

## Adatok a börzsönyi vulkanitok magmafejlődésének korai, bazaltos szakaszához

Dr. Embey-Isztin Antal\*, Noskené Dr. Fazekas Gabriella\*

(6 ábrával, 4 táblával, 4 táblával)

A Börzsöny-hegység a Belső-Kárpátok vulkáni láncának tagja. Tipikus rétegvulkán, legalábbis a hegység É-i részén, amely lávafolyásokból és tufarétegekből épül fel (PANTÓ, 1970). Az uralkodó andezites kőzetek mellett jóval savanyúbb vulkanitok, pl. dácitok is részt vesznek a terület felépítésében, de a hegységben a bázisos kőzetek teljesen hiányoznak. (FERENCZY, 1935; PANTÓ, 1970; PAPP, 1933; SZENTPÉTERY, 1926.) A godóvári kristályos tufa részletes ásvány-kőzettani vizsgálata azonban mélyszintű bázisos magmatizmusra utaló bizonyítékokat szolgáltatott.

### Kőzetleírás

A Börzsöny-hegység vulkáni kőzetei közül a hegység északi részén levő godóvári tufa nagy fenokristályai által tűnik ki: 2 cm-t elérő amfibolok, 0,8 cm nagyságú piroxének és 1—4 mm-es plagioklász kristályok építik fel a kőzetet. Az ilyen méretű kristályok nagy gyakorisága miatt kristálytufának nevezhetjük a képződményt. (I. tábla 1. kép.) Elsőként LIFFA A. és VIGH Gy. (1937) írták le a kristálytufát, de részletes kőzettani vizsgálatára korábban nem került sor.

Makroszkóposan az *amfibói* fekete, míg vékonycsiszolatban barna, erős pleokroizmussal,  $\gamma/c = 8-18^\circ$ . A kisebb kristályok tökéletesen sajtalakúak, míg a nagyobbak gyakran xenomorfok, rezorpció nyomaival. Néhány esetben az amfibolokat opacitos szegély veszi körül (I. táblázat 2. kép). Ezen kívül számos amfibol zónásságot mutat: általában világosabb maggal, amelyet sötétebb szegély vesz körül (II. táblázat 1. kép). Néhány esetben azonban a zónásság komplex módon mutatkozik: sötétebb és világosabb zónák váltakoznak egymással (II. tábla 2. kép), több esetben pedig csak egyetlen világos zóna látható, mely „szendvicsként” jelenik meg két sötét zóna között.

A *monoklin piroxén* szintén mutat színbeli különbséget a mag és a külső zóna között, ami makroszkóposan szembetűnőbb, mint vékonycsiszolatban. A piroxén kristály magja halványzöld, amelyet sötétebb zöld szegély vesz körül. Vékonycsiszolatban a mag majdnem színtelen, a szegély pedig halványzöld (III. tábla, 1. kép).  $\gamma/c = 30-38^\circ$ , ami a szegélyen valamivel kisebb. Az amfibolokhoz hasonlóan, egyes piroxénkristályok zónásságot mutatnak, sőt a piroxének esetében ez a jelenség talán valamivel gyakoribb. Vannak

\* Természettudományi Múzeum, Ásvány-Kőzettér, H-1088 Budapest, VIII. Múzeum körút 14—16. Előadta az Ásványtani-Geokémiai Szakosztály 1982. szeptember 13-4 ülésén.

azonban teljesen homogén kristályok, esetleg egyetlen, vékony, sötétebb szegéllyel, máskor a kis mag egészen nyilvánvaló módon különül el tökéletes kristályfelületével (III. tábla, 2. kép), mintegy bizonyítva, hogy a kristályosodás nem volt folyamatos. Emellett, a szín-zónásságon kívül egy másik, finom, koncentrikusan oszcilláló zónásság is létezik, amely a váltakozó kioltásban jelenik meg. Ez utóbbi, valószínűleg gyors, nem egyensúlyi kristályosodás eredménye. A piroxének kevésbé korrodáltak, mint az amfibolok, gyakoriak a szép, idiomorf kristályok. Míg egyes esetekben az egész kristály optikailag homogén, más szemcsékben a kioltás vátozó vagy mozaikstruktúrát mutat. A zónásságnak és a finom struktúrának ez a meglepő változatossága, meglehetősen komplex és változatos fiziko-kémiai viszonyokra utal a kristályosodás története során.

A tufában tökéletesen kialakult *plagioklászok* és kristálytöredékek egyaránt gyakoriak. A plagioklászok optikailag erősen zónásak, amiből aránylag gyors, nem egyensúlyi kristályosodásra következtethetünk. Csaknem kivétel nélkül ikerkristályok, amelyek a Fedorov-asztalos vizsgálatok alapján albit, karlsbadi, aklin, ala, albit-karlsbadi és albit-ala ikertörvények szerintiék.

Az *alapanyag* finom eloszlású üvegből, mikrolitekből és opak szemcsékből áll. Ez utóbbiak szemcsenagysága igen változó. Helyenként kisebb lávadarabkák is részt vesznek a kőzet felépítésében.

Texturális bizonyítékok alapján a kristályosodási sorrend megállapítása nem könnyű. A klinopiroxénekben pl. sokkal gyakoribbak az amfibolzárványok, mint fordítva (igaz azonban, hogy ezt inkább késői amfibolosodásnak tarthatjuk a morfológiai bélyegek alapján). Azokban a ritka esetekben, amikor amfibol és monoklin piroxén összenövését észleljük, körvonalaikból ítélve, a piroxén idősebbnek tűnik, gyakoribb azonban az az eset, amikor a két ásvány közötti összenövés szabálytalan, minden irányítottág nélküli (IV. tábla, 1. kép), amiből a kétféle kristály képződésének nagyobb szakaszában egyidejű kialakulásra következtethetünk. Sőt, bizonyítékok vannak a klinopiroxén zöld szélének és az amfibol kristályok sötét szegélye kialakulásának utólagos voltára, mivel az összenőtt piroxének és amfibolok határán ez a sötétebb zóna sohasem észlelhető. Kétségtelen azonban, hogy néhány esetben az amfibol a piroxénnél később kezdett kiválni, amikor is korrodált klinopiroxén szemcsét amfibol nő körül (IV. tábla, 2. kép). A piroxén kristályok egy része bőségesen tartalmaz opak zárványokat, míg az amfibolok zárványokban aránylag szegényebbek, jóllehet ritkábban földpátokkal együtt opak szemcséket észleltünk az amfibolokban, amiből esetleg egy kisebb mértékű, sekély szinten történő másodlagos megolvadásra következtethetünk. Ugyancsak nem egyszerű a plagioklászok kristályosodási sorrendjének megállapítása. Néha amfibolok zárványaként észlelhetők, de többnyire csak az amfibolok külső zónáiban. Egy kisméretű cognate zárványban opak ásványt tartalmazó hipidiomorf piroxéneket nagyobb, hipidiomorf amfibolok és plagioklászok vesznek körül, és ezt az együttest végül plagioklász táblácskák koszorúzzák. Ebből a következő kiválási sorrend tűnik a legvalószínűbbnek: oxidok → klinopiroxén → amfibol → plagioklász. Ámbár a piroxén és az amfibol kristályosodása közötti átfedés nagyon valószínű, csakúgy, mint az amfibol és a plagioklász esetében.

