

## Zur Entstehung der Chondren

GERO KURAT

Mineralogisch-Petrographische Abteilung des Naturhistorischen Museums, Wien, Austria

(Eingegangen 1 September 1966)

**Zusammenfassung**—Aufbauend auf der Theorie von FREDRIKSSON (1963) wird der Versuch unternommen, die Genese der Chondren an Hand von Beispielen aus den Meteoriten von Tieschitz, Lanzenkirchen und Mezö-Madaras zu erläutern. Untersuchungen mit der Mikrosonde und strukturelle Überlegungen führten zu folgenden Schlüssen:

1. Die Chondren sind magmatischen Ursprunges.
2. Die Kristallisation erfolgte aus einer stark unterkühlten Schmelze.
3. Bei vielen Chondren der Meteoriten von Tieschitz und Mezö-Madaras setzte die Kristallisation im Solidus-Liquidus-Bereich der jeweiligen Primärphase ein, wodurch es zur Ausbildung eines sichtbaren Ungleichgewichtes kam.
4. Die Kristallisation der Primärphasen in den Chondren des Meteoriten von Lanzenkirchen und einigen Chondren aus den Meteoriten von Mezö-Madaras und Tieschitz setzte erst in deren Subsolidus-Bereich ein. Dies führte dazu, daß
5. die echten koexistierenden Phasen, d.h. die gleichzeitig kristallisierten Phasen, trotz Kristallisation aus einem extremen Ungleichgewicht sich in einem echten chemischen Gleichgewicht befinden.
6. Die Einsprengling-Matrix-Struktur, welche viele Chondren zeigen, ist eine Ungleichgewichts-Struktur und als solche auch in den Chondren der "Gleichgewichts"-Chondrite zu erkennen und nachweisbar.

Die sich aus dem Gesagten ergebenden Konsequenzen bezüglich des Ursprunges der Chondren werden angedeutet.

**Abstract**—Based on the theory of FREDRIKSSON (1963) an attempt is made to understand the origin of chondrules by studying examples from the meteorites of Tieschitz, Lanzenkirchen, and Mezö-Madaras. Investigations by means of an electron probe microanalyzer, and structural considerations, lead to the following conclusions:

1. The chondrules are of magmatic origin;
2. The crystallization took place from a strongly undercooled melt;
3. Many chondrules in the meteorites of Tieschitz and Mezö-Madaras started to crystallize in the liquidus-solidus field of the respective primary phase, thus leading to a marked disequilibrium;
4. The crystallization of the primary phases of the chondrules of the meteorite of Lanzenkirchen and some of the chondrules of the meteorites of Mezö-Madaras and Tieschitz did not start until the subsolidus region was reached;
5. This process led to true coexistent phases, i.e. those phases which crystallized simultaneously are in a true equilibrium, despite their crystallization from an extreme disequilibrium;
6. The structural relationship of phenocrysts and the matrix in many chondrules is a disequilibrium structure, even in so-called "equilibrium" chondrites.

The consequences concerning the origin of the chondrules are indicated tentatively.

### EINLEITUNG

CHONDREN sind die sphärischen Körper mit einem Durchmesser von ca. 0,1–5 mm, welche das Charakteristikum der häufigsten Gruppe der Meteoriten, der Chondrite,

darstellen. Diese Chondrite zeigen in ihrer reinsten Ausbildung klar, daß sie als Chondrensedimente zu betrachten sind (z.B. Tieschitz, Mezö-Madaras u.a.). Da jede Theorie über die Entstehung der Meteoriten vor allem die Eigenheiten der Chondrite berücksichtigen muß, bedarf in erster Linie die Genese dieser Gruppe einer Klärung. Der erste Schritt dazu ist eine klare Vorstellung über die Entstehung der Chondren. Aus diesem Grunde wurden im Rahmen der Neuuntersuchung der wichtigsten Meteoriten des Naturhistorischen Museums in Wien einige Chondren aus den bearbeiteten und in Arbeit befindlichen Meteoriten mit der Elektronenstrahl—Mikrosonde untersucht, um einige Anhaltspunkte über deren Entstehung zu erhalten.

#### ANALYSENMETHODIK

Zur Analyse der Gemengteile wurde eine Mikrosonde vom Typ JEOL JXA-3 verwendet. Gemessen wurde meist bei 20 kV Beschleunigungsspannung (für Plagioklas 10 kV) und  $0,2-0,4 \times 10^{-6}$  A Probenstrom. Als Standards dienten analysierte Minerale, und zwar ein Olivin aus dem Meteoriten Marjalahti (Gew. % FeO = 11,15; MgO = 48,9), ein Diopsid, Zillertal, Tirol (MgO = 18,64; CaO = 26,61) und ein Plagioklas, Bakersville, North Carolina (SiO<sub>2</sub> = 61,70; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 23,99; CaO = 5,04).

Die notwendigen Korrekturen wurden nach PHILIBERT (1964) und ADLER und GOLDSTEIN (1965) gerechnet.

