

G. R. LEVI-DONATI

OSSERVAZIONI SULLE FASI NON-CRISTALLINE NELLE CONDRITI

RIASSUNTO. — Sono state prese in considerazione sedici condriti « ordinarie equilibrate » appartenenti ai gruppi H, L e LL (UREY e CRAIG, 1953; KEIL e FREDRIKSSON, 1964) e ai tipi petrologici 4, 5 e 6 della classificazione di VAN SCHMUS e WOOD (1967). Come esempi di condriti « ordinarie non-equilibrate » sono state scelte le meteoriti di Bishunpur, Hedjaz e Mezö-Madaras, L3 e Chainpur, LL3.

La crosta, la matrice e le condrule dei singoli esemplari sono state studiate a mezzo di microscopia ottica, sia in trasparenza che a luce riflessa, per accertare la presenza di fasi non-cristalline, con i seguenti risultati:

- nelle condriti non-equilibrate, le meno metamorfosate, sono state notate:
 - a) una fase isotropa, trasparente, incolore, definibile — in accordo con KURAT (1967) — come « vetro di origine primaria » e
 - b) accanto ad un gran numero di normali condrule ben cristallizzate, diverse « condrule vetrose », che consideriamo caratteristiche del tipo;
- nelle condriti equilibrate di tipo 4 e 5 sono state rilevate:
 - a) una fase dall'aspetto torbido, così da presentarsi scura fino all'opaco, per la presenza di un finissimo materiale pulverulento metallico. E' da considerarsi come vetro, in gran parte, di probabile « origine secondaria » e
 - b) assenza di condrule vetrose, presenza di « condrule di transizione » (cripto-cristalline, microfibre, ecc.), che distinguono e caratterizzano i tipi in esame;
- nelle condriti equilibrate di tipo 6, le meglio ricristallizzate, sono da osservarsi:
 - a) nell'aggregato interstiziale torbido, spesso opaco, evidenza di prodotti di devitrificazione, con caratteristiche ottiche molto simili a quelle dell'olivina e del pirosseno e
 - b) assenza di condrule vetrose e di condrule di transizione; presenza di solo condrule a struttura barrata, porfirica, ecc.

La maskelinite, fase metastabile diaplettica di composizione plagioclasica (MILTON e DECARLI, 1963), è stata notata solo nelle L5 e L6; com'è noto tali condriti (HEYMAN, 1967; TURNER, 1968) sono state soggette 530 ± 10 milioni di anni fa a violento shock metamorfico.

Questo inquadramento permette di poter proporre una correlazione tra i componenti non-cristallini osservati ed il tipo classificativo delle condriti.

SUMMARY. — Sixteen «ordinary equilibrated» chondrites from the H, L and LL groups (UREY and CRAIG, 1953; KEIL and FREDRIKSSON, 1964), listed in the types 4, 5 and 6 of VAN SCHMUS and WOOD's (1967) classification, were examined by optical microscopy both by transmitted and reflected light in order to obtain new data on the non-crystalline phases. Bishunpur, Chainpur, Hedjaz and Mezö-Madaras meteorites were chosen as examples of «unequilibrated ordinary» chondrites.

The crust, the matrix and the chondrules of the stones were inspected, with the following results:

- *in the unequilibrated chondrites*, we noticed:
 - a) an isotropic, clear, transparent phase, that in accord with KURAT (1967), we define «primary igneous glass» and
 - b) the presence of «glassy chondrules», which appear to be characteristic of the type, although almost all varieties of well-recrystallized chondrules were also observed;
- *in the equilibrated chondrites (types 4 and 5)* we remarked:
 - a) a turbid opaque brown glass with presence of a very fine dust-sized metallic material. It is probably formed by «secondary processes» and
 - b) absence of glassy chondrules; peculiar presence of some chondrules with intermediate structures (cryptocrystalline, microfibrinous, ecc.);
- *in the equilibrated chondrites (type 6)* we observed:
 - a) evidence of «devitrified products» with optical characteristics very similar to those observed in olivine and pyroxene grains and
 - b) absence of glassy chondrules and of chondrules with intermediate structures; peculiar presence of barred and porphyritic chondrules.

Maskelynite, the well-known metastable diaplectic glass of plagioclastic composition (MILTON and DECARLI, 1963), was noted only in L5 and L6-chondrites: actually these stones (HEYMANN, 1967; TURNER, 1968) were subjected, some 530 ± 10 millions years ago, to a violent metamorphic shock.

On the basis of our observations we suggest a possible correlation between non-crystalline components observed and petrological type of chondrites, that may possibly help in classification.

1. - Premessa.

Lo studio mineralogico petrografico delle fasi cristalline nelle meteoriti a struttura condritica rivela la costante presenza di vari sistemi di silicati. Tipici componenti delle meteoriti di questa classe sono infatti sia minerali del gruppo dell'olivina chè dei due sottogruppi dei pirosseni, rombicci e monoclini, generalmente ben cristallizzati in forme idiomorfe e mesomorfe: a questo proposito molti sono gli studi, le descrizioni e le analisi. Sinora minor interesse è stato rivolto alle fasi non-cristalline e solo recentemente è stata sottolineata

la loro importanza ai fini di una più completa descrizione dei corpi extraterrestri (v. ad es. DODD et al., 1967).

Ci è parso quindi opportuno intraprendere queste osservazioni, che potrebbero fornire qualche nuovo elemento agli studi teorici e contribuire alla interpretazione sull'origine delle condriti.

2. - I campioni esaminati.