Klinoproxén elemzések  
Clinopyroxene analyses

1. táblázat Table 1.

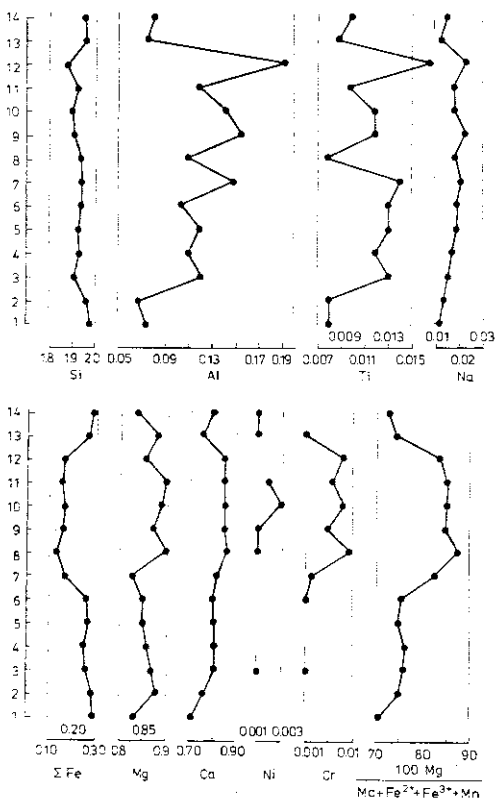
	1	2	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO <sub>2</sub>	62,8	63,1	59,9	51,5	51,7	54,3	63,2	51,8	52,4	52,8	53,1	52,3	52,6	50,57	60,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69	1,55	2,70	2,62	2,37	3,69	2,52	3,60	3,30	2,78	1,74	1,88	1,98	4,41	3,37
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,28	0,43	0,44	0,45	0,54	0,39	0,45	0,43	0,38	0,34	0,35	0,24	0,41	0,68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,17	0,22	0,04	0,04	0,01	0,42	0,17	0,00
FeO	10,2	8,9	8,2	8,1	8,2	6,5	4,2	4,9	5,0	4,9	8,9	8,2	4,0	2,27	2,55
MnO	0,49	0,43	0,21	0,27	0,33	0,37	0,33	0,35	0,31	0,36	0,39	0,41	0,14	0,11	0,22
MgO	14,9	15,9	15,4	15,3	15,3	15,4	15,8	15,9	16,4	16,6	16,1	15,0	18,3	15,76	15,10
CaO	17,8	19,4	20,1	20,1	20,2	21,7	22,3	22,0	22,1	21,9	19,4	20,3	23,0	22,86	22,51
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,18	0,21	0,24	0,26	0,30	0,27	0,32	0,27	0,36	0,18	0,21	0,15	0,36	0,36
K <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,15	0,30
NaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,05	0,05	0,10	0,08	0,04	0,09	0,00	trace	0,00
Total	98,40	99,78	98,25	98,49	98,87	101,55	100,04	99,27	100,34	100,01	100,25	99,73	97,90	99,63	99,79
Si	1,987	1,968	1,920	1,936	1,937	1,960	1,940	1,911	1,913	1,931	1,959	1,950	1,959	1,961	1,978
Al <sup>IV</sup>	0,019	0,022	0,080	0,084	0,083	0,060	0,080	0,088	0,087	0,089	0,041	0,049	0,041	0,139	0,122
Al <sup>VI</sup>	0,062	0,086	0,040	0,047	0,042	0,102	0,048	0,067	0,065	0,051	0,036	0,034	0,046	0,053	0,025
Ti	0,008	0,008	0,013	0,012	0,013	0,014	0,008	0,012	0,012	0,010	0,009	0,010	0,007	0,011	0,019
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,010	0,005	0,009	0,000	0,001	0,000	0,012	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,321	0,278	0,259	0,254	0,257	0,165	0,128	0,151	0,153	0,150	0,275	0,287	0,124	0,070	0,079
Mn	0,015	0,013	0,007	0,008	0,010	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,012	0,013	0,004	0,003	0,020
Mg	0,835	0,878	0,866	0,857	0,854	0,824	0,813	0,824	0,829	0,835	0,854	0,800	0,864	0,864	0,830
Ca	0,718	0,770	0,812	0,809	0,811	0,833	0,871	0,870	0,865	0,858	0,837	0,811	0,878	0,894	0,882
Na	0,012	0,013	0,015	0,017	0,019	0,021	0,019	0,023	0,019	0,018	0,013	0,016	0,015	0,046	0,040
K	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,007	0,009
Ni	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Atom%															
Mg	44,2	46,3	44,5	44,4	44,2	45,1	47,7	46,1	46,7	47,3	46,6	42,9	47,5	45,6	43,6
Fe	17,8	14,0	13,7	13,6	13,8	9,2	8,8	8,0	8,0	7,9	14,8	16,4	6,5	7,3	10,9
Ca	38,0	39,8	41,8	42,0	42,0	43,7	45,5	45,0	45,3	44,8	39,6	41,7	48,0	47,1	46,4
mg	71,3	75,2	76,5	76,6	76,1	83,1	87,6	83,1	85,4	85,6	78,6	73,6	87,6	86,2	81,3

1—12: A Gy-2b keresztelés elemzése 13: Gy-2b/A mag 14: szeparált hatványzöld szemcsék, főleg a belső zónákból 15: szeparált zöld szemcsék, főleg a külső zónákból. FeO egyenlő az ósszával, ha Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nincs megadva.

No. 1—12: Analyses from traverses Gy-2b No. 13: core of Gy-2b/A No. 14: separated pale green grains mainly from the inner zones; No. 15: separated green grains mainly from the border zones. FeO signifies total Fe if Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> is not given.