#### ERGEBNISSE

##### *Porpyrische Olivinchondre aus dem Meteoriten von Tieschitz (Chondre Tie I)*

Der Meteorit von Tieschitz ist ein Chondrit der H Gruppe (WILK, pers. Mitt. 1966) mit stark wechselnder Zusammensetzung der Phasen (MAKOWSKY und TSCHERMAK, 1878; MASON, 1963). Er besteht nur aus Chondren und Chondrenbruchstücken, welche in einer opaken, feinkörnigen Matrix liegen. Die Abb. 1 zeigt die untersuchte Chondre. Idiomorphe Olivinkristalle verschiedener Größe liegen in einer Matrix aus Olivin, Augit, und Glas (?) (Abb. 2). Die großen Olivinkristalle sind stark zonar gebaut. Dieser Zonarbau hat die Form eines Troges (Abb. 3), wobei der Basiswert bei allen in der Abb. 1 sichtbaren Olivine ungefähr gleich ist. Kleine Kristalle zeigen einen höheren Basiswert. Die Differenz zwischen Maximum und Minimum des Fe-Gehaltes nimmt dabei mit der Korngröße ab, um bei den Fe-reichsten Matrixolivinen zu verschwinden. Diese haben wohl verschiedene Fe-Gehalte, zeigen jedoch keinen Zonarbau mehr. Alle Olivine sind reich an "Glas"-Einschlüssen, welche besonders bei den zwei größten Kristallen hauptsächlich zonar angeordnet sind. Die Analysen sind in der Tabelle 1 angeführt. Von 11 Augitanalysen konnten nur zwei verwendet werden, da alle anderen viel zu hohe SiO<sub>2</sub>-Werte zeigten, was wahrscheinlich auf unauflösbar kleine Glaseinschlüsse oder auf eine Verunreinigung mit Si-haltiger "Diamant"-Polierpaste zurückzuführen ist. Auch die Analyse des Augites Nr. 2 zeigt zuviel SiO<sub>2</sub>, doch ist der Fehler hier noch klein.

##### *Feinfaserige Pyroxenchondre aus dem Meteoriten von Tieschitz (Chondre Tie II) (Abb. 4)*

Der Orthopyroxen ist büschelartig, schwach divergierend angeordnet. Trotz durchgehender Ordnung ist eine braune äußere Schale (im Auflicht hellgrau) und ein



Abb. 1. Chondro Tie I; Vergrößerung *ca.* 50 fach. Die Chondro ist in Kunstharz eingebettet und dünn geschliffen. Da der Schliff etwas zu dick ist, erscheint die Matrix undurchsichtig. Die Striche und Raster im umgebenden Kunstharz sind Brennsuren der Mikrosonde.



(a)



(b)

Abb. 2. (a) Elektronenabsorptions-Aufnahme aus der Chondre Tie I. Bildauschnitt *ca.*  $300 \times 300 \mu$ . Zonar gebaute Olivinkristalle (grau mit schwarzem Rand) liegen in einer Matrix aus Olivin (schwarz), Augit (grau) und "Glas" (hellgrau). Die schwarzgerandeten weißen Flecken sind Löcher in der Schliﬀoberfläche.

(b) Elektronenabsorption-Aufnahme der Matrix in der Chondre Tie I. Bildauschnitt *ca.*  $165 \times 165 \mu$ . Fe-reiche Olivinskelette (schwarz) mit Augit (dunkelgrau) und "Glas" (hellgrau).

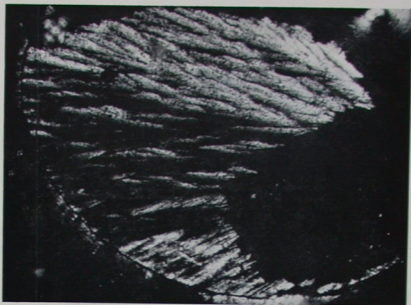


Abb. 4. Chondrite II. Durchlichtaufnahme mit  $\times$  Nicols. Vergrößerung *ca.* 100 fach.

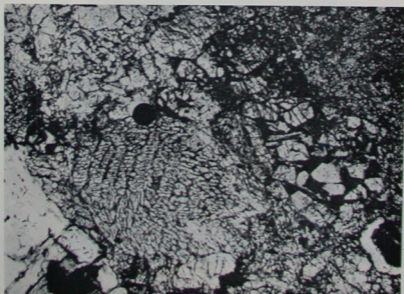


Abb. 5. Chondrite La I (porphyrische Olivinchondrite rechts im Bilde) und Chondrite La II (Orthopyroxenchondrite links im Bilde). Vergrößerung 60 fach.

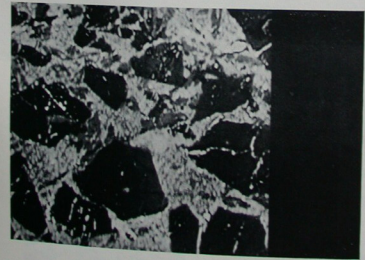


Abb. 6. Elektronenabsorption-Aufnahme aus der Chondro La I. Bildausschnitt *ca.*  $300 \times 300 \mu$ . Olivinkristalle (dunkelgrau) liegen in einer Matrix von Diopsid (hellgrau) und einem Diopsid-Plagioklas-Gemisch (hellgrau und weiß gesprenkelt).

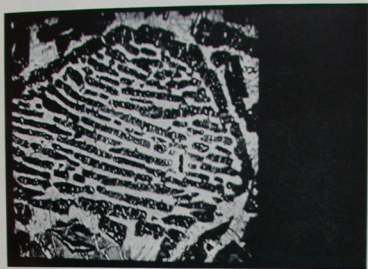


Abb. 7. Elektronenabsorption-Aufnahme der Chondro MM I. Bildausschnitt *ca.*  $360 \times 360 \mu$ . Balkenolivine (dunkelgrau bis schwarz) mit Plagioklas-Pyroxen-Matrix (hellgrau bis weiß).



