

TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt. 22, 38—78 (1975)
© by Springer-Verlag 1975

Aus der Mineralogisch-Petrographischen Abteilung des Naturhistorischen
Museums Wien, Österreich

**Der kohlige Chondrit Lancé:
Eine petrologische Analyse der komplexen Genese
eines Chondriten**

G. Kurat

Mit 12 Abbildungen

Eingegangen am 4. Oktober 1974;
angenommen am 7. Januar 1975

Die Genese der einzelnen Bestandteile des Chondriten von L'ancé wird auf Grund von Mineral-Mikroanalysen ausführlich diskutiert. Dabei ergibt sich, daß nur Impakt-Ereignisse auf dem L'ancé-Mutterkörper sowohl für die Bildung der einzelnen Bestandteile als auch des L'ancé-Chondriten selbst verantwortlich sein können. Dieser Chondrit ist somit eine Impakt-Brekie bzw. kompaktierte Bodenprobe seines Mutterkörpers.

Summary

The L'ancé Carbonaceous Chondrite: A Petrological Analysis of the Complex Genesis of a Chondrite

The L'ancé carbonaceous chondrite (type III) is a breccia consisting of different lithic fragments, mineral fragments, and chondrules embedded in a carbonaceous matrix. The following materials can be distinguished:

1. Lithic fragments with magmatic textures are the most abundant material and occur in two chemically and mineralogically different types:

a) FeO-poor and FeO-rich and
b) FeO-rich and FeO-poor fragments.

2. Mineral fragments, which because of their chemical composition can easily be assigned to either one of the lithic fragments.

3. Chondrules of typical development are not very abundant. Four different types can nevertheless be distinguished:

a) FeO-poor and FeO-rich silicate chondrules,
b) FeO-rich and FeO-poor silicate chondrules (both are directly comparable to the respective lithic fragments),

c) Metal-sulfide chondrules, and
d) Ca-Al-rich chondrules which are a special development of Ca-Al-rich inclusions (see below).

4. Ca-Al-rich inclusions with unusual mineralogy (melilite, anorthite, spinel, diopside, perovskite and Al_2O_3).

5. Na-Al-rich inclusions consisting of olivine, spinel, nepheline and an alkali-rich glass.

6. Carbonaceous material forms the matrix of the L'ancé chondrite and the matrix in fragments of carbonaceous breccias which in their appearance are similar to type II carbonaceous chondrites.

7. FeO-rich surface coatings on some fragments and chondrules.
8. Serpentinized fragments and chondrules.

The genesis of the different constituents is discussed in detail in the light of mineral-microanalyses. It is concluded that impacts are solely responsible for both the formation of the different constituents as well as the L'ancé chondrite itself. This chondrite therefore is considered to be an impact breccia or compacted soil of its parent body.

1. Einführung

Die Herkunft und Entstehung der Meteorite ist trotz intensivster Forschung in den vergangenen zwanzig Jahren noch immer ungeklärt und daher Gegenstand verschiedenster Spekulationen. Vor allem die Klasse der Chondrite, die mit einer Häufigkeit von rund 80% aller Meteoritenfälle (Mason, 1962; Hey, 1966) die wichtigste Gruppe darstellt,

Der kohlige Chondrit (Typ III) von L'ancé ist eine Brekie, die aus einer Vielzahl verschiedener Gesteins- und Mineralfragmente und Chondren besteht, welche in eine kohlige Matrix eingebettet sind. Im einzelnen können unterschieden werden:

1. Gesteinsfragmente mit magmatischer Struktur. Diese sind am häufigsten vertreten und kommen in zwei chemisch und mineralogisch verschiedenen Arten vor:

a) FeO-arm und FeO-reich und
b) FeO-reich und FeO-arm.

2. Mineralfragmente, die sich auf Grund ihrer Zusammensetzung un-schwer einer der Gesteinsgruppen zuordnen lassen.

3. Chondren in typischer Ausbildung sind nicht sehr häufig, dennoch können vier verschiedene Arten unterschieden werden:

a) FeO-arme und FeO-reiche Silikat-chondren,
b) FeO-reiche und FeO-arme Silikat-chondren (beide direkt vergleichbar mit den entsprechenden Gesteinsfragmenten),

c) Metall-Sulfid-Chondren, und
d) Ca-Al-reiche Chondren, welche einen Sonderfall der Ca-Al-reichen Einschlüsse darstellen (s. u.).

4. Ca-Al-reiche Einschlüsse mit ausgefallener Mineralassoziation (Melilith, Anorthit, Spinell, Diopsid, Perowskit, Hibonit und Al_2O_3).

5. Na-Al-reiche Einschlüsse bestehend aus Olivin, Spinell, Nephelin und alkalireichem Glas.

6. Kohliges Material liegt sowohl als Chondriten-Matrix vor, als auch als Matrix in Brekzien-Fragmenten, die dem Aussehen nach kohligem Chondriten vom Typ II sehr ähnlich.

7. FeO-reiche Oberflächen-säure an einigen Fragmenten und Chondren.
8. Serpentinisierte Fragmente und Chondren.

bildet den Mittelpunkt von Spekulationen, aber auch den Kern zum Verständnis der Herkunft und Entstehung der Meteoriten im allgemeinen.

Obwohl pauschal- und mineralchemisch eine Klassifikation der Chondrite in sieben Gruppen getroffen werden kann (*Urey und Craig, 1953; Wik, 1956; Keil und Fredriksson, 1964*) sind alle Chondrite in ihren Gehalten an nicht-flüchtigen Elementen erstaunlich ähnlich (vgl. *Ahrens et al., 1969; Schmitt et al., 1972*). Nicht nur diese chemische Einheitlichkeit verblüfft, sondern auch der Chemismus selbst, der etwa dem kondensierbaren Anteil der Sonnenmaterie entspricht (*Anders, 1971 a*). Der Chemismus wird daher allgemein als „primiv“ bezeichnet. Dies und die sehr hohen radiometrisch bestimmten Alter der Chondrite von 4,6 Milliarden Jahren (*Burnett, 1971*) beeinflussten die gegenwärtigen Vorstellungen über die Genese der Chondrite sehr nachhaltig zugunsten der simplen Vorstellung, daß die Chondrite ein primitives Kondensat des Urnebels darstellen (vgl. *Anders, 1964, 1971 b; Wasson, 1972*). Dieser Ansicht widerspricht die petrographische Tatsache, daß die Chondrite tuffähnliche Gesteine sind (*Tschernak, 1874*). Das Vorhandensein von Chondren war jedoch von erdwissenschaftlicher Seite lange Zeit nicht vernünftig zu erklären. Die Chondren und deren Genese wurden daher zu einem zentralen Fragenkomplex der petrologischen und geochemischen Meteoritenforschung der letzten Jahre (*Fredriksson, 1963; Kurat, 1967 a, b, 1969, 1971; Walker, 1969; Osborn et al., 1973; Schmitt et al., 1965, 1968*). Das Ergebnis war, daß die Chondren als tief-unterkühlte Schmelztropfchen anzusehen sind (*Fredriksson, 1963; Kurat, 1967 a*). Zusammen mit den übrigen Befunden und unter Einbeziehung aller Beobachtungstatsachen entwickelte sich ein neues Bild der Chondriten-Genese: Die Entstehung durch Impakte (*Fredriksson, 1963; Kurat, 1967 a, b; Wlotzka, 1969; Kurat et al., 1969, 1972*).

Diese auf petrologischem Wege erarbeiteten Erkenntnisse werden heute noch nicht allgemein akzeptiert. Daher und auch um detailliertere Vorstellungen über die Genese der Chondrite zu gewinnen, wurde der Versuch unternommen, eine umfassende petrologische Analyse eines kompliziert aufgebauten Chondriten zu erstellen.

Dazu schien in besonderem Maße ein kohligter Chondrit geeignet, da diese Chondrite durch ihren Anteil an Kohlenwasserstoff- und OH-haltigem Material zusätzlich gegenüber den gewöhnlichen Chondriten komplexer aufgebaut sind. Bisher bestand ein einfaches Zweikomponenten-Modell für die kohligen Chondrite (vgl. *Anders, 1964*), wonach sie — die verschiedenen Typen in verschiedenen Verhältnissen — ein Gemisch aus einem Hochtemperatur-Anteil (OH-freie Silikate, Metalle) und einem Tieftemperatur-Anteil (OH-haltige Silikate, Sulfate, Sulfide, organisches Material) bestehen. Dieses Modell ist wohl prinzipiell richtig, vernachlässigt jedoch viele petrographische Befunde, die durch die Entdeckung

der Ca-Al-reichen Einschlüsse (*Christophe Michel-Lévy, 1968, 1969; Fuchs 1969; Keil et al., 1969; Marvin et al., 1970; Kurat, 1970 b*) ein wesentlich komplexeres genetisches Modell der kohligen Chondrite anwesend.

Eine bisher noch nicht vorgenommene Analyse sämtlicher Bausteine eines derartigen Chondriten sollte die Frage bezüglich der Herkunft und Entstehung der kohligen Chondrite einer Beantwortung näherbringen. Ausgewählt wurde dazu der Chondrit von Lané, der am 23. Juli 1872 fiel, und dessen Hauptmasse sich im Naturhistorischen Museum Wien befindet. Ältere Beschreibungen und Analysen liegen von *Drasche (1875), Daubrée (1872 a, b, c) und de Tastes (1872)* vor. Neuere Angaben über verschiedene Phasenchemismen sowie über den Pauschalchemismus finden sich bei *Christophe Michel-Lévy (1969), Kurat (1970, 1973)* und *Wik (1956)*.

Die Grundlage dieser Arbeit bilden Phasenanalysen mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde. Dazu wurden Geräte des Typs EMX-SM der Firma ARL benutzt. Alle Analysen wurden bei 15 kV Beschleunigungsspannung und einem Probenstrom von $1-2 \times 10^{-8}$ A durchgeführt. Als Standards dienten natürliche oder synthetische Minerale, deren Auswahl so getroffen wurde, daß ihre Zusammensetzung möglichst ähnlich jener der zu analysierenden Proben war, um unnötige hohe Korrekturen zu vermeiden. Alle so gewonnenen Daten wurden für Untergrund, Drift, Totzeit, Absorption und Fluoreszenz korrigiert. Dazu wurden die Computer-Programme EMPADR (*Rachlidge, 1967*) und EMX 1 und EMX 2 (*Frazier et al., 1966*) verwendet.

2. Die Bausteine des Lané Chondriten und ihre Genese

Die Bausteine des Chondriten von Lané sind sowohl in chemischer als auch in petrographischer Hinsicht so komplex, daß die gängige Nomenklatur nicht ausreicht, sie hinlänglich zu charakterisieren. Prinzipiell besteht Lané — wie alle anderen kohligen Chondrite des Typs III (*Wik, 1956*) auch — aus Chondren, Mineral- und Gesteinsfragmenten sowie „Einschlüssen“ verschiedener Zusammensetzung, die in eine kohlige Matrix eingebettet sind (Abb. 1). Der Ausdruck „Chondre“ wird nur für echte Schmelztropfchen mit rotations-symmetrischen Formen verwendet, „Fragment“ bezeichnet alle unregelmäßigen, eckigen oder gerundeten, nicht konzentrisch aufgebauten Objekte. Diese Gruppe beinhaltet daher naturgemäß sämtliches zerkleinertes Material, also sowohl Gesteine als auch Chondren. Zum besseren Verständnis werden alle polykristallinen Fragmente als „Gesteinsfragmente“ bezeichnet, um eine klare Unterscheidung zu den „Mineralfragmenten“ zu sichern. Neben den Fragmenten und Chondren werden auch „Einschlüsse“ unterschieden, die sich keiner der oben genannten Gruppen eingliedern lassen (siehe unten).

Auch der Begriff „Matrix“ ist vielsdeutig. Es wird daher ausdrücklich zwischen „Chondrenmatrix“, „Fragmentmatrix“, „Einschlussmatrix“ und der „Chondritmatrix“ unterschieden.

Im folgenden werden die einzelnen Bausteine gesondert beschrieben. Um Wiederholungen in einem unabhängigen Diskussionssteil zu vermeiden, werden die Ergebnisse für die einzelnen Bausteine diskurtiert und genetisch interpretiert. Der Umfang der Diskussion richtet sich nach den interpretierbaren Ergebnissen und nach der Aktualität des Themas.

2.1. Gesteins- und Mineralfragmente

Gesteinsfragmente sind die mengenmäßig wichtigsten Bausteine des Chondriten von Lancé. Naturgemäß sind alle Übergänge von Mineralfragmenten bis zu mm-großen Gesteinsfragmenten vorhanden. Auffallend ist jedoch, daß die Fragmente einheitlich sehr klein sind und die Größe von etwa 1 mm nur selten überschreiten (Abb. 1, 2).

Die Strukturen sind sehr unterschiedlich, jedoch immer magmatisch und reichen von porphyrisch zu polykristisch und ophitisch. Am verbreitetsten sind equigranulare Mosaik-Strukturen (im Prinzip porphyrisch mit sehr hohen Einsprenglung/Matrix-Verhältnis) und polykristische Olivin-Pyroxen-Strukturen sowie deren Übergänge ineinander. Die Mineral Korngrößen schwanken dabei beträchtlich (vgl. Abb. 1 und 2). Alle Fragmente zeigen Risse und Sprünge, Anzeichen von intensivem Schock fehlen jedoch.

Nach dem Mineralbestand, vor allem jedoch nach dem Phasenschema, lassen sich zwei verschiedene Fragmentpopulationen unterscheiden. Abb. 3 zeigt unter anderem die FeO-Gehalte aller in dieser Studie im Gesteinsfragmenten analysierten Olivine. Deutlich treten dabei zwei Maxima in Erscheinung:

1. FeO-arme Olivine aus metallreichen Fragmenten und
 2. FeO-reiche Olivine aus metallarmen und metallfreien Fragmenten.
- Die *metallreichen Fragmente* sind typischerweise aus FeO-armen Silikaten (Einfachklinikopyroxen, Orthopyroxen, Olivin und Ca-reichen Pyroxen) mit Metall und Sulfiden in einer meist spärlichen Matrix von Ca-reichem Pyroxen und Plagioklas aufgebaut. Tab. 1 gibt einige ausgewählte Analysen. Auffallend sind die Ti-, Al- und Cr-Gehalte der Pyroxene, die relativ hohen Ca-Gehalte der Olivine sowie die hohen Mg- und Fe-Gehalte der Plagioklasse.

Die einzelnen Kristalle in den Fragmenten sind meist konstant zusammengesetzt. Ihr Chemismus ändert sich jedoch nahe der Fragmentoberfläche von Korn zu Korn, wobei der FeO-Gehalt der Olivine und Pyroxene zur Fragmentoberfläche hin zunimmt (vgl. Tab. 1: Olivinanalysen aus Fragment 1/16).

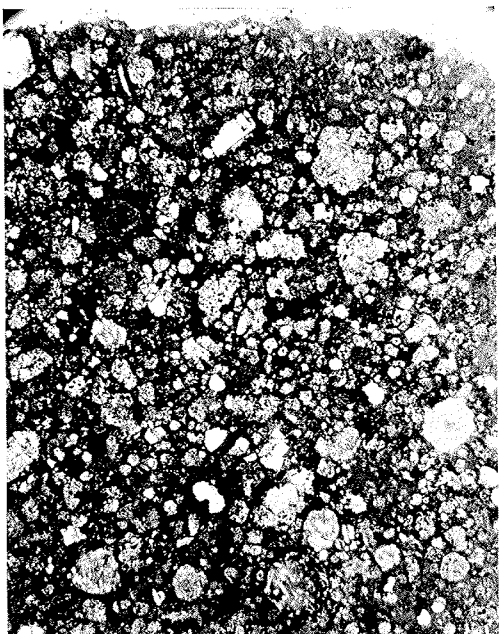


Abb. 1. Übersichtsaufnahme eines Dünnschliffs des Chondriten von Lancé. Gesteins- und Mineralbruchstücke und einige Chondren sind in der dunklen kohliggen Chondritmatrix eingebettet. Durchlicht. Bildlänge: 7,5 mm.

