

Xenokristály-társulások–xenokristályok a kabai szenes kondritban

KUBOVICS Imre¹, GÁL-SÓLYMOS Kamilla¹, BENDÓ Zsolt¹, MIKLÓS Dóra Georgina¹, IVANICS Balázs²

¹ELTE, Közettan-Geokémiai Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²BPM Ingenieurgesellschaft mbH, Freiberg 09599, Waisenhausstr. 10

¹drkubovics@t-online.hu, miklosdoragina94@gmail.com ²bal.ivanics@gmail.com,

Xenocryst associations – xenocrysts in the Kaba CV3 carbonaceous chondrite

Abstract

The highly heterogeneous Kaba meteorite — besides white inclusion aggregates (CAIs), chondrules and a fine-grained matrix with organic compounds — also contains xenocryst associations consisting of olivine phenocrysts, spinel group minerals, maghemite (?), and sulphides. Up to now olivine chromite, olivine chromite pyroxene and fayalite sulphide associations have been identified. Apart from these well-defined associations, there are randomly-distributed xenocrysts and chondrule fragments in the meteorite matrix. The most widely spread and characteristic representative of the xenocryst associations consists of olivine and spinel group minerals. It was detected that the chemistry of olivines varies with respect to both zoning and, inhomogeneity. Furthermore, there are indications of associations with predominantly either subhedral–anhedral, or euhedral olivines. The phenocrysts are highly cracked, but the surrounding glass or matrix is free of cracks. This may refer to the history of the formation of the cracks: namely, the collision of the parent body, or the impact into the growing parent body. It follows that the minerals of the associations are xenocrysts. The olivines are generally rich in FeO (fayalite component) with considerable zoning: chemically they are mainly hyalosiderites (Fa = 36.1–38.2), while the narrow outer zones are hortonolites–ferrohortonolites (Fa = 54.8, or 53.4–89.7). In the inhomogeneous varieties the differences are smaller: Fa = 22.7–39.4 (chrisolite hyalosiderite). The 100×200 μm dimension and hyalosiderite hortonolite composition is surrounded by fragments of impact origin.

There are aluminium iron and chromium spinels in various proportions in the xenocryst associations. In contrast to the aluminium- and magnesium-rich, generally chromium-poor aluminium spinel found in white inclusion aggregates, in the xenocryst associations the spinel group minerals are rich in Cr₂O₃ and FeO (and, albeit rarely, in Fe₂O₃). As a result, the proportion of chromite in the spinel group minerals is 56–75%. Besides chromite, some aluminium spinel, magnesiocromite, magnetite, and a few examples of ulvite were identified. There is an iron (magnetite) enrichment trend from the core towards the rim in the zoned minerals (with a maximum of 20 mole percent).

The xenocrysts of the fayalite sulphide associations are characterised by frequent cracks, although there is no continuation of this feature in the matrix, or in the sulphides. This may hint to a different formation history.

Keywords: xenocrysts, phenocrysts, mineral associations, porous aggregates, pentlandite + maghemite associations, zoned crystals, andradite inclusions, mesostasis, skeletal pyroxenes

Összefoglalás

Az erősen heterogén összetételű kabai meteorit a fehérzárványhalmazok és a kondrumok, továbbá a vegyes összetételű, szervesanyag-tartalmú alapanyag mellett olivin fenokristályokból, valamint különböző spinellszerkezetű oxidokból, szulfidokból álló, halmazszerű társulásokat is tartalmaz. Ez ideig olivinból–krómítból, olivinból–krómítból piroxénből, és fayalitból–szulfidokból álló társulásokat mutattunk ki. E jól körülhatárolt képződmények mellett a meteorit szórta, szabálytalan eloszlásban „önálló xenokristályokat”, valamint kondrumtöredékeket is tartalmaz. A változatos összetételű, kissé zónás, részben inhomogén olvinekből, és bonyolult spinellszerkezetű oxidokból álló együttesek a xenokristály-társulások legjellemzőbb képviselői. E társulásokon belül többnyire hipidiomorf–xenomorf töredékeket, valamint főleg idiomorf olivinkristályokat tartalmazó változatokat különböztethetünk meg. A fenokristályok erősen repedezettek. A repedések azonban sem az egyes kristályokat övező üvegfázisban, sem az alapanyagban nem folytatódnak, ami arra utal, hogy a kozmikus forrástest térbeli ütközésekor, vagy részben a formálódó kozmikus testbe történt becsapódásakor keletkezettek. Ezek szerint a társulásokat alkotó ásványok környezetidegenek, azaz xenokristályok. Az olvinek viszonylag sok vas(II)-oxidot tartalmaznak, de az ásványok belső részei, és a peremek között többnyire jelentős különbségek mutatkoznak. Nagy része hialosiderites (Fa = 36,1–38,2), a külső övek (keskeny sávok) pedig többnyire horto-

nolitos–ferrohortonolitos összetételűek (Fa = 54,8 vagy 53,4–89,7). Az inhomogén idiomorf olivineket tartalmazó változatokban az eltérések kisebbek, a fayalit részaránya 22,7–39,4 mólszázalék (krizolit hialosziderit).

A spinellszerkezetű oxidok a felsorolt társulásokban különböző részarányokban alumínát-, ferrit- és krómispinell egyaránt tartalmaznak. A fehérzárványokban észlelt sok alumínium(III)-, magnézium(II)-, valamint viszonylag kevés króm(III)-oxidot tartalmazó közönséges, ill. Al-spinellel ellentétben a xenokristály-társulásokban a Cr_2O_3 és az FeO (ritkábban az Fe_2O_3 is) a spinellrácsú oxidok meghatározó összetevői. Ennek megfelelően — a kémiai elemzések átszámítása szerint — az adott oxidásványok 41,2, ill. 56–72 részarányát krómít alkotja. Emellett változó mennyiségű Al-spinell, magneziokrómítot, magnetit, továbbá kevés ulvitot is tartalmaznak. A zónás ásványokban a peremek felé az ószvas-oxid koncentrációja — ennek megfelelően a magnetit részaránya is — növekszik (max. 20%).

A fayalitból és szulfidokból álló társulásban a xenofenokristályokat sűrűn harántoló repedések sem az alapanyagban, sem pedig a szulfidokban nem folytatódnak, ami eltérő képződési körülményekre utal.

A 4,9% forsteritet, valamint 0,9% tefroitot tartalmazó (eredeti) fayalit és környezete erőteljesen átalakult. Az eredetileg mintegy 200×500 µm méretű fenokristályokon belül a jellegzetes kiszorítási folyamat eredményeképpen jelentős mennyiségű magnetit keletkezett, ami erős oxidációs folyamatot valószínűsít.

A főleg piroxénekből álló összetört szétesett kondrum környezetét sajátos felépítésű „fenokristályok” — változatos összetételű olivin, andradit — és részlegesen átkristályosodott alapanyag-elegyrészek alkotják. A nagy Fe_2O_3 -tartalmú andradit, valamint a szomszédos ásványok (a hedenbergit, hortonolit ferrohortonolit stb.) az adott társulásegüttes vasban gazdag környezetben történt keletkezését jelzik.

Kulcsszavak: xenokristályok, fenokristályok, ásványtársulások, porózus halmazok, pentlandit + maghemit együttesek, zónás kristályok, andraditos zárványok, mezosztázis, vázszerkezetű piroxének

Bevezetés — előzmények

A meteoritokbeli „idegen” kristályokra, kristálytársulásokra vonatkozólag viszonylag kevés értékelhető irodalmi adat található. OLSEN et al. (1988) a Murchison-meteoritban a környezetétől, ill. a meteoritbeli ásványoktól teljesen eltérő szerkezetű és összetételű, 13 mm átmérőjű törmeléklet, xenolitot („Murchison xenoliths”) mutattak ki. MEIBOM & KROT (1998) a Vigarano-meteoritban közettörmelékletet („lithic clasts”) észleltek. Neveztek a korábban meghatározott xenolitokat, xenokristályokat is ismertették. A rendelkezésükre álló adatok szerint a különböző tanulmányokban többnyire egyedi ásványok, ritkábban „homogén” társulások szerepelnek. A kabai meteoritban FEGLEY & POST (1985) „egyéb ásványok” címen különböző megjelenésű hedenbergitet, anortitot, olivint, wollastonitot, valamint andraditot ismertettek. KELLER & BUSECK (1990) az alapanyagban (a mátrixban) < 20 µm átmérőjű olivin- és piroxéntöredékeket mutattak ki. Vizsgálataik szerint az olivinkristályok változatos összetételűek, a forsterit és a fayalit arányában jelentős eltéréseket határoztak meg. A piroxéntöredékeken belül enstatitot, diopszidot és hedenbergitet észleltek. Megfigyeléseik szerint néhány átalakult kondrumból is keletkeztek ásványtöredékek. Ebből arra következtettek, hogy a „regolit”-képződés az átalakulás után is folytatódott. Neveztek szerint korábban PECK (1984) többek között a kabai meteoritban is többféle ásványtöredéket mutatott ki.

HUA & BUSECK (1995) elsőként állapították meg, hogy a kabai meteorit tiszta (99,9%) fayalitot is tartalmaz. WADHWA et al. (1998) a Mokoia-kondritban és a kabaiban hasonló összetételű, mindössze 3–10% forsteritet tartalmazó fayalitokat határoztak meg. Az uralkodóan néhány µm átmérőjű, változatos — hipidiomorf xenomorf (szabálytalan) — kifejlődésű kabai fayalitban 0,3–0,9% MnO-t is kimutattak.

Főleg alapanyag-elegyrészként, részben kisebb „fenokristályokként” a kondrumok peremén jelennek meg, de esetenként aggregátumot, ill. aggregátumszerű képződményeket is alkotnak. Vizsgálataink szerint a kondrumok körül (peremén), valamint a mátrixban (az alapanyagban) lévő fayalitok nem környezetidegenek, a kabai meteorit szerves, természetes alkotói. A többnyire nyúlt oszlopos (max. 500 µm hosszú) repedezett változatok és apró törmelékük azonban egyértelműen idegen ásványok („zárványok”), xenokristályok, xenokristály-társulások.

Vizsgálati módszerek

A vizsgálatokat több metszeten, felületi és vékonycsiszolatokon (2+2) végeztük. Az ásványi összetételt előzetesen — a szervesanyag-tartalomból adódóan egyes mintákban (metszetekben) erősen korlátozott mértékben — sztereomikroszkóppal, továbbá rásó (reflexiós) és áteső fényben polarizációs mikroszkóppal határoztuk meg.

Egyes szerkezeti (szöveti) és fázisvizsgálatokat, valamint kémiai elemzéseket EDAX PV-9800-as energia- és MIKROSPEC WDX-400-as hullámhosszdiszperzív spektrométerrel felszerelt AMRAY-1830 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal–mikroszondával végeztük. Vizsgálataink során kétféle, mégpedig 20 és 15 keV-os gyorsítófeszültséget, valamint — a spektrométer típusától függően — 1,0, 1,5, ill. 2,5 nA áramerősséget (sugáráramot) használtunk.

