

FORTSCHRITTE DER CHEMISCHEN FORSCHUNG

Herausgeber:

E. Heilbronner · Zürich
U. Hofmann · Heidelberg
Kl. Schäfer · Heidelberg
G. Wittig · Heidelberg
Schriftleitung:
F. Boschke · Heidelberg

Band 7, Heft 2, Dez. 1966

KOSMOCHEMIE

H. Meier
Geochronologie und
Geochemie
H. Wänke
Meteoritenalter und
Kosmochemie
J. Ottemann
Tektite und Impaktite

Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York

Die Fortschritte der chemischen Forschung

erscheinen zwanglos in einzeln berechneten Heften, die zu Bänden vereinigt werden. Ihre Aufgabe liegt in der Darbietung monographischer Fortschrittsberichte über aktuelle Themen aus allen Gebieten der chemischen Wissenschaft. Die „Fortschritte“ wenden sich an jeden interessierten Chemiker, der sich über die Entwicklung auf den Nachbargebieten zu unterrichten wünscht.

In der Regel werden nur angeforderte Beiträge veröffentlicht, doch sind die Herausgeber für Anregungen hinsichtlich geeigneter Themen jederzeit dankbar. Beiträge können in deutscher, englischer oder französischer Sprache veröffentlicht werden.

Es ist ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, photographische Vervielfältigungen, Mikrofilme, Mikrophoto u. ä. von den Heften, von einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen.

Anschriften:

Prof. Dr. E. Heilbronner, Zürich 6, Universitätsstraße 6 (Organische Chemie)

Prof. Dr. U. Hofmann, 69 Heidelberg, Tiergartenstraße (Anorganische Chemie)

Prof. Dr. Kl. Schäfer, 69 Heidelberg, Tiergartenstraße (Physikalische Chemie)

Prof. Dr. G. Wittig, 69 Heidelberg, Tiergartenstraße (Organische Chemie)

Dipl.-Chem. F. Boschke, 69 Heidelberg, Neuenheimer Landstraße 28-30 (Springer-Verlag)

Springer-Verlag

69 Heidelberg 1, Postfach 1780

Fernsprecher 49101

Fernschreib-Nr. 04-61-723

New York, Fifth Avenue 175

Fernsprecher 673-2660

Fernschreib-Nr. 0023-222235

1 Berlin-Wilmersdorf, Heidelberger Platz 3

Fernsprecher 83 03 01

Fernschreib-Nr. 01-83 319

Inhaltsverzeichnis

7. Band

2. Heft

Seite

H. Meier Neuere Beiträge zur Geochronologie und Geochemie 233

H. Wänke Meteoritenalter und verwandte Probleme der Kosmochemie 322

J. Ottemann Zusammensetzung und Herkunft der Tektite und Impaktite 409

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Heft berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, daß solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Neuere Beiträge zur Geochronologie und Geochemie

Dr. Hans Meier

Staatliches Forschungsinstitut für Geochemie, Bamberg

Inhaltsverzeichnis

Einleitung	234
Nichtradiometrische Methoden der Altersbestimmung	236
I. Allgemeine Verfahren	236
II. Stratigraphische Methoden	237
1. Warvenchronologie	237
2. Biostratigraphie	238
3. Mikro-Biostratigraphie	239
Grundlagen der radiometrischen Datierungsverfahren	241
I. Grundgleichungen	241
II. Prinzipien der Datierungsverfahren	242
1. Direkte Aktivitätsmessung	242
2. Bestimmung des Mutterisotop/Endisotop-Verhältnisses	242
3. Messung der spezifischen Aktivität	244
4. Element-Isotopen-Methoden	246
5. Bestimmung der Isotopenverhältnisse des Uran-Zerfallsbleis	249
6. Indirekte Verfahren	250
III. Zur Problematik der radiometrisch ermittelten Alterswerte	251
1. Die Gesteinsgruppen und ihre Bildungsweise	251
2. Der Haupt-Cyclus der Gesteine	252
3. Deutung radiometrischer Alterswerte	254
4. Voraussetzungen radiometrischer Datierungen	256
Spezielle radiometrische Bestimmungsmethoden	257
I. Uran- und Thorium-Zerfallsreihen	257
1. Die Helium-Methode	257
2. Die Blei-Methoden	258
3. Die Ionium-Methoden	267
II. Natürliche Nuklidpaare	269
1. Rubidium/Strontium	269
2. Kalium/Argon	275
3. Rhenium/Osmium	278
4. Lutetium/Hafnium u. a.	279
5. Uran-234/Uran-238	279

III. Durch kosmische Strahlung gebildete Nuklide	280
1. Radiokohlenstoff C-14	280
2. Tritium	282
3. Die Be ¹⁰ —Al ²⁶ -Methode	283
4. Chlor-Isotop Cl ³⁶	283
5. Über Si ³² und Ca ⁴¹	284
IV. Indirekte radiometrische Datierungsverfahren	284
1. Metamektie-Methode	284
2. Thermolumineszenz-Methode	285
3. Methode der pleochroitischen Höfe	285
4. Methode der fossilen Bahnsuren (Fission-Track-Dating)	286
Spezielle geochronologische Probleme	287
I. Problem des Erdalters	287
1. Bestimmungsmethoden	287
2. Beginn der eigentlichen geologischen Geschichte	288
3. Alter der Ozeane	289
4. Zeitintervall zwischen Elementsynthese und Erdbildung	289
II. Chronologie des Präkambriums.	290
1. Grundlage der Einteilung	290
2. Orogene Provinzen von Nordamerika	291
3. Erdumfassende Korrelation der präkambrischen Orogenesen.	291
III. Chronologie von Gebirgsbildungen	293
IV. Die absolute geochronologische Zeitskala	294
V. Beginn des biologischen Schwefel-Cyclus in der Natur.	296
VI. Halbwertszeitmessungen mit Hilfe von Altersbestimmungen	296
Literatur	297

Einleitung

Durch die Entdeckung der Radioaktivität wurden zu Beginn dieses Jahrhunderts die Voraussetzungen für eine die gesamte Erdgeschichte erfassende absolute Geochronologie geschaffen. Die vor Anwendung radiometrischer Methoden zur Bestimmung des Alters der Erde als Grundlage genommenen geologischen und physikalischen Vorgänge gaben auf Grund vereinfachender Annahmen nur unsichere Alterswerte und auch die stratigraphischen Methoden ließen über größere Zeiträume keine absoluten Aussagen zu. Bei der Biostratigraphie ermöglichten die für die bestimmten Zeitabschnitte charakteristischen Leitfossilien wohl bereits bis zum Präkambrium, d. h. für die letzten 600 Millionen Jahre, die Aufstellung der wichtigen relativen biochronologischen

Zeitskala. Der größte Teil des geologischen Geschehens unseres Planeten aber (d. h. fast 90 Prozent) entzog sich einer chronologischen Erfassung und auch die Frage der absoluten zeitlichen Einstufung der Ära, Periode oder Epoche der fossilführenden Gesteine blieb offen.

Mit den radioaktiven Nukliden erhielt die geochronologische Forschung die für die absolute Zeitmessung erforderlichen „geologischen Uhren“ zur Verfügung, die je nach Halbwertszeit der zerfallenden Elemente für Zeiträume von wenigen Jahren bis zu vielen Millionen Jahren geeignet sind. Das „Ablesen“ dieser „Uhren“ ist durchaus nicht problemfrei. Durch Einsatz moderner analytischer Verfahren, wie der massenspektroskopischen Isotopenverdünnungsanalyse oder der Neutronenaktivierungsanalyse, und Anwendung empfindlicher Strahlungsmeßanordnungen erreichen aber die auf dem Zerfall radioaktiver Elemente bzw. der radiogenen Bildung von Isotopen beruhenden Methoden ein derart hohes Maß an Genauigkeit, daß die Bearbeitung und Lösung einer Vielfalt von Problemen möglich wird:

Beispielsweise kann durch die absolute Altersdatierung von Gesteinen und Mineralien verschiedener geologischer Zeitabschnitte die Verbindung zwischen der relativen biochronologischen Zeittafel und der absoluten geochronologischen Zeitskala hergestellt werden. Durch Altersdatierung präkambrischer Gesteine erhält man Kenntnis von verschiedenen charakteristischen Orogenesen (Gebirgsbildungen) dieser Ära. Auf Grund eines umfangreichen Datierungsmaterials lassen sich geochronologische Karten der Kontinente anfertigen, aus denen u. a. wertvolle Hinweise für die Frage der Kontinentbildung zu entnehmen sind. Absolute Altersbestimmungen von Gesteinen geben nicht nur Auskunft über das mögliche Alter der Erde, sie zeigen auch die für die Aufklärung der Geschichte von Gebirgsbildungen wichtigen Zeitabschnitte von Gesteinsmetamorphosen an. Durch Übergang zur absoluten geochronologischen Zeitrechnung läßt sich außerdem die zur Erklärung des Evolutionsablaufs biologischer Systeme erforderliche Evolutionsgeschwindigkeit berechnen.

Man erkennt aus diesen Beispielen, daß die moderne Geochronologie durch die Vielschichtigkeit der Probleme mit vielen Gebieten – wie Geologie, Mineralogie, Petrographie, Physik, Biologie, Geochemie und Analytische Chemie – verbunden ist.

Der Beitrag gibt eine Übersicht über die in der Geochronologie anwendbaren Methoden der Altersbestimmung unter Hinweis auf mögliche Weiterentwicklungen. Daneben werden auch die verschiedenen Fragen und Probleme behandelt, deren Lösung die moderne geochronologische Forschung brachte oder anstrebt.

Nichtradiometrische Methoden der Altersbestimmung

I. Allgemeine Verfahren

Einer der Gründe für die Ungenauigkeit der in der Vergangenheit für die Berechnung des Erdalters angewandten Verfahren ist darin zu sehen, daß die verwerteten geologischen oder physikalisch-chemischen Vorgänge im Gegensatz zum radioaktiven Kernzerfall nicht gleichmäßig, von äußeren Einwirkungen unbeeinflußt abliefen.

Die 1715 von *Halley* angeregte Methode, aus dem Gesamtsalzgehalt der Meere und der jährlich dem Ozean durch Flüsse zugeführten Salzmenge den Beginn der Salzzufuhr und damit das Alter der Erde abzuschätzen, ergab ein zu geringes Alter (250 Millionen Jahre), da die Auslaugprozesse im Laufe der Erdgeschichte keine konstante Geschwindigkeit aufwiesen (250). Aus einem analogen Grund brachte der Vergleich der Gesamtmächtigkeit aller ozeanischen Sedimentschichten mit der in einem Jahr abgesetzten Sedimentmenge zu geringe Werte (189, 193, 208, 214, 338). Das auf *D. F. Arago* und Lord *Kelvin* zurückgehende Verfahren, das Erdalter aus der Abkühlungsdauer unseres einst feurig-flüssigen Planeten bis zum heutigen Zustand unter Berücksichtigung der geothermischen Tiefenstufe, der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine und der Sonneneinstrahlung zu berechnen, scheiterte wegen Nichtberücksichtigung des radioaktiven Zerfalls. Aber auch unter Einbeziehung der beim radioaktiven Kernzerfall freiwerdenden Wärme ließ sich die wichtige Abkühlungsgeschwindigkeit nur abschätzen, so daß die Altersangabe ungenau bleiben mußte (189, 253).

Die zur Berechnung des gesamten Erdalters benutzten Verfahren – vgl. auch (264) – haben nur noch historisches Interesse. Neben den gut ausgearbeiteten radiometrischen und modernen stratigraphischen Methoden gibt es aber auch heute noch einige spezielle Verfahren, die in besonderen Fällen zur Datierung kleiner Zeitabschnitte herangezogen werden.

Beispielsweise verwendet die Dendrochronologie (233, 234) die historische Einmaligkeit der Jahrringbreiten-Schwankungen des Holzes, die sich schon durch mikroskopische Vermessung von Bohrspänen feststellen lassen, für eine absolute und relative Chronologie bis zur Jungsteinzeit. Andere Verfahren versuchen, aus der rückschreitenden Erosion das Alter von Wasserfällen zu berechnen (189). Durch Feststellung der Mineralisierungsgeschwindigkeit organischer Reste erhält man Hinweise auf die Bildungsdauer von Sedimenten (518). Angemerkt sei die Anwendung des Paläomagnetismus zur Datierung geologischer Ereignisse (83, 117,

334), die Altersbestimmung von Antarktis-Eisschichten mittels Pb^{210} -Fallout (287) und die Datierung von Alpengletschern durch die Radioaktivität von Firnschichten (24).

In diesem Zusammenhang sollen auch die zur zeitlichen Festlegung der Großabschnitte der pleistozänen Eiszeit von *Milankovitch* u. a. (329, 330, 50) für die letzten 600 000 Jahre durchgeführten Berechnungen erwähnt sein. Wenn auch mancher Einwand dagegen vorzubringen ist, die auf säkulare Änderungen der Erdbahnelemente rückführbaren Schwankungen der Sonneneinstrahlung als Ursache der Eiszeiten zu betrachten, so erscheint doch bemerkenswert, daß diese Methode eine mit geologischen Befunden (280, 403, 434) im Einklang stehende zeitliche Einstufung der starken Vereisungsphasen des Pleistozäns (Günz, Mindel, Riß, Würm) ermöglicht.

II. Stratigraphische Methoden

Die Grundlage der von *J. G. Lehmann* (1756) eingeführten stratigraphischen Verfahren stellt das auf *N. Steno* (1669) zurückgehende Lagerungsgesetz dar. Es besagt, daß in Sedimentgesteinen bei einer ungestörten Ablagerung die geologisch jüngeren Schichten über den älteren liegen. Da Störungen der Schichtfolge (z. B. durch Übersichten älterer Gesteine über jüngere) aus dem Gesteinscharakter nicht ohne weiteres ablesbar sind und eine rein lithologische Gesteinsanalyse keine exakte Altersdatierung zuläßt, wird eine stratigraphische Chronologie nur durch Vorhandensein zusätzlicher, der ursprünglichen Ablagerung folgender Merkmale möglich. Diese Merkmale können durch eine jahreszeitliche Schichtung (Bänderton- bzw. Warven-Chronologie) oder durch die regelmäßige Abfolge von Fossilien gegeben sein. Die Altersbestimmung mit Hilfe tierischer und pflanzlicher Fossilien, die Biostratigraphie oder Biochronologie, bildet dabei nach *O. H. Schindewolf* (413) die wichtigste Methode der Stratigraphie.

1. Warvenchronologie

Die Warvenchronologie benutzt zur absoluten Zeitmessung bändrige Sedimentgesteine, die den jahreszeitlichen Rhythmus der Ablagerung durch einen regelmäßigen Wechsel der Farbe oder Zusammensetzung der Schichtung erkennen lassen. Die Jahresschichten oder Warven können dabei sowohl in klastischen Sedimenten, die aus der mechanischen Zerstörung anderer Gesteine hervorgingen, als auch in chemischen, durch Fällung entstandenen Sedimenten die zur Altersdatierung nötige Regelmäßigkeit aufweisen.

Zum Beispiel wurde die regelmäßige Wechsellagerung des beim Rückgang des pleistozänen Inlandeises gebildeten *Bänder- oder Warventons* von *De Geer* (100) zur Bestimmung der Rückwanderungszeit und damit zur Datierung des Beginns der Postglacialzeit in Schweden benutzt. Dies ist möglich, da die rhythmische Schichtung der Bändertone auf einen periodischen jahreszeitlichen Prozeß zurückgeführt werden kann: durch den Schmelzvorgang werden im Sommer gröbere und infolge Einschwemmung organischen Materials hellere Teilchen als im Herbst in dem der Eismasse vorgelagerten See abgesetzt, so daß sich während eines Jahres eine helle und dunkle Lage bildet. Durch Abzählung dieser (etwa 0,5–1 cm dicken) Warven, die sich über große Entfernungen verfolgen ließen, bestimmte *De Geer* den Zeitraum für den Rückzug des pleistozänen Eises von der Eisrandlage in Schonen (Schweden) bis zum Skandinavischen Hochgebirge zu etwa 6000 Jahren; vgl. hierzu noch (76, 412, 426, 448).

Auch in den durch *chemische Fällung* entstandenen Sedimentgesteinen, vor allem in den salinaren Sedimenten (den Na-, K-, Mg-Chloriden, im Anhydrit und Ca–Mg-Carbonat-Gesteinen) können Regelmäßigkeiten der Schichtung festgestellt werden, die in speziellen Fällen für eine geologische Zeitmessung verwendbar sind. Voraussetzung für diese Zeitmessung, bei der die Warvenzahl mit der Entstehungszeit des Sediments in Zusammenhang gebracht wird, ist jedoch das Vorliegen einer wirklichen flächenparallelen Jahresschichtung. Eine derartige Schichtung konnte sich dann bilden, wenn durch Temperaturschwankungen oder Unterschiede des ozeanischen Zustroms auf Grund des jahreszeitlichen Klimaturnus Konzentrationsänderungen der Salzlösungen eintraten, die eine rhythmische Fällung der salinaren Sedimente verursachten. Bemerkenswert erscheint, daß *Richter-Bernburg* (394) z. B. am Basal-Anhydrit des Zechstein II mittels Bohrkernanalysen eine lückenlose Parallelisierung von fast 1000 Warven quer durch das deutsche Zechsteinbecken von Solling (Weser) bis zur Ostsee gelang. Für die Staßfurt-Serie im Zechstein II, welche die ununterbrochene Abscheidungsfolge Carbonat–Sulfat–Chlorid (Stinkschiefer–Basalanhydrit–Staßfurt-Steinsalz) umfaßt, gab der Autor (395) mit Hilfe der Warvenchronologie für den Basalanhydrit eine Sedimentationszeit von etwa 3000 Jahren, und für den Staßfurt-Halit mit dem Kalisalzflöz „Staßfurt“ eine Entstehungszeit von etwa 10–20000 Jahren an.

2. Biostratigraphie

Die Biostratigraphie verwendet für die Alterseinstufung und Parallelisierung von Sedimentgesteinen Fossilien, die sich nach der Ablagerung

durch Versteinering pflanzlicher und tierischer Organismen bildeten. Da im Laufe der Erdgeschichte eine stete, irreversible Stammesentwicklung der Organismen erfolgte und somit während der einzelnen Zeitabschnitte voneinander abweichende Faunen und Tierarten existierten, können die verschiedenen versteinerten Organismen als charakteristische Hinweise für die Zeit ihrer Ablagerung angesehen werden; vgl. hierzu z. B. *Schindewolf* u. a. (177, 413, 414, 422, 428, 453, 454, 502, 520).

W. Smith (1769–1839) erkannte als erster, daß die verschiedenen Zeitabschnitte durch charakteristische Versteineringen gekennzeichnet sind, und daß somit über die in den Ablagerungsschichten vorhandenen Leitfossilien eine Alterseinstufung der Sedimentgesteine durchführbar ist. Auf Grund dieser Erkenntnis wurde bereits in den Jahren 1820–1850 durch vergleichende Untersuchungen an wenig gestörten Gesteinen mittels Leitfossilien die wichtige geologische Zeitskala aufgestellt, die auch heute noch die Grundlage der Stratigraphie bildet. Wenn die Leitfossilien auch direkt keine absolute Altersdatierung erlauben, so wird durch sie doch eine wertvolle relative Alterseinstufung und Parallelisierung der Sedimentgesteine möglich. Beispielsweise stuft das Auffinden von *Bellerophon* eine Sedimentschicht in die Jura- oder Kreide-Periode ein, während *Graptolithen* auf die Silur-Periode und versteinerte Reptilienfunde auf die Mesozoikum-Ära hinweisen (s. Tab. 6).

Da viele dieser geologischen Zeitabschnitte mittels der modernen Datierungsverfahren heute annähernd zeitlich einzuordnen sind – vgl. z. B. (31, 149, 150, 511) –, können mit biostratigraphischen Methoden auch Hinweise auf den ungefähren Zeitraum der Ablagerung und damit auf das Alter von Sedimentgesteinen erhalten werden. Eine Vervollständigung der absoluten geochronologischen Skala dürfte in der Zukunft dazu führen, daß sich die zum Teil noch groben zeitlichen Zuordnungen weiter präzisieren lassen. Die Biostratigraphie wird deshalb in der geochronologischen Forschung des Phanerozoikums, d. h. für die letzten 500 Millionen Jahre, auch neben den radiometrischen Verfahren ihre Bedeutung beibehalten.

3. Mikro-Biostratigraphie

Die Möglichkeit der Parallelisierung räumlich weit entfernter Sedimente mit Hilfe von Fossilien findet bei weltweiten Korrelationen durch Anwendung von Mikrofossilien (Planktoorganismen, Zwergplankton), die in genügender Menge bereits aus Bohrkernen zu erhalten sind, eine wertvolle Ergänzung. Diese erst unter dem Mikroskop wahrnehmbaren –

etwa 40 μ großen – Fossilien, wurden bereits zur Parallelisierung interkontinentaler Ablagerungen der Tertiär- oder Braunkohlenzeit mit Erfolg herangezogen (112, 375, 454).

Auch die in den Sedimenten abgelagerten Pollen und Sporen werden für die chronologische Einstufung terrestrischer und mariner Sedimente benutzt, da gleichaltrige Ablagerungen eine übereinstimmende Pollenverteilung kennzeichnet. Derartige Pollenspektren sind vor allem dann besonders wertvoll, wenn Makro-Fossilien, wie z. B. in manchen Salzstöcken, fehlen.

Die Pollenanalyse stellt darüberhinaus eine wichtige Ergänzung der auf der Warvenzählung beruhenden Chronologie der Eiszeit dar. Denn infolge des mit der Temperaturänderung beim Rückgang des Eises verbundenen Vegetationswechsels änderte sich auch die Pollenzusammensetzung, so daß mittels Pollenspektren Datierungen und Gliederungen der Eiszeit möglich sind. Die pollenanalytischen Altersdaten stimmen dabei nicht nur mit der Warvenchronologie überein (403), sondern werden auch durch C^{14} -Datierungen bestätigt (798). Auch in anderen Fällen, beispielsweise bei der Datierung des in der Mitte der Allerödperiode (vor 11800 ± 300 Jahren) erfolgenden Ausbruchs der Eifelvulkane unter Verwendung der die Flugasche unmittelbar einschließenden Torfschichten (740), liefert die Pollenanalyse mit der C^{14} -Methode übereinstimmende Zeitwerte. Es ist deshalb möglich, Funde, die mit der C^{14} -Methode (beispielsweise infolge einer Störung durch rezenten Kohlenstoff) nicht genau eingestuft werden können, evtl. durch die pollenanalytische Zeitmessung festzulegen.

Abschließend ist noch zu bemerken, daß den Baumpollenspektren der Quartärzeit, die u. a. wichtige Hinweise auf die Waldgeschichte auf Grund der Änderungen der Baumarten bzw. der Wiederbewaldung geben, genau genommen keine Leitfossilien zugrunde liegen. Denn die Pollenflora änderte sich kaum von der damaligen Ablagerungszeit bis heute. Interessant erscheint in diesem Zusammenhang auch, daß durch direkte Beobachtung des Wachstums von heute noch existierenden Pflanzenarten ebenfalls Altersbestimmungen möglich sind. Das von äußeren Faktoren unbeeinflusste Wachstum langlebiger Flechten erlaubt durch Bestimmung der jährlichen Zuwachsrates eine Angabe über das Alter der Flechtenlager, das in vielen Fällen dem Alter des von den Flechten besiedelten archäologisch interessanten Objekts entsprechen dürfte. Für das Alter der auf der Osterinsel befindlichen Steinriesen wurden z. B. mit dieser Methode 430 Jahre angegeben (152).

Grundlagen der radiometrischen Datierungsverfahren

I. Grundgleichungen

Die Grundgleichungen für die Bestimmung des Alters t von Mineralien und Gesteinen ergeben sich aus den folgenden, den radioaktiven Zerfall des Mutternuklids M und die radiogene Bildung des Endisotops E beschreibenden Gleichungen.

$$M_t = M_0 \exp(-\lambda t) \quad (1)$$

$$E_t = M_0 [1 - \exp(-\lambda t)] \quad (2)$$

$$\frac{E_t}{M_t} = \frac{1 - \exp(-\lambda t)}{\exp(-\lambda t)} \quad \text{bzw.} \quad (3)$$

$$\frac{E_t}{M_t} = e^{+\lambda t} - 1 \quad (4)$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{E_t}{M_t} \right) \quad \text{bzw.} \quad (5a) \quad t = \frac{1}{\lambda \cdot 0,4343} \log \left(1 + \frac{E_t}{M_t} \right) \quad (5)$$

Es bedeuten hier E_t/M_t das t Jahre nach Datierungsbeginn, d. h. heute vorhandene Atomverhältnis des Endisotops E zum Mutternuklid M , M_0 die Zahl der Mutterisotope beim Datierungsanfang und λ die Zerfallskonstante. Betrachtet man allgemein N Atome eines radioaktiven Mutterelements, so gilt für die augenblickliche Zerfallsgeschwindigkeit

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda \cdot N. \quad (6)$$

λ ist somit mit der Halbwertszeit $T_{1/2}$ nach Gl. 7 bzw. 7a verbunden

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}} \quad (7a) \quad \lambda = \frac{0,693}{T_{1/2}} \quad (7)$$

Bei sehr großen Halbwertszeiten, wie z. B. beim U^{238} -Zerfall, vereinfacht sich Gl. 4, da die Potenzreihe ab $\lambda^2 t^2/2$ abgebrochen werden kann:

$$e^{\lambda t} - 1 = 1 + \lambda t + \frac{\lambda^2 t^2}{2} + \dots - 1 \quad (8)$$

In diesen Fällen gilt somit näherungsweise an Stelle der Gl. 5:

$$t \cong \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{E_t}{M_t} \quad (9)$$

II. Prinzipien der Datierungsverfahren

Aus den Gleichungen geht hervor, daß eine Altersbestimmung auf Grund radioaktiver Vorgänge vor allem die genaue Kenntnis der Zerfallskonstanten λ (bzw. der Halbwertszeit $T_{1/2}$) der zur Datierung verwendeten radioaktiven Nuklide verlangt (12). Die Art des Bestimmungsverfahrens richtet sich dabei u. a. nach dem Alter und der Zusammensetzung der Probe, nach der Menge des Untersuchungsmaterials und nach den analytischen Möglichkeiten, die vor allem zur quantitativen Erfassung des Mikrogrammbereichs ausreichen müssen. Zur Vermeidung von Falschdatierungen sowie zur Feststellung von Gesteinsumwandlungen usw. wird dabei die Prüfung mehrerer Mineralkomponenten mit möglichst unterschiedlichen Verfahren notwendig. Die Tatsache, daß heute dem Geochronologen durch die Verbesserung der chemischen und massenspektroskopischen Analysemethoden zahlreiche Datierungsverfahren zur Verfügung stehen (223, 314, 389, 392, 431), ist dabei letztlich entscheidend für die Entwicklung der Geochronologie in den letzten Jahren.

1. Direkte Aktivitätsmessung

Gemäß Gl. 1 läßt sich das Alter einer Probe aus der zur Zeit t noch vorhandenen Anzahl der Atome eines radioaktiv zerfallenden Elements bestimmen. Da die durch die Zahl der α -, β - oder γ -Zerfälle Z (z. B. pro Minute) gegebene Radioaktivität eines Elements proportional der Anzahl vorhandener Atome ist ($M_t \sim Z_t$; $M_0 \sim Z_0$), folgt aus Gl. 1 für das radioaktive Alter der Probe:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{Z_0}{Z_t} \quad (10)$$

Gl. 10 zeigt, daß die Altersbestimmung mit Hilfe einer Aktivitätsmessung die Kenntnis von λ sowie der in der Probe vor t Jahren vorhandenen Aktivität (d. h. von Z_0) verlangt. Aussagen über Z_0 sind z. B. bei der C^{14} -Methode möglich.

2. Bestimmung des Mutterisotop/Endisotop-Verhältnisses

Im Gegensatz zum letztgenannten Verfahren setzt die Altersdatierung eines Minerals unter Anwendung von Gl. 5 bzw. Gl. 9 neben Angaben über die Zerfallskonstante λ die Kenntnis des Atomverhältnisses des radiogen gebildeten Endisotops E zum Mutterisotop M voraus. Zur Altersbestimmung muß somit einmal der Gehalt des Mutterelements und

des Zerfallsprodukts im Mineral quantitativ bestimmt werden und außerdem die Häufigkeit der jeweils für die Datierung herangezogenen Isotope im Mutter- bzw. Zerfallselement bekannt sein.

Der Gehalt des im Mineral vorhandenen Mutter- und Tochterelements läßt sich nur in wenigen Fällen durch eine klassische quantitative chemische Analyse ermitteln, da die Mengen der zu bestimmenden Elemente oft unter der Nachweisgrenze liegen. Das Bestreben der modernen Geochronologie, zur Datierung eines Gesteins möglichst die nach verschiedenen Methoden an mehreren Mineralkomponenten des Gesteins erhaltenden Alterswerte miteinander zu vergleichen, verlangt eine quantitative Bestimmung im Mikrogrammbereich. Es muß deshalb jeweils geprüft werden, inwieweit zur Bestimmung des Gehalts eines Minerals am interessierenden Mutterelement bzw. Zerfallsprodukt die optische Spektralanalyse, die Röntgenfluoreszenzanalyse, die Flammenphotometrie, die Polarographie, die Mikrogasanalyse u. a. anwendbar ist, oder ob die massenspektrometrische Isotopenverdünnungsanalyse oder die Neutronenaktivierungsanalyse heranzuziehen sind (437). Die Abtrennung der Elemente kann dabei durch Ionenaustausch, Extraktion, Ausheizen usw. erfolgen.

Da in Gl. 5 bzw. Gl. 9 die Anzahl der Atome des zerfallenden Isotops M und des radiogen gebildeten Isotops E einzusetzen sind, muß zur Umrechnung der Häufigkeitsanteil der Isotope im radioaktiven Mutterelement und in dessen Zerfallsprodukt bekannt sein. Der Häufigkeitsanteil des im Mutterelement vorhandenen instabilen Isotops läßt sich dabei der universellen Isotopenzusammensetzung dieses Elements entnehmen. Zur Angabe des Anteils des radiogen gebildeten Isotops ist aber jeweils eine massenspektroskopische Isotopenanalyse des aus dem Mineral abgetrennten Zerfallselements erforderlich. Einmal muß dabei geprüft werden, inwieweit das analytisch ermittelte Endprodukt tatsächlich aus dem Zerfall des Mutterelements hervorging und nicht eine Verunreinigung darstellt. Zum anderen ist zu berücksichtigen, daß der Anteil des radiogen entstandenen Nuklids durch einen bereits zur Zeit der Mineralbildung vorhandenen Anteil dieses Isotops verfälscht sein kann. Der zur Altersberechnung interessierende radiogen gebildete Anteil des Isotops ergibt sich deshalb erst durch Abzug des normalen, zur Zeit der Mineralbildung bereits vorhandenen Häufigkeitsanteils dieses Isotops von der massenspektroskopisch im abgetrennten Element ermittelten Isotopenhäufigkeit.

Auf Grund einer durch zeitliche Unterschiede der Kristallisation bedingten, nur schwer faßbaren Abhängigkeit des im „normalen“ Element bereits vorhandenen Anteils des radiogenen Isotops – vgl. Gl. 18 – kann die Altersbestimmung unsicher werden. Für die Datierung sind

deshalb solche Mineralien am besten geeignet, die nur einen im Vergleich zum Endisotop des Zerfalls geringen Gehalt des normalen Elements aufweisen.

Zur Übersicht gibt Tab. 1 noch diejenigen natürlichen Radionuklide an, die mit Hilfe der Gl. 5 bzw. 9 eine Altersdatierung ermöglichen. Erwähnt sei hierbei, daß es neben den in der Tabelle angeführten natürlichen Radionukliden auch noch weitere instabile Nuklide in der Natur gibt, die aber auf Grund ihrer großen Halbwertszeit oder geringen Isotopenhäufigkeit nur sehr geringe Mengen an Zerfallsprodukten liefern und deshalb bisher nicht zur Datierung herangezogen werden können.

Tabelle 1. Zur Datierung geeignete Radionuklide

<i>M</i>	Isotopenhäufigkeit [%]	Endisotop	$T_{1/2}$ (Jahre)	Datierungsbereich Mill. Jahre	Literatur
U^{238}	99,285	Pb^{206}	$4,51 \cdot 10^9$	>10	(12, 31)
U^{235}	0,710	Pb^{207}	$7,13 \cdot 10^8$	>10	(12, 31)
Th^{232}	100	Pb^{208}	$1,39 \cdot 10^{10}$	>10	(12, 31)
K^{40}	0,0118	Ca^{40} (β)	$1,47 \cdot 10^9$	>0,1	(12, 462)
		Ar^{40} (K)	$1,19 \cdot 10^{10}$	>0,1	(12)
Rb^{87}	27,85	Sr^{87}	$5,0 \cdot 10^{10}$	>10	(210, 12)
Re^{187}	62,9	Os^{187}	$6,2 \cdot 10^{10}$	>10	(211)
Lu^{178}	2,6	Hf^{178}	$2,2 \cdot 10^{10}$	>10	(355)

3. Messung der spezifischen Aktivität

Sofern in Uran- und Thorium-Mineralien radioaktives Gleichgewicht vorliegt, läßt sich deren Alter auch ohne massenspektroskopische Isotopenanalyse durch Messung der spezifischen Aktivität des aus den Mineralien abgetrennten Bleis bestimmen (130, 231). Im Grunde genommen ist dieses Verfahren der im letzten Abschnitt besprochenen Methode analog. Der Unterschied besteht nur darin, daß das Pb/U- bzw. Pb/Th-Verhältnis nicht durch eine quantitative Analyse der Mutter- und Endisotope, sondern durch eine Aktivitätsmessung festgestellt wird.

Zur Berechnung muß man einmal die Anzahl der durch den radioaktiven Zerfall von Uran (U^{238} , U^{235}) oder Thorium (Th^{232}) gebildeten inaktiven Pb^{206} -, Pb^{207} - bzw. Pb^{208} -Nuklide kennen, die sich seit t Jahren in den blei-frei in der Natur abgeschiedenen Mineralien sammelten (Gl. 4a).

$$E_t = M_t (e^{\lambda t} - 1) \quad (4a)$$

Für das aus dem Uran-Zerfall entstandene Blei gilt beispielsweise:

$$\Sigma \text{Pb}^{206}, \text{Pb}^{207} = \text{U}^{238} (e^{\lambda_{238}t} - 1) + \text{U}^{235} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (11)$$

Zum anderen ist die Aktivität (Anzahl der Zerfälle pro sec) der mit dem inaktiven Blei gefällten kurzlebigen Blei-Isotope, die in den Zerfallsreihen als Zwischenprodukte vorliegen und die auf Grund des radioaktiven Gleichgewichts (Gl. 12) die gleiche Zerfallsgeschwindigkeit wie die aktiven Mutterelemente aufweisen, zu messen.

$$\left(\frac{dN}{dt} = \right) N_1 \lambda_1 = N_2 \lambda_2 = N_3 \lambda_3 = \dots N_i \lambda_i \quad (12)$$

In Gl. 12 bedeuten $\lambda_1, \lambda_2, \dots$ die Zerfallskonstanten der Glieder einer radioaktiven Reihe, N_1, N_2, \dots die Atomzahlen der Nuklide der Probe und $N_i \lambda_i$ die Zerfallsgeschwindigkeit bzw. Anzahl der Zerfälle pro sec (wenn λ in sec^{-1}).

Die kurzlebigen Bleiisotope sind
in der U^{238} -Reihe Pb^{210} (RaD; 22a) und Pb^{214} (RaB; 26,8 min),
in der U^{235} -Reihe Pb^{211} (AcB; 36,1 min)
und in der Th^{232} -Reihe Pb^{212} (ThB; 10,64 h).

Da die Aktivität des Pb^{214} und Pb^{211} zu rasch abklingt, wird in den Uranreihen die Zerfallsgeschwindigkeit des Pb^{210} zur Messung der Zerfallsgeschwindigkeit des in der Hauptsache vorliegenden Mutterisotops U^{238} verwendet (Gl. 13). Analog entspricht die Aktivität des gefällten Pb^{212} der Aktivität des Th^{232} .

$$\text{Zerfälle pro sec} = \text{U}^{238} \cdot \lambda_{238} = \text{Pb}^{210} \cdot \lambda_{\text{Pb-210}} \quad (13)$$

Mit Gl. 12 und Gl. 4a kann nach Umrechnung in g die spezifische Aktivität, d.h. die Anzahl der Impulse/sec·g, des aus den Mineralien abgetrennten Bleis berechnet werden, so daß allgemein gilt:

$$\text{Spez. Akt. des Pb-Ndschl.} = \frac{\lambda \cdot N_L \cdot H}{HA (e^{\lambda t} - 1) + H'A' (e^{\lambda' t} - 1)} \quad (Z/\text{sec} \cdot \text{g}) \quad (14)$$

In Gl. 14 bedeuten λ die Zerfallskonstante von U^{238} oder Th^{232} , λ' von U^{235} , N_L die Avogadro'sche Zahl, H die Isotopenhäufigkeit von U^{238} oder Th^{232} , H' den entsprechenden Wert von U^{235} , A das Atomgewicht der stabilen Bleiisotope der Zerfallsreihen (Pb^{206} , Pb^{208} , bzw. A' von Pb^{207}). Der zweite Ausdruck im Nenner entfällt beim Vorhandensein der Thoriumreihe.

Man erkennt aus Gl. 14, daß die spezifische Aktivität des aus Uranmineralien oder Thoriummineralien gefällten Bleis nur vom Alter t des Minerals abhängt. Bei Deutung der erhaltenen Alterswerte ist aber zu beachten, daß eine im Laufe der Mineralbildung oder später eingetretene Verunreinigung durch Fremdblei die spezifische Aktivität des Bleis vermindern und ein scheinbar höheres Alter vortäuschen kann. Der Vorteil der Methode liegt darin, daß weder Uran noch Blei quantitativ in der Mineralprobe bestimmt werden müssen, da diese Werte nicht in Gl. 14 eingehen.

4. Element-Isotopen-Methoden

Eine weitere Datierungsmethode geht darauf zurück, daß radiogen gebildete Isotope beim Vorhandensein ihres Mutterelements entsprechend zur Gl. 2 auch noch nach dem Ende der Elementsynthese laufend zunahmen, während die bei der Nucleosynthese entstandene Anzahl der nichtradiogenen Isotope eines Elements konstant blieb. Das Isotopenverhältnis dieser Elemente ist deshalb in ihren vom Mutterisotop freien Mineralien von der Zeit der Kristallisation aus dem Magma, d. h. von der Zeit der Mutter-Zerfallsisotop-Trennung, abhängig, während es bei den durch Abtragung der Erdkruste, Mischung und Ablagerung in Meeren entstandenen Sedimentgesteinen auf den Zeitpunkt der Sedimentation hinweisen kann.

Berücksichtigt man, daß die Zahl der seit t Jahren in einem ungestörten System weiter gebildeten radiogenen Isotope E_t gleich der Zahl der seit dieser Zeit zerfallenen Mutterisotope ist (vgl. Abb. 1), dann ergibt

$$E_t = M_{\text{Heute}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (15)$$

sich unter Verwendung der Gl. 15 für den zwischen der Erdbildung vor t_0 Jahren und der Mineralbildung vor t Jahren entstandenen Isotopenanteil $\Delta E_{t_0 \rightarrow t}$

$$\Delta E_{t_0 \rightarrow t} = M_{\text{Heute}} (e^{\lambda t_0} - 1) - M_{\text{Heute}} (e^{\lambda t} - 1) \text{ bzw.} \quad (16a)$$

$$\Delta E_{t_0 \rightarrow t} = M_{\text{Heute}} (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t}). \quad (16b)$$

Da bereits zur Zeit t_0 radiogene Isotope E_{t_0} vorlagen, berechnen sich die bei der Kristallisation fixierten radiogenen Isotope nach Gl. 17

$$E_t^{\text{rad}} = E_{t_0}^{\text{rad}} + M_{\text{Heute}} (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t}), \quad (17)$$

so daß als Grundgleichung zur Bestimmung des Mineralalters aus dem Häufigkeitsverhältnis des radiogenen zum nichtradiogenen Isotop anzusetzen ist:

$$\left(\frac{E^{\text{rad}}}{E'}\right)_t = \left(\frac{E^{\text{rad}}}{E'}\right)_{t_0} + \left(\frac{M}{E'}\right)_{\text{Heute}} (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t}). \quad (18)$$

Gl. 18 zeigt, daß zur Bestimmung des Mineralalters t (d.h. des Zeitabschnitts von der Kristallisation bis heute) das Ausgangsisotopenverhältnis $\alpha_w = (E^{\text{rad}}/E')_{t_0}$, das Erdalter t_0 und das auf heute extrapolierte Verhältnis $z = (M/E')_{\text{Heute}}$, das praktisch das chemische Milieu des Mutter-Materials zur Zeit der Abscheidung charakterisiert und das u. a. aus der mittleren Häufigkeit (g/t) von M und E' hervorgeht, bekannt sein müssen.

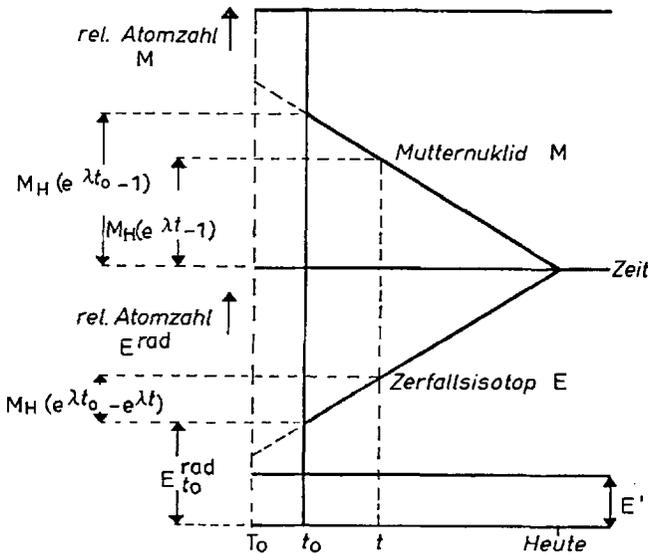


Abb. 1. Schema zur Element-Isotopen-Datierung

T_0 = Zeit der Elementsynthese; t_0 = Zeit der Erdbildung. t = Zeit der Kristallisation. (Anmerkung: E^{rad} ist im Gegensatz zum Mutterisotop/Endisotopenverfahren bei jüngeren Mineralien größer als bei älteren.)

Im Zusammenhang mit den auf die Messung von Isotopenverhältnissen zurückgehenden Datierungsverfahren, zu denen auch die Blei/Blei-Methode des nächsten Abschnitts zählt, interessiert besonders die Frage, inwieweit neben den radioaktiven Zerfallsprozessen auch natürliche Prozesse Isotopenanreicherungen und Abreicherungen hervorrufen können. Für das Problem der Isotopendatierung ist dabei von Bedeutung,

daß man derartige Isotopenfraktionierungen kennt, daß diese aber in der Hauptsache auf die leichten Elemente beschränkt sind. Bei den leichten Elementen bewirken geochemische Vorgänge (Redox-Reaktionen, Abscheidungsprozesse u. a.) infolge der auf die unterschiedlichen Isotopenmassen zurückgehenden Abhängigkeit der Gleichgewichtskonstanten der chemischen Reaktionen durchaus merkliche *Isotopenfraktionierungen* (43, 75, 101, 123, 275, 341, 386, 455, 457, 474, 475, 484).

Beispielsweise wird das S^{32}/S^{34} -Verhältnis in marinen Sulfaten bis zu 10% gegenüber dem (auch in Meteoriten festgestellten) normalen Häufigkeitsverhältnis des Schwefels durch Anreicherung des schwereren Schwefelisotops erniedrigt. Da diese Anreicherung bei höheren Temperaturen abnimmt, können Abweichungen des S^{32}/S^{34} -Verhältnisses (185) in den bei hohen Temperaturen abgeschiedenen magmatischen Gesteinen als Hinweis dafür angesehen werden, daß diese Gesteine aus Sedimenten hervorgingen bzw. einen Anteil sedimentären Materials assimilierten¹⁾. Vgl. hierzu noch 4. Kap., Abschn. V.

Die in Carbonaten beobachtbaren Abweichungen des O^{18}/O^{16} -Isotopenverhältnisses sind derart ausgeprägt – das O^{18}/O^{16} -Verhältnis kann um 3% größer sein als im Wasser –, daß sie sich zur Messung der *Bildungstemperatur des Carbonats* und damit der Wassertemperatur zur Zeit der Sedimentmineralbildung bzw. des Einbaus in das Kalkgerüst eines später fossilisierten Tieres heranziehen lassen (O^{18} -Paläotemperatur-Methode). Bei der Carbonatbildung erfolgt ein Sauerstoff-Isotopenaustausch zwischen Karbonat und Wasser, der zur Isotopenfraktionierung des Sauerstoffs im Sinne einer O^{18} -Anreicherung im Carbonatgitter führt und auf Grund des Temperaturkoeffizienten des Austauschgleichgewichts



ein von der Wassertemperatur abhängiges O^{18}/O^{16} -Verhältnis im Carbonat fixiert (182, 186).

