

Materie im frühen Sonnensystem: Die Entstehung von
Chondren, Matrix und refraktären Forsteriten

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln

vorgelegt von

Susanne Klerner

Diplom-Mineralogin

aus Jena

Köln 2001

Berichterstatter: Prof. Dr. H. Palme
Prof. Dr. H. A. Seck

Tag der mündlichen Prüfung: 16.05.2001

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINFÜHRUNG UND ZIELSETZUNG.....	1
1.1	EINLEITUNG.....	1
1.1.1	<i>Aus der Geschichte der Meteoritenforschung.....</i>	<i>1</i>
1.1.2	<i>Entstehung des Sonnensystems.....</i>	<i>2</i>
1.1.3	<i>Entwicklung der Asteroide.....</i>	<i>3</i>
1.1.4	<i>Klassifikation der Meteorite.....</i>	<i>4</i>
1.2	DIFFERENZIERTE MUTTERKÖRPER.....	4
1.2.1	<i>Mond.....</i>	<i>4</i>
1.2.2	<i>Mars.....</i>	<i>6</i>
1.2.3	<i>Asteroide.....</i>	<i>6</i>
1.3	PRIMITIVE, UNDIFFERENZIERTE METEORITE.....	8
1.3.1	<i>Primitive Achondrite.....</i>	<i>8</i>
1.3.2	<i>Chondrite.....</i>	<i>9</i>
1.4	SEKUNDÄRE VERÄNDERUNGEN DER CHONDRITE.....	13
1.5	DIE BESTANDTEILE DER CHONDRITE.....	14
1.5.1	<i>Chondren.....</i>	<i>14</i>
1.5.2	<i>Matrix.....</i>	<i>17</i>
1.5.3	<i>Ca, Al-reiche Einschlüsse (CAIs – Ca, Al-rich inclusions).....</i>	<i>18</i>
1.6	SAUERSTOFFISOTOPIE DER METEORITE.....	18
1.7	PROBLEMSTELLUNG UND ZIEL DIESER ARBEIT.....	20
2	DIE ENTSTEHUNG VON MATRIX UND CHONDREN.....	21
2.1	EINLEITUNG.....	21
2.2	PROBENMATERIAL.....	24
2.2.1	<i>CV Chondrite.....</i>	<i>24</i>
2.2.2	<i>CR Chondrite.....</i>	<i>25</i>
2.3	CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG.....	27
2.3.1	<i>Matrix.....</i>	<i>27</i>
2.3.2	<i>Chondren Zusammensetzungen.....</i>	<i>34</i>
2.3.3	<i>Gesamtzusammensetzung des CV Chondriten Allende und des CR Chondriten Renazzo ..</i>	<i>37</i>
2.4	ERGEBNISSE UND DISKUSSION.....	42
2.4.1	<i>Mg und Si in Chondren, Matrix und Gesamtchondrit primitiver kohligter Chondrite.....</i>	<i>42</i>
2.4.2	<i>Fe und Cr.....</i>	<i>48</i>
2.4.3	<i>Ca und Al in Chondren und Matrix.....</i>	<i>50</i>
2.4.4	<i>Ti/Al Fraktionierung von Chondren und Matrix.....</i>	<i>55</i>
2.5	ZUSAMMENFASSUNG.....	61

3	REFRAKTÄRER FORSTERIT (RF)	64
3.1	EINLEITUNG UND ZIEL.....	64
3.2	DAS VORKOMMEN VON REFRAKTÄREM FORSTERIT (PETROGRAPHIE).....	65
3.2.1	<i>Isolierte refraktäre Forsterit Körner, eingeschlossen in der Matrix</i>	66
3.2.2	<i>Refraktärer Forsterit innerhalb FeO armer (Typ I) Chondren</i>	67
3.2.3	<i>Reliktische Fo-reiche Körner in FeO reichen (Typ II) Chondren</i>	68
3.2.4	<i>Refraktärer Forsterit innerhalb Mesostasis-, „glas“-reicher Chondren</i>	69
3.2.5	<i>Olivin-Fassait-Spinell Chondren</i>	70
3.3	MINERALCHEMIE DER REFRAKTÄREN FORSTERIT KRISTALLE.....	70
3.3.1	<i>Refraktäre Elemente (Ca, Al, Ti, Sc, V)</i>	74
3.3.2	<i>Nicht-refraktäre Elemente Fe, Mn, Cr, Ni, Co</i>	81
3.3.3	<i>Spurenelementgehalte - Seltene Erdelemente (REE)</i>	84
3.4	KOEXISTENZ VON CA, AL- REICHEN PHASEN UND REFRAKTÄREM FORSTERIT	88
3.5	SAUERSTOFFISOTOPIEN DER RF	100
3.6	ZUSAMMENFASSUNG.....	101
3.6.1	<i>Vergleich von isoliertem RF und in Chondren vorkommenden RF</i>	101
3.6.2	<i>Entstehung der RF über magmatische Kristallisation - Die Zusammensetzung der berechneten Ausgangsschmelze refraktärer Forsterite</i>	102
3.6.3	<i>Kondensationsursprung der RF</i>	103
3.6.4	<i>Entstehungsmodell von refraktärem Forsterit</i>	103
4	ZUSAMMENFASSUNG	105
5	LITERATURVERZEICHNIS	107
6	ANALYTISCHE METHODEN	117
6.1	ELEKTRONENSTRAHL-MIKROSONDEN-ANALYTIK (EMS).....	117
6.2	RASTERELEKTRONENMIKROSKOPIE (REM).....	117
6.3	RÖNTGENFLUORESZENZ-ANALYTIK (RFA)	117
6.4	INSTRUMENTELLE NEUTRONENAKTIVIERUNGSANALYSE (INAA).....	118
6.5	SEKUNDÄRIONEN-MASSENSPEKTROSKOPIE (SIMS).....	118
6.6	LASER-ABLATIONS-ICP-MASSENSPEKTROMETRIE (LA-ICP-MS).....	119
	DANKSAGUNG	121

*Wir erhalten durch einen Meteorstein die einzig mögliche
Berührung von etwas, das unserem Planeten fremd ist.
Gewöhnt, alles Nichttellurische nur durch Messung,
durch Rechnung, durch Vernunftschlüsse zu kennen,
sind wir erstaunt, zu betasten, zu wiegen, zu zersetzen,
was der Außenwelt angehört.*

*Alexander von Humboldt
(Kosmos, 1844)*

1 Einführung und Zielsetzung

1.1 Einleitung

Mineralogische, chemische und isotochemische Untersuchungen an extraterrestrischem Material geben Aufschluß über die Bildung fester Materie unseres Sonnensystems. Bis zur Ankunft der ersten Mondproben waren *Meteorite* das einzige uns zugängliche extraterrestrische Material. Das Bildungsalter der meisten Meteorite beträgt ca. 4.5 Milliarden Jahre, hieraus ergibt sich die herausragende wissenschaftliche Bedeutung dieser Gesteine. Meteorite sind Bruchstücke fremder, bislang unereicherbarer Himmelskörper, die die Frühzeit unseres Sonnensystems widerspiegeln. Sie stammen im allgemeinen von Kleinplaneten, den *Asteroiden*, die in großer Zahl zwischen Mars und Jupiter die Sonne umkreisen. Asteroiden sind die Bausteine von Planeten. Wir erhalten daher durch Meteorite die Möglichkeit protoplanetare Materie zu studieren.

1.1.1 Aus der Geschichte der Meteoritenforschung

Die Meteoritenforschung ist eine relativ junge Wissenschaft. Obwohl zahlreiche Berichte über Meteoritenfälle bis in die Zeiten der Griechen und Römer zurückreichen und schon die Griechen einen „kosmischen Ursprung“ dieser Materie annahmen, setzte sich in Mitteleuropa erst Ende des 18. Jahrhunderts dieser Gedanke durch. E. F. F. Chladni (1756-1827) argumentierte als einer der ersten in seiner 1794 veröffentlichten Schrift: „Über den Ursprung der von Pallas gefundenen und anderer ihr ähnlicher Eisenmassen, und über damit in Verbindung stehende Naturerscheinungen“ für einen extraterrestrischen Ursprung dieser Materie. Dieser Zeitpunkt gilt als die Geburtsstunde der Meteoritenforschung.

In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden die ersten spektroskopischen Untersuchungen der Photosphäre der Sonne durchgeführt. Diese Messungen ergaben, daß der Chemismus einiger Meteorite dem der äußeren Schichten der Sonne bis auf die

volatilsten Elemente (H, He, C, N, O) entspricht. Über 2200 Proben mit einer Gesamtmasse von ca. 384 kg wurden vom Mond bei bemannten amerikanischen Apollo- und unbemannten russische Luna-Missionen zur Erde gebracht oder erreichten die Erde als Mondmeteorite. Forschungsteams, zunächst aus den USA und Japan, brachten durch das Bergen antarktischer Meteorite einen weiteren Aufschwung in die Meteoritenforschung. Interplanetare Staubpartikel (IDPs) werden in der Stratosphäre, von Polareis, aus Tiefseesedimenten und in Form von Einschlägen auf die Hülle von Raumfahrzeugen geborgen. Missionen zum Mars und ausgewählten Asteroiden sollen Anfang dieses Jahrhunderts weiteres extraterrestrisches Material auf unsere Erde bringen.

1.1.2 Entstehung des Sonnensystems

Interstellarer Staub ist im Universum nicht gleichmäßig verteilt, sondern konzentriert sich in relativ kühlen interstellaren Wolken, den sogenannten Molekülwolken. Diese Molekülwolken bestehen zum überwiegenden Teil aus Wasserstoffmolekülen und zu etwa 1 % aus interstellarem Staub. Diese Molekülwolken werden ab einer gewissen Größe unter dem Einfluß ihrer eigenen Gravitationskraft instabil und können kollabieren und werden somit die Brutstätten von Sternen. Ein solches Sternentstehungsgebiet ist z.B. der Orionnebel. Diese Gebiete sind so riesig, daß sie bei einem Kollaps in viele kleinere Systeme zerfallen, aus denen Sterne wie z.B. unsere Sonne entstehen können. Altersbestimmungen an Hochtemperatureinschlüssen von Meteoriten ergaben, daß sich die Abkopplung unseres Sonnensystems vom interstellaren Medium vor 4.56 Milliarden Jahren vollzogen hat (PALME & BOYNTON, 1993).

Zunächst kommt es durch Gravitationskollaps zur Bildung einer Protosonne. Die den Protostern umgebende flache rotierende Akkretionsscheibe aus einer Mischung aus Gas und Staub wird als *solarer Nebel* bezeichnet. Astronomische Beobachtungen von Akkretionscheiben um Protosterne bestätigen in wesentlichen Punkten diese Auffassungen (z.B. β -Pictoris). Fast die gesamte Materie „sedimentiert“ in der Zentralebene der Akkretionsscheibe und akkumuliert unter Abgabe von Drehimpuls in die Sonne. Nur ein winziger Teil von etwa 0.1 % der Masse des Sonnensystems bleibt in der protoplanetaren Scheibe zur Bildung von Planeten, Monden, Asteroiden und Kometen übrig. Da die Sonne etwa 99.9 % der Masse des Sonnensystems in sich vereint sind ihre Elementhäufigkeiten für das gesamte Sonnensystem, wie auch für den solaren Nebel repräsentativ.

Das Wachstum fester Körper im solaren Nebel begann mit der Akkretion (Zusammenballung) winziger, Mikrometer großer Teilchen, die sich durch Kondensation im solaren Nebel bildeten oder interstellaren Ursprungs waren. Durch weitere Kollisionen kommt es zur Bildung von Zentimeter großen Objekten, die sich zu Meter bis Kilometer großen Körpern vereinigen („run away accretion“). Aus vereinfachten Computersimulationen schätzt man die Dauer der raschen „run away

accretion“ die zur Bildung von planetaren „Embryos“ mit einer Masse von 10^{23} kg führte (ca. 2 % der Erdmasse) auf 10^5 Jahre (WETHERILL, 1990; 1994). Beim Erreichen von Größen von 1-10 km bestimmen Gravitationskräfte die weitere Volumenzunahme der Körper. Gravitative Störungen der Umlaufbahnen der Embryos führten zu Bahnüberlappungen, zur Kollision und somit zur Bildung von Planeten großen Körpern. Die Bildung der inneren Planeten unseres Sonnensystems vollzog sich viel langsamer, man schätzt die Dauer dieses Prozesses auf 10^7 bis 10^8 Jahre (WETHERILL, 1990).

1.1.3 Entwicklung der Asteroide

Asteroide sind übriggebliebene Planetesimale, die niemals Bestandteil von Planeten großen Körper wurden. Einige dieser Körper blieben nahezu in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung erhalten. Andere Körper, die wie unsere Erde einen bestimmten Durchmesser überschritten haben, haben aufgrund des bei der Akkretion erworbenen Wärmeinhalts und dem Inventar an radioaktiven Isotopen ihr ursprüngliches Gefüge durch endogene Prozesse zerstört. Generell wird der Zerfall des kurzlebigen Radionuklids ^{26}Al als Wärmequelle für die Asteroide diskutiert. Die Halbwertszeit von ^{26}Al beträgt 740 000 Jahre. Nach der Isolation des Sonnensystems vom interstellarem Medium betrug das $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ Verhältnis 5×10^{-5} , was ausreichend ist, um Asteroide von einigen Kilometern im Durchmesser vollständig zu schmelzen. Schmelzvorgänge und chemische Differenzierung führten zur Trennung in Kern (Metall) und Mantel / (Kruste) (Silikathülle) (Abb. 1.1).

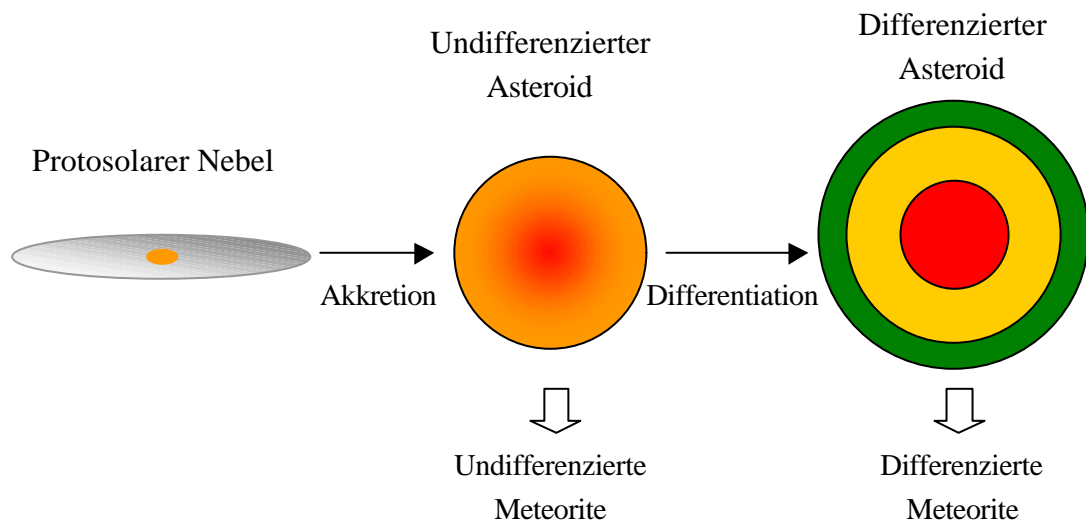


Abb. 1.1: Schematische Darstellung der Einteilung der Meteorite nach ihrem Ursprungsort / Mutterkörper

1.1.4 Klassifikation der Meteorite

Meteorite wurden früher aufgrund ihres Gehaltes an metallischem Eisen in drei Hauptgruppen die *Stein-*, *Steineisen-* und *Eisenmeteorite* unterteilt. Bei *Steinmeteoriten* ist der Anteil an metallischen Eisen kleiner als 23 %, sie bestehen überwiegend aus Silikatmineralen (Olivin, Pyroxen, Feldspat). Die *Steinmeteorite* werden in Chondrite und Achondrite unterteilt. Mit 84.6 % der Meteoritenfälle sind Chondrite die am häufigsten auftretende Meteoritengruppe. Der Anteil der Achondrite beträgt 8.3 %. *Steineisenmeteorite* bestehen zu etwa gleichen Anteilen aus Silikat und Metall. Diese sind mit einer Fall-Häufigkeit von nur 1.4 % die am seltensten vorkommenden Meteorite. *Eisenmeteorite* bestehen zu mehr als 90 % aus einer metallischen Eisen-Nickel-Legierung und enthalten nur wenig andere Minerale. Die Häufigkeit der Eisenmeteorite beträgt bei Meteoritenfällen 5.7 %.

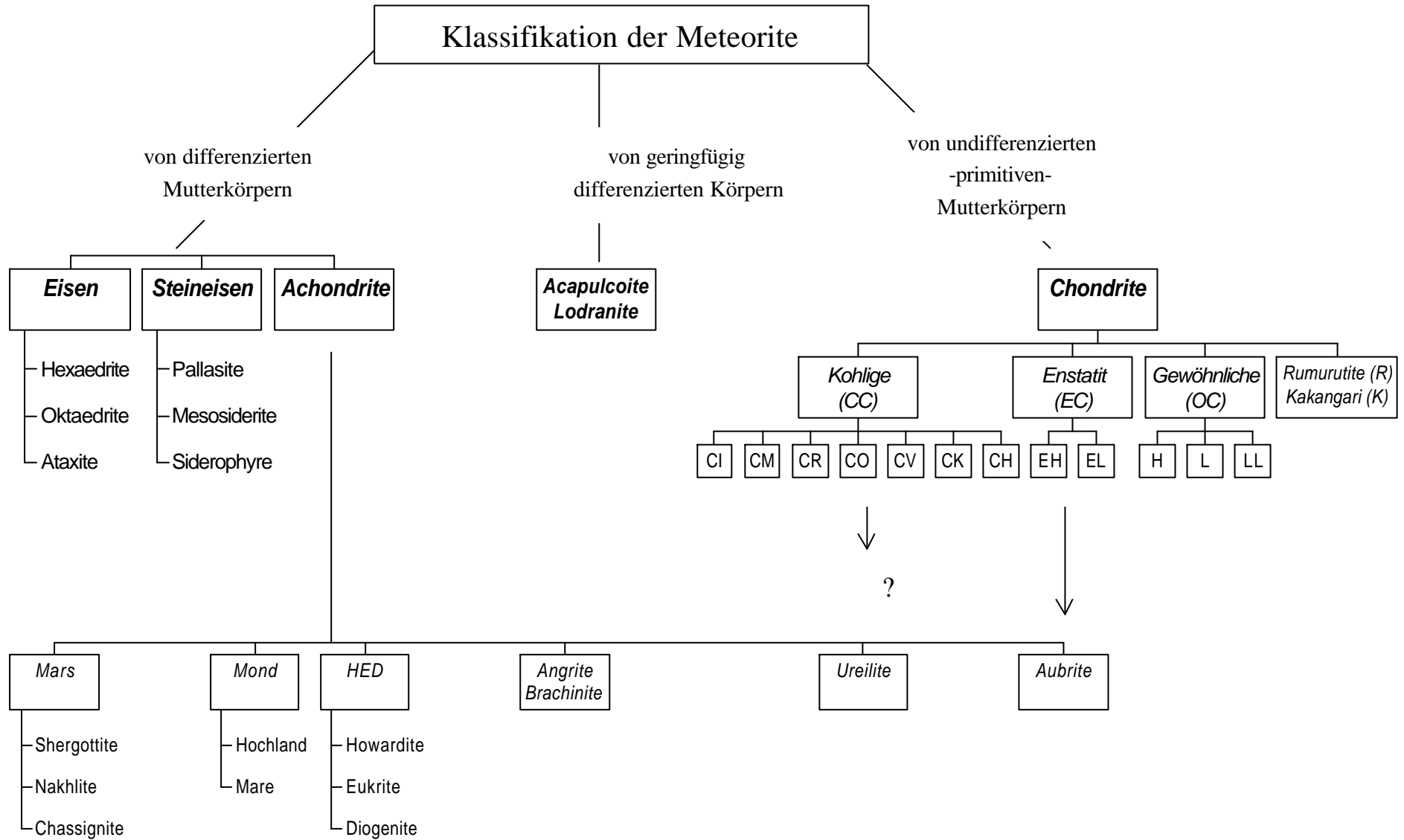
Mit der Zeit kam man mehr und mehr von dieser rein phänomenologischen Einteilung ab. Heute bevorzugt man die Einteilung der Meteorite nach der Art ihrer Entstehung bzw. nach der Art ihres Mutterkörpers. Man bezeichnet demnach Meteorite, die einmal Bestandteil eines primitiven Mutterkörpers waren, als *undifferenzierte* (primitive) Meteorite, und Meteorite die von einem aufgeschmolzenen Mutterkörper stammen als *differenzierte* Meteorite (Abb. 1.1). Differenzierte Meteorite dienen der Untersuchung von Planetenbildungsprozessen. Undifferenzierte Meteorite sind von fundamentaler Bedeutung für das Verständnis des Ursprung und der Entwicklung unseres Sonnensystems. Zwischen den primitiven und den differenzierten Meteoriten gibt es einen fließenden Übergang, abhängig vom Grad der Erwärmung des Mutterkörpers. Die Klassifizierung der unterschiedlichen Gruppen der Meteorite beruht auf der Gesamtchemie, dem Oxidationsgrad, dem Gefüge sowie den Verhältnissen der individuellen Komponenten untereinander. Besonders wertvoll bei der Einteilung der Meteorite nach ihren Mutterkörpern sind die Sauerstoffisotopenverhältnisse (Kap.1.6). In den folgenden Abschnitten wird das heute zur Untersuchung vorliegende extraterrestrische Material eingeteilt nach dem Mutterkörper näher vorgestellt. Ein Überblick zur Einteilung der Meteorite ist in Abb. 1.2 dargestellt.

1.2 Differenzierte Mutterkörper

1.2.1 Mond

Die Mondproben repräsentieren die Kruste eines entwickelten differenzierten Körpers. Mit ihrer Hilfe kann die Entwicklungsgeschichte des Mondes rekonstruiert werden. Regolithisches Material bedeckt wie eine Staubhülle die komplette Mondoberfläche. Dieses Material entstand bei Impaktprozessen und bildet heute eine einige Meter inhomogene dicke Staubschicht mit zum Teil großen Gesteinsbrocken (Regolithmächtigkeit des Hochlandes: ca. 10 m). Man nimmt an, daß in der frühen Geschichte des Mondes vor ca. 4.6 – 4.4 Milliarden Jahren ein globaler,

Abb. 1.2: Klassifikation der Meteorite nach ihrer Entstehung bzw. nach der Art ihres Mutterkörpers.



über 500 km tiefer Magmaozean existierte, aus dem sich über Aufschwemmprozesse (Plagioklas Floaten) die 65–100 km dicke Anorthositkruste bildete. Anorthositisches Hochland bedeckt ca. 80 % der Mondoberfläche. Den weiteren Teil bilden die Mare. Die Marebasalte wurden als partielle Schmelzen während einer langanhaltenden magmatischen Aktivität gebildet (~ 4.0 – 3.0 Ga).

Durch gewaltige Impaktereignisse wurde Gestein aus der Mondoberfläche herausgeschleudert, so daß es das Schwerefeld des Mondes verlassen konnte, auf eine erdbahnkreuzenden Bahn gelangte und schließlich die Erde erreichte. Bislang sind 19 Mondmeteorite entdeckt und dokumentiert, davon wurden die meisten in der Antarktis bei Expeditionen geborgen, einer im westlichen Australien und einige in der Sahara. Es handelt sich bei diesen Proben um basaltische und anorthositische Breccien sowie um Gabbros der Mare.

1.2.2 Mars

Bis vor etwa 20 Jahren war noch nicht bekannt, daß es sich bei den SNC Meteoriten wahrscheinlich um die ersten Proben vom Mars handelte. Die SNC Meteorite (*Shergottite*, *Nakhlite* und *Chassignite*) sind basaltische und ultramafische Gesteine die auf einer eigenen Massenfraktionierungslinie im 3-Sauerstoffisotopendiagramm liegen (siehe Kap.1.6). 18 Proben zählt man heute zu den SNC Meteoriten. Die Massen der einzelnen Meteorite reichen von ~18 kg bei *Zagami* bis zu 12 g bei dem arktischen Fund *QUE 94201*. Das junge Kristallisationsalter der Gesteine von einigen hundert Millionen bis zu 4.5 Milliarden Jahren spricht für einen großen Planeten als Mutterkörper der SNC Meteorite (MCSWEEN ET AL., 1979; MCSWEEN & TREIMAN, 1998). Nur ein großer Körper kann die Wärme über 3 Milliarden Jahre speichern und somit späte magmatische Aktivität bzw. Vulkanismus ermöglichen. Ein weiteres Indiz für die Herkunft dieser Meteorite vom Mars liefert die gute Übereinstimmung der Edelgasverhältnisse in Shergotti Bruchstücken und der Marsatmosphäre. Die Stickstoffisotopenverhältnisse in Teilen der Marsmeteorite ähneln ebenfalls denen der Marsatmosphäre. Ein geeigneter Kandidat für solche Untersuchungen ist der stark geschockte *Elephant Moraine EETA 70001*, dieser enthält Edelgase und Stickstoff mit ähnlicher Element- und Isotopenzusammensetzung wie die Marsatmosphäre. Da es derzeit noch keine Vergleichsproben vom Mars selbst gibt kann zwar nicht, wie bei den Mondmeteoriten von einer gesicherten Herkunft ausgegangen werden, dennoch kann der Mars als wahrscheinlichster Ursprungsort der SNC Meteorite angesehen werden.

1.2.3 Asteroide

Der Asteroidengürtel befindet sich zwischen den Bahnen von Mars und Jupiter in einer Zone zwischen 1.8 und 5.2 AU (1 AU: astronomische Einheit = 150 000 Millionen km) von der Sonne entfernt. Über 5000 Asteroide sind bisher mit Größen und Bahndaten bekannt. Nach Schätzungen sollen über 10 000 Asteroide den Asteroidengürtel bevölkern. Etwa 85 % der Asteroide sind im Durchmesser kleiner als 100 km. Nur drei

(1 Ceres, 2 Pallas und 4 Vesta) sind größer als 500 km. Die Gesamtmasse der Asteroide beträgt ca. 3.7×10^{21} kg; das entspricht nur ca. 5 % der Masse unseres Mondes. Impaktereignisse, die Asteroide kontinuierlich seit ihrer Akkretion kurz nach der Bildung unseres Sonnensystems erfahren haben, führten dazu, daß Bruchstücke der Asteroidenmutterkörper herausgeschleudert wurden und auf erdkreuzende Bahnen gelangten. Innerhalb des Asteroidengürtels gibt es Variationen in der Häufigkeit und der Zusammensetzung der Asteroide. Einige Lücken (Kirkwood Gaps) in denen eine Abnahme der Anzahl der Asteroiden beobachtet wurde befinden sich neben weiteren kleineren in den Resonanzonen 2/1 und 3/1 zu Jupiter. Asteroiden, die auf diese Bahnen gelangen, erfahren einen starken Anstieg der Bahnexzentrizität. Die resultierenden Bahnen können erdbahnkreuzende werden. Dies erhält den Liefermechanismus von Asteroidenmaterial zur Erde. Multispektrale fotometrische Untersuchungen der Asteroiden ergaben eine Zonierung des Asteroidengürtels in Bezug auf das Ausmaß der Differentiation und der Zusammensetzung der Asteroide. Innerhalb von 2.7 AU dominieren differenzierte Asteroide, die aufgrund ihrer Albedo (Reflektionsspektrum) als Mutterkörper für Eisenmeteorite, Pallasite und differenzierte Achondrite in Frage kommen. Primitive, undifferenzierte Asteroide kommen hauptsächlich außerhalb 3.4 AU vor und machen außerhalb von 4.0 AU annähernd 100 % der Asteroide aus. Man muß annehmen, daß jede Meteoritenklasse ihren eigenen Mutterkörper hatte. Zwischen einigen Meteoritenklassen ergeben sich Zusammenhänge, die einen gemeinsamen Mutterkörper wahrscheinlich machen.

1.2.3.1 4 Vesta

Die beste Übereinstimmung des Reflektionsspektrums eines Asteroidens und einer entsprechenden Meteoritenklasse wurde bisher zwischen den HED Meteoriten und dem V-Klasse Asteroiden 4 Vesta gefunden (BINZEL & XU, 1993). Die **Howardite**, **Eukrite** und **Diogenite** sind Überbleibsel eines ca. 4.5 Milliarden Jahre alten, komplexen basaltischen Magmensystems des Asteroidens 4 Vesta. Daher und auf Grund ihrer Sauerstoffisotopie (siehe Kap. 1.6) werden diese Gesteine zu einer Gruppe, der HED-Gruppe, zusammengefaßt und einem gemeinsamen Mutterkörper zugeordnet. **Eukrite** ähneln den irdischen Basalten. Sie sind jedoch mit einem Erstarrungsalter von 4.4 - 4.5 Milliarden Jahre (Ibitira: $4.556 \cdot 10^9$ Jahre) viel älter als die ältesten terrestrischen Basalte. **Eukrite** sind entweder über partielle Aufschmelzung von annähernd chondritischem Material entstanden oder durch fraktionierte Kristallisation eines fast völlig aufgeschmolzenen Asteroiden. **Diogenite** (Hypersthen-Achondrite) sind residuale, grobkörnige Orthopyroxenite, deren Orthopyroxen Anteil zwischen ~84 % und 100 % liegt. **Diogenite** bildeten sich im Mantelbereich des gleichen Körpers. Als **Howardite** bezeichnet man polymikte Breccien aus Gesteins- und Mineralfragmenten diogenitischen und eucritischen Materials, die, was u.a. durch einen hohen Sonnenwind-Edelgasanteil belegt wird, wahrscheinlich von der Oberfläche dieses Mutterkörpers stammen. Möglicherweise stammen einige **Mesosiderite** ebenfalls von diesem Körper.

1.2.3.2 Weitere Achondrite

Die SNC, HED und die Mondmeteorite sowie die selten auftretenden *Angrite* zählen zur Gruppe der *differenzierten* achondritische Meteorite. *Angrite* sind wie *Eucrite* Produkte basaltischen Aktivität von Asteroiden. Allen Achondriten fehlen, wie der Name schon sagt die Chondren (griechisch a-, abwesend).

1.2.3.3 Steineisenmeteorite

Pallasite sind Meteorite, die sich aus einem Netzwerk aus FeNi Metall und eingelagerten, cm-großen Olivinkristallen im Verhältnis von ca. 1:2 zusammensetzen. Sie bildeten sich an der Kern-Mantel-Grenze eines differenzierten Asteroidens.

Mesosiderite sind Mischungen aus Metall und überwiegend basaltischen, gabbroiden pyroxenreichen Lithologien, mit wenig Olivin. Daher sind Mesosiderite Mischungen von Kern- und Krustenmaterial, denen der dazwischenliegende „Mantelanteil“ fehlt oder nur zu einem geringen Anteil vertreten ist. Diese sehr außergewöhnliche Zusammensetzung führte zu einer Reihe von Entstehungsmodellen der Mesosiderite. Mesosiderite sind mechanische, schockmetamorph überprägte Mischungen, so daß sie sich wahrscheinlich bei Impaktprozessen gebildet haben.

1.2.3.4 Eisenmeteorite

Eisenmeteorite bestehen zu über 90 % aus metallischem Nickeleisen. Die Eisenmeteorite werden zunächst nach ihrer Struktur, die durch Ätzen einer polierten Fläche sichtbar gemacht werden kann, in *Hexaedrite*, *Oktaedrite* und *Ataxite* unterschieden. *Hexaedrite* bestehen aus würfelförmigen (hexaedrischen) Kamazit-Einkristallen mit einem geringen Ni Gehalt von ca. 5 %. Beim Anätzen werden sich durchkreuzende Parallelscharen von sehr feinen Linien („Neumannsche Linien“) beobachtet, die sich durch mechanische Beanspruchung, bei Impaktprozessen gebildet haben. *Oktaedrite* sind gekennzeichnet durch ein grobes, oktaedrisches Kamazit-Gefüge - die sogenannten „Widmannstätten Figuren“. Diese Figuren sind das Ergebnis eines sehr langsamen Entmischungsvorganges mit Abkühlraten von 1-100°C pro Millionen Jahre. *Ataxite* entstehen durch Aufheizen und rasches Abkühlen von Oktaedriten. Die für Oktaedrite typischen Gefüge wurden so verwischt. Heute benutzt man zusätzlich zur Klassifizierung nach der Struktur eine auf die chemische Zusammensetzung basierende Einteilung, d.h. nach dem Gehalt an Nickel, Germanium, Gallium und Iridium (LOVERING ET AL., 1957; WASSON, 1974).

1.3 Primitive, undifferenzierte Meteorite

1.3.1 Primitive Achondrite

Neben den differenzierten Achondriten (SNC, HED, usw.) gibt es noch die Gruppe der *primitiven* Achondrite deren Mutterkörper ebenfalls im Asteroidengürtel vermutet werden. *Primitive* Achondrite sind Meteorite, die annähernd chondritische Verhältnisse

in ihrer Gesamtzusammensetzung aufweisen. Sie sind geringfügig differenzierte teils stark metamorphisierte oder durch niedrig gradige partielle Schmelzbildung veränderte Gesteine. Zu ihnen zählt man die *Acapulcoite*, *Lodranite*, *Ureilite* und die *Aubrite*.

Acapulcoite und *Lodranite* bildeten sich aus chondritischem Ausgangsmaterial, was durch einen ähnlichen Modalbestand von Acapulcoiten, Lodraniten und gewöhnlichen Chondriten, sowie durch einige reliktsche Chondren innerhalb der Acapulcoite belegt ist. Die Meteorite dieser Gruppen erlauben Aussagen über partielle Schmelzbildung und Schmelzmigration in Asteroiden in der frühen Geschichte unseres Sonnensystems.

Ureilite (Olivin-Pigeonit Achondrite) sind ultramafische Gesteine, die sich vor allem durch ihren hohen Gehalt an Kohlenstoff (um 2 %) von den anderen primitiven Achondriten abheben. Der hohe Kohlenstoffgehalt der Ureilite deutet darauf hin, daß sie aus oder gemeinsam mit kohligen Chondriten entstanden sind.

Aubrite (Enstatit-Achondrite) bestehen fast nur aus eisenfreiem Pyroxen und sind stark breccierte Gesteine, die eine gewisse Ähnlichkeit zu den Enstatit Chondriten aufweisen. Diese Meteorite enthalten stark reduzierte Mineralphasen wie CaS, MnS und TiN. Aubrite bildeten sich wahrscheinlich durch Schmelz- und Differenzierungsprozesse aus Enstatit-Chondriten.

1.3.2 Chondrite

Chondrite sind die ältesten und primitivsten Gesteine unseres Sonnensystems. Sie sind Konglomerate aus verschiedenen Partikeln, von denen die meisten eine individuelle Entstehung im solaren Nebel aufweisen. Chondritische Meteorite sind Teile von kleinen Gesteinskörpern oder Asteroiden. Die Bezeichnung Chondrit beruht auf der Tatsache, daß diese Meteorite eine Vielzahl von mm - großen Silikatkügelchen, die sogenannten *Chondren*, enthalten, die bis zu 80 Vol.% des Gesteins ausmachen können. Weitere Hauptbestandteile der Chondrite sind an refraktären Elementen angereicherte Einschlüsse (Calcium-Aluminium reiche Einschlüsse), sowie isolierte Minerale, die alle in einer feinkörnigen Matrix, welche an den leichtflüchtigen Elementen und Kohlenstoff angereichert ist, eingebettet sind. Jede dieser Komponenten verfügt über seine eigene, von den anderen Komponenten verschiedene Bildungsgeschichte, von vor bis hin zur Akkretion in den Asteroidenmutterkörper. Aus diesem Grund stellen Chondrite kosmische „undifferenzierte“ Konglomerate aus Hoch- und Tieftemperaturbildungen dar. Chondrite werden daher auch häufig als „Urmaterie des Sonnensystems“ bezeichnet. Chondrite sind die einzigen Proben, die die Bedingungen des solaren Nebels widerspiegeln.

Die Einteilung der unterschiedlichen Gruppen der Chondrite beruht auf der Gesamtchemie, den Sauerstoffisotopenverhältnissen, dem Oxidationsgrad sowie den Verhältnissen der individuellen Komponenten untereinander. Chondrite enthalten die nichtflüchtige Elemente im wesentlichen in den Verhältnissen, wie sie in der Photosphäre der Sonne beobachtet werden. Die meisten Chondrite sind durch wäßrige Alteration oder thermische Metamorphose in ihrem Mutterkörper sekundär verändert

worden (Kap.1.4). Die erste Unterteilung der Chondrite erfolgt in die Klassen der kohligen Chondrite (carbonaceous chondrites: CC), der gewöhnlichen Chondrite (ordinary chondrites: OC) und der Enstatit Chondrite (EC). Jede der Klassen enthält weitere Untergruppen, die eine enge Verwandtschaft miteinander verbindet. Generell wird ein Anstieg des Oxidationsgrades (Zunahme an oxidiertem Eisen) in der Reihenfolge EC, OC und CC Chondrite beobachtet.

1.3.2.1 Kohlige Chondrite

Die Klasse der **kohligen Chondrite** wird in sieben Untergruppen mit unterschiedlichen charakteristischen chemischen Signaturen und Sauerstoffisotopen Charakteristika unterteilt: CI, CM, CR, CV, CO, CH und CK. Ihren Namen verdanken die kohligen Chondrite ihrer dunklen Farbe, die durch den hohen Anteil der Matrix und die Feinkörnigkeit der Matrix verursacht wird (Abb. 1.3). Der zugeführte Buchstabe steht jeweils für den bekanntesten Vertreter der Gruppe, z.B. Ivuna ist der typische Vertreter der CI Chondrite. Ausnahme hierbei ist die jüngst hinzu gekommene CH Gruppe, die Chondrite einschließt die Ähnlichkeiten zu dem Chondrit ALH 85085 aufweisen. Innerhalb der kohligen Chondrite steigt der Oxidationsgrad in der Reihenfolge CR-CO-CV-CK-CM-CI an. Im folgenden werden spezielle Charakteristika der CI, CM, CO und CV Chondrite näher beschrieben.

Die **CI** Chondrite bestehen überwiegend aus einer hydratisierten, phyllosilikatreichen Matrix. CI Chondrite enthalten, obwohl man sie zu den Chondriten zählt, weder Chondren noch Ca, Al-reiche Einschlüsse. Die meisten CI Chondrite sind breccierte Gesteine. Zwischen verschiedenen Matrix Klasten wurden geringe Variationen in der Zusammensetzung festgestellt. CI Chondrite enthalten abgesehen von einigen hochvolatilen Elementen (H, C, N, O, Edelgase und Li, Be, B), die gleichen Häufigkeiten der Elemente, wie sie in der Photosphäre der Sonne gemessen werden. Da in der Sonne 99.9 % der Masse unseres Sonnensystems konzentriert ist, sind diese Elementhäufigkeiten auch für das ganze Sonnensystem und den solaren Nebel repräsentativ. Im allgemeinen sind die übrigen kohligen Chondrite gegenüber CI an den refraktären lithophilen Elementen angereichert und an den volatilen lithophilen Elementen verarmt. Die siderophilen und chalkophilen Elemente zeigen volatilitätskontrollierte Muster. CI Chondrite sind die oxidiertesten Chondrite, sie enthalten reichlich Magnetit, sekundäre Carbonat- und Sulfatadern und vereinzelt treten isolierte Olivin- und Pyroxen Körner auf.

CM Chondrite enthalten neben der dunklen phyllosilikatreichen Matrix zahlreiche Chondren, Einschlüsse und isolierte Körner. Das besondere an diesen Meteoriten ist, daß Chondren, Aggregate, Fragmente und Einzelkörner meist von einer feinkörnigen „Akkretionsstaubhülle“ eingeschlossen werden (METZLER ET AL., 1992). In einigen CM Chondriten ist der Anteil dieser Akkretionsstaubhüllen so hoch, daß alles feinkörnige Material Bestandteil dieser Hüllen ist. Diese Gesteine werden daher auch als primäre Akkretionsgesteine bezeichnet (METZLER ET AL., 1992).

CO Chondrite zeichnen sich durch eine hohe Dichte von kleinen, 0.2 – 0.5 mm großen Chondren aus. Chondren, Einschlüsse, isolierte Körner und Fragmente sind gemeinsam in einer feinkörnigen Olivin reichen Matrix eingebettet.

CV Chondrite haben im Vergleich zu den CO Chondrite größere, 0.7 – 2 mm große Chondren. Ca, Al-reiche Einschlüsse (CAIs) sind in den CV Chondrite weit verbreitet. CAIs sind das älteste bekannte Material aus dem solaren Nebel (siehe Kap. 1.5.3).

1.3.2.2 Gewöhnliche Chondrite

Die **gewöhnlichen Chondrite** erhielten ihren Namen weil sie mit 87 % (aller Fälle) den größten Anteil aller Meteorite ausmachen. Sie werden entsprechend ihrem Gehalt an metallischem Eisen und dem Gesamteisengehalt in drei Gruppen unterteilt, die H, L und LL Chondrite. Der Buchstabe H steht für **high iron** (hoher Gesamteisengehalt; 25-33 Gew.% Fe), L für **low iron** (niedriger Gesamteisengehalt; 20-24 Gew.% Fe) und LL für **low total iron** (niedriges Gesamteisen; 16-20 Gew.% Fe) sowie **low metallic iron** (geringer Metallgehalt; 0.5-4 Gew.% Fe).

Gewöhnliche Chondrite können aufgrund ihres geringen Anteils an Matrix leicht von kohligen Chondriten unterschieden werden (siehe Abb. 1.3). Weitere Unterschiede zwischen kohligen und gewöhnlichen Chondriten bestehen z.B. in der Sauerstoffisotopie (siehe Kap.1.6)

1.3.2.3 Enstatit Chondrite

Die reduziertesten Chondrite sind die **Enstatit Chondrite**. Sie enthalten mehr metallisches Eisen als die H-Chondrite und praktisch kein Eisenoxid in den Silikaten. Sie werden analog zu den gewöhnlichen Chondriten nach ihrem Eisen Gehalt weiter in die EH (27-30 % Fe) und die EL (20-25 % Fe) Chondrite unterteilt. Enstatit Chondrite werden jedoch insbesondere aufgrund ihrer ungewöhnlichen Mineralogie, die auf stark reduzierte Bedingungen hindeutet, getrennt von den gewöhnlichen Chondriten, als eigenständige Gruppe betrachtet.

1.3.2.4 Weitere Chondrite

Weitere Gruppen bilden die **R (Rumuruti)** und **K (Kakangari)** Chondrite, die zu den bisher genannten Gruppen völlig andere Eigenschaften besitzen und somit eigenen Gruppen zugeordnet werden.

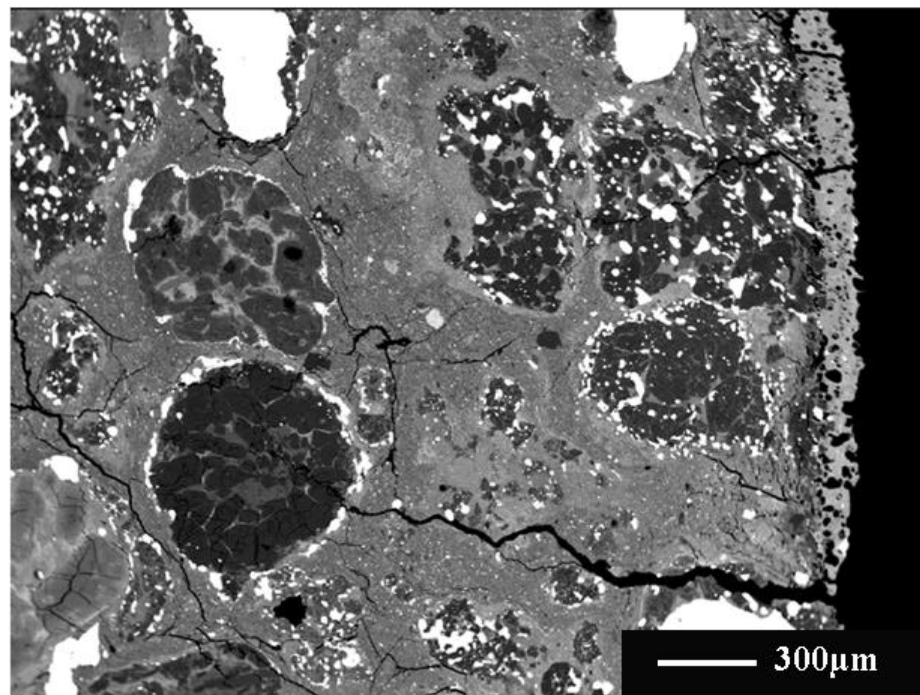
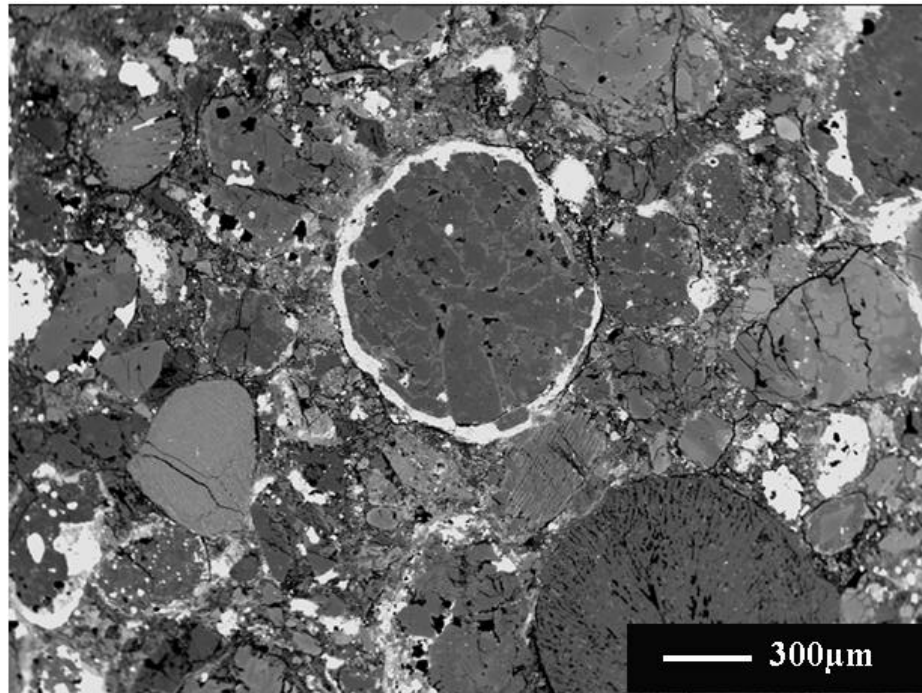


Abb. 1.3: Die typischen Gefüge primitiver Meteorite. Oben: Aufnahme des gewöhnlichen Chondrits Chainpur (LL3.4). Gewöhnliche Chondrite bestehen zum überwiegenden Anteil aus Chondren und Chondrenfragmenten. Unten: Der kohlige Chondrit Renazzo (CR). Chondren, Einschlüsse und Metalle werden von einer feinkörnigen Matrix umgeben. Beide Bilder sind BSE-Aufnahmen (BSE: back-scattered electron).

1.4 Sekundäre Veränderungen der Chondrite

Die meisten Chondrite wurden durch Prozesse wie wäßrige Alteration oder thermische Metamorphose in ihrem Mutterkörper sekundär verändert. Dies wird durch eine entsprechende Einteilung in petrologische Typen berücksichtigt. Die thermische Metamorphose der Chondrite spiegelt sich im zunehmenden Grad der chemischen und strukturellen Equilibrierung der primären Komponenten wider. Drücke spielen bei Chondriten keine Rolle, da die Mutterkörper der Chondrite nur Durchmesser etwa kleiner 100 km aufweisen. Eingeführt wurde diese Unterteilung von VAN SCHMUS & WOOD (1967). So steht der petrologische Typ 3 für die am wenigsten durch sekundäre Prozesse beanspruchten Meteorite und die Typen 2 bis 1 für eine Zunahme der Einwirkung von H₂O (Fluidmobilisation). Die Typen 4-6 bezeichnen den zunehmenden Grad thermischer Beanspruchung (Abb. 1.4). Die Variation des Fayalit-Gehaltes der Olivine ist hierbei ein Maß für den Metamorphosegrad. Nach diesem Schema sind Meteorite des Typs 3 das am geringsten sekundär veränderte Material, daher können aus diesen Chondriten am ehesten die Bedingungen für die Entstehung fester Materie aus dem solaren Nebel abgeleitet werden.

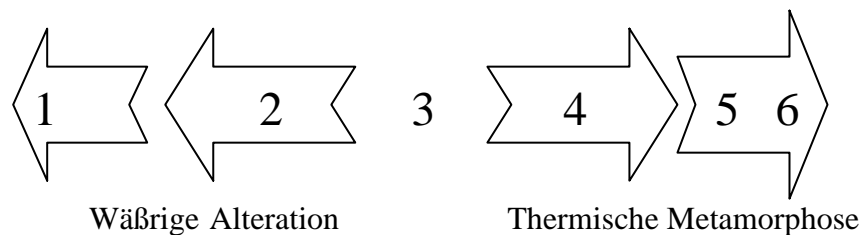


Abb. 1.4: Klassifikation der Chondrite nach dem Grad ihrer sekundären Beanspruchung. Chondrite des Typs 3 sind physikalisch die primitivsten, d.h. sie sind völlig unequilibriert. Zu den Chondriten der Typen 2 und 1 wird eine Zunahme der wäßrigen Alteration beobachtet, und die Typen 4-6 stehen für die zunehmende thermische Metamorphose. Die Minerale der Chondrite des Typs 6 sind vollständig equilibriert.

Chondrite des petrologischen Typs 3 der CO Chondrite und der gewöhnlichen Chondrite (OC) werden in weitere zehn Untergruppen (3.0 bis 3.9) unterteilt, wobei Vertreter der Gruppe 3.0 die minimalste sekundäre Veränderung erfahren haben. Gewöhnliche und Enstatit Chondrite kommen in den petrologischen Typen 3-6 vor, wogegen kohlige Chondrite in allen petrologischen Gruppen auftreten.

Impaktprozesse waren häufig stattfindende Ereignisse im frühen Sonnensystem. Ein Schema zur Klassifizierung der Schockmetamorphose wurde für die gewöhnlichen Chondrite von STÖFFLER ET AL (1991) basierend auf Schockeffekten in Olivin und Plagioklas mit den Klassen S1-S6 entwickelt. Für Enstatit Chondrite, in denen Olivin selten auftritt, entwarfen RUBIN ET AL (1997) ein Klassifikationsschema für Orthopyroxen im selben Bereich (S1-S6). Diese Schemata werden auch für die kohligen Chondrite verwendet (SCOTT ET AL, 1992).

1.5 Die Bestandteile der Chondrite

Verschiedene Prozesse wie Verdampfung, Kondensation, Fraktionierung, Aufschmelzung und Kristallisation in dem solaren Nebel führten zur Bildung der verschiedenen Komponenten der Chondrite. Die verschiedenen Chondritengruppen sind gekennzeichnet durch verschiedene Anteile an Chondren, Matrix, an refraktären Einschlüssen und Metallen. Ein weiteres charakteristisches Merkmal der jeweilige Chondritengruppe ist die Größe der Chondren (Tab. 1.1).

Tab. 1.1: Die Modalbestände verschiedener Chondritengruppen. Daten aus BREARLEY & JONES (1998) und Referenzen darin.

	Chondren [Vol.%]	Matrix [Vol.%]	Refraktäre Einschlüsse [Vol.%]	Metall Anteil (außerhalb von Chondren)	Mittlerer Chondren Durchmesser [mm]
CI	>>1	>99	>>1	0	-
CM	20	70	5	0.1	0.3
CR	50-60	30-50	0.5	5-8	0.7
CO	48	34	13	1-5	0.15
CV	45	40	10	0-5	1.0
H	60-80	10-15	0.1-1?	10	0.3
L	60-80	10-15	0.1-1?	5	0.7
LL	60-80	10-15	0.1-1?	2	0.9
EH	60-80	<2-15?	0.1-1?	8	0.2
EL	60-80	<2-15?	0.1-1?	15	0.6

1.5.1 Chondren

Die charakteristische Komponente aller Chondrite (außer CI Chondrite) sind die Submillimeter bis Millimeter großen, runden, primär aus Fe-, Mg- Silikatmineralen bestehenden Kügelchen, die Chondren. Ihr Anteil kann bis zu 80 Vol.% des Chondriten erreichen (SCOTT ET AL., 1994). Chondren sind Objekte, die einmal ganz oder teilweise aufgeschmolzen waren. Sie entstanden vor der Bildung der Meteoriten-Mutterkörper im solaren Nebel. Chondren können nicht direkt über Kondensation (von Schmelzen) entstanden sein (GROSSMAN, 1988).

Sie bildeten sich, so wird weitestgehend angenommen, im solaren Nebel während kurzzeitiger Hochtemperaturereignisse, die lokal zur Aufschmelzung von primären Staub- und Mineralaggregaten führten (HEWINS, 1996). Die Aufheizung muß kurzzeitig gewesen sein, da Chondren noch relativ hohe Anteile an volatilen Elementen enthalten. Chondren sind nicht durch Abstrahlung in den freien Raum abgekühlt. Experimentell bestimmte Abkühlraten liegen je nach Chondrentyp zwischen 10 bis 100 K pro Stunde.

Dafür werden Ereignisse benötigt, die für eine Aufheizung auf 1550-1900°C zumindest in lokalen Bereichen im solaren Nebel verantwortlich sind. Diese hohen Temperaturen ergeben sich wie auch die Abkühlraten aus der Mineralogie und den Gefügen der Chondren. Die Temperatur in dem Bereich der Akkretionsscheibe, in dem die Meteorite gebildet worden sind (heute ~3 AU), kann jedoch nicht höher als einige hundert Kelvin gewesen sein (WOOD & MORFILL, 1988). Bis heute ist die Wärmequelle dieses Prozesses unbekannt und der Bildungsmechanismus der Chondren noch zu großen Teilen ungeklärt.