Vizsgálati eredmények és értelmezésük

A kabai meteorit a fehérzárványok, a különböző kondrumok, továbbá a változatos megjelenésű–összetételű (szervesanyag-tartalmú) mátrix mellett olivin fenokristályok-

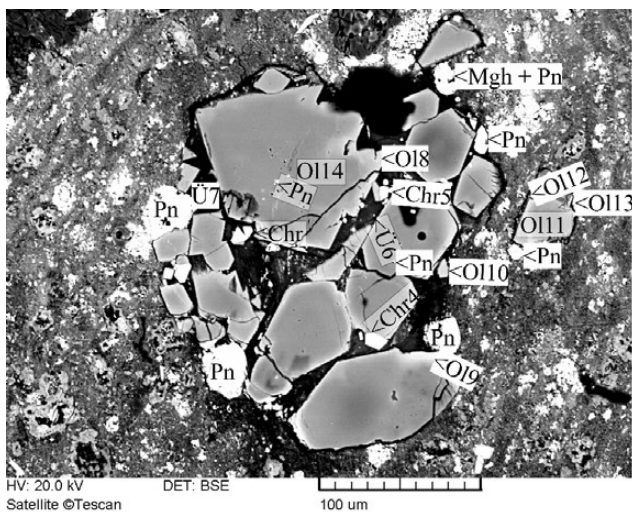
ból–krómitból és fayalitból–szulfidokból álló társulásokat, valamint eltérő eredetű, „független egykristályokat”, illetve részben kondrumok összetöredezésével–felaprózódásával keletkezett töredékeket–töredékhalmazokat is tartalmaz.

Az uralkodóan olivin fenokristályokból és krómitból álló társulásokon belül többnyire hipidiomorf, kisebb részben xenomorf töredékeket, továbbá főleg idiomorf olivinkristályokat tartalmazó változatokat különböztethetünk meg (1., 2. ábra). (Egyes formák, vagy lapathárók azonban néhány töredéken is felismerhetők.) Az olivin fenokristályok erősen repedezettek. A repedések sem az egyes fenokristályokat övező üvegfázisban, sem pedig az alapanyagban nem folytatódnak. Ezek szerint részben a kozmikus forrástest térbeli ütközésekor, de főleg a formálódó kozmikus testbe történt becsapódásakor keletkezettek. Ez egyben azt is jelzi, hogy a felsorolt társulásokat alkotó ásványok környezetidegenek, azaz xenokristályok („xenolitik”). A két halmazváltozat kémiai összetételében, ezen belül az olivin fenokristályok inhomogenitásban, valamint a társult ásványok — krómit, szulfidok — összetételében is határozott hasonlóság mutatkozik. Az FeO-tartalom a kondrumokbeli 14 olivin 0,52–2,86% szélső, ill. 1,13% átlagértékéhez viszonyítva mindkét változatban kiemelkedő, a koncentráció-intervallumokban azonban határozott eltérések észlelhetők. A főleg töredékekből álló, de kevés idiomorf szemcsét is tartalmazó változatokban (1. ábra) — a peremi részek kivételével — a viszonylag homogén olivineket 25,45–27,00% vas(II)-oxidot, ill. 36,1–38,2% fayalitet tartalmazó hialosziderit alkotja. A külső övekben az FeO koncentrációja 37,7–63,4%, ennek megfelelően a Fa részaránya — 53,4–89,7% — kiemelkedő. Ezek szerint a

peremi részek hortonolitos–ferrohortonolitos összetételűek. Ezzel szemben az idiomorf ásványokból álló változatokban (2. ábra) a kristályok belső része inhomogén, az FeO koncentrációja — két mérés alapján — 16,03–19,67% (Fa = 22,7–27,9%, Ol 3, Ol 1). Legtöbb vas(II)-oxidot az „üvegzárvány” körüli részek, és a homogénebb peremek tartalmaznak (FeO = 27,8%, ill. Fa = 39,4%, Ol 2). Ezek szerint az idiomorf fenokristályokban a fayalitmolekula részaránya jelentős (1. táblázat, 2. ábra). A változatokbeli olivinkristályok inhomogenitását, egyes ásványok zónás szerkezetét, az adott társulásoknak a formálódó kozmikus testbe történt becsapódásakor végbement hőmérséklet-emelkedés eredményezhette.

A spinellszerkezetű oxidok bonyolult összetételűek, alumínát-, ferrit-, és krómitspinellt tartalmaznak. Legnagyobb részarányt a krómit képvisel. A nagyobb — ~ 20 µm-es méretű — ásványok határozottan zónásak, a peremek felé a közönséges spinell ($MgAl_2O_4$) részaránya egyértelműen csökken (16,00→7,95), a magneziokrómit ($MgCr_2O_4$) és a krómit ($FeCr_2O_4$) együttes mennyisége (76,83→84,22) pedig egyértelműen növekszik (II. táblázat, 2. ábra a/a, Chr 1b, 1k). A különböző ásványszemcsék kémiai összetételében, főleg az Al_2O_3 és a Cr_2O_3 arányában jelentős különbségek mutatkoznak. Egyértelműen megállapítható, hogy a kristályképződés előrehaladásával a Cr_2O_3 koncentrációja — az Al_2O_3 rovására — növekszik. Többnyire az MgO és FeO között is hasonló, de bonyolultabb összefüggés mutatkozik. Részben ebből, valamint az oxidáció növekedéséből adódóan a spinellszerkezetű oxidokban a magnetit és az ulvit (Fe_7TiO_4) is jelentős részarányt — például a Chr 3-as szemcsében (2. ábra, a) 5,59–20,03, ill. az utóbbi 1,77–2,97 (max. 3,59) százalékot képvisel (II. táblázat). A magnetit részarányát — adott Cr_2O_3 - és FeO-koncentráció mellett — az MgO mennyisége erősen befolyásolja. Ugyanis a Cr_2O_3 először túlnyomó részben az MgO-val lép reakcióba, ezáltal magnezikrómit keletkezik ($Cr_2O_3 + MgO = MgCr_2O_4$). Az FeO egy része a maradék króm(III)-oxiddal krómittá egyesül ($Cr_2O_3 + FeO = FeCr_2O_4$). Ezek szerint ebben az esetben kevesebb vas(II)-oxid léphet reakcióba a króm(III)-oxiddal, ami — az oxidációs foktól függően — növeli a magnetitképződés lehetőségét és mennyiségét. (A természetes magmás folyamatokban tiszta magnezikrómit — $MgCr_2O_4$ — többnyire csak alárendelt mennyiségben és ritkán keletkezik. Egyensúlyi kristályosodásnak megfelelően főleg $(Mg,Fe)Cr_2O_4 \rightarrow (Fe,Mg)Cr_2O_4$, ill. $FeCr_2O_4$ alakul ki.)

A társulások egyes ásványait mindkét halmazban változatos, de hasonló összetételű, viszonylag sok alkáliát, főleg Na_2O -t és alumíniumot tartalmazó üvegfázis köti össze ($Na_2O = 5,8–8,5$, $K_2O = 0,6–0,9$, $Al_2O_3 = 13,4–20,3\%$). Az üveggé megmerevedett olvadék azonban mindkét változatban az olivinkristályok repedéseibe is benyomult. A két társulásváltozat — a kimutatott különbségek ellenére — lényegében azonos szerkezetű és összetételű, ami arra utal, hogy olivinból, valamint krómitból álló, a földi dunithoz*¹ hasonló kémiai és ásványi összetételű kozmikus testből származnak. A társulások körüli „alapanyag” nagy mennyiségű apró, néhány µm-es–nm-es olivintörmeléke a xeno-

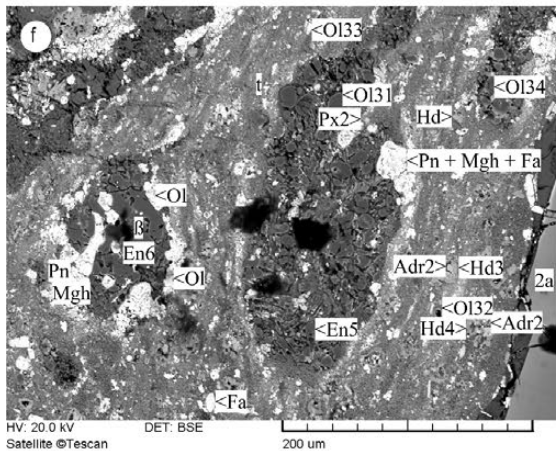
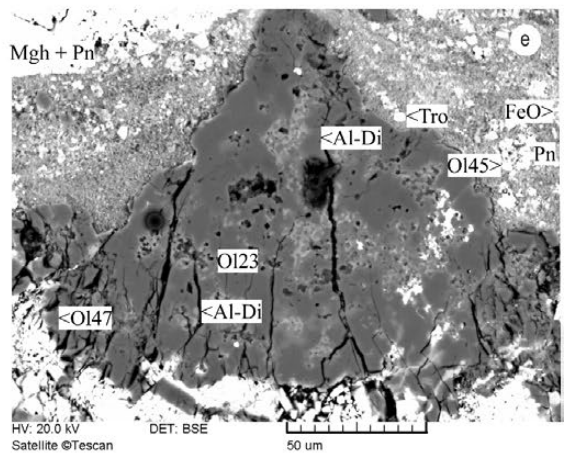
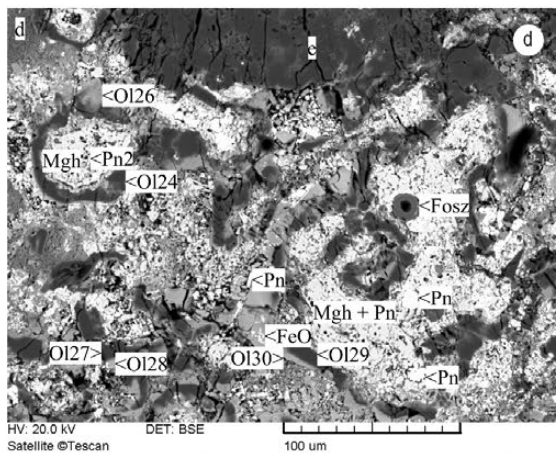
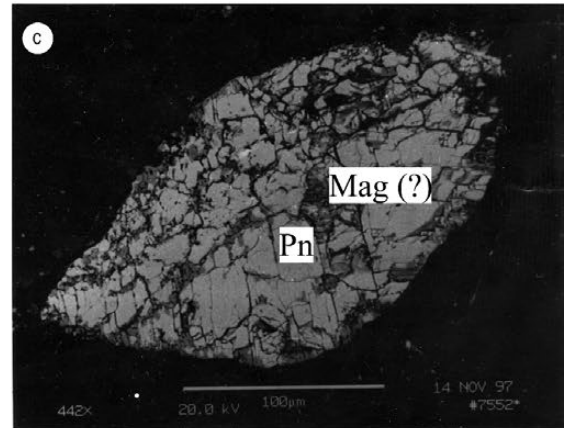
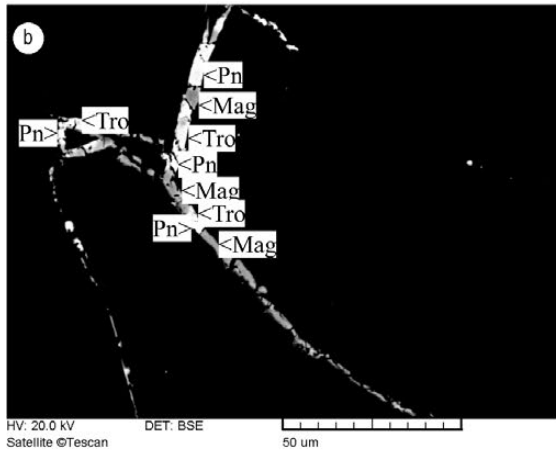
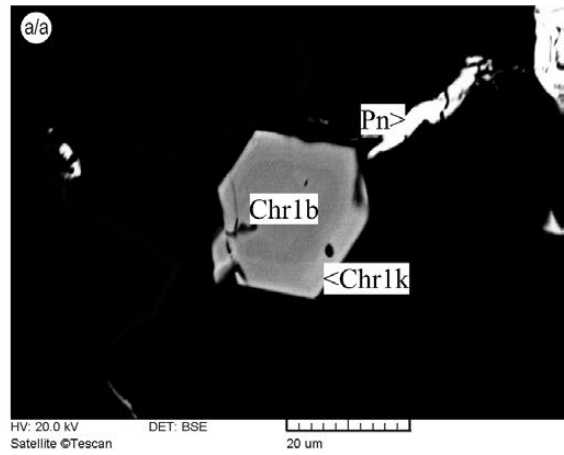
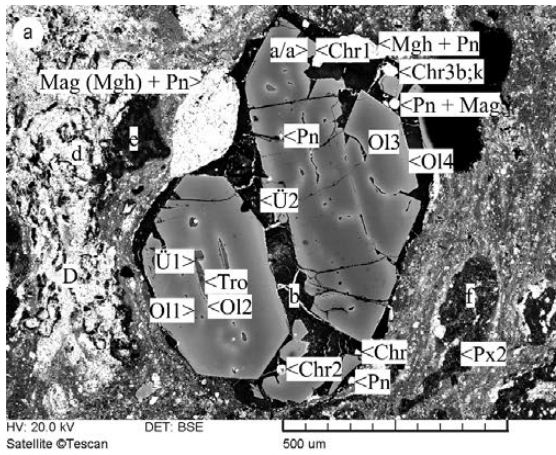