Abbiamo prese in considerazione sedici condriti « ordinarie equilibrate », cioè a composizione ben definita per l'olivina ed il pirosseno (DODD e VAN SCHMUS, 1965) (v. tab. 1). In considerazione poi dei diversi contenuti molecolari di Fajalite (Fa) e di Ferrosilite (Fs), tali condriti sono state distinte nei gruppi H, L e LL₄, seguendo la nomenclatura proposta da UREY e CRAIG nel 1953 e modificata da KEIL e FREDRIKSSON nel 1964. Tali meteoriti sono da ascrivere ai tipi petrologici 4, 5 e 6 della classificazione di VAN SCHMUS e WOOD (1967). Come esempi di condriti « ordinarie non-equilibrate » sono state scelte le meteoriti di Bishunpur, Hedjaz e Mezö-Madaras, classiche L3 e Chainpur, una tipica LL3.

Ogni meteorite è stata studiata in sezione sottile e molte anche in sezione lucida; in taluni casi (v. tab. 1) abbiamo avuto modo, per una stessa condrite, di poter osservare e confrontare sezioni provenienti da campioni diversi.

3. - Esame microscopico.

Sono state sottoposte ad ispezione ottica microscopica a) la crosta, b) la matrice e c) le condrule dei diversi esemplari con i risultati che qui riportiamo:

a) *Le fasi non-cristalline nella crosta di fusione.*

La crosta di fusione nelle condriti ordinarie da noi esaminate ha uno spessore che varia, a seconda dei diversi esemplari e della zona della meteorite considerata, da pochi decimi di millimetro (Borgo San Donnino, Ergheo, Mocs) a quasi un millimetro (Cereseto, Trenzano).

All'esame microscopico a basso ingrandimento e a luce riflessa la crosta risulta formata da materiali fusi, usualmente scuri (grigio cenerini, bruni, neri), sempre opachi. Nella meteorite di Siena tuttavia (fig. 1) sono stati osservati alla superficie diversi globuli vetrosi, trasparenti e incolori (BALDANZA et al., 1969).

TABELLA 1.

Campioni esaminati			Classificazione				
METEORITE	N° Sezioni studiate sottili	lucide	Provenienza(*)	Olivina (%)	Pirosseno Fs)(% Mole. Fa)	Gruppo Tipo	Riferimento Bibl.
Assisi	5	1	B.M.	19	16		LEVI-DONATI, 1967
Bur-Gheluai	9	2	B.M. e PG	18	16		LEVI-DONATI, 1968
Cereseto	2	1	B.M. e TO	19	16	H5	MASON, 1963
Forest City	1	—	MI	19	16		KEIL e FREDRIKSSON, 1964
Pultusk	1	—	MI	18	16		KEIL e FREDRIKSSON, 1964
Trenzano	2	1	BR e B.M.	19	16	H6	MASON, 1963
Bishunpur	1	—	B.M.	non-equilibrata			DODD, VAN SCHMUS e KOFFMAN, 1967
Hedjaz	1	—	B.M.	non-equilibrata		L3	VAN SCHMUS e WOOD, 1967
Mező-Madaras	1	—	MI	non-equilibrata			DODD, VAN SCHMUS e KOFFMAN, 1967
Albareto	2	1	MO	24	22	L4	GALLIPPELLI, 1939; KEIL e FREDRIKSSON, 1964
Bluff	1	—	MI	25	22		MASON, 1963
Ergheo	10	1	B.M. e MI	24	21	L5	KEIL e FREDRIKSSON, 1964
Farmington	1	—	MI	24	21		KEIL e FREDRIKSSON, 1964
Siena	3	2	B.M. e PG	27	23		BALDANZA, LEVI-DONATI e WIIK, 1969
L'Aigle	2	—	MI e MO	23	20		KEIL e FREDRIKSSON, 1964
Mocs	1	—	MI	24	21	L6	KEIL e FREDRIKSSON, 1964
Valdinizza	1	1	U.S.N.M.	25	23		MASON, 1970
Chainpur	1	—	B.M.	non-equilibrata		LL3	DODD, VAN SCHMUS e KOFFMAN, 1967
Soko-Banja	1	—	MO	27	23	LL4	KEIL e FREDRIKSSON, 1964
Borgo S. Donnino	5	1	B.M. e PR	29	23	LL6	BALDANZA, LEVI-DONATI e LEWIS, 1969

(*) BR = Mus. Civ. di Storia Nat. di Brescia; B.M. = British Museum of Nat. Hist. di Londra; MI = Mus. Civ. di Storia Nat. di Milano; MO = Mus. Mineral. dell'Univ. di Modena; PR = Mus. Mineral. dell'Univ. di Parma; PG = Mus. Mineral. dell'Univ. di Perugia; TO = Mus. Mineral. dell'Univ. di Torino; U.S.N.M. = United States National Museum, Washington, D.C., USA.

In sezione sottile abbiamo avuto modo di ispezionare la crosta delle seguenti meteoriti: Bur-Gheluai, Ergheo, L'Aigle, Mocs (fig. 2), Siena e Valdinizza.

La zona *a*, detta « zona di fusione » (TSCHERMAK, 1872) e la zona *c*, detta « zona di impregnazione », appaiono costituite fundamentalmente

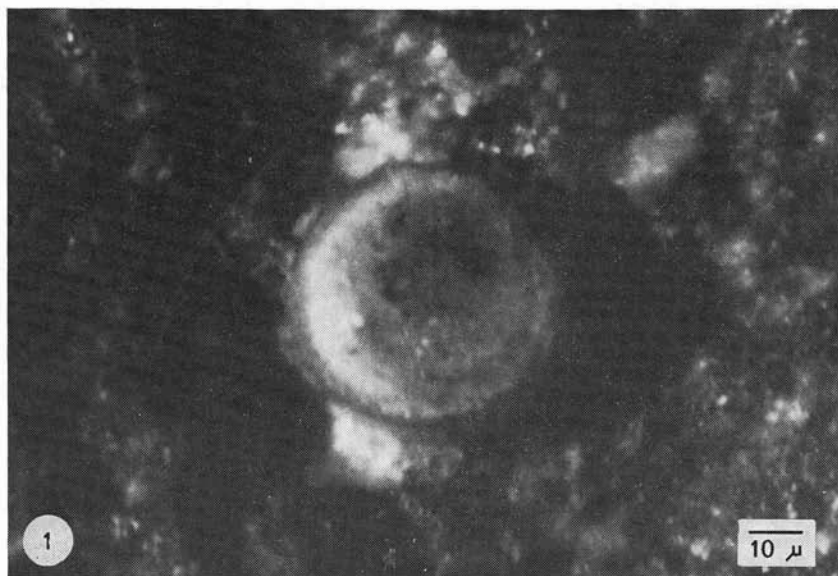


Fig. 1. — Globulo vetroso, trasparente e incolore osservato alla superficie della crosta di fusione della meteorite di Siena (BALDANZA et al., 1969).

