLES.)

csak foltokban fordul elő. A fúrás 191,5—191,8 m mélységközéből ugyancsak nagymértékben karbonátosodott kőzetanyag került elő (2. táblázat). A teljesen azonos ásványos összetétel és megjelenési forma hasonlóképpen egyik bizonyítéka a Szászvár 8. sz. fúrás által két különböző szintben harántolt piroklasztikum már említett tektonikus ismétlődésének.

A tufa ásványos összetétele mellett a szénült növényi maradványok jellege is arra utal, hogy az alsóhelvétai piroklasztikum szárazföldön, s nem vízzel borított területen képződött, ahogy azt WEIN GY. (1950) állítja.

Tény, hogy az ártufa a Ny-i területrészen a típusostól eltérő kifejlődésű, pl. a Kárász melletti Nyárádi-völgyben (6. ábra, 7. sz. minta), és a Kisbattyán 1. sz. fúrás anyaga is ilyen jellegű. Szabad szemmel sokkal lazább, nagyságrenddel nagyobb agyagtartalmú és a finomabb és durvább szemcséjű sávok váltakozása folytán rétegzett. A Kisbattyán 1. sz. fúrásban észlelt, helyenként tufitos kifejlődés és a közbeékelődő vékony konglomerátumpadok azt bizonyítják, hogy a piroklasztikum anyaga e területrészen már sekély vízzel borított térszínen halmozódott fel. A fúrás 360,5—361,5 m-es mélységközéből előkerült minta 3—4 cm-es horzsaköve, melyhez hasonló méretű töredék a Mecsek hegység területén található típusos ártufában másutt seholsem fordul elő, arra mutat, hogy a piroklasztikum a Ny-i területen lazább volt, az összesülést előidéző okok hiányoztak. A típusostól eltérő kifejlődés okát — a kitörési centrumtól való távolság mellett — a lehülést nagymértékben elősegítő környező víztömeg hatásában kereshetjük. Itt a piroklasztikum részbeni áthalmozódásához is kedvezőek voltak a feltételek. A több cm-es horzsakő fellépése a lazább vulkáni törmelékanyagban valószínűsíti a piroklasztikummal fedett Mecsek hegységi terület más részein is hasonló méretű horzsakövek egykori jelenlétét. Ahol azonban az összesülést mértéke nagyobb volt, a horzsakőszerkezet tönkrement, összeroskadt, s csak apró sárgásfehér foltok jelzik egykori jelenlétét. Figyelemreméltó tény a Kisbattyán 1. sz. fúrásban a szokottnál lényegesen nagyobb vastagságú tufa fellépése, melynek középső szakaszán ugyanakkor (371,8—372,6 és 374,8—379,0 m) típusos kifejlődésű ártufát találunk. E jelenségre az ősföldrajzi helyzet elemzésekor térünk ki részletesebben.

## b) Ásványos összetétel

Az ártufa — eltekintve a helyi jellegű torlódásos szövet kialakulásától — vitroklasztos szövetű, 87,3—95,8%-ban vulkáni üvegtörmelékből és az ennek diagenetikusan átalakulása során képződött ásványegyüttesből áll. A 12,7—4,2% mennyiségű kristálytöredék megoszlása középértékben: 56,7% plagioklász, 24,2% kvarc, 16,3% biotit és 2,8% szanidin. [A középértéket a különböző lelőhelyek anyagán végzett mikroszkópi pontszámláló (Eltinor) mérések alapján számítottuk.] (3. táblázat.)

**Pre-explozív ásványok.** Pre-explozív ásványoknak az ejszékció előtt már kikristályosodott elegyrészeket tekintjük.

**Plagioklász.** A plagioklászok zónásak és ikerlemezesek (II. tábla, 4.), a csakis albit-ikerlemezes kristályok alárendelt mennyiségűek (III. tábla, 2.). A szimmetrikus kioltás és a törésmutató alapján oligoklász—andezin összetételűek. A zónás plagioklászokban a kristály magjából kifelé haladva a Ca:Na arány csökkenése tükröződik. Általában a „mag” a legbázisosabb, bár helyenként rekurrencia, azaz a köpenynél savanyúbb összetételű mag is kimutat-



## A riolit-ártufa minták térfogatszázalékos ásványos összetétele

Lelőhely	Átkristályosodott horzsakő és vulkáni üveg+ + kristálytöredék < 50 μ (%)	Kristály- töredék > 50 μ (%)	Az 50 μ < kristálytöredékek ásványos összetétele (%)				
			kvarc	szanidin	plagioklász	biotit	Össze- sen
Szászvár-bánya. Szekernyevölgy (1. sz. minta)	90,9	9,1	25,9	5,1	55,2	13,8	100,0
Szászvár-bánya. Bányavölgy Ny-i ága, Nyárádi-völgy (2. sz. minta)	95,8	4,2	22,6	2,0	54,8	20,6	100,0
Szászvár-bánya. Fővölgy (3. sz. minta)	95,4	4,6	20,7	3,7	59,2	16,4	100,0
Szászvár-bánya. Új-akna	90,2	9,8	20,0	1,7	64,6	13,7	100,0
Szászvár 8. sz. f. 195,0—196,0 m	92,7	7,3	28,0	—	52,2	19,8	100,0
Szászvár 8. sz. f. 422,5—424,0 m	93,5	6,5	28,8	4,6	44,5	22,1	100,0
Szászvár 8. sz. f. 425,0—426,0 m	87,3	12,7	27,6	0,2	57,3	14,9	100,0
Máza. Fővölgy (8. sz. minta)	94,7	5,3	25,6	3,1	51,7	19,6	100,0
Váralja 1. sz. táró feletti feltárás (9/b sz. minta)	94,0	6,0	24,1	4,1	70,4	1,4	100,0

ható.\* A plagioklászok zónásságát vizsgálva a kiválás ritmusossága állapítható meg, bázisos és savanyú „héjak” váltják egymást. A kristályok szélén rendszerint  $n >$  balzsam, de albitnak megfelelő összetétel is megfigyelhető. A plagioklász-töredékek nagysága 0,03—0,05 mm-től 2,0 mm-ig terjed, általában 0,1—0,6 mm körüli.

A plagioklászok kivétel nélkül zárványosak, az optikai úton meg nem határozható nagy mennyiségű „mikrolit” mellett 20—100 μ-os apatit, cirkon, amfibol (zöld), valamint kőzetüvegzárvány ismerhető fel. A pre-explozív plagioklászokon sem szericitesedés, sem karbonátosodás nyomai nem észlelhetők, annál szembetűnőbb az utólagos, kisebb-nagyobb mértékű zoizitté alakulás.

*Kvarc.* Kristálytöredékei 0,05—2,0 mm-esek, leggyakoribb szemnagyság: 0,3—0,7 mm. A kvarc többnyire rezorbeált (III. tábla, 3.). Ritkábban dihexaédres metszetű kristály is felismerhető (III. tábla, 4.).

A kvarckristályok bőven tartalmazznak szubmikroszkópos mikrolitzárványt kevés gázszárvány kíséretében.

*Biotit.* 0,05—2,0 mm-es kristályainak a *c* tengellyel párhuzamos metszei lemezes kifejlődésűek, a *c* tengelyre merőlegesek hatszögesek. A torló-

\* A plagioklász-töredékek magjának FEDOROV-féle univerzálasztállal történt mérése alapján (B. GOKHALE) az An 40—42%-nak adódott.

dásos szövetű kőzetmintákban a melléktengelyek irányából ható nyomóerő (a mozgó piroklasztikum-ár iránya) a biotitkristályokat „harmonikaszerűen” deformálta (IV. tábla 1.).

*Szanidín.* A lényeges elegyrészek mellett jellemző, de viszonylagosan kis mennyiségű szanidín mérete a fő elegyrészekével megegyező. A kristályok gyakran karlsbadi iker-összenövést tükröznek (IV. tábla 2.). A szanidín kevés szubmikroszkópos zárványt tartalmaz.

A fő elegyrészekon kívül a következő mellékes ásványi elegyrészek jelenlétét észleltük:

*Muszkovit.* A 0,01–1,0 mm-es kristályok csupán némely kőzetmintában mutatkoznak, ilyenkor azonban elég gyakoriak.

*Apatit.* A *c* tengely irányában megnyúlt vagy zömökebb termetű kristályai aránylag gyakoriak (0,05–0,3 mm) (IV. tábla 3.).

*Cirkon.* Ritkábban előforduló ásvány; 0,05–0,3 mm-es, többnyire a *c* tengely irányában megnyúlt, színtelen, halvány rózsaszínű kristályok, rendszerint jól fejlett kristálylapok határolják (IV. tábla 4.).

*Magnetit.* Maximálisan 0,4 mm-es (hexaéder) kristályai csak szórványosan fordulnak elő.

*Lamprobolit.* Idiomorf kristályok és töredékek; sárgás–zöldesbarna–vörösésbarna–sötétbarna, erősen pleokróos (esetleg opak) szemcséi a 0,1–0,2 mm  $\varnothing$ -jú nehéz-ásványi frakcióban 2 szemcseszázalékig dúsulnak.

*Zöld amfibol.* Rendkívül ritka, csak a krisztalloklasztos kőzetmintákban észlelhető (IV. tábla 1.).

*Gránát.* Az achátmalomban megőrölt kőzet porából kinyert nehéz-ásványi frakcióban 2 szemcseszázalékig dúsuló ásvány. Kristályforma nem ismerhető fel; a szemcsés megjelenésű töredékek színtelenek vagy szürkés árnyalatúak; zárványt nem, vagy csak ritkán tartalmaznak (cirkon). Gyenge anizotrópia gyakran megfigyelhető. Színe és jellegzetes anizotrópiája alapján feltehetően grosszulár, amely pre-exploziven képződve, a magmatitnak mészkőrétegeken való áttörésére utalhat.

*Disztén.* A 0,1–0,2 mm-es frakcióban 0,2 szemcseszázalékig dúsulhat, feltehetően a magmatitnak metamorf kőzetekből származó, be nem olvasztott ásványa. Töredékeként található.

\* \* \*

A vulkáni működés során ejektált és a térszínen lavinaként hömpölygő „nuée ardente” szilárd anyaga túlnyomó részben horzsakőből és vulkáni üvegtörmeléből állt. A többszáz °C-os vulkáni törmelékanyag közötté szilárdulási folyamata hosszú időt vehetett igénybe. A diagenézis folyamán az ásványok egész sora keletkezett, melyek mindegyike az amorf üveganyagból vezethető le. Az amorf anyag átkristályosodási folyamata tehát nem epigén, hanem *diagenetikus* folyamat.

**Diagenetikus ásványok.** A diagenézis folyamán az ártufában elsősorban *zeolitok* képződtek. A nagy mennyiségben jelenlevő zeolitra már a kőzet kémiai elemzése ( $\pm$  H<sub>2</sub>O-tartalom!) is felhívja a figyelmet (2. táblázat). A kőzet zeolitmennyisége az 50%-ot minden esetben meghaladja, egyes mintákban 70–80%-ot ér el. A zeolitkristályok mérete a szubmikroszkópostól 30  $\mu$ -ig terjed. Többnyire táblás kifejlődésűek (V. tábla 2.), a táblák gyakran erősen megnyúltak. A nagyobb, fennőtt kristályok a kőzet homorú felületekkel határolt üregeinek falán fejlődtek ki. Általános jelenség a homorú felületű üvegtörmelék zeolitosodása (V. tábla 3.). Zeolitkristályok töltik ki a horzsakövek deformálódása során képződött tojásdad vagy mandula alakú üregeket (V. tábla 4., VI. tábla 1.). A finom törmeléből álló alapanyag is nagymérték-

ben zeolitosodott. A zeolit krisztobalittal együtt finomkristályos formában van jelen.

Az ártufa zeolitjainak túlnyomó részét az optikai, röntgen- és DTA-vizsgálatok egybehangzó eredménye alapján *klinoptilolit* alkotja.

Az ásványt 1932-ben SCHALLER nevezte el, aki felismerte, hogy a PIRSSON (1890) által vizsgált Hoodoo-Mountain-i bazaltok (Wyoming) táblás habitusú monoklin zeolitja sem mordenitnek, sem ptilolitnak nem tekinthető. BRAMLETTE és POSNJAK (1933) rámutat arra, hogy a klinoptilolit gyakori ásványa az agyagásványokká még át nem alakult piroklasztikus kőzeteknek.

HAY és BANNISTER (1934) a SCHALLER által klinoptilolitnak nevezett ásványt a heulandit Si-gazdag változatának tekintette.

A heulandit—klinoptilolit kérdés eldöntésére a klinoptilolitot MUMPTON 1960-ban újrvizsgálta, s a klasszikus és korszerű kutatási eszközök egész sorával bizonyította be önálló voltát, az új zeolit külön ásványnévvel való megjelölésének indokoltságát, a heulandittól való elkülönítés jogosultságát. Az (Mg, Ca, Na, K)Al:Si:H<sub>2</sub>O arány a klinoptilolitban PIRSSON (1890, Hoodoo-Mountain-i minta) eredeti elemzése alapján 1:1:9:6,8, MUMPTON (1960) szerint 1:1:9—10:6; a heulanditnál viszont 1:1:6:6. MUMPTON valószínűsíti, hogy a klinoptilolit Si-tartalma 8,5—10,5 között változó.

Optikai törésmutatója a ricinusolajnál (1,4802) nagyobb, a toluolnál (1,4930) lényegesen kisebb. A törésmutató pontosabb meghatározását ricinusolaj és toluol keverékével, a keverék törésmutatójának Abbé-féle refraktométerrel való ellenőrzése mellett végeztük. A kapott érték  $n^* = 1,4820$ . A mért törésmutató jól egyezik az irodalomban ismertetett klinoptilolitok törésmutató-értékeivel. (A heulandit törésmutatója ennél nagyobb, erre vonatkozóan B. MASON és L. B. SAND-et idézem: „... Clinoptilolites have lower refractive indices than heulandites: from the available data no heulandite has a beta index lower than 1,488, and no clinoptilolite a beta index higher than 1,485. This provides a ready means for distinguishing the two minerals.”)

A piroklasztikum kőzetmintáiból készült DTA-felvételek (SZÉKELY Á.) is alátámasztják meghatározásunkat (9. ábra), amelyek az irodalomban közölt klinoptilolit-görbékkel közel egyezők. A heulanditra jellemző, 300 °C-nál jelentkező endoterm csúcs nem észlelhető, jelzi, hogy a kőzet olyan zeolitot tartalmaz, melynek rácsa termális hatásoknak nagymértékben ellenáll. Ez a kristályrács nagyobb Si-tartalmával magyarázható.

A klinoptilolit jelentős mennyiségét a különböző lelőhelyek anyagán végzett röntgen-diffraktométeres felvételek (NAGYNÉ MELLES M.) is megerősítik. A klinoptilolit 3,96 Å  $d_{hkl}$  értéknél jelentkező, nagy intenzitású reflexiójának a heulandit esetében csak gyenge reflexió felel meg. E lényeges különbségen túl a felvételeken minden, a klinoptilolitra jellemző és megfelelő intenzitású  $d_{hkl}$  érték képviselve van (10. ábra).

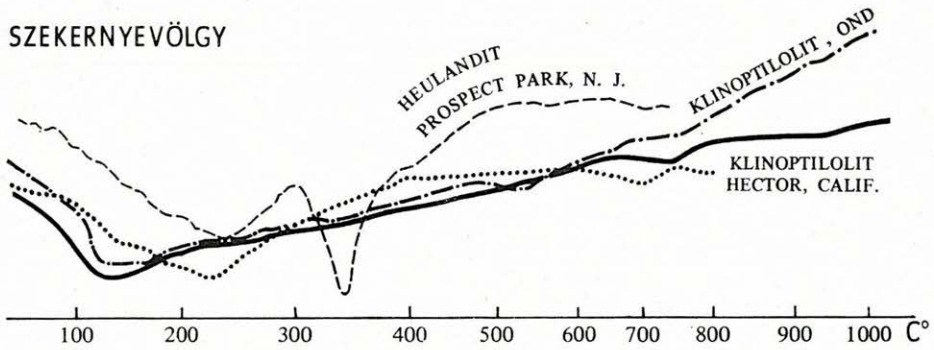
A klinoptilolit kíséretében a különböző lelőhelyek kőzetmintáinak többségében az optikai vizsgálatok alapján is jól megkülönböztethető, bár lényegesen kisebb mennyiségű „kockás” zeolit fellépése is igazolható. A jellemző penetrációs ikresedés, valamint a környező klinoptilolitnál kisebb törésmutató alapján *chabazit* jelenlétére gondolhatunk (VI. tábla 2—3.). Mennyisége %-ban kifejezve elenyésző. A chabazit három legerősebb vonala a kőzetminták röntgen-diffraktométeres felvételein is jelentkezik (9,30—4,35—2,93 Å). A chabazitkristályok maximálisan 10 μ-os nagyságúak, vagy ennél kisebbek. Tekintettel arra, hogy a chabazitkristályok szinte törvényszerűen a klinoptilolitból álló homorú formák középső részén jelennek meg (VI. tábla 4., VII. tábla 1.), arra következtethetünk, hogy a diagenézis során végbement kristályosodás folyamán chabazit csak a klinoptilolit kiválása után képződött. A kristályosodási sorrendet a két ásvány Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:SiO<sub>2</sub> arányának különbsége, s

\*  $n$  = átlagos törésmutató

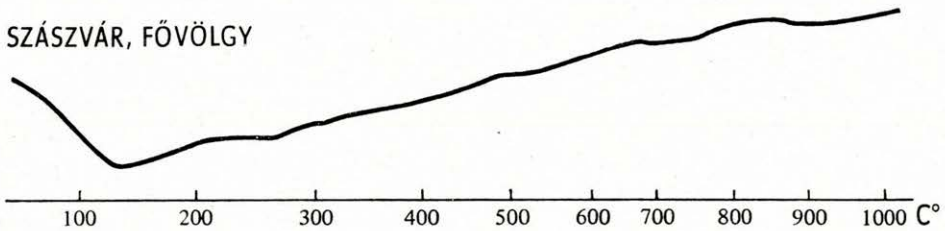
a csökkenő vegyületpotenciál (SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1957) egyaránt indokolja.

Az ártufa erősen deformálódott és átkristályosodott egykori horzsaköveiben észlelhető zöldes árnyalatú, finomkristályos ásvány meghatározására ugyancsak röntgen-diffraktométeres felvételeket készítettünk. E kristályoknak a jellegzetes horzsakőszerkezetet tükröző [keresztmetszetben kör vagy ovaloid (VII. tábla 1., VI. tábla 2.), hosszszelvényben párhuzamos] elhelyezkedési

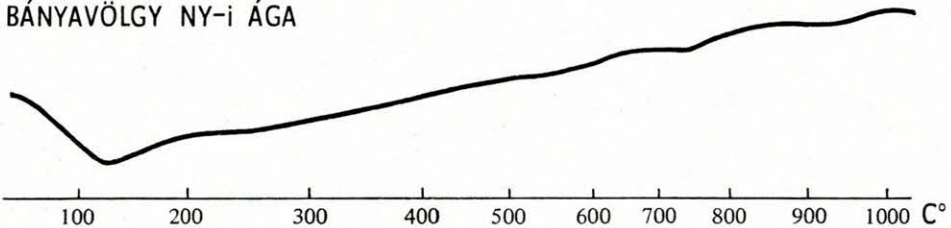
### SEKERNYEVÖLGY



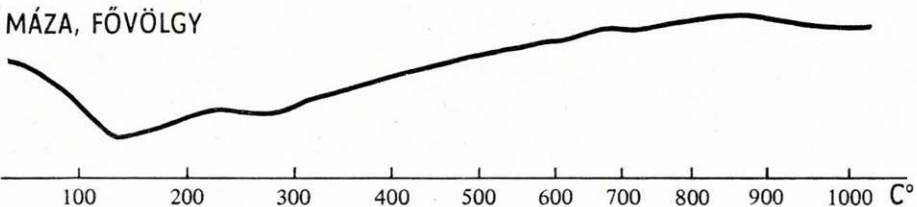
### SZÁSZVÁR, FŐVÖLGY



### BÁNYAVÖLGY NY-i ÁGA

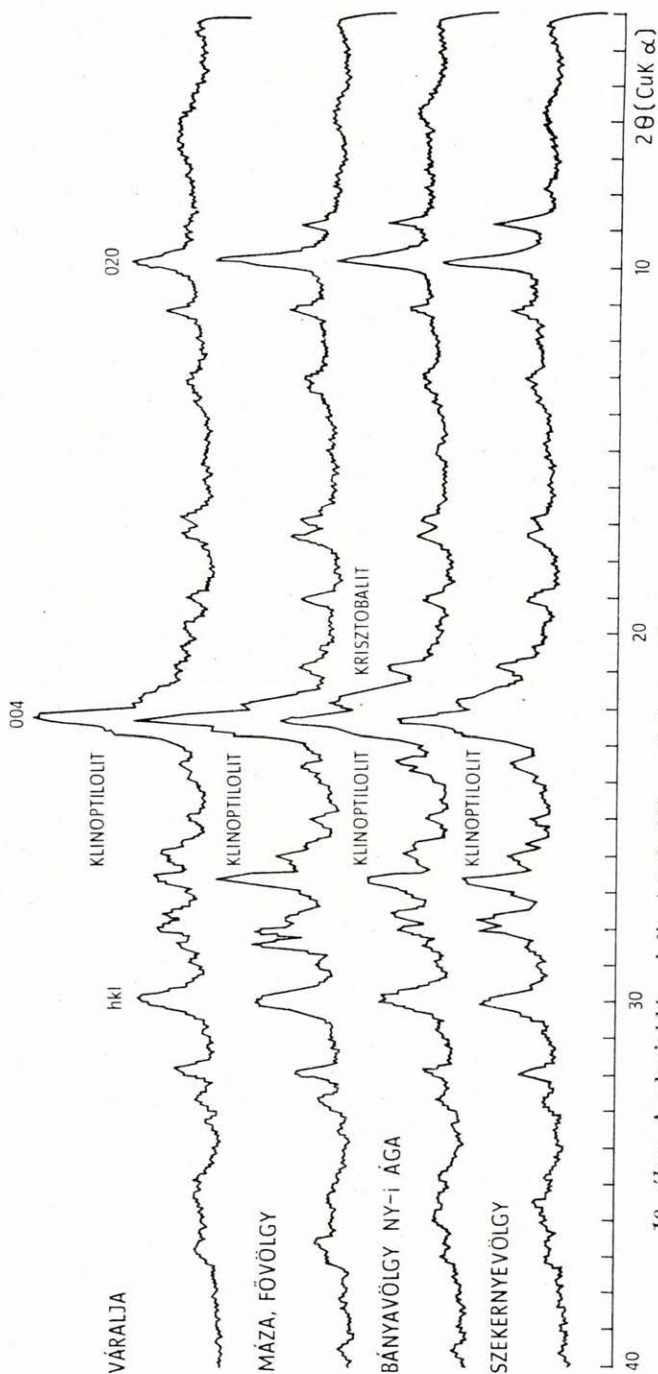


### MÁZA, FŐVÖLGY



9. ábra. A plagioklász-riolit ártufa klinoptilolit-tartalmának DTA diagramja.  
(Elemző: SZÉKELY Á.)

Fig. 9. DTA graph of the clinoptilolite content of plagioclase-rhyolitic ash-flow tuff.  
(Analyst: Á. SZÉKELY.)



10. ábra. A plagioklász-riolit ártufa klinoptilolit tartalmának röntgen-diffraktométeres felvétele.  
(Felvette: NAGYNÉ MELLES M.)

Fig. 10. X-ray powder diffractometric patterns of the clinoptilolite content of plagioclase-rhyolitic ash-flow tuff.  
(Analyst: M. NAGY—MELLES.)

módja a Szerencs környéki fúrások riolittufáinak vékonycsiszolati felvételeire emlékeztet (NEMECZ É.—VARJÚ GY., 1962). Az ásvány optikai úton való meghatározása nem volt lehetséges, csupán a következők állapíthatók meg: az ásvány törésmutatója a kanadabalzsaménál kisebb, a klinoptiloliténál lényegesen nagyobb, kettőtörése a környező zeoliténál és krisztobaliténál jóval erősebb. Megjelenési formája igen hasonló a NEMECZ É.—VARJÚ GY. (1962) által vizsgált adularéhoz. Az ártufa hasonló megjelenésű finomkristályos elegyrészeit röntgen-diffraktométerrel megvizsgáltuk. A kőzetből ki preparált fehér foltok (egykori horzsakő) porított anyagának röntgen-diffraktométeres felvételét a 12. ábra szemlélteti. A felvételen a nagy mennyiségű krisztobalitis kevesebb klinoptilolit mellett határozottan a földpátokra jellemző  $d_{hkl}$  értékeket kaptunk. A 3,179 és 3,218 Å értékek két különböző földpát maximális intenzitású reflexióját képviselik. A 3,179 Å  $d$ -érték *albit*, a 3,218 Å  $d$ -érték *kálicföldpát* jelenlétét tükrözi. A felvételen a két földpát gyengébb intenzitású reflexiói is észlelhetők. A vizsgált anyag alkáliamennyisége ( $K_2O=1,19\%$ ,  $Na_2O=0,85\%$ ) a röntgen-diffraktométeres felvétellel egybehangzóan bizonyítja, hogy kálicföldpát is jelen van.

A vékonycsiszolati vizsgálatok során, a legtöbbszörre egykori horzsakövekben kialakult finomkristályos módosulatú földpátok mellett (VII. tábla 1—2.) gyakran találunk az alapanyagban kifejlődött, megítélésünk szerint diagenetikusan képződött, maximálisan 100  $\mu$ -os nagyságú kálicföldpátkristályokat (VII. tábla 3—4., VIII. tábla 1—2.). Az ásvány optikai tulajdonságai (2 V közelítőleg 40°, optikai karakter, törésmutató) *kriptopertites ortoklászra* utalnak. R. L. HAY 1963-ban megjelent dolgozatában zeolitosodott piroklasztikus kőzetben hasonló kriptopertites ortoklász mikrokristályokat észlelt, melyek 2 V értéke 34—39°. A kristályok peremén szericitesedés észlelhető, amit a pre-explozív földpátoknál nem tapasztaltunk. Idiomorf vagy közel idiomorf földpát mikrokristályok egyes leőhelyeken magában az átalakult horzsakőben (finomkristályos földpátosodott—zeolitosodott környezet) is előfordulnak. Különösen a váraljai feltárás kőzetanyagában gyakoriak. A kristályok maximálisan 50  $\mu$ -osak (VIII. tábla 3.), feltehetően savanyú plagioklászok (*albit*). A finomkristályos környezetben megjelenő mikrokristályok a helyenként nagyobb mértékben újraolvadó horzsakő diagenetikus termékei.

Egyes kőzetminták szembetűnő mennyiségű 0,1 mm körüli vagy ennél kisebb *muszkovit* kristálykákat tartalmaznak, ennek az amorf üvegyanagból való diagenetikus származtatása ugyancsak valószínűsíthető. Az ártufa összesülésének mértéke és a muszkovit megjelenése között a következő összefüggést találjuk: a finoman elszórt muszkovítkristályok kizárólagosan a nagyobb mértékben összesült, nagyobb keménységű ártufamintákban fordulnak elő. Ez esetben megjelenésük törvényszerű. A muszkovit a kristályszéleken gyakran szericitté alakult, egyébként ép; a kőzetből ki preparált szemcsék határozott, éles tengelyképet adnak. Mindez autigén jellegére utal.

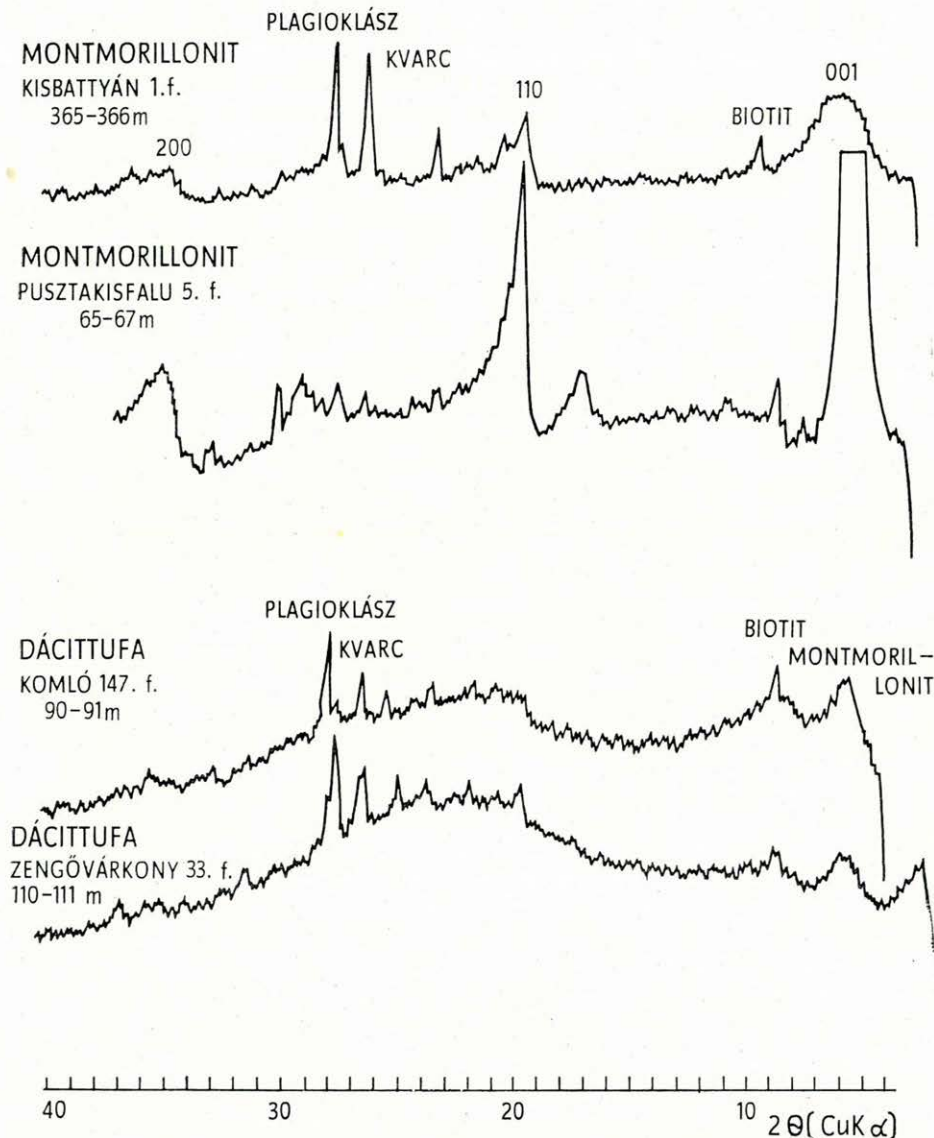
*Krisztobalitis* minden kőzetminta röntgen-diffraktométeres felvételén számottevő mennyiségben jelentkezik. Finomkristályos megjelenése, valamint a környező klinoptilolitéhoz hasonló kis törésmutatója és gyenge kettőtörése miatt optikai úton nem különíthető el.

A kötőanyagként előforduló, helyi jelentőségű *kalcsit* is a diagenézis folyamán képződött ásvány.

*Pirit* a helyenként nagy mennyiségű szénült növényi maradvány belsejében és környékén, kisebb foltokban található.

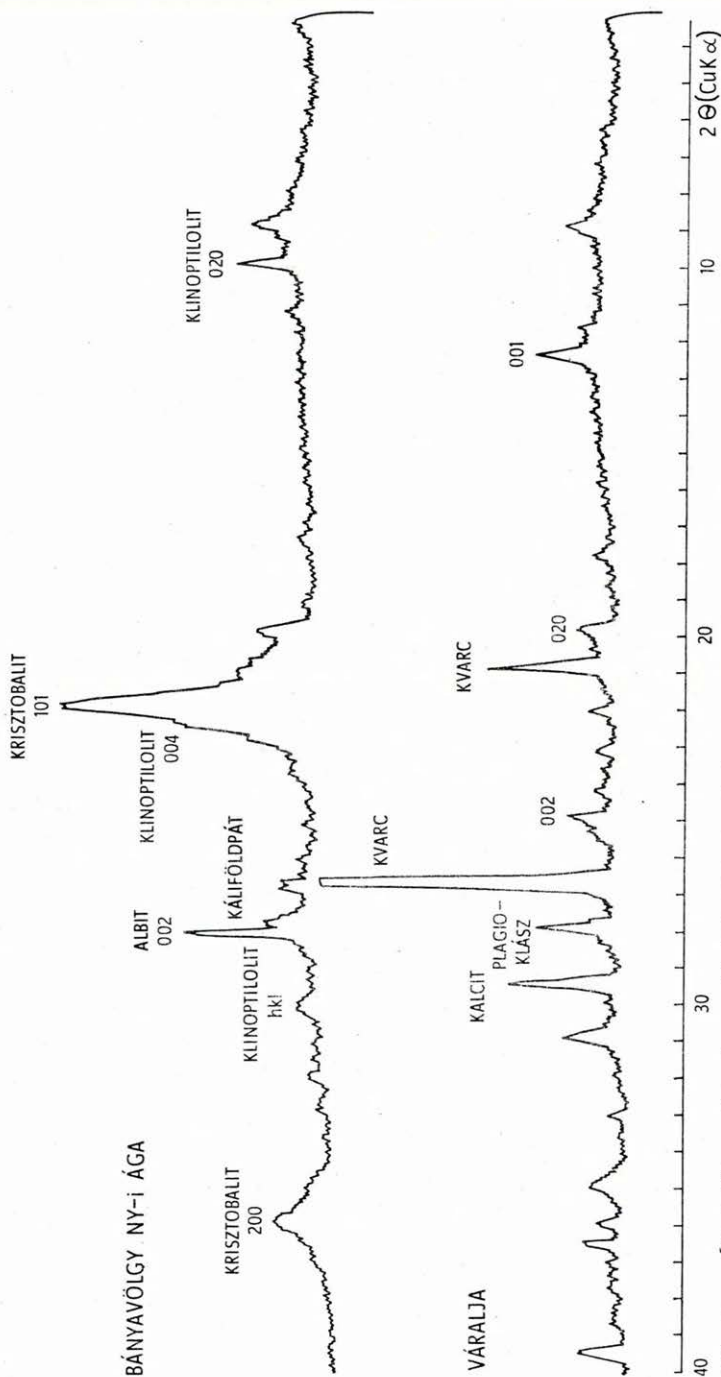
A nagy mennyiségű, diagenetikus képződésű ásvány megjelenésének magyarázatát az ártufa kialakulásában kell keresnünk. Az ártufa túlnyomórészt horzsakő és vulkáni üvegtörmelék alkotta tömege a kőzetté szilárdulás ideje alatt teljes mértékben átkristályosodott.

**Epigén ásványok.** Epigén ásványoknak azokat az ásványokat tekintjük, melyek a kőzet teljes megszilárdulása után alakultak ki.



11. ábra. A riodácittufa röntgen-diffraktométeres felvételének diagramja.  
(Felvette: NAGYNÉ MELLES M.)

Fig. 11. X-ray powder diffraction patterns of rhyodacitic air-fall tuff.  
(Analyst: M. NAGY-MELLES.)



12. ábra. Átkristályosodott horzsakő (felül) és kaolinit (alul) tartalmú riolit ártufá röntgen-difraktométeres diagramja. (Felvette: NAGYÉ MELLEŠ M.)

Fig. 12. Recrystallized pumice (top) and kaolinized rhyolitic ash-flow tuff (bottom) as shown by X-ray powder diffraction measurements. (Analyst: M. NAGY—MELLEŠ.)



*Montmorillonit.* A különböző lelőhelyek röntgen-diffraktométeres felvételének legtöbbször kevés montmorillonit jelenlétét igazolja. A Kisbattyán 1. sz. fúrás erősen agyagásványosodott piroklasztikum, az ép kőzetanyaghoz viszonyítva nagy mennyiségű montmorillonitot tartalmaz. A montmorillonit-reflexiók sorozata alapján a II. üledékképződési ciklushoz kapcsolódó riodácitufában (lásd későbbiekben) észlelhető Ca-montmorillonittal szemben (jellemző csúcsok) vegyes rácsszerkezetű (Ca—Na) montmorillonitra következtethetünk (11. ábra).

*Kaolinit.* A lazább piroklasztikum kilúgozásával keletkezett epigén ásvány (12. ábra).

*Szericit.* Elenyésző mennyiségben előforduló epigén ásvány, a diagenetikus képződött kálföldpát és muszkovit szegélyén.

*Limonit.* Epigén kialakulású, magnetitből és piritből származik.

\* \* \*

Az ásványos összetétel alapján a kőzet riolitos magmatermékként értelmezhető, míg a kémiai elemzések inkább dácitos összetétel felé hajlanak. Figyelembe kell azonban vennünk a kőzetben végbement diagenetikus és epigén folyamatokat, melyek a kőzet eredeti kémiai összetételét megváltoztatták. A kőzetet plagioklász riolitos magmatermékként értelmezzük.

### *Képződési viszonyok*

Az ártufát képző vulkáni működés, termékét tekintve, kevésbé volt explozív jellegű, mint a valódi tufát szolgáltató vulkánok. Ennek okát a savanyú, viszkózusabb magma sajátosságában kereshetjük, mely a könnyenillókat, elsősorban a vizet, oldott állapotban tartalmazta. A nagy erejű erupciókra jellemző jelentékeny mennyiségű gőz és egyéb könnyenillók részbeni hiányára utal az ártufa kristálytöredékeinek viszonylagos nagysága. A horzsakő törmelék mérete a kristálytöredékeket többszörösen, néha nagyságrenddel felülmúlja.

Az ártufa-értelmezés alapján a piroklasztikummal kapcsolatos számos nyitott kérdés megoldása vált lehetségessé. Ilyen elsősorban a piroklasztikum elterjedésének és a hegység É-i részére való korlátozottságának kérdése. A lavinaként mozgó ártufának a térszínből kiemelkedő mezozoós szigethegység szabott gátat.

A kevésbé explozív, de nagy tömegű törmeléket szolgáltató vulkán eddigi ismeretünk szerint is igen nagy területet borított el izzó anyagával. A Mecsektől távolabb eső területen a szekszárdi mélyfúrás ugyancsak az alsóhelvétai szárazföldi összletre települő vulkáni kőzetet harántolt, melyet VÍGH Gy. kérésére SZÉKYNÉ FUX V. vizsgált. Véleménye szerint a kitorés központja nem lehetett nagy távolságra. E kőzet ásványos összetétele, porfíros elegyrészeinek nagysága az általunk vizsgált piroklasztikumával megegyező. PANTÓ G. feltételezése szerint a szekszárdi „riolit” is az ártufák kategóriájába tartozik. Amennyiben ez fennáll, az erősebben összesült anyag a gyökérterülethez közelebb eső, feltehetően tetemesebb vastagságú „nuée ardente” nagyobb hőtartalékú, s így nagyobb mértékben újraolvadó származékának, tehát ignimbrit-félének tekint-

hető. E szerint Szekszárdtól a mezozoós sziget-hegységig összefüggő tufalepel egykori jelenlétével kell számolnunk.

Bár az általunk vizsgált ártufa a vulkáni törmelékanyaggal elborított egykori hatalmas területhez mérten jóval korlátozottabb kiterjedésű, mégis rendkívül sok fokozatos átmenetről tanúskodik. Az ártufa diagenézisét befolyásoló tényezők (vastagság, térszíni körülmények: lejtés, aljzat minősége stb.) függvényében erősebben összesült, vagy lazább piroklasztikum változatok képződtek.

Egyes előfordulások jól tükrözik az ún. „hülési egységen” belüli változásokat, mely a tufalepel alsó szakaszának nagyobb mértékű összesülésében, felfelé az összesülés erősségének csökkenésében, az autopneumatolízis (fumarola-tevékenység) hatásának fokozódásában nyilvánul meg. Ide vonatkozó szép példa a Szászvár 8. sz. fúrás két szintben harántolt piroklasztikuma, melyek mindegyikének alsó része nagyobb mértékű összesülést tükröz, mint felső része. A legtöbb Mecsek hegységi ártufa 8–12 m vastagságú piroklasztikus szelvényében az összesülés mértékének ilyen jellegű változása nem észlelhető, amit a lazább anyagnak a képződéssel párhuzamosan meginduló lepusztulásával is magyarázhatunk. A váraljai tufafeltárás piroklasztikuma mindössze 5–6 m vastagságú és makroszkóposan is szembetűnő tagoltsága révén különbözik az ártufa típusos, egyöntetű kifejlődésétől. Az alsó, 1,0–1,5 m vastagságú szakaszban gyakori a plagioklász–riolit közettörmelék, s a kristálytöredékek %-os aránya is nagyobb a típusos ártufaminták %-os arányánál. A folyamatos átmenettel következő 0,7–1,0 m-es szakasz uralkodóan üvegtöredékből és horzsakőből áll, gyakori „pellet”-képződménnyel jellemezhető. Felette, folyamatos átmenettel, 0,3–0,5 m vastagságú, túlnyomó részben horzsakőből és üvegtöredékből átkristályosodott szürkésfehér, tömött szövetű kőzetet találunk, melyben a kevés biotiton kívül szabad szemmel más ásvány nem ismerhető fel. A következő 1,5 m-es lazább vulkáni törmelékanyag nagyobb %-ban tartalmaz 0,1–0,2 mm-es kristálytöredékeket. A legfelső (1,2 m-es) részt a feltárás többi kőzetkifejlődésétől laza, kilúgozott (kaolinosodott) kőzetanyaga mellett a nagy mennyiségű, kb. 1 mm-es biotitkristály jelenléte különbözteti meg. E legfelső rész éles határral különül el az alatta levőtől, melyet 5–6 cm-es vastagságú, kovával átítatott lencsék, néha szalagos sávok alkotnak. Az összesülés mértékének csökkenése a tufalepel felső szakasza felé itt is szembetűnő. A vulkáni törmelékanyagnak a fent leírt módon való elkülönülését a keveredés feltételeinek hiányával magyarázhatjuk, mely a nagyobb lejtőszögű térszínen lavinaszerűen mozgó, nagyobb vastagságú ártufa esetében adva volt. A kovával átítatott lencsék feltételezésünk szerint epigén kiválások. A laza vulkáni törmeléklet a leszálló oldatok kilúgozták, az oldatba került kovaanyag az erősebben összesült szakasz határán csapódott ki. A savanyú közegben kaolinit képződött, amint ezt a NAGYNÉ MELLES M. által készített röntgen-diffraktométeres felvétel adatai is tanúsítják (12. ábra). Lehetséges, hogy a kovás lencsék kialakulásában, valamint a kaolinit képződésében szerepet játszott a tufalepel autohidratációja is. A tektonikus zónában elhelyezkedő váraljai piroklasztikum kaolinosodását a haránttörések ascendens vizes oldatai is elősegíthették. A jobb minőségű nyersanyagot évtizedekkel ezelőtt kitermelték, a lokális kialakulású kaolinosodott vulkáni törmelékanyagot a még kisipari kapacitással dolgozó pécsi Zsolnay-gyár használta fel (VADÁSZ E., 1935).

Mindezek a — legnagyobb tömegében a típusos ártufától eltérő — pél-

deként említett, lokális kifejlődésű közettípusok a természetes környezet nagyszámú és változatosan kapcsolódó hatásainak eredményei. Az eltérések azonban semmiképpen nem indokolják a Mecsek hegység ártufájának külön genetikai kategóriákba való sorolását.

A legnagyobb tömegében egyveretű, típusos ártufa képződését tehát a vulkáni törmelékanyag ásványos összetétele és az eredeti hőfok mellett a hőtartalékot befolyásoló tufalepel vastagsága s a térszíni viszonyok is befolyásolták. A nagy mennyiségű törmelékanyagot szolgáltató vulkán izzó „nuée”-je, lényeges hővesztés nélkül juthatott el nagy távolságra. Útja sok helyen viruló flórájú környezetben vezetett, melyet a tufaáradat letarolt, s a szénült növényi maradványokat magába zárta. Az ártufa nagy hőmérséklete az oka a levélmaradványok feltűnő hiányának is, mely a légi úton szállított felső-helvéti tufában már általános.

Az ártufa a nagy nedvességtartalmú üledékek felszínén hömpölyögve, különösen a mélyebb térszíni helyzetű részekben (néhol mocsári környezetben) nagy mennyiségű vizet volt képes felvenni. Az üledékes kőzetből a nagy hőmérséklet hatására kiszabaduló vízgőz a hőmérsékleti lejtővel ellentétesen a nyomási lejtő irányát követve, a heterodiszperz rendszerű tufaárba vándorolt (SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1958). A piroklasztikum-ár így megnövekedett könnyenilló tartalma egyúttal az olvadáspontot is csökkentette. Ezzel függhet össze a vulkáni üvegtörmelék és a horzsakő meglágyulása, s ezzel kapcsolatos deformációja is. A könnyenillókban ilyen módon tovább gazdagodott ártufa lassan hűlő tömege az amorf törmelékanyag teljes átkristályosodására nyújtott lehetőséget. A tufalepel felső szakasza hőszigetelő réteget képzett, amely alatt a hőtartalékából csak fokozatosan veszít, lefajtott piroklasztikum-árban jelentős fiziko-kémiai változások jöhettek létre.

Az átkristályosodás során, különösen a horzsakövek vékonycsiszolati vizsgálatánál, olyan szembetűnő jelenséggel találkozunk, hogy a horzsakő szerkezeti váza finomkristályos földpátból, míg a vázat kitöltő mikro- és finomkristályos anyag zeolitból, illetve krisztobalitból áll (VII. tábla 1–2.). Egyes esetekben a földpátok mikrokristályos megjelenése is észlelhető (VIII. tábla 3.). A röntgen-diffraktométeres vizsgálattal kimutatott káliföldpát és albit keletkezése arra utal, hogy az eredetileg feltételezhetően egynemű üveganyag az újraolvadás folyamatában plasztikussá lágylva normális kiválási sorrendet tükröző kristályosodási folyamaton ment át. Elsőnek a Na-ban viszonylag gazdag környezetben stabilisabb káliföldpát (WYART—SABATIER, 1956) és — feltételezésünk szerint — muszkovit képződött, majd albit, végül a hőmérséklet csökkenésével zeolitok, elsősorban klinoptilolit.\* A nagy mennyiségű krisztobalit, tekintettel a neovulkáni piroklasztikumra, a természetes rekrisztallizáció folyamata helyett — megítélésünk szerint — ugyancsak diagenetikus eredetű kialakulásnak tekinthető.

A tufalepelnek — a térszíni viszonyoktól függően — nagyobb vastagságban lerakódott részein a lassúbb hűlés következtében a piroklasztikum átkristályosodása is teljesebb volt. Ezt a vékonycsiszolati vizsgálatok is jól tükrözik. Diagenetikusan képződött muszkovit csupán az erősebben összesült

\* Feltévéseinkkel szemben R. L. HAY (1963) a zeolitostadást (klinoptilolit) az ignimbrites kifejlődésű John Day formáció (Oregon) esetében is *epigén* folyamatnak írja le, képződését a geotermikus gradiens, valamint a rétegetterhelés hatásának tulajdonítja.

ártufában mutatkozik, ugyanez vonatkozik a chabazit nagyobb arányú fellépésére is. Figyelemre méltó, hogy a kémiai elemzések tanúsága szerint a  $\text{Na}_2\text{O}$  mennyisége éppen az erősebben „összesült”, teljes mértékben átkristályosodott vulkáni anyagban csökken 1% alá, míg a  $\text{CaO}$  mennyisége növekedik. A piroklasztikum eredeti alkáliatartalma kétségkívül nagyobb volt a jelenleginél, mivel zeolitok csak megfelelő alkáliakoncentráció mellett képződhetnek. A  $\text{Ca}:\text{Na}$  arány növekedése az összesülés erősségének függvényében növekvő mennyiségű klinoptilolitra vezethető vissza. Az erősebben összesült ártufában elsősorban  $\text{Ca}$ -klinoptilolit jelenlétével kell számolnunk. Köztudomású, hogy a  $\text{Ca}$ -klinoptilolit termális ellenállása valamivel kisebb a  $\text{Na}$ -gazdag változaténál. Ezért az anyagot  $550^\circ\text{C}$ -on tartósan hevítve újból megvizsgáltuk. Ennek eredményei igazolták feltételezésünket, az eredeti anyaggal szemben a klinoptilolit reflexiói rendkívül gyengén jelentkeztek. A nagyobb mértékben klinoptilitosodott ártufa tehát viszonylag kisebb  $\text{Na}_2\text{O}$ - és nagyobb  $\text{CaO}$ -tartalmú.

F. A. MUMPTON (1960) vizsgálatai során rámutatott arra, hogy a klinoptilolitban a kationok egymáshoz viszonyított mennyisége változhat. A heulandit—klinoptilolit kérdésben nem a kristályrács kationjainak milyensége, hanem a klinoptilolit nagyobb  $\text{Si}$ -tartalma jelenti a két ásvány közötti döntő különbséget: „The cation content of a zeolite is determined primarily by the cation environment at the time of crystallization and secondarily by the composition of the ground waters passing over it since that time . . .” írja a továbbiakban. Megjegyzi, hogy a felszíni vizek hatására a heulandit kationösszetétele nem változhat, ugyanakkor a klinoptilolitban létrejöhet kationkicszerelődé.

L. L. AMES (1960—1962) zeolitvizsgálatai során felhívja a figyelmet a klinoptilolit kimagasló szelektív kationkicszerelő képességére.

Feltételezhető, hogy a  $\text{Na}$ -ban eredetileg gazdagabb mecseki klinoptilolitban a  $\text{Na}^+ \rightarrow \text{Ca}^{++}$  kicszerelődése epigén úton történt. A  $\text{Na}^+$  helyébe részben a közel egyező ionrádiuszú, nagyobb ionpotenciálú  $\text{Ca}^{++}$ , részben a nagyobb térigényű és ionpotenciálú  $\text{Ba}^{++}$  és  $\text{Sr}^{++}$  lépett. Színképelemzéssel a nagy mennyiségű klinoptilolitot tartalmazó ártufában a  $\text{Ba}$  600, a  $\text{Sr}$  1000 ppm-es gyakorisággal jelentkezik (6. ábra). Így magyarázható az erősebben átkristályosodott, klinoptilolitot nagyobb mennyiségben tartalmazó minták nagyobb  $\text{CaO}$ -tartalma. Az epigén kationkicszerelődé csak egyik lehetséges folyamat, amellyel a klinoptilolit esetében számolhatunk. Feltehető az is, hogy a nagyobb mértékben összesült piroklasztitban fellépő kationkicszerelődé annak nagyobb hőmérsékletével összefüggő geokémiai jelenség, mivel a hőmérsékletnek elemvándorlást aktiváló szerepe is van (SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1958).

### *Ősföldrajzi viszonyok*

A vizsgálatok alapján kibontakozó ősföldrajzi képet az ártufa genetikai adottságai körvonalazzák.

A vizsgálatok alapján a következők rögzíthetők: Az ártufa nagy területen borította el a mezozoos szigethegységtől É-ra elterülő szárazföldi térszint. A vizsgált terület Ny-i és K-i részén Kisbattyán és Nagymányok D-i területén az ártufa képződésével egyidejűleg folyóvízi üledékképződés folyt, melyet a Kisbattyán 1. sz. fúrás kőzetanyagának vizsgálata bizonyít. A 357,5—392,0 m-ben harántolt szakasz tufája túlnyomó részben erősen agyagásványosodott. Annak igazolására, hogy a jelzett mélységben elhelyezkedő tufa nem folyamatos lepusztulási terméként került a medencébe, a mintegy 30 m-es vastagságú vulkáni törmelékanyag közepén (374,8—379,0 m) elhelyezkedő s csak

kismértékben agyagosodott, de a típusos ártufához hasonlóan nagymértékben átkristályosodott piroklasztikumot említem meg. A mállott környezetbe ékeződő ép. anyag jelenlétét a vízzel érintkező nagy tömegű piroklasztikum-lavina belső „magjának” tekinthetjük, mely az eredeti hőtartalékból nagyobb mennyiséget volt képes megőrizni, s a külső környezeti hatásoktól jobban elzáró helyen az átkristályosodás még részben végbemehetett. Elképzelhető az is, hogy a vízbe jutó nagy tömegű vulkáni törmelékanyag az ártéri területet annyira feltöltötte, hogy a folyamatosan érkező anyag később már szárazföldi környezetbe került. Ez lehetőséget nyújtott ártufa képződésére, melynek alapfeltétele a szárazföldi környezet. A Kisbattyán 1. sz. fúrás üledékeiben az említett piroklasztikus öszlet felett az ártufa áthalmozott anyaga még nagy vastagságban követhető, de mennyisége tufit képződéséhez már nem volt elegendő.

A tufalepel felső, lazább részének lepusztulása tehát azonnal megindult, míg keményre összesült, nagyobb ellenállású része a későbbi üledékképződés folyamán betemetődött. A tufalepel lazább anyagának áthalmozódása során, az ártufát fedő üledékekben pár cm-es, néhol pár dm-es vastagságú „bentonit” képződött.

Az ártufát szolgáltató vulkáni centrum helyét a mezozoós sziget-hegységtől É—ÉK-i irányban tételezzük fel, valószínűsíthetően a mezozoós és paleozoós, ill. prepaleozoós alaphegységi pászták érintkezési zónájában. Az ártufa képződésének idején területünkön D—DNy-i irányban enyhén lejtő térszín valószínűsíthető. Az ÉNy—DK irányú haránttörésekhez kapcsolódó vulkáni anyagszolgáltatás bőséges, de ugyanakkor aránylag rövid időre korlátozott. Az általunk vizsgált területen egyetlen tufalepel nyomozható.

A Mecsek hegység riolit-ártufája a szávai orogént kísérő vulkáni működés termékének tekinthető.

Az ártufával kapcsolatos gyakorlati vonatkozású adatokat — nyersanyagként való értékelését — korábbi cikkekben (1964, 1965) fektettük le.

### *A Mecsek hegységi riolit-ártufa és a dél-dunántúli miocén vulkánosság kapcsolata*

A felszínen nyomozható, vagy mélyfúrásokkal feltárt Mecsek hegységi miocén piroklasztikumok vizsgálata jó összehasonlítási alapot szolgál a D-dunántúli, nagyobb részben fiatalabb üledékekkel fedett, jelenleg is nagy kiterjedésű miocén vulkáni képződmények tanulmányozásánál. A Mecsek hegységi riolit-ártufa regionális jellegét a Szekszárd környéki vulkáni képződményekkel kapcsolatosan már körvonalaztuk. Újabb adatot jelent a dunaújvárosi vízkutató fúrás által harántolt piroklasztikum vizsgálata. A kőzetanyagot SOMLAI F. volt szíves rendelkezésünkre bocsátani. A 785—952 m-ben harántolt piroklasztikum felett — szóbeli közlése szerint — pannon képződmények települnek, fekjét csillámpala? (prepaleozoós?) alkotja. A nagy vastagságú (167 m) vulkáni törmelékösszlet 801—és 826 m-ből származó kőzetmintája makroszkóposan és vékonycsiszolati képében is, a Mecsek hegységi riolit-ártufával megegyező. Az azonosításnál alapvetően jellemző az azonos ásványos összetétel mellett a kőzet zeolit- (klinoptilolit- és chabazit-) tartalma. Bizonyos fokú különbséget, a Mecsek hegységi ártufával szemben, a dunaújvárosi piroklasztikum gyengébb mértékben összesült jellege ad. A gyengébben összesült vulkáni törmelékanyag a kitörési centrumtól való nagyobb távolságra

utal. Mivel a kisebb hőmérséklet mérsékelte a vízfelvételt, a kőzet zeolit- (klinoptilolit-) tartalma és így a  $+H_2O$  mennyisége is (2. táblázat) — a Mecsek hegységi ártufához viszonyítva — kisebb.

SZÉKYNÉ FUX V. (1957) megállapítja, hogy a Tolna megyei nagyszokolyi riolit (Nagyszokoly I. sz. fúrás, 557—731 m) ásványos összetételében teljesen megegyezik a szekszárdi vulkáni képződményekkel. Az analógia alapján, a feltehetően ugyancsak ignimbrites kifejlődésű nagyszokolyi vulkáni kőzet korát szintén az alsóhelvétai emeletben rögzíthetjük.

Kérdéses, hogy a pannóniai képződményekkel fedett, s bizonytalan szarmata ősmaradványokat tartalmazó (KISS J., 1951) sárszentmiklósi riolittufa is nem tartozik-e a Dunántúlon általánosnak mondható riolitos vulkáni tevékenységhez. Ennek alapján a kulcsi 2. sz. fúrás által harántolt riolit, mely SZÉKYNÉ FUX V. vizsgálatai alapján sok hasonlóságot mutat a sárszentmiklósi riolittufával, ugyancsak a nagyméretű alsóhelvétai vulkáni működés terméke lehet.

A D-dunántúli, a miocén I. üledékképződési ciklusában fellépő vulkánosághoz kapcsolódóan, a Dunától D-re eső jugoszláviai területen, a Fruska Gora hegységi Vrđnik közelében, felszínen nyomonzhatjuk a jellemző vulkáni működés termékét. A Mecsek hegységi ártufához hasonlóan, a teresztrikus összetelbe települő riolitos összetételű ártufa (kémiai elemzését a 2. táblázaton mutatjuk be) HÁMOR G. gyűjtése. A kőzet erősebben összesült ártufa, a többnyire idiomorf, porfirosan elhelyezkedő kristályos elegyrészeket savanyú plagioklász és biotit képviseli. A mikro- és finomkristályos, kovásodott alapanyagot uralkodó mennyiségű kvarc, kevesebb krisztobalit és kálicföldpát alkotja, amely mellett montmorillonit is kimutatható (NAGYNÉ MELLES M. röntgen-diffraktométeres felvétele alapján).

Összegezve megállapíthatjuk, hogy a szávai orogént követően a D-Dunántúlon és a hozzá D felől csatlakozó területen az I. üledékképződési ciklus folyamán fellépő vulkáni működés — túlnyomó részben piroklasztikus eredetű termékeivel — több száz  $km^2$ -t borított el. A piroklasztitok mindegyike savanyú vulkanit eredetű, ásványos összetételük azonban bizonyos különbséget mutat: D felé a savanyúsági fok csökken. E ténnyől több, közel egyidőben működő vulkán jelenlétére következtethetünk. A gyakran tetemes vastagságú képződményeket többszöri kitörés termékeinek tekinthetjük (poligén vulkáni tevékenység) s eszerint az uralkodóan ártufa jellegű kőzetek vonatkozásában több, egymást követő „tufalepellel” is számolhatunk.

### 3. LIMNIKUS ÖSSZLET

#### *Ásvány-kőzettani vizsgálat*

A teresztrikus összlet fedőjében települő limnikus összlet a domborzati energia csökkenésével kapcsolatosan kialakult mocsári—tavi üledék. Az összletet a K-i Mecsek területén főleg agyagos aleurit—aleurolit képződmények, homok és barnakőszén betelepülések képviselik.

#### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A képződmények színe szürke, sötétszürke, sötétbarna, mely a kőzet szervesanyag-tartalmára és alacsony redoxpotenciáljára utal. A szemcseelosztás állóvízi üledékekre jellemzően egymaximumos (a szemcsék a kőzetliszt frakcióban dúsulnak). A (homok-) kőzetliszt finomságú törmeléket agyag-

ásványok és kis mennyiségű karbonát köti, melynek egy része — a redoxpotenciál viszonyoknak megfelelően — dolomit, nagyobb része azonban kalcit. A nagy vastartalmú üledékekben vaskarbonát (ankerit, sziderit) is képződött. Rendszerint kevés pirit is található. A közettípusok uralkodó részét az allotigén, epigén agyagásványok és csillámfélék alkotják: montmorillonit, nontronit, szeladonit, glaukonit (a két utóbbi ásvány allotigén eredetű: kréta magmatitokból származik). Az agyagásványok mellett számottevő az ásvány- és közettörmelék is (12. melléklet).

#### b) Ásvány-kőzettani összetétel

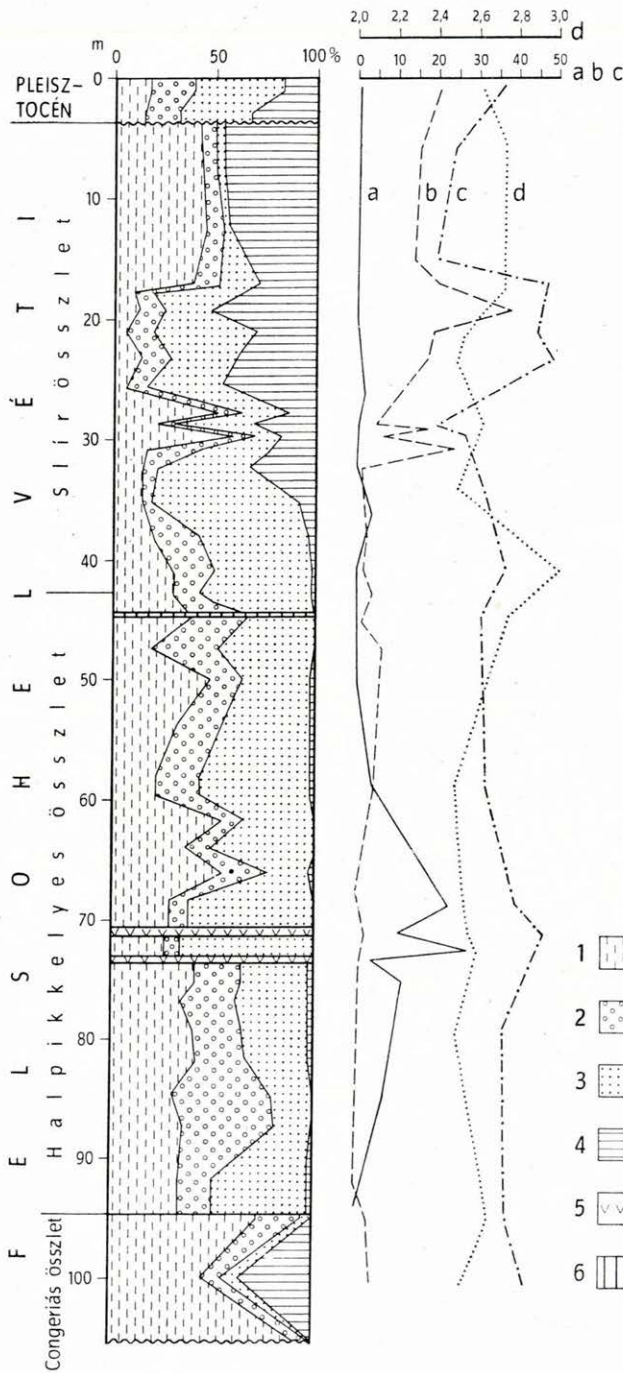
A homokszem nagyságú törmelék mikromineralógiai vizsgálata főleg mezozoós magmatitok áthalmozódására utal, melyhez kis mennyiségű gránitos (vagy gránitos törmeléket tartalmazó üledékes) eredetre utaló és áthalmozott miocén piroklasztikumából származó (plagioklász-riolit ártufa) törmelék is járul. A vizsgált 0,1—0,2 mm-es frakció ásványegyütteséből a mezozoós magmatitokat a többnyire kagylós törésű, alig koptatott hexaéder és oktaéder kombinációjú, ritkábban rombdodekaéderes idiomorf magnetit és töredékei képviselik, kisebb mennyiségű, gyakran a felületen leukoxén kiválással jellemzett ilmenittel. Az uralkodó mennyiségű magnetit (ilmenit) mellett anatóz, zömök habitusú, szintelen cirkon, titanit, augit, zöld amfibol, biotit, apatit, nontronit, szeladonit, glaukonit, szanidin, albit, ikerlemezes andezin—labradorit, gyengén átkristályosodott (többnyire analcimosodott) alapanyag-törmelék képviseli a mezozoós magmatitok különféle változatait (főleg alkáli diabáz és essexit). A migmatitos gránit ásványait titanit, biotit, apatit, kvarc (kvarcit), mikroclin, oligoklász—andezin képviseli, míg a plagioklász-riolit ártufa törmelékét zónás és ikerlemezes plagioklász, idiomorf kvarc és a *c* tengely irányában megnyúlt habitusú rózsaszínű cirkon jelenléte valószínűsíti.

A limnikus összlet közettípusainak uralkodó részét az allotigén—epigén agyagásványok és csillámok: montmorillonit—nontronit, szálas, rostos, sugaras, elevenzöld szeladonit és glaukonit képezi. (A szeladonit, illetve glaukonit allotigén eredetű, s a kréta magmatitokból származtatható.)

#### c) Nyomelemek

A limnikus összlet képződményeinek össz-nyomelem mennyisége a mecseki miocén üledékek viszonylatában kiemelkedő (12. melléklet, 6. ábra). A variábilis nyomelem-társulás uralkodóan a mezozoós magmatitokból származó törmelékhez kapcsolódik, s a mocsári—tavi viszonyok között az üledékekben önálló ásványok formájában vagy a nagy mennyiségű agyagásványban és csillámfélében megmaradt, sőt fel is dúsulhatott. Mezozoós magmatitokból származtatható a kiemelkedő mennyiségű Ti (6000 ppm) és a Mn (1600 ppm). A Sr és Ba dúsulása részben szerves eredetű lehet, részben gránitos eredetű törmelék, vagy áthalmozott riolit-ártufa képződmények kísérő nyomeleme, s a lepusztulási termékekkel került a limnikus összletbe. A V viszonylagos dúsulása szintén a mezozoós magmatitokhoz kapcsolódik, felhalmozódásának előfeltételeit a fáciesviszonyok biztosították.

Összefoglalásul megállapítható, hogy a limnikus összlet képződésének idején a törmelékiszállítás elsősorban a környező mezozoós magmatitok és az idősebb miocén üledékekből felépülő területről történt.



13. ábra. A Zengővárkony 59. sz. fúrás kőzettani szelvénye

1. Karbonát, 2. agyag- és vas-  
 ásványok, 3. kőzetliszt, 4. ho-  
 mok, 5. riódacittufa, 6. dolo-  
 mit. — a) Nehézásvány, súly %,  
 b)  $O_{Fe}$  érték, c) porozitás %,  
 d) fajsúly,  $g/cm^3$

Fig. 13. Lithological log of borehole Zengővárkony No. 59.

1. Carbonate, 2. clay and iron  
 minerals, 3. silt, 4. sand,  
 5. rhyodacitic air-fall tuff,  
 6. dolomite. — a) Heavy mi-  
 nerals in weight %, b)  $O_{Fe}$  value,  
 c) porosity %, d) specific weight  
 $g/cm^3$



## B) II. üledékképződési ciklus

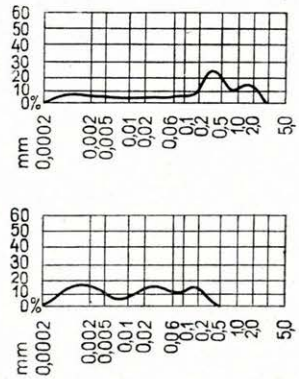
### 1. CONGERIÁS ÖSSZLET

#### Ásvány-kőzettani vizsgálat

A félsósvízi kifejlődésű congeriás összlet a II. üledékképződési ciklus bázisképződménye. A congeriás képződményeket a Zengóvárkony 59. és 45. sz. fúrás (13. ábra) és egyes típusminták kőzetanyagán vizsgáltuk (13. melléklet).

#### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A kőzettípusokra általában jellemző a sárga, sárgásbarna szín, melyet a Mollusca héjtöredékek mentén kivált és finomdiszperz elosztású goethit okoz. A vashidroxidkiválás oxigéngazdag környezetről tanúskodik. A vasoxidációs fok 4,8–19,4 között ingadozik. Az oldási maradék szemcseeloszlása általában többmaximumos (14. ábra), ritkábban egymaximumos görbével jellemezhető az osztályozottság mértékének ingadozása szerint. A törmelékes eredetű anyag mennyisége tág határok között változik, jelentéktelentől számottevő százalékig. Ennek következtében biogén mészkő, homokos és kőzetlisztes mészkő, meszes homokkő változatok ismeretesek. Az oldási maradék homokfrakciójának kvarcra vonatkoztatott koptatottsági vizsgálata nagyobb mérvű koptatottságot tükröz  $K_1=2,29$ ,  $K_2=2,09$ -as mutatószámmal, mely az üledék partszegélyi jellegéből következik. A kőzet szövete a mészkőkéifejlődések esetében üreges, porozitása ennek következtében nagy, s a törmelékes kőzetkomponensek mennyiségének és szemcseeloszlásának függvényében tág intervallum között változó. A képződmények változatos jellegéből következően a fajsúly értéke is nagymértékben változó; a kalcit (dolomit) mennyiségének növekedése a fajsúlyt is arányosan növeli.



14. ábra — Fig. 14

#### b) Ásvány-kőzettani összetétel

Az allotigén törmelék képezi a congeriás összlet oldhatatlan maradékának legnagyobb hányadát, sőt az oldható kőzetkomponensek egy részét is (mezozoós karbonátos kőzetek törmeléke). A törmelékes származású kőzetanyag különféle eredetű kőzettörmelék együttes felhalmozódására utal. Egyes kifejlődésekben a mezozoós mészkőtörmelék (titon—berriázi) erősen koptatott anyaga uralkodik, másutt a prepaleozoós, ill. paleozoós magmás—metamorf anyag mennyisége nagyobb, a gránit és kvarcporfir felaprózódott anyagának túlsúlyával. Kisebb mennyiségben a mezozoós magmatitok ásvány- és kőzet-törmeléke is kimutatható.

*Idősebb magmás és metamorf eredetű, a kristályformát nem tükröző, szemcsés megjelenésű magnetit, cirkon, titanit, biotit (részben), apatit, kvarc,*

ortoklász—mikroklin, oligoklász, andezin (gránitból), gránát, epidot, kvarc (kvarcit), savanyú oligoklász, biotit (részben), muszkovit (főleg kristályos palából), kvarc (idiomorf kristályok és kristálytöredékek), ortoklász, savanyú oligoklász ( $An < 15$ ) és albit, kvarcporfir alapanyag-töredék, törmelékes kalcedon (kvarcporfirból). *Mezozoos magmás eredetű*: a szanidin, vulkáni üveg, agyagásványosodott magmás törmelék. *Miocén magmás eredetű* (felsőhelvétii piroklasztikumból): a zöld amfibol?, az ép, rezorbeált szegélyű biotit és a vulkáni üveg.

A pelites anyag a durvább biogén és teresztrikus törmelék mellett hátterbe szorul. A csekély mennyiségű illit, montmorillonit (nyomokban klorit, kaolinit) nagyobb részben allotigénnek ítéltető, míg a kolloidális és diagenetikus agyagásvány-kialakulások háttérbe szorulnak.

Autigén—epigén kialakulású a goethit és a goethitből diagenetikus hatásra képződött csekély mennyiségű hematit, valamint a földpát pszeudomorfóza, ritkábban üregkitöltő kalcedon. Az uralkodó mennyiségű karbonátot főleg a biogén kalcit képviseli, kevés dolomit kíséretében. A dolomit az oxidatív körülmények között képződött congeriás mészkő esetében minden valószínűség szerint allotigén s a mezozoos karbonátos kőzettörmelékhez kapcsolódik.

### e) Nyomelemek

Az eredmények (6. ábra) a mészkövekre jellemző Sr, Mn dúsulást tükrözik, melyek mellett a Ba dúsul figyelemre méltó értékig (600 ppm). A Sr-ot a hasonló ionrádiuszú Ca rejti, s a biogén törmelékkel kapcsolatos feldúsulása a nagyobb mennyiségű aragonitos héjtöredék jelenlétére vezethető vissza. A Mn feltehetően hidroxid formájában a vashidroxidhoz (goethit) kapcsolódik és viszonylagos feldúsulása (1300 ppm) az oldatként szállítódó Mn-nak a fésósvízben megnövekedő pH hatására történt részleges kiválására vezethető vissza. A Mn kiválását az erősen oxidatív viszonyok is elősegítették. A kőzetben gyakori a kalcedon, mely a hasonló körülmények között kialakuló mangánhidroxidot gyakran kíséri. A Ba a vas—mangán hidroxidokhoz és a teresztrikus törmelékhez egyaránt kapcsolódhat.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy a partközeli fésósvízi faunát tartalmazó congeriás mészkő jellegzetes képviselője a partszegély közelében vas—mangán kiválással, oxigéngazdag viszonyokkal jellemezhető biogéntörmelékes kőzeteknek.

## 2. HALPIKKELYES AGYAGMÁRGA ÖSSZLET

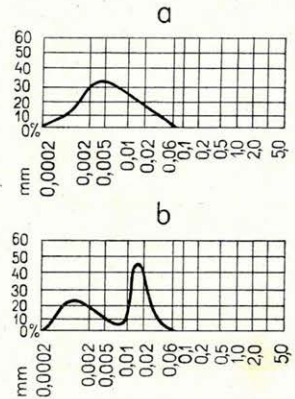
### *Ásvány-kőzettani vizsgálat*

A többnyire congeriás összletre települő halpikkelyes agyagmárga összlet a mezozoos szigethegység egykori tenger menti süllyedékeiben képződött tavi és lagúna üledék. Az összlet vizsgálatát a Zengővárkony 59. sz., Magyareregry VII. sz. fúrások és egyes kőzettípusok anyagán végeztük (14—15. melléklet). Az összlet földtani és kőzettani szelvényét a Zengővárkony 59. sz. fúrás diagramja szemlélteti (13. ábra). A halpikkelyes agyagmárga összletre jellemző a karbonátok és az agyagfrakció túlsúlya a kőzetliszt és homokfrakció mellett. Az oldási maradékból készült szemcsevizsgálat és a  $CaCO_3$  tartalom alapján meghatározott következő kőzettípusok ismereteseik: kőzet-

lisztes márga, márgás és meszes aleurolit, ritkábban homokos aleurolit, -aleurit, agyagos aleurolit, -aleurit, agyagos homok. Lokálisan dolomitos márga és meszes dolomit is képződött.

#### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A kőzettípusok színe világosszürke, szürke, zöldesszürke, felszínén gyakran barnássárga árnyalattal (limonitosodott pirit). Egyes rétegekben gyakori a halpikkely, helyenként tömeges Ostracoda maradvány, nagy mennyiségű szénült növényi reliktum vagy finom törmeléke észlelhető. A vasoxidációs fok kicsi, a típusos kifejlődésekben 0,2—1,7 között változik. A halpikkelyes agyagmárga összlet kőzettípusainak fajsúlya 2,41—3,01-ig változó és a mész-, illetve dolomittartalom, valamint a homok mennyiségével arányosan növekedik. A kőzettípusok porozitása az agyagtartalommal fordítottan arányos, 20—46% között változik. A nagyfokú porozitás a szemcseeloszlás osztályozottságának és a főleg vegyi úton kiváló porózus mésziszapnak tulajdonítható. Azokban a rétegekben, ahol a  $\text{CaCO}_3$  kristályos kötőanyagként van jelen (meszes homokkövek), a porozitás szükségszerűen lecsökken. A szemcseeloszlás a nagyobb agyagtartalmú kőzetlisztes márgák esetében határozott egymaximumos görbét tükröz [15. ábra (a)]. A kőzetlisztes nagyobb mennyiségben tartalmazó típusok kétmaximumos görbével jellemezhetők [15. ábra (b)], az agyagfrakció és kőzetlisztfrakció éles elkülönülését jelezve. Az agyag nem koagulált, amely tény az édesvízi közegben történő üledékfelhalmozódásra jellemző, szemben a koagulációt elősegítő nagyobb sótartalmú tengervízzel. A szemcseeloszlás viszonylag lassú, nyugodt üledékképződésre enged következtetni. Az oldási maradék 0,1—0,2 mm átmérőjű frakciójának koptatottsági vizsgálata a kvarcra vonatkoztatva a mecseki miocén viszonylatában a típusos képződményekben kiemelkedő értéket jelez ( $K_1=2,44$ ,  $K_2=2,24$ ), ami idősebb üledékekből történt áthalmozódásra utalhat.



15. ábra — Fig. 15

#### b) Ásvány-kőzettani összetétel

Törmelékes kőzetkomponensek: a 0,1—0,2 mm átmérőjű nehéz- és könnyűásvány-frakciók vizsgálati eredménye alapján (4. táblázat, 14—15. melléklet) prepaleozóos és paleozóos magmás, metamorf és üledékes (?), mezozóos magmás és miocén magmás és üledékes eredetű, valamint epigén ásványok társulása észlelhető, az epigén ásványok túlsúlyával. Az epigén nehézásványokat szinte kizárólagosan képviselő pirit 98 szemcseszázalékig dúsulhat. A nagy mennyiségű piritnek megfelelően a nehézásványok súlyszázalékos mennyisége 27%-ig növekedhet, s a halpikkelyes agyagmárga összlet középső szakaszán a legnagyobb, míg a magasabb és mélyebb szintekben fokozatosan csökkenő értékeket tükröz.

Idősebb magmás és metamorf kőzetből származnak a következő ásványok: magnetit (kristályformát nem tükröző szemcsés megjelenésű), biotit

**A Zengővárkony 59. sz. fúrás mikromineralógiai  
(oldási**

Kor	Összet	Mélység m	Nehéziasványok																			
			Törmelékes (magnás)																			
			magnetit (1)	magnetit (2) ilmenit	rutil	anatáz	gránát (3)	gránát (4)	cirkon (5)	cirkon (6)	titanit (7)	titanit (8)	titanit (9)	diszén	klinozoit	epidot	turmalin (10)	turmalin (11)	augit	antofillit	tremolit	
Holocén		0,00–2,00	–	14	2	–	–	17	–	3	–	sz	8	5	3	12	sz	8	–	2	–	
		Regressziós	8,00–12,00	–	17	2	–	–	11	–	5	–	2	7	2	2	11	2	6	–	5	6
			16,50–17,10	1	14	2	–	–	23	–	2	–	–	11	2	2	6	2	4	–	4	3
			17,10–18,50	3	4	–	–	–	–	sz	3	–	4	9	1	3	9	sz	6	–	13	8
			18,50–20,20	–	14	3	–	–	11	–	3	–	sz	9	6	4	4	–	8	–	6	7
Miocén (felsőhelvét)	Slir	22,50–24,80	2	7	–	–	–	11	–	–	–	1	1	–	–	1	–	1	–	1	–	
		24,80–27,40	–	15	2	–	–	16	–	–	–	–	–	–	–	5	–	–	–	–	–	
		28,80–29,20	–	8	–	–	–	7	–	–	–	–	5	–	–	1	–	2	–	3	–	
		29,20–30,10	10	3	4	–	–	15	sz	8	–	1	7	1	–	2	–	2	–	–	2	
		30,10–30,90	16	–	–	–	–	4	sz	3	–	–	2	–	–	2	1	–	–	–	–	
		30,90–34,00	sz	–	–	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	sz	
		34,00–37,50	–	4	–	–	–	7	–	–	–	–	3	–	–	1	–	sz	–	–	–	
		39,80–41,80	–	1	–	–	–	2	–	–	1	–	2	1	–	–	–	2	–	–	–	
		Hálpikelyes		44,70–46,80	2	–	–	–	–	10	–	–	–	1	1	–	–	–	–	1	–	–
48,50–51,30	–			1	–	–	–	3	2	–	sz	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	
57,00–60,90	–			–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	
67,50–70,50	–			–	–	–	–	1	–	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	
70,50–71,40	–			–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	
71,40–73,00	–			–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
73,00–73,50	–			–	–	–	–	–	sz	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
73,50–76,00	sz			sz	–	–	sz	2	sz	–	2	–	–	–	–	1	–	1	–	–	1	
83,00–86,00	–			2	–	sz	sz	2	1	–	–	–	sz	–	–	sz	–	sz	–	–	–	
92,00–94,70	–			–	–	–	sz	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	

A zárójelben levő számok jelentése: 1. Idiomorf, hipidiomorf, magnás rezorpció gyakori, 2. xenomorf, zárványos, 5. szintelen-rózsaszínű, nyúlt habitusú, 6. szintelen, zömök habitusú, ritkán zónás, gyakran kop metrikus szemcsés, 8. sárgásbarna-szürkésbarna, idiomorf, nyúlt levélboríték formájú, a lapokon gyakori hetők fel, 10. zöldesbarna, xenomorf töredékek, pleokróosság nem észlelhető; zöldeskék-lilásvörös idiomorf-13. mállott, fakult, gyakran kloritosodott, rutiltűkiválás gyakori

sz = szórványos, + = vulkáni üveg n > balzsam

vizsgálata a 0,1–0,2 mm  $\varnothing$  frakcióból  
maradékból)

szemcse %-ban								Könnyűásványok szemcse %-ban														
és metamorf)					Epigén			Nehézásvány súly%	kvare	kalcidon	kvarcit és közettörmelek	ortoklász	mikroklín	szanidín	albit	oligoklász	andezin	labradorit	muskovit	vulkáni üveg és horzsakő	kovával cementált agyagásvány	Összesen
hornblende	lamprobolit	biotit (12)	biotit (13)	apatit	pirit	limonit	Összesen															
-	-	-	5	1	-	20	100	0,5	70	-	13	2	2	-	sz	4	2	2	-	-	5	100
1	-	-	2	-	-	19	100	0,5	76	-	10	5	3	-	sz	2	sz	-	-	-	4	100
5	-	-	2	-	-	17	100	0,3	60	-	9	2	2	-	-	6	3	-	-	-	18	100
23	-	10	-	-	-	4	100	0,1	26	-	4	-	-	-	-	4	1	1	5	-	59	100
-	-	-	3	-	-	22	100	0,3	72	-	7	1	3	-	sz	3	1	-	-	-	13	100
68	-	-	2	1	-	4	100	1,1	5	-	-	-	-	-	-	4	sz	-	8	-	83	100
38	-	4	10	8	2	-	100	1,9	1	-	-	-	-	-	-	2	2	-	sz	87	8	100
8	-	-	64	2	-	-	100	0,3	27	-	3	1	1	-	-	3	1	sz	27	-	37	100
18	-	19	-	4	-	4	100	0,4	41	-	4	5	3	-	-	11	2	-	11	-	23	100
4	-	38	30	-	-	sz	100	0,1	18	-	1	sz	sz	-	-	3	sz	-	2	-	76	100
1	-	96	-	-	sz	-	100	0,3	24	-	2	sz	sz	-	-	5	2	sz	37	sz	30	100
1	1	-	32	-	51	-	100	3,3	10	1	-	sz	sz	-	-	5	3	-	-	-	81	100
1	-	-	5	-	85	-	100	0,2	37	-	3	-	-	-	-	2	sz	-	1	-	57	100
2	-	78	-	1	-	2	100	0,4	20	-	4	sz	3	sz	-	6	4	sz	9	14	40	100
-	-	56	-	-	36	1	100	0,2	18	3	6	2	3	-	sz	7	2	-	2	sz+	57	100
-	-	-	1	-	98	-	100	3,6	20	3	3	1	3	-	-	5	2	-	1	-	62	100
-	-	-	1	-	97	-	100	23,5	10	-	-	-	-	-	-	5	2	1	sz	-	82	100
50	-	49	-	sz	sz	-	100	10,7	1	5	-	-	2	-	-	15	4	-	-	73	-	100
1	-	2	-	-	97	-	100	27,3	36	2	12	-	-	-	-	24	10	sz	-	9	7	100
-	-	100	-	-	-	-	100	4,3	1	-	-	-	-	-	-	5	1	-	-	3	90	100
1	-	1	-	-	91	-	100	11,7	41	7	7	1	sz	-	-	10	5	-	-	sz+	29	100
-	-	-	31	sz	64	sz	100	7,6	66	sz	24	sz	3	-	-	2	sz	-	sz	-	5	100
1	-	-	9	-	89	-	100	0,5	7	3	6	-	sz	sz	-	sz	2	1	8	sz+	63	100

szemcsés, 3. szintelen-szürke, gyakran anizotróp, 4. szintelen, rózsaszínű-vörös-illásvörös, izotróp, gyakran tatott, 7. szintelen, barnássárga árnyalatú, idiomorf-hipidiomorf rombusz alakú lapokkal határolt vagy izorovátkoltsággal, 9. szintelen, kerekded vagy zömök oszlopos lekerekített formák, kristálylapok ritkán ismerhipidiomorf, 11. világosbarna-barna, idiomorf, erősen pleokróos, 12. ép, barna, gyakran rezorbeált szegélyű,

(rendszerint fakult, kloritosodott, gyakran megfigyelhető rutiltűkiválással, gyakori cirkon zárvánnyal), apatit (nagyértékben koptatott, többnyire zárványos, zömök habitusú kristályok), cirkon (zömök habitusú kristályokkal), titanit (koptatott, töredezett), klorit (a biotit lebontásával kapcsolatos kialakulás), kvarc (jellemző füzéres zárványsorokkal), mikroclin, oligoklász, andezin, muszkovit (gyakori cirkonzárvánnyal). A mennyiségét tekintve hátterbe szoruló egyéb metamorf kőzetekből származó ásványokat a turmalin és disztén képviseli. A kvarcporfir ásványait idiomorf kristályként vagy kristálytöredékként megjelenő, hullámos kioltást nem tükröző kevés zárvánnyal jellemezhető kvarc, savanyú oligoklász, ortoklász és többnyire kalcedonosodott alapanyag-törmelék képviseli. Mezozóos magmatitokból származtatható az oktaéder és hexaéder kombinációját tükröző és a rombdodekaéderez kristályformájú magnetit, a gyakori piritzárványokat (magnetit után pszeudomorfoza) tartalmazó biotit; míg a zöld amfibol (zöld, zöldessárga pleokróossággal); a barna amfibol (idiomorf, *c* tengely irányában megnyúlt, erősen pleokróos kristályokkal); a zömök habitusú apatit [gyakori szubmikroszkopikus zárványokkal (Ce?)] részben a miocén andezitből származhat; a cirkon (részben); az anataz, epidot, zoizit, gránát (sárgás változatok) mezozóos magmás eredetre utal. A könnyűásványok közül a szanidin, az albit, andezin és vulkáni üveg, valamint az agyagásványosodott kőzettörmelék egy része képviseli a mezozóos magmatitok áthalmozott ásványait. A halpikkelyes agyagmárga területenként változó szakaszaiban tömegesen észlelhető a II. üledékképződési ciklushoz kapcsolódó riodácitos jellegű piroklasztikum áthalmozott anyaga (lásd később), melyet idiomorf, ép magnetit (főleg hexaéder és hexaéder—oktaéder kombinációját tükröző kristályok), augit, zöld amfibol (barna, zöldesbarnán pleokróos, kioltási szög  $8-12^\circ$ ), a többnyire *c* tengely irányában megnyúlt habitusú apatit, a színtelen és halvány rózsaszín zárványmentes, ritkán deltoidhuszonnégyest alkotó gránát, az alig koptatott, többnyire zárványmentes kagylós törésű kvarc, a többnyire zónás és ikerlemezes oligoklász-andezin, a horzsakő és a vulkáni üveg képvisel. A fenti vizsgálati eredmények alapján az üledékszállítás a mezozóos szigetegység peremi medencéiben a mezozóos hegység felől, a mecseki miocén D-i területen É—D-i, ÉK—DNy-i, illetve ÉNy—DK-i irányban folyt. Az ásványos összetétel kevert jellegének a teresztrikus összlethez való nagyfokú hasonlósága azt bizonyítja, hogy a halpikkelyes agyagmárga összlet törmelékes eredetű anyagának egy része idősebb miocén üledékek áthalmozódása során került a peremi üledékgyűjtőkbe. A teresztrikus összlet ásványos összetételében észlelhető prepaleozóos és paleozóos (főleg magmás), mezozóos (maggás) és miocén (piroklasztikus) eredetű ásványok, melyekhez csak töredék mennyiségben járul kristályos palákból származó ásvány, arányaikban is hasonlóak a halpikkelyes agyagmárga összlet képződményeire. A különbséget a közvetlen légi szállítással, vagy áthalmozással az üledékgyűjtőbe kerülő riodácittufa anyaga jelenti. A peremi süllyedékek kialakulásával körülbelül egyidőben meginduló vulkáni működés piroklasztikus anyaga igen nagy szerepet játszik a halpikkelyes agyagmárga összlet felépítésében.

**Agyagásványok.** A peremi süllyedékek vízének reduktív jellege kedvező körülményt biztosított a nagy tömegű, laza, horzsaköves struktúrájú piroklasztikus anyag részleges, sőt teljes lebontásához. Ez a közvetlen anyagszállítás a halpikkelyes agyagmárga képződményeinek agyagtartalmát egyes rétegek esetében jelentősen megnövelte. Az agyagásványok genetikájukat te-

kintve részben allotigén eredetűek, számottevő mennyiségük azonban autigén, epigén, illetve diagenetikus kialakulású. Az agyagásvány-együttest montmorillonit, illit, klorit, kaolinit képviseli. Mennyiségük a változékony anyagszolgáltatással szoros összefüggésben érzékenyen ingadozik.

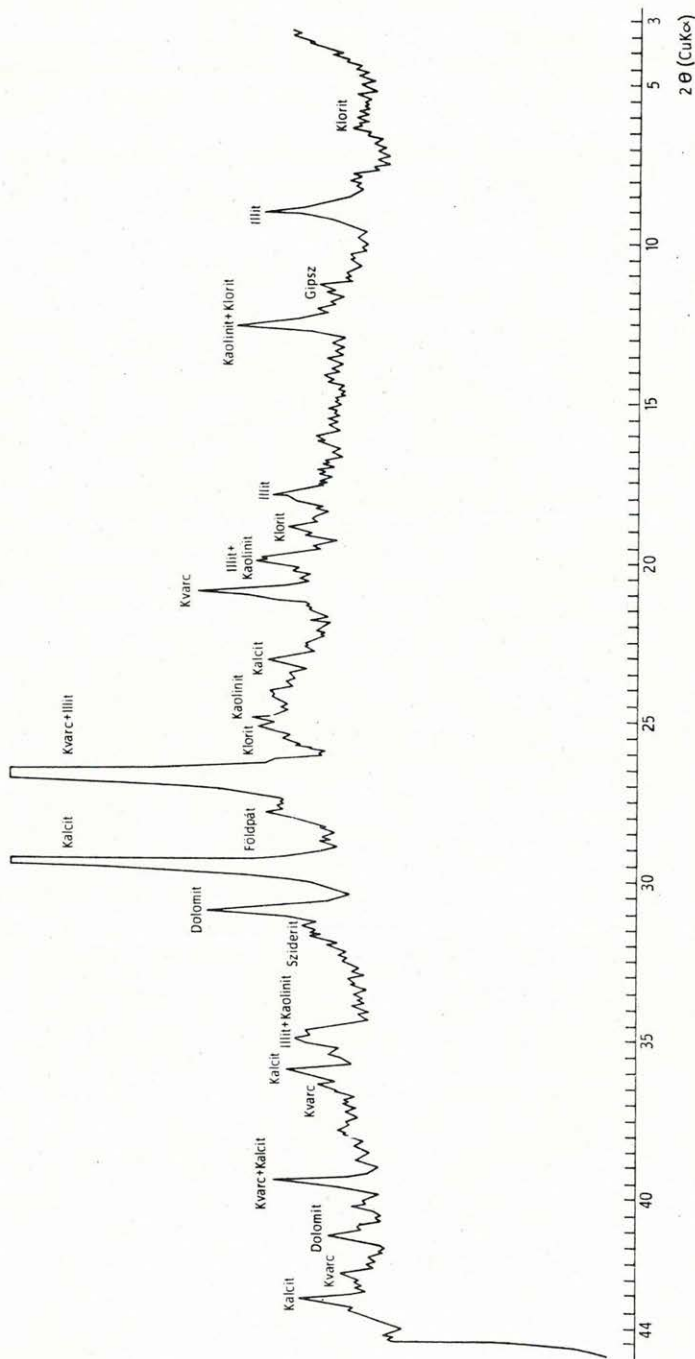
*Montmorillonit.* A montmorillonit mennyisége a riodácitos piroklasztikum anyagának a peremi lagúnákban, tavakban különböző mértékben való felhalmozódásával, illetve áthalmazódásával arányosan növekszik vagy csökken. Azokban a rétegekben, ahol riodácitos törmelék nem mutatható ki vagy csak kis mennyiségben észlelhető [pl. Ófalu, rákvölgyi feltárás (15. melléklet), Pusztakisfalu IV. sz. fúrás 60—62 m közötti mintái (14. melléklet)], valamint a Zengővárkony 59. sz. fúrásban feltárt alsó szintekben, a montmorillonit háttérbe szorul. Ezekben a rétegekben a teresztrikus összlet üledékeinek áthalmazott anyaga dominál és az igen jellemző montmorillonit—illit véletlenszerűen kevert rácsszerkezet figyelhető meg az illit túlsúlyával, amelynek növekedése a rácsba beépülő K-mal kapcsolatosan az üledék „érettebb” jellegét tükrözi.

*Illit.* Az adszorbeált káliumnak a rácsba való beépülése, az illit mennyiségének növekedése a halpikkelyes agyagmárga összletben jól megfigyelhető a teresztrikus összlet agyagos képződményeinek nagymértékben rendezetlen rácsszerkezetével szemben. A tömeges piroklasztikus törmelékből képződő montmorillonit nem alkot kevert rácsszerkezetet az illittel, mely utóbbi részben már allotigén módon került az üledékgyűjtőbe. Az illit mennyisége a piroklasztikumot nem vagy csak kisebb mennyiségben tartalmazó rétegekben domináns, 26%-ig növekedhet, s az összagyagásvány-mennyiségnek 35—75%-át adja.

*Klorit.* A röntgen-diffraktométeres felvételek szerint a klorit reflexiói — hasonlóképpen az illithez — élesebben kirajzolódnak a halpikkelyes agyagmárga összlet esetében, mint az idősebb miocén rendezetlenebb rácsszerkezetű agyagos üledékeiben. Mivel a klorit elsősorban a teresztrikus összlet áthalmazódó törmelékéhez kapcsolódik, mennyisége az áthalmazott üledék mennyiségének arányában növekedik, míg a nagyobb mennyiségű piroklasztikus anyagszállítás esetében kisebb klorittartalom figyelhető meg.

*Kaolinit.* Az illithez és a klorithoz hasonlóan karakterisztikus reflexiók jellemzik. Mennyisége a teresztrikus összlet üledékeihez viszonyítva a halpikkelyes agyagmárgában számottevőbb, ez — a klorithoz hasonlóan — nagyrészt autigén képződését támasztja alá. A tengervízhez viszonyítva alacsonyabb pH-jú tavi, illetve lagúna környezet kedvező körülményt biztosított a kaolinit kialakulásához. (Šavanyú pH mellett ui. kevesebb Si oldódik, ez kaolinit —  $Al_2O_3:SiO_2=1:2$  — képződéséhez vezet.) A kaolinit mennyisége a röntgen-diffraktométeres felvételek szerint a kloritéval közel azonos.

A halpikkelyes agyagmárga összlet tavi—lagúna kifejlődését jellemzően visszatükröző agyagásványok — rendezett rácsszerkezetükkel, s ennek megfelelően éles reflexiók csúcsaikkal — az üledékek „érett” jellegét bizonyítják (16. ábra), ellentétben a teresztrikus összlettel, amelyből a tavi összlet egyes képződményeinek túlnyomó része származtatható. Jellemző a kőzetek  $K_2O-Na_2O$  arányainak eltérő alakulása is a teresztrikus összlethez viszonyítva. Míg a teresztrikus összletben a  $K_2O-Na_2O$  aránya az üledékes összletben felfelé haladva — pl. a Szászvár 8. sz. fúrás szelvényén belül — 1,9—3,2-től 2,5—5,3-ig növekedik, addig a halpikkelyes agyagmárga összletben 4,3—7,0-ig emelkedik. Ezek az adatok természetesen azokra a képződményekre vonatkoz-



16. ábra. Rendezett rács szerkezetű agyagásványokat tartalmazó „érett” üledék röntgen-diffraktométeres felvétele. Zengővárkony 59. sz. fűrés, halpikkelyes agyagmárga összet. (Felvette: NAGYNÉ MELLES M.)

Fig. 16. X-ray powder diffraction patterns of a "mature" sediment containing clay minerals of ordered lattice, Fish-Scalé sequence, borehole Zengővárkony No. 59. (Analyst: M. NAGY—MELLES.)

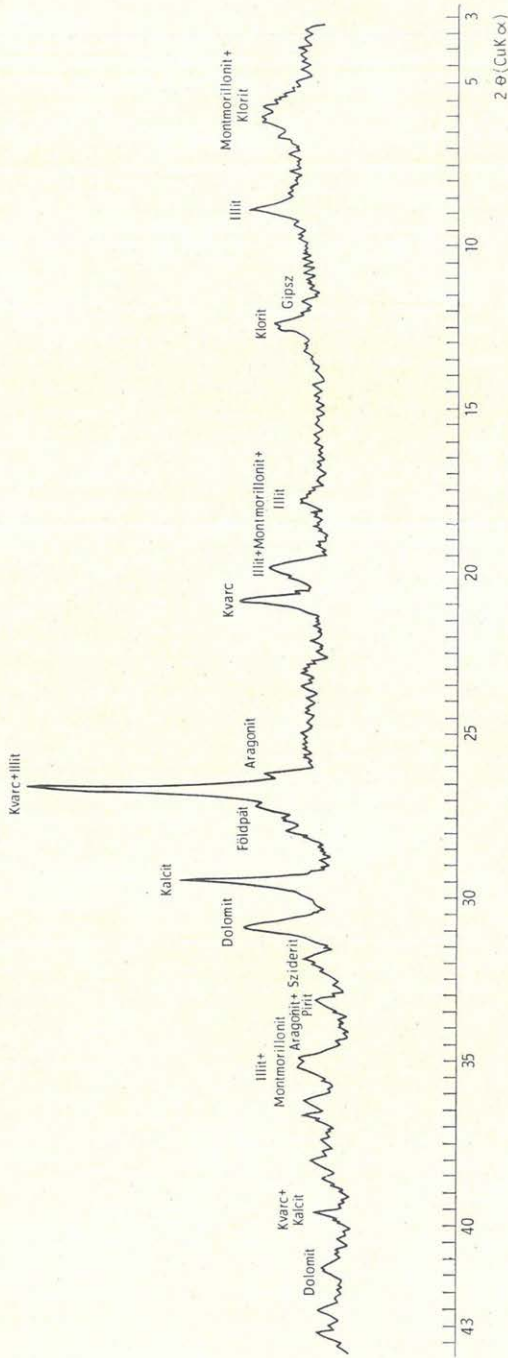


nak — a halpikkelyes agyagmárga összeteten belül —, melyekben a riódácit tufa anyagszolgáltatása nem játszik szerepet, vagy elhanyagolhatóan kevés. A riódácitos piroklasztikum anyagszolgáltatása érzékenyen befolyásolja a halpikkelyes agyagmárga összetet egyébként „érett” jellegű üledékeit. Az üledék-képződés területenként változó — többnyire középső — szakaszában felélénkülő vulkáni tufaszórás anyagának a medencékbe való szállítódása során szembetűnő különbségek alakultak ki az agyagásványfajták egymáshoz viszonyított aránya szerint. A tavi—lagúna környezetre kevésbé jellemző montmorillonit nagy mennyiségű képződése is alátámasztja azt az eddigiekben lefektetett tényt, hogy az agyagásványok kialakulásának egyik fontos vektora a szállítódó anyag eredeti ásványkémiai összetétele.

Összefoglalásul megállapítható, hogy a hegységperemi üledékgyűjtőkben az agyagásványok egy része allotigén jellegű, számottevő hányada azonban autigén kialakulású. A lassú üledékfelhalmozódás folyamán lehetőség nyílt az agyagásvány-rácsszerkezetek fokozott rendeződésére és az  $O_2$ -szegény, feltehetően alacsony pH-jú közegben (szervesanyag-tartalom) a szilikátok lebontása fokozottabban érvényesült.

**Biogén és vegyi eredetű ásványok.** A halpikkelyes agyagmárga összetet jellemző képződményeiben jelentős mennyiségűek. A *kalcit* 20,4, a *dolomit* 75,0, a *sziderit* 1,5, a *pirit* 7,0%-os maximális mennyiségben vesz részt a kőzetek felépítésében. A felsővízű medencékben a mészkiválás főleg vegyi úton történt, biogén képződése kisebb mértékűnek ítéltető. A vegyi úton képződött kalcit kizárólagosan finomkristályos megjelenésű. A kisebb-nagyobb mennyiségű, hasonlóképpen finomkristályos dolomit megjelenése e reduktív környezetben törvényszerű. A dolomit a hegység D-i előterében képződött halpikkelyes agyagmárga összetetben, rendszerint 5% alatti mennyiségben észlelhető, majd az összetet felső szakaszában mennyisége ugrás-szerűen megnő, s a végleges tengerelöntés idején, a tavi összetet és a sekély-tengeri slír képződmények határretegeként (a Zv. 59. sz. fúrás adatai szerint), agyagos, kovás dolomitréteg képződött (13. ábra). A mindössze pár centiméter vastag, barnás színű, finomkristályos, gömbölyded mikrokristályos foltokkal jellemzett szövetű kőzet 75%-ban dolomitból áll (mellette hidromuszkovit—muszkovit, agyagásványok), 12—15% illit és klorit, 3% pirit, 5—10% autigén kvarc észlelhető. A 20—80  $\mu$ -os víztiszta, ritkábban mozaik struktúrájú kvarc hullámos körvonalú, az alapanyagba ujjasan illeszkedő. A kvarc a kovagél kicsapódásával képződött opálból diagenetikus hatásra kristályosodott át. A kőzet további jellegzetessége, hogy a dolomit mellett más karbonát nem mutatható ki. A dolomitnak ez a — mecseki miocén üledékekben szokatlan mérvű — képződése szerves bomlásra vezethető vissza. A transzgresszió fokozódásával a szakaszosan előrenyomuló tenger ui. tömegesen sodorhatott normál sótartalomhoz szokott plankton szervezeteket a felsővízű medencében, melyek ott tömegesen pusztultak el. A szerves bomlás a dolomitosodást elősegítette. Szerves bomlásra utal a pirittartalom, a folyamatot kísérő redox-potenciál-csökkenés és a  $SiO_2$  kiválás is, mely a fehérjebomlás során képződő és felszaporodó ammóniumkarbonát hatására történhetett. A dolomitosodáshoz feltehetően hozzájárult az állandósuló tenger Mg-sóinak metasomatizáló hatása is.

A mezozóos hegységtől ÉNy-ra elhelyezkedő peremi süllyedékekben (pl. Magyaregregy VII. sz. fúrás), a típusos lagúnaüledékekben, a halpikkelyes agyagmárga összetet egyes rétegeinek dolomittartalma a D-i területekéhez vi-



17. ábra. Aragonitot tartalmazó márga. Magyarregy VII. sz. fűrés, halpikkelyes agyagmárga összlet.  
(Felvételt készítette és kiértékelte: NAGYNÉ MELLES M.)

Fig. 17. Aragonite-bearing marl. Fish-Scale sequence, borehole Magyarregy No. VIII.  
(Registered and interpreted by M. NAGY-MELLES.)

szonyítva lényegesen nagyobb. A dolomittartalom a halpikkelyes agyagmárga összletre jellemző és a gyakori aragonittal (17. ábra), mely a hegység D-i és ÉNy-i területeinek kifejlődésében egyaránt előfordul, fordított arányban áll. Ez a tény a dolomitnak mészhéjak metasomatikus dolomitosisa útján való képződésével hozható kapcsolatba. A kalcitból álló biogén héj- és váz-törmelék a tenger menti sülledekekbe behatoló tengervíz hatására részben dolomitosodott, a környezetben tömegesen pusztuló makrofauna és a plankton szervezetek bomlása a dolomitosisát elősegítette. A nagyobb dolomittartalmú rétegek (a dolomit mennyisége 39%-ig is emelkedhet!) a tavi üledéksorba települő ingressziós padoknak tekinthetők. A Magyaregregy VII. sz. fúrás ásványos összetételét a fenti kérdések megoldását célzóan NAGYNÉ MELLE S. M. és SOHÁNYI SZALAY K. vizsgálta (1964). Figyelemreméltó tény, hogy aragonit a miocén üledéksorban kizárólagosan alacsony pH-jú üledékekben vált ki, illetve maradt fenn, ahol szerves bomlás folyamatai kísérték az üledékes ásványok epigén képződését. Az aragonit kialakulásához a meleg, felsővízi lagúna hatása is, mint ülepítő közegé, hozzájárulhatott.

A sziderit egyes rétegekben észlelhető; epigén kialakulása alacsony redox-potenciálhoz kötött. Mennyisége 1,5%-ig növekedhet.

A pirit a zárt vizű medencék jellegzetes epigén ásványa; organikus eredetét a jellegzetes gömbös megjelenés igazolja (bakteriopirit). Oktaéderekként való megjelenését csak a Zengővárkony 59. sz. fúrásban a dolomitréteg felett (a peremi süllyedés tengervízzel történő elöntése után képződött rétegben) észleltük, amely tény a mikrokonkréciók kifejlődését elősegítő mikroorganizmusok gyors pusztulására utalhat.

A fenti vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a halpikkelyes agyagmárga képződésének idején a szigethegységtől D-re elhelyezkedő peremi süllyedések a nyílt tengertől viszonylag elzártabb helyzetűek voltak, míg a hegységtől nyugatra kialakuló, kevésbé elszigetelt üledékgyűjtőkbe a tengervíz időszakonként behatolhatott.

### c) Nyomelemek

A halpikkelyes agyagmárga összletet a nyomelemek figyelemre méltó dúsulása jellemzi (6. ábra). Az össznyomelem mennyiség lényegesen nagyobb, mint a teresztrikus összlet folyóvízi üledékeinek bármelyikében: 8000—9000 ppm. A zárt medencéjű állóvízben ugyanis a nyomelemek kimosódása nem következett be. A jelentékeny agyagtartalom is elősegítette a nyomelemek adszorbeálódását. A kiemelkedő mennyiségű Ti a paleozóos—mezozóos eredetű törmelékanyag ismételt áthalmazódása ellenére további növekedést tükröz (6000 ppm-ig). A Sr—Ba (500—1000, illetve 400 ppm értékekkel) részben idősebb üledékekből származik, részben a biogén eredetű karbonáttartalommal hozható kapcsolatba. A mangán az oxigénszegény viszonyoknak megfelelően kiemelkedő feldúsulást nem mutat; a  $Mn^{++}$  iont a hasonló ionsugarú kalcium rejtetheti, s ezért — legalábbis egy része — biogén eredetűnek tekinthető. A Mn-nal kapcsolatban megjegyezhető, hogy mennyisége a B tartalom szaporodásával párhuzamosan erősen csökken (fokozódó tengerelöntés). A B (600 ppm) a helyenként feldúsuló V-mal (500 ppm) együtt jelenik meg. A B és V dúsulása azokban a képződményekben észlelhető, melyekben a redukzív viszonyokkal összefüggő pirit mennyisége csökken. A B és V tartalmú rétegek már a halpikkelyes összlet felső szakaszát képviselik, melyek kialakul-

lása a fokozódó transzgresszió idejére tehető és viszonylagos felszaporodásuk a medencébe sodródó algákkal és különféle tengeri állatok dúsitó tevékenységével hozható kapcsolatba. A 80—100 ppm-ig dúsuló Cr, a 60 ppm-ig dúsuló Pb, a 16 ppm-ig dúsuló Ga, a 10 ppm-ig dúsuló Sn, a 40 ppm-ig dúsuló Zn, a 60 ppm-ig dúsuló Ni és az elenyészően csekély Co-nak túlnyomó része — megítélésünk szerint — a tavi üledékekbe kerülő szerves (főleg növényi) anyaggal hozható kapcsolatba.

Az oxigénszegény vizű medencék lassú, nyugodt üledékképződést tükröző kőzettípusai mind ásvány—kőzettani, mind pedig geokémiai szempontból értékelve, a mecseki miocén kifejlődések egyik jellemző és igen elterjedt sorozatát képviselik, melyek egyéni jellemzőik alapján jól azonosíthatók.

### 3. RIODÁCITTUFA\*

#### *Települési viszonyok, elterjedés*

A II. miocén üledékképződési ciklus során újabb vulkáni tevékenység indult, amelynek anyaga a ciklus heteropikus kifejlődésű változatos kőzetfácieseibe települt. Megtaláljuk a congeriás öszlet és a halpikkelyes agyagmárga öszlet félsósvízi üledékeiben, a partszegélyi kifejlődésű budafai öszletben és a tengeri kifejlődésű slír öszletben. A felszíni feltárások, fúrások adatai alapján megállapítható, hogy a tufaszórás ekkor az egész hegységre kiterjedt (HÁMOR, 1970: XIV. melléklet). A tufa vastagsága átlagosan 1—10 m között változik; a K-i Mecsek D-i előterében Vasas és Apátvarasd között az átlagosnál nagyobb vastagságban mutatható ki.

#### *Ásvány-kőzettani jellemzés*

A riodácittufa világosszürke—zöldesszürke vagy szürkésfehér, közepes keménységű vagy kézzel morzsolható, az utólagos kovásodás mértéke szerint. A kőzet minden esetben rétegzett, szemben az idősebb riolit-ártufával. A tufa uralkodó szemnagysága a kőzetliszt frakciónak megfelelő (0,005—0,06 mm). A kőzetben makroszkóposan csak a színes szilikátok: biotit és kevés amfibol ismerhető fel.

A finom szemcséjű, szárazföldre hullott tufa gyakran „borsóköves” (IX. tábla 1.), legfeljebb 1 cm átmérőjű „pellett”-ekkel (golyócska, tufagalacsin) jellemezhető. A „pellett”-ek saját anyagú, rendszerint kristálymag nélküli, gömb vagy tojásdad alakú képletek (IX. tábla 2.). A „pelletesedés” a tufa jellegzetes szerkezeti sajátossága, képződése a forró vulkáni por és a talaj érintkezésén az utóbbi nedvességtartalmából származó vízgőz hatására vezethető vissza, mely a könnyen gördülő finom anyag összetapadását előidézi. Ebből következik, hogy „pelletes” szerkezet csupán a szárazföldre hullott tufára jellemző, amit a hegység területének más helyein vízbe hullott és „pellett” képletek nélküli kifejlődései is tanúsítanak. A „pelletes” szerkezet kialakulását a lerakódási hely szárazföldi jellegén kívül a vulkáni por rendkívül finom szemcsemérete is elősegítette.

\* A felsőhelvétii piroklasztikumra vonatkozó kutatástörténeti áttekintést lásd az alsóhelvétii riolit-ártufa tárgyalásánál.

## A riodácittufa minták térfogatszázalékos ásványos összetétele

Lelőhely	Horzsakő és vulkáni üveg + kristálytöredékek <50 $\mu$ (%)	Kristálytöredékek 50 $\mu$ < (%)	Az 50 $\mu$ < kristálytöredékek ásványos összetétele (%)					
			kvarc	szanidin	plagioklász	biotit	amfibol	Összesen
Kárász. Fővölgy	93,1	6,9	3,1	—	76,4	15,3	5,2	100,0
Komló 147. sz. f. 90,0—91,0 m	89,4	10,6	2,5	—	75,1	22,4	—	100,0
Komló. Bányászfürdő	98,0	2,0	—	—	97,7	2,3	—	100,0
Vasas. Vasúti bevágás, a tufa felső részéből	87,1	12,9	1,9	0,6	62,7	15,5	19,3	100,0
Vasas. Vasúti bevágás, a tufa középső részéből	96,5	3,5	4,5	0,8	70,6	21,8	2,3	100,0
Pécsvárad XXVIII. sz. f. 52,1—53,2 m	92,8	7,2	0,9	—	61,7	17,9	19,5	100,0
Zengővárkony 33. sz. f. 108,5—109,0 m	95,4	4,6	9,8	—	70,6	19,6	—	100,0
Zengővárkony 59. sz. f. 73,0—73,5 m	85,7	14,3	—	—	61,9	31,0	7,1	100,0
Apátvarasd V. sz. f. 175,9—179,8 m	97,0	3,0	5,8	1,9	61,1	31,2	—	100,0
Fruska Gora Rakovacz (Jugoszlávia)	83,1	16,9	1,3	—	66,2	27,3	5,2	100,0

A szárazföldre hullott tufa gyakran tartalmaz szénült levél- és egyéb növényi maradványokat. E növényi maradványok szénülési foka — makroszkópos megítélés szerint — jóval kisebb az idősebb riolit-ártufába zárt növényi maradványokénál.

A tufa fajsúlya 2,45—2,50, porozitása 35—48% között változik.

A kőzet mikroszkópos képe — a makroszkópos sajátosságokkal összhangban — légi úton szállított vulkáni por jellegzetességeit tükrözi. A tufa általában vitroklasztos, s csak a vízben ülepedett és így nagyobb mértékben szelektálódott változatok esetében találunk krisztallovitroklasztos kifejlődést. A kristálytöredékek mennyisége általában 10% alatt marad, csak kivételes esetben éri el a 15—17%-ot. Különböző lelőhelyek kőzetmintáiból készült vékonyecsiszolatok pontszámoló asztalon végzett mérése alapján a kristálytöredékek ásványtani megoszlását táblázatban foglaltuk össze, amelyen egyúttal a kristálytöredékeknek a vulkáni üveghez és horzsakőhöz viszonyított térfogatszázalékos mennyiségét is feltüntettük (5. táblázat).

A tufa ásványos összetétele a riolit-ártufáénál bázisosabb magmaeredetűre utal. Szembetűnő a kvarc kis mennyisége s az amfibol (zöld amfibol) viszonylag nagy gyakorisága. A mikromineralógiai vizsgálatok szerint a tufa egyes lelőhelyeken barna amfibolt, hipersztént, sőt szórványosan augitot is tartalmaz (6. táblázat).

A riódácitufa mikromineralógiai vizsgálata a 0,1—0,2 mm Ø frakcióból

Lelőhely	Nehézszárványok szemcse%-ban													Könnyszárványok szemcse%-ban						Összesen										
	magnetit	biotit	amfibol (zöld)	amfibol (barna)	hiperztén	augit	apatit	cirkon	metamikt cirkon	titanit	epidot	gránát	pirit	illimnit	kalcit	Összesen	kvarec	szandin	plagioklász		volkani üveg—hor- zsakó—hólyagos üveg	volkani üveg—hor- zsakó, hólyagos üveg kristály- kezdemenyekkel	kovával cementált agyagsvány- szemcse	24	23	22	21	20	19	18
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Kárász. Fővölgy, 1 sz. minta	5	83	7	—	1	—	1	1	—	—	—	2	—	—	—	100	4,1	—	14	20	66	—	—	100	—	—	—	—	—	
Komló. Bányászfürdő	46	26	4	—	—	—	—	5	—	—	—	1	1	17	—	100	0,6	—	4	46	50	—	—	100	—	—	—	—	—	
Komló. Régi mút hajtúka- nyarjából	6	56	8	2	—	—	—	—	—	1	1	2	—	21	3	100	1,0	—	4	92	4	—	—	100	—	—	—	—	—	
Komló. Andezitbánya, 1. minta	6	10	62	4	7	—	2	4	sz	—	—	3	—	2	—	100	1,7	3	25	—	65	5	—	100	—	—	—	—	—	
Komló. Andezitbánya, 2. minta	12	75	4	3	—	—	3	2	sz	—	—	—	—	—	1	100	10,24	4	28	—	66	—	—	100	—	—	—	—	—	
Pécsszaboles. É-i árok	—	—	95	—	—	—	2	—	—	2	—	1	—	—	—	100	2,4	22	5	49	24	—	—	100	—	—	—	—	—	
Vasas. Vasúti bevágás, felső rész	—	55	42	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	1	100	8,9	1	19	—	80	—	—	100	—	—	—	—	—	
Vasas. Vasúti bevágás, közép- ső rész	—	71	26	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	1	100	2,9	—	8	6	86	—	—	100	—	—	—	—	—	
Vasas. Vasúti bevágás, alsó rész	—	89	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	100	2,6	—	10	27	63	—	—	100	—	—	—	—	—	
Hosszúhetény. Vízmű, fimo- mabb szemű tufa	3	89	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2	3	100	2,0	—	1	3	96	—	—	100	—	—	—	—	—	
Hosszúhetény. Vízmű, dur- vább szemű tufa	—	72	23	—	—	—	1	—	—	—	—	1	1	2	—	100	2,5	5	17	28	50	—	—	100	—	—	—	—	—	
Pécsvárad XXVII. sz. f. 67,2—69,3 m	1	71	21	—	3	1	1	1	sz	—	—	—	1	—	—	100	4,0	2	11	—	87	—	—	100	—	—	—	—	—	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
Pécsvárad XXXVIII. sz. f. 51,5—54,2 m	—	58	37	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	1,3	—	—	14	11	75	—	—	100
Zengővárkony 59. sz. f. 70,5—71,4 m	—	49	48	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	10,7	1	—	21	77	—	1	—	100
Zengővárkony 59. sz. f. 73,0—73,5 m	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	4,3	1	—	6	3	—	90	—	100
Zengővárkony 33. sz. f. 106,8—107,0 m	2	84	7	2	—	—	1	2	sz	—	—	—	2	—	—	100	1,0	—	—	24	76	—	—	—	100
107,0—107,5 m	1	66	31	—	—	—	2	2	sz	—	—	—	—	—	—	100	1,0	—	—	7	93	—	—	—	100
107,5—108,0 m	1	49	58	sz	—	—	1	1	sz	—	sz	—	—	—	—	100	2,5	—	—	33	67	—	—	—	100
108,5—109,0 m	4	91	5	sz	—	—	—	—	sz	—	sz	—	—	—	—	100	2,1	—	—	13	87	—	—	—	100
109,5—110,0 m	5	83	9	1	—	—	—	—	2	sz	—	—	—	—	—	100	2,7	—	—	12	88	—	—	—	100
110,5—111,0 m	4	94	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	1,7	—	—	19	81	—	—	—	100
111,0—111,7 m	2	93	3	—	—	—	1	1	sz	—	—	—	—	—	—	100	2,2	—	—	6	94	—	—	—	100
111,7—112,0 m	—	96	2	—	—	—	1	1	sz	—	—	—	—	—	—	100	2,4	—	—	17	83	—	—	—	100
112,0—112,4 m	6	85	5	1	—	—	1	2	sz	—	—	—	—	—	—	100	0,6	—	—	9	91	—	—	—	100
112,6—112,8 m	—	93	—	—	—	—	5	—	—	2	—	—	—	—	—	100	2,9	84	—	16	—	—	—	—	100
Zengővárkony 38. sz. f. 59,7—61,4 m	—	91	—	—	—	—	—	5	sz	—	—	1	—	—	3	100	0,2	—	—	6	85	4	5	—	100
Apátvarasd V. sz. f. 67,2—68,1 m	2	71	11	—	—	—	—	1	sz	—	—	3	5	4	3	100	1,8	—	—	—	—	—	100	—	100
68,1—68,7 m	—	76	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	19	—	4	100	3,8	1	—	1	98	—	—	—	100
68,7—69,5 m	—	46	49	—	4	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	100	4,6	—	—	17	83	—	—	—	100
69,5—70,8 m	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	3,4	—	—	15	85	—	—	—	100
167,0—168,2 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0	—	—	—	—	—	100	—	100
168,2—170,8 m	3	84	—	—	—	—	—	2	—	—	—	1	—	10	—	100	0,5	1	—	—	5	—	—	—	100
175,9—179,8 m	—	96	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	0,6	1	—	16	68	12	3	—	100
Pusztakisfalva V. sz. f. 67,0—67,7 m	1	92	1	—	—	—	2	—	—	—	1	1	—	2	—	100	20,2	8	—	73	9	—	10	—	100
Erdősmecke VII. sz. f. 21,8 m-ben	—	71	27	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	100	1,8	—	—	—	81	19	—	—	100
Fruska Gora Rakovacz (Jugoszlávia)	3	65	29	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	4,4	—	—	22	57	21	—	—	100

Megjegyzés: sz = szorványos

## A riódácittufa

Lelőhely	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1. Kárász. Fővölgy. (1. sz. minta)	66,91	0,20	14,68	1,64	0,87	0,08
2. Komló. Bányászfürdő (2. sz. m.)	63,90	0,19	15,69	1,84	0,60	0,12
3. Komló. Régi műút hajtúkanyarjában	57,59	0,21	15,49	2,81	0,29	0,05
4. Komló. Andezitbánya	49,59	0,11	19,85	3,37	0,36	0,10
5. Komló 147. sz. f. 90,1–90,3 m	59,04	0,12	17,34	1,55	0,71	0,10
6. Komló 147. sz. f. 90,3–91,0 m	62,28	0,12	16,34	1,31	1,04	0,06
7. Komló 147. sz. f. 91,0–91,2 m	67,12	ny	15,36	0,99	0,90	0,05
8. Vasas. Vasúti bevágás felső rész	60,86	0,37	15,42	2,33	0,86	0,15
9. Vasas. Vasúti bevágás középső rész	64,33	0,30	14,50	1,78	0,56	0,12
10. Vasas. Vasúti bevágás alsó rész	59,56	0,29	16,41	2,47	0,47	0,17
11. Pécsvárad XXVIII. sz. f. 51,5–54,2 m	62,11	0,28	16,05	1,71	1,33	0,11
12. Zengővárkony 59. sz. f. 70,5–71,4 m	64,21	0,60	16,46	0,90	0,71	0,12
13. Zengővárkony 59. sz. f. 73,0–73,5 m	61,15	0,85	16,12	1,03	1,76	0,14
14. Zengővárkony 33. sz. f. 106,8–107,0 m	67,44	0,11	14,26	1,17	0,80	0,05
15. Zengővárkony 33. sz. f. 109,0–109,5 m	68,88	0,27	13,97	0,79	0,98	0,04
16. Zengővárkony 33. sz. f. 110,5–111,0 m	68,36	0,17	14,08	0,90	0,93	0,06
17. Zengővárkony 33. sz. f. 111,7–112,0 m	66,05	0,22	14,20	1,15	0,98	0,07
18. Apátvarasd V. sz. f. 68,1–68,7 m	69,11	0,19	13,43	1,07	1,21	0,14
19. Apátvarasd V. sz. f. 69,5–70,8 m	60,25	0,19	17,24	1,62	1,56	0,12
20. Apátvarasd V. sz. f. 167,0–168,2 m	54,67	0,24	16,26	2,87	1,28	0,16
21. Apátvarasd V. sz. f. 168,2–170,8 m	62,46	0,25	16,15	0,71	1,15	0,15
22. Vulkanai üveg és horzsakő Zengővárkony 33. sz. f.	71,88	ny	15,14	0,39	0,78	–

Elemzők: GUZYNÉ SOMOGYI A.: 1, 3, 8–10  
 JANKOVITS L.: 2, 5–7, 11, 14–17, 22  
 TOLNAY V.: 4, 12, 13, 18–21



## kémiai elemzésesei

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+ H <sub>2</sub> O	- H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	- O	Össze- sen %
ny	2,78	2,40	1,45	5,63	2,95	ny	0,09	0,08	0,04	99,72
0,99	1,74	1,73	2,73	9,36	1,04	0,20	ny	—	—	100,13
1,49	1,71	1,04	1,70	7,66	10,02	—	0,02	—	—	100,08
2,42	3,31	1,18	0,39	7,61	12,11	ny	0,05	—	—	100,45
2,46	1,99	1,34	2,23	6,40	6,82	0,44	0,05	—	—	100,59
1,93	2,31	1,88	2,45	5,67	4,47	0,34	0,05	—	—	100,25
1,22	1,67	2,04	3,41	5,88	1,63	0,16	0,05	—	—	100,48
1,52	3,17	1,59	2,49	6,06	4,93	—	0,07	—	—	99,82
0,88	2,15	1,50	3,20	6,26	4,31	—	0,05	—	—	99,94
1,20	2,50	1,50	2,26	6,27	7,29	—	0,07	—	—	100,46
0,85	4,09	2,01	3,09	4,48	3,59	0,29	0,07	—	—	100,06
0,95	3,54	2,13	3,31	4,66	1,83	0,16	0,10	0,13	0,07	99,74
1,29	2,91	1,71	2,76	5,22	4,95	0,12	0,10	0,25	0,13	100,23
0,54	1,68	1,81	3,44	5,59	2,82	ny	0,03	—	—	99,74
0,17	1,85	1,99	3,68	5,48	1,47	ny	0,04	—	—	99,61
0,28	1,95	1,94	3,55	5,36	2,16	—	0,07	—	—	99,81
0,78	2,10	1,80	3,27	5,49	3,55	—	0,09	—	—	99,74
ny	1,54	1,58	3,94	5,66	1,23	0,45	0,05	0,76	0,38	99,98
1,39	3,01	1,67	2,46	4,93	4,95	0,24	0,05	0,83	0,42	100,09
2,17	1,81	0,34	1,43	6,86	11,31	—	0,27	0,10	0,05	99,72
1,37	2,48	1,53	2,44	6,94	4,57	—	0,12	—	—	100,32
0,77	1,28	1,95	4,06	3,26	0,10	0,49	ny	—	—	100,10

A gyér kristálytöredékek ásványos összetétele mellett az anyagi összetétel fő hordozójának, a vulkáni üvegnek törésmutatóját is meghatároztuk. A tufa vulkáni üveganyagának törésmutatója átlagosan 1,503, vagyis megegyezik a riodácitláva-üveg törésmutatójával (TRÖGER, 1959). Ennek alapján a piroklasztikumot riodácitos összetételű magma termékének foghatjuk fel.

A riodácittufa uralkodó részét alkotó amorf törmelékanyag fő megjelenési formái:

1. Víziszta üveg, jellemző homorú körvonalakkal, gyakoriak az ún. „combesont” formájú képletek (IX. tábla 3.). Méretük 0,3 mm-ig terjed.
2. Horzsakő (X. tábla 1.), 0,1–0,4, ritkán 1,5 mm mérettel.
3. Hólyagos üveg (X. tábla 2.) rendszerint ellipszoid vagy körte alakú gázzárványokkal. Mérete a horzsakőénél rendszerint kisebb. A hólyagos üvegbe zárt gáz jelentékeny hányada  $\text{CO}_2$ , amit a centrifugálás útján leválasztott üveganyag vegyelemzése is bizonyít (7. táblázat).

### Pre-explozív ásványok

*Plagioklász.* A kristálytöredékek között uralkodó mennyiségű plagioklász átlagosan 0,05–0,4 mm nagyságú, az 1–1,5 mm átmérőjű kristálytöredékek ritkák. A kristályok többnyire zónásak, gyakran ikerlemezesek, ritkább a karlsbadi és albitiker együttes fellépése. Törésmutatójuk a kanadabalzsaménál minden esetben nagyobb, a szimmetrikus kioltás alapján főleg oligoklász—andezin összetételűek, gyakori azonban a labradorit is. A plagioklászok meghatározására a kioltás megállapítása mellett felhasználtuk a törésmutatómérést is. A törésmutató meghatározását a lazított anyag 0,1–0,2 mm-es frakciójának megfelelő törésmutatójú folyadékokba való beágyazásával végeztük. A zónás felépítésű plagioklászok belső magja gyakran a köpenynél savanyúbb összetételű (rekurrencia), amint ezt a X. tábla 3. ábrája is tanúsítja. A plagioklászok még a nagymértékben bentonitosodott tufában is viszonylag épek. Némely esetben zoizitté való átalakulási folyamat figyelhető meg.

*Kvarc.* A többnyire csak mellékes elegyrészként jelenlevő kvarc 0,2–0,4 mm, maximálisan 0,7 mm nagyságú. Néha rezorbeált, bőségesen tartalmaz szubmikroszkópos zárványt, gázzárványt; néhol folyadékzárvány is megfigyelhető (X. tábla 4.).

*Biotit.* A *c* tengellyel párhuzamos metszetű kristályok erősen pleokróosak (világosbarna—sötétbarna). A többnyire hatszöges megjelenésű kristályok gyakran rezorbeált szegélyűek. A biotitkristályoknak a kőzet rétegzettségével párhuzamos elhelyezkedése törvényszerű. A kristályok mérete 0,05–0,6 mm, maximálisan 1,5 mm.

*Amfibol* (hornblende típusú zöld amfibol). A biotit után a leggyakoribb színes elegyrész (XI. tábla 1.). A vastagabb tufafelhalmozódások felső részén (Vasas, vasúti bevágás) nagyobb mennyiségben észlelhető. Sárgászöld—smaragdzölden pleokróos; a kristálytöredékek nagysága 0,1–0,6 mm.

*Szaniidin.* Csupán mellékes elegyrész, a 0,4 mm-es, iker nélküli kristályok kevés szubmikroszkópos zárványt tartalmaznak (XI. tábla 2.).

*Apatit.* Alárendelt mennyiségben mutatkozó, zömök habitusú, legfeljebb 150  $\mu$ -os kristályok (XI. tábla 1.).

*Gránát.* Töredékek és idiomorf kristályok (deltoidhuszonnégyes). Halványvörös—rózsaszínű színeződése alapján almandin? lehet.

A gránát gyakorisága kisebb, mint a riolit-ártufában. A 0,1–0,2 mm átmérőjű frakcióban rendszerint szórványos ásvány.

*Cirkon.* Maximálisan 150  $\mu$ -os idiomorf kristályai az apatitnál valamivel ritkábbak (XI. tábla 3.). A *c* tengely irányában megnyúlt, vagy zömökebb termetű, szintelen és halvány rózsaszín változatok.

*Cirkon (metamikt).* Kékes árnyalatú kristálytöredékek, ritkábban idiomorf kristályok, a radioaktív sugárzás hatására roncsolt kristályszerkezettel, megváltozott optikai tulajdonságokkal. A 0,1–0,2 mm átmérőjű frakcióban eléggé gyakori és jellemző ásványa a felsőhelvétii piroklasztikumnak.

*Magnetit.* Legfeljebb 100  $\mu$ -os, sajátalakú kristályok ritkák.

*Hipersztén.* Ritka. Egyes előfordulások lazított anyagának nehézásvány frakciójában (0,1–0,2 mm) jellegzetes, csipkézett szegélyű, halványzöldes—rózsaszínű pleokróos kristályok (XII. tábla 1–2.).

*Augit.* Rendkívül ritka, a hiperszténhez hasonlóan egyes minták nehézásvány frakciójában észlelhetjük (XII. tábla 4.).

*Rhönit.* Egyes előfordulások nehézásvány frakciójában szórványosan észlelhető ásvány (XII. tábla 3.).

**Epigén ásványok.** Az ősföldrajzi viszonyok előre meghatározták a kőzet epigén átalakulásának mértékét, attól függően, hogy szárazföldre vagy vízzel borított területre hullott. A lagúnákba vagy nyílt tengerbe hullott tufa részben halmiolitikusan átalakult, „bentonitosodott”. A vízi környezetben szelektíven leülepedő tufának főleg felső szakaszán észlelhető teljes mértékű agyagásványosodás. (A szelektív ülepedés következtében a legkisebb térfogatsúlyú, horzsakő-hólyagos üveg a vulkáni törmelékanyag felső szakaszán dúsult, így érthető a fedő kőzetek közelében észlelhető nagyobb mértékű bentonitosodás.) A csipkézett szegélyű, a lebontás állapotát jól tükröző vulkáni üveget a XI. tábla 4. ábrája mutatja be.

A szárazföldre hullott tufa kisebb mérvű epigén átalakulást szenvedett.

*Montmorillonit.* A tufa legnagyobb mennyiségben kimutatható epigén ásványa. A piroklasztikum helyenként teljes mértékben montmorillonittá (a röntgen-diffraktométeres felvételek alapján Ca-montmorillonittá) alakult (12. és 18. ábra).

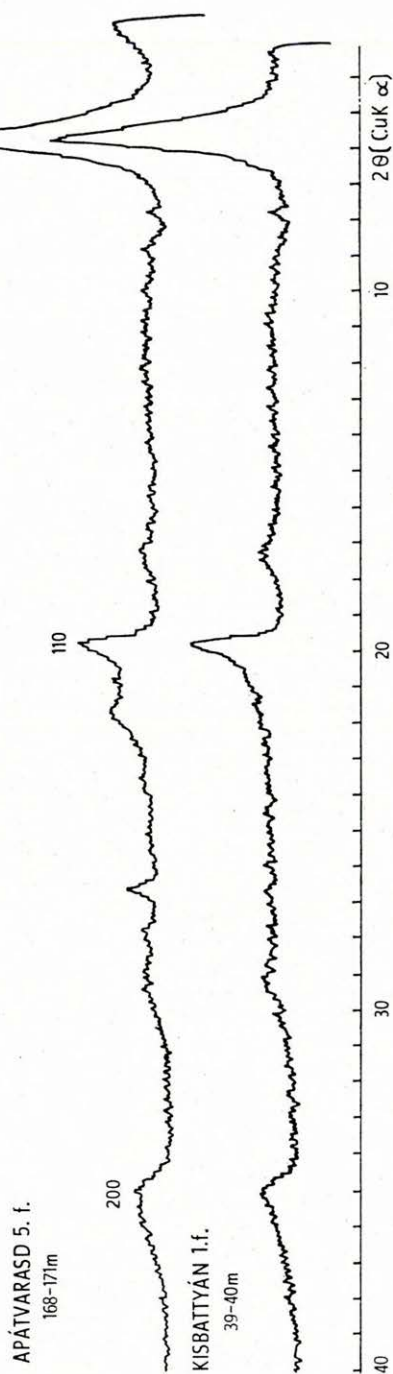
*Klorit.* Röntgen-diffraktométerrel kisebb mennyiségben kimutatott ásvány, amely az egyes színes szilikátok lebontásából keletkezett.

*Krisztobalit.* Alárendelt mennyiségben egyaránt megtalálható a kevésbé és a nagyobb mértékben montmorillonitosodott piroklasztikumban. Feltehetően a montmorillonit kísérő ásványa, mely epigén úton, kolloid kovaldatokból vált ki.

*Kalcit.* A vízben felhalmozódott piroklasztikumban is igen kis mennyiségben mutatható ki, a szárazföldi tufában még ennél is alárendeltebb. A lazított anyag 0,1–0,2 mm-es frakciójában sajátalakú romboéderei észlelhetők.

*Pirit.* A szénült növényi maradványokat gyakran kíséri piritkiválás. Helyenként a fenti körülményektől függetlenül is megjelenik, leginkább a „halspikkelyes összetételű” települt piroklasztikumban.

A tufa a kőzet ásványos összetétele alapján, tekintetbe véve a vulkáni üveg törésmutatóját is, *riodácitos* jellegű. A tufa kőzettani besorolásánál a kémiai elemzéseket (7. táblázat) csak fenntartással vettük figyelembe, mivel légi szállítású piroklasztikum esetében nem döntő adat a kőzettani besorolás szempontjából. (A tufa ásványos összetételének a légi szállításkor szenvedett változása — a kitörési centrumtól való távolság függvényében — nagy-



18. ábra. A riodácittufa montmorillonit betelepüléseinek röntgen-diffraktométeres felvétele.  
(Felvette: NAGYNE MELLESE M.)

Fig. 18. X-ray powder diffraction patterns of the montmorillonite intercalations of rhyodacitic tuffs.  
(Analyst: M. NAGY-MELLESE.)

mértékben befolyásolja a kémiai elemzésben kapott értékeket. SZTRÓKAY K. I. 1936.)

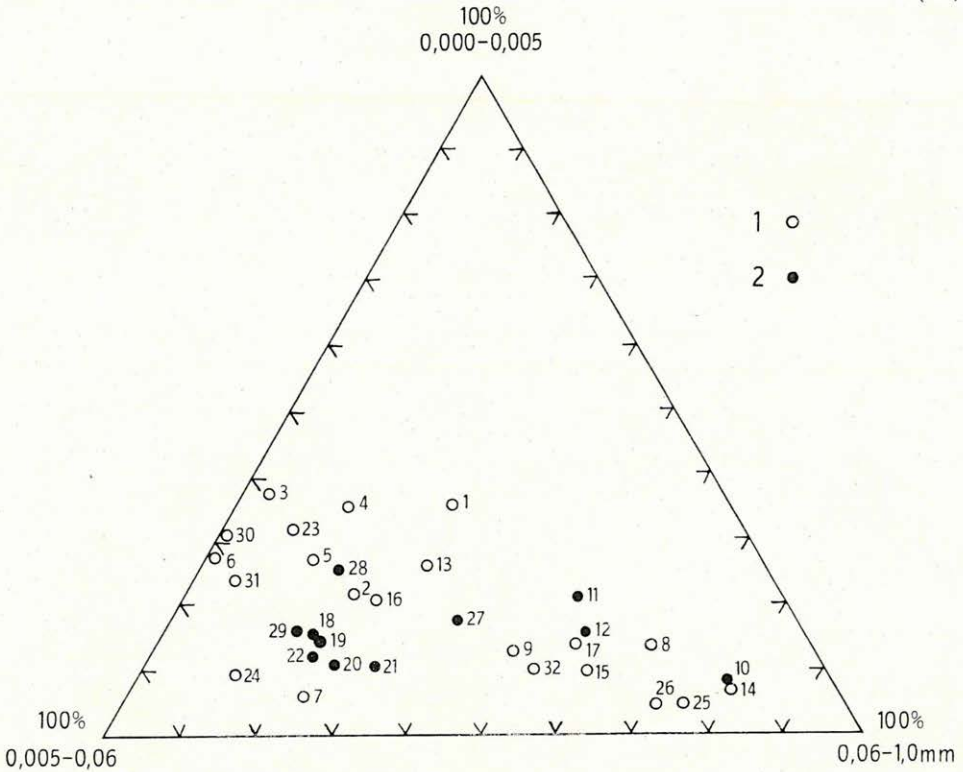
Az ásványos összetételt szemléltető röntgen-diffraktométeres felvételek a piroklasztikum közettani jellegéről is hű képet adnak. A diagenetikusan teljes mértékben átkristályosodott riolit-ártufával szemben az ép (epigén átalakulást csak kismértékben szenvedett) riodácittufa alapvonalának szembe-tűnő megemelkedése (12. ábra) az amorf üveganyag nagy mennyiségének következménye. A kevésbé kristályos anyag ásványreflexiókban szegényebb, s a reflexiók a kristályok mennyiségének megfelelően gyengébbek. Vízbe hullott tufa szelektíve rétegzett krisztallovitroklasztos anyagából készült felvétel az alapvonal kismérvű megemelkedését, s erősebb ásványreflexiókat tükröz.

**N y o m e l e m e k.** A szárazföldi térszínre, illetve a vízbe hullott piroklasztikum nyomelemeinek súly%-os értékeit a 16—17. mellékleten és a 6. ábrán tüntettük fel. Az alsóhelvétii riolit-ártufával összehasonlítva, nyomelemeinek összmenyisége — feltehetően némileg bázisosabb jellegéből következően — az ártufáénál nagyobb. Lényeges különbség tükröződik a Ti, illetve a Sr mennyiségeinél, melyek közül a Ti a riodácittufában (nagyobb mennyiségű biotit, augit), a Sr a riolit-ártufában nagyságrenddel nagyobb, míg a Ba mindkét piroklasztikumban gyakori elem. A riolit-ártufával összehasonlítva a riodácittufa nyomelemei változatosabbak. Említésre méltó a Pb 40 ppm-ig növekvő mennyisége, amely az észlelt metamikt cirkonnal hozható kapcsolatba, és az Ag 25 ppm-ig mérhető mennyisége, amely a miocénben kizárólag a riodácittufához kapcsolódik.

### *Képződési viszonyok*

A riodácittufát szolgáltató magma a riolit-ártufáénál bázisosabb, kevésbé viszkózus, könnyenillókban gazdagabb volt. A vulkáni kitörés nagyobb energiát képviselő, feltételezhetően robbanás formájában végbemenő folyamata az erősen szétmorzolt, finom vulkáni törmeléket magasba lövellte és nagy területre szórta szét. Így a riodácittufa horizontális elterjedése nagyobb mint a riolit-ártufáé.

A nagy kiterjedésű, vulkáni törmelékanyaggal borított területnek csak kisebb hányadát állt módunkban megvizsgálni. A tufaanyag szemcseeloszlásainak vizsgálata, amely a kitörési centrum közelebbi helyének meghatározását szolgáltató, ezért csak megközelítő eredményhez vezethet. A 19. ábrán a különböző lelőhelyek riodácittufa mintáinak szemcse nagyság értékeit tüntettük fel. A szelektíve osztályozódott, vízbe hullott tufa eleve nem adhat reális képet. A szárazföldi felhalmozódású tufa szemnagysági összetétele a Keleti-Mecsek területén ÉK felé finomodik. Az osztályozottságot is jól tükröző szemcseeloszlási görbék szerkesztéséhez csak a szárazföldi tufafelhalmozódások adatait használhattuk eredményesen. Ezért a 20. ábrán csak a Vasas—Apátvarasd közötti, mintegy 15 km-es szakasz szárazföldre hullott riodácittufáinak szemcseeloszlási görbéit tüntettük fel. A szemcseeloszlási görbék ÉK felé nagyobb mértékű osztályozottságot, finomodó szemnagysági összetételt tükröznek. Egy szelvényen belül (Vasas, vasúti bevágás) a piroklasztikus anyag felfelé osztályozottabb, finomodó szemnagyságú. (A tufafelhalmozódás vastagság szerinti eloszlása csak tág hibahatárokon belül alkalmas a kérdés megvilágítására, mivel a laza piroklasztikum lehordódása, áthalmazódása azonnal megindult.) A szemnagyság, osztályozottság és a vastagsági adatok figyelembe-



19. ábra. A riódacittufa-típusok szemcsenagysági diagramja  
1. Vízbe hullott, 2. szárazföldre hullott

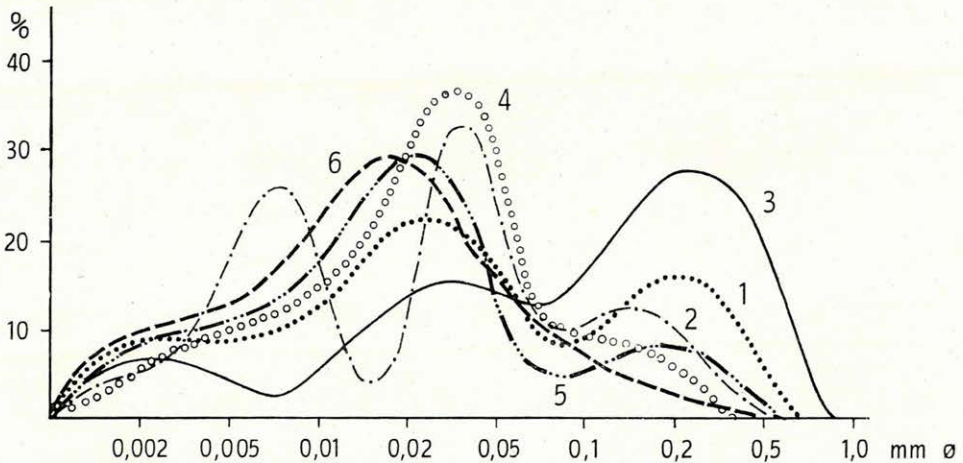
*Mintavételi helyek:*

- |   |  |
|---|--|
| 1. Kisbattyán 1. sz. fúrás 36,2—37,2 m  | 17. Pécsvárad 28. sz. fúrás 53,2—54,2 m      |
| 2. Kisbattyán 1. sz. fúrás 37,2—37,6 m  | 18. Zengővárkony 33. sz. fúrás 106,8—107,0 m |
| 3. Kisbattyán 1. sz. fúrás 37,6—38,0 m  | 19. Zengővárkony 33. sz. fúrás 109,0—109,5 m |
| 4. Kisbattyán 1. sz. fúrás 38,0—38,4 m  | 20. Zengővárkony 33. sz. fúrás 110,5—111,0 m |
| 5. Kisbattyán 1. sz. fúrás 38,4—38,8 m  | 21. Zengővárkony 33. sz. fúrás 111,7—112,0 m |
| 6. Kisbattyán 1. sz. fúrás 38,8—39,8 m  | 22. Zengővárkony 38. sz. fúrás 59,7—61,4 m   |
| 7. Komló, andezitbánya                  | 23. Apátvarasd 5. sz. fúrás 67,2—68,1 m      |
| 8. Komló, régi műút kanyarulata         | 24. Apátvarasd 5. sz. fúrás 68,1—68,7 m      |
| 9. Komló, fürdőépület                   | 25. Apátvarasd 5. sz. fúrás 68,7—69,5 m      |
| 10. Vasas, vasúti bevágás A.            | 26. Apátvarasd 5. sz. fúrás 69,5—70,8 m      |
| 11. Vasas, vasúti bevágás B.            | 27. Apátvarasd 5. sz. fúrás 167,0—168,2 m    |
| 12. Vasas, vasúti bevágás C.            | 28. Apátvarasd 5. sz. fúrás 168,2—170,8 m    |
| 13. Hosszúhetény, vízmű A.              | 29. Apátvarasd 5. sz. fúrás 175,9—179,8 m    |
| 14. Hosszúhetény, vízmű B.              | 30. Pusztakisfalú 5. sz. fúrás 67,0—67,7 m   |
| 15. Pécsvárad 27. sz. fúrás 67,2—69,3 m | 31. Erdősmecke 7. sz. fúrás 21,8 m-ből       |
| 16. Pécsvárad 28. sz. fúrás 51,5—53,2 m | 32. Fruska Gora, Rakovacz                    |

Fig. 19. Granulometric diagram of the types of rhyodacitic tuffs

vételével arra következtethetünk, hogy a kitörési centrumok egykori helyét a K-i Mecsek D-i előterében, ÉNy—DK-i irányú haránttörések mentén kell keresnünk.

A Mecsek hegységi riódacittufa az óstájer mozgásokhoz kapcsolódó II. miocén üledékképződési ciklus vulkáni terméke. Mai ismereteink szerint a hegységtől távolabb eső területeken a dél-zalai fúrásokból, valamint a jugoszláviai Fruska Gorában (Rakovacz) ismeretes. A Fruska Gora felsőhelvétii piroklasztikumának rétegtani helyzete a Mecsek hegységgel megegyező. A mecseki riódacittufával azonos ásványos összetételét az 5. és 6. táblázat szemlélteti.



