



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

LX. KÖTET

**A MECSEKI GRÁNITOSODOTT KRISTÁLYOS
ALAPHEGYSÉG FÖLDTANA**

ÍRTA:

JANTSKY BÉLA

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

**GÉOLOGIE DU SOCLE CRISTALLIN GRANITISÉ
DE LA MONTAGNE MECSEK**

par

B. JANTSKY

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1979

Lektorok:

DR. VOGL MÁRIA

akadémikus

DR. BARABÁS ANDOR

a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa

Szakreferens:

DR. VOGL MÁRIA

Szerkesztette:

a *M. Áll. Földt. Int. Kiadványszerkesztő Csoportja*

Technikai szerkesztő:

GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

Fordító:

DR. SZÓTS ENDRE

Nyelvi lektor:

KECKÉS BÉLA

Megjelent a Műszaki Kiadó gondozásában
Felelős kiadó: DR. HÁMOR GÉZA igazgató



Egyetemi Nyomda — 79.3356 Budapest, 1978

Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató

Műszaki vezető: Hegedűs Ernő — Műszaki szerkesztő: Metzker Sándor

A könyv formátuma: B/5 — Terjedelem: 34 A/5 ív

Ábrák száma: 73 + mellékletek — Példányszám: 1000

Azonossági szám: 0985

*Feleségemnek,
áldozatos útitársamnak
ajánlom*

**A MECSEKI GRÁNITOSODOTT KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG
FÖLDTANA***

Írta:

DR. JANTSKY BÉLA
a földtudományok doktora

* Az itt közreadott munka a Tudományos Minősítő Bizottság előtt 1976. január 29-én megvédett akadémiai doktori értekezés alapján készült. Kézirat lezárva 1975. december 31-én.

TARTALOM — TABLE DES MATIÈRES

I. Bevezetés	9
II. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegységgel foglalkozó földtani szakirodalom	11
III. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység geomorfológiai alkata és hidrogeológiai viszonyai	22
IV. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtani helyzete és felépítése	25
A) A kristályos alaphegység földtani helyzete	25
B) A kristályos alaphegység földtani felépítése	26
a) A Fazekasboda—mórágyi röghegység földtani felépítése	26
1. Amfibolit fáciesű ultrametamorf (gránitosodott) összlet	27
2. Zöldpala fáciesű regionális metamorf összlet	28
3. Az ultrametamorf összlet diaforézise	30
4. Trachidolerites vulkáni összlet	30
5. Fialat vulkanitok és üledékes fedőképződmények	31
b) Pécs város területén és tőle Ny-ra felszínen levő kristályos alaphegység	31
c) Mélyfúrásokkal feltárt, elfedett kristályos alaphegység	32
V. A mecseki kristályos alaphegység képződményeinek ásvány-kőzettani vizsgálata	34
A) Amfibolit fáciesű regionális metamorf kőzetek	34
1. Metamorf arkózás homokkő	34
2. Metakonglomerátum és metahomokkő	35
3. Metamorf grauvakke	35
4. Cordierit—sillimanitos paragneisz (pseudomigmatit)	36
5. Sillimanitos, cordierites, staurolitos paragneisz	37
6. Diszténes, biotit—amfibolos paragneisz	37
7. Biotit—amfibol—gránátos paragneisz	38
8. Biotit—muskovitos paragneisz	38
B) Amfibolit fáciesű ultrametamorf kőzetek	38
1. Réteges (stromatitos) migmatitok	38
2. Reomorf (tovább fejlődött) réteges migmatitok	41
3. Agmatitok és változataik	43

4. Diatexitek	50
5. Porfiroblasztos szemes gneisz	52
6. Gránitosodott metabázitok	52
7. Porfiroblasztos, nebulitos, granitoid kőzetek	55
C) Zöldpala fáciesű metamorf kőzetek	61
D) Az ultrametamorf kőzetek retrográd metamorfózisa—diaforézise	64
E) Fiatal vulkanitok és utóvulkáni képződményeik	68
VI. A kristályos alaphegységet ért fúrások anyagának földtani és kőzettani vizsgálata	70
VII. Kőzetkémiai elemzések értékelése	79
1. Amfibolit fáciesű regionális metamorf kőzetek	104
2. Réteges migmatitok	106
3. Metabázitok és az agmatit-szubsztrátum I—II. fejlődési fokozatának kőzetei	107
4. Agmatit-szubsztrátum III—IV. fejlődési fokozatának kőzetei	108
5. Diatexitek	110
6. Porfiroblasztos, szkialitos, nebulitos gránit és ennek aplitjai	111
7. Diaforitok	112
8. Fillit—amfibolit—kristályos mészkő összlet kőzetei	114
9. A Pécs-7. sz. és a Mozsgó-1. sz. fúrások kőzetei	115
VIII. A gránitosodás genetikai vizsgálata	117
IX. A geokémiai vizsgálatok eredményeinek értékelése	133
X. A geofizikai vizsgálatok eredményeinek földtani értékelése	165
XI. A mecseki kristályos alaphegység szerkezetföldtani vizsgálata	167
XII. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység és környezetének földtani fejlődéstörténete	176
XIII. Hasznosítható ásványi nyersanyagok	187
XIV. Összefoglalás	192
Irodalom	283
Táblák	295
M e l l é k l e t e k (tasakban):	
I. A fazekasboda—mórágai gránitosodott röghegység földtani térképe	
II. A fazekasboda—mórágai gránitosodott röghegység fedetlen földtani térképe	
III. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység fedetlen (perm előtti) földtani térképe	
IVa—d. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység és az ettől K-re eső területen mélyített, alaphegységet ért fúrások földtani szelvényei	
V. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység és a vele érintkező területek szerkezetföldtani térképe a fúráspontok feltüntetésével	
VIa—b. Földtani szelvények a mecseki gránitosodott kristályos alaphegységen és a vele érintkező területeken át	
VII. A Pannóniai köztes masszívum nagyszerkezeti helyzete	

I. Introduction	197
II. Littérature géologique sur le socle cristallin granité de la Montagne Mecsek	198
III. Aspect géomorphologique et conditions hydrogéologiques du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek	199
IV. Position géologique et structure du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek	200
A) Position géologique du socle cristallin	200
B) Structure géologique du socle cristallin	201
a) Structure géologique de la montagne faillée de Fazekasboda et Mórágý	201
b) Socle cristallin affleuré au territoire de la ville Pécs et à l'W de celle-ci	204
V. Étude minéralogique et pétrographique des formations du socle cristallin de la Montagne Mecsek	206
A) Roches métamorphiques régionales à faciès d'amphibolite	206
1. Grès arkosique métamorphique	206
2. Méta-conglomérat et méta-grès	206
3. Grauwacke métamorphique	207
4. Paragneiss à cordiérite-sillimanite (pseudomigmatite)	208
5. Paragneiss à sillimanite, cordiérite et à staurotide	209
6. Paragneiss à disthène, biotite-amphibole	209
7. Paragneiss à biotite-amphibole-grenat	210
8. Paragneiss à biotite-muscovite	210
B) Roches ultramétamorphiques à faciès d'amphibolite	211
1. Migmatites stromatitiques	211
2. Migmatites rhéomorphes (plus évoluées) stromatitiques	213
3. Agmatites et leurs variétés	214
4. Diatexites	216
5. Gneiss oillé à porphyroblastes	216
6. Métabasites granitisées	217
7. Roches granitoïdes, nébulithiques à porphyroblastes	218
C) Roches métamorphiques à faciès des schistes verts	223
D) Métamorphisme rétrograde, diaflorese des roches granitisées du socle cristallin de la Montagne Mecsek	226
E) Volcanites récentes et les produits post-volcaniques respectifs	228
VI. Évaluation géologique et pétrographique des matériaux des sondages ayant pénétré dans le socle	229
VII. Évaluation des analyses pétrochimiques	238
1. Roches à faciès d'amphibolite régionalement métamorphisées	239
2. Migmatites stromatitiques	239
3. Métabasites et les roches de I ^{er} et II ^e degrés évolutifs du substratum d'agmatite	239
4. Les roches des III ^e et IV ^e degrés évolutifs du substratum d'agmatite	240
5. Diatexites	240

6. Granite skyalithique, nébulithique à porphyroblastes et ses aplites ...	240
7. Diafiorites	241
8. Les roches du complexe de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin	242
9. Les roches des sondages Pécs-7 et Mozsgó-1	242
VIII. Étude génétique de la granitisation	244
IX. Évaluation des résultats des études géochimiques	253
X. Évaluation géologique des résultats des études géophysiques	259
XI. Étude tectonique du socle cristallin de la Montagne Mecsek	260
XII. Histoire de l'évolution géologique du socle cristallin de la Montagne Mecsek et de ses environs	269
XIII. Ressources minérales	279
XIV. Récapitulation	280
Bibliographie	283
Planches	295

Annexes (repliés et rattachés au dos du fascicule):

- I. Carte géologique de la montagne faillée granitisée de Fazekasboda et Mórágý
- II. Carte géologique de la montagne faillée granitisée de Fazekasboda et Mórágý (sans représentation des terrains plus récents)
- III. Carte géologique du socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek (sans représentation des terrains postcarbonifères)
- IVa-d. Coupes géologiques du socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek et des sondage arrivés au socle et approfondis au territoire situé à l'E de la montagne
- V. Carte géologique structurale du socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek et des régions limitrophes avec indication des sondages
- VIa-b. Coupes géologiques a travers le socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek et les régions limitrophes
- VII. Situation mégatectonique de l'internide pannonique

I. BEVEZETÉS

A dolgozat címe csak részben fedi annak tartalmát. A földrajzi értelemben vett mecseki gránitosodott alaphegység mai felszínén levő területe csak kis részén helyezkedik el annak a hatalmas vonulatnak, amely fiatalabb képződményekkel fedetten ugyanilyen csapásban húzódik és amelyet több helyen különböző mélységben fúrásokkal tártak fel. Végeredményben a Mecsek és Villányi-hegységek között húzódó kristályos aljzatról van szó, amely csak azokon a helyeken került felszínre, ahol az kiemelt helyzetbe került és ezenkívül az erózió megszabadította a mindent borító 40–60 m vastag fiatal lösztakarótól.

Mindenhol, ahol a gránitosodott alaphegység a felszínre került vagy ahol azt a jelen dolgozatban ismertetett mélyfúrásokkal feltártuk, hasonló petrográfiai habitusban metamorf és ultrametamorf (gránitosodott) kőzetek alakjában jelentkezik. A különbség csupán a különböző intenzitású folyamat által létrehozott kőzetek progresszív fejlődésében (gránitosodásának fejlettségi fokában) van. Más szóval — ezen a nagy területen hasonló földtani felépítésű, egyazon őshegység húzódik.

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtani kutatására és monografikus feldolgozására a Magyar Állami Földtani Intézet Igazgatóságától 1964-ben kaptam megbízást.

1966. III. 2-től 1970. VII. 21-ig tartó mongóliai kiküldetésem nem tette lehetővé, hogy munkámat kiutazásom előtt befejezzem. 1966. januárjában az MTA geokémiai szakbizottságában számoltam be az addig elért kutatási és vizsgálati eredményekről, amire egyes szerzők azóta megjelent publikációikban hivatkoztak is.

Az anyag feldolgozása közben — 1973-ban — sikerült megkapnom az OKGT és az OFKfV által mélyített fúrások kristályos anyagát és a fúrások elsődleges dokumentációját. Ezek teljes szelvényeit a dokumentációk figyelembevételével állítottam össze. Több fúrás itt közölt szelvényét ezért közös, kollektív munkának kell tekinteni.

Ezúton köszönöm meg a MÁFI Igazgatóságának, hogy anyagi lehetőséget biztosított számomra a terepi és laboratóriumi munkálatok elvégzésére, a szükséges mélyfúrások lemélyítésére és a munka jelen befejezésére.

Köszönöm a Mecseki Ércbánya Vállalat vezetőinek és az OKGT vezetőségének, hogy a Mecsek hegység D-i, DK-i előterében, illetve ettől DNy-ra és ÉK-re mélyített fúrások kristályos alaphegységi anyagát rendelkezésemre bocsátotta.

Köszönöm továbbá a NIM főhatóságának megértő támogatását, amellyel a disszertációs dolgozat elkészítéséhez szükséges munkaidőt számomra biztosította.

És köszönöm végül az ELTE Természettudományi Kar Földtani Tanszékének, hogy az 1964—65. években lehetővé tette számomra az anyag egy részének feldolgozását és a szükséges vékonycsiszolatok elkészíttetését.

II. A MECSEKI GRÁNITOSODOTT KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉGGEL FOGLALKOZÓ FÖLDTANI SZAKIRODALOM

Már a múlt század második felében, Magyarország első rendszeres földtani térképezése során, felkeltette a geológusok figyelmét e hegység bonyolult felépítése. Elsőnek ROTH SÁMUEL foglalkozik 1875-ben megjelent munkájában a hegység eruptív kőzeteivel. A maga korában figyelemre méltó közleményben főleg kőzettani elemzést ad földtani térkép nélkül, egy-két vázlatos szelvényrajzzal.

ROTH S. a területen 4-féle kőzettípust különböztetett meg. Ezek: a porfíros szövetű ortoklász—oligoklász gránit, a palás szövetű gneiszgránit, az ortoklászgránit és a diabázdiorit. Ez a négyes felosztás most már nem tartható, bár mai felosztásunknak is alapjául szolgált.

Az elsőt ma porfiroblasztos gránitnak, a másodikat diaftorézist, kataklázist szenvedett gránitnak, vagy anatexitnek, a harmadikat aprószemcsés telérgránitnak vagy aplitnak, a negyediket pedig a kréta időszaki trachidolerit-bosztonit telérek képviselőinek tarthatjuk.

ROTH S. nem térképezett, hanem csupán egy-két tájékozódó bejárást és anyaggyűjtést végzett a gránitterületen. Ezért a porfiroblasztos gránitvonulatot szegélyező metamorf köpenyt egyáltalán nem is említi.

ROTH S. vizsgálatai után hosszú ideig senki sem foglalkozott a terület földtani tanulmányozásával.

1926-ban STEINERT K. bölcsészdoktori értekezésében egyes kőzettípusok makro- és mikroszkópos leírását adja.

Ezután PAPP F. és REICHERT R. (1929) foglalkozott a Mórágymévidéki gránitok kőzettani vizsgálatával. A rendszeres földtani térképezés ezúttal is elmaradt és csupán a modern kőzetrendszertan kőzettípusainak valamelyikével párhuzamosítva írják le a begyűjtött kőzetmintákat. Ezzel tudjuk magyarázni többek között azt, hogy pl. az üveghutai templom melletti kis kőfejtőben feltárt és a progresszív agmatitképződés különböző fokát képviselő kőzeteket szienitnek minősítették. Ez a megállapítás, amely az akkori magmatista szemlélet alapján elfogadható volt, bevonult a szakirodalomba és sokan ma is üveghutai szienitnek tartják azt a pár m³ nagyságú sziklatömböt, amiből a mintát vették.

Időrendi sorrendben ezután JANTSKY B. (1950) foglalkozik a terület földtani felépítésével. 1:25 000 méretarányú térképezést végzett, kizárólag felszíni megfigyelések alapján. Figyelmét főleg a hegység egész területére kiterjedő különböző intenzitású deformáció-kataklázis, milonitosodás köti le. Ez a diaftorézissel kapcsolt földtani folyamat, amely végső fokon szemes gneiszhez hasonló kőzet képződéséhez vezetett, az elsődleges és másodlagos kőzettani jegyek keveredését idézte elő (blasztomilonitok és fillonitok), aminek szétvá-

lasztását az akkori viszonyok között nem végezhetette el. Ezért csak porfíros gránitot, dinamometamorf gránitot, aplitot (teléres mikrogránitot), bázisos telérkőzeteket és fillitcsoportot különböztet meg. Ez utóbbi csoportba sorolta a legtöbbször diaforézist szenvedett réteges migmatitokat és az általa felismert erdősmecskei, kövespataki (Bátaapáti) amfibolitos vonulatokat.

MAURITZ B. és CSAJÁGHY G. 1952-ben ismertetik a térképezés során talált bosztonittelérek vizsgálatának eredményeit. Megállapítják, hogy ezen telérek kőzete szinte kizárólag szanidinból épül fel és porfíros szanidinbeágyazásokat is tartalmaz. Ennek alapján a kőzetet a bosztonitok családjába sorolják. Az azóta kapott, kétséget kizáró, adatok alapján ez a kőzet nem a gránittal, hanem a zengői trachidolerites vulkanizmussal áll genetikai kapcsolatban. A kőzet magas cirkontartalmánál fogva érdeklődésre tarthat számot.

Ugyanezen évben jelent meg PAPP F. (1952) dolgozata, amelyben a területről begyűjtött kőzetek petrográfiai leírását adja. Főleg mikroszkópos vizsgálatok alapján a területen 9 kőzettípust állapít meg, amelyeknek pontos helyét a dolgozatban nem közli és a térképen sem jelöli. Ezek a kőzetek: 1. biotitos gránit, 2. amfibolos biotitgránit, 3. biotitos amfibolgránit, 4. amfiboltartalmú biotitgránit, 5. amfibolszenit, 6. minet, 7. granodiorit, 8. kerzantit, 9. gránitaplit. Ezek ásványi elegyrészei között plagioklász, ortoklász, mikroklint, biotitot, amfibolt, titanitot, gránátot, turmalint, fluoritot, epidotot, zoizitet, leukoxént, pennint és klinozoitot említ a többi járulékos elegyrészen kívül. PAPP F. az első, aki Erdősmecske és Mórág környékéről sillimanitot írt le.

Ebből a kőzetfelsorolásból is láthatjuk, hogy a dolgozatban az ismert gránit és mai értelemben vett anatekitok (diatexitek) fejlődési sorának kőzet-tani leírását adja, az akkori magmatista elmélet szempontjai szerint. A szerző a hegységi kőzeteit kémiai összetételük alapján 10 osztályba sorolja és azok vektordiagramos ábrázolását is adja.

Ezzel szinte egyidejűleg jelenik meg SZTRÓKAY K. (1952) dolgozata a magyaregryi magnetit eredetéről. Akkor még nem ismerve az ófalui vonulatban húzódó kristályos mészkő több helyen felszínen látható Fe-dúsulását, ezt a zöldpala fáciesű metamorfitokhoz kötött ércesedést a zengői trachidoleritrel hozza kapcsolatba, amely áttörte ezt az övezetet.

Az 1959. év kimagasló eredményeket hozott a mecseki gránitosodott alaphegység kutatásában. 1958-ban fejeződött be a Pécs-7. sz. mélyfúrás, amely 556–930 m mélységig kristályos kőzeteket és ebben 700 m-től migmatitosodott – gránitosodott kőzetsorozatot fúrt át. Ennek – és a felszínen levő granitoid kőzeteknek az ismeretében SZÁDECZKY-KARDOSS E. a Budapesti Nemzetközi Geokémiai Konferencia közleményeiben 1959-ben a következőket írja: „Az eddigi felfogással ellentétben a mecseki gránitos tömeget nem magmás, hanem migmás eredetű metaszomatikus képződménynak látjuk. A környező, rendszerint fillitesnek leírt, de részben kb. epidotamfibolit fáciesbe tartozó kristálypala környezetét nem áttöri, hanem azzal konkordánsan és részben fokozatos átmenettel, nebulitos határral érintkezik. Tömegének egy – főleg északibb – része gránitos (pontosabban sokszor gneiszgránitos), délen jelentékeny része durbachitos és szienites kifejlődésű. A durbachit nem tömzsöket és teléreket, hanem a gránitban több méter széles, gyakran palás szövetű, részben peremi kifejlődésű, rendszerint elmosódott határú öveket alkot. A durbachitos állapot egy csillámpala jellegű kőzet migmatitosodásának terméként fogható fel, amelyből a gránit további, a Mecsekben rendszerint aplit

erekhez kötött — kálimetaszomatózissal keletkeznek. A mecseki gránit mikroklinban gazdag, ami tudvalevőleg a szinkinematikus gránitok sajátja.”

Ezzel a rövid közléssel új fejezete nyílik a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység kutatásának. 1961-ben kerülnek közlésre a mecseki kristályos alaphegységre vonatkozó első izotóp kormeghatározások. A mintavételi hely pontatlan meghatározása és a minta szakszerű közettani jellemzésének hiánya miatt L. N. OVCSINIKOV *et al.* (1961) izotóp koradatai nem használhatók fel teljes értékű adatokként.

1957-től kezdve a Mecseki Ércbánya Vállalat geofizikai és mélyfúrásos földtani kutatásait a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység területére is kiterjeszti. Sorra mélyültek a Téseny-1., -2., -3., Helesfa-1., -2., Nyugot-szenterzsébet-1., -2., Rádfapuszta (Gyód)-1., Bátaszék-1., Szilágy-1., Alsónána-1., -1/a, a Bakonya környéki 9008., 9010., 9011., 9013., 9014., 9015., Görcsöny-1., Nagyvát-1. és Szalatnak-I—III. sz. fúrások. Ezek közül a tésenyi fúrások szelvényét és azok földtani kiértékelését kapjuk JÁMBOR Á. (1962) rövid közleményében. Ez a fúrás volt sorrendben a második, amely ebben a vonulatban belefűrt a kristályos alaphegységbe. Ismerteti a fúrás rétegsorát, amely szerint az átfűrt kristályos öszlet amfibol, biotit, muszkovit, diszténes gneisz. Valójában kaotikusan gyűrt, magasan kristályos, réteges migmatitot harántoltak.

Ezzel egyidejűleg BARANYI I.—JÁMBOR Á. (1962) igen értékes és akkor teljesen újszerű adatokat közölt a terület szerkezeti felépítéséről és kerkérdéseiről. Megállapítják, hogy a kristályos palák metamorfózisa a kaledóniai orogenezis alatt történt. A szerzők szerint a mecseki vörös gránit a fenti kristályos paláknál valószínűleg fiatalabb. A növénylenyomatos karbon a Téseny-2. sz. fúrásban és a számtalan helyen található növénylenyomatos kavicsok anyaga a helyviti konglomerátumban metamorfózist nem szenvedett. A helyviti kavicsok kristályos anyagát mezozonabeli csillámpala, gneisz, amfibolit, fillit és epimetamorf homokkőnek határozták meg.

A fenti időben veszi kezdetét a Nagyalföld intenzív kőolajkutatása is. Számos fúrás harántolja a Pannóniai-medence kristályos aljzatát. Ezek meghatározását SZEPESHÁZY K. végzi. 1962-ben jelenik meg első közleménye a nagykörös — kecskeméti fúrások kristályos anyagáról. A magminták makro- és mikroszkópos vizsgálata alapján megállapítja ezen kőzeteknek a mecseki gránitosodott kőzetekkel való hasonlóságát és egyidejűségét. Ettől kezdve beszélünk mecsek — nagykörös kristályos vonulatról (SZEPESHÁZY 1962, 1966). A maga idejében újszerű megállapítását a későbbi fúrások teljes mértékben igazolták.

A Pécs-7. sz. fúrás elsődleges dokumentációja alkalmával nem vették figyelembe a hegységvonulatban annyira gyakori retrográd metamorf folyamatokat, amelyek során a migmatitokból fillonitszerű kőzetek jöttek létre. Ennek tudható be pl., hogy CSALAGOVITS I. az általa 1964-ben közölt szelvény 825 és 845 m-e között 20 m vastag fillitbetelepülést jelöl biotitgneisz és granodiorit között, normális metamorf érintkezésben. Vagyis — megállapítása szerint — a zöldpala fáciesű és az almandin — amfibolit fáciesű ultrametamorf képződmények közvetlenül érintkeznek egy 30 m-es intervallumon belül. A szerző idézett közleményében J. H. BEUNN, B. CIRIČ, S. KARAMATA, F. KOSSMAT, SCHEFFER V. adatai alapján beállítja a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység vonulatát a Rhodope — Vardarida — Kraistida vonulatba és ezáltal a ma is elfogadott nagyszerkezeti helyzetét határozta meg.

1965-ben JUHÁSZ Á. közli a kristályos alaphegységet ért Soltvadkert-1. sz. és a Miske-1., -2., -3. sz. fúrások szelvényeit és kőzetvizsgálati eredményeit. Ezek alapján megállapítja, hogy a harántolt kőzetek ásványos és kémiai összetétele egyaránt a mecseki és kecskeméti gránitterülettel való rokonságra utal.

1964 és 1965-ben jelennek meg ORAVECZ J. közleményei a területen gyűjtött kőzetek és fúrómagok mikrofauna-vizsgálatának eredményeiről. A szerző rendkívül lényeges megállapítása, hogy a Szalatnak-III. sz. fúrásban harántolt, csaknem 500 m vastagságú fekete, szenes agyagpala összlet a talált *Hystriosphæridák* és egyetlen *Graptolita* maradvány alapján szilur korúnak minősül. Vizsgálatait a helvétii kavicsokra és a Balaton-felvidék kőzeteire is kiterjeszti.

1963–1965-ben JANTSKY B. tovább folytatja 1950-ben megkezdett munkáját és a korszerű transzformista elméletnek megfelelően rendszerezi és térképre viszi a területen található migmatitosodott, gránitosodott képződményeket. Ezen munkáinak eredményeiről 1966. januárjában a MTA Geokémiai Szakbizottságának ülésén számolt be.

Ezután egymást követik a mecseki gránitosodott kristályos alaphegységre vonatkozó közlemények. 1966 és 1967-ben SZEPESHÁZY K. járul hozzá ismét fontos megállapításokkal, amelyek szerint a mecsek–nagykőrösi kristályos alaphegység K-i irányban tovább folytatódik. A Duna–Tisza közének egész szélességében, továbbá a Battonya környékén mélyült és kristályos alaphegységet ért fúrások kőzetanyagának vizsgálata alapján polimetamorfózist, nagyfokú diaforézist állapít meg, amely a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység felszínén is ismert, különböző mértékben gránitosodott, mikroklinos kőzeteket érte.

1968-ban FÖLDVÁRINÉ VOGL M. és BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. az alaphegység JANTSKY B. által begyűjtött granitoid kőzeteinek összehasonlító geokémiai vizsgálati eredményeit közlik, megállapítva, hogy a megelemzett granitoid kőzetek variációs diagramjai – a velencei-hegységi gránittal ellentétben – több fázisban végbement migmatitosodást és kálimetaszomatózist igazolnak.

1967-ben WEIN GY. a terület hegységszerkezeti vizsgálatainak eredményeit közli. Prekambriumi hegységképződés nyomait látja a mélyfúrások által feltárt „katamezozónás” kristályos kőzetekben, amelyek a felszínen – szerinte – nem láthatók. Ilyenek pl. a muszkovitgneisz, biotitos csillámpala, muszkovit-csillámpala, gránátos–diszténes biotit-csillámpala és gránátos gneisz, továbbá a bázisos vulkanitokra utaló amfibolpala, szerpentinít és amfibolgneisz, végül a savanyú magmás tevékenységre utaló gránitgneisz.

A kambrium–ordovicium időszakaiba sorolja „azokat az egyveretű, egyelőre még feldolgozásra váró »epigneisznek« vett kőzeteket, amelyek a mórággyi gránit migmatit köpenyében és magában a gránitban zárványként figyelhetők meg”. „Az epigneisz – az előzetes vizsgálatok szerint – enyhe regionális metamorfózison, majd migmatitosodáson átesett, eredetileg homokos kőzet volt”, állapítja meg WEIN GY.

A karbonátmentes lepusztulási termékekből felépült kőzet – a szerző szerint – arra enged következtetni, hogy keletkezését megelőzőleg a terület kiemelkedett helyzetben volt.

A szerző a prekambriumi kristályos kőzetek és az „epigneisz” összlet keletkezése közti időben tételezi fel az algomai–asszinti hegységképződési fázist.

A helesfai fúrásokkal harántolt szerpentinit-vonulatról a szerző feltételezi, hogy a prekambriumi kristályos összletnek csapásirányát képviseli.

Ugyancsak ókaledóninak (?) tartja a Szalatnak-III. sz. fúrás fekéjében harántolt mikroklin nélküli „gránitot”. Újkaledóniai (?) mozgásokhoz kapcsolja a Szalatnak-III. sz. fúrással harántolt, kb. 300 m vastag, grafitos pala közbetelepülésekkel váltakozó, erősen gyúrt, fekete kvarcitos agyagpala rétegsort. A devonba sorolja a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység É-i migmatit övében önálló egységként tektonikusan települő fillit-amfibolit összletet, amelyet JANTSKY B. mutatott ki újabb térképezése során.

A mórágai típusú migmás gránitosodást a variszkuszi hegységképződés szudéta — aszturiai fázisaihoz kapcsolja. Az elmondottak bizonyítására az izotóp kormeghatározásokon kívül több érvet sorol fel, melyeknek helytállósága erősen vitatható.

Ugyanezen évben jelenik meg SZÁDECZKY-KARDOSS E. *et al.* (1967) közleménye a magyarországi metamorfitek rendszerezéséről, koráról és tektonikai helyzetéről. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegységet beosztásuk 5. pontjában a szerzők a következőképpen jellemzik: „Dél-Magyarországon mezo — katazónás kristályos palaöv húzódik migmatitokkal és mikroklinokkal, amelyek a Nagy Magyar Alföld aljzatában követhetők tovább ÉK-i irányban. A megvizsgált kőzetek hercini korúak (284, 305 mill. év Sr/Rb és 230 mill. év K/A módszerrel, azonban a paleozomra 500 mill. éves adatok is vannak).” A Nagy Magyar Alföld csillámpalái között a kristályosodás korahercini fázisait is kimutatták (315 — 386 mill. év K/A módszerrel).

1969-ben jelenik meg BUDA GY. doktori értekezése a mecseki és velencei gránit geneziséről. Vizsgálatai során kimutatja többek között, hogy a Mecsek hegységben a porfiroblasztos biotit-amfibol gránit és granodiorit színorogén, migmás és metasomatikus eredetű, míg az aprószemcsés, teléres granitoid kőzetek késő-kinematikus eredetűek. Kimutatja továbbá a mecseki gránit káliföldpátjainak nagyfokú triklinitását.

1969-ben közzölték petrográfiai vizsgálataik eredményeit M. A. E. A. GHANEM és RAVASZNÉ BARANYAI L. A begyűjtött minták alapján végzett mikroszkópos vizsgálat, 27 szilikátelemezés és 20 spektrátelemezés alapján teljesen újszerű megállapításokat tesznek. Szerintük a kristályosodott és ma felszínen levő kőzetek eredetileg túlnyomórészt magmatogén kőzetek voltak, amelyek egy ősi (prekambriumi) geoszinklinálishoz tartoztak. Eredeti üledékek — szerintük — a vizsgált területen csak alárendelt szerepet játszanak. Ezek a kőzetek az orogén kiemelkedés során gyenge vagy közepes intenzitású regionális metamorfózist szenvedtek és mai összetételükben az Abukuma fáciesbe sorolhatók. A magmatogén kőzeteket két csoportba osztják: eredetileg vulkanogén ofiolitos kőzetek a jelenkori kristályos palák; második csoport az eredetileg bázisos intrúzív kőzetek, amelyek a vulkanogén üledékes sorozatba a terület orogén kiemelkedésének korai fázisában intrudáltak. Az iniciális magmatizmus bázisos képviselői a spilit, diabáz, diabáztufák, bazalt, andezit és andezittufák voltak. „Ebbe a vulkanogén összletbe réteges intrúziók (szililek) alakjában nyomult be a gravitációs differenciáció ultrabázisos magma maradéka” — állapítják meg. Szerintük a regionális metamorfózis következtében ezek jelenleg a zöldpala fáciesű kőzetek közé, az albit — epidot amfibolit fáciesbe, illetve az amfibolit fácies alacsony fokozatába volnának sorolhatók. A terület orogén kiemelkedésével a bázisos intruzívák (gabbro noritok) gyenge regionális metamorfózist szenvedtek, majd utána kismértékben migmatitosodtak.

A szerzők nem különítik el a fillit — amfibolit — kristályos mészkő sorozatot, hanem ezeket is a gránitosodott terület egykori kiinduló kőzetei közé sorolják. A kristályos mészkövek és szedimentogén kőzetek — szerintük — a kristályos palák közé ékelődnek ugyanakkor, amikor az intrúzív összletben arkózás jellegű kontakt metamorf palákat és epigneiszeket találtak. A szerzők szerint disztént vagy staurolitot egyetlen metamorf kőzet sem tartalmaz. A variszkuszi magmatektonikai hatások főleg az intrúzív kőzetek regionális metasomatózisában nyilvánulnak meg, de kisebb mértékben felismerhetők a kristályos palákon is. Az erősödő töréses zavargások az orogén kiemelkedések során aplitképződéshez vezettek. A gránitosodott, kataklázist szenvedett tömegben az eredetileg gabbroid (dolerit), epidiorit kőzetek csupán foltok, zárványok és helyenként aránylag nagyobb tömzsök alakjában maradtak meg, amelyeket nem érintett a kálimeszomatózis. A mafikus kőzetek izotóp korát KOVÁCH Á. et al. szerzőkre hivatkozva 1150 millió évben állapítják meg. Ugyanakkor a kálimeszomatózis és ezzel egyszersmind a gránitosodás korát a variszkuszi hegységképződés késői, aszturiai — saali fázisára teszik az izotóp kormeghatározás adataira is hivatkozva.

A bosztonítelléreket posztorogén képződményeknek tartják, vagyis a gránitaplitokhoz sorolják. Szerzők közleményükhöz vázlatos észlelési térképet és vázlatos földtani térképet mellékelnek, valamint számos mikroszkópos fényképet mutatnak be. A területen oly gyakori diaforézissel szerzők nem foglalkoznak és a kőzetek makroszkópos leírását sem adják. Hiányolni kell továbbá, hogy az egyes migmatitos kőzettípusokat nem sorolják be a migmatitosodott, gránitosodott kőzetek ma elfogadott rendszertanába. Az eredeti metahomokkőről, metakonglomerátumról, kaotikusan gyúrt paragneiszekről és ezek progresszív migmatitosodásáról, valamint egyéb ultrametamorf kőzetekről, agmatitokról és diatexitokról, amelyek annyira jellemzők a területre, nem tesznek említést.

Hiányos megfigyeléseken alapuló megállapításait nem lehet elfogadni.

Ugyanezen évben közli RAVASZNÉ BARANYAI L. (1969) a göröcsönyi fúrás anyagának vizsgálati eredményeit. Az általa leírt, diaforézist szenvedett eklogit jól beleillik abba a metamorf sorozatba, amelyet a területen mélyfúrásokkal máshol is meghatároztak.

Az 1969. év rendkívül gazdag volt a kristályos alaphegységekkel foglalkozó szakirodalom tekintetében. Így SZALAY Á. (1969) a szegedi medence kristályos aljzatának vizsgálata során különböző fokon gránitosodott mikroklinos kőzeteket ír le, amelyek különböző mértékű diaforézist szenvedtek.

Az 1969-es év a Kárpát — Balkáni Asszociáció metamorf szekciójának Budapesten tartott kongresszusi éve volt. Erre az alkalomra az eddigi kutatási eredmények felhasználásával néhány összefoglaló munka is készült. Így SZÁDECZKY-KARDOSS E., JUHÁSZ Á. és BALÁZS E. (1969) a kongresszus elé terjesztett Magyarország metamorf képződményeinek térképmagyarázójában — RAVASZNÉ BARANYAI L. és szerzőtársa megállapításaira hivatkozva — a mecseki gránitosodott kristályos alaphegységben egy idősbajkái (1150 mill. évesig) korú ofiolitos geoszinklinális komplexum varisztikus korú gránitosodását látja. A szerzők szerint a mecseki „... mikroklinos gránit sokkal változékonyabb, mint a velencei gránit. Káliumban való gazdagodást mutat a Na felett és aplit gránitos, engadinit — gránitos, yosemita — aplitos, cumbraitos, lamprosomatikus stb. magmatípusokba tartozik.”

A Duna—Tisza közének kristályos aljzatára nézve SZEPESHÁZY K. megállapításait vesszük át.

Az ofiolitos összetlet legfeljebb a migmatit vonulatba nem tartozó fillit—amfibolit—kristályos mészkő összetletre érthető, mert az egykori iniciális bázisos vulkanitokból az ultrametamorf fáciesben nem keletkezhetett réteges migmatit, illetve anatexit. Ami pedig a magmatípusokat illeti, ezek intrúzív magmatípusok és semmiképpen sem alkalmazhatók egy palingén gránitosodási folyamatban az anatexis (diatexis) különböző fokán álló kőzetekre. A mecseki kristályos alaphegység gránitosodó kőzeteinek jelölésére, amennyiben azok áttestek a reomorfózison, de még nem érték el a nebulitos porfiroblasztos gránitösszetételt, csakis az anatexit-diatexit fogalom alkalmazható.

Ugyancsak a kongresszus számára összeállított vitaindító előadásában SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1969) a mecseki kristályos alaphegységről — szerzőkre való hivatkozással — a következőket állapítja meg:

„A hercini metamorfózis legnagyobb területet a Magyar medence aljzatban foglal el. Ez a mecsek—nagykőrösi vonulat. Két vége, a Mecsek és az erdélyi kristályos alaphegység, a felszínen van.

E vonulat eredeti kőzetei ofiolitos, iniciális magmatitok, pszammit—pélites geoszinklinális üledékek idősbajkái szín- és latekinematikus granitoidokkal (1100 mill. éves a Mecsek hegységéből), ritkán késő és színorogén homokos, arkózás üledékekkel subsequens intermedier és savanyú vulkanitokkal, amelyek valószínűleg fiatal proterozói korúak (Duna—Tisza köze). Ezeket sűrűn törlik át hercini, részben gyökértelen, sekélypluton, részben migmatitos granitoidok K-túlsúllyal, mindkét szegélyen késő kinematikus valóságos gránittestekkel Na-túlsúllyal, valamint variszkuszi subsequens permii kvarcporfírtestek.

Ez a metamorfózis epidot—amfibolit fáciesű, alárendelten amfibolit—zöldpala fáciesű, az erősen denudált K-i területen azonban gránát—amfibolit fáciesű. Eközben blasztomilonitos, polimetamorf kőzetek, mint pl. földpátdús csillámpalák keletkeztek (SZEPESHÁZY). Tektonikailag becsípve a mezokristályos palák között retrográd metamorf eklogit fordul elő a mecseki terület D-i részében (BARANYAI).

A sztratigráfiai és abszolút kormeghatározások alapján a proterozóos kőzetek metamorfózisa főleg bretoni, az ópaleozóos kőzeteké pedig későhercini (250 mill. év). A Körösszegapátiban átfúrt kristályos kőzetek időshercini metamorfózisa 315 mill. év $\pm 10\%$.

A szintektonikus gránitképződés kezdetével és a metamorfózissal, amely a legvalószínűbben breton korú, befejeződött Magyarországon a kiterjedt geoszinklinális képződés állapota.

A karbonban már csupán egy szűk körben ment végbe az üledékképződés a már említett késő kinematikus gránitintrúziókkal, amelyek már nincsenek metamorfizálódva.”

Az alpi metamorfózishoz sorolja a Velencei-hegység késő kinematikus bereztesedését és a ritkábban előforduló retrográd kréta időszaki metamorfózist a mecsek—nagykőrösi vonulatban.

Ebben a főleg külföldi résztvevők számára összeállított összefoglalóban SZÁDECZKY-KARDOSS E., az idézett szövegből érthetően, elfogadja a mecseki kristályos alaphegység eredeti üledékes kőzeteinek proterozóos korát, átveszi RAVASZNÉ BARANYAI L. és szerzőtársa megállapítását ezek ofiolitos üledékjellegére, az ultrametamorfózis—migmatitosodás korára nézve pedig a terü-

letről több esetben végzett izotóp kormegállapítások alacsony értékeit. Figyelmünk kívül hagyja azokat a tényeket, amelyeket a területen mélyített fúrások anyaga dokumentál, nevezetesen, hogy a Szalatnak-III. sz. fúrásban közel 500 m vastag, faunisztikailag meghatározott, metamorfózist nem szenvedett szilur időszaki üledékösszletben gránitporfir görgetegeket tartalmazó, durva konglomerátum települ, továbbá, hogy a fenti összlet bázisán a görgetegeket szolgáltató gránitporfir telérek alakjában többszörösen áttöri és kontaktizálja azt.

Idézett megfogalmazásában a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység migmatitosodását a mecseki porfiroblasztos gránit intruzív, injekciós metamorf hatásával magyarázza és ennek megfelelően időben is különválasztja a proterozoós és ópaleozoós kőzetek metamorfózisát.

A szerző ezen igen fontos megállapításait nem tudjuk maradéktalanul elfogadni, a későbbiekben még foglalkozunk vele.

A fenti közleményekkel egyidőben jelenik meg WEIN GY. (1969) nagy-szerkezeti szintézise, amelyben a fent ismertetett vizsgálatok eredményeire való hivatkozással a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtani fejlődéstörténetét a prekambriumi mezozónás metamorfózistól a hercini gránitbenyomulásig vezeti végig. A rendelkezésre álló hiányos adatok alapján ez a kísérlete csak részben volt megoldható.

Kristályos alaphegységünk földtani-kőzettani felépítésére nézve legújabbban az OKGT „Magyarország szénhidrogén telepei” c. algyői kötetében találunk utalást. VÖLGYI L. et al. (1970) számos kristályos alaphegységet ért fúrás anyagának kiértékelése alapján a következő, igen fontos megállapításokat teszik:

„A Dinári Alpok internid zónáját alkotó Rhodope-Pelagóniai masszívum magyarországi folytatását a mecseki és dél-bácskai előfordulások mellett az újabban megismert ásothalmi területtel együtt az algyői kristályos tömb igazolja.”

A fúrások anyagában kataklázos csillámpala—gneisz és mikroklinos gránitgneisz kőzeteket állapítanak meg. Az általuk leírt csillámpala—kvarcitos paragneisz, paragneisz—gránitgneisz genetikai sort fordított sorrendben egy fokozatosan erősödő diaforézis eredményének tarthatjuk. Vizsgálataink eredményeképpen megállapítják, hogy „Az ásothalmi paleozoós anyaggal genetikailag egyező paleozoikum szerkezeti típusát, kőzettani és genetikai helyzetét tekintve a Papuk, illetve a mecseki kifejlődésekkel rokon palingén gneisz, gránitgneisz blokk, amelynek viszonya az előtérben feltételezhető mezozoós sorozatokhoz, valamint a szegélyen levő árkos leszakadásokhoz és ezen keresztül a flishez, további kutatásokat igényel.”

Az eddig közölt összes vizsgálatok alapján tényként fogadhatjuk el, hogy a mecseki kristályos alaphegység ma felszínén levő kőzeteit mélyfúrásaink Ny-i irányban Iharosberény vonalig, ÉK-i irányban pedig Nagykörös—Kecskeméten át Ceglédig, majd a szegedi medencében, az algyői medencében, a biharnagybajomi és a pusztaföldvári fúrásokig, vagyis a K-i országhatárig mindenhol megtalálták.

Ami a képződmények korkérdését illeti, abban a mai napig a legnagyobb zavar uralkodik.

KOVÁCH Á. et al. (1968) által és az azóta kapott izotóp koradatok szórása olyan nagyfokú, hogy azokat megbízható kormegállapításra felhasználni nem tudjuk. Az eddig végzett meghatározások eredményei a következők:

	<i>Módszer</i>	<i>Mill. év</i>
1. Kismórágy, vasútállomás; durvaszemés vörös gránitból szeparált biotit	K/A	335
2. Kismórágy, vasútállomás; ugyanabban káliföldpát	K/A	280
3. Kismórágy, vasútállomás; aprószemű vörös gránit, teljes kőzet	K/A	28±10
4. Kismórágy, vasútállomás; gránitból szeparált biotit		284±10
5. Dinnyeberkitől Ny-ra 3 km-re; bontott gránitból szeparált biotit		284±10
6. Fazekasboda, Ny-i kőfejtő; gránitból szeparált biotit	Rb/Sr	284±10
7. Erdősmecke, kőfejtő; gránitból szeparált biotit	Rb/Sr	284±10
8. Erdősmecke, kőfejtő; gránitból szeparált biotit	Rb/Sr	284±10
9. Erdősmecke, kőfejtő; gneisszárvány teljes kőzet-elemzése	Rb/Sr	1150±50
10. Pécs, Tettye; gránit, teljes kőzet	Rb/Sr	1150±50
11. Dinnyeberkitől Ny-ra 3 km-re; gránit, teljes kőzet	Rb/Sr	1150±50
12. Erdősmecke, kőfejtő; gránitból szeparált biotit	Rb/Sr	606±15
13. Véménd; gránitból szeparált biotit	Rb/Sr	464
14. Pörböly-I. sz. fúrás; gránitból szeparált biotit	Rb/Sr	461
15. Pörböly-I. sz. fúrás; gránitból szeparált amfibol	Rb/Sr	320
16. Alsónána-1. sz. f. 140,1 m; gránitból szeparált biotit	Rb/Sr	270
17. Szalatnak-III. sz. f. 68 m; szeparált biotit-amfibol	Rb/Sr	1397
18. Mozsgó-1. sz. f. 430 m (Szentlőrinc—Szigetvár között); diatexit, teljes elemzés	Rb/Sr	421
19. Mágocs-1. sz. f. 350 m (Dombóvár és Kurd között); teljes gránitelemzés	Rb/Sr	472
20. Mártonfa-1. sz. f. 798 m; gránitból szeparált biotit	Rb/Sr	302

A 9-es sorszám alatti gneisszárványból szeparált biotit izotóp kora csak 284 mill. évesnek bizonyult annak ellenére, hogy a kőzetben ez a legkorábban képződött elegyrész.

A Szalatnak-III. sz. fúrásból 568 m mélységből vett gránitporfir benyomul és kontaktizálja az ORAVECZ J. által szilurnak meghatározott metamorfózis nélküli fekete palaösszlet alsó szakaszát, tehát ennél fiatalabb. Az abszolút kormeghatározás ettől függetlenül 1397 mill. évesnek mutatta ki. Ezt a koradatot KOVÁCH Á. újabban 400 mill. évre csökkentette (szóbeli közlés).

A fenti adatokkal összevetve nem lehetséges, hogy a Kecskemét-2. sz. fúrásban 1825—1875 m között harántolt, a mecsekivel teljesen azonos mikroklingránit Rb/Sr módszerrel csak 134±50 mill. éves legyen.

A mecseki kristályos alaphegységével azonos összetételű Algyő-19. sz. fúrásban 3077—3083 m között harántolt epigneisz Rb/Sr módszerrel 1059±70 mill. évesnek bizonyult.

Az Ásotthalom-2. sz. fúrással harántolt csillámpalából szeparált muszkovit ugyancsak Rb/Sr módszerrel csak 188±20, a Battonya K-5. sz. fúrásban 1126—1130 m között harántolt gránátos biotitizált összkőzete 821±50 és ugyaninnen szeparált biotit 889±50 mill. évesnek adódott hasonló Rb/Sr módszerrel.

A Pusztaföldvár-38. sz. fúrás 1879—1883 közötti részéből származó kvarccsillámpala összkőzete Rb/Sr módszerrel 742±50 mill. év, a Pusztaföldvár-31. sz. f. 1922,5—1928,5 m közötti részéből származó csillámpala összkőzete Rb/Sr módszerrel 858±50 mill. év. Ugyanakkor a Pusztaföldvár-161. sz. f. 1760—

1762 m szakaszának „epigneiszéből” szeparált biotit (Rb/Sr módszer) kora csak 121 ± 20 mill. év.

A meghatározott izotóp korok nagy szórásának bizonyára a meghatározás módszerétől független oka lehet, amit még fel kell deríteni. Egyik okát a hercini, avagy alpi orogén fázisban végbement változások erősségében keressük, ami nagymértékben elősegíthette a radioaktív mobilis komponensek migrálását. Ennek következtében kevert koradatokat kapunk. Ezenkívül a cél-nak meg nem felelő mintavételben is lehet keresni az adatok ilyen nagyfokú szórásának az okát.

A fejezetben idézett szakirodalom jegyzékét, továbbá azokat a munkákat, amelyekben a szerzők átvett adatokat dolgoznak fel, a szakirodalmi jegyzékbe beépítve közöljük. Ez a jegyzék felőleli mindazon műveket, amelyek tudomásunk szerint a kézirat lezárásáig (1975. XII. 31-ig) a mecseki gránitosodott kristályos alaphegységgel kapcsolatban megjelentek.

Külön figyelmet kell fordítanunk arra a geofizikai szakirodalomra, amely a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység mélybe süllyedt tömegének helyzetével és általában a Pannóniai masszívum felszínalakulásával, mai domborzatával, az ezt átszelő jelentős szerkezeti vonalakkal és jelenlegi nagyszerkezeti helyzetével foglalkozik.

Ebből a szempontból SCHEFFER V. munkássága érdemel figyelmet, aki a Pannóniai masszívummal — a magyar közbülső tömeggel — több közleményben is foglalkozott.

Az első komplex geofizikai értékelést 1949-ben kapjuk. SCHEFFER V. ebben a közleményében a földmágneses, gravitációs és szeizmikus anomáliák alapján a Pannóniai-medence mélyszerkezetét rajzolja meg, amiben ennek az időnek „variszkuszi” szemlélete tükröződik. A közleményhez csatolt 2. ábrán Iharosberény — Inke vonaltól Nagyperkátáig, illetve a Csepel-sziget D-i csücskéig felszín alatti magaslat és vele párhuzamosan haladó mélyedés tengelyét rajzolja.

1957-ben megjelent közleményében a gravitációs mérések alapján szerkesztett szerkezeti térképén „Dunántúl — Alföld-peremi vulkáni övet” jelöl a Pannóniai masszívum és a Gömör — Balaton-felvidéki ópaleozóos fillitvonulat érintkezésének csapásában. Ettől D-re a „délalpi vonulatok övét” tünteti fel, ami ugyancsak az akkori „variszkuszi” felfogást tükrözi.

Kutatásaink szempontjából nagy jelentőségű SCHEFFER V. 1959-ben megjelent dolgozata, amelyben a „közbülső tömeg”-re vonatkozó földtani — geofizikai vizsgálatok eredményeit hasonlítja össze.

Ebben a közleményben találkozunk először a „dunántúl — bácskai paleozóos küszöb” fogalmával. Ez a szerkezeti egység a Vardaridák ÉÉNy-i folytatása lenne és a Cseh masszívumban folytatódna tovább. Vagyis — szerinte — a Pelagóniai masszívum ezen a küszöbön keresztül a Cseh masszívummal egykor összefüggő alakulatot képezett. Ennek a küszöbnek a keleti leszakadása mentén a Kraistida lineamentum a Kárpát-medencét is harántolja. Ezzel a megállapítással hazai szerzőink közül elsőként kapcsolja össze a Rhodope masszívumot a magyar közbülső tömeggel a korkérdések figyelmen kívül hagyásával. Ebben az időben ugyanis már közismert volt a Rhodope főtömegének prekambriumi kora, míg a magyar közbülső tömeget változatlanul variszkuszi képződménynek tartották.

A közleményhez tartozó 6. ábrán a gravitációs és mágneses anomáliák irányítottágának térképvázlatát mutatja be. Ezen a vázlaton az inke — reg-

meci vonal mind gravitációs, mind pedig mágneses maximumokkal egyértelműen igazolódik.

SCHEFFER V. 1965-ben megjelent közleményében a fenti dunántúli–bácskai küszöb elméletét igyekszik tovább fejleszteni, kiterjesztve annak szerepét a Keleti-Alpokkal határos területekre is.

1961-ben jelenik meg SZALAI T. „A Tisia és a Pannónikum közteshegysége” című német nyelvű dolgozata. Ezen – számunkra igen fontos – közleményben boncolja a „Közbenső hegység”, „Internida”, „Tisia”, „Lóczy küszöb”, „Közti hegység” stb. fogalmakat. Közleményének célja magyarázatot adni ezen képződmények keletkezésére, majd lesüllyedésére nézve. LÓCZY L. SEN.-ra hivatkozással a Tisia tömeget paleozóos és „Ősi”, vagyis prekambriumi – paleozóikumnak minősíti. SZALAI T. elsőnek rajzolja meg a közbenső masszívum (Pannóniai masszívum) határait az általunk közölt határokhoz hasonlóan.

A Pannóniai masszívum közbenső tömeg jellegére és a Rhodope, Moesia, Dobrogea stb. közbenső tömegekhez való hasonlóságára először V. I. SZLAVIN (1958) mutatott rá közleményében.

1966-ban jelenik meg RENNER J. – STEGENA L. közleménye „Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata” címmel. Ebben a szerzők Magyarország Bouguer-anomáliák térképét, továbbá a medencealjzat mélységtérképét közlik. Mindkét térképen határozottan kirajzolódik a Pannóniai masszívumot északnyugatról lehatároló nagyszerkezeti vonal helyzete.

És végül meg kell emlékezni STEGENA L. (1967, 1973) és SZÉNÁS Gy.-nek (1973) a Pannóniai masszívumra vonatkozó megállapításairól. Szerzők már az új globális tektonika szemszögéből vizsgálják annak kialakulását és a neogénben kezdődő lesüllyedését. Rendkívül értékes megállapításaik a lemeztektonikai elmélet fejlődésével várhatóan ugyancsak tovább fognak módosulni. A Kárpátok felgyűrődésekor a nagy oldalnyomásnak kitett közbülső tömeg (ekkor még magas hegység) később dilatációs térbe kerül, amit geofizikai érvekkel lehet alátámasztani.

A Pannóniai köztes masszívum vulkanológiai, szeizmológiai viselkedésével BENDEFY L. (1970) és HÉDERVÁRI P. (1973) foglalkoznak. Számunkra értékes megállapításaik beleilleszthetők a lemeztektonikai vizsgálatok által kapott eredmények közé.

A Pannóniai köztes masszívum mai és jövő ismereteinek kulcsa az Országos Kőolaj és Földgáz Kutató Vállalat kezében összpontosul. Egyedül ez a vállalat van birtokában azoknak a mélyfúrási adatoknak, melyeknek alapján tovább fejleszthetők az általunk végzett vizsgálatok.

III. A MECSEKI GRÁNITOSODOTT KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG GEOMORFOLÓGIAI ALKATA ÉS HIDROGEOLÓGIAI VISZONYAI

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység a Mecsek hegység DDK-i előterében húzódik. ÉÉNy-i irányban a Pécs—Ófalu-i nagy törés határolja, amelynek mentén Ófalunál a kristályos kőzetek (réteges migmatit) a liász kőszéntelepes összlet kőzeteivel érintkeznek. D-en a Püspöklak-1. sz. fúrás a felszínen kibúvó diatexit öv közelében 147 m neogén homokos-agyagos kőzeteket fúrt át, vagyis itt is az alaphegység tektonikus leszakadásával kell számolni, akárcsak az É-i oldalon.

A kristályos alaphegység két mélyreható szerkezeti vonal között főleg azokban a völgyekben kerül napfényre, amelyeknek tetejéről az erózió lehordta a 40—60 m vastag lösztakarót. Geomorfológiájáról tehát csak ezen a területen beszélhetünk.

A völgyek közötti magaslatokon csupán két kis foltban (pár m² területen) — Fazekasbodától É-ra — búvik ki az alaphegység a lösztakaró alól. Vagyis csak itt voltak a letarolt alaphegységi peneplénnak kiálló csúcsai, amelyek egy szintbe kerültek a lösztakaró szinte asztallap egyenességű mai felszínével. Ezt mutatják a völgyek közé eső szakaszok egymáshoz közel eső magasságértékei is.

A lösszel borított peneplén legmagasabb pontjai Ófalutól D-re a tetőn 316—318 m, Kisgeresd—Fazekasboda között 300 m, Mórágý és Véménd között ugyancsak 300 m.

Ugyanakkor a lehatároló völgyek talpa az ófalui Határárok-völgyben 135 m, a Geresdi-völgyben 167 m, Mórágý vasútállomáson pedig 125 m. Vagyis az erózió által bevágott völgyek legmélyebb és a terület legmagasabb pontja között a magasságkülönbség 193 m. Magát a kristályos aljzatot az erózió legnagyobb vastagságban Kisgeresd és Fazekasboda között tárja fel. Itt a gránitkibúvás magassága kb. 260 m, míg Fazekasboda alatt az utolsó kibúvás t. sz. f.-i magassága 150 m-ben van. A kristályos alaphegységbe maximálisan 110 m mélységre vágta be magát az erózió. A kristályos alaphegység kőzetei három, egymástól különálló területrészen kerültek felszínre. A legnagyobb terület „fazekasboda—mórágýi gránitosodott röghegység” néven ismeretes. Utolsó ÉK-i kibúvásait az alsónánai vasútállomás mögött, legdélebbi kibúvásait Geresd községben és a Kékesdi-völgyben, míg legészakibb végződését a Határárok-völgy mentén találjuk. Ettől az aránylag nagy területtől Ny-ra, Pécs város É-i peremén húzódó utcákban (Miklós u., Damjanich u., Bartók B. u.) és az újonnan épített házakhoz kivájt alapozó árkokban kerülnek ismét felszínre ezek a képződmények (különösen az aplittelérek) rendkívül összetört, felmorzsolts állapotban.

A vonulat legnyugatibb kibúvásai Nyugotszenterzsébet községnél a legelőn és ettől É-ra az erdőben folyó szegényvizű patakmederben láthatók.

E területrészek között és ezektől Ny-ra, D-re és ÉK-re az alaphegység kőzeteit mélyfúrások tárták fel. Ezek ismertetésére a későbbiekben visszatérünk.

A fazekasboda—mórági gránitosodott röghegység területét az erózió valószínűleg a preformált szerkezeti vonalak mentén elkülönülő részekre tagolta. Ilyenek északon az ófalui Határárok völgyével és mellékvölgyeivel feltárt terület, a Bábaapátinál egyesülő köves-pataki és üveghutai völgyrendszerrel feltárt terület, a mórági—dömörkapui völgyrendszerrel feltárt terület, a véméndi terület, a fazekasboda—szebényi és végül a lovászhetény—erdős-mecskei terület. Ezek a területrészek csak geomorfológiailag különíthetők el egymástól és semmiképpen nem jelentenek földtanilag különálló egységeket.

A térszín a 316 és 318 m-es magassági maximumtól ÉK és DNy felé egyaránt süllyed. A kristályos vonulat tengelyében, pl. Szilágytól DK-re a legmagasabb pont már csak 276 m, Kozártól É-ra 216 m, ÉK-i irányban pedig Szekszárd felé az Alsónána—Várdomb községek között elterülő Kesztole-hegyen 222,4 m magasságot jelez a térkép.

A domborzat ilyen süllyedése mellett magának a kristályos alaphegységnek a felszíne a Szekszárd-15. sz. fúrásban (vasútállomásnál) 794,0 m, a Szilágy-1. sz. fúrásban 496,6 m, a Mártonfa-1. sz. fúrásban 780,0 m, a Pécs-7. sz. fúrásban pedig 556,0 m-re van a felszín alatt. Innen meredeken emelkedik és a Pécs városi felszíni kibúvások után ismét süllyed. Így a Gyűrűfű-12. sz. fúrásban 383,3 m-ben, a -9015. sz. fúrásban 557,3 m-ben érték el, a Cserdi-I. sz. fúrásban azonban 755,3 m-nél is mélyebben települ, hogy Nyugotszenterzsébettől É-ra ismét a felszínre kerüljön. Innen Ny-i irányban a kristályos alaphegység felszíne ismét süllyed s a Szentá-2. sz. fúrásban 2682 m-ben, a Kutas-2. sz. fúrásban pedig 1940 m-ben érték el azt. Északi irányban a Szalattak-III. sz. fúrásban 717,0 m-nél mélyebben, délen pedig a Túrony-1. sz. fúrásban 1452 m-nél mélyebben települ.

A domborzat ilyen alakulásában természetesen nemcsak az erózióknak van nagy szerepe (a fekedei vasútállomásnál és Vémeénd község K-i végén hatalmas vastagságú gránitmurva halmozódott föl), hanem a töréses blokktektonikának is. A fazekasboda—fekedei nagy völgy egész hosszában, közvetlenül a kristályos aljzaton vastag, durva helvétii konglomerátum fekszik, erre a Köves-patak völgyében finomhomok, majd a mindent befedő lösz borul.

Tehát a helvétii konglomerátum lerakódásának ideje óta a terület domborzata lényeges változásokon ment át.

Ezért a felszínalakulást három részre oszthatjuk:

1. A jégkorszak előtti denudációs ciklus, a kristályos alaphegység penep-lenizálódásának időszaka.

2. A lösztakaró képződésének időszaka, amikor a kb. 60 m vastagságot elérő lösztakaró megtartva az alaphegység felszíni formáit, kialakította a mai felszín ösét is.

3. A lösztakaróval borított fennsík tagolódása, különálló morfológiai egységekre bomlása. A lösztakaró lehordása—pusztulása rendkívül gyors. A történelmi idők során, sőt a pár évszázaddal ezelőtt járt szekérutak ma járhatatlan, mély horhosokká alakultak. Rendkívül beszédes példa erre Bábaapáti D-i végén, az erdészlak után a fennsíkra (Ny-i irányban) felvezető szekérút, amely mellett a ma már járhatatlan, 20–30 m mély horhosokká változott egykori szekérutak sorakoznak.

Maga a fennsík lassabban pusztul le. Csupán ott gyorsul ez meg, ahol a

hátráló eróziós frontok találkoznak. Ilyen helyeken a dombtetőn nyergek képződnek és nincs messze már az az idő, amikor a hátráló erózió birtokba veszi a már csak 50 m széles földnyelvet, hogy az egységes peneplént különálló dombokká alakítsa át. A nyereg és a fennsík szintkülönbsége Bábaapátitól D-re az üveghutai és köves-pataki völgy között eléri a 30 m-t is. Ugyanez a helyzet áll fenn a Köves-patak völgye és az ófalui Határárok völgye közötti dombháton is. Itt annak a földnyelvnek a szélessége, amelyen átvezető szekérúton még közlekedni lehet, nincs több 20 m-nél.

Hidrogeológiai szempontból csak a fazekasboda — mórággyi területtel foglalkozhatunk. A másik kettő kicsinysége miatt nem alkalmas erre.

Vízrajzilag a terület Mórággytól Pécsig közvetlenül a Duna, ettől Ny-ra pedig a Dráva vízgyűjtő területéhez tartozik.

A terület általában vízszegény. Állandó vizű patakok csak ott folynak, ahol az erózió lejutott a kristályos aljzatig. Az oldalvölgyek is kivétel nélkül száraz völgyekké válnak, amíg a mély árkok és völgyek talpa nem ér le a kristályos aljzatig. Vagyis a kristályos aljzat kezdetét a völgyekben mindenhol az állandóan csörgedező csermely eredete jelzi.

A fazekasboda — mórággyi terület vízrajzilag az ófalui Határárok völgyének, a Köves-patak völgyének, az Üveghuta — Bábaapáti völgyrendszernek, a mórággyi völgyrendszernek, Dömörkapu, majd a területet D-i irányban átszelő völgyrendszernek mint a fazekasboda — apátvarasdi, fazekasboda — fekedei és a fazekasboda — kisgeresdi völgyrendszernek vízgyűjtő területeihez tartozik. Mindezek legyezőszerűen elhelyezkedő mellékvölgyek vizeiből táplálkoznak.

Azoknak a csermelyeknek — patakoknak a vize, melyeknek gyűjtőterülete a porfiroblasztos gránit és diatexitiek területére esik, alkálikus összetételű. A patakok medre felső folyásán homokos-iszapos, alsó folyásán pedig löszből származó agyagos. Emiatt a patakok medrében torlatzátony csak a felső folyáson keletkezik. A vidék vízviszonyaira peneplén kőzetanyaga, a lösz nyomja rá bélyegét.

A völgyek nagy része tektonikus és ezek mentén a kéregmozgások a löszlerakódás után is folytatódtak. A legtöbb völgynek ugyanis csak egyik oldalán találjuk meg a kristályos alaphegység kibúvárait, míg a másik oldalán végig lösz borítja a felszínt. Ilyen az ófalui Határárok völgye, vagy a kismórággyi vasútállomásnál húzódó nagy völgy, a Lovászheténytől K-re húzódó Malomvölgy, avagy a fazekasboda — kisgeresdi nagy völgy stb.

Az erózió gyorsasága, az egyenesen lefutó repedések, merőleges sárga lösz falak, esőzések alkalmával nyálkás-sáros, járhatatlan földutak és a mellékvölgyekből a köves utakra gyakran a 1/2 m-t is meghaladó ráhordott sárga lösz, a falvak szélein és udvarokon a löszbe vájt pincék és krumplis-vermek egymásutáni sorakozása — jellemző a területre.

IV. A MECSEKI GRÁNITOSODOTT KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG FÖLDTANI HELYZETE ÉS FELÉPÍTÉSE

A) A KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG FÖLDTANI HELYZETE

A ma felszínen levő alaphegységgrészek, fiatal takarórétegek alatt, összefüggő vonulatot képeznek.

A térképen feltüntetett fúrások alapján az összefüggő vonulat kezdetét legnyugatabbra az Iharosberény-1. sz. fúrásban látjuk. Ettől nyugatra már a Balaton—gömöri-vonulat (JANTSKY 1957) zöldpala fáciesű kőzetei következnek, amit ebben az övben több fúrásban is harántoltak.

D-i irányban a kristályos alaphegységet összefüggően Tésenyig tárták fel kismélységű fúrásaink.

A Túrony-1. sz. fúrás 1452,0 m mélységben még az alsóperm homokkő és aleurolit sorozat kőzeteiben állt meg. Az 1971-ben befejezett Bogádmindszent-1. sz. fúrás 1352,0 m mélységben felsőkarbon agyagos homok és homokkőrétegeket harántolt. Vagyis nem rendelkezünk közvetlen bizonyítékkal arra nézve, hogy itt milyen mélységben települ a felszínen levő kristályos alaphegység és azt milyen képződmények képviselik.

A rendelkezésre álló szakirodalom és személyes tapasztalat alapján azonban megállapítható, hogy a Papuk hegység (Jugoszlávia) kristályos vonulatának migmatit—anatexites összlete teljesen egyezik a mi alaphegységünk hasonló összletével.

Legújabban M. TAJDER (1969) ezt az összletet a Javorniktól D-re gneisz—gránitos összletnek említi. Egyébként a Papuk hegységgel foglalkozó, mindmáig legújabb közleményben RAFFAELLI (1964) megállapításai a gránitosodott kőzetek (migmatitok) variszkuszi korbesorolását illetően nem egyértelműek.

Északon az 1971-ben befejezett mágocsi fúrásban harántolt vörös gránit ugyancsak egyezik a kristályos alaphegységben a Loch-malom környékén felszínen levő vörös gránittal. A Kurd-II. sz. fúrás 1272 m mélységben zöldesfekete mélységi magmás kőzetben állt meg.

Ugyanakkor a Szalatnak-III. sz. fúrásban harántolt gránitporfír a felszínen ismert porfiroblasztos gránitoktól és diatexitektől összetételében és szerkezetében is merőben különbözik.

A Duna—Tisza közén és a tiszántúli területen mélyített számos fúrásban a geológusok egybehangzó megállapítása szerint (SZEPESHÁZY K. 1966, JUHÁSZ Á. 1965, SZALAY Á. 1972, SZÁDECZKY-KARDOSS E. et al. 1969, VÖLGYI L. et al. 1970, DANK V.—BODZAY I. 1970, WEIN GY. 1969) mindenhol mecseki típusú gránitosodott kristályos alaphegységet ütöttek meg. A Duna—Tisza közén legészakabbra a ceglédi fúrásban harántolt kristályos alaphegység még „mecseki típusú”, világosszürke, muszkovitosodott, diaforézist szenvedett paragneiszből épül fel (a MÁFI gyűjteményének anyaga). Hogy ettől észa-

kabrra a kristályos aljzat milyen kőzetekből áll, arra nézve fúrési adataink nincsenek.

Az északi országhatár közelében, Vilyvitánynál felszínre kerülő amfibolit – migmatit összlet koránál és metamorf fáciesénél fogva mutat egyezést a Ceglédig követhető mecseki gránitosodott kristályos alaphegységi kőzetekkel (PANTÓ G. – KOVÁCH Á. et al. 1967).

A tiszántúli területen mélyített számos fúrás közül a számomra hozzáférhető ásoththalmi sötét dioritszerű diatexitet, az algyői diaforézist szenvedett szürke diatexitet, a battonyai biotitos, mikroklinos – nebulitos gránitot, a pusztaföldvári sötét zárványos, aprószemcsés diatexitet és diaforézist szenvedett, muszkovitosodott, réteges migmatitot és végül a biharnagybajomi fúrás reomorf migmatitot, sötétszürke, aprószemcsés diatexitet és biotitos paragneiszt harántolt. Ezek alapján és az Erdélyi-középhegységben felszínen levő kristályos masszívum kőzettani összetétele alapján (L. PAVELESCU 1972) feltételezhetjük, hogy alaphegységünk több pásztaban a Tiszántúlon keresztül idáig terjed.

DIMITRIJEVIČ megállapítása szerint a D-i határainktól D-re mélyített fúrások kristályos anyaga a szerb – macedon – kelet-szerbiai kristályos masszívum vonulatának kőzeteivel egyezik (DIMITRIJEVIČ – ČIRIČ 1967, DIMITRIJEVIČ 1969).

Az elmondottakból következik, hogy kristályos alaphegységünk túljut országhatárainkon és egyesül a szomszédos területek idős prekambriumi kristályos aljzatával.

B) A KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

a) A Fazekasboda – mórággyi röghegység földtani felépítése

Földtani felépítését tekintve a terület ÉK – DNy-i irányú, 18 km hosszú és 11 km széles vonulatot képez. A hegységet alkotó kőzeteket eredetük, metamorf fáciesük, ásványos összetételük és települési módjuk szerint a következő főbb csoportokra oszthatjuk:

1. amfibolit (almandin – amfibolit) fáciesű ultrametamorf (gránitosodott) összlet
2. zöldpala fáciesű regionális metamorf összlet
3. az ultrametamorf összlet kőzeteiből keletkezett diaforitok
4. trachidolerites vulkáni összlet
5. fiatal vulkanitok és üledékes fedőképződmények

Az első és második összlet kőzetei mindkét oldalról széles, zúzott öv mentén, tektonikusan érintkeznek, palásságuk csapása azonban egyezik. A harmadik diszlokációs övekben, pásztaban jelenik meg. A negyedik összlet kőzetei szubvulkáni telérek alakjában törik át az előző három csoport kőzeteit, az ötödik összlet fiatal üledékei pedig diszkordánsan települnek az egykori felszínre, illetve andezit – bazaltoid telérek alakjában szelik át az aljzatot.

Vizsgáljuk meg ezek után az egyes képződmények földtani helyzetét, településének módját (I. melléklet).

1. Amfibolit fáciesű ultrametamorf (gránitosodott) öszlet

Az ultrametamorf öszlet felépítése a progresszív gránitosodás szempontjából bizonyos fokú szimmetriát mutat. Északról délnek haladva a kristályos alaphegység-vonulat egész hosszában réteges migmatittal (stromatitos migmatit) kezdődik, amely a liász kőszéntelepes öszlet közeteivel való tektonikus kontaktus mentén diaftorézist, kataklázist, milonitosodást szenvedett. Szélessége, a begyűrt zöldpala fáciesű kőzeteket is beleszámítva, az Aranyos-völgyben 1200 m, a Gröndl-tanya völgyében pedig 1000 m. Ez a vonulatszakaszk kaotikusan, ptigmásan gyűrt részeket is tartalmaz. Egyébként rendkívül változékony öszlettelű mind a paleoszom és neoszom részaránya, mind pedig a leukoszom és melanoszom sávok vastagsága szempontjából. Szöveze mindenkor réteges-palás, kaotikusan gyűrt, ptigmás (ptigmatit) részek gyakori változásával. Ebben a sorozatban az első harántirányú völgytől kezdve (K-ről Ny-nak) szinte csapás-változás nélkül a Gröndl-tanya völgyéig követhető egy 50 m széles szakasz, amely gránitgneisznak is nevezhető durva szemcsézett-sége, földpát-gazdagsága, illetve előrehaladott gránitosodásának fokozata miatt.

A réteges migmatit öv után aprószemcsés, porfiroblasztk nélküli, vörös színhatású, mindenkor palás vagy lineációs textúrájú, helyenként biotitdús diatexit öv következik. Közvetlen érintkezését a réteges migmatit sorozattal az ófalui Aranyos-völgy középső szakaszán tártuk fel. Vannak szakaszok, ahol ebben a kőzetben a réteges migmatitok sávozottsága, a leukoszom és a melanoszom ritmikus változása, a durvább kristályos szemcsézett-ség ellenére még jól kivehető.

Ezek a kőzetek a következő, centrális helyzetű porfiroblasztkos — nebulitos gránit övbe mindenhol fokozatosan mennek át.

Mivel öszlettelét és szemcsézett-ségét tekintve ez a reomorf kőzet rendkívül változó, ezért kőzettanilag egyetlen kőzetcsaládba sem sorolható be. Hol kvarcnélküli, aprószemű szienit, hol kvarctartalmú diorit, hol pedig már aprószemcsés nebulitos gránitként jelentkezik. Ezért a következőkben diatexitnek fogjuk nevezni, amint ezt K. R. MEHNERT (1968) is teszi idézett művében. Jellemző tulajdonsága, hogy palás, illetve lineációs szerkezetét még többé-kevésbé megtartotta (bár nem minden esetben választható el a későbbi kataklázis és milonitosodás jelenségeitől). Kialakulását megelőzve vagy ezzel egyidejűleg indul meg az agmatitképződés. Amíg a réteges migmatitok öve még túlnyomórészt immobil vagy csak helyben maradóan volt plasztikus, addig ez az öv már mobilis, bonyolult, többszörös melanoszom hígulással fejlődik a reomorfózis, hidrosztatikussá váló nyomás viszonyai között és ezért a homogenizálódás előrehaladottabb fokát érte el. Legjellegzetesebb kifejlődését az aranyos-völgyi romos kőhidnál, Mórág községben az orvosi rendelő kertjének végén és Mórág község D-i végén a Bátaapátiba vezető földút D-i oldalán, a domboldalba vajt pincék feltárásaiban találjuk.

Hogy a gránitosodásnak ezen fejlődési szakaszában már mobilis anyaggal kell számolnunk, arra utal az a jelenség is, hogy területünkön az agmatitok szubsztrátum anyaga mindenhol lekerekített, éles szögletek nélküli, körte, lencse vagy más szabálytalan, de mindenkor plasztikus formát ölt.

Ez után következik a porfiroblasztkos gránit öv, avagy porfiroblasztkos, nebulitos granitoid öv. Anyaga a legmobilisabb, kőzete a legdurvább szemcséjű, mikroklintartalma a legnagyobb és homogenizáltsága is a legelőrehaladottabb. Káliföldpát porfiroblasztkjai helyenként az 5–6 cm átmérőt is elérik. Helyzete szerint ez a centrális övezet (II. melléklet).

A diatexitek övével határos területésávon, vagyis a Mórágý – Bábaapáti – Üvegputa – Lovászhetyény vonalban, hatalmas tömbök, több 10 m széles és esetenként több 100 m hosszú elszakított kéregrészek úsznak benne, amelyek anyaga agmatit-szubsztrátum, paragneisz, pszeuomigmatit, metahomokkó, metakonglomerátum és metagrauvakke. Különösen a Köves-patak völgyének felső és alsó szakasza, Bábaapáti község északi, keleti és déli vége, a Gröndl-tanyai völgy felső szakasza, a fekedí nagy völgy kanyarja, Lovászhetyénnél a tűzoltószertár melletti völgy kezdete és a Malom-völgy Ny-i oldala gazdag ezekben a képződményekben. A hatalmas tömb-zárványokra jellemző, hogy palásságuk síkja függőleges vagy közel függőleges, csapásuk, dőlésük iránya pedig megegyezik a réteges migmatit övben észlelt csapás- és dőlésiránnyal. Ebben az övben települő elszakított tömbök között több helyen (Mórágý községben a szintezési alappontnál, Mórágýtól K-re, a kőfejtő völgyének felső szakaszán, Üvegpután, Bábaapáti DK-i völgyrendszerében stb.) találunk olyanokat is, melyeknek kőzetanyaga réteges migmatit volt. Vagyis amikor a korábban kialakult réteges migmatit összletből a későbbi reomorf szakaszban a mobilizált tömegek (diatexit, porfiroblasztos gránit mobilis anyagai) tömböket szakítottak el, azokat bizonyos mértékig feldolgozva magukba zárták.

A centrális vonulat szegélyöve tele van elszakított apró, sötét nebulit vagy mobilissá vált agmatit-szubsztrátum gumókból és tömbökből származó zárványokkal – szkialitokkal, míg központi része több helyen mentes ezektől. Ez a jelenség a homogenizálódás előrehaladottabb voltával magyarázható. A centrális öv szélessége a mobilissá vált tömeg mozgásmechanizmusának megfelelően szeszélyesen változó.

Ettől délre ismét az északihoz mindenben hasonló aprószemcsés, vörös földpátos diatexites öv húzódik egészen az alaphegység-kibúvások határáig. Ennek az agmatitos, nebulitos diatexit övnek klasszikus példáit a mórágýi községi kőfejtőtől K-re eső völgyben, a véméndi Újtelep-sornál, a szebényi nagy völgy feltárásaiban, a fekedí kőfejtőkben, a püspöklaki nagyhorhos felső szakaszán, a fazekasbodai nagy völgyrendszer felső és középső szakaszán találjuk, vagyis minden déli, DNy-i irányú oldálvölgyben, amely a hegységet a központi vonulattól D-re átszeli.

Hogy tovább délnek elfedve ismét hasonlóan réteges migmatit öv következik, azt a vonulat DNy-i folytatásában a Tésény-1. sz., a Kisdér-1. és a Gyód-3., -4. sz. fúrások anyagából láthatjuk. Ennek a réteges migmatit övnek a kristályosságí foka azonban az É-i pászttában észleltnél sokkal nagyobb. A fúrások adatai szerint a migmatitok paleoszomja, vagyis alapközete nemcsak paragneisz volt, hanem gránátos amfibolit is. Sőt, ha ideszámítjuk a göröcsönyi fúrásban harántolt eklogitot (RAVASZ-BARANYAI L. 1969) és a Heresznye-2. sz. fúrásból ismert hiperszténes paragneisz kőzeteket, akkor már az eredeti regionális metamorfózis granulitfáciest megközelítő kristályosságí fokról is beszélhetünk.

2. Zöldpala fációs regionális metamorf összlet

A fazekasboda – mórágýi vonulatban az É-i réteges migmatit övben – mint említettük – kb. 500 m széles sávban zöldpala fációs kristályos mészkő, amfibolit, továbbá muszkovitot is tartalmazó szericites fillit öv húzódik, amely mindkét oldalán zúzott öv mentén érintkezik a réteges migmatit

összlettel. Ebben az övben az Aranyos-völgyben teléres kifejlődésű szerpentinít települ. Ezenkívül a Gyód-2. sz. fúrásban 65,0—131,3 m-ig, a Helesfa-1. sz. fúrásban 106,2—650,0 m-ig, a Helesfa-2. sz. fúrásban pedig 113,4—349,6 m között szintén szerpentinitté alakult, eredetileg ultrabázit kőzeteket harántoltak.

A Köves-patak völgyében mindjárt a völgykanyarban a fillitrétegekkel váltakozva aprószemcsés amfibolit települ. Ugyenezt a kőzetet találjuk az Erdősmecke községtől K-re eső völgyben és Erdősmecke község ÉNy-i végén is. De amfibolitot harántolt a Bataapáti-1. sz. és az Alsónána-1. és -1/a sz. fúrás is. Ny-i irányban Pécs városban az építkezéseknél végzett alapozás során fillitet tártak fel és ezt harántolta a Pécs-7. sz. fúrás is 575,0—672,0 m között.

A fillitrétegek közé az ófalui mellékvölgyekben, mint a Birkaakol-völgyben, az Aranyos-völgyben, a Gröndl-tanya völgyében és a Meszes-völgy Ny-i mellékvölgyében, majd Pusztakisfalu és Lovászhetyén között a patakmederben masszív fehér és szürkésbarna futtatású, ankeritsávós kristályos mészkővonulat települ, amely a rétegsor további szakaszában lemezes elválású, meszes fillitté alakul. A kibívásokon kívül az Erdősmecke-III/a, valamint Erdősmecke-XVI. és -XX. sz. fúrások is harántolták ezt a kristályos mészkő összletet, vagyis kitartó, jól követhető vonulatot alkot és azonosnak minősíthető azzal a magnetites—hematitos kristályos mészkővel, amely a magyar-egregyi völgyben miocénkori hegylábi törmelékként jelenik meg.

A fillit összletben a lencses vasérc-betelepülések több helyen ismertek. Ezek a felszíni mállás következtében limonittá alakultak. Igen intenzív limonitosodást tapasztalhatunk a Birkaakol völgyének felső szakaszán, a kristályos mészkővonulat feletti mészfilitben. Ugyenez a helyzet a Gröndl-tanya völgyében és a meszes-völgyi feltárásban is. A kristályos mészkő maga vasban szegény, a befogadó mészfilit—fillit összlet ellenben a mészkő fekjében és fedőjében limonittal impregnált.

Felmerül a kérdés, hogy ez a zöldpala fáciesű metamorf vonulat az egyetlen ilyen tektonikusan begyűrődött vonulat-e vagy pedig ezek pásztásan követik egymást többször ismétlődve. Az a kérdés is felmerül, hogy ez az összlet — földtani helyzetét tekintve — térben és időben különálló egységet képvisel-e vagy pedig egyazon hatalmas prekambriumi geoszinklinális üledékösszlet felső rétegsorát képezi, ahová az ultramamorf folyamatok már nem jutottak el? Erre a zöldpala fáciesű metamorfitek tárgyalásánál visszatérünk. Itt csak annyit állapíthatunk meg, hogy a mindenkor tektonikus érintkezéssel kívül merőben eltérő litológiai—sztratigráfiai jellege alapján is el kell különíteni a két összletet.

Ami földtani helyzetét illeti, az a valószínű, hogy több pásztában települhet a kristályos vonulat centrális részétől É-ra és D-re egyaránt. Erre utal a fazekasboda—mórággyi vonulattól DNy-ra és ÉK-re mélyfúrásban harántolt amfibolit—szerpentinít sorozat, a vonulat csapásától D-re több helyen megfúrt zöldpala fáciesű összlet és az Alföld különböző helyein ugyancsak mélyfúrásokkal harántolt hasonló kőzetek. A mecseki kristályos alaphegység közepének földtani helyzetét a csatolt földtani térképek és földtani szelvények szemléltetik.

E monográfia keretében csak az Iharosberény—Pat vonaltól a Dunáig húzódó kristályos alaphegység földtanával foglalkozunk, tudva, hogy a Duna vonala nem jelzi annak ÉK-i határait.

3. Az ultrametamorf öszlet diaftorézise

Foglalkozni kell még a retrográd metamorf folyamatok során keletkezett diaftoritok földtani helyzetével.

Területünkön a diaftorézis különböző erősségű folyamatai többször ismétlődtek. Megállapíthatjuk, hogy az ultrametamorfózis utáni első diaftorézis ment végbe a legnagyobb hőmérsékleten, ezért legerőteljesebb is volt. Ezáltal új típusú, zöldpala fácieshez hasonló kőzetek (csillámpala, albitos muszkovit-pala, zoizit-epidotpala, fillonit, kloritpala, szericites kvarcpala stb.) keletkeztek. Az ezután következőkben inkább az oldalnyomás volt az erősebb és ezért azok kizárólag törmelékesedéshez, kataklázishoz vezettek. Helyzetüket tekintve semmiféle törvényszerűséget sem tudunk ebből a szempontból megállapítani. A liász öszlettel való érintkezés mentén aránylag vastag sávot képeznek a főleg muszkovit–kvarcból álló csillámpalászerű kőzetek. Más területeken azonban teljesen szabálytalanul helyezkednek el az egykori tektonikai igénybevetelnek megfelelően. Annyit megállapíthatunk, hogy az eredeti kőzetnek csak kis hányada maradt meg migmatitos eredetiségében. A biotit kloritosodása és az epidotosodás a gránitosodott területnek szinte minden kőzetére jellemző.

A legerőteljesebb diaftorézis hatására keletkezett fillonit – tisztán kőzetanilag – nem minden esetben különböztethető meg a zöldpala fáciesű progresszív metamorfózis során keletkezett fillittől. A terepen a fokozatos odavissza átmenetű, aránylag keskeny pászták (50–60 m) alapján tudunk kétséget kizáró különbséget tenni a kettő között.

4. Trachidolerites vulkáni öszlet

Az 1950–1951. évi térképezés során lettem figyelmes a hegység ÉK-i végében (Mórággy vasútállomás, Bátaapáti) gyakori sárgásrózsaszínű, aprószemcsés, afanitos alapanyagú, porfíros zárványokat tartalmazó teléres kőzetekre, amelyeket később MAURITZ B. (MAURITZ B.—CSAJÁGHY G. 1952) írt le és a gránittal hozott genetikai kapcsolatba.

A mórággyi vasútállomás melletti feltárásban a lemezesre préselt kőzet sok gránitzárványt tartalmaz. Az Alsónána-1/a sz. fúrás 169,0 m-ben limburgitoid trachidolerit és sárgásrózsaszín, úgynevezett bosztonit érintkezését tárta fel. Jól látható, hogy a limburgitoid trachidolerit apró darabjai a kontaktus mentén benne vannak a sárgásrózsaszín bosztonitban. Kőzetanilag trachitoid szerkezetű szanidin–egirin tartalmú kőzet, amely a Zengő-vonulat trachidolerites vulkanizmusának alkáliákban dús teléreképződményeként fogható fel.

A legtípusosabb bosztonitot Váralján, az egykori iparvasút bevágásában találjuk, ahol a mecseki gránit heglábi termékével együtt fordul elő és valószínűleg a felőrölt gránittal együtt tektonikus helyzetben van (WEIN GY. 1962, 1963).

A bosztonittelérek elhelyezkedését az I. melléklet szemlélteti.

5. Fiatal vulkanitok és üledékes fedőképződmények

A kristályos alaphegységre az egész területen helvétii konglomerátum és homokkő települ. Különösen a fazekasboda—erdősmecskei völgy DK-i oldalán maradt meg mindenhol a konglomerátum szint. Jellemző, hogy ez a szint nem a völgyek talpán, hanem oldalában települ, a talptól 20—30 m magasan kezdődve.

A rétegek vastagsága maximálisan 20 m lehet. Ebből azt láthatjuk, hogy a konglomerátum lerakódása óta ilyen mélyre vágta be magát az erózió, másrészt azt igazolja, hogy ez az üledékképződés kanyargós völgyek mentén mélyen behatolt a hegység belsejébe is.

A Szebény körüli dombokon a lösz alatt kékes, aprószemű tufarétegek települnek, amelyekről nem dönthető el, hogy a kréta időszak trachidolerit vagy pedig a miocén (tortonai) andezites vulkanizmushoz kapcsolódnak. Ez utóbbi látszik valószínűbbnek.

Ugyancsak szólni kell arról az aprószemcsés vékony andezittelétről, amelyet az Aranyos-völgy elején a patakmeder tár fel és arról a bazaltoid aprószemcsés telérközetről, amely két helyen a fazekasbodai nagy völgyben és a Loch-malom völgyének D-i oldalán átszeli a gránitot. Ezek kora miocén, sőt talán pliocén is lehet.

Külön meg kell emlékezni a Feked községtől D-re levő völgyek mentén található meszes homokkő kibúvásokról, amelyekben rengeteg vastagteknőjű, nagytermetű *Ostrea* található.

Helvétii konglomerátum—homokkő rétegek helyett a Köves-patak völgyében a kristályos kőzetekre közvetlenül világos, aprószemcsés szóródó homok települ, melynek vastagsága 10 m körül van. A mórági vasútállomás környékén a kristályos alaphegységre óriás hömpölyköveket tartalmazó konglomerátum települ 1—2 m vastagságban. Az óriás kavicsok anyaga bosztonit. Mindezeket a képződményeket lösz borítja, melynek vastagsága a 40—60 m-t is eléri.

b) A Pécs város területén és tőle Ny-ra felszínen levő kristályos alaphegység

DNy-i irányban a következő kristályos alaphegység-kibúváásokat magában Pécs városában, annak — mint már említettük — az É-i permén húzódó utcákban találjuk.

Diatorézist szenvedett mállott, összezúzott migmatit öv húzódik itt apliterekkel átjárva. A diatorézis hatására muszkovitosodás, kloritosodás és szericitisedés ment végbe, sőt egyes házak alapozása alkalmával vékony-lemezes fillit is előkerült. Vagyis az Erdősmecske-XX. sz. fúráshoz hasonlóan az ultrametamorf és zöldpala fáciesű metamorf összlet közötti széles, tektonikus breccsa öv húzódik ezen a szakaszon.

Ennek a kristályos övnek kőzettani jellegét a Pécs-7. sz. fúrás szelvénye dokumentálja. A kristályos aljzat fedő képződményei azonosak az előző terület fedő képződményeivel.

A kristályos alaphegység legnyugatibb kibúváisait a Nyugotszenterzsébet községtől É-ra eső völgy oldalában, majd tovább, az erdőben csordogáló patak medrében találjuk feltárva (III. melléklet).

Az első kőzet a felszínen földpát porfiroblasztokban és sötét szkialitok-

ban szegény biotitos gránit. Rendkívül erősen mállott, rozsdás-vöröses színű.

Az erdőben feltárt kőzet ezzel szemben aprószemű szkialitokban és nebulitokban gazdag porfiroblasztos gránit, továbbá diatexit.

c) Mélyfúrásokkal feltárt, elfedett kristályos alaphegység

A fent ismertetett természetes kibúvásokon kívül a lesüllyedt köztes és szegélyterületeket mélyfúrásokkal tárták fel. Különösen a Mecseki Ércbánya Vállalat által mélyített fúrások hoztak igen értékes új adatokat. Ezek földtani leírását és szelvényeit külön fejezetben ismertetjük.

Északkeletről nyugatnak haladva a következő kőzettípusokat ismertük meg. A bátaszéki fúrásban vörös földpátos, kataklázos, porfiroblasztos, nebulitos gránit és diatexit szakaszok váltakoznak. Az Alsónána-1/a sz. fúrás a zöldpala fáciesű, tektonikus helyzetben levő sorozat átharántolása után granitoid kőzetbe került. A kettő között vastag trachidolerittelér települ, érintkezésük tektonikus.

A gránittal való kontaktus mentén se migmatitosodás, se kontaktmeta-morf öv nem képződött. A granitoid kőzet azonos a kristályos alaphegység porfiroblasztos, nebulitos gránitjával. Az Alsónána-1/a sz. fúrás zöldpala fáciesű kőzetének legmélyebb szakaszán nagykristályos amfibolit települ. Az alsónánai fúrások és a Mecseki Ércbánya Vállalat által végzett földmágneses vizsgálatok azt mutatják, hogy a fillit—amfibolit összlet ÉK-nek tovább folytatódik és az aranyos-völgyi feltáráshoz hasonlóan települ az ultrametamorf sorozat közé.

A migmatitos öv és fillit—amfibolit öv folytatását igazolják a Bátapáti-I—III., Erdősmecske-III/a, -XV., -XVI., -XVII., -XVIII., -XIX. és -XX. sz. fúrások.

Tovább DNy-ra a Pusztakisfalu-II., -IV. és -XII. sz. fúrásokban harántolt kőzetek alapján megszerkeszthető az ultrametamorf migmatitos és a zöldpala fáciesű (fillit—amfibolit) övnek a csapása.

A Nagypall-I., Mártonfa-1. és Szilágy-1., -2. sz. fúrások a diatexites, nebulitos, porfiroblasztos gránit öv kőzeteit harántolták.

A Pécs-1. sz. fúrás fillitben állt meg, míg a Pécs-7. sz. fúrás a vastag fillit összlet átfúrása után 672,0—929,0 m-ig paragneisz, migmatit, diatexit övbe jutott. A Pécestől DNy-ra mélyített fúrások porfiroblasztos gránitot (tortyogói fúrások), réteges migmatitokat (Tésény-1., Rádfapuszta-1., Gyód-3., -4.), szerpentinitet (Gyód-2.), amfibolitot (Tésény-1. és Gyód-4. sz. fúrások melanoszm szakaszai) és eklogitot (RAVASZ-BARANYAI L. 1969) fúrtak át.

Ezután hatalmas törés mentén végbement vízszintes eltolódás után a gyűrűfűi fúrások végig porfiroblasztos gránitban mélyültek. A Helesfa-1., -2. sz. fúrás vastag szerpentinit összletet harántolt, míg a Nyugotszenterzsébet-1., -2. sz. fúrás kristályos alaphegységünkre jellemző agmatitos, diatexites, nebulitos gránitot tárt fel. A legújabban lemélyített Mozsgó-1. sz. fúrás a Bátaszék-1. sz. fúrásban harántolt barnászvörös diatexithez hasonló kőzetben, a Mágocs-1. sz. fúrás pedig a Loch-malom völgyében ismert vörös, nagyszemű gránitban állt meg.

Ezektől Ny-ra a görgeteg—babócsai, szenta—kutasai, okorági—iharosberényi stb. fúrások — amint már említettük — magas fokon kristályosodott

paragneisz kőzeteket fúrtak át. Az Iharosberénytől Ny-ra mélyített fúrásokban azonban már a Balaton—gömöri vonulat metamorf palasorozatát találjuk.

Végeredményben tehát a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység azonos amfibolit fáciesű regionális metamorf kőzetekkel és ezek migmatitosodott, gránitosodott és diafforitosodott származékaival képviselt NyDNy—KÉK-i csapású vonulatot alkot, amelybe a felszínen levő alaphegységben egy 1/2 km széles fillit—amfibolit—kristályos mészkő összlet gyűrődött be. Hogy ez az összlet begyűrt tektonikus helyzetben van, azt a felszíni kibúvásokon kívül az Erdősmecke-XX., az Alsónána-1/a stb. fúrások szelvényei is igazolják.

V. A MECSEKI KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG KÉPZŐDMÉNYEINEK ÁSVÁNY-KÖZETTANI VIZSGÁLATA

A) AMFIBOLIT FÁCIESŰ REGIONÁLIS METAMORF KŐZETEK

Mint az előző fejezetekben ismertettük, a diatexit és porfiroblasztos gránit öv határterületén nagyméretű (több 10 m-es átmérőjű és esetenként több 100 m hosszú) tömbökben úsznak a gránitosodás előtti, metamorf kőzetek. Ezeket a területen húzódó hosszanti és harántirányú völgyek, a lezökkent területeken pedig mélyfúrások tárják fel. Közös jellemvonásuk, hogy amfibolit faciesű regionális metamorfózist szenvedett egykori üledékes kőzetek.

1. Metamorf arkózás homokkő

Ez a kőzettípus Bábaapáti községtől Ny-ra, a Köves-patak völgyében a 138. sz. észl. pontnál és ettől feljebb, az utolsó K-i oldalvölgyben a 6. sz. észl. pontban és környékén, továbbá az Erdősmecskétől keletre eső nagy völgyben az erdészbdétől feljebb (278. sz. észl. p.) fordul elő. A 138. sz. észl. pontban metahomokkővel és metakonglomerátummal, míg a másik két helyen különböző kristályosságú fokú paragneisz pásztákkal váltakozik.

Szürke, aprószemcsés, jól palásodott kőzet, a palásodási síkok mentén makroszkóposan is látható biotit-, muszkovit- és szericitlemezekkel.

A kőzet összetétele porfiroklasztos földpát (ortoklász és plagioklász), hullámos kioltású kvarc, aprólemezes biotit (sztilpnomelán?), muszkovit, szericit, járulékos apatit, cirkon és opak ásványok (I. tábla 1.).

A földpát porfiroklasztok csipkézett szélűek, olykor teljesen szericit — muszkovittá alakultak úgy, hogy csak a körvonaluk maradt meg. A szericit — muszkovit és sztilpnomelán jelenléte diaforitos átalakulásra utal.

Egyes esetekben az elbontott földpát törmelék szemcséket biotitszegély veszi körül. A földpát porfiroklasztok olykor keresztben állnak a palásodás síkjára.

A biotit gyakran világoszöld, kloritosodott, az egyedek centrális részeiben barna. Gyakoriak a hajlott, kataklázos egyedek. A földpáttal szemben xenomorfozok. Gyakoriak az apró olajzöld csillámlemezek (sztilpnomelán?). Ezek mindenkor a földpátok közötti alpanyagban helyezkednek el.

A kvarc szemcsék legömbölyödöttek vagy szögletesek, általában hullámos kioltású aggregátumokká estek szét.

Az egyik mintában egyedülálló staurolitszemcse fordult elő a törmelékes kvarc szemcsék között. Máskor nyilván cordieritből — erős pinitesedés következtében — muszkovithalmazok képződtek. Igen ritkán legömbölyödött mikrolinegyedek is láthatók a csiszolatban. A mintákban litoklasztok nem fordulnak elő.

A kőzet amfibolit faciesű, regionális metamorfózist szenvedett arkózás homokkő, amely utólag diaforitosodott.

2. Metakonglomerátum és metahomokkő

Metakonglomerátum metahomokkővel váltakozva — mint említettük — egyedül Bátaapátiól Ny-ra, a Köves-patak egyik oldal völgyében, a 138. észl. pontban, továbbá a lovászhetényi templom alatti feltárásban, 1—1,2 m széles pásztákbán (175. észl. p.) fordul elő. Szürke, sárgásszürke színű kőzet. A kavicszsemcsék anyaga főleg kékes színű kvarc, fekete kvarcit, földpát és valamilyen szürke, pelitesedett kőzet. A kvarckavicszsemcsék oválisak, megnyúltak, ritkán a 2—3 cm-t is elérik, vastagságuk azonban nem haladja meg az 1 cm-t. Vakolatszerkezetűek, hullámos kioltásúak. A szürke, pelitesedett kavicsok cérnaszál vékonyságúra préselődtek össze, hosszúságuk a 3—4 cm-t is eléri (I. tábla 2.).

A földpátzsemcsék (ortoklász) ugyancsak legömbölyödöttek, szélük olykor csipkézett. A földpátzsemcséket gyengén pleokróos, zöldes biotitkoszorú veszi körül. A biotitgyedek benyúlnak a földpátzsemcsék testébe.

A kőzet kötőanyaga aprószemcsés kvarc, muszkovit, szericit, klorit. A járulékos ásványok közül apatit és cirkon fordul elő. A kőzet tehát amfibolit fáciesű, regionális metamorfózist szenvedett konglomerátum, amely később diaforitosodott.

Bátaapáti község ÉK-i végén (a tehénistállóknál) a Mórógyba vezető régi földút bevágása mintegy 30 m szakaszon szürke, aprószemcsés, vékonylemezes, függőlegesen palásodott metamorf kőzetet tár fel, amely cordierites paragneisz — metamorf homokkőpásztákból és benne helyenként gránitjáratokból, lencséből áll (II. tábla 1.). Az útbevágás D-i oldalán ennek a kőzetnek agmatitá — diatexité alakult változatai láthatók.

Ennek a biotitban dús, palás szövétű, aprószemcsés kőzetnek mikroszkópos vizsgálatát nagyfokú mállottsága igen megnehezítette.

A kőzet eredetileg szintén arkózás homokkőszemcsékkel váltakozó agyagpala lehetett. A homokkő egykori földpátzsemcséi azonban nagyrészt átalakultak. Az eredeti legömbölyödött, olykor csipkézett szélű, rosszul görgetett kvarcsemcsék automorfok minden más ásványi elegyrésszel szemben (II. tábla 2.). Ezek nem oltanak ki hullámosan és nem estek szét vakolatszerkezetű egyedekre.

A kőzet alapanyaga legyezőszerűen rendezett, olajzöld biotit (sztilpnomelán?), cordierit és ennek pinitesedése által keletkezett fézkes muszkovit és szericitésedett földpát, továbbá járulékos ásványok.

A cordierithez hasonlóan nagyrészt a biotit is muszkovittá alakult.

Az egyik vékonyecsiszolatban biotitból keletkezett, fibrolitos kötegekben megjelenő sillimanit is megfigyelhető.

Hasonló kőzet fordul elő a régi községi pincesor végén, a fenti feltárástól D-re, mintegy 300 m-re, kb. 30 méter szélességben. Valószínűleg az előző óriás xenolit folytatódik idáig. (Észl. p. 30.)

Az előző kibúváshoz hasonlóan itt is porfiroblasztos gránit határolja le kétoldalt a kőzetet, amely szintén diaforitosodott metamorf homokkő és cordierit — sillimanitos paragneiszpászták váltakozásából áll.

3. Metamorf grauvakke

Ezt a kőzetet Bátaapáti község D-i végén, a Véméndre vezető földút elején, elhagyott kőfejtő tárja fel. Gyengén zöldes árnyalatú, rendkívül kemény, ütésre szilánkokra töredező kőzet. Csúpán a mikroszkópos vizsgálat mutatta ki,

hogy egykor Fe—Ca-ban gazdag, üledékes kőzet lehetett, amely a metamorfózis során epidot, zoizit—klimozoitites palává változott.

Ásványos összetétele egyenletesen, sűrűn hintett epidot, hintett és vékony ereket kitöltő zoizit—klimozoit, továbbá kevés ortoklász, plagioklász. A palás szövetű kőzet cementáló anyaga vakolatszerkezetű kvarc. A kvarc és a Ca—Fe ásványokban dús pászták ritmusos váltakozása eredeti üledékes jellegként fogható fel. A kőzet zoizit-, klimozoit-tartalma valószínűleg amfibolból, illetve epidotból keletkezett, retrográd metamorf hatásra.

A porfiroblasztos gránitba ágyazott, kb. 8—10 m széles xenolit felszíni kibúvását 50 m hosszan lehet követni.

Hasonló kőzet közbetelepülését láthatjuk a Bátaapáti Üveghuta közötti útbevágásban feltárt paragneisz xenolitban (észl. p. 18.) és az ebből a völgyből Ny-i irányba leágazó oldalvölgyben is (észl. p. 40., I. melléklet).

4. Cordierit—sillimanitos paragneisz (pseudomigmatit)

Ezt a kőzettípust a lovászhetényi templom alatti völgy és a tőle É-ra húzódó Malom-völgy tárja fel széles szakaszon. A kettő között egy szűk erdei ösvény vonalában ezen kőzet agmatittá alakult változatai kerültek felszínre.

A kőzet szélein sötétedő, egykori üledékképződési ritmusoknak megfelelő, 1—1,5 cm szélességű sávozottságot mutat (III. tábla 1.). Ezek helyenként nyugodt, máshol (pár m-es közelségben) már kaotikusan gyűrt településben vannak (III. tábla 2.).

MEHNERT (1968) teljesen azonos kőzeteket ír le és W. T. HARRY-ra (1959) hivatkozva pseudomigmatitoknak nevezi. Valóban a kőzet felépítésében csak egyazon genezisű anyag vesz részt. A sötét és világos sávozottságot a biotit felszaporodása, avagy hiánya idézi elő, ami a kőzet eredeti ritmusos rétegzettségének következménye; mindkettő egyazon regionális metamorfózis során jött létre.

Kőzetteni felépítését tekintve a kőzet cordierites, sillimanitos, biotitos, földpátos paragneisz. A cordierit erősen pinitesedett, aminek következtében kisebb-nagyobb fészkekben muszkovit képződött. Az eredeti cordierit csak kisebb foltokban maradt meg a muszkovitfészkek között. A szemcsék hasadási lap nélküliek, rengeteg apró, főleg vörös gránát és apatitból álló zárványt tartalmaznak. Optikai jellegük: mínusz. Főleg a világos szakaszokban gyakoriak.

A sillimanit apró fibrolitos kötegekben fordul elő, mindenkor a biotittal asszociálva, amelyből keletkezett. Azok a minták, amelyek sillimanitban gazdagok, cordieritben szegények és fordítva. Egyetlen mintában sikerült a fenti két ásványon kívül staurolitszemcsét is találni.

A biotit barna lemezei idézik elő a kőzet sávozottságát. Elvértve a biotit muszkovitosodása is megfigyelhető. A sillimanit fibrolitos kötegei viszont minden esetben a biotitból keletkeztek, ezek lemezeiből nőnek ki, illetve ezek folytatásaiként jelentkeznek, megtartva a palásodás hullámos felületének csapását (IV. tábla 1.).

A földpátokat ortoklász és oligoklász képviseli (az ikerlemezek szimmetrikus kioltása 12—15° közötti). Csak elszórtan, néha járulékos elegyrészként vannak jelen.

A kvarc igen gyakori, hullámos kioltású, vakolatszerkezetű, parakinematikus kiválású ásvány. A járulékos ásványok közül az apatit és a cirkon fordul elő.

5. Sillimanitos, cordierites, staurolitos paragneisz

E három ásvány együttesen csak a legritkább esetben fordul elő. Általában a sillimanit—cordierit vagy a cordierit—staurolit található egyazon vékonycsiszolatban.

Ezeket a kőzeteket Bátaapáti DNY-i végén a Köves-patak tárja fel az utolsó házak alatt (észl. p. 131.), továbbá a Gröndl-tanya völgyfőjében, az erdő szélén haladó árokrendszer összefutásánál (észl. p. 232.), Bátaapátitól Üvegputára vezető földút bevágásában (észl. p. 8.), Bátaapáti É-i szélén az istállók melletti elhagyott útbevágásban (észl. p. 30.) metahomokkővel váltokozva (amit már ismertettünk), Erdősmecke községtől K-re eső nagy völgy elágazásában a vadászkunyhótól K-re ágazó útbevágásban és végül a fekedő nagy völgy középső szakaszának kanyarulatában (271. sz. észl. p.) találjuk.

A sillimanit ezekben a kőzetekben is fibrolitos kötegekben fordul elő és a biotitból keletkezett.

A cordierit sok opak érc és piros gránáthintést tartalmaz, legnagyobb részét azonban pinitesedett, aminek következtében a keletkezett muszkovitfészkek között helyezkedik el.

A staurolit (IV. tábla 2.) egyedül álló szemcséket, ritkán halmazokat képez. Pleokroizmus, erős fénytörése és pozitív optikai jellege folytán könnyen felismerhető. Különösen gyakori a Gröndl-tanya völgyfőjében a 232. sz. észl. p.-ban kibúvó paragneiszben.

A biotit barna, ritkán sagenittartalmú. Ércszemcsék kiválása közben gyakran kloritá alakult. Ortoklász—oligoklász (ikerlemezek szimm. kiolt. középért. 12—13°) csak járulékosan fordulnak elő a kőzetekben. Ezek voltak az első kiválások a metamorfózis során. Később reszorbeálódtak, emiatt széleik csipkézettek és a metamorfózis nyomásviszonyai között katakláizist szenvedtek. Emiatt legtöbbször porfiroklasztok alakjában fordulnak elő a palásodott kőzetben.

A kvarc vakolatszerkezetű, hullámos kioltású, xenomorf, parakinematikus kiválású elegyrész.

A járulékos elegyrészek közül itt is az apatit és a cirkon említhető. A pinitesedés—kloritosodás és szericitesedés retromorf folyamatnak tekinthető.

6. Diszténés, biotit—amfibolos paragneisz

Legjellegzetesebb kifejlődésében a Pécs-7. sz. fúrásban 705,0—707,4 m, 724,7—729,2 m közötti intervallumban települ. Sötétszürke, jól palásodott kőzet. A fenti elegyrészekon kívül ikerlemezeség nélküli pozitív és negatív optikai jellegű földpát és vakolatszerkezetű kvarc építi fel a kőzetet. A diszténhez hasonlóan igen gyakori a rutil, amely egyedül álló szemcsékben és fürtös halmazokban fordul elő. Az amfibol kevés, megnyúlt, zöld, gyengén pleokróos oszlopokban van jelen. A disztén apró, jellegzetesen hasadó, gyengén kékes színű egyedei a palásodás síkjában helyezkednek el (V. tábla 1.). A diszténés paragneisz még több más fúrás anyagában is előfordul.

7. Biotit—amfibol—gránátos paragneisz

Különösen a felszínen levő fazekasboda—mórágyi gránitosodott alaphegységtől Ny-ra eső területeken mélyített fúrásokkal harántolták ezt a kőzetet. Gyakran társul még muszkovit és más csillám is az ásványegyütteshez. Az amfibol pásztásan annyira feldúsulhat, hogy a kőzet anyaga átmeneti gránátos amfibolitnak is nevezhető (V. tábla 2.). Valójában vastagpados, réteges migmatitok ezek, amelyekben az amfiboldús melanoszompaszták vastagsága méteres nagyságrendet ér el. A Tésény-1. és Gyód-4. sz. stb. fúrásokban fordul elő.

8. Biotit—muszkovitos paragneisz

Ez a kőzet az előző kőzettípusokkal együtt fordul elő. Valószínűleg a vékonycsiszolat mintaanyagának véletlen kiválasztása következtében hiányoznak belőle a jellegzetes metamorf ásványok, mint a cordierit, sillimanit stb. Ilyen a Rádfapuszta-1. sz. fúrásban harántolt muszkovitban dús kőzet, amely azonban diaforézis hatására is keletkezhetett.

* * *

Az 1—8. sz. alatt leírt kőzeteket az egyes helyekről begyűjtött minták átlagos összetétele alapján jellemeztük. Azonban minden helyről készült olyan csiszolat is (1—2 db), amelyben a legömbölyödött kvarcsemcsék egykori finomszemcsés homokkőről tanúskodnak.

Ebből az állapítható meg, hogy az eredeti prekambriumi üledékes összlet finoman rétegzett pszammitos (homokos), pelites jellegű volt és ez szenvedett regionális metamorfózist, amelynek során a kristályosodás és deformáció többszörös váltakozásban követte egymást. A biotit sillimanittá alakulása és a cordierit pinitesedése tükrözi ezeket a folyamatokat.

A terület földtani felépítésének jellegzetessége, hogy ezekben a regionális metamorfitekban sehol sem települnek metabázitok. Teléres kifejlődésű metabázitokat, illetve hatalmas méretű betelepüléseket csak a porfiroblasztos gránitban találunk. Ezért ezeket a gránitosodott (reomorf) kőzetek közé sorolva fogjuk tárgyalni.

Mindenesetre azok a regionális metamorf folyamatok, amelyeknek során a felsorolt kőzetek keletkeztek, az ultrametamorfózis előtt játszódtak le, vagyis a migmatitosodás ezen a területen már amfibolit fáciesű, helyenként kaotikusan gyúrt metamorf kőzeteket ért és így folyamata tulajdonképpen újakristályosodás, illetve átkristályosodás volt.

B) AMFIBOLIT FÁCIÉSŰ ULTRAMETAMORF KŐZETEK

1. Réteges (stromatitos) migmatitok

Ezek a kőzetek ugyanúgy, mint a migmatitosodás előtti, eredeti kőzetek, rendkívül nagy változatosságot mutatnak. Ennek ellenére bizonyos fejlődési fokozatosság mutatható ki közöttük.

A réteges migmatitok leukoszom rétegei az alig látható hártyszerű, avagy cérnaszál vékonyságúakkal kezdődnek. Ezek mindenkor a palásodás mentén keletkeztek (VI. tábla 1.) és követik annak deformált hajlatait.

Ebből arra következtethetünk, hogy a leukoszom helyben keletkezett része a migmatitnak éppúgy, mint a melanoszom. A réteges migmatit leukoszom anyaga abban különbözik a pszeudomigmatit világos sávjaitól, hogy éles határral és nem fokozatos átmenettel érintkezik a biotitban dús melanoszom anyagával, továbbá abban, hogy földpátjai főleg K-földpátok, ami a K-metaszomatózis kezdetét jelzi.

A réteges migmatitok melanoszom anyaga makroszkóposan aprószemcsés, biotitdús, földpát-porfiroklasztos, többé-kevésbé egyezik a paragneisz anyagával. A migmatitosodás progresszív — szelektív fejlődése a leukoszom részarányának növekedésében jut kifejezésre. Vagyis: egyrészt a leukoszom rétegek vastagságának növekedésében, másrészt a harántfelület 1 dm² területére eső leukoszom rétegek számának növekedésében van (VI. tábla 2.).

A réteges migmatitok leukoszom rétegeinek képződése előtt blasztézis és deformáció ment végbe, aminek következtében a földpát-porfiroblasztok — melyeknek átmérője olykor az 1 cm-t is meghaladja — porfiroklasztokká alakultak át. A földpát-porfiroklasztok már készen vannak a kőzetben akkor, amikor a leukoszom még csak cérnávékonyságú hártákban jelentkezik (VII. tábla 1.). A porfiroklasztok anyaga földpát, ritkábban biotit, illetve muszkovit. Hogy a leukoszom anyaga az első blasztézis után keletkezett, azt abból láthatjuk, hogy a leukoszom hárták és vékony rétegek mindenkor kikerülnek a nagyobb porfiroklasztok anyagát (VII. tábla 2.).

A réteges migmatitok progresszív fejlődésében a kristályosodás és deformáció egyidejűleg, illetve egymást többszörösen váltva, szakaszosan ment végbe. A kaotikus gyűrődés azonos mikro- (VIII. tábla 1.) és makroformákat ölt (VIII. tábla 2.). A ptigmák leukoszom anyaga éppúgy a blasztézis és deformáció után keletkezett, mint a nyugodt településű, réteges migmatitokban. Vagyis: a leukoszom kaotikusan gyűrt hártái és rétegei szintén kikerülnek, illetve magukba zárják a földpátok porfiroklasztos anyagát (IX. tábla 1.).

A réteges migmatitok ásványos összetétele és felépítése a mikroszkópos vizsgálatok szerint rendkívül bonyolult.

A makroszkópos vizsgálatok alapján megállapítható migmatitos fejlődés csak a melanoszom — leukoszom részek vastagságára és azok számának arányára vonatkozik. A több száz megvizsgált vékonycsiszolat azonos geneziséű és ásványos összetételű kőzetről tanúskodik.

Tekintet nélkül a kőzet eredeti összetételére, két kőzetgeneráció figyelhető meg.

Olykor az 1 cm² nagyságot is meghaladó földpát, továbbá biotit- és muszkovit-porfiroklasztok a palásodás síkjától függetlenül helyezkednek el, olykor keresztben állanak a palásodás síkjára és ezeket a leukoszomsávok kikerülnek. A palásodás ezekben szilárd, rideg állapotú deformációt, törmelékesedést idézett elő. A plagioklasztok ikerlemezei meghajlottak, a földpátok összetört darabjai elszakadtak egymástól, de kioltásuk sokszor még azonos maradt (IX. tábla 2.). A deformáció olykor nem egyedeket, hanem földpát — kvarc ásványhalmazokat ért (X. tábla 1.).

A biotit- és muszkovit-porfiroklasztok gyéribben fordulnak elő a földpátoknál. Hogy a palásodás idején mindezek a porfiroklasztok már ki voltak

fejlődve, azt a X. tábla 2. ábra mutatja. A muszkovitlemezek a földpátszemcsék nyomásának megfelelően meghajlottak, deformálódtak. Vagyis a deformált földpátok után, de még az őket is ért újabb deformáció előtt keletkeztek.

A földpát-porfiroklasztok anyaga ortoklász — oligoklász (szimmetrikus kioltás $10-12^\circ$, optikai jellegük pozitív) és igen ritkán mikroklin (XI. tábla 1.). Az ortoklász túlsúlyban van az oligoklásszal szemben.

Az eredeti regionális metamorf kőzet sillimanit- és staurolittartalma teljesen eltűnt, azoknak maradványai (reliktumai) sem láthatók. A cordieritből egészen kivételesen a muszkovithalmazokban maradtak meg olyan apró, kis szigetecskék, hogy azokból tengelykép sem nyerhető.

A földpát, biotit és muszkovit-porfiroklasztok anyaga teljesen üde és üdék a földpátok gyakori poikilités hintésű zárványai (biotit, muszkovit, kvarc) is. Ez azt mutatja, hogy a porfiroklasztok nem a metakonglomerátum, metaarkóza stb. kőzetek egykori üledékes törmelékanyagaiként vannak jelen, hanem az ultrametamorfózist közvetlenül megelőző metamorf blasztézis során jöttek létre, amit egy igen erőteljes deformáció követett. A metamorf ásványok valószínűleg ennek során bomlottak el és alakultak át földpáttá, biotittá és muszkovittá.

A porfiroklasztok a réteges migmatitok leukoszom és melanoszom anyagában azonos kifejlődésben és azonos deformációt szenvedett alakban vannak jelen. A porfiroklasztok nagysága és gyakorisága az egyes területszakaszokon tág határok között változik. Ahol azonban a melanoszom anyagában sok a porfiroklaszt, ott a leukoszomban is az, és fordítva.

A réteges migmatitok övében — mint már említettük — kb. 50 m széles, nagyszemű földpát-porfiroblasztokban gazdag sáv húzódik. Ennek leírását a következő fejezetben adjuk.

Gyakran észlelhető, hogy a melanoszom és leukoszom határán sötét fénnyel sáv húzódik. Ezt a sötétbarna, jól kristályosodott biotitlemezek felszaporodása idézi elő.

Az alapanyag földpátszemcséi ikerlemezek nélküliek, megnyúlt — kihúzott alakúak, határozatlan kontúrral érintkeznek a kvarcsemmekkel. Egy részük optikai jellege pozitív (oligoklász), másoké negatív (ortoklász); ezek között mikroklin nem volt megfigyelhető. Bőven tartalmaznak apró érc- és sárgásbarna, erősen fénytörő ásványszemcséket.

A melanoszomsávok alapanyagában kevesebb, a leukoszom anyagában pedig néha kizárólagos a kvarc. Aprószemcsés, vakolatszerkezetű, hullámos kioltású. A palásodás síkjában elhelyezkedő szemcsék fogazottan nyúlnak egymásba. Víz-tiszták, zárványokat nem tartalmaznak.

Igen jellemzőek azok az esetek, amikor a földpát-porfiroklasztok lencés alakjukat azáltal vették fel, hogy vakolatszerkezetű kvarc tölti ki az egyenlenségeket és csak ezután burkolja be az egészet a biotit — muszkovit koszorú (XI. ábra 2.). Vagyis: a kvarc, a porfiroklasztos — réteges migmatit képződésének folyamatában a palás alapanyag és a porfiroklasztok (pseudoszemek) képzésében egyaránt részt vesz.

Az első során nagytermetű biotit — muszkovit plagioklász, ortoklász jött létre. Hogy ezek nem valamilyen kész kőzetnek voltak alkotórészei, arra abból következtetünk, hogy sem amfibolból, sem kvarcból álló porfiroklasztok nem keletkeztek. Viszont az ásványképződés olyan fejlődési fokot ért el, hogy a keletkezett földpát és csillámok már halmazokba verődtek össze. Sűrű, nehezen mozduló, de mégis mobilis anyag jöhetett létre, amelyben a mozgás során

a szilárd kristályok és halmazaik már deformációt szenvedhettek. A tömeg mobilitását a kvarc plasztikus anyaga biztosította.

Vagyis a terület réteges migmatitjai a regionális metamorfózist szenvedett kőzetek szelektív megolvadása és újrakristályosodása által jöttek létre. Ez a folyamat azonban rendkívül bonyolult lehetett. A metamorf ásványok (sillimanit, disztén, cordierit, staurolit) lebontásával kezdődött, majd földpát—csillámos blasztézissel folytatódott. Ezt nagyarányú mozgás, deformáció fejezte be, aminek során porfiroklasztok és a mobilis anyag kaotikusan gyűrt szöveti formái jöttek létre. Ezzel egyidejűleg ment végbe az alpanyag kristályosodása, megmerevedése. Vagyis: a réteges migmatitok anyagának kristályosodása többszörösen ismétlődő megújuló folyamat volt.

A keletkezett kőzetet petrográfiailag porfiroklasztos, réteges migmatitnak nevezzük.

A réteges migmatitok a hártavékonyságú leukoszom állapottól a porfiroblasztos gránit állapotig progresszív fejlődésen mentek át.

A melanoszom összetétele a fejlődés kezdeti fokán igen hasonló a biotitos paragneisz összetételéhez. A felszínen levő alaphegység kőzetein a fejlődést a leukoszom rétegek vastagodásában, a melanoszom vékonyodásában, a szemcseméreték nagybodásában, a melanoszom—leukoszom érintkezésének mind elmosódottabbá válásában, a homogenizálódás erősödésében és mindkettőnek a gránit jellegű kőzetté válásában látjuk. Vagyis: a leukoszom biotittartalma, a melanoszomnak pedig földpáttartalma növekszik. Ez sötétedik, szürkül, amaz pedig világosodik, veszti palásodásának fokát. Alapanyaguk mind nagyobb és nagyobb szemcséjűvé válik. Üveghután az agmatitok szubsztrátum anyagában az egykori réteges migmatit melanoszom és leukoszom anyaga diatexit kristályossági fokú (reomorf) kőzetté alakult. Ilyen diatexit jellegű, de még réteges migmatit szövetű kőzet települ Bábaapáti déli végéről kelet felé húzódó nagy völgy közepén (a 78-as észl. pontban) vagy a Mórágyszéki gránitfejtőtől K-re húzódó völgy felső szakaszán. Érdekes jelenség, hogy a melanoszom fenti fejlődésének üteme elmarad a leukoszom fejlődési ütemétől. Ezt legjobban az Erdősmecke faluvégi vastagpados embrecht kibúvásában látjuk. A fúrások közül a Pécs-7. sz. fúrás réteges migmatitja hosszú szakaszon csupa diatexit jellegű leukoszom és paragneisz jellegű melanoszomból áll.

A legtöbb területszakaszon a réteges migmatit erősen kloritosodott, szericitesedett, kvarcosodott, vagyis diaforézist szenvedett, aminek részletes ismeretetésére a későbbiekben kerül sor.

2. Reomorf (tovább fejlődött) réteges migmatitok (pásztás és lencés embrechtiek)

Terepi vizsgálataink során azt vártuk, hogy a kristályos alaphegység É-i szegélyövében települő réteges migmatitvonulat fokozatos átmenettel alakul át reomorf migmatittá és diatexitre, amelyben a melanoszom—leukoszomnak a réteges migmatitokra jellemző pásztás—szalagos elrendeződése még kétséget kizáróan felismerhető. Ezt azonban csak az ófalui Határ-árok völgyének D-i oldalvölgyeiben, a réteges migmatit vonulaton belül elhelyezkedő, már említett pásztákban találjuk. Máshol a réteges migmatitok általában apró- és középszemcsés, palás vagy lineációs szövetű diatexitel érintkeznek.

a) Bábaapáti község D-i végén a K felé húzódó völgyrendszer D-i ágában, a 78. sz. észl. p.-ban, középszemcsés, palás szövetű diatexit és nebulitos

porfiroblasztos gránitkörnyezetben egy kis oldalvölgy betorkollása több m szélességben középszemcsés, palás szövetű, jól kristályosodott, igen mállott kőzetet tár fel, amelyben a földpátdús leukoszom és a csillogó biotitokkal teli, csaknem fekete színhatású melanoszom 3–4 cm széles pásztái váltakoznak. A kőzeten diaforézis – kataklázis nyomai nem láthatók. A leukoszom – melanoszom pászták az ultrametamorf kristályosodás során alakultak ki. A kőzetben nagyméretű porfiroblasztok nincsenek (XII. tábla 1.). Hasonló kőzet települ az üveghutai kőfejtőben is (XII. tábla 2.).

Mikroszkópos vizsgálattal az állapítható meg, hogy a kőzet csak kis mennyiségben tartalmaz amfibolt és titanitot. Vagyis ebben a kőzetben a migmás fejlődés során nem ment végbe a biotit és földpátok lebontása, hanem ellenkezőleg, tovább növekedett. A kőzet teljes mértékben átkristályosodott, még a második fejlődési fokozatú agmatit-szubsztrátum anyagánál is magasabb kristályosságú fokot ért el.

Ide soroljuk a Bátaapátitól DNy-ra eső Köves-patak völgyének közepe táján kibúvó, jól kristályosodott réteges migmatitot is. A kiálló sziklák (a bosztonitellér kibúvásától É-ra) melanoszomja biotitdús, jól palásodott neoszomja pedig nagytermetű földpátokat tartalmazó, 10–15 cm szélességet is elérő, lineációs szövetű szemes gneisz pásztákból áll. Ez a kőzet az útbevágásban kibúvó diatexit – porfiroblasztos gránitban óriás xenolitiként települ a már ismertetett metakonglomerátum csapásában.

b) Réteges migmatitra jellemző szövetű, nagyméretű xenolitot találunk a Mórág községi kőfejtő völgyének felső szakaszán, a völgy erdős részében. 1–3 cm széles, aprószemcsés, jól palásodott biotitdús pászták váltakoznak világosszürke, földpátban-kvareban dúsabb diatexit jellegű pásztákkal (120. sz. észl. p.). Ez a kőzet abban különbözik az előzőtől, hogy a melanoszom aprószemcsés és a pászták (rétegek) keskenyebbek, azok sűrűbben váltják egymást (XIII. tábla 1.). Mikroszkópos vizsgálattal az állapítható meg, hogy a melanoszompásztákban az ultrametamorfózis során a biotit nagy része titanit kiválása közben amfibollá alakult ugyanúgy, mint az agmatit-szubsztrátumok esetében. A leukoszompászták földpátban és vakolatszerkezetű, hullámosan kioltó kvareban gazdagabb szakaszok.

A földpátok zónás szerkezetűek. A belső, mindenkor szericitesedett magot üde szegély veszi körül és bár gyéren, de már megjelenik ezekben a pásztákban a mikroklin is.

A kőzet porfiroblasztok és porfiroklasztok nélküli, felépítésében teljesen egyezik az agmatitok II–III. fejlődési fokozatának felépítésével. Az Aranyos-völgy réteges migmatitjaitól abban különbözik, hogy a leukoszom már teljesen granitoid jellegű biotitos, középszemcsés, a diatexitekkel azonos habitusú kőzet.

c) A harmadik előfordulás Erdősmecke község ÉNy-i végén, a 272. sz. észl. pontban van. Itt a sima udvart egy domboldalból képezték és ezáltal kb. 2,5 m magas part keletkezett. Ez tárja fel a pásztás szövetű kőzetet. Kb. 10–30 cm széles sötét, biotitdús melanoszompászták váltakoznak hasonlóan vastag, világosabb leukoszompásztákkal. Ezek szemcsézettységük, palásodottságuk foka tekintetében teljesen azonosak. A földpátok összetétele (ortoklász – oligoklász aránya) és szemcsenagysága is azonos. A különbség a melanokrát és leukokrát ásványok részarányában van és abban, hogy a világos pásztákban több a mikroklin (XIII. tábla 2.).

A pászták kőzetanyaga egyaránt jól palásodott és a palásodást az összes

ásványi komponensek megnyúlt, a palásság síkjában fekvő termete idézi elő. Vagyis: a réteges migmatitoknál annyira jellemző klaszitik hiányoznak. A melanoszom főleg biotitban gazdag, vagyis a biotitnak amfibol—titanitból való átalakulása sokkal kisebb mértékű az agmatit-szubsztrátumok anyagában végbement átalakulásnál. A leukoszom kőzetanyaga itt is az aprószemcsés diatexitek anyagához hasonlít a legjobban.

Ezt a kőzetet J. JUNG—M. ROQUES (1952) felosztása alapján pásztás embrechitnek (embrechites litées), H. M. HUBER (1943) terminológiája szerint oftalmitos migmatitnak, illetve merizmites nebulitnak nevezhetjük.

d) Ide sorolhatjuk a véméndi Újtelep soron a patak bevágásában (117. sz. észl. p.) és a Fazekasboda község D-i oldalán húzódó nagy völgyben feltárt (219. sz. észl. p.) különleges kőzetet, amelyben a lencses alakú, gránitos összetételű leukoszom anyagát biotitban rendkívül dús melanoszom veszi körül. A középszemcsés leukoszomlencsék hossza 10—20 cm, szélessége 5—10 cm (XIV. tábla 1.). Ezt a kőzetet J. JUNG és M. ROQUES lencses embrechitnek (embrechite ocellée) nevezi.

Kőzetanyaguk a fent leírt pásztás embrechitekéhez hasonló. Képződésüket úgy magyarázhatjuk, hogy az eredetileg pásztás—réteges migmatitok leukoszompasztái lencsesen összezáródtak és szétnyíltak („pinch- and swell structure”, B. HEJTMAN 1962, p. 459.), avagy a kőzet eredetileg gránitos ásványtársulás képződésére alkalmas összetételű savanyúbb gumókat, szegregációkat tartalmazott és a szelektív olvadás—kristályosodás során ez így is maradt.

Esetünkben az első változat a valószínűbb, mivel ezek a szakaszok agmatitos, nebulites öveket zárnak le, ahol a kőzetdeformáció különösen erőteljes volt. A granitoid összetételű lencsék a palásodás síkjában szabálytalanul helyezkednek el.

e) És végül ide sorolhatjuk az ófalui völgyrendszerrel feltárt, kb. 60—70 m széles, földpátban dús vonulatot, amely a réteges migmatitok övében települ és fokozatos átmenettel fejlődik ki. Ez a vonulat kb. 3 km hosszan követhető, kőzettanilag azonos, tehát a réteges migmatitok övében magasabb fejlődési fokot képviselő reomorf réteges migmatitöveknek tekinthető. A kőzetet az Aranyos-völgyben elhagyott kőfejtő tárja fel (észl. p. 256.). Makroszkóposan rózsaszín földpátos, régi terminológiával gránitgneisz, amely kisebb mértékű diaftorézist szenvedett. A kőzet palásodását a földpát, biotit és kvarcnak a palásodás síkjában való elhelyezkedése idézi elő, a prekrisztallin deformáció látható nyomaival.

3. Agmatitok és változataik

Az agmatitok elnevezést olyan kőzetek jelölésére használjuk, mint amilyeneket K. R. MEHNERT, N. G. SZUDOVIKOV, V. A. NYIKOLAJEV és B. HEJTMAN idézett műveikben leírnak. Kristályos alaphegységünkben az agmatitok minden esetben plasztikus—mobilis állapotban keletkezett aprószemű, palás vagy lineációs szövetű paleoszom szubsztrátum anyagok, amelyek a plaszticitás és gránitosodás magasabb fokán álló metatekt anyagokban úsznak (XIV. tábla 2.).

Ezek az agmatitok — mint már említettük — több 10 m széles és talán több száz m hosszan húzódó vonulatban helyezkednek el a réteges migmatitok övétől távolabb, a diatexitek és a porfiroblasztos gránit érintkezésé-

nek övében. Az agmatitok tehát nem érintkeznek a réteges migmatitokkal és általában nem is fejlődnek ki közvetlenül azokból. Az eredeti kőzetek, amiből az agmatitok keletkeztek, főleg paragneiszek vagy ezekhez hasonló, aprószemcsés, palás kőzetek lehettek. A kristályos alaphegység felszínén levő részeiben 3 helyen találunk olyan agmatit-szubsztrátumokat, amelyek szövetüket tekintve rendkívül hasonlítanak a területünkön felszínén levő paragneiszekhez. A mikroszkópos vizsgálat során megállapítható volt, hogy egyetlen agmatit-szubsztrátum anyaga sem tartalmaz cordieritet, staurolitot és csak Lovászheténytől ÉK-re, az erdei ösvényben kibúvó agmatitban volt észlelhető a biotitból keletkezett sillimanit és ugyanúgy ritkaságszámba megy a muszkovit is.

Az erdősmecekei kőfejtőtől Ny-ra eső völgyben olyan aprószemcsés, palás szövetű agmatit-szubsztrátumot sikerült találni, amely harántirányban palásodott, paragneisz-xenolitot tartalmaz (XV. tábla 1.). Újabban az üveghutai és erdősmecekei kőfejtőben találtunk olyan nagyobb szubsztrátum- és szkialit-tömböket, amelyek még megtartották réteges migmatit, illetve paragneisz szövetüket (XV. tábla 2.). Ebből arra következtetünk, hogy az agmatitok szubsztrátum anyaga az eredeti regionális metamorf alapkőzetekből, ritkábban az ezekből létrejött réteges migmatitokból keletkezett, vagyis minden esetben új, átkristályosodott, ismét átalakult kőzetek.

Mint már említettük, területünkön az agmatitok szubsztrátum anyagának kontúrjai minden esetben a deformáció idején mobilis anyagra utalnak, amely a metamorfózis kinetikai hatására plasztikus mozgásmechanizmussal reagált (XVI. tábla 1.).

Az agmatitok szubsztrátum és metatekt anyagának kristályossági foka és mobilitása alapján az agmatitokat 4 fejlődési fokozatba oszthatjuk. Ezen fokozatokban a korábbi fejlődési fokozat metatektje (befogadó anyaga) a későbbi fokozat szubsztrátum anyagává válik. Vagyis: az agmatitok fejlődési sorában a szemcseméret növekedése, a leukokrát elegyrészek (főleg a földpátok) rézarányának növekedése, a szubsztrátum kontúrjainak elmosódása, a szubsztrátum palás szövetének lineációssá és később irányítottság nélkülivé válása, a kőzet plaszticitásának és mobilitásának növekedése, valamint anyagának homogenizálódása ment végbe. Ezáltal az agmatitból szkialitos, nebulitos diatexit, végső soron pedig nebulitos – szkialitos gránit keletkezett.

Az agmatitképződés fent leírt fejlődését területünkön több helyen figyelhetjük meg. Ezek a következők:

A biotitos, cordierit – sillimanitos paragneisz – pseudomigmatit közvetlen agmatittá alakulását a Lovászheténytől ÉK-re eső erdei ösvényen találjuk fel tárva. Az eredeti regionális metamorf kőzet csupán ökolnagságú gumókban maradt meg az agmatit-szubsztrátum közepében. Az agmatit bezáró kőzetei a gránitosodás különböző fokán álló diatexit, illetve nebulitos – szkialitos gránit. Az agmatitok közös morfológiai jellemvonása itt is az, hogy szubsztrátum anyagai nem szögletesek, nem breccsaszerűek, hanem legömbölyödött körvonalúak, a palásodás síkjában általában megnyúltak, lencseszerűen elvékonyodtak.

Az agmatitok fokozatos fejlődését egyazon kőfejtőben, egyazon sziklafalon, sőt egyazon lerobbantott kőzettömbben (XVI. tábla 2.) is láthatjuk. A szubsztrátum és az azt körülvevő metatekt (és nem aplitoid, pegmatitoid teléres kőzetanyag) együttesen kevésbé mobilis szubsztrátummá válik egy újabb metatekt porció mobilisabb anyagával szemben. Mint a XVI. tábla 2.

ábráján láthatjuk, ez a folyamat négyszeresen (I—IV) ismétlődött ennek az üveghutai tömbnek az esetében. Az utolsó porció már valóságos porfiroblasztos gránit. A fejlődés a palásodás csökkenésében, a szemcsék nagyságának növekedésében, a mikroklin megjelenésében, a mikroklin- és ortoklász-porfiroblasztok szaporodásában nyilvánul meg. A fejlődés kezdeti szakaszában a biotit rovására, titanit keletkezése közben, az amfibol részaránya növekszik, majd végső szakaszában többé-kevésbé egyensúlyi helyzetet foglal el.

Az agmatitok femikus ásványokban bőséges szubsztrátum anyaga a fokozatos fejlődés során mind jobban felhígul, a gránitra jellemző szálikus (világos) ásványokkal. Ezzel szemben az agmatitok szubsztrátum anyagának részaránya a metatekt anyagokkal szemben mind jobban és jobban háttérbe szorul és a végén a kőzet szkialitos, porfiroblasztos gránittá alakul.

Alaphegységünk progresszív gránitosodása tehát két úton halad. Az egyik: a már leírt paragneisz — réteges migmatit, diatexit, nebulitos, szkialitos, porfiroblasztos gránit, míg a másik: a paragneisz (pszeudomigmatit), esetleg metabázitok — agmatit — diatexit — nebulitos, szkialitos, porfiroblasztos gránit.

A parciális anatexis a maga klasszikus formáit hozta területünkön létre.

Az agmatitok fejlődési sorában négy jellegzetes szakaszt különböztetünk meg:

a) Az agmatitképződés első fokozatának kőzete egyezik a pszeudomigmatitokkal. Ahhoz hasonlóan nem tartalmaz földpát-porfiroklasztokat, sem pedig mikroklint. Kristályosodása ugyancsak poszt- és parakinematikus (XVII. tábla I.).

Ásványos összetétele egyezik a pszeudomigmatit ásványos összetételével. A femikus elegyrészek közül a palásodás síkjában elhelyezkedő biotit — muszkovit van jelen. Amfibolt, titanitot a kőzet nem tartalmaz.

A szericitesedett földpátok között ikerlemezes plagioklász csak ritkán fordul elő. Az ikerlemezek szimmetrikus kioltása $11-12^\circ$, vagyis An-tartalma 30% (oligoklász).

Mind az ortoklász, mind a plagioklász zónás szerkezetű. A belső szericitesedett, sokszor idiomorf magot üde, világos, zárványokat nem tartalmazó szegély veszi körül. A földpátszemcsék szintén a palásodás síkjában rendeződtek.

A cordierit teljesen pinitesedett, muszkovithalmazokká alakult, amelyek szintén a palásodás síkjában helyezkednek el. Gyakori a sillimanit. Fibrolitos kötegei biotithoz kapcsolódnak. Mindenkor a hullámos kioltású vakolatszerkezetű kvarc plasztikus mozgásának irányát követik, akkor is, amikor a kőzet kaotikusan gyűrt szövetűvé vált.

A járulékos ásványok közül gyakori az apatit (vékony lécek és izometrikus szemcsék egyaránt). Kevesebb a biotitlemezekhez kapcsolódó, pleokróos udvarú cirkon.

A pszeudomigmatit szövetével egyezik a kőzet kaotikusan gyűrt szövete is. Jellemző, hogy makroszkóposan ez a gyűrt, palás szövet nem domborodik ki, vékonycsiszolatban azonban annál inkább. Ennek oka valószínűleg abban keresendő, hogy a biotit erősen elbomlott. Színe halványsárgásbarna lett és tele van hintve fekete leukoxénszemcsékkel. Különösen a biotitlemezek szélein és hasadási lapjai mentén sok a leukoxénkiválás.

A földpátok szericitesedésétől és az erőteljes leukoxénkiválástól eltekintve tehát az agmatit-szubsztrátum legbelső része paragneisz — pszeudomigmatit eredetű kőzetanyagból áll.

Az agmatit-szubsztrátumnak ezt a változatlan paragneisz anyagát — mint már említettük — egyedül csak a Lovászheténytől É-ra levő erdős területen vezető ösvény egyetlen feltárásában találjuk. A kőzetgumókat az agmatit-fejlődés magasabb fokán levő szubsztrátum veszi körül úgy, hogy a parciális anatexis közvetlenül tanulmányozható.

b) A fejlődés második szakaszát a következő kőzettípussal jellemezhetjük.

Az előzőnél nagyobb szemcsézetű, csillogó fekete biotitkristályokkal teli kőzet. A palás szövetet egyszerű lineációs szövet váltja fel. A legtöbb agmatit-előfordulási helyen a femikus ásványokban leggazdagabb és legapróbb szemcsézetű szakaszokat alkotja.

Különösen az üveghutai kőfejtőben (11. sz. észl. p.), a véméndi Újtelep-dűlő patakmenti feltárásában (144. sz. észl. p.; XVI. tábla 1.), a Mórágý községi szintezési alappont letakarított felszínén és a szebényi nagy völgy (154. sz. észl. p.) feltárásaiban találjuk.

Általában a nagyobb méretű szubsztrátumok középső magját képezik, de előfordulnak önálló szkialitok alakjában is. Jellemző ilyen előfordulások az aprógumós agmatitmezők. Több 10 m² területen diatexites, nebulitos gránitanyagban megszámlálhatatlan mennyiségű dió és krumpli nagyságú szubsztrátumgumók úsznak. Két helyen fejlődött ki ilyen mező, éspedig Vémeánd község ÉK-i végén a dűlőúttal feltárt részen (143. sz. észl. p.) és Mórágý községtől É-ra (127. sz. észl. p.). Ez utóbbi helyen az aprógumós agmatitképződésnek mechanikai fejlődését figyelhetjük meg. A kőzetet feldaraboló csatornák először csak hajszálerek alakjában hálózzák be a szubsztrátum anyagát. A keletkezett meta-tektesatornák hízni kezdenek, szemcsézetségük nagyobbodik és egyúttal gazdagabbak is lesznek a gránitos alkatrészekben (XVII. tábla 2., XVIII. tábla 1., 2.).

Az agmatitoknak ez a második fejlődési fokozata lényegesen különbözik az előzőtől, amit mikroszkópos vizsgálataink során tudunk kétséget kizáróan megállapítani.

A legfontosabb változás, hogy megkezdődik a biotitlemezek és a földpátok anyagának felbomlása. A biotitból közvetlenül zöldamfibol képződött, a szabaddá lett Ti pedig a biotitkristályoktól távolabb koszorú alakjában elhelyezkedő rutillá és titanittá alakult (XIX. tábla 1.). A titanitszemcsék a szericitesedett földpátokban és az ásványszemcsék illeszkedési felületei mentén idiomorf kristályokként váltak ki, sokszor telehintve az egész kőzetet. Megfigyelhető (és ez természetes is), hogy a titanit és amfibol létrejöttéhez a biotit és plagioklász egyidejű elbomlása volt szükséges. Ezek kémiai komponenseiből képződtek az apró idiomorf titanitegyedek. Az agmatitképződés fejlődése során ezek nagyobb, legtöbbször xenomorf egyvedékké változnak; sőt — mint látni fogjuk — halmazokba verődnek. A parciális anatexis fejlődése során tehát egyes kristályoknak fel kell oldódnuk, hogy anyagukkal a megmaradók további növekedését biztosítsák. Egyes titanitkristályokat pleokróos udvar vesz körül (Y-tartalom is valószínű).

Az amfibol először a biotitszemcsék szegélyén képződik. A biotitok testét fokozatosan emészti fel az átalakulás. Emiatt a nagyobb biotitegyedek szélei karéjosak, kirojtosodtak (XIX. tábla 2.).

Vannak esetek, amikor a biotitnak csak a legbelsőbb része maradt érintetlenül. Más esetben a plagioklász legbelső, szericitesedett része alakult át zöldamfibollá. Ismét más esetben a szericitesedett plagioklászt amfibol-, titanit- és mikroklinszemcsék veszik körül.

Ezekben az agmatitokban jelentkezik először a mikroklin. Először mint a parciális anatexis, illetve a szelektív kristályosodás új ásványa a nagyobb biotit-, illetve plagioklászszemcséket veszi körül. A mikroklin-szemcsék mindig üdék. Gyakran tartalmaznak szericitesedett földpátzárványokat. A mikroklin-szemcséket egyedül a vakolatszerkezetű, hullámos kioltású kvarc zárja magába.

A földpátok két generációjának fejlődése minden csiszolatban szembe-tűnő. Az idős szericitesedett porfiroklasztokká alakult egyedeket üde földpát-szegély veszi körül. A zónás szerkezet olykor többrétegű is lehet (XX. tábla 1.).

Az agmatitok ebben a fejlődési fokozatban már nem tartalmaznak sillimanitot. Ezek a jellegzetesen metamorf ásványok a gránitosodásnak ebben a szakaszában már instabillá váltak és átadták helyüket a jellegzetes granitoid ásványoknak.

A kvarc is két generációban van jelen. Az első a hullámos kioltás nélküli esőcsepp-kvarc, amely a földpátgyedeket járja át és emiatt ezek sokszor olyan képet adnak, mintha sűrűn át lennének lyuggatva. Ezek az esőcsepp-kvarcgyedek a palásodás irányában bizonyos rendezettséget mutatnak.

A legfiatalabb kristályosodási termék a palásodás síkjában megnyúlt, vakolatszerkezetű, hullámos kioltású aprószemcsés kvarc, amely minden ásványos elegyrésszel szemben xenomorf.

A járulékos ásványok közül itt is az apatit és a cirkon van jelen. Rutil nem fordul elő, a leukoxén az elbontott biotit szélein vált ki. A helyenként észlelhető klorit retrográd képződménynek tekinthető.

A kőzet lineációja (palássága) kristályosodási lineáció (palásság). A biotitlemezek és az ezekből keletkezett amfibollécek, a földpátok, de legfőképpen a kvarc elhelyezkedése idézi elő a kőzet lineációs szövetét.

Az agmatit-fejlődésnek ebben a szakaszában új anyagfelhozattal nem számolhatunk. A plagioklász (oligoklász), cordierit, sillimanit és biotit elégséges K, Ca, Ti, Al és SiO₂-t tartalmazott az új ásványok (amfibol, titanit, mikroklin) képződéséhez. A megindult vegyi folyamatokat szelektív olvadással, szelektív mobilizációval és szelektív kristályosodással magyarázhatjuk.

c) A fejlődés harmadik fokozatát a földpát-porfiroblasztok megjelenésével, a mikroklin részarányának megnövekedésével és a klasztitok cementálásában való részvételével, továbbá új biotitgeneráció képződésével és a lineáció fokozatos eltűnésével jellemezhetjük. Az amfibol fészkes halmazokba verődve is előfordul, amelyeknek közepén biotitmaradványok észlelhetők. Új ásványként jelenik meg az epidot, amely a teljesen szericitesedett plagioklászokkal áll genetikai kapcsolatban.