Angemerkt sei, daß auch Ca-Isotope eine Fraktionierung in der Natur erfahren, wie aus Messungen des Ca^{48}/Ca (Gesamt)-Verhältnisses hervorgeht (79). Über die Isotopentrennung des Mg im Dolomit und Schwankungen des Cu-Isotopenverhältnisses vgl. (93, 424).

Im Gegensatz zu den leichten Elementen treten nach den bisherigen Kenntnissen bei Elementen höherer Ordnungszahlen bis auf wenige Ausnahmen keine durch geochemische Prozesse bedingte Isotopen-

¹⁾ Bei Isotopenaustauschreaktionen geht das schwerere Isotop bevorzugt in diejenige Verbindung, in der das Element am stärksten gebunden ist. Deshalb wird S^{34} in SO_4^{2-} , aber z. B. nicht im H_2S angereichert. Durch hohe Temperaturen werden dabei die auf den Einfluß der Nullpunktsenergie rückführbaren Isotopenfraktionierungen herabgesetzt.

fraktionierungen auf. Die beim Molybdän in den von verschiedenen Fundorten stammenden Mineralien beobachteten Unterschiede der Isotopenverhältnisse stehen wahrscheinlich mehr mit den verschiedenen Prozessen der Elementsynthese als mit geochemischen Vorgängen in Zusammenhang (88). Zu beachten ist aber, daß durch den verschiedenen Einbau radiogener und nichtradiogener Isotope ins Kristallgitter von – z. B. uranhaltigen – Mineralien Änderungen der Isotopenverhältnisse bei Lösevorgängen und durch Verwitterungseinflüsse hervorgerufen werden können (35, 68, 231, 438, 460, 465). Erwähnt sei, daß eine eigentlich zu erwartende Abweichung des Rb⁸⁵/Rb⁸⁷-Verhältnisses in verschiedenen alten Mineralien bisher jedoch nicht beobachtet wurde (423).

5. Bestimmung der Isotopenverhältnisse des Uran-Zerfallsbleis

Während beim letztgenannten Isotopen-Verfahren die Abweichungen des Verhältnisses zwischen dem radiogenen und nichtradiogenen Isotop eines Elements zur Altersbestimmung herangezogen werden, läßt sich in Uranmineralien das Verhältnis zweier radiogen gebildeter Isotope des Bleis direkt zur Datierung verwenden. Dies ist möglich, da die stabilen Endprodukte der U²³⁸- und der U²³⁵-Zerfallsreihe Bleisotope (Pb²⁰⁶, Pb²⁰⁷) sind, die sich seit der Mineralbildung vor t Jahren gemäß Gl. 4 (bzw. Gl. 4 a) bis heute ansammelten.

$$\text{Pb}^{206} = \text{U}^{238} \left(e^{\lambda_{238}t} - 1 \right) \quad (19)$$

$$\text{Pb}^{207} = \text{U}^{235} \left(e^{\lambda_{235}t} - 1 \right) \quad (20)$$

Bei Division von Gl. 20 durch Gl. 19 folgt:

$$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} = \frac{\text{U}^{235}}{\text{U}^{238}} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad (21)$$

bzw. auf Grund des konstanten Isotopenverhältnisses $\frac{\text{U}^{235}}{\text{U}^{238}} = \frac{1}{137,8}$

(68):

$$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{206}} = \frac{1}{137,8} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad (22)$$

Mittels einer massenspektroskopischen Bestimmung des Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶-Verhältnisses kann somit durch Anwendung von Gl. 22 das Alter von Uranmineralien berechnet werden; vgl. Nier (343, 346). Die Bedeutung dieser Blei/Blei-Methode liegt vor allem darin, daß Uran- oder Blei-

verluste, die kurz nach der Mineralbildung oder vor der Analyse eintreten, die Berechnung des Alters nicht beeinflussen. Denn die Abtrennung geringer Anteile des Urans oder Bleis ist kaum mit einer merklichen Isotopenfraktionierung verbunden, die den auf das $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ -Isotopenverhältnis zurückgehenden Alterswert verfälschen kann.

6. Indirekte Verfahren

Neben den genannten Methoden, die die Bestimmung des geologischen Alters auf eine direkte Messung der Aktivität oder Isotopenverschiebung der an radioaktiven Zerfallsprozessen beteiligten Nuklide zurückführen, wird seit langem – wohl erstmals von *Joly* und *Rutherford* (251) – die Anwendung indirekter Verfahren zur Altersdatierung diskutiert. Diese Methoden verwenden dabei zur Datierung sekundäre Veränderungen (Bildung radioaktiver Höfe, Thermolumineszenz u. a.), die in Mineralien durch die langdauernde Wirkung strahlender Nuklide hervorgerufen werden.

Das Prinzip der Methode besteht in vielen Fällen darin, daß die Veränderungen (Verfärbung usw.), welche die im Mineral mit der Intensität i seit t Jahren strahlenden Nuklide auslösten, mit einem starken Strahler der Intensität I in der kurzen Zeit T nachgebildet werden. Denn bei Übereinstimmung der natürlich und künstlich bewirkten Veränderung würde gelten

$$i \cdot t = I \cdot T, \quad (23)$$

so daß theoretisch Gl. 24 das Alter t des Minerals angibt:

$$t = \frac{I}{i} \cdot T. \quad (24)$$

Da die Voraussetzungen für die Bestimmung – genaue Feststellung der die Veränderung auslösenden Strahlungsintensität i , Problem der Vergleichbarkeit der Versuchsstrahlerwirkung, eventuelle Rückläufigkeit des Strahlungseffekts u. a. – oft nicht erfüllt bzw. nur schwer prüfbar sind, wird die Anwendbarkeit der Methode problematisch (380, 385). Durch eine spezielle Methodik, die z. B. die elektronenmikroskopisch meßbare Dichte der auf den Uranspontazerfall zurückgehenden Spuren zur Datierung heranzieht (Fission-Track-Dating), lassen sich aber exakte Altersbestimmungen im Bereich von 20 bis mehr als 10^9 Jahren durchführen (147, 379).

III. Zur Problematik der radiometrisch ermittelten Alterswerte

1. Die Gesteinsgruppen und ihre Bildungsweise

Die Bedeutung der radiometrischen Datierungsverfahren liegt vor allem darin, daß die Meßwerte nicht nur zu eventuellen Aussagen über den Zeitpunkt der Kristallisation eines Minerals, sondern auch zur zeitlichen Registrierung verschiedener Ereignisse der geologischen Geschichte von Gesteinen herangezogen werden können. Um diese Möglichkeiten voll auszunutzen, muß die geochronologische Zeitmessung bereits bei der Probenahme beginnen, da das radiometrisch ermittelte Alter einer Probe nur durch deren Einordnung in das geologische Geschehen der Umgebung sinnvoll zu interpretieren ist.

Im Gegensatz zu Meteoriten, die infolge fehlender geologischer Prozesse ein verhältnismäßig ruhiges Dasein führten und deshalb noch weitgehend dem ursprünglichen Zustand der planetarischen Materie entsprechen dürften (200, 317), erfuhren die Gesteine der Erde seit ihrer Bildung durch äußere Einflüsse (Verwitterung) und Einwirkungen aus dem Erdinneren (Metamorphosen, orogene Bewegungen u. a.) ständige Veränderungen. Neben den bei der Kristallisation aus magmatischen Schmelzen gebildeten *magmatischen Gesteinen* (Erstarrungsgesteine, Magmatite oder meist Eruptivgesteine genannt), zu denen die wichtigen Silicatgesteine wie Granit, Diorit, Gabbro, Peridotit und Basalt zählen, werden deshalb auf der Erde Sedimentgesteine und metamorphe Gesteine gefunden; vgl. hierzu Rankama u. a. (48, 98, 121, 197, 387, 411).

Die einen großen Teil der Erdoberfläche bedeckenden *Sedimentgesteine* entstanden vor allem durch Ablagerung des aus der mechanischen oder chemischen Zerstörung (Verwitterung) magmatischer Gesteine und älterer Sedimentgesteine hervorgegangenen Materials. Sicher können in Sedimentgesteinen, die sich aus den locker abgesetzten Sedimentschichten durch Diagenese, d. h. unter langzeitigem Druck-, Temperatur- und chemischen Einfluß bildeten, Bruchstücke von Mineralien magmatischer Erstarrungsgesteine gefunden werden. Meist bildeten sich diese aber unter der Wirkung der Verwitterungsprozesse in typische Sedimentminerale um, zu denen beispielsweise Glaukonit, Montmorillonit, Diaspor, Dolomit und andere, zum Teil auch organogen gebildete Mineralien zählen. Die chemisch oder mechanisch abgeschiedenen Sedimentschichten enthalten dabei häufig zur Zeitmarkierung verwendbare Fossilien. Durch Ablagerung sehr groben Materials oder intensiver Diagenese können aber unter Umständen diese Lebensreste zerstört worden sein, so daß das Sediment frei von Fossilien und allein radiometrisch datierbar ist.

Während für die Entstehung der Sedimentgesteine die *an* der Erdoberfläche ablaufenden Prozesse entscheidend sind, werden die *metamorphen Gesteine* (Metamorphite) durch *unter* der Erdoberfläche wirkende mechanische, thermische und chemische Prozesse aus Sedimentgesteinen und zum geringeren Teil auch aus Eruptivgesteinen gebildet. Die metamorphen Vorgänge, durch die die Gesteine unter wenigstens teilweiser Erhaltung des festen Zustands verändert werden, sind dabei vielfältiger Natur: Beispielsweise wird eine auf Erwärmungseffekte zurückgehende thermische Metamorphose in der Umgebung magmatischer Intrusionen, zu denen auch bereits das Eindringen magmatogener Gase zählen kann, gefunden. Der chemischen Metamorphose liegt eine Durchdringung der Gesteine durch reaktive Dämpfe (Pneumatolyse) und Lösungen zugrunde, während die dynamische Metamorphose (Dislokationsmetamorphose) mit tektonischen Bewegungen der Erdkruste verbunden ist. Bei geringer Intensität ruft die Dynamometamorphose nur Strukturänderungen der Gesteine hervor. Häufig sind die dynamischen Vorgänge aber – besonders beim Absinken von Gesteinen in größere Tiefen, wie sie bei Faltungen weiter Gebiete bzw. starker orogentischer Tätigkeit (Gebirgsbildungen) auftreten – mit merklichen Temperatureffekten und chemischen Prozessen verbunden. Man unterscheidet deshalb neben einer die Masse der chemischen Zusammensetzung der Gesteine nur gering beeinflussenden inneren Metamorphose auch starke ultrametamorphe Vorgänge, die einen regionalen Stoffaustausch und Mineralumformungen bewirken (Anatexis), sowie metasomatische metamorphe Prozesse. Bei der Metasomatose wird die chemische Zusammensetzung eines Gesteins durch Zugabe oder Entfernung von Materie derart geändert, daß ein völliger Ersatz von Mineralien durch andere eintritt. In ähnlicher Weise wie beim Absinken der Gesteinsmassen in größere Tiefen können mehr oder weniger starke metamorphe Umbildungen auch beim Aufdringen von Magmenmassen in höherliegende Gesteine hervorgebracht werden. Angemerkt sei noch, daß zu den typischen metamorphisierten Gesteinen kristalline Schiefer (Gneise, Glimmerschiefer usw.) zählen, die charakteristische Mineralien, wie Talk, Cordierit, Kyanit u. a. führen.

2. Der Haupt-Cyclus der Gesteine

Für das geologische Gesamtgeschehen der Erdkruste ist nun von entscheidender Bedeutung, daß Gesteine durch Absinken in große Erdtiefen nicht nur extremen Metamorphosewirkungen ausgesetzt werden, sondern daß sie unter dem Einfluß von hohen Temperaturen und starkem Druck schließlich auch schmelzen können. Es kann sich somit am Ende der gesteinsverändernden Vorgänge wieder eine dem primären „Urmagma“ analoge Gesteinsschmelze zurückbilden, aus der beim Auf-

steigen in kühlere und weniger druckbelastete Zonen die verschiedenen magmatischen Gesteine erneut auskristallisieren. Neben den primären, aus dem Urmagma stammenden magmatischen Gesteinen werden somit im Laufe der geologischen Geschichte in der Erdkruste magmatische Gesteine nachgebildet, die eine den primären Eruptivgesteinen analoge Zusammensetzung aufweisen²⁾. Man findet deshalb Gesteine und Mineralien magmatischen Ursprungs, die durch ein sehr unterschiedliches Alter gekennzeichnet sind. Während man wahrscheinlich annehmen kann, daß die ältesten Gesteine und Mineralien aus dem „Urmagma“ kristallisierten, kann bei jüngeren Verbindungen eine Abscheidung aus sekundären Magmen angenommen werden.

Zusammenfassend legen die genannten Vorgänge somit die Annahme eines ständigen Kreislaufs der Gesteine und Mineralien in der Erdkruste (387) seit deren Erstausscheidung aus dem primären Magma nahe (Abb. 2): Die primären magmatischen Gesteine zerfallen unter dem Verwitterungseinfluß (48, 197), werden nach teilweisem oder vollständigem Abbau ins Meer und in festländische Senken transportiert und dort als Sedimente abgelagert. Die gelösten Stoffe bleiben zum Teil im Meer in Lösung oder werden im Laufe der Zeit (als CaCO_3 usw.) ausgefällt; vgl. hierzu (34, 80). Durch Diagenese erfolgt eine Umbildung der lockeren Ablagerungsschichten in die Sedimentgesteine. Diese sowie ein Teil noch nicht abgetragener Magmatite kann dann metamorphen Einflüssen ausgesetzt werden und so in metamorphe Gesteine übergehen. Beim Absinken in große Erdtiefen ist ein Wiederaufschmelzen der Gesteine zu einem sekundären Magma möglich (509), aus dem sekundäre Magmatite bzw. Eruptivgesteine auskristallisieren, die erneut in den Kreislauf eintreten.

²⁾ Es wird angenommen, daß sich beim Abkühlen basaltischer magmatischer Schmelzen bei Temperaturen über 1000°C wahrscheinlich zuerst, d. h. bei der *Protokristallisation*, schwerschmelzbare Sulfide, Oxide (Magnetkies, Magnetit, Chromit, Titanit) und Orthosilicate (Olivin $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$) aus dem Schmelzfluß ausscheiden; vgl. *Niggli, Fersman* in (98, 387, 411). In der anschließenden *Hauptkristallisation* kristallisieren dann die in der Natur häufig vorkommenden Silicatgesteine mit ihren charakteristischen Mineralien, zu denen beispielsweise in den Graniten die Feldspäte (Orthoklas: KAlSi_3O_8 , Albit: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, Anorthit: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, Plagioklas), Quarz, Glimmer und akzessorische Mineralien (wie Zirkon, Apatit, Turmalin), die nur 1 % der Gesteine ausmachen, zählen. Hornblende, Anorthit, Albit stellen Mineralbestandteile der Diorit-Gesteine, Pyroxene (Enstatit: MgSiO_3 , Hypersthen: $(\text{MgFe})\text{SiO}_3$) u. a. die der Gabbro-Gesteine dar. Aus den *pegmatitischen Restschmelzen* werden vor allem seltene Mineralien, wie die Silicate der Seltenen Erden sowie Li-, Be-, B-Mineralien (Lepidolith, Beryll, Turmalin) abgeschieden, während aus den *hydrothermalen Restlösungen* Verbindungen von Mo, Sn, W, U, Bi, Cu, Zn, Pb, Sb, Hg als Sulfide, Selenide usw. (Molybdänglanz, Zinnstein, Wolframit, Uraninit, Wismutglanz, Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinnober u. a.) auskristallisieren. — Über Einzelheiten dieser Vorgänge, über Metamorphose usw. vgl. auch bei *Fischer* (141).

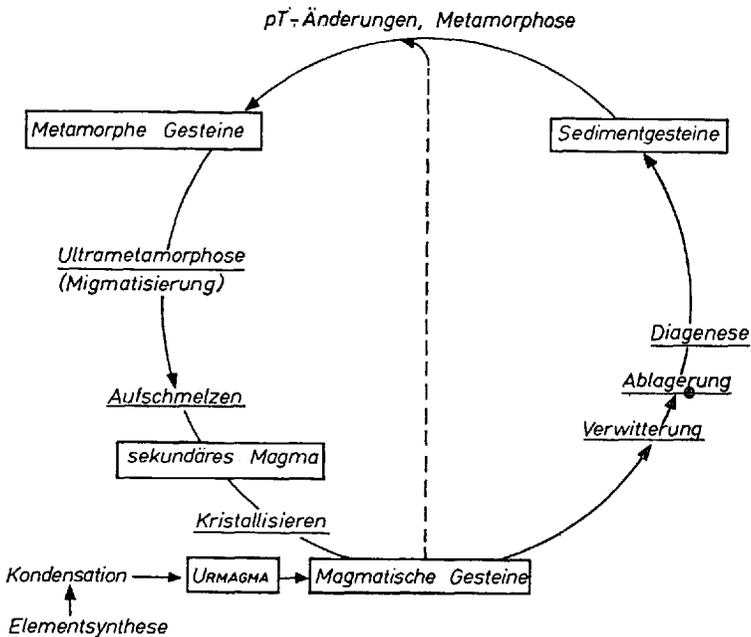


Abb. 2. Schematische Darstellung des Haupt-Cyclus der Gesteine

Ohne Zweifel gibt dieser Kreislauf nur stark vereinfacht die vielfältigen Gesteinsbildungen und Umwandlungen wieder (147). Er stellt aber u. a. eine wichtige Arbeitsgrundlage gerade für die geochronologischen Untersuchungen dar. Beispielsweise zeigt er an, daß die Zeit der Erdkrustenbildung nur durch Datierung der aus dem „Urmagma“ kristallisierten primären magmatischen Gesteine festgestellt werden kann. Durch den Kreisprozeß wird verständlich, warum z. B. die häufigen magmatischen Quarz-Feldspat-Glimmer-Gesteine, die Granite, aus weit entfernt liegenden geologischen Zeitabschnitten stammen. Hervorzuheben ist besonders auch, daß die moderne Geochronologie die Möglichkeit gibt, die Umbildungsprozesse aus der Geschichte von Gesteinen bis ins Präkambrium zurückverfolgen zu können.

3. Deutung radiometrischer Alterswerte

Bei Auswertung der Altersdaten geologischer Proben ist auf Grund der gesteinsumbildenden Prozesse vor allem folgendes zu beachten:

1. Dem gemessenen Alter kommt je nach Art und Bildungsweise der Gesteine bzw. Mineralien eine völlig unterschiedliche Bedeutung zu: Während beim Sedimentgestein das „Alter“ die Zeit der Ablagerung

angibt, erfaßt die chronologische Messung bei metamorphisierten Gesteinen den Zeitpunkt der Metamorphose oder Metasomatose. Im Fall der Magmatite oder Eruptivgesteine geben die Daten einen Hinweis auf den Zeitpunkt der Auskristallisation bzw. des Eindringens der magmatischen Schmelze in die Gesteine der Erdkruste (Intrusion) oder des Ausfließens und Erstarrens an der Erdoberfläche (Extrusion). Allein durch Altersbestimmung primärer magmatischer Gesteine (d.h. primärer Basalte, Granite usw.) werden evtl. Angaben über die Zeit der Kristallisation des Urmagmas bzw. über den Zeitpunkt der Verfestigung der Erdkruste möglich. Vgl. hierzu (35, 221).

2. Zur Datierung eines Gesteins sollte möglichst das Alter mehrerer Mineralkomponenten mit verschiedenen, für die einzelnen Mineralien jeweils speziell geeigneten Methoden bestimmt werden. Denn einmal werden die Mineralien eines Gesteins durch Metamorphoseprozesse ungleich beeinflußt, und zum anderen sprechen die zur Verfügung stehenden radiometrischen Verfahren auf die Ereignisse der geologischen Geschichte eines Gesteins unterschiedlich an. Die mit verschiedenen Verfahren an einer Probe erhaltenen Alterswerte bezeichnet man dabei im Fall der Übereinstimmung als concordant, bei einer Abweichung als discordant.

Methoden, bei denen das radiogen gebildete Endisotop gasförmig ist, registrieren beispielsweise häufig nur den Zeitpunkt der *letzten stärkeren Erwärmung* der Probe, der mit dem eigentlichen Alter des Minerals praktisch in keinem Zusammenhang steht. Sicher wirkt sich eine metamorphe Umwandlung bei gasförmigen Nukliden besonders stark auf die mit diesen Nukliden ermittelten Daten aus. Verluste durch Diffusion sind aber auch bei den im festen Zustand ins Gitter eingelagerten Isotopen durch metamorphe Vorgänge möglich, so daß mit einer Beeinflussung des radiometrischen Alters durch äußere Einwirkungen hier ebenfalls zu rechnen ist. Naturgemäß hängen diese Änderungen vom Diffusionskoeffizienten der Datierungselemente, von der Mineralart, der Korngröße, der Intensität der Metamorphose u.a. ab. Der Extremfall ist dadurch gekennzeichnet, daß durch eine geologisch bedingte Vermischung mehrerer Mineralkomponenten (beispielsweise durch ein teilweises Aufschmelzen der Gesteine oder einen Verwitterungsprozeß) eine Homogenisierung der radiogen gebildeten Nuklide eintritt. Hier kann nur das Ende des Homogenisierungsprozesses datiert werden.

3. Zur Erfassung und Ausschaltung eventueller metamorpher Einflüsse sollten auch größere Gebiete geochronologisch geprüft werden. Beispielsweise läßt sich im Fall der Kontaktmetamorphose, bei der das Eindringen eines geschmolzenen Gesteins oder magmatogener Dämpfe in ein anderes Gestein thermische Effekte hervorruft, erst in größerer Entfernung vom Kontakt ein konstantes Alter mit unterschiedlichen Methoden feststellen (464).

4. Die an Gesteinsproben gemessenen Alterswerte sind auch beim Fehlen metamorpher Effekte nicht ohne weiteres auf Gesteine der Umgebung übertragbar. Man kann höchstens auf das Alter des genetisch zugehörigen Gesteins schließen oder, wie z. B. bei der magmatischen Intrusion eines Sediments, das relative Alter der umliegenden Sedimentgesteine abschätzen.

Sicher sind beispielsweise die vom magmatischen Gestein durchdrungenen Sedimentschichten älter als die magmatische Intrusion, während die über erodierten magmatischen Gesteinsadern liegenden Sedimente jünger sein dürften (448). Häufig erschweren aber tektonische Ereignisse (Verwerfungen, Faltungen u. a.) durch Änderung der ursprünglichen Ablagerungsfolge auch diese relativen Datierungsmöglichkeiten. Eine absolute chronologische Einstufung von Sedimenten ist deshalb nicht mit Hilfe „zufällig“ anwesender gut datierbarer Eruptivgesteine (die ja mit den Sedimentschichten in keinerlei Zusammenhang stehen), sondern nur durch radiometrische Datierung der Sedimente, evtl. mit speziellen Sedimentmineralien, möglich. Umgekehrt gibt ein chronologisch eingestuftes Sediment keinen Hinweis auf das wirkliche Alter magmatischer Intrusionen.

4. Voraussetzungen radiometrischer Datierungen

Die Bestimmung eines im obigen Sinn definierten wirklichen Alters einer Probe ist noch an die folgenden Voraussetzungen gebunden:

1. Eine Datierung des Zeitpunkts der Kristallisation, der Metamorphose usw. setzt voraus, daß durch diese Prozesse die bis zum Datierungszeitpunkt vorhandenen radiogenen Zerfallsisotope vom Mutterelement quantitativ abgetrennt wurden.

2. Vom Datierungszeitpunkt an ($t = 0$) dürfen weder Verluste noch Gewinne an Mutterelement oder Zerfallsprodukt durch andere Reaktionen als durch den radioaktiven Zerfall des Mutterelements eingetreten sein. Im Fall der Altersbestimmung unter Verwendung von Nukliden der radioaktiven Reihen gilt dies besonders auch für die zum Teil gasförmigen Zwischenglieder der Reihen.

3. Die Zerfallskonstante des Mutterelements muß genau bekannt sein.

Die Gültigkeit dieser Voraussetzungen läßt sich an der Concordanz der mittels verschiedener Methoden erhaltenen Alterswerte feststellen. Hervorzuheben ist, daß nur in diesem Fall das gemessene Alter mit dem wirklichen Alter einer Probe identifiziert werden darf.

Spezielle radiometrische Bestimmungsmethoden

Zur radiometrischen Altersbestimmung können folgende radioaktiven Elemente und deren Zerfallsprodukte verwendet werden.

I. Uran- und Thorium-Zerfallsreihen

Die Möglichkeit, das beim Zerfall der natürlichen radioaktiven Reihen aus

- U²³⁸ (Uran-Radium-Reihe),
- U²³⁵ (Uran-Actinium-Reihe)
- und Th²³² (Thoriumreihe)

gebildete Helium und Blei zur Altersbestimmung anzuwenden, wurde erstmals von *Rutherford* (409) und *Boltwood* (44) zu Beginn dieses Jahrhunderts erkannt. Ohne Zweifel gaben die allein auf der Menge des radioagen Heliums und Bleis basierenden Verfahren bereits praktisch verwertbare absolute Alterswerte für Uran- und Thorium-Mineralien (178, 215, 264). Die Anwendung des Aston'schen Massenspektrographen durch *Nier* (343, 344, 346) führte aber nach Anfangsversuchen von *Fenner* und *Piggot* (139) erst zu Beginn der vierziger Jahre dazu, daß durch Messung der Isotopenzusammensetzung des Bleis der Zerfall der drei natürlichen radioaktiven Reihen zu voneinander unabhängigen Datierungsverfahren benutzt werden konnte. Vgl. hierzu die zusammenfassenden Berichte von *Houtermans*, *Kulp*, *Tilton* u. a. (12, 54, 68, 195, 231, 272, 273, 462).

1. Die Helium-Methode

Bei der Helium-Methode wird die in Uran- bzw. Thorium-Mineralien im Laufe der Zeit angehäuften Heliummenge sowie der Uran- und Thorium-Gehalt gemessen und hieraus mit Gl. 4 bzw. 9 das Heliumalter des Minerals bestimmt. Bei relativ jungen uran- und thorium-haltigen Mineralien läßt sich das Alter näherungsweise nach Gl. 25 berechnen.

$$t = \frac{846 \cdot \text{He}}{\text{U} + 0,246 \cdot \text{Th}} \quad (\text{Millionen Jahre}) \quad (25)$$

In Gl. 25 ist der Helium-Gehalt in cm³/gramm und der Uran- und Thorium-Gehalt in Prozent einzusetzen.

Die Bedeutung der Helium-Methode liegt vor allem darin, daß sie bei Anwendung der Isotopenverdünnungsanalyse im Prinzip die Datierung vieler magmatischer Gesteine und auch von Metamorphiten

ermöglicht (68, 132, 257, 259, 272, 276, 288). Nachteilig erweist sich, daß bei vielen Mineralien Helium durch Diffusion verloren gehen kann, wodurch unter Umständen ein zu geringes Alter der Probe vorgetäuscht wird (68). Da nach *Gerling* (170) das Diffusionsvermögen des Heliums von der Packungsdichte der Kristallstruktur abhängt, verlieren die meisten gesteinsbildenden Mineralien (Feldspat, Quarz u.a.) auf Grund ihrer lockeren Struktur das radiogen gebildete Helium. Ausnahmen stellen dichter gepackte Mineralien wie Magnetit, Korund, Rutil, Chrysoberyll, Beryll, Kyanit, Niobit, Kolumbit, Granate u.a. dar, die Helium sehr fest halten (132, 235, 236, 258) und dadurch zur Datierung geeignet erscheinen; vgl. hierzu auch *Hurley* (237).

Abgesehen vom Helium-Verlust, der ein zu geringes Alter vortäuscht, muß bei der Helium-Methode auch die Möglichkeit eines Helium-Überschusses in Mineralien berücksichtigt werden. Dieser erstmals von *Strutt* am Beryll beobachtete Effekt – vgl. (262, 449) –, der zu große Alterswerte ergibt, weist eine Abhängigkeit von der Bildungstemperatur der Mineralien auf: Die bei hohen Temperaturen entstandenen Mineralien, die Helium auf Grund ihrer dichten Ionenpackung festhalten können, zeigen einen größeren Heliumüberschuß als die bei geringen Temperaturen – z.B. aus hydrothermalen Restlösungen – gebildeten Mineralien. *Cherdyntsev* und *Kozak* (68) führen diesen Helium-Überschuß darauf zurück, daß bei der Bildung pegmatitischer Mineralien das mit anderen Gasen in der magmatischen Restschmelze angereicherte Helium ins Kristallgitter mit eingebaut wurde. Da der Partialdruck des Heliums bei den abgekühlten späteren Phasen nur noch gering ist, enthalten deshalb die bei tieferen Temperaturen kristallisierten Mineralien nur wenig überschüssiges Helium. Inwieweit bei manchen Mineralien evtl. auch durch Kernreaktionen – z.B. im Beryll $\text{Be}^9 (\gamma, n) \text{Be}^8 (2\alpha) 2\text{He}^4$ – gebildete Helium-Atome mit zum Überschuß beitragen, ist noch nicht ganz geklärt (11, 132). Bei Kenntnis des Helium-Überschusses ΔHe , der eine Größenordnung von $\Delta\text{He} = 0,76 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^3/\text{g}$ erreichen kann, läßt sich das wirkliche Alter t_0 aus dem scheinbaren Helium-Alter t' mit Hilfe der Korrekturgleichung 26 (68) (He bedeutet den Helium-Gehalt in ccm/g) berechnen.

$$t_0 = t' \frac{\text{He} - \Delta \text{He}}{\text{He}} \quad (26)$$

Trotz der genannten Problematik stellt die Helium-Methode ein wertvolles Verfahren zur Datierung von magmatischen Gesteinen dar (272).

2. Die Blei-Methoden

Durch das beim Zerfall der radioaktiven Reihen gebildete Blei ergeben sich verschiedene Möglichkeiten zur Altersbestimmung.

A. *Die chemische Blei-Methode*

Bei dieser einfachsten, jetzt nur noch historisch interessanten Methode wird das Verhältnis des Gesamtbleis zum Uran- bzw. Thoriumgehalt in Mineralien der pegmatitischen oder hydrothermalen Phase (Uraninit u. a.) analytisch festgestellt und hieraus mit den aus Gl. 4 bzw. 9 ableitbaren Näherungsformeln 27 und 28 das Alter dieser Mineralien berechnet.

$$t = \frac{\% \text{ Pb}^{206}}{\% \text{ U}} \cdot \frac{238}{206} \cdot \frac{1}{\lambda_{\text{U}-238}} \quad (27)$$

$$t = \frac{\% \text{ Pb}^{208}}{\% \text{ Th}} \cdot \frac{232}{208} \cdot \frac{1}{\lambda_{\text{Th}-232}} \quad (28)$$

Sind Uran und Thorium zusammen in den Mineralien vorhanden, müssen kompliziertere Gleichungen verwendet werden (264, 403).

Eine der entscheidendsten Fehlermöglichkeiten ist – abgesehen von eventuellen Auswaschverlusten des Urans durch schwach saure Lösungen (365) – vor allem dadurch gegeben, daß das analytisch bestimmbare Blei nicht mit dem radiogenen Blei der jeweils zur Datierung betrachteten Zerfallsreihe übereinstimmt. Abgesehen vom nichtradiogenen Bleiisotop Pb^{204} und dem Endprodukt der U^{235} -Reihe, dem Pb^{207} , muß bei uranhaltigen Mineralien oft mit dem Vorhandensein von „gewöhnlichem“ (akzessorischen) Blei gerechnet werden, das nicht aus den im untersuchten Mineral zerfallenden Nukliden stammt. Eine exakte Altersbestimmung kann somit mit dieser einfachen Methode, bei der eine massenspektroskopische Isotopenanalyse unterbleibt, nicht durchgeführt werden.

B. *Die Blei-Alpha-Methode (Larsen-Methode)*

Dieses von *Larsen* (289, 290) entwickelte Verfahren entspricht im Prinzip weitgehend der chemischen Blei-Methode. Der Unterschied besteht einmal darin, daß das (Pb/U + Th)-Verhältnis durch spektroskopische Messung des Bleigehalts (477, 491) und durch Registrierung der Alpha-Aktivität der (U + Th)-Zerfallsprodukte bestimmt wird. Zum anderen werden zur Datierung nur spezielle Mineralien – besonders Zirkon, Cyrtolith und eventuell auch Xenotim und Monazit – herangezogen, die meist nur einen geringen akzessorischen Bleigehalt und ein starkes Retentionsvermögen gegenüber den gasförmigen Zwischenprodukten (Radon, Thoron) aufweisen. Das Alter errechnet sich nach Gl. 9 bzw. 29.

$$t = C \cdot \frac{(\text{Pb})}{\alpha} \text{ (Millionen Jahre)} \quad (29)$$

In Gl. 29 wird der Bleigehalt (Pb) in ppm und die Alpha-Aktivität in Anzahl der Zerfälle pro mg und Stunde eingesetzt. Für das meist zur Datierung verwendete Zirkon gilt für $C = 2400$. Zu beachten ist, daß den nach der Larsen-Methode berechneten Alterswerten ohne massenspektroskopische Prüfung auf akzessorisches Blei nur die Bedeutung eines Mindestalters zugeschrieben werden kann (237).

C. Die RaD-(Pb²¹⁰-) und ThB-Methode

Bei diesem im 2. Kapitel, Abschn. II.3. eingehend beschriebenen Verfahren wird das zur Datierung nach Gl. 4 nötige Verhältnis Pb/U bzw. Pb/Th aus der spezifischen Aktivität des abgetrennten Bleis bestimmt; vgl. *Houtermans* u. a. (37, 130, 228, 231, 277). Da die Pb²¹⁰-β-Strahlung sehr weich ist, wird in der Praxis meist die härtere Strahlung des nach wenigen Wochen mit dem Pb²¹⁰ ins Gleichgewicht gekommenen Bi²¹⁰ (RaE) oder auch die Alpha-Strahlung des weiteren Folgeprodukts Po²¹⁰ gemessen und die Alterswerte nach Gl. 30 (RaD-Methode) bzw. Gl. 31 (ThB-Methode) berechnet.

$$\begin{aligned} \text{Spezif. Akt. Pb-Ndschl. (U-Mineral)} = \\ \frac{N_L \cdot \lambda_{238} \cdot 99,28}{2,05 \cdot 10^4 (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 1,49 \cdot 10^2 (e^{\lambda_{235}t} - 1)} \text{ [Z/sec} \cdot \text{g]} \end{aligned} \quad (30)$$

$$\text{Spezif. Akt. Pb-Ndschl. (Th-Mineral)} = \frac{N_L \cdot \lambda_{232}}{208 (e^{\lambda_{232}t} - 1)} \text{ [Z/sec} \cdot \text{g]} \quad (31)$$

Auch bei dieser Methode muß auf akzessorisches Blei (38) sowie auf evtl. Verluste der Zerfallsprodukte geachtet werden. Voraussetzung ist außerdem das Vorliegen eines radioaktiven Gleichgewichts in der Probe.

D. Die Uran-Blei-, Thorium-Blei- und Blei-Blei-Methoden

Durch quantitative Bestimmung der Ausgangs- und Endnuklide der U²³⁸-, U²³⁵- und Th²³²-Reihe können im Fall uranhaltiger Mineralien (Urangehalt größer 1 %) zwei und bei Uran und Thorium enthaltenden Mineralien drei unabhängige Alterswerte nach Gl. 4 bzw. Gl. 32 bis 34 berechnet werden:

$$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{U}^{238}} = e^{\lambda_{238} \cdot t} - 1 \quad (32)$$

$$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{U}^{235}} = e^{\lambda_{235} \cdot t} - 1 \quad (33)$$

$$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Th}^{232}} = e^{\lambda_{232} \cdot t} - 1 \quad (34)$$

Außerdem läßt sich das Isotopenverhältnis Pb^{207}/Pb^{206} des Zerfallsbleis in uranhaltigen Mineralien zu einer weiteren unabhängigen Altersbestimmung (Blei-Blei-Methode) heranziehen, wie es oben (2. Kap., Abschn. II.5.) abgeleitet wurde (11, 276, 293, 503, 217, 315).

Da die verschiedenen Blei-Datierungsverfahren mehrere Alterswerte ergeben, erlauben sie die Feststellung des „wahren“ Alters eines Minerals. Nach *Houtermans* (231) sollte man dabei jedoch erst im Fall der Übereinstimmung des Pb^{206} -, Pb^{207} - und Pb^{207}/Pb^{206} -Alters von einem concordanten, dem wahren Alter entsprechenden Blei-Alter sprechen. Denn trotz Identität von Pb^{206} - und Pb^{207} -Daten sind Abweichungen vom Pb^{207}/Pb^{206} -Alter möglich, so daß die wahre Altereinstufung einer Probe problematisch wird (116, 425, 446).

a) *Concordia-Diagramm*

Metamorphe und sonstige Einflüsse können zu einer Discordanz der Pb^{206} - und Pb^{207} -Alter mehrerer Mineralien eines Gesteins führen. Trotz dieser Abweichung besteht jedoch in vielen Fällen die Möglichkeit, den Zeitpunkt der ursprünglichen Kristallisation und unter Umständen – wenn kein kontinuierlicher Bleiverlust durch Diffusion vorliegt (461, 464) – auch die Zeit der metamorphen Fraktionierung zu bestimmen (12, 31, 498, 505). Man konstruiert hierzu eine sog. Concordia-Kurve, die den Ort für die concordanten Pb^{206} - und Pb^{207} -Alter in einem Pb^{206}/U^{238} – Pb^{207}/U^{235} -Diagramm darstellt, und trägt die gemessenen Pb/U -Verhältnisse der Mineralien in dieses Concordia-Diagramm ein. Befinden sich die discordanten Pb/U -Verhältnisse unter der Concordia-Kurve, dann kann dies auf einen Verlust des radiogenen Bleis oder einen Uranertrag zurückgehen. Bei einem Bleigewinn oder Uranverlust werden die Meßwerte dagegen über die Kurve verschoben. Nach *Wetherill* (12, 498) liegen nun die discordanten Pb/U -Alterswerte der – z. B. auf Grund metamorpher Effekte – an Blei verarmten Mineralien auf einer Geraden, die die Concordia-Kurve in den der ursprünglichen Kristallisation und der Metamorphose entsprechenden Zeitpunkten schneidet. Lassen sich deshalb die Blei/Uran-Daten von Mineralgruppen (Zirkon, Uraninit, Monazit) eines Gesteins im Concordia-Diagramm unter der Concordia-Kurve auf einer Geraden anordnen, so sind aus deren Schnittpunkten mit der Concordiakurve die Zeiten der Kristallisation und evtl. auch der metamorphen Beeinflussung ablesbar (Abb. 3).

Wenn diese graphische Methode auch nur wenig über die Natur des die Fraktionierung verursachenden Prozesses selbst aussagt, so ist sie doch sehr wertvoll, da sie den Zeitpunkt der Bildung der discordanten Alterswerte angibt und in manchen Fällen eine Entscheidung zwischen

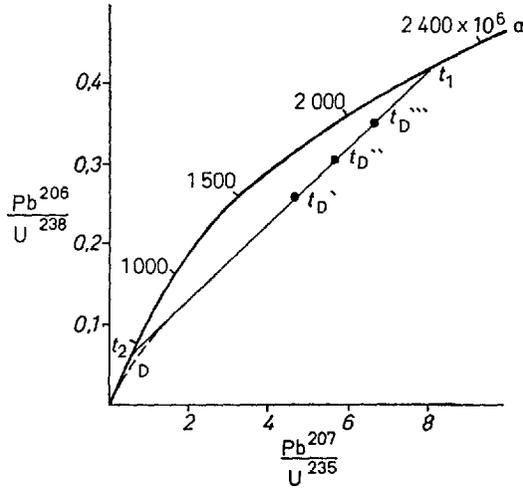


Abb. 3. Concordia-Diagramm

t_1 = Zeit der Kristallisation; t_2 = Zeit der Metamorphose; t_D = discordante Alterswerte von Mineralien. D: Abweichung der Wetherill-Geraden im Fall der kontinuierlichen Diffusion

verschiedenen Deutungen der Discordanz zuläßt (77, 115, 413). Die Übereinstimmung mit den auf andere Weise in bestimmten Gebieten gemessenen Zeitpunkten geologischer Fraktionierungsprozesse (222, 498, 499) kann als Beweis für die Anwendbarkeit des Wetherillschen Verfahrens zur Untersuchung der Nachkristallisations-Geschichte von Gesteinen angesehen werden. Vgl. hierzu noch (12, 31, 188, 461).

Im Gegensatz zur Discordanz der Pb^{206} - und Pb^{207} -Alterswerte ist die oft beobachtete Abweichung der Thorium/Blei- von den Uran/Blei-Altersdaten (meist $t_{Thorium} < t_{Uran}$) bisher nicht zur Klärung geochronologischer Fragen anwendbar. Wahrscheinlich deshalb, weil diese Discordanz die Folge eines unterschiedlichen Gittereinbaus von Th^{232} , Pb^{208} einerseits und Uran mit Folgeprodukten andererseits darstellt, der zu einem bevorzugten Auswaschverlust des Th^{232} und Pb^{208} bei Verwitterungsvorgängen führt (231, 438, 460, 462, 465).

b) Problem des akzessorischen Bleis

Bei den Blei-Methoden muß vor allem auf Datierungsabweichungen, die auf gewöhnliches, sog. akzessorisches Blei zurückgehen, geachtet werden. Der Anteil dieses bei der Kristallisation in uran- oder thoriumhaltige Mineralien mit eingebauten Bleis kann z.B. bei Pegmatiten sehr gering sein (bei Uraniniten von Katanga-erzen weniger als 0,07%), bei manchen, vor allem sekundären Vorkommen jedoch bis zu 90% betragen.

Mit Hilfe des nichtradiogenen Bleisotops Pb^{204} , das mit den zur Zeit der Kristallisation vorhandenen Bleisotopen des akzessorischen Bleis gemäß Gl. 35 zusammenhängt

$$\alpha_{\text{corr}}^t = \frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Pb}^{204}}; \beta_{\text{corr}}^t = \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{204}}; \gamma_{\text{corr}}^t = \frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Pb}^{204}}, \quad (35)$$

und den entsprechenden Verhältnissen α, β, γ des im uran- bzw. thoriumhaltigen Mineral vorhandenen Bleis lassen sich die in die Datierungsgleichungen einzusetzenden radiogenen Bleianteile nach Gl. 36 berechnen (231):

$$\text{Pb}_{\text{rad}}^{206} = \text{Pb}^{204} (\alpha - \alpha_{\text{corr}}^t) \quad (36a)$$

$$\text{Pb}_{\text{rad}}^{207} = \text{Pb}^{204} (\beta - \beta_{\text{corr}}^t) \quad (36b)$$

$$\text{Pb}_{\text{rad}}^{208} = \text{Pb}^{204} (\gamma - \gamma_{\text{corr}}^t) \quad (36c)$$

Für exakte Altersangaben ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Korrekturwerte α_{corr}^t usw. bei einer im Vergleich zur Erdbildung (t_0) späten Kristallisation ($t \neq t_0$) neben den aufs „Urblei“ bezogenen Anteilen $\alpha_{\text{corr}}^{t_0}$ usw. auch noch einen bis zur Zeit t entstandenen radiogenen Anteil enthalten. Für die Korrekturwerte der Gl. 36 gilt deshalb in Analogie zu Gl. 18:

$$\alpha_{\text{corr}}^t = \alpha_{\text{corr}}^{t_0} + \left(\frac{\text{U-238}}{\text{Pb-204}} \right)_{\text{Heute}} \left(e^{\lambda_{238} t_0} - e^{\lambda_{238} t} \right). \quad (37)$$

Über verschiedene näherungsweise Bestimmungen des akzessorischen Bleis, zu denen beispielsweise eine Blei-Isotopenanalyse von mit Uranmineralien gleichzeitig gebildeten Bleierzen oder der Vergleich des aus Zirkon mit verdünnten Säuren bzw. durch Aufschluß in Lösung gebrachten Bleis zählen, wird von *Houtermans* (231) berichtet. In thoriumfreien Proben kann auch Pb^{208} zur Korrektur des akzessorischen Bleis herangezogen werden (132).

c) Vergleich der Blei-Datierungsmethoden

Zu den einzelnen Bleimethoden bleibt zu bemerken, daß die Pb^{206} -Methode im Gegensatz zur Pb^{207} -Methode auch bei einem großen Anteil an akzessorischem Blei (z.B. in sedimentären Uranmineralien) genaue Altersbestimmungen erlaubt. Bei einem geringen Gehalt gewöhnlichen Bleis ist die Pb^{207} -Methode von Vorteil, da bei ihr Verluste durch Emanation wegen der geringen Halbwertszeit des Actinons An^{219} ($T_{1/2} = 3,92 \text{ sec}$) im Vergleich zu möglichen Radonverlusten Rn^{222} ($T_{1/2} =$

3,82 d) der Pb^{206}/U^{238} -Methode (272, 504) gering sind. Bei der Blei–Blei-Methode wirken sich eventuelle Radonverluste im Sinne einer Alterserhöhung aus, während sich Blei- oder Uranverluste kaum bemerkbar machen.