da un aggregato di sostanze vetrose dall'aspetto torbido, non risolvibile con i comuni mezzi ottici, probabile risultato della presenza di materiali metallici (leghe ferro-nichelio, troilite, cromite, ilmenite, magnetite, ecc.) fusi unitamente ai silicati. E' pure interessante notare come i globuli vetrosi superficiali siano congiunti con la zona *c* di profondità: KRINOV (1960) a tal riguardo propose che le sostanze fuse dagli strati più esterni possa penetrare, attraversando la « zona di assorbimento » *b*, nello strato più profondo della crosta *c*, raggiungendo lì la solidificazione. In base alle presenti osservazioni ci permettiamo di proporre una diversa soluzione: durante l'ultimo stadio di caduta, si ha una diminuzione della temperatura superficiale della meteorite.

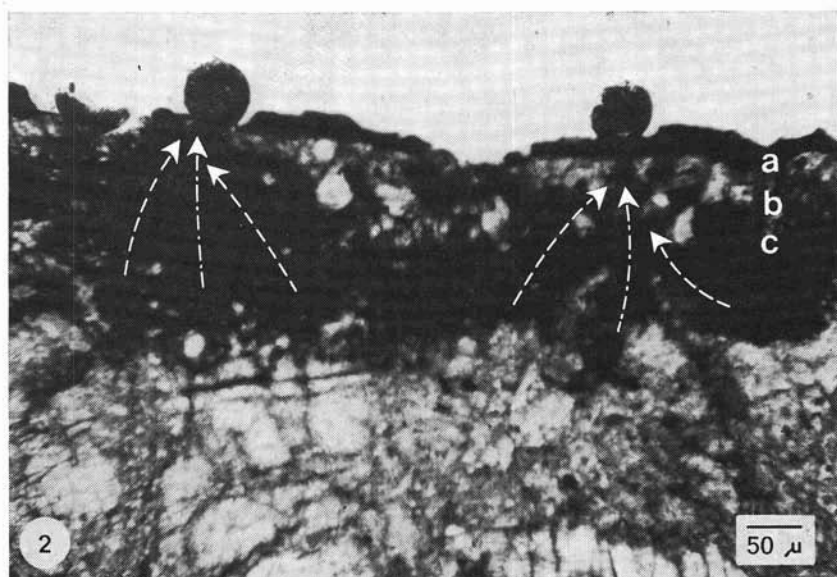


Fig. 2. — La crosta della meteorite di Moes: sono distinguibili (a) la zona di fusione, (b) la zona di assorbimento, (c) la zona di impregnazione e i globuli vetrosi opachi superficiali. Luce trasmessa, nicols //.

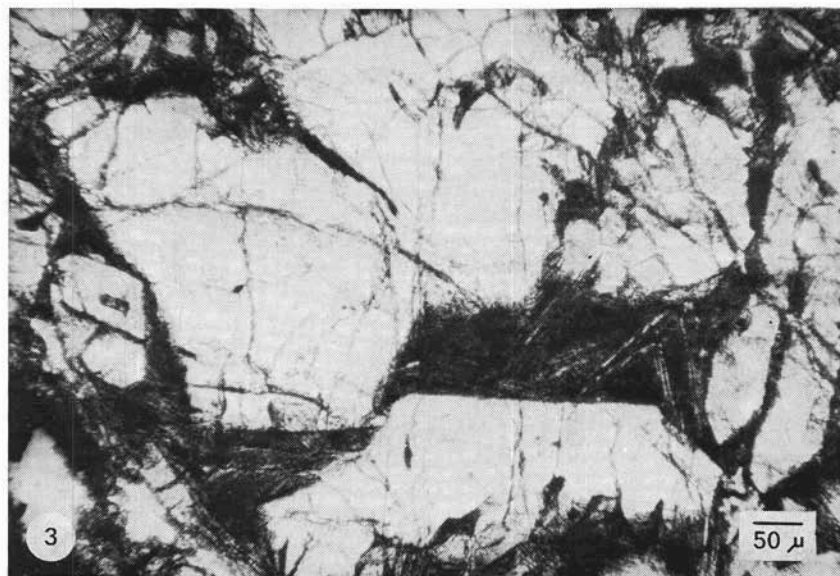


Fig. 3. — Cristalli idiomorfi e mesomorfi olivinici nella matrice della meteorite di Siena (L5); si noti come la fase vetrosa si disponga in campi interstiziali irregolari. Luce trasmessa, nicols //.

Mentre lo strato fuso esternamente inizia allora il processo di solidificazione, una certa quantità di materiale fuso, viscoso sarebbe ancora presente negli strati sottostanti. I globuli che osserviamo alla superficie delle condriti potrebbero dunque essersi formati in seguito a fuoriuscita di materiale fluido nei punti di minor resistenza, là dove ci sarebbe stata contrazione o rottura della primitiva « zona di fusione » (a), per effetto di squilibri di pressione. Questo materiale semisolidificato assumerebbe, per azione della tensione superficiale, un aspetto sferoidale, prima di raffreddarsi completamente. Il protrarsi del volo nell'atmosfera porterebbe successivamente al distacco dei globuli. La fig. 2 illustra la nostra interpretazione.

b) *Le fasi non-cristalline nella matrice.*

Poniamo per prima cosa in evidenza due osservazioni fondamentali:

I) la matrice delle condriti ordinarie esaminate presenta sempre piccole percentuali di sostanze non-cristalline, disseminate inegualmente nella massa della meteorite come sostanze interstiziali, talvolta però rilevabili microscopicamente in forma di globuli e venule;

II) le caratteristiche ottiche delle fasi non-cristalline osservate variano con il variare del tipo petrologico delle condriti esaminate (Tipi 3, 4, 5 e 6 secondo la classificazione di VAN SCHMUS e WOOD, 1967).