20. ábra. A K-i Mecsek déli előtere rhyodacituffainak szemcseeloszlási diagramja

1. Vasas, a feltárás felső részéből  
2. Vasas, a feltárás középső részéből  
3. Vasas, a feltárás alsó részéből

4. Zengővárkony 38. sz. fúrás 60—61 m-ből  
5. Zengővárkony 33. sz. fúrás 109—110 m-ből  
6. Apátvarasd 5. sz. fúrás 176—180 m-ből

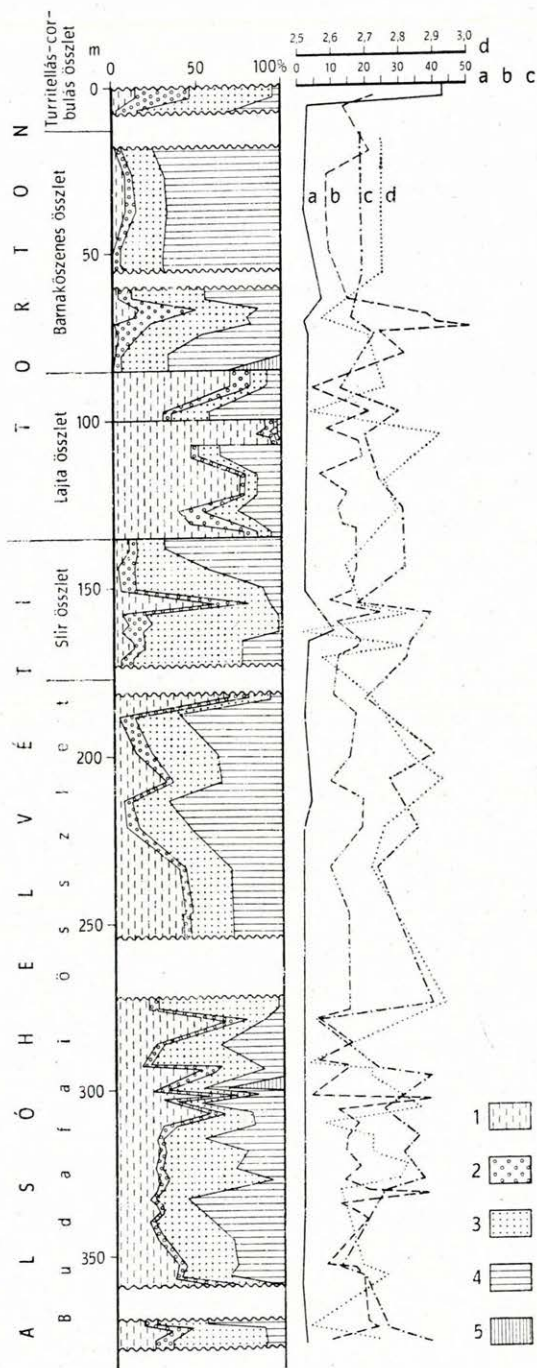
Fig. 20. Granulometric diagram of the rhyodacitic tuffs of the southern foothills of the eastern Mecsek Mountains

#### 4. BUDAFAI ÖSSZLET

A partszegélyi budafai összlet ásvány-kőzettani vizsgálatához a hird—hosszúhetényi vasúti bevágás földtani szelvényét (21. ábra) és egyes kőzet-típusokat választottuk (18—20. melléklet). A K-i Mecsek D-i előterében és Ny-i szegélyén nyomozható összlet képződményei mind ásványos összetételükben, mind kőzetfáciesben egymástól eltérő kifejlődésűek.

##### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A törmelékes jellegű üledékes összletet durva- és aprókavicsos (meszes) konglomerátum, laza kötésű (homokos) durva és apró kavics, kavicsos homok, durva és közép szemcséjű meszes homokkő, homok, kőzetlisztes homokkő és homok, homokos aleurit, meszes márgás aleurit, ritkábban aleurit, kőzetlisztes mészkő és mészszap, kőzetlisztes mészmárga építi fel. A homok-finomságú rétegek esetében az osztályozottság általában jó, a szemcseösszetétel egymaximumos (22. ábra). A kőzettípusokra általában jellemző a vas-kiválással kapcsolatos sárgás — egyes kőzettípusoknál vörösesbarna — színeződés, mely egyben a vasoxidációs fok növekvő értékeire utal. A száraz-földről kisebb pH-jú környezetben szállított vas a tengervíz nagyobb pH-jú közegében kicsapódott, s így a budafai összlet kőzeteit viszonylag nagy öszvasérték jellemzi, s a part menti oxigéngazdag környezetnek megfelelően nagy a vasoxidációs fok is: 3,9—46,5 között változó. A kolloidként szállító, s a tengervízben az oxidációs viszonyoknak megfelelően többnyire vashidroxid formájában kicsapódó vas a teresztrikus törmelék felületén limonitos kérgezésként vált ki. Gyakori a vékony zsinórok formájában észlelhető „hullámos” településű vashidroxid; a vashidroxid ritmusos kiválása álrétegződést is okozhat.



21. ábra. A hird—hosszúhetényi vasúti bevágás kőzettani szelvénye

1. Karbonát, 2. agyag- és vasásványok, 3. kőzetliszt, 4. homok, 5. kavics. — a) Nehézásvány, súly%, b)  $O_{Fe}$  érték, c) porozitás, %, d) fajssúly,  $g/cm^3$

Fig. 21. Lithological section of the Hird—Hosszúhetény railway cut.

1. Carbonate, 2. clay and clay minerals, 3. silt, 4. sand, 5. gravel. — a) Heavy minerals in weight %, b)  $O_{Fe}$  value, c) porosity %, d) specific weight  $g/cm^3$



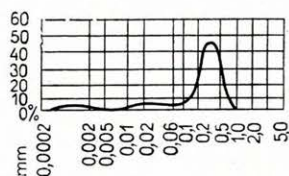
A kőzettípusok porozitása a durva és finomabb törmelék osztályozottságának megfelelően nagy: 4,5–40,5%-ig változó, a 30% körüli átlagérték túlsúlyával. A fajsúly a  $\text{CaCO}_3$  tartalom függvényében nő és 2,71–2,75 átlagértékekkel jellemezhető. A durva törmelék koptatottsága a part menti hullámverésnek megfelelően nagy, igen gyakori a kissé lapos változat is. A vizsgált 0,1–0,2 mm-es homokfrakció ezzel szemben csak igen gyengén koptatott ( $K_1$ : 1,34–1,48,  $K_2$ : 1,44). A 0,1–0,2 mm átmérőjű frakció gyenge koptatottsága a durvább törmelék helyben történő felaprózására utalhat. A gyengén koptatott 0,1–0,2 mm-es frakciónál rendszerint nagyobb gyakoriságú szemcseméretetek esetében a koptatottság nagyobb, mértéke a kavicsokig növekvő tendenciát tükröz.

Igen jellemző a budafai összlet homok, kőzetliszt jellegű üledékeit kísérő, gyakran hullámos felületű, mm-től pár cm-es vastagságig észlelhető mészszipa felhalmozódás, vagy a mészszipa gumók formájában történő elkülönülése. A mészszipa a durvatörmelékes rétegek közé ékelődő finomtörmelékkel együtt az oszcilláló tenger partvonalának ingadozását tükrözi.

**Durva törmelékek.** A budafai összlet kavics-konglomerátum rétegeinek összetétele polimikt jellegű. A különféle kőzetekből származó kavicsok összetétele és százalékos aránya a K-i Mecsek D-i (hird—hosszúhetényi vasúti bevágás) és Ny-i (Mánfa, budafai kőfejtő) peremén képződött budafai összletben jelentős eltérést tükröz. A D-i peremen kialakult durva törmelék kavicsanyaga prepaleozóos, paleozóos és mezozóos kőzetek lepusztulási terméke, illetve a hasonló eredetű teresztrikus összlet áthalmazódásából származik. A vizsgált kavicsok 60–70%-a a mezozóos üledékek törmeléke: mészkő és homokkő, 15%-a kvareporfir, 15%-a gránit és gneisz, 5–10%-át különféle metamorf palák, kistokú metamorf hatásra utaló homokkő és fonolit képezi. A metamorf kőzetek [anchimetamorf karbon (?) homokkő, kvarcfillit, fillit, szericit és muszkovitpala] és a fonolit %-os arányának háttérbe szorulása, felszíni kibukkanásuk feltehetően kisebb volta mellett, gyorsabban málló és aprózódó kőzettani jellegükből és többszöri áthalmazódásukból is következhet.

A K-i Mecsek Ny-i peremén, a mánfai öbölben képződött durva konglomerátum törmelékének uralkodó részét — hasonlóan a hird—hosszúhetényi vasúti bevágás budafai összletéhez — a mezozóos, főleg mészkő (és csak töredék százalékban homokkő) és kréta magmatit (trachidolerit, fonolit) finom és durva kavicsai alkotják. A mezozóos eredetű durva törmelék a konglomerátum 55%-át alkotja, míg a prepaleozóos, illetve paleozóos kőzetek anyagát 45%-ra tehető kavicsanyag képviseli. Ennek mintegy 28%-a kvareporfirból, 12%-a gránitból, 5%-a metamorf kőzetekből származik (kvarcit, lidit, muszkovitpala). A mezozóos homokkő, kréta magmatitok és a prepaleozóos metamorf kőzetek (főleg palák) kavicsanyaga a partszegélyi hullámverés övében nagyrészt ásványaira esett szét, %-os mennyisége ettől függően is nagymértékben csökkenhetett. A gránit aprózódása is megfigyelhetően előrehaladottabb, mint pl. a kvareporfiré. Az oxidatív környezetben kivált limonit a kavicsokon makroszkóposan alig megfigyelhető vastagású kérgezést alkot, gyakori a kalcitromboéderek mentén és finomdiszperz eloszlásban is.

A Mecsek hegységtől D-re fekvő, jelenleg medenceüledékekkel fedett terület hasonló üledékeit az Ellend 1. sz. fúrás tárta fel. A budafai összlet



22. ábra — Fig. 22

## A hird—hosszúhetényi vasúti bevágás felszíni feltárásának

Kor	Összet	Mélység m	Minta- szám	Nehézasványok																
				Törlemékes (magmás)																
				magnetit (1)	magnetit (2) ilmenit	rutil	anatáz	gránát (3)	cirkon (4)	cirkon (5)	titanit (6)	titanit (7)	diszén	klimozait	epidot	turmalin (8)	turmalin (9)	augit	antofilit	
Miocén (felsőhelvétí)	Budafai	2,0– 2,3	1	–	–	–	–	1	–	52	–	–	–	–	1	–	2	–	–	
		4,3– 5,2	2	–	2	–	sz	sz	–	sz	–	sz	–	–	–	–	–	–	–	–
		6,0– 6,4	3	–	19	–	–	33	–	sz	–	6	1	2	6	1	3	–	–	–
		19,0– 19,6	4	–	–	–	–	1	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–
		21,0– 24,7	6	–	5	–	–	11	–	1	–	–	–	1	–	2	–	7	–	–
		0,3– 3,0	11	–	7	2	sz	10	–	1	–	4	1	–	4	2	1	–	–	–
		3,0– 6,0	12	–	8	1	–	15	–	1	–	5	3	1	8	–	3	–	–	–
		27,0– 37,0	36	–	10	–	–	12	–	1	–	4	1	1	4	–	4	–	–	–
		37,6– 46,0	38	–	3	sz	sz	9	–	–	–	7	1	–	3	sz	sz	–	sz	–
		47,9– 71,1	41a	–	6	–	–	6	–	4	sz	7	1	–	5	–	–	–	–	–
	Slir	88,0– 90,1	46	2	–	–	–	2	sz	–	–	2	–	–	–	sz	1	–	–	–
		90,1– 94,4	47	3	–	–	–	3	–	–	–	1	1	–	1	sz	–	–	–	–
		102,5– 121,0	51c	2	9	–	–	12	–	–	–	5	1	1	6	–	4	–	sz	–
	Lajta	9,5– 28,4	53c	–	18	1	–	14	–	1	1	1	3	3	9	sz	5	–	1	–
		35,0– 40,0	57	–	6	–	–	15	–	3	2	3	3	sz	2	2	4	–	–	–
Barnaközsénes	9,4– 13,3	60	–	17	–	–	28	–	–	–	3	1	sz	3	–	2	–	4	–	
	13,3– 18,5	61a	–	13	–	–	20	–	–	–	–	1	1	5	–	6	–	–	–	
		61b	–	31	2	–	4	–	2	–	2	5	sz	10	–	13	1	2	–	
	20,6– 25,4	63d	–	7	1	–	24	–	2	1	8	4	–	6	2	5	–	1	–	
31,3– 65,0	66b	–	6	–	–	19	–	1	2	4	1	2	15	2	3	–	2	–		
Turritellás – corbulás	78,0– 78,8	70	–	3	1	–	41	–	2	–	2	5	4	3	1	2	–	2	–	
	78,8– 85,0	71	–	2	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	

A zárójelben levő számok jelentése: 1. Idiomorf, hipidiomorf, magmás rezorpció gyakori, 2. xenomorf, habitusú, 5. szintelen, zömök habitusú, ritkán zónás, gyakran koptatott, 6. sárgásbarna-szürkésbarna, idiopos lekerekített formák, kristálylapok ritkán ismerhetők fel, 8. zöldesbarna, xenomorf töredékek, pleokró pleokróos, 10. ép, barna, gyakran rezorbeált szegélyű, 11. mállott, fakult, gyakran kloritosodott, rutiltű

sz = szórványos

mikromineralógiai vizsgálata a 0,1–0,2 mm  $\varnothing$  frakcióból

szemcse%-ban										Könnyűásványok szemcse%-ban										
és metamorf)								Epigén		Nehézásvány súly%	kvarc	kvarcit és kőzettörmelék	ortoklász	mikroklin	albit	oligoklász	andezin	muskovit	kovával cementált agyagásvány	Összesen
tremolit	aktinolit	hornblende	biotit (I0)	biotit (II)	klorit	apatit	limonit	glaukonit	Összesen											
-	-	-	-	53	3	4	36	-	100	1,5	33	19	2	2	-	2	52	12	30	100
-	-	sz	-	43	2	2	51	-	100	1,4	40	17	2	1	-	2	1	19	18	100
-	-	-	-	10	1	11	7	-	100	0,7	55	31	2	3	-	2	sz	2	5	100
-	-	-	-	12	1	sz	85	-	100	0,1	23	16	3	5	-	1	sz	4	48	100
-	-	-	-	32	4	19	16	2	100	0,1	32	25	2	2	-	2	sz	4	33	100
sz	-	-	-	11	sz	16	40	1	100	0,2	36	17	2	5	-	2	3	1	34	100
-	-	-	-	12	1	23	18	1	100	1,0	37	25	4	2	sz	-	-	6	25	100
2	1	5	-	34	-	15	6	-	100	1,3	36	36	2	3	-	1	2	8	12	100
sz	3	27	-	40	-	5	2	-	100	3,5	31	27	3	3	-	2	4	10	20	100
sz	-	7	-	26	2	8	28	-	100	1,7	31	23	4	5	sz	2	4	7	24	100
2	-	8	-	3	-	4	76	-	100	3,0	35	20	1	2	-	2	1	9	30	100
-	-	5	3	7	-	2	73	-	100	10,1	40	23	6	4	-	1	2	7	17	100
4	-	4	3	17	-	12	20	-	100	1,5	27	27	4	2	sz	2	-	16	22	100
3	-	2	-	10	-	23	5	-	100	2,1	22	36	2	2	sz	2	-	19	17	100
-	-	-	-	44	-	12	4	-	100	3,1	23	45	2	2	sz	2	-	13	13	100
5	4	11	-	15	-	5	2	-	100	3,2	28	22	2	2	sz	3	sz	36	7	100
2	-	1	-	21	1	-	29	-	100	2,1	40	39	3	2	sz	3	2	5	6	100
2	-	-	-	7	-	-	15	-	100	3,0	36	37	4	3	-	4	2	5	9	100
10	1	-	-	2	2	5	20	-	100	7,0	51	35	1	1	-	1	2	2	7	100
4	2	21	-	3	-	8	5	-	100	2,0	37	21	1	3	sz	2	2	7	27	100
2	-	-	6	12	-	13	1	-	100	2,9	37	29	2	1	-	2	2	9	18	100
-	-	-	3	-	-	-	94	-	100	42,7	3	2	-	-	-	-	sz	95	100	100

szemcsés, 3. szintelen-rózsaszínű-vörös-lilászvörös, izotróp, gyakran zárványos, 4. szintelen-rózsaszínű, nyúlt omorf, nyúlt levélböríték formájú, a lapokon gyakori rovátkoltsággal, 7. szintelen, kerekded vagy zömök oszosság nem észlelhető; zöldeskék-lilászvörös, idiomorf-hipidiomorf, 9. világosbarna-barna, idiomorf, erősen kiválás gyakori

durvatörmelékes üledékeinek kavicsvizsgálata a következő eredményt hozta: a kavicsanyag túlnyomó részét kvarcporfir alkotja, mely mellett kevés metamorf pala-, konglomerátum- és homokkő-kavics észlelhető. A mecseki migmatitos gránit törmeléke nem volt kimutatható. Ennek alapján valószínű, hogy a partszegélyi típusú üledékek törmelékanyaga a fúrástól DDNy-ra elhelyezkedő egykori szárazföldi [feltehetően paleozóos (karbon?)] területről származik.

#### b) Ásvány-kőzettani összetétel

**F i n o m t ö r m e l é k e k.** A jól osztályozott meszes, ritkábban márgás homokkő, homokos aleurit számottevő mennyiségű  $\text{CaCO}_3$  tartalommal jellemezhető. Az üledékek egy részében a  $\text{CaCO}_3$  mészhomok formájában van jelen, a kőzet cementálódása nem következett be. A kőzetek általában réteg-zettek, sávozottak, padosak. A biogén és vegyi eredetű kalcit mellett a törmelékes eredetű kőzetkomponensek nagyobb szerephez jutnak, míg az agyag-ásványok mennyisége egyéb miocén képződményekhez viszonyítva — a partszegélyi üledékjellegnek megfelelően — csekély. A törmelékes kőzetkomponensek az ismertetett polimikt kavicsanyag helyben felaprózott termékei, s homok szemnagyságú kőzettörmelék és a kőzeteket felépítő ásványok alkotják. (A helyben történő felaprózódásra utal a 0,1–0,2 mm-es frakció igen kis mértékű koptatottsága is.)

A 0,1–0,2 mm átmérőjű frakció mikromineralógiai vizsgálata a kavicsvizsgálatokkal összhangban elsősorban területenként változó típusú magmás eredetű, majd epigén, végül kis mennyiségben metamorf ásványtársulást igazol. Az ásványkorreláció alapján az ásványok eredetük szerint a következőképpen csoportosíthatók: prepaleozóos—paleozóos magmás eredetűek: a gránitból származó, kristályformát nem tükröző magnetit (részben), cirkon (részben), a titanit (részben), apatit, biotit (részben), zárványos kvarc, mikroclin, oligoklász-andezin; a kvarcporfirból az idiomorf, gyakran dihexaéderes kvarc, az ortoklász, savanyú oligoklász, valamint a gyakori (homok szemcse-nagyságú) kvarcporfir-alapanyag törmelék származtatható, melyet a mikromineralógiai táblázatban (8. táblázat) a kőzettörmelékekhez soroltunk. Prepaleozóos metamorf kőzetekből származtatható a kristályformát nem tükröző magnetit—ilmenit (részben), a rutil, brookit, titanit (részben), turmalin, antofillit, aktinolit, tremolit, disztén, epidot, klinozoit, a zárványos, többnyire szintelen gránát és részben a többnyire kloritosodott, rutiltű-zárványos biotit. A könnyű-ásványok közül a kvarcit, a földpátok közelebből meg nem határozható hányada és a muszkovit hozható kapcsolatba a metamorf területről történő anyagszállítással. A mezozóos magmás kőzetek ásványi reliktumait a budafai összletben a többnyire vázkristályokként megjelenő ilmenit képviseli; az anatóz szintűgy mezozóos magmás eredetűnek tekinthető.

A mikromineralógiai vizsgálatok eredménye alapján az előrehaladó transzgresszió — tehát a nyíltvízi kifejlődés felé történő átmenet — folyamán a metamorf eredetű ásványok gyakoriságának fokozódása figyelhető meg. A budafai összlet szelvényeinek alsó szakaszán gyakoribb a mezozóos (maggás és üledékes) törmelék, s a többnyire prepaleozóos—paleozóos magmás eredetű, de rendkívül mállott, töredezett ásvány, amely tény a mezozóos és az idősebb miocén üledékes képződmények együttes lepusztulására utalhat. A transzgresszió előrehaladásával a DNy-i irányú direkt anyagszállítás a gránit,

kristályos palák, kvarcporfir területéről fokozódott. A növekvő közvetlen szállítással, prepaleozóos magmás és metamorf kőzetek lepusztulásával egyenes arányban nő a nehézasvány tartalom súlyszázalékos mennyisége is. A budafai összlet egyes kifejlődéseiben színgenetikus felsőhelvétii piroklasztikum felhalmozódást is ismerünk (Pécsszabolcs, vasasi vasúti bevágás).

**Agyagásványok.** Az agyagásvány csoport a kizárólagosan törmelékes eredetű ásványok mellett háttérbe szorul, ami a kőzetzfációs alapvetően törmelékes jellegéből is következik. A röntgen-diffraktométeres felvételek alapján meghatározott agyagásványok többsége feltehetően allotigén eredetű, s a teresztrikus törmelékkel együtt került az üledékbe. Kolloidális vagy diagenetikus kialakulásuk kisebb jelentőségű. Az agyagásvány csoportot képviselő kaolinit és illit hozzávetőlegesen egyenlő mennyiségben, 3–6%-ban vesz részt a kőzet felépítésében, egyes kőzetmintákban a klorit is mérhető mennyiségű. A kaolinit megítélésünk szerint kizárólagosan allotigén ásvány, és a földpátokhoz kapcsolódik. Az illit földpátok, csillámok, valamint különféle kőzettörmelék mállásával kialakult allotigén—autigén ásvány. Az egyes rétegekben (főleg finomabb szemnagyságok esetében) észlelhető kis mennyiségű klorit részben autigén kialakulásának tekinthető, biotitkristályok és kőzettörmelék mállása során képződött. Kevés glaukonit (autigén kialakulás) szintén megfigyelhető.

Az autigén karbonátásványok szerepe a képződmények cementálására korlátozódik, uralkodó mennyiségű a kalcit, mellette egyes kifejlődésekben kevés dolomit is észlelhető.

### e) Nyomelemek

A budafai összletre jellemző csekély agyagásvány-tartalomnak megfelelően a nyomelemek összmennyisége a miocén kőzetzfációs szakaszhoz viszonyítva kicsi (6. ábra). A nyomelemek viszonylagos dúsulása a márgás kifejlődésekben az agyagásvány-tartalommal arányosan nő, illetve csökken. A nyomelemek változékonysága viszont szembeutó, ez részben a heterogén kőzetanyagra, másrészt a partszegélyi helyzetre utal. A Mn, Ti, Sr és Ba mennyisége említésre méltó (1600, 2500, 600, 400 ppm). A Mn — a kémiai elemzések alapján — a vastartalomhoz kapcsolódik, feltehetően a vashidroxidokkal együtt vált ki, csekély mennyiségben. A Ti tartalom az Al mennyiségével párhuzamosan arányosan és törvényszerűen változik. A Sr és Ba mennyisége az azonos CaCO<sub>3</sub> tartalmú mintákban közel állandó, tehát a karbonátásványokhoz kapcsolódik. A budafai összlet finomabb szemcseösszetételű üledékeiben megjelenik a tengeri kifejlődésekre jellemző B (60 ppm). Ugyanitt dúsul viszonylag nagyobb értékekig a Pb, Ga, Sn, V, Ni, Co, Cr (60, 25, 10, 16, 100, 10, 100 ppm-ig). A Li látszólag független a finomabb szemnagyságtól, illetve az agyagásvány-tartalomtól (16, 25 ppm), eszerint a törmelékhez kapcsolódónak tekinthető.

## 5. SLÍR ÖSSZLET

A II. miocén üledékképződési ciklus sekélytengeri, parttól távolabbi kifejlődését a slír összlet képviseli. Az összlet ásvány-kőzettani vizsgálatát a Zengővárkony 59. sz. fúrás (13. ábra, 4. táblázat), a hird—hosszúhetényi vasúti bevágás (21. ábra, 8. táblázat), a vasasi vasúti bevágás (9. táblázat),

Vasas, vasúti bevágás felszíni feltárásának  
(oldási

Kör	Minta- szám	Nehézasványok																			
		Törmelékes (magnás)																			
		magnetit (1)	magnetit ilment (2)	rutil	anatáz	gránát (3)	cirkon (4)	cirkon (5)	titanit (6)	titanit (7)	disztén	klimozit	epidot	turmalin (8)	turmalin (9)	hipersztén	augit	antofilit	tremolit	aktinolit	hornblende
Miocén (felsőhelvétí) slír összlet	1	—	8	—	sz	8	—	sz	—	3	—	—	2	—	2	2	1	—	—	—	—
	2	—	12	—	12	18	—	—	—	4	1	—	5	1	9	3	—	—	2	—	3
	3	3	9	sz	—	11	—	—	sz	5	1	—	3	sz	2	2	—	—	2	2	10
	4	2	7	sz	—	16	—	—	—	—	1	1	4	1	2	1	—	—	—	3	15
	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	18
	6	1	—	sz	—	2	—	—	—	1	—	—	1	—	—	sz	—	—	2	—	21
	7	6	7	sz	—	2	1	—	—	2	sz	—	2	—	—	1	1	sz	sz	—	23
	8	3	—	—	—	1	1	—	—	3	—	—	—	—	—	—	sz	—	—	—	82
	9	2	4	—	sz	5	—	—	—	4	2	—	—	—	—	1	—	—	—	—	69
	10	—	9	—	—	—	—	1	—	3	—	—	—	—	sz	4	sz	—	—	—	6
	11	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	sz	—	—	—	—

A zárójelben levő számok jelentése: 1. Idiomorf, hipidiomorf, magnás rezorpció gyakori, 2. xenomorf habitusú, 5. szintelen, zömök habitusú, ritkán zónás, gyakran koptatott, 6. sárgásbarna-szürkésbarna, idió lopus lekerekített formák, kristálylapok ritkán ismerhetők fel, 8. zöldesbarna, xenomorf töredékek, pleokróos króos, 10. ép, barna, gyakran rezorbeált szegélyű, 11. mállott, fakult, gyakran kloritosodott, rutiltükiválás

sz = szórványos

a komlói bányászfürdő mögötti felszíni feltárás (23. ábra, 10. táblázat), valamint a Magyaregregy VIII. sz. fúrás és magyaregregyi Leánykői-árok felszíni feltárásainak anyagán (11. táblázat) és egyes típusmintákon (21–24. melléklet) végeztük.

#### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A sekélytengeri kőzetfáciest az összlet alsó szakaszán durvább szemcséjű (homokfrakció túlsúlyával, esetenként kevés aprókavics-tartalommal jellemzett), míg felső szakaszán finomabb szemű (kőzetliszt frakció és agyagásványok túlsúlyával; ingadozó, de nagyobb karbonáttartalommal jellemzett) képződmények képviselik: homok, rendszerint laza kötésű (meszes, márgás és agya-

**mikromineralógiai vizsgálata a 0,1–0,2 mm  $\varnothing$  frakcióból  
maradékból)**

szemcse %-ban							Könnyűásványok szemcse %-ban												
és metamorf)					Epigén	Összesen	Nehezásvány súly%	kvarc	kvarcit és közettörlemék	ortoklasz	mikroklín	oligoklasz	andezin	labradorit	muskovit	vulkáni üveg n < batzsam	kovával cementált agyagásvány	Összesen	
lamprobolit	biofit (10)	biofit (11)	klorit	apaftit	limonit														
—	—	34	—	9	31	100	0,4	57	12	1	3	1	1	—	6	—	19	100	
—	—	5	3	19	15	100	0,6	54	10	2	2	1	—	—	2	—	29	100	
—	—	18	2	5	25	100	0,8	62	3	1	2	1	sz	—	—	—	31	100	
—	—	14	—	6	27	100	0,5	53	7	3	1	1	sz	—	11	—	24	100	
—	78	—	—	3	—	100	0,3	59	14	—	1	4	2	—	6	—	14	100	
—	70	—	—	1	1	100	1,5	5	1	—	1	1	sz	1	13	—	78	100	
sz	54	—	—	1	—	100	1,4	6	—	—	sz	2	—	—	22	—	70	100	
—	6	—	—	4	—	100	0,5	6	—	—	—	2	sz	1	1	sz	58	100	
sz	8	—	—	5	—	100	0,2	7	—	—	—	3	1	—	1	17	71	100	
—	—	16	2	5	54	100	2,0	55	8	1	1	2	sz	—	7	—	26	100	
—	—	50	—	—	47	100	10,1	44	9	1	—	sz	—	—	30	—	16	100	

szemcsés, 3. szintelen-rózsaszínű-vörös-lilászvörös, izotróp, gyakran zárványos, 4. szintelen-rózsaszínű, nyúlt morf, nyúlt levélboríték formájú, a lapokon gyakori rovátkoltsággal, 7. szintelen, kerekded vagy zömök oszág nem észlelhető; zöldeskék-lilászvörös idiomorf-hipidiomorf, 9. világosbarna-barna, idiomorf, erősen pleo-gyakori

gos), homokkő, majd meszes, márgás aleurolit kőzetlisztes márgabetelepülésekkel; végül agyagos aleurit, -aleurolit, kőzetlisztes agyag és kőzetlisztes agyagmárga rétegekkel. A slir összlet magában foglalja Komló környékén a riódácittufát, valamint annak áthalmazott anyagát tufa, tufitos rétegek, bentonitok, bentonitos képződmények formájában (21. melléklet).

A homokosabb rétegek jól [24. ábra (a)], a nagyobb mennyiségű pelitet tartalmazó rétegek kevésbé jól osztályozottak [24. ábra (b)]. Ez a jelenség a tengervíz nagyobb sótartalmára vezethető vissza, mely a pelites anyagot koagulálta, s így az a durvább szemnagyságú frakciókkal együtt ülepedett le. Megfigyelhető az is, hogy a koaguláció miatt a peptizálószer nélkül készült szemcseelemzésekben az agyagfrakció lényegesen, gyakran 20%-kal kisebbnek mutatkozik, mint a valódi agyagtartalom. Ezeknél az üledékeknél a szem-

**Komló, a bányászfürdő mögötti felszíni feltárás**  
(oldási)

Kor	Mélység m	Nehézasványok																					
		Mintaszám	Törmelékes (magnás)																				
			magnetit (1)	magnetit (2) ilmenit	rutil	anatáz	gránát (3)	gránát (4)	cirkon (5)	cirkon (6)	titanit (7)	titanit (8)	disztén	klorozoit	thulit	epidot	turmalin (9)	turmalin (10)	tremolit	aktinolit	hornblende	biotit (11)	
Miocén (felsőhelvétii) slír összlet	1,5– 3,0	2	9	6	2	—	2	8	1	—	3	2	2	1	sz	6	1	4	sz	1	—	3	
	4,8– 5,2	4	4	6	sz	sz	—	4	1	—	—	2	—	—	—	6	—	1	—	—	—	20	
	14,6– 15,0	16	1	—	—	—	—	8	—	—	—	4	1	—	—	2	—	2	—	—	—	5	28
	29,0– 30,0	31	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98
	48,0– 49,0	42	1	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	89
	59,0– 60,0	48	2	—	—	—	4	—	—	—	—	2	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	91
	67,0– 68,0	54	2	17	1	—	—	23	—	—	—	11	1	1	—	4	—	3	—	—	—	1	12
	71,0– 73,0	57	3	—	—	—	—	3	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	87
	73,0– 74,5	58	29	—	—	—	—	3	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	52
	101,0–102,5	76	2	6	sz	—	2	26	3	9	2	8	8	1	—	15	1	4	—	sz	—	—	—
	107,0–108,5	80	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	130,0–132,0	86	—	2	—	—	—	5	2	1	—	9	—	—	—	1	—	1	—	—	—	1	22
	134,0–136,0	88	—	14	—	—	—	10	2	—	—	4	—	—	—	1	1	3	—	—	—	—	—
140,0–142,0	91	—	16	—	—	—	15	5	—	—	21	5	—	—	5	2	4	—	—	—	—	—	

A zárójelben levő számok jelentése: 1. Idiomorf, hipidiomorf, magnás rezorpció gyakori, 2. xenomorf, zárványos, 5. szintelen-rózsaszínű, nyúlt habitusú, 6. szintelen, zömök habitusú, ritkán zónás, gyakran kop 8. szintelen, kerekded vagy zömök oszlopos lekerekített formák, kristálylapok ritkán ismerhetők fel, 9. zöldes gosbarna-barna, idiomorf, erősen pleokróos, 11. ép, barna, gyakran rezorbeált szegélyű, 12. mállott, fakult,

sz = szórványos

cseeloszlási görbék, bár egymaximumosak, bizonyos aszimmetriát tükröznek: az agyagfrakció felé hosszban elnyúlnak [24. ábra (b, c és d)]. A koaguláció ilyen mértékét az édes- és felsővízi üledékek esetében nem tapasztaltuk.

A slír összlet közettípusainak vasoxidációs értékei általában véve nagyobbak, 2,0–24,7 között változnak, extrém esetekben (bentonitok) 42,7-ig emelkedhet a vasoxidációs fok. A vasoxidációs fok ingadozása a kőzetkomponensek (karbonát—agyag—kőzetliszt—homok tartalom) változásával szorosan összefügg, a homokosabb, sekélyebb vízi, parthoz közelebbi üledékek esetében többszörös értékeket kapunk, míg a karbonátos—pelites üledékek egy részénél a vasoxidációs érték nagymértékben csökken. Ez esetben rendszerint számottevő mennyiségű dolomit is észlelhető a kalcit mellett.

A slír összlet földtani szelvényein követve a vasoxidációs fok ingadozását megállapítható, hogy a szakaszosan süllyedő medencében képződő réteg,



**mikromineralógiai vizsgálata a 0,1–0,2 mm  $\varnothing$  frakcióból  
maradékból)**

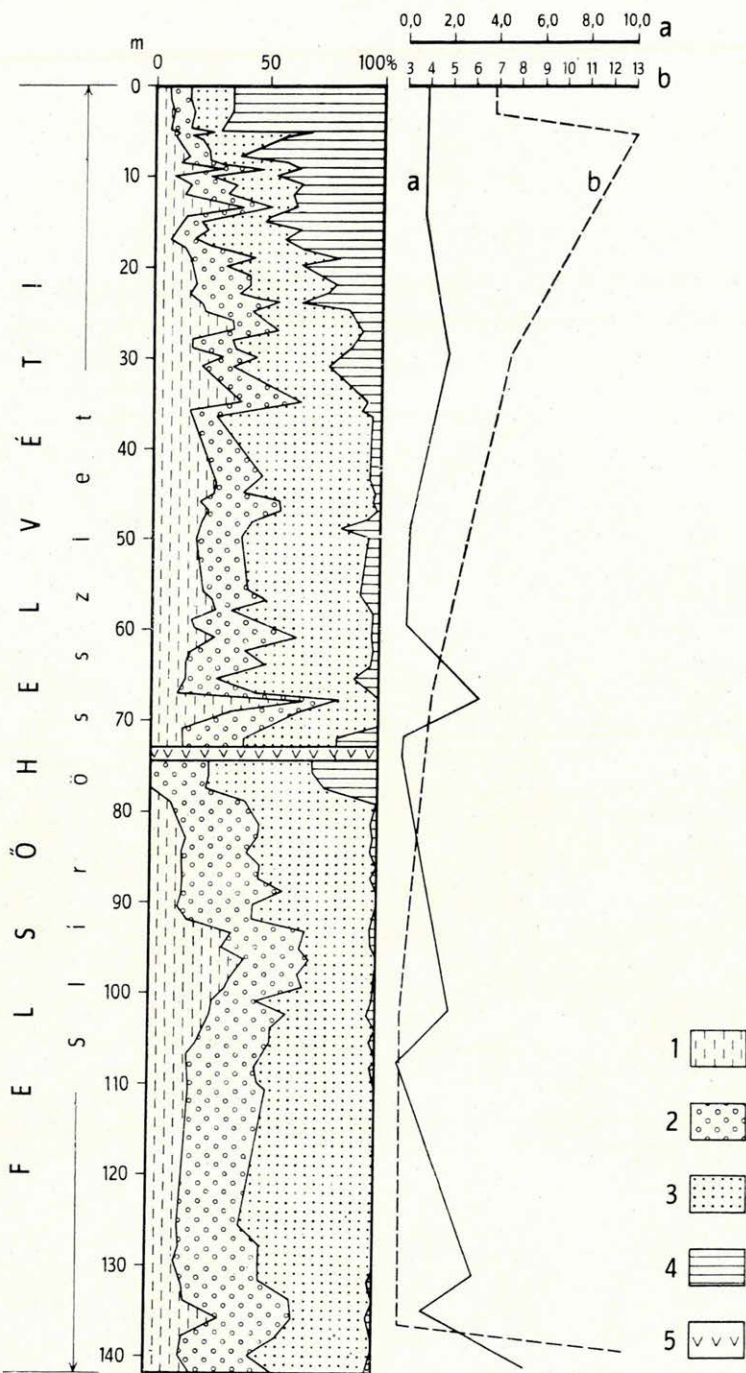
szemcse %-ban							Nehézsvány súly%	Könnyűsványok szemcse %-ban													
és metamorf)			Epigén					kvare	kvareit és közéttörmelek	ortoklász	mikroklín	szanidín	albit	oligoklász	andezin	labradorit	muskovit	szericit	vulkáni üveg (rekriszt- tallított vulkáni üveg)	kovával cementált agyagvány	Összesen
biotit (12)	klorit	apatit	pirit	limonit	glaukonit	Összesen (db)															
10	9	16	—	14	—	100	0,9	40	24	6	—	—	sz	1	2	—	3	2	—	22	10 <sup>0</sup>
28	6	6	—	16	—	100	0,9	32	12	1	2	sz	—	3	sz	—	24	—	—	26	10 <sup>0</sup>
49	—	—	—	—	—	100	0,9	31	11	1	2	—	—	2	sz	—	6	—	—	47	10 <sup>0</sup>
—	—	—	—	—	—	100	1,9	2	—	—	—	—	—	—	—	3	—	2	—	93	10 <sup>0</sup>
—	2	—	—	4	—	100	0,3	2	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	96	10 <sup>0</sup>
—	—	—	—	—	—	100	0,2	37	16	3	2	—	—	1	1	sz	31	—	—	10	10 <sup>0</sup>
6	4	2	5	7	—	100	3,4	44	13	3	5	1	—	12	2	1	10	—	—	9	10 <sup>0</sup>
—	—	2	—	4	—	100	0,9	2	1	—	—	—	—	sz	1	—	4	—	2	90	10 <sup>0</sup>
—	1	2	—	4	—	100	0,1	sz	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	98	—	100
6	1	3	3	—	—	100	2,1	25	30	2	3	sz	—	4	2	sz	8	—	16	10	100
—	—	1	—	13	—	19	0,0	34	18	2	2	—	—	sz	2	sz	28	—	—	14	100
10	—	—	—	46	—	100	3,3	40	13	2	2	—	—	3	2	—	16	—	—	22	100
4	1	4	—	55	1	100	1,2	40	10	1	2	—	—	2	sz	—	17	—	—	28	100
9	—	—	—	18	—	100	5,6	43	15	3	4	—	sz	3	5	—	6	—	—	21	100

szemcsés, 3. szintelen-szürke, gyakran anizotróp, 4. szintelen-rózsaszínű-vörös-illásvörös, izotróp, gyakran tatott, 7. sárgásbarna-szürkésbarna, idiomorf, nyúlt levélboríték formájú, a lapokon gyakori rovátkoltsággal, barna, xenomorf töredékek, pleokróosság nem észlelhető; zöldeskék-illásvörös idiomorf-hipidiomorf, 10. vilá-  
gyakran kloritósodott, rutiltükválás gyakori

összlet alsó és felső szakaszán, tehát a transzgresszió megindulásakor és a regresszió bekövetkezésekor általában nagyobb vasoxidációs fok észlelhető. Az epirogén mozgásokhoz kapcsolódó partvonal-eltolódások következtében az összleten belül is észlelhetők esetenként nagyobb vasoxidációs értékek. A vasoxidációs fok ingadozásával a képződött üledékek színe is összefügg; a parthoz közel eső üledékek sárgás, barnás árnyalatúak, majd a növekvő távolság és mélység függvényében a szürke szín változataival jellemzett közettípusok alakultak ki. A közettípusok nagy többsége szürke színű.

A képződmények fajsúlya 2,49–3,01 között változó; növekedése a karbonáttartalommal arányos. A közettípusok porozitása általában nagy, 20,4–48,5% közötti, a szemcseösszetétel és a karbonáttartalom függvényében. A tufák és a piroklasztikus származékok esetében az átlagtól eltérő értékeket kapunk a kisebb fajsúly és a kiugróan nagy porozitás miatt.



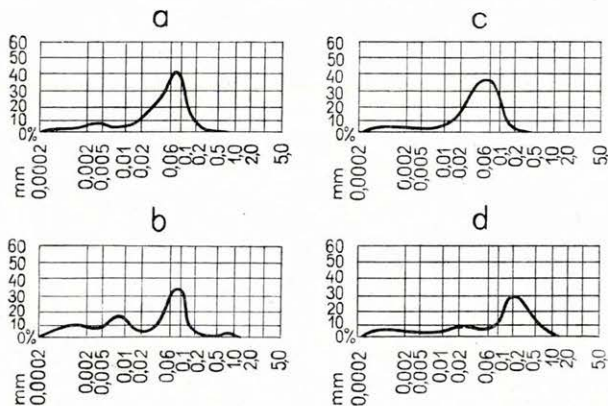


23. ábra. Komló, bányászfürdő mögötti feltárás slír képződményeinek kőzettani szelvénye

1. Karbonát, 2. agyag- és vasásványok, 3. kőzetliszt, 4. homok, 5. riodacituffa. — a) Nehézásvány, súly%, b)  $O_{Fe}$  érték

Fig. 23. Lithological section of the exposure behind the Miner's Spa at Komló

1. Carbonate, 2. clay- and iron minerals, 3. silt, 4. sand, 5. rhyodacitic air-fall tuff. — a) Heavy minerals weight %, b)  $O_{Fe}$  value



24. ábra — Fig. 24

A nagy mennyiségű piroklasztikus törmelék gyakori jelenléte miatt koptatottsági vizsgálatra a slír összlet képződményei közül csak egyes típusok alkalmasak. A homokos képződmények (partközeli kifejlődések) 0,1–0,2 mm átmérőjű frakciója nagyobb, az aleuritok 0,1–0,2 mm-es homokfrakciója (parttól távolabbi kifejlődések) kisebb koptatottságot tükröz ( $K_1=2,11$ ,  $K_2=2,16$ , illetve  $K_1=1,47-1,98$ ,  $K_2=1,90$ -ig).

#### b) Ásvány-kőzettani összetétel

Törmelékes eredetű ásványok: a mikromineralógiai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a slír összlet képződményeit prepaleozóos és paleozóos (magmás és metamorf), mezozóos (magmás és üledékes) és miocén (helvétii magmás és üledékes) kőzetek áthalmozott törmeléke építi fel. A képződmények egyes kifejlődései területenként is eltérőek a lehordási terület jellege szerint, illetve a különféle területről szállított törmelék egymással való keveredésének aránya szerint.

Paleozóos (prepaleozóos) magmás eredetűek: gránitból: a kristályformát nem tükröző, szemcsés megjelenésű magnetit (részben), cirkon (részben), titanit (részben), biotit (részben), apatit (részben), a jellegzetes zárványsoros kvare, a mikroklin, oligoklász-andezin (részben). Prepaleozóos metamorf kőzetből származtathatók: magnetit—ilmenit (részben), gránát (részben), disztén, rutil, turmalin, epidot, klinozoit, aktinolit, tremolit, antofillit, biotit (részben), muszkovit—szericit, kvare (részben), valamint a földpátok közelebről meg nem határozható hányada. Mezozóos magmás eredetűek: magnetit—ilmenit (kagylós törésű szemcsék vagy idiomorf kristályok: rombdodekaéder, hexaéder—oktaéder kombinációk, míg az ilmenit kristályformát nem tükröző), perovszkit, gránát (sárga, barnássárga változatok), cirkon (kis részben), titanit (részben), anatóz, zoizit, epidot (zöld pisztácit), klinozoit? (részben), augit (részben), titanogit, egrinaugit, biotit (részben), klorit (részben), apatit, albit, andezin (részben), valamint a vulkáni üveg ( $n=1,528-1,537$ ).

Idősebb miocén üledékek ásvány- és kőzettörmelékét elsősorban a slír összlet alsó rétegeiben észlelhetjük: a biotit (részben), az idiomorf, többnyire

jól fejlett prizmával jellemezhető koptatott kvarc, a gyakran zoizitesedett, többnyire ikerlemezes és zónás oligoklász (gyakori andezines maggal) képviselik a teresztrikus összletből vagy közvetlenül a riolit ártufából származó anyagot.

A nehézasványok súlyszázalékos mennyisége a különféle területekről történő domináns anyagszállítás szerint változik: az uralkodórészben mezozoós magmás törmelék esetében maximális, a miocén piroklasztikumot nagyobb mennyiségben tartalmazó képződmények esetében minimális értéket kapunk, míg a prepaleozoós, ill. paleozoós törmelékanyagot tartalmazó rétegek esetében a nehézasványok súlyszázalékos mennyisége közepes értéket tükröz. Kiemelkedő értéket — maximum 11%-ot — kapunk egyes epigén ásványokat (pirit, kevesebb limonit) nagyobb mennyiségben tartalmazó rétegek esetében is. A sziget-hegység D-i részén képződött slír összlet (Zengővárkony 59. sz. fúrás, Pusztakisfalva V. sz. fúrás, hird—hosszúhetényi vasúti bevágás, vasasi vasúti bevágás felszíni feltárásai) törmelékanyaga különféle kőzetek áthalmozódásának terméke. A prepaleozoós—paleozoós magmás (gránit, kvarcporfír) és metamorf (gneisz, kristályos palák), valamint a mezozoós magmás kőzetek és az alsóhelvétii teresztrikus és piroklasztikus törmelékű ásványok, végül a közvetlenül a medencékbe jutó felsóhelvétii piroklasztikum tömeges anyagszolgáltatása egyaránt kimutatható. Jellemző az összletre, hogy a heterogén kőzetekből származó és egyes rétegekre jellemző ásványok egymáshoz viszonyított aránya változik, azaz az üledék főleg alsó és középső szintjében felváltva dominál a prepaleozoós—paleozoós, mezozoós vagy az idősebb miocénből származtatható ásványok mennyisége. A nagyfokú változékonyság arra enged következtetni, hogy a szállító anyag jórészt a paleozoós és mezozoós törmelékét hasonlóképpen változó mennyiségben tartalmazó, nagy vastagságú idősebb miocén üledékek áthalmozott, újraülepített anyaga, mint ezt a slír összlet heteropikus kőzetfáciése, a halpikkelyes agyagmárga összlet esetében is észleltük. Megítélésünk szerint nagyobb tömegű „friss” törmelék szállítást csak a szárazföldi térszíni riódácittufa képződményeinek áthalmozódása — vagy részbeni víz alatti áthalmozódása — valamint a mezozoós sziget-hegységtől DNy-ra elhelyezkedő, s fokozatosan kiemelkedő prepaleozoós—paleozoós anyagú térszín kőzeteinek akár szárazföldi, akár tenger alatti áthalmozódása eredményezett. Ennek bizonyítéka, hogy a slír képződményekben — az egyes szelvényekben felfelé haladva — a prepaleozoós—paleozoós (maggás-metamorf) eredetű ásványok mennyisége feltűnően növekszik.

A K-i Mecsek Ny-i részének süllyedékeiben felhalmozódott sekélytengeri képződmények (10. táblázat) hasonlóképpen különféle kőzetek áthalmozott vagy többszörösen áthalmozott törmelékéből alakultak ki; az összlet alsó szakaszán prepaleozoikum—paleozoikum lepusztulására utaló ásványok mellett mezozoós magmás eredetűek is észlelhetők (a teresztrikus összlet áthalmozódott anyaga?), az összlet középső szakaszában uralkodó mennyiségű a riódácittufa törmeléke, felső szakaszán a gránit, kvarcporfír, gneisz és kristályos pala eredetű ásványok dominálnak, melyek tömeges megjelenése és az ásványok viszonylagos épsége prepaleozoós—paleozoós területről történő közvetlen („friss”) anyagszállításra utal.

A hegység É-i területének slír összlete (11. táblázat) elsősorban mezozoós magmás törmelék tartalmaz, melyhez kevés, valószínűleg a teresztrikus összletből áthalmozott, prepaleozoós—paleozoós magmás és idősebb miocén piroklasztikus törmelék is járul.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy a slír összlet képződésekor az anyagszállítás részben a szigethegységként kiemelkedő mezozoikum és az idősebb miocén üledékek területéről folyt, részben a szigethegységtől DDNy-ra elhelyezkedő prepaleozóos — paleozóos területekről történt a mezozoos szigethegység és a prepaleozóos — paleozóos térszín között elhelyezkedő medencében. A hegységtől É-ra kizárólagosan a hegység idősebb üledékes (főleg alsóhelvétí) és magmás (mezozoos és alsóhelvétí) kőzeteinek áthalmazódása mutatható ki.

**Agyagásványok.** Az agyagásványok mennyisége a slír összlet képződményeiben nagy, eléri az 50%-ot, sőt egyes piroklasztikus eredetű rétegekben (bentonitok) 96%-ig emelkedhet. Röntgen-diffraktométeres felvételek alapján a slír összlet agyagásványai rendezett rácsszerkezettel jellemezhetők. Kevert rácsszerkezetet nem észleltünk. A reflexiók csúcsok karakterisztikusak, és a legtöbb esetben élesen kirajzolódók (25. ábra). A különféle agyagásványok mennyisége és egymáshoz viszonyított aránya változó a karbonátásványok mennyiségének és a törmelékanyag mennyiségi és minőségi változásának függvényében. A különféle karbonátok képződése és az agyagásványok egyes változatainak fellépése között összefüggés nem mutatható ki. Mindebből arra következtethetünk, hogy az agyagásvány-csoport különféle ásványainak az egyes rétegekben való különböző arányú kialakulása elsősorban a szállítódó anyag összetételbeli változásának függvénye. Általában megállapítható, hogy a nagyobb mérvű riódácittufa-anyagszállítás nagyobb mennyiségű montmorillonit képződéséhez vezetett. A klorit mennyisége némely kifejlődésben számottevő, általában gyakoribb és nagyobb mennyiségben észlelhető ásvány (rendezett rácsszerkezettel), mint a mecseki miocén édesvízi — felsősvízi kifejlődéseinek bármelyikében. Az édesvízi — felsősvízi üledékekre jellemző kaolinit ezzel szemben itt csak egyes rétegekben, kis mennyiségben észlelhető és többnyire allotigén eredetű. Autigén kialakulása lokális, lagúna jellegű kifejlődésekhez kötött. Gyakorisága a slír összleten belül főleg az alsó és felső szakaszban szembetűnő, míg a középső szakaszban rendszerint a piroklasztikus eredetű montmorillonit dominál (komlói slír szelvény, Magyaregregy VIII. sz. fúrás). Egyes kifejlődésekben gyakori a glaukonit, lokális kialakulású a kis mennyiségű vermikulit (a gránit törmelékanyagához kapcsolódik) (23. melléklet).

A törmelékes — kolloidális és diagenetikus úton képződött ásványok mennyisége és területenkénti eloszlása a következőképpen alakul: a nagyobbbrészt epigén kialakulású montmorillonit a hegység egész területén gyakori, mennyisége érzékenyen változik a szállított anyag függvényében 10—95%-ig. Az illit — hidromuszkovit hasonlóképpen gyakori, mennyisége 20—25%-ig növekedhet, s a mecseki slír összletben mindenütt nyomozható. A kaolinit mennyisége maximálisan 10%-ig növekedhet s a K-i Mecsek Ny-i és É-i területein gyakoribb képződmény, ami az É felé lagúnásabb jellegű üledékgyűjtők vizének pH, illetve redoxpotenciál viszonyaival hozható kapcsolatba. A klorit mennyisége hasonlóképpen 10%-ig növekedhet; a terület É-i részén, a kréta vulkánosság anyagszolgáltatása nyomán gyakoribb. A csillámféléket képviselő ásványok: az autigén glaukonit és a törmelékes eredetű vermikulit a D-i területek képződményeivel kapcsolódik. A csillámok (muszkovit, biotit) lebontása illitté, illetve glaukonittá a D-i területen általában előrehaladottabb.

Az édesvízi — felsősvízi üledékek (terresztrikus összlet, halpikkelyes agyagmárga összlet) esetében a képződmények „érettségét” számszerűen kifejező  $K_2O:Na_2O$  arány a slír összletre vonatkozóan a következőképpen alakul:



piroklasztikus anyagszállítás túlsúlya esetén (bentonitok, bentonitos kőzetek) minimális hányadost kapunk: 0,1–1,2; a piroklasztikumot és a kréta magmatitok törmelékét együtt és számottevő mennyiségben tartalmazó kőzetek hányadosa 1,5–2,7, a slír összlet egyéb kőzetmintáiban 2,5–4,7-ig terjedő értéket kapunk. Mindezek alapján megállapítható, hogy a slír összlet képződményei kevésbé „érett” jellegűek. Ez a kvarc–földpát arányból is jól tükröződik, melyet a röntgen-diffraktométeres felvételek és a kémiai elemzések felhasználásával közelítő pontossággal számítottunk ki. Egyes szelvényeken belül az összlet felső szakaszán nagyobb arányszámot kapunk, amely tény az üledékképződés lelassulására utal.

**V e g y i é s b i o g é n k ő z e t k o m p o n e n s e k :** a slír összletre általában jellemző a vegyi és biogén eredetű kőzetkomponensek — kalcit, aragonit, dolomit — kőzetalkotó mennyisége. A  $\text{CaCO}_3$  tartalom (kalcit, aragonit) 70%-ig emelkedhet, általában 15–40% közötti. A slír összlet középső szakaszán, a maximális tengerelöntés időszakában eloszlása egyenletesebb és mennyisége is nagyobb. A slír összlet egyes képződményeiben gyakran észlelhető, s röntgen-diffraktométeres felvételekkel jól identifikálható az aragonit. A dolomit gyakori epigén karbonát; 2–3%-ban rendszeresen, 3–37%-ban pedig szórványosabban, egyes rétegekben észlelhető. Képződése kalcit átalakulásával hozható kapcsolatba, ahol a metasomatikus dolomitoidosodáshoz megfelelő redoxpotenciál adva volt (oxigénszegény közeg, szerves vegyületek bomlásával kapcsolatos redoxpotenciál-csökkenés). Metasomatikus dolomitoidosodással elsősorban a kalcit esetében kell számolnunk, minthogy az aragonit-rácsba a magnézium beépülése nehezebben képzelhető el a 9-es koordinációs szám miatt. A kalcit–dolomit–aragonit arány alakulása a következő: az aragonit megjelenése rendszerint kisebb mennyiségű kalcit és hasonlóan kisebb mennyiségű dolomit mellett törvényszerű. 10% feletti mennyiségben jelenlevő dolomit mellett aragonit nem észlelhető. A nagyobb mennyiségű kalcitot rendszerint nagyobb mennyiségű dolomit kíséri. Az aragonit szerves maradványok héjtöredékeiből való származása és kedvező körülmények között aragonit formájában való fennmaradása nincs ugyan kizárva (a képződmények mindegyike tartalmaz pl. Ostracoda és Mollusca héjtöredéket, Foraminiférákat), azonban megítélésünk szerint az aragonit a diagenezissel kapcsolatosan alakult ki. Az aragonit kizárólag a lagúna jellegű üledékgyűjtők jellemző ásványa, amely mellett a zárt medencék pirittartalmú üledékeiben végbemenő diagenezissel kapcsolatos kémiai reakciók folyamán egyes képződményekben kisebb mennyiségben gipsz is kivált. A szulfátásványokkal gyakran társuló aragonit képződésének hőmérsékleti feltételét (+ 30 °C) a piritbomlással kapcsolatos helyi hőmérséklet-emelkedés biztosíthatta. A kőzetalkotó karbonátok mellett a sziderit mindig háttérbe szorul.

A slír összlet karbonáttartalma területenként eltérő képződési körülményekre utal: a mezozoós szigethegységtől D-re képződött sekélytengeri üledékek dolomitartalma általában kisebb, míg az É-i kifejlődésekben (Magyareregry VIII. sz. fúrás) ennek 2–5-szöröse mutatkozik. A két említett terület közötti részekben (Komló, bányászfürdő mögötti feltárás) a slír összlet képződményeiben csak néhol észlelhető nagyobb dolomitartalom. Ez a tény arra utal, hogy az É-i terület sekélytengeri üledékgyűjtője oxigénszegényebb, lagúnás kifejlődésű medence lehetett, ezért kőzettani jellemzői a D-i területtől eltérnek.



### c) Nyomelemek

A K-i Mecsek slír összletének képződményei közül nyomelemekben leg-  
gazdagabbak és legváltozatosabbak a számottevő mennyiségű kloritot tartal-  
mazó üledékek. Ennek alapján feltehető, hogy a nyomelemek nagyobb részét  
a klorit rejtí. A kizárólagosan montmorillonitból felépülő (miocén piroklaszi-  
tiummal kapcsolatos) kőzetek (bentonitok) nyomelem társulása szegényesebb  
és a nyomelemek összmenyisége is csekély. Mennyiségében számottevő és  
változatos nyomelemtársulás észlelhető elsősorban a mezozoos magmatitok  
törmelékét nagyobb mennyiségben tartalmazó rétegek esetében, melyek le-  
bontásából — megfelelő képződési körülmények között — nagyobb mennyi-  
ségű klorit alakult ki.

Mennyiségben a legkiemelkedőbb nyomelem a Ti. A mezozoos vulkanitok  
törmelékét nagy mennyiségben tartalmazó üledékekben 8000 ppm-ig dúsul,  
míg a prepaleozóos—paleozóos törmelékét tartalmazó üledékekben 6000 ppm,  
végül a riódácittufa anyagát számottevő mennyiségben tartalmazó rétegekben  
4000 ppm-es dúsulás észlelhető. Számottevő a Sr gyakorisága is, dúsulása  
egyrészt a karbonátokkal (kalcit—aragonit) kapcsolatos, másrészt a riódácit-  
tufának is gyakori nyomeleme. A mangán 60—2000 ppm között változik  
a különféle képződményekben és úgy tűnik, hogy a mezozoos és miocén mag-  
matitok törmelékét nagyobb mennyiségben tartalmazó üledékek esetében  
gyakoribb. Az áthalmazott teresztrikus üledékekben (pl. a Pusztakisfalu  
IV. sz. fúrás slír összletében) mennyisége minimálisra csökken, mivel a mangán  
oldhatósági viszonyai igen kedvezőek. A Pb 10—20, Ga 6—40, V 0—160,  
Ni 0—50, Co 0—30, Cr 0—130, Li 0—40 ppm gyakoriságú elemek a slír összlet-  
ben. Az utóbbiak a mezozoos vulkánosság törmelékét tartalmazó üledékekben  
nagyobb gyakoriságúak.

Összefoglalásul megállapítható, hogy a slír összlet sekélytengeri üledékei  
— az ásványos összetétel szemszögéből értékelve — a mecseki miocén legváltozatosabb  
kialakulását, területenként is nagymértékben eltérő jellegű képződményei.

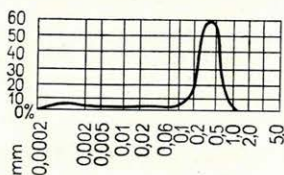
## 6. REGRESSZIÓS ÖSSZLET

A II. miocén üledékképződési ciklust záró képződményeket HÁMOR G.  
„regressziós összlet” összefoglaló név alatt különítette el. A visszahúzódó  
tenger üledékei sajátságaiiban a slír összlet képződményeitől bizonyos mérték-  
ben eltérnek. Az összlet ásvány-kőzettani vizsgálatát a Zengővárkony 59. sz.  
fúrás (13. ábra) kőzetanyagán és egyes típusmintákon végeztük (25—26. mel-  
léklet).

### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A regressziós összletet főleg középszemcséjű meszes homokkő, kőzetlisztes  
homokkő, agyagos homokkő, homokos—agyagos aleurit képviseli. A homok-  
kövek szemcseeloszlása igen jó osztályozottságot tükröz, egymaximumos gör-  
bével jellemezhető (26. ábra). A finomabb szemnagyságú képződmények  
kevésbé jól osztályozottak, gyengén kirajzolódó kétmaximumos görbével  
jellemezhetőek (25—26. melléklet). Jellemző a sárga, barnássárga szín, gyakori  
okkersárga limonitos foltokkal. A kőzet színe is jelzi a vasoxidációs fok ki-  
emelkedő értékét, amely 12,2—38,0 között változó és erősen oxidatív kör-

nyezetre utal. A fajsúly kőzettípusok szerint eltérő, a meszes homokkövek esetében 2,72–2,80 (a  $\text{CaCO}_3$  tartalom ingadozása szerint változó); az agyagos aleuritok esetében a fajsúly 2,45 körüli. A többnyire jól osztályozott homokkő porozitása 19,47%, az aleurit, agyagos aleurit porozitása 20–25%. A törmelék-



26. ábra — Fig. 26

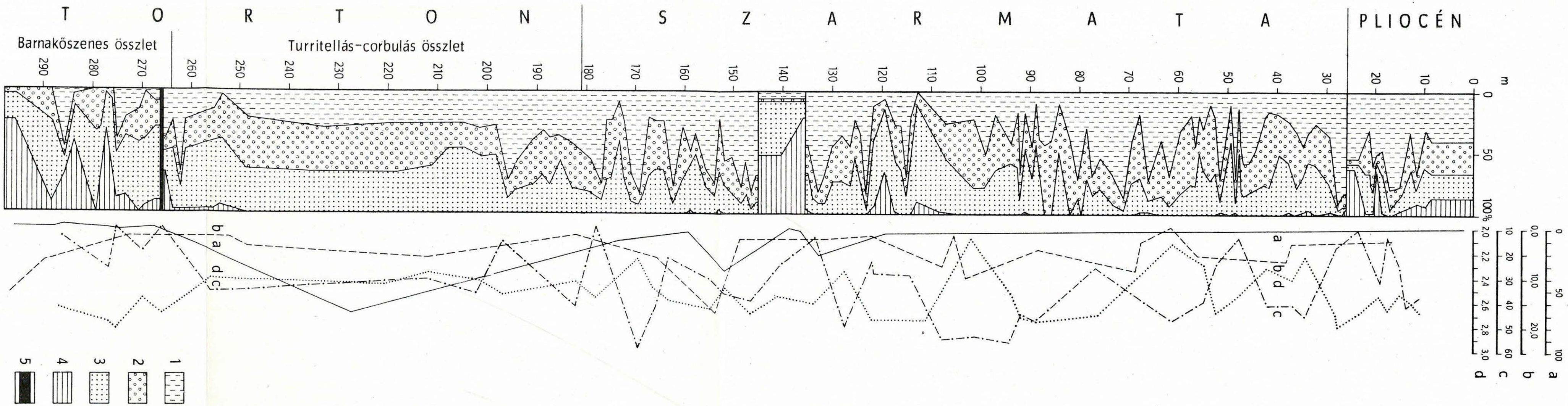
anyag nagymértékben koptatott, ami nagyfokú mozgatottságra, többszöri áthalmazódásra utal. A koptatottság mértéke a különféle üledékekben kevéssé változó:  $K_1 = 2,19–2,20$ ;  $K_2 = 2,13–2,17$ . A kvarc koptatottságához viszonyítva a lényegesen puhább és a regressziós öszlet törmelékanyagában igen gyakori mészhomokszemcsék (mezozóos képződményekből) koptatottsága kisebb fokú. A szemcsék partközeli görgetésére a koptatottság mellett a szemcsék felületén kivált vékony vashidroxid-kér-

#### b) Ásvány-kőzettani összetétel

**Törmelékes eredetű kőzetkomponensek:** Az ásványkorreláció alapján a K-i Mecsek DDK-i peremén kialakult regressziós öszlet képződményei — a slír öszlethez hasonlóan — túlnyomóan prepaleozóos magmás és metamorf és paleozóos magmás képződmények (uralkodó mennyiségű a gránit, kevesebb a kvarcporfir és a kristályos pala eredetű szemcse), törmelékes ásványait tartalmazzák. A hegység É-i területén ezzel szemben — a II. miocén üledékképződési ciklus egyéb képződményeihez hasonlóan — nagyobb szerephez jut a mezozóos magmás törmelék (feltehetően többszörösen áthalmazott) anyaga, mely különféle eredetű idősebb miocén üledékek anyagával együtt, áthalmazva került a regressziós képződményekbe. A szigethegységtől D-re kialakult regressziós, prepaleozóos — paleozóos törmelék tartalmazó rétegek közé ékelődve tömeges felsőhelvétii piroklasztikus anyagot tartalmazó üledékek is észlelhetők. Egy szelvényen belül vizsgálva (4. táblázat) megállapítható, hogy már a slír öszlet felső szakaszában, majd ezt követően a regressziós öszletben is éles határral jelentkezik a paleozóos (prepaleozóos) területekről közvetlen szállítással tömegesen érkező ásványcsoport, amely a DDNy-i irányban valószínűsíthető prepaleozóos — paleozóos területnek a regresszió megindulásával kapcsolatosan fokozódó kiemelkedésére utal.

**Agyagásványok.** A regressziós öszletben a pelites kőzetkomponensek mennyisége a slír öszlethez viszonyítva háttérbe szorul, a fokozatosan visszahúzódó tenger a pelites anyagot „küszapolta” és elszállította. A különféle kőzettípusokban a röntgen-diffraktométeres felvétellel kimutatható agyagásványok nagy része homok szem nagyságú törmelék részben agyagásványosodott szemcséihez kapcsolódik (mállott földpátok, csillámok, piroklasztikus törmelék). Az agyagásványokat illit (6–21,5%) és montmorillonit (12,0–17,5%) képviseli kis mennyiségű klorit (<2%) kíséretében. Az agyagásványok nem kevert rácsszerkezetűek.

A biogén és vegyi eredetű karbonátok e kőzettípusok karbonáttartalmának csak egy részét képezik, mivel a képződményekben törmelékként is igen



27. ábra. Hird 3. sz. fúrás kőzettani szelvénye

1. Karbonát, 2. agyag- és vasásványok, 3. kőzetliszt, 4. homok, 5. kőszénstór. — a) Nehézsúly, súly%, b) Ore érték, c) porozitás, %, d) fajszűly, g/cm<sup>3</sup>

Fig. 27. Lithological log of borehole Hird No. 3.

1. Carbonate, 2. clay and iron minerals, 3. silt, 4. sand, 5. lignite stringer. — a) Heavy minerals in weight %, b) Ore value, c) porosity %, d) specific weight g/cm<sup>3</sup>

gyakori a karbonát. A biogén (vegyi) karbonátokat szinte kizárólagosan a kalcit képviseli, dolomit csak az agyagos aleuritban észlelhető (max. 1%-os mennyiségben), amely a szakaszosan visszahúzódó tenger mélyebb, oxigénben szegényebb területein képződött.

### c) Nyomelemek

A nyomelemek mennyisége, az eddigi eredményekkel megegyezően, az É-i területen nyomozható képződményekben (nagyobb mennyiségű kréta magmatitok törmelékanyaga) mintegy kétszeres gyakoriságot tükröz.

A K-i Mecsek egész területén leggyakoribb a Ti (4000–6000 ppm); a nagyobb karbonáttartalmú kőzetekben és a riódácittufa törmelékét tartalmazó képződményekben 800 ppm-ig dúsulhat a Sr. A Ba mennyiségének emelkedése hasonlóképpen a riódácittufa eredetű anyag nagyobb mennyiségéhez kapcsolódik. A Cr kétszeres, a Mn többszörös dúsulást tükröz a hegységtől É-ra képződött regressziós üledékekben, míg a Ga és Ni csekély mennyiségeiben lényeges területi eltérés nem észlelhető. Figyelemre méltó a vanádiumnak az É-i terület regressziós összletében észlelhető kiemelkedő (800 ppm) mennyisége; növekedése a Cr tartalommal és az összvastartalom növekedésével párhuzamos, így végső soron a kréta magmatitokból származik. A vanádiumnak a regressziós összlet egyes típuskőzeteiben az egyéb miocén üledékekhez viszonyított szokatlan dúsulása azonban közvetett, szerves eredetűre utal: felhalmozódása az É-i területen gyorsabban visszahúzódó tenger különféle, V-t elraktározó élőlényeknek tömeges pusztulásával hozható kapcsolatba.

### C) III. üledékképződési ciklus

A III. üledékképződési ciklus mezozóos alaphegységen vagy idősebb miocén képződményeken települő transzgressziós üledékeit durva szemű (konglomerátum, kőzetlisztes homokkő, meszes homokkő) képződmények jelzik. A tortonai tenger állandósulásával képződött üledékek a következő összetetkekre tagolhatók: lajta összlet, barnakőszéntelepes összlet, turritellás—corbulás összlet, szarmata összlet. A III. üledékképződési ciklus képződményeinek ásvány-kőzettani vizsgálatát a hird—hosszúhetényi vasúti bevágás földtani szelvényén (21. ábra, 8. táblázat), a Hird 3. sz. fúrás kőzetanyagán (27. ábra, 12. táblázat), az Ellend 1. sz. fúrás kőzetmintáin és egyes kőzet-típusokon végeztük (27—38. melléklet).

#### 1. LAJTA ÖSSZLET

##### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A lajta összlet zátonyképződményeit és a kapcsolódó meszes—törmelékes képződményeket mészkő, homokos (kőzetlisztes) mészkő, meszes és márgás homokkő képviseli.

A partszegélyi zátonyképződmények teresztrikus törmelékének osztályozottsága változó mértékű, a szemcseeloszlási görbék egy-, két- vagy több-maximumosak (27—33. melléklet).

Az összletre jellemző fehér—sárgásfehér, barnássárga színű képződmények kivétel nélkül oxidatív viszonyokra utalnak, s a vasoxidációs fok extrém értékig (2,7—116-ig) növekedhet.

A zátonyképződmények fajsúlya 2,69—2,86, porozitása 11,9—33,6% között ingadozik.

A koptatottság változó értékeket tükröz:  $K_1 = 1,49—2,16$  és  $K_2 = 160—212$ , utóbbi csak egyes mintákra jellemző.

##### b) Ásvány-kőzettani összetétel

A zátonyképződmények t ö r m e l é k e s kőzetkomponensei a hegység D-i és Ny-i területén prepaleozóos metamorf és paleozóos magmás (üledékes?) eredetűek, míg a mezozóos hegységtől keletre mezozóos és miocén? vulkános-ságra utaló ásványok törmeléke is fellelhető kis mennyiségben (27. melléklet). Az idősebb miocén összletekből is jól ismert ásványok a mikromineralógiai vizsgálatok alapján, származásuk szerint a következőképpen csoportosíthatók: prepaleozóos kristályos palákból származhat a magnetit—ilmenit (részben), rutil, gránát, disztén, titanit (részben), turmalin, epidot (részben), klinozoit, piemontit, antofillit, aktinolit, tremolit, amfibol — zöld — (részben), biotit—klorit (részben), apatit (részben); a kristályos palákból származhat a könnyű-ásvány-frakció kvarctörmelékének egy része, a savanyú plagioklász (albit—oligoklász) egy része és a muszkovit.

A gránitterületről származó ásványok: magnetit—ilmenit (részben), cirkon, titanit (részben), epidot (részben), amfibol — zöld — (részben), biotit—klorit (részben), apatit (részben). Könnyűásványok: kvarc (részben), mikroklin, oligoklász—andezin (részben).

Paleozóos magmás eredetű a kvarcporfír-törmelék, mely valószínűleg többszörösen áthalmazott (karbon—perm üledékekből): idiomorf kvarc (gyakran dihexaéderként), ortoklász, savanyú plagioklász (kis részben), alapanyag töredékek.

Mezozóos magmás eredetre utalhat a szórványos anatóz s a könnyűásvány-frakcióban elfőrdülő vulkáni törmelék és gyengén rekrisztallizált vulkáni üveg (bázisos kőzetre jellemző törésmutatóval).

A miocén vulkánosság áthalmazott törmelékét cirkon (kis részben), hipersztén, amfibol (zöld), biotit, apatit, horzsakő és vulkáni üveg képviseli.

A fedőhegység területéről származó típusminták éppúgy, mint az Ellend 1. sz. fúrás lajta összetételének kőzetmintái, uralkodó mennyiségben metamorf kőzetekből való eredetre utaló könnyűásványokat tartalmaznak. A vékonycsiszolatok vizsgálata azonban nagyobb mennyiségű kvarcporfírból és gránitból eredő törmelék, illetve ásványt tükröz, míg a metamorf kőzetből eredő törmelék kisebb mennyiségű. A kvarcporfír, illetve gránit nehézásványainak össz mennyisége csekély a kristályos palák nehézásvány-tartalmával szemben.

**Agyagásványok.** A partszegélyi zátonyképződményekben az agyagásványok mennyisége háttérbe szorul és csak a kevésbé típusos márgás kifejlődések esetében mutatkozik nagyobb agyagásvány-tartalom. A röntgen-diffraktométeres felvételek alapján többféle agyagásvány közel azonos mennyiségű együttes előfordulása figyelhető meg. Az agyagásványok nagyobb részét allotigén eredetűnek tekinthetők, melyek törmelékes formában kerültek az üledékekbe. A montmorillonit háttérbe szorul a többnyire nagyobb mennyiségű illit mellett. Egyes képződményekben számottevő a kaolinit mennyisége is (29. melléklet). Utóbbi az adott viszonyok között, a gránit földpátjaihoz kapcsolódó törmelékes eredetű ásványnak tekinthető. A többnyire nyomokban mutatkozó, csak a márgás homokkövekben mérhető mennyiségű klorit a csillámok epigén lebontásának terméke, mely főleg allotigén módon került az üledékekbe. Az egyes képződményekben észlelhető glaukonit kizárólagosan autigén kialakulású, leginkább a mikrofaunához (a vázak, héjak kitöltéseként) kapcsolódik.

**Vegyés biogén eredetű ásványok.** A partszegélyi képződményekben uralkodó szerepet tölt be a biogén eredetű  $\text{CaCO}_3$ . A kalcit mellett csak egyes reduktívabb viszonyokat tükröző képződményekben észlelhetünk maximum 2% dolomitot, nyomokban szideritet. Aragonit e biogén mészkőben nem észlelhető, ez szintén alátámasztja a már előzőekben említett feltevésünket, amely szerint az aragonit meghatározott fáciesviszonyokhoz kötött ásvány a vizsgált miocén üledékekben.