Die Pb^{206} -, Pb^{207} - und Pb^{208} -Verfahren erlauben Bestimmungen von Alterswerten über 10 Millionen Jahre, die Blei–Blei-Methode ist jedoch nur zur Datierung von mehr als 200 Millionen Jahren zurückliegenden Ereignissen geeignet. Als Mindestalter sind mit den entsprechenden Verfahren bei Uraninit-Mineralien 10–20, bei Monazit 100–200, bei Zirkon 300–400 und bei Allanit 1000–1500 Millionen Jahre feststellbar.

E. Methode des „gewöhnlichen“ Bleis

a) Blei-Modell

Diese zu den Element-Isotopen-Verfahren zählende Methode verwendet zur Altersbestimmung die von Gerling (171), Holmes (218) und Houtermans (225–227, 229) entwickelte Modellvorstellung, nach der die durch ein bestimmtes Uran/Blei- bzw. Thorium/Blei-Milieu gekennzeichneten Mutter-Systeme bis zur Kristallisation der Bleimineralien laufend radiogene Bleisotope zum „Urblei“ zufügten. Auf diese Weise wurde den Bleimineralien eine vom Zeitpunkt der Abscheidung abhängige Isotopenzusammensetzung des Bleis aufgeprägt, die Nier (345) erstmals an uran- bzw. thorium-freien Bleisorten verschiedener Herkunft nachwies; vgl. hierzu auch (39, 66, 77, 116, 132, 165, 266, 346, 406, 485). Im wesentlichen gelten für dieses Modell dieselben Zusammenhänge wie für den akzessorischen Anteil des in Uran- und Thoriummineralien zur Datierung verwendeten radiogenen Bleis. Durch Einführung der das chemische Milieu des Mutter-Materials kennzeichnenden Indizes

$$\mu = \left(\frac{U^{238}}{Pb^{204}} \right)_{\text{Heute}} \quad \text{und} \quad \kappa = \left(\frac{Th^{232}}{U^{238}} \right)_{\text{Heute}} \quad (38)$$

sowie Verwendung der allgemein angewandten Symbole folgt aus Gl. 37 für die Isotopenverhältnisse des gewöhnlichen Bleis (218, 231, 404):

$$\alpha - \alpha_w = \mu \left(e^{\lambda_U \cdot 238 w} - e^{\lambda_U \cdot 238 p} \right) \quad (39)$$

$$\beta - \beta_w = \frac{\mu}{137,8} \left(e^{\lambda_U \cdot 235 w} - e^{\lambda_U \cdot 235 p} \right) \quad (40)$$

$$\gamma - \gamma_w = \kappa \cdot \mu \left(e^{\lambda_{Th} \cdot 232 w} - e^{\lambda_{Th} \cdot 232 p} \right) \quad (41)$$

In Gl. 39–41 bedeuten: w den Zeitabschnitt von der Erdkrustenbildung bis heute; p den Zeitabschnitt von der Kristallisation des gewöhnlichen

Bleis bis heute; α_w , β_w , γ_w die Isotopen-Verhältnisse $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ und $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ des „Urbleis“ und α , β , γ die entsprechenden Isotopenverhältnisse der Bleiprobe.

Durch Einsetzen der aus Isotopenanalysen der Troilit-Phase von Eisenmeteoriten erhaltenen Werte folgt für die Isotopenverhältnisse des Urbleis (336, 359, 404, 443): $\alpha_w = 9,56$, $\beta_w = 10,42$ und $\gamma_w = 29,71$. Außerdem ergibt sich mit den Isotopenverhältnissen α und β verschiedener junger Bleisorten ($p \rightarrow o$) unter Anwendung der aus Gl. 39 und 40 abgeleiteten Verhältnisgleichung 42 für das Erdalter: $w = 4,55 \cdot 10^9$ Jahre (74, 229, 336, 358, 404).

$$\frac{\beta - \beta_w}{\alpha - \alpha_w} = \frac{1}{137,8} \cdot \frac{e^{\lambda_U \cdot 235 \cdot w} - 1}{e^{\lambda_U \cdot 238 \cdot w} - 1} \quad (42)$$

b) *Blei-Entwicklungsdiagramm*

Mit den angegebenen Werten können für verschiedene chemische Milieuindizes μ des Muttermaterials im $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204} - \text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ -Diagramm die sog. „Blei-Entwicklungslinien“ sowie die für verschiedene Blei-Abscheidungsalter p nach Gl. 43 berechneten „Isochronen“ (Linien gleichen Alters) eingezeichnet werden.

$$\frac{\beta - \beta_w}{\alpha - \alpha_w} = \frac{1}{137,8} \cdot \frac{e^{\lambda_U \cdot 235 \cdot w} - e^{\lambda_U \cdot 235 \cdot p}}{e^{\lambda_U \cdot 238 \cdot w} - e^{\lambda_U \cdot 238 \cdot p}} \quad (43)$$

Diese Diagramme (vgl. Abb. 4) ermöglichen durch massenspektroskopische Messung der Bleisotopenverhältnisse wichtige Angaben:

a) Einmal ist der Milieu-Index μ , d.h. der auf heute extrapolierte Wert des Verhältnisses $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{204}$ des Mutter-Materials, in dem sich das untersuchte Blei von der Erdkrustenbildung an bis zur Auskristallisation „entwickelte“, feststellbar. Nach *Houtermans* (231, 230) liegen fast alle Bleisorten ungefähr auf einer Blei-Entwicklungslinie von $\mu \approx 9,8 \pm 2$.

b) Zum anderen kann durch Zuordnung der Blei-Isotopenverhältnisse einer Probe zu einer Isochrone des Isochronenfächers (Bern-Graphs) das Modell-Alter p des Bleiminerals bestimmt werden, das mit dem wahren Bildungsalter des Minerals im Falle der Gültigkeit des zugrundeliegenden sog. Einstufen-Modells (bei dem eine einstufige Abtrennung zur Zeit p angenommen wird) identisch ist. Diese Übereinstimmung läßt sich u.a. dadurch prüfen, daß das von *Russel* u.a. (76, 22, 230, 406) zur Altersbestimmung verwendete γ, α -Diagramm (Toronto-Graphs) – in dem der Thoriumzerfall (Gl. 41) unter der Voraussetzung einer Konstanz von μ und $\kappa = (\text{Th}^{232}/\text{U}^{238})_{\text{Heute}}$ genutzt wird ($\kappa = 3,74$) – gleiche Alterswerte wie das β, α -Diagramm gibt.

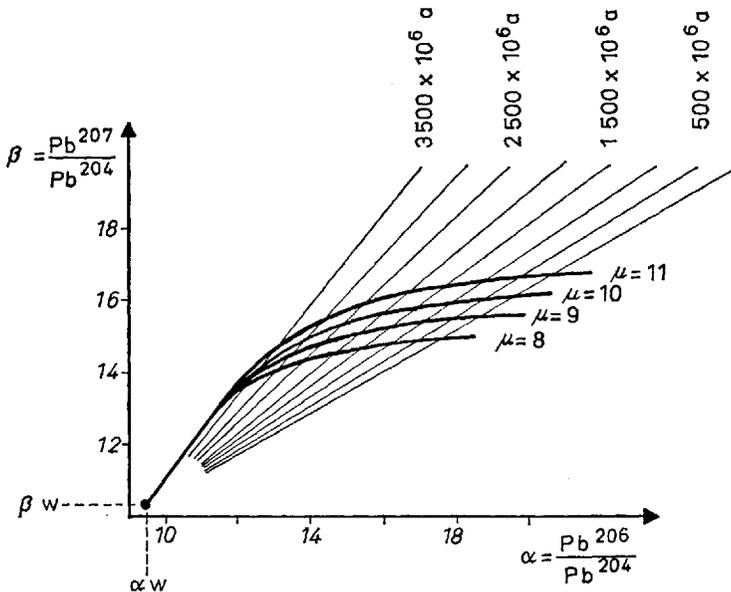


Abb. 4. Holmes-Houtermans-Bleimodell Darstellung (s. Text)

c) Aus der Discordanz des Modellalters ϕ und des wirklichen Bleialters werden eventuelle Hinweise auf die Genese des Bleierztes möglich. Die Discordanz ist dabei in manchen Fällen bereits aus Unterschieden zwischen den α , β - und γ , α -Modellaltern feststellbar (165), besonders wenn sie auf Abweichungen des Milieu-Index von dessen Durchschnittswert rückführbar sind. Für das Problem der Bleierz-Genese erscheint dabei von besonderer Bedeutung, daß sich nach *Russell* und *Farquhar* (405) auf Grund von an mehr als 1000 Erzproben erhaltenen Messungen die Bleiarten allgemein in 3 Gruppen, nämlich in Meteor-Blei, vergleichbares Blei (Typus Broken Hill/Australien) und anomales Blei einteilen lassen, wobei die *anormalen Blei-Arten* nach *Houtermans* (230, 231) zwei Typen bilden:

I. Den *B-Typ* (typisches Vorkommen: Bleiberg, Kärnten), der durch ein im Vergleich zur geologischen Schicht der Bleilagerstätte hohes Modellalter gekennzeichnet ist. Die Anomalie dieses Typs geht wahrscheinlich darauf zurück, daß das Blei nach der primären Mineralisation und Abtrennung vom U/Th-haltigen Mutter-System (Modellalter) z. B. durch hydrothermale Lösungen wieder aufgelöst und in einer jüngeren geologischen Schicht erneut abgeschieden wurde.

II. Den *J-Typ* (typisches Vorkommen: Joplin, Missouri; Ontario; Sudbury u. a.), der durch Bleisorten charakterisiert ist, deren α - und β -

Isotopenverhältnisse im α, β -Diagramm unter der Nullisochrone ($p < 0$) liegen und die somit keinem realen Modellalter entsprechen können (60, 229, 345), da sich das Blei auf Grund des negativen Modellalters eigentlich erst bilden müßte. Dieses anomale Verhalten deutet darauf hin, daß das Blei dieser Fundorte nicht durch Kristallisation aus einem einzigen Mutter-Material, sondern durch stufenweise Abscheidung (zur Zeit t_1, t_2 usw.) aus zwei oder mehreren Systemen entstand (313, 393, 407, 408, 437). Daneben ist aber auch als Ursache die Zumischung von aus einem uranreichen Milieu ($\mu > \mu_{\text{Mittel}}$) stammenden Zerfallsblei zum gewöhnlichen Blei diskutierbar. Dies dürfte beispielsweise für Bleisorten rezenter vulkanischer Herkunft gelten (39), bei denen eine hohe Radioaktivität die Möglichkeit der Zufügung von Zerfallsblei aus einem durch einen großen μ -Wert gekennzeichneten (d. h. stark uranhaltigen) Magma nahelegt (230).

Die anomalen Bleisorten führen an die Behandlung zahlreicher Probleme heran. Erwähnt sei die Frage der Abscheidungszeiten im Fall der Zwei- und Mehrstufenhypothese (404), die Möglichkeit einer Konstruktion und Deutung der nicht durch α_w, β_w verlaufenden Isochronen des anomalen Bleis (419, 480), der evtl. Zusammenhang zwischen Anomalität und Spurenelementgehalt der Bleiprobe (53), die allgemeinen Modellalter rezenter vulkanischer Bleisorten (8, 230, 231), die Verwertung von Bleisotopenmessungen zur Uran-Prospektierung (61), die Beziehungen zwischen epigenetischen bzw. syngenetischen Bleierzvorkommen³ und Discordanz von Alterswerten (35), die allgemeinen Zusammenhänge mit der Lagerstättengenese (341, 480) u. a.

3. Die Ionium-Methoden

A. *Ionium/Radium-Methode*

Die zur Datierung von Sedimenten verwendete Ionium-Methode geht im Prinzip auf die Fällung des beim Uranzerfall im Meerwasser entstandenen Thorium-Isotops Th^{230} (Ionium) zurück (361, 362, 369, 370). Denn unter der Annahme einer mehr als 400000 Jahre langen konstanten Ablagerungsgeschwindigkeit des Ioniums, die naturgemäß einen konstanten Urangelalt des Meerwassers voraussetzt, wird eine Altersbestimmung der Sedimentschichten durch Aktivitätsmessung des nach etwa 10000 Jahren mit dem Ionium ins Gleichgewicht gekommenen Zer-

³) Als syngenetisch werden Erzbildungen bezeichnet, die gleichzeitig mit ihrer Umgebung entstanden. Epigenetische Bildungen sind dagegen jünger als ihre Umgebung, so daß die Möglichkeit einer Verseuchung durch radiogenes Blei aus der Kruste (wie evtl. beim Erz des Bleibergs in Kärnten) besteht.

fallsprodukts Radium möglich. Die Aktivität dieses voraussetzungsgemäß im engen Kontakt mit dem Th^{230} stehenden Ra^{226} nimmt dabei mit der Halbwertszeit des Th^{230} ($T_{1/2} = 8 \cdot 10^4$ a) ab und kann so beim Fehlen einer Kontamination des Tiefseebodens durch Uran, Radium usw. auf das Alter von Sedimenten für einen Zeitraum von etwa 400000 Jahre hinweisen. Ohne Zweifel liegen diesem Datierungsverfahren eine Reihe von Voraussetzungen zugrunde, die nicht ohne weiteres als gegeben angesehen werden dürfen. Beispielsweise deuten neuere Untersuchungen eine teilweise Abwanderung des gebildeten Radiums von Th^{230} (180, 265, 440) an. Trotzdem läßt sich die Methode zur Datierung verwenden, wie Messungen der Sedimentationsgeschwindigkeiten (Größenordnung 0,5–1 mm/1000 Jahre) zeigen (268, 363).

B. Ionium|Thorium-Methode

Da zusammen mit dem Thorium-Isotop Th^{230} auch das im Meer vorhandene Thorium-Isotop Th^{232} ausfällt, kann auf Grund des im Vergleich zum Th^{232} raschen Zerfalls des Ioniums das Ionium-Thorium-Verhältnis von Sedimentschichten gemäß Gl. 44 ebenfalls zur Altersbestimmung herangezogen werden (179, 367, 441, 496):

$$\left(\frac{\text{Io}}{\text{Th}}\right)_{\text{Sediment}} = \left(\frac{\text{Io}}{\text{Th}}\right)_{\text{Meerwasser}} \cdot e^{-\lambda_{\text{Io}} \cdot t} \quad (44)$$

Diese Ionium/Thorium-Methode zeichnet sich durch eine größere Genauigkeit als die Ionium/Radium-Methode aus und führt zum Nachweis von Unterschieden zwischen den Ablagerungsgeschwindigkeiten mariner Sedimente des Südpazifiks (0,5 mm/10³ Jahre) und des Nordpazifiks bzw. Atlantischen Ozeans (>1 mm/10³ Jahre); vgl. (179, 180).

C. Protactinium|Ionium-Methode u. a.

Durch Bestimmung der Isotopenverhältnisse von vor allem in versteinerten Knochen angesammelten Zerfallsprodukten (Ionium u. a.) der U^{238} -Reihe sind mittels Gl. 45 die absoluten Alter derartiger Proben meßbar (46):

$$\frac{\text{Th}^{230}}{\text{Th}^{234}} = \frac{\text{U}^{234}}{\text{U}^{238}} (1 - e^{-\lambda_{\text{Io}} \cdot t}) \quad (45)$$

Unter der Voraussetzung einer im Vergleich zum Probenalter kurzen Fossilierungszeit werden so absolute Datierungen der fossilisierten Knochen für einen Zeitraum von 40000 bis 250000 Jahren, d. h. für das wichtige Quartär, möglich.

Neben dieser Methode findet auch noch das Verhältnis $\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$ (Protactinium/Ionium-Methode) auf Grund der Zeitabhängigkeit zur Datierung von Tiefsee-Sedimenten Anwendung (81, 195a, 353, 402).

II. Natürliche Nuklidpaare

1. Rubidium/Strontium

Der nach einem Vorschlag von *Goldschmidt, Hahn* und *Walling* (181, 192) erstmals 1949 von *Ahrens* (6) zur Altersbestimmung herangezogene Zerfall des Rb^{87} in Sr^{87} (191, 318) ist die Grundlage folgender Datierungsmethoden:

A. Die $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{87}$ -Methode

Bei dieser Methode wird das Alter der geologischen Probe durch Bestimmung des $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{87}$ -Verhältnisses mittels Gl. 5 bzw. Gl. 46 oder der Näherungsformel 47 berechnet ($\lambda_{\text{Rb}} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$);

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{Rb}} \cdot 0,4343} \log \left[1 + \frac{\text{Sr}_{\text{rad}}^{87}}{\text{Rb}^{87}} \right] \quad (46)$$

$$t \cong 8,7 \cdot 10^{10} \cdot \left[\frac{\text{Sr}_{\text{rad}}^{87}}{\text{Rb}^{87}} \right] \quad (47)$$

Das Verfahren ermöglicht Datierungen von relativ Rb-reichen (0,1 bis 2%) Mineralien – deren Gehalt an gewöhnlichem Strontium aus den im 2. Kap. Abschn. II.4. diskutierten Gründen möglichst gering (kleiner 0,1–0,01%) sein sollte – für den von der Erdkrustenbildung bis vor etwa 80 Millionen Jahren reichenden Zeitraum (396). Rubidium/Strontium-Altersbestimmungen werden deshalb vor allem an den in pegmatitischen Restschmelzen entstandenen Glimmern Lepidolith (5, 210), Muskovit (9, 243), Biotit (153, 243, 244), Phlogopit (210), Glaukonit (210), an hydrothermalen Kalifeldspäten Mikroklin (9, 190), Amazonit (5, 190, 272), Sanidin (31) sowie an Hornblende (31, 210) und an unsortierten Granitproben (21, 31, 415) durchgeführt. Die Datierungen sind dabei etwa ab einem Mindestalter von $80 \cdot 10^6$ Jahren an Glimmern, von $300 \cdot 10^6$ Jahren an Feldspäten (Sanidin) und von $1000 \cdot 10^6$ Jahren an Hornblende möglich.

Der geringe Rb- und Sr-Gehalt läßt sich in den meisten Fällen nur mit modernen analytischen Verfahren, zu denen vor allem die Isotopenverdünnungsmethode (9, 95, 210, 420, 469), die Neutronenaktivierung,

die Flammenphotometrie, Röntgenfluoreszenzanalyse zählen, bestimmen; vgl. hierzu die Übersicht bei *Hintenberger* (210). Erwähnt sei auch die Möglichkeit der spektrographisch-photometrischen Messung des Rb/Sr-Verhältnisses (439) aus dem mit Hilfe einer Photovolta-Zelle angeregten Intensitätsverhältnis der SrI/RbI-Linien (127, 503). Während die Angabe der Häufigkeit des Rubidiumisotops Rb^{87} im Rubidium wenig problematisch ist (Rb^{87} : 27,2%; Rb^{85} : 72,8%), muß der in Gl. 46 bzw. 47 einzusetzende radiogene Sr^{87} -Anteil jeweils durch eine massenspektrometrische Messung der relativen Isotopen-Häufigkeiten des im Mineral vorhandenen Strontiums festgestellt werden. Dieser Anteil läßt sich dabei im Prinzip aus der Überhöhung der gemessenen Sr^{87} -Häufigkeit gegenüber der im normalen Strontium vorhandenen Sr^{87} -Häufigkeit (die etwa 7% beträgt) ablesen. Es ist bei dieser Korrektur jedoch zu berücksichtigen, daß das zur Zeit der Erdkrustenbildung vorhandene normale Sr^{87} evtl. noch durch einen bis zur späteren Kristallisation zugefügten radiogenen Anteil erhöht werden konnte (vgl. Abb. 5). Dessen Berechnung gelingt durch Vergleich mit der Häufigkeit des nichtradiogenen Sr^{86} oder Sr^{88} . Für die praktische Altersbestimmung ist es aber günstiger, möglichst nur Datierungen mit weitgehend strontiumfreien Mineralien durchzuführen, bei denen der radiogene Anteil des normalen Sr^{87} vernachlässigt werden darf.

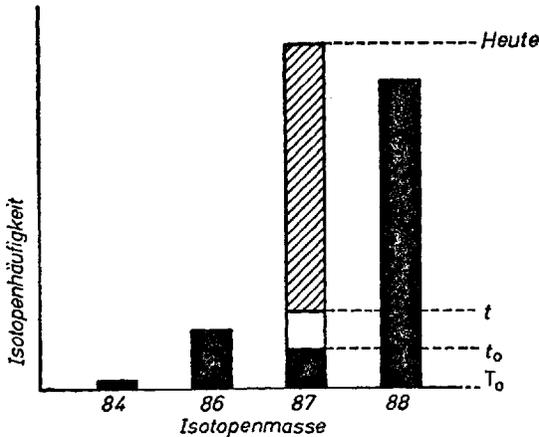


Abb. 5. Zur Strontium-Isotopenverteilung

Anmerkung: Die angegebenen Zeiten (T_0 , t_0 , t ; Bedeutung s. Abb. 1) beziehen sich nur auf Sr^{87}

Wie die Untersuchungen von *Aldrich* u.a. (9, 12, 210) zeigen, gibt das Rb/Sr-Verfahren im allgemeinen sehr zuverlässige Alterswerte. Da beim Fehlen starker metamorpher Einflüsse durch Datierung kogenetisch

entstandener Mineralien (Feldspäte, Glimmer) übereinstimmende Werte erhalten werden, erlaubt die Rb/Sr-Methode auch eine direkte Altersbestimmung von granitischen Gesteinen ohne Auslesen und Einzelmessung der Mineralkomponenten (21, 244, 415).

Für die Erforschung der Gesteinsgeschichte ist andererseits von besonderer Bedeutung, daß metamorphe Umwandlungen das Rb/Sr-Alter des Biotits (247), aber nicht das des Mikroklin (210) oder Muskovits (464) beeinflussen. Durch Rb/Sr-Altersbestimmungen verschiedener Komponenten können so die Zeiten der ursprünglichen Gesteinsbildung (Mikroclin- oder Muskovit-Datierung, die u. U. durch das U/Pb-Alter von Zirkon ergänzt wird) und einer evtl. Metamorphose (Biotit-Datierung) festgestellt werden. Der Vergleich mit K/Ar-Altern stellt dabei noch eine wertvolle Ergänzung für die Frage der zeitlichen Ordnung dieser im Zusammenhang mit der Entstehungsgeschichte von Gebirgen wichtigen Umbildungsvorgänge dar.

B. Die Strontium-Isotopen-Methode

Das Prinzip der Strontium-Isotopen-Methode, bei der man aus den Abweichungen des $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnisses in Rb-freien Mineralien auf deren Alter schließt, wurde bereits im 2. Kap., Abschn. II.4. beschrieben. Die erstmals von Walling (487) vorgeschlagene Methode benutzt zur Datierung die Tatsache, daß das „gewöhnliche“ Strontium in Rb-freien Mineralien bis zur Mineralbildung laufend Sr^{87} aus einem Rb-haltigen Mutter-Material erhielt. Mit Vergrößerung des Zeitabschnitts zwischen der Erdkrustenbildung und der Mineralabscheidung nahm deshalb das $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis zu und wurde erst bei der Auskristallisation im Mineral als Zeitmarke fixiert.

Da der Rubidium-Gehalt der Ozeane sehr gering ist – $0,115 \pm 0,019 \gamma/l$ (371) – und der Sr^{87} -Gehalt des Meerwassers auf Grund der Gesteinsverwitterung als Mittelwert des gesamten Strontium-Vorkommens der Erdkruste angesehen werden kann, muß die Sr^{87} -Isotopenhäufigkeit des Meerwassers wie im Urgestein zugenommen haben. Das heißt: das in den Sedimentgesteinen gefundene $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis hängt vom Zeitpunkt der Sedimentation ab und kann deshalb auch zu einer Bestimmung des Alters der Sedimentgesteine herangezogen werden.

Verständlicherweise verlangt die Strontium-Isotopen-Datierung der Rb-freien Mineralien und der Sedimente Angaben über das Rb-haltige Milieu in dem sich das radiogene Sr^{87} bis zur Abtrennung entwickelte. Aus Untersuchungen von Hedge und Walthall (199) geht nun hervor, daß für dieses Milieu – das man wie im Fall des gewöhnlichen Bleis durch einen auf heute extrapolierten Milieu-Index $\rho = (\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{Heute}}$ definieren

sollte – kein konstanter Wert angegeben werden kann. Denn die mit den $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Isotopenverhältnissen verschiedener Gesteinsgruppen konstruierbaren „Strontium-Entwicklungslinien“, die entsprechend zur

$$\left(\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}}\right)_t = \left(\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}}\right)_{t_0} + \left(\frac{\text{Rb}^{87}}{\text{Sr}^{86}}\right)_{\text{Heute}} \left[e^{\lambda_{\text{Rb-87}} \cdot t_0} - e^{\lambda_{\text{Rb-87}} t} \right] \quad (48)$$

Gl. 48 die Entwicklung des radiogenen Strontiums in einem Mutter-System von der Erdkrustenbildung (t_0) an widerspiegeln, weisen mehrere Neigungen, d.h. unterschiedliche Milieuindizes ρ , auf (Abb. 6): Die mit ozeanischen Basalten erhaltene Entwicklungslinie, für die als $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ -Verhältnis der von Achondriten her bekannte Wert 0,6983 (162) eingesetzt wurde, zeigt einen $(\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{Heute}}$ -Milieuindex des Muttermaterials von 0,021 an. Die Entwicklungslinie des Meerwassers, die u.a. mit Hilfe von $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Messungen verschieden alter Kalksteine, kalkiger Muschelschalen usw. konstruiert wurde, ergeben dagegen den von *Kulp* u. a. (224, 473) für die Erdkrustengesteine diskutierten (Rb/Sr) -Wert von 0,25. Dies stimmt gut mit der Vorstellung überein, daß der Sr^{87} -Gehalt des Meerwassers auf die Verwitterung der Gesteine und den Transport der Abtragungsprodukte in die Ozeane zurückgeht und daß er deshalb im Laufe der geologischen Geschichte jeweils dem Mittelwert der Sr^{87} -Vorkommen der Erdkruste entspricht. Die an Oberflächengesteinen gemessenen Abweichungen von den Haupt-Entwicklungslinien sind wahrscheinlich auf die durch den Gesteins-Cyclus bewirkte Verdünnung des Sr^{87} -Gehalts der Erdkruste und der Zuführung basaltischen Gesteinsmaterials mit geringem Milieu-Index ρ zurückzuführen.

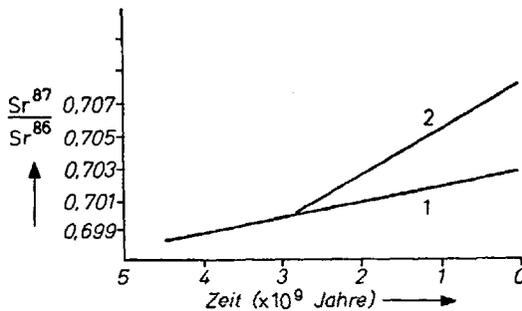


Abb. 6. Schema der $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Änderungen (199)
Entwicklungslinien: (1) ozeanische Basalte; (2) Meer-Wasser

Weitere Untersuchungen über Sr-Entwicklungslinien erscheinen sowohl im Hinblick auf mögliche Einblicke in geologische Prozesse als auch im

Zusammenhang mit chronologischen Fragen — z. B. der evtl. Datierungsmöglichkeit durch Einsetzen der $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnisse ins Entwicklungsdiagramm — von großem Interesse; vgl. noch (134, 135, 161).

C. Nicolaysen-Verfahren

Durch Auftragen der Isotopenverhältnisse $\text{Sr}^{87}_{\text{rad}}(\text{gesamt})/\text{Sr}^{86}$ gegen $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ werden bei Mineralien gleichen Bildungsalters im sog. Nicolaysen-Diagramm (247, 339) Gerade (Isochrone) erhalten, aus deren Neigung mittels der aus Gl. 46 abgeleiteten Näherungsformel das Alter der Gesteinsbildung (d. h. der Zeitpunkt der magmatischen Differentiation, Granitisation, partiellen Anatexis etc.) berechenbar ist:

$$\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}} = t \cdot \lambda_{\text{Rb}} \cdot \frac{\text{Rb}^{87}}{\text{Sr}^{86}} \quad (49)$$

$$\text{tg } \alpha = \frac{\Delta \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}}{\Delta \text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}} \quad (50)$$

$$t \cong \frac{1}{\lambda_{\text{Rb}}} \cdot \text{tg } \alpha \quad (51)$$

Der Schnittpunkt der Isochronen mit der Ordinate zeigt außerdem das $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis zur Zeit der Mineralbildung an.

Dieses Verfahren — auch Bernard Price Institut (B. P. I.) Methode genannt (195a) — ist anwendbar, wenn die einzelnen Mineralien eines Gesteins, die in einem Milieu mit konstantem $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis zum Zeitpunkt t ($< t_0$) entstanden und dann radiogenes Sr^{87} entsprechend dem Rb^{87} -Gehalt bildeten, für Rb und Sr geschlossene Systeme bis heute blieben. Vgl. hierzu als Beispiel die mit mehreren Mineralkomponenten (Biotit, Mikroklin, Albit, Allanit, Oligoklas, Apatit und Fluorit) eines Granits aus Llano, Texas, konstruierte Isochrone, die ein Bildungsalter $t = 1080$ Millionen Jahre sowie ein $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_t$ -Verhältnis von 0,707 anzeigt (514) und gut die Gültigkeit der diskutierten Zusammenhänge bestätigt.

Bei Umprägung eines Gesteins durch Metamorphose (teilweises Aufschmelzen, Rekristallisation, Diffusion usw.) kann das Nicolaysen-Diagramm durch Messung der in bezug auf die Isotopenverhältnisse des Strontiums beeinflussten Mineralien naturgemäß nicht mehr das Bildungsalter der Gesteine angeben. Durch Wegdiffusion können ja die „offenen“ Mineralsysteme radiogenes Sr^{87} verlieren (bevorzugt Biotit) und damit jünger erscheinen, während andere Mineralkomponenten evtl. durch Aufnahme dieser Sr^{87} -Nuklide altern (249). Bleiben diese Reaktionen nur auf geringe Diffusionswege beschränkt, d. h., das Gestein als geschlossenes System erhalten, so gibt das Rb/Sr-Alter der

Gesteine jedoch noch den Zeitpunkt der ursprünglichen Gesteinsbildung an (21, 128). Im Fall der vollständigen Homogenisierung der Strontiumisotope mehrerer Mineralien bilden sich am Ende des Durchmischungsprozesses erneut geschlossene Systeme für Rb und Sr, so daß die Rb/Sr-Datierungsvoraussetzungen wieder gegeben sind. Aus der Neigung der Isochrone dieser umgeprägten Mineralien wird deshalb der Zeitpunkt des Homogenisierungsabschlusses (d.h. der Metamorphose) und an dem Schnittpunkt mit der Ordinate das nach der Mischung der Strontiumisotope vorliegende $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis ablesbar. Das $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis ist dabei durch Zumischung des bis zur Metamorphose gebildeten Sr^{87} größer als das Ausgangsverhältnis bei der Gesteinsbildung (d.h. größer 0,71). Vgl. hierzu noch die Arbeiten (18, 78, 128, 129, 247, 304, 396, 464) sowie das schematisch dargestellte Nicolaysen-Diagramm der Abb. 7, das für die Lösung folgender geochronologischer Fragen verwendet werden kann: Bestimmung des Gesteinsalters durch Messung der Isotopenverhältnisse der Mineralkomponenten oder Gesteine (Granite), Feststellung schwacher metamorpher Effekte auf Grund discordanter Alterswerte der Mineralkomponenten, Bestimmung des Zeitpunkts der letzten Metamorphose bzw. Abkühlung der umgeprägten Mineralien, Messung der Ausgangsverhältnisse ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$), u. a.

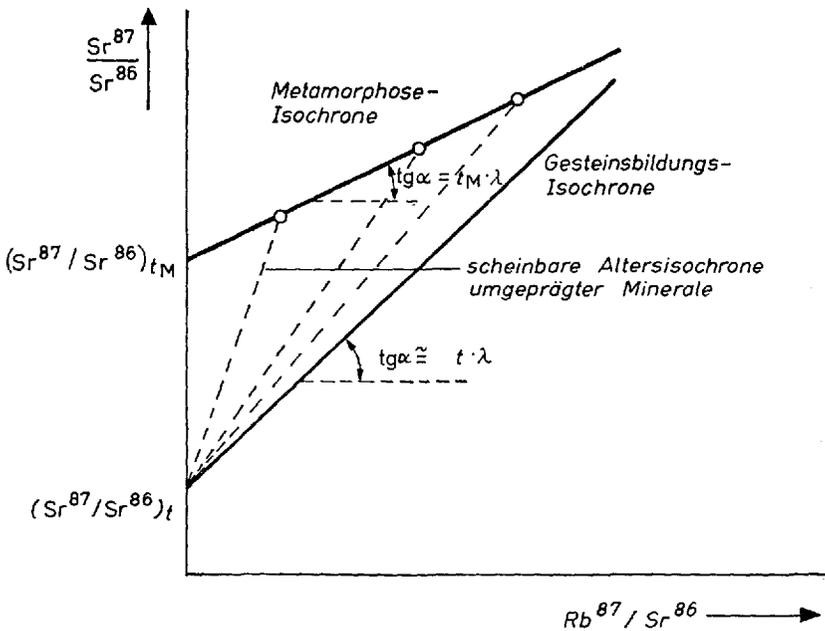


Abb. 7. Nicolaysen-Diagramm

t = Zeit der Gesteinsbildung; t_M = Zeit der Metamorphose

2. Kalium/Argon

A. Grundlagen

Während der β -Zerfall des K^{40} in Ca^{40} nur in wenigen Fällen – z.B. in Mineralien mit einem hohen K- und geringen Ca-Gehalt (Sylvin, Lepidolith) evtl. auf Grund der Beziehung zwischen spezifischer elektrischer Leitfähigkeit und Alter (470) – zur Datierung benutzt werden kann, kommt dem auf einen K-Einfang zurückgehenden Übergang des K^{40} in Ar^{40} große Bedeutung für Altersbestimmungen zu. Denn einmal ist das relativ häufige Kalium (mit 0,0119 % K^{40}) auf Grund des lithophilen Charakters in der Erdkruste angereichert, bildet eigene Mineralien (Sylvin, Carnalilit, Kalifeldspat, Kaliglimmer usw.) und wird in den meisten magmatischen Gesteinen (Granit, Basalt u. a.) sowie in Metamorphiten und Sedimentgesteinen gefunden. Zum anderen erlaubt die günstige Halbwertszeit des K-Einfangs und die durch die moderne Mikrogasanalyse in Verbindung mit der Isotopenverdünnungsmethode (64, 320) mögliche quantitative Bestimmung geringster Argon-Mengen die Durchführung von Datierungen, die an Glimmern Minimalalter von etwa 10^6 Jahren, an Sanidin von $0,1 \cdot 10^6$ Jahren (725), an Hornblende von $5 \cdot 10^6$ Jahren und an unsortierten Gesteinen von $5-10 \cdot 10^6$ Jahren anzeigen können.

Die Altersberechnung geschieht dabei mit Hilfe der Grundgleichung 5, in die die Zerfallskonstanten des K-Einfangs ($\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$) und des β -Zerfalls ($\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$) einzusetzen sind, so daß gilt:

$$\frac{Ar^{40}}{K^{40}} = \frac{\lambda_K}{\lambda_K + \lambda_\beta} \left[e^{(\lambda_K + \lambda_\beta)t} - 1 \right] \quad (52)$$

bzw.

$$t = \frac{2,3026}{\lambda_K + \lambda_\beta} \log \left(\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \cdot \frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_K} + 1 \right) \quad (53)$$

Es würde zu weit führen, hier auf die Technik des nach Feststellung des K-Einfangs durch *v. Weizsäcker, Nier, Gentner* u. a. (10, 241, 433, 497) anfangs der fünfziger Jahre erstmals durch *Strassmann, Gentner, Gerling, Noddack* und Mitarbeitern (157, 165, 169, 173, 348, 378) angewandten Datierungsverfahrens näher einzugehen (vgl. zusammenfassende Darstellungen bei *Zähringer* u. a. (64, 89, 300, 412a, 513)). Angemerkt sei nur, daß sich zur quantitativen K-Bestimmung neben der Flammenphotometrie, Spektralphotometrie oder Neutronenaktivierungsanalyse auch die γ -Spektroskopie durch Intensitätsmessung der nach dem K-Einfang beim Übergang von $(Ar^{40})^*$ zum Ar^{40} emittierten 1460 keV- γ -Linie verwenden läßt (297, 327). Verunreinigungen des radiogenen Ar^{40} durch Luftargon sind durch massenspektroskopische oder neutronenaktivierungsanalytische Bestimmung der neben Ar^{40} vorhandenen Ar^{36} - und Ar^{38} -Isotope zu korrigieren.

B. Untersuchungsergebnisse und Datierungsmöglichkeiten

Aus den von verschiedenen Arbeitsgruppen erhaltenen Ergebnissen (13, 20, 87, 151, 168, 301, 307, 320, 350, 351, 372, 412a, 495, 510) können folgende für die Anwendung der K/Ar-Datierungsmethode wichtige Gesetzmäßigkeiten abgeleitet werden:

1. In Analogie zur Helium-Methode ist bei den Datierungen besonders auf Verluste des radiogenen Argons zu achten, da durch Argonabgabe im Laufe der geologischen Geschichte oder auch bei der Probenzerkleinerung (167, 464) die K/Ar-Alter der Mineralien und Gesteine verfälscht werden können. Die Discordanz der K/Ar-Alterswerte und der nach anderen Verfahren erhaltenen Daten ist dabei häufig auf diesen Effekt zurückzuführen. Beispielsweise sind die Rb/Sr-Alter in vielen Fällen höher als die K/Ar-Daten und kommen dem wirklichen Alter – wie beim Granit vom Mont Orfano, der ein Rb/Sr-Alter von 290 Millionen Jahre, aber ein K/Ar-Alter von 268 Millionen Jahre ergibt (245) – am nächsten (17).

Wie aus den Untersuchungen über die Argondiffusion in Mineralien, die zum Teil mit Hilfe radioaktiver Isotope (Ar^{37} , Ar^{39}) durchgeführt wurden, hervorgeht, liegt bei einem Teil der Mineralien (Glimmer, Sanidin) eine Volumendiffusion vor, während bei anderen (K-Feldspäte wie Orthoklas oder Mikroklin) das Argon wahrscheinlich durch Diffusion längs der Gefügefahrlinien entweicht; vgl. Zeitler, Gentner u. a. (12, 25, 136, 136a, 167, 349, 391). Da die Argonabgabe im letzteren Fall größer ist als bei einem reinen Volumeneffekt, sind Glimmerminerale im allgemeinen besser als Feldspäte zur K/Ar-Datierung geeignet.

2. Glimmerminerale (Muskovit, Phlogopit, Biotit u. a.) sowie Hornblende, Amphibole (174) und Sanidin (149) ergeben auf Grund der unterschiedlichen Argonverluste im allgemeinen höhere K/Ar-Alter als die meisten Feldspäte (Mikroklin, Orthoklas u. a.). Beispielsweise wird an Pegmatiten in Ost-Sajan, UdSSR, durch Muskovit-Datierung ein Alter von 1700–1800 Millionen Jahren und durch Mikroklin-Datierung nur ein Alter von 1300 Millionen Jahren gemessen (429); vgl. weitere Beispiele in (12, 500, 513). Die schlechte Eignung der meisten K-Feldspäte zur K/Ar-Datierung ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß bei ihnen im Gegensatz zu Glimmern leicht Gitterstörungen (beispielsweise durch Kaolinisierung oder Sericitisierung) unter dem Einfluß schwacher mechanischer metamorpher Effekte hervorgerufen werden können, die die Ausdiffusion des Argons begünstigen (148, 316).

3. Im Gegensatz zu den Feldspäten besteht bei den schwach K-haltigen Pyroxenen die Möglichkeit, durch Aufnahme des von anderen Mineralien stammenden radiogenen Ar^{40} ein zu hohes K/Ar-Alter anzuzeigen (196). Deshalb sind in Gesteinen in bezug auf das radiogene Ar^{40}

unter Umständen ähnliche Verhältnisse wie in Sr^{87} - Rb^{87} -Systemen vorhanden: solange das Gesamtgestein als geschlossenes System zu behandeln ist, kann trotz abweichender K/Ar-Alter einzelner Mineralkomponenten das wirkliche geologische Alter des Gesteins durch direkte K/Ar-Datierung erhalten werden (23, 124, 308).

4. Die wichtigsten radiometrisch datierbaren Sedimentminerale lassen sich in der Hauptsache mittels der K/Ar-Methode altersmäßig einstuft: Sylvin, der auch mit der $\text{K}^{40}/\text{Ca}^{40}$ -Methode datierbar ist, gibt im Gegensatz zu früheren Auffassungen (35) zuverlässige Alterswerte, wenn keine Mikroeingüsse von Haematit vorhanden sind und eine Umkristallisation unterblieb (46, 166). Bei der Datierung mit Glaukonit, einem Fe-K-Silicat, das bei der Kristallisation am Meeresboden die chemischen Bestandteile vor allem aus Tonschichten erhielt, ist zu beachten, daß die evtl. bei der Bildung der Tonschichten abgeschiedenen radiogenen Ar^{40} - und Sr^{87} -Isotope in den Glaukonit mit eingebaut werden konnten (70, 256). Während dies bei $\text{Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$ -Messungen ein zu hohes Alter vortäuschen kann, besteht bei älteren Glaukoniten die Möglichkeit einer Kompensation des K/Ar-Alters durch späteren Einbau von K aus jüngeren Glaukoniten. Unter Umständen bringt die K/Ar-Datierung deshalb auch manchmal zu geringe Alterswerte. Trotz dieser Störungen kann mit Glaukoniten eine verlässliche Datierung der für die Aufstellung der absoluten Zeitskala wichtigen Sedimentgesteine – wenn sie älter als etwa $5 \cdot 10^6$ Jahre sind – durchgeführt werden (12, 28, 300, 454).

5. Beim Fehlen intensiver metamorpher Effekte können die besonders an Glimmern gemessenen K/Ar-Alterswerte mit dem wahren Gesteinsalter identifiziert werden, wie u. a. die Vergleiche mit Rb/Sr-Daten – bis zu Gesteinsaltern von 2500 Millionen Jahren (12, 13, 372) – bestätigen. Die Altersangaben sind jedoch nicht mehr zuverlässig, wenn nach der ursprünglichen Kristallisation eine metamorphe Beeinflussung der Gesteine und Mineralien erfolgte. Dies geht deutlich aus den charakteristischen Unterschieden zwischen den Rb/Sr- und den K/Ar-Altern metamorpher Gesteine hervor (12, 17, 35, 210, 351).

Tritt eine völlige Entgasung der Mineralien bei der Metamorphose ein, dann gibt das K/Ar-Alter den Zeitpunkt dieses Umbildungsprozesses (d. h. der Umkristallisation, Deformation usw.) an, wenn spätere metamorphe Einflüsse unterblieben. Aber auch bereits geringere metamorphe Effekte wirken sich auf das K/Ar-Alter aus: Einmal reagiert das Glimmer-Alter (der Biotite usw.) empfindlich auf schwache thermische metamorphe Einflüsse. Zum anderen rufen bereits relativ geringe Deformationen oder Druckwirkungen besonders in Feldspäten Veränderungen hervor, so daß Unterschiede des Feldspat-Glimmer-Alters als empfindlicher Indikator für den eventuellen Einfluß metamorpher Effekte und

für deren Wirksamkeit angesehen werden können (1, 436, 464). Dies ist vor allem deshalb wichtig, da geringe metamorphe Einflüsse nur in wenigen Fällen aus Änderungen der Gesteinstextur oder der Kristallform (Übergang der triklinen in die monokline Phase bei Feldspat) zu erkennen sind. Die beispielsweise noch 300 m von der Berührungsstelle des ins Gestein eingedrungenen Magmas entfernten metamorphen Auswirkungen lassen sich erst durch Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen feststellen (163, 464), wobei die K/Ar-Daten der Hornblende in der Nähe des Kontakts im Vergleich zu den an anderen Mineralien erhaltenen Daten am wenigsten verfälscht werden.

Angemerkt sei, daß unter Umständen bei metamorphen Umwandlungsprozessen – evtl. auch bei Verwitterungsprozessen – eine Stoffzufuhr erfolgen kann, die sogar K/Ar-Alterswerte über das Rb/Sr-Alter verschiebt (17, 316, 384). In manchen Fällen wird deshalb z. B. für einen in ein Gestein eingedrungenen Pegmatit ein höheres Alter als fürs ältere Gestein gemessen (464).

Zusammenfassend zeigen die bisherigen Untersuchungen der K/Ar-Methode, daß dieses Verfahren nicht nur die Datierung von magmatischen Gesteinen, Sedimentgesteinen und Metamorphiten ermöglicht, sondern auch wichtige Hinweise auf die geologische Geschichte der Mineralien und Gesteine geben kann. Die K/Ar-Methode findet auch zur Datierung der unter dem Tiefseeboden liegenden Basaltschichten (Mohole-Projekt) Anwendung (269).