A kőzet szemcszettsége az előzőnél nagyobb, színe világosabb. Két-generációjú biotit és földpát, nagytermetű xenomorf titanit és epidot a jellemző ásványi komponensek.

A régi biotitnak csupán fekete, rojtozott szélű maradványai észlelhetők. A fiatal biotit viszont aprólemezes, olajzöld, főleg a földpátok zárványai és szegélyeként helyezkedik el. A zónás földpátokban gyakran a biotitlemezek is zónásan rendeződtek.

Az amfibolegyedek az előző fejlődési fokozathoz képest megnövekedtek, gyakran biotit- és titanitzárványokat tartalmaznak. A földpátok központi szericitesedett magját széles, üde szegély veszi körül (XX. tábla 1.).

Gyakori az idősebb szericitesedett földpáttörmelék zárványkénti befogadása. Különösen a mikroklin és a vele egyidejűleg képződött peritites ortoklász

vált alkalmassá arra, hogy több amfibol, biotit, szericitesedett földpát és titanitegyedet is körülönjön és ezáltal ezeket magába zárja (XX. tábla 2.).

A kvarc itt is hullámos kioltású, vakolatszerkezetű, minden ásványi komponenssel szemben xenomorf.

Az epidot a plagioklászok szegélyén nagyobb egyedekben képződött, gyakran titanitkristályokkal egyidejűleg, ami térbeli helyzetükből is látható.

Az agmatitképződésnek ezt a harmadik fokozatát számos helyen megtaláljuk. Legjellemzőbb kifejlődésben az üveghutai kőfejtő feltárásában és mindenhol, ahol a második fejlődési fokozat kifejlődött. Igen szép rajzolatú ilyen agmatitképződést találunk a Szébenybe vezető országút bevágásában (153. sz. észl. p.; XXI. tábla 1.).

Legtöbbször ilyen fejlődési fokot elért szkialitok vannak az erdősmecskei kőfejtő nebulitos granodioritjában és a mórágyi községi fejtő porfiroblasztos gránitjában. Továbbá igen szép példáit látjuk ennek a fejlődési fokozatnak a Mórágytól D-re eső völgyrendszer porfiroblasztos, nebulitos gránitjában, a Lovászheténytől ÉK-re húzódó Malom-völgy (278. sz. észl. p.) porfiroblasztos gránitjában, ahol a magasfeszültségű vezeték keresztezi a völgyet, a Lochmalom melletti kőfejtő (189. sz. észl. p.) agmatitos — szkialitos — porfiroblasztos gránitjában és végül a véméndi Újtelep völgyének számos elhagyott kőfejtőjében stb.

Geokémiai szempontból érdekes jelenség, hogy a barna színű, Ti-ban gazdag biotit lebontódásával és amfibollá alakulásával egyidejűleg apró, olajzöld színű, megnyúlt termetű biotitkristályok képződése kezdődik el, amelyek a második generációjú földpát (mikroclin és pertites ortoklász) blasztézisével egyidejű kiválások és ezért azokban poikilitzerű zárványként fordulnak elő.

Az agmatitképződésnek ebben a szakaszában a biotit — amfibol arány kb. 30:70% az amfibol javára. A keletkezett amfibol nagyobb termetű a biotitnál, kristályai üdék és az I. generációjú földpáttal, biotittal és titanittal szemben xenomorfak.

Érdekesen folyt le a titanitképződés is. Az előző fejlődési fokozatban bő leukoxén- és rutilképződés megy végbe. Itt a rutil teljesen eltűnt, a leukoxén minimálisra redukálódott, a számtalan apró, automorf, lándzsa alakú titanitkristályegyedek száma lényegesen redukálódott, ugyanakkor a titanitkristályok termete ugyanilyen arányban megnövekedett. Itt tehát a keletkezett új *pt* viszonyok között további Ti-migrációval kell számolnunk. A nagytermetű titanitkristályok már nem teljes kristálytani egyedek, azonban még így is megőrizték automorf jellegüket a többi ásványi komponenssel szemben.

A földpátokat illetően — mint már említettük — a biotithoz hasonló helyzet alakult ki.

Amíg az agmatitfejlődés második fokozatában keletkezett pertites ortoklász és különösen a mikroklinszemcsék aprók voltak és a felbomlásban álló földpát szemcsék körüli térben a titanittal és amfibollal mellérendelt viszonyban helyezkedtek el, addig ebben a fokozatban erőteljes mikroclin — ortoklász blasztézis indul meg és ezek a szericitesedett plagioklászok klasztikus anyagától kezdve, a kvarcot kivéve, minden ásványi elegyrészt magukba zárnak. A XXI. tábla 2. ábrája olyan esetet rögzít, amikor egy amfibollá alakult biotitkristályt mikroclin-porfiroblaszt zár magába. Ez azt mutatja, hogy a biotit lelassult átalakulásával szemben a káliföldpátosodás domináló folyamattá vált.

Ugyanezt rögzítik azok az esetek is, amikor ilyen fejlődési fokot elért szubsztrátumú szkialitokat (porfiroblasztos gránitban) nagyméretű (3–5 cm

átmérőjű) ortoklász — mikroclin porfiroblasztokból álló koszorú vesz körül (XXII. tábla 1.). A porfiroblasztos koszorú nem a szkialitokban, hanem a gránitban keletkezett, amiből arra következtethetünk, hogy a szkialit egyik komponense, a K migrált át a gránit oldalra, ahol adva volt az anyagi lehetősége a káliföldpát-porfiroblasztok képződésének.

Az amfibolhalmazok átmérői olykor a 1/2 cm-t is elérik és ezáltal a kőzet nagyobb szemcséjűnek tűnik fel. Ilyen agmatitokat és szkialitokat találunk különösen az egykori Loch-malom melletti kőfejtőben, a Mórágý községtől D-re húzódó völgyrendszer felső szakaszán az Anikó-forrásnál (105. sz. észl. p.) stb.

Különösen ez utóbbinál, továbbá ugyanezen völgyrendszer É-i szakaszán, az egykori iparvasút-pillér alapzatánál, a fekedí kőfejtőben, de legfőképpen az üveghutai kőfejtő agmatitjában a mobilis metatekt szerteágazó elhelyezkedését látjuk. Kitöltésük legfőbb anyaga ortoklász, mikroclin és csak alárendelten kvarc. Az agmatit-szubsztrátumok földpátosodott (morfológiai) formái a diktionitok (XXII. tábla 2.), krokiditek (XXIII. tábla 1.) és ritkábban a ptigmatitok (XXIII. tábla 2.).

Amíg a diktionitot a szubsztrátumot behálózó földpát hajszalerek alakítják ki, addig a krokiditek a földpátosodás diffúz formái, vagyis nagyfokú lineációs (egyirányú) átítatódás által jöttek létre. Tehát a két anyag képlékenységének foka és különbsége hozta létre ezeket a morfológiai különlegességeket.

A ptigmák területünkön nem mondhatók klasszikus kifejlődésűeknek. Egy mobilisabb (hígabban folyós) pegmatoid olvadék anyag kapott utat egy sűrűbb, a képlékenység igen kis fokán álló szubsztrátum anyagában. A III. fejlődési fokozatú agmatit-szubsztrátum kristályosságí fokát tekintve igen közel áll a diatexitek kristályosságí fokához.

Az agmatitképződés ezen fejlődési fokától kezdve a nebulitos porfiroblasztos gránátig a kőzetkémiai folyamatok egyenes vonalban haladnak a növekvő parciális olvadás, mobilitás, homogenizálódás, vagyis az intrúzív tulajdonságokkal rendelkező gránitképződés irányába.

d) Az agmatitképződés negyedik fokozatának kőzeteit már nevezhetjük granitoid migmatitoknak, stromatitos nebulitoknak (B. HEJTMAN 1962), anyagukat tekintve pedig egyeznek a nebulitok és egyes szkialitok anyagával.

A lényeges, hogy már intrúzív módon viselkedtek és a gránitosodás magas hőfokú formáit hozták létre. A normális porfiroblasztos, nebulitos gránit anyagától csupán a földpát-porfiroblasztok kisebb méreteiben és nagyobb femikus ásványtartalmukban különböznek. A gránit nebulitok kőzetanyaga is leggyakrabban ezeknek felel meg. Legszebb kifejlődésüket a szebényi nagy völgy feltárásaiban, az üveghutai kőfejtőben, Fazekasboda D-i végén a betonút alatt, a véméndi Újtelep völgyének feltárásaiban és az erdősmecskei kőfejtő porfiroblasztos gránitjának szkialit — nebulitos részeiben stb. találjuk.

Külön kell megemlékezni az erdősmecskei kőfejtőtől Ny-ra eső völgy elején települő agmatitvonulatról.

Már szabad szemmel is látható, hogy a harmadik átalakulási fokú szubsztrátumoknak megfelelő kőzet tele van hintve a palásodás síkjában elhelyezkedő, sárgásbarna, erősen fénytörő, lencses alakzatú kristályhalmazokkal (XV. tábla 1.). A mikroszkópos vizsgálat alapján kiderült, hogy ezek nagytestű titanithalmazok, amelyek szericitesedett földpátgyedekbe és halmazokba ágyazódnak bele (XXIV. tábla 1.).

A kőzet barna színű biotitjai az agmatitoktól eltérően csupán zöld biotitá, kloritá és fekete leukoxéná alakultak át. Valószínűleg ennek tudható be az, hogy a titán egész mennyisége titanit alakjában önálló ásványként kristályosodott ki, abból az amfibolok kristályrácsába semminek sem kellett beépülnie és ennek megfelelően szétszórtan és halmazokba verődve tudott kristályosodni. A másik kedvező körülmény a titanit képződésére nézve az volt, hogy a szericitesedett plagioklászokból felszabadult Ca is csak a titanitba épült be és nem kellett megoszlania az amfibol és titanit között. A kőzet egyébként kevés mikroklint tartalmaz, a kvarc itt is vakolatszerkezetű és hullámos kioltású.

Ez a kőzet paragneisz szkialitjával azt mutatja (XV. tábla 1.) — mint már említettük —, hogy a paragneisznél fiatalabb képződésűek. Ha a kis szkialitot reliktumnak tekintjük, az esetben az agmatitfejlődésnek ez a fokozata teljesen átkristályosodott, újrapalásodott kőzetet jelez. A plagioklászok szimmetrikus kioltása $9-10^\circ$, vagyis An-tartalma alapján oligoklászoknak felel meg.

Ez az agmatitvonulat mintegy 6 m szélességben van feltárva. A harmadik—negyedik fokozatú agmatit-szubsztrátumokat nebulitos, szkialitos, lineációs szövetű gránit veszi körül.

4. Diatexitek

Ezen gyűjtőnévvel jelöljük azokat a nagyobb méretű, apró- és közép-szemcsés, leggyakrabban palás vagy lineációs szövetű, földpát- és biotitdús kőzeteket, amelyek a terület számos helyén gigantikus szkialitokat, illetve összefüggő pásztákat képeznek (XXIV. tábla 2.) a porfiroblasztos gránit és a réteges migmatitok érintkezési öve mentén. MEHNERT idézett művében (1968) teljesen azonos kőzeteket ismertet mélységi migmatitok, illetve gránitoid migmatitok néven.

Ezek a kőzetek területünkön legjobb kifejlődésben a püspöklaki nagy völgy felső és középső szakaszán a betongyűrűs fedett kút alatt (200—201. sz. észl. p.), Véménden az Újtelepre vezető dűlőút bevágásában (117. sz. észl. p.), a fazekashodai nagy völgy több szakaszán (218. sz. észl. p.), Mórágyszékhelyen az orvosi lakás kertjében és ezzel szomszédos területeken, a Mórágyszékhelyről Bátaapátiba vezető dűlőút elején (25. sz. észl. p.), a szebényi nagy völgy középső szakaszán (154. sz. észl. p.), Erdősmecske faluvégén (273. sz. észl. p.), a Mórágytól D-re húzódó völgyrendszer egész hosszában és az Aranyos-völgy felső szakaszán stb. található.

A fent leírt előfordulási helyeken ez a kőzet a palásodás és a kőzetátalakulás fokában különbözik egymástól. A deformáció itt is kristályosodás alatti és utáni, amit egy későbbi kataklázis tovább bonyolított. Amíg az első deformációs periódus idején a kvarc még mobilis állapotban volt — hullámos kioltású, vakolatszerkezetű koszorúként veszi körül a biotit- és földpát-szemcséket —, addig a későbbi kataklázis ezt a kvarcot is törmelékké változtatta.

Egységes kőzettani tulajdonságuk, hogy nagyméretű (pár cm-es) földpát-porfiroblasztokat nem tartalmaznak. Szövetük, szemcseméreteik és ásványi összetételük alapján általában az agmatitok harmadik—negyedik fejlődési fokozatú kőzeteihez hasonlítanak azzal a különbséggel, hogy paláságuk, illetve lineációjuk általában az agmatitok második fejlődési fokozatán van.

Ásványos összetételük: biotit, titanit, amfibol, epidot, plagioklász, ortoklász, mikroklin, kvarc. Járulékos ásványok: az apatit és cirkon. A diaforitos átalakulás során muszkovit, klorit és szericit keletkezett.

A barna biotit a kőzetek elsődleges femikus elegyrésze. Minden esetben átalakult, és pedig az agmatitoknál észleltekhöz hasonló módon. A titanittal egyidejű amfibolképződés kívülről befelé ment végbe. A biotit titántartalmának az amfibol kristályrácsába be nem épült része először fekete leukoxén alakjában vált ki és csak ezután képződött a rutil (ritkábban), illetve a titanit.

Az átalakulás menetét legjobban a gereszlaki nagy horhos felső szakaszán feltárt, gyengén lineációs, rendkívül kemény, aprószemcsés kőzetben tanulmányozhatjuk. Ez az átalakulás teljes mértékben egyezik a harmadik fejlődési fokozatú agmatit-szubsztrátum átalakulásával (XXV. tábla 1.). A mikroklin ugyancsak hasonló módon apró szemcsékben képződött a titanittal és amfibollal asszociálva.

A földpát itt is plagioklász (szimmetrikus kioltásuk $9-12^\circ$ között), ortoklász, központi részükben szericitesedett maggal, zónás szegéllyel. A kvarc hullámos kioltású. A kristályosodás alatti deformáció következtében a kőzet lineációs szövettű.

Ettől a kőzettől a szebényi nagy völgy diatexitjei abban térnek el, hogy jól palásodottak. Ez a paláság azonban részben a kristályosodás utáni deformáció eredménye. Csak részben, mert a biotit a palásodás síkjában megnyúlt eredeti termetével és a földpátok is ilyen irányban rendeződött kristályaikkal, főképpen pedig a kvarc vakolatszerkezetű, hullámos kioltású, hosszú, megnyúlt egyedeivel kristályosodási paláságot idézett elő, amit követtek az újonnan keletkező amfiboloszlopok is. A későbbi diaforézis során a biotit muszkovittá alakult, amely a szemes gneiszhez hasonlóan körülvézi a klaszitikká alakult földpátzemecskéket.

Ugyanúgy, mint az agmatit-szubsztrátum fejlődésének harmadik fokozatában, az új ortoklász és mikroklin a femikus elegyrészekeken kívül a szericitesedett, idős földpátok maradék anyagát magába zárja. Ez a reliktum anyag tehát nem kizárólag csak mechanikai feldarabolódás (deformáció), hanem az ezzel egyidejűleg ható kémiai elbontás jeleit is magán viseli (XXV. tábla 2.).

A szebényi nagy völgy diatexitjeivel minden tekintetben azonos diatexitet találunk az Aranyos-völgy felső szakaszán levő romos kőhidnál, vagy a Mórág község D-i végéről Bátaapatiba vezető dűlőút mentén (25. sz. észl. p.).

Mint már említettük, az Aranyos-völgyben a réteges migmatit után porfiroblasztkok nélküli középszemcsés, palás szövettű kőzetöv következik és tart a Harsányi-puszta alatti romos kőhidig. Ez a kőzet titanitot, amfibolt nem tartalmaz. A biotit átalakulása kloritosodásban nyilvánul meg. Egyebekben a mikroklinképződés, szericitesedett plagioklász, ortoklász-klasztitok képződése és mindezek zárványai a vakolatszerkezetű kvarcban azonos az előbb leírt kőzetekkel. Hogy amfibol nem keletkezett, azt az eredeti metamorf kőzet csekély biotittartalmával is magyarázhatjuk.

Ezen túlmenően ezek a kőzetek ezen a szakaszon nagyfokú kataklázissal kapcsolt karbonátosodáson is átmentek. A kalcit a kataklázitok — milonitok cementáló anyagá.

5. Porfiroblasztos szemes gneisz

A lovászhetényi templom alatti völgyben a pszeudomigmatit és porfiroblasztos, nebulitos gránit közé ékelődve mintegy 10 m széles szakaszon olyan porfíros földpátbeágyazásokat tartalmazó gneisz települ, amelyben a földpát-porfiroblasztok hossza eléri a 4–5 cm-t is, szélessége azonban nem több 1/2 cm-nél.

Ezek a porfiroblasztok tehát táblás termetűek; hossz tengelyükkel a palásodás síkjában fekszenek (XXVI. tábla 1.). Ezek mindenkor automorfak, biotitzárványokat nem tartalmaznak, nem zónás felépítésűek. Anyaguk ortoklász és oligoklász, mikroklint a kőzet csak járulékosan tartalmaz.

A színes elegyrészek közül a biotit és ritkán a muszkovit fordul elő. Lemezeik szintén a palásodás síkjában rendeződtek.

A kőzet alapanyaga ikerlemezek nélküli földpát-ortoklász és hullámos kioltású, vakolatszerkezetű kvarc. A járulékos elegyrészek közül az apatit és cirkon van jelen. Amfibolt, titanitot a kőzet nem tartalmaz.

Ezzel egyező porfiroblasztos szemes gneiszt a területről nem ismerünk.

Genezisét tekintve a gránitosodás reomorf szakaszában keletkezett, a diatexitokkal ekvivalens kőzetnek kell tartanunk. Palás szövete, ugyanakkor földpát-porfiroblasztjainak nagy termete és gyér mikroklintartalma is a diatexitek képződésével való egyidejűségét valószínűsíti.

Ehhez a kőzethez legjobban hasonlítanak a Köves-patak völgyében kibúvó réteges migmatit széles (1/2 m) leukoszom betelepülései—pásztái. Ezekben a széles pásztákban a palásodás síkjában a fentihez hasonló földpát-porfiroblasztok települnek.

Metamorf ásványokat (mint sillimanit, disztén, staurolit) a kőzet nem tartalmaz.

A legújabb időkben létesített feltárás azt igazolta, hogy a kőzet helyenként diatexitbe megy át, amely nem tartalmaz ilyen jellegzetesen megnyúlt termetű földpátokat.

6. Gránitosodott metabázitok

Ezzel a névvel jelöljük azokat az apró- és középszemcsés, mafikus elegyrészekben gazdag kőzeteket, amelyek porfiroblasztos gránitban vagy diatexitben települnek.

Ilyenek a mórági vasútállomástól DNY-ra levő elhagyott kis fejtőben (13. sz. észl. p.), a mórági vasútállomástól DK-re levő régi kőfejtőben (15/5. sz. észl. p.), a mórági községi kőfejtőben, Mórág község D-i végén levő elhagyott kőfejtőben (24. sz. észl. p.), és végül a Mórág község belterületén települő fekvő telér, valamint a Véménd község ÉK-i szélén húzódó nagy völgyben (142. sz. észl. p.) feltárt teléres, palás szövetű metamorf kőzet. Ezekben túlmenően a vémeédi sajtüzem völgyében és a fekedői kőfejtőben feltárt középszemcsés, mafikus elegyrészekben gazdag, palásodás nélküli kőzetek is ide sorolhatók.

Hogy milyen lehetett ezek metamorfózis előtti anyakőzete, ma már nehéz megállapítani. Annyi bizonyos, hogy kvarc-szegénysége és a biotit—amfibol nagy mennyisége alapján bázisos telérek, illetve kisebb benyomulások voltak abban az összletben, amelyből a gránit keletkezett. Kőzettanilag a következőkben jellemezhető:

a) A mórággyi vasútállomástól DNy-ra telepített, ma elhagyott kőfejtő Ny-i falában kb. 10 m hosszan feltárt, 1 m vastag, aprószemcsés, É—D-i csapásban függőlegesen palásodott, teléres metamorf kőzet húzódik. Színe barnásszürke, már szabad szemmel is kivehetőek benne a biotitlemezek, amelyek a kőzet palásodási síkjában fekszenek és a kőzet legfőbb alkotórészét képezik.

A kőzet mikroszkópos vizsgálata alapján megállapítható, hogy a barna színű biotitlemezek széleiken perforáltak, bő sagenit-, leukoxén- és rutilkiválással. Főleg a rutil apró kristályai közvetlenül a biotitlemezek szélein ülnek, mint könnyecseppek a szempillákon (XXVI. tábla 2.). Az átalakulás közben titanit nem képződött. A zöldamfibol oszlopok és fészkek nyilvánvalóan a biotitból keletkeztek. A biotit amfibolosodása igen nagy fokú és a lemezek szegélyéről befelé halad. Esetenként a biotitlemezeknek harántmetszetben csak cérvékonyágú közepe maradt meg (XXVII. tábla 1.). A földpátok sötétszürke interferencia színű, ikerlemezeség nélküli, leggyakrabban apró izometrikus szemcsék, ritkábban hosszán megnyúlt oszlopok alakjában fordulnak elő. Ez utóbbiak hasonlóak a diabáz ofitos szövetét előidéző földpátlécekhez. A kvarc mennyisége igen alárendelt, fogazott szegélyű, hullámos kioltású, apró izometrikus egyedei minden alkatrésszel szemben xenomorfak. A kőzet palássága kristályosodási palásság, vagyis pre- és parakrisztallin deformációval állunk szemben. Reliktum ásvány egyedül a biotit. Az agmatit-szubsztrátumokra és diatexitekre jellemző titanit, továbbá az erősen szericitesedett reliktum földpátok és a mikroklin ebben a kőzetben nem fordulnak elő. Azonban itt is kétszeres átalakulással kell számolni. Az első regionális metamorfózis során valamilyen bázisos telérekőzetből biotitban dús metamorf kőzet képződött. Az ultrametamorfózis során pedig a biotitból sagenit, leukoxén és rutilkiválással kísért zöldamfibol képződött. Az amfibolegyedek és a biotitreliktumok gyakran pecsétyszerű halmazokat alkotnak. A biotit ezek központjában helyezkedik el.

Járolékos elegyrészei az apatit és a cirkon. Az apatit izometrikus szemcsékben fordul elő és igen gyakori. A cirkon a biotitban képez sötét pleokróos udvarral körülvett zárványokat. A zöldamfibollá alakulás közben az udvarok kifakulnak, sőt el is tűnnek.

b) Mórággy állomástól DK-re, a Mórággy községbe vezető út K-i oldalán telepített utolsó kőfejtőben, közel K—Ny-i csapásban, két teléres metamorf képződmény települ. Az egyik kb. 60 cm vastag, csak a kőfejtő Ny-i falában látható, míg a másik kb. 1 m széles, ugyancsak függőleges telér a fejtő K-i falába is átnyúlik és itt a felszín felé kiékelődik.

A metamorf telérek anyaga biotitban dús, sötétszürke, gyengén palásodott, aprószemű kőzet. A biotit és amfibol a palásodás síkjában pecsétyszerű halmazokat képez.

Mikroszkópos vizsgálattal megállapítható, hogy az előzővel teljesen azonos, csupán rosszabbul palásodott és apróbb szemcséjű kőzet. A biotit itt is kb. 80%-ban sagenit, rutil és leukoxén kiválása közben zöldamfibollá változott. A földpát apró izometrikus szemcséi ikerlemezek nélküliek, az alapanyagot alkotják, a mindenkor xenomorf, igen gyéren előforduló kvarccal együtt. A járulékos elegyrészek közül gyakori az apatit és a cirkon, amely a biotitlemezekben képez sötét udvarokkal körülvett idiomorf szemcséket. A kőzet átalakulása, települése, összetétele és genezise is az előzővel teljesen egyezik. Eredeti kőzete már nem rekonstruálható, csupán az vehető biztosra, hogy bázisos telérekőzet volt.

c) Mórágyszomszék D-i végén levő (24. sz. észl. p.) elhagyott kőfejtőben kihengerelt, kipréselt, metamorf telérkőzet települ É—D-i csapásban és mintegy 10 m hosszan követhető. Aprószemcsés, gyengén palás szövetű, közel függőleges településű, színe sötétszürke. Vastagsága 10 cm-től 80 cm-ig rendkívül változó (XXVII. tábla 2.).

Mikroszkópos vizsgálattal megállapítható, hogy a kőzet a két előzőhöz hasonló. A biotit csaknem teljesen titanittá és amfibollá alakult. A biotittal együtt az amfibol is a palásodás síkjába rendeződött. Gyakorik az amfibolhalmazok, melyeknek közepén biotitreliktumok láthatók. Az átalakulás során elsősorban leukoxén, majd ebből titanit keletkezett. A leukoxén helyenként még megmaradt. Az idős földpátok erősen szericitesedettek. Porfiroblasztok nincsenek és ikerlemezes földpátok sem láthatók. Ugyancsak hiányzik a pertit és a mikroklin.

Az új földpát izometrikus szemcséi és a kevés kvarc adja a kőzet alapanyagát. A szemcsék fogazottan nyúlnak egymásba. A kvarc hullámos kioltású, vakolatszerkezet nélküli.

A járulékos elegyrészek közül az apatit igen gyakori, a cirkon kevésbé. Mint látható, az egykori eruptív telérkőzet a regionális metamorfózis során főleg földpát—biotitból álló kőzetté alakult, amelyből az ultramorfózis során amfibol—titanit—földpát—kvarcból álló kőzet keletkezett. Ebben az egykori biotit és földpát ásványszemcsék relikumok alakjában még láthatók. Az eredeti telérkőzetről csak annyit tudunk megállapítani, hogy bázisos összetételű volt.

Ezért, közelebbi meghatározás nélkül, ezt is metabázitnak fogjuk nevezni. Az előző két kőzettől titanittartalmában különbözik, SiO_2 -tartalma nagyobb azokénál.

d) A legjellegzetesebb metamorf telérkőzet-maradványt Véménden, a templom mellett É-nak levezető dűlőút betorkollásánál, a 142. sz. észl. p.-ban találjuk. A zegzugosan hajló kipréselt, kihengerelt, függőleges településű telérkőzet szélessége 1 cm-től 15 cm-ig igen szélesívesen változik.

Kőzetanyaga sötétszürke, aprószemcsés, a telér közel É—D-i csapásának irányában palásodott. Mikroszkópos vizsgálata során megállapítottuk, hogy a kőzet az előzőkkel teljes mértékben egyezik. Megfelelő feltárás hiányában részletesebb vizsgálata nem volt lehetséges. Környezete porfiroblasztos gránit.

A fent leírt metamorf telérkőzetek egyöntetű tulajdonsága, hogy a gránit felé kontakt hatást nem fejtettek ki, avagy fordítva, a telér összetételében nem észlelhető változás a szegélyek mentén. A telérek egykori eruptív anyaga és a befogadó porfiroblasztos, nebulitos gránit egykori üledékes anyaga együtt szenvedtek regionális, majd ezt követően ultramorfózist. Hogy a telérek kőzetanyaga nem tűnt el, illetve nem dolgozódott fel a gránitosodás progresszív folyamatában, az a közöttük lejátszódott anyagvándorlás, metasomatózis és a diffúziós mozgások csekély voltára utal és arra, hogy az agmatit-szubsztrátumok első és második generációjához hasonlóan (ezeknél sincsenek kontakt udvarok) a paleoszom és neoszom, illetve a melanoszom és leukoszom anyagai éles határ mentén érintkeznek. Az egykori telérek anyaga a porfiroblasztos gránit anyagánál kevésbé volt mobilis és ezért nagyjából megtartotta eredeti csapását. Mélyreható változás történt a telér morfológiájában, szerkezetében (részben helyzetében), továbbá ásványos összetételében is.

e) A fenti, nyilvánvalóan teléres, metamorf képződményektől eltérő településű, mafikus elegyrészekben gazdag kőzeteket találunk Véménden, a sajt-

üzemnél kezdődő völgyrendszer bevágásában az út mellett, továbbá a fedeki felső kőfejtőben. Mindkét helyen középszemcsés, gyengén lineációs szövetű, vörös földpátos beszüremkedésekkel átjárt óriás xenolit, szkialit vagy óriási agmatit-szubsztrátum települ nebulitos, porfiroblasztos gránitban.

A kőzet amfibolban igen gazdag. A nagytermetű amfibolegyedek, szericitesedett földpátok és biotit törmelékanyagát zárják magukba. A biotitból való amfibolképződés itt is kézenfekvő. A mikroklin és pertites ortoklás az igen gyéren előforduló kvarccal asszociálva második generációjú ásványképződés. Az idős földpátok szericitesedtek, szimmetrikus kioltásuk alapján andezin összetételűek. Ezek amfibolzárványokat nem tartalmaznak, míg a fiatal földpátgeneráció annál többet.

Ezen kőzetek metabázit jellegére főleg vegyelemzési adataik utalnak. Éppen ezért a kőzetkémiai fejezetben vizsgálataikra még visszatérünk.

f) Ezen a helyen kell megemlékezni a Mórágyszög belterületén a gyógyszertár és fűszerbolt között a Petőfi S. u. 62. sz. ház udvarában kiképzett magas sziklafalba vágott pince magasságában települő, mintegy 50 cm vastag és kb. 15 m hosszan követhető teleptelerszerű képződményről, melynek kőzete aprószemcsés, sötétszürke, palás szövetű, az agmatit-szubsztrátum második fejlődési fokozatára emlékeztető. A teleptelért a fedőjében és feküjében kb. 5 cm széles rózsaszín apait-pegmatoid kifejlődésű, földpátdús szegély határolja (XXVIII. tábla 1.). A kőzet anyaga makroszkóposan rendkívül hasonló a Mórágyszög D-i végében települő metabázis anyagához. Mikroszkópos vizsgálata alapján a kőzetet a következőképpen jellemezhetjük:

A barna biotit itt is csak foltokban, reliktumok alakjában maradt meg. A biotitból leukoxén, majd titanit képződése közben (az agmatitfejlődés második fokozatának megfelelően) zöldamfibol keletkezett. A biotitlemezek és ugyanúgy az amfibollécek a palásodás síkjában helyezkednek el. Az amfibol fészkes halmazokat is alkot, amelyeknek közepén a biotitreliktumok még megmaradtak.

A földpátok között itt is két generáció figyelhető meg. Az idősebb erősen szericitesedett, kisebb termetű, zónás szerkezetű, porfiroblasztokat képez; anyaguk itt is részt vett az amfibolképződésben. A második generáció a kvarccal és kevés mikroklinnal együtt az alapanyagot képezi. Egyes nagyobb termetű kristályai pertitesek. A kvarc a palásodás síkjában megnyúlt, hullámos kioltású szemcsékből áll. A járulékos elegyrészek közül sok az apait, kevesebb a cirkon. A kőzetet utólagosan kalcittal kitöltött hajszálerék járják át.

Amint látjuk, a kőzet teljes mértékben egyezik az eddig leírt metabázitokkal. Ezért ezt a kőzetet egykori fekvő telér ultrametamorfózist szenvedett reliktumának kell tartanunk.

A képződmény környezete agmatitos, illetve szkialitokban rendkívül gazdag nebulitos, porfiroblasztos gránit.

7. Porfiroblasztos, nebulitos granitoid kőzetek

Mint a II. mellékleten is látható, a fazekasboda—mórágyszögi gránitosodott kristályos röghegységben a porfiroblasztos gránit a terület központi részét foglalja el. Éles határok nélkül érintkezik a diatexites, agmatitos, szkialitokban gazdag övvel. A porfiroblasztos gránit — nebulitok és szkialitok nélkül — csak foltokban jelenik meg, amelyek a legjobban gránitosodott, legjobban

homogenizálódott részeit jelzik az alaphegységnek. Hogy ezek a részek mennyire összefüggőek, azt a terület nagyfokú fedettsége miatt nem tudjuk pontosan megállapítani.

Egyes külső kőzettani jegyek, főleg a mállás jellegzetes formái alapján tudjuk összekapcsolni egyes területek gránittípusait.

A porfiroblasztos gránit elnevezést, mint gyűjtőfogalmat fogjuk a továbbiakban alkalmazni arra a kőzetre, amely jellemző a hegységre és amely inkább granodioritnak volna többségében nevezhető, ha nem tudnánk, hogy ez a granodiorit a gránitosodás folyamatának még nem a tökéletesen homogenizálódott végterméke. A területen előforduló porfiroblasztos gránittípusok és ezek előfordulási helyei a következők:

a) Világos, agyagásványos felületekkel málló, durvaszemcsés, halvány rózsaszín–földpátos, porfiroblasztokban szegény gránit. A mórági vasútállomás környéki gránitfejtők kőzete, a Mórági községet átszelő nagy völgy Ny-i oldalának feltárásai, továbbá a fekedí vasútállomástól az erdősmecskei vasútállomásig D-ről betorkolló völgyek és a Bátaapáti ÉK-i végén K-ről betorkolló völgy É-i oldalának kibúvárait alkotja. Helyenként gyenge kataklázisból származó lineáció figyelhető meg a kőzetben.

Mikroszkópos vizsgálattal megállapítható, hogy amfibolszegény kőzet. A biotit barna színű lemezei gyakran cirkonkristályokat zárnak magukba, olykor sagenittűkkel vannak áthatva. A földpát kétséget kizáróan két-generációjú. Az idős, zónás plagioklász (oligoklász) és ortoklász egyaránt igen erősen szericitesedett egyedei automorfok, az üde pertites ortoklász és mikroclin egyedeivel szemben. Ezeknek a régi földpátoknak a törmelékesegett klasztitjai zárványként ágyazódnak be a mikroclin és pertites ortoklász porfiroblasztjainak testébe. Az idősebb, szericitesedett földpátok részaránya az utóbbiakhoz képest jóval kisebb.

A kvarc minden ásványi komponenssel szemben xenomorf és minden esetben hullámos kioltású, gyakran vakolatszerkezetű a végbement kataklázis következtében. A kőzet durvaszemcsés szövétű.

Az amfibol és titanit genetikai társulása mindenkor felismerhető. Az amfibol xenomorf a régi szericitesedett földpátokkal szemben, amelyeknek testéből keletkezett. A biotit viszont automorf a régi földpáthoz viszonyítva is, apró lemezei zárványként helyezkednek el ezek testében. Járulékos ásványok az apatit és cirkon. Főként a biotitban zárványokat képeznek. A kőzet kataklázisáról majd a későbbiekben szólunk.

b) Élénkrózsaszín színhatású, középszemcsés, porfiroblasztokban szegény, éles, szögletes darabokra széteső gránit. Ezt a kőzetet az erdősmecskei vasútállomástól Fazekasbodáig D-ről betorkolló völgyek középső és felső szakaszai tárják fel. Kevés mafikus ásványtartalma és élénkrózsaszín földpátjai idézik elő jellegzetes habitusát. Gyakoriak benne az 1–2 m széles biotit nélküli, földpátdús szakaszok. A kőzetet sűrűn járják át vékony, élénkpiros apliterek. Mikroszkópos vizsgálattal megállapítható, hogy a kőzetnek ez a habitusa másodlagos átalakulás következtében jött létre. Titanitja fekete leukoxénné alakult át. Az amfibol ugyancsak elbomlott s végső soron kalcitá alakult. Előtte színtelen, szálás ásványhalmazok (aktinolit?) jöttek létre. A biotit, leukoxén kiválása közben, teljes egészében kloritosodott. Nagy ritkán akadnak csak olyan lemezek, amelyeknek közepe még barna biotit.

A régi szericitesedett földpátok és fiatal pertites ortoklász, mikroclin közötti viszony az előzőhöz hasonló. A különbség abban van, hogy az utób-

biak részaránya igen kicsi. Ezért csak járatokat, csatornákat töltenek ki a teljes mértékben szericitesedett földpátok között. Ennek megfelelően több idős földpát-klasztitot zárnak magukba a mindenkor xenomorf mikroklincegyedek (XXVIII. tábla 2.).

A kvarc vakolatszerkezetű, hullámos kioltású, a kőzet palásodási irányában megnyúltan elhelyezkedve, annak lineációját idézi elő. Járulékos elegyrészei az apatit és cirkon.

c) Szürke színhatású fehér földpát-porfiroblasztokban és amfibolban gazdag, mindenkor lineációs szövetű, a felszínen is üde, rendkívül kemény granodiorit. Az előző típusú gránitokban mintegy 50–100 m széles vonulatokat képez. Ilyenek a Mórággy községi elhagyott fejtő völgyének felső szakaszán feltárt (120. sz. észl. p.; XXIX. tábla 1.), a Mórággy községi bányában (23. sz. észl. p.; XXIX. tábla 2.) fejtett, a Mórággytól D-re húzódó völgyrendszerben a 82. sz. észl. pontnál, az üveghutai erdészháztól Ny-ra húzódó völgyben feltárt (46. sz. észl. p.), a Loch-malom völgyében (206. sz. észl. p.) feltárt pászták és végül ez a kőzet húzódik az erdősmeceki vasútállomás kőfejtőjének középső szakaszán és innen ÉK-nek a következő két völgyön keresztül.

A 206. sz. észl. pontnál ezek a kőzetpászták többször megismétlődnek. Az erősen töredezett, biotitszegény, élénkrozaszín színhatású gránitban települő, gömbölyű tömbökben málló kőzet rendkívül kontraszt jelenség. Azonban nincs szó valamilyen késői gránitbenyomulásról valamilyen idősebb kőzetbe, hanem csupán arról, hogy a diatexis során olyan szakaszok, áramlásos járatok képződtek az intrúzív jelleget öltött mobilis magmában, amelyből ellenállóbb kőzet kristályosodott ki. A 205. és 206. sz. észlelési pontok között 3 ilyen szakasz szeli át a völgyet. A földpát-porfiroblasztok világosak és zónásan elhelyezkedő biotitzárványokban igen gazdagok. Jellemző még a legömbölyödött nagy tömbökre, hogy azokat a pár cm széles, környezetükből kiálló „gallérok” járják át. Ezek anyaga vörös földpátos, porfiroblasztok nélküli apróbb szemcsés, mintegy átmenet az apatit felé, amelynek az előzőhöz hasonló vékony erei dúsan járják át ezt a kőzetet is.

Makro- és mikroszkópos vizsgálataink alapján megállapítható, hogy a kőzetre a biotitbőség jellemző. A zöldamfibol és a titanit csak helyenként dúsul; általában még rekonstruálható a biotitből való származás ténye. A biotit kloritosodása igen csekély mértékű. Minden elegyrésszel szemben automorf. Színe sötétbarna, gyakori leukoxénkiválással, ami után színe kivilágosodik. A földpát itt is 2-generációjú, azonban a fiatalabb, nagytermetű pertites ortoklász—oligoklász (szimm. kioltás 16°) és mikroklince részaránya jóval nagyobb az előző típushoz viszonyítva. Ugyanez vonatkozik a kvarcra is, amely mindenkor hullámos kioltású és vakolatszerkezetű. A palásodási irányában elhelyezkedve pásztái a kőzet határozott lineációját idézik elő (XXIX. tábla 1.). A fiatal földpátok (pertites ortoklász és mikroklince) itt is a kvarccal asszociálnak. A régi szericitesedett földpátok törmelékanyagát a biotittal, amfibollal és titanittal együtt magukba zárják. A biotitzárványok (klasztitok) olykor zónásan helyezkednek el. Az idős földpátoknál gyakori jelenség, hogy központi részük (szabályos négyzet alakú is van) epidottá alakult (XXX. tábla 1.). Más porfiroblasztok közepében nagy biotitlemez helyezkedik el kristálykezdeményként (XXX. tábla 2.).

Igen gyakori eset, hogy a biotit zónásan vagy átlósan dúsul fel a földpátok testében (XXXI. tábla 1., 2.). Az idős földpátkegyedek sokszor mutatnak különböző fokú deformációt. Összetört és elmozdult darabjaikat mikro-

klinnal és kvarccal kitöltött csatornák ragasztják ismét össze. Igen gyakori az idős földpátok zónás továbbnövekedése is. A kőzet üde, ellenálló tulajdonságát a második földpátgeneráció és a kvarc megnövekedett mennyisége által kapta. Amíg az előző kőzetekben a második generációjú földpátok kisebb termetűek és xenomorfok voltak az idős földpátokkal szemben, itt nagytermetű idiomorf, hipidiomorf egyedeket is képeznek, amelyek igen sok idegen (biotit) zárványt tartalmaznak. Az idős földpátok éleikkel, végeikkel ezekbe belenyúlhatnak, de kisebb termetűknél fogva automorf jellegük nem válik dominálóná a kőzetszerkezetben. A járulékos ásványok közül itt is az apatit, cirkon és az ortit fordul elő.

d) A terület többi részein kevésbé jól homogenizálódott nebulitos, szkialitos, porfiroblasztos gránit települ. Rendkívül erősen mállott kőzet, a feltárásokban 20–30 m vastag murvává esett szét. Emiatt az ebbe telepített kőbányákban a fejtést be is szüntették. A nebulitok és szkialitok alakzata — morfológiája plasztikus állapotú mozgásra utal. Ez a kőzet a leggazdagabb nagyméretű (4–5 cm átm.) földpát-porfiroblasztokban, amelyek különösen a szkialit- és nebulittömböket veszik körül. Különösen a vérméni Újtelep völgyének elhagyott kőfejtői és a Mórágyszéktől D-re húzódó völgyrendszerek tájrák fel jól ezeket a kőzeteket. Helyenként egészen nagyszemcsés pegmatoid kifejlődésű, illetve szinte kizárólag porfiroblasztokból álló szakaszok betelepüléseit találjuk ebben a kőzetben. Ezek szélessége a 150. sz. észlelési pontban pl. a 2 m-t is eléri.

Makro- és mikroszkópos vizsgálataink alapján a következőképpen jellemezhetjük: amfibol—titanit—biotittartalmú, granodioritos összetételű. Az amfibol mindenkor genetikai kapcsolatban áll a biotittal és idős földpáttal, amelyekből keletkezett. A nebulit—szkialitoktól az előzőekben ismertetett típusokig a kőzetfáciesek széles skálája található meg. A titanitos átalakulás mellett ritkán a titanit nélküli epidotos átalakulás is végbemegy. Ilyen pl. az erdősmeckei kőfejtőtől Ny-ra eső terület és főleg a vérméni szeszfőző környéki szkialitos—nebulitos gránit. A másik átalakulási forma a kloritos—leukoxénes. Ezek amfibol—titanit nélküliek és szegények mikroklinban.

Az ismertetett kőzettípusok egyazon gránitosodás fejlődésének szakaszait, helyi elkülönüléseit és a magmává fejlődött anyag azonos mozgásmechanizmusát mutatják. Tehát nem lehet szó valamilyen időben fiatalabb gránit benyomulásáról valamilyen idősebb gránitba és annak újraolvasztásáról. Az ilyen benyomásnak semmilyen jelét sem találtam.

A gránitosodás kőzetkémiai folyamata a metakonglomerátumoktól, rokon üledékes kőzeteitől és ezek regionális metamorfózisától kezdve az ultrameta-morfózis befejező szakaszáig megszakítás nélküli progresszív folyamat volt és végső kifejlődésében intrúzív jelleget öltött.

A magmás szakaszt utómagmás folyamatok követték. Ezek során a következő kőzetek keletkeztek:

e) Aprószemcsés, biotitos telérgránit—aplit. ROTH S. (1875) a hegységről először megjelent közleményében ezt a kőzetet aprószemcsés, biotitos gránitnak nevezi, a durvaszemű biotit—amfibolos gránittal szemben.

Ma már tudjuk, hogy a mórágysi vasútállomás mögötti kőfejtőben húzódó kőzet — telérkőzet. A porfiroblasztos, durvaszemű gránittal, pontosabban granodiorittal való érintkezési felületét zöld klorit vonja be és tele van csúszási lapokkal. Ez az érintkezés valószínűleg általa keletkezett, hogy a kétféle keménységű és összetételű kőzet különbözőképpen reagált a később lejárt-

szódott mechanikai igénybevételre. Az aprószemcsés telérgránit tulajdonképpen biotitban dúsabb, szélesebb aplittelér. Minél vékonyabb a telér, annál apróbb szemű és annál kevesebb biotitot tartalmaz. A pár cm vastagságúak egészen apró szemcsések, biotit nélküliek, kvarctartalmuk is kevés, főleg piros színű, aprószemcsés földpátból állanak, aminek következtében a kőzet élénk-rózsaszín, szinte vörös színű.

A kőzet leggyakrabban egyenletesen szemcsés, aplit szerkezetű és többé-kevésbé lineációs szövetű.

A szabad szemmel is láthatóan lineációs szövetű telérgránit (aplit) a lovászhetényi templom alatti völgy alsó szakaszán (177. sz. észl. p.), a nagygeresdi völgy felső szakaszán (275. sz. észl. p.), és még számos más helyen fordul elő.

Az aplittelérek helyenként, mint pl. az erdősmecskei kőfejtőben is, rajokban települnek. Vastagságuk dm-ekben fejezhető ki. A kőfejtő felső szakaszán szétesprűsödött telér-raj a kőbánya talpában mindössze 1—2 vastagabb „törzsben” szeli át a porfiroblasztos — nebulitos gránitot. Ilyen telér-raj szeli át a porfiroblasztos gránitot Nagygeresdtől ÉNy-ra (275. sz. észl. p.), Kisgeresd alatt, az erdősmecskei vasútállomásra vezető dűlőút bevágásával feltárt szakaszon és még több más helyen.

A makro- és mikroszkópos vizsgálat alapján a következőképpen jellemezhetjük a kőzetet.

Ásványi alkotói a biotit, plagioklász (oligoklász), ortoklász, mikroclin, kvarc és járulékos ásványok.

A biotit sötétbarna, szélein gyakori leukoxénkiválással. Átalakulása során zöld biotittá, majd klorittá alakult. A földpátok között itt is megfigyelhető a két generáció. A régi földpátok (ortoklász és plagioklász egyaránt) azonban mindig nagyobb természetűek, vagyis porfiros beágyazásokat képeznek a sokkal apróbb szemcsés alpanyagban. Mindenkor erősen szericitesedtek és zónás felépítésűek. Az övek kifelé világosabb interferencia színűek. Zárványokat nem tartalmaznak, ellenkezőleg, ezeket többször klasztikus anyagként zárják magukba a fiatal földpátok, mint az ortoklász és a mikroclin. A két ásvány kb. egyenlő arányban van jelen, jóval kevesebb az oligoklász. Mindhárom ásvány üde, szericitesedés nélküli. Ezek az ásványi elegyrészek automorfok a kvarccal szemben, amely minden esetben apró- és igen apró szemcsés, vakolatszerkezetű, legtöbbször hullámos kioltású. A legapróbb szemcseméretű kvarcegyedek fogazottan nyúlnak egymásba és a vele egyidőben kristályosodott, hasonlóan aprószemcséjű mikroclin-, ortoklász-, sőt ritkán oligoklászegyedekbe is. Ezek körülölelik és pásztákba rendezik az összes idősebb elegyrészeket, előidézve közel a kőzet mikroszkóposan minden esetben megállapítható lineációját (XXXII. tábla I.), sőt a lovászhetényi völgyben található aplit esetében annak már szabad szemmel is látható palás szövetét.

A kvarc plasztikus viselkedése és a (metamorf) deformáció a mikroclin-szemcsék kristályosodásának befejezésekor még tartott. Erre utal az, hogy a vakolatszerkezetű kvarc és legkisebb földpát frakció a lencsés alakú, fogazott szélű nagyobb mikroklinszemcséket körülöleli és ezek alakja szerint formálja a lineációs — palás szövetet.

A nagyobb ortoklászszemcsék pertitesedése, továbbá a mirmekitképződés gyakori. Egyes területrészek aplitjai, mint pl. az erdősmecskei kőfejtő völgyének felső szakaszán (194. sz. észl. p.) települő aplitok, és a Loch-malom völgye felső szakaszának vörös aplitjai granofiros szerkezetűek. Ezek az aplitok nagy-

termetű földpátokból állanak, írásgránitos kvarc-áthatással. A lovászhetényi templom alatti paragneisz — pszeudomigmatit összletet konkordáns „aplit”-erek szelik át. Ezek muszkovit (fibrolitos) sillimanittartalmú injekciók, amelyek a paragneisz migmatitosodásával kapcsolatosak, vagyis indítói és nem befejezői a gránitosodás folyamatának.

A mikroklin és a vakolatszerkezetű kvarc jelenléte a porfiroblasztos, nebulitos, szkialitos gránitban és aplitban egyaránt ezen kőzetek azonos eredetére, összetartozására utal. Azonos genesisű lineációjuk egyidejű plaszticitásukat és főleg deformációjukat igazolja.

Az aplit-telérgránitok járulékos ásványai az anyakőzethez hasonlóan a cirkon és az apatit. Titanit, epidot ezekben nem fordul elő. Ez a fáradt, fluidumokban és energiában szegény magmaolvadék már teljes mértékben intrúzív módon viselkedett és egyáltalában nem vett részt a regionális metamorf kőzetek gránitosodásának (földpátosodás) folyamatában.

f) Az aplittal rokon képződmény területünkön a pegmatit. Bizonyos irányban rajokban húzódik, kisebb pegmatitmezőket alkot. Jellemző ezekre a pegmatitos kifejlődésű képződményekre, hogy legtöbbször csak földpátból és kvarcból állnak. Amennyiben telérszerű települések, az esetben szimmetrikus felépítésűek, középen a kvarccal, két oldalt összefüggő, nagyszemű vörös földpátok szegélyével.

Ilyen kis kiterjedésű pegmatitmezőt találunk Véménd község É-i szegélyén, a községből az Újtelep völgybe vezető mélyvölgy torkolatánál (143. sz. észl. p.), Fazekasboda felett a Loch-malomhoz vezető út mellett, a magaslat közepén aplittal (212. sz. észl. p.) együtt, és végül a kisgeresdi mélyvölgy alsó szakaszán.

A pegmatit a gránitosodás befejezését, az anatexis utolsó fázisát jelzi. Kifejlődése teljes mértékben egyezik az intrúzív gránitplutonok késő magmás kristályosodása során keletkezett teléres pegmatitokkal. Területünkön tehát ez a pegmatit nem azonos MEHNERT (1968) pegmatitos kifejlődésű leukoszomájával, amely a réteges migmatitok képződésekor fellépő földpátosodás során keletkezik. Ennek a pegmatitnak már semmilyen hatása sem volt környezetére. Kristályosodása posztkinematikus, amit az irányítottság, a lineáció hiánya is jelez.

Ásványi összetételében az élénkrózsaszínű ortoklász, mikroklin és a mindenkor xenomorf kvarc a fő alkotórészek. Járulékosan előfordul még a biotit és apatit.

Gyakori a pertitesedés, mirmekitképződés és írásgránitos szerkezet. A pegmatittelérek és fészkes betelepülések mindenkor élénkrózsaszín aplittal fordulnak elő. Az a pegmatit, amely a migmatitosodás kezdeti szakaszában képződik, nálunk egyedül a lovászhetényi templom alatti paragneisz — pszeudomigmatitban, konkordáns injekciók alakjában látható. Ebben a kvarc — földpátot kívül metamorf ásványok is vannak és részt vesznek a migmatitképzésben. Ilyenek a muszkovit és a sillimanit, amely fibrolitos kötegeket képez a muszkovittal asszociálva.

A granitoid kőzetek leírása során ismertetett pertites ortoklászt BUDA GY. (1969) nagy triklinitású földpátnak — mikroklinnak határozta meg, amit mi is elfogadunk.

C) ZÖLDPALA FÁCIESŰ METAMORF KÖZETEK

Ezek a zöldpala fáciesű kőzetek — mint már említettük — mindenhol tektonikusan települnek a réteges migmatitok övének kőzetei közé. Legteljesebb szelvényét az ófalui Aranyos-völgyben, a Gröndl-tanya és a Meszes völgyrendszerben találjuk.

A vonulat földtani felépítése a harántvölgyek feltárásaiban közel azonos. A birkaakol völgyében és az Aranyos-völgyben a tektonikus breccsává őrlött réteges migmatit sorozat után azonnal vastagpados, limonittal festett, ankerit-sávós, kristályos mészkő következik. Ez a kb. 50 m széles vonulat később vékonypalás mészfilitté alakul, majd utána muszkovitos, szericites fillit összlet következik, amelybe vékonyabb—vastagabb (zöldes rajzolatú kloritos) csippolino és diopszidos—gránátos kristályos mészkő települ.

Az Aranyos-völgyben a 242. sz. észlelési pontban, a patakmeder vájta partban sötétszürke, kékesen fénylő kvarcpalarétegek települnek, amelyeknek kristályossági foka a fillit kristályossági fokát sem éri el. Ez a kőzet valószínűleg fillitből keletkezett, kvarcosodás útján.

A Gröndl-tanya völgyében 30 m széles milonitosodott öv után vastagpados kristályos mészkő, majd kloritos kvarcpala következik. Ez a keményebb kőzet kisebb vízésést idézett elő a patakmederben. Ezután kb. 50 m széles, vékonylemezes mészfilit, majd kb. 100 m hosszan, egészen az erdő széléig, vastagpados, kristályos mészkő és mészfilit váltakozásából álló összlet következik. A kristályos mészkőpadok (cukorfehér, zöldes rajzolatú márvány) hatalmas tömbjei bújnak elő a patakmederből. A meder felett a Ny-i oldalon vezető szekérút mintegy 100 m hosszú szakaszon tárja fel ezt az ankerit-sávós márványvonulatot, amely a felszíni mállás során limonittal szennyeződött. Az erdőből kiérve vékonypalás, muszkovitos—szericites kvarcfillit összlet következik, amelyben MIKOLAI I. begyűrt, mezozoós mészkőrög darabjait találta (szóbeli közlés). Ennek a leletnek a feldolgozása folyamatban van.

A lösszel fedett domboldalon a 231. sz. észl. pont előtt érintkezik a fillit sorozat a réteges migmatittal. A diafortitos, réteges migmatit kibúvását a kis patak partjában láthatjuk. A 231. sz. észl. pontban már aprószemcsés diatexit morzsolt kőzete települ, amely után agmatit—szkialitos, porfiroblasztos gránit következik. A szálerdő szélén összefutó mély árkok talpában búvik elő a már leírt vékonypalás, staurolitos, cordierites paragneisz.

Az egyik vízmosás (a völgy K-i oldalán) ebben az összletben komolyabb Fe-ércesedés utáni limonitosodást tárt fel (228. sz. észl. p.). Ennek értékelésére még visszatérünk.

A kristályos mészkő dőlése a 228. sz. észl. pontban $293/76^\circ$, a meszes fillit dőlése a 229. sz. észl. pontban pedig $120/80^\circ$.

A Meszes-völgy és annak Ny-i irányban leágazó mellékvölgye ugyancsak mészfilit, kristályos mészkő összletet tár fel. A kristályos mészkő erősen limonitosodott, egyes pásztákban ankerit jellegű. A fillit törmeléke a Meszes-völgy felső szakaszán búvik elő a lösz alól.

Az Erdősmecske-XX. sz. fúrás a fillit sorozat és kb. 100 m vastag tektonikus breccsa átharántolása után belejutott a fekü réteges migmatit övébe.

A kristályos mészkő vonulatot legnyugatabbra a Pusztakisfalu—Lovászhetény közötti Malom-völgy felső szakasza tárja fel (179/a sz. észl. p.). A patakmeder alját fehér kristályos mészkő és csippolino márvány durva törmeléke teríti.

Innen ÉK-i irányban ezt az összletet még több helyen megtaláljuk.

Így Erdősmecke falu végén a 273. sz. észl. p.-ban a diatexittel közvetlenül határos övben zúzott, limonitosodott fillitet és vékonypalás amfibolitot tárt fel a befolyó kis patak eróziója. Az utolsó ház után közvetlenül ugyancsak amfibolit települ, amely kaotikusan gyúrt durvakristályos, benne a szürke színű egykori tufás kőzet maradványai még felismerhetők.

Tovább ÉK-nek, a falu utáni első hosszú völgyben, a magasles alatt (277. sz. észl. p.) sikerült kibontásban ugyancsak vékonyréteges amfibolitot találni.

A szakirodalomban (JANTSKY B. 1950) is említett amfibolitot Bátaapátiban a Köves-patak tárja fel (1. sz. észl. p.). A pincesor utáni kanyarban az egykori birkaakol mellett, a dűlőút bevágásában vékonypalás, szericites kvarcfillit és aprószemcsés zöld amfibolitpadok váltakoznak egymással. A két különböző kőzet azonos településben ritmusosan ismétlődik. A kőzetpadok vastagsága 10 cm—1 m között váltakozik. Az itt települő amfibolit valószínűleg üledékes eredetű. A feltárás kezdetén laterálszekréciós kvarcencsék betelepülését látjuk. Az összlet dőlése $322/35^\circ$, illetve $312/38^\circ$. A feltárás mintegy 100 m hosszú és harántvető zárja le. Utána diatexit, porfiroblasztos gránit következik. A Köves-patak kanyarjában ugyanez a fillit—amfibolit kőzet-sorozat ismétlődik meg a paragneisz-betelepüléseket tartalmazó réteges migmatit—diatexit övvel való közvetlen érintkezésnél. A patakmeder közepén aprószemcsés, kevésbé palásodott amfibolit és fillit települ, függőlegesen palásodott helyzetben.

A fenti kibúvásokon kívül a fillit—amfibolitos rétegsort ugyanabban a csapásban több helyen megfúrtuk. Kibúvásban ismerjük továbbá Pécs városának É-i peremén húzódó tektonikus övben.

Az Aranyos-völgyben a 242. sz. észl. pontban ebben az összletben szerpentinít települ a domboldalban. Az egykori bázisos telérkőzet vastagsága kb. 8 m. A geofizikai kutatások során ezt a telért a domboldalban látható kibúvás folytatásában, a völgyben, alluviummal fedetten is kimutatták. Dőlése $161/76^\circ$. Szerpentinítet harántoltak a Gyód-2. sz. és a helesfai fúrások is.

A zöldpala fáciesű kőzetek mikroszkópos vizsgálata alapján azokat a következőkben jellemezhetjük:

a) Muszkovitos, szericites, vékonypalás, szürke, selymes fényű kvarcfillit. Szericitben és vakolatszerkezetű kvarcban dús pászták váltakozásából áll. A palásodás síkjával közel párhuzamosan, a siklatási lapok mentén, muszkovitosodás figyelhető meg. A keletkezett muszkovit limonittal barnára festett. A Köves-patak kanyarjában a szericit—kvarcpásztákon kívül amfibol—albit—kvarcból álló pászták is települnek. Máshol, mint pl. az Aranyos-völgyben és a Gröndl-tanya völgyében a kvarc—szericitpászták szericit—kalcitpásztákkal váltakoznak.

Helyenként sok a kőzetben az érchintés és fekete opak ásvány kitöltésű pszeudomorfoza, ami valószínűleg másodlagos kőzetelbontás során keletkezett.

A szericites kvarcpala helyenként, mint pl. a Gröndl-tanya völgyében (228. sz. észl. p.) kloritos palába megy át. Ez a kőzet szericit, klorit, kalcitból és alárendelten kvarcból áll. Különösen a siklatási—csúszási lapok mentén vált ki a klorit.

Sok kloritot tartalmaz Pécs városában az Aradi vértanúk útján feltárt kőzet, amely már kloritpalának is volna nevezhető.

b) Amfibolit. Erdősmecske falu végén, a házak után kibúvó nagyszemű kőzetek kivétel minden kibúvásában aprószemű, jól palásodott sötétzöld színű.

A kőzetben az amfibolban dús pászták vakolatszerkezetű, kvarcban és földpátban (albit) dús pásztákkal váltakoznak. Ezenkívül az albit hosszú, vékony oszlopok alakjában, egyenletes hintésben is előfordul. Gyakori a kristályok ikresedése. Az albitkristályok optikai jellege hol pozitív, hol negatív, az oszlopok interferencia színe világosszürke, azok mindenkor teljesen üdék. Esetenként az albitlécek annyira felszaporodnak, hogy a kőzet ofitos szövétű kőzetre emlékeztet. Ez a szövet azonban ál-ofitos szövet, mert a kiválási sorrendben az albit nem előzi meg az amfibol kiválását. A két ásvány metamorf úton, egyidejűleg keletkezett, egyedeik fogazottan egymásba nyúlnak.

Esetenként sok az érckiválás. A szemcsék a palásodás síkjában rendeződtek. Helyenként az amfibol—kvarc és albitből álló pászták kristályos, kalcitban dús sávokkal váltakoznak.

Erdősmecske község Ny-i végén, az utolsó házak után, nagyszemcsés amfibolit települ. A kőzet kaotikusan gyúrt. Ásványi elegyrészei amfibol, albit és kvarc. Az amfibol fészkesen, foltokban, az albit porfiroblasztok alakjában is előfordul.

c) Kristályos mészkőpadok és lencsésen közbetelepülő mészfilit és dolomit. A mészfilit vékonypalás, kalcit—szericit és alárendelten vakolatszerkezetű kvarcpászták váltakozásából áll. Helyenként kloritos pászták is települnek közbe, ennek gyúrt rajzolatai különös szépséget kölcsönöznek a kőzetnek.

Az Aranyos-völgy Ny-i oldalvölgyében kibúvó kristályos mészkő—mészfilit összletbe vastag diopszidos—gránátos, kristályos mészkőpadok települnek. Ugyanezt a jelenséget a Kirsehir köztes masszívumban (anatóliai masszívum) is megtaláljuk.

d) Szerpentinitté alakult kőzetek. Területünkön szerpentinitté alakult kőzeteket a már említett aranyos-völgyi kibúváson kívül a Helesfa-1., -2., továbbá a Gyód-2. sz. fúrások harántoltak.

A geofizikai mérések alapján a fúrásokkal harántolt szerpentinittelepek is egyirányban megnyúlt betelepülések a fillit összlet kőzetei közé. Amíg azonban az aranyos-völgyi kibúvás a fillit összlet csapását követi (ÉK—DNy), addig a fúrásokkal feltárt szerpentinit eltér ettől a csapásiránytól. Ez azonban a kristályos alaphegység kaotikusan gyúrt területén nem bír jelentőséggel.

Másik különbség, hogy az aranyos-völgyi kibúvást nem szelik át más képződmények, míg a fúrások szerpentinitjét számos aplittelér járja át és ezek igen nagy mértékben elbontottak. Ezenkívül a fúrásokban harántolt szerpentinit elvétele vékony magnezit-közbetelepüléseket is tartalmaz, ami ismeretlen az aranyos-völgyi kibúvásában. Ezt azonban azzal is magyarázhatjuk, hogy az Aranyos-völgyben a vékony szerpentinit-közbetelepülés mindössze $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ területen van feltárva (I. melléklet).

További különbség még, hogy a Gyód-2. sz. fúrás szerpentinitje, különösen a palásodás síkjában, az elválási lapok között, bőven tartalmaz tremolit—aktinolitból álló, nagykristályú (3—4 cm), legyező alakban elrendezett halmozokat (XXXII. tábla 2.).

A szerpentinit eredeti kőzetére vonatkozóan magas MgO (24,7—34,9%) és alacsony CaO, továbbá minimális K₂O és Na₂O-tartalmából következtünk. Ezek szerint a szerpentinit eredeti kőzete Mg-ban gazdag ultrabázit lehetett. Erre enged következtetni alacsony Al₂O₃-tartalma (lásd az 1a tábl-

lázatot), továbbá az, hogy gránátmaradványokat is tartalmaz, ami a peridotitokból keletkezett szerpentinitek esetében normális jelenség.

Vagyis genetikailag a fillit—amfibolit—kristályos mészkő övben elnyúlt, lencse alakú ultrabázitos közbetelepülés lehetett, amiből a zöldpala fáciesű regionális metamorfózis és esetleg a később bekövetkezett magmás hatásra szerpentinit keletkezett.

Ásványtani összetétele a Gyód-2. sz. fúrásban bőségesen előforduló tremolit—aktinolithalmazokon kívül szerpentin, illetve antigorit és krizotil, továbbá kvarc, kalcedon, opál, prehnit, pennin, klorit és sűrű, aprószemcsés ércintés (XXXIII. tábla 1.).

A nyomelemvizsgálatok a szerpentinitek szokásos elemasszociációját mutatják. (Lásd a geokémiai fejezetben.)

A mélyfúrásokkal harántolt szerpentinitlepek nagyságával kell még foglalkozni. Erre nézve a BARABÁS A. *et al.* (1964) által végzett földtani és geofizikai vizsgálatok és az idézett közleményhez csatolt földtani térkép adatai adnak tájékoztatást. Ezek szerint a Gyód-2. sz. fúrás területén 5 km hosszú, közel K—Ny-i csapású, a Helesfa-1., -2. sz. fúrások területén pedig ÉK—DNy-i csapású, 4 km hosszú szerpentinitleppel kell számolni (a geomágneses mérésnek alapján).

A fillit—amfibolit—kristályos mészkő öv kőzeteit a fentiekén kívül számos mélyfúrás is harántolta. Ezekről a mélyfúrások anyagának ismertetésénél fogunk szólni.

D) AZ ULTRAMETAMORF KŐZETEK RETROGRÁD METAMORFÓZISA—DIAFTORÉZISE

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység minden eddig ismertetett kőzete bizonyos területszakaszokon kisebb-nagyobb erősségű retrográd átalakulást szenvedett. Ez a retrográd metamorf folyamat sehol sem lépte túl a diszlokációs vagy dinamometamorfózisnak megfelelő erősséget, így csupán kataklázisban, milonitosodásban, ultramilonitok képződésében és ásványi elbontásból származó anyagátalakulásban (albitosodásban, muszkovitosodásban, szericitesedésben, kloritosodásban, kvarcosodásban, karbonátosodásban és pelitesedésben) nyilvánult meg.

Az átalakulás során, a kőzetek eredeti fizikai és kémiai tulajdonságainak megfelelően, egymástól eltérő összetételű kőzetek keletkeztek. A retrográd metamorf folyamatok a kőzetek minden komponensének törmelékeseződését idézték elő. Tehát az egykori alapanyag fogazottan egymásba nyúló, vakolat-szerkezetű és hullámos kioltású kvarca is breccsák—szilánkok alakjában helyezkedik el a felőrölt aprószemcsés alapanyagban. Ezzel szemben az ultrameta-morfózis során csak a biotit és a földpát törmelékeseedett, ezek képeznek por-firoklasztokat. A földpát második generációja, a pertites ortoklász, a mikroklin, a kvarc, továbbá a titanit és amfibol a metamorf differenciáció során pre- és szinkinematikus körülmények között keletkeztek. A palásság irányában megnyúlt termetük és elrendeződésük idézte elő a kőzet palás szövetét.

Különösen a diatextitek esetében jellegzetes ez a különbség. Szerző 1950-ben megjelent közleményében a fenti különbséget még nem ismerte fel, ezért a hegység minden palás kőzetét egyaránt kataklázitnak, milonitnak vagy

ultramilonitnak minősítette. Ma már természetesen pontosan el tudjuk választani egymástól a progresszív ultrametamorf folyamatokat a késői regresszív dinamometamorf folyamatoktól, amely az egyes kőzetkategóriákban más és más formában jelentkezik, a deformáció erősségének és a kőzet anyagi tulajdonságainak megfelelően. Ezek a következők:

a) Diaftorézist szenvedett porfiroblasztos gránit, granodiorit (nebulitos, szkialitos, porfiroblasztos gránit—granodiorit). Ezeket a kőzeteket olyan helyeken találjuk, ahol zúzott, morzsolt, tektonikus övek futnak keresztül. Erőteljes kloritosodással kísért, klorittal bevont csúszási lapokkal sűrűn átjárt, törmelékesedéssel kísért (kataklázos, milonitos) kőzetátalakulásban nyilvánul meg. A sűrűn ismétlődő csúszási lapok a kőzetnek palás szövetet kölcsönöznek. Ráűtésre azonban az ilyen kőzet szilánkos darabokra esik szét, vagyis palásodása álpaláság csupán.

Ilyen kőzet települ a mórágvi vasútállomásnál, az állomás épülete és a Ny-i váltókezelő őrház közötti meredek domboldalon, az állomás épületétől K-re a 2. és 3. fejtő közötti kiszögellésben. Ilyen az Alsónána vasúti megállótól Mórág községbe vezető út jobb oldalán kiálló sziklaorom kőzete vagy a szébenyi nagy völgyben kibúvó sziklaormok kőzete stb. Anyagi átalakulását tekintve főleg a klorit és a kivált fekete ércszemcsék és -bevonatok nagy mennyisége a jellemző ezekre a kőzetekre. Az átalakulásnak ez a foka a legerőteljesebb extrém eseteket jellemzi. Kőzettanilag milonitoknak, blasztomilonitoknak és ultramilonitoknak nevezhetjük őket.

A kataklázis kezdeti fokát makroszkóposan nem ismerhetjük fel. Mikroszkóposan a földpátok szilánkosodásában (XXXIII. tábla 2.), az ikerlemezek meghajlásában, a biotitnak a nagyobb földpátszemcsék közötti „nyomásárnyék”-ba való kipréselődésében nyilvánul meg. Amikor a kőzet lineáción szerű irányítottságot kap, akkor már a földpát porfiroblasztok legömbölyödése, biotit, illetve apró kvarctörmelékből álló koszorúk képződése, a biotit kloritosodása és érckiválás mennek végbe. Számos helyen a törmelékesedett kőzetet kalcit és ankerit cementálja össze. Ezt találjuk a mórágvi vasútállomásnál nyitott 4. sz. fejtőben és több más helyen. A zúzdás, morzsolódás egyik helyen legömbölyödött szemcsézetű kőzetképződéshez vezetett. Ilyen az a morzsolt kőzet is, amelyet WEIN GY. (1967) arkóza-xenolitnak minősített.

A kataklázis—milonitosodás említett fokozatait a szerző 1950-ben megjelent közleményének ábrái szemléltetik.

A mechanikai igénybevétel erősségének megfelelően a szemcsék mind kisebb és kisebbekké válnak s gömbölyödnek. A legerőteljesebb kataklázis ultramilonitok és blasztomilonitok képződéséhez vezetett, amelyek már palás szövetű kőzetekké váltak (XXXIV. tábla 1.). A zúzott kataklázos övek szélessége mm-ektől több méterig, széles skálában változik. Minél szélesebb a zúzott öv, annál erőteljesebb milonitosodást szenvedett a kőzet. A nagyméretű porfiroblasztokból kisméretű porfiroklasztok keletkeztek. A cementanyag a legerőteljesebb kataklázis következtében pelitesedett. Ilyen az a kőzet, amely a mórágvi állomás és a váltókezelő épület között települ.

b) A diatexitok retrográd átalakulását már sokkal nehezebb elválasztani az eredeti ultrametamorf porfiroblasztos szerkezetű kőzettől, tekintve, hogy mindkét deformáció részben azonos irányban hatott. A különbséget az eredeti metamorf kvarc törmelékesedése, a titanit, biotit és amfibol felbomlása fekete, koromszerű ércszemcsékre és kloritra, továbbá a földpátok nagyfokú szerici-

tesedése jelzi. Makroszkóposan elsősorban abban nyilvánul meg, hogy a földpátszemcsék körvonalai elmosódottakká válnak.

Ezt a kőzetet találjuk az Aranyos-völgy felső szakaszán (247—248., 258—259. sz. észl. pontok), a Mórágytól D-re húzódó völgyrendszer számos pontján (105—112. sz. észl. pontok között) az Anikó-forrástól kezdve a völgyön lefelé haladva, az üveghutai kőfejtőtől D-re stb. A kőzet keményebb az átlagos diatexitnél, bizonyos fokig kvarcosodott, litoklázisokkal sűrűn átjárt, ütésre szögletes darabokra hullik szét. Nagyobb keménysége miatt a felszínen is üde. Éles sziklataréjok alakjában követi a patakmeder kanyargós vonalát.

Ilyen kőzetet találunk még a fazekasbodai nagy völgy felső szakaszán, a szebényi nagy völgy több pontján stb.

Mikroszkópos vizsgálataink alapján ezeket a kőzeteket a következőképpen jellemezhetjük:

Amfibol, titanit és biotit nélküliek, mivel az amfibol és titanitból fekete ércfoltok, továbbá kalcit, a biotitból pedig klorit keletkezett. Mindezek kihengerelt alakzatokban foglalják el a földpát-porfiroklasztok közötti „nyomás-árnyékos” helyeket. A földpátok — a mikroklint kivéve — különböző mértékben szericitesedtek. A kvarc aprószemcsés, vakolatszerkezetű. A kinetikus hatás erősödésével a földpát porfiroklasztok tovább darabolódtak és erősebben szericitesedtek. Az igen erőteljes deformáció hatására szericitben, kloritban és vakolatszerkezetű kvarcban dús pászták keletkeztek.

A kataklázos, milonitos gránittól abban különböznek, hogy a diatexitek eredeti palás—lineációs szövete a kloritosodás—szericitesedés legenyhébb kifejlődése esetén is jól kivehető. A legerőteljesebb kifejlődés eseteiben pedig abban különbözik a gránitból keletkezett blasztomilonitoktól, hogy a klorit, a szericit és a vakolatszerkezetű kvarc pásztákban dúsulnak. Vagyis: a kőzet eredeti palásodásának vagy homogenizálatlanságának — lineációjának megfelelően különülnek el a biotitdús részekből keletkezett kloritdús és a földpátokból keletkezett kvarc-, szericitdús szakaszok (XXXIV. tábla 2.).

c) A diaforézis legváltozatosabb kifejlődését a réteges migmatitok övében találjuk. A liász rétegsorral való tektonikus érintkezésnél, pl. az Aranyos-völgy ÉK-i oldalán és a Gröndl-tanya völgyében egyaránt ezüstfehér, csillogó, csaknem kizárólag muszkovitból álló kőzet keletkezett, amely a kontaktustól fokozatosan megy át a réteges migmatitba.

Az Aranyos-völgy ÉNY-i oldalán a Perczel-villa után kb. 100 m hosszú szakaszon, továbbá a Gröndl-tanya völgyében az épületek alatti és fölötti völgyszakaszon vagy a birkaakol völgyének közepén olyan kaotikusan gyúrt, kloritosodott kőzetet találunk (XXXV. tábla 1.), amelyben az eredeti réteges migmatit melanoszomja, illetve leukoszomja még felismerhető. A réteges migmatitból ezeken a helyeken kaotikusan gyúrt, szürkészöld kloritos—szericites kvarcpala keletkezett.

A legerőteljesebb átalakulást a birkaakol völgyének alsó szakaszán (99. sz. észl. p.), a belőle D-re leágazó kis bevágódásban, az Aranyos-völgy középső szakaszán (237. és 238. sz. észl. p.) és a Gröndl-tanya völgyének közepén (226. sz. észl. p.) találjuk. Itt a kőzet kékesen csillogó kvarcpalává, illetve filonittá alakult.

A fillonit kékszürke színe és palásodásának jellege (egymástól könnyen elváló vékony lemezek) alapján már szabad szemmel is megkülönböztethető a muszkovit—szericites fillittől. Ezenkívül a diaforézis következtében keletke-

zett fillonit fokozatos lebontás eredménye, vagyis a réteges migmatit egy kb. 50 m-es szakaszon fokozatosan veszt el biotit- és földpáttartalmát és válik klorit—szericitpalává, majd ugyanilyen fokozatosan alakul át ismét porfiroklasztos, réteges migmatittá.

A leggyengébb kőzetátalakulás a biotit kezdődő kloritosodásában és a földpát-porfiroklasztok szericitesedésében nyilvánul meg. Ez a gyenge átalakulás szinte általános a réteges migmatit öv egész szélességében és csak elenyésző nagyságú az a terület, ahol a réteges migmatit eredeti állapotában maradt meg. A mechanikai igénybevételnek megfelelően itt is az erősödő törmelékesezés, kihengerlődés a jellemző. A retrográd folyamatot a kalcitszemcsék és hajszálerek megjelenése fejezi be.

Ezen retrográd átalakulás mikroszkópos vizsgálata alapján a következőket állapítottuk meg:

A réteges migmatit kloritosodása, szericitesedése és felörlődése során végig megtartja ásványtanilag differenciált jellegét, vagyis a palásodásra merőleges síkban a kloritos, a szericites és a vakolatszerkezetű kvarcban dús sávok ritmusos váltakozását. Ez a sávos, pásztás szövet egyenes következménye az átalakulás előtti kőzet hasonló réteges, pásztás felépítésének. A biotitban dús melanoszom opak érchintésben gazdag kloritos pásztává, a földpátdús leukoszom pedig szericitben, kvarcban dús pásztává alakult. Az átalakulás erősségének megfelelően a relikumbiotit és a földpát-porfiroklasztok mennyisége is több vagy kevesebb. Kezdeti fokon az új klorit a biotit legbelső magját veszi körül. A földpátok esetében a belső magot gyakran övezi egy újonnan keletkezett szericitkoszorú.

Ahogy erősödött a retrográd folyamat, úgy lett kevesebb a relikumbiotit és földpátok mennyisége és lett kisebb azok mérete. A legerőteljesebb kifejlődés eseteiben ez már fillonitnak nevezhető. Biotit már egyáltalán nem maradt, földpát pedig csak nagy ritkán, hosszúra kinyújtott szemcsék törmeléke (XXXV. tábla 2.), avagy legömbölyödött szemcsék alakjában. Ezek aprószemcsés klorit—szericit—vakolatszerkezetű kvarcból álló, kaotikusan gyúrt alapanyagba ágyazódnak be. A vakolatszerkezetű kvarcpászták csak annyiban változtak, hogy vastagságuk redukálódott és a szemcsék méretei kisebbek lettek.

A fillit—amfibolit—kristályos mészkő vonulat kőzetein csak egyetlen helyen ismerhetjük fel a kőzetátalakulás nyomait. Az Aranyos-völgy középső szakaszán a szerpentinít kibúvással szemközi oldalon (242. sz. észl. p.) a fillit kékesfekete kvarcpalává alakult. A birkaakol völgyének felső szakaszán a mészfilit limonittal cementált breccsává változott. Ugyanilyen törmelékesezést figyelhetünk meg a Pécs város É-i peremén építkezés közben feltárt zöldpala fáciesű kőzetövbén is.

Hogy ez a folyamat nem volt azonos az előzőekben ismertetett diaforézissel, azt abban látjuk, hogy amíg a gránitosodott kőzetekben az anyagi átalakulás és mechanikai igénybevétel együttesen, azonos intenzitással ment végbe, és általa metamorf kőzet keletkezett, addig a fillit—kristályos mészkő esetében csak erős karbonátosodást és főleg mechanikai igénybevételt, tektonikus breccsaképződést észleltünk, továbbá, hogy ezekben sehol sem találunk földpát-reliktumokat.

Ugyanilyen kőzetátalakulás tapasztalható a fúrásokkal harántolt szerpentiniteken is.

Amint láttuk tehát, a hegység egész területén végbement retrográd meta-

morf folyamat nem ment túl a szericit—klorit—muszkovit képződési fokon, csupán a Gröndl-tanya völgyében találtunk olyan diaforitot (225. sz. észl. p.), amelyben a muszkoviton kívül albit is keletkezett a kőzetben a lebomlott plagioklászok helyén. Lényeges momentum, hogy a diaforitokban a kalcit, szericit és klorit egymás mellett anyagi egyensúlyban maradtak, közöttük kémiai reakciók nem mentek végbe.

Valószínű, hogy az ismertetett retrográd folyamat nem egyetlen, hanem több, egymásra tetőződő folyamat eredménye. Az alsóproterozoos kőzetek diaforézise a kárpát—balkáni térségben azonos módon végbement, rendkívül gyakori jelenség.

E) FIATAL VULKANITOK ÉS UTÓVULKÁNI KÉPZŐDMÉNYEIK

Mint az előző szakirodalom ismertetésénél említettük, területünk több helyén ismerünk szinte kizárólag szanidinból álló telérkőzeteket. Porfirios szanidinbeágyazásokat tartalmazó, rendkívül finom szemcsés, sárgáslila színű, világos tónusúak, szélességük általában meghaladja a 10 métert. A kőzeteléreket 1949—1950-ben végzett applitkutatásaink során figyeltük meg, majd MAURITZ B. és CSAJÁGHY G. (1952) a gránitmagmából származtatva, bosztonitnak határozták meg.

Ez a kőzet főleg a kristályos alaphegység É-i szegélyövében gyakori. Így a Gröndl-tanya völgyében, az Aranyos-völgyben, a Köves-patak völgyében, az üveghuta—bátaapáti fővölgyben és a mórágyi vasútállomás környékén találjuk.

A mórágyi vasútállomástól K-re eső 4. sz. kőfejtőt lehatároló telérkőzet dió—alma nagyságú gránitzárványokat tartalmaz. Ez a kőzet rendkívül összetöredezett, éppúgy, mint a szomszédos gránit.

Az Alsónána-1/a sz. fúrás 168,0 m mélységben — rendkívül szerencsés módon — harántolta ezt a kőzetet. Az úgynevezett bosztonit limburgitoid trachidoleritrel érintkezik úgy, hogy annak apró darabjait magába olvasztja. Vagyis: az ún. bosztonit fiatalabb a limburgitoid trachidoleritnél (XXXVI. tábla 1.). Ebből következik, hogy ez a kőzet nem a gránitmagmához, hanem a kréta időszi trachidolerithez kapcsolódik, annak K-ban gazdag, fiatalabb szubvulkáni teléres képződménye.

Mikroszkópos vizsgálataink alapján e képződmények a következőképpen jellemezhetők:

A kőzetelérek szegélye és központi részének kőzetanyaga azonos összetételű és szövetű. Vagyis: nem áll fenn az az eset, ami a gránitporfir telérek esetében gyakori, hogy a szegélyeken aplitszerű aprószemcsés, míg központi részben porfirios, nagyobb szemű a kőzet. A kőzetelérek petrográfiai leírásához nincs hozzáadni valónk. Földtani helyzetüket tekintve nem egy bizonyos irányban felszakadt hasadékok kitöltéséről, hanem ahány telér, annyi irányról van szó. A telérek hossza ritkán haladja meg a 100 métert. Általában keresztelik a völgyeket és nem állapítható meg, hogy a lösztakaró alatt meddig folytatódnak.

A mórágyi vasútállomásnál és a Köves-patak völgyében a kőzet olyan nagy mértékben összetört, hogy települése alapján akár üledékes réteges kőzetnek is minősíthetnénk.

Ezen teléres kőzeteken kívül az Aranyos-völgy alsó szakaszán szürke andezit-kőzettelér települ, harántolva a völgyet. Kőzetanyagát tekintve azonos a Komló környéki andezittal. Ugyanezen kőzetek világosszürke tufái Szebény és a Nagygeresd közötti dombokon kerülnek napfényre. A tufa vízszintes településben búvik elő a lösztakaró alól, vastagságát azonban nem ismerjük.

A Loch-malom völgyéből Fazekasbodára vezető erdei ösvény mellett kb. 1 m vastagságú, sötétszürke bazaltoid összetételű telér szeli át a gránitot, amelyet geofizikai műszerekkel tudtak tovább nyomozni a lösztakaró alatt. A kőzet gömbhéjásan málló, aprószemcsés, nagy fajsúlyú olivin, piroxén földpáttartalmú. SZÉKYNÉ FUX V. opponensi véleményében ezt a kőzetet a XXXVI. tábla 2. ábrája alapján limburgitoid trachidoleritnek tartja. Hasonló, de rendkívül mállott állapotban levő kőzetet talált MIKOLAI I. az Aranyos-völgyben a Bátaapátiba vezető dűlőút bevágásában és a Gröndl-tanya völgyének középső szakaszán. (Szóbeli közlés.)

Ugyanilyen mágneses anomáliákat mutattak ki a hegység többi terület-részein is kisebb-nagyobb foltokban. Ezekből azonban ez idő szerint nem tudjuk pontosan eldönteni, hogy a lösztakaró alatt serpentinít, amfibolit vagy bazalt húzódik-e.

Hegységünkben a hidrotermális tevékenység nyomai rendkívül gyakoriak. Jellemzője, hogy kizárólag karbonátos—ankerites telérképződésben és impregnációban nyilvánult meg. Ilyen, 1 métert meg nem haladó ankerittelért találunk a Bátaapáti D-i faluvégén DK-i irányban haladó dűlőút bevágásában, az Aranyos-völgy számos helyén, a Köves-patak völgyében, a mórági vasútállomás környékén és még sok más helyen. Ugyanitt gránitos, tektonikus breccsának képezi a cementáló anyagát.

Az erdősmecskei kőfejtőben rodokrozit ereket, ezekben pedig fennőtt piritet és galenit—szfalerit hintést találunk. A nyilván fiatal korú hidrotermális képződésnek ipari jelentősége nincs.

Hidrotermális vasas—kovás impregnációkat több helyen találunk. Így a Gröndl-tanya völgyében a 228/a sz. észl. pontban, a birkaakol völgyének felső szakaszán, Erdősmecske faluvégén a gránitosodott öv és a fillit öv kontaktusán.

Ezekkel a vasas—kovás ércesedési nyomokkal jelenleg MIKOLAI I. foglalkozik részletesen. Alacsony hőmérsékleten végbement kovás—vasas átítatódások ezek, a tektonikailag igénybe vett övek kőzeteiben. Korukat tekintve trachidolerites utóvulkáni tevékenységnek tartjuk annak alapján, hogy Pusztakisfalú községben régóta ismert hasonló kovás—vasérces átítatódás ment végbe jura időszaki mészkőben. Vagyis: a hidrotermális folyamat jura utáni vulkáni tevékenységgel függhet össze. A Fe-feldúsulás forrása ugyanaz a vulkáni folyamat lehet, mint amely a zengővárkonyi vasas ércesedéshez szolgáltatja az anyagot (PANTÓ G. et al. 1955).

VI. A KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉGET ÉRT FŰRÁSOK ANYAGÁNAK FÖLDTANI ÉS KÖZETTANI VIZSGÁLATA

Összehasonlítva a területen és környékén mélyült 82 fúrás kristályos kőzetanyagát a felszínen levő kristályos kőzetekkel, azt találjuk, hogy azok kevés kivétellel megegyeznek egymással (IV. melléklet).

Megállapítható, hogy az ultrametamorfózis, vagyis a migmatitosodás – gránitosodás alapkőzetei itt is ugyanúgy regionális metamorfózist szenvedett amfibolit fáciesű kőzetek voltak. Azonban egyetlen fúrás sem harántolt olyan metahomokkövet, metakonglomerátumot és metaarkózát, avagy metagrauvak két, mint amilyeneket a Köves-patak völgyében, a Bátaapáti D-i faluvégén levő elhagyott fejtőben vagy a lovászhetényi templom alatti feltárásban találtunk.

Ugyanakkor megállapítható az is, hogy Ny felé haladva a kiinduló regionális metamorf kőzetek kristályossági foka növekszik. Gyakorivá válnak az amfibol – biotitos – gránátos középszemű gneiszek, a szemes gneisz, a piroxénes gneisz, a sillimanitos, cordierites és diszténes paragneiszek.

A réteges migmatitok közül a legtöbb gránátos, amfibol – biotitos gneiszből és cordierit – sillimanitos paragneiszből keletkezett.

A réteges migmatitok leukoszom sávjai kivétel nélkül a gránitosodás magasabb fokán vannak. Hasonlóak az Erdősmecke faluvégi, a Mórágtyól K-re húzódó nagy völgyben kibúvó, avagy a Bátaapáti község D-i végéről Mórágtyó felé vezető nagy völgy közepén látható kibúvásokban talált olyan réteges migmatitokhoz, amelyekben a leukoszom már csak valamivel kisebb biotittartalmában különbözik a melanoszom anyagától. A felszínen levő alaphegység jellegzetes diatexitjei – amit a szebényi nagy völgy típusaként ismertünk meg – a nyugatra eső fúrások anyagában is megtalálhatók. Továbbá azok a kőzetek is megtalálhatók, amelyek a felszínen levő fillit, amfibolit, kristályos mészkő sorozatba tartoznak. Ezek Alsónánától Szigetvárig nyomozhatók, szinte összefüggő vonulatban. Ettől Ny-ra csupán a Pat-2. sz. fúrás harántolt kristályos mészkövet.

A felszínen levő kristályos alaphegységből ismert diaforitok és maga a diaforézis jelensége szinte minden fúrás anyagán megállapítható. Ebből a szempontból különösen a Mozsgó-1. sz. fúrás anyaga érdemel említést.

Egyes fúrások esetében valószínűleg kaledóniai vagy még ennél is fiatalabb variszkuszi gránitintrúziókkal kapcsolatos kontakt metamorf hatást is tudunk rögzíteni. Ilyenek: a Szaltnak-III. sz. fúrásban harántolt gránitporfir okozta kontakt metamorf hatás, továbbá a Gyód-2. sz., Helesfa-1., -2. sz. fúrásokkal harántolt szerpentin. Ezek átalakulása az Aranyos-völgyben kibúvó szerpentinhez hasonló lehetett, de kapcsolatba hozható a szerpentinet harántoló aplitot szolgáltató magmás folyamatokkal is. A Görcsöny-1. sz. fúrásból eklogit kőzetet írtak le (RAVASZ-BARANYAI L. 1969).

Százalékos megoszlását tekintve, a Szigetvártól Ny-ra eső fúrások anyaga főleg sillimanit izográdós regionális metamorf kőzetekből áll.

A Szigetvár-1. sz. fúrás és a Mozsgó-1. sz. fúrások anyaga szenvedte a legnagyobb fokú törmelékesedést, milonitosodást. Rendkívül erős és nagy területre kiterjedő mechanikai igénybevételt jeleznek ezek az anyagok.

Ugyanakkor a Mozsgó-1., Mágocs-1. és a gyűrűfői fúrások területe a felszínen levő vörös földpátos, nebulitos gránittal együtt a gránitosodás legmagasabb fokát elért porfiroblasztos gránitterületnek minősíthető, hasonlóan a mórágy – feked – erdősmecske – geresdi vonal felszínén levő és a legerőteljesebb gránitosodást képviselő területéhez. Hasonló a Szekszárd – Bátaszék – Véménd közötti terület is, vörös földpátos, porfiroblasztos gránitanyagával.

A terület legjellemzőbb és leggazdagabb kőzetanyagot harántoló fúrása kétségtelenül a Pécs-7. számú, melynek rétegsorát még külön vizsgálat alá vonjuk.

A diatexitok és porfiroblasztos gránitok felszínén ismert jellegzetes ásvány-asszociációja a fúrások anyagában is megtalálható.

A fúrásokkal harántolt kristályos alaphegység Ny-i és K-i irányban egyaránt nagy mélységbe süllyed. A felszíni domborzat ingadozása legfeljebb ± 100 m-t tesz ki. Ezzel szemben K-i irányban az alsónánai 1a sz. fúrásban 85 m-ben, a Bátaszék-1. sz. fúrásban 245,3 m, még távolabb a Szekszárd B-17. sz. fúrásban pedig csak 831,7 m mélységben kezdődik a kristályos alaphegység.

Ny-i irányban több kisebb-nagyobb lezökkenés után Nyugotszenterzsébetnél ismét a felszínen találjuk a gránitosodott kőzeteket. Innen Ny-i irányban azonban mind nagyobb mélységbe süllyed a kristályos alaphegység. Szigetvárnál 617,5 m, Görgeteg – Babócsánál 2000–2500 m és végül Felső-szentmártonnál 3991,2 m-ben helyezkedik el. Ebben a fúrásban fekszik egyébként a kristályos alaphegység a legmélyebben.

A terület fontosabb fúrásainak földtani – közettani szelvényeihez ábécésorrendben az alábbi megjegyzéseket fűzzük:

Az **Alsómocsolád-2.** sz. fúrás 198,5 m-től kezdve ugyanazt a kambroszilur szaruszirt – agyagpala homokkő összletet harántolta, mint a tőle nem messze telepített Szalatnak-III. sz. fúrás. Magmás kőzetet a fúrás nem harántolt.

Az **Alsónána-1.** sz. fúrás 115,5 m, az Alsónána-1/a sz. fúrás pedig 128,6 m-ig fillit – amfibolit váltakozásából álló rétegsort harántolt, amely megfelel a Köves-patak elején feltárt hasonló összletnek.

Ezután 131,3 m-ig maghiánnyal jellemzett 2,7 m vastag zúzott öv következik, ami alatt a fúrás 235,0 m mélységig végig milonitosodott – kataklázos, porfiroblasztos, nebulitos grániton haladt keresztül. *Az amfibolit – fillit a gránitkontaktus közelében semmiféle gránittól származó utólagos elváltozást nem szenvedett.*

Az amfibolit sorozat alatt települő gránit aprószemcsés, biotitdús szkialitokat és amfibol – biotitban dúsabb nebulitokat is tartalmaz. 197,3 m-ben amfibolit, kvarcit és gránit törmelékanyagát tartalmazó tektonikus breccsa övet harántolt a fúró. Az Alsónána-1., -1/a sz. fúrásokkal harántolt amfibolit több intervallumban figyelemre méltó rutil, zoizit – klinozoizit dúsulást mutat (XXXVII. tábla 1.).

A **Bátaapáti I–IV.** sz. fúrások célja a Köves-patak völgyében feltárt kétféle kőzet (ultrametamorf és zöldpala fáciesű) K-i irányú tovább nyomozása volt. Ezek települése a várakozásoknak megfelelő, elbontottságuk foka azon-

ban igen jelentős volt. Csupán a Bábaapáti-IV. sz. fúrás okozott kisebb meg-
lepetést, amennyiben itt a felszíni lejtőtörmelék alatt azonnal mikrofaunával
teli jura időszi mészkövet harántoltunk. Vagyis egy haránttörés mentén a
Határárok-völgy szélén kibúvó jura mészkő a palatincei templom mélységéig
tolódott el ezen a területen.

A **Bátaszék-I.** sz. fúrás kőzetanyagát vörös földpátos, kataklázos, por-
firoklastos gránitnak nevezhetjük. Ez a kőzet azonban rendkívül gyakran
utólagos deformációt szenvedett, aprószemcsés, lineációs szövetű diatexitté
alakul és fordítva.

Az **Erdősmecke** körüli fúrások az amfibolit—fillit—kristályos mészkő
vonulat helyzetének tisztázása céljából mélyültek. A várakozásnak megfele-
lően hol a réteges migmatitok övét, hol pedig az említett övet harántolták.

Az **Erdősmecke-III/a** sz. fúrás 109,7—116,0 m közötti szakaszának szeri-
cites kvarepala kőzete apró turmalintűkkel van telehítve. Egyéb pneu-
matitos ásványosodásra utaló nyomokat a kőzet nem tartalmaz. Ezért a tur-
malint a regionális metamorfózis termékének kell tekintenünk.

Az **Erdősmecke-XV.** sz. fúrás 71 m-ig, az Em-XVI. sz. f. 73,50 m-ig, az
Em-XVII. sz. f. 90,40 m-ig alsóproterozoós, az Em-XVIII. sz. f. 37,00 m-ig,
az Em-XIX. sz. f. pedig 15,30 m-ig felsőproterozoós kőzeteket harántolt.

Az Erdősmecke faluvégén telepített **Em-XIX.** sz. fúrás amfibolitban
mélyült. A kőzetet helyenként albitban dúsabb szakaszok járják át, amelyek
a kőzet kaotikus gyűrődésének megfelelően helyezkednek el.

Az **Erdősmecke-XX.** sz. ferde fúrást a Meszes-völgy kristályos mészkő-
vének harántolására telepítették. A fúrás a fillit—mészfillit és kristályos mészkő
átharántolása után 133,5 m-ben zúzott tektonikus övbe jutott, majd 178—
300 m-ig a fekü diaforitosodott réteges migmatitját harántolta.

A **görgeteg—babócsai** fúrások kivétel nélkül az eredeti regionális meta-
morf paragneisz kőzeteket harántolták. A különbség a gránát-, cordierit- és
amfiboltartalom nagyfokú változékonyságában van (XXXVII. tábla 2.).

Ezek a fúrások réteges migmatitokat és gránitosodott reomorf kőzeteket
nem harántoltak.

Az amfibollécek helyi felszaporodása következtében több esetben a kőzet
amfibolit jellegűvé válik.

A **Gyód-2.** sz. fúrás végig szerpentinitet harántolt. A fúrás anyagának
jellegzetessége, hogy a palásodás elválási lapjain sárga tremolit—aktinolitból
áll, nagytermetű, legyezőszerű kristályok képződtek (XXXII. tábla 2.).

A **Gyód-3.** sz. és **4.** sz. fúrás anyaga jól kristályosodott, gyúrt, réteges
migmatit. Az egyes szakaszokat a szakirodalomban is ismertett gyúrt pti-
g-mák szelik át (XXXVIII. tábla 1.).

A fúrás maganyaga igen változékony. A világos kvarc—földpátdús és a
sötét, biotitban—amfibolban dús szakaszok sűrűn váltják egymást. Jól kris-
tályosodott kőzet, amely szakaszonként reomorf réteges migmatitnak is minő-
síthető. Ugyanez vonatkozik a IVb mellékleten szereplő Gö-1. sz. fúrás anya-
gára is, amely helyenként eklogitot harántolt.

A **Gyűrűfű 9006—9015.** sz. fúrások egymáshoz hasonló apró—középszem-
csés, rózsaszín földpátos, kloritosodott, bontott, kataklázos vagy milonitoso-
dott gránitokat harántoltak.

A felhozott magok anyaga alapján ennek a területnek a gránitja homo-

genizálódott a legjobban, jobban, mint a Feked, Geresd, Erdősmecke—Fazekasboda vonalba eső porfiroblasztos gránit. A kőzet szkialitokat, sőt nebulitokat sem tartalmaz. Hogy a kőzet genetikailag a porfiroblasztos gránitokhoz tartozik, azt mikroklin és pertites ortoklászttartalma, valamint ezeknek a második földpátgenerációba tartozása mutatja.

Az előzőkhöz hasonlóan ezek is erős diaftorézist és ennél későbbi kataklázist, milonitosodást szenvedtek.

A **Helesfa-1.** sz. fúrás aplittelérekkel átjárt szerpentinitet, majd 480,0 m-től kezdve magnezit- és dolomit-közbetelepüléseket tartalmazó talkpalát harántolt. A fúrás anyagát SZEDERKÉNYI T. dolgozta fel, részben az ő megállapításait vettük át. A Helesfa-2. sz. fúrás 381,2 m-ig ugyanezt az apliterekkel átjárt szerpentinitet harántolta. Figyelemre méltók a magnezit-közbetelepülések. A szerpentinit és talkpala valószínűleg egy felszínközélen ismeretlen késői gránitintrúzió utómagmás hatására, ultrabázisos kőzetből alakult át. Az összetételt átszelő aplittelérek anyaga utólagos kőzetelbontás és rendkívül erős mechanikai igénybevétel nyomait viseli magán. A 381,2—389,0 m-ig tartó vetőzóna után, amelyben gránit, szerpentinit és dolomit ismétlődését látjuk, a fúró végérvényesen milonitosodott, kataklázos gránitba jutott és ezt fúrta át 444,5 m-ig. Vagyis az Alsónána-1/a sz. fúrás esete áll fenn itt is, azzal a különbséggel, hogy ebben a fúrásban a fedő ultrabázit volt és ez szerpentinitté alakult. A szerpentinesedést előidéző ágensek a feké porfiroblasztos gránitját is átalakították. A nagyfokú mechanikai igénybevétel — hasonlóan a fedő szerpentinithez — ebben a kőzetben is rendkívül erős kataklázist, milonitosodást idézett elő.

A **Helesfa 1—2.** sz. fúrásokkal harántolt szerpentinit területét geofizikai mérésekkel sikerült lehatárolni. A képződmény részletesebb megkutatásra és anyagfeldolgozásra érdemes.

A **Heresznye-2.** sz. fúrás gránátos, piroxénes (hipersztén) paragneiszt harántolt 2482,5—2482,8 m-ben. Ez az egyedüli metamorfit (XXXVIII. tábla 2.) a területen, amely hiperszténtartalma alapján már a granulit fáciesű kőzetekhez volna sorolható. Mindenesetre azt igazolja, hogy a kristályos alaphegység regionális metamorfózisának hőmérséklete Ny-i irányban növekedett, amit az általános szemcseméret nagyobbodása és a gyakori gránáttartalom is alátámaszt.

A **Heresznye-5. és -12.** sz. fúrás ezzel szemben csak diaftoritosodott, gránátos, biotitos paragneiszt harántolt (XXXIX. tábla 1.).

Az **Iharosberény-2.** sz. fúrás kőzete diaftoritosodott, eredetileg sillimanitos paragneisz volt. A fibrolitos sillimanitkötegek az amfibolit fácies legnagyobb hőmérsékletű tartományára utalnak (XXXIX. tábla 2.).

Kaposvár-fürdő néven 1977-ben mélyült fúrás 1055—1097 m-ig reomorf migmatitot és diatexitpásztákat fúrt át. Innen 1150 m-ig vető agyagban, bontott, elagyagosodott granitoid kőzetben haladt. A harántolt kőzet a mecseki kristályos alaphegység reomorf migmatitjaival azonos.

A **Kisdér-1.** sz. fúrás muszkovit—sillimanit—cordierites, staurolitos, gránátos palája a metamorf kőzetek alumíniumban dús kiinduló pelites anyagára utal. A sillimanit itt is úgy, mint más fúrásokban, biotit átalakulása által keletkezett. A fúrás kőzetanyaga szakaszonként erősen diaftoritosodott, reomorf, réteges migmatit.

A **Kutas-I.** sz. fúrás anyaga diaftorézist szenvedett szemes gneisz. Ezek a szemes gneisz kőzetek szolgáltatják valószínűleg azt a földpáttartalmat, amely kataklázos, törmelékesegett, szericitesedett első földpát generációként jelentkezik a migmatitokban (XL. tábla 1.).

A **Mágocs-I.** sz. fúrás anyaga nagyszemű, élénk rózsaszín színhatású, rendkívül dekoratív gránit. Hasonló a felszínen levő alaphegység Loch-malom völgyének környékén települő rózsaszín gránithoz (XLV. tábla 2.).

A felszínen levő alaphegység szimmetrikus felépítése tehát csak helyi, kis területre korlátozott jelenség.

A kőzet két földpát generációja a felszínen levő alaphegységhez való tartozást mutatja.

A **Mártonfa-I.** sz. fúrás kőzete a Mágocs és a Gyűrűfű környéki fúrásokkal harántolt porfiroblasztos gránitokkal mutat hasonlóságot.

A **Mozsgó-I.** sz. fúrás — mint már említettük — a legerősebb karbonátos cementációjú kataklázis nyomait viseli magán. Eredeti kőzete éppúgy lehet porfiroblasztos gránit, mint diatexit. A kőzet mikroklinszegénysége és pertites ortoklász hiánya, továbbá a mikroclin-porfiroblasztok hiánya miatt számos intervallum granitoid kőzetét diatexitnek minősítettük. Csupán két intervallumban (408—427 m) harántolt a fúrás réteges migmatitot, de ez a szakasz agmatit is lehetett, mivel leukoszomja már a gránitosodás előrehaladott voltát mutatja (XL. tábla 2.).

A **Nagykorpád-I.** sz. fúrás annak ellenére, hogy az OKGT mélyítette, a MÉV kutatási területén mélyült. Anyaga diaftoritos, biotitos paragneisz.

A **Nagypall-I.** sz. fúrás réteges migmatitjának kristályossági foka hasonló a Pécs-7. sz. fúrás migmatitjaihoz, vagyis leukoszom anyaga már teljesen gránitszerű kőzetté fejlődött.

A **Nagyváty-III.** sz. fúrás az erdősmecskei terület porfiroblasztos gránitjához hasonló kőzetet harántolt.

A nyugotszenterzsébeti fúrások közül a NyE-2. sz. fúrás anyaga érdemel említést. Ebben látható legjobban, hogy az eredeti aprószemes biotitos paragneisz kőzete a gránitosodás során hogyan oszlik szét a reomorf diatexitben és ezek a részek hogyan alakulnak át amfibol-biotitos granodiorittá, majd gránittá (XLI. tábla 1.). A folyamat közben keletkezett szkialitok között olyanok is akadnak, amelyeket 1 cm széles zöldamfibol-szegély vesz körül, míg belseje biotitos aprószemes paragneisz összetételű. Az amfibolképződés tehát a gránitosodás egy bizonyos szakaszában indul meg és éri el kulminációs fokát. Később a fejlődés magasabb hőmérsékletű tartományában ismét a biotit válik domináns mafikus elegyrésszé.

A **Pat-2.** sz. fúrás anyaga kristályos mészkő. Azonos a felszínen levő kristályos mészkő betelepülések anyagával. Ez az egyetlen fúrásunk, amely igazolhatja, hogy a fillit, amfibolit, kristályos mészkő felszínen levő vonulata nem helyi, hanem regionális jelenség a prekambriumi (proterozóos) kristályos alaphegység területén.

A **Pécs-7.** sz. fúrás kutatásaink történetében határkövet jelent. Ennek anyagában fedezte fel első ízben SZÁDE CZKY-KARDOSS E. a felszínen levő kristályos alaphegység migmatitos — palingén jellegét. A fúrás 927,8 m-t elért mélységéből 531,6 m-től kezdve, vagyis 396,2 m-t kristályos alaphegységben haladt.

A fúrás elsődleges dokumentátorai az akkor még nálunk ismeretlen migmatitos anyagot igen nagy körültekintéssel írták le és abból mintegy 120 vékonycsiszolatot készítettek. Ennek alapján a Pécs-7. sz. fúrás (IV. melléklet) szelvényét és közzétani jellemzését a feltüntetett szerzők kollektív munkájának kell tekinteni.

Ezt követően a fúrás anyagát CSALAGOVITS ISTVÁN értékelte ki. Erről szóló dolgozata 1964-ben jelent meg. Mivel szerző a diaforézis jelenségeit nem vette figyelembe, ezért szelvénye nem lehet teljes és közzétani értékelése is módosításra szorul.

A fúrás kristályos alaphegységi része 557,0 m-ben kezdődik. E fölött 531,6 m-től, tehát 25,4 m vastag zúzott övből nem áll anyag rendelkezésünkre. Itt kell megjegyezni, hogy a fúrás anyaga ma már csak bizonyos hiányokkal rekonstruálható. Ez a meglévő anyag azonban elegendő ahhoz, hogy megbízható és pontos szelvényt szerkesszünk a fúrásról.

672,0 m-ig lágy, körömmel karcollható, sötétszürke, vékonylemezes, szericités kvarcpala, majd fillit, grafitos fillit települ.

Alatta fillonit következik, vagyis diaforézist szenvedett paragneisz vagy réteges migmatit. Gránát, földpát, biotit utáni kloritot tartalmazó kőzet, amelyhez a további intervallumban epidot, zoizit és klnozoizit is társul.

705,0–715,0 m-ig diszténes, biotit–amfibolos paragneisz települ. Az egyetlen kőzet ezen a területen (Péctől K-re), amelyben disztént sikerült találni (XLI. tábla 2.).

Ez alatt 749,0 m-ig ugyancsak paragneisz következik, amely szakaszosan cordieritet, gránátot, amfibolt is tartalmaz, a mindenkor jelenlevő biotit és földpáton kívül.

Utána olyan réteges migmatit összlet következik, amelynek leukoszom anyaga már diatexites, vagyis aprószemű biotitos, gránithoz hasonló kőzet, melanoszoma viszont még aprószemcsés, biotitdús paragneisz, illetve az agmatitok I. sz. fejlődési fokozatú szubsztrátumához hasonló palás szövetű kőzet.

771,0 m-től lefelé általában szebényi típusú középszemcsés, jól palásodott diatexit települ, amelyben mind sűrűbben jelennek meg a földpát-porfiroblasztok, illetve a felszínen is ismert reomorf réteges migmatitok.

A fennmaradt zacskós anyag általában leukoszom, melanoszom és diaforitosodott anyagot tartalmaz. Hogy ezek az intervallumokon belül hogyan helyezkedtek el, azt ma már nem tudjuk rekonstruálni. A lényeges az, hogy ez a három kőzetanyag intervallumonként ismétlődik. Ugyanúgy nem tudjuk eldönteni azt sem, hogy a kétféle mintaanyag (egyazon intervallumon belül) viszonya nem volt-e agmatit jellegű. Vagyis nem harántoltunk-e agmatitos szakaszt, amelyben a szubsztrátum a paragneisz, a köztes granitoid anyag pedig diatexites metatekt. Ennek a kétféle kőzet palás, lineációs szövete mond ellent.

A kőzet a mélység felé mind nagyobb és nagyobb szemcsés lesz, mind jobban és jobban gránitosodott, mind több és több pertitesedett ortoklász-porfiroblasztot tartalmaz. Mikroszkóp alatt az utolsó intervallumok egyes szakaszai már jól homogenizált lineációs szövetű gránitra emlékeztetnek.

A fúrás melanoszom anyaga cordieritjét még változatlanul megtartotta, holott a felszínen levő agmatitok és réteges migmatitok már ezen fejlődési fokozatukban nem tartalmazzak cordieritet.

A Pécs-7. sz. fúrás anyagára a mikroklinszegénység jellemző. Mikroklint csak egy-két intervallum kőzetében találtunk. Vagyis fejlődési fokozatában

nem lépte túl a diatexiték fejlődési tartományát, ahol a mikroklínképződés a felszínen levő alaphegységben is megindult.

A fúrás kőzetanyaga — mint láttuk — teljes mértékben megfelel a területre jellemző gránitosodási szintnek. A fillit öv után az eredeti paragneiszek öve, majd a mélységgel növekvő gránitosodás progresszív szakaszossága a fúrás anyagának fő jellemzője. A kloritosodással, karbonátosodással és leukoxénképződéssel járó diaforézis szinte minden intervallumban megállapítható.

A **Pusztakisfalú** környéki fúrások a felszínen ismert kőzeteket harántolták. Telepítésük célja a fillit—amfibolit—kristályos mészkő öv helyzetének tisztázása volt. A fúrások ezen vonulat földtani helyzetét teljes mértékben tisztázták. A gránitosodott kőzetek diaforézist szenvedtek, míg az eredeti regionális metamorf kőzetek a lovászhetényi cordierites paragneiszhez hasonlóak. Ezekben is nagyfokú muszkovitosodás tapasztalható.

A **Püspöklak-1.** sz. fúrás, a miocén rétegek átfúrása után, azonnal rendkívül összetört —zúzott gránitba jutott és ebbe fúrt bele közel 200 m-t. A fúrás azt igazolta, hogy a kristályos alaphegység dél felől is kiemelt helyzetben van.

A **Rinyaszentkirály-2.** sz. fúrás 100 m-nél nagyobb intervallumban gránitosodás nélküli diaforitosodott gránátos, biotitos paragneiszt fúrt keresztül.

A **Sellye-1.** sz. fúrás 1930 m alatt 24 m-t fúrt bele diaforitos, porfiroklasztos szemes gneiszbe. Ez azt igazolja, hogy *a porfiroklasztokat létrehozó deformáció még a gránitosodás előtt végbement.* Ez rendkívül fontos adat a metamorfózis, ultrametamorfózis és diaforézis egymáshoz való viszonyának megállapítása szempontjából (XLII. tábla 1.).

A **Szekszárd B-17.** sz. fúrás anyaga nem reprodukálható. Csak valószínűsíteni tudjuk, hogy a talpban harántolt gránit azonos a bátaszéki fúrás gránitos anyagával.

A **Szalatnak-III.** sz. fúrás területünk egyik legjelentősebb fúrása annak ellenére, hogy nem harántolt metamorf képződményeket.

70 m pleisztocén agyagos—homokos rétegsor után felsőperm homokkő és konglomerátumba jutott a fúró és ezt tárta fel 116,0 m-ig. A felszínen ismert teresztrikus sorozat átlagosan 10°-os dőléssel települt.

A perm fekéjében eróziós diszkordanciával fekete szericites pala összlet következik, amely homokkő- és konglomerátum-közbetelepüléseket tartalmaz (XLII. tábla 2.). A fekete szericites pala összlet, amelyben 460 m-ben ORAVECZ J. szilur időszaki *Graptolita* maradványt talált (személyes közlés), a legcsekélyebb metamorfózist sem szenvedte annak ellenére, hogy helyenként igen erős deformáció nyomait viseli magán. Ezenkívül erősen kloritosodott diabáztelések is átszelik.

A durvaszemű konglomerátum kavicsanyaga között bőven akad olyan, melynek anyaga gránitporfír. Az 515,5 m-től kezdve megszűnnek a konglomerátum-betelepülések és ehelyett a fúrás talpáig (vagyis a 60,9 m vastag rétegsort) öt ízben szelik át gránitporfirtelére. A gránitporfír földpát fenokristályokat tartalmazó, jól homogenizált aprószemcsés alapanyagú, biotitos kőzet (XLIII. tábla 1.). Anyagában teljesen egyezik a felső szakaszokon közbetelepülő konglomerátum gránitporfír kavicsainak anyagával. Ez azt jelenti, hogy a gránitporfír-benyomulások kora a konglomerátumos összlet alatt szilurnál idősebb, de a rifeinél fiatalabb, vagyis minden valószínűség szerint kaledóniai, az üledékes összlet pedig kambriumi lehet. A lepusztulás a szilur közepére elérte a gránitporfír-benyomulások szintjét.

A gránitporfirtelérekek kontakt metamorf hatása igen gyenge, általában nem haladja túl a 4–5 cm-t (XLIII. tábla 2.). A szegélyeken földpátképződésben nyilvánult meg.

A gránitporfír ásványi elegyrészei a porfíros beágyazásokat képező oligoklász, ortoklász és biotit. Két csiszolatban sikerült mikroklinszemcsét találni. Ez a két szemcse azonban klasztikus zárvány, szélén kontakt hatásra keletkezett világos szegéllyel (XLIV. tábla 1.).

Ez a kőzet nem tartozik bele sem az ultrametamorf, sem pedig a zöldpala fáciesű metamorf összetetbe, hanem önálló, az előzőktől független magmatitbenyomulást képvisel.

Egyben azonban azt is jelzi, hogy a kambriumtól kezdve a területet nem érték olyan kinetikus metamorf hatások, amelyek a kőzet lineációját vagy palásodását előidézhették volna.

A fúrás 576,40 m-ben sötét, kontakt metamorf szaruszirtben állt meg.

A **Szenta-2.** sz. fúrás 2682,0 m alatt 68 m hosszan tárta fel a gránátos, amfibol-biotitos paragneiszt (XLIV. tábla 2.).

A **szigetvári** fúrás a **Mozsgó-1.** sz. fúrás anyagához hasonló, rendkívül erősen összetört, milonitosodott, kloritosodott metamorf kőzetet harántolt. Az eredeti kőzetet a nagyfokú átalakulás miatt nem lehet valószínűsíteni.

A **Szilágy 1–2.** sz. fúrás lineációs szövetű, kataklázos, biotitos gránitot és diatexitet harántolt, vagyis a felszínen levő centrális öv kőzeteibe hatolt.

A **Téseny-1.** sz. fúrás anyaga egyike a legmagasabb kristályossági fokot elért réteges migmatitoknak. Alapkőzete biotitos, amfibolos–gránátos–sillimanitos–cordierites–staurolitos paragneisz. Helyenként 20–30 cm vastagságban gránátos amfibolit települ. Ebből keletkezett a kaotikusan gyúrt, ptigmatitos, réteges migmatit, amelynek melanoszom anyaga még megtartotta fenti kőzet jellegét, leukoszomja pedig ugyanúgy nem jutott túl az aplit összetételű kőzetenél (XLV. tábla 1.).

A **Túrony-1.** sz. fúrás még nem érte el a kristályos alaphegységet. Ez azt jelenti, hogy a Villányi-hegység előterében kristályos alaphegységünk nincs kiemelt helyzetben, illetve az ettől északra eső terület hirtelen (tektonikusan?) emelkedik a mai felszínközébe.

A **Zengővárkony-49.** sz. fúrás anyaga rendkívül összetört, összemorzsolts, karbonátosodott, eredetileg a fillit–amfibolit–kristályos mészkő sorozatba tartozó kőzet volt. Helyzete pontosan bele is illik a vonulat felszínen levő csapásába és abba a zúzott övbe, amely a gránitosodott vonulattól elválasztja.

A **Zsibrik-1.** sz. fúrás 1944-ben mélyült, anyaga nem reprodukálható. Helyzete szerint kőzetanyaga diaforézist szenvedett réteges migmatit lehetett.

Összevetve a 82 fúrás anyagát, azt látjuk, hogy a **Mozsgó**, **Nyugot-szenterzsébet**, a **Gyűrűfü** és a **Mágocs** körüli fúrások területén a gránitosodás előrehaladott fokán álló kőzetek települnek, míg **Szigetvártól** **Ny-ra** magas kristályossági fokú, de nem gránitosodott metamorfitek képezik az alaphegység anyagát. Ugyanígy a **Bátaszék**–**Szekszárd** területén mélyült fúrások szerint a kristályos alaphegység itt is gránit–diatexitből áll. Valószínűleg a két fúrás a centrális terület, vagyis a felszínen levő vonulat tengelyének kőzeteibe mélyült.

A fúrások egyöntetűen igazolják, hogy **Iharosberénytől** a **Dunáig** minden gránitosodott amfibolit fáciesű metamorf kőzet diaforézisen ment át, amit

egy karbonátosodással kísért késői kataklázis követett. Ezen, az egész területre kiterjedő másodlagos deformáción túl, a Szigetvár-1. sz. és a Mozsgó-1. sz. fúrások anyaga morzsolódott fel, zúzódott, tört össze a legintenzívebben. Ez azt mutatja, hogy ez a területszakasz különösen erőteljes mozgások színtere volt a variszkuszi vagy ennél fiatalabb orogének idején.

A fúrások tanúsága szerint a prekambriumi gránitosodott és regionális metamorf kőzetek között kevés az eredetileg effúzív kőzet.

A Gyód-2. és a Helesfa 1–2. sz. fúrások szerpentinitjei az amfibolitá alakult ultrabázittelések további hidrotermális átalakulására utalnak.

Fúrásaink szerint a területünkön lejátszódott ultrametamorfózis amfibolit fáciesű volt és ebbe tartoztak a kiinduló különböző paragneiszek is. Egyedül a RAVASZNÉ BARANYAI L. által meghatározott eklogit és talán a Heresznye-2. sz. fúrásban harántolt hiperszténes gneisz kőzete haladta meg az amfibolit fácies közztartományát.

Természetesen a fúrások száma nem elégséges ahhoz, hogy általuk ilyen nagy területen a regionális metamorf, az ultrametamorf és a későbbi diafotézis folyamatairól részletes és pontos képet kapjunk.

A részletes makro- és mikroszkópos vizsgálatok alapján készített 300 gépelt oldalt kitevő kőzelleírás anyagát a MÁFI Alapadattárában helyeztük el, ahol azok az érdeklődők rendelkezésére állanak és összehasonlíthatók a MÁFI Kőzettani Gyűjteményében azonos szám alatt raktározott anyaggal és az ezekhez tartozó hivatkozott vékonyecsiszolatokkal.

Ezen összefoglalóhoz összeállítottuk a 82 fúrás szelvényét, megadva a kristályos alaphegység relatív mélységét és kőzettani jellegét (IV. melléklet).

Az alapadattári részletes kőzelleírás alapján szerkesztett földtani szelvényekkel és a fúrások helyének térképi rögzítésével (V. melléklet) kívántuk a fúrásainkról alkotott képet szemléletessé tenni.

Ezen túlmenően fúrásaink alapján több hosszanti és harántirányú földtani szelvényt is szerkesztettünk (VI. melléklet). Ezen adatok alapján megrajzolható területünk hegyszerszerkezeti vázolata.

VII. A KÖZETKÉMIAI ELEMZÉSEK ÉRTÉKELÉSE

Ebben a fejezetben vizsgálat alá vesszük azt a 152 db kőzetelemzést, amely a kristályos alaphegység kőzeteiből 1960 óta készült. A korábbi elemzéseket azért hagytuk figyelmen kívül, mert azok mintavételi helye, illetve kőzettani leírása bizonytalan.

Az elemzések közül 94 db a felszínen levő, vagy közel felszíni alaphegység kőzeteiből készült. Ezeket a szerző gyűjtötte be és észlelési pont jelölésével helyileg és nevezéktanilag is megbízható módon dokumentálta (1a—b táblázat).

A 95—129. sorszámmal jelölt elemzések a Pécs-7. sz. fúrás dokumentált kőzeteiből, a 130—152. sorszámmal jelöltek pedig a Mozsgó-1. sz. fúrás ugyancsak pontosan dokumentált mintaanyagából készültek. Ezeket a mintadarakat a hozzájuk tartozó vékonycsiszolatokkal együtt a MÁFI Kőzettani Gyűjteményében helyeztük el (2a—b, 3a—b táblázat).

Ezen bőséges kőzetkémiai anyag vizsgálatával meg akartuk állapítani, hogy a gránitosodás progresszív folyamatában — az eredeti regionálisan metamorf kőzetektől kezdve a legmagasabb fokú átalakulásig, vagyis a szkialitos — nebulitos — porfiroblasztos gránitokig — milyen anyagi változások mentek végbe. Hogy az eredeti üledékek elemháztartása elégséges volt-e blokkon belül a granitoid kőzetek keletkezéséhez, avagy szükséges volt egyes komponensek távozása (mafikus ásványok alkotói), illetve mások (szálikus ásványok alkotói: Si, Al, Na és főleg K) ismeretlen mélységből való felhozatala.

Ennek a szempontnak megfelelően a külső petrográfiai jegyek alapján a fejlődés egyes szakaszait egymástól különválasztva vizsgáltuk, keresve a kémiai és petrográfiai fejlődés közötti hasonlóságot, avagy különbséget. Ezen az alapon csoportosítottuk kőzeteinket az alábbiak szerint:

1. Amfibolit fáciesű regionális metamorf kőzetek
2. Réteges migmatitok
3. Metabázitok és az agmatit-szubsztrátum I—II. fejlődési fokozatának kőzetei
4. Agmatit-szubsztrátum III—IV. fejlődési fokozatának kőzetei
5. Diatexitek
6. Porfiroblasztos, szkialitos, nebulitos gránit és ennek aplitjai
7. Diafritok
8. Fillit—amfibolit—kristályos mészkő összlet kőzetei
9. A Pécs-7. sz. és a Mozsgó-1. sz. fúrások kőzetei

A kőzetek progresszív — szelektív gránitosodásának kőzetkémiai úton való vizsgálatához a legmegfelelőbbnek a vektordiagramos, úgynevezett ZAVARIC-

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység felszíni

Sorszám	Észl. p. mintasz.	A kőzet megnevezése	Lelőhely
1.	175	Biotitos, cordierit-sillimanitos paragneisz	Lovászhetény, tűzoltószertár alatt
2.	180	Biotitos, cordierit-sillimanitos paragneisz	Malom-völgy, Lovászheténytől ÉK-re
3.	271	Biotitos, cordierit-sillimanitos paragneisz	Fekedi nagy völgykanyar, Erdős-mecskétől K-re
4.	131	Biotitos, cordierit-sillimanitos paragneisz	Bátaapáti Köves-patak medre, az utolsó házak alatt
4a	131	Biotitos, cordierit-sillimanitos paragneisz	Bátaapáti Köves-patak medre, az utolsó házak alatt
5.	6	Staurolitos, biotit-muszkovitos paragneisz	Bátaapáti, Köves-patak felső szakasz, K-i oldalvölgy
6.	138	Metahomokkő—metaarkóza	Bátaapáti Köves-patak völgye konglom. kibontás előtt
7.	138	Metakonglomerátum	Bátaapáti Köves-patak völgye 3. K-i oldalvölgy
8.	74/3	Metagrauvakke	Bátaapáti D-i vége, K-i dűlőút eleje
9.	175	Paragneisz — pseudomigmatit	Lovászhetény, tűzoltószertár alatt
10.	268	Réteges migmatit	Ófalu, Meszes-völgy felső szakasza
11.	29/4	Réteges migmatit, gyengén diaforitos	Ófalu, Aranyos-völgy, első hídtól É-ra
12.	256/1	Réteges migmatit	Ófalu, Aranyos-völgy Ny-i o. elhagyott kis kőfejtő
13.	256/2	Erőteljesebben gránitosodott réteges migmatit	Ófalu, Aranyos-völgy Ny-i o. elhagyott kis kőfejtő
14.	256/3	Erőteljesebben gránitosodott réteges migmatit	Ófalu, Aranyos-völgy Ny-i o. elhagyott kis kőfejtő
15.	189/2	Agmatit-szubsztrátum I. átalakulási fokozat	Loch-malmi kőfejtő, Fazekasbodától ÉK-re
16.	189/3	Agmatit-szubsztrátum II. átalakulási fokozat	Loch-malmi kőfejtő, Fazekasbodától ÉK-re
17.	189/4	Nebulitos porfiroblasztos gránit	Loch-malmi kőfejtő, Fazekasbodától ÉK-re
18.	179	Agmatit-szubsztrátum II. átalakulási fokozat	Lovászheténytől ÉK-re, erdei út középső szakasza
19.	198/1	Agmatit-szubsztrátum III. átalakulási fokozat	Erdősmecei kőfejtőtől DNy-ra első völgy, aplitfejtő szélén
20.	198/2	Szkialitos, nebulitos gránit	Erdősmecei kőfejtőtől DNy-ra első völgy, aplitfejtő szélén
21.	156/21	Szkialit-szubsztrátum II. átalakulási fokozat	Erdősmecei kőfejtő, a vasútállomás mellett

és fúrásokkal feltárt kőzeteinek elemzési adatai (%)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	Össze- sen	Sor- szám
67,50	0,27	16,23	1,44	1,43	0,13	1,86	1,19	4,38	2,61	1,74	0,19	0,34	0,26	99,57	1.
65,42	0,58	17,01	1,67	2,20	0,06	2,07	2,57	2,46	4,41	1,42	0,18	0,11	0,24	100,40	2.
62,24	0,90	16,76	2,75	2,14	0,07	2,71	3,16	3,06	4,41	1,55	0,20	—	0,27	100,22	3.
57,45	0,61	17,82	2,55	4,92	0,11	3,57	3,39	2,10	2,64	4,30	0,34	0,07	0,16	100,03	4.
59,68	0,86	17,59	5,28	2,29	0,10	3,52	1,17	1,92	2,70	4,72	0,24	—	0,16	100,23	4a
60,92	0,44	16,99	5,46	1,08	0,06	2,15	2,54	0,65	4,05	4,24	0,79	0,05	0,12	99,50	5.
55,63	0,90	16,07	5,20	3,05	0,09	4,68	2,01	2,79	2,25	5,21	1,70	0,40	0,20	100,18	6.
68,91	0,38	15,28	2,62	0,55	0,06	1,78	1,48	3,36	2,13	2,11	0,97	0,03	0,12	99,78	7.
61,36	0,63	14,48	1,59	4,09	0,28	1,27	9,30	1,92	0,99	2,63	0,43	0,46	0,15	99,58	8.
67,00	0,59	15,80	1,47	1,86	0,04	2,22	2,52	3,12	4,59	1,20	0,12	—	0,34	100,77	9.
67,47	0,37	16,45	2,12	1,19	0,03	1,38	1,84	3,42	2,28	2,16	0,30	0,54	0,21	99,76	10.
52,13	0,81	15,23	1,68	4,58	0,11	6,93	5,07	3,00	2,91	3,31	0,35	2,46	0,80	99,47	11.
62,33	0,60	16,89	2,62	2,41	0,16	2,31	1,70	3,72	3,21	2,62	0,67	0,18	0,35	99,76	12.
69,92	0,23	15,60	0,70	1,94	0,11	0,68	1,70	4,26	3,36	1,01	0,13	0,44	0,12	100,20	13.
70,02	0,21	15,25	1,02	1,81	0,16	1,23	0,95	4,35	2,94	1,63	0,27	0,07	0,13	100,04	14.
46,92	1,16	16,93	1,76	6,60	0,18	7,29	7,41	2,40	3,75	3,01	0,37	1,23	0,90	99,91	15.
53,53	1,16	18,13	1,80	4,87	0,18	4,34	4,88	3,09	3,93	2,75	0,30	0,88	0,45	100,29	16.
60,17	0,64	16,49	0,84	4,52	0,24	2,95	4,10	2,67	5,10	1,47	0,12	0,27	0,35	99,93	17.
55,69	0,84	20,05	2,15	4,33	0,13	2,45	2,47	3,60	5,07	2,58	0,33	nyom	0,14	99,83	18.
62,09	0,95	16,91	0,13	5,11	0,18	2,18	3,98	3,24	3,96	1,18	0,15	0,14	0,46	100,66	19.
67,54	0,45	15,31	0,10	3,39	0,16	1,64	3,03	3,00	4,32	0,75	0,08	0,03	0,18	99,98	20.
54,83	0,99	18,25	0,34	5,80	0,16	4,08	4,73	2,97	5,07	1,46	0,09	1,07	0,41	100,25	21.

Sorszám	Észl. p. mintasz.	A kőzet megnevezése	Lelőhely
22.	156/22	Szkialit-szubsztrátum IV. átalakulási fokozat	Erdősmecekei kőfejtő, a vasútállomás mellett
23.	156/23	Szkialit-szubsztrátum IV. átalakulási fokozat	Erdősmecekei kőfejtő, a vasútállomás mellett
24.	114/1	Metabázit	Véménd, vízművel szemben
25.	11/1	Agmatit-szubsztrátum I. átalakulási fokozat	Üveghutai kőfejtő
26.	11/2	Agmatit-szubsztrátum II. átalakulási fokozat	Üveghutai kőfejtő
27.	11/3	Agmatit-szubsztrátum III. átalakulási fokozat	Üveghutai kőfejtő
28.	11/4	Agmatit-szubsztrátum IV. átalakulási fokozat (nebulit)	Üveghutai kőfejtő
29.	11/5	Krokidit	Üveghutai kőfejtő
30.	11/6	Lineációs szövetű porfiroblasztos diatexit	Üveghutai kőfejtő
31.	105/1	Diktionit	Mórágytól D-re eső völgy, az Anikó-forrás alatt
32.	18	Agmatitgumós gránit	Bátaapátitól ÉK-re a kazlak után a 2. oldalvölgy
33.	124/2	Vízszintesen települő metabázit	Mórágy község, a gyógyszerár és csemegebolt között
34.	13/1	Lineációs szövetű porfiroblasztos gránit	Mórágyi vasútállomástól DNy-ra, elhagyott fejtő
35.	13/2	Palás szövetű metabázit	Mórágyi vasútállomástól DNy-ra, elhagyott fejtő
36.	15	Biotitos telérgránit (aplit)	Kőfejtő a mórágyi vasútállomás háta mögött
37.	120/1	Agmatit-szubsztrátum II. átalakulási fokozat	Mórágyi községi kőfejtő völgyének felső szakasza
38.	120/2	Lineációs szövetű porfiroblasztos gránit	Mórágyi községi kőfejtő völgyének felső szakasza
39.	121/1	Agmatit-szubsztrátum III. átalakulási fokozat	Elhagyott kőfejtő a Mórágyi községi kőfejtő völgyében
40.	121/2	Agmatit-szubsztrátum IV. átalakulási fokozat	Elhagyott kőfejtő a Mórágyi községi kőfejtő völgyében
41.	117/1	Agmatit-szubsztrátum III. átalakulási fokozat	Véménd, Újtelep völgye
42.	117/2	Agmatit-szubsztrátum IV. átalakulási fokozat	Véménd, Újtelep völgye
43.	127/1	Aprógumós agmatit	Mórágy községtől É-ra, fővölgyben, elhagyott fejtő
44.	214/3	Lineációs szövetű porfiroblasztos-nebulitos-szkialitos gránit	Fazekasbodától DK-re eső völgy, a műút alatt

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	Össze- sen	Sor- szám
60,95	0,73	17,33	0,25	4,89	0,16	3,12	4,17	3,00	4,14	1,03	0,09	0,21	0,32	100,39	22.
65,89	0,40	15,53	0,19	3,80	0,23	1,90	3,22	3,03	4,17	0,69	0,50	0,19	0,20	99,94	23.
43,89	0,98	11,69	7,96	3,92	0,42	10,60	8,35	1,33	4,28	3,30	0,54	1,30	0,30	98,86	24.
48,99	1,38	16,40	1,70	6,49	0,16	7,01	6,63	2,61	4,83	2,31	0,47	0,36	1,00	100,04	25.
50,01	1,60	12,49	5,22	5,87	0,49	6,75	5,92	3,39	5,48	1,39	0,04	0,54	0,72	99,91	26.
53,69	1,20	13,39	4,09	4,35	0,51	5,70	4,28	3,20	7,20	1,80	0,08	0,14	0,30	99,93	27.
56,01	0,98	15,81	3,33	3,12	0,22	4,05	3,99	4,74	4,95	1,50	0,09	0,08	0,35	99,22	28.
52,02	1,48	11,28	4,58	5,58	0,77	7,70	6,35	1,80	5,90	1,49	0,02	0,70	0,50	100,17	29.
59,60	0,67	14,66	2,23	3,19	0,42	2,65	5,21	2,92	4,55	0,76	0,08	1,95	0,13	99,02	30.
53,69	1,09	10,91	4,37	4,50	0,20	6,75	6,71	1,25	6,96	1,71	0,09	0,88	0,44	99,55	31.
63,98	0,67	16,23	0,99	2,70	0,08	2,30	3,48	3,12	4,50	1,34	0,13	0,22	0,25	99,99	32.
52,82	1,33	12,49	1,92	6,20	0,07	9,41	7,97	1,43	4,15	1,71	0,11	—	0,15	99,76	33.
62,91	0,61	16,85	0,28	4,56	0,19	2,38	3,51	2,67	4,14	1,69	0,05	0,33	0,24	100,41	34.
49,98	1,16	12,84	1,28	6,26	0,19	8,70	7,61	1,86	4,68	4,57	0,30	0,05	0,90	100,38	35.
73,16	nyom	14,57	0,11	1,81	0,16	0,56	1,17	3,06	4,98	0,91	0,13	0,07	0,06	100,75	36.
60,81	0,67	14,22	2,28	3,55	0,22	2,75	3,57	4,02	4,70	1,06	0,03	0,74	0,18	98,80	37.
70,06	0,52	11,41	1,85	2,32	0,03	2,00	2,43	2,73	5,46	1,09	0,07	—	0,13	100,10	38.
47,69	1,58	14,85	2,45	8,28	0,20	7,16	7,80	2,46	3,72	1,90	0,11	0,46	0,95	99,61	39.
50,74	1,57	16,24	1,45	7,28	0,20	6,04	6,71	2,88	3,81	1,82	0,16	0,11	0,79	99,80	40.
49,70	1,68	14,93	2,47	5,59	0,15	7,23	6,30	2,04	5,88	2,08	0,60	0,04	0,96	99,66	41.
51,28	1,24	17,17	5,87	1,80	0,15	5,86	6,87	3,03	3,69	1,78	0,26	0,04	0,70	99,74	42.
49,97	1,66	13,47	1,57	5,39	0,16	9,42	6,93	1,02	6,36	2,37	0,17	0,85	0,83	100,17	43.
59,60	1,01	17,36	1,53	3,46	0,03	3,22	4,34	2,90	4,63	1,47	0,12	—	0,43	100,10	44.

Sorszám	Észl. p. mintasz.	A kőzet megnevezése	Lelőhely
45.	200/2	Aprószemcsés diatexit	Püspöklaki nagy völgy felső szakasza, betongyűrűs kút alatt
46.	118	Durvaszemcsés metabázit	Fekedi kőfejtő, a kövesút D-i oldalán
47.	119/3	Aprószemcsés, palás szövetű diatexit	Szebényi nagy völgy
48.	82/1	Lineációs szövetű, porfiroblasztos-nebulitos, szkialitos gránit	Mórág község, D-i völgy, a régi iparvasúti hídtól D-re 200 m-re
49.	25/1	Aprószemcsés, palás szövetű diatexit	Mórág község D-i vége, a Bátapátiba vezető dűlőútnál beomlott pince
50.	248	Aprószemcsés, palás szövetű diatexit	Ófalu, Aranyos-völgy, Harsányipusztá alatti romos kőhídnál
51.	247/3	Aprószemcsés, lineációs szövetű diatexit	Ófalu, Aranyos-völgy, a nagy völgyelágazás alatt
52.	15	Aprószemcsés, lineációs szövetű metabázit	Mórág állomástól DK-re elhagyott fejtőben telérkőzet
53.	200	Aprószemcsés, lineációs szövetű diatexit	Püspöklaki nagy völgy felső szakasza, betongyűrűs kút alatt
54.	156	Szkialit-szubsztrátum	Erdősmecekei kőfejtő a vasútállomásnál
55.	177	Középszemcsés, jól palásodott gránitgneisz	Lovászhetényi nagy völgy alsó szakasza a kanyarnál
56.	177	Aprószemcsés, palás szövetű alitgneisz	Lovászhetényi nagy völgy alsó szakasza a kanyarnál
57.	189/5	Vörös színű, porfiroblasztos-nebulitos, szkialitos gránit	Loch-malmi kőfejtő, Fazekasbodától É-ra
58.	201	Nagyszemű, lineációs, biotitdús, porfiroblasztos gránit	Püspöklaki nagy völgy felső szakasza
59.	214	Porfiroblasztos, nebulitos gránit	Fazekasbodai nagy völgy betorkollása a hídnál
60.	156/24	Középszemcsés, nebulitos, szkialitos, porfiroblasztos gránit	Erdősmecekei kőfejtő a vasútállomásnál
61.	46/1	Porfiroblasztos, biotitdús granodiorit	Üveghuta, erdészlaknál kezdődő völgy középső szakasza
62.	169	Vörös színhatású, porfiroblasztos gránit	Erdősmeceke, vasútállomástól K-re, 4. oldalvölgy
63.	23	Fehér földpátos, szkialitos, porfiroblasztos granodiorit	Mórági községi kőfejtő
64.*	156	Molibdenit hintésű, porfiroblasztos gránit	Erdősmecekei kőfejtő a vasútállomásnál

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	Össze- sen	Sor- szám
60,50	1,16	15,64	1,39	2,93	0,16	2,81	3,71	2,88	6,24	1,16	0,08	0,03	0,82	99,51	45.
50,88	1,14	10,20	2,55	6,04	0,12	12,2	8,66	1,47	2,27	3,22	0,38	0,21	0,74	100,08	46.
54,10	1,32	15,11	4,03	1,82	0,04	5,36	4,95	2,49	5,10	2,69	1,21	—	1,59	99,81	47.
59,06	1,03	15,96	1,36	4,44	0,13	3,53	4,10	2,58	4,44	1,75	0,12	1,06	0,39	99,95	48.
47,40	1,36	14,48	6,33	3,47	0,11	7,77	7,08	2,10	4,02	3,17	1,25	0,13	0,31	99,33	49.
63,65	1,01	14,57	2,25	2,36	0,05	3,08	1,53	2,57	5,49	0,70	2,21	0,74	0,30	99,51	50.
57,26	0,63	15,58	1,87	4,50	0,13	3,19	3,75	2,25	3,96	3,44	0,23	2,79	0,47	100,05	51.
51,11	1,64	12,58	2,70	5,09	0,06	8,68	6,43	1,47	4,68	2,28	0,61	1,48	0,95	99,76	52.
57,56	1,48	14,34	3,22	1,93	0,06	3,68	4,61	2,72	6,54	1,92	0,68	—	0,90	99,64	53.
50,55	1,53	21,33	0,88	5,66	0,11	3,96	6,17	4,21	3,23	1,56	0,07	nyom	0,75	100,01	54.
74,30	nyom	13,91	0,64	0,50	—	0,48	1,42	3,05	4,88	0,77	0,05	nyom	0,06	100,06	55.
74,86	nyom	14,10	0,38	0,41	0,03	0,20	1,03	4,22	3,81	0,51	0,03	—	0,06	99,64	56.
62,56	0,40	17,47	0,13	3,37	0,15	2,20	2,54	2,91	4,92	2,05	0,09	1,12	0,18	99,76	57.
59,40	1,17	16,75	2,70	2,94	0,05	3,28	3,49	3,01	4,05	2,15	0,32	—	0,58	99,89	58.
61,24	0,81	17,11	1,11	3,86	0,17	2,77	3,82	3,06	3,90	1,21	0,10	nyom	0,33	99,49	59.
66,50	0,46	13,26	2,08	2,46	nyom	2,00	2,85	3,40	4,33	0,66	0,06	0,73	0,02	98,75	60.
60,12	0,61	17,09	1,00	3,70	0,13	2,93	3,71	3,06	4,92	1,78	0,15	0,88	0,27	100,35	61.
66,13	0,45	15,25	0,48	2,86	0,04	2,31	1,06	3,36	4,86	2,12	0,38	0,06	0,20	99,56	62.
67,58	0,46	15,34	0,22	3,22	0,15	2,44	2,32	3,09	4,26	0,79	0,03	0,03	0,18	100,11	63.
61,39	0,73	17,44	1,13	2,65	0,11	2,43	2,65	3,45	5,16	1,13	0,07	0,89	0,27	100,06	64.

Sorszám	Észl. p. mintasz.	A kőzet megnevezése	Lelőhely
65.		Jól homogenizált, középszemcsés, biotitos gránit	Gyűrűfű-9015. sz. fúrás, 542,7 m-ből
66.		Karbonátosodott, bontott, biotitos gránit	Gyűrűfű-9015. sz. fúrás, 554,0 m-ből
67.		Jól homogenizált, középszemcsés, biotitos gránit	Gyűrűfű-9015. sz. fúrás, 569,0 m-ből
68.		Jól homogenizált, középszemcsés, biotitos gránit	Gyűrűfű-9014. sz. fúrás, 90,8 m-ből
69.		Jól homogenizált, középszemcsés, biotitos aplit	Gyűrűfű-9008. sz. fúrás, 286,6 m-ből
70.		Jól homogenizált, középszemcsés, biotitos gránit	Helesfa-2. sz. fúrás, 380,5 m-ből
71.		Jól homogenizált, középszemcsés, biotitos gránit	Nagyváty-I. sz. fúrás, 38,7 m-ből
72.		Aprószemcsés, biotitos gránitporfir	Szalatnak-III. sz. fúrás, 560,8 m-ből
73.		Kataklázos, vörös földpátos, középszemcsés gránit	Bátaszék-1. sz. fúrás, 371,0 m-ből
74.		Karbonátosodott, kataklázos, vörös földpátos, középszemcsés gránit	Bátaszék-1. sz. fúrás, 288,4 m-ből
75.		Karbonátosodott, kataklázos, vörös földpátos, középszemcsés gránit	Bátaszék-1. sz. fúrás, 359,0 m-ből
76.		Homigenizálatlan, biotit-amfibolos, középszemcsés diatexit	Nyugotszenterzsébet-2. sz. fúrás, 23,5 m-ből
77.		Homogenizálatlan, biotit-amfibolos, középszemcsés diatexit	Nyugotszenterzsébet-2. sz. fúrás, 64,0 m-ből
78.		Homogenizálatlan, biotit-amfibolos, középszemcsés gránit	Nyugotszenterzsébet-2. sz. fúrás, 87,8 m-ből
79.	227/7	Földpátdús, réteges migmatit	Gröndl-tanya völgye, a házaktól 150 m-re D-re
80.	227/8	Gyengén diaftoritosodott, réteges migmatit	Ófalu, Gröndl-tanya völgye, középső szakasz
81.	227/9	Erősen diaftoritosodott, réteges migmatit	Ófalu, Gröndl-tanya völgye, középső szakasz
82.	239	Diaftoritosodott réteges migmatit	Ófalu, Aranyos-völgy, első híd után, első Ny-i horhos
83.	238	Diaftoritosodott réteges migmatit	Ófalu, Aranyos-völgy, első híd előtti sziklás part
84.	238	Diaftoritosodott réteges migmatit	Ófalu, Aranyos-völgy középső szakasz
85.	269	Kvarcosodott diaftorit	Ófalu, Aranyos-völgytől ÉK-re 2. oldalvölgy, kis fejtővel szemben

SiO ₂	Ti ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	Össze- sen	Sor- szám
69,12	0,19	12,41	0,53	1,40	0,09	1,89	3,28	0,14	4,53	2,09	0,25	4,49	0,09	100,50	65.
46,44	0,37	12,60	3,46	2,84	0,21	4,69	9,44	0,10	4,05	4,66	0,09	10,57	0,95	100,47	66.
64,32	0,48	15,84	0,57	2,74	0,08	2,36	2,78	2,95	3,88	1,91	0,06	1,57	0,32	99,86	67.
64,15	0,43	15,16	0,64	1,82	0,08	1,98	3,32	1,53	4,61	2,02	0,31	4,25	0,25	100,55	68.
70,41	0,25	15,25	0,84	1,20	0,03	0,50	1,74	3,21	4,65	1,13	0,07	0,62	0,16	100,06	69.
71,81	—	12,34	0,44	0,87	nyom	5,86	0,55	2,31	3,51	2,36	0,24	—	nyom	100,29	70.
61,11	0,67	16,26	1,04	3,37	0,07	3,05	2,17	2,80	4,76	2,34	0,17	1,89	0,20	99,90	71.
62,83	0,67	16,78	0,71	3,43	0,03	2,27	2,94	3,12	3,89	1,77	0,05	0,74	0,24	99,47	72.
63,50	0,60	14,53	1,24	1,15	0,06	1,99	3,52	2,12	5,70	1,66	0,15	3,88	0,38	100,48	73.
55,70	0,75	13,46	1,18	3,70	0,08	6,15	4,82	3,02	5,10	1,34	0,29	3,26	0,80	99,65	74.
64,78	0,64	14,07	1,27	2,00	0,08	2,09	2,52	3,03	5,64	1,20	0,09	1,75	0,45	99,61	75.
58,09	1,00	17,41	1,49	4,09	0,05	3,46	4,70	3,20	3,54	1,41	0,12	0,89	0,34	99,79	76.
61,07	0,67	16,02	0,98	4,68	0,12	3,32	3,95	3,42	4,56	1,25	0,09	0,29	0,17	100,59	77.
63,98	0,59	15,71	0,62	2,52	nyom	2,13	2,21	2,96	5,94	0,95	0,19	1,69	0,32	99,81	78.
67,20	0,20	16,19	0,75	2,39	0,13	2,55	0,91	4,41	3,15	1,55	0,12	0,53	0,13	100,21	79.
68,46	0,19	16,42	0,82	2,04	0,16	1,91	0,62	4,44	2,76	1,51	0,12	0,05	0,16	99,66	80.
66,06	0,28	16,58	1,83	0,74	0,08	2,46	2,87	4,05	2,43	1,63	0,10	0,89	0,16	100,16	81.
44,06	1,84	18,30	4,32	4,78	0,06	6,38	5,91	3,75	3,36	3,66	0,25	1,60	1,45	99,72	82.
51,08	2,06	12,18	6,88	7,11	0,13	7,99	2,23	1,32	1,56	5,33	0,74	0,99	0,20	99,80	83.
62,71	1,49	15,09	0,98	4,36	0,10	3,10	2,82	5,10	0,60	2,30	0,16	1,48	0,21	100,50	84.
56,02	0,73	16,56	1,71	5,29	0,08	4,14	3,52	4,12	2,30	3,61	0,21	2,13	0,28	100,70	85.