A partszegélyi képződmények esetében az epigén vasásványokat a típusos kifejlődésekben kis mennyiségű limonit képviseli.

### c) Nyomelemek

A partszegélyi képződményekben (lajtamészke és meszes homokos üledékek) a nyomelemek össz mennyisége a  $\text{CaCO}_3$  függvényében csökken, csupán a Sr mennyisége nő a mésztartalommal egyenes arányban, ami a Sr-nak a biogén mészkővel kapcsolatos ismert dúsulását jelzi. A Ti a terasztrikus törmelékkel változó mennyiségben tartalmazó zátonyképződmények esetében mutatja legérzékenyebben törmelékes komponensekhez kötött (és ezen belül is első-

**A Hird 3. sz. fúrás mikromineralógiai  
(oldási)**

Kor	Össz- let	Mély- ség m	Nehéz- ásványok																	
			Törmelékes (magmás)																	
			magnetit (1)	magnetit ilmenit	rutil	anatáz	brookit	gránát (3)	cirkon (4)	titanit (5)	titanit (6)	disztén	klinozoit	epidot	allanit	turmalin (7)	turmalin (8)	antofilit	tremolit	
Miocén	Pleisztocén Holocén	0,00– 8,40	–	7	–	–	–	10	1	–	4	1	sz	9	–	–	1	1	–	
		19,50– 19,70	–	53	1	–	1	6	3	–	3	sz	2	19	–	1	1	sz	–	
	Szarmata	Szarmata	27,90– 37,70	–	61	–	–	–	6	2	–	2	–	–	–	–	–	2	–	–
			63,80– 67,80	–	10	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2
			112,80–114,00	–	8	sz	–	–	13	–	–	4	2	1	5	–	–	2	–	1
			118,00–121,50	–	20	sz	–	–	30	2	–	3	2	2	8	–	2	2	sz	sz
			132,50– 134,60	–	4	–	–	–	3	sz	–	1	1	–	2	–	–	sz	–	–
			135,70– 136,70	22	13	2	–	–	36	2	2	4	4	3	21	sz	1	4	–	sz
			136,70– 140,80	2	12	sz	–	–	22	–	1	10	4	2	8	–	1	3	1	sz
			151,80– 152,10	5	–	–	–	–	sz	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
			152,90– 166,20	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
			170,40– 178,20	2	5	–	–	2	9	1	–	7	3	–	4	–	–	1	–	–
	Torton	Turritellás– corbulás	219,40– 234,50	–	–	–	–	sz	–	–	–	–	–	sz	–	–	–	–	–	
			255,30– 263,00	–	–	sz	–	–	5	–	–	1	1	–	3	–	–	–	–	
			266,30– 269,00	1	8	–	–	–	35	2	–	10	2	sz	6	sz	3	3	1	–
		Barnaköszenes	275,00– 275,50	–	14	sz	–	sz	27	3	–	5	4	–	8	sz	–	5	–	sz
			277,00– 277,70	–	5	–	–	–	28	3	1	6	3	–	8	–	1	5	–	1
			282,80– 284,80	–	11	1	sz	–	15	sz	–	10	8	2	20	–	1	2	–	1
			284,80– 287,00	2	8	sz	–	–	14	4	1	9	5	1	16	–	3	4	–	sz
	287,00– 290,00	2	12	2	–	–	42	3	–	7	2	sz	4	–	2	5	sz	1		
	295,00– 297,00	3	2	sz	–	–	25	2	1	5	2	1	4	–	1	1	1	3		

A zárójelben levő számok jelentése: 1. Idiomorf, hipidiomorf, magmás rezorpció gyakori, 2. xenomorf, ritkán zónás, gyakran koptatott, 5. sárgásbarna-szürkésbarna, idiomorf, nyúlt levélboríték formájú, a lapokon ismerhetők fel, 7. zöldesbarna, xenomorf töredékek, pleokróosság nem észlelhető; zöldeskék-lilásvörös idiomorf-10. mállott, fakult, gyakran kloritosodott, rutiltűkiválás gyakori

sz = szórványos

**vizsgálata a 0,1–0,2 mm  $\varnothing$  frakcióból  
maradékból)**

szemcse%-ban										Könnyűásványok szemcse%-ban												
és metamorf)						Epigén		Összesen	Nehezsúlyú súly%	kvarc	kalcedon	kvarcz és kőzetförmélek	ortoklász	mikroklin	albit	oligoklász	andezin	muskovit	glaukonit	kovával cementált agyagásvány	Összesen	
aktinolit	hornblende	biotit (9)	biotit (16)	klorit	apatit	pirit	limonit															
-	-	-	6	-	1	-	59	100	0,4	54	-	13	3	3	sz	1	2	4	-	20	100	
-	-	-	8	1	-	1	-	100	0,4	37	-	43	sz	3	-	4	1	-	-	12	100	
-	-	-	2	-	-	11	14	100	1,0	44	-	32	1	2	-	2	sz	1	-	18	100	
-	-	-	16	-	-	66	6	100	3,4	64	-	24	sz	2	-	2	2	-	-	6	100	
-	-	-	-	-	-	63	1	100	4,4	35	-	23	-	-	-	2	2	27	-	11	100	
-	-	-	-	3	5	20	-	100	5,4	55	-	25	sz	2	-	3	1	6	-	8	100	
-	-	-	-	-	-	89	-	100	23,1	44	-	32	sz	4	-	2	1	9	-	8	100	
-	-	-	-	3	1	2	sz	100	3,3	41	-	33	1	1	-	2	sz	14	-	8	100	
-	-	-	6	4	6	17	1	100	1,5	35	-	24	sz	2	-	1	1	27	-	10	100	
-	-	9	-	-	-	86	-	100	35,6	17	-	25	-	1	-	sz	-	2	-	55	100	
-	-	-	-	-	-	100	-	100	4,1	6	-	11	-	-	-	sz	-	2	-	81	100	
-	-	-	6	-	2	52	6	100	12,3	38	sz	22	sz	4	-	2	1	4	-	29	100	
-	-	-	-	-	-	100	-	100	71,4	24	-	2	1	2	-	sz	-	5	-	66	100	
-	-	-	-	-	-	90	-	100	16,2	38	-	29	1	3	sz	1	1	10	-	17	100	
-	-	-	-	3	-	26	sz	100	2,1	58	-	24	-	1	-	sz	1	2	-	14	100	
-	-	2	6	2	sz	24	-	100	4,0	27	-	46	-	sz	-	1	2	13	-	11	100	
-	2	-	-	3	-	34	-	100	3,1	30	-	46	-	-	-	1	1	7	-	15	100	
sz	-	-	sz	-	-	26	3	100	1,2	60	-	21	1	4	sz	2	sz	7	-	5	100	
-	3	1	-	2	-	25	2	100	0,8	56	-	28	1	2	sz	2	3	4	-	4	100	
-	-	2	3	5	sz	8	sz	100	2,3	27	-	37	sz	1	-	3	2	16	2	12	100	
-	5	25	9	5	5	sz	-	100	1,8	15	-	46	-	-	-	1	17	-	-	21	100	

szemesés, 3. szintelen-rózsaszínű-vörös-lilászöld, izotróp, gyakran zárványos, 4. szintelen, zömök habitusú, gyakori rovátkoltsággal, 6. szintelen, kerekded vagy zömök oszlopos lekerekített formák, kristálylapok ritkán hipidiomorf, 8. világosbarna-barna, idiomorf, erősen pleokróos, 9. ép, barna, gyakran rezorbeált szegélyű,



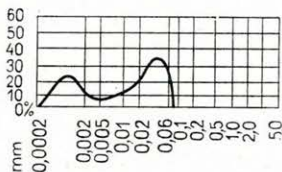
sorban mezozóos magmás) eredetét. Mennyisége a fentiek függvényében csökken vagy növekszik. A mangán viszonylagos dúsulását látszólag nem befolyásolja sem a mésztartalom, sem a törmelékes eredetű kőzetkomponensek mennyisége. Ennek alapján feltehető, hogy részben biogén, részben kolloidális eredetű, a pH változásának hatására kicsapódó elem. A Ba maximális értékeit a kőzettörmelékben dúsabb márgás homokkő kifejlődésekben észlelhetjük, feltehetően teresztrikus eredetű törmelékhez kapcsolódó elem. A lajta összletben egyes kőzetmintákban 200 ppm-ig dúsuló B a képződményekben gyakori algák (Lithothamnium) relikti eleme. Hasonlóan biogén eredetűnek tekinthető az 50 ppm-ig dúsuló V is. A Pb, Ga, Ni, Co, Zn a mésztartalommal fordítottan arányos mennyisége alapján a törmelékes komponensekhez kapcsolódik és az epigén szilikátlebontás folyamán az agyagásványokban halmozódik fel.

## 2. BARNAKŐSZÉNTELEPEK ÖSSZLET

A barnakőszéntelepek típusos kifejlődése az agyagos aleurit (34–35. melléklet); a vizsgált hird–hosszúhetényi vasúti bevágás szelvényében (21. ábra), ahol kőszénképződés nem történt, durvább törmelékes üledékek: kőzetlisztes homokkő, homokos aleurit és homok (gyakran kavicsstartalommal) képviseli a barnakőszéntelepek összletét.

### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A szemcseeloszlás általában jól osztályozott (28. ábra). A barnakőszéntelepek összlet többnyire rétegzett, szürke színű képződményeinek vasoxidációs értékei 1,5–2,4 között erősen redukzív képződési környezetre utalnak. (A vasoxidációs fok ez esetben sem tükrözi híven a valódi értéket, mivel a kőzet szervesanyag-tartalma a  $Fe_2O_3$  és  $FeO$  mennyiségének meghatározását kedvezőtlenül befolyásolja.) A tenger D-i, nyíltabb partszegélyén képződött, kőszént nem tartalmazó, de a barnakőszéntelepek összletnek megfelelő kőzettípusok vasoxidációs értékei 8,2–60,4 között változnak (hird–hosszúhetényi vasúti bevágás), a D-i terület oxigénben gazdagabb viszonyai folytán.



28. ábra — Fig. 28

A barnakőszéntelepek kőzetfációs meddő képződményeinek fajsúlya 2,57–2,75 (a rendelkezésre álló adatok szerint); a fajsúlyértéket a gyakori dolomittartalom érzékenyen befolyásolja. A porozitás 16,1–34,7% között ingadozik, a többnyire jó osztályozottság eredményeképpen.

### b) Ásvány-kőzettani összetétel

**Törmelékes kőzetkomponensek.** A barnakőszéntelepek összlet törmelékes ásványainak uralkodó részét, hasonlóképpen a lajta összletéhez, prepaleozóos metamorf és paleozóos magmás, valamint üledékes kőzetekből áthalmazott ásványok alkotják; Pécsvárad közelében mezozóos magmatitból, Pécsszabolcs környékén és a hird–hosszúhetényi területen a riódácitufából származó kisebb mennyiségű törmelékkel keveredve. A mezozóos

magmatitokból, illetve a miocén piroklasztikumból származó törmelék minden valószínűség szerint többszörösen áthalmazott, nem közvetlenül szállítódó anyag.

Az ásványkorreláció alapján a mecseki gránitból való eredetre utal a kristályformát nem tükröző, szemcsés megjelenésű magnetit (hematit, ilmenit) (részben), cirkon, titanit (részben), epidot (részben), biotit—klorit (részben), apatit, kvarc, mikroklin, oligoklász, andezin, míg a kvarc (részben), ortoklász, savanyú oligoklász, vulkáni kőzettörmelék a kvarcporfirból származik. A kristályformát nem tükröző, szemcsés megjelenésű magnetit—ilmenit (részben), rutil, titanit (részben), gránát, disztén, turmalin, epidot, klinozoit, aktinolit, tremolit, antofillit, biotit—klorit (részben), kvarc—kvarcit — és a földpátok közelebről meg nem határozható hányada — gneiszből és különféle kristályos palákból származik. A magnetit (idiomorf kristályok), zöld amfibol, magmás rezorpciót tükröző biotit, piroklasztikus törmelék többé-kevésbé mállott anyaga, riodációs anyagszolgáltatáshoz kapcsolódik. A mezozoós vulkánosság ásványait anatóz, barnássárga titanit és megfelelő törésmutatójú vulkáni üveg képviseli.

Mindez arra utal, hogy az üledékszállítás nagyobb részben paleozoós területekről folyt, kisebb részben a szigetegység idősebb miocén képződésményeinek területéről. Az ásványos összetétel terület szerinti megoszlását véve figyelembe, KDK-en az idősebb miocén üledékekből áthalmazódó törmelékes anyag nagyobb szerepet játszik, míg D-en uralkodó mennyiségű a prepaleozoós—paleozoós törmelék, amint ezt a hird—hosszúhetényi vasúti bevágás ásvány—kőzettani vizsgálata (kavics- és homokfrakció) egyértelműen bizonyítja: kvarcporfir, „epi-gneisz”, gránit kavicsanyaga, s a homokfrakcióban a fenti kőzetek ásványai és kavicsként nem észlelhető egyéb metamorf kőzetek ásványai voltak megfigyelhetők. A mikromineralógiai vizsgálatok folyamán gyakori disztén, s a diszténnel korreláló epidot, gránát (almandin?), titanit, valamint a hasonlóképpen korreláló amfibol—tremolit—antofillit, rutil, amfibolit fáciesű kőzetek lepusztulására utal.

**A g y a g á s v á n y o k.** A barnakőszéntelepes öszlet típusos kifejlődéseiben az agyagásvány-tartalom jelentős (36—54%). Ennek túlnyomó része illit, míg a montmorillonit szerepe jelentéktelen, sőt gyakran hiányzik is. Jellemző a kaolinit és a klorit is. Az agyagásványok reflexióes csúcsai jellegzetesek; kevert rácsszerkezet ritkábban észlelhető, a képződésmények „érettebb” jellegűek. Ezt az öszzagyagásvány-mennyiség mellett az agyagásványok egymáshoz viszonyított aránya is jelzi. Az agyagásványok kialakulása nagyrészt autigén, illetve epigén folyamatok eredményének tekinthető. A szállított törmeléknek a barnakőszéntelepes öszletben észlelhető nagymértékű lebontása a nagyobb mennyiségű szerves anyag bonyolult kémiai reakcióival áll kapcsolatban, melynek az elegyvízi közegben előidézett reduktív hatása és a pH gyakori átcsapása a szilikátok nagyfokú lebontását idézte elő. A barnakőszéntelepes öszlet uralkodó mennyiségű illitje a különféle szilikátok lebontási fokozatának egyik állomása. A jelentős mennyiségű kaolinit a kőszéntelepeket kísérő jellemző ásványkialakulás. A kaolinit mellett észlelhető klorit a kis pH-jú reduktív környezet hatására oldatból kicsapódó  $Fe^{++}$ ,  $Mg^{++}$ -nak az agyagásványokba történő beépülése során hasonlóképpen autigén módon képződött. Az agyagásványegyüttes az ásványoknak olyan típusait képviseli, melyekben az  $Al_2O_3:SiO_2$  arány viszonylagosan nagy, mivel a savas környezetben csak kevés  $SiO_2$  került oldatba.

Vegy-i és biogén eredetű ásványok. A barnakőszéntelepes összletben a vegyi és biogén eredetű ásványok mennyisége háttérbe szorul (34–35. melléklet). Kalcit + aragonit 3,4–8%, dolomit 1,0–5,0% mennyiségben mutatható ki. Az előzőkben említett összefüggés itt is érvényesül: az aragonittartalmú kőzetek esetében a dolomit mennyisége kisebb, míg az aragonit nélküli mintákban a dolomit mennyisége a kalcit mennyiségének többszöröse is lehet. A redukív környezetben képződött üledékekben gyakran észlelhető kis mennyiségű sziderit is. A szerves növényi anyaghoz kapcsolódó szulfátokat kevés gipsz képviseli, amely az aragonit kísérő ásványa.

Az epigén pirit 2–4%-ban észlelhető s kialakulása hasonlóképpen a redukzív, kis pH-jú környezetet jellemzi.

Az összefüggésekből megállapítható, hogy az autigén—epigén ásványok kialakulását — beleértve az agyagásványokat is — kvantitatíve elsősorban a pH viszonyok szabják meg, míg kvalitatíve a redox viszonyok függvényei. Természetesen a változó mennyiségű törmelékiszállítást is fontos vektorként kell figyelembe venniük.

### c) Nyomelemek

A barnakőszéntelepes kőzetfácies a nagy agyagásvány-tartalmú képződményekre jellemző nagyobb nyomelem-tartalommal tűnik ki. Az összleten belül is jól tükröződik a fokozódó agyagtartalomhoz kapcsolódó nagyobb nyomelem-mennyiség. Legkiemelkedőbb a Ti, mennyisége a mezozoós magmás törmeléklet tartalmazó kőzetminták esetében nagymértékben növekszik. A nagy agyag-tartalmú képződményekben a Ti nagyobb mennyiségét az agyagásványok rejtik, kisebb része Ti ásványokba (titanit—rutil) épülve a kőzetté válás epigén és diagenetikus folyamatai során változatlan marad. A gyakori Mn részben mint biogén úton dúsuló, részben mint a szárazföldről szállítódó kolloidokból kicsapódó elem értékelhető. Biogén eredetűnek ítéltető a B, V, Sr, melyek megkötéséhez a nagyobb agyagásvány-tartalom (és részben a karbonátok) kedvezően járult hozzá. A barnakőszéntelepek relatív Sr dúsulását Hidason Gross Á. mutatta ki. A Ba kismértékben dúsul, törmelékes és biogén eredetűnek egyaránt tekinthető. A Pb, Ga, Mo, Zn, Ni, Co mennyisége a nagyobb agyagásvány-tartalmú képződményekben dúsul, s korrelációt jelez a mezozoós magmás törmelékekkel is.

## 3. TURRITELLÁS—CORBULÁS AGYAGMÁRGA ÖSSZLET

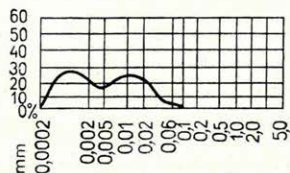
A sekélytengeri, parttól távolabbi turritellás—corbulás agyagmárga összlet üledékeit márgás és agyagos aleurolit, kőzetlisztes márga, mészmárga képviseli, az összlet felső szakaszán kisebb-nagyobb mennyiségű Diatomatartalommal, amely a parttól távolabbi kifejlődések esetében észlelhető és a szarmata üledékekben már mint jellemző képződmény jelenik meg.

### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A szemcseösszetételre elmosódott kétmaximumos görbe jellemző (29. ábra). Az összlet üledékei közepesen vagy jól rétegzettek. A kőzetek színe szürke, világosszürke. A vasoxidációs fok kiesi, s a folyamatos pozitív partteloldás

során mélyülő medencében fellépő reduktívabb viszonyokkal tovább csökken. Pontos értéke a gyakori szervesanyag-tartalom jelenléte miatt nem adható meg.

A fajsúly és porozitás értékek a mésztartalom és szemcseeloszlás függvényében alakultak ki, amelyekhez mint újabb tényező a sekélytengeri képződmények esetében, az összlet felső szakaszában, a növekvő Diatoma-tartalom is hozzájárult. A szemcseeloszlás osztályozottsága és a Diatoma-tartalom a porozitás értékek növekedését idézi elő, míg a fajsúly értékek növekedése a kalcit-, illetve dolomit-tartalommal egyenesen, a Diatoma-tartalommal pedig fordítottan arányos. E sekélytengeri, parttól távolabb képződött üledékek esetében a homokkövek fajsúlya 2,69 körüli értéket tükröz, a porozitás 14,4–32,0 között változó; az agyagos—márgás meszes aleurolitok és márgák fajsúlya 2,60–2,84, porozitása 10,07–21,09 között változó, majd a diatomás rétegek 2,39–2,55 fajsúly- és 31,6–42,9%-os porozitás értékekkel jellemezhetők.



29. ábra — Fig. 29

### b) Ásvány-kőzettani összetétel

Törmelékes eredetű kőzetkomponensek. A sekélytengeri medencékben kialakult üledékek ásvány- és kőzettörmeléke uralkodó mennyiségben prepaleozóos metamorf és paleozóos magmás, valamint metamorf kőzetekből való eredetre utal (12. táblázat). Úgy tűnik, hogy a torton tenger térhódításával a miocén piroklasztikum törmeléke fokozatosan kimarad, és a maximális tengerelőntés idején a medenceüledékek törmelékes eredetű ásványai kizárólagosan a gránit, kvarcporfír, gneisz és különféle kristályos palákra utaló ásványtársulást tükrözik. Ebből következtetve megállapítható, hogy a mezozóos hegység, illetve az idősebb miocén üledékek területéről történő É—D-i irányú anyagszállítás háttérbe szorult.

Az Ellend 1. sz. fúrás mikromineralógiai vizsgálata hasonlóképpen tükrözi a fentiekben már részletezett ásványtársulást.

**Agyagásványok.** Az összlet agyagásványait DTA és röntgen-diffraktométeres felvételek alapján montmorillonit, illit, kevés kaolinit és klorit képviseli. A montmorillonit—illit véletlenszerűen kevert rácsszerkezetet tükröz.

**Vegy- és biogén eredetű ásványok.** Az összlet uralkodó kőzetkomponense a biogén és vegyi eredetű  $\text{CaCO}_3$ , amelyhez a reduktív közegben (szellőzetlen medence) változó mennyiségű dolomit is kapcsolódik.

A szellőzetlen medenceüledékek ásványtársulását kis mennyiségű sziderit és a 0,1–0,2 mm átmérőjű frakcióban is nagymértékben dúsuló pirit (12. táblázat) egészíti ki.

### c) Nyomelemtársulás

A torton képződmények között a turritellás—corbulás agyagmárga összlet nyomelemtartalma a legnagyobb (6. ábra). A nyomelemek közül — egyéb Mecsek hegységi miocén üledékekhez hasonlóan — a Ti mennyisége áll első helyen (max. 6000 ppm). Mellette a Sr és a Mn dúsul nagyobb mennyiségben

(1000 ppm), előbbi a karbonátokkal egyenes arányban, míg utóbbi ezzel összefüggést nem tükröz. Figyelemre méltó dúsulást tükröz a Ba, max. 1600 ppm-ig, amely úgy tűnik, a törmelékes kőzetkomponenshez kapcsolódik. A B a tengeri üledék jellegzetes elemeként értékelhető, max. 100 ppm-es gyakorisággal. Említésre méltó a Cr, Zn és V dúsulása is (160 ppm-es értékekkel), valamint a Cu-nak a miocén képződményekben szokatlanul magas értéke (100 ppm). Mindhárom elem agyagásványokhoz kötődik, a két utóbbi dúsulásában organikus eredet valószínűsíthető. A Pb max. 16, a Ga max. 25, a Ni max. 40, a Co max. 16, a Li max. 100 ppm-ig dúsul; utóbbiak kisebb mennyiségben törmelékhez, nagyobb részben agyagásványokhoz kapcsolódó elemek.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy a III. üledékképződési ciklus során az üledékszállítás súlypontja prepaleozóos és paleozóos kőzetek területére helyeződött a II. üledékképződési ciklus képződményeivel szemben, ahol az üledékszállítás tekintélyes hányada a mezozóos szigethegység és az idősebb miocén üledékek területéről a peremek felé irányult, s amely a szigethegység felszínén levő képződményeinek fokozódó lepusztulását jelentette. A III. üledékképződési ciklus folyamán az anyagszállítás főleg D-ről É felé, vagy DNy-ről ÉK felé irányult. Ennek kapcsán paleozóos (karbon és permii üledékes) területek anyagának áthalmazódása vagy a kristályos alaphegység területéről történő közvetlen anyagszállítás valószínűsíthető.

Ha a Mecsek hegység D-i előterében lemélyített Ellend 1. sz. földtani alapfúrás tortonai rétegösszletét a Keleti-Mecsek fedőhegységi kifejlődéseivel összehasonlítjuk, a következők állapíthatók meg: a tortonai képződmények az Ellend 1. sz. fúrásban feltárt rétegos kőzettani összetétele alapján három eltérő kőzettani szakaszra osztható a partközeli homokos (homokkő, meszes homokkő) és parttól távolabbi, sekélytengeri (agyagos aleurolit, kőzetlisztes agyagmárga, kőzetlisztes homokkő) képződmények váltakozása alapján. Az üledéksor felső szakaszán lajtamészko települ. Bár az Ellend 1. sz. fúrás tortonai rétegösszlete a hegység kifejlődéseivel alapvető vonásaiban azonos, a hegységtől DDNy-i irányban valószínűsíthető szárazföldi területekhez közelebb esik s a terület epirogén mozgásait jobban visszatükrözi.

A teresztrikus ásványok vizsgálata (Ellend 1. sz. fúrás) a tortonai képződmények alsó szakaszában észlelhető tömeges biotit és zöld amfibol előfordulása alapján (0,1–0,2 mm átmérőjű nehézásvány frakció), hasonlóan a fedőhegységi üledékek törmelékes ásványegyütteséhez, a riódácitos piroklasztikum törmelékének áthalmazódását tükrözi. Feltevéünk szerint a piroklasztikus törmelék a DNy-i terület piroklasztikumot bezáró üledékeinek a tortonai emelet folyamán áthalmazódó anyaga, és nem direkt szállítása. A tortonai emelet felső szakaszán a piroklasztikum anyaga teljesen kimarad, kizárólagosan prepaleozóos–paleozóos törmeléknek adva helyet. A prepaleozóos–paleozóos törmelék gránit, kvareporfir, gneisz és egyéb kristályos palák területéről történő anyagszállítást bizonyít, úgy, amint ezt a fedőhegység tortonai rétegeinek esetében észleltük.

#### 4. SZARMATA ÖSSZLET

A szarmata képződmények ásvány-kőzettani vizsgálatát az Ellend 1. sz. fúrás, a Hird 3. sz. fúrás (27. ábra, 12. táblázat) és egyéb kőzettípusok anyagán vizsgáltuk (36–38. melléklet).

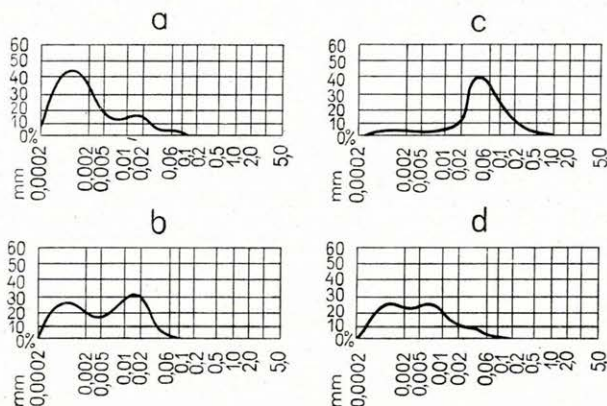
##### a) A kőzettípusok fizikai jellemzői

A partszegélyi képződményeket mészkő, meszes homokkő, a parttól távolabbi nyíltvízi képződményeket meszes diatomaföld, diatomaföldes mésziszap, diatomaföldes mészmárga—márga—agyagmárga—agyagos mészkő, mészmárga, agyagos aleurolit, kőzetlisztes mészkő—mészmárga—márga—

agyagmárga, márgás és homokos aleurolit képviseli, közbetelepült aleurolit, kőzetlisztes homokkő, homokkőrétegekkel (27. ábra).

A törmelékanyag osztályozottsága a partszegélyi mészkövek esetében gyenge, a nyíltvízi, főleg diatomaföldes képződmények esetében jó. Utóbbiak egy- vagy elmosódott kétmaximumos görbével (kőzetlisztes mészkő—márga) jellemezhetők [30. ábra (a és b)], míg a homok—aleurolit betelepülések szemcseösszetétele egyszakos görbét ad [30. ábra (c)]. A Diatoma-vázak nagyobb része az agyag szemnagysági tartományában dúsul [30. ábra (d)].

A partszegélyi mészkő rétegzetlen, míg az igen erősen változó mésztartalmú diatomás rétegek, és a több-kevesebb Diatomát tartalmazó sekélytengeri képződmények finomrétegzettsége az üledékek egyik legjellemzőbb vonása. A Diatoma-mentes márgák—agyagmárgák gyengén vagy közepesen rétegzettek, az aleurolit- és homokkő-képződmények általában szintén rétegzetlen-



30. ábra — Fig. 30

nek. A Diatoma-tartalommal egyenes arányban csökken a fajsúly, a porozitás ellenben nagymértékben növekszik. A fajsúly minimális értéke ez esetben 2,1, a porozitás 60%. A mészmárga fajsúlya 2,7 körüli, 10,5—14,0%-os porozitással, a gyakori agyagos mészkő fajsúlya 2,75—2,80, porozitása 17,9—23,3%. A kőzetlisztes márga fajsúlyértéke 2,48—2,69-ig növekedhet, porozitása 32,8—37,6% között változik. Az aleurolit, homokos aleurolit és kőzetlisztes homokkő fajsúlya 2,57—2,76, porozitása 26,5—29,6%.

A vegyi és biogén kőzetkomponensek mennyisége szerint alakult a származta képződmények színe is: a többnyire nagy mésztartalmú kőzetminták fehér—világosszürke—szürke árnyalatúak, míg a sötétebb árnyalatok a nagyobb kőzetlisztanyag, esetenként szerves (szénült növényi) anyagtartalom következményei. A partszegélyi mészkövek szürkésfehér—sárgásfehér változatai a vashidroxid-tartalomtól függően színezettek. Ez esetben a vasoxidációs fok nagy, 11,0—60,0 között változó, ami a partszegélyi képződmények kialakulásakor fennálló oxigéngazdag viszonyokra utal.

A nyíltvízi képződmények vasoxidációs értékeinek meghatározása a legtöbb esetben a szervesanyag-tartalom miatt nem vezet reális eredményekre. A szerves anyagot nem tartalmazó egyes képződmények vasoxidációs értéke

2,0—2,6 között ingadozik. A képződményekben észlelhető diagenetikus—epigén ásványtársulás azonban alacsony redox értékekre utal.

A képződmények homokfrakciójának koptatottsága a partszegélyi üledékek esetében a törmeléknek a miocénen belüli többszöri áthalmazódása vagy direkt szállítódása szerint változó. Többszöri áthalmazódásra utalnak a miocén idősebb szintjeit jelző áthalmazott Foraminifera-maradványok is (KORECZNÉ LAKY I. 1968).

#### b) Ásvány-kőzettani összetétel

**Törmelékes eredetű kőzetkomponensek.** A törmelékes eredetű homok—kőzetliszt frakció mennyisége általában háttérbe szorul. A szarmata képződmények ásványtársulása uralkodó mennyiségben prepaleozóos és paleozóos (metamorf—mágnás) kőzetekből való eredetre utal, vagy e kőzetek törmelékéből képződött paleozóos—mezozóos üledékes kőzetekből származtatható. Idősebb miocén képződmények áthalmazódása — a riódácit törmelékének kimutatása alapján — egyes lokális előfordulásokban (Pécsvárad környéke) hasonlóképpen igazolt. Mezozóos vulkáni képződmények törmeléke kis mennyiségben szintén észlelhető (Ófalu környéke). Az Ellend I. sz. fúrás szarmata képződményeinek törmelékanyagából hiányoznak a riódácittufa jól identifikálható ásványai, valamint a mezozóos magmatitok törmeléke is. Ez a tény arra enged következtetni, hogy a törmelékzállítás a fedőhegységi területektől némileg eltérő volt.

A partszegélyi mészkövek elenyészően kis mennyiségű törmelékanyagának ásványos összetétele területenként eltérő. Míg a mezozóos hegységtől D-re (Pécsvárad környékén) nyomozható szarmata mészkövek prepaleozóos és paleozóos mágnás és metamorf (gránit, kvareporfir, gneisz, kristályos palák) eredetű törmeléke kis mennyiségű, riódácitból származó anyaggal való keveredést tükröz, addig a hegység K-i peremén (Ófalu környéke) a fentiekhez kevés mezozóos mágnás eredetű ásvány, valamint e kőzetek törmeléke társul. Fentiek alapján a partszegélyi képződmények esetében a törmelékanyag szállítása a mezozóos hegység felől — elsősorban idősebb miocén üledékek területéről folyt.

Az ásványkorreláció alapján a magnetit (kristályformát nem tükröző, szemcsés megjelenésű), cirkon, titanit (részben), epidot (részben), biotit (részben), apatit, kvarc, mikroklin, oligoklász-andezin gránitból; a gyakran idiomorf kvarc, az ortoklász és savanyú oligoklász, valamint a jellegzetes rekrisztallizált alapanyag-törmelék kvareporfirból származik. Prepaleozóos metamorf kőzetekből származik a rutil, gránát, titanit, disztén, klinozoit, epidot, aktinolit, tremolit, antofillit, turmalin, biotit—klorit (részben), kvarc—kvarcit és a földpátok egy része, valamint a muszkovit. Mezozóos mágnás eredetű a rezorbeált, kristályformát gyakran tükröző, többnyire kagylós törésű magnetit, anatóz, cirkon (részben), sárga gránát, epidot—klinozoit—biotit—klorit—apatit—mállott intermedier földpátok (részben) és a vulkáni üveg ( $n < 1,553$ ,  $n > 1,528$ ). A riódácittufa törmelékét az ép, rezorbeált szegélyű biotitról, a zónás felépítésű, többnyire intermedier plagioklászról, valamint az  $n = 1,503$  törésmutatójú vulkáni üvegről ismerhetjük fel.

A törmelék a partszegélyi mészkövek esetében nagyobb mértékű lebontást nem szenvedett, míg a mélyebb, szellőzetlen medencefenék törmelékanyaga nagymértékű autigén—epigén átalakuláson ment keresztül. A medenceüledé-

kek esetében nagymértékű ásványlebontási folyamat észlelhető, amelynek kapcsán még a legellenállóbb kvarc részleges oldódása, korróziója is megfigyelhető.

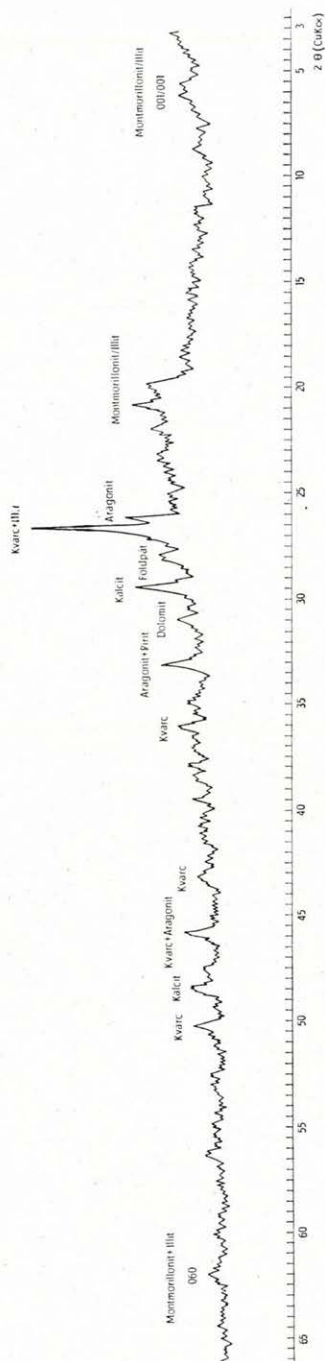
A partszegélyi mészkövek esetében a tágabb értelemben vett agyag-  
ásványok a törmelékanyaghoz hasonlóan kis mennyiségben vesznek részt a kőzet felépítésében. A nyíltvízi képződményekben is többnyire uralkodó szerepet töltenek be a vegyi és biogén eredetű kőzetkomponensek (karbonátok, Diatoma-héjak, pirit, gipsz), bár itt az agyagásványok és a kőzetliszt mennyisége is számottevő. A két utóbbi kőzetkomponens megközelítően azonos mennyiségű, kis intervallumon belüli ingadozással, többnyire a pelites kőzetkomponens javára. A nyíltvízi összetbe települő aleurolit—homokkőrétegek esetében mind a vegyi és biogén, mind pedig a pelites kőzetkomponens minimálisra csökken.

A partszegélyi szarmata képződmények agyagásványainak mennyisége az 5%-ot nem haladja meg. Az agyagásványokat elsősorban képviselő montmorillonit—illit véletlenszerűen kevert rácsszerkezetű, amely az autigén—epigén szilikátlebontásnak csak kismértékben való érvényesülését jelzi. A klorit és kaolinit csak nyomokban észlelhető, s feltevésünk szerint elsősorban allotigén eredetű, törmelékes ásványokhoz kapcsolódik. Általában véve megfigyelhető, hogy az extrém meszes, nagy pH értékkel jellemezhető, oxigénben gazdag környezetben képződött üledékek esetében a szilikátok további lebontása vagy az agyagásvány-szerkezetek rendeződése elhanyagolhatóan kismértékű.

A nyíltvízi üledékekben az alacsony pH és a szellőzetlen medencefenék reduktív viszonyaival kapcsolatosan a törmelékes eredetű szilikátok nagyfokú autigén—epigén lebontást szenvedtek. Az agyagásvány-tartalom a diatomás rétegekben 30, a Diatomát csak kis mennyiségben tartalmazó képződmények esetében 47,4%-ig növekedhet. Az agyagásvány csoportot montmorillonit, illit, klorit, kaolinit képviseli. A montmorillonit—illit kevert rácsszerkezetet tükröz (31. ábra). A kaolinit nagyobb mennyiségben a szerves növényi törmeléket tartalmazó képződményekben észlelhető, s a szerves anyag bomlásával összefüggő alacsonyabb pH-viszonyokra utal. Montmorillonit és kaolinit együttes jelenléte a képződő üledékek pH-viszonyainak nagymértékű változékonyságát jelzi, bonyolult reakciók eredményeképpen, melyek az Si, Al, Fe hidroxidok kolloidjainak a lúgos tengervíz és a növényi törmelék CO<sub>2</sub>-jének kölcsönhatásával hozhatók kapcsolatba. A pH gyakori átcsapása a finom rétegződésben is tükröződik, melynek függvényében az autigén—epigén kaolinit, illetve montmorillonit ritmikusan váltakozó képződése történt.

Vegyi és biogén eredetű kőzetkomponensek. A partszegélyi fáciesű szarmata mészkövekben uralkodó mennyiségű a biogén eredetű kalcit. A kőzetté cementálódás a szerves eredetű meszes törmelék részbeni oldódása, majd az oldat újrakristályosodása folyamán jött létre. A biogén kőzetkomponens szarmata alakokon kívül áthalmozott Lithothamniumokat is tartalmaz, ami a tortonai korú zátonyképződmények lokális lepusztulására utal. A hullámverési övben képződött mészkövek egyes típusai oolitos szerkezetűek. A görgetett, teresztrikus és biogén törmeléket ritmikus kicsapódású, finomdiszperz vashidroxiddal színezett kalcitréteg vonja be. A 87,5—96,0%-os kalcittartalom mellett, egyes kifejlődésekben maximum 5% dolomittartalom is észlelhető, nyomokban sziderit, pirit, limonit (goethit) mutatható ki a vegyi eredetű ásványokat képviselve.





31. ábra. Kevert rácsszerkezetű montmorillonit—illit a Szilágy 1. sz. fúrás nyíltvízi szarmata üledékeiből.  
(Felvette: JUHÁSNÉ LUIGITS B.)

Fig. 31. Interlayer mixture of montmorillonite and illite from the Sarmatian pelagic sediments of borehole Szilágy No. 1. (Registered by B. JUHÁSZ—LUIGITS.)

A sekélytengeri üledékeket a mésziszap és a biogén Diatoma-opál törmelékének váltakozásával képződött finoman rétegzett kőzettípusok jellemzik. A Hird 3. sz. mélyfúrás szelvényében vizsgálva, a Diatomák csak a negatív parteltolódásokat jelző homokkő—kőzetlisztes homokkő—aleurolit betelepülésekből és kísérő kőzeteiből hiányoznak. A mésziszap képződésének túlnyomó részben vegyi eredetét a pH függvényében történő ritmikus kicsapódása bizonyítja, mely a kőzetminták vékonyecsiszolatain is jól megfigyelhető. A Diatoma-tartalmú kőzetek mm-es vagy mm-nél vékonyabb finom sávjai Diatoma-páncélok és mésziszap finom váltakozásából állnak. A diatomás rétegeket minden esetben nagy mennyiségű szerves anyag (finom növény-törmelék) kíséri, amelynek reduktív bomlása viszont — kénbaktériumok közreműködésével — tömeges piritkiváláshoz vezetett, és a pH és redox viszonyok kialakulását is nagymértékben befolyásolta. A pirit a finoman rétegzett kőzetben a rétegzettséggel párhuzamos mikroszkópos sávokat képez, amelyek piritkonkréciók halmazából állnak (a pirit szemcsék 20  $\mu$ -nál kisebbek). A Diatoma-mentes mészkő—mészmarga is pirit-tartalmú, de itt a pirit mennyisége lényegesen kisebb. A szénült növényi törmelék — amellyel a pirit nagyobb mérvű dúsulása is kapcsolatos — a Diatoma-tartalmú rétegek esetében nagyobb mennyiségű, amely tény a szerves növényi törmelék és a kovavázás üledék korrelációját támasztja alá.

A Mecsek hegység diatomás üledékei (III. üledékképződési ciklus) területenként is a szerves növényi törmeléket tartalmazó, vagy a kőszéntelepes összletekhez kapcsolódnak. Mivel sem vulkáni tufaszórás, sem utóvulkáni működés a területen a fenti időszakokban nem volt, a kovavázás fauna virágzását elősegítő nagyobb mennyiségű Si-nak oldatként vagy gél formájában történő nagyobb mértékű szállítódását a közeli szárazföld sajátos viszonyaival hozhatjuk kapcsolatba. Az alacsony relieffel jellemezhető szárazföld gazdag növényzetével kapcsolatos szerves bomlás a szilikátok nagymértékű lebontását idézhette elő. Az üledékekben a diagenézis folyamán is fennmaradó Diatoma-héjaknak a szerves törmelékkel korreláló dúsulása pedig az alacsony pH-viszonyokkal hozható kapcsolatba, mely a SiO<sub>2</sub> oldódását a sekélytengeri üledékekben megakadályozta.

Az üledékekben a CaCO<sub>3</sub> két változata — kalcit és aragonit — a diatomás rétegekben együttesen fordul elő, rendszerint kevés dolomit kíséretében (31. ábra). Az aragonitot ez esetben is vegyi eredetű, piritbomlással kapcsolatos diagenetikus ásványnak tekintjük. A viszonylagosan nagyobb dolomit-tartalom a kalcit mennyiségével egyenes arányban növekedhet, míg az aragonit mennyiségével fordítottan arányos. Az aragonit mellett észlelhető kevés gipsz egészíti ki a szarmata medenceképződmények jellegzetes ásványtársulását.

### e) Nyomelemek

Figyelemre méltó tényként kell megemlíteni, hogy az áthalmazott Lithothamniumokat tartalmazó mészkövek nyomelemtartalma nagyobb a Lithothamniumokat nem tartalmazó kőzetekénél. Különösen szembevetendő ez a B, Cu, Pb, Ti, Ag, Sr, Ba esetében, melyek mennyisége a lithothamniumos mészkövekben a többi kőzetének többszöröse lehet, vagy azt nagyságrenddel felülmúlhatja. A kimutatott elemek nagyrésze a mészkövek biogén alkotóihoz kapcsolódik. Egyedül a Mn tükröz az Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mennyiségével korrelációt. A Ga,

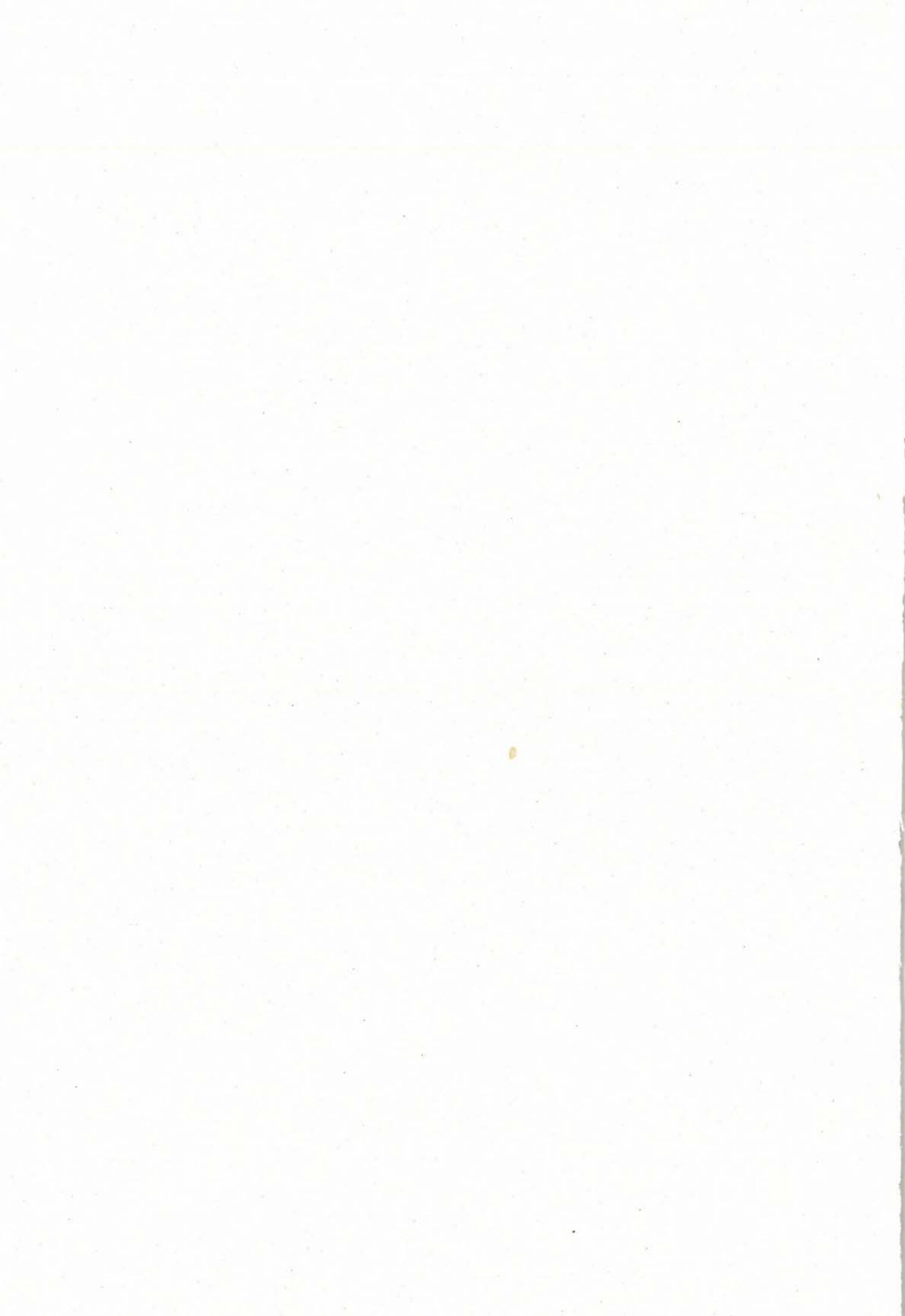
V, Ni, Co, Cr elenyésző mennyiségű, az egyes képződményekben említésre méltó dúsulást nem mutat (6. ábra).

A fenti adatok alapján megállapítható, hogy a szarmata emelet fiatalabb képződményeinek lerakódása idején meginduló kiemelkedés és regresszió során az idősebb miocén képződmények — a tortonai képződményeket is beleértve — részleges lepusztulása következett be. Az epirogén mozgásokat követő parteltolódások (a fedőhegység területén lemélyített fúrások adatai alapján is) a kisebb területre visszahúzódó szarmata tenger üledékeinél a kőzetkomponensek arányainak megváltozása alapján jól észlelhetők.

Vizsgálatainkat összefoglalva, a K-i Mecsek miocén képződményeire a kőzetfáciesek nagy változatossága jellemző. Hasonlóképpen rendkívül változékony az anyagszállítás iránya is, ami a terület földtani szerkezetének miocénen belüli mobilitását jelzi. Az anyagszállítás irányát elsősorban a törmelékes ásványokkal kapcsolatos megfigyeléseinkre alapoztuk.

A miocénben áthalmozódó, különféle kőzettípusokra jellemző ásványok egyes képviselőit — származásuk szerint csoportosítva — a XIII—XVI. táblán mutatjuk be.

**Mineralogical and Petrographical Investigations  
of the Miocene in the Eastern Mecsek Mountains**



## INTRODUCTION

The mineralogical and petrographical investigations of the Miocene formations of the eastern Mecsek Mountains were carried out between 1959 and 1967 in connection with an all-round surveying of the region undertaken by the staff of the Hungarian Geological Institute.

Early, reputed students of the Mecsek Mountains (1876—1938) published mainly geological (stratigraphic and tectonic) works in which, in accordance with the contemporaneous research methods reports on laboratory analyses, if any, were rather limited. Valuable data in these papers can be found primarily on igneous rocks (J. BÖCKH 1876, K. HOFMANN 1907, B. MAURITZ 1913, E. VADÁSZ 1935) and the present writer did rely thereupon in her work.

Recent contributions (1956—1967), giving considerable information on the laboratory analyses of the Mecsek's Miocene volcanics and sediments, were penned by S. VÉGH, M. HERRMANN, Á. JÁMBOR, J. SZABÓ, I. MIHÁLYI—LÁNYI, E. KOMÁROMY, L. BONDOR, M. NAGY—MELLES, K. SOHA—SZALAY, G. HÁMOR, M. HAJÓS, Cs. RAVASZ and the present writer.

Relying on these results and complementing them with her own data-collecting work, the present writer has conducted investigations embracing most of the Miocene formations of the afore-mentioned territory. Along with plenty of rock material from numerous new deep boreholes, shallow survey drillings and outcrops, she had the results of up-to-date laboratory analyses to rely upon in her work. The standard types of lithofacies selected for complex analyses by the method proposed by Gy. BÁRDOSY were analysed by all the laboratory techniques available in the Institute, and the results have been tabulated (Supplement 1—38). It was also attempted to calculate the mineralogical compositions of these standard rock samples directly from the respective chemical analyses (E. SZÁDECZKY-KARDOSS 1966).

The analyses of the standard samples have been summarized and evaluated by adopting G. HÁMOR's up-to-date stratigraphic—paleogeographic approach (1958—1967). The present work of mineralogo-petrological orientation is in good agreement with the sedimentary cycles distinguished by G. HÁMOR. It is closely connected with his monograph "Das Miozän des östlichen Mecsek-Gebirges" published in 1970. His geological map and profiles having provided the basis for the compilation of the present volume.

1<sup>st</sup> SEDIMENTARY CYCLE

## 1. Terrestrial sequence

*a) General considerations*

Representing accumulations of detrital river-bed and flood-plain wastes, the terrestrial sequence of several hundred metres thickness has been deposited in depression on the northern margin of the eastern Mecsek's central Mesozoic mass. A rapid sedimentation is indicated by both the very poor sorting and the extremely ample variation in space and time of the petrography and grain size of the transported detrital material. Because of rapid sedimentation the pelitic components are also varied and the clay minerals show a disorder of structures. On the basis of the continuous, though non-linear, decrease in grain size, the sequence can be divided into a lower and an upper member (G. HÁMOR).

The sorting of river-transported sediments is very poor, the granulometric curves being characterized by two or more maxima (Supplements 1—11). The grain size varies within a wide range extending from clayey siltstone to conglomerate. The debris are cemented, as a rule, by carbonate (present in lower quantities) and clay minerals (in higher quantities).

The rocks of the sequence are characterized by red and green colours and, frequently, by a mottled habit. The varying colour seems to be due to diagenetic processes. The author believes that the alternating red and green colours are manifestations of the oxidation and reduction of iron and that, in the final analysis, they can be traced back to the post-burial variation of the oxidation—reduction conditions of organic matter in dependence on climate. Because of the rapid sedimentation the seasonally varying amounts of plant detritus could not be totally oxidized during transportation. Therefore the diagenetic oxidation of the strata or isolated patches that were more abundant in plant matter must have brought about a reductive environment in which ferric iron was consequently reduced in part to ferrous iron (according to E. SZÁDECZKY-KARDOSS, the presence of 0.39 grams of organic matter is sufficient for the reduction of 5% of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  to  $\text{FeO}$ ). With decreasing oxidation-reduction potential in the greenish-coloured strata of lower degree of oxidation, calcite is joined by a lower amount of dolomite (Supplements 2—5., 11). Reflecting a reductive environment, authigenic pyrite is also concomitant of green-coloured formations. Since the source area did not change, the dolomite seems to have been an authigenic product due to a decrease of the oxidation-reduction potential provoked by the oxidation of organic matter.

*b) Mineralogical and petrographic investigations*

The fairly—to well-rounded detritus is of polymictic nature and testifies to transportation of Mesozoic, Paleozoic and pre-Paleozoic materials from a source area that must have been emergent in Early Helvetian time.

The analyses (for heavy and light minerals) of the sand-size detritus have been specified on the basis of the 0.1 to 0.2 mm fraction in Supplements 1 to 11 and in Fig. 1.

In the strata of pelitic character of the sequence the share of clay minerals is considerable (30—40%), not to speak of the "bentonites" frequently interbedded in the upper member and having a clay mineral content approximating to 100%. X-ray diffractometric and DT analyses have shown the presence of montmorillonite, illite, chlorite and kaolinite. Occurring in considerable quantities, illite—montmorillonite displays lattice structure mixed at random in most of the cases (Fig. 2—3). A structure of this kind is generally characteristic of terrestrial sediments and may be due to rapid sedimentation.

The characteristic trace elements of the terrestrial sequence have been shown in Supplements 1 to 11 and summarized in Fig. 6. The most abundant trace element of the sequence is Ti showing over-average values in the strata containing Mesozoic magmatite fragments. Next to follow it in abundance is Mn accompanying carbonates and appearing, less frequently, as mangano-calcite. Mn can be shown to originate from Cretaceous magmatites. Ba and Sr can be considered trace elements concomitant mainly of rhyolitic ash-flow tuff fragments.

## 2. Plagioclase-rhyolitic ash-flow tuff

According to the author's investigations, the Miocene sequence of the Mecsek Mountains includes two interbedded tuff layers:

1. in the I<sup>st</sup> sedimentary cycle (terrestrial sequence) in the northern part of the Mecsek and
2. in the II<sup>nd</sup> sedimentary cycle throughout the mountains.

Traceable in outcrop along an E-W strike the rhyolitic ash-flow tuffs have been uncovered by drilling, too (Fig. 7).

### a) General characterization

The typical rock is *unstratified*, light grey, with yellowish-white (pumice) and dark grey (coalified plant remains, lapilli) mottles, compact, hard, of uneven fracture, cleavable into parallelepipeds. In outcrops the textural characteristics of a rock loosened by surficial weathering can be observed: subparallel arrangement of elongated, deformed lenses and structural features of a partly molten pumice (pseudofluidal structure: Plate I, Fig. 1).

As recognizable even to the naked eye, the rock under consideration is other than air-fall tuff produced by an accumulation of solid material from ash clouds. It is rather the product of an avalanche of pyroclastics which has resulted in the formation of ignimbrites (welded tuff, Plate I).

Macroscopically recognizable minerals are feldspar, quartz and biotite; at some localities muscovite can also be observed to occur in small amounts.

Plant relics indicative of a very high rank of coalification such as longs, bark, twigs are also frequent. Owing to the finely dispersed organic matter, the rock at certain localities is dark grey.

The specific weight of the ash-flow tuff is 2.30 to 2.33 g/cm<sup>3</sup>, its porosity varies between 14.94 and 23.0%.

Microscopically, the rock is extremely conspicuous for its texture and mineralogical composition. The typical ash-flow is vitroclastic, vitrocristallo-



clastic or crystalloclastic textures being confined to non-typical facies. The last two texture forms are connected with the very nature of ash-flow mechanism, having been produced by a compaction of crystal fragments. Accordingly, the vitrocrystalloclastic texture can be explained by the jamming of the ash-flow by coarse gravels (mainly Mesozoic pebbles of the terrestrial formation) drift-wood and accidents of the terrain. During this process the solid components of the ash-flow tuff, the crystal fragments, must have concentrated in the points of jamming whereas the plastic pumice could flow farther away, thus giving birth to a vitrocrystalloclastic pattern. One of the causes of the concentration of crystal fragments may have been the glass-dissolving effect of  $\text{CO}_2$  released by plant substances.

Calcite, however, was formed only in the more isolated, local units, where  $\text{Ca}^{++}$  was present in sufficient amount.

On account of its gas content and high temperature, the heterodisperse ash-flow tuffs show the following characteristic, textural and structural features: in the vitroclastic groundmass subspherical cavities, 100 to 200  $\mu$  in diameter, have been formed, in which overgrown tridymite crystals can be observed to occur in some places (Plate II, Fig. 2). Concave-walled cavities of similarly microscopic size, attributable again to a heterodisperse mechanism, are common.

The plastic deformation and collapse patterns of the pumice and its obscure contact with the groundmass (Plate II, Fig. 3) as well as the pseudo-fluidal arrangement, already referred to in connection with the macroscopic features, testifies to a high temperature of the ash-flow avalanche. High temperature is also evidenced by the localized occurrence plenty of heavily fusitized plant relics enclosed in the rock.

The fact is that in the western part of the territory the ash-flow tuff is of non-typical development, so it is e.g. in the Nyárád valley by Kárász (Fig. 6, Sample 7) and in borehole 1 at Kisbattyán.

The rock here is much more loosely packed, as visible to the naked eye, being characterized by one order of magnitude more clay and by a kind of stratification due to the alternation of finer- and coarser-grained bands. As evidenced by the locally tuffitic development and the interbedded thin conglomerate layers observable in borehole 1 at Kisbattyán, the pyroclastic material in this area was accumulated on an already shallow-water-covered surface. The 3 to 4 cm pumice of a sample from the 360.5–361.5 m interval of the borehole — fragment of unparalleled size in the typical ash-flow tuff throughout the Mecsek Mountains — indicates that, because of the lack of welding in the western area, the pyroclastics were more loosely packed.

### *b) Mineralogical composition*

Irrespective of the locally jam-patterned texture, the ash-flow tuff is vitroclastic, consisting of 87.3 to 95.8% of volcanic glass fragments and their diagenized mineral assemblage. Crystal fragments, present in 12.7 to 4.2%, show the following distribution: 56.7% of plagioclas, 24.2% of quartz, 16.3% of biotite, and 2.8% of sanidine. (The mean values have been calculated by Eltinor counting under the microscope [Table 2] using materials from different localities.)

## Pre-explosive minerals

*Plagioclase* is zoned and twin-laminated (Plate II, Fig. 4; Plate III, Fig. 1), purely albite-twin-laminated crystals being subordinate (Plate III, Fig. 2). Symmetrical extinction and index of refraction suggest an oligoclase-andesine composition. In the zoned plagioclases the Ca—Na ratio tends to decrease from the core toward the rims. As a rule, the core shows the highest degree of basicity, although local recurrence, i.e. a core more acid than the rim, can also be shown to occur.\* Examining the zoning of plagioclases, the author could observe a rhythmicity of precipitation characterized by alternating basic and acid rims. At the margin of the crystals, as a rule,  $n > \text{balsam}$ , but an  $An_{10}$  composition can also be observed. The size of the plagioclase fragments ranges from 0.03–0.05 mm to 2.0 mm, being usually about 0.1 to 0.6 mm.

All plagioclases contain inclusions. These are represented, beside the great amount of optically undeterminable crystallites, by apatite, zircon, hornblende, (green) and volcanic glass from 20 to 100  $\mu$  in diameter. Neither sericitization, nor carbonatization can be recognized in the pre-explosive plagioclase crystals. Secondary zoisitization of varying degree, however, appears to be all the more remarkable.

*Quartz* is represented by crystal fragments 0.05 to 2.0 mm in diameter, the most frequent grain size being 0.3 to 0.7 mm. The mineral has been resorbed for the most part (Plate III, Fig. 3). In rare instances, crystals of dihexahedral section are also recognizable (Plate III, Fig. 4).

*Quartz* crystals are abundant in crystallites accompanied by a few gas bulbs.

*Biotite* is represented by crystals of 0.05 to 2.0 mm size. The sections parallel to the *c*-axis are laminated, those perpendicular to it being hexagonal. In rock samples of jam-pattern texture compressive stresses acting from the direction of *a*- and *b*-axes (direction of the pyroclastic flow in motion) have deformed the biotite crystals in a curved pattern (Plate IV, Fig. 1).

*Sanidine*. A characteristic component though present in a comparatively low amount, sanidine has the same size range as the main components. The crystals often display Carlsbad twinning (Plate IV, Fig. 2). In the mineral some inclusions of sub-microscopic size are present.

Beside the main components the following accessory mineral components have been identified:

*Muscovite*. The crystals of 0.01 to 1.0 mm size are observable only in some rock samples, though in considerable abundance.

*Apatite*. Crystals of this mineral, elongated parallel to the *c*-axis or characterized by short prismatic habit, are relatively abundant (0.05–0.3 mm) (Plate IV, Fig. 3).

*Zircon* occurs less frequently, being represented by colourless to pale-pink crystals, 0.05 to 0.3 mm in diameter, elongated for the most part parallel to the *c*-axis and having usually well-developed crystal faces (Plate IV, Fig. 4).

*Magnetite* is represented just sporadically by hexahedral crystals attaining a maximum of 0.4 mm in diameter.

*Lamprobolite*. Idiomorphic crystals and crystal fragments. Displaying yellow—greenish—brown to redbrown—darkbrown colours, the strongly pleochroic (eventually opaque) grains attain 2 grain percentage the 0.1 to 0.2 mm diameter fraction.

*Hornblende* is extremely rare, being observable in crystalloclastic rock samples (Plate IV, Fig. 1).

*Garnet*. The concentration of this mineral attains 2 grain percentage in the heavy minerals fraction recovered from rock specimens ground in agate mill. No crystal shape is recognizable. The fragments are compact, of grainy habit, colourless or of greyish shade; inclusions, if any, are scarce (zircon) in them. A slight anisotropy can often be observed. Judging by its colour and characteristic anisotropy, the mineral seems to be grossularite.

*Kyanite* can attain a concentration of 0.2 grain % in the 0.1 to 0.2 mm fraction. It seems to be mineral of a metamorphic parent rock that escaped fusion by the magmatite. Available as fragments.

\* \* \*

\* Measured with the universal stage (B. GOKHALE), the core of the plagioclase fragments yielded a value  $An_{40-42}$ .

The solid phase of the "nuée ardente" that crashed downhill like an avalanche after being ejected by the volcano consisted for the most part of pumice and volcanic glass fragments. The pyroclastic material having a temperature of several hundred degrees centigrade may have taken a long time to harden into a solid rock. During diagenesis hosts of minerals were formed, each being deducible from the amorphous glass substance. Thus the recrystallization of the amorphous matter must have been a *diagenetical* process rather than an epigene one.

### Diagenetical minerals

In the course of diagenesis mainly zeolites were formed in the ash-flow tuffs. The abundance of zeolites is reflected by the chemical analyses of the rock ( $\pm \text{H}_2\text{O}$  content!) (Table 2). The amount of zeolites in the rock exceeds 50% in all of the cases, attaining values as high as 70 to 80% in some samples. The size of the zeolite crystals ranges from a submicroscopical one to 30  $\mu$ . The crystals are tabular for the most part (Plate V, Fig. 2). Larger overgrown crystals have developed on the concave cavity walls within the rock. Zeolitization of curved glass fragments is common (Plate V, Fig. 3). Egg-shaped or almond-shaped cavities formed during the deformation of pumice have been filled up by zeolite crystals (Plate V, Fig. 4; Plate VI, Fig. 1). Consisting of fine fragments, the groundmass has been heavily zeolitized. Both zeolite and its associate crystalobalite, are present in microcrystalline form. Overwhelming majority of the zeolites of ash-flow tuffs are constituted by *clinoptilolite* as shown unanimously by optic, X-ray and DTA results.

The refraction index of this mineral is higher than that of castor oil (1.4802) and lower than of toluol (1.4930). More precise determination of the refraction index was carried out with the aid of a castor oil-toluol mixture whose index was verified by the use of Abbé's refractometer. The value obtained was  $n^* = 1.4820$ . The measured refraction index agrees well with the refraction indices of clinoptilolites known from the literature.

DTA results obtained for samples of pyroclastics (Á. SZÉKELY) support the present writer's determinations (Fig. 9), being subidentical with the curves of clinoptilolites known from the literature. The absence of an endothermal peak at 300 °C, a feature characteristic of heulandite, indicates that the rock contains a zeolite having a lattice highly resistive to thermal effects. This can be explained by the higher Si content of the lattice.

The considerable abundance of clinoptilolite is confirmed by X-ray powder diffraction measurements (M. NAGY-MELLES) of samples from different localities (Fig. 10).

Zeolite almost cubic in pattern, discernible even by optical observations, can also be shown to accompany clinoptilolite, in considerably smaller amount though, in most of the samples deriving from various localities. On the basis of the typical interpenetration twins and of the refraction index falling short of that of clinoptilolite, the presence of *chabazite* can be supposed to be the case (Plate VI, Fig. 2-3). Its percentage is insignificant. The three strongest reflexions of chabazite can be recognized on the X-ray diffraction patterns of rock samples as well (9.30-4.35-2.93 Å). The chabazite crystals may attain a maximum of 10  $\mu$  in diameter. Since the chabazite crystals appear quasi regularly in the central part of the shards consisting of clinoptilolite (Plate VI, Fig. 4; Plate VII, Fig. 1), chabazite may be supposed to have been formed during diagenetical crystallization only after that of clinoptilolite. This order of crystallization is accounted

\*  $n$  = mean refraction index

for by both the difference of the  $Al_2O_3:SiO_2$  ratios of the two minerals and the decreasing compound potential (E. SZÁDECZKY-KARDOSS 1957).

Again X-ray diffraction has been used for the determination of the finely crystalline mineral of greenish shade observable under microscope in the heavily deformed and recrystallized pumices of the ash-flow tuff. Displaying a characteristic pumiceous structure (circular or ovaloid cross-section [Plate VII, Fig. 1; Plate VII, Fig. 2], and parallel in longitudinal section) the arrangement of these crystals is reminiscent of the thin section photographs of rhyolitic tuffs from boreholes near Szerencs (E. NEMECZ—GY. VARJÚ 1962). To determine the mineral optically has been impossible and all that which could be observed consists in the following: the refraction index is lower than that of Canada balsam and substantially higher than that of clinoptilolite, birefringence is stronger as compared to both surrounding zeolite and cristobalite. The habit of the mineral is similar to that of the *adular* described by E. NEMECZ and GY. VARJÚ (1962). The finely crystalline constituents of similar habit of the ash-flow tuff were analysed by the X-ray method. In Fig. 12. the X-ray diffraction patterns of the powdered samples of white patches (originally pumice) recovered from the rock have been presented. As shown by these results, the abundant cristobalite and less abundant clinoptilolite are accompanied by  $d_{hkl}$  reflections definitely characteristic of feldspars. The values 3.179 and 3.218 Å represent the reflexions of maximum intensity of two different feldspars. The 3.179 Å value of  $d$  indicates the presence of *albite*, 3.218 Å that of *potash feldspar*. The reflexions of lower intensity of the two feldspars can also be recognized on the diffraction patterns. The quantity of alkalis in the investigated material ( $K_2O = 1.19\%$ ,  $Na_2O = 0.85\%$ ) testifies, in accordance with the X-ray diffraction patterns, to the presence of potash feldspar.

During thin section studies finely crystalline feldspars, mostly formed in contemporaneous pumices (Plate VII, Fig. 1–2) are often found while in the groundmass *potash feldspar* crystals supposedly of diagenetical origin, attaining a maximum of 100  $\mu$  size, are observable (Plate VII, Fig. 3–4; Plate VIII, Fig. 1–2). The optical properties of the mineral (2 V, approximately 40°, optical character, refraction index) suggest the presence of *cryptoperthitic orthoclase*.

Some of the rock samples contain a considerable amount of tiny muscovite crystals of 0.01–1.00 mm size. These also seem to have been produced by the diagenetical alteration of amorphous glass matter. The following relationship seems to consist between the degree of welding of the ash-flow tuff and the appearance of muscovite: the finely dispersed muscovite crystals occur exclusively in ash-flow tuff samples showing a comparatively higher degree of welding and hardness. In this case their appearance is a regular phenomenon. On crystal edges muscovite is altered to sericite, being otherwise unaltered. The grains recovered from the rock display a distinct, sharp interference figure a fact suggesting an authigenic origin.

*Cristobalite* is represented in considerable quantities on the X-ray diffraction patterns of all rock samples. Because of its finely crystalline habit, low refraction index and weak birefringence, similar to that of the surrounding clinoptilolite, it is impossible to identify it optically.

Present as a matrix of local importance, *calcite* is a product of diagenesis.

*Pyrite* is present in minor patches within or around coalified plant fossils locally occurring in great abundance.

The presence of diagenetical minerals in great abundance appears to be explainable by the very mechanism of ash-flow tuff formation. Consisting for the most part of pumice and volcanic glass fragments, the ash-flow tuffs have been completely recrystallized during consolidation into rock.

### Epigene minerals

*Montmorillonite*. Most of the X-ray diffraction patterns of samples from various localities show the presence of montmorillonite. On the basis of montmorillonite reflexion sets an interlayer mixture of (Ca—Na) montmorillonite can be supposed to be present, instead of Ca-montmorillonite (characteristic peaks) observable in rhyodacitic tuffs (see later in the present volume) (Fig. 11).

*Kaolinite*. An epigene mineral produced by the leaching of rather loosely packed pyroclastics (Fig. 12).

*Sericite.* A mineral bordering, in extremely low amount, diagenetical potash feldspar and muscovite grains.

*Limonite.* An epigene mineral originating from magnetite and pyrite.

On the basis of its mineralogical composition the rock may be considered a product of plagioclase-rhyolitic magma, whereas the chemical analyses tend to suggest rather a dacitic composition. However, the diagenetical and epigene processes which have affected the rock and changed its original chemical composition have to be taken into account. Therefore the identification with plagioclase-rhyolitic magma products should be maintained.

### *c) Circumstances of formation*

The ash-flow-producing volcanism, as shown by its product, must have been less explosive than the volcanoes that yielded real tuffs. This fact seems to be due to the specific characteristics of the acid, more viscous magma in which the volatiles, first of all water, were present in solution. The relatively great size of crystal fragments in the ash-flow tuffs indicates the partial absence of vapour and other volatiles usually associated in abundance with heavy and violent eruptions. The size of pumice fragments is the multiple of the crystal fragments, being sometimes by an order of magnitude higher.

Ejected by a volcano of high pyroclastic productivity, the incandescent "nuée" could travel downslope for great distances without any considerable loss of heat. On its path it crossed a forest-clad landscape, ravaging and burning its exuberant vegetation, as evidenced by the coalified plant remains incorporated by the avalanche. The striking absence of fossil leaves, in contrast to their common occurrence in rhyodacitic air-fall tuffs, is also due to the high temperature of the ash-flow.

Flowing over the surface of extremely moist sediments, the rhyolitic ash-flow tuffs could take up plenty of water, particularly so in depressions which formed in some places a swamp environment. Released as a result of great heat by the sedimentary rock, the vapour migrated into the hetero-disperse tuff flow in conformity with the pressure gradient and inversely with regard to the temperature slope (E. SZÁDECZKY-KARDOSS 1958). The resulting higher volatile content of the pyroclastics flow led to a decrease of the melting point. The slowly cooling ash-flow tuff mass thus enriched in volatiles offered possibilities for the total recrystallization of the amorphous clastic material. The upper part of the flood tuff sheet formed a heat-insulating layer, so that the heterogeneous pyroclastic flow underneath could undergo considerable physico-chemical changes.

A striking phenomenon met with in the process of recrystallization, particularly during the thin section study of pumices, is that the structural frame of pumice is constituted by fine-crystalline feldspar, whereas the frame-filling, micro- to crypto-crystalline substance consists of zeolite and cristobalite (Plate VII, Fig. 1-2). In some cases, microcrystalline feldspars can also be observed (Plate VIII, Fig. 3). The development of potash feldspar and albite detected by X-ray diffractometry indicates that the glass substance which seems to have been originally homogenous must have undergone a normal order of crystallization after being softened into a plastic state during the process of remelting. First to be crystallized in the relatively Na-rich

environment were potash feldspar (WYART and SABATIER 1956) and, as suggested by the present writer, muscovite, to be followed then by albite and finally, with decreasing temperature, by zeolites—primarily clinoptilolite. With a view to the neovolcanic pyroclastics, the abundance of cristobalite should be ascribed, according to the author's opinion, to diagenetical processes rather than to natural recrystallization.

#### *d) Paleogeographic conditions*

Traceable on the basis of the investigations, the paleogeographic pattern of the territory is controlled by the genetical conditions of the ash-flow tuffs.

In this connection the following conclusions can be drawn: the plagioclase-rhyolitic ash-flow tuffs used to cover vast expanses of the land which lay north of the Mesozoic inselbergs. In the western and eastern parts of the investigated territory, Kisbattyán and Nagymányok South, fluvial sedimentation was taking place in synchrony with ash-flow tuff formation, as evidenced by the results obtained for the rock material recovered from borehole Kisbattyán-1.

The tuffs of the 357.5 to 392.0 m interval are for the most part heavily clay-mineralized. To verify that the tuffs of this interval were not introduced as products of denudation into the basin, let us mention the pyroclastics occurring in the middle part of the 30-m-thick volcanoclastic material (374.8—379.0 m) which are just a little clay-mineralized, but as largely recrystallized as the typical ash-flow tuff. Given the presence of an unaltered material enclosed in a weathered environment, this material can be regarded as the "core" of a huge pyroclastic avalanche which was in contact with water, an avalanche that was able to preserve comparatively great percentage of its original heat reserves. So, because of the rather considerable protection against exogenic influences a partial recrystallization could still take place there. It seems also plausible that the huge masses of volcanoclastic materials filled up the flood-plain to such an extent that a dry environment was brought about as a result of the continuous supply of material. With this environment the prerequisites for the formation of ash-flow tuffs were granted. In the sediments of borehole Kisbattyán 1., above the afore-mentioned pyroclastic sequence the redeposited materials of the ash-flow tuffs can still be traced for a great thickness. However, their amount was not sufficient, anymore for the formation of tuffite.