3. Rhenium/Osmium

Geologische Altersbestimmungen auf Grund des von Libby u. a. (337, 451) festgestellten β -Zerfalls des natürlichen Rheniums wurden erstmals von Herr und Merz (205, 207) durchgeführt. Durch die große Halbwertszeit von $T_{1/2} = (4,3 \pm 0,5) \cdot 10^{10}$ Jahren (202, 212), deren Bestimmung wegen der schwachen β -Zerfallsenergie problematisch blieb, läßt sich das Re/Os-Alter mit der Näherungsformel 54 berechnen:

$$t = \frac{1}{\lambda} \frac{\text{Os}_{\text{rad}}^{187}}{\text{Re}^{187}} \quad (54)$$

Rhenium und Osmium werden zur Datierung durch Neutronenaktivierung in Verbindung mit der Isotopenverdünnungsanalyse quantitativ bestimmt (205, 206, 204). Da Rhenium geochemisch sehr selten ist, bleibt die Re/Os-Methode jedoch in der Geochronologie vorerst auf die Datierung von Molybdäniten (und Gadolinit) beschränkt.

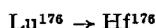
Inwieweit es gelingt, evtl. durch Messungen der $\text{Os}^{187}/\text{Os}^{186}$ -Verhältnisse in Osmiridium-Mineralien und anderen Os-haltigen (weitgehend Re-freien) Proben Hinweise auf den Zeitpunkt der Abscheidung des Osmiums zu erhalten, steht noch dahin. Interessant sind in diesem Zusammenhang die Untersuchungen von Herr u. a. (203), die starke Abweichungen der $\text{Os}^{187}/\text{Os}^{186}$ -Verhältnisse irdischer Proben zeigten. Ob diese von 0,882 bis 1,014 reichenden Isotopenverhältnisse einen zeitlichen Gang widerspiegeln, kann noch nicht gesagt werden. Die Möglichkeit, Os^{187} in ähnlicher Weise wie Sr^{87} zur Datierung heranzuziehen, sollte jedenfalls geprüft werden. Im Prinzip würde diese Element-Isotopen-Datierung Gl. 55 als Grundlage haben.

$$\left(\frac{\text{Os}^{187}}{\text{Os}^{186}}\right)_t = \left(\frac{\text{Os}^{187}}{\text{Os}^{186}}\right)_{t_0} + \left(\frac{\text{Re}^{187}}{\text{Os}^{186}}\right)_{\text{Heute}} \left(e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t}\right) \quad (55)$$

Das heißt, es müsste das Erdalter t_0 , das $(\text{Os}^{187}/\text{Os}^{186})_{t_0}$ -Verhältnis zur Zeit der Erdkrustenbildung und der Milieu-Index des Re-haltigen Mutter-Materials $\delta = (\text{Re}^{187}/\text{Os}^{186})_{\text{Heute}}$, in dem sich Osmium bis vor t Jahren (Zeit der Abscheidung und Abtrennung vom Rhenium) bildete, bekannt sein. Aus Meteoriten folgt für $(\text{Os}^{187}/\text{Os}^{186})_{t_0} = 0,800$ und für $\delta = 3,66$. Die Übertragbarkeit des Index δ müßte man jedoch erst durch Konstruktion von Entwicklungslinien nachweisen.

4. Lutetium/Hafnium u. a.

Die Halbwertszeit des β -Zerfalls



liegt bei $2,4 \cdot 10^{10}$ Jahren, so daß für Seltene Erden führende Mineralien Datierungen im Prinzip nach Gl. 5 möglich sind. Die Datierungen werden aber durch den geringen Lutetium-Gehalt der Mineralien und durch den großen Anteil des normalen Hafniums erschwert (232, 355).

Inwieweit der Übergang des Lanthans in Barium bzw. Ce ($T_{1/2} = 7 \cdot 10^{10}$ Jahre) oder der Zerfall des Samariums in Neodym ($T_{1/2} = 1,4 \cdot 10^{11}$ Jahre) für exakte Datierungen benutzt werden kann, ist noch offen.

5. Uran-234/Uran-238

Dieses nur formal zu den hier beschriebenen Methoden zählende Verfahren verwendet zur Datierung die beim Einbau des Urans in Sedimente usw. hervorgerufene Störung des zwischen U^{234} und U^{238} bestehenden radioaktiven Gleichgewichts (401), die in manchen Fällen zu

einem U^{234}/U^{238} -Isotopenverhältnis größer 1 führt. Das derart in marinen Carbonaten, Sedimenten, Fossilien usw. festgelegte anomale U^{234}/U^{238} -Verhältnis nimmt entsprechend der Halbwertszeit des U^{234} ($2,48 \cdot 10^5$ Jahre) ab und zeigt so im Prinzip über einen Zeitraum von 1 bis 1,5 Millionen Jahre das Alter der Proben an (67, 67a, 69, 242, 459). Das Isotopenverhältnis wird dabei – in voraussetzungsgemäß Th-freien Proben – aus dem mit einem α -Impulshöhen-Analysator gemessenen Intensitätsverhältnis der α -Strahlen festgestellt.

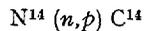
III. Durch kosmische Strahlung gebildete Nuklide

Von den durch kosmische Strahlung gebildeten Nukliden kann ein Teil zu geochronologischen Datierungen kürzerer Zeitabschnitte herangezogen werden; vgl. z. B. (286, 312).

1. Radiokohlenstoff C-14

A. Grundlagen

Die durch Libby (27, 295, 297) möglich gewordene geochronologische Anwendung des in der Atmosphäre unter dem Einfluß kosmisch erzeugter Neutronen nach



gebildeten radioaktiven Kohlenstoffisotops C^{14} (Halbwertszeit $T_{1/2} = 5568 \pm 30$ Jahre) erlaubt wichtige geologische, ozeanographische, klimatologische und archäologisch interessierende Altersbestimmungen für die vergangenen 50 000 (maximal 70 000) Jahre. Im Prinzip wird bei dieser Methode das Alter kohlenstoffhaltiger Objekte nach Gl. 10 durch Messung der spezifischen Aktivität Z (Imp./min., g) des Kohlenstoffs bestimmt, die sich gemäß Gl. 1 aus der beim Ende der C^{14} -Zuführung vor t Jahren vorhandenen Anfangsaktivität Z_0 (etwa 12–15 Impulse/min., g) bis heute einstellte. Zur Problematik der Messung der schwachen C^{14} - β -Strahlung und der Präparierung des C^{14} (z. B. als fester Kohlenstoff oder in Gasform wie CO_2 , C_2H_2 , CH_4) vgl. bei Libby, Suess, u. a. (127, 138, 198, 272, 278, 296–298, 302, 312, 335, 352, 368, 450, 458).

B. Datierungsobjekte

Zahlreiche kohlenstoffhaltige Objekte sind durch C^{14} datierbar: Einmal wird der als $C^{14}O_2$ in der Atmosphäre vorhandene Radiokohlenstoff durch die Photosynthese (324) von den Pflanzen gebunden und gelangt von

hier in die Tiere und Menschen. Zum anderen kommt C^{14} durch die Niederschläge ins Grundwasser und durch Zersetzung der organischen Substanzen auch in die Böden. Der größte Teil (etwa 96 %) geht darüberhinaus auf Grund der Wasserlöslichkeit ins Meer über (85, 86), wo er u. a. in Lebewesen (Plankton usw.) oder als Carbonat bzw. Bicarbonat fixiert wird.

Als Datierungsbeginn ist immer das Ende des Kohlenstoff-Austausches mit der Atmosphäre, der Biosphäre oder dem Meer anzusehen, d. h. ein Ausscheiden des Datierungsobjekts aus dem Kreislauf des Kohlenstoffs. Bei Pflanzen ist dieser Zeitpunkt mit dem Augenblick des Absterbens, der ja das Ende der photosynthetischen CO_2 -Aufnahme darstellt, identisch. Auch beim Menschen und bei Tieren wird der Kohlenstoffaustausch und damit die C^{14} -Aufnahme mit dem Tod beendet. Das heißt, durch Messung der spezifischen Kohlenstoff-Aktivität können Hölzer, Holzkohle, Knochen – vgl. hierzu aber (41, 198, 452) –, Gewebereste, Schriftrollen, Muschelschalen usw. (4, 47, 183, 198) sowie die organische Substanzen enthaltenden humusreichen Böden (364), Torfschichten (138, 198, 335) u. a. datiert werden.

Darüberhinaus wird $C^{14}O_2$ auch beim Kreislauf des im Boden umlaufenden Wassers fixiert, da das einsickernde Niederschlagswasser Kohlendioxid als Bicarbonat (und zwar über humusreichen Böden auf Grund starker mikrobieller Zersetzung organischer Stoffe in besonders hoher Konzentration) aufnimmt. Beim tieferen Eindringen des Wassers in den Boden hört die C^{14} -Zufuhr auf, so daß ein Datierungsanfang festliegt, durch den sich Möglichkeiten zur Aufklärung des u. a. für den Bergbau wichtigen Grundwasserkreislaufes in tiefen Schichten anbieten (49). Die durch die jahreszeitlichen Wasserbewegungen in den trockenen Monaten an der Erdoberfläche aus dem Sickerwasser ausgefallenen Carbonate (sog. Krustenkalke) werden aus analogen Gründen datierbar. Naturgemäß gelten ähnliche Überlegungen der $C^{14}O_2$ -Aufnahme auch für die Ozeane. Carbonatische und organische Sedimente können deshalb ebenfalls bis zu einem Alter von 50 000 Jahren mit Hilfe der C^{14} -Methode – auch durch massenspektroskopische Bestimmung des C^{14}/C^{12} -Verhältnisses – zeitlich eingestuft werden (29, 51). Eventuelle scheinbare Alterserhöhungen durch C^{14} -freies Kohlendioxid, das als juveniles (magmatisches) CO_2 aus dem Erdinnern oder aus oxidierten organischen Stoffen (Braunkohle) stammen kann, sind u. U. aus dem C^{12}/C^{13} -Isotopenverhältnis feststellbar (49, 194, 260).

C. Anwendungen und Datierungsvoraussetzungen

Verständlicherweise führt die C^{14} -Chronologie an die Lösung vieler Fragen heran. Es sei hier auf die zitierten Arbeiten und auf folgende

spezielle Probleme verwiesen: Datierungen von Vulkanausbrüchen mittels der die Flugasche einschließenden Torfschichten (140, 198), Chronologie der letzten Eiszeit und Feststellung einer Analogie der Eisbewegung in Europa und den USA (110, 272, 450, 520), Überprüfung pollenanalytischer Zeiteinstufungen (198), Messungen der Sedimentationsgeschwindigkeiten (129), Erforschung der Waldgeschichte (198, 508), absolute Datierungen geologischer Formationen (90), zeitliche Einstufung der mittels O^{18}/O^{16} -Messungen von Kalkschalen der Foraminiferen u. a. beobachteten Schwankungen der Oberflächentemperatur des Meerwassers (123, 475), Frage der Entstehung des Erdöls (272, 432), Diskussion eines evtl. Antimateriegehalts des 1908 nördlich des Baikal-Sees gefallenen Tunguska-Meteoriten auf Grund der überhöhten C^{14} -Konzentration (entsprechend der erhöhten Neutronenbildung) von 1908-Baumjahresringen (82, 449a), Datierung von anderen Meteoritenfällen (332a) usw.

Den C^{14} -Datierungen liegen jeweils folgende Voraussetzungen zugrunde: Einmal muß sich der in der oberen Atmosphäre gebildete Radiokohlenstoff in einer verhältnismäßig kurzen Zeit mit dem normalen Kohlenstoff der Atmosphäre, Biosphäre und Hydrosphäre vermischt haben, eine Voraussetzung, die als gesichert gelten darf (63, 272, 297, 335, 335a). Zum anderen muß der Neutronenfluß bzw. die Intensität der kosmischen Strahlung konstant geblieben sein, da nur so eine Konstanz des C^{14} -Gehalts der Atmosphäre gewährleistet ist.

Die letzte Voraussetzung dürfte für die vergangenen 30 000 Jahre gelten, wie u. a. Vergleichsmessungen an mit der C^{14} - und mit der Ionium-Methode datierten Tiefsee-Sedimentschichten bestätigen (272). Inwieweit sie aber auf Grund der Kernwaffentests noch für die heutige C^{14} -Konzentration annehmbar ist – es wird u. a. eine 5%ige Zunahme der C^{14} -Konzentration der Atmosphäre pro Jahr diskutiert (333) – steht dahin. Zu berücksichtigen ist hierbei jedoch auch die lokale Zufuhr von C^{14} -freiem CO_2 aus der Industrie (335a) und Autoabgasen, die die überhöhte C^{14} -Konzentration evtl. kompensieren kann.

2. Tritium

Das durch kosmische Strahlung u. a. nach $N^{14}(n,t)C^{12}$ in der Stratosphäre gebildete schwach β -aktive Tritium (131, 255), das mit einer Halbwertszeit von $T_{1/2} = 12,262$ Jahren in He^3 übergeht und als T_2O mit dem Regenwasser (55, 57, 421) in die Biosphäre und Flüsse gelangt, kann zur Datierung alter Wasserproben (47, 255) und heißer Quellen (40), Untersuchungen der Grundwasserbewegungen (40, 58), zur Klärung hydrologisch-geologischer Fragen (52, 62), für ozeanographische Probleme (299) und zur Altersbestimmung archäologischer Proben ein-

gesetzt werden. Die für einen Zeitraum von etwa 100 Jahren möglichen Datierungen erfolgen entsprechend der C^{14} -Methode, d.h. nach Gl. 10 durch Messung der schwachen β -Aktivität der Probe. Während bis 1953 ein Liter H_2O etwa 7,2 T -Zerfälle/min (1 TU -Einheit) als Anfangsaktivität Z_0 ergab, ist dieser Wert heute durch das bei Kernwaffentests gebildete Tritium stark erhöht. Zu diesen Fragen sowie zum Problem der Messung der schwachen Tritium- β -Aktivität vgl. in (36, 56, 57, 312, 421).

3. Die Be^{10} – Al^{26} -Methode

Die kosmisch gebildeten Radioisotope Al^{26} und Be^{10} , deren Lebensdauer in der Größenordnung von 10^6 Jahren liegt ($\lambda_{Al^{26}} = 9,4 \cdot 10^{-7} a^{-1}$; $\lambda_{Be^{10}} = 2,8 \cdot 10^{-7} a^{-1}$), werden zu 99,9% in den ozeanischen Sedimenten abgelagert (178, 328) und ermöglichen so eine Chronologie der Ozeansedimente für den Zeitraum von $0,2 \cdot 10^6$ bis $3 \cdot 10^6$ Jahren (284). Da die Tiefsee-Sedimente durch ihre ungestörte Ablagerung eine Reihe geophysikalischer Ereignisse – Klimaschwankungen, vulkanische Tätigkeit, Ablagerung kosmischen Staubs, biologische Produktivität u. a. – über mehrere Millionen Jahre hinweg festhielten (28, 271), mit der C^{14} - und Ionium-Methode aber nur die letzten 40000 bzw. $0,5 \cdot 10^6$ Jahre und mit dem K/Ar -Verfahren erst die Zeit ab $5 \cdot 10^6$ Jahren erfaßt werden kann, schließt das Be^{10}/Al^{26} -Nuklidpaar einen großen Teil dieser Datierungslücke.

Zur Altersbestimmung wird dabei die (durch die Schrägbeziehung im Perioden-System bedingte) geochemische Ähnlichkeit des Al und Be genutzt, die zu einem konstanten Nuklidverhältnis Al^{26}/Be^{10} bei der Sedimentation führt. Das Alter t der in der Tiefe Z liegenden Sedimentschicht berechnet sich mit dem Al^{26}/Be^{10} -Konzentrationsverhältnis dieser Schicht und dem entsprechenden Verhältnis an der Sedimentoberfläche nach Gl. 56 (284):

$$\left(\frac{Al^{26}}{Be^{10}}\right)_Z = \left(\frac{Al^{26}}{Be^{10}}\right)_{\text{Oberfläche}} \cdot e^{-t(\lambda_{Al^{26}} - \lambda_{Be^{10}})} \quad (56)$$

Daneben wird auch eine direkte Datierung durch Messung der Be^{10} -Aktivität (Gl. 10) von Sediment-Bohrkernen erörtert (312).

4. Chlor-Isotop Cl^{36}

Im Gegensatz zu C^{14} , Al^{26} usw. konnte das durch kosmische Neutronen aus Cl^{35} aufgebaute Chlorisotop Cl^{36} ($T_{1/2} = 3,1 \cdot 10^5$ Jahre) bisher nicht in der Atmosphäre, sondern nur in hochgelegenen Cl -reichen Gesteinen

(Phonolit) und Salzseen festgestellt werden (12, 32a, 68, 97). Inwieweit sich dieses Isotop zur Chronologie von Verwitterungsvorgängen an speziellen, von Vergletscherungsvorgängen nicht beeinflussten Oberflächengesteinen anwenden läßt, ist noch offen.

5. Über Si^{32} und Ca^{41}

Während die Anwendung einer Reihe der unter kosmischen Strahlungseinfluß gebildeten Isotope (Na^{22} , S^{35} , P^{33} , Ar^{37} u. a.) für meteorologische Untersuchungen interessiert, lassen sich Si^{32} und evtl. auch Ca^{41} zu Absolutdatierungen heranziehen. Für Si^{32} ($T_{1/2} \approx 700$ Jahre) wird beispielsweise die Möglichkeit der Datierung ozeanischer Sedimente und biogener Si-enhaltender organischer Proben für die vergangenen 100 bis 2000 Jahre diskutiert (285).

Ca^{41} sollte auf Grund der großen Halbwertszeit ($T_{1/2} = 1,1 \cdot 10^5$) und des Verhältnisses $\text{Ca}^{41}/\text{Ca}_{\text{gesamt}} = 10^{-14} - 10^{-15}$ ($\text{C}^{14}/\text{C}_{\text{gesamt}} = 1,4 \cdot 10^{-12}$) zu radiometrischen Altersbestimmungen von Fossilien usw. durch Messung der mit dem K-Einfang verbundenen γ -Strahlung anwendbar sein (572).

IV. Indirekte radiometrische Datierungsverfahren

Trotz der Problematik, die mit den auf sekundären Strahlungseinwirkungen beruhenden Datierungsverfahren verbunden ist (vgl. 2. Kap., Abschn. II.6.), nehmen die indirekten Methoden auch in der modernen Geochronologie einen wichtigen Platz ein.

1. Metamektie-Methode

Bei diesem Verfahren wird der Zusammenhang zwischen den durch radioaktive Bestandteile (Uran, Thorium) in Zirkonen, Samarskit, Euxenit und anderen Mineralien (347, 490) hervorgerufenen Gitterschäden – die ohne Änderung der Kristallform bis zum völligen Gitterzerfall führen können (metamikte oder isotropisierte Mineralien) – und dem Mineralalter zur Datierung benutzt. Der Grad der Gitterschäden bzw. Isotropisierung läßt sich dabei durch eine differentielle Thermoanalyse oder röntgenographisch bestimmen und die wirksame Strahlung aus der spezifischen α -Aktivität ableiten. Daß auf der Grundlage der Metamektie/Radioaktivitäts-Beziehung Altersbestimmungen für jüngere Mineralien, die nach der Gesteinsbildung keinen physikalischen und chemischen Einwirkungen mehr ausgesetzt waren, möglich sind, wird durch Untersuchungen von *Kulp* u. a. (72, 213, 238, 279) gezeigt.

2. Thermolumineszenz-Methode

Da die Intensität der an zahlreichen Mineralien – Calcit, Feldspat usw. (91, 294, 309, 373, 516) – bei Erwärmung zwischen 150°C und 400°C beobachtbaren Thermolumineszenz u.a. von einer radioaktiven Einwirkung abhängt, die für die Anregung von Elektronen in die lumineszenzfähigen Gitterstörstellen (Haftstellen) verantwortlich ist, besteht im Prinzip eine Beziehung zwischen Lumineszenz und radioaktiver Bestrahlungszeit. Die Gültigkeit dieser Beziehung ist jedoch an zahlreiche Voraussetzungen geknüpft – geringes Mineralalter und schwache Radioaktivität wegen der begrenzten Haftstellenkonzentration, Fehlen thermischer Effekte, keine Beeinflussung des Gitters im Datierungszeitraum, Vermeidung einer Druckzerstörung der Lumineszenz bei der Präparierung (154, 252, 323) u.a. –, so daß die unter Anwendung von Gl. 24 mittels Vergleichsmessungen erhaltenen Alterswerte jeweils kritisch betrachtet werden müssen (272, 517).

Durch das zunehmende Interesse, das der Untersuchung von „Glowkurven“ (43a, 184, 321, 322) für Probleme der Geothermometrie (306), Prospektierung (519), Dosismessung von Atombombenstrahlung (209, 240a), der Stratigraphie (71, 356) u.a. zukommt, wurde die Frage der Altersbestimmung mittels Thermolumineszenz in den letzten Jahren erneut aktuell. Nach den bisherigen Ergebnissen dürfte das Verfahren zur Feststellung des Anfangs- und Abschlusses einer Abscheidung (71), zur Bestimmung des relativen Alters von Granitoiden (292, 494), für die Aufklärung der Gesteinsgeschichte (383), zur Datierung von Keramik (7, 240, 467) oder bei der Probenwahl für absolute Datierungen (267) anwendbar sein.

3. Methode der pleochroitischen Höfe

Obwohl man schon lange versucht, die an vielen Mineralien (380, 385) (Glimmer (Biotit, Muskovit), Hornblende (Glaukophan, Grünerit), Chlorit, Turmalin, Fluorit, Spinell u.a.) erkennbaren Verfärbungserscheinungen (radioaktive oder pleochroitische Höfe) zur Altersbestimmung heranzuziehen, ist die Diskussion über die Frage der Anwendbarkeit dieser Methode noch nicht abgeschlossen (385).

Im Prinzip wird bei diesem Verfahren die natürliche Verfärbung der Mineralien durch Einwirkung einer bestimmten α -Strahlungsdosis künstlich nachgebildet. Denn nach Gl. 24 gibt die Division dieser Strahlungsdosis durch die Intensität des natürlichen Strahlers (die z.B. aus der Zahl der mittels Kernspuremulsionen nachweisbaren α -Bahnsuren meßbar ist) das Alter an (366). Bei einer guten Ausbildung der von den U^{238} - und U^{235} -Reihen hervorgerufenen Höfe läßt sich das Alter auch aus der photometrisch registrierbaren relativen Schwärzung der AcC- und

RaC'-Ringe berechnen (201), während beim Flußspat die Intensität der auf radiogene Kristalldefekte (F-Zentren) zurückgehenden 3050-Å-Absorptionsbande (430) zur Altersabschätzung anwendbar zu sein scheint (468).

Wenn auch die nach diesen Methoden gemessenen Alterswerte auf Grund einer eventuellen Beeinflussung der Verfärbungshöfe durch Erhitzen – Biotit hierbei stabiler als Cordierit und Hornblende (106) –, Überexposition, Gitterstörungen usw. oder durch Fehler bei den Vergleichsuntersuchungen (108, 385) verfälscht sein können, kommt ihnen doch eine gewisse Bedeutung für geologische Datierungen zu. Beispielsweise geben pleochroitische Altersbestimmungen im Lausitzer Granodiorit analoge Werte wie sie auch das Zirkon- und Monazit-Alter desselben Gesteins ($280 \cdot 10^6$ Jahre) erbrachten (105); ähnliche Übereinstimmungen wurden auch an Biotiten des südlichen Gotthardmassivs und an anderen Stellen beobachtet (107, 109, 305). Daneben sind auch die Wirkungen von Metamorphosen feststellbar, da die Höfe bereits durch sehr schwache metamorphe Effekte in ihrer Intensität geschwächt werden (357).

4. Methode der fossilen Bahnspuren (Fission-Track-Dating)

Die 1950 von *Macnamara* und *Thode* (311) diskutierte Möglichkeit einer Anwendung des Spontanzerfalls von U^{238} ($\lambda_s = 6,9 \cdot 10^{-17} \text{ a}^{-1}$) zur Altersbestimmung wird seit wenigen Jahren in der Geochronologie verwendet. Durch Untersuchungen an Glimmerproben verschiedenen Alters wiesen *Price* und *Walker* (379) nach, daß die unter dem Elektronenmikroskop oder nach Anätzen mikroskopisch sichtbaren Teilchenspuren auf den Spontanzerfall von vorhandenen U^{238} -Verunreinigungen zurückgehen und daß ihre Dichte ρ_s mit dem Mineralalter in Zusammenhang steht (142, 146, 147). Werden durch Spaltung mittels thermischer Neutronen (Reaktorbestrahlung: Dosis n in Neutronen/cm²) aus den neben U^{238} vorhandenen U^{235} -Atomen (Häufigkeitsverhältnis $U^{235}/U^{238} = 7,26 \cdot 10^{-3}$; Wirkungsquerschnitt $\sigma_{U-235} = 583 \cdot 10^{-24} \text{ cm}^2$) neue Teilchenspuren erzeugt, dann errechnet sich das Mineralalter t aus dem Verhältnis der fossilen (U^{238})-Spontanzerfalls-Teilchenspuren ρ_s zu den neuen (U^{235})-Teilchenspuren ρ_n nach Gl. 57 ($\lambda_{U-238} = 1,54 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$):

$$\frac{\rho_s}{\rho_n} = \left[e^{\lambda_{U-238} t} - 1 \right] \cdot \left(7,26 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{\lambda_s}{\lambda_{U-238}} \cdot n \cdot \sigma \right) \quad (57)$$

bzw. bei Proben mit $t < 10^9$ Jahre nach Gl. 58:

$$t = \left(\frac{\rho_s}{\rho_n} \right) \cdot \frac{n \cdot \sigma \cdot 7,26 \cdot 10^{-3}}{\lambda_s} \quad (58)$$

Zahlreiche Untersuchungen dürften gezeigt haben, daß dieses Verfahren Altersbestimmungen an Glimmern – Muskovit, Lepidolith, Biotit, Phlogopit u. a. (147, 319) –, Zirkon (144) und archäologischen Proben (143, 145) für Zeiträume von wenigen Jahren bis zu 10^9 Jahren gestattet. Die Concordanz mit Rb/Sr und K/Ar-Alterswerten ist meist sehr gut, jedoch muß ein evtl. auf Temperatureffekte zurückgehender Schwund der fossilen Teilchenspuren bei älteren Glimmern berücksichtigt werden (146a, 147).

Spezielle geochronologische Probleme

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die moderne Geochronologie fast jeden Zeitabschnitt der geologischen Erdgeschichte erfaßt und darüber hinaus auch an die Lösung verschiedener geochemischer und geologischer Fragen heranführt. Auf folgende Probleme sei noch besonders hingewiesen.

I. Problem des Erdalters

1. Bestimmungsmethoden

A. Direkte radiometrische Datierung alter Gesteine

Das an den Gesteinen (Granite, Gneisgranite) der großen alten Schilde mit der Rb/Sr- und U/Pb-Methode gemessene Alter liegt bei den ältesten Proben (Tab. 2) in einer Größenordnung von 3000–3500 Millionen Jahren (14, 195, 210, 464, 492).

Tabelle 2. *Älteste Gesteine*

Gebiet	Max. Gesteinsalter (in Mill. Jahre)	Literatur
Nordamerika	3100–3500	(65, 464)
Rußland (Balt. Schild)	3000–3500	(175, 472)
Australien	3000	(506)
Südafrika	3200–3500	(18, 19, 21, 340)

Inwieweit die an einzelnen Gesteinskomponenten der Swaziland-Granite in Südafrika (z. B. an Muskovit, Plagioklas) nach der Rb/Sr-Methode erhaltenen Alterswerte von 4030 ± 100 Millionen Jahren (21) real sind, steht dahin. Möglicherweise liegen hier Störungen durch Eindiffusion von

radiogenem Sr^{87} aus anderen Mineralkomponenten vor, wie die aus der Neigung der $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ – $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Isochronen bestimmten Alterswerte der Gesamtgesteine andeuten. Trotz intensiver Suche konnten jedenfalls bis heute keine eindeutigen wahren Gesteinsalter über 3500 Millionen Jahre gefunden werden.

B. Messung der Isotopenzusammensetzung des gewöhnlichen Bleis

Diese im 3. Kap., Abschn. I.2.E.a. näher erläuterte Methode geht von der Annahme aus, daß sich die Isotopenzusammensetzung des gewöhnlichen Bleis durch Zufügen radiogener Bleisotope aus einem Mutter-System bis zur Pb-Auskristallisation änderte. Da bei jungen (z. B. tertiären) Erzbleien oder rezenten Bleien des Ozeans in Gl. 39 und 40 für das Alter dieser Proben näherungsweise ohne merklichen Fehler $p = 0$ eingesetzt werden darf, läßt sich das Erdalter w aus der Neigung der mit den Isotopenverhältnissen $\alpha = \text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ und $\beta = \text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ konstruierbaren Nullisochronen (Geochronen) berechnen (s. auch Gl. 42):

$$\frac{\Delta\alpha}{\Delta\beta} = \frac{1}{137,8} \cdot \left(\frac{e^{\lambda_{\text{U-238}} \cdot w} - 1}{e^{\lambda_{\text{U-235}} \cdot w} - 1} \right) \quad (59)$$

Die Neigung dieser von *Houtermans* u. a. gemessenen Isochronen, die von α_w und β_w des „Urbles“ – entsprechend dem Blei der Troilitphase von Eisenmeteoriten – ausgehen, liegt in der Größenordnung von 0,59 und zeigt ein Erdalter von $4,55 \cdot 10^9$ Jahren an. Die nach ähnlichen Verfahren erhaltenen Werte (und auch das Alter der Meteorite) stimmt hiermit gut überein; man vgl. (33, 74, 225, 229–231, 354, 358, 404, 405, 442, 466, 489).

2. Beginn der eigentlichen geologischen Geschichte

Sieht man von der Möglichkeit ab, daß die über 3000–3500 Millionen Jahre alten Gesteine ihre radiometrischen Zeitmarken evtl. durch Metamorphose verloren haben, dann ist der Unterschied zwischen Gesteinsalter ($3 \cdot 10^9$ a) und Bleialter ($4,5 \cdot 10^9$ a) mit dem Zeitraum zu identifizieren, der von der frühesten Phase der Erdentstehung (homogener Zustand) bis zur Bildung der heterogenen Erdkruste verstrich. Das heißt, der erste Abschnitt der Erdgeschichte, der wahrscheinlich über den glutflüssigen Zustand zur Bildung des Erdkerns und zur Abscheidung des Mantels und der Kruste führte – vgl. *Elsasser* (119) – dauerte etwa 1000–1500 Millionen Jahre. Erst nach dieser Zeit begann die eigentliche geologische Geschichte der Erde; vgl. hierzu noch die Übersicht in Abb. 8.

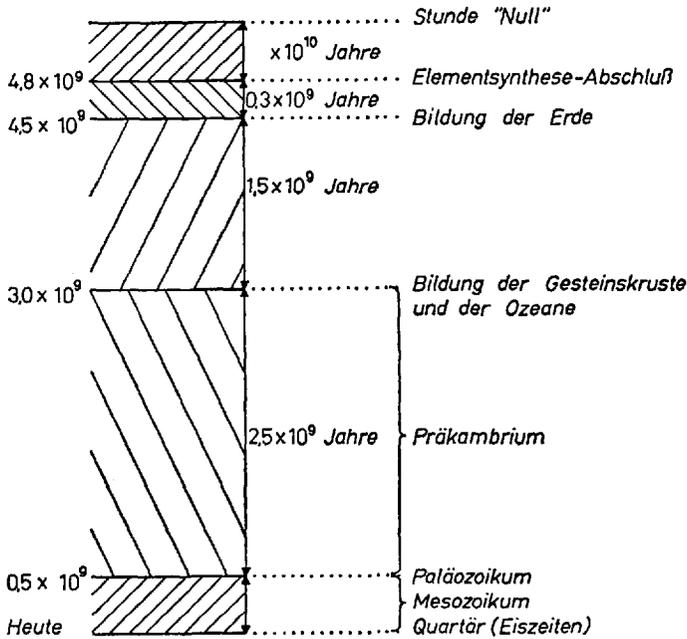


Abb. 8. Übersicht der wichtigsten geochronologischen Zeitabschnitte

3. Alter der Ozeane

Mit der letztgenannten Hypothese steht in gutem Einklang, daß die aus den Sr^{87}/Sr^{86} -Messungen verschieden alter Kalksteine u.a. konstruierte Sr^{87} -Entwicklungslinie des Meerwassers etwa bei 3000 Millionen Jahre anfängt (199). Zu dieser Zeit müßte ja die Bildung der Ozeane einsetzen und so das chemische Milieu, in dem sich das radiogene Strontium entwickeln konnte, ändern.

Auch die aus Phosphorgehaltsbestimmungen zahlreicher Proben (Sandsteine, Tone, Carbonat-Gesteine u.a.) berechnete geochemische Bilanz des an den Sedimentationscyclen beteiligten Phosphors deutet auf ein hiermit übereinstimmendes Alter des Weltozeans (2800 Millionen Jahre) hin (400).

4. Zeitintervall zwischen Elementsynthese und Erdbildung

Geochronologische Berechnungen erlauben auch Hinweise auf das zwischen dem Abschluß der Elementsynthese – vgl. hierzu Fowler, Burbidge u.a. (26, 53, 155, 156, 325, 488) – und der Erdbildung liegende Zeitintervall Ξ .

Einmal läßt sich aus dem Verhältnis des radiogenen, beim J^{129} -Zerfall ($\lambda_{J^{129}} = 42,3 \cdot 10^{-9} \text{ a}^{-1}$) entstandenen, und ur-anfänglichen Xe^{129} zum spaltungsgenetischen Xe^{136} (oder Xe^{130}) unter Verwendung des an verschiedenen Gesteinen bestimmten J^{127} -Gehalts ein Bildungsintervall Ξ von 102–240 (bzw. 480) Millionen Jahre berechnen (287–283). Zum anderen gibt die Neigung von Isochronen primärer und sekundärer Bleiprobe unter der Annahme eines von der Elementsynthese an in einem konstanten chemischen Milieu (U^{238}/Pb^{204}) bis zur Abscheidung sich entwickelnden Bleis einen Wert von $(5,0 \pm 0,1) \cdot 10^9$ Jahren für den Zeitpunkt des Synthese-Abschlusses.

Das heißt, das Zeitintervall Ξ dürfte etwa in der Größenordnung von 300–400 Millionen Jahre liegen (419). Dieser Befund deutet darauf hin, daß die Erde wahrscheinlich aus einer Wolke kosmischen Staubs kondensierte und bis zur Zeit der Abscheidung der primären Bleie usw. ein geschlossenes System blieb, indem eine gute Durchmischung stattfand (397, 398).

II. Chronologie des Präkambriums

1. Grundlage der Einteilung

Es darf sicher angenommen werden, daß sich das geologische Geschehen des Präkambriums im Prinzip nicht von dem der späteren Zeitabschnitte unterschied (32, 102): Die Gesteine der ursprünglichen Erstarrungskruste verwitterten, lagerten sich ab und bildeten Sedimentgesteine. Durch Tiefenprozesse (Metamorphosen) und durch das Eindringen von granitischem Magma traten partielle und totale Umschmelzungen sowie Wiederverflüssigungen erstarrter Gesteine ein, die erneut als granitartige Produkte auskristallisierten und den Gesteinszyklus begannen. Wie in den jüngeren Epochen werden diese Cyclen in typischen Stufen – Geosynkinalperiode, Vulkanismus, Faltungskulmination usw. (122, 176, 448, 486) – als Gebirgsbildungsprozesse (Orogenesen) abgelaufen sein, so daß das archaische Grundgebirge am Ende des Präkambriums (d.h. vor 500 Millionen Jahren) die Reste mehrerer, zu verschiedenen Zeiten stattgefundenen orogenen Cyclen trug.

Die Gliederung des präkambrischen Zeitraums beruht nun im Grunde genommen auf einer chronologischen Einstufung dieser Orogenesen. Die Datierung der Orogenesen ist dabei möglich, da – vgl. Wahl (486) – in jedem Grundgebirgsgebiet eine der Anzahl orogener Cyclen entsprechende Zahl charakteristischer, mit dem gebirgsbildenden Prozeß verknüpfter Granitgruppen (Gneisgranite, Migmatite u.a.) vorhanden ist. Durch radiometrische Altersbestimmungen dieser Granite erhält man somit

Kenntnis von den auf die Erdkrustenbildung folgenden geologischen Prozessen. Hervorzuheben ist dabei, daß systematische weltweite Bestimmungen des Alters und Ausmaßes dieser orogenen Prozesse für die Theorie der Bildung orogener Gürtel und der damit verbundenen Entwicklung und Struktur der Kontinente von großer Bedeutung sind.

2. Orogene Provinzen von Nordamerika

Durch zahlreiche Datierungen (Rb/Sr-, Pb/Pb-, U/Pb- u.a. Methoden) jüngerer und älterer Gesteine konnten vom nordamerikanischen Kontinent – vgl. z.B. *Tilton, Davis* u.a. (15, 122, 164, 448, 462, 463) – geochronologische Karten angefertigt werden, aus denen folgendes herauszulesen ist:

1. Gesteine bestimmter Altersgruppen – 200–500, 900–1200 (max. 950), 1500–1950 (max. 1750), 2000–2800 (max. 2500) Millionen Jahre – sind besonders häufig.

2. Die chronologisch zusammengehörigen Gesteinsgruppen sind nicht regellos über den Kontinent verteilt, sondern in bestimmten geographischen Gebieten angehäuft. Die ältesten Gesteine werden dabei auf beiden Seiten durch Gesteine jüngerer Alters begrenzt.

Diese Ergebnisse legen nun wohl die Annahme nahe, daß der Kontinent in Übereinstimmung zu theoretischen Überlegungen (507) ursprünglich eine relativ kleine Landmasse (sog. altes Schild) war, die durch aufeinanderfolgende Orogenesen mit Materialablagerungen in den Randgebieten von innen nach außen wuchs und hierbei die orogenen Gürtel gleichsam als „Wachstumsringe“ zurückließ. Die Untersuchungen von *Patterson* (360), die einen Überschuß von Pb^{206} und Pb^{208} gegenüber den idealen Werten in Kalifeldspatkonzentraten mit abnehmendem Feldspat-Alter ergaben, zeigen aber, daß Uran und Blei und damit Gesteinsmaterial aus größeren Erdtiefen in den äußeren Mantel transportiert wurde. Aus der Abnahme der Transportgeschwindigkeit des Bleis im frühen Präkambrium schließt man auf einen Aufbau des gesamten nordamerikanischen Kontinents bereits während des zwischen 3500–2500 Millionen Jahren liegenden Zeitraums. Auch Messungen der Sr^{87}/Sr^{86} -Verhältnisse vieler granitischer Gesteine scheinen darauf hinzuweisen, daß während der Orogenesen neues Material aus tieferen Erdzonen in die Kontinente eingebaut wurde (162, 239, 452a).

3. Erdumfassende Korrelation der präkambrischen Orogenesen

Durch die geochronologische Erfassung vieler Gebiete der Erde konnte in den letzten Jahren festgestellt werden, daß auf allen Kontinenten die-

selbe zeitliche Gliederung der orogenen Gürtel wie am nordamerikanischen Kontinent (wo sie besonders klar zu erkennen ist) vorliegt. Vgl. Tab. 3, die Übersicht bei *Reh* (390) und (103, 150, 210, 248, 427, 462, 464, 471, 501, 507) sowie die kritische Diskussion von *Gilluly* (176) über die Grenville-Orogenese.

Tabelle 3. *Erdumfassende Orogenesen*

Orogenese	Nord-amerika	Asien	UdSSR	Afrika	Australien
Kenora bzw. Superior	2300–2750 max. 2500	2250–2700	2100–2870	2650–2900	2300–2700
Hudson	1550–1850 max. 1700	1100–1900 max. 1900	1610–2000 max. 1900	2000	1510–1700 max. 1630
Grenville	800–1100 max. 900	650–1100	600–1200	630–1050	800–1100
Literatur	(164, 462, 463)	(481)	(377, 479)	(382)	(141a, 506)

Diese Ergebnisse können als Hinweis dafür angesehen werden, daß die in einem charakteristischen Rhythmus ablaufenden „normalen“ Gebirgsbildungsprozesse, die etwa in Abständen von 100–200 Millionen Jahren der letzten (alpinen) Faltung vor 59 Millionen Jahren vorangingen, zu bestimmten Zeiten eine Kulmination durch besonders intensive Faltungsprozesse erreicht hatten. An diese Haupt-Orogenesen schlossen sich dann vergleichsweise ruhigere periodische Orogenesen bis zur nächsten, erdumfassend wirkenden intensiven Faltung an.

Die durch Altersbestimmungen erkannten erdumfassenden Haupt-Orogenesen werden nun, wie Tab. 4 zeigt, zur Einteilung des Präkambriums (447, 481, 482) und zu einer Systematik der geologischen Erdgeschichte herangezogen.

Tabelle 4. *Geochronologische Einteilung des Präkambriums und der Erdgeschichte*

Ära	Alter in Mill. Jahre		Epoche (Regime)	Zeitintervall
	(447)	(481)		
Kambrium (Ende)	600	600	Grenville (früh)	180–650
Ober. Proterozoikum	950	1100	Grenville (spät)	650–1075
Mittl. Proterozoikum	1700	—		
Unt. Proterozoikum	2500	1900	Hudson	1075–1950
Archaikum	4500	2600	Superior	1950–2750
Katarchaikum	—	3500		

Eine eingehende Diskussion der mit dieser Geochronologie des Präkambriums verbundenen Probleme würde sicher den Rahmen dieses Berichts überschreiten. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß die Faltungsgürtel des Superior-Orogens von Kontinent zu Kontinent trotz der Überlagerungen durch spätere Umbildungen, Abtragungen usw. verfolgt werden können. Die Superior-Gürtel stellen die ältesten Reste der Kontinente dar und ihr übereinstimmender Verlauf bei einem theoretischen Zusammenfügen der Kontinente kann evtl. neben den paleomagnetischen und paleoklimatischen Daten als Hinweis für die Gültigkeit der Wegnerschen Theorie der Kontinentalverschiebungen (47, 111, 326) angesehen werden; man vgl. hierzu *Dearnley* u. a. (99, 122).

Erwähnt sei auch die Frage nach der Ursache der erdumspannenden Orogenesen, die ja nicht allein mit lokalen Vorgängen im oberen Erdmantel zu erklären sind. Möglicherweise könnte ein aus dem Erdinnern kommender Wärmefluß, wie er nach *Elsasser* (119) diskutierbar erscheint, die Antwort geben. Denn infolge der hierdurch bedingten Erwärmung würde sich die (durch die Mohorovičić-Diskontinuität gekennzeichnete) Phasengrenze Basalt-Eklogit erdumfassend in größere Tiefen verschieben und zu einer Umwandlung des unter den Kontinenten liegenden Oberen Mantelgesteins Eklogit in Basalt führen. Da diese Umwandlung mit einer Volumenvergrößerung verbunden ist, würden die Hebungen der evtl. bereits in einer Geosynklinalperiode (Ansammlung größerer Sedimentmengen) befindlichen Erdkrustenbereiche verständlich; vgl. zum Phasenübergang Basalt/Eklogit bei *Schreyer* (416).

III. Chronologie von Gebirgsbildungen

Abgesehen von der Systematik der erdumfassenden Faltungsgürtel interessiert vor allem auch die zeitliche Ordnung der beim Aufbau eines Gebirgszugs wirksamen Prozesse. Verständlicherwise sind für derartige Untersuchungen die jüngeren, durch spätere Orogenesen weitgehend unbeeinflussten Gebirge am geeignetsten, da bei ihnen die durch die gebirgsbildenden Einzelvorgänge (486) in den Gesteinen zurückgelassenen „Markierungen“ am ehesten erhalten blieben.

Es wurde bereits erörtert, daß Metamorphosen manche radiometrischen Zeitmarken, die die ursprüngliche Kristallisation des Gesteins und damit vielleicht das Alter des Gebirgszuges anzeigten, löschen. Unter Umständen wird aber gerade durch diesen Löschprozeß die Datierung der metamorphen Umbildungen möglich.

Da manche Verfahren bei Wahl geeigneter Mineralien auf verschieden intensive Metamorphosen unterschiedlich reagieren, lassen sich auch

mehrere zeitlich verschobene Metamorphosen bzw. Faltungsperioden registrieren. Datierungsmethoden, die durch intensivere gebirgsbildende Prozesse kaum beeinflusst werden, zeigen dagegen das eigentliche Alter des Gebirgszugs und evtl. auch noch älterer Gebirgsreste an. Durch Anwendung mehrerer Methoden kann somit aus den für spezielle Datierungsprobleme jeweils geeigneten Gesteinen und Mineralien die Geschichte einer Gebirgsbildung herausgelesen werden (96, 464, 470).

Von einer Besprechung der zur Aufklärung der Geschichte von Gebirgen und Gesteinen durchgeführten Arbeiten, die beispielsweise für das deutsche Grundgebirge ein Alter von 400 bis 500 Millionen Jahre ergaben, sei hier abgesehen. In Tab. 5 sind nur noch einige Literaturhinweise zusammengestellt; vgl. hierzu auch die im 3. Kapitel zitierten Arbeiten sowie (2, 3, 42, 45, 92, 113, 159, 160, 246, 254, 263, 270, 381, 388, 399, 444, 445, 470, 515).