Sorszám	Észl. p. mintasz.	A kőzet megnevezése	Lehely
86.	237	Kvarcosodott diaforit	Ófalu, Aranyos-völgy, Bátaapátiba vezető útkanyar
87.	238	Fillonit, vékonypalás	Ófalu, Aranyos-völgy, első híd előtti part
88.	1	Amfibolit	Bátaapáti, Köves-patak völgye, birkaakolnál
89.		Amfibolit	Alsónána-1. sz. fúrás, 102,3 m-ből
90.		Szürke granitoid kőzet	Alsónána-1. sz. fúrás, 219,0 m-ből
91.	29/2	Szerpentinit	Ófalu, Aranyos-völgy, kutató-árok
92.	242/3	Szerpentinit	Ófalu, Aranyos-völgy, kutató-árok
93.	257	Fekete kvarcpala	Ófalu, Aranyos-völgy, szerpentinit kibúvással szemközti part
94.	3	„Bosztonit”	Bátaapáti, Köves-patak völgye

Elemzők: DÉR I.-NÉ—SOHA I.-NÉ (1, 39—42, 48, 51, 59—61, 63, 79—81, 91).

CSERHALMI O.-NÉ—GUZY K.-NÉ (2, 4, 5, 7, 8, 10).

EMSZT M.—SOHA I.-NÉ (3, 4a, 6, 9, 32, 33, 44, 46, 47, 49, 50, 52, 53, 58, 62, 70—72, 76—78, 82, 83, 85, 89, 90, 92—94).

KIJ-féle módszert találtuk. Ezzel a módszerrel tudjuk ugyanis a kőzetek összetételét a legtöbb komponensre vizsgálni.

A kőzeteket a vektordiagramok szempontjából 3 csoportra osztjuk:

1. Azok a kőzetek, amelyekben az Na_2O , K_2O és CaO együttes összege egyenlő vagy nagyobb az Al_2O_3 összegénél, de az Al_2O_3 nagyobb az $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ összegénél.
2. Az Al_2O_3 összege nagyobb az $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ összegénél.
3. Az $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ összege nagyobb az Al_2O_3 összegénél.

Az első csoport kőzeteiben, tehát a plagioklászokba épülő CaO mennyiségén felül még a Ca -tartalmú amfibolba és titanitba is jut ebből a komponensből.

A második csoport esetében az Al_2O_3 mennyisége van túlsúlyban az Na_2O , K_2O és CaO együttes mennyiségével szemben, vagyis a földpátokba épülő Al_2O_3 mennyiségén kívül felesleges mennyiségben tartalmaz a kőzet Al -ot, ami a csillámok, sillimanit, disztén, cordierit, staurolit, továbbá agyagásványok (pelitesedés) jelenlétére utal.

És végül a harmadik csoportba az alkálikus kőzetek tartoznak.

Ennek a hármas csoportosításnak megfelelően számítjuk ki az egyes vektorértékeket. A számítások menete a következő:

Először a kapott vegyelemzési %-értékeket molekuláris értékekre változtatjuk az erre a célra rendelkezésre álló táblázatokból. Ezután a molekuláris értékeket csoportosítjuk és összeadjuk.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	Össze- sen	Sor- szám
68,81	0,31	16,62	1,63	0,57	0,03	1,16	1,17	3,33	3,06	2,65	0,44	nyom	0,16	99,94	86.
58,28	0,53	18,47	2,94	4,56	0,14	4,09	0,62	0,32	5,03	5,12	0,33	—	0,19	100,62	87.
49,96	1,50	13,34	3,80	6,63	0,18	6,25	10,02	3,96	0,75	2,02	0,14	1,62	0,15	100,32	88.
46,01	1,22	14,86	0,98	12,29	0,16	7,08	10,58	2,25	0,30	2,64	0,05	1,48	0,21	100,11	89.
61,48	1,09	15,20	0,83	4,79	0,07	3,38	2,92	2,77	4,56	1,63	0,10	0,58	0,40	99,80	90.
42,73	nyom	1,53	5,45	2,65	0,13	24,70	7,63	0,10	0,15	5,66	0,08	9,09	nyom	99,90	91.
37,17	—	2,30	6,41	2,46	0,08	34,88	3,17	0,05	0,03	10,69	0,18	3,01	0,03	100,46	92.
72,29	0,58	11,31	3,15	2,99	0,05	2,27	1,45	3,81	0,45	1,93	0,15	—	0,13	100,56	93.
64,60	—	17,31	3,89	0,15	0,10	0,64	0,22	5,49	5,55	1,47	0,45	—	0,04	99,91	94.

TOLNAY K.—GUZY K.-NÉ (11).

SOHA I.-NÉ—JANKOVITS L. (12—31, 34—38, 43, 45, 57).

EMSZT M.—GUZY K.-NÉ (54—56, 64, 84, 86—88).

NEMES L.-NÉ—SOHA I.-NÉ (65—69, 73—75).

A SiO₂ + TiO₂ együttes molekuláris értéke adja az S értéket

2(Na₂O + K₂O) molekuláris érték adja az összalkália A értéket

Az Al₂O₃—(Na₂O + K₂O) molekuláris érték adja a földpátokba épülő CaO mennyiséget, vagyis a C értéket

A földpátokba épült Ca mennyiségen túl (pl. az amfibolba épült Ca) fennmaradó Ca mennyiségét úgy számoljuk ki, hogy a CaO molekuláris mennyiségéből levonjuk a földpátokba épülő CaO, vagyis C mennyiséget. Ezáltal egy kisegítő értéket kapunk, amit CaO'-lal jelölünk. CaO' = Ca - C

Ezután összeadjuk a közetet alkotó fémes oxidok molekuláris értékeit és kapjuk a B értéket

Kiszámítása a következőképpen történik:

összeadjuk a 2 Fe₂O₃ + FeO + MnO molekuláris értékeket és kapjuk az FeO' kisegítő értéket. Ha ehhez hozzáadjuk az MgO molekuláris értékét + a C' értéket (a femikus ásványokba épülő CaO mennyisége), megkapjuk a B értéket.

Az S, C, B, A értékeket összeadjuk és belőlük %-os értékeket képeztünk. Ezeket az értékeket s, c, b, a betűkkel jelöljük és a vektordiagramon tüntetjük fel.

A mecseki gránitosodott alaphegység felszíni és fúrásokkal feltárt közötteinek Zavarickij-féle vektorértékei

Minták száma	1	2	3	4	4/a	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	11 250	10 903	10 373	9 575	9 947	10 153	9 272	11 485	10 227	11 167	11 245	8 680	10 388	11 653	11 670	7 820	8 922	10 028	9 282
TiO ₂	34	72	112	76	107	55	112	47	79	74	46	101	75	29	26	145	145	80	105
Al ₂ O ₃	1 591	1 668	1 643	1 747	1 725	1 666	1 575	1 498	1 420	1 540	1 613	1 483	1 656	1 529	1 495	1 660	1 777	1 617	1 966
Fe ₂ O ₃	90	104	172	159	144	341	325	164	99	92	132	105	164	44	64	110	112	52	134
FeO	199	306	297	683	733	150	424	76	568	258	165	636	335	269	251	917	676	628	601
MnO	18	8	10	15	14	8	13	8	39	6	4	15	23	15	23	25	25	34	18
MgO	465	517	677	892	880	537	1 170	445	317	555	345	1 732	577	1 70	307	1 822	1 085	737	612
CaO	212	459	564	605	209	454	359	264	1 661	450	329	905	304	304	170	1 323	871	732	441
Na ₂ O	706	397	494	339	310	105	450	542	310	503	552	484	600	687	702	329	493	431	581
K ₂ O	278	469	469	281	287	431	239	227	105	488	243	310	341	357	313	399	419	543	539
Összesen:	14 843	14 903	14 611	14 372	14 356	13 900	13 939	14 756	14 825	15 142	14 644	14 459	14 463	15 097	15 021	14 550	14 528	14 882	14 279
A	1 968	1 732	1 926	1 240	1 194	1 072	1 378	1 538	830	1 982	1 590	1 588	1 882	2 088	2 030	1 456	1 824	1 948	2 240
C	212	459	564	605	209	454	359	264	1 005	450	329	689	304	304	170	632	871	883	441
B	1 652	1 725	1 560	2 952	3 751	2 729	2 909	1 787	1 678	1 219	1 656	2 809	2 085	904	1 129	3 675	2 132	1 592	2 309
S	11 284	10 975	10 485	9 651	10 054	10 208	9 384	11 532	10 306	11 241	11 291	8 789	10 463	11 682	11 636	7 965	9 067	10 108	9 387
Összesen:	15 116	14 891	14 535	14 448	15 208	14 463	14 030	15 121	13 819	14 892	14 866	13 875	14 734	14 978	15 025	13 728	13 914	14 531	14 377
a	13,05	11,6	13,3	8,4	7,8	7,3	9,8	10,0	5,9	13,3	10,5	12,0	12,8	13,9	13,5	11,2	13,2	13,4	15,5
c	1,34	3,1	4,0	4,1	1,5	3,1	2,5	1,7	7,2	3,0	2,2	4,9	2,1	2,1	1,1	4,3	6,3	6,1	3,1
b	10,91	11,6	10,7	21,0	24,7	19,6	20,7	11,8	12,9	8,2	11,1	20,1	14,1	6,0	7,4	26,5	15,2	11,0	16,4
s	74,70	73,7	72,0	66,5	66,0	70,0	67,0	76,5	74,0	75,5	76,2	63,0	71,0	73,0	78,0	58,0	65,3	69,5	65,0
Összesen:	100,00	100,0	100,0	100,0	100,00	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
f'	24,1	30,3	41,8	34,7	27,5	30,08	37,4	25,0	45,0	36,7	20,2	30,7	33,0	41,0	35,5	31,5	43,2	48,0	38,3
m'	28,2	30,0	43,4	30,0	23,5	19,8	40,4	24,8	18,0	45,5	20,8	61,6	27,4	18,8	27,2	49,5	50,2	46,3	26,6
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	37,0	—	—	7,7	—	—	—	19,0	—	5,6	—
a'	47,9	39,7	14,8	35,3	49,0	49,4	22,2	52,2	—	17,8	59	—	39,6	40,2	37,3	—	6,6	—	55,1
n	70,08	46,0	51,2	54,4	53,0	19,5	65,2	70,8	73,5	50,5	69,4	61,0	64,0	66,0	78,0	45,0	54,0	44,5	52,0
t	0,26	0,6	1,0	0,8	1,07	0,4	1,2	0,2	0,61	0,86	0,41	1,15	0,7	0,2	0,2	1,8	1,6	0,8	1,1
φ	10,09	12,0	22,0	13,7	7,6	25,2	22,4	18,4	11,0	13,3	15,9	7,5	15,7	9,7	11,2	6,0	12,0	6,4	11,5

Minták száma	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	10 348	11 257	9 138	10 168	10 982	7 315	8 165	8 335	8 948	9 385	8 670	9 933	8 948	10 663	8 803	10 485	8 330	12 193	10 135
TiO ₂	119	56	124	91	50	122	172	200	150	322	185	84	136	84	166	76	145	—	84
Al ₂ O ₃	1 658	1 501	1 789	1 699	1 523	1 146	1 608	1 225	1 313	1 560	1 106	1 437	1 070	1 591	1 225	1 652	1 259	1 428	1 394
Fe ₂ O ₃	8	6	21	16	12	497	106	326	256	208	286	139	273	62	120	17	80	7	142
FeO	710	471	606	697	528	544	901	815	604	433	775	443	625	375	861	633	869	251	493
MnO	25	23	23	32	32	59	23	69	72	31	108	59	28	11	10	27	27	23	31
MgO	545	410	1 020	780	475	2 515	1 752	1 687	1 425	1 012	1 925	662	1 687	575	2 352	595	2 175	1 40	687
CaO	711	541	845	745	575	1 491	1 184	1 057	764	719	1 134	930	1 198	621	1 423	627	1 359	209	638
Nb ₂ O	523	484	479	484	489	215	421	547	516	765	290	471	292	503	231	431	300	494	648
K ₂ O	422	460	539	441	444	455	514	583	766	527	628	484	740	479	442	441	498	530	500
Összesen:	15 069	15 209	14 784	15 116	15 110	14 365	14 846	14 844	14 814	14 695	15 107	14 642	14 907	14 964	15 639	14 984	15 042	15 275	14 752
A	1 890	1 888	2 036	1 850	1 866	1 340	1 870	2 260	2 564	2 584	1 836	1 910	1 884	1 964	1 346	1 744	1 596	2 048	2 296
C	711	541	771	745	575	476	673	95	31	258	188	482	128	609	552	627	461	209	246
B	1 300	948	1 935	1 572	1 089	5 127	3 589	4 185	3 346	2 346	4 326	1 890	3 956	1 097	4 334	1 595	4 129	819	1 887
S	10 467	11 313	9 262	10 249	11 032	7 437	8 337	8 535	9 098	9 457	8 855	10 017	9 084	10 747	8 969	10 561	8 475	12 193	10 219
Összesen:	14 368	14 690	14 004	14 416	14 562	14 380	14 479	15 075	15 039	14 645	15 008	14 299	15 052	14 417	15 201	14 527	14 661	15 269	14 648
a	13,1	12,8	14,7	13,3	12,6	9,3	13,0	15,0	17,1	17,6	12,2	13,3	12,5	13,7	8,9	12,0	10,9	13,3	15,5
c	4,9	3,7	5,5	5,3	3,9	3,3	4,6	0,6	0,3	1,8	1,3	3,3	0,8	4,2	3,6	4,3	3,2	1,8	1,6
b	9,0	6,4	13,8	10,9	7,5	35,6	24,9	27,3	22,2	16,0	27,5	13,3	26,4	7,6	28,5	11,1	28,3	5,3	13,9
s	73,0	77,1	66,0	70,5	76,0	51,8	57,5	57,1	60,4	64,6	59,0	70,1	60,3	74,5	59,0	72,6	57,6	79,6	69,0
Összesen:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
f'	57,7	53,4	45,0	46,1	53,6	31,5	31,7	36,6	35,7	37,7	33,5	40,9	30,3	46,4	25,7	43,5	25,6	35,2	42,8
m'	42,0	43,2	52,7	50,2	43,7	49,0	48,6	40,4	42,5	42,8	44,5	35,3	42,7	52,5	54,2	37,3	52,8	17,0	36,5
c'	—	—	—	—	—	19,5	19,7	23,0	21,8	19,5	22,0	23,8	27,0	1,1	20,1	—	21,6	—	20,7
α'	0,3	3,4	2,3	3,7	2,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	55,0	51,0	47,0	52,0	52,0	32,0	45,0	48,0	40,2	59,3	31,7	49,3	21,5	51,0	37,0	50,0	37,7	48,6	56,0
t	1,3	0,5	1,24	0,9	0,4	1,4	2,1	2,3	1,68	1,08	2,2	0,84	1,5	0,8	1,8	0,7	1,7	—	0,83
φ	12,0	1,2	2,1	2,0	2,2	19,3	5,9	12,4	15,3	15,0	13,0	14,7	13,8	11,0	5,5	2,1	3,7	1,7	15,0

Minták száma	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	11 677	7 948	8 457	8 283	8 547	8 328	9 933	10 083	8 480	9 017	9 843	7 900	10 442	9 543	8 518	9 593	8 425	12 383	12 477
TiO ₂	65	197	196	210	155	207	145	145	142	165	129	170	126	79	205	185	191	—	—
Al ₂ O ₃	1 119	1 456	1 592	1 464	1 683	1 321	1 702	1 533	1 000	1 481	1 565	1 420	1 428	1 527	1 233	1 406	2 091	1 364	1 382
Fe ₂ O ₃	116	153	91	154	361	98	96	87	159	252	85	396	141	117	169	201	55	40	24
FeO	322	1 150	1 011	776	250	749	481	407	838	253	617	482	328	625	707	268	786	69	57
MnO	4	28	28	7	7	23	4	23	17	6	18	30	7	18	8	8	15	—	4
MgO	500	1 970	1 510	1 807	1 465	2 355	805	702	3 050	1 340	882	1 942	770	797	2 170	920	990	120	50
CaO	434	1 393	1 198	1 125	1 227	1 238	775	682	1 546	884	732	1 264	273	670	1 148	823	1 102	254	184
Na ₂ O	440	397	465	331	490	165	468	465	237	402	416	339	415	379	237	439	679	492	681
K ₂ O	581	396	405	636	393	677	492	664	241	543	472	428	584	422	498	696	344	519	405
Összesen:	15 258	15 088	14 953	14 783	14 578	15 161	15 092	14 771	15 710	14 343	14 759	14 371	14 514	14 177	14 893	14 539	14 678	15 141	15 264
A	2 042	1 586	1 740	1 914	1 766	1 684	1 920	2 258	956	1 890	1 776	1 534	1 998	1 602	1 470	2 270	2 046	2 022	2 172
C	98	663	722	510	800	479	742	404	522	536	677	653	273	670	498	823	1 068	254	184
B	1 394	4 184	3 207	3 509	2 871	4 082	1 515	1 564	5 237	2 451	1 642	4 510	1 699	1 786	3 873	2 140	1 935	467	383
S	11 742	8 145	8 653	8 403	8 702	8 535	10 059	10 228	8 622	9 182	9 972	8 070	10 568	9 622	8 723	9 778	8 616	12 383	12 477
Összesen:	15 276	14 578	14 322	14 426	14 139	14 780	14 236	14 454	15 337	14 059	14 067	14 767	14 538	13 680	14 564	15 011	13 665	15 126	15 216
a	14,3	10,9	12,1	13,2	12,4	11,3	13,5	15,3	6,2	13,5	12,6	10,2	13,8	11,6	10,2	15,1	15,0	13,4	14,3
c	0,6	4,6	5,2	3,5	5,7	3,2	5,2	2,8	3,4	3,8	4,8	4,3	1,8	4,9	3,4	5,5	7,8	2,2	1,2
b	9,1	28,6	22,3	24,3	20,3	27,6	10,6	10,9	34,2	17,5	11,4	31,2	11,7	13,4	26,5	14,3	14,1	3,1	2,5
s	76,9	55,9	60,4	59,0	61,6	57,9	70,7	71,0	56,2	65,2	71,2	54,3	72,7	70,1	59,9	65,1	63,1	81,3	82,0
Összesen:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
f'	40,0	55,4	38,0	31,0	34,0	23,7	44,8	38,8	22,2	31,0	46,4	29,2	36,3	49,3	27,2	31,7	47,2	31,9	28,4
m'	36,0	47,1	47,1	51,5	51,5	58,0	53,1	45,0	58,2	55,0	50,5	42,5	45,3	44,4	56,0	43,0	51,1	25,7	13,1
c'	24,0	17,5	14,9	17,5	15,0	18,3	2,1	16,2	19,6	14,0	3,15	28,3	—	—	16,8	—	1,7	—	—
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18,4	6,3	—	25,3	—	—	—
n	43,2	50,0	53,5	34,5	55,0	19,6	49,0	41,4	49,5	42,5	47,0	44,0	46,5	47,4	32,2	38,6	66,0	48,8	62,7
t	0,55	2,4	2,3	2,5	1,8	2,4	1,26	1,4	1,65	1,7	1,3	2,1	1,3	0,82	2,35	1,9	2,2	—	—
φ	16,6	7,3	5,7	8,8	25,0	4,9	13,1	8,1	6,1	21,0	9,8	17,5	16,6	13,1	8,7	18,8	47,0	17,1	12,5

Minták száma	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
SiO ₂	10 427	9 900	10 207	11 053	10 020	11 022	11 263	10 282	11 520	7 740	10 720	10 692	11 735	11 968	10 185	10 470	10 583	9 283	10 797
TiO ₂	50	146	101	57	76	56	57	91	24	46	60	54	31	—	84	84	75	94	80
Al ₂ O ₃	1 713	1 642	1 677	1 300	1 675	1 495	1 504	1 416	1 217	1 235	1 533	1 486	1 495	1 210	1 594	1 645	1 425	1 320	1 379
Fe ₂ O ₃	8	169	69	130	62	30	14	71	33	216	36	40	52	27	65	44	77	74	79
FeO	468	408	536	342	514	397	447	368	194	394	381	253	167	121	468	476	160	514	278
MnO	21	7	24	—	18	6	21	15	13	30	11	11	5	—	10	4	8	11	11
MgO	550	820	692	500	732	577	610	607	472	1 172	590	495	125	1 465	762	567	497	1 537	522
CaO	452	623	682	509	662	189	414	471	586	1 686	496	593	311	98	388	525	629	861	450
Ni ₂ O	469	485	494	548	494	542	498	556	23	16	476	247	518	373	452	503	342	487	489
K ₂ O	523	431	415	461	523	517	453	549	482	431	413	490	495	373	506	414	606	543	600
Összesen:	14 681	15 031	14 897	14 900	14 776	14 831	15 281	14 376	14 564	12 966	14 736	14 361	14 932	15 635	14 514	14 752	14 402	14 724	14 685
A	1 984	1 832	1 618	2 018	2 034	2 118	1 902	2 210	1 010	894	1 778	1 474	2 026	1 492	1 916	1 834	1 886	2 060	2 178
C	452	623	682	291	658	189	414	311	586	788	496	593	311	98	388	525	477	290	290
B	1 593	1 779	1 562	1 320	1 392	1 534	1 384	1 292	871	2 926	1 440	1 151	741	2 372	1 866	1 541	1 767	2 881	1 129
S	10 477	10 046	10 398	11 110	10 096	11 078	11 320	10 323	11 544	7 786	10 780	10 746	11 766	11 968	10 269	10 554	10 658	9 377	10 877
Összesen:	14 506	14 280	14 170	14 739	14 180	14 919	15 020	14 136	14 011	12 394	14 494	13 964	14 844	15 930	14 439	14 454	14 788	14 608	14 474
a	13,5	12,8	11,2	13,7	14,3	14,2	12,8	15,7	7,2	8,0	12,3	10,8	13,6	9,5	13,3	12,7	12,8	14,1	15,2
c	3,1	4,4	4,8	1,8	4,7	1,3	2,7	2,2	4,2	6,3	3,4	4,4	2,1	0,6	2,7	3,6	3,3	2,0	2,8
b	12,0	12,4	11,0	9,0	9,9	10,2	9,2	9,1	6,2	23,3	9,9	8,2	5,0	14,9	13,0	10,5	11,9	19,6	7,8
s	71,4	70,4	73,0	75,5	71,1	74,3	75,3	73,0	82,2	62,4	74,4	76,6	79,3	75,0	72,0	73,0	72,0	64,3	75,0
Összesen:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
f'	31,6	42,4	40,0	45,5	47,0	30,2	36,0	40,6	31,4	29,4	32,0	29,7	37,2	7,4	32,4	36,8	18,2	23,3	33,5
m'	34,6	46,0	44,1	38,0	52,7	37,6	44,0	46,9	54,2	40,2	41,0	43,2	16,8	61,6	41,0	36,6	28,2	53,2	46,4
c'	—	—	—	16,5	—	—	—	12,5	—	30,4	—	—	—	—	—	—	—	23,5	14,1
a'	33,8	11,6	10,9	—	0,3	32,2	20,0	—	14,4	—	27,0	27,1	46,0	—	26,6	2,6	—	—	—
n	47,0	53,0	61,0	50,0	49,0	51,0	52,0	52,6	4,5	3,25	53,0	33,5	51,0	50,0	47,4	55,0	36,2	47,3	44,7
t	0,48	1,45	0,98	0,57	0,76	0,5	0,5	0,9	0,22	0,6	0,5	0,99	0,26	—	0,82	0,8	0,71	1,91	0,74
φ	1,0	19,0	8,7	19,7	8,9	3,9	2,0	11,0	7,6	14,8	4,9	7,0	14,4	2,3	7,0	5,7	8,7	5,1	14,0

Minták száma	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	93	94
SiO ₂	9 682	10 178	10 663	11 200	11 410	11 010	7 343	8 513	10 452	9 337	11 468	9 713	8 327	7 668	10 247	12 048	10 760
TiO ₂	125	84	74	25	24	35	230	257	186	91	39	66	187	136	136	72	—
Al ₂ O ₃	1 707	1 571	1 540	1 587	1 610	1 625	1 794	1 194	1 479	1 624	1 629	1 811	1 308	1 457	1 490	1 109	1 697
Fe ₂ O ₃	93	61	39	47	51	114	270	430	61	107	102	184	237	61	52	197	243
FeO	568	650	350	332	283	103	664	987	606	735	79	633	921	1 707	665	415	21
MnO	7	17	—	18	23	8	8	18	14	11	4	20	25	23	10	7	14
MgO	865	830	532	637	477	615	1 595	1 997	775	1 035	290	1 022	1 562	1 770	845	567	55
CaO	839	705	395	162	111	512	1 055	398	504	629	209	111	1 789	1 889	521	259	39
N ₂ O	516	552	477	711	716	653	605	213	823	665	557	52	639	363	447	615	885
K ₂ O	377	485	632	335	294	259	357	166	64	245	326	535	80	32	485	48	590
Összesen:	14 779	15 133	14 702	15 054	14 999	14 937	13 921	15 153	14 964	14 544	14 683	14 147	15 075	14 122	14 898	15 337	14 304
A	1 786	2 074	2 218	2 092	2 020	1 824	1 924	758	1 774	1 820	1 726	1 174	1 438	790	1 864	1 326	2 950
C	814	594	395	162	111	512	832	398	504	629	209	111	589	1 062	521	259	39
B	1 651	1 800	1 032	1 839	1 863	1 359	3 030	4 696	1 693	2 165	1 691	4 269	4 182	4 388	1 699	1 757	942
S	9 807	10 262	10 737	11 225	11 434	11 045	7 573	8 770	10 638	9 428	11 507	9 779	8 514	7 820	10 383	12 120	10 760
Összesen:	14 058	14 670	14 382	15 318	15 428	14 740	13 359	14 622	14 609	14 042	15 133	15 333	14 723	14 060	14 467	15 462	14 691
a	12,8	14,3	15,4	13,5	13,1	12,4	14,3	5,1	12,1	13,0	11,4	7,5	9,8	5,6	13,5	8,5	20,1
c	5,7	3,8	2,8	1,4	0,7	3,5	6,2	2,7	3,4	4,5	1,4	0,5	4,0	7,6	3,5	1,7	0,3
b	11,5	12,2	7,2	12,1	12,1	9,1	22,4	32,2	11,6	15,4	11,2	28,0	28,2	31,2	11,5	11,4	6,4
s	70,0	69,7	74,6	73,0	74,1	75,0	56,1	60,0	72,9	67,1	76,0	64,0	58,0	55,6	71,5	73,4	73,2
Összesen:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
f'	46,1	43,8	41,5	24,5	21,8	25,2	40,1	39,6	44,0	44,7	17,0	24,0	34,0	40,8	45,5	46,6	55,5
m'	52,4	46,0	51,5	34,5	25,7	45,2	52,5	42,6	46,0	47,7	17,2	24,0	37,4	40,3	50,0	33,2	5,5
c'	1,5	10,2	—	—	—	—	7,4	—	—	—	—	—	28,6	18,9	—	—	—
a'	—	—	7,0	41,0	52,5	29,6	—	17,8	10,0	7,9	65,8	52,0	—	—	—	—	—
n	58,0	55,5	41,8	68,0	70,8	72,0	62,5	56,2	97,0	73,0	62,0	8,9	8,9	92,0	48,2	95,0	60,0
t	1,27	0,82	0,69	0,25	0,21	0,31	3,3	2,92	1,7	0,97	0,3	0,67	2,2	1,89	1,3	0,6	—
φ	11,3	6,7	7,5	5,1	5,5	16,8	17,8	18,3	6,6	9,8	17,0	8,6	11,3	1,4	6,1	22,5	51,5

Példaként bemutatjuk a 60-as sorszámú kőzet vektorértékeinek számítási menetét:

SiO ₂	66,50	11 053 } 57 }		11 110 S	s = 75,5
TiO ₂	0,46				
Al ₂ O ₃	13,26	1 300 - 1009 =		291 C	c = 1,8
Fe ₂ O ₃	2,08	130 × 2	} 602 }		
FeO	2,46	342			
MnO	nyom	0	} 500 }	1 320 B	b = 9,00
MgO	2,00	500 ...			
CaO	2,85	509 - 291 = 218			
Na ₂ O	3,40	548 } 461 }	× 2 =	2 018 A	a = 13,70
K ₂ O	4,33				
14 900 S + C + B + A = 14 739					100,00

$$s = \frac{11\,110 \cdot 100}{14\,739} = 75,50$$

$$c = \frac{291 \cdot 100}{14\,739} = 1,80$$

$$b = \frac{1320 \cdot 100}{14\,739} = 9,00$$

$$a = \frac{2018 \cdot 100}{14\,739} = 13,70$$

100,00

Ezekből az alapértékekből számítjuk ki a további kisegítő vektorértékeket az alábbi képletek szerint:

$$f' = \frac{\text{FeO}' \cdot 100}{B} = \frac{602 \cdot 100}{1320} = 45,50$$

$$m' = \frac{\text{MgO} \cdot 100}{B} = \frac{500 \cdot 100}{1320} = 38,00$$

$$c' = \frac{\text{CaO}' \cdot 100}{B} = \frac{218 \cdot 100}{1320} = 16,50$$

100,00

$$n = \frac{2 \text{ Na}_2\text{O} \cdot 100}{A} = \frac{2 \cdot 548 \cdot 100}{2018} = \frac{1096 \cdot 100}{2018} = 54,3$$

$$t = \frac{\text{TiO}_2 \cdot 100}{S} = \frac{57 \cdot 100}{11\,110} = 0,57$$

$$\varphi = \frac{2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{B} = \frac{260 \cdot 100}{1320} = 19,7$$

Amennyiben a kőzet a 2. kőzetcsoporthoz tartozik, az egész CaO molekuláris értéke a földpátokba épül be, vagyis a C értéke azonos a CaO teljes molekuláris értékével.

A B képzése is változik. $B = \text{FeO}' + \text{MgO} + 2 \text{ Al}_2\text{O}_3'$, ahol az FeO' értéket már ismerjük.

Sor- szám	Mélység m	A kőzet megnevezése	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
95.	531,6—557,0	Felőrölt fillit-kvarecpala	54,50	0,70	16,60	3,41	5,40
96.	686,4—697,5	Metagrauvakke	46,10	0,50	13,93	nyom	6,85
98.	713,1—715,0	Biotitos paragneisz	64,93	0,61	13,00	0,28	2,92
99.	725,0	Diafitoritosodott, biotitos paragneisz	54,42	0,56	19,64	0,53	7,66
100.	733,0	Diafitoritosodott, biotitos paragneisz	52,86	0,70	19,39	2,04	6,96
101.	736,5	Biotitos paragneisz	59,75	0,83	17,44	3,80	5,89
102.	736,7—744,0	Biotit-muszkovitos paragneisz	62,38	0,45	15,60	1,72	1,15
103.	749,8—756,4	(A) Biotitos paragneisz	63,26	1,00	13,77	1,11	3,85
104.	749,8—756,4	(B) Biotitos, palás szövetű diatexit	61,40	0,67	13,13	2,11	4,53
105.	749,8—756,4	(C) Muszkovit-szericites diafitorit	59,34	1,10	16,57	1,23	4,84
106.	774,9—778,1	Muszkovit-biotit-cordierites paragneisz	54,25	1,08	14,18	3,81	6,89
107.	778,1—785,0	Porfiroblasztos diatexit	60,92	1,25	13,26	1,58	4,61
108.	788,8—795,0	(A) Porfiroklasztos diatexit	57,61	1,10	15,68	0,02	4,43
109.	788,8—795,0	(B) Kvarcosodott diafitorit	58,85	0,81	13,00	1,18	3,30
110.	793,3—798,7	Porfiroblasztos diatexit	63,20	0,37	16,52	1,84	4,80
111.	802,0	Diafitoritosodott diatexit	60,76	0,54	15,19	3,62	4,99
112.	808,05—815,3	Porfiroklasztos diatexit	61,39	0,92	14,40	1,46	3,61
113.	816,0—819,4	Porfiroklasztos diatexit	64,25	0,92	15,30	0,75	3,45
114.	829,4—836,0	(A) Porfiroklasztos szemegneisz	63,29	0,92	15,81	0,70	4,84
115.	829,4—836,0	(B) Agmatit-szubsztrátum II. fejlődési fokozata	67,58	0,61	15,30	1,14	3,30
116.	836,0—842,0	(A) Porfiroklasztos szemegneisz	64,57	0,85	16,06	—	3,74
117.	836,0—842,0	(B) Diafitoritosodott szemegneisz	64,04	0,92	15,93	0,77	4,30
118.	852,3—853,3	Biotit-cordierites paragneisz	60,54	1,08	17,59	1,21	6,07
119.	861,2—866,0	Biotit-cordierites paragneisz	59,51	1,10	17,85	0,89	5,22
120.	866,0—869,0	Az előző kőzet kvarcosodott szakasza	63,67	0,41	13,32	0,74	4,15
121.	874,2	Milonitosodott, porfiroblasztos diatexit	55,17	0,52	17,08	0,88	5,04
122.	874,21—878,7	Diafitoritosodott diatexit	59,35	0,63	17,17	0,23	3,76
123.	881,81—885,8	Porfiroklasztos diatexit	58,68	0,83	16,53	2,02	5,45
124.	901,0—907,0	(A) Porfiroklasztos diatexit	54,25	1,25	16,95	1,97	4,61
125.	901,0—907,0	(B) Diafitoritosodott diatexit	61,26	0,70	16,19	0,70	4,30
126.	907,0—913,8	Porfiroklasztos diatexit	59,18	1,33	16,06	1,08	4,68
127.	924,3—925,65	(A) Porfiroklasztos diatexit	69,13	0,45	16,02	0,18	1,22
128.	924,3—925,65	(B) Diafitorézist szenvedett diatexit	67,74	0,41	15,89	0,40	1,61
129.	925,0—927,8	Porfiroklasztos diatexit	63,26	0,56	14,66	0,48	3,38

kőzetek elemzési adatai (%)

2a táblázat

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Izz. v.	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	Össze- sen	Sor- szám
0,08	3,30	1,40	1,20	0,90	—	—	9,20	0,14	—	1,70	98,53	95.
nyom	4,30	6,57	5,41	2,67	—	—	13,49	0,15	—	0,10	99,98	96.
0,05	2,60	2,74	3,44	4,03	0,38	2,28	—	0,13	1,73	—	99,12	98.
0,07	1,84	2,00	1,58	1,02	—	—	10,09	0,11	—	nyom	99,52	99.
0,09	6,02	4,17	0,63	2,22	—	—	5,35	0,09	—	0,64	101,16	100.
nyom	2,32	3,32	2,38	1,72	—	—	1,98	0,02	—	0,58	100,03	101.
0,09	4,60	4,52	3,34	3,03	0,22	1,19	—	0,08	1,44	—	99,81	102.
0,04	3,40	3,81	2,28	2,51	0,32	3,51	—	0,25	1,96	—	101,07	103.
0,07	2,40	1,67	1,55	3,39	0,29	5,12	—	0,03	3,07	—	99,43	104.
0,09	2,90	1,67	3,28	5,81	0,34	3,16	—	0,14	0,29	—	100,76	105.
0,06	5,37	5,87	3,55	3,02	—	—	1,53	0,40	—	0,28	100,29	106.
0,09	4,90	3,51	2,70	3,72	0,26	2,43	—	0,22	0,45	—	99,90	107.
0,02	7,90	2,28	3,02	3,83	0,22	3,96	—	0,16	1,11	—	101,34	108.
0,05	4,40	6,41	2,41	2,47	0,36	2,99	—	0,08	3,34	—	99,65	109.
nyom	2,39	2,84	3,31	2,76	—	—	1,69	0,18	—	0,21	100,11	110.
0,10	2,13	5,16	2,79	1,78	—	—	2,54	0,03	—	0,62	100,25	111.
0,11	3,80	4,73	2,73	3,25	0,28	2,14	—	0,17	1,43	—	100,42	112.
0,05	2,70	2,13	3,01	3,60	0,30	2,57	—	0,08	0,85	—	99,96	113.
0,05	2,35	0,68	2,90	2,48	0,50	5,44	—	0,04	—	—	100,00	114.
0,05	1,80	1,45	2,67	2,46	0,28	3,72	—	0,10	0,47	—	100,93	115.
0,05	2,05	2,67	2,47	4,16	0,20	2,28	—	0,12	0,47	—	99,69	116.
0,05	2,60	1,06	3,28	3,34	0,18	4,20	—	0,12	0,40	—	101,19	117.
0,11	2,65	1,60	2,20	3,60	0,24	3,72	—	0,06	0,17	—	100,84	118.
0,09	2,20	1,67	2,64	4,20	0,26	3,75	—	0,04	0,33	—	99,75	119.
0,08	2,30	2,67	2,31	2,69	0,36	2,36	—	0,04	4,96	—	97,70	120.
nyom	1,42	2,84	5,69	3,66	—	—	8,59	0,27	—	nyom	101,16	121.
0,09	2,05	2,13	2,21	3,04	0,34	4,77	—	0,11	3,54	—	94,65	122.
nyom	3,16	3,86	3,93	1,16	—	—	3,44	0,20	—	0,20	99,46	123.
0,21	4,15	2,59	3,05	4,64	0,50	4,31	—	0,19	2,09	—	96,45	124.
0,09	2,10	2,67	2,78	4,33	0,12	4,09	—	0,18	1,57	—	96,99	125.
0,15	3,40	3,51	3,13	4,47	0,26	2,00	—	0,13	1,18	—	98,56	126.
0,01	0,90	1,06	3,42	3,88	0,44	0,70	—	0,19	0,87	—	97,77	127.
0,02	1,10	1,29	2,61	5,38	0,16	1,27	—	0,13	0,48	—	97,22	128.
0,04	2,20	2,21	3,98	3,81	0,24	2,55	—	0,04	2,96	—	97,82	129.

A Pécs-7. sz. fúrással feltárt kőzetek Zavarickij-féle vektorértékei

Minták száma	95	96	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
SiO ₂	9 083	7 683	10 822	9 070	8 810	9 958	10 397	10 543	10 233	9 890	9 042	10 153	9 602	9 808	10 533	10 127	10 232
TiO ₂	87	62	76	70	87	104	56	125	84	126	135	156	137	101	46	67	115
Al ₂ O ₃	1 627	1 366	1 275	1 925	1 901	1 710	1 529	1 350	1 287	1 625	1 390	1 300	1 537	1 275	1 620	1 489	1 412
Fe ₂ O ₃	213	—	17	33	127	238	107	69	132	77	238	99	1	74	115	226	91
FeO	750	951	406	1 064	967	818	160	535	629	672	957	640	615	458	667	693	501
MnO	11	—	7	10	13	—	13	6	10	13	8	13	3	7	—	14	15
MgO	825	1 075	650	460	1 505	580	1 150	850	600	725	1 342	1 225	1 975	1 100	597	532	950
CaO	250	1 173	489	357	745	593	807	680	298	298	1 048	627	407	1 145	507	921	845
N _a 2O	194	873	555	255	102	384	539	369	250	529	573	435	487	389	534	450	440
K ₂ O	96	284	429	108	236	183	322	267	361	618	321	396	407	263	291	189	346
Összesen:	13 136	13 467	14 726	13 352	14 493	14 568	15 030	14 794	13 884	14 573	15 054	15 044	15 171	14 620	14 910	14 708	14 947
A	580	2 314	1 698	726	676	1 134	1 722	1 272	1 222	2 294	1 788	1 662	1 788	1 304	1 650	1 278	1 572
C	250	209	291	357	745	593	668	680	298	298	496	469	407	623	507	850	626
B	4 186	2 990	1 295	4 010	4 375	3 074	1 676	1 197	2 259	1 924	3 335	2 234	3 067	2 235	1 938	1 762	1 867
S	9 170	7 745	10 898	9 140	8 897	10 062	10 453	10 668	10 317	10 016	9 177	10 309	9 739	9 909	10 579	10 194	10 347
Összesen:	14 186	13 258	14 182	14 233	14 693	14 863	14 519	13 817	14 096	14 532	14 796	14 674	15 001	14 071	14 674	14 084	14 412
a	4,2	17,5	12,0	5,02	4,7	7,5	11,9	9,2	8,7	15,7	12,2	11,3	11,9	9,3	11,3	9,0	10,9
c	1,8	1,6	2,0	2,52	5,0	4,0	4,6	4,9	1,8	2,1	3,3	3,3	2,7	4,4	3,4	6,0	4,4
b	29,5	22,6	9,1	28,3	29,8	20,7	11,5	8,7	16,5	13,2	22,5	15,3	20,4	15,9	13,3	12,5	13,0
s	64,5	58,3	76,9	64,2	60,5	67,8	72,0	77,2	73,0	69,0	62,0	70,1	65,0	70,4	72,0	72,5	71,7
Összesen:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
f'	28,4	32	37,7	28,5	28,2	45,2	23,1	23,3	40,0	43,5	48,2	38,4	20,3	27,5	45,7	65,6	37,4
m'	19,6	35,8	50,0	11,4	34,6	18,9	68,7	71,0	26,5	37,7	40,2	54,6	64,3	49,3	30,7	30,2	50,7
c'	—	32,2	15,2	—	—	—	8,2	—	—	—	16,6	7,0	—	23,2	—	4,2	11,9
a'	52,0	—	—	60,1	37,2	35,9	—	5,7	33,5	18,8	—	—	15,4	—	23,6	—	—
n	67,0	75,5	65,1	70,1	34,0	68	61,7	58,1	41,0	46,3	64,6	52,2	54,4	58,9	64,8	70,2	56,1
t	0,95	0,8	0,7	0,8	0,97	1,04	0,52	1,1	0,81	1,26	1,47	1,51	1,4	1,2	0,35	0,6	1,1
φ	10,2	—	2,6	1,6	5,8	17,7	16,8	18,1	1,6	8,0	14,3	8,9	0,07	6,6	11,8	25,6	9,6

Minták száma	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129
SiO ₂	10 708	10 565	11 263	10 762	10 673	10 090	9 918	10 612	9 195	9 892	9 780	9 042	10 210	9 863	11 522	11 290	10 543
TiO ₂	115	115	76	106	115	135	137	51	65	79	104	156	87	166	56	51	70
Al ₂ O ₃	1 500	1 550	1 500	1 575	1 562	1 725	1 750	1 306	1 675	1 683	1 600	1 662	1 587	1 575	1 571	1 538	1 437
Fe ₂ O ₃	47	44	71	—	48	76	56	46	55	14	126	123	44	67	11	25	30
FeO	479	672	458	519	597	843	725	576	700	522	757	640	597	650	169	224	469
MnO	7	7	7	7	7	15	13	11	—	13	—	30	13	21	1	3	6
MgO	675	587	450	512	650	662	550	575	355	512	782	1 037	525	850	225	275	550
CaO	380	121	259	477	189	286	298	477	507	380	689	462	477	627	189	230	395
Na ₂ O	485	468	431	398	529	355	426	373	918	356	634	492	448	505	552	421	642
K ₂ O	383	264	262	443	355	383	447	286	389	323	123	494	461	475	413	572	405
Összesen:	14 779	14 393	14 777	14 799	14 725	14 570	14 320	14 353	14 859	13 774	14 595	14 138	14 449	14 799	14 709	14 649	14 547
A	1 736	1 464	1 386	1 682	1 768	1 476	1 746	1 318	2 614	1 358	1 514	1 972	1 818	1 960	1 930	1 986	2 094
C	380	121	259	477	189	286	298	477	368	380	689	462	477	595	189	230	390
B	1 759	2 748	2 153	1 552	2 318	2 674	2 558	1 594	1 304	2 323	2 119	2 381	1 625	1 687	1 251	1 222	1 090
S	10 823	10 680	11 339	10 868	10 788	10 225	10 055	10 663	9 260	9 971	9 884	9 198	10 297	10 029	11 578	11 341	10 613
Összesen:	14 698	15 013	15 137	14 579	15 063	14 661	14 657	14 052	13 546	14 032	14 206	14 013	14 217	14 271	14 948	14 779	14 187
a	11,9	9,7	9,2	11,6	11,7	10,0	12,0	9,4	19,3	9,7	10,6	14,2	12,8	13,8	12,9	13,5	14,7
c	2,5	0,8	1,6	3,4	1,2	1,9	2,0	3,4	2,7	2,7	4,8	3,3	3,4	4,2	1,2	1,5	2,7
b	11,9	18,3	14,2	10,6	15,3	18,1	17,5	11,3	9,6	16,6	14,9	17,0	11,2	11,9	8,3	8,4	7,6
s	73,7	71,2	75,0	74,4	71,8	70,0	68,5	75,9	68,4	71,0	69,7	65,5	72,4	70,1	77,6	76,6	75,0
Összesen:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
f'	33,4	28,0	28,2	34,0	30,0	38,0	33,2	42,6	62,0	24,2	48,5	38,5	43,0	47,6	15,3	22,8	49,0
m'	38,0	21,4	20,8	33,0	28,0	24,8	21,6	36,2	27,3	22,2	37,0	43,5	32,3	50,5	18,0	22,4	50,5
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	10,7	—	—	—	—	1,9	—	—	0,5
a'	28,6	50,6	51,0	33,0	42,0	37,4	45,2	21,2	—	53,6	14,5	18,0	24,7	—	66,7	55,0	—
n	56,0	64,2	62,3	47,3	65,0	48,3	49,0	57,0	70,4	52,3	84	50,0	49,3	52,5	57,0	42,0	61,0
v	1,0	1,07	0,67	0,98	1,06	1,3	1,3	0,48	0,7	0,79	1,05	1,7	0,86	1,66	0,49	0,44	0,66
φ	5,3	3,2	6,6	—	4,1	5,7	4,4	5,8	8,4	1,2	11,9	10,3	5,4	8,0	1,7	4,1	5,5

A Mozsgó-1. sz. fúrással feltárt

Sor- szám	Mélység m	A kőzet megnevezése	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
130.	367,5	Blasztomilonit	56,20	0,31	13,64	3,35	0,91	0,07
131.	370,2	Blasztomilonit	45,56	0,36	12,48	3,31	7,32	0,67
132.	373,1	Blasztomilonit	52,26	0,40	12,09	2,93	6,89	0,37
133.	375,1	Milonitosodott aplit	76,12	—	10,93	0,60	0,49	0,09
134.	380,5	Blasztomilonit	61,90	0,33	15,57	1,86	3,02	0,10
135.	387,2	Kataklázos gránit	63,83	0,31	12,99	2,70	2,46	0,21
136.	390,7—390,9	Kataklázos gránit	71,54	—	11,96	0,69	1,12	0,19
137.	392,2	Milonitosodott aplit	75,78	—	10,93	0,40	0,28	—
138.	393,4	Kataklázos gránit	63,74	0,30	14,02	1,40	3,44	0,21
139.	404,5	Milonitosodott aplit	77,23	—	10,55	0,34	0,91	nyom
140.	407,4—408,0	Kataklázos gránit	61,35	0,41	12,99	1,63	3,23	0,15
141.	410,0	Milonitosodott gránit	64,57	0,33	11,58	1,87	2,95	0,18
142.	421,5	Blasztomilonit	53,22	—	10,16	1,85	3,58	0,36
143.	423,6	Kataklázos gránit	64,80	—	12,61	0,78	1,33	0,20
144.	430,0	Kataklázos gránit	65,69	—	13,64	2,06	1,12	—
145.	434,6	Aplitgránit	68,55	—	11,84	—	1,33	nyom
146.	437,5	Blasztomilonit	59,76	nyom	14,41	1,23	2,95	0,22
147.	442,0	Biotitos gránit	64,31	—	15,57	1,38	2,04	0,21
148.	447,0	Blasztomilonit	54,53	—	12,09	1,07	3,51	0,43
149.	449,0	Porfiroblasztos gránit	66,98	—	15,05	1,43	1,75	0,07
150.	454,0	Porfiroblasztos gránit	65,06	—	15,95	1,51	2,04	0,19
151.	456,0	Porfiroblasztos gránit	65,24	—	13,51	1,19	2,81	0,21
152.	467,0	Porfiroblasztos gránit	60,15	—	13,64	1,07	2,67	0,21

Az $Al_2O_3' = Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O) - CaO$. Ebben az esetben nem CaO felesleg = c' , hanem alumíniumfelesleg, a' áll fenn, ahol

$$a' = \frac{2 Al_2O_3' \cdot 100}{B}$$

Az S és az A értékeket változatlanul számoljuk. A 3. csoport, vagyis az alkális kőzetek esetében:

$$S = SiO_2 + TiO_2$$

$$A = 2 Al_2O_3$$

$$\bar{C} = 2 [(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3] \text{ és ez kisebb az } FeO' \text{ értéknél}$$

$$B = (FeO' - \bar{C}) + MgO + CaO$$

A vektorokkal való ábrázolási mód a következő:

Mivel az $s + a + c + b = 100$, az s értéket nem tüntetjük fel. Egy nagy T betűhöz hasonló tengelyre visszük fel az értékeket. A T betű függőleges szárán tüntetjük fel a b értéket. Ebből a pontból kiindulva jobbra felvisszük az a értéket, míg bal oldalára a c -t. Az a végpontjából szerkesztjük meg az m' , c' , illetve m' , a' , a c végpontjából pedig az n és $100 - n$ értéket. Mindezeket a vektorokat $1/10$ értékre csökkentjük az ábraméretük miatt. A 60 sz. elemzés értékeinek felrakási módját a 6. ábra tünteti fel.

Kőzetek elemzési adatai (%)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂	Össze- sen	Sor- szám
1,01	8,10	3,22	5,50	0,24	1,09	0,19	5,77	98,51	130.
7,40	5,17	2,02	5,02	0,24	4,11	0,41	4,46	94,42	131.
6,89	4,19	2,07	4,33	0,17	3,77	0,26	3,40	96,25	132.
0,90	1,25	3,10	4,82	0,14	0,17	nyom	0,96	99,40	133.
3,04	1,11	3,19	5,98	0,22	2,17	0,10	0,70	97,12	134.
1,82	3,63	3,66	4,20	0,17	1,21	0,08	2,48	98,54	135.
1,01	1,53	2,63	6,20	0,14	0,62	0,05	1,02	97,08	136.
0,90	1,11	4,36	4,68	0,17	0,25	nyom	0,69	99,30	137.
3,14	1,81	3,65	3,74	0,14	0,06	—	0,94	96,53	138.
0,50	0,90	3,85	4,53	0,14	0,02	0,15	0,42	99,52	139.
3,25	2,37	3,60	7,24	0,53	0,83	0,21	1,22	98,18	140.
2,63	2,09	2,50	6,94	0,20	1,32	0,20	1,43	97,47	141.
5,37	6,56	1,89	7,03	0,65	1,62	0,44	6,01	97,12	142.
1,82	2,79	3,48	7,78	0,17	0,83	0,09	1,50	97,35	143.
1,21	1,25	4,34	7,55	0,15	1,04	0,12	0,65	97,78	144.
0,86	2,44	4,40	7,50	0,18	0,87	0,03	1,24	98,37	145.
3,49	2,09	4,43	5,26	0,17	1,89	0,16	1,80	95,97	146.
1,82	0,83	4,17	6,04	0,15	1,33	0,06	0,32	96,90	147.
5,67	5,94	2,51	4,33	0,21	2,14	0,08	7,27	97,64	148.
2,02	1,11	4,61	4,98	0,17	1,33	0,06	0,23	98,46	149.
1,72	1,39	3,61	5,40	0,18	0,91	0,12	0,92	98,09	150.
2,94	2,37	3,11	4,16	0,17	1,43	0,18	1,91	97,80	151.
2,53	2,37	2,23	5,79	0,15	1,50	nyom	2,23	93,04	152.

Szólni kell a φ érték jelentéséről:

a $\varphi = \frac{2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{B}$ érték az Fe_2O_3 részarányát fejezi ki a mafikus elegyrészeket tartalmazó B értékben, amelyben az $\text{FeO}' + \text{MgO} + \text{CaO}'$ %-os összege 100. Vagyis az Fe^{III} %-os értékét adja az FeO , MnO , MgO és a mafikus ásványokba épülő CaO együttes összegével szemben (a kétvegyértékű fémek oxidokkal szemben).

Hazai gyakorlat szerint a vas oxidációs fokát közvetlenül a három- és kétvegyértékű vas-oxidok arányából számoljuk, ami a mangán elenyésző mennyiségét tekintve az Fe^{III} arányát fejezi ki az FeO' kiegészítő vektorértéken belül. Számítása a következő:

$$\omega = \frac{2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{FeO}'} = \frac{2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}}$$

A 60-as sorszámú kőzet esetében:

$$\omega = \frac{2 \cdot 130 \cdot 100}{260 + 342} = \frac{26000}{602} = 43,3\% \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ és } 56,7\% \text{FeO}.$$

Ha a kapott 43,3% értéket összehasonlítjuk a $\varphi = 19,7$ értékével, azt látjuk, hogy az $2,2 \times$ nagyobb. Az 57–69 sz. minták esetében 2,6-szoros különbség átlagot kaptunk. Ennyiszor nagyobb az oxidációs fok (ω) átlagértéke a φ átlagértékénél.

A Mozsgó-I. sz. fűrással feltárt

Minták száma	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140
SiO ₂	9 367	7 539	8 710	12 687	10 317	10 638	11 923	12 630	10 623	12 872	10 226
TiO ₂	39	45	50	—	41	39	—	—	37	—	51
Al ₂ O ₃	1 337	1 224	1 185	1 072	1 526	1 274	1 173	1 072	1 375	1 034	1 274
Fe ₂ O ₃	209	207	183	37	116	169	43	25	87	21	102
FeO	126	1 017	957	68	417	342	156	39	478	126	449
MnO	10	94	48	13	14	30	27	—	30	—	21
MgO	252	1 850	1 722	225	760	455	252	225	785	125	812
CaO	1 446	923	748	223	198	648	273	198	323	161	423
Na ₂ O	519	326	334	500	515	590	424	703	589	621	581
K ₂ O	585	534	461	513	636	447	553	498	398	482	770
Összesen:	13 890	13 613	14 398	15 338	14 562	14 632	14 824	15 390	14 725	15 442	14 709
A	2 208	1 720	1 590	2 026	2 302	2 074	1 954	2 144	1 974	2 068	2 548
C	233	364	390	59	198	237	196	89	388	138	154
B	2 029	3 934	2 951	542	1 779	1 576	598	592	1 597	316	1 755
S	9 406	7 638	8 760	12 687	10 358	10 677	11 923	12 630	10 660	12 872	10 277
Összesen:	13 876	13 656	13 691	15 314	14 637	14 564	14 671	15 455	14 619	15 394	14 734
a	15,9	12,7	11,5	13,2	15,8	14,4	13,4	13,8	13,5	13,3	17,0
c	1,7	2,8	2,6	0,4	1,4	1,6	1,4	0,5	2,6	0,7	1,3
b	14,7	28,9	21,5	3,4	12,3	10,6	4,2	3,7	10,9	2,0	11,7
s	67,7	55,6	64,4	83,0	70,5	73,4	81,0	82,0	73,0	84,0	70,0
Összesen:	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
f'	27,4	38,4	29,5	28,2	37,4	44,9	45,0	—	42,6	9,5	29,6
m'	12,4	47,3	58,2	41,5	42,6	28,9	42,0	38,0	49,2	40,0	46,3
c'	60,2	14,3	12,3	30,3	—	26,2	13,0	—	—	—	—
c̄	—	—	—	—	—	—	—	33,3	—	50,5	24,1
a'	—	—	—	—	20,0	—	—	—	8,2	—	—
n'	—	—	—	—	—	—	—	28,7	—	—	—
n	47,0	38,0	41,3	49,3	45,0	57,0	43,3	58,2	60,0	56,5	43,0
t	0,4	0,6	0,6	—	0,4	0,4	—	—	0,3	—	0,4
φ	20,6	10,5	12,4	13,6	13,0	21,3	14,3	—	10,8	—	—

kőzetek Zavarickij-féle vektorértékei

141	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152
10 752	8 870	10 800	10 948	11 425	9 960	10 718	9 088	11 163	10 843	10 873	10 025
4 ¹	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1 135	996	1 236	1 337	1 161	1 413	1 526	1 185	1 475	1 564	1 325	1 337
117	116	49	129	—	77	86	67	89	94	74	67
410	497	185	156	185	410	283	487	243	283	390	371
25	51	28	—	—	31	30	61	10	27	30	30
657	1 342	455	302	215	872	455	1 417	505	430	735	632
372	1 171	498	223	436	373	148	1 061	198	248	423	423
403	305	561	700	710	715	673	405	744	582	502	360
732	748	827	803	798	559	643	461	530	574	443	616
14 661	14 096	14 639	14 598	14 930	14 410	14 562	14 232	14 957	14 645	14 795	13 861
2 270	1 992	2 472	2 674	2 322	2 748	2 632	1 733	2 548	2 312	1 890	1 952
12	114	304	332	185	39	148	319	198	248	380	361
1 687	3 179	960	607	1 160	1 801	1 064	2 841	942	1 248	1 346	1 291
10 803	8 870	10 800	10 948	11 425	9 960	10 718	9 088	11 163	10 843	10 873	10 025
14 772	14 155	14 536	14 561	15 092	14 548	14 562	13 981	14 851	14 651	14 489	13 629
15,2	13,7	17,2	17,3	15,2	18,8	18,0	12,4	17,1	15,9	13,0	14,5
0,7	0,8	2,1	2,3	1,2	0,3	1,1	2,4	1,3	1,6	2,6	2,6
11,4	22,5	6,5	4,2	7,6	12,4	7,3	20,4	6,3	8,5	9,4	9,5
72,7	63,0	74,2	76,2	76,0	68,2	73,6	64,8	75,3	74,0	75,0	73,4
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
38,8	21,0	0,7	13,5	—	33,0	45,6	24,0	45,7	40,0	42,0	41,5
38,8	42,2	47,5	50,0	18,6	48,4	42,7	50,0	53,6	34,5	54,5	49,0
—	—	—	—	—	18,6	—	26,0	—	25,5	3,5	9,5
22,4	36,8	51,8	36,5	37,7	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	11,7	—	0,7	—	—	—
—	—	—	—	43,7	—	—	—	—	—	—	—
35,3	29,0	36,8	46,5	47,0	52,0	51,3	44,2	58,5	50,2	56,0	37,0
0,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	8,3	16,2	4,7	18,8	15,0	10,9	12,0

Akár a táblázatból leolvassa, akár az átlagos 2,5 koefficienssel besorozva a φ értékét, könnyűszerrel megállapíthatjuk a vas oxidációs fokát.

Az általunk elvégzett számítások az Fe oxidációs fokának rendkívüli szórását mutatják, ami a gránitosodás redoxfolyamatainak változékonyságára, de főleg a különböző erősségű retrográd metamorf folyamatok (diaforézis) hatására utal. Az értékek változékonyságában semmiféle törvényszerűséget sem sikerült megállapítani, ezért az Fe oxidációs fokának táblázatos kimutatásától eltekintettünk.

A számítások szisztematikus hibái csakis a másodlagos kőzetelbontás következtében állhatnak elő. Ezek a diaforézis, milonitosodás, kataklázissal együttjáró kvarcosodás, karbonátosodás és piritesedés. A kvarcosodás és karbonátosodásnál fellépő SiO_2 , Fe, Mg, Ca mobilizáció csak abban az esetben jelentős, ha kvarc–karbonátos erek–hajszalerek tömege járja át a kőzetet. Amennyiben ez nem áll fenn, úgy ezek a kationok a földpátok és biotit lebontásából származva helyben maradó elemátcsoportosítást jelentenek, nem okozva lényeges kőzetkémiai változást. Az új anyag a karbonátosodás esetében a CO_2 , ami az elemzési táblázatból azonnal leolvasható és értéke korrekcióként akár le is vonható.

A piritesedés esetében annak Fe-tartalma mindenkor a biotitból szabadult fel, helyben maradt átcsoportosulást jelent és csupán az S (kén)-tartalom az új, amely H_2S alakjában jöhetett fel a hidrotermális jellegű átalakulás során. Ez az átalakulás az Fe oxidációs fokának változását idézte elő csupán.

Amennyiben ezeket a hipergén átalakulásokat nem vennénk figyelembe, az esetben azok torzításként jelentkeznének és zavarnák a törvényszerűségek objektív értelmezését. Éppen ezért ezekre fokozott figyelemmel leszünk.

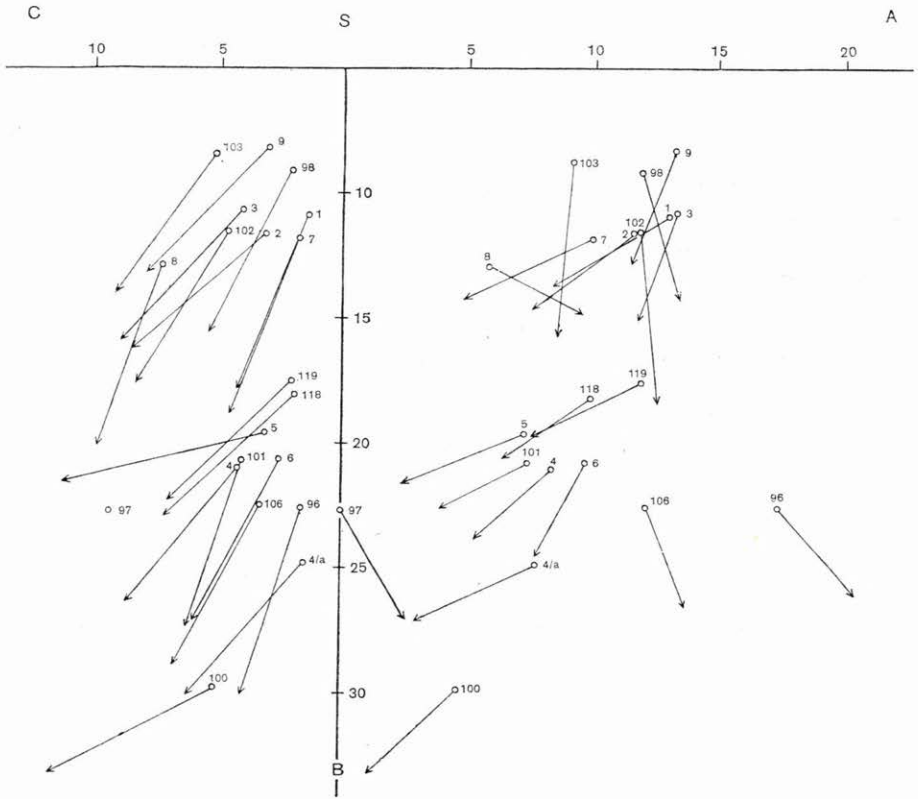
1. Amfibolit fáciesű regionális metamorf kőzetek

Mint már említettük, ebbe a csoportba soroltuk azoknak az óriás xenolitoknak a kőzeteit, amelyek ultrametamorfózist nem szenvedtek s a diatexit és porfiroblasztos gránit öv határán helyezkednek el. A vektordiagramokról azonnal leolvashatjuk, hogy ebbe a csoportba igen változó összetételű kőzetek tartoznak. Mind a „b” (mafikus elegyrészek elemei), mind az „a” (összalkália), mind pedig a „c” (földpátokba épülő CaO) és az „s” ($\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$) értékei a vegyi komponensek rendkívüli szórását mutatják (1. ábra).

A legsavanyúbb kőzetek között találjuk a lovászhetényi pseudomigmatitot és a Pécs-7. sz. fúrás 713,1–715,0 m, illetve a 749,8–756,4 m közötti szakaszában települő aprószemű paragneiszt. Ezeknek összalkália tartalma 9–14% közötti, az Na_2O túlsúlyával a K_2O -dal szemben. Kevés „b” tartalom, ezen belül kevés „c” és „a”, a 103. sz. minta esetében pedig a túlsúlyban levő „m” (Mg-tartalmú biotitdús kőzet) értékek jellemzők a kőzetekre. Általában közepes savanyúságúak és közöttük gyakoribb az Al-felesleggel rendelkező „a”, a „c” értéket tartalmazókkal szemben.

Szembetűnő, hogy a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány legtöbb esetben a Na_2O javára tolódott el.

Összalkáliákban leggazdagabb a 96-os jelzésű (17,5%) metaarkóza (Pécs-7. sz. fúrás 686,4–697,5 m-ében települ), amelyben azonban a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány igen erősen a Na_2O javára ($n = 75,5$) tolódott el. A Ca–C’, vagyis a Ca-felesleg (az össz. CaO-tartalomból levonva a plagioklászokba épülő CaO-tartalmat), amely amfibol-, illetve klorit tartalmat igazol, nincs összhangban azzal a kevés CaO-tartalommal (1,6%), amely a földpátokba épült be. Vagyis a közel 20%-



1. ábra. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység regionális metamorf kőzeteinek vektordiagramja

Fig. 1. Diagramme vectoriel des roches régionalement métamorphisées du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek

nál nagyobb mafikus elegyrész tartalmának ellenére plagioklászai mégis igen savanyúak.

A legbázisosabb plagioklászokat a 8. sz. kőzet (metagrauvakke) tartalmazza. Kevés összalkália és minimális K-tartalma mellett a földpátokba épülő Ca-tartalma igen jelentős, sőt még feleslege is marad az amfibol, esetleg epidot számára.

Figyelmet érdemel a 100-as sorszámmal jelzett biotitos paragneisz a Pécs-7. sz. fúrás 733,0 méteréből. Ez a kőzet nagy „b” ($2\text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO, FeO, MgO és a földpátokon felüli $2\text{Al}_2\text{O}_3$) tartalma mellett kevés összalkáliát (amelyben a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány erősen a K_2O javára tolódott el), közepes mennyiségű Mg-ot, sok Fe-ot, sok Al_2O_3 -ot tartalmaz. Mindebből az látható, hogy a kőzet biotitban és Al_2O_3 -tartalmú ásványokban (disztén) gazdag. Ezt mutatja Al-feleslege (a') és a K_2O túlsúlya a Na_2O -hoz képest. A kevés Na_2O -dal szemben mutatkozó, földpátokba épülő CaO-tartalom nagyobb mennyisége alapján bázisos földpátokat várnánk, ami nem áll fenn. A diagram tehát bázisos torzitást rejt magában. Ha ugyanis a kőzet disztén, sillimanit, cordie-

rit vagy staurolit tartalmú és ezek mellett Ca ásványokat is tartalmaz (epidot, amfibol), az esetben ezeket bázisos földpátoknak tünteti fel a vektordiagram. A figyelmet a torzításra a K_2O túlsúly hívja fel a nagyobb CaO-tartalommal szemben.

A kőzetek TiO_2 -tartalma, annak ellenére, hogy rutilt, titanitot nem sikerült bennük megállapítani, igen változó és esetenként eléri a titanitban dús kőzetek TiO_2 -tartalmát is. Ez csak általt lehetséges, hogy a Ti a biotitokba épült be és ez egészen nagyarányú is lehet.

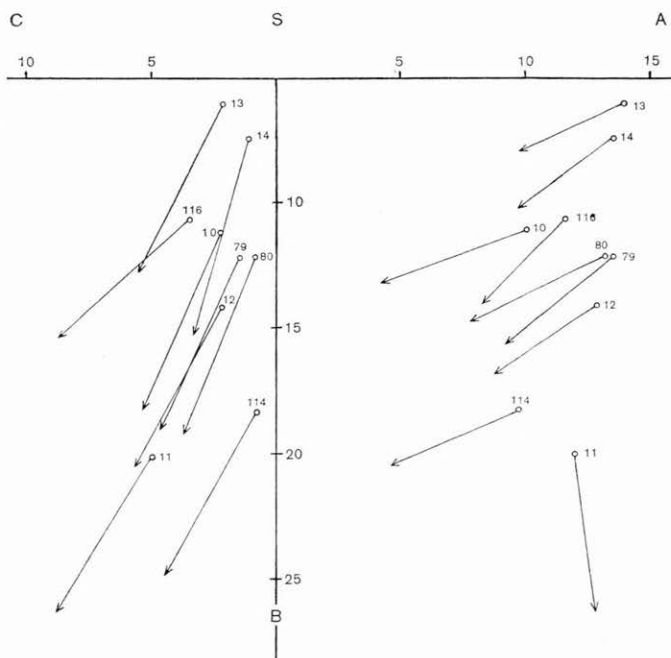
A kőzetek oxidációs fokának értéke a φ ($2 Fe_2O_3/B$) elég magas, 10–22 között ingadozik. Ezt torzíthatja a kőzetek diaftorézise során keletkező piritesezés.

A vektordiagramok összességét tekintve azt állapíthatjuk meg, hogy savanyú és bázisos, alkáliaszegény és alkáliadús, Al_2O_3 -szegény (96-os jelzésű kőzet) és Al_2O_3 -dús, MgO-dús (102) és szegény (5, 8, 102), CaO-dús (97) és szegény (7, 118) kőzetek sűrűn váltakoznak egymással, amelyeknek középértéke a normál granodiorit vegyi összetételének középértékét adja (4. táblázat).

2. Réteges migmatitok

A réteges migmatitok vektordiagramjai az előző csoporthoz képest kisebb szórást mutatnak.

A megelezett 9 minta összalkália-tartalma közel egy tartományba (10



2. ábra. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység réteges migmatitjainak vektordiagramja

Fig. 2. Diagramme vectoriel des migmatites stromatitiques du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek

és 15% közé) esik. Egy kivételével (11. sz. minta) mind alumínium-felesleggel rendelkezik s mind savanyú plagioklásztt tartalmaz (plagioklászba épülő CaO mennyisége 0,8 és 4,9% között van) és végül az összalkália-tartalomban az $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány az Na_2O javára tolódott el. Vagyis a kőzetek valamivel több plagioklásztt (oligoklásztt) tartalmaznak az ortoklásszal szemben (2. ábra).

A legtöbb MgO-ot a 11. sorszámmal jelzett karbonátosodott, réteges migmatit tartalmazza, amely az ófalui Aranyos-völgy közepe táján, az első fahíd előtti útbevigásiban települ. A kőzetek TiO_2 -tartalma (t érték) kevesebb a regionális metamorf kőzetek TiO_2 -tartalmánál.

3. Metabázitok és az agmatit-szubsztrátum I—II. fejlődési fokozatának kőzetei

Mint a vektordiagramokból látjuk, a metabázitok és agmatitok I. fejlődési fokát elért kőzetek azonos mezőre esnek és üres terület választja el őket a felső mezőtől, ahol az agmatitok II. fejlődési fokozatát elért kőzetek vektorai helyezkednek el (3. ábra).

A metabázitok csoportjába sorolt kőzetek kőzetkémiaailag egyveretű csoportot képeznek.

A csoport mafikus elegyrészekben leggazdagabb és egyben összalkáliákban legszegényebb kőzete a 24. és 46. számmal jelzett. Ezek kőzettanilag is hasonló, durvaszemcsés, gabbroid jellegű, palásodás és lineáció nélküli, egyenletesen szemcsés szerkezetűek, amelyekben a földpátokkal szemben túlsúlyban vannak a színes ásványi elegyrészek.

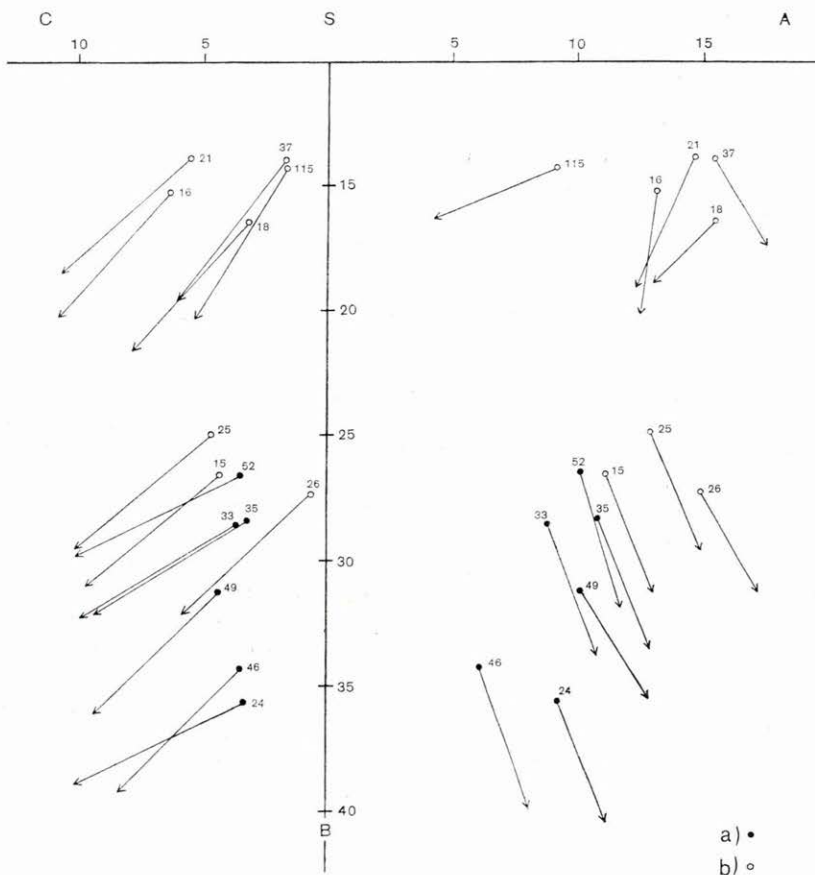
A két kőzet jellegzetessége azonban, hogy mindkettőben a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány a K_2O javára tolódott el, vagyis káliföldpát tartalmuk közel azonos a plagioklászttartalommal, ami eruptív kőzeteknél — ilyen kevés SiO_2 -tartalom mellett — nem lehetséges. Ez a K_2O túlsúly a Na_2O -dal szemben, amint látjuk, az egész csoportra jellemző.

Ezt a jelenséget a megindult gránitosodás vagy nevezhetjük földpátosodás (feldspatization), avagy kálimetaszomatózis hatásának foghatjuk fel. Ezek a kőzetek — mint már az agmatitokról és metabázitokról szóló fejezetben is említettük — a reomorf szakaszban keletkeztek, vagyis a szelektív olvadás előrehaladott állapotában, amikor az alkáliás fluidumok már keresztül-kasul tudták járni ezeket a tömegeket is. Ezt a jelenséget egyébként a terepi feltárásokban és mikroszkópos csiszolatok méreteiben is egyaránt megfigyelhetjük. Jellemző még az alumínium-felesleg hiánya, ami egyébként természetes jelenség az ilyen bazicitású kőzeteknél.

Foglalkozni kell a 26. jelzésű, agmatit-szubsztrátum II. fokozatát elért kőzettel, amely az üvegjutai köfejtőben települ. A földpátokba beépülő alacsony CaO-tartalom mellett jelentős Na_2O -tartalom egészen savanyú plagioklászok jelenlétére utal, ami ilyen bazicitású („b” = 27,3%, „s” = 57,1%) eruptív kőzeteknél nem lehetséges.

Az agmatit-szubsztrátum fejlődésének II. fokozatában a kőzet még megtartotta eredeti lineációs szövetét. Ezeket a 15., 25. és 26. sz. kőzetminták képviselik. Mint látjuk, kőzetkémiaailag a metabázitok csoportjában foglalnak helyet, azokkal mutatnak egyezést és nem a felettük levő II. fejlődési fokozatú kőzetekkel, amelyekre nézve már az Al-felesleg és a sokkal kevesebb mafikus elegyrész tartalom a jellemző.

Lehetséges, hogy a fenti 3 kőzetminta eredeti kőzete nem paragneisz,



3. ábra. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység metabázitjainak és I–II. fejlődési fokozatú agmatit-szubsztrátumainak vektordiagramja
a) metabázit, b) agmatit-szubsztrátum I–II. fejlődési fokozata

Fig. 3. Diagramme vectoriel des métabasites et des substratums d'agmatites à I^{er} et II^e degrés évolutifs du socle cristallin granitique de la Montagne Mecsek
a) métabasite, b) I^{er} et II^e degré évolutifs des substratums d'agmatites

hanem szintén metabázit volt. Erre utalna az a tény is, hogy a földpátokon kívül nem tartalmaznak Al-dús ásványokat (az „a” hiánya), míg a felső mező kőzetei — a 37. sorszámút kivéve — igen, sőt a 115. sz. minta (Pécs-7. sz. fúrás 829,4–836,0 m-ből) jelentős mennyiségben.

Ezeknek a kőzeteknek a TiO_2 -tartalma jóval nagyobb az előző két csoportba tartozó kőzetek TiO_2 -tartalmánál.

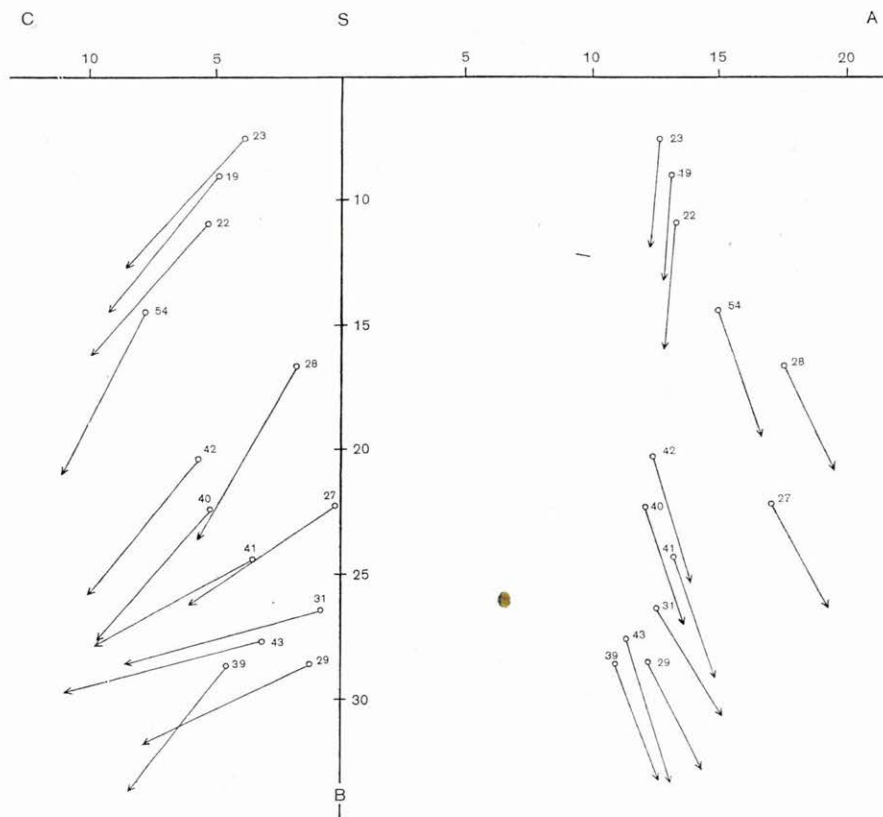
4. Agmatit-szubsztrátum III–IV. fejlődési fokozatának kőzetei

Az agmatitfejlődés III. és IV. fokozatába sorolható kőzetek vektordiagramja szintén kétszatuságot mutat. A 40. és 42. sz. kőzeteket csak azért soroltuk a IV. fejlődési fokozatba, mert ugyanezekben a kőfejtőkben a

fentieknél bázisosabb (mafikus elegyrészekben gazdagabb) szakaszok is települnek (41., illetve 39. sz.). A két csoportba sorolt kőzetek igen nagy szórást mutatnak, különösen a „b” értékek tekintetében (5,5%-tól 28,5%-ig). Ez a jelenség a mafikus elegyrészek rendkívül nagy ingadozását mutatja (4. ábra).

Ezzel az ingadozással párhuzamosan azonban nem változik meg a kőzetek összalkália-tartalma. A 27., 28. és 54. sorszámú kőzeteket kivéve (amelyek nagy összalkália-tartalmúak, a 27. sz. mintában pedig jelentős K_2O túlsúly van a Na_2O -dal szemben), a minták összalkália-tartalma azonos. Ha a 23. sz. minta „a” értékét összehasonlítjuk a 29. sz. minta „a” értékével, szinte azonos számot látunk, ami a B tengellyel való párhuzamosságban tükröződik és láthatjuk, hogy a minták legtöbbje ezen vonal mentén helyezkedik el.

A „c” értékre nézve a 19. és 39. pontot összekötő egyenes képezi a plagioklászokba épülő CaO mennyiségének középértékét. Ettől lefelé is, felfelé is mindkét irányban eltérések vannak. A legtöbb plagioklászba épülő CaO -tartalma az 54. sz. mintának van, amelyik nem a III., hanem a IV. fejlődési fokozatba tartozó kőzet.



4. ábra. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység III–IV. fejlődési fokozatú agmatit-szubsztrátumainak vektordiagramja

Fig. 4. Diagramme vectoriel des substratums d'agmatites à III^e et IV^e degrés évolutifs du socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek

A „b” növekedésével nem jár együtt a „c” növekedése, ami várható volna, hanem inkább a csökkenése, ami annyit jelent, hogy a mafikus ásványok gyarapodása nem hat ki a plagioklászok An-tartalmára. Jellemző a két csoportba tartozó kőzetek azonos MgO-tartalma az Fe_2O_3 , FeO, MnO és CaO-felesleghez viszonyítva.

A K_2O túlsúlya a Na_2O -dal szemben sem igazodik a mafikus elegyrészek gyarapodásához. A 31., 43. és 29. számmal jelzett kőzetekben a legnagyobb a K_2O túlsúlya a Na_2O -dal szemben.

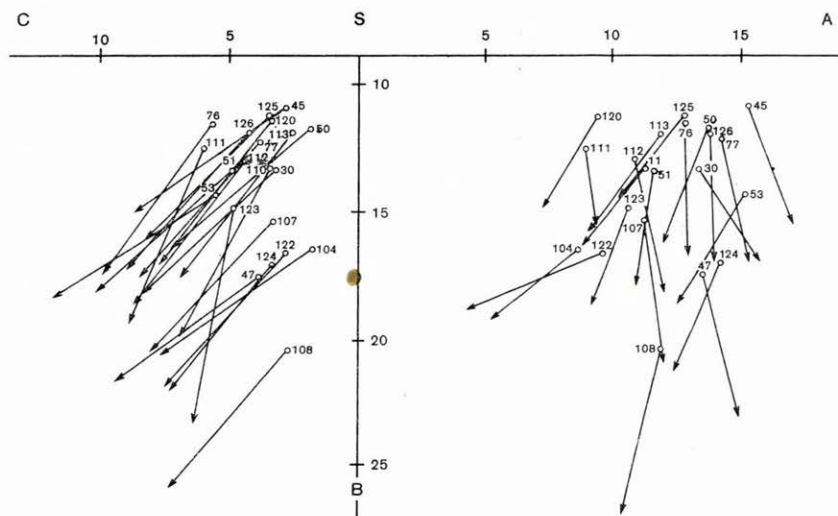
Az elmondottakból következik, hogy az eddigiekhez hasonlóan csak helyi és nem szisztematikus változásokról van szó. A csoportba tartozó kőzetek TiO_2 -tartalma az előző csoporthoz hasonlóan magas.

5. Diatexitek

A diatexitek vektorai — mint látjuk — a függőleges S—B tengely és az A—C tengely szerint is egy fészekbe tömörültek, ami azt jelenti, hogy mind közel azonos összetételűek.

Mafikus elegyrészeik értéke 10–20%, összalkália-tartalmuk 10–15%, földpátokba épülő CaO-tartalmuk zömében 2–5% közé esik, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arányuk pedig szinte minden esetben a Na_2O javára tolódott.

A kőzetek általánosan magas „m” értéke (a jobb oldali vektorok függőleges vetületének hossza) is közel azonos. Ezenkívül a kőzetek vektorainak alacsony „c” értéke (jobbra tartó vektorok vízszintes vetülete) roppant kevés CaO-feleslegre (valószínűleg csak a titanitba épülő CaO és ritka amfibol-tartalom miatt), ennek hiánya esetén pedig csak ritkán jelentős (104., 122. sz. minta) Al_2O_3 -feleslegre (balra tartó vektorok vízszintes vetülete a jobb mező-



5. ábra. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység diatexitjeinek vektordiagramja
 Fig. 5. Diagramme vectoriel des diatexités du socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek

ben) mutat. (Valószínűleg a klorit, muszkovit, biotitba épült Al_2O_3 , illetve pelitesedés következtében keletkezett agyagásványok dúsulásáról van szó.) (5. ábra.)

A csoporttól elkülönülnek a 108. sz. minta (porfiroklasztos diatexit) vektorai. Nagy $\text{MgO} = „m”$ tartalma (sok színes ásvány) és Na_2O túlsúlya (sok plagioklász) a kálimetaszomatózis hiányára utal.

A vektorok ilyen tömörülése előrehaladott homogenizálódásra utal. Jellemző, hogy TiO_2 -tartalmuk az előző csoporthoz viszonyítva alig változott.

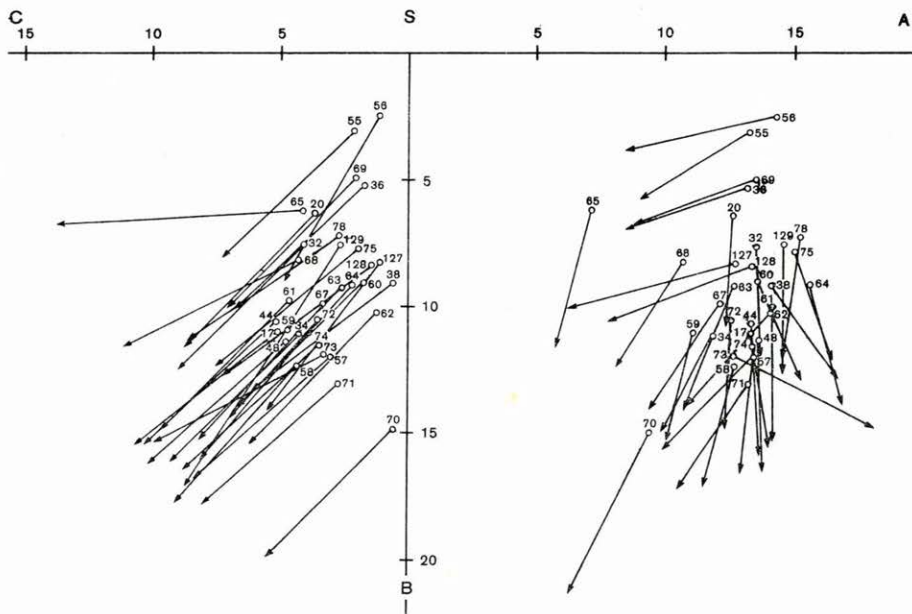
6. Porfiroblasztos, szkialitos, nebulitos gránit és ennek aplitjai

A porfiroblasztos, szkialitos—nebulitos gránitok vektorainak szórása az S—B tengelyen a legnagyobb. A legfelső 5 kőzet, aplit jellegénél fogva, SiO_2 -ban a leggazdagabb. Ezzel szemben összalkália-tartalmuk (= „a”) nem a legnagyobb, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (= „n”) arányuk pedig csak egy esetben (65. sz. minta a Gyűrűfű-9015. sz. fúrásból) tolódott el lényegesen a K_2O javára.

Ezek a kőzetek mind Al-felesleggel rendelkeznek, ami a csillámokba beépült Al-tartalmat, illetve a pelitesedést tükrözi (6. ábra).

A többi minta vektorai közel azonos értékűek. Minimális Al_2O_3 -feleslegük a biotitba épült Al-tartalmat tükrözi, nagyobb Al-felesleg pedig (127., 128. sz. minták) pelitesedésnek lehet a következménye, ami a diaforézis során könnyen végbemegy.

A 70. sz. minta (Nyugotszenterzsébet-2. sz. fúrás) magas „m” = MgO



6. ábra. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység szkialitos, nebulitos, porfiroblasztos gránitjainak vektordiagramja

Fig. 6. Diagramme vectoriel des granites skyalithiques, nébulithiques à porphyroblastes du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek

értéke, kevés összalkália és még kevesebb földpátba épült „c” = CaO-tartalma, ugyanakkor kisebb Al-feleslege, biotitban dús homogenizálatlan kőzetre utal.

A CaO-felesleggel rendelkező kőzetek közül a 73. sz. minta torzított. Bontott, karbonátosodott ($\text{CO}_2 = 3,88\%$), ami a plagioklászok Na-tartalmának migrálását vonta maga után. Ezt tükrözi a kőzetben a K_2O túlsúlya a Na_2O -dal szemben is.

A kőzetek egy részének kisebb „c'” = CaO-felesleg értéke azok titanit, illetve amfiboltartalmát mutatja.

Az S—B tengely bal oldalán lefutó vektorok a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ értékek közel 50%-os egyensúlyát mutatják. A kisebb eltérések éppúgy, mint a másik oldal „c'” és „a'” értékeinek (Ca-, illetve Al-felesleg) váltakozása, a kőzetek elégtelen homogenizáltságát bizonyítja.

7. Diafторitok

A diafторitok és a diafторézist szenvedett legkülönbözőbb kőzetek vektorai minden tekintetben a legnagyobb szórást mutatják (7. ábra).

Ebbe a csoportba csak az ultrametamorfitokból keletkezett kőzeteket soroltuk, tehát nem szerepelnek benne a fillit—amfibolitokból keletkezett milonitok.

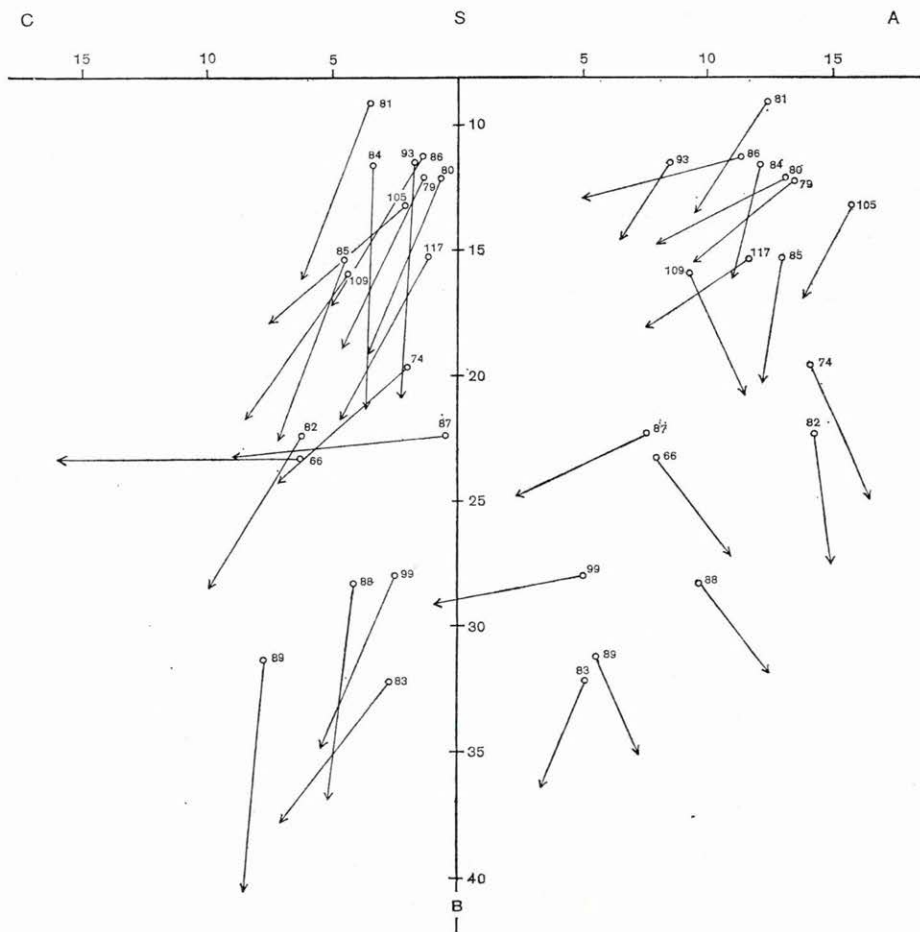
A diafторézis területünkön nagyfokú deformációval kísért, zöldpala fáci-esű átalakulás. Ennek megfelelően a kőzetek eredeti összetételétől függően igen sokféle kőzet keletkezett. Ezért tapasztalható a vektorok minden rendszer nélkül való elhelyezkedése és alakja.

Az S—B tengely mentén való szórás a két alsó vektorpárt leszámítva — normális. A 83. sz. kőzet erősen muszkovitosodott, kloritosodott, piritesedett, ankeritesedett ($\text{CO}_2!$) réteges migmatit. Ezért Fe_2O_3 - és FeO-tartalma nagyobb a normálisnál. Azonban, hogy a kőzet eredetileg is biotitban (melanoszom) dús volt, azt nagyobb MgO-tartalma mutatja.

A 99. sz. kőzet diafторitosodott, biotitban dús paragneisz. Nagy FeO-, kevés MgO-, Fe_2O_3 - és SiO_2 -tartalma biotitban dús metamorf kőzetre utal, amit csekély összalkália- és nagy Al_2O_3 -tartalma (metamorf ásványok) is igazol.

A 109. és 82. sz. kőzeteket kivéve valamennyi Al-felesleggel rendelkezik, ami agyagásványok jelenlétére utal. A 87. sz. minta anyagát kis összalkália, kevés plagioklászokba épült CaO és K_2O túlsúlya alapján szericites kvarcpalává alakult kőzetnek tartjuk. A többi kőzet a migmatitoknak és diatexiteknek megfelelő összalkália-tartalmat és kis Na_2O túlsúlyt mutat a K_2O -dal szemben. Azok a minták, amelyeket egymáshoz közel eső helyeken a fokozódó diafторézis szerint gyűjtöttünk be, csupán a nagyobb SiO_2 és kisebb „b'” (femikus elegyrészek összege) értékben különböznek (80. és 81. sz. minta). A 83., 84. és 87. sz. minták közül a 87. sz. a legjobban átalakult, kékes fillo-nittá változott kőzet. Ehhez makroszkóposan hasonló kőzet a 86. számú. Ennek ellenére a kettő összetételében teljesen különbözik egymástól.

Az egyikben az átalakulást valószínűleg kvarcosodás kísérte, míg a másik esetben szericitesedés, muszkovitosodás, kloritosodás történt. A 84. sz. kőzet átalakulását nagyfokú albitosodásnak kellett kísérnie. Ezt mutatja a rendkívül nagy Na_2O túlsúly a K_2O -dal szemben.



7. ábra. A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység zöldpala fáciesű metamorf és diafторitosodott kőzeteinek vektordiagramja

Fig. 7. Diagramme vectoriel des métamorphites à faciès de schistes verts et des roches diafторitisées du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek

A diafторézis különböző erősségét és jellegét mutatják azok a vektorok, amelyek a Na_2O , máskor a K_2O hiányát, nagyfokú CaO , MgO , Al_2O_3 , avagy SiO_2 ingadozást mutatnak, attól függően, hogy kloritosodás, muszkovitosodás, szericitesedés, pelitesedés, karbonátosodás, avagy kvarcosodás ment végbe. Ezeket a folyamatokat már a terepen is felismerhetjük.

A gránit—diatexites kőzetekben leggyakrabban a kloritosodás, pelitesedés, szericitesedés és karbonátosodás, a réteges migmatitoknál a muszkovitosodás, az agmatitoknál pedig az epidotosodás ment végbe a diafторézis folyamán. Ezeket a folyamatokat a vektordiagramok hűen tükrözik.

8. Fillit—amfibolit—kristályos mészkő összlet kőzetei

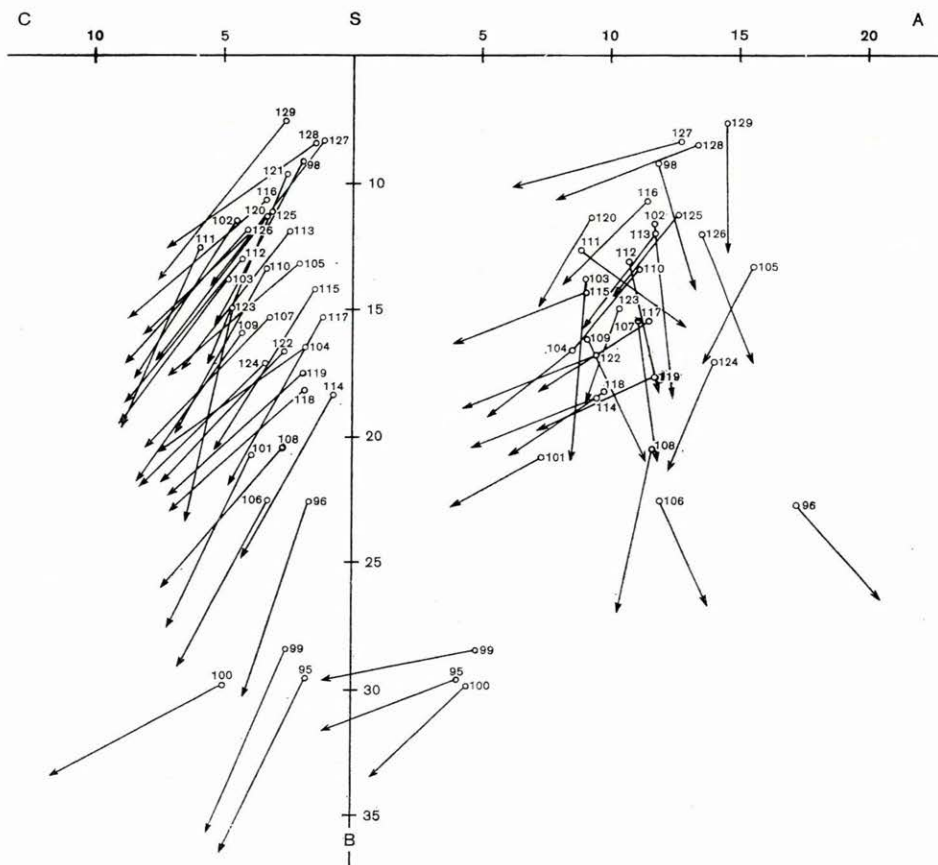
Ide soroltuk a különböző helyeken kibúvó amfibolit, fillit és mészfillit elemzéseit és készítettük el mindezek vektorértékeit (7. ábra).

A kiszámított vektorok a változó „b” (=femikus komponensek összege) értékek mellett, kőzeteik összetételének megfelelően, teljes hasonlóságot mutatnak.

A 93. sz. minta, a már említett sötét kvarcpala, valószínűleg kvarcosodott fillit, ennek a csoportnak legsavanyúbb kőzete. Összalkália- és ebben szinte kizárólagos Na_2O -tartalma albitos, szericit—muszkovitban szegény, agyagásvány-tartalmú (Al-felesleg), CaO és MgO-ban szegény kőzetre utal.

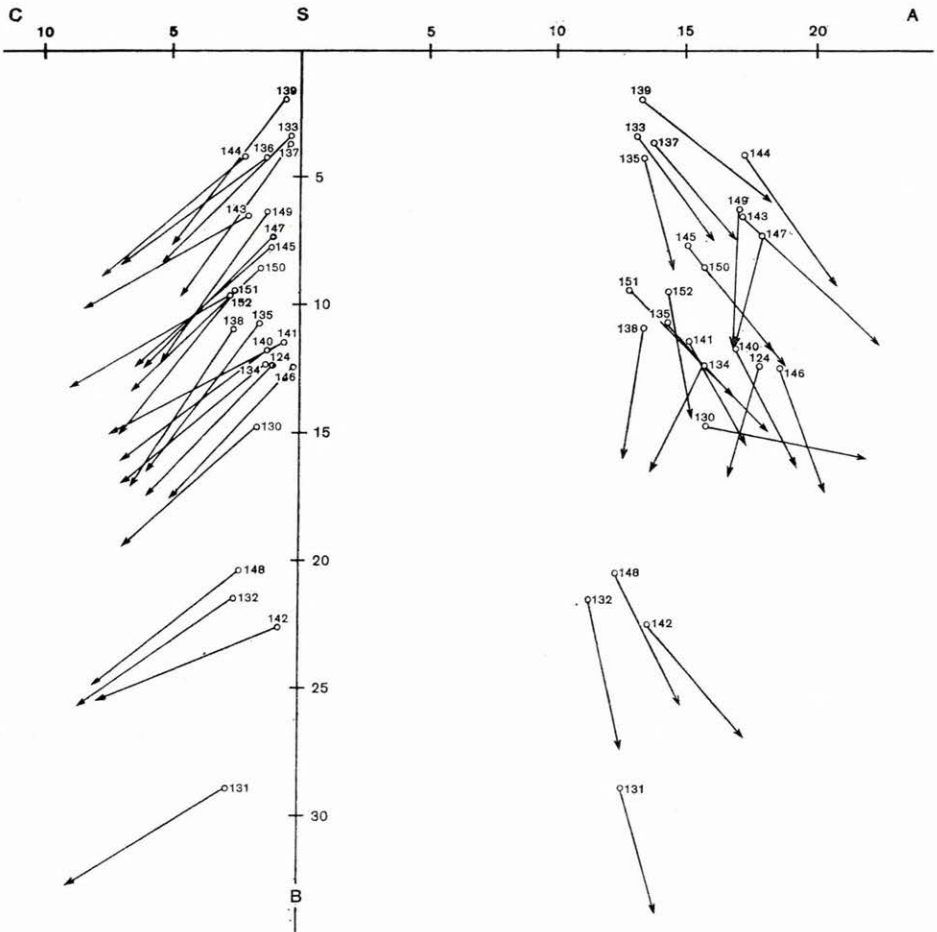
Az alatta következő mező kőzetei kevés K_2O -tartalommal (szericitbe épült), Na_2O túlsúllyal és CaO-felesleggel jellemezhetők.

Az amfibolitok összetétele, különböző Fe-tartalom mellett, teljes hasonlóságot mutat. A nagy Na_2O túlsúly a K_2O -dal szemben, a CaO-felesleg,



8. ábra. Mecseki gránitosodott kristályos alaphegység. Pécs-7. sz. mélyfúrással harántolt kőzetek vektordiagramja

Fig. 8. Socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek. Diagramme vectoriel des roches traversées dans le sondage Pécs-7



9. ábra. Mecseki gránitosodott kristályos alaphegység. Mozsgó-1. sz. fúrással harántolt kőzetek vektordiagramja

Fig. 9. Soele cristallin granitisé de la Montagne Mecsek. Diagramme vectoriel des roches traversées dans le sondage Mozsgó-1

jelentősebb MgO-tartalom (jobb oldali vektorok függőleges vetülete), közös jellemzői ezeknek a kőzeteknek.

A 95. sz. minta nagy Al-feleslege a kőzet fillit jellegéből fakad.

9. A Pécs-7. sz. és a Mozsgó-1. sz. fúrások kőzetei

Elkészítettük a Pécs-7. sz. és a Mozsgó-1. sz. fúrás elemzett kőzeteinek vektordiagramjait is, hogy lássuk ezek hasonlóságát vagy eltérését az előzőekben ismertetett kőzetekhez képest.

A Pécs-7. sz. fúrás elemzett kőzetei — mint azt az előző fejezetben ismertettük — petrográfiailag rendkívül különböznek egymástól (8. ábra). Ugyanazt olvashatjuk le az elemzett kőzetekből számított vektorokból is.

A fúrás szelvényében 557—652 m-ig a fúró fillitet hozott fel. Ennek mintája a 95. számú — amint már ismertettük — hűen tükrözi a SiO_2 - és alkáliaszegény, de alumíniumban gazdag agyagásványos kőzetet. A mellette elhelyezkedő két kőzet (a 99. és 100. sorszámú) vektorai a nagy Al-felesleggel rendelkező, diaforitosodott paragneiszt valószínűsítik.

A felettük levő mezőben a legkülönbözőbb metamorfitokat találjuk. A leukoszomból vett minták a mező felső részében, míg a melanoszomból vettek a mező alsó felében helyezkednek el. A kevés összkáliát tartalmazó, nagy Al-feleslegű 101. sz. minta biotitos paragneisz.

Jellemző, hogy a kőzettípusok $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ aránya független azok összkálikia-tartalmának nagyságától. Pl. a 121. sz., összkáliában leggazdagabb kőzet $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ aránya jóval a Na_2O javára tolódott el. Ezzel szemben a 104. sz. kőzet a fordítottja ennek. A megelemezett minták zöme Na_2O túlsúlyt mutat a K_2O -dal szemben. A diagram jobb oldalának vektorai közel egyenlő arányban mutatnak Al_2O_3 - és CaO -felesleget.

A Mozsgó-1. sz. fúrás elemzett kőzeteit a vektorok helyzete alapján két mezőre oszthatjuk. Az elemzések zöme a „b”=20 osztás fölé, kisebb része pedig (131., 132., 142., 148. sz.) ez alá esik. Ez utóbbiak kivétel nélkül karbonátosodott kőzetek. Érdekességük, hogy nagy „m” = MgO -tartalmuk ellenére összkáliá-tartalmuk nagy és ebben a K_2O van túlsúlyban a Na_2O -dal szemben (9. ábra).

Ugyancsak karbonátosodott, hasonló viselkedésű a 130. sz. kőzet is.

Ezek az értékek azt mutatják, hogy biotit—káliföldpátban dús kőzet ankeritesedett (karbonátosodott) el a földtani idők folyamán. A felső mező vektorai Al_2O_3 -felesleggel nem rendelkező, CaO -ban szegény plagioklászokat tartalmazó, alkáliákban és SiO_2 -ban dús kőzeteket jeleznek, amelyekben a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány közel egyensúlyban van (~50%). Az átfúrt kőzetszakasz eredeti kőzete a gránitosodás előrehaladott fokán álló jobban homogenizált kőzet volt. A nagyfokú kataklázis, milonitosodás és ultramilonitosodás vegyileg legfeljebb a kőzet karbonátosodását idézte elő.

VIII. A GRÁNITOSODÁS GENETIKAI VIZSGÁLATA

A gránitosodás genetikai folyamatát két szempontból fogjuk vizsgálni. Az első arra irányul, hogy a kőzetalkotó komponensek a kiinduló regionális metamorf kőzetektől kezdve milyen irányban és arányban változtak, amíg a gránitosodás befejező szakaszát, vagyis a szkialitos—nebulitos porfiroblasztos gránitot elérték.

Másik vizsgálatunkkal azt akarjuk megállapítani, hogy a gránitosodás során az egyes kőzetkémiai komponensek milyen mértékben korrelálnak egymással. Ennek érdekében az egyes kőzetcsoportok vektorait mindig a „b” csökkenő értéke szerinti sorrendben írtuk fel (10a—f és 11a—b ábrák). A vizsgált értékek az „a”, „c”, „b”, „s”, „n”, „t” és „ φ ”, értékelésüket a VII. fejezetben közöltük.

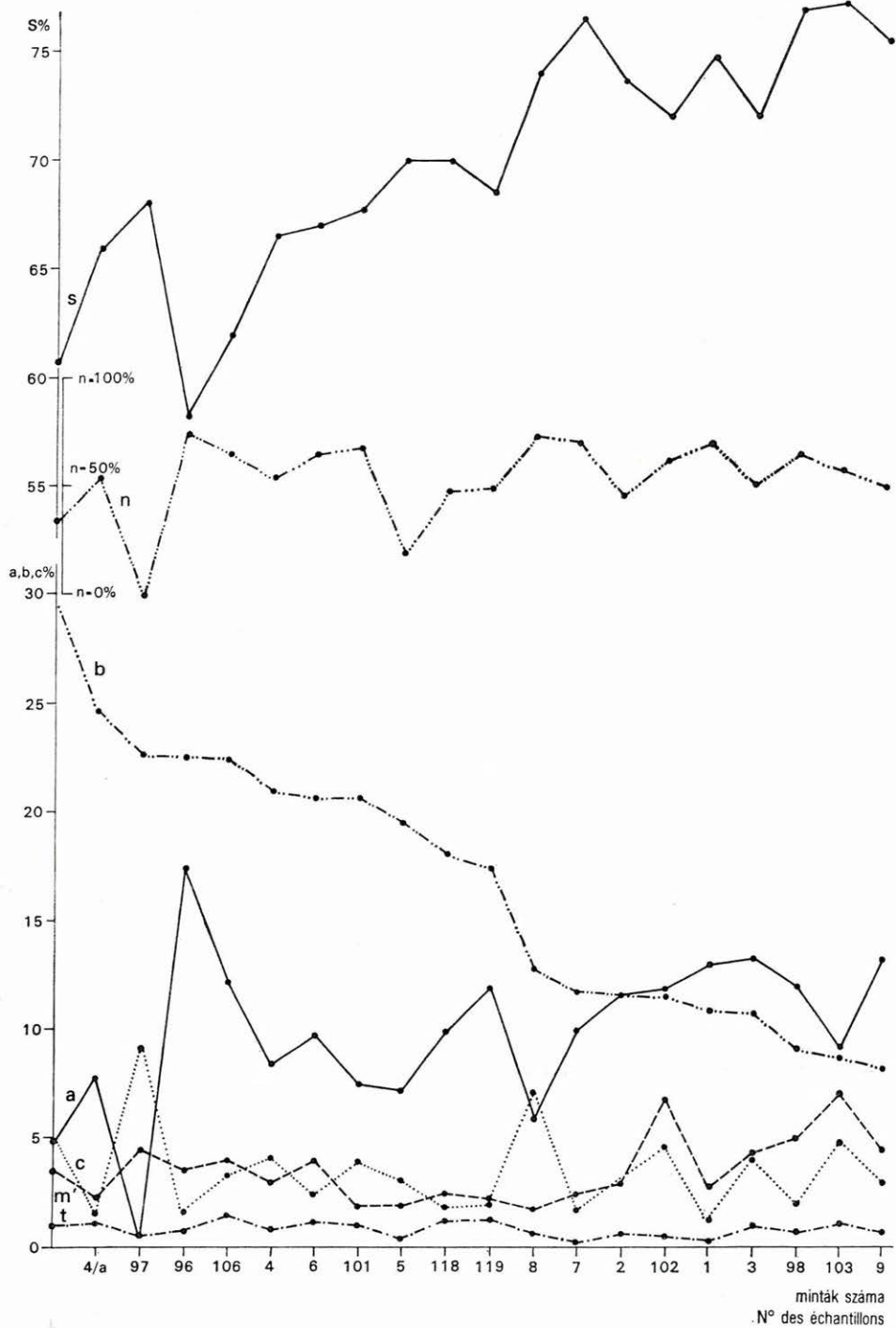
Ezekkel a módszerekkel könnyűszerrel megállapíthatjuk, hogy a gránitosodás során a kiinduló metamorfitek elemháztartása elégséges volt-e a keletkező granitoidok létrehozására vagy sem. Továbbá, hogy a gránitosodás fejlődése folyamatos progresszív sor, avagy hirtelen ugrásokkal teli szeszélyes folyamat volt-e, amelyben a szelektív olvadásnak és kristályosodásnak megfelelően más és más egységek—sorozatok vagy összletek vettek részt.

Az egyes csoportokból képzett átlagok bizonyos határok között választ adnak erre a kérdésre (4. táblázat).

Az első csoport átlagát a területünkön ismert regionális metamorf kőzetek minden rendelkezésre álló elemzésének felhasználásával (19 elemzés) képeztük. Tehát az anyagukat kifejező minőségi és nem mennyiségi értékeket használtuk fel. A kőzetek összalkálie-értéke igen változó. Csupán az 1., 3., 9. és 96. sz. kőzetek összalkálie-értéke nagyobb a porfiroblasztos—nebulitos gránitok „a” átlagánál, a 13,2%-nál. Ezek kivétel nélkül aprószemcsés, biotitos, cordierites paragneisz—pszeudomigmatitok csoportjába tartozó kőzetek. Ezekben azonban a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ egyensúly a Na_2O javára tolódott el, azaz plagioklász túlsúllyal rendelkező kőzetek. A granitoidokhoz szükséges K_2O mennyiség az 5., 9., 118., 119. típusú kőzetekből származtatható, vagyis ugyancsak a cordierit—sillimanitos, biotitos paragneiszekből.

Ezek szolgáltathatták a földpátokhoz szükséges Al_2O_3 mennyiséget is, amiben természetüknél fogva gazdagabbak voltak a későbbi granitoidoknál.

Az összesített táblázatban a regionális metamorf kőzetek „b” átlaga jóval felette van a porfiroblasztos—nebulitos gránit „b” értékének. Ebben a tekintetben hasonló a helyzet az előző „a” értékek változásához. Ha megfigyeljük az 1. ábrán feltüntetett vektordiagramokat, rögtön szembetűnik a „b” érték rendkívül nagy szórása. A granitoid átlagot jellemző 10,4 átlagérték a kiinduló kőzeteknél alsó határt (minimumot) jelent. Vagyis a kiinduló meta-



10a. ábra — Fig. 10a

A gránitosodás progresszív folyamatának összehasonlító táblázata

Sor-szám	A közetcsoporthoz megnevezése	Vektorértékek átlagai (%)								Minták száma (db)
		a	c	b	s	n	m'	t	φ	
1.	Regionális metamorf kőzetek	8,9	3,5	16,7	70,9	51,6	3,6	0,8	12,7	20
2.	Réteges migmatitok	12,2	2,1	12,4	73,3	65,4	3,0	0,6	8,2	9
3.	Metabázitok	10,5	3,4	29,2	56,9	41,0	5,0	1,9	9,4	9
4.	Agmatitok I—II. fejlődési fokozata	13,6	3,6	14,7	68,1	54,2	3,7	1,1	9,4	5
5.	Agmatitok III. fejlődési fokozata	12,7	2,6	25,6	59,1	36,3	4,8	2,0	13,2	6
6.	Agmatitok IV. fejlődési fokozata	13,7	4,9	14,3	67,1	56,1	4,7	1,4	15,6	7
7.	Diatexitok	12,2	3,7	13,8	70,3	53,2	4,2	1,1	10,7	21
8.	Porfiroblasztos, nebulitos gránitok	13,2	3,1	10,4	73,3	47,6	4,2	0,8	7,4	25
9.	2+3+4+5+6 csoportból képzett átlag	12,6	3,3	19,2	65,0	50,6	4,2	1,4	11,1	102

Az m' értékei tisztesen kicsinyített %-értékek.

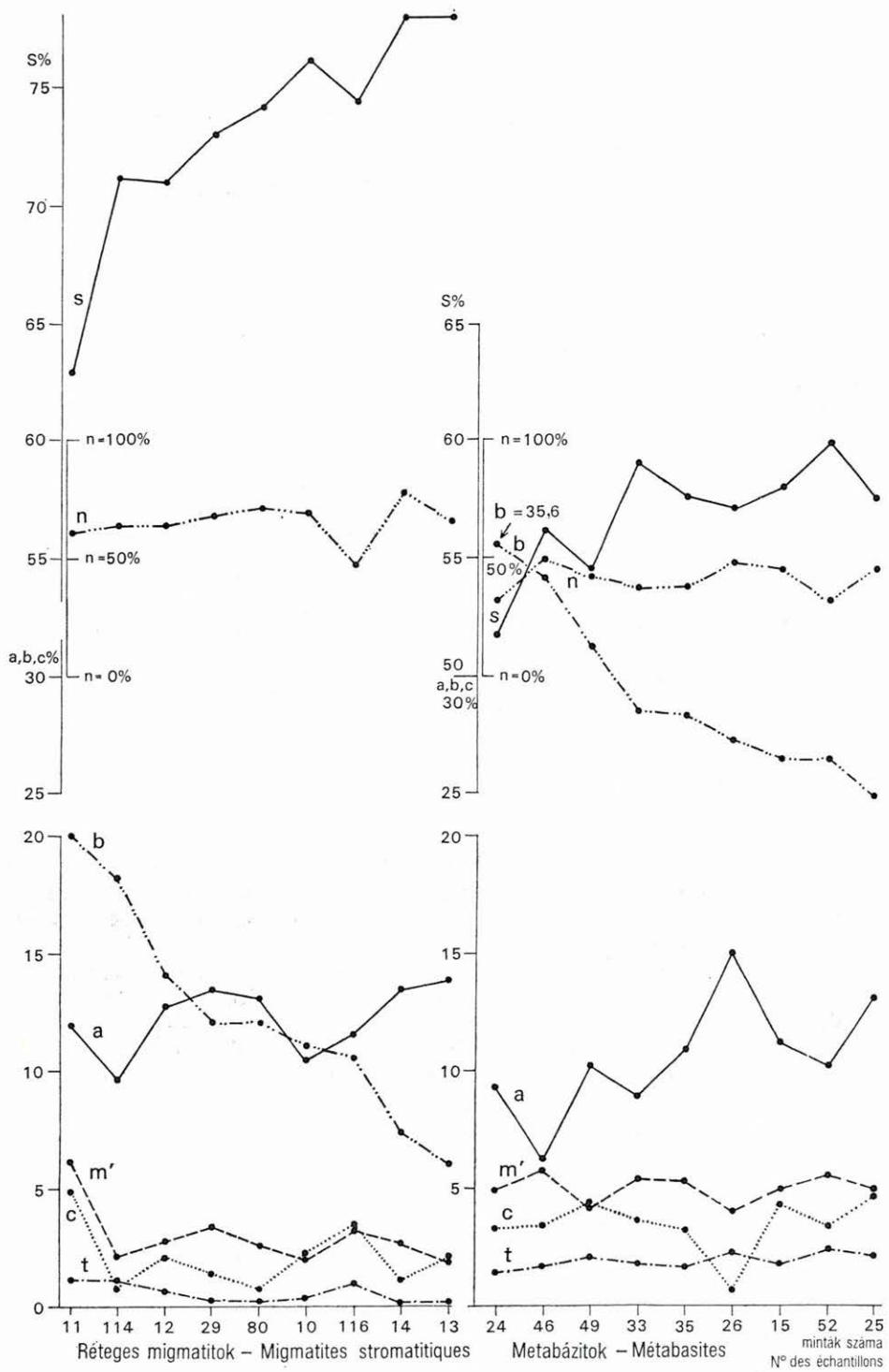
morfitok bőséges „b”-felesleggel rendelkeznek a granitoidokhoz képest. Itt érkeztünk el ahhoz a jelenséghez, amit különböző szerzők degranitosodásnak neveznek. A diagramból is látható, hogy a gránitosodáshoz szükséges „b” érték szolgáltatásához teljesen elégségesek a 8—13% „b” értékkel rendelkező kőzetek. Ezek jól lehatárolható, összalkáliákban is gazdagabb vektorköteget képeznek, amelytől elkülönülnek a nagyobb „b” értékekkel rendelkező kőzetfajták. Ez a „b”-felesleg a mafikus ásványokba épülve, fajsúlyánál fogva is különválik a többi granitofil ásványtól és lesüllyedve, mélyebb szférákban halmozódhat fel, valóban létrehozva a csarnokitszerű kőzeteket (az intruzív geofázisban a bázitokat és ultrabázitokat).

Nem ilyen élesen, de hasonlóan alakul a „c” értékek változása is. A por-

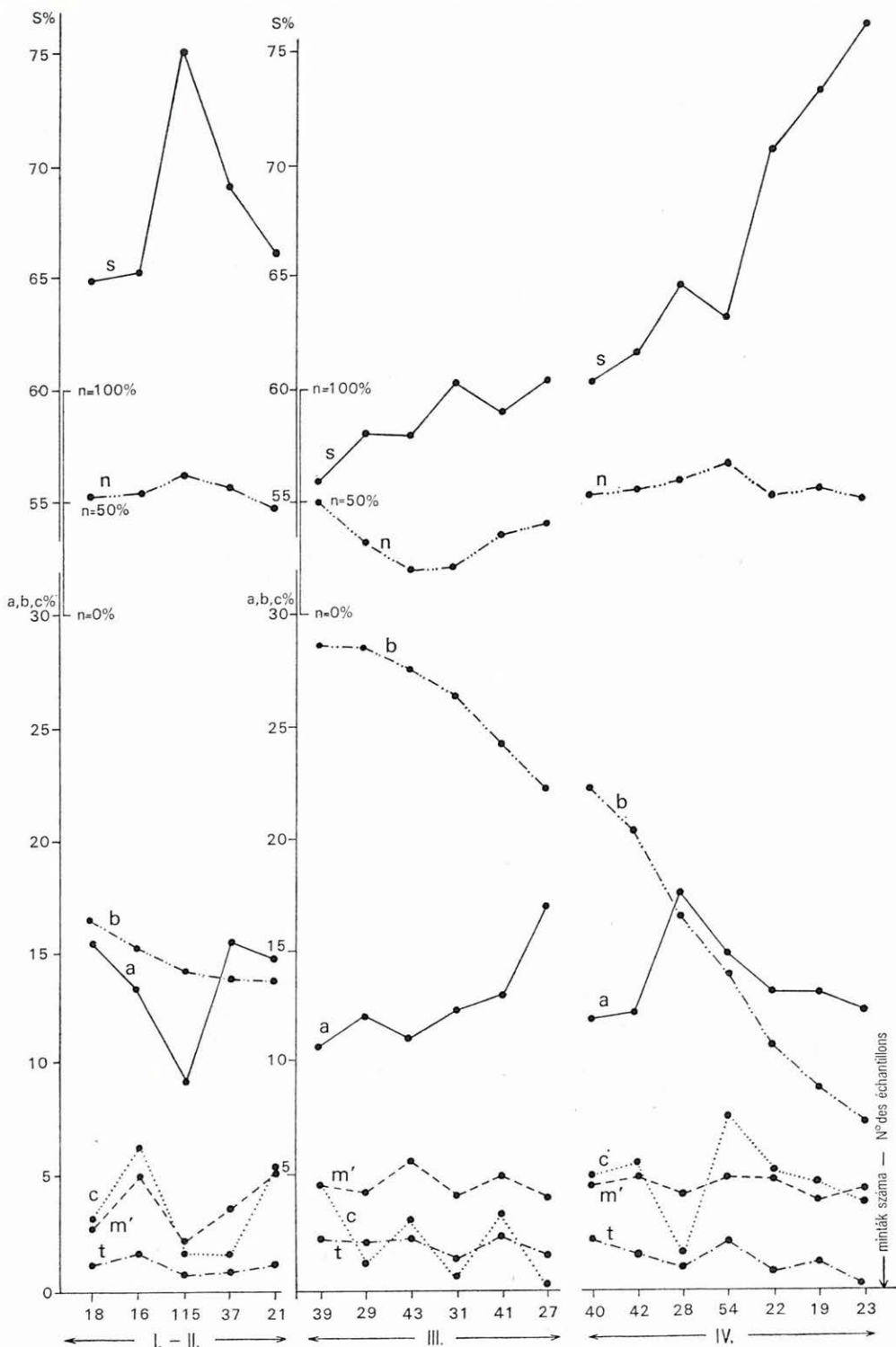
10a—f. ábra. A mecseki kristályos alaphegység gránitosodásának fejlődési vázlata a csökkenő „b” érték szerint. (Az „m'” valószínű % értéke a megadottnak 10-szerese.)

10a ábra. Alsóproterozóos—prebajkái amfibolit fáciesű regionális metamorf kőzetek Fig. 10a—f. Schéma d'évolution de la granitisation du socle cristallin de la Montagne Mecsek, d'après la valeur „b” diminuante. (Le pourcentage réel de „m'” est dix fois plus élevé que celui présenté.)

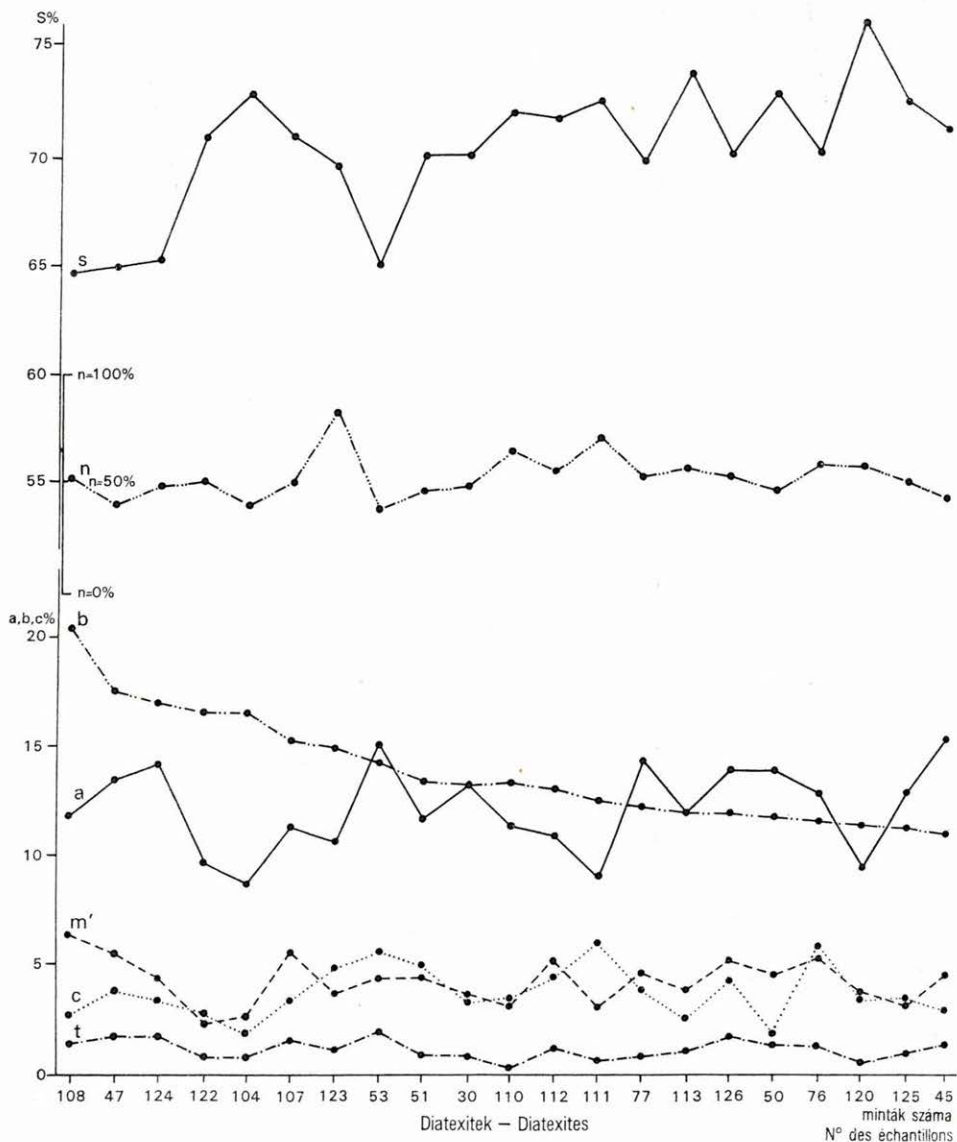
Fig. 10a. Roches du métamorphisme régional à faciès d'amphibolite, Protérozoïque inférieur au Pré-baikalien



10b. ábra — Fig. 10b



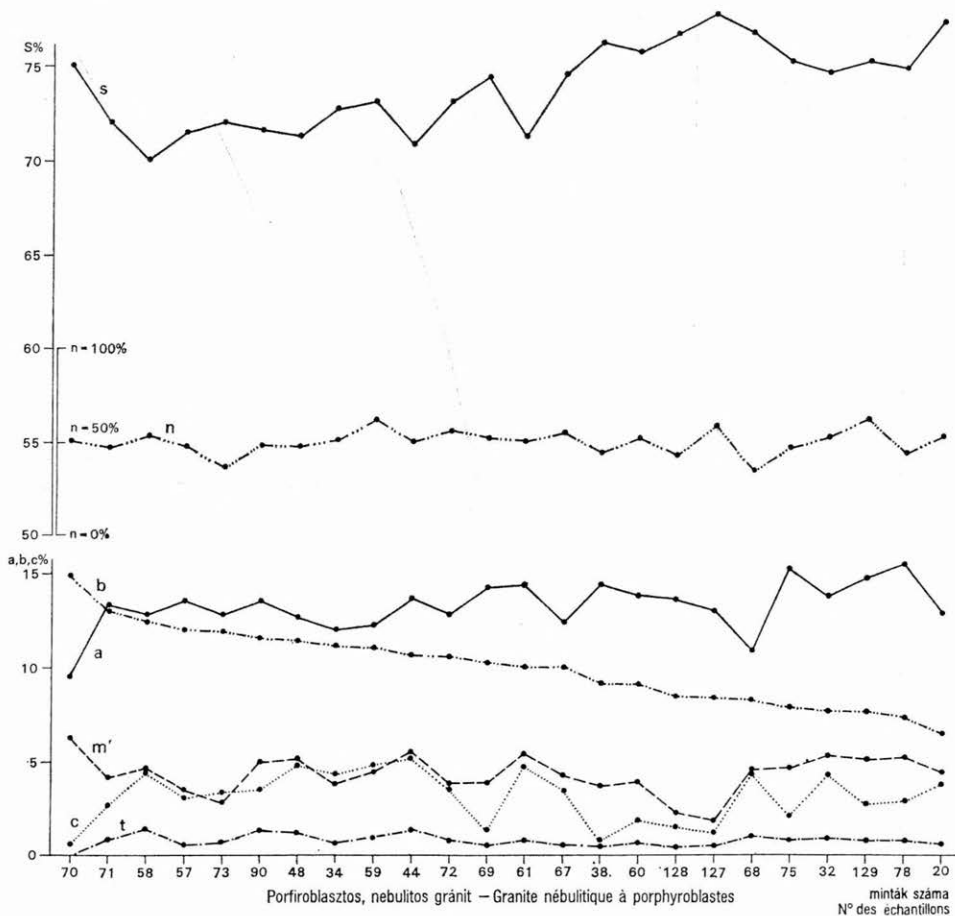
10c. ábra. Agmatit-szubsztrátum fejlődési fokozatai
 Fig. 10c. Degrés d'évolution du substratum d'agmatite



10d. ábra — Fig. 10d

firoblasztos—nebulitos gránit átlag „c” tartalma 3,1%. A kiinduló kőzetek „c” értékének szórása — ha a 8. sz. kőzetet nem számítjuk — 1,3 és 5,0% között ingadozik. Vagyis a kiinduló kőzetek plagioklászába több CaO épült be, mint a gránitokéba, sőt mi több, a jobb oldali vektorok „c” értéke szerint ezek a kőzetek még (mafikus ásványokba épülő) CaO-felesleggel is rendelkeznek.

Nyilvánvaló, hogy a CaO-többlet (a földpátokban és mafikus ásványok-



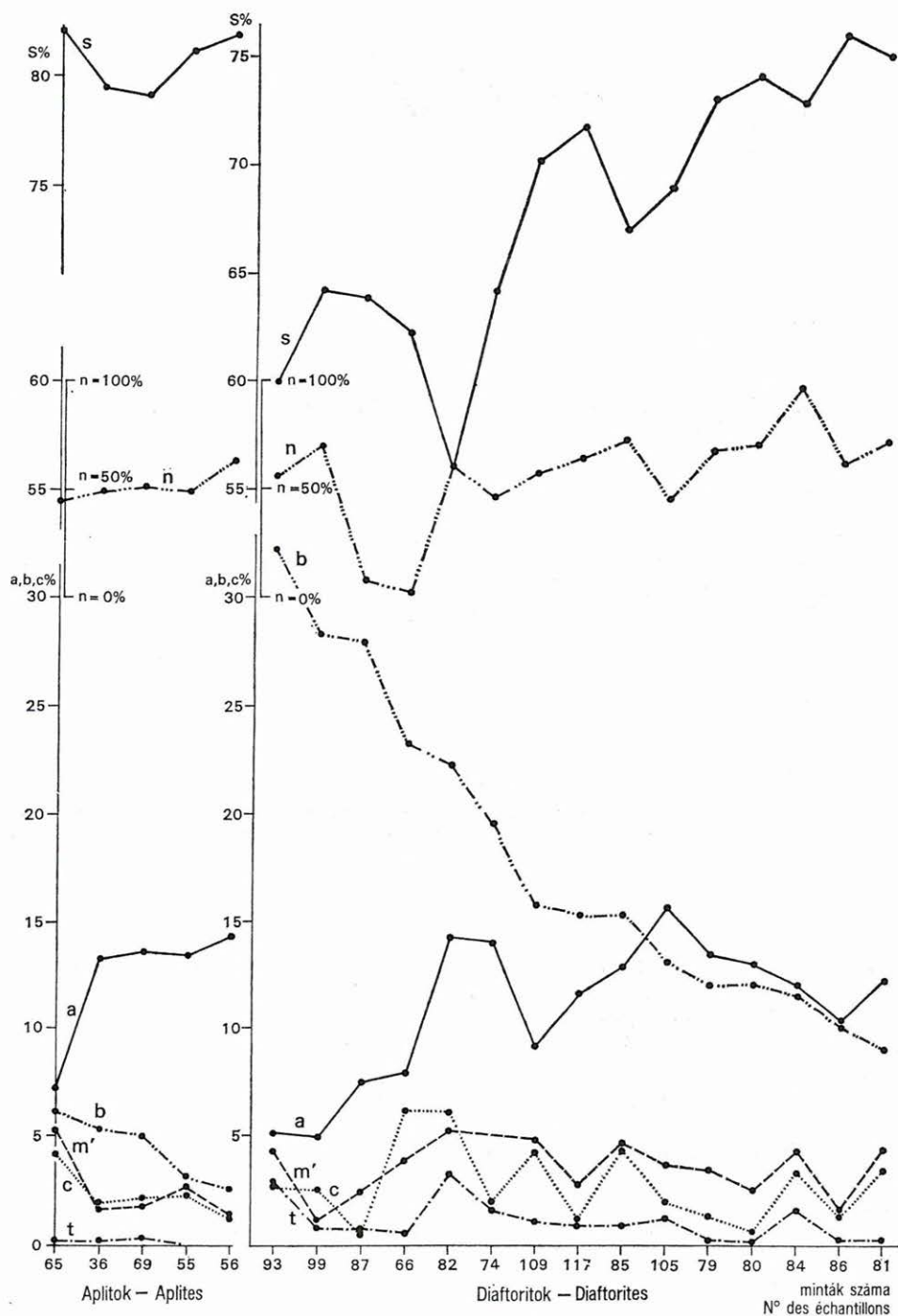
10e. ábra — Fig. 10e

ban egyaránt) a „b” komponensnek megfelelően, szintén a csarnokitos kőzetek képzésében vehet részt (D. O. EMERSON 1959).

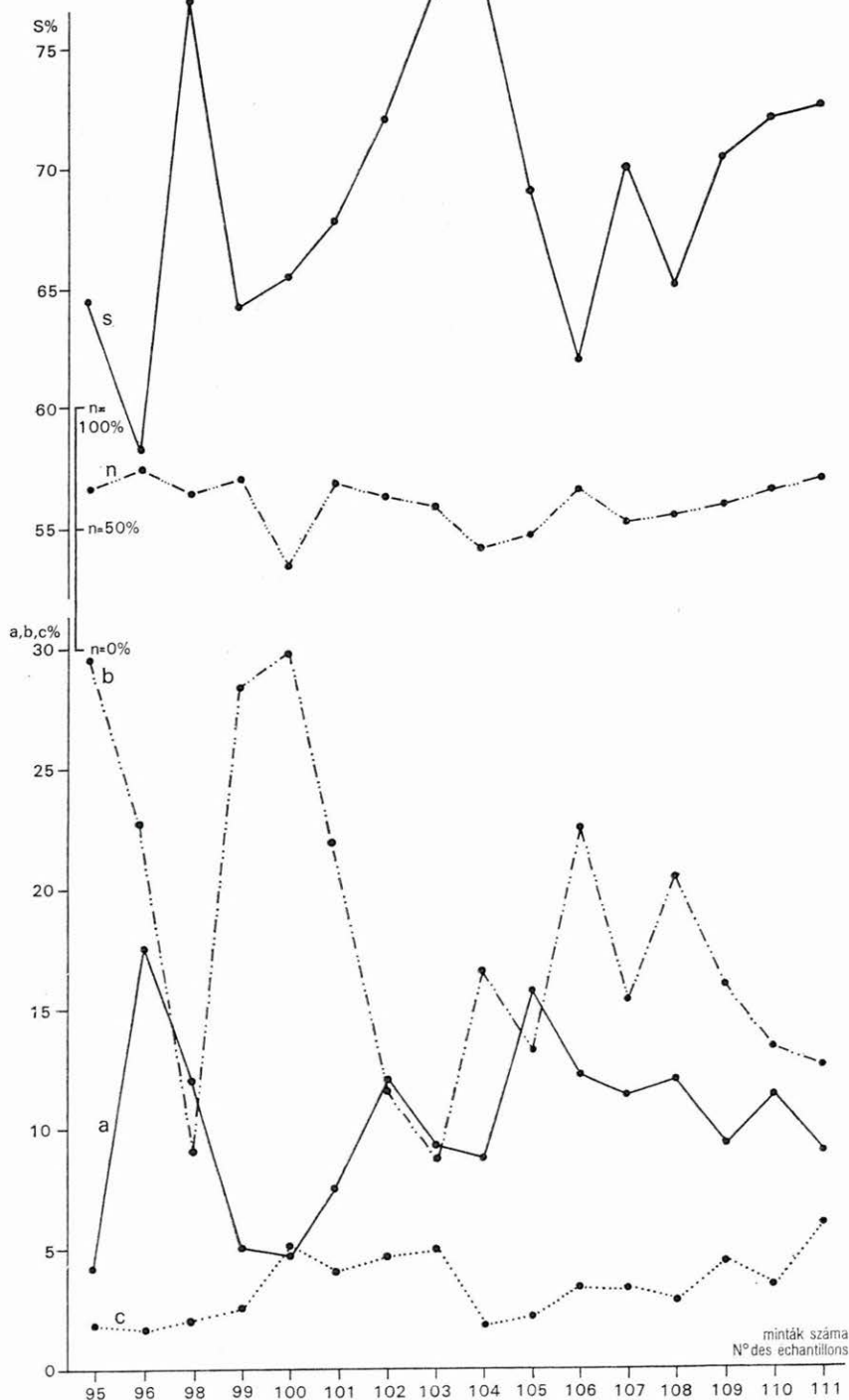
Rendkívül érdekes, hogy a kiinduló kőzetek vektorainak alsó tartományja („b” = 15-nél nagyobb értékű vektorok), a 106. sz. kőzetet leszámítva, mind alumínium-felesleggel rendelkeznek (ilyen „b”-tartalmú, magmás bázitoknál ez szokatlan jelenség), ami az Al-tartalmú metamorf ásványok jelenlétét tükrözi.

Az alumínium-felesleggel függ össze az is, hogy a kiinduló kőzetekben az „m” érték (MgO) alacsonyabb a porfiroblasztos, nebulitos gránitok „m” értékénél annak ellenére, hogy ezek zöme látszólag biotitban dús kőzet. A különbség elég nagy. Valószínűleg a metabázitok és a reomorf agmatitok szolgáltatták a gránitokhoz szükséges hiányzó MgO-tartalmat.

Az elemzések kimutatta elegyrészek közül a TiO_2 az egyetlen komponens, amelynek SiO_2 -hoz való viszonyában — $\frac{\text{TiO}_2 \cdot 100}{\text{S}}$ — semmi változás nem

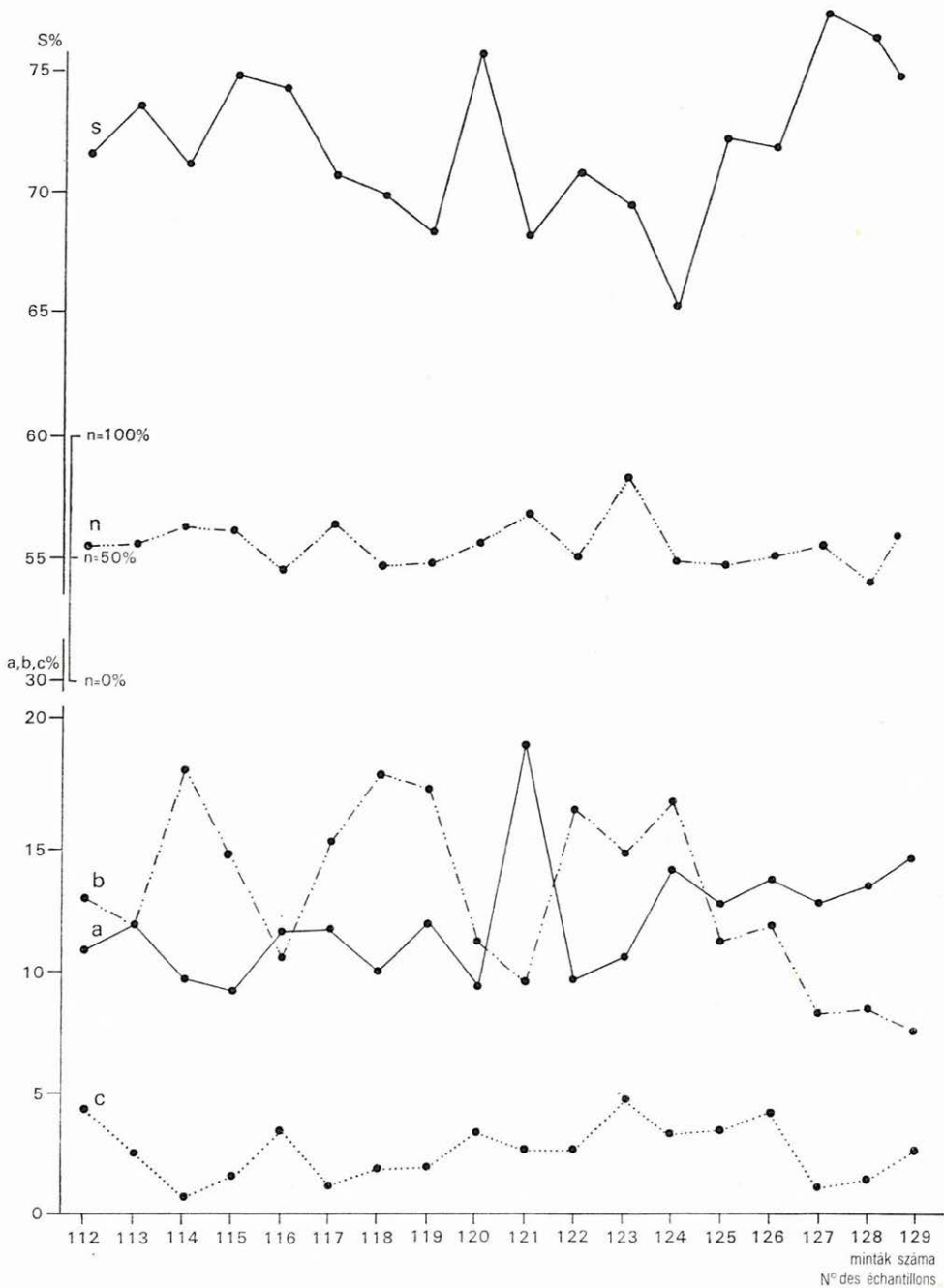


10f. ábra — Fig. 10f



11a-b. ábra. A Pécs-7. sz. fúrással harántolt kőzetek szelektív gránitosodása a mélység függvényében

Fig. 11a-b. Granitisation sélective des roches traversées par le sondage Pécs-7, en fonction de la profondeur



11b. ábra — Fig. 11b

történt annak ellenére, hogy a közbenső tagok meg is kétszerezik ezt a mennyiséget.

Az SiO_2 kiinduló értéke a többi három komponens csökkenő összértékének megfelelően 2,4%-kal növekedett. Az SiO_2 mobilitását tekintve magától értetődő, hogy a mafikus ásványi elegyrészek távozásával a reomorf fejlődési szakaszban megnövekszik a szálikus komponensek %-os részaránya, ami első sorban az SiO_2 -tartalom növekedésében jut kifejezésre.