Derzeit gibt es zahlreiche Chondrenbildungsmodelle, die die Entstehung der kleinen Kügelchen zu erklären versuchen. Eine detaillierte Zusammenfassung der geläufigen Modelle mit deren für und wider wurde von BOSS (1996) aufgestellt. Einige sollen im folgenden kurz angesprochen werden.

Dazu gehört zum Beispiel die Gruppe der „Impakt-Modelle“. Chondren bildeten sich nach diesen Modellen aus Silikatschmelzen, die durch Meteoriteneinschläge erzeugt wurden. Der Mondregolith sollte demnach jede Menge Chondren enthalten, das ist jedoch nicht der Fall (TAYLOR ET AL., 1983). Es gibt auch keine Chondren, die wesentlich jünger als 4.5 Milliarden Jahre sind. Des weiteren läßt sich die große Variation in der chemischen Zusammensetzung der Chondren mit Hilfe dieser Modelle nicht erklären.

Andere Modelle gehen von einer Bildung der Chondren im „heißen solaren Nebel“ nahe der Sonne aus. Ein Hauptproblem bei dieser Theorie ist, daß Chondren rascher erstarrt sind, als es der Abkühlung heißer globaler Zonen entspricht.

Des weiteren wird das Modell des „bipolaren Ausflusses“ einer jungen aktiven Sonne diskutiert. Jets und Ausflüsse verlaufen senkrecht zur Zentralebene der protosolaren Scheibe. SKINNER (1990) schlug die Bildung von Chondren in diesen Ausflüssen und den nachfolgender Einbau in den solaren Nebel vor. Die Temperaturen dieser Jets liegen jedoch bei Temperaturen von 10 000 K (SAFIER, 1993). Innerhalb von Chondren auftretende reliktsche Körner würden diese hohen Temperaturen nicht überleben. Das Material würde chemisch und isotopenchemisch homogenisiert werden.

Ein weiteres Modell ist das der sogenannten „Nebelblitze“. Blitze können durch Separation von Ladungen durch Zusammenstöße von Staub und / oder Eiskörnchen entstehen. Blitze sind lokale Ereignisse die zum raschen Aufheizen führen können, aber die Erhitzung ist möglicherweise zu kurz, um Staubaggregate völlig zu schmelzen. Es müssten auch größere Gebiete erhitzt werden um eine zu schnelle Abkühlung zu verhindern.

Welcher Prozeß zur Bildung der Chondren führte bleibt weiterhin offen. Allgemein akzeptiert ist die unbefriedigende Formulierung: „Chondrules are made by the chondrule forming process“.

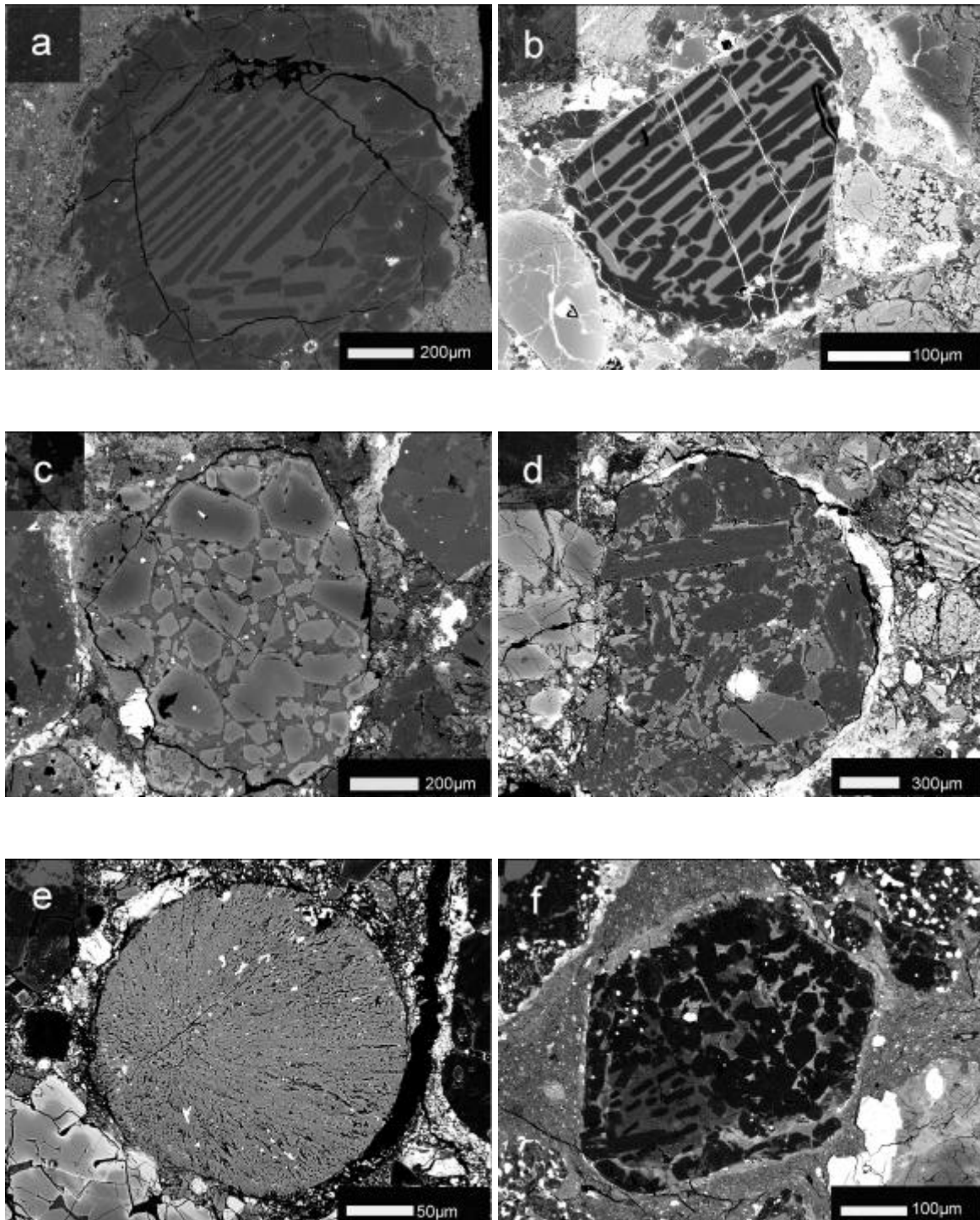


Abb. 1.5: BSE-Aufnahmen von Chondren verschiedener Meteorite
 a) Balken-Olivin Chondre (BO) im kohligen Chondrit Allende (CV3)
 b) Balken-Olivin Chondrenfragment im gewöhnlichen Chondrit Chainpur (LL3)
 c) Porphyrische Fe-reiche Olivin Chondre (PO; Typ II) in Chainpur.
 d) Porphyrische Pyroxen Olivin Chondre (POP)
 e) Sehr feinkörnige Chondre in Chainpur (LL3)
 f) Zusammengesetzte Typ I Chondre mit porphyrischer und Balken-Olivin Struktur in Renazzo (CR).

Chondren werden nach ihrem Mineralbestand und ihrem Gefüge klassifiziert. Zunächst werden sie in zwei große Kategorien eingeteilt, in die porphyrischen und in die nicht-porphyrischen Chondren (GOODING & KEIL, 1991). Porphyrische Chondren bestehen aus Olivin und / oder Pyroxen Kristallen die von einer glasigen oder mikrokristallinen Mesostasis umgeben sind (Abb. 1.5). Je nach Mineralbestand werden porphyrische Olivin Chondren (PO), porphyrische Pyroxen Chondren (PP) und porphyrische Olivin Pyroxen Chondren (POP) unterschieden. Während Balken-Olivin Chondren zu den porphyrischen Chondren gezählt werden, gehören Radial-Pyroxen Chondren (RP), granulare Olivin Pyroxen Chondren und die kryptokristallinen Chondren der Gruppe der nicht-porphyrischen Chondren an. MCSWEEN (1977a) führte die weitere Unterteilung der porphyrischen Chondren in FeO-arme, reduzierte Typ I und FeO-reiche, oxidierte Typ II Chondren ein.

Porphyrische Chondren bildeten sich aus geschmolzenen Silikat-Tröpfchen, in denen eine große Anzahl reliktscher, heterogen verteilter Körnchen das Aufheizereignis überlebten (LOFGREN, 1996). Die Größe der reliktschen Körner die als Keimbildner fungiert haben ist umstritten. Entsprechend den Angaben einiger Autoren sind reliktschen Körner die gewöhnlich erhalten werden möglicherweise bis zu einigen 10 µm groß (WASSON, 1993; WEISBERG & PRINZ, 1996). Andererseits könnten die Keime auch mikroskopische Ausmaße gehabt haben und würden Reste darstellen, die unidentifizierbar in der jetzigen Chondre vorliegen (LOFGREN, 1996). Balken- und Radial- Strukturen entstehen aus Schmelzen, die Temperaturen oberhalb ihrer Liquidustemperatur erfahren haben, was zum Auslöschen der meisten lebensfähigen Keime führte. Die Keimbildung kann andererseits auch durch Akkretion von feinkörnigen Staub auf die geschmolzenen Chondren, wobei durch die Kollision Keime eingebracht werden, stattgefunden haben (CONNOLLY & HEWINS, 1995). Innerhalb von Chondren treten häufig reliktsche Körner, d.h. Körner mit fremdartiger Zusammensetzung zu der Wirtschondre, auf. Sie können primitive Kondensate oder Relikte vorherigen Chondrengeneration sein (JONES, 1996; STEELE, 1988). Einige Chondren kommen als „Zusammengesetzte Chondren“ vor (Abb. 1.5f). Das sind Chondren, die aus zwei oder mehreren Chondren bestehen, die wahrscheinlich während der Chondrenbildung zusammengeführt wurden (WASSON ET AL., 1995).

1.5.2 Matrix

Als Matrix bezeichnet man die Grundmasse die Chondren, Einschlüsse, Einzelkörner und Fragmente einschließt. Der Matrix Anteil am Gesamtchondrit variiert zwischen <2 Vol.% und 100 Vol.% (SCOTT ET AL., 1994). Die Matrix ist ein feinkörniges Aggregat, eine Ungleichgewichtsmischung die sich hauptsächlich aus wasserfreien Silikaten wie Olivin und Pyroxen, FeNi-Metallen, Fe-Oxiden und Sulfiden sowie organischer Substanz zusammensetzt. Die Matrix einiger Chondrite besteht zu einem großen Anteil aus Phyllosilikaten (z.B. im CR Chondrit Renazzo). Weitere zu viel geringeren Anteilen auftretende Minerale sind winzige Diamanten und SiC Körner, deren Ursprung außerhalb des Sonnensystems vermutet wird (presolar grains). Diese Körner sind ganz sicher älter als unser Sonnensystem.

1.5.3 Ca, Al-reiche Einschlüsse (CAIs – Ca, Al-rich inclusions)

Ca, Al-reiche Einschlüsse oder kurz CAIs sind viel seltener als Chondren. Man zählt sie zu den refraktären Einschlüssen. Die Zusammensetzung der CAIs wird von den refraktären Elementen Ca, Al und Ti dominiert. Die häufigsten primären Phasen der CAIs sind Hibonit, Melilith, Perowskit und Spinell. Am verbreitetsten sind CAIs in den CV und CO Chondriten, sie sind seltener in CM und CK Chondriten und in den anderen Gruppen beläuft sich der Anteil der refraktären Einschlüsse auf weniger als 1 %. Es gibt Hinweise darauf, daß sich CAIs durch Kondensations- und /oder Verdampfungsprozesse bei hohen Temperaturen ($T > 1400^\circ\text{K}$) im solaren Nebel bildeten. Die CAIs enthalten das älteste bekannte Material ($\text{Pb}/\text{Pb } 4.559 \pm 0.004 \text{ Ga}$; CHENG & WASSERBURG, 1981), 0.6 Milliarden Jahre älter als die ältesten irdischen Gesteine. Man geht davon aus, daß dies der Beginn der Entstehung fester Materie in unserem Sonnensystem war.

Weitere, normalerweise in geringeren Anteilen vorkommende Komponenten sind Mineral- und Chondrenfragmente, amöboide Olivin Einschlüsse / Aggregate (AOA), Metall und Sulfid Körner und organisches Material.

1.6 Sauerstoffisotopie der Meteorite

Ein charakteristischer Unterschied zwischen den Gesteinen der Erdkruste und den Meteorite besteht in der Sauerstoffisotopie. In Abb. 1.6 sind die Sauerstoffisotopen-Zusammensetzungen verschiedener Meteoritengruppen sowie von Erde und Mond im 3 – Sauerstoffisotopen-Diagramm dargestellt. Die unterschiedlichen Isotopien der Meteorite deuten auf verschiedene Bildungsbereiche dieser Gesteine hin. Die Fraktionierung der Isotopenverhältnisse der Gesteine von differenzierten Mutterkörpern begründet sich in den unterschiedlichen Massen der drei stabilen Sauerstoffnuklide ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O . Proben, die durch massenabhängige Fraktionierung aus einem homogenen Reservoir miteinander in Verbindung stehen, liegen im 3O Isotopendiagramm auf einer Linie mit der Steigung 0.52 (MILLER ET AL., 1999).

Alle irdischen und lunaren Gesteine liegen auf solch einer Linie. Diese Linie wird terrestrische Fraktionierungslinie genannt. Massenabhängige Fraktionierungsprozesse führen immer nur zu Verschiebungen entlang dieser oder paralleler Geraden. Gesteine von anderen differenzierten Mutterkörpern, wie die HED Meteorite von 4 Vesta oder die SNC Meteorite vom Mars definieren eigene massenabhängigen Fraktionierungslinien (Abb. 1.6). Die verschiedenen Chondritengruppen fallen im 3-O-Isotopendiagramm in verschiedene charakteristische Felder (CLAYTON, 1993). Die gewöhnlichen Chondrite (LL, L, H) liegen in einem engen Bereich oberhalb der terrestrischen Fraktionierungslinie (TF), während die kohligen Chondrite im allgemeinen unterhalb der TF liegen. Die CR-Chondrite haben ihren Schwerpunkt links, die CM Chondrite rechts und die CV und CO Chondrite auf der Allende Mischungslinie. Die CI Chondrite liegen nahe der TF-Linie bei einem $\delta^{18}\text{O}$ Wert von $+16\text{‰}$. Die Unterschiede in der Sauerstoffisotopie der verschiedenen Meteoritenklassen deuten auf separate Bildungsbereiche der Gesteine hin. Die Variationen der Sauerstoffisotopen-

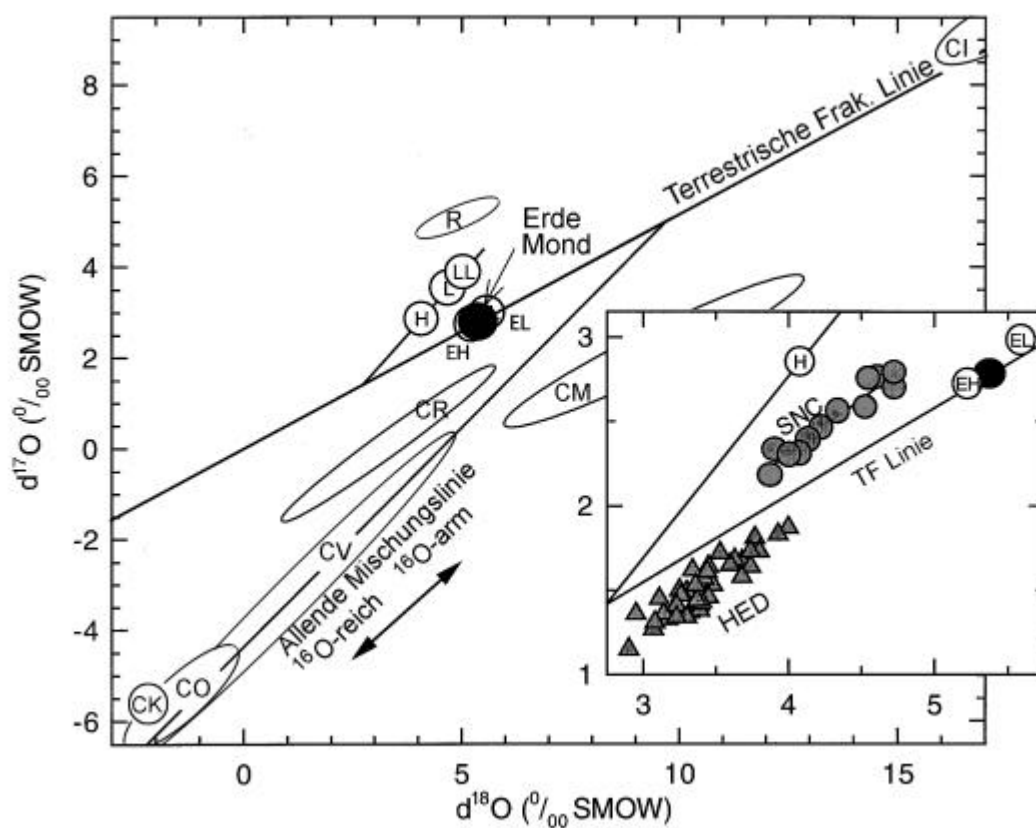


Abb. 1.6: Sauerstoffisotopen-Zusammensetzungen von terrestrischen und lunaren Material im Vergleich zu verschiedenen Chondritgruppen im 3-O-Isotopendiagramm ($d^{18}O = (R^{18}/R^{18}_{SMOW} - 1) \times 1000$ und $d^{17}O = (R^{17}/R^{17}_{SMOW} - 1) \times 1000$ mit $R^{18} = {}^{18}O/{}^{16}O$ und $R^{17} = {}^{17}O/{}^{16}O$ geben die Abweichungen der Isotopenverhältnisse gegenüber dem terrestrischen Sauerstoff-Standard SMOW-standard mean ocean water- an). Diagramm von LODDERS (1999); Daten von CLAYTON & MAYEDA, 1977; 1989; CLAYTON, 1993 und Referenzen darin.

verhältnisse innerhalb der CI, der CM und der CR Gruppe spiegeln die wäßrige Alteration möglicherweise auf den Mutterkörpern dieser Meteorite wider (CLAYTON & MAYEDA, 1984).

Im Gegensatz zu terrestrischem Material, das durch massenabhängige Isotopenfraktionierung aus einem homogenen Reservoir eine Variationsbreite von $-40\text{‰} < \delta^{18}O < +40\text{‰}$ zeigt, variieren Chondrite in ihrer Sauerstoffisotopie noch aufgrund eines weiteren Effektes. Angenommen wird ein Isotopenaustausch (Mischung) zwischen an ${}^{16}O$ reichen, festen Phasen und einem Gas mit geringerer ${}^{16}O$ Komponente im frühen solaren Nebel. Proben, die durch diesen Prozeß miteinander in Verbindung stehen, liegen auf einer Linie mit der Steigung 1.0 im $\delta^{18}O$ vs. $\delta^{17}O$ Diagramm (Allende Mischungslinie). Die größten bisher beobachtetem Abweichungen wurden in Mineralen Ca, Al-reicher Einschlüsse kohlgiger Chondrite gefunden.

1.7 Problemstellung und Ziel dieser Arbeit

In der vorliegenden Arbeit soll untersucht ob Chondren und Matrix die beiden Hauptkomponenten unequibrierter kohligter Chondrite genetisch in einen Zusammenhang stehen, ob sich Chondren aus Matrix oder Matrix aus Chondren bilden kann oder ob es sich um eine zufällige Mischung der beiden Komponenten handelt. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der chemischen Charakterisierung der Komponenten (Kap. 2).

Der zweite Teil der vorliegenden Arbeit befaßt sich mit der Entstehung refraktärer Forsterite (RF). Die Entstehung dieser Mineralkörner wird kontrovers diskutiert. Ein Modell favorisiert die Entstehung der refraktären Forsterite über Kristallisation aus einer FeO armen Chondrenschmelze, hauptsächlich begründet in der Tatsache, daß refraktäre Forsterite auch innerhalb von Chondren gefunden werden (JONES & SCOTT, 1989; MCSWEEN, 1977c). Das andere Modell geht davon aus, daß diese zum Teil idiomorph ausgebildeten Körner als primäre Kristalle anzusehen sind, die sich über direkte Kondensation aus dem solaren Nebel bildeten (FUCHS ET AL., 1973; STEELE, 1986; WEINBRUCH ET AL., 1993). Isoliert vorkommende Olivine können über Chondrenfragmentation entstanden sein (MCSWEEN, 1977c; RICHARDSON & MCSWEEN, 1978). Über Kathodenlumineszenz-Aufnahmen und Spurenelementgehalte sollen weitere Einblicke in die Entstehung dieser Körner gewonnen werden (Kap. 3).

2 Die Entstehung von Matrix und Chondren

2.1 Einleitung

Der Ursprung von Chondren und Matrix somit die Beziehung zwischen hoch und niedrig Temperatur Komponenten kohligter Chondrite wurde schon in den 60iger Jahren als zentrale Frage der Meteoritenforschung aufgegriffen. Zunächst wurde diskutiert, ob Chondren (und Aggregate) sich aus Matrix-Material über metamorphe (MASON, 1960) oder magmatische Prozesse (RINGWOOD, 1961) bildeten, und ob Matrix über wäßrige Alteration aus Chondren entstanden ist (UREY, 1961). Aufgrund der signifikanten chemischen Unterschiede der beiden Komponenten, die es unmöglich machen, das eine aus dem anderen entstehen zu lassen, können beide Modelle ausgeschlossen werden (MCSWEEN & RICHARDSON, 1977). WOOD (1963) vertrat die Ansicht, daß sich Chondren und Matrix separat bildeten, somit möglicherweise als komplementäre Produkte der Kondensation des Nebelgases anzusehen sind. Auch heute noch gibt es zahlreiche, teils kontrovers diskutierte Bildungsmodelle, die die Entstehung der Hauptkomponenten der Chondrite zu beschreiben versuchen. Für das Verständnis, ob Chondren und Matrix genetisch in einem Zusammenhang stehen, ist es absolut unverzichtbar zu wissen, ob sich diese beide Komponenten in einer Region des solaren Nebels bildeten. Eine Gruppe von Modellen bevorzugt zwei räumlich getrennte – separate Reservoirs für die Chondren- und Matrixbildung und eine darauf folgende spätere Mischung dieser Komponenten. Andere Modelle sprechen von lokalen Prozessen und fordern ein räumlich begrenztes Gebiet für die Entstehung dieser Komponenten. Obwohl die meisten Chondren-Bildungsmodelle die Entstehung von Chondren und Matrix als komplementäre Komponenten fordern (BOSS, 1996), gehen einige Modelle davon aus, daß sich Chondren im inneren Teil des Solaren Nebels bildeten und sich nachfolgend mit Matrix in den Chondriten - Bildungsregionen vermischten (LIFFMAN & TOSCANO, 2000; LIFFMAN & BROWN, 1996; SHU ET AL., 1996).

Ein Ziel dieser Arbeit ist es, zu zeigen ob Chondren und Matrix in einem genetischen Zusammenhang stehen, komplementäre Bestandteile sind, oder voneinander unabhängige Komponenten, die eher zufällig miteinander vermischt wurden. Zu den primären Eigenschaften der Meteorite gehören der Anteil an Chondren, an Matrix und die chemische Zusammensetzung dieser Komponenten (zumindest in Bezug auf die nichtflüchtigen Elemente). Chondren weisen, wie schon aus den verschiedenen Mineralbeständen und Gefügen hervorgeht (Kap. 1.5.1), eine große Variabilität in der chemischen Zusammensetzung auf (Abb. 2.7). Ihre Gesamtzusammensetzung ist für die refraktären und mäßig volatilen Elemente annähernd chondritisch, an den volatilen und siderophilen Elementen sind Chondren im allgemeinen gegenüber CI verarmt (GROSSMAN ET AL., 1988). Hinzu kommt, daß die Matrix eine bedeutende Komponente der primitiven Meteorite darstellt (oftmals ~50 Vol.% in kohligten Chondriten; Tab. 1.1), aber bisher der am wenigsten verstandenen Teil der Meteorite ist. Dies ist sicher zum einen in der meist komplexen Mischung von Material aus verschiedenen Quellen (eingeschlossene präsolare

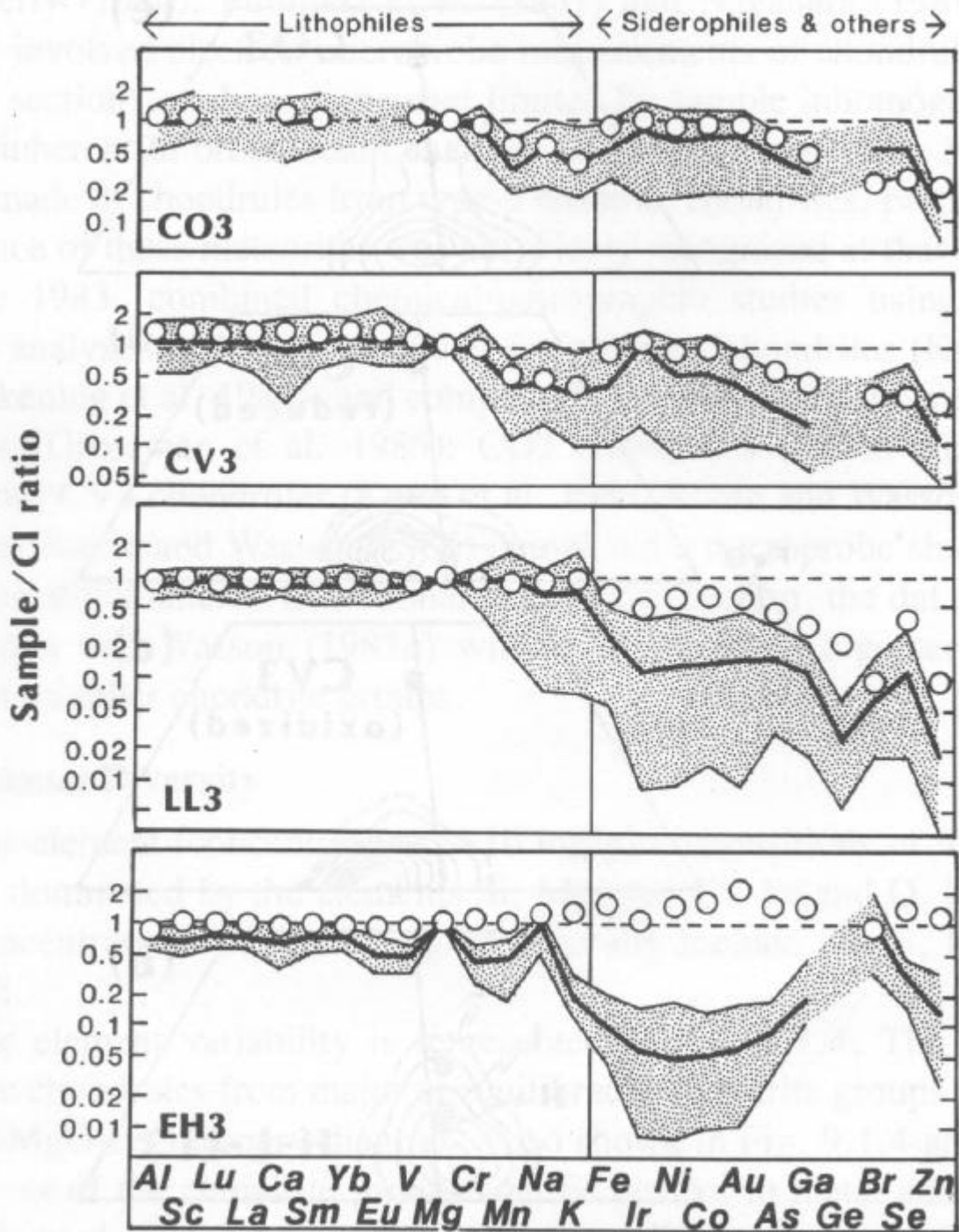


Abb. 2.7: Mg - und CI - normalisierte Neben- und Spurenelementgehalte von Chondren der Gruppen CV3, CO3, LL3 und EH3. Lithophile Elemente sind im linken Teil der Grafik und die siderophilen und chalkophilen Elemente sind rechts nach steigender Volatilität angeordnet. Die gesprenkelten Flächen geben die Zusammensetzung von mehr als 90 % der Chondren wider. Die fetten Linien zeigen die mittlere Chondren Zusammensetzung und die Gesamt-Zusammensetzung ist durch die offenen Kreise dargestellt. Kopie von GROSSMAN ET AL. (1988).

Körner) und zum anderen in der Feinkörnigkeit der Minerale begründet, die höchste gerätetechnische Anforderungen stellen (Elektronenmikroskopie und Analytik, wie REM, EMPA und TEM). In diesem Kapitel wird eine Studie über die Struktur, die Verhältnisse der Komponenten und deren chemischer Zusammensetzung durchgeführt. Die chemische Zusammensetzung der Chondren sollte, neben der Frage nach der Komplementarität von Chondren und Matrix, des weiteren Rückschlüsse auf die Ausgangsschemismen, d.h. über das Precursormaterial von Chondren zulassen.

Prinzipiell werden zwei verschiedene Chondren-Bildungsmodelle diskutiert, denen verschiedene Ausgangsmaterialien und Bildungsmechanismen zu Grunde liegen, die an dieser Stelle kurz als Modell (a) und (b) vorgestellt werden sollen.

In Modell (a) ist das Ausgangsmaterial der Chondren *unfraktioniert*, d.h. chondritisch zusammengesetzt und verschieden langes und verschieden starkes Aufheizen der agglomerierten Staubkügelchen führt zur Evaporation der flüchtigeren Bestandteile (Na_2O , Fe, Mn) und somit zur Bildung unterschiedlich zusammengesetzter Chondren (Abb. 2.8). Bei dem zweiten Modell (b) geht man von der frühen Kondensation refraktärer Phasen im solaren Nebel aus, hierbei agglomeriert das *fraktionierte* Material und wird aufgeheizt. Bei diesem Modell führen verschiedene Ausgangsmischungen zur Bildung unterschiedlich zusammengesetzter Chondren. Voraussetzung hierfür ist die frühe Kondensation von refraktären Phasen, wie z.B. Forsterit (Abb. 2.9).

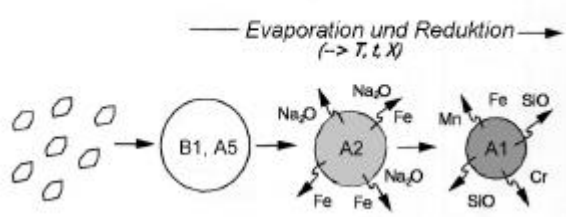


Abb. 2.8: Modell (a): Verschieden zusammengesetzte Chondren bildeten sich über Evaporationsprozesse aus unfraktioniertem, chondritischem Precursormaterial. (aus SEARS ET AL., 1996).

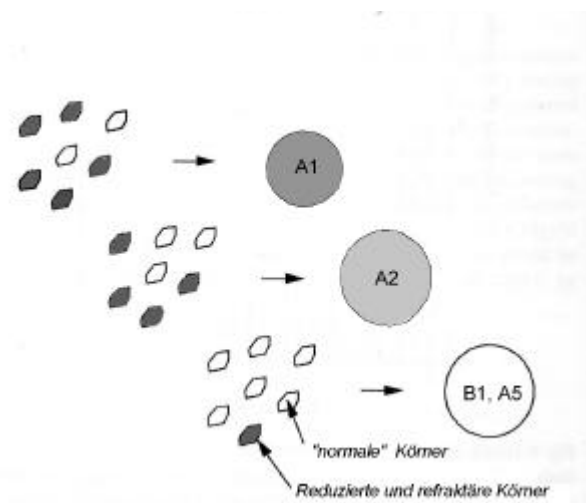


Abb. 2.9: Modell (b): Chondrenbildung über verschiedene Mischungen von verschiedenen Anteilen vorher kondensierter Phasen. (Modifiziert nach SEARS ET AL., 1996).

Die Unterscheidung zwischen diesen beiden Modellen, ob sich Chondren aus fraktioniertem oder unfraktioniertem Material bildeten ist von großer Bedeutung für die Rekonstruktion der Bildungsgeschichte von Chondren und somit auch für das Verständnis früher Prozesse im solaren Nebel.

2.2 Probenmaterial

Im Hinblick auf das Untersuchungsziel, die primären Eigenschaften der Meteorite zu studieren, wurden kohlige Chondrite ausgewählt, die die geringsten sekundären Veränderungen aufweisen somit als besonders primitiv anzusehen sind (Kap. 1.4). Es standen dabei sechs CV3 Chondrite und zwei CR Chondrite zur Verfügung. Eine Übersicht der untersuchten Meteorite, deren Daten wie Fundorte usw. befindet sich in Tab. 2.2.

Tab. 2.2: *Probenauswahl, wichtige Daten über Fundorte, geborgene Massen, sowie die Einteilung der untersuchten Proben*

	CV3 oxA		CV3 oxB	CV3 red			CR2	
Meteoriten	<i>Allende</i>	<i>Mokoia</i>	<i>Kaba</i>	<i>Leoville</i>	<i>Efremovka</i>	<i>Vigarano</i>	<i>Renazzo</i>	<i>Al Rais</i>
Name								
Land	Mexiko	New Zealand	Ungarn	USA	Kasachstan	Italien	Italien	Saudi Arabien
Gebiet	Chihuahua	North Island, Taranaki	Debreczen	Kansas	Pavlodar Region	Emilia-Romagna, Ferrara	Emilia-Romagna, Ferrara	Medina Province
Koordinaten	26°58'N, 105°19'W	39°38'S, 174°24'E	47°21'N, 21°18'E	39°38'N, 100°28'W	52°30'N, 77°E	44°51'N, 11°24'E	44°46'N, 11°17'E	24°25'N, 39°31'E
Datum Fall: (fa) bzw. Fund: (fi)	08.02.1969 (01:05) (fa)	26.11.1908 (12:30) (fa)	15.04.1857 (22:00) (fa)	1961, o. 1962 (fi)	1962, Juli (fi)	22.01.1910 (21:30) (fa)	15.01.1824 (20:30) (fa)	10.12.1957 (fa)
Gewicht	2 t (viele Stücke, Schauer)	4,5 kg	3 kg	8,1 kg	21 kg	15 kg	1 kg (3 Stücke)	0,16 kg
Gesamt Fe [Gew.%]	23,85%	22,59%	22,30%	22,02%	21,05%	22,24	24,93	23,78
Schockgrad	S1	S1	S1	S3	S4	S1-2	S1-3	S1

2.2.1 CV Chondrite

MCSWEEN & RICHARDSON (1977) nahmen anhand der opaken Mineralogie eine weitere Klassifizierung der CV Chondrite in zwei Untergruppen vor, zum einen in die reduzierte (CV_{red}) Untergruppe mit Ni-armen Metall und Troilit und zum anderen in die oxidierte Untergruppe, die gekennzeichnet ist durch Magnetit, Ni-, Co-reiche Metalle und Ni-reiche Sulfide. Spätere Studien führten zur weiteren Unterteilung der oxidierten Untergruppe in Bali-ähnliche (CV_{oxB}) und Allende ähnliche (CV_{oxA}) Lithologien (WEISBERG ET AL., 1997).

Der am 8. Februar 1969 im nördlichen Mexico gefallene kohlige Chondrit *Allende* ist der bekannteste und meist untersuchte Meteorit des petrologischen Typs 3. Neben dem Meteoriten *Allende* standen aus der CV_{oxA} Gruppe der Chondrit *Mokoia* und aus der CV_{oxB} Chondrit *Kaba* als Untersuchungsobjekte zur Verfügung. Des weiteren wurden von der reduzierten Gruppe (CV_{red}) die Chondrite - *Leoville*, *Efremovka* und *Vigarano* untersucht.

2.2.2 CR Chondrite

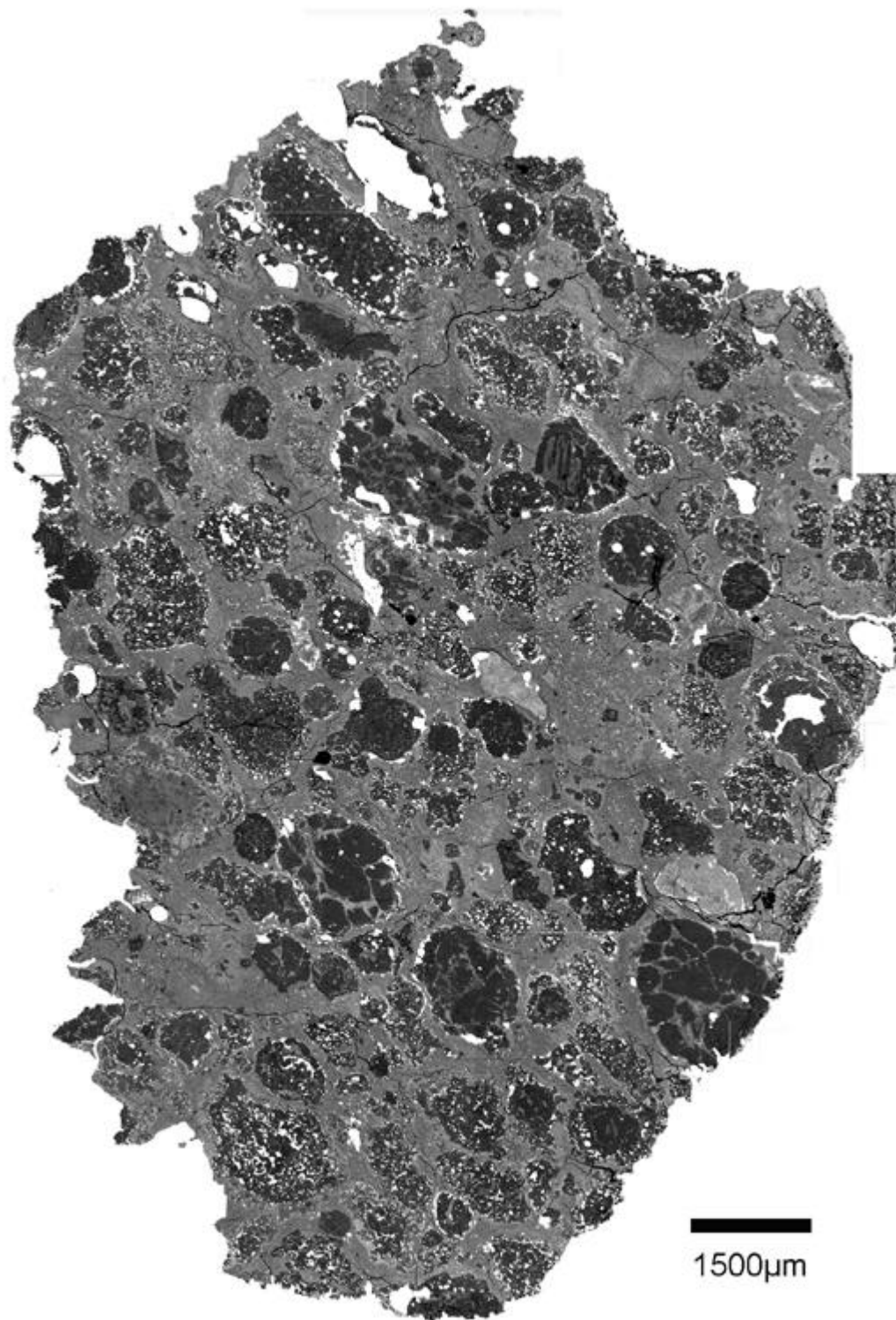
Erste chemische und petrographische Studien des *Renazzo* Chondriten wurden von MASON & WILK (1962) durchgeführt. Aufgrund der Phyllosilikat-reichen opaken Matrix wurde der Chondrit *Renazzo* als kohligler Chondrit des petrologischen Typs 2 klassifiziert (VAN SCHMUS & WOOD, 1967). Der hohe Anteil an FeNi-Metall (bis zu 12 Gew.%) unterschied *Renazzo* jedoch von allen anderen vor 1990 bekannten kohliglen Chondriten, so daß *Renazzo*, nachdem man ihn zunächst als anormalen CV2 Vertreter klassifizierte und einige antarktische und algerische Meteorite mit ähnlichen Eigenschaften hinzukamen, eine neue Gruppe eröffnete die nach *Renazzo* benannte CR bzw. CR2 Gruppe (MCSWEEN, 1979). Heute sind 32 CR Chondrite bekannt. *Renazzo* und *Al Rais* sind die einzigen Vertreter der CR Gruppe, die Fälle repräsentieren. Alle anderen sind Funde aus der Antarktis bzw. Algerien.

Renazzo und andere CR-Chondrite werden gewissermaßen als die primitivsten Meteorite angesehen. Die Gesamtzusammensetzung der CR-Chondrite entspricht nahezu den chondritischen CI Verhältnissen, ausgenommen die volatilen Elemente. Die Matrix der CR-Chondrite ist ausgesprochen feinkörnig, sie besteht überwiegend aus hydratisierten Mineralen (Phyllosilikate). Zugleich bestehen CR-Chondrite zu einem beachtlichen Teil aus FeNi-Metall mit bis zu 1 Gew.% Cr (ZANDA ET AL., 1994). Die Existenz von metallischem Chrom weist auf extrem reduzierende Bedingungen während der Bildung von Metall hin. Die Koexistenz von reduziertem Metall und Phyllosilikat-reicher Matrix ist ein starker Hinweis auf das Fehlen von Mutterkörper Aufheizung. Daraus kann man schließen, daß der Chondrit *Renazzo* folglich bessere Indizien für vorplanetare Prozesse liefern kann als andere kohlige Chondrite.

Den größten Anteil der Chondren der CR Chondrite machen porphyrische Typ I Chondren aus. Diese eisenarmen Forsterit-reichen Chondren (seltener tritt Enstatit auf) werden häufig konzentrisch von FeNi-Metall Lagen umsäumt. Seltener hingegen kommen Fe-reiche Typ II Chondren vor. Der Fayalit Gehalt der *Renazzo* Chondren Olivine variiert von Fa_1 bis Fa_{30} , mit einem Peak bei Fa_{1-3} .

Von dieser Gruppe wurden Dünnschliffe von *Renazzo* und *Al Rais* untersucht. *Al Rais* ist ein ungewöhnlicher Vertreter dieser Gruppe, da er zu einem überdurchschnittlich hohen Anteil an Matrix und dunklen Einschlüssen (dark inclusions) besteht. Daher verfügt *Al Rais* über höhere Gehalte an volatilen Elementen und auch über einen größeren Anteil an wasserhaltigen Silikaten als andere Mitglieder der CR Gruppe.

Abb. 2.10: Photomosaik aus BSE-Aufnahmen eines Dünnschliffes des CR Chondriten Renazzo



2.3 Chemische Zusammensetzung

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der chemische Zusammensetzung der beiden Hauptkomponenten kohligter Chondrite, Chondren und Matrix, und die Gesamtgesteinschemismen der untersuchten Chondrite vorgestellt.

2.3.1 Matrix

Die Matrices der hier untersuchten Meteorite sind komplexe Mischungen von Material verschiedener Quellen. Im Vergleich zu den Chondren ist die Matrix an FeO angereichert und die refraktären Elemente sind gegenüber den Chondren verarmt. Die volatilen lithophilen Elemente (Na, K) und die moderat siderophilen und chalkophilen Elemente sind typischerweise in der Matrix angereichert. Die Matrix-Zusammensetzung der einzelnen Chondrite wurde mittels Elektronenstrahl-Mikrosondenanalytik bestimmt. Die Analysen wurden mit einem Strahldurchmesser von $5\ \mu\text{m}$ an $25 - 40\ \mu\text{m}^2$ Flächen durchgeführt (Meßbedingungen siehe Kap. 6.1). Dabei wurden je nach Möglichkeit verschiedene Matrix Bereiche innerhalb eines Dünnschliffes oder mehrere Schliffe analysiert. Die analysierten Matrix Bereiche waren stets frei von Chondren, Chondren- und Mineralfragmenten sowie frei von Einschlüssen.

2.3.1.1 Die Matrices der oxidierten Chondrite (CV_{oxi})

Die Zusammensetzung der Matrix variiert von Chondrit zu Chondrit, generell gilt aber der Anteil der Minerale nimmt in der Reihenfolge Olivin, Pyroxen, Nephelin, und Sodalith ab.

a) CV_{oxA} - Allende ähnliche Lithologien

Eisenreiche Matrixolivine mit einem Fayalitgehalt von etwa 45-55 Mol.% bilden mit ~ 80 Vol.% die Hauptkomponente der Matrix dieser Chondrite (*Allende* Matrix: Abb. 2.11). Olivin kommt in Form von blättchen-, latten- oder tafelförmigen Kristallen vor. Mit Größen von $5 - 20\ \mu\text{m}$ sind diese Olivin-Kristalle grobkörniger im Vergleich zu den Matrix Olivinen der CV_{oxB} Chondrite und sie weisen eine deutlich geringere Variation im Fayalitgehalt auf. Eingeschlossen in der Matrix treten zahlreiche unregelmäßig geformte, häufig gerundete, ca. $25\ \mu\text{m}$ große Aggregate auf, die überwiegend aus Ca, Fe-reichen Pyroxenen, und wenig Andradit, Wollastonit und Ni-reichen Sulfiden aufgebaut sind. Die Zusammensetzung der Pyroxene variiert im sub- μm Bereich. Desweiteren treten häufig Ni-reiche Sulfide, Metalle, Nephelin und Saponit innerhalb der Matrix auf. Seltener findet man Magnetit. Der Chondrit *Mokoia* ist eine Breccie aus Allende- und Bali-ähnlichen Lithologien, in Abb. 2.12 ist ein CV_{oxA} Teilbereich des Chondriten abgebildet, der wie die Matrix von *Allende* aufgebaut ist. In Tab. 2.3 sind die Ergebnisse der Mikrosondenanalysen der *Allende* und der *Mokoia* Matrix mit Vergleichswerten aus der Literatur aufgelistet.

b) CV_{oxB} - Bali ähnliche Lithologien

In Abb. 2.13 ist die Matrix des Chondriten *Kaba* abgebildet. Auch die Matrix der CV_{oxB} Chondrite besteht überwiegend aus Olivinen, die mit Größen $< 1\ \mu\text{m}$ viel feinkörniger im Vergleich zu den CV_{oxA} Chondrite sind. Die Olivine weisen einen stark variablen Fayalitgehalt auf. Vereinzelt treten idiomorphe bis unregelmäßig geformte bis zu $200\ \mu\text{m}$ große Fayalit Kristalle auf (Fa_{95}). Die Matrix enthält, wie auch die Matrix der CV_{oxA}

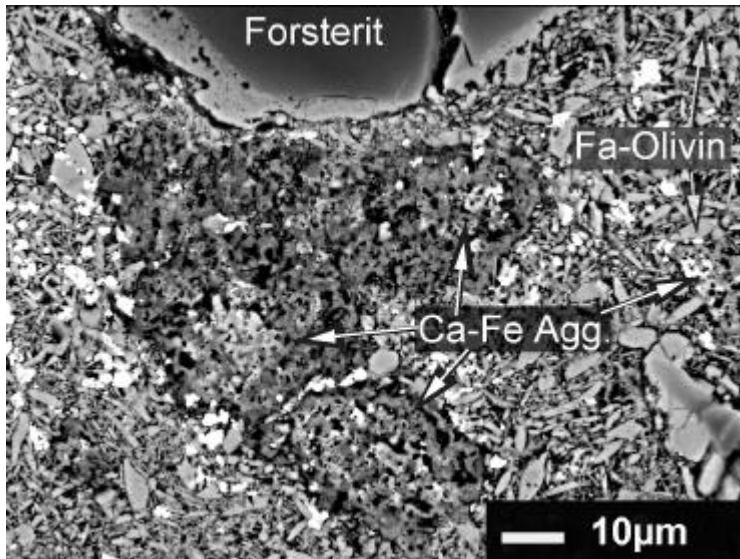


Abb. 2.11: BSE-Aufnahme der Matrix des **Allende** Chondriten. Die Matrices des Typs CV_{oxA} enthalten häufig Ca, Fe-Aggregate, die aus Ca, Fe-Pyroxenen und geringen Anteilen von Andradit und Ni-reichen Sulfiden zusammengesetzt sind. Die Pyroxen Zusammensetzung ist im sub- μ m-Bereich stark variabel. Lattenförmige Olivin-Kristalle mit Größen von 5 – 10 μ m bilden den Hauptbestandteil der Matrix von Allende.

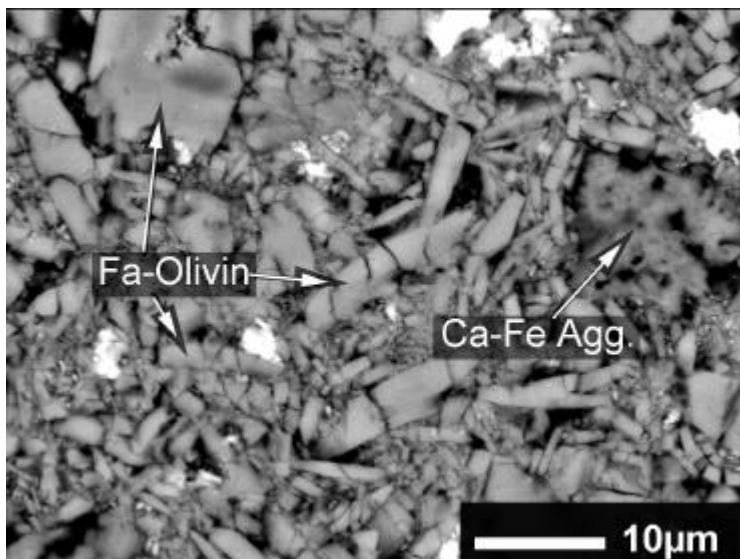


Abb. 2.12: BSE-Aufnahme der Matrix des Meteoriten **Mokoia**. Der Chondrit Mokoia ist eine Breccie die sich aus Allende – ähnlichen und Bali ähnlichen Teilen zusammensetzt. Diese Aufnahme zeigt einen Allende ähnlichen Teilbereich (CV_{oxA}) des Chondriten.

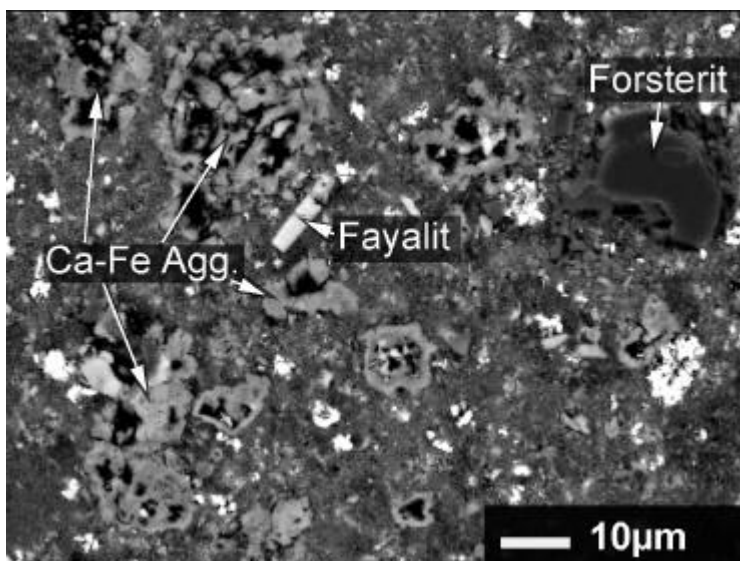


Abb. 2.13: BSE-Aufnahme der Matrix des $CV3_{oxB}$ Meteoriten **Kaba**. Die Matrix enthält zahlreiche unregelmäßig geformte 10–50 μ m große Ca, Fe-Aggregate aus Ca, Fe-Pyroxenen, Andradit, Magnetit und Ni-Sulfiden. Vereinzelt treten idiomorphe bis unregelmäßig geformte bis zu 200 μ m große Fayalit Kristalle auf (Fa_{95}). Die Grundmasse der Matrix bilden < 1 μ m große Fe-reiche Olivine (Fa_{25-75}).

Chondrite zahlreiche unregelmäßig geformte 10 – 50 μm große Ca, Fe-Aggregate aus Ca, Fe-Pyroxenen, Andradit, Magnetit und Ni-Sulfiden. Weitere Phasen der Matrix sind Ni-reiches Metall und Sulfide sowie Magnetit. Häufig tritt Saponit auf. Nephelin fehlt in der Matrix dieser Chondrite. Die Ergebnisse der chemischen Analysen der *Kaba* Matrix sind in Tab. 2.3 dargestellt.

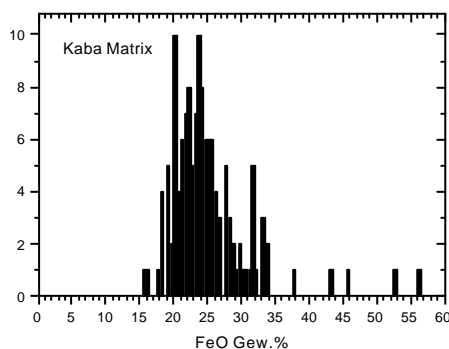
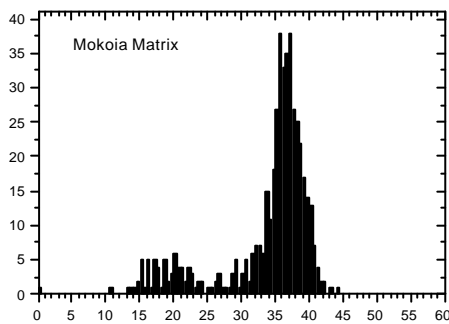
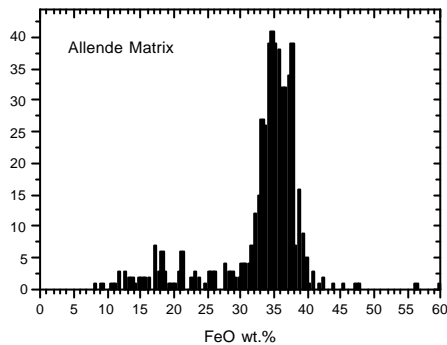


Abb. 2.14: FeO-Histogramme der Matrices der Chondrite *Allende*, *Mokoia* und *Kaba*. Die Analysen wurden mittels EMS-Analytik mit einem Strahldurchmesser von 5 μm durchgeführt, so daß es sich hier nicht um reine Olivin-Zusammensetzungen sondern nur um Mischanalysen handeln kann.