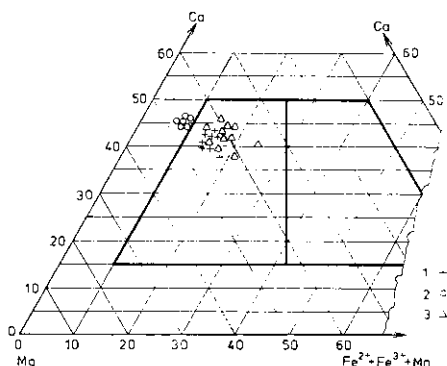
## A kémiai elemzés eredményei

Számos mérést készítettünk, különböző fenokristályokat keresztezve, egy ARL—SEM-Q típusú automata mikroszondával (Naturhistorisches Museum, Wien) a zónás fenokristályok kémiai összetételének és az összetétel változásának pontos megállapítása céljából. Szeparált amfibol és piroxén szemcséket



1., 2. ábra. Elektron mikroszondás keresztelés egy tipikus monoklin piroxénen. A belső mag kémiai összetétele (7–12 elemzések) és a külső zónáké élesen különbözik. Az ordináta tengelyen lévő számok egyes elemzéseket, az abszcisszáin levők pedig az á-számított jelzik a strukturformula egységekre eső atomszámokban kifejezve

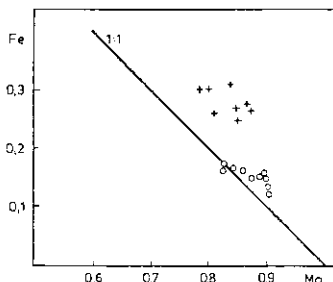
Figs. 1., 2. Traverse across a typical clinopyroxene. A remarkable change in the composition between the core (analyses No. 7–12) and the outer zones can be observed. Numbers on the axis of ordinate represent individual analyses, those of the abscissu the composition in atoms per formula unit



3. ábra. A klinopiroxének összetétele a Ca-Mg-Fe háromszögben. 1: külső zónák augitok piroxénje, 2: diopszidos belső mag, 3: andezittalávkából származó augitok (Pantó, 1970)  
 Fig. 3. Composition of the clinopyroxenes in the triangle Ca-Mg-Fe. 1: outer zone augitic pyroxene, 2: diopsidic core, 3: augites from andesitic lavas (Pantó, 1970)

szintén elemeztünk klasszikus, nedves kémiai módszerrel (PITTER Gy., Természettudományi Múzeum Ásvány-Kőzettára).

A zónás piroxénkristályok jellegzetes elektronmikroszondás elemzéseit és preparált szemcsék klasszikus kémiai elemzéseit az I. táblázaton közöljük. Az adatokat látva megállapíthatjuk, hogy a külső és belső zónák között jelentős a különbség. A mag összetétele egy meglehetősen primitív piroxénre utal 0,42% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-al, 0,1% NiO-tartalommal és alacsony (4,2%) öszvasztartalommal, míg a mg-érték meglehetősen magas (lásd 1. és 2. ábrát). A mag tehát a POOLDEWART és HESS féle Mg-Fe-Ca háromszögben diopszidnak bizonyult (Mg<sub>47,7</sub>Fe<sub>9,8</sub>Ca<sub>43,5</sub>) (3. ábra). Ezzel szemben a legkülső szegélyben az FeO ~ 10,0%-ra növekedik, az mg-érték viszont 71,3%-ra csökken. A Ni



4. ábra. A klinopiroxének strukturformula egységére eső Fe és Mg atomszámainak diagramja. Körök: mag, keresztek: szélke piroxénje  
 Fig. 4. Plot of atoms per formula unit of Fe against Mg in clinopyroxenes. Circles: core, crosses: rim pyroxenes

Amfiból elemzések  
Amphibole analyses

11. táblázat—Table 11.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO <sub>2</sub>	42,2	43,3	42,9	42,6	43,0	43,5	42,5	43,9	43,1	42,1	42,3	43,4	43,3	42,8	41,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,8	12,3	12,5	12,5	12,6	12,7	12,3	12,1	12,4	12,8	12,8	12,5	12,0	12,2	12,16
TiO <sub>2</sub>	2,20	0,63	1,82	1,75	1,73	1,84	2,42	1,75	1,67	1,85	1,76	1,59	2,31	1,64	1,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,10	0,04	0,07	0,00	0,01	0,01	0,10	0,10	0,12	0,11	0,11	0,07	0,21	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11,4	9,4	10,9	9,4	9,1	8,7	11,6	8,1	8,7	8,4	8,3	8,2	9,4	7,2	4,27
MnO	0,10	0,09	0,15	0,08	0,00	0,11	0,16	0,04	0,55	0,07	0,04	0,07	0,57	0,10	5,06
MgO	14,3	16,4	14,9	15,8	16,0	16,5	14,5	16,9	16,2	16,4	17,0	16,7	15,9	17,4	0,17
CaO	11,9	11,8	11,6	11,8	11,7	11,8	11,7	11,9	11,8	11,8	11,7	11,8	11,7	11,7	14,79
Na <sub>2</sub> O	3,23	2,20	2,28	2,11	2,19	2,17	2,27	2,54	2,11	2,24	2,25	2,14	2,48	2,41	12,02
K <sub>2</sub> O	0,46	0,59	0,57	0,61	0,50	0,62	0,44	0,54	0,52	0,60	0,53	0,62	0,49	2,41	2,48
NiO	0,07	0,06	0,00	0,02	0,06	0,06	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,71	0,79
Total	97,74	97,96	97,60	96,74	96,97	97,81	97,70	97,29	96,71	97,39	97,31	96,93	98,72	97,45	100,05*
Si	6,197	6,280	6,281	6,257	6,283	6,290	6,243	6,355	6,303	6,255	6,283	6,318	6,223	6,188	6,118
Al <sup>IV</sup>	1,896	1,790	1,719	1,743	1,717	1,710	1,757	1,645	1,697	1,745	1,717	1,682	1,777	1,812	1,882
Al <sup>VI</sup>	0,413	0,383	0,438	0,421	0,455	0,454	0,472	0,449	0,440	0,445	0,386	0,428	0,437	0,437	0,730
Ti	0,243	0,178	0,290	0,194	0,190	0,290	0,267	0,191	0,184	0,202	0,191	0,174	0,250	0,178	0,203
Cr	0,010	0,011	0,005	0,008	0,000	0,001	0,001	0,011	0,011	0,013	0,013	0,012	0,008	0,024	0,000
Fe <sup>2+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	1,400	1,240	1,335	1,185	1,112	1,052	1,425	0,980	1,064	1,020	1,007	0,999	1,130	0,870	0,692
Mn	0,012	0,011	0,018	0,010	0,000	0,013	0,020	0,005	0,006	0,006	0,006	0,008	0,009	0,012	0,020
Mg	3,130	3,545	3,250	3,459	3,483	3,513	3,130	3,645	3,530	3,547	3,678	3,623	3,406	3,740	3,222
Ca	1,873	1,833	1,820	1,857	1,831	1,827	1,843	1,783	1,847	1,835	1,819	1,841	1,802	1,812	1,883
Na	0,635	0,644	0,647	0,601	0,620	0,608	0,647	0,656	0,598	0,631	0,632	0,604	0,621	0,676	0,703
K	0,090	0,109	0,095	0,114	0,110	0,114	0,082	0,100	0,097	0,111	0,098	0,115	0,080	0,101	0,146
Ni	0,009	0,007	0,000	0,003	0,007	0,007	0,000	0,002	0,007	0,001	0,004	0,000	0,000	0,010	0,000
wg	69,1	73,7	70,9	76,0	75,8	77,0	68,7	70,1	76,8	77,7	78,5	78,4	76,1	81,2	77,7