Accordingly, the erosion of the upper, less consolidated portion of the tuff sheet set in immediately. During the redeposition of the material of the flood tuff, "bentonite" layers a couple of cm, locally a few decimetres, thick were formed within the ash-flow-covering sediments.

The ash-flow-supplying volcanic centre is supposed to have lain to the northeast of the Mesozoic inselbergs, presumably in the zone of contact of the Mesozoic-Paleozoic and pre-Paleozoic basement belts. At the time of ash-flow tuff formation a gently sloping surface seems to have existed in the territory under consideration. The volcanic supply connected with the NW—SE trending transversal faults was copious, though of relatively short duration. A single tuff sheet can be traced in the territory. On the basis of the data available just a single ash-flow-producing eruption of great size can be proved to have taken place during the first sedimentary cycle.

### 3. Limnic sequence

#### *a) General characterization*

Overlying the terrestrial formation, the limnic sequence is constituted by sediments deposited in a swamp-and-lake environment which had resulted from the decrease of the relative relief. In the eastern Mecsek Mountains the sequence is represented mainly by clayey silts and siltstones with interbedded sand and lignite layers. The sediments are grey, dark grey and dark brown in colour, containing, as a rule, considerable quantities of organic matter. In accordance with this, the  $O_{Fe}$  values are low. The sand- to silt-sized debris are cemented by clay minerals and low amounts of carbonate: calcite, dolomite and, less frequently, ankerite. A considerable part of the rock types are constituted by clay minerals and different variants of mica (Supplement 12).

#### *b) Mineralogico-petrographical analyses*

Micromineralogical studies testify to increasing denudation (erosion) of magmatic source rocks corresponding in composition mainly to the Cretaceous alkalic dolerites. The detrital material from these sources was synchronously added to by smaller quantities of fragments of granitic and rhyolitic ash-flow tuff origin. On this ground it looks probable that the detrital material was transported from the emergent Cretaceous magmatite areas and from the area of the terrestrial sequence (containing both pre-Paleozoic granite fragments and Miocene pyroclastics) into the depression.

Clay minerals are represented mainly by montmorillonite and nontronite.

The total trace element content of the limnic sequence is striking with regard to the rest of the Mecsek's Miocene sediments (Supplement 12, Fig. 6). Most of the variable trace element assemblages can be traced back to Mesozoic magmatites.

## II<sup>nd</sup> SEDIMENTARY CYCLE

### 1. Congeria sequence

#### *a) General characterization*

A brackish-water Upper Helvetian formation, the Congeria sequence is the basal member of the II<sup>nd</sup> sedimentary cycle.

The various rock types, as a rule, are characterized by yellow to yellowish-brown colour due to the finely disperse goethite occurring along bioclastic fragments. The precipitation of iron hydroxide is a testimony to an oxygen-rich environment. The degree of oxidation varies between 4.8 and 19.4. The distribution of the detrital material in general can be characterized by curves with two or more maxima, less frequently with one maximum according to the fluctuation of the degree of sorting. The share of detrital materials varies within wide limits. Consequently, biogenic limestone, sandy and silty limestone and calcareous limestone variants are known to occur.

*b) Mineralogico-petrographical analyses*

The bulk of the insoluble residue and even a part of the soluble rock constituents (debris of Mesozoic carbonate rocks) of the Congeria sequence consist of allothigenic debris. As indicated by the composition of this clastic sediment, a contemporaneous accumulation of rock debris of different origin must have taken place. In some localities the largely rounded grains of Mesozoic rock detritus (Tithonian-Berriasian) predominate, in others the pre-Paleozoic or Paleozoic magmatic-metamorphic constituents are present in greater quantity with predominance of the comminuted material of granites and quartz porphyry. Mineral and rock fragments of Mesozoic magmatites can also be shown to be present in lower amount.

The pelitic fraction is subordinate with respect to the coarser bioclastic and terrestrial debris. Illite and montmorillonite, present in modest quantities (traces of chlorite and kaolinite), seem to be allogenic (being connected with detrital minerals), whereas the colloidal and diagenetical clay mineral products are subordinate.

Authigenic-epigenic minerals are represented by goethite and diagenized post-goethite hematite of low quantity as well as by feldspar pseudomorphs and, less frequently, cavity-filling chalcedony. The predominant carbonates are represented mainly by biogenic calcite accompanied by some dolomite. In the case of the Congeria Limestone deposited in an oxidative environment, dolomite is by all probability allothigene, being connected with Mesozoic carbonate rock detritus.

*c) Analyses for trace elements*

The results of analyses for trace elements (Fig. 6) indicate Sr and Mn concentration peaks characteristic of limestones. Beside these elements, it is Ba that is present in remarkable concentration (600 ppm). Sr is concealed by Ca of similar ionic radius, its enrichment in the biogenic detritus being traceable back to the presence of considerable amounts of aragonitic test fragments. Mn is connected, presumably in hydroxide form, with iron hydroxide (goethite). Its relative enrichment (1300 ppm) is due to partial precipitation of Mn from the solution as a result of an increase of pH which took place in the brackish water. The precipitation of Mn may have also been caused by the highly oxidative environmental conditions. The rock is often abundant in calcedony which is frequently associated with manganese hydroxide of similar of origin. Ba may be connected with both iron and manganese hydroxides and terrestrial debris.

**I n c o n c l u s i o n**, it can be stated that the Congeria Limestone containing a sublittoral brackish-water fauna is a characteristic representative of the sublittoral bioclastic sediments characterized by iron and manganese precipitations and oxygen-rich environment.



## 2. Fish-Scale Clay-Marl sequence

### *a) General characterization*

Overlying in most of the cases the Congeria sequence, the Fish-Scale sequence is a lacustrine and lagoonal formation deposited in the contemporaneous coastal depressions of the Mesozoic inselbergs. The geological and lithological profile of the sequence is illustrated by the diagramme of borehole Zengóvárkony No. 59. (Fig. 13). The Fish-Scale Clay-Marl sequence is characterized, beside the presence of the silt and sand fractions, by the predominance of the carbonate and clay fraction. Identified on the basis of granulometric analyses of the insoluble residue and the  $\text{CaCO}_3$  content the following rock types are known: silty marl, marly and calcareous siltstone, and clayey sand. In some places dolomitic marls and calcareous dolomites were formed.

The rock types of the Fish-Scale sequence are of light grey, grey, greenish-grey colour with brownish—yellow shade in exposure (limonitized pyrite). In some beds fossil fish-scales occur frequently. In some places the remains of ostracods are abundant, and large quantities of coalified relics or fine detritus of plants can be observed. The degree of iron oxidation is low, varying between 0.2 and 1.7. In the case of the silty marls of higher clay content the grain distribution shows a definitely one-maximum curve. The types containing silts in higher quantity are characterizable by two-maxima curves, indicating a sharp individualization of the clay and silt fractions. The clay is not coagulated, a phenomenon characteristic of freshwater sedimentation in contrast with the saline marine water enhancing coagulation. Grain distribution suggests a relatively slow deposition in a non-agitated environment.

### *b) Mineralogico-petrographical analyses*

On the basis of the analyses for heavy and light minerals of the 0.1 to 0.2 mm fractions of the clastic rock components an assemblage of pre-Paleozoic and Paleozoic magmatic, metamorphic and sedimentary (?) and Mesozoic and Miocene magmatic and sedimentary and epigene minerals can be observed with predominance of the epigenes. Representing the epigene minerals almost exclusively, pyrite may attain a concentration as high as 98%. In accordance with the high pyrite content, the weight percentage of the heavy minerals may rise up to 27%, being highest in the middle member of the Fish-Scale sequence, whereas in the higher and deeper levels it shows gradually decreasing values.

As suggested by mineral correlations, the materials transported into the marginal basins of the Mesozoic inselbergs had their sources in these land masses. In the southern area of the Mecsek's Miocene the transportation was taking place in N—S, NE—SW or NW—SE directions, respectively. The striking similarity to the terrestrial sequence, reflected as it is by the mixed character of the mineralogical composition, testifies to the fact that a part of the detrital minerals of the Fish-Scale sequence must have been introduced via redeposition from older Miocene sediments into the marginal sedimentary basins. The pre-Paleozoic and Paleozoic (mainly igneous), Mesozoic (igneous) and Miocene (pyroclastic) minerals observable in the composition of the terrestrial sequence, with just of fraction of admixture of minerals of crystalline schist origin, are similar to the Fish-Scale formations even with regard to their percentage

ratios. Exception to the rule is the material of the air-fall or redeposited rhyodacitic tuffs (see later in this volume). The pyroclastic products of the volcanism which set in at about the same time as the marginal depressions subsided has played a very considerable part in the constitution of the Fish-Scale sequence.

The reductive nature of the waters of the marginal depressions offered favourable conditions for the partial, or even complete, alteration of huge masses of loosely packed pyroclastic materials of pumiceous structure. As a result of this direct supply of materials, the clay content in some beds of the Fish-Scale formations has markedly increased. Genetically, the clay minerals are partly allothigene, though a considerable part is of authigenic, epigenetic or diagenetic origin. The clay mineral assemblage is constituted by montmorillonite, illite, chlorite, and kaolinite varying sensibly in intine dependence on the unsteady supply.

With their ordered lattice structure and correspondingly sharp reflexion peaks, the clay minerals characteristic of the lacustrine-lagoonal development of the Fish-Scale sequence testify to the presence of "mature" sediments (Fig. 16), in contrast to the terrestrial sequence from which the bulk of certain formations of the lacustrine sequence may be derived. The different variation of the  $K_2O-Na_2O$  ratio of the rocks as compared to the terrestrial sequence is also remarkable. Whereas in the terrestrial sequence the  $K_2O$  and  $Na_2O$  ratio increases, e.g. in the lithological log of borehole Szászvár No. 8, from 1.9—3.2 at the base up to 2.5—5.3 at the top, the Fish-Scale sequence shows an increase from 4.3 to 7.0. Naturally, these data concern those formations within the Fish-Scale sequence in which the contribution of rhyodacitic air-fall tuffs, if any, is negligible. The otherwise "mature" sediments of the Fish-Scale sequence are influenced sensibly by the supply of rhyodacitic air-fall tuffs. Ejections of volcanic tuffs in various areas were intensified in different phases of sedimentation, for the most part, however in the middle phase. While these products were being transported into the basins, striking differences in the relative ratios of clay minerals were brought about.

In conclusion it can be stated, that in the piedmont sedimentary basins a part of the clay minerals is allothigene, but a considerable part is authigene. During the slow accumulation of sediments the possibility for the large-scale ordering of the lattice structures of the clay minerals was granted and the silicates in the environment of presumably low pH and poor in  $O_2$  (due to the presence of organics) could be decomposed at an accelerated rate.

#### Biogenic and chemogenic minerals

In the typical rocks of the Fish-Scale sequence, this minerals are present in considerable quantities. The ratio of calcite attains a maximum of 20.4%, that of dolomite 75.0, that of siderite 1.5 and that of pyrite 7%. In the brackish-water basins calcium carbonate was precipitated mainly chemically, the biogenic accumulation of calcium carbonate seems to have played a rather subordinate role. The chemogenic calcite has an exclusively fine crystalline habit. The occurrence of various quantities of the similarly fine crystalline dolomite in this reductive environment is in accordance with the laws of geochemistry. In the Fish-Scale sequence of the southern foreland of the mountains dolomite can be observed in quantities usually lower than 5%. In the upper part of

the sequence, however, its quantity increases by leaps and bounds. The boundary layer separating the lacustrine sequence and the shallow-water Schlier Formation is constituted by clayey, siliceous dolomites which deposited during the final transgression (as shown by the data of borehole No. Zv-59) (Fig. 13).

In the marginal depressions northwest of the Mesozoic mountain range (e.g. borehole No. VII at Magyaregregy) some beds of the Fish-Scale sequence in the typical lagoonal facies show a substantially higher dolomite content as compared to the southern areas.

Siderite can be observed to occur in some beds only, its epigenetical formation being connected with a very low oxidation-reduction potential. Its quantity may attain a maximum of 1.5%.

As shown by the above investigations, the marginal depressions which lay south of the inselbergs were comparatively locked of the open seas, whilst the less isolated sedimentary basins to the west of the mountains were periodically free for the entering of sea waters.

### *c) Analyses for trace elements*

The Fish-Scale sequence is characterized by considerable concentrations of trace elements (Fig. 6). The total amount of trace elements is substantially higher, 8000 to 9000 ppm, than in any of the fluvial sediments of the terrestrial sequence. Nota bene, the trace elements could not be leached nor removed by the waters of the landlocked and stagnant basinal environment. The adsorption of trace elements was also enhanced by the marked clay content.

The striking concentration of Ti is a testimony to an additional increase (up to 6000 ppm) despite the repeated redeposition of Paleozoic-Mesozoic detrital materials. Sr and Ba (500 to 1000 and 400 ppm, respectively) partly originate from older sediments, partly are connected with biogenic carbonate. In compliance with the low oxygen content of the environment, Mn does not show any striking concentration peak;  $Mn^{++}$  ions seem to be concealed by the calcium having similar ionic radius. Therefore, at least a part of it may be considered biogenic. B occurs (600 ppm) together with V showing locally higher concentration values (500 ppm). The enrichment of B and V is observable in formations characterized by a decrease of pyrite due to the reductive conditions. The B- and V-containing beds already represent the upper member of the Fish-Scale sequence, member which seems to have been formed during the intensification of the transgression. The relative enrichment of these two elements may be ascribed to the introduction of algae into the basin and to the enriching activities of various marine organisms.

Evaluated from both mineralogico-petrographical and geochemical points of view, the rock types reflecting an undisturbed sedimentation in basins of oxygen-poor waters represent one of the typical and wide-spread sequences of the Mecsek's Miocene, sequences readily identifiable on the strength of their individual characteristics.

## **3. Rhyodacitic tuffs**

### *a) Structural conditions and distribution*

During the II<sup>nd</sup> Miocene sedimentary cycle a new phase of volcanism set in, its products being interbedded within very different heterotropical lithofacies of the cycle. Thus they occur in the brackish-water sediments of the

Congeria and Fish-Scale sequences, in the littoral Budafa sequence and the marine Schlier sequence.

On the basis of the exposures and boreholes the tuff eruptions must have embraced the entire territory of the mountains.

The thickness of the tuffs varies on the average between 1 and 10 m, showing over-average values in the vicinity of Vasas and Apátvarasd in the southern foreland of the eastern Mecsek Mountains.

### *b) Mineralogico-petrographical characterization*

The rhyodacitic tuffs are light grey to greenish-grey or greyish-white, of medium hardness or friable according to the degree of post-sedimentary silicification. Unlike the older rhyolitic ash-flow tuff, the rock is stratified in all of the cases known. The predominant grain size of the rock corresponds to the silt fraction (0.005 to 0.06 mm). To the naked eye, just the mafic silicates, biotite and some amphibole, are recognizable in the rock.

Deposited on a dry land surface, the tuffs are fine-grained, "pisolitic" (Plate IX, Fig. 1), characterizable by the presence of pellets attaining a maximum of 1 cm in diameter. The pellets are spherical or egg-shaped tuff bodies, usually lacking a crystal core (Plate IX, Fig. 2). Pelletization is a typical structural property of the tuff. Its origin can be traced back to an interaction of hot volcanic dust with the water vapour released by the wet soil at the contact between the two substances, interaction responsible for the coagulation of the easily rolling, fine particles. Consequently, the pelletic structure is characteristic only of tuffs deposited in dry environments (terrestrial tuffs) as evidenced by the lack of pellets in the tuffs fall into water environments (water-accumulated tuffs) in other parts of the mountains' territory. The development of pelletic structure was enhanced, beside the terrestrial environment of deposition, by the extremely fine grain size of the volcanic dust.

The terrestrial tuffs frequently contain coalified leaves and other plant remnants. The rank of coalification of these plant remnants is, as shown by visual examination, much lower than that of their counterparts enclosed within the older rhyolitic ash-flow tuffs.

The specific weight of the tuffs is 2.45 to 2.50 g/cm<sup>3</sup>, its porosity varies between 35 and 48%.

In compliance with the megaloscopic characteristics, the microscopic image of the rock exhibits the features of air-fall tuffs. Its texture is usually vitroclastic and it is only the variants which accumulated in waters and thus underwent a more intensive sorting that show a crystallo-vitroclastic pattern. The ratio of crystal fragments is commonly lower than 10%, attaining 15 to 17% in exceptional cases only. On the basis of measuring thin sections of rock samples from different localities on a point-counting stage the mineralogical distribution of the crystal fragments has been tabulated to indicate, inter alia, the weight percentage ratios of the fragments as compared to volcanic glass and pumice (Table 5).

The mineralogical composition of the tuff is suggestive of a magmatic source which must have been more basic in composition than the rhyolitic ash-flow tuffs. The low amount of quartz and the comparatively high abundance of hornblende are striking. As shown by micromineralogical analyses,

the tuffs at some localities contain basaltic hornblende, hypersthene and sporadically, even augite as accessories (Table 6).

Beside the mineralogical composition of the scarce crystal fragments, volcanic glass, the main carrier of mineralogical composition, has also been analysed for refraction index. Averaging  $n=1.503$ , this agrees with the refraction index of the glass of rhyodacitic lava (TRÖGER 1959). Accordingly, the pyroclastics under consideration can be regarded as the product of magma of rhyodacitic composition.

Main constituents of the amorphous detrital material forming the bulk of the rhyodacitic tuff are following:

1. glass, colorless, clean, with characteristic, curved outlines. Y-shaped bodies are frequent (Plate IX, Fig. 3). Their size can attain a maximum of 0.3 mm;
2. pumice (Plate X, Fig. 1), 0.1 to 0.4, less frequently 1.5 mm in diameter;
3. vesicular glass (Plate X, Fig. 2), usually with ellipsoidal or pear-shaped gas bulbs (inclusions). Its size is usually smaller than that of the pumice. A considerable fraction of the glass inclusions is  $\text{CO}_2$ , as evidenced, inter alia, by the chemical analyses of the glass substance separated by centrifuging (Table 7).

### Pre-explosiv minerals

*Plagioclases.* Predominating among crystal fragments, plagioclase averages 0.05 and 0.4 mm in size, crystal fragments of 1.0 to 1.5 diameter being rare. The crystals are usually zoned, frequently twin-laminated, with less frequent combinations of Carlsbad and albite twins. Their refraction index is always higher than that of Canada balsam. On the strength of the symmetrical extinction mainly an oligoclase-andesine composition can be identified though labradorite is also frequent. The same result was given by measurements of powdered crystals in immersion media. The core of the zoned plagioclases is often more acidic (recurrence), than the rims as shown by Table X, Fig. 3. Plagioclases are relatively fresh even in the heavily bentonitized tuff. In some cases a process of alteration into zoisite can be observed.

*Quartz.* An accessory constituent in most of the cases, quartz is 0.2 to 0.4 mm, attaining a maximum of 0.7 mm in diameter. Sometimes resorbed, it is abundant in submicroscopic gas inclusions; in some instances fluid inclusions can also be observed (Plate X, Fig. 4).

*Biotite.* In sections parallel to the *c*-axis, the crystals are pleochroic (light brown to dark brown). The crystals of normally hexangular habit are often characterized by a resorbed rim. The biotite crystals as a rule, are arranged parallel to the stratification of the rock. Crystal size: 0.05 to 0.6 mm, attaining a maximum of 1.5 mm in diameter.

*Hornblende.* The second in abundance, only to biotite, among the mafic components (Plate XI, Fig. 1), it is observable in comparatively high quantity in the upper part of the thicker tuff accumulations (Vasas, railway cut). It is pleochroic in yellowish-green to emerald colours. The size of crystal fragments is 0.1 to 0.6 mm.

*Sandidine.* Just an accessory constituent. 0.4 mm in diameter the non-twinned crystals contain few submicroscopic inclusions (Plate XI, Fig. 2).

*Apatite.* Short prismatic crystals attaining a maximum of 150  $\mu$  in length, present in subordinate quantity (Plate XI, Fig. 1).

*Garnet.* Fragments and idiomorphic crystals (with [211] faces). On the strength of its pale-red to pink colour, it may correspond to almandine?

The abundance of garnet is lower than in the rhyolitic ash-flow tuff. The mineral occurs, as a rule, sporadically in the 0.1 to 0.2 mm fraction.

*Zircon.* Attaining a maximum of 150  $\mu$  the crystals are somewhat less frequent than apatite (Plate XI, Fig. 3). Variants elongated parallel to the *c*-axis or rather short prismatic crystals colourless or pale-pink.

*Zircon (metamict).* Crystal fragments of bluish shade, less frequently idiomorphic, with a crystal structure disrupted and optical characteristics changed as a result of radioactive emanations. In the 0.1 to 0.2 mm fraction it is a rather frequent and characteristic mineral of the Upper Helvetian pyroclastics.

*Magnetite.* Euhedral crystals, unfrequent, attaining a maximum of 100  $\mu$ .

*Hypersthene.* Rare, pleochroic, pale-green to pink crystals, having a jagged rim, typical of the heavy minerals (0.1–0.2 mm) fraction of the crushed material of some localities (Plate XII, Fig. 1–2).

*Augite.* Extremely rare, it is observable, like hypersthene, in the heavy minerals fraction of certain samples (Plate XII, Fig. 4).

*Basaltic hornblende.* Mineral occurring sporadically in the heavy minerals fraction of some localities (Plate XII, Fig. 3).

### Epigene minerals

The paleogeographical conditions pre-determined the potential degree of epigenetical alteration of the rock in dependence on whether a dry land mass or a water environment was where the tuff was deposited. After falling into lagoons or the open sea, the tuffs were partly halmyrolysed—"bentonitized". Total clay mineralization is observable mainly in the upper part of the tuffs deposited selectively in the water environment. (As a result of selective deposition the pumice or vesicular glass having the lowest specific weight was enriched [attained high concentrations] in the upper part of the pyroclastic accumulation. Hence the reason for the higher degree of bentonitization observable close to the overlying rock.) Well-reflecting the state of alteration, the volcanic glass of corroded rim is shown in Plate XI, Fig. 4.

The tuffs of terrestrial deposition underwent a slight epigenetical alteration.

*Montmorillonite.* Most abundant epigene mineral of the tuffs. The pyroclastics have locally altered into montmorillonite (Ca-montmorillonite as identified by X-ray powder diffraction measurements) (Figs. 12 and 18).

*Chlorite.* Mineral shown X-ray diffractometrically to be present in comparatively small quantities, originating from the decomposition of certain mafic silicates.

*Cristobalite.* Mineral present in subordinate quantities in both the less and more montmorillonitized pyroclastics. Supposedly an associate of montmorillonite, it has precipitated epigenetically from colloidal solutions of silica.

*Calcite.* Detectable in very low amount in the water-accumulated pyroclastics. In the terrestrial tuffs it is even more subordinate. Its euhedral rhombohedrons are observable in the 0.1 to 0.2 mm fraction of the crushed material.

*Pyrite.* Coalified plant remnants are often accompanied by accumulations of pyrite. In some places, it occurs under conditions other than the above, mainly in the pyroclastics interbedded within the Fish-Scale sequence.

On the strength of the mineralogical composition of the rock and with a view to the refraction index of the volcanic glass, the pyroclastics may be characterized as of *rhyodacitic* character. In ranking the rock petrographically, the chemical analyses (Table 7) have been considered with some reserve, as these are petrographically unessential, given the presence of air-fall tuffs.

#### c) The trace elements of rhyodacitic tuffs

The weight percentage values of the trace elements of the terrestrial and water-accumulated tuffs are shown in Supplements 16–17 and Fig. 6.

As suggested by their comparing with the Lower Helvetian rhyolitic ash-flow tuffs, their total trace element content is higher than that of the ash-flow tuffs, which is probably due to their somewhat more basic composition (Fig. 6). A substantial difference can be recognized in connection with the quantities of Ti and Sr, of which Ti is by an order of magnitude higher than in the rhyodacitic tuffs (considerable amount

of biotite and augite) and Sr is so in the rhyolitic ash-flow tuffs, whereas Ba is abundant in both types of pyroclastics. Comparing with the rhyolitic ash-flow tuffs, the trace elements of the rhyodacitic tuffs are more diversified in composition. The amount of Pb, increasing up to 40 ppm and seemingly connected with the observed metamict zircon, and that of Ag, attaining a maximum of 25 ppm and connected in the Miocene exclusively with the rhyodacitic tuffs, are worth mentioning.

#### *d) Conditions of formation*

The magma which produced the rhyodacitic tuffs was more basic, less viscous and richer in volatiles than the magmatic source of the rhyolitic ash-flow tuffs. The most probably drastic volcanic explosion ejected the intensively crushed, finely clastic volcanic material to considerable heights and dispersed it over a large area. This is why the lateral extension of the rhyodacitic tuffs is larger than that of the rhyolitic ash-flow tuffs.

The present writer has had the opportunity to study just a small fraction of the large area covered by volcanic products. Therefore the examination of the granulometric distribution of the tuff material, a study that ought to locate the centre of eruption, can lead to an approximate result only. In Fig. 19 the grain size values of rhyodacitic tuff samples from different localities have been shown. Having been selectively sorted, the water-accumulated tuffs cannot give a real picture as a matter of course. The terrestrial tuffs in the eastern Mecsek Mountains show a granulometric composition becoming finer to the NE. What could be used efficiently for plotting granulometric curves reflecting well the sorting of the material were the data of the terrestrial tuffs only. Therefore only the granulometric curves of the rhyodacitic tuffs accumulated over a stretch of some 15 km of land between Vasas and Apátvarasd have been represented in Fig. 20. The granulometric curves show a higher degree of sorting, i.e. a decreasing grain size, towards the NE. Within one section (railway cut at Vasas) the pyroclastic material is up in the profile more sorted, of gradually smaller grain size. (The thickness distribution of tuff accumulations is only within a wide range of error suitable for elucidating the question, as the loose pyroclastics were attacked by the processes of erosion and redeposition immediately after being accumulated.) With consideration of grain size, sorting and thickness, it can be concluded, that the sites of the contemporaneous eruption centres should be looked for in the southern foreland of the eastern Mecsek Mountains, along NW—SE trending transversal faults.

The Mecsek's rhyodacitic tuffs were produced in connection with the Early Styrian movements during the II<sup>nd</sup> sedimentary cycle.

### 4. Budafa sequence

#### *a) General characterization*

Traceable in the southern foreland and on the western margin of the eastern Mecsek, the formations of the littoral Budafa sequence are different from each other in both lithofacies and mineralogical composition.

The sedimentary sequence of detrital character is constituted by coarse- and fine-gravelly (calcareous) conglomerates; loosely packed (sandy) coarse

and fine gravels, gravelly sands; coarse- and medium-grained, calcareous limestones; sandstones; silty sandstones and sands; sandy siltstones; calcareous marly siltstones; less frequently pure siltstones; silty limestones and calcareous silts and silty calcareous marls. In case of sediments of sand grain size the sorting is usually good, the granulometric composition being characterized by one maximum. The rock types are usually characterized by yellow — in some types red — colouring due to the presence of iron indicating at the same time an increase of the degree of oxidation ( $O_{Fe}$ : 3.9—46.5).

A characteristic feature is the calcareous silt accumulation, from mm to a couple of cm thick, of frequently undulated surface, associated with sands and silts of the Budafa sequence as well as the segregation of calcareous silts (chalk) in form of nodules. Together with the fine detritus intertonguing with coarse-detrital layers, the calcareous silts reflect shoreline variations of the oscillating sea.

### *b) Mineralogico-petrographical analyses*

The composition of the conglomerate beds of the Budafa sequence is of *polymict* character. Originating from different sources, the gravels show considerable divergences in composition and percentage distribution within the sequence accumulated on the southern (railway cut at Hird—Hosszúhetény) and western (Budafa quarry at Mánfa) margins of the eastern Mecsek Mountains. The gravels of the coarse detrital material accumulated on the southern margin are products of weathering of pre-Paleozoic, Paleozoic and Mesozoic rocks or derive from the redeposition of terrestrial sediments of similar origin. The overwhelming majority of the debris of the coarse conglomerates deposited in the so-called Mánfa bay on the western margin of the eastern Mecsek Mountains is constituted, like the Budafa sequence of the Hird—Hosszúhetény railway cut, by Mesozoic rocks, mainly limestones (and sandstones present in just a small fraction of per cent), and by fine and coarse gravels of Cretaceous magmatites, trachydolerites and phonolites.

The deposits of similar age of the presently sediment-covered basin to the south of the Mecsek Mountains have been uncovered by borehole Ellend No. 1. Examination of the gravels of the coarse-detrital sediments of the Buda sequence has yielded the following results: the overwhelming majority of the gravels consists of quartz porphyry, being accompanied by small quantities of metamorphic schists, conglomerates and sandstones. No debris deriving from the migmatized granites of the Mecsek could be observed. Therefore it is probable that the detrital material of the sediments of littoral type derived from a terrestrial source area (presumably Paleozoic: Carboniferous?) which lay S-SW of the borehole.

The well-sorted, calcareous, less frequently marly sandstone and sandy siltstone beds are characterized by a considerable  $CaCO_3$  content. In a part of the sediments  $CaCO_3$  is present in the form of chalk sands. The rock has not been cemented. Besides the carbonates the detrital rock components become more abundant, whilst the clay minerals are insignificant as compared to other Miocene formations, an agreement with the littoral character of sedimentation. The detrital rock components are products of in situ comminution of the polymict gravel material described above, being constituted by sand-



size rock debris and by the rock-forming minerals. In agreement with the analyses of gravels, the micromineralogical analyses of the 0.1 to 0.2 mm fraction have identified mainly magmatic and epigenetic and, in smaller quantities, metamorphic mineral parageneses varying in type from area to area.

With the progress of transgression, i.e. with transition to pelagic sedimentation, the metamorphic minerals show a gradual increase in abundance. In the basal part of the sections of the Budafa sequence the Mesozoic (magmatic and sedimentary) debris and the mostly pre-Paleozoic and Paleozoic minerals of magmatic origin, though extremely weathered and broken, are comparatively more abundant, a fact that may indicate the simultaneous erosion of Mesozoic and older Miocene sedimentary formations. With the advance of transgression the gradual increase of the SW-oriented direct transportation of materials took place from the areas of granites, (epi)gneisses, crystalline schists and quartz porphyry. As a result of this process, the weight percentage values of the heavy minerals increased in direct proportion with the erosion of pre-Paleozoic magmatic and metamorphic rocks. In the individual facies of the Budafa sequence syngenetical accumulations of Upper Helvetian pyroclastics are also known to occur (Pécsszabolcs).

Beside the detrital minerals, the group of clay minerals is present in small amount.

### *c) Analyses for trace elements*

In accordance with the low clay mineral content characteristic of the Budafa sequence, the total amount of trace elements is also low (Fig. 6). A relative enrichment of trace elements can be observed in the marly facies. In other words, the frequency of the trace elements increases or decreases in proportion with the clay mineral content. On the other hand, the variability of the trace elements is conspicuous. This is indicative partly of the heterogeneity of the source rocks, partly of a littoral environment. Of the trace elements, just Mn, Ti, Sr and Ba are noteworthy (1600, 2500, 600 and 400 ppm).

## 5. Schlier sequence

### *a) General characterization*

The shallow-water facies, deposited farther offshore, of the II<sup>n1</sup> Miocene sedimentation cycle is represented by the Schlier sequence.

The shallow-water lithofacies in the basal part of the sequence is represented by coarser-grained (predominance of the sand fraction, occasionally low amount of small gravels) sediments, the upper member by finer ones (predominance of the silt fraction; carbonate content higher, but unsteady): sands; sandstones of usually loose cementation (calcareous, marly and clayey); siltstones, calcareous, marly with interbedded silty marl layers; finally, clayey siltstones with intercalations of silty clay and silty clay-marl. The Schlier sequence in the vicinity of Komló includes the rhyodacitic tuffs as well as their redeposited material in form of tuffs, tuffitic layers, bentonites and bentonitic products (Supplement 21).

The more sandy layers are well-sorted, the more pelitic ones show a lower degree of sorting (Fig. 24, b). This phenomenon is due to the salinity of sea waters responsible for the coagulation of the pelitic material which was consequently deposited together with the larger grain fractions.

The iron oxidation values of the rock types of the Schlier sequence are usually higher, varying between 2.0 and 24.7, to mount as high as 42.7 in exceptional cases (bentonites). The variation of the iron oxidation degree is closely connected with changes in lithology (carbonates, clay minerals and sands): in the case of the more sandy, shallow-water sediments deposited closer to the shoreline, a multiple of the mean value is obtained, whereas in a part of the calcareous-pelitic sediments the iron oxidation value drops markedly. In this case, as a rule, a considerable amount of dolomite is associated with calcite.

Tracing the variation of the iron oxidation degree from profile to profile in the Schlier sequence, one can observe, as a rule, a higher oxidation degree in the lower and upper parts of the succession deposited in the rhythmically subsiding basin. Thus the first peak corresponds to the onset of transgression, the second to the start of regression. Owing to shifts in shorelines in connection with epirogenic movements, iron oxidation peaks can be observed occasionally even within the sequence. The sediments characterized by the fluctuation of the iron oxidation degree show definite regularities in respect of colour: the near-shore sediments are of yellowish, brownish shade and, with increasing distance from the shoreline and increasing depth, these colours are then replaced by different shades of grey. The overwhelming majority of the rock types are of grey colour.

### b) Mineralogico-petrographic analyses

*Detrital minerals.* As shown by micromineralogical analyses, the formations of the Schlier sequence are constituted by redeposited debris of pre-Paleozoic and Paleozoic (magmatic and metamorphic), Mesozoic (magmatic and sedimentary) and Miocene (Helvetian magmatic and sedimentary) rocks. The individual facies of the sequence differ from area to area in dependence on the nature of the source area and on the ratio of mixing of materials from different areas.

The detritus of the Schlier sequence in the southern part of the inselbergs is a product of redeposition of different rocks such as pre-Paleozoic magmatic (granite, quartz porphyry) and metamorphic (gneiss, crystalline schists) and Mesozoic igneous rocks as well as Lower Helvetian terrestrial and pyroclastic materials. In addition, a copious supply of Upper Helvetian pyroclastics, accumulated directly in the basin, can also be recognized. Typically enough, the relative ratios of the minerals of different origin vary from bed to bed. Nota bene, in the lower to middle levels of the sequence an alternating predominance of pre-Paleozoic, Paleozoic, Mesozoic or older Miocene minerals can be observed. With a view to this marked variability, it can be concluded that the material that was being transported from the sources was the product of redeposition of a thick older Miocene formation which had contained similarly varying amounts of Paleozoic and Mesozoic detritus, as was observed in the case of the Fish-Scale Clay-Marl sequence — the heteropic lithofacies of the Schlier sequence. The present writer believes that comparatively great masses

of "fresh" detrital materials could be transported — or partially redeposited under subaquatic conditions — merely as a result of redeposition of terrestrial rhyodacitic tuffs and of the rocks of the pre-Paleozoic — Paleozoic land that was gradually emerging to the southwest of the Mesozoic inselbergs. An evidence of this is the remarkable increase of pre-Paleozoic to Paleozoic (magmatic-metamorphic) minerals up in certain profiles of the Schlier Formation.

The shallow-water sediments in the depressions of the western part of the eastern Mecsek Mountains (Table 10) have similarly originated from the redeposition, single or repeated several times, of different rocks.

The Schlier sequence of the northern part of the mountains (Table 11) contains mainly Mesozoic magmatic detritus with some admixture of pre-Paleozoic to Paleozoic magmatic and older Miocene pyroclastics probably redeposited from the terrestrial sequence.

All in all, it can be stated, that during the formation of the Schlier the materials were transported — from the outcropping Mesozoic inselbergs on the right side and from the pre-Paleozoic — Paleozoic areas to south and southwest on the left — into the basin between the inselbergs and the pre-Paleozoic — Paleozoic sources. To the north of the mountains merely the older sedimentary (mainly Lower Helvetian) and magmatic (Mesozoic and Lower Helvetian) rocks of the mountains can be shown to have been redeposited.

*Clay minerals.* The share of the clay minerals in the rocks of the sequence is high, attaining 50%. Moreover, in some strata of pyroclastic origin (bentonites) it may mount up to 96%. X-ray powder diffraction measurements have shown the clay minerals of the sequence to have an *ordered* lattice structure. No interlayer mixture of clay minerals has been observed. Reflexion peaks are characteristic and sharp in most of the cases (Fig. 25). No relationship can be shown to exist between formation of the various carbonates and the particular variants of clay minerals. This fact suggests the different percentage ratios of the various representatives of the clay mineral group in the individual beds to have been dependent on the variation of the mineralogical composition of the material being transported.

The  $K_2O:Na_2O$  ratio, a quantitative indicator of the "maturity" of freshwater to brackish water deposits (terrestrial and Fish-Scale sequences), shows in the Schlier sequence the following characteristics: in case of predominantly pyroclastic transportation (bentonites and bentonitic products) the ratio is the lowest: 0.1 to 1.2; in case of rocks containing pyroclastics and Cretaceous magmatic fragments combined in considerable quantities this figure is 1.5 to 2.7; in the rest of the rock samples of the sequence it varies between 2.5 and 4.7. Accordingly, the formations of the Schlier sequence are less "mature", a fact well reflected by the quartz—feldspar ratio which has been calculated with an approximate accuracy with the aid of X-ray diffraction measurements and chemical analyses. In some profiles higher figures are obtained for the upper part of the sequence, a fact indicative of a decrease in the rate of sedimentation.

*Chemo- and biogenic rock constituents.* The Schlier sequence is characterized, in general, by the rock-forming abundance of the chemo- and biogenic components such as calcite, aragonite and dolomite. The  $CaCO_3$  content (calcite-aragonite) may amount as high as 70%, being commonly within the range of 15 and 40%. In the upper part of the sequence, corresponding to the period of maximum of the transgression, it is more evenly distributed and higher. *Aragonite* is frequent in some formations of the sequence, being

readily identifiable by X-ray diffraction techniques. Dolomite is also frequent, attaining as a rule 2–3%, sporadically, in some strata, even 3 to 37%. Genetically, it may be connected with the alteration of calcite in cases when the oxidation-reduction potential suitable for metasomatic dolomitization was granted (environments of low oxygen content, decrease of the oxidation-reduction potential due to the decomposition of organic compounds, etc.).

The calcite-dolomite-aragonite ratio shows the following characteristics: the appearance of aragonite beside lower quantities of calcite and similarly lower quantities of dolomite is the rule. Where dolomite is present in a quantity higher than 10%, no aragonite can be observed. Higher abundances of calcite are usually accompanied by higher amounts of dolomite. According to the present writer's opinion, aragonite has developed diagenetically. It is characteristic exclusively of lagoonal sedimentary environments. Associated with it, gypsum is also present in lower quantities in certain formations, being traceable back to chemical reactions connected with diagenesis in the pyrite-containing sediments of landlocked basins. The temperature (+30 °C) necessary for the development of aragonite frequently accompanying sulphate minerals seems to have been provided by a local rise in temperature as a result of the decomposition of pyrite. Beside the rock-forming carbonates, siderite is always subordinate.

The carbonate content of the Schlier sequence is indicative of conditions of formation varying from region to region. Accordingly, the dolomite content of the shallow-water sediments deposited south of Mesozoic inselbergs is usually lower, whereas the northern occurrences (borehole Magyaregregy VIII) show values 2 to 5 times higher. In the zone between the two afore-mentioned territories (exposure behind the Miner's Spa at Komló) the sediments of the Schlier sequence show some concentration of dolomite, if any, just on a few isolated spots. This fact indicates that the shallow-water sedimentary basin of the northern area may have been a lagoon characterized by comparatively low oxygen content. Therefore its lithological characteristics are different from those of the southern area.

### *c) Analyses for trace elements*

Out of the rocks of the eastern Mecsek's Schlier sequence it is the chlorite-bearing sediments that are richest and most diversified in respect of trace elements (Fig. 6). The trace element assemblage of the Miocene pyroclastic products (bentonites) constituted exclusively by montmorillonite is poorer and the total amount of trace elements is also scant. Quantitatively significant and diversified trace element assemblages are observable primarily in the beds containing higher quantities of Mesozoic magmatite fragments, as the decomposition of these has produced, wherever the conditions for it were granted, higher amounts of chlorite (Supplements 21 to 24).

**I n c o n c l u s i o n**, the shallow-water sediments of the Schlier sequence are characterized by the greatest genetical diversity of clay minerals, varying in character even laterally.

## **6. Regression sequence**

### *a) General characterization*

G. HÁMOR distinguished the final member of the II<sup>nd</sup> sedimentary cycle of the Miocene under the summarizing term "Regression sequence". The sediments of the regressing sea somewhat differ in characteristics from those of the Schlier sequence.

The Regression sequence is represented mainly by medium-grained calcareous sandstones, silty sandstones, clayey sandstones and sandy-clayey siltstones. The granulometric distribution of the sandstones shows a very good sorting, being characterizable by a curve with one maximum. The finer-grained sediments are less sorted, showing a curve with two faint maximum. The yellow to brownish-yellow colours with frequent ochre-yellow limonitic mottles are characteristic. The colour of the rock also indicates the striking value of the degree of oxidation varying between 12.2 and 38.0 as an indication of a highly oxidative environment.

### *b) Mineralogical composition*

On the basis of the correlation of minerals the formations of the Regression sequence on the southern and southeastern margin of the eastern Mecsek Mountains contain, like the Schlier sequence, predominantly detrital minerals of pre-Paleozoic magmatic and metamorphic and Paleozoic magmatic rocks (granite predominant, quartz porphyry in smaller quantity). In the northern part of the mountains, however, like in the case of the other formations of the II<sup>nd</sup> Miocene sedimentary cycle, the Mesozoic magmatic fragments (seemingly redeposited several times), which were introduced into the regressive deposits as a result of redeposition together with older Miocene sediments of different origin, play a more considerable role. Wedged between regressive formations containing pre-Paleozoic to Paleozoic debris south of the inselbergs, sediments with the transported material of Upper Helvetian pyroclastics can also be observed. As shown by the examination of one profile (Table 4), the mineral assemblage of the enormous mass of materials transported directly from Paleozoic and pre-Paleozoic sources is manifested with a sharp boundary first in the upper member of the Schlier sequence and then in the Regression sequence as well. This phenomenon suggest that the pre-Paleozoic to Paleozoic area supposed to have existed farther S-SW must have emerged at an increasing rate with the advent of regression.

*Clay minerals.* The ratio of the pelitic components in the Regression sequence is reduced as compared to the Schlier sequence. The majority of the clay minerals detectable by X-ray diffraction techniques in the different rock types is associated with the partly clay-mineralized grains of the sand-size debris (weathered feldspars, micas, pyroclastic fragments). The clay minerals are represented by illite and montmorillonite in association of low amounts of chlorite (<2%). The reflexions of the clay minerals do not show any inter-layer mixture.

The carbonates are represented almost exclusively by calcite.

### *c) Analyse for trace elements*

In agreement with the results obtained hitherto, the quantities of trace elements in the formations traceable in the northern area (Cretaceous magmatites of considerable amount) show about twice the frequency observable elsewhere in the territory (Fig. 6). The striking concentration peak of vanadium (800 ppm) in the Regression sequence of the northern area is noteworthy, its increase being parallel to Cr and the total iron content. Hence, it derives from Cretaceous magmatites.

III<sup>d</sup> SEDIMENTARY CYCLE

Transgressive over the Mesozoic basement or older Miocene formations, the sediments of the III<sup>d</sup> sedimentary cycle are represented by coarse conglomerates, silty sandstones and calcareous sandstones. Deposited as a result of the stabilization of the transgression, they can be split up, according to G. HÁMOR's classification, into the following units:

1. Leitha Formation
2. Lignite Formation
3. Turritella—Corbula Clay-Marl Formation
4. Sarmatian Formation.

### 1. Leitha Formation

#### *a) General characterization*

The reef sediments of the Leitha Formation and the associated calcareous-detrital sediments are represented by limestones, sandy (silty) limestones and calcareous and marly sandstones.

The terrigenous detrital material of the littoral reef sediments shows different degrees of sorting as evidenced by curves with one, two or more maxima (Supplements 27—33).

The white, yellowish-white and brownish-yellow sediments of the formation are all indicative of oxidative conditions and the iron oxidation degree may amount to extremely high values: 2.7—116.

#### *b) Mineralogico-petrographic analyses*

The detrital rock components of the reef deposits in the S and W areas of the mountains derive from pre-Paleozoic metamorphic and Paleozoic magmatic (sedimentary?) formations, whereas to the east of the Mesozoic inselbergs low amounts of mineral fragments indicating Mesozoic and Miocene (?) volcanism can also be observed (Supplement 27).

Both the standard samples deriving from the area of overburden and the rock samples of the Leitha member traversed by borehole Ellend No 1 contain heavy minerals reminiscent of predominantly metamorphic source rocks. Thin section analyses, however, have shown the predominance of debris and minerals originating from quartz porphyry and granite, the debris deriving from metamorphic rocks being subordinate. (The total amount of the heavy minerals of quartz porphyry and granite, however, is extremely low as compared to the heavy minerals content of crystalline schists.) The data available to the present writer are insufficient for deciding whether a direct transportation from crystalline sources took place at all or the whole material was re-deposited from Carboniferous or Permian deposits.

*Clay minerals.* In the littoral reef deposits the amount of clay minerals is subordinate and it is only in the case of the less typical, marly representatives of the Formation that the clay minerals content is higher. On the basis of the X-ray powder diffraction measurements subidentical quantities of different kinds of clay minerals can be observed. The clay minerals can be con-

sidered allothigene for the most part, having been introduced in detrital form into the sediment (Supplements 27—33).

Observable in some deposits, glauconite is exclusively authigene, being connected with microfossils in the majority of the cases (tests, internal moulds, etc.).

*Chemo- and biogenic minerals.* Biogenic  $\text{CaCO}_3$  predominates in the littoral sediments. Associated with calcite, dolomite, a maximum of 2%, and traces of siderite could be observed to occur in just a few formations reflecting rather reductive environments. No aragonite can be observed in this biogenic limestone, an additional support for the writer's previously mentioned hypothesis that aragonite, if any, can be conserved under definite genetical conditions only.

In case of littoral reef deposits the epigene iron minerals in the typical facies are represented by low quantities of limonite.

### *c) Analyses for trace elements*

The total amount of trace elements in the littoral deposits (Leithakalk and calcareous sandy sediments) decreases in dependence on the  $\text{CaCO}_3$  content. It is only Sr that increases in direct proportion with the calcium carbonate content which indicates the well-known enrichment of Sr in connection with the biogenic limestone (Fig. 6). That Ti is connected with detrital components (first of all with Mesozoic magmatites) is most conspicuous in the case of the reef deposits containing varying amounts of terrigenous materials. Its quantity decreases or increases in dependence on the above. The relative enrichment of manganese does not seem to be influenced either by the calcium carbonate content or by the quantity of the detrital rock components. Accordingly, Mn is supposed to be an element of partly biogenic, partly colloidal origin, precipitating under the influence of the variation of pH. Concentration peaks of Ba are observable in the marly sandstone facies characterized by a higher frequency of rock components. Thus Ba is an element connected with terrigenous detrital materials. Attaining 200 ppm in certain rock samples of the Leitha Formation, B is a relict element of algae (Lithothamnium)-frequent fossils of the sediment. Attaining 50 ppm, V can also be considered to be of biogenic origin.

## 2. Lignite Formation

### *a) General characterization*

Typical representatives of the Lignite Formation are clayey siltstones (Supplements 34—35). In the profile of the examined Hird—Hosszúhetény railway cut, where no coal deposition took place, it is represented by coarser detrital sediments such as silty sandstones, sandy siltstones and sandstones, frequently with gravels (Fig. 21).

The granulometric distribution is usually well-sorted (Fig. 28). The iron oxidation conditions of the mostly stratified, grey sediments of the lignite formation are indicative of a highly reductive environment with values fluctuating between 1.5 and 2.4. (No real value has been obtained for the iron oxidation degree in this case either, as the organic matter content of the rock influences unfavourably the determination of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and FeO.) In the unproductive, non-carbonaceous representatives of the Lignite Formation deposited of the southern, more open shore of the sea, the figure varies between 8.2 and 60.4 (Hird—Hosszúhetény railway cut) as a result of the more oxygen-rich regime of the southern area.

### b) Mineralogico-petrographic analyses

The majority of the detrital minerals of the Lignite Formation is constituted, like it is the case with the Leitha Formation, by products of re-deposition? of pre-Paleozoic metamorphic and Paleozoic magmatic and sedimentary rocks intermingled with minor amounts of Mesozoic magmatites near Pécsvárad and with fragments of rhyodacitic tuffs in the Hird—Hosszúhetény area. The detritus originating from Mesozoic magmatites and Miocene pyroclastics, respectively, must have been redeposited several times rather than being transported directly. In the E—SE detrital materials redeposited from older Miocene sediments play a more considerable role, whilst in the south Paleozoic debris is predominant, as evidence convincingly by the mineralogico-petrographic analyses of the Hird—Hosszúhetény railway cut (gravel and sand fraction).

*Clay minerals.* In the typical, productive, representatives of the Lignite Formation the clay minerals content is significant (36—54%).

The overwhelming majority of these minerals is illite, while montmorillonite, if any, is insignificant. Kaolinite and chlorite are also characteristic. The clay minerals show peculiar reflexion peaks. Interlayer mixtures can be observed less frequently—the rocks are more “mature”. Beside the total amount of clay minerals this is indicated by the relative ratios of the clay minerals as well. The minerals are authigene for the most part. The heavy decomposition of the transported detritus in the Lignite Formation is due to the intricate chemical reactions of the comparatively abundant organic matter present. Provoked in the brackish water environment, the reductive effect of the organic substances as well as the frequent inversion of pH brought about large-scale decomposition of silicates. Predominant among the clay minerals of the Formation, illite represents one of the stages of decomposition of various kinds of silicates. Present in considerable amount, kaolinite is a characteristic mineral product. The clay mineral paragenesis represents those types of the minerals in which the  $Al_2O_3:SiO_2$  ratio is comparatively high, as in the acidic environment just a little  $SiO_2$  was brought into solution.

*Chemo- and biogenic minerals.* The quantity of chemo- and biogenic minerals in the Lignite Formation is subordinate (Supplements 34—35): calcite + aragonite 3.4 to 8.0%, dolomite 1.0 to 5.0%. The previously mentioned relationship is still valid here: in the case of aragonite-containing rocks the quantity of dolomite is lower, whereas in the samples lacking aragonite it may attain the multiple of that of calcite. In reductive deposits low amounts of siderite can also be observed. Connected with organic plant matter, sulphates are represented by gypsum — an associate of aragonite.

Epigenetical pyrite 2 to 4%, is similarly indicative of a reductive environment characterized by a low pH.

It is evident from the relationships, that the formation of authigene—epigene minerals, inclusive of clay minerals, is quantitatively controlled by the conditions of pH, being qualitatively dependent on the oxidation—reduction conditions. Of course, the transportation of detrital materials in varying amounts has also to be considered an important vector.

### c) Analyses for trace elements

The carbonaceous, lignitiferous lithofacies is conspicuous for a comparatively high trace element content characteristic of rocks abounding in clay minerals (Fig. 6). Connected with the increasing clay content, the relative abundance of trace elements is remarkable throughout the Formation. The most striking concentration peak is shown by Ti.



### 3. *Turritella*—*Corbula* Formation

#### a) *General characterization*

Deposited in a shallow-water environment farther offshore, the sediments of the *Turritella*—*Corbula* Clay-Marl Formation is constituted by marly and clayey siltstones, silty marls, and calcareous marls with varying diatom content in the upper part of the sequence: a phenomenon observable in offshore developments and already becoming typical in the Sarmatian deposits. The granulometric composition is characterized by a faint two-maxima curve (Fig. 29).

The sediments of the Formation are fairly to well-stratified, grey to light grey in colour. Their iron oxidation degree is low and decreases at an increasing rate with the gradually more reductive conditions which were developing in the subsiding basin during the continuous positive shifting of the shorelines. Its exact value cannot be given because of the abundance of organic matter.

#### b) *Mineralogical composition*

*Detrital rock components.* The mineral and rock debris of the shallow-water sediments indicate predominantly pre-Paleozoic metamorphic and Paleozoic magmatic and metamorphic sources (Table 12). This allows the writer to conclude that the materials must have been transported in N—S direction from the Mesozoic inselbergs and/or from older Miocene source areas.

*Clay minerals.* As shown by DT analyses and X-ray diffractometric measurements, the clay minerals of the *Turritella*—*Corbula* Clay-Marl Formation are represented by montmorillonite, illite and some kaolinite and chlorite. Montmorillonite—illite show a random interlayer mixture of the two minerals.

*Chemo- and biogenic minerals.* Predominant rock component of the Formation is bio- and chemogenic  $\text{CaCO}_3$  accompanied in reductive environments by varying amounts of dolomite.

The mineral paragenesis of the non-aerated basinal deposits is complemented by low quantities of siderite and also by pyrite attaining high concentration peaks even in the 0.1 to 0.2 mm fraction (Table 12).

#### c) *Assemblage of trace elements*

Among the formations of the III<sup>rd</sup> sedimentary cycle it is the *Turritella*—*Corbula* Formation that shows the highest trace element content (Fig. 6). The trace elements are associated primarily with clay minerals.

All in all, let us conclude that during the III<sup>rd</sup> sedimentary cycle the pre-Paleozoic (?) and Paleozoic areas became the main sources of transportation, unlike it was the case with the II<sup>nd</sup> cycle, where a considerable part of the materials was transported from the Mesozoic inselbergs and the older Miocene deposits towards the marginal zones. This fact testifies to an increasing denudation of the exposed rocks of the inselbergs. During the III<sup>rd</sup> cycle transportation was oriented northwards or northeastwards. In this connection Paleozoic (Carboniferous and Permian) sediments seem to have been redeposited and, eventually, a direct transportation from the crystalline basement area may have taken place.

#### 4. Sarmatian sequence

##### a) General characterization

The littoral deposits are represented by limestones and calcareous limestones, the more offshore, pelagic ones by calcareous diatomites; diatomaceous calcareous silts; diatomaceous calcareous marls; marls; clay-marls; clayey limestones; calcareous marls; clayey siltstones; silty limestones; alternating clayey calcareous marls, marls and clay-marls; marly and sandy siltstones with interbedded siltstone, silty sandstone and sandstone layers (Fig. 27).

The sorting of the detrital material in the case of the littoral limestones is poor, the pelagic, mainly diatomaceous, deposits are well-sorted. These can be characterized by curves with one maximum or with two faint maxima (silty limestone and marl) (Fig. 30, a and b), whereas the granulometric composition of the sand and siltstone intercalations gives one-maximum curves. The greater part of the diatom skeletons is concentrated in the silt fraction, the rest in the clay size range.

The littoral limestones are unstratified, whereas the diatomaceous sediments of extremely varying calcium carbonate content and the shallow-water deposits containing more or less diatoms have fine bedding as one of the most characteristic features. Diatom-free marls and clay-marls are poorly to fairly stratified, while siltstones and sandstones are usually unstratified.

The abundance of the chemo- and biogenic components of the Sarmatian deposits is reflected by their colour; the rock samples of high calcium carbonate content are white, light grey to grey, darker shades being due to the higher silt-clay and to eventual organic (coalified plant) contents. The greyish-white to yellowish-white variants of littoral limestones are coloured in dependence on the iron hydroxide content. In this case the iron oxidation degree is high, varying between 11.0 and 60.0.

##### b) Mineralogical composition

The extremely poor detrital material of the littoral limestones shows a mineralogical composition varying from region to region. Whereas the Sarmatian limestones traceable south of the Mesozoic inselbergs (vicinity of Pécsvárad), show the mixing of pre-Paleozoic and Paleozoic magmatic and metamorphic (granite, quartz porphyry, gneiss, crystalline schist) fragments with a low amount of rhyodacitic tuff debris, on the eastern margin of the mountains (vicinity of Ófalu) some minerals of Mesozoic magmatic origin and debris of such rocks are associated with the above. Accordingly, the detrital material of the littoral deposits was transported from the direction of the Mesozoic mountains, in the first place from older Miocene sources.

The share of the clay minerals in the littoral Sarmatian deposits does not exceed 5%.

Montmorillonite and illite, the main representatives of *clay minerals*, show a random interlayer mixture of lattice with just insignificant manifestations of the authi- and epigenetical alteration of silicates. Observable just in traces, chlorite and kaolinite are connected with detrital minerals which are supposed to be mainly allothigene. In general, it can be observed, that in the case of sediments deposited in extremely calcareous, oxygen-rich environments of high pH the additional alteration of the silicates or the ordering of the clay mineral structures is negligible.

In the pelagic sediments, owing to the low pH and the reductive conditions of the non-aerated basin bottom, the silicates of detrital origin underwent a heavy authigenic and epigenetic alteration. The ratio of the clay minerals can attain 30% in the diatomaceous deposits and 47.4% in the poorly diatomaceous sediments. The clay mineral group is represented by montmorillonite, illite, chlorite and kaolinite. Montmorillonite and illite display an interlayer mixture of lattice (Fig. 31). Kaolinite in higher amounts can be observed in sediments containing plant detritus, indicating lower pH conditions due to the decomposition of organic substances. The presence of montmorillonite and kaolinite combined indicates a wide-range variability of pH conditions due to complex reactions which are supposed to have been provoked by an interaction of the colloids of Si, Al and Fe hydroxides with the alkaline sea water and the CO<sub>2</sub> of plant detritus. Frequent inversions of pH are also manifested in the fine bedding of the sediments indicating a process during which authigenic-epigenic kaolinite and montmorillonite were formed in a rhythmical alternation.

*Chemo- and biogenic rock components.* In the Sarmatian limestones of littoral facies biogenic calcite is predominant. The biogenic rock component contains besides Sarmatian forms the representatives of Lithothamnium as well, fossils indicating local erosion of Tortonian reef deposits. Some of the tidal-zone limestone types are oolitic.

The shallow-water deposits are characterized by finely bedded rocks produced as a result of the alternation of calcareous ooze with biogenic diatom-and-opal detritus. As found during examination of the lithological log of borehole Hird III, the diatoms are absent only in the interbedded sandstone, silty sandstone and siltstone layers and the country rock. Thin bands, mm or less, of diatomaceous rocks consist of a fine alternation of diatom frustules with calcareous ooze. The diatomaceous beds are accompanied by great quantities of organic matter (fine plant detritus). Provoked by sulphur bacteria, the reductive decomposition of this matter, however, led to a copious segregation of pyrite and greatly influenced the pH and oxidation-reduction conditions. The pyrite in the finely bedded rock forms microscopic bands parallel to stratification, consisting of aggregates of pyrite concretions (the pyrite grains are less than 20  $\mu$  in diameter). The non-diatomaceous limestones and calcareous marls also contain some pyrite, though inconsiderably lower quantity. In the diatomaceous beds the coalified plant detritus, with which the concentration peaks of pyrite are associated, is present in higher quantity — a fact supporting the existence of correlation between the organic plant detritus on the one hand and the diatomaceous sediment on the other.

The diatomaceous sediments of the Mecsek Mountains (III<sup>rd</sup> sedimentary cycle) are associated either with organodetrital sediments or with coal measures. Since any manifestations of either volcanic tuff eruptions or of processes of the volcanic aftermath in the territory taken in the narrower sense were absent during the afore mentioned cycle, the more intensive transportation, in solution or in gel, of Si enhancing the boom of siliceous organisms may have been connected with the peculiar conditions of the near-by land. A land characterized by a low relief and abundant vegetation, it was the scenery of organic decomposition processes which may have led to a high-grade alteration of the silicates. Interrelated with the organic detritus, the enrichment of diatom frustules, in the sediments in spite of the diagenetic processes, may, on its turn, be ascribed to the low pH of the environment—a factor which prevented SiO<sub>2</sub> from being dissolved in the shallow-water deposits.

In the diatomaceous sediments the two modifications of  $\text{CaCO}_3$ , calcite and aragonite, occur together, being usually accompanied by some dolomite (Fig. 31). In this case too, aragonite is considered a diagenetical, chemogenic mineral (connected with the decomposition of pyrite). The relatively high dolomite content may increase in direct proportion with the quantity of calcite, being inversely proportional with aragonite. Observable in low quantity beside aragonite, gypsum completes the inventory of the characteristic mineral assemblage of the Sarmatian basinal deposits.

*c) Analyses for trace elements*

It is noteworthy to mention, that the trace element content of the limestones containing allochthonous representatives of Lithothamnium is higher than that of the Lithothamnium-free limestones. Particularly striking is this in the case of B, Cu, Pb, Ti, Ag, Sr and Ba whose quantity in the Lithothamnium-bearing limestones may attain the multiple, or by an order of magnitude higher, compared to the case of the Lithothamnium-free ones. Most of the detected elements are associated with the biogenic constituents of the limestones. It is alone the manganese that shows some quantitative correlation with  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Ga, V, Ni, Co and Cr are present in insignificant amount and do not show any considerable enrichment in the particular formations (Fig. 6).

On the basis of the above let us conclude that during the emergence and regression which began at the time of deposition of the younger members of the Sarmatian the older Miocene sediments, inclusive of the Tortonian, were partially eroded. Post-epirogenic shoreline shifts can be readily reconstructed to have taken place as shown by the changes in the ratios of the lithological components constituting the sediments of the regressed Sarmatian sea (even on the basis of the boreholes located in the areas of deep burial).

All in all, the author's investigations have shown that the Miocene deposits of the eastern Mecsek Mountains are characterized by a great diversity of lithofacies. Similarly variable are the directions of transportation indicating the intra-Miocene mobility of the geological structure of the territory. The transportation directions have been reconstructed primarily on the basis of observations on detrital minerals. Grouped genetically, the particular representatives of the minerals characteristic of the different rock types re-deposited in the Miocene have been illustrated in Plates XIII—XVI.



**A K-meeseki miocén típusos kőzetmintáinak  
komplex kőzettani vizsgálata**

1–38. melléklet

**Complex petrographical analyses of typical rock  
samples from the eastern Mecsek Mountains' Miocene**

Supplements 1–38

A mintákat gyűjtötte: HÁMOR G.  
Kiértékelő: RAVASZNÉ BARANYAI L.



Vékonyesizotati felvétel

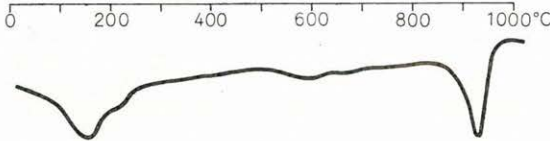
Vékonyesizotat leírása

Nem csiszolható kőzet

DTA-görbe

DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, illit, kalcit



## Makroszkópos közzeteírás

Vörös, finom szemű, kissé érdes tapintású, egyenetlen törésű, kézzel morzsolható, préselt, lemezesen elváló aleurolit. Ásványai közül makroszkóposan csak a többnyire <1 mm muszkovit ismerhető fel. 10%-os sósavval kissé habosan, rövid ideig pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	47,0 db	
II.	40,5	$K_1 = 1,66$
III.	12,5	
IV.	—	
	100,0 db	

Magmás kvarc (rövid prizmaötvvel) is előfordul

Fajsúly:	2,56
Térfogsúly:	2,43
Porozitás:	5,07%
pH ~	7,0

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,96 (d)	3	Mo, Kl	3,175	5	Fp
12,42	1	Mo, Ill	3,093	½	Fp
10,54 (d)	2	Ill	3,019	2	Kalc
9,972	3	Ill	2,920	1	Fp
7,224	} (d)	½ Kl	2,739	1	Ill, Mu, Szer
7,041			½ Kaol	2,684	½
6,651	½	Fp	2,554 (d)	2	Mo, Kl, Ill
6,439	½	Fp	2,485 (d)	2	Kaol
4,929 (d)	½	Ill, Szer, Mu	2,451	½	Q
4,433	2	Mo, Ill, Kl	2,276	1	Q
4,234	2	Q	2,230	½	Q
4,180	½	Goeth	2,120	1	Q
4,004	½	Fp	1,998	½	Ill
3,835	½	Kalc	1,904	½	Kalc
3,743	½	Fp	1,813	½	Q
3,560	} (d)	½ Kaol	1,668	½	Q
3,518			½ Kl	1,539	½
3,450	2	Fp	1,533	½	Kl
3,328	5	Q	1,489 (d)	½	Kaol
3,229	5	Fp			

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Sok kvarc (Q), földpát (Fp), illit (hidrocillámok) (Ill), kevesebb montmorillonit (Mo), kevés kalcit (Kalc), klorit (Kl), kaolinit (Kaol), goethit (Goeth). (Illit–montmorillonit véletlenszerűen kevert rácsszerkezet)



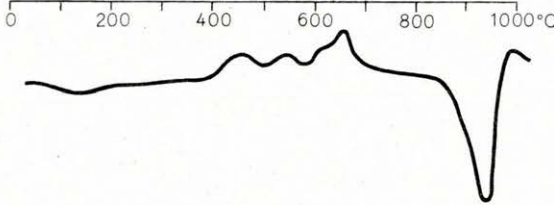
Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
<b>1. Vegyi és biogén eredetű:</b> kalcit és manganokalcit ..... 25,0 dolomit ..... 2,5 pirít ..... 1,0 limonit ..... 1,5 <u>30,0</u>	Vegyi és biogén ..... 30,0 pelit ..... 11,1 kőzetliszt ..... 21,1 homok ..... 37,8 <u>100,0</u>	SiO <sub>2</sub> ..... 52,49 TiO <sub>2</sub> ..... 0,39 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 10,06 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 1,72 FeO ..... 1,02 MnO ..... 1,77 MgO ..... 2,14 CaO ..... 11,36 Na <sub>2</sub> O ..... 0,58 K <sub>2</sub> O ..... 3,09 +H <sub>2</sub> O ..... 0,48 -H <sub>2</sub> O ..... 0,44 CO <sub>2</sub> ..... 11,31 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,12 <u>99,97</u>
<b>2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:</b> illit (szericit) ..... 6,0 klorit ..... 5,0 kaolinit ..... 6,0 <u>17,0</u>	<b>Földtani kifejtődés</b> Folyóvízi üledék	<b>Nyomelemvizsgálat (ppm)</b> Mn 4000                      Co 6 Pb 10                              Sr 400 Ga 2,5                             Ba 250 V 60                                Li 25 Ti 2500                           Cr 25 Ni 40
<b>3. Törmelékes eredetű:</b> kvarc ..... 31,0 kálicföldpát ..... 15,0 albit ..... 4,9 anortit ..... 1,3 magnetit ..... 0,2 titanit-rutil ..... 0,3 apatit ..... 0,2 <u>52,9</u>		
<b>Oldási maradék szemcseösszetétele (%)</b> 0,5 mm felett ..... 8,8 0,2 - 0,5 mm ..... 30,6 0,1 - 0,2 ..... 9,7                      53,1 0,06 - 0,01 ..... 4,0	<b>Mikromineralógiai vizsgálat (db)</b> (az oldási maradék 0,1-0,2 mm átm. frakciója)	
0,02 - 0,06 mm ..... 10,7 0,01 - 0,02 ..... 10,0                      29,5 0,005 - 0,01 ..... 8,8	<b>Nehézasványok:</b> magmás és metamorf: magnetit ..... 8 gránát ..... 1 cirkon ..... 1 epidot ..... 1 augit ..... szór.v. hipersztén ..... 2 amfibol (zöld) ..... szór.v. biotit ..... 46 apatit ..... 4	<b>Könnyűasványok:</b> törmelékes: kvarc ..... 38 kalcedon ..... 1 ortoklász-mikroklin ..... 9 oligoklász ..... 1 muszkovit ..... 1 kvarcit és közettörmelék ..... 14 agyagásványosodott földpát és közettörmelék ..... 36 <u>100</u>
0,002 - 0,005 mm ..... 7,0                      15,3 0,000 - 0,002 ..... 8,3 Oldási maradék = 76,12%	<b>epigén:</b> pirít ..... 23 klorit ..... 3 dolomit ..... 11 <u>100</u>	Mennyiség = 97,0%  Idiomorf kvarc (dihexaéder) is észlelhető. A kálicföldpát erősen mállott
<b>Szemcseösszetételi görbe</b> 	Mennyiség = 3,0%  A biotit gyakori rezorpciós szegéllyel jellemezhető	

Vékonycsiszolati felvétel



53× +N

DTA-görbe



Vékonycsiszolat leírása

Osztályozott szemcséjű meszes homokkő. A terasztrikus törmelék alig koptatott, a szemcsék 0,2–1 mm-esek. Anyaga: kvarc, ortoklász, mikroklín (albit), pertites szételgyedés is megfigyelhető. Ritkábban szanidin, oligoklász, biotit és különféle homokszem nagyságú közettörmelék: szericitpala?, diabáz, trachidolerit, mezozóos mészkő, plagioklász-riolit ártufa. A bázisos magmás törmelék helyén gyakori a kloritképződés. Az ásvány-, ill. közettörmelék szegélyénél piritkiválás figyelhető meg; 20–50 μ-os fészkekbe csoportosuló epigén piritgömböcskék észlelhetők. A cementáló kalcitkristályok nagyobb része is durva szemcséjű: 0,5–0,6 mm-es.

DTA-görbe értelmezése:

pirit, szerves anyag, kalcit

## Makroszkópos közleírás

Szürke, közepsemű, meszes homokkő. Durva tapintású, egyenetlen törésű, kemény, rétegzett kőzet. Szórványosan 1 cm-es kavicsokat tartalmaz. A homokkő makroszkóposan felismerhető törmelékes eredetű anyaga: kvarc, földpát, mészkő–homok, kevés biotit. 10%-os sávval élenken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	23,0 db	K <sub>1</sub> = 1,99 K <sub>2</sub> = 1,97
II.	55,5	
III.	21,0	
IV.	0,5	
100,0 db		

Fajsúly:	2,48
Térfogatsúly:	2,24
Porozitás:	9,60%
pH ~	7,06

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
13,22	½	Kl	3,223	4	Fp
9,949	2	Ill, Szer	3,192	3	Fp
7,081	2	Kl, Kaol	3,027	4	Kalc
4,967	1	Ill, Szer	2,992	6	Manganokalcit
4,754	1	Kl	2,887	1	Dol
4,435	1	Ill, Szer	2,705	1	Pirit (Goeth)
4,254	2	Q	2,568 (d)	2	Ill, Szer, Kl
4,065	1	Fp	2,484	1	Kalc
3,835	1	Kalc	2,456	1	Q
3,785	3	Fp	2,280	1	Kalc, Q
3,659	½	Fp	2,124	1	Q
3,571	1	Kaol	1,992	1	Ill, Szer
3,54	½	Fp	1,817	2	Q
3,490	2	Kl			
3,337	6	Q, Ill			

(d)=diffúz csúcs

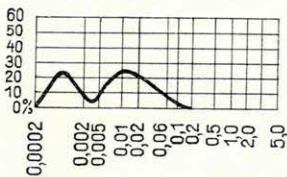
Értelmezés: Sok kvarc (Q), közepes mennyiségű földpát (Fp), kalcit (Kalc), manganokalcit, kevés illit és hidrocillám (Ill), szericit (Szer), igen kevés klorit (Kl), kaolinit (Kaol), dolomit (Dol), pirit (Pirit), goethit (Goeth)

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Közetlani összetétel (%) (eredet és szemmagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
<b>1. Vegyi és biogén eredetű:</b>	Vegyi és biogén ..... 15,1	SiO <sub>2</sub> ..... 58,03
kalcit ..... 8,4	pelit ..... 25,0	TiO <sub>2</sub> ..... 0,35
dolomit ..... 2,8	kőzetliszt ..... 54,8	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 12,43
pirit ..... 0,2	homok ..... 5,1	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 3,78
limonit (goethit) ..... 3,7	..... 100,0	FeO ..... 0,50
..... 15,1		MnO ..... 0,12
<b>2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:</b>	<i>Földtani kifejtődés</i>	MgO ..... 2,06
montmorillonit ..... 30,0	Folyóvízi üledék	CaO ..... 6,61
illit ..... 4,0		Na <sub>2</sub> O ..... 0,60
klorit ..... 1,5		K <sub>2</sub> O ..... 1,57
kaolinit ..... 4,0		+ H <sub>2</sub> O ..... 4,18
..... 39,5		- H <sub>2</sub> O ..... 5,65
<b>3. Törmelékes eredetű:</b>		CO <sub>2</sub> ..... 4,25
kvarc ..... 29,9		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,09
kálicföldpát ..... 7,0		..... 100,22
albit ..... 5,0		
anortit ..... 1,5		<i>Nyomelemvizsgálat (ppm)</i>
rutil-titanit ..... 0,3		Mn 40 Ni 25
apatit ..... 0,2		Pb 16 Sr 400
..... 43,9		Ga 6 Cr 25
		V 15 Ba 40
		Ti 2500 Li 40

## Szemcseösszetétel (%)

0,5 – 1,0 mm	0,0	
0,2 – 0,5	0,0	6,0
0,1 – 0,2	1,0	
0,06 – 0,1	5,0	
<hr/>		
0,02 – 0,06 mm	17,8	
0,01 – 0,02	23,0	64,8
0,005 – 0,01	24,0	
<hr/>		
0,002 – 0,005 mm	5,8	29,6
0,000 – 0,002	23,8	

## Szemcseösszetételei görbe

Mikromineralógiai vizsgálat (db)  
(0,1–0,2 mm átm. frakció)

## Nehézasványok:

magnás és metamorf:	
magnetit	28
gránát	1
cirkon	1
turmalin	1
augit	2
hipersztén	4
*oxiamfibol	2
biotit	28
apatit	3
epigén:	
pirit	9
limonit	8
klorit	5
kalcit	8
	100

\* Lamprobolit

Mennyiség = 3,6%

## Könnyűasványok:

törmelékes:	
kvarc	26
tridimit	szórv.
ortoklász–mikroklin	17
albit	szórv.
oligoklász–andezin	12
muszkovit	3
rekrisztallizált vulkáni üveg	szórv.
kvarcit és közettörmelék	12
agyagásványosodott földpát és közettörmelék	30
	100

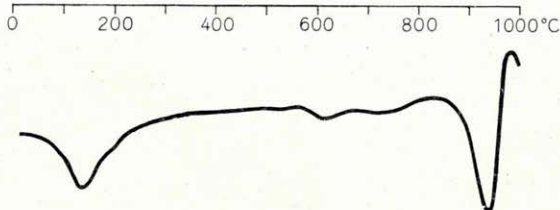
Mennyiség = 96,4%

Vékonycsiszolati felvétel

Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

DTA-görbe

DTA-görbe értelmezése:  
montmorillonit, kalcit

## Makroszkópos közetleírás

Zöldesszürke, finom szemcséjű, kissé érdes tapintású, kézzel morzsolható kőzet, rétegzettség nem észlelhető. Makroszkóposan csak 1 mm > csillámok: muszkovit–biotit, ismerhetők fel. 10%-os sósavval gyengén, kissé habosan pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgáta (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	13,5 db	
II.	47,5	$K_1=2,30$
III.	35,0	$K_2=2,14$
IV.	4,0	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,55  
Térfogsúly: 2,00  
Porozitás: 21,50%  
pH ~ 7,06

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,60 (d)	4	Mo	3,260	1	Fp
10,20	$\frac{1}{2}$	Ill (Szer)	3,221	2	Fp
7,18 (d)	$\frac{1}{2}$	Kl? Kaol	3,035	2	Kalc
4,56	4	Mo	2,900	$\frac{1}{2}$	Dol
4,25	2	Q	2,580	} (d) 3	Mo, Ill
4,17	$\frac{1}{2}$	Goeth	2,543		Kaol, Kl?
4,03	2	Fp	2,282	2	Kalc, Q
3,724	$\frac{1}{2}$	Fp	2,145 (d)	1	Ill (Szer)
3,615	$\frac{1}{2}$	Fp	1,987 (d)	1	Ill (Szer)
3,545 (d)	$\frac{1}{2}$	Kaol, Kl?	1,819	1	Q
3,344	4	Q			

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q), montmorillonit (Mo), kevés illit (Ill), szericit (Szer), földpát (Fp), goethit (Goeth), kalcit (Kalc), igen kevés dolomit (Dol) és kaolinit (Kaol), klorit (Kl)?