És végül a φ érték (az Fe_2O_3 aránya a B értékhez) ugyancsak csökkenést mutat a gránitoknál.

Az elmondottakból látható, hogy a kiinduló metamorf kőzetekből minden nehézség nélkül származtatni tudjuk a porfiroblasztos—nebulitos granitoid kőzeteket (H. G. F. WINKLER—H. PLATEN 1957—1962, H. G. F. WINKLER 1967).

A kérdés azonban nem ilyen egyszerű. A kiinduló kőzetek után következő képződmények progresszív fejlődési sorában jelentős ingadozásoknak lehetünk szemlélői.

Így, amikor a kiinduló metamorf kőzetekből réteges migmatitok keletkeztek, azt látjuk, hogy az összalkália az „a” és a $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 = „s”$ tartalom lényegesen növekedett a „c” és „b” rovására. Az „a” 3,3%-os növekedést mutat, az 1,4%-os „c”, vagyis a plagioklászokba épült CaO-tartalom csökkenése mellett. Ugyanakkor az „n”, vagyis az $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 13,8%-os növekedést mutat. Vagyis 3,3%-kal több lett a plagioklászok mennyisége, ugyanakkor azonban lényegesen savanyúbb lett azok jellege.

Ehhez ugyanazt kell feltételeznünk, mint a porfiroblasztos gránitokkal való összevetéskor, vagyis, hogy a réteges migmatitok nem minden kiinduló kőzetből képződtek. Képződésükhöz bizonyos ásványos összetételű, jól palásodott paragneiszek voltak a legalkalmasabbak. (A diagramon a felső vektorköteggel jellemzett paragneiszek.) Ebből az összehasonlításból mindenesetre az bizonyossá válik, hogy a földpátosodás első menete Na metasomatózist (és nem K metasomatózist) idézett elő, mert hiszen a kiinduló átlaghoz képest a keletkezett réteges migmatitok Na_2O -tartalma 13,8%-kal növekedett, K_2O -tartalma pedig ugyanennyivel csökkent.

A „b”-tartalom csökkenés a MgO , az összes Fe és a Ca-felesleg csökkenésből (a 9 elemzett mintából csak a 11. számú rendelkezik plagioklászokba be nem épült CaO-tartalommal) adódik. Amíg a plagioklászokba épült CaO szórási mezeje az 1,3%-tól 5,0%-ig tart, addig ezeknél a kőzeteknél a szórás — a 11. sz. mintát kivéve — 0,8%-tól 3,5% közé esik. Ennyivel váltak savanyúbbá ennek a csoportnak a plagioklászai. A plagioklászok gyarapodásához szükséges Al_2O_3 -ot az alumínium-felesleg (a jobb mezőben a vektorok balra tartó lefutása), az SiO_2 -tartalmat pedig csakis azok az eredeti metamorf kőzetek szolgáltathatták, amelyeknek vektorait ott találjuk a „b” = 15 érték feletti mezőben.

A kőzetek átlagos TiO_2/S 0,2%-os csökkenését ugyanezzel tudjuk magyarázni. A kérdéses vektorkötegekhez tartozó (9 minta) TiO_2 átlagértéke 0,63%-ot ad, vagyis teljesen egyezőt a réteges migmatitok „t” értékével.

Ha keressük azt a kőzetcsoportot, amely a gránitosodás folyamatában a réteges migmatitok tovább fejlődését jelzi, akkor azt találjuk, hogy a következő kategóriák semmi esetben sem lehetnek ilyenek. Ezekben ugyanis az 1., 2. kőzetcsoporthoz (4. táblázat) képest lényeges SiO_2 hiány lép fel és ez csak a hatodik kategóriában (agmatit-szubsztrátum IV. fejlődési fokozat) növekedik fel 67,1%-ot megközelítő értékre.

Amit a petrográfiai kőzetvizsgálatok során megállapítottunk, nevezetesen, hogy a gránitosodás egy réteges migmatit és egy agmatit vonalból fejlődik ki, s hogy az első vonal gránitosodása hamarabb érte el a diatexites (reomorf) állapotot, azt most kőzetkémiaiilag is igazolva láthatjuk. *A réteges migmatitból nem keletkezettek a metabázitok, agmatit I., II., sőt még az agmatitok III. fokozatába tartozó kőzetek sem, mert ez nem fejlődést, hanem visszafejlődést jelentett volna az SiO_2 -tartalom szempontjából.*

A diatexitek elemháztartását vizsgálva megállapíthatjuk, hogy azok nemcsak kizárólagosan a réteges migmatitokból keletkeztek. A reomorfózis nagyfokú mobilitást és ezáltal anyagkeveredést, homogenizálódást idézett elő, természetesen a szelektív mobilizáció törvényei szerint. A 2—8. csoport kőzeteiből képzett átlag ilyen értelemben teljes mértékben azonosítható a diatexit átlaggal. Az összalkália 12,6%-os értékével szemben mutatkozó 12,2%-os diatexit érték csupán 0,4%-os csökkenést jelent. Ezzel összefüggésben az $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány 50,6%-os értéke áll a diatexitek 53,2%-os értékével szemben. Vagyis az összalkália 0,4%-os hiánya mellett 2,6%-os K_2O többlet adódik a diatexitek „n” értékéhez viszonyítva.

Az SiO_2 átlag ezzel szemben a diatexitek átlagához képest 4,7%-os hiányt mutat. Ez azt jelenti, hogy a „b” 5,4%-os többletével kifejezett mafikus elegyrészek (amfibol—titanit) kilépése (gravitációs lesüllyedése) a rendszerből automatikusan maga után vonja az SiO_2 olvadék mennyiségi növekedését. Jellemző, hogy a „b” ilyen irányú eltolódása mellett az „m” = MgO komponens 4,2% átlagértékkel teljesen egyezik a diatexitekbeli átlaggal. Vagyis a diatexitekhez képest mutatkozó „b” többletet az FeO' , az $\text{Al}_2\text{O}_3'$ és a „c” értékek hozzák létre. Ez ásványtanilag ilmenit, titanit (Ca), magnetitszemcsék és amfibolegyedek alakjában való kilépést és távozást jelent a rendszerből.

A TiO_2 viselkedése rendkívül érdekes. Az eredeti metamorfitokban minden Ti atom a biotitrácsba épült be. Ugyanez a helyzet a réteges migmatitoknál is. Az ultrabázitok és agmatit-szubsztrátum a II. fejlődési fokozattól kezdve a Ti amfibol kiválás közben kilép a biotitrácsból és önálló rutil (TiO_2) vagy titanit [$\text{CaTi}(\text{SiO}_5)$] ásvány alakjában kristályosodik.

Ezt a bőséges kiválást (2% átlagot is elér) gravitációs migrálás követi, ami az agmatit IV. fokozatban már lényeges mennyiségbeli csökkenést idéz elő.

A szelektív olvadás és mozgás mértéke a kiinduló kőzet jellegének függvénye.

Ilyen szempontból kell vizsgálni a második fejlődési sor (3., 4., 5. és 6. csoport) vektorértékeinek változását. A két fejlődési sor kőzetei a következők:

Első sorozat:

1. Regionális metamorf kőzetek (a diagram felső vektorkötegeivel jellemzett kőzetek).
2. Réteges migmatitok.
3. Reomorf migmatitok.
4. Diatexitek.

Második sorozat:

1. Metabázitok és regionális metamorf kőzetek.
2. Agmatitok I—II. fejlődési fokozata.

3. Agmatitok III. fejlődési fokozata.
4. Agmatitok IV. fejlődési fokozata.
5. Diatexitek.

Mint látjuk, mindkét sorozat a reomorf szakaszban diatexité válik, amelynek az előzőkhöz képest jól homogenizált anyaga folyamatosan ment át a porfiroblasztos—nebulitos gránitok anyagába, további reomorf szelekció útján.

Rendkívül érdekes megfigyelni a metabázitoknak nevezett kőzetcsoport ellentmondásos viselkedését.

Ezeknek összzalkália-tartalma (az eredeti metamorfitátlatot leszámítva) (1. csoport) a legkisebb (10,5%). Mafikus elegyrészeket szolgáltatató „b” értéke ugyanakkor a legnagyobb az összes csoportátlagok között. Ennek ellenére „n” értéke, vagyis földpátjainak $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ egyensúlya erősen a K_2O javára tolódott el. A MgO megnövekedett tartalmából (5%) és az Al-felesleg teljes hiányából (vektordiagram alsó mező „b”=20 osztás alatt) azt látjuk, hogy ezek amfibol—biotit tartalmú titándús ($t=1,9\%$) kőzetek, amelyekben a K-földpátok azonban túlsúlyban vannak a plagioklászokkal szemben. Ilyen „b” értékekkel rendelkező magmás bázitoknál ez kizárt dolog volna.

A diagram vektorai két elkülönült mezőben helyezkednek el, hűen kifejezve azt a különbséget, ami a „metabázitok” (alsó mező „b”=20 alatt) és az agmatitfejlődés I—II. fokozatának kőzetei (felső mező „b”=20 felett) között valóban fennáll.

A leglényegesebb az, hogy a felső mező SiO_2 -ban dús kőzetei — a 37. számút kivéve — Al-felesleggel rendelkeznek. Tehát regionális metamorfózist szenvedett parakőzetek, míg az alsó mező vektorai kivétel nélkül „c” és nem „a” értékeket tartalmaznak.

Az elmondottak alapján csak a magas „b” és a csekély „s” ($=\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$)-tartalom alapján szabad ezeket a kőzeteket metamorf bázitoknak nevezni. K_2O -tartalmuk alapján ortoagmatit-szubsztrátumok vagy gránitosodott metabázitok névvel jelölhetjük őket. Teléres (álló és fekvő teléres) megjelenési formáik alapján inkább az utóbbit látjuk elfogadhatónak. Ez esetben a K_2O növekedést már a gránitosodással járó kálimetaszomatózis (földpátosodás) hatásának tulajdonítjuk.

Az agmatit-szubsztrátum III. fejlődési fokozatának vektorai a metabázitok vektorainak továbbfejlődését jelzik. 20 és 30% „b” érték (a gránitosodott metabázitok 25—35% „b” értékével szemben) közé eső vektorai megtartva CaO-feleslegüket („c” érték) és alumíniumfelesleg-nélküliségüket tovább fejlődtek, K_2O -tartalmuk („n” érték) tekintetében az összes alaphegységbeli kőzetek (a gránitokat is beleértve) K_2O -ban leggazdagabb csoportját képezve.

Ezt a kőzetcsoportot már jellegzetes metabázitokból alakult reomorf képződménynek tartjuk. Anyagukban keveredhetnek a metabázitok és az agmatitok kiinduló (agmatit I—II.) csoportjának mobilissá vált részei. Ennek felelnek meg az „a”, „b”, „s” és „m” értékei. Ugyanakkor az alacsony „c” érték a (rendszerből kiesett) bázisos plagioklászok csökkenését, az „n” csökkenés pedig a kálimetaszomatózis erősödését mutatja. Mindez összefügg a gránitosodó anyag növekvő mobilitásával.

Az agmatitfejlődés IV. fokozatát képviselő csoport kőzetei „a” és „s”-tartalmukat tekintve már diatexit—granitoid szintre fejlődtek. Ugyanakkor „c”, „b”, „m” és „n”-tartalmukban az agmatit I—II. csoporthoz állnak közel.

A gránitosodott metabázitok és agmatitok fejlődésében legmagasabb fokot elért diatexitek — mint már említettük — az előző csoportok két ágban fejlődő sorozataiból vezethetők le a szelektív olvadás és kristályosodás törvényei szerint.

A diatexitekhez képest a porfiroblasztos—nebulitos gránitok további szelektív olvadás, migrálás, gravitációs elkülönülés és kristályosodás folyamatai révén vezethetők le.

Granitoidjaink vektorai, a szűk mezőre koncentrált diatexitekhez képest, nagyobb szórást mutatnak. Ennek okát főleg abban látjuk, hogy a diatexitek képződésének idején az olvadékkoldat még nem homogenizálódott intrúzív jellegű granitoid magmává, vagyis a magmás differenciáció pegmatit—aplitos termékei még nem alakultak ki benne. Ha a két diagramot egymásra tesszük, a diatexitek vektordiagramjában szembetűnően hiányzanak az aplitoid tagok. A diagramon a diatexit mező a „b” = 10% érték alatt kezdődik, míg a granitoidok diagramjában a 2,5—10%-ig tartó „b” értékekkel határolt mezőben az elemezett gránitos kőzeteknek majdnem a fele helyezkedik el.

Amíg a diatexitek vektoroközegei az S—B tengely jobb oldalán vízszintes irányban vannak széthúzva (az „a” értékben mutatkoznak különbségek), addig a porfiroblasztos—nebulitos gránit vektorai ugyanezen oldalon függőlegesen (SiO₂ érték) szóródtak szét nagyobb területre. Ez a jelenség azonos alkáliatartalom mellett a femikus elegyrészek (nebulitok—szkialitok) és SiO₂-tartalom nagyobb variabilitását tükrözi.

Ha a fillit—amfibolit—kristályos mészkő öszlet kőzeteinek vektordiagramját összevetjük a táblázat bármelyik kőzettípusának vektordiagramjával, azonnal megállapíthatjuk, hogy ezek egymástól merőben különböző kőzetek. A kevés öszalkália-tartalom és ebben a domináns 70%-on felüli Na₂O/K₂O érték, a nagy „c” és domináns „c” s végül a kis MgO-érték semmi progresszivitást sem tükröz. A 11,4% „b” értékű 93. számú kőzet „n” értéke éppolyan Na₂O túlsúlyt mutat, mint a 30% feletti „b” értékekkel képviselt 89. sz. kőzet.

Ezek a vektordiagramokon kívül megszerkesztettük a kőzetek fenti beosztás szerinti kiterített grafikonját is. Az egyes kőzettípusokon belül az elemzett kőzet vektorértékeit a „b” csökkenő értékei szerinti sorrendben raktuk fel és vizsgáltuk a kialakult törvényszerűségeket (10a—f és 11a—b ábrák).

Az első csoportokon belül a „b” értékcsökkenéssel párhuzamosan, azzal szimmetrikusan, csak az SiO₂+TiO₂=„s” értéke növekedik. Az „a”, a „c”, az „n” és „t” értékei minden rendszer nélkül következnek egymás után.

A réteges migmatitok csoportjában a „b” érték csökkenése, az előzőhöz hasonlóan, kizárólag csak az „s” érték növekedését vonja maga után. Az „a”, „c”, „n”, „m” és „t” értékek függetlenek a mafikus elegyrészeket kifejező „b” értékének változásától.

A metabázitok csoportjának kőzetei merőben különböznek az előző két csoport kőzeteitől. Mint látjuk, a „b” értékének csökkenése nemcsak az „s”, hanem az „a” érték növekedését is kiváltotta. Ezzel szemben a „c”, „m”, „t” értékek változatlanul alakultak. Rendkívül érdekes jelenség, hogy az „n” érték szintén független a „b”, „a” és „s” komponensek alakulásától, azonban itt jelentkezik először a K₂O túlsúly a Na₂O-dal szemben. Az is figyelemre méltó, hogy a $\frac{\text{TiO}_2 \cdot 100}{\text{S}}$ = t értéke állandóan magas és szintén független attól,

hogy a kőzet melanoszomban mennyire gazdag.

A gránitosodás geokémiai fejlődése szempontjából ez a csoport semmi esetre sem lehet az előző folytatása.

Az agmatitok I–II. fejlődési fokozatának közetei rendkívül heterogén tömeget képeznek. Egyetlen vektorkomponens sem korrelál a csökkenő „b” értékeivel. Egyedül a 115. sz. kőzet esetében látjuk, hogy az „s” növekedése maga után vonta az „n” növekedését ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arányban az Na_2O javára történt eltolódás), továbbá a „c”, „m” és „t” csökkenését.

Az agmatitok fejlődésének III. fokozatát elért kőzetek csoportja ezzel szemben hármas korrelációt mutat. A „b” csökkenés az „s” és az „a” növekedését vonta maga után. Jellemző és érdekes az „n” értékének nagyarányú süllyedése, vagyis a K_2O javára történő egyensúlyeltolódás. Az „m” és „t” értékek egyenletes állandóságot, míg a „c” (plagioklászok CaO -tartalma) rendkívül szeszélyes ingadozást mutat. Itt már benne vagyunk a reomorf szakaszban, amikor a diffúziós migrálás nagyarányú eltolódásokat, ugyanakkor a szelektív mobilitás egyes komponensek egyenletes elkeveredését idézte elő.

Az agmatitfejlődés IV. fokán levő kőzetekben ismét csak az „s” értéke korrelál a csökkenő „b” értékkel. Minden többi komponens rendkívül szeszélyes változásokat mutat. Az „n” értéke ismét az Na_2O javára tolódott el.

A diatexitek hosszú sorában a „b” csökkenése csak az „s” valamelyes növekedésével korrelál. A többi komponens a „b” értéktől függetlenül, szeszélyesen változik, különösen az „a” értéke ingadozik rendkívüli módon, amit az $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = „n”$ érték rendszertelen ingadozása kísér.

Ezt a jelenséget a diatexitek képződése alatt uralkodó reomorf mobilitással, a magmává alakuló tömeg homogenizátlanságával tudjuk magyarázni.

A porfiroblasztos–nebulitos szkialitos gránitcsoport kőzeteinél a csökkenő „b” érték valamelyest korrelál az „a” értékkel. A többi komponens nem nagy amplitúdójú, azonban mégis szeszélyes ingadozást mutat. A „t” érték szintje ebben a csoportban a legkisebb. Ezzel korrelál a „c” és az „m” alacsony szintje is, de csak átlagos szintjét tekintve. Részleteiben egymástól függetlenül változik minden komponens, különösen szeszélyes az „a” ingadozása, ami a „c” és „n” sűrű ingadozását vonta maga után.

Ezt a jelenséget az előzőhöz hasonlóan a magmává érett tömeg homogenizátlanságával magyarázhatjuk.

És végül a gránitosodást befejező, magmává érett, abszolút mobilis aplitok csökkenő „b” értéke az „a” növekedését, a „c” és „m” csökkenését vonja maga után. Érdekes jelenség, hogy a csökkenő „b” értéket nem követi „s” növekedés, továbbá, hogy a „b” csökkenése nem K_2O , hanem Na_2O túlsúlyt idéz elő. Vagyis a savanyúbbá válás nem ortoklász, hanem plagioklász túlsúlyt idéz elő. A „t” értéke állandó minimális szinten marad és végül nullává redukálódik. Az aplitok hőmérsékleti szintjén a Ti már kilépett a mobilis rendszerből.

A kőzetek retrográd metamorfózisa, diaftorézise rendkívüli értékingadozásokat idézett elő, aszerint, hogy milyen volt a kiinduló kőzet, amely diaftorézist szenvedett. A „b” értékének számítása a zöldpala fáciesű átalakulás során végbement karbonátosodás, piritesedés és agyagásványosodás (kaolinósodás) következtében illuzórikussá vált. Ugyanez vonatkozik a többi kőzetalkotó komponensre is, amelyek a hidrotermálisnak megfelelő körülmények között szeszélyesen változhattak a hőmérséklet, nyomás és pH alakulásának

függvényében. A 3 és 93% „n” érték ingadozás mutatja a legjobban az alkália-tartalom szeszélyességét és mindazt, amit ez vont maga után.

Nagyjából a „b” csökkenéssel a „t” csökkenés korrelál, de az „n” érték változása nem áll kapcsolatban az összalkália-változással.

Végigkísértük az egyes kőzetalkotó komponensek alakulását az induló metamorf kőzetektől az aplitokig. Bár a gránitosodás végső terméke, a porfiroblasztos nebulitos gránitok csoportja a teljesen homogenizált gránitos magma képét mégsem mutatja. Azt kell megállapítani, hogy a vektordiagram minden értéke a kezdeti nagy amplitúdójú szeszélyes váltakozástól egyenlítettébb, sokkal homogenizáltabb gránitos anyaggá alakult kőzetre utal.

A gránitosodás bonyolult folyamatában gránitosodás és degranitosodás, gravitációs szelekció, metasomatózis és diffúziós mozgások adta anyagkeveredés, szelektív olvadás és mobilizáció, szelektív kristályosodás és deformáció egymás után és egyszerre hatnak többször megújulva, míg nem létrehozzák az intrúzív módon viselkedni tudó magmatömeget. A mi granitoid tömegünk megközelítette, de el nem érte ezt a homogenizált magma állapotot. Alakulása azonban folyamatos volt.

Két irányból jövő fejlődése a reomorf szakaszban az agmatit IV. fejlődési fokú anyagnál egymásba folyt és ezzel végbemehetett a diatexitte és utána a porfiroblasztos gránittá érés folyamata.

A mecseki kristályos alaphegység granitoid kőzeteinek kialakulásához tehát nem volt szükség új fluidumokra, ichorszerű könnyen illóknak vagy kálium felhozatalára. A granitoidok minden alkotó komponensét a kiinduló regionális metamorf kőzetek összetételének elemháztartása fedezni tudta.

IX. A GEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEINEK ÉRTÉKELÉSE

Ritka- és nyomelemvizsgálatokat saját gyűjtésű kőzeteken nem végeztünk, mivel az országos ritkafém program Mecsek hegységi végrehajtásával a MÉV földtani szolgálata volt megbízva. Ennek során rengeteg mintát gyűjtöttek össze és vizsgáltak meg 30—33 komponensre. Ehhez a vizsgálatához csatlakoztak még azok is, amelyeket az Orsz. Földtani Kutató és Fúró Vállalat komlói színekép-analitikai laboratóriuma készített a Pécs-7. sz. és a Mozsógó-1. sz. fúrások anyagából, továbbá, amelyeket M. A. E. A. GHANEM—RAVASZNÉ BARANYAI L. (1969), illetve FÖLDVÁRINÉ VOGL M.—BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. (1968) közleményéből ismerünk.

A MÉV színekép-laboratóriuma által készített sok száz, 30—33 komponensű elemzés adatait SZEDERKÉNYI T. (1970) dolgozta fel példás gondossággal, az adatok többféle csoportosításával. A jelentésben az egyes kőzetek nyomelemtartalmának számunkra rendkívül értékes táblázatos kimutatásán, azok pozitív és negatív korrelációjának kimutatásán stb. kívül az egyes képződmények kronológiai és kőzettani csoportosítását is adja, ami eltér az általunk követett genetikai csoportosítástól. Éppen ezért az általa közölt adatokat, kiegészítve az OFKFV Komlói Laboratóriumának színekép-analitikai adataival, az eddig alkalmazott sorrendben csoportosítva újra feldolgoztuk.

Ezáltal a progresszív gránitosodás ritkaelem-háztartásának változását tudjuk nyomon követni a kiinduló regionális metamorf kőzetektől a porfiroblasztos—nebulitos gránitokig.

És láthatjuk a különbségeket vagy egyezéseket az amfibolit fáciesű alsó-proterozóos regionális metamorf és ultrametamorf kőzetek, másrészt a felső-proterozóos zöldpala fáciesű fillit, szerpentinit—amfibolit—kristályos mészkő összlet és végül a nem metamorf ópaleozóos összlet (Szalatkak-III. sz. fúrás kőzetei) nyomelemláztartása között. A nyomelemek ilyen szempontú csoportosítását az 5—12. táblázatok tartalmazzák.

A vizsgált elemeket kalkofil, sziderofil és litofil csoportosításban írtuk fel. A MÉV által színeképelemzett minták esetében SZEDERKÉNYI T. jelentéséből átvettük az elemek gyakoriságának minimális (A), maximális (B) és az ezekből számított mértani középértékeket (C) is.

Tekintettel arra, hogy ezen genetikai összehasonlító vizsgálatoknál miniket az elemek elért maximális gyakorisága érdekel, a továbbiakban csak ezekkel foglalkozunk.

Ezt fejezik ki a minták egyetlen adattal feltüntetett gyakorisági értékei is.

A minimumokból és maximumokból képezett mértani átlagokkal—amennyiben azok figyelmet érdemlők — a „Hasznosítható ásványi nyersanyagok” című fejezetben foglalkozunk.

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység regionális metamorf,

(A színképelemzést a MÉV

Sorszám	A kőzet neve és származási helye	Minták száma (db)	Minták átlaga*	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Ga	Ge	Cd	Sn	Bi	Mo	Co
1.	Biotit-amfibol-gneisz Gyód-3. sz. f.	10	A B C	—	—	25	—	35	10	—	—	—	—	—	10
2.	Biotit-amfibol-gránátos gneisz Téseny-1. sz. f.	21	A B C	—	—	42	90 126	66	8	—	—	1 10	—	—	16
							108	—	—	—	—	3,3	—	—	—
3.	Gránátos csillámpala Kisdér-1. sz. f.	6	A B C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
						27	133	—	8	—	—	—	—	—	10
						—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4.	Diszténes biotit, amfibolos paragneisz Pécs-7. sz. f. 705,4—707,0 m	1		0,25	6	10	—	16	2,5	—	—	—	—	—	4
5.	Biotitos paragneisz Pécs-7. sz. f. 736,7—744,0 m	1		0,4	6	2,5	—	60	4	—	—	—	—	—	4
6.	Biotitos paragneisz Pécs-7. sz. f. 756,45—758,1 m	1		0,1	6	10	40	60	6	—	—	—	—	2,5	6
7.	Biotitos-cordierites paragneisz Pécs-7. sz. f. 853,15—855,0 m	1		0,16	6	40	25	60	10	—	—	2,5	—	2,5	4
8.	Migmatitok Mórággyi-rög-hegység	12	A B C	—	—	15	17 100 41	17 19 18	5,4						7,5 10 8,6
9.	Réteges migmatit leukosomja Pécs-7. sz. f. 791,0—802,0 m	1		0,1	6	10	25	40	4	—	—	2,5	—	2,5	6

stromatitos és agmatitos kőzeteinek szinképelemzési adatai (g/t)

spektrállaboratóriuma végezte)

Ni	Be	Ba	B	Cr	Mn	Sr	Ti	V	W	Zr	La	Sc	Y	Yb	Gd	Ce	Nd	Sor- szám
28	2,7 3 2,9	—	—	93	120	—	3000	79	—	260	55 61 58	4,4	30	3	—	—	—	1.
29	3—4 —	—	—	38 40 39	380 —	—	1190 —	30 —	—	67 100 82	24 30 27	7 —	30 —	4,5 —	1,4 30 6,5	—	—	2.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.
—	3—6 —	—	—	30	133	—	2333	30	—	100	30	—	30	4,1	—	—	—	3.
16	2,5	160	60	100	250	100	600	40	—	40	10	10	—	—	—	—	—	4.
10	2,5	400	25	40	160	100	600	40	—	25	10	10	—	—	—	—	—	5.
16	2,5	600	40	40	160	40	1600	60	—	60	16	16	10	—	—	—	—	6.
16	2,5	100	60	40	250	40	2500	40	—	40	10	16	—	—	—	—	—	7.
26	2 3 2,4	57	—	47	83	—	2083	104	—	191 209 199	38 42 41	9,9	16	—	—	50	65	8.
16	2,5	160	60	40	250	60	1000	40	—	25	16	10	—	—	—	—	—	9.

Sorszám	A kőzet neve és származási helye	Min-ták száma (db)	Min-ták átlaga*	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Ga	Ge	Cd	Sn	Bi	Mo	Co
10.	Réteges migmatit leukoszomja Pécs-7. sz. f. 842,0–844,0 m	1		0,4	6	4	25	60	10	—	—	2,5	—	2,5	4
11.	Réteges migmatit melanoszom Pécs-7. sz. f. 842,0–844,0 m	1		0,1	6	10	25	60	4	—	—	—	—	2,5	6
12.	Migmatit melanoszom anyaga Téseny-1. sz. f.	10	A B C	—	—	112	30 300 95	90	9,3	—	—	3,1 10 5,5	— — —	— — —	— 26
13.	Agmatit-szubsztrátum Mórággy-rög-hegység	17	A B C			22	12 100 33	55	12	—	—	0,6 10 2,5	— — —	0,6 10 2,5	17
14.	Agmatit-szubsztr. I. fejl. fokozata Pécs-7. sz. f. 807,9–808,6 m	1		0,25	6	10	40	60	2,5	—	—	—	—	2,5	6
15.	Agmatit-szubsztr. II–III. fejl. fok. Pécs-7. sz. f. 824,7–825,8 m	1		0,1	6	2,5	25	60	6	—	—	2,5	—	—	4
16.	Agmatit-szubsztr. II. fejl. fok. Pécs-7. sz. f. 829,4–836,0 m	1		0,16	10	4	60	100	10	—	—	2,5	—	2,5	4

* A = minimum
 B = maximum
 C = mértani } átlag

Ni	Be	Ba	B	Cr	Mn	Sr	Ti	V	W	Zr	La	Sc	Y	Yb	Gd	Ce	Nd	Sor- szám
16	2,5	400	160	40	400	60	1600	40	—	40	16	16	10	—	—	—	—	10.
16	2,5	160	60	40	400	60	2500	40	—	40	16	16	—	—	—	—	—	11.
— 33	— 5,8	—	—	34 38 36	— 300	—	— 2400	— 58	—	— 110	9 30 16	7 10 8,4	27 30 29	6,4 7,1 6,7	—	—	—	12.
53	6,7	—	—	108	108	—	2120	38	—	241	100	4,3	33	—	—	—	—	13.
16	2,5	400	40	40	160	40	600	40	—	40	10	10	10	—	—	—	—	14.
10	2,5	600	100	40	250	40	1000	40	—	40	10	10	10	—	—	—	—	15.
16	2,5	160	250	25	400	40	1600	40	—	40	10	10	—	—	—	—	—	16.

Az 5. táblázat a kiinduló regionális metamorf kőzetek, a réteges migmatitok és agmatitok színképelemzési adatait tartalmazza.

A kalkofil elemek közül az Ag a gyakorisági átlag alsó határán mozog és csak a Pécs-7. sz. fúrás 736,7–744,0 m közötti biotitos paragneiszében éri el annak magasabb értékét (0,4 g/t-t). Az As és Cu gyakorisága csak az alsó határon mozog, míg a Zn két fúrás (Tésény-1. és Kisdér-1. sz. fúrások), a Pb pedig négy fúrás anyagában haladja túl a gyakorisági maximumot.

A Ga, Sn, Mo, Ge, Cd és Bi a gyakorisági minimumot sem éri el, illetve az utolsó három elem még nyomokban sem volt kimutatható.

A Cu, Zn és Pb együttes gyakorisági értékei a Tésény-1. és a Kisdér-1. sz. fúrások esetében utalnak csak hidrotermális tevékenységből származó elem dúsulásra.

A sziderofil elemek közül a Mo két esetben, a Co gyakorisági értékei pedig csak a Tésény-1. sz. fúrás anyagában lépi túl az alsó gyakorisági határt. Vagyis a Co 16 g/t értéke ugyancsak hidrotermális hatás eredményének tulajdonítható. A Ni messze alul marad ennek az alsó értéknek.

A réteges migmatitoknál a kalkofil elemek gyakorisága az előzőkhöz képest semmit sem változott. Ez azt mutatja, hogy a migmatitképződés során lejátszódó alkáli metasztatizálás egyetlen kalkofil elemet sem mobilizált nagyobb mértékben, kivéve a Tésény-1. sz. fúrás anyagát, amelynek réteges migmatitjai is hidrotermális elbontást szenvedtek.

Ugyanígy a sziderofil elemek is azonos gyakorisági szinten maradtak.

A litofil elemek közül egyedül a Ce és Nd dúsul fel a gyakorisági maximum fölé, míg a többi ugyancsak azonos szinten marad. Mivel e két elem mellett a Zr és a V gyakorisága is a minimum fölé emelkedett, valószínű, hogy ezek a biotitban dús melanoszom eredeti alkatrészei.

Az agmatitok szubsztrátum anyagában a kalkofilok gyakorisága azonos szinten maradt.

A litofil elemek közül a Cr, Mn, Be és V nem éri el a gyakorisági minimumot. A Sr az alsó határon, a Ti, Zn, Y, Yb a gyakorisági határértékeken belül maradnak, míg a La, Sc és főleg a B a gyakorisági maximumokat is meghaladja.

A litofil elemek közül a Ba, La és Yb dúsulnak a gyakorisági maximumszint fölé, míg a többi az előző két csoporthoz hasonlóan a gyakorisági határértékek között marad.

Ebből az következik, hogy a gránitosodásnak ebben a kezdeti szakaszában még nem volt számottevő elem mobilizáció. A kiinduló anyagok nyomelemháztartása a kőzetkémiai folyamatok ellenére sem változott meg lényegesen. Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy a lantanidák és egyéb ritkafémek a biotit kristályrácsába épülve változatlan mennyiségben kerültek a magasabb gránitosodási szintre.

A sziderofil elemek közül a Ni dúsult fel az előző csoportok Ni gyakoriságának több mint kétszeresére.

Mindhárom kőzetcsoporthoz a legjobban dúsuló elem a B. Ezt mikroszkópos vizsgálatainkkal is észleltük. Könnyen illó jellegéből fakadóan egyes esetekben 250 g/t-t, vagyis 2 nagyságrendet meghaladó értéket is elér. Valószínűleg azokból az üledékekből származik, amelyekből a metamorf és későbbi ultrametamorf képződmények is keletkeztek. A GHANEM—RAVASZNÉ BARANYAI L. dolgozatában közölt 47. sz. minta színképelemzési adatai (Üveghuta

— bázisos kőzet = agmatit-szubsztrátumban?) megítélésem szerint egy nagyságrenddel túl vannak értékelve.

A 6. táblázat a diatexit—nebulitos, porfiroblasztos—szkialitos gránit—aplit reomorf sor közeteinek elemháztartását tükrözi. Ide soroltuk be a pegmatoid kifejlődésű, továbbá a mikroklin—porfiroblasztokban gazdag gránitoidokat, amelyeket SZEDERKÉNYI T. pszeudopegmatitoknak stb. jelöl. Véleményünk szerint ezek a gránitoidok egyazon reomorf gránitosodási folyamatnak a differenciálatlan, homogenizálatlan változatai. Érdekes lesz végigkísérni ezek nyomelemháztartásának alakulását a progresszív gránitosodás folyamataiban.

A diatexitek, vagyis az apró- és középszemcsés, lineációs—palás szövetű, mikroklinban szegény, színes elegyrészekben dús reomorf kőzetváltozatok kalkofil elemeinek gyakorisága nem lépi túl annak alsó határát. A Zn 100 g/t maximuma késői hidrotermális hatásnak lehet az eredménye. Ugyanez vonatkozik a sziderofilekre is a Ni 48 g/t alsó határát megközelítő értékkel együtt.

A litofil elemek közül a La dúsul a gyakorisági maximum kétszeresére egy mintasorozatban és ismét csak a B-t találjuk két nagyságrendet is meghaladó gyakorisági értékkel.

Az előző csoportokhoz képest egyetlen elem kimagasló dúsulását, avagy lényeges csökkenését sem tapasztaljuk.

A nyomelemek gyakorisági értékei azt mutatják, hogy a gránitosodás ezen fejlődési fokozatába tartozó kőzetek, a B-t kivéve, a magukkal hozott elemháztartás keretein belül maradnak. A B könnyen illó természetéből fakadóan dúsult, de az előzőkhöz képest változatlan maradt.

Az ezután következő, a gránitosodás legmagasabb fokát elérő kőzetek nyomelemei a kőzetek homogenizáltsági és mobilitási fokának, továbbá a valószínű utómagmás pneumatolitos—hidrotermális hatásoknak megfelelően igen nagy szórást mutatnak. Mivel az elemzett minták zöme ebbe a csoportba tartozó kőzetekből származik, ezért a kapott gyakorisági értékeket a legmegbízhatóbbaknak, a legjellemzőbbeknek kell tartanunk.

A kalkofil elemek közül az Ag a nyugotszenterzserbeti két mintasorban haladja meg a gyakorisági maximum kétszeresét, egyébként az alsó határt sem éri el. A fúrások és a felszíni kibúvások anyagán is gyakran észlelhetők utómagmás átalakulási nyomok (a biotit kloritosodása, a földpátok szericitesedése és kvarcosodás). Ezekkel hozható összefüggésbe az egyes mintasorokban az Ag, Cu, Zn (325 g/t), Pb (60, 77, 71 g/t) és különösen a Ga folyamatos, állandó dúsulása, egyes esetekben a gyakorisági maximum (50 g/t) fölé.

Jellemző az Sn hiánya a mintasorok túlnyomó részében.

A sziderofil elemek közül a Mo esetenként egy nagyságrenddel nagyobb mértékben dúsul. Ezzel a jelenséggel a „Hasznosítható ásványi nyersanyagok” című fejezetben külön is foglalkozunk, mivel a molibdenitet iparilag hasznosítható mennyiséget megközelítő dúsulásban találjuk az erdőmecskei kőfejtőben. A Co és a Ni folyamatosan, minden mintasorban, egymással egyenes arányú korrelációban van jelen és a diatexitekhez képest határozott dúsulást mutat, elérve a gyakorisági felső határt is.

A litofil elemek közül a Be határozott, állandó dúsulást mutat az előző csoporttal szemben. Valószínűleg a mikroklin rácsába épült elemdúsulásról van szó. A Cr változatlan szinten maradt, míg a Mn határozott csökkenő tendenciát mutat. Ugyanígy a Sr — a helesfai szerpentinit alatt tektonikusan elhelyezkedő gránitból származó mintasort kivéve — teljesen hiányzik, annak

A mecseki kristályos alaphegység gránitosodott kőzeteinek

(A színképelemzést a MÉV spektrál-

Sor- szám	A kőzet neve és származási helye	Min- ták szá- ma (db)	Min- ták átla- ga*	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Ga	Sn	Mo	Co	Ni	Be
18.	Középszemcsés dia- textit Pécs-7. sz. f. 749,8—756,4 m	1		0,1	6	16	25	25	6	2,5	2,5	4	16	2,5
19.	Középszemcsés dia- textit Pécs-7. sz. f. 824,7—825,8 m			0,4	10	40	25	60	6	2,5	2,5	6	25	2,5
20.	Porfiroklasztos dia- textit Pécs-7. sz. f. 891,4—901,0 m			0,1	6	4	25	25	2,5	—	2,5	4	16	2,5
21.	Porfiroklasztos dia- textit Pécs-7. sz. f. 913,8—921,3 m			0,1	6	6	—	60	6	—	2,5	4	16	4
22.	Középszemcsés dia- textit Véménd, Mórágý, Bátaszék	11	A B C	—	—	9	100 30	36	21	0,9 3	—	10	48	6,9
23.	Porfiroblasztos gránit Fazekasboda, Geresd, Erdősmecke	39	A B C	—	—	90	—	35 41 38	10	0,5 10 2,3	—	9	27	4
24.	Porfiroblasztos gránit Véménd, Mórágý, Bátaszék-1. sz. f.	41	A B C	—	—	14	5 100 22	35	30	0,2 10 1,4	—	9	34	6
25.	Porfiroblasztos gránit Alsónána-1/a sz. f. fekü	38	A B C	—	—	16	—	13 16 14,5	28	—	1,6 30 7	10	11	6,5
26.	Porfiroblasztokban dús gránit Fazekasboda, Geresd, Erdősmecke	8	A B C	—	—	12	—	23 30 26	3,5 1,5 3,9	—	1,2 10 3,5	5 15 8,7	44 61 52	2,2 5,0 3,2

Sorszám	A kőzet neve és származási helye	Min-ták száma (db)	Min-ták átlaga*	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Ga	Sn	Mo	Co	Ni	Be
27.	Ankeriterekkel átjárt porfiroblasztos gránit Bátaszék-I. sz. f.	28	A B C	—	—	18	325	33	33	—	—	10	61	6,1
28.	Aplit Fazekasboda, Geresd, Erdősmecske	11	A B C	—	—	11	—	43	5,6	—	—	1 10 3,1	15 19 17	4
29.	Kataklaázos, porfiroblasztos gránit Mártonfa-I. sz. f.	18	A B C	—	—	8,4	5,5 100 24	77	10	—	1,7 10 4,1	10	16	5,3
30.	Földpát, porfiroblasztokban dús gránit Szilágy-I. sz. f.	8	A B C	—	—	11	—	51	30	—	—	—	10	3,4
31.	Porfiroblasztokban dús gránit Nyugotszenterzsébet	16	A B C	0,08 1 0,1	—	8	—	60	34	—	2,5 15 12,6	1 10 7,5	—	4
32.	Középszemcsés gránit Nyugotszenterzsébet	12	A B C	—	—	14	—	71	57	—	—	6 10 7,8	18 10 8,9	5
33.	Aprószemcsés gránit Nyugotszenterzsébet	17	A B C	0,5 3 1,2	—	9	—	37	56	—	5,3 30 12,6	4 14 7,5	11 12 11	6
34.	Porfiroblasztos gránit Nagyváty-I. sz. f.	10	A B C	—	—	14	—	29	8,6	—	0,3 3 0,9	13 14,4 13,7	12	4,2
35.	Pegmatoid kifejlődésű gránit Nyugotszenterzsébet	14	A B C	—	—	15	—	32	32	—	8,6 40 19,1	14	23	5,7
36.	Aprószemcsés gránit Nagyváty-I. sz. f.	4	A B C	—	—	3	—	72	10	—	—	—	5 10 7,1	3
37.	Nagyszemcsés pegmatoid, porfiroblasztos gránit – Gyűrűfű	6	A B C	—	—	2,3	—	30	10	—	—	1,6 10 4	10	3

Sor- szám	A kőzet neve és származási helye	Min- ták szá- ma (db)	Min- ták átla- ga*	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Ga	Sn	Mo	Co	Ni	De
38.	Középszemcsés, por- firoblasztos gránit Gyűrűfű	A								0,44		5	9	
		B	—	—	8	—	36	10		10	—	10	11	4,5
		C									2,2		7,1	10
39.	Aprószemcsés gránit Gyűrűfű	A										1	5	
		B	—	—	2,6	—	28	10				10	10	3
		C										3,2	7,1	
40.	Aplit Gyűrűfű	A										2,8	2,8	
		B	—	—	60	—	10	10				10	10	3
		C										5,3	5,3	
41.	Katakklázos gránit Helesfai szerpentinit (fekü)	A				10					0,1			
		B	—	—	16	100	24	10			1	3,7	26	3,4
		C				32					0,3			
42.	Vörös földpátos grá- nit Mágocs-1. sz. f.	A									2	4	6	
		B	—	—	10	—	86	10			10	10	10	5,8
		C									4,5	6,3	7,8	

A színképelemzés Cd-ot nem mutatott ki.

* A = minimum
B = maximum
C = mértani } átlag

ellenére, hogy az előző kategóriákban a gyakorisági alsó határt megközelítő vagy elérő mennyiségben, folyamatosan fordult elő. Ezt a jelenséget azzal magyarázhatjuk, hogy főleg a régi plagioklász generáció rejtette a Sr-ot, míg az új, a pertites ortoklász és mikroklin egyáltalán nem, a kevés oligoklászba pedig csak teljesen elenyésző mennyiségben épültek be annak atomjai. Ugyanez a helyzet a Ba-mal is. A helesfai „fekü” sorozat maximumot kétszeresen meghaladó értéke (1000 g/t) a szerpentinit közelségéből származhat a Sr-mal együtt. A Sr és Ba tehát korrelálnak és mindkettő a régi földpát generációhoz kapcsolódik.

Rendkívül érdekes a Ti viselkedése. A regionális metamorf kőzetektől kezdve a diatexitik fejlődési szintjének végéig a leggyakoribb dúsulási szintje 600 és 2000 g/t közé esik, a 3000 g/t-t pedig csak a Gyód-3. sz. fúrás mintasorában éri el. Ezzel szemben a porfiroblasztos gránitok tartományában csak az aplit és pegmatoid (mikroklin—porfiroblasztokban dús) kifejlődésű gránitoidokban (négy mintasorozat) marad alatta a 2500 g/t értéknek. Általában a 3000 g/t gyakoriság a jellemző.

Ezt a jelenséget, amelyet a kőzetkémiai adatok kiértékelésénél is tapasztaltunk, azzal magyarázhatjuk, hogy ebben a tartományban a Ti titanit alak-

Ba	B	Cr	Mn	Sr	Ti	V	Zr	La	Sc	Y	Yb	Gd	Eu	Ho	Sm	Ce	Nd	Sor- szám
—	—	58	76	—	2956	29	278	44 49 45	2 4,5 3	13	0,8 3 1,6	—	—	—	—	—	—	38.
—	—	20	78	—	3000	30	280	44	0,6 3 1,3	10	0,9 3 1,6	—	—	—	—	—	—	39.
—	—	16	40	—	1286	30 11,7	86	4,3 30 11,4	0,9 3 1,6	7	1,3 3 1,9	—	—	—	—	—	—	40.
1000	—	100	160	190 211 198	3000	100	300	30	10	30	3	—	—	—	—	300	—	41.
—	—	24	86	—	3000	9,3	120	30	2,8 4 3,6	16	—	—	—	—	10 100 32	21	25	42.

jában „ásványtanilag” van már jelen és így dúsulását gravitációs, áramlásos jelenségek is elősegítik ebben a számára kedvező geokémiai környezetben.

A V gyakorisága ezzel szemben a diatexitekhez és az előtte levő csoportokhoz viszonyítva csökkenést mutat, ami a biotittartalom csökkenésével hozható összefüggésbe.

A Zr gyakorisági értékei annak ellenére, hogy a paragneiszek, agmatitok és diatexitek gazdagabbak biotitban — amely ásvány tartalmazza a cirkon-szemcsék zömét — mégis ez a közettartomány szembeötlően gazdagabb Zr-ban az összes előző tartományoknál. Számszerűleg kifejezve, amíg a Zr a porfiroblasztos granitoidok között 20 közül csak egy mintasorban (ez is aplit) nem éri el a 100 g/t értéket (a többi felette van), addig az előző genetikai csoportok összességében 21 mintasor közül csak ötben haladja meg a 100 g/t gyakorisági értéket (16-ban alatta marad). Ugyanakkor a Zr gyakorisága nem korrelál a Ti gyakoriságával, mert a Ti itt már nem kapcsolódik a biotit-hoz, míg a Zr igen. Csak annyiban egyeznek, hogy a granitoidok tartományában dúsul külön-külön mindegyik, de nem egyszerre és nem egymással korrelálva. Ezt a Ti és Zr gyakorisági értékeinek összevetése egyértelműen igazolja.

A La, Sc, Y és Yb gyakorisági értékei egyenletesebbek és állandóak lettek.

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység fillit—amfibolit—

(A színképelemzést a MÉV

Sor- szám	A kőzet neve és származási helye	Minták száma (db)	Minták átlaga*	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Ga	Sn	Mo	Co
43.	Fillit csoport Ófalu, Bába- apáti	19	A				70	96		1,6		14
			B	—	—	19	185	121	10	30	—	24
			C				114	101		7		18
44.	Szericites kvarcpala Pécs-7. sz. f. 600,0—600,5 m	1		0,1	6	2,5	—	25	4	2,5	2,5	4
45.	Fillit Pécs-7. sz. f. 634,7—635,8 m	1		0,1	10	10	25	25	2,5	2,5	2,5	4
46.	Amfibolit Alsónána-1— 1/a sz. f.	16	A					5,6				25
			B	—	—	76	—	18	31	—	—	27
			C					10				26
47.	Kristályos mészke Ófalu	4	A					7				
			B	—	—	—	6	30	—	—	—	—
			C					14				

A színképelemzés Cd, Gd, Eu, Ho, Sm-ot nem mutatott ki.

* A = minimum
 B = maximum
 C = mértani } átlag

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység

(A színképelemzést a MÉV

Sor- szám	A kőzet neve és származási helye	Minták száma (db)	Minták átlaga*	Cu	Pb	Ga	Sn	Mo	Co
48.	Zöld bosztonit Mórággyi-röghegység	5	A	8,4	6			2	2
			B	14	30	18	—	10	10
			C	12	13			4,5	4,5
49.	Vörös bosztonit Mórággyi-röghegység	14	A	2,3	17		1,4	7	—
			B	2,7	30	21	10	10	—
			C	2,5	22		3,7	8,4	—

A színképelemzés Ag, As, Zn, Cd, Ba, B, Sr, Eu, Ho, Ce, Nd-ot nem mutatott ki.

* A = minimum
 B = maximum
 C = mértani } átlag

kristályos mészkő összetételének színképelemzési adatai (g/t)

spektrállaboratóriuma végezte)

Ni	Be	Ba	B	Cr	Mn	Sr	Ti	V	Zr	La	Sc	Y	Yb	Ce	Nd
57				67			2578	74	126	71	28	—	—	—	—
67	2	400	—	80	265	—	2722	73	150	87	30	28	—	52	—
62				73			2664	84	137	80	29				
16	2,5	160	160	40	250	40	600	40	100	10	16	10	—	—	10
16	2,5	160	160	40	250	25	600	40	40	10	16	—	—	—	—
32	3	—	—	46	306	—	3000	107	94 100 97	11 30 18	25	29	3,4	—	—
—	—	100	—	2,5 10 5	500 1000 750	—	225 300 260	—	—	—	—	—	—	—	—

bosztonitjainak színképelemzési adatai (g/t)

spektrállaboratóriuma végezte)

Ni	Be	Cr	Mn	Ti	V	Zr	La	Sc	Y	Yb	Gd	Sm	Sor- szám
2 10 4,5	3	14 30 22	140	3000	12 30 19	220	100	3	30	3	—	—	48.
1,4 10 3,7	4	7 10 8,4	143	1241	2,1 30 7,9	285	92 100 96	0,6 3 1,3	38	3	22 100 47	22 100 48	49.

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység

(A színképelemzést a MÉV

Sorszám	A kőzet neve és származási helye	Min-ták száma (db)	Min-ták átlaga*	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Ga	Ge	Sn	Mo	Co
134.	Szerpentinit Helesfa-1—2. sz. f.	137	A	0,1	19	—	—	1,9	0,5	—	12	0,1	—
			B	2,2	100	76	—	24	5,8	—	16	1,1	99
			C	0,4	44	—	—	6,8	1,7	—	14	0,4	—
135.	Szerpentinit magnezittartalmú fekéje Helesfa-1—2. sz. f.	41	A	0,1	63	—	58	2,7	0,5	—	9	—	—
			B	2	108	9	171	12	10	—	17	—	174
			C	0,4	83	—	99	5,7	2,2	—	12,4	—	—
136.	Talkpala közbetelepülések Helesfa-1—2. sz. f.	9	A	—	44	5	67	2,2	0,3	—	12	—	—
			B	—	100	7	150	10	3	—	16	—	92
			C	—	66	5,9	100	4,7	1,7	—	14	—	—
137.	Szerpentinit összet., kristályos pala betelepüléssel Helesfa-1—2. sz. f.	9	A	—	33	11	—	3,3	1,2	—	—	—	—
			B	—	100	15	—	30	5,5	6	22	—	114
			C	—	57	13	—	9,9	2,6	—	—	—	—
138.	Szerpentinitet harántoló fehér aplittelérek Helesfa-1—2. sz. f.	23	A	—	—	—	—	129	—	—	2	—	—
			B	—	—	21,4	—	175	10	—	10	—	28
			C	—	—	—	—	151	—	—	4,5	—	—
139.	Szerpentinitet harántoló sötét telérek Helesfa-1—2. sz. f.	6	A	—	—	—	—	3,3	3,8	—	5	—	—
			B	—	—	53	—	10	7,6	—	30	—	38
			C	—	—	—	—	5,8	5,4	—	12	—	—
140.	Szerpentinit Gyód-2. sz. f.	34	A	—	—	—	163	4	—	—	1	—	—
			B	—	—	12	445	40	29	—	30	—	77
			C	—	—	—	258	13	—	—	5,5	—	—
141.	Szerpentinitesedett aktinolitpala Gyód-2. sz. f.	14	A	—	—	—	6,6	5,3	—	—	—	—	—
			B	—	—	24	100	20	24	—	—	—	62
			C	—	—	—	26	10	—	—	—	—	—
142.	Aktinolitpala Gyód-2. sz. f.	9	A	—	—	—	444	6,6	—	—	—	—	—
			B	—	—	25	2000	30	—	—	—	—	80
			C	—	—	—	954	14	—	—	—	—	—

A színképelemzés Bi, Ba, W, Sm-et nem mutatott ki.

* A = minimum
 B = maximum
 C = mértani } átlag

szerpentinitjeinek szinképelemzési adatai (g/t)

spektrállaboratóriuma végezte)

Ni	Be	Cr	Mn	Sr	Ti	V	Zr	La	Sc	Y	Yb	Cd	Ce	Sor- szám
— 490	0,3 3,6 1,1	— 3000	— 644	75 303 151	— 85	— 84	8 9,7 8,8	— —	— 12	1 5,4 2,6	0,1 4,6 0,7	— —	— 166	134.
558	1 1,8 1,3	2868	1597	100 205 151	60	57	6 5 5,5	—	11	0,7 4 1,7	0,1 3 0,5	—	24	135.
455	0,8 2,3 1,4	3000	293	11 100 33	37	67	2 5 3,2	—	12	0,7 3 1,4	—	—	152	136.
644	1,4 3,2 2,1	2777	533	378 680 508	484	61	36 40 38	—	12	5,5 16 9,4	—	—	—	137.
127	5,7 6,3 6	627	125	648 745 688	421	17	87	1,3 30 6,2	4 5,5 4,7	5 5,6 5,3	—	2,1 16 5,8	269	138.
305	4,8 5,8 5,3	2555	383	1050 1260 1153	1317	58	80	—	7	13 20 16	—	—	224	139.
790	—	883	930	—	73 100 85	—	—	—	—	0,7 3 1,5	—	—	3,6	140.
880	—	971	1087	—	186	86 65 24	—	—	—	2,2 3 2,6	1,3 10 3,6	—	—	141.
844	0,3 3 0,9	1022	844	—	744	66 30 14	11 100 33	76 13 10	30	6,6 30 14	—	—	—	142.

Tekintve, hogy ezek a biotit—amfibol ásványokhoz kapcsolódnak, a homogenizálódás előrehaladottabb foka valószínűleg ezek egyenletes eloszlását is előidézte.

Az egyedi kiugró értékek közül figyelmet érdemel a helesfai szerpentinit kataklázos gránit fekéjének hatszoros Ce dúsulása és a Mágocs-1. sz. fúrásban talált Sm maximum értéke.

Rendkívül érdekes, hogy az eddigi csoportokra annyira jellemző, két nagyságrendet is elérő B dúsulás ebben a tartományban a kimutathatóság foka alá süllyedt. Ezt a jelenséget a könnyen illó B vegyületek teljes migrálásával magyarázhatjuk, amire a magmává érett mobilis tömegben minden lehetőség megvolt.

A granitoid tartományon belül az egyes közetszerkezeti változások (pl. a nyugotszenterzsébeti, gyűrűfői stb. mintasorozatok) semmiféle hatással sincsenek az elemek gyakorisági értékeire, kivéve az aplitokat, amelyekben a pegmatofil (Be) és a SiO_2 dúsuláshoz kapcsolódó elemek gyakoriságának növekedése, továbbá a biotitcsökkenés következményeként beálló negatív változás természetes következményként fogható fel.

A granitoid tartományba tartozó kőzetek elemháztartása merőben különbözik a Velencei-hegység gránitjának elemháztartásától. Ez a különbség a kalkofil elemek, a pegmatofil és egyes litofil elemek gyakoriságának igen nagy fokú eltéréseiben nyilvánul meg, amint azt FÖLDVÁRINÉ VOGL M. és BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. (1968) kimutatták.

A fillit—amfibolit—kristályos mészkő összlet kőzeteinek nyomelemháztartása az eddigiekhez viszonyítva a következők szerint jellemezhető (7. táblázat).

A kalkofil és sziderofil elemek gyakorisága az előzőkhöz viszonyítva semmi eltérést sem mutat. A litofil elemeknél ellenben a Cr, Zr, Be csökkenése, a Mn, Ba és Sc jelentős növekedése és a Sr, Ti, La és B igen változó viselkedése a jellemző.

A bosztonitok elemháztartása a kristályos alaphegységi kőzetektől főleg a ritkafém-tartalomban különbözik. A La a gyakorisági maximum kétszeresét, a Gd és Sm pedig a tízszeresét éri el (8. táblázat).

A kőzetek természetéből fakadóan a leggazdagabb elemasszociációja a szerpentiniteknek van. Ezek a kalkofil, sziderofil és litofil elemek széles skáláját egyesítik magukban (9. táblázat).

Szerpentiniteink ugyanis ultrabázitokból keletkeztek, zöldpala fáciesű, majd ezt követő valószínű kontakt metamorfózis és utómagmás hatásra. Igazi polimetamorf képződmények, egymásra tetőző nyomelemdúsulással.

A litofil elemek közül elsősorban a Cr-mal kell foglalkozni, amely minden mintában meghaladja — esetenként hatszorosan növeve — a gyakorisági maximumot. Ez olyan pozitív jelenség, hogy vele a „Hasznosítható ásványi nyersanyagok” című fejezetben ismét foglalkoznunk kell. A Cr-mal korrelációban jelentkezik a Sr, amelyet a jelenlevő (34%-ot is elérő) MgCO_3 rejthet magában amellet, hogy az eredeti ultrabázitoknak is tartalmazniuk kellett. A gyakorisági maximumot kétszeresen meghaladó értékei a Cr-hoz hasonlóan figyelmet érdemelnek.

A Mn, Ti, V, Zr gyakorisági értékei jóval alatta maradnak a regionális metamorf—ultrametamorf sorozat értékeinek. Ezt mutatják a La, Sc, Y, Yb, Gd ritkafémek is, nem beszélve azokról, amelyek még nyomokban sem jelentkeznek a táblázat szerint. Ugyanakkor foglalkoznunk kell a Ce-mal, amely

közvetlen korreláció nélkül, minden más elemtől függetlenül dúsul a gyakorisági maximum ötszörösére is.

Feltűnő a Be alacsony gyakorisága és a Ba és B teljes hiánya, ami a kőzetek ultrabázit eredetével állhat összefüggésben.

Ugyanígy ítéltethetjük meg a sziderofil elemek viselkedését, a Mo általános hiányát és ugyanakkor a Co—Ni-nek a gyakorisági maximumot kétszer, illetve majd kilencszer is meghaladó értékeit. A Co a Ni-lel teljes mértékben, a kettő azonban a Cr-mal csak részben korrelál. Ez a jelenség a Co—Ni-nek a kalkofil elemekkel való részleges kapcsolatával függhet össze.

A kalkofil elemek (a Bi, Ge, Cd-ot leszámítva) általános, olykor figyelemre méltó dúsulása (Zn 2000 g/t) a kőzeteken végbement jelentős utómagmás (hidrotermális) elemmobilizációt tükrözi.

Jellemző jelenségnek kell tartanunk, hogy a szerpentinitet harántoló aplit és más telérek elemtársulása beleillik a fenti keretbe és csupán összleten belüli ingadozással reagált az alapkőzet merőben eltérő anyagából származó viszonyokra. Így a Zn hirtelen kiesése (a kristályos palabetelepüléseket is beleértve), a Cr, Co és Ni-tartalom nagymérvű csökkenése, de mégis számottevő jelenléte, ugyanakkor a Sr, Ti és Zr-tartalom jelentős megnövekedése a telérek benyomulását követő elemvándorlás (felhozatal és távozás) következményeinek fogható fel.

Ha a két lelőhely, sőt ha az Aranyos-völgyben húzódó szerpentinit előfordulás elemháztartását is összevetjük, akkor azt látjuk, hogy az aranyos-völgyi és helesfai szerpentinit Cr túlsúlyával (az átlagos gyakorisági értékeihez viszonyítva) és a Ni—Co csökkentebb értékeivel különbözik a Gyód-2. sz. fúrás nagyobb Ni- és kevesebb Cr-tartalmával jellemezhető szerpentinittől. Ha egymás alá írjuk ezeket az értékeket, akkor a kőzetek közötti különbségek élesen kiütkeznek:

	Cr	Ni	Co	Sr	Ti (g/t)
Helesfa-1—2. sz. f.	3000	490	99	151	85
Gyód-2. sz. f.	883	790	99	151	85
Aranyos-völgyi kibontás	2500	250	100	400	100

Amint látjuk, a különbség a Cr, Ni és Sr-nál jelentkezik, míg a Co és Ti mindhárom kőzetnél azonos szinten marad.

Foglalkozni kell még a szerpentinit alatt települő gránit elemtársulásával. Cr 100, Ni 26 és Co 3,7 g/t értékeivel merőben különbözik mind a szerpentinittől, mind pedig az azt átszelő telérektől. Vagyis a fekü kataklázos gránitját a szerpentinit kiinduló kőzeteitől és az azokat harántoló telérektől is független, különálló kőzetgenetikai és szerkezeti egységnek, ugyanakkor az aplit és „sötét” teléreket (a sötét telérek Mn, Ti, Fe vegyületekkel átítatott, utólag elbomlott aplittelérek) a szerpentinitesedéssel genetikailag is kapcsolatban álló fiatalabb (variszkuszi?) képződéseknek tartjuk.

A szerpentinitesedett ultrabázitokat, az ezekből létrejött közbenső termékekkel együtt (amfibolit, aktinolitpala) a proterozóos fillit—amfibolit—kristályos mészkő összletbe sorozzuk.

A krizotilerekkel átjárt és talkpala, továbbá magnezit közbetelepüléseket is tartalmazó összlet átalakulását zöldpala fáciesű regionális metamorfózis és — mint említettük — az ezt követő (variszkuszi?) aplit benyomulással és utómagmás hidrotermális folyamatokkal hozzuk kapcsolatba. A kapott színképlelemzési értékek összevetése alapján ezt látjuk igazoltnak.

A Szalatnak-III. sz. fúrás kőzeteinek

(A színképelemzést a MÉV spektrál-

Sor- szám	A kőzet neve és származási helye*	Minták száma (db)	Minták átlaga**	Cu	Zn	Pb	Ga	Mo	Co	
143.	Szilur kovapala rétegek felső oxidációs öve Szalatnak-III. sz. f. felső szakasza	15	A	25	47	—	4,4	—	10	
			B		100				11	
			C		67				10,5	
144.	Szilur kovapala Szalatnak-III. sz. f. felső szakasza	102	A	28	83	25	6,3	0,1	23,0	
			B		131			6,0		
			C		109			0,8		
145.	Szilur tufitos kőzetek Szalatnak-III. sz. f. kö- zépső szakasza	17	A	25	76	18	5,5	—	22	
			B			21				
			C			19				
146.	Szilur konglomerátum Szalatnak-III. sz. f. kö- zépső szakasza	12	A	24	—	19	6,5	—	12	
			B			23				
			C			21				
147.	Szilur tufitos rétegek Szalatnak-III. sz. f. kö- zépső szakasza	11	A	30	—	32	6,1	—	10	
			B							
			C							
148.	Szilur kovapala-homokkő Szalatnak-III. sz. f. alsó szakasza	37	A	24	57	25	7,0	3,5	8	
			B		190			32		
			C		104			28		10,6
149.	Szilur tufitos rétegek Szalatnak-III. sz. f. alsó szakasza	6	A	20	17	10	3,0	—	10	
			B		100					15
			C		41					12
150.	Gránitporfír Szalatnak-III. sz. f.	32	A	22	—	30	58	—	10	
			B							
			C							

A színképelemzés Ag, As, Ge, Sn, Bi, Sr, Yb, Sm-et nem mutatott ki.

* A kőzetek származási helyét, nevét és korát SZEDERKÉNYI T. (1970) munkájából vettük át.

** A = minimum }
 B = maximum } átlag
 C = mértani }

színképelemzési adatai (g/t)

laboratóriuma végezte)

Ni	Be	Ba	Cr	Mn	Ti	V	W	Zr	La	Sc	Y	Gd	Ce	Sor- szám
52	5,1	278	60	520	3666	77	—	93 107 100	28 37 32	20	33	—	—	143.
82	2,6 3,0 2,8	290	97	326	3441	131	—	112	27	21	26	—	5,5	144.
90	2,8 3,0 2,9	434	134	284	3412	119	221 600 365	135	23	10	19	—	6,4	145.
47	2,4	533	51	166	3000	93	—	233	22 37 29	10	30	—	—	146.
54	3,0	580	74	245	3000	74	—	227	30	10	30	—	—	147.
29	1,4 2,0 1,7	250	73	297	2511	74	—	86 100 93	29 33 31	11	28	0,9 30 5,2	6,98	148.
53	3,0	389	81	266	2666	53	—	100	30	10	30	—	—	149.
14	3	—	24 30 27	100	3000	72	—	120 150 134	30	10	14	—	—	150.

(A színképelemzést az OFKFKV Komlói Labora-

Sorszám	A kőzet neve (vegyelemzés sorszáma)	Mélységköz m	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Sb	Sn	Ga	Mo	Co
50.	Agyagpala	557,0—558,5	0,1	16	6	25	100	ny	—	2,5	4	4
51.	Agyagpala	575,0—576,0	0,1	6	10	—	16	ny	—	2,5	2,5	4
52.	Klorit—szericites kvarcpala	600,0—600,5	0,1	6	2,5	—	25	ny	2,5	4	2,5	4
53.	Fillit	634,7—635,8	0,1	10	10	25	25	ny	2,5	2,5	2,5	4
54.	Metaarkóza	693,0—695,0	0,1	16	10	—	10	ny	—	2,5	2,5	10
55.	Diszténes—biotit- amfibolos para- gneisz	705,0—707,4	0,25	6	10	—	16	ny	—	2,5	—	4
56.	Diszténes—biotit- amfibolos para- gneisz	708,4—709,4	0,1	6	6	—	40	ny	2,5	4	—	4
57.	Karbonátosodott paragneisz	713,1—715,0	0,1	6	10	—	25	ny	—	2,5	2,5	6
58.	Kloritosodott, bio- titos paragneisz	724,7—729,0	0,16	6	4	—	60	—	—	6	2,5	4
59.	Biotitos paragneisz (102)	736,7—744,0	0,4	6	2,5	—	60	—	—	4	—	4
60.	Karbonátosodott biotitos, cordie- rites paragneisz	747,0—749,9	0,1	6	4	—	10	—	—	2,5	2,5	4
61.	Agmatit-szubsztrá- tum I. fejl. fo- kozata (biotitos paragneisz) (103)	749,9—756,4/A	0,1	6	10	40	40	—	2,5	2,5	2,5	10
62.	Agmatit metatekt (középszemcsés diatexit) (104)	749,9—756,4/B	0,1	6	16	25	25	—	2,5	6	2,5	4
63.	Diafortit (105)	749,9—756,4/C	0,25	6	16	40	60	—	2,5	4	2,5	6
64.	Biotitdús para- gneisz	756,45—758,1	0,1	6	10	40	60	—	—	6	2,5	6
65.	Biotitdús, réteges migmatit	763,2—764,7	0,1	6	16	40	25	—	2,5	6	2,5	4
66.	Diafortitosodott réteges migma- tit	764,95—766,0	0,01	6	6	40	40	—	2,5	6	2,5	4
67.	Diafortitosodott réteges migma- tit	768,6—771,4/A	0,1	6	4	—	60	—	—	10	2,5	10
68.	Diafortitosodott réteges migma- tit	768,6—771,4/B	0,4	6	16	60	25	—	—	10	2,5	4

kőzetek színképelemzési adatai (g/t)

tóriumának spektrálanalitikai részlege végezte)

Ni	Cr	Mn	B	Ba	Be	Sr	Ti	V	W	Zr	La	Nb	Sc	Y	Sor- szám
16	25	160	160	160	2,5	25	600	40	—	25	10	—	10	—	50.
10	40	160	160	250	2,5	25	600	40	—	25	10	—	10	—	51.
16	40	250	160	160	2,5	40	600	40	—	100	10	10	16	10	52.
16	40	250	160	160	2,5	25	600	40	—	40	10	—	16	—	53.
25	60	250	160	100	2,5	25	600	40	—	40	10	—	16	—	54.
16	100	250	60	160	2,5	100	600	40	—	40	10	—	10	—	55.
16	60	250	40	400	2,5	100	600	40	—	25	16	—	10	—	56.
16	100	250	40	400	2,5	60	600	40	—	25	10	—	10	—	57.
10	60	250	40	400	2,5	100	600	40	—	40	10	—	10	—	58.
10	40	160	25	400	2,5	100	600	40	—	25	10	—	10	—	59.
16	40	160	100	100	2,5	25	1600	40	—	40	10	—	10	—	60.
10	25	100	60	160	2,5	40	600	40	—	40	10	—	10	—	61.
16	25	100	160	160	2,5	25	600	40	—	40	10	—	16	—	62.
18	40	160	60	400	2,5	40	1000	40	—	40	10	—	16	10	63.
16	40	160	40	600	2,5	40	1600	60	—	60	16	—	16	10	64.
16	40	250	100	400	2,5	40	1600	40	—	60	10	—	16	—	65.
10	40	250	60	600	2,5	60	1600	40	—	60	10	—	16	—	66.
16	60	250	100	600	4	60	1600	40	—	100	16	—	16	10	67.
16	25	250	160	160	2,5	40	1600	40	—	60	10	—	16	—	68.

Sor- szám	A kőzet neve (vegyelemzés sorszáma)	Mélységköz m	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Sb	Sn	Ga	Mo	Co
69.	Középszemcsés diatexit	771,5—772,8	0,1	6	2,5	25	60	—	2,5	10	—	4
70.	Agmatit-szubsztrá- tum III. fejl. fokozat vagy dia- texit (107)	778,1—785,0	0,1	6	40	—	100	—	—	10	2,5	6
71.	Porfiroklasztos diatexit	786,08—789,0	0,1	6	16	—	60	—	2,5	16	2,5	4
72.	Diافتورitosodott diatexit (108)	788,8—795,0/A	0,4	6	4	25	60	—	2,5	4	2,5	4
73.	Kvarcosodott diaforit (109)	788,8—795,0/B	0,1	6	6	40	40	—	—	2,5	2,5	4
74.	Réteges migmatit leukozomja (110)	791,0—802,0	0,1	6	10	25	40	—	2,5	4	2,5	6
75.	Porfiroklasztos diatexit	807,9—808,6/A	0,1	6	2,5	25	40	—	2,5	4	2,5	4
76.	Agmatit-szubsztrá- tum I. fejl. fok.	807,9—808,6/B	0,25	6	10	40	60	—	—	2,5	2,5	6
77.	Porfiroklasztos diatexit (112)	808,5—811,3	0,1	6	1,6	25	60	—	2,5	4	2,5	4
78.	Porfiroklasztos diatexit (113)	816,0—819,4	0,16	6	2,5	40	60	—	2,5	6	2,5	4
79.	Diافتورitosodott diatexit	819,4—824,7/A	0,25	25	10	25	25	—	2,5	4	2,5	6
80.	Kvarcosodott diaforit	819,4—824,7/B	0,16	16	10	25	16	—	2,5	4	2,5	6
81.	Középszemcsés diatexit vagy agmatit meta- tekt	824,7—825,8/A	0,4	10	40	25	60	—	2,5	6	2,5	6
82.	Réteges migmatit melanoszom. (biotitdús para- gneisz)	824,7—825,8/B	0,1	6	2,5	25	60	—	2,5	6	—	4
83.	Réteges migm. melanoszomja (biotitdús para- gneisz)	825,8—829,2/A	0,1	6	2,5	40	60	—	2,5	10	2,5	4
84.	Réteges migm. leukozomja (v. porfiroklasztos diatexit)	825,8—829,2/B	0,1	6	2,5	25	60	—	2,5	10	2,5	10

Ni	Cr	Mn	B	Ba	Be	Sr	Ti	V	W	Zr	La	Nb	Sc	Y	Sor- szám
10	40	250	60	1000	2,5	40	1600	40	—	100	10	—	16	10	69.
40	60	160	60	600	2,5	40	2500	40	—	60	10	—	16	—	70.
16	40	160	100	1000	2,5	40	1600	40	—	100	10	—	10	—	71.
16	40	160	160	250	4	60	600	40	—	40	10	—	10	—	72.
10	25	250	100	400	2,5	60	600	40	—	25	10	—	10	—	73.
16	40	250	60	160	2,5	60	1000	40	—	25	16	—	10	—	74.
10	40	250	100	400	2,5	60	600	40	—	40	10	—	10	—	75.
16	40	160	40	400	2,5	40	600	40	—	40	10	—	10	10	76.
16	40	250	100	400	2,5	100	600	40	—	40	10	—	10	10	77.
10	40	160	100	400	2,5	60	600	40	—	40	10	—	10	10	78.
16	40	160	160	160	2,5	40	1000	40	—	40	10	—	10	10	79.
16	40	250	160	400	2,5	25	1000	40	—	40	10	—	10	10	80.
25	40	250	40	600	2,5	40	600	60	—	25	10	—	10	—	81.
10	40	250	100	600	2,5	40	1000	40	—	40	10	—	10	10	82.
10	25	250	100	400	2,5	60	1600	40	—	40	10	—	10	—	83.
25	60	400	60	400	4	100	1600	40	—	40	10	—	10	—	84.

Sor- szám	A kőzet neve (vegyelemzés sorszáma)	Mélységköz m	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Sb	Sn	Ga	Mo	Co
85.	Porfiroklasztos szemes gneisz (114)	829,4—836,0/A	0,4	10	16	100	100	—	2,5	10	2,5	6
86.	Agmatit-szubsztrá- tum II. fejl. fok. (115)	829,4—836,0/B	0,16	10	4	60	100	—	2,5	10	2,5	4
87.	Porfiroklasztos szemes gneisz (116)	836,0—842,0/A	0,1	6	1,6	25	100	—	2,5	10	—	4
88.	Diaftoritosodott szemes gneisz (117)	836,0—842,0/B	0,1	6	4	25	40	—	2,5	6	2,5	4
89.	Réteges migmatit leukoszomja	842,0—844,0/A	0,4	6	4	25	60	—	2,5	10	2,5	4
90.	Réteges migmatit melanoszomja	842,0—844,0/B	0,1	6	10	25	60	—	—	4	2,5	6
91.	Agmatit-szubsztrá- tum	851,25—852,3	0,1	6	25	40	60	—	2,5	10	2,5	6
92.	Biotitos—cordieri- tes paragneisz (118)	852,3—853,3	0,1	6	40	40	60	—	—	10	2,5	6
93.	Biotitos—cordieri- tes paragneisz	853,3—855,0	0,16	6	40	25	60	—	2,5	10	2,5	4
94.	Biotitos—cordieri- tes paragneisz	855,8—857,25	0,1	6	6	25	25	—	—	2,5	2,5	6
95.	Biotitos—cordieri- tes paragneisz (119)	861,2—866,0	0,1	6	6	60	60	—	2,5	4	2,5	10
96.	Diaftoritosodott biot.—cord. para- gneisz	866,0—869,0/A	0,4	6	4	25	60	—	2,5	4	2,5	4
97.	Diaftoritosodott, biot.—cord. para- gneisz (120)	866,0—869,0/B	0,1	10	25	60	60	—	2,5	4	2,5	6
98.	Diaftoritosodott diatexit (122)	874,21—878,7/A	0,1	6	2,5	40	40	—	—	4	2,5	4
99.	Diaftoritosodott diatexit	874,21—878,7/B	0,1	6	4	25	40	—	2,5	4	2,5	4
100.	Diaftoritosodott diatexit	878,3—881,0	0,4	6	2,5	25	40	—	2,5	6	2,5	4
101.	Karbonátosodott, porfiroklasztos diatexit (123)	881,8—885,8/A	0,1	6	4	25	60	—	—	4	2,5	10

Ni	Cr	Mn	B	Ba	Be	Sr	Ti	V	W	Zr	La	Nb	Sc	Y	Sor- szám
16	40	250	100	400	2,5	40	1000	40	10	25	10	—	10	—	85.
16	25	400	250	160	2,5	40	1600	40	—	40	10	—	10	—	86.
10	40	250	100	600	2,5	60	1600	40	—	40	10	—	16	10	87.
16	40	250	160	600	2,5	40	1600	40	—	40	10	—	16	10	88.
16	40	400	160	400	2,5	60	1600	40	—	40	16	—	16	10	89.
16	40	400	60	160	2,5	60	2500	40	—	40	16	—	16	—	90.
16	60	250	100	600	2,5	40	1600	40	—	40	10	—	16	—	91.
25	60	250	60	400	2,5	40	1600	40	10	40	10	—	16	—	92.
16	40	250	60	100	2,5	40	2500	40	—	40	10	—	16	—	93.
25	60	250	60	400	2,5	40	1000	60	—	40	16	—	10	10	94.
25	60	250	60	250	2,5	60	1000	60	10	40	16	—	10	—	95.
10	40	250	100	1000	2,5	100	1000	40	—	40	10	—	10	—	96.
25	60	250	100	400	2,5	60	1000	60	10	40	16	—	16	—	97.
16	40	400	100	250	4	60	1000	40	—	40	16	—	16	—	98.
16	60	400	100	400	2,5	100	1000	40	—	40	16	—	16	—	99.
10	40	250	160	400	4	100	1000	40	—	40	10	—	10	—	100.
16	60	400	40	600	2,5	100	1600	60	10	40	16	—	10	—	101.

Sor-szám	A kőzet neve (vegyelemzés sorszáma)	Mélységköz m	Ag	As	Cu	Zn	Pb	Sb	Sn	Ga	Mo	Co
102.	Karbonátosodott, porfiroblasztos diatexit	881,8—885,8/B	0,1	0,6	10	25	40	—	2,5	6	2,5	6
103.	Karbonátosodott, biotitos—cordie- rites paragneisz	885,8—890,0	0,1	6	6	25	40	—	2,5	6	2,5	4
104.	Porfiroklasztos diatexit	891,39—901,0/A	0,1	6	4	25	25	—	—	2,5	2,5	4
105.	Réteges migmatit	891,39—901,0/B	0,1	6	6	25	40	—	—	4	2,5	6
106.	Porfiroklasztos diatexit (124)	901,0—907,0/A	0,1	6	4	—	40	—	—	2,5	—	10
107.	Diaforitosodott diatexit (125)	901,0—907,0/B	0,1	6	6	25	60	—	2,5	4	2,5	6
108.	Porfiroklasztos diatexit (126)	907,0—913,8	0,25	6	10	25	60	—	2,5	6	2,5	6
109.	Porfiroklasztos diatexit	913,8—921,3	0,1	6	6	—	60	—	—	6	2,5	4
110.	Porfiroklasztos diatexit (127)	924,3—925,65/A	0,16	6	2,5	—	60	—	2,5	4	—	4
111.	Diaforitosodott diatexit (128)	924,3—925,65/B	0,1	6	4	25	100	—	2,5	6	2,5	4
112.	Porfiroklasztos diatexit (129)	925,0—927,8	0,4	10	40	100	160	—	4	6	2,5	4

A színképelemzés Cd, Bi, Ge, In, Tl-et nem mutatott ki.

SZEDERKÉNYI T. említett jelentésében, bőséges elemzési adat felhasználásával, foglalkozik a Szalatnak-III. sz. fúrással harántolt kőzetek (metamorfózis nélküli kvarcpala) tufitos, konglomerátumos rétegsor és az azt harántoló gránitporfir telérek elemháztartásának vizsgálatával. Ezen képződmények közül a metamorfózis nélküli sorozatot a fillit—amfibolit összlettel, míg a gránitporfirt a kristályos alaphegységi granitoidokkal hozta kapcsolatba. Szerintünk a képződmények különálló kambro-szilur időszaki egysége a színképelemzési adatok összevetésével is igazolható.

A 10. táblázatból láthatjuk, hogy az elemek normális gyakoriságától eltérő értékeket egyetlen kőzetsorozat sem adott, továbbá, hogy a monoton sor a gránitporfir injekciók (telérek) és SZEDERKÉNYI T. által szienitnek nevezett kőzet anyagára is vonatkozik.

Ebben az összletben van egy 17 tagból álló mintasor, amelyben a színképelemzés átlagosan 365 g/t W-ot mutatott ki. Tekintve, hogy ennek az adatnak a hitelességét második, kívülálló laboratórium nem igazolta, harmadik kontrolladat megnevezéséig az adat értékelését felfüggesztjük.

Az összlet minden elemzési sorozatában jelentkező Be, Ba, Ti, Zr és V értékek alapján elemgyakorisági szempontból a regionális metamorf—ultra-

Ni	Cr	Mn	B	Ba	Be	Sr	Ti	V	W	Zr	La	Nb	Sc	Y	Sor- szám
16	60	400	100	400	2,5	100	1600	60	10	40	16	—	16	10	102.
16	40	400	100	400	2,5	60	1600	40	—	60	16	—	16	10	103.
16	25	160	100	250	2,5	25	600	40	—	25	16	—	10	—	104.
16	40	250	100	600	2,5	100	1000	40	—	40	16	—	10	10	105.
16	100	250	60	600	2,5	100	1000	40	—	40	16	—	10	10	106.
16	60	250	60	600	0,2	60	1600	40	—	40	16	—	10	10	107.
16	60	400	60	600	2,5	100	1600	40	—	40	16	—	10	10	108.
16	60	400	60	600	4	100	1600	40	—	40	16	—	10	—	109.
10	25	250	40	400	4	40	600	40	—	40	10	—	10	10	110.
10	25	160	40	600	2,5	60	600	40	—	40	16	—	10	10	111.
10	25	250	40	250	4	60	1000	40	—	40	16	—	10	—	112.

metamorf (gránitosodott) összlethez áll a legközelebb, amit azzal magyarázhatunk, hogy ennek lepusztulási termékei halmozódtak fel ebben az összletben. Ezeknek anyagát a konglomerátumok között mikroszkópos vizsgálataink során is kimutattuk.

Az Orsz. Földtani Kutató és Fúró Vállalattól megkaptuk a Pécs-7. sz. és a Mozsgó-1. sz. fúrások anyagának színképelemzési adatait.

A 11—12. táblázatba foglalt elemzési adatokat a következők szerint értékelhetjük:

A Pécs-7. sz. fúrás anyagát 3 részre osztottuk:

az 557,0—576,0 m közötti szakasz zúzott, morzsolt agyapala sorozat,

az 576,0—635,8 m közötti szakasz fillit—kvarepala sorozat,

a 635,8—927,8 m közötti szakasz amfibolit fáciesű regionális metamorf—ultrametamorf sorozat.

Ez utolsóban váltakozva települnek a paragneisz, réteges migmatit, agmatit, diatexit, porfiroblasztos diatexit és porfiroblasztos gránit szakaszok.

A színképelemzési adatokat ezeknek a szinteknek megfelelően kell értékelnünk.

(A színképelemzést az OFKFV Komlói Labora-

Sorszám	A kőzet neve	Mélység (m)	Vegy-elemzés sor-száma	Cu	Pb	Ga	Sn	Co	Ni	Be
113.	Blasztomilonit	367,5	130	30	300	30	10	?	10	30
114.	Blasztomilonit	370,2	131	10	300	30	10	100	100	3
115.	Milonitosodott aplit	375,1	133	30	300	10	10	—	—	10
116.	Blasztomilonit	380,5	134	3	100	30	10	10	10	30
117.	Kataklázos gránit	387,2	135	3	300	30	10	10	10	10
118.	Kataklázos gránit	390,7— 390,9	136	3	300	10	3	—	—	10
119.	Milonitosodott aplit	392,2	137	3	300	10	3	—	—	10
120.	Kataklázos gránit	393,4	138	30	300	30	10	30	30	10
121.	Milonitosodott aplit	404,5	139	10	300	10	10	—	—	10
122.	Kataklázos gránit	407,4— 408,2	140	10	300	30	10	10	10	30
123.	Milonitosodott gránit	410,0	141	1	300	30	3	10	10	10
124.	Blasztomilonit	421,5	142	1	300	30	?	10	100	10
125.	Kataklázos gránit	430,0	144	10	300	30	10	?	10	10
126.	Aplitgránit	434,6	145	30	300	10	3	?	10	10
127.	Blasztomilonit	437,5	146	?	300	30	3	30	30	10
128.	Biotitos gránit	442,0	147	3	300	10	?	10	10	30
129.	Blasztomilonit	447,0	148	30	300	100	30	10	100	10
130.	Porfiroblasztos gránit	449,0	149	30	300	100	30	10	10	10
131.	Porfiroblasztos gránit	454,0	150	10	300	30	10	—	—	10
132.	Porfiroblasztos gránit	456,0	151	10	100	30	10	10	10	10
133.	Porfiroblasztos gránit	467,0	152	10	100	30	10	?	10	10

A színképelemzés Ag, As, Zn, Cd, Ge, Bi, Mo, W, Nb, Tl-et nem mutatott ki.

Az első két kőzetcsoporthoz összehasonlítva, az elemek gyakorisági értékei között lényeges különbséget nem találunk. A legtöbb elem általában gyakorisági minimum alatt, de mindenképpen azon belül marad.

Az eredeti regionális metamorf azonagneisz, diszténes, cordierites, sillimanitos paragneisz, szemes gneiszek és réteges migmatitok Ba-, Sr-tartalmának növekedése és B-tartalmának csökkenése tapasztalható, ami a földpátok részarányának növekedésével, illetve a nagyobb hőmérsékleten képződött fáciessel áll összefüggésben. A többi elem az eredeti üledékek elemháztartásának megfelelően viselkedik.

A diatexitik és porfiroblasztos gránit változatok képződésének reomorf viszonyaival összhangban itt is a Ti, Sr, továbbá a Ba dúsulását látjuk. A földpátok rácsába beépült litofil elemek állandó gyakorisági szintet hoztak létre, ami ultrametamorfózisunk legmagasabb fokára jellemzőnek fogadható el.

kőzetek színképelemzési adatai (g/t)
tóriumának spektrálanalitikai részlege végezte)

Ba	B	Cr	Mn	Sr	Ti	V	Zr	La	Sc	Y	Yb	Sor- szám
10 000	300	100	100	300	10 000	100	300	100	—	30	—	113.
10 000	—	300	1000	300	10 000	300	300	100	—	—	—	114.
100	—	10	100	300	1 000	100	300	—	—	—	—	115.
10 000	—	100	300	100	10 000	100	300	?	—	30	—	116.
10 000	—	100	300	100	10 000	100	300	30	—	30	—	117.
10 000	—	30	300	300	10 000	100	100	300	—	30	—	118.
100	—	10	30	300	1 000	100	100	—	—	3	10	119.
1 000	—	100	300	300	1000—10 000	100	100	30	?	?	?	120.
100	—	100	100	1000	1 000	100	300	—	—	30	10	121.
10 000	—	100	1000	1000	10 000	100	—	—	—	—	10	122.
10 000	100	30	300	1000	1000—10 000	100	300	300	—	30	—	123.
10 000	—	1000	100	1000	10 000	300	300	300	300	?	—	124.
10 000	100	100	100	1000	10 000	100	300	?	—	30	—	125.
10 000	—	100	300	1000	1000—10 000	100	300	300	—	30	—	126.
10 000	—	100	100	1000	10 000	300	100	—	—	—	—	127.
—	—	30	100	1000	1000—10 000	100	100	—	—	—	—	128.
300	300	100	300	100	1000—10 000	100	100	—	—	—	—	129.
10 000	100	30	30	300	10 000	100	300	300	—	30	10	130.
10 000	?	30	10	300	10 000	100	300	300	—	30	10	131.
10 000	100	100	30	300	1000—10 000	100	100	—	—	30	—	132.
10 000	100	300	30	300	10 000	100	100	100	—	30	—	133.

A gyakran ismétlődő diaforézis semmit sem változtatott a kőzetek elemháztartásán, csupán ásványtanilag átrendezte azokat.

A Mozsgó-1. sz. fúrás anyagából 21 minta színképelemzési adatai állnak rendelkezésünkre. A fúrás anyaga ásvány-kőzettanilag rendkívül erős, kristályosodás utáni deformációt szenvedett diatexit és porfiroblasztos—nebulitos gránit. Ez a fúrás azt van hivatva eldönteni, hogy a milonitosodás, ultramilonit és blasztomilonit képződés járt-e olyan elem migrációval, amely lényegesen befolyásolta azok elemháztartását. Az ásvány-kőzettani vizsgálatokból tudjuk, hogy az említett erős deformáció kloritosodás, karbonátosodás, leukoxénképződés, ritkán kvarcosodás kíséretében ment végbe.

A 12. táblázatból azonnal szembeötlik, hogy az eddigi kőzetekhez viszonyítva, itt lényeges mennyiségi változások történtek. Igaz, hogy a harántolt granitoid kőzetek ZAVARICZKIJ-féle vektordiagramjai is lényegesen különböz-

nek minden eddigi kőzettől. Több intervallum kőzete ugyanis alkáliakkal túltelített, azaz a ZAVARICZKIJ-féle III. csoportba tartozik és abban is az „n” vektoros alcsoportba (3a—b táblázat), ami erős alkália-túltelítettséget tükröz.

A litofil elemek közül a Ba esetében tízszeres, a Ti, Sr, Be esetében pedig kétszeres dúsulást látunk a gyakorisági maximumhoz képest. A gyakorisági maximumhoz közel álló értékekkel szerepel a V, olykor a Zr. Számos mintában a La dúsul a gyakorisági maximum hatszorosára. Figyelmet érdemel a 421,5 m-ben átfúrt kőzet kétszeres Cr, Sr, hússzoros Ba, háromszoros Ti, hatszorosnál nagyobb La és közel harmincszoros nagyságú Sc dúsulással és közepes gyakoriságú V-, Zr-tartalommal.

A sziderofil elemek dúsulása a gyakorisági kereteken belül mozog, a kalkofil elemek közül pedig csak a Pb érdemel említést, amely az utolsó két intervallumot leszámítva, állandó hatszoros dúsulásban fordul elő.

Mivel ez a gránit, petrológiáját tekintve, azonos a kristályos alaphegység porfiroblasztos gránitjaival, a fenti — figyelemre méltó — elemdúsulást a kristályosodás után végbement deformációval hozzuk kapcsolatba. A kőzetet pókhálószerűen átjáró ankerites hajszálerek csatornái szolgálhattak a nagyarányú elemszállítás útvonalaiul.

A fúrás kőzetanyaga és településének területe további kutatásra érdemes.

A színképelemzési adatokat gyakorlati szempontból a „Hasznosítható ásványi nyersanyagok” című fejezetben értelmezzük.

X. A GEOFIZIKAI VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEINEK FÖLDTANI ÉRTÉKELÉSE

A hazai geofizikai kutatások megindulása óta a mecseki gránitosodott kristályos alaphegység felszínén levő és elfedett területén igen széles körű kutatás folyt. Különösen a Mecseki Ércbánya Vállalat működésének megindulása óta vált a terület intenzív geofizikai kutatások színterévé. Ezek főleg a kristályos aljzat eltemetett domborzatának meghatározására, geomágneses hatók (maximumok és minimumok) megállapítására, töréses övek helyzetének kimutatására és a telepített mélyfúrások komplex karottzására irányultak.

Ennek megfelelően a területen gravitációs, földmágneses, szeizmikus és geoelektromos méréseket végeztek. A Mecseki Ércbánya Vállalat geofizikai szolgálatán kívül, különösen a mélyen fekvő medence-aljzatot, az OKGT, a Mecseki Szénbánya Vállalat és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kutatta meg saját céljainak megfelelően.

Mindezek eredményeképpen több részletkutatás után 1964-ben a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kiadásában megjelent a Mecsek és a Villányi-hegység és környékének geofizikai szintézise, melyhez 1:100 000 méretarányú fedetlen szerkezeti és ugyanilyen méretű geomágneses térképet mellékeltek (BARABÁS A. *et al.* 1964, BARANYAI I.—JÁMBOR A. 1962).

A fedetlen térkép képződményeit öt ÉK—DNy-i csapású vonulatba sorolják, amelyek töréses övek, vagy más szerkezeti egységek mentén érintkeznek egymással.

Ezen a térképen találjuk azt a két serpentinit-testet is, amelyeknek helyzetét és anyagát fúrásokkal sikerült meghatározni.

A térképen rögzített szerkezeti felosztás az azóta végzett geofizikai és bányászati kutatások újabb eredményei alapján bizonyos változtatáson ment át, ami azonban a terület ÉK—DNy-i csapású pásztás felépítését nem érinti (SZEDERKÉNYI T. 1970). Arról van szó, hogy azóta a kapott geofizikai adatok átértékelése révén fontos harántirányú törésrendszereket sikerült kimutatni, amelyek a kristályos aljzatot további kiemelt, lesüllyedt és egymáshoz képest eltolt blokkokra osztják.

A geomágneses kutatások rendkívül értékes eredményekhez vezettek. Nyilvánvalóvá lett, hogy az ÉK—DNy-i pásztás felépítést a mágneses hatók elrendeződése is követi.

A terület ÉK-i végén elhelyezkedő mágneses ható tömeg (alsónánai vonulat) a lemélyített fúrások alapján egységes amfibolit övnek bizonyult, amely a térkép területén Alsónánától Bábaapáti, Erdősmecke—Pusztakisfalu D-i végén keresztül Helesfáig tart.

A Szébenytől D-re húzódó maximum—minimum vonulat hatóanyagát mélyfúrások híján még nem ismerjük.

Ezzel szemben a Komló térségében egymást keresztező vonulatokat a bányászat által többszörösen feltárt andezit és limburgitoid trachidolerit tesztek hatásának szoktuk tartani. Ennek a nagy maximum területnek a közép-pontja Magyaregregy térségére, vagyis a miocénkori magnetites hegylábi törmelék területére esik. Nem lehet csupán a véletlen összejátszásának tartani a két jelenséget. A magyaregregyi óriási törmelék tömbök között gyakran találni olyanokat, amelyeknél a limburgitoid trachidolerit alapanyagába megpörkölt magnetit zárványok ágyazódnak be. Ez arra utal, hogy a közelben lezajlott vulkáni tevékenység magnetit tömböket szakított ki a fekéből és zárta lávaanyagába, amely azután a miocén felszínre került és legurult az egykori magyaregregyi völgybe.

A magyaregregyi geomágneses maximumot egy ÉNy—DK-i irányú maximum vonulat harántolja, amelynek hatóanyagát hasonlóan nem ismerjük.

A magyaregregyi maximum területéhez Szalatnak—Alsómocsolád felé geomágneses minimum terület kapcsolódik, amelyet több fúrással feltártak. Ez a geofizikai minimum ÉNy-ről DK-nek körülveszi az előbb ismertetett maximumot.

Nem kétséges, hogy kitöltése — anyagát és korát tekintve — azonos.

Jellemző, hogy a Zengő-vonulat nagy kiterjedésű trachidolerit lepénye nem jelentkezik mágnesez hatóként.

A helesfai és gyódi szerpentinites terület mágnesez hatása azonos az alsónánai vonulat hatásával. Tekintve, hogy a harántolt kőzetanyag mindkét fúrásban tartalmaz elbontott amfibolitot (epidotos, leukoxénes, zoizites pászták), remélhető, hogy ebben a vonulatban is települnek szerpentinit, sőt talán szerpentinit—magnezites pászták is.

Magának a fillit övnek a geofizikai megkutatása nem tekinthető megnyugtatóan befejezettnek.

A pusztakisfalui vasérc-előfordulás határozott maximumként jelentkezik. Nem biztos, hogy ezt a hatást az a 10 m-nél nem szélesebb hidrohematit impregnáció okozza, amely a jura mészkőben települve a felszínen látható.

A Szebénytől D-re húzódó mágnesez ható vonulat anyaga az északi szárny amfibolitos fillit vonulatának lehet szimmetrikus helyzetű ellenszárnya.

Az említett geofizikai szintézis a 4. pásztában produktív karbon medence-részek kitöltéseit tartja lehetségesnek. A bogádmindszenti fúrás ennek a feltételezésnek a helyességét már igazolta.

A geofizikai mérések a kristályos aljzat települési mélységét és hatóanyagát, vékony fedőképződmények esetében, megbízhatóan tudják felbontani.

Szigetvártól Ny-ra, ahol 2000 m körüli vastagságú neogén rétegek települnek a kristályos aljzatra, a mérések felbontó képessége már erősen csökkent. Ezt a területet az OKGT gravitációs és szeizmikus méréseinek, továbbá mélyfúrásaink adataiból ismerjük.

Ezek kiértékelésére a tektonikai fejezetben kerül sor.

XI. A MECSEKI KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG SZERKEZETFÖLDTANI VIZSGÁLATA

Szerkezetföldtani vizsgálatainkat a tektonikai komplexum, emelet, alemelet és ezen belül esetleg szintekre bontás módszerével végezzük.

Tekintve azonban, hogy aránylag nem nagy terület szerkezetföldtani elemzéséről van szó, előljáróban annak regionális szerkezetével foglalkozunk.

Szerkezetföldtani szempontból területünket kiemelt és lesüllyedt tömbökre, ezen belül pedig tektonikailag elválasztott sztratigráfiai egységekre osztjuk. ÉK-ről DNy-nak haladva ezek a következők (l. V. melléklet):

a) A Bátaszék—Bonyhád törésvonaltól ÉK-re a dunai törésig húzódó, fokozatosan süllyedő elfedett terület, amelyben a geomágneses mérésekkel kimutatott széles fillit—amfibolit vonulat húzódik. Ez a vonulat a fazekasboda—mórági röghöz hasonlóan az Alsónána-1/a sz. fúrás tanúsága szerint tektonikusan helyezkedik el a gránitosodott ultrametamorf övben, amelyet a fenti fúrás a fillit—amfibolit váltakozásából álló rétegsor alatt harántolt.

Hogy ez a lesüllyedt tömb északon meddig terjed, arra nézve pontos adataink nincsenek. A Bataapáti-IV. sz. fúrással harántolt liász mészkő jelzi, hogy az kisebb elvetés után tovább folytatódhat. Ugyanakkor a szekszárdi fúrások azt mutatják, hogy a neogén üledékek alatt közvetlenül porfiroblasztos gránit települ. Az ófalui szerkezeti vonal, amely ott a liász mészkő összletet határolja le, a bátaszék—bonyhádi töréstől ÉK-re, a Bataapátiba leágazó kövesút és a Palatinca település temploma (ennek udvarán fúrunk bele a liász mészkő összletbe) közötti felező vonalon futhat át a bátaszék—bonyhádi törés ÉK-i oldalára. Ez a törés az 1964-ben kiadott geofizikai—földtani fedetlen térképen (BARABÁS A. *et al.* 1964) kb. itt halad át, elválasztva a felosztatlan mezozoikumot az ultrametamorf képződményektől. Az említett térképen nincsenek elválasztva az alsóproterozóos ultrametamorf és felsőproterozóos zöldpala fáciesű képződmények.

Délen a Bátaszék-1. sz. fúrás vékony perm homokkő átfúrása után milonitosodott—porfiroblasztos gránit—diatexitbe jutott. Ettől D-re a geofizikai mérések mezozoós és pleisztocén üledékeket állapítottak meg, amit a bari, mohácsi és ormánypusztai fúrások igazoltak. Sajnos, ezek a fúrások nem érték el a kristályos alaphegységet.

b) Ez után a lesüllyedt tömb után DNy—Ny-i irányban a felszínen levő Fazekasboda—mórági röghegység következik. Határai K-en a bonyhád—bátaszéki törés, É-on a hatalmas ófalui törés, amely mentén a kristályos alaphegység a liász kőszéntelepes összlettel érintkezik.

Az Ófalu-1. sz. fúrás a liász rétegek alatt 182,23 m-ben, az Ófalu-2. sz. fúrás pedig 483,00 m-ben jutott bele a kristályos alaphegység diaforitosodott

képződményeibe. Vagyis az ófalui vető amplitúdója több 100 m-re tehető (II. melléklet).

Ezt a törést több kisebb jelentőségű haránttörés szeli át, amelyet az egy vonalba eső bevágódások (völgyek) lefutása jelez. Az utolsó, legnagyobb haránttörés Nagypallnál metszi el ennek a rögnék felszíni kibúvárait. D-i irányban a kristályos alaphegység ugyancsak a mélybe süllyed. A Püspöklak-1. sz. fúrás, kb. 200 m-re a községen felfutó árokban települő diatexit kibúvástól, 147,7 m mélységben érte el a kristályos alaphegységet, amelyet itt is porfiroblasztos gránit képvisel. Felette neogén üledék összlet települ, kihagyva a paleogén, a mezozóos és paleozóos képződményeket. Az idézett fedetlen térképen a feltételezett képződményhatár után D-i irányban a kristályos alaphegység hatalmas süllyedéke következik, amelynek déli vége már a máriakémeánd—bátaszéki töréssel határolt mezozóos képződményekkel érintkezik.

A fazekasboda—mórággyi rög szerkezetföldtanilag szimmetrikus felépítésű. DNy—ÉK-i csapású területe, ahogyan azt a fedetlen szerkezetföldtani térképünk mutatja (V. melléklet), északon csillámpalává, diaftorittá alakult réteges migmatitokkal kezdődik. Több diaftoritpásztával megszakítva, a helyenként kaotikusan gyúrt réteges migmatit összlet kb. 750 m széles övet képez. Ez után 500 m széles fillit, kristályos mészkő összlet következik, amely mindkét oldalon kb. 20 m széles tektonikus öv mentén érintkezik a diaftoritosodott réteges migmatit összlettel. A réteges migmatit kb. 50 m után reomorf migmatitba, ez pedig kb. 20 m után középszemesés diatexitbe megy át. A diatexit összlet az Aranyos-völgyben kb. 1 km széles szakasz után, máshol közvetlenül, olyan porfiroblasztos gránitba megy át, amely tele van eredeti regionális metamorf anyagú óriás-xenolitokkal, továbbá agmatitokkal, helyenként metabázit-betelepülésekkel. Vagyis a reomorf ultrametamorfitok hirtelen átmenettel (20 m) érintkeznek a diaftoritosodott stromatitos ultrametamorfitokkal. A rögvonulat D-i szárnyán csak ez az óriás-xenolitos diatexit és porfiroblasztos gránit öv van meg. A réteges migmatitok ellenszárnya hiányzik.

Amint a fedetlen földtani térképen (III. melléklet) is látható, a rögvonulatot É-on lehatároló ófalui nagy törés csapása és dőlése közel egyezik a réteges migmatitok csapásával és általános dőlésével.

A réteges migmatitok palásodásának dőlése meredek, többször eléri a 90° -ot. Dőlésirányának leggyakoribb értéke 310° . A kaotikusan gyúrt szakaszokon természetesen a kőzetek dőlése és csapása is szeszélyesen változik.

Az ultrametamorfitok és a fillit—amfibolit—kristályos mészkő összlet csapása ugyancsak hasonló módon egyezik egymással.

A vonulat központi, porfiroblasztos, szkialitos, nebulitos övében a litoklázisok, továbbá a kőzet lineációjának és ritkán megjelenő foliációjának dőlése egyezik a fenti 310° -os dőlésiránnyal.

Különböző területszakaszokon rendkívül erős tektonikai igénybevétel tapasztalható, ami a felszínen milonitosodás, kataklázis, sőt blasztomilonit és ultramilonit képződésben nyilvánul meg.

A réteges migmatitok a liász kőszéntelepes összlettel egy kb. 30 m széles csillámpala—tektonikus breccsa öv mentén érintkeznek.

A diatexitek övében rendkívül gyakori a szemes gneiszre emlékeztető blasztomilonit képződés.

A porfiroblasztos gránit övben igen rendszertelen irányokban ultramilonitos, milonitos, kataklázos övek húzódnak, ahol a kőzetek kloritosodtak, avagy szericitesedtek, bőséges leukoxén kiválása mellett.

A fekedei vasútállomástól Erdősmecke felé haladva, a második D-i irányú völgy közepén, rendkívül összetört, lemezekre széteső gránit települ, minden más elváltozás nélkül. Ugyanakkor, szintén porfiroblasztos gránitban, a mórággyi vasútállomás mellett (V. sz. bányaudvar) és máshol is széles (50 m) vonulatban olyan gránit települ, amelynek anyaga karbonáttal (ankerittel) cementált, durva tektonikus breccsává alakult. Ezt a karbonáttal átszótt és cementált breccsát több helyen, kicsiny méretekben is megtaláljuk. Ilyen, karbonáttal cementált tektonikus breccsa az is (kb. 1 m széles), amely a mórággyi vasútállomás mögött települ. Felőrölt kőzete valóban arkóza jellegű.

A kőzetdeformációk szétválasztása rendkívül nehéz feladat, tekintve, hogy az első mindjárt a regionális metamorfózist kísérte és követte (III. tábla 2.). Ezek felőrölt klasztikus anyagát, különösen földpátjait, megtaláljuk a réteges migmatitokban (VII. tábla 1.). Azonban fejlődésük folyamán a réteges migmatitok is kaotikus gyűrődésen mentek át (VIII. tábla 2. és IX. tábla 1.).

A kaotikus gyűrődés során a réteges migmatit plasztikus tömegként viselkedett és ezáltal a makro- és mikroredők számtalan fajtája jött létre (VIII. tábla 1., 2. és IX. tábla 1.). Különösen erőteljesen fejlődött ki egy kb. 50 m széles szakaszon, amely több, egymást követő harántvölgyben is felismerhető volt. Úgy látszik, hosszú szakaszon É-i oldalán kíséri a már említett földpátokban dús övet. Azonban ebben a rendkívül intenzíven gyűrűt övben is szinte méterenként váltakoznak a gyűrődés nélküli migmatitok a kaotikusan gyűrűt réteges migmatitokkal.

A réteges migmatitok deformációja a kristályosodással részben egyidejű, részben túl is élte azt. Emiatt az Ófalu környéki völgyek réteges migmatitjai igen gyakran porfiroklasztokat és nem porfiroblasztokat tartalmaznak.

A porfiroklasztok tömege (VII. tábla 1.) a réteges migmatitok képződésének kezdeti szakaszában már jelen van.

Különálló deformációs ciklus a kloritosodással és egyéb elbomlással kísért diaforézis. Ez is több ütemű és rendkívül nehéz a fillonitképződésig menő átalakulást (XXXIV. tábla 2.) elválasztani a fillit—amfibolit sorozatot ért deformációtól, aminek következtében ezek is kaotikus gyűrődésen mentek át.

A fazekasboda—mórággyi rög területén a legfiatalabb deformáció a kataklázist, milonitosodást (törmelékesedést) idézte elő, új ásványi komponensek képződése nélkül.

Ezek a mozgások feltétlenül alsójura utániak. Ilyen az ófalu—pécs—mecsekajjai törés és ilyen az is, amely a Gröndl-tanya völgyének fillit összletébe ilasz rétegroncokat gyűrűt bele. *Ezt a nagy horderejű felfedezést, amely azt igazolja, hogy a lász rétegek valamikor a kristályos alaphegységet is fedték* — MIKOLAI I. tette. Szóbeli közlését azzal a tudattal használjuk fel, hogy felfedezésének közreadása hamarabb történik meg ezen mű közreadásánál.

A legproblematisabbak a blasztomilonitok, mert ezek képződésének mechanikai folyamatát vegyi átalakulás is követte, de mégsem azonosak a réteges migmatitok posztkrisztallin deformációjával.

A Fazekasboda—mórággyi röghegység kőzetei a regionális metamorf kőzetek képződésétől kezdve folyamatos, állandó deformációnak lehettek kitéve, egészen a kréta időszi bosztonit vulkanizmus befejezéséig. Ez a vulkanizmus a fazekasboda—mórággyi rög területén igen erőteljes volt. 10—20 m széles telérek képződésében nyilvánult meg, amelyek határozott irány nélkül szelik át a porfiroblasztos gránitot, elszakítva és magukba zárva annak apró törmelékét.

A térképeken feltüntetett töréseken kívül a területet számtalan hosszanti- és haránttörés szelheti át, amelynek legnagyobb részét a lösz fedi és ezáltal pontos helyzetük nem állapítható meg. A hosszú, egyenes völgyek valószínűleg ezek mentén fejlődtek ki. Ilyen tektonikus völgy a Köves-patak völgye, az Üvegutát Bátaapátival összekötő nagy völgy stb.

c) A nagypalli haránttöréstől Ny-ra a kristályos alaphegység fokozatosan a mélybe süllyed.

A Nagypall-I. sz. fúrás 159,7 m-ben, a Szilágy-1. sz. fúrás 495,0 m-ben, a Mártonfa-1. sz. fúrás pedig 780,0 m-ben érte el a kristályos alaphegységet. Ha ezeket a mélységeket összekötjük, akkor egy Ny-i irányban egységesen megbillent rög körvonalai rajzolódna ki előttünk.

A három fúrás kristályos kőzetanyaga teljesen egyezik a centrális gránit öv, illetve az azt É-ről szegélyező diatexit öv szkialitos—nebulitos kőzeteivel. Ennek a tömbnek a D-i lehatárolását nem ismerjük. Ny-i irányban az Ellend-1. sz. fúrás után kell lehatárolnunk, mivel ez a fúrás 1200,5 m-ben még csak a helvétai rétegekbe jutott. SZEDERKÉNYI T. idézett jelentésében (1970) — KAS-SAI M.-ra hivatkozva — itt egy medencét tételez fel (valószínűleg ennek a fúrásnak alapján), amelyet Ellendi-medencének nevez.

Ugyanakkor a Gyód-4. sz. fúrás 77,8 m-ben már elérte az amfibol—biotitos melanoszomú réteges migmatitot, amely már a következő fúrások kiemelt helyzetű és magasan kristályos migmatitos anyagához hasonló.

A lehatároló tektonikus öv valóban a Ny-i Mecseket a K-i Mecsektől elválasztó vonal, amely után a fazekasboda—mórággyi rögben felszínén levő széles porfiroblasztos gránit öv egészen keskenyre szűkülve, a pellérdi területen folytatódik tovább.

Ezt a lehatároló töréses övet azonban nem Belvárdgyula—Szalatnak, hanem Belvárdgyula—Tékes vonalban húzom meg, mert ez felel meg jobban a prekambrium képződmények geofizikai mérésekkel megállapított morfológiájának és azok É-zettani változásának.

A Pécs város É-i peremén kibúvó aplittömbök, réteges migmatitok, diaftoritok, fillitek és fillonitok az ófalu—pécs—mecsekaljai nagy törés mentén kialakult zúzott övbe ágyazódó, gigantikus méretű breccsatömböknek tekinthetők.

A Pécs-7. sz. fúrás agyagpala—fillit, paragneisz—diatexit—gránit összetete a fazekasboda—mórággyi vonulat összetetének felel meg. Az aranyos-völgyi szelvényhez hasonlítva, a fúrás a fillit összetetben kezdett és a szkialittömbös diatexit—porfiroblasztos gránitnak megfelelő övet fúrta át, vagyis kőzetanilag a fazekasboda—mórággyi rög tektonikai egységéhez tartozik.

A gyódi, tésenyi, kisdéri stb. fúrások anyagával jellemzett tömböt, amit morfológiailag Görcsönyi-hátságnak nevezhetünk, a hatalmas bükkösi törés zárja le, amely után a pellérdi terület keskeny, centrális granitoid öve a Gyűrűfű, Nyugotszenterzsébet, Mágocs—Kaposvár területen É-ra tolódva folytatódik tovább.

A Görcsönyi-hátság kristályos aljzatát a centrális granitoid öv D-i szárnyának tekintjük, amely a fazekasboda—mórággyi rögvonulatban hiányzik, illetve ehhez a területhez hasonlóan mélyebben települ és eddig fúrásokkal (Gyulapuszta-1., Monyoród-1., Báta-1. sz. f.) nem érték el. Kőzetanilag gránátos, sillimanit—cordierites, diszténes, amfibol—biotitos paragneiszekkel (a Pécs-7. sz. fúrás anyagához hasonló), kaotikusan gyúrt réteges migmatitokkal—ptigmatitokkal és reomorf migmatitokkal van képviselve, amibe serpentinitté alakult ultrabázit gyűrődött be. A Tésény-1. sz. fúrásban JÁMBOR

Á. (1962) által meghatározott amfibolitot a réteges migmatit amfibolban dús melanoszomjának tekintjük. Ezeket a kőzeteket is erőteljes diaforézis érte, aminek következtében muszkovitosodás, kloritosodás, kvarcosodás és piritosedés ment végbe. A pellérdi összeszűkült granitoid övnek viszont ezen a területen az É-i szárnya hiányzik, illetve a paleozóos—mezozóos összlet alá kerül, mint ahogyan Ófalunál a jura alatt folytatódik. A Téseny-2. és a bogádmindszenti fúrások a migmatit összlet fedőjében produktív karbon rétegeket tártak fel. A Mohács-1. sz. fúrás, amely hivatva lett volna a karbon K-i folytatását megállapítani, nem fúrta át még a pannóniai rétegeket sem.

A gyűrűfű—nyugotszenterzsébeti terület kiemelt helyzetben álló porfiroblasztos—szkialitos gránitja a felszínen is megtalálható.

Ezt a tömböt a Mozsgó-1. sz. fúrással harántolt, rendkívüli módon összetört, zúzott gránit határolja le. A 367,0—470,0 m-ig átfúrt összlet szinte minden métere ultramilonittá, blasztomilonittá vagy kataklázittá alakult granitoid kőzet.

Ugyanilyen tört, zúzott kőzetté alakult a helesfai szerpentinit és annak fekjét képező egykori porfiroblasztos gránit is.

D-i szárnyában a Szigetvár-1. sz. fúrás rendkívül összetört, szinte a felismerhetlenségig átalakult diaforitja települ. É-i szárnyában egyedül a Kaposfő-1. sz. fúrás érte el 1106 m-ben a kristályos aljzatot. (Az 1940-ben befejezett fúrás talpát paleozóos palának minősítették.) Hogy ez milyen kőzet volt, azt pontosan nem tudjuk. Valószínűleg diaforitosodott paragneisz vagy migmatit lehetett. Anyaga ma már nem reprodukálható. Az 1977. első felében befejezett „Kaposvár-fürdő” vízkutató fúrás — tovább mélyítve — 1055—1150 m között mórágyi típusú reomorf migmatitot és diatexitet fúrt át, majd vetőzónába jutott és végig ebben is haladt.

Délen az Okorág-1. sz. fúrásban 1087,0—1180,5 m-ig harántolt diaforitosodott réteges migmatit még a Görcsönyi-hátság aljzatához tartozik. Utána nagy mélységre süllyedt paragneisz összlet következik és Ny—DNy-ra, az Iharosberény—Pat vonalig tart.

Ez a mélybe zökkent szakasz jól kristályosodott sillimanitos, cordierites, staurolitos, diszténes paragneiszből, a Heresznye-2. sz. fúrásban pedig — mint már említettük — hiperszténes gneiszből épül fel. Porfiroblasztos gránitot vagy diatexitet egyetlen fúrás sem harántolt. Ezzel szemben a K-i tömbökben települő fillit—amfibolit—kristályos mészkő vonulat itt is folytatódik, amennyiben a Pat-2. sz. fúrás 2300,0 m mélységben kristályos mészkövet, a Görgeteg-27. sz. fúrás pedig amfibolitot fogott.

A kristályos aljzat tengerszint alatti mélységének nagyfokú ingadozása azt mutatja, hogy a K-re eső területekhez hasonlóan ezt is gyakran szelik át nagy amplitúdójú vetők és zúzott övek, amelyek mentén ugyancsak különböző mértékben lezökkent, kiemelt vagy eltolt kisebb-nagyobb tömbökre darabolódott fel (VIa—b melléklet).

A Mágocs-1. sz. fúrás, amely 353,6 m-ben a Loch-malom völgyében felszínen levő rózsaszín földpátos, nagyszemű mikroklinos, porfiroblasztos gránitot ért (XLV. tábla 2.), a Szalatnak-III. sz. fúrással harántolt kambro-szilur medencétől É-ra mélyült, azonban ebből a rétegsorból itt már semmit sem fogott. A prekambriumi gránit közvetlenül a pannóniai rétegek alatt települ. Ez a fúrás a közelmúltban befejezett kaposvári fúrással együtt azt igazolja, hogy a kristályos alaphegység ultrametamorf képződményei É-i irányban tovább folytatódnak.

Területünk, nagyszerkezeti helyzetét tekintve, a Pannóniai köztes masszívum mai környezetéhez képest részben kiemelt helyzetű. Ezt mutatják a Duna—Tisza közén mélyített fúrásokkal harántolt kristályos kőzetek, amelyek területünk kőzeteivel azonos metamorf—ultrametamorf jellegűek és azonos erősségű diaforézist szenvedtek. A Duna—Tisza közén legészakabbra a ceglédi fúrások tárták fel területünk gránitosodott kőzeteit. Tovább É-nak — mint már említettük — a vilyvitányi amfibolit—migmatit rög tanúskodik ezen képződmények további folytatásáról.

Ny—ÉNy felől a zágráb—tokaji lineamentummal határolhatjuk le, ami után a Balaton-felvidék—gömöri zöldpala fáciesű metamorf vonulat következik, jellegzetes intrúzív gránitplutonjaival és diabáz—porfiroid közbetelepüléseket tartalmazó fillit összletével (VII. melléklet).

ÉK-en a Szamos-vonal süllyedékét tekinthetjük határvonalnak, majd megkerülve az Erdélyi-medencét, a D-i Kárpátok kristályos aljzatával érintkezve a Szerb—Macedon masszívum közvetítésével a Rhodope masszívummal függ össze (ST. BOYADJIEW 1969, M. DIMITRIJEVIČ—B. ČIRIČ 1966., 1967, V. VERGILOV 1960).

A Dráva—Száva közén a Papuk hegység kristályos aljzatát tekintjük területünk folytatásának, amit nagytektonikailag a Száva-vonal zár le. Ez után következik a Dinaridák fiatal orogén öve, amely D-ről zárja be a közbenső tömeg szerepét játszó ősi (proterozoós masszívum) ma legnagyobb részét mélybe süllyedt tömbjét. A kettő között a Vardar paleozoós rift övezete húzódik, azonban pontos helyzetét még nem ismerjük (VII. melléklet).

Ezt az östömböt már ID. és IFJ. LÓCZY L. (1926, 1933) geomorfológiai térképe és PRINCZ Gy. (1922) is hűen sejteti. Azóta minden szerkezeti térképünk kisebb-nagyobb eltéréssel ezt a nagyszerkezeti képet rajzolja. Határait azonban egyes szerzők a mezozói képződmények (SZENTES F. 1961, BALLA Z. 1967, BALOGH K.—KÖRÖSSY L. 1968), más szerzők pedig a Pannóniai-medence fejlődése szempontjai szerint vonták meg (BALOGH K. 1972, WEIN Gy. 1969, KÖRÖSSY L. 1963, 1964, 1965, 1968, WEIN Gy. 1973).

A metamorf—ultrametamorf kőzetekből felépült Pannóniai köztes masszívum pontos lehatárolásához még további fúrások mélyítése szükséges. A legnagyobb problémát az alpi—kárpáti—dinári—balkáni területek prekambriumi és variszkuszi kristályos aljzatának szétválasztása, továbbá ezen mobilis övek prekambriumi aljzatának és a Pannóniai köztes masszívum ugyancsak prekambriumi képződményeinek korrelációja jelenti.

Azonban a mecseki kristályos alaphegység és általában a Pannóniai köztes masszívum eddig feltárt metamorf—ultrametamorf képződményeinek a Rhodope masszívum, a Szerb—Macedon masszívum, az Erdélyi-középhegység komplexuma és a Papuk hegység proterozoós képződményeivel való összehasonlítása alapján egy ősföldrajzi egység képe alakul ki előttünk, amelynek feldarabolódott fenti részei (merev közbenső rögök) idézték elő az Alp—Kárpát, Balkán, Dinarid övek ismert elhelyezkedését.

A kőzetek petrotektonikájával (ahogyan a B. SANDER által bevezetett kőzetszerkezet-kutatásokat nevezzük), azaz kőzeteink mikroszerkezetének kutatásával foglalkozni nem tudtunk. Azonban már az eddigiekből is látható, hogy polimetamorf képződményeink mikroszerkezet vizsgálata rendkívül bonyolult feladat lesz. Ezen a helyen meg kell elégednünk azokkal a vizsgálatokkal, amelyeket a kőzetek mikroszkópos vizsgálatai során végeztünk. Ezek-

kel a vizsgálatokkal a deformáció és kristályosodás közötti viszonyt, a diafotórezist és a még későbbi kataklázist tudtuk egymástól elválasztani.

Vizsgálatainkkal globálisan a következőket állapíthattuk meg. (Részleteiben a fúrások anyagfeldolgozásával foglalkozó fejezetben rögzítettük.)

A terület minden regionális metamorf kőzetének deformációja pre- és parakrisztallin. Bármelyik fúrás anyagában vagy a felszínen levő hasonló jellegű kőzetben a késői zúzott övek karbonáttal cementált törmelékes anyagán kívül nem találtunk olyat, amelynek deformációját a kristályosodás túl ne élte volna. Gondolunk a lovászhetényi tűzoltószertár alatt feltárt kaotikusan gyúrt pszeudomigmatitokra, amelyeknek mikroredőiben, ptigmáiban (III. tábla 2.) a biotit, sillimanit és földpátszemcsék pontosan követik a hajlatok—mikroboltozatok és szeszélyes fordulatok lefutását.

A réteges migmatitok képződésével új tektonogenetikai ciklus kezdődik. Megjelennek a porfiroklasztok (VII. tábla 1., 2.). A földpátok, az ortoklász és plagioklász (mikroclin itt még nincs), továbbá a biotit nagytermetű, sokszor a palásodás irányára merőlegesen álló, tört—zúzott egyedeit az alapanyag egymásba nyúló apró szemcséi veszik körül. Azonban ezek sem mindig fekszenek a palásodás irányában. Egyedül a hullámosan kioltó, vakolatszerkezetű kvarc hosszan húzódó mozaikhalmazai azok, amelyek a palásodás kaotikus vonalait követik. Azonban a kvarc mindenkor hullámos kioltása jelzi, hogy a deformációt kiváltó nyomás a kvarc kristályosodása után is tartott. Hogy előtte és alatta is deformáció volt folyamatban, azt azok a szemes gneiszszerű kőzetek (migmatitok) mutatják, amelyeket K. R. MEHNERT (1968) pszeudoszemes gneiszeknek nevez. A „szemek” ugyanis nem földpát, hanem földpát—kvarc aggregátumokból állanak, miközben a kvarc törmelékszemcsék a nagy földpát—klasztitok okozta nyomásárnnyékba tömörültek (X. tábla 1.).

A belvárdgyula—tékesi töréstől Ny-ra eső fúrások (Téseny-1. sz., Gyód-3., 4. sz. stb.) réteges migmatitjai, deformációjuk és kristályosodásuk közti viszonyukat tekintve, a regionális metamorf kőzetekhez hasonlóan nem tartalmaznak porfiroklasztokat. Ezek magasabb pt fokon képződött kőzetek, aminek során a földpát—biotit klasztitok feldolgozódtak. Vagyis ezek képződése a reomorf fázisban fejeződött be, amikor ásványi elegyrészeik a számukra legelőnyösebb helyzetet foglalhatták el és szabadon növekedhettek tovább.

Az agmatitok I. fejlődési fokozatától kezdve az idős földpát-porfiroklasztok elegyrészei a kőzeteknek. Kezdetben azonos helyzetben vannak a réteges migmatitok porfiroklasztjaival (az alapanyag apró ásványszemcséi kikerülnek ezeket), később azonban az agmatitok III. fejlődési fokozatától kezdve a mikroclin és pertites ortoklászegyedek növekednek nagyra, az idős földpátok és biotit törmelékanyagát pedig zárványok alakjában magukba zárják. Az agmatitok III—IV. fejlődési fokozataiban a metabázitok, diatexitok és porfiroblasztos gránitok anyagában végig megtalálhatók ezek a zárványok.

A reomorf fejlődési fokozattól kezdve itt is a kvarc kristályosodása fejezi be a fejlődési sort és csak ritkán találunk olyan helyeket, ahol a kvarc egyoldalú nyomás nélküli állapotban (hullámos kioltás nélkül) tudott kristályosodni.

Rendkívül bonyolult a diafotórezis szerkezetföldtani szerepe. A feladat megvonni a határt az ultrametamorf parakrisztallin deformáció, a zöldpala fáciésú regionális metamorfózissal egyidejűnek tartott posztkrisztallin diafotórezis és a zúzott övekben lejártszódotott késői (variszkuszi vagy alpi orogénhez

kötött) blasztomilonitok, ultramilonitok és a milonitok breccsás szerkezet-képződése között.

Az ultrametamorfitok parakrisztallin deformációja során egyes komponensek deformálódtak, mások növekedésükben követik a palásodás csapását. A diaforézis törmelékesedést és anyagi átalakulást előidéző folyamata bármilyen gyenge is legyen, még mindig palás szövetű metamorf kőzetet hoz létre. Ezzel szemben a zúzott övekben mindenkor apró törmelékkel cementált szilánkokat, azaz tektonikus breccsát találunk, amely nem palásodott.

Egyedül a blasztomilonitok azok, amelyek keletkezésének eldöntéséhez nem elégséges egyedül a szerkezeti elemzés. A kőzet ásványos átalakulásának jellege kétséget kizáróan eldönti, hogy a kőzet albitosodással, muszkovitosodással stb. kísért diaforézist vagy pedig csupán palásodáshoz vezető törmelékesedést szenvedett.

A diaforézis tehát egyidejű vegyi lebontást és deformációt, további palásodást jelent. Az Ófalu környéki völgyekben a kaotikusan gyúrt vékonyréteges migmatitokból tizedmilliméteres vékonyságú lemezekből álló, rendkívül erősen gyúrt fillonit keletkezett (XXXV. tábla 1.), amelyben az alapanyag kvarc, klorit és szericitté alakult, a porfiroklasztokból pedig legömbölyödött vagy megnyúlt alakú reliktumok keletkeztek.

A kvarc vakolatszerkezetű halmazokra bomlása és hullámos kioltása alapján nem dönthető el, hogy kőzetünket posztkrisztallin deformáció, zöldpala fáciesű metamorfózissal egyidejű diaforézis, avagy késői blasztomilonit képződés érte-e? A szélső esetek szétválaszthatók, a határesetek azonban mikroszerkezet alapján nem ismerhetők fel.

A deformáció jellegét csakis a kőzetkémiai átalakulással való összevetéssel állapíthatjuk meg.

A zöldpala fáciesű, metamorfózissal egyidejű diaforézis és az ezt követő kataklázis, milonitosodás, ultramilonit és blasztomilonit képződés is, amelyek a réteges migmatitok fillonittá alakulását, a diatexitek és porfiroblasztos gránitok, nebulitok és szkialitok lineációját, foliációját idézték elő, valószínűleg többször megismétlődő, azonban mindenkor azonos irányú kinetikai hatást tükröznek. Vagyis azonos területen, azonos irányú mozgás—deformáció ment végbe, minden eddigi tektogenetikai ciklus során.

Egyedül az Aranyos-völgytől K-re eső harmadik oldalvölgy végén találunk olyan földpátdús réteges migmatitot, amely két, egymásra közel merőleges irányban palásodott. Ennek eredményeként szálas gneisz keletkezett.

Az amfibolitok palás szövete prekrisztallin deformáció eredménye. A palásodást minden ásványi komponensnek a palásodás síkjában való elrendeződése idézte elő. A késői tektonizmus kvarc-karbonáttal kitöltött hajszalerek képződését okozta a zoizitesedés, epidotosodás és rutilképződés kíséretében (XXXVII. tábla 1.).

A fillit összlet (kvarcfillit, mészfilit) tektonikai igénybevételét általános karbonátosodás, kvarc-karbonátos hajszalerek képződése és limonitosodás jelzi. Ilyen a Zengővárkony-49. sz. fúrásunk szinte a felismerhetetlenségig limonitosodott és karbonátosodott anyaga.

A kristályos mészkő összlet regionális metamorfózissal kísért deformációját kaotikus gyűrődés és kloritos beszűremkedések (csippolino márvány) jelzik.

A fillit összlet tehát, amely a laterál-szekerációs kvarckiválásoktól az amfibolit, mészfilit—mészkő lencsés betelepüléséig és ritmikus ismétlődéséig rend-

kívül heterogén üledékösszletet képvisel, a kinetikai hatásokra erőteljes mozgásmechanizmussal reagált. A gyúrt és töréses formák a záródó és nyíló hasadékrendszerek, a különböző anyagok eltérő elemobilizációja igen változatos nyersanyag-koncentrációkat is előidézett. Ilyenek az eddig feltárt szerpentinitelepek is, ahol tektonikailag preformált ultrabázitok átalakulását láthatjuk. A Mozsgó-1. sz. fúrás anyagának nagyfokú átalakulását is a kőzet rendkívül erős tektonikai igénybevétele tette lehetővé.

A gránitosodott kőzetek deformációjával függ össze az a jelenség is, hogy sehol sem sikerült a hegységben olyan granitoid kőzetet találni, amelyből m^3 -es nagyságú tömböket tudtak volna üzemszerűen fejteni.

A tektonizmus kronológiai fejlődését is szemléltető (13. táblázat) táblázathoz az alábbi megjegyzéseket fűzzük:

Az első tektonikai emelet feloleli a területen ismert legidősebb üledékek képződését, azok regionális metamorfózisát, majd a keletkezett kőzetek ultrametamorfózisát.

Ezt a 3 tektonikai alemeletre osztható teljes fejlődési ciklust a második, két tektonikai alemeletre osztható tektonikai emelet követi. Ennek során ismét geoszinklinális fejlődés megy végbe, azonban csak zöldpala fáciesű metamorfózissal zárul, ami annak kisebb mélységű folyamatára utal.

Ezután a harmadik tektonikai emelet következik, amelyet három tektonikai alemeletre osztunk, a feltüntetett részletek szerint.

A tektonikai emeletek és alemeletek területi elhelyezkedését szerkezetföldtani térképünk szemlélteti.

A tektonikai egységek kapcsolatával, összefüggéseivel és változásaival a következő földtani fejlődéstörténeti fejezetben foglalkozunk.

A Pannóniai köztes hegység földtani fejlődéstörténete

Európa tektonikai terképeinek körbeírása	A földtani világtérképet szerkesztő albizottság javaslata	Tek- tonikai emelet	Tek- tonikai átemelet	Prekambriumi köztes hegység						
				Geotektonikai formációk	Földtani folyamatok	Földtani képződmények				
Alpidák	Kainozóikum	Ne	Köztes hegységi medence. Vályúk- Orogén vulkáni tildékes formáció	Süllyedés és medencefelettlés. Bizisos internened. és savanyú vulkáni tev. Helyi süllyedések, lignit- és barnakő- szén-képződés	Löss, agyag, homok, agyagos homok- kő. Bazalt, andazit, rólit, lignit, barnaköszén, mészkő					
						Mezozóikum	J	Árkok, vályúk, medencék, peremi süllyedések, vulkáni tildékes formá- ció	Peremi medenceképződés, flisoid tildé- képződés. Alkái bazalt vulkaniz- mus. Karbonátos tengeri tildékképző- dés	Flisoid tildékek; homokkő, márga, mészakő Alkái bazalt Mészakő—márga Bauxit (Villányi-heg.) Mészakő—márga Köszénes összlet
Paleozóikum	P	Árkok, vályúk, peremi süllyedések Geoantiklinálisok	Karbonátos tengeri tildékképződés Kontinentális medence — köszénkép- ződés	Homokkő, konglomerátum, argillit Kvarcporfir Produktív karbon sorozat apfiterekkel átjárva; szerpentinít apfiterekkel át- járva Üledékhiány!						
					Hercinidák	O	Köztes hegységi süllyedések Köszénorogén savanyú vulkanizmus	Kiemelkedés, lepusztulás, tildékké- pződési hézag	Agyapala, kvarcpala, szenes pala, homokos pala, durva konglomerátum- betelepítésekkel, metamorfózis nélkül Agyapala szaruszint, gránitporfir dái- kok (a felső konglomerátum-betelepíté- sek a fekei gránitporfir kavicsait tar- talmazzák)	
Kaledoni- dák	C	Köztes hegységi peremi medence Geoantiklinális	Penneplensedet, tereznrikus tildék- képz. Savanyú vulkáni tevékenység Apfitehnyomulás. Produkt. karbon tildé- kéf. Szerpentinítképződés	Fihit Fihit, anfibolit közbetelepítésekkel Apró- és durvaszemcsés anfibolit Mészfihit, kristályos mészkő, ankerit- savas kristályos mészkő, kloritásvos kristályos mészkő (sapponló) betelc- pítésekkel, kloritpala, szericit-klorit- pala						
					Asszintidák	D	Köztes hegységi süllyedések Köszénorogén savanyú vulkanizmus	Szakbkontinentális köztes hegység ké- pződése Zöldpala fáciesű regionális metamor- fózis, kaotikus gyűrődéssel kísérvé Az idősebb képződmények diafore- zise	Agyapala—márga (Fe-ban gazdag), ultrabazalt benyomulások Agyapala—márgás összlet Vastagpados mészkő	
Bajkaidák	S	Köztes hegységi süllyedések Részgeoszinklinálisok	Pallás és karbonátos Ca—Fe-ben gaz- dag tildékképződés, bázisos magmás tevékenységgel kísérvé	Szkaitos-mebulitos, porfirbushszos granitoidok (gránit, granodiorit), dia- tekt, agnait, diktonit, kloridit, pigmatit, reomorf migmatitok, réte- ges migmatit, gránitosodott metabá- zitol						
					Rifeidák	O	Köztes hegységi süllyedések Inverziós geoszinklinális	Amfibolit fáciesű ultrametamorfózis, granitosodás, kaotikus gyűrődéssel kí- sérvé	Metakonglomerátum Metaarkóza, metaaravakke, metabo- moltok, piroxénus paragneisz, elotlogit, pszendomignaitit Biotit—amfibol—gránit izogrados pa- ragneisz, metabazaltok Cordierit—sillimant—staurolit, disz- tén, gránit és biotit izogrados para- gneiszek	
Felső proterozóikum	Rifeidák	Asszintidák	Dalslandidák	Amfibolit fáciesű ultrametamorfózis, granitosodás, kaotikus gyűrődéssel kí- sérvé						Metakonglomerátum Metaarkóza, metaaravakke, metabo- moltok, piroxénus paragneisz, elotlogit, pszendomignaitit Biotit—amfibol—gránit izogrados pa- ragneisz, metabazaltok Cordierit—sillimant—staurolit, disz- tén, gránit és biotit izogrados para- gneiszek
					Alsó proterozóikum	Gotidák	Asszintidák	Dalslandidák	Amfibolit fáciesű ultrametamorfózis, granitosodás, kaotikus gyűrődéssel kí- sérvé	
Karelidák	Gotidák	Asszintidák	Dalslandidák	Amfibolit fáciesű ultrametamorfózis, granitosodás, kaotikus gyűrődéssel kí- sérvé						Metakonglomerátum Metaarkóza, metaaravakke, metabo- moltok, piroxénus paragneisz, elotlogit, pszendomignaitit Biotit—amfibol—gránit izogrados pa- ragneisz, metabazaltok Cordierit—sillimant—staurolit, disz- tén, gránit és biotit izogrados para- gneiszek
					Svekofenidák	Gotidák	Asszintidák	Dalslandidák	Amfibolit fáciesű ultrametamorfózis, granitosodás, kaotikus gyűrődéssel kí- sérvé	
Késői karelidák	Gotidák	Asszintidák	Dalslandidák	Amfibolit fáciesű ultrametamorfózis, granitosodás, kaotikus gyűrődéssel kí- sérvé						Metakonglomerátum Metaarkóza, metaaravakke, metabo- moltok, piroxénus paragneisz, elotlogit, pszendomignaitit Biotit—amfibol—gránit izogrados pa- ragneisz, metabazaltok Cordierit—sillimant—staurolit, disz- tén, gránit és biotit izogrados para- gneiszek
					I. Alsóproterozóos, gyúrt aljzat képződés	II. Felsőproterozóos burok képződés	III. Fanerozóos burok képződés	1. Üledékfelhal- mozódás	2. Regionális metamorfózis	

XII. A MECSEKI GRÁNITOSODOTT KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG ÉS KÖRNYEZETÉNEK FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

Alaphegységünk legidősebb kőzetei azok a regionális metamorfózist szenvedett üledékek, amelyeknek üledékjellegét a metamorfózis ellenére ma is meg tudjuk állapítani. Üledékképződésüket 1900—1500 mill. év közé helyez-zük.

Mint a petrográfiai fejezetben már közöltük, ezek Bábaapáti környékén porfiroblasztos gránitba ágyazott óriás-xenolitok alakjában maradtak fenn.

Ezek között legfontosabb a Köves-patak völgyének K-i oldalbevágásába és a Lovászhetényi templom alatti feltárásba települő metakonglomerátum, metahomokkő, Bábaapáti D-i faluvégén feltárt metagrauvakke és végül az É-i végén települő metahomokkő és metaarkóza. A metakonglomerátum kvarckavicsain kívül fekete homogén szarukő és szürke, aprószemcsés effúzív kőzetek anyaga ismerhető fel. A kvarc 2—3 cm-re megnyúlt kavicszemei metamorf szerkezetűek. Az effúzív eredetű kavicsok és más egykori alkotórészek anyaga a nagyfokú átalakulás miatt nem ismerhető fel.

A Köves-patak D-i végén, a Gröndl-tanya völgyfőjének feltárásában és a fúrásokkal feltárt különböző paragneiszek között a sillimanit—cordierites, disztén, biotitban dús kőzetek vannak túlsúlyban, ami agyagos—pelites üledékképződésre utal. A Lovászheténynél feltárt pseudomigmatit vékonyréteges, flisoid jellegű, ritmusosan ismétlődő rétegsorú kőzet.

Feltűnő a meszes képződmények hiánya az egész üledékösszletben. Ilyen, egykori mészkőre utaló xenolitokat nem találtunk sem a felszínen, sem a mélyfúrások granitoid anyagában.

Ezek kétségkívül területünk legidősebb kőzetei. Korukat tekintve a Karelidák, illetve Svekofenidákhoz soroljuk őket.

Az üledékekbe bázisos telérek nyomultak be, avagy teleptelések alakjában települtek közbe. Ezen geoszinklinális üledékek idős, esetleges archái és katar-chái tagjait ma még nem tudjuk elkülöníteni.

Az eugeoszinklinális üledékképződést amfibolit fáciesű (sillimanit, cordierit, disztén, staurolit, gránát izográdós) regionális metamorfózis követte, ami által az említett regionális metamorf kőzetek, a bázisos telérek kőzetekből pedig a már leírt metabázitok keletkeztek.

A kőzetek regionális metamorfózisát 1500—1200 millió évesnek, vagyis alsó proterozoós—gotida képződésnek tartjuk. Fácies szempontjából ugyanazon BARROW-típusú almandin—amfibolit fáciesű, disztén—almandin—muszkovit és sillimanit—almandin—ortoklász szubfáciesű kőzetek keletkeztek a Ny-i és K-i részeken egyaránt. Azonban meg kell állapítani, hogy a Görcsönyi-hátság-on és ettől Ny-ra mélyített fúrásokban általában gyakoribb az almandin, a sillimanit és megjelenik a hipersztén is. Az ettől K-re eső paragneiszekben

A Pannóniai masszívum kőzeteinek izotóp koradatai Rb/Sr módszerrel

Sor-szám	A kőzet neve	A minta jellege	A minta lelőhelye és észlelési pontja	Mélység (m)	A kőzet kora mill. évben
1.	Porfiroblasztos gránit	Teljes kőzet	Mórág, vasútállomástól Ny-ra, 13	Felszíni kibúvás	415
2.	Porfiroblasztos gránit		Mórág, községi kőfejtő		394
3.	Porfiroblasztos gránit		Erdősmecekei kőfejtő, 156		442
4.	Porfiroblasztos gránit		Fazekasboda, Ny-i kőfejtő		442 ± 10
5.	Porfiroblasztos gránit		Pécs — Tettye		1150 ± 50
6.	Porfiroblasztos gránit		Dinnyeberki		1150 ± 50
7.	Porfiroblasztos gránit		Nyugotszenterszébet-1. sz. f.		61,5 406
8.	Nagyszemű rózsaszín gránit		Mágocs-1. sz. f.	360,0 — 380,0 472	
9.	Gránit-milonit		Mozsgó-1. sz. f.	430,0 421	
10.	Szkialit, porfiroblasztos gránitban		Erdősmecekei kőfejtő, 156	Felszíni kibúvás	1150 ± 50
11.	Agmatit-szubsztrátum II. fejl. fok.		Üveghutai kőfejtő, 11		620
12.	Agmatit-szubsztrátum II. fejl. fok.		Mórágytól É-ra, 127	Felszíni kibúvás	540
13.	Stromatitos, diafortitos migmatit		Ófalu, Aranyos-völgy közepén, 238		380
14.	Stromatitos migmatit		Ófalu, Aranyos-völgytől K-re, a 2. oldal-völgy eleje, 269		520
15.	Gránitosodott metabázit		Mórág, vasútállomástól Ny-ra, 13		370
16.	Biotitos, cordierites — sillimanitos paragneisz		Bátaapáti, Köves-patak, 131		510
17.	Metakonglomerátum		Bátaapáti, Köves-patak, 138	462	
18.	Diafortitosodott stromatitos migmatit	Kisdér-1. sz. f.	129,0 592,0		
19.	Gránitporfír	Szalatnak-III. sz. f.	538,0 975,0		
20.	Gránitporfír	Szalatnak-IV. sz. f.	429,5 1180,0		
21.	Diszténes csillámpala	Vilyvitány-3. sz. f.	35,1 984,0 ± 110		
22.	Diszténes csillámpala	Vilyvitány-3. sz. f.	35,1 962 ± 39		
23.	Metamorf kvareporfír	Felsőregmec-1. sz. f.	263,0 450 ± 130		
24.	Csillámpala	Muszkovit szeparátum Teljes kőzet	Pusztaföldvár-5S. sz. f.	1879,0 742 ± 50	

Sorszám	A kőzet neve	A minta jellege	A minta lelőhelye és észlelési pontja	Mélység (m)	A kőzet kora mill. évben
25.	Csillámpala	Muszkovit sze- parátum	Pusztaföldvár-58. sz. f.	1879,0	858 ± 50
26.	Biotitos paragneisz	Teljes kőzet	Battonya-K-5. sz. f.	1126,0	821 ± 50
27.	Biotitos paragneisz	Biotit sze- pará- tum	Battonya-K-5. sz. f.	1126,0	889 ± 50
28.	„Epimetamorf” gneisz	Teljes kőzet	Algyó-19. sz. f.	3077,0	1059 ± 70
29.	Gránátos amfibolit	Teljes kőzet	Algyó-52. sz. f.	2524,0	302 ± 40

Elemző: KOVÁCH Á.

inkább a cordierit az általános (sokszor erősen pinitesedve) és gyakrabban jelentkezik a staurolit.

A Pécs-7. sz. fúrás ritmusosan váltakozó fekete, biotitos paragneiszeiben a disztént találjuk feldúsulva (lásd a fúrás szelvényét).

A metamorf kőzeteknek ez a változékonysága az eredeti üledékek hasonló tulajdonságát tükrözi.

A regionális metamorf kőzetek korát az izotóp kormeghatározás 510 és 460 millió évesnek adja (lásd a 14. táblázatot). Ezt a két számadatot azonban kevert koradatnak tartjuk, mivel a későbbi orogénekkal együtt járó felmelegedés bizonyára torzított az elsődleges izotóptértékeken.

A regionális metamorfózis rendkívül erős gyűrődéses mozgással párosult, amit a mélyfúrások anyagán vagy akár a Lovászheténynél kibúvó pszeudomigmatiton láthatunk. Ezek a kaotikusan gyűrt kőzetek plasztikus állapotban végbement mozgásmechanizmusra utalnak.

A regionális metamorf kőzetek egészen a görgeteg—babócsai területig, ÉK-nek pedig Ceglédig nyomozhatóan ultrametamorfózist szenvedtek, aminek során a réteges migmatitok és agmatitok különböző fajai (szemes gneiszek, imbibiciós földpátú migmatitok, diktionitok, krokiditek, ptigmatitok), majd a reomorf (gránitosodott) kőzetek hosszú sora képződött.

Az ultrametamorfózis szimmetrikus, öves felépítésű szerkezet szerint fejlődött, ugyanolyan módon, amint azt más prekambriumi gránitosodott területen észlelték (Schwarzwald, Karelidák, Grönland vagy akár a Rhodope masszívum; W. BÜSCH 1966, K. R. MEHNERT 1953—1967, K. O. KRATZ 1963, ST. BOYADJIEW 1969). Nem fogadhatunk el olyan nézetet, amely szerint különválasztandó a réteges migmatitok képződése az agmatitok és reomorfitok képződésétől. A terepen több helyen fokozatos átmenettel találkozunk.

A szimmetrikus felépítést úgy értelmezzük, hogy egy centrális reomorf (diatexit—porfiroblasztos gránit) övet előbb agmatit, majd réteges migmatit és végül regionális metamorf öv vesz körül, ami megfelel a szelektív és prog-

resszív gránitosodás elveinek (A. MIYASHIRO 1973). A középső reomorf terület, intenzív mozgásmechanizmusával, fölfelé a regionális metamorf burokig jutott és magába zárta annak elszakított darabjait. Így következett be az a helyzet, hogy a diatexit és porfiroblasztos gránit öv határán a regionális metamorf öv óriás-xenolitjainak tömegét találjuk.

Hogy a stromatitok és reomorfitok egyazon progresszív gránitosodás különböző fejlődési szakaszait képviselik, azt közvetlen genetikai kapcsolatokon kívül azonos kőzetkémiail és geokémiai jellegük, továbbá izotóp koradataik is igazolják.