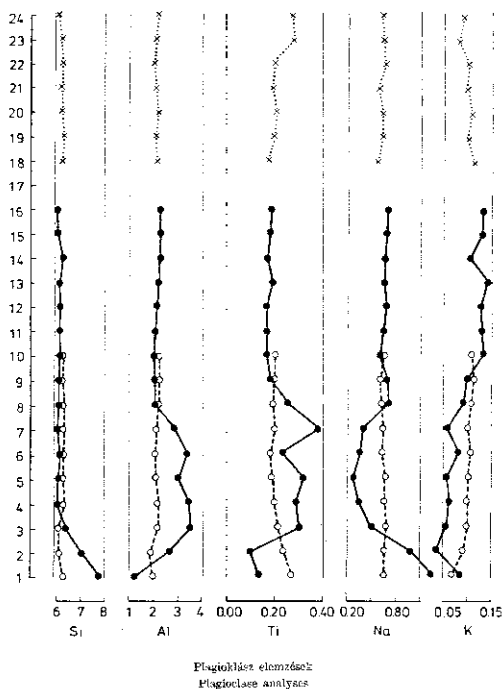
1-6: A Gv-3/B keresztelési elemzése, snélb zóna és mag; 7-12: Gv-3/C szegély és mag; 13: Gv-1/A szegély; 14: Gv-1/A mag; 15: szeparált szemcsék. FeO = ószavas, amennyiben Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nincs megadva. \* H<sub>2</sub>O beszámítva.

No. 1-6: Analyses from traverse Gv-3/B border zone and core; No. 7-12: Gv-3/C rim and core; No. 13: Gv-1/A rim; No. 14: Gv-1/A core; No. 15: separated grains. FeO = total Fe if Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> is not given. \* Including H<sub>2</sub>O.

és Cr mindössze nyomokban jelentkezik, bár több esetben egyáltalán nem volt észlelhető. A POOLDEWART—HESS-féle háromszögben az augit mezőbe esik ( $Mg_{42,1}Fe_{17,0}Ca_{40,9}$ ). A mérések szerint a külső zónák és a belső mag között átmeneti összetételű zónák vannak. Az I. táblázat 3. elemzése bemutat egy ilyen összetételt 76,5-es mg-értékkel és 8,2% FeO-val. Ez szintén augit ( $Mg_{44,3}Fe_{13,5}Ca_{41,8}$ ). A már említett változásokon kívül, a Ca növekszik a szélső zónáktól a mag irányában, hasonlóképpen a Na is, míg a Si enyhén növekedik a legkülső zónákban. Ezzel szemben, az Al és a Ti meglehetősen szabálytalanul változik, bár a legkülső zónákban úgy tűnik, kisebb a koncentrációjuk. A legfeltűnőbb a Ti és az Al teljesen párhuzamos váltakozása, s kisebb mértékben hasonlóan alakul a Na is, míg a Si úgy tűnik, hogy az ellenkező irányban változik. Hipotetikus szélső molekulákban gondolkodva ez azt jelenti, hogy kisebb helyettesítések jönnek létre az olyan hipotetikus molekulák együttesével, mint a  $CaTiAl_2O_6$  (Ti-augit),  $NaAlSi_2O_6$  (jadeit) és a  $CaAl_2SiO_6$  (Ca-Tschermak molekula). Továbbá némi  $Fe^{3+}$  jelenlétét tételezhetjük fel, amire a 4. ábrán látható vas-többletből következtethetünk, különösképpen a külső zónákban. A vasfeleg talán inkább  $CaFe_2^{3+}SiO_3$ -ben (Ca-Tschermak molekula) van jelen, mint akmitban ( $NaFe^{3+}Si_2O_6$ ), mivel a Na csökkenő tendenciát mutat a külső zónákban. Az I. és 2. ábrából az is világosan kitűnik, hogy míg a legkülső zóna és az átmeneti zónák között a változások fokozatosak, a legbelső, világos színű primitív mag határán egy hirtelen összetételi ugrás tapasztalható. Ahogy azt már korábban említettük, a mag és a külső zónák közötti diszkontinuitás vékonyesizolatban gyakran megfigyelhető (III. tábla, 2. kép).

Az amfibol kristályok esetében ezzel szemben, az összetételi változások kevésbé jelentősek és lényegesen folyamatosabbak. Egy mérésorozat (folyamatos vonal az 5. és 6. ábrán) azonban nagymértékű és szabálytalan változásokot mutat, de ez egy opacitós szegélyből származik. Amfibolkristályok egyes zónáiból készült reprezentatív mikroszkopos elemzések, valamint egy szeparált fenokristályokból készült elemzés tanulmányozhatók a II. táblázaton. A nedves kémiai elemzés (ahol a  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  arányt is meghatároztuk) eredménye, valamint a legtöbb mikroszkopos elemzés alapján jogosnak tűnik a pargasit elnevezés a LEAKE-féle nomenklatúra szerint, mivel a Si 6,0 körüli értékű, a Ti < 0,5, 100 Mg/Mg +  $\Sigma$  Fe általában nagyobb, mint 70 és — legalább is a 15. sz. elemzésben — a  $Fe^{3+}$  sokkal kisebb, mint az  $Al^{VI}$ . A legkülsőbb zónákban azonban az összvas jelentős mértékben megnövekedik, így nagy valószínűséggel a  $Fe^{3+}$  is. Következésképpen ezekben a zónákban  $Fe^{3+} > Al^{VI}$ , s tekintettel arra, hogy növekvő  $Fe^{3+}$  mennyiséggel párhuzamosan a 100 Mg/Mg +  $Fe^{2+}$  szintén nő, e zónák összetétele a Mg-hastingsiténak felelhet meg. Valójában, a vasnak a Mg helyére való egyre növekvő mértékű belépése az egyedüli jelentős kémiai változás, a világos színű magtól a sötét szegély irányában. Emellett a Ti növekvő tendenciát mutat a külső zónákban, a K pedig a magban. A többi elem nemigen változik, különösen a Ca görbéje feltűnően egyenes. Ezzel szemben minden elem jelentősen és szabálytalanul változik az opak szegélyben, ahol üveg is jelen lehet.

Egy plagioklász kristály mikroszkopos keresztezések normál zónásság volt megállapítható, azaz a magban nagyobb a Ca- és kisebb a Na-tartalom, míg a külsőbb zónákban ennek fordítottja észlelhető. A III. táblázatban bemutatjuk a két legbázisosabb ( $Ab_{9,4}An_{90,2}Or_{0,4}$  bázisos bytownit) és két legsavanyúbb ( $Ab_{37,5}An_{61,2}Or_{1,2}$  labradorit) plagioklász kristály adatait. A Fedorov-asztalos mérések 73,1% átlagos An-tartalmat szolgáltatottak.