1. ábra. Hipidiomorf — kisebb részben xenomorf — olivin fenokristályokból és aprószemcsés krómitból álló társulás (KUBOVICS et al. 2000)

A két lényeges összetevő mellett a halmaz a peremi részekben pentlanditot (Pn) és oxidokat is tartalmaz. Ol = olivin, Chr = krómit, Pn + Mgh = pentlanditból és maghemitből álló finomszemcsés halmaz, Ü = meteoritüveg (közetüveg) (I–II. táblázat)

Figure 1. Paragenesis consisting of subhedral, or more rarely anhedral olivine phenocrysts and fine-grained chromite (KUBOVICS et al. 2000)

Beside these predominant phases the aggregate contains pentlandite (Pn) and oxides on the margins, too. Ol = olivine, Chr = chromite, Pn + Mgh = fine-grained aggregate consisting of pentlandite and maghemite, Ü = meteoritic glass (Table I–II)



2. ábra, a–f. a) Idiomorf olivin-fenokristályokból és apró krómitszemcsékből álló társulás. Ol = olivin, Chr = krómít, Tro = troilit, Pn + Mag = pentlanditból és magnetitből álló halmaz. Mgh = maghemit, Ü = meteoritüveg. a/a, b, c, d, e, f – A társulás egyes részeinek és környezetének nagyított felvételei: a/a) Zónás krómít és a kapcsolódó pentlanditsáv (Pn). Chr 1b = a krómít belső, Chr 1k = a külső része. b) Troilittel (Tro), pentlandittal (Pn), és magnetitvel (Mag?) kitöltött repedések az üvegfázisban. c) Pentlanditból (Pn) és magnetitből (? Mag) álló halmaz. d) Zavaros szerkezetű, ebből adódóan erősen vegyes ásványi és kémiai összetételű részleg. Ol = olivin, (Fo–Fa, III. tábl.), Mgh + Pn = maghemit + pentlandit, Fosz = foszfát (penhit?), e) Olivinből (forsteritből–fayalitból), valamint Al-tartalmú piroxénekből és szulfidokból, oxidokból álló, erősen repedezett „fenokristály” és környezete. Ol = olivin (Ol 23 és Ol 47 Fo; Ol 45–46 Fa; III. tábl.), Al-Di = másodlagos alumíniumtartalmú diopszid, Tro = troilit, Pn = pentlandit. f) Az előzőektől eltérő szerkezetű, változatos ásványi összetételű rész. Az alapanyag három (a, b, g) különböző összetételű, nagyobb ásványhalmazt tartalmaz. En = ensztatit, Hd = hedenbergit, Px = piroxén, Ol = olivin, Fa = fayalit, Adr = andradit, Pn + Mgh + Fa = pentlandit + maghemit + fayalit (Mgh + Pn = maghemit + pentlandit), t = torlódásos öv (IV. tábl.)

I. táblázat. Az olivin-fenokristályok tömegszázalékos kémiai és mólszázalékos fázisösszetétele**Table I.** Chemical composition in wt% and phase composition in mol% of olivine phenocrysts

Ábra	Az ásv. jele	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Ol	
1	Ol 14	37,80	-	-	0,33	25,45	-	36,13	0,29	100,00	63,26	36,05	000	99,31	Fo (Hsz)
	Ol 8	35,29	-	-	0,18	38,70	0,31	25,08	0,45	100,01	43,90	54,82	0,44	99,16	Fa (Ho)
	Ol 11	37,58	-	-	0,28	27,00	0,24	34,57	0,33	100,00	60,15	38,24	0,34	98,73	Fo (Hsz)
	Ol 12	35,53	-	-	-	37,72	0,46	25,94	0,35	100,00	45,42	53,43	0,65	99,50	Fa (Ho)
	Ol 13	30,63	-	-	-	63,35	0,88	5,14	-	100,00	9,00	89,73	1,12	99,85	Fa
	Ol 9	34,08	-	-	-	45,50	0,34	19,54	0,55	100,01	34,21	64,45	0,48	99,14	Fa (Ho)
	Ol 10	35,31	-	-	-	38,71	0,47	25,50	-	99,99	44,65	54,83	0,67	100,15	Fa (Ho)
2a	Ol 1	39,05	-	-	0,29	19,67	0,31	40,53	0,14	99,99	70,97	27,86	0,44	99,27	Fo (Kr)
	Ol 2	37,40	-	-	0,21	27,78	0,47	33,66	0,49	100,01	58,94	39,35	0,67	98,96	Fo (Hsz)
	Ol 3	39,57	-	-	0,13	16,03	0,28	43,98	0,00	99,99	77,01	22,71	0,40	100,12	Fo (Kr)
	Ol 4	37,19	-	-	0,34	27,77	0,58	33,82	0,30	100,0	59,22	39,33	0,83	99,38	Fo (Hsz)

Fo = forsterit/forsterite, Fa = fayalit/fayalite, Kr = krizolit/chrisolite, Hsz = hialosziderit/hyalosiderite Ho = hortonolit/hortonolite Tep = tefroit/tephroite, Ol = olivin/olivine, (Fo)-(Fa) = ötvenszázalékos szabály/50% rule, h = halmaz/aggregate

II. táblázat. A spinellszerkezetű oxidok tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele**Table II.** Chemical composition in wt% and phase composition of spinel group minerals

Ábra	Az ásv. jele	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MgO	CaO	Összesen	Spl	Hc	Mgchr	Chr	Mag	Usp	Splz.ox
1	Chr 4	0,77	0,73	21,26	40,82	0,54	28,07	8,15	0,20	100,54	29,59	-	-	60,15	7,42	2,05	99,21
	Chr 5	0,79	1,23	22,45	38,14	0,71	29,31	7,92	0,16	100,71	43,90	54,82	-	56,20	7,44	3,45	99,05
2a	Chr 2	0,91	1,28	6,37	56,29	0,63	28,01	6,94	0,20	100,63	8,87	-	21,32	58,07	7,04	3,59	99,89
	Chr 3b	0,56	0,63	11,66	53,29	0,53	25,43	8,20	0,22	100,52	16,23	-	17,43	58,19	5,59	1,77	99,21
	Chr 3k	-	1,06	6,69	48,80	0,84	35,19	8,10	0,16	100,84	9,31	-	26,31	41,23	20,02	2,97	99,84
2a/fa	Chr 1b	0,70	0,72	11,49	53,54	0,65	26,13	7,89	0,33	100,65	16,00	-	12,39	64,44	4,12	2,02	98,97
	Chr 1k	0,48	0,96	5,71	58,99	0,77	28,09	5,62	0,15	100,77	7,95	-	16,23	67,99	4,51	2,69	99,37
4	Chr 1	-	1,26	10,71	51,15	-	31,95	4,73	0,21	100,01	14,91	-	2,54	72,41	6,41	3,53	99,80

hr = krómit/chromite, Spl = alumíniumspinell/Al-spinel, Hc = hercinit/hercynite, Mgchr = magneziokrómít/magnesiochromite, Mag = magnetit/magnetite, Usp = ulvöspinell (ulvit)/ulvöspinell (ulvite); b b = belső/inner; k = külső rész/outer part, Splz. ox = spinellszerkezetű oxidok/spinel group minerals

fenokristályoknak a formálódó kozmikus testbe történt becsapódásakor keletkezhetett. Az olvadákképződést a nagy sebességű kozmikus szemcsék ütközését-becsapódását kísérő hőmérséklet-emelkedés eredményezhette. A két változat (1., 2. ábra) körül kialakult jelentős alapanyag-torlódás — a kristályok erős repedezettségével, az olvadákképződéssel, az olivinkristályokat összekötő üvegfázissal, valamint a környezet jelentős átalakulásával-átkristályosodásával együtt — a becsapódás intenzitását is jelzi (1. az 1. és 2. ábrát). Az üvegfázisban lévő, troilittel pentlandittal és magnetittel (?) kitöltött repedések (2. ábra, b) később alakultak ki. (A két repedésrendszer egymástól független.) A repedés-kitöltő szulfidok valószínűleg az olivin–krómit társulások mellett — az üvegfázisba is benyúl — 25,2% Ni-t tartalmazó pentlanditokkal egyidejűleg keletkeztek.

Az idiomorf–hipidiomorf olivinekből és krómitszemcsékből álló társulások környezete rendkívül változatos szerkezetű (szövetű) és összetételű. Az átalakulási folyamatot az ásványok mérete és kémiai összetétele is erősen

befolyásolta. Ebből adódóan egymás melletti vagy egymáshoz közeli részekben eltérő jellegű — intenzitású — folyamatok mentek végbe (2. ábra, c–f).

Közvetlenül a fenokristályok mellett sajátos, jellegzetesen nyúlt formájú, az üvegfázisban lévő erekhez hasonló összetételű oxidokból (magnetitből?) és szulfidokból (pentlanditból) álló ásványtársulás alakult ki (2. ábra c). Azonos vagy hasonló fázisokból álló részlegeket a környezet, főleg a „zavaros” szerkezetű alapanyag is bőven tartalmaz. Mindez a becsapódással egyidejű oxidációs folyamatot valószínűsít.