Területünkön a réteges migmatitok helyben keletkező, még immobil képződmények. Az agmatitok, diatexitek és különösen a porfiroblasztos gránit ezzel szemben már mobilis tömegek. Az agmatitok fejlődésében láthatjuk világosan a fokozódó mobilitás és homogenizálódás egymáshoz való kapcsolatát. A teljes át- és rekristályosodás egy kásaszerű mobilis tömeg képződésének kellett megelőznie, amelynek anyaga fejlődő hőmérsékletének, mobilitásának és homogenizálódásának arányában fejlődött granitoid kőzetté.

Az immobil stromatitok és mobilis reomorfitok között természetesen éles határnak kellett képződnie, az utóbbiakban fellépő áramlásos—intrúzív mozgásmechanizmus következtében, ami a reomorf fázis születésétől kezdve mind erőteljesebb és erőteljesebb lehetett és legmagasabb fokát a centrális övben érthette el. Az intrúzív gránitok teljes homogenizáltságáig azonban ez a tömeg sem jutott el.

Az eredeti regionális metamorf kőzeteket átszelő metabázittelérek a gránitosodás során is megtartották többé-kevésbé eredeti helyzetüket és alakjukat.

A réteges migmatitok képződését a regionális metamorfózissal azonos irányú, rendkívül erős gyűrődéses mozgások kísérték. A réteges migmatitok kaotikusan gyúrt mikro- és makro-redőformái kezdődő plasztikus állapotú kőzetek mozgásmechanizmusát tükrözik.

Az ultrametamorfózis, gránitosodás hosszú folyamatát 1200 és 1000 millió év közé helyezzük, tekintve, hogy egyes porfiroblasztos gránitokat az izotóp kor meghatározás 1150 millió éveseknek minősített, amit ismét csak kevert koradatnak kell tartani. A földtani fejlődéstörténeti táblázatban (13. táblázat) fiatal gotida, illetve idős assynti—prebajkáli folyamatnak minősítjük.

Az ultrametamorf komplexumba begyűrve zöldpala fáciesű regionális metamorf összlet vonulatát találjuk. Fejlődéstörténeti szempontból két eshetőség állhat fenn. Első eshetőség, hogy a hatalmas (10 000 m-nél vastagabb) rétegsor legfelső szakasza csak zöldpala fáciesű metamorfózist, középső szakasza amfibolit fáciesű regionális metamorfózist, legalsó szakasza pedig almandin—amfibolit fáciesű ultrametamorfózist—gránitosodást szenvedett. Ez esetben az egyes fáciestartományok között fokozatos átmenetnek kellene lennie.

A második eshetőség az, hogy az ultrametamorf folyamatok után újabb geoszinklinális fejlődés kezdődött, amelynek során karbonát-betelepülésekben és vasban gazdag ritmusos üledékképződés ment végbe.

A geoszinklinális fejlődés befejezését orogenezis követte, aminek során zöldpala fáciesű kőzetösszlet (fillit, amfibolit, kristályos mészkő) keletkezett.

Területünkön a zöldpala fáciesű kőzetek progresszív átalakulását paragneisz—migmatit stb. sorozattá sehol sem tapasztaljuk, mindenhol tektonikusan fekszik a környező migmatit összletben. Maga az összlet üledékfelhalmozódása is merőben eltérő az előzőtől, amennyiben itt mészkövekben gazdag,

agyagos, márgás üledékek ülepedtek le egy miogeoszinklinális jellegű üledékgyűjtőben. Az összetet zöldpala fáciesű metamorfózisa a korábbi ultramorf sorozat retrográd átalakulását, diaforézisét idézte elő mindenhol. Ezek alapján ez utóbbi fejlődési folyamatot fogadjuk el.

A metamorfózist erős kinetikus hatás kísérte, amely a zöldpala fáciesű kőzeteken és ultrametamorfitokon egyaránt kaotikus gyűrődést idézett elő.

Ezzel a folyamattal le is zárult minden metamorf kőzetképződés területünkön.

Korát tekintve a karbonátos—pelites üledékképződést alsórifei, illetve felső-dalslandi—alsóbajkálinak, míg ennek zöldpala fáciesű metamorfózisát felsőrifei—felsőbajkálinak tartjuk.

A metamorfózis során mobilizált vas sziderit—ankerit, hematit és magnetit alakjában lencsés betelepüléseket képez a vékonypalás fillit összetetben.

Ez után a metamorfózis után területünk kiemelkedett, szárazulattá vált, amelyben csak kisebb medencék keletkeztek. Ilyen a geofizikai mérésekkel kimutatott és mélyfúrással feltárt, szaltnak—alsómocsoládi medence is.

A Szaltnak-III. és IV. sz. fúrások fekete agyagpala sorozatot, 225,0 m-től durva konglomerátum közbetelepüléseket tartalmazó, *Graptolit* ősmaradványos (ORAVECZ J. 1964) szilur összetet, alatta pedig gránitporfir telérekkel sűrűn felszabdalt kvarcpala összetet tart fel, amelynek korát a kambriumba—ordoviciumba (?) helyezzük. *A fúrás érdekessége, hogy a harántolt kőzetek nem szenvedtek regionális metamorfózist és hogy a feküben harántolt gránitporfir telérek anyagát a fedő rétegsorban települő durva konglomerátum kavicsai között megtaláljuk. Ez a kőzet nem szenvedett deformációt és a porfiroblasztos gránit mikroklin szemcséit klasztikus zárványként tartalmazza.*

Ezt a kőzetet más távolabbi területen fúrások nem tárták fel, ezért azokon, az ópaleozóos üledékképződés ideje alatt, lepusztulást tételezünk fel.

A devon időszakban területünkön mindenhol lepusztulás folyt.

A felsőkarbonban gránitmagmatizmusnak kellett a közelben lejátszódnia. A Gyód-2. sz., a Helesfa-1—2. sz. fúrások szerpentinitjét aplittelérek szelik át. A teléreképződés együtt járt a szerpentinitesedéssel. A tört, zúzott aplittelérek a Mg-metaszomatózis hatását mutatják.

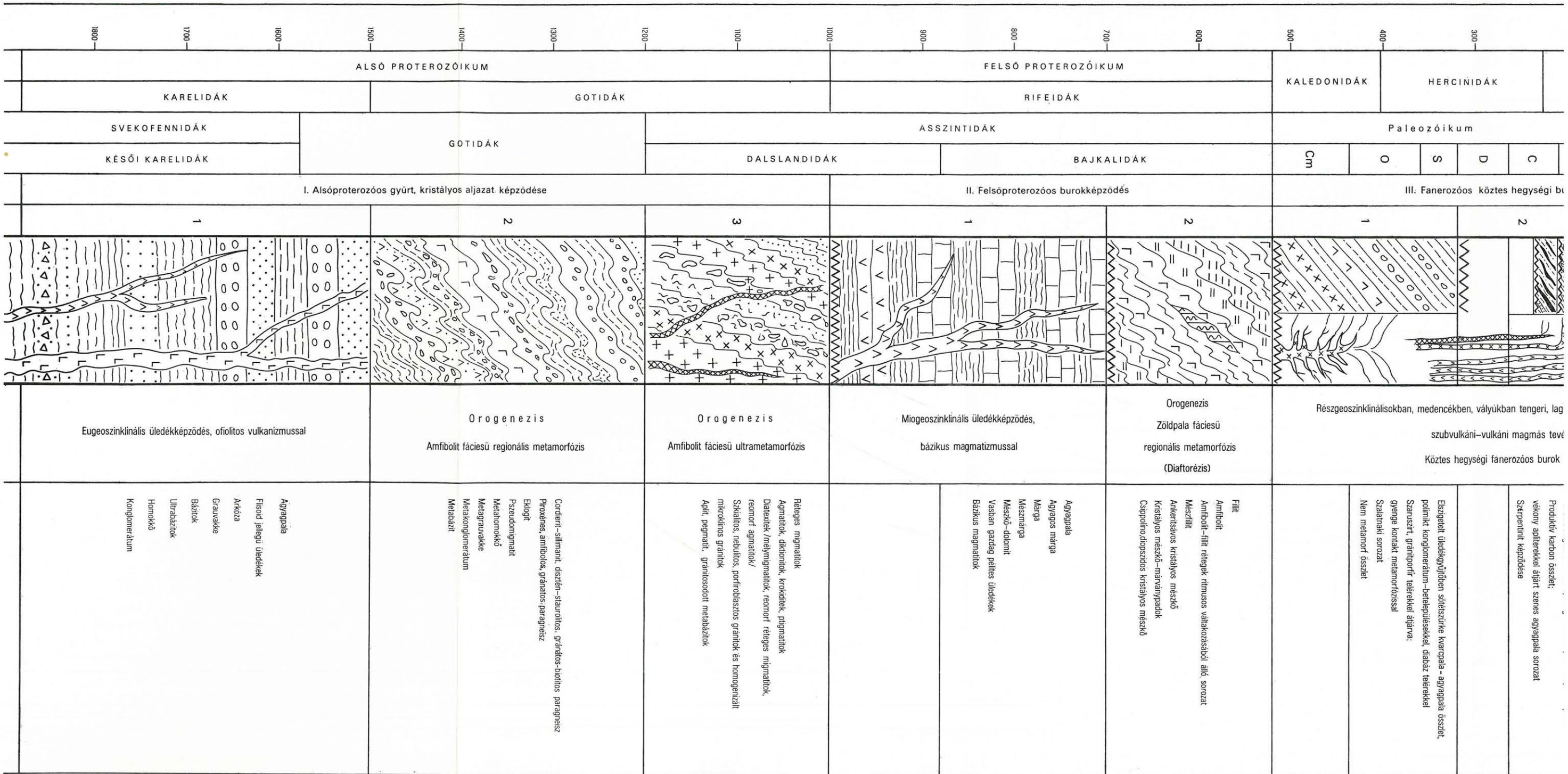
A felsőkarbonban kristályos alaphegységünk D-i szárnyán képződtek kisebb produktív karbon medencék. A Tésény-2. sz. és a bogádmindszenti fúrásokkal feltárt rétegek (növénylenyomatások) igazoltan karbon idősziak. Ezeket is vékony apliterek szelik át.

A Szaltnak-III. és -IV. sz. fúrás a perm feküben ilyen kőzeteket nem harántolt.

A karbon után a perm területünkön regionálisan elterjedt. D-en a Túrony-1., a Bátaszék-1., É-on a Szaltnak-III., IV. sz. fúrások harántoltak perm rétegeket. A belvárdgyula—tékesi töréstől K-re azonban a perm képződmények nagyfokú redukcióját látjuk.

Mivel ÉK—DNy-i irányban a lesüllyedt kristályos alaphegység tengelyében mélyített fúrások a perm rétegeket nem harántolták, ezért fel kell tételni, hogy miként a devon időszi lepusztulás megsemmisítette a kambroszilur rétegeket, úgy szabadabbá tette a kristályos alaphegység vonulatát is, amely KASSAI M. szerint az elválasztó gát szerepét játszotta a kambriumtól kezdve a felsőpermig (SZEDERKÉNYI T. 1970).

A vulkanizmussal meginduló perm rendkívül tagolt kristályos alaphegységre települt, melynek merev tömbjei töréses tektonikával, süllyedéssel és kiemelkedéssel reagáltak a többszörösen megismétlődött kinetikai hatásokra.



**A MECSEKI GRÁNTOSODOTT KRISZTÁLYOS ALAPHEGYSÉG ÉS A VELE HATÁROS TERÜLETEK
ÁLTALÁNOS RÉTEGTANI SZELVÉNYE**

Jantsky B. 1975

16. táblázat

FÖLDTANI KOR MILLIÓ ÉVEK BEN																		
EURÓPA TEKTONIKAI TÉRKÉPÉNEK KÖRBEOSZTÁSA																		
A FÖLDTANI VILÁGTÉRKEPÉT SZERKESZTŐ FÖLDTANI ALBIZOTTSÁG JAVASLATA																		
TEKTONIKAI EMELT																		
TEKTONIKAI ALEMELT																		
FÖLDTANI FOLYAMATOK																		
FÖLDTANI KÉPZŐDMÉNYEK																		
1400	1300	1200	1100	1000	900	800	700	600	500	400	300	200	100					
OZÓIKUM				FELSŐ PROTEROZÓIKUM				KALEDONIDÁK	HERCINIDÁK	ALPIDÁK								
GOTIDÁK				RIFEIDÁK				Paleozóikum			Mezozóikum	Kainozóikum						
GOTIDÁK				ASSZINTIDÁK		BAJKALIDÁK		Cm	O	S	D	C	P	T	J	Kr	Pa	Ne
stályos aljazat képződése				II. Felsőproterozóos burokképződés				III. Fanerozóos köztes hegységi burokképződés										
2				3		1		2		1		2		3				
Orogenesis				Orogenesis		Miogeosinklinális üledékképződés,		Orogenesis		Részgeosinklinálisokban, medencékben, vályúkban tengeri, lagúna és kontinentális üledékképződés;								
Amfibolit fáciesű regionális metamorfózis				Amfibolit fáciesű ultrametamorfózis		bázikus magmatizmussal		Zöldpala fáciesű regionális metamorfózis (Diaforézis)		szubvulkáni-vulkáni magmás tevékenység								
										Köztes hegységi fanerozóos burok képződése								
Cordierit-sillimanit, disztrén-stauronit, granátos-biotitos paragneisz Proxenes, amfibolios, gránatos-paragneisz Eklogit Pseudomigmatit Metahomokkő Mélágrauvákke Metakonglomerátum Metabázit				Réteges mignatitok Agmatitok, diktionitok, krokiditok, pigmatitok Diapexitok/melymigmatitok; reomorf réteges mignatitok, reomorf agmatitok/ Szkálitos, nebulitos, porfiroblastos gránitok és homogenzált mikroklinos gránitok Apit, pegmatit, gránitosodott melabázitok		Agyagpala Agyagos márga Márga Mészmaréga Mészkö-dolomit Vasban gazdag páltes üledékek Bázikus magmatitok		Filit Amfibolit Amfibolit-filit rétegek ritmusos váltakozásából álló sorozat Mészfilit Ankerit-savas kristályos mészkő Krisztályos mészkő-márványpadok Csuppino-dolopszidos kristályos mészkő		Keresztrétegezett homokkő, konglomerátum, aleuritli, kvarcporfir. Produkív karbon összlet. vékony apiliterekkel átjárt szenes agyagpala sorozat Szerpentinit képződése Eiszegelt üledékgyűjtőben sötétszürke kvarcpala - agyagpala összlet, polinrit konglomerátum - betelepülésekkel, díszláz telérekkel Szaruszirt, gránitporfir telérekkel átjára; gyenge kontakt metamorfózissal Szalatraki sorozat Nem metamorf összlet								

**A Pannóniai medence kristályos aljzatának domborzati adatai
a mélyfúrások alapján (Ny-ról K felé)**

A fúrás neve	Az átfúrt kristályos kőzet	Települési mélység (m)
Iharosberény-1.	Sillimanitos paragneisz	2234,0
Szenta-2.	Diaforitosodott paragneisz	2682,0
Kutas-1.	Diaforitosodott szemes gneisz	1465,0
Görgeteg—babócsai fúrások	Diaforitosodott paragneisz	2500 átl.
Heresznye-2.	Piroxénes, gránátos migmatit	2482,5
Mozsgó-1.	Blasztomilonittá alakult diatexit-gránit	367,5
Mágocs-1.	Porfiroblasztos gránit	353,6
Pécs-7.	Fillit	557,0
Téseny-1.	Réteges migmatit	154,0
Helesfa-1.	Szerpentinit	106,2
Bátaszék-1.	Diatexit—gránit	245,3
Szekszárd-B-17.	Gránit	831,7
Baja-1.	Csillámpala—diaforit	988,0
Miske-1—3.	Amfibolit—diatexit	600,0
Soltvadkert-1.	Diaforitosodott porfiroblasztos gránit	1148,0
Szank-16. }	Diaforitosodott biotitos paragneisz	1906,5
Szank-56. }		1894,0
Szank-28.	Gránátos biotitos paragneisz	1768,0
Cegléd-2. }	Gránit—diatexit	1853,0
Kecskemét-1. }		1137,0
Nagykörös-1. }		1102,0
Püspökladány-1.	Gránit—diatexit	1838,0
Pusztaföldvár-1.	Diaforitosodott réteges migmatit	1900,0
Biharnagybajom-1.	Reomorf migmatit	1149,0
Battonya-1.	Gránit	1000,0
Algyő-4, -16, -85, -91.	Diaforitosodott réteges migmatit	2700 átl.
Ásotthalom-8.	Jól homog. biotitos gránit	2013,5

A variszkuszi és alp—kárpati hegységképződés területünkön többszörös táblás—tömbös lesüllyedést és kiemelkedést idézett elő, csapás- és haránt-irányban egyaránt (15. táblázat).

Ezenkívül a vertikális mozgásoknak horizontális irányú hatásuk is volt, ami végül is töréses gyúrt tektonikát hozott létre.

Rendkívül jellemző területünkre, hogy a regionális metamorfózistól kezdve szinte napjainkig minden kinetikai hatásra azonos irányú mozgással reagált. *Más szóval, a prekambriuntól kezdve területünkön ezek a régi mozgások fel- és újraeledése — aktivizálódása — ment végbe. Ez a jelenség a Pannóniai masszívum ősrög, közbenso tömeg jellegével állhat összefüggésben.*

Területünk földtani fejlődéstörténetére jellemző a gotida végi, vagyis prebajkái ultrametamorfózissal záródó, majd pedig egy rifei—felsőproterozoos végi, vagyis

A kárpát—balkáni terület köztes masszívumait

Földtani kor	Tektonikai emelet	<p><i>Magyarország:</i> a mecseki kristályos alaphegység és a Pannóniai-medence kristályos aljzata</p> <p>JANTSKY B. 1975. szerint</p>	<p><i>Románia:</i> Munții Apuseni, továbbá a Pannóniai- és Erdélyi-medencék kristályos aljzata</p> <p>D. GIUSÇĂ et al. 1968., L. PAVELESCU 1972. és H. SAVU 1975. szerint</p>
Paleozoós (kaledóniai-variszki) P _{Z1-2-3}	III.	<p>Metamorfózis nélküli komplexum</p> <p>C₃ Perm homokkő, konglomerátum, aleurit sorozat kvarcporfír felnyomulással</p> <p>C₂ Produktív karbon sorozat vékony apliterekkel átjárva; apliterekkel átjárt szerpentinít—magnezit öszlet keletkezése</p> <p>C₁ Alsópaleozoós (kambro-szilur?) agyagpala és konglomerátum sorozat diabáz betelepülésekkel; a sorozat alsó szakaszában gránitporfír injekciókkal—telérekkel és ezek gyenge kontakt metamorfózisával</p>	<p>Highis Drocea kristallinikum</p> <p>D Perm homokkő, konglomerátum és aleurit, kvarcporfír felnyomulásokkal</p> <p>C₂ Arieseni sorozat: vörös pala, alkáli gránit és egyéb alkáli kőzetek</p> <p>C₁ Paiuseni sorozat: homokkő komplexum; metakonglomerátum, metakvarcit, kristályos mészkő, metamorf ofiolitos sorozat, metabazalt, metagabbro, gabbró, zöldpala, porfiroid, fillit komplexum; szericit-kloritpala, mészpala, metakonglomerátum, metakvarcit, porfiroid, kristályos mészkő</p>
Felsőproterozoós (bajkái) P _{t2}	II.	<p>B₃ Zöldpala fáciesű metamorf komplexum Szericitpala, kloritpala, albitpala, fillit, mészfillit, kristályos mészkő, ankeritsávos kristályos mészkő, kloritos kristályos mészkő, diopszidos-gránátos kristályos mészkő</p> <p>B₂ Amfibolit, amfibolit közbetelepülésekkel váltakozó fillit és kloritpala, epidot-zoizites amfibolit, aprószemcsés, jól palásodott zöld amfibolit</p> <p>B₁ Az idősebb képződmények zöldpala fáciesű retrográd metamorfózisa—diaforézise; diaforitok, blasztomilonitok és fillonitok keletkezése</p>	<p>Biharia komplexum</p> <p>B₃ Muncel sorozat: zöldpala fáciesű metamorfitek; szericit-kloritpala, szericit-klorit-albitpala porfiroidokkal, metamorf gránitporfír benyomulásokkal, a Codru-hg.-ben granitoidok benyomulásával</p> <p>B₂ Biharia sorozat: amfibolit, epidotos albitpala, albitos-szericites kloritpala, grafitos kvarcit, kristályos mészkő, porfiroid, metamorf gránitporfír</p> <p>B₁ Bisztra sorozat: szericites kloritpala, fillit, epidotos amfibolit, porfiroidok</p>

felépítő képződmények korrelációs táblázata

<p><i>Jugoszlávia:</i> a Pannóniai-medence kristályos aljzata (Bánát, Bácska), a Szerb—Macedon köztes masszívum és a Papuk-hg. kristallinikuma</p> <p>M. D. DIMITRIJEVIČ <i>et al.</i> 1967. és R. KÉMÉNCZI <i>et al.</i> 1975. szerint</p>	<p><i>Bulgária:</i> a Rhodope köztes masszívum</p> <p>ST. BOYADJIEW 1969. és BONČEV <i>et al.</i> 1976. szerint</p>
<p>C Az alpi orogenezissel kapcsolatos diaforézis</p> <p>B Variszkuszi orogenezis szinkinematikus, illókban gazdag, pegmatoid-magmás benyomulásokkal</p> <p>A Gyengén átalakult, kaledóniai plutonokkal áttört, kontaktizált, üledékes összlet, koruk legnagyobbbrészt ordoviciumi és csak kis részben szilur és devon</p>	<p>Perm: lilásvörös konglomerátum, arkóza, argillit és aleurit</p> <p>Struma-i diorit formáció (gabbrodiorit, diorit, kvarediorit, granodiorit, plagiogranit, gránit); koruk devon előtti</p> <p>Erőteljes, többszörösen ismétlődő ultrabázit- és gránit-magmatizmus (ún. bolgár gránitok)</p>
<p>Felső tagozat:</p> <p>Vlasina komplexum; felső proterozóos zöldpala fáciesű metamorf, vulkanoszediment összlet; albit—epidot—amfibol—klorit—szericit izogrados palák, alárendelten albit—biotit—muszkovit és gránáttartalommal, gyakori sztilpnomelánal</p> <p>A komplexum a fekü sorozat tagjaival tektonikusan érintkezik</p>	<p>Diabáz—fillit formáció: eugeoszinklinálisban keletkezett vulkanogén üledékes összlet</p> <p>Bázisos kőzetek és zöldpalák, amelyek alsó szakaszán fillit, márvány, mészpala, aktinolitpala és szericit-kloritpala települ</p> <p>Bajkáli korú oszogovszk—liszeck-i metamorf komplexum</p> <p>Karbonát—szilikátos összlet; az alsó szakasz teljesen márványból, a felső biotit—muszkovitos palákból, klorit—muszkovit—albit—aktinolitos palákból, meszes palákból, amfibolitokból és márványokból áll</p>

Alsóproterozoós (prebajkái) Pt ₁	I.	<p>A₂ Amfibolit fáciesű ultrametamorf komplexum</p> <p>Aplit, pegmatit, homogenizált gránit és kevésbé homogenizált szkialitos—nebulitos—porfiroblasztos—mikroclin-titanitos és amfibol-biotitos gránit, diatexit, agmatit, ptigmatit és réteges migmatit</p>	<p>Gilaú-Muntele Mare-i krisztallinikum</p>
		<p>A₁ Amfibolit fáciesű (sillimanit—staurolit—disztén izográdós) regionális metamorf öszszlet; meta-konglomerátum, metahomokkő, sillimanit—disztén—staurolit—cordierit—gránátos—biotitos paragneisz, eklogit, hipersztén gneisz, kécsillámú paragneisz, cordierit—sillimanitos pseudomigmatit, szemes gneisz és leptit; a fenti kőzetek helyenként erős diaftorézist szenvedtek</p>	<p>A₃ Arada sorozat: Muntele Mare, Madrizesti, Vinita-i és a Siria-i ultrametamorf öszszlet; porfiroblasztos—nebulitos mikroklingránit és anatexit, amelyek helyenként igen erőteljesen diaftoritosodtak</p> <p>A₂ Baia de Aries sorozat: amfibolit fáciesű biotit-staurolit izográdós paragneisz és csillámpala, helyenként erős diaftorézissel, kristályos mészkő és dolomit, kvarcit és grafitos kvarcit</p> <p>A₁ Somes sorozat: sillimanit—staurolit—gránát—biotit izográdós paragneisz, csillámpala és amfibolit sorozat, továbbá réteges migmatitok, reomorf migmatitok, agmatitok stb., helyenként erős diaftorézissel</p>

A hivatkozott szerzők műveit a közölt szakirodalomban tüntettük fel.

bajkái zöldpala fáciesű metamorfózissal záródó teljes fejlődési ciklus. Ami utána következik, az csak kisebb területekre kiterjedő üledékgyűjtő részmedencék képződése, helyi jellegű telérés, intrúzív és effúzív magmatizmussal és a kiemelt kristályos területek lepusztulásával egészen a permig, amikor nagyobb területre kiterjedő egységes teresztrikus üledékképződés folyt az erre az időre peneplenizált hatalmas területeken (16. táblázat).

Fejlődéstörténeti szempontból foglalkozni kell azzal a jelenséggel, hogy a Szalatnak-III. sz. fúrással harántolt kambro-szilur rétegeket más kifejlődésben megtaláljuk a zágráb—tokaji rift övezettől ÉNy-ra is. Más szóval, a mi alaphegységünkől É-ra kialakult helyi üledékgyűjtővel egyidőben a Balaton-felvidék—gömöri kambro-szilur vonulat geoszinklinális fejlődése ment végbe, diabáz és kvarcporfir benyomulásokkal. Amíg azonban a szalatnaki rétegsort a variszkszi orogenezis során semmiféle regionális metamorfózis nem érte, addig a Balaton-felvidék—gömöri vonulat geoszinklinális üledékei zöldpala fáciesű metamorfózist szenvedtek, majd kisméretű gránitplutonok nyomultak bele, nagyarányú kontakt-metamorfózist és utómagmás pneumatolitos—hidrotermás átalakulást (polimetallikus ércesedést) idézve elő.

Tehát amíg a variszkszi orogén idején ez a Rába-vonalig terjedő terület mobilis aljzatot képviselt, addig a prekambriumi kristályos aljzat merev töréses mozgásokkal reagáló kratogénként viselkedett. Csak a perm végén vált a két övezet hasonló, de nem összefüggő peneplenizált területté, amelyen kialakulhattak azok

<p>Alsó tagozat:</p> <p>Amfibolit fáciesű regionális metamorfózist és ultrametamorfózist szenvedett eugeo-szinklinális üledék összetlet; migmatitok, csillámos kvarcitok, metabázitok, diatexitok, porfiroblasztos—nebulitos gránit, alárendelten kristályos mészkő és dolomit sorozat</p> <p>Aprószemcsés biotit—sillimanit—staurolit—disztén—amfibol és piroxén izográdos paragneiszek</p> <p>Az üledékképződés, gyűrődés és metamorfózis korát az alsó proterozóikumba, illetve az archaikumba helyezik; a fenti kőzetek helyenként igen erős diaforézist szenvedtek</p>	<p>Felső, tarka komplexum:</p> <p>Finom- és középszemcsés, biotitos—gránatos és grafitos gneisz, kécsillámú gneisz, diopszidos—flogopitos márvány, amfibolit, kalcifir, leptitoid gneisz, gránat—diszténes gneisz, amfibol—biotitos paragneisz, diopszid—szkapolitos gneisz, regionális metamorf szkarnok, réteges migmatitok és metabázitok; a fenti kőzetek helyenként igen erőteljes diaforézist szenvedtek</p> <p>Alsó, ultrametamorf komplexum:</p> <p>Réteges—szalagos migmatitok, szemes migmatitok, krokiditok, anatektitok, porfiroblasztos anatektitok, nebulitos—porfiroblasztos gránit és gneiszgránit. Sillimanit izográdos, biotitos paragneisz; a fenti kőzetek helyenként igen erőteljes diaforézist szenvedtek</p>
---	---

a vályúszerű süllyedékek, amelyekben eltérő kifejlődésű mezozóos tengeri üledékképződés folyt.

Végezetül fejlődéstörténeti szempontból foglalkoznunk kell kristályos alaphegységünk — tovább menve a Pannóniai köztes masszívumnak a szomszédos területek prekambriumi képződményeivel való összehasonlításával.

Mint már a szerkezetföldtani fejezetben ismertettük, területünknek ez a háromféle egymásra következő metamorf fáciesű, önálló szerkezeti és fejlődéstörténeti egysége megtalálható az Erdélyi-középhegység, a Papuk hegység, a Szerb—Macedon, a Rhodope, sőt tovább K-nek az Anatóliai köztes masszívumban is. Ezenfelül a kambro-szilur metamorfózis nélküli képződmények és a variszkuszi egységek produktív karbon és a perm időszakai peneplenizálódási folyamata a fenti területek közös befejező fejlődéstörténeti akkordja volt (17. táblázat).

Ma még nem dönthető el, milyen fejlődéstörténeti okok játszottak közre abban, hogy az alpi—kárpáti—balkáni mobilis övek ugyancsak prekambriumi maghegységi képződményei különböznek ezen közbenső masszívumok ismeretett képződményeitől.

Meglepő jelenség azonban, hogy a Kárpátok hegylánca, közelebről a Beszkidék vonulatától ÉNy-ra, az osztravai karbont ÉNy-ról szegélyező Visoký Jeseníkben a mecseki kristályos alaphegység regionális metamorf, stromatitos, agmatitos és reomorf képződményeivel anyagukban és korban

teljesen azonos képződmények keletkeztek (ZD. MISAŘ 1960). Hasonló képződményeket írnak le TADEUSZ DEPCIUCH et al. (1973), azonban azokat nem a DK-európai, hanem az ÉK-európai prekambriumi képződményekhez kapcsolják.

Képződményeink geokronológiai besorolását az Európa szerkezetföldtani térképein használt és a világ földtani térképét szerkesztő albizottság javaslata szerinti korbeosztás feltüntetésével adjuk (13. táblázat). Mai besorolásunk a Szalatkak-III. sz. fúrás kulcshelyzetű anyagán nyugszik. Amennyiben a faunisztikailag igazolt szilur ténye változnék, az esetben is változatlan marad a zöldpala fáciesű metamorfózis legfiatalabb proterozoós, illetve rifei—bajkái kora.

Az ismertetett tektonikai és fejlődéstörténeti modellből következik, hogy az Alpok kristályos aljzata K-i irányban csak a Rába-vonalig, É-on pedig a Ny-i Kárpátok krisztallinikuma a zágráb—tokaji rift övezetig terjed csupán. Azon túl már a K-i Kárpátok proterozoós aljzata következik, amely merőben eltér a Tátra—Veporidák kristályos aljzatától.

Mindebből következik, hogy ha az új globáltektonikai elmélet szerinti szubdukciós öveget akarnánk az alpi orogén övbe beiktatni, ezt csakis a Rába-vonal, a zágráb—tokaji vonal, a Száva-vonal, illetve a Pannóniai köztes masszívumot lehatároló nagy törések nyomvonala mentén tehetjük. Az alpi mobilis öv jellegzetes lefutását, szinuszoid alakzatait ezeknek az ősi proterozoós rögöknek az elhelyezkedése szabta meg.

Nem lehetséges 1000 km-es távolságokból származtatni olyan nagytektonikai egységeket, amelyek aljzata összefüggő egységet képez a szomszédos területek aljzatával.

Hogy területünk földtani fejlődéstörténetét kétséget kizáró módon be tudjuk illeszteni az Alp—Kárpát—Balkán—Dinarid térség legidősebb képződményeinek fejlődéstörténetébe, ahhoz a képződményeknek személyes megismerése és részletes korrelációs vizsgálata szükséges.

XIII. HASZNOSÍTHATÓ ÁSVÁNYI NYERSANYAGOK

Betartva kőzeteink képződésének kronológiai és genetikai sorát, először az ultrametamorf kőzetekhez kötött ásványfelhalmozódásokkal foglalkozunk.

a) Mint a színképelemzési táblázatokból kitűnik, a réteges migmatitoktól kezdve a porfiroblasztos gránitokig folyamatosan és állandóan a titán és a biotithoz kapcsolódó Zr, Ce, V és a lantanidák dúsulása ment végbe.

Ezek közül az agmatitokban és diatexitekben a Ti rutil, szagenit, leukoxén és főleg titanit alakban, a Zr a cirkon ásványokban, a V vanadátokban, a többi ritkaelem pedig elemrejtés formájában a biotithoz kapcsolódik, illetve a Ti és Zr ásványokba épült be.

Mivel a cirkon és az összes Ti ásvány rezisztens, kemény ásványok, ezért ezeket világszerte torlatokból tudják kinyerni igen előnyös módon.

A mi esetünkben is ez a helyzet. A terepen arról győződhetünk meg, hogy az agmatitok és diatexitek rendkívül könnyen mállnak, aminek következtében az ilyen területeken széles völgyek alakultak ki. Ezeket a völgyeket azonban a jégkorszak óta az agmatitok és diatexitek laza törmelékanyaga helyett sárga lösszel kevert hordalék teríti be.

Ha azonban megkeresnénk azokat a völgyeket, amelyek már a jégkorszak előtt fő szállító útvonalai voltak a lepusztulási termékeknek, az esetben ezek megfelelő szakaszain nehézásvány torlatokat találunk.

A torlatképződésre legmegfelelőbbek azok a hosszú, széles völgyek, amelyek a hegység központi részeiből kiindulva a peremek nagyobb gyűjtőibe szállították a törmeléket.

A helvétai konglomerátum számos völgyben megtalálható, azonban nem a völgytalpon, hanem a mai kitöltés felett kb. 20 m magasán rákenődve a domboldalakra. Az erózió átvágta ezeket az abráziós konglomerátumos üledékeket és megítélésünk szerint minimum 20 m-re ez alá süllyesztették a völgytalpat. Ha ebből levonjuk a 20–30 m vastag, egészen fiatal, lösszel kevert takarót, akkor is marad még megfelelő vastagságú hordalék, amelyben ezek a jégkorszak (lősz) előtti torlatok elhelyezkednek.

A Fazekashoda—mórági röghegység területén eddig még nem végeztek torlatkutatótást, így nem tudjuk megítélni azok hasznosíthatóságának lehetőségeit. Nem ismerjük, hogy a területen a torlatok felhalmozódásának melyek az optimális mélységei, hogy azok a völgyek középső vagy alsó szakaszain képződtek-e? Vagyis a terület megkutatottságának mai fokán csak azt tudjuk megállapítani, hogy az alaphegység ezen időszak, gránitosodott kőzeteinek feltétlenül iparilag hasznosítható tömegű nehézásvány koncentrációjú torlatokat kellett produkálniuk. Szervezett, szakszerű torlatkutatótást kellene a területen megkezdeni az országos ritkafémkutatótási programon belül.

A Ti, Zr és egyéb ritkafém-tartalom szempontjából a vérédi Újtelep völgye, a Fekedtől Fazekasbodára vezető nagy völgy, a bátaapáti, üveghutai és a Mórág-alsónánai völgyrendszerek jöhetnek elsősorban számításba.

b) Még nem dönthető el pontosan, mégis a befogadó kőzet jellege miatt itt kell foglalkoznunk az Erdősmecke vasútállomás melletti hatalmas kőfejtő területén immár két fejtési szinten is megtalált molibdenites ércdúsulással.

A molibdenit az erdősmecke porfiroblasztos gránitban rendszertelenül hintve jelenik meg kb. 5×5 m nagyságú területen. A molibdenitpikkelyek a $1/2$ cm átmérőt is elérik. Kísérő ásványai (pirit) nincsenek. A kőzet más színesérc-ásványt (galenit, szfalerit) nem tartalmaz, bár a lelőhelytől pár méter távolságra rodokrozitot, piritos galenit—szfalerites erek szelik át a gránitot. Ezekben és ezek mellett más ércásványt itt nem találtunk. Vagyis egyik ércsedési jelenség független a másiktól.

Ezen túlmenően a molibdenites érc-hintést kőzetelbontás, kőzetváltozás nem kíséri. A Velencei-hegységben a molibdenit kékes kvarc-hajszálerekhez kötődik. Ebben a kőzetben teljesen hiányoznak ezek a kvarc-hajszálerek. A molibdenit a biotittal asszociálva magmás képződésnek látszik, mellette a biotit még csak ki sem fakult.

Ez a molibdenit tehát a porfiroblasztos gránit kristályosodásával egy időben képződött.

Ilyen molibdenit képződés lehetősége a szakirodalom szerint (H. SCHNEIDERHÖHN 1941) lehetséges és a Velencei-hegységben is van rá példa, hogy az aplitokban és pegmatitokban minden más ércásvány nélkül fészkes halmazokban molibdenit települ.

A molibdenit hintésű gránit 2 db nem átlagolt mintájának Mo-tartalmát a vegyelemzés 0,019%, illetve 0,13%-nak határozta meg. Az erdősmecke ércsedés részletes vizsgálatával KISS J. (1961) foglalkozott.

c) Habár nem nevezhető ásványi nyersanyag, mégis itt kell foglalkozni az ultrametamorf kőzetek építőipari hasznosíthatóságával.

Az erdősmecke kőfejtő rosszul telepített, szakszerűtlenül művelt, ezért csak robbantásos fejtésre alkalmas. Az alkalmazott robbantás-technika mellett (tömegrobbantás) természetesen nem kaphatnak m^3 nagyságú tömbökből álló haszonanyagot. A bányaigazgató tájékoztatása szerint a lerobbantott kőzetanyag 25–30%-át kapják m^3 -es tömbökben.

Maga a kőzet nagytermetű, rózsaszín földpátjaival, csiszolt állapotban igen dekoratív, szép kőzet. Egy-két esetben már fel is használták. Megérdemelné, hogy a budapesti Metro legalább egyetlen állomásának padlózatát ebből a kőből rakják ki.

Amennyiben azonban az erdősmecke kőfejtő kőzetanyaga ilyen célra nem volna megfelelő, szegőkőnek, lépcsőkőnek vagy más célra feltétlenül használható volna.

Jelenleg robbantott és kalapácsokkal szétvert tömbjeit építkezések alapozására használják.

Az erdősmecke kőfejtő kőzetanyagának folytatását DNy-i irányban fúrásokkal igazolták. A lemélyített fúrások igen jó minőségű, dekoratív célokra felhasználható kőzetet tártak fel. A JUGOVICS L. (1958) által készített szakvélemény pozitívan értékelte a fúrómagok kőzettani paramétereit (MÁFI Alapadattár).

Az erdősmecke kőfejtőtől K-re következő két völgy eleje — kőzetanyagát, a vasúti szállítás közelségét, továbbá a két meredek domboldalon kiké-

pezhető fejtési magasságot tekintve — rendkívül előnyös volna kőfejtő telepítésére. A meredek völgyben felfelé haladva több m³ nagyságú lekoptatott sziklatömbök hevernek, jeléül annak, hogy az itt települő kőzet repedésmentes, igen kemény, a felszínen sem mállik el.

Rózsaszín földpátos, nagykristályos, porfirós szerkezetűk és enyhén nebulitos (felhőszerűen feldúsuló biotitja miatt) szövetük alapján elsőrendű díszítőkönek minősíthetők.

Ebből a kőzetanyagból kimeríthetetlen készletek állnak rendelkezésre.

Sírkő, burkolókő és egyéb hasznosításra rendkívül alkalmas volna az üveghutai agmatitos diatexit (XXIII. tábla 1.). Ezt a sötét, aprószemű, biotit—amfiboldús, kvarcsegény kőzetet PAPP F.—REICHERT R. (1929) szienitnek minősítette. A kőzet piritmentes, rendkívül szép rajzolatú, amely felhőszerű, fantasztikus rajzolatú sötétedéseivel és világos színeződéseivel páratlan szépséget kölcsönöz neki. A kőzet rendkívül szilárd, nagyobb darabjai (20 × 20 cm) kalapáccsal szétverhetetlenek. A mállással szemben nagyon ellenálló. A felszínen az erdőtalaj alatt fél méterre már teljesen üde kőzet települ.

A kőzet fejtési homloka az egykori üveghutai templom felé néz. Innen 200 m hosszan települ ez a kőzet és fejtési homloka 50 m szélesre tehető, ami később arányosan növekszik. A fejtő induló magassága 10 m, azonban a domb emelkedésével ez a magasság kb. 50 m-nél magasabbra növekednék fel.

d) A terület hasznosítható ásványainak zöme a zöldpala fáciesű metamorfitekhoz kapcsolódik.

Elsőnek a három helyről ismert szerpentinitet említjük. Tömött, sötét színű, mikrokristályos anyag, amelyet vékony krizotilerek hálózhatnak be (XXXIII. tábla 1.). A félkvantitatív színképelemzéssel és nedves vegyelemzéssel kimutatott 0,3% Cr, 0,09% Ni, 0,01% Co, továbbá 24, illetve 34% MgO-tartalmuk figyelmet érdemlő adat.

Rendkívül fontosnak tartjuk azt a körülményt, hogy ilyen proterozóos zöldpala fáciesű metamorfitekba ágyazódnak be, részben a Szerb—Macedon masszívum, továbbá a bolgár és anatóliai krómérctelepek is. A geofizikai mérésekkel kimutatott mágneses vonulatokat mindössze három fúrással tártuk fel egészen felszínközéig. Az Aranyos-völgyben kibúvó szerpentinitet pár méter csapásban ismerjük. A kőzet mikroszkópos vizsgálata alapján megállapítható, hogy ezek egykori ultrabázitokból keletkeztek, a gránátok megmaradt szemcséivel. Vagyis olyan kőzetekből, amelyekből a krómérces szerpentinitek létre közzismert teleptani típusként.

A geokémiai fejezethez tartozó színképelemzési táblázatokból láthatjuk, hogy a Cr, Co, Ni és az ezekkel korreláló elemek mennyire általános kísérői a szerpentinitnek, nem is beszélve a magnezit esetleges komoly ipari jelentőségű dúsulásáról. A magnezit a Helesfa-1., -2. sz. fúrások anyagában gyakorlatilag jelen van (vékony erek alakjában), azonban nem hasznosítható mennyiségben.

Feltétlenül továbbkutatásra érdemes objektumok azok a geofizikai mérésekkel kimutatott mágneses anomáliák, amelyeket a Görcsönyi-hátság területén, Helesfa környékén, a Görcsönyi-hátság ÉK-i folytatásában (Palota-bozsoktól D-re) és az alsónánai amfibolit csapásában ismerünk.

Beható elemzés alá kellene venni az összes geofizikai anomáliákat (akár pozitív, akár negatív) az alaphegység környékén és a szerpentinitre reményteljes helyeken mélyfúrásokkal meggyőződni azok ásvány-kőzettani és telep-tani jellegéről.

e) A fillit—mészfillit—kristályos mész-kő összetételbe helyenként ankerit, sziderit, hematit—magnetites gumók települnek. Ezek a képződmények azonosak azokkal a hematit—magnetites impregnációkkal, amelyek a magyareregryi miocénkori hegylábi törmelékből ismertek.

Ebben a völgyben a hematit és magnetit csippolínyszerű kloritos, kristályos mész-kőhöz kapcsolódik és mindezeket andezitlávára zárja magába.

Úgy látszik, hogy a feltörő andezitláva ilyen értelepen haladt keresztül és darabjait elszakítva magába olvasztotta. Ezek a tömbök halmozódtak fel a magyareregryi völgyben.

Ebből az következik, hogy Magyareregry környékén minden mágnese anomáliát beható vizsgálat alá kell venni és ha szükséges, mélyfúrással fel is kell tárn.

A magyareregryi magnetites lelőhely környéke tele van mágnese anomáliákkal, amelyeket eddig limburgitoid, trachidolerit és andezitfeltörések mágnese hatásaként fogtunk fel. Lehetséges, hogy ilyenek is vannak.

Azonban nem vitatható, hogy tonnás súlyú magnetites tömbök hevernek ebben a völgyben, amelyek nem gurulhattak ide messziről. Ezenkívül a magnetit—hematit tömbök genetikailag a proterozóos fillit—amfibolit öv tartozékai, akárcsak a krivojrogi vasérc.

A Fe dúsulás a fillit—amfibolit—kristályos mész-kő vonulatban általános jelenség. Pl. az Aranyos-völgytől K-re eső negyedik párhuzamos völgy (birkaakol völgye) felső részén az ultrametamorf összetétel után fehér, kristályos mész-kő, majd pár méter után erősen limonitos mészfillit bújik felszínre, amelyben vaskos limonitgumók is települnek. Az Aranyos-völgyben ugyanez a helyzet. A Gröndl-tanya völgyében MIKOLAI I. kutatásai hoztak figyelemre méltó eredményt (szóbeli közlés). A Meszes-völgy egyik oldalvölgye tárja fel a széles, ankerit alakot vonulatot és végül az Erdősmecke faluvégén tártunk fel limonitgumókat tartalmazó kontakt övet. A pusztakisfalui, bátaapáti fúrások anyagában hasonló Fe dúsulást tapasztalni. Több 10 méteres szakasz mész-kőve alakult át világosbarna ankeritté, amelyet limonittal kitöltött hajszálerek szövődéke jár át.

A Fe ércesedés ásvány-kőzettani—teleptani vizsgálatával jelenleg MIKOLAI I. foglalkozik. A mi rendelkezésünkre három minta áll. Ezek közül kettő az Erdősmecke község É-i szélén húzódó tektonikus öv hidrotermás, hidrohematitos átitatódásából, a harmadik pedig a pusztakisfalui liász mész-kő hidrohematitos ércesedéséből származik. A minták Fe_2O_3 -tartalma nem éri el a hasznosíthatóság mértékét.

f) A Mozgó-1. sz. fúrás kőzetanyaga alkálikus jellegű, rendkívüli módon összetört, blasztomilonittá—ultramilonittá alakult. Ritkaelem-tartalma egészen kiugró. Foglalkozni kellene azzal, hogy közelebb a felszínhez ezek a zúzott övek nem rejtenek-e magukban hasznosítható ritkafémeket, mint például Ce-ot vagy a lantanidák csoportját.

És végül, foglalkozni kell az ópaleozóos és a karbon időszi nem metamorf képződményekkel is. Ezekben figyelemre méltó ipari hasznosíthatóságot elérő ritkafém dúsulás lehetséges.

Mindezeket összefoglalva úgy látjuk, hogy területünk értékes ásványi nyersanyagok figyelemre méltó dúsulásait tartalmazza (12. ábra), azonban ezeket eddig nem kutattuk meg megfelelő módszerekkel és kellő mértékben.

A jövő sürgős feladatai közé tartozik, hogy részletes, jól átgondolt kutatási tervek szerint ezeket elkezdjük.

XIV. ÖSSZEFOGLALÁS

Az előző fejezetekben összesítettük azokat az ismereteket, amelyeket több szempontú vizsgálataink során szereztünk.

A felszínen levő és a feldolgozott mélyfúrások kristályos anyaga egyaránt két egymástól független prekambriumi (proterozoós) geoszinklinális fejlődés és két metamorf ciklus létezését igazolja. Ezután alaphegységünk területén az újabb részgeoszinklinális fejlődés — ha volt is — nem fejeződött be regionális metamorfózissal.

Regionális metamorfózis — mint a fejlődéstörténeti fejezetben utaltunk rá — csak a területünkől ÉNy-ra húzódó variszkuszi gyűrődés területein, a Balaton-felvidéki—gömöri területen ment végbe.

Ezzel a kétütemű geoszinklinális es regionális metamorf fejlődéssel területünk a már említett közbenső masszívummá vált és így, az ezekkel való korreláció vizsgálata hosszú időre megszabja a további kutatások irányát.

A hosszú ideig tartó kutatás és anyagfeldolgozás alatt — új tudományként — a globális tektonikai elméletek váltak uralkodóvá. Területünk fejlődését már most, de a jövőben még inkább ebből a szempontból kell vizsgálni.

Kellő részletismeretek híján azonban ma még számos kérdésre nem tudunk válaszolni.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1969, 1971a, b, 1972), SZÉNÁS GY. (1973), STEGENA L. (1967, 1973), HÉDERVÁRI P. (1973) és mások megpróbálták az óceáni hátságokra, szigetívekre és kontinens-driftekre méretezett elméletet az alp—kárpáti—balkáni területek rendszerébe illesztett Magyar-medence területére is alkalmazni.

Reméljük, hogy e monográfia tényadatai hozzájárulnak a ma még nyitott kérdések tisztázásához.

A kéregtektonikai fejlődés, amire nézve az utóbbi időben számos új megállapítás született (DANK V. 1965, DANK V.—FÜLÖP J. et al. 1967, GÁLFI J.—STEGENA L. 1960, SCHEFFER V. 1959a, BALKAY B. 1960, V. G. BONDARCSUK et al. 1972, CSIKY G. 1963, K. HOTH—G. HIRSCHMANN 1970, D. M. ILIE 1969, RENNER J.—STEGENA L. 1966), azt mutatja, hogy területünk a rifeikum végéig az Ukrán-pajzs vagy a kelet-európai ősi platform tektonikai formációjához tartozott.

A rifeikum végén azonban egymástól eltávolodott kéregrészekre szakadozott és denivellálódott. A kéregrészek közötti sebhelyeken a kaledóniai, illetve variszkuszi, végül pedig az alpi orogének mobilis övei jöttek létre. A kárpát—balkán—dinári övek mai alakja és helyzete a közbenső tömegként fejlődött prekambriumi kéregrészekkel ezt a nagyszabású preformációt példázza.

Ma még nem tudjuk, mi a lényeges különbség a merev prekambriumi

rögök és a mobilis alp—kárpát—balkáni övek kristályos aljzatában települő ugyancsak metamorf—ultrametamorf képződmények között. Szinte biztosra vehető, hogy a különbséget ezen mobilis övekben végbement ismételt szelektív metamorfózis és mobilizáció—aktivizáció idézte elő.

Hogy a kéreg részekre való szakadozását már a szubdukcióval kapcsolt különböző törésrendszerek kialakulása idézte elő, az igen valószínűnek látszik. Ami az után játszódott le, a mobilis övek vándorlásával, a különböző korokban lezajlott vulkáni tevékenységgel, nagyszerkezeti vonalak kialakulásával [zágráb—tokaji vonal, Ófalu—Pécs vonal, Darnó-vonal (ZELENKA T. 1973), szirt öv (D. ANDRUSOV 1958), belső kárpáti vulkáni öv stb.], az legtöbbször az ősi sebhelyek újraeledésével, aktivizálódásával, azaz továbbfejlődésével magyarázható.

A legidősebb szerkezetalakulásnak a Balaton-felvidéki—gömöri ópaleozóos üledékgyűjtőnek a Pannóniai köztes masszívumtól elválasztó vonalát kell tartani, amely a Kárpátok külső oldalán való folytatásának lehetőségét is sejteti.

A belső kárpáti vulkáni övek már ennek az egységesen viselkedő, általunk Pannóniai köztes masszívumnak nevezett közbenső tömegnek határán keletkezettek, az azt lehatároló mély törések mentén.

Különösen a hatalmas hasadékvulkáni képződmények és a vulkáni központok kialakulása követi pontosan a masszívum határvonalát (VII. melléklet). De nemcsak a vulkáni képződmények közettani jellege azonos, hanem — a dunántúli területeket is beleértve — azonos az utómagmás—utóvulkáni ércesedés kialakulása is. A parád—lahócai tömzsős—szubvulkáni érces övezet hasonló ásványparagenezisű ércesedését látjuk a nadap—pázmándi terület-szakaszokon is. De ugyanúgy megvannak a hasonló dilatációs teléres ércformációk is végig mindenhol a szegélyövek területén.

Ennek az érces övezetnek a létezése vitathatatlan, részleteit azonban ma még nem ismerjük eléggé. Jövő kutatásaink irányelvei szempontjából azonban rendkívül fontos ilyenek létezésével számolni. Konkrétan a mátrai, börsönyi, a dunazug-hegységi, a velencei-hegységi, a szabadbattyáni—Balaton-felvidéki érces indikációkat különböző koruk ellenére a Pannóniai köztes masszívumhoz való viszonyuk szempontjából azonos ércgenetikai provinciába kell sorolni.

A magyar közbenső tömeg (Tisia) létezése régóta ismert tény. Nagy elődeink tisztán felszíni kutatások (ID. LÓCZY L. 1926) és geomorfológiai elemzés (PRINZ GY. 1922) alapján jutottak el létezésének megállapításához. Ma, a kristályos alaphegységet ért fúrások százainak adatszolgáltatása, a kutatások új módszerei és a környező hasonló felépítésű, szerkezetű és fejlődéstörténetű közbenső masszívumokkal való összehasonlítás (korreláció) alapján már ismerjük ennek a közbenső masszívumnak kőzetanyagát, nagytektonikai helyzetét és földtani fejlődéstörténetét.

A Pannóniai köztes masszívum prekambriumi tömege földtani valóság. Amit eddigi adataink alapján elmondunk róla, azt csak szerény kezdetnek tekinthetjük. Számtalan, lényeges új kérdés merül fel már pusztán létezése, határainak ismerete és földtörténeti szerepe alapján is, amit az új globális tektonikai elméletek kimunkálásában is feltétlenül figyelembe kell venni.

Mindazt, amit e dolgozatban közöltünk, azzal a kívánsággal zárhatjuk, hogy legyen hasznos az elkövetkező földtani kutatás számára.

**GÉOLOGIE DU SOCLE CRISTALLIN GRANITISÉ
DE LA MONTAGNE MECSEK**

I. INTRODUCTION

Le socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek affleure au SE de la Transdanubie, à la ville Pécs, à l'E de celle-ci entre les communes Fazekasboda et Mórógy, et enfin à l'W de Pécs près de la commune Gyűrűfű.

D'après les deux points finaux, la zone la plus étendue prend le nom de la montagne faillée de Fazekasboda et Mórógy. Son extension est env. 200 km². A la ville Pécs, on la retrouve au cours des fondations des maisons, dans une zone tectoniquement broyée. Et à l'W, elle n'affleure qu'à un seul coteau et dans un lit de ruisseau sur une superficie de quelques m².

Entre ces trois territoires-ci, les sondages la retrouvent en profondeurs plus ou moins grandes permettant de constater que ce massif cristallin granitisé s'étend de la ville Szigetvár jusqu'au Danube en continuité, sans interruption. En outre, à l'entre-fleuve du Danube et Tisza et à l'E du Tisza (Tiszántúl), aux environs de la commune Battonya les sondages de recherches pétrolières ont découvert ces roches, en succession, au substratum du Bassin panonique en profondeurs entre 1000 et 3000 m, même dépassant 6000 m à certains endroits.

Les recherches continues sur le territoire — accompagnées de la cartographie géologique — ont commencé en 1963, et après une interruption de 5 ans on les a terminées en 1974. Le manuscrit hongrois préparé en 1975 fut soutenu de la part de l'auteur, comme thèse de doctorat académique devant une commission d'attestation désignée, en janvier 1976.

II. LITTÉRATURE GÉOLOGIQUE SUR LE SOCLE CRISTALLIN GRANITISÉ DE LA MONTAGNE MECSEK

C'était S. ROTH (1875) qui a premièrement fait des études pétrographiques sur le territoire dans la deuxième moitié du siècle passé. Il a reconnu le granite à oligoclase-orthose à texture porphyrique, granite à orthose, granite gneissique et diabase-diorite. Puis, seulement après 50 ans d'interruption F. PAPP et R. REICHERT (1929) se sont occupés de l'étude pétrographique du territoire granitique de Mórágý. En les corrélant avec les types pétrographiques de la classification moderne ils ont décrit une gamme extrêmement riche de roches granitoïdes.

En 1950, l'auteur de cette monographie a commencé la levée cartographique géologique de la région à l'échelle 1 au 25 000^e, travaux pourtant non pas achevés. Dans son ouvrage (1950) il décrit la cataclase et mylonitisation reconnaissables au territoire entier de la montagne. En 1952, F. PAPP publie de nouveau une étude pétrographique sur le territoire.

L'année 1959 est d'une importance décisive pour les recherches de la montagne. En effet E. SZÁDECZKY-KARDOSS — à la lumière des résultats du sondage Pécs-7 — constate la présence d'une granitisation migmatitique et qualifie le granite d'origine palingénétique.

C'est après cela que la recherche de la montagne en grande envergure commence avec sondages profonds et en partie avec les concours des géologues de l'Entreprise de la Mine de Minerais de Mecsek. En temps court on a mis à découvert les parties non affleurées à l'aide de plus que 30 à 40 sondages profonds. Entre-temps, de 1957 à 1963, on a publié plusieurs notes sur les résultats des recherches nouvellement introduites, ainsi: Á. JÁMBOR (1962), I. BARANYAI—Á. JÁMBOR (1962), ISTVÁN CSALAGOVITS (1964), Á. JUHÁSZ (1965), Mme M. FÖLDVÁRI-VOGL (1968), Gy. WEIN (1967 et 1969), E. SZÁDECZKY-KARDOSS (1967), Gy. BUDA (1969), M. A. E. A. GHANEM—L. RAVASZ-BARANYAI (1969), Mme L. RAVASZ-BARANYAI (1969), SZÁDECZKY et *al.* (1967), Á. KOVÁCH et *al.* (1968). Ces derniers auteurs ont effectué les déterminations d'âge isotopiques des roches granitoïdes du territoire. Les âges déterminés — entre 270 millions et 1150 millions d'années — présentent une dispersion extrêmement large, alors on ne peut les accepter qu'avec de certaines corrections à baser sur des considérations géologiques. Les datations données dans le texte hongrois doivent être considérées comme des données mixtes.

I. BARANYAI, V. SCHEFFER et encore plusieurs chercheurs s'occupèrent des problèmes géophysiques du territoire.

T. SZEDERKÉNYI s'est chargé des recherches géochimiques du territoire, et sa communication à ce sujet est parue en 1974.

III. ASPECT GÉOMORPHOLOGIQUE ET CONDITIONS HYDROGÉOLOGIQUES DU SOCLE CRISTALLIN GRANITISÉ DE LA MONTAGNE MECSEK

Du point de vue géomorphologique, le socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek présente des dorsales de collines recouvertes de loess. Les points les plus élevés de la couverture de loess se trouvent en altitude de 300 m au-dessus du niveau de la mer et présentent une pénéplaine uniforme. Le socle cristallin lui-même n'affleure qu'aux vallées, où l'érosion a taillé la couverture de loess épaisse de 40 à 60 m, ce qui est d'ailleurs bien illustré par la carte géologique du territoire. Les fonds des vallées les plus profonds se trouvent à une altitude de 125 à 167 m au-dessus du niveau de la mer. Alors, l'altitude relative du relief est de 130 à 140 m, seulement.

Avant le dépôt du loess, le relief du territoire était bien taillé. Ce que les vallées et dorsales actuelles ont été déjà formées à cette époque est évident de ce qu'en plusieurs cas le socle affleure de dessous de la couverture de loess même à des altitudes de 300 m.

Du point de vue hydrogéologique, le loess-même est pauvre en eau. Les sources marquent dans chaque cas l'affleurement du socle cristallin de dessous du loess. Le réseau hydrographique conduit les eaux météoriques en partie au Danube, en partie à la Drave.

Le territoire en question présente une géomorphologie de loess caractéristique à érosion en retraite et incision vite. La formation des vallées et du relief déroule presque sous nos yeux. Aux lieux des routes en terre des siècles passés, des rangées des fosses profondes et inaccessibles ont été formées.

Les escarpements en loess verticaux saillants avec les caves y creusées et les restes d'anciens logements en ruines présentent l'aspect caractéristique des terrains de loess. D'après le témoignage des sondages profonds, entre le Danube et Szigetvár le socle cristallin recouvert gît à des profondeurs les plus différentes. A Szekszárd près du Danube il se trouve à 794,0 m, plus à l'W dans le sondage Szilágy-1 à 496,6 m, dans le sondage Mártonfa-1 à 780 m, dans le sondage Pécs-7 à 556 m. D'ici vers l'W il remonte brusquement, puis à Cserdi il s'abaisse à 755,3 m, enfin encore plus à l'W à Nyugotszenterzsébet le socle granitisé affleure de nouveau. A l'W de Szigetvár, il s'abaisse à des très grandes profondeurs, dépassant même 2000 m. On voit la même chose vers la Drave au S. Dans le sondage de Túrony, l'outil a été arrêté à 1452 m dans les grès du Permien, à l'W d'ici dans le sondage Téseny-1 le socle se trouve déjà à 140 m environ pour s'abaisser à 3998 m d'ici au SW, à Felsőszentmárton.

Les coupes géologiques publiées ont uniformément éclairci la cause de ces profondeurs extrêmement variables. Le socle présente le relief d'un territoire faillé en blocs dont les différences de niveaux n'ont été effacées que par les sédiments déposés plus récemment.

IV. POSITION GÉOLOGIQUE ET STRUCTURE DU SOCLE CRISTALLIN GRANITISÉ DE LA MONTAGNE MECSEK

A) POSITION GÉOLOGIQUE DU SOCLE CRISTALLIN

D'après les sondages indiqués sur la carte (Annexe n° V), à l'Ouest nous reconnaissons le commencement du socle cristallin continu, dans le sondage d'Iharosberény-1 (Ib-1). De là vers l'W apparaissent déjà les roches métamorphiques à faciès des schistes verts de l'alignement du Balaton et des Gémérides (JANTSKY 1957), traversées dans cette zone par des sondages nombreux. En direction vers le S, nous pouvons suivre le socle en continuité jusqu'à Téseny, et d'ici à l'W jusqu'à Felsőszentmárton. Le sondage Bogádmindszent-1 — à une profondeur de 1352,0 m — a traversé des couches de sables argileux et grès carbonifère supérieur.

D'après la littérature disponible et les expériences personnelles de l'auteur, on peut constater qu'au territoire yougoslave, à l'entre-fleuve de la De avert Save, dans la Montagne Papuk il y a des métamorphites régionales et ultramétamorphites à faciès d'amphibolite identiques à celles de la Montagne Mecsek (TAJDER 1969, RAFFAELLI 1964).

Au N, le granite rouge — traversé dans le sondage de Mágocs et terminé en 1971 — est aussi identique aux granites rouges du socle cristallin affleuré.

Les sondages Szalatnak-III, Alsómocsolád-1 et Györe-1 — approfondis au S du sondage précédent — ont découvert un complexe paléozoïque inférieur sans métamorphisme, en profondeur pas trop grande.

En direction vers l'E l'alignement cristallin se poursuit en continuité jusqu'à Szekszárd et Baja, c'est-à-dire jusqu'au Danube.

A l'entre-fleuve du Danube et de la Tisza, en position la plus septentrionale, les sondages pétroliers des environs de Cegléd ont découvert des métamorphites à faciès d'amphibolite affectées par la diaflorese, en profondeurs de 1000 à 1500 m. Des conclusions à propos de la lithologie du socle cristallin au N de Cegléd peuvent être tirées à partir de la migmatite stromatitique affleurant sous forme d'un petit lambeau aux coins de l'E de l'Île de Zemplén (Vilyvitány), ainsi qu'à partir de la composition de la série de leptites à grains fins traversée dans le sondage Regmec-4.

Les nombreux sondages approfondis à l'E de la Tisza ont aussi mis à découvert des métamorphites régionales à faciès d'amphibolite et des ultramétamorphites, surtout diatexités de type de Mecsek, d'où nous pouvons présumer que le socle cristallin de la Montagne Mecsek continue jusqu'aux Monts Apuseni (Roumanie), et même qu'il se prolonge davantage, dans le substratum du Bassin de Transilvanie.

D'après les publications de R. KÉMÉNCZI *et al.* (1975) nous savons que les mêmes roches métamorphiques sont présentes dans le substratum des Bassins à partir du Banat et Batchka jusqu'à Belgrade.

B) STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU SOCLE CRISTALLIN

Nous pouvons le mieux étudier la structure géologique du socle cristallin de la Montagne Mecsek, dans la montagne faillée de Fazekasboda et Mórágý, qui représente un territoire long de 18 km et large de 11 km. Nous pouvons grouper les roches, composant la montagne, en considérant leurs âges, origines, faciès métamorphiques, compositions minéralogiques et leurs modes de position dans le gisement, en ce qui suit :

Complexe de métamorphites régionales à faciès d'amphibolite et d'ultramétamorphites du Proterozoïque inférieur

Complexe métamorphique à faciès des schistes verts du Protérozoïque supérieur

Diafiorites dérivées à partir du complexe ultramétamorphique

Complexe volcanogène à trachydolérite

Volcanites récentes et formation de couverture sédimentaire

Les roches des complexes premier et deuxième se trouvent en contact tectonique, mais la direction de leur schistosité est à peu près identique. Le troisième apparaît dans des zones de dislocations ancestrales. Les roches du quatrième complexe transpercent en filons sub-volcaniques les terrains des trois complexes précédents. Les formations récentes du cinquième complexe reposent en discordance au-dessous du relief ancien, resp. traversent le substratum sous forme de filons rocheux.

a) Structure géologique de la montagne faillée de Fazekasboda et Mórágý

Du point de vue de la granitisation progressive, la structure du complexe ultramétamorphique montre un certain degré de symétrie. Comme les cartes le présentent aussi, en allant du N vers le S l'alignement du socle cristallin de Fazekasboda et Mórágý commence en toute sa longueur avec la migmatite stromatitique qui a subi la diafiorèse, cataclase et la mylonitisation le long du contact tectonique vers les roches du complexe à gîtes de houille liasique. Sa largeur varie entre 1000 et 1200 m. Il affleure partout dans les vallées transversales. A certains endroits, il comprend des zones chaotiquement plissotées à ptygmes. D'ailleurs sa composition est très variable du point de vue de la proportion entre le paléosome et le néosome et des épaisseurs des stries du mélanosome et leucosome. Dans cette série, presque sans changement de direction, une zone large de 50 m s'intercale qu'on pourrait appeler même gneiss graniteux d'après sa granulation grossière, sa richesse en feldspaths, resp. le degré rhéomorphe de sa granitisation progressée.

La migmatite stromatitique est suivie d'une zone de diatexites à grains fins, sans porphyroblastes, rouge, toujours à texture linéaire ou schisteuse, par endroits composée de roches riches en biotite. L'affleurement artificiel, réalisé dans la vallée Aranyos-völgy, montre que la roche développe à partir de la migmatite stromatitique avec un changement brusque. Dans cette zone nous trouvons tels tronçon aussi, dans lesquels malgré la granulation plus grossière on peut encore bien reconnaître la linéation de la migmatite stromatitique, l'ancienne alternance rythmique entre le leucosome et le mélanosome.

Ces roches passent partout progressivement à la zone suivante d'une position centrale du granite nébulitique à porphyroblastes.

Étant donnée la variabilité extrême de la composition et granulation de cette roche rhéomorphe, elle ne se laisse identifier à aucune famille pétrographique des roches.

L'agmatitisation commença avant ou pendant la formation de cette roche. Tandis que la zone des migmatites stromatitiques était pour la plupart toujours immobile, bien que plastique, cette zone-là était déjà mobile, en se développant par dilutions multi-phases en mélanosome, sous les pressions de plus en plus hydrostatiques du rhéomorphisme et, par suite, elle a atteint un degré plus avancé de la homogénéisation. Les cartes ci-jointes illustrent les localités des diatexites et agmatites.

A cette phase rhéomorphe de la granitisation, il faut déjà compter avec la présence d'une matière mobile, ce qui est suggéré aussi par le fait qu'à notre territoire la matière composant le substratum des agmatites prend partout la forme arrondie, sans angles, de poires, lentilles ou autre formes irrégulières, mais toujours plastiques.

Après suit la zone du granite à porphyroblastes, resp. des granitoïdes nébulitiques à porphyroblastes. Sa matière est la plus mobile, sa roche est la plus grossièrement grenue, sa teneur en microcline est la plus haute et son homogénéisation est aussi la plus avancée. Les porphyroblastes du feldspath potassique atteignent parfois le diamètre de 5 à 6 cm. D'après sa position c'est la zone centrale.

Dans la zone, limitrophe à celle des diatexites, plongent des blocs énormes et parties d'écorce arrachées, larges de plusieurs dizaines de mètres et parfois plus que 100 m longues, dont la matière: substratum d'agmatite, paragneiss, pseudomigmatite, méta-grès, méta-conglomérat, méta-grauwacke, rarement migmatite stromatitique. L'axe de cette zone est la ligne reliant Bátaapáti et Lovászhetény. La direction de la schistosité ou linéation de ces skyalithes énormes correspond à celles généralement observées dans la montagne.

Plus vers l'intérieur, la zone marginale de l'alignement central est pleine d'inclusions et skyalithes — à dimensions plus ou moins grandes ou petites — dérivant de la nébulite sombre ou des nodules et blocs du substratum d'agmatite devenu mobile, cependant dans la partie centrale de la montagne elles manquent à plusieurs endroits. Ce phénomène peut être expliqué par une homogénéisation plus avancée. Conformément au mécanisme du mouvement de la masse, la largeur de la partie centrale varie très irrégulièrement, ce que nos cartes géologiques illustrent fidèlement.

Au S de la zone centrale, de nouveau une zone à agmatites et diatexites, pareille à l'aile du N, s'aligne jusqu'à la fin des affleurements. Nous les retrouvons dans chaque vallée transversale. Les affleurements d'agmatite de Véménd et de diatexite de Szebény et Gerezsdlak méritent d'être mentionnés.

La présence possible de migmatites stromatitiques plus vers le S dans les régions recouvertes est suggérée par le fait qu'au secteur de l'W, au SSW de la ville Pécs, dans les sondages Téseny-1, Kisdér-1, Gyód-3 et 4 (c'est-à-dire au territoire de la soi-disante dorsale de Görsöny) on a trouvé des migmatites stromatitiques rhéomorphes. Leur degré de cristallisation est plus élevé que celui des migmatites stromatitiques des environs d'Ófalu. Si nous admettons encore qu'on a découvert de l'écoligite dans le sondage de Görsöny et du gneiss à hypersthène dans le sondage Heresznye-2, nous voyons que l'in-

tensité du métamorphisme à ce territoire-ci a approché du faciès de granulite.

Dans la zone des migmatites stromatitiques au N de la montagne faillée de Fazekasboda et Mórágy, dans une zone large de 500 m environ un complexe métamorphique s'intercale, étant composé de calcaire cristallin, phyllade, schiste chloriteux et d'amphibolite à faciès des schistes verts, et à tous ses deux côtés les zones broyées marquent le contact avec le complexe des migmatites stromatitiques. Dans cette zone, dans la vallée Aranyos-völgy (Goldgrund) près d'Ófalu, la serpentinite s'intercale sous faciès de filon. A l'W de Pécs, les sondage Helesfa-1 et 2 et Gyód-2 — emplacements à un maximum géophysique — ont exploré une serpentinite pareille. Les roches-mères des serpentinites semblent avoir été des ultrabasites.

L'amphibolite affleure à de nombreux points du territoire (voir les cartes géologiques) présentant des intercalations dans le complexe de phyllade. En outre dans la vallée latérale ouest de la vallée Aranyos-völgy, nous pouvons observer une intercalation de calcaire cristallin à diopside et grenat (skarne) épaisse de 0,5 m. Mais, les sondages Erdősmecske-XIX et Alsónána-1 et 1/a ont aussi traversé l'amphibolite. Le calcaire cristallin blanc présente une texture saccharoïde et souvent même des plages chloriteuses. Dans le complexe de phyllade les intercalations nodulaires ferrugineuses sont fréquentes. La présence la plus occidentale de calcaires cristallins a été découverte dans le sondage Pat-2.

On peut constater un contraste lithologique extrêmement prononcé entre l'amphibolite et les métamorphites à faciès des schistes verts. Tandis que les métamorphites à faciès d'amphibolite ne contiennent nulle part de carbonates (aucun sondage approfondi au pays n'a découvert une telle roche), les roches à faciès des schistes verts proviennent, pour la plupart, de sédiments carbonatés. Par suite, nous devons considérer ces deux groupes de roches, comme formations distinctes et aussi asynchrones.

A notre territoire, la diafiorèse présente un phénomène régional caractéristique. Ses processus d'une intensité différente paraissent avoir été répétés plusieurs fois. Le premier processus était probablement le plus intense produisant également des formations métamorphiques rétrogrades à faciès des schistes verts simultanément avec le métamorphisme régional à faciès des schistes verts, notamment des schistes à muscovite et albite, des schistes à zoïsite et épidote, des schistes quartzifères sériciteux et des schistes chloriteux et fillonites. Après ces roches ce sont seulement la cataclase, les mylonites et les ultra-mylonites qui ont été produites conformément à l'effort mécanique.

En ce qui concerne la position de la diafiorèse, nous n'y pouvons constater aucune régularité. Le long du contact avec le complexe liasique, les roches de type de micaschiste — composées surtout de muscovite, quartz et chlorite — représentent une zone relativement épaisse. Aux autres territoires, elles se développaient irrégulièrement, conformément à l'effort tectonique d'autrefois. Ce que nous pouvons constater, c'est seulement qu'une partie mineure de la roche a gardé son aspect de migmatite original. La transformation de la biotite en chlorite et épidote a affecté toutes les roches de la région granitisée.

C'est surtout à l'extrémité du NE de la montagne faillée de Fazekasboda et Mórágy que se présentent des filons de bostonite fréquents, composés

surtout de sanidine, épais de 4 à 10 m. Ils ont des directions extrêmement différentes. Longtemps on croyait qu'ils étaient des formations liées au granite. Mais, le sondage Alsónána-1/a a traversé, à 169,0 m, une telle zone, où ils renferment des fragments remaniés d'un basalte alcalin à pyroxène (trachydolérite). Par cela, il fut prouvé que les basaltes alcalins du mont Zengő représentent des produits sub-volcaniques filloniers, riche en alcalis et datant du Crétacé inférieur. C'est à cause de cela qu'on trouve une quantité énorme de détritiques granitiques, altérés à taille de pomme ou noix dans le filon de bostonite, derrière la station ferroviaire de Mórógy.

Le socle cristallin est surmonté, à notre territoire entier, par des conglomérats transgressifs et des grès helvétiques (badéniens). Il est caractéristique que les conglomérats gisent à une hauteur de 20 m environ aux coteaux des vallées actuelles et non pas à leur fond. C'est-à-dire, depuis le dépôt des conglomérats l'érosion a taillé la surface aussi profondément.

Aux collines entourant la commune Szebény, ce sont des couches de tuf d'un bleuâtre clair, à grains fins qui reposent au-dessous du loess et qui semblent représenter les produits de volcans miocènes lointains.

On ne trouve que rarement des corps volcaniques miocènes et pliocènes au territoire. Ainsi, dans la vallée Aranyos-völgy et dans la vallée de Fazekasboda se trouve une roche fillonière, grise, de type d'andésite, tandis que dans les vallées du moulin Loch-malom et du hameau Gröndl-tanya se présente une roche fillonière basaltoïde à olivine. Là, où le granite est recouvert de loess, un nombre encore plus grand de filons basaltoïdes semblent transpercer le granite, puisque les mesures géomagnétiques ont enregistré à plusieurs endroits des anomalies indiquant la présence de corps ultrabasiques mineurs.

Outre les volcanites précédentes, on peut observer à plusieurs endroits que le socle cristallin est immédiatement surmonté, au lieu du conglomérat helvétique, par des sables friables, épais de 8 à 10 m. Il faut mentionner distinctement le grès calcaire à innombrables Huitres à valve épaisse, affleurant aux coteaux des vallées situées au S de la commune Feked.

b) Socle cristallin affleuré au territoire de la ville Pécs et à l'W de celle-ci

Au territoire de la ville Pécs, au cours des travaux de fondation des constructions à grande envergure on a atteint à nombreux endroits le socle cristallin, in situ. Dans chaque cas on a découvert des migmatites stromatolitiques, des migmatites rhéomorphes, des diatexites et aplites, puis des phyllades et des schistes chloriteux intercalés dans une zone fort diafforitisée et tectoniquement broyée.

La soi-disante grande fracture d'Ófalu à Pécs passe par ici, au côté sud de laquelle les roches précédentes sont intercalées dans une zone tectoniquement fort affectée.

En direction vers le SW de Pécs, aux environs des soi-disants Pellérditavak (Lacs de Pellérd) les zones altérées des granitoïdes à porphyroblastes, proches de la surface, apparaissent déjà aux profondeurs des puits d'eaux creusés.

Ce territoire est limité par la soi-disante fracture de Bükkösd, après laquelle la partie centrale granitisée du socle cristallin est déplacée à 4 km

vers le N et affleure à deux endroits aux bornes des communes Nyugotszent-erzsébet et Gyűrűfű. La multitude des sondages approfondis prouve la position du socle cristallin proche de la surface.

Dans cette zone, les sondages Helesfa-1 et 2 ont découvert de la serpentine dont la présence a été déjà prédite par les mesures géomagnétiques.

Puis, jusqu'à Iharosberény le socle cristallin est représenté par des métamorphites régionales à isograde de sillimanite gisant en profondeurs supérieures à 1000 m.

V. ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS DU SOCLE CRISTALLIN DE LA MONTAGNE MECSEK

A) ROCHES MÉTAMORPHIQUES RÉGIONALES À FACIÈS D'AMPHIBOLITE

Comme nous l'avons déjà précédemment mentionné, au territoire limitrophe de la diatexite et du granite nébulitique à porphyroblastes, les roches métamorphiques à faciès d'amphibolite en blocs à diamètre plus que 10 m et en certains cas plus que 100 m long plongent dans les roches ultramétamorphiques.

Voici la composition lithologique des xénolithes énormes jusqu'ici reconnues :

1. Grès arkosique métamorphique

Cette roche affleure à l'W et au SW de la commune Bátaapáti et dans la grande vallée située à l'E de la commune Erdősmecke, en association avec des méta-grès, méta-conglomérat, resp. paragneiss à biotite.

Composition de la roche: feldspaths porphyroclastiques (orthose-oligoclase), quartz à extinction onduleuse, biotite à micro-lamelles, comme minéraux secondaires: stylpnomelane, muscovite, séricite accessoirement apatite, zircon et minéraux opaques.

Les porphyroclastes de feldspath sont dentelés à leurs bordures, parfois ils sont même transformés entièrement en séricite et muscovite, de sorte que seuls leurs contours ont été conservés. Les minéraux secondaires font allusion à la transformation diafctoritique.

Dans certains cas, les clastites de feldspaths altérées sont contournées d'un liséré de biotite. Ailleurs les clastites sont situées transversalement au plan de la schistosité. La chloritisation de la biotite, les cataclases et la mylonitisation se présentent fréquemment.

Les grains de quartz sont arrondis ou anguleux, en général se désagrégant en amas à extinction onduleuse; dans un échantillon un seul grain de staurotyde se trouvait parmi les grains de quartz. Dans d'autres cas, des amas de muscovite se sont formés, dérivés évidemment de la cordiérite (à cause de la forte pynitisation). Très rarement, des spécimens de microcline arrondis se présentent aussi, dans la roche.

La roche est du grès arkosique qui a subi un métamorphisme régional à faciès d'amphibolite et fut ultérieurement diafctoritisé.

2. Méta-conglomérat et méta-grès

Les méta-conglomérats et méta-grès se trouvent ensemble dans la vallée du ruisseau Köves-patak à l'W de Bátaapáti et dans la vallée de Lovászhetyén dans l'affleurement artificiel sous l'église, y présentant des intercala-

tions larges de 1 à 1,2 m, dans le paragneiss à biotite et sillimanite. Roche à texture schisteuse, gris, gris jaunâtre. La matière des graviers du conglomérat: surtout quartz bleuâtre, quartzite noire, feldspath et une certaine roche pélitisée. Les grains de quartz sont ovales, allongés, rarement atteignant même la longueur de 2 à 3 cm. Leur épaisseur dépasse rarement 1 cm. Leur extinction est onduleuse, leur structure est enduite. Les grains pélitisés sont comprimés à l'étroitesse d'un fil.

Les grains de feldspaths sont également arrondis, leur bord est souvent dentelé et bien souvent un liséré faiblement pléochroïque, composé de biotite verdâtre, les contourne.

Le ciment de la roche est du quartz à grains fins, de la muscovite, de la séricite et de la chlorite, celles-ci ayant été formées sous l'effet de la diafторèse. Au creusement de Lovászhetény la matrice de la roche est du paragneiss bien schisteux à biotite et sillimanite.

On retrouve le grès métamorphique au talus de l'ancienne route en terre près des vacheries au bord nord de la commune Bátaapáti (Pl. II fig. 1), où il présente des intercalations répétées, larges de 1 m environ, dans le paragneiss à cordiérite et biotite, large de 30 m environ.

En outre on voit aussi dans le paragneiss des galeries et intercalations en lentilles du granite d'épaisseurs différentes, sans aucune zone de contact. Au coteau sud du talus de route, nous trouvons de la diatexite à agmatite, dérivée de ce paragneiss, à pendage et direction identiques.

Les grains de feldspaths originaux du méta-grès sont disparus et transformés. Par rapport à tous les autres éléments, les grains de quartz originalement arrondis, parfois à bord dentelé, mal roulés sont automorphes. Leur extinction n'est pas onduleuse et ils ne se désagrègent pas en amas à structure enduite (Pl. II, fig. 2).

La matrice de la roche est arrangée en éventail: biotite, vert olive (stylpnomelane?), cordiérite et muscovite en nid produit par la pynitisation de la précédente et feldspath séricitisé, puis minéraux accessoires. Pareillement à la cordiérite, la biotite est aussi transformée, à la plupart, en muscovite.

La roche est très intensivement altérée. Dans l'une des lames minces, on peut observer même de la sillimanite en faisceaux fibrolithiques provenant de la biotite.

A Bátaapáti, au bout de la rangée des caves, une roche pareille se retrouve, environ à 300 m au S de l'affleurement précédent et à même largeur environ. Probablement la xénolithe énorme précédente se prolonge jusqu'ici.

Pareillement au précédent, ici aussi le granite à porphyroblastes limite la roche à deux côtés qui présente aussi l'alternance des zones du grès métamorphique diafторitisé et du paragneiss à cordiérite et sillimanite.

3. Grauwacke métamorphique

Cette roche affleure dans une carrière abandonnée au commencement de la route en terre, conduisant vers Véménd, au bord sud de la commune Bátaapáti.

Roche à teinte légèrement verdâtre, extrêmement dure, à cassure anguleuse sous le marteau. Seule l'étude microscopique a montré qu'il peut s'agir d'une roche originalement sédimentaire, jadis riche en Fe et Ca qui au cours du métamorphisme a été transformée en schiste à épidote, zoïsite-clino-

zoïsite. Outre celle-ci on peut aussi reconnaître des quantités mineures d'orthose et de plagioclase. L'épidote apparaît régulièrement disséminée, et la zoïsite se présente parfois même en colmatage des veinules. Le ciment de la roche à texture schisteuse est de la quartzite à structure enduite. L'alternance rythmique entre les zones de quartz et de minéraux de Fe-Ca fréquents peut être interprétée comme aspect sédimentaire original. La teneur en zoïsite-clinozoïsite de la roche provient certainement de l'épidote ou amphibole, étant due à l'effet de la diaflorese.

On peut poursuivre l'affleurement de la xénolithe, large de 8 à 10 m environ, intercalée dans le granite à porphyroblastes, sur une longueur de 50 m.

On observe l'intercalation d'une roche pareille au talus de la route en terre entre Bátaapáti et le Four de verrerie et aussi dans la vallée latérale conduisant de cette vallée en direction vers l'W.

4. Paragneiss à cordiérite-sillimanite (pseudomigmatite)

Cette roche affleure en zone plus large dans la vallée sous l'église de Lovászhetény et dans la vallée Malom-völgy, conduisant d'ici en direction vers le N. Entre les deux affleurements, à la ligne d'un sentier forestier étroit affleurent les variétés de cette roche, transformées en gmatite.

A ses bords la roche présente des hachures, devenues sombres, d'une largeur de 1 à 1,5 cm, conformes aux anciens rythmes de sédimentation. Celles-ci se trouvent parfois en position non troublée (Pl. III, fig. 1) ailleurs (à proximité de quelques mètres) elles sont déjà chaotiquement plissotées (Pl. III, fig. 2).

K. R. MEHNERT (1968) a décrit des roches complètement identiques et en se référant à W. T. HARRY (1959), il les a appelées pseudo-migmatites. Vraiment c'est une matière de même genèse qui prend part à la constitution de la roche. La hachure, sombre et clair, est produite par la fréquence ou le manque de la biotite qui devrait être la cause de la stratification rythmique originale de la roche; tous les deux ont été produits au cours du même métamorphisme régional.

En ce qui concerne sa composition pétrographique, il s'agit de paragneiss à cordiérite, sillimanite et à biotite. La cordiérite est fort pynitisée; par conséquent, la muscovite a été formée en nids plus ou moins grands ou petits. La cordiérite originale n'est restée qu'en taches minuscules entre les nids de muscovite. Les grains ne présentent pas de clivages, renfermant des menus grains rouges innombrables. Ils sont surtout fréquents dans les zones claires.

La sillimanite apparaît en petits faisceaux fibrolithiques, toujours associée à la biotite dont elle a été dérivée (Pl. IV, fig. 1). Les échantillons pauvres en sillimanite sont riches en cordiérite et inversement. Dans un seul échantillon il nous réussit à trouver des grains de staurotyde, outre ces deux minéraux.

C'est l'enrichissement des menues lamelles brunes de la biotite qui produit la hachure de la roche. Rarement, on peut aussi observer la transformation de la biotite en muscovite.

Les faisceaux fibrolithiques de la sillimanite se forment toujours de la biotite, ils croissent de là, en conservant la direction de la surface onduleuse de la schistosité.

Les feldspaths sont représentés par d'orthose et d'oligoclase. Ils ne se présentent que sporadiquement, parfois accessoirement.

Le quartz est très fréquent à extinction onduleuse et structure enduite, minéral à précipitation para-cinématique. Parmi les minéraux accessoires se présentent l'apatite et le zircon.

5. Paragneiss à sillimanite, cordiérite et à staurotide

Ces trois minéraux ne se présentent ensemble que dans les cas les plus rares. En général, dans la même lame mince se présente soit la cordiérite-sillimanite, soit la cordiérite-staurotide (Pl. IV, fig. 2).

Ces roches affleurent dans la vallée du ruisseau Köves-patak au bord sud-ouest de Bátaapáti sous les dernières maisons, puis au tête de vallon près du hameau Gröndl-tanya, au système de cavées, conduisant au bord de la forêt, et en outre encore à plusieurs endroits.

La sillimanite se présente, dans celles-ci aussi, en faisceaux fibrolithiques, provenant de la biotite.

La cordiérite contient beaucoup de grains de minerais opaques et de grenat rouge disséminés, mais à la plupart elle est pynitisée, de sorte qu'elle n'est restée intacte qu'aux centres des amas de muscovite.

La staurotide est représentée par des grains distincts, parfois par des amas. Elle est particulièrement fréquente dans la roche affleurée au tête de vallon près du hameau Gröndl-tanya.

La biotite est brune, contenant dans des cas rares, de la sagénite. Au cours de la précipitation des grains de minerais, elle s'achromatise, puis se transforme en chlorite. Les feldspaths (orthose-oligoclase) ne se présentent qu'accessoirement. C'étaient les premières précipitations au cours du métamorphisme. Plus tard, ils furent déformés, par conséquent résorbés, leur bord devenait dentelé et subissaient la cataclase. En conséquence, ils se présentent le plus fréquemment sous forme de porphyroclastes dans la roche à texture schisteuse.

Ici aussi, le quartz présente une structure enduite, une extinction onduleuse, un élément à précipitation para-cinématique.

Parmi les éléments accessoires, l'apatite et le zircon se présentent également. La séricite, la muscovite et la chlorite semblent avoir été produites par des processus rétrogrades.

6. Paragneiss à disthène, biotite-amphibole

Sous son faciès le plus caractéristique, il se trouve dans le sondage Pécs-7, dans les intervalles de 705,0 à 707,4 m et de 724,7 à 729,2 m. Roche d'un gris foncé, bien schisteuse, contenant outre les éléments, mentionnés dans le titre, aussi du feldspath sans lamelles jumelles et du quartz à structure enduite. Pareillement à la disthène, le rutile est très fréquent en grains distincts ou en amas grappelés.

Les bâtonnets verts de l'amphibole ne se présentent que rarement. Les cristaux menus, légèrement bleuâtres de la disthène à clivage caractéristique sont situés au plan de la schistosité (Pl. V, fig. 1). Le paragneiss à disthène se présente encore aussi dans les matériaux de plusieurs forages.

7. Paragneiss à biotite-amphibole-grenat

Ce sont surtout les sondages — approfondis à l'W du socle cristallin granitisé de Fazekasboda et Mórágý, à la dorsale de Görcsöny et aux environs de Görgeteg et Babócsa — qui ont découvert cette roche. Aux minéraux ci-haut mentionnés, il s'associent souvent la muscovite, la chlorite et d'autres micas. Mais, ceux-ci ont pris leur naissance à cause de la diaflorese de la roche.

Dans des plages, l'amphibole pourrait tellement enrichir qu'on peut appeler la roche intermédiairement, comme amphibolite à grenat (Pl. V, fig. 2). En réalité, elles représentent des migmatites stromatitiques à gros bancs, où l'épaisseur des zones riches en amphibole et grenat peut atteindre l'ordre de grandeur de mètre, ce que l'on observe dans les sondages Téseny-1, Gyód-4, etc. Dans les sondages des environs de Görgeteg et Babócsa, l'amphibolite à grenat s'alterne avec les zones de paragneiss à biotite.

8. Paragneiss à biotite-muscovite

Cette roche se présente ensemble avec les types de roches précédents. Probablement, c'est le choix au hasard des échantillons de lames minces qui est responsable pour le manque de minéraux métamorphiques caractéristiques, tels que la cordiérite, la sillimanite, etc. Une telle roche, riche en muscovite, a été découverte dans le sondage Rádfa-pusztá-1, mais celle-ci pourrait être aussi le produit de l'effet de la diaflorese.

* * *

Nous avons caractérisé les roches, décrit sous les n^{os} 1 à 8, d'après la composition moyenne des échantillons prélevés à des différentes localités. Or, même parmi ceux-ci se présentent telles roches, dans lesquelles il y a de grains de quartz arrondis, c'est-à-dire les roches contenaient originalement aussi des intercalations sableuses. C'est-à-dire, les roches pélitiques et psammitiques, en alternance rythmique, ont subi un métamorphisme régional à faciès d'amphibolite, au cours duquel la cristallisation et déformation se suivaient en alternance multiple. La transformation de la biotite en sillimanite, la pynitisation de la cordiérite ou la chloritisation de la biotite reflètent fidèlement les différentes phases du polymétamorphisme.

Il appartient au caractère des métamorphites régionales ci-mentionnées que nous n'avons trouvé nulle part de metabasites y intercalées. On ne les retrouve que dans les ultramétamorphites. C'est à cause de cela que nous allons les décrire dans le chapitre respectif.

Ces processus métamorphiques régionaux — au cours desquels les roches ci-énumérées ont pris leur naissance — se sont déroulés avant l'ultramétamorphisme, c'est-à-dire au territoire en question la migmatitisation présente déjà le faciès d'amphibolite qui a affecté par endroits des métamorphites chaotiquement plissotées et, par suite, son processus consistait, en réalité, en cristallisation renouvelée ou recristallisation.

B) ROCHES ULTRAMÉTAMORPHIQUES À FACIÈS D'AMPHIBOLITE

1. Migmatites stromatitiques

Pareillement à celles précédentes, ces roches montrent aussi une variabilité bien différente. Malgré cela, on y peut observer un certain degré évolutif.

Les couches leucosomes des migmatites stromatitiques commencent par celles pelliculaires guère visibles (Pl. VI, fig. 1). Celles-ci se formaient toujours le long de la schistosité et suivent ses contours déformés.

De là nous concluons à ce que le leucosome présente, tout comme le mélanosome, la partie de la migmatite, formée sur place. Le leucosome de la migmatite en strates diffère de la plage claire de la pseudomigmatite en ce que son contact ne présente pas un passage progressif au mélanosome riche en biotite, mais la limite y est nette, puis ses feldspaths sont potassiques qui marque le début de la métasomatose potassique.

Le mélanosome des migmatites stromatitiques macroscopiquement est finement grenu, riche en biotite, à porphyroclastes de feldspath, et correspond plus ou moins à la matière du paragneiss. Le développement progressif et sélectif de la migmatitisation se manifeste dans un accroissement de la proportion du leucosome. C'est-à-dire, en partie dans l'augmentation de l'épaisseur des strates leucosomes, en partie dans l'accroissement du nombre des strates leucosomes qui reviennent à chaque dm² de la surface transversale (Pl. VI, fig. 2).

La formation des strates leucosomes des migmatites stromatitiques a été précédée par une blastèse et une déformation par suite desquelles les porphyroblastes de feldspath (yeux) se transformaient en porphyroclastes. Dans la roche les porphyroclastes de feldspath sont déjà « au point », lorsque le leucosome n'apparaît encore sous forme de pellicules si minces qu'un fil à coudre (Pl. VII, fig. 1). La matière des porphyroclastes est en général du feldspath que les pellicules et strates de leucosome contournent toujours, mais que celles plus épaisses même incorporent (Pl. VII, fig. 2).

Lors du développement progressif des migmatites stromatitiques, la cristallisation et la déformation ont eu lieu simultanément, resp. en alternance périodique. Le plissement chaotique présente des formes microscopiques (Pl. VIII, fig. 1, 2) et macroscopiques identiques. La matière leucosome des ptygmes a été formée, ici aussi, après la blastèse et la déformation, tout comme il en était du même dans les migmatites stromatitiques non perturbées (Pl. IX, fig. 1).

D'après les études sous microscope, la composition et la structure minéralogiques des migmatites stromatitiques sont bien compliquées. L'évolution migmatitique macroscopiquement constatable ne concerne que l'épaisseur des parties mélanosome et leucosome et le rapport entre leurs nombres. Plusieurs centaines de lames minces étudiées témoignent de la présence de roches à genèse et composition minéralogique identiques.

Sans considérer la composition originale de la roche, on peut observer deux générations pétrographiques. Les porphyroclastes de feldspath, dépassant parfois même une grandeur de 1 cm², puis de biotite et muscovite sont situées

indépendamment par rapport au plan de la schistosité, parfois transversalement à celui-ci. Les lames jumelles des spécimens de plagioclase sont fléchies et les parties fracturées des feldspaths sont détachées, les unes par rapport aux autres, mais leur extinction est restée encore souvent identique (Pl. IX, fig. 2). Il arrive souvent que ce ne sont pas les spécimens de feldspath, mais les amas de feldspath et quartz (« pseudo-yeux ») (Pl. X, fig. 1) que la déformation affecte.

Conformément à la pression des grains de feldspath, les lamelles de biotite et muscovite sont fléchies, déformées. C'est-à-dire, elles ont pris leur naissance après le feldspath déformé, mais encore avant de leur propre déformation (Pl. X, fig. 2).

La matière des porphyroclastes de feldspath consiste en orthose et plagioclase (oligoclase) et, très rarement, en microcline (Pl. XI, fig. 1). L'orthose est prépondérante par rapport à l'oligoclase.

La teneur en sillimanite et staurotyde de la roche originale régionalement métamorphosée a complètement disparu, on n'en peut voir même aucun résidu quelconque. La cordiérite ne se conservait que tout à fait exclusivement sous la forme de petites enclaves dans les amas de muscovite.

La matière des porphyroclastes de feldspath, biotite et de muscovite est complètement fraîche et les inclusions à dissémination poikylitiques (biotite, muscovite, quartz) fréquentes des feldspaths sont aussi fraîches. Ce qui prouve que les porphyroclastes ne représentent pas d'anciens détritiques sédimentaires de méta-conglomérats, méta-arkoses, etc., mais elles ont pris leur naissance au cours de la blastèse métamorphique suivie d'une déformation très intense, immédiatement avant l'ultramétamorphisme. C'est à cause de cela que les minéraux métamorphiques semblent avoir été altérés et transformés en feldspath, biotite et en muscovite.

Les porphyroclastes se présentent dans les matières mélanosome et leucosome des migmatites stromatitiques à faciès identique et sous forme due à la même déformation. Là où les porphyroclastes sont fréquentes dans la matière du mélanosome, elles sont aussi abondantes dans le leucosome, et inversement.

Il arrive souvent qu'à la limite entre les zones mélanosome et leucosome se présente une plage riche en lamelles de biotite noire et brillante. Ce phénomène est causé exclusivement par la biotite enrichie.

Les grains de feldspath de la matrice ne contiennent pas de lames jumelles, ils se présentent sous formes allongées, étirées et se mettent en contact avec les grains de quartz à structure enduite, sans contour net. Parmi ceux-ci, on ne pouvait pas observer de microcline. Ils contiennent en abondance des grains menus de minerais (noir opaque) et de minéral fort réfringents, d'un brun jaunâtre.

Le quartz est moins fréquent dans la matière du mélanosome, tandis qu'il est parfois presque exclusif dans le leucosome. Il est finement grenu, à structure enduite et extinction onduleuse. Les grains situés au plan de la schistosité s'endentent, ils sont transparents et ne contiennent pas d'inclusions.

Les cas sont caractéristiques, où les porphyroclastes de feldspath ont pris leur forme de lentille par ce que le quartz à structure enduite colmate les inégalités, et le liséré de biotite et muscovite ne recouvre le tout qu'après (Pl. XI, fig. 2). C'est-à-dire, le quartz participe également au processus de la

formation des migmatites porphyroclastiques stromatitiques, et à la formation de la matrice schisteuse et des porphyroclastes (« pseudo-yeux »). Des telles structure et composition des migmatites stromatitiques indiquent une évolution en plusieurs phases. A la plupart des secteurs du territoire en question, la migmatite stromatitique est fort chloritisée et séricitisée.

2. Migmatites rhéomorphes (plus évoluées) stromatitiques

Nous avons attribué à ce groupe des migmatites atteignant un degré de cristallisation plus haut dans lesquelles la limite entre le mélanosome et le leucosome est effacée et leur leucosome a déjà un aspect granitoïde à biotite. Elles se trouvent le plus fréquemment à l'entourage des diatexites, mais on peut les retrouver aussi dans les migmatites stromatitiques ou dans leur zone de passage et enfin dans la zone de contact entre les xénolithes et le granite à porphyroblastes.

a) Dans la vallée conduisant vers l'E de la commune Bátaapáti, à l'entourage de la diatexite gît une roche bien cristalline, à grains moyens et à texture schisteuse, dans laquelle les zones leucosomes riches en feldspath et mélanosomes riches en biotite s'alternent en largeur de 3 à 4 cm. Nous rangeons ici la roche affleurée dans la vallée du ruisseau Köves-patak — située à l'W de la commune Bátaapáti — dans laquelle les zones du mélanosome à grains fins, riche en biotite, s'alternent avec les zones de gneiss oeilé larges de 10 à 15 cm. Enfin, nous insérons à ce type la roche à texture schisteuse — développée à l'entourage de diatexite et agmatite dans la carrière du four de verrerie et autour du repère de base géodésique de Mórágy — dans laquelle les zones riches en biotite, amphibole et en titanite s'alternent avec des zones granitoïdes riches en feldspath et quartz (Pl. XII, fig. 2).

b) Au tronçon supérieur de la vallée de la carrière communale de Mórágy, à l'entourage du granite à porphyroblastes nous avons trouvé une xénolithe à grande dimension à texture caractéristique à la migmatite stromatitique. Ici, les zones, épaisses de 1 à 3 cm, riches en biotite s'alternent avec des zones granitoïdes riches en feldspath et quartz (Pl. XII, fig. 1).

c) Nous insérons au troisième groupe la roche affleurée dans la cour d'une maison — au bord du NW de la commune Erdősmecke — dans laquelle des zones atteignant une épaisseur de 0,5 m et riches en biotite s'alternent avec des zones granitoïdes, à grains moyens, riches en feldspaths de même épaisseur (Pl. XIII, fig. 2). Elle est bien schisteuse et la texture schisteuse est due à la taille allongée en une direction des éléments minéraux. Nous appelons cette roche embrechite litée d'après la nomenclature de J. JUNG—H. M. ROQUES (1952), ou migmatite ophthalmitique, resp. nébulite mérismitique selon la terminologie de H. M. HUBERT (1943).

d) Nous insérons à ce groupe la roche située au bord du NE de la commune Véménd, puis dans la grande vallée de Fazekasboda. Ce qui est caractéristique de ce type, c'est que des lentilles, longues de 5 à 10 cm, à aspect de granitoïde claire s'intercalent dans la roche bien cristalline et bien schisteuse, riche en biotite. J. JUNG et H. M. ROQUES ont nommé cette roche embrechite oeilée (Pl. XIV, fig. 1). Dans sa pétrographie de métamorphites, B. HEJTMAN (1962, p. 459) a signalé cette structure de roche, comme « pinch- and swell structure ». Nous pouvons expliquer sa genèse de deux manières. Les zones

leucosomes des migmatites stromatitiques ont été périodiquement refermées et réouvertes au cours d'une déformation ultérieure, ou dans la roche originale il y avait d'intercalations acidiques en lentilles (grès, arkose, etc.) à partir desquelles telles zones granitoïdes se formaient en lentilles, lors du métamorphisme régional ou l'ultramétamorphisme. Nous considérons la première possibilité plus probable.

e) Enfin, nous insérons ici l'alignement riche en feldspath, épais de 60 à 70 m, affleuré dans les vallées latérales près de la commune Ófalu (Annexe n° I), situé dans la zone de migmatites stromatitiques et développé progressivement de celle-ci. On peut poursuivre cet alignement sur une longueur de 3 km environ. D'après l'ancienne terminologie on pourrait l'appeler gneiss granitique. Dans cette roche, ce que nous pouvons considérer comme une alternance mélanosome-leucosome de la migmatite stromatitique originale, c'est l'alternance rythmique de zones à grains gros en feldspath et de celles à grains plus fins (Pl. XIII, fig. 1). La roche, comme son entourage aussi, porte les traces d'une diaflorese légère.

3. Agmatites et leurs variétés

Dans notre socle cristallin, les agmatites présentent, en tous cas, des matières à substratum de paléosome finement grenues à texture schisteuse ou à linéation, formées en état plastique et mobile qui plongent dans les matières métatectes à degré de plasticité et de granitisation plus élevé.

Comme nous l'avons déjà mentionné, ces corps d'agmatites sont situés dans un alignement large de plusieurs dizaines de mètres et long de plusieurs centaines de mètres — plus loin de la zone des migmatites stromatitiques et dans la zone de contact entre les diatexites et le granite à porphyroblastes. Alors, les agmatites ne sont pas en contact avec les migmatites stromatitiques et en général elles ne se développent pas directement de ces roches.

Les roches originales — dont les agmatites ont pris leur naissance — pouvaient être surtout des paragneiss ou des roches schisteuses, à grains fins, semblables aux précédentes. Dans les parties du socle cristallin situées à la surface, nous trouvons trois localités d'agmatites qui indiquent cette hypothèse.

A l'aide des études sous microscope nous avons constaté qu'à notre territoire aucune matière de substratum d'agmatite ne contient pas de cordiérite ou de staurotide, et c'est seulement dans le substratum d'agmatite — affleuré au sentier forestier conduisant au NE de Lovászhetény — qu'on a pu observer de la sillimanite provenant de la biotite, et la muscovite y est aussi rare, formée probablement par la pynitisation de la cordiérite.

Au commencement de la vallée située à l'W de la carrière d'Erdősmecke, gît un tel substratum d'agmatite à grain fin, à texture schisteuse qui contient une xénolithe de paragneiss à schistosité transversale (Pl. XV, fig. 1). Plus récemment dans les carrières d'Űveghuta et d'Erdősmecke, près du repère de base géodétique de Mórógy (Pl. XIV, fig. 2) et au N de celui-ci, il nous réussit à trouver de tels blocs de substratum d'agmatite et de skyalithe plus grands qui ont encore conservé leur texture de migmatite stromatitique, resp. de paragneiss (Pl. XV, fig. 2). De cela nous avons déduit que la matière de substratum des agmatites dérive des roches originales du métamorphisme

régional ou des migmatites stromatitiques dérivées des précédentes, c'est-à-dire, dans chaque cas il s'agit de roches nouvelles, recristallisées et de nouveau transformées. Conformément à cela, les contours des substratums des agmatites font allusion à une matière qui se trouvait en état plastique lors de la genèse de ces roches-là (Pl. XVI, fig. 1).

Sur la base du degré de cristallisation et de la mobilité des matières de substratum et métatectes des agmatites, nous pouvons les classer en quatre degrés évolutifs. Nous pouvons déterminer ces degrés macroscopiquement d'après l'augmentation des dimensions granulométriques et la proportion des feldspaths et du quartz de la roche, ainsi que d'après le développement de leur composition minéralogique observable sous microscope.

Au premier degré évolutif de l'agmatite, la matière du substratum est foncée, à grains tout à fait fins, à texture schisteuse, riche en biotite et elle contient les restes résiduels de minéraux métamorphiques (sillimanite). Outre la biotite, brun foncé, la matière du substratum ne contient pas d'autres éléments foncés (Pl. XVII, fig. 1).

Les grains sont déjà plus gros dans le substratum du deuxième degré évolutif dont le coloris est plus clair à cause des feldspaths et du quartz y enrichis. A ce degré, la transformation de la biotite du substratum en amphibole commence, accompagnée de la formation d'une multitude de spécimens de la titanite menus lanciformes (Pl. XIX, fig. 1).

Au troisième degré, la transformation de la biotite en amphibole continue, cependant les cristaux menus de titanite développent en spécimens plus grands et en amas. En outre, les premiers grains de microcline, encore petits, apparaissent.

Le processus précédent continue au quatrième degré, mais l'évolution se manifeste surtout dans la formation de porphyroblastes de microcline et orthose. En considérant leur composition, texture et structure, ces roches correspondent à la matière des nébulithes et skyalithes.

En général, on peut reconnaître les degrés évolutifs précédents au même affleurement (carrière) (Pl. XVII, fig. 2; Pl. XVIII), même dans un seul bloc de roche (Pl. XVI, fig. 2) ensemble avec la succession chronologique relative. En général, l'évolution d'agmatite est indiquée par la croissance de la granulométrie, l'augmentation de la proportion des éléments leucocrates (surtout feldspaths), effacement des contours du substratum, le changement de la texture schisteuse du substratum en linéation, plus tard sans orientation, l'augmentation de la plasticité et mobilité de la roche et l'homogénéisation de sa composition pétrographique. Par cela, l'agmatite a été transformée en diatexite nébulithique et skyalithique et enfin en granite nébulithique et skyalithique.

Nous pouvons observer ce processus de la formation de l'agmatite à nombreux endroits du territoire. L'évolution était partout, et sans exception, continue sans interruption. Annexe n° II illustre la répartition des roches agmatitiques.

Dans l'évolution des agmatites, nous pouvons étudier, à plusieurs endroits, les différentes formes morphologiques de la feldspathisation métasomatique, d'ailleurs macroscopiquement aussi bien observable. Telles sont les dictyonites, krokidites fréquentes et les pygmatites plus rares, dans la carrière d'Üveg-huta ou dans la carrière abandonnée, située au N de la commune Mórágy. Elles sont illustrées par les photos de Pl. XIX, fig 2 à Pl. XXIV, fig. 1.

A partir du III^e degré évolutif de l'agmatite jusqu'à la formation des granites à porphyroblastes, la matière devenue plastique se comporte d'une manière intrusive, en créant des formes intrusives. La matière de la métatecte est une diatexite différemment granitisée; en dernière analyse, il s'agit d'un granite à porphyroblastes.

4. Diatexites

Sous ce nom collectif, nous indiquons ces roches à grains fins à moyens, à texture le plus souvent à linéation ou légèrement schisteuse, riches en feldspaths et biotite qui forment — à nombreux endroits du territoire — des zones continues, resp. skyalithes géantes le long de la zone de contact entre les migmatites stromatitiques et le granite à porphyroblastes. Dans son ouvrage cité, MEHNERT (1968) décrit des roches complètement identiques sous le nom de migmatites de profondeur, resp. migmatites granitoïdes (Pl. XXIV, fig. 2). Notre carte-annexe n° II montre les localités de ces roches.

D'après leurs granulométries et compositions minéralogiques, ces roches se présentent extrêmement variables. Leur composition correspond, en général, aux III^e et IV^e degrés évolutifs du substratum d'agmatite. Elles ne comprennent pas de porphyroblastes de feldspath à grande taille. Leur composition minéralogique: biotite, amphibole, titanite, épidote, plagioclase, orthose, microcline et quartz. Éléments accessoires: apatite et zircon. Leur diaflorese a produit de la muscovite, séricite et chlorite. La transformation de la biotite primaire en amphibole — accompagnée de la formation du titanite — présente, ici aussi, un phénomène général, mais déjà sous forme d'un stade plus avancé. Le titane dégagé de la biotite est incorporé dans la leucoxène, rutilite et titanite.

Les diatexites — trouvables aux différentes parties du territoire — diffèrent surtout par le degré de leur schistosité et leur linéation. Ainsi, la diatexite, située dans la grande vallée de Szébeny, riche en biotite, est très fort schisteuse; cependant la diatexite, découverte dans la partie du SW du territoire, est pauvre en biotite, riche en feldspaths et sa texture ne montre qu'une légère linéation. L'intensité de la schistosité est la fonction de la teneur en biotite. Les diatexites, riches en biotite, sont toujours bien schisteuses.

Pareillement qu'au troisième degré évolutif du substratum d'agmatite, la microcline et l'orthose renferment — outre les éléments à Fe-Mg — aussi les restes résiduels élastiques des anciens feldspaths (Pl. XXV, fig. 1). Alors, cette matière résiduelle ne présente pas seulement les caractères d'une désagrégation mécanique (déformation), mais aussi ceux d'une décomposition chimique y parallèle (Pl. XXV, fig. 2).

5. Gneiss oeilé à porphyroblastes

Dans la vallée sous l'église de Lovászhetény, coïncé entre la pseudo-migmatite et le granite à porphyroblastes, dans une zone large de 10 m environ, se situe un tel gneiss renfermant des encastremements de feldspath porphyrique, dans lequel la longueur des porphyroblastes de feldspath atteint même 4 à 5 cm, mais dont la largeur ne dépasse pas 0,5 cm (Pl. XXVI, fig. 1). Alors, la taille de ces porphyroblastes de feldspath est tabulaire; leur axe

longitudinal est parallèle au plan de la schistosité. Elles sont toujours automorphes, non zonées et ne contiennent pas d'inclusions de biotite. Leur matière est de l'orthose et de l'oligoclase, tandis que la microcline n'est présente qu'accessoirement.

Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par la biotite et, rarement, la muscovite. Leurs lamelles sont aussi orientées parallèlement au plan de la schistosité. La matrice de la roche: feldspath-orthose sans lamelles jumelles et quartz à extinction onduleuse et à structure enduite. Parmi les éléments accessoires, apatite et zircon se présentent. La roche ne contient pas d'amphibole et de titanite.

En considérant sa genèse, cette roche a été formée à la phase rhéomorphe de la granitisation. Nous devons la considérer comme une roche équivalente à la diatexite avec laquelle elle se trouve ensemble ou à passage mutuel, à l'affleurement. La roche ne contient pas de minéraux métamorphiques.

6. Métabasites granitisées

Sous ce nom, nous indiquons les roches, à grains fins à moyens, riches en éléments de Mg-Fe qui s'intercalent dans le granite à porphyroblastes ou dans la diatexite. Elles sont retrouvables à nombreux endroits du territoire, conservant leur apparition en filons jusqu'aujourd'hui (Pl. XXVII, fig. 2). Le filon-couche transformé en métabasite, situé au territoire intérieur de la commune Mórágy, mérite l'attention (Pl. XXVIII, fig. 1). Nous pouvons interpréter sa genèse seulement de telle façon qu'au cours de la granitisation la roche, dans laquelle il a pénétré, est devenue granite, et le filon a été transformé en roche métamorphique basique, riche en éléments de Mg-Fe (amphibole et biotite). A cause de leurs petites dimensions, nous n'avons pas indiqué ces localités distinctement dans la carte.

En ce qui concerne l'aspect pétrographique original de ces formations métamorphiques, nous n'en pouvons déduire aucune conclusion. D'après leur teneur en acide silicique basse, nous devons les considérer, comme intrusions, resp. intercalations de filons basiques.

Lors des études des roches précédentes sous microscope, nous avons constaté que les types, différents dans leurs granulométries et degrés de feldspathisation, présentent les mêmes caractères spécifiques. Leurs plus anciens composants minéralogiques: biotite et un feldspath basique, fort altéré, sans lamelles jumelles. Dans le cas de ces roches aussi, les précédents ont été transformés en amphibole verte, occasionnellement titanite, rutilite et leucoxène (sagénite) (Pl. XXVI, fig. 2). La transformation de la biotite est tellement avancée que seul son centre restait intact qui, dentelé et effrangé, est en contact avec l'amphibole, formant des agrégats tachetés étant assemblés en amas (Pl. XXVII, fig. 1).

Outre ces composants primaires, les spécimens de microcline à grande taille et d'orthose perthitique sont fréquents qui renferment la matière clastique des composants précédents (Pl. XXVIII, fig. 2). Le quartz rare appartient, ici aussi, en colmatant l'espace libre. Ces roches ne contiennent pas de pyroxènes et carbonates, et on ne peut observer la formation de serpentinite, non plus. La schistosité des roches est due à la cristallisation.

7. Roches granitoïdes, nébulithiques à porphyroblastes

Comme on le voit aussi bien sur la carte géologique annexée avec les terrains de couverture enlevés, le granite à porphyroblastes occupe la partie centrale du territoire, dans la montagne faillée du socle cristallin granitisé de Fazekasboda et Mórágý. Sans limites nettes, il est en contact avec la zone de diatexite et agmatites, riche en skyalithes. Le granite à porphyroblastes — sans nébulithes et skyalithes — ne se présente qu'en lambeaux qui indiquent les parties les plus granitisées et homogénéisées du socle. Quant au degré de continuité de ces parties, il est impossible de le déterminer à cause du fort recouvrement du territoire.

Nous pouvons assembler les types de granite des différents secteurs du territoire d'après certains caractères pétrographiques extérieurs et surtout sur la base des formes caractéristiques de l'altération.

Dans la suite, nous allons employer la dénomination du granite à porphyroblastes, comme notion collective à cette roche qui est caractéristique de la montagne en question et qu'on pourrait appeler, dans sa majorité, plutôt, granodiorite, si nous ne savions pas que cette granodiorite ne représente pas encore le produit final, parfaitement homogénéisé, du processus de la granitisation. Les types de granites à porphyroblastes et leurs localités au territoire sont les suivants :

a) Granite, clair, à grains grossiers et à feldspath rose pâle, pauvre en porphyroblastes, altéré en surfaces de minéraux d'argile. La carte sans couverture illustre ses localités. Ses limites tracées dans la carte n'indiquent plus que ce type de roche est fréquent à l'intérieur de celles-ci. Par endroits on peut observer dans la roche une linéation causée par la cataclase faible.

À l'aide de l'étude sous microscope on peut constater que la roche est pauvre en amphibole. Les lamelles brunes de la biotite renferment souvent des cristaux de zircon, ce sont parfois des aiguilles de sagénite qui les traversent. Le feldspath a, sans doute, deux générations. Les spécimens également très fort séricitisés du plagioclase (oligoclase) zoné et de l'orthose plus anciens sont automorphes par rapport aux spécimens frais de l'orthose perthitique et de la microcline. Les clastites détritiques de ces anciens feldspaths forment des enclaves à l'intérieur des corps des porphyroblastes de la microcline et de l'orthose perthitique. La proportion des anciens feldspaths séricitisés est bien plus inférieure à celle de ceux-ci.

Contre tous les autres composants minéralogiques, le quartz est xénomorphe, montre toujours une extinction onduleuse, souvent à structure enduite. La texture de la roche est grossièrement grenue.

On peut toujours reconnaître l'association paragenétique entre l'amphibole et la titanite. L'amphibole est toujours xénomorphe par rapport aux anciens feldspaths séricitisés, dont elle dérive. Par contre, la biotite est automorphe par rapport à l'ancien feldspath aussi, ses lamelles menues étant situées en inclusions dans son corps. Les minéraux accessoires: apatite et zircon, surtout comprises dans les biotites.

b) Granite à coloris de rose vif, à grains moyens, pauvre en porphyroblastes, désagrégant en morceaux anguleux, tranchants. Les tronçons moyens et supérieurs des vallées débouchées de la direction du S découvrent cette roche, entre la station ferroviaire d'Erdősmecke jusqu'à Fazekasboda. Sa teneur en minéraux ferromagnésiens basse et ses feldspaths d'un rose vif

produisent son aspect caractéristique. Les zones riches en feldspaths sans biotite, larges de 1 à 2 m, s'y présentent fréquemment. Les veines minces d'aplite d'un rouge vif treillissent druement la roche. A l'aide de l'étude sous microscope on peut constater que cet aspect de la roche est produit par la transformation secondaire. Sa titanite est transformée en leucoxène noire. L'amphibole est aussi décomposée et finalement transformée en calcite. Avant celle-ci, des amas de minéraux fibreux, achromatiques (actinolithe?) ont été formés. Pendant la précipitation de leucoxène la biotite est entièrement chloritisée. Très rarement, on trouve encore de telles lamelles dont le centre est encore de la biotite brune.

Le rapport entre les anciens feldspaths séricitisés et l'orthose et la microcline plus récents est pareil au précédent. La différence consiste en ce que la proportion de ces derniers-ci est très petite. Par suite, ils ne remplissent que les galeries et canaux entre les feldspaths entièrement séricitisés. Conformément à ce fait, les spécimens de microcline, toujours xénomorphes, renferment plusieurs clastites de feldspaths anciens (Pl. XXVIII, fig. 2).

Le quartz à structure enduite et à extinction onduleuse, allongé en direction de la schistosité de la roche, produit la linéation de celle-ci. Composants accessoires: apatite et zircon.

c) Granodiorite grise riche en porphyroblastes de feldspaths blancs et en amphibole, toujours à texture à linéation; roche extrêmement dure, fraîche même à la surface. Elle présente des zones, larges de 50 à 100 m environ, dans les granites de type précédent. Telles sont les zones de roche affleurées dans la carrière abandonnée au SW de la station ferroviaire de Mórágý (point d'observation 13), exploitées dans la carrière communale de Mórágý (p. d'obs. 23) (Pl. XXIX, fig. 2) et à autres endroits (Pl. XXIX, fig. 1). Cette roche est située dans la zone médiane de la grande carrière de la station ferroviaire d'Erdősmecke, et d'ici elle se prolonge vers le NE, à travers deux vallées.

Ces zones de roches se répètent à plusieurs reprises au p. d'obs. 206. La roche — intercalée dans le granite, d'un rose vif, pauvre en biotite, fort fracturé — altérée en blocs arrondis présente un contraste extrême. Toutefois, il ne s'agit pas d'une certaine intrusion de granite dans une certaine roche plus ancienne, seulement de ce qu'au cours de la diatexite se formaient des zones et des galeries d'écoulement dans un magma de caractère intrusif, dont résultait une roche plus résistante à la suite de la cristallisation. Entre les p. d'obs. 205 et 206 il y a trois zones de cette sorte, traversant la vallée. Les porphyroblastes de feldspath sont claires et très riches en inclusions de biotite, situées en zones. Ce qui est encore caractéristique des gros blocs, c'est que des « cols » — saillants par rapport à leur entourage — épais de quelques cm les traversent. Leur matière contient des feldspaths rouges, sans porphyroblastes, à grains plus fins, formant quasi un passage à l'aplite dont les veinules minces — parailles à celles précédentes — treillissent richement cette roche aussi.

Sur la base de nos études macro- et microscopiques, on peut également constater que la richesse en biotite caractérise la roche. L'amphibole verte et la titanite ne s'enrichissent que par endroits; en général, on peut toujours reconstruire le fait de son origine à partir de la biotite. La chloritisation de la biotite est très faible. Elle est automorphe contre tous les autres composants. Sa couleur est d'un brun foncé, à fréquente précipitation de leucoxène après laquelle sa couleur devient plus claire. Le feldspath présente, ici aussi,

la deuxième génération, mais l'oligoclase (ext. sym. 16°) et l'orthose perthitiques plus récents et à grande taille et la microcline composent une proportion bien plus élevée par rapport au type précédent. Le même concerne le quartz, aussi, toujours à extinction onduleuse et à structure enduite. Ce sont les plages situées dans la direction de la schistosité qui produisent la linéation nette de la roche (Pl. XXIX, fig. 1). Les feldspaths récents (orthose perthitique et microcline) s'associent au quartz, ici aussi. Ensemble avec la biotite, amphibole et la titanite, ils renferment aussi la matière détritrique des anciens feldspaths séricitisés. Les inclusions de biotite (clastites) sont parfois disposées en zones. Dans les feldspaths anciens le phénomène que leur partie centrale (il y a aussi à taille du carré régulier) est transformée en épidote (Pl. XXX, fig. 1), est fréquent. Au centre des autres porphyroblastes se trouvent des grandes lamelles de biotite, comme germe de cristal (Pl. XXX, fig. 2).

Les cas sont très fréquents où la biotite s'enrichit dans le corps des feldspaths, en zones ou diagonalement (Pl. XXXI). Les spécimens de feldspaths anciens montrent souvent une déformation de différents degrés. Leurs morceaux broyés et déplacés sont colmatés par des canaux remplis de la microcline et du quartz. La croissance zonée supplémentaire des feldspaths anciens est très fréquente. La roche est fraîche, sa résistance a été prêtée par la quantité accrue de la deuxième génération des feldspaths et du quartz. Tandis que dans les roches précédentes, la taille des feldspaths de la deuxième génération est plus petite et ils étaient xénomorphes par rapport aux feldspaths anciens, ici ils présentent aussi des spécimens idiomorphes et hypidiomorphes à grande taille qui contiennent bien beaucoup d'inclusions xénolithiques (biotite). Parmi les minéraux accessoires se présentent : apatite, zircon et orthite.

d) Aux autres parties du territoire gît le granite nébulithique, skyalithique à porphyroblastes, moins homogénéisé. Roche extrêmement altérée, en cailloutis épais de 20 à 30 m dans les affleurements désagrégée. A cause de cela, on a arrêté l'exploitation dans les carrières y implantées. La configuration et la morphologie des nébulithes et skyalithe indiquent un mouvement en état plastique. Cette roche est la plus riche en porphyroblastes de feldspaths à grande taille (4 à 5 cm) qui contournent particulièrement les blocs de nébulithe et skyalithe. Ce sont surtout les carrières abandonnées dans la vallée de la colonie Újtelep de Véménd et les systèmes de vallées alignés au S de la commune Mórágý qui découvrent bien ces roches. Parfois son faciès est pegmatoïde à grains tout à fait gros, resp. nous trouvons les intercalations des zones, composées presque complètement de porphyroblastes, dans la roche. Leur épaisseur atteint même 2 m au point d'observation n° 150.

D'après nos études macro- et microscopiques nous pouvons les caractériser en ce qui suit : composition granodioritique à amphibole-titanite-biotite. L'amphibole se trouve toujours en rapport génétique à la biotite et à l'ancien feldspath, dont elle a pris sa naissance. Dès les nébulithes et skyalithes jusqu'aux types précédemment décrits, on retrouve une large échelle des faciès pétrographiques. A côté de la transformation à titanite, il se produit rarement une transformation à épidote sans titanite, aussi. Un tel en est par ex. le granite skyalithique et nébulithique au territoire situé à l'W de la carrière d'Erdősmecke et surtout aux environs de la distillerie de Véménd.

Les types de roches ci-décrits montrent les phases évolutives et les différenciations locales de la même granitisation et le mécanisme de mouvement identique de la matière devenue magma. Alors, il ne peut s'agir de l'intrusion

d'un certain granite plus récent dans celui plus ancien et de la refonte de ce dernier-ci. Je n'ai trouvé aucun indice d'une telle intrusion. L'alternance fréquente entre les plus différents types du granite à porphyroblastes non homogénéisés et la zone nébulithique et skyalithique à l'intérieur d'une même carrière est autant plus fréquente.

Le processus pétrochimique de la granitisation — dès les méta-conglomérats et ses roches sédimentaires affines et le métamorphisme régional de celles-ci jusqu'à la phase terminale de l'ultra-métamorphisme — représentait une évolution progressive sans interruption ayant devenu déjà intrusive dans ses dernières phases.

La phase magmatique a été suivie de processus post-magmatiques. Au cours de ceux-ci, les roches suivantes ont été formées :

e) Granite filonien à biotite à grains fins et aplite. Dans sa première publication sur la montagne, S. ROTH (1875) a nommé cette roche granite à biotite à grains fins, contrairement au granite à biotite et amphibole à gros grains.

Aujourd'hui, nous savons déjà que la roche alignée dans la carrière derrière la station ferroviaire de Mórágý est une roche filonienne. Sa surface — étant en contact avec le granite à porphyroblastes à grains grossiers, plus précisément granodiorite — est couverte d'une chlorite verte et pleine de surfaces de glissement. La formation de ce contact semble être due au fait que les deux roches à dureté et composition différentes ont différemment réagi à l'effort mécanique déroulé ultérieurement. Le granite filonien, à grains fins, est en réalité un filon d'aplite plus large et plus riche en biotite. Tant le filon est plus étroit, tant ses grains sont plus fins et tant il comprend moins de biotite. Ceux épais de quelques cm ont des grains tout à fait fins, sans biotite, et leur teneur en quartz est aussi faible, ils sont surtout composés de feldspath rouge, à grains fins. Voici d'où provient la couleur d'un rose vif, presque rouge, du détritit de la roche.

La granulométrie de la roche est le plus souvent régulière, à structure d'aplite et à texture plus ou moins à linéation. Le granite filonien (aplite), à texture à linéation visible même à l'oeil nu, affleure au tronçon inférieur de la vallée sous l'église de Lovászhetény (p. d'obs. 177), au tronçon supérieur de la vallée de Nagygeresd (p. d'obs. 275) et encore à de nombreux endroits (Pl. XXXII, fig. 1) autres que ceux-là.

Les filons d'aplite se présentent par endroit en colonies, comme par ex. aussi dans la carrière d'Erdősmecke. On peut exprimer leur épaisseur en dm. La colonie de filons éventailée dans la zone supérieure de la carrière, au fond de celle-ci ne traverse le granite nébulithique à porphyroblastes qu'en quelques « troncs » plus épais. Une telle colonie de filons traverse le granite à porphyroblastes aussi au NW de Nagygeresd (p. d'obs. 275).

D'après l'étude macro- et microscopique, on peut le caractériser comme suit.

Ses composants minéralogiques : biotite, plagioclase (oligoclase), orthose, microcline, quartz et minéraux accessoires.

Biotite, brun foncé, à fréquentes précipitations de leucoxène à ses bords. Lors de sa transformation, c'est d'abord la biotite verte, puis la chlorite qui apparaissait. Parmi les feldspaths, on peut observer, ici aussi, les deux générations. La taille des anciens feldspaths (orthose et plagioclase également) est toujours plus grande, c'est-à-dire ils présentent des encastremements dans la

matrice à grains beaucoup plus fins. Ils sont toujours fort séricitisés et zonés. La couleur d'interférence des zones devient plus claire vers l'extérieur. Ils ne contiennent pas d'inclusions, par contre les feldspaths plus récents, comme l'orthose et la microcline, les renferment, en plusieurs cas, en matière détritique. Ces deux minéraux se présentent en proportion à peu près égale, l'oligoclase est moins fréquent. Les trois minéraux sont frais, sans séricitisation. Ces composants minéralogiques sont automorphes par rapport au quartz qui a toujours les grains fins à très fins, à structure enduite; les spécimens de quartz s'indentent, les uns dans les autres, et dans les spécimens d'orthose et microcline en même temps cristallisés et également à grains fins, d même rarement dans les spécimens d'oligoclase, aussi. Ceux-ci contournent et arrangent en plages les composants plus anciens, provoquant ainsi la linéation de la roche, toujours observable sous microscope (Pl. XXXII, fig. 1), même dans le cas de l'aplite, trouvable dans la vallée de Lovászhetény, sa texture schisteuse visible même à l'oeil nu.

Le comportement plastique du quartz et la déformation (métamorphique) duraien t encore au cours de la terminaison de la cristallisation des grains de microcline. Cela est indiqué par le fait que le quartz à structure enduite et la plus petite fraction de feldspaths les contournent en produisant la texture schisteuse à linéation conformément à leur taille.

La perthitisation des grains d'orthose plus gros et la formation de myrmécite sont fréquentes. La structure des aplites de certains secteurs du territoire — comme par ex. les aplites situées au tronçon supérieur de la vallée de la carrière d'Erdősmecke (p. d'obs. 194) et les aplites rouges du tronçon supérieur de la vallée du moulin Loch-malom — est granophyrique. Ces aplites se composent de feldspaths à grande taille, à effet de granite graphique du quartz. Les veines d'« aplite » concordantes traversent le complexe de paragneiss et pseudo-migmatite sous l'église de Lovászhetény. Ce sont des injections à muscovite et sillimanite fibrolithique, liées à la migmatitisation du paragneiss, c'est-à-dire, elles étaient les initiatrices du processus de la granitisation et non pas ses manifestations finales.

La présence commune de la microcline et du quartz à structure enduite dans le granite nébulithique et skyalithique à porphyroblastes et dans l'aplite fait allusion à l'origine identique de ces roches et à leur connexion. Leur linéation de genèse identique prouve leur plasticité contemporaine et surtout leur déformation aussi contemporaine.

Pareillement à la roche-mère, les minéraux accessoires des granites filoniens d'aplite sont le zircon et l'apatite. La titanite et l'épidote ne se présentent ici non plus. Cette fonte de magma fatiguée, pauvre en fluides et énergie, se comportait complètement d'une manière intrusive et ne participait pas du tout au processus de la granitisation (feldspathisation) des roches régionalement métamorphisées.

f) A notre territoire, la pegmatite est une formation affine à l'aplite. En certaines directions elle s'aligne en colonies, formant des petits champs de pegmatite. Ces formations à faciès pegmatitique se composent caractéristiquement et à la plupart de feldspath et de quartz. Si elles forment des intercalations filoniennes, leur structure est symétrique, au milieu avec du quartz et à deux côtés avec des bords continus de feldspaths rouges à grains grossiers. Nous trouvons de tels petits champs de pegmatite, ensemble avec de l'aplite, au bord du N de la commune Véménd, au-dessus de Fazekasboda

près de la route conduisant vers le moulin Loch-malom, au centre de la hauteur (p. d'obs. 212) et enfin au tronçon inférieur de la vallée profonde de Kisgeresd.

La pegmatite indique la fin de la granitisation, la dernière phase de l'anatexie. Son faciès est complètement identique aux pegmatites filoniennes, formées lors de la cristallisation magmatique tardive des plutons de granite intrusifs. Alors, à notre territoire cette pegmatite n'est pas identique au leucosome à faciès pegmatitique de MEHNERT (1968) qui se forme au cours de la feldspathisation manifestée lors de la formation des migmatites stromatitiques. Cette pegmatite n'exerçait plus aucun effet sur son entourage. Sa cristallisation est post-cinématique, indiquée aussi par l'absence de l'orientation et linéation.

Dans sa composition minéralogique c'est l'orthose rose vif, la microcline et le quartz toujours xénomorphe qui sont les principaux composants. Accessoirement on trouve encore de la biotite et de l'apatite.

La perthitisation, la myrmécitisation et la structure de granite graphique sont fréquentes. Les intercalations en nids et filons de pegmatite se présentent toujours ensemble avec l'aplite, rose vif. La pegmatite — qui se forme dans la phase initiale de la migmatitisation — à notre territoire ne se présente que seulement sous forme d'injections concordantes dans le paragneiss et la pseudomigmatite, sous l'église de Lovászhetény. Ici, outre le quartz et les feldspaths les minéraux métamorphiques sont aussi présents, et ils participent à la formation de migmatite. Tels minéraux sont la muscovite et la sillimanite qui, associée à la muscovite, forme des faisceaux fibrolithiques.

C) ROCHES MÉTAMORPHIQUES A FACIÈS DES SCHISTES VERTS

(phyllade, amphibolite, calcaire cristallin etc.)

Comme nous l'avons déjà mentionné, ces roches régionalement métamorphisées, à faciès de schistes verts intercalent partout tectoniquement dans les roches de la zone des migmatites stromatitiques. Nous trouvons leur coupe la plus complète dans la vallée Aranyos-völgy, vallée du hameau Gröndl-tanya et vallée Meszes-völgy à Ófalu.

La succession stratigraphique de la structure de l'alignement est à peu près identique aux affleurements des vallées transversales. Après la migmatite stromatitique, large de 20 à 30 m environ, broyée en brèche tectonique, suit un calcaire cristallin compact, mais extrêmement fracturé, à stries d'ankérite, en gros bancs. Cette zone — épaisse de 50 m environ — est transformée en calcophyllite finement schisteux, puis après celle-ci commence le phyllade à muscovite et séricite, dans lequel s'intercalent des bancs de calcaire cristallin plus ou moins épais, cipolin à dessin verdâtre et de calcaire cristallin à diopside et grenat. Dans ce complexe, nous ne trouvons une telle zone, qu'on pourrait appeler phyllade décomposé et quartzitisé, que dans un cas unique. La diaflorese tellement caractéristique du territoire n'a pas affecté ce complexe.

Dans le phyllade quartzifère sériciteux, la chlorite s'enrichit à plusieurs endroits et la roche devient un schiste chloriteux sériciteux. Il en est du

même des zones à stries d'ankérite. Parallèlement à l'intensification de l'ankéritisation, à la surface on trouve des intercalations et nodules cellulaires de limonite. D'autre part et également ici, au lit du ruisseau, les zones dolomitiques l'intercalent dans les blocs de calcaire cristallin saccharoïde, bleuâtre, saillants.

À l'endroit indiqué sur la carte ci-jointe (Annexe n° I) un filon de serpentinite traverse la vallée Aranyos-völgy. L'ancien filon d'ultrabasite est large de 8 m, à son côté du S il est limité par des birbirites rouges, épaisses de 1 m environ et dérivées du calcaire cristallin, tandis qu'à son côté du N ce sont le phyllade et calcophyllite, également rouges, qui le délimitent. L'inclinaison de la schistosité de la serpentinite: $161/76^\circ$. Parmi les sondages profonds ceux Helesfa-1 et 2 et Gyód-2 ont retrouvé la serpentinite, aux endroits indiqués sur la carte sans couverture.

L'anomalie magnétique, prouvée par les mesures géophysiques, indique la serpentinite filonienne à ces secteurs aussi. Toutefois, leur direction diffère de celle de la serpentinite reconnue dans la vallée Aranyos-völgy. La serpentinite appartient au complexe métamorphique à faciès de schistes verts de sorte que sa position indique aussi la position plausible de ce complexe-ci.

À notre territoire, on connaît de l'amphibolite sous forme de plusieurs variétés et en plusieurs positions géologiques. Dans la vallée du ruisseau Köves-patak, située à l'W de la commune Bátaapáti, elle forme des intercalations rythmiquement alternantes, plus ou moins épaisses ou minces, dans le phyllade quartzifère sériciteux et dans les schistes chloriteux. En prolongation des affleurements ci-mentionnés, dans les sondages Alsónána-1 et 1/a, puis Bátaapáti-I le complexe d'amphibolite, alternant avec le phyllade, atteint des grandes puissances (voir: coupes des sondages profonds).

À l'affleurement de la vallée, située à l'E d'Erdősmecke, nous voyons l'intercalation d'amphibolites à grains tout à fait fins. Au bord du NW d'Erdősmecke, en affleurement nous voyons l'alternance quadruple de l'amphibolite également bien schisteuse et à grains fins et du phyllade. Mais, dans le sondage Em-XIX — emplanté environ de 100 m au N de cet affleurement — immédiatement au-dessous de l'alluvion de surface gisent des amphibolites à gros cristaux d'albite, contenant des intercalations gris, à grains fins. Ces dernières-ci représentent vraisemblablement la transformation d'anciennes intercalations de tufs.

Sur la base des études microminéralogiques des métamorphites à faciès de schistes verts, nous avons constaté ce qui suit:

Le calcaire cristallin, roche dominante de ce complexe, conserve la texture saccharoïde à grains fins sur toute la longueur de ses affleurements. En général, sous forme d'un marbre pur il ne se présente qu'en bancs minces intercalés. Sa forme générale est le faciès à stries d'ankérite qui ne change même pas en profondeur de 40 à 50 m. Le calcophyllite est finement schisteux, se compose de plages de calcite et séricite et plus rarement de quartz à structure enduite.

Le calcaire cristallin à diopside et grenat (skarne métamorphique), trouvé par I. MIKOLAI (sous presse) dans la vallée latérale ouest de la vallée Aranyos-völgy, est corrélable à la formation pareille, trouvée et décrite dans le Massif de Kirşehir (Massif internide d'Anatolie).

Le phyllade quartzifère à muscovite et séricite est une roche finement schisteuse, grise, lustrée. Nous y trouvons une alternance serrée de plages riches en séricite et muscovite, puis en quartz à structure enduite. La musco-

vite s'enrichit le long des surfaces de glissement, à peu près parallèles au plan de la schistosité. Les écailles menues de biotite, brun clair, sporadiquement deviennent aussi fréquentes. De même, l'albite apparaît rarement, aussi. Cette association minéralogique, puis l'alternance avec l'amphibolite prouve que dans le socle cristallin la genèse des roches à faciès de schistes verts déroulait au plus haut degré de l'intervalle des faciès.

C'est particulièrement la roche des affleurements, connus à la ville Pécs, qui est riche en chlorite. Ici, elle remplace la séricite, de sorte qu'en certaines zones on peut qualifier la roche comme schiste chloriteux.

Le minéral dominant des amphibolites est l'amphibole verte. Ses petites colonnes avec leur axe longitudinal se situent au plan de la schistosité. Il en est de même des lattes menues d'albite à lamelles jumelles. L'amphibole et l'albite ont été produites en même temps, lors de la différenciation métamorphique, de sorte que les spécimens de leurs cristaux sont endentés mutuellement. La précipitation de minerais est parfois fréquente. Les grains de minerais s'orientent aussi au plan de la schistosité. Par endroits, les plages composées d'amphibole, quartz et albite s'alternent avec celles riches en calcite. L'amphibolite, traversée par les sondages Alsónána-1 et 1/a, en certaines plages a été transformée en schiste à épidote, zoïsité et clinozoïsité.

Nous avons effectué l'étude minéralogique et pétrographique de la serpentinite sur les matériaux des 3 sondages ci-mentionnés et de l'affleurement de la vallée Aranyos-völgy. Voici l'association minéralogique de la serpentinite de la vallée Aranyos-völgy: antigorite, chrysotile, quartz, chlorite. La roche est disséminée par des menus grains de minerais noirs aussi fins que la poussière. La serpentinite, découverte dans le sondage Gyód-2, au plan de la schistosité contient des amas en éventail composés de trémolite et actinolite à gros cristaux (Pl. XXXII, fig. 2). La matrice composée d'antigorite s'alterne avec des plages riches en écailles minces de chrysotile, situées au plan de la schistosité (Pl. XXXIII, fig. 1).

Outre les minéraux précédents, la serpentinite du sondage Gyód-2 contient des amas de quartz, calcédoïne, opale, prehnite, pennine et clinochlore.

La serpentinite, traversée par les sondages Helesfa-1 et 2, est druement treillissée de veines d'aplite rose, extrêmement fracturées et traversées par des surfaces de glissement chloriteuses. En outre, dans la roche composée d'antigorite et de serpentine, les intercalations de talc, asbeste fibreux et de magnésite sont fréquentes. Sa composition pétrographique est illustrée par les profils des sondages profonds (Annexe n° IV).

Nous considérons le complexe précédent à faciès de schistes verts, comme un alignement continu à partir des sondages d'Alsónána jusqu'à l'affleurement de Pusztakisfalu dont les roches s'intercalent toujours le long du contact tectonique, dans les complexes plus anciens des migmatites ultramétamorphiques. Parmi les skyalithes de paragneiss, agmatite, etc. — si fréquentes à la limite entre les alignements de granite nébulithique à porphyroblastes et de diatexite — nous ne trouvons aucune xénolithe à faciès de schistes verts (calcaire cristallin, erlane etc.). Nous en concluons à ce qu'à notre territoire le complexe à faciès de schistes verts est distinct, indépendant du complexe ultramétamorphique et représente une unité tectonique et stratigraphique plus récente que ce dernier-ci.

D) MÉTAMORPHISME RÉTROGRADE, DIAKTORÈSE DES ROCHES GRANITISÉES DU SOCLE CRISTALLIN DE LA MONTAGNE MECSEK

Toutes les roches granitisées du socle cristallin de la Montagne Mecsek, décrites jusqu'ici, dans certains secteurs du territoire ont subi une transformation rétrograde d'une intensité plus ou moins élevée. Ce processus métamorphique rétrograde n'a jamais dépassé l'intensité correspondant au métamorphisme à dislocation ou au dynamo-métamorphisme, ainsi il s'est manifesté seulement sous forme de cataclase (Pl. XXXIII, fig. 2), mylonitisation, formation d'ultra-mylonites (Pl. XXXIV, fig. 1) et d'une altération due à la décomposition minéralogique de la roche, notamment, albitisation, de muscovitisation, chloritisation, séricitisation, silification et péliteisation.

Conformément aux propriétés physiques et chimiques originales des roches, la transformation a produit des roches tout à fait différentes. Les processus métamorphiques rétrogrades ont provoqué la désagrégation de tous les composants de la roche originale. Alors, même le quartz endenté à structure enduite et à extinction onduleuse de l'ancienne matrice se présente sous forme d'esquilles brècheuses, empâtées dans une matrice finement meulée.

On peut caractériser la diaktorèse des groupes de roches ultramétamorphiques reconnus jusqu'ici par ce qui suit :

Nous trouvons les granitoïdes diaktorisés, skyalithiques, nébulithiques, à porphyroblastes, là où ils sont traversés par des zones tectoniques broyées et émiettées. La diaktorèse est manifestée dans une altération (chloritisation, formation de quartz) accompagnée d'une fragmentation (cataclase, mylonitisation) des roches, druement traversée par des surfaces de glissement enduites de chlorite. Les surfaces de glissement d'une répétition serrée prêtent une texture schisteuse à la roche. Toutefois, à la suite d'un coup de marteau la roche désagrège en esquilles. Une telle roche gît par ex. au coteau abrupt entre le bâtiment de la station ferroviaire de Mórógy et le post de manoeuvre ouest et encore à beaucoup d'autres endroits. Dans les carrières de granite, on les a laissés intacts et aujourd'hui on les aperçoit déjà loin, comme rochers saillants.

On ne peut reconnaître la phase initiale de la cataclase que sous microscope. Elle se manifeste dans l'esquilloité des feldspaths, flexion des lamelles jumelles du plagioclase, pressurage de la biotite à l'ombre de pression entre les grains de feldspaths plus grands, formation de séricite, chloritisation et dans la précipitation des grains de minerais opaques. Quand le granite, sous l'effet de la pression, est orienté, c'est-à-dire il reçoit une linéation dérivée du traînage, alors microscopiquement il se déroule déjà l'arrondissement des porphyroblastes de feldspath, la genèse de biotite, resp. de couronnes composées en menus fragments de quartz, la chloritisation complète de la biotite et la précipitation de minerais noirs. Le long des failles et fractures récentes il n'arrive que la fragmentation ou, au plus, la cimentation à carbonates. En tous cas, on peut observer ce processus macroscopiquement aussi. Nous voyons une telle zone par ex. dans la carrière avant-dernière, au côté gauche de la route en terre conduisant de la station ferroviaire de Mórógy à la commune. On a implanté la carrière entière dans une telle brèche cimentée de carbonates. Naturellement cette roche n'est pas diaktorite, mais une brèche tectonique.

On peut déjà beaucoup plus difficilement séparer la transformation rétro-

grade des diatexites et la mylonitisation plus récente de la roche. Dans le premier cas, la transformation rétrograde est caractérisée par la fragmentation du quartz métamorphique primaire, la décomposition du titanite, biotite et de l'amphibole en grains de minerais noir enfumés, puis par la séricitisation plus avancée de l'entité des feldspaths. Dans l'autre cas, la fragmentation est accompagnée de la cimentation carbonatée et de la limonitisation macroscopiquement aussi visible.

À l'aide de l'étude microscopique de la roche, on peut facilement constater les processus précédents. Parallèlement à l'intensification de l'effet cinétique, les porphyroclastes de feldspaths ont été encore plus fragmentés et plus fort séricitisés. A la suite d'un effet très intense, se présentaient des plages riches en séricite, chlorite et en quartz à structure enduite, où flottent les porphyroclastes de feldspaths arrondis à petites dimensions. Conformément au caractère originale non homogénéisé de la roche, la séricite, chlorite, et le quartz composent les roches, en s'y enrichissant en zones (Pl. XXXIV, fig. 2).