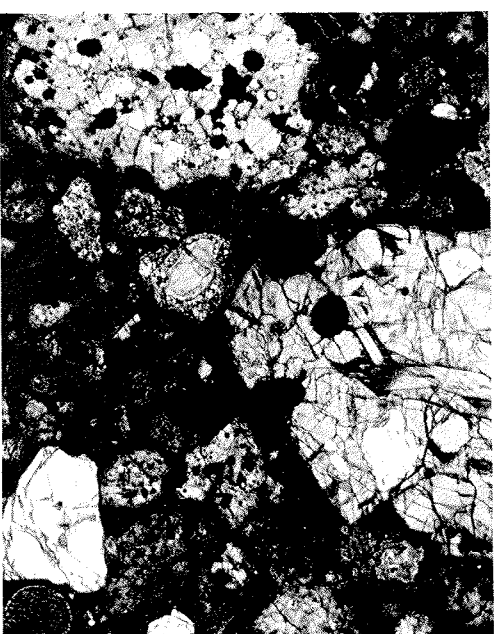


Abb. 2. Typische Detailsansicht des Lancé-Chondriten (Lancé 1/6). Links ein metallreiches Fragment (Tab. 1), oben und rechts unten metallarme Fragmente, etwa im Zentrum ein Pyroxenkristall mit grobkristallinem Oberflächenraum (Tab. 7), in der rechten unteren Ecke eine FeO-reiche Chondritmatrix. Dazwischen dunkle kohlige Chondritmatrix mit Gesteins- und Mineralbruchstücken. Durchlicht. Bildlänge: 0,78 mm.

Tabelle 1. Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen verschiedener Phasen in metallreichen Gesteinsfragmenten des Chondriten von Lancé

	Olivine			Ca-arme Pyroxene			Ca-reiche Pyroxene			Plagioklasen	
	1-16-6	1-16-8	1-16-38	1-14-26	1-16-27	1-10-19	1-12-22	1-16-34	1-11-28	1-16-32	1-13-27
SiO ₂	42,7	42,5	42,0	41,5	58,0	57,2	57,9	56,0	53,0	49,5	49,5
TiO ₂	0,03	-	-	-	0,11	0,16	0,10	0,23	0,29	-	0,03
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	0,88	0,56	1,4	1,00	1,6	31,2	31,3
Cr ₂ O ₃	0,05	0,08	0,03	0,03	0,42	0,44	0,35	1,00	0,73	0,12	-
FeO †)	0,31	1,80	3,3	6,8	0,62	0,79	1,4	4,5	0,72	0,42	0,53
MnO	0,08	0,02	0,11	0,10	0,10	0,06	0,06	0,06	0,24	0,02	-
MgO	56,5	55,3	54,1	51,7	39,1	39,0	36,5	33,3	23,7	18,1	0,50
CaO	0,62	0,61	0,22	0,20	0,67	0,58	1,2	1,8	17,2	24,9	14,0
Ni ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	3,4	3,2
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,57	0,26
Summe	100,24	100,31	99,76	100,33	99,90	99,59	98,30	99,73	100,45	98,35	99,82

	Kamazit		Tremtit		Sulfid	
	Durchschnitt	Bereich	Durchschnitt	Bereich	Durchschnitt	Bereich
Fe	93,9	93,1 - 94,8	53,8	52,0 - 55,5	62,5	-
Ni	4,3	3,3 - 5,0	43,0	41,6 - 44,3	-	-
Co	0,95	0,76 - 1,00	0,38	0,27 - 0,51	-	-
Si	0,04	0,00 - 0,09	-	-	-	-
Cr	0,42	0,03 - 0,86	0,63	0,24 - 1,01	-	-
Mn	0,05	0,02 - 0,08	0,06	0,05 - 0,06	-	-
S	-	-	-	-	36,1	-
P	-	-	-	-	0,38	-
Summe	99,66	-	97,87	-	98,98	-

†) Gesamt-Fe als FeO

Tabelle 2. Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen verschiedener Phasen in metallarmen Gesteinsfragmenten des Chondriten von Lancé

	Olivine			Chromit			Glas			Kamazit		
	1-14-10	1-14-18	1-12-28	1-9-1	1-14-16	1-12-29	1-14-10	1-14-18	1-12-28	1-9-1	1-14-16	1-12-29
SiO ₂	36,2	34,9	34,6	33,9	0,22	46,0	Fe	93,7	-	-	-	-
TiO ₂	0,03	0,06	0,03	-	1,2	0,33	Ni	4,5	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	14,9	Co	1,00	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,09	0,15	0,11	0,10	44,6	0,10	Mn	0,07	-	-	-	-
FeO †)	32,1	41,3	41,1	43,1	34,7	12,0	Summe	99,27	-	-	-	-
MnO	0,23	0,37	0,33	0,50	0,34	0,68	-	-	-	-	-	-
MgO	30,0	23,0	22,7	20,8	3,0	8,8	-	-	-	-	-	-
CaO	0,21	0,43	0,30	0,19	0,18	15,7	-	-	-	-	-	-
Ni ₂ O	-	-	-	-	-	5,5	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,26	-	-	-	-	-	-
Summe	98,66	100,21	99,17	98,59	99,24	98,47	-	-	-	-	-	-

†) Gesamt-Fe als FeO

Das Metall ist meist ein Kamazit mit unterschiedlichen Gehalten an Si und Cr. Die Sulfide sind meist sehr porös (feine Verwachsungen mit Sulfkaten und Phosphaten) und sind meist reine Troilitte.

Die metallarmen Fragmente führen hauptsächlich einen FeO-reichen Olivin (Tab. 2), wenig Pyroxen und auch Chromit in einer Matrix, die ganz oder teilweise aus Glas besteht. Ca-reicher Pyroxen und Plagioklas konnten nicht beobachtet werden. Die Strukturen ähneln sehr jenen der metallreichen Fragmente, jedoch sind die Korngrößen durchschnittlich deutlich größer und poikilitische Strukturen fehlen, da ja Pyroxen kaum vorhanden ist. Alle Phasen sind sehr FeO-reich, wobei der Olivin im Fa-Gehalt sogar den normativen Olivin der kohliggen Matrix übertrifft.

Die Mineralfragmente, meist Olivin und Ca-arter Pyroxen, umfassen den gleichen Zusammensetzungsbereich wie die Olivine und Pyroxene in den Gesteinsfragmenten. Sie lassen sich unschwer einer der Fragmentgruppen zuordnen, woher sie wahrscheinlich auch stammen. Ein Zusammenhang zwischen Korngröße und Zusammensetzung ist deutlich erkennbar. Die großen Mineralfragmente, welche die Korngröße der größten Gesteinsfragmente erreichen können, sind immer sehr FeO-reich — im Übereinstimmung mit der Beobachtung, daß die metallarmen Fragmente durchschnittlich wesentlich grobkörniger sind als die metallreichen. Die kleinen Mineralfragmente, deren Korngröße bis in den Bereich der Matrixkorngröße (ca. 1 µm) reicht, sind meist, jedoch nicht immer, FeO-arm.

Diskussion

Die Fragment-Population in Lancé spiegelt deutlich zwei verschiedene Bildungsmilieus wider. Der prinzipielle Unterschied besteht dabei im *po2*, wobei die eine Gruppe (FeO-arm) einem stark reduzierenden und die andere (FeO-reich) einem weniger stark reduzierenden Milieu entstammen. Nach Larimer (1967) entspricht der Fa-Gehalt der Olivine in den FeO-reichen Fragmenten einem *po2* von 10⁻⁷-10⁻⁸ atm bei der angenommenen Liquidus-Temperatur von ~ 1700 °C. Für die FeO-armen Fragmente liegt er unter Zugrundelegung der gleichen Annahme bei ~ 10⁻⁴ atm. Die FeO-reichen Fragmente liegen damit in einem Bereich, der auch die Reduktion von Si und Cr (bei der angenommenen Temperatur) erklären kann. Vor allem Cr findet sich in den FeO-reichen Fragmenten reichlich in Pyroxen und — wenn auch in recht schwankenden Mengen — im metallischen Eisen. In den FeO-armen Fragmenten ist Cr rein lithophil, meidet jedoch den Pyroxen und wird in der Restschmelze (nach Ausscheidung des Olivins) so stark angereichert, daß es zur Kristallisation von Chromit kommt. Die reine Reduktions-Oxidations-Beziehung zwischen FeO-reichen und FeO-armen Fragmenten demonstriert auch der Mineralbestand: Bei hohem (FeO + MgO)/SiO₂ — wie in den FeO-armen

Fragmenten, wo das gesamte Fe als FeO vorliegt — bildet sich praktisch ausschließlich Olivin. Bei FeO-Entzug durch Fe^o-Bildung ändert sich das (FeO + MgO)/SiO₂ derartig, daß Pyroxen über Olivin dominiert. Neben diesem vorherrschenden Trend ist jedoch auch eine Tendenz zur Verar-

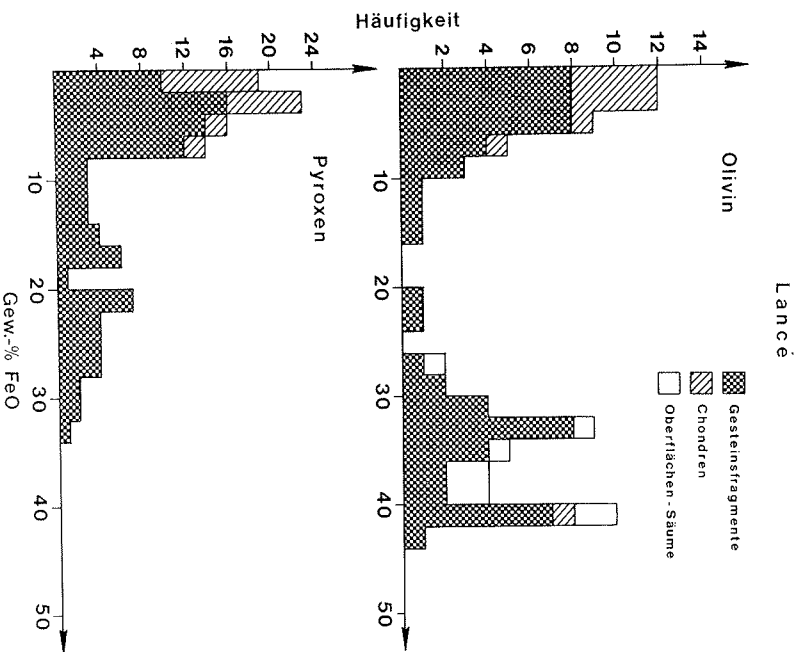


Abb. 3. Häufigkeit der in Olivinen und Pyroxenen aus Gesteinsfragmenten, Chondren und Oberflächenstämmen gemessenen FeO-Gehalte. Die Maxima entsprechen den metallarmen (hoher FeO-Gehalt) und den metallreichen (niedriger FeO-Gehalt) Gesteinsfragmenten. Die Chondren gehören überwiegend der FeO-armen Gruppe an. Diese Graphik hat keinerlei statistische Bedeutung, da die Analysen an ausgewählten Fragmenten durchgeführt wurden.

nung flüchtiger Elemente und Verbindungen in den Fe^o-reichen Fragmenten erkennbar: Diese sind Plagioklas-reich, wobei der Plagioklas jedoch Alkali-arm ist und einen An-Gehalt weit über jenem der gewöhnlichen Chondrite ($\sim \text{An}_{12}$) hat. Andererseits führen Fe^o-arme Fragmente immer etwas Glas, welches alkalireich und immer normativ Ne-führend ist.

Es gab also möglicherweise auch einen Unterschied in der erreichten Spitzentemperatur bei der Entstehung der Fragmente, wobei die reduzierten Fragmente offenbar ein deutlich höheres Temperaturstadium erlebten als die oxidierten.

Prinzipiell ergibt sich für beide Fragmentgruppen eine ähnliche Genese auf magmatischem Wege. Eine Schmelze wurde rasch abgekühlt, das so entstandene Gestein unterschiedlich lang getempert und zum Teil leicht rekrystallisiert. Manche feinkörnigen equigranularen Fragmente könnten devitrifizierte Gläser repräsentieren.

Welcher Art die Schmelzentstehung und die geologischen Verhältnisse bei der Gesteinsbildung waren, läßt sich nicht abschätzen. Eine Beobachtung deutet jedoch auf eine Entstehung hin, welche der der irdischen Lapilli sehr ähnlich ist: Der oberflächenorientierte Chemismus der Silikate in den Fe^o-reichen Fragmenten weist eindeutig auf eine FeO-Zufuhr von außen hin. Der naheliegende Mechanismus — eine Austauschreaktion mit der FeO-reichen kohligen Matrix — ist nicht nachzuweisen, da erstens keine FeO-Konzentrationen entlang von Korngrenzen vorhanden sind. Diese müßten jedoch bei einer Austauschreaktion mittels Diffusion im festen Zustand deutlich erkennbar sein, da die Diffusion entlang von Korngrenzen um Größenordnungen effektiver ist als die Gitterdiffusion. Zweitens sollten die kleinen Mineralfragmente in der Chondritmatrix als erste von einer Austauschreaktion betroffen werden. Dies ist jedoch nicht der Fall, womit dieser Mechanismus ausgeschlossen werden muß. Somit bleibt als mögliche Erklärung nur eine Reaktion der Fragmente mit ihrer gasförmigen Umgebung bei hoher, jedoch Subsolidus-Temperatur. Nur dadurch ist eine relativ gleichmäßige FeO-Zufuhr von der Oberfläche her erklärbar.

2.2. Chondren

Wie die meisten kohligen Chondrite, ist auch Lancé recht arm an Chondren. Dabei müssen prinzipiell drei verschiedene Chondrentypen unterschieden werden:

1. Normale Fe-Mg-Silikat-Chondren.
2. Metall-Sulfid-Chondren.
3. Ca-Al-reiche Chondren.

In diesem Kapitel sollen nur die normalen Silikat-Chondren und die Metall-Sulfid-Chondren behandelt werden. Die Ca-Al-reichen Chondren sind ein Sonderfall der Ca-Al-reichen Einschlüsse und werden dort mitbehandelt.

Die *Silikat-Chondren* sind der Struktur nach sehr unterschiedlich und umfassen feinfaserige, porphyrische, polykristische und mosaik-porphyrische Varianten.