Tabelle 5. *Beispiele zur Geochronologie von Gebirgen*

Gebiet	Hauptsächl. angew. Datier.-Meth.	Altersber. Mill. Jahre	Literatur
Ostbayr. Grundgebirge	Rb/Sr	330—450	(96)
Sachsen	U/Pb, K/Ar	235—380	(495)
Randgebirge Böhmens (Granitintrusionen)	K/Ar	366—397	(435)
Fichtelgebirge (Granitintrusionen)	K/Ar	230	(348)
Schweizer u. Ital. Alpen	Rb/Sr	16—356	(243)
Simplonmassiv	K/Ar	27—56	(327, 350)
Alpen (Mont Blanc)	Pb	679	(73)
Gotthardmassiv	Pb/Pb	485—932	(188)
Rotondogranit	Rb/Sr	260; 13	(247)
Appalachian-Gebiet, USA	U/Pb u. a.	180—375	(462)
Baltimore	K/Ar	310—340	(493)
Cornwall, England	U/Pb	58—225	(374)
Schottland	K/Ar	310—422	(331)
Cordilleren, Kanada	K/Ar u. a.	11—790	(158, 31)
Jenissei-Höhenzug, UdSSR	Rb/Sr, K/Ar u. a.	255—260	(172)
Kolumbien, Südamerika	K/Ar, Rb/Sr	110—1200	(372)

IV. Die absolute geochronologische Zeitskala

Holmes (216, 219) gelang es erstmals, die für die Zeit nach dem Präkambrium (d. h. für die letzten 600 Millionen Jahre) biostratigraphisch festgelegte relative geologische Skala mit Hilfe radiometrischer Alters-

bestimmungen in eine absolute Zeitskala überzuführen. Obwohl diese erste klassische Holmes-Skala nur mit wenigen radiometrischen Daten aufgestellt wurde, ordnete sie doch die geologischen Zeitabschnitte überraschend gut ein. Durch die Entwicklung und Verbesserung der radiometrischen Datierungsverfahren, von denen einige – wie z. B. die Rb/Sr- oder die K/Ar-Methode – zur Zeit der Aufstellung der ersten absoluten Zeittafel noch fehlten, war es aber später möglich, einige Ungenauigkeiten der geochronologischen Einstufung zu erkennen. *Holmes* (220) leitete dabei selbst die Revision durch Entwicklung einer neuen, auf vielen hundert geochronologischen Daten und Zuordnungen basierenden absoluten Zeitskala ein, die in den letzten Jahren durch die Arbeiten von *Kulp*, *Vinogradov* u. a. (94, 114, 126, 133, 150, 274, 376, 390, 418, 483) weiter verbessert und ergänzt wurde (vgl. Tab. 6).

Tabelle 6. Vereinfachte geochronologische Skala (nach *Kulp*, *Vinogradov* u. a.)

Ära	Periode	Epoche	Dauer der Abschnitte Mill. Jahre	Gesamtzeit
Känozoikum	Quartär Tertiär	Pleistozän (Eisz.)	1	70
		Pliozän	11	
	Miozän	11		
	Oligozän	12		
	Eozän	20		
	Paleozän	15		
Mesozoikum	Kreide Jura Trias		65	220
			45	
			40	
Paläozoikum	Perm Karbon Devon Silur Ordovicium		50	430
			80	
			50	
			30	
			60	
Präkambrium	Kambrium		110	600

Wenn auch an der weiteren Vervollkommnung dieser Skala – besonders der älteren Perioden – an vielen Stellen gearbeitet wird, so erlaubt sie doch schon die Diskussion mancher zeitlicher Zusammenhänge. Es sei hier nur auf die Bedeutung der Absolutchronologie für die Erforschung des Evolutionsablaufs verwiesen. Erst die absolute Zeitskala führt zu Angaben über die Evolutionsgeschwindigkeit und ermöglicht die Feststellung evtl. explosiver Entfaltungen innerhalb von Gruppen (403).

V. Beginn des biologischen Schwefel-Cyclus in der Natur

Die von *Thode, Vinogradov* u. a. (30, 249a, 342, 455, 457, 478) beobachtete An- und Abreicherung des Schwefelisotops S^{34} in Sulfaten bzw. Sulfiden (vgl. 2. Kap., Abschn. II.4.), an der bakterielle Prozesse einen großen Anteil haben, läßt sich zur Datierung des biologischen Schwefel-Cyclus heranziehen. Denn Messungen des S^{32}/S^{34} -Verhältnisses zeitlich eingestufte sedimentärer Sulfide und Sulfate weisen darauf hin, daß diese Isotopenfraktionierung und damit wahrscheinlich der biologische Schwefel-Cyclus vor etwa 800 Millionen Jahren einsetzte (43, 456).

Wie bereits erwähnt, kommt auch Messungen der Altersabhängigkeit weiterer Isotopenfraktionierungen – z. B. im Zusammenhang mit paleoklimatischen Problemen, der Frage des Lebensalters längst ausgestorbener Tiere (Belemniten) u. a. (43, 84, 123, 261, 360a, 475) – Bedeutung zu.

VI. Halbwertszeitmessungen mit Hilfe von Altersbestimmungen

Die Halbwertszeit langlebiger Radionuklide kann in manchen Fällen durch radiometrische Datierung der das Mutternuklid M und dessen Tochterisotop E enthaltenden Mineralien bestimmt werden. Denn trägt man das Isotopenverhältnis (E/M) verschiedener Mineralien gegen das jeweilige Mineralalter t in ein $E/M, t$ -Diagramm ein, dann liegen die Bildpunkte auf einer Geraden, deren Neigung gemäß Gl. 60 die Zerfallskonstante λ und damit die Halbwertszeit ($T_{1/2} = 0,693/\lambda$) angibt.

$$\ln \left(1 + \frac{E}{M} \right) = \lambda t \cong \frac{E}{M} \quad (60)$$

Herr u. a. (212) bestimmten mit dieser Methode die Halbwertszeit des für Datierungen verwendbaren $Re^{187} \rightarrow Os^{187}$ -Übergangs

$$T_{1/2} = (4,3 \pm 0,5) \cdot 10^{10} \text{ a}$$

Das Os/Re-Verhältnis wurde dabei massenspektroskopisch bzw. mittels Neutronenaktivierungsanalyse in verschiedenen Molybdäniten, die nach dem Alter der umliegenden Gesteine (K/Ar-, Rb/Sr- und U/Pb-Methode) datiert waren, gemessen.

Abschließend möchte ich meinen Mitarbeitern, besonders Dr. G. *Zeitler*, Dr. P. *Menge* und Dr. W. *Hecker* für Literaturhinweise und wertvolle Diskussionen herzlich danken. Mein Dank gilt außerdem dem Fonds der Chemischen Industrie, Düsseldorf, der die Arbeiten unseres Instituts durch finanzielle Zuwendungen unterstützt.

Literatur

1. *Afanassjev, G. D.*: In geochronologischer Hinsicht wichtige Eigenschaften der Glimmer und Feldspate. *Acta geol. Acad. Sci. hung.* 6, 275 (1962).
2. — Einige geologische Ergebnisse der Untersuchungen des absoluten Alters von Gesteinen. *Nachr. Akad. Wiss. UdSSR, geol. Ser.* 24, 12 (1959).
3. —, *I. W. Borissewitsch* u. *L. L. Schanin*: Über die geologische Interpretation radiologischer Angaben zur Bestimmung des absoluten Alters von Gesteinen. *Nachr. Akad. Wiss. UdSSR, geol. Ser.* 27, 26 (1962).
4. *Agrawal, D. P.*, *S. Kusumgar* u. *R. P. Sarna*: Radiokohlenstoffdaten von archäologischen Proben. *Current Sci. (Bangalore)* 33, 40 (1964).
5. *Ahrens, L. H.*: The Strontium Method for Determining Geological Age. In: *H. Faul*: *Nuclear Geology*, 331—341. New York: John Wiley & Sons 1957.
6. — Measuring Geologic Time by the Strontium Method. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 60, 217 (1949).
7. *Aitken, M. J.*, *M. S. Tite* u. *J. Reid*: Datierung durch Thermolumineszenz: Fortschrittsbericht. *Archaeometry* 6, 65 (1963).
8. *Akimasa, Masuda*: Lead isotope composition in volcanic rocks of Japan. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 291 (1964).
9. *Aldrich, L. T.*, *G. L. Davis*, *G. R. Tilton* and *G. W. Wetherill*: Radioactive ages of minerals from the Brown Derby Mine and the Quartz Creek granite near Gunnison, Colorado. *J. geophys. Res.* 61, 215 (1956).
10. —, and *A. O. Nier*: Argon⁴⁰ in potassium minerals. *Physiol. Rev.* 74, 876 (1948).
11. — — The occurrence of helium³ in natural sources of helium. *Physic. Rev.* 74, 1590 (1948).
12. —, and *G. W. Wetherill*: Geochronology by Radioactive Decay. *Ann. Rev. Nucl. Sc.* 8, 257 (1958).
13. — — Rb—Sr- und K—Ar-Alter von Gesteinen in Ontario und Nordminnesota. *J. geophys. Res.* 65, 337 (1960).
14. — —, *G. L. Davis*, and *G. R. Tilton*: Radioactive ages of micas from granitic rocks by the Rb—Sr and K—A methods. *Trans. Amer. Geophys. Union* 39, 1124 (1958).
15. — — — Occurrence of 1350 million-year-old granite in western United States. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 68, 655 (1957).
16. *Allan, D. W.*, *R. M. Farquhar*, and *R. D. Russell*: A note on the lead isotope method of age determination. *Science* 118, 486 (1953).
17. *Allégre, Claude* u. *Michard Gil*: Über die Unterschiede der Altersbestimmung nach der Strontium- und der Argonmethode. *C. R. hebd. Séances Acad. Sci.* 259, 4313 (1964).
18. *Allsopp, H. L.*: Rb—Sr age measurements on total rock and separated mineral fractions from the Old Granite of the Central Transvaal. *J. geophys. Res.* 66, 1499 (1961).
19. — Rb—Sr- und K—Ar-Altersbestimmungen im Great Dyke von Südrhodesien. *J. geophys. Res.* 70, 977 (1965).
20. —, and *P. Kolpe*: Isotope age determinations on the Cape Granite and intruded Malmesbury Sediments, Cape Peninsula, South Africa. *Geochim. cosmochim. Acta* 29, 1115 (1965).
21. —, *H. R. Roberts*, *G. D. L. Schreiner*, and *D. R. Hunter*: Rb—Sr Age Measurements on Various Swaziland Granits. *J. geophys. Res.* 67, 5307 (1962).

22. *Alpher, R. A., and R. C. Herman*: The primeval lead isotope abundances and the age of the earth's crust. *Physiol. Rev.* 84, 1111 (1951).
23. *Amaral, G., O. G. Cordani, K. Kawashita, and J. H. Reynolds*: Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochim. cosmochim. Acta* 30, 159 (1966).
24. *Ambach, W., u. H. Eisner*: Untersuchung der Radioaktivität der Firnschichten eines Alpengletschers zur Festlegung von Datierungsmarken. *Acta physica austriaca* 20, 58 (1965).
25. *Amirhanoff, K. I., S. B. Brandt, and E. N. Bartnitsky*: Radiogenic argon in minerals and its migration. *Geochronology of Rock Systems* (Editor J. Kulp) *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 91, 235 (1961).
26. *Anders, E., and C. M. Stevens*: Thallium-205 and the Age of the Solar System. Presented at the 1960 Spring Meeting of the American Geophysical Union, Washington. *Zit. nach* (287).
27. *Anderson, E. C., W. F. Libby, S. Wernhouse, A. F. Reid, A. D. Kirshenbaum, and A. V. Gross*: Radiocarbon from Cosmic Radiation. *Science* 105, 576 (1947).
28. *Arrhenius, G.*: Climatic records on the ocean floor. *Rosby Memorial Volume*. Ed. B. Bolin. New York: Rockefeller Institute Press 1959.
29. —, *G. Kjellburg, and W. F. Libby*: Age determination of Pacific chalk ooze by radiocarbon and titanium content. *Tellus* 3, 222 (1951).
30. *Ault, W. U.*: Isotopic Fractionation of Sulphur in Geochemical Processes. In: *Researches in Geochemistry*. S. 241—259. Ed. Ph. H. Abelson. New York: John Wiley & Sons, Inc. 1959.
31. *Baadsgaard, H., G. L. Cumming, R. E. Folinsbee, and J. D. Gofrey*: Limitations of Radiometric Dating. In: *Geochronology in Canada*, S. 20—38. University of Toronto Press, 1964.
32. *Backlund, H.*: Einblicke in das geologische Geschehen des Präkambriums. *Geol. Rdsch.* 34, 79 (1943).
- 32a. *Bagge, E., u. H. Willkomm*: Geologische Altersbestimmung mit ³⁶Cl. *Naturwissenschaften* 50, 299 (1963).
33. *Baranov, V. I.*: On the methods of determining the age of the earth. *Geochemistry* 1, 15 (1966).
34. *Barth, T. F. W.*: Überlagerungen zur Wechselbeziehung zwischen Sediment- und Eruptivgesteinen. *Geochemie (UdSSR)* 2, 296 (1962).
35. *Bederke, E.*: Kritische Betrachtungen physikalischer Altersbestimmungen. *Geol. Rdsch.* 49, 314 (1960).
36. *Begemann, F.*: The tritium content of atmospheric hydrogen and atmospheric methane. In: *Earth Science and Meteoritics*, S. 169—187. Ed. J. Geiss und E. D. Goldberg. Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1963.
37. —, *H. v. Buttiler, F. G. Houtermans, N. Isaac et E. Picciotto*: Les résultats préliminaires des mesures d'âge de la pechblende de Shinkolobwe par la méthode du RaD. *Bull. Soc. belge géol. paléontol. et hydrol.* 67, 223 (1952).
38. — — — — Application de la méthode du RaD à la mesure de l'âge „chimique“ d'un minerai d'Uranium. *Geochim. cosmochim. Acta* 4, 21 (1953).
39. —, *F. Geiss, F. G. Houtermans u. W. Buser*: Isotopenzusammensetzung und Radioaktivität von rezentem Vesuvblei. *Nuovo cimento* 11, 663 (1954).

40. —, and *W. F. Libby*: Continental water balance, ground water inventory and storage times, surface ocean mixing rates and worldwide water circulation patterns from cosmic-ray and bomb tritium. *Geochim. cosmochim. Acta* 12, 277 (1957).
41. *Berger, R., Amos, H. u. W. F. Libby*: ^{14}C -Datierungen von Knochen und Schalen aus ihren organischen Bestandteilen. *Science* 144, 999–1001 (1964).
42. *Bertrand, J., R. Chessex, M. Delaloye, R. Laurent u. M. Vuagnat*: Altersbestimmung nach der Gesamtblei-Methode in den Zirkonen der Alpenkette. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* 45, 317 (1965).
43. *Bigeleisen, J.*: Chemistry of Isotopes. *Science* 147, 463 (1965).
- 43a. *Blanchard, F. N.*: Thermoluminescence of Fluorite and Age of Deposition. *Amer. Mineralogist* 51, 474 (1966).
44. *Boltwood, B. B.*: The Origin of Radium. *Phil. Mag.* (6) 9, 599 (1905). The Ultimate Disintegration Products of Uranium. *Amer. J. Sci.* (4), 23, 77 (1907).
45. *Bordet, P., Krummenacher, D., R. Mouterde u. M. Remy*: Altersbestimmung nach der K/Ar-Methode in den zu Tage liegenden Gesteinen des Tales des Kali Gandaki (Zentral-Nepal). *C. R. hebd. Séances Acad. Sci.* 260, 6409 (1965).
46. *Borschtschewski, J. A., u. Ss. L. Borissowa*: Über die Unversehrtheit radiogenen Argons im Sylvin. *Geochemie (UdSSR)* 1055 (1963).
47. *Boschke, F. L.*: Die Schöpfung ist noch nicht zu Ende. Düsseldorf-Wien: Econ-Verlag 1963.
48. *Branson, E. B., W. A. Tarr, and W. D. Keller*: Introduction to Geology. New York: McGraw-Hill Book Company, Inc. 1952.
49. *Brinkmann, R., K. O. Münnich u. J. C. Vogel*: Anwendung der C^{14} -Methode auf Bodenbildung und Grundwasserkreislauf. *Geol. Rdsch.* 49, 244 (1960).
50. *Broecker, W. S.*: Absolute Dating and the Astronomical Theory of Glaciation. *Science* 151, 299 (1966).
51. —, *K. K. Turekian, and B. C. Heezen*: The relation of deep sea sedimentation rates to variations in climate. *Amer. J. Sci.* 256, 503 (1958).
52. *Brown, R. M.*: Hydrology of tritium in the Ottawa Valley: *Geochim. cosmochim. Acta* 21, 199 (1961).
53. *Burbidge, E. M., G. R. Burbidge, W. A. Fowler, and F. Hoyle*: Synthesis of the elements in stars. *Rev. mod. Physics* 29, 547 (1957).
54. *Burksser, Je., Ss., K. M. Alexejewa, W. Ju. Goldenfeld, I. W. Dawidjuk, L. O. Demidenko, Ss. G. Jeliszejewa, G. D. Letschechlib, W. R. u. M. P. Schitscherbank*: Über die Genauigkeit der Bestimmung des absoluten Alters von Gesteinen mit der Bleimethode. *Geol. J. (UdSSR)* 21, 48 (1961).
55. *v. Buttlar, H.*: Tritium in Rainwater. In: *Earth Science and Meteoritics*, S. 188–206. Ed. *J. Geiss u. E. D. Goldberg*. Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1963.
56. —, and *W. Stahl*: A low-level Geigercounter for tritium. *Rep. STI/Pub/39, I.A.E.A.* 7, 325 (1962).
57. — —, u. *B. Wiik*: Tritiummessungen an Regenwasser ohne Isotopenanreicherung. *Z. Naturforsch.* 17a, 91 (1962).
58. —, and *I. Wendt*: Ground-water studies in New Mexico using tritium as a tracer. *Trans. Amer. Geophys. Union* 39, 660 (1958).

59. *Cahen, L., P. Eberhardt, J. Geiss, F. G. Houtermans, J. Jedwab, and P. Signer*: On a correlation between the common lead model age and the trace element content of galenas. *Geochim. cosmochim. Acta* **14**, 134 (1958).
60. *Cannon, R. S., A. P. Pierce, J. C. Antweiler, and K. L. Buck*: The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis. *Econ. Geol.* **56**, 1 (1961).
61. —, *L. R. Stief, and T. W. Stern*: Radiogenic lead in nonradioactive minerals: a clue in the search for uranium and thorium. *Proc. United Nations Second Intern. Conf. on Peaceful Uses of Atomic Energy. Geneva, Vol. 2, P/773*, 215 (1958).
62. *Carlston, C. W., and L. L. Thatcher*: Tritium studies in the United States Geological Survey. *Rep. STI/PUB/39, I.A.E.A., 1*, 75 (1962).
63. *Carr, D. H., and J. L. Kulp*: Dating with Natural Radioactive Carbon. *Trans. N. Y. Acad. Sci. (II)* **16**, 175 (1954).
64. — — Potassium-argon method of geochronology. *Bull. geol. Soc. Amer.* **68**, 763 (1957).
65. *Catanzaro, E. J.*: *J. geophys. Res.* **68**, 2045 (1963).
66. —, u. *P. W. Gast*: Isotopenzusammensetzung von Blei in pegmatitischen Feldspäten. *Geochim. cosmochim. Acta* **19**, 113 (1960).
67. *Chalov, P. I.*: U^{234}/U^{238} in some secondary minerals. *Geochemistry USSR, English Transl.* 203 (1959).
68. *Cherdynytsev, V. V.*: *Abundance of Chemical Elements. University of Chicago Press, Chicago*, 1961.
69. —, *I. V. Kazachevsky, G. I. Kislitsina, E. A. Kuzmina, and N. V. Kind*: Non-equilibrium uranium in carbonate deposits and their age determination. *Geochemistry* **2**, 139 (1966).
70. — and *E. M. Kolesnikov*: Argon of the ancient atmosphere in Minerals of sedimentary rocks. *Proc. Acad. Sci. USSR* **165**, 1405 (1965).
71. *Chessier, R.*: Applications de la thermoluminescence à la géologie. *Bull. Soc. vandoise Sci. natur.* **68**, 1 (1962).
72. — Altersbestimmung an Zirkonen der Gesteine der Alpen und des Appenin nach der Methode der „Strahlungsschäden“. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* **44**, 27 (1964).
73. —, *M. Delaboye, D. Krummenacher et M. Vuagnat*: Nouvelles déterminations d'âges „plomb total“ sur des zircons alpines. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* **44**, 43 (1964).
74. *Chow, T. J., and C. R. McKinney*: Mass spectrometric determination of lead in manganese nodules. *Analytic. Chem.* **30**, 1499 (1958).
75. *Clayton, R. N.*: Oxygen Isotope Geochemistry: Thermometry of Metamorphic Rodes. In: *Studies in Analytical Geochemistry. Roy. Soc. Can. Spec. Publ. No. 6, S. 42–57. University of Toronto Press* 1963.
76. *Coleman, A. P.*: Long range correlation of varves. *J. Geology* **37**, 387 (1929).
77. *Collins, C. B., R. M. Farquhar, and R. D. Russel*: Isotopic Constitution of Radiogenic leads and the Measurement of Geological Time. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **65**, 1 (1954).
78. *Compstone, W., and P. M. Jeffery*: Anomalous, Common strontium in granite. *Nature* **184**, 1792 (1959).
79. *Corless, J. T., and J. W. Winchester*: Variations in the Ratio $^{48}\text{Ca}/(\text{Total Ca})$ in the natural environment. *Pure appl. Chem.* **8**, 317 (1964).
80. *Correns, C. W.*: Die geochemische Bilanz. *Naturwissenschaften* **35**, 7 (1948).

81. *Coulomb, R.*: Radioaktives Gleichgewicht bei uranhaltigen Mineralien. Bull. Inform. sci. techn. Commissariat Energie atom. 1964, 55–60.
82. *Cowan, Clyde, u. C. R. Atluri*: Möglicher Antimateriegehalt des Tun-guska-Meteors von 1908. Nature 206, 861 (1965).
83. *Cox, A., and G. B. Dalrymple*: Palaeomagnetism and Potassium-Argon Ages of Some Volcanic Rocks from the Galapagos Islands. Nature 209, 776 (1966).
84. *Craig, H.*: The geochemistry of the stable carbon isotopes. Geochim. cosmochim. Acta 3, 53 (1953).
85. — The natural distribution of radiocarbon and the exchange time of carbon dioxide between atmosphere and sea. Tellus 9, 1 (1957).
86. — The natural distribution of radiocarbon: Mixing rates in the sea and residence times of carbon and water. In: Earth Science and Meteoritics, S. 103–114. Ed. *Geiss, J. and E. D. Goldberg*. Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1963.
87. *Creer, K. M., J. A. Miller, and A. Gilbert-Smith*: Radiometric age of the Serra Geral Formation. Nature 207, 282 (1965).
88. *Crouch, E. A., and T. A. Tuplin*: Isotopic composition and the atomic weight of naturally occurring molybdenum: A possible reflexion of the creation process. Nature 202, 1282 (1964).
89. *Curtis, G. H., and J. H. Reynolds*: Notes on the potassium-argon dating of sedimentary rocks. Bull. geol. Soc. Amer. 69, 151 (1958).
90. *Daniels, R. B., R. Meyer u. G. M. Simonson*: Die Alluvialchronologie der Thomson-Creek-Wasserscheide, Harrison County, Iowa. Amer. J. Sci. 261, 473 (1963).
91. *Daniels, F., and D. F. Saunders*: The Thermoluminescence of Crystals. Final Report A.E.C. Contract AT (11–1) 27, Madison, Wisconsin (1951).
92. *Darnley, A. G., J. E. T. Horne, G. H. Smith, T. R. D. Candler, D. F. Dance u. E. R. Preece*: Das Alter einiger Uran- und Thoriumminerale aus Ost- und Zentralafrika. Mineralog. Mag. J. mineralog. Soc. 32, 716 (1961).
93. *Daughtry, A. C., D. Perry, and M. Williams*: Magnesium isotopic distribution in dolomite. Geochim. cosmochim. Acta 26, 857 (1962).
94. *Davidson, C. F.*: The Geological Time-Scale. Nature 184, 1310 (1959).
95. *Davis, G. L., and L. T. Aldrich*: Determination of the Age of Lepidolites by the Method of Isotope Dilution. Bull. Geol. Soc. Amer. 64, 379 (1953).
96. — u. *W. Schreyer*: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. Geol. Rdsch. 52, 146 (1962).
97. *Davis, R., and O. A. Schaeffer*: Chlorine-36 in nature. Brookhaven National Laboratory. Rep. BNL 340 (T-59) (1955); Ann. N. Y. Acad. Sci. 62, 107 (1956).
98. *Day, F. H.*: The Chemical Elements in Nature. London: G. G. Harrap & Co., Ltd. 1965.
99. *Dearnley, R.*: Ancient mountain ranges — a clue to Earth's evolution. Discovery 27, 18 (1966).
100. *De Geer, G.*: Geochronologie der letzten 12000 Jahre. Geol. Rdsch. 1912, 3; Geochronologia Suecica Principes. Kungl. Sv. Ak. Handl. Ser. 3, 18 (1940).
101. *Degens, E. T.*: Das O¹⁸/O¹⁶-Verhältnis im Urozean und der geochemische Stoffumsatz. Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1959, S. 180.
102. *Dehm, R.*: Geologisches Erdalter und astrophysikalisches Weltalter. Naturwissenschaften 36, 166 (1949).

103. *Delbos, L.*: Messungen des absoluten Alters der präkambrischen Gesteine von Madagaskar. C. R. hebd. Séances Acad. Sci. 258, 1853 (1964).
104. *Delibrias, G.*, u. *H. Elhai*: Absolutes Alter der Küstentorfe in der Normandie. C. R. hebd. Séances Acad. Sci 260, 2872 (1965).
105. *Deutsch, S.*: Alter pleochroitischer Halo-Bildungen im Lausitzer Granodiorit. *Experientia* 13, 309 (1957).
106. — Einfluß der Wärme auf die Färbung der pleochroitischen Höfe im Biotit. *Nuovo Cimento* 16, 269 (1960).
107. —, *D. Hirschberg* et *E. Picciotto*: Etude quantitative des halos pléochroïques. Application à l'estimation de l'âge des roches granitiques. *Bull. Soc. belg. Géol.* 56, 267 (1956).
108. —, *P. Kipfer* u. *E. Picciotto*: Pleochroitische Höfe und die künstliche Anfärbung von Biotiten durch α -Teilchen. *Nuovo Cimento* 6, 796 (1957).
109. —, *E. Niggli* et *E. Picciotto*: Etude préliminaire des halos pléochroïques de quelques roches métamorphiques et éruptives du St.-Gothard. *Experientia* 15, 214 (1959).
110. *De Vries, H.*: Measurement and Use of Natural Radiocarbon. In: *Researches in Geochemistry*, S. 169—189. Ed. *Ph. H. Abelson*. New York: J. Wiley & Sons Inc. 1959.
111. *Dicke, R. H.*: The Earth and Cosmology. *Science* 138, 653 (1962).
112. *Dineley, D. L.*: The Chronological Value of Fossils. In: *Osborne, F. F.*: *Geochronology in Canada*, S. 9—19. Univ. of Toronto Press 1964.
113. *Doe, B. R.*, *G. R. Tilton* u. *C. A. Hopson*: Bleiisotope in ausgewählten granitischen Gesteinen aus regionalmetamorphen Gesteinen. *J. geophys. Res.* 70, 1947 (1965).
114. *Dreimanis, A.*: Notes on the pleistocene timescale in Canada. In: *Geochronology in Canada*. (Ed. *F. F. Osborne*.) University of Toronto Press, Toronto, 1964. S. 139—156.
115. *Eckelmann, W. R.*, and *J. L. Kulp*: Uranium-lead method of age determination. I. Lake Athabasca problem. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67, 35 (1956).
116. *Ehrenberg, H. F.*: Isotopenanalysen an Blei aus Mineralien. *Z. Physik* 134, 317 (1953).
117. *Einarsson, T.*: Magneto-geological mapping in Iceland with the use of a compass. *Advances in Physics* 6, 232 (1957).
118. *Ellsworth, H. V.*: Rare-Element Minerals of Canada. Canada, Department of Mines, Economic Geology Series No. 11, 272 (1932).
119. *Elsasser, W. M.*: Early History of the Earth. In: *Earth Science and Meteoritics*. Ed. *J. Geiss* u. *E. D. Goldberg*. Amsterdam: North-Holland Publ. Company 1963.
120. *Emery, K. O.*, u. *E. E. Bray*: Radiokohlenstoff-Altersbestimmungen an Sedimenten des kalifornischen Beckens. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists* 46, 1839 (1962).
121. *Emmons, W. H.*, *I. S. Allison*, *C. R. Stauffer*, and *G. H. Thiel*: *Geology: Principles and Processes*. New York: McGraw-Hill Book Company, Inc. 1960.
122. *Engel, A. E. J.*: Geological Evolution of North-America. *Science* 140, 143 (1963).
123. *Epstein, S.*, *R. Buchsbaum*, *H. Lowenstam*, and *H. C. Urey*: Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 64, 1315 (1953).

124. *Erickson, G. P.*, and *J. L. Kulp*: Potassium-argon measurements on the pallisades sill, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **72**, 649 (1961).
125. *Evernden, J. F.*, *G. H. Curtis*, and *R. Kistler*: Potassium-Argon dating of Pleistocene Volcanoes. *Quaternaria* **4**, 13 (1958).
126. —, *J. Obradovich*, and *R. Kistler*: On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. *Geochim. cosmochim. Acta* **23**, 78 (1961).
127. *Ewald, H.*, *G. Felkel*, *E. Hebeda* u. *H. Kocher*: Über Altersbestimmungen von Gesteinen nach der Rubidium-Strontium-Methode. *Z. Naturforsch.* **13a**, 235 (1958).
128. *Fairbairn, H. W.*, *P. M. Hurley*, and *W. H. Pinson*: The relation of discordant Rb—Sr mineral and whole-rock ages in an igneous rock to its time of crystallization and to the time of subsequent Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ metamorphism. *Geochim. cosmochim. Acta* **23**, 135 (1961).
129. — — — Initial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ and Possible Sources of Granitic Rocks in Southern British Columbia. *J. Geophys. Res.* **69**, 4889 (1964).
130. *Fairhall, A. W.*: Dating of Uranium Minerals by the Specific Radioactivity of Lead. *J. chem. Educat.* **40**, 626 (1963).
131. *Faltings, V.*, u. *P. Harteck*: Der Tritiumgehalt der Atmosphäre. *Z. Naturforsch.* **5a**, 438 (1950).
132. *Faul, H.*: Nuclear Geology, S. 256 ff. New York: John Wiley and Sons, Inc. 1957.
133. — Doubts of the Paleozoic time scale. *Abstr. J. Geophys. Res.* **64**, 1102 (1959).
134. *Fauve, G.*, *P. M. Hurley* u. *H. W. Fairbairn*: Eine Abschätzung der Isotopenzusammensetzung von Strontium in Gesteinen des präkambrischen Schildes Nordamerikas. *J. geophys. Res.* **68**, 2323 (1963).
135. — —, and *J. L. Powell*: The isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean. *Geochim. cosmochim. Acta* **29**, 209 (1965).
136. *Fechtig, H.*, *W. Gentner* u. *S. Kalbitzer*: Argonbestimmung an Kaliummineralien. Messungen zu den verschiedenen Arten der Argondiffusion. *Geochim. cosmochim. Acta* **25**, 297 (1961).
- 136a. —, and *S. Kalbitzer*: The Diffusion of Argon in Potassium-Bearing Solids. In: Potassium Argon Dating, S. 68—107. Ed. *O. A. Schaeffer* and *J. Zähringer*. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1966.
137. *Felber, H.*, u. *P. Vychytil*: Meßanordnung für energiearme β -Strahlung geringer Intensität, speziell zur Altersbestimmung nach der Radio-kohlenstoffmethode. *S. B. österr. Akad. Wiss. (II)* **170**, 179 (1962).
138. *Fendler, H.*: Altersbestimmungen mit radioaktivem Kohlenstoff. *Physik. Blätter* **8**, 73 (1957).
139. *Fenner, C. N.*, and *C. S. Piggot*: The mass-spectrum of lead from bröggerite. *Nature* **123**, 793 (1929).
140. *Firbas, F.*: Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. *Naturwissenschaften* **40**, 54 (1953).
141. *Fischer, W.*: Gesteins- und Lagerstättenbildung im Wandel der wissenschaftlichen Anschauung. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung 1961.
- 141a. *Fischer, N. H.*: Age determinations of the northern australian granites, 21. *Int. Geol. Congr., Copenhagen, Part IX*, 179 (1960).
142. *Fleischer, R. L.*, and *P. B. Price*: Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. *Geochim. cosmochim. Acta* **28**, 1705 (1964).

143. — Glass dating by fission fragment tracks. *J. geophys. Res.* 69, 331 (1964).
144. —, and *R. M. Walker*: Fission-Track Ages of Zircons. *J. geophys. Res.* 69, 4885 (1964).
145. — — — Fission Track Dating of a Mesolithic Knife. *Nature* 205, 273 (1965).
146. — — — Solid-State Track Detectors: Applications to Nuclear Science and Geophysics. *Ann. Rev. Nucl. Science* 15, 1 (1965).
- 146a. — — — Effects of Temperature, Pressure, and Ionization of the Formation and Stability of Fission Tracks in Minerals and Glasses. *J. geophys. Res.* 70, 1497 (1965).
147. —, and *E. M. Symes*: Fission-Track Ages and Track-Annealing Behaviour of Some Micas. *Science* 143, 349 (1964).
148. *Folinsbee, R. E.*: Archean monazite in beach concentrates, Yellowknife geologic province, Northwest Territories, Canada. *Trans. Roy. Soc. Can. Ser. 3, IV*, 49, 7 (1955).
149. —, *H. Baadsgard*, and *G. L. Cumming*: Dating of volcanic ash beds (bentonites) by the K—Ar-Method. Nuclear Geophysics, Nuclear Science Series Rept. 38, Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council, Publ. 1075, 70 (1962).
150. —, and *J. Lipson*: Potassium-argon time-scale. Inter. Geol. Congress, XXI Session, Norden, pt. III, 7—17 (1960).
151. —, *J. Lipson*, and *J. H. Reynolds*: Potassium-argon dating: *Geochim. cosmochim. Acta* 10, 60 (1956).
152. *Follmann, G.*: Das Alter der Steinriesen auf der Osterinsel. Flechtenstudien als Hilfsmittel der Datierung. *Umschau* 12, 374 (1965).
153. *Földvári-Vogl, M.*, u. *B. Kliburszky*: Bestimmung des Strontium-Alters von Biotiten aus Graniten. *Acta geol. Acad. Sci. hung.* 7, 5 (1961).
154. *Fornaca-Rinaldi, G.*, and *E. Tongiorgi*: The influence of grinding on the thermoluminescence glow-curves of limestones: Summer Course on Nuclear Geology, Varenna, 1960, Laboratorio di Geol. Nucl., Pisa 254 (1960).
155. *Fowler, W. A.*: The Origin of the Elements. *Chem. Engng. News* 16, 90 (1964).
156. —, *J. L. Greenstein*, and *F. Hoyle*: Nucleosynthesis during the Early History of the solar System. *Geophys. J.* 6, 148 (1962).
157. *Fritze, K.*, u. *F. Strassmann*: Zur geologischen Altersbestimmung nach der Kalium-Argon-Methode. *Naturwissenschaften* 39, 522 (1952).
158. *Gabrielse, J.*, and *J. E. Reesor*: Geochronology of plutonic rocks in two areas of the Canadian Cordillera. In: *Geochronology in Canada*, S. 96—138. Ed. *F. F. Osborne*. Toronto: University of Toronto Press 1964.
159. *Garetzki, R. G.*, *Je. M. Kolessnikow* u. *Je. M. Murawjew*: Über die Möglichkeit der Bestimmung des absoluten Alters der Faltung durch authigene Minerale in Sedimentgesteinen. *Ber. Akad. Wiss. UdSSR* 154, 829 (1964).
160. —, *W. I. Murawjew*, and *A. Je. Schlesinger*: Absolutes Alter des Faltungsfundamentes von Zentralustjurta. *Doklady Akad. Nauk SSSR* 160, 665 (1965).
161. *Gast, P. W.*: Abundance of Sr⁸⁷ during geologic time. *Bull. Geol. Soc. Am.* 66, 1449 (1955).
162. — Limitations on the composition of the upper mantle. *J. geophys. Res.* 65, 1287 (1960).

163. —, u. *G. N. Hanson*: Einflüsse einer Kontaktmetamorphose auf Rb—Sr-Systeme. Nat. Res. Council. Publ. Nr. 1075, 25 (1963).
164. —, *J. L. Kulp*, and *L. E. Long*: Absolute age of early Precambrian rocks in the Bishorn Basin of Wyoming and Montana, and southeastern Manitoba. Trans. Amer. Geophys. Union 39, 322 (1958).
165. *Geiss, J.*: Isotopenanalysen an „gewöhnlichem Blei“. Z. Naturforsch. 9a, 218 (1954).
166. *Gentner, W.*, *K. Goebel* u. *R. Präg*: Argonbestimmungen an Kalium-Mineralien III: Vergleichende Messungen nach der Kalium-Argon- und Uran-Helium-Methode. Geochim. cosmochim. Acta 5, 124 (1954).
167. —, u. *W. Kley*: Argonbestimmungen an Kaliummineralien. IV. Die Frage der Argonverluste in Kalifeldspaten und Glimmermineralien. Geochim. cosmochim. Acta 12, 323 (1957).
168. — — Argonbestimmungen an Kaliummineralien. V. Altersbestimmung nach der Kalium-Argonmethode an Mineralien und Gesteinen des Schwarzwaldes. Geochim. cosmochim. Acta 14, 98 (1958).
169. —, *R. Präg* u. *F. Smits*: Argonbestimmungen an Kalium-Mineralien, II: Das Alter eines Kalilagers im Unteren Oligozän. Geochim. cosmochim. Acta 4, 11 (1953).
170. *Gerling, E. K.*: Part taken by close packing of crystals in the diffusion of helium. Compt. rend. acad. sci. U.R.S.S. 24, 273 (1939); Diffusionswärme des Heliums als Kriterium für die Brauchbarkeit von Mineralien für Altersbestimmungen nach der Heliummethode. Compt. rend. acad. sci. U.R.S.S. 24, 570 (1939).
171. — Age of the earth according to radioactivity data. C. R. Acad. Sci. USSR 34, 259 (1942).
172. — u. *Ju. M. Artemow*: Absolute Geochronologie des südlichen und zentralen Teils des Jenissei-Höhenzugs. Geochemie (UdSSR) 7, 610 (1964).
173. —, *G. M. Ermoline*, *N. V. Baranovskaia*, and *N. E. Titov*: First results in the application of the argon method to determination of the age of minerals. Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R. 86, 593 (1952).
174. —, *T. W. Koltzowa*, *B. W. Petrow* u. *S. K. Sulfidkarowa*: Untersuchung der Eignung von Amphibolen für die absolute Altersbestimmung von Gesteinen nach der K—Ar-Methode. Geochemie (UdSSR) 2, 219 (1965).
175. —, and *A. A. Polkanov*: The absolute age determination of the Precambrian of the Baltic Shield. Geochem. (UdSSR) 8, 867 (1958).
176. *Gilluly, J.*: Orogeny and Geochronology. Amer. J. Science 264, 97 (1966).
177. *Glover, M. J.*, and *G. F. Philips*: Chemical methods for the dating of fossils. J. appl. Chem. 15, 570 (1965).
178. *Goldberg, E. D.*, and *G. Arrhenius*: Chemistry of pelagic sediments. Geochim. cosmochim. Acta 13, 153 (1958).
179. —, and *M. Koide*: Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium/thorium method. Geochim. cosmochim. Acta 26, 417 (1962).
180. —, and *M. Koide*: Rates of Sediment Accumulation in the Indian Ocean. In: Earth Science and Meteoritics, S. 90—102. Ed. *Geiss, J.*, u. *E. D. Goldberg*. Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1963.
181. *Goldschmidt, V. M.*: Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente IX. Die Mengenverhältnisse der Elemente und der Atomarten. Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo I Mat. Natur. Kl. 4, 140 (1937).
182. *Gonfiantini, R.*: Sauerstoffisotopen-Stratigraphie in der Tiefbohrung auf der König-Baudouin-Station, Antarktis. J. geophys. Res. 70, 1815 (1965).

183. *Grant-Taylor, T. L., u. T. A. Rafter*: Altersmessungen mit radioaktivem Kohlenstoff aus Neuseeland. New Zealand. J. Geol. Geophysics 5, 331 (1962).
184. *Greener, E. H., W. M. Hirthe, and E. Angino*: Thermolumineszenz von Thoriumdioxid. J. chem. Physiol. 36, 1105 (1962).
185. *Grinenko, L. N., M. G. Andrejewa u. A. M. Gawrilow*: Einige Daten über die Schwefelisotopenzusammensetzung der Sulfide aus den Au-Erzlagerstätten der Balai-Region (Ost-Transbaikal). Geochemie (UdSSR) 3, 325 (1965).
186. *Gross, M.*: Änderungen in den Verhältnissen $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ der diagenetisch verwitterten Kalksteine der Bermudainseln. J. Geology 72, 170 (1964).
187. *v. Grosse, A. V., W. H. Johnson, R. L. Wolfgang, and W. F. Libby*: Tritium in nature. Science 113, 1 (1951).
188. *Grünenfelder, M., F. Hofmänner u. N. Grögler*: Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II. Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv. Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt. 44, 543 (1964).
189. *Hahn, O.*: Das Alter der Erde. Naturwissenschaften 18, 1013 (1930).
190. —, *J. Mattauß u. H. Ewald*: Geologische Altersbestimmungen mit der Strontium-Methode. Chem. Ztg. 67, 55 (1943).
191. —, *F. Straßmann u. E. Walling*: Herstellung wägbarer Mengen des Strontiumisotops 87 als Umwandlungsprodukt des Rubidiums aus einem kanadischen Glimmer. Naturwissenschaften 25, 189 (1937).
192. —, u. *E. Walling*: Über die Möglichkeit geologischer Altersbestimmungen Rubidiumhaltiger Minerale und Gesteine. Z. anorg. allg. Chem. 236, 78 (1938).
193. *Hahn, C.*: Die Zeitrechnung in der Geologie. Kohle und Erz 26, 892 (1929).
194. *Hahn-Weinheimer, P.*: Alterseinstufung von eklogitischen Gesteinen mit Hilfe des $\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$ -Isotopenverhältnisses von Graphit- und Karbonat-Kohlenstoff. Geol. Rdsch. 49, 308 (1960).
195. *Hamilton, E. I., M. H. Dodson, and N. J. Snelling*: The application of physical and chemical methods of geochronology. Int. J. appl. Radiat. Isotopes 13, 587 (1962).
- 195a. — Applied Geochronology. London and New York: Academic Press 1965.
196. *Hart, S. R., and J. R. Dodd*: Excess radiogenic argon in pyroxenes. J. geophys. Res. 67, 2998 (1962).
197. *Hawkes, H. E., and J. S. Webb*: Geochemistry in Mineral Exploration. New York and Evanston: Harper & Row, Publ. 1962.
198. *Haxel, O.*: Geologische und archäologische Datierungen mit C^{14} . Naturwissenschaften 44, 163 (1957).
199. *Hedge, C. E., and F. G. Walthall*: Radiogenic Strontium-87 as an Index of Geologic Processes. Science 140, 1214 (1963).
200. *Heide, F.*: Kleine Meteoritenkunde. Berlin - Göttingen - Heidelberg : Springer-Verlag 1957.
201. *Henderson, G. H.*: A new method of determining the age of certain minerals. Proc. Roy. Soc. A 145, 591 (1934).
202. *Herr, W., H. Hintenberger, and H. Voshage*: Halflife of rhenium. Physiol. Rev. 95, 1691 (1954).
203. —, *W. Hoffmeister, B. Hirt, J. Geiss u. F. G. Houtermans*: Versuch zur Datierung von Eisenmeteoriten nach der Rhenium-Osmium-Methode. Z. Naturforsch. 16a, 1053 (1958).