Dans la zone des migmatites stromatitiques, on trouve le développement le plus variable de la diaflorese. Au contact avec la série liasique, par ex. au coteau est du débouché de la vallée Aranyos-völgy, nous trouvons une roche très riche en muscovite d'un aspect de micaschiste, cependant au coteau ouest se trouve une brèche tectonique à détritits grossiers, large de 30 m au moins. La roche d'un aspect de micaschiste pouvait se former ailleurs aussi en prenant naissance à partir de la migmatite stromatitique et avec une proportion plus ou moins élevée de chlorite. Près du hameau Gröndl-tanya, sous l'effet de la diaflorese une telle roche a été formée, dans laquelle les amas de l'albite ont conservé les contours des anciens plagioclases décomposés. En dépendant de l'intensité de la transformation, la biotite du mélanosome est transformée en muscovite ou en chlorite. Par contre, le feldspath du leucosome se désagrège en séricite et en quartz. Par suite, les zones contenant beaucoup de biotite donnent naissance à du schiste chloriteux à épidote ou à une roche à aspect de micaschiste, tandis que les zones à prépondérance du leucosome produisent des plages de quartz et séricite.

La diaflorese la plus intense a conduit à la formation de fillonite à partir des migmatites stromatitiques. Aux affleurements on peut facilement distinguer le phyllade quartzifère à faciès de schistes verts et la fillonite. Le premier reste inchangé sur des territoires vastes et ne contient jamais de feldspaths. Par contre, la dernière forme des zones large de 40 à 50 m au plus, et à l'intérieur de ces zones sa composition change de mètre à mètre et dans chaque cas elle contient des restes résiduels des migmatites (Pl. XXXV, fig. 1). Les contours du mélanosome ou leucosome sont toujours observables, cependant dans le cas de la fillonite les restes plus ou moins arrondis des porphyroclastes de feldspaths sont toujours présents et reconnaissables (Pl. XXXV, fig. 2).

À notre territoire, les différents degrés d'intensité de la diaflorese ont une répartition régionale, mais la formation de fillonite même ne s'est déroulée que dans les zones de la diaflorese la plus intense. Selon nos connaissances, elle est retrouvable dans tous les membres du système des vallées d'Ófalu, c'est-à-dire à chaque vallée traversant le complexe de migmatites. Ainsi, on retrouve la migmatite stromatitique classiquement développée et transformée en fillonite dans trois zones dans la vallée de la bergerie et au moins en trois zones dans la vallée Aranyos-völgy.

Le schiste quartzifère mentionné dans le chapitre précédent — formé

dans la zone de phyllade — a une composition différente de celle des diafiorites. Dans la zone de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin, nous n'avons nulle part observé de diafiorèse. Par suite, nous sommes d'avis que son âge de genèse a été en synchronie avec le métamorphisme à faciès des schistes verts.

E) VOLCANITES RÉCENTES ET LES PRODUITS POST-VOLCANIQUES RESPECTIFS

Nous mentionnons premièrement les filons de bostonite continus étant en rapport au volcanisme du basalte alcalin du Crétacé inférieur. Ils ont attiré notre attention au cours de nos études faites en 1950. Nous connaissons leur description pétrographique grâce de la publication commune de B. MAURITZ et G. CSAJÁGHY (1952). Nous ne pouvons plus y ajouter que ce qu'ils ne représentent pas les filons post-magmatiques du granite du socle cristallin, mais les formations filoniennes sub-volcaniques terminales du volcanisme de basalte alcalin (trachydolérite). Nous prouvons cette circonstance à l'aide de Pl. XXXVI, fig. 1. Le territoire est traversé à plusieurs endroits, outre la bostonite, par des petits filons de basaltes, resp. de basaltoïdes (Pl. XXXVI, fig. 2); ce sont des andésites grises, à grains fins et leurs tufs qui les semblent surmonter. Nous avons indiqué leur position géologique dans les annexes cartographiques n° I et II. Des veines à remplissage carbonaté (ankérite) postvolcaniques appartiennent encore aux formations précédentes.

VI. ÉVALUATION GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES MATÉRIAUX DES SONDAGES AYANT PÉNÉTRÉ DANS LE SOCLE

En comparant les échantillons des roches cristallines des 82 sondages, approfondis au territoire et à ses environs, aux roches cristallines affleurées à la surface, nous trouvons qu'elles sont identiques à peu d'exceptions (Annexe n° IV).

On peut constater que les roches fondamentales de l'ultra-métamorphisme, c'est-à-dire de la migmatitisation et granitisation, étaient ici aussi des roches à faciès d'amphibolite qui ont subi le métamorphisme régional. Mais, aucun sondage n'a traversé de tels méta-grès, méta-conglomérats et méta-arkoses ou méta-grauwackes que l'on trouve dans la vallée du ruisseau Köves-patak, dans la carrière abandonnée au bord sud de la commune Bátaapáti ou à l'affleurement sous l'église de Lovászhetény.

En même temps, on peut aussi constater qu'en allant vers l'W le degré de cristallisation des roches initiales régionalement métamorphisées augmente. Les gneiss à amphibole-biotite-grenat à grains moyens, les gneiss oillé, les gneiss à pyroxène et les gneiss à sillimanite, cordiérite et à disthène deviennent fréquents. La plupart des migmatites stromatitiques a pris sa naissance à partir des gneiss à grenat-amphibole-biotite et des paragneiss à cordiérite-sillimanite.

Les stries de leucosome des migmatites stromatitiques se trouvent, sans exception, à un degré plus élevé de la granitisation. Elles ressemblent à telles migmatites stromatitiques — affleurées au bord d'Erdősmecke, dans la grande vallée située à l'E de la commune Mórágý, au milieu de la grande vallée conduisant du bord sud de la commune Bátaapáti vers Mórágý — dans lesquelles le leucosome ne se distingue plus du mélanosome que par sa teneur en biotite un peu moins élevée. On peut retrouver les diatexites caractéristiques précédemment décrites du socle connu en affleurement aussi dans les matériaux des sondages situés à l'Ouest de Fazekasboda. Ensuite, on peut aussi retrouver des appartenants à la série de phyllade, amphibolite et de calcaire cristalline de la surface. On peut les suivre depuis Alsónána jusqu'à Szigetvár, dans un alignement presque continu. A l'W de ceux-ci, seul le sondage Pat-2 a traversé le calcaire cristallin.

Les diaforites, connues dans le socle cristallin à la surface, et le phénomène propre de la diaforèse sont aussi constatables dans les matériaux de presque tous les sondages. De ce point de vue, ce sont les matériaux du sondage Mozsgó-1 qui méritent la mention.

Dans le cas de certains sondages nous avons pu fixer aussi l'effet du métamorphisme de contact, étant en rapport aux intrusions de granite calédoniennes ou encore plus récentes, varisques. Telles sont: l'effet du métamor-

phisme de contact produit par le granite-porphyre traversé par le sondage Szalatnak-III, puis la serpentinite traversée par les sondages Gyód-2, Helesfa-1 et 2. Leur transformation semble avoir été pareille à la serpentinite affleurée dans la vallée Aranyos-völgy, mais on peut les mettre en rapport aux processus magmatiques traversant la serpentinite et produisant l'aplite. Dans le sondage Görösöny-1 on a décrit l'éclogite (L. RAVASZ-BARANYAI 1969).

En considérant la proportion en pourcentage, les matériaux des sondages, situés à l'W de Szigetvár, se composent surtout de roches régionalement métamorphisées d'un isograde de sillimanite.

Les matériaux des sondages Szigetvár-1 et Mozsgó-1 ont subi le plus haut degré de la fragmentation, notamment la mylonitisation. Ces matériaux présentent des efforts mécaniques extrêmement forts et d'une grande répartition latérale. En même temps, on peut qualifier la région des sondages Mozsgó-1, Mágocs-1 et du Gyűrűfű — ensemble avec le granite nébulithique à feldspath rouge de la surface — comme un territoire de granites à porphyroblastes ayant atteint le plus haut degré de la granitisation, pareillement aux affleurements le long de la ligne entre Mórógy, Feked, Erdősmecske et Geresd, représentant la plus forte granitisation. Le territoire entre Szekszárd, Bátaszék et Véménd, est aussi pareil avec son granite à porphyroblastes, à feldspath rouge.

Le sondage le plus caractéristique du territoire et traversant des roches d'une composition pétrographique extrêmement riche est, sans discussion, celui de Pécs-7 dont la succession stratigraphique nous allons encore mettre sous étude distincte.

On peut retrouver l'association minéralogique caractéristique des diatexites et granites à porphyroblastes, connue à la surface, aussi dans les matériaux des sondages.

Le socle cristallin traversé par les sondages est affaissé à des grandes profondeurs tant en direction vers l'W que vers l'E. En direction vers l'W, après plusieurs affaissements, plus ou moins grands, nous retrouvons de nouveau les roches granitisées, en affleurement, à Nyugotszenterzsébet. Mais, d'ici en direction vers l'W le socle cristallin s'affaisse en profondeurs de plus en plus grandes. Il est situé à Szigetvár à 617,5 m, à Görgeteg et Babócsa entre 2000 et 2500 m et enfin à Felsőszentmárton à 3991,2 m. D'ailleurs c'est le sondage, où le socle cristallin s'est affaissé le plus profondément, à notre territoire.

L'annexe n° IV ci-joint contient, en ordre alphabétique, les profils géologiques et pétrographiques des sondages plus importants du territoire. Nous y ajoutons les remarques suivantes :

Le sondage **Alsómocsolád-2** a traversé, à partir de 198,5 m, le même complexe de cornéenne, argilite et de grès cambro-silurien que les sondages, non loin emplacements, Szalatnak-III ou Györe-1.

Le sondage **Alsónána-1**, jusqu'à 115,5 m, et celui Alsónána-1/a, jusqu'à 128,6 m, ont traversé une série composée d'une alternance de phyllades et amphibolites qui correspond au complexe semblable qui affleure au début du ruisseau Köves-patak.

Après, jusqu'à 131,3 m, une zone broyée sans carotte récupérée suivait en épaisseur de 2,7 m, au-dessous de laquelle, jusqu'à la profondeur de 235,0 m, le sondage a traversé du granite nébulithique à porphyroblastes mylonitisé et cataclastique. *A proximité du contact du granite, l'amphibolite-phyllade n'a*

subi aucune déformation ultérieure à cause du granite, par conséquent, il doit être plus récent.

Le granite à grains fins, situé au-dessous de la série d'amphibolite, comprend des skyalithes riches en biotite et aussi des nébulithes plus riches en amphibole et biotite. L'outil a traversé à 197,3 m une zone de brèche tectonique, comprenant les détritits d'amphibolite, quartzite et de granite. L'amphibolite, traversée dans les sondages Alsónána-I et 1/a, présente en plusieurs intervalles des enrichissements considérables en rutile, zoïsite-clinozoïsite (Pl. XXXVII, fig. 1).

L'objectif des sondages **Bátaapáti-I à IV** c'était de poursuivre, en direction vers l'E, des deux roches (ultra-métamorphique et à faciès des schistes verts), affleurées dans la vallée du ruisseau Köves-patak. Leur position était conforme à celle attendue, mais le degré de décomposition était très considérable. Seul le sondage **Bátaapáti-IV** a causé une petite surprise, car immédiatement au-dessous du lit de talus, il a touché des calcaires jurassiques pleins, où les microfossiles pululent. Ça veut dire que se sont les calcaires jurassiques, affleurés au bord de la vallée Határárok-völgy qui ont été déplacés jusqu'à ce point éloigné le long d'une fracture transversale.

Nous pouvons appeler la roche du sondage **Bátaszék-I** granite cataclastique à feldspath rouge, à porphyroclastes. Mais, cette roche a subi très fréquemment une déformation postérieure, étant transformée en diatexite, à grains fins, à texture à linéation, et inversement.

Les sondages autour d'**Erdősmecke** ont été approfondis afin d'éclaircir de la position de l'alignement d'amphibolites-phyllades-calcaires cristallin. Comme attendu, ils ont percé tantôt la zone des migmatites stromatitiques, tantôt la zone mentionnée.

Le sondage **Erdősmecke-XX** fut implanté afin de faire traverser les calcaires cristallins de la vallée Meszes. Après avoir traversé le phyllade-calco-phyllithe et le calcaire cristallin, à 133,5 m, le forage est arrivé à une zone tectonique broyée, puis, entre 178 et 300 m, il a creusé les migmatites stromatitiques diafforitisées du mur. La série de phyllade-calcaire cristallin supérieure n'a subi, ici non plus, aucun métamorphisme de contact par le granite.

Les sondages de **Görgeteg—Babócsa** ont découvert, sans exception, les roches paragneissiques originales régionalement métamorphisées. La différence consiste en grande variabilité de la teneur en grenat, cordiérite et amphibole.

Ces sondages n'ont pas traversé de migmatites stromatitiques, ni de roches rhéomorphes granitisées. A cause de l'enrichissement local des lattes d'amphibole, dans plusieurs cas la roche a l'aspect de l'amphibolite (Pl. XXXVII, fig. 2).

Le sondage **Gyód-2** creusait de la serpentinite jusqu'à la fin de sa pénétration au sous-sol. La caractéristique des matériaux du sondage c'est qu'aux plans de délitage de la schistosité, il se formaient des cristaux en éventail de grande taille, composés de trémolite et actinolite.

La roche des sondages **Gyód-3 et 4** est une migmatite stromatitique bien cristalline, plissotée. Les différents intervalles sont parcourus de ptygmes déjà signalées dans la littérature (Pl. XXXVIII, fig 1). Les carottes du sondage sont très variables. Les zones claires, riches en quartz et feldspaths et celles foncées, riches en biotite et amphibole s'alternent fréquemment. Il s'agit d'une roche bien cristalline.

Les sondages **Gyűrűfű 9006 à 9015** ont traversé des granites semblables,

à grains fins à moyens, à feldspath rose, chloritisés, décomposés, cataclastiques ou mylonitisés auxquels pareils affleurent dans la montagne faillée de Fazekasboda et Mórágý.

Pareillement aux précédents, ceux-ci ont aussi subi une diafiorèse intense et plus tard la cataclase, la mylonitisation.

Le sondage **Helesfa-1** a traversé des serpentinites treillisées de filons d'aplite, puis à partir de 480,0 m des talcschistes, contenant des intercalations de magnésite et dolomite. T. SZEDERKÉNYI a étudié les matériaux du sondage, et nous en avons emprunté partiellement les constatations. Le sondage **Helesfa-2** a traversé — jusqu'à 381,2 m — la même serpentinite treillisée de veines d'aplite. La serpentinite et le talcschiste ont pris leur naissance à partir des roches ultrabasiques. La matière des filons d'aplite, traversant le complexe, présente les traces d'une décomposition ultérieure et d'un effort mécanique extrêmement fort. Après la zone de failles entre 381,2 et 389,0 m, où nous voyons la répétition de granite, serpentinite et de dolomie, l'outil a définitivement pénétré dans le granite mylonitisé cataclastique et l'a traversé jusqu'à 444,5 m. Les agents produisant la serpentinitisation, ont aussi transformé le granite à porphyroblastes du mur. Pareillement à la serpentinite du toit, l'effort mécanique intensif a provoqué une cataclase extrêmement forte, une mylonitisation, dans cette roche aussi.

A l'aide des mesures géophysiques, on a réussi à délimiter le corps de serpentinite traversé par les sondages de Helesfa.

Le sondage **Heresznye-2** a traversé des paragneiss à grenat et pyroxène (hypersthène) entre 2482,5 et 2482,8 m. C'est la seule métamorphite au territoire (Pl. XXXVIII, fig. 2) que l'on pourrait déjà insérer parmi les roches à faciès de granulite, d'après sa teneur en hypersthène.

Par contre, les sondages **Heresznye-5** et **12** n'ont traversé que des paragneiss diafioritisés à grenat, biotite (Pl. XXXIX, fig. 1).

La matière du sondage **Iharosberény-2** est diafioritisée, originalement c'était du paragneiss à sillimanite. Les faisceaux de sillimanite fibrolithiques font allusion au domaine de la plus haute température du faciès d'amphibolite (Pl. XXXIX, fig. 2).

Le sondage, approfondi en 1977 sous le nom de **Kaposvár-fürdő** (bain de Kaposvár), a transpercé des migmatites rhéomorphes et des intervalles de diatexite entre 1055 et 1097 m. D'ici jusqu'à 1150 m, l'outil passait à travers des argiles de faille, dans une roche granitoïde, décomposée en argile. La roche traversée est identique aux migmatites rhéomorphes du socle cristallin de la Montagne Mecsek.

Le schiste à muscovite, sillimanite, cordiérite, staurotyde et grenat du sondage **Kisdér-1** fait allusion à la matière pélitique initiale des roches métamorphiques, riches en aluminium. Comme dans les autres sondages, la sillimanite a été formée, ici aussi, par la transformation de la biotite.

La matière du sondage **Kutas-1** est du gneiss oeilé affecté par la diafiorèse. Ces roches de gneiss oeilés semblent avoir livré la teneur en feldspaths qui apparaît comme la première génération de feldspaths cataclastique, fragmentée et séricitisée, dans les migmatites (Pl. XL, fig. 1).

La matière du sondage **Mágocs-1** est du granite, à grains grossiers, à coloris rose vif, extrêmement décoratif. Il ressemble au granite rose situé aux environs de la vallée du moulin Loch-malom, dans le socle affleuré (Pl. XLV, fig. 2).

Alors, la structure symétrique du socle à la surface ne représente qu'un phénomène local, d'une répartition géographique très limitée. Les deux générations de feldspaths de la roche sont pareilles à celles du socle affleuré.

La roche du sondage **Mártonfa-1** présente une affinité aux granites à porphyroblastes, traversés par les sondages des environs de Mágocs et Gyűrűfű.

Comme nous l'avons déjà mentionné, les roches du sondage **Mozsgó-1** présentent les traces de la plus forte cataclase à cimentation carbonatée. Sa roche originale pourrait être aussi bien le granite à porphyroblastes que la diatexite. A cause de la pauvresse de la roche en microcline, du manque de l'orthose perthitique et de l'absence des porphyroblastes de microcline, nous avons qualifié la roche granitoïde des nombreux intervalles, comme diatexite. Le sondage n'a traversé la migmatite stromatitique qu'en deux intervalles (408 à 427 m), mais cette zone pouvait être même celle de l'agmatite, car son leucosome représente déjà une phase très avancée de la granitisation (Pl. XL, fig. 2).

La matière du sondage **Nagykorpád-1** est du paragneiss à biotite diaftoritisé.

Le degré de cristallisation de la migmatite du sondage **Nagypall-1** est pareil à celui des migmatites du sondage Pécs-7, c'est-à-dire son leucosome est déjà développé à une roche granitoïde.

Le sondage **Nagyváty-III** a traversé une roche semblable au granite à porphyroblastes du territoire d'Erdősmecke.

Parmi les sondages de **Nyugotszenterzsébet** c'est la matière du sondage NyE-2 qui mérite d'être mentionnée. C'est dans celle-ci que l'on peut voir le mieux, comment la roche originale du paragneiss à grains fins et à biotite est dispersée au cours de la granitisation dans la diatexite rhéomorphe et comment ses parties se transforment en granodiorite à amphibole et biotite, puis en granite (Pl. XLI, fig. 1). Parmi les skyalithes, formées au cours du processus, il y a aussi de telles qui sont contournées d'un liséré d'amphibole verte, épais de 1 cm, cependant son intérieur est composé de paragneiss à grains fins et à biotite. Par conséquent, la formation de l'amphibole commence dans une certaine phase de la granitisation et atteint sa culmination ici. Plus tard, au domaine de température plus haute la biotite devient de nouveau le composant mafique dominant.

La matière du sondage **Pat-2** est du calcaire cristallin. Elle est identique à la matière des intercalations de calcaire cristallin connues en affleurement. C'est le seul sondage qui pourrait justifier que l'alignement de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin à la surface ne représente pas un phénomène local, mais un tel régional, au territoire du socle cristallin pré-cambrien (protérozoïque).

Le sondage **Pécs-7** représente une borne démarcative dans l'histoire de nos recherches. E. SZÁDECZKY-KARDOSS était le premier à y découvrir le caractère migmatitique et palyngénétique du socle cristallin affleuré. Le sondage a traversé le socle cristallin à partir de 531,6 m jusqu'à la cote finale de 927,8 m, c'est-à-dire le long de 396,2 m.

Les premiers documentalistes du sondage ont décrit la matière migmatitique, à l'époque encore inconnue en Hongrie, avec très grande circonspection, en y préparant 120 lames minces. Conformément à cela, il faut considérer le log du sondage Pécs-7 et sa caractérisation pétrographique, comme le travail collectif des auteurs cités.

Après la matière du sondage fut évaluée par ISTVÁN CSALAGOVITS (1964).

La partie appartenant au socle cristallin du sondage commence à 557,0 m. Jusqu'à 672,0 m il y a du schiste quartzifère, gris foncé, sériciteux, en lamelles minces, possible à gratter à l'ongle, puis se trouvent le phyllade et le phyllade graphiteux. En dessous suit la fillonite, c'est-à-dire un paragneiss diafforité, ou la migmatite stromatitique. C'est une roche contenant la chlorite après grenat, feldspaths et biotite, auxquels s'associent l'épidote, zoïsite et la clinozoïsite, à l'intervalle suivant.

Entre 705,0 et 715,0 m il y a du paragneiss à disthène, biotite et amphibole (Pl. XLI, fig. 2). En dessous, jusqu'à 749,0 m suit, de nouveau, le paragneiss contenant périodiquement aussi de la cordiérite, du grenat et de l'amphibole, outre biotite et feldspaths partout présents.

Après, un tel complexe de migmatite stromatitique commence dont le leucosome est déjà diatexitique, c'est-à-dire une roche à grains fins et à biotite, semblable au granite, cependant son mélanosome est encore du paragneiss à grains fins, riche en biotite, resp. une roche à texture schisteuse semblable au substratum à I^{er} degré évolutif des agmatites.

A partir de 771,0 m vers le bas, gît une diatexitite bien schisteuse, où les porphyroblastes de feldspaths, resp. les migmatites rhéomorphes stromatitiques, connues aussi à la surface, se présentent de plus en plus fréquemment.

Les grains deviennent de plus en plus grossiers vers la profondeur, et la roche est de plus en plus granitisée, contenant de plus en plus de porphyroblastes d'orthose pertithisés. Sous microscope, certaines zones des derniers intervalles rappellent un granite bien homogénéisé à texture à linéation.

Le mélanosome du sondage a toujours conservé sa cordiérite, alors que les agmatites et migmatites stromatitiques, à la surface, ne contiennent plus de cordiérite, à ce degré avancé de leur évolution.

C'est la pauvresse en microcline qui caractérise la matière du sondage Pécs-7. Nous n'avons pas retrouvé de microcline que dans certains intervalles.

Comme nous l'avons vu, les roches du sondage correspondent complètement au degré de granitisation caractéristique du territoire. Après la zone de phyllade c'est la zone des paragneiss originaux, puis une périodicité progressive de la granitisation, augmentée en profondeur, qui caractérisent principalement la matière du sondage. On peut constater la diafforèse — accompagnée de la chloritisation, carbonitisation et de la formation de leucoxène — presque en tous les intervalles.

Les sondages des environs de **Pusztakisfaló** ont traversé les roches, connues à la surface. L'objectif de leur emplacement était d'éclaircir la position de la zone de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin. Les sondages ont complètement éclairci la position géologique de cet alignement. Les roches granitisées ont subi la diafforèse, tandis que les roches originales soumises au métamorphisme régional ressemblent au paragneiss à cordiérite de Lovászhetény. La formation de muscovite intensive est observable dans celles-ci, aussi.

Après le perçage des couches miocènes, le sondage **Püspöklak-1** est arrivé immédiatement dans un granite extrêmement broyé et cassé, et l'a traversé sur une distance verticale de presque 200 m. Le sondage a prouvé que le socle cristallin se trouve en position relativement élevée au S aussi.

Le sondage **Rinyaszentkirály-2** a traversé du paragneiss diafforité à grenat et biotite sans granitisation, dans un intervalle dépassant 100 m.

Le sondage **Sellye-1** — au-dessous de 1930 m — a pénétré 24 m dans le gneiss oillé diafctoritique à porphyroclastes, ce qui prouve que *la déformation — produisant les porphyroclastes — a eu lieu encore avant la granitisation*. Cette information est extrêmement importante du point de vue de la relation mutuelle entre le métamorphisme, ultra-métamorphisme et la diafctorèse (Pl. XLII, fig. 1).

On ne peut plus reproduire la matière du sondage **Szekszárd B 17**. Tout ce que l'on peut constater à ce propos, c'est que le granite traversé au fond du sondage semble avoir été identique à la matière graniteuse du sondage de Bátaszék.

Le sondage **Szalatnak-III** est l'un des sondages les plus importants de notre territoire malgré au fait qu'il n'a pas traversé de roches métamorphiques. Après la série de sables et argiles, épaisse de 70 m, du Pléistocène, l'outil est arrivé dans les grès et conglomérats du Permien supérieur et les a découverts jusqu'à 116,0 m. La série terrestre, connue en affleurement, est inclinée sous un pendage moyen de 10°.

Au mur du Permien on trouve en discordance, du schiste sériciteux noir, contenant des intercalations de grès et de conglomérat (Pl. XLII, fig. 2). Le complexe de schiste sériciteux, noir, dans lequel J. ORAVECZ a trouvé des débris de *Graptolithes* siluriens (communication orale) à 460 m, n'a subi le moindre métamorphisme malgré qu'il porte par endroits les traces d'une déformation très forte. En outre, des filons de diabase fort chloritisée le traversent, aussi.

Parmi les galets du conglomérat grossier, il y a en abondance tels composés de granite-porphyre. À partir de 515,5 m les intercalations de conglomérat disparaissent, et au lieu d'elles, jusqu'au fond du sondage, le complexe (c'est-à-dire la série épaisse de 60,9 m) est cinq fois traversé par des filons de granite-porphyre. Le granite-porphyre présente une roche à biotite, à matrice à grains fins et bien homogénéisée, contenant des phénocristaux de feldspaths (Pl. XLIII, fig. 1). Sa matière est complètement identique à celle des graviers de granite-porphyre du conglomérat intercalé dans les intervalles supérieurs. Cela veut dire que l'âge des intrusions de granite-porphyre est pré-silurien, mais post-riféen, c'est-à-dire, selon toute probabilité, son âge est du Calédonien et le complexe sédimentaire pourrait appartenir au Cambrien. Au milieu du Silurien, l'érosion a atteint le niveau des intrusions de granite-porphyre.

L'effet métamorphique de contact des filons de granite-porphyre est très faible, en général, son influence ne passe pas au-delà de 4 à 5 cm (Pl. XLIII, fig. 2). Aux bordures il est manifesté par la formation de feldspaths.

Composants minéralogiques du granite-porphyre: oligoclase et orthose présentant des encastements porphyriques et biotite. Dans deux lames minces on a réussi de trouver des grains de microcline. Mais, ces deux grains représentent des inclusions élastiques à bordure claire formée sous l'effet de contact (Pl. XLIV, fig 1). Cette roche n'appartient ni au complexe ultra-métamorphique, ni à celui métamorphique à faciès de schistes verts, mais elle représente une intrusion de magma distincte, indépendante par rapport aux précédentes. Mais, en même temps elle signifie aussi ce que depuis le Cambrien le territoire n'a pas été affecté par des effets métamorphiques cinétiques qui auraient pu provoquer la linéation ou la schistosité de la roche.

Le forage a été arrêté à 576,40 m dans des cornéennes, foncées, affectées par le métamorphisme de contact.

Le sondage **Szenta-2** a traversé — au-dessous de 2682,0 m — sur une distance verticale de 68 m le paragneiss à grenat, amphibole et biotite (Pl. XLIV, fig. 2).

Le sondage de **Szigetvár** a traversé une roche métamorphique chloritisée, extrêmement fracturée, mylonitisée. A cause de la transformation très forte, on ne peut identifier la roche originale même à titre probable.

Le sondage **Szilágy-1, -2** a traversé du granite cataclastique à biotite, à texture à linéation et de la diatexite, c'est-à-dire il a pénétré dans les roches de la zone centrale affleurée.

La matière du sondage **Tédeny-1** représente l'une des migmatites qui ont atteint le plus haut degré de cristallisation. Sa roche-mère était un paragneiss à biotite, amphibole, grenat, sillimanite, cordiérite et à staurolite. Par endroits il y a des intercalations d'amphibolite à grenat d'une épaisseur de 20 à 30 cm. C'est à partir de ce complexe que s'est dérivée la migmatite ptygmatitique stromatitique, chaotiquement plissotée (Pl. XLV, fig. 1) dont la matrice de mélanosome a toujours conservé les caractères de la roche initiale, et dont le leucosome n'a dépassé non plus le degré correspondant à une roche à composition d'aplite.

Le sondage **Túrony-1** n'a pas encore touché le socle cristallin. Cela veut dire que le socle ne se trouve pas en position élevée à l'avant-pays de la Montagne de Villány, resp. que le territoire situé au N de celui-ci se caractérise par une montée brusque (tectonique?) du socle jusqu'à la proximité de la surface actuelle.

La matière du sondage **Zengővárkony-49** présente une roche extrêmement fracturée et broyée, carbonatisée, ayant originalement appartenu à la série de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin.

Le sondage **Zsibrik-1** a été approfondi en 1944, on ne peut plus reproduire sa matière. D'après sa position sa roche pouvait être de la migmatite stromatitique diafctorisée.

En comparant les matériaux de 82 sondages, nous voyons qu'au territoire des sondages des environs de Mozsgó, Nyugotszenterzsébet, Gyűrűfű et de Mágocs il y a des roches à degré avancé de la granitisation, tandis qu'à l'W de Szigetvár ce sont des métamorphites à degré de cristallisation élevé, mais non granitisées, qui constituent le socle. De même, d'après les sondages approfondis au territoire de Bátaszék et Szekszárd le socle cristallin se compose, ici aussi, de granite-diatexite. Les deux sondages ont été, probablement, approfondis dans les roches du territoire central, c'est-à-dire dans celles de l'axe de l'alignement se trouvant à la surface.

Les sondages prouvent uniformément que toutes les roches métamorphiques granitisées à faciès d'amphibolite, à partir d'Iharosberény jusqu'au Danube, ont subi la diafctorèse suivie d'une cataclase tardive accompagnée de la carbonatisation. Outre cette déformation secondaire, étendue au territoire entier, ce sont les matières des sondages Szigetvár-1 et Mozsgó-1 qui ont été le plus intensivement émiettées, broyées et fracturées. Cela indique que ce secteur du territoire présentait la scène de mouvements particulièrement intenses à l'époque des orogénèses varisques ou plus récents.

D'après le témoignage des sondages, parmi les roches granitisées précambriennes affectées par le métamorphisme régional il y a peu qui avaient originalement été effusives.

D'après nos sondages, l'ultramétamorphisme déroulé à notre territoire avait le faciès de l'amphibolite et les différents paragneiss initiaux appartenaient aussi ici. Seule l'éclogite — déterminée par Mme L. RAVASZ-BARANYAI — et peut-être le gneiss à hypersthène — traversé dans le sondage Heresznye-2 — ont dépassé le domaine pétrographique du faciès d'amphibolite.

Naturellement, le nombre des sondages est insuffisant à ce qu'il puisse permettre d'obtenir pour un territoire si étendu, une image détaillée et précise sur les processus du métamorphisme régional, ultra-métamorphisme et de la diaflorese ultérieure.

Les logs des sondages, publiés dans l'Annexe n° IV, appartiennent à cette récapitulation, où nous avons indiqué la profondeur relative du socle cristallin et son caractère pétrographique. En plus, nous avons aussi construit plusieurs profils géologiques longitudinaux et transversaux (Annexe n° VI). Sur la base de ces informations, on peut établir l'esquisse tectonique de notre territoire.

VII. ÉVALUATION DES ANALYSES PÉTROCHIMIQUES

A ce chapitre nous mettons sous étude l'analyse chimique de 151 échantillons de roches dont 94 proviennent du socle cristallin affleuré, 34 du sondage Pécs-7 et 23 du sondage Mozsgó-1. Nous avons déposé ces échantillons et les lames minces y appartenant, dans la Collection pétrographique de l'Institut Géologique National de Hongrie.

A l'aide de ces analyses pétrochimiques nombreuses nous avons voulu déterminer les changements matériels qui se déroulaient au cours du processus progressif de la granitisation. En outre, la question était de savoir, si l'écologie d'éléments des sédiments originaux avait été suffisante, à l'intérieur du bloc, à la formation de roches granitoïdes ou si la sortie de certains composants (composants des minéraux mafiques) ou bien si la remontée d'autres (composants des minéraux sialiques: Si, Al, Na et surtout K) à partir de profondeurs inconnues avait été nécessaire afin qu'elles se puissent former.

Conformément à ce point de vue, d'après les signes pétrographiques extérieurs nous étudions les différentes phases de l'évolution à part, en cherchant la similitude ou la différence entre l'évolution chimique, resp. pétrographique. C'est sur cette base que nous avons groupé les roches en question comme suit :

1. Roches à faciès d'amphibolite régionalement métamorphisées
2. Migmatites stromatitiques
3. Métabasites et roches de I^{er} et II^e degrés évolutifs du substratum d'agmatite
4. Roches de III^e et IV^e degrés évolutifs du substratum d'agmatite
5. Diatexites
6. Granite skyalithique, nébulithique à porphyroblastes et ses aplites
7. Diafortites
8. Roches du complexe de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin
9. Roches des sondages Pécs-7 et Mozsgó-1.

C'est la soi-disante méthode de ZAVARICKIJ à diagramme vectoriel que nous avons trouvée la plus convenable pour une étude pétrochimique de la granitisation progressive et sélective des roches. C'est-à-dire cette méthode nous permet d'étudier la composition des roches pour le plus grand nombre de composants.

Les différentes pétrographies générales décrivent largement cette méthode, par suite nous en passons outre. Cependant nous l'avons décrite en détail dans le texte hongrois. Des erreurs méthodologiques se présentent dans le calcul seulement là, où des transformations ultérieures ont affecté la roche. Dans la suite, nous ferons attention à ceux-là.

1. Roches à faciès d'amphibolite régionalement métamorphisées

Dans les diagrammes vectoriels des roches, appartenant à ce groupe-ci, nous pouvons voir tout de suite (Fig. 1) que des roches à composition extrêmement variable appartiennent ici. Tant les valeurs « b » (éléments des composants mafiques), « a » (alcalis totaux) que « c » et « s » montrent une dispersion extrêmement large des composants chimiques. En général, Na_2O prédomine en rapport à K_2O , bien qu'on les trouve inversement, aussi.

En considérant l'entité des diagrammes vectoriels, nous pouvons constater que les roches — acide et basique, pauvres et riches en alcalis, pauvres et riches en aluminium, riches et pauvres en magnésium, riches et pauvres en calcium — s'alternaient jadis fréquemment, mais que leur valeur moyenne correspond à celle de la composition chimique du granodiorite.

2. Migmatites stromatitiques

Par rapport aux précédents, les valeurs vectorielles de migmatites stromatitiques présentent une dispersion moins large. La teneur en alcalis totaux des 9 échantillons analysés se situe à peu près dans le même domaine (entre 10 et 15%). A l'exception d'un seul, tous les échantillons disposent d'un surplus d'aluminium et tous comprennent du plagioclase acide et enfin la proportion $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est décalée en faveur de Na_2O . C'est-à-dire, les roches contiennent plus de plagioclase que d'orthose. La teneur des roches en TiO_2 est plus basse que celle des métamorphites régionales.

3. Métabasites et les roches de I^{er} et II^e degrés évolutifs du substratum d'agmatite

Dans les diagrammes vectoriels nous pouvons voir que les métabasites et les roches atteignant le I^{er} degré évolutif des agmatites sont situées dans le même champ et une aire vide sépare celles-ci et le champ supérieur, où se trouvent les vecteurs des roches atteignant le II^e degré évolutif des agmatites. Du point de vue pétrochimique, les métabasites forment un groupe homogène des roches.

La roche à numéros d'ordre 24 et 46 — la plus riche en composants mafiques et la plus pauvre en alcalis totaux — du point de vue pétrographique présente aussi une roche à aspect gabbroïde sans schistosité et linéation et à texture régulièrement granuleuse. Il est caractéristique de toutes les roches du groupe que la proportion $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est décalée en faveur de K_2O , pourtant, à une teneur en SiO_2 si basse, cela serait impossible dans le cas des roches éruptives.

Dans notre cas, nous pourrions regarder ce phénomène, comme l'effet de la granitisation ou on pourrait aussi dire qu'il s'agit d'une feldspathisation commencée ou d'une métasomatose potassique. Ces roches ont pris leur naissance à la phase rhéomorphe de l'ultra-métamorphisme, c'est-à-dire au stade avancé de la fusion sélective, quand les fluides alcalins avaient déjà la voie libre dans la masse en voie de granitisation. Le manque d'aluminium est un phénomène conforme à la basicité des roches.

Dans le substratum d'agmatite à II^e degré évolutif — à numéro d'ordre 26 (carrière d'Ûvegghuta) — on voit que près de la valeur basse de CaO —

entrée dans les feldspaths — la teneur de la roche en Na_2O est considérable. Cette circonstance indique la présence de plagioclases acidiques ce qui ne pourrait pas être possible dans des roches à telle basicité (valeur « b » haute et « s » basse), ni dans le cas de roches éruptives. Les vecteurs des échantillons 15, 25 et 26 sont situés dans le champ des metabasites, ils montrent une identité à celles-ci et non pas aux roches à II^e degré évolutif, situées au-dessus de ces échantillons-là.

Il est possible que la roche originale de ces trois échantillons ait été aussi de la metabasite. Cela est indiqué aussi par leur manque d'un surplus d'aluminium, ce qui est tout à fait différent par rapport au cas des vecteurs situés au-dessus d'eux.

La teneur en TiO_2 des roches — appartenant à ce groupe-ci — est plus élevée que celle des deux groupes précédents.

4. Les roches des III^e et IV^e degrés évolutifs du substratum d'agmatite

La valeur « b » des roches, insérées ici, présente une dispersion extrêmement large. La cause en se trouve dans la grande fluctuation des composants mafiques. Mais, malgré cela la teneur des roches en alcalis totaux ne présente pas de variabilité. La prédominance K_2O contre Na_2O ne s'adapte non plus à l'augmentation des composants mafiques. Nous voyons la même chose dans la relation entre « b » et « c ». L'augmentation des minéraux mafiques (augmentation de la basicité de la roche) n'entraîne pas l'augmentation de Ca — entré dans les feldspaths — qu'on pourrait attendre dans le cas des roches éruptives. Puis, la teneur en MgO identique des roches des deux groupes est aussi caractéristique.

A partir de ceux qui viennent d'être dits il dérive que conformément à l'inhomogénéisation des roches, leurs composants chimiques montrent aussi des fluctuations considérables, des variabilités locales. Pareillement aux groupes de roches précédents, la teneur en TiO_2 est assez élevée.

5. Diatexites

Comme nous les voyons, les vecteurs des diatexites se concentrent dans un « nid » tant d'après l'axe vertical S—B que l'axe A—C. C'est-à-dire, leur composition est à peu près identique (« a » = 10 à 15 %, « c » = 2 à 5 %, « b » = 10 à 20 %), leur proportion $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est décalée en faveur de Na_2O ce qui indique la prédominance du plagioclase acidique contre les feldspaths potassiques. La teneur des roches en MgO (« m' ») est plus élevée que celle des granites. Dans le groupe se distingue l'échantillon n° 108 dont la prédominance en Na_2O indique l'absence d'une métasomatose potassique.

Une telle concentration des vecteurs indique une homogénéisation avancée. Il est caractéristique que leur teneur en TiO_2 n'est guère changée par rapport au groupe précédent.

6. Granite skyalithique, nébulithique à porphyroblastes et ses aplites

Les vecteurs de ces roches présentent une large dispersion le long de l'axe S—B. A cause de leur caractère d'aplite, les 5 roches supérieures sont la plus riches en silice. Par contre, leur teneur en alcalis totaux n'est pas la plus

élevée, et leur proportion $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ maximale (« n ») ne c'est décalée considérablement en faveur de K_2O que dans un seul cas (échantillon n° 65).

Ces roches possèdent toutes du surplus en Al ce qui reflète la teneur en Al, entrée dans les micas, éventuellement dans les minéraux d'argile.

Les valeurs vectorielles des autres échantillons sont à peu près identiques. Le surplus d'aluminium plus élevée (valeur « a' ») pourrait être la conséquence de la pélitisation ce qui peut arriver facilement au cours de la diaflorese.

La haute teneur « m' » (MgO) de l'échantillon n° 70, sa basse teneur en alcalis totaux et celle encore plus basse en CaO (« c ») entré dans les feldspaths et en même temps son surplus d' Al_2O_3 moindre évoquent une roche riche en biotite inhomogénéisée. L'échantillon n° 73 ayant un surplus de CaO est représenté d'une manière distordue. La roche qui le constitue est décomposée, carbonatisée (teneur en $\text{CO}_2!$) entraînant la migration de la teneur en Na des plagioclases. Cela est aussi reflété dans le surplus de K_2O contre Na_2O (valeur « n »).

Le surplus en CaO moindre d'une partie des roches (valeur « c ») est dû à leur teneur en titanite, resp. en amphibole.

Les vecteurs descendant au côté gauche de l'axe S—B indiquent l'équilibre de 50% environ de la valeur $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (« n »). Les petites différences ainsi que l'alternance des valeurs « c' » et « a' » (surplus en Ca, resp. en Al) prouvent l'homogénéisation encore non complète des roches.

7. Diaflorese

Les vecteurs des roches, affectées par la diaflorese, présentent la plus large dispersion de tous les points de vue.

A notre territoire, la diaflorese représente une transformation métamorphique à faciès des schistes verts, accompagnée d'une déformation très intensive. Conformément à celle-ci, et en dépendant de la composition originale des roches et de l'intensité de la transformation, le processus a fourni beaucoup de types de roches. Voici la cause de la position et de la forme tout à fait irrégulière des vecteurs, n'obéissant à aucun système de lois.

Ainsi la roche n° 83 représente des migmatites stromatitiques fort muscovitisées, chloritisées, pyritisées et ankéritisées ($\text{CO}_2!$). Par suite, sa teneur en FeO et Fe_2O_3 est supérieure à la teneur normale. Mais ce que la roche était aussi riche en biotite même originalement est prouvé par sa teneur en MgO (« c' ») plus élevée.

La roche n° 99 est du paragneiss riche en biotite diaflorese. Sa haute teneur en FeO et celle basse en MgO , Fe_2O_3 et en SiO_2 indiquent vraiment une roche métamorphique riche en biotite, fait prouvé aussi par la basse teneur en alcalis totaux et celle haute en Al_2O_3 (minéraux métamorphiques).

A l'exception des roches n°s 109 et 82, toutes les roches disposent d'un surplus d'aluminium, prouvé aussi par la présence de minéraux métamorphiques et argileux. D'après la teneur basse en alcalis totaux et en CaO , entré dans les plagioclases, et d'après le taux de K_2O plus élevée par rapport à Na_2O , nous considérons la matière de l'échantillon n° 87, comme une roche transformée en schiste quartzifère sériciteux (fillonite).

Les autres roches ont une faible teneur en alcalis totaux, conforme aux migmatites et diatexites, et un peu de prédominance en Na_2O par rapport à K_2O . Les échantillons que nous avons prélevés d'après la diaflorese progres-

sive à des localités très voisines l'une de l'autre ne se différencient que par leur teneur en SiO_2 plus élevée et par la valeur « b » (total des composants femiques) plus inférieure (échantillons n^{os} 80 et 81). Parmi les échantillons n^{os} 83, 84 et 87 c'est celui n^o 87 qui présente une roche la plus métamorphisée, transformée en fillonite bleuâtre. La roche n^o 86 ressemble à la précédente macroscopiquement, mais comme nous allons la voir, elle se distingue entièrement en ce qui concerne sa composition chimique. Dans l'une la transformation a été accompagnée de la silification seule, tandis que dans l'autre la séricitisation, la muscovitisation et la chloritisation ont eu lieu, aussi. La transformation de la roche n^o 84 devait être accompagnée d'une albitisation avancée, fait prouvé par la grande prépondérance de Na_2O par rapport à K_2O . On doit chercher les causes responsables pour la large amplitude des valeurs vectorielles précédentes dans le déroulement fort ou léger de la quartzification, séricitisation, muscovitisation, chloritisation, albitisation et péliteisation, puis dans le caractère de la roche originale.

On peut observer que les processus les plus fréquents ayant eu lieu au cours de la diaflorese dans les diatexités de granite c'étaient la chloritisation, la péliteisation, la séricitisation et la silification, tandis que dans les migmatites stromatitiques c'était la muscovitisation, et dans les agmatites se présentaient la chloritisation et la formation de l'épidote. Les diagrammes vectoriels reflètent fidèlement ces processus.

8. Les roches du complexe de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin

Parmi les roches insérées à ce complexe, nous n'avons calculé que les valeurs vectorielles des phyllades et amphibolites. À côté des valeurs « b » variables, les vecteurs montrent une affinité parfaite, conformément à la composition de leurs roches.

L'échantillon n^o 93, le schiste quartzifère foncé, déjà mentionné, est probablement du phyllade quartzifié, représentant la roche la plus riche en silice, dans ce groupe. Sa teneur en alcalis totaux, et à l'intérieur de celle-ci sa teneur en Na_2O presque exclusive, indique la présence d'une roche pauvre en séricite et muscovite, en CaO et MgO , contenant des minéraux argileux (surplus en Al).

On peut caractériser les roches du champ, suivant en dessous, par une teneur en K_2O basse (entrée dans la séricite), puis par la dominance de Na_2O et la surplus en CaO .

À côté des teneurs en Fe différentes, la composition des amphibolites présente une ressemblance parfaite. Le surplus en Na_2O élevé par rapport à K_2O , le surplus de CaO , la teneur en MgO considérable (longueur verticale des vecteurs du côté droit) sont des caractéristiques communes de ces roches.

Le surplus d'Al élevé de l'échantillon n^o 95 dérive du caractère phyllitique de la roche.

9. Les roches des sondages Pécs-7 et Mozsgó-1

Comme nous les avons déjà décrites, les roches analysées du sondage Pécs-7 sont pétrographiquement extrêmement différentes. Les vecteurs reflètent fidèlement ce fait.

Entre 557 et 652 m l'outil a traversé du phyllade. Son échantillon et celui portant le n° 95. Il montre nettement la présence d'une roche de minéraux argileux, pauvre en SiO_2 et alcalis, mais riche en Al. Les vecteurs des deux roches (n°s 99 et 100), situées à côté de lui indique la présence probable d'un paragneiss diafortitisé à surplus élevé en Al.

Au champ situé au-dessus de ces échantillons, nous trouvons les métamorphites les plus différentes. Les échantillons prélevés du leucosome se situent dans la partie supérieure du champ, tandis que ceux pris dans le mélanosome se trouvent dans la moitié inférieure. L'échantillon n° 101 contenant peu d'alcalis totaux, mais ayant un surplus d'Al élevé, est du paragneiss à biotite.

Il est caractéristique que le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ des différents types de roches est indépendant de la grandeur de leur teneur en alcalis totaux. Par ex. la proportion d'alcalis de n° 121, roche la plus riche en alcalis totaux, est décalée en faveur de Na_2O . Par contre, la roche n° 104 en présente l'inverse. La majorité des échantillons analysés présente un surplus de Na_2O par rapport à K_2O . Les vecteurs du côté droit du diagramme montrent la proportion presque identique du surplus de Al_2O_3 et CaO .

D'après la position des vecteurs, nous pouvons diviser les roches analysées du sondage Mozsgó-1 en deux champs. La majorité des analyses est située au-dessus de la division « b » = 20, et la minorité se trouve en dessous (n°s 131, 132, 142, 148). Ces dernières-ci sont, sans exception, des roches carbonatisées. Leur intérêt se trouve en ce que malgré leur teneur élevée en « m' », leur teneur en alcalis totaux est aussi élevée, et ici c'est le K_2O qui prédomine contre Na_2O . Le comportement de la roche carbonatisée, n° 130, est aussi pareil.

Ces valeurs montrent que la roche, riche en biotite et feldspath potassique, a été ankéritisée (carbonatisée) au cours des temps. Les vecteurs du champ supérieur indiquent des roches, contenant des plagioclases sans surplus d' Al_2O_3 , pauvres en CaO , riches en alcalis et silice, où le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ se trouve à peu près en équilibre (~ 50%). La roche originale de l'intervalle traversé a atteint un degré avancé de la granitisation et elle était homogénéisée. La cataclase très intense, la mylonitisation et l'ultramylonitisation n'ont chimiquement provoqué que la carbonatation de la roche, au plus.

VIII. ÉTUDE GÉNÉTIQUE DE LA GRANITISATION

Nous allons étudier le processus génétique de la granitisation de deux points de vue. Le premier en est de savoir la direction et la proportion des changements que les composants des roches ont subis dès les roches initiales du métamorphisme régional jusqu'aux produits de la phase terminale de la granitisation, c'est-à-dire le granite skyalithique, nébulithique à porphyroblastes.

Par notre deuxième étude, nous essayons de répondre à la question suivante: comment les différents composants pétrochimiques se corrélaient-ils les uns avec les autres au cours de la granitisation. A l'intérêt de l'efficacité de cette deuxième étude, nous avons écrit les vecteurs des différents groupes de roches en ordre de la valeur diminuante de « b ».

Au chapitre VII, nous avons publié les valeurs obtenues pour les vecteurs « a », « c », « b », « s », « n », « t » et « φ » étudiés.

A l'aide de ces méthodes, nous pouvons facilement déterminer, si l'écologie d'éléments des métamorphites initiales était suffisante, ou non, lors de la granitisation, à la production des granitoïdes en voie de genèse. Puis, si l'évolution de la granitisation représentait une succession progressive continue ou bien si c'était un processus capricieux plein de sauts brusques, où, conformément à la fusion sélective et cristallisation, participaient des différentes unités et séries ou différents complexes. Entre certaines limites, les moyennes, calculées pour des différents groupes, répondent à cette question (Tableau n° 4).

Nous avons calculé la moyenne du premier groupe, sur la base de toutes les analyses (19 analyses) étant à notre disposition, faites sur les roches régionalement métamorphosées, connues à notre territoire. Alors, c'étaient des valeurs qualitatives — exprimant la nature de leur matière — et non quantitatives, que nous avons utilisées. La valeur en alcalis totaux des roches est très variable. Ce sont seules les roches n°s 1, 3, 9 et 96 dont la teneur en alcalis totaux dépasse la moyenne « a » — 13,2% — des granites nébulithique à porphyroblastes. Ce sont, sans exception, des roches appartenant au groupes des pseudo-migmatites du paragneiss, à grains fins, à biotite et cordiérite. Mais, dans celles-ci la proportion $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ s'est décalée en faveur de Na_2O , c'est-à-dire dans ces roches les plagioclases prédominent. On peut faire dériver la quantité de K_2O , nécessaire aux granitoïdes, à partir des roches à types 5, 9, 118, 119, c'est-à-dire également à partir des paragneiss à cordiérite-sillimanite et biotite. Ceux-ci semblent avoir été capable de livrer aussi la quantité de Al_2O_3 , nécessaire aux feldspaths qu'ils contenaient en abondance plus grande que les granitoïdes ultérieures.

Dans le tableau récapitulatif, la moyenne « b » des roches régionalement métamorphisées dépasse bien la valeur « b » du granite nébulithique à porphyroblastes. De ce point de vue, la situation est pareille à la variation des valeurs « a » précédentes. Si nous regardons les valeurs vectorielles des groupes de roches n^{os} 1 à 9 (Tableau 4), la dispersion extrêmement large de la valeur « b » y devient tout de suite évidente. La valeur moyenne 10,4, caractérisant la moyenne granitoïde, indique la limite inférieure (minimum) dans les roches initiales. C'est-à-dire, les métamorphites initiales possèdent un surplus « b » très abondant par rapport aux granitoïdes. Ainsi, nous arrivons au phénomène que les auteurs nomment dégranitisation. On peut voir aussi dans le diagramme que les roches ayant 8 à 13% pour « b » suffisent complètement pour livrer la valeur « b » nécessaire à la granitisation. Celles-ci présentent un faisceau de vecteurs bien possible à délimiter, représentant des roches plus riches aussi en alcalis totaux desquelles les roches ayant une valeur « b » plus élevée se séparent. Ce surplus « b » — entré dans les minéraux mafiques — se sépare aussi par son poids spécifique des autres minéraux granitophiles, et, par suite d'un affaissement, il peut s'accumuler dans des zones souterraines plus profondes, en donnant vraiment naissance à des roches de type charnockite (ou bien à des basites et ultrabasites dans la géophase intrusive).

Pas si nettement, mais pareillement évolue la variation des valeurs « c », aussi. Dans le granite nébulithique à porphyroblastes, la teneur moyenne « c » est de 3,1%. Si nous ne comptons pas la roche n^o 8, la dispersion de la valeur « c » des roches initiales varie entre 1,3 et 5,0%. C'est-à-dire, la quantité de CaO entrée dans les plagioclases des roches initiales était plus grande que celle reçue par les plagioclases des granites, voire même, selon la valeur « c' » des vecteurs du côté droit ces roches possèdent même un surplus de CaO (incorporé par les minéraux mafiques).

Il est évident que le surplus en CaO (tant dans les feldspaths que dans les minéraux mafiques également) — conformément au composant « b » — peut également participer à la formation des roches de type charnockite (D. O. EMERSON 1959).

Il est extrêmement intéressant que — sauf la roche n^o 106 — tous les domaines inférieurs des vecteurs (vecteurs à valeurs plus élevée que « b » = 15) des roches initiales possèdent un surplus d'aluminium (phénomène insolite dans les basites magmatiques à telle teneur « b »), ce qui reflète la présence de minéraux métamorphiques à Al.

Le surplus en aluminium est aussi responsable pour le fait que dans les roches initiales la valeur « m' » (MgO) est inférieure à la valeur « m' » des granites nébulithiques à porphyroblastes, bien que leur majorité représente des roches riches en biotite. La différence est assez grande. Ce sont les metabasites et les agmatites rhéomorphes qui paraissent avoir livré le MgO déficient, mais nécessaire à la granitisation.

Parmi les composants identifiés par les analyses, TiO₂ est le seul composant dont le rapport au SiO₂, $\frac{\text{TiO}_2 \cdot 100}{\text{S}}$ n'a subi aucun changement, malgré au fait que cette valeur peut même se doubler à cause de l'interférence des membres intermédiaires.

Conformément à la valeur totale diminuante des trois autres composants, la valeur initiale du SiO₂ a augmenté de 2,4%. En considérant la mobilité du SiO₂, il est de soi-même compréhensible que dans la phase évolutive rhéo-

morphe, parallèlement à la sortie des composants mafiques, le pourcentage des composants sialiques augmente, ce qui s'exprime premièrement dans l'augmentation de la teneur en SiO_2 .

Et enfin, la valeur φ (rapport de Fe_2O_3 à la valeur B) va aussi diminuant, dans les granites.

D'après ceux qui viennent d'être dits, il est bien entendu que nous pouvons faire dériver, sans difficulté, les roches granitoïdes nébulithiques à porphyroblastes, à partir des roches métamorphiques initiales (H. G. F. WINKLER—H. PLATEN 1957—1962, H. G. F. WINKLER 1967):

Toutefois la question n'est pas si simple. Dans la lignée évolutive progressive des formations qui suivaient les roches initiales, nous pouvons observer des variations considérables. Ainsi, dans les cas, où des migmatites stromatitiques ont été formées à partir des roches métamorphiques initiales, nous voyons que les alcalis totaux, « a » et la teneur en $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 = \text{« s »}$ ont considérablement augmenté en défaveur de « c » et « b ». Le vecteur « a » montre une augmentation de 3,3% simultanément à la diminution de 1,4% de « c », c'est-à-dire parallèlement à la diminution de la teneur en CaO entrée dans les plagioclases. En même temps « n », c'est-à-dire $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ montre un accroissement de 13,8%. C'est-à-dire, la quantité des plagioclases a augmentée de 3,3%, mais en même temps leur caractère est devenu plus acide.

Pour comprendre cela, nous devons supposer la même chose que lors de la comparaison aux granites à porphyroblastes, c'est-à-dire que les migmatites stromatitiques n'ont pas pris leur naissance de toutes les roches initiales. C'étaient des paragneiss bien schisteux d'une composition minéralogique déterminée qui convenaient le mieux à leur donner naissance (paragneiss indiqué par le faisceau de vecteurs supérieur dans le diagramme). Ce qui se laisse dégager avec certitude de cette comparaison, c'est que la première phase de la feldspathisation a provoqué une métasomatose sodique (pas potassique), car, par rapport à la moyenne initiale, la teneur en Na_2O des migmatites stromatitiques formées a augmentée de 13,8%, tandis que leur teneur en K_2O a diminuée de la même valeur.

La diminution de la teneur « b » résulte de la diminution du MgO, du Fe total et du surplus de Ca (de parmi les 9 échantillons analysés, c'est seulement n° 11 qui possède une teneur en CaO non entrée dans les plagioclases).

Tandis que le champ de dispersion de CaO entré dans les plagioclases varie de 1,3 à 5,0%, cependant dans ces roches-ci — sauf l'échantillon n° 11 — la dispersion se situe entre 0,8 et 3,5%. C'est la mesure dans laquelle les plagioclases de ce groupe sont devenus plus acides. Al_2O_3 nécessaire à la croissance des plagioclases pouvait provenir du surplus d'aluminium (descente vers gauche des vecteurs dans le champ droit), tandis que la teneur en SiO_2 paraît être provenue seulement des roches métamorphiques originales dont les vecteurs nous trouvons dans le champ au-dessus de la valeur « b » = 15.

La même explication se prête pour la diminution de 0,2% de la moyenne de TiO_2/S . La valeur moyenne du TiO_2 , appartenant aux faisceaux de vecteurs en question (9 échantillons), présente 0,63%, c'est-à-dire complètement identique à la valeur « t » des migmatites stromatitiques.

Si l'on cherche le groupe de roches indiquant l'évolution subséquente des migmatites stromatitiques au cours du processus de la granitisation, alors on trouve que les catégories à suivre ne peuvent certainement pas entrer dans la ligne de compte. En effet, on observe ici un déficit de SiO_2 considérable

par rapport aux groupes de roches 1 et 2 (Tableau n° 4), et c'est seulement dans la sixième catégorie (IV^e degré évolutif du substratum d'agmatite) que la valeur de SiO₂ remonte à 67,1% approximativement.

Ce que nous avons constaté lors des études pétrographiques, notamment que la granitisation évolue d'une lignée de migmatites stromatitiques et d'une autre agmatitique et que la granitisation de la première lignée a atteint plus tôt le stade de diatexite (rhéomorphe), nous pouvons le voir pétrochimiquement aussi prouvé. *Les migmatites stromatitiques n'ont pas pu servir de sources pour la genèse des metabasites, ni pour celle des roches appartenant aux I^{er} et II^e degrés évolutifs des agmatites, ni même pour celle des roches du III^e degré, car ce fait aurait signifié une tendance rétrograde et non pas une évolution en ce qui concerne la teneur en SiO₂.*

En étudiant les éléments constituant les diatexites, on trouve qu'ils ne proviennent pas exclusivement des migmatites stromatitiques. Le rhéomorphisme a produit une mobilité intense et par conséquent un mélange des matières, une homogénéisation, ce qui obéissait naturellement aux lois de la mobilisation sélective. Dans ce sens, la moyenne calculée pour les roches des groupes 2 à 8 (Tableau n° 4) est entièrement identifiable à la moyenne des diatexites. La valeur 12,2% des diatexites n'est qu'une diminution de 0,4% par rapport à la valeur de 12,6% des alcalis totaux. En vertu de cela, c'est la valeur de 50,6% du rapport Na₂O/K₂O qui s'oppose à la valeur de 53,2% des diatexites. C'est-à-dire, à côté du manque de 0,4% en alcalis totaux se présente un surplus de 2,6% de K₂O par rapport à la valeur « n » des diatexites.

Par contre, la moyenne du SiO₂ montre un défaut de 4,7% par rapport à la moyenne des diatexites. Cela veut dire que la sortie (affaissement gravitatif) des composants mafiques (amphibole-titanite) — exprimée par un surplus de 5,4% de « b » — du système, entraîne automatiquement une augmentation quantitative de la fusion SiO₂. Il est caractéristique qu'à côté du décalage de « b » en ce sens, le composant « m' » = MgO d'une valeur moyenne de 4,2% correspond entièrement à la moyenne dans les diatexites. C'est-à-dire, ce sont les valeurs FeO', Al₂O₃' et « c' » qui produisent le surplus de « b » par rapport aux diatexites. Du point de vue minéralogique, ce fait signifie la sortie de substance à partir du système, sous forme des grains d'ilménite, titanite (Ca), magnétite et des spécimens d'amphibole.

Le comportement du TiO₂ est extrêmement intéressant. Dans les métamorphites originales chaque atome de Ti est entrée dans la maille de biotite. La situation est la même dans les migmatites stromatitiques. Dans les ultrabasites et à partir du II^e degré évolutif du substratum d'agmatite, pendant la précipitation d'amphibole le Ti quitte la maille de biotite et se cristallise sous forme de minéraux distincts de rutile (TiO₂) ou titanite (CaTi/SiO₅).

Cette précipitation abondante (elle atteint même la moyenne de 2%) est suivie d'une migration gravitative qui produit déjà une diminution quantitative considérable au IV^e degré évolutif des agmatites. L'échelle de la fusion sélective et du mouvement est la fonction du caractère de la roche initiale.

La variation des valeurs vectorielles de la deuxième série évolutive (groupes 3, 4, 5 et 6) doit être étudiée de ce point de vue. Les roches des deux lignées évolutives sont les suivantes :

Première lignée:

1. Roches régionalement métamorphisées (roches caractérisées par les faisceaux de vecteurs supérieurs du diagramme)

2. Migmatites stromatitiques
3. Migmatites rhéomorphes
4. Diatexites

Deuxième lignée:

1. Métabasites et roches régionalement métamorphisées
2. I^e et II^e degrés évolutifs des agmatites
3. III^e degré évolutif des agmatites
4. IV^e degré évolutif des agmatites
5. Diatexites

Comme nous le voyons, dans la phase rhéomorphe toutes les deux lignées se transforment en diatexite dont la matière — bien homogénéisée par rapport aux précédentes — passe en continuité aux matières des granites nébulithiques à porphyroblastes, par voie d'une sélection rhéomorphe supplémentaire.

Il est extrêmement intéressant à observer le comportement contradictoire du groupe de roches nommées métabasites. La teneur en alcalis totaux de celles-ci (la moyenne originale des métamorphites étant mise en décompte) (groupe 1) est la minimale (10,5%). En même temps, la valeur de « b » — produisant les composants mafiques — est la plus élevée entre toutes les moyennes de groupe. Malgré cela, la valeur de « n », c'est-à-dire l'équilibre $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, de ses feldspaths, est fort dévaluée en faveur du K_2O . A partir de la teneur en MgO augmentée (5%) et de l'absence totale du surplus d'Al (champ inférieur du diagramme vectoriel au-dessous de la division « b » = 20), nous voyons qu'il s'agit de roches à teneur en amphibole et biotite, riches en titane ($t = 1,9\%$), mais où les feldspaths potassiques prédominent sur les plagioclases. Ce qui serait exclu dans le cas des basites magmatiques à telles valeurs de « b ».

Les vecteurs du diagramme se situent dans deux champs séparés, en exprimant fidèlement cette différence qui existe vraiment entre les « métabasites » (champ inférieur, au-dessous de « b » = 20) et les roches des I^e et II^e degrés évolutifs des agmatites (champ supérieur, au-dessus de « b » = 20). Le plus essentiel est ce que les roches riches en SiO_2 du champ supérieur — sauf celle n° 37 — possèdent un surplus d'aluminium. Alors, elles présentent des para-roches qui ont subi le métamorphisme régional, cependant les vecteurs du champ inférieur contiennent — sans exception — des valeurs « c' » et non « a' ».

D'après ceux qui veinent d'être dits, seulement sur la base de la valeur « b » élevée et « s » (« s » = $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2$) basse il ne faut pas appeler ces roches basites métamorphiques. D'après leur teneur en K_2O , nous pourrions les indiquer sous le nom des substratums d'ortho-agmatite ou des métabasites granitisées. D'après leur formes d'apparition en filons (verticaux et filons-couches) nous pensons d'accepter plutôt les dernières. Dans ce cas-ci, nous attribuons l'augmentation en K_2O déjà à l'effet de la métagénèse potassique (feldspathisation), accompagnant la granitisation.

Les vecteurs du III^e degré évolutif du substratum d'agmatite indiquent l'évolution complémentaire des vecteurs des métabasites. Ses vecteurs situés entre les valeurs de « b » 20 et 30% (contre les valeurs de « b » 25 à 35% des métabasites granitisées), en conservant leur surplus de CaO (valeur « c' ») et l'absence du surplus d'aluminium, sont évolués en plus, du point de vue

de leur teneur en K_2O (valeur « n ») formant le groupe le plus riche en K_2O parmi toutes les roches du socle (y compris les granites).

Nous considérons déjà ce groupe de roches, comme une formation rhéomorphe caractéristique transformée des metabasites. Dans leur matière, les parties, devenues mobiles, du groupe des agmatites initiales (agmatite I et II) et les metabasites pourraient être mélangées. Les valeurs de « a », « b », « s » et de « m' » correspondent à ce fait. En même temps, la basse valeur de « c » (sortie du système) indique la diminution des plagioclases basiques, et l'abaissement de « n » montre l'intensification de la métasomatose potassique. Tout ça est liée à la mobilité augmentante de la matière en voie de granitisation.

En considérant leurs teneurs en « a » et « s », les roches, représentant le IV^e degré évolutif des agmatites, sont déjà évoluées au niveau des diatexites-granitoïdes. En même temps, en leurs teneurs en « c », « b », « m' » et en « n » elles sont proches des groupes I^{er} et II^e des agmatites.

Comme nous l'avons déjà mentionné, on peut faire dériver les diatexites du degré évolutif le plus élevé des metabasites et agmatites granitisées à partir des séries des groupes précédents, évoluées en deux lignées, selon les lois de la fusion sélective et la cristallisation.

Par rapport aux diatexites, on peut attribuer la genèse des granites nébulithiques à porphyroblastes à des processus supplémentaires de fusion sélective, migration, séparation gravitative et cristallisation.

Par rapport aux diatexites concentrées dans un champ étroit, les vecteurs de nos granitoïdes présentent une dispersion plus large. Nous en voyons la cause en ce qu'à l'époque de la formation des diatexites la solution fondue n'a pas été encore homogénéisée en magma granitoïde à caractère intrusif, c'est-à-dire les produits pegmatitiques et aplitiques de la différenciation magmatique ne s'y sont pas encore formés. Si nous superposons les deux diagrammes, l'un à l'autre, alors les membres aplitoïdes manquent apparemment dans le diagramme vectoriel des diatexites. Au diagramme, le champ des diatexites commence au-dessous de la valeur « b » = 10%, cependant au diagramme des granitoïdes presque la moitié des roches graniteuses analysées se situe au champ limité des valeurs « b » de 2,5 à 10%.

Tandis que les faisceaux de vecteurs des diatexites sont étirés horizontalement au côté droit de l'axe S—B (il se présente des différences dans la valeur « a »), cependant les vecteurs du granite nébulithique à porphyroblastes se dispersent verticalement (valeur SiO_2) au même côté. Ce phénomène reflète la variabilité plus large des composants femiques (nébulithes, skyalithes) et de la teneur en SiO_2 pour les cas, où la teneur en alcalis est identique.

Si nous comparons le diagramme vectoriel des roches du complexe de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin au diagramme vectoriel de n'importe quel type de roches du tableau, nous pouvons constater tout de suite qu'il s'agit de roches fondamentalement différentes. La basse teneur en alcalis totaux — et ici la valeur Na_2O/K_2O au-dessus de 70% dominante —, la grande valeur du vecteur « c », la dominance du vecteur « c' » et, finalement, la basse valeur de MgO ne reflètent aucune progressivité. La valeur « n » de la roche n^o 93, dont le vecteur « b » a une valeur de 11,4% montre le même surplus de Na_2O que la roche n^o 89 où la valeur « b » est inférieure à 30%.

Outre ces diagrammes vectoriels, nous avons aussi construit le graphique déplié des roches d'après la subdivision précédente. A l'intérieur des différents

types de roches, nous avons transporté les valeurs vectorielles de la roche analysée en ordre des valeurs diminuées de « b » et avons étudié les lois y développées.

A l'intérieur des premiers groupes, seule la valeur de $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 = \text{« s »}$ augmente parallèlement à la dévaluation de « b » et y symétriquement. Les valeurs de « a », « c », « n » et de « t » se succèdent sans obéir à aucun système de lois.

Au groupe des migmatites stromatitiques, pareillement à la précédente, la diminution de la valeur « b » n'entraîne que une augmentation de la valeur « s ». Les valeurs « a », « c », « n », « m' » et « t » sont indépendantes de la variation des valeurs du vecteur « b » représentant les composants mafiques.

Les roches du groupe des métabasites diffèrent fondamentalement de celles des deux premiers groupes. Comme nous le voyons, la diminution de la valeur de « b » n'a provoqué pas l'augmentation seulement de la valeur « s », mais aussi celle de la valeur « a ». Par contre, les valeurs « c », « m' », « t » sont restées inchangées. Ce qui est extrêmement intéressant c'est que la valeur « n » est aussi indépendante des l'évolution des composants « b », « a » et « s », mais c'est ici que K_2O prédomine pour la première fois par rapport à Na_2O . Il est aussi remarquable que la valeur de $\frac{\text{TiO}_2 \cdot 100}{\text{S}} = t$ est constam-

ment élevée et également indépendante de la richesse en mélanosome de la roche. Du point de vue de l'évolution géochimique de la granitisation, ce groupe ne peut être pas du tout la continuation de celui qui précède.

Les roches des I^{er} et II^e degrés évolutifs des agmatites forment une masse extrêmement hétérogène. Aucun composant vectoriel ne se corrèle avec les valeurs de « b » en voie de diminution. Seul dans le cas de la roche n° 115 voit-on que l'augmentation de « s » entraîne la croissance de « n » (décalage en faveur du Na_2O dans la proportion $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$), puis la diminution de « c », « m' » et de « t ».

Par contre, le groupe des roches ayant atteint le III^e degré évolutif des agmatites présente une corrélation triple. La diminution de « b » a entraîné la croissance de « s » et « a ». L'abaissement fort de la valeur de « n » est considérable et aussi intéressant, c'est-à-dire le décalage de l'équilibre en faveur du K_2O . Les valeurs « m' » et « t » montrent une constance régulière, cependant « c » (teneur des plagioclases en CaO) présente une fluctuation extrêmement irrégulière. Ici, il s'agit déjà de la phase rhéomorphe, où la migration diffuse a causé des grands décalages, en même temps la mobilité sélective a provoqué un mélange régulier des différents composants.

Dans les roches du IV^e degré évolutif des agmatites, seule la valeur de « s » se corrèle de nouveau avec la valeur « b » diminuante. Tous les autres composants présentent des variations extrêmement irrégulières. La valeur de « n » est de nouveau décalée en faveur du Na_2O .

Dans la longue lignée des diatexites, la diminution de « b » ne se laisse corrélérer qu'avec une certaine augmentation de « s ». Indépendamment de la valeur « b », tous les autres composants varient irrégulièrement, surtout la valeur de « a » varie d'une manière extraordinaire, étant accompagnée d'une fluctuation irrégulière de la valeur $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = \text{« n »}$.

Nous pouvons expliquer ce phénomène par une mobilité rhéomorphe régnant au cours de la formation des diatexites, où par l'état non homogénéisé de la masse en voie de magmatisation.

Dans les roches du groupe de granite nébulithique, skyalithique à porphyroblastes, la valeur « b » diminuante se corrèle d'une certaine manière avec la valeur « a ». Les autres composants présentent une variation d'une amplitude non large, mais pourtant irrégulière. C'est dans ce groupe-ci que le niveau de la valeur « t » est le plus inférieur. Le niveau bas de « c » et « m' » montre une corrélation avec cela, mais seulement en ce qui concerne leur niveau moyen. En relation de leurs détails, chaque composant varie distinctement, et la variation du vecteur « a » est particulièrement irrégulière, entraînant une variation fréquente de « c » et « n ». Pareillement au précédent, nous pouvons expliquer ce phénomène par l'inhomogénéisation de la masse devenue magma.

Et enfin, la valeur « b » diminuante des aplites absolument mobiles devenues magma, et terminant la granitisation, entraîne la croissance de « a » et la diminution de « c » et « m' ». Il est intéressant que la valeur « b » diminuée n'est pas suivie d'une croissance de « s », puis que la diminution de « b » ne provoque pas la prédominance de K_2O , mais celle de Na_2O . C'est-à-dire, ce n'est pas la prédominance de l'orthose, mais celle du plagioclase, qui est provoquée par l'acidification. La valeur de « t » reste au niveau minimal constant, et à la fin elle se réduit au zéro. Au niveau thermique des aplites, le Ti a quitté déjà le système mobile.

Le métamorphisme rétrograde des roches, la diaflorese a provoqué une fluctuation de valeurs extraordinaire selon le caractère de la roche initiale qui a subi la diaflorese. Le calcul de la valeur de « b » est devenu illusoire à cause de la carbonatation, pyritisation et de la formation des minéraux argileux (kaolinisation) déroulées au cours de la transformation à faciès de schistes verts. Ce qui concerne aussi les autres composants de roche qui pouvaient sembler avoir varié irrégulièrement dans des conditions conformes à la phase hydrothermale, en fonction de la variation de la température, de la pression et du pH. La fluctuation de la valeur « n », entre 3 et 93 %, montre le mieux l'irrégularité de la teneur en alcalis et tout ce qu'elle entraîne.

La diminution de « t » se laisse corréler grosso modo avec celle de « b », mais la variation de la valeur « n » ne montre aucune corrélation avec celle des alcalis totaux.

Nous avons suivi l'évolution des différents composants de roche dès les roches métamorphiques initiales jusqu'aux aplites. Bien que le produit final de la granitisation — le groupe des granites nébulithiques à porphyroblastes —, tout de même ne suggère point la présence d'un magma granitique complètement homogénéisé. Néanmoins, il faut constater que tous les vecteurs du diagramme montrent nettement la tendance que les variations irrégulières initiales se caractérisant par des larges amplitudes deviennent de plus en plus équilibrées et la substance y correspondante devienne de plus en plus homogénéisée au fur et à mesure que l'on s'approche des membres finaux de la granitisation.

Lors du processus complexe de la granitisation, la granitisation et la dégranitisation, la sélection gravitative, le mélange de matières produit par la métagénèse et des mouvements diffus, la fusion sélective, la mobilisation, la cristallisation sélective et la déformation agissent soit successivement, soit simultanément à plusieurs reprises jusqu'ils produisent la masse de magma à comportement intrusif. La masse granitoïde en question s'est approchée de l'état d'une magma parfaitement homogénéisée, mais elle ne l'a pas atteint tout de même. Mais, son évolution était continuelle.

Son évolution à deux lignées a été unie dans la matière à IV^e degré évolutif des agmatites, à la phase rhéomorphe, et par cela le processus de la maturation en diatexite et après en granite à porphyroblastes pouvait être achevé.

Alors, la formation des roches granitoïdes du socle cristallin de la Montagne Mecsek, n'a pas exigé de fluides nouveaux, ni l'ascension de volatiles de type d'ichor. L'écologie d'éléments du complexe des roches initiales affectées par le métamorphisme régional était suffisante à la formation de tous les composants des granitoïdes.

IX. ÉVALUATION DES RÉSULTATS DES ÉTUDES GÉOCHIMIQUES

Nous n'avons pas effectué d'études d'éléments rares ou oligoéléments sur les échantillons de roches récoltés par nous mêmes, car c'était le service géologique de l'Entreprise de Mines de Minerai de Mecsek qui était chargé de l'exécution du programme national d'études métallométriques pour le territoire de la Montagne Mecsek. Au cours de celui-ci, on a récolté plusieurs milles d'échantillons, surtout dans les sondages, et les a analysé à 30 à 33 composants. A ces études s'ajoutent encore celles faites de la part du laboratoire spectrographique de l'Entreprise Nationale de Recherche Géologique et de Forage de Komló sur les matériaux des sondages Pécs-7 et Mozsóg-1.

C'était T. SZEDERKÉNYI (1970) qui a élaboré ces informations avec des soins exemplaires, en les regroupant d'après des principes différents. Comme ce groupement de roches diffère de la classification d'après l'évolution progressive métamorphique—ultra-métamorphique que nous avons adoptée, alors nous allons les étudier du point de vue de notre modèle évolutif et essayer de trouver certaines lois évolutives en ce qui concerne l'enrichissement et l'appauvrissement des oligoéléments et éléments rares.

Nous avons indiqué les éléments étudiés en groupements chalcophile, sidérophile et lithophile, et les tableaux géochimiques ci-joints les contiennent. Dans ceux-ci, on peut toujours lire la différence positive ou négative par rapport aux valeurs Clark moyennes. Nous avons pris les valeurs moyennes géométriques (C), les valeurs minimales (A) et maximales (B), dans la récapitulation faite par T. SZEDERKÉNYI (1970). Étant donné c'est seulement la fréquence maximale des éléments qui nous intéresse, dans la suite nous nous occuperons seulement de celle-ci.

Dans les tableaux, nous pouvons lire les régularités suivantes :

Dans les métamorphites régionales à faciès d'amphibolite, on peut sporadiquement observer l'enrichissement extrêmement petit des éléments chalcophiles et de certains sidérophiles. Dans les migmatites stromatitiques, il n'y a aucune variation en ce qui concerne les éléments chalcophiles et sidérophiles. Dans le groupe des éléments lithophiles, en certains cas on peut observer l'enrichissement de Zr, V, Ce et de Nd, ce qui semble être dû au mélanosome riche en biotite.

Dans les agmatites, ce sont également des membres du groupe des éléments lithophiles, La, Sc, B, Ba et Yb, qui s'enrichissent au-dessus du maximum de fréquence. Le B provient probablement des sédiments originaux. Les autres éléments se rattachent de nouveau à la biotite, c'est-à-dire ils proviennent des sédiments originaux, produisant le mélanosome.

Le Tableau n° 6 reflète l'écologie d'éléments de la série rhéomorphe de diatexites, granites nébulithiques à porphyroblastes et d'aprites.

Dans certains cas, les éléments chalcophiles des diatexites et granitoïdes présentent un enrichissement causé par un léger effet hydrothermal. Le même est valable pour éléments sidérophiles. Nous allons nous occuper du problème de la molybdénite enrichie dans la carrière d'Erdősmecke, plus tard.

Parmi les éléments lithophiles, c'est La qui s'enrichit parfois au double de sa valeur de fréquence. En outre, dans le granite à porphyroblastes, nous voyons l'enrichissement net et constant du béryllium. Il s'agit probablement du phénomène de la dissimulation d'un élément, entré dans la maille de la microcline.

Le comportement du Ti est extrêmement intéressant. Jusqu'à la fin du niveau évolutif des diatexites, son enrichissement le plus fréquent se situe entre 600 et 2000 g/t. Par contre, dans le domaine des granites à porphyroblastes, en général, la fréquence de 3000 g/t est caractéristique. Nous pouvons l'expliquer par cela que le Ti se trouve ici sous forme de titanite, c'est-à-dire sous forme minéralogique, de sorte que dans les conditions de la rhéomorphose il n'y a aucun obstacle à sa migration. Par rapport aux diatexites, la fréquence du V montre une certaine diminution dans les granites. Cela semble être dû à la teneur plus élevée en biotite des diatexites.

Les valeurs de fréquence de Zr atteignent leur niveau culminant dans le granite à porphyroblastes. Ce qui signifie que leur fréquence ne se corrèle pas avec celle, ni du titane, ni du minéral de la biotite.

Les valeurs de fréquence de La, Sc, Y et Yb deviennent plus régulières et constantes. En considérant que ces éléments sont liés aux minéraux de biotite et amphibole, le degré plus avancé de l'homogénéisation a produit probablement leur répartition régulière, aussi. Parmi les valeurs individuelle frappantes, ce sont l'enrichissement sextuple en Ce du granite cataclastique du mur de la serpentinite de Helesfa et le maximum du Sm observé dans le sondage Mágocs-1 qui méritent l'attention.

Encore un phénomène intéressant c'est que l'enrichissement du B, atteignant même deux ordres de grandeur, si caractéristique des groupes précédents, s'abaisse dans ce domaine sous la limite inférieure du décèlement. Nous pouvons expliquer ce phénomène par la migration totale du B, volatile à une température rhéomorphe.

À l'intérieur du domaine granitoïde, les différentes variations de la structure pétrographique n'ont eu aucune influence sur les valeurs de fréquence des éléments.

Enfin, selon les constatations faites par Mmes M. FÖLDVÁRI-VOGL et K. BÖJTÖS-VARRÓK (1968), l'écologie d'éléments des roches appartenant au domaine granitoïde diffère complètement de celle du granite intrusif de la Montagne de Velence.

L'écologie d'oligoéléments des roches du complexe de phyllade, amphibolite et de calcaire cristallin se caractérise par ce qui suit :

La fréquence des éléments chalcophiles et sidérophiles ne montre aucune différence par rapport aux précédents. Par contre, chez les éléments lithophiles la diminution de Cr, Zr, Be, l'augmentation considérable de Mn, Ba, Sc et le comportement variable de Sr, Ti, La et B sont caractéristiques.

Par rapport aux précédents, l'écologie d'éléments des bostonites diffère

surtout en teneur d'éléments rares. La atteint le double du maximum de fréquence, et Gd et Sm en dix fois plus.

Conformément à la nature des roches, ce sont les serpentinites qui possèdent l'association d'éléments la plus riche. Celles-ci unissent une large gamme d'éléments chalcophiles, sidérophiles et lithophiles (Tableau n° 9). C'est-à-dire, nos serpentinites dérivent à partir des ultrabasites affectées par le métamorphisme à faciès de schistes verts, puis probablement par le métamorphisme de contact et post-magmatique. Elles présentent des vraies formations polymétamorphiques à enrichissements d'oligoéléments, dépassant les uns les autres.

Parmi les éléments lithophiles, nous devons nous occuper premièrement du Cr qui dépasse dans chaque échantillon le maximum de fréquence, même six fois dans certains cas. C'est un phénomène tellement positif que nous devons nous occuper de lui de nouveau dans le chapitre des « Ressources minérales ». Le Sr que le $MgCO_3$ (atteignant même 34%) présent peut cacher, montre une corrélation avec Cr, cependant les ultrabasites originales le devaient contenir, aussi. Ses valeurs redoublant le maximum de fréquence, méritent l'attention conformément au cas de Cr.

Les valeurs de fréquence de Mn, Ti, V, Zr restent bien plus au-dessous des valeurs obtenues pour la série affectée par le métamorphisme régional et l'ultra-métamorphisme. Les métaux rares La, Sc, Y, Yb, Gd le montrent également, ne parlant pas de ceux qui ne se présentent pas même en traces. En même temps, nous devons nous occuper du Ce qui s'enrichit cinq fois au-dessus du maximum de fréquence, sans corrélation directe et indépendamment de tous les autres éléments.

La fréquence basse du Be est frappante, ainsi que l'absence totale du Ba et B qui peut être en relation avec l'origine des roches à partir des ultrabasites.

On peut apprécier de la même façon le comportement des éléments sidérophiles, l'absence général du Mo et en même temps les valeurs du Co et Ni dépassant deux fois, resp. neuf fois le maximum de fréquence. Le Co se corrèle entièrement avec Ni, mais tous les deux ensemble ne se corrélaient avec Cr que partiellement. Ce phénomène peut être lié à une relation partielle exortant entre Co—Ni et les éléments chalcophiles.

L'enrichissement général, parfois considérable (Zn 2000 g/t) des éléments chalcophiles (sauf Bi, Ge, Cd) reflète la mobilisation d'éléments considérable post-magmatique (hydrothermale) affectant les roches.

Nous devons considérer caractéristique le fait que l'association d'éléments de l'aplite et des autres filons, traversant la serpentinite, s'ajuste au cadre précédent et n'a réagit que par une variation à l'intérieur du complexe aux conditions héréditaires de la matière complètement différente de la roche-mère. Ainsi, on peut expliquer la sortie brusque du Zn (y compris les intercalations des schistes cristallins), la forte diminution — mais en même temps la présence considérable — de la teneur en Cr, Co et Ni en même temps l'augmentation considérable de la teneur en Sr, Ti et Zr, comme les conséquences de la migration d'éléments (ascension et sortie) à la suite de l'intrusion des filons.

Si nous comparons l'écologie d'éléments de la serpentinite des trois localités, alors nous voyons que la serpentinite de la vallée Aranyos-völgy et de Helesfa diffère par la prédominance de Cr (par rapport à la valeur de fré-

quence moyenne) et par ses valeurs de Co—Ni diminuées par rapport à la serpentinite de sondage Gyód-2 caractérisable par une teneur plus haute en Ni et plus basse en Cr. Si nous écrivons ces valeurs, les unes au-dessous des autres, alors les différences, entre les roches, deviennent frappantes :

	Cr	Ni	Co	Sr	Ti en g/t
Sondages Helesfa-1 et 2	3000	490	99	151	85
Sondage Gyód-2	883	790	99	151	85
Creusement dans la vallée Aranyos-völgy	2500	250	100	400	100

Comme nous le voyons, la différence se présente pour Cr, Ni et Sr, tandis que Co et Ti restent au même niveau dans toutes les trois roches.

Il faut encore s'occuper de l'association d'éléments du granite situé au-dessous de la serpentinite. Avec ses valeurs Cr 100, Ni 26 et Co 3,7 g/t, il diffère complètement tant de la serpentinite que des filons la traversant. C'est-à-dire, nous considérons le granite cataclastique du mur, comme unité pétrogénétique et structurale distincte par rapport à la serpentinite et aux filons la traversant aussi, en même temps nous regardons les filons d'aplite et « foncés » (les filons foncés sont ceux d'aplite imprégnés de compositions de Mn, Ti, Fe et ultérieurement décomposés), comme formations plus récentes (varisques?) étant aussi en rapport génétique à la serpentinisation.

Nous attribuons les ultrabasites serpentinisées, ensemble avec les produits intermédiaires d'y dérivés (amphibolite, schiste d'actinolite) au complexe de phyllades, amphibolites et de calcaires cristallins protérozoïques.

Nous mettons la transformation du complexe traversé de veines de chrysotile — et contenant aussi des intercalations de talcschiste et de magnésite — en relation avec le métamorphisme régional à faciès de schistes verts et — comme nous l'avons déjà mentionné — avec l'intrusion d'aplite (varisque?) et les processus post-magmatiques hydrothermaux subséquents. D'après la comparaison des valeurs spectrales obtenues, cette attribution nous semble être confirmée.

Dans son rapport mentionné, en utilisant des informations analytiques abondantes T. SZEDERKÉNYI s'occupe de l'étude de l'écologie d'éléments des roches (schiste quartzifère non métamorphique) traversées dans le sondage Szalatnak-III, série tuffitique et conglomératique et des filons de granite-porphyre la traversant. Parmi ces formations il a mis la série sans métamorphisme en relation avec le complexe de phyllades et amphibolites, tandis qu'il a comparé le granite-porphyre aux granitoïdes du socle cristallin. Selon nos avis, l'unité distincte cambro-silurienne des formations est aussi prouvable par la comparaison des informations spectrales.

Dans le Tableau n° 10 on voit qu'aucune série de roches n'a donné de valeurs différants de la fréquence normale, puis que la monotonie de la série concerne aussi la matière des injections (filons) de granite-porphyre, ainsi que la roche nommée syénite par T. SZEDERKÉNYI.

Dans ce complexe, nous possédons une série d'échantillons, composée de 17 membres, dans laquelle l'analyse spectrale a montré 365 g/t W, en moyenne. Étant donné qu'un deuxième laboratoire extérieur n'a pas vérifié la justesse de cette information, l'évaluation de cette information reste suspendue jusqu'à ce qu'on aura une troisième donnée de contrôle.

D'après les valeurs Be, Ba, Ti, Zr et V qui se présentent dans toutes

les séries d'analyses obtenues pour le complexe du point de vue de la fréquence des éléments le complexe en question est le plus proche d'un complexe (granité) régionalement métamorphisé—ultra-métamorphisé, ce qui s'explique par ce que les produits d'érosion de celui-là se sont accumulés dans le complexe en question. Au cours de nos études sous microscope, nous avons pu démontré la présence de ces produits-là dans les conglomérats.

Autorisés par le Trust National de l'Industrie de Pétrole et Gaz, nous avons reçu de la part du service géologique de l'Entreprise Nationale de Recherches Géologiques et de Forages les informations spectrales pour les sondages Pécs-7 et Mozsgó-1.

Nous pourrions évaluer les informations analytiques — récapitulées dans les Tableaux nos 11 et 12 — en ce qui suit :

Nous avons divisé les matériaux du sondage Pécs-7 en 3 parties :

557,0 à 576,0 m : intervalle d'argilite broyée, effritée

576,0 à 635,8 m : intervalle de la série de phyllade—schiste quartzifère

635,8 à 927,8 m : intervalle de la série à faciès d'amphibolite régionalement métamorphisée—ultra-métamorphisée.

Dans la dernière partie on trouve une alternance de zones de paragneiss, de migmatite stromatitiques, d'agmatites, de diatexites, de diatexites à porphyroblastes et de granites à porphyroblastes. Il faut évaluer les informations spectrales conformément à ces niveaux.

En comparant les deux premiers groupes de roches, nous ne trouvons pas de différence essentielle parmi les valeurs de fréquence des éléments. La plupart des éléments se situent en général, au-dessous du minimum de fréquence.

On peut y observer une augmentation de la teneur en Ba, Sr et une diminution de la teneur en B des paragneiss, des paragneiss à disthène, des cordiérites et sillimanites, des gneiss ocellés régionalement métamorphisés, et des migmatites stromatitiques ce qui est attribuable à l'augmentation de la proportion des feldspaths, resp. à faciès formé à des températures plus hautes. Les autres éléments se comportent conformément à l'écologie d'éléments des sédiments originaux.

En accord avec les conditions rhéomorphes de la genèse des diatexites et des types du granite à porphyroblastes, on observe l'enrichissement de Ti, Sr, puis de Ba, ici aussi. Les éléments lithophiles entrés dans la maille des feldspaths ont produit un niveau de fréquence constant qu'on peut accepter, comme caractéristique du degré le plus élevé de l'ultramétamorphisme.

La diafiorèse, fréquemment répétée, n'a rien changé dans l'écologie d'éléments des roches, elle l'a seulement ré-arrangé du point de vue minéralogique.

Nous avons les informations spectrales de 21 échantillons prélevés du sondage Mozsgó-1. Des points de vue minéralogique et pétrographique on se trouve en présence de diatexites et granites nébulithiques à porphyroblastes qui, après la cristallisation, ont subi une déformation très intense. Ce sondage est invoqué à résoudre, ce que la mylonitisation, la formation de la blastomylonite et ultramytonite ont produit une migration d'éléments qui eût influencé leur écologie d'éléments. D'après les études minéralogiques et pétrographiques nous savons que la déformation intense ci-mentionnée fut accom-

pagnée de la chloritisation, la carbonatation et de la formation de leucoxène ou, très rarement, de quartz.

Ce qui saute aux yeux dans le Tableau n° 12 ce sont les changements quantitatifs considérables qui doivent avoir eu lieu ici par rapport aux roches précédentes. Il est vrai que mêmes les diagrammes vectoriels de ZAVARICKIJ obtenus pour les roches granitoïdes traversées diffèrent considérablement de toutes les roches décrites jusqu'ici. En effet, les terrains de plusieurs intervalles sont sursaturés en alcalis, ça veut dire qu'ils appartiennent au III^e groupe de ZAVARICKIJ et, là aussi, au sous-groupe à vecteur « n' » ce qui signifie une forte sursaturation en alcalis (Tableau n° 3a—b).

Parmi les éléments lithophiles, dans le cas du Ba, nous voyons un enrichissement sextuple, tandis que Ti, Sr, Be sont enrichis au double par rapport au maximum de fréquence. V, et parfois Zr, figurent avec des valeurs voisines du maximum de fréquence. En nombreux échantillons c'est La qui s'enrichit six fois plus que le maximum de fréquence. La roche traversée à 421,5 m est bien remarquable avec son enrichissement double en Cr, de vingt fois en Ba, de trois fois en Ti, de plus que six fois en La, de presque trente fois en Sc et avec sa teneur en V, Zr, d'une fréquence moyenne.

L'enrichissement des éléments sidérophiles varie entre les cadres de fréquence, et parmi les éléments chalcophiles c'est seul Pb qui mérite la mention étant constamment enrichi au sextuple.

Comme ce granite, en considérant sa pétrologie, est identique aux granites à porphyroblastes du socle cristallin, nous mettons l'enrichissement considérable ci-haut mentionné en relation avec la déformation déroulée après la cristallisation. Les canaux des veinules capillaires d'ankérite — treillisant la roche en toile d'araignée — pouvaient servir de voies du transport d'éléments à grande envergure.

X. ÉVALUATION GÉOLOGIQUE DES RÉSULTATS DES ÉTUDES GÉOPHYSIQUES

Depuis le début des recherches géophysiques dans ce pays, les territoires où le socle cristallin granitisé de la Montagne Mecsek se rencontre, en affleurement ou au sous-sol, ont été soumis à des recherches très étendues. Surtout depuis le commencement de l'activité de l'Entreprise de Mines de Minerai de Mecsek le territoire est devenu le terrain de recherches géophysiques intenses. Celles-ci étaient surtout orientées à déterminer la morphologie du substratum cristallin recouvert, à mettre en évidence les facteurs géomagnétiques (maximums et minimums), à déceler la position des zones fracturées et à mettre au point le carottage complexe des sondages profonds. Conformément à ceux-ci, on a effectué des mesures gravimétriques, géomagnétiques, sismiques et géo-électriques au territoire.

Grâce à ces travaux, après plusieurs recherches de détails, en 1964 on a publié la synthèse géophysique et la carte géomagnétique au 1:100 000^e des Montagnes Mecsek, de Villány et de leurs environs (A. BARABÁS et *al.* 1964, J. BARANYI—Á. JÁMBOR 1962) dans les mémoires de l'Institut de Géophysique Eötvös Loránd de Hongrie (ELGI).

A l'aide des recherches géophysiques précédemment mentionnées, on a prouvé que les anomalies géomagnétiques suivent la direction — du NE au SW — de la montagne faillée affleurée. Le maximum géomagnétique indique la position géologique de la zone de phyllades, amphibolites et de calcaires cristallins. De même, il indique les contours des masses d'andésite et de basalte alcalin, aux environs de Komló. Malheureusement, aucune anomalie géomagnétique n'indique pas les détritiques piémontais à magnétite du Miocène de Magyaregry.

Le caractère de la masse, alignée à l'aile sud de la montagne et provoquant une légère anomalie magnétique, est douteux. Ce territoire est recouvert de sédiments pliocènes d'une épaisseur plus de 100 m. Si l'anomalie était causée par le substratum cristallin, alors sa matière serait représentée par une masse magnétique très intense.

La position des corps de serpentinite de Helesfa, Gyód et d'Ófalu est aussi marquée par des maximums géomagnétiques. D'après ceux-ci, on peut espérer que c'est également la serpentinite qui provoque l'anomalie magnétique aussi dans le cas des autres maximums du territoire, comme par celui se trouvant à son extrémité du NE.

Au territoire situé à l'W de Szigetvár, le socle se trouve en profondeurs de 1000 à 2000 m. Par suite, ici on ne peut interpréter fidèlement que les informations des mesures gravimétriques et sismiques. Ces mesures aussi témoignent de la présence d'une structure en blocs pour le substratum cristallin, ce qui est multiplement justifiée par les sondages de recherches des hydrocarbures.

XI. ÉTUDE TECTONIQUE DU SOCLE CRISTALLIN DE LA MONTAGNE MECSEK

Nous exécutons nos études géologiques structurales à l'aide de la méthode de la subdivision en complexes, étages et sous-étages tectoniques et même en niveaux à l'intérieur de ce dernier-ci, au moins qu'il soit possible de les distinguer. Étant donné qu'il s'agit de l'analyse géologique structurale d'un territoire non étendu, en prologue nous allons nous occuper de sa structure régionale.

Du point de vue tectonique, nous divisons notre territoire en blocs surélevés et affaissés, et à l'intérieur de ceux-ci en unités stratigraphiques tectoniquement séparées. En allant du NE au SW, celles-ci sont comme suit (Annexe n° V):

a) Territoire à socle cristallin recouvert progressivement affaissé, aligné jusqu'à la fracture du Danube, au NE de la ligne de fracture de Bátaszék et Bonyhád, où une large zone de phyllade et amphibolite s'aligne. Pareillement au bloc de Fazekasboda et Mórágý, d'après le témoignage du sondage Alsónána-1/a cet alignement se situe en position tectonique dans la zone granitisée ultramétamorphique, traversée par le sondage précédent au-dessous de la série composée de l'alternance de phyllades et amphibolites.

Nous n'avons pas d'informations précises sur le prolongement vers le Nord de ce bloc affaissé. Le calcaire liasique traversé par le sondage Bataapáti-IV suggère qu'il se prolonge, après une faille peu étendue. En même temps, les sondages de Szekszárd montrent qu'au-dessous des sédiments néogènes repose immédiatement le granite à porphyroblastes.

Au Sud, le forage Bátaszék-1 après avoir percé les grès permien peu épais est arrivé dans le granite mylonitisé à porphyroblastes et dans les diatexites. Au S de celui-ci, les mesures géophysiques ont constaté la présence de sédiments mésozoïques et pléistocènes, confirmés par les sondages de Bar, Mohács et d'Ormánypuszta. Malheureusement, ces sondages n'ont pas atteint le socle cristallin.

b) Après ce bloc affaissé, c'est la montagne faillée de Fazekasboda et Mórágý que l'on trouve en affleurement, en direction vers le SW et W. Ses limites: la fracture entre Bonyhád et Bátaszék à l'E, la fracture immense d'Ófalu au N le long de laquelle le socle cristallin se trouve en contact avec le complexe liasique à gîtes de houille.

Au-dessous des couches liasiques, le sondage Ófalu-1 est arrivé, à 182,23 m, dans les formations diafforitisées du socle cristallin et le sondage Ófalu-2 les a atteints à 483,0 m. C'est-à-dire, le rejet de la faille d'Ófalu atteint plusieurs 100 m (Annexe n° II).

Cette fracture est traversée par plusieurs fractures transversales d'import-

tance moins considérable, signalées par la descente des entailles (vallées) alignées. La dernière fracture transversale, et la plus grande, découpe les affleurements de ce bloc, à Nagypall. En direction vers le S, le socle cristallin s'est aussi affaissé dans des grandes profondeurs. Le sondage Püspöklak-1 représenté par le granite à porphyroblastes, a atteint ici aussi le socle cristallin dans une profondeur de 147,7 m, à 200 m environ de l'affleurement de diatexites, dans la petite vallée montant à travers la commune. Au-dessus gît le complexe néogène, tandis que le Paléogène, le Mésozoïque et le Paléozoïque manquent. Dans la carte sans couverture citée, après la limite de formation supposée en direction vers le S suit un affaissement immense du socle cristallin.

Comme il est aussi bien visible dans la carte sans couverture (Annexe n° III), la direction et l'inclinaison de la grande fracture d'Ófalu — limitant au N l'alignement des blocs — sont à peu près identiques à la direction et du pendage généraux des migmatites stromatitiques.

Le pendage de la schistosité des migmatites stromatitiques est abrupte, plusieurs fois elle atteint même 90°. La valeur maximale de la direction de son inclinaison est de 310°. Naturellement, dans les zones chaotiquement plissotées, les pendages et la direction des roches varient aussi irrégulièrement.

Les directions des ultramétamorphites et du complexe de phyllades, amphibolites et de calcaires cristallins se correspondent pareillement.

Dans la zone centrale skyalithique, nébulithique à porphyroblastes de l'alignement, le pendage des lithoclastes, de la linéation et de la foliation — rarement apparue — de la roche correspondent à la direction d'inclinaison de 310°, ci-haut mentionnée.

Aux différents secteurs du territoire on peut observer les manifestations d'efforts tectoniques très intenses, manifestés dans la mylonitisation, cataclase, même dans la formation d'ultramylonites et blastomylonites.

Les migmatites stromatitiques se contactent avec le complexe à gîtes de houille liasique, le long d'une zone de micaschiste—brèche tectonique, large de 30 m environ.

Dans la zone des diatexites, la formation de blastomylonite — rappelant le gneiss oeilé — est très fréquente.

Dans la zone de granite à porphyroblastes, en directions très irrégulières s'alignent des zones ultramylonitiques, mylonitiques, cataclastiques, où les roches se trouvent chloritisées ou séricitisées, processus accompagné d'une précipitation abondante de leucoxène.

En allant dès la station ferroviaire de Feked vers Erdősmecke, au milieu de la deuxième vallée en direction vers le S, on trouve du granite extrêmement broyé, délité en lamelles sans aucune autre altération. En même temps et aussi dans le granite à porphyroblastes, près de la station ferroviaire de Mórógy (V^e carrière) et ailleurs aussi en zone large (50 m) se trouve un tel granite dont la matière est transformée en brèche tectonique grossière, cimentée de carbonate (ankérite). Nous retrouvons cette brèche — treillisée et cimentée de carbonate — à plusieurs endroits, même à dimensions petites. Celle située derrière la station ferroviaire de Mórógy représente également une telle brèche tectonique cimentée de carbonate (épaisse de 1 m environ). Cette roche broyée a vraiment l'aspect de l'arkose.

La distinction des déformations de roches présente un devoir extrêmement difficile, étant donné que celle première a accompagné et immédiate-

ment suivi le métamorphisme régional (Pl. III, fig. 2). Nous retrouvons leur matière broyée clastique, surtout leurs feldspaths, dans les migmatites stromatitiques (Pl. VII, fig. 1). Mais, au cours de leur évolution même celles-ci ont subi un plissement chaotique (Pl. VIII, fig. 2 et Pl. IX, fig. 1).

Au cours du plissement, la migmatite stromatitique se comportait, comme une masse plastique et par suite les types de macro- et micro-plis innombrables ont été produits (Pl. VIII, fig 1, 2 et Pl. IX, fig. 1). Elle est particulièrement intensivement développée dans une zone, large de 50 m environ, reconnaissable en plusieurs vallées transversales successives. Il apparaît qu'elle suit sur une longue étendue la zone, riche en feldspaths déjà mentionnée, à son tour, du N. Mais, même dans cette zone extrêmement plissée, les migmatites sans plissement s'alternent presque par mètre avec des migmatites stromatitiques chaotiquement plissotées.

La déformation des migmatites stromatitiques est en partie contemporaine à la cristallisation, en partie l'avait survécue. A cause de cela, ce que les migmatites stromatitiques des vallées des environs d'Ófalu contiennent très fréquemment ne sont pas de porphyroblastes, mais porphyroclastes. La masse des porphyroclastes est présente déjà dans la phase initiale de la formation des migmatites stromatitiques (Pl. VII, fig. 1).

La diaflorese, accompagnée de la chloritisation et d'autres décompositions, présente un cycle de déformation distinct. Celle-ci a aussi plusieurs rythmes, et il est extrêmement difficile de séparer la transformation allant jusqu'à la formation de fillonites (Pl. XXXIV, fig. 2) et la déformation affectant la série de phyllade et amphibolite, à la suite de laquelle ceux-ci ont subi aussi le plissement chaotique.

Au territoire du bloc de Fazekasboda et Mórágý, la plus récente déformation a causé la cataclase, la mylonitisation (fragmentation), sans formation de nouveaux composants minéraux.

Ces mouvements étaient, sans doute, post-liasiques. Telles sont la fracture entre Ófalu, Pécs et Mecsekalja et celle qui a fourré des lambeaux liasiques dans le complexe de phyllade de la vallée du hameau Gröndl-tanya. *C'était I. MIKOLAI qui a fait cette découverte importante prouvant que des couches liasiques couvraient jadis même le socle cristallin.* Nous utilisons sa communication orale en espérant que la publication de sa découverte apparaîtra plus tôt que la publication de l'ouvrage présent.

Depuis la formation des roches régionalement métamorphisées, les roches de la montagne faillée de Fazekasboda et Mórágý semblent avoir été soumises à une déformation continue et constante jusqu'à la fin du volcanisme à bostonite du Crétacé. Ce volcanisme était très intense au territoire du bloc de Fazekasboda et Mórágý. Il est manifesté dans la formation des filons, large de 10 à 20 m, qui parcourent le granite à porphyroblastes d'une façon irrégulière, sans orientation reconnaissable, en arrachant et incorporant ses menus détritits.

Outre les fractures indiquées dans les cartes, des fractures longitudinales et transversales innombrables pourraient traverser le territoire dont la plupart est recouvert de loess, de sorte que leur position exacte est indéterminable. Les vallées longues et droites ont été probablement entaillées le long de celles-ci. Telles vallées tectoniques: vallée du ruisseau Köves-patak, la grande vallée joignant l'Úveghuta et Bátaapáti.

c) A l'W de la fracture transversale de Nagypall, le socle cristallin descend graduellement à des profondeurs considérables.

Le sondage Nagypall-I a atteint le socle cristallin à 159,7 m, les sondages Szilágy-1 à 495,0 m et Mártonfa-1 l'ont touché à 780,0 m. Si l'on relie ces données de profondeurs, alors se dessinent uniformément les contours d'un bloc, basculé en direction vers l'W.

Les roches cristallines des trois sondages correspondent complètement à celles de la zone de granite centrale, resp. aux roches skyalithiques, nébulithiques de la zone de diatexites, bordant la précédente au côté du N. La limite de ce bloc vers le S est inconnue. En direction vers l'W, nous devons le délimiter après le sondage Ellend-1, car celui-ci à 1200,5 m n'est arrivé que dans les couches helvétiques. T. SZEDERKÉNYI — en se référant à M. KASSAI — dans son rapport cité (1970) suppose ici un bassin (probablement sur la base de ce sondage) qu'il a nommé Bassin d'Ellend.

En même temps, le sondage Gyód-4 a atteint les migmatites stromatitiques, à mélanosome d'amphibole-biotite, déjà à 77,8 m qui ressemblent déjà aux migmatites fort cristallines occupant une élévation dans les sondages suivants.

La zone tectonique limitante est la ligne de séparation entre les parties ouest et est de la Montagne Mecsek, derrière laquelle la zone large, affleuré de granites à porphyroblastes à l'intérieur du bloc de Fazekasboda et Mórágý — se prolonge tout étroitement amincie au territoire de Pellérd.

Je trace cette zone de fracture limitante à la ligne entre Belvárdgyula et Tékes, car c'est ce qui correspond mieux à la morphologie des formations pré-cambriennes — constatées par les mesures géophysiques — et à leur variation pétrographique.

On peut considérer les blocs d'aplite, migmatites stromatitiques diafortites, phyllades et fillonites affleurés au bord nord de la ville Pécs, comme blocs de brèches à dimensions gigantesques, encastrés dans la zone broyée, développée le long de la grande fracture d'Ófalu, Pécs et Mecsekalja.

Le complexe de schistes argileux, phyllades, paragneiss, diatexites et de granite du sondage Pécs-7 correspond au complexe de l'alignement de Fazekasboda et Mórágý. En le comparant au profil de la vallée Aranyos-völgy, le forage a démarré dans le complexe de phyllade et a traversé la zone correspondant au granite à porphyroblastes-diatexites contenant des blocs de skyalithe, c'est-à-dire elle appartient à l'unité tectonique du bloc de Fazekasboda et Mórágý.

Le bloc — caractérisé par les matériaux des sondages de Gyód, Téseny, Kisdér, etc. — que — du point de vue morphologique — nous pourrions nommer Dorsale de Görcsöny, est confiné par l'immense fracture de Bükkösd, après laquelle la zone centrale étroite de granitoïdes du territoire de Pellérd se prolonge déplacée vers le N, au territoire de Gyúrúfű, Nyugotszenterzsébet, Mágocs et Kaposvár.

Nous considérons le substratum cristallin de la Dorsale de Görcsöny, comme le flanc du S de la zone de granitoïdes centrale qui est absent dans l'alignement de blocs de Fazekasboda et Mórágý, ou bien il est bien probable que, pareillement au substratum de ce territoire, elle se situe plus profondément et les sondages n'ont pas encore atteint (Gyulapuszta-1, Monyoród-1 Bába-1). Du point de vue pétrographique, elle est représentée par des paragneiss à grenat, sillimanite—cordiérite, disthène, amphibole—biotite (pareils

aux matériaux du sondage Pécs-7), des migmatites stromatitiques — ptygmatisées et migmatites rhéomorphes chaotiquement plissotées, où l'ultrabasite transformée en serpentinite est fourrée. Nous considérons l'amphibolite — déterminée par Á. JÁMBOR (1962) dans le sondage Tésény-1 — comme le mélanosome riche en amphibole des migmatites stromatitiques. Ces roches ont aussi subi une diaflorese intense suivie de la formation de muscovite et quartz, de chloritisation et pynitisation. Par contre, à ce territoire c'est le flanc nord de la zone de granitoïdes rétrécie de Pellérd qui manque, resp. il plonge sous le complexe paléozoïque et mésozoïque, comme elle continue aussi au-dessous du Jurassique à Ófalu. Les sondages Tésény-2 et de Bogádmindszent ont découvert des couches carbonifères productives surmontant le complexe de migmatites. Le sondage Mohács-1 — dont l'objectif était de vérifier si le Carbonifère se prolongeait vers l'E — n'a traversé même pas les couches pannoniennes.

On peut retrouver le granite skyalithique à porphyroblastes du territoire de Gyűrűfű et Nyugotszenterzsébet en position surélevée, même en affleurement. Ce bloc est limité par le granite extrêmement broyé et concassé, traversé dans le sondage Mozsgó-1. Presque tout l'intervalle de 367,0 et 470,0 m du complexe traversé par le sondage est de la roche granitoïde transformée en ultramylonites, blastomylonites ou en cataclasites.

La serpentinite de Helesfa et l'ancien granite à porphyroblastes de son mur sont aussi transformés à une telle roche broyée et concassée.

A son flanc du S se trouve la diafiorite du sondage Szigetvár-1, extrêmement broyé et inextricablement transformée. A son flanc du N, seul le sondage Kaposfő-1 a atteint, à 1106 m, le substratum cristallin. (On a qualifié le fond de ce sondage terminé en 1940, comme schiste paléozoïque.) Nous ne savons pas précisément ce que cette roche était. Probablement: paragneiss diafioritisé ou migmatite. Aujourd'hui, on ne peut plus reproduire sa matière. En continuant l'approfondissement du sondage de recherche d'eau de « Kaposvárfüredő » (bains de Kaposvár), entre 1055 et 1150 m il a traversé des migmatites et diatexites à type de Mórágy, puis il est arrivé à une zone de failles et y est resté jusqu'à la fin.

Les migmatites stromatitiques diafioritisées — traversées au S dans le sondage Okorág-1 entre 1087,0 et 1180,5 m — appartiennent encore au soulèvement de la Dorsale de Görcsöny. Puis suit le complexe de paragneiss affaissé à des grandes profondeurs qui continue à l'W et au SW jusqu'à la ligne d'Iharosberény et Pat.

Cette zone affaissée dans les profondeurs se compose de paragneiss à sillimanite, cordiérite, staurotide et à disthène et de gneiss à hypersthène dans le sondage Heresznye-2, comme nous l'avons déjà mentionné. Aucun des sondages n'a traversé le granite à porphyroblastes ou la diatexite. Par contre, l'alignement de phyllades, d'amphibolites et de calcaires des blocs de l'E se prolonge, ici aussi, étant donné que le sondage Pat-2 a touché du calcaire cristallin à 2300,0 m et celui Görgeteg-27 a découvert de l'amphibolite.

La grande fluctuation de la profondeur du substratum cristallin au-dessous du niveau de la mer montre que, pareillement aux territoires situés à l'E, celui-ci est aussi fréquemment traversé par des failles à grand rejet et des zones broyées le long desquelles il est morcelé en blocs plus ou moins grands, affaissés à de différentes profondeurs, élevés ou déplacés (Annexe n° VIa—b).

Le sondage Mágocs-1 — qui a atteint, à 353,6 m, le granite à feldspath

rose, microcline à grains grossiers et à porphyroblastes (Pl. XLV, fig. 2), affleuré dans la vallée du moulin Loch-malom — a été approfondi au nord du bassin cambro-silurien, traversé par le sondage Szalatnak-III, mais ici il n'a plus trouvé rien de cette succession de couches. Le granite pré-cambrien gît immédiatement au-dessous des couches pannoniennes. Ensemble avec le sondage de Kaposvár terminé tout récemment, ce sondage prouve que les formations ultramétamorphiques du socle cristallin se prolongent vers le N.

En considérant la position mégatectonique de notre territoire, le Masse médiane pannonique se trouve en position partiellement élevée par rapport à son entourage. Les roches cristallines traversées par des sondages à l'entre-fleuve du Danube et de la Tisza montrent la même chose. Leur caractère métamorphique—ultramétamorphique est identique aux roches de notre territoire, et elles ont subi une diaflorese de même intensité. A l'entre-fleuve du Danube et de la Tisza c'est le sondage de Cegléd qui a découvert en position la plus septentrionale les roches granitisées de notre territoire. Cependant, le bloc d'amphibolites—migmatites de Vilyvitány suggère — comme nous l'avons déjà mentionné — que ces formations doivent se prolonger davantage vers le N.

A l'W et au NW, nous les délimitons avec le linéament entre Zagreb et Tokaj, après lequel suit un alignement métamorphique à faciès de schistes verts entre le Haut-plateau du Balaton et les Gémérides, avec ses plutons de granite caractéristiquement intrusifs et son complexe de phyllade comprenant des intercalations de diabase—porphyroïde (Annexe n° VII).

Au NE nous pouvons considérer la ligne de Someş, comme limite, puis en contournant le Bassin de Transylvanie, en contact au substratum cristallin des Carpathes méridionales, il est relié, par l'intermédiaire du Massif Serbo-Macédonien, au massif de Rhodope (St. BOYADJIEV 1969, M. DIMITRIJEVIČ—B. ČIRIČ 1966, 1967, V. VERGILOV 1960).

A l'entre-fleuve de la Drave et Save, nous pouvons considérer le substratum cristallin de la Montagne Papuk, comme prolongation de notre territoire, limité par la ligne de la Save du point de vue mégatectonique. Après vient la zone orogénique récente des Dinarides qui limite au S l'ancien bloc (massif protérozoïque), jouant le rôle de masse médiane internide, actuellement pour la plupart affaissé à des grandes profondeurs. Entre les deux, se trouve la zone de faille (« riff ») paléozoïque du Vardar, mais nous ne connaissons pas sa position exacte (Annexe n° VII).

La carte géomorphologique construite par L. LÓCZY SEN. et JUN. (1926, 1933) et Gy. PRINZ (1922) suggèrent déjà fidèlement l'existence et la position de cet ancien bloc. Depuis là, toutes nos cartes structurales dessinent cette image mégatectonique avec des différences plus ou moins grandes. Toutefois les différents auteurs ont tracé ses limites d'après l'évolution des formations mésozoïques (F. SZENTES 1961, Z. BALLA 1967, K. BALOGH—L. KÖRÖSSY 1968) ou selon les points de vue de l'évolution du Bassin pannonique (K. BALOGH 1972, Gy. WEIN 1969, L. KÖRÖSSY 1963, 1964, 1965, 1968, Gy. WEIN 1973).

La délimitation exacte de la Masse médiane pannonique, composé de roches métamorphiques-ultramétamorphiques exige l'approfondissement de sondages suivants supplémentaires. Le plus grand problème consiste en la séparation des substratums pré-cambrien ou varisque des territoires alpo-carpato-dinardo-balkaniques, puis en la corrélation entre le substratum pré-

cambrien de ces zones mobiles et les formations également pré-cambriennes de la Masse médiane pannonique.

Or, d'après la comparaison entre les formations métamorphiques-ultramétamorphiques du socle cristallin de la Montagne Mecsek, et en général de la Masse médiane pannonique jusqu'ici découvertes, d'une part, et les formations protérozoïques du Massif de Rhodope, Massif Serbo-Macédonien, complexe des Monts Apuseni et de la Montagne Papuk, d'autre part, se présente devant nous l'image d'une unité paléogéographique dont les parties démorcelées, mentionnées ci-haut (blocs internides rigides) ont produit la position connue des zones alpines, carpatiques, balkaniques et dinariques.

Nous ne pouvions pas nous occuper des recherches pétrotectoniques des roches (terme proposé par B. SANDER pour l'étude des structures des roches), c'est-à-dire des recherches concernant la micro-structure des roches en question. Toutefois, il est évident même de ce qui précède que l'étude micro-structurale de ces formations polymétamorphiques présentera un devoir extrêmement compliqué.

Ici, nous devons être satisfaits de ces études que nous avons fait lors de l'examen des roches sous microscope. Ces études ont permis de déterminer la relation entre la déformation et la cristallisation, ainsi que de distinguer la diaflorese et la cataclase qui l'a suivie comme processus encore plus ultérieur.

Nos études nous permettent de constater globalement ce qui suit (résultat exposé en détails dans le chapitre sur les analyses des matériaux des sondages).

La déformation de toutes les roches du métamorphisme régional du territoire est pré- et paracristalline. Outre la matière détritique cimentée de carbonates des zones broyées ultérieures, nous n'avons trouvé ni dans les matériaux des sondages, ni dans les roches de caractère pareil en affleurement de telle roche dont la déformation n'eût pas été survécue par la cristallisation. Qu'il s'agisse des pseudomigmatites chaotiquement plissotées — affleurées sous le dépôt des matériaux d'incendie de Lovászhetény — dans les micro-plis, ptygmes, desquelles (Pl. III, fig. 2) les grains de biotite, de sillimanite et de feldspaths suivent exactement les voûtes, micro-plis et les méandres d'une manière extrêmement irrégulière.

La formation des migmatites stromatitiques a introduit un nouveau cycle tectogénétique. Les porphyroclastes apparaissent (Pl. VII, fig. 1, 2). Les grains menus mutuellement endentés de la matrice contournent des spécimens à grande taille, broyés et concassés, souvent perpendiculaires à la schistosité, des feldspaths, notamment de l'orthose et de la plagioclase (la microcline ne se présente pas encore ici), ainsi que ceux de la biotite. Mais, les grains de la matrice ne sont toujours perpendiculaires à la direction de la schistosité non plus. Ce sont seuls les amas mosaïques allongés du quartz à extinction onduleuse et à structure enduite qui suivent les tracés chaotiques de la schistosité. Mais l'extinction toujours onduleuse du quartz indique qu la pression, provoquant la déformation, persistait même après la cristallisation du quartz. Ce que la déformation se manifestait aussi avant et au cours de celle-ci est montré par les roches d'un aspect de gneiss oillé (migmatites) que K. R. MEHNERT (1968) a appelé gneiss pseudo-oillés. C'est-à-dire, les « yeux » ne se composent pas de feldspath, mais d'agrégats de feldspath et quartz, cependant les grains détritiques du quartz se concentrent à l'abri de pression produite par les grandes clastites de feldspath (Pl. X, fig. 1).

Pareillement aux roches régionalement métamorphisées, les migmatites

stromatitiques des sondages — situés à l'W de la fracture de Belvárdgyula à Tékés (Téseny-1, Gyód-3 et 4, etc.) — en considérant la relation entre leurs déformation et cristallisation — ne contiennent pas de porphyroclastes. Ce sont des roches formées à un degré pt plus élevé au cours duquel les clastites de feldspaths et biotite étaient transformées. C'est-à-dire, leur formation se terminait dans la phase rhéomorphe, où leurs composants minéraux pouvaient occuper la position la plus favorable et pouvaient librement s'accroître.

Depuis le I^{er} degré évolutif des agmatites, les porphyroclastes de feldspaths anciens sont déjà présents parmi les composants des roches. Au début, elles prennent une position identique aux porphyroclastes des migmatites stromatitiques (les grains menus de minéraux de la matrice les évitent), mais plus tard, à partir du III^e degré évolutif, ce sont les spécimens de microcline et d'orthose perthitique qui s'accroissent à de grande dimensions et renferment des inclusions détritiques des anciens feldspaths et de la biotite. Aux III^e et IV^e degrés évolutifs des agmatites, on retrouve jusqu'à la fin ces inclusions, dans la matière des metabasites, diatexites et des granites à porphyroblastes.

Depuis le degré évolutif rhéomorphe, c'est la cristallisation du quartz qui termine la lignée évolutive, ici aussi, et nous ne trouvons que rarement de tels endroits, où le quartz pût se cristalliser dans les conditions d'une pression unilatérale (sans extinction onduleuse).

Le rôle géologique structural de la diafiorèse est extrêmement compliqué. Notre devoir est de tracer la limite entre la déformation paracristalline ultramétamorphique, la diafiorèse postcristalline considérée contemporaine au métamorphisme régional à faciès des schistes verts et la formation de la structure bréchique des blastomylonites ultérieures (varisques ou liées à l'orogénèse alpine) des ultramylonites et des mylonites dans les zones broyées.

Au cours de la déformation paracristalline des ultramétamorphites, certains composants ont été déformés, d'autres suivent la direction de la schistosité au cours de leur croissance. Le processus n'importe quel faible de la diafiorèse — provoquant une fragmentation et une transformation matérielle — produit toujours des roches métamorphiques à texture schisteuse. Par contre, dans les zones broyées, nous trouvons toujours des esquilles cimentées de menus détritits, c'est-à-dire des brèches tectoniques non schisteuses.

Ce sont seules les blastomylonites pour lesquelles l'analyse structurale seule ne suffit pas à déterminer leur genèse. Le caractère de la transformation minéralogique de la roche montre d'une manière inéquivoque, que la roche a subi une diafiorèse accompagnée d'albitisation, de muscovitisation, etc. ou bien elle n'a été soumise qu'à une fragmentation, conduisant à la schistosité.

Alors, la diafiorèse implique une décomposition chimique et une déformation simultanée, c'est-à-dire une schistosité plus avancée. Dans les vallées aux environs d'Ófalu, les migmatites stromatitiques minces, chaotiquement plissotées ont été transformées en fillonites à lamelles épaisses de dixième de millimètre, extrêmement fort plissotées (Pl. XXXV, fig. 1), dans laquelle la matrice est transformée en quartz, chlorite et en séricite, et les porphyroclastes en résidus arrondis ou allongés. Nous ne pouvons déterminer le caractère de la déformation qu'à l'aide de la comparaison à la transformation pétrochimique.

La diafiorèse à faciès de schistes verts contemporaine au métamorphisme et la cataclase, la mylonitisation, la formation d'ultramylonites et de blastomylonites — provoquant la transformation des migmatites stromatitiques en fillonites, la

linéation et foliation des diatexites et des granites à porphyroblastes, des nébulithes et des skyalithes — reflètent une effet cinétique probablement plusieurs fois répété, mais toujours de direction identique. C'est-à-dire, au même territoire une déformation cinétique de direction identique s'est déroulée au cours de tous les cycles tectogénétiques, ayant eu lieu jusqu'ici.

Seul au bout de la troisième vallée latérale, située à l'E de la vallée Aranyos-völgy, nous trouvons une telle migmatite stromatitique riche en feldspaths, où se présentent deux directions de schistosité, l'une presque perpendiculaire à l'autre. En résultat, c'est du gneiss fibreux qui s'est formé.

La texture schisteuse des amphibolites résulte d'une déformation pré-cristalline. La schistosité a résulté de l'arrangement et disposition de tous les composants minéralogiques au plan de la schistosité. Le tectonisme tardif a produit la formation de veinules capillaires remplies de quartz et de carbonate, accompagnée de la formation de zoïsite, épidote et de rutile (Pl. XXXVII, fig. 1).

L'effort tectonique du complexe de phyllades (phyllade quartzifère, calcophyllithe) est signalé par la carbonatisation générale, la formation des veinules capillaires à quartz et carbonates et par la limonitisation. Telle est la matière de notre sondage Zengővárkony-49, limonitisée et carbonatisée presque à l'inextricabilité.

Le plissement et les infiltrations chloriteuses (cipolin) impliquent une déformation du complexe de calcaire cristallin, accompagnée de métamorphisme régional.

Par conséquent, le complexe de phyllades — représentant un complexe sédimentaire extrêmement hétérogène, depuis les précipitations de quartz à sécrétion latérale jusqu'à l'intercalation d'amphibolites, de calcophyllithes et de calcaires et à sa répétition rythmique — a réagi avec un mécanisme cinétique intense aux effets cinétiques. Les formes plissées et faillées, les systèmes de fentes en train de se fermer et de s'ouvrir, les mobilisations d'éléments des matières différentes ont produit aussi des concentrations en matières brutes très variables.

La déformation des roches granitisées est aussi responsable pour le phénomène qu'on ne pouvait trouver nulle part dans la montagne une telle roche granitoïde, où on aurait pu extraire en exploitation continue des blocs d'une grandeur d'ordre de m³.

Au Tableau n° 13 illustrant aussi l'évolution chronologique du tectonisme nous ajoutons les remarques suivantes :

Le premier étage tectonique englobe la genèse des plus anciennes assises connues au territoire, leur métamorphisme régional, puis l'ultramétamorphisme des roches produites.

Ce cycle évolutif complet, divisible en 3 sous-étages tectoniques, est suivi d'un deuxième étage tectonique, divisible à son tour, en deux sous-étages tectoniques. Au cours de celui-ci, c'est de nouveau une évolution géosynclinale qui a lieu, mais elle n'aboutit qu'à du métamorphisme de faciès de schistes verts, indiquant qu'il s'agit d'un processus moins profond.

Puis arrive le troisième étage tectonique que nous divisons en trois sous-étages tectoniques d'après les détails présentés.

Notre carte géologique structurale illustre la position territoriale des étages et sous-étages tectoniques. Au chapitre suivant de l'histoire géologique, nous allons nous occuper de la relation et des variations des unités tectoniques.

XII. HISTOIRE DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DU SOCLE CRISTALLIN DE LA MONTAGNE MECSEK ET DE SES ENVIRONS

Les plus anciennes roches du socle cristallin en question sont des sédiments régionalement métamorphisés dont le caractère sédimentaire est toujours reconnaissable, malgré le métamorphisme. Nous insérons leur sédimentation entre 1900 et 1500 millions d'années.

Comme nous l'avons déjà mentionné au chapitre pétrographique, elles sont conservées sous forme des xénolithes énormes, encaissées dans le granite à porphyroblastes.

Parmi celles-ci, les plus importantes sont les métaconglomérats, métagrès aux environs de Bátaapáti, dans l'entaille latérale est de la vallée Köves-patak et dans l'affleurement sous l'église de Lovászhetény, les métagrauwackes affleurés au bord sud de Bátaapáti et enfin les métagrès et métaarkoses situés au bord nord de cette commune. Outre les graviers de quartz du métaconglomérat, on peut reconnaître la matière de la cornéenne noire homogène et des roches effusives, gris, à grains fins. La structure des graviers de quartz — allongés de 2 à 3 cm — est métamorphique. A cause de la transformation à degré élevé, on ne peut reconnaître la matière de graviers d'origine effusive, ni d'autres composants anciens.

A l'extrémité sud du ruisseau Köves-patak, dans l'affleurement de la gorge de vallée du hameau Gröndl-tanya et parmi les différents paragneiss découverts dans les sondages, les roches à sillimanite—cordiérite, à disthène, riches en biotite prédominent ce qui fait allusion à une sédimentation argilo-pélitique. La pseudomigmatite affleurée à Lovászhetény présente une roche en minces strates à aspect flyschöide et à séquence rythmiquement répétée.

L'absence de formations calcaires, dans le complexe sédimentaire entier, est frappante. Nous ne trouvons pas de telles xénolithes, rappelant l'ancien calcaire, ni à la surface, ni dans la matière granitoïde des sondages profonds.

Sans aucun doute, celles-ci représentent les plus anciennes roches de notre territoire. En considérant leur âge, nous les attribuons aux Caréliens, resp. Svécofennides.

Les roches filoniennes basiques ont pénétré dans les sédiments où elles y sont intercalées en filons-couches. Aujourd'hui, nous ne pouvons pas encore séparer les anciens termes, éventuellement archaïques et katharchaïques de ces sédiments géosynclinaux.

La sédimentation eugéosynclinale a été suivie de métamorphisme régional à faciès d'amphibolite (à isograde de sillimanite, cordiérite, disthène, staurolite, grenat) par suite duquel les roches régionalement métamorphisées déjà mention-

nées ont été produites et les roches filoniennes basiques étaient transformées en metabasites déjà décrites.

Nous considérons l'âge du métamorphisme des roches comme correspondant à l'intervalle de 1500 à 1200 millions d'années, c'est-à-dire à une formation protérozoïque inférieure, gothide. Du point de vue faciologique, tant à l'W qu'à l'E ce sont des roches de type de BARROW qui ont été produites : faciès d'almandine—amphibolite et à subfaciès de disthène—almandine—muscovite et de sillimanite—almandine—orthose. Mais, il faut constater que dans les sondages approfondis à la dorsale de Görcsöny et à l'W de celle-ci, l'almandine et la sillimanite sont en général plus fréquentes et l'hypersthène y apparaît aussi. Dans les paragneiss, situés à l'E de celles-ci, c'est plutôt la cordiérite qui est générale (souvent fort pynitisée) et le staurotyle se présente assez fréquemment.

Dans les paragneiss, noirs, à biotite, rythmiquement alternants du sondage Pécs-7, c'est la disthène que nous trouvons enrichie (voir le log du sondage). Cette variabilité des roches métamorphiques reflète la propriété pareille des sédiments originaux.

La détermination chronologique à l'aide d'isotopes a placé l'âge des roches du métamorphisme régional entre 510 et 460 millions d'années (Tableau n° 14). Mais, nous considérons ces deux informations numériques comme étant mélangées, car le réchauffement accompagnant les orogénèses ultérieures doit avoir distordu les valeurs isotopiques primordiales.

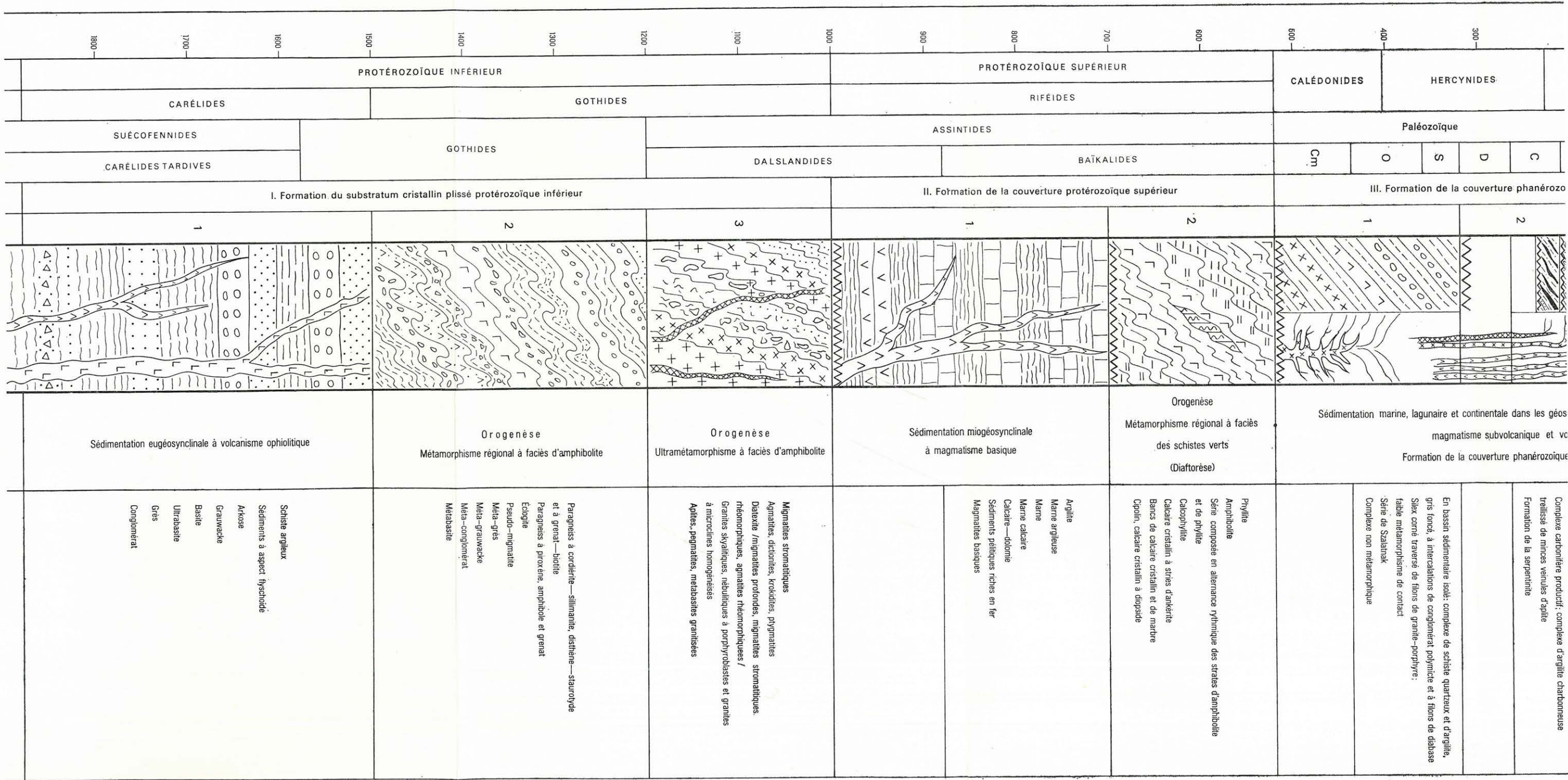
Le métamorphisme régional a été accompagné de mouvements plicatifs extraordinairement intensifs que nous pouvons voir dans les matériaux des sondages profonds et même dans les pseudomigmatites affleurées à Lovászhetény. Ces roches chaotiquement plissotées font allusion à un mécanisme cinétique qui se manifestait en état plastique.

Les roches régionalement métamorphisées — jusqu'au territoire de Görgeteg et Babócsa, et vers le NE jusqu'à Cegléd — ont subi un ultramétamorphisme au cours duquel ont été formés des différents types de migmatites stromatitiques et d'agmatites (gneiss ocellés, migmatites à feldspaths à imbibition, dictyonites, krokidites, ptygmatites), puis une ample gamme de roches rhéomorphes (granitisées).

L'ultramétamorphisme s'est évolué en structure symétrique zonale de la même manière que l'on a observé aux autres territoires du Précambriens granitisé (Schwarzwald, Carérides, Groenland ou même le Massif de Rhodope; W. BÜSCH 1966, K. R. MEHNERT 1953—1967, K. O. KRATZ 1963, ST. BOYADJIEV 1969). Nous ne pouvons accepter un tel avis selon lequel il faudrait séparer la formation des migmatites stromatitiques et celle des agmatites et rhéomorphites. Au terrain, nous rencontrons le passage graduel à plusieurs endroits.

D'après notre interprétation de la structure symétrique il s'agit d'une zone centrale rhéomorphe (diatexite—granite à porphyroblastes) contournée d'abord d'une zone d'agmatites, puis d'une zone de migmatites stromatitiques et enfin d'une zone de métamorphisme régional ce qui correspond aux principes de la granitisation sélective et progressive (A. MIYASHIRO 1973). Par suite de son mécanisme cinétique intense, le territoire rhéomorphe médian est arrivé vers le haut jusqu'à la couverture régionalement métamorphisée et a encastré ses parties arrachées. C'était ainsi que la situation s'est présentée qu'à la limite entre la zone de diatexites et celle de granite à porphyroblastes, se trouvent les masses de xénolithes énormes de la zone du métamorphisme régional.

ÂGE GÉOLOGIQUE EN MILLIONS D'ANNÉES		SUBDIVISION STRATIGRAPHIQUE DE LA CARTE TECTONIQUE DE L'EUROPE		PROPOSITION POSÉE PAR LA SOUS-COMMISSION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DU MONDE		ÉTAGE TECTONIQUE		SOUS-ÉTAGE TECTONIQUE		COLONNE STRATIGRAPHIQUE		PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES		FORMATIONS GÉOLOGIQUES	
100—		ALPIDES		Cénozoïque		Étage tectonique		Sous-étage tectonique		Stratigraphie		Phénomènes géologiques		Formations géologiques	
200—		HERCYNIDES		Paléozoïque		III. Formation de la couverture phanérozoïque des internides		1		2		Sédimentation marine, lagunaire et continentale dans les géosynclinaux partiels, bassins et chenaux; magmatisme subvolcanique et volcanique		Formation de la couverture phanérozoïque des internides	
300—		CALÉDONIDES		Mésozoïque		II. Formation de la couverture protérozoïque supérieur		2		3		Orogenèse		Sédimentation miogéosynclinale à magmatisme basique	
400—		RIFÉIDES		C		ASSINTIDES		3		1		Métamorphisme régional à faciès des schistes verts (Diafforèse)		à magmatisme basique	
500—		GOTHIDES		D		DALSLANDIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
600—		GOTHIDES		E		BAÏKALIDES		1		1		Métamorphisme régional à faciès d'amphibolite		à magmatisme basique	
700—		GOTHIDES		F		GOTHIDES		2		2		Ultramétamorphisme à faciès d'amphibolite		à magmatisme basique	
800—		GOTHIDES		G		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
900—		GOTHIDES		H		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
1000—		GOTHIDES		I		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
1100—		GOTHIDES		J		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
1200—		GOTHIDES		K		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
1300—		GOTHIDES		L		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
1400—		GOTHIDES		M		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		N		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		O		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		P		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		Q		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		R		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		S		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		T		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		U		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		V		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		W		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		X		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		Y		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		Z		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		aa		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ab		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ac		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ad		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ae		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		af		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ag		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ah		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ai		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		aj		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ak		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		al		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		am		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		an		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ao		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ap		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		aq		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ar		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		as		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		at		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		au		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		av		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		aw		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ax		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ay		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		az		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ba		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bb		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bc		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bd		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		be		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bf		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bg		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bh		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bi		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bj		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bk		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bl		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bm		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bn		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bo		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bp		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bq		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		br		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bs		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bt		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bu		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bv		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bw		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bx		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		by		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		bz		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ca		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cb		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cc		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cd		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ce		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cf		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cg		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ch		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ci		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cj		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ck		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cl		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cm		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cn		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		co		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cp		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cq		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cr		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cs		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		ct		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cu		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cv		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cw		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cx		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cy		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		cz		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		da		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		db		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dc		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dd		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		de		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		df		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dg		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dh		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		di		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dj		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dk		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dl		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dm		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dn		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		do		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dp		GOTHIDES		2		2		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dq		GOTHIDES		3		3		Orogenèse		à magmatisme basique	
		GOTHIDES		dr		GOTHIDES		1		1		Orogenèse		à magmatisme basique	



1800 1700 1600 1500 1400 1300 1200 1100 1000 900 800 700 600 500 400 300

PROTÉROZOÏQUE INFÉRIEUR

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

CALÉDONIDES

HERCYNIDES

CARÉLIDES

GOTHIDES

RIFEÏDES

ASSINTIDES

Paléozoïque

SUÉCOFENNIDES

GOTHIDES

DALSSLANDIDES

BAÏKALIDES

Cm

O

S

D

C

CARÉLIDES TARDIVES

I. Formation du substratum cristallin plissé protérozoïque inférieur

II. Formation de la couverture protérozoïque supérieur

III. Formation de la couverture phanérozoïque

1

2

3

1

2

1

2

Sédimentation eugéosynclinale à volcanisme ophiolitique

Orogenèse
Métamorphisme régional à faciès d'amphibolite

Orogenèse
Ultramétamorphisme à faciès d'amphibolite

Sédimentation miogéosynclinale
à magmatisme basique

Orogenèse
Métamorphisme régional à faciès
des schistes verts
(Diaflorese)

Sédimentation marine, lagunaire et continentale dans les géos
magmatisme subvolcanique et vo
Formation de la couverture phanérozoïque

Schiste argileux
Sédiments à aspect fyschodé
Arkose
Grauwacke
Basalte
Ultrabasalte
Grès
Conglomérat

Paragneiss à cordiérite—sillimanite, disthène—staurrolyde
et à grenat—biotite
Paragneiss à piroxène, amphibole et grenat
Éclogite
Pseudo-migmatite
Méta-grès
Méta-grauwacke
Méta-conglomérat
Métabasalte

Migmatites stromatoliques
Agnatites, dictionites, krokidites, pygmatites
Diataxite /migmatites profondes, migmatites stromatoliques,
rhéomorphiques, agmatites rhéomorphiques /
Granites skyaliques, nébulitiques à porphyroblastes et granites
à microclines homogénéisés
Aplites, pegmatites, metabasites granitées

Argilite
Marnes argileuses
Marnes
Marnes calcaires
Calcaire—dolomite
Sédiments pelitiques riches en fer
Migmatites basiques

Phyllite
Amphibolite
Série composée en alternance rythmique des strates d'amphibolite
et de phyllite
Calcophyllite
Calcaire cristallin à stries d'ankérite
Bancs de calcaire cristallin et de marbre
Cipolin, calcaire cristallin à diopside

En bassin sédimentaire isolé: complexe de schiste quartzux et d'argilite,
gris foncé, à intercalations de conglomérat polymictique et à filons de diabase
Silex corné traversé de filons de granite-porphyre;
faible métamorphisme de contact
Série de Szatarnak
Complexe non métamorphique

Complexe carbonifère productif: complexe d'argilite charbonneuse
treillisé de minces veines d'apilite
Formation de la serpentine

les sondages de Túrony-1 et Bátaszék-1, au N ceux Szalatnak-III et IV ont traversé des couches permiennees. Mais, à l'E de la fracture de Belvárdgyula et Tékes, nous voyons une forte réduction des formations permiennees.

Étant donné que les sondages approfondis en direction du NE vers le SW, le long de l'axe du socle cristallin affaissé, n'ont pas traversé de couches permiennees, nous supposons, que tout comme l'érosion dévonienne a anéanti les couches cambro-siluriennes, ainsi elle a aussi libéré de la même manière l'alignement du socle cristallin qui jouait le rôle d'une barrière depuis le Cambrien jusqu'au Permien supérieur, selon M. KASSAI (T. SZEDERKÉNYI 1970).

Le Permien — commencé par volcanisme — surmonte un socle cristallin extrêmement morcelé dont les blocs rigides réagissent par tectonique à fractures, affaissements et élévations aux effets cinétiques plusieurs fois répétés.

Les orogénèses varisque et alpo-carpatique ont produit à notre territoire des affaissements et élévations multiples en plaques et en blocs, longitudinalement et transversalement aussi (Tableau n° 15). En outre, les mouvements verticaux avaient un effet horizontal aussi qui a finalement produit des déformations tectoniques à fractures et plis combinés.

Il est extrêmement caractéristique de notre territoire que depuis le métamorphisme régional quasi jusqu'à nos jours il a réagi par des mouvements de direction identique à tous les effets cinétiques. *Autrement dit, depuis le Pré-cambrien notre territoire était le témoin de la réjuvenation — activation — des anciens lignes tectoniques, Ce phénomène peut être en relation avec le caractère de bloc archaïque, internide du Massif pannonique.*

Ce sont le cycle évolutif complet gothide tardif, c'est-à-dire terminé par l'ultramétamorphisme pré-baikalien, puis celui aussi complet à la fin du Riphéen — Proterozoïque supérieur, c'est-à-dire terminé par le métamorphisme baïkalien à faciès de schistes verts qui caractérisent l'histoire d'évolution géologique du territoire en question. Ce qui arrive après, n'est plus que la formation des bassins sédimentaires partiels peu étendus avec du magmatisme local intrusif et effusif à filons, caractérisable, jusqu'au Permien, par l'érosion des territoires cristallins élevés, où une sédimentation terrestre uniforme se déroulait sur de vastes territoires, pénéplénisés à cette époque (Tableau n° 16).

Du point de vue de l'histoire d'évolution, nous devons nous occuper du phénomène que les couches cambro-siluriennes — traversées dans le sondage Szalatnak-III se retrouvent, sous autre faciès, au NW de la zone de clivage de Zagreb et Tokaj, aussi. Autrement dit, en même temps que la formation du bassin sédimentaire local au N du notre socle, l'évolution géosynclinale de la zone cambro-silurien du Haut-plateau du Balaton et des Gémérides déroulait avec des injections de diabase et porphyre quartzifère. Or, tandis que la série de couches de Szalatnak au cours de l'orogénèse varisque n'a été affectée par aucun métamorphisme régional, les sédiments géosynclinaux de l'alignement entre le Haut-plateau du Balaton et les Gémérides ont subi du métamorphisme à faciès de schistes verts, puis des plutons de granite à petites dimensions y ont pénétrés, provoquant du métamorphisme de contact à grande envergure et des transformations postmagmatiques pneumatolytiques et hydrothermales (minéralisation polymétallique).