Die Verringerung der Streuung der Fayalitgehalte der Matrix Olivine wird als Anzeichen für eine zunehmende Equilibrierung interpretiert (PECK, 1984; SCOTT ET AL, 1988). Dies stimmt mit den hier gewonnenen Beobachtungen gut überein, denn die Matrixolivine aus *Allende* sind deutlich größer und zeigen eine homogenere Zusammensetzung als die stark heterogen zusammengesetzten und deutlich kleineren (< 1 μm) *Kaba* Olivine (vergleiche Abb. 2.11 und Abb. 2.13). Auch die vereinzelt auftretenden nahezu reinen Fayalite der *Kaba* Matrix, die in der Matrix von *Allende* nicht zu finden sind, werden als Hinweise auf eine fehlende Equilibrierung gedeutet.

In Abb. 2.14 ist die Anzahl der Analysen gegen die FeO-Gehalte der untersuchten CV Chondrite *Allende*, *Mokoia* und *Kaba* aufgetragen. Die FeO-Histogramme der Matrices von *Allende* und *Mokoia* sind nahezu identisch. Ein schmaler Hauptpeak bei ca. 36 Gew.-% FeO spiegelt die Zusammensetzung der Olivine wider. Der kleinere Peak bei ca. 15 – 20 Gew.-% FeO wird durch die Ca, Fe-reichen Pyroxene der Matrices verursacht. Das FeO-Histogramm der Matrix von *Kaba* zeigt einen anderen Verlauf, es ist gekennzeichnet durch eine größere Variation der FeO-Gehalte was sich schon bei nur einem Viertel der Analysen bemerkbar macht. Im Mittel liegt der Fe-Gehalt der Matrix niedriger als bei den zuvor besprochenen Matrices von *Allende* und *Mokoia* (Tab. 2.3).

Tab. 2.3: Zusammensetzung der Matrices der CV_{oxi} Chondrite Allende, Mokoia und Kaba. EMP- Analysen dieser Arbeit sind in fetter kursiver Schrift wiedergegeben. Zum Vergleich sind Literaturwerte der Matrices und Gesamtzusammensetzung der Chondrite aufgelistet.

CV_{oxi} Chondrite

ALLENDE	[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al	Fe/Cr
MATRIX	EMPA (500)	0,13	0,01	14,35	0,13	0,23	11,72	1,81	0,97	25,70	0,030	0,82	1,85	0,031	111
Kimura M. & Ikeda Y. (1998)	EMPA	0,22	0,00	13,04	0,15	0,27	11,46	1,14	1,11	27,91	0,000	0,88	1,03		102
McSween & Richardson (1977)	EMPA	0,16	0,01	13,09	0,16	0,26	12,18	1,69	1,22	24,80	0,054	0,93	1,39	0,044	95
Zolensky et al. (1993)	EMPA	0,04	0,00	13,82	0,15	0,34	12,45	0,16	0,89	28,65	0,054	0,90	0,18	0,060	85
Jarosewich et al. 1987		0,33	0,02	15,48	0,17	0,38	12,92	1,91	1,62	26,55	0,078	0,83	1,17	0,048	71
BULK															
Wolf & Palme (in press)	XRF			15,90	0,15	0,35	14,94	1,87	1,72	23,60	0,090	0,94	1,09	0,052	68

MOKOIA	[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al	Fe/Cr
MATRIX	EMPA (472)	0,17	0,01	13,79	0,18	0,24	10,62	2,07	0,78	25,66	0,030	0,77	2,67	0,038	109
Kimura M. & Ikeda Y. (1998)	EMPA	0,30	0,00	13,18	0,15	0,21	10,31	1,36	0,16	26,27	0,000	0,78	8,55		128
McSween & Richardson (1977)	EMPA	0,20	0,03	12,39	0,08	0,21	10,19	1,71	1,86	21,61	0,042	0,82	0,92	0,023	105
BULK															
Michaelis et al. (1969)	XRF	0,00	0,03	15,50	0,15	0,00	15,13	2,01	1,85	22,32	0,096	0,98	1,08	0,052	
Wiik H.B. (1956)	wet	0,38	0,03	15,61	0,15	0,36	14,46	1,83	1,33	24,03	0,060	0,93	1,38	0,045	68

KABA	[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al	Fe/Cr
MATRIX	EMPA (136)	0,46	0,11	13,87	0,14	0,26	10,39	1,28	1,68	19,91	0,043	0,75	0,76	0,025	77
Kimura M. & Ikeda Y. (1998)	EMPA	0,37	0,00	13,23	0,15	0,27	10,79	1,50	1,16	23,16	0,000	0,82	1,29		85
McSween & Richardson (1977)	EMPA	0,46	0,12	13,04	0,14	0,24	12,48	1,14	1,34	21,92	0,048	0,96	0,85	0,036	92

2.3.1.2 Die Matrices der reduzierten Chondrite (CV_{red})

Von dieser Gruppe wurden die chemischen Zusammensetzungen der Matrices der Chondrite *Leoville*, *Efremovka* und *Vigarano* bestimmt, die Ergebnisse sind in Tab. 2.4 angegeben. Die Matrix der CV_{red} Chondrite ist ein feinkörniges Aggregat aus Fa-reichen Olivinen, Kamacit, Taenit und Troilit. Die Ca, Fe-reichen Aggregate, die in der Matrix der oxidierten Vertreter der CV Gruppe eine häufig auftretende Phase sind, fehlen in den Matrices der reduzierten Chondrite. Einige Meteorite, wie der CV_{red} Chondrit *Vigarano*, sind Breccien aus oxidierten und reduzierten Lithologien (Abb. 2.17), in den oxidierten Bereichen können diese Aggregate auftreten (KROT ET AL., 1998). BSE-Aufnahmen der Matrices der Chondrite *Leoville* und *Efremovka* sind in Abb. 2.15 und Abb. 2.16 dargestellt.

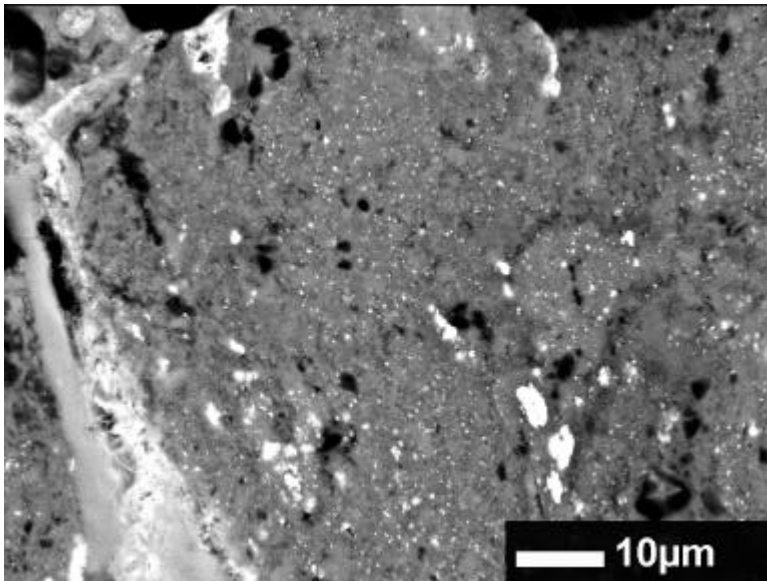


Abb. 2.15: BSE-Aufnahme der Matrix des CV_{red} Chondriten *Leoville*. Die Matrix bilden Fayalit-reiche Olivine mit Größen $< 1 \mu\text{m}$. Die Matrix wurde während der Schockmetamorphose (Schock stage S 3) stark verdichtet (Tab. 2.2). Dispers verteilt treten Kamacit, Troilit auf.

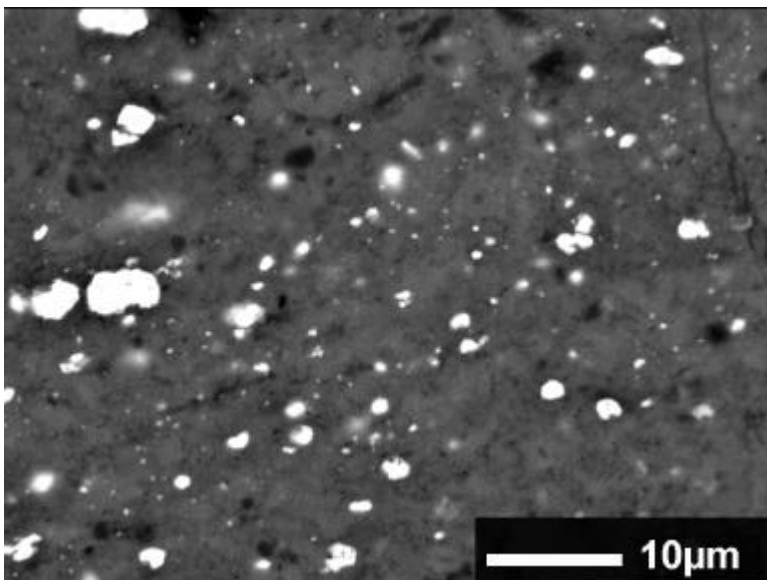


Abb. 2.16: Aufnahme der *Efremovka* Matrix (BSE). Die Matrices des Chondriten *Leoville* (Abb. 2.15) und *Efremovka* gleichen sich, hier treten ebenfalls neben den Phasen Troilit und Kamacit winzige $< 1 \mu\text{m}$ große Olivin Körner als Hauptbestandteile der Matrix auf. Der Meteorite *Efremovka* wurde dem Schock stage S 4 zugeordnet, was sich in der kompaktierten Matrix widerspiegelt.

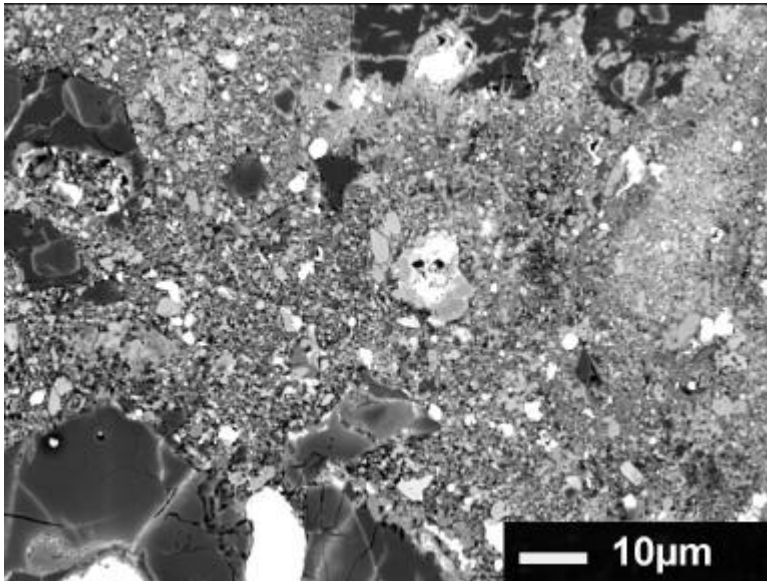


Abb. 2.17: Der Meteorit **Vigiarano** ist eine Breccie aus Allende – ähnlichen und reduzierten Lithologien. Hier ist ein Allende – ähnlicher Bereich als BSE-Aufnahme abgebildet. In diesen CV_{oxA} Bereichen treten wie in den Matrices aller CV Chondriten neben Fe-reichen Olivinen Ca, Fe-Aggregate auf, die zumindest Rasterelektronenmikroskopisch [μm -Bereiche] nicht in den reduzierten Bereichen der Matrix gefunden werden können

2.3.1.3 Die Matrix der CR-Chondrite

Die Matrix der CR-Chondrite ist chemisch der Matrix der CM Chondrite sehr ähnlich (MCSWEEN & RICHARDSON, 1977). Die Einzelphasen sind zu feinkörnig um sie mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde zu analysieren, hauptsächlich besteht die Matrix aus wasserfreien und wasserhaltigen Silikaten (WEISBERG ET AL., 1993), Ca-Carbonaten, Sulfiden und Magnetit. ZOLENSKY ET AL (1993) und ZOLENSKY (1991) zeigten, daß die Matrix einiger CR Chondrite wie auch die Matrices der CV Chondrite von Olivin und Phyllosilikaten dominiert wird, weitere Phasen sind Pentlandit und Carbonate. In Abb. 2.18 ist ein typischer Ausschnitt der Matrix des CR Chondriten *Renazzo* in Form einer BSE Aufnahme dargestellt. Die mittleren Zusammensetzungen der Matrices der CR Chondrite *Renazzo* und *Al Rais* sind Tab. 2.5 zu entnehmen.

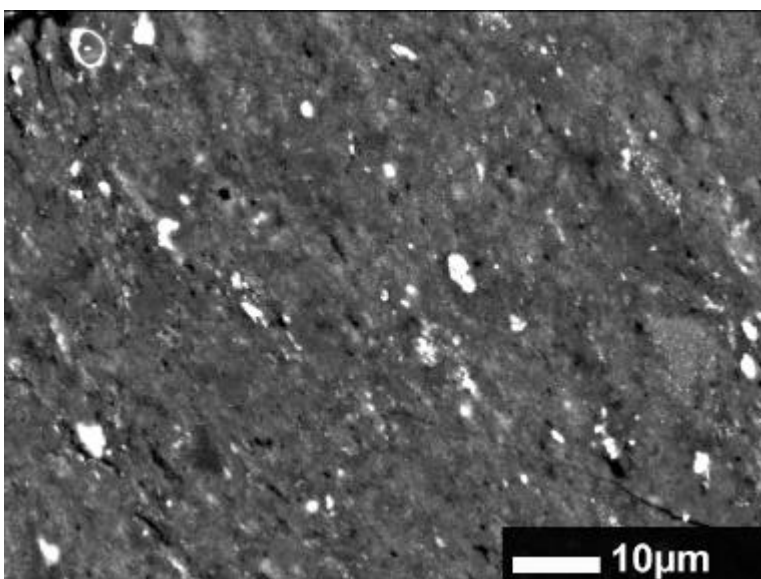


Abb. 2.18: Die Matrix des CR Chondriten *Renazzo* (BSE-Aufnahme).

Tab. 2.4: Zusammensetzung der Matrices der CVred Chondrite Efremovka, Leoville und Vigarano, sowie Matrix und Gesamtzusammensetzungen der Literatur.

CVred Chondrite																
EFREMOVKA		[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al	Fe/Cr
MATRIX	EMPA	(365)	0,20	0,04	15,37	0,25	0,36	11,93	1,57	1,18	29,99	0,037	0,78	1,33	0,031	84
McSween & Richardson (1977)	EMPA		0,24	0,02	14,54	0,23	0,35	12,00	0,59	0,85	31,56	0,048	0,83	0,70	0,057	90
BULK																
Jarosewich & Mason (1969)	wet		0,19	0,02	16,04	0,15	0,38	14,90	1,90	1,78	22,48	0,102	0,93	1,07	0,057	60
Ahrens et al. (1973)	XRF		0,10	0,01	16,17	0,15	0,37	14,77	1,57	1,65	21,05	0,079	0,91	0,95	0,048	57
Wolf & Palme (in press)	XRF				16,58	0,14	0,36	15,14	1,66	1,67	21,00	0,097	0,91	0,99	0,058	59
LEOVILLE		[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al	Fe/Cr
MATRIX	EMPA	(365)	0,16	0,03	15,26	0,23	0,32	11,76	0,89	1,10	31,42	0,036	0,77	0,81	0,032	97
Kimura M. & Ikeda Y. (1998)	EMPA		0,07	0,08	14,86	0,23	0,21	10,49	0,86	1,11	31,01	0,000	0,71	0,77		151
McSween & Richardson (1977)	EMPA		0,12	0,03	15,94	0,21	0,35	13,33	1,54	1,16	26,12	0,066	0,84	1,33	0,057	75
BULK																
Wiik H.B. (1969)	wet		0,22	0,03	16,31	0,15	0,34	15,14	1,67	1,83	23,86	0,078	0,93	0,91	0,043	
VIGARANO		[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al	Fe/Cr
MATRIX	EMPA	(208)	0,24	0,04	13,62	0,24	0,30	10,85	1,36	1,40	29,54	0,043	0,80	0,96	0,031	99
McSween & Richardson (1977)			0,36	0,04	13,23	0,11	0,27	10,31	1,09	2,26	25,34	0,054	0,78	0,48	0,024	93
BULK																
Michaelis et al. (1969)	wet		0,36	0,05	15,49	0,15	0,35	14,22	1,84	1,75	24,70	0,138	0,92	1,05	0,079	71
Mason B. (1962-1963)	XRF		0,00	0,03	15,82	0,13	0,00	14,09	2,24	2,13	21,15	0,102	0,89	1,05	0,048	
Johnson (1990)	(DCPS)		0,07	0,00	14,66	0,24	0,35	13,09	2,14	1,11	23,97	0,062	0,89	1,93	0,056	69
Wolf & Palme (in press)	XRF				14,99	0,14	0,33	13,79	1,86	1,75	21,81	0,091				65

Tab. 2.5: Matrix-Zusammensetzung der CR-Chondrite Renazzo und Al Rais. Sowie zwei RFA Analysen von Gesamtmaterial von Renazzo.

CR Chondrite																
AL RAIS		[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al	Fe/Cr
MATRIX	EMPA	(100)	0,67	0,06	14,26	0,15	0,22	10,61	0,81	1,53	20,19	0,032	0,74	0,53	0,021	91
McSween & Richardson (1977)			0,73	0,11	12,39	0,13	0,22	9,17	0,95	1,13	17,26	0,036	0,74	0,84	0,032	79
BULK																
Kallemeyn & Wasson (1982)			0,34	0,03		0,17	0,33	12,40	1,28	1,13	21,80			1,13		67
Mason B. (1962)			0,46	0,03	14,13	0,18	0,39	12,78	1,43	1,04	23,78	0,048	0,90	1,37	0,046	61
RENAZZO		[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al	Fe/Cr
MATRIX	EMPA	(301)	0,61	0,06	14,98	0,19	0,29	9,70	1,88	1,39	20,60	0,034	0,65	1,36	0,025	71
McSween & Richardson (1977)	EMPA		0,86	0,13	14,68	0,26	0,24	9,53	0,62	1,41	18,89	0,042	0,65	0,44	0,030	79
Kong & Palme (1999) (1)	INAA		0,59	0,06		0,17	0,22	8,31	2,71	0,90	21,60			3,01		100
Kong & Palme (1999) (2)	INAA		0,58	0,08		0,17	0,25	9,13	2,24	1,19	21,10			1,88		83
Zolensky et al. (1993)	EMPA		0,58	0,08	16,18	0,18	0,21	10,03	0,44	1,62	21,35	0,036	0,62	0,27	0,022	101
BULK																
Kong & Palme (1999) (1)	INAA		0,39	0,05		0,19	0,40	13,20	1,25	1,22	24,60			1,02		62
Kong & Palme (1999) (2)	INAA		0,39	0,05		0,20	0,39	13,90	1,45	1,32	21,80			1,10		56
Kallemeyn & Wasson (1982)	INAA		0,32	0,03		0,16	0,37	13,80	1,33	1,23	24,30			1,08		65
Mason & Wiik (1962)	wet chem.		0,41	0,03	15,81	0,19	0,38	14,33	1,27	1,25	24,93	0,112	0,91	1,02	0,089	65
	XRF				16,12	0,20		13,85	1,30	1,28	23,76	0,070	0,86	1,02	0,055	
	XRF				16,68	0,20		13,94	1,35	1,43	23,02	0,090	0,84	0,94	0,063	

2.3.2 Chondren Zusammensetzungen

2.3.2.1 Renazzo

Chondren sind bis zu 2 mm große Kügelchen oder auch über Schockmetamorphose geformte Ellipsoide. Zur Bestimmung der Gesamtzusammensetzungen von Chondren sind Methoden wie die Neutronen-Aktivierungsanalyse oder wenn die Chondre genügend Masse besitzt auch die Röntgenfluoreszenzanalyse besonders geeignet. In dieser Arbeit wurde die chemische Zusammensetzung der Chondren mittels Elektronenstrahl-Mikrosondenanalytik mit einem defokussierten Strahl (10 µm) bestimmt. Zur Bestimmung der Gesamtzusammensetzung der jeweiligen Chondren wurden zwei Profile durch die Chondre gelegt, eines entlang der großen und das andere entlang der kleinen Halbachse.

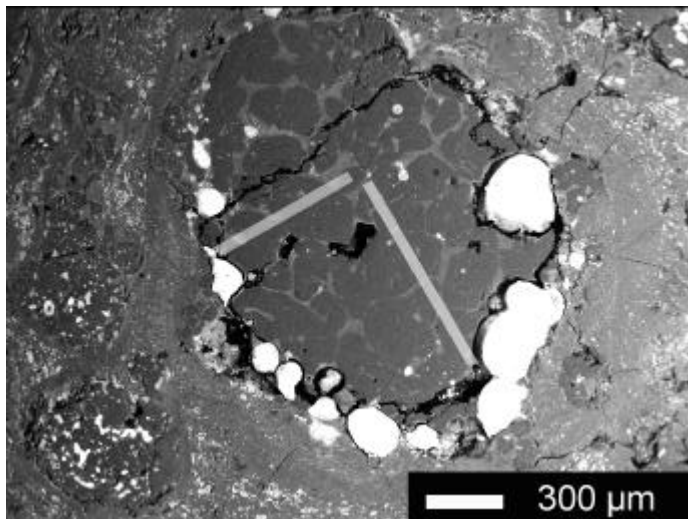


Abb. 2.19: BSE-Aufnahme einer porphyrischen Olivin Chondre des CR-Chondriten Al Rais. Diese Typ IA Chondren sind die häufigsten Chondren der Chondrite Renazzo und Al Rais. Typisch für alle CR Chondrite sind die, die Chondren umsäumenden tropfenförmigen aufgereihten Metalle. Eingezeichnet sind zwei Profile, eins entlang der kleinen und das andere entlang der großen Halbachse. In Renazzo haben fast alle Chondren eine elliptische Form.

Die Analysen eines Profils wurden basierend auf dem vereinfachten Modell der Geometrie der Chondre (Kugel) entsprechend gewichtet (Volumenkorrektur) und anschließend wurde der Mittelwert der beiden Profile gebildet und so die Chondren-Zusammensetzung bestimmt. Zur Überprüfung der Methode wurden drei Chondren des Allende Meteoriten analysiert, die Ergebnisse sind in Tab. 2.6 dargestellt. Die Mikrosondendaten der Chondren ACH18 und ACH12 stimmen für alle analysierten Elemente mit den Daten der Neutronen-Aktivierungsanalyse (PALME ET AL., 1992) bis auf die Werte für Eisen gut überein.

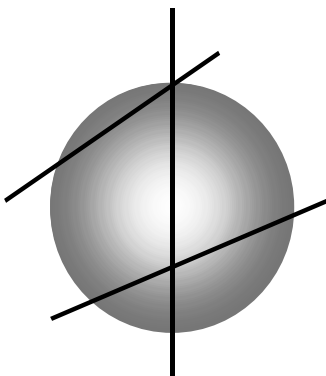


Abb. 2.20: Verschiedene Schnittlagen durch eine Chondre.

Die Verteilung von Fe ist innerhalb der Chondren sehr inhomogen. Da bei der Methode der Mikrosondenanalyse stets nur eine Schnittfläche der Chondre zur Verfügung steht und in Allende Chondren z.B. Sulfide oder in Renazzo Chondren Metalle vorkommen, ist die Analyse von Fe stets mit einer hohen Ungenauigkeit behaftet. Die Analyse der Allende Chondre ACH15 in Tab. 2.6 weist neben den geringeren Fe Gehalten verglichen mit INAA Daten noch eine große Abweichung im Ca Gehalt auf. Stets betrachtet man bei der EMS Analyse nur eine Schnittfläche (Abb. 2.20).

Trifft man zum Beispiel auf eine ungünstige Schnittlage einer noch dazu zonierten Chondre kann die ermittelte Zusammensetzung nicht der wahren Zusammensetzung der Gesamtchondre entsprechen. Die Methode der Mikrosondenanalyse wurde dennoch gewählt, da das primäre Ziel darin bestand die relative Elementverhältnisse der Chondrenpopulation von *Renazzo* vergleichend zur mittleren Chondren-Zusammensetzungen anderer Gruppen zu ermitteln. Die Analysen der individuellen Chondren wie in Tab. 2.7 aufgelistet können nur als Anhaltspunkt für die mittlere chemische Zusammensetzung der Silikatphasen angesehen werden, keinesfalls für die absoluten Elementkonzentrationen. Die Chondren von *Renazzo* weisen, was dieser Methode zu Gute kommt, nur äußerst selten chemische Zonierungen auf. Da nur der Silikateil der Chondren in Betracht gezogen werden sollte, wurden Einzelanalysen von Metallen und Mischanalysen von Metall und Silikat ausgeschlossen.

Tab. 2.6: Vergleich der mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde ermittelten Chondren-Zusammensetzungen mit INAA Daten von PALME ET AL. (1992).

[Gew.%]	ACH18			ACH12		ACH15	
	EPMA 2 Linien avg.	EPMA Korrektur	INAA	EPMA 2 Linien avg.	INAA	EPMA 2 Linien avg.	INAA
Na	1,94	1,58	1,27	0,88	0,85	0,65	0,70
K	0,16	0,10	0,10	0,10	0,08	0,02	0,05
Si	19,70	20,27		23,43		20,38	
Mn	0,02	0,04	0,05	0,31	0,29	0,03	0,04
Cr	0,19	0,22	0,24	0,37	0,52	0,14	0,32
Mg	21,71	22,06	23,17	21,05	19,62	7,36	8,83
Ca	4,37	4,35	4,10	1,50	1,62	12,33	9,84
Al	4,62	4,34	4,41	1,86	1,72	12,00	13,52
Fe	1,47	3,15	3,48	5,31	8,45	0,53	2,23
Ti	0,18	0,20	0,22	0,09	0,10	0,50	0,74
Mg/Si	1,10	1,09	-	0,90	-	0,36	-
Ca/Al	0,95	1,00	0,93	0,81	0,94	1,03	0,73
Ca/Mg	0,20	0,20	0,18	0,07	0,08	1,68	1,11
Fe/Cr	7,88	14,45	14,44	14,53	16,19	3,74	6,93
Ti/Al	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05

Tab. 2.7: Chondren-Zusammensetzungen des CR Chondriten Renazzo. (Mittelwerte von jeweils mindestens 50 Analysen)

CHONDREN	Na wt.%	K wt.%	Si wt.%	Mn wt.%	Cr wt.%	Mg wt.%	Ca wt.%	Al wt.%	Fe wt.%	Ti wt.%	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al
Ch1	0,28	0,02	19,44	0,17	0,39	21,44	3,07	3,22	7,12	0,14	1,10	0,95	0,04
Ch2	0,08	0,01	23,65	0,31	0,67	22,61	1,01	0,50	5,33	0,02	0,96	2,02	0,05
Ch3	0,06	0,01	22,55	0,07	0,48	26,26	0,47	0,58	2,71	0,06	1,16	0,82	0,10
Ch4	0,09	0,02	20,41	0,09	0,34	24,76	1,74	2,05	4,34	0,11	1,21	0,85	0,05
Ch5	0,06	0,01	19,58	0,04	0,20	30,59	0,69	0,51	2,03	0,06	1,56	1,36	0,11
Ch6	0,47	0,04	17,07	0,30	0,21	12,14	4,86	1,27	20,71	0,11	0,71	3,82	0,09
Ch7	0,32	0,04	19,95	0,16	0,40	22,73	0,89	1,19	8,94	0,04	1,14	0,75	0,04
Ch8	0,07	0,02	24,95	0,14	0,50	20,62	0,82	0,80	5,18	0,11	0,83	1,03	0,14
Ch9	0,43	0,04	21,86	0,24	0,65	15,44	3,65	3,98	6,92	0,16	0,71	0,92	0,04
Ch10	0,06	0,01	25,44	0,07	0,43	21,68	0,50	0,70	4,25	0,07	0,85	0,71	0,10
Ch11	0,14	0,03	20,34	0,12	0,37	25,37	0,84	1,15	6,50	0,07	1,25	0,74	0,06
Ch12	0,24	0,05	21,01	0,11	0,44	18,32	1,00	1,34	11,93	0,09	0,87	0,75	0,07
Ch13	0,16	0,03	23,62	0,13	0,40	21,54	1,93	2,00	4,49	0,10	0,91	0,97	0,05
Ch14	0,25	0,04	19,39	0,15	0,45	20,97	1,22	1,05	10,75	0,08	1,08	1,17	0,08
Ch15	0,13	0,02	23,78	0,14	0,48	23,41	0,40	0,53	5,43	0,05	0,98	0,76	0,09
Ch16	0,20	0,03	21,20	0,13	0,40	23,16	1,78	2,41	5,20	0,13	1,09	0,74	0,06
Ch17	0,13	0,07	22,73	0,21	0,48	24,20	0,66	0,76	3,39	0,04	1,06	0,88	0,06
Ch18	0,06	0,01	23,41	0,12	0,42	24,45	1,07	1,29	3,44	0,07	1,04	0,82	0,05
Ch19	0,10	0,02	24,80	0,16	0,51	21,74	0,93	0,68	4,13	0,07	0,88	1,38	0,11
Ch20	0,17	0,04	21,78	0,77	1,06	19,45	1,68	1,57	6,99	0,08	0,89	1,07	0,05
Ch21	0,21	0,05	19,90	0,17	0,49	19,74	0,51	1,38	10,87	0,09	0,99	0,37	0,07
Ch22	0,22	0,04	22,04	0,24	0,52	21,29	1,07	0,87	8,53	0,08	0,97	1,23	0,09
Ch23	0,27	0,04	21,00	0,15	0,30	17,66	1,41	2,26	10,75	0,15	0,84	0,62	0,07
Ch24	0,19	0,03	21,22	0,24	0,60	19,99	1,54	0,86	8,54	0,07	0,94	1,79	0,08
Ch25	0,15	0,03	18,05	0,10	0,30	25,31	0,52	0,82	7,17	0,05	1,40	0,64	0,06
Ch26	0,12	0,03	22,09	0,15	0,63	22,90	0,51	0,97	5,24	0,08	1,04	0,53	0,09
Ch27	0,30	0,06	19,79	0,30	0,46	18,38	1,66	3,08	9,91	0,17	0,93	0,54	0,05
Ch28	0,15	0,03	23,45	0,26	0,56	21,68	0,87	0,62	5,04	0,05	0,92	1,39	0,08
Ch29	0,10	0,02	23,34	0,48	0,57	20,44	0,85	0,75	7,24	0,05	0,88	1,14	0,07
Ch30	0,09	0,02	22,16	0,10	0,43	24,33	0,37	0,60	5,43	0,06	1,10	0,61	0,10
Ch31	0,11	0,01	20,64	0,07	0,30	26,61	2,08	2,08	2,29	0,10	1,29	1,00	0,05
Ch32	0,12	0,02	24,59	0,40	0,59	19,39	0,97	0,77	5,24	0,06	0,79	1,26	0,07
Ch33	0,09	0,03	24,25	0,50	0,65	19,78	1,11	0,88	6,18	0,07	0,82	1,26	0,08
Ch34	0,06	0,01	23,65	0,15	0,43	23,47	0,51	0,62	5,14	0,06	0,99	0,82	0,10
Ch35	0,11	0,02	23,27	0,21	0,57	22,33	0,97	1,01	5,08	0,09	0,96	0,96	0,09
Ch36	0,08	0,02	22,56	0,19	0,48	25,18	1,09	0,54	3,21	0,07	1,12	2,03	0,12
Ch37	0,13	0,02	24,23	0,37	0,65	16,07	5,50	1,70	5,43	0,36	0,66	3,23	0,21
Ch38	0,13	0,02	20,85	0,11	0,45	23,95	0,19	0,74	6,65	0,07	1,15	0,26	0,09
Ch39	0,11	0,01	22,77	0,14	0,50	24,24	1,69	1,67	3,49	0,08	1,06	1,02	0,05
Ch40	0,10	0,03	27,08	0,50	0,63	21,23	0,88	0,45	2,41	0,04	0,78	1,98	0,09
Ch41	0,10	0,01	22,48	0,13	0,37	24,83	3,51	0,85	1,58	0,17	1,10	4,13	0,20
Ch42	0,08	0,02	23,23	0,14	0,45	25,37	1,03	0,47	3,88	0,08	1,09	2,19	0,17
Ch43	0,09	0,03	20,60	0,11	0,42	26,85	2,17	1,69	2,55	0,15	1,30	1,28	0,09
Ch44	0,09	0,01	23,37	0,10	0,41	24,93	0,98	0,53	2,92	0,08	1,07	1,87	0,16
Ch45	0,13	0,03	22,26	0,12	0,47	24,41	0,32	0,70	5,27	0,05	1,10	0,46	0,07
Ch46	0,12	0,01	24,82	0,22	0,53	20,07	1,40	0,87	5,53	0,11	0,81	1,61	0,13
Ch47	0,25	0,02	17,45	0,36	0,24	18,08	1,07	0,51	21,90	0,04	1,04	2,11	0,07
Ch48	0,16	0,02	23,26	0,11	0,44	23,74	0,63	0,89	4,37	0,07	1,02	0,71	0,08
Ch49	0,05	0,02	24,26	0,06	0,38	25,56	0,33	0,51	1,59	0,07	1,05	0,65	0,14
Ch50	0,14	0,03	21,44	0,24	0,57	22,25	1,71	1,94	5,55	0,12	1,04	0,88	0,06
Ch51	0,30	0,04	25,55	0,71	0,67	18,15	2,18	1,46	4,12	0,09	0,71	1,49	0,06
Ch52	0,08	0,02	25,34	0,83	0,71	18,86	2,21	0,98	4,23	0,09	0,74	2,26	0,09
Ch53	0,17	0,02	20,05	0,16	0,43	27,79	1,56	1,33	2,94	0,08	1,39	1,17	0,06
Ch54	0,23	0,02	22,08	0,10	0,36	26,00	1,27	1,44	1,76	0,07	1,18	0,88	0,05
Ch55	0,16	0,04	20,82	0,15	0,39	25,88	1,79	2,00	3,19	0,10	1,24	0,90	0,05
Ch56	0,17	0,01	23,59	0,11	0,36	14,44	6,07	6,05	2,79	0,16	0,61	1,00	0,03
Ch57	0,23	0,01	26,43	0,10	0,45	22,02	0,22	0,34	2,51	0,04	0,83	0,64	0,12
Ch58	0,12	0,01	24,94	0,16	0,45	23,90	0,24	0,27	2,97	0,02	0,96	0,87	0,07
Ch59	0,29	0,02	20,64	0,16	0,44	22,95	2,22	1,09	7,12	0,17	1,11	2,04	0,16
Ch60	0,09	0,01	22,61	0,10	0,40	26,97	0,86	0,82	2,33	0,07	1,19	1,04	0,08
Ch61	0,23	0,02	25,77	0,72	1,01	19,01	2,83	1,07	3,36	0,11	0,74	2,64	0,10
Ch62	0,11	0,01	23,68	0,09	0,31	23,56	0,61	0,99	4,60	0,07	0,99	0,61	0,07
Ch63	0,05	0,02	23,03	0,24	0,55	21,54	1,92	1,38	4,90	0,14	0,94	1,39	0,10
Ch64	0,14	0,01	23,72	0,15	0,50	23,73	0,45	0,52	4,29	0,04	1,00	0,83	0,09
Ch65	0,16	0,05	16,08	0,31	1,25	16,35	0,63	1,60	20,93	0,07	1,02	0,39	0,04
Ch66	0,03	0,01	20,56	0,10	0,37	30,08	0,55	0,45	1,25	0,05	1,46	1,23	0,12
Ch67	0,13	0,06	20,22	0,15	0,46	23,22	3,21	2,50	4,16	0,16	1,15	1,29	0,07
Ch68	0,13	0,02	21,07	0,18	0,49	25,90	0,26	0,48	6,53	0,04	1,23	0,54	0,08
Ch69	0,10	0,02	21,32	0,16	0,47	26,78	0,49	0,65	3,82	0,06	1,26	0,75	0,09
Ch70	0,10	0,03	19,23	0,19	0,40	29,69	0,69	1,02	3,43	0,06	1,54	0,67	0,06
Ch71	0,13	0,02	24,89	0,19	0,66	20,73	0,47	0,97	4,89	0,09	0,83	0,48	0,09
Ch72	0,12	0,02	24,83	0,12	0,45	20,60	0,55	0,72	5,84	0,05	0,83	0,76	0,06
Ch73	0,08	0,02	21,70	0,56	0,52	23,54	0,76	0,46	6,87	0,03	1,08	1,66	0,07
	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Ti/Al
Mittelwert	0,15	0,03	22,26	0,22	0,49	22,50	1,35	1,20	5,72	0,09	1,02	1,19	0,08
std.dev.[%]	57	53	10	78	34	16	86	76	69	57			

2.3.3 Gesamtzusammensetzung des CV Chondriten Allende und des CR Chondriten Renazzo

2.3.3.1 Allende

Ein *Allende* Stück wurde in acht Teilproben zerlegt. Die Größe der entstandenen Quader betrug durchschnittlich 3 x 4 x 4 mm, das Gewicht der Subproben variierte zwischen 127 und 515 mg. Bereiche mit großen Ca, Al-reichen Einschlüssen wurden ausgeschlossen. Die Quader wurden zunächst im Achatmörser feinst zermahlen und homogenisiert, anschließend wurde dem gewonnenen Gesteinsstaub mindestens 100 mg für die Röntgenfluoreszenz-Analytik (RFA) entnommen, der verbleibende Teil der Probe wurde für die Instrumenteller Neutronenaktivierungsanalytik (INAA) bereitgestellt. Die Gesamtzusammensetzungen dieser acht Teilproben des Allende Stückes wurden mittels RFA und mittels INAA, wie in Kap. 6.3 beschrieben, ermittelt. Die Ergebnisse dieser Messungen sind in Tab. 2.8 aufgelistet.

Die acht Teilstücke weisen eine nahezu einheitliche Zusammensetzung auf. Die Variationen in den Si, Fe, Mg, Mn und Cr Gehalten der Proben liegen nur leicht über der analytischen Ungenauigkeit. Größere Variationen treten bei den Elementen Calcium und Aluminium auf. Dennoch ist die relativ homogene Verteilung dieser Elemente in Anbetracht der großen Variationen bei Einzelanalysen von Chondren und Matrix überraschend. Die Spurenelementgehalte speziell die Gehalte an Zn, Ga, Ir, Au und Se bestätigen die uniforme Zusammensetzung der *Allende* Teilproben. Die mittlere Zusammensetzung der acht Teilstücke stimmt gut mit den empfohlenen Werten der *Allende* Gesamtzusammensetzung von JAROSEWICH ET AL (1987) überein. Die geringfügig niedrigeren Gehalte (5-10 %) der refraktären Elemente (Ca, Al, Ti) der Teilstücke im Vergleich zu den empfohlenen Werten spiegeln wahrscheinlich die Abwesenheit von Ca, Al-reichen Einschlüssen wider. Aufgrund des konstanten S/Se Verhältnisses von 2560 ± 150 kohligter Chondrite (DREIBUS ET AL, 1995) kann man von der Menge an Selen auf die Menge an Schwefel schließen. Die konstanten Se-Gehalte der Teilstücke belegen, daß weder Schwefel noch Selen während der wäßrigen Alteration über mehr als mm-Bereiche mobilisiert wurden. Schwefel ist durch wäßrige Alteration leicht zu mobilisieren. Der chemische Homogenität zwischen den Teilstücken belegt, daß sekundäre Umverteilung der chemischen Elemente während der wäßrigen Alteration auf dem Meteoritenmutterkörper ein auf mm-Bereiche limitierter Prozess war. Weiterhin ist auszuschließen, daß eine zufällige Mischung der beiden Hauptkomponenten Chondren und Matrix zu dieser beachtlichen Homogenität des Chemismus führte.

Tab. 2.8: Gesamtzusammensetzung von acht Teilstücken von Allende (RFA, INAA). 1*) Empfohlene Daten (JAROSEWICH ET AL., 1987)

		All-1	All-2	All-3	All-4	All-5	All-6	All-7	All-8	average	std.dev.[%]	rec. values
weight [mg]	XRF	300	173	113	100	445	220	127	242			1*)
weight [mg]	INAA	70	63	53	27	70	71	46	113			
SiO₂ [%]	XRF	35,07	34,71	34,21	35,26	34,27	34,96	34,12	34,73	34,67	1,1	34,28
Al₂O₃ [%]	XRF	2,99	2,86	3,16	2,83	2,82	3,21	2,94	2,78	2,95	5,1	3,28
TiO₂ [%]	XRF	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,15	0,13	0,13	0,14	5,6	0,15
MgO [%]	XRF	25,62	25,59	23,77	25,91	24,08	24,49	24,51	25,65	24,95	3,1	24,59
FeO [%]	XRF	29,15	31,15	31,26	31,15	31,58	30,13	29,96	30,08	30,56	2,6	30,31
MnO [%]	XRF	0,18	0,18	0,19	0,18	0,19	0,20	0,19	0,18	0,19	3,4	0,19
CaO [%]	XRF	2,46	2,07	2,67	2,14	2,18	2,72	2,46	2,38	2,39	9,4	2,58
P₂O₅ [%]	XRF	0,25	0,29	0,26	0,26	0,25	0,26	0,26	0,27	0,26	4,7	0,24
Sc [ppm]	INAA	10	10	9	9	11	12	9	10	10,09	8,8	11,0
Co [ppm]	INAA	631	644	663	591	598	650	674	669	640	4,6	600
Ni [ppm]	XRF+INAA	13745	14187	13945	13212	12654	14632	15569	12415	13795	7,1	1,42
Cr [ppm]	XRF	3413	3418	3518	3360	3500	3465	3430	3372	3435	1,5	3626
Na [ppm]	INAA	3059	2695	2269	1909	2733	1567	2769	n.m.	2429	20,4	3413
K [ppm]	INAA	322	294	255	416	479	n.m.	394	n.m.	360	21,3	332
Ir [ppb]	INAA	798	753	778	623	743	833	636	760	740	9,4	740
Ga [ppm]	INAA	5,2	6,1	6,4	5,8	8,2	n.m.	6,5	n.m.	6	14,5	6
Se [ppm]	INAA	8,4	8,4	8,8	8,1	8,9	8,2	7,6	9,9	9	7,6	7,4-12,2
Zn [ppm]	INAA	104	113	120	117	120	103	113	111	113	5,4	110
Au [ppb]	INAA	177	138	131	68	320	n.m.	n.m.	n.m.	167	50,5	150
Sm [ppb]	INAA	290	330	316	473	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	352	20,2	340
Eu [ppb]	INAA	132	122	130	152	136	n.m.	n.m.	150	137	7,9	110
Ca/Al		1,11	0,98	1,14	1,02	1,05	1,15	1,13	1,16	1,09	5,7	1,06
Fe/Cr		66,4	70,8	69,1	72,1	70,1	67,6	67,9	69,3	69,2	2,5	65,0
Mg/Si		0,94	0,95	0,90	0,95	0,91	0,90	0,93	0,95	0,93	2,4	0,93

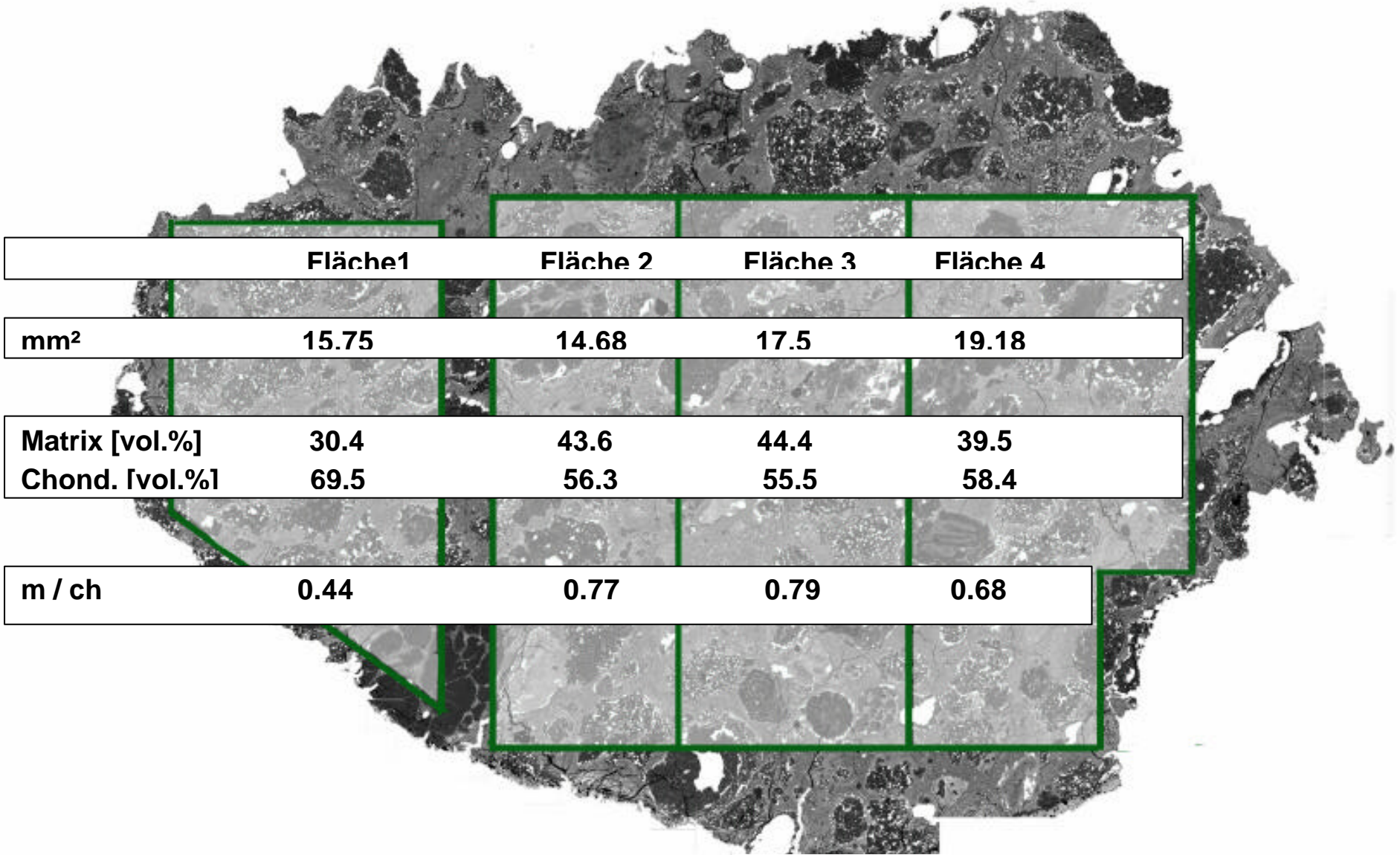
2.3.3.2 Gesamtchemismus des CR Chondriten Renazzo

Zwei *Renazzo* Gesamtproben wurden mittels Röntgenfluoreszenz- Analytik untersucht (D16 und D17 in Tab. 2.9). An diesen beiden Proben wurden von KONG & PALME (1999) mittels INAA die Konzentrationen der Elemente, wie in Tab. 2.9 aufgelistet, bestimmt. Die Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung. Die Konzentrationen der Spurenelementgehalte Na, K und Mn des nur 39.8 bzw. 27.5 mg schweren Probenmaterials konnten mittels RFA nicht nachgewiesen werden.

Modalbestimmung des Anteils von Chondren und Matrix

Ein *Renazzo* Dünnschliff (Abb. 2.10) wurde in vier nahezu gleiche Flächen (~15-25 mm², Gesamtfläche 87 mm²) unterteilt. Der Anteil von Matrix und Chondren dieser vier Flächen wurde mit Hilfe von Photomosaiken aus BSE-Bildern über Punktzählverfahren bestimmt (Abb. 2.21). Die (Matrix + dark inclusions) / (Chondren + Chondren Fragmente) Verhältnisse von 0.44, 0.68, 0.77 und 0.79 wurden ermittelt. Offensichtlich variiert der Anteil von Matrix und Chondren innerhalb relativ kleiner Gebiete des Chondrits stark.

Der Gesamtchemismus dieser vier Bereiche wurde mittels Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysetechnik unter Verwendung eines auf 100 µm defokussierten Strahl bestimmt (Tab. 2.9). Beim Vergleich mit Literaturdaten wird deutlich, daß die silikatbildenden Elemente Mg, Si, Ca, und Al der vier analysierten Flächen überrepräsentiert sind, wogegen beim Metallbildner Fe viel zu geringe Gehalte vorliegen. Dies ist begründet in der heterogenen Verteilung der tropfenförmigen Metalle innerhalb des Chondriten. Daher werden im folgenden nicht die absolut Gehalte der Elemente sondern einzig und allein die Elementverhältnisse der Silikatbildner (außer Fe) in die Betrachtung einfließen.



Tab. 2.9: Gesamtzusammensetzung des CR Chondriten Renazzo. Defokussierte EMS-Analysen von vier Flächen eines Dünnschliffes (Abb. 2.21), sowie zwei RFA-Analysen kleinster Chondritmassen. Zum Vergleich sind Literaturdaten angegeben.

BULK RENAZZO	[wt.%]	Na	K	Si	Mn	Cr	Mg	Ca	Al	Fe	Ti	Mg/Si	Ca/Al	Fe/Cr	Ti/Al
Fläche1	EMPA	0,31	0,06	18,29	0,17	0,37	16,12	1,45	1,52	16,83	0,06	0,88	0,96	44,92	0,04
Fläche2	EMPA	0,40	0,07	17,48	0,19	0,34	15,61	1,46	1,44	16,30	0,06	0,89	1,01	47,56	0,04
Fläche3	EMPA	0,40	0,06	17,03	0,19	0,35	14,63	1,44	1,46	18,37	0,06	0,86	0,99	53,16	0,04
Fläche4	EMPA	0,39	0,06	17,26	0,20	0,36	14,59	1,59	1,43	17,79	0,06	0,85	1,11	49,41	0,04
Mittelwert	EMPA	0,37	0,06	17,52	0,19	0,36	15,24	1,49	1,46	17,32	0,06	0,87	1,02	48,76	0,04
D16 - 39.8mg	RFA			16,30		0,39	13,81	1,31	1,32	24,10	0,08	0,85	0,99	61,54	0,06
D17 - 27.5mg	RFA			16,48		0,42	13,93	1,35	1,43	23,23	0,08	0,84	0,94	54,75	0,06
Kong & Palme (1999) bulk1	INAA	0,39	0,05		0,19	0,40	13,20	1,25	1,22	24,60			1,02	61,81	
Kong & Palme (1999) bulk2	INAA	0,39	0,05		0,20	0,39	13,90	1,45	1,32	21,80			1,10	56,48	
Kallemeyn & Wasson (1982)	INAA	0,32	0,03		0,16	0,37	13,80	1,33	1,23	24,30			1,08	64,97	
Mason & Wiik (1962)	wet chem.	0,41	0,03	15,81	0,19	0,38	14,33	1,27	1,25	24,93	0,11	0,91	1,02	65,07	0,09

2.4 Ergebnisse und Diskussion

2.4.1 Mg und Si in Chondren, Matrix und Gesamtchondrit primitiver kohlgiger Chondrite

2.4.1.1 Mg/Si Verhältnisse von Chondren und Matrix der CR Chondrite *Renazzo* und *Al Rais* Renazzo

In Abb. 2.22, einem Si vs. Mg Diagramm, sind die Zusammensetzungen von über 300 Matrix Analysen und von 73 Chondren des CR Chondriten *Renazzo* eingezeichnet. Der Gesamtmeteorit hat ein Mg/Si Verhältnis von 0.9 (MASON & WILK, 1962), dieses ist identisch zu dem chondritischen und somit dem solaren Mg/Si Verhältnis.

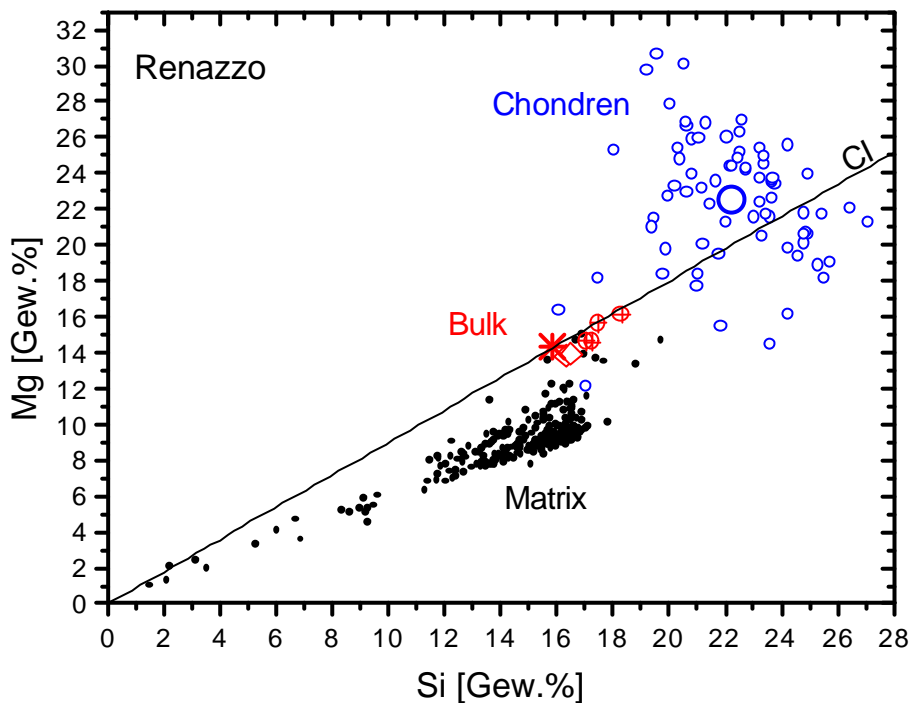


Abb. 2.22: Si gegen Mg [Gew.-%] von Matrix, Chondren und bulk *Renazzo*. Die mittlere Chondren-Zusammensetzung ist durch den großen offenen Kreis markiert.