III. táblázat - Table III.

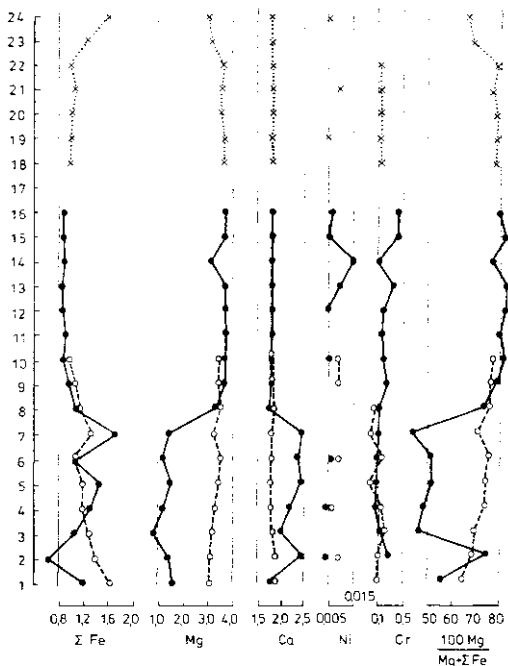
	1.	2.	3.	4.
SiO <sub>2</sub>	54,5	54,8	45,0	49,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,8	27,9	32,6	26,5
*FeO	0,62	0,75	0,68	0,59
CaO	12,1	12,3	17,6	15,0
Na <sub>2</sub> O	4,1	3,9	1,01	2,15
K <sub>2</sub> O	0,21	0,24	0,66	0,24
Total	99,58	99,89	96,95	97,88
Si	9,912	9,916	8,556	9,344
Al	5,960	5,951	7,367	6,511
Fe	0,095	0,113	0,108	0,092
Ca	2,337	2,385	3,385	3,009
Na	1,445	1,365	0,372	0,780
K	0,049	0,036	0,015	0,057
Al <sub>2</sub>	37,3	33,9	9,4	20,2
Al <sub>3</sub>	61,2	62,6	90,2	75,2
Or	1,2	1,5	0,4	1,5

1 - 2: Tipikus elemzések a Gv-1/A keresztmetszből, szegélyzóna; 3: Gv-1/A mag; 4: Gv-2/B átmeneti zóna. \* összesen.

No. 1-2: Representative analyses from traverse Gv-1/A rim; No. 3: Gv-1/A core; No. 4: Gv-2/B intermediary zone.

\*Total Fe





5., 6. ábra. Elektron mikrosondás keresztvésés három amfibolkristályon. Pontok: Gv-1/A (1-7: opacitos szegély, 8-16: belső mag); körök: Gv-3/C (külső és belső zónák); kereszték: Gv-3 (külső: 23-24 és belső: 18-22 zónák).  
 Figs. 5., 6. Traverse across three amphibole crystals. Dots: traverse Gv-1/A (1-7: opacitic rim, 8-16: core); open circles: traverse Gv-3/C outer and inner zones; crosses: Gv-3/C (outer: 23-24 and inner: 18-22 zones)

### Következtetések

A klinopiroxének, amfibolok és plagioklászok nagy gyakorisága, valamint ugyanezen ásványoknak néha aggregátumokban való megjelenése arra utal, hogy ezek a szülő magmából kivált korai, ún. likvidus fázisok. A fenokristályok kémiai tulajdonságaiból ítélve, ennek a szülőmagmának bazaltosnak kellett lennie, amire elsősorban a legtöbb zónában észlelhető magas mg-értékből (100 Mg/Mg +  $\Sigma$  Fe) következtethetünk. Ez meglepő, mivel a felszínen található legbázisosabb lávák egyértelműen andezit jellegűek. Valóban, a Börzsöny-hegység közetalkotó ásványai nagymértékben különböznek ezektől. Néhány börzsönyi láva amfibol és piroxén fenokristályáról készült parciális mikrosonda elemzés (PANTÓ, 1970) eredményeivel összehasonlítva azt

láthatjuk, hogy az előbbiekké fenokristályai lényegesen nagyobb vastartalmú olvadékból kellett kivájljanak (két piroxén mikroszonda-kereszteléséből 70–76 és 60–71 mg-értékeket kapunk és az amfibolok különösen gazdagok vasban, mindössze 36–66 és 40–64-es mg-értékekkel). Továbbá, ezek az amfibolok kisebb Ca-tartalmúak, mint az e munkában szereplők. Ugyanez érvényes a földpátokra is: több száz Fedorov-asztalos mérés (NOSKENÉ FAZEKAS G. 1972, 1974, 1977, 1979, 1980) azt bizonyítja, hogy az andezit-lávák plagioklász kristályai átlagban csak 63,7%-os An komponensűek, a piroxénandezitben max. 70,8%-os An-tartalommal.

Vizsgálataink alapján bizonyítottak tűnik, hogy a godóvári tufa fenokristályai egy jóval bázisosabb magma szegregátumai, mint amelyenkből a Börzsöny-hegység ismert andezitjei képződtek. Ez különösen a piroxének Cr-diopszid magjára vonatkozik, amely még az átlagnál is Mg- és Cr-dúsabb magmából képződött. Mivel a piroxének Ti- és Na-tartalma alacsony, alkáli bazalt szülőmagma kizárható, ezzel szemben egy szigetív típusú bazaltos szülőmagma feltételezése ésszerűnek látszik. Ilyen bazalt meglehetősen gyakori más hasonló környezetben és a Börzsöny-hegység mészalkáli (alkáli index = 59,5) sorozatával kapcsolatban, nagyobb mélységben tétélezhető fel. A piroxén analízisekből számolt CIPW-normák is tholeiites rokonságot bizonyítanak (IV. táblázat). Az amfibolok szintén lényegesen kevésbé telítettek, mint a Ti-tartalmú pargasitok és kaersutitok, amelyek alkáli bazalt olvadékból keletkeztek, pl. BROOKS & PLATT (1975) és EMBEY-ISZTIN (1976).