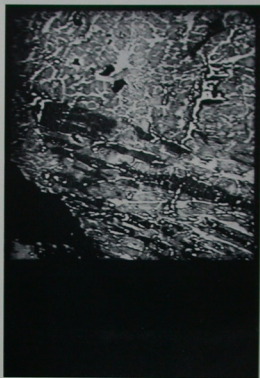


Abb. 8. Elektronenabsorption-Aufnahme aus der Chondre MM IV. Bildausschnitt ca.  $350 \times 350 \mu$ . Olivinreste (dunkelgrau) mit Pyroxen (grau) und plagioklasreicher Matrix (hellgrau bis weiß).

dunkelbrauner Kern (im Aufsicht dunkelgrau) ausgebildet. Die Begrenzung des Kernes ist scharf, folgt der Büschelform und ist daher sehr unregelmäßig—zackig. Das Mikrosondenprofil zeigt, daß trotz der verschiedenen Färbung der Fe-Gehalt des Pyroxenes durchwegs konstant ist (Tabelle 1) und daß zwischen den Büscheln eine Fe-reichere, Si-arme Restschmelze liegt. Außerdem ist die Chondre von kleinen Nickeisen-Tröpfchen (eine Messung ergab rund 70 Gew.% Fe und 25% Ni)

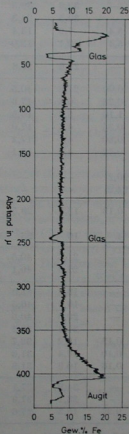


Abb. 3. Mikrosondenprofil (Fe-Verteilung) über den größten in Abb. 1 sichtbaren Olivinkristall.

durchsetzt. Beim Dünnschleifen für die Durchlichtmikroskopie ging leider ein Großteil der Chondre verloren und der Rest war nicht polierfähig. Eine genauere Untersuchung (besonders bezüglich des Ca- und Al-Gehaltes) war daher nicht mehr möglich.

*Porphyrische Olivinchondre aus dem Meteoriten von Lanzenkirchen (Chondre La I) (Abb. 5 und 6)*

Der Meteorit von Lanzenkirchen ist ein gewöhnlicher Chondrit der L-Gruppe (UREY und CRAIG, 1953) mit konstant zusammengesetztem Olivin (Gew. % FeO =  $22,4 \pm 0,6$ ) und Pyroxen (Gew. % FeO =  $13,4 \pm 0,5$ ; KURAT und KURZWEIL, 1965).



Tabelle 1. Mikrosondenanalysen (Gew. %)

Chondre	Phase	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MgO	CaO	Mol. %	Fe/Fe + Mg
Tie I	Große Olivine von (Kern)	—	—	10,4	48,8	—		10,7
	bis (Hülle)	—	—	30,2	31,8	—		34,8
	Matrixolivine von	—	—	32,6	30,5	—		37,5
	bis	—	—	39,5	24,3	—		47,6
	Augit 1	50,5	8,4	7,9	13,4	18,9		24,9
	Augit 2	55,8	5,4	9,1	12,0	16,4		29,8
Tie II	Orthopyroxen	—	—	21,6	23,8	—		33,7
La I	Olivin	—	0,00	21,8	40,5	0,18		23,2
	Diopsid 1	—	0,78	6,8	17,6	22,2		17,8
	2	—	1,10	5,2	16,6	21,7		14,9
	3	—	0,35	4,5	17,0	23,0		12,9
	4	—	0,80	4,1	17,2	22,7		11,8
	5	—	0,42	4,2	17,1	22,8		12,2
	Plagioklas† von	67,5	20,2	—	—	1,7		—
bis	58,2	24,2	—	—	5,7		—	
La II	Orthopyroxen	—	0,13	13,3	29,5	0,70		20,2
	Chondrendurchschnitt	—	4	10	23	4		19,6
MM I	Balkenolivin	—	—	21,6	40,5	—		23,1
	Randolivin	—	—	22,6	40,1	—		24,0
MM IV	Olivin 1	—	—	18,8	41,9	—		20,0
	2	—	—	19,4	40,5	—		21,2
	3	—	—	20,0	40,5	—		21,7
	4	—	—	21,4	38,2	—		23,5
	Pyroxen 1	—	0,13	10,2	32,7	0,20		14,9
	2	—	0,10	10,4	31,8	0,35		15,5
	3	—	0,16	10,9	31,8	0,29		16,1
MM IX	Olivin 1	—	—	24,9	37,1	—		27,3
	2	—	—	23,1	37,9	—		25,5
	Pyroxen	—	0,27	15,3	27,6	0,86		23,7

\*FeO aus dem gemessenen Gesamtisen errechnet.

†Mol. % An ca. 8-29.

Die Abbildung 5 zeigt die untersuchte Chondre. Große (bis zu 0,15 mm lange) Olivin- und Diopsid einsprenglinge liegen in einer Matrix aus Diopsid und Plagioklas. Der konstant zusammengesetzte Olivin tritt nur als mehr oder weniger großer Einsprengling auf (Tabelle 1). Vom chemisch variablen Diopsid lassen sich hingegen drei Generationen unterscheiden:

1. Subidiomorphe Einsprenglinge (Tabelle 1, Diopsid 1 und 2),
2. xenomorphe, fleckige Partien zwischen den Olivinkristallen (Diopsid 3-5) und
3. xenomorphe bis subidiomorphe Kristallite der Matrix.