Das durchschnittliche Mg/Si Verhältnis der *Renazzo* Matrix beträgt 0.65, mit einer Standardabweichung von 0.11 (Tab. 2.10). Dieser Wert liegt 30 % unter dem Verhältnis des Gesamtmeteoriten. Im Gegensatz dazu zeichnen sich Chondren im allgemeinen durch ein höheres Mg/Si Verhältnis aus, wobei das mittlere Mg/Si Verhältnis der Chondren 1.01 ± 0.2 beträgt und somit 10 % über dem des Gesamtmeteoriten liegt. Das hohe Mg/Si Verhältnis der Chondren ist nicht verwunderlich da es den hohen Anteil an forsteritischem Olivin, welcher die Hauptkomponente der *Renazzo* Chondren ist, reflektiert. Wogegen das niedrige Mg/Si Verhältnis der Matrix auf FeO- und SiO₂-reiche Minerale zurückzuführen ist. Die Gesamtzusammensetzungen von Matrix und Chondren belegen ihre gegenseitige Ergänzung,

ihre komplementäre Beziehung. Die Mg-reichen Chondren (mit durchschnittlich 23.18 Gew.%) werden kompensiert durch die geringen Mg-Gehalte (9.65 Gew.%) der Matrix um den Mg-Gehalt von 14.33 Gew.% des Gesamtchondriten, sowie das solare Mg/Si Verhältnis zu erhalten.

Tab. 2.10: Mg/Si in Renazzo und CI

Mg /Si in <i>Renazzo</i>	Mg/Si (Mittelwert)
Matrix	0.65± 0.11
Chondren	1.01± 0.2
Gesamt Renazzo	0.91
CI	0.90

In *Renazzo* gibt es keine weitere Komponente, die maßgeblich zur Massenbilanz von Mg oder Si beitragen könnte. Das Mg/Si Verhältnis des Gesamtchondriten ist CI chondritisch. Eine zufällige Mischung der beiden Komponenten scheint unwahrscheinlich in Bezug auf das chondritische Mg/Si Verhältnis des Gesamtmeteoriten. Diese Schlussfolgerung ist in sofern bedeutend, da sie separate Bildungsräume für Chondren und Matrix ausschließt. Eine separate, von der Matrix unabhängige Bildung der Chondren kann keines Falls das chondritische Verhältnis des Gesamtmeteoriten erklären. Der einzig sinnvolle Schluß ist, daß Matrix und Chondren einer gemeinsamen Bildungsregion des solaren Nebels (mit chondritischer Zusammensetzung) entstammen. Ein gewisser Anteil dieses Materials wurde in Chondren umgewandelt und aus dem verbleibenden Material bildete sich die Matrix.

Wie Kap. 2.3.3.2 schon erwähnt, gibt es große Variationen im Matrix / Chondren Verhältnis innerhalb relativ kleiner Gebiete des CR Chondriten *Renazzo*. Mit der Annahme einer konstanten Gesamtzusammensetzung innerhalb dieses Maßstabes und der Konstanz der Matrix-Zusammensetzung (Kap. 2.3.1.3), kann man folgern, daß die Chondren-Zusammensetzung variieren muß. In dem Sinne, daß mit zunehmenden Mg/Si Verhältnis der Chondren der Anteil der Chondren am Meteoriten kleiner wird. Diese Hypothese kann belegt werden.

Dazu wurden die Mg/Si Gehalte der Chondrenfraktion jeder analysierten Fläche berechnet. Eingeflossen in die Berechnungen sind neben den individuellen Chondren-Zusammensetzungen die Größe der Chondren und es wurde nur der Flächenanteil der Chondre innerhalb einer bestimmten Fläche berücksichtigt. Trotz der geringen Unterschiede im Mg- und Si- Gehalt der Chondrenfraktionen der einzelnen Flächen (Abb. 2.23) zeichnet sich, wie in Tab. 2.11 gezeigt ist, ein deutlicher Trend ab.

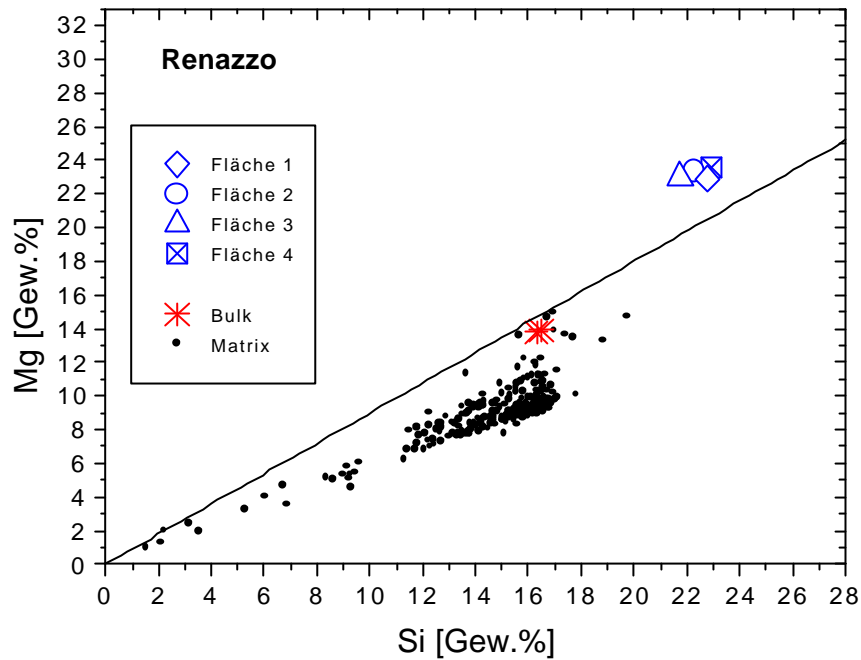


Abb. 2.23: Si vs. Mg der Gesamtchondrenfraktion der vier Flächen, wie in Tab. 2.11 angegeben, der Matrix sowie die Gesamtzusammensetzung von Renazzo. Die eingezeichnete Linie gibt das chondritische Mg/Si Verhältnis an.

Mit zunehmenden Mg/Si Verhältnis der Chondren von 0.99 bis 1.06 wird gleichfalls eine Zunahme des Matrixanteils beobachtet. Diese Ergebnisse sind in Abb. 2.24 graphisch veranschaulicht. Flächen mit einem geringen Matrixanteil sind gekoppelt an eine Chondrenpopulation mit durchschnittlich geringem Mg/Si Verhältnis und ebenfalls Flächen mit großem Matrixanteil zeichnen sich durch einen Chondrenpopulation mit hohem Mg/Si Verhältnis aus.

Tab. 2.11: Matrix/Chondren und Mg/Si Verhältnisse von vier Flächen (je 15-20 mm²) einer Renazzo Probe

	Fläche 1	Fläche 4	Fläche 2	Fläche 3
Matrix/Chondren	0.44	0.68	0.77	0.79
Mg/Si Chondren	0.99	1.03	1.05	1.06
Vol.% Chondren	69.5	59.6	56.3	55.5
Mg/Si Matrix	0.65	0.65	0.65	0.65
Vol.% Matrix	30.4	40.3	43.6	44.4
Mg/Si bulk (berechnet)	0.890	0.876	0.874	0.877
Mg/Si bulk (gemessen)	0.88	0.85	0.89	0.86

Aus den Mg/Si Verhältnissen von Chondren und Matrix und von den Verhältnissen dieser Komponenten zueinander wurden mittlere Mg/Si Verhältnisse für die einzelnen Flächen berechnet (in Tab. 2.11). Die vier Flächen weisen innerhalb des Fehlers die gleichen berechneten und analysierten Mg/Si Verhältnisse wie der Gesamtchondrit auf. Die Ergebnisse zeigen, daß der Chondrenbildungsprozess innerhalb sehr kleiner, lokal begrenzter Volumen stattgefunden haben muß. Es müssen verschiedene Reservoirs mit identischer Zusammensetzung vorgelegen haben, diese wurden zu unterschiedlichen Bruchteilen in Chondren umgewandelt und aus dem verbleibenden Material bildete sich die Matrix.

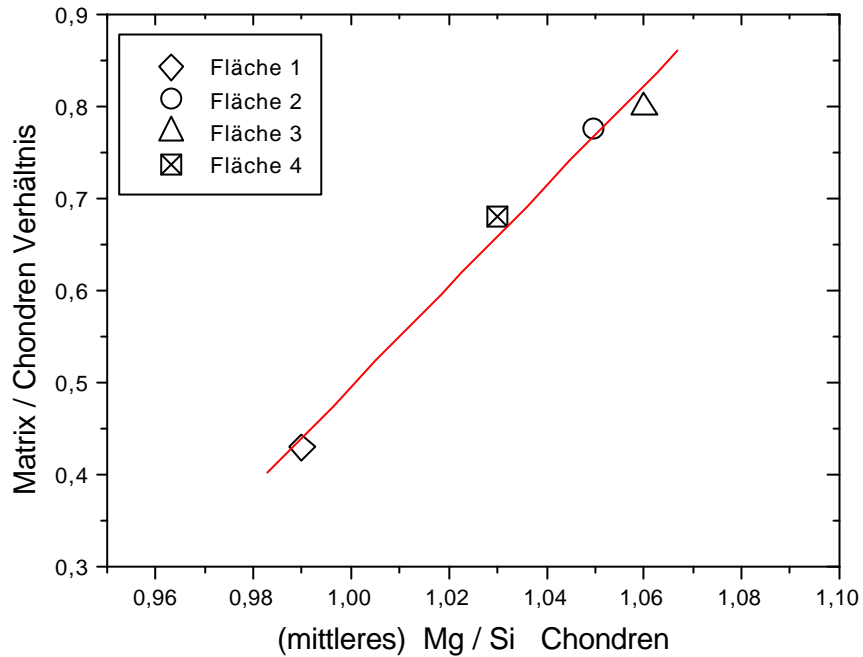


Abb. 2.24: Mg/Si Verhältnisse der Chondrenfraktionen nehmen zu mit dem Anstieg des Matrix Anteils des Chondriten

WOOD & HOLMBERG (1994) gehen ebenfalls von einem Chondrenbildungsprozeß aus, der innerhalb kleiner Volumina stattgefunden haben soll. Die Autoren fanden in einigen Chondren des gewöhnlichen Chondrites *Mező Madaras* (L3) das selten auftretende Al freie Mineral Merrihueit (K, Na) $(\text{Fe, Mg})_5\text{Si}_{12}\text{O}_{13}$. Bemerkenswert dabei ist, daß die Merrihueit enthaltenden Chondren sehr konzentriert auf kleinstem Raum verteilt auftreten, so fanden die Autoren in einem Schliff fünf von diesen Chondren aber in weiteren 25 Schliffen keine einzige Merrihueit führende Chondre. Dieses Alkali- und Fe- reiche Mineral bildete sich vermutlich über die Reaktion von SiO_2 -reichen Chondren mit einem an Na, K und Fe angereichertem Nebelgas. Um Al-arme und Si-reiche Chondren zu produzieren ist eine vorherige Fraktionierung des Gases notwendig. Des weiteren fordern die Autoren ein relativ kleines Volumen bei der Chondrenentstehung nicht nur für die seltene Spezies der Merrihueit führenden Chondren sondern auch für alle anderen viel gewöhnlicheren Chondren. Anschließend nach dem hochenergetischen Ereignis der Chondrenbildung findet eine erzwungene Platzierung der Chondren statt.

Al Rais

Wie schon in Kap. 2.2.2 erwähnt wurde, ist der Chondrit *Al Rais* ein ungewöhnlicher Vertreter der CR Gruppe, da er zu einem sehr hohen Anteil aus Matrix und dunklen Einschlüssen besteht und der Anteil an Chondren entsprechend geringer ist (< 30 Vol.%). Dies spiegelt sich in einem ca. 3-fach erhöhten (Matrix + DI) / Chondren Verhältnis gegenüber *Renazzo* wider (Tab. 2.12).

Tab. 2.12: Vergleich der Mg/Si Gehalte von Matrix, dark inclusions und Gesamtgestein von *Renazzo* und *Al Rais*

	<i>Renazzo</i>	<i>Al Rais</i>	Reference
(Matrix + DI) / Chondren Verhältnis	0.59	1.50	(MCSWEEN, 1977d)
	0.83	2.51	(WEISBERG ET AL, 1993)
Matrix: Mg/Si	0.65	0.74	diese Arbeit
	0.65	0.74	(MCSWEEN, 1977d)
DI: Mg/Si	0.73	0.75	(WEISBERG ET AL, 1993)
Bulk: Mg/Si	0.906	0.904	(MASON & WIJK, 1962)
mittlerer Fayalit-Gehalt der Chondren Olivine [Mol %]	4.7	2.1	(MCSWEEN, 1977d)
Mittlerer Ferrosillit-Gehalt der Chondren Olivine [Mol %]	3.6	2.5	(MCSWEEN, 1977d)

Das mittlere Mg/Si Verhältnis der Matrix von *Al Rais* beträgt 0.74 (Tab. 2.5; Tab. 2.12) und liegt somit etwa 10 % über dem Verhältnis der *Renazzo* Matrix (Abb. 2.25). Beide Chondrite *Al Rais* und *Renazzo* haben in der Gesamtzusammensetzung chondritische Mg/Si Verhältnisse. Von *Al Rais* liegen bisher keine Chondrenanalysen vor. An dieser Stelle soll der Versuch unternommen werden, über eine einfache Massenbilanzrechnung das Mg/Si Verhältnis der Chondren zu bestimmen.

$$(V_{\text{Chondren}} * \text{Mg/Si}_{\text{Chondren}}) + (V_{\text{DI}} * \text{Mg/Si}_{\text{DI}}) + (V_{\text{Matrix}} * \text{Mg/Si}_{\text{Matrix}}) = \text{Mg/Si}_{\text{Bulk}}$$

Unter Verwendung der Daten von WEISBERG ET AL (1993) und MASON & WIJK (1962) erhält man das mittlere Mg/Si Verhältnis (X) der *Al Rais* Chondren mit:

$$(0.28 * X) + (0.26 * 0.75) + (0.45 * 0.74) = 0.9,$$

wobei sich für X ein Mg/Si Verhältnis der Chondren von ~1.3 ergibt. Dieses ist im Vergleich zu den *Renazzo* Chondren mit 1.01 etwa um 30 % erhöht. Das die Chondrenpopulation von *Al Rais* ein höheres Mg/Si Verhältnis als die von *Renazzo* haben muß, zeigen auch die im Mittel geringeren Fayalit- und Ferrosillit-Gehalte der Chondren Olivine bzw. Pyroxene in Tab. 2.12. Hiermit bestätigt sich wiederum die Vermutung, daß an Flächen mit großem Matrixanteil eine Chondrenpopulation mit hohem Mg/Si Verhältnis gekoppelt ist, oder anders gesagt, mit zunehmendem Mg/Si Verhältnis der Chondren nimmt der Anteil der Chondren am Meteoriten ab. Wie hier gezeigt, können Matrix und Chondren nur komplementäre Bestandteile der Chondrite sein, die beide aus einem Reservoir solarer Zusammensetzung entstanden sind.

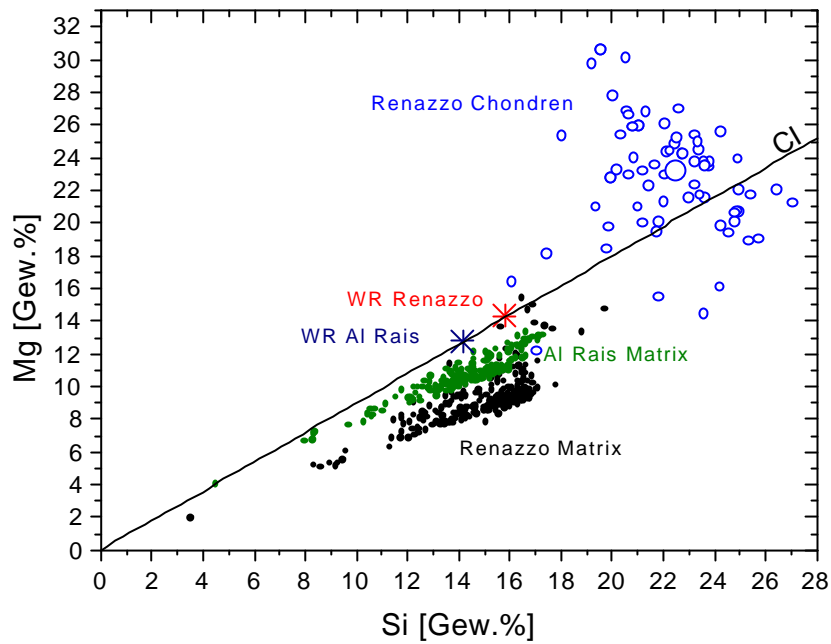


Abb. 2.25: Vergleich der Mg/Si Gehalte der Matrices der CR Chondrite **Renazzo** und **Al Rais**. Die Gesamtzusammensetzung von Al Rais ist wie die von Renazzo chondritisch. Das durchschnittliche Mg/Si der Matrix von Al Rais liegt mit 0.74 ca. 10 % höher als das von Renazzo (0.65), dennoch ist die Gesamtzusammensetzung beider Meteorite chondritisch.

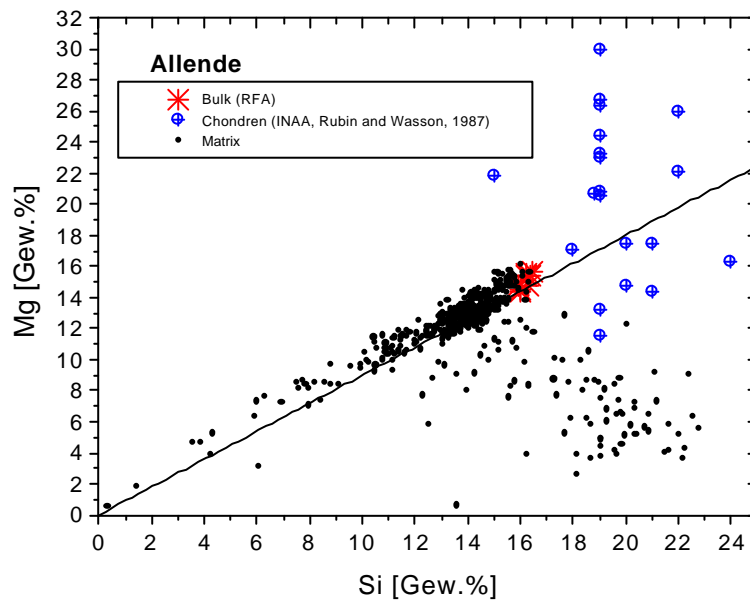


Abb. 2.26: Mg- und Si- Gehalte von Chondren, Matrix und Bulk **Allende**. Die Matrix- und die Gesamtzusammensetzung des Chondrits haben annähernd chondritische Mg/Si Verhältnisse und somit müssen auch die Chondren im Mittel ein chondritisches Mg/Si Verhältnis aufweisen. Chondrendaten (INAA) wurden der Arbeit von RUBIN & WASSON (1987) entnommen. Die eingetragenen Gesamtzusammensetzungen entsprechen den RFA-Analysen wie in Kap 2.3.3.1 vorgestellt. Die Matrix-Analysen mit hohen Si- und geringen Mg-Gehalten spiegeln die Anwesenheit von Ca,Fe- reichen Pyroxen Aggregaten in der Matrix wider.

2.4.1.2 Mg/Si in CV Chondriten

In den oxidierten Allende-ähnlichen CV Chondriten, wie *Allende* und *Mokoia*, wird in Bezug auf das Mg/Si Verhältnis der Chondren und der Matrix keine komplementäre Beziehung beobachtet, beide Hauptkomponenten, Matrix und Chondren, haben im Mittel annähernd chondritische Mg/Si Verhältnisse (Abb. 2.26). Dies ist schon aus der Fayalit-reicheren Chondren-Zusammensetzung dieser Meteorite zu erkennen.

Einen leichten dennoch keinesfall so ausgeprägten Trend wie bei den CR Chondriten findet man im CV_{oxB} Chondriten *Kaba*. Die Matrix dieses Chondrites kann, wie in Kap. 2.3.1.1 erläutert wurde, als primitiver als die Matrices der Chondrite *Allende* und *Mokoia* angesehen werden. In Abb. 2.27 sind die Ergebnisse von dem Chondrit *Kaba* graphisch dargestellt.

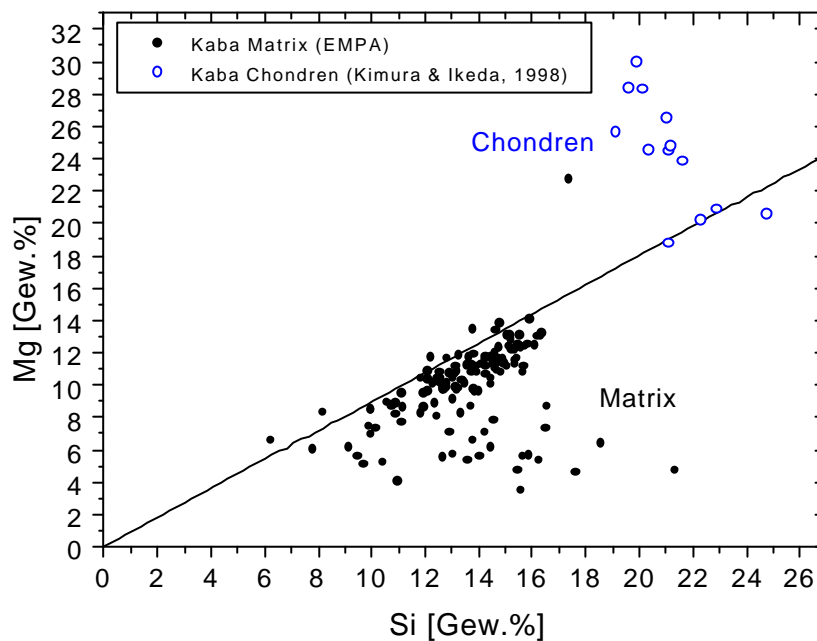


Abb. 2.27: Si vs. Mg von Matrix und Chondren des CV_{oxB} Chondriten *Kaba*. Chondrendaten (EMPA) wurden der Arbeit von KIMURA & IKEDA (1998) entliehen.

2.4.2 Fe und Cr

2.4.2.1 Fe und Cr in Matrix und Chondren in Allende

Obgleich man in Bezug auf das Mg/Si Verhältnis von Chondren und Matrix im CV3 Chondriten *Allende* keine komplementäre Beziehung finden kann, kann man diese jedoch mit Hilfe der Fe/Cr Verhältnisse der beiden Komponenten belegen. Dies wird deutlich in Abb. 2.28, einem Fe-Cr Diagramm. In dieser Abbildung sind über 500 Matrix Analysen (EMS) dargestellt, sowie 54 Chondren Gesamtzusammensetzungen (INAA; PALME ET AL., 1992; RUBIN & WASSON, 1987). Die meisten Matrix Analysen weisen einen einheitlichen Fe-Gehalt von ~30 Gew.% auf, während ein geringer Teil der Analysen bei niedrigeren Fe-Gehalten

liegt. Diese FeO-ärmeren Anteile der Matrix sind gleichzeitig reich an Ca und reflektieren das Vorkommen von Ca-reichem Pyroxen, welcher der Hauptträger des Ca in der *Allende* Matrix ist (siehe Kap. 2.3.1.1). Im Vergleich zur *Allende* Matrix und der Gesamtzusammensetzung des Chondriten *Allende* weisen die Chondren viel geringere Fe-Gehalte auf. Gleichzeitig ist der durchschnittliche Cr-Gehalt der Chondren in Bezug auf die Matrix und die Gesamtzusammensetzung leicht erhöht.

Die Gesamtzusammensetzungen von acht Teilproben eines *Allende* Stückes wurden mittels RFA und INAA, wie in Kap. 2.3.3.1 beschrieben, ermittelt. Die Ergebnisse dieser Messungen sind in Tab. 2.8 aufgelistet. Alle acht *Allende* Proben weisen innerhalb des Fehlers das gleiche Fe/Cr Verhältnis auf (unten in Tab. 2.8), was dem chondritischen Fe/Cr Verhältnis entspricht. Im Fe/Cr Diagramm (Abb. 2.28) sind die Gesamtzusammensetzungen der Teilstücke durch große offene Rauten dargestellt.

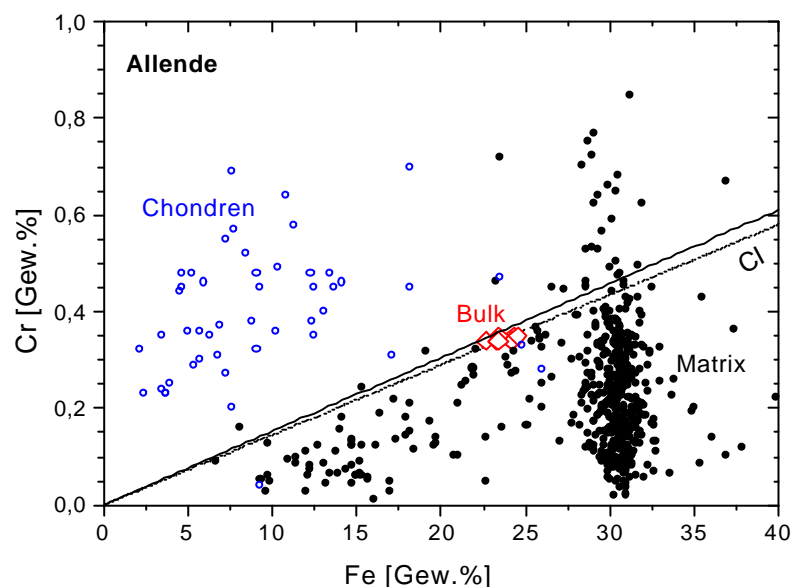


Abb. 2.28: Fe gegen Cr [Gew.-%] in Matrix, Chondren und Gesamtchondrit *Allende*. Die großen offenen Rauten zeigen die Ergebnisse der *Allende* Subproben von 100-400 mg mittels RFA.

Wie oben bereits erwähnt wurde ist die Matrix in *Allende* mit ~30 Gew.% bei weitem der bedeutendste Fe-Träger. Ein Matrix Anteil von 50 Vol.% würde 15 Gew.% Fe liefern, was 62 % des Gesamteisengehaltes von 23.5 Gew.% entsprechen würde. Der verbleibende Rest von 8.5 Gew.% Fe müßte folglich von den Chondren stammen, möglicherweise können auch fein verteilte Magnetit Körner, welche bei der Analyse der Matrix unbeachtet blieben, einen kleinen Teil des Eisens liefern. Jedoch erweist es sich als äußerst schwierig einen durchschnittlichen Fe-Gehalt der Chondren zu benennen (siehe Abb. 2.28). So beträgt der durchschnittliche Fe-Gehalt der Chondren Suite von RUBIN & WASSON (1987) 13.13 ± 6.4 Gew.%, wogegen sich ein mittlerer Fe-Gehalt von 6.87 ± 3.0 Gew.% bei der Suite von PALME ET AL (1992) ergibt. Daraus ergibt sich eine Unsicherheit bei der Bestimmung des Fe-Gehaltes der Chondren bei jeweils ca. 50 Chondren von mindestens 50 %. Eine *Allende*

Probe, wie z.B. All-4 siehe Tab. 2.8 mit einem Gewicht von 100 mg enthält zwischen 30 und 50 Chondren. Wenn der Fe-Gehalt der Matrix und der Matrix Anteil stets gleichbleibend wären, dann müßte man eine Variation in der Gesamtzusammensetzung für Fe von ca. 19 – 28 % erwarten.

Derartige Variationen des Fe-Gehaltes wurden jedoch noch nie beobachtet. Der Fe-Gehalt der Matrix ist, wie in Kap. 2.3.1.1 gezeigt wurde, nahezu konstant, daraus folgt, es muß eine gegenläufige Beziehung zwischen dem mittleren Fe-Gehalt der Chondren und der Menge an Chondren vorhanden sein, um den Fe-Gehalt der Probe auch in so kleinen Volumina konstant zu halten. Daraus folgt, Matrix und Chondren in *Allende* und auch in anderen kohligen Chondriten sind keine voneinander unabhängigen Komponenten. Damit können alle Chondrenbildungsmodelle, die einen unabhängigen Ursprung von Matrix und Chondren postulieren eindeutig ausgeschlossen werden. Eine spätere Umverteilung des Fe zwischen Chondren und Matrix im *Allende*- Mutterkörper kann ausgeschlossen werden. Eine FeO Diffusion im Mutterkörper ist auf Grund der geringen Metamorphose-Temperaturen von maximal 500°C nicht möglich (WEINBRUCH ET AL., 1994). Hinzu kommt außerdem noch, daß jeder dieser Prozesse eine homogenere Fe-Verteilung zur Folge hätte, was nur besagen würde, daß die original Verteilung stärker heterogen gewesen war. Eine Umverteilung des Fe über mm- Bereiche über hydrothermale Prozesse im *Allende* - Mutterkörper kann auf Grund gleicher Argumente ausgeschlossen werden.

2.4.2.2 Fe/Cr in CR Chondriten

Die CR Chondrite sind stark reduzierte Meteorite. Daher enthalten sie große Mengen an metallischen Eisennickel. Dieses findet man überwiegend an den Rändern der Chondren und dispers verteilt in der Matrix. Die Bestimmung des Fe-Gehaltes ist daher sehr schwierig. Daher wird auf die Betrachtung der Fe/Cr Verhältnisse der CR Chondrite an dieser Stelle verzichtet.

2.4.3 *Ca und Al in Chondren und Matrix*

2.4.3.1 Ca/Al Verhältnisse der CV Chondrite

Im Ca vs. Al Diagramm (Abb. 2.29) sind über 500 Matrix Analysen (EMS, defokussierter Strahl) und 54 Einzelchondren Analysen (INAA; PALME ET AL., 1992; RUBIN & WASSON, 1987) des *Allende* Chondriten grafisch dargestellt. Die Ca-Gehalte der Chondren variieren zwischen 0.4 und ~7 Gew.%, die Al-Gehalte liegen zwischen ~1.2 und 8 Gew.%. Einige Chondren haben ein leicht erhöhtes Ca/Al Verhältnis gegenüber dem Gesamtmeteoriten. Jedoch zeigte sich, daß *Allende* Chondren im Mittel gegenüber dem Gesamtmeteoriten geringfügig niedrigere Ca/Al Verhältnisse aufweisen. Die Matrix Analysen verdeutlichen die extrem heterogene Ca- und Al-Verteilung in der Matrix von *Allende*. Mehr als 90 % des Ca der Matrix ist konzentriert in rundlichen, ca. 25 µm großen Aggregaten, die überwiegend aus Ca, Fe-reichem Pyroxen bestehen, der mit ± Andradit, ± Wollastonit sowie ± Sulfid Verwachsungen bildet (Abb. 2.30 und siehe Kap. 2.3.1.1).

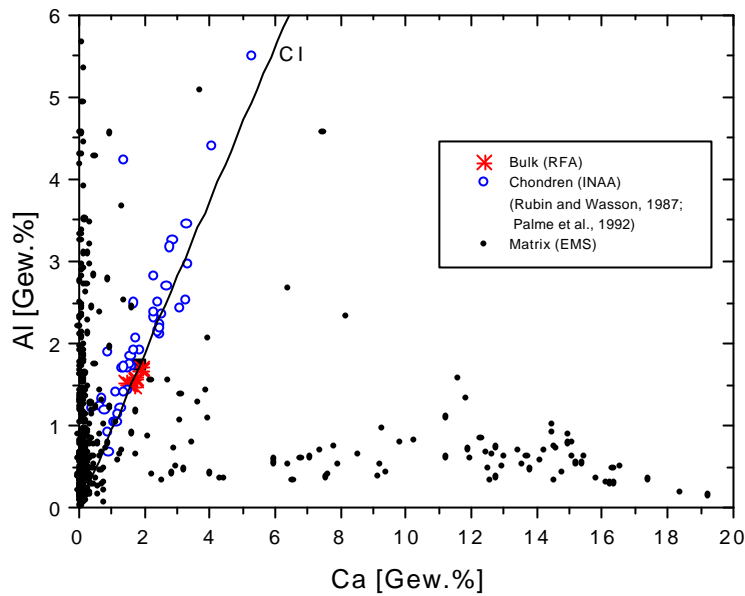


Abb. 2.29: Ca-Al Diagramm Einzel-Matrixanalysen (EMPA), Chondren und bulk **Allende**

Der Al-Gehalt dieser Aggregate ist kleiner 1 Gew.%, dies spiegelt die fast vollständige Trennung der refraktären Elemente Ca und Al wider. Die Separation dieser beiden Elemente kann entweder auf dem Allende Mutterkörper (KROT ET AL., 1998) oder im solaren Nebel stattgefunden haben (BRENKER ET AL., 1999). BRENKER ET AL. (1999) führten Transmissions-Elektronenmikroskopische-Untersuchungen an diesen Aggregaten durch. Diese Arbeiten zeigten, daß die Ca, Fe-reichen Pyroxene aus 0.01-0.2 μm breiten Entmischungslamellen oder

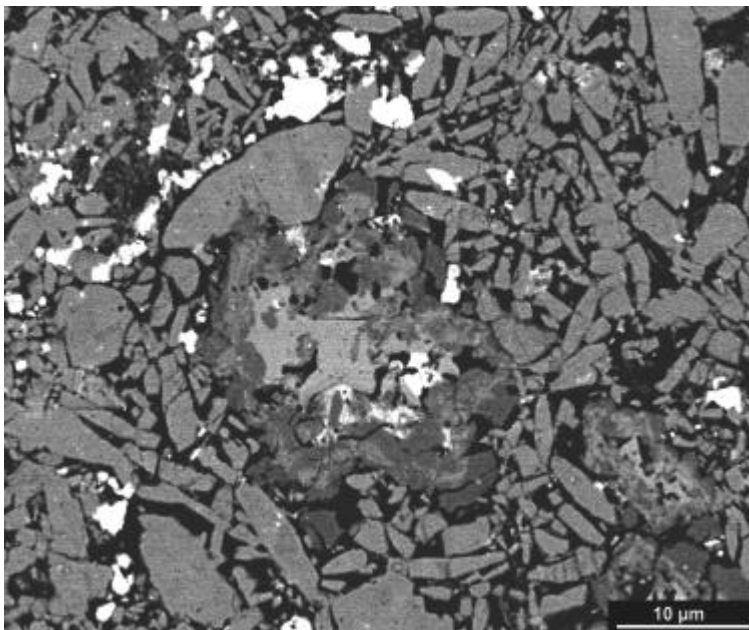


Abb. 2.30: Ca, Fe-reiche Aggregate in der Matrix des Allende Chondriten. Das gerundete Aggregat in der Mitte besteht aus Sulfiden (weiß), Andradit (hell grau) und Ca, Fe-Pyroxenen (grau).

Verwachsungen von C-zentrierten (C2/c) und primitiven (P2/n) monoklinen Pyroxenen bestehen. Die Zusammensetzung beider Pyroxene liegt nahe der Diopsid-Hedenbergit Linie im Pyroxen-Diagramm mit etwa $Fe/(Fe+Mg)=0.9$ für den primitiven und 0.82 für den C-zentrierten monoklinen Pyroxen. Der Fe-reichere Pyroxen verfügt stets über die primitive Kristallstruktur. Oberhalb von $970^{\circ}C$ existiert eine Mischungslücke zwischen Diopsid und Ferrobustamit (HUEBNER & TURNOCK, 1980). Aus der Zusammensetzung des Pyroxen-Paares (wie oben angegeben) ergibt sich eine Temperatur von $1050 \pm 10^{\circ}C$. Mit ansteigender Temperatur wandert die Mischungslücke zu höheren Mg-Gehalten und mit abnehmender Temperatur wandelt sich Ferrobustamit in Hedenbergit (C2/c) um. Hohe Abkühlraten von $>10^{\circ}C/h$ verhinderten die Umwandlung von Ferrobustamit in Hedenbergit und ermöglichten so die Erhaltung der beobachteten Raumgruppe P2/n der Mg-armen Pyroxene (BRENKER ET AL., 2000). Diese Aggregate müssen sich somit bei sehr hohen Temperaturen ($\sim 1050^{\circ}C$) mit anschließender raschen Abkühlung ($\sim 10^{\circ}C/h$) gebildet haben. Solche Bedingungen lassen sich nur im solaren Nebel verwirklichen. Der Allende Mutterkörper kommt als Bildungsort dieser Aggregate nicht in Frage, weil er nie so hohen Temperaturen ausgesetzt gewesen ist (maximal $500^{\circ}C$, WEINBRUCH ET AL (1994)). Auch die hohe Abkühlrate von $>10^{\circ}C/h$ spricht gegen die Bildung der Pyroxene auf einem einige Kilometer großen Körper mit einer um etwa eine Größenordnung geringeren Abkühlrate. Die Bildung der Ca, Fe-Pyroxene muß daher vor der Akkretion in den Allende Mutterkörper stattgefunden haben. Die Aggregate bildeten sich wahrscheinlich über Kondensationsprozesse im solaren Nebel über die Reaktion von gasförmigen $Ca(OH)_2$ und Fe mit Forsterit und / oder Enstatit (BRENKER ET AL., 2000).

Die hohen Al-Gehalte einzelner Matrix Analysen in Abb. 2.29 sind auf Nephelin ($NaAlSiO_4$), Sodalith ($Na_4Al_3Si_3O_{12}Cl$) und Spinell Körner zurückzuführen.

Das Ca/Al Verhältnis des Gesamtmeteoriten entspricht dem solaren Verhältnis und die Matrix zeichnet sich durch erhöhte Ca/Al Verhältnisse aus (PALME ET AL., 1993; 1992). Dies wird deutlich beim Vergleich der Ca/Al Verhältnisse von Chondren, Matrix und Gesamtmeteorit, wie in Tab. 2.13 aufgelistet und in Abb. 2.31 grafisch verdeutlicht.

Tab. 2.13: Ca- und Al-Gehalte in Chondren, Matrix und bulk Allende

	Ca Gew.%	Al Gew.%	Ca/Al	Referenzen
Chondren	2.76	3.24	0.85	(PALME ET AL., 1992)
	1.90	2.17	0.87	(RUBIN & WASSON, 1987)
	2.28	2.80	0.81	(KIMURA & IKEDA, 1998)
Matrix	1.91	1.60	1.19	(CLARKE ET AL., 1970)
	1.69	1.22	1.38	(MCSWEEN & RICHARDSON, 1977)
	2.10	1.60	1.32	(RUBIN, 1984)
	1.73	1.30	1.33	(RUBIN & WASSON, 1987)
	1.91	1.62	1.17	(JAROSEWICH, 1990)
	0.16	0.89	0.18	(ZOLESKY ET AL., 1993)
	1.14	1.11	1.03	(KIMURA & IKEDA, 1998)
	1.80	1.03	1.75	diese Arbeit
Bulk	1.86	1.73	1.08	(JAROSEWICH, 1990)
	1.71	1.56	1.09	diese Arbeit (8 Kleinstproben)
CI	0.95	0.86	1.09	

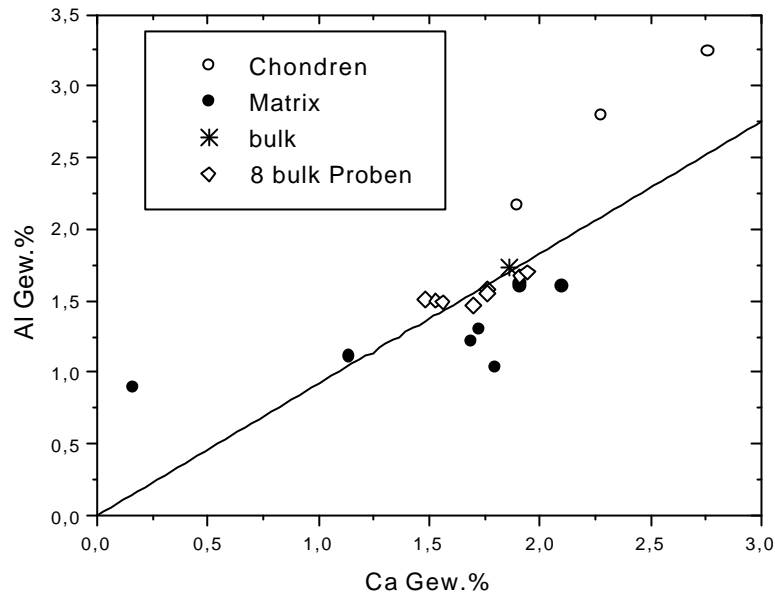


Abb. 2.31: Ca vs. Al Diagramm der mittleren Zusammensetzung der Matrix, von Chondren und bulk *Allende* nach verschiedenen Autoren siehe Tab. 2.13

MURAKAMI & IKEDA (1994) wiesen ein hohes Ca/Al Verhältnis in den Chondren des CV Chondriten *Yamato 86751* und ein geringes Ca/Al Verhältnis in der Matrix nach, trotz annähernd identischer Gesamtzusammensetzung sind die Ca/Al Verhältnisse von Chondren und Matrix von *Allende* und *Yamato 86751* genau umgekehrt. Wahrscheinlich wurden Mg, Al Spinelle in das Precursormaterial der *Allende* Chondren eingebaut, jedoch nicht in das Chondren Ausgangsmaterial des *Yamato 86751* Chondriten (PALME ET AL., 1993).

IKEDA & KIMURA (1995) führten detaillierte Studien an *Allende* Chondren, speziell an der Mesostasis durch. Sie stellten fest, daß der Alkali Gehalt vom Chondreninneren zum Rand, von reinem magmatischen Glas bis hin zu hoch alterierter dunkler Mesostastasis, zunimmt. Gleichzeitig wurde eine Ca-Abnahme zum Rand beobachtet. Die Autoren folgerten, daß die Chondren Ca über Austauschreaktionen mit Alkali-Elementen verloren haben, was zur Umverteilung von Ca im solaren Nebel führte.

Die Ungleichgewichte unter den verschiedenen Komponenten in *Allende* schränken die thermische Geschichte des Mutterkörpers deutlich ein. Jegliche metamorphe Umverteilung von Ca und Al auf dem Meteoriten Mutterkörper kann klar ausgeschlossen werden. Die komplementäre Beziehung in der Verteilung von Ca und Al auf Chondren und Matrix muß daher auf Prozesse im solaren Nebel zurückgeführt werden.

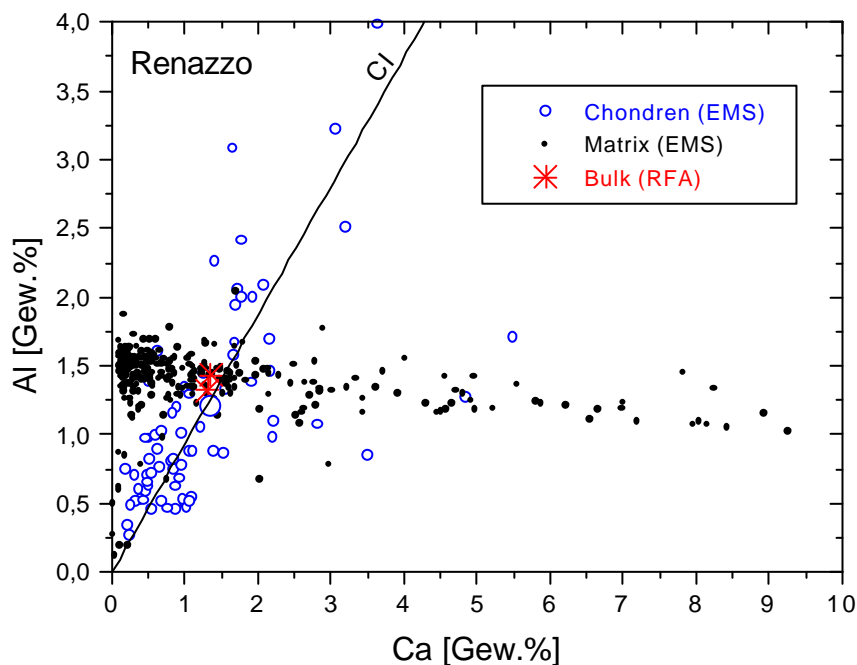
Für den CV_{oxA} Chondriten *Mokoia* lassen sich ähnliche Aussagen treffen, wie in Tab. 2.14 an den Daten verschiedener Autoren deutlich wird. Ca und Al sind stark inhomogen in der Matrix verteilt, was zu stark variablen Ca- und Al-Gehalten führt. Bisher vorhandene Chondrendaten liefern wie bei *Allende* ein leicht erniedrigtes Ca/Al Verhältnis gegenüber dem Gesamtgestein.

Tab. 2.14: Ca und Al in Matrix, Chondren und Gesamtgestein des CV_{oxA} Chondriten *Mokoia*.

	Ca Gew.%	Al Gew.%	Ca/Al	Referenzen
Chondren	1.99	2.25	0.88	(KIMURA & IKEDA, 1998)
Matrix	1.36	0.16	8.5	(KIMURA & IKEDA, 1998)
	1.17	1.86	0.62	(MCSWEEN & RICHARDSON, 1977)
	2.07	0.78	2.65	diese Arbeit
Bulk	2.01	1.85	1.09	(MICHAELIS ET AL., 1969)
	1.83	1.33	1.37	(WIJK, 1956)
CI	0.95	0.86	1.09	

2.4.3.2 Ca/Al Verhältnisse in den Hauptkomponenten des CR Chondrits *Renazzo*

In dem CR Chondrit *Renazzo*, kann in Bezug auf das Ca/Al Verhältnis keine komplementäre Beziehung zwischen Chondren und Matrix beobachtet werden. *Renazzo* Chondren haben im Mittel ein annähernd chondritisches Ca/Al Verhältnis, so wie der Gesamtchondrit (Abb. 2.32). Einzelanalysen der Matrix weisen nahezu konstante Al-Gehalte bei gleichzeitig stark variablen Ca-Gehalten auf. Die großen Variationen im Ca reflektieren möglicherweise sekundäre Umverteilungsprozesse auf dem CR- Mutterkörper. Die Matrix muß jedoch im Mittel auch ein chondritisches Ca/Al Verhältnis aufweisen, da die Ca/Al Verhältnisse der Chondrenpopulation und das des Gesamtmeteorit chondritisch sind.

Abb. 2.32: Ca- und Al- Gehalte von Chondren, Matrix und Bulk *Renazzo*.

2.4.4 Ti/Al Fraktionierung von Chondren und Matrix

2.4.4.1 Ti/Al in *Renazzo* und *Al Rais*

Bei den Untersuchungen der beiden Hauptkomponenten, Chondren und Matrix, des CR Chondriten *Renazzo* stellten sich signifikante Unterschiede in den Ti/Al Verhältnissen heraus. In Abb. 2.33 einem Al vs. Ti Diagramm sind ca. 300 Matrix Analysen und die Zusammensetzung von 73 Einzelchondren des CR Chondriten *Renazzo* eingezeichnet. Die *Renazzo* Matrix ist durch geringe Ti-Gehalte gekennzeichnet, sie weist ein geringeres Ti/Al Verhältnis als die Chondren auf. Der Gesamtmeteorit hat ein annähernd chondritisches Ti/Al Verhältnis.

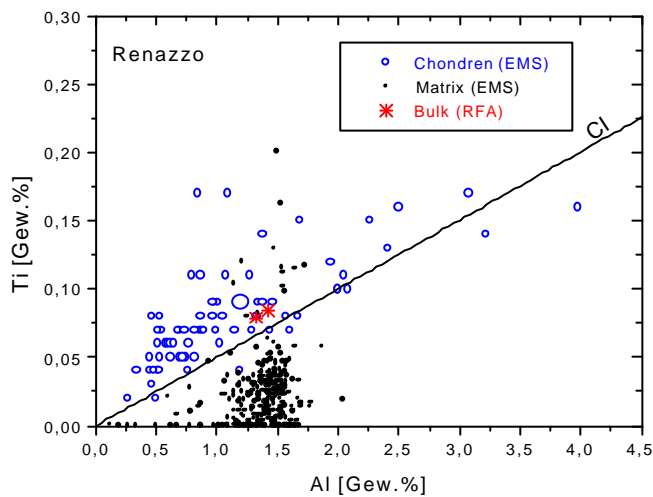


Abb. 2.33: Al vs. Ti von Chondren, Matrix und bulk **Renazzo**. Die mittlere Chondren Zusammensetzung ist durch den größeren offenen Kreis gekennzeichnet. Beide bulk Proben wurden mittels RFA analysiert.

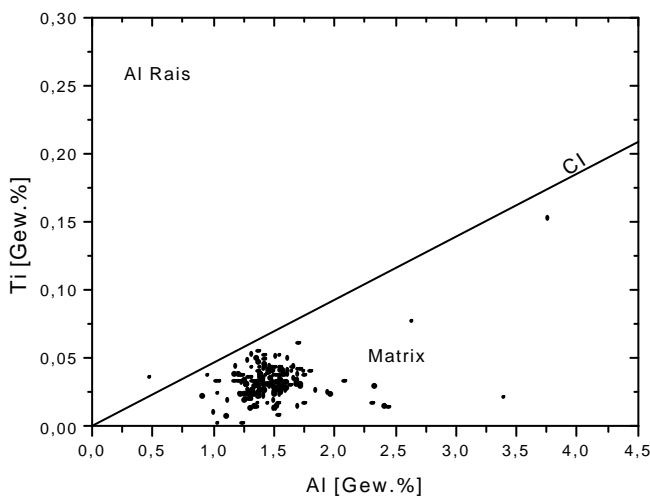


Abb. 2.34: Al- und Ti-Gehalte von Einzelanalysen der Matrix von **Al Rais**.

Deutlicher ist dieser Sachverhalt in Abb. 2.35 dargestellt, hier ist auf der y-Achse das Ti/Al Verhältnis der Komponenten des CR Chondriten *Renazzo* gegen den Al-Gehalt aufgetragen. Über 95 % aller Matrix Analysen weisen Ti/Al Verhältnisse auf, die deutlich kleiner sind, als das chondritische Ti/Al Verhältnis von 0.055. Die *Renazzo* Matrix hat ein durchschnittliches Ti/Al Verhältnis von 0.025. Über 90 % der Chondren aus *Renazzo* haben höhere Ti/Al Verhältnisse (Mittelwert: 0.072) als CI und liegen damit oberhalb der CI Linie in Abb. 2.35. Betrachtet man das durchschnittliche Matrix/Chondren Verhältnis *Renazzos* von 0.68 so kann man daraus schließen, daß etwa 44 % des Al in der Matrix und ca. 56 % in den Chondren gebunden ist, wogegen sich nur etwa 22 % des Ti in der Matrix befindet und 78% in den Chondren vorliegt. An zwei *Renazzo* bulk Proben von äußerst geringer Größe wurden RFA Analysen durchgeführt (35.8 mg, 27.5 mg, es wurde das gleiche Material wie bei KONG & PALME (1999) verwendet), beide Proben sind ebenfalls in Abb. 2.33 und auch in Abb. 2.35 dargestellt, beide Proben weisen annähernd chondritische Ti /Al Verhältnisse auf.

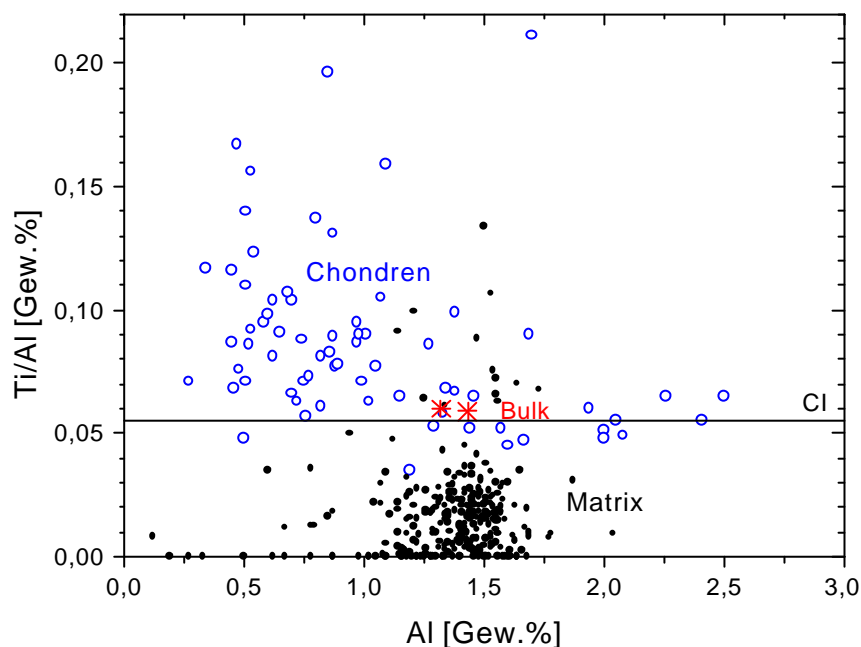


Abb. 2.35: Al-Gehalte gegen die Ti/Al Verhältnisse von Chondren, Matrix und bulk *Renazzo*.