A világos színű, Cr-tartalmú primitív piroxénmag kristályosodási mélységét illetően csupán durva becsléssel élhetünk. A nagyobb  $Al^{VI}$ -tartalom (átlag 0,068  $Al^{VI}$ ), amelyet általában Ca-Tschermak molekula formájában tétéleznek fel ( $CaAl_2SiO_6$ ) és amelynek mennyisége növekszik az emelkedő nyomással az An rovására, jelentősebb mélységben való kristályosodást jelez. Sajnálatos módon, piroxén szélső molekulákat a mikroszonda vizsgálatok  $Fe^{3+}$  meg-

Klinopiroxének és amfibolok CIPW normái  
CIPW-norms of clinopyroxenes and amphiboles

IV. táblázat – Table IV.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
mg	71,3	76,4	83,1	87,6	65,4	68,7	70,5	81,5
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
or	0,56	0,00	0,56	0,00	2,23	2,78	2,78	4,45
ab	1,57	1,97	2,62	2,10	13,11	7,54	6,92	0,78
an	3,62	6,68	8,07	5,84	19,20	23,20	23,09	23,65
sa	0,00	0,00	0,00	0,00	4,49	6,25	6,82	15,50
ii	35,32	33,80	41,59	43,80	14,75	14,99	15,94	14,40
Mg	21,89	26,00	30,32	33,13	11,15	11,76	10,74	11,56
	71,35	9,90	7,30	6,39	2,11	1,58	1,72	1,19
Fe	15,26	5,22	8,03	3,21	0,00	0,00	0,00	0,00
	7,78	1,98	1,85	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00
by	0,00	5,02	0,00	3,90	16,23	16,75	17,94	21,74
	0,09	2,14	0,00	0,50	3,26	2,53	3,36	1,62
ol	0,09	0,00	0,00	0,00	3,31	7,41	6,47	5,70
il	0,61	0,01	1,06	0,61	4,55	4,55	2,45	2,04

1–4: Klinopiroxének; 5–8: amfibolok, 0,34-es  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  arányt tétélezünk fel minden amfibolban (a 15. számú elemzés alapján), a nemklinikopiroxénokban pedig a  $Fe^{3+}$ -at nem vettük figyelembe.

1–4: Clinopyroxenes; 5–8: Amphiboles. An  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  ratio of 0.34 (from the analysis No. 15) was assumed in every amphibole, whereas no  $Fe^{3+}$  was taken into consideration in the case of clinopyroxenes.

határozása hiányában nem lehetett kiszámítani. Ennek ellenére, a primitív Cr-diopszidos piroxén magnak hasonlósága más, ismert  $\text{Fe}^{3+}$ -tartalmú Cr-diopszidos piroxénekhez (MUNOZ és SAGREDO, 1974), azt támasztja alá, hogy a mag piroxénjének szintén nagyobb  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8/\text{CaFeAlSiO}_6$  hányadosa kell legyen. Ilyen piroxénekről általában feltételezik, hogy jelentősebb nyomás mellett keletkeztek, kb. 5–10 kilobáron (18–35 km körül), aszerint, hogy az említett szélső molekula aránya hogyan változik (KUSHIRO, 1962, 1969; YAGI és ONUMA, 1967; AOKI, 1970). Ezért azzal a feltevessel élünk, hogy a legbelső primitív diopszidos mag kb. 18 km-nél nagyobb mélységben keletkezett.

A klinopiroxének külső zónáiban tapasztalható hirtelen kémiai változás, valamint az amfibolnak és a plagioklásznak kezdődő kiválása, egy, az előzők-től különböző fiziko-kémiai állapotú magmakamrában való fejlődést valószínűsít. Nevezetesen a  $\text{pH}_2\text{O}$ -nak növekednie kellett vagy a kristályosodás előrehaladtának következtében, vagy (és) a környező nedves üledékes kőzetekből víz- és könnyenillók felvétele történt. Ez utóbbi magmakamra lényegesen sekélyebb mélységben kellett elhelyezkedjék, mint az előző, ahonnan a Cr-diopszidos mag kivált és a kettő egy szűk csatornával lehetett összekötve. Az  $\text{Al}^{\text{VI}}$ -nak a külső zónában való csökkenése (átlag 0,045  $\text{Al}^{\text{VI}}$ ) a magbéli 0,068  $\text{Al}^{\text{VI}}$  értékkel szemben, kisebb nyomásra utal. Annak a magmakamrának a minimális mélysége, amelyből pargasit fenokristályok válhatnak ki, az amfiboloknak bazaltos olvadékokban levő alsó stabilitási görbéjéből becsülhető meg. HOLLOWAY és BURNHAM (1972) a Kilauea 1921. évi olivin-tholeiit amfiboljának stabilitási viszonyait vizsgálták, a teljes nyomásnál kisebb vízgőznyomásnál ( $f_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0,6 f_{\text{H}_2\text{O}}$ ), amely igen valószínű állapot természetes geológiai környezetben. A 3. sz. ábrájukon (12. o.) a szolidusz az amfibolok felső stabilitási görbéjét kb. 1,4 kbar nyomásnál keresztezi, azaz ~5 km mélységben és 950 °C-nál, így tehát 5 km-es minimális mélység megfelelőnek tűnik az amfibolok kiválására bazaltos olvadékból. YODER és TILLEY (1962), továbbá HOLLOWAY és BURNHAM (1972) azt is kimutatták, hogy 3 kbar nyomáshatárig (~11–12 km mélységig) a plagioklász megelőzi az amfibolt a kristályosodási sorrendben. Tekintettel arra, hogy az amfibol kristályosodása, legalábbis részben, megelőzte a plagioklászokét, 12–15 km-es képződési mélység és 1000 °C körüli hőmérséklet talán megfelelő becslés a pargasit kristályok keletkezésére.

## Táblamagyarázat — Explanation of Plates

### I. tábla—Plate I.

1. A godóvári kristálytufa egy részlete.

A detail of the Godóvár crystal tuff.

2. Idiomorf amfibol kristály belül világosabb, széleken sötétebb színnel, legkívül opacitosszegéllyel.

Idiomorphic amphibole crystal, inside lighter, outside darker coloured, overlapped by a thin opacitic rim.

### II. tábla—Plate II.

1. Vastag, sötétbarna szegély amfibolkristályban.

Thick, dark brown rim in an amphibole crystal.

2. Oszcilláló zónásság amfibolkristályban.

Oscillatory zoning in an amphibole crystal.

## III. tábla—Plate III.

1. Színeződés klinopiroxénben.  
Colour zoning in clinopyroxene.
2. Világos színű, euhedrális diopszid mag, vastag zöld augitisz szegéllyel.  
Light coloured euhedral diopsid core overgrown by a thick, green augitic rim.

## IV. tábla—Plate IV.

1. Egymással szabálytalanul összenőtt klinopiroxén (baloldalt) és amfibolkristály (jobb-  
oldalt).  
Juxtaposed clinopyroxene (left) and amphibole (right). No parallel crystallographic  
axes can be observed.
2. Rozorbeálódott monoklin piroxén amfibol továbbnövekedéssel.  
Corroded clinopyroxene core overgrown by amphibole.