Ein wirres Gemisch von Diopsid und Plagioklas bildet die Matrix. Diese Komponenten entzogen sich daher in den meisten Fällen durch ihre geringe Korngröße einer vollständigen Analyse. Nur an wenigen Stellen konnten die in der Tabelle 1 angeführten Daten gewonnen werden. Sie sind daher auch mit einem relativ grossen Fehler behaftet. Der Modalbestand konnte (durch die geringe zur Verfügung stehende Fläche leider nur mit großem Fehler) mittels Integrationsokular zu rund 50 Vol. % Olivin, 15% Diopsid und 35% Matrix bestimmt werden.

*Orthopyroxenchondre aus dem Meteoriten von Lanzenkirchen (Chondre La II) (Abb. 5)*

Die Pyroxene sind fleckenweise parallel orientiert und schließen eine feinkörnige Matrix von nicht auflösbarem Ca-reichen Pyroxen und Plagioklas ein. Der Orthopyroxen ist konstant zusammengesetzt (Tabelle 1). Da die Korngröße in dieser Chondre relativ gering ist und die Chondre zum überwiegenden Teil aus Orthopyroxen besteht, konnte aus den beim Messen über den Chondrenquerschnitt integrierten Intensitäten auch die ungefähre Pauschalzusammensetzung errechnet werden (Tabelle 1). Die Übereinstimmung mit der Orthopyroxenanalyse ist gut.

*Balkenolivinchondre aus dem Meteoriten von Mezö-Madaras (Chondre MM I) (Abb. 7)*

Der Meteorit von Mezö-Madaras (KNÖPFLE, 1853) ist ein Chondrit der L-Gruppe (UREY und CRAIG, 1953) mit stark wechselnder Olivin- und Pyroxenzusammensetzung (KEIL und FREDRIKSSON, 1964). Er besteht ähnlich wie der Meteorit von Tieschitz, nur aus Chondren und Chondrenbruchstücken, welche in einer opaken, feinkörnigen Matrix liegen. In der Chondre MM I liegen die zum Großteil parallelen Olivinbalken in einer Matrix von Plagioklas und Ca-reichen Pyroxen und werden von einem Saum von Olivinkristallen umschlossen. Die einzelnen Olivine sind konstant zusammengesetzt (Tabelle 1), wobei die Chondrenrand-Kristalle ein etwas größeres Fe/Mg als die Balkenolivine zeigen. Alle Olivine sind einschlußreich und führen Matrixmaterial und kleine Nickeleisen-Tröpfchen. Die Phasen der Chondrenmatrix entzogen sich durch ihre geringe Korngröße einer Analyse.

*Kristalline Olivin-Pyroxen-Chondre aus dem Meteoriten von Mezö-Madaras (Chondre MM IV) (Abb. 8)*

Die hauptsächlich aus xenomorphem Pyroxen bestehende Chondre führt fleckenweise etwas Olivin, wobei das Innere der Chondre olivinfrei ist. Beide Phasen sind reich an Matrix-Einschlüssen. Der Ausbildung und der Verteilung nach stellen die hier vorhandenen Olivine Reste von zum größten Teil zur Pyroxenbildung aufgelösten Olivinen dar. Olivin und Pyroxen sind in sich homogen, doch schwankt das Fe/Mg von Korn zu Korn (Tabelle 1). Die Matrix besteht—wie üblich—aus feinkörnigem Plagioklas und Ca-reichen Pyroxen.

*Kristalline Olivin-Pyroxen Chondre aus dem Meteoriten von Mezö-Madaras (Chondre MM IX)*

Subidiomorphe, einschlußreiche Olivine und Pyroxene mit bis zu 100  $\mu$  Durchmesser sind zum Teil zusammengewachsen, zum Teil werden sie von dünnen Schichten (ca. 10  $\mu$ ) von Matrixmaterial getrennt. Die Zusammensetzung der Olivine und Pyroxene schwankt leicht (Tabelle 1), doch zeigen die einzelnen Kristalle einen konstanten Fe-Gehalt. Die Matrix besteht wiederum aus Plagioklas und Ca-reichen

Pyroxen, deren Korngröße eine quantitative Analyse nicht erlaubte. Immerhin konnten Maxima bis zu 21%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und 8%  $\text{CaO}$  festgestellt werden. Diese Chondre ist ihrer Ausbildung nach sehr ähnlich den kristallinen Chondren der gewöhnlichen Chondrite.

#### DISKUSSION

Die meisten Meteoritenforscher stimmen in der Ansicht überein, daß die Chondren rasch abgekühlte Schmelztropfen eines "feurigen Regens" (SORBY, 1877) darstellen. Dies ist auch die einzige brauchbare Vorstellung, da alle anderen Theorien die Charakteristika der Chondren überhaupt nicht berücksichtigen. Dieses Thema wurde in jüngster Zeit vielfach diskutiert (siehe z.B. FREDRIKSSON, 1963; WOOD,

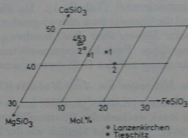


Abb. 9. Ausschnitt aus dem System  $\text{MgSiO}_3$ - $\text{FeSiO}_3$ - $\text{CaSiO}_3$ . Eingezeichnet sind Diopside aus der Chondre La I und die Augite aus der Chondre Tie I.

1963; ANDERS, 1964 und KEIDEL, 1965), wobei von verschiedenen Standpunkten aus (trotz großer Differenzen im Detail) im Prinzip derselbe Schluß gezogen wurde.