Quantitative EMS-Rasteranalysen vier repräsentativer Flächen (vergleiche Kap. 2.3.3.2). bestätigten die Annahme aus den RFA-Analysen, daß auch innerhalb kleinster Volumina das chondritische Ti/Al Verhältnis (innerhalb von 20 %) erreicht wird (Tab. 2.9). Chondren, Matrix und Bulk *Renazzo* weisen wie in Kap. 2.4.3.2 gezeigt wurde annähernd chondritische Ca/Al Verhältnisse auf, das fraktionierende Element ist Ti.

Die Matrix des CR Chondriten *Al Rais* zeichnet sich ebenfalls durch geringe Ti/Al Verhältnisse aus (Abb. 2.34).

Die enge Verbindung der Elemente Ti und Al spiegelt sich in den konstanten Ti/Al Verhältnissen chondritischer Meteorite wider (Abb. 2.36).

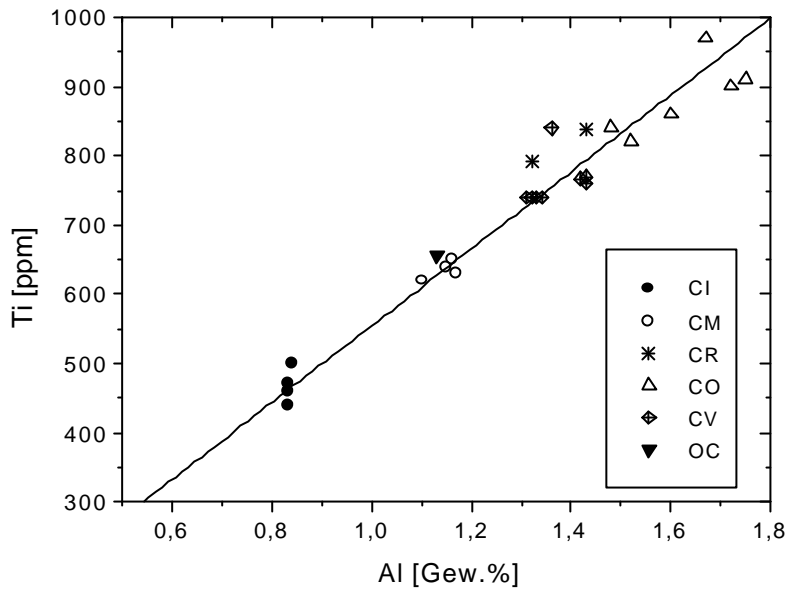


Abb. 2.36: Al- und Ti-Gehalte einiger kohligler Chondrite der Typen CI, CR, CM, CO, CV sowie eines OC Chondriten. Daten aus WOLF & PALME (in press), die Daten des CR Chondriten Renazzo wurden hinzugefügt.

Die drei refraktären Elemente Ca, Al und Ti zählen zu den ersten Elementen der Kondensationssequenz eines abkühlenden Gases solarer Zusammensetzung. Gleichfalls sind Ca, Ti und Al auch die Elemente die bei Evaporations-Experimenten im Residuum angereichert vorliegen (FLOSS ET AL., 1996; 1998). FLOSS ET AL (1996) führten Versuche an Allende Material durch und stellten die Evaporations-Abfolge (Fe, Mn, Cr)-(Mg,Si)-(Ca, Ti)-(Al) fest (siehe Abb. 2.37). Aus dieser Abbildung ist ersichtlich, daß die volatilen Elemente Fe (Mn und Cr) in der Evaporationssequenz schon sehr früh verloren gehen, gefolgt von Mg und Si, die eine langsame zunächst kontinuierliche Abnahme zeigen. Der Verlust von Mg und Si ist schon nahezu vollständig bevor die Gehalte von Ca, Al und Ti merklich abnehmen. Die Ti-Anreicherung in den Chondren kann nicht über Evaporationsprozesse entstanden sein, denn die Evaporation der refraktären Elemente Ca, Al und Ti erfordert den nahezu vollständigen Verlust von Mg und Si. Die Abwesenheit von Mg und Si wird allerdings in chondritischen Proben nie beobachtet, so daß die Evaporation der refraktären Elemente Ca, Al und Ti keinen Einfluß auf die Chondren-Zusammensetzung nehmen kann. Die Ca/Al Verhältnisse der Chondren sind annähernd chondritisch. Die Ti-Anreicherung der Chondren erfordert wenn man Evaporationsprozesse dafür verantwortlich machen will, daß Ca und Al sind stärker volatil verhalten als Ti, wie aus Abb. 2.37 ersichtlich ist, verhält es sich genau umgekehrt. Daher kann die Fraktionierung von Ti und Al über Evaporation ausgeschlossen werden.

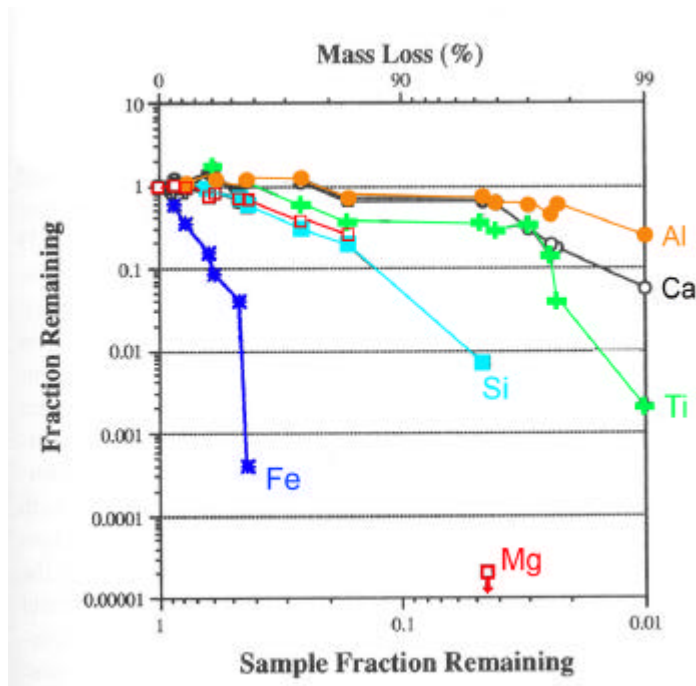


Abb. 2.37: Elementfraktionierungen ermittelt über Evaporationsexperimente mit chondritischem Ausgangsmaterial. Grafik aus FLOSS ET AL. (1996).

Selbst im Anfangsstadium der magmatischen Differentiation findet keine signifikante Fraktionierung von Al und Ti statt. Beide Elemente werden etwa gleich stark in die Erdkruste extrahiert. Dies reflektiert einen ähnlichen Grad an Inkompatibilität von Al und Ti. Das Ti /Al Verhältnis der Erdkruste mit 0.0642 (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) entspricht nahezu dem chondritischen Verhältnis von 0.055.

2.4.4.2 Ti/Al in anderen kohligen Chondriten

Ähnlich geringe Ti/Al Verhältnisse wurden in den Matrices von *Allende* und *Kaba* nachgewiesen (Abb. 2.38; Abb. 2.39).

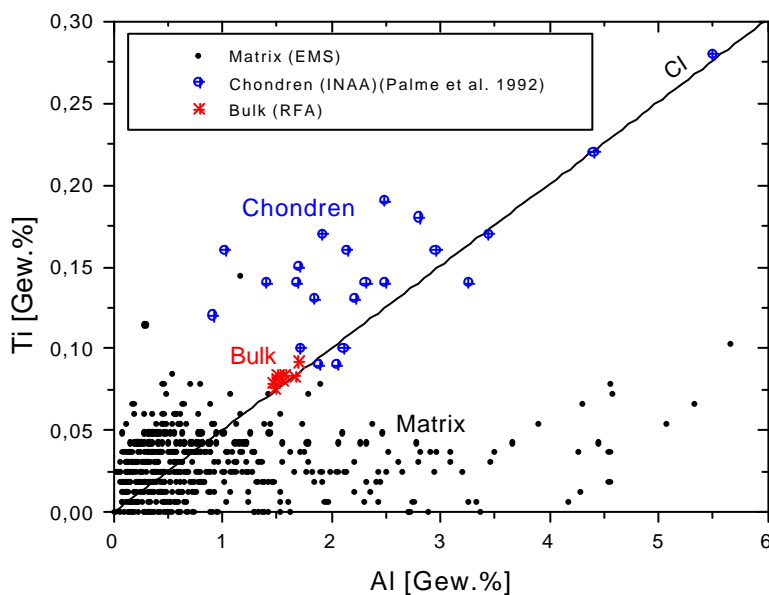


Abb. 2.38: Al vs. Ti in Chondren und Matrix aus *Allende*. *Allende* Chondren Daten von PALME ET AL. (1992), Matrix Daten EMS und bulk *Allende* (8 Kleinstproben (RFA), siehe Tab. 2.8).

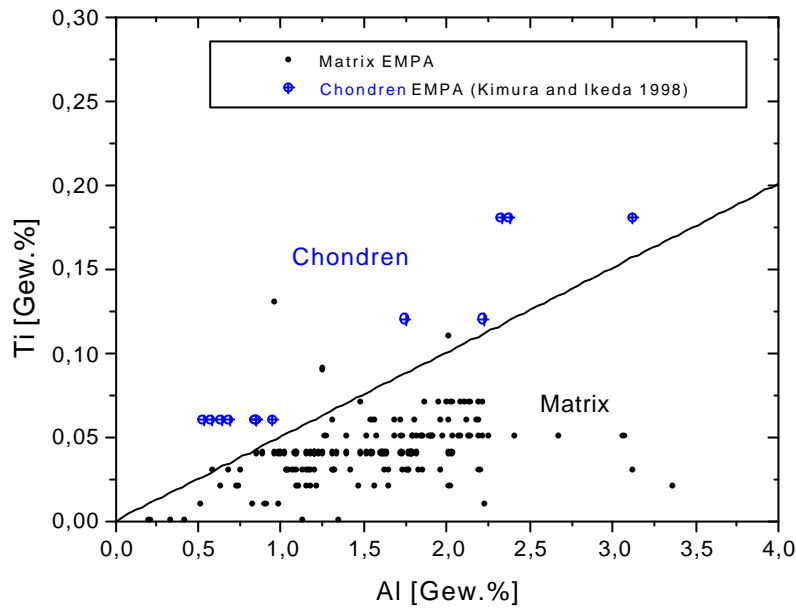


Abb. 2.39: **Kaba Chondren**
Daten von KIMURA & IKEDA
(1998) und Matrix Daten EMS.

2.4.4.3 Ti/Al in gewöhnlichen Chondriten

Die gewöhnlichen Chondrite (OC: H, L, LL) zeichnen sich durch ein sehr geringes Matrix / Chondren Verhältnis aus. Der Anteil der Matrix am Gesamtchondriten variiert zwischen 10 - 15 Vol.% (SCOTT ET AL., 1996). Die Hauptkomponente der OCs sind die Chondren mit ~60 - 80 Vol.%. In Abb. 2.40 sind die Al-Gehalte gegen die Ti-Gehalte der Chondren (Daten aus: JONES, 1990; 1994; JONES & SCOTT, 1989) des gewöhnlichen Chondriten *Semarkona* (LL3.0) aufgetragen.

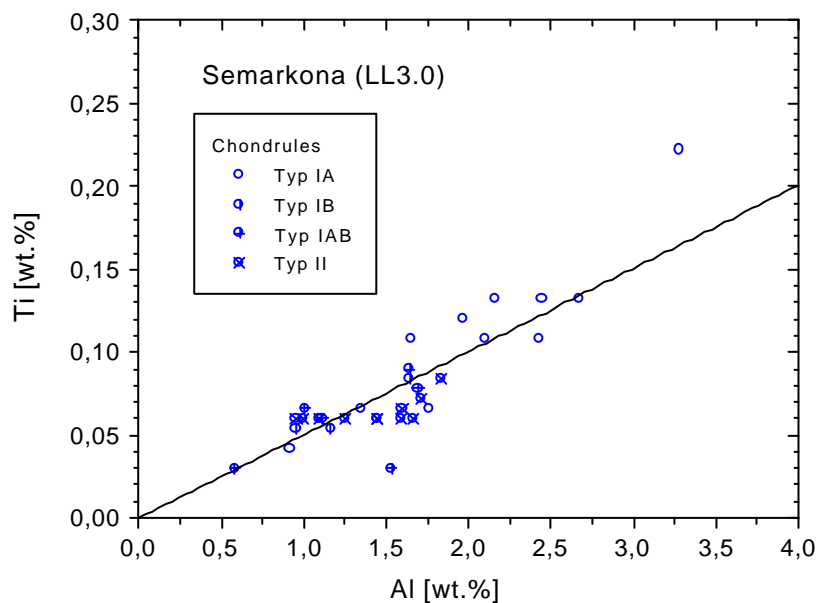


Abb. 2.40: Al gegen Ti Diagramm der Chondren Gehalte in *Semarkona*. Daten von JONES, 1990; JONES, 1994; JONES & SCOTT, 1989.

Die Chondren haben annähernd chondritische Ti/Al Verhältnisse. Dies ist aufgrund des hohen Anteils der Chondren und des chondritischen Ti/Al Verhältnis des Gesamtmeteoriten nicht verwunderlich. Da die Matrix nur einen sehr geringen Beitrag zu dem Ti/Al Haushalt auf Grund ihrer geringen Präsenz beitragen kann und der Gesamtmeteorit ein chondritisches Verhältnis aufweist, müssen auch die Chondren im Mittel ein chondritisches Verhältnis haben.

LUX ET AL (1980) publizierten die chemische Zusammensetzung von Chondren (373 Einzelchondren, EMS) verschiedener H Chondrite der petrologischen Typen 3 bis 6. Die TiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalte der Chondren der H Chondrite des Typ's 3 zeigen einen hohen Korrelationsgrad und spiegeln wie die Chondren aus dem LL3.0 Chondriten das chondritische Ti/Al Verhältnis wider (Abb. 2.41; Fig.12 aus LUX ET AL, 1980). Anders dagegen die Chondren der Meteorite höheren petrologischen Typen. Der Korrelationskoeffizient (r) verringert sich mit ansteigendem petrologischen Typ. Eine Abnahme der Ti-Gehalte wird ab dem Typ 5 deutlich, bei Chondren des Typ 6 ist die Korrelation verloren gegangen. Neben der Abnahme der Ti-Gehalte in den höheren petrologischen Typen wurde eine Zunahme der Al_2O_3 - und FeO-Gehalte beobachtet.

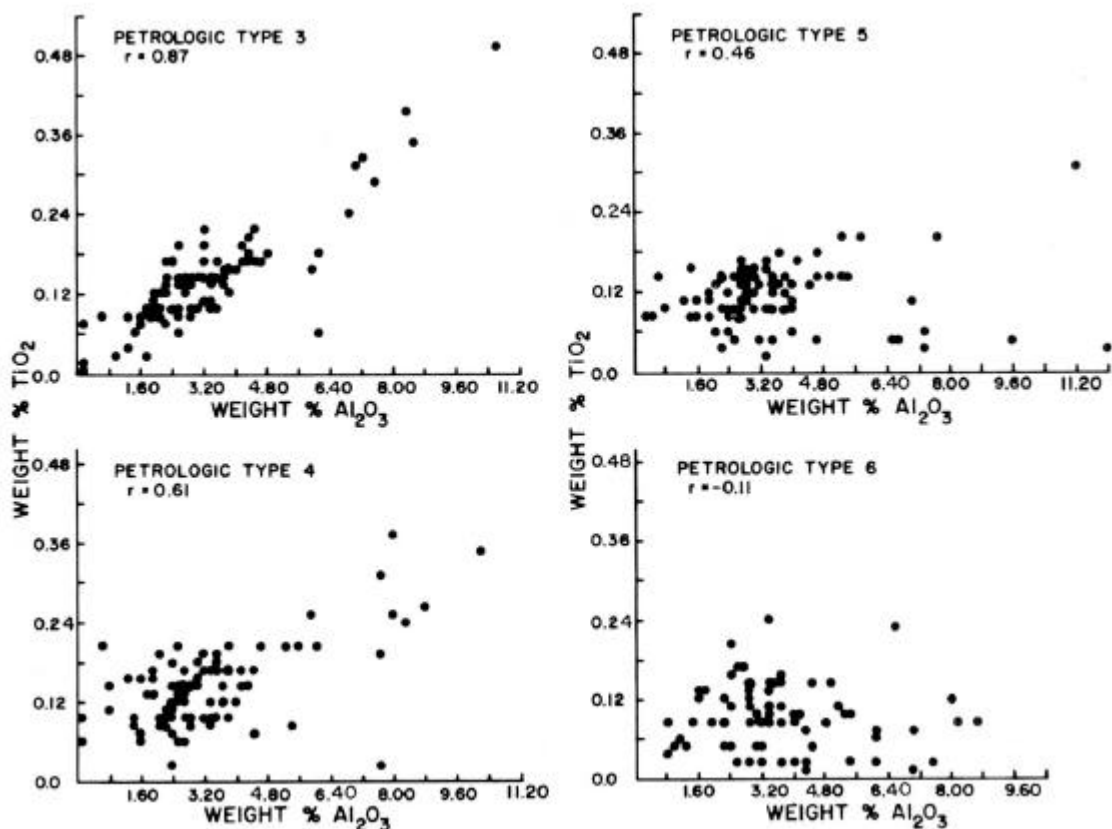


Abb. 2.41: Al_2O_3 – und TiO_2 -Gehalte der Chondren aus verschiedenen H Chondriten der Typen 3-6. Kopie von Fig 12 aus LUX ET AL., 1980.

Eine sekundäre Umverteilung des Ti über wässrige Alteration im Mutterkörper der Chondrite kann eindeutig ausgeschlossen werden. Ti ist ein sehr immobiles Element.

Die Umverteilung von Titan über Metamorphose ist wie LUX ET AL. (1980) zeigten möglich, spielt jedoch erst bei Chondriten des petrologischen Typs 4 – 5 eine Rolle, und kann somit nicht für die Ti-Fraktionierung in unequilibrierten Chondriten der Typen 2 und 3 verantwortlich sein.

Die Ti-Anreicherung der Chondren einiger kohligler Chondrite könnte eine Folge des bevorzugten Einbaus der Hochtemperaturphase *Perowskit* (CaTiO_3) sein. Perowskit kommt deshalb in Frage, da in den Chondren Ti und Al fraktioniert auftreten und gleichzeitig die Ca/Al Verhältnisse nahezu konstant sind. Zunächst kondensiert Perowskit der anschließend in das Chondren Ausgangsmaterial eingebaut wird, damit verarmt das verbleibende Gas an Ti und dies führt zu niedrigeren Ti/Al Verhältnissen in den Matrices der primitiven Chondrite. Somit müssen sich Chondren und Matrix aus einem Reservoir, wie es auch aus den Mg/Si Verhältnissen von Chondren und Matrix abgeleitet wurde, gebildet haben. Die Ti/Al Fraktionierung weitet das dargelegte Modell zu höheren Temperaturen auf.

2.5 Zusammenfassung

Im CR-Chondrit *Renazzo* zeichnen sich Chondren und Matrix durch komplementäre Mg/Si Verhältnisse aus. Das Mg/Si Verhältnis der Chondren ist größer als das des Gesamtmeteoriten (= solares Verhältnis) und das Mg/Si Verhältnis der Matrix ist geringer. Eine unabhängige Bildung von Matrix und Chondren ist als unwahrscheinlich anzusehen. Matrix und Chondren müssen aus einem Reservoir solarer Zusammensetzung entstanden sein.

Das solare Gesamt Mg/Si innerhalb kleiner Flächen von *Renazzo* kann nicht das Ergebnis einer zufälligen Mischung von Chondren und Matrix mit eindeutig nicht-solaren Mg/Si Verhältnissen sein. Die CR Chondrite *Al Rais* und *Renazzo* unterscheiden sich in den Mg/Si Verhältnissen von Chondren und Matrix, sowie in ihren Anteilen von Matrix und Chondren trotz identischer Mg/Si Gesamtzusammensetzung beider Chondrite. Flächen mit großem Matrixanteil sind an eine Chondrenpopulation mit hohem Mg/Si Verhältnis gekoppelt, oder anders gesagt, mit zunehmenden Mg/Si Verhältnis der Chondren nimmt der Anteil der Chondren am Meteoriten ab.

Matrix und Chondren der CV Chondrite haben im allgemeinen solare Mg/Si Verhältnisse. Dennoch, die komplementäre Beziehung von Matrix und Chondren der CV Chondrite ist in den Fe- und Cr-Gehalten dieser beiden Komponenten belegt. Das chondritische Fe/Cr Verhältnis selbst kleinster *Allende* Volumina erfordert, daß Matrix und Chondren keine von einander unabhängigen Komponenten sind.

Die gegensätzliche Ca/Al Verhältnisse von Matrix und Chondren der CV Chondrite *Allende* und *Yamato Y-86751* belegen neben dem komplementären Verhalten von Matrix und Chondren, daß die Bedingungen der Chondrenbildung auch für Meteorite der gleichen chemischen Gruppe lokal verschieden gewesen sind.

Die Ti/Al Fraktionierung von Chondren und Matrix des CR Chondrit *Renazzo* kann erklärt werden durch eine frühe Bildung von Perowskit Körnern durch Kondensation und deren Einbau in das Precursormaterial von Chondren. Über Pyroxen Fraktionierungsprozesse kann Ti abtransportiert werden, jedoch würde sich dies auch auf das chondritische Ca/Al Verhältnis von Chondren und Matrix auswirken.

Die dargelegten Beobachtungen haben weitreichende Konsequenzen für die Bildungsmodelle von Chondren:

- (a) Alle Modelle, die zunächst feinkörniges Material chondritischer Zusammensetzung kondensieren („unfraktioniertes“ Precursor Modell (a) aus Abb. 2.8) und anschließend aus Matrix über Wiederaufschmelzung Chondren produzieren sind nicht haltbar, da damit die beobachteten Mg/Si und Ti/Al Fraktionierungen nicht zu erklären sind.
- (b) Modelle, die eine von der Matrix unabhängigen Ursprung fordern, können hiermit widerlegt werden. Somit ist die Chondrenbildung z.B. über das Modell des bipolaren Ausfluß einer aktiven jungen Sonne (SHU ET AL, 1996) bei dem die spätere Zumischung der Chondren in den solaren Nebel (Matrix) gefordert wird, nicht möglich. Es ist äußerst schwierig sich vorzustellen, wie Chondren genau die exakte Menge an feinkörniger Matrix akkretieren, die notwendig ist, damit ein Meteorit erhalten wird, der in kleinsten Volumina die solare Zusammensetzung widerspiegelt.
- (c) Die beobachtete Ti/Al Fraktionierung erfordert, die frühe Kondensation von Perowskit und dessen Einbau in das Chondren-Ausgangsmaterial. Daher muß das Chondren-Ausgangsmaterial aus vorher kondensierten Phasen und Staub zusammengesetzt gewesen sein („fraktioniertes“ Precursor Modell (b) Abb. 2.9). Chondren und Matrix müssen sich aus einem geschlossenen Systems, d.h. aus dem gleichem, lokal begrenzten Reservoir gebildet haben. Ein geschlossenes System muß schon bei hohen Temperaturen vorgelegen haben.
- (d) Obwohl hiermit keine Aussage über die Energiequelle, die zur Bildung der Chondren führte, getroffen werden kann, ist anzunehmen, daß die Chondrenbildung auf kleinstem Raum stattfand. Ein bestimmter Anteil des primitiven Staubes wurde dabei in Chondrenschmelze verwandelt, anschließend akkretierte das verbleibende Material (die heutige Matrix) an den Chondren. Relikte innerhalb von Chondren, d.h. Körner die den Chondrenbildungsprozeß überstanden haben, sind ebenfalls starke Indizien für *fraktioniertes* Ausgangsmaterial der Chondren.

Die Entstehung von Chondren und Matrix aus einem Reservoir solarer Zusammensetzung könnte folgendermaßen aussehen:

Bildungsmodell für Renazzo

Zunächst erfolgt die Bildung von Perowskit durch Kondensation (oder durch unvollständige Evaporation). Gefolgt von der Kondensation von Forsterit an Kondensationskeime aus Perowskit und / oder anderen refraktären Phasen (Korund??). Über die Equilibrierung von Perowskit und Forsterit könnte der Ti-Überschuß der refraktären Forsterite (Kap. 3.6.4). erklärt werden. In der Kondensationsabfolge ist Forsterit mit einem Mg/Si Verhältnis von ca. 2 die erste silikatische Hauptphase die entsteht. Bei weiterer Temperaturabnahme kommt es zur Reaktion von gasförmigen SiO mit Forsterit und damit zur Bildung von Enstatit mit annähernd solaren Mg/Si Verhältnis. Wenn aus anderen Gründen diese Reaktion verhindert oder verzögert wird bis auf einen Zeitpunkt nach dem Chondrenbildungsprozeß, dann bestehen die Chondren überwiegend aus Forsterit, woraus ein hohes Mg/Si Verhältnis der Chondren resultiert. Große forsteritische Olivin-Körner werden in allen Typen von Chondriten gefunden (Kap. 3). Diese Forsterit-Körner könnten als Ausgangsmaterial der *Renazzo* Chondren gedient haben. Anschließend kondensieren FeNi-Legierungen. Die Bildung großer Forsterit- und Metall-Körner wird durch die Wirkung eines Thermostates begünstigt, so daß die Temperatur über längere Zeit hinweg konstant gehalten werden kann (CASSEN, 1994). Dieser Thermostat könnte gelegentlich zum Wachstum größerer Körner über Kondensation geführt haben. Staub absorbiert Strahlung und Evaporation führt zu Abkühlung und damit wieder zu Kondensation und wiederum zum Aufheizen usw.. Sobald die Abkühlung eingesetzt hat geht sie rasch vor sich und Si-reiche Phasen wie Pyroxen kondensieren in Form von feinkörnigem Staub. Über Akkretion kommt es zur Bildung von Aggregaten (Staub- und Partikelbälle) aus Forsterit, Metall und feinkörnigem Si-reichen Staub (Modell (b) „fraktioniertes“ Modell Abb. 2.9). Ein oder mehrere kurzzeitige Aufheizimpulse führten zum Schmelzen der Aggregate und zur Chondrenbildung, gleichzeitige Verdampfung feinkörnigen Materials würde zum Rekondensieren führen. Die Chondrenbildung kann auch bei geringeren Temperaturen stattgefunden haben, wenn ein größerer Anteil moderat volatiler Elemente kondensiert ist.

Ein gewisser Anteil des Reservoirs solarer Zusammensetzung würde somit in Chondren umgewandelt und aus dem verbleibenden Material bildete sich die Matrix. Dieses einfache Bild kann auf die Bedingungen, wie sie aus Kondensations-Modellen bekannt sind, abgestimmt werden. Nach der Kondensation von Forsterit und nach dem Chondrenbildungsprozeß kondensierte SiO-Gas unter der Bildung eines Si-reichen Matrixmaterials. Dieses Modell mag spekulativ erscheinen, aber der wesentliche Prozeß, die Bildung von Matrix und Chondren aus einem Reservoir ist anhand der hier gezeigten Daten unumgänglich.

3 Refraktärer Forsterit (RF)

3.1 Einleitung und Ziel

Das Ziel dieser Untersuchungen ist die Entstehung fester Materie in unserem Sonnensystem besser zu verstehen. Als erste Kondensate eines sich abkühlenden solaren Nebels sind, neben kleineren Mengen Ca, Al-reicher Oxide und Silikate (CAIs), Olivinkristalle (Mg_2SiO_4) mit etwa 0.2 Gew.% FeO und metallisches FeNi mit ca. 20 Gew.% Ni zu erwarten. Als Kandidaten für primäre Kondensationsprodukte in primitiven, d.h. nicht durch Schmelzprozesse veränderten Meteoriten kommen eisenarme Olivine mit relativ hohen Gehalten an refraktären Elementen (Ca, Al, Ti) in Frage.

In den meisten unequilibrierten chondritischen Meteoriten gibt es eine Population von sehr eisenarmen Olivinen (FeO <1 Gew.%) mit relativ hohen Gehalten an refraktären Elementen (Ca, Al und Ti). Da Forsterit die erste volumenmäßig bedeutende Phase ist, die aus einem sich abkühlenden solaren Nebel kondensiert und da der berechnete FeO-Gehalt dieser kondensierten Forsterite etwa bei 0.2 Gew.% liegt, werden diese Olivine auch als *refraktäre Forsterite (RF)* bezeichnet. Refraktärer Forsterit kommt in Form isolierter Körner, eingeschlossen in feinkörniger Matrix, und auch innerhalb von Chondren vor.

Die Entstehung refraktärer Forsterit Körner wird kontrovers diskutiert. Ein Modell favorisiert die Entstehung der refraktären Forsterite über Kristallisation aus einer FeO-armen Chondrenschmelze, hauptsächlich begründet in der Tatsache, daß refraktäre Forsterite auch innerhalb von Chondren gefunden werden (JONES & SCOTT, 1989; MCSWEEN, 1977c). Das andere Modell geht davon aus, daß diese zum Teil idiomorph ausgebildeten Körner als primäre Kristalle anzusehen sind, die sich über direkte Kondensation aus dem solaren Nebel bildeten (FUCHS ET AL., 1973; STEELE, 1986; WEINBRUCH ET AL., 2000). Isoliert vorkommende Olivine können über Chondrenfragmentation entstanden sein (MCSWEEN, 1977c; RICHARDSON & MCSWEEN, 1978).

Das Ziel der hier beschriebenen Untersuchungen ist es, Antworten auf folgende Fragen zu finden:

- (a) Zeigen isolierte refraktäre Forsterite und refraktäre Forsterite aus Chondren die gleichen Spurenelementgehalte und die gleichen Zonierungsmuster?
- (b) Können refraktärer Forsterite aus ihren derzeitigen Wirtschondren entstanden sein?
- (c) Wenn refraktärere Forsterite Relikte darstellen, wie und wo können sie entstanden sein?

Darin enthalten ist natürlich die Frage, ob refraktäre Forsterit Körner durch Kondensation aus dem solaren Nebel oder durch Kristallisation aus einer eisenarmen Schmelze entstanden sind. Die Unterscheidung zwischen den Modellen ist von großem wissenschaftlichen Interesse, da wenn es sich um frühe Kondensate handelt, diese zur direkten Ableitung der Prozesse und zu den Bedingungen des frühen solaren Nebels führen könnten. Dazu wurden refraktäre Forsterite aus den CV3 Chondriten *Allende* und *Kaba* und dem CR Chondriten *Renazzo* (isolierte Olivine und Olivine aus Chondren) detailliert auf ihre Kathodenlumineszenz-Intensität und auf ihre Haupt- und Spurenelement Gehalte hin untersucht (EMS, SIMS, Laser-Ablation-ICP-MS).

3.2 Das Vorkommen von refraktärem Forsterit (Petrographie)

Olivin ist in den meisten primitiven Meteoriten eine häufig auftretende Phase. So kommt Olivin in verschiedenen petrographischen Umgebungen vor, zum Beispiel in komplex aufgebauten Körpern wie in Chondren oder in Aggregaten. Olivin ist in einigen kohligten Chondriten Hauptbestandteil der Matrix, des weiteren tritt Olivin in Form von isolierter Körnern, umsäumt von Matrix auf. Die Zusammensetzung der Olivine variiert von nahezu reinem Forsterit mit FeO <1 Gew.% über intermediäre Mg/Fe Werte bis hin zu Fayalit. Trotz der Vielfalt der Olivin-Zusammensetzungen ist das Auffinden und die Unterscheidung zwischen refraktärem und „normalen“ Forsterit recht einfach, denn Olivin mit FeO-Gehalten zwischen 0.25 und 2 Gew.% und mit geringen Gehalten anderer Elemente luminesziert. Die Farbvariation der Kathodenlumineszenz ist abhängig von den relativen Intensitäten der roten (hauptsächlich verursacht durch Cr) und der blauen Emission, welche am intensivsten bei geringsten Verunreinigungen durch Spurenelemente ist. Die blaue Emission wird ab einem FeO-Gehalt von 0.75 Gew.% unterdrückt und die rote wird ausgelöscht bei ca. 2 Gew.% (STEELE, 1986). Im Rahmen dieser Arbeit standen jedoch ausschließlich schwarz/weiß Kathodenlumineszenz-Detektoren zur Verfügung. Abb. 3.42 zeigt einen refraktären Forsterit aus Allende, links das Rückstreu-Elektronen Bild (BSE-Aufnahme), in der Mitte die Kathodenlumineszenz Aufnahme (CL) und an der rechten Seite die Fotomontage dieser beiden Bilder. Solche Fotomontagen werden auch in den folgenden Abschnitten dieser Arbeit verwendet.



BSE- Aufnahme + CL-Aufnahme **P** Montage aus CL und BSE
 Abb. 3.42: BSE, CL und kombiniertes BSE und CL Bild

In den folgenden Abschnitten werden vier bekannte Vorkommen der refraktären Forsterite nacheinander vorgestellt.

3.2.1 Isolierte refraktäre Forsterit Körner, eingeschlossen in der Matrix

Isolierte Forsterit-reiche ausschließlich von Matrix umgebene Körner verschiedener kohlgiger und gewöhnlicher Chondrite wurden in der Literatur schon häufig beschrieben (JONES, 1992; MCSWEEN, 1977C; STEELE, 1986; 1989). Sechs isolierte Forsterite aus *Allende* und ein isoliertes Korn aus *Kaba* wurden im Rahmen dieser Arbeit detailliert untersucht. Die Korngrößen variieren zwischen 50 und einigen 100µm. In Abb. 3.43 sind zwei Beispiele isolierter refraktärer Forsterite dargestellt, gezeigt sind kombinierte BSE- und CL- Bilder. In beiden Fällen befindet sich der lumineszierende somit der refraktäre Forsterit im Kern des Olivins, dieser ist stets von einem an refraktären Elementen verarmten, FeO-reicheren Saum ummantelt.

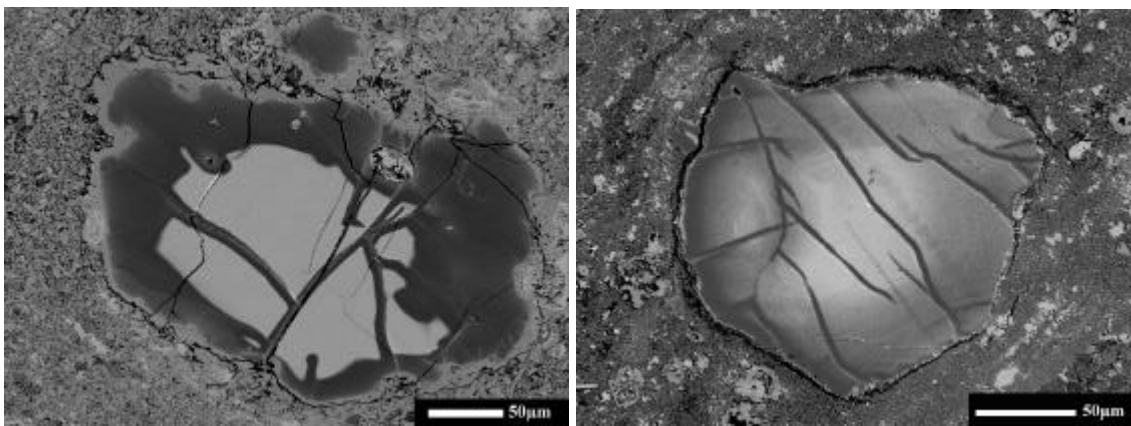


Abb. 3.43: Isolierte refraktäre Forsterit Körner (übereinandergelegte BSE- und CL-Bilder)
Links: *Allende* CV3 und rechts: *Kaba* CV3.

Dabei ist zu beachten, daß die an refraktären Elementen reichen Regionen aller untersuchten Forsterite aus *Allende* (linke Abbildung) durch konstante CL-Intensität charakterisiert sind, wogegen bei dem isolierten Forsterit aus *Kaba* eine nahezu kontinuierliche Abnahme der CL-Intensität vom Kern zum Rand hin zu beobachten ist (rechte Abbildung). Dies spiegelt sich natürlich auch in der chemischen Zonierung dieser Körner wider. Am Übergang von lumineszierenden Bereich zum Randgebiet hin, erfolgt bei den *Allende* Körnern eine abrupte Abnahme in den Gehalten refraktärer Elemente (Ca, Al, Ti), die mit einem starken Anstieg der FeO-Gehalte verbunden ist (siehe dazu Kap. 3.3), wogegen bei dem *Kaba* Olivin eine eher kontinuierliche Abnahme der refraktären Elemente und eine entsprechend kontinuierliche Zunahme an FeO zu beobachten ist.

Die CL-Intensitätsverteilung der *Allende* Forsterite trennt wahrscheinlich den reliktschen Teil von dem nachträglich entstandenen Olivin ab. Starke Hinweise dafür sind zum einen die abrupte Abnahme der CL-Intensität ohne erkennbare Übergangszone und der gerundete, häufig buchtige Verlauf der Lumineszenz-Grenze dieser refraktären Forsterite.

Einigen dieser Körner haftet glasige oder entglaste Mesostasis und/oder Ca-arter Pyroxen an, sie sind stets an den nicht-lumineszierenden Teil des Olivins gebunden. Diese Phasen wurden über magmatische Kristallisation innerhalb von Chondren gebildet. Der direkte Rückschluß, daß demnach auch der gesamte Olivin magmatischen Ursprungs ist, kann nicht gezogen werden. Einzig und allein die Folgerung, daß dieser Olivin einmal Bestandteil einer Chondre gewesen ist und über Chondrenfragmentierung heute von Matrix eingebettet vorliegt, muß gezogen werden.

3.2.2 Refraktärer Forsterit innerhalb FeO armer (Typ I) Chondren

Chondren des Typs I sind FeO-arme porphyrische Chondren, sie sind innerhalb der CV und CO Chondrite die häufigst auftretende Chondrengruppe (MCSWEEN, 1977b). Sie bestehen aus Fo-reichem Olivin, En-reichem Pyroxen, Ca, Al-reicher Mesostasis und Fe,Ni-Metall. Diese Chondren bildeten sich unter reduzierenden Bedingungen. Die Bezeichnung Typ IA steht für die Ol-reichen Glieder dieser Gruppe (SCOTT & TAYLOR, 1983). Die klassische Typ IA Chondre besteht im Inneren aus porphyrischem Olivin, eingebettet in Mesostasis und einer Randregion aufgebaut aus Ca-armen Pyroxen Kristallen. Ein Großteil der Chondren der CO3 Chondrite (SCOTT & JONES, 1990) und der LL3.0 Chondrite (JONES & SCOTT, 1989) gehört diesem Typ an. Abb. 3.44 zeigt ein Beispiel für solch eine typische IA Chondre aus dem CV3 Chondriten *Kaba*, links ist das BSE-Aufnahme und rechts das dazugehörige CL-Bild zu sehen. Alle porphyrischen Forsterit-Kristalle im Inneren der Chondre lumineszieren. Ca-armer Enstatit bildet den Chondrenrand, dieser zeigt keine CL-Intensität. Auffällig ist die heterogene Verteilung der CL-Intensität der Olivine.

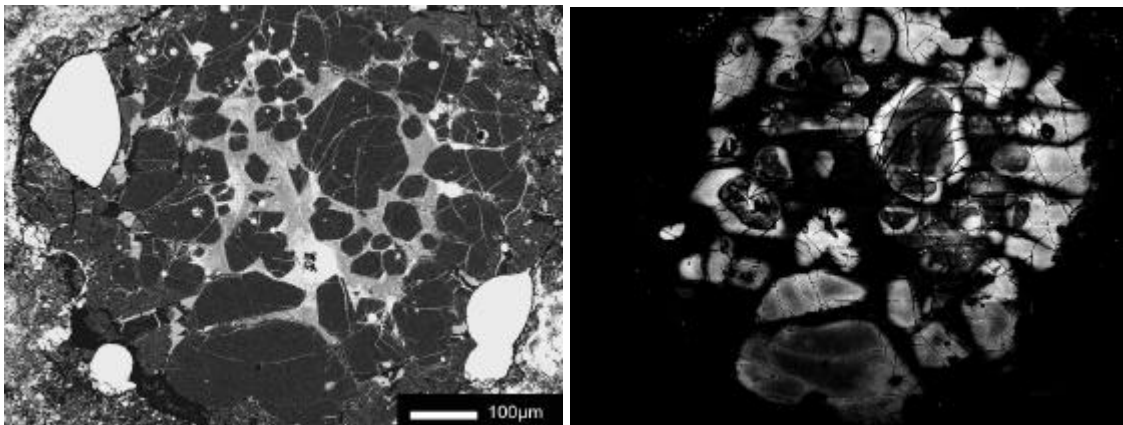


Abb. 3.44: Klassische Typ IA Chondre aus *Kaba*, links BSE Bild und rechts die CL Aufnahme

Weitere Beispiele für Fe-arme Chondren werden in Abb. 3.45 vorgestellt. Dargestellt sind zwei porphyrische Olivin Chondren aus *Allende*. Refraktäre Forsterite sind in diesen Chondren stets in den Kernen der Olivine zu finden, bemerkenswert ist der hohe Anteil an refraktärem Forsterit pro Chondre.

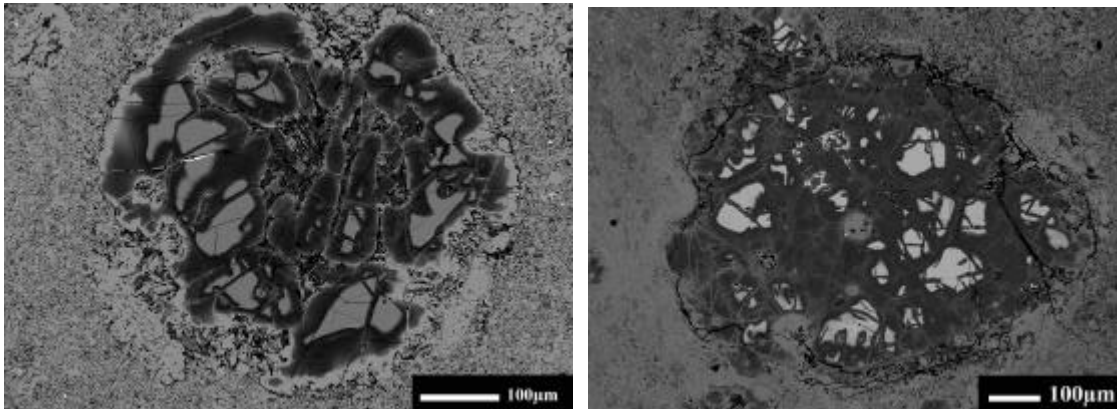


Abb. 3.45: Fe-arme (Typ I) Chondren von *Allende* (BSE+CL), gezeigt ist eine Vielzahl von lumineszierenden refraktären forsteritischen Olivin Kernen.

Im CR Chondriten *Renazzo* wurden refraktäre Forsterite ausschließlich innerhalb von Chondren gefunden. Die am häufigsten auftretenden Chondren im CR Chondriten *Renazzo* sind FeO arme Typ IA Chondren (Kap. 2.2.2). In Abb. 3.46 sind die BSE Aufnahme und die CL Aufnahme einer besonders Fe-arme Chondre gegenübergestellt. Auch in dieser Chondre verblüfft der hohe Anteil an refraktären Forsteriten. Auffallend ist die heterogene Verteilung der CL Intensität innerhalb der Olivine.

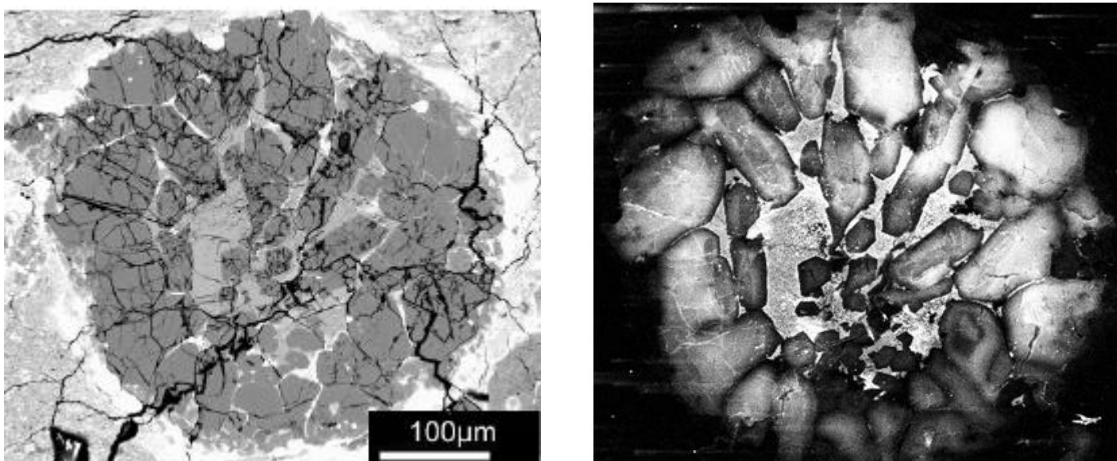


Abb. 3.46: Typ IA Chondre aus *Renazzo* (CR). Links BSE und rechts CL Aufnahme.

3.2.3 Reliktische Fo-reiche Körner in FeO reichen (Typ II) Chondren

Chondren des Typ II bildeten sich unter oxidierenderen Bedingungen als die des Typ I. Sie enthalten FeO-reichere Olivine (Fa 20-50), mit einer FeO-Zunahme von Kern zu Rand. Pyroxen fehlt in diesem Typ von Chondren. STEELE (1989) zeigte, daß refraktäre Forsterite in FeO-reichen Chondren vorkommen und daß die RF häufig von einem Fayalit reicheren Anwachsraum ummantelt werden, der eine zu den „normalen“ Olivinen ähnliche Zusammensetzung besitzt (Abb. 3.47). Diese Körner werden Relikte genannt, da sie eindeutig Fremdkörper (Xenokristen) zu den Chondren darstellen, in denen sie gefunden werden. Ihre forsteritische Zusammensetzung ist inkompatibel mit der FeO-reichen Zusammensetzung der Chondre. Sie können nicht aus FeO-reichen Schmelzen entstanden sein. Nachdem diese Körner in das Ausgangsmaterial (Precursor)

eingbracht wurden, überlebten sie das Chondrenbildungsereignis. Forsteritische Relikte sind meist gerundet, was ein Hinweis auf Resorption ist. Sie zeigen magmatische Anwachssäume, die die Morphologie des relikthischen Kerns übernommen haben und deren chemische Zusammensetzung der der restlichen Olivine entspricht. Die Kern-Rand-Grenze der einzelnen Olivine zeigt häufig einen diffusen Verlauf.

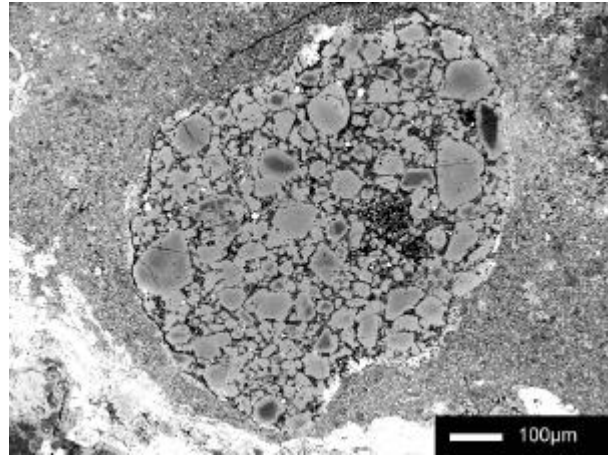


Abb. 3.47: BSE-Aufnahme einer Typ II Chondre (Allende) vereinzelt treten relikthische Fo-reiche Kerne (dunkel) innerhalb der Fa-reichen Olivine (hellgrau) auf.

3.2.4 Refraktärer Forsterit innerhalb Mesostasis-, „glas“-reicher Chondren

Glasreiche Chondren kommen in den Chondriten nur zu sehr geringen Anteilen vor, sie stellen eine Untergruppe der Al-reichen Chondren dar und sind gewöhnlich sehr FeO-arm (KROT & RUBIN, 1994). Man trennt diese weiter in zwei Untergruppen, zum einen in die *nicht-porphyrischen*, die zu 90 - 99 % aus Glas bestehen, und zum anderen in die *porphyrischen* Typen bei denen der Glas-Anteil der Chondren zwischen 55 und 85 Vol.% variiert. Ein schönes und äußerst seltenes Exemplar einer *porphyrischen* Mesostasis-reichen Allende Chondre ist in Abb. 3.48 dargestellt.

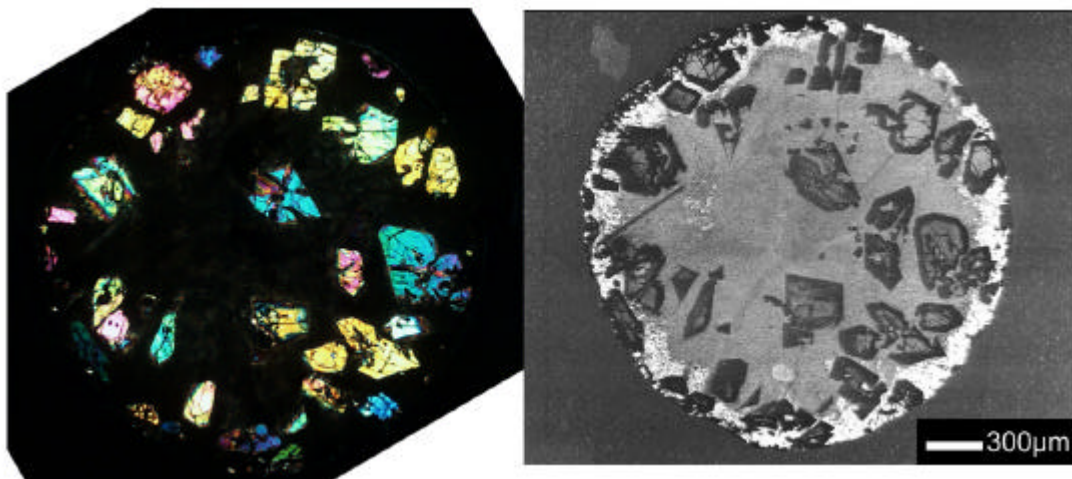


Abb. 3.48: Mesostasis-reiche porphyrische Chondre (ACK2) aus Allende. Links: lichtmikroskopische Abbildung mit gekreuzten Polarisatoren, sichtbar werden große porphyrische Olivin-Kristalle in einer isotropen Matrix, und rechts: kombiniertes BSE+CL Bild, hell erscheinen die refraktären Kerne der Forsterite.

Diese Chondre enthält zum Teil idiomorph ausgebildete bis zu 300 μm große Olivin-Kristalle eingebettet in einer isotrop erscheinenden Mesostasis. Die Mesostasis dieser

Chondre ist jedoch entglast, sie besteht, was bei höheren Vergrößerungen sichtbar wird, aus einem richtungslosen mikrokristallinem Gefüge. Die Mesostasis dieser Chondre ist Al-, Ca- und Ti-reich (Al_2O_3 22.7; CaO 17.4; TiO_2 0.9 Gew.%) und extrem FeO-arm (0.3 Gew.%). Im kombinierten BSE- und CL-Bild werden die refraktären Kerne der Forsterite deutlich. Neben den idiomorph ausgebildeten Kristallen kommt Olivin auch in Form weniger Mikrometer großer, skelettartiger Kristalle vor, (siehe Ol-Nadel am linken Rand der Chondre in Abb. 3.48). Die Zusammensetzung der skelettartigen Kristalle entspricht der Zusammensetzung der nicht-lumineszierenden Ränder der refraktären Forsterite. Diese sind im Vergleich zu den refraktären Forsteriten FeO-reicher (mit bis zu ~5 Gew.% FeO) und an refraktären Elementen verarmt. Akzessorisch kommt idiomorph ausgebildeter Spinell in dieser Chondre vor, mit FeO-Gehalten von ~1.7 Gew.%. Ein ca. 10 μm großer Fassait (Ti-reicher Pyroxen) Einschluß innerhalb eines Spinells konnte nachgewiesen werden.

Diese Chondre wurde aufgrund des hohen Schmelzanteils und der daraus resultierenden hohen Konzentration refraktärer Elemente und extrem geringen FeO-Gehalte intensiver untersucht, die Ergebnisse sind in Kap. 3.4 dargestellt.

3.2.5 Olivin-Fassait-Spinell Chondren

ZANDA ET AL (2000) beschrieben eine Unterpopulation von Chondren, die sich wie die in Kap. 3.2.4 vorgestellten glasreichen Chondren durch hohe Ca- und Al-Gehalte auszeichnen und die lumineszierenden Forsterit als Hauptphase enthalten. Diese Chondren können porphyrische oder Balken-Olivin Strukturen aufweisen und enthalten als weitere Hauptphase Fassait, des weiteren Spinell und manchmal Ca, Al-reiches Glas. Bei dieser Arbeit wurde keine derartige Chondre aufgefunden.

3.3 Mineralchemie der refraktären Forsterit Kristalle

Auskunft über die Entstehung der refraktären Forsterite erhält man aus der chemischen Zusammensetzung und über die Zonierungsprofile einiger Elemente. Wie oben erwähnt zeichnet sich der refraktäre Forsterit durch ungewöhnlich hohe Gehalte an refraktären Elementen aus (STEELE, 1986; 1988; 1989). Bislang wurden maximale Gehalte an CaO von 0.8 Gew.%, an Al_2O_3 0.5 Gew.%, 0.09 Gew.% für TiO_2 und Sc-Gehalte von 20 ppm nachgewiesen. Die ungewöhnliche Anreicherung an diesen Elementen und auch zum Teil von V (250 ppm), die normalerweise nicht in die Olivinstruktur eingebaut werden, veranlaßten STEELE (1986) zu der Folgerung, daß diese Olivin-Körner durch Kondensation in einer an refraktären Elementen angereicherten Umgebung gewachsen sind. Jüngst wiesen WEINBRUCH ET AL (2000) ungewöhnlich geringe Ni-Gehalte von nur 1.4 - 1.7 ppm in den refraktären Forsteriten nach. Des weiteren fanden die Autoren äußerst geringe Mn-Gehalte von nur 30 - 40 ppm in den refraktären Forsteriten.