## Irodalom — References

- AOKI, K. (1970). Petrology of kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Island, Japan — *Contr. Min. Petr.* 25. pp. 270—283.
- BALLA Z.—KORPÁS L. (1960). A Börzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1978. évről, pp. 75—101.
- BROOKS, C. K.—PLATT, R. G. (1975). Kaersutite-bearing gabbroic inclusions and the late dike swarm of Kangerdlug-  
suag, East Greenland — *Min. Mag.* 40. pp. 259—283.
- EMBEY-ISZTIN A. (1976). Amphibolite/berzolit composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hun-  
gary. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 31. pp. 297—304.
- FERENCZI J. (1935). Adatok a Börzsöny hegység geológiájához — *Földt. Int. Évi Jel.* 1925—28. évről, pp. 131—143.
- HOLLOWAY, JR.—BURNHAM, C. W. (1972). Melting relations of basalts with equilibrium water pressure less than total  
pressure — *J. Petrology* 13. pp. 1—29.
- KUSHIRO, I. (1962). Clinopyroxene solid solutions. Part I. The  $CaAl_2Si_2O_8$  component — *Japan Journ. Geol. Geogr.*  
33. pp. 212—220.
- KUSHIRO, I. (1969). Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high  
pressures — *Min. Soc. Amer. Spec. Paper* 2. pp. 179—191.
- LEAKE, B. E. (1978). Nomenclature of amphiboles — *Min. Mag.* 42. pp. 533—563.
- LIFFA A.—VIHŰ GY. (1937). Adatok a Börzsöny-hegység bányageológiai viszonyaihoz — *Földt. Int. Évi Jel.* 1930—  
32. évről, pp. 235—283.
- MUNOZ, M.—SAGREDO, J. (1974). Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from the  
Canary Islands — *Contr. Min. Petr.* 32. pp. 139—147.
- NOSKE-FAZEKAS G. (1972). Feldspatuntersuchungen an den Andesiten des Südteiles des Börzsöny-Gebirges — *Ann.  
Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.* 64. pp. 5—17.
- NOSKE-FAZEKAS G. (1974). Feldspatuntersuchungen an den Dazitvorkommen des Südteiles des Börzsöny-Gebirges —  
*Fragm. Min. et Pal.* 5. pp. 5—19.
- NOSKE-FAZEKAS G. (1977). Feldspatuntersuchungen am Andositvorkommen des Róka-Berges bei Szokolya (Ungarn) —  
*Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung.* 69. pp. 13—21.
- NOSKE-FAZEKAS G. (1979). Elnige Daten zur optischen Untersuchung von Andesiten des Börzsöny-Gebirges, Ungarn —  
*Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.* 71. pp. 5—14.
- NOSKE-FAZEKAS G. (1980). Statistical investigations of plagioclase twin laws in lavas erupted between the Danube  
and the Central Börzsöny Mountains (Hungary) — *Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.* 72. pp. 11—18.
- PANTÓ GY. (1970). Vulkanológiai vizsgálatok a Mótránban és a Börzsönyben. II. rész: A Börzsöny hegység északi  
részének harmadidőszaki vulkanizmusa. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 163—302.
- PAPP F. (1933). A Börzsöny hegye eruptív közelei — *Mat. és Term. Tud. Frt.* 49. pp. 431—462.
- SZENTPÉTERY Zs. (1926). Petrogenetische Beobachtungen an den Andesiten des Börzsönyer Gebirges — *Acta Litt.  
Ac. Sc. Sectio Scientiarum Nat.* 2. Szeged, pp. 117—130.
- YAGI, K.—ONUMA, K. (1967). The join  $CaMgSi_2O_6$ — $CaTiAl_2O_6$  and its bearing on the titanaugites — *Journ. Fac.  
Sci. Hokkaido Univ.* ser. 4, 13. pp. 463—483.
- YODER, H. S.—TILLEY, C. E. (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock  
systems — *J. Petrology* 3. pp. 342—342.

A kézirat beérkezett: 1983. I.

## Data on the presence of basaltic magmatites at greater depth in the Börzsöny Mts., N Hungary

*Dr. Antal Embej-Isztin and Dr. Gabriella Noske-Fazekas*

The volcanic tuff of Godóvár, central part of the Börzsöny Mts. contains numerous large phenocrysts of amphibole up to 2 cm long, smaller pyroxene up to 0.8 cm long and even smaller plagioclase crystals, 1—4 mm long. Because of the considerable frequency of the crystals, the rock of Godóvár may be designated as a crystal tuff (Plate I, Fig. 1).

Macroscopically the amphibole is black, whereas in the microscope it is brown with a strong pleochroism ( $\alpha$  = yellow,  $\beta$  = brown,  $\gamma$  = dark brown) and  $\gamma/C = 8-18\%$ . Smaller crystals can be completely euhedral, but larger ones are often subhedral with traces of resorption. In addition, crystals show optical zoning generally with a darker coloured rim overlapping a lighter coloured core (Plate II, Fig. 1).

The monoclinic pyroxene also exhibits differences in colour between rim and core which is more easy to see macroscopically than in thin section. The core is pale green, surrounded by a darker green rim. In thin section, the core is almost colourless and the rim is pale green.  $\gamma/c = 30-38\%$ , and at the border zones it is little smaller. Like the amphiboles, individual pyroxene grains show different zoning patterns. There are for example completely homogenous crystals with only a thin darker coloured rim, then in a few cases the small core and the large rim is clearly separated by perfectly formed crystal faces suggesting perhaps that the growing of the crystal was not continuous (Plate III, Fig. 2).

On the basis of a careful study of the textural features the following order of crystallization seems to be justified: oxides, clinopyroxene, amphibole, plagioclase. However overlapping between the crystallization intervals of pyroxene and amphibole, as well as of amphibole and plagioclase is very likely.

An extensive study by the aid of an ERL-SMQ automated electron microprobe has revealed that clinopyroxenes exhibit a primitive Cr-diopsidic ( $Mg_{46}Fe_4Ca_{48}$ ) core that contains some Ni and  $Cr_2O_3$  up to 0.42 per cent (Table 1) an augitic rim ( $Mg_{44}Fe_4Ca_{42}$ ) with no or only traces of Ni and Cr. The behaviour of other elements can be studied in Fig. 1 and 2.