Az olivin fenokristályok megnyúlási irányával megközelítőleg párhuzamosan „zavaros” szerkezetű, ennek megfelelően változatos ásványi összetételű részleg alakult ki (2. ábra, d). Az eredeti szövet feltehetőleg teljesen eltűnt. Az alapanyagból (a mátrixból) a különböző hatások–kölsönhatások eredményeképpen olivinből álló gyűrűs (kör, ellipszis, és szabálytalan átmetszetű) szerkezetekben főleg szulfiddal, valamint maghemittel kitöltött, többnyire zárt

← **Figure 2, a–f.** a) Paragenesis consisting of euhedral olivine phenocrysts and fine-grained chromite. Ol = olivine, Chr = chromite, Tro = troilite, Pn + Mag = aggregate consisting of pentlandite and magnetite (?) Mgh + Pn = aggregate consisting of maghemite and pentlandite, Ū = meteoritic glass. a/a, b, c, d, e, f – magnified parts of the paragenesis and its surroundings: a/a) Zoned chromite and the connected pentlandite band (Pn). Chr 1b = central part of the chromite, Chr 1k = outer part of chromite. b) Cracks in the glass phase filled with troilite (Tro), pentlandite (Pn), and magnetite (Mag). c) Aggregate consisting presumably of magnetite (Mag) and pentlandite (Pn). d) Ambiguous structured part, and consequently with highly varied mineralogical and chemical composition. Ol = olivine (Fo-Fa. Table III), Mgh + Pn = maghemite + pentlandite, Fosz = phosphate penethite? e) Highly cracked „phenocryst” and its surrounding consisting of Al-containing pyroxenes and sulphides and its surroundings. Ol = olivine (Ol 23 and 47; Fo, Ol 45–46; Fa) (Table III), Al-Di = secondary Al-containing diopside, Tro = troilite, Pn = pentlandite, f) Part of the sample with diverse mineral composition that has significantly different structure from the previous parts. The groundmass contains three larger structural units (mineral aggregates) with different composition (a, b, g) En = enstatite, Hd = hedenbergite, Px = pyroxene, Ol = olivine, Fa = fayalite, ADr = andradite, Pn + Mgh + Fa = pentlandite + maghemite + fayalite, Mgh + Pn = maghemite + pentlandite, t = congestion belt (see Table IV)

formák alakultak ki. Az olivin változóan, aszimmetrikusan zónás. A jelzett olivininformák, -szerkezetek belső, a maghemittel vagy a szulfidokkal érintkező részét általában megközelítőleg tiszta forsterit ($\text{Fo}_{96,8-97,6}$ – Ol 24, Ol 29) a külső övet pedig FeO-ban gazdag változatok, hortonolit–ferrohortonolit ($\text{Fa}_{65,4-84,1}$ – Ol 26, Ol 28) alkotja. Ezek szerint a Si-ban szegény, de ósszvasban gazdag rendszerben a kristályfázisok kialakulása maghemittel–pentlandittal kezdődött, ennek következtében az FeO koncentrációja jelentősen lecsökkent, az SiO_2 és az MgO részaránya pedig megnövekedett, ami a forsterit képződését eredményezte. Ezzel szemben, a jellegzetes „sávós” formákat alkotó forsterit (Ol 29) külső környezetében a vas, ill. az FeO (és az ósszvas) az olivinbe épült be, ezáltal — viszonylag éles határral — hortonolit–ferrohortonolit keletkezett (2. ábra d, Ol 30, III. táblázat). Ezt a folyamatot a forsterit képződésével párhuzamos Mg- és Si-csökkenés is elősegítette. A nagyon kevés P az eltérő geokémiai sajátosságából adódóan a felsorolt ásványokba nem épülhetett be, ennek megfelelően az átkristályosodási folyamat végén — különböző, részben már kiszorult, kimaradt elemekkel, többek között például a nátriummal együtt — ásványtanilag pontosan nem azonosítható, de a penethithez hasonló összetételű fázisban koncentráldott a forsterit körül (2. ábra d, Fosz).

A főleg forsteritből, valamint Al-tartalmú piroxénekből (Al-diopszidból) álló, kevés szulfidot (pentlanditot) is tartalmazó „fenokristály” (2. ábra, e) idegen eredetű, valószínűleg az olivin–krómit társulásnál némileg korábban csapódott a formálódó kozmikus testbe. Az Al-tartalmú piroxének és a szulfidok a becsapódással egyidejűleg keletkezettek. A főleg piroxénekből álló átalakulási termékeket harántoló repedések azonban később jöttek létre. A repedésrendszer kialakulását az olivin–krómit társulás becsapódása eredményezhette.

A 2d-hez viszonyítva a 2a, ellentétes oldalán (2f) teljesen eltérő szerkezetű szövetű és ásványi összetételű rész alakult ki. Az alapanyag három (α , β , γ) különböző összetételű, alakzatú (ásványhalmaz-társulást) tartalmaz. A részlegesen átalakult legnagyobb (α) és a közepes méretű (β) ásványhalmazt eredetileg főleg piroxének és olivin alkották. A piroxéneket (α , β) — a meteorit más részeiben észleltektől eltérően — viszonylag jelentős mennyiségű, 4,08–4,33%

Tschermak-molekulát, valamint kevés ferroszilitet ($\text{Fs}_{1,9-2,2}$) wollastonitot ($\text{Wo}_{0,54-2,55}$) és johannsenitet ($\text{Jh}_{0,00-0,55}$) is tartalmazó ensztatit ($\text{En}_{89,04-92,38}$), továbbá pigeonit ($\text{En}_{38,85}$, $\text{Wo}_{4,85}$, $\text{Fs}_{39,7}$) (IV. táblázat), az olivinsort pedig tiszta forsterit (Ol 31, $\text{Fo}_{97,1}$) képviseli. A közepes méretű (β) ásványtársulást FeO-ban gazdag olivin övezi. A kisebb (γ), uralkodóan olivinből álló képződményben az átalakulás eredményeképpen a forsterit (Ol 34, $\text{Fo}_{95,5}$) körül FeO-ban, ill. fayalitban gazdagabb öv keletkezett. A nagyobb méretű (α , β) alakzatok a felsorolt szilikátok mellett jelentős mennyiségű maghemitet és pentlanditot (Mgh + Pn) is tartalmaznak (a pentlandittal együtt megjelenő oxidásványok pontosabb meghatározása még további vizsgálatot igényel). Jól látható, hogy az oxid- és szulfidásványok esetenként több szemcsét harántolnak, és a (gyenge) két repedésrendszer is független egymástól. Mindez arra utal, hogy az oxid- és szulfidásványok a szétesés, ill. a becsapódás utáni átalakulás (átkristályosodás) folyamán keletkeztek.

A két nagyobb, α - és β -alakulat (ásványhalmaz) körül kialakult finomszemcsés torlódásos övet ósszvasban viszonylag gazdag szilikátok, 21–92% fayalitot tartalmazó olivin (Ol 32, 33), monoklin piroxének, és andradit alkotják. A piroxénekből az Al-diopszidhoz és a fassaithoz viszonyítva az Al_2O_3 alárendelt mennyiségű, mindössze 1,7–1,4%. Ennek megfelelően a Tschermak-molekula részaránya 3,3–3,1% (Hd 3,4). Ezzel szemben az FeO koncentrációja (25,1%), ill. a ferroszilit 46,0% részaránya jelentősnek tekinthető (1. IV. táblázat). Mindezek, valamint a CaO- és az MgO-koncentráció alapján a monoklin piroxének hedenbergitnek minősülnek. Az alapanyag a felsorolt szilikátok mellett oxidásványokat (maghemitet) és szulfidokat (pentlanditot) is tartalmaz. Ez a sajátos összetétel FeO- és Fe_2O_3 -ban gazdag környezetre, ill. alapanyagra, a vas(II)ion mobilizációjára (migrációjára), valamint lokális oxidációs folyamatra utal. Az ismertetett alakzatok (α , β , γ) a torlódásos öv (t) elrendeződése, megjelenési formája szerint a főleg olivin fenokristályokból álló „szomszéd” társulástól függetlenül csapódtak be a formálódó kozmikus testbe.

A meteorit különböző részeiből származó metszetek az előzőektől eltérő felépítésű társulásokat is tartalmaznak. Esetenként 1,5–2,0 mm-es területen belül többféle, az előzőektől részben eltérő kémiai összetételű és (főleg)

III. táblázat. A 2. ábra a része körüli (d, e) olivinszemcsék tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Table III. Chemical composition in wt% and phase composition of olivines in the surroundings of Figure 2, a (d, e).

Ábra	Áz ásv. jele	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Összesen	
2d	Ol 24	42,28	0,41	1,77	0,24	55,29	–	99,99	96,81	2,51	0,34	99,66	Fo
	Ol 26	33,98	–	46,16	0,52	19,34	–	100,00	33,86	65,38	0,74	99,98	Fa (Ho)
	Ol 27	42,45	0,32	1,37	0,38	55,48	–	100,00	97,15	1,94	0,54	99,63	Fo
	Ol 28	31,48	–	59,27	0,49	8,76	–	100,00	15,29	84,06	0,70	100,6	Fa (Fho)
	Ol 29	42,30	0,27	1,39	0,29	55,75	–	100,00	97,62	2,42	0,41	100,45	Fo
	Ol 30	32,62	–	52,80	0,54	14,04	–	100,00	24,58	74,78	0,77	100,13	Fa (Fho)
2e	Ol 23	42,60	–	0,59	–	56,80	–	99,99	99,46	0,84	–	100,30	Fo
	Ol 47	41,96	0,42	3,02	0,35	54,25	–	100,00	94,99	4,28	0,50	99,77	Fo
	Ol 45	33,46	–	49,00	0,35	17,18	–	99,99	30,08	69,41	0,50	99,99	Fa (Ho)
	Ol 46	32,48	–	53,71	0,51	13,29	–	99,99	23,27	76,08	0,73	100,08	Fa (Fho)

Fo = forsterit/forsterite, Fa = fayalit/fayalite, Tep = tefroit/tephroite, Ho = hortonolit/hortonolite, Fho = ferrohortonolit/ferrohortonolite

IV. táblázat. A 2. ábra a képen látható (f) ásványtársulások (a), valamint a környező alapanyag (b) szilikátásványainak tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele
Table IV. Chemical composition in wt% and phase composition of mineral assemblages (a) around Figure 2a (f), as well as of the silicate minerals in the surrounding groundmass (b)

Az ásványtársulásokban - α, β, γ és a környező alapanyagban, (b) lévő piroxének tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele																	
Ábra	Az ásv. jele	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	En	Wo	Fs	Jh	Tsch	CaCrPx	Cpx
a	En 5 α	57,10	-	2,30	0,58	1,19	-	37,09	1,74	100,00	92,38	0,54	2,19	-	4,08	1,76	100,95
	En 6 β	57,78	-	2,33	0,44	1,05	0,30	35,75	2,34	99,99	89,04	2,55	1,93	0,55	4,33	1,41	99,81
	Px 2 (Pgt)	48,33	0,18	3,65	4,55	21,63	-	15,60	6,06	100,00	38,85	4,85	39,72	-	1,05	15,05	99,52
b	Hd3	47,79	-	1,69	0,21	25,05	-	3,11	22,14	99,99	7,75	43,80	46,00	-	3,31	0,67	101,53

Az ásványtársulásokban α, γ (a) lévő olivin (forsterit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Az ásv. jele	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Összesen	
Ol 31 α	42,40	0,53	1,19	-	55,62	0,27	100,01	97,09	1,69	-	98,78	Fo
Ol 34 γ	42,24	0,52	2,36	-	54,56	0,32	100,00	95,53	3,34	-	98,87	Fo

Az ásványtársulások körüli alapanyagban (b) lévő olivinszemcsék (forsterit-fayalit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Az ásv. jele	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Összesen	
Ol 32	39,89	0,24	14,77	0,60	44,49	-	99,99	77,90	20,92	0,85	99,67	Fo (Kr)
Ol 33	30,26	-	65,16	0,91	3,67	-	100,00	6,43	92,30	1,29	100,02	Fa

Az ásványtársulásokban - α, β, γ - (a), valamint a környező alapanyagban (b) lévő piroxének tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele. Az ásványtársulásokban - α, γ - (a) lévő olivin (forsterit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele. Az ásványtársulások körüli alapanyagban lévő (b) olivinszemcsék (forsterit-fayalit) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele.