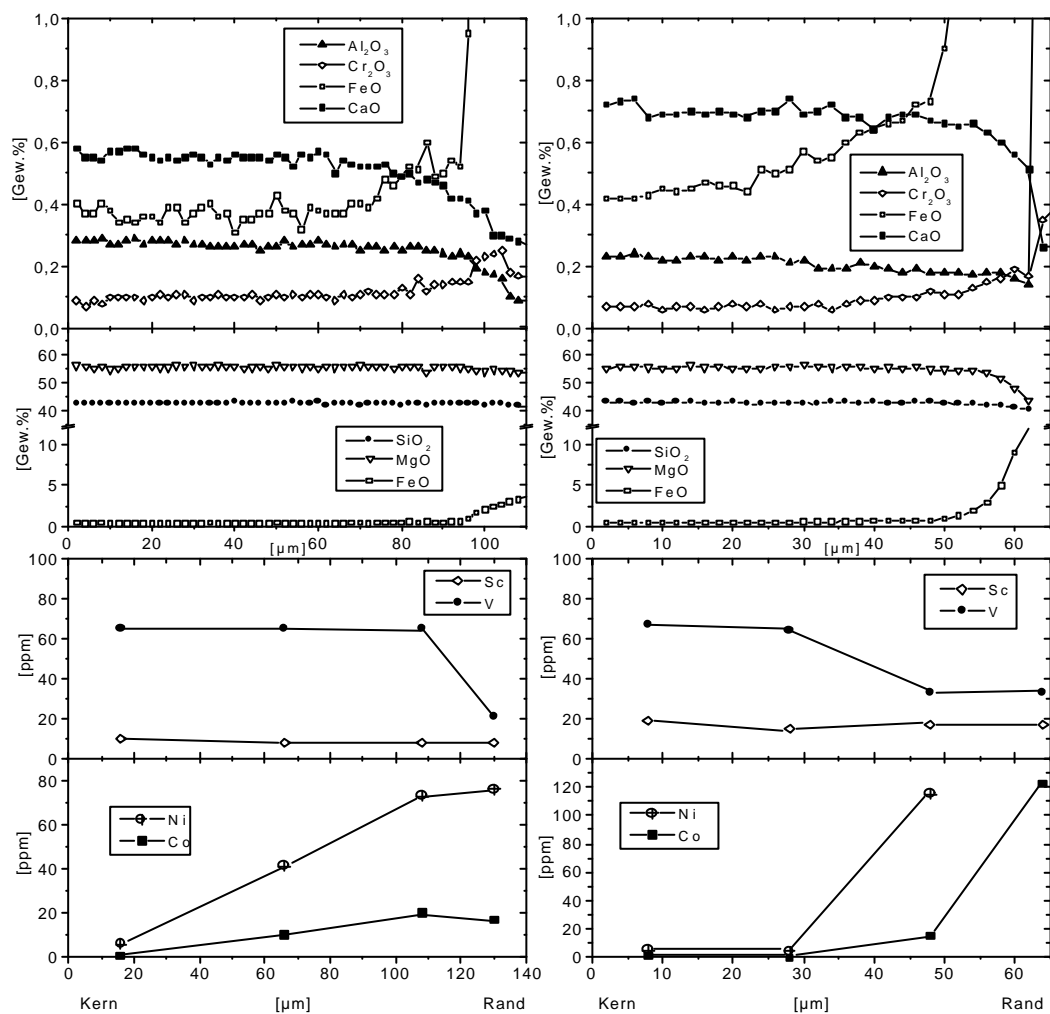
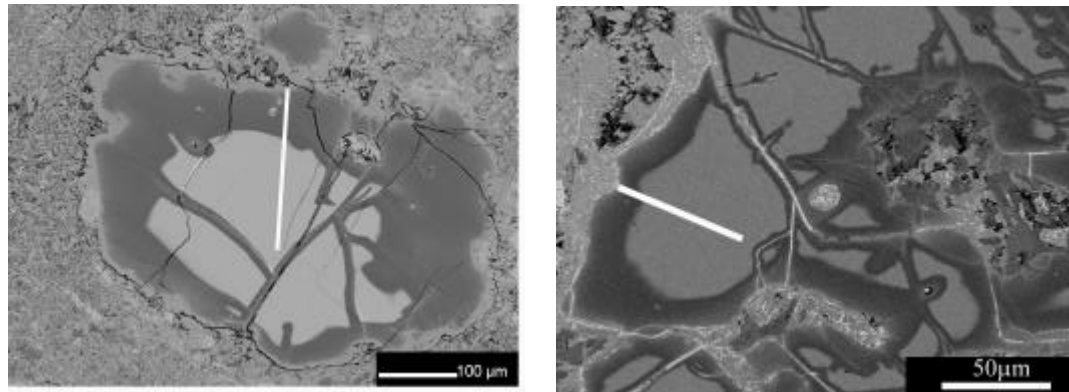


Abb. 3.49: Kern – Rand Elementzonierungsprofile refraktärer Forsterite. Die Lage des Profile ist in den CL+ BSE Bildern eingezeichnet. Links: Isolierter RF Allende; rechts: RF einer Allende Chondre. Die Profile aller gemessenen Elemente (Al, Cr, Fe, Ca, Sc, V, Ni, Co) gleichen sich. Diese Übereinstimmung kann als Hinweis geachtet werden, daß refraktäre Olivine aus Chondren und isolierte refraktäre Olivine die gleiche Entstehungsgeschichte haben.

Charakteristisch für refraktären Forsterit ist ein an refraktären Elementen (Ca, Al, Ti) reiches Plateau im Inneren und eine Abnahme der Konzentrationen dieser Elemente zum Rande der Olivin-Körner. Diese typischen Zonierungsmuster wurden in mehreren refraktären Forsteriten nachgewiesen. In Abb. 3.49 sind die Kern-Rand-Elementverteilungen zweier refraktärer Forsterite, eines isoliert vorkommenden Forsterits und eines refraktären Forsterites einer Chondre gegenübergestellt. In den Kernen beider refraktären Forsterite ist der Gehalt an refraktären Elementen hoch ($\text{CaO} \sim 0.6$; $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0.3$; $\text{V} \sim 65$ ppm) und in beiden refraktären Forsteriten ist eine Abnahme der Konzentrationen dieser Elemente und von Ti (siehe Tab. 3.15 und Tab. 3.17) zum Rande hin zu beobachten. Die Abnahme der Gehalte an refraktären Elementen verläuft parallel zum Anstieg des FeO-Gehaltes sowie der Mn-, Cr-, Ni- und Co-Gehalte.

Beide Typen, isoliert vorkommende und innerhalb von Chondren vorkommende refraktäre Forsterite sind gekennzeichnet durch ähnliche chemische Zusammensetzungen und durch absolut identische Elementverteilungsmuster von Haupt- und Spurenelementen. Es ist unwahrscheinlich, daß diese gute Übereinstimmung der chemischen Eigenschaften ein reiner Zufall ist. Daraus kann gefolgert werden, daß beide Populationen die gleiche Entstehungsgeschichte haben. Es stellt sich damit die Frage: Stammen isolierte refraktäre Forsterite von Chondren? Oder bildeten sich porphyrische Olivin - Chondren aus Olivinen, ähnlich den isoliert vorkommenden, die nicht komplett aufgeschmolzen wurden? Wenn diese Schlußfolgerung zutreffen würde, dann müssten Chondren Aggregate von ehemals isolierten Festkörpern darstellen, die sich über Kondensation aus der Gasphase gebildet haben könnten.

In den folgenden Abschnitten werden die beobachteten Elementgehalte und Zonierungen der refraktären Forsterite näher betrachtet. Mit Hilfe von Verteilungskoeffizienten zwischen Olivin und Schmelze wird eine hypothetische Ausgangsschmelze berechnet und es wird ein Vergleich der Zusammensetzung der hypothetischen Ausgangsschmelze mit Chondren-Zusammensetzungen durchgeführt.

Tab. 3.15: Chemische Zusammensetzung von RF aus **Allende**. Hauptelementgehalte wurden mittels EMS, die Spurenelementgehalte mittels SIMS bestimmt.

Allende	isolierter RF						RF in Chondren								
	Ale3				Ale6		Alch1a		Alch1b		Alch2				
	<i>Kern</i>	<i>----- Rand</i>			<i>Kern</i>	<i>Rand</i>	<i>Kern</i>	<i>Rand</i>	<i>Kern</i>	<i>Rand</i>	<i>Kern</i>	<i>----- Rand</i>			
SiO₂	42,36	42,72	41,90	41,00	42,77	41,35	42,77	42,11	42,83	42,76	42,75	43,12	42,21		
TiO₂	0,05	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,11		
Al₂O₃	0,29	0,27	0,09	0,06	0,13	0,37	0,23	0,14	0,22	0,17	0,24	0,18	0,18		
Cr₂O₃	0,10	0,11	0,17	0,14	0,14	0,22	0,11	0,24	0,07	0,19	0,07	0,12	0,16		
FeO	0,34	0,37	3,33	9,79	0,94	4,73	0,51	2,56	0,54	1,97	0,42	0,73	5,00		
MnO	0,00	0,00	0,01	0,14	0,00	0,06	0,00	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05		
MgO	55,91	55,91	53,85	49,14	54,67	52,58	55,86	54,13	55,16	54,09	56,08	54,77	51,72		
CaO	0,58	0,54	0,28	0,22	0,91	0,56	0,64	0,51	0,64	0,53	0,74	0,67	0,60		
Total	99,62	99,93	99,64	100,52	99,58	99,87	100,19	99,84	99,53	99,83	100,37	99,66	100,03		
Si	0,999	1,003	1,000	0,999	1,011	0,993	1,003	1,001	1,010	1,012	1,001	1,016	1,011		
Ti	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002		
Al	0,008	0,007	0,003	0,002	0,004	0,010	0,006	0,004	0,006	0,005	0,007	0,005	0,005		
Cr	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,002	0,005	0,001	0,004	0,001	0,002	0,003		
Fe	0,007	0,007	0,067	0,200	0,019	0,095	0,010	0,051	0,011	0,039	0,008	0,014	0,100		
Mn	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001		
Mg	1,965	1,957	1,916	1,785	1,926	1,882	1,953	1,917	1,939	1,908	1,957	1,923	1,846		
Ca	0,015	0,014	0,007	0,006	0,023	0,014	0,016	0,013	0,016	0,013	0,019	0,017	0,015		
Total	2,996	2,991	2,997	2,998	2,985	3,000	2,991	2,993	2,985	2,983	2,994	2,979	2,983		
Fe/(Fe+Mg) x100	0,34	0,37	3,36	10,06	0,96	4,81	0,51	2,58	0,54	2,00	0,42	0,74	5,15		
Ni	6	41	73	76	21	81	11	37	29	33	5	4	115		
Co	1	10	20	17	3	15	1	14	4	5	1	0	15		
Sc	10	8	8	8	15	15	19	13	20	17	19	15	17		
Ti	310	312	297	280	227	257	388	333	636	453	369	338	434		
V	65	65	65	21	125	97	76	23	1105	97	67	64	33		
Cr	703	833	1549	1259	818	1132	642	1103	1378	1228	507	491	1281		
Mn	53	106	426	204	38	189	51	322	485	565	30	46	367		
Y	0,352			0,192		0,434					0,415	0,377	0,462		

3.3.1 Refraktäre Elemente (Ca, Al, Ti, Sc, V)

Charakteristisch für refraktäre Forsterite ist die Abnahme der Konzentrationen der refraktären Elemente zum Rande der Olivin-Körner. Dies gilt insbesondere für CaO und Al₂O₃ (siehe Abb. 3.49). LIBOUREL veröffentlichte (1999) experimentell bestimmte CaO Verteilungskoeffizienten zwischen Olivin und Schmelze mit einer Vielzahl von Olivin- und Schmelzzusammensetzungen. Die Ergebnisse seiner Experimente im FeO-freien System (CMAS) sind relevant für die Studie refraktärer Forsterite. LIBOUREL (1999) stellte fest, daß die Ca-Verteilungskoeffizienten mit höheren CaO-Gehalten der Schmelze ansteigen, sie sind jedoch unabhängig von der Sauerstoffugazität und der Temperatur. Die Verteilungskoeffizienten für Forsterit / Schmelze ($D_{O/L} \sim 0.03$) angewendet auf CaO-Gehalte von 0.5 - 0.7 Gew.% im Olivin im Gleichgewicht erfordern eine Ausgangsschmelze mit 18 - 22 Gew.% CaO (siehe Tab. 3.16). In Allende gibt es keine Chondren mit derart hohen CaO-Gehalten. Der durchschnittlich CaO-Gehalt der Allende Chondren beträgt 3.7 Gew.%. Vereinzelt treten Chondren mit höheren CaO-Gehalten von maximal 13.7 Gew.% (PALME ET AL., 1992) bzw. 10.1 Gew.% CaO (RUBIN & WASSON, 1987) auf, die jedoch ebenfalls nicht an die hohen CaO-Gehalte der berechneten hypothetischen Ausgangsschmelze heranreichen.

Tab. 3.16: Gehalte der refraktären Elemente in refraktären Forsteriten, Verteilungskoeffizienten von Olivin und Schmelze, berechneten Gehalte der hypothetischen Ausgangsschmelze sowie Chondren-Zusammensetzungen ([◇] (PALME, 1992); [♦] (RUBIN & WASSON, 1987))

	$D_{O/L}$	Max. Elementoxid Gehalt im RF [Gew.%]	Berechneter Gehalt der Schmelze [Gew.%]	Max. Elementoxid Gehalt in Chondren (Allende) [Gew.%]
CaO	~ 0.03 (Libourel, 1999)	0.7	22	13.73 [◇] - 10.07 [♦] Ø 3.7
Al₂O₃	0.010 - 0.022 (Beattie, 1994)	0.29	29 - 13	25.5 [◇] - 15.11 [♦] Ø 6
TiO₂	0.0084 - 0.014 (Kennedy, 1993)	(Ti: 635 ppm, SIMS) 0.1	11 - 7	1.2 [◇] - Ø 0.3
Sc₂O₃	0.12 - 0.38 (Beattie, 1994)	(Sc: 19 ppm, SIMS) 58 ppm	483 ppm - 153 ppm	271 ppm [◇] - 72 ppm [♦] Ø 30 ppm
V₂O₃	0.054 - 0.3 (Kennedy, 1993)	(V: 125 ppm, SIMS) 368 ppm	6814 ppm - 1226 ppm	880 ppm [◇] - 468 ppm [♦] Ø 166 ppm

Tab. 3.17: Chemische Zusammensetzung der refraktären Forsterite aus **Kaba** und **Renazzo**.

Die Gehalte der Hauptelemente wurden mittels EMS und die Spurenelementgehalte mittels SIMS bestimmt.

Kaba				RF in Chondren						Renazzo		
	isolierter RF									RF in Chondren		
	<i>Kern</i>	<i>----- Rand</i>		grain a			grain d			Re3a		
				<i>Kern</i>	<i>-----</i>	<i>Rand</i>	<i>Kern</i>	<i>----</i>	<i>Rand</i>	<i>Kern</i>	<i>----</i>	<i>Rand</i>
SiO₂	42,82	42,67	43,02	42,13	42,70	42,00	42,02	42,19	42,03	SiO₂	42,4	42,17
TiO₂	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,06	0,06	0,04	0,06	TiO₂	0,06	0,05
Al₂O₃	0,13	0,18	0,00	0,03	0,05	0,20	0,10	0,22	0,20	Al₂O₃	0,28	0,18
Cr₂O₃	0,20	0,27	0,48	0,31	0,24	0,30	0,58	0,13	0,35	Cr₂O₃	0,1	0,31
FeO	0,43	0,49	0,91	0,49	0,41	0,40	0,59	0,28	0,55	FeO	0,47	1,43
MnO	0,01	0,02	0,22	0,03	0,02	0,03	0,23	0,00	0,07	MnO	0,03	0,01
MgO	57,17	56,61	56,33	55,61	55,85	55,30	55,27	55,73	55,97	MgO	56,88	56,37
CaO	0,26	0,22	0,15	0,22	0,30	0,39	0,23	0,56	0,41	CaO	0,56	0,41
Total	101,03	100,46	101,11	98,83	99,58	98,68	99,07	99,14	99,63	Total	100,78	100,93
Si	0,996	0,998	1,002	1,002	1,006	1,000	0,999	0,999	0,993	Si	0,990	0,988
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	Ti	0,001	0,001
Al	0,004	0,005	0,000	0,001	0,001	0,006	0,003	0,006	0,006	Al	0,008	0,005
Cr	0,004	0,005	0,009	0,006	0,004	0,006	0,011	0,002	0,007	Cr	0,002	0,006
Fe	0,008	0,010	0,018	0,010	0,008	0,008	0,012	0,005	0,011	Fe	0,009	0,028
Mn	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,001	0,005	0,000	0,001	Mn	0,001	0,000
Mg	1,981	1,973	1,956	1,970	1,962	1,962	1,958	1,967	1,971	Mg	1,980	1,968
Ca	0,006	0,005	0,004	0,006	0,008	0,010	0,006	0,014	0,010	Ca	0,014	0,010
Total	3,000	2,997	2,993	2,995	2,990	2,993	2,993	2,996	3,000	Total	3,004	3,006
Fe/(Fe+Mg) x100	0,42	0,48	0,90	0,49	0,41	0,40	0,59	0,28	0,54	Fe/Fe+Mg	0,46	1,40
Ni	12	11	439	233	62	77	1210	11	15	Ni	200	155
Co	2	2	21	7	4	4	29	2	3	Co	10	9
Sc	6	5	5	8	9	12	12	16	16	Sc	19	14
Ti	183	127	125	120	187	325	587	308	518	Ti	378	329
V	41	45	41	115	118	116	99	104	101	V	256	190
Cr	1563	2529	2461	1352	1201	1836	2827	642	1821	Cr	764	1196
Mn	72	423	451	134	121	239	693	29	336	Mn	172	222
Y				0,133						Y		

Ähnliche Überlegungen können auch für Aluminium angestellt werden. So erfordert der Al_2O_3 -Gehalt von ~ 0.3 Gew.% in refraktären Forsteriten unter Verwendung der Verteilungskoeffizienten D_{OIL} von 0.01 - 0.02 (BEATTIE, 1994) eine Schmelze mit 13 - 29 Gew.% Al_2O_3 (Tab. 3.16). Vergleicht man diese Gehalte mit Chondren-Zusammensetzungen die durchschnittlich nur bei 6 Gew.% Al_2O_3 liegen, so wird deutlich, daß refraktäre Forsterite nicht durch Kristallisation aus Chondrenschmelzen entstanden sein können.

Am nächsten stehen im Ca- und Al- Gehalt Plagioklas-Olivin Einschlüsse (POI) kohligter Chondrite mit CaO-Gehalten von 2.3 - 16.8 Gew.% und Al_2O_3 -Gehalten von 3.9 - 36.8 Gew.% (SHENG ET AL., 1991). Ein aus einer POI- Schmelze kristallisierender Olivin würde CaO-Gehalte von 0.4 und Al_2O_3 -Gehalte bis zu 0.13 Gew.% aufweisen. Refraktäre Forsterite weisen jedoch zum Teil höhere Gehalte dieser Elemente auf, hinzu kommt weiterhin noch, daß es in gewöhnlichen Chondriten keine Plagioklas-Olivin Einschlüsse gibt, refraktäre Forsterite jedoch in diesen gefunden werden. Daher scheiden die POIs als mögliche Kandidaten aus (WEINBRUCH ET AL., 2000).

Charakteristisch für refraktären Forsterit ist eine Zone mit hohen nahezu konstanten CaO-Gehalten im Kern. Die Abnahme des CaO-Gehaltes zum Rand hin in refraktären Forsteriten aus Chondren, wie in Abb. 3.49 gezeigt, deutet an, daß refraktäre Forsterite nicht aus einer Chondrenschmelze kristallisiert sein können. Da der CaO-Verteilungskoeffizient zwischen FeO-armen Olivin und Schmelze bei etwa 0.03 liegt (LIBOUREL, 1999), wird bei fortschreitender Olivin-Kristallisation die Restschmelze zunehmend an CaO angereichert. Dies muß zu einem Anstieg der CaO-Gehalte zum Rande hin führen. Das Gegenteil ist jedoch der Fall. Wenn das breite CaO-reiche Plateau im Inneren der refraktäre Forsterite durch Kristallisation einer Schmelze produziert werden soll, dann muß das Schmelzreservoir sehr groß im Vergleich zu den großen refraktären Forsteriten gewesen sein. Der CaO-Gehalt der Schmelze würde sich während der Kristallisation nicht ändern, während Olivine mit vergleichbar geringen CaO-Gehalten wachsen. Ähnliches gilt für Al und Ti. Es ist viel wahrscheinlicher, daß so zonierte refraktäre Forsterite als Xenokristen in der Chondrenschmelze überlebt haben.

Berechnet man des weiteren die Gehalte der hypothetischen Ausgangsschmelze von TiO_2 , Sc_2O_3 und V_2O_3 , wie in Tab. 3.16 angegeben, und vergleicht diese mit *Allende* Chondren-Zusammensetzungen (PALME, 1992; RUBIN & WASSON, 1987), so ist leicht zu erkennen, daß Chondren-Zusammensetzungen meist um eine Größenordnung geringere Gehalte dieser Elemente aufweisen, als es notwendig wäre um refraktäre Forsterite über magmatische Kristallisation aus einer Chondrenschmelze zu produzieren.

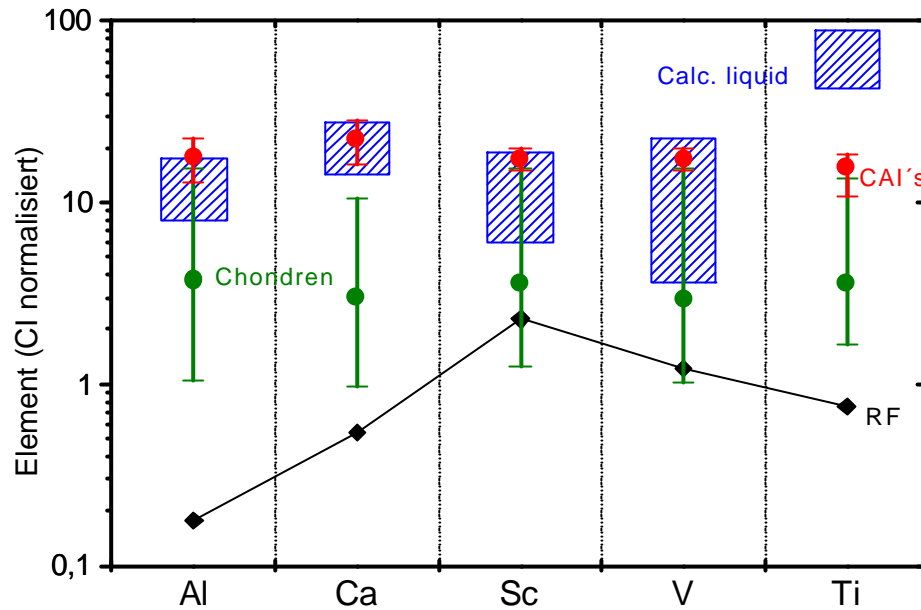


Abb. 3.50: CI-normalisierte Elementgehalte eines refraktären Forsterits (schwarze Symbole), sowie einer hypothetischen Ausgangsschmelze (blau schraffierte Flächen), im Vergleich zu Chondren-Zusammensetzungen (grüne volle Kreise) und CAI-Zusammensetzungen (rot).

In Abb. 3.50 sind diese Ergebnisse graphisch veranschaulicht. Dargestellt sind CI-normalisierte Elementgehalte eines refraktären Forsterits, sowie die Gehalte der hypothetischen Ausgangsschmelze. In dieser Abbildung wird besonders deutlich, daß die Ausgangsschmelze der refraktären Forsterite annähernd chondritische Verhältnisse von Al, Ca, Sc, und V aufweisen muß. Die absoluten Konzentrationen dieser Elemente liegen bei 10-20 x CI. Die Ti-Gehalte der Schmelze sollten dagegen bei 50 bis 90 x CI liegen. Durchschnittliche Chondren-Zusammensetzungen, wie in Abb. 3.50 dargestellt, kommen anhand dieser Ergebnisse als Ausgangsschmelzen nicht in Frage. Die Gehalte der refraktären Elemente von Calcium-Aluminium-reichen Einschlüssen (CAIs) kommen mit Gehalten von etwa 20 x CI der berechneten Ausgangsschmelze sehr nahe. CAIs sind jedoch im allgemeinen zu Mg-arm, um Forsterit zu kristallisieren. Die hohen, annähernd chondritischen Verhältnisse der refraktären Elemente in der berechneten Ausgangsschmelze und die gute Übereinstimmung mit den Gehalten der CAIs lassen jedoch einen genetischen Zusammenhang zwischen den refraktären Kondensaten (CAIs) und dem forsteritischen Olivin vermuten. Im folgenden soll dies an einigen Beispielen genauer erläutert werden.

In Abb. 3.51 sind die CaO-Gehalte der Forsterite (Kern und Rand) von *Allende* und *Kaba* gegen die Al_2O_3 -Gehalte dargestellt. Die Al_2O_3 -Gehalte variieren zwischen 0,01 und 0,35, die CaO-Gehalte von 0,1-0,76 Gew.%. Ca und Al sind direkt korreliert mit einem durchschnittlichen Ca/Al Verhältnis von ca. 3, in guter Übereinstimmung zu den

Beobachtungen von refraktären Forsteriten aus CM, CO und auch OC Chondriten (RUZICKA ET AL., 2000).

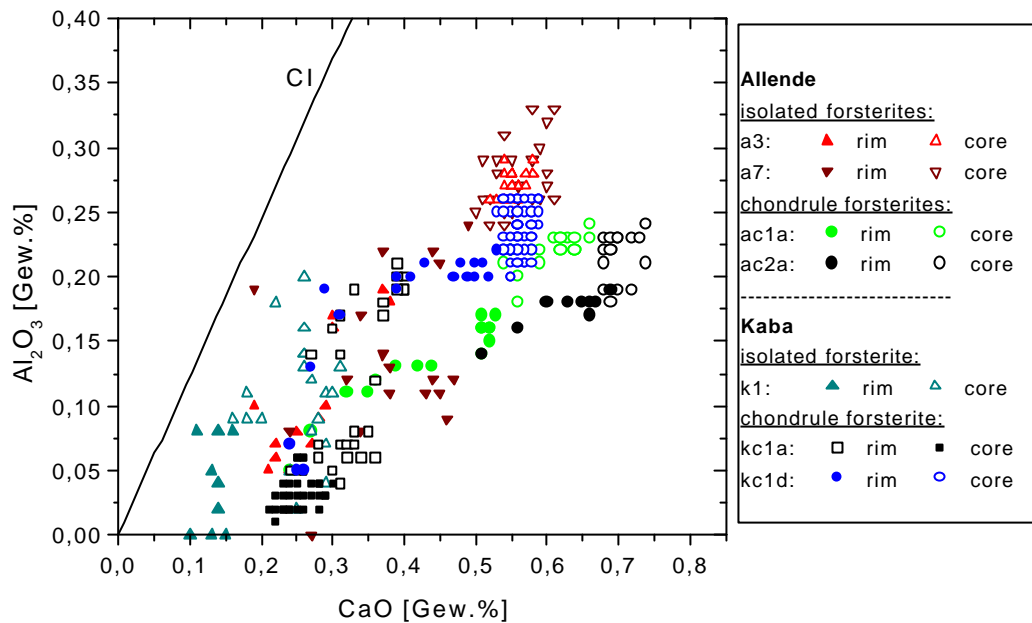


Abb. 3.51: CaO vs. Al₂O₃ isolierter und Chondren-Forsterite aus Kaba und Allende.

Des Weiteren wurden positive Korrelationen der Elemente Ca, Ti, Al, Sc und V, wie in Abb. 3.52 gezeigt, nachgewiesen. Auch hierbei zeigt sich wieder, daß die Ausgangsschmelze der refraktären Forsterite annähernd chondritische Verhältnisse dieser Elemente aufweisen muß. Das Ca/Sc Verhältnis der refraktären Forsterite beträgt

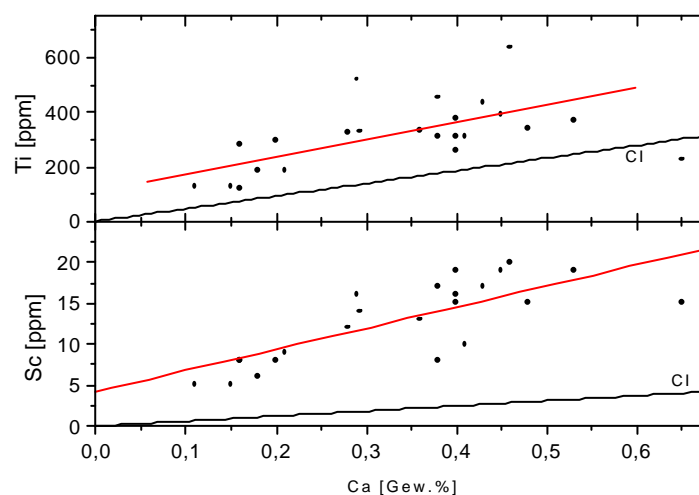


Abb. 3.52: Ca vs. Sc und Ti isolierter und Chondren-Forsterite aus Kaba und Allende.

ca. 240. Unter Verwendung der Verteilungskoeffizienten ergibt sich ein Ca/Sc Verhältnis von etwa 1200 in der Ausgangsschmelze. Dieses kommt dem chondritischen Ca/Sc Verhältnis von 1567 recht nahe.

In Abb. 3.53 sind die FeO- und CaO-Gehalte verschiedener refraktären Forsterite aus *Allende* und *Kaba* aufgetragen. Refraktäre Forsterite aus *Allende*, isolierte und innerhalb von Chondren vorkommende refraktäre Forsterite haben im Vergleich zu den Forsteriten aus dem CV3 Chondriten *Kaba* höhere CaO-Gehalte. Trotz der unterschiedlichen absoluten Gehalte der refraktären Forsterite wird in dieser Abbildung deutlich, daß Kern und Rand jedes einzelnen Forsterits über die chemische Zusammensetzung verknüpft sind. Betrachtet man zum Beispiel die Ca-Gehalte von Kern und Rand des isoliert vorkommenden Forsterits *a6* in Abb. 3.53. Zwischen Kern und Rand gibt es einen fließenden Übergang, d.h. es wird keine abrupte Abnahme des Ca-Gehaltes vom Kern zum Rand beobachtet, womit gezeigt werden kann, daß es sich hierbei nicht um reliktsche Kerne handeln kann, wie aus den Kathodenlumineszenz-Aufnahmen vermutet wurde. Die lumineszierenden Bereiche der refraktären Forsterite können somit nicht in allen Fällen den reliktschen Teil des heute vorliegenden Forsterits abbilden. Des weiteren sprechen gegen eine unabhängige Entstehungen von Kern und Rand dieser Forsterite die identischen Verhältnisse der refraktären Elemente Ca, Sc, Ti (vergleiche Abb. 3.51).

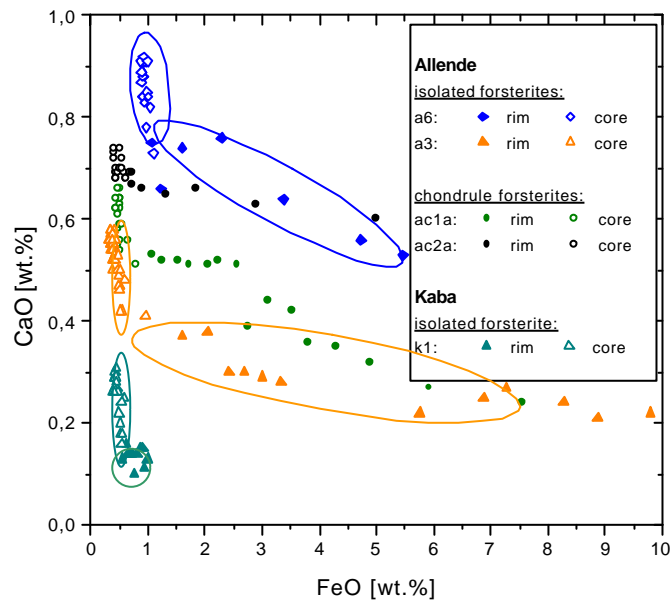


Abb. 3.53: FeO- und CaO-Gehalte von Kernen und Rändern refraktärer Forsterite (offene Symbole, entsprechen dem lumineszierender Bereichen und volle Symbole den nicht-lumineszierenden Bereichen). Diese Analysen wurden über Profile aufgenommen, d.h. ein steigender FeO-Gehalt bedeutet gleichfalls die zunehmende Entfernung vom Kern des Olivins.

3.3.1.1 Forsterit-Körner mit Ca-,Al-,Ti- reichen Rändern

Bei den durchgeführten Kathodenlumineszenz Untersuchungen wurden einige Olivine gefunden, die eine gegensätzliche Kathodenlumineszenz-Intensitätsverteilung zu den bisher beschriebenen refraktären Forsteriten aufweisen (Abb. 3.54). Diese Olivin-Körner haben ähnlich geringe FeO-Gehalte wie die „normalen“ refraktären Forsterite, jedoch sind sie gekennzeichnet durch eine Zone nahe des Randes mit Anreicherungen an Ca, Al und Ti. Diese Anreicherungen führen zu einem intensiv lumineszierenden Rand dieser Forsterite. Zum äußersten Rand hin nehmen die Gehalte der refraktären Elemente wieder ab, diese Verarmung geht in einigen Körnern mit einer Fe- und Cr-Anreicherung parallel.

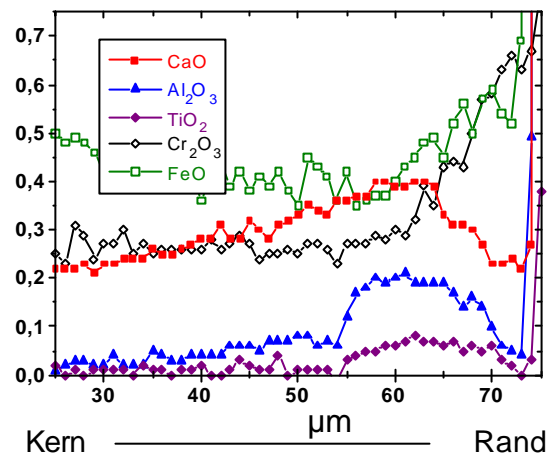
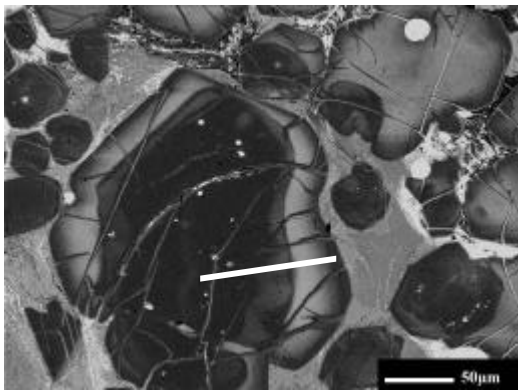


Abb. 3.54: Links: Mg-reicher Olivin innerhalb einer Chondre im CV Chondriten **Kaba** (BSE+CL). Ausschnitt aus Abb. 3.44. Entlang des eingezeichneten Profils wurden EMS-Analysen durchgeführt. Rechts: Elementoxid-Zonierungsprofile von Kern zu Rand

Wie zu Beginn dieses Abschnitts erläutert wurde, haben refraktäre Forsterite üblicherweise eine Ca-, Al- und Ti-reiche Region im Kern. Kerne können reliktsicher Natur sein. In den oben beschriebenen Fällen bildeten sich jedoch Ca-, Al-, Ti-reiche Ränder. Diese Randzonen können ganz klar keine Relikte darstellen, denn ein reliktsicher Korn würde als Wachstumskeim fungieren, und daher nur im Kern zu finden sein. Vermutlich handelt es sich bei diesen Forsterit-Körnern um Ca-, Al-, Ti-arme, reliktsicher Körner, die im Chondrenaussgangsmaterial enthalten waren. Bei dem Chondrenschmelzprozeß wurden diese Olivine nicht aufgeschmolzen. Anschließend bildeten sich über magmatische Kristallisation Anwachsäume um die reliktsicher Kerne aus.

Bei der Betrachtung der einzelnen Forsterite der in Abb. 3.54 dargestellten Chondre fällt auf, daß viele der Körner keineswegs eine gleichförmige Kern-Rand Zonierung aufweisen. Heterogene Ca-, Al- und Ti-Verteilungen sind keine Seltenheit. Häufig scheint ein Relikt mit geringeren Gehalten an refraktären Elementen im Kern oder auch

nur an einer Ecke des Forsterits eingebaut zu sein. Heterogene Elementverteilungen können durch unterschiedliche Schmelzzusammensetzungen von Zwickeln zwischen wachsenden Körnern entstehen. Die Diffusion von Al und Ti verläuft signifikant langsamer als die der zweiwertigen Ionen, es scheint so möglich zu sein, daß heterogene Verteilungen dieser Elemente erhalten werden können. Chondren sind jedoch winzige Körper mit Größen von ca. 1 mm. Schmelztropfen dieser Größenordnung sollten eine weitgehend homogene Schmelze besitzen, so daß dieser Prozeß hier keine Rolle spielen sollte.

3.3.2 Nicht-refraktäre Elemente Fe, Mn, Cr, Ni, Co

Refraktäre Forsterite sind gekennzeichnet durch sehr geringe Gehalte an FeO, MnO, Cr₂O₃, NiO und CoO. Die Gehalte an FeO liegen bei 0.3 Gew.%, die MnO-Gehalte sind meist deutlich unter 100 ppm und die Cr₂O₃-Konzentrationen liegen bei ~ 0.075 Gew.%. Geringe FeO-Gehalte der refraktären Forsterite von teilweise nur 0.3 Gew.% erfordern eine Ausgangsschmelze mit weniger als 1 Gew.% FeO (Tab. 3.18). Dies ist viel niedriger, als die FeO-Gehalte von Chondren (PALME, 1992; RUBIN & WASSON, 1987), in denen diese Olivine gefunden werden.

Tab. 3.18: Gehalte der refraktären Elemente in refraktären Forsteriten, Verteilungskoeffizienten zwischen Olivin und Schmelze, berechnete Gehalte der hypothetischen Ausgangsschmelze sowie Allende Chondren-Zusammensetzungen (♠ PALME, 1992; ♦ RUBIN & WASSON, 1987).

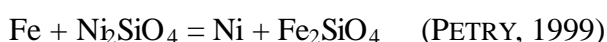
	D_{O/L}	Min. Elementoxid Gehalt im RF [Gew.%]	Berechneter Gehalt der Schmelze [Gew.%]	Min. Elementoxid Gehalt in Chondren (Allende) [Gew.%]
FeO	0.51	0.26	0.5	2.86 [♠]
	-		-	-
	1.55 (Beattie, 1994)		0.2	4.5 [♦] Ø 8.7
MnO	0.5	(Mn: 31 ppm, LA-ICP-MS und SIMS) ~ 39 ppm	78 ppm	477 ppm [♠]
	-		-	-
	1.07 (Beattie, 1994)		36 ppm	529 ppm [♦] Ø 1470 ppm
Cr₂O₃	0.45	(Cr: 507 ppm, LA-ICP-MS und SIMS) ~ 740 ppm	1644 ppm	2850 ppm [♠]
	-		-	-
	1.85 (Beattie et al. 1994) (Kennedy, 1993)		400 ppm	540 ppm [♦] Ø 5260
NiO	4.5	(Ni: 2.9 ppm LA-ICP-MS) ~ 4 ppm	~ 1 ppm	216 ppm [♠]
	.		-	-
	11 (Kennedy, 1993)		-	165 ppm [♦] Ø 4300
CoO	1.1	(Co: 0.5 ppm, LA-ICP-MS) ~ 1 ppm	~ 1 ppm	19.2 ppm [♠]
	-		-	-
	3.6 (Beattie, 1994)		4 ppm	19.3 ppm [♦] Ø 190

WEINBRUCH ET AL. (2000) konnten mittels SIMS äußerst geringe Mn-Gehalte von nur 30 – 40 ppm in den Kernen refraktären Forsterite aus *Allende* nachweisen. Einige der in dieser Arbeit untersuchten Forsterite bestätigen diese sehr niedrigen Mn-Gehalte (vergleiche Tab. 3.15 und Tab. 3.17). Die niedrigen MnO-Gehalte sind ein starkes Indiz dafür, daß diese Körner nicht aus einer Chondrenschmelze kristallisiert sein können. Die Mn-Gehalte von Allende Chondren variieren von 150-2800 ppm (SIMON & HAGGERTY, 1979; 1980). Olivin / Schmelze Verteilungskoeffizienten von 0.5 – 1.7 (BEATTIE, 1994) erfordern Schmelzen mit MnO-Gehalten bis zu maximal 100 ppm um forsteritischen Olivin mit 30 ppm MnO zu produzieren. Chondren mit solch geringen Gehalten wurden bisher im *Allende* Chondriten nicht gefunden. Die geringsten MnO-Gehalte einer Chondre in der Chondrensuite von RUBIN & WASSON (1987) liegen bei 529 ppm und bei einer Chondren von PALME, (1992) bei 477 ppm. Dies sind die geringsten MnO-Gehalte von Einzelchondren, die je gefunden wurden. Die Mehrzahl der Chondren weist wesentlich höhere MnO-Gehalte von durchschnittlich 1470 ppm. Zusammenfassend kann man sagen, daß die geringen MnO-Gehalte der refraktären Forsterite nicht mit der Entstehung durch Kristallisation aus einer Chondrenschmelze zu vereinbaren sind.

Es muß allerdings angemerkt werden, daß nicht alle refraktären Forsterite so geringe Mn Gehalte aufweisen. JONES & SCOTT (1989) bestimmten in refraktären Forsterit Körnern innerhalb von Chondren des Typ IA im LL3.0 Chondriten *Semarkona* Mn-Gehalte von 390-850 ppm. Diese hohen Mn-Gehalte entsprechen den Gehalten im Olivin die bei magmatischer Kristallisation aus der Schmelze zu erwartet sind.

Refraktäre Forsterite kommen in allen unequilibrierten Chondriten vor. Eine wichtige Aufgabenstellung für zukünftige Untersuchungen sollte es sein, die Mn-Gehalte refraktärer Forsterite gewöhnlicher Chondrite mittels Methoden (wie SIMS oder LA-ICP-MS) zu bestimmen, um die Frage zu beantworten, ob es sich bei refraktären Forsteriten kohligter und gewöhnlicher Chondrite um eine oder verschiedene Olivin-Population handelt. Die refraktären Forsterite können möglicherweise ein Bindeglied zwischen den einzelnen Meteoritengruppen darstellen, was sich anhand der Spurenelementsignaturen herausstellen ließe.

Die Ni- und Co-Gehalte der refraktären Forsterite sind von besonderer diagnostischer Bedeutung. WEINBRUCH ET AL. (2000) bestimmten äußerst geringe Ni-Gehalte von nur 1.4 – 1.7 ppm in einem refraktären Forsterit aus *Allende*. Untersuchungen dieser Arbeit bestätigen diese geringen Gehalte. Entsprechend niedrig müssen die Gehalte an diesen Elementen einer mit refraktärem Forsterit im Gleichgewicht stehenden Schmelze sein (Tab. 3.18). Die Verteilung von Ni und Fe zwischen koexistierendem Metall und Olivin ist Temperatur abhängig nach Gleichung :



Von der Zusammensetzung des Metalls und des koexistierenden Olivins können Gleichgewichtstemperaturen berechnet werden. Ni-reiches Metall in Allende, im Gleichgewicht mit 0.3 Gew.% FeO und 1.5 ppm Ni im Olivin erfordern unter Annahme

einer idealen Mischung von Mg, Fe und Ni im Olivin Temperaturen von 340 °C (PALME et al., 1986). Die Diffusion von Ni in Olivin ist jedoch zu langsam um das Gleichgewicht bei diesen Temperaturen zu erreichen. Der Ni-Gehalt des Forsterits wurde möglicherweise im Gleichgewicht mit FeNi-Metall bei höheren Temperaturen und mit weniger Ni in der koexistierenden Metallphase erreicht. Forsterit mit 1 ppm würde im Gleichgewicht mit chondritischen Metall ($\text{Fe}_{93} \text{Ni}_7$) bei Temperaturen über 1000°C entstehen. Die Gehalte von Ni und Co in Olivinkondensaten können leicht berechnet werden (PALME & FEGLEY, 1990). Früh kondensierender Olivin würde weniger als einige ppm Ni aufweisen. Es könnte somit möglich sein, daß sich im Gleichgewicht befindendes meteorisches Metall mit ~7 Gew.% Ni und FeO-arter Olivin zur Bildung dieser geringen Ni-Gehalte in den refraktären Forsteriten führte (WEINBRUCH ET AL., 2000). Ob es zur Equilibrierung über eine Gasphase oder Fest-Fest Reaktionen kam, kann nicht entschieden werden.

Zudem müssen Olivine, die aus einer Schmelze kristallisierten, gegenläufige Zonierungen von Ni und Ca aufweisen. Während des Kristallisationsvorgangs wird die Schmelze ständig reicher an CaO. Dies muß sich in zunehmenden CaO-Gehalten im Olivin bemerkbar machen. Für Ni gilt das umgekehrte. Da Ni mit Olivin kompatibel ist, muß der Ni-Gehalt von Olivinen während der Kristallisation abnehmen. Diese gegenläufigen Trends können z.B. in Olivinen aus Mondbasalten beobachtet werden (PAPIKE ET AL., 1999). Wie die Zonierungstrends von Ni der isoliert vorkommenden und der refraktären Chondrenolivine jedoch gezeigt haben (Abb. 3.49), verhält sich Ni nicht so, wie es für ein stark kompatibles Element erwartet wird, es müsste bei Kristallisation dem Mg folgen. Die Ni- und Co-Gehalte steigen jedoch wie die Fe- und Mn-Gehalte zum Rand der Olivine an (Fe und Mn sind inkompatibel). Die Zonierungsmuster von Ni und Co können, wie auch die geringen Gehalte die in den refraktären Forsteriten gefunden werden, nicht in Einklang mit einer Kristallisation aus einer Chondrenschmelze gebracht werden (vergleiche Tab. 3.18)

Zusammenfassend kann festgehalten werden: Die geringen Gehalte an FeO, MnO, NiO und CoO die in den refraktären Forsteriten nachgewiesen wurden, erfordern, wenn refraktärer Forsterit über Kristallisation entstanden ist, eine Ausgangsschmelze mit entsprechend geringen Gehalten dieser Elemente (FeO <1 Gew.%, MnO <100 ppm, NiO 10 ppm und CoO <5 ppm). Dies ist in Tab. 3.18 graphisch veranschaulicht. Dargestellt sind CI-normalisierte Elementgehalte eines refraktären Forsterits und die Gehalte der berechneten hypothetischen Ausgangsschmelze. Da die Verteilungskoeffizienten zwischen Olivin und Schmelze dieser Elemente nahe bei eins liegen, kommen Olivin und Ausgangsschmelze in dieser Abbildung nahezu zur Deckung. Vergleicht man die Gehalte der hypothetischen Ausgangsschmelze mit Chondren-Zusammensetzungen (*Allende*), so ist klar, daß refraktäre Forsterite nicht aus Chondrenschmelzen, wie sie kohligen und auch in gewöhnlichen Chondriten gefunden vorkommen, kristallisiert sein können.

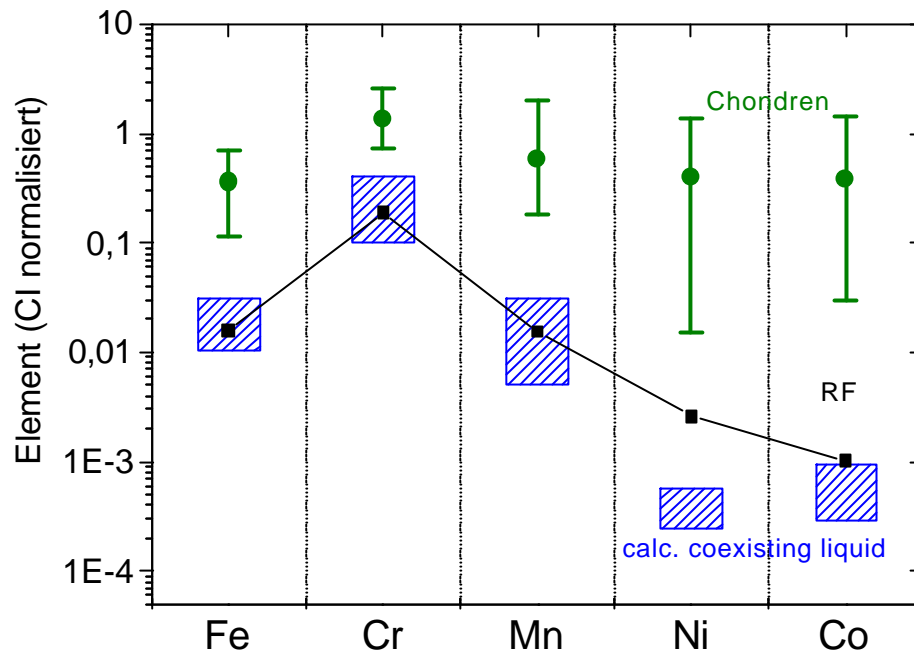


Abb. 3.55: CI-normalisierte Gehalte von Fe, Cr, Mn, Ni und Co eines RF (schwarze Symbole). Die blau schraffierte Flächen entsprechen der Zusammensetzung der hypothetischen Ausgangsschmelze wie in Tab. 3.18 dargestellt.

3.3.3 Spurenelementgehalte - Seltene Erdelemente (REE)

Im Rahmen der Untersuchungen an refraktären Forsteriten wurden die Gehalte der Seltenen Erdelemente von vier isoliert vorkommende refraktären Forsteriten und zwei Chondrenforsteriten bestimmt. Die REE-Gehalte sind in Tab. 3.19 aufgelistet. In Abb. 3.56 sind die CI-normalisierten Gehalte zweier repräsentativer isolierter refraktärer Forsterite und der zwei Chondrenforsterite graphisch dargestellt. Die Forsterite sind gekennzeichnet durch ein stark fraktioniertes REE -Muster mit einem LREE / HREE Verhältnis von 0.01 (LREE-leichte Seltene Erdelemente und HREE –schwere REE). Die meisten Chondren der kohligen Chondrite haben unfraktionierte, annähernd chondritische Verhältnisse der Seltenen Erdelemente. Chondren aus *Allende* weisen flache Verteilungsmuster mit REE- Gehalten zwischen 1 und 15 x CI mit einem Mittelwert von ~ 3 x CI auf (PALME, 1992) (Abb. 3.56). Olivine, die sich über Kristallisation aus einer Chondrenschmelze bildeten, müssen aufgrund der Verteilungskoeffizienten von Olivin und Schmelze stark fraktionierte Elementverteilungsmuster besitzen. Die Olivin / Schmelze Verteilungskoeffizienten der leichten Seltenen Erdelemente liegen bei 10^{-5} bis 10^{-4} , und die der schweren Seltenen

Erdelemente bei ca 10^{-2} (KENNEDY ET AL., 1993). Der erstkristallisierende Olivin sollte somit geringe REE zwischen 10^{-4} (LREE) und $\sim 10^{-2}$ für die HREE aufweisen.

Die stark fraktionierten REE-Muster der refraktären Forsterite wie in Abb. 3.56 dargestellt entsprechen der Verteilung wie sie von magmatisch gebildeten Olivinen erwartet wird. Dagegen lassen sich die Gehalte des „ultra“ refraktären Forsterits von WEINBRUCH ET AL (2000) mit einem flachen nahezu chondritischen REE-Verteilungsmuster (LREE/HREE von ~ 1) nicht mit einem Kristallisationsursprung vereinbaren. Dieses flache Verteilungsmuster spricht für den primitiven Charakter einer primären Phase, die durch Kondensation entstanden ist.

Tab. 3.19: REE-Gehalte, sowie die Gehalte an Sr, Y und Zr in den Kernen vier isolierter RF (RJAl_e..) und REE-Gehalte zweier refraktärer Forsterite innerhalb einer Chondre (ALECH2-..) aus Allende, Referenz: WEINBRUCH ET AL., 2000. Im zweiten Abschnitt sind die CI-normalisierten Gehalte aufgelistet.