Tab. 3. *Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen einiger Phasen in Chondren des Chondriten von Lanceé*

	Lancé 1/1			Lancé 1/2			Lancé 1/11		
	Olvin Zentrum	Matrix Rand	Matrix Zentrum	Olvin Zentrum	Pyroxen Glas	Pyroxen 1	Pyroxen 2	Pyroxen 3	Matrix
SiO ₂	41,5	41,6	53,9	41,0	59,0	45,0	57,9	58,6	56,0
TiO ₂	-	-	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,09	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	-	-	18,1	-	-	23,7	1,99	0,80	0,84
Cr ₂ O ₃	0,20	-	0,30	0,20	0,79	0,16	0,53	0,56	0,50
FeO +)	0,72	7,4	1,70	1,98	0,36	2,50	1,30	0,77	2,11
MnO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,08	0,02	0,11
MgO	57,6	51,4	7,2	57,0	39,0	4,0	38,5	39,7	36,1
CaO	0,33	0,27	12,1	0,52	1,70	6,5	0,27	0,32	0,33
Ni ₂ O	-	-	5,0	-	-	17,9	-	-	5,5
K ₂ O	-	-	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	-	-	0,21
Summe	100,35	100,67	100,30	100,80	100,85	99,7	100,66	99,88	100,04

+) Gesamt-Fe als FeO

	Silikat-Chondren		Metall-Sulfid-Chondren	
	Metall	Metallarme	Kamazit	Troilit
Fe	92,1	94,0	92,7	92,6
Ni	3,1	3,6	4,1	5,9
Co	0,77	0,86	0,88	0,76
Sr	1,09	0,03	0,06	0,03
Cr	0,90	0,33	0,79	0,08
Mn	-	0,04	0,06	0,05
S	-	-	-	-
P	0,31	0,02	-	-
Summe	98,27	98,88	98,59	99,42

Die porphyrischen Typen führen entweder eine feinfaserige oder feinkörnige Matrix oder Glas. Viele Chondren schließen Metall- und Sulfid-Tröpfchen ein. Eine Auswahl von Phasenanalysen aus verschiedenen Chondren gibt Tab. 3.

Olivine und Pyroxene sind bis auf einen Fall (Lancé 1/16) durchschnittlich sehr FeO-arm (Abb. 3). Einige Chondren führen homogene Fe-Mg-Silikate, wobei meist nur die einzelnen Kristalle chemisch homogen sind, verschiedene Kristalle innerhalb derselben Chondre jedoch häufig ein etwas unterschiedliches Fe/Mg-Verhältnis haben. Dieses ändert sich regelmäßig zugunsten von Fe mit der Annäherung an die Chondrenoberfläche, ein Phänomen, welches schon aus den „nicht-egilibrierten“ gewöhnlichen Chondriten bekannt ist (Kurat, 1967 b, 1971).

Meist sind die Fe-Mg-Silikate der Chondren jedoch zonar, wobei der FeO-Gehalt zur Kristalloberfläche hin ansteigt. Die Form dieses Zonarbaus ist sehr unterschiedlich und umfaßt alle schon von anderen Chondriten beschriebenen Typen (siehe Kurat, 1967 a).

Eine einzige Chondre fällt durch ihren hohen FeO-Gehalt im Olivin (40,7%) vollkommen aus dem Rahmen. Sie unterscheidet sich weiters durch einen sehr geringen Matrix-Gehalt und durch das Fehlen von Metall- und Sulfid-Tröpfchen.

Große Unterschiede zwischen den einzelnen Chondren bestehen auch in der Verbreitung und Zusammensetzung der zwischfüllenden Restschmelze, die entweder glasig oder feinkristallin ausgebildet ist. Dies



Abb. 4. Metall-Sulfid Chondre aus Lanceé. Der Troilit (grau) ist schwammartig ausgebildet und mit Nickel-Eisen und Phosphat ver wachsen. Links von der Chondre ein schwammartiger Matrix-Troilit. Auflicht. Bildlänge: 0,38 mm.

entspricht völlig früheren Ergebnissen aus anderen Chondriten (vgl. Kurat, 1967 b, 1971).

Metall-Sulfid-Chondren sind in Lancé recht häufig (Abb. 4). Sie bestehen immer aus einer unregelmäßigen Verwachsung von Nickeleisen und Troilit. Letzterer bildet meist die gesamte Oberfläche und ist immer schwammartig ausgebildet, wobei sowohl Hohlräume als auch Phosphatnestschlüsse vorhanden sind. Das Nickeleisen ist recht unterschiedlich zusammengesetzt (Tab. 3 und Fuchs und Olsen, 1973). Obwohl der Si-Gehalt sehr gering ist, sind doch häufig beträchtliche Cr-Gehalte vorhanden. Beim Sulfid fällt der hohe P-Gehalt auf. Ob dieser tatsächlich der Sulfidphase angehört, läßt sich wegen der engen Verwachsung mit Phosphat nicht entscheiden.

Diskussion

Chondren als die charakteristischen Bestandteile der Chondrite bilden ein zentrales Thema der petrologischen und geochemischen Meteoritenforschung der letzten Jahre (*Fredriksson*, 1963; *Fredriksson* und *Reid*, 1965; *Schmitt* et al., 1965, 1968; *Kurat* 1967 a, b, 1969, 1971; *Reid* und *Fredriksson* 1967; *Dodd* 1969; *Walker*, 1969; *Binnis*, 1971, *Osborn* et al., 1973).

Die genetischen Aspekte, vor allem der petrologischen Untersuchungen, wurden schon ausführlich dargelegt (vgl. *Kurat*, 1967 a, b, 1969, 1971) und sollen daher hier nicht im Detail wiedergegeben werden.

Als gesichert gilt heute, daß die Chondren tiefunterkühlte Schmelztröpfchen darstellen. Die Kristallisation erfolgte je nach Abkühlungsgeschwindigkeit und Pauschal-Chemismus im Solidus-Liquidus- oder im Subsolidus-Bereich. Dies läßt sich durch die Fe-Mg-Verteilung in Olivin und Pyroxen nachweisen, da diese mit zunehmender Unterkühlung sich typisch verändert und — bei Kristallisation im Subsolidus-Bereich — homogen wird (vgl. *Kurat*, 1967 a). Dies täuscht ein Gleichgewicht vor, ist jedoch tatsächlich eine extreme Ungleichgewichtsbitdung.

Besonders deutlich läßt sich dieser Mechanismus an Chondren nachweisen, welche im geschmolzenen Zustand nicht homogen waren. So zeigen die Chondren Lancé 1/12 und 1/13 (sowie viele andere in anderen Chondriten) wohl homogene Olivinkristalle, doch ändert sich der FeO-Gehalt dieser Olivine von Korn zu Korn in gesetzmäßiger Weise: Zur Chondrenoberfläche hin nimmt der FeO-Gehalt der Olivine zu. Dies bedeutet, daß die Schmelze durch Wechselwirkung mit der Gasphase regelmäßig inhomogen war und die Zusammensetzung der im Subsolidus-Bereich kristallisierten Olivine vom lokalen Fe/Mg der Schmelze bestimmt wurde.

Weiters treten pseudo-equilibrierte Olivine sowohl zusammen mit einer kristallinen als auch mit einer glasigen Matrix auf, wodurch eine Equilibrierung durch eine Thermometamorphose wohl ausgeschlossen werden muß.

Der Chemismus der Gläser und Matrices in Chondren zeigt überdies deutlich, daß das Vorhandensein von Glas oder Matrix fast ausschließlich von der chemischen Zusammensetzung bestimmt wird (Tab. 3). Diese Matrix- und Glas-Chemismen zeigen auch, daß die Pauschalzusammensetzungen der Chondren sehr unterschiedlich sind, was einer Entstehung durch primäre Kondensation widerspricht. Auch wird eine Umwandlung von „nicht equilibrierten“ in „equilibrierte“ Chondrite durch diese großen chemischen Unterschiede unmöglich gemacht.

Die Zusammensetzung der Matrices in Chondren aus dem Lancé-Chondriten unterscheidet sich wohl deutlich von jenen aus Chondriten der

Tieschitz und Mezo-Madaras-Chondriten durch geringere Gehalte an Fe-Mg-Silikaten. Allen gemeinsam ist jedoch, daß die Zusammensetzung keiner gängigen (eutektischen) Schmelzzusammensetzung entspricht. Auch durch eine Mischung chondritischer Minerale läßt sich diese Zusammensetzung nicht erzielen (An-Gehalt des normativen Plagioklasses). Weiters führen Gläser und Matrices in der Norm recht häufig Na-Metasilikat (z. B. Lancé 1/2 und *Kurat*, 1967 b) und auch Wollastonit (Lancé 1/11). Die Ursachen für diese ausgefallenen Zusammensetzungen liegen wohl primär beim schmelzerzeugenden Prozeß (Schockaufschmelzung), aber auch in den dieser Aufschmelzung folgenden Verdampfungs- und Kondensationsprozessen.

Da sowohl vulkanische als auch primäre Kondensations-Prozesse für die Bildung der Schmelztröpfchen nicht in Frage kommen, bleibt praktisch nur die Entstehung durch Impakte. Dieser Weg wurde schon früher aufgezeigt (*Fredriksson*, 1963; *Kurat*, 1967 a, b, 1969; *Kurat* et al., 1969) und durch die Mondforschung bestätigt (vgl. *Kurat* et al. 1972). Dieser Prozeß erlaubt sowohl die Erzeugung relativ homogener Schmelztröpfchen — wie sie zur Bildung der gewöhnlichen („equilibrierten“) Chondrite benötigt werden, als auch von inhomogenen, wie wir sie aus den „un-equilibrierten“ Chondriten kennen. Dazu kommen noch Veränderungen unterschiedlichen Ausmaßes durch Verdampfung und Kondensation verschiedener (hauptsächlich leichtflüchtiger) Elemente. Auch diese Prozesse sind in größerem Ausmaß nur bei stärkerer Überhitzung der Schmelzen zu erwarten, wie sie wiederum nur durch Impakte erzeugt werden können. Nachgewiesen wurden Verdampfungs- und Kondensationserscheinungen sowohl an Chondren (*Kurat*, 1967 b) als auch an (den Chondren äquivalenten) Glaskügelchen vom Mond (*Kurat* und *Keil*, 1972). Neueste Spurenelement-Daten von einzelnen Chondriten (*Osborn*, 1972; *Osborn* et al., 1973) ergaben in einigen Chondriten die von den Ca-Al-reichen Objekten bekannte Al-*Ir*-Korrelation, sowie eine Masse-Al-Anti-Korrelation, beides sichere Nachweise von Verdampfungsfraktionierung.

Mit Hilfe der Impakt-Konzeption läßt sich auch eine weitere Beobachtung in Lancé erklären: Die meisten Chondren führen Silikate, die durchschnittlich recht arm an FeO sind (vgl. Tab. 3, Abb. 3). Eisen ist zusätzlich immer in Form von metallischem Nickelisen und von Sulfiden vorhanden. Diese Chondren wurden entweder von einem schon reduzierten Material gebildet, wie es unter den Gesteinsfragmenten häufig vorkommt (siehe oben), oder die eben gebildeten Schmelztröpfchen wurden in einem reduzierten Milieu vor ihrer Erstarrung reduziert. Im Gegensatz dazu führt die Chondre Lancé 1/16 weder ein Sulfid noch Nickel-Eisen, jedoch einen besonders FeO-reichen Olivin. Sämtliches Eisen liegt in oxidiertem Form vor — ähnlich wie in einigen Gesteinsfragmenten, den

oxidierten Oberflächen-Säumen und der kohligen Matrix. Diese Chondre entstanden offensichtlich durch Aufschmelzung eines dieser Materialien. Es wurden also nebeneinander oder hintereinander sowohl reduzierte als auch oxidierte Materialien aufgeschmolzen und transportiert, was wiederum auf eine Impakt-Entstehung aus einem inhomogenen Ausgangsmaterial hinweist.

Der Werdegang der Metallechondren ist im Detail noch völlig unbekannt. Eines kann jedoch mit Sicherheit angenommen werden: Die Sulfid-Phosphat-Verwachsung stellt ein spätes Reaktionsprodukt dar. Phosphathaltiges Nickelisen, wie es aus kohligen Chondriten vom Typ II bekannt ist (*Olsen et al.*, 1973), reagierte in einem weniger stark reduzierenden Milieu mit S und O, um Sulfid und Phosphat zu bilden. Dabei mußten S, O und Ca zu-, Fe jedoch abgeführt werden. Die Abfuhr größerer Mengen von Fe spricht dabei gegen eine Reaktion mit einer Gasphase. Wahrscheinlicher ist eine *in-situ*-Reaktion mit einer Matrixlösung, da sowohl die Form (Kugel) als auch das vorhandene Volumen primär gegeben erscheinen und durch die Reaktionen nicht verändert wurden. Tatsächlich finden sich in der näheren Umgebung von Metall-Sulfid-Chondriten immer größere unregelmäßige Sulfid-Partien (vgl. Abb. 4), die aus dem aus der Chondre ausgewanderten Fe entstanden sein könnten.

2.3. Ca-Al-reiche Einschlüsse

Wie in allen kohligen Chondriten vom Typ III (und vom Typ II) finden sich auch im Chondriten von Lancé Objekte, welche sehr reich an Ca und Al sind. Dementsprechend zeigen sie auch exotische Mineralassoziationen, die einige Ähnlichkeiten mit irdischen Kalk-Kontakt-Bildungen aufweisen. In letzter Zeit wurden mehrere solcher Objekte und deren Mineralien aus verschiedenen Meteoriten beschrieben. So aus dem Meteoriten von Kaba (*Schroky*, 1960), Sharps (*Fredriksson und Reid*, 1967), Allende (*Marvin et al.*, 1970; *Fuchs*, 1969, 1971; *Clarke et al.*, 1971), Leoville (*Keil et al.*, 1969, *Keil und Fuchs*, 1971), Vigarano (*Christophe Michel-Lery*, 1968, *Reid et al.*, 1974) und Lancé (*Christophe Michel-Lery* 1969; *Frost und Symes*, 1970; *Kurat*, 1970 b). Im Chondriten von Lancé sind diese Objekte zwar nicht so häufig wie z. B. in Leoville oder Vigarano, jedoch beträgt ihr Anteil am Gesamtgestein etwa 1 Vol%. (Die Häufigkeit schwankt von Schliff zu Schliff.) Typischerweise bilden sie unregelmäßige, Wollknäuel-ähnliche Aggregate (Abb. 5) mit allen denkbaren Übergängen zur einfachen Kugelform (Ca-Al-reiche Chondren) (Abb. 6; vgl. auch Abb. 1-3 in *Kurat*, 1970). Die häufigsten Minerale sind Diopsid, Melilit (im wesentlichen Gehlenit) und Spinell.

Untergeordnet treten auf: Perowskit, Hibonit, Anorthit, Al_2O_3 , Nickelisen und Sulfide. Die Mengenverhältnisse der genannten Pha-



Abb. 5. Typischer Ca-Al-reicher Einschuß in Lancé. Im plastischen Zustand Wollknäuel-ähnlich zusammengelegte Fäden sind an den Diopsid-Bändern (weiß) erkennbar. Dazwischen ist Melilit (grau), Spinell (dunkelgrau) und Perowskit (schwarz) eingebettet. Durchlicht. Bildlänge: 0,38 mm.