Il tipo 3 è per definizione quello detto delle « condriti non-equilibrate » (DODD e VAN SCHMUS, 1965): vi appartengono in tutto non molti esemplari ed è rappresentato nel caso nostro dalle meteoriti di Bishunpur, Chainpur, Hedjaz e Mezö-Madaras. E' possibile qui rilevare la presenza relativamente abbondante di una fase non-cristallina, otticamente isotropa, chiara, che in accordo con le osservazioni fatte da KURAT (1967), riconosciamo come « vetro di origine primaria ». Dall'esame petrologico le condriti di tipo 3 non sembra abbiano infatti subito profonde trasformazioni metamorfiche e la fase non-cristallina descritta, ricca in Na, Al e Si e scarsa in Fe, Mg e Ca (VAN SCHMUS, 1967) conserva pertanto inalterate le caratteristiche di un materiale fuso sopraraffreddato.

Ben diverso è invece l'aspetto assunto dalle fasi non-cristalline nelle condriti di tipo 4 e in quelle di tipo 5 (gruppo L). Nel mosaico formato dai cristalli idiomorfi e mesomorfi di olivina e pirosseno, la sostanza vetrosa si dispone in campi interstiziali irregolari con colorazioni bruno-nerastre. A medio ingrandimento essa mostra aspetto ge-

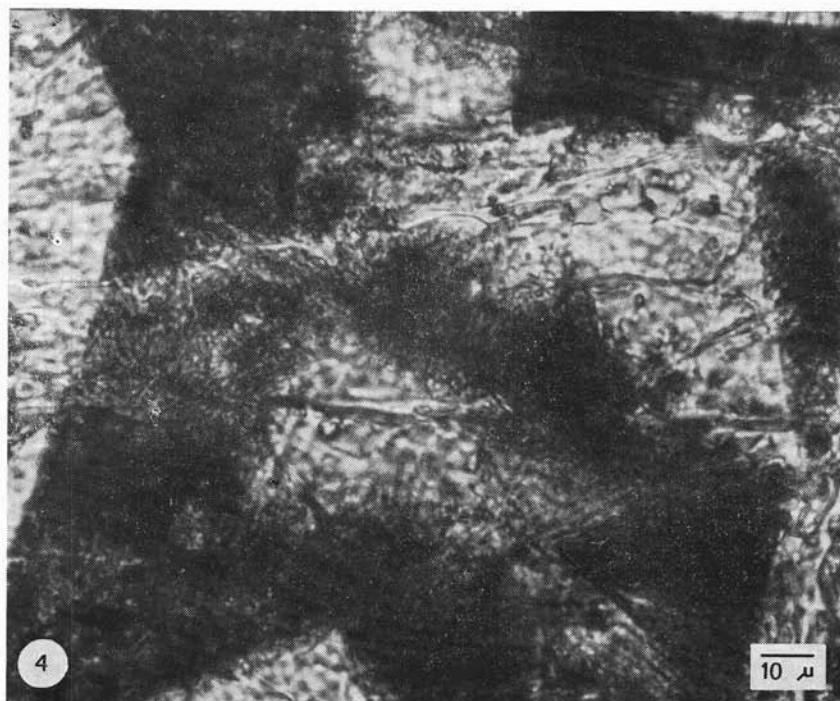


Fig. 4. — La sostanza vetrosa nella meteorite di Albareto (L4): il componente metallico, ben differenziato dalla massa fondamentale, ha assunto forme scheletriche ed esibisce una ordinata disposizione lungo direzioni preferenziali che si incrociano ad angolo di circa 60° .

Luce trasmessa, nicols //.

neralmente torbido per la presenza di finissimo materiale pulverulento, opaco, metallico, che ostacola sensibilmente le determinazioni ottiche (fig. 3); ma a forte ingrandimento e a nicols paralleli, è tuttavia possibile notare come il componente metallico, ben differenziato dalla massa fondamentale, abbia assunto forme scheletriche, esibendo una ordinata disposizione lungo direzioni preferenziali di accrescimento,

che si incrociano ad angolo di circa 60° (fig. 4). Viene così posta in evidenza una tessitura di probabile tipo ottaedrico di particolare interesse.

TABELLA 2.

Tipo	Gruppo	Meteorite	Vetro di prob. orig. primaria	Vetro di prob. orig. secondaria	Prodotti di devitrificazione	Vetri diaplettici (Maskelinite)
3	L	Bishunpur	+	+		
	LL	Chainpur	+	+		
	L	Hedjaz	+	+		
	L	Mező-Madaras	+	+		
4	L	Albareto		+		
	LL	Soko-Banja		+		
5	L	Bluff		+		+
	L	Ergheo		+		+
	L	Farmington		+		+
	L	Siena		+		
5	H	Assisi			+	
	H	Bur-Gheluai			+	
	H	Cereseto			+	
	H	Forest City			+	
	H	Pultusk			+	
6	LL	Borgo S. Donnino			+	+
	L	L'Aigle			+	+
	L	Moes			+	+
	L	Valdinizza			+	+
6	H	Trenzano			+	

Se si vuole poi discutere sul tempo di formazione di queste fasi non-cristalline, il problema può essere considerato da diversi punti di vista. Si può infatti appoggiare l'ipotesi che la sostanza vetrosa esaminata possa fundamentalmente essere « prodotta dalla parziale fusione del pirosseno e dell'olivina » (GALLITELLI, 1939): di questi minerali essa contiene qua e là « riconoscibili relitti » e su questa base pensiamo possa venir definita come « vetro di origine secondaria » (vedi tab. 2), almeno in gran parte. Ma non è neppure da scartarsi l'idea che, in alcuni casi, i cristalli idiomorfi esaminati possano aver avuta origine per lenta cristallizzazione, interrotta in maniera che le sostanze vetrose

si sarebbero solidificate negli spazi interstiziali. In seguito, ai margini dei cristalli, si sarebbero originate corrosioni preferenziali, che qua e là, avrebbero dato luogo a riassorbimenti quasi completi (relitti cristallini).