[ppm]	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Er	Yb	Sr	Y	Zr
RJAl _e 3	0,002	0,004	0,007	0,015	0,009	0,073	0,065	0,172	0,073	0,640	0,499
RJAl _e 7	0,001	0,010	0,000	0,023	0,005	0,135	0,128	0,144	0,736	0,448	0,147
RJAl _e 6	0,019	0,000	0,006					0,231	0,822	0,618	0,299
RJAl _e 2	0,008	0,004	0,000					0,131	0,654	0,552	0,754
ALECH2-1	0,006	0,037	0,084	0,028	0,015	0,093	0,100	0,127			
ALECH2-2	0,005	0,017	0,050	0,045	0,012	0,076	0,090	0,124			
<i>RF (Weinbruch et al.)</i>	0,135	0,317	0,229	0,071	0,010	0,172	0,169	0,252			
CI	0,245	0,638	0,474	0,154	0,058	0,254	0,166	0,165	7,260	1,570	3,870
<i>CI normalisiert</i>	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Er	Yb	Sr	Y	Zr
RJAl _e 3	0,006	0,007	0,015	0,100	0,150	0,289	0,390	1,044	0,010	0,408	0,129
RJAl _e 7	0,005	0,015		0,149	0,085	0,531	0,770	0,871	0,101	0,285	0,038
RJAl _e 6	0,077		0,013					1,398	0,113	0,394	0,077
RJAl _e 2	0,032	0,006						0,796	0,090	0,351	0,195
ALECH2-1	0,026	0,061	0,185	0,194	0,260	0,381	0,632	0,781			
ALECH2-2	0,023	0,028	0,110	0,307	0,216	0,312	0,565	0,764			
<i>RF (Weinbruch et al.)</i>	0,551	0,497	0,483	0,461	0,172	0,677	1,018	1,527			

Berechnet man mit Hilfe der Verteilungskoeffizienten $D_{O/L}$ (KENNEDY ET AL., 1993) die REE-Gehalte der Ausgangsschmelze so ergibt sich, daß die HREE etwa 50-fach gegenüber CI angereichert in der Schmelze vorgelegen haben müssen, damit Forsterit mit dem beobachteten Gehalten an REE kristallisiert (vergleiche Abb. 3.57). Die REE-Konzentrationen von Chondren, wie sie im CV3 Chondriten Allende gefunden werden, sind zumindest bei den HREE mit Gehalten von $\sim 3 \times$ CI viel zu gering, um für die Kristallisation von refraktären Forsteriten verantwortlich zu sein. Anders die Calcium – Aluminium reichen Einschlüsse (CAIs, rote Symbole in Abb. 3.57) die mit Gehalten von ca. $20 \times$ CI den erforderlichen Gehalten der berechneten Ausgangsschmelze schon recht nahe kommen, legen einen genetischen Zusammenhang zwischen den refraktären Forsteriten und den refraktären Kondensaten nahe.

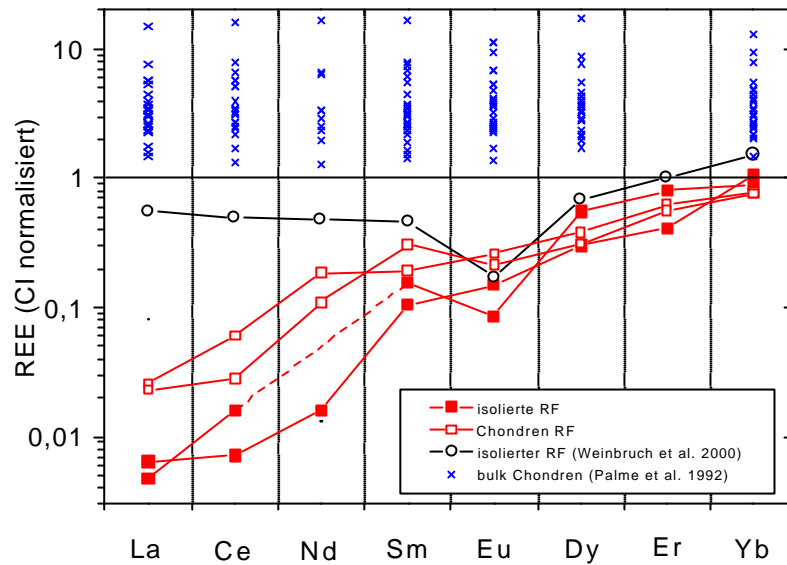


Abb. 3.56: CI-normalisierte REE-Gehalte refraktärer Forsterite (isoliert vorkommende und innerhalb von Chondren vorkommende RF) (rote Symbole). Zum Vergleich dargestellt ist das REE-Muster eines RF von WEINBRUCH ET AL. (2000) und die REE-Gehalte von Allende Chondren (PALME, 1992).

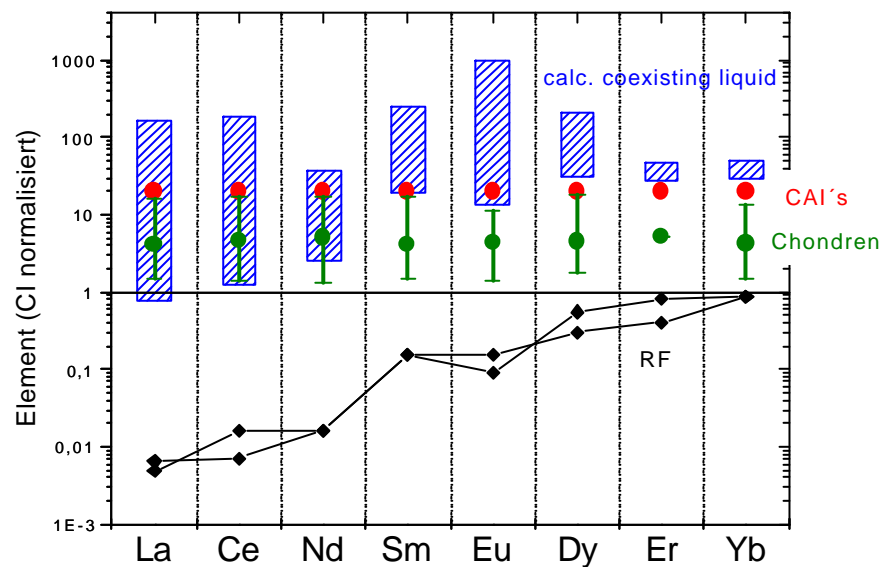


Abb. 3.57: CI-normalisierte REE-Gehalte repräsentativer refraktärer Forsterite (schwarze Symbole). REE-Gehalte der Ausgangsschmelze sind als blau schraffierte Flächen dargestellt. Zum Vergleich sind die Zusammensetzungen von Chondren (grüne Symbole) und CAIs (rote Kreise) eingetragen.

Tab. 3.20: Zusammensetzung der Mesostasis und der einzelnen Mineralphasen (Forsterit, Spinell, Fassaite) der ACK2 Chondre (EMPA).

Mesostasis				Forsterit			Spinell			Fassaite	
	Mitte	-----	15-20µm Rand		Kern	Rand					
Na₂O	0,64	0,64	1,78	SiO₂	42,46	42,39	SiO₂	0,14	0,13	SiO₂	41,61
K₂O	0,02	0,01	0,16	TiO₂	0,12	0,08	TiO₂	0,29	0,27	TiO₂	3,42
SiO₂	48,33	48,43	47,31	Al₂O₃	0,27	0,21	Al₂O₃	70,75	70,85	Cr₂O₃	0,13
MnO	0,08	0,08	0,12	Cr₂O₃	0,09	0,18	Cr₂O₃	0,82	0,74	Al₂O₃	18,24
Cr₂O₃	0,31	0,31	0,39	FeO	0,26	2,55	FeO	1,73	1,99	FeO	0,15
MgO	9,14	8,65	16,69	MnO	0,01	0,11	MnO	0,06	0,07	MnO	0,02
CaO	17,35	17,62	12,67	MgO	56,48	54,23	MgO	26,55	26,55	MgO	10,94
Al₂O₃	22,74	23,18	17,04	CaO	0,57	0,29	CaO	0,02	0,03	CaO	24,66
FeO	0,27	0,19	2,52	Total	100,26	100,04	Total	100,36	100,63	Total	99,17
TiO₂	0,90	0,85	0,61	Si	0,995	1,004	Si	0,003	0,003	Si	1,526
Total	99,77	99,96	99,31	Ti	0,002	0,001	Ti	0,005	0,005	Ti	0,094
FeO/MgO	0,029	0,022	0,151	Al	0,007	0,006	Al	1,987	1,987	Cr	0,004
				Cr	0,002	0,003	Cr	0,015	0,014	Al	0,788
				Fe	0,005	0,051	Fe	0,035	0,040	Fe	0,005
				Mn	0,000	0,002	Mn	0,001	0,001	Mn	0,001
				Mg	1,972	1,915	Mg	0,943	0,941	Mg	0,598
				Ca	0,014	0,007	Ca	0,000	0,001	Ca	0,969
				Total	2,998	2,990	Total	2,990	2,992	Total	3,984
				FeO/MgO	0,005	0,047	FeO/MgO	0,065	0,075	FeO/MgO	0,014

3.4 Koexistenz von Ca, Al- reichen Phasen und refraktärem Forsterit

Im folgenden soll am Beispiel einer Mesostasis-reichen Chondre aus dem *Allende* Meteoriten anhand der Haupt- und Spurenelementgehalte von refraktären Forsteriten und koexistierender Mesostasis geprüft werden, ob die refraktären Forsterite Ca, Al-reicher Chondren aus der Ca, Al –reichen Chondrenschmelze *in situ* kristallisiert sein können oder ob es sich eher um eine Mischung aus Ca, Al-reichen Phasen und refraktären Forsteriten handelt, wobei reliktsche Forsterite den Chondrenbildungsprozeß überlebten.

Al-reiche Chondren kommen in den Chondriten nur zu sehr geringen Anteilen vor und sind gewöhnlich sehr FeO-arm (KROT & RUBIN, 1994). In Kap. 3.2.4 wurde am Beispiel der Mesostasis-reichen porphyrischen Chondre (ACK2, *Allende*) gezeigt, daß refraktäre Forsterite innerhalb dieser Chondren vorkommen. Diese Chondre wurde aufgrund des hohen Schmelzanteils und den daraus resultierenden hohen Konzentrationen refraktärer Elemente und den niedrigen FeO-Gehalten näher untersucht (siehe Abb. 3.48).

Eine Beschreibung der einzelnen Phasen dieser Chondre wurde schon in Kap. 3.2.4 vorgestellt, die chemische Zusammensetzung der akzessorischen Phasen Fassait und Spinell sind in Tab. 3.20 angegeben. An dieser Stelle soll eine nähere Betrachtung der refraktären Forsterite und der koexistierenden Mesostasis erfolgen. Die Zusammensetzung der refraktären Forsterite dieser Chondre ist identisch zu den in Kap. 3.3 beschriebenen isolierten und auch zu den refraktären Forsteriten der Mg, Si reichen Chondren, wie beim Vergleich der Haupt- und einiger Spurenelement Gehalte in Tab. 3.20 deutlich wird. Die refraktären Forsterite dieser Chondre weisen absolut identische Elementzonierungsmuster auf (Abb. 3.58), womit sie die gleiche Herkunft, wie isolierte RF und andere refraktäre Chondrenforsterite haben sollten.

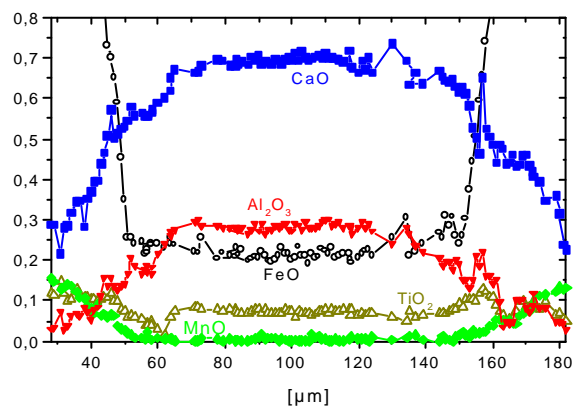


Abb. 3.58: Oben: BSE+CL Aufnahme eines RF der glasreichen Chondre ACK2, Ausschnitt aus Abb. 3.36. Unten: Zonierungsprofil der Oxide [Gew. %], wie oben eingezeichnet.

Tab. 3.21: Chemische Zusammensetzung einzelner Phasen der Mesostasis der ACK2 Chondre (Allende), wie in Abb. 3.59 und in Abb. 3.60 dargestellt.

Ca-reicher Pyroxen					Ca-armer Pyroxen			Anorthitisches Glas				
	EPMA			EDS		EPMA	EDS		EPMA			EDS
SiO₂	53,13	52,71	52,74	52,79	SiO₂	56,68	59,22	K₂O	0,00	0,03	0,00	
TiO₂	2,46	2,49	2,99	2,49	TiO₂	1,16	1,14	Na₂O	0,79	0,99	0,71	0,92
Cr₂O₃	0,65	0,72	0,77		Cr₂O₃	1,09		FeO	0,13	0,15	0,09	
Al₂O₃	4,87	3,94	3,92	5,92	Al₂O₃	4,12	3,04	Cr₂O₃	0,00	0,04	0,05	
FeO	0,24	0,33	0,26	0,48	FeO	0,53	0,77	TiO₂	0,13	0,18	0,14	
MnO	0,17	0,16	0,19		MnO	0,28		Al₂O₃	33,92	32,52	31,31	32,29
MgO	19,63	20,70	20,60	19,46	MgO	33,13	30,13	MnO	0,03	0,01	0,03	
CaO	20,19	19,90	20,05	18,86	CaO	4,39	5,71	CaO	19,22	19,31	19,48	18,89
Na₂O	0,09	0,08	0,07		Na₂O	0,07		MgO	0,59	1,07	1,67	0,97
K₂O	0,00	0,00	0,01		K₂O	0,00		SiO₂	45,89	46,04	45,63	46,85
	101,43	101,04	101,60	100,00	Total	101,44	100,01	Total	100,70	100,34	99,11	99,92
Si	1,868	1,864	1,856			1,905						
Ti	0,065	0,066	0,079			0,029						
Cr	0,018	0,020	0,021			0,029						
Al	0,202	0,164	0,163			0,163						
Fe	0,007	0,010	0,008			0,015						
Mn	0,005	0,005	0,006			0,008						
Mg	1,028	1,091	1,081			1,660						
Ca	0,761	0,754	0,756			0,158						
Na	0,006	0,005	0,005			0,005						
K	0,000	0,000	0,000			0,000						
Total	3,960	3,980	3,975			3,972						

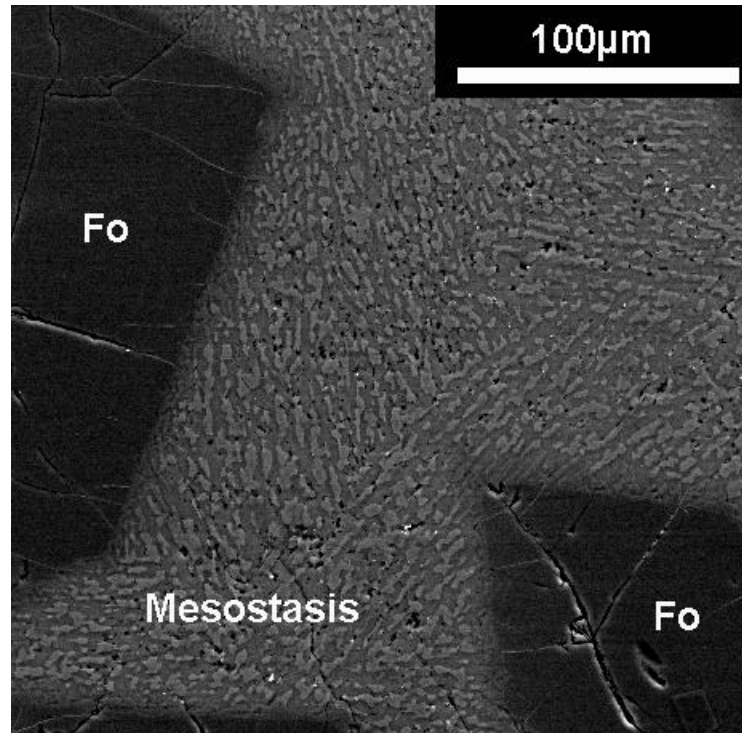


Abb. 3.59: BSE Aufnahme der Mesostasis im Inneren der Chondre (ACK2). Die Mesostasis setzt sich zusammen aus feinsten Kristalliten und glasig erscheinender Matrix.

Die Chondre besteht zu ~ 60 Vol.% aus Mesostasis. Diese setzt sich aus einer Matrix mit anorthitischer Zusammensetzung und rasch abgekühlten Mikrokristalliten, wie in Abb. 3.59 im BSE-Bild dargestellt ist, zusammen. Deutlich erscheint die geregelte Orientierung der Mikrokristallite innerhalb verschiedenen Domänen.

Innerhalb der Mesostasis wurden drei Phasen identifiziert: Anorthit-reiche glasig erscheinende Matrix, Ca-reicher und Ca-ärmer Pyroxen. Die Zusammensetzung dieser Phasen ist in Tab. 3.21 aufgelistet. Aufgrund der geringen Größe der Phasen können Mischanalysen nicht ausgeschlossen werden. Weiterhin kommt hinzu, daß eine Unterscheidung zwischen amorphem Glas und kristallisierten Phasen aufgrund der geringen Größe nicht oder nur mittels Transmissions-Elektronen-Mikroskop möglich wäre, jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt wurde. Das Gefüge der Mesostasis besteht, wie in Abb. 3.59 deutlich gezeigt ist, aus einer sehr charakteristischen Pyroxen-Anorthit-Verwachsung. Es könnte sich zum einen um anorthitische Wirtskristalle handeln, die viele regelmäßig eingelagerte Pyroxenpartikel enthalten, oder zum anderen um eine Verdrängung von Anorthit durch Pyroxen. Wie oben erwähnt, wurden Ca-reicher (Diopsidischer Augit) und Ca-ärmer Pyroxen (Enstatit) in der Mesostasis nachgewiesen. Möglicherweise ist ein ursprünglich einphasiger Augit in Ca-reichen Pyroxen und Ca-armen Pyroxen zerfallen (Entmischung), ein Hinweis dafür sind die in Abb. 3.60 sichtbaren Ca-armen Pyroxen Lamellen im Ca-reichen Pyroxen. Andererseits könnte es sich aber auch um gleichzeitige Kristallisation beider Pyroxene im eutektischen Punkt handeln, wobei es nicht zur Ausbildung von idiomorphen Kristallformen kommen konnte.

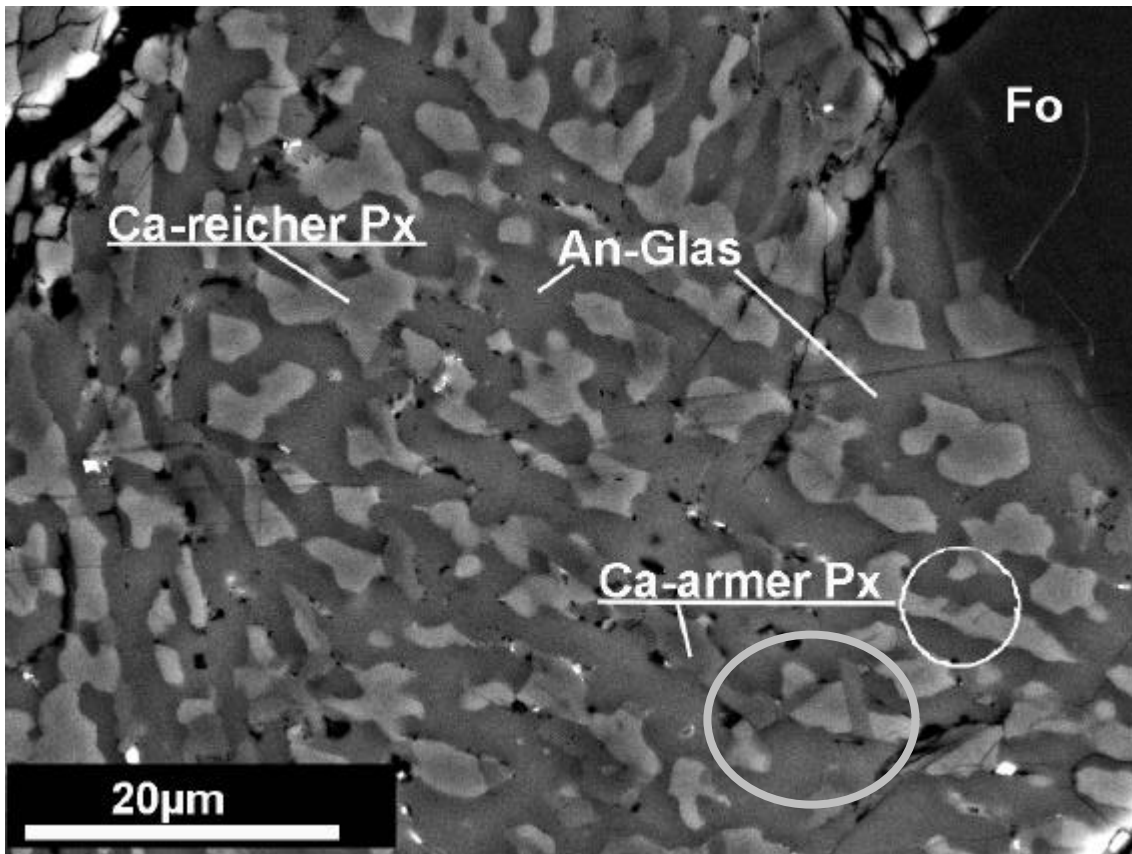


Abb. 3.60: BSE-Aufnahme der Mesostasis der Chondre ACK2. Die Mesostasis setzt sich aus Ca-reichen und Ca-armen Pyroxenen Mikrokrystalliten und anorthitischer Matrix zusammen. Weiterhin kommt dispers verteiltes metallisches Fe hinzu. Eingezeichnet sind: Pyroxen-Entmischungslamellen; weiter rechts in weiß, und Pyroxen Verwachsungen etwas weiter unten in grau.

Die Mesostasis ist mit einem Gehalt von ~ 0.3 Gew.% FeO extrem eisenarm und stark angereichert an den refraktären Elementen (CaO 17.3 Gew.%; Al_2O_3 22.7 Gew.%, TiO_2 0.9 Gew.%) (Tab. 3.20). Die Zusammensetzung der Mesostasis im Inneren der Chondre ist nahezu konstant. Eine Zunahme der Fe-, Mn-, Cr-, Na- und K-Gehalte wurde ausschließlich in der äußersten Hülle der Chondre beobachtet (Abb. 3.61 und Tab. 3.21). Die Zunahme der Gehalte dieser Elemente geht mit einer Ca-, Al-, Mg-Verarmung einher. Sogenannte „zonierte“ Chondren wurden in Allende und ALH-77003 (CO3) von (IKEDA & KIMURA, 1985; KIMURA & IKEDA, 1995) beschrieben. Die Mesostasis dieser Chondren zeigt eine strukturelle und chemische Zonierung, von dem primären und CaO-angereicherten Glas im Inneren der Chondre bis hin zu entglasten Na_2O -reichen Randmaterial. KIMURA & IKEDA (1995) gehen von einer sekundären $Ca \leftrightarrow 2 (Na, K)$ Austauschreaktion aus, bei der durch sekundäre Zuführung von Na aus dem solaren Gas, Ca über diese Reaktion aus den Chondren abtransportiert wird. Diese Alkali-Ca Austauschreaktion kann für die Alteration der glasigen Mesostasis wie folgt formuliert werden:

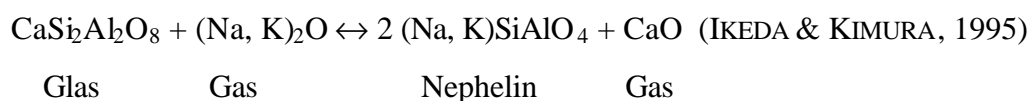
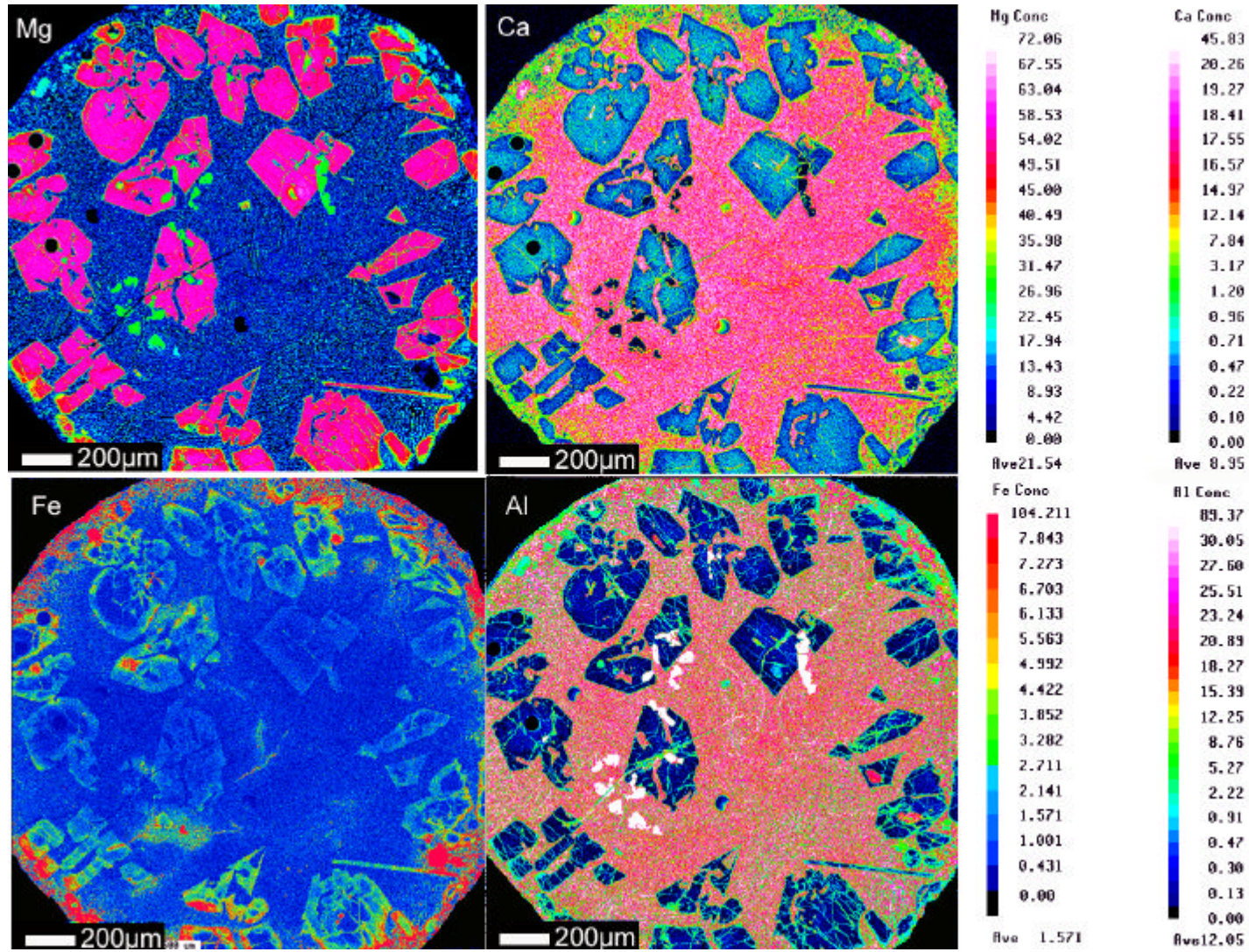


Abb. 3.61: Fe, Mg, Ca und Al Verteilungen der ACK2 Chondre (Allende).

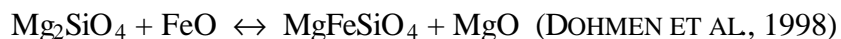


Freiwerdendes Ca (vermutlich in Form von gasförmigen Ca(OH)_2 -Molekülen nach HASHIMOTO, 1992) kann somit aus der Chondre entweichen, oder innerhalb der Chondre Ca-reiche Minerale bilden. Bei der hier untersuchten Chondre muß CaO aus der Chondre abtransportiert worden sein, da keine sekundären Ca-reichen Minerale auftreten.

Im Fe-Elementverteilungsbild in Abb. 3.61 wird deutlich, daß die Chondre nach ihrer Erstarrung sekundär Fe über Diffusionsprozesse erworben haben muß. Bemerkenswert ist jedoch die Tatsache, daß die Fe-Anreicherung nicht in der ca. 100 μm vom Rand entfernten Mesostasis oder in Olivinen, die sich nahe des Randes der Chondre befinden auftritt, sondern sich nur jeweils auf die Randzone der Olivine erstreckt. Die Fe-reichen Ränder der refraktären Forsterite (FeO ca. 3 Gew.%) stehen nicht im Gleichgewicht mit der koexistierenden Mesostasis (FeO \sim 0.3 Gew.%), d.h. diese Ränder können nicht über magmatische Kristallisation entstanden sein. Andererseits können sich die Fe-reicheren Ränder der Olivine unter subsolidus Bedingungen über FeO-MgO Austauschreaktionen gebildet haben. Festkörperdiffusion von MgO und FeO könnte nach Verfestigung des Chondrenmaterials im solaren Nebel stattgefunden haben.

Ein Grund dafür, daß dieser Mg-Fe Austauschprozeß an den Olivinrändern im Inneren der Chondre stattgefunden hat, aber nicht in der dazu nächstliegenden Mesostasis beobachtet wird, ist möglicherweise, daß der Diffusionskoeffizient für das glasige bis mikrokristalline Material der Mesostasis bei subsolidus Bedingungen viel kleiner ist. FeO, das zur Bildung FeO-reicher Olivin Ränder über Festkörperdiffusion geführt haben könnte, kann über Oxidation von metallischen Fe innerhalb oder außerhalb der Chondre gebildet worden sein.

Die Reaktion die zur Bildung der Fayalit-reicheren Ränder geführt haben könnte lautet:



Das entstandene gasförmige MgO kann zum einen von der Chondre freigesetzt werden, oder mit FeO und SiO_2 über Zersetzung der Quarz-Komponente der Mesostasis zur Neubildung von eisenreichen Olivinen nach folgender Reaktion führen:



Als Olivin Neubildung der hier untersuchten Chondre kommt z.B. der nadelige Olivin am linken Chondrenrand in Abb. 3.48 in Frage.

Da der Elementhaushalt bei „zonierten“ Chondre über sekundäre Prozesse verändert wurde, ist es äußerst schwierig die genaue Zusammensetzung der Ausgangsschmelze zu bestimmen. Dennoch soll der Versuch unternommen werden, die Kristallisationssequenz einer berechneten Chondrenschmelze mit Hilfe des Programms *MELTS* zu bestimmen. Um chemische Veränderung, die die Chondre über sekundäre Prozesse erfahren hat, zu eliminieren wurde die Ausgangsschmelze ausschließlich über die Volumenanteile von unalterierter Mesostasis (60 %) und einer durchschnittlichen Zusammensetzung der refraktären Forsterite (40 %) berechnet (Tab. 3.23).

Tab. 3.22: Berechnung der Kristallisationsabfolge mit Equilibrierung zwischen Schmelze und Kristallinat mit Hilfe des Programms MELTS. Zum Vergleich ist die Zusammensetzung der Mesostasis angegeben.

MELTS 3.0.5. REVISION 3.6- Durchlauf mit Equilibrierung zwischen Schmelze und Kristallinat											
T °C	1543°C	1523°C	1493°C	1393°C	1274°C	1259°C	1254°C	1243°C	1217°C	1192°C	
Liquid Vol.%	99,54%	95,37	89,90%	76,48%	66,56%	65,60%	60,44%	47,82%	27,30%	14,48%	Mesostasis
SiO ₂	46,16	46,33	46,59	47,52	48,66	48,82	49,12	50,09	52,12	53,81	SiO ₂ 48,33
TiO ₂	0,57	0,6	0,63	0,74	0,85	0,87	0,94	1,19	2,02	3,52	TiO ₂ 0,9
Al ₂ O ₃	13,77	14,37	15,22	17,71	19,83	20,02	19,63	18,22	16,07	15,81	Al ₂ O ₃ 22,74
Cr ₂ O ₃	0,25	0,26	0,25	0,15	0,06	0,05	0,06	0,1	0,16	0,21	Cr ₂ O ₃ 0,31
FeO	0,56	0,53	0,48	0,31	0,16	0,15	0,14	0,12	0,08	0,06	FeO 0,27
MnO	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,1	MnO 0,08
MgO	27,59	26,36	24,59	19,27	14,11	13,55	13,39	13,1	12,25	11,02	MgO 9,14
CaO	10,62	11,07	11,72	13,7	15,65	15,87	16,03	16,52	16,73	15,09	CaO 17,35
Na ₂ O	0,39	0,4	0,43	0,5	0,58	0,59	0,59	0,56	0,46	0,33	Na ₂ O 0,64
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,06	K ₂ O 0,02
Summe	100	100,01	100	99,99	100	100,02	100	100,01	100,00	100,01	99,78
Olivin Vol.%	0,03%	4,20%	9,60%	22,69%	32,03%	32,88%	34,37%	37,78%	41,33%	41,80%	
forsterite	97,88	97,81	97,72	97,5	97,37	97,36	97,36	97,36	97,47	97,79	
fayalite	1,31	1,34	1,37	1,41	1,37	1,37	1,35	1,30	1,22	1,17	
monticellite	0,77	0,81	0,87	1,03	1,19	1,2	1,21	1,25	1,19	0,91	
tephroite	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	0,09	0,11	0,13	
Summe	100	100	100,01	100	100	100	100	100			
Spinell Vol.%	0%	0%	0,06%	0,39%	0,97%	1,07%	0,95%	0,66%	0,49%	0,48%	
Spinell			98,01	98,18	98,48	98,52	98,54	98,57	98,89	99,95	
Ulvöspinell			0,62	0,55	0,43	0,42	0,47	0,66	1,29	2,42	
Magnetite			0	0	0	0	0	0	0,14	0,13	
Feldspat Vol.%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	3,8%	13%	25,5%	31,1%	
Anorthit							92,95	92,28	91,15	90,62	
Albit							7,03	7,71	8,83	9,35	
Sanidin							0,01	0,02	0,02	0,03	
Pyroxen Vol.%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	4,9%	11,7%	
Diopsid									77,03	73,65	
Enstatit									13,82	17,09	
Hedenbergit									1,2	1,28	
Alumino-Buffo									7,53	7,58	
Essenit									60,6	5,13	
Jadeit									0,38	0,37	

Tab. 3.23: Berechnung der Zusammensetzung der Ausgangsschmelze der ACK2 Chondre aus unalterierter Mesostasis und durchschnittlicher Olivin Zusammensetzung über die Volumenanteile dieser zwei Komponenten.

Gew. %	Mesostasis (unalteriert)	Forsterit	Ausgangsschmelze 60% Meso + 40% Fo
SiO ₂	48,33	42,4	45,96
TiO ₂	0,9	0,08	0,57
Al ₂ O ₃	22,74	0,15	13,70
Cr ₂ O ₃	0,31	0,15	0,25
FeO	0,27	1	0,56
MnO	0,08	0,05	0,07
MgO	9,14	55	27,48
CaO	17,35	0,4	10,57
Na ₂ O	0,64		0,38
K ₂ O	0,02		0,01
Summe	99,78	99,23	99,56

Die Liquidustemperatur dieser Schmelze liegt bei 1543°C, an diesem Punkt beginnt die Kristallisation von Forsterit (Tab. 3.22 und Abb. 3.62). Wie es aufgrund der Verteilungskoeffizienten von Olivin und Schmelze für ein im Gleichgewicht mit der Schmelze stehendes Kristallinat erwartet wird, nimmt der Gehalt an CaO in der Schmelze bei fortschreitender Kristallisation ständig zu, wodurch auch der Monticellit Anteil im Olivin ansteigt.

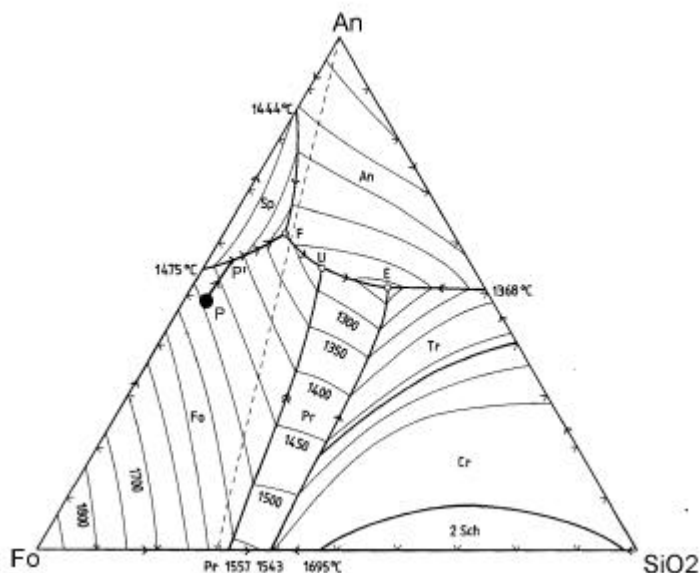


Abb. 3.62: Zustandsdiagramm des Systems Anorthit-Forsterit-SiO₂. Nach ANDERSEN (1915) und IRVINE (1975) sowie bezüglich der Temperaturen nach MORSE (1980). Kopie von RATH (1990). Diese Darstellung erfordert eigentlich eine vierte Komponente, da Spinell nicht aus den vorhandenen Komponenten zusammengesetzt werden kann. Eingezeichnet ist die Zusammensetzung der Ausgangsschmelze der ACK2 Chondre im Punkt P (Fo 47,5%, An 49,5, SiO₂ 3%). Weiterhin eingezeichnet ist der Kristallisationsverlauf der Schmelze, bis P scheidet sich nur Forsterit aus, bis F auch Spinell und im ternären Eutektikum würde es zusätzlich zur Ausscheidung von kristallinem Anorthit kommen, wenn die Chondre nicht vorher rasch erstarrt wäre. Diese Darstellung beruht auf Gew. %.

Die berechnete Ausgangsschmelze würde bei einer Kristallisation zu einer Temperatur von etwa 1260°C ca. 33 % Forsterit, 1 % Spinell und 66 % Mesostasis liefern. Diese Volumenanteile stimmen gut mit den beobachteten Chondrenanteilen überein (Tab. 3.22).

Bei fortschreitender Kristallisation beginnt bei ca. 1254°C die rasche Ausscheidung von Anorthit-reichem Feldspat, dessen Volumenanteil schnell ansteigt und bei 1217°C schon ~ 25 Vol.% einnimmt. Bei dieser Temperatur beginnt die Kristallisation von Diopsid-reichen Pyroxenen mit einer Zusammensetzung wie sie in Tab. 3.22 angegeben ist. Bei diesen geringen Temperaturunterschieden der einsetzenden Kristallisation von Anorthit und Pyroxen und der raschen Volumenzunahme der beiden Phasen ist es sehr wahrscheinlich, daß Gefüge, wie in Abb. 3.59 dargestellt, beobachtet werden. Somit ist es, wie die Berechnungen mit dem Programm *MELTS* zeigten, zumindest in Anbetracht der entstehenden Phasen und deren Volumenanteile möglich, daß alle beobachteten Phasen *in situ* kristallisierten und ein eutektisches Gefüge bildeten.

Anorthit und die Ca-reichen Pyroxene der Mesostasis können mit ihrem hohen Volumenanteil möglicherweise die Ca-Abnahme der Olivin Ränder hervorrufen. Dies wird auch in der Abnahme des Monticellit-Gehaltes des Olivins bei den Berechnungen in Tab. 3.22 beobachtet.

In der Chondre ACK2 wurden mit der Laser-Ablations-ICP-MS (Kap. 6.6) die Spurenelementgehalte (REE und Ni, Co, Mn usw.) an refraktären Forsterit Kernen (a,b), FeO-reicherer Randzone (b) sowie an der koexistierenden Mesostasis bestimmt. Die räumliche Auflösung der Messungen betrug 65 µm, die exakten Meßpunkte wurden anschließend im Auflichtmikroskop ausgewertet (Abb. 3.63). In Tab. 3.24 sind die Ergebnisse der Messungen aufgelistet.

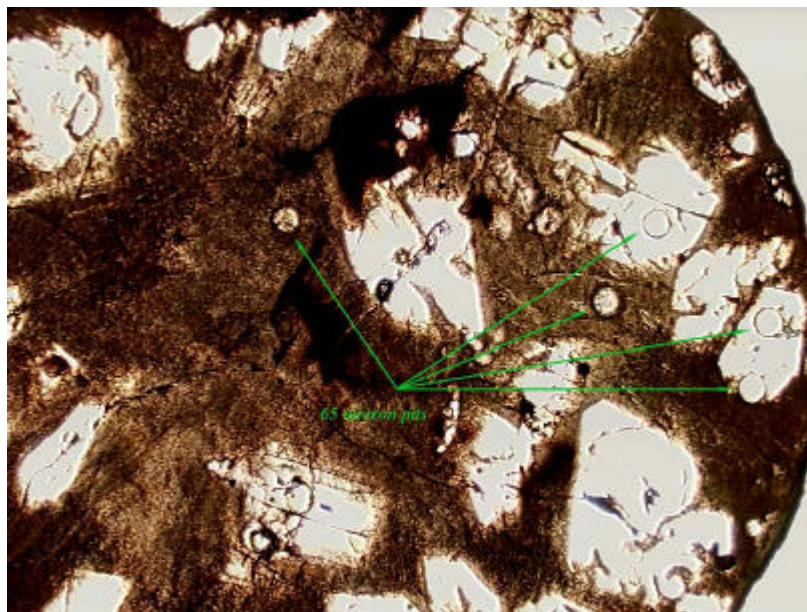


Abb. 3.63: Mikroskopische Auflichtaufnahme der ACK2 Chondre, markiert sind die Meßpunkte der LA-ICP-MS Messungen

Tab. 3.24: Spurenelementgehalte von refraktärem Forsterit der Allende Chondre ACK2. Zusammensetzung von Kern, Rand und Mesostasis (LA-ICP-MS).

[ppm]	RF(a) Kern		RF (b) Kern	RF(b) Rand	Mesostasis	Mesostasis	
		± 1 std error			#1	#2	± 1 std error
Ca	4677	49	4221	2842	124621	126503	403
Sc	13,2	0,3	12,0	13,0	65,8	72,0	0,3
Ti	417	3	423	410	5922	6362	24
V	69	1	69	309	141,5	129,0	1,4
Cr	500	7	508	1456	2597	2609	14
Mn	31,6	0,9	68,0	709	828	870	5,0
Co	0,5	0,04	1,35	12	1,7	6,0	0,1
Ni	2,9	0,5	5,5	44	460	88	10,7
Y	0,5	0,01	0,5	0,3	19	21	0,1
[ppb]							
La	0,4	1,1	10	31	3144	3500	30
Ce	0,6	0,7	24	59	8387	9022	73
Nd	1,7	3,3	24	44	6078	6856	84
Sm	2,7	3,8	3	10	2017	2229	35
Eu	b.d.	1	4	27	777	760	18
Gd	5,7	2,9	12	10	2575	2936	40
Dy	51	7	54	24	3154	3574	49
Er	65	6	74	41	2055	2255	30
Yb	132	9	142	78	2123	2314	30
Lu	25,3	1,7	27	18	309	342	8
Th	b.d.	1	b.d.	1	428	405	11
U	6,1	1,2	8	3	125	123	6

Die Spurenelementgehalte der refraktären Forsterite dieser Chondre stimmen gut mit den in Kap. 3.3.3 beschriebenen, mittels SIMS bestimmten Daten überein (vergleiche (Tab. 3.15; Tab. 3.17; Tab. 3.19)). Die nicht-magmatische Zonierungen von CaO und Al₂O₃ in den Olivinen der Chondre, sowie die großen Konzentrationsunterschiede in den Mn-Gehalten zwischen Mesostasis und Olivin (Tab. 3.24) lassen einen genetischen Zusammenhang zwischen Mesostasis und Olivin schwierig erscheinen.

Ähnliche Schmelzzusammensetzungen, wie die Mesostasis der Chondre finden sich in Glaseinschlüssen isolierter Forsterite in Allende und anderen kohligen Chondriten (siehe WEINBRUCH ET AL., 2000).

In Abb. 3.64 sind die CI-normalisierten Gehalte der Messungen der Forsterite und der Mesostasis graphisch veranschaulicht. Die Forsterit Analysen weisen wie auch die in Kap. 2.5 beschriebenen Forsterit Analysen ein stark fraktioniertes REE-Muster auf. Die Mesostasis der Chondre mit Gehalten von ca. 15 x CI ist stark angereichert und kommt den berechneten Gehalten der hypothetischen Ausgangsschmelze und der CAI-Zusammensetzung sehr nahe (Abb. 3.65).

In Abb. 3.66 sind die Gehalte der refraktären und der nicht-refraktären Elemente des Forsteritkerns (A) und der Mesostasis der ACK2 Allende Chondre CI-normalisiert aufgetragen. Die eingezeichnete hypothetische Schmelzzusammensetzung zeigt das gleiche Muster wie die Mesostasis. Obwohl ausschließlich die Ca-, Al- und Sc-Gehalte der Mesostasis mit den schraffierten Flächen der berechneten Schmelze zur Deckung kommen, wird aus dem identischen Verlauf der Muster von Mesostasis und

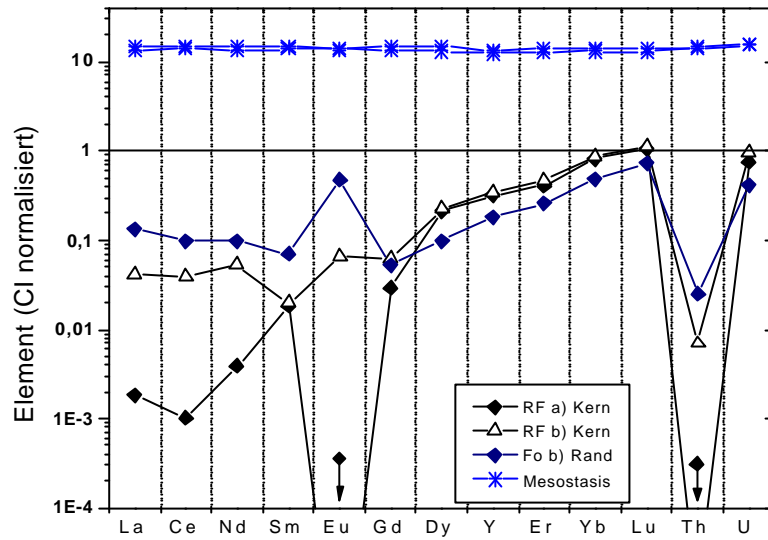


Abb. 3.64: CI-normalisierte Seltenen Erdelement Gehalte von zwei RF Kernen, eine Olivin-Randzusammensetzung und die Gehalte der Mesostasis der ACK2 Chondre

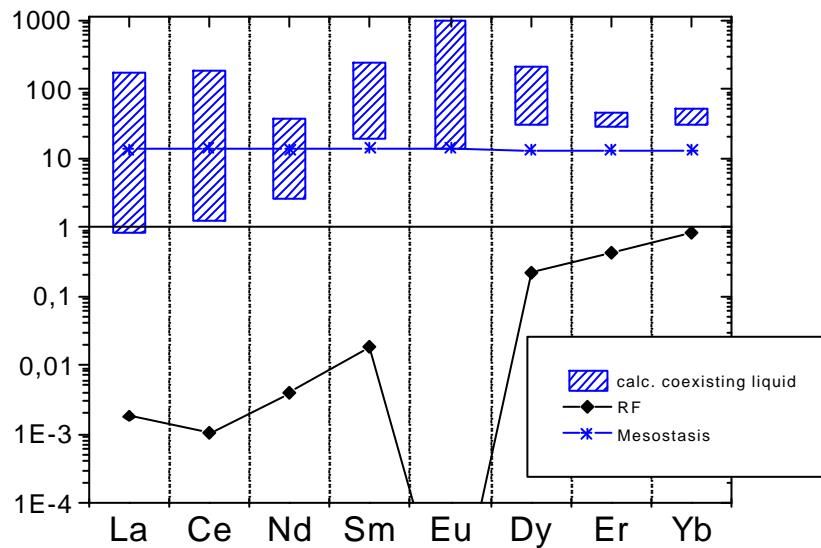


Abb. 3.65: CI-normalisierte REE Gehalte des RF (Kern, a), der Mesostasis und die schraffierten Flächen entsprechen der Zusammensetzung der hypothetischen Ausgangsschmelze.

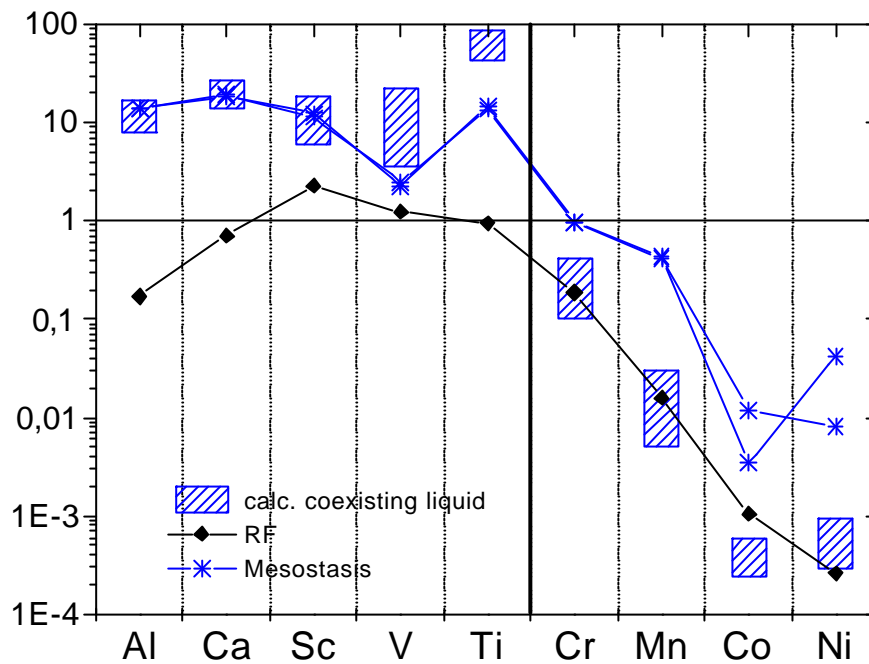


Abb. 3.66: CI-normalisierte Elementgehalte (refraktäre und nicht-refraktäre Elemente) des Forsteritkerns (A) und der Mesostasis der ACK2 Allende Chondre. Zusätzlich ist die hypothetische Schmelzzusammensetzung eingetragen.

hypothetischer Ausgangsschmelze deutlich, daß ein Zusammenhang zwischen Ca, Al Schmelzen und Forsterit bestehen könnte.

Die Fe, Cr und Mn Gehalte der Chondre, die viel zu hoch sind um refraktären Forsterit zu kristallisieren, können nach der Verfestigung der Chondre sekundär erworben worden sein (Abb. 3.61).

Die meisten Chondren sind reich an Mg und Si und kommen daher nicht als Bildungsort der refraktären Forsterite in Frage. Möglicherweise sind Chondren wie die hier beschriebene Allende Chondre ACK2 für die Kristallisation der refraktären Forsterite verantwortlich. Eindeutig läßt sich die Frage im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht klären. Große Schwierigkeiten bestehen weiterhin z.B. über das Verständnis der Fe-Diffusion in die Chondre, ausschließlich entlang der Forsterit Ränder? Erlangten diese Chondren ihre hohen Mn-Gehalte über den gleichen Prozeß? Die nicht magmatische Ca-Zonierung der refraktären Forsterite könnte wie gezeigt eine Folge des Einsetzens der Diopsid-Kristallisation sein. Welcher Prozeß kann jedoch zu den sehr geringen Ni-Gehalten in den Kernen und der anormalen Ni-Zonierung geführt haben? Und wie lassen sich die Sauerstoffisotopenverhältnisse der refraktären Forsterite mit dem Kristallisationsursprung in Einklang bringen? Das folgende Kapitel dient als kurze Einführung in die Sauerstoffisotopie der refraktären Forsterite.

3.5 Sauerstoffisotopien der RF

WEINBRUCH ET AL. (1993) bestimmten *in situ* mittels Ionensonde die Sauerstoffisotopie an refraktären isolierten Forsteritkörnern aus *Allende*. Sie konnten zeigen, daß die refraktären Forsterite gegenüber dem von CLAYTON ET AL. (1983) definierten Chondrenfeld deutlich an ^{16}O angereichert sind, wodurch eine magmatische Entstehung aus Chondren ausgeschlossen wurde. CHOI ET AL. (1997) und SAXTON ET AL. (1998) wiesen in ihren Untersuchungen jedoch darauf hin, daß in *Allende* neben den im Clayton'schen Feld liegenden Chondren auch solche vorkommen, die ähnlich an ^{16}O angereichert sind, wie die refraktären Forsterite. Weitere ^{16}O -reiche Chondren wurden jüngst im CV Chondrit *Mokoia* nachgewiesen (JONES ET AL., 2000a). Es stellt sich hier natürlich die Frage ob einige Chondren ^{16}O -reicher sind weil sie eine gewisse Anzahl an reliktschen ^{16}O -reichen Forsterit enthalten oder sind refraktäre Forsterite an ^{16}O angereichert, weil sie innerhalb dieser seltenen ^{16}O -reicheren Chondren Population kristallisierten. Somit kann eine Chondrenherkunft aufgrund von Isotopenmessungen allein nicht ausgeschlossen werden. SAXTON ET AL. (1998) konnten zeigen, daß refraktärer isolierter Forsterit und refraktärer Chondrenforsterit in *Allende* isotopisch nicht zu unterscheiden sind, was auf eine gemeinsame Entstehungsgeschichte deutet.