(72,0—76,6 m)

4. melléklet

Vékonycsiszolati felvétel

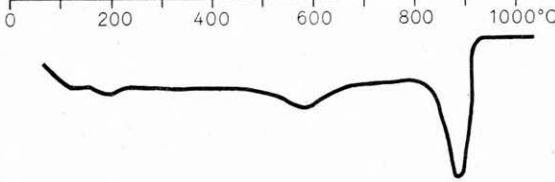
Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

DTA-görbe

DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, illit, kalcit



## Makroszkópos kőzettelírás

Zöldesszürke, közepes keménységű, rétegzetlen, érdes tapintású, kevésbé osztályozott szemcseösszetételű, egyenetlen törésű kőzet. Kevés 3–4 mm átm. kavicsot (kvarc-, mészkő-) tartalmaz. Makroszkóposan a durva homok frakcióban is képviselt kvarc, vörös földpát és tized mm-es nagyságú kis mennyiségű biotit és muszkovit ismerhető fel. 10%-os sósavval gyengén pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptalottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	20,0 db	
II.	51,5	$K_1=2,11$
III.	26,0	$K_2=2,01$
IV.	2,5	
	100,0 db	

Idiomorf kvarckristályok (prizmaösvvel) észlelhetők

Fajsúly:	2,53
Térfogsúly:	2,19
Porozitás:	13,43%
pH ~	6,33

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,38	} (d) 4	Kl, Mo	2,987	1	Al
14,69			2,890	½	Dol
10,54	1	Bi, Ill	2,538 (d)	1	Mo, Ill
9,94	1	Mu, Szer, Ill	2,485	1	Kalc
7,125	½	Kaol, Kl	2,332	½	Kaol
5,057	½	Ill	2,277	1	Q, Kalc, J
4,462	2	Mo, Ill	2,229	1	Q, Al
4,351	2	Kaol	2,172	½	Dol
4,242	2	Q	2,081	1	Kalc
4,180	½	Goeth	1,977	1	Ill, Szer
3,830	½	Kalc	1,904	1	Kalc
3,774	½	Fp	1,868	1	Kalc
3,638	½	Fp	1,815	1	Q
3,549 (d)	½	Kaol, Kl	1,664	½	Q
3,333	5	Q, Ill	1,619	½	Kalc
3,230	3	Fp	1,600	1	Mo, Ill
3,182	2	Fp	1,539	½	Q
3,086	½	J	1,530	½	Kl
3,023	3	Kalc	1,492	½	Kaol

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q), földpát (Fp), kalcit (Kalc), montmorillonit (Mo), kevés hidrocillám, illit (Ill), szericit (Szer), biotit (Bi)?, igen kevés klorit (Kl), kaolinít (Kaol), nyomokban goethit (Goeth), jarozit (J), alunít (Al)?



## Vékonycsiszolati felvétel

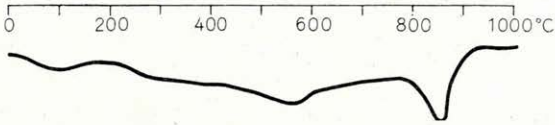
## Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

## DTA-görbe

## DTA-görbe értelmezése:

illit, kalcit



## Makroszkópos közleleírás

Zöldesszürke—vörösbarna foltos kavicsos—homokos, törmelékes kőzet. A kavicsok nagysága <2 cm, anyaga kvarc, földpát, mészkő. A kőzet rétegtelen, kézzel morzsolható, érdes tapintású; 10%-os sósavval gyengén pezseg

## Az oldási maradék

0,1—0,2 mm átm. frakciójának koaptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	32,5 db	$K_1 = 1,80$
II.	55,0	
III.	12,5	
IV.	—	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,57

Térfogatsúly: 2,48

Porozitás: 3,50%

pH ~ 6,33

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,76	} (d) 2	Mo	2,906 (d)	1/2	Dol
14,06			2,560	1	Mo, Ill
9,994	1	Ill	2,526	1	Kaol, Kl
7,132 (d)	1/2	Kaol, Kl?	2,499	1/2	Kalc
6,439	2	Fp	2,481	1	Kaol
5,793	1/2	Fp	2,446	1/2	Q
4,984	1/2	Fp	2,365	1/2	Ill
4,488	1	Mo, Ill	2,231	1/2	Q
4,349	1/2	Kaol	2,153	1	Q
4,236	2	Q	2,122	1/2	Q
4,015	1/2	Fp	2,083	1/2	Kalc
3,957	1/2	Fp	1,975	1/2	Q, Ill
3,830	1/2	Fp, Kalc	1,922	1/2	Kalc
3,754	1	Fp	1,904	1/2	Kalc
3,686	1	Fp	1,867	1/2	Kalc
3,659	1	Fp	1,815	1/2	Q
3,575	1/2	Kaol	1,803	1	Q
3,459 (d)	1	Fp, Kl?	1,668	1	Mo, Q
3,330	5	Q, Ill	1,562	1/2	Kl
3,233	6	Fp	1,539	1	Q
3,178	4	Fp	1,499	1/2	Ill
3,030	2	Kalc			

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Uralkodó mennyiségű kvarc (Q) és földpát (Fp), kevés kaolinit (Kaol), montmorillonit (Mo), illit (Ill), kalcit (Kalc), kevés klorit (Kl)? és dolomit (Dol)



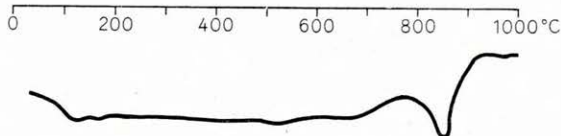


## Vékonycsiszolati felvétel

## Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

## DTA-görbe

DTA-görbe értelmezése:  
montmorillonit, illit, kalcit

## Makroszkópos közzeleírás

Vörösbarna, finom szemcséjű, érdes tapintású, közepes keménységű, egyenetlen törésű rétegzetlen kőzet. Makroszkóposan kevés muszkovit észlelhető. 10%-os sósavval rövid ideig élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	30,5 db	K <sub>1</sub> =1,85
II.	54,5	
III.	15,0	
IV.	—	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,47

Térfogsúly: 2,27

Porozitás: 8,09%

pH ~ 7,06

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
14,86 (d)	3	Mo	3,178	3	Fp
9,961 (d)	2	Ill	3,025	2	Kalc
7,180	½	Kl, Kaol	2,922	1	Fp
4,995	½	Ill	2,696	½	Goeth
4,493 (d)	2	Mo, Ill, Kl	2,553 (d)	2	Mo, Ill, Kl
4,246	2	Q	2,278	1	Kalc, Q
4,179	1	Goeth	2,126	½	Q
4,022	½	Fp	1,980	½	Ill
3,668	½	Fp	1,907	½	Kalc
3,57	½	Kaol	1,868	½	Kalc
3,532	½	Kl	1,817	1	Q
3,340	4	Q	1,671 (d)	½	Ill
3,287	2	Fp	1,539 (d)	1	Q, Kl
3,237	3	Fp	1,501 (d)	1	Kaol

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q), földpát (Fp), montmorillonit (Mo), kevés illit–hidrocsillám (Ill), kevés kalcit (Kalc), igen kevés klorit (Kl), kaolinit (Kaol) és goethit (Goeth)

## Szászvár 8. sz. fúrás

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
<b>1. Vegyi és biogén eredetű:</b> kalcit ..... 54,0 limonit (goethit) ..... 2,3 <u>56,3</u>	Vegyi és biogén ..... 56,3 pelit ..... 7,5 közetliszt ..... 27,8 homok ..... 8,4 <u>100,0</u>	SiO <sub>2</sub> ..... 27,19 TiO <sub>2</sub> ..... 0,46 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 7,84 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 2,49 FeO ..... 0,26 MnO ..... 0,13 MgO ..... 1,02 CaO ..... 31,08 Na <sub>2</sub> O ..... 0,54 K <sub>2</sub> O ..... 1,43 +H <sub>2</sub> O ..... 3,26 -H <sub>2</sub> O ..... 1,49 CO <sub>2</sub> ..... 22,93 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,33 <u>100,45</u>
<b>2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:</b> illit—hidromuskovit ..... 10,6 klorit ..... 3,2 <u>13,8</u>	Földtani kifejlődés Folyóvízi üledék	Nyomelemtvizsgálat (ppm) Mn 2000 Co — Pb 10 Sr 160 Ga 2,5 Cr 8 V 5 Ba 130 Ti 1000 Li 16 Ni 4
<b>3. Törmelékes eredetű:</b> kvarc ..... 13,5 káliciföldpát ..... 5,0 albit ..... 4,6 anortit ..... 1,6 muszkovit—szericit ..... 1,0 magnetit ..... 0,1 rutil—titanit ..... 0,5 apatit ..... 0,6 <u>26,9</u>		
<b>Oldási maradék szemcseösszetétele (%)</b> 0,5 —1,0 mm ..... 5,0 0,2 —0,5 ..... 6,0 ..... 19,4 0,1 —0,2 ..... 5,8 0,006—0,1 ..... 2,6 ----- 0,02 —0,06 mm ..... 23,5 0,01 —0,02 ..... 21,9 ..... 64,0 0,005—0,01 ..... 18,6 ----- 0,002—0,005 mm ..... 6,9 ..... 17,3 0,000—0,002 ..... 10,4 Oldási maradék=41,97%	<b>Mikromineralógiai vizsgálat (db)</b> (az oldási maradék 0,1—0,2 mm átm. frakciója) Nehézasványok: magmás: magnetit ..... 6 cirkon ..... 1 titanit ..... 5 epidot ..... 1 hipersztén ..... 2 amfibol (zöld) ..... 2 biotit (kloritosodó biotit) ..... 65 apatit ..... 3 epigén: limonit ..... 15 <u>100</u> Mennyiség=0,48 A biotit nagymértékben mállott, fakult. Az amfibol kioltási <math>\leq e 10-14^\circ</math>	Könnyűasványok: törmelékes: kvarc ..... 61 ortoklász—mikroklin ..... 4 oligoklász ..... 3 muszkovit ..... szór.v. kvarcit és közettörmelék ..... 9 agyagásványosodott földpát és közettörmelék ..... 23 <u>100</u> Mennyiség=99,52%
<b>Szemcseösszetéleteli görbe</b> 		

Alsóhélvéti (terresztrikus összetétel, felső tagozat), erősen meszes aleurolit

(156,9—157,3 m)

7. melléklet

Vékonycsiszolati felvétel

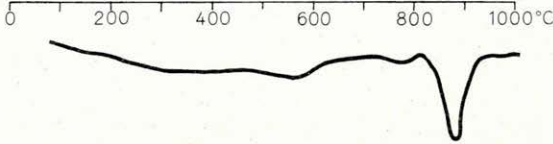
Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

DTA-görbe

DTA-görbe értelmezése:

illit, kalcit



## Makroszkópos kőzeteírás

Vörösbarna, világosszürke foltos finom szemcséjű kőzet, kézzel morzsolható, kissé préselt, rétegzettség nem észlelhető, szórványosan alig koptatott sötétszürke mészkőkavicsot tartalmaz. 10%-os sósavval rövid ideig élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	14,0 db	
II.	59,5	$K_1=2,13$
III.	26,5	
IV.	—	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,67

Térfogsúly: 2,39

Porozitás: 10,48 %

pH ~ 7,06

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
9,927 (d)	2	III	3,233	1	Fp
7,080	1	Kl	3,188	½	Fp
4,978	1	III	3,025	7	Kalc
4,566	1	III	2,827	½	Kalc
4,252	1	Q	2,485	2	Kalc
4,177	½	Goeth	2,276	2	Q, Kalc
3,837	2	Kalc	2,085	2	Kalc
3,668	½	Fp	1,905	2	Kalc
3,52 (d)	½	Kl	1,868	2	Kalc
3,460	½	Fp	1,813	½	Q
3,335	3	Q, III			

(d)=diffúz csúc

Értelmezés: Sok kalcit (Kalc) közepes mennyiségű kvarc (Q), kevés földpát (Fp), igen kevés goethit (Goeth), klorit (Kl)

## Szászvár 8. sz. fúrás

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Közetlani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
1. Vegyi és biogén eredetű:	Vegyi és biogén ..... 4,1	SiO <sub>2</sub> ..... 64,45
kalcit ..... 0,2	pelit ..... 35,4	TiO <sub>2</sub> ..... 0,98
limonit (goethit) ..... 3,9	közetliszt ..... 49,0	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 14,20
4,1	homok ..... 11,5	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 4,94
	100,0	FeO ..... 0,35
2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:	Földtani kifejtődés	MnO ..... ny
montmorillonit ..... 34,0	Folyóvízi üledék	MgO ..... 0,50
illit ..... 5,2		CaO ..... 1,05
kaolinit ..... 2,0		Na <sub>2</sub> O ..... 1,29
41,2		K <sub>2</sub> O ..... 2,39
3. Törmelékes eredetű:		+ H <sub>2</sub> O ..... 4,59
kvarc ..... 26,0		- H <sub>2</sub> O ..... 4,96
kálföldpát ..... 11,8		CO <sub>2</sub> ..... 0,13
albit ..... 11,0		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,03
anortit ..... 3,6		99,86
rutil-titanit ..... 1,0		
magnetit ..... 1,2		
54,6		
		Nyomelemvizsgálat (ppm)
		Mn 200 Co -
		Pb 5 Sr 10
		Ga 2,5 Cr 6
		V 10 Ba 25
		Ti 2500 Li 16
		Ni 3

## Szemcseösszetétel (%)

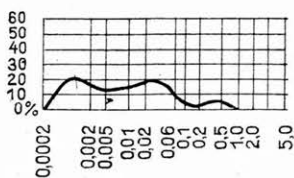
0,5 - 1,0 mm	2,2	
0,2 - 0,5	3,7	11,9
0,1 - 0,2	1,1	
0,06 - 0,1	4,9	

0,02 - 0,06 mm	18,0	
0,01 - 0,02	16,9	50,7
0,005 - 0,01	15,8	

0,002 - 0,005 mm	16,6	36,6
0,000 - 0,002	20,0	

Oidási maradék = 90,89%

## Szemcseösszetéleti görbe

Mikromineralógiai vizsgálat (db)  
(0,1-0,2 mm átm. frakció)

Nehézasványok:	Könnyűasványok:
magmás és metamorf:	törmelékes:
magnetit ..... 77	kvarc ..... 37
cirkon ..... 1	ortoklász-mikroclin ..... 12
gránát ..... szórv.	oligoklász ..... 10
disztén ..... szórv.	kvarcit és közettörmelék ..... 8
titanit ..... 2	agyagásványosodott földpát és közettörmelék ..... 33
turmalin ..... szórv.	100
barna amfibol ..... 2	Mennyiség: 98,53%
biotit (kloritosodó biotit) .... 9	Idiomorf kvarckristály is észlelhető (plagioklász-riolit ártufából)
apatit ..... 2	
epigén:	
limonit ..... 7	
kalcit ..... szórv.	
100	
Mennyiség: 1,47%	

A biotit fakult, zöld, kloritosodott.  
A gránát zárványmentes

(172,4—173,0 m)

8. melléklet

## Vékonycsiszolati felvétel

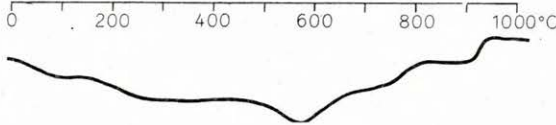
## Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

## DTA-görbe

DTA-görbe értelmezése:

illit, montmorillonit



## Makroszkópos kőzeteírás

Zöldesszürke, halványvörös foltos finom szemcséjű, kissé érdes tapintású, kézzel morzsolható, rétegzetlen, gyengén préselt kőzet. Makroszkóposan kevés biotit, <1 mm  $\varnothing$  észlelhető. 10%-os sósavval nem pezseg

A 0,1—0,2 mm átm. frakció koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	22,0 db	
II.	41,0	$K_1=2,17$
III.	35,0	$K_2=2,09$
IV.	2,0	
100,0 db		

(Alig koptatott idiomorf kvarckristály — prizma-  
övvel — és kvarc dihexaéder észlelhető)

Fajsúly:	2,45
Térfogatsúly:	2,18
Porozitás:	11,02%
pH ~	7,6

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,36	} (d) 4	Mo	3,340	5	Q, III
10,82		Mo, III	3,215 (d)	2	Fp
9,861		III	2,558	} (d) 3	Mo, III, Kaol
7,172 (d)	$\frac{1}{2}$	Kaol	2,519		
5,012	$\frac{1}{2}$	III	2,451	1	Q
4,457	3	Mo, III, Kaol	2,280	1	Q
4,250	2	Q	2,126	1	Q
4,180	$\frac{1}{2}$	Goeth	1,977	1	III
3,756	} (d) $\frac{1}{2}$	Fp	1,815	1	Q
3,715			1,659	$\frac{1}{2}$	Kaol
3,580	$\frac{1}{2}$	Kaol			

(d) = diffúz csúcs

**Értelmezés:** Közepes mennyiségű montmorillonit (Mo) és kvarc (Q), kevesebb erősen bontott földpát (Fp), kevés hidromuskovit (illit—szericit) (III), igen kevés kaolinit (Kaol) és goethit (Goeth). (Montmorillonit—illit véletlenszerűen kevert rácserkezet)



(256,1—256,6 m)

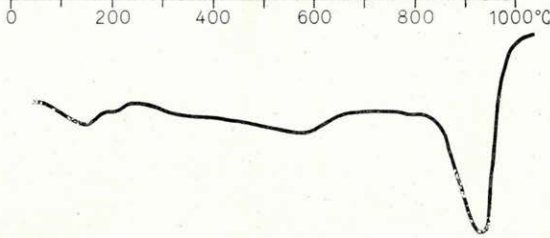
9. melléklet

## Vékonycsiszolati felvétel

## Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

## DTA-görbe



## DTA-görbe értelmezése:

kalcit, illit, montmorillonit

## Makroszkópos közleírás

Zöldesszürke, vörösbarna foltos, finom szemcséjű kőzet, helyenként kevésbé koptatott, max 2 mm-es törmelékot tartalmaz. A kőzet érdes tapintású, közepes keménységű, rétegzettség nem észlelhető. Makroszkóposan felismerhető ásványa a csekély mennyiségű biotit és muszkovit. 10%-os sósavval rövid ideig pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatlansági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	12,5 db	
II.	54,5	$K_1=2,23$
III.	31,0	$K_2=2,15$
IV.	2,0	
	100,0 db	

Alig koptatott idiomorf kvarckristály (fejlett prizma-övével) és kvarc dihexaéder észlelhető

Fajsúly:	2,55
Térfogatsúly:	2,49
Porozitás:	2,36%
pH ~	7,06

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
13,42	$\frac{1}{2}$	Mo, Kl	3,226	1	Fp
9,795	$\frac{1}{2}$	Ill	3,175	1	Fp
7,140 (d)	$\frac{1}{2}$	Kaol, Kl	3,024	5	Kalc
4,918	$\frac{1}{2}$	Ill	2,920	$\frac{1}{2}$	Fp
4,455	$\frac{1}{2}$	Ill, Kl	2,651	$\frac{1}{2}$	Goeth
4,226	2	Q	2,550	1	Mo, Kl, Kaol, Ill
4,180	$\frac{1}{2}$	Goeth			
3,822	1	Kalc	2,477	1	Kalc
3,750	$\frac{1}{2}$	Fp	2,271	2	Q, Kalc
3,653	$\frac{1}{2}$	Fp	2,120	$\frac{1}{2}$	Q
3,547	$\frac{1}{2}$	Kaol	2,082	1	Kalc
3,527	$\frac{1}{2}$	Kl	1,972 (d)	$\frac{1}{2}$	Kalc, Ill
3,328	4	Q, Ill			

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q) és kalcit (Kalc), kevés földpát (Fp), kevés montmorillonit (Mo), illit (Ill), igen kevés klorit (Kl) és kaolinit (Kaol). Csekély mennyiségű goethit (Goeth)



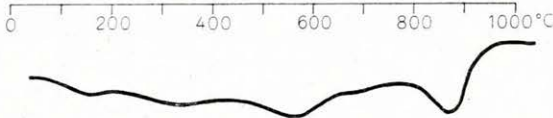


## Vékonyesizolati felvétel

## Vékonyesizolat leírása

Nem csiszolható kőzet

## DTA-görbe

DTA-görbe értelmezése:  
montmorillonit, kalcit

## Makroszkópos közelírás

Barna kőzetlisztes homokkő. A kőzet érdes tapintású, kézzel morzsolható, rétegzettség nem észlelhető. Makroszkóposan kvarc, földpát, kevés muszkovit ismerhető fel. 10%-os sósavval igen gyengén pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	9,5 db	
II.	54,5	$K_1 = 2,29$
III.	34,0	$K_2 = 2,21$
IV.	2,0	
	<u>100,0 db</u>	

(Alig koptatott kvarc dibexaéder és fejlett prizma-övel rendelkező idiomorf kvarckristály észlelhető)

Fajsúly:	2,62
Térfogsúly:	2,44
Porozitás:	6,87%
pH ~	7,06

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,06 (d)	3	Mo	2,637	} (d) 2	Mo
9,924	1	Kl, Ill	2,56		
7,178 (d)	$\frac{1}{2}$	Kaol	2,483	$\frac{1}{2}$	Kalc
6,420	1	Fp	2,451	1	Q
4,451	3	Mo, Kaol	2,277	2	Kalc, Q
4,242	2	Q	2,129	1	Q
4,179	1	Goeth	1,978	1	Ill
4,118	$\frac{1}{2}$	Fp	1,923	$\frac{1}{2}$	Kalc
3,759	$\frac{1}{2}$	Fp	1,908	$\frac{1}{2}$	Goeth
3,567	$\frac{1}{2}$	Kaol	1,869	1	Kalc
3,332	6	Q	1,813	1	Q
3,213	6	Fp	1,668	$\frac{1}{2}$	Q
3,118	$\frac{1}{2}$	Fp	1,538	2	Q, Kalc
3,029	4	Kalc, Fp	1,493 (d)	$\frac{1}{2}$	Mo, Kaol
2,749	$\frac{1}{2}$	Fp	1,450 (d)	$\frac{1}{2}$	Q, Kalc
2,699	2	Goeth			

(d) = diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q) és földpát (Fp), kevesebb kalcit (Kalc), kevés montmorillonit (Mo), igen kevés kaolinit (Kaol). Jól észlelhető mennyiségű goethit (Goeth)

## Szászvár 8. sz. fúrás

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
<b>1. Vegyi és biogén eredetű:</b> kalcit ..... 16,0 dolomit ..... 0,5 limonit (goethit) ..... 2,5 <u>19,0</u>	Vegyi és biogén ..... 19,0 pelit ..... 22,3 közetliszt ..... 38,4 homok ..... 20,3 <u>100,0</u>	SiO <sub>2</sub> ..... 54,22 TiO <sub>2</sub> ..... 1,00 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 11,13 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 3,08 FeO ..... 0,70 MnO ..... 0,05 MgO ..... 2,77 CaO ..... 9,84 Na <sub>2</sub> O ..... 0,76 K <sub>2</sub> O ..... 1,99 + H <sub>2</sub> O ..... 4,58 - H <sub>2</sub> O ..... 2,61 CO <sub>2</sub> ..... 7,31 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,20 <u>100,24</u>
<b>2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:</b> montmorillonit ..... 15,0 illit ..... 8,0 klorit ..... 6,4 kaolinit ..... 5,0 <u>34,4</u>	<i>Földtani kifejlődés</i> Folyóvízi üledék	Nyomelemvizsgálat (ppm)
<b>3. Törmelékes eredetű:</b> kvarc ..... 27,5 kálicföldpát ..... 9,0 albit ..... 6,0 anortit ..... 1,8 magnetit ..... 0,5 rutil-titanit ..... 1,0 apatit ..... 0,4 <u>46,2</u>		Mn 400 Co 5 Pb 6 Sr 130 Ga 6 Cr 8 V 13 Ba 250 Ti 3000 Li 30 Ni 4
<i>Oldási maradék szemcseösszetétele (%)</i>	<i>Mikromineralógiai vizsgálat (db)</i> (az oldási maradék 0,1–0,2 mm átm. frakciója)	
0,5 – 1,0 mm ..... 0,0 0,2 – 0,5 ..... 6,8 ..... 24,9 0,1 – 0,2 ..... 4,4 0,06–0,1 ..... 13,7	Nehézasványok:	Könnyűasványok:
0,02 – 0,06 mm ..... 19,3 0,01 – 0,02 ..... 14,1 ..... 47,1 0,005–0,01 ..... 13,7	magmás: magnetit ..... 52 gránát ..... 1 titanit ..... 1 epidot ..... 1 amfibol (zöld) ..... 1 * oxiamfibol ..... 3 biotit (kloritosodó biotit) ..... 8 klorit ..... 2 apatit ..... 15	törmelékes: kvarc ..... 49 ortoklász–mikroklín ..... 8 oligoklász ..... 1 kvarcit és közettörmelék ..... 17 agyagásványosodott földpát és közettörmelék ..... 25 <u>100</u>
0,002–0,005 mm ..... 12,2 ..... 27,3 0,000–0,002 ..... 15,1	epigén: limonit ..... 16 <u>100</u>	Mennyiség=99,42%
Oldási maradék=76,60%	* lamprobolit Mennyiség=0,58%	
<i>Szemcseösszetételei görbe</i>		

(268,1—268,5 m)

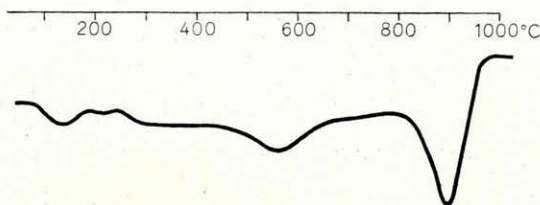
11. melléklet

Vékonycsiszolati felvétel

Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

DTA-görbe



DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, illit, kalcit

## Makroszkópos kőzettelírás

Barnásvörös, zöldesszürke foltos, kissé érdes tapintású, közepes keménységű, finom szemcséjű kőzet, réteg-zettség nem észlelhető. Makroszkóposan kevés biotit <1 mm Ø ismerhető fel. 10%-os sósavval gyengén pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	9 db	
II.	45	$K_1=2,41$
III.	42	$K_2=2,25$
IV.	4	
	100 db	

(Alig koptatott kvarc dihexaéderek észlelhetők)

Fajsúly:	2,57
Térfogatsúly:	2,26
Porozitás:	12,06%
pH ~	7,06

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

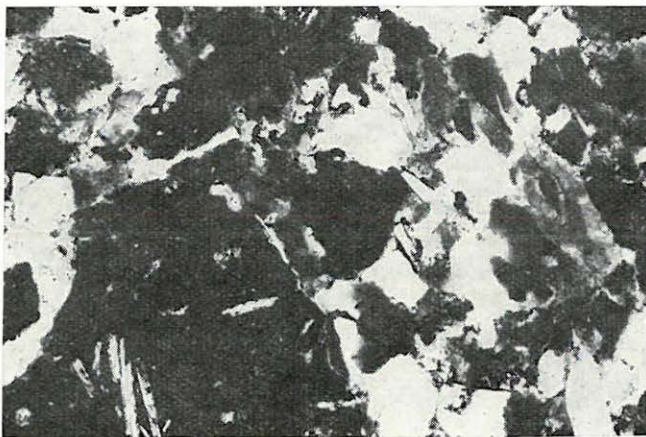
$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,44 (d)	2	Mo, Kl	3,022	3	Kalc
9,839	1	Ill (Bi), Szer	2,895	½	Dol
7,149 (d)	½	Kaol, Kl	2,575	} (d) 2	Kaol, Ill, Mo, Kl
6,458	½	Fp	2,540		
4,967	½	Ill	2,484	1	Kalc
4,455	2	Mo, Ill	2,453	1	Q
4,392	1	Kaol	2,279	2	Kalc, Q
4,234	2	Q	1,973	½	Ill
3,969	½	Fp	1,907	1	Fp
3,835	1	Kalc	1,870	1	Kalc
3,653	½	Fp	1,815	2	Fp
3,567	½	Kaol	1,669	} (d) 1	Ill
3,520	½	Kl	1,658		
3,443	½	Fp	1,600	½	Kalc, Fp
3,330	5	Q	1,539	2	Fp
3,238	4	Fp	1,520 (d)	½	Kl
3,219	3	Fp	1,497 (d)	½	Kaol
3,181	2	Fp			

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Sok kvarc (Q) és földpát (Fp), közepes mennyiségű kalcit (Kalc), kevesebb montmorillonit (Mo), kevés illit (Ill), kaolinit (Kaol), klorit (Kl), nyomokban dolomit (Dol)

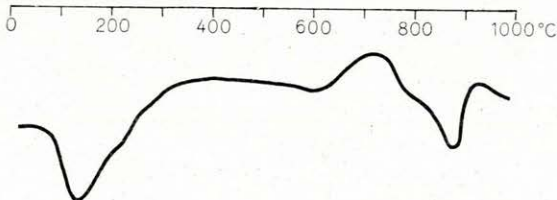


## Vékonyesizotati felvétel



87 × || N

## DTA-görbe



## Vékonyesizotati leírása

A kőzetet uralkodó részben vulkáni kőzet (trachidolerit) homokszem nagyságú törmeleke és ásványai építik fel. A közettörmelék <2 mm-es. Az ásványok — főleg intermedier plagioklászok — <0,3 mm-esek. Az effuzív magmás eredetű ásványok mellett kevés, többnyire hullámos kioltású kvarc észlelhető. Az ásványokat és a közettörmeleket a színes elegyrészek és a vulkáni alapanyag lebontásával allotigén—epigén módon képződött szálás—rostos—sugaras nontronit és a körkörösén sugaras, eleven zöld szeladonit, a mállás folyamán kiváló vas, csekély mennyiségű kalcedon és kalcit cementálja. Kisebb mennyiségű glaukonit is megfigyelhető. A kevés, max 200 $\mu$ -os kalcit és a limonit az epigén ásványokat képviseli

## DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, kalcit

## Makroszkópos közzelleírás

Sötétbarna színű, finom és durvább szemcséjű anyag váltakozását tükrözően sávozott, egyenetlen törésű, kézzel nehezen morzsolható, érdes tapintású kőzet. Fauna héjtörredéket és kőszénzárványokat tartalmaz. Makroszkóposan a durvább szemcséjű sávokban földpát ismerhető fel. 10%-os sósavval alig észlelhetően pezseg

Fajsúly: 2,71  
Térfogatsúly: 2,09  
Porozitás: 5,97%  
pH ~ 6,3

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
14,52	6	Mo, No, Kl	3,183	3	Fp
9,81	1/2	Gl	3,137	1/2	Fp
7,155	1	Kl	3,09	1	Gl
7,032	1	Kl	3,03	1	Kalc
6,439	1	Fp	2,904 (d)	1	Ank, Dol
4,849	1/2	Kalc	2,848	1/2	Gl
4,570	1/2	No	2,804	1/2	Szid
4,480	1/2	Gl, Mo	2,668	1/2	Q, Gl
4,234	1	Q	2,575	1	Gl
4,180	1/2	Goeth	2,519	1	Mo, No
4,033	1	Fp	2,421	1/2	Gl
3,955	1/2	Szid	2,230	1/2	Q
3,759	2	Fp	2,188	1/2	Gl
3,671	1/2	Gl	2,162	1	Mo, No
3,641	2	Fp	2,143	2	Gl
3,511	1/2	Kl	1,987	1	Q, Gl
3,343	2	Q	1,836	1/2	Gl
3,320	2	Gl	1,819	1/2	Q
3,273	1/2	Fp	1,71	1	Gl
3,236	4	Fp	1,665	1	Gl
3,208	6	Fp	1,536	1	Kl, No

(d) = diffúz csücs

Értelmezés: Sok montmorillonit (nontronit) (Mo, No), sok földpát (Fp), kevés glaukonit (Gl), klorit (Kl), igen kevés kvarc (Q), kalcit (Kalc), ankerit (Ank), sziderit (Szid), goethit (Goeth)



(14,0—14,5 m)

13. melléklet

## Vékonycsiszolati felvétel



27,5 × || N

DTA-görbe

## Vékonycsiszolat leírása

Durva szemcséjű biogén mészkő: az egykori fauna helyét 200  $\mu$  körüli, a cementáló anyagnál nagyobb kalcitkristályok jelzik. A vékonycsiszolatban egyéb allotigén vagy autigén ásvány nem észlelhető

DTA-görbe értelmezése:

## Makroszkópos közleírás

Sárgásbarna színű, durva tapintású, üreges szövétű, kemény, egyenetlen törésű, biogén mészkő. Rétegzettség nem észlelhető. 10%-os sósavval élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	13,0 db	
II.	50,0	$K_1=2,29$
III.	32,0	$K_2=2,09$
IV.	5,0	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,99  
Térfogsúly: 2,50  
Porozitás: 16,38%

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai  
(oldási maradék)

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.	
15,80	} (d) 2	Mo, Kl	3,58	1	Kaol	
14,18			3,53	1	Kl	
9,31	1	Ill?	3,34	5	Q, Ill	
7,20	2	Kl, Kaol	3,24	2	Fp	
6,44	1	Fp	3,18	1	Fp	
6,30	1	Fp	3,13	1	Fp	
5,89	1	Fp	2,691	2	Hem	
4,63	1	Fp	2,571	} (d) 3	Ill	
4,48	} (d) 3	Mo, Ill	2,553		2	Mo, Kl
4,42			2,443		2	Q
4,25	2	Q	2,281	1	Q	
4,16	4	Goeth				

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Sok kvarc (Q), közepes goethit (Goeth), kevesebb illit (Ill), földpát (Fp), montmorillonit (Mo), hematit (Hem), igen bizonytalan egy kevés klorit (Kl) és kaolinit (Kaol)



## Pusztakisfalú IV. sz. fúrás

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemmagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
<b>1. Vegyi és biogén eredetű:</b> kalcit ..... 38,0 goethit ..... 0,5 pirit ..... 0,5 ..... 39,0	Vegyi és biogén ..... 39,0 pelit ..... 25,8 közetliszt ..... 35,2 homok ..... 0,0 ..... 100,0  <b>Földtani kifejlődés</b> Lagunaképződmény	SiO <sub>2</sub> ..... 33,39 TiO <sub>2</sub> ..... 0,46 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 10,12 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 1,34 FeO ..... 2,58 MnO ..... 0,05 MgO ..... 2,72 CaO ..... 20,80 Na <sub>2</sub> O ..... 0,18 K <sub>2</sub> O ..... 1,27 + H <sub>2</sub> O ..... 7,42 - H <sub>2</sub> O ..... 1,88 CO <sub>2</sub> ..... 17,29 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,17 S ..... 0,28 ..... 99,95
<b>2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:</b> montmorillonit ..... 4,0 illit ..... 26,0 klorit ..... 10,0 ..... 40,0		
<b>3. Törmelékes eredetű:</b> kvarc ..... 13,8 muszkovit ..... 1,0 kálföldpát ..... 0,2 albit ..... 1,5 anortit ..... 0,4 biotit ..... 0,5 rutil-titanit ..... 0,5 apatit ..... 0,3 ..... 18,2		
		<b>Nyomelemvizsgálat (ppm)</b> Mn 1600    Ti 6000    Ba 400 Pb 60      Ni 60      Li 25 Ga 16      Co 2,5 Sn 10      Sr 1000 V 60       Cr 100
<b>Oldási maradék szemcseösszetétele (%)</b> 0,5 - 1,0 mm ..... 0,0 0,2 - 0,5 ..... 0,0 0,1 - 0,2 ..... 0,0 0,06 - 0,1 ..... 0,0 ..... 0,02 - 0,06 mm ..... 9,3 0,01 - 0,02 ..... 20,6 0,005 - 0,01 ..... 27,4 ..... 0,002 - 0,005 mm ..... 31,5 0,000 - 0,002 ..... 10,4 ..... Oldási maradék = 55,60%	<b>Mikromineralógiai vizsgálat (db)</b> (az oldási maradék 0,1-0,2 mm átm. frakciója)  <b>Nehézasványok:</b> magmás és metamorf: magnetit ..... 5 titanit ..... 7 biotit ..... 42 kloritosodó biotit ..... 26 apatit ..... 4  epigén: pirit ..... 16 ..... 100  Mennyiség: 2,3%	<b>Könnyűasványok:</b> törmelékes: kvarc ..... 67 kvarcit ..... 7 ortoklász ..... 1 mikroklin ..... 3 oligoklász ..... 7 muszkovit ..... 1 horzsakő ..... szórv. *kőzettörmelék ..... 2 **kovával cementált agyagásványszemcse ..... 10  autigén: kalcedon ..... 2 ..... 100  Mennyiség: 97,7%
<b>Szemcseösszetételei görbe</b> 		
		<b>Megjegyzés:</b> a biotit gyakran fakult (zöldesbarna, zöld), rezorbeált szegélyű. A pirit finom kristályhalmazokat vagy konkrécióhalmazokat alkot, gyakran kéregzéként jelenik meg * gránit és kvarcporfir ** földpát, biotit és kőzettörmelék mállásával képződtek

(60,0—62,5 m)

14. melléklet

Vékonycsiszolati felvétel

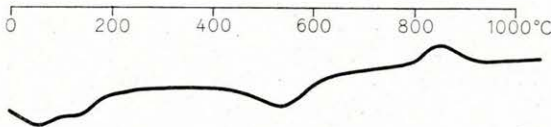
Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

DT A-görbe

DT A-görbe értelmezése:

illit



## Makroszkópos kőzettelírás

Szürke, érdes tapintású, körömmel karcolható, egyenetlen törésű, jól rétegzett, finom szemcséjű kőzet. A kőzetben makroszkóposan kevés muszkovit ismerhető fel. Gyakoriak az Ostracodák, szórványosan halpikkely is észlelhető. 10%-os sósavval élénken, habosan pezseg

## Az oldási maradék

0,1—0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	63,5 db	$K_1 = 1,38$
II.	35,0	
III.	1,5	
IV.	—	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,41  
Térfogsúly: 1,42  
Porozitás: 41,17%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

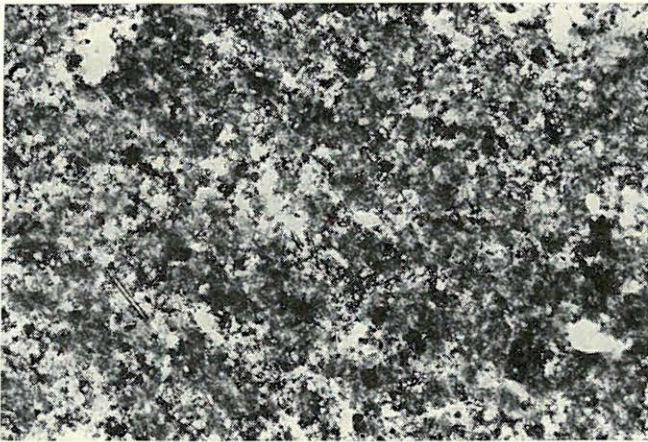
$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,52	2	Kl (Mo)	3,62	$\frac{1}{2}$	Fp
10,00	} (d) 3	Ill (Mo)	3,53 (d)	$\frac{1}{2}$	Kl
9,81			3,34	5	Q, Ill, Mu
7,16	1	Kl	3,23	$\frac{1}{2}$	Fp
5,21	1	Mu, Szer	3,02	6	Kalc
4,48	} (d) 4	Ill (Mu)	2,94	$\frac{1}{2}$	Fp
4,44			2,87	$\frac{1}{2}$	Fp
4,24	2	Q	2,821	3	Ill, Mu
3,83	2	Kalc	2,564	2	Ill

(d)= diffúz csúcs

Értelmezés: Igen sok kalcit (Kalc), sok kvarc (Q), kevés illit (Ill), igen kevés klorit (Kl), montmorillonit (Mo), igen kevés földpát (Fp), nyomokban muszkovit—szericit (Mu—Szer)

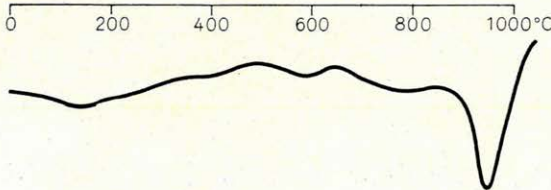
Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemmagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
<b>1. Vegyi és biogén eredetű:</b> kalcit ..... 42,0 dolomit ..... 1,0 limonit (goethit) ..... 1,8 <u>44,8</u>	Vegyi és biogén ..... 44,8 pelit ..... 22,3 kőzetliszt ..... 32,8 homok ..... 0,1 <u>100,0</u>	SiO <sub>2</sub> ..... 29,37 TiO <sub>2</sub> ..... 0,34 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 11,00 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 2,48 FeO ..... 0,63 MnO ..... 0,06 MgO ..... 2,63 CaO ..... 24,60 Na <sub>2</sub> O ..... 0,28 K <sub>2</sub> O ..... 1,20 + H <sub>2</sub> O ..... 6,35 - H <sub>2</sub> O ..... 3,59 CO <sub>2</sub> ..... 17,92 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,11 <u>100,56</u>
<b>2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:</b> montmorillonit ..... 20,3 illit ..... 15,0 klorit ..... 5,2 kaolinit ..... 2,6 <u>43,1</u>	Földtani kifejlődés Lagunaképződmény	Nyomelelvizsgálat (ppm) B 600 V 500 Co 5 Mn 200 Ti 6000 Sr 500 Pb 16 Zn 40 Cr 80 Ga 16 Ni 8 Ba 400
<b>3. Törmelékes eredetű:</b> kvarc ..... 7,2 kálicföldpát ..... 0,6 albit ..... 1,7 anortit ..... 0,5 apatit ..... 0,2 <u>10,2</u>		
<b>Oldási maradék szemcseösszetétele (%)</b> 0,5 – 1,0 mm ..... 0,0 0,2 – 0,5 ..... 0,0 0,1 – 0,2 ..... 0,0 0,06 – 0,1 ..... 0,2 <u>0,2</u> 0,02 – 0,06 mm ..... 0,5 0,01 – 0,02 ..... 44,3 0,005 – 0,01 ..... 14,1 <u>58,9</u> 0,002 – 0,005 mm ..... 13,3 0,000 – 0,002 ..... 26,5 <u>39,8</u> Oldási maradék = 54,45%	<b>Mikromineralógiai vizsgálat (db)</b> (az oldási maradék 0,1–0,2 mm átm. frakciója) Nehézasványok: magmás és metamorf: magnetit ..... 35 cirkon ..... 3 gránát ..... 10 epidot ..... 2 amfibol ..... 4 biotit ..... 28 klorit ..... 1 epigén: glaukonit ..... 6 limonit ..... 11 <u>100</u> Mennyiség = 1,0% Fakult biotit; a klorit biotitból képződött	Könnyűasványok: törmelékes: kvarc ..... 42 kvarcit ..... 13 ortoklász ..... 1 mikroklin ..... szór.v. oligoklász ..... 5 andezin ..... 1 agyagásványosodott magmás törmelék ..... 35 gyengén rekrisztallizált vulk. üveg ..... 3 autigén: kalcedon ..... 2 <u>100</u> Mennyiség = 99,0%
<b>Szemcseösszetételei görbe</b> 		

Vékonycsiszolati felvétel



87× || N

DTA-görbe



Vékonycsiszolat leírása

A rendkívül finom kristályos kőzetet kalcit és agyagásványok építik fel, melybe csak elszórtan ágyazódik a rendszerint 50  $\mu$ -nál kisebb teresztrikus törmelék, főleg kvarc, ritkán plagioklász és biotit. Finomdiszperz eloszlásban vagy többnyire 50  $\mu$ -nál kisebb fészkekben limonit észlelhető. A limonit epigén képződésű, mely a korábbi vas kiválás helyén képződött. Ritkábban 50–200  $\mu$ -os limonitosodó vas kiválás is megfigyelhető. Kalcidon pseudomorfoza (max 0,5 mm) – szórványos – valószínű földpátok után

DTA-görbe értelmezése:

kalcit, illit, montmorillonit

## Makroszkópos kőzetleírás

Világosszürke, finom tapintású, egyenetlen törésű, körömmel karcolható kőzet, rétegzettség a kézipéldányon nem észlelhető. A helyenként finomdiszperz eloszlásban kivált limonit egyes foltokban a kőzetet barnásra színezi. Szórványosan szénült levellenyomatokat tartalmaz. 10%-os sósavval kissé habosan, élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koaptoltsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	3,0 db	
II.	55,0	$K_1 = 2,44$
III.	37,0	$K_2 = 2,24$
IV.	5,0	
	100,0 db	

Fajsúly:	2,42
Térfogatsúly:	1,42
Porozitás:	41,9%
pH ~	6,7

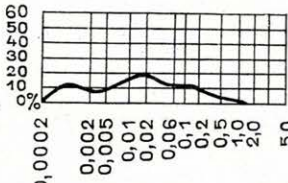
## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,64	3	Mo	2,571 (d)	2	Mo, Ill, Kl,
12,30	2	Mo, Ill			Kaol
9,97	2	Ill	2,489	3	Kalc
7,075 (d)	1	Kl, Kaol	2,281	4	Kalc, Q
5,003	$\frac{1}{2}$	Ill	2,134	1	Ill, Kaol, Q
4,484	$\frac{2}{2}$	Mo, Ill	2,092	3	Kalc
4,407	$\frac{1}{2}$	Kaol	1,984	1	Ill
4,26	$\frac{2}{2}$	Q, Mo	1,924	1	Ill
3,856	2	Kalc	1,909	3	Kalc
3,568	1	Kaol	1,874	3	Kalc
3,536	1	Kl	1,818	2	Q
3,342	5	Q, Ill	1,625	} (d)	1
3,248	1	Fp	1,620		
3,191	1	Fp	1,600	2	Kalc
3,033	6	Kalc	1,542 (d)	1	Kl
2,895	$\frac{1}{2}$	Dol	1,520 (d)	1	Kaol

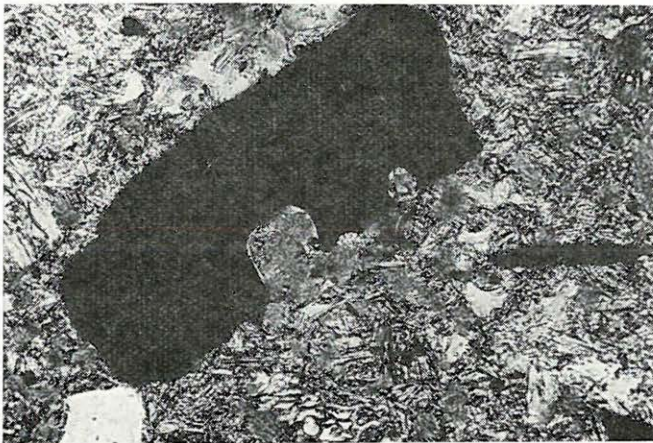
(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kalcit (Kalc), kevesebb kvarc (Q), montmorillonit (Mo), illit–hidrocsillámok (Ill), kevés klorit (Kl) és kaolinit (Kaol), igen kevés földpár (Fp), nyomokban dolomit (Dol). (Montmorillonit–illit véletlenszerűen kevert rácsszerkezet)

## Zengővárkony 38. sz. fúrás

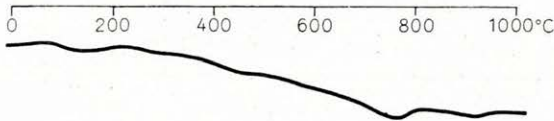
Ásványos összetétel (%) („Eltinor” pontszámlálással mért vékonycsiszolat alapján)	Közvetlen összetétel (%)	Kémiai összetétel (%)
Agyagásványosodott, rekrisztallizált horzsakő, vulkáni üvegtörredék ..... 83,6	<i>Földtani kifejlődés</i>  Légi szállítású, szárazföldre hullott vul- káni finomtörmelek-felhalmozódás	SiO <sub>2</sub> ..... 65,18
Ép horzsakő, hólyagos üveg, vulkáni üvegtörredék ..... <u>11,8</u>		TiO <sub>2</sub> ..... 0,30
95,4		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 15,14
Kristálytörredék > 50 μ ..... <u>4,6</u>		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 1,55
100,0		FeO ..... 0,73
Kristálytörredék > 50 μ:		MnO ..... 0,05
kvarc ..... 0,2		MgO ..... 1,61
szanidin ..... 0,1		CaO ..... 2,01
plagioklász ..... 2,1		Na <sub>2</sub> O ..... 2,52
biotit ..... <u>2,2</u>		K <sub>2</sub> O ..... 2,48
4,6	+ H <sub>2</sub> O ..... 4,48	
	- H <sub>2</sub> O ..... 2,93	
	CO <sub>2</sub> ..... 0,10	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,06	
	SO <sub>3</sub> ..... ∅	
	S ..... <u>1,60</u>	
	100,74	
	<i>Nyomelemvizsgálat (ppm)</i>	
	B 40 Ag 25	
	Mn 100 Ni 6	
	Cu 25 Co 4	
	Pb 40 Sr 160	
	Ga 16 Cr 10	
	V 2,5 Ba 1000	
	Ti 2500 Li 6	
<i>Szemcseösszetétel (%)</i>	<i>Mikromineralógiai vizsgálat (db)</i> (0,1–0,2 mm átm. frakció)	
0,5 – 1,0 mm ..... 1,7	<i>Nehézasványok:</i>	<i>Könnyűasványok:</i>
0,2 – 0,5 ..... 3,8	magmás:	piroklasttikus:
0,1 – 0,2 ..... 11,7	gránát ..... 1	kvarc ..... szór.v.
0,06–0,1 ..... 11,6	cirkon ..... 5	oligoklász ..... 1
28,8	biotit ..... 91	andezin ..... 6
	epigén:	labradorit ..... 2
0,02 – 0,06 mm ..... 14,3	kalcit ..... 3	vulkáni üveg, horzsakő és
0,01 – 0,02 ..... 18,8	100	hólyagos üveg ..... 83
0,005–0,01 ..... 13,0		vulkáni üveg, horzsakő
46,1	Mennyiség: 0,2%	és hólyagos üveg
		kristálykezdeményekkel .... 4
0,002–0,005 mm ..... 8,9		kovával cementált
0,000–0,002 ..... 11,3		agyagásványszemese ..... 5
20,2		100
	A biotit gyakran rezorbeált szegélyű, gyakori a fakult, kloritoidos kristály	Mennyiség=99,8%
<i>Szemcseösszetételi görbe</i>		A zónás és ikerlemezes földpátok kis- mértékben zoizitesedtek. A horzsakő kovával nagymértékben kérgezett
		A vulkáni üveg törésmutatója: n=1,501

## Vékonycsiszolati felvétel



87 × || N

## DTA-görbe



## Vékonycsiszolat leírása

Vitroklasztos szövétű, riódácitos összetételű piroklasztikum. A kőzet uralkodó részét alkotó horzsakő és vulkáni üvegtöredék nagyobb része kismértékben rekrisztallizálódott, számottevő mennyisége agyagásványosodott (bentonitosodott). Az 5–8%-os mennyiségű piroklasztikus ásványokat elsősorban ikerlemezes és zónás plagioklász (50–300  $\mu$ , főleg andezin, kevesebb oligoklász és kevés labradorit) és a színes elegyrészt kizárólagosan képviselő biotit (700  $\mu$ -ig) alkotja. A plagioklász és a biotit mellett igen kevés kvarc és szanidín, szórványosan apatit és cirkon fordul elő (50–100  $\mu$ ). A plagioklászok kismértékben zoizitesedtek, a biotit némelykor kloritosodott

## DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit

## Makroszkópos közetleírás

Világosszürke, zöldes árnyalatú, körömmel karcolható, porózus, egyenetlen törésű, gyengén rétegzett, a rétegzettség mentén elváló kőzet. Szabad szemmel felismerhető ásványa a biotit  $\approx$  1 mm. A piroklasztikus törmelék uralkodó részének szemnagysága a homokfrakció alatt van. 10%-os sósavval nem pezseg

Fajsúly: 2,30

Térfogatsúly: 1,46

Porozitás: 36,52%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,17 (d)	2	Mo	3,222	1	Fp
13,18	1	Ver?	3,188	1	Fp
10,15	3	Bi	3,143	$\frac{1}{2}$	Fp
7,155 (d)	$\frac{1}{2}$	Kl	3,082	$\frac{1}{2}$	Fp
6,420	$\frac{1}{2}$	Fp	3,003	$\frac{1}{2}$	Fp (Kalc)
5,682	$\frac{1}{2}$	Fp	2,958	$\frac{1}{2}$	Fp
4,491 (d)	2	Mo	2,842	$\frac{1}{2}$	Fp
4,270	$\frac{1}{2}$	Q	2,571	1	
4,060	$\frac{1}{2}$	Fp	2,546	1	Mo (Fp)
3,870	$\frac{1}{2}$	Fp	2,516	1	Kl
3,743	$\frac{1}{2}$	Fp	2,460	$\frac{1}{2}$	Bi (Q)
3,498	$\frac{1}{2}$	Kl	2,124	$\frac{1}{2}$	Q
3,437	$\frac{1}{2}$	Fp	1,700	1	
3,397	$\frac{1}{2}$	Fp	1,664	(d) $\frac{1}{2}$	Mo
3,354	2	Bi (Q)			

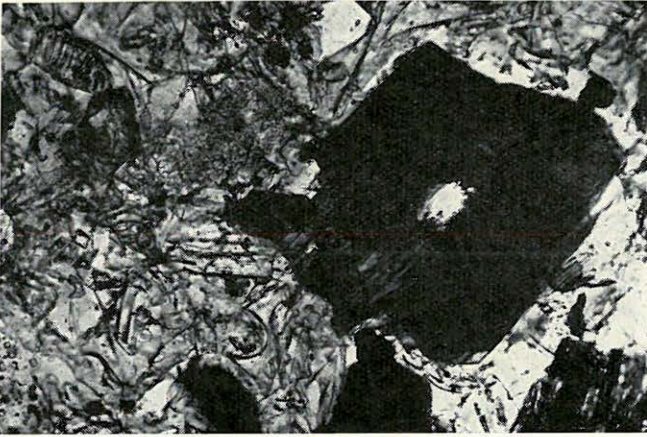
(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes-keves montmorillonit (Mo), földpát (Fp), biotit (Bi), igen kevés kvarc (Q), klorit (Kl), esetleg vermikulit? (Ver). Gyenge intenzitású csúcsok, gyengén kristályosodott kőzet

## Pécsvárad XXVIII. sz. fúrás

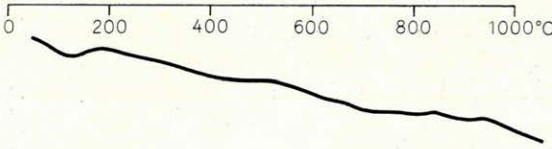
Ásványos összetétel (%) („Eltinor” pontszámlálással mért vékonycsiszolat alapján)	Kőzettani összetétel (%)	Kémiai összetétel (%)
Vulkáni üvegtöredék, horzsakő, hólyagos üveg (részben rekrisztallizált és agyagás- ványosodott) ..... 92,8 Kristálytöredék > 50 μ ..... 7,2 100,0  Kristálytöredék > 50 μ: oligoklász } andezin } plagioklász ..... 4,4 labradorit } amfibol ..... 1,4 biotit ..... 1,3 kvarc ..... 0,1 7,2	Földtani kifejtés Légi szállítású, vízbe hullott vulkáni finomtörmelék-felhalmozódás	SiO <sub>2</sub> ..... 62,11 TiO <sub>2</sub> ..... 0,28 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 16,05 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 1,71 FeO ..... 1,33 MnO ..... 0,11 MgO ..... 0,85 CaO ..... 4,09 Na <sub>2</sub> O ..... 2,01 K <sub>2</sub> O ..... 3,09 + H <sub>2</sub> O ..... 4,48 - H <sub>2</sub> O ..... 3,59 CO <sub>2</sub> ..... 0,29 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,07 100,06
		Nyomelemvizsgálat (ppm)
		Mn 60    V 25    Cr 4 Pb 16    Ti 1600    Ba 400 Ga 4    Sr 160    Li 40
Szemcseösszetétel (%)	Mikromineralógiai vizsgálat (db) (0,1–0,2 mm átm. frakció)	
0,5 mm felett ..... 8,0 0,2 – 0,5 mm ..... 22,2 0,1 – 0,2 ..... 14,9 0,66–0,1 ..... 8,3 53,4  0,02 – 0,06 mm ..... 13,2 0,01 – 0,02 ..... 9,2 0,005–0,01 ..... 4,4 26,8  0,002–0,005 mm ..... 1,4 0,000–0,002 ..... 14,2 15,6	Nehézasványok:	Könnyűasványok:
	hipersztén ..... 5 amfibol ..... 37 biotit ..... 58 100	piroklasztikus: rekrisztallizált vulkáni üveg, horzsakő 75 viztisza vulkáni üveg .. 11 kvarc ..... szór.v. oligoklász ..... 3 andezin ..... 8 labradorit ..... 3 14 100
	Mennyiség: 1,3%	Mennyiség: 98,7%
Szemcseösszetételi görbe		A vulkáni üveg törésmutatója n=1,501 (riodácitos összetételt tükröz)

## Vékonycsiszolati felvétel



100 × || N

## DTA-görbe



## Vékonycsiszolat leírása

Krisztallo–vitroklasztos szövétű riodácittufa. A vulkáni üveg, horzsakő és hólyagos üveg 50–600  $\mu$ -os. A kristálytöredékek túlnyomó részben a plagioklászor tagjai: oligoklász, andezin, labradorit: zónások és ikerlemezesek, 50–600  $\mu$  nagyságúak. A viszonylag nagy mennyiségű színes szilikátot biotit és zöld amfibol képviseli. (50–800  $\mu$ -os kristálytöredékek.) Az amfibol erősen pleokróos zöldesbarna, barnászöld, kioltási szöge 9–12°. A biotit metszetei erősen pleokróosak. A kvarc csak mellékes elegyrészként fordul elő. Szórványosan apatitot, cirkont, augitot tartalmaz

## DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit

## Makroszkópos közzeleírás

Világosszürke riodácittufa, jellegzetes tufás rétegződéssel (finomabb és durvább szemnagyságú anyag váltakozása). A kőzet érdes tapintású, egyenetlen törésű – a rétegzettség mentén parallel elválású –, kézzel morzsolható. Makroszkóposan horzsakő és vulkáni üveg, a színes szilikátok közül biotit ismerhető fel. 10%-os sósavval nem pezseg

Fajsúly: 1,79

Térfogatsúly: 1,37

Porozitás: 23,40%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	l	Ásv.	$d_{hkl}$	l	Ásv.
15,49	5	Mo	3,287	½	Fp
10,03	3	Bi	3,206	3	Fp
8,450	2	Amf	3,180	4	Fp
4,516	2	Mo	3,141	2	Bi
4,420	2	Mo	3,139	2	Bi, Amf
4,055	1	Fp, Bi	3,031	½	Kalc?
3,892	1	Fp	2,952 (d)	2	Bi, Mo
3,786	1	Fp	2,654	½	Amf
3,660	1	Fp	2,514	2	Amf, Fp
3,348	4	Bi, Amf	2,453	1	Bi, Q

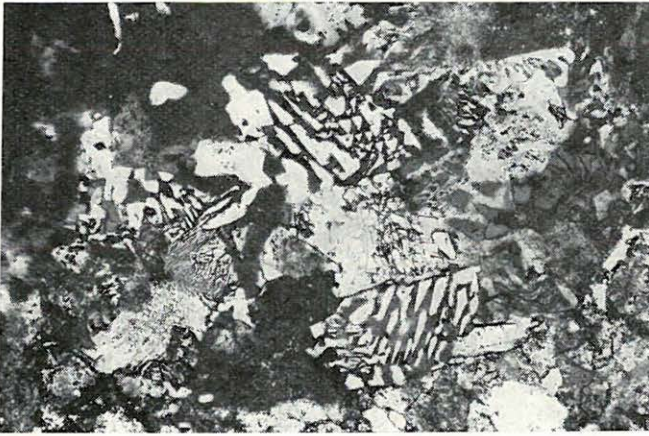
Értelmezés: Sok montmorillonit (Mo), közepes mennyiségű biotit (Bi) és földpát (Fp), igen kevés amfibol (Amf). A vulkáni üveg jelenlétét az alapvonal-megemelkedés jelzi



## Mánfa, budafai

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
—	—	—
	Földtani kifejlődés Partszegélyi képződmény	Nyomelemvizsgálat (ppm)
		—
Szemcseösszetétel (%)	Mikromineralógiai vizsgálat (db) (0,1–0,2 mm átm. frakció)	
	Nehézásványok:	Könnyűásványok:
	magnás és metamorf:	törmelékes:
	magnetit ..... 7 anatáz ..... szórv. gránát ..... 17 epidot ..... 3 klinozoit ..... 1 pegm.–turalin ..... 1 amfibol ..... 3 biotit ..... 10 klorit ..... 1	kvarc ..... 54 kvarcit ..... 20 ortoklász ..... szórv. mikroklín ..... 1 oligoklász ..... 5 muszkovit ..... 5 mállott földpát ..... 2 agyagásványosodott kvarcpor- firtörmelék, földpát, biotit .. 13 100
	epigén: limonit ..... 57 100	Mennyiség: 99,54%
	Mennyiség: 0,46%	

## Vékonycsiszolati felvétel



68 × + N

## Vékonycsiszolat leírása

Meszes kötőanyagú konglomerátum; a legömbölyített kavicsokat — melyeket többnyire vékony limonitos kéreg von be — szubmikroszkopikus 100  $\mu$ -ig terjedő kalcitkristályok cementálják. A cementáló karbonátos anyagban foraminiferametszetek észlelhetők. A törmelék eredetű kőzetanyag gyengén osztályozott, 0,02–40 mm-es, a durva törmelék túlsúlyával. Anyaga túlnyomó részben mezozoós mészkő, kvarcporfir és ásványai, mellette gránit (gyakori a mikrografikus összenövés), kvarcit, kvarcít-pala, kvarcfillit?, trachidolerit, homokkő és meszes homokkő durva törmeléke, illetve homokszem nagyságú törmeléke található

## Makroszkópos közleírás

Meszes konglomerátum; durva tapintású, egyenetlen törésű, kemény kőzet, rétegzettséget a kézipéldány nem tükröz. A többnyire legömbölyített kavicsok mérete 2–40 mm, anyaga: mezozoós mészkő, homokkő, kvarcporfir, gránit, kvarcit, lidit, muszkovit-pala. A kőzet durva homokot is tartalmaz. A kavicsok gyenge irányítottsgót tükröznek

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

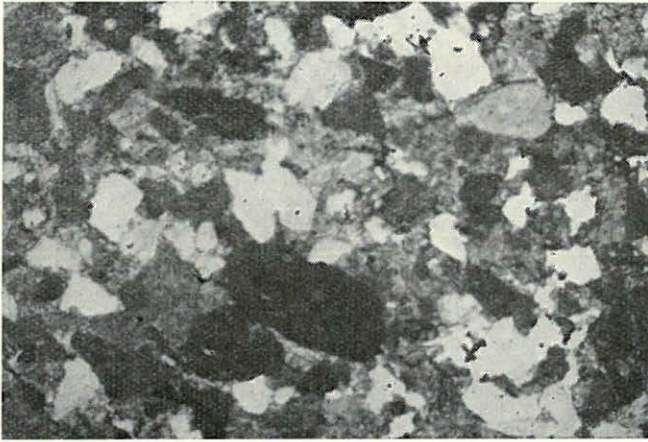
I.	65,0 db	$K_1 = 1,38$
II.	31,5	
III.	3,5	
IV.	—	
	100,0 db	

## Röntgenfelvétel adatai

—

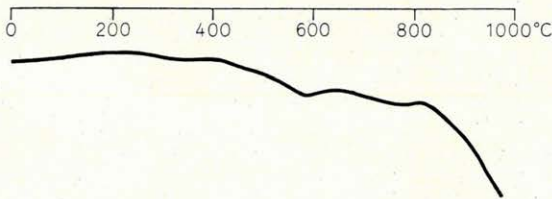
Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemmagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
<b>1. Vegyi és biogén eredetű:</b> kalcit ..... 68,5 limonit (goethit) ..... 0,8 <u>69,3</u>	Vegyi és biogén ..... 69,3 pelit ..... 3,3 kőzetliszt ..... 6,5 homok ..... 20,9 <u>100,0</u>	SiO <sub>2</sub> ..... 22,27 TiO <sub>2</sub> ..... 0,11 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 3,51 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 0,80 FeO ..... 0,07 MnO ..... 0,10 MgO ..... 1,06 CaO ..... 38,33 Na <sub>2</sub> O ..... 0,18 K <sub>2</sub> O ..... 0,77 + H <sub>2</sub> O ..... 1,79 - H <sub>2</sub> O ..... 0,22 CO <sub>2</sub> ..... 30,17 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,05 Összes S ..... <u>0,07</u> 99,50
<b>2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:</b> kaolinit ..... 3,0 illit ..... 3,5 <u>6,5</u>	<i>Földtani kifejlődés</i> Partszegélyi képződmény	Nyomelemvizsgálat (ppm) Mn 1000 Ni 10 Pb 10 Co 2,5 Ca 4 Sr 600 V 6 Cr 25 Ti 600 Ba 400 Li 25
<b>3. Törmelékes eredetű:</b> kvarc ..... 15,6 kálföldpát ..... 2,5 albit ..... 1,2 anortit ..... 0,3 muszkovit–szericit ..... 1,0 biotit–klorit ..... 2,0 apatit ..... 0,1 <u>22,7</u>		
<i>Oldási maradék szemeseösszetétele (%)</i> 0,5 – 1,0 mm ..... 2,8 0,2 – 0,5 ..... 34,3 0,1 – 0,2 ..... 25,1 0,06 – 0,1 ..... 6,8 <u>69,0</u> 0,02 – 0,06 mm ..... 5,5 0,01 – 0,02 ..... 12,0 0,05 – 0,01 ..... 4,0 <u>21,5</u> 0,002 – 0,005 mm ..... 4,5 0,000 – 0,002 ..... 6,5 <u>11,0</u> Oldási maradék = 27,21%	<i>Mikromineralógiai vizsgálat (db)</i> (az oldási maradék 0,1–0,2 mm átm. frakciója) Nehézasványok: magnás és metamorf: magnetit ..... 4 rutil ..... 1 brookit ..... szórv. gránát ..... 4 disztén ..... 2 cirkon ..... 3 pegm. turmalin ..... szórv. turmalin ..... 5 epidot ..... 2 biotit ..... 16 klorit ..... 1 epigén: limonit ..... 62 <u>100</u> Mennyiség: 0,2%	Könnyűasványok: törmelékes: kvarc ..... 80 kvarcit ..... 3 ortoklász ..... szórv. mikroklin ..... 2 oligoklász ..... 2 muszkovit ..... 3 agyagásványosodott földpát és kvarcporfirtörmelék ..... 9 <u>100</u> Mennyiség: 99,81%
<i>Szemeseösszetételei görbe</i> 		

Vékonyesizotati felvétel



27,5 × || N

DTA-görbe



Vékonyesizotat leírása

Meszes homokkő; a cementáló kalcitkristályok 10–100 μ-osak. A kőzetben egyenletesen eloszló törmelékeny eredetű szemcséket 100–700 μ-os, ritkábban 1000–2000 μ-os legömbölyített mezozóos mészkő, koptatott kvarc, kvarcit, kvarcporfir képviseli, kevés ortoklász, savanyú plagioklász, muszkovit–sericit és mállott biotit kíséretében. A nehézasványok közül cirkon < 100 μ észlelhető. A törmelékeny szemcséket vékony limonitkéreg veszi körül, amely a szemcsék mentén kisebb foltokban és finomdiszperz eloszlásban is észlelhető

DTA-görbe értelmezése:

kvarc, kalcit

## Makroszkópos kőzeteirás

Barnássárga színű, durva tapintású, likacsos szövétű, egyenetlen törésű, közepes keménységű kőzet. (Rétegzettség nem észlelhető.) Szabad szemmel felismerhető ásvány a kvarc és kevés muszkovit: < 0,5 mm. 10%-os sósavval élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	62,0 db	$K_1 = 1,48$
II.	30,5	$K_2 = 1,44$
III.	7,0	
IV.	0,5	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,75  
Térfogatsúly: 2,09  
Porozitás: 24,00%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
9,98 (d)	2	Mu, Ill (Bi)	2,279	2	Kalc
7,17	1	Kaol (Kl)	2,235	1/2	Q
5,00	1	Ill, Mu (Szer)	2,122	3/2	Q
4,449 (d)	2	Ill, Kaol, Mu	2,089	3	Kalc
4,239	2	Q	1,975 (d)	1	Ill, Q
3,842	2	Kalc	1,922	1	Kalc
3,564	1	Kaol	1,907	2	Kalc
3,335	6	Q, Mu, Ill	1,871	2	Kalc
3,233	2	Fp	1,816	2	Q
3,018	10	Kalc	1,669	3/2	Q
2,835	1/2	Kalc	1,621	3/2	Kalc
2,561 (d)	1/2	Ill, Kaol, Mu	1,600	1	Kalc
2,487	3	Kalc	1,538	1	Q
2,452	1	Q	1,506 (d)	2	Ill

(d)=diffúz csúcs

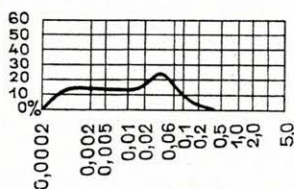
Értelmezés: Uralkodó mennyiségű kalcit (Kalc), sok kvarc (Q), kevés földpát (Fp), igen kevés illit (biotit) (Ill, Bi), kaolinit (Kaol), muszkovit–sericit (Mu, Szer)

## Budafa, budafai

Ásványos összetétel (%)	Kőzettani összetétel (%)	Kémiai összetétel (%)
1. Vegyi és biogén eredetű:	Vegyi és biogén ..... 60,0	SiO <sub>2</sub> ..... 26,92
kalcit ..... 58,0	pelit ..... 12,3	TiO <sub>2</sub> ..... 0,20
dolomit ..... 0,5	kőzetliszt ..... 22,1	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 6,30
limonit (goethit) ..... 1,5	homok ..... 5,6	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 1,94
..... 60,0	..... 100,0	FeO ..... 0,13
2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:	<i>Földtani kifejlődés</i>	MnO ..... 0,05
kaolinit ..... 5,6	Partszegélyi képződmény	MgO ..... 1,26
illit ..... 6,0		CaO ..... 32,77
klorit ..... 2,0		Na <sub>2</sub> O ..... 0,11
..... 13,6		K <sub>2</sub> O ..... 1,44
3. Törmelékes eredetű:		+ H <sub>2</sub> O ..... 2,64
kvarc ..... 15,5		- H <sub>2</sub> O ..... 0,08
káliföldpát ..... 3,0		CO <sub>2</sub> ..... 25,65
albit ..... 0,9		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,07
anortit ..... 0,3		S ..... 0,01
muszkovit (szericit) ..... 5,0		..... 99,57
biotit ..... 1,0		
apatit ..... 0,1		
..... 25,8		
		<i>Nyomelemvizsgálat (ppm)</i>
		B 60 Ti 2500
		Mn 1600 Ni 100
		Pb 60 Co 10
		Ga 25 Sr 600
		Sn 10 Cr 100
		V 16 Ba 400
		Li 16

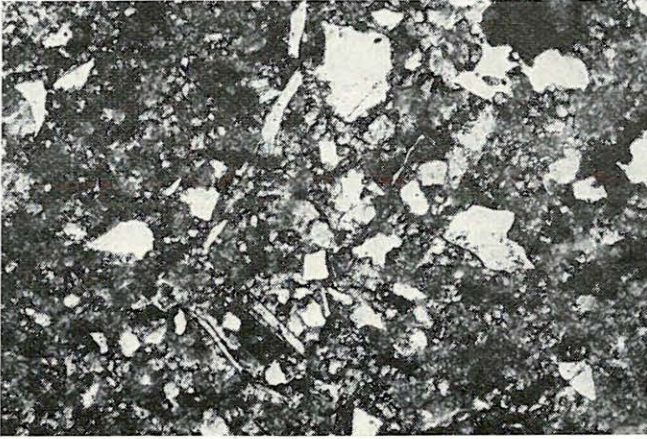
Oldási maradék szemcseösszetétele (%)	
0,5 – 1,0 mm	0,0
0,2 – 0,5	0,3
0,1 – 0,2	2,2
0,06 – 0,1	11,7
<hr/>	
0,02 – 0,06 mm	27,0
0,01 – 0,02	15,0
0,005 – 0,01	13,8
<hr/>	
0,002 – 0,005 mm	14,2
0,000 – 0,002	17,0
<hr/>	
Oldási maradék = 38,14%	

Szemcseösszetételei görbe

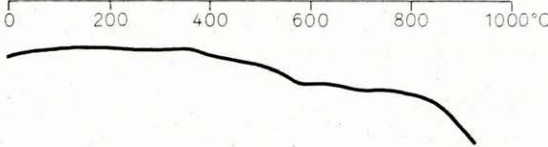
Mikromineralógiai vizsgálat (db)  
(az oldási maradék 0,1–0,2 mm átm. frakciója)

Nehézásványok:	Könnyűásványok:
magmás és metamorf:	törmelékes:
magnetit ..... 4	kvarc ..... 62
gránát ..... 24	kvarcit ..... 13
pegm. turmalin ..... 2	ortoklász ..... 1
amfibol ..... 2	mikroklin ..... 3
biotit ..... 26	oligoklász ..... 6
klorit ..... 1	muszkovit ..... 4
epigén:	mállott földpát ..... 1
limonit ..... 41	agyagásványosodott
..... 100	kvarcporfirtörlemék, földpát .. 7
Fakult, rutiltüzárványos biotitok	kvarcporfirtörlemék ..... 3
Mennyiség: 1,0%	..... 100
	Mennyiség: 99,0%

## Vékonyesizolati felvétel



68 × || N

DTA-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonyesizolat leírása

A kőzet finom szemcséjű teresztrikus törmelékanyagát 1–100 μ-os kalcitkristályok cementálják. A teresztrikus törmelék 30–100, ritkábban 300 μ-os szemecékkel képviselt. Anyaga uralkodórészben kvarc, mellette ortoklász, többnyire szericitesedett muszkovit, mállott biotit, kvarcporfirtörmelék észlelhető. A földpátok és csillámok részben már végbement epigén lebontásával max 100 μ-os fészkekben elhelyezkedő agyagásvány-kialakulások észlelhetők. A kőzet gyenge rétegzettséget tükröz a teresztrikus törmelék mennyiségének váltakozása szerint, a csillámok többnyire a rétegzettség irányát követik. Az epigén vashidroxid kiválása legintenzívebben szintén a rétegzettség mentén történt, de a nagyobb tömegű teresztrikus anyag környékén, a szemecék között 100 μ-os fészkekben és finomdiszperz eloszlásban is észlelhető.