Proseguendo nella disamina delle fasi non-cristalline con riferimento specifico ai vari tipi di condriti, possiamo notare che quelle di tipo 5 (gruppo H) e quelle di tipo 6 sono caratterizzate dalla pre-

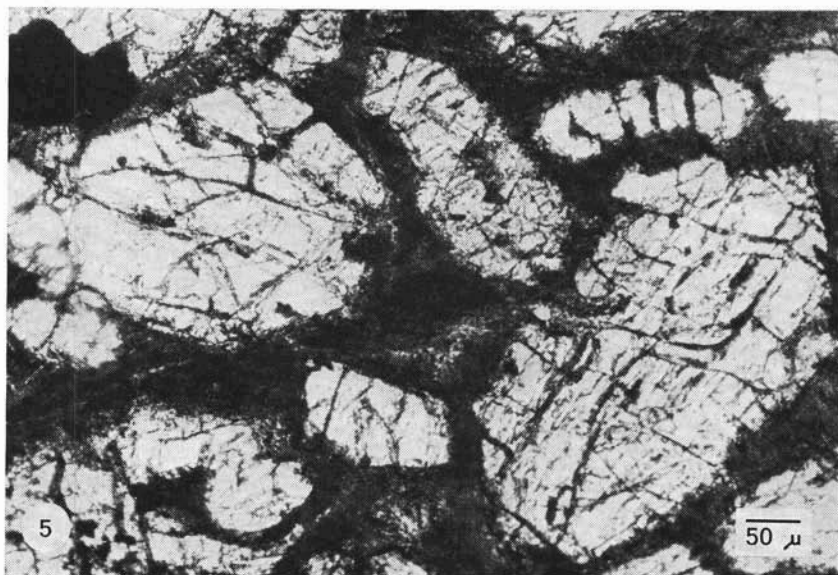


Fig. 5. — Cristalli olivinici nella matrice della meteorite di Bur-Gheluai (H5); la fase non-cristallina è rappresentata da una massa torbida, spesso opaca.

Luce trasmessa, nicols //.

senza di un aggregato scuro (fig. 5), praticamente non risolvibile con i comuni mezzi ottici. A forte ingrandimento, e meglio se a nicols incrociati, è tuttavia possibile porre in evidenza in seno alla massa torbida, spesso opaca, presenza di forme microcristalline ad abito prismatico, allungate, trasparenti, con caratteristiche ottiche molto simili a quelle dell'olivina e del pirosseno (fig. 6). Seguendo le opinioni generali espresse a tal riguardo da diversi Autori (v. ad es. REID e FREDRIKSSON, 1967) e in base a molte nostre osservazioni, siamo del parere

che tale sostanza possa propriamente rappresentare un tipico momento del processo di devitrificazione (v. tab. 2).

Ultimo, ma non per importanza, ricordiamo un composto isotropo, metastabile, interstiziale, la *maskelinite*, caratteristico delle condriti di tipo 5 (gruppo L) e 6. E' questo un vetro che possiamo definire

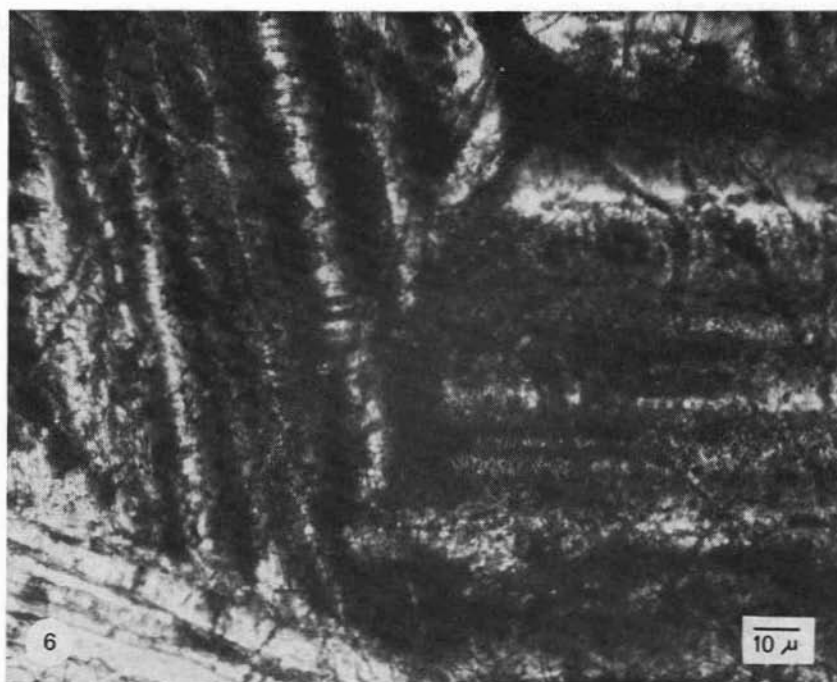


Fig. 6. — Prodotti di devitrificazione nella meteorite di Pultusk (H5).

Luce trasmessa, nicols +.