204. —, u. *J. Langhoff*: Rhenium und Osmium in Eisenmeteoriten durch Neutronenaktivierungsanalyse. *Z. Naturforsch.* *15a*, 99 (1960).
205. —, u. *E. Merz*: Eine neue Methode zur Altersbestimmung von Rheniumhaltigen Mineralien mittels Neutronenaktivierung. *Z. Naturforsch.* *10a*, 613 (1955).
206. —, *J. Geiss*, *B. Hirt* u. *F. G. Houtermans*: *Helv. Phys. Acta* *32*, 282 (1959).
207. — — Zur Bestimmung der Halbwertszeit des ^{187}Re . Weitere Datierungen nach der Re/Os-Methode. *Z. Naturforsch.* *13a*, 231 (1958).
208. *Hevesy, G.*: The Age of the Earth. *Science* *21*, 509 (1930).
209. *Higashimura, T.*, *Ichikawa Yoneta* u. *Sidei Tunahika*: Dosismessung von Atombombenstrahlung in Hiroshima durch Thermolumineszenz in Dachziegeln. *Science* *139*, 1284 (1963).
210. *Hintenberger, H.*: Die Rubidium-Strontium-Methode. *Geol. Rdsch.* *49*, 197 (1960).
211. *Hirt, B.*, *J. Geiss* u. *F. G. Houtermans*: Versuch zur Datierung von Eisenmeteoriten nach der Rhenium-Osmium-Methode *Z. Naturforsch.* *16a*, 1053 (1961).
212. —, *G. R. Tilton, W. Herr*, and *W. Hoffmeister*: The Half-life of ^{187}Re . In: *Earth Science and Meteoritics*. S. 273–280. Ed. *J. Geiss* und *E. P. Goldberg*. Amsterdam: North-Holland, Publ. Comp. 1963.
213. *Holland, H. D.*, and *J. L. Kulp*: Geologic Age from Metamict Minerals. *Science* *111*, 312 (1950).
214. *Holmes, A.*: The Problem of Geological Time. *Scientia Rivista di Scienza* *42*, 329 (1927).
215. — The Problem of geological Time. *Scientia* *42*, 263 (1927).
216. — The Thermal History of the Earth. *J. Wash. Acad. Sci.* *23*, 169 (1933).
217. — The Age of the Earth. Thomas Nelson and Sons, London, 1937.
218. — Estimate of the age of the earth. *Nature* *157*, 680 (1946).
219. — The Construction of a Geological Time-Scale. *Trans. Geol. Soc. Glasgow* *21*, 117 (1947).
220. — A Revised Geological Time-Scale. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.* *17*, 183 (1960).
221. — „Absolute“ Age: A Meaningless Term. *Nature* *196*, 1238 (1962).
222. —, et *L. Cahen*: Geochronologie africaine. *Mém. acad. roy. sci. Coloniales* *5*, 1 (1957).
223. *Hornblower, A. P.*: Archäologische Anwendungen des Elektronensonden-Mikroanalysators. *Archaeometry* *5*, 108 (1962).
224. *Horstman, E. L.*: The distribution of lithium, rubidium, and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. cosmochim. Acta* *12*, 1 (1957).
225. *Houtermans, F. G.*: Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften* *33*, 185 (1946).
226. — Nachtrag zu der Mitteilung: Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften* *33*, 219 (1946).
227. — Das Alter des Urans. *Z. Naturforsch.* *IIa*, 322 (1947).
228. — Über ein neues Verfahren zur Durchführung chemischer Altersbestimmungen nach der Blei-Methode. *Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss. Math.-Kl. Abt. II*, 123 (1951).
229. — Determination of the age of the earth from the isotopic composition of meteoritic lead. *Nuovo cemento* *10*, 1623 (1953).

230. — Radioaktivität und Alter der Erde. *Naturwissenschaften* 44, 13 (1957).
231. — Die Blei-Methoden der geologischen Altersbestimmung. *Geol. Rdsch.* 49, 168 (1960).
232. *Howell, B. F.*: Geochronology. In: *Introduction to Geophysics*. McGraw-Hill Series in the Geological Sciences, S. 29–46. New York: McGraw-Hill Book Comp. 1959.
233. *Huber, B.*: Die Jahresringe der Bäume als Hilfsmittel der Klimatologie und Chronologie. *Naturwissenschaften* 35, 151 (1948).
234. — Dendrochronologie. *Geol. Rdsch.* 49, 120 (1960).
235. *Hurley, P. M.*: Helium Retention in Common Rock Minerals. *J. appl. Physics* 12, 300 (1941).
236. —, and *C. Goodman*: Helium Retention in Common Rock Minerals. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 52, 545 (1941).
237. — Distribution of Radioactivity in Granites and Possible Relation to Helium Age Measurements. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 61, 1 (1950).
238. —, and *H. W. Fairbairn*: Radiation Damage in Zircon; a Possible Age Method. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 64, 659 (1953).
239. —, *H. Hughes, G. Faure, H. W. Fairbairn, and W. H. Pinson*: Radiogenic Strontium-87 Model of Continent Formation. *J. geophys. Res.* 67, 5315 (1962).
240. *Ichikawa Yoneta*: Dating of Ancient Ceramics by Thermoluminescence. *Bull. Inst. chem. Res., Kyoto Univ.* 43, 1 (1965).
- 240a. —, *T. Higashimura* and *T. Sidei*: Thermoluminescence dosimetry of gamma rays from atomic bombs in Hiroshima and Nagasaki. *Health Physics* 12, 395 (1966).
241. *Inghram, M. G., H. S. Brown, C. Patterson, and D. Hess*: The Branching Ratio of K^{40} Radioactive Decay. *Physiol. Rev.* 80, 916 (1950).
242. *Isabaev, E. N., E. P. Usatov, and V. V. Cherdyntsev*: The isotopic composition of uranium in natural materials. *Radiokhimiya* 2, 94 (1960).
243. *Jäger, E.*: Rb—Sr Age Determination on Micaceous and Total Rocks from the Alps. *J. geophys. Res.* 67, 5293 (1962).
244. —, and *H. Faul*: Age measurements on some granites and gneisses from the Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 70, 1553 (1959).
245. — — Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* 40, 10 (1960).
246. —, *J. Geiss, E. Niggli, A. Streckeisen, E. Wenk* u. *H. Wüthrich*: Rb—Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* 41, 255 (1961).
247. —, u. *E. Niggli*: Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranits und ihre geologische Interpretation. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* 44, 62 (1964).
248. *Jaschtschenko, M. L., I. M. Gorochow* u. *S. B. Lobatsch-Shutschenko*: Untersuchung der Rejuvenations-Prozesse in Gesteinen der Karelid-basis Kareliens mit Hilfe der Rb—Sr- und K—Ar-Methoden. *Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.* 29, 19 (1964).
249. —, *E. Ss. Warschawskajy* u. *I. M. Gorochow*: Über die anomale Isotopenzusammensetzung von Strontium in Mineralien aus metamorphen Gesteinen. *Geochemie (UdSSR)* 5, 420 (1961).
- 249a. *Jensen, M. L., and N. Nakai*: Large-Scale Bacteriogenic Fractionation of Sulphur Isotopes. *Pure appl. Chem.* 8, 305 (1964).
250. *Joly, A.*: Radioactivity and the Surface History of the Earth. Halley Lecture, Oxford, 1924.

251. *Joly, J., and E. Rutherford*: The age of pleochroic haloes. *Philos. Mag.* 25, 644 (1913).
252. *Johnson, N. M., and F. Daniels*: Luminescence during annealing and phase change in crystals. *J. chem. Physiol.* 34, 1434 (1961).
253. *Jung, K.*: Der Temperaturgradient an der Erdoberfläche und die radioaktive Wärmezeugung in der Erdkruste. *Naturwissenschaften* 34, 213 (1947).
254. *Katili, J. A.*: Über das Alter der granitischen Gesteine und seine Beziehung zu den strukturellen Merkmalen in Sumatra. *Nat. Acad. Sci.-Nat. Res. Council, Publ. Nr. 1035*, 116 (1962).
255. *Kaufmann, S., and W. F. Libby*: The Natural Distribution of Tritium. *Physiol. Rev.* 93, 1337 (1954).
256. *Kazakov, G. A., and G. I. Teplinsky*: On argon intrusion into the crystal lattice of glauconite. *Geochemistry (UdSSR)* 2, 148 (1966).
257. *Keevil, N. B.*: The Distribution of Helium and Radioactivity in Rocks. *Amer. J. Sci.* 36, 406 (1938); The application of the Helium Method to Granites. *Trans. Roy. Soc. Can. IV* (3) 32, 123 (1938).
258. — Helium Retentivities of Minerals, *Trans. Amer. Geophys. Un. Part II*, 501 (1941); The Unreliability of the Helium Index in Geological Correlation. *Univ. Toronto Studies. Geol. Ser.* 46, 39 (1941).
259. —, *E. S. Larsen, and F. J. Waul*: The Distribution of Helium and Radioactivity in Rocks VI. The Ayer Granite-Migmatite at Chelmsford, Mass. *Amer. J. Sci.* 242, 345 (1944).
260. *Keith, M. L., G. M. Anderson, and R. Eichler*: Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 1757 (1964).
261. —, and *J. N. Weber*: Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 1787 (1964).
262. *Khlopin, V. G., and Sh. A. Abidov*: Radioactivity and helium content of beryllium, boron and lithium minerals, of the USSR. *Compt. rend. acad. sci. URSS* 32, 637 (1941).
263. *Kinkel, A. R., H. H. Thomas, R. F. Marvin, and F. G. Wallhall*: Age and metamorphism of some massive sulfide deposits in Virginia, North-Carolina and Tennessee. *Geochim. cosmochim. Acta* 29, 717 (1965).
264. *Kirsch, G.*: *Geologie und Radioaktivität*. Wien und Berlin: Springer-Verlag 1928.
265. *Koszy, F. F.*: Natural radium as a tracer in the ocean. *Proc. Second Intern. Conf. on Peaceful Uses of Atomic Energy* 18, 351 (1958).
266. *Kovach, A.*: Experimental Errors and the Interpretation of Common Lead Isotope Abundances in Lead Ores. *Acta Phys. Hung.* 20, 1 (1966).
267. *Krassnobajew, A. A.*: Thermolumineszenz von Zirkon. *Schr. mineralog. Allunions-Ges. (UdSSR)* 92, 713 (1964).
268. *Kröll, V.*: Vertical distribution of radium in deep-sea sediments. *Nature* 171, 742 (1953).
269. *Krueger, H. W.*: K—Ar Age of Basalt Cored in the Mohole Project (Guadalupe Site). *J. geophys. Res.* 69, 1155 (1964).
270. *Krummenacher, D.*: Bestimmung von Isotopenaltern an einigen Gesteinen aus dem Himalaja und aus Nepal mit Hilfe der Kalium-Argon-Methode. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* 41, 273 (1961).
271. *Ku, T. L., and W. S. Broecker*: Atlantic Deep-Sea Stratigraphy: Extension of Absolute Chronology to 320000 Years. *Science* 151, 448 (1966).

272. *Kulp, J. L.*: Geological Chronometry by Radioactive Methods. In: Advances in Geophysics. Vol. 2, S. 179—217. Ed. *H. E. Landsberg*. New York: Academic Press, Inc. 1955.
273. — Geochronology of rock systems. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 91 (2), 159 (1961).
274. — Geological Time Scale 133, 1105 (1961).
275. —, *W. V. Ault*, and *H. W. Feely*: Sulfur Isotope abundances in sulfide minerals. *Econ. Geol.* 51, 139 (1956).
276. —, *G. L. Bate*, and *W. S. Broecker*: Present status of the lead method of age determination. *Amer. J. Sci.* 252, 346 (1954).
277. —, *W. S. Broecker*, and *W. R. Eckelmann*: Age determination of uranium minerals by the lead²¹⁰ method. *Nucleonics*, No. 8, 19 (1953).
278. —, and *L. E. Tryon*: Extension of the Carbon-14 Age Method. *Rev. Sci. Instruments* 23, 296 (1952).
279. —, *H. L. Volchok*, and *H. D. Holland*: Age from Metamict Minerals. *Amer. Mineralogist* 37, 709 (1952).
280. *Kunitsa, N. A.*: On the age of the pleistocenic terraces of the Middle Dniester determined according to their molluscal fauna. *Proc. Acad. Sci. USSR* 166, 179 (1966).
281. *Kuvoda, P. K.*: The time interval between nucleosynthesis and formation of the earth. *Geochim. cosmochim. Acta* 24, 40 (1961).
282. —, and *W. H. Crouch*: On the Chronology of the Formation of the Solar System. 2. Jodine in Terrestrial Rocks and the Xenon 129/136 Formation Interval of the Earth. *J. geophys. Res.* 67, 4863 (1962).
283. —, u. *O. K. Manuel*: On the Chronology of the Formation of the Solar System. 1. Radiogenic Xenon 129 in the Earth's Atmosphere. *J. geophys. Res.* 67, 4859 (1962).
284. *Lal, D.*: On the investigations of geophysical processes using cosmic ray produced radioactivity. In: *Earth Science and Meteoritics*, S. 114—142. Ed. *J. Geiss* und *E. D. Goldberg*. Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1963.
285. —, *E. D. Goldberg*, and *M. Koide*: Cosmic ray produced silicon-32 in nature. *Science* 131, 332 (1960).
286. —, and *B. Peters*: Cosmic ray produced isotopes and their applications to problems in geophysics. In: *Progress in Cosmic Ray and Elementary Particle Physics*, Vol. 6. Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1962.
287. *Lambert, G.*, *Nezami Mehdi* u. *J. Labeyrie*: Beziehungen zwischen dem Fall-out von Blei-210 in der Antarktis und der Sonneneinstrahlung. *C. R. hebdom. Séances Acad. Sci.* 260, 619 (1965).
288. *Lane, A. C.*, and *Urry, W. D.*: Ages by the Helium Method: I. Post-Kenweenawan. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 46, 1101 (1935).
289. *Larsen, E. S.*, *N. B. Keevil*, and *H. C. Harrison*: Method for determining the age of igneous rocks, using the accessory minerals. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 63, 1045 (1952).
290. —, *C. L. Waring*, and *J. Berman*: Zoned zircon from Oklahoma. *Amer. Mineralogist* 38, 1118 (1953).
291. *Lauterbach, R.*: γ -Spektrometrie geringaktiver natürlicher Gesteine zur petrogenetischen Untersuchung, zur Lagerstättenforschung und zur raschen Grobbestimmung des Gesteinsalters. *Kernenergie* 7, 622 (1964).
292. *Lawerow, N. P.*, *A. N. Taraschtschema*, *Je. P. Wlassow* u. *G. F. Pudan*: Die Anwendung der Thermolumineszenzmethode zur Bestimmung des relativen Alters von Granitoiden. *Geol. d. Erzlagerstätten (UdSSR)* 6, 91 (1961).

293. *Leipziger, F. D.*, and *W. J. Croft*: Geologic age determination by direct lead isotope analysis. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 268 (1964).
294. *Lewis, P. R.*: The thermoluminescence of dolomite and calcite. *J. Chem. Phys.* 60, 698 (1956).
295. *Libby, W. F.*: Atmospheric helium³ and radiocarbon from cosmic radiation. *Physiol. Rev.* 69, 671 (1946).
296. — Datierung mittels radioaktiven Kohlenstoffs und Tritiums. Möglichkeiten industrieller Verwendung dieser Isotope. *Z. Elektrochem. Ber. Bunsenges. phys. Chem.* 58, 574 (1954).
297. — Radiocarbon dating. University of Chicago Press, Chicago, 1959.
298. — Radiocarbon dating. *Science* 133, 621 (1961).
299. — Tritium geophysics: recent data and results. Rep. STI/PUB/39, I.A.E.A. 1, 5 (1962).
300. *Lipson, J.*: Potassium-argon dating of Sedimentary rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.* 68, 763 (1957).
301. — K—A dating of sediments. *Geochim. cosmochim. Acta* 10, 149 (1956).
302. *Liwa, A. A.*: Bestimmung des absoluten Alters mit der Radio-Kohlenmethode (in Estland). *Geochemie (UdSSR)* 8, 710 (1961).
303. *Löbell, D.*: Die Verwendung der sogenannten Voltaluminiszenz für spektralanalytische Zwecke. *Z. angew. Phys. IV*, 462 (1952).
304. *Long, L. E.*: Preliminary Rb—Sr-investigation of Tertiary granite and granophyre from Skye. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 1870 (1964).
305. *Longinelli, A.*: Das Alter der plechroitischen Höfe im Quarzmonzonit von Ost-Elba. *Experientia (Basel)* 16, 439 (1960).
306. *Macdiarmid, R. A.*: The application of thermoluminescence to geothermometry. *Econ. Geol.* 58, 1218 (1963).
307. *McDougall, I.*: Potassium-argon ages from lavas of the Hawaiian islands. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 75, 107 (1964); Determination of the age of basic igneous intrusion by the potassium-argon method. *Nature [London]* 190, 1184 (1961).
308. — Potassium-argon age measurements on dolorites from Antarctica and South Africa. *J. geophys. Res.* 68, 1535 (1963).
309. *McDougall, D. J.*: Marginal luminescence of certain intrusive rocks and hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.* 48/49, 171 (1953).
310. *McDougall, I.*, and *N. R. Rüeg*: Potassium-argon dating on the Serra Geral Formation of South-America. *Geochim. cosmochim. Acta* 30, 191 (1966).
311. *Macnamara, J.*, and *H. G. Thode*: The Isotopes of Xenon and Krypton in Pitchblend and the Spontaneous Fission of U²³⁸. *Physiol. Rev.* 80, 471 (1950).
312. *Maddock, A. G.*, and *E. H. Willis*: Atmospheric Activities and Dating Procedures. In: *Advances in Inorganic Chemistry and Radiochemistry*. Vol. 3, 1961, S. 287—335.
313. *Mair, J. A.*, *A. D. Maynes*, *J. E. Patchett*, and *R. D. Russell*: Isotopic evidence on the origin and age of the Blind River uranium deposits. *J. geophys. Res.* 65, 341 (1960).
314. *Malvano, R.*: Neutron Activation Analysis (Review). *Atompraxis* 11, 309 (1965).
315. *Marble, J. P.*: The Lead Time-Scale. *J. appl. Physics* 12, 300 (1941).
316. *Marmo, Vladi*: Über das Kalium-Argonalter granitischer Gesteine. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* 40, 17 (1960).
317. *Mason, B.*: *Meteorites*. New York and London: J. Wiley & Sons, Inc. 1962.

318. *Mattauch, J.*: Das Paar Rb⁸⁷—Sr⁸⁷ und die Isobarenregel. *Naturwissenschaften* 25, 188 (1937).
319. *Mauwette, M., P. Pellat* et *R. M. Walker*: Etude des traces de fission fossiles dans le mica. *Bull. Soc. Franc. Mineral. Crist.* 87, 6 (1964).
320. *Mayne, K. I.*: Isotope Geochemistry. In: *Methods in Geochemistry*, S. 162—201. Ed. *A. A. Smales* und *L. R. Wagner*. New York: Interscience Publ. Inc. 1960.
321. *Medlin, W. L.*: Thermoluminescence in quartz. *J. chem. Physiol.* 38, 1132 (1963).
322. — Thermoluminescenz in Anhydrit. *Phys. Chem. Solids* 18, 238 (1961).
323. *Meier, H.*: Über die Druckzerstörung der Kristallphosphore. *Z. Elektrochem., Ber. Bunsenges. phys. Chem.* 60, 1007 (1956).
324. — Die Photochemie der organischen Farbstoffe, S. 377 ff. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag 1963.
325. — Zur Entstehung der chemischen Elemente. *Nachr. Chem. Technik* 12, 326 (1964).
326. *Meinesz, Vening*: *Continental Drift* (Ed. *S. K. Runcorn*). New York: Academic Press 1962.
327. *Menge, P.*: Altersbestimmungen an einigen Gesteinsproben des Simplon- und des Mont-Blanc-Tunnels nach der Kalium-Argon-Methode. Dissertation, Universität Erlangen-Nürnberg, 1963.
328. *Merrill, J. R., E. F. X. Lyden, M. Honda*, and *J. R. Arnold*: The sedimentary geochemistry of beryllium isotopes. *Geochim. cosmochim. Acta* 18, 108 (1960).
329. *Milankovitch, M.*: Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In *Köppen-Geiger: Handbuch der Klimatologie* 1, Teil A, Berlin (1930). Verlag: Gebr. Borntraeger.
330. — Astronomische Mittel zur Erforschung der erdgeschichtlichen Klimata. *Handbuch der Geophysik* 9, 3. Berlin: Borntraeger 1938.
331. *Müller, J. A., u. P. E. Brown*: Kalium-Argon-Altersbestimmungen in Schottland. *Geol. Mag.* 102, 106 (1965).
332. —, u. *F. J. Fitch*: Alter der Lundy-Granite. *Nature [London]* 195, 553 (1962).
- 332a. *Ming, Chu*: China's Largest Meteorite. *Sky and Telescope* 1965, 347.
333. *Mirianaschwili, G. M., A. A. Burtschuladse, N. Ja. Kirikaschwili* u. *D. I. Baasow*: Einfluß der Änderung der C¹⁴-Konzentration in der Luft auf die Bestimmung des Alters nach der Radiokohlenstoffmethode. *Mitt. Akad. Wiss. Grusin SSR* 27, 537 (1961).
334. *Morley, L. W., and A. Larochelle*: Paleomagnetism as a means of dating geological events. In: *Geochronology in Canada*, S. 39—51. Ed. *F. Osborne*. Toronto: University of Toronto Press 1964.
335. *Münich, K. O.*: Die C¹⁴-Methode. *Geol. Rdsch.* 49, 237 (1960).
- 335a. — Der Kreislauf des Radiokohlenstoffs in der Natur. *Naturwissenschaften* 50, 211 (1963).
336. *Murthy, V. R., and C. C. Patterson*: Primary Isochron of Zero Age for Meteorites and the Earth. *J. geophys. Res.* 67, 1161 (1962).
337. *Naldrett, S. N., and W. F. Libby*: Natural radioactivity of rhenium. *Physiol. Rev.* 73, 487 (1948).
338. *Neumeier, F.*: Die absolute Zeitrechnung in der Geologie. *Z. ges. Naturwiss.* 4, 1 (1938).
339. *Nicolaysen, L. O.*: Graphic Interpretation of Discordant Age Measurements of Metamorphic Rocks. *Ann. New York Acad. Sc.* 97, 198 (1961).

340. —, *A. J. Burger* u. *W. R. Liebenberg*: Beweise für das extreme Alter einiger Minerale des Dominion-Reef-Konglomerats und seines Liegendgranits im westlichen Transvaal. *Geochim. cosmochim. Acta* 26, 15 (1962).
341. *Nielsen, H.*: Zur lagerstättengenetischen Deutung der Isotopenverhältnisse am Blei und Schwefel. *Geol. Rdsch.* 49, 289 (1960).
342. —, u. *W. Rieke*: Schwefel-Isotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland; Ein Beitrag zur Kenntnis von $\delta^{34}\text{S}$ im Meerwasser-Sulfat. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 577 (1964).
343. *Nier, A. O.*: The isotopic constitution of radiogenic leads and the measurement of geological time II. *Physic. Rev.* 55, 153 (1939).
344. — Lead Isotopes and Geologic Time. *J. appl. Physics* 12, 300 (1941).
345. — Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead from various sources. *J. Amer. chem. Soc.* 60, 1571 (1938).
346. —, *R. W. Thomson*, and *B. F. Murphey*: The isotopic constitution of lead and the measurement of geological time III. *Physic. Rev.* 60, 112 (1941).
347. *Noddack, W.*, u. *R. Jakobi*: Thermische Untersuchungen an isotropisierten Mineralien. *Z. anorg. allgem. Chem.* 284, 13 (1956).
348. — u. *G. Zeidler*: Altersbestimmungen an Graniten des Fichtelgebirges nach der Argonmethode. *Z. f. Elektrochem. Ber. Bunsenges. phys. Chem.* 58, 643 (1954).
349. — — Über die Diffusion von Argon in Kalifeldspäten. *Z. Elektrochemie Ber. Bunsenges. phys. Chem.* 60, 1192 (1956).
350. — —, u. *P. Menge*: Altersbestimmungen an Gneisen des Simplonmassivs. *Z. Elektrochem. Ber. Bunsenges. phys. Chem.* 64, 1033 (1960).
351. *Nowikow, E. A.*: Über das absolute Alter der metamorphen Schiefer der Tarchankut-Halbinsel. *Nachr. Leningrader Univ.* 17, 142 (1962).
352. *Oeschger, H.*: Über die Untersuchungen an Kohlenstoff-14 und anderen natürlichen Radioaktivitäten. *Schweiz. Arch. angew. Wiss. Techn.* 28, 55 (1962).
353. *Osmond, J. K.*, *J. R. Carpenter* u. *H. L. Windom*: $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Alter von pleistozänen Korallen und Oolithen Floridas. *J. geophys. Res.* 70, 1843—47 (1965).
354. *Ostic, R. G.*, *R. D. Russell*, and *P. H. Reynolds*: A new calculation for the age of the earth from abundances of lead isotopes. *Nature* 199, 1150 (1963).
355. *Paneth, F.*: Die Bedeutung der Isotopenforschung für geochemische und kosmochemische Probleme. *Arbeitsgemeinschaft für Forschung des Landes Nordrhein-Westfalen. H.* 67, 7 (1958).
356. *Parks, J. M.*: Use of thermoluminescence of limestone in sub-surface stratigraphy. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 37, 125 (1953).
357. *Pasteels, P.*: L'âge des halos pléochroïques du granite d'Habkern et de quelques roches du massif de l'Aar. *Schweiz. mineralog. petrogr. Mitt.* 40, 261 (1960).
358. *Patterson, C.*: Age of meteorites and the earth. *Geochim. cosmochim. Acta* 10, 230 (1956).
359. —, *H. Brown*, *G. Tilton*, and *M. Inghram*: Concentration of uranium and lead and the isotopic composition of lead in meteoritic material. *Physiol. Rev.* 92, 1234 (1953).
360. —, and *M. Tatsumoto*: The significance of lead isotopes in detrital feldspar with respect to chemical differentiation within the earth's mantle. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 1 (1964).

- 360a. *Peter, F.*: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenanalysen und Paläotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem Schwäbischen Jura. *Geol. Rdsch.* 54, 261 (1965).
361. *Petterson, H.*: Das Verhältnis des Thorium zu Uran in den Gesteinen und im Meer. *Anz. Akad. Wiss. Wien, math. naturw. Kl.* 1937, 127.
362. — Radioactive Elements in Ocean Waters and Sediments. In: *Faul, H.*: Nuclear Geology, S. 115—120, 329—331. New York: J. Wiley & Sons, 1957.
363. — Radium and deep-sea chronology. *Nature* 167, 942 (1951).
364. *Perrin, R. M. S., E. H. Willis, and C. A. H. Hodge*: Dating of Humus Podzols by Residual Radiocarbon Activity. *Nature* 202, 165 (1964).
365. *Phair, G., and H. Levin*: Notes on the differential leading of uranium, radium and lead from pitchblende in H_2SO_4 solutions. *Econ. Geol.* 48, 358 (1953).
366. *Picciotto, E.*: Les phénomènes radioactifs en géologie. *Bull. Soc. belge d. Géol.* 59, 103, 117 (1950).
367. —, and *S. Wilgain*: Thorium determination in deep-sea sediments. *Nature* 173, 632 (1954).
368. *Pietig, F., u. H. W. Scharpenseel*: Altersbestimmung mit dem Flüssigkeits-Szintillations-Spektrometer. Ein neuer Katalysator zur Benzol-synthese. *Atompraxis* 12, 95 (1966).
369. *Piggot, C. S.*: Radium content of ocean bottom sediments. *Carnegie Inst. Wash. Publ.* 556, 183 (1944).
370. —, and *W. D. Urry*: Radioactivity of ocean sediments III: Radioactive relations in ocean water and bottom sediment. *Amer. J. Sci.* 239, 81 (1941).
371. *Pinson, W. H., L. F. Herzog, P. A. Anderson, and R. F. Cormier*: Rb, Sr, Ca and K contents and the isotopic relative abundances of Ca and Sr in a sea water sample. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 68, 1782 (1957).
372. —, *P. M. Hurley, P. M. Mencher u. H. W. Fairbairn*: K—Ar- und Rb—Sr-Alter von Biotiten aus Kolumbien, Süd-Amerika. *Bull. geol. Soc. Amer.* 73, 907 (1962).
373. *Pitrat, C. W.*: Thermoluminescence of limestone of Mississippian Madison group in Montana and Utah. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.* 40, 942 (1956).
374. *Pockley, R. P. C.*: Four new uraniumlead ages from Cornwall. *Mineralog. Mag. J. mineralog. Soc. [London]* 33, 1081 (1964).
375. *Pokorny, V.*: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Berlin: Dtsch. Verl. d. Wiss. 1958.
376. *Polevaja, N. I.*: Skala der absoluten Geochronologie an Glaukoniten. Fragen der Geochronologie und der Geologie. *Akad. Wiss. USSR Bd. 12. Moskau-Leningrad: Verlag Akad. d. Wiss.* 1961.
377. *Polkanov, A. A., and E. K. Gerling*: The precambrian geology of the baltic shield. 21. *Int. Geol. Congr., Copenhagen, Part IX*, 183 (1960).
378. *Pollack, B.*: Altersbestimmungen einiger Lepidolithe nach der K/Ar-Methode. Diplomarbeit, Bamberg, 1957.
379. *Price, P. B., and R. M. Walker*: Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *J. geophys. Res.* 68, 4847 (1963).
380. *Przibram, K.*: Verfärbung und Lumineszenz, S. 233. Wien: Springer-Verlag 1953.

381. *Pu Li*: Bestimmung des absoluten Alters von Pegmatiten und Graniten aus dem Gebiet der inneren Mongolei und von Nanlyn (VR China) mit Hilfe der Kalium-Argon-Methode an Glimmern. *Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.* 30, Nr. 4, 27 (1965).
382. *Quennel, A. M.*, and *E. G. Haldemann*: On the subdivision of the pre-cambrium. 21. Int. Geol. Congr., Copenhagen, Part IX, 170 (1960).
383. *Rakcheyev, A. D.*: The thermoluminescence of minerals and rocks and its contribution to geology. *Econ. Geol.* 58, 1013 (1963).
384. *Rama, S. N.*, *S. R. Hart* u. *E. Roedder*: Radiogener Argon-Überschuß in Flüssigkeitseinschlüssen. *J. geophys. Res.* 70, 509–11 (1965).
385. *Ramdohr, P.*: Neue Beobachtungen an radioaktiven Höfen in verschiedenen Mineralien mit kritischen Bemerkungen zur Auswertung der Höfe zur Altersbestimmung. *Geol. Rdsch.* 49, 253 (1960).
386. *Rankama, K.*: *Isotope Geology*. Pergamon-Press, London, 1956.
387. —, and *Th. G. Sahama*: *Geochemistry*. Chicago: The University of Chicago Press 1960.
388. *Rasnitzyn, W. A.*: Altersproblem der Kislorutscheisk-Suite des rhipheischen Faltungsfundamentes von Timan. *Izvest. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.* 30, Nr. 5, 129 (1965).
389. *Reed, G. W.*: Activation Analysis Applied to Geochemical Problems. In: *Researches in Geochemistry*, S. 458–475. Ed. *Ph. H. Abelson*. New York: J. Wiley & Sons, Inc. 1959.
390. *Reh, H.*: Über einige neuere Ergebnisse der Auswertung physikalischer Altersbestimmungen. *Geologie* 12, 537 (1963).
391. *Reynolds, J. H.*: Comparative study of argon content and argon diffusion in mica and feldspar. *Geochim. cosmochim. Acta* 12, 177 (1957).
392. *Reynolds, S. A.*, and *G. W. Leddicotte*: Radioactive Tracers in Analytical Chemistry. *Nucleonics* 21, 128 (1963).
393. *Richards, J. R.*: Interpretation of Lead Isotope Abundances. *Nature* 195, 590 (1962).
394. *Richter-Bernburg, G.*: Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven-Korrelationen im Zechstein. *Geol. Rdsch.* 49, 132 (1960).
395. — Zur Frage der absoluten Geschwindigkeiten geologischer Vorgänge. *Z. Naturwiss.* 37, 1 (1950).
396. *Riley, G. H.*, and *W. Compstone*: Theoretical and technical aspects of Rb–Sr geochronology. *Geochim. cosmochim. Acta* 26, 1255 (1962).
397. *Ringwood, A. E.*: Chemical evolution of the terrestrial planets. *Geochim. cosmochim. Acta* 30, 41 (1966).
398. — Some aspects of the thermal evolution of the earth. *Geochim. cosmochim. Acta* 20, 241 (1960).
399. *Rogers, A. S.*, *J. A. Miller* u. *P. A. Mohr*: Altersbestimmung an einigen äthiopischen Grundgesteinen. *Nature* 206, 1021 (1965).
400. *Ronow, A. B.*, u. *G. A. Korsina*: Phosphor in Sedimentgesteinen. *Geochemie (UdSSR)* 1960, 667.
401. *Rosholt, J. N.*, *A. P. Butler*, *E. L. Garner*, and *W. R. Shields*: Isotopic Fractionation of Uranium in sandstone, powder river basin, Wyoming, and slick rock district, Colorado. *Econ. Geol.* 60, 199 (1965).
402. — *C. Emiliani*, *J. Geiss*, *F. F. Koczy* u. *P. J. Wangersky*: Absolute Daterung von Tiefsee-Bohrmaterial nach der $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ -Methode. *J. Geology* 69, 162 (1961).
403. *Rüger, L.*: Die absolute Chronologie der Erdgeschichte als zeitlicher Rahmen der Phylogenie. In: *G. Heberer*: *Die Evolution der Organismen*, Bd. 1, 2. Aufl. (1959), S. 175–202. Stuttgart: Verlag G. Fischer.

404. *Russell, R. D.*: Some recent researches on lead isotope abundances. In: Earth Science and Meteoritics, S. 44—73. Ed. *J. Geiss* and *E. P. Goldberg*. Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1963.
405. — and *R. M. Farquhar*: Dating galenas by means of their isotopic compositions. *Geochim. cosmochim. Acta* 19, 41 (1960).
406. —, *G. L. Cumming*, and *J. T. Wilson*: Dating galenas by means of their isotopic constitutions. *Trans. Amer. Geophys. Union* 35, 301 (1954).
407. — and *J. E. Hawley*: Isotopic analyses of leads from Broken Hill, Australia. *Trans. Amer. Geophys. Un.* 38, 557 (1957).
408. —, *F. Kollar*, and *R. J. Ulrych*: Anomalous Lead from Broken Hill, Australia. *J. geophys. Res.* 66, 1495 (1961).
409. *Rutherford, E.*: Adress given to the International Congress of Arts and Sciences. St. Louis (1904). Zitiert in (272).
410. *Sakirova, F. Ss.*: Die Änderung der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit von Mineralien und Gesteinen in Abhängigkeit von ihrem Alter. *Ber. Akad. Wiss. UdSSR* 154, 1325 (1964).
411. *Saukow, A. A.*: Geochemie. Berlin: VEB Verlag Technik 1953.
412. *Sauramo, M.*: Die Geschichte der Wälder Finnlands. *Geol. Rdsch.* 32, 579 (1942).
- 412a. *Schaeffer, O. A.*, and *J. Zähringer*: Potassium Argon Dating. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag 1966.
413. *Schindewolf, O. H.*: Stratigraphische Methodik und Terminologie. *Geol. Rdsch.* 49, 1 (1960).
414. — Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. Berlin: Borntraeger 1950.
415. *Schreiner, G. D. L.*: Comparison of the ^{87}Rb — ^{87}Sr ages of the Red granite of the Bushveld complex from measurement on the total rock and separated mineral fractions. *Proc. Roy. Soc. [London] A* 245, 112 (1958).
416. *Schreyer, W.*: Der Schalenaufbau der Erde. *Naturwiss. Rdsch.* 17, 429 (1964).
417. — Gesteinsmetamorphosen und Altersbestimmung. *Naturwiss. Rdsch.* 17, 154 (1964).
418. *Schtscherybakow, D. I.*: Die neue sowjetische geochronologische Zeit-
tafel. *Sitz. Ber. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Bergbau*, Jg. 1961, S. 7—15.
Berlin: Akademie-Verlag 1961.
419. *Schütze, W.*: Über die Datierung von Pb-Mineralien. *Geochim. cosmochim. Acta* 26, 617 (1962).
420. *Schuhmacher, E.*: Quantitative Bestimmung von Rubidium- und Strontium in Steinmeteoriten mit der massenspektroskopischen Isotopenverdünnungsmethode. *Helv. Chim. Acta* 39, 538 (1956).
421. *Seimiya, T., K. Sekine*, and *T. Sasaki*: Counting of tritium with a thin windowed Geiger-Müller counter tube. *J. Scient. Instr.* 42, 906 (1965).
422. *Shaw, A. B.*: Time in Stratigraphy. New York: McGraw-Hill Book Comp. 1964.
423. *Shields, W. R.*, and *E. L. Garner*: Survey of $\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87}$ Ratios in Minerals. *J. geophys. Res.* 68, 2331 (1963).
424. —, *S. S. Goldich*, *E. L. Garner*, u. *T. J. Murphy*: Natürliche Schwankungen im Häufigkeitsverhältnis und Atomgewicht von Kupfer. *J. geophys. Res.* 70, 479 (1965).

425. *Shirow, K. K., G. I. Schesstakow u. I. B. Iwanow*: Über die Deutung der Alterszahlen nach der Bleimethode. *Geochemie (UdSSR) 1*, 49 (1961).
426. *Simon, W.*: Zeitmarken der Erde. Braunschweig: Verlag F. Vieweg & Sohn 1948.
427. *Simonen, A.*: Alter und allgemeine Charakteristik des Finnischen Grundgebirges. *Geol. Rdsch. 52*, 250 (1962).
428. *Simpson, G. G.*: *Mode and Tempo in Evolution*. New York: Columbia University Press 1944.
429. *Slepnew, J. Ss. u. L. L. Schanin*: Das absolute Alter der Seltene Metalle enthaltenden Pegmatite in Ost-Sajan. *Geochemie (UdSSR) 1*, 56 (1961).
430. *Smakula, A.*: Verfärbung und Farbzentren in Calciumfluorid-Kristallen. *Z. Physik 138*, 276 (1954).
431. *Smales, A. A., and L. R. Wagner*: *Methods in Geochemistry*. New York: Interscience Publ. 1960.
432. *Smith, P. V.*: The Occurrence of Hydrocarbons in Recent Sediments from the Gulf of Mexico. *Science 116*, 437 (1952).
433. *Smits, F. u. W. Gentner*: Argonbestimmungen an Kaliummineralien. I. Bestimmungen an tertiären Kalisalzen. *Geochim. cosmochim. Acta 1*, 22 (1950).
434. *Soergel, W.*: Das diluviale System. I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. *Fortschr. d. Geol. u. Paläontologie, H. 39*. Berlin, 1939.
435. *Spielvogel, F. J.*: Altersbestimmung von Graniten aus den Randgebirgen Böhmens nach der Kalium-Argon-Methode. Diplom-Arbeit, Bamberg, 1959.
436. *Ssalop, L. I.*: Die geologische Interpretation absoluter nach der Argonmethode von Gesteinen erhaltener Alterswerte. *Geol. u. Geophysik (UdSSR) 1*, 3 (1963).
437. *Stanton, R. L., and R. D. Russell*: Anomalous leads and the emplacement of lead sulphide ores. *Econ. Geol. 54*, 558 (1959).
438. *Starik, I. E.*: The role of secondary processes in age determination by radiometric methods. *Geochemie (UdSSR) 1*, 18 (1956).
439. *Starik, I. Se., u. W. M. Alexandruk*: Eine spektrale Bestimmungsmethode des absoluten Rb—Sr-Alters in Gesteinen und Mineralien. *Dokl. Akad. Nauk SSSR 159*, 1055 (1964).
440. *Starik, I., W. Kuznetsov, W. K. Legin u. S. N. Ssimonjak*: Über einige Besonderheiten der Ioniummethode der Altersbestimmung. *Radiochemie (UdSSR) 3*, 490 (1961).
441. — — *S. M. Grashchenko, and M. S. Frenklich*: The ionium method of determination of age of marine sediments. *Geochemistry (English Translation) 1*, 1 (1958).
442. — u. *E. W. Ssobotowitsch*: Alter der Meteorikörper und der Erde nach Radioaktivitätsdaten. *Nachr. Akad. Wiss. UdSSR, geol. Ser. 26*, 72 (1961).
443. — *E. V. Sobotovitch, G. P. Lovtyns, M. M. Shats, and A. V. Lovtyns*: Lead and its isotopic composition in iron meteorits. *Dokl. Akad. Nauk SSSR 134*, 555 (1960).
444. *Steiger, R. H.*: Datierung von orogenen Phasen der Zentralalpen durch K—Ar-Alter von Hornblenden. *J. geophys. Res. 69*, 5407—21 (1964).
445. *Stern, T. W., M. F. Newell, R. W. Kisiler u. D. R. Shawe*: Uran-Blei- und Thorium-Blei-Alter von Zirkonen und Kalium-Argon-Alter von Mineralien aus Gesteinen der La-Sal-Berge in Utah. *J. geophys. Res. 70*, 1503—07 (1965).

446. *Stieff, L. R.*, u. *T. W. Stern*: Graphische und algebraische Lösungen zum Problem der diskordanten Blei-Uran-Altersbestimmungen. *Geochim. cosmochim. Acta* 22, 176 (1961).
447. *Stockwell, C. H.*: Structural provinces, orogenics and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. *Geol. Surv. Canada, Paper* 61-17, 108 (1961).
448. *Stokes, W. L.*: *Essentials of Earth History*. New Jersey: Prentic-Hall, Inc., 1966.
449. *Strutt, R. J.*: Helium and radioactivity in rare and common minerals. *Proc. Roy. Soc. [London] A* 80, 572 (1908); *The accumulation of helium in geological time*. *Proc. Roy. Soc. [London] A* 87, 272 (1908); *A* 83, 96 (1910); *A* 84, 194 (1911).
- 449a. *Stuiver, M.*: Carbon-14 Content of 18th- and 19th-Century Wood: Variations Correlated with Sunspot Activity. *Science* 149, 533 (1965).
450. *Suess, H. E.*: Grundlagen und Ergebnisse der Radiokohlenstoff-Datierung. *Angew. Chem.* 68, 540 (1957).
451. *Suttle, A. B.*, and *W. F. Libby*: Natural Radioactivity of Rhenium. *Physiol. Rev.* 95, 866 (1954).
452. *Tamers, M. A.*, and *F. J. Pearson*: Validity of Radiocarbon Dates on Bone. *Nature* 208, 1053 (1965).
- 452a. *Taylor, S. R.*, and *A. J. R. White*: Geochemistry of andesites and the growth of continents. *Nature* 208, 271 (1965).
453. *Teichart, C.*: Some biostratigraphical concepts. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 69, 99 (1958).
454. *Thenius, E.*: *Versteinerte Urkunden*. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag, 1963.
455. *Thode, H. G.*, and *J. Macnamara*: The distribution of S 34 in nature. *Nat. Bur. Stand. Circ.* 522, 235 (1953).
456. —, and *W. H. Fleming*: Sulphur isotope fractionation in nature and geological and biological time scales. *Geochim. cosmochim. Acta* 3, 235 (1953).
457. — Sulphur Isotope Chemistry. In: *Studies in Analytical Geochemistry*. *Roy. Soc. Can. Spee. Publ. No. 6*, S. 25-41. University of Toronto Press 1963.
458. *Thomson, H.*: Die Kohlenstoff-14-Methode zur Altersbestimmung mit Kohlendioxid als Zählgas. *Chem. Lab. Betrieb* 17, 8 (1966).
459. *Thurber, D. L.*: Anomalous U^{234}/U^{238} in Nature. *J. geophys. Res.* 67, 4518 (1962).
460. *Tilton, G. R.*: The interpretation of lead-age discrepancies by acid-washing experiments. *Trans. Amer. Geophys. Union* 37, 224 (1956).
461. — Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. geophys. Res.* 65, 2933 (1960).
462. —, *G. L. Davis*: *Geochronology*. In: *Researches in Geochemistry*, S. 190-216. New York: John Wiley & Sons, Inc. 1959.
463. —, *G. W. Wetherill*, and *L. T. Aldrich*: Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites. *Trans. Amer. Geophys. Union* 38, 360 (1957).
464. —, and *S. R. Hart*: *Geochronology*. *Science* 140, 357 (1963).
465. —, and *L. O. Nicolaysen*: The use of monazites for age determination. *Geochim. cosmochim. Acta* 11, 28 (1957).
466. —, and *R. H. Steiger*: Lead Isotopes and the Age of the Earth. *Science* 150, 1805 (1965).
467. *Tite, M. S.*, u. *J. Wanie*: Datierung durch Thermolumineszenzanalyse: eine Einschätzung. *Archaeometry* 5, 53 (1962).