Schwierigkeiten machte nur die Erklärung des Kristallisationsvorganges selbst, denn die in den Chondren offensichtlich rasch aus einer Schmelze kristallisierten Phasen zeigen bei den gewöhnlichen Chondriten keinen Zonarbau, sondern besitzen ein konstantes  $\text{Mg/Fe}$ , wobei auch von Chondre zu Chondre keine besonderen Unterschiede auftreten (MASON, 1963; KEIL und FREDRIKSSON, 1964), was jedoch noch nicht mit entsprechender Genauigkeit geprüft wurde. Dabei liegt das  $(\text{Fe/Fe} + \text{Mg})_{\text{OI}}/(\text{Fe/Fe} + \text{Mg})_{\text{OP}}$  in allen gewöhnlichen Chondriten um 1,1. Dies entspricht dem Trend des Olivin-Orthopyroxen Gleichgewichtes, wie er aus Experimenten und natürlichen Assoziationen bekannt ist. Diese Chondrite wurden daher zum Unterschied zu den Chondriten mit chemisch variablem Olivin und Pyroxen als "Gleichgewichts"-Chondrite bezeichnet (ANDERS, 1964). Diese Bezeichnung ist ungünstig, da nicht alle Phasen der Chondren im Gleichgewicht sind. So zeigt die Abb. 9 deutlich, daß die Diopside in der Chondre La I keine einheitliche Zusammensetzung besitzen und von den dargestellten Punkten (4, 5, 3) über (2) zu (1) eine Differentiationsreihe ergeben, wie sie aus irdischen Gesteinen bekannt ist. Auch eine strukturelle Betrachtung läßt ein Ungleichgewicht erwarten, denn eine Einsprengling-Matrix Struktur, wie sie viele Chondren zeigen, ist eine Ungleichgewichtsstruktur. Das konstante  $\text{Mg/Fe}$  der Olivineinsprenglinge täuscht also nur ein vollständiges Gleichgewicht vor. Daher können weder eine Gleichgewichtskristallisation noch die Annahme einer Thermometamorphose, wie es WOOD (1963) und in etwas milderer Form DODD und VAN SCHMUS (1965) vorschlugen, den beobachteten

Zustand erklären. Die Gleichgewichtskristallisation scheidet als Bildungsmöglichkeit durch das vorhandene Ungleichgewicht in chemischer und struktureller Hinsicht aus. Ebenso scheidet die Thermometamorphose aus, da bei den für eine nennenswerte Diffusion von Fe, Mg, Al und Si notwendigen Temperaturen wohl in erster Linie die Matrices der Chondren rekristallisieren würden und die Rekristallisation von Olivin und Pyroxen (um eine solche muß es sich bei der Umwandlung eines Ungleichgewichts- in einen Gleichgewichtszustand handeln) die magmatischen (Ungleichgewichts-) Strukturen zerstören müßte. FREDRIKSSON (1963) und KEIL und FREDRIKSSON (1964) versuchten, die Kristallisation der Chondren als Kristallisation aus stark unterkühlter Schmelze zu erklären. Da sie jedoch nur eine

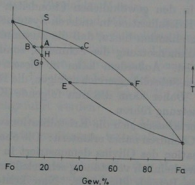


Abb. 10. Das System  $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$  nach BOWEN und SCHAIRER (1935). Erklärung im Text.

Unterkühlung in den Solidus-Liquidus Bereich annehmen, ergaben sich einige Schwierigkeiten bei der Deutung anderer Tatsachen. So mußten sie die Chondrenmatrices als rechtzeitig abgeschreckte Restschmelzen erklären, was für viele Chondren—speziell für die, in gewöhnlichen Chondriten öfters zu beobachtenden Balkenolivin-Chondren mit reiner Plagioklasmatrix—nicht angenommen werden kann, da bei diesem Prozess die Restschmelze noch einen gewissen Gehalt an Olivin und Pyroxen haben muß. Außerdem mußte FREDRIKSSON die Kristallisation der Pyroxene—besonders in gemischten Chondren—als Entglasung dieser Restschmelze annehmen. „Entglasung“ bedeutet eine Kristallisation im festen Zustand also eine Kristallisation unterhalb des Transformationsbereiches des Glases („Glas“ heißt ein Festkörper, welcher aus einer unterkühlten Schmelze nach dem Unterschreiten der Transformationstemperatur entsteht). Dies ist jedoch nach denselben strukturellen Einwand, den wir bei den Olivinen gebrauchten, nicht möglich, denn die Pyroxene zeigen eine ähnliche Ausbildung wie die Olivine. Demzufolge haben sie eine ähnliche Genese. Die Entglasung ist als primärer Prozeß auszuschließen, da sie nicht zu den beobachteten magmatischen Strukturen und chemischen Verhältnissen führt. Wesentlich unkomplizierter ist die Annahme einer Kristallisation im Subsolidusbereich einer stark unterkühlten Schmelze („Unterkühlte Schmelze“ bezeichnet den thermodynamisch metastabilen Zustand eines Systems im Temperaturbereich zwischen Schmelzpunkt—im Einstoffsystem betrachtet—und Transformationstemperatur). Dies sei kurz im System Forsterit–Fayalit erläutert (Abb. 10). Dabei

kommen für die Kristallisation des Olivins in den Chondriten zwei Fälle in Frage:

*Fall I.* Die Schmelze S wird bis A unterkühlt, wo durch einen (mehrere) Keim(e) eine spontane Kristallisation von Kristallen der Zusammensetzung B ausgelöst wird. Dabei wird der Temperaturabfall durch die freiwerdende Kristallisationswärme zum Großteil kompensiert; daher wird die Schmelze die Liquidus bei C erreichen. Nun ändert sich mit fallender Temperatur die Zusammensetzung des kristallisierenden Olivins dem Diagramm entsprechend zu E. Dieser Vorgang ergibt Olivine, wie sie in der Chondre Tie I auftreten (vergl. Abb. 3).