« diaplettico », seguendo la terminologia proposta da ENGELHARDT e STÖFFLER (1968), derivato, secondo MILTON e DECARLI (1963), dal metamorfismo dei plagioclasti. Recentemente BUNCH et al. (1967) hanno potuto stabilire che la formazione della maskelinite si sarebbe avuta in seguito a 'shock' di basso-media intensità e BARTH (1969), in seguito a dati sperimentali e a speculazioni teoriche, precisa che tali shocks avrebbero dato luogo a istantanei aumenti di pressione, d'ordine di grandezza compreso fra i 250 e i 500 kb, mentre la temperatura avrebbe

raggiunto valori attorno ai 600°C; tutto il fenomeno sarebbe avvenuto poi in un lasso di tempo calcolato tra parecchi microsecondi ed alcuni secondi.

I granuli di maskelinite osservati durante il presente studio (fig. 7) sono di piccole dimensioni, trasparenti, incolori, con indice di rifra-

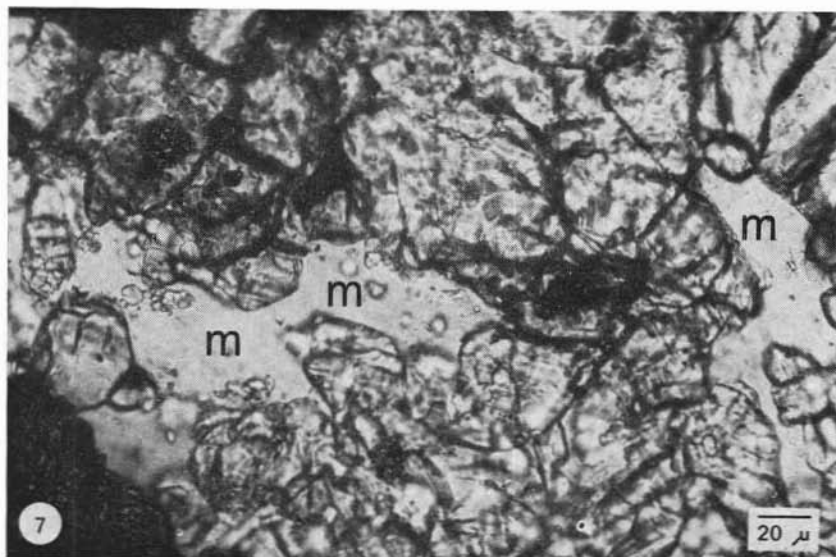


Fig. 7. — Granuli di maskelinite (m) nella matrice della meteorite di Moes (L6).
Luce trasmessa, nicols //.

zione assai basso e molto prossimo al $n_{Na} = 1.502$, determinato da Yoder per la maskelinite della meteorite di Kyushu (MASON e WILK, 1961). Riportando tale valore nel diagramma di FOSTER (1955), la maskelinite da noi osservata corrisponderebbe ad un vetro plagioclasico con composizione An_{16} . Tali granuli sono soprattutto presenti in Bluff, Ergheo (BALDANZA e LEVI-DONATI, 1970) e Farmington, condriti L5, che, come è stato dimostrato da HEYMAN (1967) e TURNER (1968), sono state soggette a violento shock metamorfico 530 ± 10 milioni di anni fa, e in Moes e L'Aigle, condriti L6.

c) *Le fasi non-cristalline nelle condrule.*

Tante sono le teorie avanzate sull'origine delle condrule, ma oggi molti ricercatori concordano nell'ipotesi ch'esse siano da intendersi

originariamente formate da gocce fuse (*molten drops*), che, in seguito a processi di varia natura, si siano poi solidificate, raggiungendo infine stadi più o meno avanzati di cristallizzazione, deformazione e metamorfismo.

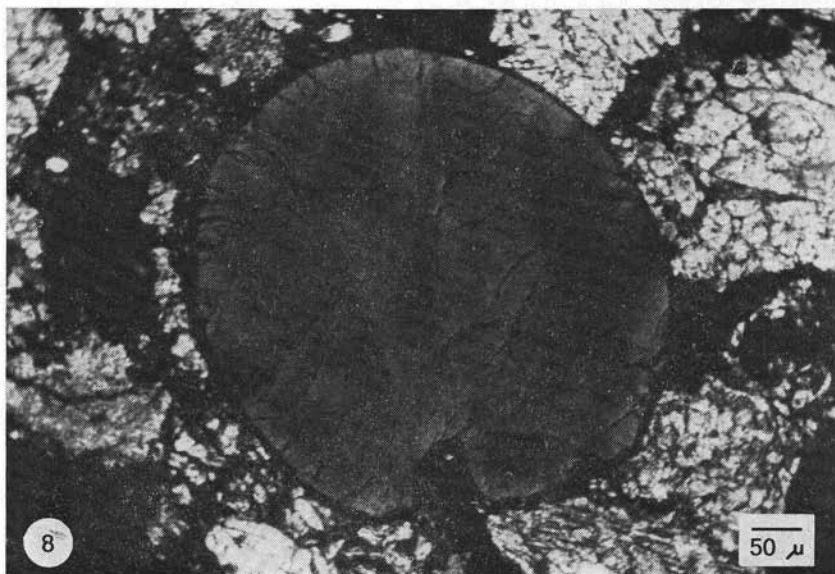


Fig. 8. — Condrula vetrosa nella meteorite di Mezö-Madaras (L3).

Luce trasmessa, nicols //.

Dal nostro punto di vista le *condrulle vetrose* dovrebbero rappresentare allora un primo stadio di un processo evolutivo e, sul piano teorico, sarebbero da ritrovarsi solo nelle condriti di tipo 3, le meno equilibrate. Sta di fatto che esse nelle nostre osservazioni, estese a venti condriti (v. tab. 3), sono state notate proprio esclusivamente nelle meteoriti di Bishunpur, Chainpur, Hedjaz e Mezö-Madaras (fig. 8), classiche condriti ordinarie L e LL 3, che accanto ad un gran numero di normali condrulle ben cristallizzate, presentano diverse condrulle vetrose, che consideriamo caratteristiche del tipo.