468. *Tilley, S. R., and P. E. Darnon*: Investigation of Color-Centers in Fluorite with Application to Geologic Time. *J. geophys. Res.* **67**, 4491 (1962).
469. *Tomlinson, R. H., and A. K. Das Gupta*: The use of isotope dilution in determination of geologic age of minerals. *Canada J. Chem.* **31**, 909 (1953).
470. *Tugarinov, A. I.*: Determination of the absolute age of geological formations. *Bull. Acad. Sci. USSR* **1**, 147 (1966).
471. —, *Je. W. Bibikowa u. Ss. I. Sykow*: Absolutes Alter der präkambrischen Gesteine der magmatischen Anomalie von Kursk. *Geochemie (UdSSR)* **1964**, 988.
472. —, *S. I. Sykow u. Ss. F. Karpenko*: Das absolute Alter der Saxaganer Plagiogranite im Kriwoi-Rog-Gebiet. *Geochemie (UdSSR)* **1965**, 245.
473. *Turekian, K. K., and J. L. Kulp*: The geochemistry of strontium. *Geochim. cosmochim. Acta* **10**, 245 (1956).
474. *Urey, H. C.*: The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. chem. Soc.* **1947**, 562 (1947).
475. —, *H. A. Lowenstam, H. A. Epstein, S. and C. R. McKinney*: Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the southeastern United States. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **62**, 399 (1951).
476. *Urry, W. D.*: Helium and the Problem of Geological Time. *Chem. Reviews* **13**, 305 (1933).
477. *Venkatasubramanian, V. S., u. V. Sivaramakrishnan*: Untersuchungen zur Blei-Alpha-Methode der Geochronologie. *J. sci. ind. Res. (New Delhi)* **B 18**, 311 (1959).
478. *Vinogradov, A. P., M. S. Chupakhin, and V. A. Grinenko*: Isotopic composition of sulphur in relation to the problem of the age of pyrites of sedimentary genesis. *Geochemie (UdSSR)* **1**, 96 (1956).
479. —, *L. V. Komlev, S. I. Danilevich, V. G. Savonenko, A. I. Tugarinov, and M. S. Fillipov*: Absolute geochronology of the ukrainian precambrium. **21. Int. Geol. Congr. Copenhagen, Part IX**, 117 (1960).
480. —, *L. Ss. Tarassow u. Ss. I. Sykow*: Isotopenzusammensetzung von Bleierzten des Baltischen Schilds. *Geochemie (UdSSR)* **1959**, 571.
481. —, and *A. I. Tugarinov*: Problems of geochronology of the Pre-Cambrian in eastern Asia. *Geochim. cosmochim. Acta* **26**, 1283 (1962).
482. — — Geochronologie des Präkambriums. *Geochemie (UdSSR)* **1961**, 723.
483. — —, *S. P. Zykov, K. G. Knorre, V. A. Sten'ko u. V. J. Lebedev*: Über das Alter der kristallinen Gesteine Zentraleuropas. *Freiberger Forsch.-H.* **C 124**, 39 (1962).
484. —, *M. S. Tschupachin u. W. A. Grinenko*: S 32/S 34-Verhältnisse in irdischen Mineralien. *Geochemie (UdSSR)* **4**, 3 (1956).
485. —, *I. K. Zadorozhnyi u. S. I. Zykov*: Izotopnyi sostav svintsov i vozrast zemli (Die Isotopenzusammensetzung des Bleis und das Alter der Erde). *Dokl. Akad. Nauk SSSR* **87**, 1107 (1952).
486. *Wahl, W.*: Altersvergleich der Orogenesen und Versuch einer Korrelation des Grundgebirges in verschiedenen Teilen der Erde. *Geol. Rdsch.* **34**, 209 (1943).
487. *Walling, E.*: Über die Möglichkeit von Altersbestimmungen von rubidiumfreien Mineralien nach einer inversen Strontiummethode. *Z. Naturforsch.* **4a**, 153 (1949).

488. *Wallis, G.*: Zur Frage einer mittleren kosmischen Häufigkeitsverteilung der chemischen Elemente. *Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math.-Nat. R. XII*, 827 (1963).
489. *Wampler, J. M.*, and *J. L. Kulp*: An isotopic study of lead in sedimentary pyrite. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 1419 (1964).
490. *Wann, I.*: Untersuchungen über den metastabilen Zustand von Mineralien. Dissertation. Universität Erlangen, 1955.
491. *Waring, C. L.*, and *H. Worthing*: A spectrographic method for determining trace amounts of lead in zircon and other minerals. *Am. Mineralogist* 38, 827 (1953).
492. *Wasserburg, G. J.*, *R. J. Hayden*, and *K. J. Jensen*: A⁴⁰—K⁴⁰ dating of igneous rocks and sediments. *Geochim. cosmochim. Acta* 10, 153 (1956).
493. —, *F. J. Pettijohn*, and *J. Lipson*: A⁴⁰/K⁴⁰ ages of micas and feldspars from the Glenarm series near Baltimore, Maryland. *Science* 126, 355 (1957).
494. *Wassilenko, W. B.*, u. *N. Ss. Wartanowa*: Altersunterteilung der Granitoide nach der Thermolumineszenz-Methode. *Geol. Geophysik (UdSSR)* 7, 17 (1963).
495. *Watznauer, A.*: Bemerkungen zu physikalischen Altersbestimmungen an sächsischen Graniten und Gneisen. *Geol. Rdsch.* 49, 278 (1960).
496. *Weiss, W. L.*, u. *E. M. Whalley*: Oberflächen-Sperrschicht-Detektoren für Altersbestimmungen mit Isotopen. *Nucleonics (New York)* 21, 66 (1963).
497. *v. Weizsäcker, C. F.*: Über die Möglichkeit eines dualen β -Zerfalls von Kalium. *Phys. Z.* 38, 623 (1937).
498. *Wetherill, G. W.*: Discordant Uranium-Lead ages. I. *Trans. Amer. Geophys. Union* 37, 320 (1956).
499. — An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochim. cosmochim. Acta* 9, 290 (1956).
500. —, *L. T. Aldrich*, and *G. L. Davis*: ⁴⁰A/⁴⁰K ratios of feldspars and micas from the same rocks. *Geochim. cosmochim. Acta* 8, 171 (1955).
501. —, *O. Kouvo*, *G. R. Tilton* u. *P. W. Gast*: Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem finnischen Präkambrium. *J. Geology* 70, 74 (1962).
502. *Wheeler, H. E.*: Time-stratigraphy. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 42, 1047 (1958).
503. *Wickman, F. E.*: Some graphs on the calculation of geological age. *Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C. Avhandl. och Uppsat. no 427; Årsbock* 33, No. 7, 1939.
504. — On the emanating power and the measurement of geologic time. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* 64, 465 (1942).
505. — Nuclear Processes in Geologic Settings. 62 *Nat. Acad. Sci. — Nat. Res. Council, Publ.* 1955, 400.
506. *Wilson, A. F.*, *W. Comston*, *P. M. Jeffery*, and *G. H. Riley*: Radioactive ages from the Precambrian rocks of Australia. *J. geol. Soc. Australia* 6, 179 (1960).
507. *Wilson, J. T.*: The Development and Structure of the Crust. In: *The Earth as a Planet*, S. 138—214. Ed. *Kuiper*. Chicago: Univ. of Chicago Press 1960.
508. *Winkler, E. M.*: Radiokohlenstoff-Alter von Tonen postglacialer Seen nahe Michigan City, Indiana. *Science* 137, 528 (1962).

509. *Winkler, H. G. F., u. H. v. Platen*: Experimentelle Gesteinsmetamorphose. 4. Mitt. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Geochim. cosmochim. Acta* 24, 48 (1961).
510. *Woitkewitsch, G. W., u. L. K. Anochina*: Über das Alter einiger Gesteinskomplexe des Kriwoi Rog-Eisenerzgebiets. *Geochemie (UdSSR 2)* 185 (1961).
511. *Woodford, A. O.*: Historical Geology. San Francisco and London: W. H. Freeman and Comp. 1965.
512. *Yamaguchi, Koshio*: Possible Use of Ca⁴¹ in Nuclear Dating. *Progr. theoret. Physics (Kyoto)* 30, 567 (1963).
513. *Zähringer, J.*: Altersbestimmungen nach der K—Ar-Methode. *Geol. Rdsch.* 49, 224 (1960).
514. *Zartmann, R. E.*: Thesis, California Institute of Technology, 1963. *Zit. nach* (464).
515. *Zartman, R. E.*: Isotopenzusammensetzung von Blei in Mikroklinen des Llano-Uplift, Texas. *J. geophys. Res.* 70, 965 (1965).
516. *Zeller, E. J., and L. B. Bronca*: Reversible and irreversible thermal effects on the thermoluminescence of limestone. In: *Earth Science and Meteoritics*, S. 281—294. Ed. *J. Geiss* und *E. D. Goldberg*. Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1963.
517. —, *J. L. Wray*, and *F. Daniels*: Factors in age determination of carbonate sediments by thermoluminescence. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 40, 140 (1957).
518. *Zepelew, N. Ss.*: Reduktion der Ansammlungszeit der organischen, bei der Sedimentation verschütteten Pflanzenmasse. *Nachr. Akad. Wiss. Turkmen. SSR* 3, 129 (1964).
519. *Zeschke, G.*: Thermal glow tests as a guide to ore deposits. *Econ. Geol.* 58, 800 (1963).
520. *Zeuner, F. E.*: *Dating the Past: An Introduction to Geochronology*. London: Methuen & Co. 1952.

(Eingegangen am 1. März 1966)

Meteoritenalter und verwandte Probleme der Kosmochemie

Dr. H. Wänke

Max-Planck-Institut für Chemie (Otto-Hahn-Institut), Mainz

Inhaltsverzeichnis

Einführung	322
1. Meteorite als extraterrestrische Körper	323
1.1. Fallerscheinungen und Größe der Meteorite	323
1.2. Zusammensetzung und Klassifizierung	324
1.3. Massenverluste der Meteorite beim Durchgang durch die Erdatmosphäre	327
2. Radiogene Alter	330
2.1. Erstarrungsalter	330
2.2. Radiogene Edelgasalter	338
3. Einwirkung der Höhenstrahlung auf die Meteorite im Weltraum	348
4. Terrestrische Alter	350
5. Bestrahlungsalter.	352
5.1. Definition des Bestrahlungsalters	352
5.2. Bestrahlungsalter der Eisenmeteorite	355
5.3. Bestrahlungsalter der Steinmeteorite	362
6. Meteorite mit Uredelgasen	366
6.1. Entdeckung der Uredelgase in Meteoriten	366
6.2. Sitz der Uredelgase	371
6.3. Häufigkeitsverteilung und Isotopenzusammensetzung der Uredelgase	373
6.4. Ursprung und Einbaumechanismus der Uredelgase	375
7. Hypothesen über die Mutterkörper der Meteorite	380
7.1. Meteoritenbahnen und Meteoritenmutterkörper.	380
7.2. Hinweise auf die Meteoritenbahnen	385
7.3. Weitere Versuche zur Identifizierung der Meteoritenmutterkörper	391
7.4. Schlußbemerkungen bezüglich der Meteoritenmutterkörper	401
Literatur	403

Einführung

Meteorite sind bis heute das einzige extraterrestrische Material, das uns für Untersuchungen im Laboratorium zur Verfügung steht. Diese Einmaligkeit erklärt ihren hohen Wert und das zunehmende wissenschaftliche Interesse, das ihnen entgegengebracht wird. Untersuchungen an Meteoriten und in den nächsten Jahrzehnten auch an von Menschenhand auf die Erde gebrachten extraterrestrischem Material werden uns dem heute noch fernen Ziel näher bringen, den Aufbau und die Entwicklung unseres Sonnensystems zu verstehen bzw. zu rekonstruieren. Diese Arbeit

beschränkt sich, abgesehen von einer knappen Einführung in die Meteoritenkunde, auf Altersbestimmungen an Meteoriten und auf einige damit in unmittelbarem Zusammenhang stehende Probleme.

1. Meteorite als extraterrestrische Körper

1.1. Fallerscheinungen und Größe der Meteorite

Meteorite sind kompakte Körper extraterrestrischen Ursprungs, die nach dem Durchdringen der irdischen Atmosphäre als solche zu Boden fallen. Beim Durchgang durch die Erdatmosphäre verlieren die Meteorite den Großteil ihrer ursprünglichen Geschwindigkeit und treffen mit nur einigen hundert m/s auf die Erde auf. Ihre Größe ist nach oben und unten hin nahezu ohne Grenzen. Der größte bisher gefundene Einzelmeteorit, Hoba, in Südafrika, besitzt eine Masse von etwa 60 t. Mehrere Meteorite mit mehr als 10 t sind bekannt. Meteorite mit einer Masse von mehr als etwa 100 t werden in der Atmosphäre nicht mehr abgebremst, sondern schlagen mit kosmischer Geschwindigkeit von etwa 20 km/s auf die Erdoberfläche auf. Die gewaltige kinetische Energie wird dabei größtenteils zur Ausbildung von Stoßwellen umgesetzt, die ihrerseits zur Kraterbildung und Erwärmung des umliegenden Gesteins bzw. der Meteoritenmasse selbst führen. Die kinetische Energie von 1 kg Meteoritenmasse, die mit 20 km/s auftrifft, entspricht 50000 kcal. Falls nur 10 % dieser Energie zur Erwärmung der Meteoritenmasse verwendet werden, reicht dies bei weitem aus, um die gesamte Meteoritenmasse zu verdampfen. Es ist somit nicht verwunderlich, daß wir keine Einzelmeteorite mit mehr als 100 t Masse finden, da diese beim Aufschlag fast vollständig verdampfen. Andererseits kennen wir auf der Erde zahlreiche Einschlagkrater, die durch Meteorite von sehr viel größerer Masse verursacht wurden. Es findet sich aber stets nur wenig meteoritisches Material in der Umgebung dieser Krater; es wurde beim Durchgang durch die Atmosphäre von der Hauptmasse abgesplittert und entging daher der Verdampfung. Der bekannteste Einschlagkrater auf unserer Erde ist der Meteoritenkrater in Arizona. Er mißt 1300 m im Durchmesser und ist 175 m tief. Einige tausend bis zu mehreren 100 kg schwere Trümmer meteoritischen Eisens wurden in der nächsten Umgebung des Kraters gefunden. Dieses Meteorereisen ist unter dem Namen Canon Diablo bekannt. Der Name stammt von einem Flußtal, in dessen unmittelbarer Nähe der Krater liegt. Im allgemeinen werden Meteorite nach der ihrer Fundstelle nächsten Ansiedlung bzw. sonstigem geographischen Begriff benannt.

Die Gesamtmasse des Meteoriten Canon Diablo, die zur Bildung dieses gewaltigen Kraters führte, wird auf größenordnungsmäßig 100000 t

(1) geschätzt. Es gibt auf der Erde jedoch noch wesentlich größere Einschlagkrater (2), so z. B. in Deutschland das Nördlinger Ries (Durchmesser ca. 25 km). Wenn auch manche der Großkrater möglicherweise durch Kometeneinschläge gebildet wurden, so gibt es sicher keine Grenze zwischen den großen Meteoriten und den Asteroiden, deren größter, Ceres, einen Durchmesser von 700 km aufweist.

Die untere Grenze der Masse der Meteorite ist ebenso verschwommen. Die staubkorngroßen Meteore verdampfen bereits in den obersten Schichten der Erdatmosphäre; die regelmäßige Wiederkehr der sogenannten Schwarmmeteore beweist deren Ursprung aus Kometen. Ein Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Meteorschwärme und den Meteoritenfällen besteht nicht. Wir sprechen gewöhnlich nur dann von einem Meteoriten, wenn Material auf den Boden auftrifft; dies setzt eine gewisse Mindestgröße voraus, und es muß sich um einigermaßen kompaktes Material handeln. Meteoritenschauer (hervorgerufen durch Aufbrechen eines Meteoriten in der Atmosphäre) enthalten teilweise Einzelstücke bis herunter zu einer Größe von wenigen Millimetern.

Wir kennen insgesamt über 1500 Meteorite. Hierbei ist jedes Fallereignis nur einmal gezählt, gleichgültig, wieviele Stücke davon tatsächlich gefunden wurden. Allein der Meteorit Pultusk fiel schätzungsweise in Form von etwa 100000 Einzelstücken. Kaum die Hälfte aller bekannten Meteorite sind beobachtete Fälle, bei dem Rest handelt es sich um Funde, deren Fall, wie wir noch sehen werden (Kap. 4), teilweise mehr als eine Million Jahre zurückliegt.

1.2. Zusammensetzung und Klassifizierung

Auf Grund ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung und Struktur unterscheiden wir: Eisenmeteorite, Stein-Eisenmeteorite und Steinmeteorite.

Tabelle 1. Gesamtzahl der Meteoriten-Fälle und -Funde. Nach Prior und Hey (3).

	Fälle	%	Funde	%	Fälle + Funde	%
Eisenmeteorite	42	6	503	59	545	35
Steineisenmeteorite	12	2	55	6	67	4
Steinmeteorite	628	92	304	35	932	61
Summe	682	100	862	100	1544	100

Dem Meteoritenkatalog von *Prior-Hey* (3) ist die in Tab. 1 aufgeführte Statistik entnommen. Wie ersichtlich, handelt es sich bei der Mehrzahl der Steinmeteoriten um beobachtete Fälle, hingegen liegt das Verhältnis

bei den Eisenmeteoriten gerade umgekehrt. Die Erklärung hierfür ist trivial. Eisenmeteorite sind auch dann noch relativ leicht als solche erkennbar, selbst wenn sie durch längeres Liegen im Boden mehr oder weniger stark korrodiert sind. Hingegen setzt das Auffinden von Steinmeteoriten, deren Fall unbeobachtet blieb, eine gewisse Fachkenntnis voraus. Die poröse Struktur der Steinmeteorite führt auch dazu, daß sie wesentlich rascher verwittern als die kompakten Eisenmeteorite.

Eine Klasseneinteilung aller bekannten Meteorite ist in Tab. 2 enthalten. Die häufigsten aller Meteorite sind die Chondrite. Sie stellen sicherlich das am wenigsten differenzierte Material dar, das uns zur Verfügung steht. Dieses gilt, wie häufig angenommen wird, insbesondere für die kohligen Chondrite, deren chemische Zusammensetzung jener der planetarischen Urmaterie vermutlich recht nahe kommt, soweit es sich um kondensierbare Elemente handelt. Beinahe alle Angaben über die Häufigkeit der chemischen Elemente im Sonnensystem (4, 5) verdanken wir den chemischen Analysen dieser Meteorite.

Die drei anderen Hauptklassen der Meteorite sind in Schmelzprozessen aus primitiverem Material von vermutlich etwa chondritischer Zusammensetzung entstanden. Eisenmeteorite und Stein-Eisenmeteorite sind Stücke, die direkt als solche aus der Schmelze erstarrten. Das Material der Achondrite ist zwar ebenfalls aus Schmelzprozessen hervorgegangen, es wurde jedoch teilweise wieder pulverisiert und erst in diesem Zustand zu der heutigen Form zusammengebacken.

Die beiden Hauptklassen der Steinmeteorite, Hypersthen- und Bronzit-Chondrite, sind in ihrer Struktur, ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung außerordentlich ähnlich. Die Bronzit-Chondrite besitzen mit ca. 18% einen etwa doppelt so hohen Gehalt an metallischem Nickeleisen wie die Hypersthen-Chondrite. Hingegen haben letztere einen höheren Gehalt an FeO in den Eisenmagnesiumsilicaten. Pyroxen (Mg, Fe) SiO_3 liegt hier als Hypersthen vor; das Verhältnis MgO/FeO beträgt etwa 3. Die Bronzit-Chondrite enthalten, wie der Name sagt, Bronzit, die eisenärmere Form des Pyroxens; MgO/FeO ca. 5. Analog enthält auch der Olivin (Mg, Fe) $\text{}_2\text{SiO}_4$ in den Hypersthen-Chondriten mehr Eisen als in den Bronzit-Chondriten.

Urey und *Craig* (6) stellten 1953 auf Grund einer kritischen Betrachtung aller vorliegenden Analysendaten fest, daß die Chondrite hinsichtlich ihres totalen Eisengehaltes in zwei Gruppen zerfallen. Die Gruppe H (*high iron*) mit ca. 28% Gesamtgehalt an Eisen entspricht den Bronzit-Chondriten und die Gruppe L (*low iron*) mit ca. 22% Gesamtisen den Hypersthen-Chondriten. Abb. 1 zeigt schematisch diesen Zusammenhang zwischen Eisengehalt und den Unterklassen der Chondrite.

Im Laufe der Analysen von Spurenelementen in Eisenmeteoriten stellten *Goldberg*, *Uchiyama* und *Brown* (7) (1951) sowie *Lovering*, *Nichiporuk*,

Tabelle 2. *Klasseneinteilung der Meteorite, ihre Häufigkeit und mineralogische Zusammensetzung*

Klasse	Zahl	Hauptminerale
<i>Chondrite</i>		
Enstatit-Chondrite	11	Enstatit (55), Nickeleisen (30), Plagioklas (7), Troilit (8)
Bronzit-Chondrite	900	Bronzit (35), Olivin (35), Nickeleisen (18), Plagioklas (7), Troilit (5)
Hypersthen-Chondrite		
Amphoterische Chondrite	49	Hypersthen (40), Olivin (40), Nickeleisen (9), Plagioklas (7), Troilit (5)
Pigeonit-Chondrite	12	Olivin (60), Hypersthen (25), Plagioklas (7), Troilit (5), Nickeleisen (3)
Kohlige Chondrite	17	Olivin (75), Pigeonit (5), Plagioklas (10), Nickeleisen (5), Troilit (5) Serpentin, Kohlenstoff
<i>Achondrite</i>		
Ca-arme Achondrite		
Aubrite (Enstatit-Ach.)	9	Enstatit (90), Nickeleisen (5), Troilit
Diogenite (Hypersthen-Ach.)	8	Hypersthen, Plagioklas
Chassignite (Olivin-Ach.)	1	Olivin (95)
Ureilite (Pigeonit-Ach.)	3	Olivin, Pigeonit
Ca-reiche Achondrite		
Euclite	39	Pigeonit (50), Plagioklas (50) Hypersthen (50), Plagioklas (50)
Howardite		
Angrite	1	Angrit (90)
Nakhlite	2	Diopsid (75), Olivin (15), Plagioklas, Magnetit
Stein-Eisenmeteorite		
Pallasite	40	Olivin (50), Nickeleisen (50)
Siderophyre	1	Pyroxen (50), Nickeleisen (50)
Lodranite	1	Pyroxen (30), Olivin (30), Nickeleisen (30)
Mesosiderite	22	Nickeleisen (50), Pyroxen (30), Plagioklas (20)
<i>Eisenmeteorite</i>		
Hexaedrite	55	4–6 % Ni, Rest Fe
Oktaedrite	487	7–14 % Ni, Rest Fe, Kamazitlamellen <0,5 mm
Feine Oktaedrite		
Mittlere Oktaedrite		
Grobe Oktaedrite		7–11 % Ni, Rest Fe, Kamazitlamellen 0,5–1,5 mm
Ni-reiche Ataxite	39	6–8 % Ni, Rest Fe, Kamazitlamellen >1,5 mm 12–62 % Ni, Rest Fe

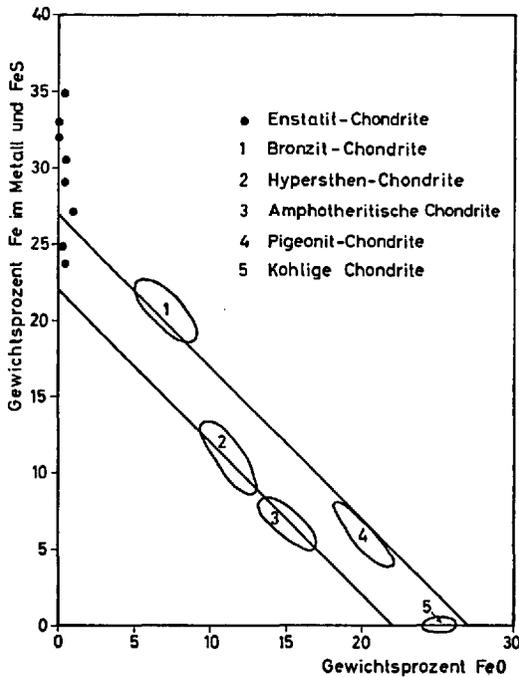


Abb 1. Anteil des Eisens in der Metall- und Sulfidfraktion gegenüber dem Anteil in der Silikatfraktion als FeO (nach *Mason* (2) schematisiert). Hinsichtlich des totalen Eisengehaltes bilden die Chondrite zwei Gruppen. Gruppe H mit 28 % $Fe_{tot.}$ und Gruppe L mit 22 % $Fe_{tot.}$

Chodos und *Brown* (1957) (8) fest, daß der Gallium- und Germanium-Gehalt der Eisenmeteorite nicht nur in weiten Grenzen variiert, sondern daß sich hinsichtlich dieses Gehaltes deutliche Gruppierungen zeigen. Wie Abb. 2 zeigt, besteht ein deutlicher Zusammenhang des Gallium-Gehaltes mit den Strukturklassen der Eisenmeteorite.

1.3. Massenverluste der Meteorite beim Durchgang durch die Erdatmosphäre

Die unterste Grenze für die Geschwindigkeit, mit der ein Meteorit in die obere Erdatmosphäre eintaucht, beträgt 11,2 km/sec (parabolische Geschwindigkeit); die tatsächlichen Werte sind um etwa 50 % höher. Die Energie der ankommenden Meteorite liegt also, wie in Kap. 1.1. angeführt, mindestens eine Größenordnung höher als die Energie, die erforderlich wäre, um die Gesamtmasse des ankommenden Meteoriten zu verdampfen. Es ist somit zu erwarten, daß die Meteorite beim Durchgang durch die Erdatmosphäre beträchtliche Massenverluste erleiden.

Offenkundig wird nur ein kleiner Teil der kinetischen Energie der ankommenden Meteorite dazu verwendet, um Meteoritmaterie zu schmelzen bzw. zu verdampfen.

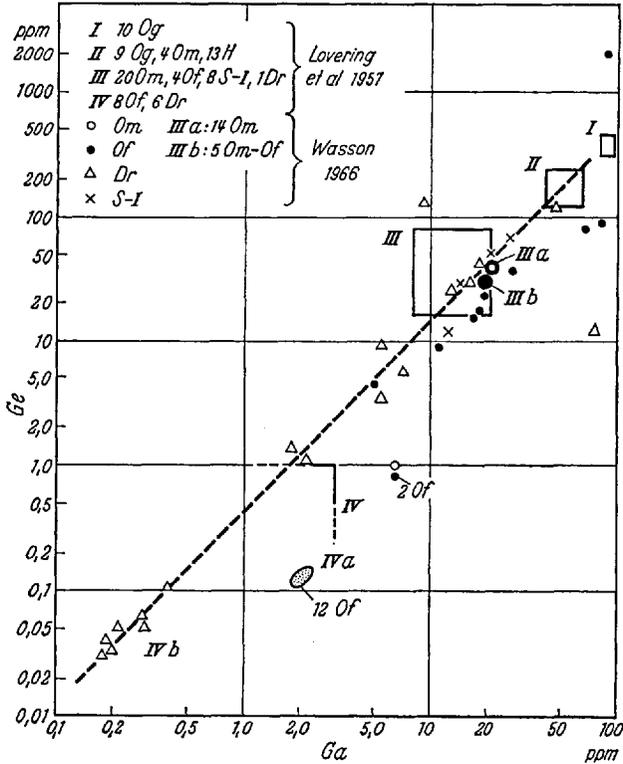


Abb. 2. Gallium- und Germaniumgehalt der Eisenmeteorite verschiedener Strukturklassen nach *Lovering et al. (8)* und nach *Wasson (122)*. (Og grobe, Om mittlere, Of feine Oktaedrite, H Hexaedrite, Dr nickelreiche Ataxite. I-IV Gallium-Germaniumklassen nach *Lovering et al. (8)*).

Mit Ausnahme der allergrößten Meteorite (mit einer Masse über 100 t) verlieren die Meteorite ihre gesamte kinetische Energie in der Atmosphäre. Die Auftreffgeschwindigkeit auf den Erdboden entspricht der konstanten Endgeschwindigkeit von Eisen- bzw. Steinkörpern in der Luft. *Whipple (9)* hat für den Massenverlust von Meteoriten die Beziehung angegeben

$$m = m_0 \exp \sigma \frac{v^2 - v_0^2}{2} \quad (1)$$

und fand für σ im Mittel einen Wert von $1,8 \cdot 10^{-12}$ g/erg.

Eisenmeteorite sind in ihrer Struktur jedoch nicht mit den losen Aggregaten von kosmischem Staub, die die Meteore darstellen, vergleichbar. *Martin* (10) hat für Eisenmeteorite einen Wert für σ von $1,25 \cdot 10^{-12}$ g/erg abgeschätzt. Auch dieser Wert ist wahrscheinlich noch zu hoch, da er zu wesentlich höheren Massenverlusten führt, als man anderen Abschätzungen nach zu erwarten hat. Der Massenverlust hängt, wie aus obiger Formel ersichtlich, auf jeden Fall sehr stark von der Eintrittsgeschwindigkeit des Meteoriten in die Erdatmosphäre ab. Diese Geschwindigkeit ist sicherlich von Meteorit zu Meteorit verschieden. Für Eisenmeteorite sind Werte zwischen etwa 15 bis 20 km/sec zu erwarten. Steinmeteorite liegen möglicherweise zum Teil etwas tiefer (s. Kap. 7).

Ebert und *Wänke* (11) haben aus den durch die Höhenstrahlung produzierten Edelgasmengen für die Meteorite Carbo und Mt. Ayliff einen Schrumpfungsfaktor $a = R/R_0$ von 0,6 errechnet, dies entspricht einem Massenverlust von 78 %. Unter Verwendung eines neuen genaueren Wertes für den Absorptionskoeffizienten der Höhenstrahlungsteilchen ergibt sich auf gleiche Weise für a ein Wert von 0,72 (12). Inzwischen ergaben Messungen von *Hoffman* und *Nier* (13) sowie von *Fireman* (14), daß Carbo tatsächlich mindestens die doppelte Masse gehabt hat als in vorstehender Rechnung angenommen wurde. Der Wert für den Schrumpfungsfaktor erhöht sich folglich auf 0,9. Ähnliche Abschätzungen unter Verwendung anderer Meteorite (Charlotte, Grant und Treysa) liefern ebenfalls Werte nahe 1. Die maximalen Massenverluste bleiben somit unter 30 %.

Hoffman und *Nier* (13, 15, 16) berechneten aus dem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis in Eisenmeteoriten Schrumpfungsfaktoren zwischen 0,2 und 0,65. Die daraus resultierenden Massenverluste liegen extrem hoch und erreichen im Falle des Meteoriten Keen Mountain ($a = 0,2$) mehr als 99 %. Ein so hoher Massenverlust für Keen Mountain kann aus der von *Vilcsek* und *Wänke* (17) für diesen Meteoriten gemessenen Chlor-36-Zerfallsrate von $27,7 \pm 1,0$ dpm/kg (der höchste, überhaupt je in Meteoriten gefundene Wert) mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Abschätzungen der Ablationsraten wurden auch nach metallurgischen Methoden versucht (*Lovering*, *Parry* und *Jaeger* (18)) sowie *Maringer* und *Manning* (19). Die sich daraus ergebenden Massenverluste liegen zwischen 20 und 60 %.

Neben den Massenverlusten durch Abschmelzen und Verdampfen von Meteoritenmaterial kommt es in der Atmosphäre häufig zu einem Zerbrechen der Meteorite auf Grund der gewaltigen Scherkräfte. Ein solches Zerbrechen liegt bei Meteoriten auf der Hand, von denen zwei oder mehrere Bruchstücke aufgefunden wurden. Mehrmals wurde offenkundig nur ein Teilstück gefunden, wie *Hoffman* und *Nier* (13, 15, 16) sowie

Fireman (14) aus den spallogenen Edelgaskonturen mehrerer Eisenmeteorite zeigen konnten. Es ist jedoch denkbar, daß das fehlende Material teilweise bereits durch Kollisionen im Weltraum verloren ging (s. Kap. 5.2.2.). Falls diese spät genug in der Lebensgeschichte des Meteoriten erfolgte, trat eine merkliche Veränderung der Edelgaskonturen nicht mehr ein.

2. Radiogene Alter

2.1. Erstarrungsalter

Wenngleich die Meinungen darüber auseinandergehen, welche Meteorite undifferenziertes Material darstellen, falls es solche überhaupt gibt, so ist doch kein Zweifel darüber möglich, daß eine Reihe von Meteorit-Typen weitgehende Fraktionierungsprozesse durchgemacht haben. Dies war sicher der Fall für die Achondrite, die Eisen- und die Stein-Eisenmeteorite. Chemische Fraktionierung ist nur bei hohen Temperaturen insbesondere im geschmolzenen Zustand möglich. Falls die hierbei auftretende Fraktionierung einer zumindest teilweisen Trennung von Mutter- und Tochterkern eines der langlebigen radioaktiven Urelemente herbeiführt, so sind Bestimmungen des Erstarrungszeitpunktes auf Grund der Radioaktivität möglich. Im Prinzip ist eine solche Altersbestimmung auch mit Hilfe zweier Phasen ein und desselben Meteoriten möglich, sofern sie ein unterschiedliches Verhältnis von Mutter- und Tochterkern aufweisen.

Für chemisch nicht fraktionierte Proben bzw. Phasen sind nach diesen Methoden Altersangaben prinzipiell nicht möglich; die Uhr läuft nur für die fraktionierte Probe. Es ist wesentlich, sich dieser Tatsache stets bewußt zu sein. Altersbestimmungen an Meteoriten werden gegenüber solchen an terrestrischem Material noch durch den Umstand erschwert, daß alle Radioelemente in Meteoriten nur in sehr geringen Mengen vorhanden sind. Hingegen sind diese Radioelemente in der Erdkruste hoch angereichert, ihre Konzentrationen liegen etwa zwei Größenordnungen höher als in Meteoriten. Altersbestimmungen an getrennten Mineralcomponenten, wie es für terrestrische Proben üblich ist, sind auch für Meteoritproben prinzipiell möglich. Wegen des hohen Materialverbrauchs und der Seltenheit der Meteorite sind jedoch hier Grenzen gesetzt.

2.1.1. Rubidium/Strontium-Alter

Rubidium/Strontium-Altersbestimmungen wurden an mehreren Klassen von Steinmeteoriten vorgenommen; an Eisenmeteoriten und deren

Einschlüssen sind solche Bestimmungen wegen des zu geringen Rubidium-Gehaltes nicht möglich.

Der radiogene Anteil von ^{87}Sr in einer Probe ist gegeben durch:

$$[^{87}\text{Sr}]_{r,t} = [^{87}\text{Rb}]_t (e^{\lambda t} - 1) + [^{87}\text{Sr}]_t - [^{87}\text{Sr}]_0 \quad (2)$$

(alle Angaben in Atomkonzentrationen)

Für λ ist die Zerfallskonstante von ^{87}Rb einzusetzen, deren genauer Wert lange Zeit etwas unsicher war, und auch heute noch nicht mit wünschenswerter Genauigkeit bekannt ist. Zur Zeit wird für $\lambda_{^{87}\text{Rb}}$ meistens ein Wert von $1,39 \cdot 10^{-11}$ Jahre $^{-1}$ verwendet. $[^{87}\text{Sr}]_{r,t}$ und $[^{87}\text{Rb}]_t$ sind die heutigen Konzentrationen von radiogenem Strontium-87 und Rubidium-87, $[^{87}\text{Sr}]_t$ die heutige Gesamtkonzentration von Strontium-87 und $[^{87}\text{Sr}]_0$ die Konzentration von Strontium-87 zur Zeit $t = 0$. Außerdem ist angenommen, daß die Probe seit $t = 0$ ein abgeschlossenes System darstellt, d.h. sowohl die Rubidium- als auch die Strontium-Konzentration konstant blieb.

Dividiert man obige Gleichung durch $[^{86}\text{Sr}]$ so erhalten wir:

$$\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_t = \left[\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right]_t (e^{\lambda t} - 1) + \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_0 \quad [^{86}\text{Sr}]_t = [^{86}\text{Sr}]_0 \quad (3)$$

Trägt man $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_t$ gegen $[^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}]_t$ auf, so liegen alle Meteorite mit gleichem Alter t und gleichem primordiales $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$ -Verhältnis auf einer Geraden, deren Neigung $(e^{\lambda t} - 1)$ ist. Diese Gerade nennt man Isochrone.

Obige Gleichung enthält neben t als weitere Unbekannte das primordiales Verhältnis $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$. Eine Lösung der Gleichung ist daher nur möglich, wenn uns zumindest zwei Meteorite bzw. Meteoritproben mit unterschiedlichem Rb/Sr-Verhältnis zur Verfügung stehen, für die wir gleiches Alter und gleiches primordiales $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_0$ -Verhältnis annehmen können.

Die erste Rb/Sr-Altersbestimmung an Meteoriten stammt von *Schuhmacher* (20), der 1956 für den Zeitpunkt des letzten Differenzierungsprozesses, der achondritisches Material von chondritischem verschieden werden ließ, einen Wert $t = (4,7 \pm 0,4) 10^9$ Jahre erhielt. Er benützte als Meteorit 1 den Achondriten Pasamonte und als Meteorit 2 den Chondriten Forest City. Spätere ähnliche Messungen wurden von *Herzog* und *Pinson* (21), von *Gast* (22, 23), von *Pinson et al.* (24), von *Murthy* und *Compston* (25) sowie von *Compston, Lovering* und *Vernon* (26) durchgeführt.

In den Tab. 3 und 4 sind diese Messungen und die daraus errechneten Erstarrungsalter aufgeführt. Zur Illustration sind die Resultate von

Tabelle 3. Rubidium- und Strontium-Gehalt verschiedener Steinmeteorite und die Isotopenzusammensetzung des meteoritischen Strontiums.

Meteorit	Sr in 10 ⁻⁶ g/g	Rb in 10 ⁻⁶ g/g	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Lit.
<i>Hypersthen-Chondrite</i>				
Farmington	11,66	1,98	0,7314	(24)
Holbrook	12,8	2,22	0,7391	(23)
	10,06	2,64	0,7422	(24)
Homestead	10,6	3,6	0,753	(21)
	11,33	3,18	0,7508	(24)
Modoc	10,1	2,96	0,7569	(23)
Peace River	10,25	2,62	0,7488	(25)
	9,82	2,46	0,7467	(25)
Peace River				
Chondre I	17,61	4,90	0,7478	(25)
II	5,79	1,41	0,7397	(25)
III	8,41	1,42	0,7267	(25)
IV	17,92	4,16	0,7472	(25)
<i>Bronzit-Chondrite</i>				
Bath	9,63	2,39	0,7433	(24)
Beardsley I	10,6	4,77	0,8097	(23)
Beardsley II	10,4	14,25	0,9606	(23)
Forest City	12,0	3,91	0,754	(20)
	9,8	3,5	0,7554	(23)
	10,2	2,71	0,756	(21)
	10,45	3,28	0,7544	(24)
Richardton	10,1	2,85	0,7566	(23)
<i>Kohlige Chondrite</i>				
Lancé	14,65	1,42	0,7185	(25)
Mokoia	16,26	1,21	0,7137	(25)
Murray	9,38	1,57	0,7300	(25)
Orgueil I	7,89	1,76	0,7436	(25)
Orgueil II	8,74	2,08	0,7435	(25)
<i>Achondrite</i>				
Bustee	—	—	0,685	(20)
Moore County	79,5	0,16	0,7013	(23)
Nakhla	59,61	2,79	0,7065	(24)
Nuevo Laredo	84,4	0,37	0,7027	(24)
Pasamonte	82,8	0,22	0,7021	(24)
Pasamonte (weiß)	94,7	0,50	0,689	(20)
(grau)	89,5	0,66	0,685	(20)
Sioux County	68,8	0,25	0,7015	(23)
<i>Mesosiderite</i>				
Estherville	21,88	0,17	0,69	(24)
Bishopville I	10,18	1,73	0,7259	(26)
Bishopville II	14,37	1,94	0,7215	(26)
Bishopville				
Oligoklas	77,0	9,36	0,7210	(26)
Enstatit	1,61	0,620	0,7606	(26)

Tabelle 4. *Rb/Sr*-Alter von Steinmeteoriten.

Meteorit 1	Meteorit 2	Alter	Literatur
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 =$ Mittelwert der Achondrite Moore County Nuevo Laredo Pasamonte Sioux County	Forest City	$4,9 \pm 0,25$	<i>Gast (23)</i>
	Modoc	$4,5 \pm 0,25$	
	Beardsley II	$4,50 \pm 0,15$	
	Richardton	$4,7 \pm 0,30$	
	4 Kohlige Chondrite	$4,74 \pm 0,21$	
	4 K. Ch. + P. R.	$4,76 \pm 0,12$	
	Peace River (Chondren)	$4,5 \pm 0,8$	<i>Murthy und Compston (25)</i>
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7007$	4 Kohlige Chondrite	$4,46 \pm 0,35$	<i>Murthy und Compston (25)</i>
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,698$	Homestead	4,49	<i>Pinson, Schnetzler, Beiser, Fairbairn und Hurley (24)</i>
	Holbrook	4,45	
	Farmington	4,71	
	Bath	4,38	
	Forest City	4,62	
	Nakhla	4,37	
„Inneres“ Alter	Bishopville	$3,7 \pm 0,2$	<i>Compston, Lovering und Vernon (26)</i>

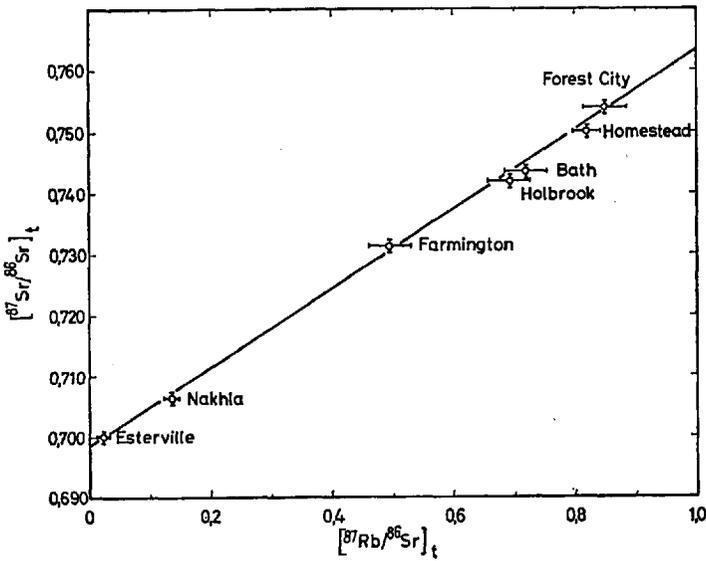


Abb. 3. Rubidium/Strontium-Isochrone von Steinmeteoriten nach *Pinson et al. (24)*.

Pinson et al. (24) in Abb. 3 in Isochronendarstellung wiedergegeben. Die Messungen an einzelnen Chondren des Meteoriten Peace River von *Murthy* und *Compston* (25) ergaben ein Rb/Sr-Alter, das tiefer liegt als das der Chondrite selbst, jedoch übersteigt der Fehler diesen Unterschied bei weitem.

Bei dem Schmelzprozeß, der die Achondrite aus vermutlich den Chondriten ähnlichem Material entstehen ließ, wurde offenkundig Strontium angereichert und Rubidium abgereichert. Diese Fraktionierung, die eine intensive Erwärmung bestimmter Zonen des Meteoritenmutterkörpers voraussetzt, fand vor etwa $4,6 \cdot 10^9$ Jahren statt.

Von besonderem Interesse sind die Messungen von *Compston*, *Lovering* und *Vernon* (26), an dem Aubriten *Bishopville*. In dieser Arbeit wurden erstmalig Rb/Sr-Bestimmungen an getrennten Mineralen eines Meteoriten vorgenommen. Die erhaltene Isochrone entspricht einem Alter von $(3,7 \pm 0,2) \cdot 10^9$ Jahren. Da Messungen an zwei Gesamtproben dieses Meteoriten (*Bishopville* 1 und 2) ein ebenso niedriges Alter ergaben, glauben die Autoren, einen nachträglichen Austausch zwischen den einzelnen Mineralkomponenten ausschließen zu können. Somit wäre bewiesen, daß auf dem Mutterkörper des Meteoriten *Bishopville* noch zu diesem späten Zeitpunkt (ca. $1 \cdot 10^9$ Jahre nach der Fraktionierung der meisten anderen Meteorite) Schmelzprozesse stattfanden.

Die untersuchten Chondrite zeigten alle recht ähnliche Strontium- und Rubidium-Konzentrationen. Eine Ausnahme bildet *Beardsley*, der wesentlich mehr Rubidium enthält als die übrigen Chondrite. Ebenfalls erhöht ist in diesem Meteoriten Kalium und Cäsium. Beträchtliche Mengen dieser überschüssigen Alkalimetalle erwiesen sich als wasserlöslich (23). *Urey* (27) hatte schon früher darauf hingewiesen, daß die Abreicherung von Rubidium in Achondriten durch Verdampfen dieses leicht flüchtigen Elements zustandekam. *Beardsley* scheint ein Chondrit zu sein, in dem verflüchtigte Alkalimetalle kondensierten.

2.1.2. Rhenium/Osmium-Alter

Sowohl Rhenium als auch Osmium besitzt stark siderophilen Charakter. Datierungsversuche von *Herr*, *Hofmeister*, *Hirt*, *Geiss* und *Houtermans* (28) mit Hilfe der Re/Os-Methode beschränkten sich daher auf Eisenmeteorite. Die Hauptschwierigkeit dieser Methode ist durch den Mangel einer ausreichenden Fraktionierung von Mutter- und Tochterelement bedingt. Die bisher in Meteoriten gefundenen Variationen des Re/Os-Verhältnisses bleiben unter einem Faktor 3.

Die Halbwertszeit von Rhenium ist wegen der niedrigen Energie des β -Übergangs direkt nicht bestimmbar, sondern konnte nur indirekt aus Re/Os-Messungen an Mineralen bekannten Alters berechnet werden.

Hirt, Tilton, Herr und Hoffmeister (29) haben auf diese Weise die Halbwertszeit von Rhenium-187 zu $(43 \pm 5) \cdot 10^9$ bestimmt. Die Alterswerte, die mit der Re/Os-Methode erhalten wurden, sind deshalb mit einem größeren Fehler behaftet als die nach der Rb/Sr-Methode bzw. nach der Pb/Pb-Methode erhaltenen Werte. Tab. 5 zeigt die Ergebnisse der Messungen. Diese Werte sind in Abb. 4 eingetragen; die nach der Methode der kleinsten Grundrate bestimmte Isochrone liefert ein Alter von $(4,0 \pm$

Tabelle 5. Element- und Isotopenverhältnisse von Rhenium und Osmium aus Eisenmeteoriten nach Herr et al. (28).