*Fall II.* Die Schmelze S wird bis G unterkühlt. Die nun einsetzende Kristallisation kann nur zu Kristallen der Zusammensetzung der Schmelze führen. Dieser Vorgang führt zu den in den gewöhnlichen Chondriten beobachteten Olivinen.

Ebenso läßt sich die Kristallisation in anderen Systemen zeigen. Im Mehrstoffsystem tritt nur die Komplikation hinzu, daß die Zusammensetzung des Kristalles nicht nur von der Zusammensetzung der Schmelze, sondern auch von den p-T-Bedingungen abhängig ist. Außerdem kann in diesem die Kristallisation der Primärphase wohl in deren Subsolidusbereich erfolgen, die Restschmelze kann jedoch die Liquidus erreichen. Daher kann die nun folgende Kristallisation zu Phasen wechselnder Zusammensetzung führen.

Mit Hilfe dieser Theorie lassen sich die Kristallisationsvorgänge bei der Bildung der oben beschriebenen Chondren näher erläutern: Die oben angeführte, dem Fall I entsprechende Kristallisation des Olivins demonstriert in anschaulicher Weise die Chondre Tie I. Die wahrscheinlich vollständig schmelzflüssige Chondre wurde rasch in den Liquidus-Solidus Bereich abgekühlt. Nun kristallisierten—mit geringer Keimbildungshäufigkeit und großer Wachstumsgeschwindigkeit—die großen Olivineinsprenglinge mit einem, der fallenden Temperatur entsprechend, leicht trogförmigen Zonarbau (beinahe mit konstanter Zusammensetzung, da die freiwerdende Kristallisationswärme den Temperaturabfall stark verzögerte) bis die Schmelze die Liquidus erreichte. Nun folgt die dem Diagramm entsprechende Kristallisation mit kontinuierlicher Änderung der Zusammensetzung von Schmelze und Kristallen. Durch die nun wieder stärker fallende Temperatur erhöht sich die Viskosität der Restschmelze so stark, daß die Kristallisation der Olivineinsprenglinge zum Stillstand kommt und die restliche, in der Schmelze gelöste Olivinsubstanz sich in der Form von Skelettolivinen ausscheidet. Gleichzeitig kristallisieren die Augite der Matrix und der noch verbleibende Rest erstarrt glasig oder kryptokristallin.

Die Chondre Tie II ist deshalb bemerkenswert, weil sie einen konstant zusammengesetzten Pyroxen besitzt, obwohl die stengeligen und prismatischen Pyroxene im Meteoriten von Tieschitz oft zonar gebaut sind. Diese der Struktur nach spontan kristallisierte Chondre konnte ihren konstanten Fe-Gehalt im Pyroxen nur durch extreme Unterkühlung und Kristallisation im Subsolidusbereich erhalten haben, da eine weitgehende Metamorphose im Falle des Meteoriten von Tieschitz wohl ausgeschlossen werden kann. Die Schmelzzusammensetzung liegt in der Nähe der Orthopyroxenzusammensetzung, jedoch auf der Olivinseite. Die Unterkühlung erfolgte bis in den Subsolidusbereich, wozu bei dieser Zusammensetzung nur rund 150°C erforderlich sind. Im Stabilitätsbereich von Olivin und Pyroxen erfolgte die Keimbildung zugunsten des letzteren und der Orthopyroxen kristallisierte spontan von der Chondrenoberfläche nach innen. Vielleicht erfolgte die Kristallisation auch

in zwei Stufen, wobei der dunkelbraune Kern durch die ursprünglich vorhandenen Schmelzverunreinigungen seine Färbung erhielt. Der äußerste Rand dieser Chondren ist meist auch grobkörniger und daher transparent.

Ähnlich entstand die Chondre La II, da die Ausbildung der Pyroxene (unvollständig kristallisiert), ihr Reichtum an Einschlüssen sowie ihre teilweise Parallelorientierung auf eine spontane Kristallisation hinweisen.

Auch in der Chondre La I kristallisierte der Olivin im Subsolidusbereich. Die restliche, olivinfreie Schmelze erreichte den Solidus Liquidus Bereich. Nun setzte die Kristallisation der großen Diopside ein, welche je nach dem Zeitpunkt der Kristallisation eine verschiedene Zusammensetzung besitzen. Danach erstarrt die restliche Schmelze zur Diopsid-Plagioklas Matrix.

Ebenso sind die Chondren MM I und MM IX—trotz ihrer nicht vollkommen konstant zusammengesetzten Phasen—als Subsolidus-Kristallite zu betrachten da sie im Gestein (ähnlich sind die Verhältnisse in Tieschitz) mit Chondren, welche chemisch extrem variable Phasen führen und verschiedene Oxydationsgrade repräsentieren, koexistieren. Eine weitgehende Metamorphose der Silikate ist daher auszuschließen. Die geringen Schwankungen im Fe/Mg der Olivine können auf zwei mögliche Ursachen zurückgeführt werden:

1. Die Schmelze war durch äußere Einflüsse (Atmosphäre, z.B.  $p_{O_2}$ ) oder
2. durch den Temperaturgradienten innerhalb der Chondre während der Abkühlung inhomogen.