En = enstatit, Wo = wollastonit, Fs = ferroszilit, Jh = johannsenit, Tsch = Tschermak-molekula, CaCrPx = krómpiroxén: CaCr(AlSi)O₆, Px = piroxén, Cpx = klinopiroxén, Px 2 (Pgt) = pigeonit (a Pgt a CaCrPx mellett 0,49% Ca-Ti-Px-t is tartalmaz), Ol = olivin, Fo = forsterit, Fa = fayalit, Tep = tefroit, Kr = krizolit.

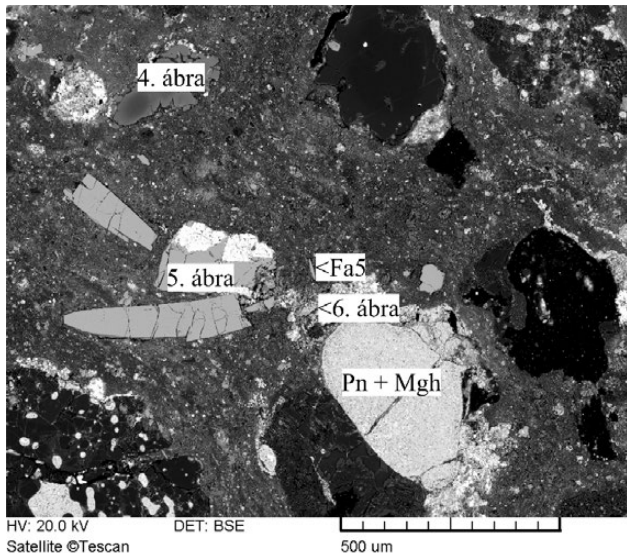
Chemical composition in wt% and phase composition of pyroxenes in the assemblages α, β, γ (a), as well as of the groundmass in the surroundings. Chemical composition in wt% and phase composition of olivine (forsterite) in the assemblages α, γ (a) Chemical composition in wt% and phase composition of olivines (forsterite - fayalite) in the surrounding groundmass.

En = enstatite, Wo = wollastonite, Fs = ferrosilite, Jh = johannsenite, Tsch = Tschermak molecule, CaCrPx = Cr-pyroxene: CaCr(AlSi)O₆, Px = pyroxene, Cpx = clinopyroxene, Px 2 (Pgt) = pigeonite (Pgt contains beside CaCrPx 0.49% Ca - Ti - Px, too), Ol = olivine, Fo = forsterite, Fa = fayalite, Tep = tephroite, Kr = crisolite.

szerkezetű xenokristály-együtteseket (3. ábra), többek között olivinból, krómitból és piroxénekből (4. ábra), valamint fayalitból és szulfidokból (5. ábra) álló társulásokat különböztethetünk meg.

A főleg olivinból-krómitból (spinellszerkezetű oxidokból) álló ásványtársulás e két fő összetevő mellett viszonylag jelentős mennyiségű, részben mikrokristályos amorf mezosztázist, a környezete pedig kevés (1-1) piroxént, valamint szulfidokat (pentlanditot) is tartalmaz (4. ábra).

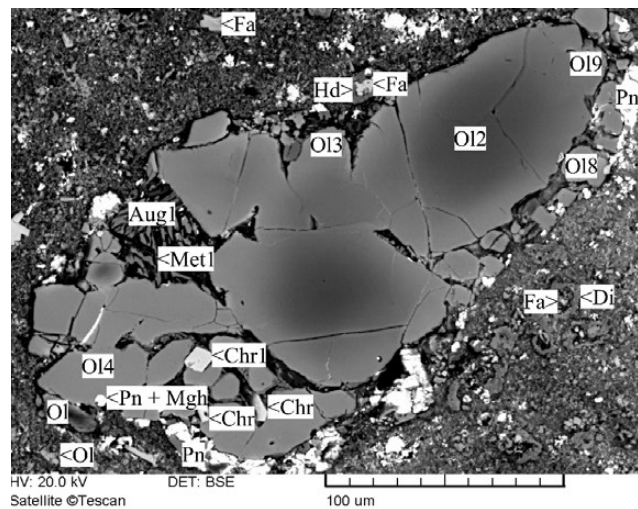
Az olivin fenokristályban a peremek felé az FeO koncentrációja, ennek megfelelően a fayalit mennyisége erősen és folyamatosan növekszik, (Fa 30,3-57,2 [Ol 2, Ol 3]). Ebből adódóan részaránya a fenokristályokról levált darabokban (a „törmelékben”) a legnagyobb (Ol 4; Ol 8 = Fa_{60,5-60,8}; V. táblázat). A spinellszerkezetű oxidokban — a fehérszárványokban észleltekkkel ellentétben — az FeO lényeges komponensként szerepel (32%). Ennek megfelelően — mivel a Cr₂O₃ koncentrációja is kiemelkedő (51,2%) — a spinell-



3. ábra. A 4., 5. és a 6. ábra közötti kapcsolatot szemléltető meteoritreszlet Pn + Mgh = pentlandit + maghemit. A finomszemcsés alapanyag jelentős részét fayalit (Fa) alkotja. (Fa 5 = 96,46, Tep = 1,04; Fo = 2,22%, Tep – tefroit, Fo – forsterit)

Figure 3. Part of the meteorite displaying the connection between those parts seen in Figures 4, 5, and 6

Pn + Mgh = pentlandite + maghemite. The fine-grained groundmass is composed mainly from fayalite (Fa) (Fa 5 = 96.46, Tep = 1.04, Fo = 2.22%). Tep = tephroite, Fo = forsterite

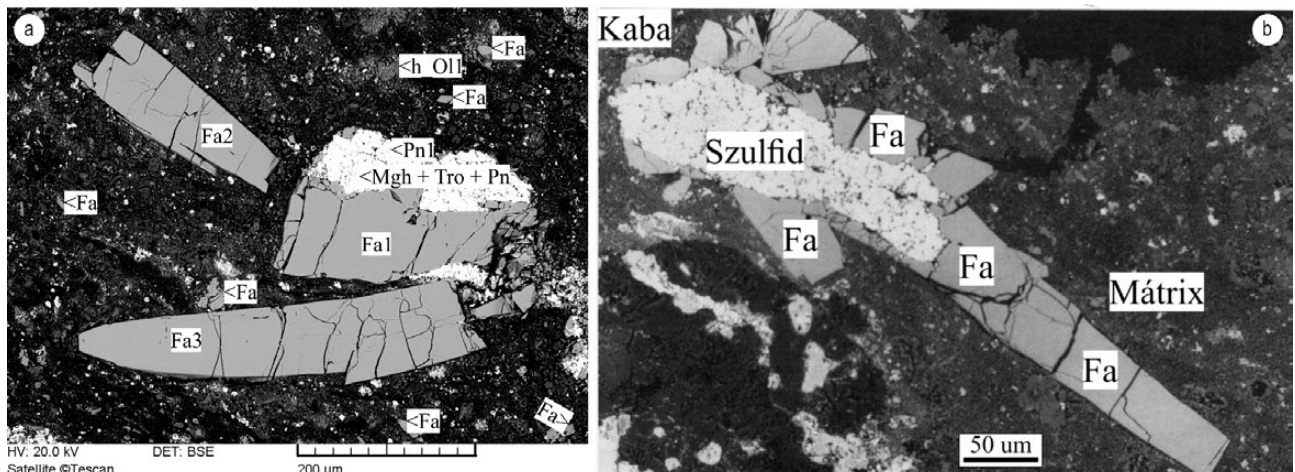


4. ábra. Erősen zónás, összetört-töredezett olivinból, és spinellszerkezetű oxidokból, valamint klinopiroxén-tartalmú mezosztázisból álló társulás

Ol = olivin, Chr = krómit, Pn + Mgh = pentlandit + maghemit (?), Aug = augit, Met = mezosztázis (kriptokristályos-amorf anyag). A környező alapanyag jelentős részét, olivin, illetve fayalit (Fa) továbbá diopszid (Di) és pentlandit (Pn) alkotja

Figure 4. Assemblage consisting of highly zoned and cracked olivine and spinel group minerals as well as mesostasis containing clinopyroxene

Ol = olivine, Chr = chromite, Pn + Mgh = pentlandite + maghemite (?), Aug = augite, Met = mesostasis. The surrounding groundmass is composed mainly of olivine (fayalite: Fa) as well as diopside (Di) and pentlandite (Pn)



5. ábra, a) Töredezett, repedezett, nyúlt, fayalitkristályokból és különböző összetételű szulfidokból álló ásványtársulás. A finomszemcsés alapanyag jelentős részét szintén fayalit (ferrohortonolit) alkotja. b) HUA & BUSCHEK (1995) által a kabai meteoritban kimutatott ásványegyüttes

Fa = fayalit, Fa = 98,84–99,80, Tro = troilit, Pn = pentlandit, Ol 1 - olivin (Fa = 73,74, Fo = 25,55, Tep = 0,73%), Mgh + Tro + Pn = maghemite + troilit + pentlandit

Figure 5. a) Assemblage consisting of cracked and elongated fayalite and sulphides with various chemical composition. The fine-grained groundmass is also mainly composed of fayalite (ferrohortonolite). b) Mineral assemblage in the Kaba meteorite demonstrated by HUA & BUSECK (1995)