Passando poi ad osservare le condriti di tipo 4 e quindi quelle di tipo 5, abbiamo potuto notare alcuni *casi di transizione*, rappresentati dalle cosiddette « condrulle criptocristalline » (fig. 9) e da quelle a

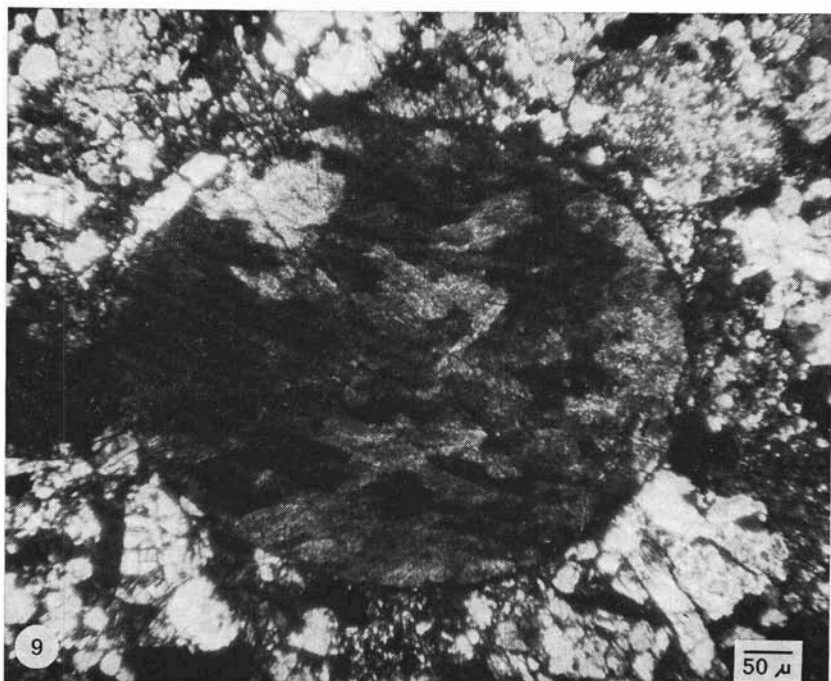


Fig. 9. — Condruia criptocristallina nella meteorite di Bur-Gheluai (H5).
Luce trasmessa, nicols //.



Fig. 10. — Condruia microfibrrosa nella meteorite di Siena (L5).
Luce trasmessa, nicols //.

struttura microfibrrosa (fig. 10). A questo proposito Wood (1963) è dell'opinione che in diversi casi le fibre siano così sottili, che abbondante quantità di sostanza vetrosa possa esser presente e non venir microscopicamente evidenziata.



Fig. 11. — Condrule di transizione nella meteorite di Pultusk (H5): in un aggregato vetroso scuro, si noti la formazione di alcuni cristalli ad abito prismatico.

Un altro aspetto intermedio può esser rappresentato da quelle condrule in cui si è già avuto formazione di alcuni cristalli ad abito prismatico allungato, mentre gran parte della massa di fondo appare formata ancora da un aggregato vetroso, scuro, praticamente non risolvibile con i comuni mezzi ottici (fig. 11).

Nelle condriti di tipo 6 infine, le più metamorfosate, scomparse tutte le forme di transizione, si possono osservare esclusivamente le classiche strutture condritiche (barrata, porfirica, ecc.), mentre i processi di devitrificazione producono una rieristallizzazione quasi completa sia nella massa della meteorite che nelle condrule.

La tabella 3 riassume queste nostre osservazioni.

4. - Considerazioni conclusive.

Negli ultimi anni WOOD (1962, 1963, 1967), SUESS e WÄNKE (1967), DODD (1969) e molti altri hanno richiamata l'attenzione dei ricercatori sia sulle cause che possono aver trasformate le rocce meteoritiche durante il lungo viaggio extraterrestre, sia sui diversi gradi di metamorfismo osservati nelle condriti. Seguendo questi indirizzi speculativi, VAN SCHMUS e WOOD (1967) distinguono petrologicamente le condriti ordinarie in base al grado di equilibrio (degree of equilibration) raggiunto dai singoli minerali componenti. Pur rimanendo nello stesso ambito d'idee, pensiamo che le condriti ordinarie si potrebbero differenziare assumendo anche la presenza di *fasi non-cristalline guida* fra i criteri per la valutazione delle trasformazioni subite dal corpo meteoritico.

TABELLA 3.

Tipo	Meteorite	Condrule vetrose	Condrule di transizione (criptocrist., microfib.)	Condrule cristallizzate (barrate, porfiriche, ecc.)
3	Bishunpur	+	+	+
3	Chainpur	+	+	+
3	Hedjaz	+	+	+
3	Mezö-Madaras	+	+	+
4	Albareto		+	+
4	Soko-Banja		+	+
5	Assisi		+	+
5	Bluff		+	+
5	Bur-Gheluai		+	+
5	Cereseto		+	+
5	Ergheo		+	+
5	Farmington		+	+
5	Forest City		+	+
5	Pultusk		+	+
5	Siena		+	+
6	Borgo S. Donnino			+
6	L'Aigle			+
6	Moes			+
6	Trenzano			+
6	Valdinizza			+

Occorre logicamente scegliere metodi diagnostici che ci permettano una rapida sicura analisi:

uno di questi criteri potrebbe esser dato dal reperimento o meno di condrule vetrose, rarissime e presenti, come si è visto solo nelle meteoriti meno metamorfosate. La presenza di vetri scuri, torbidi, spesso opachi, contemporaneamente a qualche condruola di transizione (criptocristalline, microfibre, ecc.) è caratteristico di condriti ordinarie equilibrate, ma non ancora perfettamente ricristallizzate. L'identificazione di maskelinite induce subito a pensare che la meteorite sia stata sottoposta a violento shock metamorfico, mentre l'assenza completa di condrule vetrose e di condrule a struttura di transizione sarebbe già di per sè sintomatica di una condrite ordinaria, che abbia raggiunto un alto grado di ricristallizzazione.