Die Chondre MM IV repräsentiert einen in den Meteoriten von Tieschitz und Mezö-Madaras häufig zu beobachtenden Chondrentyp. Aus der Schmelze kristallisiert vorerst (im Solidus-Liquidus Bereich) Olivin wechselnder Zusammensetzung bis die Schmelze den (im Zweistoffsystem betrachtet) peritektischen Punkt erreicht. Nun reagiert diese mit dem eben ausgeschiedenen Olivin um Pyroxen zu bilden, bis eine der Komponenten aufgebraucht ist oder das System durch zu starke Unterkühlung einfriert. Die Restschmelze erstarrt dann zu einem feinkörnigen Gemenge von Plagioklas und Ca-reichen Pyroxen.

Der entscheidende Unterschied in der Genese der Chondren von gewöhnlichen Chondriten und den sogenannten "Ungleichgewichts-Chondriten" (DODD und VAN SCHMUS, 1965) liegt im Zeitpunkt des Kristallisationsbeginnes. KEIL und FREDRIKSSON (1964) nehmen für die Chondren der "Ungleichgewichts"-Chondrite eine etwas langsamere Abkühlung als für jene der gewöhnlichen Chondrite an, was als wahrscheinlichste Ursache für die Ausbildung von inhomogenen Schmelztropfen und für den Beginn der Kristallisation bei relativ hohen Temperaturen zu betrachten ist. Eine weitere Möglichkeit ist eine durch Verunreinigung der Schmelze durch Fremdpartikel oder Kristallreste begünstigte Keimbildung, welche die Kristallisation früher einsetzen läßt.

Wie schon oben erwähnt wurde, ist das Fe/Mg der im Subsolidusbereich kristallisierten Phasen vom Fe/Mg der Schmelze und von den  $p$ - $T$ -Bedingungen abhängig. Da die Chondrite zum überwiegenden Teil aus Olivin und Orthopyroxen bestehen und das  $(Fe/Mg)_{ol} > (Fe/Mg)_{op}$  ist, muß das Fe/Mg der Schmelze dazwischen liegen. Als Pauschalanalysen stehen die der Gesamtmeteoriten zur Verfügung. Wie KEIL und FREDRIKSSON (1964) zeigten, stimmen die Mol.% Fe/Fe + Mg von Olivin, Pyroxen und Gesamtmeteorit in vielen Fällen nicht überein. Die Werte (siehe bei KEIL und



FREDRIKSSON, 1964, p. 3497), welche jedoch innerhalb der Grenzen [Mol.% (Fe/Fe + Mg)<sub>Ol</sub> + 1,5] und [Mol.% (Fe/Fe + Mg)<sub>OP</sub> - 1,5] liegen—ergänzt durch die Werte vom Meteoriten von Lanzenkirchen (DITTLER, 1934; KURAT und KURZWEIL, 1965)—ergeben die in der Abb. 11 dargestellten Punkte. Es zeigt sich, daß die oben gestellte Forderung im Durchschnitt von einem Großteil der Pauschalanalysen—Mineralanalysen—Paare erfüllt wird. Von den nicht verwendeten Pauschalanalysen—Werten zeigen zehn ein zu hohes und nur ein ein zu niedriges Fe/Fe + Mg,

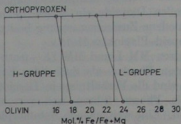


Abb. 11. Durchschnittliche Mol. % Fe/Fe + Mg von Olivin, Orthopyroxen und Pauschalanalyse verschiedener Chondrite. Von den 29 bei KEIL und FREDRIKSSON (1964) angeführten Analysen wurden 18 verwendet (siehe Text) und mit den Daten von Lanzenkirchen (Mol. % Fe/Fe + Mg in Olivin: 24,0; in Orthopyroxen: 20,7 und in der Pauschalanalyse: 23,2) ergänzt.

Tabelle 2. Koexistierender Olivin und Orthopyroxen in Chondren aus dem Meteoriten von Mezö-Madaras

Chondre	Fe/Mg		$\alpha = (Fe/Mg)_O / (Fe/Mg)_P$	T(°C)* nach CRAIG (1964)
	Olivin	Orthopyroxen		
MM IV 1	0,252	0,184	1,37	1332
2	0,271	0,192	1,41	1343
MM IX	0,342	0,311	1,10	1233

\*  $\ln \alpha = 3,759 - 5520/T(^{\circ}K)$ .

was darauf hinweist, daß diese entweder durch vorhandene Oxydphasen oder durch Analysenfehler verfälscht sein dürften.

Die Mineralanalysen in Meteoriten zeigen, daß das  $(Fe/Mg)_{Ol} > (Fe/Mg)_{OP} > (Fe/Mg)_{Ca-reich P}$  ist. Diese Verteilung entspricht dem Trend des chemischen Gleichgewichtes. Dem Kristallisationsvorgang nach sind die in einer Chondre koexistierenden Phasen konstanter Zusammensetzung in einem echten, der Kristallisationstemperatur entsprechenden Gleichgewicht. Streng genommen dürfen für eine Temperaturbestimmung nur die echten koexistierenden Phasen herangezogen werden, da ein Stoffaustausch zwischen den Chondren auszuschließen ist. Die in der Tabelle 2 angeführten Fälle zeigen, daß eine Korrelation von "Gleichgewichtstemperatur" und Kristallisationsvorgang möglich ist. So ergibt die Berechnung für die Chondre MM IV eine um rund 100°C höhere Temperatur als für die Chondre MM IX, deren Verteilungskoeffizient dem der gewöhnlichen Chondrite entspricht. Trotzdem die absolute Temperaturbestimmung nach der CRAIG'schen Formel viel

kritisiert wurde (ANDERS, pers. Mitt.; WOOD, pers. Mitt.), was nach den Fehlergrenzen der zur Aufstellung der Gleichung benutzten Werte auch berechtigt erscheint, ist der Trend des Verteilungskoeffizienten im Bereich  $(\text{Fe}/\text{Mg})_{01} < 0,5$ , mit höherer Gleichgewichtstemperatur höhere Werte anzunehmen, auch in natürlichen Assoziationen zu beobachten (vergl. BARTHOLOME, 1962, Fig. 8). Demnach sind die CRAIG'schen Temperaturen durchaus zum relativen Vergleich verwendbar.