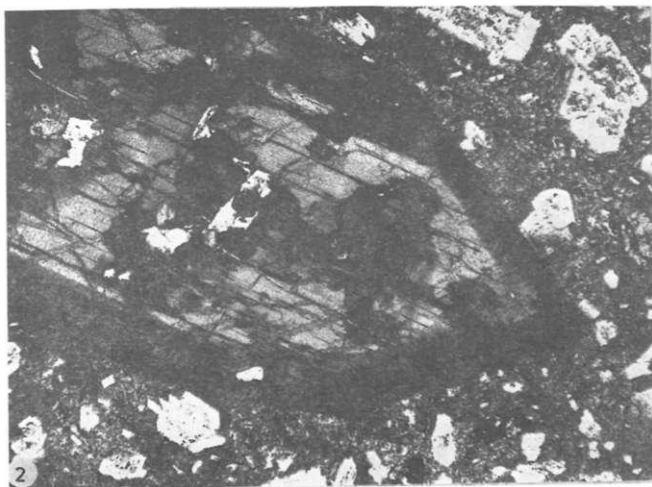
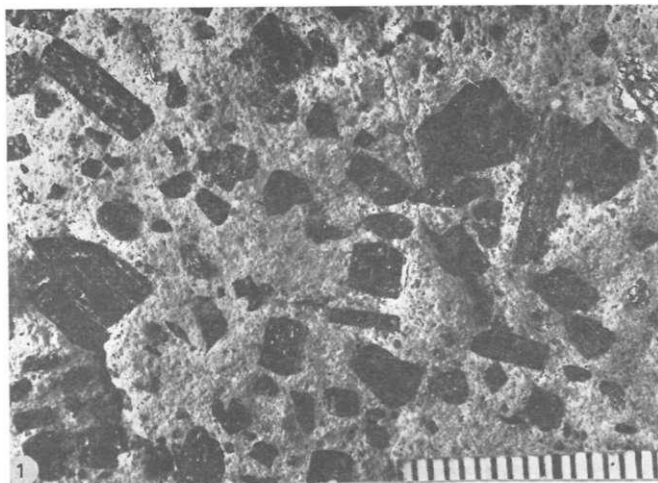
No such abrupt change in the composition can be observed in amphibole crystals which are typical pargasites and only the outermost zones may pass into the magnesio-hastingsite field (Table 2). As a matter of fact, the only important chemical variation is that of the increasing substitution of Fe for Mg proceeding from the light coloured core to the dark brown rim. Besides this, Ti tends to increase slightly in the outer zones and K in the core. The other elements do not vary much, especially the curve of Ca is remarkably smooth. In contrast, all elements change considerably and in a rather irregular manner in the opaque rim where vitreous material may also be present (Fig. 5, 6).

As to the genesis of the large phenocrysts, we can state that the high concentration of clinopyroxene, amphibole and plagioclase indicates that they are early liquidus phases crystallizing from the parent magma. The nature of this parent magma must have been basaltic judging from the chemical features of the phenocrysts, especially from their high  $100 Mg/Mg + 2Fe$  (mg-values) in most zones. This is surprising since the most basic lavas present on the surface are clearly of andesitic nature. Indeed, rock forming minerals analysed earlier from the Börzsöny andesites seem to be very different chemically (see for comparison Fig. 3 and Pantó, 1970; Noske-Fazekas, 1972, 1974, 1977, 1979, 1980). It seems thus firmly established that the phenocrysts of the Godóvár crystal tuff must have segregated from a more basic magma than the known andesitic lavas of the Börzsöny Mts. This is especially true for the chromian diopside cores of pyroxenes. Since the pyroxenes are low in Ti and Na, an alkali basalt parent can be ruled out. Whereas a primitive volcanic are parent basalt seems to be a reasonable assumption.

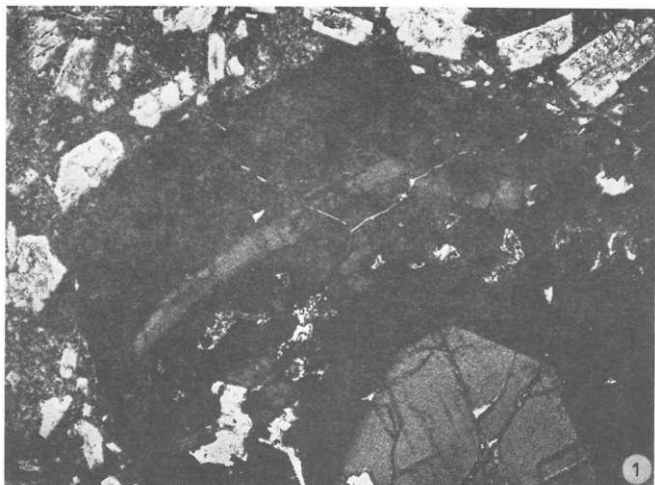
Only a rough estimate can be advanced as to the depth of crystallization of the primitive light coloured Cr-bearing pyroxene core. The higher amount of  $Al^{VI}$  (on average 0.068<sup>n</sup>) probably in the form of Ca-Tschermak's molecule is indicative of crystallization at considerable depth ranging from about 18 to 35 km. The abrupt change in the chemistry of the outer zones in clinopyroxene and the joining of amphibole and plagioclase as cumulus phases suggest an evolution in a storage chamber with different physico-chemical conditions. From the lower values of  $Al^{VI}$  in the outer zones of pyroxenes (0.045  $Al^{VI}$  on average) as well as from considerations on the stability relations of amphibole in basaltic liquids and the order of crystallization, a depth around 12-15 km for this secondary storage chamber has been postulated.

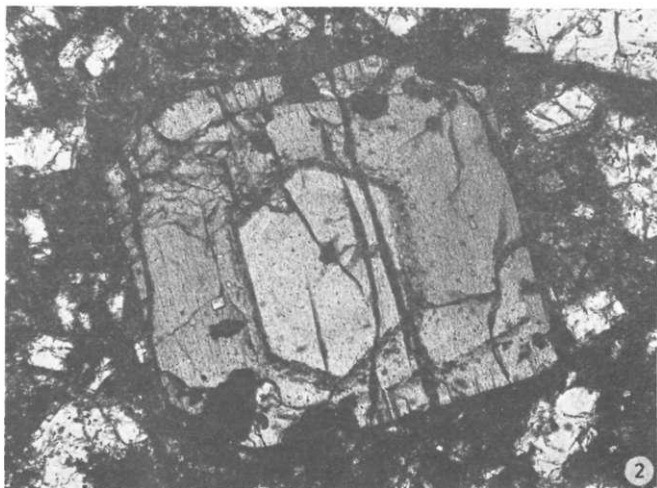
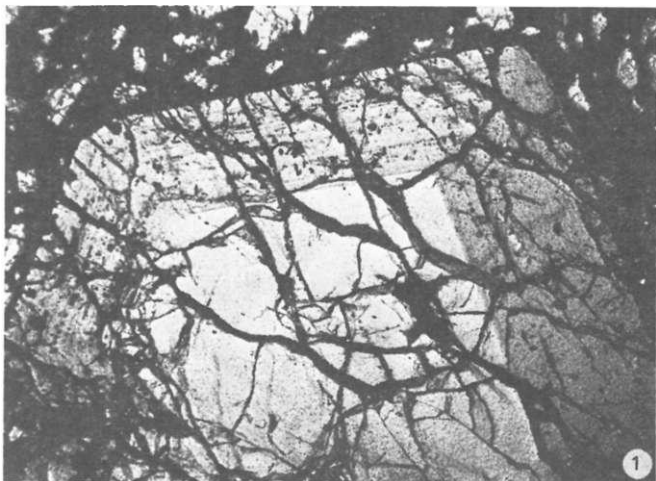
Manuscript received: Jan. 1983.

Address of the Authors:  
Museum of Nat. History  
Dept. Mineralogy-Petrography  
H-1088 Budapest VIII.  
Múzeum körút 14-16.



II. tábla—Plate II.







IV. tábla—Plate IV.