Utilizzando queste osservazioni speriamo di poter apprendere qualcosa di più sulla lunga storia e sul non sempre facile viaggio delle condriti ordinarie.

Ringraziamenti.

L'A. ringrazia i Direttori

- 1) del Museo Civico di Storia Naturale di Brescia,
 - 2) del British Museum of Natural History di Londra,
 - 3) del Museo Civico di Storia Naturale di Milano,
 - 4) del Museo Mineralogico dell'Università di Modena,
 - 5) del Museo Mineralogico dell'Università di Parma,
 - 6) del Museo Mineralogico dell'Università di Torino,
 - 7) del United States National Museum, Washington, D.C., USA,
- per aver messo a disposizione il materiale per la ricerca e il Prof. B. Baldanza per una lettura critica del manoscritto.

Istituto di Mineralogia, Fac. di Scienze, Università di Perugia, maggio 1970.

BIBLIOGRAFIA

- BALDANZA B. e LEVI-DONATI G. R. (1970) - *Evidence of shock metamorphic effects in the Ergheo Meteorite*. Abs. of the Int. Symp. on the Chemistry and Mineralogy of Meteorites and Extraterrestrial Matter, London, 6-8 April 1970.
- BALDANZA B., LEVI-DONATI G. R. e LEWIS C. F. (1969) - *The Borgo San Donnino Meteorite: Mineralogy and Chemistry*. Meteorites, IV, n. 4, 258.
- BALDANZA B., LEVI-DONATI G. R. e WILK H. B. (1969) - *The Siena Meteorite: Mineralogy and Chemistry*. Mineralogical Magazine, 37, 285, 34-44.
- BARTH T. F. W. (1969) - *Feldspars*, Wiley Ed., New York, p. 226.

- BUNCH T. E., COHEN A. J. e DENCE M. R. (1967) - *Natural Terrestrial Maskelite*. American Mineralogist, 52, 244-253.
- DODD R. H. (1969) - *Metamorphism of the ordinary chondrites: A review*. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 161-203.
- DODD R. T. e VAN SCHMUS W. R. (1965) - *Significance of the unequilibrated ordinary chondrites*. J. Geophys. Res., 70, 3801-3811.
- DODD R. T., VAN SCHMUS W. R. e KOFFMAN D. M. (1967) - *A survey of the unequilibrated ordinary chondrites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 921-951.
- ENGELHARDT W. v. e STÖFFLER D. (1968) - *Stages of shock metamorphism in crystalline rocks of the Ries basin, Germany*. (Da Shock metamorphism of natural materials, 159-168).
- FOSTER W. R. (1955) - *Simple method for the determination of the plagioclase feldspars*. American Mineralogist, 40, 179-185.
- GALLITELLI P. (1939) - *Sulla meteorite caduta in Albareto di Modena nel luglio 1766*. Periodico di Mineralogia, X, 3, 345-371.
- HEYMANN D. (1967) - *On the origin of hyperstene chondrites: ages and shock effects of black chondrites*. Icarus, 6, 189-221.
- KEIL K. e FREDRIKSSON K. (1964) - *The iron, magnesium and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites*. J. Geophys. Res., 69, 3487-3515.
- KRINOV E. L. (1960) - *Principles of Meteoritics*. Pergamon Ed., Oxford.
- KURAT G. (1967) - *Zur Entstehung der Chondren*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 491-502.
- LEVI-DONATI G. R. (1967) - *The mineralogical composition and structure of the Assisi Meteorite*. Mineralogical Magazine, 36, 280, 595-606.
- LEVI-DONATI G. R. (1968) - *The Bur-Gheluai meteorite: Mineralogy, Structure and Metamorphism*. Meteoritics, 4, 1, 23-41.
- MASON B. (1963) - *Olivine composition in chondrites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 1011-1023.
- MASON B. (1970) - *Comunicazione personale (lettera del 5.3.1970 a G. R. Levi-Donati)*.
- MASON B. e WIIK H. B. (1961) - *The Kyushu, Japan, chondrite*. Geochim. Cosmochim. Acta, 21, 272-275.
- MASSALSKI T. B., PARK F. R. e VASSAMILLET L. F. (1966) - *Speculations about plessite*. Geochim. Cosmochim. Acta, 30, 649-662.
- MILTON D. J. e DECARLI P. S. (1963) - *Maskelynite: formation by explosive shock*. Science, 140, 670-671.
- SUESS H. E. e WÄNKE H. (1967) - *Metamorphism and equilibrium in chondrites*. J. Geophys. Res., 66, 1523-1534.
- TSCHERMAK G. (1872) - *Die Meteoriten von Shergotty und Gopalpur*. Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Math-Naturw. Kl., Abt. I. 65, 122-146.
- TURNER G. (1968) - *Thermal Histories of Meteorites by the ^{39}Ar - ^{40}Ar Method*. (da Meteorite Research, Millman Ed., 407-417).

- UREY H. C. e CRAIG H. (1953) - *The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 36-82.
- VAN SCHMUS W. R. (1967) - *Polymict structure of the Mezö-Madaras chondrite*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 2027-2042.
- VAN SCHMUS W. R. e WOOD J. A. (1967) - *A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 747-765.
- WOOD J. A. (1962) - *Metamorphism in chondrites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 26, 739-749.
- WOOD J. A. (1963) - Cap. 12 in *The Moon, Meteorites and Comets*. Middlehurst e Kuiper Ed., Chicago.
- WOOD J. A. (1967) - *Chondrites: their metallic minerals, thermal histories and parent planets*. Icarus, 6, 1-49.