Fa = fayalite, Tro = troilit, Pn = pentlandite, Ol = olivine (Fa = 73.74, Fo = 25.55, Tep = 0.73%), Mgh + Tro + Pn = maghemite + troilit + pentlandite (Table V)

szerkezetű oxidokon belül legnagyobb részarányt — 72,4 %-ot — a krómít (FeCr_2O_4) képvisel (Chr + Mgchr = 74,95). A közönséges spinell (MgAl_2O_4) — a meteorit más részeiben észleltekkel ellentétben — viszonylag alárendelt mennyiségű (14,9%). Az FeO túlsúlyát — az MgO-val (4,73%) szemben — a spinellszerkezetű oxidok számított ulvöspinnell- ($\text{Fe}_2\text{TiO}_4 = 3,53$) és jelentős magnetittartalma (6,41%) is jelzi (I. II. táblázat). A szétesett olivin fenokristály töredékeit övező kriptokristályos amorf anyag („mezosztázis Met”) nagy FeO-tartalmú (16,7%) klinopiroxént, vázszerkezetű augitot is tartalmaz. Ezek szerint az adott ásványban a vas(II)ion a legnagyobb részarányú másodrendű kation. A bonyolult összetételű augitnak az enzstatit, wollastonit és a ferroszilit ($\text{En}_{31,3}$, $\text{Wo}_{19,4}$, $\text{Fs}_{30,7}$, $\text{Jh}_{0,6}$) mellett a Tschermakmolekula is jelentős részarányú (13,9%) alkotója. A kriptokristályos–amorf anyag a piroxénben kimutatott mennyiségeknél lényegesen több alumínium(III)-oxidot (20,25%) tartalmaz. Emellett az MgO (20,2%) és az Na_2O koncentrációja (5,8%) is jelentős. Az FeO és a CaO viszont lényegesen kisebb mennyiségben (9,5, ill. 3%) szerepel. Az ere-

deti fenokristály „holdudvarán” belüli „mezosztázis” kialakulását a becsapódás okozta hőmérséklet-emelkedés eredményezte. Az olvadék túlnyomó részben (vagy teljesen) az alapanyagból keletkezett, ennek megfelelően a felsorolt elemek, ill. oxidok koncentrációja lényegében az eredeti finomszemcsés részleg kémiai összetételét tükrözheti. A sok MgO-t, és viszonylag kevés FeO-t tartalmazó olvadékból kivált piroxén előzőekben jelzett kémiai összetétele — főleg a Mg és a Fe jelentős arányváltozása — ellentmondásosnak látszik. Értelmezése további elemzéseket, vizsgálatokat igényel. A fenokristály körüli — részben a törmeléken belüli — pentlandit szintén a becsapódáskor keletkezhetett. A környező finomszemcsés alapanyag túlnyomó részét a fenokristállal lényegében azonos összetételű „törmelékes” olivin (fayalit) alkotja. Egyes fayalitszemcsék körül hedenbergit alakult ki (Hd–Fa), ami vasban rendkívül gazdag környezetre, ill. rendszerre utal (4. ábra, V. táblázat).

A fayalitból és szulfidokból álló társulást nagyméretű (80×440; ill. 80×200 440 µm-es) nyúlt xenokristályok,

V. táblázat. A 4–5. ábrán szereplő olivinásványok tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele

Table V. Chemical composition in wt% and phase composition of olivines displayed on Figure 4–5

Ábra	Az ásv. jele	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Ol	
4	Ol 2	38,56	–	–	0,39	21,41	0,28	39,36	–	100,00	68,92	30,33	0,40	99,65	Fo (Hsz)
	Ol 3	34,90	–	–	0,53	40,41	0,55	23,38	0,24	100,01	40,94	57,24	0,78	98,96	Fa (Ho)
	Ol 4	34,51	–	–	0,33	42,69	0,54	21,68	0,26	100,01	37,96	60,47	0,78	99,21	Fo (Ho)
	Ol 9	35,35	–	–	0,19	38,07	0,41	25,61	0,38	100,01	44,88	53,92	0,58	99,38	Fa (Ho)
	Ol 8	34,37	–	–	0,45	42,89	0,51	21,28	0,50	100,00	37,26	60,75	0,73	98,74	Fa (Ho)
5a	Fa 1	29,41	–	–	–	70,46	0,12	–	–	99,99	0,00	99,80	0,17	99,97	Fa
	Fa 2	29,65	–	–	–	69,87	0,48	–	–	100,0	0,00	98,97	0,68	99,65	Fa
	Fa 3	29,37	–	–	–	69,78	0,85	–	–	100,000	0,00	98,84	1,21	100,05	Fa
	h Ol 1	32,83	–	–	–	52,06	0,51	14,59	–	99,99	25,55	73,74	0,73	100,02	Fa (Fho)

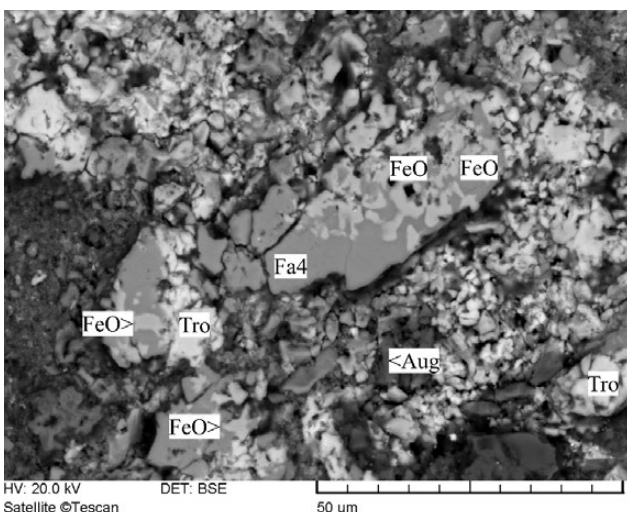
Ol = olivin/olivine, Fo = forsterit/forsterite, Fa = fayalit/fayalite, Tep = tefroit/tephroite, Hsz = hialosziderit/hyalosiderite, Ho = hortonolit/hortonolite, Fho = ferrohortonolit/ferrohortonolite, (Fo)-(Fa) = ötvényszázalékos szabály/50% rule, h = halmaz/aggregate.

valamint szorosan kapcsolódó szulfidok, troilitból, pentlanditból és maghemitből álló halmazok alkotják (5. ábra, a). A harántrepedésekkel erősen tagolt nagy tisztaságú fayalit 0,12–0,85% MnO-t, ennek megfelelően 0,2–1,2% tefroitot tartalmaz (V. táblázat). Kisebb törmelékes fayalitszemcsék a környező alpanyagban is jelentős mennyiségben szerepelnek. A 10–30 µm-es törmelékek a fenokristályokkal azonos összetételűek. Az egymástól különböző távolságokban lévő fenokristályokat sok, néhány µm-s méretű fayalitot is tartalmazó, finomszemcsés alpanyag köti össze. (HUA & BUSCHEK 1995 — ezzel lényegileg teljesen azonos összetételű és szerkezetű ásványegyüttest mutatott ki a kabai meteoritban. 5. ábra, b)

Az olivinból–krómitból, valamint fayalitból–szulfidokból álló társulások (4., 5. ábra) lényegileg azonos szerkezetű és ásványi összetételű finomszemcsés környezete azt valószínűsíti, hogy a jelentős különbségek ellenére egyidejűleg (vagy megközelítőleg azonos időpontban) kerültek a formálódó kozmikus testbe (1. a 3. ábrát).

A felsorolt ásványtársulások mellett „független” olivin fenokristályok becsapódása is gyarapította a kabai meteoritból a kozmikus test tömegét.

Egyes fenokristályok részleges szétesésével a maradványásvány körül finomszemcsés halmaz alakult ki. Például a 0,94% tefroitot és kevés forsteritet (Fo_{4,85}) tartalmazó fayalit fenokristály (Fa_{93,98}, Fa 4) jelentős mértékű fölaprozódásával a maradékásvány (a mag) körül különböző, de többségében néhány µm méretű szemcsékből álló törmelék-halmaz keletkezett (6. ábra). Az erősen oxidatív jellegű átalakulás, a jellegzetes kiszorítási folyamat eredményeképpen az eredeti fenokristály és törmeléke részlegesen — a nagyobb fajlagos felületű, kisebb szemcsék teljesen — magnetitté, — részben szulfidokká, főleg troilittá —



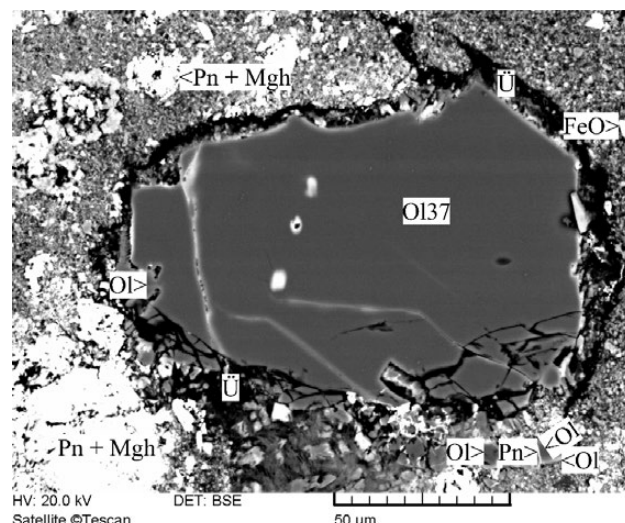
6. ábra. A becsapódáskor csaknem teljesen szétesett (összetöredezett) és erősen átalakult fayalit-fenokristály megmaradt magja és törmeléke
Fa = fayalit (Fa = 93,98, Tep = 0,95, Fo = 4,85 %); FeO = valószínűleg magnetit; Aug = augit (En = 44,18, Wo = 32,36, Fs = 7,68, Jh = 4,88, Tsch = 6,30%); Tro = troilit

Figure 6. Almost wholly disintegrated (cracked) and highly altered core and fragments of fayalite phenocryst formed during the impact

Fa = fayalite (Fa = 93.98, Tep = 0.95, Fo = 4.85 %), FeO = presumably magnetite (Mag), Aug = augite (En = 44.18, Wo = 32.36, Fs = 7.68, Jh = 4.88, Tsch = 6.30%), Tro = troilite

alakultak át. A fayalit átalakulásával (1,5 Fe₂SiO₄ + O → FeFe₂O₄ + 1,5 SiO₂) szilícium(IV)-oxid szabadult fel, ami elősegíthette a Mg-tartalmú telítetlen ásványok piroxénné történt átalakulását. A vázolt folyamatot a jelzett fenokristály becsapódása eredményezhette.

A különböző becsapódások intenzitását és hatását a mintegy 70×120 µm méretű, mindössze 0,8% fayalitot tartalmazó forsterit (Ol 34 = Fo_{98,8}) körül kialakult üvegfázis is jól tükrözi (7. ábra).