Abb. 6. Kleine Ca-Al-reiche Chondre (Zentrum, Lancé 1/31) bestehend aus Glas und 2 Hibonitkristallen (siehe Tab. 4 und Abb. 7). Daneben links ein typisches metallreiches und rechts ein metallarmes Fragment. Durchlicht. Bildlänge: 0,38 mm.

sen schwanken in weiten Grenzen. Alle Phasen mit Ausnahme des Diopsids bilden dabei in der Regel eine komplizierte Verwachsung, die häufig eutektisch anmutet (vgl. Abb. 1 in Kurat, 1970 b). Der Diopsid ist immer in Form von Bändern vorhanden, die diese Verwachsungen einschließen (Abb. 5 und Abb. 1—3 in Kurat, 1970). An einfach geformten Objekten wird ersichtlich, daß der Diopsid die äußerste Hülle bildet. Die komplizierteren Aggregate sind daher offensichtlich Vermengungen einfacherer Formen oder zusammengelegte, ursprünglich wurmartige For-

Tabelle 4. Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen verschiedener Phasen in Ca-Al-reichen Einschlüssen des Chondriten von Lamé. Alle Phasen sind Mn-frei

	Anorthit		Spinel ⁴⁾		Diopsid		Hibonit		Glas		Perowskit	
	Lamé 1/11	Lamé 1/3	1/3	1/3 ⁴⁾	1/10	1/31	1/31	1/31	1/31	1/31	1/3	1/3
SiO ₂	43,6	23,8	0,1	54,9	49,9	0,37	37,8	35,5	0,14			
TiO ₂	-	0,1	0,3	0,1	0,8	1,51	1,53	1,91	50,6			
Al ₂ O ₃	36,4	32,7	71,4	1,1	4,5	88,3	27,8	30,5	1,5			
Cr ₂ O ₃	-	0,1	0,2	0,2	-	-	-	-	-			
FeO ⁺⁺	0,98	0,3	0,1	0,3	1,2	0,60	0,54	0,74	0,25			
MgO	0,78	1,5	20,3	18,8	16,5	1,35	7,3	6,3	1,5			
CaO	19,2	41,3	0,1	24,9	25,4	8,9	25,4	25,5	41,6			
Nb ₂ O ₅	0,39	-	-	-	-	-	-	-	-			
Summe	101,35	99,8	100,50	100,30	98,30	101,03	100,37	100,45	99,21 ⁺⁺⁺⁾			

4) Kurat 1970
 ++ Gesamt-Fe als FeO
 +++ Summe bestimmt: (Gew.-%) 2,2 ZrO₂, 1,1 Y₂O₃, 0,08 Dy₂O₃, 0,09 Cd₂O₃, 0,09 Nb₂O₅ und 0,06 ThO₂.
 U, Ce, Ta und Pb konnten nicht nachgewiesen werden.

men. Der Mineralbestand der einfachen und komplizierten Formen ist prinzipiell gleich, jedoch können die komplizierten Aggregate auch Olivin Nickelisen und Sulfide einschließen. Die genetisch interessante primitive Phasenverteilung kann am besten an Hand der einfachen Formen studiert werden. Eine derartige Studie wurde schon publiziert (Kurat, 1970b). Es soll hier daher nur eine kurze Zusammenfassung dieser Ergebnisse wiedergegeben werden, da auch zusätzliche Untersuchungen immer wieder denselben Tatsachenbestand (Tab. 4) erbrachten.

Am Kontakt zur FeO-reichen kohligen Matrix findet sich ein etwa 5—10 µm dickes Band von sehr eisenarmem Diopsid. Darauf folgt eine dünne Zone (2—3 µm) mit hohem Na₂O-Gehalt. Der bisher höchste gemessene Gehalt von Na₂O beträgt 14,5% und muß wegen der geringen Mächtigkeit dieser Zone als Minimalwert betrachtet werden. Albit ist daher auszuschließen. Auf Grund der nicht vorhandenen bis sehr schwachen Doppelbrechung dürfte es sich um Nephelin oder um ein Nephelin-reiches Glas handeln. In dieser Phase schwimmen meist viele kleine Pe-

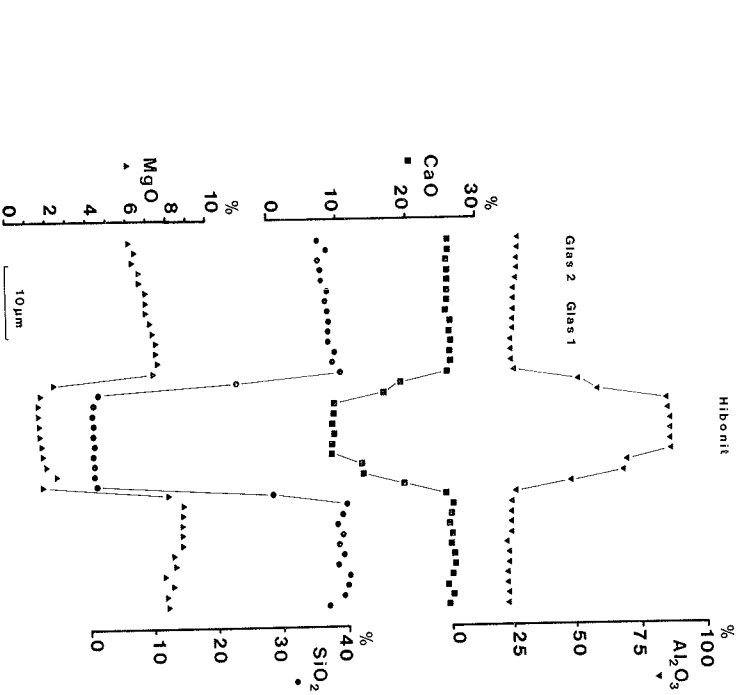


Abb. 7. Konzentrationsprofile der Elemente Si, Al, Ca und Mg über die Chondre Lamé 1/31 (vgl. Abb. 6, Tab. 4).

die sonst in Meteoriten wenig verbreiteten Elemente Zr, Y, Nb, Gd, Dy und Th im Perowskit Konzentrationen, die mit der Mikrosonde nachgewiesen werden können. U und Pb (für eine Altersbestimmung) konnten nicht gefunden werden.

Die Spinelle sind nicht einheitlich zusammengesetzt und zeigen häufig einen Zonarbau mit steigendem Fe-Gehalt gegen die Diopsidumrandung hin. Hauptsächlich sind sie jedoch sehr Fe-arm (% FeO < 1). Auch die Melilithe variieren in ihrer Zusammensetzung etwas, sind jedoch meist sehr Gehalt-reich. Die Al₂O₃-Phase hat einen bemerkenswerten TiO₂-

Gehalt (0,7%) — welches Mineral hier vorliegt, konnte wegen der Kleinheit der Partikel nicht geklärt werden.

Von 23 im Detail untersuchten Ca-Al-reichen Objekten lassen sich 22 mittels des aufgestellten Schemas beschreiben. Die einzige Ausnahme ist das Objekt Lancé 1/31 (Abb. 6, 7, Tab. 4): Eine kleine Chondre mit einem Durchmesser von nur 0,05 mm zeigt weder den sonst immer vorhandenen Schalenbau noch eine entaktische Verwachsung. Statt dessen besteht sie aus einem Glas ungewöhnlicher Zusammensetzung; in dem zwei Hibonit-Kristalle eingebettet sind. Das Glas ist reich an Al_2O_3 und CaO und relativ arm an SiO_2 und enthält etwas MgO , TiO_2 und wenig FeO. Diese Zusammensetzung ist nicht ident, jedoch vergleichbar mit der Zusammensetzung einer von *Reid et al.* (1970) beschriebenen Glashondre aus dem Chondriten von Vigaramo. Das Glas ist nicht homogen, sondern seine Zusammensetzung ändert sich kontinuierlich von der Oberfläche der Chondre zu den Hibonitkristallen (Tab. 4). Die Verarmung an Al_2O_3 und die Anreicherung von SiO_2 am Kontakt zu den Hibonitkristallen sind wohl als Diffusionszonen um die wachsenden Kristalle zu deuten.

Der Hibonit ist sowohl irdisch als auch in Meteoriten recht selten (*Keil* und *Fuchs*, 1971). Die hier gefundenen Exemplare sind in jeder Hinsicht der unter Elektronenbeschuß rotlumineszierenden Varietät aus Leoville und Allende ähnlich (*Keil* und *Fuchs*, 1971). Auch sie luminisieren stark hell-rosa. Chemisch liegen nur kleine Unterschiede in den Nebenelementen vor. So sind die hier gefundenen Hibonite etwas reicher an Mg, Fe und Ti als der Durchschnitt der von *Keil* und *Fuchs* beschriebenen Hibonite aus Leoville und Allende. Beide Kristalle haben die gleiche und auch eine homogene Zusammensetzung. Der prismatische Kristall (der zweite ist stark verzerrt) zeigt eine gerade Auslöschung bei schwacher Doppelbrechung, was dem hexagonalen Hibonit entspricht.

Diskussion

Die aus dem Rahmen fallende Mineralogie der Ca-Al-reichen Einschlüsse hat ihre Ursache im ungewöhnlichen Pauschalchemismus dieser Objekte. Wie schon gezeigt wurde (*Kurat*, 1970 b), ist die Zusammensetzung dieser Einschlüsse durch hohe Anreicherungen von Ca, Al, Ti, Zr und Y gekennzeichnet. Spurenelement-Analysen von *Grossman* (1972 a) an ähnlichen Objekten aus dem Chondriten von Allende ergaben ferner auch hohe Anreicherungsfaktoren für Ir, Se und den Seltenen Erden gegenüber den durchschnittlichen kohligen bzw. gewöhnlichen Chondriten.

Sowohl die Anreicherungsfaktoren der Hauptelemente (*Kurat*, 1970) als auch die Anreicherung von geochemisch inkompatiblen Elementen wie Ir und Se (*Grossman*, 1972 a), sind eindeutig nur mit den Dampf-

drücken der jeweiligen Elemente, Oxide oder anderer Verbindungen korrelierbar. Weiters sind auch die im Normalfall immer vorhandenen Diopsidsäume nur als Reaktions säume mit einer Gasphase erklärbar, da sie im Gesteinsverband nicht immer mit der kohligen Matrix in Kontakt sind und überdies diese Matrix zu FeO-reich ist, um als Reaktionspartner zur Bildung des FeO-freien Diopsids in Frage zu kommen.

Auch konnte für ein derartiges Objekt aus Lancé gezeigt werden (*Kurat*, 1970 b), daß die Anreicherungsfaktoren für Ca, Al, Ti, Zr und Y sowohl mit dem Siedepunkt der Oxide als auch mit den Kondensations-temperaturen entsprechender Verbindungen bei einem Gesamtdruck von 10^{-3} bis 10^{-2} atm korrelierbar sind. Nur eine Gas-Flüssigkeit oder Gas-Festkörper-Fraktionierung kann auch die von *Grossman* (1972 a) gefundenen, etwa gleich hohen Anreicherungen des lithophilen Se und des siderophilen Ir erklären, da beiden Elementen nur der hohe Siedepunkt (Oxid bzw. Metall) gemeinsam ist. Eine magmatische Differentiation als Ursache der beobachteten Elementkonzentrationen — schon durch die extreme Zusammensetzung sehr unwahrscheinlich — muß ausgeschlossen werden.

Auch die von *Keil* und *Fuchs* (1971) in Analogie zu ähnlichen irdischen Mineralvorkommen erwähnte Möglichkeit einer Kontaktbildung kann keine der beobachteten Tatsachen erklären und muß daher abgelehnt werden.

Da die chemische Zusammensetzung der Ca-Al-reichen Einschlüsse eindeutig mit den Siede- bzw. Kondensationsstanperaturen ihrer Komponenten korrelierbar ist, kommen theoretisch nur zwei Mechanismen für ihre Bildung in Frage: Partielle Kondensation oder partielle Verdampfung.

Lord (1965) stellte Berechnungen über eine mögliche Kondensationsabfolge aus einem Gas kosmischer Zusammensetzung an und kam zu dem Ergebnis, daß die frühen Kondensationsphasen Fe-frei und Si-arm sein müßten. Dabei sollten Perowskit, Spinel und Anorthit als Frühphase auftreten. Auf dieser Grundlage schlugen *Marrin et al.* (1970) vor, daß die Ca-Al-reichen Objekte Frühkondensate des Urnebels darstellen. Dieser Mechanismus — so einfach er auch erscheinen mag — hat jedoch Schwierigkeiten zu überwinden, um wirksam werden zu können: die homogene Keimbildung und eine rechtzeitige Isolierung der Kondensationsprodukte vom System.

Die ersten Kondensate sollten aus jenen Elementen und Verbindungen bestehen, welche die höchsten Siedepunkte haben. Diese sind z. B. die Seltenen Erden-Oxide und Platinmetalle, zwei geochemisch sehr verschiedene Elementgruppen. Allen diesen Elementen ist jedoch weiter gemein, daß sie eine sehr geringe kosmische Häufigkeit haben. Da auch die Hauptelemente in einem Gas solarer Zusammensetzung vor allem

durch Wasserstoff stark verdünnt sind, müssen für den Zeitpunkt der Kondensation relativ hohe Drücke von 10^{-4} bis 10^{-3} atm angenommen werden (Lord, 1965; Grossman, 1972 b). Die Häufigkeit der früh kondensierenden Seltenen Erden und Platinmetalle ist — bei solarer Zusammensetzung — im Urnebel um etwa 9 Zehnerpotenzen geringer als jene des Wasserstoffs. Bei einer derartigen Verdünnung ist schon die Wahrscheinlichkeit gering, daß sich zwei gleichartige Atome innerhalb einer vernünftigen Zeitspanne treffen. Um vieles geringer ist die Wahrscheinlichkeit, daß sich einige hundert oder tausend Atome zur Keimbildung treffen, um einen stabilen Kern zu bilden. Eine homogene Keimbildung erscheint demnach recht unwahrscheinlich.

Nach den herrschenden Vorstellungen über die primäre Kondensation (siehe z. B. Grossman, 1972 b) würden diese ersten Kondensate die Keime für die folgenden Kondensationen bilden. Perowskit, Al_2O_3 , Spinell, Anorthit und Diopsid könnten daher mittels heterogener Keimbildung an den schon kondensierten Partikeln kondensieren. Berechnungen dieses Kondensationsablaufs (z. B. Grossman, 1972 b) führen zum richtigen beobachteten Mineralbestand der Ca-Al-reichen Einschlüsse. Auffallend ist jedoch die Tatsache, daß diese Objekte nur Frühkondensate enthalten, obwohl sie ja die idealen Keime für die noch ausständige Kondensation der Hauptelemente (Si, Fe, Ni, Alkalien) bilden müßten. Der immer vorhandene Diopsid-Saum könnte als ein derartiger Übergang gedeutet werden, doch die Kondensation der Hauptelemente verschont die frühen Kondensate. Diese Tatsache kann thermodynamisch nicht erklärt werden und verlangt die Annahme eines komplizierten Kondensationsablaufs: Die Frühkondensate müssen aus dem Gas entfernt und nach der Kondensation der Haupt- und Spät-kondensate diesen beigemengt werden — ein sehr schwierig zu bewerkstelligender und daher auch ein sehr unwahrscheinlicher Vorgang.

Eine weitere Beobachtung spricht gegen eine Entstehung als primäres Kondensat: die Anzeichen und Relikte magmatischer Entstehung. Obwohl das Vorhandensein von Glas als auch die Abhängigkeit der Glaszusammensetzung vom Abstand zu den Hibonitkristallen in Lance 1/31 zeigen, daß die Hibonite aus einer Schmelze kristallisierten. Auch die Kugelform selbst läßt sich nur als Schmelztröpfen erklären. Weiters deuten die häufig zu beobachtenden entektischen Verwachsungen auf eine simultane Erstarrung einer Schmelze hin. Nicht zuletzt sind auch die Wollknauel-ähnlichen Formen der komplexen Ca-Al-reichen Einschlüsse nur dadurch zu erklären, daß noch plastisch verformbare, wurmförmige Körper sich zu diesen Objekten zusammenlegten. Alle diese Beobachtungen widersprechen der Theorie der primären Kondensation, die auch bei den relativ hohen angenommenen Drücken von 10^{-4} bis 10^{-3} atm nur eine Kondensation zu Festkörpern sein kann (vgl. z. B. Grossman, 1972 b),

da die Kondensationstemperaturen (1450 — 1625 °K für die Hauptphasen Diopsid, Spinell und Melilit) weit im Solidusbereich der betrachteten Phasen und Systeme liegen (vgl. z. B. De Vries und Osborn, 1957).