Da die Pauschal-Zusammensetzung der Chondren der gewöhnlichen Chondrite-zum Unterschied zu denen der "Ungleichgewichts"-Chondrite—überraschend gering variiert (FREDRIKSSON, 1963 fand in Chondren aus dem Meteoriten von Bjurböle eine Varianz des Mg/Si von nur  $\pm 15\%$ ), kann man annehmen, daß die Kristallisation dieser Chondren in einem nicht zu breitem Temperaturintervall erfolgte. Daher entsprechen die statistischen Verteilungskoeffizienten von Fe und Mg zwischen den verschiedenen Phasen verschiedener Chondren einer mittleren Kristallisationstemperatur, wenn das Fe/Mg in allen Schmelztröpfchen konstant war. Durch exakte Messungen von Fe und Mg in Chondren extremer mineralogischer Zusammensetzung sollte daher ein Unterschied im Fe/Mg der Phasen nachweisbar sein.

*Anerkennungen*—Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. HANNS MALISSA für die Erlaubnis zur Benützung der Mikrosonde zu danken. Ebenfalls zu Dank verpflichtet bin ich den Herren Prof. HANS WIESENER, Prof. HUBERT SCHOLLER, Univ. Doz. HEINZ G. SCHARBERT und Dr. KURT FREDRIKSSON für das kritische Lesen des Rohmanuskriptes sowie Herrn Dr. HANS H. ARLT für die technische Assistenz beim Arbeiten mit der Mikrosonde.

#### LITERATUR

- ADLER I. und GOLDSTEIN J. (1965) Absorption tables for electron probe microanalysis. NASA TN D-2984.
- ANDERS E. (1964) Origin, age, and composition of meteorites. *Space Sci. Rev.* **3**, 583-714.
- BARTHOLOME P. (1962) Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines. *Geol. Soc. Am. *Buddington* Vol.* 1-20.
- BOWEN N. L. und SCHAIRER J. F. (1935) The system MgO-FeO-SiO<sub>2</sub>. *Am. J. Sci.* **29**, 151-217.
- CRAIG H. (1964) Petrological and compositional relationships in meteorites. In *Isotopic and Cosmic Chemistry* herausgegeben von H. CRAIG, S. L. MILLER und G. J. WASSERBURG, pp. 401-451. North Holland.
- DITTLER E. (1934) Über den Chemismus des Steinmeteoriten von Lanzenkirchen in Niederösterreich. *Chem. d. Erde* **9**, 126-138.
- DODD R. T. und VAN SCHMUS R. (1965) The unequilibrated ordinary chondrites: A survey. *J. Geophys. Res.* **70**, 3801-3812.
- FREDRIKSSON K. (1963) Chondrules and the meteorite parent bodies. *Trans. N.Y. Acad. Sc., Ser. II* **25**, 756-769.
- KEIDEL W. (1965) Untersuchungen am Meteoriten von Borkut und anderen Chondriten über Form, Aufbau und Entstehung der Chondren. *Beitr. Min. Petr.* **11**, 487-506.
- KEIL K. und K. FREDRIKSSON (1964) The iron, magnesium, and calcium distribution in co-existing olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *J. Geophys. Res.* **69**, 3487-3515.
- KNÖPFLE W. (1853) Bericht über den am 4. September d.J. bei Mezö-Madaras stattgefundenen Aerolithenfall. *Verh. Siebenbürg. Ver. Naturwiss., Hermannstadt*, **Bd.4**, 153-154.
- KURAT G. und KURZWEIL H. (1965) Der Meteorit von Lanzenkirchen. *Ann. Naturh. Mus. Wien* **68**, 9-24.
- MAKOWSKY A. und TSCHERMAK G. (1878) Bericht über den Meteoritenfall bei Tieschitz. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl.* **XXXIX**, 187.
- MASON B. (1962) *Meteorites*. J. Wiley.
- MASON B. (1963) Olivine composition in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **27**, 1011-1024.

- PHILBERT J. (1964) Quantitative Mikroanalyse mit Hilfe des Elektronenstrahl-Mikroanaly-  
sators. Teil II. *Metaux* **466**, 216-240. Deutsche Übersetzung von G. SCHADEN, H. ARLT,  
W. KANDLER und H. MALISSA, *Schriftsatz 101 des Inst. f. Analyt. Chemie und Mikrochemie*  
*d.T.H. Wien* (1965).
- SORBY H. C. (1877) On the structure and origin of meteorites. *Nature* **15**, 495-598.
- UREY H. C. und H. CRAIG (1953) The composition of the stone meteorites and the origin of the  
meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **4**, 36-82.
- WOOD J. A. (1963) On the origin of chondrules and chondrites. *Icarus* **2**, 152-180.