Alors, si le territoire s'étendant jusqu'à la ligne de Rába représentait au cours de l'orogénèse varisque un substratum mobile, le substratum cristallin pré-cambrien se comportait comme un cratogène rigide, réagissant par des mouvements

Tableau corrélatif des formations construisant les

Âge géologique	Étage tectonique	Hongrie: socle cristallin de la Montagne Mecsek et substratum cristallin du Bassin pannonique D'après B. JANTSKY 1975.	Roumanie: substratum cristallin des Munții Apuseni et des Bassins pannonique et de Transylvanie D'après D. GIUSCĂ et al. 1968, L. PAVELESCU 1972 et H. SAVU 1975
Paléozoïque (Calédonien-Varisque) Pz ₁₋₂₋₃	III.	<p>Complexe sans métamorphisme</p> <p>C₃ Série de grès, conglomérat et d'aléurite permienne à intrusion de porphyre quartzifère</p> <p>C₂ Série carbonifère productive treillisée de minces veines d'aplite; genèse du complexe de serpentinite et de magnésite treillisée de veines d'aplite</p> <p>C₁ Série d'argilite et de conglomérat paléozoïque inférieur (cambro-silurienne?) à intercalations de diabase; dans la zone inférieure de la série avec des injections et filons de granite-porphyre et avec leur faible métamorphisme de contact</p>	<p>Socle cristallin de la montagne Highis-Drocea</p> <p>D Grès, conglomérat et aléurite permien à extrusions de porphyre quartzifère</p> <p>C₂ Série d'Arieseni: schistes rouges, granite alcalin et autres roches alcalines</p> <p>C₁ Série de Paiuseni: complexe de grès; méta-conglomérat, méta-quartzite, calcaire cristallin, série métamorphique ophiolitique, complexe de méta-basalte, métagabbro, gabbro, schistes verts, porphyroïde et de phyllade; schiste sériciteux et chloriteux, calc-schiste, méta-conglomérat, méta-quartzite, porphyroïde, calcaire cristallin</p>
Protérozoïque supérieur (Balkalien) Pt ₂	II.	<p>B₃ Complexe métamorphique à faciès des schistes verts. Schiste sériciteux, schiste chloriteux, schiste à albite, phyllade, calcophyllite, calcaire cristallin à stries d'ankérite, calcaire cristallin à chlorite, calcaire cristallin à diopside et grenat</p> <p>B₂ Amphibolite, phyllade et schiste chloriteux alternant avec des intercalations d'amphibolite, amphibolite à épidote et zoïsite, amphibolite verte, finement grenue, bien schisteuse</p> <p>B₁ Métamorphisme rétrograde-diafctorèse des formations plus anciennes à faciès des schistes verts; formation de diafctorites, blastomylonites et de fillonites</p>	<p>Complexe Biharia</p> <p>B₃ Série de Muncel: métamorphites à faciès des schistes verts; schiste sériciteux et chloriteux, schiste sériciteux-chloriteux à albite à intrusions de granite-porphyre métamorphique, dans la Montagne Codru à intrusions de granitoïdes</p> <p>B₂ Série Biharia: amphibolite, schiste à épidote et albite, schiste chloriteux à albite et séricite, quartzite à graphite, calcaire cristallin, porphyroïde, granite-porphyre métamorphique</p> <p>B₁ Série de Bistra: Schiste chloriteux à séricite, phyllade, amphibolite à épidote, porphyroïdes</p>

massifs internides de la région carpato-balkanique

<p><i>Yougoslavie</i>: socle cristallin du Bassin panonique (Banat, Batchka), massif internide serbo-macédonien et socle cristallin de la Montagne Papouk</p> <p>D'après M. D. DIMITRIJEVIČ et al. 1967 et R. KÉMÉNCZI et al. 1975</p>	<p><i>Bulgarie</i>: le massif internide de Rhodope</p> <p>D'après St. BOYADJEV 1969 et BONČEV et al. 1976</p>
<p>C Diaforèse en rapport à l'orogénèse alpine</p> <p>B Orognèse varisque à intrusions de magma pegmatoïde syn-cinématique, riche en volatiles</p> <p>A Complexe sédimentaire faiblement transformé (de métamorphisme de contact) traversé par des plutons calédoniens dont l'âge est à la plupart ordovicien et seulement en petite partie silurien et dévonien</p>	<p>Permien: conglomérat, arkose, argilite et aléurite, rouge lilacé</p> <p>Formation de diorite de Struma (gabbro-diorite, diorite, diorite quartzeux, granodiorite, plagiogranite, granite); leur âge: Pré-dévonien</p> <p>Magmatisme ultrabasitique et granitique très intense et plusieurs fois répété (soi-disants granites bulgares)</p>
<p>Terme supérieur:</p> <p>Complexe de Vlasina: complexe métamorphique à faciès des schistes verts et volcano-sédimentaire protérozoïque supérieur; schistes isogradiques à albite-épidote-amphibole-chlorite-séricite, rarement à albite-biotite-muscovite et grenat, stilpnomélane fréquente</p> <p>Contact tectonique entre le complexe et les termes de la série du mur</p>	<p>Formation de diabase et phyllade: complexe sédimentaire volcanogénique formé en eugéosynclinal</p> <p>Roches basiques et schistes verts à la base desquels il y a des intercalations de phyllade, marbre, calc-schiste, schiste à actinolite et schiste chloriteux-sériciteux</p> <p>Complexe métamorphique d'Ossogovsk et Lisetsk d'âge baikalien</p> <p>Complexe de carbonates et silicates; la zone inférieure est composée entièrement de marbre; la zone supérieure de schistes à biotite et muscovite, schistes à chlorite-muscovite-albite-actinolite, calc-schistes, amphibolites et marbre</p>

I.

A₂ Complexe ultramétamorphique à faciès d'amphibolite. Aplite, pegmatite, granite homogénéisé et granite moins homogénéisé skyalitique, nébulitique à porphyroblastes, à microcline et titanite et à amphibole et biotite, dia-textite, agmatite, ptygmatite et migmatite stromatitique

A₁ Complexe métamorphique régional à faciès d'amphibolite (isogradique à sillimanite, staurotide et disthène); méta-conglomérat, méta-grès, paragneiss à sillimanite-disthène-staurotide—cordiérite-grenat-biotite, élogite, gneiss à hypersthène, paragneiss à deux micas, pseudomigmatite à cordiérite-sillimanite, gneiss oeilé et leptite; ces roches-ci ont subi, par endroits, une diaflorese intense

Socle cristallin de Gilaû et Muntele Mare

A₃ Série d'Arada: complexe ultramétamorphique de Muntele Mare, Madrizesti, Vinita et de Siria; granite à microcline et anatexite nébulitique à porphyroblastes, par endroits très intensivement diaflorese

A₂ Série de Baia de Aries: paragneiss isogradique à biotite-staurotide et micaschiste à faciès d'amphibolite, par endroits à diaflorese intensive, calcaire et dolomie cristallins, quartzite et quartzite à graphite

A₁ Série de Somes: série de paragneiss isogradique à sillimanite-staurotide-grenat-biotite, micaschiste et d'amphibolite, puis migmatites stromatitiques et rhéomorphiques, agmatites, etc., par endroits à diaflorese intensive

Nous avons indiqué les ouvrages des auteurs cités, dans la littérature jointe.

de dilatation. Seulement à la fin du Permien devenaient les deux territoires pareillement pénéplénisés, mais non connexes, sur lesquels des dépressions en auge pouvaient être formées, où il se déroulait de la sédimentation marine mésozoïque de faciès différent.

Enfin, du point de vue de l'histoire d'évolution nous devons comparer notre socle cristallin — la Masse médiane pannonique en sens large — aux formations pré-cambriennes des régions limitrophes.

Comme nous l'avons déjà décrit au chapitre géologique structural, on peut retrouver cette unité structurale et d'histoire d'évolution distincte de notre territoire à trois types de métamorphisme successifs aussi aux Monts Apuseni, dans la Montagne Papuk, dans les massifs internides Serbo-macédoniens et de Rhodope, et même plus à l'E dans la Masse médiane d'Anatolie. En outre, ce sont les formations cambro-siluriennes sans métamorphisme, et les unités varisques, le Carbonifère productif et le processus de pénéplénisation du Permien qui représentaient, ensemble, l'accord final commun de l'histoire d'évolution de ces territoires (Tableau n° 17).

Aujourd'hui, on ne peut pas encore préciser les causes qui intervenaient en ce que les formations également pré-cambriennes des massifs centraux des zones mobiles alpo-carpato-balkaniques diffèrent des formations des masses médianes internides ci-décrites.

Tableau 17.

<p>Terme inférieur:</p> <p>Complexe sédimentaire eugéosynclinal soumis au métamorphisme et ultramétamorphisme régional à faciès d'amphibolite; migmatites, quartzite micacées, metabasite, diatexite, granite nébulitique à porphyroblastes, plus rarement série de calcaire et dolomie cristallins</p> <p>Paragneiss isogradiques, finement grenus à biotite-sillimanite-staurotide-disthène-amphibole et pyroxène</p> <p>En tant que l'âge de la sédimentation, du plissement et du métamorphisme, on a déterminé le Protérozoïque inférieur, resp. l'Archaïque; les roches ci-haut énumérées ont subi une diaflorese très intense</p>	<p>Complexe supérieur, bariolé:</p> <p>Gneiss, finement et moyennement grenu, à biotite-grenat et graphite, gneiss à deux micas, marbre à diopside-phlogopite, amphibolite, calciophyre, gneiss leptitoïde, gneiss à grenat-disthène, paragneiss à amphibole-biotite, gneiss à diopside-scapolite; cornéennes, migmatites stromatitiques et metabasite du métamorphisme régional, ces roches-ci ont subi, par endroits, une diaflorese très intense</p> <p>Complexe ultramétamorphique inférieur:</p> <p>Migmatites stromatitiques rubanées, migmatites ocellées, krokidites, anatexites, anatexites à porphyroblastes, granite nébulitique à porphyroblastes et granite gneissique</p> <p>Paragneiss isogradique à sillimanite et biotite; ces roches-ci ont subi, par endroits, une diaflorese très intense</p>
--	---

Mais, il est un phénomène frappant que dans les chaînes des Carpates — plus précisément au NW des chaînes des Beskides, au Visoký Jeseník contournant au NW le Carbonifère d'Ostrava — ont été formées des formations en matière et âge complètement identiques aux produits stromatitiques, agmatitiques et rhéomorphes du métamorphisme régional du socle cristallin de la Montagne Mecsek. (ZD. MISAŘ 1960). TADEUSZ DEPCIUCH *et al.* (1973) décrivent des formations pareilles, mais les attachent aux formations précambrienne du NE de l'Europe et non à celles du SE du continent.

Nous présentons le classement géochronologique de nos formations en indiquant la subdivision stratigraphique utilisée pour les cartes géologiques structurales de l'Europe et d'après les propositions présentées par la Sous-commission de la Carte géologique du Monde (Tableau n° 13). Notre classification actuelle est basée sur les matériaux du sondage Szalatnak-III occupant une position de clé. Toutefois, l'âge le plus récent protérozoïque, resp. riphéen-baïkalien du métamorphisme à faciès de schistes verts resterait inchangé même dans le cas où la présence d'un Silurien prouvée par des fossiles devenait contestable.

A partir du modèle tectonique et d'histoire d'évolution, il dérive que le substratum cristallin des Alpes ne dépasse pas la ligne de la rivière Rába vers l'E et qu'au N les roches cristallines des Carpates occidentales ne s'étendent que

jusqu'à la zone de clivages entre Zagreb et Tokaj. Ce qui suit davantage c'est le substratum protérozoïque des Carpates orientales qui diffère complètement du substratum cristallin des Tatras et des Veporides.

Il en résulte que, si d'après la nouvelle théorie de la tectonique globale on voulait inclure des zones de subduction dans la zone orogénique alpine, on ne pourrait le faire que le long de la ligne de Rába, de celle de Zagreb—Tokaj, et de la ligne de la Save, resp. le long du tracé des grandes fractures limitant la Masse médiane panonique. La position des ces anciens blocs protérozoïques a prescrit le dessin caractéristique, les configurations sinusoïdales de la zone alpine mobile.

XIII. RESSOURCES MINÉRALES

Ce n'est qu'en sens large que l'on peut parler de matières premières minérales explorées dans le socle cristallin de la Montagne Mecsek. Il peut s'agir premièrement du granite à porphyroblastes même, comme matière primaire de constructions. Malheureusement, à cause de la forte fragmentation on ne peut exploiter la roche pour pierre d'ornementation. Par suite, actuellement on ne l'exploite que pour pierres de revêtement et de fondation pour bâtiment, dans la carrière d'Erdősmecke, actuellement l'unique carrière à grande envergure, dans la montagne. On peut espérer, si les services de transport du territoire seront améliorés, que l'on exploitera même des roches convenables à être utilisées en pierre d'ornementation.

On peut compter aussi considérer comme matières premières utilisables les éboulis de granite accumulés en épaisseur de 20 à 40 m à Pécsvárad et encore à beaucoup d'autres endroits — qui présentent une roche friable, riche en feldspaths et facilement exploitable. Épurée elle peut se servir de matière céramique (couverte) bien utilisable. Jusqu'ici, on l'utilisait pour bourrage dans les mines.

On peut également prévoir la mise en exploitation des gisements de serpentinite, découvert par de sondages ou explorées par fossoyage, dans la montagne. Celles-ci et les corps de serpentinite encore trouvables au cours des recherches futures pourraient présenter des perspectives du point de vue d'en récupérer du Cr, Ni et Co.

La dissémination de molybdénite trouvée dans la carrière d'Erdősmecke, puis l'apparition des veinules minces à galène, pyrite et à rodochrosite ne méritent la mention que comme des indices. La molybdénite se présente disséminée dans le granite sur une superficie de 3×3 m environ — au milieu de la cour de la carrière — sans que la roche présente aucune transformation ultérieure (silification, etc.). Des nids de molybdénite remplacent sporadiquement les nids de biotite.

En tant que perspective apparaît la possibilité de la formation des gîtes alluviaux à titanite, zircon et à métaux rares avant le dépôt du loess diluvial. C'est-à-dire, après le dépôt du loess les gîtes alluviaux des minéraux lourds ne pouvaient plus se former dans les cours d'eau des vallées.

Après ce qui vient d'être dit, on peut bien voir que le socle cristallin est extrêmement pauvre en matières premières minérales.

XIV. RÉCAPITULATION

Au chapitres précédents nous avons résumé les connaissances que nous avons obtenues au cours de nos études à plusieurs points de vue.

Les roches cristallines affleurées et étudiées en carottes de sondages profonds prouvent également l'existence de deux évolutions géosynclinales distinctes pré-cambriennes (protérozoïques) et de deux cycles métamorphiques. Après ceux-ci, même s'il y avait une nouvelle évolution géosynclinale partielle dans la région du socle en question elle ne s'achevait pas par métamorphisme régional.

Comme nous l'avons mentionné au chapitre sur l'histoire d'évolution, le métamorphisme régional n'a eu lieu qu'au NW du territoire en question, dans les régions affectées par les plissements varisques, notamment entre le Haut-plateau du Balaton et les Gémérides.

Par suite, notre territoire qui a subi une évolution géosynclinale et du métamorphisme régional, c'est-à-dire deux rythmes, est devenu la masse médiane déjà mentionnée de sorte que l'étude de la corrélation de celle-ci avec les autres masses médianes détermine pour long temps la direction des recherches futures.

En vue de l'essor de nouvelles théories de tectonique globale, développées en science nouvelle à la suite d'une longue histoire de recherches, il faut étudier l'évolution de la région en question de ce point de vue, dès maintenant, et surtout à l'avenir. Mais, à faute de connaissances détaillées suffisantes, aujourd'hui nous ne pouvons pas encore répondre à de nombreuses questions.

E. SZÁDECZKY-KARDOSS (1969, 1971a, b, 1972), GY. SZÉNÁS (1973), L. STEGENA (1967, 1973), P. HÉDERVÁRI (1973) et autres ont essayé de faire valoir la théorie — proposée pour les échelles de dorsales océaniques, grands arcs d'îles et dérivés continentales — même au Bassin de Hongrie situé au sein du système alpo-carpato-balkanique.

Nous espérons que les faits présentés dans cette monographie vont contribuer à l'éclaircissement de problèmes encore ouverts.

L'évolution de la tectonique d'écorce — sur laquelle de nombreuses constatations nouvelles ont récemment été émises (V. DANK 1965, V. DANK—J. FÜLÖP et *al.* 1967, J. GÁLFI—L. STEGENA 1960, V. SCHEFFER 1959a, B. BALKAY 1960, V. G. BONDARCHUK et *al.* 1972, G. CSIKY 1963, K. HOTH—G. HIRSCHMANN 1970, D. M. ILIE 1969, J. RENNER—L. STEGENA 1966) — prouve que notre territoire — jusqu'à la fin du Riphéen — appartenait au Bouclier ukrainien ou à l'édifice tectonique de l'ancienne Plate-forme d'Europe orientale.

Mais, à la fin du Riphéen, il fut morcelé en parties d'écorce éloignées les

unes des autres, et dénivelé. Aux sutures entre les parties d'écorce voisines, les zones mobiles des orogénèses calédonienne, varisque et enfin, alpine ont été produites. La forme et la position actuelles des zones carpato-dinaro-balkaniques avec les parties d'écorce évoluées en masses médianes offrent un exemple de cette préformation grandiose.

Aujourd'hui, nous ne savons pas encore quelle est la différence essentielle entre les blocs précambriens rigides et les formations également métamorphiques — ultramétamorphiques situées dans le substratum cristallin des zones alpo-carpato-balkaniques mobiles. On peut considérer presque certain que c'étaient le métamorphisme sélectif et la mobilisation et activation répétés qui ont produit cette différence.

Que c'était le développement des différents systèmes de fractures — en connexion avec la subduction — qui ont déjà causé le démantèlement de l'écorce en parties, semble bien vraisemblable. Ce qui se déroulait après celui-ci est explicable par la dérive des zones mobiles, activité volcanique déroulée à différentes époques, développement des lignes mégatectoniques [ligne de Zagreb—Tokaj, ligne de Pécs—Ófalu, ligne de Darnó (T. ZELENKA 1973), zone de klippes (D. ANDRUSOV 1958), zone volcanique interne des Carpates, etc.] et pour la plupart par le renouvellement, activation, c'est-à-dire par l'évolution supplémentaire des anciennes sutures de l'écorce.

Comme formation structurale la plus ancienne, il faut considérer la ligne séparatrice entre l'auge sédimentaire paléozoïque inférieure du Haut-plateau du Balaton et les Gémérides et la Masse médiane pannonique qui suggère la possibilité de sa prolongation aussi au flanc externe des Carpates.

Les zones volcaniques internes des Carpates pouvaient se produire déjà au front de cette masse internide à comportement uniforme — appelé par nous, comme Masse médiane pannonique — le long des fractures profondes la limitant.

Les immenses formations de fentes volcaniques et le développement de centres volcaniques s'ajustent presque exactement à la frontière de la Masse médiane (Annexe n° VII). Cependant, ce n'est seulement le caractère pétrographique des formations volcaniques qui est identique, mais — y compris les territoires de la Transdanubie — l'évolution de la minéralisation post-magmatique, postvolcanique est aussi pareille. Nous voyons la minéralisation paragénétique, pareille à celle de la zone métallifère subvolcanique à amas de Parád—Lahóca, aussi au territoire de Nadap—Pázmánd. De même façon se présentent les formations métallifères filoniennes pareilles liées à des efforts de dilatation, partout au territoire des zones de bordure.

L'existence de cette zone métallifère est indiscutable, mais actuellement nous ne connaissons pas encore ses détails. Cependant du point de vue de nos recherches futures, il est très important d'en tenir compte. En concret, malgré leurs âges différents, mais du point de vue de leur relation par rapport au Masse médiane pannonique, il faut ranger à la même province métallogénétique les indices de minéralisation des Montagnes Mátra, Börzsöny, Dunazug, Velence, de Szabadbattyán et du Haut-plateau du Balaton.

L'existence de la masse médiane de Hongrie (Tisia) est un fait depuis longtemps reconnu. Nos grands ancêtres arrivaient à la reconnaissance de son existence à l'aide de recherches à la surface (L. LÓCZY SEN. 1926) ou sur la base de l'analyse géomorphologique (GY. PRINZ 1922).

Aujourd'hui, d'après la documentation des centaines des sondages, attei-

gnant le socle cristallin, nous avons reconnu la matière pétrographique, la position mégatectonique et l'histoire géologique de ce massif internide, grâce aux nouvelles méthodes de recherche et à la comparaison et corrélation aux massifs internides à composition, structure et à histoire géologique pareilles des territoires limitrophes.

Les terrains pré-cambriens de la Masse médiane pannonique représentent une réalité géologique. Ce que nous avons exposé à ce propos d'après les informations obtenues jusqu'ici est seulement un début modeste. Même le fait de son existence, la connaissance de ses limites et son rôle stratigraphique soulèvent de nombreux nouveaux problèmes que l'on devra sans doute prendre en considération lors de l'élaboration des nouvelles théories de la tectonique globale.

En achevant cet ouvrage nous exprimons le désir que les données y présentées soient utiles aux recherches géologiques futures.

IRODALOM — BIBLIOGRAPHIE

- AKSIN, V. — KARAMATA, S. 1954: Petrološke karakteristike krištalastih škrljaca Pannonske Mase otkrivenih u bušotini „Bečej 3”. — *Vesnik zav. za Geol. i Geofiz. Istr. NR Srbije*. 11. pp. 243—251.
- ALEKSIĆ, V. 1963: Neka prethodna zapažanje o proterozojskom metamorfnom kompleksu Bukovika i Rožnja. — *Zapisnici S.G.D. za 1963. Godinu*. pp. 95—104.
- ALEKSIĆ, V. — KALENIĆ, M. 1967: Prethodni rezultati ispivanja staropaleozojskih meta-konglomerata antiklinalne strukture Gabrovnica (Stara planina) i njihov Značaj za evoluciju kambrijskog magmatizma. — *Zapisnici S.G.D. za 1967 Godinu Beograd Zbor. od. 25*. 10.
- ALEKSIĆ, V. — KALENIĆ, M. 1969: Osnovü usztanovlenija tektoniceskoj evoljucii szevernoj vetvi Alpijszkoj geoszinklinal'noj oblaszti vosztočnoj i centralnoj Szrbii. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 87—103.
- ALTHAUS, E. — WINKLER, H. G. F. 1962: Experimentelle Gesteinsmetamorphose. VI. Einfluss von Anionen auf metamorphe Mineralreaktionen. — *Geochim. Cosmochim. Acta*. 26. pp. 145—180.
- ANDJELKOVIĆ, M. 1958: Geološki sastav i tektonika jugozapadnih padina Stare planine. — Posebna izd. Szrb. Akad. Nauka, 24. Odelenje prir. mat. Nauka. Beograd.
- ANDJELKOVIĆ, M. 1965: Position of the Sumadija and Morava zones in the geotectonic structure of the Balkan peninsula. — *K.B.G.A. VII. Congr. Reports, Sofia*. 1. pp. 243—249.
- ANDJELKOVIĆ, M. et al. 1967: Strukturno facijalne zone Karpato—Balkanida u istočnoj Szrbiji. — *Geoloski pregled: Stratigrafija, tektonika, magmatizam. K.B.G.A. VIII. Kongr. Beograd*. pp. 103—118.
- ANDRITZKY, G. 1962: Die Anatexis im Regensburger Wald. — *Neues Jahrb. Miner. Abh.* 99. pp. 79—112.
- ANDRUSOV, D. 1958: *Geologia Československých Karpat*. — Bratislava.
- ATZORI, P. 1970: Caratteri petrografici e petrochimici di un metadiabase dei Peloritani Occidentali. — *Soc. Ital. di Min. e Petrol.* 26. pp. 411—425.
- AUGUSTITHIS, S. S. 1973: Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. — Elsevier Sci. Pub. Co. Amsterdam, London, New York.
- BACKLUND, H. 1953: The granitizations problem. — *Estud. Geol. Inst. Invest. Geol. "Lucas Mollada" (Madrid)*. 17. pp. 71—112.
- BADER, H. 1961: Apatite und Zirkone als sedimentäre Relikte in Metablastitgneisen der Oberpfalz. — *Neues Jahrb. Miner. Monatsh.* pp. 169—179.
- BALÁZS E. 1971: A Kisalföld medencealjazatának ópaleozóos közetei. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1969-ról. pp. 659—673.
- BALKAY B. 1960: A magyarországi földkéreg szerkezete. — *Geof. Közl.* 9. 1—2.
- BALLA Z. 1967: A Magyar Középhegység szerkezeti főirányairól. — *Földt. Közl.* 97. 3. pp. 257—277.
- BALOGH K. 1964: A Bükk-hegység földtani képződményei. — *Földt. Int. Évk.* 48. pp. 245—719.
- BALOGH, K. 1972: Historical review of conceptions referring to the Pannonian Mass. — *Geol. Práce Správy*. 58. pp. 5—28.

- BALOGH, K.—BARABÁS, A. 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. — *Acta Univ. Szegediensis. Acta Min. Petr.* 20. pp. 191—207.
- BALOGH, K.—KÖRÖSSY, L. 1968: Tektonische Karte Ungarns im Masstabe 1:1 000 000. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 12. pp. 255—262.
- BARABÁS A. et al. 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. — *MÁELGI Évk.* I.
- BARANYI I.—JÁMBOR Á. 1962: Komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántúl területén az alaphegység kutatásában. — *Magy. Geofiz.* 3. pp. 166—181.
- BARROW, G. 1912: On the geology of lower Deep-side and the southern Highlands border. — *Proc. Geol. Ass. London*, 23. pp. 268—284.
- BARTH, F. W.—CORRENS, C. W.—ESKOLA, P. 1970: Die Entstehung der Gesteine. II. — New York.
- BASARIN, A. K. et al. 1973: Sztrukturnüje szvjazü kontinentov v dokembrii. — *Geol. i Geof.* 11. pp. 3—14.
- BENDEFY, L. 1970: Angaben zur Kenntniss der Tiefenstruktur des Pannonischen Beckens. — *Mitt. der Geol. Ges. in Wien*. 63. pp. 1—21.
- BOJANOV, I. et al. 1963: V"rhu sztrukturno-formacionite oszobennoszti na csaszt ot iztoesnite Rodopi. — *Izv. Geol. Inszt. „Szt. Dim.” B.A.N.* 12. pp. 125—186.
- BOJKO, A. K. 1970: Doverhne paleozojszkij komplex szev. záp. okoncsanija Marmaroszkogo massziva. — Lvov.
- BONČEV, E. et al. 1976: Rodopszkij massziv i jego obramljajuscie lineamentno geoszinklinalnüje pojaszta. — Blagojevograd (Bulgaria).
- BONDARCSUK, V. G. et al. 1972: Sztratigrafija U.R.SZ.R. — I. Dokembrij. Kijev.
- BOYADJEW, St. 1969: Die metamorphen Formationen in Bulgarien. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 55—70.
- BÖCKH J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — *Földt. Int. Évk.* 4. pp. 129—287.
- BUDA, Gy. 1969: Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigations of the felspars. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 131—155.
- BUDDINGTON, A. F. 1939: Adirondack igneous rocks and their metamorphism. — *Geol. Soc. Am. Mem.* 7. pp. 162—165.
- BÜSCH, W. 1966: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. — *Neues Jahrb. Min. Abh.* 104. pp. 190—258.
- BÜZOVA, Sz. L. et al. 1971: Ob osznovnüh csertah tektoniki szevernoj csasztü Marmaroszkogo massziva (Vosztoesnüje Karpati). — *Geotektonika*. 6. pp. 79—86.
- CHAO, E. C. T. 1951: Granitization and basification by diffusion. — *Norsk. Geol. Tidsskr.* 29. pp. 84—107.
- Comité d'état pour le géologie. Institut Géologique. 1967. — *Atlas Géologique de Roumanie* 1:1 000 000. Bucuresti.
- CSALAGOVITS, I. 1964: De la palinogenèse calédonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du sud du Bassin Pannonien (Cisdanubien). — *Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. pars Min. et Pal.* 56. pp. 31—57.
- CSIKY G. 1963: A Duna—Tisza-köze mélyszerkezeti és ösföldrajzi viszonyai a szénhidrogén-kutatások tükrében. — *Földt. Közl.* 93. pp. 19—35.
- DANK V. 1963: A délföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláviai területekhez. — *Földt. Közl.* 93. pp. 304—324.
- DANK V. 1965: A délföldi medencerészek mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatuk a délbaranyai és jugoszláviai területekkel. — *Földt. Közl.* 95. pp. 123—139.
- DANK V.—BODZAY I. 1970: A magyarországi potenciális szénhidrogén készletek fejlődéstörténeti háttere. — OKGT.
- DANK V.—FÜLÖP J. et al. 1967: Magyarország paleozoós és mezozoós képződményeinek fedetlen földtani térképe. — Budapest.
- DEPCIUCH, T. et al. 1973: Skaly platformy prekambryjskiej w Polsce. Cześć I. Podłoże krystaliczne. — *Inst. Geol. Prace*. 68. I. pp. 5—168.

- DE WAARD, D. 1950: Palingenetic structures in augengneiss of the Sierra Quadarama, Spain. — *Comt. Rend. Soc. Geol. Finlande.* 23. pp. 51–66.
- DIETRICH, R. V. 1959: Development of ptygmatic features within a passive host during partial anatexis. — *Beitr. Miner. Petr.* 6. pp. 357–365.
- DIETRICH, R. V. 1960: Banded gneisses of the Randesund Area, Southwestern Norway. — *Norsk. Geol. Tidsskr.* 40. pp. 13–63.
- DIMITRESCU, R. 1966: Beiträge zur Kenntnis der magmatisch—tektonischen Verhältnisse im karpatisch—balkanischen Raum. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 10. pp. 357–360.
- DIMITRIJEVIČ, M. 1958: Geološki sastav i struktura bujanovačkog granitskog massiva. — *Rasprave Zav. za Geol. i Geof. istraž. Beograd.*
- DIMITRIJEVIČ, M. 1963: Sur l'âge du métamorphisme et de plissements dans la masse Serbo-Macedonienne. — *Congr. Assoc. Carp.—Balk. Krakov.*
- DIMITRIJEVIČ, M. D. 1969: The metamorphic rocks of Jugoslavia. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 41–53.
- DIMITRIJEVIČ, M.—ČIRIČ, B. 1966: Tektoniceszko sztroenie Szerbszko—Makedonszko Massziva. — *Geotektonika.* 5. pp. 32–41.
- DIMITRIJEVIČ, M.—ČIRIČ, B. 1967: Essai sur l'évolution de la masse Serbo—Macedonienne. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 11 pp. 35–47.
- DOBRECOV, N. L.—SZOBOLÉV, V. Sz. et al. 1970: Facii metamorfizma. — *Izd. „Nedra” Moszkva.*
- DOBRECOV, N. L.—SZOBOLÉV, V. Sz.—HLESZTOV, V. V. 1972: Facii regionalnogo metamorfizma umerennüh davlenij. — *Moszkva.*
- DRESCHER-KADEN, F. K. 1969: *Granitprobleme.* — Berlin.
- EMERSON, D. O. 1959: “Degranitization” of the northern Inyo Range, California—Nevada. — *Bull. Geol. Soc. Am.* 70. pp. 1717–1718.
- ENGEL, A. E.—ENGEL, C. G. 1958: Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. — *Bull. Geol. Soc. Am.* 69. pp. 1369–1413.
- ENGEL, A. E.—ENGEL, C. G. 1960: Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. — *Bull. Geol. Soc. Am.* 71. pp. 1–57.
- ESKOLA, P. 1933: On the differential anatexis of rocks. — *Bull. Comm. Geol. Finl.* 103. pp. 12–25.
- ESKOLA, P. 1956: Postmagmatic potash metasomatism of granite. — *Comt. Rend. Soc. Geol. Finl.* 29. pp. 85–100.
- ESKOLA, P. 1961: Granititstehung bei Orogenese und Epirogenese. — *Geol. Rundschau.* 50. pp. 105–123.
- FÖLDVÁRI A. 1952: A szabadbattyáni ólomérc és kövületes karbon előfordulás. — *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem.* 4. pp. 25–53.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1968: Az országos területi ritkafém-kutatás 1966. évi eredményei. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1966-ról. pp. 291–314.
- FÖLDVÁRI-VOGL, M.—BÖJTÖS-VARRÓK, K. 1968: Vergleichende geochemische Untersuchungen an Graniten aus Ungarn. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 12. pp. 99–115.
- FUSÁN, O. 1961: Entwicklung des Baues des Gebirges Spissko—Gemerské Rudohoria. — *Geol. Práce* 60. pp. 57–63.
- FUSÁN, O.—MAHEL', M. 1957: Přehledná geologická mapa Spissko—Gemerského Rudohoria 1:100 000. — *Geol. Práce.* 46. pp. 17–33.
- GAERTNER, H. R. 1951: Über die alkali Quelle der Granitisierung. — *Zeitschr. der Dt. Geol. Ges.* 103. pp. 7–8.
- GÁLFI J.—STEGENA L. 1960: Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében. — *Geofiz. Közl.* 8. pp. 189–195.
- GHANEM, M. A. E. A.—RAVASZ-BARANYAI, L. 1969: Petrographic study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mountains, Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 191–219.

- GILLULY, I. et al. 1948: Origin of granite. — *Geol. Soc. Am. Mem.* 28. pp. 1–139.
- GIUSCĂ, D.—SAVU, H.—BORCOS, M. 1968: Le stratigraphie des schistes cristallins des Mounts Apuseni. — *Rev. Roum. Geol., Geoph., Geogr. ser. Geol.* 12. 2.
- GIUSCĂ, D. et al. 1969a: Erläuterungen zur Karte der Metamorphite Rumäniens. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 35–39.
- GIUSCĂ, D. et al. 1969b: Sequence of tectonomagmatic prealpine cycles on the territory of Roumania. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 221–234.
- GOODSPED, G. E. 1948: Origin of granites. — *Geol. Soc. Am. Mem.* 28. pp. 55–78.
- HARRY, W. T. 1959: Pseudomigmatites in the Abitan Lake Area, District of Mackenzie, Northwest territories, Canada. — *Geol. Mag.* 96. pp. 25–32.
- HÄRME, M. 1958: Examples of the granitization of plutonic rocks. — *Bull. Comm. Geol. Finl.* 30. pp. 45–64.
- HÄRME, M. 1959: Example of the granitization of gneisses. — *Bull. Comm. Geol. Finl.* 184. pp. 41–58.
- HÄRME, M. 1962: An example of anatexis. — *Bull. Comm. Geol. Finl.* 204. pp. 113–125.
- HÄRME, M. 1965: On the potassium migmatites of southern Finland. — *Bull. Comm. Geol. Finl.* 219. pp. 5–41.
- HÄRME, M. 1966: Experimental anatexis and genesis of migmatites. — *Beitr. Min. Petr.* 12. pp. 13–14.
- HÄRME, M.—LAITALA, M. 1955: An example of granitization. — *Compt. Rend. Soc. Geol. Finl.* 28. pp. 95–99.
- HEJTMAN, B. 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. — Praha.
- HELLNER, E.—EULER, R. 1957: Über ein geologisches Thermometer auf Grund von Untersuchungen an Biotiten. — *Geochim. Cosmochim. Acta.* 12. pp. 47–56.
- HÉDERVÁRI P. 1973: Litoszféra-modellek és a magma keletkezése. — *MTA X. Oszt. Közl.* 6. pp. 267–291.
- HIROTA, S. 1952: Some considerations on the mode of formation of certain "Granitoid migmatites" of Hidaka metamorphic zone, Hokkaido. — *Journ. Geol. Soc. Japan.* 58. pp. 163–164.
- HOENES, D. 1940: Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwaldes. — *Neues Jahrb. Min. Abh.* 76. pp. 153–256.
- HOLMQUIST, P. J. 1921: Typen und Nomenklatur der Adergesteine. — *Geol. Fören. Stockholm. Förh.* 43. pp. 612–634.
- HOLUBEC, J. 1968: Structural development of the geosynclinal proterozoic and its relations to the deeper zones of the Earth's Crust. — *Rozpravy ČSAV* 78. pp. 3–77.
- HOTH, K.—HIRSCHMANN, G. 1970: Jungpräkambrium in den Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsetapen. — *Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss. A.* 15. pp. 379–424.
- HSU, K. J. 1955: Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. — *Amer. Journ. Sci.* 253. pp. 237–239.
- HUBER, H. M. 1943: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 23. pp. 72–260.
- ILIĆ, M. 1967: Polozsenie ofiolitov v geotektoniceszkom razvitii Dinarid. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 11. pp. 77–93.
- ILIE, D. M. 1969: Nouvelles contributions à la tectonique des Carpates Roumaines. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 235–239.
- JANTSKY, B. 1940: Geologicko petrografické studie Marmarosského krystallinika. — Carpatia. I.
- JANTSKY B. 1950: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1950-ről. pp. 65–77.
- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. — *Geol. Hung. ser. Geol.* 10.
- JANTSKY B. 1964: Kirándulásvezető. Paleozóikum. — Jugoszláv–magyar geológus-találkozó. Pécs.

- JÁMBOR Á. 1962: A Téseny-1. sz. fúrás földtani eredményei. — Földt. Közl. 92. pp. 458—459.
- JOHANNES, W.—WINKLER, H. G. F. 1965: Transport von Feldspäten und Quarz im Temperaturgefälle. — Beitr. Min. Petr. 11. pp. 250—271.
- JUGOVICS L. 1958: Magyarország gránit-előfordulásai. — MÁFI Adattár (kézirat).
- JUHÁSZ Á. 1965: Adatok a Duna—Tisza köze metamorf és magmás medence-aljzatának ismeretéhez a soltvadkertéri és miskei fúrások alapján. — Földt. Közl. 95. pp. 375—381.
- JUHÁSZ, Á. 1970: Tertiary volcanites of the territory between the rivers Danube and Tisza. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14. pp. 27—32.
- JUNG, J.—ROQUES, M. 1938: Les schistes cristallines du Massif Central. — Bull. Carte Geol. France. 39. pp. 120—197.
- JUNG, J.—ROQUES, M. 1952: Introduction à l'étude zoneographique des formations cristallophylliennes. — Bull. Serv. Carte Geol. France. 235. pp. 1—62.
- KAMENICKÝ, J. 1962: Vývoj názorov, sočasný stav a základné problémy geologie kryštalínika Západných Karpát. — Geol. Práce. 62. pp. 5—32.
- KAMENICKÝ, J. 1967: Die Verbreitung der Metamorphose in den Westkarpaten. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11. pp. 3—13.
- KAMENICKÝ, J.—HOVORKA, D. 1972: Textures of pretertiary eruptive and metamorphic rocks of the West Carpathians. — Acta Geol. Petr. Univ. Comen. 24. pp. 5—407.
- KAMENICKÝ, J.—KRIST, E. 1969: Erläuterungen zur Karte der metamorphen Zonen der Westkarpaten. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13. pp. 9—20.
- KÉMÉNCZI, R.—ČANOVIČ, M. 1975: Preneogena podloga vojvodanskog dela Pannonskog basena. — Rad. znan. saveta za naftu pri Jug. Ak. Zn. Geol. Geof. i Geochem. 5. Zagreb.
- KISS, J. 1961: A hydrothermal enrichment of Pb-Zn-Cu in the Erdősmecke granite (Mecsek Mountain). — Ann. Univ. Sci. Budapestensis de Rol. Eötvös Nom. 5. pp. 89—92.
- KIZAKI, K. 1953: On the gneisses and migmatites of the central Hidaka metamorphic zone. — J. Geol. Soc. Japan. 59. pp. 203—215.
- KNABE, W. 1966: Anatektische Schmelzbildung in Quarz-Plagioklas—Biotit-Gesteine. — (Dissertation.) Göttingen.
- KOCH, W. 1939: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. — Min. Petr. Mitt. 51. pp. 1—101.
- KOSZTJUK, V. P. 1955: Parageneticeszkij analiz kristalliceszkij porod Podolii v rajone g. Vinicü. — Izd. A.N. U.SZ.SZ.R. Kijev.
- KOVÁCH Á.—BALOGH K.—SÁMSONI I. 1968: Rubidium—stroncium-adtatok a Mecsek-hg. gránitjai korának kérdéséhez. — Földt. Közl. 98. pp. 205—212.
- KOVÁCS G. 1965: A battonyai terület mélyföldtani felépítése. — Földt. Közl. 95. pp. 183—189.
- KOZSUHAROVA, E. 1972a: Dokambrijszki metamorfizirani bazicsni vulkaniti ot centralnite Rodopi. — Izv. na Geol. Inszt. szer. Geohim. Min., i Petr. 21. pp. 147—165.
- KOZSUHAROVA, E. 1972b: Evolucija na metamorfizma na proterozojszkite vulkaniti ot centralnite Rodopi. — Izv. na Geol. Inszt. szer. Geohim. Min. i Petr. 21. pp. 167—174.
- KÖRÖSSY L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összefoglaló földtani szerkezete. — Földt. Közl. 93. pp. 153—172.
- KÖRÖSSY, L. 1964: Tectonics of the basin^{*} areas of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 8. pp. 377—394.
- KÖRÖSSY, L. 1965: Geologischer Bau der Ungarischen Becken. — Verh. Geol. Bundesanst. Sh. G. Wien. pp. 36—51. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 116. pp. 292—307.
- KÖRÖSSY, L. 1968: Entwicklungsgeschichte und paläogeographische Grundzüge des Ungarischen Unterpannons. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 12. pp. 199—217.
- KRATZ, K. O. 1963: Geologija Karelid Karelíi. — Trudü Lab. Geol. Dokembrija. A.N. SZ.SZ.SZ.R.

- KRÄUTNER, H. G. 1972a: Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv.) — *Revue Roumaine de Geol. Geoph. et Geogr. ser. Geol.* 16. pp. 81–89.
- KRÄUTNER, H. G. 1972b: Herzynische Regionalmetamorphose in präkambrischen Kristallin der Ostkarpaten. — *Revue Roumaine de Geol. Geoph. et Geogr. ser. Geol.* 16. pp. 121–130.
- KUBICKI, ST.—RYKA, W.—ZNOSKO, J. 1972: Tektonika krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. — *Kwartalnik Geologiczny.* 16. pp. 523–545.
- KURUC B. 1965: Mélyföldtani adatok Mezőhegyes, Pitvaros, Végegyháza területéről. — *Földt. Közl.* 95. pp. 198–204.
- KÜPPER, H. 1960: Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. — *Geol. Rundschau.* 50. pp. 457–465.
- LANGERFELDT, H. 1961: Über Syenitbildung durch Palingenese und Kalifeldspat-Metablastesis im mittleren Schwarzwald. — *Jahrb. Geol. Landesanst. Baden-Württemberg.* 5. pp. 19–51.
- LENDVAI K. 1966: A Bolyi medence. — *Geof. Közl.* 15. pp. 69–76.
- LIST, F. K. 1965: Statistische Untersuchungen an Zirkon und Apatit in Anatexiten des südlichen Bayrischen Waldes. — *Geol. Rundschau.* 55. pp. 509–530.
- LJAHOVICS, V. V.—BALANOVA, T. T. 1971: O szrednüh szoderzsaniyah i szosztava redkozemelnüh elementov v akcesszornüh mineralah granitov. — *Geohimija.* 2. pp. 131–143.
- LJUNGGREN, P. 1956: Complete and incomplete granitization. — *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 78. pp. 642–644.
- LÓCZY, L. (SEN.) 1926: Die Geologie Westserbiens und des Pannonischen Mittelgebirges. — *C. R. XIV. Congr. Int. Geol.* 1926. No. 2. pp. 689. Madrid.
- LÓCZY L. (JUN.) 1933: Magyarországi só- és szénhidrogénkutatások irányelvei és célkitűzései. — Richtlinien und Ziele der Salz- und Kohlenwasserstoffforschungen in Ungarn. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1933–35-ről. I. pp. 401–446.
- LÓCZY, L. (JUN.) 1940: Die Rolle der paläozoischen und mezozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. — *Zeitschr. Bulgar. Geol. Ges.* 11. Jg. 1939.
- MACKENZIE, W. S. 1954: The orthoclase—microcline inversion. — *Mineral Mag.* 30. pp. 354–366.
- MARKUSEV, A. A. 1968: Termodinamika metamorficeszkoy gidratacii mineralov. — Moszkva.
- MARKUSEV, A. A. 1972: Petrohimiceszkije tipü eklogitov i voproszü ih genezisza. — *Veszt. Moszk. Univ.* 2. pp. 3–21.
- MARMO, V. 1958: Orthoclase and microcline granites. — *Am. J. Sci.* 256. pp. 360–364.
- MARMO, V. 1962: On granites. — *Bull. Comm. Geol. Finl.* 201. pp. 3–77.; 221. pp. 1–34.; 35. pp. 51–78.
- MARMO, V. 1971: Granite petrology and the granite problem. — Amsterdam—London.
- MATTHES, S.—OKRUSCH, M.—RICHTER, P. 1972: Zur Migmatitbildung im Odenwald. — *Neues Jahrb. für Min. Abh.* 116. pp. 225–238.
- MAURITZ B.—CSAJÁGHY G. 1952: Alkáli telérközözetek Mórágý környékéről. — *Földt. Közl.* 82. pp. 137–142.
- MEHNERT, K. R. 1939: Die Metakonglomerate des Wiesenthaler Gneisszuges im Sächsischen Erzgebirge. — *Min. Petr. Mitt.* 50. pp. 194–272.
- MEHNERT, K. R. 1940: Über Plagioklas—Metablastesis im mittleren Schwarzwald. — *Neues Jahrb. Min. Mh.* pp. 47–65.
- MEHNERT, K. R. 1953: Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufur). — *Geol. Rundschau.* 42. pp. 4–11.
- MEHNERT, K. R. 1953–1967: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. — *Neues Jahrb. Min. Abh.* I. 85. pp. 59–140; II. 90. pp. 39–90; III. 98. pp. 208–249; IV. 99. pp. 161–169.
- MEHNERT, K. R. 1959: Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. — *Fortschr. Min.* 37. pp. 117–206.

- MEHNERT, K. R. 1960a: Zur Geochemie der Alkalien im tiefen Grundgebirge. — Beitrage Min. Petr. 7. pp. 318—339.
- MEHNERT, K. R. 1960b: Das Problem des Alkalihaushalts im Orogen. — Geol. Rundschau. 50. pp. 124—131.
- MEHNERT, K. R. 1961: Neue Ergebnisse zur Geochemie der Metamorphose. — Geol. Rundschau. 51. pp. 384—394.
- MEHNERT, K. R. 1962: Zur Systematik der Migmatite. — Krystallinikum. 1. pp. 95—110.
- MEHNERT, K. R. 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. — Amsterdam, London, New York.
- MEHNERT, K. R. 1972: Granulites — result of a discussion. II. — Neues Jahrb. Min. Mh. 4. pp. 139—192.
- MICHOT, P. 1956: La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. — Ann. Soc. Geol. Belg. 53. pp. 19—60.
- MISAŘ, ZD. 1960: Metasomatic granitization and its zonality in the Keprník Dome in the Hrubý Jeseník Mts. — Rozpravy Čes. Akad. Věd. 70. Seš. 9. pp. 3—52.
- MIYASHIRO, A. 1958: Regional metamorphism of the Gosaisyo—Takanuki district in the central Abukuma Plateau. — Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II. 11. pp. 219—272.
- MIYASHIRO, A. 1973: Metamorphism and metamorphic belts. — London.
- NAGY E. 1971: Magyarország permnél idősebb paleozoikumának átfogó földtani vizsgálata. Témavázlat és összefoglalás. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 653—657.
- NECSAEV, SZ. V. 1969: O rudnüh komplexah v pozdne dokembrijiszko—nizsnepaleozoj-szküh formacijah Szovetszküh Karpat, Cseszkogo Massziva i Volüno—Podolii. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13. pp. 267—275.
- NEUBURG, G. J. 1957: Origin of porphyroblasts. — Bull. Geol. Soc. Am. 68. pp. 653—654.
- NIGGLI, P. 1946: Die leuco-granitischen, trondhjemitischen und leuco-syenitgranitischen Magmen und die Anatexis. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 26. pp. 44—78.
- NYIKOLAJEV, V. A. 1957: Metodiceszkoje rukovodstvo po geologiceszkomu kartirovaniju metamorficeszküh komplexov. — Moszkva.
- ORAVECZ J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — Földt. Közl. 94. pp. 3—7.
- ORAVECZ J. 1965: Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törnelékes összletekben. — Földt. Közl. 95. pp. 401—406.
- OVCSINYIKOV, L. N. et al. 1961: Abszolutnűj vozraszt nekotörüh geologiceszküh obrazovanj Vengrii. — Trudű Vsesz. Kom. Opr. Absz. Vozr. Geol. Form. Moszkva — Akadizdat.
- PALIVCOVÁ, M. 1965: The central Bohemian pluton. A petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. — Krystallinikum. 3. pp. 99—131.
- PANTÓ, G.—KOVÁCH, Á. et al. 1967: Rb/Sr check of Assyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in north-eastern Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11. pp. 279—287.
- PANTÓ G.—VARRÓK K.—KOPEK G. 1955: A zengővárkonyi vasérekutatás földtani eredményei. — Földt. Közl. 85. pp. 125—144.
- PAPP F. 1952. Mórágyműdeki gránitok és kísérő kőzetek. — Földt. Közl. 82. pp. 143—156.
- PAPP F.—REICHERT R. 1929: A mórágyműdeki gránitok. — Földt. Közl. 59. pp. 3—7.
- PAVELESCU, L. 1972: Einige geologische Aspekte des Kristallins in der S. R. Rumänien. — Geologie. 20. pp. 5—16.
- PERRIN, R. 1954: Granitization, metamorphism and volcanism. — Am. J. Sci. 252. pp. 449—465.
- PETKO, Č. K. 1963: La Carte tectonique de la RFP de Jugoslavie. — Bull. el. d. Sci. Math. et Nat. N. S. 9. 32. Beograd.
- PETROVA, Z. M.—POZSARICKAJA, L. K. 1969: Geohemiceszkie oszobennoszti palingen-nűh gránitoidov v drevnüh gluboko metamorfizovannüh tolsesah (na primere Aldana). — Szibirszkij Inszt. geohimii, Ezssegodnik. pp. 125—128.

- POLJAK, J. 1952: Predpaleozojske i paleozojske naslage Papuka i Krndije. — Geol. Vjesnik za 1948—1950 g. 2—4. pp. 63—82.
- POLOVINKINA, J. J. 1966: Sztruktúrú i textúrú izverzsennüh i metamorficseszkih gornüh porod. I—II. — Moszkva.
- PRINZ Gy. 1922: Magyarország földrajza. — Tud. Gyűjt. Pécs.
- RAFFAELLI, P. 1964: Metamorphism of Paleozoic pelitic schists of Ravna Gora (Papuk Mountain — Croatia). — Geol. Vjesnik. 18. pp. 61—111.
- RAGUIN, E. 1970: Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. — Paris.
- RAMBERG, H. 1952: The origin of metamorphic and metasomatic rocks. — Univ. of Chicago press.
- RAMBERG, H. 1959: Evolution of pygmatic folding. — Norsk. Geol. Tidskr. 39. pp. 99—151.
- RAST, N. 1956: The origin and significance of baudinage. — Geol. Mag. 93. pp. 401—408.
- RAVASZ-BARANYAI, L. 1969: Eclogite from the Mecsek Mountains Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13. pp. 315—322.
- READ, H. H. 1948: Granites and granites. — Geol. Soc. Amer. Mem. 28. pp. 1—19.
- READ, H. H. 1951: Metamorphism and granitization. — Trans. Geol. Soc. South. Afr. 54. pp. 1—17.
- READ, H. H. 1955: The granite controversy. — London.
- REED, J. J. 1964: Mylonites, cataclasites and associated rocks along the alpine fault, South Island, New Zealand. — New Zealand Journ. of Geol. and Geof. 7. pp. 645—684.
- REESOR, I. E.—MOORE, JR. J. M. 1971: Petrology and structure of Thor—Odin gneiss dome Shuswap metamorphic complex British Columbia. — Geol. Surv. Canada. Bull. 195. pp. 1—149.
- RENNER J.—STEGENA L. 1966: Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata. — Geof. Közl. 14. pp. 103—114.
- REYNOLDS, D. L. 1947: The granite controversy. — Geol. Mag. 84. pp. 209—223.
- ROTH S. 1875: A fazekasboda—mórággyi hegylánc eruptív kőzetei. — Földt. Közl. 5. pp. 137—145.
- ROUBAULT, M. 1962: Sur les porphyroblastes de feldpaths. Quelques remarques sur leur signification petrogenetic. — Norsk. Geol. Tidsskr. 42. pp. 514—532.
- ROZLOZSNIK P. 1937: A Bihar hegyesoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében. — Math. és Term. tud. Ért. 55. pp. 46—74.
- SAVU, H. 1975: Particularités des types de metamorphisme régional préalpin sur la territoire de la Roumanie. — Ann. Inst. de Geol. si Geoph. 46.
- SCHEFFER V. 1957: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához. — Geofiz. Közl. 6. pp. 73—103.
- SCHEFFER V. 1959: A magyar közbülső tömeg kérdéséhez. — MÁELGI Közl. 9. pp. 56—68.
- SCHEFFER V. 1965: A Keleti-Alpok határterületének regionális geofizikai áttekintése. — Földt. Közl. 95. pp. 5—21.
- SCHEFFER V.—KÁNTÁS K. 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. — Földt. Közl. 79. pp. 327—356.
- SCHEUMANN, K. H. 1937: Metatexis und Metablastesis. — Tsch. Min. Petr. Mitt. 48. pp. 402—412.
- SCHMIDT E. R. 1957: Geomechanika. — Budapest.
- SCHNEIDERHÖHN, H. 1941: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. — Jena.
- SCHWINNER, R. 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. — Wien.
- SEDERHOLM, J. J. 1913: Die Entstehung der migmatitischen Gesteine. — Geol. Rundschau. 4. pp. 174—185.

- SEDERHOLM, J. J. 1923, 1926, 1934: On migmatites and associated precambrian rocks of southwestern Finland. I—II. — Bull. Comm. Geol. Finl. 1. 58. pp. 1—153; 2. 77. pp. 1—143; 3. 107. pp. 1—68.
- SMULIKOWSKI, K. 1948: On the anatectic differentiation in granitic areas. — Rep. Intern. Geol. Congr. III. pp. 131—138.
- SMULIKOWSKI, K. 1963: Les écoligites et leurs transformations en milieu des gneiss du massif de Sněžnik dans les Sudètes. — Bull. Soc. Geol. France. 7. pp. 852—862.
- SMULIKOWSKI, K. 1964: An attempt at eclogite classification. — Bull. de l'Acad. Polonaise Sci. Ser. Geol.—Geogr. 12. pp. 27—33.
- SMULIKOWSKI, K. 1967: Eklogity Gór Sněžnickich w Sudetach. — Geol. Sudetica. 3. pp. 7—180.
- SMULIKOWSKI, K.—BAKUN-CZUBAROV, N. 1973: New data concerning the granulite—eclogite rock series of Stary Gieratow, East Sudetes, Poland. — Bull. de l'Acad. Polonaise Sci. (Sci. de la Terre.) 21. pp. 25—34.
- SPOTTS, J. H. 1962: Zircon and other accessory minerals. — Coast Range Batholith, California. — Bull. Geol. Soc. Am. 73. pp. 1221—1239.
- STEGENA L. 1964: The structure of the Earth's Crust in Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 8. pp. 413—431.
- STEGENA L. 1967: A Magyar-medence kialakulása. — Földt. Közl. 97. pp. 278—285.
- STEGENA L. 1973: A Pannon-medence kainozóos evolúciója. — Geonómia és Bányászat. 6. pp. 257—265.
- STEINERT K. 1926: Adatok a magyarországi gránitok ismeretéhez. (Bölcsészdoktori értekezés.) — Budapest.
- STEUHL, H. H. 1962: Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiolithgneisses aus dem Schwarzwald. — Chem. Erde. 21. pp. 413—449.
- STILLE, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beihefte z. Geol. Jahrb. 8. Hannover.
- SUK, M. 1964: Material characteristics of the metamorphism and migmatization of Moldanubian paragneisses in Central Bohemia. — Krystallinikum. 2. pp. 21—105.
- SURKIN, K. A. 1957: K voproszu o klassifikacii ultrametamorficseszkih porod voobscse i migmatitov v csasztnosztii. — Trudü Lab. Geol. Dok. 7. pp. 74—108.
- SZALAY Á. 1969: A szegedi medence metamorf kristályos képződményeinek ásványkőzettani geokémiai feldolgozása. — Szegedi József A. Tud. Egy. Földt. Int. (Kézirat.)
- SZALAY Á. 1972: A pannóniai medencealjzat metamorf és gránitos képződményeinek geokémiai vizsgálata. — Szegedi József A. Tud. Egy. Földt. Int. (Kézirat.)
- SZALAI T. 1958: A Kárpátok geotektonikai szintézise. — Geofiz. Közl. 7. pp. 111—146.
- SZALAI T. 1961: Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens. — Geofiz. Közl. 9. pp. 166—185.
- SZALAI T. 1966: Aufbau und Tektonik des Ostalpin und Karpatenbeckens. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 10. pp. 361—369.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959a: Über Migrationserscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. — Freiburger Forsch. 58. pp. 66—92.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959b: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. — Nemzetközi geokémiai konferencia anyagai. Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1967: Map of geological evolution of south eastern Europe. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11. pp. 187—203.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1968: A Föld szerkezete és fejlődése. — Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1969: Gesteinsmetamorphose und Tektonik im Karpatisch—Balkanisch—Dinarischen Gebiet. — IXth. Congr. of the Carp.—Balk. Geol. Ass. Budapest. IV. pp. 445—464.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1970: Subsidence and structural evolution mechanism in the Pannonian Basin. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14. pp. 83—93.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1971a: Gebirgsbildung und „Oceanien Sprengung“ im Lichte von Hochdruckexperimenten. — Acta Geodaetica, Geoph. et Montan. Acad. Sci. Hung.

- TOLLMANN, Á. 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — *Geotekt. Forsch.* 21. pp. 1–156.
- TUOMINEN, H.—MIKKOLA, T. 1950: Metamorphic Mg—Fe enrichment in the Orijarvi Region as related to folding. — *Compt. Rend. Soc. Geol. Finl.* 23. pp. 67–92.
- TURNER, FR. I. 1949: Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. — Washington.
- TUTTLE, O. F. 1955: The origin of granite. — *Sci. Am.* 194. pp. 77–82.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység. — *Magyar Tájak Földtani Leírása.* Budapest.
- VADÁSZ E. 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közlem.* 14. pp. 217–248.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Budapest.
- VELIKOSZLAVINSZKIJ, D. A. 1970: Regionalnűj metamorfizm i metamorfogennoe rudoobrazovanie. — Leningrád.
- VENDEL, M. 1960: Über die Beziehungen des kristallinen Unterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien.* 51. pp. 281–293.
- VENDL A. 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — *Földt. Int. Évk.* 22. pp. 1–170.
- VENDL, M. 1929: Die Geologie der Umgebung von Sopron. Teil I. Die kristallinen Schiefer. — *Mitt. d. Berg. u. Hütt. Abt. d. Kg.-Ung. Hochsch. f. Berg. u. Forstw.* pp. 225–291.
- VERGILOV, V. 1960: Petroloski isszledovanija na kristallinnite szizti ot szevernite szklo-nove na Centralnite Rodopi. — *Izv. na G.I. pri B.A.N. Szofija.* 8. pp. 223–270.
- VIRÁGH K.—VINCZE J. 1967: A mecseki uránérclelőhely képződésének sajátosságai. — *Földt. Közl.* 97. pp. 39–59.
- VON GAERTNER, H. R. 1951: Über die alkali Quelle der Granitisierung. — *Zeitschr. Dt. Geol. Ges.* 103. pp. 7–8.
- VÖLGYI L. 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. — *Földt. Közl.* 95. pp. 140–163.
- VÖLGYI L. et al. 1970: Magyarország szénhidrogén-telepei. Algyő. — OKGT. Budapest.
- VRAGOVIČ, M. 1965: Graniti i gnajsi Papuka. — *Doktorska dissertacija.* Svenč. u. Zagrebu.
- WEGMAN, C. E. 1935: Zur Deutung der Migmatite. — *Geol. Rundschau.* 26. pp. 305–350.
- WEIN GY. 1962: A Máza-déli feketekőszén terület (Mecsek hg.) földtani felépítése. — *Bányászati Lapok.* 10. pp. 655–662.
- WEIN GY. 1965: A Mecsek hegység „Északi Pikkely”-ének földtani felépítése. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1963-ról. pp. 35–52.
- WEIN GY. 1967: Délkelet-Dunántúl hegyszerszerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. — *Földt. Közl.* 97. pp. 286–293.
- WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13. pp. 399–436.
- WEIN, GY. 1973: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. — *Jahrb. Geol. Bundesanst.* 116. pp. 85–101.
- WINKLER, H. G. F. 1967a: Die Genese der metamorphen Gesteine. — Berlin.
- WINKLER, H. G. F. 1967b: Der Prozess der Anatexis: seine Bedeutung für die Gesteine der Migmatite. — *Mineral. Petrogr. Mitt.* 11. pp. 266–287.
- WINKLER, H. G. F.—VON PLATEN, H. 1957–1962: Experimentelle Gesteinsmetamorphose. I–IV. — *Geochim. Cosmochim. Acta* 13. 42–69; 15. 91–112; 18. 294–316; 24. 48–69, 250–259; 26. 145–180.
- WOOD, B. L. 1972: Metamorphosed ultramafites and associated formations near Mileford Sound New Zealand. — *New Zealand Journ. of Geol. and Geophys.* 15. pp. 88–127.
- WRIGHT, T. L. 1967: The microcline—orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldore-stock, Colorado. — *Am. Miner.* 52. pp. 117–136.

- ZECK, H. P. 1970: An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo se Spain. — *Contr. Min. and Petrol.* 26. pp. 225–246.
- ZELENKA, T. 1973: New data on the Darno megatektonic zone. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 17. pp. 155–162.
- ZNOSKO, J. 1966: Jednostki geologiczne Polski i ich Stanowisko w tektonice Europy. — *Kwartalnik Geol.* 10. pp. 646–665.
- ZOUBEK, V. 1927: O injekčním a kontaktním metamorfismu v okolí Pelhřimova. — *Sbor. Geol. Úst. Č.S.R.* 7. pp. 263–365.
- ZOUBEK, V. 1930: Geologické stúdie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně od Podbrezové. — *Věst. Geol. Úst. Č.S.R.* 6. pp. 190–202.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. — *Věst. Geol. Úst. Č.S.R.* 12. pp. 207–227.
- ZOUBEK, V. 1948: Poznámky ke geologii krystalinika českého massivu. — *Sbor. Geol. Úst. Č.S.R.* 15. pp. 339–378.
- ZWART, H. I. 1958: Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Arán (Central Pyrenees). — *Geol. Mijnbouw.* 20. pp. 18–30.
- ZWART, H. J. 1962: On the determination of polymetamorphic mineral associations and its applications to the Bosost Area (Central Pyrenees). — *Geol. Rundschau.* 52. pp. 38–65.
- ZSERU, M. M. 1972: Dokembrij Moldavii. — *Ak. Nauk. Mold. Sz.Sz.R. Kisinev.*

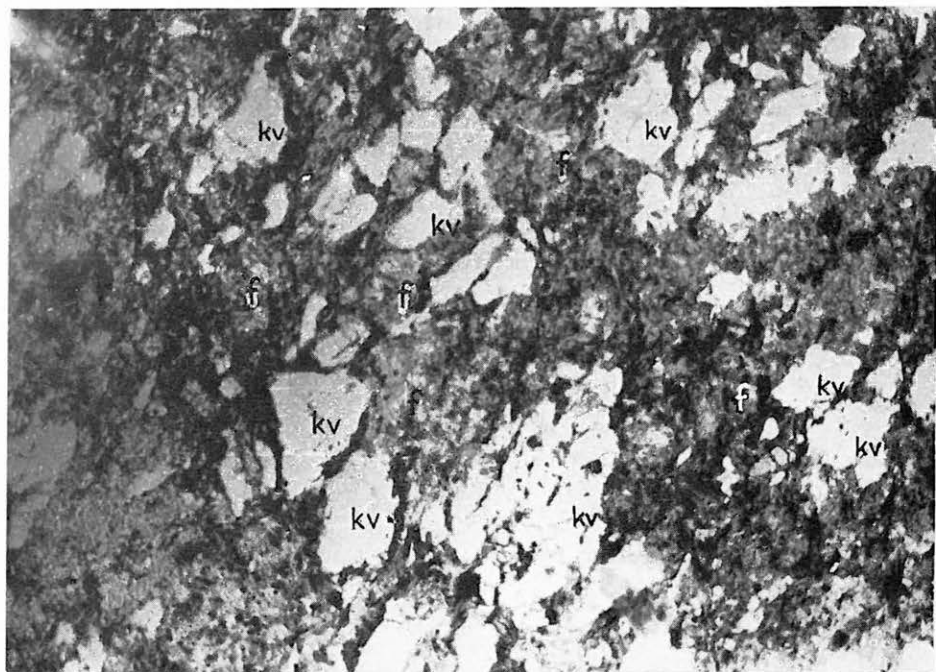
TÁBLÁK — PLANCHES

I. Tábla — Planche I

1. Metaarkóza (ark. hkő). Az aprózemcsés paragneisz összetételű alapanyagba földpát (f) és kvarc (kv) szögletes törmeléke ágyazódik be. || N, 35×
Bátaapáti, Köves-patak völgye. Észl. p. 131.
2. Metakonglomerátum. Kvarckavicsszemek (kv). Csiszolt felület.
Bátaapáti, Köves-patak völgye. Észl. p. 138. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

* * *

1. Méta-arkose (grès arkosique). Détritit anguleux de feldspath₂(f) et quartz (kv) encaissés dans une pâte composée de paragneiss finement grenu. N ||, 35×
Bátaapáti, vallée du ruisseau Köves-patak. Point d'observation 131.
2. Méta-conglomérat. Grains de graviers de quartz (kv). Surface polie.
Bátaapáti, vallée du ruisseau Köves-patak. Point d'observation 138.



1



2

II. Tábla — Planche II

1. Aprószemcsés cordierites paragneisz és metamorf homokkőben kontakt hatás nélküli gránit települ.
Bátaapáti ÉK-i vége, a Mórágýba vezető elhagyott földút bevágása. Észl. p. 31.
2. Metahomokkő. Paragneisz összetételű alapanyagba legömbölyödött kvarcsemcsék (kv) ágyazódnak be. +N, 35×
Bátaapáti É-i vége. Észl. p. 31.

* * *

1. Granite, sans effet de contact, intercalé dans le paragneiss à cordiérite finement grenu et le grès métamorphique.
Bátaapáti, bord du NE, talus de la route en terre abandonnée, conduisant à Mórágý. Point d'observation 31.
2. Méta-grès. Grains de quartz (kv) arrondis, encaissés dans la pâte composée de paragneiss. N+, 35×
Bátaapáti, extrémité du N. Point d'observation 31.



1



2

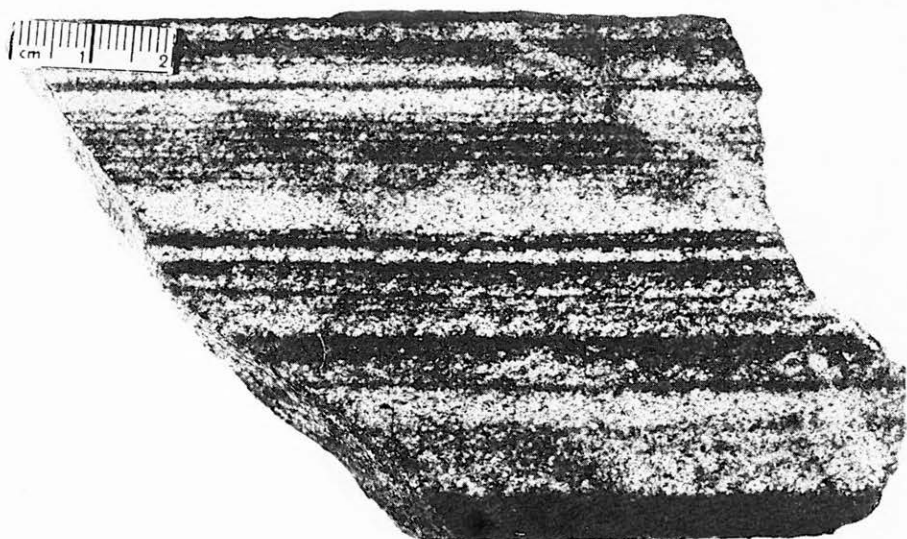
III. Tábla — Planche III

1. Cordierites—sillimanitos pszeudomigmatit. Rítmusos rétegzettség a regionális metamorfózis után is megmaradt. Csiszolt felület.
Lovászhetény, templom alatti völgyfő. Észl. p. 175.
2. Kaotikusan gyűrt pszeudomigmatit. A sötét csíkok a biotit dúsulását jelzik. Parakrisztallin deformációjú kőzet. Csiszolt felület.
Lovászhetény, templom alatti völgyfő. Észl. p. 175.

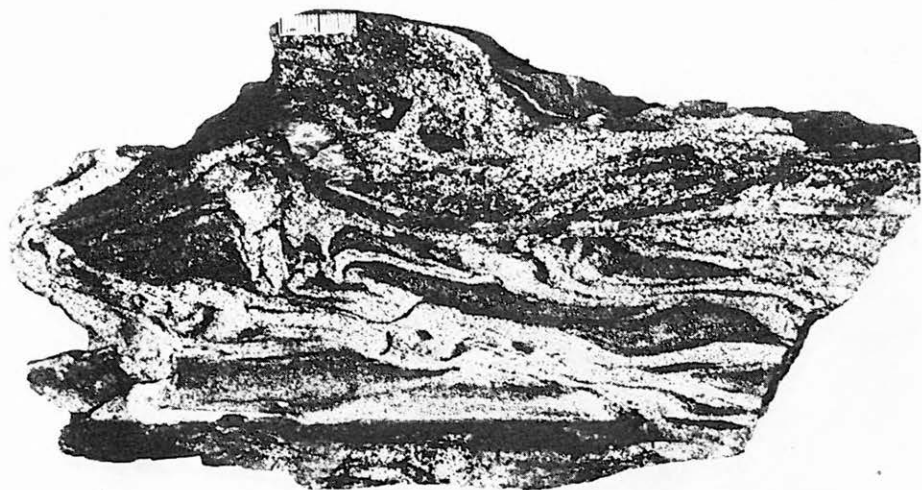
* * *

1. Pseudomigmatite à cordiérite-sillimanite. Sa stratification rythmique s'est conservée même après le métamorphisme régional. Surface polie.
Lovászhetény, tête de vallon sous l'église. Point d'observation 175.
2. Pseudomigmatite chaotiquement plissotée. Les stries sombres indiquent l'enrichissement de la biotite. Roche à déformation para-cristalline. Surface polie.
Lovászhetény, tête de vallon sous l'église. Point d'observation 175.

Fotó: PELLÉRDYNE



1



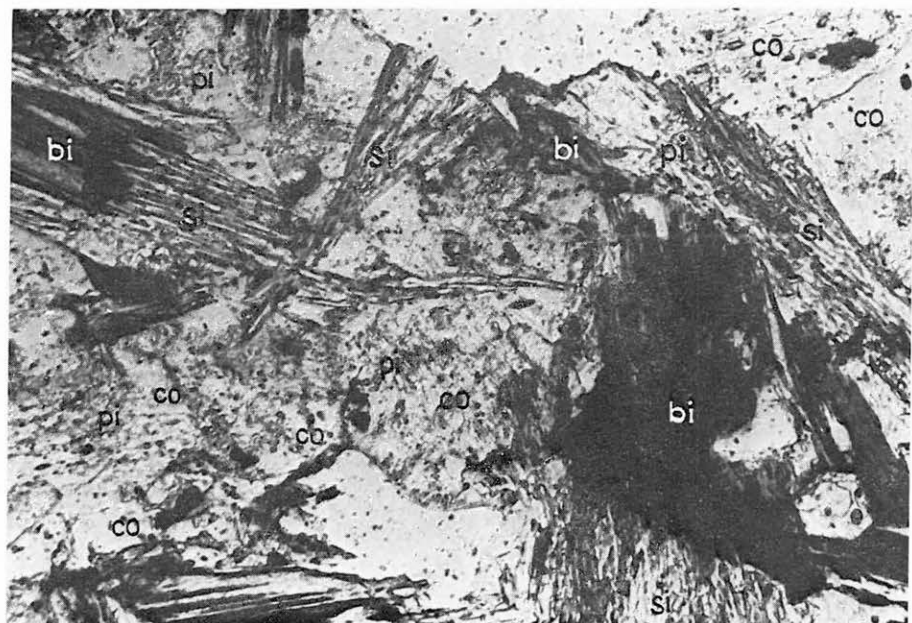
2

IV. Tábla — Planche IV

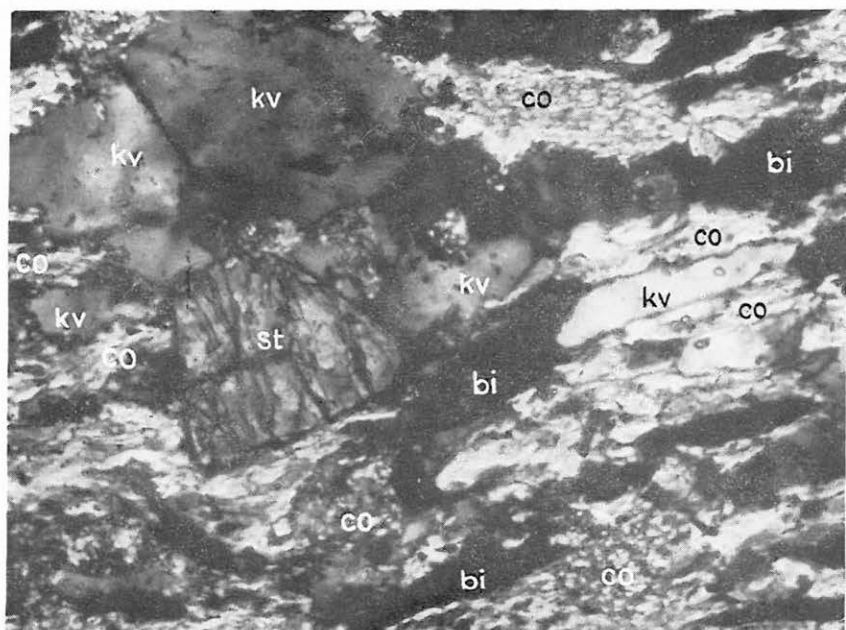
1. Cordierit (co)—sillimanitos (si) paragneisz-pszseudomigmatit. A cordierit erősen pinitesedett (pi), a sillimanit fibrolitos kötegei biotitból (bi) képződtek. \parallel N, $70\times$ Lovászhéty, templom alatti völgyfő. Észl. p. 175.
2. Staurolit (st) szemcsék cordierites (co)—biotitos (bi) paragneiszben. + N, $38\times$ Lovászhéty, templom alatti völgyfő. Észl. p. 175. (Fotó: Kiss J.)

* * *

1. Paragneiss-psseudomigmatite à cordiérite (co) et sillimanite (si). Cordiérite fort pynitisée (pi), les faisceaux fibrolithiques de la sillimanite ont pris leur naissance à partir de la biotite (bi). N \parallel , $70\times$ Lovászhéty, tête de vallon sous l'église. Point d'observation 175.
2. Grains de staurotide (st) dans le paragneiss à cordiérite (co) et biotite (bi). N +, $38\times$ Lovászhéty, tête de vallon sous l'église. Point d'observation 175.



1



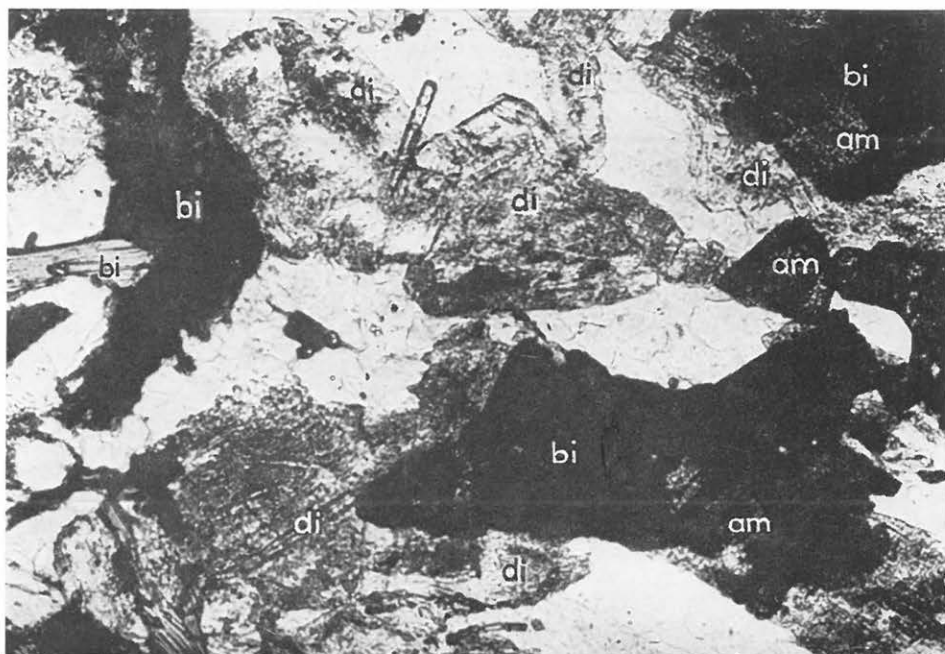
2

V. Tábla — Planche V

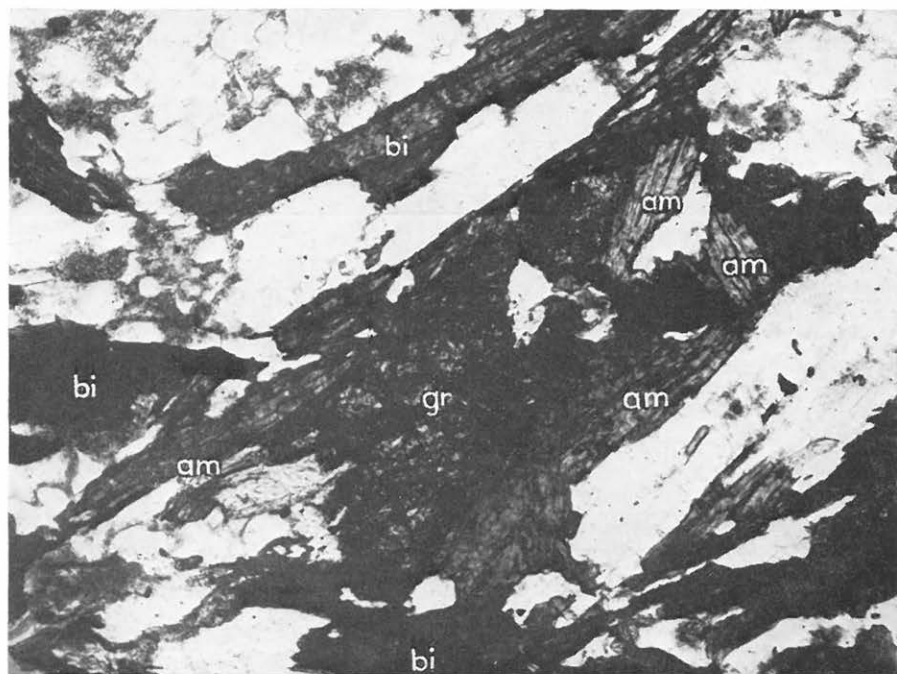
1. Diszténes (di), biotit (bi)—amfibolos (am) paragneisz. \parallel N, 70 \times
Pécs-7. sz. fúrás 724,7—729,2 m-ből.
2. Gránátos (gr), biotit (bi)—amfibolos (am) paragneisz-melanoszom. \parallel N, 35 \times
Téseny-1. sz. fúrás 152,0 m-ből. (Fotó: FEKETE Á.)

* * *

1. Paragneiss à disthène (di) et biotite (bi)—amphibole (am). N \parallel , 70 \times
Sondage Pécs-7, entre 724,7 et 729,2 m.
2. Mélanosome de paragneiss à grenat (gr) et biotite (bi)—amphibole (am). N \parallel , 35 \times
Sondage Téseny-1, à 152,0 m.



1



2

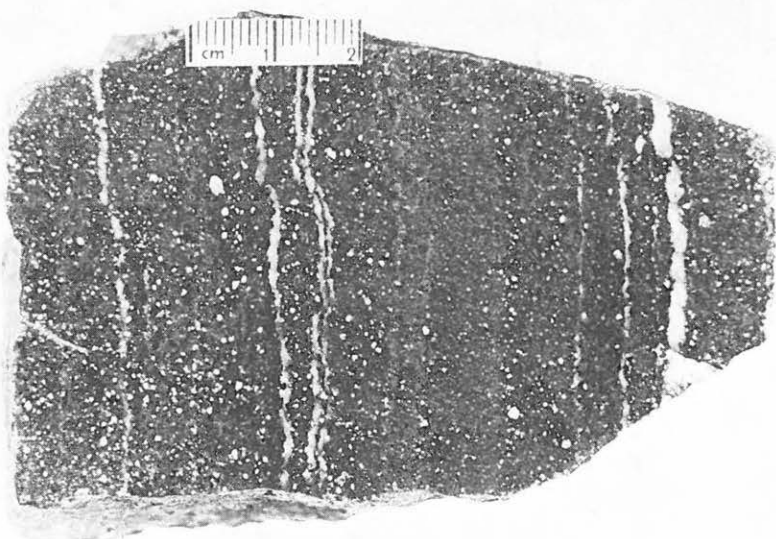
VI. Tábla — Planche VI

1. Réteges migmatit képződésének kezdeti szakasza. A leukoszom még csupán hártya-
vékonyágú betelepüléseket képez a paragneisz palásodási lapjai között. Csiszolt
felület.
Ófalu, Aranyos-völgytől K-re a 2. oldalvölgy. Észl. p. 269.
2. A réteges migmatit szelektív fejlődése. A leukoszom rétegek vastagodnak és számuk
szaporodik. Csiszolt felület.
Ófalu, Aranyos-völgytől K-re a 2. oldalvölgy. Észl. p. 269.

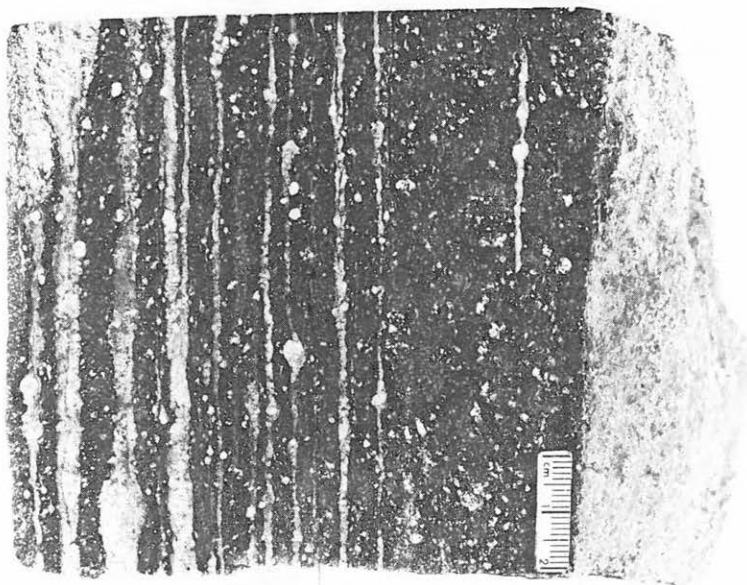
* * *

1. Phase initiale de formation de la migmatite stromatitique. Le leucosome ne présente
que d'intercalations de pellicules entre les plans de schistosité du paragneiss. Surface
polie.
Ófalu, 2^e vallée latérale à l'E de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 269.
2. Évolution sélective de la migmatite stromatitique. Les strates leucosomes épaississent
et leur nombre augmente. Surface polie.
Ófalu, 2^e vallée latérale à l'E de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 269.

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



2

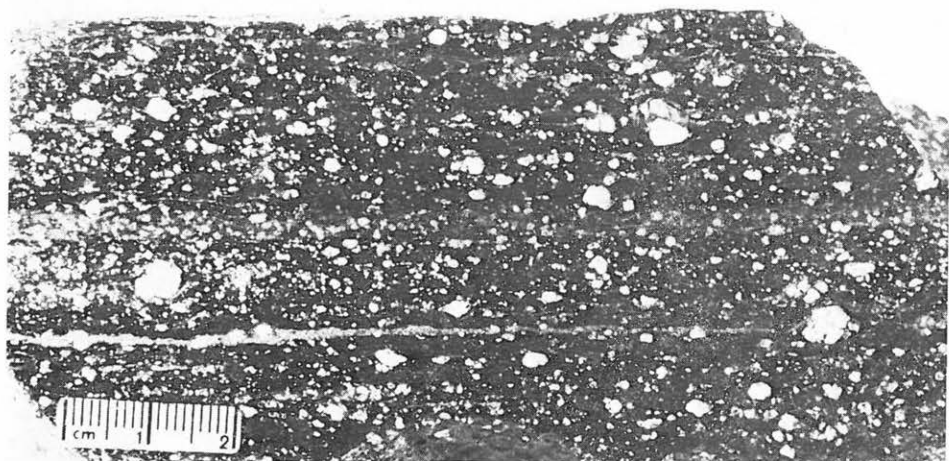
VII. Tábla — Planche VII

1. Porfiroklasztos réteges migmatit. A földpát-porfiroklasztok már léteztek, amikor a leukoszomhártyák képződése megindult. Csiszolt felület.
Ófalu, Aranyos-völgytől K-re a 3. oldalvölgy. Észl. p. 103.
2. A leukoszomrétegek kikerülnek az útjukban levő, keresztben álló földpát-porfiroklasztokat. Csiszolt felület.
Ófalu, a Gröndl-tanya völgye. Észl. p. 227.

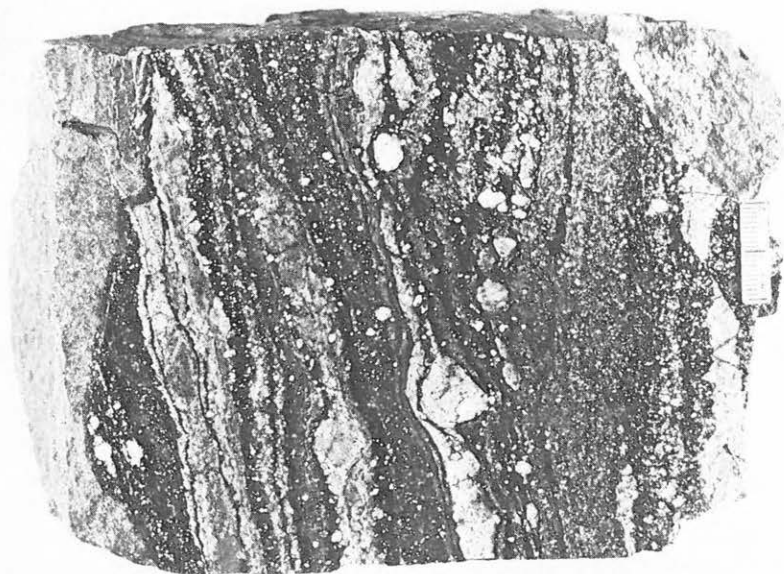
* * *

1. Migmatite stromatitique porphyroclastique. Les porphyroclastes de feldspath existaient déjà lors du commencement de la formation des pellicules de leucosome. Surface polie.
Ófalu, 3^e vallée latérale à l'E de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 103.
2. Les strates de leucosome évitent les porphyroclastes de feldspath situées à travers à leur chemin. Surface polie.
Ófalu, vallée du hameau Gröndl-tanya. Point d'observation 227.

Fotó: PELLÉRDYÉ



1



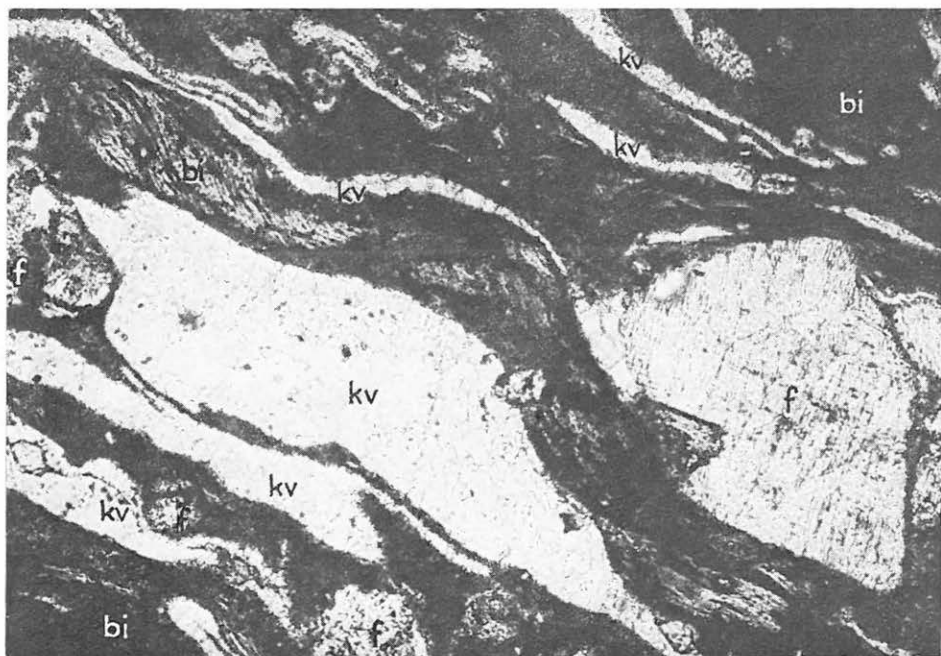
2

VIII. Tábla — Planche VIII

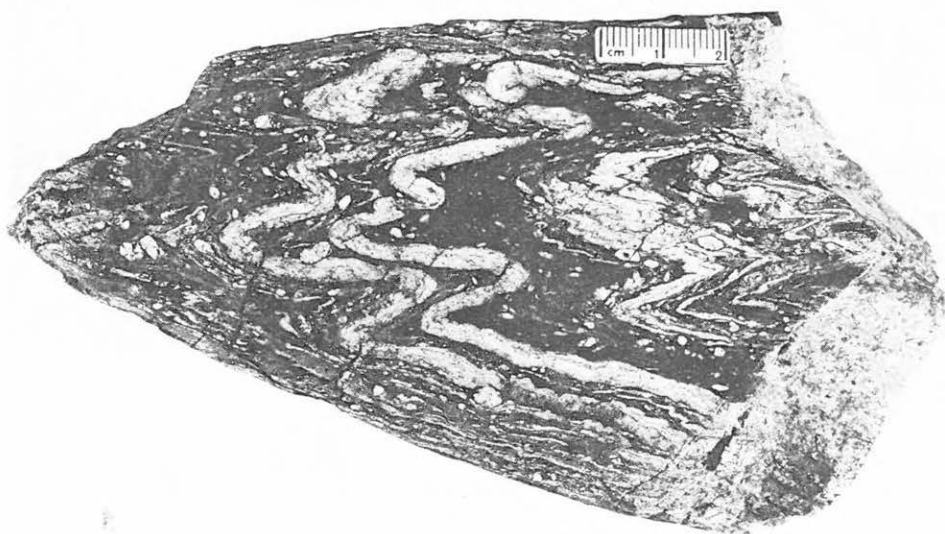
1. Kaotikusan gyűrt porfiroklasztos, réteges migmatit, biotit (bi), földpát (f), kvarccal (kv). A gyűrődés alkalmával csak a kvarc volt plasztikus állapotban. \parallel N, $38\times$ Ófalu, Aranyos-völgy középső szakasza. Észl. p. 254. (Fotó: Kiss J.)
2. Kaotikusan gyűrt porfiroklasztos, réteges migmatit. A vastagabb leukoszomrétegeket hártványvékonyságúak kísérik és mindezek kitérnek a földpát-porfiroklasztoknak. Csiszolt felület. Ófalu, Aranyos-völgy középső szakasza. Észl. p. 254. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

* * *

1. Migmatite stromatitique porphyroclastique, chaotiquement plissotée, à biotite (bi), feldspath (f), quartz (kv). Au cours du plissement seul le quartz était en état plastique. N \parallel , $38\times$ Ófalu, tronçon médian de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 254.
2. Migmatite stromatitique porphyroclastique chaotiquement plissotée. Les strates de leucosome plus épaisses sont accompagnées de celles en pellicules, et toutes les deux éyitent les porphyroclastes de feldspath. Surface polie. Ófalu, tronçon médian de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 254.



1



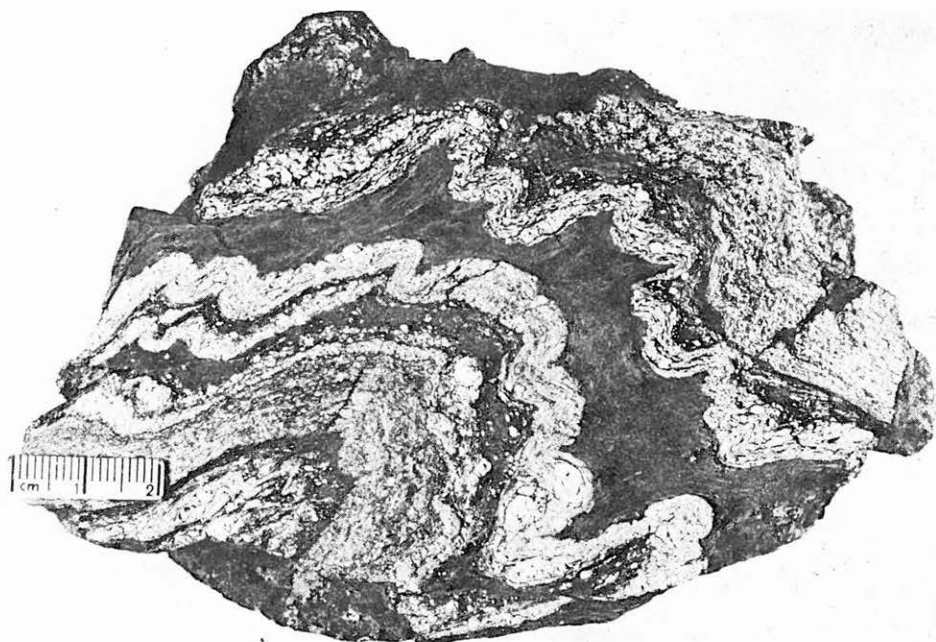
2

IX. Tábla — Planche IX

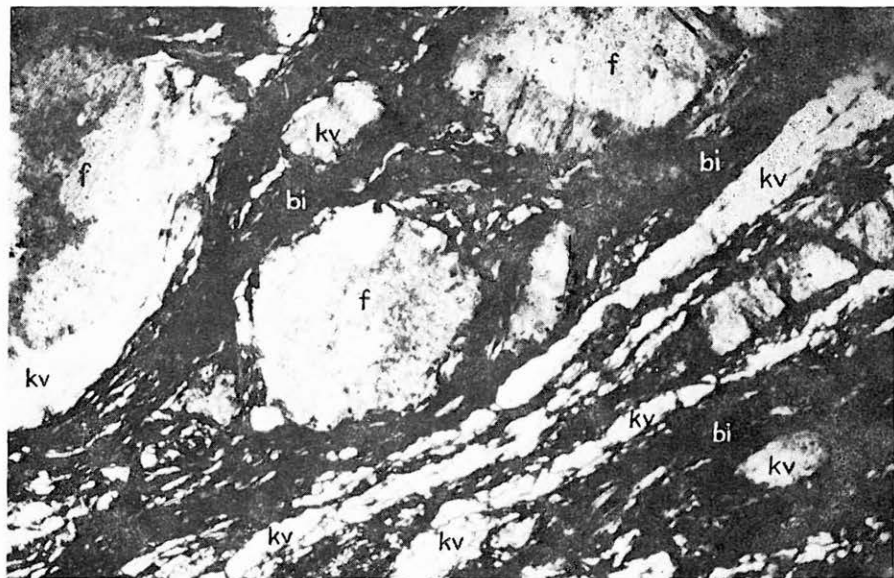
1. Kaotikusan gyúrt réteges migmatit. Az egyes melanoszom- és leukoszomrétegek a gránitosodás különböző fokán vannak. Ezenkívül azonos a melanoszom és leukoszom mikrorétegzettsége is. Csiszolt felület.
Ófalu, Aranyos-völgy középső szakasza. Észl. p. 254. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
2. Deformált—tört plagioklászegyedek a réteges migmatitban. || N, 35×
Ófalu, Gröndl-tanya völgye. Észl. p. 227.

* * *

1. Migmatite stromatitique, chaotiquement plissotée. Les différentes strates de mélanosome et leucosome se trouvent aux différents degrés de la granitisation. En outre, la micro-stratification de mélanosome et leucosome est aussi identique. Surface polie.
Ófalu, tronçon médian de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 254.
2. Spécimens de plagioclase déformés et fracturés dans la migmatite stromatitique.
N ||, 35×
Ófalu, vallée du hameau Gröndl-tanya. Point d'observation 227.



1



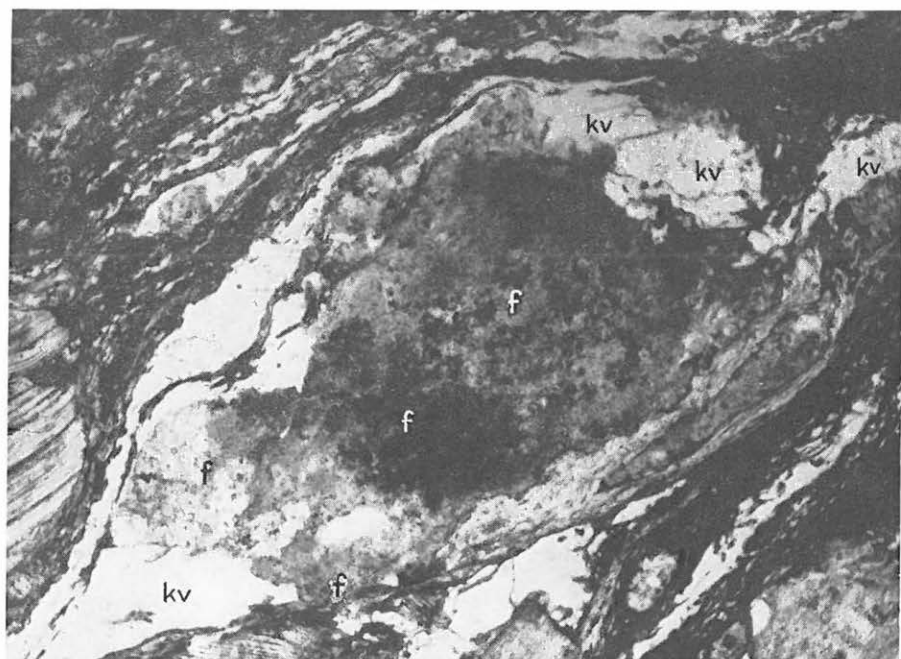
2

X. Tábla — Planche X

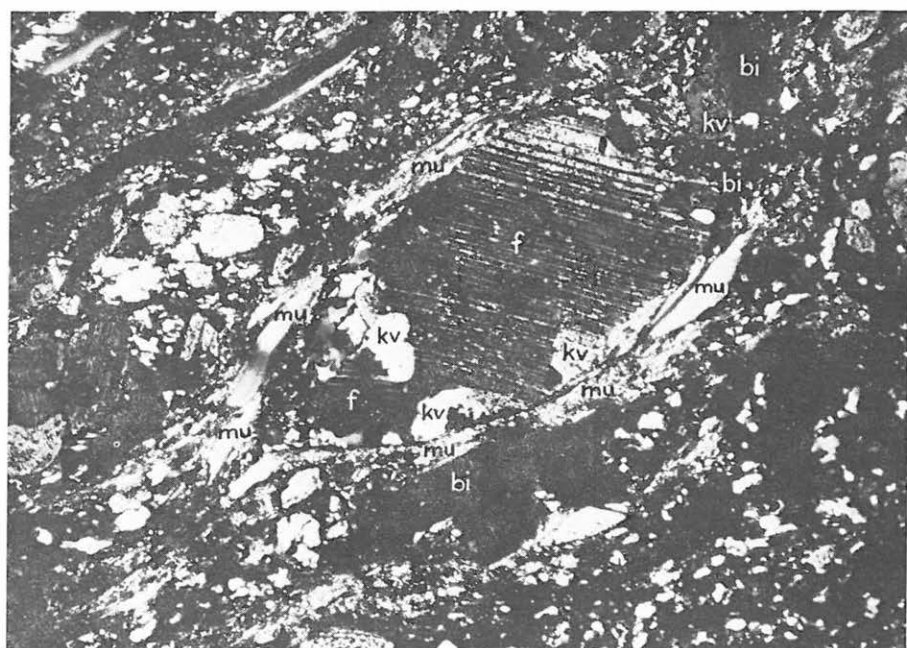
1. Porfiroklaszt halmazok (pszeudoszemek) a réteges migmatitban. A földpátokon (f) kívül a kvarec (kv) is részt vesz a halmazok (pszeudoszemek) kialakításában. || N, 35×
Ófalu, Gröndl-tanya völgye. Észl. p. 227.
2. A földpát (f)—kvarecból (kv) álló pszeudoszemeket vékony, muszkovit (mu) egyedekekből álló koszorú veszi körül. +N, 35×
Ófalu, Aranyos-völgytől K-re a 3. oldalvölgy. Észl. p. 100.

* * *

1. Amas de porphyroclastes (pseudo-grains) dans la migmatite stromatitique. Hors des feldspaths (f) le quartz (kv) participe aussi à la formation des amas (pseudo-grains). N ||, 35×
Ófalu, vallée du hameau Gröndl-tanya. Point d'observation 227.
2. Un liséré mince de spécimens de muscovite (mu) contourne les pseudo-grains composés de feldspath (f) et quartz (kv). N +, 35+
Ófalu, 3^e vallée latérale à l'E de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 100.



1



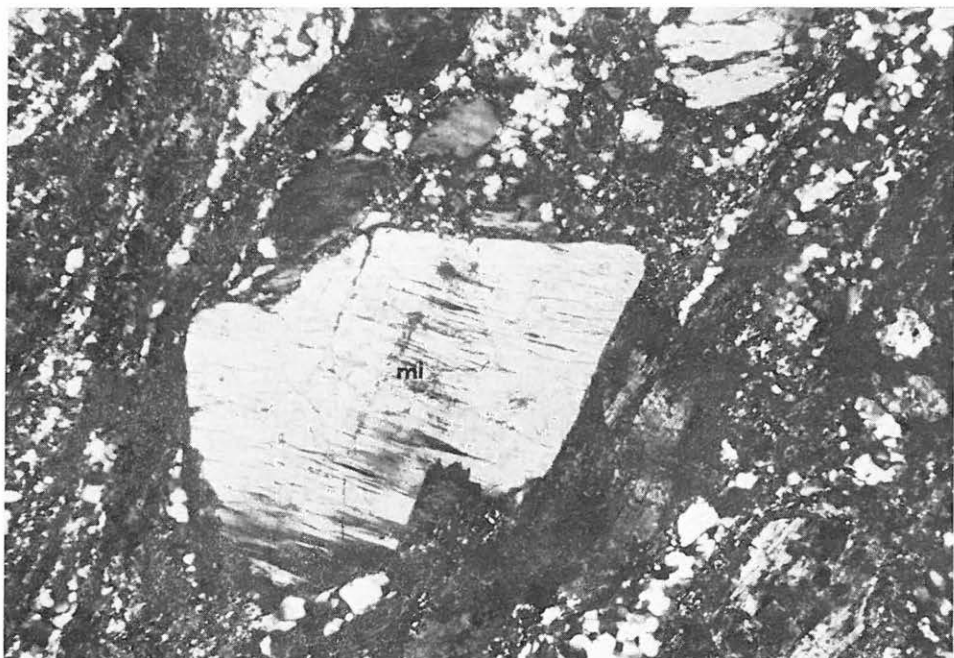
2

XI. Tábla — Planche XI

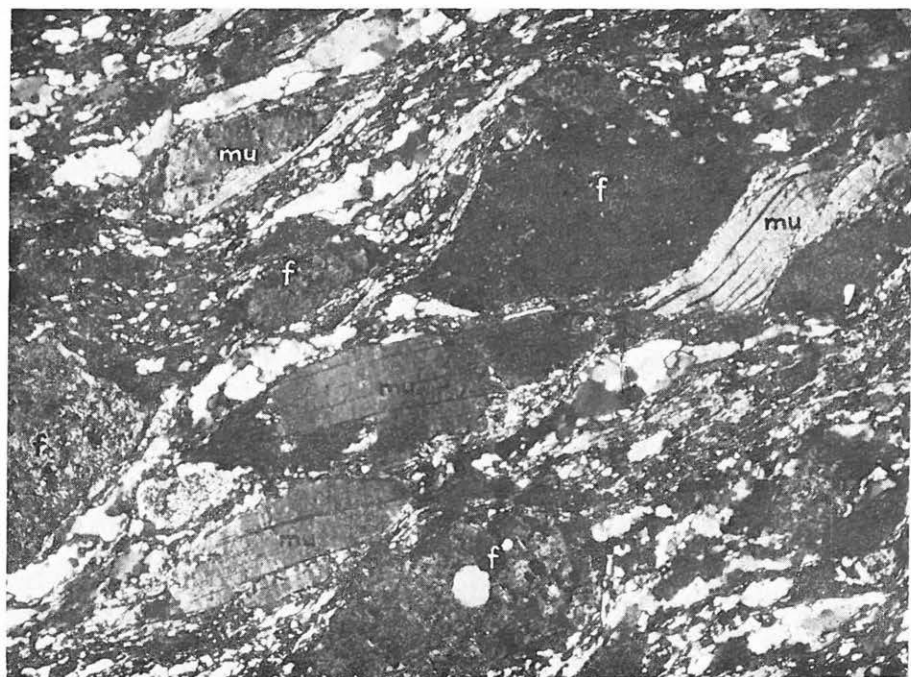
1. A réteges migmatit oligoklász—ortoklász porfiroklasztjai között ritkán deformált mikroclin (mi)-szemcsék is előfordulnak. $\times N$, $35\times$
Ófalu, Aranyos-völgytől K-re a 4. oldalvölgy. Észl. p. 91.
2. A földpát—kvarecból álló porfiroklasztokat hosszú muszkovitszalagok (mu) övezik.
 $+N$, $35\times$
Ófalu, Aranyos-völgytől K-re a 3. oldalvölgy. Észl. p. 100.

* * *

1. Entre les porphyroclastes d'oligoclase et orthose de la migmatite stromatitique se trouvent parfois même des grains de microcline (mi) déformés. $N+$, $35\times$
Ófalu, 4^e vallée latérale à l'E de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 91.
2. Des rubans de muscovite (mu) allongés entourent les porphyroclastes composées en feldspath et quartz. $N+$, $35\times$
Ófalu, 3^e vallée latérale à l'E de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 100.



1



2

XII. Tábla — Planche XII

1. Reomorf réteges migmatit. A leukoszom (le)—melanoszom (me) rétegek elmosódott kontúr mentén érintkeznek. Csiszolt felület.
Mórágý községi kőfejtő völgyének felső szakasza. Észl. p. 120.
2. Reomorf réteges migmatit. A kőzet durvább szemcséjű lett és csak a biotit (me) és földpát (le) -dús sávok jelzik az egykori réteges migmatit szalagos szövetét.
Űveghutai kőfejtő. Észl. p. 11.

* * *

1. Migmatite stromatitique rhéomorphe. Les strates de leucosome (le) et mélanosome (me) se contactent le long d'un contour estompé. Surface polie.
Tronçon supérieur de la vallée de la carrière communale de Mórágý. Point d'observation 120.
2. Migmatite stromatitique rhéomorphe. La roche est devenue plus grossièrement grenue et seules les stries riches en biotite (me) et feldspath (le) indiquent la texture rubanée de l'ancienne migmatite stromatitique.
Carrière d'Űveghuta. Point d'observation 11.

Fotó: PELLÉRDYNÉ

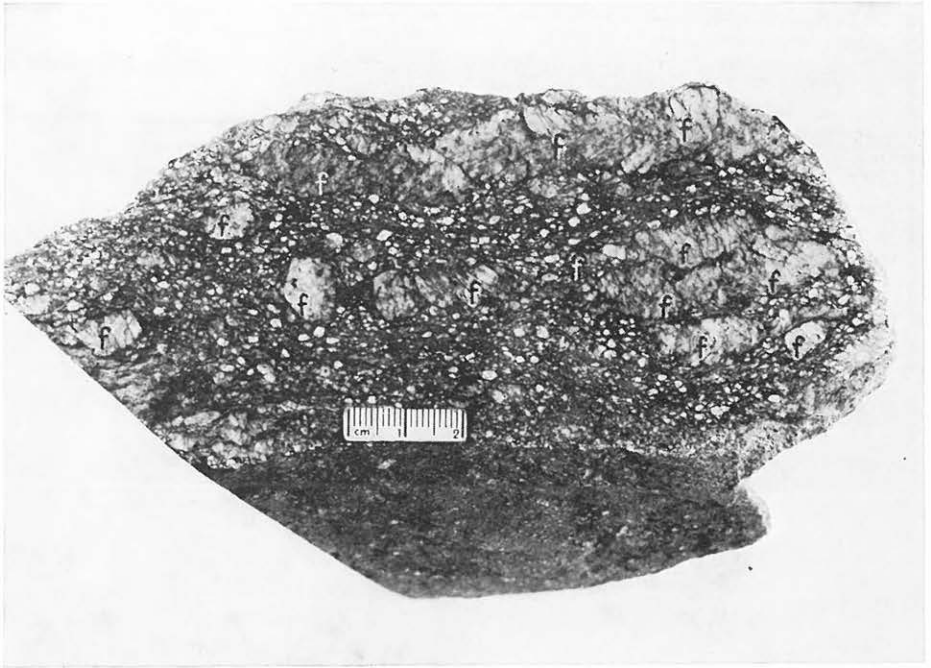
XIII. Tábla — Planche XIII

1. Reomorf réteges migmatit. Az erősen gránitosodott (földpátdús) kőzetben a durvaszemésű földpátok (f) az egykori leukoszom pásztáit jelzik. Csiszolt felület. Ófalu, az Aranyos-völgy középső szakaszán elhagyott kőfejtő. Észl. p. 256.
2. Reomorf réteges migmatit (vastagpados embrechit). A leukoszom (le)—melanoszom (me) érintkezése elmosódott, a kőzet diatexit jellegűvé vált. Erdősmecke ÉNy-i vége. Észl. p. 272.

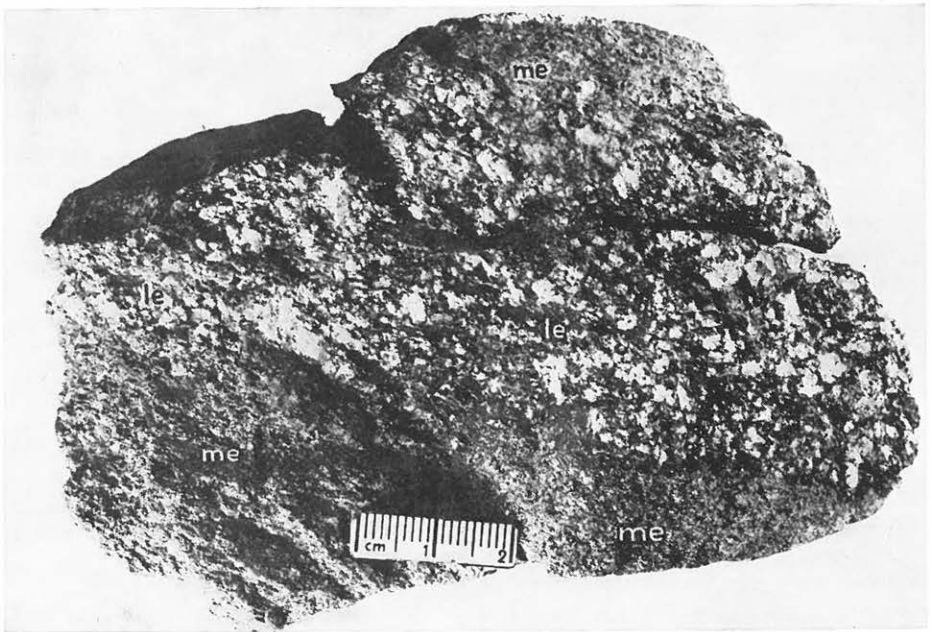
* * *

1. Migmatite stromatitique rhéomorphe. Dans la roche fort granitisée (riche en feldspaths), les feldspaths (f) à grains grossiers indiquent les zones de l'ancien leucosome. Surface polie. Ófalu, carrière abandonnée au tronçon médian de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 256.
2. Migmatite stromatitique rhéomorphe (embréchite en gros bancs). Le contact est estompé entre le leucosome (le) et mélanosome (me), la roche à l'aspect de diatexite. Bord du NW d'Erdősmecke. Point d'observation 272.

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



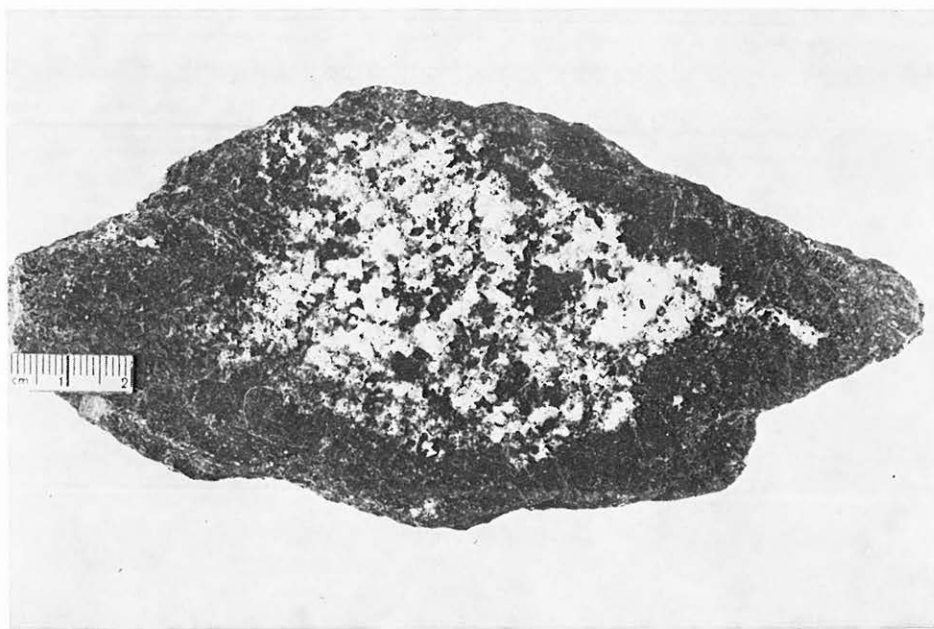
2

XIV. Tábla — Planche XIV

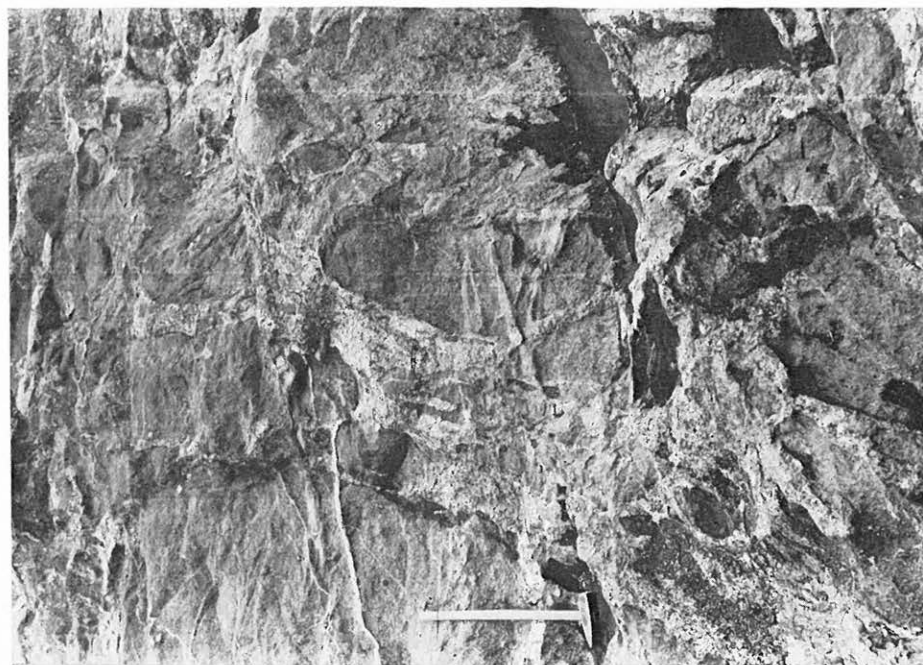
1. Lencés embrechit. A lencés alakú granitoid jellegű leukoszomot biotitdús melanoszom veszi körül. Csiszolt felület.
Fazekasbodai nagy völgy. Észl. p. 219. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
2. Az agmatitfejlődés különböző fokán álló szubsztrátum-tömbök a metatektben. Felszíni kibúvás a mórágyi szintezési ősjegy feltárásában. Észl. p. 124.

* * *

1. Embréchite oeillée. Un mélanosome riche en biotite contourne le leucosome à forme de lentille, à aspect granitoïde. Surface polie.
Grande vallée de Fazekasboda. Point d'observation 219.
2. Blocs de substratum — à différents degrés de l'évolution d'agmatite — dans la métatect. Affleurement près du repère de base de nivellement de Mórág. Point d'observation 124.



1



2

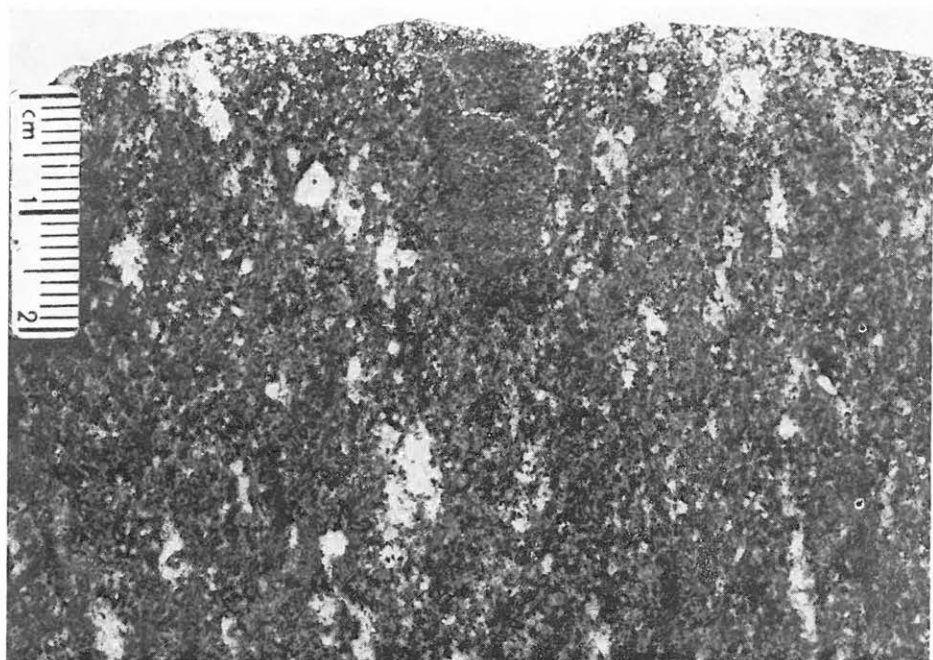
XV. Tábla — Planche XV

1. Az agmatit palásodására harántirányban palásodott paragneisz zárvány. Csiszolt felület.
Erdősmecskei kőfejtőtől Ny-ra, az első oldalvölgy eleje. Észl. p. 189.
2. Reomorf réteges migmatit szkialitja porfiroblasztos gránitban. Csiszolt felület.
Erdősmecskei kőfejtő. Észl. p. 156.

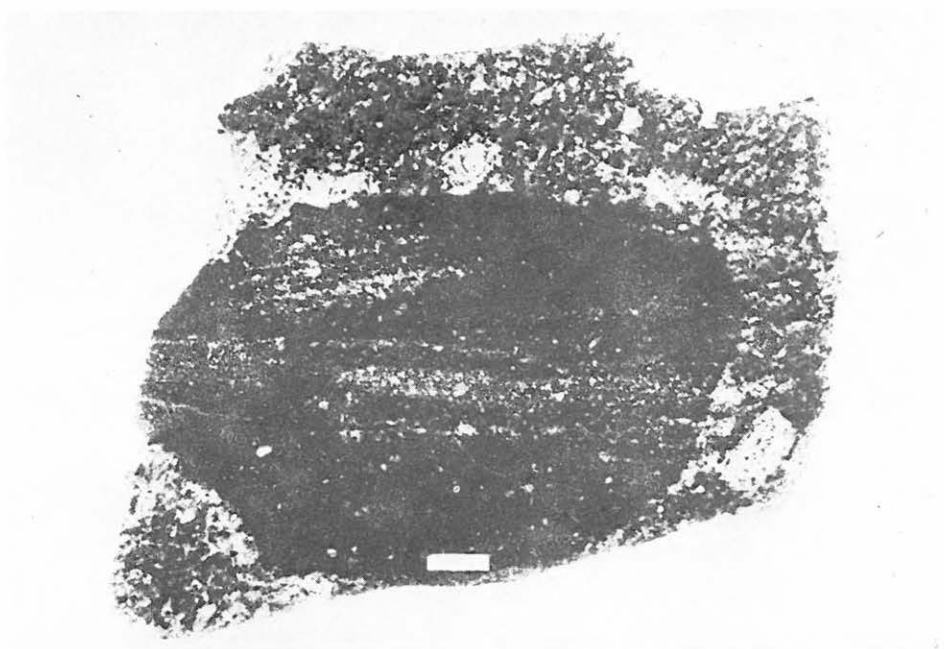
* * *

1. Inclusion de paragneiss à schistosité transversale à la schistosité de l'agmatite. Surface polie.
Entrée de la première vallée latérale à l'W de la carrière d'Erdősmecske. Point d'observation 189.
2. Skyalithe de la migmatite stromatitique rhéomorphe, dans le granite à porphyroblastes. Surface polie.
Carrière d'Erdősmecske. Point d'observation 156.

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



2

XVI. Tábla — Planche XVI

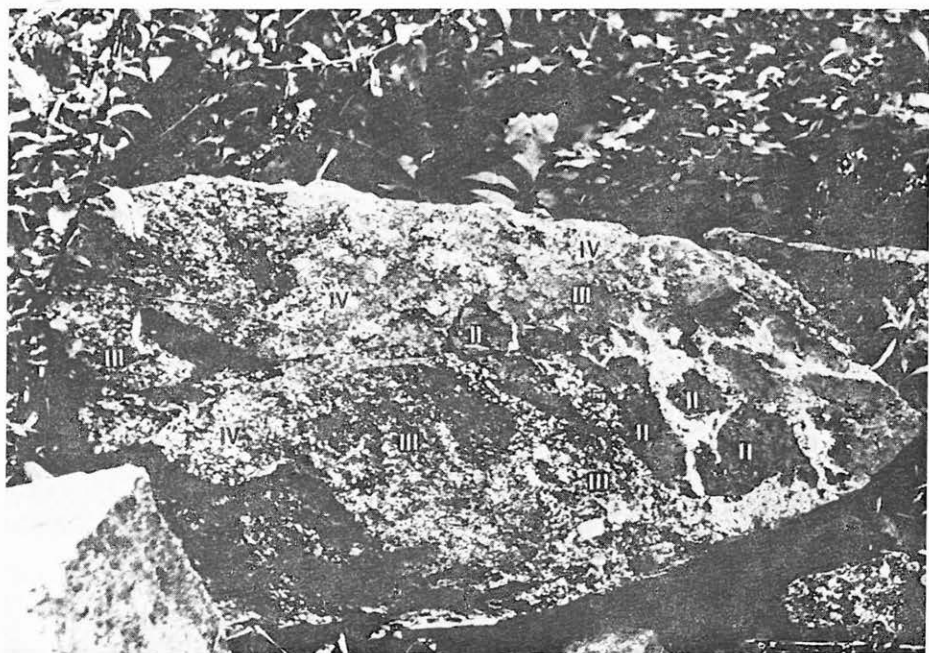
1. Az agmatitok szubsztrátum anyagának ovális kontúrjaiból annak plasztikus állapotban történő deformációjára következtetünk.
 Űveghutai kőfejtő. Észl. p. 11.
2. Különböző fejlődési fokon álló agmatit-szubsztrátum részek. A II—IV. fejlődési sort porfiroblasztos gránit benyomulása zárja le.
 Űveghutai kőfejtő. Észl. p. 11.

* * *

1. Les contours ovales de la matière de substratum des agmatites suggèrent une déformation en état plastique.
 Carrière d'Űveghuta. Point d'observation II.
2. Parties de substratum d'agmatite à différents degrés d'évolution. L'intrusion du granite à porphyroblastes clôt la lignée évolutive II à IV.
 Carrière d'Űveghuta. Point d'observation II.



1



2

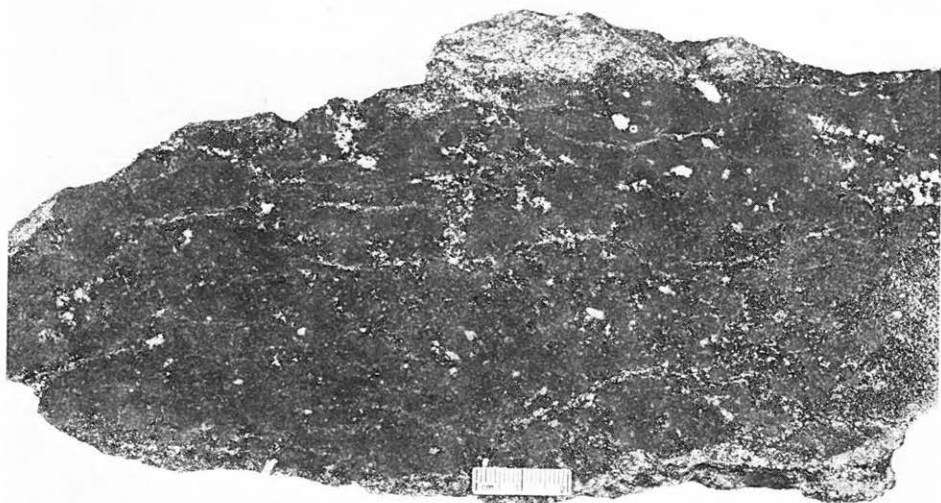
XVII. Tábla — Planche XVII

1. Agmatit-szubsztrátum I. fejlődési fokozata. Az egykori paragneisz eredeti ásványtársulása és szövete mikroszkóp alatt még felismerhető. Csiszolt felület. Lovászheténytől É-ra, erdei ösvény. Észl. p. 179.
2. Aprógumós agmatit fejlődési fokozatai. A szubsztrátumot behálózó metatektesatornák vastagodnak a szubsztrátum rovására. Csiszolt felület. Mórágý községtől É-ra, elhagyott kőfejtő. Észl. p. 127.

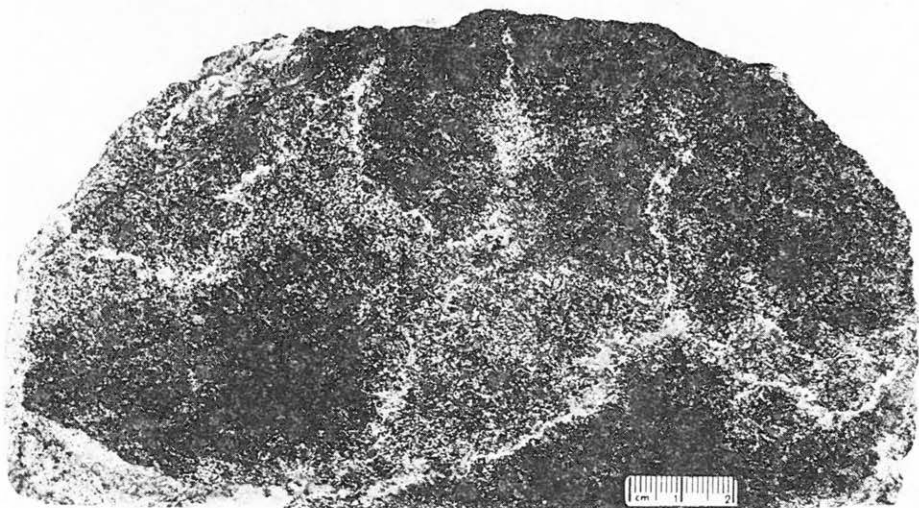
* * *

1. 1^{er} degré évolutif du substratum d'agmatite. L'association et la texture des minéraux originaux de l'ancien paragneiss sont encore reconnaissables sous microscope. Surface polie.
Au N de Lovászhéty, sentier forestier. Point d'observation 179.
2. Degrés évolutifs de l'agmatite grumeleuse. Les canaux de métatecte — treillissant le substratum — épaississent au désavantage du substratum. Surface polie.
Au N de la commune Mórágý, carrière abandonnée. Point d'observation 127.

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



2

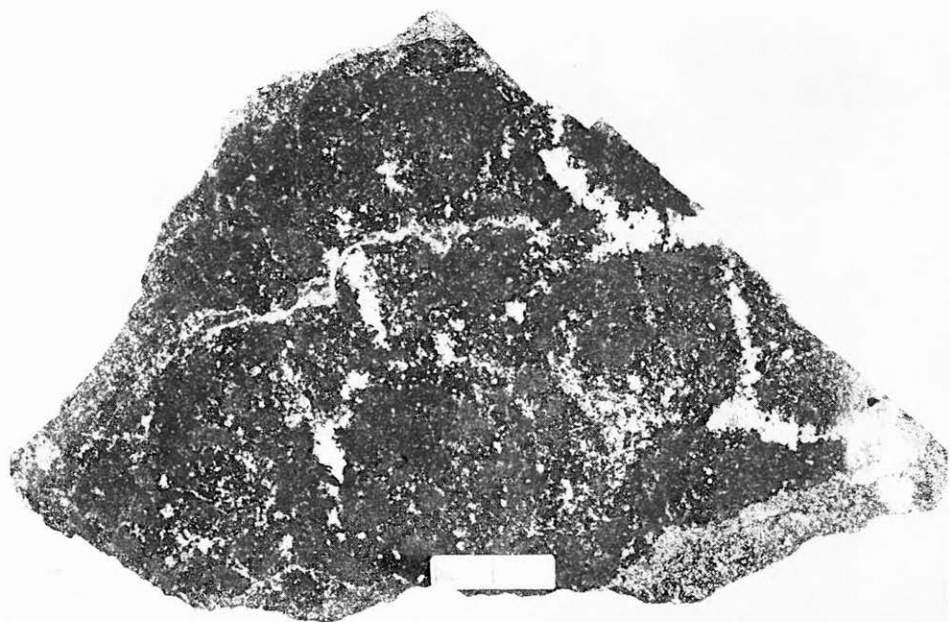
XVIII. Tábla — Planche XVIII

- 1—2. Aprógumós agmatit fejlődési fokozatai. A szubsztrátumot behálózó metatekt-csatornák vastagodnak a szubsztrátum rovására. Csiszolt felület.
Mórággy községtől É-ra, elhagyott kőfejtő. Észl. p. 127.

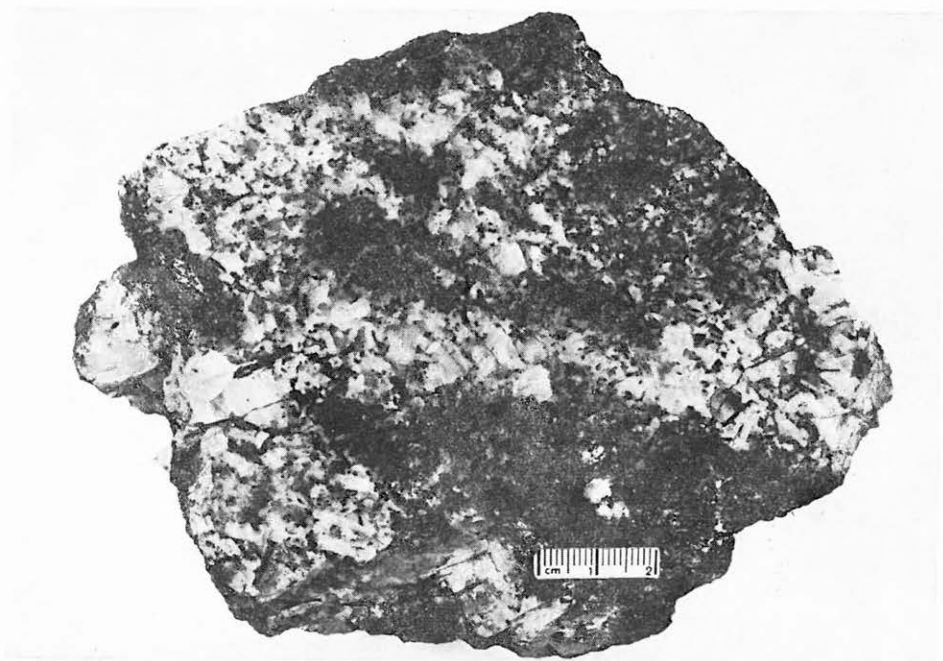
* * *

1. à 2. Degrés évolutifs de l'agmatite grumeleuse. Les canaux de métatecte — treillisant le substratum — épaississent au désavantage du substratum. Surface polie.
Au N de la commune Mórággy, carrière abandonnée. Point d'observation 127.

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



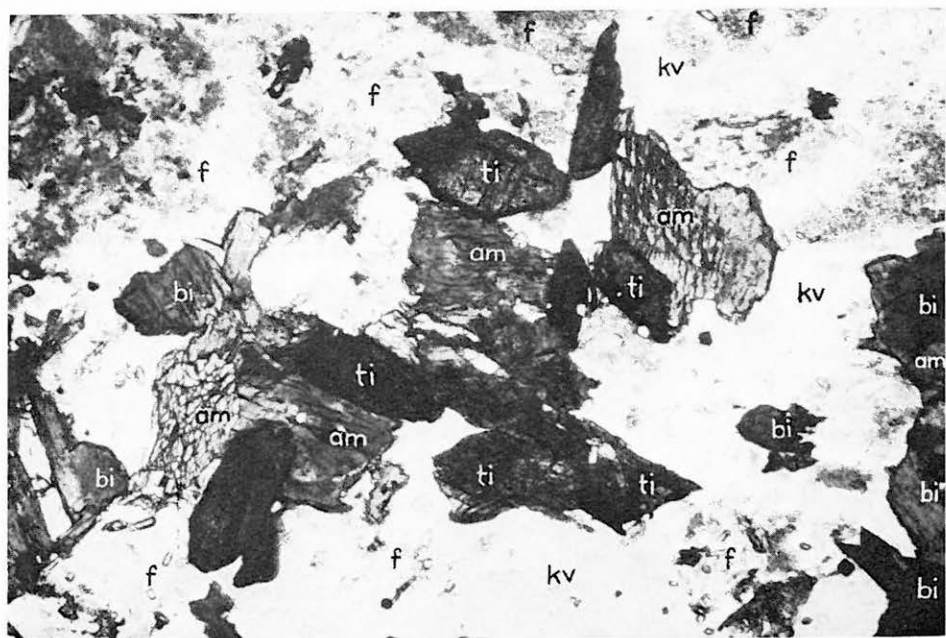
2

XIX. Tábla — Planche XIX

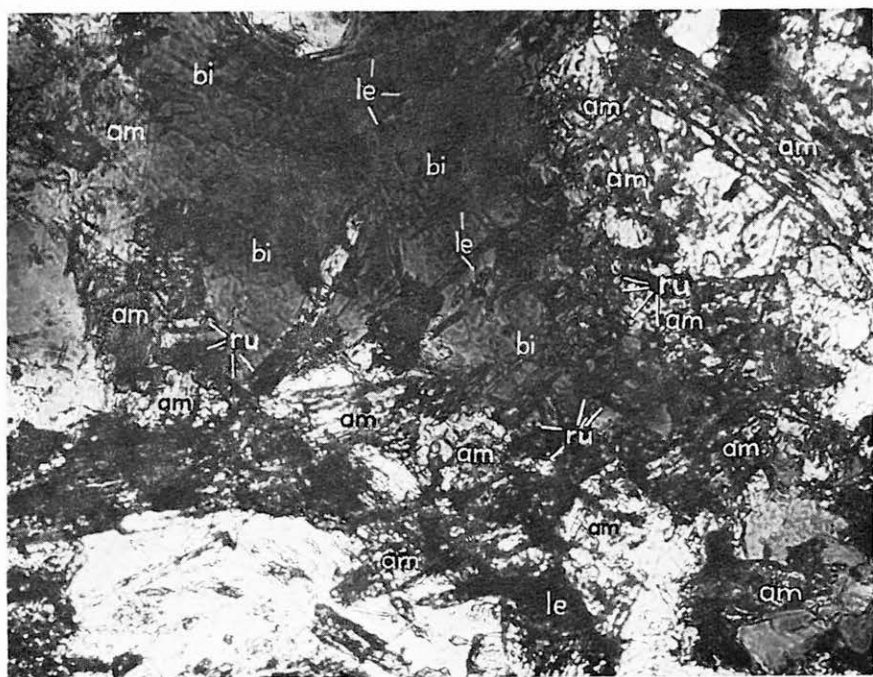
1. Titanit (ti) képződése a biotit (bi) amfibollá (am) alakulását kíséri. Apró automorf titanitkristályok az átalakult biotit és elbontott földpátegnyedek (f) körül képződtek. Agmatit-szubsztrátum II. fejlődési fokozata. || N, 35×
Úveghutai kőfejtő. Észl. p. 11.
2. Metabázit. A biotit (bi) nagyfokú átalakulása amfibollá (am). A biotitlemezek széle leukoxén (le) és rutil (ru) kiválása közben kirojtosodott. || N, 35×
Mórággy község D-i vége. Észl. p. 24.

* * *

1. La formation de la titanite (ti) accompagne la transformation de la biotite (bi) en amphibole (am). Des cristaux de titanite menus, automorphes ont été formés autour des spécimens de biotite transformés et de feldspath (f) altérés. II^e degré évolutif du substratum d'agmatite. N ||, 35×
Carrière d'Úveghuta. Point d'observation 11.
2. Métabasite. Transformation avancée de la biotite (bi) en amphibole (am). Les bords des lamelles de biotite sont devenus frangés au cours de la précipitation de la leucoxène (le) et du rutile (ru). N ||, 35×
Bord du S de la commune Mórággy. Point d'observation 24.



1



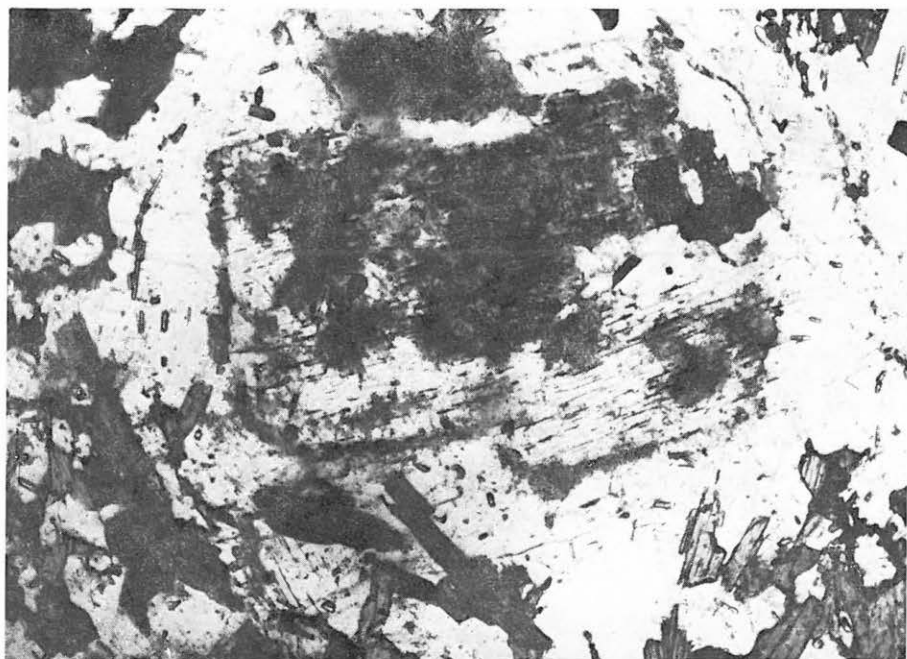
2

XX. Tábla — Planche XX

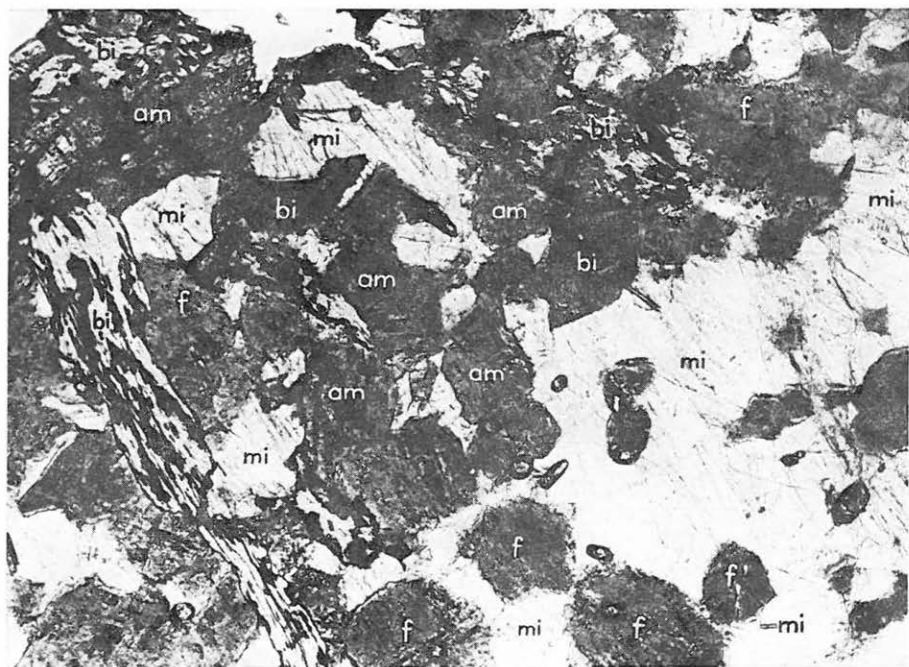
1. Több rétegű, zónás felépítésű földpátporfiroblaszt az agmatit-szubsztrátum III. fejlődési fokozatú kőzetében. || N, 35×
Erdősmeeskei kőfejtő. Észl. p. 156.
2. Amfibol (am), biotit (bi) és szericitesedett földpát (f)-klasztitokat magába záró mikroklin (mi) porfiroblaszt. Agmatit-szubsztrátum III. fejlődési fokozata. || N, 70×
Szabényi nagy völgy eleje. Észl. p. 154.

* * *

1. Porphyroblaste de feldspath zonée en plusieurs couches, dans la roche du III^e degré évolutif du substratum d'agmatite. N ||, 35×
Carrière d'Erdősmeeske. Point d'observation 156.
2. Porphyroblaste de microcline (mi) renfermant des clastites d'amphibole (am), biotite (bi) et feldspath séricitisé (f). III^e degré évolutif du substratum d'agmatite. N ||, 70×
Entrée de la grande vallée de Szabény. Point d'observation 154.



1



2

XXI. Tábla — Planche XXI

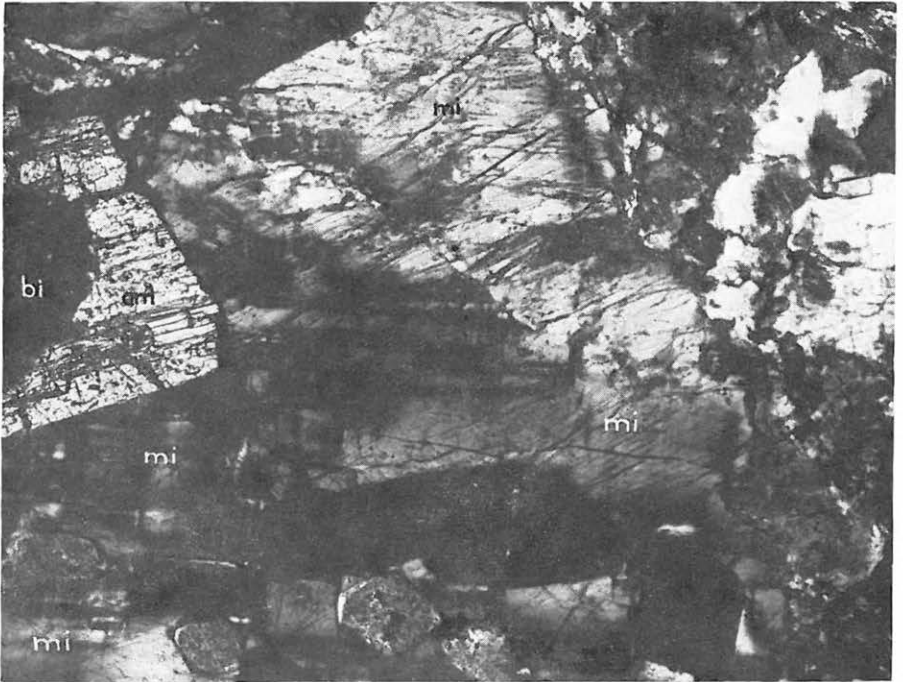
1. Agmatit-szubsztrátum III. fejlődési fokozata porfiroblasztos gránit metatektben. Szebény község É-i szélén, útbevágás feltárása. Észl. p. 153.
2. Mikroclin (mi) porfiroblaszt, részben amfibollá (am) alakult biotitszemcsét (bi) zár magába. Agmatit-szubsztrátum III. fejlődési fokozata. +N, 70×
Véménd, Újtelep völgye. Észl. p. 149.