Die schmelzflüssige Entstehung verlangt dagegen Temperaturen, welche wesentlich über 1800 °K liegen. So zeigten Reid et al. (1970), daß die von ihnen beschriebene Ca-Al-reiche Chondrone bei über 1600 °C, möglicherweise sogar bei über 1750 °C entstanden sein mußte. Eine Temperaturbestimmung mittels des TiO_2 -Gehaltes der Al_2O_3 -Phase (vgl. Kurat, 1970) basierend auf den Experimenten von Roy und Coble (1968) ergibt 1539 °C. Ähnliche Temperaturen sind auch für die anderen Ca-Al-reichen Einschlüsse anzunehmen (vgl. Osborn et al., 1954; De Vries und Osborn, 1957). Bei diesen Temperaturen verdampfen bei einem äußeren Druck von 10^{-3} atm schon alle Hauptelemente bzw. Hauptphasen der Chondrone: Sulfide, Alkalifeldspate, metallisches Eisen (und Ni), Pyroxene und Olivine, ja sogar Melilit, Spinell und sogar Korund (vgl. die Kondensationsdaten von Grossman, 1972 b).

Diese nachweislich hohen Temperaturen deuten auf einen umgekehrten Prozeßablauf hin: Die nichtflüchtigen Elemente werden durch bevorzugte Verdampfung der flüchtigen angereichert. Die großen Unterschiede in der Verdampfungsrate ($g/cm^2/sec$) der verschiedenen Oxide (10^4 bis 10^8 z. B. zwischen SiO_2 und Al_2O_3 — vgl. Chandrasekharaiah, 1967) garantieren dabei eine Fraktionierung zugunsten der schwerflüchtigen Verbindungen, was auch experimentell nachgewiesen werden konnte (Meyer, 1971). Dazu ist es notwendig, dem etwa 500 - bis 1000 mal größeren Ausgangsmaterial chondritischer Zusammensetzung (etwa 10^{-3} cm^3 oder 3×10^{-3} g) genügend Energie zuzuführen, um die (recht hohe) Verdampfungswärme zu kompensieren. Eine kontinuierliche Energiezufuhr in Form von Wärme ist sicherlich sehr schwer zu bewerkstelligen und daher auch unwahrscheinlich. Andere Energiequellen, wie Mikrowellen und Gasentladungen, könnten eventuell eine Rolle spielen. Am einfachsten ist es jedoch, den Schmelztröpfchen (chondritischer Zusammensetzung) von Beginn an genügend Energie zu übertragen, um den Energiebedarf für eine partielle Verdampfung zu decken. Dies kann ohne weiteres im Rahmen der normalen Chondrenbildung durch einen Impakt erfolgen. Jede Chondrenbildung und die mit dieser verwandten Bildung von Glaströpfchen auf dem Mond ist von Verdampfungs- und Kondensationserscheinungen begleitet (Kurat, 1967 a; Kurat und Keil, 1972). Im breiten Spektrum der Energieumwandlung bei einem Impakt kann es sicherlich auch zu starken Überhitzungen und in der Folge zu extremen Verdampfungserscheinungen kommen, die zur Bildung von Materialien führen, welche nur mehr aus Komponenten mit hohen Siedepunkten bestehen. Voraussetzung dazu ist eine sehr effektive Energieumwandlung in einem Teil des beim Impakt getroffenen Materials. Dafür ausschlaggebend sind die

Größe des Ereignisses, die relative Geschwindigkeit der kollidierenden Körper und die Duktilität des Target- und/oder Projektmaterials. Dazu kommt noch die Abschirmung der einzelnen Objekte durch eine relativ dichte Gas-, Glut- und Staubwolke, die eine rasche Abkühlung durch Wärmestrahlung verhindert. Alle diese Umstände können dazu führen, daß manche überhitzte Schmelztröpfchen einen hohen Prozentsatz ihrer Masse durch Verdampfung verlieren und z. T. vielleicht sogar vollständig verdampfen.

Dieser Mechanismus für die Bildung der Ca-Al-reichen Objekte ist in bester Übereinstimmung mit den Beobachtungen und kann alle Charakteristika dieser Objekte erklären:

1. Die Anreicherung verschiedener Elemente ist nur von deren Siedepunkt abhängig. Keinerlei Keimbildungsschwierigkeiten können auftreten. Somit können sowohl Elemente mit sehr geringer Häufigkeit, als auch solche mit sehr unterschiedlichem geochemischen Verhalten angereichert werden.

2. Die petrographisch evident hohen Temperaturen sind dem Entstehungsprozeß gemäß vorhanden und brauchen keine zusätzliche Erklärung.

3. Die immer vorhandenen Diopsidhüllen sind ein Reaktionsprodukt zwischen den eben entstandenen Ca-Al-reichen Objekten und dem sich abkühlenden Gas. Eine Reaktion im Gesteinsverband kommt nicht in Frage, da der Fe-freie Diopsid direkt mit der Fe-reichen kohliggen Matrix in Kontakt steht. Die Reaktion mußte daher vor der Aufnahme in den Gesteinsverband mit dem Gas der Impaktwolke erfolgt sein, das durch Adiffundieren eines Großteils der verdampften Materie an dieser verarmte und daher nur mehr eine volummäßig geringe Reaktion verursachte. Diese Reaktion bleibt durch die schnelle Abkühlung und Verdünnung der sich expandierenden Gaswolke stecken.

4. Die auftretenden wurmförmigen Objekte sind eine direkte Folge der Verdampfung, bei der das kochende Material die natürliche Tendenz zur Bildung von Körpern mit einer möglichst großen Oberfläche zeigt. Überlies stellen diese Objekte Reste von ursprünglich bis zu 1000mal größeren Körpern dar und können daher eine Längsdehnung zeigen, die dem ursprünglichen Durchmesser der Schmelztröpfchen nahekommt (etwa 1 mm).

5. Die häufig zu beobachtenden Ca-Al-reichen Chondren können sowohl Reste kleinerer Schmelzklumpen sein als auch abgetrennte Tröpfchen von größeren Objekten, welche wegen ihrer geringen Größe die Möglichkeit hatten, Kugelform anzunehmen.

6. Die kleine Chondre Lancé 1/31 zeigt als einziges Objekt keinen Reaktionsraum aus Diopsid — eine Tatsache, die durch das Kondensationsmodell nicht geklärt werden kann. Das Nichtvorhandensein eines

Reaktionsraums ist offensichtlich auf eine sehr rasche Abkühlung dieser Chondre (Glas!) zurückzuführen, wodurch die Oberfläche zu reaktionsträge wurde, um mit dem umgebenden Gas noch zu reagieren. Kleine Objekte kühlen bekanntlich durch Abstrahlung wesentlich schneller ab als größere.

2.4. Na-Al-reiche Einschlüsse

Vereinzelt finden sich in Lancé Agglomerate sehr feinkörnigen Materials, welche unter dem Mikroskop eine gewisse Ähnlichkeit mit den Ca-Al-reichen Objekten zeigen (Abb. 8). Sie unterscheiden sich von diesen jedoch durch ihre extreme Feinkörnigkeit, der körnigen Struktur und

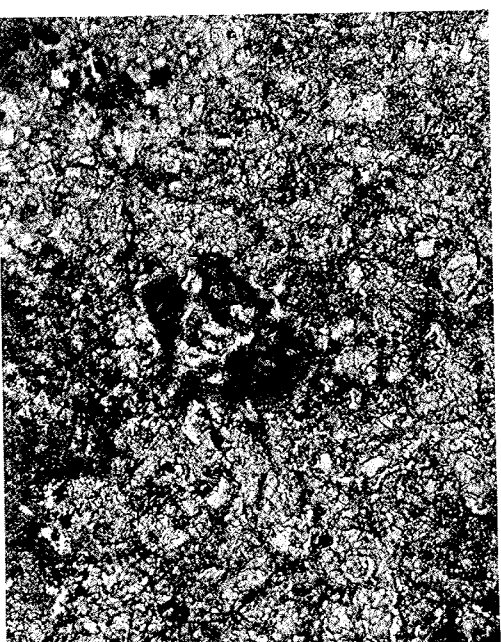


Abb. 8. Ausschnitt aus einem Na-Al-reichen Einschuß in Lancé. Sehr feinkörnige Verwachsung von Olivin (grau), Nephelin, Glas und Diopsid (weiß) und Spinell (dunkelgrau bis schwarz). Durchlicht. Bildlänge: 0,38 mm.

dem lockeren, unverfestigten, brekziösen Charakter. Beim Schleifen und Polieren fällt das feinkörnige Bindemittel zwischen den größeren Fragmenten heraus. Auch lassen sich die einzelnen Teile leicht mit einer Nadel aus dem Schliff entfernen. Unter stärkerer Vergrößerung erscheint das Material relativ einheitlich granular mit einer durchschnittlichen Korngröße von wenigen Mikrometern. Einige wenige Partien sind grobkörnig und zeigen gerundete Olivin- und Spinell-Körnchen in Glas. Die Verteilung der Klinopyroxene ähnelt in jeder Beziehung jener in den Ca-Al-reichen Einschlüssen (Abb. 9), ist jedoch optisch nicht ohne weiteres erkennbar.



Abb. 9. Die Verteilung des Ca im zentralen Teil der Abb. 8. Dies entspricht der Verteilung des Diopsids, welche eine große Ähnlichkeit mit der Diopsid-Verteilung in Ca-Al-reichen Einschlüssen (Abb. 5) hat. Röntgenasteraufnahme. Bildlänge: 0,23 mm.

Mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde konnten ferner noch Nephelin, eine Ti-reiche Phase und eine Na-reiche, K-arme Phase (Melilith?) nachgewiesen werden. Einige repräsentative Phasenanalysen gibt Tab. 5. Die Ti-reiche Phase und auch die Na-reiche, K-arme Phase entzogen sich durch ihre extreme Feinkörnigkeit sowohl einer optischen als auch einer mikrochemischen Identifizierung.

Der Pauschal-Chemismus ist wegen der Porosität des Gesteins mit der Mikrosonde nicht meßbar, läßt sich jedoch aus den Phasen-Analysen ab-

Tabelle 5. *Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen einiger Phasen in dem Na-Al-reichen Ergomont Lancé I/30*

	Olivin		Spinell		Klinopyroxen		Nephelin		Glas	
	von	bis					1	2		
SiO ₂	39,5	35,0	1,16	32,4	43,6	49,1	40,9			
TiO ₂	-	-	1,42	1,00	0,12	0,28	0,20			
Al ₂ O ₃	-	-	60,5	2,3	33,3	36,0	33,0			
Cr ₂ O ₃	0,09	0,17	2,38	0,25	-	0,29	0,04			
FeO *)	18,7	40,1	20,4	1,08	0,89	1,66	6,0			
MnO	0,50	0,36	0,11	0,05	-	0,03	0,02			
MgO	41,4	23,1	13,1	18,3	0,33	1,57	3,0			
CaO	0,28	0,26	0,86	24,8	1,52	2,28	3,5			
Na ₂ O	-	-	-	0,14	-	7,7	10,6			
K ₂ O	-	-	-	-	-	2,41	0,95	1,95		
Summe	100,47	98,99	99,67	100,32	101,47	99,86	99,21			

*) Gesamt-Fe als FeO

schätzen: Hoher Alkali- und Al₂O₃-Gehalt in Verbindung mit einem — im Vergleich zu den Ca-Al-reichen Einschlüssen — hohen Fe/Mg-Verhältnis und hohen FeO-Gehalt (Olivin-nephelinitischer Chemismus).

Diskussion

Die Na-Al-reichen Objekte in Lancé sind im Chemismus recht ähnlich dem bisher einzigen beschriebenen Vorkommen in Allende (Clarke et al., 1970). Clarke et al. fanden ein besonders großes Objekt (sie nennen es „Chondre“), wodurch es ihnen möglich war, eine chemische Analyse anzufertigen. Auffallend sind darin die hohen Gehalte an Na₂O und besonders Cl. Röntgenographisch wurden die Phasen Sodolith, Nephelin, Klinopyroxen und Olivin nachgewiesen. Obwohl Sodolith in Lancé nicht gefunden wurde, ist sein Vorhandensein nicht auszuschließen — eine röntgenographische Suche ist wegen der geringen Probenmengen nicht möglich. Zusätzlich zu den von Clarke et al. (1970) gefundenen Phasen ist in Lancé Glas sehr verbreitet. Dieses hat eine sehr ungewöhnliche Zusammensetzung. Vor allem fällt der extrem hohe Al-Gehalt auf. Dieser ist so hoch, daß eine magmatische Genese dieser Objekte ausgeschlossen werden muß.

Sämtliche Phasen mit Ausnahme des Klinopyroxens sind mit ihren chemischen Parametern (Fe/Mg, Na/K) genetisch direkt mit dem Glas verbunden. Das kleine Fe/Mg des Klinopyroxens schließt eine derartige Beziehung jedoch eindeutig aus. Die Zusammensetzung dieses Pyroxens ist zwar nicht ident mit jener der Pyroxene aus Ca-Al-reichen Objekten in Lancé, ähnelt diesen jedoch sehr.

Es besteht also wahrscheinlich ein genetischer Zusammenhang zwischen den Ca-Al-reichen und den Na-Al-reichen Einschlüssen. Dieser wird durch die Verteilung des Calciums noch untermauert. Deutlich ist in Abb. 9 die ursprüngliche, typisch wurmförmige Anordnung der Diopside zu erkennen. Eine komplexe Genese zeichnet sich ab:

1. Entstehung als Ca-Al-reiches Material (Relikt-Klinopyroxene), dessen Zusammensetzung nicht dem Extremfall der Lancé-Objekte (Anreicherung schwerflüchtiger Elemente bis zu 500fach) entspricht, sondern eher vergleichbar ist mit den Objekten aus Allende (Anreicherungen um 20fach; Grossman, 1972 a).

2. Metasomatische bis hydrothermale Alkali- und Fe-Zufuhr in Gesteinsverband (prä-Lancé Gestein).

3. Zertümmern und teilweise Aufschmelzung durch Impakt (brekziöser Charakter der Objekte, Glas ungewöhnlicher Zusammensetzung).

4. Rasche Abkühlung mit Kristallisation einiger Phasen (zonarer Olivin, Nephelin, Spinell?).

5. Leichte Thermometamorphose (teilweise Entglasung und Wachstum kleinster equidimensionaler Kriställchen — könnte auch eine Folge der raschen Abkühlung sein).

Die letzten Veränderungen erfolgten wahrscheinlich im Lancé-Gesteinsverband, da sowohl leichte Rekrystallisation als auch Sulfid- und Oxid-Mobilität in der Matrix nachweisbar sind (siehe „Kohlige Matrix“).

2.5. Kohliges Material

Kohliges Material, der Sitz der Kohlenwasserstoffe (vgl. *Oró et al., 1966; Olsen et al., 1967*) kommt in Lancé in zwei verschiedenen Formen vor (Abb. 10).

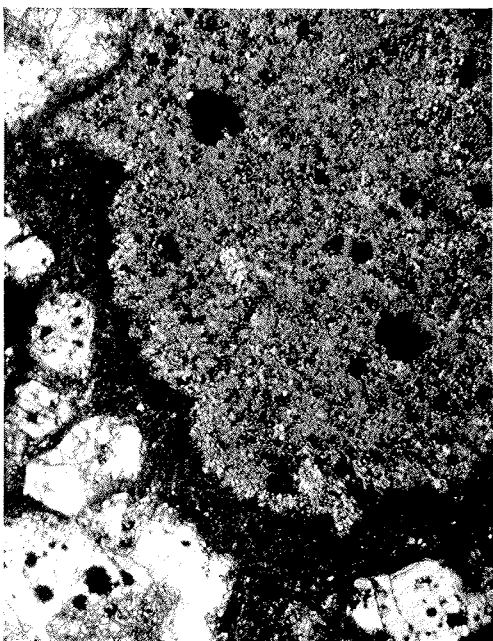


Abb. 10. Ausschnitt aus einem kohligen Fragment (grau) mit angrenzender kohliger Chondritmatrix (dunkelgrau bis schwarz) aus Lancé. Der unterschiedliche Kristallinitätsgrad ist evident. Etwa in Bildmitte ist ein polikristischer Olivin erkennbar. Die dunklen Flecken sind schwammähnliche Metall-Silikat-Verwachsungen. Durchlicht. Bildlänge: 0,38 mm.