7. ábra. Viszonylag nagy méretű (~70×120 µm) forsterit, valamint a megolvadt környezetéből kialakult üvegfázis (Ü)

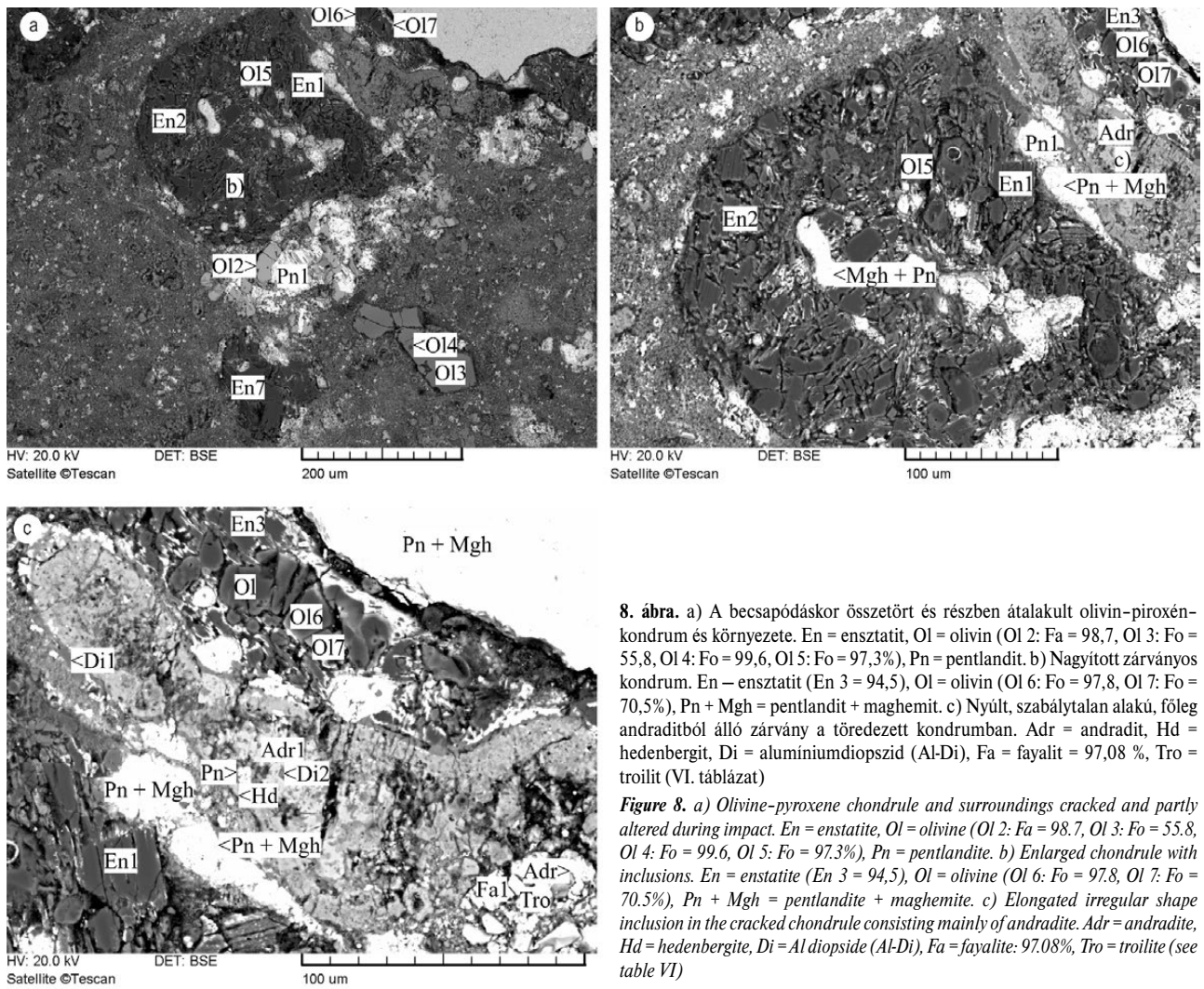
Ol = olivin, Pn = pentlandit, Pn + Mgh = pentlandit + maghemit

Figure 7. Relatively large (~70×120 µm) forsterite, as well as glass phase (Ü) formed in its melted surroundings

Ol = olivine (Ol 37: Fo = 98.8 %), Pn – pentlandite, Pn + Mgh = pentlandite + maghemite

Az eredetileg főleg piroxénből, valamint kevés olivinból álló, a becsapódáskor összetöredezett, részlegesen aszimmetrikusan szétesett, a peremi részekben helyenként (valószínűleg) megolvadt kondrum környezetét sajátos összetételű „fenokristályok”, és részlegesen átkristályosodott alpanyag-elegyrészek alkotják (8. ábra). A kondrumbeli piroxéneket 2,1–2,6% Tschermak- (CaAlAlSiO₆) 0,8–1,8% MgTschermak-molekulát (MgAlAlSiO₆), valamint 1,5–2,1% ferroszilitet tartalmazó ensztatit (En = 93,6–95,0) képviseli (8. ábra a, b). (Néhány méréspontban a részleges SiO₂-hiányból adódóan az ensztatit és a forsterit egyaránt megjelenik.) A piroxének kissé zónásak, a vékony peremi sáv vasban gazdagabbnak látszik. A túlnyomó részben forsteritből (Fo_{97,8–70,50}) álló olivinszemcsék peremét általában 29,0% fayalitot tartalmazó krizolit (hilaosziderit) alkotja (8. ábra b, c; Ol 6, Ol 7, VI. táblázat). A különböző másodásványok, az oxidok (maghemit, magnetit?), és a szulfidok (pentlandit, troilit) az összetört kondrumon belül az eredeti ásványokat többnyire harántolják, de emellett helyenként, főleg a peremi részekben, ill. közvetlenül a kapcsolódó környezetben is jelentős mennyiségben szerepelnek. Mindez egyértelműen a becsapódás utáni keletkezésükre utal.

Az alpanyagbeli (50–250 µm méretű) „fenokris-



8. ábra. a) A becsapódáskor összetört és részben átalakult olivin-piroxén-kondrum és környezete. En = enstatit, Ol = olivin (Ol 2: Fa = 98,7, Ol 3: Fo = 55,8, Ol 4: Fo = 99,6, Ol 5: Fo = 97,3%), Pn = pentlandit. b) Nagyított zárványos kondrum. En – enstatit (En 3 = 94,5), Ol = olivin (Ol 6: Fo = 97,8, Ol 7: Fo = 70,5%), Pn + Mgh = pentlandit + maghemit. c) Nyúlt, szabálytalan alakú, főleg andraditból álló zárvány a töredezett kondrumban. Adr = andradit, Hd = hedenbergit, Di = alumíniumdiopszid (Al-Di), Fa = fayalit = 97,08 %, Tro = troilit (VI. táblázat)

Figure 8. a) Olivine-pyroxene chondrule and surroundings cracked and partly altered during impact. En = enstatite, Ol = olivine (Ol 2: Fa = 98.7, Ol 3: Fo = 55.8, Ol 4: Fo = 99.6, Ol 5: Fo = 97.3%), Pn = pentlandite. b) Enlarged chondrule with inclusions. En = enstatite (En 3 = 94.5), Ol = olivine (Ol 6: Fo = 97.8, Ol 7: Fo = 70.5%), Pn + Mgh = pentlandite + maghemite. c) Elongated irregular shape inclusion in the cracked chondrule consisting mainly of andradite. Adr = andradite, Hd = hedenbergite, Di = Al diopside (Al-Di), Fa = fayalite: 97.08%, Tro = troilite (see table VI)

tályok”-at 5,7% Tshermak-molekulát, valamint 5,0% ferroszilitet tartalmazó enstatit (En 7, En_{86,9}), továbbá olivin és pentlandit képviseli (8. ábra, a). Az olivinkristályok erősen eltérő összetételűek. Például, a legnagyobb szemcsében lévő 5 μm-es méretű, négyzetes átmetszetű „zárvány” (Ol 4) mindössze 1,5% fayalitet tartalmazó forsterit. Ezzel szemben az anyaásvány (Ol 3) 55,8 százalék Fo-ból és 44,5 Fa-ból álló hialosziderit. A szulfidokban gazdag halmazban közvetlenül a szét tört kondrum mellett — tiszta fayalit is megjelenik (8. ábra a: Ol 2; VI. táblázat).

A részlegesen összetört kondrum főleg andraditból (Adr) és piroxénekből álló, nyúlt (szabálytalan) alakú zárványt is tartalmaz. Ezen belül a piroxéneket 6,7% Tshermak-molekulát, továbbá ferroszilitet (4%) tartalmazó Al-diopszid, valamint hedenbergit ($Wo_{45,2} + Fs_{43,2}$) képviseli (8. ábra c, VI. táblázat).

Az ásványtársulásokban a felsorolt szilikátok mellett a vasban gazdag szulfidok (troilit, pentlandit) és oxidok is jelentős részarányt képviselnek. A maghemit magnetit mennyisége oxidatív környezetre, viszonylag jelentős oxidációs folyamatra utal. Az andradit a kabai meteorit más részeiben, más metszetekben is kimutatható (9. ábra). Rendszerint vasban gazdag környezetben, többnyire sok

FeO-t tartalmazó ásványokkal — hedenbergittel, fayalittal (hortonolittal–ferrohortonolittal) együtt jelenik meg.

Következtetések

A felsorolt ásványtársulások olivin-xenokristályai a meteorit más-más részeiben uralkodóan forsterites összetételű alkotóitól eltérően változó, de általában jelentős százalék fayalitet tartalmaznak. A hipidiomorf–idiomorf olivin fenokristályokból és szemcsés — részben zónás — krómitból álló társulásokban a fenokristályok részleges inhomogenitása, valamint a peremi részek helyenkénti fayalitos (hortonolitos–ferrohortonolitos) továbbnövekedése becsapódás utáni vas(II)ion-felvételre utal. Az ásványtársulások körüli, valamint a kristályok közötti üvegfázis jelentős, de változatos — 9,9 12,4, ill. 5,7 8,6% — FeO-tartalmából arra következtethetünk, hogy a vas(II)ion a becsapódáskor keletkezett olvadékból származtatható. Ezt a lényegében szintén olivinból és krómitból álló ásványtársulásban levő „mezosztázis” (4. ábra) összetétele is megerősíti.