* * *

1. III^e degré évolutif du substratum d'agmatite, dans le métatectite de granite à porphyroblastes.
Au bord du N de la commune Szebény, talus de route. Point d'observation 153.
2. Porphyroblaste de microcline (mi) renfermant un grain de biotite (bi) partiellement transformé en amphibole (am). III^e degré évolutif du substratum d'agmatite. N+, 70×
Véménd, vallée de la colonie Újtelep. Point d'observation 149.



1



2

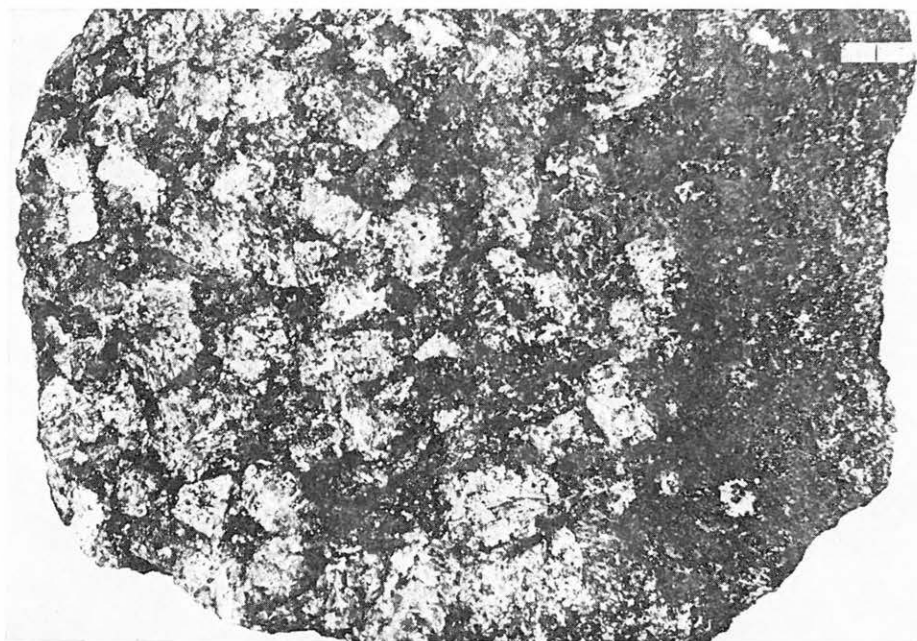
XXII. Tábla — Planche XXII

1. Az agmatitok III. fejlődési fokán álló szkialitot mikroclin—ortoklász porfiroblasztok koszorúja veszi körül. Csiszolt felület.
Erdősmeckeai kőfejtő. Észl. p. 156.
2. Diktionit; agmatit-szubsztrátumot pókhálószerűen átjáró metatekt erek és beszüremkedések. Csiszolt felület.
Mórággy községeitől É-ra fekvő elhagyott fejtő. Észl. p. 127.

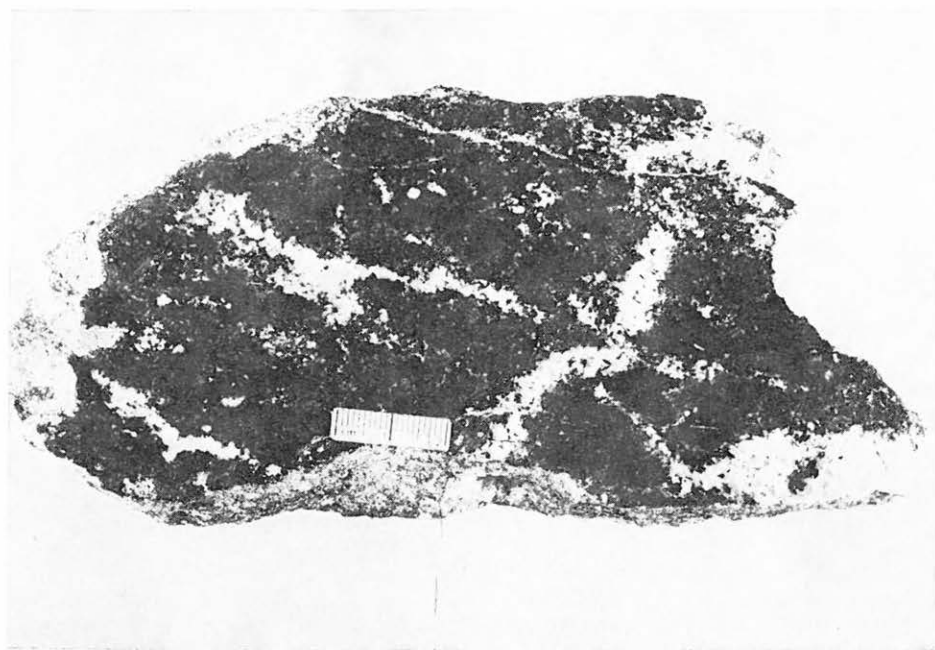
* * *

1. Un liséré de porphyroblastes de microcline—orthose contourne la skyalithe du III^e degré évolutif des agmatites. Surface polie.
Carrière d'Erdősmecke. Point d'observation 156.
2. Dictionite; veinules et infiltration de métatecte treillissant en toile d'araignée le substratum d'agmatite. Surface polie.
Carrière abandonnée au N de la commune Mórággy. Point d'observation 127.

Fotó: PELLÉRDYNE



1



2

XXIII. Tábla — Planche XXIII

1. Krokidit; az agmatit-szubsztrátumot diffúz módon átható metatekt. A földpátosodás diffúz formája. Csiszolt felület.
Úveghutai kőfejtő. Észl. p. 11.
2. Ptygmatit; földpáttal kitöltött gyűrt erek járják át az agmatit-szubsztrátum fejlődésének II—III. fokozatában levő kőzetet. Csiszolt felület.
Mórógytól D-re, Anikó-forrásnál. Észl. p. 105.

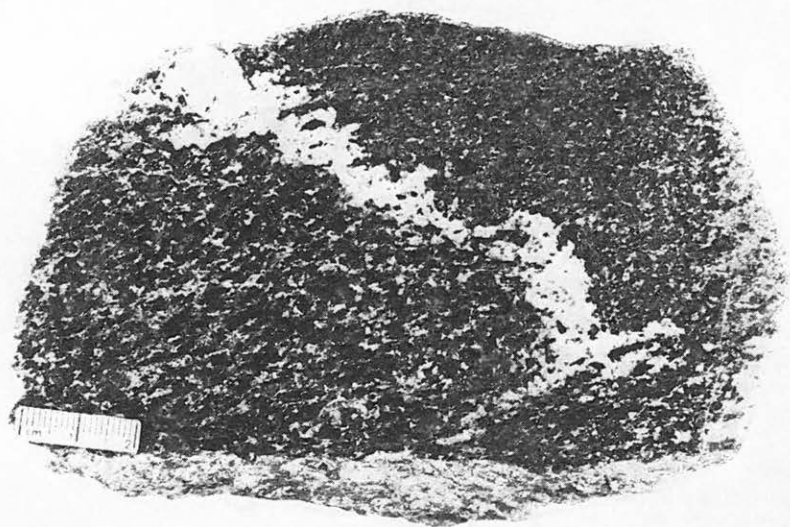
* * *

1. Crocidite; métatecte treillissant le substratum d'agmatite à façon diffuse. Forme diffuse de la feldspathisation. Surface polie.
Carrière d'Úveghuta. Point d'observation 11.
2. Ptygmatite; des veinules plissotées et remplies de feldspath treillissent la roche représentant les II^e à III^e degrés évolutifs du substratum d'agmatite. Surface polie.
Au S de Mórógy, près de la source Anikó-forrás. Point d'observation 105.

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



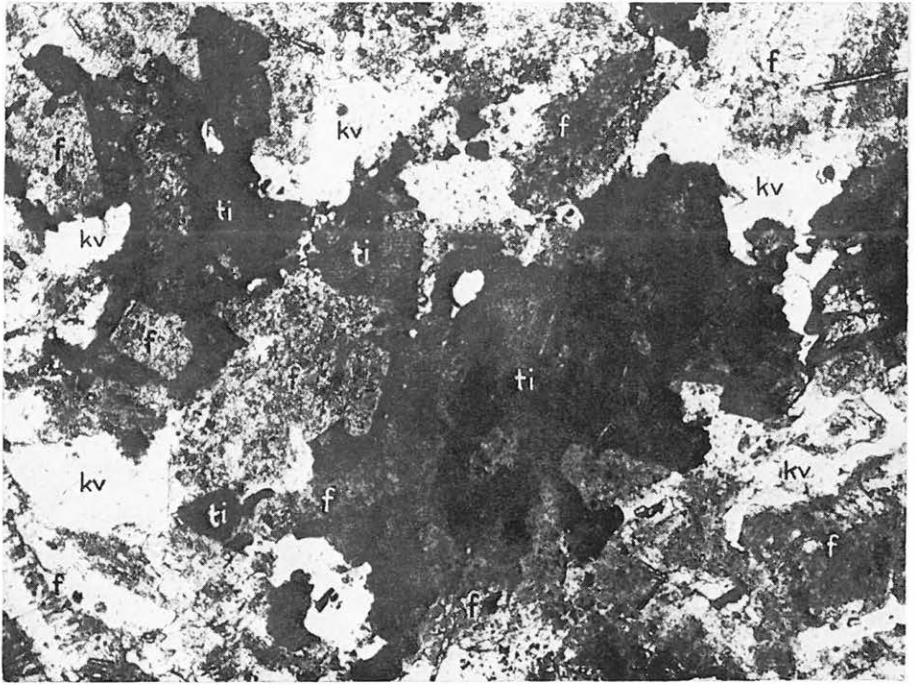
2

XXIV. Tábla — Planche XXIV

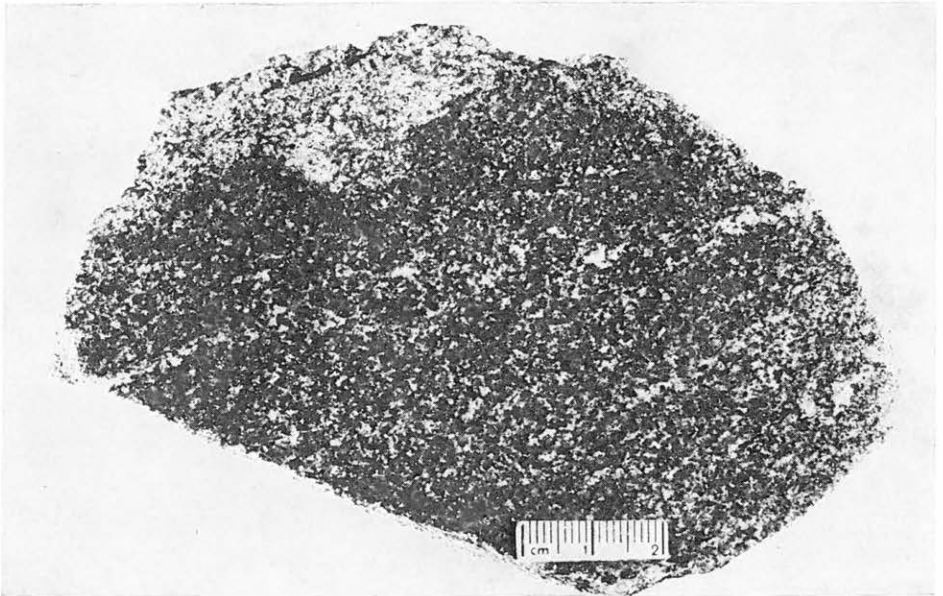
1. Idős földpátokkal (f) körülvelt titanit (ti)-halmazok III. fejlődési fokozatú agmatit-szubsztrátumban. || N, 35×
Erdősmeckeai kőfejtőtől Ny-ra eső első völgy bejárata. Észl. p. 198.
2. Aprószemcsés diatexit, MEHNERT mélymigmatitja. Csiszolt felület.
Geresdlaki nagy völgy felső szakasza, a betongyűrűs kút alatt. Észl. p. 200. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)

* * *

1. Amas de titanite (ti) contournés de feldspaths (f) plus anciens, dans le substratum d'agmatite du III^e degré évolutif. N ||, 35×
Entrée de la première vallée située à l'W de la carrière d'Erdősmecke. Point d'observation 198.
2. Diatexite à grains fins, migmatite profonde de MEHNERT. Surface polie.
Tronçon supérieur de la grande vallée de Geresdlak, sous le puits à rouets en béton
Point d'observation 200.



1



2

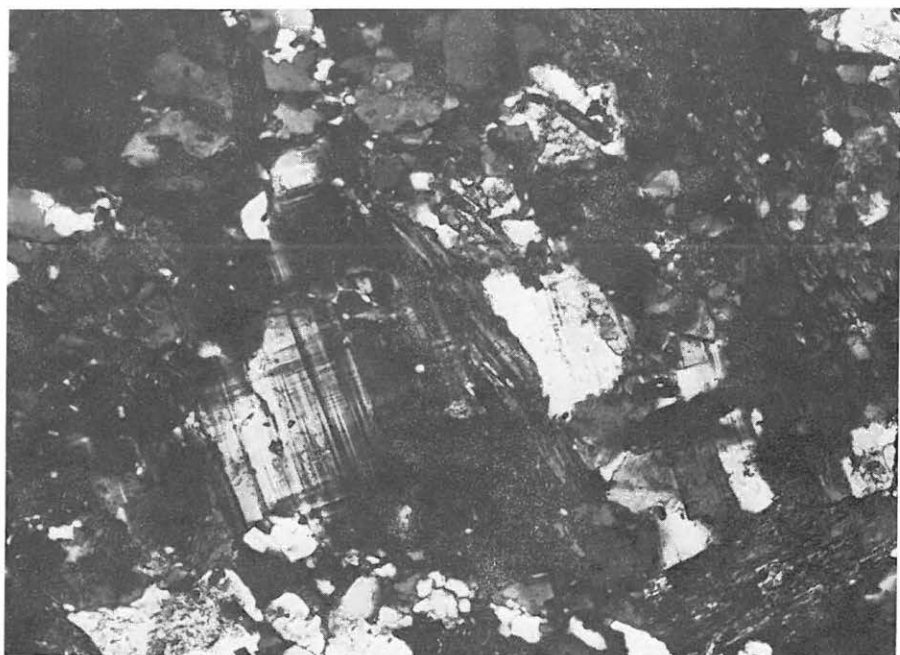
XXV. Tábla — Planche XXV

1. Aprószemcsés diatexit (leptinit). +N, 35×
Geresdlaki nagy völgy felső szakasza a betongyűrűs kút alatt. Észl. p. 200.
2. Szericitesedett idős földpát (f)-reliktumokat magába záró mikroklin (mi). +N, 35×
Mórággy község, kőfejtőtől K-re húzódó völgyben, elhagyott kőfejtő. Észl. p. 121.

* * *

1. Diatexite à grains fins (leptinite). N+, 35×
Tronçon supérieur de la grande vallée de Geresdlak, sous le puits à rouets en béton.
Point d'observation 200.
2. Microcline (mi) renfermant des débris résiduels d'un feldspath ancien séricitisé (f).
N+, 35×
Commune Mórággy, carrière abandonnée dans la vallée allongée à l'E de la carrière.
Point d'observation 121.

Fotó: FEKETE Á.



1



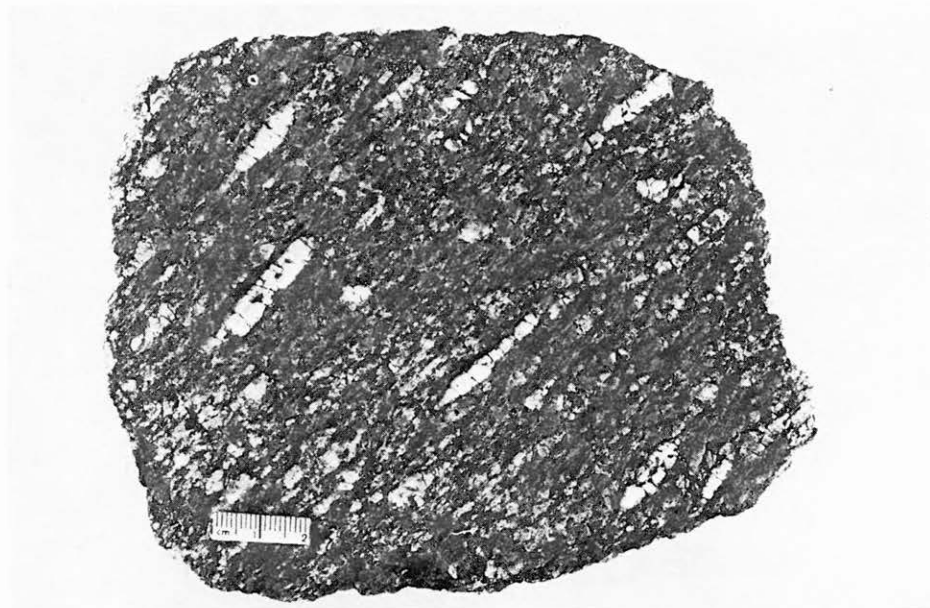
2

XXVI. Tábla — Planche XXVI

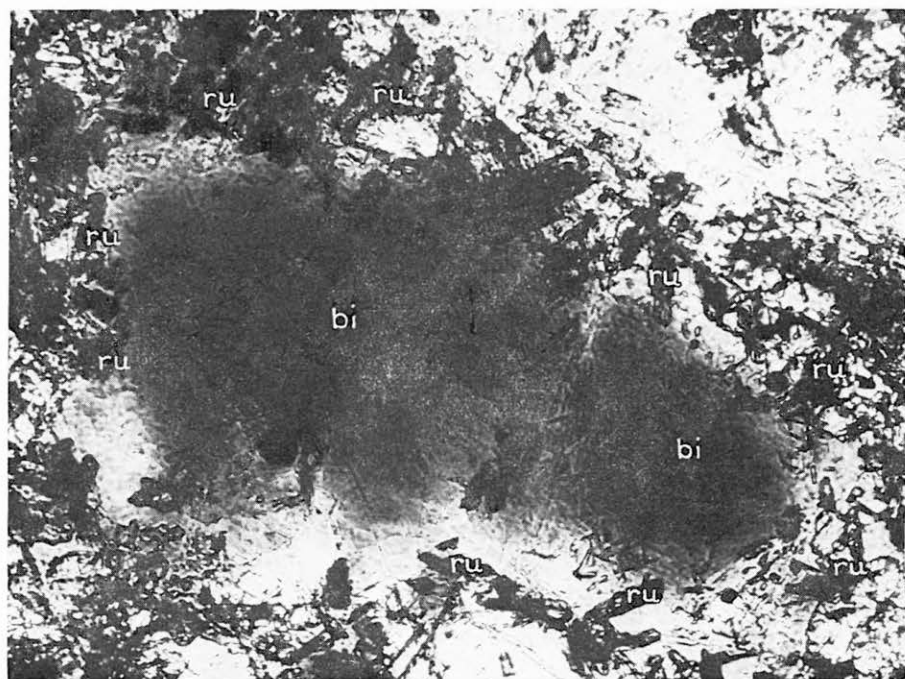
1. Porfiroblasztos szemes gneisz, vékony hosszú termetű földpátokkal. Csiszolt felület. Lovászhetény, templom alatti völgy kezdete. Észl. p. 175. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
2. Metabázit. Rutil (ru)-szemesék füzér alakban ülnek a biotit (bi)-lemez szélein. \parallel N, $70\times$
Mórágyi vasútállomástól DNy-ra, elhagyott kőfejtő. Észl. p. 13.

* * *

1. Gneiss oeuillé à porphyroblastes avec des grains de feldspath minces et longs. Surface polie.
Lovászhetény, tronçon initial de la vallée sous l'église. Point d'observation 175.
2. Métabasite. Les grains de rutile (ru) sont situés en liséré aux bords de la lamelle de biotite (bi). $N \parallel$, $70\times$
Au SW de la station ferroviaire de Mórág, carrière abandonnée. Point d'observation 13.



1



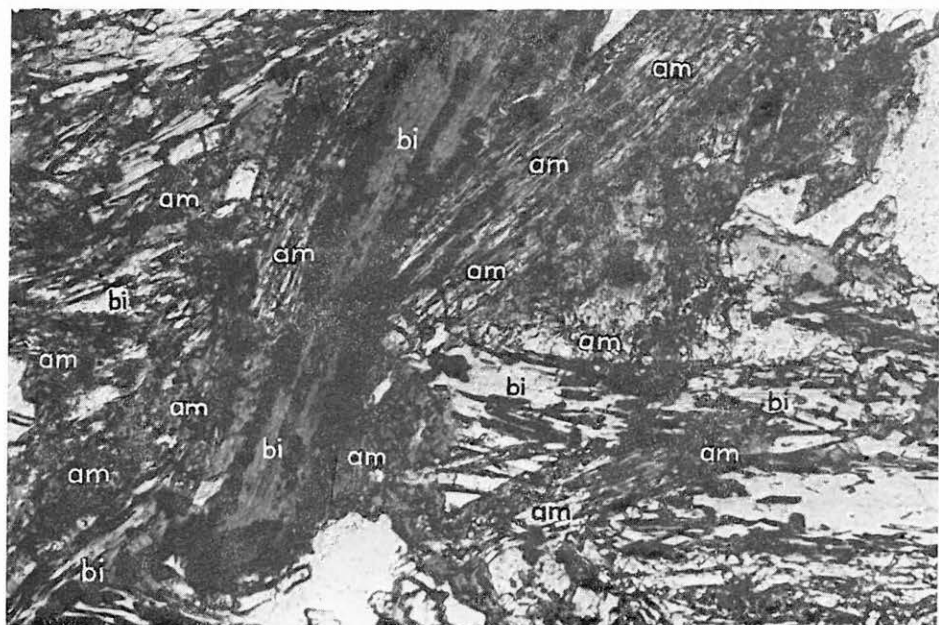
2

XXVII. Tábla — Planche XXVII

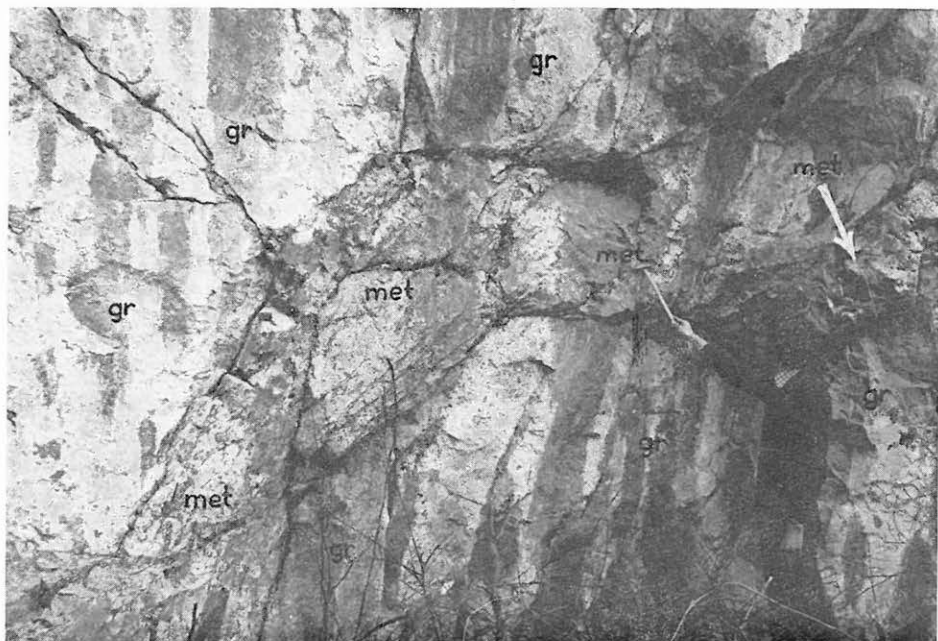
1. Metabázit. A biotit (bi)-lemezek amfibollá (am) alakulása oly nagy fokú, hogy azoknak csak belső, elvékonyodott része maradt meg. \parallel N, $35\times$
Mórágyi vasútállomástól DNy-ra, elhagyott kőfejtő. Észl. p. 13.
2. Metabázittelér (met) települése porfiroblasztos gránitban (gr).
Mórágys község D-i vége. Észl. p. 24.

* * *

1. Métabasite. La transformation des lamelles de biotite (bi) en amphibole (am) est tellement avancée que seules leurs parties intérieures amincies sont restées intactes.
N \parallel , $35\times$
Au SW de la station ferroviaire de Mórágys, carrière abandonnée. Point d'observation 13.
2. Intercalation du filon de métabasite (met) dans le granite (gr) à porphyroblastes.
Bord du S de la commune Mórágys. Point d'observation 24.



1



2

XXVIII. Tábla — Planche XXVIII

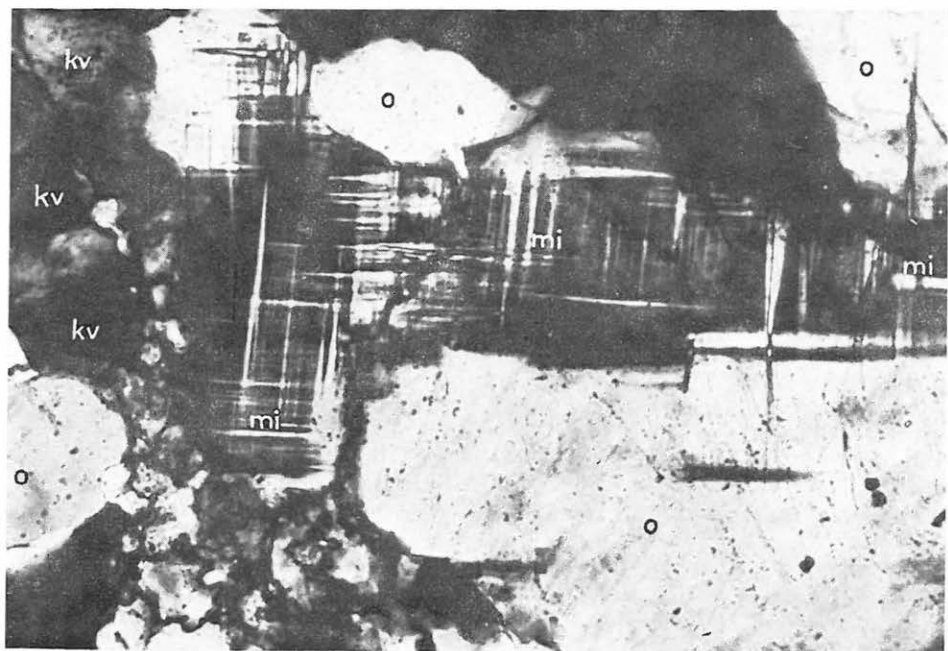
1. Metabázit fekvő telér (met) betelepülése porfiroblasztos—nebulitos gránitban (gr). Mórággy község, a gyógyszerház és fűszerbolt között. Észl. p. 124/b.
2. Fialal mikroclin (mi) zezgugos járatokat tölt ki és magába zárja az idősebb elegy-részeket (o = ortoklász, kv = kvarc). + N, 35 ×
Loch-malom völgyének felső szakasza. Észl. p. 207. (Fotó: FEKETE Á.)

* * *

1. Intercalation du filon-couche horizontal de métabasite (met) dans le granite (gr) nébulitique à porphyroblastes.
Commune Mórággy, entre la pharmacie et épicerie. Point d'observation 124/b.
2. La microcline (mi) plus récente colmate des canaux en zig-zag et renferme les composants plus anciens (o = orthose, kv = quartz). N + , 35 ×
Tronçon supérieur de la vallée du moulin Loch-malom. Point d'observation 207.



1



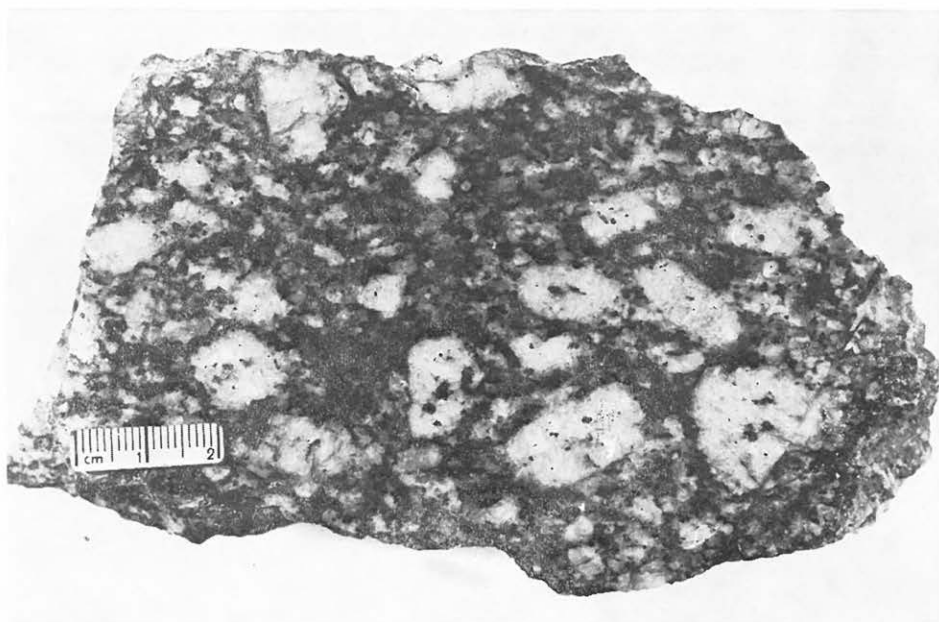
2

XXIX. Tábla — Planche XXIX

1. Szürke, lineációs szövetű, biotit—amfibolos granodiorit. A fehér földpátok közepében legtöbbször biotit kristálykezdemény helyezkedik el. Csiszolt felület.
Mórágyszéki kőfejtő völgyének felső szakasza. Észl. p. 120. (Fotó: PELLÉRDY-NÉ)
2. Szkiálitos (sötét részek), porfiroblasztos gránit.
Mórágyszéki kőfejtő. Észl. p. 23.

* * *

1. Granodiorite, gris, à biotite—amphibole, à texture linéaire. Aux centres des feldspaths blancs il y a le plus souvent un germe de cristal de biotite. Surface polie.
Mórágyszéki, tronçon supérieur de la vallée de la carrière communale. Point d'observation 120.
2. Granite skyalithique (parties foncées) à porphyroblastes.
Mórágyszéki, carrière communale. Point d'observation 23.



1



2

XXX. Tábla — Planche XXX

1. Földpát-porfiroblaszt közepét epidot tölti ki. Csiszolt felület.
Erdősmecke kőfejtő. Észl. p. 156.
2. Porfiroblasztos, nebulitos gránit nagytermetű földpát-porfiroblasztjának közepében biotitkristály helyezkedik el. Csiszolt felület.
Erdősmecke kőfejtő. Észl. p. 156.

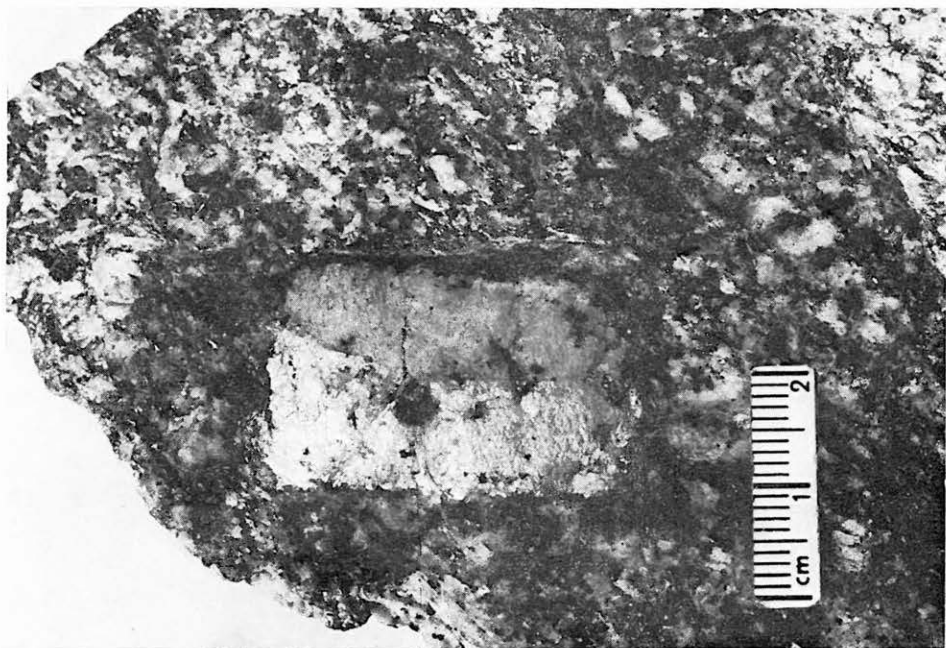
* * *

1. Le centre du porphyroblaste de feldspath est rempli d'épidote. Surface polie.
Carrière d'Erdősmecke. Point d'observation 156.
2. Un cristal de biotite est situé au centre du porphyroblaste de feldspath à grande taille du granite nébulitique à porphyroblastes. Surface polie.
Carrière d'Erdősmecke. Point d'observation 156.

Fotó: PELLÉRDYÉ



1



2

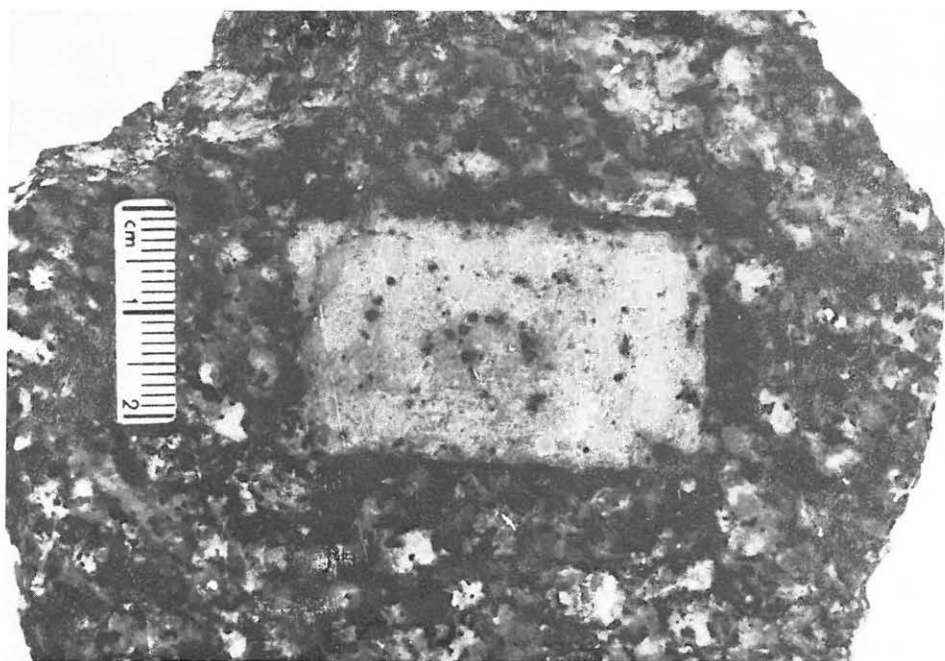
XXXI. Tábla — Planche XXXI

1. Többszörösen zónás felépítésű földpát-porfiroblaszt. A zónák határát biotitkiválás jelzi. A porfiroblasztok felületét is biotit-lepel (sötét) borítja. Csiszolt felület. Erdősmecke kőfejtő. Észl. p. 156.
2. A porfiroblasztos földpátban a biotitlemezek (sötét) átlósan helyezkednek el. Csiszolt felület. Erdősmecke gránit kőfejtő. Észl. p. 156.

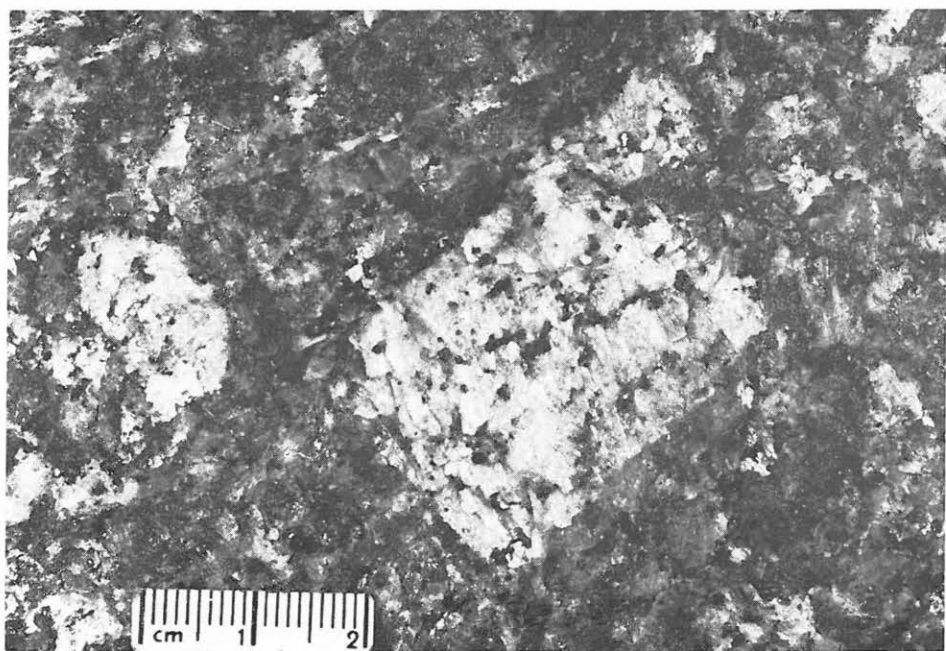
* * *

1. Porphyroblaste de feldspath multiple fois zonée. Limites des zones marquées par la précipitation de biotite. Même la surface des porphyroblastes est recouverte d'une voile de biotite (foncée). Surface polie. Carrière d'Erdősmecke. Point d'observation 156.
2. Dans le feldspath à porphyroblastes les lamelles de biotite (foncée) se situent diagonalement. Surface polie. Carrière de granite à Erdősmecke. Point d'observation 156.

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



2

XXXII. Tábla — Planche XXXII

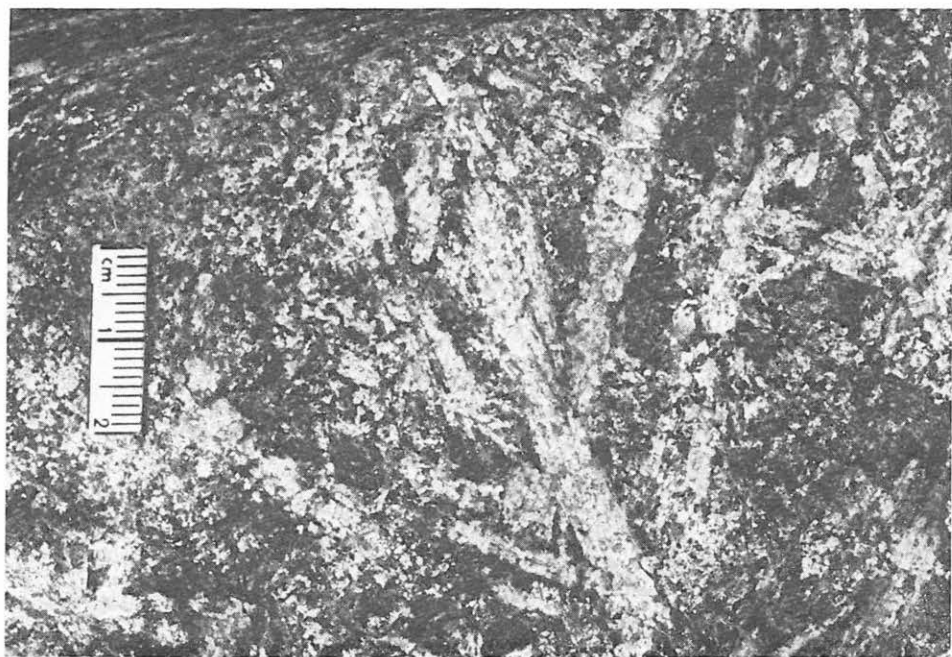
1. Lineációs szövetű applit. +N, 70×
Lovászhetyény, templom alatt a völgykanyarban. Észl. p. 177.
2. Nagytermetű tremolit—aktinolit kristályok halmaza a szerpentinít elválási lapjain.
Gyód-2. sz. fúrás, 88,0—93,7 m-ből. (Fotó: PELLÉRDYNE)

* * *

1. Aplite à texture linéale. N+, 70×
Lovászhetyény, tournant de vallée sous l'église. Point d'observation 177.
2. Amas des cristaux d'actinolite—trémolite à grande taille, aux plans de clivage de la serpentinite.
Sondage Gyód-2, entre 88,0 et 93,7 m.



1



2

XXXIII. Tábla — Planche XXXIII

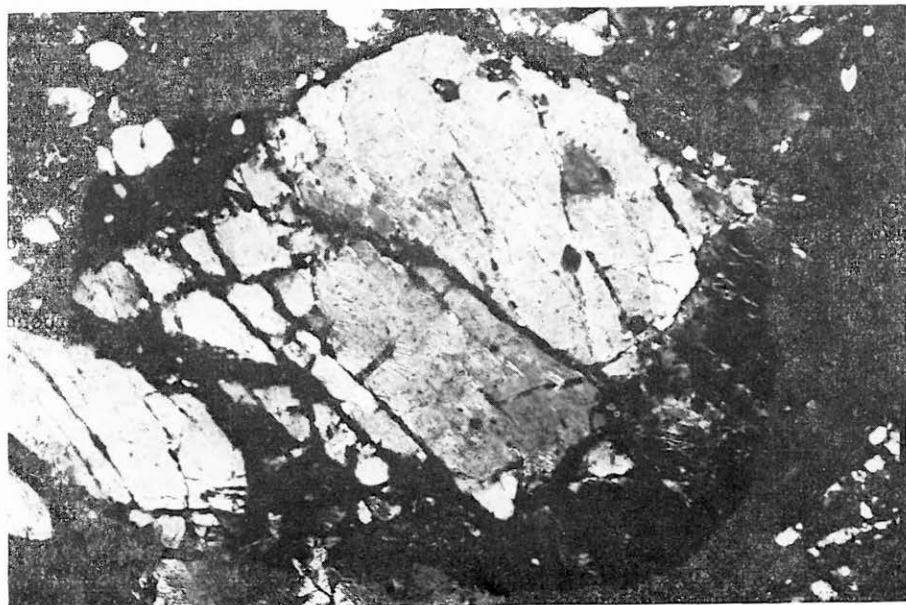
1. Krizotilerekkel átjárt szerpentinít fűrőmag.
Helesfa-1. sz. fúrás, 292,4—336,8 m-ből. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
2. Porfiroblasztos gránit kataklázisa. Általános törmelékesség jelzi a deformáció erősségét. +N, 35×
Bátaapátitól DK-re vezető völgy. Észl. p. 77. (Fotó: FEKETE Á.)

* * *

1. Carotte de serpentinite treillissée de veinules de chrysotyle.
Sondage Helesfa-1, entre 292,4 et 336,8 m.
2. Cataclase du granite à porphyroblastes. La fracturation générale indique l'intensité de la déformation. N+, 35×
Vallée conduisant au SE de Bátaapáti. Point d'observation 77.



1



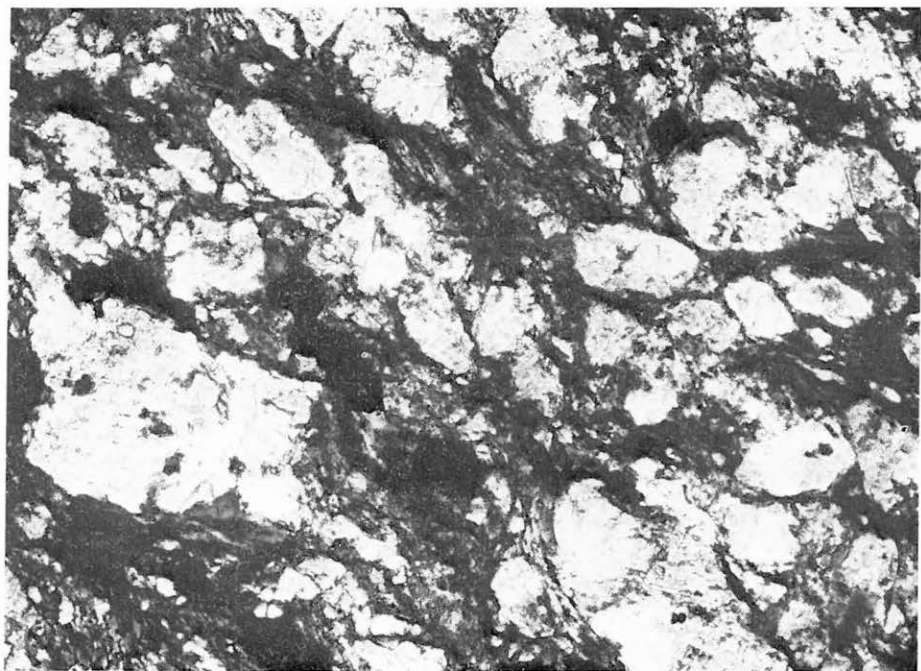
2

XXXIV. Tábla — Planche XXXIV

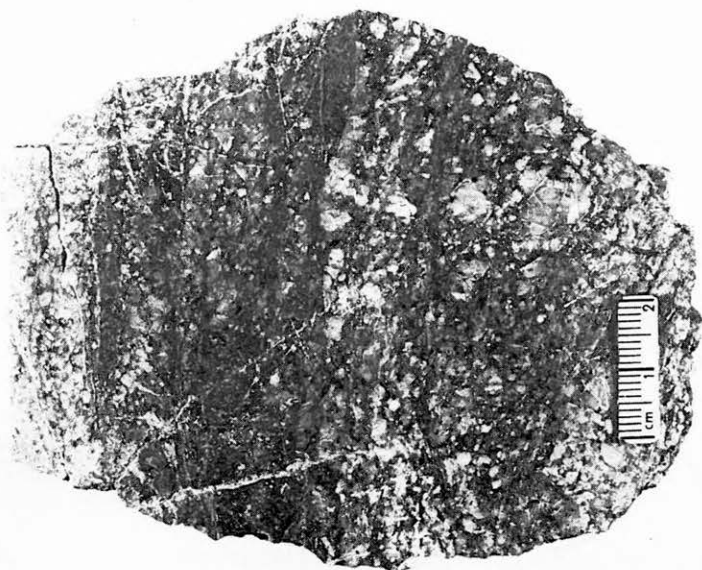
1. Ultramylonit. A zúzott övekben olyan erős volt a mechanikai igénybevétel, hogy a kőzetekben gömbölyűre őrölt porfiroklastok keletkeztek. Ezzel egyidejűleg a kőzet palás szövetűvé vált. \parallel N, $35\times$
Ófalu, Aranyos-völgy. Észl. p. 237. (Fotó: FEKETE Á.)
2. A diatexit diaftorézise. A deformációt muszkovitosodás, kloritosodás, karbonátosodás kísérte. Csiszolt felület.
Üveghutától K-re húzódó nagy völgy vízesése alatt. Észl. p. 71. (Fotó: PELLÉRDYNE)

* * *

1. Ultra-mylonite. Dans les zones broyées l'effort mécanique était tellement puissant que des porphyroclastes meulés en globules se sont formés dans les roches. En même temps la texture de la roche est devenue schisteuse. N \parallel , $35\times$
Ófalu, vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 237.
2. Diaftorèse de la diatexite. La déformation a été accompagnée de la formation de muscovite, chlorite et de carbonate. Surface polie.
Sous la chute d'eau de la grande vallée conduisant à l'E d'Üveghuta. Point d'observation 71.



1



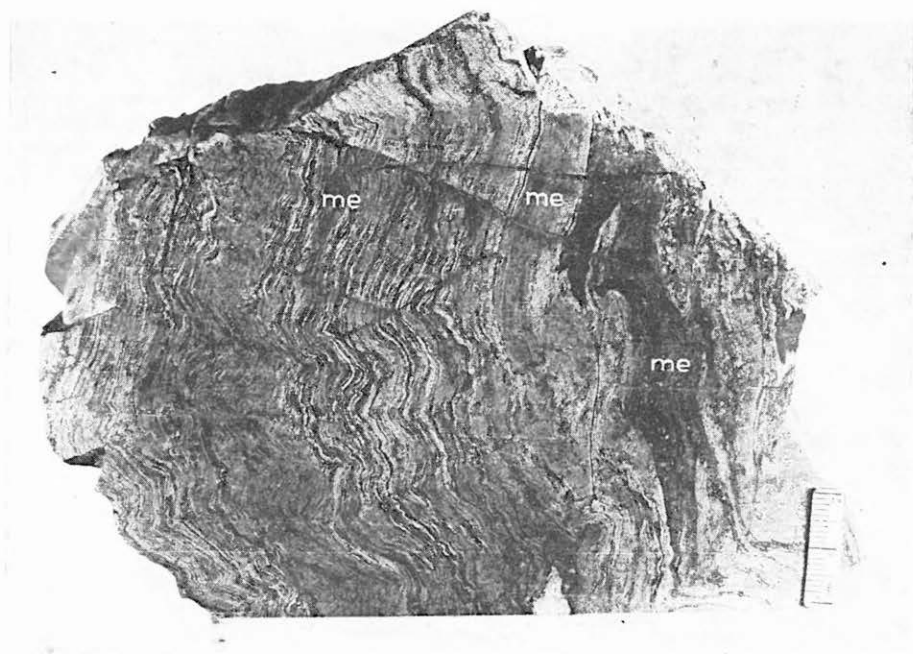
2

XXXV. Tábla — Planche XXXV

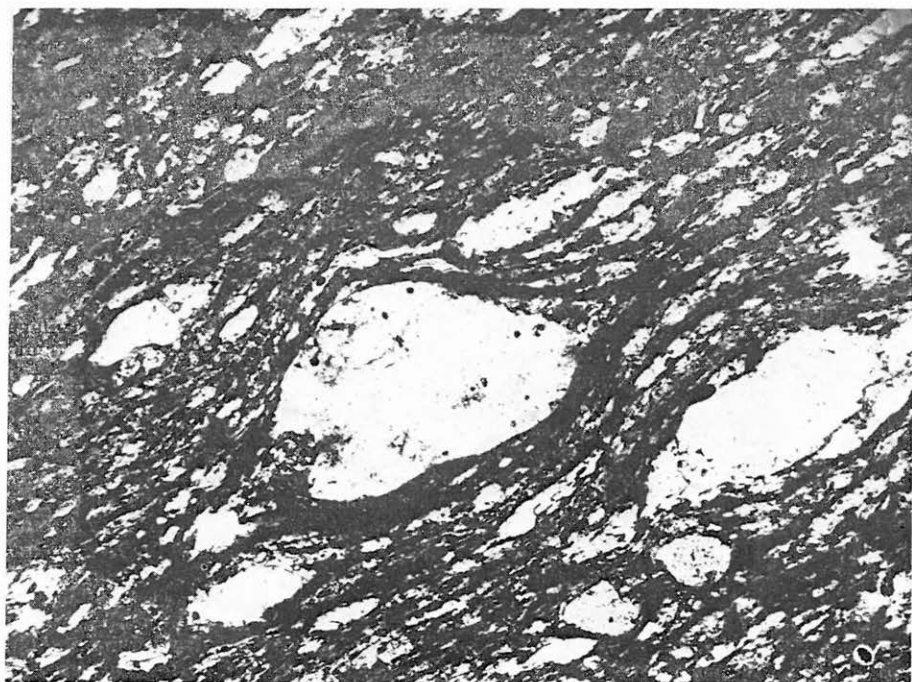
1. Réteges migmatitból keletkezett vékonypalás diaforit—fillonit. Az egykori melanoszom (me) maradványok még kivehetők. Csiszolt felület.
Ófalu, Gröndl-tanya völgye. Észl. p. 226. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
2. Megnyúlt földpátszemcsék (világos) törmeléke fillonitban. \parallel N, $35\times$
Ófalu, Aranyos-völgytől K-re eső 3. oldalvölgy eleje. Észl. p. 269.

* * *

1. Diaforite—fillonite finement schisteuses, transformées de la migmatite stromatitique. Les restes du mélanosome d'autrefois (me) sont toujours reconnaissables. Surface polie.
Ófalu, vallée du hameau Gröndl-tanya. Point d'observation 226.
2. Détritrus des grains de feldspath (clairs) allongés dans la fillonite. N \parallel , $35\times$
Ófalu, entrée de la 3^e vallée latérale à l'E de la vallée Aranyos-völgy. Point d'observation 269.



1



2

XXXVI. Tábla — Planche XXXVI

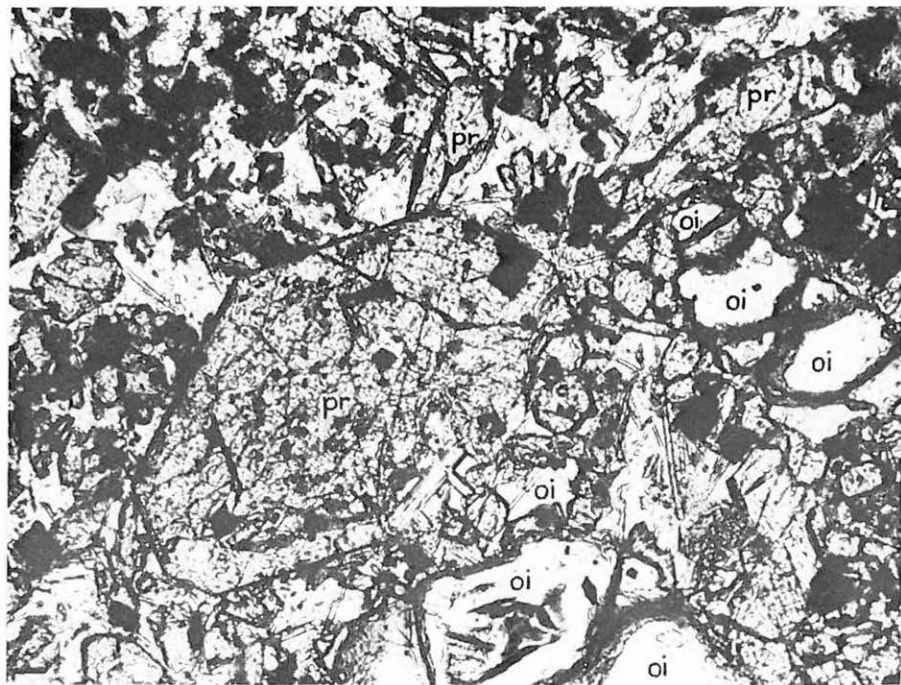
1. Limburgitoid trachidolerit (alkáli bazalt) érintkezése az ún. bosztonittal (világos). A bosztonit az érintkezés szegélyében a limburgitoid trachidolerit (tr) sötét zárványait magába zárja. Csiszolt felület.
Alsónána-1/a sz. fúrás, 168,0 m-ből. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
2. Olivin (oi), piroxén (pr) tartalmú bazaltoid telérkőzet. \parallel N, 70 \times
Loch-malomi völgyrendszer első D-i oldalvölgye. Észl. p. 210.

* * *

1. Contact entre la trachydolélite limbourgitoïde (basalte alcalin) et la soi-disante bostonite (claire). A la bordure du contact la bostonite renferme des inclusions foncées de la trachydolélite limbourgitoïde (tr). Surface polie.
Sondage Alsónána-1/a, à 168,0 m.
2. Roche d'un filon basaltoïde à olivine (oi) et pyroxène (pr). N \parallel , 70 \times
Première vallée latérale du S du réseau des vallées du moulin Loch-malom. Point d'observation 210.



1



2

XXXVII. Tábla — Planche XXXVII

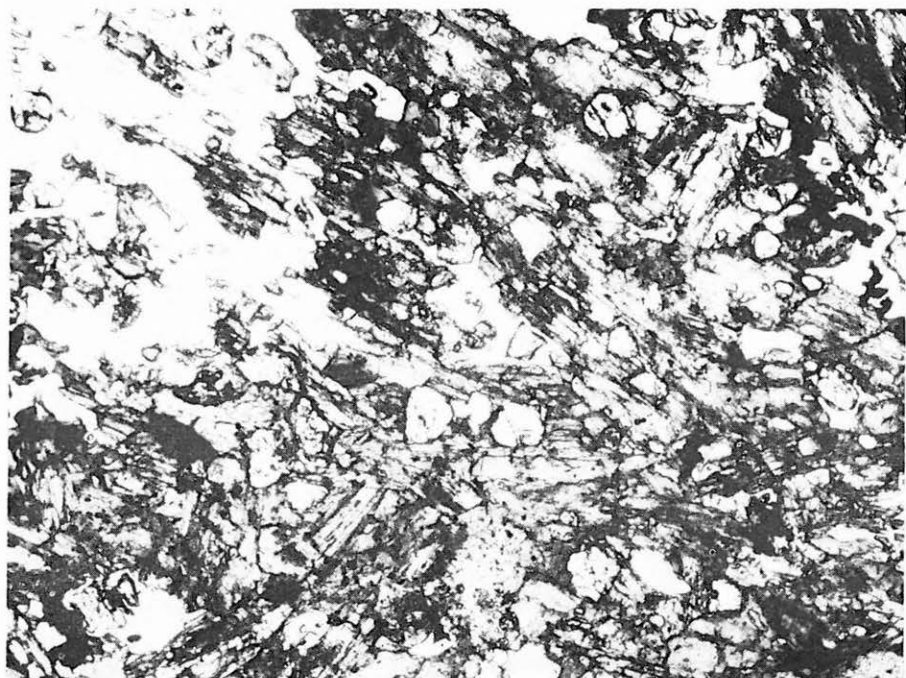
1. Amfibolit. Az amfibol (am) részben zoizitté (zo) és epidottá (ep) alakult. \parallel N, $70\times$
Alsónána-1. sz. fúrás, 88,6–90,0 m-ből.
2. Gránátos—amfibolos—biotitos paragneisz. A gránát apró szemecsei sűrűn hintik a
kőzetet. \parallel N, $35\times$
Görgeteg—Babócsa-27. sz. fúrás, 2430,5–2431,5 m-ből (Fotó: FEKETE Á.)

* * *

1. Amphibolite. L'amphibole (am) est partiellement transformée en zoïsite (zo) et épi-
dote (ep). N \parallel , $70\times$
Sondage Alsónána-1, entre 88,6 et 90,0 m.
2. Paragneiss à grenat—amphibole—biotite. Les menus grains de grenat sont drûment
disséminés dans la roche. N \parallel , $35\times$
Sondage Görgeteg—Babócsa-27, entre 2430,5 et 2431,5 m.



1



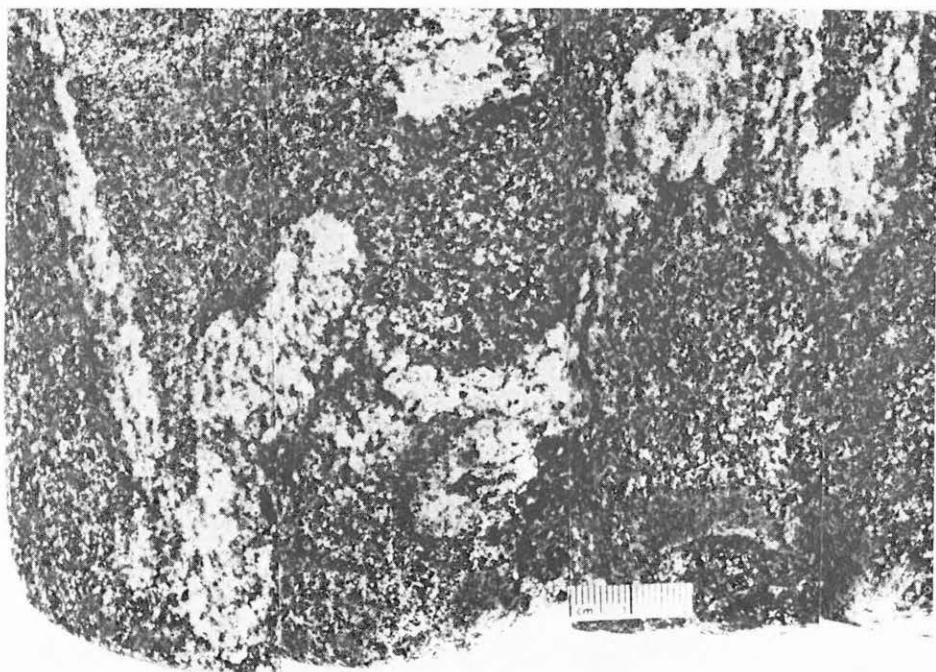
2

XXXVIII. Tábla — Planche XXXVIII

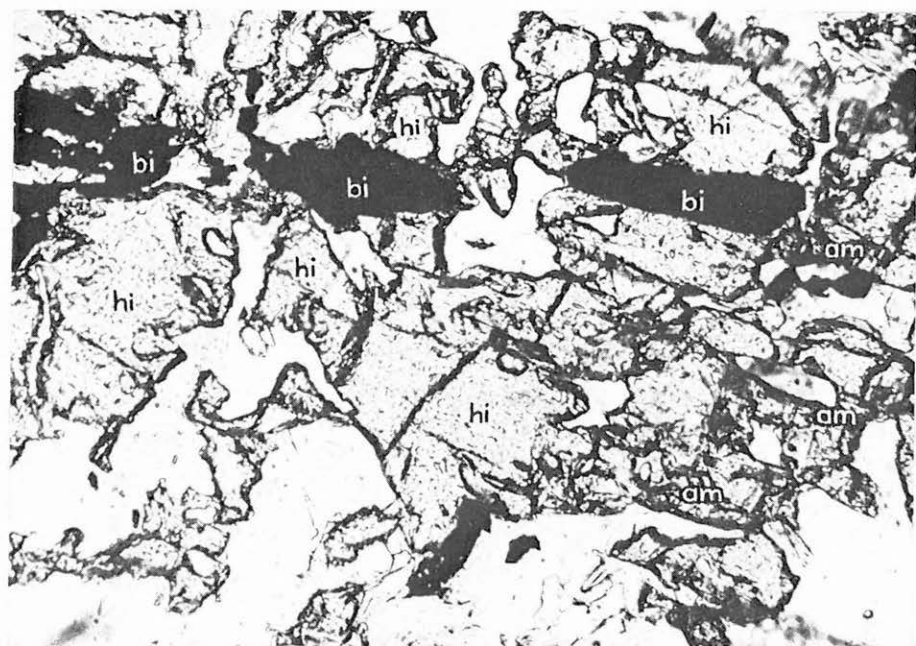
1. Aplit anyagú ptigmák (világos) szelik át a biotitos, reomorf, réteges migmatitot. Gyód-4. sz. fúrás, 111,5 m-ből. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
2. Hiperszténes (hi) amfibol (am)-biotitos (bi) paragneisz. \parallel N, 70 \times Heresznye-2. sz. fúrás, 2482,5—2482,8 m-ből. (Fotó: FEKETE A.)

* * *

1. Des ptygmes (claires) à matière d'aplite traversent la migmatite stromatitique rhéomorphe à biotite.
Sondage Gyód-4, à 111,5 m.
2. Paragneiss à hypersthène (hi), amphibole (am) et biotite (bi). N \parallel , 70 \times
Sondage Heresznye-2, entre 2482,5 et 2482,8 m.



1



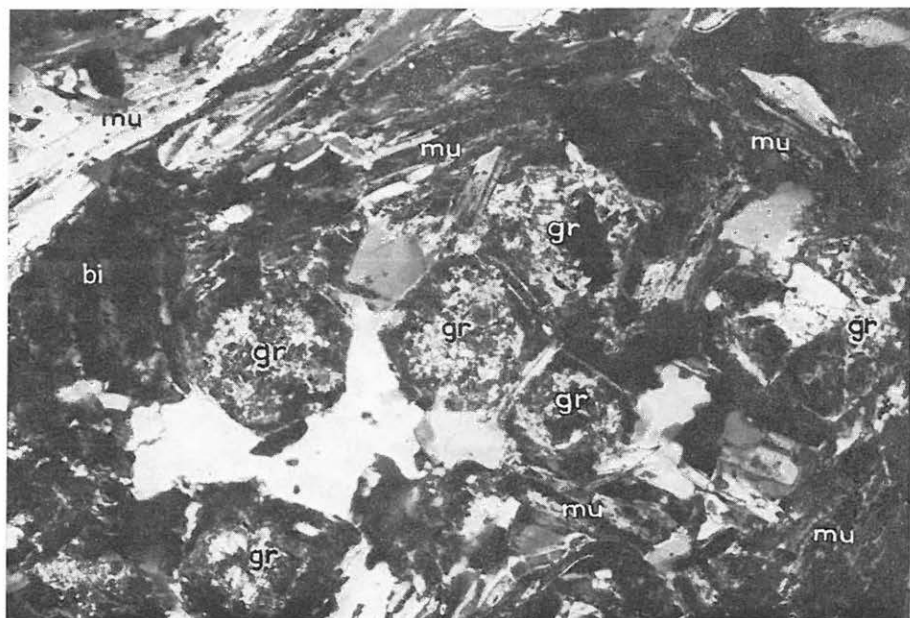
2

XXXIX. Tábla — Planche XXXIX

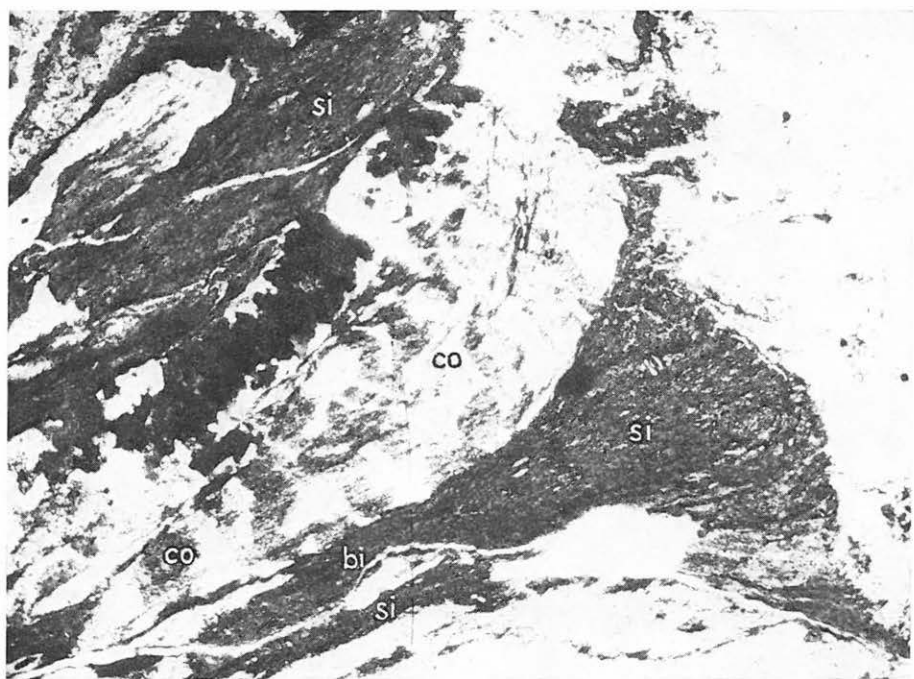
1. Diaforézist szenvedett gránátos—biotitos paragneisz. A gránát (gr) karbonát—muszkovithalmazokká változott, a biotit (bi) muszkovitosodott (mu). +N, 70×
Heresznye-12. sz. fúrás, 2516,5—2521,0 m-ből (Fotó: FEKETE Á.)
2. Sillimanitos (si)-cordierites (co) paragneisz. A sillimanit fibrolitos kötegei biotitból (bi) keletkeztek. || N, 70×
Iharosberény-2. sz. fúrás, 2248,0—2249,0 m-ből.

* * *

1. Paragneiss à grenat—biotite affecté par la diaforèse. Le grenat (gr) est transformé en amas de carbonate—muscovite, la biotite (bi) en muscovite (mu). N+, 70×
Sondage Heresznye-12, entre 2516,5 et 2521,0 m.
2. Paragneiss à sillimanite (si)—cordiérite (co). Faisceaux fibrolithiques de la sillimanite formés à partir de la biotite (bi). N ||, 70×
Sondage Iharosberény-2, entre 2248,0 et 2249,0 m.



1



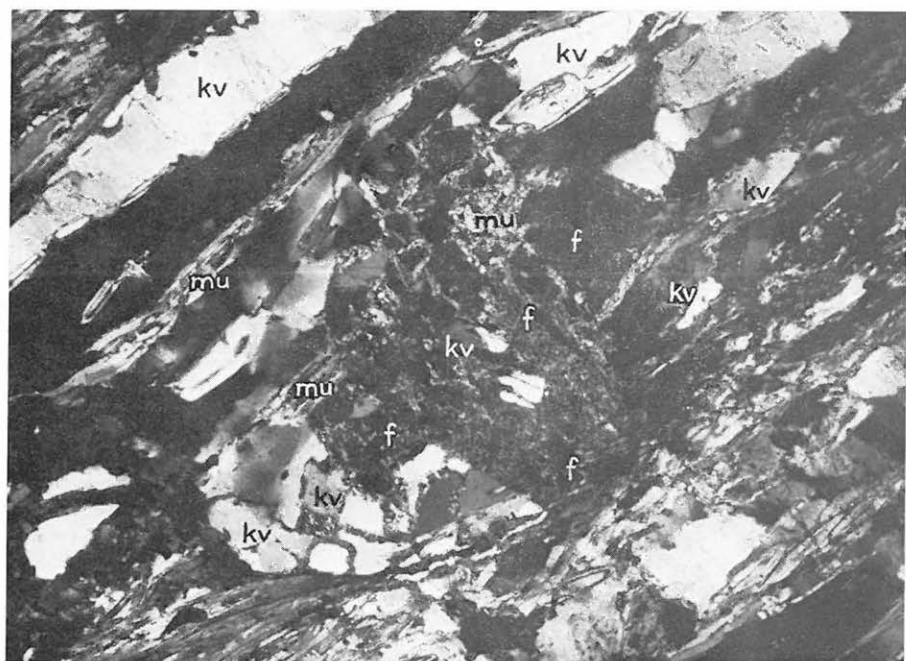
2

XL. Tábla — Planche XL

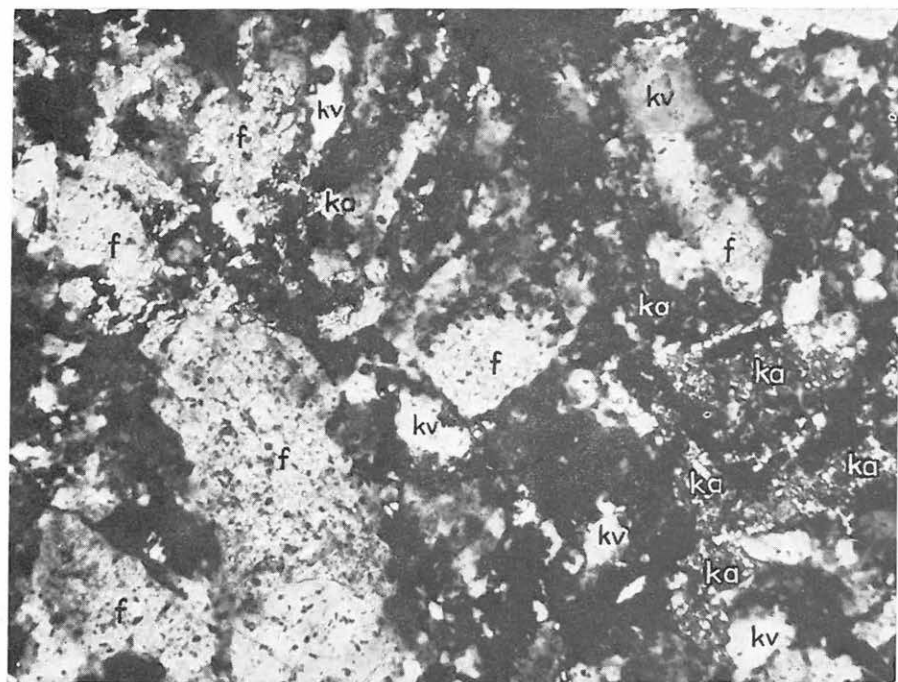
1. Diaforézist szenvedett pszeudo szemes gneisz. A szemek klasztikus ásványhalmazok (mu = muszkovit, f = földpát, kv = kvarc). + N, 35 ×
Kutas-1. sz. fúrás, 1465,0–1468,0 m-ből.
2. Karbonáttal átítatott gránit-milonit. A fekete szemek biotit és kloritból állnak (f = földpát, kv = kvarc, ka = karbonát). + N, 35 ×
Mozsgó-1. sz. fúrás, 375,1 m-ből.

* * *

1. Gneiss pseudo-ocillé ayant subi la diaforèse. Les grains représentent des amas de minéraux (mu = muscovite, f = feldspath, kv = quartz). N +, 35 ×
Sondage Kutas-1, entre 1465,0 et 1468,0 m.
2. Mylonite de granite imprégnée de carbonates. Les grains noirs se composent de biotite et chlorite (f = feldspath, kv = quartz, ka = carbonate). N +, 35 ×
Sondage Mozsgó-1, à 375,1 m.



1



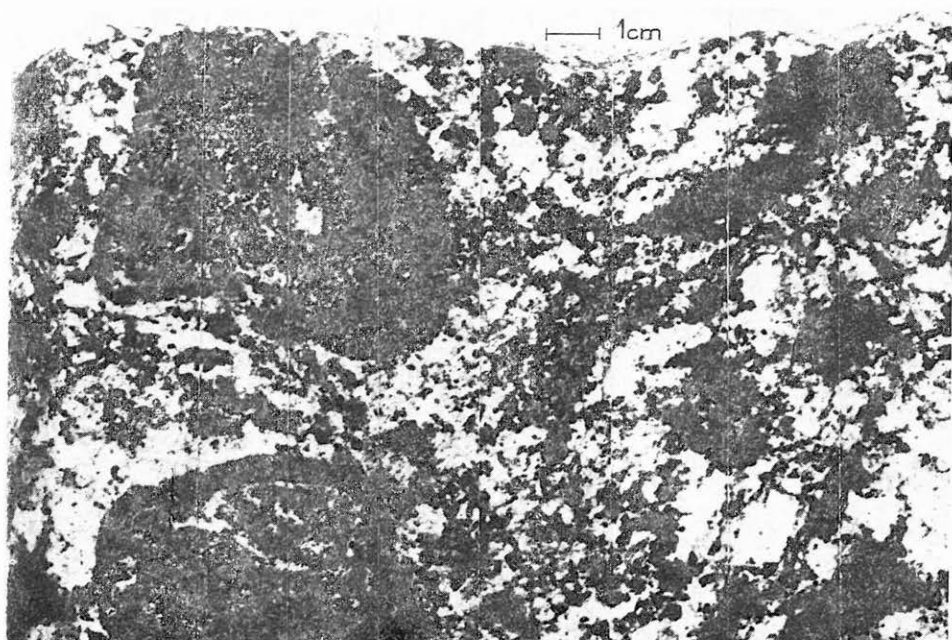
2

XLI. Tábla — Planche XLI

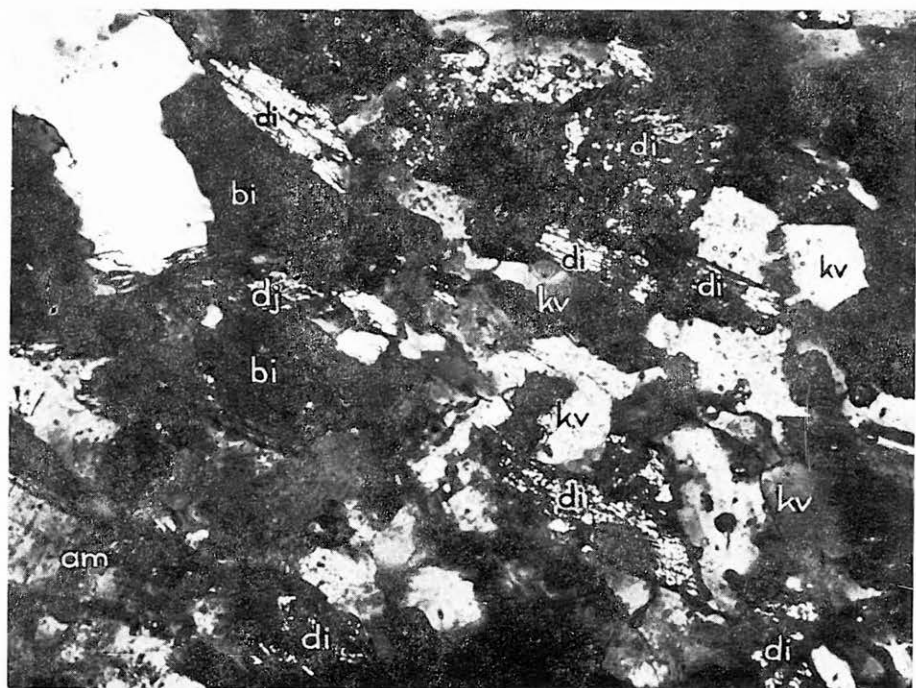
1. A gránitosodás reomorf szakaszának homogenizálódási folyamata. Az elszakított agmatit-szubsztrátum részek a gránit nebulitos részeivé válnak. A fúrómag felületének kiterített része.
Nyugotszenterzsébet-2. sz. fúrás, 63,5 m-ből. (Fotó: PELLÉRDYNÉ)
2. Diszténes (di), biotit (bi)-amfibolos paragneisz (kv = kvarc). +N, 140×
Pécs-7. sz. fúrás, 705,0–707,5 m-ből. (Fotó: FEKETE Á.)

* * *

1. Processus de homogénéisation de la phase rhéomorphe de la granitisation. Les parties de substratum d'agmatite arrachées deviennent les parties nébulitiques du granite. Partie déroulée de la surface de la carotte.
Sondage Nyugotszenterzsébet-2, à 63,5 m.
2. Paragneiss à disthène (di), biotite (bi)—amphibole (kv = quartz). N +, 140×
Sondage Pécs-7, entre 705,0 et 707,5 m.



1



2

XLII. Tábla — Planche XLII

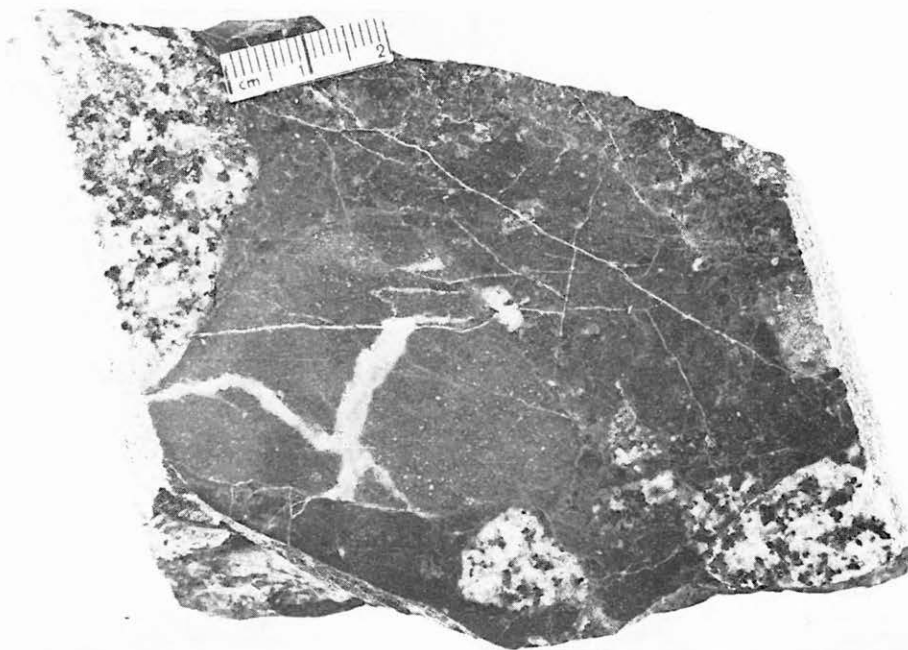
1. Szemes gneisz. A nagytermetű földpát „szemet” a palásodás irányában rendeződött apró kvarcsezemcsék hintik tele. +N, 35×
Sellye-1. sz. fúrás, 1932,0—1934,0 m-ből. (Fotó: FEKETE Á.)
2. Gránitporfir-kavicsos konglomerátum. Anyaga ugyanaz a gránitporfir, mint amelyik a fúrás talpában teléreként benyomult a szericites kvarepalába. Csiszolt felület.
Szalatnak-III. sz. fúrás, 252,5 m-ből. (Fotó: PELLÉRDYNE)

* * *

1. Gneiss oeillé. „L'oeil” de feldspath à grande taille est disséminé de menus grains de quartz arrangés en direction de la schistosité. N+, 35×
Sondage Sellye-1, entre 1932,0 et 1934,0 m.
2. Conglomerat à graviers de granite-porphyre. La matière est le même granite-porphyre qui — au fond du sondage — à pénétré en filon dans le schiste quartzifère sériciteux. Surface polie.
Sondage Szalatnak-III, à 252,5 m.



1



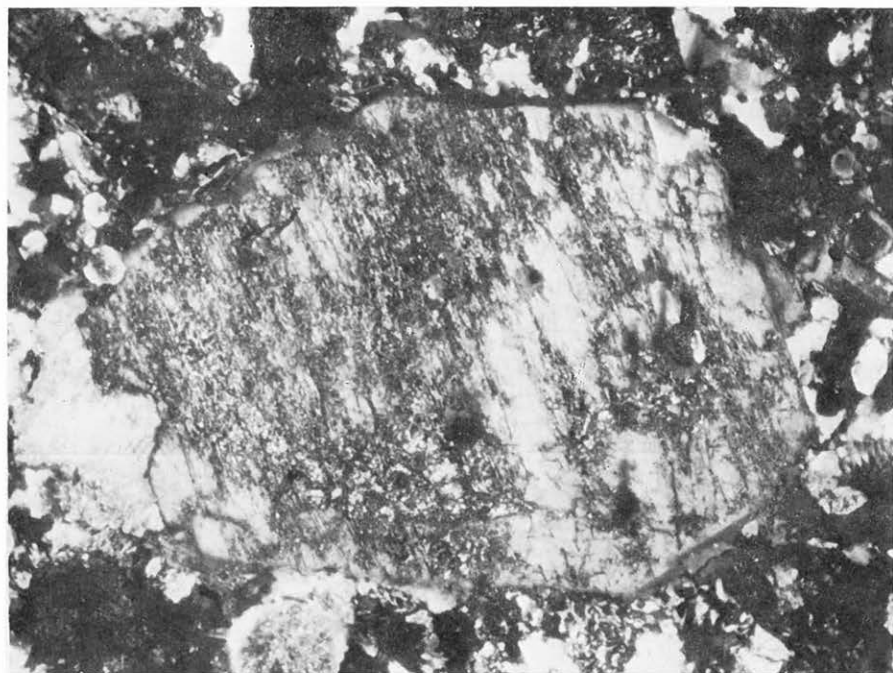
2

XLIII. Tábla — Planche XLIII

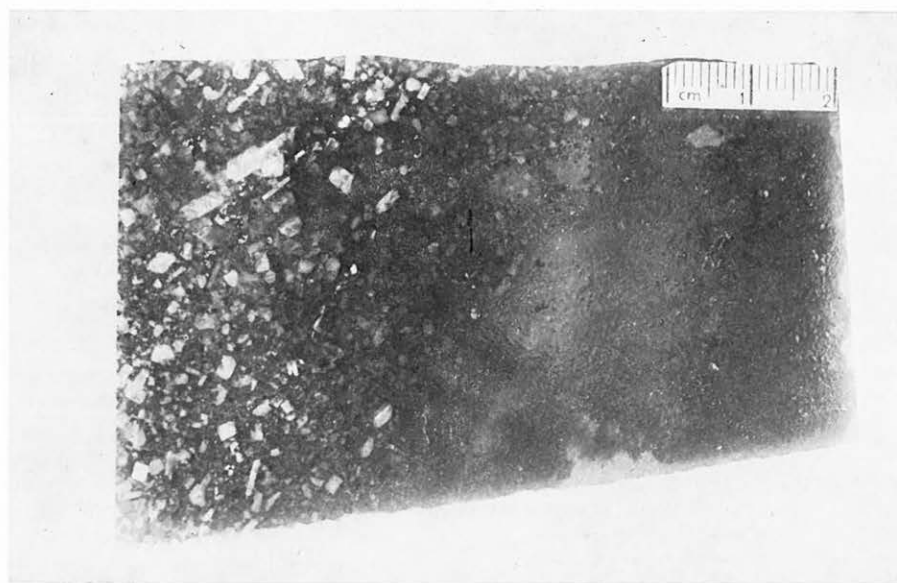
1. Gránitporfír. Aprószemcsés földpát-kvareból álló alpanyagba nagyszemű földpátok ágyazódnak be. +N, 70×
Szalatnak-III. sz. fúrás, 544,0 m-ből.
2. Gránitporfír kontakt hatása a szericites kvarepalára. Kb. 4 cm széles földpátos szegélyöv képződött a gránitporfír exokontaktusán. Csiszolt felület.
Szalatnak-III. sz. fúrás, 576,4 m-ből (Fotó: PELLÉRDYNE)

* * *

1. Granite-porphyre. Feldspath à gros grains encaissés dans une matrice composée de feldspath et quartz à grains menus. N+, 70×
Sondage Szalatnak-III, à 544,0 m.
2. Effet du contact du granite-porphyre sur le schiste quartzifère séríciteux. A l'exocontact du granite-porphyre, une zone marginale à feldspath, large de 4 cm env., a été formée. Surface polie.
Sondage Szalatnak-III, à 576,4 m.



1



2

XLIV. Tábla — Planche XLIV

1. Mikroklin (mi) klasztit beágyazás gránitporfírban. A mikroklin törmelékes szemcséjét kontakt hatás folytán keletkezett kvarcöv szegélyezi (o = ortoklász, kv = kvarc). +N, 70×
Szalatnak-III. sz. fúrás, 560,0 m-ből.
2. Gránátos (gr), amfibol (am)-biotitos (bi) paragneisz. +N, 70×
Szenta-2. sz. fúrás, 2682,0–2684,0 m-ből.

* * *

1. Enclave de clastite de microcline (mi) dans le granite-porphyre. Le grain détritique de la microcline est bordé d'une zone de quartz formée sous l'effet du contact (o = orthose, kv = quartz). N+, 70×
Sondage Szalatnak-III, à 560,0 m.
2. Paragneiss à grenat (gr), amphibole (am)–biotite (bi). N+, 70×
Sondage Szenta-2, entre 2682,0 et 2684,0 m.

XLV. Tábla — Planche XLV

1. Gyúrt réteges migmatit. A melanoszom (sötét sávok) gránátban, amfibolban dús. Az Ófalu környéki migmatitokhoz képest reomorf réteges migmatitnak nevezhető. Tésény-1. sz. fúrás, 152,4 m-ből.
2. Vörös földpátos, durvaszemcsés, mikroklinos gránit. A Loch-malom völgyének gránitjához hasonló. Mágocs-1. sz. fúrás, 379,5—381,7 m-ből.

* * *

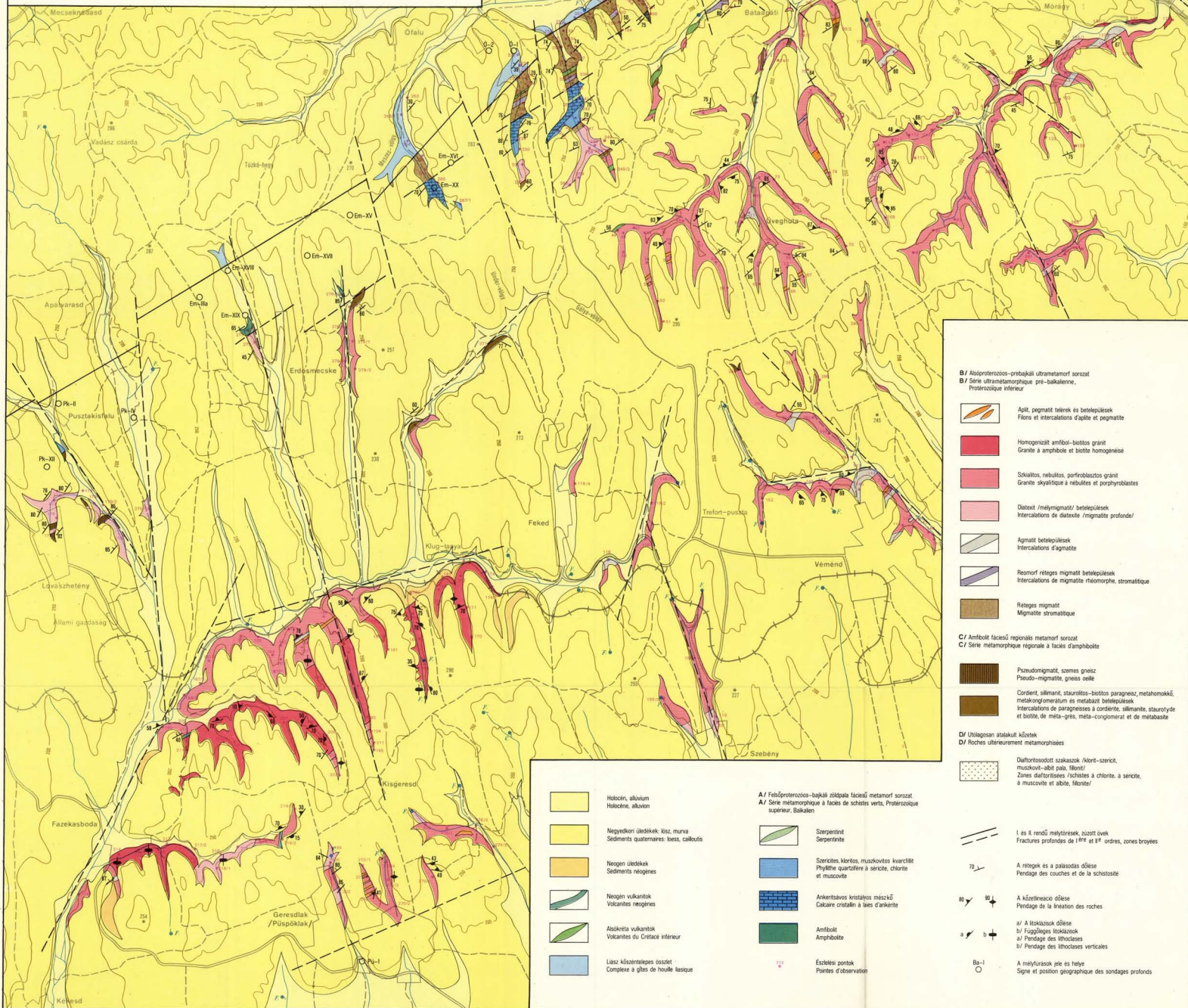
1. Migmatite stromatitique plissotée. Le mélanosome (stries foncées) est riche en grenat et amphibole. Par rapport aux migmatites des environs d'Ófalu on peut l'appeler migmatite stromatitique rhéomorphe. Sondage Tésény-1, à 152,4 m.
2. Granite grossièrement grenu à microcline et feldspath rouge. Semblable au granite de la vallée du moulin Loch-malom. Sondage Mágocs-1, entre 379,5 et 381,7 m.

Fotó: PELLÉRDYNÉ

A FAZEKASBODA-MÓRÁGYI GRÁNITOSODOTT RÖGHEGYSÉG FÖLDTANI TÉRKÉPE
JANTSKY BÉLA 1975

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MONTAGNE FAILLÉE GRANITISÉE
DE FAZEKASBODA ET MÓRÁGY

0 500 1000 m

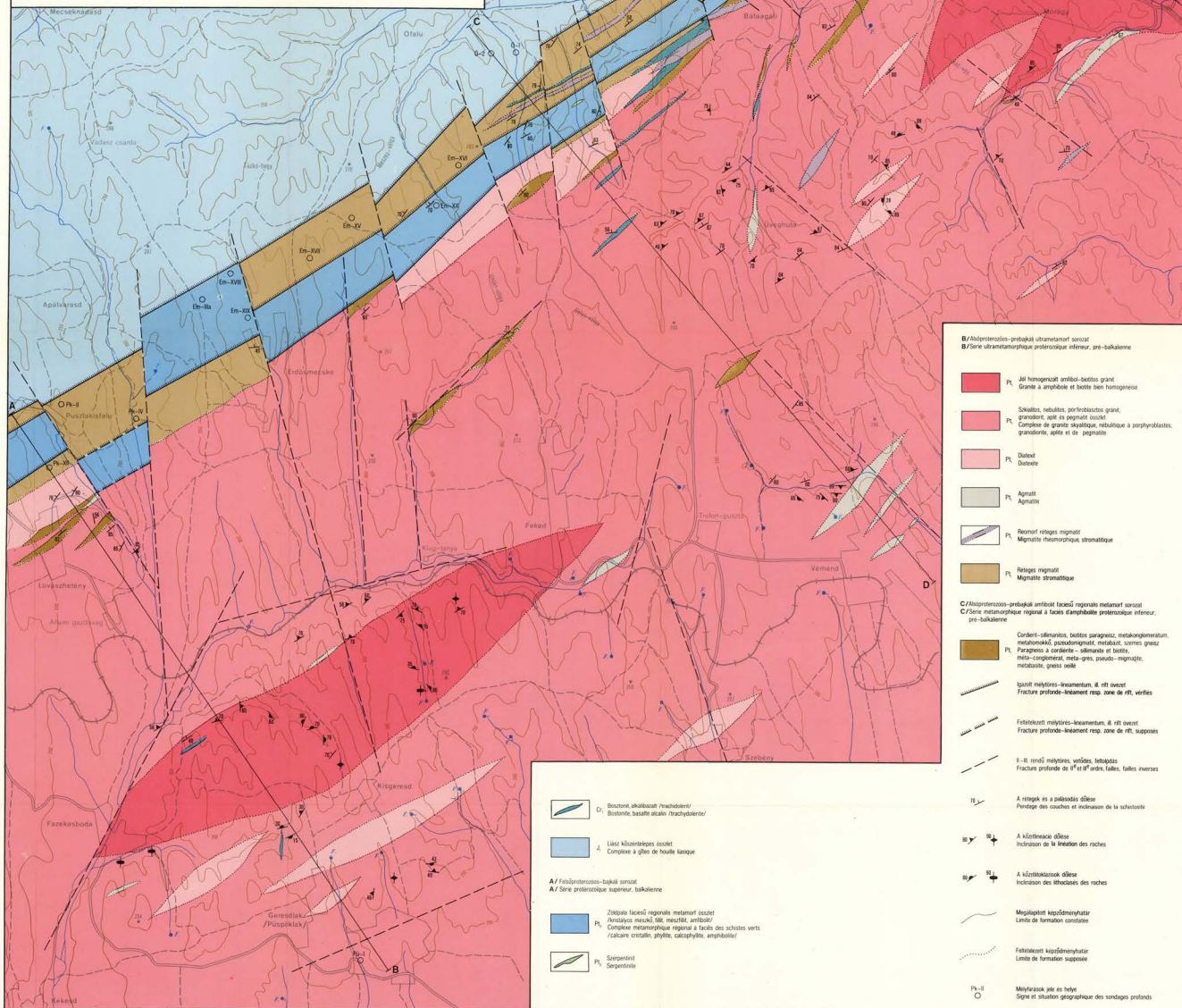


- B/ Alsóproterozoos-prébakaji ultrametamorforosorozat**
B/ Série ultramorphique pré-bakalenne, Proterozoïque inférieur
- Apit, pegmatit telérek és betelepülések
Fibres et intercalations d'apatite et pegmatite
 - Homogenizált amphibol-biotites granit
Granite à amphibole et biotite homogénéisée
 - Széles, rebusztos, porfiróbiotites granit
Granite skyalitosa a rebusztos et porphyroblastes
 - Distekt /melymigmatit/ betelepülések
Intercalations de distecte /migmatite profonde/
 - Agmatt betelepülések
Intercalations d'agmatite
 - Rögös ritikus migmatit betelepülések
Intercalations de migmatite ritueuse, stromatolite
 - Ritikus migmatit
Migmatite stromatolite
- C/ Amphibolt facésú regionális metamorforosorozat**
C/ Série métamorphique régionale à faces d'amphibolite
- Pseudomigmatit, szemes gneisz
Pseudo-migmatite, gneiss saele
 - Cordierit, sillimant, stauronit-biotites paragneisz, metamokkai
metalinguocumulum és metaizole betelepülések
Intercalations de paragneisses à cordierite, sillimanite, stauronite et biotite, de méta-grés, méta-conglomérat et de metabasite
- D/ Ultrahigson atakultú kőzetek**
D/ Roches ultérieurement métamorphisées
- Diáforitoidosott szaxakisz /körtiz-szerű, muskovit-ábt pala, filonit/
Zones diaforitoides /schistes à chlorite, à sericite, à muscovite et albite, filonit/
- A/ Felsőproterozoos-bakaji zödpala facésú metamorforosorozat**
A/ Série métamorphique à faces de schistes verts, Proterozoïque supérieur, Bakalén
- Serpentin
 - Serpentes, körtiz, muskovites kvarcitt
Phyllite quartzeuses à sericite, chlorite et muscovite
 - Ankeritbivos kristályos mészkő
Calcaire cristalin à laes d'ankerite
 - Amphibol
 - Amphibolite
 - Éschési pontok
Points d'observation
- I és II rendű mélylyukok, zúzott óvak**
Fractures profondes de 1ère et 2^e ordres, zones breyres
- A** A rétegek és a palások oldása
Pendage des couches et de la schistosité
- B** A kőzetlécso oldása
Pendage de la liaison des roches
- a/ A litoklaszok oldása**
b/ Fazéklépek kitörlődése
b/ Pendage des lithoclasses
b/ Pendage des lithoclasses verticales
- Ba-I** A mélylyukok síle és helye
Signe et position géographique des sondages profonds

A FAZEKASBODA-MÓRÁGYI GRÁNTISODOTT RÖGHEGYSÉG FEDETLEN FÖLDTANI TÉRKÉPE
JANTSKY BÉLA 1975

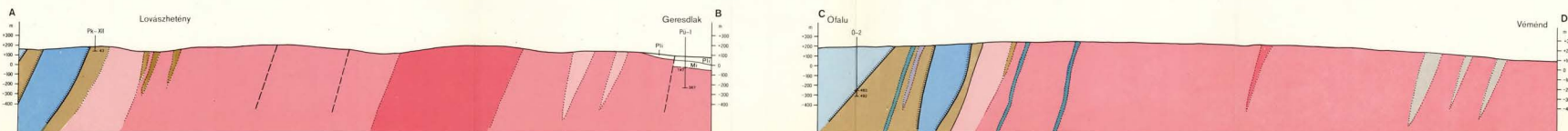
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MONTAGNE FAILLÉE GRÁNTISÉE DE FAZEKASBODA ET MÓRÁGY
/SANS REPRÉSENTATION DES TERRAINS PLUS RÉCENTS/

0 500 1000m



A fazekasboda-mórággyi gránitoidosított röghegység harántirányú földtani szelvényei

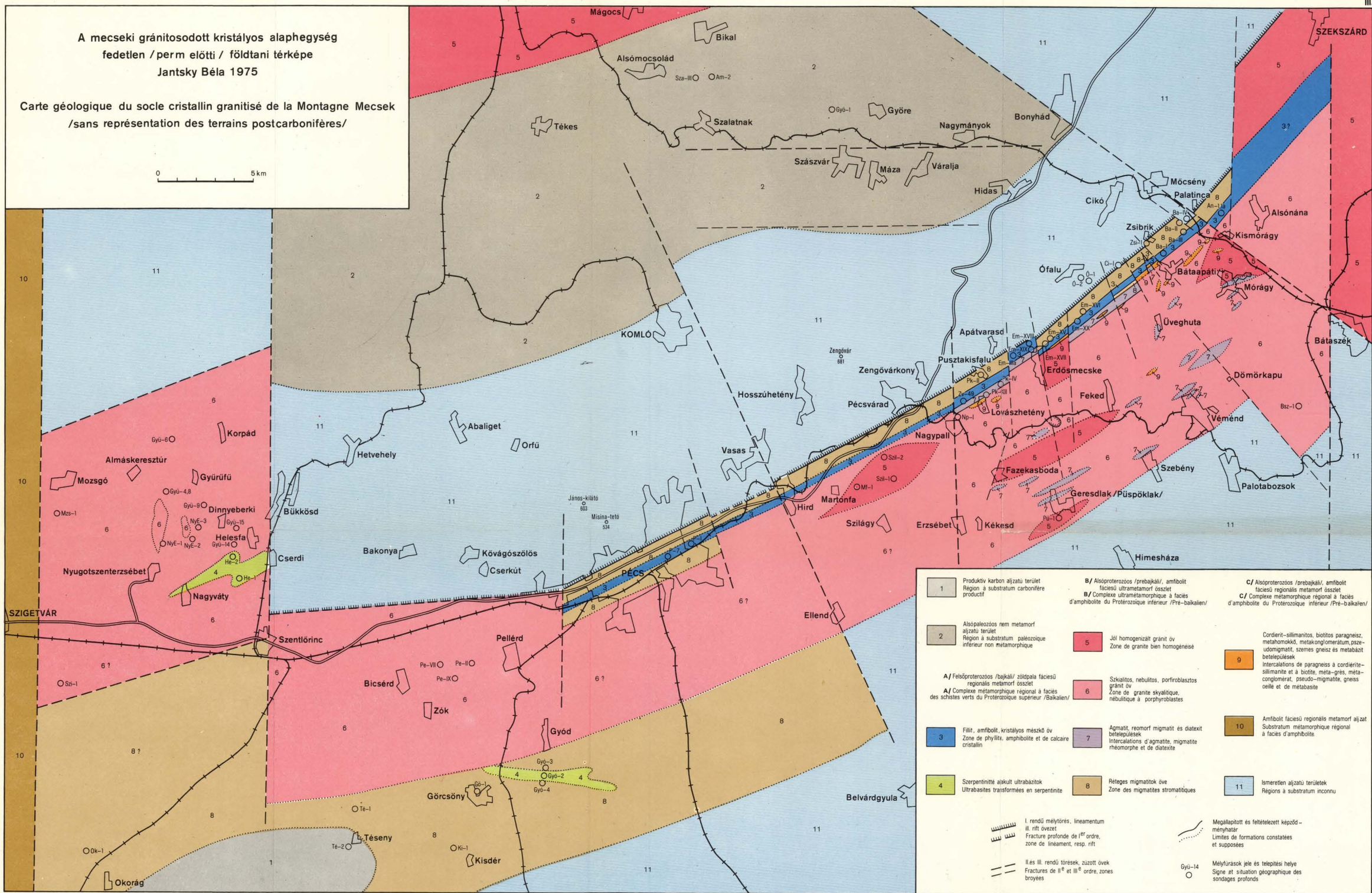
Coups géologiques transversales de la montagne faillée granitisée de Fazekasboda et Mórággy



A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység
fedetlen / perm előtti / földtani térképe
Jantsky Béla 1975

Carte géologique du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek
/sans représentation des terrains postcarbonifères/

0 5 km



1	1	11
2	2	2
3	3	3
4	4	4
5	5	5
6	6	6
7	7	7
8	8	8
9	9	9
10	10	10
11	11	11

1	Produktív karbon aljzati terület Région à substratum carbonifère productif	B/ Alsóproterozoos /prebakali/, amfibolit faciális ultrametamorfi öslet B/ Complexe ultrametamorphique à facies d'amphibolite du Proterozoïque inférieur /Pre-baikalien/	C/ Alsóproterozoos /prebakali/, amfibolit faciális regionális metamorfi öslet C/ Complexe metamorphique régional à facies d'amphibolite du Proterozoïque inférieur /Pre-baikalien/		
2	Alsópaleozoos nem metamorfi aljzati terület Région à substratum paléozoïque inférieur non metamorphique	5	Jól homogenizált gránit öv Zone de granite bien homogénéisé		
A/ Felsőproterozoos /bakali/ zölpáta faciális regionális metamorfi öslet A/ Complexe metamorphique régional à facies des schistes verts du Proterozoïque supérieur /Baikalien/	6	Szkiáltos, nébulitos, porfirblasztos gránit öv Zone de granite skyaltique, nébulitique à porphyroblastes	9	Cordierit-sillimanitos, biotitos paragneisz, metahomokkó, metakonglomerátum, psze- udomigmatit, szemes gneisz és metabázit betelepülések Intercalations de paragneiss à cordierite- sillimanite et à biotite, méta-grés, méta- conglomérat, pseudo-migmatite, gneiss oëlle et de metabasite	
3	Filit, amfibolit, kristályos mészkő öv Zone de phyllite, amphibolite et de calcaire cristallin	7	Agmatit, reomorf migmatit és diatexit betelepülések Intercalations d'agmatite, migmatite rheomorphe et de diatexit	10	Amfibolit faciális regionális metamorfi aljzat Substratum metamorphique régional à facies d'amphibolite
4	Szerpentinite alakult ultrabázitok Ultrabasites transformées en serpentine	8	Réteges migmatitok öve Zone des migmatites stromatolitiques	11	Ismeretlen aljzati területek Régions à substratum inconnu

<ul style="list-style-type: none"> I. rendű mélytörés, lineamentum II. rendű mélytörés III. rendű mélytörés 	<ul style="list-style-type: none"> I. rendű mélytörés, lineamentum II. rendű mélytörés, zúzott övek 	<ul style="list-style-type: none"> III. rendű mélytörés, zúzott övek Fractures de II^e et III^e ordre, zones broyées 	<ul style="list-style-type: none"> Megállapított és feltételezett képződés-ménnyhatár Fracture profonde de I^{er} ordre, zone de lineament, resp. rift Limites de formations constatées et supposées 	<ul style="list-style-type: none"> Mélyfúrások jele és telepítési helye Signe et situation géographique des sondages profonds
--	---	--	---	---

Ple-Ho		Pleisztocén és holocén agyag, homok, kavics, hegylábi és ártéri üledékek Argile, sable, graviers, sédiments piémontais et alluviaux pléistocènes et holocènes	Mi		Oszatlan miocén riolit vulkáni összlet Complexe volcanique rhyolitique miocène indivisé	C		Karbon aplit benyomulások Intrusions d'aplithe carbonifères		Diaktorit, kloritos, szericités, muszkovitos, kvarcpalává, fillonittá alakult ultrametamorf összlet Diafortite, complexe ultra-métamorphique, transformé en schiste quartzifère et fillonite, à chlorite, séricite et à muscovite	
Pl ₃		Felsőpliocén—levantei agyag, homok, kavics, homokos agyag, agyagos homok Argile, sable, graviers, argile sableuse, sable argileux pliocène supérieur, levantins	Mi ₁		„Alsó mediterrán” üledék összlet: slír, agyag, agyagpala, márga, homok és homokkő Complexe sédimentaire „miocène inférieur”: Schlier, argile, argile schisteuse, marne, sable et grès	Pz ₁		Oszatlan alsópaleozói, metamorfózis nélküli összlet: agyagpala—kvarcpala, konglomerátum betelepülésekkel Complexe paléozoïque inférieur indivisé, sans métamorphisme: schiste argileux et schiste quartzifère à intercalations de conglomérat	Pt ₁		Alsóproterozói /prebajkái/ homogenizált, középszemcsés, rózsaszín földpátos gránit Granit à grains moyens homogénéisé à feldspath rose protérozoïque inférieur /pré-baikalien/
Pl ₂		Középsőpliocén, középső- és felsőpannóniai agyag, homokos agyag, homok, agyagos homok, kavics, márga stb. Argile, argile sableuse, sable, sable argileux, graviers, marne, etc. pliocène moyen, pannonien moyen et supérieur	Eo		Eocén bontott biotitos andezit vulkáni összlet Complexe volcanique andésitique à biotite, altéré, éocène	Pz ₁		Alsópaleozóos szaruszirt Cornéenne paléozoïque inférieur	Pt ₁		Alsóproterozói /prebajkái/ nebulitos—szkialitos, porfirblasztos gránit Granite nébulitique, skyalitique à porphyroblastes protérozoïque inférieur (pré-baikalien)
Pl ₁		Alsópliocén—alsópannóniai homok, agyag, meszes agyag, homokos agyag, agyagos homok Sable, argile, argile calcaire, argile sableuse, sable argileux pliocène inférieur, pannonien inférieur	Cr ₁		Alsókréta alkálibazalt /trachidolerit/ vulkáni sorozat és bosztonit Série volcanique de basalte alcalin /trachydolerite/ crétacé inférieur et bostonite	Pz ₁		Alsópaleozóos gránitporfir Porphyre granitique paléozoïque inférieur	Pt ₁		Alsóproterozói /prebajkái/ diatexit—agmatit szubsztrátum Substratum à diatexite et agmatite protérozoïque inférieur /pré-baikalien/
Pl _i		Oszatlan pliocén—pannóniai üledékek: agyag, homok, homokkő, márga, kavics, meszes homokkő stb. Sédiments pliocènes, pannoniens indivisés: argile, sable, grès, marne, graviers, grès calcaire, etc.	J ₁		Liász kőszéntelepes összlet Complexe à gites de houille liasique	Pt ₂		Felsőproterozói /bajkái/ fillit sorozat Série de phyllithe protérozoïque supérieur /baikalienne/	Pt ₁		Alsóproterozói /prebajkái/ reomorf, réteges /stromatitos/ migmatit Migmatite rhéomorphe, stromatitique protérozoïque inférieur /pré-baikalienne/
Sza		Szarmata mészkő, mészmárga Calcaire, marne calcaire sarmatiens	T		Triász mészkő—dolomit összlet Complexe de calcaire et dolomie triasique	Pt ₂		Felsőproterozói /bajkái/ amfibolit sorozat Série d'amphibolite protérozoïque supérieur /baikalienne/	Pt ₁		Alsóproterozói /prebajkái/ réteges /stromatitos/ migmatit Migmatite stromatitique protérozoïque inférieur /pré-baikalienne/
To		Tortonai /bádeni/ homokos, agyagos, márgás, diatomás üledék összlet Complexe de sédiments de sable, argile et de marne à diatomées tortonien /badenien/	Mz		Oszatlan mezozoós üledék összlet: mészkő, dolomit, homokkő Complexe sédimentaire mésozoïque indivisé: calcaire, dolomie, grès	Pt ₂		Felsőproterozói /bajkái/ fillit—amfibolit sorozat Série de phyllithe et amphibolite protérozoïque supérieur /baikalienne/	Pt ₁		Alsóproterozói /prebajkái/ eklogit Éclogite protérozoïque inférieur /pré-baikalienne/
To		Tortonai /bádeni/ riolit, vulkáni üledékes összlet Rhyolite, complexe volcano-sédimentaire tortoniens /badeniens/	P ₂		Felsőperm üledék összlet: homokkő, konglomerátum Complexe sédimentaire permien supérieur: grès, conglomérat	Pt ₂		Felsőproterozói /bajkái/ mészfillit sorozat Série de phyllithe calcaire protérozoïque supérieur /baikalienne/	Pt ₁		Alsóproterozói /prebajkái/ amfibolit fáciesű regionális metamorf összlet: paragneisz, szemes gneisz, metahomokkő, metakonglomerátum, metabázis stb. Complexe métamorphique régional à faciès d'amphibolite protérozoïque inférieur /pré-baikalienne/; para-gneiss, gneiss oeilé, méta-grès, méta-conglomérat, méta-basite, etc.
To		Tortonai /bádeni/ andezit, vulkáni üledékes összlet Andésite, complexe volcano-sédimentaire tortoniens /badeniens/	P ₁		Alsóperm üledék összlet: aleurolit, homokkő, kvarcporfir Complexe sédimentaire permien inférieur: aleurolithe, grès, porphyre quartzifère	Pt ₂		Felsőproterozói /bajkái/ kristályos mészkő Calcaire cristallin protérozoïque supérieur /baikalienne/		Katakklázist, milonitosodást, és gyenge diaforézist szenvedett szakaszok Zones subies des cataclases, mylonitisation et faible diaforèse	
He		Helvétai /kárpatiai/ homokkő, konglomerátum összlet Complexe de grès et conglomérat helvétien /karpathien/	P ₁		Alsóperm kvarcporfir vulkáni összlet Complexe volcanique de porphyre quartzifère permien inférieur	Pt ₂		Felsőproterozói /bajkái/ szerpentinít és talkpala Serpentine et talco-schiste protérozoïque supérieur /baikaliens/		Zúzott óv, tektonikus breccsa Zone broyée, brèche tectonique	
Mi		Oszatlan miocén üledék összlet: slír, agyag, agyagpala, homok, homokkő, konglomerátum Complexe sédimentaire miocène indivisé: schlier, argile, argile schisteuse, sable, grès, conglomérat	P		Oszatlan perm üledékek: aleurolit, homokkő, agyagpala, kvarcporfir Sédiments permien indivisés: aleurolithe, grès, conglomérat, porphyre quartzifère	Pt ₂		Felsőproterozói /bajkái/ kristályos pala, manganit betelepülésekkel Schiste cristallophyllien protérozoïque supérieur /baikalienne/ à intercalations de magnésite		Diszkordáns érintkezés — Contact discordant A mélyfúróberendezés forgatóasztalának tszf. magassága Hauteur de la table de rotation de l'appareil de forage au-dessus du niveau de la mer	

FÚRÁSOK JELE — SIGNES DES SONDAGES:

Lineamentum — Linéament

Kristályos alaphegység felszíne — Surface du socle cristallin

Ak — Almáskeresztúr Am — Alsómcsolád An — Alsónána Ba — Bataapáti Baz — Bataaszék Ci — Cikó Em — Erdősmecke Fel — Felsőszentmárton Gö — Görcsöny GB — Görgeteg-Babócsa GBK — Görgeteg-Babócsa-Kelet Gyó — Győd Gyö — Györe Gyü — Gyűrűfű He — Helesfa Her — Heresznye Ib — Iharosberény Ki — Kisdér Kut — Kutas Má — Mágocs Mf — Mártonfa Mzs — Mozsgó Nko — Nagykorpad Np — Nagypall Nv — Nagyváty NyE — Nyugotszenterzsébet Ó — Ófalu Ok — Okorág P — Pécs Pat — Pat PK — Pusztakisfalú Pü — Püspöklak Ri — Rinya-szentkirály Se — Sellye Sza — Szalattak Szek — Szekszárd Sza — Senta Szi — Szigetvár Szil — Szilágy Té — Tésény Tu — Túrony Zv — Zengővárkony Zs — Zsibrik

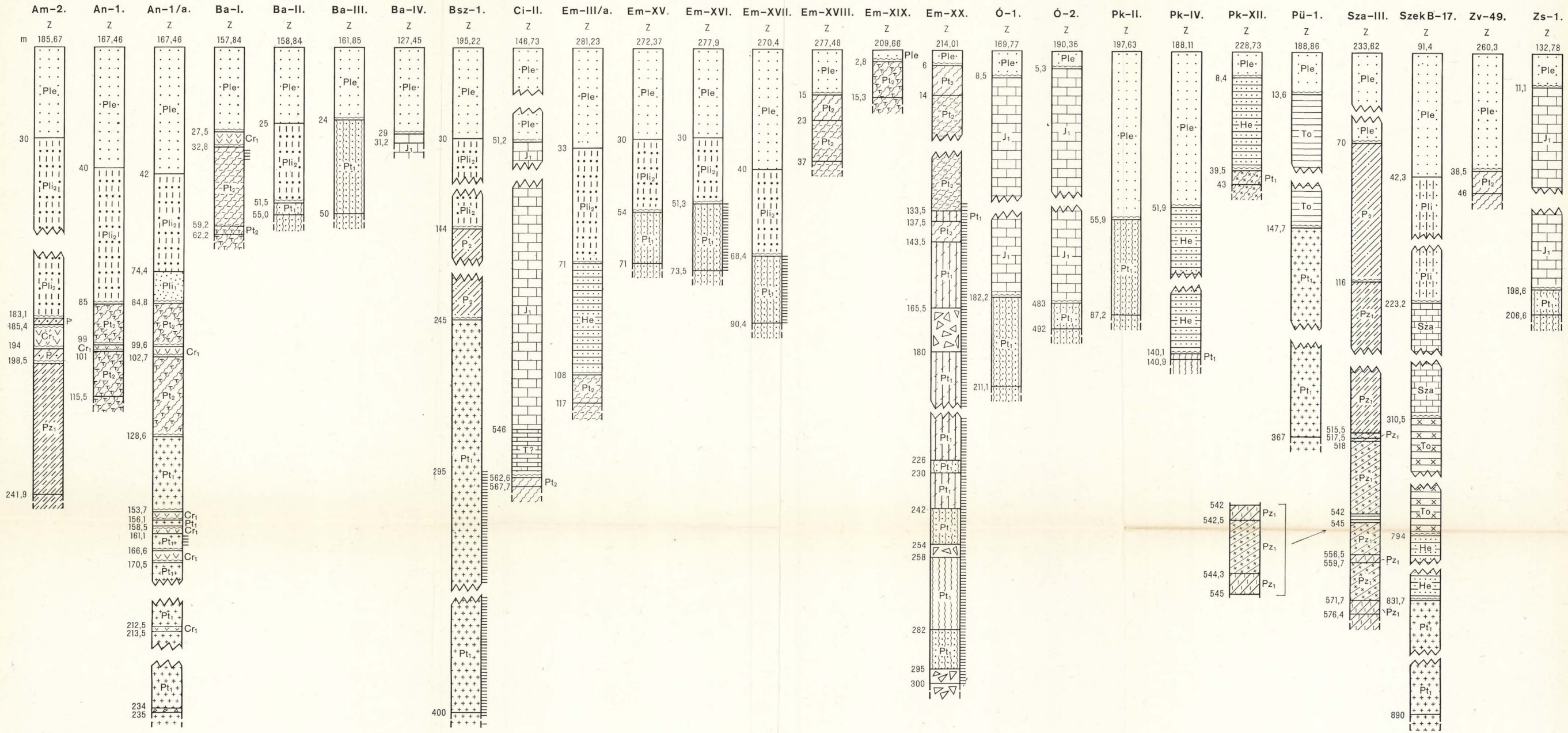
AZ ELSŐDLEGES DOKUMENTÁCIÓ FELHASZNÁLÁSÁVAL SZERKESZTETTE: JANTSKY BÉLA 1975

a/ FAZEKASBODA—MÓRÁGYI RÖGHEGYSÉG TERÜLETE

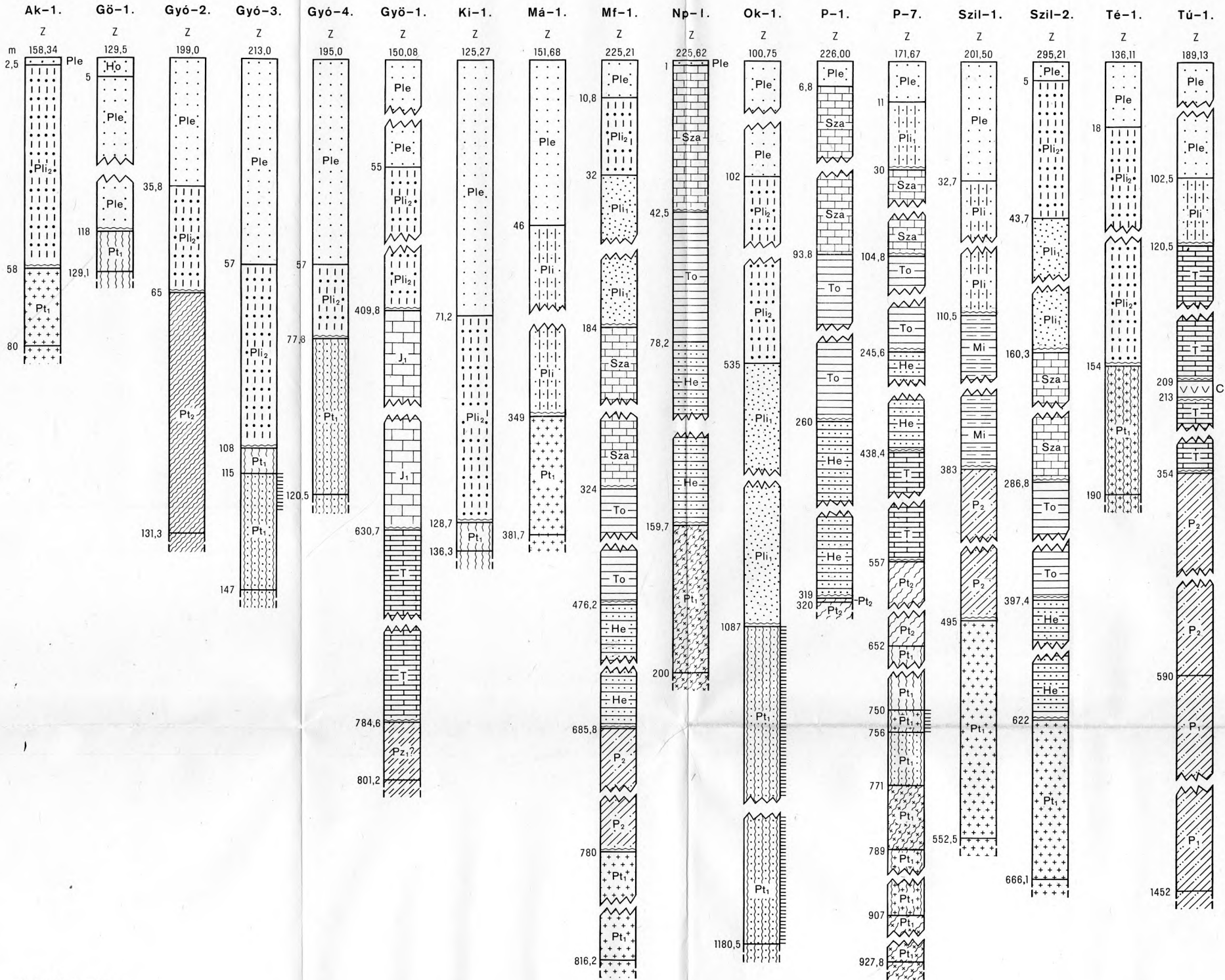
IV a-d/ COUPES GÉOLOGIQUES DU SOCLE CRISTALLIN GRANITISÉ DE LA MONTAGNE MECSEK ET DES SONDAGE ARRIVÉS AU SOCLE ET APPROFONDIS AU TERRITOIRE SITUÉ À LE DE LA MONTAGNE

EN UTILISANT LA DOCUMENTATION ORIGINALE, CONSTRUIT PAR: B. JANTSKY EN 1975

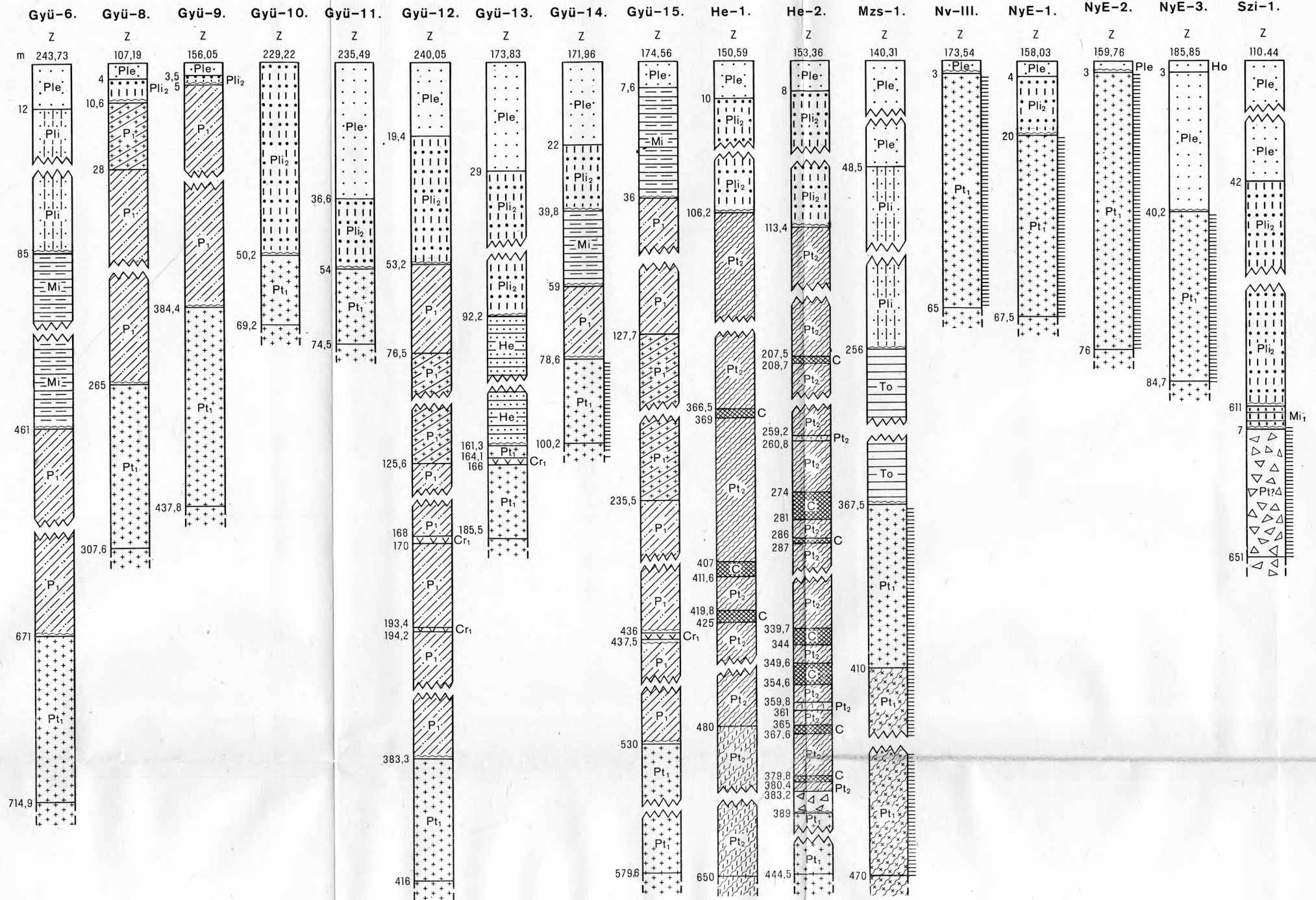
a/ TERRITOIRE DE LA MONTAGNE FAILLÉE DE FAZEKASBODA ET MÓRÁGY



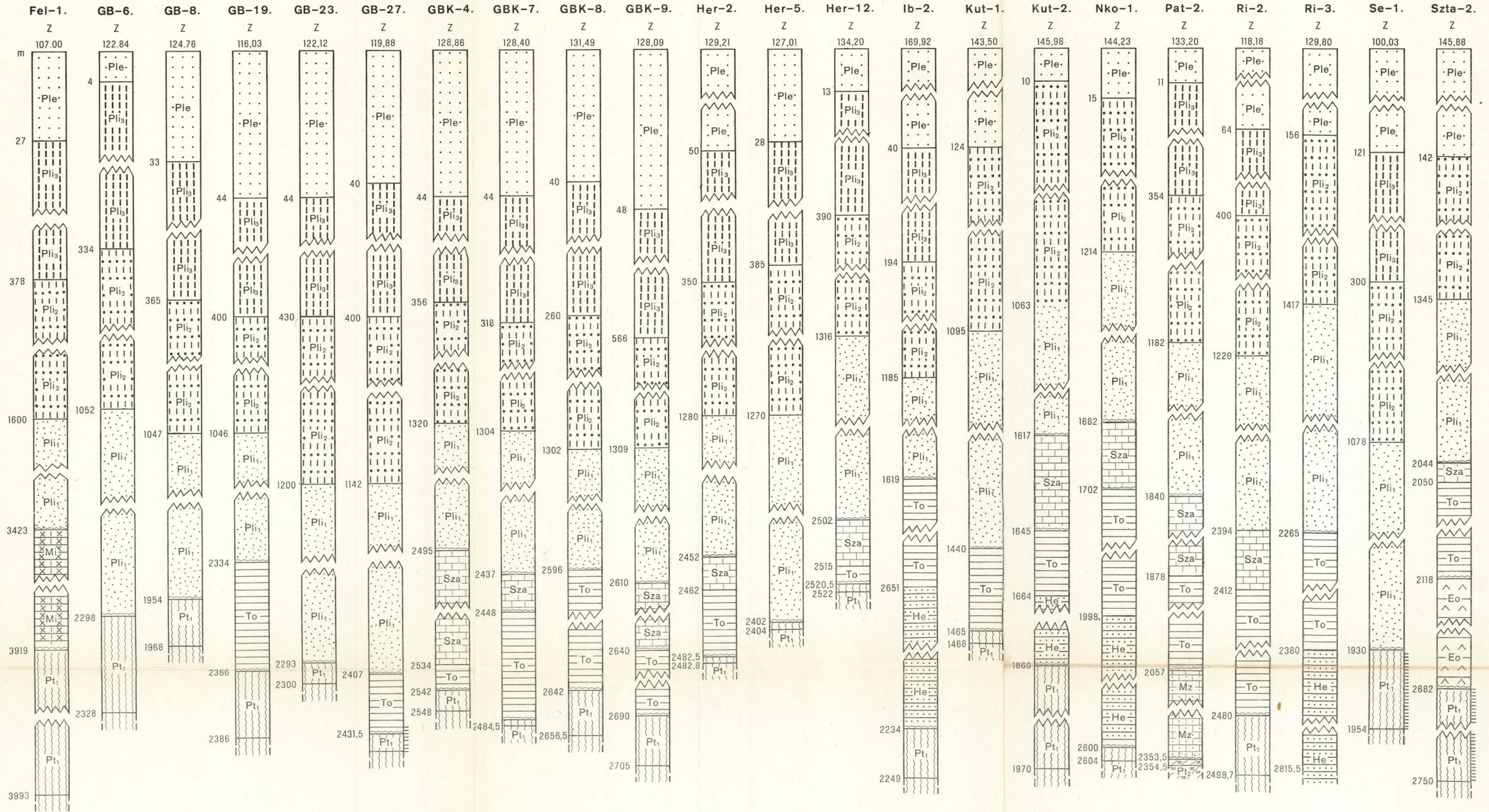
NAGYPALL ÉS BÜKKÖSD KÖZÉ ESŐ TERÜLET
TERRITOIRE SITUÉ ENTRE NAGYPALL ET BÜKKÖSD

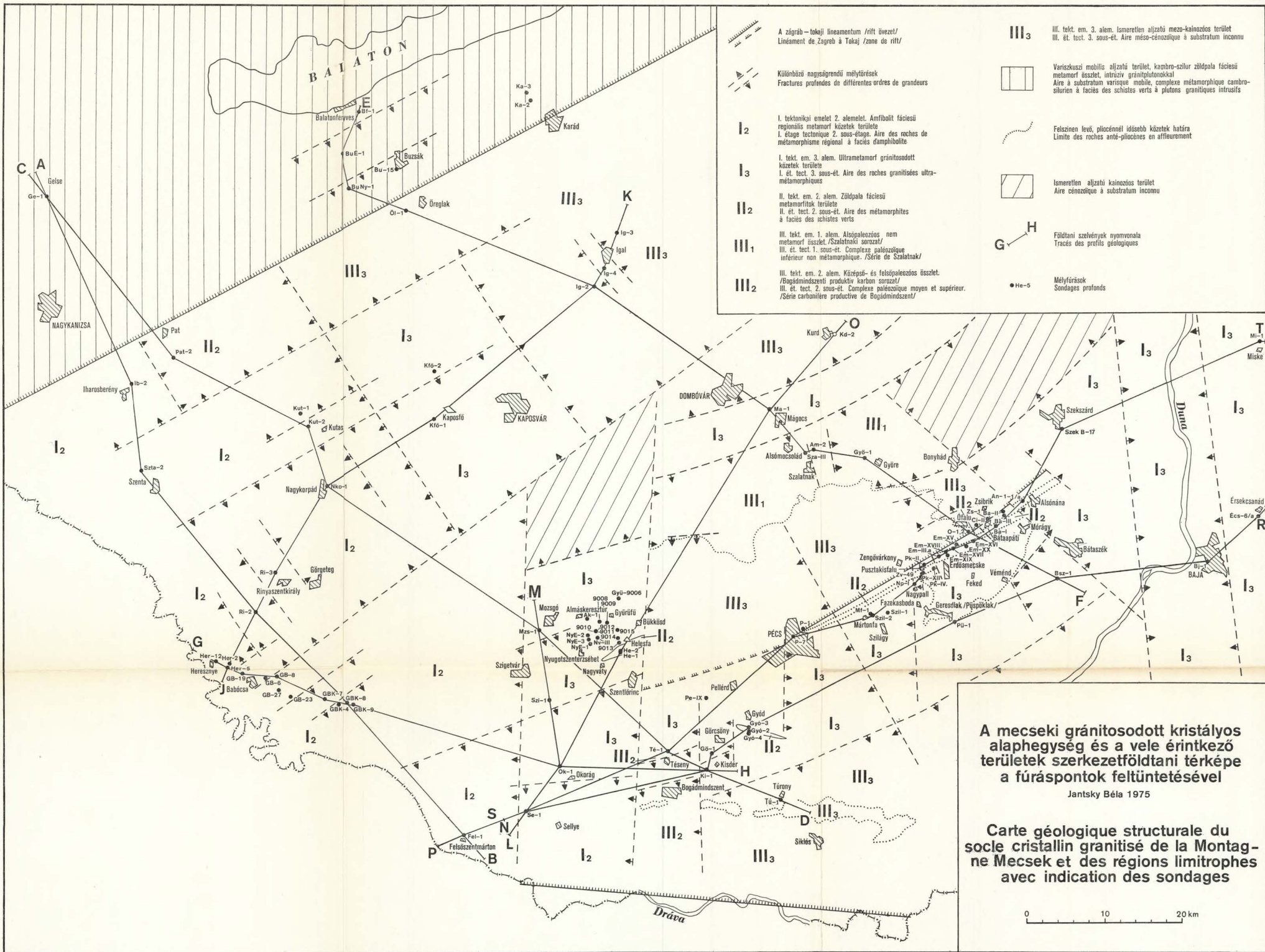


BÜKKÖSD ÉS SZIGETVÁR KÖZÖTTI TERÜLET
TERRITOIRE SITUÉ ENTRE BÜKKÖSD ET SZIGETVÁR



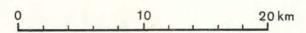
SZIGETVÁR—IHAROSBERÉNY KÖZÖTTI TERÜLET
 TERRITOIRE SITUÉ ENTRE SZIGETVÁR ET IHAROSBERÉNY





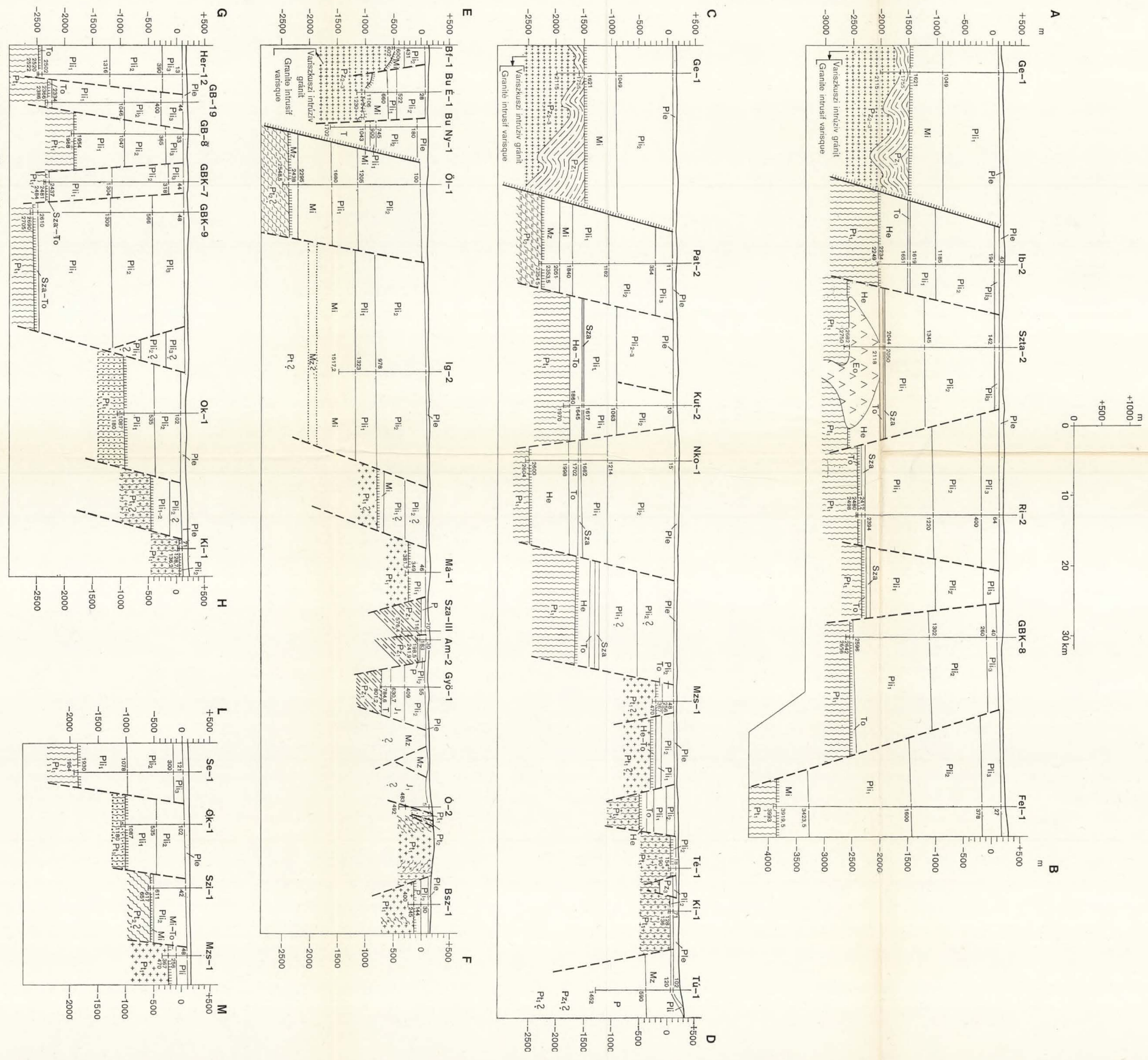
A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység és a vele érintkező területek szerkezetföldtani térképe a fúrások feltüntetésével
Jantsky Béla 1975

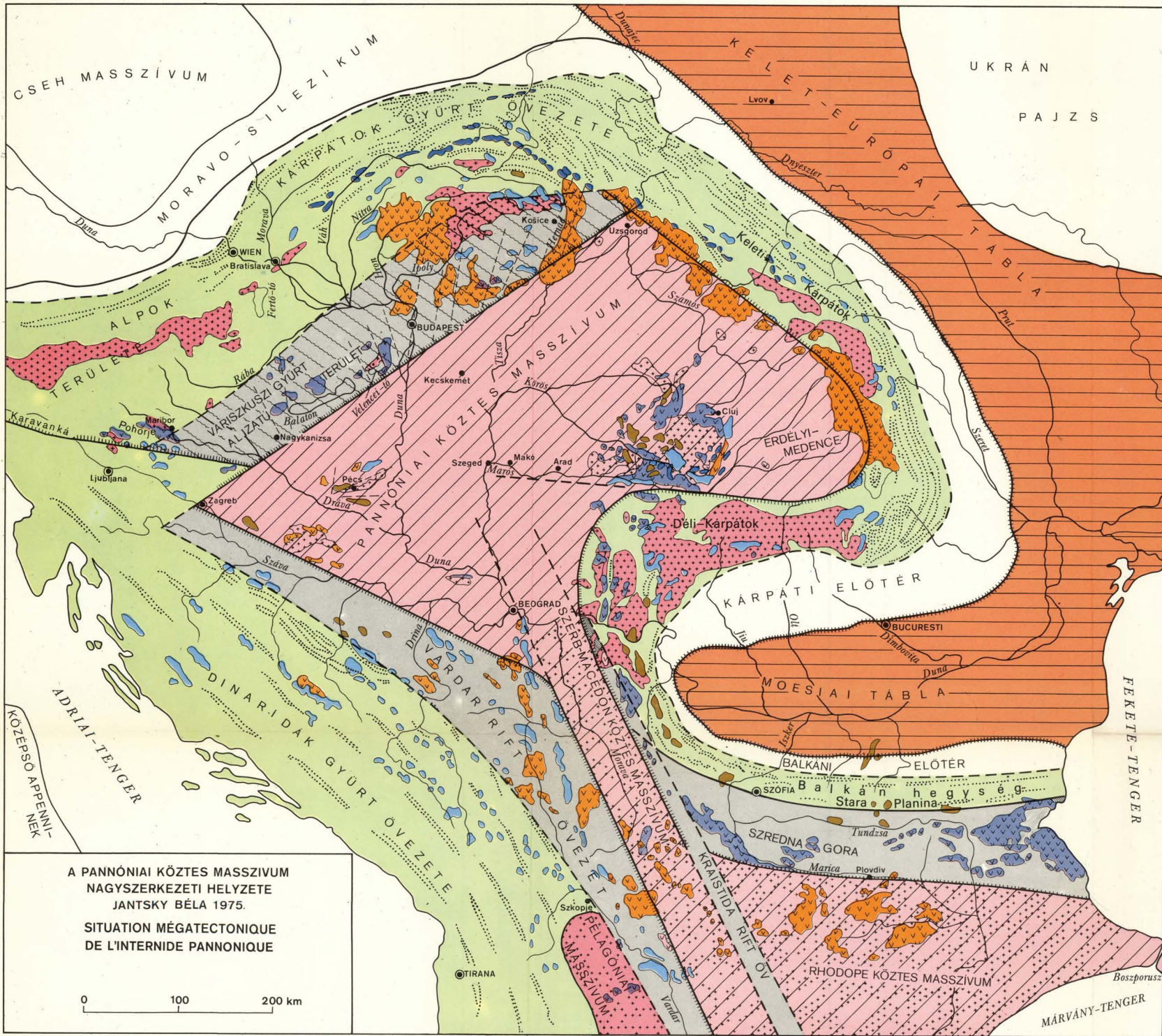
Carte géologique structurale du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek et des régions limitrophes avec indication des sondages


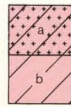















FÖLDTANI SZELVÉNYEK A MECSEKI GRÁNTOSODOTT KRISZTÁLYOS ALAPHEGYSÉG EN ÉS A VELE ÉRINTKEZŐ TERÜLETEKEN ÁT
 COUPES GÉOLOGIQUES A TRAVERS LE SOCLE CRISTALLIN GRANITISÉ DE LA MONTAGNE MECSEK ET LES RÉGIONS LIMITROPHES

JANTSKY B. 1975





-  Prekambriumi kristályos aljazatú táblák
Plaques précambriennes à substratum cristallin
-  Prekambriumi kristályos aljazatú köztes masszívumok
a/ felszínen levő szakaszok
b/ mélybe süllyedt szakaszok
Internides précambriennes à substratum cristallin
a/ zones à la surface
b/ zones affaissées
-  Variszkuszi kristályos aljazatú területek
Régions à substratum cristallin varisque
-  Alpi mobilis övek prekambriumi és palaeozóos kristályos masszívumai
Massifs cristallins précambriens et paléozoïques des zones alpines mobiles
-  Alpi mobilis övek gyűrt lánchegységei
Montagnes en chaînes plissées des zones alpines mobiles
-  Alp-kárpáti szirt öv
Zone des klippes alpo-carpatiques
-  Alp-kárpáti-balkáni előtér
Avant-pays alpo-carpato-balkanique
-  Perm kvarcporfir formáció
Formation de porphyre quartzifère permienne
-  Mezozoos ophiolit formáció
Formation ophiolitique mésozoïque
-  Laramiai posztrogen /szenon-eocén/ efüzűv és szubvulkáni formáció /banatit, timocit, granodiorit, diorit, monzonit stb./
Formation laramienne postorogénique effusive /Sénonien à Éocène/ et sub-volcanique /banatite, timocite, grano-diorite, diorite, monsonite, etc./
-  Miocén andezit-riolit vulkáni formáció
Formation volcanique miocène à andésite et rhyolithe
-  Pliocén bazalt formáció
Formation de basalte pliocène
-  Prekambriumi táblák tektonikus határai
Limites tectoniques des plaques précambriennes
-  Prekambriumi köztes masszívumok tektonikus határai /lineamentumai/
Limites tectoniques /lineaments/ des internides précambriennes
-  Tektonikai blokkokat határoló II. és III. rendű mélytörések
Fractures profondes de II^e et III^e ordres limitant les blocs tectoniques

A PANNÓNIAI KÖZTES MASSZÍVUM
NAGYSZERKEZETI HELYZETE
JANTSKY BÉLA 1975.
SITUATION MÉGATECTONIQUE
DE L'INTERNIDE PANNONIQUE