1. Als kohlige Chondritmatrix zwischen den Fragmenten und Chondren.
2. Als Matrix in Fragmenten von Gesteinen, welche dem Aussehen nach kohligen Chondriten vom Typ II entsprechen.

Die *kohlige Chondritmatrix* ist sehr feinkörnig (Korngröße meist 1 µm) und inhomogen. Ihre Farbe ändert sich auf kleinstem Raum von grünbraun zu braun und rotbraun — offensichtlich abhängig vom Gehalt an Eisenoxihydrat. Die Doppelbrechung ist immer sehr schwach. In Taschen zwischen Gesteinsfragmenten ist das kohlige Material meist etwas gröberkörnig, wobei die Korngröße recht einheitlich erscheint (2—3 µm). Die Doppelbrechung ist dann auch deutlich höher. Diese Taschenfüllungen sind einigen kohligen Fragmenten sehr ähnlich.

Die Matrix-Inhomogenitäten zeigen immer die gleiche Abhängigkeit

vom Abstand relativ zu den größeren Gesteinsfragmenten und Chondren. Letztere sind immer von einem dichten, fast opaken, sehr feinkörnigen Matrixsaum ummantelt. Im Abstand von etwa 10—30 µm von den Fragmentoberflächen steigt die Korngröße der Partikel, die Farbe ändert sich zu grünbraun. Die rotbraune Variante der Matrix ist unregelmäßig verteilt. Die kohlige Matrix schließt häufig Mineralfragmente ein, die ihrer Zusammensetzung nach den oben besprochenen Fragmenten zugeordnet werden können: Am häufigsten finden sich Fe- und Ca-arme Pyroxen,

Table 6. *Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Teilanalysen von kohligen Material im Chondriten von Lancé*

	Grobkörniges Material in Taschen und Fragmenten				Chondritmatrix			
	1	2	1	2	3	4		
SiO ₂	27,5	27,4	25,3	26,2	26,3	24,0		
TiO ₂	0,08	0,08	0,12	0,17	0,09	0,04		
Al ₂ O ₃	1,64	3,2	2,27	0,72	1,05	1,20		
Cr ₂ O ₃	0,40	0,43	0,37	0,58	0,36	0,61		
FeO (+)	39,2	40,2	41,4	45,0	47,3	53,8		
MnO	0,35	0,42	0,45	0,31	0,25	0,42		
MgO	20,1	20,6	18,9	17,2	17,2	17,1		
CaO	0,43	0,23	0,23	0,46	0,38	0,25		
Na ₂ O	0,31	0,28	0,28	0,11	0,12	0,38		
K ₂ O	0,07	0,16	0,19	0,05	0,05	0,16		
Summe	90,08	93,00	89,51	90,80	93,10	97,96		

+) Gesamt-Fe als FeO

Forsterit, weniger häufig Olivine mit etwa 30—40% FeO. Dazu kommen Diopsid, Plagioklas (etwa An 75), Metall und Sulfid. Letztere können auch sehr feinkörnig und mit dem Matrixmaterial verwachsen sein.

Die Analyse der kohligen Matrix mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde gestaltet sich sehr schwierig, da die Matrix sehr porös ist und beim Polieren meist ausbricht. An einigen Stellen konnten jedoch Teilanalysen erhalten werden. Eine Auswahl gibt Tab. 6. Kohlenstoff wurde auch gemessen und Gehalte zwischen 1 und 9% wurden gefunden. Da die Schliffe jedoch mit Epoxy-Harz imprägniert wurden und das kohlige Material offensichtlich sehr porös ist, konnte der tatsächliche C-Gehalt nicht bestimmt werden.

Auf eine Angabe der gemessenen Werte in der Tabelle wurde daher verzichtet. Im allgemeinen ist die Matrix gegenüber dem pauschalen Chondriten (*Wick, 1956*) stark an Eisen angereichert ($1,2 \times$ bis $1,6 \times$). MnO verhält sich ähnlich und ist bis zum Zehnfachen angereichert. In unveränderter Menge sind TiO₂, Cr₂O₃ und auch K₂O vorhanden. Durch die Fe-Anreicherung ist die relative Verarmung an SiO₂ und MgO zu erklären. Stark verarmt erscheinen Al₂O₃, CaO und Na₂O, wobei vor allem der Gehalt an CaO nur etwa ein Zehntel des pauschalen Wertes beträgt.

Röntgenaufnahmen von an Matrix angereicherter Material ergeben hauptsächlich Beugungslinien von Olivin (etwa Fa₉₀ — vgl. auch *Christophe Michel-Levy* (1969) und Troilit mit 2—3 sehr schwachen, nicht identifizierbaren Linien.

Chemisch und strukturell eng verwandt mit der Matrix sind *Fragmente kohlgigen Materials* (vgl. Abb. 10). Diese sind generell ähnlich den Taschenfüllungen der Matrix, also meist grobkörnig und hell gefärbt. Chemisch sind sie gekennzeichnet durch eine relativ geringe Fe-Anreicherung (Tab. 6), unterscheiden sich jedoch ansonsten in nichts von der gewöhnlichen kohlgigen Matrix. Neben der größeren Textur zeigen die Fragmente jedoch auch eine Tendenz zu einem höheren Gehalt an Mineralfragmenten (meist Pyroxen), welche manchmal so gehäuft auftreten können, daß das Gestein als kohlgige Mikrobrekzie bezeichnet werden kann. Eine weitere Besonderheit der Fragmente ist ein beginnendes poikilitisches Wachstum von Nickeleisen und FeO-reichem Olivin (vgl. Abb. 10). Alle Fragmente zeigen auch eine Andeutung einer konzentrischen Struktur, wobei die Oberfläche am Kontakt zur normalen Matrix durchschuttlich metallärmer und auch etwas grobkörniger erscheint als das Fragmentinnere.

Diskussion

Das kohlgige Material in Lancé entspricht in keiner Weise irgendeinem der bekannten kohlgigen Chondriten: Eisen und Mangan sind im Lancé-Material stark angereichert, Ca, Na und Al sind deutlich verarmt. Der Pauschalchemismus von Lancé ist wiederum normal chondritisch. Bei der Entstehung des Lancé-Chondrites fand also eine Umlagerung von Elementen statt, wobei der nichtflüchtige Anteil des Gesamtsystems eine Veränderung erfuhr. Ca und Al sind in den Ca-Al-reichen Objekten und Na und Al in den Na-Al-reichen Fragmenten extrem angereichert. Der Großteil der Gesteinsfragmente und Chondriten ist wahrscheinlich — trotz eines relativ hohen Metallgehaltes — an Fe und Mn etwas verarmt. Die Summe aller Teilchemismen im Chondriten von Lancé ergibt eine gegenüber den kohlgigen Chondriten unveränderte Pauschalzusammensetzung (*Wick*, 1956). Dies zeigt eindeutig, daß die Matrix und auch die kohlgigen Fragmente mit den übrigen Komponenten des Lancé Chondriten in einer genetischen Beziehung stehen. Die Elemente, deren Konzentration eine Veränderung erfuhr, müssen in irgendeiner Form mobil gewesen sein. Auf Grund des unterschiedlichen chemischen und kosmochemischen Verhaltens dieser Elemente (Fe, Mn, Ca, Al, Na) ist eine einfache Beziehung nicht herzustellen. Wie schon im Falle des Chondriten von Tieschitz gezeigt werden konnte (*Kurat*, 1970 a), müssen zwei Fraktionierungsprozesse unterschieden werden:

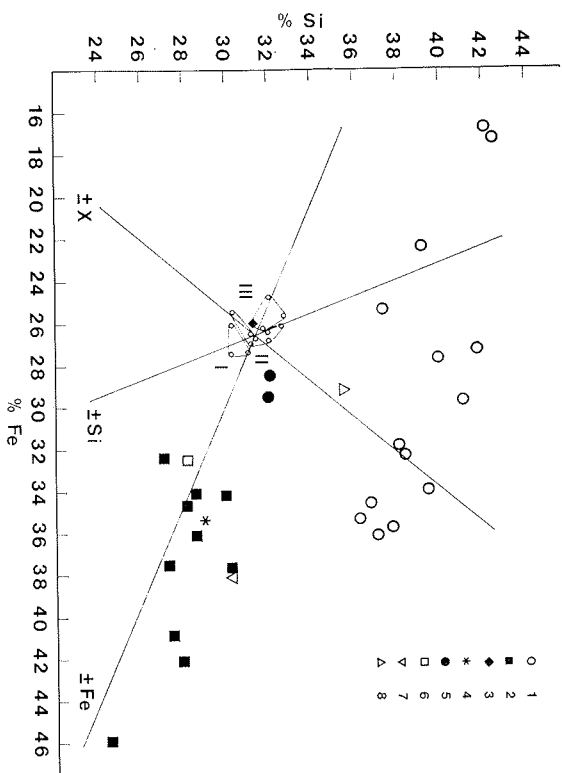


Abb. 11. Atom % Si aufgetragen gegen Atom % Fe tot. von kohlgigem Material in Lancé (2) im Vergleich zur Pauschalzusammensetzung der kohlgigen Chondriten (Typ I, II und III, 3 = Lancé nach *Wick*, (1956), der Matrixzusammensetzung in Tieschitz (1, *Kurat*, 1970), Murchison (4, *Fuchs et al.*, 1973), Murray (8, *Fredriksson* und *Keil*, 1964) und Sharps (7, *Fredriksson*, 1969) sowie eines kohlgigen Fragments in Sharps (6, *Fredriksson*, 1969) und die Zusammensetzung des FeO-reichen Oberflächenraumes der Chondrite Lancé 1/9 (5, vgl. Tab. 7). Die Berechnung erfolgte auf C-, S-, und H₂O-freier Basis. Die Linien deuten die Verschiebungsrichtung der Projektionspunkte bei Zu- und Abfuhr des angegebenen Elements an. X steht in der Hauptsache für Mg; da alle anderen Elemente eine zu geringe Häufigkeit haben. Deutlich sichtbar ist die hauptsächlich durch eine Fe-Zufuhr geprägte Zusammensetzung der Lancé-Matrix.

1. Verdampfungs- und Kondensationsvorgänge bei der Chondritenbildung, und

2. hydrothermale Prozesse nach der Agglomeration.

Die Verdampfungs- und Kondensationsprozesse im Verband mit Hochtemperatur-Schmelzprozessen können einfach eine Anreicherung der schwerflüchtigen Elemente Ca und Al und eine Verarmung des Eisens in den Schmelzen relativ zum Gasanteil bewirken (siehe die Kapitel Chondren, Gesteinsfragmente, Ca-Al-reiche Einschlüsse). Die Wirksamkeit dieses Mechanismus konnte schon durch einige Untersuchungen wahrscheinlich gemacht werden (*Kurat*, 1967 b, 1969, 1970 a, b, 1971).

Hydrothermale Prozesse nach der Agglomeration verursachen eine inhomogene Verteilung des Eisens in Form von Eisenoxidhydraten oder Oxiden (Fe₂O₃ und Fe₃O₄). Dies zeigt sehr deutlich die Abb. 11.

Abgesehen von der in dieser Projektion nicht ins Gewicht fallenden Verarmung an Ca, Na und Al zeigt die Darstellung deutlich den großen Streubereich der kohligten Fragment- und Matrixzusammensetzungen in Lanceé. Als hauptsächlichste Veränderung tritt der Gehalt an Fe in Erscheinung. Sämtliche Analysen liegen entlang der Fe-Linie. Ähnlich verhält sich das kohlige Fragment und die Matrix in Sharps (*Fredriksson*, 1969), völlig anders jedoch jene von Murray (*Fredriksson* und *Keil*, 1964) und Treshitz (*Kurat*, 1970 a). Die letzteren sind deutlich an Mg verarmt.

Die unregelmäßige Verteilung des Eisens in der Matrix von Lanceé macht auch für diesen Chondriten eine hydrothermale Aktivität kurz nach der Agglomeration wahrscheinlich. Als Eisenoxid-Quelle könnte die Reaktion der Porenflüssigkeit (sulfathaltig) mit dem Nickelisen (Bildung von Sulfid, Phosphat und Fe-Oxid) in Frage kommen. Die für die kohligten Chondrite vom Typ I allgemein akzeptierte kurzzeitige hydrothermale Aktivität (vgl. *Boström* und *Fredriksson*, 1966) scheint somit auch für die übrigen kohligten Chondrite gesichert, obwohl eine Beweisführung, wie im Falle des gewöhnlichen „unequilibrierten“ Chondriten von Treshitz (*Kurat*, 1970 a), nicht möglich ist.

2.6. FeO-reiche Oberflächensäume an Fragmenten und Chondren

Einige Mineralfragmente und Chondren sind von einem unterschiedlich mächtigen Saum umgeben (Abb. 2 und 12). Häufig sind von dieser Ummantelung Pyroxenfragmente betroffen. Dabei reichen die Saumstärken von wenigen μm bis zu Zehntel-mm. Ummantelte Chondren (Abb. 12) sind seltener. Dabei handelt es sich immer um feinfaserige Pyroxenchondren. Die Säume um Pyroxenfragmente und Chondren unterscheiden sich deutlich voneinander: Die Pyroxene sind ausschließlich von einer körnigen Verwachsung von Olivin und Feldspat, oder Olivin und feldspatreichem Glas umgeben (Abb. 2). Die Säume um feinfaserige Chondren sind jedoch auch feinfaserige, verteilte Verwachsungen, wobei die Korngröße im μm -Bereich liegt. Die Säume sind meist nahtlos mit dem eingeschlossenen Korn verwachsen. Nur bei der feinfaserigen Chondre 1/9 ist die Grenze zum Saum durch Ausbrüche beim Polieren markiert (Abb. 12).

Chemisch unterscheiden sich Wirt und Gast deutlich voneinander (Tab. 7). Die Pyroxene sind durchwegs Enstatite mit 0,6 bis 3,8% FeO, einem deutlichen Al_2O_3 -Gehalt und einem charakteristisch hohen Cr_2O_3 -Gehalt. Die dazugehörigen Säume sind durchwegs sehr reich an Olivin mit 27–41% FeO und hohem MnO-Gehalt. Der Übergang vom FeO-reichen Saum zum eingeschlossenen Pyroxen ist abrupt, jedoch nimmt der

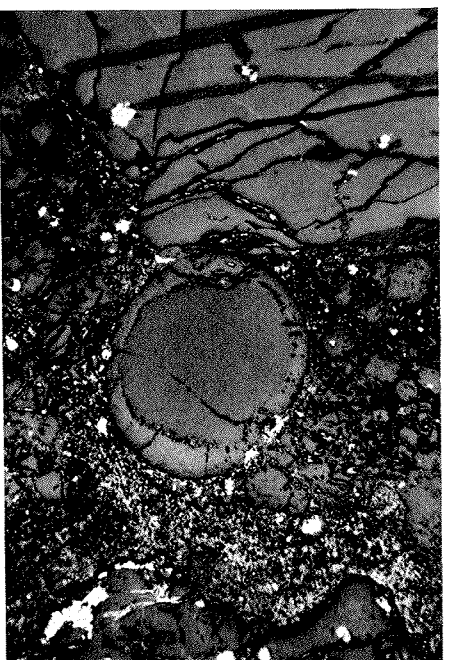


Abb. 12. Feinfaserige Pyroxenchondre Lanceé 1/9 mit FeO-reichem Oberflächensaum. Daneben großes FeO-reiches Olivinfragment. Auflicht. Bildlänge: 0,50 mm.