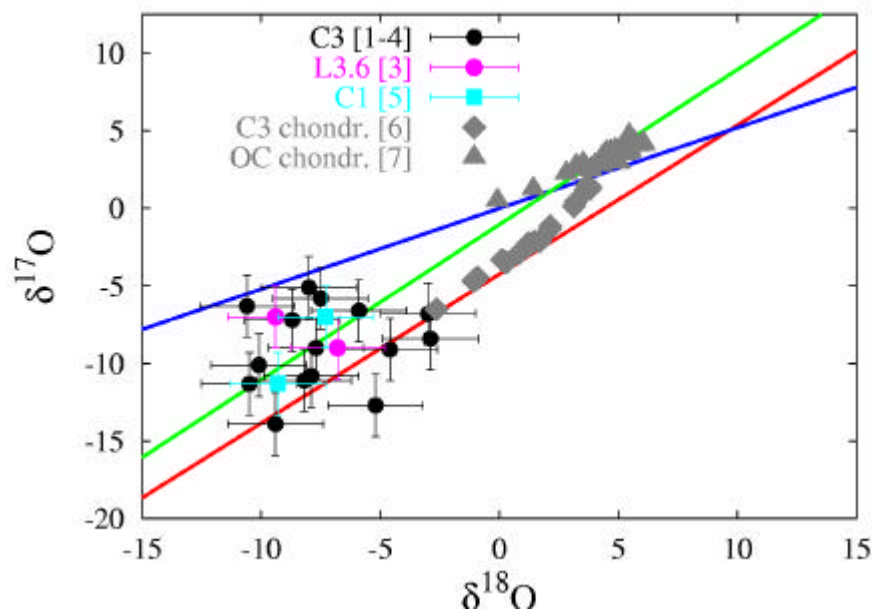


Abb. 3.67: $\delta^{17}\text{O}$ aufgetragen gegen $\delta^{18}\text{O}$ mit Ionensondendaten von FeO-armen Olivinen (FeO < 1 Gew.%) aus kohligen (C1 Orgueil, LESHIN ET AL., 1997 [5], C3 *Allende* und ALHA 77307, SAXTON ET AL., 1998; JONES ET AL., 2000a; HERVIG & STEELE, 1992; WEINBRUCH ET AL., 1993 [1-4]) und einem gewöhnlichen unequilibrierten Chondrit (L3.6 *Julesburg*, SAXTON ET AL., 1998 [3]). Es wird aus diesem Diagramm deutlich, daß trotz der unterschiedlichen Meteoritentypen (C1, C3, L3.6) die refraktären Forsterite in einem gemeinsamen Feld liegen. Der Fehler ist für alle Analysen mit $\pm 2\%$ angegeben. Als Referenz sind Analysen von Chondren gewöhnlicher und kohligler (*Allende*) Chondrite eingetragen (Daten aus CLAYTON ET AL., 1991; 1983) [6,7]).

Aus den Analysen refraktärer Forsterite von Allende CV3 (SAXTON ET AL., 1998; HERVIG & STEELE, 1992; WEINBRUCH ET AL., 1993), im CO Chondrit Allan Hills A77307 (JONES ET AL., 2000b), in Julesburg L3.6 (SAXTON ET AL., 1998) und Orgueil CI (LESHIN ET AL., 1997) und Sahara 97210 LL3 (RUZICKA ET AL., 2000) wird deutlich, daß der refraktäre Olivine in kohligen und gewöhnlichen Chondriten möglicherweise einen gemeinsamen Ursprung haben und somit unter ähnlichen Bedingungen entstanden sein können (Abb. 3.67). Anhand der bisher publizierten Ionensondendaten läßt sich ein "Feld des refraktären Forsterits" definieren. Es liegt im Bereich zwischen $-11\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -3\text{‰}$ und $-15\text{‰} < \delta^{17}\text{O} < -6\text{‰}$. Der Schwerpunkt des Feldes liegt bei $(\delta^{17}\text{O} = -10\text{‰}, \delta^{18}\text{O} = 8\text{‰})$. Diese Ähnlichkeit könnte auf einen gemeinsamen Ursprung der sonst doch recht verschiedenen Meteoritengruppen schließen lassen.

3.6 Zusammenfassung

3.6.1 Vergleich von isoliertem RF und in Chondren vorkommenden RF

Beide Populationen isoliert vorkommende und innerhalb von Chondren vorkommende refraktäre Forsterite zeichnen sich durch ähnliche chemische Zusammensetzungen und Elementverteilungsmuster von Haupt- und Spurenelementen (Ca, Al, Ti) aus (JONES, 1992). Aus dieser Tatsache wurde gefolgert, daß isolierte und sich in Chondren befindende reliktsche Olivine ein und denselben Ursprung haben. JONES (1992) folgerte daraus, daß die meisten isolierten Olivine, wenn auch nicht alle, Derivate von Chondren sind und somit einen magmatische Ursprung haben (Kristallisation aus der Schmelze).

In dieser Arbeit konnte erstmalig gezeigt werden, daß beide Populationen ebenfalls absolut identische Konzentrationen und Elementverteilungsmuster der Spurenelemente Ni, Co, Mn, V, Sc Ti und der Seltenen Erdelemente besitzen. Es scheint unmöglich, daß diese gute Übereinstimmung der chemischen Eigenschaften ein reiner Zufall ist und hier verschiedene Entstehungsmodelle zugrunde liegen.

- Isolierte refraktäre Forsterite und refraktäre Forsterite aus Chondren haben die gleichen Gehalte an Haupt- und Spurenelementen und weisen identische Element-Zonierungsmuster auf. Beide Populationen müssen ein und denselben Ursprung haben.

Die Schlußfolgerung, daß isolierte Olivine, weil sie identisch zu refraktären Forsteriten von Chondren sind, daher magmatischen Ursprungs sind, oder innerhalb der Chondren kristallisierten in denen sie heute gefunden werden, kann nicht getroffen werden, wie die folgende Tatsache zeigt. Einige der refraktären Forsterite treten in Fe-reichen Chondren, wie in Kap. 3.2.3 gezeigt wurde, auf. Da ihre forsteritische Zusammensetzung eindeutig inkompatibel in Bezug auf Kristallisation aus der Chondrenschmelze ist, werden diese refraktäre Forsterite auch als Relikte bezeichnet, da sie eindeutig Fremdkörper (Xenokristen) zu den Chondren darstellen, in denen sie gefunden werden. Nachdem diese Körner in das Ausgangsmaterial der Chondren eingebracht wurden, überlebten sie das Chondrenbildungsereignis. Daher können refraktäre Forsterite innerhalb anderer Chondren gleichfalls Relikte sein, die sich über

Kondensation aus der Gasphase entwickelt haben, in das Precursormaterial eingebracht wurden und nicht komplett aufgeschmolzen wurden.

3.6.2 Entstehung der RF über magmatische Kristallisation - Die Zusammensetzung der berechneten Ausgangsschmelze refraktärer Forsterite

Wenn sich refraktäre Forsterite über magmatische Kristallisation gebildet haben, müssen sie die Zusammensetzung der Schmelze widerspiegeln. Die Verwendung der Verteilungskoeffizienten zwischen Olivin und Schmelze führte zu folgenden Ergebnissen:

- Die Ausgangsschmelze muß annähernd chondritische Verhältnisse der refraktären Elemente aufweisen. Die Ca-, Al-, Sc- und V-Gehalte müssen in der Größenordnung von 10-20 x CI liegen bzw. 15-40 x CI für Yb sowie Gehalte von 50-90 x CI für Ti. Die chondritischen Verhältnisse der refraktären Elemente und die gute Übereinstimmung mit Gehalten der CAIs erfordern einen genetischen Zusammenhang von refraktären Kondensaten (CAI) und den refraktären Forsteriten. Chondren weisen meist um eine Größenordnung niedrigere Gehalte auf, als es die Verteilungskoeffizienten erfordern, um refraktäre Forsterite über magmatische Kristallisation aus einer Chondrenschmelze zu produzieren.
- Die Abnahme der Gehalte der refraktären Elemente zum Rand der Olivine muß mit der Abnahme der Aktivitäten dieser Elemente in der Schmelze einhergehen. Dies könnte erreicht werden durch die einsetzende Kristallisation von Anorthit und/oder Pyroxen.
- Die geringen Gehalte an FeO, MnO, NiO und CoO die in den refraktären Forsteriten nachgewiesen wurden, erfordern, wenn refraktäre Forsterite über Kristallisation entstanden sind, eine Ausgangsschmelze mit entsprechend niedrigeren Gehalten dieser Elemente (FeO <1 Gew.%, MnO < 100 ppm, NiO 10 ppm und CoO <5 ppm). Chondren weisen jedoch stets viel höhere Gehalte dieser Elemente auf.
- Hinzu kommt, daß die nicht-magmatischen Zonierungsmuster von Ni und Co nicht in Einklang gebracht werden können mit dem Kristallisationsprozeß aus einer Schmelze.
- Nicht auszuschließen ist eine sekundäre, nach Verfestigung der Chondren erfolgte Anreicherung an Fe (Mn?) welche die ursprüngliche Chondren-Zusammensetzung verfälscht.
- Die refraktären Forsterite weisen stark fraktionierte REE-Muster auf, wie man es von magmatisch gebildetem Olivin erwartet. Die REE-Konzentrationen von Chondren sind zumindest in Bezug auf die HREE mit Gehalten von ~3 x CI viel zu gering, um die Kristallisation von refraktärem Forsterit zu ermöglichen. Ca, Al-reiche Einschlüsse mit Gehalten von ~20 x CI verfügen über die für die Kristallisation von refraktärem Forsterit erforderlichen REE-Gehalte.

3.6.3 *Kondensationsursprung der RF*


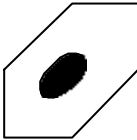
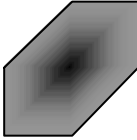
Thermodynamische Rechnungen haben ergeben, daß die ersten aus einem Gas solarer Zusammensetzung kondensierenden Forsterite maximale FeO-Gehalte von nur etwa maximal 0.01 Gew.% aufweisen können (PALME & FEGLEY, 1990). Refraktäre Forsterite sind weniger stark an ^{16}O angereichert als Spinelle Ca, Al-reicher Einschlüsse. Sie können demnach nicht als erste Kondensate angesehen werden. FeO-Gehalte von 0.2 Gew.% erfordern eine erhöhte Sauerstoffugazität und Temperaturen, bei denen Mg und Si schon zum großen Teil aus der Gasphase entfernt wurden. Die für die Kondensation von forsteritischen Olivin notwendigen Temperaturen (ca. 1450°C, bei 10^{-3} bar) müssten längere Zeit aufrecht erhalten werden, um die Kondensation von einigen 100 μm Olivinen zu ermöglichen. Kondensationsprozesse von FeO-reicheren Olivinen bei etwas tieferen Temperaturen sollten dagegen wesentlich rascher ablaufen, um die starken FeO-Zonierungen in den Olivin-Körnern nicht zu verwischen. Diese zwei Stufen, eine längere Hochtemperaturphase und anschließend eine rasche Abkühlung, könnten gut mit den Modellen des solaren Nebels in Einklang gebracht werden. Durch Kondensation von Olivin und Metall wird die Opazität der Nebels erhöht, dadurch durch mehr Strahlung absorbiert, und die Temperatur steigt wiederum, was zur Verdampfung und Opazitätserniedrigung und dadurch zur Abkühlung führt. Dieser Thermostat könnte die Temperaturen für einige Zeit konstant halten. Hat die Abkühlung einmal eingesetzt geht sie rasch vor sich (PALME ET AL., 1993). Ein solcher Ursprung der refraktären Olivine wird unterstützt durch Unterschiede in der Sauerstoffisotopie von refraktärem Forsterit und normalen Olivinen.

Es gibt allerdings ebenfalls ungelöste Probleme mit einem einfachen Kondensationsursprung der Forsterite. Die refraktären Elemente würden noch bevor die Kondensation von Forsterit beginnt in Ca, Al-reichen Phasen kondensieren, das heißt kondensierte Forsterite sollten diese Elemente nicht enthalten. Abschließend soll ein Modell zur Entstehung der Forsterite gezeigt werden.

3.6.4 *Entstehungsmodell von refraktärem Forsterit*

Eine mögliche Erklärung für die Assoziation von Ca, Al-reichen Komponenten und forsteritischem Olivin könnte folgendermaßen aussehen: Ca, Al-reiche Schmelzen können unter bestimmten Umständen durch Kondensationsprozesse aus dem solaren Nebel entstehen, wie YONEDA & GROSSMAN (1995) gezeigt haben. Diese Schmelzen können als Kondensationskeime für den anschließend kondensierenden Forsterit dienen (Abb. 3.68). Damit wären Ca, Al, Ti-reiche Schmelzen die Quelle der refraktären Elemente und die nicht-refraktären Oxide wie FeO, NiO, MnO, Cr_2O_3 würden während der Kondensationsprozesse in den Olivin eingebaut. In der Tat sind die Gehalte dieser Elemente in den forsteritischen Olivinen in den Größenordnungen, die aus Kondensationsprozessen zu erwarten sind (PALME & FEGLEY, 1990).

Abb. 3.68: Bildungsmodell für refraktäre Forsterite

Bildungsmodell für refraktären Forsterit	
	<ul style="list-style-type: none"> Kondensation von Ca-, Al-, Ti-reichen Schmelzen / Festkörpern (Bildung von CAIs) <p><i>Daraus resultieren hohe Gehalte an refraktären Elementen (Ca, Al, Ti, V, Sc sowie der REE).</i></p>
	<ul style="list-style-type: none"> Kondensation von Forsterit <p><i>Geringe Gehalte der flüchtigeren Elemente (Mn, Cr) und der Metalle Fe, Ni, Co, die als eigene Phasen kondensieren. Dabei können Ca, Al, Ti reiche Phasen als Kondensationskeime fungiert haben.</i></p>
	<ul style="list-style-type: none"> Equilibrierung von Ca-, Al-, Ti-reichen Phasen mit Forsterit <p><i>Bildung von refraktärer Forsterit mit hohen Gehalten an refraktären Elementen und geringsten Gehalten an nicht-refraktären Elementen.</i></p>
	<ul style="list-style-type: none"> Einbau der refraktären Forsterite in das Ausgangsmaterial von Chondren. <p><i>Chondrenbildungsereignis - RF bleibt in Form von Relikten in den Chondren erhalten.</i></p> <p><i>Chondrenfragmentation führte zur Bildung von isoliert vorkommenden Forsteriten</i></p>

4 Zusammenfassung

Das Ziel dieser Arbeit bestand darin die Entstehung früher Materie in unserem Sonnensystem besser zu verstehen. Es wurde untersucht ob Chondren und Matrix, die beiden Hauptkomponenten primitiver kohligler Chondrite, genetisch in einem Zusammenhang stehen, oder ob es sich um eine eher zufällige Mischung dieser Komponenten handelt. Dazu wurden die chemischen Zusammensetzungen der Matrices verschiedener kohligler Chondrite der petrologischen Typen 2 und 3 mittels Elektronenstrahl-Mikrosondenanalytik bestimmt (CV_{3_oxi}: *Allende, Mokoia* und *Kaba*; CV_{red}: *Efremovka, Leoville, Vigarano*; CR: *Renazzo* und *Al Rais*). Des weiteren wurden Chondren-Zusammensetzungen des als besonders primitiv anzusehenden CR-Chondrits *Renazzo* ermittelt (EMS). Anhand dieser Untersuchungen läßt sich zeigen, daß Matrix und Chondren offensichtlich *komplementäre* Bestandteile der Chondrite sind. Während die Gesamtzusammensetzungen der untersuchten Chondrite annähernd chondritische Elementverhältnisse aufweisen (Mg/Si, Ca/Al, Fe/Cr, Ti/Al), weichen die Zusammensetzungen von Matrix und Chondren verschiedener Chondrite in gegensätzlicher Weise von dieser Zusammensetzung ab. Besonders deutlich läßt sich die komplementäre Zusammensetzung anhand der Mg/Si Verhältnisse von Chondren und Matrix des CR-Chondriten *Renazzo* zeigen. Anhand der chemischen Zusammensetzungen von Chondren und Matrix und dem Verhältnis dieser beiden Komponenten innerhalb kleiner Teilbereiche der Meteorite konnte gezeigt werden, daß Flächen mit einem hohem Matrix Anteil an eine Chondrenpopulation mit hohem Mg/Si Verhältnis gekoppelt sind. Die CR Chondrite *Al Rais* und *Renazzo* unterscheiden sich trotz identischer Gesamtzusammensetzung in den Mg/Si Verhältnissen von Chondren und Matrix. Es muß gefolgert werden, daß Matrix und Chondren aus einem *gemeinsamen, örtlich begrenzten Reservoir solarer Zusammensetzung* entstanden sind. Chondren- und Matrix Bildungsmodelle, bei denen eine unabhängige Entstehung von Chondren und Matrix angenommen wird, sind nicht mit diesen Befunden in Einklang zu bringen.

Des weiteren konnte gezeigt werden, daß Chondren und Matrix des CR Chondriten *Renazzo* komplementäre Ti/Al Verhältnisse aufweisen. Die drei Elemente Ca, Al und Ti zählen zu den refraktärsten Elementen und daher zu den ersten Elementen der Kondensationssequenz. Aus den beobachteten Ti-Anreicherungen der Chondren lassen sich Aussagen über das Ausgangsmaterial (Precursormaterial) von Chondren treffen. Die hohen Ti/Al Verhältnisse von Chondren deuten auf die frühe Kondensation einer Ti-reichen Phase wie z.B. Perowskit und den Einbau in das Precursormaterial der Chondren hin. Die nicht-chondritischen Elementverhältnisse der Komponenten erfordern die Entstehung der Chondren aus bereits *fraktioniertem* Precursormaterial. Das Vorhandensein von reliktschen Körnern innerhalb von Chondren unterstützt dieses Modell.

Im zweiten Teil dieser Arbeit wurden solche Relikte, speziell sogenannte refraktäre Forsterite (RF) untersucht. Refraktäre Forsterite sind sehr eisenarme Olivine ($\text{FeO} < 1$ Gew.%) mit relativ hohen Gehalten an refraktären Elementen (Ca, Al, Ti). Die refraktären Forsterite kommen in den meisten unequilibrierten Meteoriten vor. Sie treten nicht nur als Xenokristen in Chondren auf, sondern man findet sie auch isoliert in der Matrix. An Forsteriten beider Populationen wurden mittels EMS und SIMS die Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte bestimmt. Es stellte sich heraus, daß beide Populationen, isoliert vorkommende sowie refraktäre Forsterite aus Chondren die gleichen Haupt- und Spurenelement Gehalte sowie identische Element-Zonierungsmuster aufweisen. Beide Populationen müssen ein und denselben Ursprung haben. Eine magmatische Bildung aus einer Chondrenschmelze ist jedoch aufgrund der gewonnenen Daten nicht wahrscheinlich. Niedrige Gehalte von FeO, MnO, NiO, und CoO bei zugleich hohen Gehalten an refraktären Elementen (Ca, Al, V, Sc, Ti, Yb, Seltene Erdelemente) deuten auf einen Kondensationsursprung dieser Forsterite hin. Die Seltenen Erdelement-Muster der refraktären Forsterite sind jedoch stark fraktioniert, was im Gegensatz zu den oben genannten Befunden typisch für eine magmatische Bildung wäre. Die Gesamtkonzentration der Seltenen Erdelemente ist jedoch deutlich höher, als es bei der Bildung aus einer Chondrenschmelze zu erwarten wäre. Aufgrund dieser Befunde ist ein genetischer Zusammenhang zwischen refraktären Forsteriten und den Chondren *nicht* als wahrscheinlich anzunehmen. Vielmehr stellen die refraktären Forsterite vermutlich frühe Kondensate vergleichbar den früh ausgeschiedenen Ca, Al-reichen Einschlüssen aus dem solaren Nebel dar. Die Anreicherung der refraktären Forsterite an ^{16}O deutet in die gleiche Richtung. Es wird ein Bildungsmodell vorgeschlagen, nach dem im ersten Schritt refraktäre Forsterite auf früh ausgeschiedene Ca, Al-reiche Partikel aus der Dampfphase kondensieren. Im zweiten Schritt kommt es zur Equilibrierung beider Phasen. Die hohen Konzentrationen an refraktären Komponenten werden so durch die Assimilation des Ca, Al-reichen Kondensationskeims erworben, während nur geringe Gehalte an FeO, MnO, NiO und CoO über Kondensation von Forsterit eingebaut werden.

Eine wichtige Aufgabenstellung zukünftiger Untersuchungen sollte es sein, Spurenelementanalytik an refraktären Forsteriten verschiedener primitiver Meteorite durchzuführen und diese Daten mit Sauerstoffisotopen Messungen zu vergleichen. Refraktäre Forsterite aus kohligen und gewöhnlichen Chondriten könnten ein wichtiges Bindeglied zwischen diesen beiden Gruppen darstellen und somit zur Aufklärung der Mechanismen die zur Bildung fester Materie im Sonnensystem führten beitragen.

5 Literaturverzeichnis

- Ahrens L. H., Willis J. P., and Erlank A. J. (1973) The chemical composition of Kainsaz and Efremovka. *Meteoritics and Planetary Science* **8**, 133-139.
- Andersen O. (1915) The system anorthite-forsterite-silica. *The American Journal of Science* **39**(Fourth series), 407-454.
- Beattie P. (1994) Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: Implications for the nature of mineral/melt partitioning. *Chemical Geology* **117**, 57-71.
- Binzel R. P. and Xu S. (1993) Chips off of asteroid 4 Vesta: evidence for the parent body of basaltic achondrite meteorites. *Science* **260**, 186-191.
- Boss A. P. (1996) A concise guide to chondrule formation models. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (ed. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott), pp. 257-263.
- Brearley A. J. and Jones R. H. (1998) Planetary Materials: Chondritic Meteorites. In *Reviews in Mineralogy*, Vol. 36 (ed. J. J. Papike), pp. 398. Mineralogical Society of America.
- Brenker F. E., Palme H., and Klerner S. (1999) High temperature origin of Ca, Fe-rich pyroxen in the Allende matrix. *Meteoritics and Planetary Science* **34**(4), A18.
- Brenker F. E., Palme H., and Klerner S. (2000) Evidence for solar nebula signatures in the matrix of the Allende meteorite. *Earth and Planetary Science Letters* **178**(3/4), 185-195.
- Cassen P. (1994) Utilitarian models of the solar nebula. *Icarus* **112**, 405- 429.
- Cheng J. H. and Wasserburg G. J. (1981) The isotopic composition of uranium and lead in Allende inclusions and meteoritic phosphates. *Earth and Planetary Science Letters* **52**, 1-15.
- Choi B. C., McKeegan K. D., Leshin L. A., and Wasson J. T. (1997) Origin of magnetite in oxidized CV chondrites: in situ measurement of oxygen isotope composition of Allende magnetite and olivine. *Earth and Planetary Science Letters* **146**, 337-349.
- Clarke R. S., Jarosewich E., Mason B., Nelen J., Gomez M., and Hyde J. R. (1970) The Allende, Mexico, Meteorite Shower. *Smithsonian Contributions to the Earth Science* **5**, 1-53.
- Clayton R. N. (1993) Oxygen isotopes in meteorites. *Ann. Rev. Earth Planetary Science* **21**, 115-149.
- Clayton R. N. and Mayeda T. K. (1977) Oxygen isotopic composition of separated fraction of the Leoville and Renazzo carbonaceous chondrites. *Meteoritics* **12**, 199.

- Clayton R. N. and Mayeda T. K. (1984) The oxygen isotope record in Murchison and other carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* **67**, 151-161.
- Clayton R. N. and Mayeda T. K. (1989) Oxygen isotope classification of carbonaceous chondrites. *Lunar and Planetary Science* **XX**, 169-170.
- Clayton R. N., Mayeda T. K., Goswami J. N., and Olsen E. J. (1991) Oxygen isotope studies of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 2317-2337.
- Clayton R. N., Onuma N., Ikeda Y., Mayeda T. K., Hutcheon I. D., Olsen E. J., and Molinivelsko C. (1983) Oxygen isotope composition of chondrules in Allende and ordinary chondrites. In *Chondrules and their Origin* (ed. E. A. King), pp. 377.
- Connolly H. C., Jr and Hewins R. H. (1995) Chondrules as products of dust collisions with totally molten droplets within a dust-rich nebular environment: An experimental investigation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 3231-3246.
- Dohmen R., Chakraborty S., Palme H., and Rammensee W. (1998) Solid-solid reactions mediated by gas phase: An experimental study of reaction progress and the role of surfaces in the system olivine+iron metall. *American Mineralogist* **83**, 970-984.
- Dreibus G., Palme H., Spettel B., Zipfel J., and Wänke H. (1995) Sulfur and selenium in chondritic meteorites. *Meteoritics* **30**(4), 439-445.
- Eggins S. M., Rudnick R. L., and McDonough W. F. (1998) The composition of peridotites and their minerals: a laser-ablation ICP-MS study. *Earth and Planetary Science Letters* **154**, 53-71.
- Floss C., El Goresy A., Zinner E., Kransel G., Rammensee W., and Palme H. (1996) Elemental and isotopic fractionations produced through evaporation of Allende CV chondrite: Implications for the origin of HAL-type hibonite inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 1975-1997.
- Floss C., El Goresy A., Zinner E., Palme H., Weckwerth G., and Rammensee W. (1998) Corundum-bearing residues produced through the evaporation of natural and synthetic hibonite. *Meteoritics and Planetary Science* **33**, 191-206.
- Fuchs L. H., Olsen E., and Jensen K. J. (1973) Mineralogy, mineral - chemistry, and composition of the Murchison (C2) meteorite. *Smithsonian Contributions to the Earth Science* **10**(1-39).
- Gooding J. L. and Keil K. (1991) Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics* **16**, 17-43.
- Grossman J. N., Rubin A. E., Nagahara H., and King E. A. (1988) Properties of chondrules. In *Meteorites and the Early Solar System* (ed. J. F. Kerridge and M. S. Matthews), pp. 619-659. Univ. Arizona Press.
- Grossman J. N. (1988) Formation of chondrules. In *Meteorites and the early solar system* (ed. J. F. Kerridge and M. S. Matthews), pp. 680-696. The University of Arizona Press.

- Hashimoto A. (1992) The effect of H₂O gas on volatilities of planet-forming major elements: I. Experimental determination of thermodynamic properties of Ca-, Al- and Si-hydroxide gas molecules and its application to the solar nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 511-532.
- Hervig R. L. and Steele I. M. (1992) Oxygen isotopic composition of Allende olivine by Ion Microprobe and implications for chondrule origin. *Lunar and Planetary Science* **XXIII**, 525-526.
- Hewins R. H. (1996) Chondrules and the Protoplanetary Disk: An Overview. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (ed. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott), pp. 3-9. Cambridge University Press.
- Huebner J. S. and Turnock A. C. (1980) The melting relations at 1 bar of pyroxenes composed largely of Ca-, Mg-, and Fe -bearing components. *American Mineralogist* **65**, 225-271.
- Ikeda Y. and Kimura M. (1985) Na-Ca zoning of chondrules in Allende and ALHA-77003 carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* **20**, 670-671.
- Ikeda Y. and Kimura M. (1995) Anhydrous alteration of Allende chondrules in the solar nebular I: Description and alteration of chondrules with known oxygen-isotopic compositions. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* **8**, 97-122.
- Irvine T. N. (1975) Olivine-pyroxene-plagioclase relations in the system Mg₂SiO₄-CaAl₂SiO₈-KAlSi₃O₈-SiO₂ and their bearing on the differentiation of stratiform intrusions. *Carnegie Institution of Washington Year Book* **74**(1974-1975), 492-500.
- Jarosewich E. (1990) Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics* **25**, 323-337.
- Jarosewich E., Clarke R. S., JR, and Barrows J. N. (1987) The Allende Meteorite reference sample. *Smithsonian Contributions to the Earth Science* **27**, 1-49.
- Jarosewich E. and Mason B. (1969) Chemical analyses with notes on one mesosiderites and seven chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* **33**, 411-416.
- Johnson C. A., Prinz M., Weisberg M. K., Clayton R. N., and Mayeda T. K. (1990) Dark inclusions in Allende, Leoville and Vigarano: Evidence for nebular oxidation of CV3 constituents. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 819-830.
- Jones R. H. (1990) Petrology and mineralogy of type II, FeO-rich, chondrules in Semarkona (LL3.0): Origin by closed-system fractional crystallisation, with evidence for supercooling. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 1785-1802.
- Jones R. H. (1992) On the relationship between isolated and chondrule olivine grains in the carbonaceous chondrite ALHA 77307. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 467-482.
- Jones R. H. (1994) Petrology of FeO-poor, porphyritic pyroxene chondrules in the Semarkona chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 5325-5340.

- Jones R. H. (1996) Relict grains in chondrules: Evidence for chondrule recycling. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (ed. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott), pp. 163-172. Cambridge University Press.
- Jones R. H., Durakiwicz T., Sharp Z. D., and Schilk A. J. (2000a) Oxygen isotope ratio of bulk chondrules from the Mokoia CV3 chondrite. *Meteoritics and Planetary Science* **35**, #5013.
- Jones R. H., Saxton J. M., Lyon I. C., and Turner G. (2000b) Oxygen isotopes in chondrule olivine and isolated grains from the CO3 chondrite Allan Hills A77307. *Meteoritics and Planetary Science* **35**, 849-857.
- Jones R. H. and Scott E. R. D. (1989) Petrology and thermal history of type IA chondrules in the Semarkona (LL3.0) chondrite. *Proceedings of the 19th Lunar Planetary Science Conference*, 523-536.
- Kallemeyn G. W. and Wasson J. T. (1982) Hydrogen, carbon and nitrogen abundances and isotopic composition of bulk material and acid residues. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 2217-2230.
- Kennedy A. K., Lofgren G. E., and Wasserburg G. J. (1993) An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: equilibrium values and kinetic effects. *Earth and Planetary Science Letters* **115**, 177-195.
- Kimura M. and Ikeda Y. (1995) Anhydrous alteration of Allende chondrules in the solar nebula II: Alkali-Ca exchange reactions and formation of nepheline, sodalite and Ca-rich phases in Chondrules. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Meteorites* **8**, 123-138.
- Kimura M. and Ikeda Y. (1998) Hydrous and anhydrous alteration of chondrules in Kaba and Mokoia CV chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* **33**, 1139-1146.
- Kong P. and Palme H. (1999) Compositional relationship between chondrules, chondrule rims, metal, and matrix in the Renazzo chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**(21), 3673-3682.
- Krot A. N., Petaev M. I., Zolensky M. E., Keil K., Scott E. R. D., and Nakamura K. (1998) Secondary calcium-iron-rich minerals in the Bali-like and Allende-like oxidized CV3 chondrites and Allende dark inclusions. *Meteoritics and Planetary Science* **33**, 623-645.
- Krot A. N. and Rubin A. E. (1994) Glass-rich chondrules in ordinary chondrules. *Meteoritics and Planetary Science* **29**, 697-707.
- Kruse H. (1979) Spectra processing with computer graphics, 76-84.
- Leshin L. A., Rubin A. E., and McKeegan K. D. (1997) The oxygen isotopic composition of olivine and pyroxene from CI chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 835-845.
- Liffman K. and Toscano M. (2000) Chondrule fine grained mantle formation by hypervelocity impact of chondrules with a dusty gas. *Lunar and Planetary Science Conference XXXI*, #1108.

- Liffman K. and Brown M. J. I. (1996) The protostellar jet model of chondrule formation. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (ed. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott).
- Lodders K. (1999) An oxygen isotope mixing model for the accretion and composition of rocky planets. In *From dust to terrestrial planets, Space Sciences Series*, Vol. 9 (ed. W. Benz, R. Kallenbach, and G. W. Lugmair), pp. 341-354. Kluwer Academic Publishers.
- Lofgren G. E. (1996) A dynamic crystallisation model for chondrule melts. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (ed. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott), pp. 187-196. Cambridge University Press.
- Lovering J. F., Nichipuruk W., Chodos A., and Brown H. (1957) The distribution of gallium, germanium, cobalt, chromium, and copper in iron and stony-iron meteorites in relation to nickel content and structure. *Geochim. Cosmochim. Acta* **11**, 263-278.
- Lux G., Keil K., and Taylor G. J. (1980) Metamorphism of the H-group chondrites: implications from compositional and textural trends in chondrules. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 841-855.
- Mason B. (1960) On the origin of meteorites. *J. Geophys. Research* **65**; 2965-2970.
- Mason B. and Wiik H. B. (1962) The Renazzo meteorite. *Amer. Mus. Novitates* **2106**, 1-11.
- McSween H. Y. (1977a) Carbonaceous chondrites of the Ornans type: A metamorphic sequence. *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 477-491.
- McSween H. Y. (1977b) Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**(12), 1843-1860.
- McSween H. Y. (1977c) On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**, 411-418.
- McSween H. Y. (1977d) Petrographic variations among carbonaceous chondrites of the Vigarano type. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**, 1777-1790.
- McSween H. Y. (1979) Are carbonaceous chondrites primitive or processed? *Rev. Geophys. Space Phys.* **17**, 1059-1078.
- McSween H. Y. and Richardson S. M. (1977) The composition of carbonaceous chondrite matrix. *Geochim. Cosmochim. Acta* **41**(1145-1161).
- McSween H. Y., Stolper E. M., Taylor L. A., Muntean R. A., O'Kelley G. D., Eldridge J. S., Biswas S., Ngo H. T., and Lipschutz M. E. (1979) Petrogenetic relationship between Allan Hills 7005 and other achondrites. *Earth and Planetary Science Letters* **45**, 275-284.
- McSween H. Y. and Treiman A. H. (1998) Planetary Materials: Martian Meteorites. In *Reviews in Mineralogy*, Vol. 36 (ed. J. J. Papike), pp. 6/1 - 6/53. Mineralogical Society of America.

- Metzler K., Bischoff A., and Stöffler D. (1992) Accretionary dust mantels in CM chondrites: Evidence for solar nebula processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 2873-2897.
- Michaelis H., Ahrens L. H., and Willis J. P. (1969) The composition of stony meteorites II. The analytical data and an assessment of their quality. *Earth and Planetary Science Letters* **5**, 387-394.
- Miller M. F., Franci I. A., Sexton A. S., and Pillinger C. T. (1999) High precision d17O isotope measurements of oxygen from silicates and other oxides: method and application. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* **13**, 1211-1217.
- Morse S. A. (1980) *Basalts and phase diagrams*. Springer.
- Murakami T. and Ikeda Y. (1994) Petrology and mineralogy of the Yamato-86751 CV3 chondrite. *Meteoritics and Planetary Science* **29**, 397-409.
- Palme H. (1992) Formation of Allende chondules and matrix. *NIPR 17th Symp. Antarctic Meteor.*, 193-195.
- Palme H. and Boynton W. V. (1993) Meteoritic constraints on conditions in the solar nebula. In *Protostars and Planets III* (ed. E. H. Levy and J. I. Lunine), pp. 979-1004. University of Arizona Press.
- Palme H. and Fegley J., B. (1990) High-temperature condensation of iron-rich olivine in the solar nebula. *Earth and Planetary Science Letters* **101**, 180-195.
- Palme H., Luzius-Lange D., and Wänke H. (1986) Die Bedeutung der hohen Ni Gehalte in Olivin aus dem oberen Erdmantel. *Fortschritte der Mineralogie* **64**(1), 139-140.
- Palme H., Spettel B., and Ikeda Y. (1993) Origin of chondrules and matrix in carbonaceous chondrites. *Meteoritics* **28**(abstr.), 417.
- Palme H., Spettel B., Kurat G., and Zinner E. (1992) Origin of Allende chondrules. *Lunar and Planetary Science Conference XXIII*, 1021-1022.
- Papike J. J., Fowler G. W., Adcock C. T., and Shearer C. K. (1999) Systematics of olivine from planetary melt systems: Lunar mare basalts. *American Mineralogist* **84**, 392-399.
- Peck J. A. (1984) Origin of the variation in properties of CV3 meteorite matrix and matrix clasts. *Lunar and Planetary Science Conference XV*, 635-636.
- Petry C. (1999) Experimente zur Ni-Diffusion in Olivin, Kalibration des Ni-Fe /Metall-Olivin - Austauschthermometers und deren Anwendung in der Kosmochemie, Universität zu Köln.
- Rath R. (1990) *Mineralogische Phasenlehre*. Ferdinand Enke Verlag.
- Richardson S. M. and McSween H. Y., Jr. (1978) Textural evidence bearing on the origin of isolated olivine crystals in C2 carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* **37**, 485-491.

- Ringwood A. E. (1961) Chemical and genetical relationships among meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **24**, 159-197.
- Rubin A. E. (1984) Coarse - grained chondrule rims in type 3 chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1779-1789.
- Rubin A. E., Keil K., and Scott E. R. D. (1997) Shock metamorphism of Enstatit chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 847-858.
- Rubin A. E. and Wasson J. T. (1987) Chondrules, matrix and coarse-grained chondrule rims in the Allende meteorite: Origin, interrelationships and possible precursor components. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 1923-1937.
- Ruzicka A., Hiyagon H., Prinz M., and Taylor L. A. (2000) Forsteritic olivine grains in unequilibrated ordinary chondrites: Additional evidence for a link between ordinary and carbonaceous chondrites. *31th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas*, #1312.
- Safier P. N. (1993) Centrifugally driven winds from protostellar disks. I. Wind model and thermal structure. *Astrophys. Journal* **408**, 115-147.
- Saxton J. M., Lyon I. C., and Turner G. (1998) Oxygen isotopes in forsterite grains from Julesburg and Allende. *Meteoritics and Planetary Science* **33**, 1017-1027.
- Scott E. R. D., Barber D. J., Alexander C. M., Hutchison R., and Peck J. A. (1988) Primitive material surviving in chondrites: matrix. In *Meteorites and the early solar system* (ed. J. F. Kerridge and M. S. Matthews), pp. 718-745. University of Arizona Press.
- Scott E. R. D. and Jones R. H. (1990) Disentangling nebular and asteroidal features of CO3 carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 2485-2502.
- Scott E. R. D., Jones R. H., and Rubin A. E. (1994) Classification, metamorphic history, and pre-metamorphic composition of chondrules. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 1203-1209.
- Scott E. R. D., Keil K., and Stöffler D. (1992) Shock metamorphism of carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 4281-4293.
- Scott E. R. D., Love S. G., and Krot A. N. (1996) Formation of chondrules and chondrites in the protoplanetary nebula. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (ed. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott), pp. 87-96. Cambridge University Press.
- Scott E. R. D. and Taylor G. J. (1983) Chondrules and other components in C, O and E chondrites: similarities in their properties and origins. *Journal of Geophysical Research* **88**, B275-B286.
- Sears D. W. G., Huang S., and Beniot P. H. (1996) Open-System behaviour during chondrule formation. In *Chondrules and the protoplanetary disk* (ed. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott), pp. 221-232.

- Sheng Y. J., Hutcheon I. D., and Wasserburg G. J. (1991) Origin of plagioclase-olivine inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 581-599.
- Shu F., Shang H., and Lee T. (1996) Toward an astrophysical theory of chondrites. *Science* **271**, 1545-1552.
- Simon S. B. and Haggerty S. E. (1979) Petrography and olivine mineral chemistry of chondrules and inclusions in the Allende meteorite. *Proceedings Lunar Planetary Science Conference 10th*, 871-883.
- Simon S. B. and Haggerty S. E. (1980) Bulk composition of chondrules in the Allende meteorite. *Proceedings Lunar Planetary Science Conference 11th*, 901-927.
- Skinner W. R. (1990) Bipolar outflows and a new model of the early Solar System. Part II: The Origin of chondrules. *Lunar and Planetary Science* **XXI**, 1168-1169.
- Steele I. M. (1986) Compositions and textures of relic forsterite in carbonaceous and unequilibrated ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1379-1395.
- Steele I. M. (1988) Primitive material surviving in chondrites: mineral grains. In *Meteorites and the early solar system* (ed. Kerridge and M. S. Matthews), pp. 808-818.
- Steele I. M. (1989) Compositions of isolated forsterites in Ornans (C3O). *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 2069-2079.
- Stöffler D., Keil K., and Scott E. R. D. (1991) Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 3845-3867.
- Taylor G. J., Scott E. R. D., and Keil K. (1983) Cosmic setting for chondrule formation. In *Chondrules and their origins* (ed. E. A. King), pp. 262-278. Lunar and Planetary Institut.
- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications.
- Urey H. C. (1961) Criticism of Dr. B. Mason's paper on "The origin of meteorites" *Journal Geophys. Res.* **66**; 1988-1991.
- Van Schmus W. R. and Wood J. A. (1967) A chemical -petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 747-765.
- Wasson J. T. (1974) *Meteorites: Classification and Properties*. Springer Verlag.
- Wasson J. T. (1993) Constraints on chondrule origin. *Meteoritics* **28**, 14-28.
- Wasson J. T., Krot A. N., Lee M. S., and Rubin A. E. (1995) Compound chondrules. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**; 1847-1869.
- Weinbruch S., Armstrong J., and Palme H. (1994) Constraints on the thermal history of the Allende parent body as derived from olivine-spinel thermometry and Fe/Mg interdiffusion in olivin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**(2), 1019-1030.

- Weinbruch S., Palme H., Spettel B., and Steele I. M. (2000) Refractory forsterite in primitive meteorites: condensates from the solar nebula? *Meteoritics and Planetary Science* **35**, 161-172.
- Weinbruch S., Zinner E. K., El Goresy A., Steele I. M., and Palme H. (1993) Oxygen isotopic composition of individual olivine grains from the Allende meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 2649-2661.
- Weisberg M. K. and Prinz M. (1996) Agglomeratic chondrules, chondrule precursors and incomplete melting. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (ed. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott), pp. 119-127. Cambridge University Press.
- Weisberg M. K., Prinz M., Clayton R. N., and Mayeda T. K. (1993) The CR (Renazzo -type) carbonaceous chondrite group and its implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 1567-1586.
- Weisberg M. K., Prinz M., Clayton R. N., and Mayeda T. K. (1997) CV3 chondrites: Three subgroups, not two. *Meteoritics and Planetary Science* **32**, A138-A139.
- Wetherill G. W. (1990) Formation of the Earth. *Annual Review Earth and Planetary Science* **18**, 205-256.
- Wetherill G. W. (1994) Provenance of the terrestrial planets. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 4513-4520.
- Wiik H. B. (1956) The chemical composition of stony meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **9**, 279-289.
- Wolf D. and Palme H. (in press) The solar system abundances of P and Ti and the nebular volatility of P. *Meteoritics and Planetary Science*.
- Wood J. A. (1963) On the origin of chondrules and chondrites. *Icarus* **2**, 152-180.
- Wood J. A. and Holmberg B. B. (1994) Constraints placed on the chondrule-forming process by merrihueite in the Mezö-Madaras chondrite. *Icarus* **108**, 309-324.
- Wood J. A. and Morfill G. E. (1988) A review of solar nebula models. In *Meteorites and the early solar system* (ed. J. F. Kerridge and M. S. Matthews). University of Arizona Press.
- Yoneda S. and Grossmann L. (1995) Condensation of CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ liquids from cosmic gases. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 3413-3444.
- Zanda B., Bourot-Denise M., Perron C., and Hewins R. H. (1994) Origin of metamorphic redistribution of silicon, chromium, and phosphorus in the metal of chondrites. *Science* **265**, 1846-1849.
- Zanda B., Libourel G., and Blanc P. (2000) Blue luminescing olivine -fassaite-spinell chondrules in the Allende meteorite. *Meteoritics and Planetary Science* **35**, #5218.
- Zolensky M., Barrett R., and Browning L. (1993) Mineralogy and composition of matrix and chondrule rims in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 3123-3148.

-
- Zolensky M. E. (1991) Mineralogy and matrix composition of CR chondrites Renazzo and EET 87770, and ungrouped chondrites Essebi and MAC 87300. *Meteoritics and Planetary Science* **26**, 414.

6 Analytische Methoden

6.1 Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analytik (EMS)

Ein Teil der quantitativen Analysen wurde an einer Elektronenstrahl-Mikrosonde vom Typ *JEOL Superprobe 8900* am Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln durchgeführt. Die Kalibrierung der Intensitäten der einzelnen Elemente erfolgte mit geeigneten Standardgläsern, Oxiden und Silikaten. Die gemessenen Intensitäten wurden mit dem ZAF Korrekturprogramm (für Ordnungszahl-, Absorptions- und Fluoreszenzeffekte) berichtigt. Alle Analysen wurden an polierten mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen mit einer Anregungsspannung von 15 kV und einer Strahlstromstärke von 20 nA durchgeführt.

Die Messungen der Olivine wurden hauptsächlich an einer *JEOL JXA-733 Superprobe* in Albuquerque, New Mexico, am Institute of Meteoritics am Department of Earth and Planetary Science, durchgeführt. Dabei wurden die gleichen Meßbedingungen wie an der Kölner EMS verwendet.

6.2 Rasterelektronenmikroskopie (REM)

Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an der Matrix verschiedener kohligler Chondrite wurden mit einem Gerät der Firma *JEOL*, Typ *JSM 840 A*, in Münster am Institut für Planetologie durchgeführt. Ein Strahlstrom von 10 kV wurde hierbei verwendet.

Des weiteren wurden Untersuchungen an Forsterit Körnern an einem *JEOL Scanning Microscope JSM-5800LV* am Institute of Meteoritics am Department of Earth and Planetary Science in Albuquerque durchgeführt.

Einige Aufnahmen der ACK2 Chondre wurden am MPI für Kosmochemie in Mainz am *LEO* –Rasterelektronenmikroskop erstellt.

6.3 Röntgenfluoreszenz-Analytik (RFA)

Die Haupt- und Spurenelementgehalte kleiner Fragmente des kohliglen Chondritens Allende wurde mit Hilfe einer Röntgenfluoreszenzanlage der Firma Philips, Modell PW 2400, ermittelt. Hierzu wurden die Gesteinsproben gebrochen und mit einem Achatmörser pulverisiert. Zur Herstellung von Schmelztabletten wurde das entstandene Gesteinspulver mit Spektroflux (Lithiumtetraborat) der Firma Merck als Flußmittel versetzt. Zusätzlich wurde noch eine Spatelspitze Ammoniumnitrat hinzu gegeben, mit

dem Ziel Kohlenstoff Verunreinigungen als CO₂ auszutreiben. Auf einer Brenneranlage wurden die Proben in Platintiegeln auf verschiedenen Stufen aufgeheizt und bei Temperaturen bis 1200°C aufgeschmolzen.

6.4 Instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (INAA)

Für die Durchführung der Analysen wurden Allende Proben in kleine Polyethylengefäße verpackt und am TRIGA-Reaktor des Instituts für Kernchemie der Universität Mainz bei einem Neutronenfluß von 7×10^{11} n/cm²sec für 6 Stunden bestrahlt. Nach der Bestrahlung wurde die γ -Aktivität der Proben mit Hilfe großvolumiger Ge (Li)- Detektoren mehrfach und mit verschiedenen Geometrien gemessen. Die Auswertung der γ -Spektren erfolgte nach der Peak-fitting Routine von KRUSE (1979).

6.5 Sekundärionen-Massenspektroskopie (SIMS)

Zur Bestimmung der Spurenelementgehalte von refraktären Olivinen wurden Untersuchungen mit einer Ionensonde des Typs *Cameca ims 4f* in der Ion Microprobe Facility in Albuquerque unter Anleitung von Herrn Dr. C. K. Shearer durchgeführt. Die Ion Microprobe Facility ist eine Kooperation des Institute of Meteoritics, University of New Mexico und den Sandia National Laboratories. Die Olivin Analysen schlossen Wiederholungzyklen von peak-Zählzeiten von ⁴⁵Sc⁺, ⁴⁸Ti⁺, ⁵¹V⁺, ⁵²Cr⁺, ⁵⁵Mn⁺, ⁵⁹Co⁺, ⁶⁰Ni⁺ und ³⁰Si⁺ von Probe und Standard ein. Die absolute Elementkonzentrationen wurden über empirische Beziehungen von gemessenen peak / ³⁰Si⁺ (normalisiert auf den bekannten SiO₂-Gehalt) und bezogen auf die Konzentrationen der täglich gemessenen Standards bestimmt. Als Olivin Standard wurde Marjalahti (Pallasit-Forsterit) mit Gehalten von 3 ppm Sc, 46 ppm Ti, 10 ppm V, 180 ppm Cr, 2200 ppm Mn, 7 ppm Co und 34 ppm Ni genutzt.

Die Analysen erfolgten durch Beschuß der Probe mit beschleunigten, primären O⁻ Ionen über ein Potential von 10 kV. Der primäre Ionenstrahl mit einer Strahlstromstärke von 30-40 nA wurde auf der Probe mit einem Strahldurchmesser von 20-30 µm fokussiert. Die herausgeschlagenen sekundären Ionen wurden Energie gefiltert unter Benutzung einer offset Spannung von -105 V und einer energy window Spannung von ±25 V. Zur Optimierung der Genauigkeit wurden die peak-Zählzeiten variiert. Bei den Olivin Analysen wurde eine Genauigkeit von ~2% erreicht.

Alle Ionensonden-Analysen wurden an polierten mit Kohlenstoff bedampften Schlifflinien durchgeführt, an Probenstellen, die vorher bereits mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde analysiert worden waren. Die mit der EMS bestimmten SiO₂-Gehalte wurden zur Berechnung der SIMS Daten herangezogen. Durch vorangegangene REM Untersuchungen wurden ausschließlich optisch klare Olivin-Kristalle ausgewählt, um kontaminierende Einschlüsse zu vermeiden.

6.6 Laser-Ablations-ICP-Massenspektrometrie (LA-ICP-MS)

Die LA-ICP-MS (Laser Ablations-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) Untersuchungen wurden in Canberra an der Research School of Earth Sciences (Australian National University) von Herrn Dr. H. St. C. O'Neill durchgeführt. Es wurden die Spurenelementgehalte (REE und Ni, Co, Mn usw.) an refraktären Forsterit, FeO reicherer Randzone und koexistierender Mesostasis, wie in Kap. 3.4 beschrieben, bestimmt. Die räumliche Auflösung der analysierten Punkte betrug $65\ \mu\text{m}$ (Abb. 6.69).

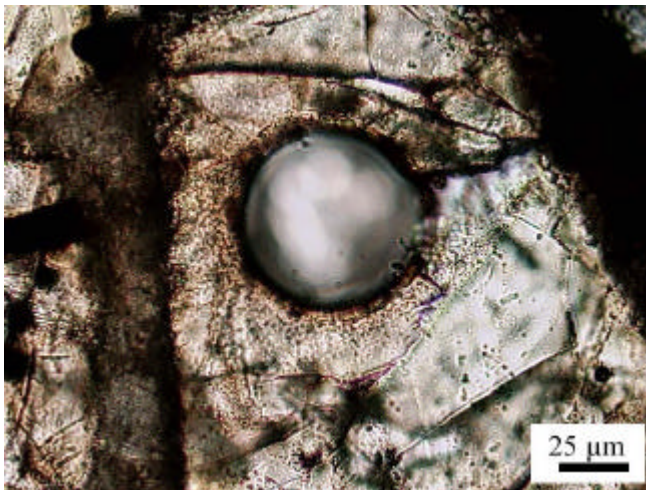


Abb. 6.69: Auflicht-Aufnahme des ca. $65\ \mu\text{m}$ großen Ablations Kraters im Olivin. Man beachte die scharfe Begrenzung des Analysepunktes.

Die Meßanlage besteht aus einem ArF *Excimer*- Laser ($193\ \text{nm}$; $20\ \text{ns}$), einem Mikroskop, einer speziellen Probenkammer und einer ICP- MS (quadrupol MS). Mittels Laser erfolgt der Beschuß der Oberfläche der Probe, Material wird ablatiert und der ICP-MS zugeführt und dort analysiert. Zur Kalibrierung wurde NIST 612 Glas als externer Standard genutzt. ^{43}Ca wurde als interner Standard verwendet, der Gehalt an CaO wurde vorher über Mikrosondenmessungen bestimmt. Details zur Analytik können (EGGINS ET AL., 1998) und Publikationen darin entnommen werden.

Erklärung

Ich versichere, daß ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; daß diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; daß sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, daß ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluß des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde.

Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. H. Palme betreut worden.

Teilpublikationen:

keine

Köln, den 21. Februar 2001

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde in der Zeit von April 1998 bis Februar 2001 am Institut für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln angefertigt. Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Instituts für Mineralogie und Geochemie der Universität zu Köln sei für die freundliche und angenehme Atmosphäre gedankt, die eine erfolgreiche Arbeit begünstigt.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. H. Palme für sein immerwährendes Interesse am Fortgang dieser Arbeit und seine engagierte Betreuung und Diskussionsbereitschaft.

Darüber hinaus möchte ich Herrn Prof. Dr. H. A. Seck für die freundliche Übernahme des Koreferates sehr herzlich danken.

Bei Herrn Dr. Markus Klein möchte ich mich für die engagierten Hilfestellungen bei der Durchführung der EMS-Analytik bedanken und ebenso Herrn Dr. G. Weckwert für die auskunftsfreudige Betreuung bei der Datenauswertung der INAA. Herrn Dr. H. St. C. O'Neill danke ich für die Durchführung der LA-ICP-MS Analysen.

Meinen zeitweiligen Kollegen an der University of New Mexico danke ich für die herzliche Aufnahme in ihren Arbeitskreis. Mein Dank gilt dabei insbesondere Frau Dr. R. H. Jones für die Unterstützung und Förderung dieser Arbeit sowie Dr. C. K. Shearer für die Betreuung bei den Untersuchungen an der Ionensonde.

Für die Bereitstellung von Meteoritenproben danke ich Herrn Prof. Dr. A. Bischoff vom Institut für Planetologie in Münster, Frau Dr. Jutta Zipfel vom MPI für Kosmochemie in Mainz, Prof. Dr. G. Kurat vom Naturkunde Museum in Wien und Herrn Dr. A. Greshake vom Naturhistorischen Museum in Berlin. Für die Präparation von Proben möchte ich Herrn Garcia und Herrn Maaß vom Institut für Mineralogie und Geochemie danken.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Förderung dieser Arbeit, die im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs „Entstehung und Entwicklung unseres Sonnensystems“ angefertigt wurde. Insbesondere danke ich auch dem Deutschen Akademischen Austauschdienst für die zur Verfügung bereitgestellten Reisemittel, die mir einen Forschungsaufenthalt am Institute of Meteoritics an der University of New Mexico in Albuquerque möglich machten.

Mein Dank gilt meinen studentischen „Mitreibern“ und Freunden die mich über die Jahre begleiteten. Hervorheben möchte ich Jörg Fechner, der während der gemeinsamen Doktorandenzeit mit mir den Raum teilte, sowie Francesca Marcucci und Holger Grote danken. Insbesondere möchte ich meinem Freund Andreas Pack danken, nicht nur für sein Interesse an dieser Arbeit, sondern auch für ermunternden Zuspruch und Unterstützung während der letzten Jahre.

Schließlich möchte ich meinen Eltern danken, die mir meine Ausbildung ermöglichten.