## DTA-görbe értelmezése:

kevés illit

## Makroszkópos közleírás

Barnássárga színű, kissé érdes tapintású, egyenetlen törésű, padosan elváló, sávozott, ezen belül finoman rétegzett kőzet. Ásványai közül csak a max 0,2 mm-es muszkovit ismerhető fel. 10%-os sósavval élenken, kissé habosan pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának kopatlotsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	68,5 db	$K_1 = 1,34$
II.	29,5	
III.	2,0	
IV.	—	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,74  
Térfogatsúly: 2,33  
Porozitás: 14,96%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
14,24	½	Kl	2,484	3	Kalc
9,920	2	Ill, Bi	2,455	1	Q
7,134	2	Kaol (Kl)	2,384 (d)	1	Ill
6,458	½	Fp	2,336	½	Kaol
5,917	½	Fp	2,277	3	Kalc (Kaol)
4,952	2	M, Szer, Ill	2,232	½	Q
4,458	1	Kaol, Ill	2,124	1	Q
4,350	½	Kaol	2,088	2	Kalc
4,236	2	Q	1,985	(d)	2
4,168	½	Goeth	1,975		2
3,840	2	Kalc (Kaol)	1,936	½	Ill
3,770	½	Fp	1,923	1	Kaol
3,560	2	Kaol	1,907	3	Kalc
3,514	½	Kl	1,871	2	Kalc
3,332	5	Q	1,815	1	Q
3,229	2	Fp	1,669	½	Q
3,125	½	Fp	1,621	1	Kalc
3,022	8	Kalc	1,599	1	Kalc
2,896	½	Dol	1,538	1	Q
2,837	1	Kalc	1,519 (d)	2	Kalc
2,554 (d)	2	Ill, Kaol	1,507	2	Ill

(d)=diffúz csúcs

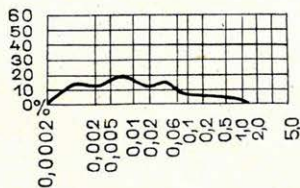
Értelmezés: Sok kalcit (Kalc), kevesebb kvarc (Q), kevés kaolinit (Kaol), illit (Ill), muszkovit (M), szericit (Szer), földpát (Fp), igen kevés klorit (Kl), nyomokban goethit (Goeth) és dolomit (Dol)

## Magyaregregy,

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%)	Kémiai összetétel (%)
1. Vegyi és biogén eredetű:		SiO <sub>2</sub> ..... 44,68
kalcit ..... 0,5		TiO <sub>2</sub> ..... 0,16
2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:	<i>Földtani kifejlődés</i>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 24,01
montmorillonit ..... 95,0	Sekélytengeri képződmény	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 3,34
3. Törmelékes (piroklastikus) eredetű:		FeO ..... 0,09
kvarc ..... 0,5		MnO ..... 0
albit ..... 2,6		MgO ..... 2,60
anortit ..... 1,0		CaO ..... 2,33
		Na <sub>2</sub> O ..... 0,44
		K <sub>2</sub> O ..... 0,12
		+ H <sub>2</sub> O ..... 9,29
		- H <sub>2</sub> O ..... 12,76
		CO <sub>2</sub> ..... 0,37
		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,02
		100,21
		<i>Nyomelemvizsgálat (ppm)</i>
		Mn 250    Ni 16    Li 40
		Pb 16    Sr 100
		Ga 10    Cr 4
		Ti 2500    Ba 400

Szemcseösszetétel (%)	
0,5 – 0,1 mm	1,5
0,2 – 0,5	2,4
0,1 – 0,2	3,2
0,06 – 0,1	7,0
<hr/>	
0,02 – 0,06 mm	17,7
0,01 – 0,02	14,6
0,005 – 0,01	20,3
<hr/>	
0,002 – 0,005 mm	15,3
0,000 – 0,002	17,2

Szemcseösszetételi görbe

Mikromineralógiai vizsgálat (db)  
(0,1–0,2 mm átm. frakció)

## Nehézasványok:

magmás:	
magnetit–ilmenit ..... 14	
* gránát ..... szórv.	
cirkon ..... szórv.	
klinozoit ..... szórv.	
titanoaugit ..... 50	
augit ..... 19	
hipersztén ..... 1	
amfibol (barna) ..... 3	
amfibol (zöld) ..... 3	
biotit ..... 3	
apatit ..... 4	

## epigén:

kalcit ..... 3	
	100

Mennyiség = 1,0%

Rekristallizált vulkáni üveg

n &gt; 1,503

n &lt; 1,515

Vulkáni üveg n = 1,503

\* Sárga gránát – andradit?

## Könnyűasványok:

## piroklastikus eredetű:

kvarc ..... szórv.	
* oligoklász ..... 16	
andezin ..... szórv.	
vitztiszta vulkáni üveg ..... 4	
rekristallizált üveg ..... 77	
vulkáni közettörmelék ..... 3	

## autigén:

kalcit ..... szórv.	
	100

Mennyiség = 99,6%

\* Albitkerlemez savanyú plagioklászok:

n &lt; 1,555

n &gt; 1,537

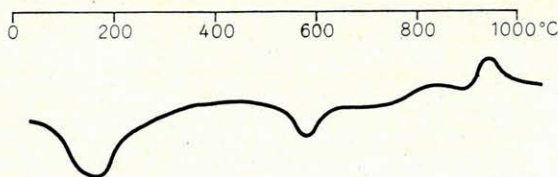
A könnyűasványok között szórványosan szivacsütőredék fordul elő

Vékonycsiszolati felvétel

Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

DTA-görbe



DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, kevés kaolinit

## Makroszkópos közzeteírás

Sárgásfehér, kissé érdes tapintású, kagylós törésű, körömmel karcolható, rendkívül könnyű kőzet, rétegzettség nem észlelhető. Ásványszemcse szabad szemmel nem ismerhető fel. 10%-os sósavval nem pezseg

Fajsúly: 2,29

Térfogatsúly: 0,87

Porozitás: 62,0%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

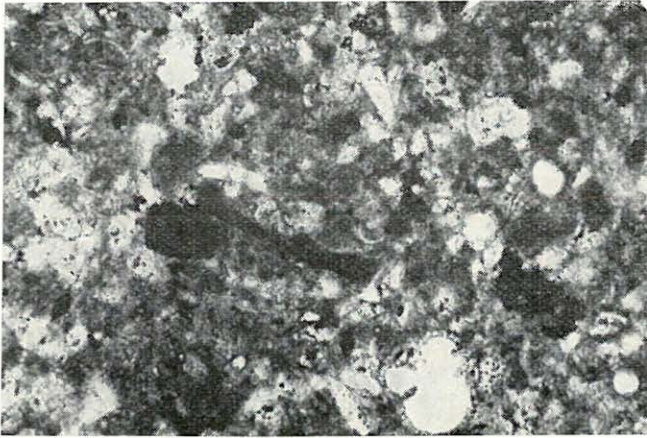
$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,06	10	Mo	3,03	1/2	Kalc
4,436	10	Mo	2,837	2	Fp
4,038	2	Fp	2,531	8	Mo
3,739	2	Fp	2,500	6	Mo
3,637	2	Fp	2,225	3	Mo
3,472	2	Fp	2,140	3	Mo
3,335	2	Q	1,688	6	Mo
3,200	4	Fp	1,664	6	Mo
3,17	6	Fp	1,493	10	Mo
3,132	3	Fp			

Értelmezés: Uralkodó mennyiségű montmorillonit (Mo), kevés földpát (Fp), nyomokban kvarc (Q)



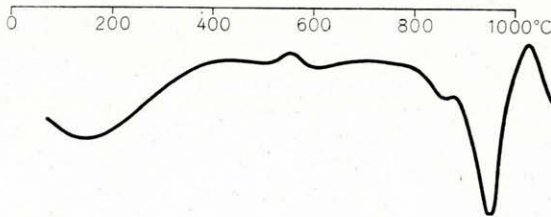


## Vékonycsiszolati felvétel



68 x || N

## DTA-görbe



## Vékonycsiszolat leírása

Meszes homokos aleurolit — a 100  $\mu$ -os, ritkábban 300  $\mu$ -ig növekedett kalcitkristályok a teresztrikus anyagot lazán cementálják. A karbonátos kötőanyag mellett agyagásványok, klorit és kevés kalcedon is részt vesz a közet cementálásában. A vegyi—biogén és diagenetikus kötőanyagban gyakoriak a foraminiferák egykori héját jelző rajzolatok. A teresztrikus anyagot 40—100, ritkábban 200—500  $\mu$ -os szemmagysággal kvarc, szericitosodó—kloritosodó kálföldpát, illetve plagioklász: főleg oligoklász, biotitból képződött klorit, kevés biotit és nagymértékben kloritosodott magmás törmelek (trachidolerit) képviseli. A nehézásványok közül a biotit mellett magnetit, cirkon, titanit, epidot figyelhető meg. A színes szilikátok mállása során vaskiválás történt, amely többé-kevésbé már vashidroxiddá alakult. A vasásványok pseudomorfozáként, foraminiferahéjak felületanyagaként, mikroszkopikus gömböcskék formájában észlelhetők.

## DTA-görbe értelmezése:

kalcit, kevés illit

## Makroszkópos közleírás

Szürke, érdes tapintású, egyenetlen törésű, kézzel nehezen morzsolható homokos aleurolit; a gyenge rétegzettség mentén jobb elválás észlelhető. Makroszkóposan felismerhető ásvány a tizedmm-es szemmagyságú biotit és a szórványosan észlelhető muszkovit. A közet igen apró faunahéjtöredéket tartalmaz. 10%-os sósavval élénken pezseg

Fajsúly: 2,64

Térfogatsúly: 2,10

Porozitás: 20,40%

pH ~ 6,6

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

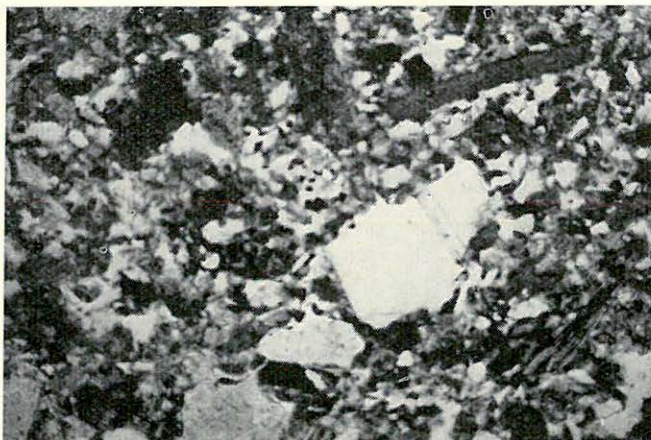
$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,33	3	Mo, Kl	3,335	3	Q	2,418	1	Ill
12,65 (d)	1	Mo, Ill	3,275	1	Ar	2,406	1/2	Dol
9,839	1	Ill	3,222	2	Fp	2,332	1/2	Kaol
7,155	2	Kaol, Kl	3,183	3	Fp	2,278	2	Kalc, Q
4,989	1/2	Szer, Mu, Ill	3,025	4	Kalc	2,264	1/2	Mo
4,480 (d)	2	Mo, Kaol	2,976	1	Al	2,230	1/2	Q
4,246	1	Q	2,930	1/2	Kalc	2,211	1/2	Mo
4,170	1/2	Goeth	2,882	2	Dol	2,188	1/2	Dol
4,022	1	Fp	2,842	1/2	Kl	2,123	1/2	Q
3,846	1	Kalc	2,744	1/2	Fp	2,086	1	Kalc
3,757	1	Fp	2,699	1	Hem	2,011 (d)	1/2	Ill, Dol
3,656	1	Fp	2,580 (d)	2	Mo, Ill, Kl, Kaol	1,976	1/2	Q, Kl
3,564 (d)	1/2	Kaol	2,550	1	Kalc	1,920	1	Kaol, Q
3,522 (d)	1/2	Kl	2,485	1	Kalc	1,907	1	Kalc
3,386	1	Ar	2,453	1	Q, Ill	1,871	1	Kalc

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q), földpát (Fp), kalcit (aragonit) (Kalc) (Ar), kevesebb montmorillonit (Mo), kevés illit (Ill), klorit (Kl), kaolinit (Kaol), dolomit (Dol), igen kevés hematit (Hem), goethit (Goeth), muszkovit—szericit (Mu, Szer), alunit? (Al)

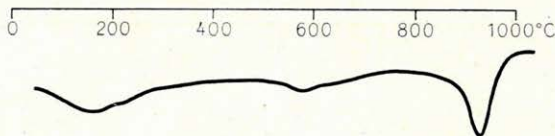


## Vékonycsiszolati felvétel



27,5 × || N

## DTA-görbe



## Vékonycsiszolat leírása

Agyagos aleurit, a teresztrikus törmék gyenge osztályozottságot tükröz, a szemcsék 50–100  $\mu$  között változó nagyságúak, legnagyobb mennyiségben a kvarc képviselt, kevés savanyú plagioklász, igen kevés ortoklász kíséretében. Gyakori a rendszerint szericitesedett muszkovit. Az ásványok mellett homokszem nagyságú közettörmék is észlelhető: kvarcporfir, bázisos mélységi magmás kőzet, metamorf palák (fillit?, magnetites kvarcit) közelebből meg nem határozható törmeléke. A nehézasványokat biotit, gránát, apatit, zöld amfibol <200  $\mu$  képviseli. A teresztrikus törmék mellett a kőzet faunahéjat, molluszkatöredéket és foraminiferát tartalmaz. A teresztrikus és biogén törmeléklet kloritos–szericites–vas-hidroxidos és kisebb fészkekbe tömörülő karbonátos kötőanyag lazán cementálja. A klorit, ill. szericit a biotit, ill. muszkovit mállásával képződhetett, melyet intenzív vaskiválás kísér. Kis mennyiségű glaukonitképződés is megfigyelhető

## DTA-görbe értelmezése:

illit, kalcit

## Makroszkópos kőzetleírás

Sárga, limonitfoltos homokos aleurit, egyenetlen törésű, kézzel morzsolható, rétegzettségét nem tükröz. Makroszkóposan felismerhető ásványa a max 1 mm-es muszkovit. Sok molluszka héjtöredéket tartalmaz. 10%-os sósavval habosan pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	37,5 db	K <sub>1</sub> = 1,47
II.	38,0	
III.	4,5	
IV.	—	
	100,0 db	

Fajsúly:	2,66
Térfogatsúly:	1,88
Porozitás:	29,3%
pH ~	6,6

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
15,17	3	Mo, Kl	3,662	1/2	Fp	2,560 (d)	2	Ill, Kl, Mo
13,38			3,466	1/2	Fp	2,485	2	Kalc, Ar
13,3	1/2	Ver	3,395	1	Ar	2,454	2	Q
9,938	2	Ill	3,345	6	Q, Ill	2,403	1/2	Ar
7,103 (d)	1	Kl, Ver	3,278	1/2	Ar	2,371	1/2	Ar
4,984	1	Ill	3,238	2	Fp	2,336	1/2	Ar
4,471 (d)	2	Mo, Ill	3,213	3	Fp	2,278	1	Q
4,250	2	Q	3,029	3	Kalc	2,235	1/2	Q
4,189	1/2	Goeth	2,885	1	Dol	2,190	1/2	Ar
4,022	1/2	Fp	2,791	1/2	Szid	2,125	1/2	Q
3,853	1/2	Kalc	2,699	1	Ar	2,091	1	Ar
3,772	1/2	Fp	2,590 (d)	2	Ill, Kl, Mo	1,977	1	Q

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Sok kvarc (Q), közepes mennyiségű illit — hidrosillám (Ill), montmorillonit (Mo), kevesebb földpát (Fp), kalcit (Kalc), aragonit (Ar), kevés dolomit (Dol), vermikulit? (Ver), csekély mennyiségű klorit (Kl), sziderit (Szid), goethit (Goeth)



(43,0—44,1 m)

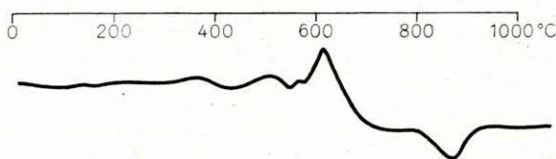
24. melléklet

## Vékonycsiszolati felvétel

## Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

## DTA-görbe



## DTA-görbe értelmezése:

pirit, kevés sziderit és kalcit

## Makroszkópos közleírás

Szürke, finom szemű, érdes tapintású, laza kötésű, egyenetlen törésű aleurit, sok muszkovittal. A kőzet gyengén rétegzett. Makrofaunát (kagyló- és csigahéj) tartalmaz. 10%-os sósavval habosan pezseg

## Az oldási maradék

0,1—0,2 mm átm. frakciójának koaptaltsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszer alapján):

I.	17,0 db	
II.	70,0	$K_1 = 1,98$
III.	11,0	$K_2 = 1,90$
IV.	2,0	
	<u>100,0 db</u>	

Fajsúly: 2,62  
Térfogatsúly: 1,71  
Porozitás: 32,70%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

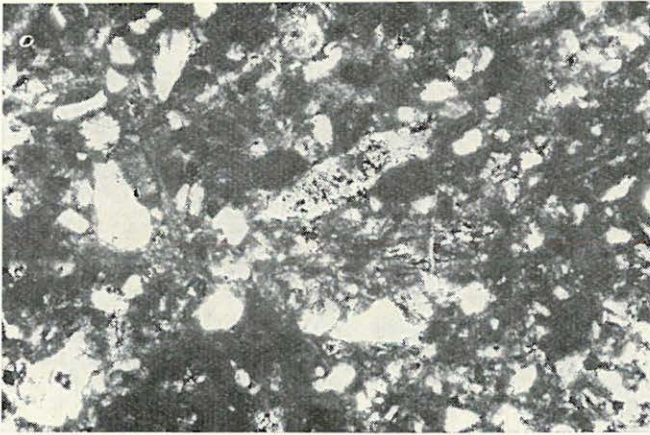
$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,51	3	Mo	3,54 (d)	1	Kl
10,04	1	Bi, III	3,31	6	Q, III, Gl
7,11	2	Kl	3,24	2	Fp
6,51	1	Fp	3,18	4	Fp
6,41	1	Fp	3,015	5	Kalc
4,98	1	Mu, III	2,872	3	Dol
4,48	4	Mo, III, Gl	2,801	½	Szid
4,24	3	Q	2,695	2	P
3,67	1	Fp	2,550	4	Mo, III, Gl

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Sok kvarc, közepes mennyiségű karbonát (kalcit:  $\frac{2}{3}$ , dolomit:  $\frac{1}{3}$ ), közepes mennyiségű montmorillonit, földpát, illit, kevesebb glaukonit, klorit. Kéves muszkovit, sziderit és pirit

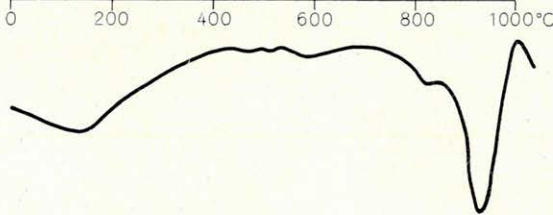


Vékonycsiszolati felvétel



27,5X || N

DTA-görbe



Vékonycsiszolat leírása

A 10–20  $\mu$ -os kalcitkristályok cementálta kőzetben (szórványosan 200  $\mu$ -os romboéder is észlelhető) szabálytalanul, elszórta helyezkednek el a teresztrikus szemcsék. A diagenetikus alapanyagban gyakori a faunahéjtöredék és foraminifera nagymértékben átkristályosodott példánya. A teresztrikus anyag nagy részét effuzív magmás kőzet mállott törmeléke (0,1–1,0 mm  $\varnothing$ ) alkotja, mellette számottevő kvarc és agyagásványosodó plagioklász (főleg oligoklász) észlelhető. A nehézasványok közül gyakori a többnyire mállott biotit, szórványosan az apatit. A szines szilikátok lebontásával klorit képződött – mellette rendszerint kalcedon észlelhető. Szembetűnő a kőzetben a vas- és vashidroxid-kiválás, mely szabálytalan foltokban, kőzet-repedést kitöltve, pszeuomorfizaként, 50–200  $\mu$ -os idiomorf hexaédereként (magnetit) is észlelhető

DTA-görbe értelmezése:

kalcit, kevés illit

## Makroszkópos kőzetleírás

Sárgásbarna, egyenetlen törésű, érdes tapintású, kemény rétegzetlen kőzet, melyet kevés finom likacs tesz némileg porózussá. A kőzet szemecseloslása nem egyenetlen – erősebben meszes és több finom törmelékét tartalmazó, kevésbé meszes sávok, foltok észlelhetők, az átmenet azonban folyamatos. Makroszkóposan kvarc, szórványosan muszkovit ismerhető fel. A kőzetet limonit színezi, amely szabálytalan foltokban, vékony zsinórokban vált ki. 10%-os sósavval élenken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	6,5 db	$K_1=2,19$
II.	70,0	$K_2=2,13$
III.	22,0	
IV.	1,5	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,80  
Térfogatsúly: 3,33  
Porozitás: 20,30%  
pH ~ 6,70

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,71	2	Mo	3,186	3	Fp
9,962	$\frac{1}{2}$	Ill	3,025	8	Kalc
4,47 (d)	$\frac{1}{2}$	Mo, Ill	2,835	$\frac{1}{2}$	Kalc
4,262	2	Q	2,488	2	Kalc
4,180	$\frac{1}{2}$	Goeth	2,453	$\frac{1}{2}$	Q
4,025	$\frac{1}{2}$	Fp	2,278	3	Q, Kalc
3,840	3	Kalc	2,234	$\frac{1}{2}$	Q
3,760	$\frac{1}{2}$	Fp	2,126	1	Q
3,674	1	Fp	2,089	3	Kalc
3,447	$\frac{1}{2}$	Fp	1,923	1	Kalc
3,343	4	Q	1,905	2	Kalc
3,240	2	Fp	1,871	2	Kalc
			1,817	$\frac{1}{2}$	Q

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Uralkodó mennyiségű kalcit (Kalc), kevés kvarc (Q), földpát (Fp), montmorillonit (Mo), igen kevés illit (Ill), goethit (Goeth)





(15,80—18,80 m)

26. melléklet

Vékonycsiszolati felvétel

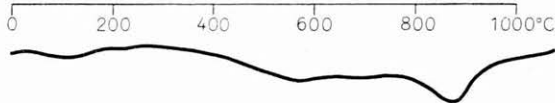
Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

DTA-görbe

DTA-görbe értelmezése:

kevés kalcit, esetleg sziderit



## Makroszkópos kőzeteírás

Sárga, limonitfoltos, érdes tapintású, laza kötésű, egyenetlen törésű, gyengén rétegzett kőzet. Makroszkóposan felismerhető ásvány: kvarc, kevés muszkovit. A minta egy részén apró kavicsok észlelhetők (3 mm Ø). Kötőanyaga meszes, 10%-os sósavval rövid ideig habosan pezseg

A 0,1–0,2 mm átm. frakció koaptoltsági vizsgáata (MIHÁLTZ módszer alapján):

I.	1,0 db	$K_1=2,17$
II.	81,0	
III.	18,0	
IV.	—	
	100,0	

Fajsúly: 2,45

Térfogatsúly: 1,82

Porozitás: 25,70%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,00	} (d) 4	Mo, K1	3,88	½	Kalc
14,28			3,79	1	Fp
9,81	4	Ill, Mu	3,71	½	Fp
7,38	} (d) 2	K1	3,62	1	Fp
7,02			3,51	½	K1
6,41	2	Fp	3,34	8	Q
5,02	3	Mu, Ill	3,26	3	Fp
4,49	4	Mo, Ill, K1 (Mu)	3,23	3	Fp
4,27	4	Q	3,04	3	Kalc
4,18	2	Goeth	2,95	½	Fp
4,05	½	Fp	2,90	½	Dol
3,95	½	Fp	2,704	½	P
			2,564	4	Mo, Ill, K1

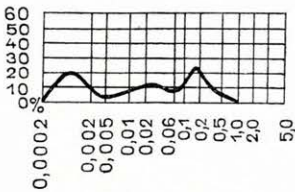
(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Sok kvarc (Q), közepes montmorillonit (Mo), illit (Ill) és földpát (Fp), kevés kalcit (Kalc) és klorit (K1). Igen kevés dolomit (Dol) és goethit (Goeth). Nyomokban pirit (P)

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Közzetani összetétel (%) (eredet és szemmagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
1. Vegyi és biogén eredetű:	Vegyi és biogén ..... 87,0	SiO <sub>2</sub> ..... 7,09
kalcit ..... 87,0	pelit ..... 2,9	TiO <sub>2</sub> ..... 0,10
2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:	közettiszt ..... 3,8	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 2,40
montmorillonit ..... 3,6	homok ..... 6,3	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 0,42
illit ..... 2,8	..... 100,0	FeO ..... 0,07
klorit–kaolinit ..... nyom.	Földtani kifejtődés	MnO ..... 0,09
glaukonit ..... 1,0	Partszegélyi zátonyképződmény	MgO ..... 1,47
..... 7,4		CaO ..... 49,26
3. Törmelékes eredetű:		Na <sub>2</sub> O ..... 0,19
kvarc ..... 1,5		K <sub>2</sub> O ..... 0,45
káliföldpát ..... 1,0		+H <sub>2</sub> O ..... 0,27
albit ..... 1,6		–H <sub>2</sub> O ..... 2,26
anortit ..... 0,6		CO <sub>2</sub> ..... 36,48
..... 4,7		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,04
		..... 100,59
		Nyomelemvizsgálat (ppm)
		B 60 V 10 Sr 1300
		Mn 250 Ti 160 Cr 50
		Pb 16 Ni 1,6 Ba 500
		Ga 1,6

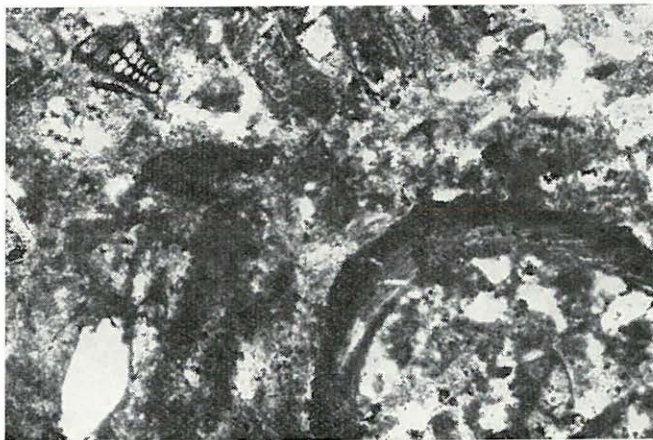
Oldási maradék szemcseösszetétele (%)	
0,5 – 1,0 mm	1,1
0,2 – 0,5	10,8
0,1 – 0,2	26,8
0,06 – 0,1	9,2
<hr/>	
0,02 – 0,06 mm	10,1
0,01 – 0,02	11,3
0,005 – 0,01	8,1
<hr/>	
0,002 – 0,005 mm	2,4
0,000 – 0,002	20,0
Oldási maradék = 12,03%	

Szemcseösszetételi görbe

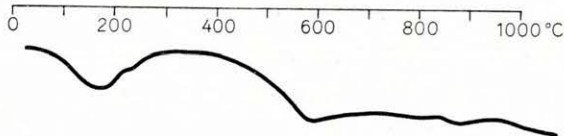


Mikromineralógiai vizsgálat (db) (az oldási maradék 0,1–0,2 mm átm. frakciója)	
Nehézasványok:	Könnyűasványok:
magmás és metamorf:	törmelékes:
magnetit (ilmenit) ..... 41	kvarc ..... 58
gránát ..... 11	kvarcit és közettörmelék ..... 21
cirkon ..... 1	ortoklász–mikroklin ..... szórv.
titánit ..... 8	oligoklász ..... 8
epidot ..... 5	andezin ..... 2
klinozoit ..... 1	muszkovit ..... 1
turmalin ..... 4	mállott földpát ..... 1
hipersztén ..... 2	gyengén rekr. vulk. üveg .... 2
biotit ..... 4	mállott magmás
apatit ..... 6	közettörmelék ..... 6
epigén:	autigén:
limonit ..... 17	kalcidon ..... 1
..... 100	..... 100
Mennyiség = 0,2%	Mennyiség = 99,8%
	vulk. ü. n < 1,555
	n > 1,537
	magm. közettörmelék n > 1,537

## Vékonycsiszolati felvétel



75,2 × || N

DTA-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonycsiszolat leírása

Biogén mészkő, melyet túlnyomó részben foraminiferák és algák építenek fel. A diagenézis folyamán képződött cementáló kalcit-kristályok mérete rendszerint  $<30 \mu$ . A teresztikus törmelékanyag kevéssé osztályozott,  $50-500 \mu$ -tól  $1500 \mu$ -ig. Anyaga kvarc (kvarcit), földpát: ortoklász, mikroklín, antipertit, albit, oligoklász, kevés nagymértékben mállott biotit. Epigén ásvány a szórványos,  $100 \mu$  körüli glaukonit és a más ásványok helyén gyakran észlelhető kalcedon. Kevés, már fel nem ismerhető agyagásványosodott közettörmelék is észlelhető

## DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, illit

## Makroszkópos kőzeteírás

Szürkésfehér, durva tapintású, porózus szövetű, egyenetlen törésű rétegzetlen biogén mészkő, mely teresztikus törmeléklet csak igen kis mennyiségben tartalmaz. 10%-os sósavval élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptalottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszer alapján):

I.	33,5 db	$K_1=1,77$
II.	56,0	
III.	10,5	
IV.	—	
	100,0 db	

Fajsúly:	2,76
Térfogsúly:	1,83
Porozitás:	33,60%
pH ~	6,3

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai  
(oldási maradék)

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,36 (d)	3	Mo	3,200	4	Fp
13,38	1	Mo, III	3,037	1	Kalc
12,47 (d)	$\frac{1}{2}$		2,655	$\frac{1}{2}$	III
9,998	1	III, GI	2,561 (d)	3	Mo, III
7,195	$\frac{1}{2}$	Kaol, KI	2,500	$\frac{1}{2}$	Kalc
6,524	$\frac{1}{2}$	Fp	2,459	2	Q, III
6,411	1	Fp	2,431	$\frac{1}{2}$	Mo
4,967	$\frac{1}{2}$	III, Szer	2,402 (d)	1	GI, KI?
4,484	2	Mo, III	2,284	1	Q
4,270	2	Q	2,128	1	Q
4,036	$\frac{1}{2}$	Fp	2,008 (d)	$\frac{1}{2}$	III
3,776	2	Fp	1,977	2	Q
3,670	$\frac{1}{2}$	Fp, GI	1,820	2	Q
3,499	$\frac{1}{2}$	Fp, KI?	1,671	$\frac{1}{2}$	Q
3,348	6	Q (III)	1,542	2	Q
3,245	4	Fp	1,528	$\frac{1}{2}$	KI
3,226	3	Fp	1,506	$\frac{1}{2}$	Mo
			1,496 (d)	$\frac{1}{2}$	III

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q), földpát (Fp), montmorillonit (Mo), kevés illit (III), kevés klorit—kaolinit? (KI—Kaol), kevés kalcit (Kalc). Nyomokban glaukonit (GI). Montmorillonit—illit: véletlenszerűen kevert rácszerkezet.)

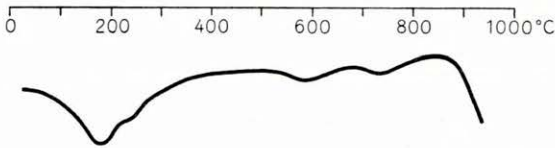


## Vékonycsiszolati felvétel



27,5 × || N

## DTA-görbe



## Vékonycsiszolat leírása

A kőzetet mikro- és makrofauna héjtöredékek és algatöredékek építik fel, melyek mellett számottevő mennyiségben található homok, ill. kőzetliszt finomságú törmelékes eredetű anyag. A biogén törmeléket és a homokszemcséket 10–20  $\mu$ -os diagenetikusan képződött kalcit cementálja; a többnyire 50–600  $\mu$ -os homokszemcsék gyenge osztályozottságot tükröznek. A teresztrikus anyagot elsősorban kvarc, kevesebb kvarcit, ortoklász és savanyú plagioklász képviseli. Ritkábban közethomok is előfordul (kvarcporfír). Muszkovit–szericit, mállott biotit ritkábban észlelhető ásványok. Gyakori és a kőzetre jellemző az autigén, max 400  $\mu$ -os, kerekded metszetekben észlelhető, sok esetben a foraminiferák belsejét kitöltő glaukonit. A kőzetben a héjak kontúrja mentén, kisebb fészkekben és finomdiszperz eloszlásban számottevő limonit észlelhető.

## DTA-görbe értelmezése:

kalcit, kvarc, kevés illit

## Makroszkópos kőzeteírás

Barnásszürke, lyukacsos szövetű, osztályozatlan szemcseösszetételű, erősen meszes homokkő. A kőzet durva tapintású, egyenetlen törésű, közepes keménységű, rétegzetlen. 10%-os sósavval élenken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszer alapján):

I.	32,5 db	
II.	47,5	$K_1 = 1,88$
III.	19,5	$K_2 = 1,86$
IV.	0,5	
	100,0 db	

Fajsúly:	2,73
Térfogsúly:	2,15
Porozitás:	21,20%
pH ~	6,7

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

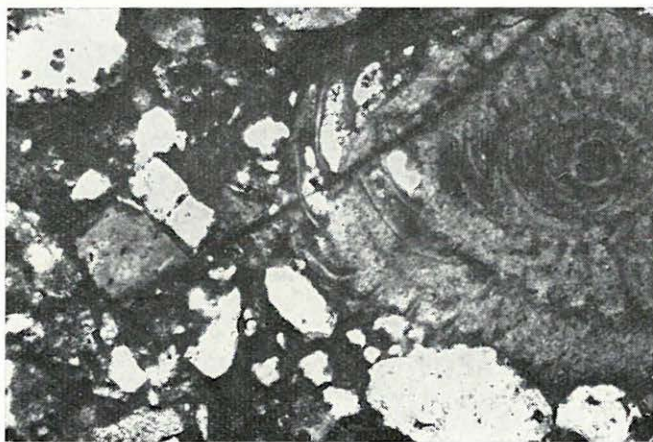
$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,47	$\frac{1}{2}$	Mo	3,02	8	Kalc
13,18	$\frac{1}{2}$	Mo	2,838	$\frac{1}{2}$	Kalc
11,14	$\frac{1}{2}$	Ill, Mo	2,578	$\frac{1}{2}$	Gl
9,94	1	Ill, Gl	2,549	$\frac{1}{2}$	Ill
7,166	$\frac{1}{2}$	Kaol, Kl	2,489	3	Kalc
4,49 (d)	$\frac{1}{2}$	Gl, Mo	2,459	1	Q
4,24	1	Q	2,281	4	Kalc, Q
4,18	$\frac{1}{2}$	Goeth	2,126	$\frac{1}{2}$	Q
3,84	2	Kalc	2,091	3	Kalc
3,66	$\frac{1}{2}$	Gl	1,924	1	Kalc
3,34	3	Q	1,909	3	Kalc
3,24	1	Fp	1,871	3	Kalc
3,21	$\frac{1}{2}$	Fp	1,816	$\frac{1}{2}$	Q

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Igen sok kalcit (Kalc), közepes mennyiségű kvarc (Q), kevés földpát (Fp), illit (Ill), nyomokban glaukonit (Gl), goethit (Goeth) és klorit (Kl), kaolinit? (Kaol)

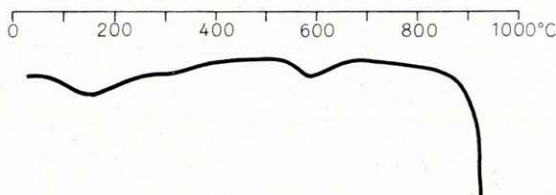


## Vékonyesizolati felvétel



35 × || N

## DTA-görbe



## Vékonyesizolat leírása

A kőzetet lithothamniumok, faunahéj-töredékek és teresztrikus, homokszem nagyságú ásvány-, ill. kőzettörmelék építi fel. A szemcseösszetétel osztályozatlan. A biogén törmelék és a teresztrikus anyagot 10  $\mu$  körüli diagenetikusan képződött karbonátkristályok és agyagásványok lazán cementálják. Az 50–2000  $\mu$ -os homokszemesék alig koptatottak; legnagyobb mennyiségű a kvarc (50–800  $\mu$ , sok esetben hullámos kioltású), kevesebb a kvarcit (max 800  $\mu$ ) és a földpát: ortoklász, savanyú plagioklász (max 400  $\mu$ ); gyakori a kvarcporfirhomok (nagy mértékben szericitesedett alanyaggal), ritkábban muszkovit (100  $\mu$ ) és kevés biotit is észlelhető. 50–100  $\mu$ -os halmazokban, vékony erekben másodlagos vasásványkiválás figyelhető meg. Az epigén limonit az ásvány- és héjtöredékek mentén vált ki, sok esetben a héjtöredékek kalcit anyagának helyét foglalja el, néhol finomdiszperz eloszlású

## DTA-görbe értelmezése:

kalcit, kvarc, kevés illit

## Makroszkópos közzeteírás

Barnássárga színű, héjtöredékeket és lithothamnium töredékeket nagy mennyiségben tartalmazó, osztályozatlan szemcséjű homokkő. A kőzet durva tapintású, egyenetlen törésű, rétegzetlen, kézzel nehezen morzsolható. 10%-os sósavval kissé habosan pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatlansági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	29,0 db	$K_1 = 1,88$
II.	54,5	
III.	16,5	
IV.	—	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,69  
Térfogatsúly: 2,05  
Porozitás: 23,70%  
pH ~ 6,5

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,52	$\frac{1}{2}$	Mo, Kl	3,19	1	Fp
9,93	1	Ill, Mu, Szer	3,02	5	Kalc
7,155	$\frac{1}{2}$	Kl	2,835	$\frac{1}{2}$	Kalc
7,14	1	Kaol	2,571	$\frac{1}{2}$	Ill, Kaol, Kl, Mo
4,98	1	Ill, Mu, Szer	2,491	2	Kalc
4,55	$\frac{1}{2}$	Mo	2,455	$\frac{1}{2}$	Q
4,24	1	Q	2,281	2	Q, Kalc
4,18	$\frac{1}{2}$	Goeth	2,234	$\frac{1}{2}$	Q
3,85	1	Kalc	2,125	$\frac{1}{2}$	Q
3,77	$\frac{1}{2}$	Fp	2,092	2	Kalc
3,560	$\frac{1}{2}$	Kaol	1,992	$\frac{1}{2}$	Ill
3,535	$\frac{1}{2}$	Kl	1,973	$\frac{1}{2}$	Q
3,34	4	Q (Ill, Mu, Szer)	1,907	2	Kalc
3,23	2	Fp	1,872	2	Kalc

(d) = diffúz csúc

Értelmezés: Sok kalcit (Kalc), közepes mennyiségű kvarc (Q), kevés földpát (Fp), kevés illit (Ill), muszkovit–szericit (Mu–Szer) és kaolit (Kaol); igen kevés klorit (Kl), montmorillonit (Mo) és goethit (Goeth)

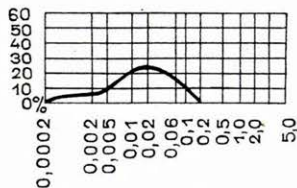


## Zengővárkony 51. sz. fúrás

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Közetlani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
1. Vegyi és biogén eredetű:	Vegyi és biogén ..... 83,7	SiO <sub>2</sub> ..... 11,56
kalcit ..... 81,0	pelit ..... 2,4	TiO <sub>2</sub> ..... 0
dolomit ..... 2,0	kőzetliszt ..... 11,0	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 1,80
sziderit ..... 0,2	homok ..... 2,9	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 0,78
limonit (goethit) ..... 0,5		FeO ..... 0,21
		MnO ..... 0,02
		MgO ..... 0,83
2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:	<i>Földtani kifejlődés</i>	CaO ..... 46,95
montmorillonit ..... 3,0	Partszegélyi zátonyképződmény	Na <sub>2</sub> O ..... 0,06
illit ..... 2,8		K <sub>2</sub> O ..... 0,50
klorit ..... 2,8		+ H <sub>2</sub> O ..... 1,97
		- H <sub>2</sub> O ..... 0,14
3. Törmelékes eredetű:		CO <sub>2</sub> ..... 35,85
kvarc ..... 7,1		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,03
kálicföldpát ..... 1,8		
albit ..... 0,5		
anortit ..... 0,1		
magnetit ..... 0,3		
		100,47
		<i>Nyomelemvizsgálat (ppm)</i>
		B 50 Ni 6
		Mn 400 Sr 800
		Pb 1,3 Cr 6
		Ga 1,3 Ba 100

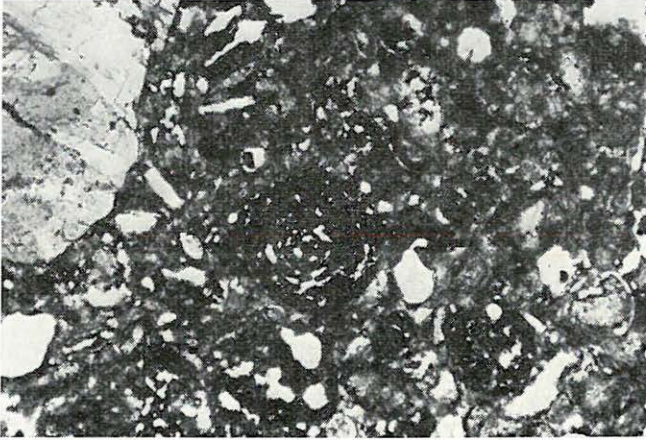
Oldási maradék szemcseösszetétele (%)		
0,5 – 1,0 mm	0,0	17,4
0,2 – 0,5	0,0	
0,1 – 0,2	5,4	
0,06 – 0,1	12,0	
<hr/>		
0,02 – 0,06 mm	21,2	67,2
0,01 – 0,02	25,8	
0,005 – 0,01	20,2	
<hr/>		
0,002 – 0,005 mm	8,2	14,6
0,000 – 0,002	6,4	
Oldási maradék = 6,45%		

Szemcseösszetételei görbe

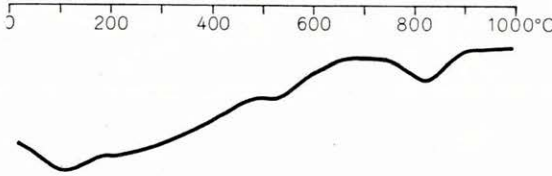


Mikromineralógiai vizsgálat (db) (az oldási maradék 0,1–0,2 mm átm. frakciója)	
<b>Nehézasványok:</b>	<b>Könnyűasványok:</b>
magmás és metamorf:	törmelékes:
magnetit ..... 36	kvarc ..... 59
gránát ..... 11	kvarcit és közettörmelék ..... 12
disztén ..... 2	ortoklász ..... 3
cirkon ..... 14	albit ..... 1
titanit ..... 15	oligoklász ..... 2
epidot ..... 3	muszkovit ..... 1
turmalin ..... 1	kovával cementált
amfibol ..... 1	agyagásványiszemcse ..... 22
biotit ..... 2	
klorit ..... 1	100
epigén:	Mennyiség = 94,3%
limonit ..... 14	
	100
Mennyiség = 5,7%	

## Vékonycsiszolati felvétel



27,5 × || N

DTA-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonycsiszolat leírása

Biogén mészkő, a makro- és mikrofauna-töredékeket 50 µ-ig terjedő méretű kalcitkristályok cementálják. A héjakat alkotó vagy az egykori fauna helyét kitöltő kalcitkristályok a kőzetet cementáló kalcitkristályoknál durvábbak. Gyakori a teresztrikus törmelék: 0,15–0,30 mm-től aprókavics szemmagyságig; főleg kvarc (kvarcit) és kvarcporfirtöredék, valamint földpát: ortoklász, savanyú plagioklász. A földpátok helyén gyakran észlelhető kalcit pszeudomorfoza

## DTA-görbe értelmezése:

illit, kevés kalcit

## Makroszkópos közleírás

Sárgásfehér, üreges szövetű, durva tapintású, közepes keménységű, egyenetlen törésű, biogén mészkő. Szabad szemmel is jól észlelhető mennyiségben homokot és apró kavicsot tartalmaz. 10%-os sósavval élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	12,5 db	
II.	65,0	$K_1 = 2,11$
III.	21,5	$K_2 = 2,07$
IV.	1,0	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,86  
Térfogatsúly: 2,00  
Porozitás: 20,92%

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai  
(oldási maradék)

d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
15,52	(d) 4	Mo	3,33	8	Q, III
14,55			3,23	3	Fp
10,41			3,18	1/2	Fp
9,80	(d) 2	III	3,03	3	Kalc
7,16			1/2	1	Dol
5,00	1	Mu, Szer, III	2,778	1/2	Szid
4,46	(d) 3	Mo, III	2,568	(d) 3	Mo, III
4,44			2,550		
4,25			2,492		
3,95	1/2	Fp	2,452	1	Kalc
3,83	1	Kalc	2,277	2	Kalc
3,76	1	Fp	2,232	2	III
3,62	1/2	Fp	2,122	1	Q
3,51	1/2	Kl	2,091	1/2	Kalc
3,46	1	Fp	1,978	2	III

(d)=diffúz csúcs

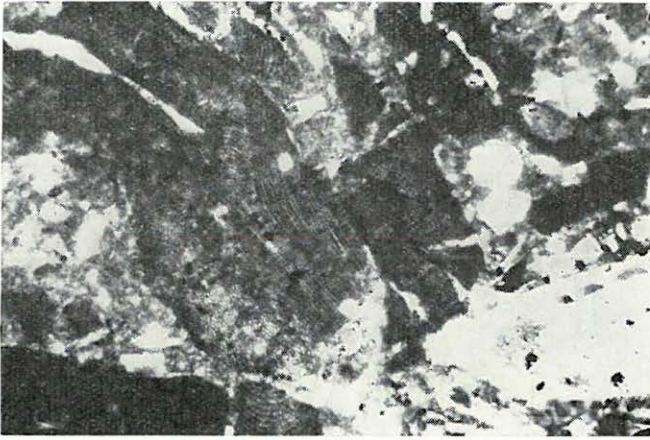
Értelmezés: Sok kvarc (Q), közepes mennyiségű kalcit (Kalc), montmorillonit (Mo), földpát (Fp), kevesebb illit (III), igen kevés sziderit (Szid) és klorit (Kl)



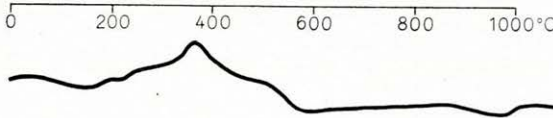
(23,2—24,2 m)

31. melléklet

## Vékonycsiszolati felvétel



35 × || N

DTA-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonycsiszolat leírása

Biogén mészkő, melyet lithothamniumok és faunahéj-töredékek építenek fel. A kőzet törlemelkes eredetű anyagot csak szórványosan tartalmaz; a vékonycsiszolatban kevés, max 100 μ-os kvarc és kvarcít, kevesebb ortoklász és oligoklász, szórványosan kvarcporfir-töredék figyelhető meg. A földpátok mállottak. Apró fészkekben, főleg a héjtöredékek mentén, vagy finomdiszperz csozlásban, limonitkiválás észlelhető.

## DTA-görbe értelmezése:

illit

## Makroszkópos közeleírás

Sárgásfehér színű, kissé lyukacsos szövétű mészkő. Böven tartalmaz faunahéj-töredéket. Durva tapintású, egyenetlen törésű, közepes keménységű. Rétegzettséget nem tükröz, 10%-os sósavval élénken, hosszantartóan pezseg. Színét limonitkiválás okozza.

## Az oldási maradék

0,1—0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	56,5 db	K <sub>1</sub> =1,49
II.	38,0	
III.	5,5	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,77  
Térfogatsúly: 2,44  
Porozitás: 11,90%  
pH ~ 7,0

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai  
(oldási maradék)

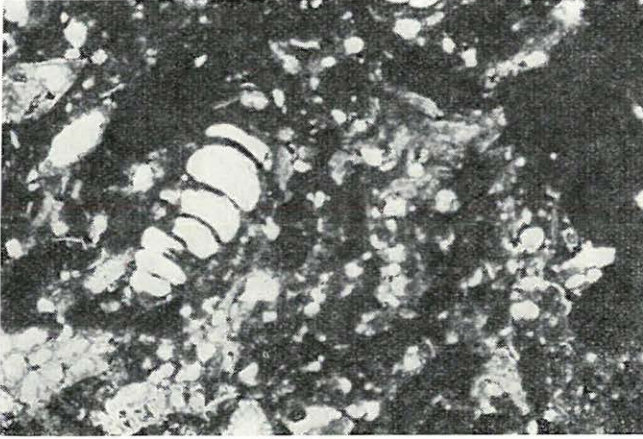
d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
14,76	4	Mo	3,040	½	Kalc
11,96	2	Mo, Ill	2,889	½	Dol
9,861	3	Ill, Szer	2,575	3	Ill
7,149 (d)	2	Kaol	2,553	3	Mo, Kaol
5,029 (d)	1	Ill, Szer	2,449	4	Q
4,446	4	Mo, Ill	2,274	2	Q
4,349	2	Kaol	2,121	3	Q
4,232	5	Q	1,977 (d)	2	Q, Ill
4,152	3	Kaol, Goeth	1,815	3	Q
3,765	2	Fp	1,708 (d)	2	Mo
3,567 (d)	½	Kaol	1,668	2	Q
3,330	8	Q, Ill	1,600 (d)	½	Kaol
3,229	3	Fp	1,551	½	Kl?
3,179	2	Fp	1,538	3	Q

(d)=diffúz csúcs

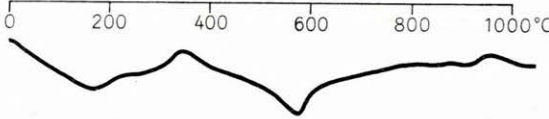
Értelmezés: Sok kvarc (Q), közepes mennyiségű montmorillonit (Mo), kevesebb illit, szericit (Ill, Szer), kevés kaolinit (Kaol), igen kevés kalcit (Kalc) és dolomit (Dol), nyomokban goethit (Goeth) és klorit (Kl). (Montmorillonit—illit véletlenül kevert rácszerkezet.)



## Vékonycsiszolati felvétel



27,5 × || N

DTA-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonycsiszolat leírása

Porózus szövétü biogén mészkő, melyet zöm-  
mel lithothamniumok, foraminiférák, keve-  
sebb Bryozoa és makrofauna-héjtöredék épít  
fel. A kőzetet cementáló kalcitkristályok 10  
 $\mu$ -osak, vagy ennél kisebbek. A törmelékes  
eredetű ásványszemese kevés, főleg 50  $\mu$ -os,  
ritkábban 100  $\mu$ -os kvarc (kvarcit), szórva-  
nyosan földpát, muszkovit, biotit és magnetit.  
A földpátok mállottak, a szilikátok szerici-  
tes–kloritos lebontása helyenként megfi-  
gyelhető. Az algametszetek pörusüregeiben  
keves (50–100  $\mu$ -os) glaukonit képződött.  
A héjtöredékek mentén egyes foltokban  
intenzív limonitkiválás történt. A vékony-  
csiszolatban is jól észlelhető likacsok mérete  
50–1000  $\mu$ -ig terjed

## DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, kaolinit

## Makroszkópos közleírás

Szürkésfehér, porózus szövétü, durva tapintású,  
egyenetlen törésű biogén mészkő. A mintán rétegzett-  
ség nem észlelhető. Törmelékes eredetű ásványként  
szórvaonyosan kvarc és muszkovit ismerhető fel, mére-  
tük <1 mm. 10%-os sóssavval élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata  
(MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	14,5 db	
II.	57,5	$K_1=2,14$
III.	27,5	$K_2=2,12$
IV.	0,5	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,74  
Térfogatsúly: 1,86  
Porozitás: 32,1%

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai  
(oldási maradék)

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,00	4	Mo	3,181	2	Fp
9,86	2	III	2,551 (d)	3	Mo, III
7,132	1	Kaol (?)	2,450	1/2	Q
4,995	1/2	III	2,271	1	Q
4,462	3	Mo, III	2,120	1	Q
4,236	2	Q	1,979	1	III
4,150	1/2	Goeth	1,810	1	Q
3,993	1/2	Fp	1,665	1	Q
3,329	6	III, Q	1,537	1	Q
3,254	1	Fp	1,500 (d)	1	Mo
3,223	3	Fp	1,492	1/2	Kaol (?)

(d)=diffúz csúcs

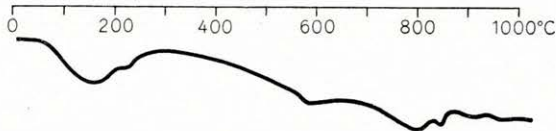
Értelmezés: Sok montmorillonit (Mo), közepes mennyiségű illit (III) és kvarc (Q),  
igen kevés földpát (Fp), nyomokban goethit (Goeth)



## Vékonycsiszolati felvétel



27,5 × || N

DT A-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonycsiszolat leírása

Biogén mészkő, melyet uralkodó részben foraminiferák, algák, alगतoredékek, kisebb részben teresztrikus törmelékanyag épít fel. A diagenézis folyamán képződött cementáló kalcitkristályok mérete 1–50  $\mu$ . A teresztrikus törmelék szemcseösszetétele kevésbé osztályozott: 50–500  $\mu$ . Leggyakoribb a kvarc, mely sok esetben hullámos kioltású, s többnyire füzérszerű zárványsort tartalmaz (gránitból). A kisebb mennyiségben képviselt földpátok között savanyú plagioklász, kevés ortoklász, szórványosan mikroklin fordul elő. A színes szilikátokat a többnyire már mállott biotit képviseli, amelynek átalakulásával klorit is képződött. Szórványosan muszkovit is észlelhető. A nehézasványokat a biotit mellett a cirkon és apatit, valamint a magnetit képviseli (50  $\mu$ ). Epigén ásványnak tekinthető a színes szilikátok helyén képződött kalcedon, földpát-pszeudomorfoza kalcit és az 50  $\mu$ -os fészkekben észlelhető limonit

## DT A-görbe értelmezése:

illit, montmorillonit

## Makroszkópos közetleírás

Sárgásfehér, porózus szövétű, egyenetlen törésű, durva tapintású lithothammios mészkő. A közet nem rétegzett. Apró foltokban okkersárga, limonitos színeződés észlelhető. 10%-os sósavval élénken pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	16,5 db	
II.	52,0	$K_1 = 2,16$
III.	30,5	$K_2 = 2,12$
IV.	1,0	
	100,0 db	

Fajsúly: 2,73  
Térfogatsúly: 2,69  
Porozitás: 17,2%

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,24	½	Mo	3,129	½	Fp
9,95	1	Ill	3,029	10	Kalc
7,08	1	Kaol, Kl	2,902	1	Kalc
4,93	1	Ill, Mu	2,837	2	Kalc
4,48	1	Mo	2,560	1	Mo, Ill, Kaol
4,25	1	Q	2,491	3	Kalc
3,827	4	Kalc	2,456	½	Q
3,540 (d)	1	Kaol, Kl	2,279	4	Kalc
3,340	3	Q	2,125	½	Q
3,236	2	Fp	2,092	3	Kalc
3,186	1	Fp			

(d)=diffúz csúcs

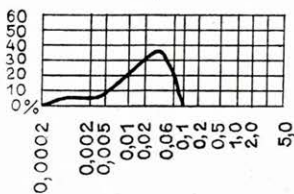
Értelmezés: Uralkodó mennyiségű kalcit (Kalc), kevés kvarc (Q), igen kevés földpát (Fp), illit (Ill), nyomokban montmorillonit (Mo), kaolinít–klorit? (Kaol–Kl?)



Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
1. Vegyi és biogén eredetű:	Vegyi és biogén ..... 15,7	SiO <sub>2</sub> ..... 48,19
kalcit (aragonit) ..... 8,0	pelit ..... 14,0	TiO <sub>2</sub> ..... 0,52
dolomit ..... 1,0	kőzetliszt ..... 69,4	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 17,67
sziderit ..... 2,0	homok ..... 0,9	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 3,76
pirit ..... 3,9	..... 100,0	FeO ..... 3,04
limonit ..... 0,8		MnO ..... 0,13
..... 15,7		MgO ..... 1,22
2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikusan eredetű:	<i>Földtani kifejlődés</i>	CaO ..... 6,95
montmorillonit ..... 8,0	Felsősvízi, édesvízi képződmény	Na <sub>2</sub> O ..... 0,51
illit ..... 29,0		K <sub>2</sub> O ..... 3,42
kaolinit ..... 9,0		+ H <sub>2</sub> O ..... 6,19
klorit ..... 8,0		- H <sub>2</sub> O ..... 3,23
..... 54,0		CO <sub>2</sub> ..... 4,32
3. Törmelékes eredetű:		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,13
kvarc ..... 16,3		S ..... 2,09
káli földpát ..... 4,2		..... 101,37
albit ..... 4,2		- O ..... 1,05
anortit ..... 1,4		..... 100,32
muszkovit ..... 2,0		
rutil-titanit ..... 0,3		
apatit ..... 0,2		
..... 28,6		
		<i>Nyomelemvizsgálat (ppm)</i>
		B 300                      Ti 6000
		Mn 1300                    Zn 300
		Pb 50                        Ni 100
		Ga 50                        Co 16
		Mo 13                       Sr 250
		V 160                        Cr 130
		Ba 200

Oldási maradék szemcseösszetétele (%)	Mikromineralógiai vizsgálat (db) (az oldási maradék 0,1–0,2 mm átm. frakciója)
0,5 – 1,0 mm ..... 0,0	
0,2 – 0,5 ..... 0,0	
0,1 – 0,2 ..... 0,0	
0,06–0,1 ..... 1,1	
.....	
0,02 – 0,06 mm ..... 36,2	
0,01 – 0,02 ..... 28,2	
0,005–0,01 ..... 15,9	
.....	
0,002–0,005 mm ..... 8,0	
0,000–0,002 ..... 8,1	
..... 16,1	
Oldási maradék = 83,55%	
	<i>Nehézasványok:</i>
	magmás és metamorf:
	magnetit ..... 3
	gránát ..... 3
	cirkon ..... 2
	titanit ..... 3
	epidot ..... 2
	turmalin ..... 1
	biotit ..... 2
	klorit ..... 1
	apatit ..... 3
	<i>Könnyűasványok:</i>
	törmelékes:
	kvarc ..... 50
	kvarcit és kőzettörmelék ..... 4
	káli földpát ..... 2
	oligoklász ..... 3
	muszkovit ..... 2
	vulkáni üveg ..... 5
	kovával cementált agyagásványszemcse ..... 34
	..... 100
	Mennyiség = 94,4%
	epigén:
	pirit ..... 80
	..... 100
	Mennyiség = 5,6%
	vulk. üveg n > 1,537 n < 1,555

Szemcseösszetételi görbe



(51,0–65,0 m)

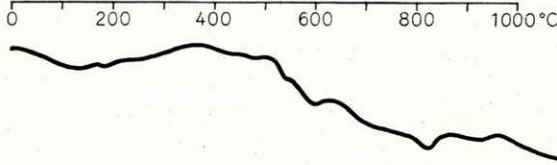
34. melléklet

## Vékonycsiszolati felvétel

## Vékonycsiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

## DTA-görbe



## DTA-görbe értelmezése:

illit, montmorillonit, kevés kaolinit, szerves anyag

## Makroszkópos közleírás

Szürke, tömött szövétű, kissé érdes tapintású, egyenetlen törésű, gyengén rétegzett, körömmel karcolható kőzet. Gyakori az apró csiga és kagylóléhtëjtöredék. 10%-os sósavval habosan, gyengén pezseg

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	30 db	$K_1 = 1,80$
II.	60,0	
III.	10,0	
100,0 db		

Fajsúly: 2,65  
Térfogatsúly: 1,73  
Porozitás: 34,7%  
pH ~ 6,8

## Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,50	3	Mo	3,34	8	Q, III
14,45	3	Mo, K1	3,29	1	Ar
13,0	2	Mo, III	3,23	3	Fp
9,94	4	III (Mu, Szer)	3,22	2	Fp
7,28	} 4	Kaol	3,19	3	Fp
7,15			3,12	2	P
7,08	4	K1	3,03	4	Kalc
4,48	6	III	2,88	2	Dol
4,44	6	Mo, Kaol	2,800	2	Szid
4,25	6	Q	2,713	3	P
3,84	2	Kalc	2,619	2	III
3,565	} (d) 4	Kaol	2,573	6	III, K1, Mo
3,540			2,563	6	Kaol
3,51	3	K1	2,495	4	Kalc, Ar
3,39	2	Ar	2,455	4	Q
			2,394	4	Dol, Ar

(d)=diffúz csúcs

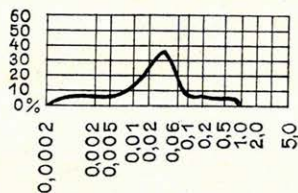
Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q), illit (III), kevesebb kaolinit (Kaol), klorit (K1), földpát (Fp), kalcit és aragonit (Kalc, Ar), kevés montmorillonit (Mo), igen kevés pirit (P), sziderit (Szid), dolomit (Dol)

## Pécsszaboles II. sz. fúrás

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
1. Vegyi és biogén eredetű:	Vegyi és biogén ..... 10,4	SiO <sub>2</sub> ..... 58,53
kalcit ..... 3,4	pelit ..... 12,3	TiO <sub>2</sub> ..... 0,63
dolomit ..... 5,0	kőzetliszt ..... 58,5	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 15,26
pirit ..... 2,0	homok ..... 18,8	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 1,92
10,4	100,0	FeO ..... 2,53
2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:	Földtani kifejtődés	MnO ..... 0,12
illit ..... 22,0	Félsósvízi, édesvízi képződmény	MgO ..... 2,23
klorit ..... 5,2		CaO ..... 4,25
kaolinit ..... 4,2		Na <sub>2</sub> O ..... 1,26
31,4		K <sub>2</sub> O ..... 3,50
3. Törmelékes eredetű:		+ H <sub>2</sub> O ..... 4,28
kvarc ..... 28,0		- H <sub>2</sub> O ..... 0,93
kálföldpát ..... 8,2		CO <sub>2</sub> ..... 3,83
albit ..... 10,2		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,11
anortit ..... 3,4		SO <sub>3</sub> ..... 0,25
muszkovit ..... 4,0		S ..... 1,12
biotit ..... 1,5		100,75
rutil-titanit ..... 0,3		- O ..... 0,61
apatit ..... 0,2		100,14
55,8		
		Nyomelemvizsgálat (ppm)
		B 100 Ti 4000
		Mn 400 Ni 6
		Pb 10 Sr 30
		Ga 10 Cr 20
		V 16 Ba 80
		Li 160

Oldási maradék szemcseösszetétele (%)	
0,5 - 1,0 mm	1,6
0,2 - 0,5	4,3
0,1 - 0,2	6,6
0,06 - 0,1	8,6
<hr/>	
0,02 - 0,06 mm	35,4
0,01 - 0,02	20,8
0,005 - 0,01	9,8
<hr/>	
0,002 - 0,005 mm	6,7
0,000 - 0,002	7,1
<hr/>	
Oldási maradék=86,0%	

Szemcseösszetéti görbe



Mikromineralógiai vizsgálat (db) (0,1-0,2 mm átm. frakció)	
Nehézasványok:	Könnyűasványok:
magmás és metamorf:	törmelékes:
magnetit ..... 1	kvarc ..... 62
gránát ..... 3	kvarcit és közettörmelék ..... 6
disztén ..... szórv.	kálföldpát
cirkon ..... szórv.	(ortoklász-mikroklin) ..... 7
titanit ..... 2	oligoklász ..... 2
turmalin ..... 1	andezin ..... 1
epidot ..... szórv.	muszkovit ..... 10
augit ..... szórv.	szericit ..... szórv.
amfibol (zöld) ..... 7	kovával cementált
biotit ..... 71	agyagásványsemcse ..... 12
klorit ..... 9	100
apatit ..... 1	
epigén:	Mennyiség=94,14%
pirit ..... 1	A kvarc gyakran hullámos kioltású.
limonit ..... szórv.	A kovával cementált agyagásványok
kalcit ..... 4	főleg földpát és biotit lebontásával
100	képződtek
Mennyiség=5,86%	
A biotit többnyire fakult barnászöld, gyakran rutiltűzárványokat tartalmaz	

(21,9—51,6 m)

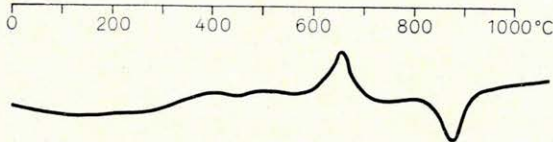
35. melléklet

Vékonyiszolati felvétel

Vékonyiszolat leírása

Nem csiszolható kőzet

DTA-görbe



DTA-görbe értelmezése:

pirit, kalcit

Makroszkópos kőzeteírás

Szürke, gyengén rétegzett, földes törésű, körömmel karcosított kőzet. A rétegzettségnek megfelelően a kőzetliszt és homokfrakció aránya változik. Makroszkóposan is jól észlelhető ásvány a muszkovit, max 1,5 mm-es mérettel. A kőzetmintán elmosódott növénylenyomat és kevés, max 2 mm-es vékony falú héjtörődék észlelhető. 10%-os sósavval kissé habosan pezseg

Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	22,5 db	
II.	59,0	$K_1=1,97$
III.	17,5	$K_2=1,93$
IV.	$\frac{1,0}{100,0}$ db	

Fajsúly: 2,74

Térfogatsúly: 1,85

Porozitás: 32,4%

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai

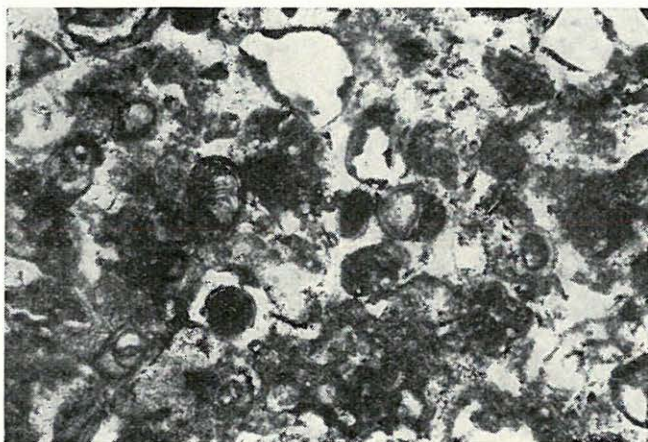
d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
14,01	2	Kl	2,971	1	Fp
9,839	5	III (Mu, Szer, Biot)	2,885	4	Dol
			2,848	2	III (Mu, Szer)
7,019	4	Kl, Kaol	2,702	2	P
6,411	½	Fp	2,680	1	Dol
4,951	3	III (Mu, Szer)	2,555	3	III (Mu, Szer, Biot)
4,701	2	Kl			
4,457	2	III (Mu, Szer, Biot)	2,507	½	Kl
			2,482	1	Kaol
4,238	3	Q	2,450	2	Q
4,018	2	Fp	2,414	½	Dol, P
3,852	½	III (Mu, Szer, Kalc)	2,379 (d)	1	III (Mu, Szer)
			2,275	3	Q, Kalc
3,763	1	Fp	2,190	½	Dol
3,661	1	Fp	2,122	2	Q
3,544	} (d)	Kaol	1,986	4	Kl, III (Mu, Szer)
3,517			5		
3,334	8	Q, III (Mu, Szer, Biot)	1,979	4	Kl
			1,908	2	Kalc
3,233	3	Fp	1,815	3	Q
3,204	4	Fp	1,631	1	P
3,183	4	Fp	1,539	3	Q
3,124	1	P	1,536	3	Kl, III
3,020	3	Kalc	1,498	1	Kaol

(d)=diffúz csúcs

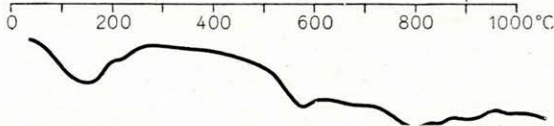
Értelmezés: Sok kvarc (Q), közepes mennyiségű illit (Ill), kevesebb muszkovit (Mu), szericit (Szer), klorit (Kl) és földpát (Fp), kevés kalcit és dolomit (Kalc, Dol), csekély mennyiségű pirit (P) és kaolinit (Kaol)

Ásványos összetétel (%) (eredet szerint)	Kőzettani összetétel (%) (eredet és szemnagyság szerint)	Kémiai összetétel (%)
<b>1. Vegyi és biogén eredetű:</b> kalcit ..... 87,0 dolomit ..... 6,0 limonit (goethit) ..... 0,4 <span style="float: right;">93,4</span>	Vegyi és biogén ..... 93,4 pelit ..... 1,9 kőzetliszt ..... 3,0 homok ..... 1,7 <span style="float: right;">100,0</span>	SiO <sub>2</sub> ..... 5,20 TiO <sub>2</sub> ..... nyom. Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 0,91 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 0,46 FeO ..... 0,02 MnO ..... 0,19 MgO ..... 1,59 CaO ..... 50,15 Na <sub>2</sub> O ..... 0,05 K <sub>2</sub> O ..... 0,10 + H <sub>2</sub> O ..... 0 - H <sub>2</sub> O ..... 0,14 CO <sub>2</sub> ..... 41,83 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ..... 0,02 <span style="float: right;">100,66</span>
<b>2. Törmelékes, kolloidális és diagenetikus eredetű:</b> montmorillonit (illitell) ..... 3,0	<b>Földtani kifejlődés</b>	
<b>3. Törmelékes eredetű:</b> kvarc ..... 3,0 kálföldpát ..... 0,2 plagioklász ..... 0,5 <span style="float: right;">3,7</span>	<b>Partszegélyi képződmény</b>	
		<b>Nyomelemvizsgálat (ppm)</b>
		Mn 1300                      Ni 3 Pb 6                              Sr 1000 Ga 1,3                          Cr 8 <span style="float: right;">Ba 400</span>
<b>Oldási maradék szemcseösszetétele (%)</b>	<b>Mikromineralógiai vizsgálat (db)</b> (az oldási maradék 0,1–0,2 mm átm. frakciója)	
0,5 – 1,0 mm                      0,0 0,2 – 0,5                              8,2                      26,0 0,1 – 0,2                              8,4 0,06 – 0,1                              9,4	<b>Nehézasványok:</b>	<b>Könnyűasványok:</b>
<hr/> 0,02 – 0,06 mm                      15,2 0,01 – 0,02                              14,5                      45,6 0,005 – 0,01                              15,9	magmás és metamorf: magnetit (ilmenit) ..... 76 rutil ..... 2 anatóz ..... 1 * gránát ..... 2 cirkon ..... 2 titánit ..... szór.v. klinozoit ..... 1 epidot ..... 1 amfibol (zöld) ..... 1 biotit (fakult) ..... 3 klorit ..... 2 apatit ..... 5	törmelékes: kvarc ..... 78 kvarcit ..... 9 oligoklász ..... 2 * vulkáni kőzet homokszem nagyságú törmeléke ..... 6 kovával cementált agyagásványszemcse ..... 4
0,002 – 0,005 mm                      15,2 0,000 – 0,002                              14,1                      29,3	epigén: limonit ..... 4 <span style="float: right;">100</span>	autigén: kvarcin ..... 1 <span style="float: right;">100</span>
Oldási maradék = 6,07%	Mennyiség = 1,0%	Mennyiség = 99,0%  * Vulkáni kőzettörmelék kevés üveggel vulkáni üveg n > 1,537 n < 1,555
<b>Szemcseösszetételei görbe</b>		

## Vékonycsiszolati felvétel



27,5 × || N

DTA-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonycsiszolat leírása

Biogén mészkő, mely főleg foraminiferák diagenézise folyamán képződött. A cementáló kalcitkristályok 10–100  $\mu$ -osak. A kőzet kis mennyiségű teresztrikus törmelékkel tartalmaz, egyenletes elosztásban. A teresztrikus anyag kevésbé osztályozott, mérete 50–600  $\mu$ . Anyaga főleg kvarc, szórványosan savanyú plagioklász. A kvarc gyakran hullámos kioltású. Gyakori a homokszem nagyságú közettörmelék is, főleg effuzív magmás eredetű, többnyire erősen mállott, agyagásványosodott szemcsék, melyek helyén gyakran már csak halmazpolarizációs kalcedonféle észlelhető. A törmelékcsomagok eredetű szemcsék – s a foraminiferákat is – gyakran a kontúrt követő limonittal kis mértékben festett finomkristályos kalcit veszi körül, mely feltehetően görgetettséggel kapcsolatos ritmikus kicsapódással képződött kérgezőt tükröz, s a kőzetnek oolitos jellegét ad. A foraminiferahéjak mentén, ritkábban azok belsejében és a törmelékcsomagok eredetű szemcsék szegélyénél limonitkiválás figyelhető meg.

## DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, illit

## Makroszkópos közleírás

Szürkésfehér, érdes tapintású, finomlikaesos, egyenetlen törésű, kemény kőzet, rétegzettség nem figyelhető meg. Kevésbé osztályozott, teresztrikus törmelékanyagot (max 3 mm-es), főleg kvarcot tartalmaz. Kisebbségi fészkekben és finomdiszperz eloszlásban limonitkiválás észlelhető. 10%-os sósavval élénken pezseg.

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	58,5 db	K <sub>1</sub> = 1,46
II.	37,0	
III.	4,5	
IV.	–	
100 db		

Fajsúly: 2,73  
Terfogatúság: 2,00  
Porozitás: 26,7%  
pH ~ 6,5

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai  
(oldási maradék)

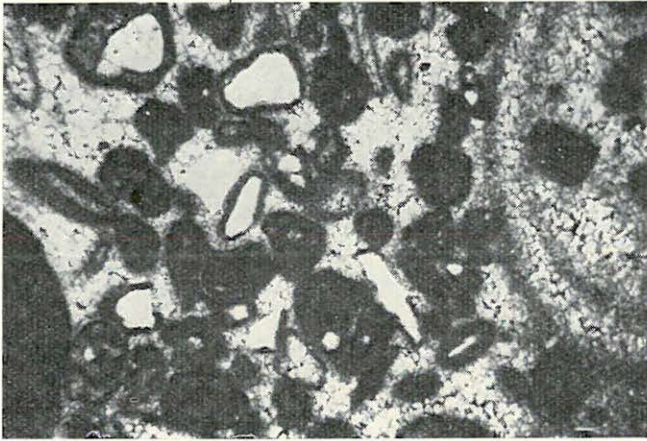
d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.	d <sub>hkl</sub>	I	Ásv.
14,71 (d)	2	Mo	3,765	½	Fp
13,02 (d)	2	Mo, III	3,335	5	Q
4,462	2	Mo (III)	3,206	½	Fp
4,250	2	Q	3,027	1	Kalc
4,180	½	Goeth	2,894	½	Dol
4,095	½	Fp	2,545	1	Mo
4,025	½	Fp	2,453	1	Q
3,840	1	Kalc	2,278	2	Q

(d) = diffúz csúcs

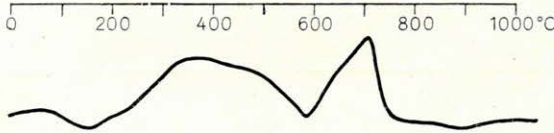
Értelmezés: Uralkodó mennyiségű kvarc (Q), kevés kalcit (Kalc), igen kevés földpát (Fp), montmorillonit (Mo), goethit (Goeth), dolomit (Dol). (Montmorillonit–illit véletlenszerűen kevert rács szerkezet valószínűsíthető)



## Vékonycsiszolati felvétel



35 × || N

DTA-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonycsiszolat leírása

Áthalmazott lithothamniumokat tartalmazó biogén mészkő, melyet főleg foraminiferák építenek fel. A diagenetikusan képződött cementáló kalcitkristályok 20–40  $\mu$ -osak. A kőzet kevés teresztrikus anyagot tartalmaz, főleg kvarcot, kvarcitot és kőzettörmelék, kevés plagioklász, méretük: 50–2000  $\mu$ . Jellemző a gyöngyfűzér-zárványsort tartalmazó kvarc (gránitból). Megfigyelhető, hogy egyes kvarcsejtsékek a kontúr mentén csipkésen rezorbeálódtak, a kioldódott  $\text{SiO}_2$  helyét kalcitkristályok foglalják el. A kőzettörmelék (felismerhető a kvarcporfir) nagymértékben agyagásványosodott. Apró fészkekben, gyakran a szerves maradványok kontúrja mentén csekély mennyiségű limonitkiválás figyelhető meg.

## DTA-görbe értelmezése:

montmorillonit, kevés kaolinit és sziderit

## Makroszkópos kőzettelírás

Barnássárga biogén mészkő, melyet zömmel faunahéjtöredékek építenek fel. A kőzet durva tapintású, egyenetlen törésű, kemény. A kőzetszövet kissé lyukacsos. Rétegzettség nem figyelhető meg. Szórványosan apró kavicsot <5 mm (kvarc) tartalmaz. 10%-os sósavval élénken, hosszan pezseg.

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koptatottsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszere alapján):

I.	17,5 db	
II.	49,0	$K_1=2,18$
III.	31,5	$K_2=2,10$
IV.	2,0	
	100,0 db	

Fajsúly:	2,79
Térfogatsúly:	1,86
Porozitás:	33,3%
pH ~	7,0

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai  
(oldási maradék)

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
15,07 (d)	5	Mo	3,230	1	Fp
12,300 (d)	1	Mo, III	3,193	1	Fp
9,90	1	III	2,566 (d)	3	Mo, III
7,190	1	Kl, Kaol	2,452	1	Q
4,455	5	Mo	2,281	2	Q
4,264	1	Q	1,988	1	III
4,043	1	Fp	1,814	2	Q
3,334	3	Q, III			

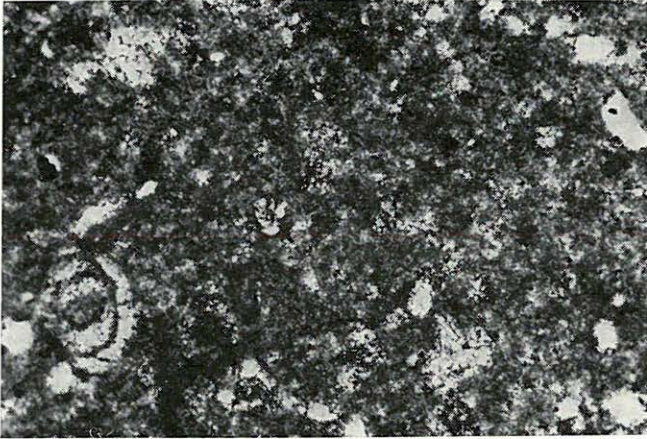
(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Kevés kvarc (Q), kevés montmorillonit (Mo), igen kevés illit (III) és földpát (Fp), nyomokban klorit (Kl), kaolinit (Kaol)? (Montmorillonit–illit véletlenszerűen kevert rácsszerkezet valószínűsíthető.)

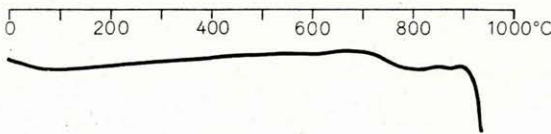




## Vékonycsiszolati felvétel



87x || N

DTA-görbe  
(oldási maradék)

## Vékonycsiszolat leírása

A finomkristályos szövetű kőzet bőven tartalmaz mikro- és makrofaunát. A mikrofauna nagyobb, a makrofauna kisebb mértékben a diagenézis folyamán teljesen átkristályosodott, kontúrjuk beépült az alpanyagba, helyüket az alpanyagnál kissé nagyobb kalcitkristályok s gyakran Bertrand-kereszt jelzi. Törmelékes eredetű ásvány: a szörványosan előforduló max 100  $\mu$ -os kvarc és kvarcít. Kisebb fészkekben, a fészkek környékén finomdiszperz elosztásban limonitkiválás észlelhető.

## DTA-görbe értelmezése:

illit, goethit

## Makroszkópos közleírás

Barnássárga biogén mészkő, melyet faunahéj-töredékek építenek fel. A kőzet durva tapintású, egyenetlen törésű, kemény. Rétegzettség nem figyelhető meg. 10%-os sósavval élelken, hosszan pezseg.

## Az oldási maradék

0,1–0,2 mm átm. frakciójának koaptaltsági vizsgálata (MIHÁLTZ módszer alapján):

I.	17,5 db	
II.	49,0	$K_1=2,18$
III.	31,5	$K_2=2,10$
IV.	2,0	
	100,0 db	

Fajsúly:	2,78
Térfogatsúly:	2,46
Porozitás:	11,5%
pH ~	6,9

Röntgen-diffraktométeres felvétel adatai  
(oldási maradék)

$d_{hkl}$	I	Ásv.	$d_{hkl}$	I	Ásv.
14,42 (d)	2	Mo, Kl	2,441	1	Q
13,30 (d)	2	Mo, Ill	2,282	$\frac{1}{2}$	Q
10,06	$\frac{1}{2}$	Ill	2,129	$\frac{1}{2}$	Q
7,063 (d)	2	Kl, Kaol	1,982	$\frac{1}{2}$	Q
4,457 (d)	3	Mo, Ill	1,996	$\frac{1}{2}$	Ill
4,226	2	Q	1,785	1	Q
4,156	2	Goeth	1,696 (d)	2	Mo
4,007	$\frac{1}{2}$	Fp	1,668	$\frac{1}{2}$	Q
3,856 (d)	$\frac{1}{2}$	Fp	1,540	$\frac{1}{2}$	Q
3,335	4	Q	1,520	$\frac{1}{2}$	Kl
3,218	$\frac{1}{2}$	Fp	1,503 (d)	1	Mo
2,713	1	P	1,496 (d)	1	Ill
2,684	$\frac{1}{2}$	Goeth	1,488 (d)	1	Kaol
2,560 (d)	3	Mo, Ill, Kl			

(d)=diffúz csúcs

Értelmezés: Közepes mennyiségű kvarc (Q), igen kevés földpát (Fp), montmorillonit (Mo), illit (Ill), klorit (Kl), kaolinit (Kaol), goethit (Goeth), pirít (P). (Montmorillonit–illit véletlenszerűen kevert rácsterület valószínűsíthető.)



## IRODALOM — REFERENCES

- AMES, L. L. JR. 1960: Cation sieve properties of clinoptilolite. — *Amer. Miner.* 45. 5–6., pp. 689–700.
- AMES, L. L. JR. 1961: Cation sieve properties of open zeolites. — *Amer. Miner.* 46. 9–10., pp. 1120–1131.
- AMES, L. L. JR. 1962a: Characterisation of a strontium selective zeolite. — *Amer. Miner.* 47. 11–12., pp. 1317–1326.
- AMES, L. L. JR. 1962b: Effect of base cation on the cesium kinetics of clinoptilolite. — *Amer. Miner.* 47. 11–12., pp. 1310–1316.
- BALOGH K.—KILÉNYI T.—IMREH L. 1956: Az ÉK-i Mecsek földtani újvizsgálata. Jelentés az 1955. évi térképezésről. — Kézirat.
- BÁRDOSY GY. 1961a: Üledékes kőzeteink nevezéktanának kérdései. — *Földt. Közl.* 91., pp. 44–64.
- BÁRDOSY GY. 1961b: Kovásodott fatörzsnek röntgendiffraktométeres vizsgálata. — *Földt. Közl.* 91., pp. 442–444.
- BEMMELEN, R. W. 1961: Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia. North Italy and the U.S.A. — *Overdruk Geologie en Mijnbouw*, 40. jaargang 12.
- BILIK I. 1966: A Mecsek hegységi alsókréta vulkanitok nevezéktani kérdései. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1964-ről, pp. 59–74.
- BORDET, P.—MARINELLI, G.—MITTEMPERGHER, M.—TAZIEFF, H. 1963: Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Mille Fumées (Alaska). — *Mémoires de la société Belge de Géologie de Paleontologie et d'Hydrologie*, série 8, 7.
- BOSELLINI, A. 1964: Sul significato genetico e ambientale de alcuni tipi di rocce calcarea in base alle piu recenti classificazioni. — *Memoria del Museo di Storia Naturale della Venezia Tridentina*. 15. 2., pp. 1–58.
- BÖCKH J. 1876: Pécs város környékének földtani és vízi viszonyai. — *Földt. Int. Évk.* 4. 4.
- BRAMLETTE, M. N.—POSNJAK, E. 1933: Zeolitic alteration of pyroclastics. — *Amer. Miner.* 18. 4., pp. 167–171.
- BROWN, G. 1961: The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. — *Miner. Soc. (Clay Miner. Group) London*.
- CSALAGOVITS, I. 1964: De la palingénèse caledonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). — *Ann. Hist. Nat. Mus. Natn. Hung.* 56., pp. 31–57.
- DANK V. 1963: Délalföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a délszarvnyai és jugoszláviai területekhez. — *Földt. Közl.* 93. 3., pp. 304–324.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1958: A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban. — *Földt. Int. Alk. Kiadv.*
- HAJÓS M.—PÁLFALVY I. 1963: Magyaregregy diatomás üledékeinek életföldtani vizsgálata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1960-ről, pp. 89–119.
- HAY, R. L. 1963: Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon. — *University of California Publications in Geological Sciences*. 42. 5., pp. 199–265.
- HÁMOR G. 1964a: A mecseki slír biofáciesvizsgálata. — *Földt. Közl.* 94. 3., pp. 349–361.
- HÁMOR G. 1964b: A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1961-ről, 1., pp. 109–119.
- HÁMOR G. 1964c: A mecseki miocén ősföldrajzi kapcsolatai. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1962-ről, pp. 19–40.
- HÁMOR G. 1966: Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1964-ről, pp. 193–208.
- HÁMOR G. 1970: A kelet-mecseki miocén. — *Földt. Int. Évk.* 53. 1.

- HÁMOR G.—HAJÓS M.—RAVASZNÉ BARANYAI L. 1965: A K-i Mecsek miocénjének hasznosítható anyagai. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 53—68.
- HÁMOR G.—JÁMBOR Á. 1964: A K-i és Ny-i Mecsek miocén képződményeinek párhuzamosítási lehetőségei. — Földt. Közl. 94. 1., pp. 53—65.
- HERRMANN M. 1952: A Bükk hegység fiatal harmadkori magmás kőzetei és tufái. — Ann. Hist. Nat. Mus. Natn. Hung. 3., pp. 6—26.
- HERRMANN M. 1957a: A komlói andezitterület újabb vizsgálata. — Ann. Hist. Nat. Mus. Natn. Hung. 8.
- HERRMANN M. 1957b: A Mecsek hegység és pereme pannóniai homokjainak mikromineralógiai vizsgálatai. — Ann. Hist. Nat. Mus. Natn. Hung. Ser. nova tom. 8.
- HOFMANN K. 1907: Adatok a pécsi hegység geológiájához. — Földt. Közl. 37. 4—5., pp. 111—116.
- ILJIMA, A. 1959: On relationship between the provenances and the depositional basins, considered from the heavy mineral associations of the upper cretaceous and tertiary formations in central and southeastern Hokkaido, Japan. — Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo II. geology, mineralogy, geography, geophysics. 11. 4., pp. 340—381.
- JANTSKY B. 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról, pp. 65—71.
- JÁMBOR Á.—SZABÓ J. 1961: Mecsek hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. — Földt. Közl. 91., pp. 316—324.
- JENKS, W. F.—GOLDICH, S. S. 1956: Rhyolitic tuff flows in Southern Peru. — Jour. of Geol. 64. 2., pp. 156—172.
- KISS J. 1951: A sárszentmiklósi riolitkérdés. — Földt. Közl. 1., pp. 81—86.
- KOCH S. 1966: Magyarország ásványai. — Akad. Kiadó. Budapest.
- KOCH S.—SZRÓKAY K. I. 1954: Ásványtan. — Tankönyvkiadó. Budapest.
- KOMÁROMY E.—BONDOR L. 1960: Tolnaváralja 8. sz. fúrás anyagvizsgálata. — Kézirat.
- KUBOVICH I. 1964: Kőzetmikroszkópia. (Kőzetalkotó ásványok mikroszkópi vizsgálata). — Tankönyvkiadó. Budapest.
- MASON, B.—SAND, L. B. 1960: Clinoptilolite from Patagonia; the relationship between clinoptilolite and heulandite. — Amer. Miner. 45. 3—4., pp. 341—350.
- MAURITZ B. 1913: A Mecsek hegység eruptívus kőzetei. — Földt. Int. Évk. 21. 6.
- MAURITZ B.—CSAJÁGHY G. 1952: Alkáli telérekőzetek Mórággy környékéről. — Földt. Közl. 82., pp. 137—142.
- MIHÁLYINÉ LÁNYI I. 1962: A Hidasi 53. sz. földtani alapfúrás üledékes kőzettani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ról, pp. 463—468.
- MUMPTON, F. A. 1960: Clinoptilolite redefined. — Amer. Miner. 45. 3—4., pp. 351—369.
- NAGYONÉ MELLES L.—SOHÁNÉ SZALAY K. 1964: Ásványvizsgálatok a mecseki miocén rétegösszetben. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 85—89.
- NÁRAY-SZABÓ I.—ZSOLDOS L.—KÁLMÁN A. 1965: Bevezetés a röntgendiffrakciós szerkezetkutatásba. — Elméleti Kémia I. Budapest.
- NEMECZ, E.—VARJÚ, GY. 1962: Sodium bentonitization, clinoptilolite and adularization in the rhyolitic tuffs of the Szerenes Piedmont Area. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 6. 3—4., pp. 389—427.
- NOSZKY J. 1952: A Komló környéki kőszenterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról, pp. 65—76.
- NOSZKY J. 1953: A Mecsek hegység ÉK-i szegélyének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról, pp. 145—154.
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrit-kérdés. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 29. 1—4., pp. 299—332.
- PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 6. 3—4., pp. 307—331.
- PANTÓ, G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. — Bull. Volc. 25., pp. 175—181.
- PANTÓ G. 1964: Az ignimbrit vulkánosság újabb kérdései. — Földt. Közl. 94. 4., pp. 313—320.
- PANTÓ G.—VARRÓK K.—KÖPEK G. 1955: A zengővárkonyi vasérckutatás földtani eredményei. — Földt. Közl. 85. 1., pp. 125—144.
- PAPP F. 1952: Mórággyvidéki gránitok és kísérő kőzetek. — Földt. Közl. 82., pp. 143—156.
- PÁLFALVY I.—VÉGH S. 1957: Vulkanári tufa-vizsgálatok a Mecsek hegység északkeleti részén. — Földt. Közl. 87. 1., pp. 30—36.
- PERLAKI, E. 1966: Pumice and scoria: their notion, criteria, structure and genesis. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 10. 1—2., pp. 13—29.

- RAVASZ Cs. 1967: Mecsek hegységi andezit előfordulások közzettani vizsgálata. — Doktori értekezés (kézirat).
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1962: Ellend 1. földtani alapfúrás közzettani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről, pp. 439—461.
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1964a: A Keleti-Mecsek felsőhelvétii képződményeinek ásványközzettani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 75—83.
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1964b: A Mecsek hegység miocén tufái. — Doktori értekezés (kézirat).
- RAVASZNÉ BARANYAI L. — NAGYNÉ MELLES M. 1964: A Mecsek hegység helvétii tufái. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, 1., pp. 121—134.
- SCHALLER, W. T. 1932: The mordenite-ptilolite group; clinoptilolite, a new species. — Amer. Miner. 17. 4.
- SOÓS I. — JÁMBOR Á. 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsekhegység helvétii kavicsösszetéből. — Földt. Közl. 90.
- STAUB M. 1882: Baranyamegyei mediterrán növények. — Földt. Int. Évk. 6., pp. 22—42.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Akad. Kiadó. Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 5. 2., pp. 197—233.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959a: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem. 23. 3—4., pp. 385—403.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959b: A földkéreg, a magma és a könnyenillók. — MTA Budapesti Geokém. Konf. Munkálatai. Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959c: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. — MTA Budapesti Geokém. Konf. Munkálatai. Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1966: Die Berechnung der mineralischen Zusammensetzung magmatischer und nichtmagmatischer Gesteine aus der chemischen Analyse. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 10., pp. 69—103.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. — ERDÉLYI J. 1957: A balatonfelvidéki bazaltok zeolitjainak képződéséről. — Földt. Közl. 87. 3., pp. 302—308.
- SZEBERÉNYI, H. V. 1967: Mineralogische und petrographische Untersuchungen in dem Westlichen Mecsek-Gebirge. — Ann. Hist. Nat. Mus. Natn. Hung. 59.
- SZEDERKÉNYI T. 1963: Üledékképződési időtartam-számítás a dél-mecseki szarmata rétegekben. — Földt. Közl. 93. 1., pp. 54—62.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1957: Adatok a Dunántúli-medence harmadkori vulkánosságához. — Földt. Közl. 87. 1., pp. 63—68.
- SZTRÓKAY K. I. 1936: A Descabezado (Chile) vulkánsoport 1932. évi kitöréséből származó vulkáni hamu közzettani vizsgálata. — Földt. Közl. 66., pp. 122—128.
- SZTRÓKAY K. I. 1952: Mecseki vasércképződés. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 3., pp. 211—230.
- TRÖGER, W. E. 1959: Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale. Teil 1. — Stuttgart.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — Magy. Tájak Földt. Leir.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Akad. Kiadó. Budapest.
- VÉGH S. 1955: Újabb adatok a Komló környéki medenceüledékek rétegtanához. — Földt. Közl. 85.
- VÉGH S. 1956: Üledékes közzettani vizsgálatok Hidas—Váralja környékén. — Földt. Közl. 86., pp. 151—160.
- VÉGH S. 1958: A Mecsek hegység középső miocén képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — Doktori értekezés (kézirat).
- VÉGH S. 1959: A Keleti-Mecsek hegység helvétii képződményeinek üledékföldtana. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ről, pp. 405—418.
- VÉGH S. 1961: Tortónai üledékek vizsgálata az északi Mecsek hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ről, pp. 129—134.
- VICZIÁN I. 1966: Tenger alatti kitörési és kőzetlebontási jelenségek a Kisbattyán 1. sz. fúrás alsókréta diabáz összletében. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről, pp. 75—92.
- WEAVER, C. E. 1956: The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. — Amer. Miner. 41. 3—4., pp. 202—221.
- WEIN Gy. 1950: Földtani vizsgálatok Máza és Váralja környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 295—300.
- WEIN Gy. 1965: A Mecsek hegység „Északi Pikkely”-ének földtani felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. 1963-ről, pp. 35—52.
- WYART, J. — SABATIER, G. 1956: Mobilité des ions alcalins et alcalinoterreux dans les feldspaths. — Bull. Soc. Geol. Fr. Miner. et Crist. 79. 7—9., pp. 444—448.



## JEGYZETEK

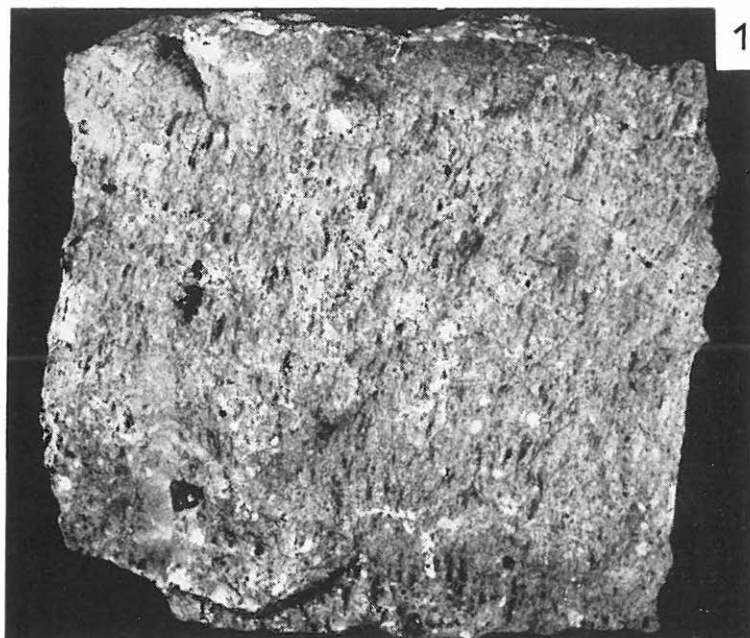


**Táblák — Plates**



**I. Tábla — Plate I**

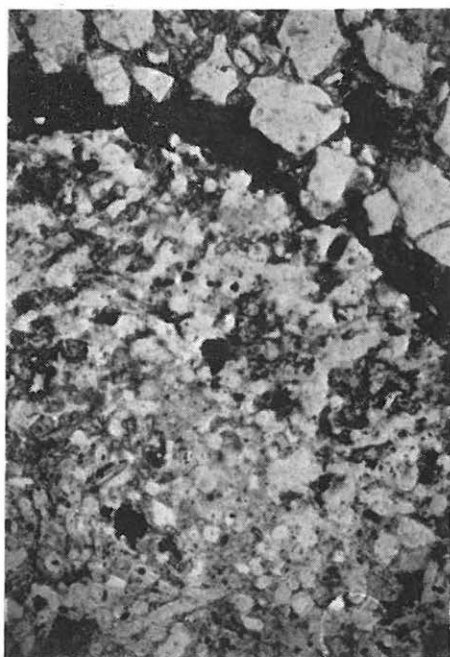
1. *Pszéudoftuidális szövetű riolít-ártufa.* — Rhyolitic ash-flow tuff of pseudofluidal texture.  $1/2 \times$  (Szekernye-völgy)
2. *Krisztalloklasztos szövetű riolít-ártufa.* — Rhyolitic ash-flow tuff of crystalloclastic texture. + Nic.  $35 \times$  (Szekernye-völgy Ny-i mellékága, egykori kőfejtő)
3. *Részlegesen metasomatizált mészkő kavics.* — Limestone gravel affected by partial metasomatism. || Nic.  $35 \times$  (Szászvár 8. sz. f. 424–425 m)



2



3



## II. Tábla — Plate II

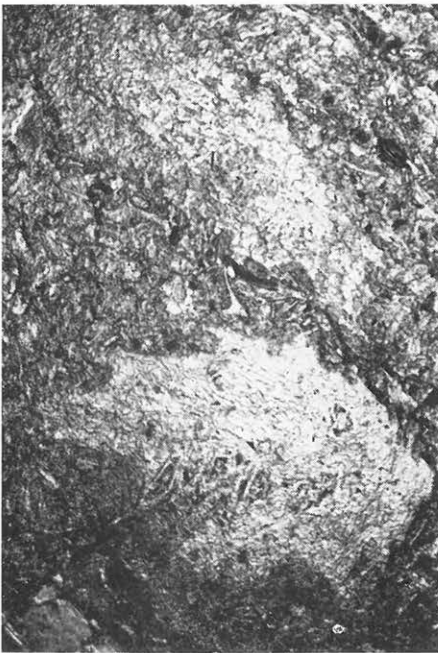
1. *Riolit-ártufa karbonátos kötőanyaggal.* — Rhyolitic ash-flow tuff cemented by carbonate. ||Nic. 35× (Szászvár 8. sz. f.)
2. *Gömb alakú üregben fennőtt tridimít-kristályok.* — Tridymite crystals overgrown in a spherical cavity. ||Nic. 100× (Szászvár 8. sz. f. 425—426 m)
3. *Képlékeny alakváltozást szenvedett, az alapanyag felé elmosódott kontúrú horzsakövek.* — Pumices affected by plastic deformation having contours flushing with the ground-mass. ||Nic. 35× (Máza, Fővölgy)
4. *Zónás és ikerlemeztes plagioklász.* — Zoned and twin-laminated plagioclase. + Nic. 35× (Szászvár 8. sz. f. 425—426 m)



1



2



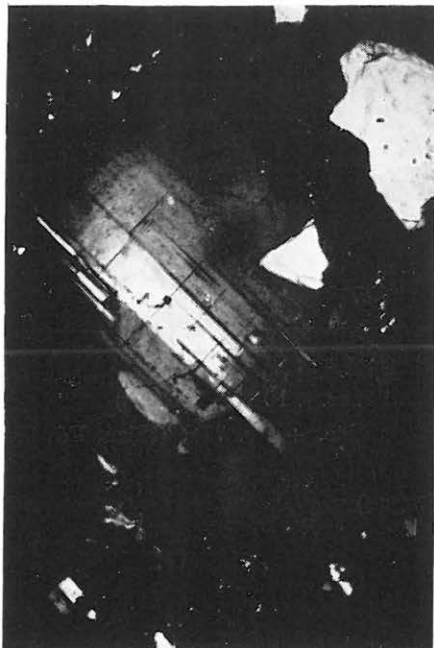
3



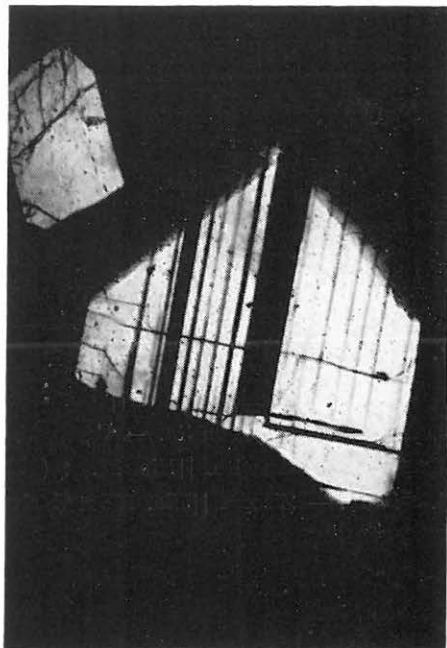
4

## III. Tábla — Plate III

1. *Zónás és ikerlemezes plagioklász.* — Zoned and twin-laminated plagioclase. +Nic. 35× (Szászvár 8. sz. f. 425–426 m)
2. *Albit-ikerlemezes plagioklász.* — Albite-twin-laminated plagioclase. +Nic. 100× (Szászvár, új akna)
3. *Erősen rezorbeált kvarc.* — Heavily resorbed quartz. +Nic. 35× (Szászvár 8. sz. f. 425–426,3 m)
4. *Dihexaédres kvarc.* — Dihexahedral quartz. ||Nic. 100× (Szászvár 8. sz. f. 195–196 m)



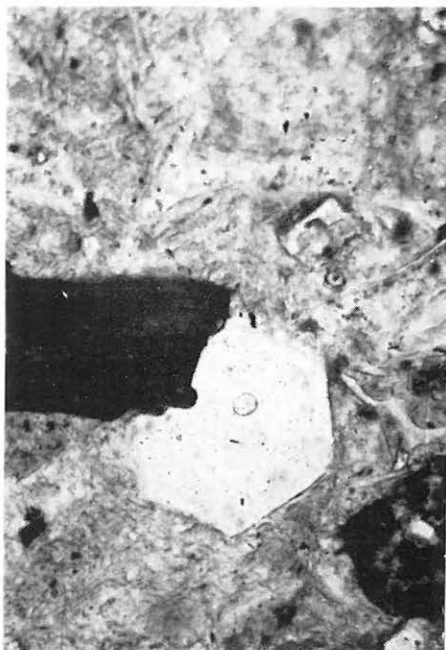
1



2



3



4

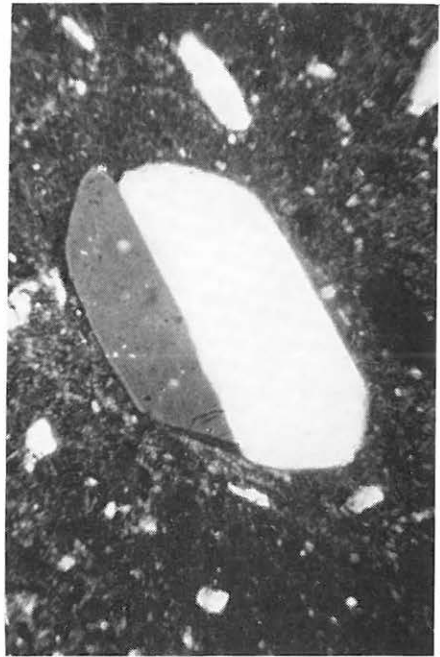


## IV. Tábla — Plate IV

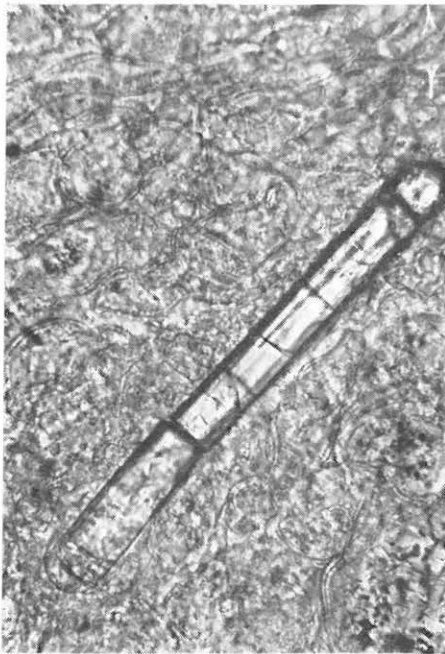
1. *Deformált biotitkristály amfibol mellett, kristalloklasztos szövetű riolit-ártufában.* — Deformed biotite crystal associated with hornblende in a rhyolitic ash-flow tuff of crystalloclastic texture. ||Nic. 100× (Szászvár 8. sz. f. 191,5—191,8 m)
2. *Karlsbadi iker sanidín.* — Carlsbad-twinning sanidine. +Nic. 75× (Máza, Fővölgy)
3. *Apatit.* — Apatite. ||Nic. 250× (Máza, Fővölgy)
4. *Cirkon.* — Zircon. ||Nic. 100× (Szászvár, új akna)



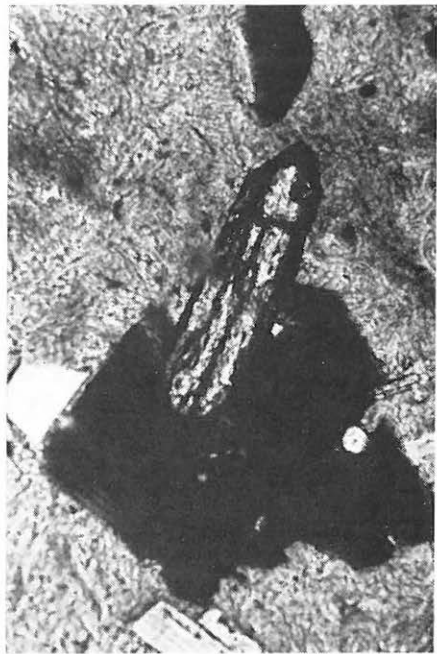
1



2



3



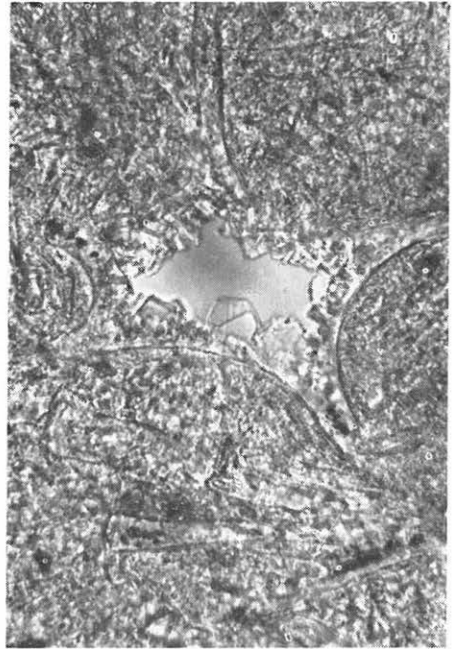
4

## V. Tábla — Plate V

1. *Kőzetzárvány (plagioklász riolit)*. — Xenolith. ||Nic.  $35\times$  (Máza, Fővölgy)
2. *Fennőtt, táblás kifejlődésű klinoptilolit-kristály*. — Clinoptilolite crystal, overgrown, tabular. ||Nic.  $250\times$  (Bányavölgy Ny-i ága, Nyárádi-völgy)
3. *Klinoptilolitosodott homorú vulkáni üvegtörmelék*. — Clinoptilolitized shards. ||Nic.  $100\times$  (Szászvár, Fővölgy)
4. *Ovaloid üregekben fennőtt klinoptilolit-kristályok*. — Clinoptilolite crystals overgrown in ovaloid cavities. ||Nic.  $100\times$  (Váralja 1. sz. táró feletti feltárás)



1



2



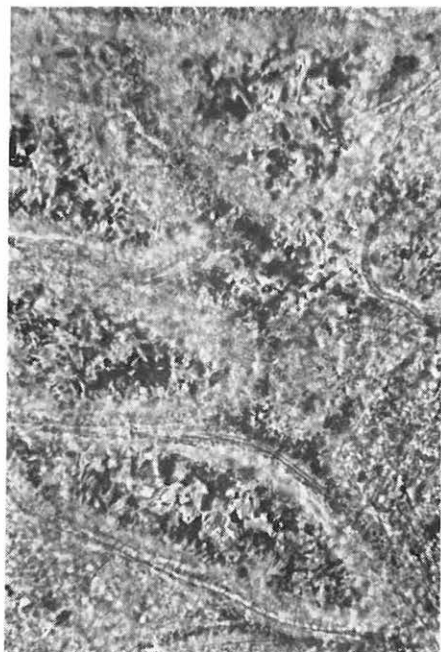
3



4

## VI. Tábla — Plate VI

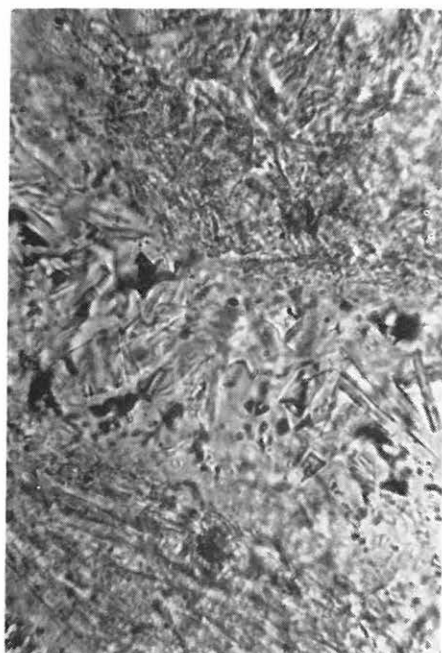
1. *Mandula alakú üregeket kitöltő klinoptilolit-kristályok.* — Clinoptilolite crystals in amygdules. ||Nic. 250× (Máza, Fővölgy)
2. *Chabazit-kristályok.* — Chabazite crystals. ||Nic. 480× (Máza, Fővölgy)
3. *Chabazit-kristályok klinoptilolitosodott alapanyagban.* — Chabazite crystals in a clinoptilolitized groundmass. ||Nic. 480× (Máza, Fővölgy)
4. *A kristályosodás sorrendjét tükröző chabazit-kristályok elhelyezkedési módja.* — Arrangement of the chabazite crystals reflecting the successive phases of crystallization. ||Nic. 200× (Máza, Fővölgy)



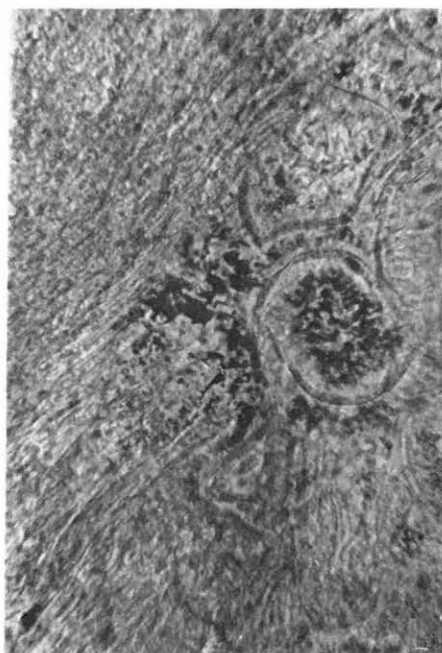
1



2



3



4

## VII. Tábla — Plate VII

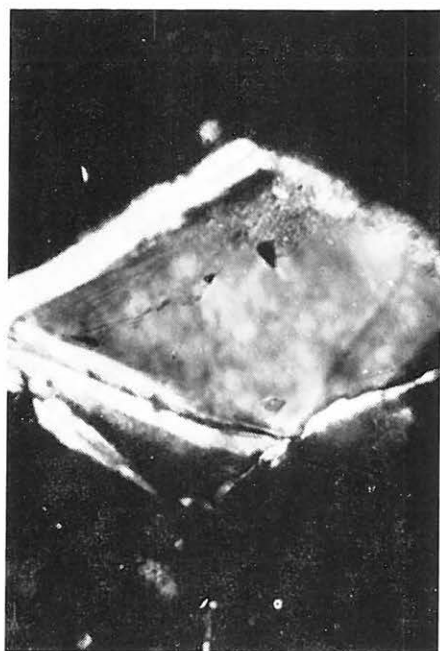
1. *Klinoptilolitosodott homorú formák belső részén elhelyezkedő chabazit-kristályok* — Chabazite crystals on the inside of clinoptilolitized shards. ||Nic. 250× (Máza, Fővölgy)
2. *Zeolitosodott, földpátosodott egykori horzsakő, káliföldpát mikrokristállyal.* — Altered pumice, zeolitized, feldspathized with feldspar crystallite. ||Nic. 250× (Váralja 1. sz. táró feletti feltárás)
3. *Káliföldpát, szélén szericittel.* — Potash feldspar, sericite-rimmed. +Nic. 480× (Bánjavölgy Ny-i ága, Nyárádi-völgy)
4. *Káliföldpát, szélén szericittel.* — Potash feldspar, sericite-rimmed. ||Nic. 100× (Máza, Fővölgy)



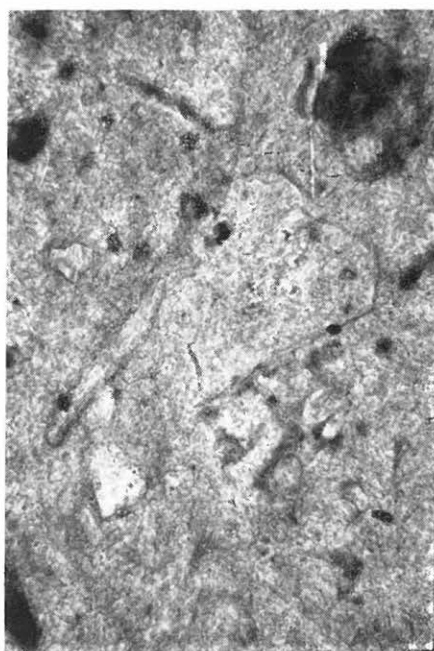
1



2



3

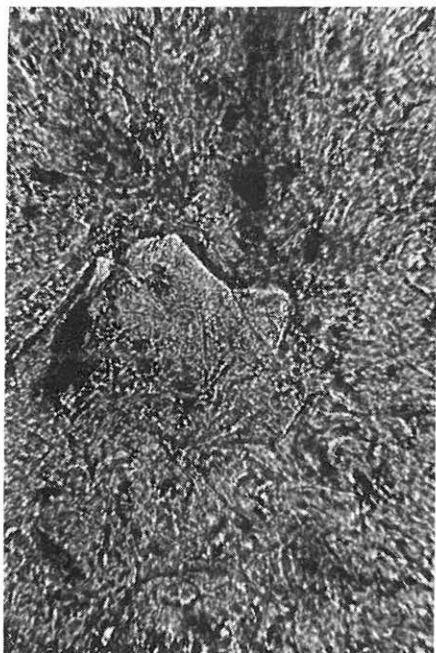


4



## VIII. Tábla — Plate VIII

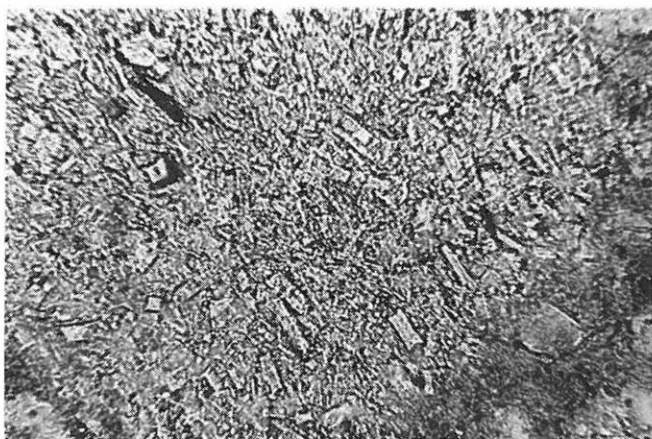
1. *Káliföldpát.* — Potash feldspar. ||Nic. 200× (Bánya-völgy Ny-i ága, Nyárádi-völgy)
2. *Káliföldpát.* — Potash feldspar. + Nic. 200× (Bánya-völgy Ny-i ága, Nyárádi-völgy)
3. *Plagioklász mikrokristályok egykori horzsakőben.* — Plagioclase crystallites in what used to be pumice. ||Nic. 200× (Váralja 1. sz. táró feletti feltárás)



1



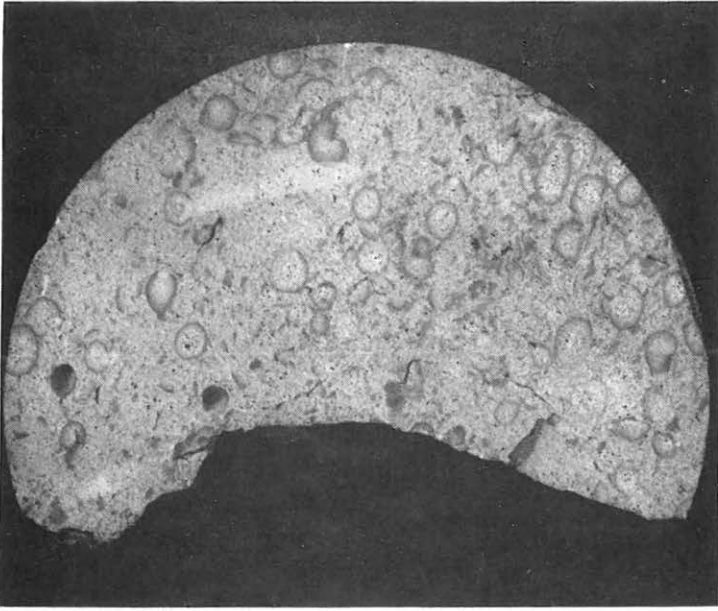
2



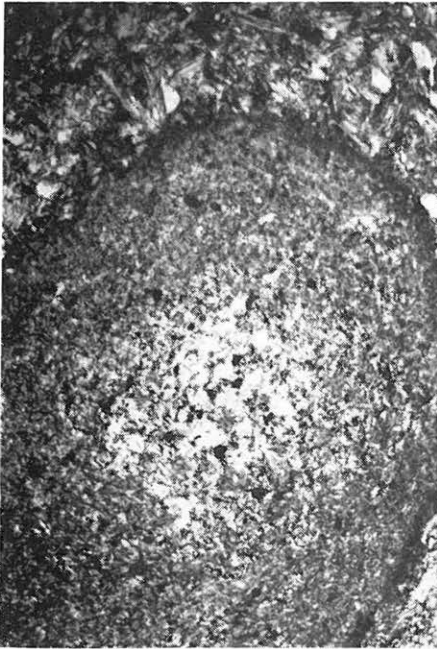
3

## IX. Tábla — Plate IX

1. *Riodácittufa, pellett-képződményekkel.* — Rhyodacitic tuff with pellets. 1/1 (Zengővárkony 33. sz. f. 111–112 m)
2. *Pellett-képződmény.* — Pellett. ||Nic. 35× (Zengővárkony 33. sz. f. 111–112 m)
3. *Combesont alakú vulkáni üvegtörmelék.* — Y-shaped volcanic glass fragments. ||Nic. 100× (Komló, Bányászfürdő mögötti feltárás)



1



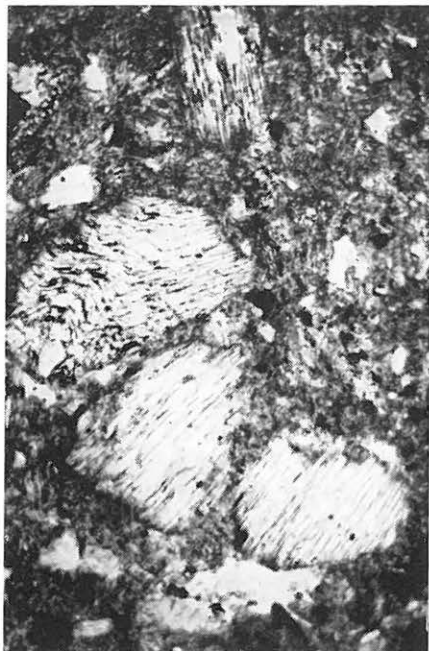
2



3

## X. Tábla — Plate X

1. *Horzsakő*. — Pumice. ||Nic. 35× (Zengővárkony 33. sz. f. 108–108,5 m)
2. *Hólyagos üveg*. — Vesicular glass. ||Nic. 100× (Pécsvárad 28. sz. f. 51,5–54,2 m)
3. *Zónás plagioklász, a belső héjnál savanyúbb maggal*. — Zoned plagioclase with a core more acidic than the rim. +Nic. 100× (Vasas, vasúti bevágás)
4. *Zárványos kvarc*. — Quartz with inclusions. ||Nic. 100× (Zengővárkony 33. sz. f. 106,8–107,0 m)



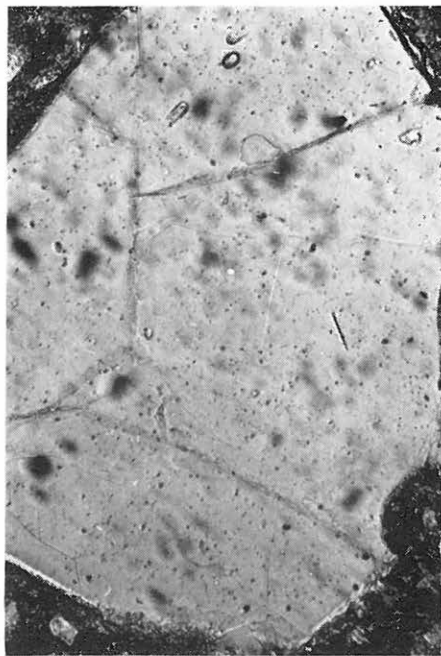
1



2



3



4

## XI. Tábla — Plate XI

1. *Amfibol (zöld) és apatit.* — Hornblende and apatite. ||Nic. 250× (Zengővárkony 33. sz. f. 109,5–110,0 m)
2. *Szanidin.* — Sanidine. ||Nic. 100× (Zengővárkony 33. sz. f. 109,5–110,0 m)
3. *Cirkon.* — Zircon. ||Nic. 100× (Zengővárkony 33. sz. f. 109,5–110,0 m)
4. *Montmorillonitosodott riódácittufa, korrodált szegélyű vulkáni üveggel.* — Rhyodacitic tuff, montmorillonitized, with some volcanic glass of corroded rim. ||Nic. 100× (Pécsszaboles)



1



2



3

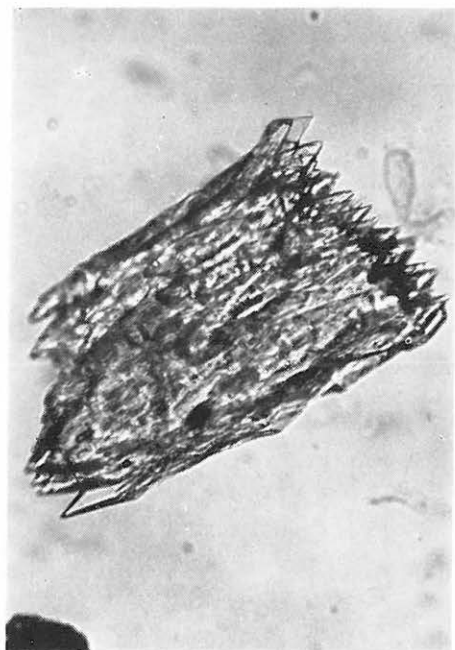


4

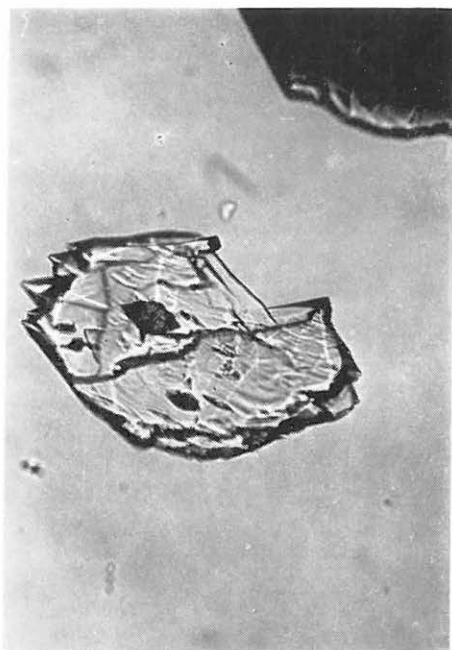


**XII. Tábla — Plate XII**

1. *Hipersztén-kristály.* — Hypersthene crystal. ||Nic. 200× (Pécsvárad 27. sz. f. 67,2–69,3 m)
2. *Hipersztén-kristály.* — Hypersthene crystal. ||Nic. 200× (Komló, andezitbánya)
3. *Rhönit-kristály.* — Rhoenite crystal. ||Nic. 200× (Komló, andezitbánya)
4. *Augit-kristály.* — Augite crystal. ||Nic. 200× (Pécsvárad 27. sz. f. 67,2–69,3 m)



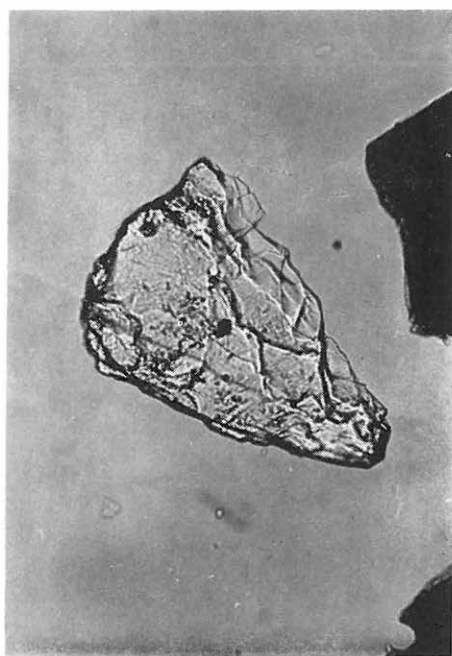
1



2



3



4

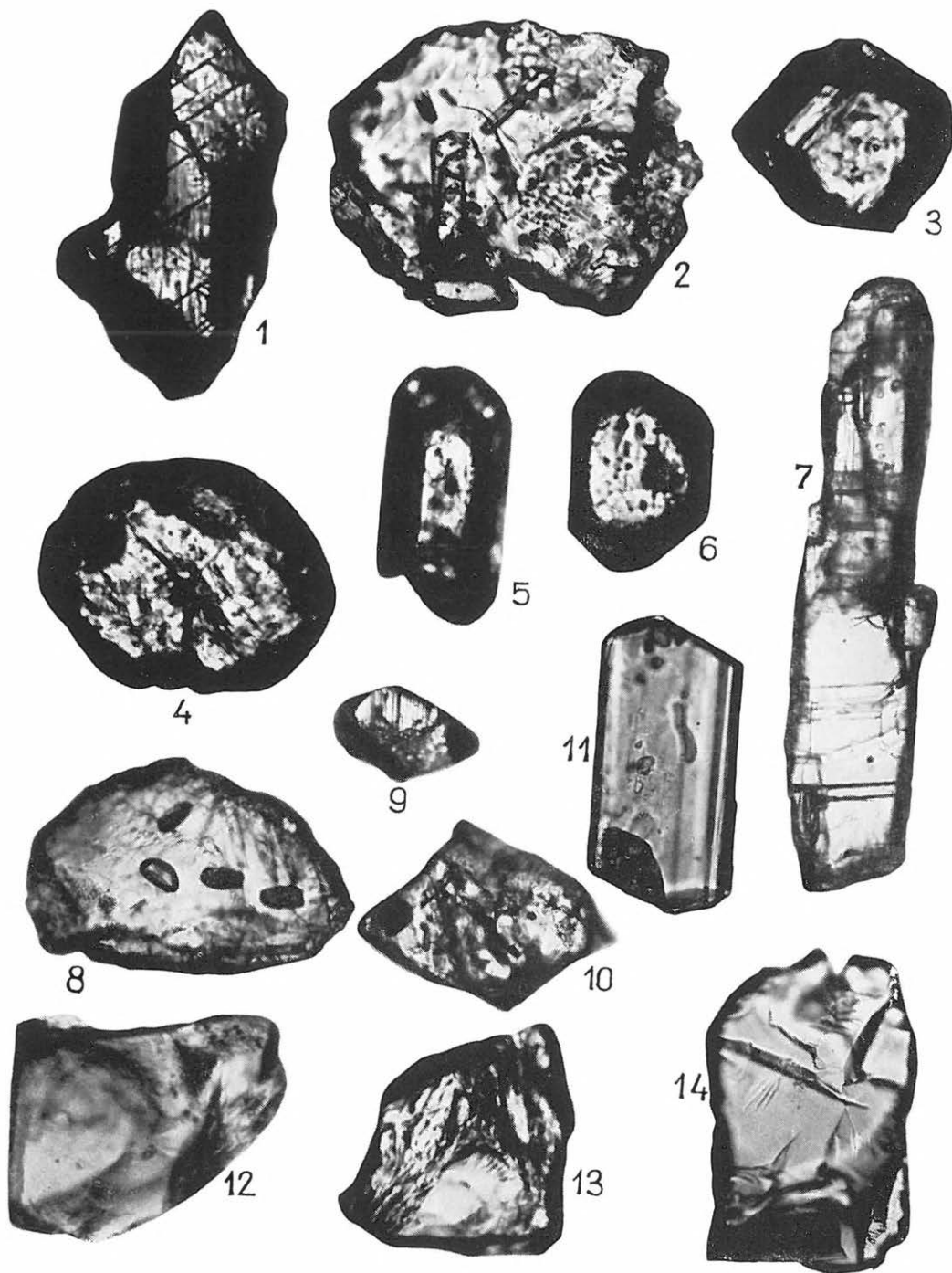
## XIII. Tábla — Plate XIII

*Metamorf, prepaleozóos—paleozóos kőzetekből származó ásványok*

Minerals deriving from pre-Paleozoic to Paleozoic metamorphic sources

0,1—0,2 mm Ø frakció

1. *Rutil.* — Rutile. (Zengővárkony 59. sz. f. 8—12 m)
2. *Gránát, zárványokkal.* — Garnet, with inclusions. (Hird 3. sz. f. 266,3—269,0 m)
3. *Gránát, rombtizenkettes.* — Garnet, rhombododekahedral. (Hird, 3. sz. f. 135,7—136,7 m)
4. *Gránát, izometrikus.* — Garnet, isometric. (Hird 3. sz. f. 118,0—121,5 m)
5. *Cirkon.* — Zircon. (Komló, Koszonya-tető)
6. *Cirkon.* — Zircon. (Zengővárkony 59. sz. f. 8—12 m)
7. *Disztén.* — Kyanite. (Pécsszabolcs 3. sz. f. 54,0—59,9 m)
8. *Titanit.* — Sphene. (Hird—hosszúhetényi vasúti bevágás V. 9,4—13,3 m)
9. *Titanit.* — Sphene. (Zengővárkony 59. sz. f. 8—12 m)
10. *Titanit.* — Sphene. (Zengővárkony 59. sz. f. 29,2—30,1 m)
11. *Turmalin.* — Tourmaline. (Hird 3. sz. f. 136,7—140,8 m)
12. *Turmalin.* — Tourmaline. (Zengővárkony 59. sz. f. 8—12 m)
13. *Epidot.* — Epidote. (Hird 3. sz. f. 295,2—297,0 m)
14. *Epidot.* — Epidote. (Hird 3. sz. f. 266,3—269,0 m)



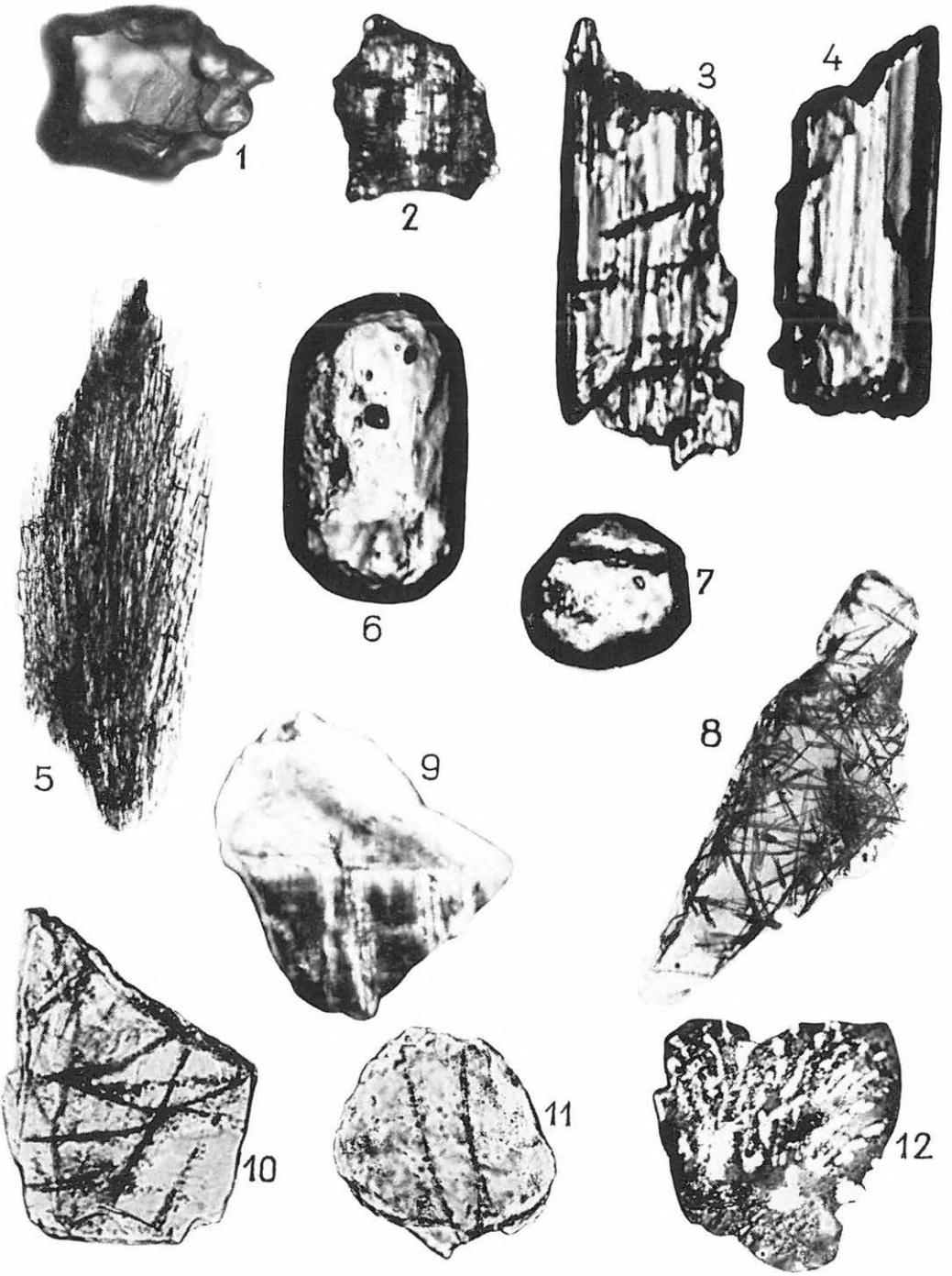
## XIV. Tábla — Plate XIV

*Metamorf, prepaleozóos—paleozóos kőzetekből származó ásványok*

Minerals deriving from pre-Paleozoic to Paleozoic metamorphic sources

0,1–0,2 mm  $\varnothing$  frakció

1. *Epidot.* — Epidote. (Hird 3. sz. f. 266,3–269,0 m)
2. *Klinozoizit.* — Clinzoisite. (Hird—hosszúhetényi vasúti bevágás II. 3–6 m)
- 3–4. *Tremolit.* — Tremolite. (Zengővárkony 59. sz. f. 8–12 m)
5. *Antofillit.* — Anthophyllite. (Hird—hosszúhetényi vasúti bevágás V. 9,4–13,3 m)
6. *Apatit.* — Apatite. (Hird 3. sz. f. 118,0–124,5 m)
7. *Apatit.* — Apatite. (Hird 3. sz. f. 136,7–140,8 m)
8. *Klorit, rutiltű zárványokkal.* — Chlorite with acicular inclusions of rutile. (Ellend 1. sz. f. 907,0–914,9 m)
9. *Kvarc-mikroklin, kőzettörmelék.* — Quartz-microcline, rock fragment. (Szászvárbánya)
10. *Kvarc, zárványsorokkal.* — Quartz with series of inclusions. (Szászvár 8. sz. f. 172,4–173,0 m)
11. *Kvarc, zárványsorokkal.* — Quartz with series of inclusions. (Kisbattyán 1. sz. f. 57,3–59,1 m)
12. *Mirmekit.* — Myrmekite. (Hird 3. sz. f. 27,9–37,7 m)



### XV. Tábla — Plate XV

*Mezozoós magmatitokból származó ásványok*

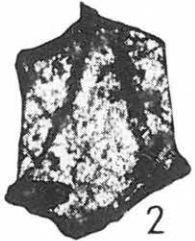
Minerals deriving from Mesozoic magmatites

0,1–0,2 mm  $\varnothing$  frakció

1. *Anatáz.* — Anatase. (Leánykő)
2. *Brookit.* — Brookite. (Komló, Koszonya-tető)
3. *Gránát, zónás szerkezetű (andradit?).* — Garnet of zoned structure (andradite). (Kisbattyán l. sz. f. 387–390 m)
4. *Cirkon, zónás szerkezetű.* — Zircon of zoned structure. (Szászvár, Irtás-hegy)
5. *Titanit.* — Sphene. (Kisbattyán l. sz. f. 171–175 m)
6. *Epidot.* — Epidote. (Kisbattyán l. sz. f. 450,5–454,3 m)
- 7– 8. *Titanoaugit.* — Titano-augite. (Leánykő)
9. *Augit.* — Augite. (Kisbattyán l. sz. f. 450,5–454,3 m)
10. *Augit.* — Augite. (Leánykő)
- 11–12. *Albit.* — Albite. (Kisbattyán l. sz. f. 431,0–432,6 m)
- 13–15. *Palagonit.* — Palagonite. (Kisbattyán l. sz. f. 523,8–532,1 m)
16. *Biotit, vulkáni üveg zárványokkal.* — Biotite with inclusions of volcanic glass. (Kisbattyán l. sz. f. 450,5–454,3 m)



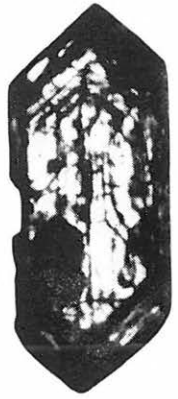
1



2



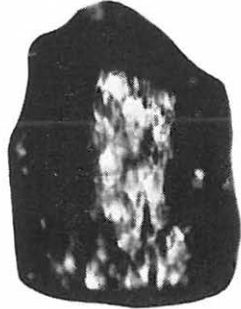
3



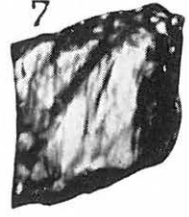
4



5



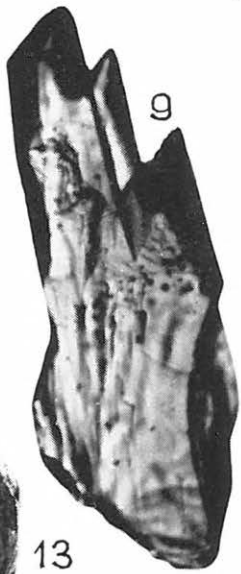
6



7



8



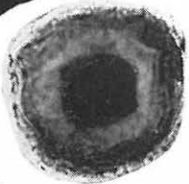
9



10



11



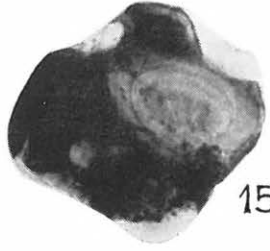
13



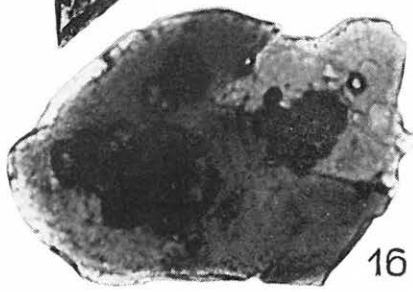
12



14



15



16



## XVI. Tábla — Plate XVI

*Savanyú—intermediér effuzív kőzetekből származó ásványok*

Minerals deriving from acid-intermediary effusive rocks

0,1–0,2 mm Ø frakció

1. *Magnetit, rezorbeált szegéllyel (riolit ártufából)*. — Magnetite with a resorbed rim (from rhyolitic ash-flow tuff). (Kisbattyán 1. sz. f. 368,5–371,0 m)
- 2–3. *Gránát (riolit ártufából)*. — Garnet (from rhyolitic ash-flow tuff). (Kisbattyán 1. sz. f. 483,0–486,8 m)
4. *Cirkon (miocén piroklastikumból)*. — Zircon (from Miocene pyroclastics). (Zengővárkony 1. sz. f. 29,2–30,1 m)
5. *Apatit (riolit ártufából)*. — Apatite (from rhyolitic ash-flow tuff). (Kisbattyán 1. sz. f. 483,0–486,8 m)
6. *Lamprobolit (riolit ártufából)*. — Lamprobolite (from rhyolitic ash-flow tuff). (Kisbattyán 1. sz. f. 387,0–390,0 m)
7. *Apatit, zárványos (Ce?) (miocén andezitből?)*. — Apatite with inclusions (Ce?) (from Miocene andesite?). (Szászvár 8. sz. f. 76–82 m)
8. *Kalcedon (paleozóos kvarcporfírból)*. — Chalcedony (from Paleozoic quartz porphyry). (Szászvár 8. sz. f. 172,4–173,0 m)
9. *Amfiból (riodácittufából)*. — Hornblende (from rhyodacitic tuff). (Vasas, slir szelvény)
10. *Kvarc (paleozóos kvarcporfírból)*. — Quartz (from Paleozoic quartz porphyry). (Hird 3. sz. f. 151,8–152,9 m)
11. *Zeolitósodott vulkáni üvegtörmelék (riolit ártufából)*. — Zeolitized volcanic glass fragments (from rhyolitic ash-flow tuff). (Kisbattyán 1. sz. f. 483,0–486,8 m)
12. *Kvarc (paleozóos kvarcporfírból)*. — Quartz (from Paleozoic quartz porphyry). (Szászvár, Szekernye-völgy)
13. *Kvarc (riolit ártufából)*. — Quartz (from rhyolitic ash-flow tuff). (Kisbattyán 1. sz. f. 151,8–153,9 m)
14. *Zeolitósodott vulkáni üvegtörmelék (riolit ártufából)*. — Zeolitized volcanic glass fragments (from rhyolitic ash-flow tuff). (Kisbattyán 1. sz. f. 483,0–486,8 m)