FeO-Gehalt der Pyroxene zum Kontakt hin stetig zu und erreicht etwa den doppelten Wert des Korn-Zentrums. Ähnlich verhalten sich auch die Pauschalchemismen von feinfaserigen Chondren und ihren Säumen. Wie das Beispiel Lanceé 1/9 (Tab. 7) zeigt, hat die Chondre eine normale, stark orthopyroxen-normative Zusammensetzung. Diese Chondre ist im Zentrum relativ FeO-arm (16% FeO) und wird zum Saum hin stetig FeO-reicher (bis 24% FeO). Dort ändert sich die Zusammensetzung abrupt und wird stark Olivin-normativ. Der Saum selbst hat eine sehr einheitliche Zusammensetzung.

Tabelle 7. Ausgewählte Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen von unummantelten Fragmenten und Chondren im Chondriten von Lanceé

	Lanceé 1/8		Lanceé 1/12		Lanceé 1/16		Lanceé 1/9, Chondre	
	Pyroxen Zentrum	Olivin Saum	Pyroxen Zentrum	Olivin Saum	Pyroxen Zentrum	Olivin Saum	Pauschalzusammensetzung Zentrum	Saum
SiO_2	58,0	34,6	56,0	35,0	58,9	34,0	45,9	34,2
Al_2O_3	0,16	-	0,86	-	0,94	-	1,53	1,06
Cr_2O_3	0,63	-	0,71	-	0,56	-	0,30	0,16
FeO ⁺	3,8	37,4	3,7	34,2	0,61	40,7	16,3	38,2
MnO	0,13	0,42	0,06	0,32	0,06	0,40	0,26	0,37
MgO	35,1	25,6	35,0	28,7	39,2	23,2	30,3	25,2
CaO	0,49	0,30	0,62	0,20	0,60	0,28	6,3	0,84
Na_2O	-	-	-	-	-	-	0,58	0,40
K_2O	-	-	-	-	-	-	0,04	0,04
Summe	96,31	96,52	98,95	96,42	100,87	96,58	102,01	100,47

⁺) Gesamt-Fe als FeO

Der Kontakt der Säume zur kohligen Chondritmatrix ist ununterscheidbar von den normalen Fragment- bzw. Chondren-Matrix-Kontakten. Auch in der Zusammensetzung der angrenzenden Chondritmatrix finden sich keine Unterschiede.

Diskussion

Die in Lancé erstmals beobachteten Oberflächen säume um Fragmente und Chondren sind in ihrer Zusammensetzung ähnlich der kohligen Chondritmatrix. Der hauptsächlichste Unterschied besteht im Gehalt an Fe, welches in der Chondritmatrix gegenüber der normalen chondritischen Zusammensetzung stark angereichert ist. Auch die Oberflächen säume sind etwas Fe-reicher als die kohligen Chondrite, der Unterschied ist jedoch relativ klein. In der Projektion (Abb. 11) liegt die Zusammensetzung des Oberflächen säumes der Chondrite 1/9 nahe der pauschalen Zusammensetzung der kohligen Chondrite. Auch die — nicht direkt vergleichbaren — Olivin-Analysen aus Fe-reichen Säumen liegen sehr nahe den Projektionspunkten der kohligen Chondrite. Die Oberflächen säume in Lancé sind jedenfalls in ihren Gehalten an Hauptelementen und im hohen Oxidationsgrad dem nichtflüchtigen Anteil der kohligen Chondrite vom Typ I recht ähnlich.

Allerdings ist eine deutliche Verarmung an Al_2O_3 , CaO und Na_2O mit jeweils einem Faktor von 0,5 im Saummaterialevident. Dadurch kompliziert sich die genetische Deutung, da ein einfaches Aufschmelzen und Ablagern von kohligem Material mit einer den kohligen Chondriten entsprechenden Zusammensetzung nicht in Frage kommt. Andererseits muß auch eine Entstehung als Reaktionsraum mit der kohligen Matrix des Lancé Chondriten ausgeschlossen werden. Dagegen sprechen sowohl die Zusammensetzung als auch die Tatsache, daß keinerlei über den Rahmen des Üblichen hinausgehende Verwachsung mit der Matrix besteht. Überdies ist die Korngröße mancher Säume so groß, daß eine Trieftemperatur-Reaktion ausgeschlossen werden muß. Weiters sind von dieser Umarmelung nur wenige Pyroxenfragmente und Chondren betroffen. Alle anderen Objekte — darunter die sehr reaktionstrendigen Ca-Al-reichen Einschlüsse — wurden verschont. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die Säume vor der Agglomeration entstanden sind. Da alle beobachteten Fälle eine vollkommene Umarmelung zeigen, kann diese nur an den freischwebenden Partikeln entstanden sein. Als einzige Erklärungsmöglichkeit bietet sich die Kondensation von in der Hauptsache FeO-reichen Olivin an. Dies könnte an bestimmten Orten einer Impact-Wolke erfolgt sein. Wahrscheinlich während des letzten großen Impakts, der das Gestein Lancé erzeugte, da bisher nur unbeschädigte unmantelte Objekte beobachtet werden konnten.

2.7. Serpentinisierung

Vergrünungen von Mineralfragmenten mit sehr kleiner Korngröße innerhalb der kohligen Matrix sind sehr verbreitet und wurden von *Christophe Michel-Lévy* (1969) ausführlich beschrieben. Größere Objekte, wie Gesteins- oder Chondrenbruchstücke werden nur sehr selten von einer Vergrünung erfaßt. Die feinkörnige und feinfaserige Fragmentmatrix, welche meistens aus Klinopyroxen und Glas besteht, wird dabei zuerst von der Umwandlung betroffen, danach folgen die Pyroxene. Olivin wird am wenigsten angegriffen und erscheint meist — auch bei geringer Korngröße — frisch.

Analytisch läßt sich die Vergrünung leider nicht erfassen. Die betroffenen Partien sind chemisch sehr inhomogen. Die vergrünete Matrix ist meist relativ reich an MgO (10—12%), FeO (13—16%) und Al_2O_3 (5—10%). Die koexistierenden Olivine sind konstant zusammengesetzt und immer FeO reich (% FeO 38—40).

Der Kontakt zwischen der umgewandelten Chondritmatrix und der kohligen Matrix außerhalb des Fragments ist deutlich bis diffus.

Diskussion

Die vorhandene Vergrünung ist wahrscheinlich eine beginnende Serpentinisierung, wie sie aus kohligen Chondriten vom Typ II und auch aus Renazzo und Bali bekannt ist. Während jedoch in diesen Chondriten die Serpentinisierung von Fragmenten meist fast vollständig erfolgte, ist es in Lancé nur zu einer beginnenden Umwandlung gekommen. Auffallend ist jedenfalls, daß die Vergrünung bei den normalerweise Fe- und Mg-armen und Al-, Ca- und alkalireichen Matrices beginnt, also deutlich anders als in irdischen Gesteinen. Der ausgezeichnete Erhaltungszustand der Olivine schließt jedenfalls ein saures Milieu aus und deutet auf eine leicht basische hydrothermale Aktivität von kurzer Dauer und räumlich beschränktem Wirkungsbereich. Eine weitere Besonderheit liegt darin, daß nur oxidierte, d. h. FeO-reiche Silikate führende Fragmente von der Serpentinisierung betroffen werden. Da jedoch nur ein verschwindend geringer Teil dieser Objekte von einer Vergrünung betroffen wurde, kann eine *in situ*-Reaktion nicht mit Sicherheit angenommen werden, obwohl dispers verteiltes feinkörniges Material in der kohligen Matrix recht häufig diese Erscheinung zeigt. Jedenfalls kann nicht ausgeschlossen werden, daß das von der Vergrünung betroffene Material schon vor der Bildung des Lancé-Gesteins existent war.

3. Zusammenfassung und Schlußfolgerung

Der Chondrit von Lancé enthält eine Reihe verschiedener Gesteine, die sich sowohl im Chemsismus als auch in ihrer Struktur voneinander unterscheiden. So finden sich

1. Magmatische Gesteine, die in zwei Gruppen zerfallen:
 - a) FeO-reich und Fe^o-arm und
 - b) FeO-arm und Fe^o-reich.
2. Brekzien
 - a) Kohlige.
 - b) Na-Al-reiche.
3. Ca-Al-reiche Einschlüsse.
4. Kohlige Matrix, bestehend aus einem feinkörnigen, FeO-reichen kohligen Material.

Es fällt auf, daß die meisten dieser Materialien einen chondritischen Chemismus haben. Dazu zählen die oxidierten und reduzierten Gesteinsfragmente und die kohlige Chondritmatrix. Alle diese Materialien sind demnach verwandt und lassen sich unschwer von einem kohligen Urmaterial chondritischer Zusammensetzung ableiten. Dazu genügen einfache Prozesse, die durch häufige Impakte im frühen Akkretionsstadium des Planeten ausgelöst bzw. bewerkstelligt wurden:

1. Aufschmelzen unter schwach reduzierenden Bedingungen. Das Ausgangsmaterial (etwa ein kohliges Chondrit vom Typ I) verliert dabei seine flüchtigen Bestandteile, was erhalten bleibt, finden wir nun in den oxidierten Fragmenten und Chondren.
2. Aufschmelzen unter stark reduzierenden Bedingungen führt zur Bildung der reduzierten Fragmente und Chondren.
3. Mischen von unverändertem und verändertem Material ergibt sowohl die kohligen Fragmente als auch letztlich den Lané-Chondrit.
4. Milde Verdampfungseinsparungen beim Aufschmelzen führen zum Teilverlust der Alkalien und etwas Fe-Silikaten (Alkali-Armut der reduzierten Fragmente und Chondren).
5. Teilweise Rückkondensation bei tieferer Temperatur führt zur FeO-Anreicherung an den Oberflächen und zu Oberflächensäumen der Fragmente und Chondren.

Eine zweite Gruppe von Gesteinen, die Ca-Al-reichen und die Na-Al-reichen Einschlüsse, scheint auf den ersten Blick Fremdmaterial darzustellen. Beide Materialien sind insofern verwandt, als die Na-Al-reichen Einschlüsse wahrscheinlich aus Ca-Al-reichen durch Reaktion mit Na- und Fe-reichen Lösungen und nachträglicher teilweiser Aufschmelzung gebildet wurden.

Wie im Kapitel „Ca-Al-reiche Einschlüsse“ gezeigt werden konnte, lassen sich auch diese — wenn auch nur unter Zuhilfenahme besonderer Umstände — von chondritischem Material ableiten. Voraussetzung dazu ist ein entsprechend energiereicher Impakt in ein relativ weiches Target-Material, um die bestmögliche Umwandlung der kinetischen Energie in Wärme zu erreichen. Ob diese Einschlüsse jedoch in genetischer Beziehung zum übrigen Material stehen oder nicht, tut der Tatsache keinen

Abbruch, daß im Lané-Chondriten — wie in den meisten Chondriten — kein Material vorkommt, welches einer der übrigen Chondritengruppen zugeordnet werden kann. Dies steht im Gegensatz zu genetisch ähnlichen Gesteinen vom Mond (Impakt-Brekzien und kompakterer Mondboden). Diese beinhalten eine relativ große Fülle verschiedener Gesteine, die meist das gesamte Spektrum der auf dem Mond vorkommenden Gesteine umfaßt (vgl. z. B. *Keil et al.*, 1971, 1972; *Prinz et al.*, 1971; *Reid et al.*, 1972; *Kurat et al.*, 1972, 1974). Ähnliche, ja sogar noch bessere Mischungsbedingungen müssen wir für den sicherlich wesentlich kleineren Lané-Mutterkörper erwarten. Daß trotzdem keine der bekannten Meteoritenklassen in Fragmenten in Lané vertreten ist, macht es sehr wahrscheinlich, daß Lané auf einem Kleinplaneten entstand, der ausschließlich aus einem den kohligen Chondriten entsprechenden Material besteht. Dies bedeutet jedoch noch nicht, daß der gesamte Kleinplanet aus Lané-Material aufgebaut ist. Dieses wird vielmehr bestimmte Regionen dieses Körpers bedeckt haben. Lané und auch die anderen kohligen Chondrite vom Typ III sind nur viel häufiger in unseren Sammlungen vertreten, weil sie physisch widerstandsfähiger sind als jene des Typs II und I. Zeigen doch Untersuchungen des Mondbodens, daß die bei weitem häufigste meteoritische Komponente den kohligen Chondriten vom Typ I zuzuordnen ist (*Anders et al.*, 1973). Der atmosphärenlose Mond sammelt im Gegensatz zur Erde in gleicher Weise große, feste Steine und feinen Staub. Eine Erscheinung ist in Lané wesentlich deutlicher ausgeprägt als in den genetisch äquivalenten Mondbrekzien: Partielle Verdampfung und Rückkondensationen oder Reaktionen flüssiger und fester Körper mit einer Atmosphäre. Prozesse dieser Art treten auf dem Mond recht schwach in Erscheinung. Sie sind meist nur in geringen Alkali-Anreicherungen an Glaskügelchen (*Kurat und Keil*, 1972) erkennbar; können jedoch bis zur Korndbildung führen (*Kleinmann und Ramdohr*, 1971). Diese Erscheinungen sind auf dem Mond zwar recht selten, im Lané-Chondriten jedoch sehr häufig. Praktisch alle Gesteins-Fragmente und Chondren zeigen eine Fe-Anreicherung an der Oberfläche, manche sind mit einer Kondensat-Hülle umgeben. Die partielle Verdampfung wiederum führt zur Bildung vieler Ca-Al-reicher Einschlüsse und Chondren. Die Diskrepanz zwischen Mondbrekzien und Lané hat ihre Ursache in zwei bedeutenden Unterschieden zwischen Mond und Lané-Mutterkörper:

1. Der Mond besteht aus festem Gestein. Der Energiesatz beim Impakt verläuft weit mehr in Richtung Auswurfarbeit und Bebenwellen als Aufschmelzen und Überhitzen (vgl. *Gault und Helouvi*, 1963). Demgegenüber kann man für den Lané-Mutterkörper annehmen, daß er hauptsächlich aus kohligem chondritischem Material, wahrscheinlich meist vom Typ I, besteht. Dieses Material ist feinkörnig, porös, besteht

hauptsächlich aus OH- und H₂O-haltigen Mineralen (meist Silikaten). Ein Impact in ein derartiges Material setzt wesentlich mehr Energie in Wärme um, erzeugt demnach mehr Schmelzen und auch überhitzte Schmelzen und daher auch mehr Gesteinsdampf.

2. Der Mond ist wesentlich größer als der Lancoé-Mutterkörper (vgl. Anders, 1972). Nach einem Impact setzt sich das ausgeworfene Material wegen der starken Gravitation bald wieder ab und kann daher nicht ausgebig mit der ohnedies spärlichen Gasphase reagieren. Auf dem Lancoé-Mutterkörper hingegen ist die Gravitation sehr klein, das bei einem Impact ausgeworfene Material (falls es den Körper nicht für immer verläßt) umkreist diesen eine lange Zeit und setzt sich nur langsam ab. Die einzelnen Teilchen haben somit ausgiebig Gelegenheit, mit dem sich abkühlenden Gas zu reagieren, bis dieses durch Expansion zu dünn und zu kühl wird.