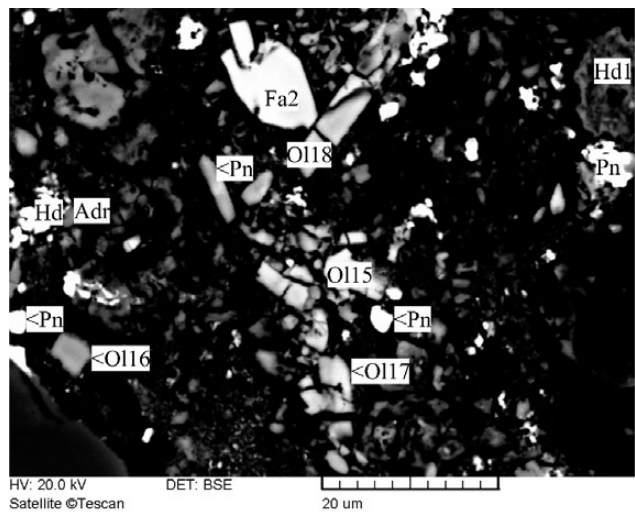
Egyes, lényegében olivinból és krómitból álló társulásokban az olvadék részlegesen kikristályosodott. A kivált

VI. táblázat. (1., 2., 3.) A 8. ábra, a, b, c képeken szereplő piroxének, az olivin, valamint az andradit tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele
 Table VI., (1, 2, 3) Chemical composition in wt% and phase composition of pyroxenes, olivine and andradite on Figure 8. a, b, c

1. Az enzstatit tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele																		
Ábra	Az ásv. jele	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	En	Wo	Fs	Jh	I _{sch}	Mg/I _{sch}	TiCrPx	Összesen
8a	En 1	56,63	-	3,29	0,91	2,70	-	35,26	1,65	100,43	86,85	0,37	4,96	-	5,73	-	2,72	100,63
a, b, c	En 1	57,65	0,24	1,79	0,30	0,87	-	38,59	0,56	100,00	95,02	-	1,60	-	2,12	0,81	1,58	101,19
a, b, c	En 2	57,64	0,24	2,06	0,43	0,79	-	38,18	0,67	100,01	93,58	-	1,45	-	2,57	0,81	1,97	100,38
b, c	En 3	57,01	-	2,20	0,54	1,16	-	33,57	0,51	99,99	94,45	-	2,13	-	1,99	1,80	1,61	101,98

2. Az olivinszilikátok (forsterit-fayalit sor) tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele															
Ábra	Az ásv. jele	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	Fo	Fa	Tep	Összesen	OI
8a	OI 2	30,23	-	-	-	69,70	-	-	-	99,93	0,00	98,73	-	98,73	Fa
	OI 3	36,88	-	-	-	31,99	-	31,88	0,20	100,33	55,82	44,46	-	100,28	Fo (Hsz)
	OI 4	42,26	-	-	-	1,05	-	56,88	-	100,19	99,60	1,49	-	101,09	Fo
	OI 5	41,33	-	1,94	0,38	1,02	-	55,54	0,15	100,36	97,25	1,44	-	98,69	Fo
b, c	OI 6	42,30	-	-	0,43	1,18	-	55,86	0,23	100,00	97,81	1,67	-	99,48	Fo
	OI 7	38,83	-	-	0,41	20,25	-	40,26	0,26	100,01	70,50	28,68	-	99,18	Fo (Kr)
c	Fa 1	29,68	-	-	-	68,47	0,40	1,19	0,27	100,01	2,08	97,08	0,57	99,73	Fa

3. Az Al-diopszid, a hedenbergit, valamint az andradit tömegszázalékos kémiai és fázisösszetétele																	
Ábra	Az ásv. jele	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Összesen	En	Wo	Fs	Jh	Tsch	TiCrPx	Összesen
c	Dr (Al-Di)	51,81	0,71	4,08	0,78	2,16	0,24	19,67	20,55	100,00	48,99	36,79	3,97	0,44	6,65	4,62	100,96
	Hd 1	49,32	-	1,57	-	23,55	0,83	2,47	22,26	100,00	6,15	45,19	43,24	1,53	3,35	-	99,46
	Adr 1	39,76	-	-	-	26,82	-	1,71	31,71	100,00	-	-	-	-	-	-	-



9. ábra. Sok FeO-t tartalmazó, kis méretű (1-10 µm-es) szilikátok és szulfidok finomszemcsés alanyanyagban. OI 15-18 = olivin (15 = Fa: 82,5, 16 = Fa: 66,0, 17 = Fa: 79,6, 18 = Fa: 73,4), Fa 2 = fayalit (Fa: 89,8), Hd 1 = hedenbergit (Wo: 46,61 + Fs: 43,22 + En: 4,64 + Jh: 0,63), Adr = andradit, Pn = pentlandit
 Figure 9. FeO-rich, small (1-10 µm) silicates and sulphides in a fine-grained groundmass. OI 15-18 = olivine (15 = Fa: 82.5, 16 = Fa: 66.0, 17 = Fa: 79.6; 18 = Fa: 73.4), Fa 2 = fayalite (Fa: 89.8), Hd 1 = hedenbergite (Wo: 46.61 + Fs: 43.22 + En: 4.64 + Jh: 0.63), Adr = andradite, Pn = pentlandite

ásványokból és üvegből álló „mezostázis” vázszerkezetű piroxénkristályaiban lévő kiemelkedő (16,7%) mennyiségű FeO-t egyértelműen a becsapódáskor képződött olvadék szolgáltatotta.

Egy adott társuláson belüli, ill. a fenokristályok körüli üvegfázis különböző pontjain mért kémiai összetételekben — főleg az Al₂O₃, az FeO, és az MgO koncentrációjában — jelentős különbségek mutatkoznak. Az erős inhomogenitásból arra következtethetünk, hogy a becsapódáskor keletkezett olvadékokban — a heterogén rendszerből, és a viszonylag gyors lehűlésből adódóan — nem alakult ki egyensúlyi állapot. Emellett az inhomogenitást a különböző olivinkristályok eltérő mértékű és jellegű átalakulása, továbbnövekedése (zónássága) is elősegítette, ill. növelte.

A fehérszárny-együttesekben, valamint a környezetükben kimutatott, főleg közönséges spinellből és (kisebb mennyiségben) magneziokromitból álló oxidokkal ellentétben, a xenokristály-társulásokban a spinellrácsú ásványokat túlnyomó részben kromit képviseli. Az Al₂O₃:Cr₂O₃, valamint az MgO:FeO értékétől függően az egyes spinellrácsú oxidok különböző, de eltérő részarányú hercinitet, magnetitet és ulvöspinellt is tartalmaznak. Csökkenő Mg:FeO érték estén azonos Al₂O₃-koncentráció mellett növekszik a hercinitmolekula kialakulásának a valószínűsége, ill. lehetősége. Egyes oxidásványok a kis szemcseméret ellenére gyengén zónásak. A peremi részek vas(II)- — esetenként vas(III)-oxidban is — gazdagabbak, viszont az alumínium(III)-, valamint a magnézium(II)-oxid koncentrációja lényegesen kisebb, mint a belső részekben. A Cr₂O₃ mennyisége ingadozik. Mindennek köszönhető — a kissé bonyolultabb kémiai összefüggések ellenére — az FeFe₂O₄ és az Fe₂TiO₄ megjelenése a spinellrácsú oxidok összetételében.

A fenokristályokból, és a szorosan kapcsolódó (helyben keletkezett) szulfidásványokból álló társulásban a mindössze 0,2–1,2% tefroitot tartalmazó fayalitok — az előzőekben ismertetett olivin fenokristályoktól eltérően — egyöntetűen teljesen homogének és zónamentesek. Ezek szerint a környezettel nem alakult ki kölcsönhatás, ami részben olvadáskiánynak, ill. kisebb becsapódási hőmérsékletnek tulajdonítható. A környezetükben, főleg a finomszemcsés alapanyagban, azonban különböző „migrációs” kizorításos jellegű átalakulások figyelhetők meg.

A becsapódások hatására a környező, az apró, néhány μm méretű olivintörmelék tartalmazó alapanyagban a különböző társulások körül eltérő, és rendkívül változatos átalakulások mentek végbe. Többek között vasban gazdagabb szilikátok — pl. hedenbergit — és oxidok, mégpedig maghemit, magnetit keletkeztek. Az apró, nagyobb fajlagos felületű olivinszemcsék helyenként teljesen átalakultak, lebontódtak, de emellett egyes társulások körül hortonolitos–ferrohortonolitos összetételű fayalitásványok (ásványhalmazok) is keletkeztek, ami a vas(II)ionok erős migrációját jelezheti. Részben az alapanyagban, és egyes kisebb, 25–50 μm méretű „olivin fenokristály”-okban kimutatható

másodlagos oxidásványok keletkezése is ezzel magyarázható. Például, az eredetileg lényegesen nagyobb méretű, de a becsapódáskor erősen összetöredezett és szétszóródott fayalit 25–50 μm -es maradványa, valamint a törmeléke, kizorításos folyamat eredményeképpen részlegesen (a kisebb méretűek jelentős része teljesen) átalakult maghenté. Mindez a mobilis vas(II)ionok részleges, de helyenként intenzív oxidációját jelzi.

Az olivin-xenokristályok habitusa, homogenitása (inhomogenitása), övessége, valamint az FeO koncentrációja, ill. az Fo:Fa aránya (stb.) alapján arra következtethetünk, hogy az ismertetett társulások három (1 + 2., 4. és 5. ábra) különböző — nagy, de eltérő vastartalmú — forrástestből származhatnak.

Végjegyzet

*¹ A típusos dunit 97–99% olivint és 3–1% krómitot, esetleg nyomokban szulfidot — pirrotint — is tartalmaz. Az olivinben a fayalitmolekula részaránya többnyire 9,0–12,5%, de egyes lelőhelyeken, pl. az uralitban és a csehországi dunitban az adott határértékeket messzemenően meghaladja. A csehországi pocinovicei ultrabázitot az olivin nagy vas(II)-oxid-tartalmának, ill. a fayalitmolekula részarányának megfelelően hortonolitudinitnak minősítették (in HEJTMAN 1957).

Irodalom — References

- FEGLEY, B. & POST, J. E. 1985: A refractory inclusion in the Kaba CV3 chondrite: some implications for the origin of spinel-rich objects in chondrites. — *Earth Planet. Sci. Lett.* **75**, 297–320. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(85\)90174-8](https://doi.org/10.1016/0012-821x(85)90174-8)
- HEJTMAN, B. 1957: *Systematická petrografie vývřelích kornůn*. — Nakl. Českoslov. — Ak. Ved. Praha, 364 p.
- HUA, X. & BUSECK, P. R. 1995: Fayalite in the Kaba and Mokoia carbonaceous chondrites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 563–578. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)00383-w](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)00383-w)
- HUA, X. & BUSECK, P. R. 1998: Fayalitic halos around inclusions in forsterites from carbonaceous chondrites. — *Geochemica et Cosmochemica Acta* **62**, 1443–1458. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(98\)00075-1](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(98)00075-1)
- KELLER, L. P. & BUSECK, P. R. 1990: Aqueous alteration of the Kaba CV3 carbonaceous chondrite. — *Geochemica et Cosmochemica Acta* **54**, 2113–2120. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90274-o](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90274-o)
- KUBOVICS, I., GÁL-SÓLYMOS, K., DITRÓI-PUSKÁS, Z., BÉRCZI, SZ. 2000: New results from the Kaba meteorite. Part I. Chondrites. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 477–492.
- MACPHERSON, G. J., BAR-MATTHEWS, M., TANAKA, T., OLSEN, E., GROSSMAN, L. 1983: Refractory inclusions in the Murchison meteorite. — *Geochemica et Cosmochemica Acta* **47**, 823–839. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90116-3)
- MEIBOM, A. & KROT, A. N. 1998: A lithic clast of oxidised CV3 material in the reduced CV3 chondrite breccia Vigarano. — *Meteoritics & Planetary Science* **33**, 103 p.
- OLSEN, E. J., DAVIS, A. M., HUTCHIN, I. D., CLAYTON, R. N., MAYEDA, T. K. & GROSSMAN, L. 1988: Murchison xenoliths. — *Geochemica et Cosmochemica Acta* **52**, 1615–1626. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90230-x](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90230-x)
- PECK, J. A. 1984: Origin of the variation on properties of CV3 meteorite matrix and matrix clasts. — *Lunar Planetary Science* **15**, 635–636.
- WADHWA, M., WEISBERG, M. K., CROAZ, G., PRINZ, M. 1998: Did fayalites in the Kaba CV3 chondrite form in an asteroidal or a nebular environment?: Constraint from Mn-Cr systematics. — *Lunar Planetary Science Conference* **29**, 1484.

Kézirat beérkezett: 2018. 03. 13.