Einen weiteren Einfluß hat die relative Geschwindigkeit der Körper beim Impact. Eine relativ kleine Geschwindigkeit (im Verein mit dem weichen Material) führt zu einer besseren Wärmeabgabe. Weiters würden Hochgeschwindigkeits-Impakte auf dem Lancoé-Mutterkörper ja nur zu Materialverlust (Entweichen in den Weltraum) aber nicht zum Absatz des ausgeworfenen Materials in den Weltraum) und somit zur Bildung von Gesteinen führen. Diese Annahme ist nicht unwahrscheinlich, sind doch „langsame“ Impakte auch die Ursache für die Marebildung auf dem Mond. Überdies sollten Impakte während des Akkretionsprozesses mit kleinen Geschwindigkeiten unterschieden abgelaufen sein, da ja alle Proto-Körper die gleiche Richtung und nur geringe Unterschiede in der Umlaufgeschwindigkeit haben.

Der Chondrit von Lancoé stellt also eine Impact-Brekie oder verfestigte Bodenprobe eines Kleinplaneten mit monotoner und primitiver Zusammensetzung dar. Alle Bausteine und der Chondrit selbst verdanken ihre Entstehung Impact-Ereignissen auf diesem Körper. Diese ereigneten sich wahrscheinlich schon sehr früh in der Geschichte des Sonnensystems, da das späte Akkretionsstadium der Planeten offensichtlich durch eine hohe Impact-Häufigkeit ausgezeichnet ist (vgl. z. B. Hartmann, 1966; Hartmann und Wood, 1971; Wehervil, 1971). Die Produkte dieses Stadiums blieben auf den Meteoriten-Mutterkörpern mehr oder weniger unverändert erhalten und geben uns somit Aufschluß über einige Vorgänge zu dieser Zeit.

Die Erstellung der Mikroanalysen wurde mir durch das großzügige Entgegenkommen der Herren Dr. K. Fredriksson (Smithsonian Institution, Washington, D.C.) und Doz. Dr. A. El-Foresy (Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg) durch die Bereitstellung von Mikrosondenmesszeit ermöglicht. Die Korrekturenrechnungen wurden am Rechenzentrum der Universität Wien durchgeführt.

Diese Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt Nr. 1059 und 2272) sowie vom Jubiläumsfonds der Oesterreichischen Nationalbank (Projekt Nr. 210) finanziell unterstützt.

Literatur

- Alvrens, L. H., H. v. Michaelis, A. J. Erlank, and J. P. Willis, 1969: Fractionation of some abundant lithophile element ratios in chondrites. In: P. M. Millman (ed.), *Meteorite Research*, Dordrecht, 166—173.
- Anders, E., 1964: Origin, age and composition of meteorites. *Space Sci. Rev.* 3, 583—714.
- 1971a: How well do we know "cosmic" abundances? *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 516—522.
- 1971b: Meteorites and the early solar system. *Amer. Rev. Astron. Astrophys.* 9, 1—34.
- 1972: Interrelations of meteorites, asteroids and comets. In: T. Gehrels (ed.), *Physical Studies of Minor Planets* (NASA SP-267), Washington, D.C., NASA, 429—446.
- R. Ganapathy, U. Kröhenbühl, and J. W. Morgan, 1973: Meteoritic material on the moon. *The Moon* 8, 3—24.
- Birns, R. A., 1971: Chondritic groundmass in the Parnallee meteorite. *Chem. d. Erde* 30, 21—31.
- Boström, K., and K. Fredriksson, 1966: Surface conditions of the Orgueil meteorite parent body as indicated by mineral associations. *Smithsonian Misc. Coll.* 151/3, 1—39.
- Burnet, D. S., 1971: Formation times of meteorites and lunar samples. *EOS* 52, 435—440.
- Chandrasekharvath, M. S., 1967: Volatilities of refractory inorganic compounds. In: J. Margrave (ed.), *The Characterization of High-Temperature Vapors*, New York: Wiley, App. B, 495—507.
- Christophe Michel-Legy, M., 1968: Un chondre exceptionnel dans la météorite de Vigarano. *Bull. Soc. franç. Min. Crist.* 91, 212—214.
- 1969: Etude mineralogique de la chondrite C III de Lancoé. In: P. M. Millman (ed.), *Meteorite Research*, Dordrecht, 492—499.
- Clarke, R. S., E. Jarosevich, B. Mason, J. Nelen, M. Gomez, and J. R. Hyde, 1971: The Allende, Mexico, meteorite shower. *Smithson. Contr. Earth Sci.* 5.
- Daubrée, G. A., 1872a: Note sur la découverte d'une seconde météorite tombée le 23 juillet 1872, dans le canton de Saint-Amand (Lorr-et-Cher). *Compt. Rend.* 75, 308.
- 1872b: Examen des météorites tombées le 23 juillet 1872 à Lancoé et à Authon (Lorr-et-Cher). *Compt. Rend.* 75, 465—468.
- De Vries, R. C., and E. F. Osborn, 1957: Phase of equilibria in high-alumina part of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *J. Amer. Ceram. Soc.* 40, 6—15.
- Dodd, R. T., 1969: Petrofabric analysis of a large microporphyrine chondrite in the Parnallee meteorite. *Min. Mag.* 37, 230—237.
- Drasche, R. von, 1875: Über den Meteoriten von Lancoé. *Tschermaks Min. Mitt.* 1875, 1—8.
- Frazer, J. Z., R. W. Fitzgerald, and A. M. Reid, 1966: Computer programs EMX 1 and EMX 2 for electron microprobe data processing. Report 66—14, La Jolla: Univ. of California.

- Fredriksson, K.*, 1963: Chondrules and the meteorite parent bodies. *Trans. N. Y. Acad. Sci.* 25, 756—769.
- and *K. Keil*, 1964: The iron, magnesium, calcium and nickel distribution in the Murray carbonaceous chondrite. *Meteoritics* 2, 201—217.
- and *A. M. Reil*, 1965: A chondrule in the Chaimpur meteorite. *Science* 149, 856—860.
- 1967: Meteorite investigations by electron microprobe techniques. In: *P. H. Abelson* (ed.), *Researches in Geochemistry*, New York: Wiley, Vol. II, 143—169.
- 1969: The Sharps Chondrite—new evidence on the origin of chondrules and chondrites, with analysis by E. E. Jarosewich and J. Nelen. In: *P. M. Millman* (ed.), *Meteorite Research*, Dordrecht: Reidel, 155—165.
- Frost, M. J.*, and *R. F. Symes*, 1970: A zoned perovskite-bearing chondrule from the Lané meteorite. *Min. Mag.* 37, 724—726.
- Fuchs, L. H.*, 1969: Occurrence of cordierite and aluminous orthoentstatite in the Allende meteorite. *Amer. Min.* 54, 1645—1653.
- 1971: Occurrence of wollastonite, rhönite, and andradite in the Allende meteorite. *Amer. Min.* 56, 2053—2068.
- *E. Olsen*, and *K. J. Jensen*, 1973: Mineralogy, mineral-chemistry, and composition of the Murchison (C2) meteorite. *Smithson. Contr. Earth Sci.* 10.
- 1973: Composition of metal in type III carbonaceous chondrites and its relevance to the source-assignment of lunar metal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 18, 379—384.
- Gault, D. E.*, and *E. D. Heirowit*, 1963: The Partition of energy for hypervelocity impact craters formed in rock. *Proceedings Sixth Hypervelocity Impact Symposium*, Cleveland, Ohio, April—May 1963, 2, 419—456.
- Grossman, L. H.*, 1972a: Refractory trace elements in Ca-Al-rich inclusions in the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1119—1140.
- 1972b: Condensation in the primitive solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 597—619.
- Hartmann, W. K.*, 1966: Early lunar cratering. *Icarus* 5, 406—418.
- and *C. A. Wood*, 1971: Moon: Origin and evolution of multiring basins. *The Moon* 3, 3—78.
- Heg, M. H. V.*, 1966: Catalogue of Meteorites, London: British Museum (Nat. Hist.).
- Keil, K.*, and *K. Fredriksson*, 1964: The iron, magnesium and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *J. Geophys. Res.* 69, 3487—3515.
- *G. I. Hass*, and *H. B. Wick*, 1969: The Leoville, Kansas, meteorite: a polymict breccia of carbonaceous chondrites and achondrite. In: *P. M. Millman* (ed.), *Meteorite Research*, Dordrecht: Reidel, 217.
- and *L. H. Fuchs*, 1971: Hibonite [$\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Ti})_2\text{O}_8$] from the Leoville and Allende chondritic meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 184—190.
- *M. Prinz*, and *T. E. Bunch*, 1971: Mineralogy, petrology, and chemistry of some Apollo 12 samples. *Proc. Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta*, Suppl. 2, Vol. 1, 319—341.
- *G. Kurat*, *M. Prinz*, and *J. A. Green*, 1972: Lithic fragments, glasses, and chondrules from Luna 16 fines. *Earth Planet. Sci. Lett.* 13, 243—256.
- Kleinmann, B.*, and *P. Randoher*, 1971: α -corundum from the lunar dust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 13, 19—22.

- Kurat, G.*, 1967a: Zur Entstehung der Chondriten. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 491—502.
- 1967b: Einige Chondriten aus dem Meteoriten von Mezö-Madaras. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 1843—1857.
- 1969: The formation of chondrules and chondrites and some observations on chondrules from the Tieschitz meteorite. In: *P. M. Millman* (ed.), *Meteorite Research*, Dordrecht: Reidel, 185—190.
- *K. Fredriksson*, and *J. Nelen*, 1969: Der Meteorit von Siena. *Geochim. Cosmochim. Acta* 33, 765—773.
- 1970a: Zur Genese des kohligen Materials im Meteoriten von Tieschitz. *Earth Planet. Sci. Lett.* 7, 317—324.
- 1970b: Zur Genese der Ca-Al-reichen Einschlüsse im Chondriten von Lané. *Earth Planet. Sci. Lett.* 9, 225—231.
- 1971: Die chemische Zusammensetzung von Gläsern und Chondritmatrix im Chondriten von Tieschitz. *Chem. d. Erde* 30, 235—249.
- and *K. Keil*, 1972: Effects of vaporization and condensation on Apollo 11 glass spherules: implication for cooling rates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 7—13.
- *K. Keil*, *M. Prinz*, and *C. E. Nelson*, 1972: Chondrules of lunar origin. *Proceedings Third Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta*, Suppl. 3, Vol. 1, 707—721.
- 1973: The Lané chondrite: further evidence for the complex development of chondrites. *Meteoritics* 8, 51—52 (abstract).
- *K. Keil*, and *M. Prinz*, 1974: Rock 14318: A polymict lunar breccia with chondritic texture. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 1133—1146.
- Larimer, J. W.*, 1967: The petrology of chondritic meteorites in the light of experimental studies. Publ. no. 5, Center for Meteorite Studies, Arizona State University, Tempe.
- Lord, H. C.*, 1965: Molecular equilibria and condensation in a solar nebula and stellar atmospheres. *Icarus* 4, 279—288.
- Marewin, U. B.*, *S. A. Wood*, and *J. S. Dickey, Jr.*, 1970: Ca-Al-rich phases in the Allende meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 7, 346—350.
- Mason, B.*, 1962: Meteorites, New York: Wiley.
- Meyer, C., Jr.*, 1971: An experimental approach to circumstellar condensation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 551—565.
- Michaelis, H. von*, *A. J. Erlank*, *L. H. Ahrens*, and *J. P. Willis*, 1969: The composition of stony meteorites (II). The analytical data and an assessment of their quality. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 387—394.
- Olsen, E.*, *L. H. Fuchs*, and *W. C. Forbes*, 1973: Chromium and phosphorus enrichment in the metal of type II (C2) carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 2037—2042.
- *J. Oro*, and *A. Zlotkiss*, 1967: Organic compounds in meteorites—II. aromatic hydrocarbons. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 1935—1948.
- Oro, J.*, *D. W. Nooner*, and *A. Zlotkiss*, 1966: Paraffinic hydrocarbons in the Orignell, Murray, Mokoia and other meteorites. *Life Sci. and Space Res.* IV, Washington: Spartan, 63—100.
- Osborn, E. F.*, *R. C. De Vries*, *K. H. Gee*, and *H. M. Kraner*, 1954: Optimum composition of blast furnace slag as deduced from liquidus data for the quaternary system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Trans. AIME* 200, 33—45.
- Osborn, T. W.*, 1972: Evidence for association between Ir and Al in L chondrites. *Nature Phys. Sci.* 239, 10.

- Osborn, T. W., R. H. Smith, and R. A. Schmitt, 1973: Elemental composition of individual chondrules from ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 1909—1942.
- Prinz, M., T. E. Bunch, and K. Keil, 1971: Composition and origin of lithic fragments and glasses in Apollo 11 samples. *Contr. Min. Petr.* 32, 211—230.
- Reid, A. M., and K. Fredriksson, 1967: Chondrules and chondrites. In: P. H. Abelson (ed.), *Research in Geochemistry*, 2, 170—203.
- R. J. Williams, E. K. Gibson, Jr., and K. Fredriksson, 1970: A refractory glass chondrule in the Vigarano chondrite (abstract). *Meteoritics* 5, 218.
- J. Warner, W. I. Ridley, and R. W. Brown, 1972: Major element composition of glasses in three Apollo 15 soils. *Meteoritics* 7, 395—415.
- R. J. Williams, E. K. Gibson, Jr., and K. Fredriksson, 1974: A refractory glass chondrule in the Vigarano chondrite. *Meteoritics* 9, 35—45.
- Roy, S. K., and R. L. Coble, 1968: Solubilities of magnesia, titania and magnesium titanate in aluminum oxide. *J. Amer. Ceram. Soc.* 51, 1—6.
- Rucklidge, J., 1967: A computer program for processing microprobe data. *J. Geol.* 75, 126.
- Schmitt, R. A., R. H. Smith, and G. G. Goles, 1965: Abundances of Na, Se, Cr, Mn, Fe, Co, and Cu in 218 individual meteoritic chondrules via activation analysis I. *J. Geophys. Res.* 70, 2449—2444.
- G. G. Goles, R. H. Smith, and T. W. Osborn, 1972: Elemental abundances in stone meteorites. *Meteoritics* 7, 131—214.
- and D. A. Olshy, 1968: Rare earth abundances in meteoritic chondrules. In: Ahrens, L. H. (ed.), *Origin and Distribution of the Elements*. Oxford: Pergamon, 237—282.
- Schroky, K. J., 1960: Über einige Meteoritminerale des kohlwasserstoffhaltigen Chondriten von Kaba, Ungarn. *N. Jb. Min., Abh.* 94, 1284—1294.
- Tastes, L. M. de, 1872: Chute d'un aérolique dans la commune de Lanéc, canton de Saint-Amand (Loir-et-Cher). *Compt. Rend.* 75, 273—276.
- Tschermak, G., 1874: Über die Trümmerstruktur der Meteoriten von Orvinio und Chantonay. *Akad. Wiss. Wien, Sitzungsber.* 70, I. Abt., 459—474.
- Urey, H. C., and H. Craig, 1953: The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4, 36—82.
- Von Schmus, W. R., 1969: The mineralogy and petrology of chondritic meteorites. *Earth Sol. Rev.* 5, 145—184.
- Walker, L. S., 1969: The major-element composition of individual chondrules of the Bjurböle meteorite. In: P. M. Millman (ed.), *Meteorite Research*, Dordrecht: Reidel, 191—205.
- Wasson, J. T., 1972: Formation of the ordinary chondrites. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 711—759.
- Wetherill, G. W., 1971: Of time and the moon. *Science* 173, 383—392.
- Witt, H. B., 1956: The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 9, 279—289.
- Wlotzka, F., 1969: On the formation of chondrules and metal particles by "shock melting". In: P. M. Millman (ed.), *Meteorite Research*, Dordrecht: Reidel, 174—184.

Anschritt des Verfassers: Dr. G. Kwart, Naturhistorisches Museum Wien, Burggring 7, A-1014 Wien, Österreich.