Nr.	Meteorit	$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$	$^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$
1	Tocopilla	$1,409 \pm 0,012$	$8,10 \pm 0,99$
2	Treysa	$1,20 \pm 0,11$	$6,62 \pm 1,10$
3	Casas Grandes	$1,128 \pm 0,005$	$5,77 \pm 0,97$
4	Canon Diablo	$1,127 \pm 0,019$	$5,02 \pm 0,24$
5	Gibeon	$1,110 \pm 0,012$	$3,88 \pm 0,48$
6	Bethany	$1,094 \pm 0,008$	$3,50 \pm 0,23$
7	Odessa	$1,086 \pm 0,010$	$3,99 \pm 0,19$
8	Henbury	$1,073 \pm 0,011$	$3,96 \pm 0,44$
9	Toluca	$1,063 \pm 0,013$	$3,55 \pm 0,50$
10	Carbo	$1,056 \pm 0,011$	$3,36 \pm 0,26$
11	Linwood	$1,016 \pm 0,014$	$3,26 \pm 0,41$
12	Pinon	$1,015 \pm 0,019$	$2,55 \pm 0,26$
13	Negrillos	$1,015 \pm 0,023$	$3,77 \pm 0,40$
14	Tlacotepec	$1,004 \pm 0,018$	$2,98 \pm 0,19$

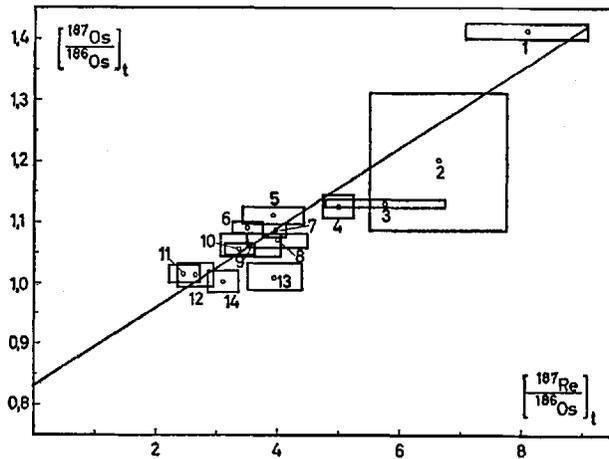


Abb. 4. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ — $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}$ -Diagramm von Eisenmeteoriten. Benennung der Meteorite siehe Tab. 5. Die eingezeichnete Isochrone entspricht einem Alter von $(4,0 \pm 0,8) \cdot 10^9$ Jahren (nach Herr et al. (28)).

0,8) · 10⁹ Jahren. Zu diesem Zeitpunkt fand also die Re/Os-Fraktionierung statt; allerdings ist noch ungeklärt, ob diese Fraktionierung innerhalb der Eisenmeteorite untereinander erfolgte, oder ob noch eine weitere unbekannte Phase beteiligt war.

2.1.3. Blei-207/Blei-206-Alter

Für die Datierung meteoritischer Proben weist die Blei/Blei-Methode die gleichen Vorteile auf wie im Falle terrestrischer Proben. An Stelle von Messungen der Häufigkeiten zweier Elemente ist hier nur die Bestimmung der Isotopenverhältnisse des Bleis erforderlich. Die Zerfallskonstanten von Uran-235 und Uran-238 der Mutterkerne von Blei-207 bzw. Blei-206 sind mit hinreichender Genauigkeit bekannt.

Ganz analog wie für ⁸⁷Sr sind die heutigen radiogenen Anteile von ²⁰⁷Pb_{r,t} und ²⁰⁶Pb_{r,t} gegeben durch

$$[^{207}\text{Pb}]_{r,t} = [^{235}\text{U}]_t \cdot (e^{\lambda^{235}t} - 1) = [^{207}\text{Pb}]_t - [^{207}\text{Pb}]_0 \quad (4a)$$

und

$$[^{206}\text{Pb}]_{r,t} = [^{238}\text{U}]_t \cdot (e^{\lambda^{238}t} - 1) = [^{206}\text{Pb}]_t - [^{206}\text{Pb}]_0 \quad (4b)$$

Dividiert man beide Gleichungen durcheinander und löst nach $[^{207}\text{Pb}]_{r,t}$ auf, so erhält man

$$[^{207}\text{Pb}]_{r,t} = \frac{(e^{\lambda^{235}t} - 1)}{k(e^{\lambda^{238}t} - 1)} \cdot [^{206}\text{Pb}]_{r,t} \quad (5)$$

wobei

$$\frac{1}{k} = \frac{[^{235}\text{U}]_t}{[^{238}\text{U}]_t} = \frac{1}{138}$$

das heutige Verhältnis der beiden Uran-Isotope bedeutet.

Wir normieren auf Blei-204, dem einzigen Bleiisotop ohne radiogene Anteile, und erhalten

$$\frac{[^{207}\text{Pb}]_t}{[^{204}\text{Pb}]_t} = \frac{[^{206}\text{Pb}]_t}{[^{204}\text{Pb}]_t} \cdot \frac{(e^{\lambda^{235}t} - 1)}{k(e^{\lambda^{238}t} - 1)} - \frac{[^{206}\text{Pb}]_0}{[^{204}\text{Pb}]_t} \cdot \frac{(e^{\lambda^{235}t} - 1)}{k(e^{\lambda^{238}t} - 1)} + \frac{[^{207}\text{Pb}]_0}{[^{204}\text{Pb}]_t} \quad (6)$$

Trägt man $[^{207}\text{Pb}]_t/[^{204}\text{Pb}]_t$ gegen $[^{206}\text{Pb}]_t/[^{204}\text{Pb}]_t$ auf, so liegen alle Proben mit gleichem Alter t und gleicher Isotopenzusammensetzung des primordialen Bleis wieder auf einer Geraden (Isochrone).

Analog den Verhältnissen bei der Rb/Sr-Methode benötigt man auch bei der Pb/Pb-Methode zumindest zwei Meteorite mit möglichst unterschiedlichen U/Pb-Verhältnissen. Unter Annahme eines identischen primordialen Bleis für beide Meteorite können wir dann den Zeitpunkt der Uran-Blei-Fraktionierung datieren.

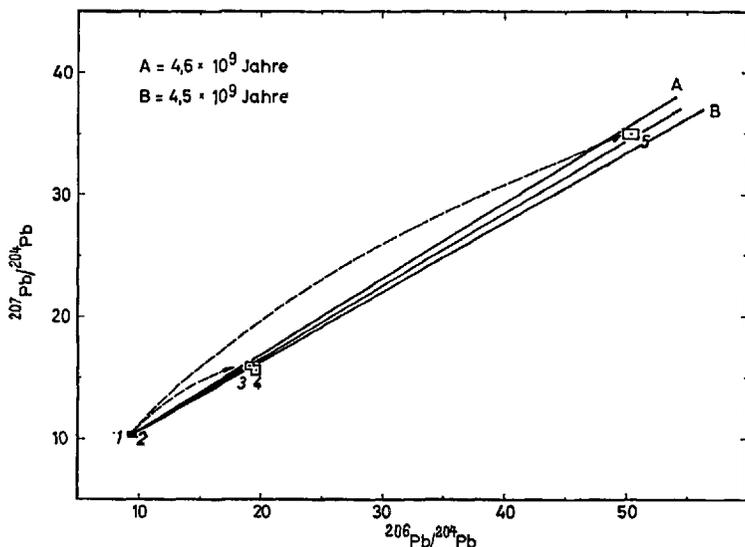


Abb. 5. Isochronendarstellung der Bleisotopenverhältnisse der Meteorite Henbury (1), Canon Diablo (2), Forest City (3), Modoc (4) und Nuevo Laredo (5) nach *Patterson* (30).

Die ersten Datierungen an Meteoriten nach der Pb/Pb-Methode stammen von *Patterson* (30). Die fünf von ihm untersuchten Meteorite waren Forest City und Modoc (beides Chondrite), Nuevo Laredo (Eukrit) und Henbury und Canon Diablo (beides Oktaedrite). Bei den letzten beiden der angeführten Meteorite stammte das isolierte Blei aus Troilit-Einschlüssen. In der Isochronendarstellung lagen alle Meßpunkte auf einer einzigen Geraden, deren Neigung ein Alter von $(4,55 \pm 0,07) \cdot 10^9$ Jahre ergab (Abb. 5).

Das U/Pb-Verhältnis in den Troilit-Proben der Eisenmeteorite erwies sich als so außerordentlich niedrig, daß eine merkliche Veränderung der Isotopenzusammensetzung des Bleis ausgeschlossen werden konnte. Es war somit erstmals möglich, die Isotopenzusammensetzung des primordialen Bleis zu bestimmen. Spätere Messungen von *Hess* und *Marshall* (31, 32) sowie von *Starik et al.* (33–35) bestätigten die Ergebnisse von *Patterson* (30) bestens.

Trotz der ausgezeichneten Übereinstimmung der Ergebnisse hinsichtlich des Differenzierungszeitpunktes von Uran und Blei in den Meteoriten verschiedener Klassen, sind noch manche der Ergebnisse der Bleisotopenanalysen in Meteoriten recht ungeklärt. In den Chondriten liegen die mittels Neutronenaktivierungsanalysen gemessenen Uran- und Thorium-Konzentrationen bis zu einem Faktor 10 unter den Konzentrationen, die sich aus dem Bleigehalt und der Bleisotopenzusammen-

setzung errechnen. Sowohl Blei als auch Uran sind in der Erdkruste stark angereichert; die Gefahr der Verunreinigung der Meteoritproben mit terrestrischem Blei ist daher besonders hoch. Erschwerend kommt noch hinzu, daß modernes terrestrisches Blei ebenfalls auf die $4,5 \cdot 10^9$ Jahr-Isochrone fällt (36), was bedeutet, daß die Fraktionierung von Blei und Uran auch auf der Erde zu diesem Zeitpunkt beendet war.

Ganz besonders ungeklärt sind die Ergebnisse der Blei-Analysen bei den Eisenmeteoriten bzw. deren Einschlüssen. Es findet sich hier neben primordiales Blei auch radiogenes Blei. Selbst an verschiedenen Troilit-Einschlüssen von Toluca fanden sich beide Blei-Sorten. In den Proben von Eisenmeteoriten, die radiogenes Blei enthalten, ist das Defizit in den Konzentrationen von Uran und Thorium besonders hoch (37, 38).

2.2. Radiogene Edelgasalter

Die englische Bezeichnung „Gas-Retention-Ages“ weist deutlich auf den Zeitpunkt hin, der mit diesen Methoden tatsächlich bestimmt wird. Die Akkumulation von Edelgasen beginnt erst bei relativ niedrigen Temperaturen, da die Edelgasdiffusion in Silicaten selbst noch bei Temperaturen weit unterhalb des Schmelzpunktes recht hoch und die Löslichkeit der Edelgase in Silicaten sehr gering ist (unter 1%). Alle radiogenen Edelgasalter sind nur dann eindeutig, falls der Meteorit nach seiner letzten starken Erwärmung, die zur vollständigen Entgasung führte, in einer Zeit abgekühlt wurde, die kurz gegenüber dem Edelgasalter ist und seine Temperatur danach so niedrig blieb, daß keine Edelgasverluste mehr auftraten. Mit diesen Methoden wird somit der Zeitpunkt der letzten Erwärmung datiert. Die Alterswerte verlieren ihren Sinn, falls obige Bedingungen nicht erfüllt sind, z. B. höhere Aufbewahrungstemperaturen oder eine kurzzeitige Erwärmung, die zu teilweisen Diffusionsverlusten führten. Eine Analyse der radiogenen Edelgaskonzentrationen liefert dann jedoch unter Umständen wertvolle Angaben über die Temperaturgeschichte des Meteoriten.

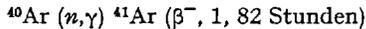
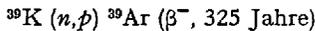
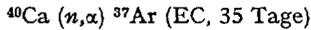
2.2.1. Kalium–Argon-Alter

Die ersten Altersbestimmungen nach dieser Methode an Meteoriten stammen von *Gerling* und *Pavlova* (39) sowie von *Thomson* und *Mayne* (40). Anfänglich litt die Genauigkeit noch unter Schwierigkeiten bei der Argonextraktion bzw. bei der Bestimmung des Anteils von atmosphärischem Argon sowie bei der Bestimmung des Kaliums. Eine Korrektur der Verunreinigung auf Grund von atmosphärischem Argon mit Hilfe der Argonisotope 36 und 38 ist bei Meteoriten nicht möglich, da alle Meteorite diese Isotope als Reaktionsprodukte der Höhenstrahlung, (Kap. 3) bzw.

häufig auch Ur-Argon (Kap. 6), enthalten. Die ersten zuverlässigen Kaliumbestimmungen an einer größeren Zahl von Meteoriten führten *Edwards* und *Urey* (41) und *Edwards* (42) durch, die ersten brauchbaren Kalium-Argon-Altersbestimmungen stammen von *Wasserburg* und *Hayden* (43) sowie von *Geiss* und *Hess* (44). Inzwischen wurden Kalium-Argon-Alter von verschiedenen Autoren an zahlreichen Meteoriten gemessen. Den überwiegenden Teil aller heute vorliegenden Messungen veröffentlichten *Kirsten*, *Krankowsky* und *Zähringer* (45) sowie *Zähringer* (46).

Die Bestimmung des Argons erfolgt heute fast ausschließlich massenspektrometrisch, die des Kaliums teilweise flammenphotometrisch bzw. ebenfalls massenspektrometrisch nach der Isotopenverdünnungsmethode. Die Variationen des Kaliumgehaltes der gewöhnlichen Chondrite (Bronzit- und Hypersthen-Chondrite) sind so gering, daß man sich häufig auf die Bestimmung des Argons beschränkt und zur Berechnung der Alter einen mittleren Kaliumgehalt von 800 ppm einsetzt.

Eine gänzlich andere Technik für Kalium-Argon-Bestimmungen wurde von *Wänke* und *König* (60) entwickelt. Diese Methode beruht auf der Neutronenaktivierung.



Die ersten beiden Reaktionen besitzen nur bei höheren Neutronenenergien ausreichende Wirkungsquerschnitte. Um Störungen durch Nebenreaktionen mittels schneller Neutronen, die auch zu Argon-41 führen, zu vermeiden, ist es vorteilhaft, die Proben zuerst an einer Stelle im Reaktor zu bestrahlen, an der ein hoher Fluß von schnellen Neutronen herrscht. Nach einer Bestrahlungszeit, die für die Bildung gut meßbarer Aktivitäten von Argon-39 und 37 ausreicht (zur Bestimmung von Kalium und Calcium), läßt man die Probe etwas „auskühlen“. Anschließend erfolgt eine kurzzeitige Bestrahlung mit einem möglichst gut moderierten Neutronenfluß zur Bildung von Argon-41 aus Argon-40. Für die Kalium-Argon-Alter wird nur das Verhältnis der Konzentrationen $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ benötigt, es genügt also, das Verhältnis $^{39}\text{Ar}/^{41}\text{Ar}$ zu bestimmen. Da sowohl Kalium als auch Argon an der gleichen Probe bestimmt werden, entfallen alle durch die Inhomogenität der Proben bedingten Fehler. Aus der Aktivität von Argon-37 erhält man als Nebenprodukt den Calciumgehalt der Probe. Diese Methode ist besonders dann von Vorteil, wenn auch der Urangehalt der Proben bestimmt werden soll. Durch gleichzeitige Extraktion von Xenon kann dieser durch Messung von Xenon-133 und 135 mit großer Empfindlichkeit ermittelt werden (66).

Stoerner und *Zähringer* (67) berichteten 1958 über K/Ar-Altersbestimmungen an Eisenmeteoriten. Die angegebenen Alter, die bis über 10^{10} Jahre reichten, wurden allgemein stark angezweifelt. Wegen der außerordentlich kleinen Kaliumkonzentrationen (10^{-8} – 10^{-7} gK/g) und den verschiedenen notwendigen Korrekturen – durch die Höhenstrahlung gebildete Anteile von Kalium und Argon, ererbtes Argon sowie terrestrische Kontaminationen – sind diese Messungen äußerst schwierig.

Alle K/Ar-Bestimmungen an Eisenmeteoriten wurden mit Hilfe der Neutronenaktivierung durchgeführt. Weitere Bestimmungen unternahm *Fisher* (68) und fand ähnliche Ergebnisse. Aus neuester Zeit stammt eine Arbeit von *Müller* und *Zähringer* (69), die für mehrere ausgewählte Proben von Eisenmeteoriten K/Ar-Alter von $(6,3 \pm 0,4) \cdot 10^9$ Jahre angeben. Alle Proben mit sichtbaren Einschlüssen lieferten niedrigere Alter, zum Teil sogar wesentlich unter $4,6 \cdot 10^9$ Jahre. Kaliumgehalt und K/Ar-Alter erwiesen sich generell als umgekehrt proportional. Je kleiner der Kaliumgehalt desto höher ist das K/Ar-Alter.

Die hohen Alter stehen im Widerspruch zu den Ergebnissen nach der Pb/Pb- und der Re/Os-Methode. Sie sind auch mit den Vorstellungen über die Bildung des Planetensystems und der Entstehung der Elemente nicht in Einklang zu bringen. Nach der persönlichen Meinung des Autors beweisen die K/Ar-Alter der Eisenmeteorite nicht unbedingt deren hohe Alter, sondern sind eher als ein gewichtiger Hinweis dafür aufzufassen, daß wir in der Lebensgeschichte der Eisenmeteorite noch nicht alle Punkte tatsächlich verstehen. Es sei in diesem Zusammenhang auf die Arbeit von *Shima* und *Honda* (70) hingewiesen, die eine starke Anreicherung der durch die Höhenstrahlung gebildeten Chromisotope im Taenit feststellten. Auch hierfür fehlt bisher eine wirklich plausible Erklärung.

2.2.2. Uran–Thorium/Helium-Alter

Die ersten Versuche, Altersbestimmungen nach der Heliummethode an Meteoriten durchzuführen, gehen auf *Paneth*, *Gehlen* und *Günther* (71) (1928) zurück. Beinahe sämtliche früheren Heliummessungen wurden an Eisenmeteoriten durchgeführt. Während die Heliumbestimmungen eine große Genauigkeit aufwiesen, die auch in modernen Messungen kaum überboten wurde, lagen alle Uran- und Thoriumwerte (72) wesentlich zu hoch. Nachdem sich herausgestellt hatte, daß das gesamte Helium der Eisenmeteorite so gut wie ausschließlich durch die Höhenstrahlung gebildet wird (73, 70) und nicht durch den Zerfall von Uran und Thorium, schied die Heliummethode zur Bestimmung des radiogenen Alters der Eisenmeteorite vollständig aus. Der Urangehalt der Eisenmeteorite ist außerordentlich gering, wie mit Hilfe von Neutronenaktivierungs-

analysen von *Reed* und *Turkevich* (74) sowie von *Reed*, *Hamaguchi* und *Turkevich* (75) festgestellt wurde ($3-300 \cdot 10^{-12}$ gU/g).

Wesentlich günstiger liegen die Verhältnisse bei den Chondriten. Die notwendige Korrektur des Helium-4-Gehaltes für spallogenes durch die Höhenstrahlung erzeugtes Helium-4 übersteigt nur in Ausnahmefällen einen Wert von 10 %. Der Grund hierfür ist der, daß einerseits die Einwirkungsdauer der Höhenstrahlung und damit die Gesamtproduktion an spallogem Helium um beinahe zwei Größenordnungen geringer ist als im Falle der Eisenmeteoriten, und daß andererseits die Urankonzentrationen in den Steinmeteoriten wesentlich höher liegen (76–81). Die Berechnung des spallogenen Anteils der bemessenen Helium-4-Konzentrationen ist über das nur durch die Höhenstrahlung erzeugte Helium-3 möglich. Das auf Grund der Wirkungsquerschnitte zu erwartende $^4\text{He}/^3\text{He}$ -Verhältnis der spallogenen Komponente liegt zwischen etwa 4 und 5.

Hintenberger, *Schultz* und *Wänke* (82) berichteten kürzlich über Uran-Thorium/Helium-Altersbestimmungen an einzelnen Mineralkomponenten von Chondriten. Diese Messungen sind von großem Wert bei solchen Meteoriten, die Diffusionsverluste von Edelgasen erlitten haben. Die unterschiedliche Empfindlichkeit der verschiedenen Mineralkomponenten auf Diffusionsverluste ermöglicht es, selbst geringe Heliumverluste aufzuspüren. Uran und Thorium sind in Chondriten im Pyroxen und in den Feldspäten konzentriert. Da die Korndurchmesser vergleichbar mit der Reichweite der α -Teilchen sind, ist eine annähernd homogene Verteilung des radiogenen Heliums auf alle Mineralkomponenten gegeben; ausgenommen größere Körner des metallischen Nickeleisens.

2.2.3. Diskussion der Ergebnisse der Uran–Thorium/Helium- und der Kalium/Argon-Altersbestimmungen

In Kap. 2.1. wurde bereits berichtet, daß Altersbestimmungen nach der Rb/Sr- und der Pb/Pb-Methode an Chondriten und Achondriten mit nur einer Ausnahme Werte von ca. $4,6 \cdot 10^9$ Jahren lieferten. Aus Abb. 6 ist zu ersehen, daß sich auch nach der K/Ar-Methode für viele Meteorite Alter in diesem Bereich oder nur wenig darunter liegend ergeben. Dieses Ergebnis kann als Beweis dafür gelten, daß die Abkühlung nach den Schmelz- und Fraktionierungsvorgängen in sehr kurzer Zeit vor sich ging. In Kap. 2.2.4. werden wir einen noch deutlicheren Beweis für die rasche Abkühlung der Meteoritenmutterkörper kennenlernen.

Besonders unter den Hypersthen-Chondriten gibt es jedoch zahlreiche Meteorite, deren K/Ar-Alter beträchtlich unter $4,6 \cdot 10^9$ Jahren liegen. In der überwiegenden Mehrzahl dieser Fälle liegt das U-, Th/He-Alter tiefer als das K/Ar-Alter. Somit ist erwiesen, daß die tiefen Werte ihre

Ursache in teilweisen Entgasungen zu einem relativ späten Zeitpunkt haben. Eine besonders gute Illustration hierfür bietet Abb. 7.

Auf den in Abb. 6 und 7 deutlich erkennbaren Unterschied in der Verteilung der K/Ar-Alter für die Bronzit-Chondrite und die Hypersthen-Chondrite hatte *Keil* (84) als erster hingewiesen. Dieser Unterschied tritt, wie von *Hintenberger, König, Schultz* und *Wänke* (62) gezeigt wurde, bei den U-, Th/He-Altern (s. Abb. 8) noch wesentlich deutlicher hervor.

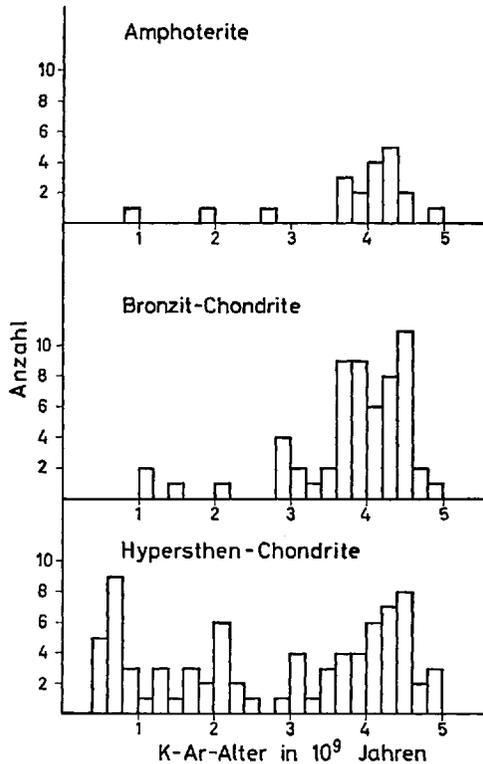


Abb. 6. Histogramm aller bisher bestimmten K/Ar-Alter von Chondriten (43–60, 65, 123). Der überwiegende Teil aller Messungen stammt von *Kirsten, Krankovsky* und *Zähringer* (45) sowie von *Zähringer* (46).

Zunächst war es nicht möglich, irgendeinen Zeitpunkt für die sekundäre Erwärmung, die zu diesen Edelgasverlusten führte, anzugeben. *Hintenberger, Schultz* und *Wänke* (82) haben kürzlich den Edelgasgehalt einzelner Mineralkomponenten untersucht, und zwar vor allem von Chondriten mit besonders deutlichen Anzeichen von Diffusionsverlusten des Heliums. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Abb. 9 dargestellt. Bei den Bronzit-Chondriten ergaben sich für etwa die Hälfte aller

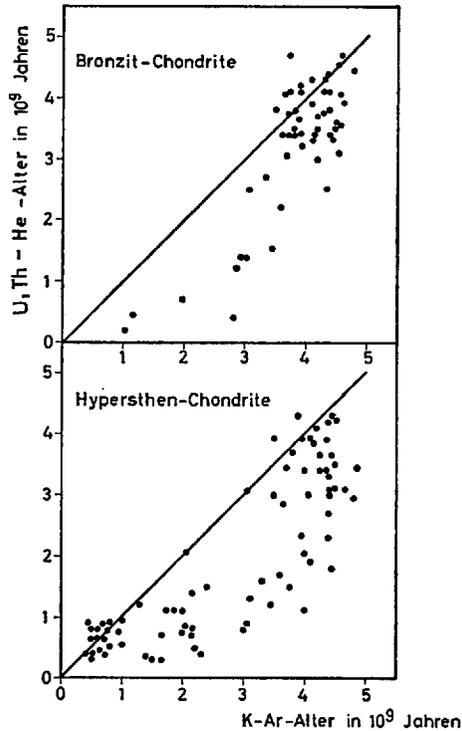


Abb. 7. Vergleich der K/Ar-Alter mit den U-, Th-He-Altern. Beinahe in allen Fällen, in denen sich größere Diskrepanzen in den Alterswerten nach diesen beiden Methoden ergaben, liegen stets die U-, Th-He-Alter tiefer als die K/Ar-Alter.

Fälle gleiche relative Verluste von radiogenem Helium-4 und dem durch die Höhenstrahlung gebildeten Helium-3. Die für diese Verluste verantwortliche Erwärmung kann daher erst während der Einwirkung der Höhenstrahlung aufgetreten sein. Diese Meteorite hatten vermutlich Bahnen, die sie näher an die Sonne heranbrachten. Die Punkte der Meteorite, die Helium während der Einwirkung der Höhenstrahlung verloren haben, sollen theoretisch auf der gestrichelten Kurve liegen. Die Ursache für das Höherliegen der Punkte der Meteorite Breitscheid 13, Pantar 16, Pultusk 17 und Tabor 19 ist noch nicht völlig geklärt (82). Es gibt jedoch eine Reihe von Meteoriten, die keine oder nur geringe Verluste von Helium-3 zeigen, aber viel radiogenes Helium verloren haben. Die Diffusionsverluste des radiogenen Heliums müssen hier somit bereits auf dem Meteoritenmutterkörper stattgefunden haben.

Anders (83) hat als erster auf Grund der Verteilung der radiogenen Edelgasalter auf eine starke etwa $400 \cdot 10^6$ Jahre zurückliegende Erwärmung

des Mutterkörpers der Hypersthen-Chondrite geschlossen. Als Ursache dieser Erwärmung vermutete *Anders* eine Kollision mit einem anderen größeren Körper. Wie aus Abb. 7 ersichtlich, werden im Bereich von etwa 400 bis 500 Mill. Jahren die U-, Th/He- und die K/Ar-Alter wieder konkordant. *Hintenberger, Schulz und Wänke* (82) konnten in der bereits vorhin erwähnten Arbeit zeigen, daß es eine Reihe von Chondriten gibt, deren Pyroxenfraktion ein radiogenes Heliumalter von 560 Mill.

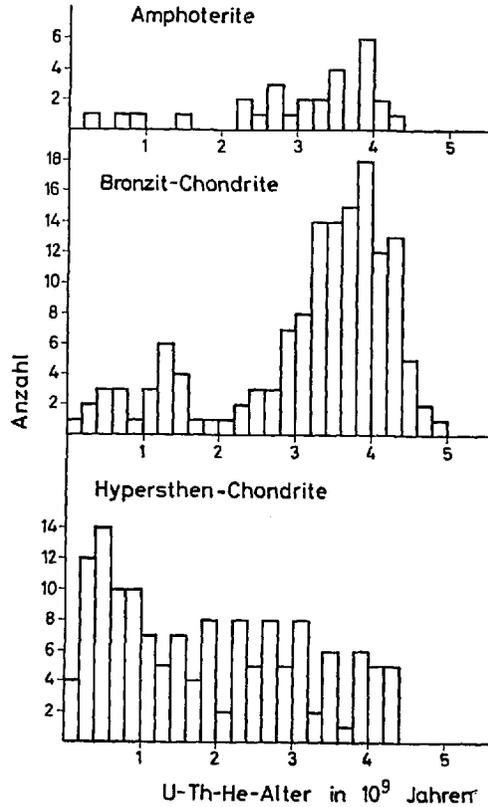


Abb. 8. Histogramm aller bisher bestimmten U-, Th-He-Alter von Chondriten (43-64). Der überwiegende Teil aller Messungen stammt von *Hintenberger et al.* (61-64).

Jahren aufweist, während die Werte an Gesamtproben erheblich höher liegen. (Pyroxen ist besonders empfindlich hinsichtlich von Diffusionsverlusten.) Die Vermutung von *Anders* (83) wäre hiermit glänzend bestätigt. *Hintenberger, Schulz und Wänke* (82) wiesen ferner darauf hin, daß eine Erwärmung im Meteoritenmutterkörper von ca. 500 Mill. Jahren

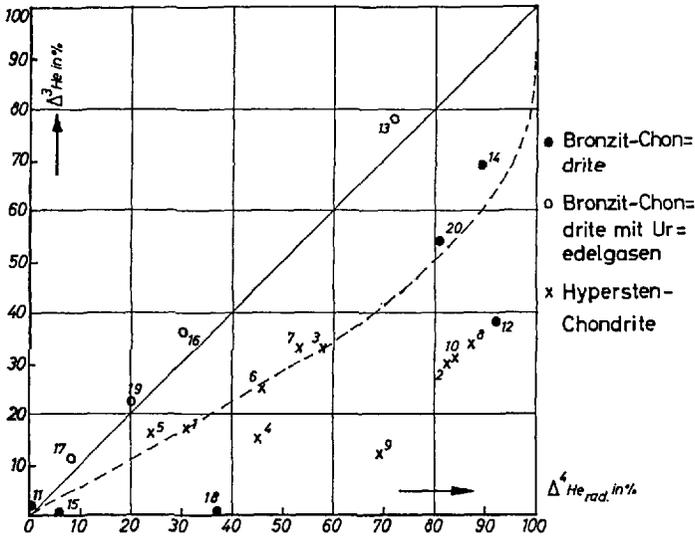


Abb. 9. Prozentualer Verlust von ^3He und $^4\text{He}_{\text{rad}}$ im Pyroxen. Alle Werte sind auf Olivin bezogen unter der Annahme, daß Diffusionsverluste im Olivin nicht aufgetreten sind. Die gestrichelte Kurve gibt die theoretische Abhängigkeit der Diffusionsverluste von ^3He und $^4\text{He}_{\text{rad}}$ wieder. Hierbei wurde angenommen, daß die für die Diffusionsverluste verantwortliche Erwärmung während der Einwirkungsdauer der Höhenstrahlung gleich hoch war, und Diffusion auch für $^4\text{He}_{\text{rad}}$ nur während dieses Zeitraumes auftrat, daß am Beginn der ^3He -Produktion bereits alles $^4\text{He}_{\text{rad}}$ vorhanden war, und daß alle Pyroxenkörner kugelförmig und von einheitlicher Korngröße sind. Die eingetragenen Punkte beziehen sich auf folgende Meteorite: Hypersthen-Chondrite: 1) Akaba, 2) Bruderheim, 3) Goodland, 4) Hayes Center, 5) Holbrook, 6) Kiel, 7) Mocs, 8) New Concord, 9) Parnallee und 10) Walters; Bronzit-Chondrite: 11) Bath, 12) Beddgelert, 13) Breitscheid, 14) Cullison, 15) Ochansk, 16) Pantar, 17) Pultusk, 18) Rose City, 19) Tabor und 20) Texline (entnommen aus *Hintzenberger, Schultz und Wänke* (82)).

nicht die einzige Erklärung der tiefen U-, Th/He-Alter vieler Hypersthen-Chondrite ist.

Der Gehalt von $160 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ } ^4\text{He}_{\text{rad}}/\text{g}$ (korrigiert auf kleine Verluste während der Einwirkung der Höhenstrahlung) im Pyroxen, aus dem sich das oben angegebene U-, Th/He-Alter von 560 Mill. Jahren errechnet, entspricht 8 % der Heliummenge, die man im Pyroxen von Meteoriten ohne sekundäre Erwärmung findet. In einem abgeschlossenen System würden diese 8 % in einem Meteoriten mit einem Porenvolumen von 5 % einer Löslichkeit des Heliums im Pyroxen von 0,4 % entsprechen. Ein solcher Wert liegt durchaus im Bereich des Möglichen. Die Konzentration $160 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ } ^4\text{He}_{\text{rad}}/\text{g}$ im Pyroxen würde dann den unteren Grenzwert darstellen, bis zu welchem die Heliumkonzentration vermindert

werden kann. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Bronzit-Chondrite Beddgelert und Rose City im Pyroxen einen ähnlichen Gehalt von radiogenem Helium aufweisen. Wir werden auf die Möglichkeit einer Entgasung in einem abgeschlossenen System, die dann wesentlich später als vor 560 Mill. Jahren hätte stattfinden können, nochmals zurückkommen (Kap. 7.3.2.).

2.2.4. Jod-129/Xenon-129-Alter

Brown (86) hat 1947 darauf hingewiesen, daß es mit Hilfe von Radioisotopen mit Halbwertszeiten von etwa 10^8 Jahren möglich sein müßte, das Zeitintervall zwischen dem Ende der Kernsynthese und der Bildung unseres Planetensystems zu bestimmen. In Meteoriten sollten sich die Spuren dieser ausgestorbenen Radioisotope in Form ihrer Tochterkerne nachweisen lassen. Leider gibt es keine radioaktiven Kerne mit Halbwertszeiten um 10^8 Jahren. Man mußte sich daher mit Kernen geringerer Halbwertszeit begnügen. Besonders aussichtsreich erschien Jod-129 (ein β -Strahler mit einer Halbwertszeit von $16,4 \cdot 10^6$ Jahren; *Kohman (87)*), da sein Folgeprodukt ein Isotop des Xenons ist, und Xenon wie alle Edelgase in den Meteoriten gegenüber den übrigen Elementen hoch abgereichert wurde.

Im Jahre 1960 berichtete *Reynolds (88)* über den ersten Nachweis von radiogenem Xenon-129 in Meteoriten. Er fand im Massenspektrum des aus dem Chondriten Richardton extrahierten Xenons einen deutlichen Überschuß von Xenon-129. Dieses Ergebnis wurde von *Signer (89)* bestätigt, und bald fand sich Xenon-129 auch in einer Reihe von anderen Meteoriten (55, 90–93). Jod-129 ist bis heute das einzige ausgestorbene Isotop geblieben, dessen Folgeprodukt mit absoluter Sicherheit gemessen wurde.

Die höchsten Anteile von radiogenem Xenon fanden sich in den Enstatit-Chondriten. Bevor man daran denken konnte, das radiogene Xenon-129 für Datierungsfragen zu benutzen, mußte seine Herkunft ermittelt werden. Besonders wichtig war der Nachweis, daß Xenon-129 tatsächlich in situ aus dem Zerfall von Jod-129 gebildet wurde. *Eberhardt und Geiss (94)* vertraten die Ansicht, daß Jod-129 bereits im solaren Urnebel zerfallen sein könnte. Dieses Modell setzt natürlich eine Jod–Xenon-Fraktionierung im Urnebel voraus. Diese Fraktionierung müßte für die Protomaterie der Erde und der Meteorite unterschiedlich gewesen sein. Im Modell von *Eberhardt und Geiss (94)* müßte Xenon-129 vollständig mit normalem Xenon gemischt in die Meteoritenmaterie eingebaut worden sein. Bei einem Zerfall von Jod-129 in situ hingegen müßte der Gehalt von radiogenem Xenon-129 auf die Jod enthaltenden Minerale beschränkt sein. Ein Experiment von *Zähringer und Gentner (95)* schien

die Hypothese von *Eberhardt* und *Geiss* (94) zu bestätigen. In einem Entgasungsexperiment mit stufenweiser Temperatursteigerung blieb das $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnis des aus dem Meteoriten Abee extrahierten Xenons im Temperaturbereich von 700–1350°C konstant. *Jeffery* und *Reynolds* (96) wiederholten dieses Experiment mit dem gleichen Meteoriten, fanden jedoch den genau gegenteiligen Effekt, nämlich eine starke Variation des $^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$ -Verhältnisses.

Die endgültige Entscheidung in dieser Frage brachte ein geniales Experiment von *Jeffery* und *Reynolds* (97). Sie bestrahlten eine Probe des Enstatit-Chondriten Abee mit thermischen Neutronen. Hierbei wird Jod-127 durch Neutroneneinfang und nachfolgenden β -Zerfall in Xenon-128 umgewandelt. In einem Entgasungsexperiment zeigte es sich, daß dieses Xenon-128 im Temperaturbereich von 500–1300°C stets mit Xenon-129 gleichmäßig abgegeben wurde. Es war somit der Beweis erbracht, daß Xenon-129 tatsächlich in situ aus Jod-129 gebildet wurde.

Nach wie vor ist jedoch der Ursprung von Jod-129 nicht ohne Zweifel. *Reynolds* (90) sowie *Cameron* (98) nehmen eine Entstehung in der allgemeinen Kernsynthese an; *Fowler*, *Greenstein* und *Hoyle* (99) postulierten eine Bildung im Frühstadium unseres Sonnensystems. Im ersten Fall gelangt man unter der Annahme einer konstanten Erzeugungsrate von Jod-129 über einen Zeitraum von $2 \cdot 10^{10}$ Jahren am Ende der Kernsynthese zu einem Anfangsverhältnis von $^{129}\text{J}/^{127}\text{J} = 1,25 \cdot 10^{-3}$. Dieser Wert wird allgemein für die Berechnung der Jod/Xenon-Alter verwendet. Er ist zwar unsicher, doch muß man bedenken, daß wegen der kurzen Halbwertszeit von Jod-129 ein Fehler von einem Faktor 10 im $^{129}\text{J}/^{127}\text{J}$ -Verhältnis nur einem Fehler im Alter von etwa $50 \cdot 10^6$ Jahren ausmacht.

In den Meteoriten mit einem Gehalt an radiogenem Xenon-129 muß daher zum Zeitpunkt als die Akkumulation von Xenon-129 begann, noch eine entsprechende Menge von Jod-129 vorhanden gewesen sein. Tab. 6 enthält die bisher vorliegenden Datierungen nach dieser Methode.

Um Verfälschungen auf Grund von Xenon-Verlusten durch Diffusion auszuschließen, sollte zur Berechnung der Jod/Xenon-Alter nur von dem, dem gemessenen Xenon-129 zugehörigen Jod ausgegangen werden (100). Die auf diese Weise berechneten Zeitintervalle sind sicherlich zuverlässiger als die, zu deren Berechnung die totale Konzentration von Jod-129 verwendet wurde. Letztere sind in Tab. 6 mit ²⁾ bezeichnet.

Das überraschendste Ergebnis der Jod/Xenon-Methode liegt in der Kürze des bestimmten Zeitintervalls zwischen Ende der Kernsynthese und der Bildung der festen Materie. Die meisten Meteorite begannen etwa zur gleichen Zeit mit der Akkumulation von Xenon-129; d.h. sie waren etwa zur gleichen Zeit auf die zum Festhalten des Xenons er-

forderliche Temperatur abgekühlt. Eine Ausnahme bilden Beardsley (100), der diese Temperatur offensichtlich wesentlich später erreichte, sowie Bruderheim (105), der ca. 17 Mill. Jahre früher abgekühlt war. Auffallend ist, daß die Chondren des Meteoriten Bruderheim (105) später erkaltet sein sollen als die Hauptmasse dieses Meteoriten, wenn man den Jod/Xenon-Altern vertrauen darf.

Tabelle 6. *Jodgehalt und $^{129}\text{J}/^{129}\text{Xe}$ -Alter verschiedener Meteorite.*

Meteorit	Klasse	^{127}J in 10^{-9} g/g	Δt in 10^6 Jahren	Literatur
Abee	Enstatit-Chondrit	145	50 ¹⁾	(104)
Indarch		270	77 ²⁾	(38, 101, 90)
St. Marks		70	52 ^{1, 2)}	(38, 101)
Beardsley	Bronzit-Chondrite	62	254 ²⁾	(38, 101, 100)
Richardton		28	52 ¹⁾	(38, 101, 90)
Pantar (hell)		4,4	68	(104)
Pantar (dunkel)		60	60	(104)
Bjurböle	Hypersthen-Chondrit	16	60	(104)
Bruderheim		7,8	34 ¹⁾	(105)
Bruderheim (Chondren)		2,3	58 ¹⁾	(105)
Renazzo	Kohliger Chondrit	48	66	(102)
Murray		230	128 ²⁾	(55)
Sardis (Troilit)	Oktaedrit	3600	254 ²⁾	(103)

1) Zusätzlicher Fehler $\pm 17 \cdot 10^6$ Jahre. 2) Nicht korreliert (s. Text).

3. Einwirkung der Höhenstrahlung auf die Meteorite im Weltraum

Alle Meteorite sind während ihres Fluges im Weltraum der Höhenstrahlung ausgesetzt. Die Primärteilchen der Höhenstrahlung bestehen aus (106)

87 % Protonen, 12 % α -Teilchen, 1 % Kerne mit $Z > 2$.

Etwa 12 % aller Höhenstrahlungsteilchen sind also Heliumkerne; dennoch spielt die direkte Absorption dieser α -Teilchen in den Meteoriten nur eine untergeordnete Rolle. Die Energie der α -Teilchen ist im allgemeinen hoch genug, so daß sie vor ihrer vollständigen Abbremsung durch Kerntreffer verlorengehen. Nur in den Oberflächenschichten der Meteorite können solare α -Teilchen niedriger Energie als solche absorbiert werden. Diese Schichten gehen jedoch beim Durchgang durch die Erdatmosphäre größtenteils verloren. Man kann praktisch so verfahren als

wären alle Teilchen Protonen. Der Gesamtfluß der Primärteilchen mit Energien oberhalb 1 GeV (107, 108) beträgt:

$$J_0 = 0,25 \text{ Teilchen s}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ sterad}^{-1}$$

Das Energiespektrum ist für mittlere Energien auf Grund von Messungen der Vertikalintensität oberhalb der Atmosphäre in verschiedenen geomagnetischen Breiten gut bekannt (107–109).

$$\begin{aligned} F(E)dE &= \alpha I_0 E^{-1,9} dE \quad \text{oder} \\ &= 0,23 E^{-1,9} dE \quad E > 1 \text{ GeV} \end{aligned} \quad (7)$$

Die Meteorite sind selbst in hervorragender Weise als Fluxmeter für die Primärkomponente der Höhenstrahlung geeignet. Im besonderen ergaben sich aus den Messungen an Meteoriten wertvolle Angaben über die Primärintensität im Bereich unter 1 GeV sowie über die Konstanz der Höhenstrahlungsintensität über lange Zeiträume (143).

Die Wechselwirkung der Primärteilchen der Höhenstrahlung mit den Atomkernen der Meteorite führt zu Spallationsreaktionen, in denen zahlreiche Kerne mit Massen- und Kernladungszahlen unter denen des Targetkernes produziert werden. Die entstehenden Kerne können entweder radioaktiv oder stabil sein. Die Halbwertszeiten der radioaktiven durch die Höhenstrahlung gebildeten Kerne, die in Meteoriten nachgewiesen wurden, reichen von etwa 2 Wochen bis zu 10^9 Jahren.

Die Produktionsrate (Zahl der gebildeten Atome pro Gramm Meteorit und Sekunde) eines beliebigen Kernes dieser Reaktionsprodukte kann man angeben, falls man den Verlauf des Produktionsquerschnittes dieses Kernes bei der Einwirkung der Höhenstrahlungsteilchen auf die Targetelemente im Meteoriten innerhalb des in Frage kommenden Energiebereiches, sowie die Intensität und die Energieverteilung der Höhenstrahlungsteilchen kennt.

Wir bezeichnen mit $\bar{\sigma}_i$ den effektiven Produktionsquerschnitt des Kernes i für Teilchen mit einer Energieverteilung $F(E)dE$ und für alle in Frage kommenden Targetkerne. Die Energieabhängigkeit des Produktionsquerschnittes des Kernes i aus den Targetkernen des Elementes z sei $\sigma_{i,z}(E)$. Wir erhalten somit für

$$\bar{\sigma}_i = \int_{E_{\min}}^{\infty} \left[\sum_z \frac{N_z}{N} \sigma_{i,z}(E) \right] F(E)dE / \int_{E_{\min}}^{\infty} F(E)dE \quad (8)$$

und für die Produktionsrate

$$H_i = 4\pi I_0 N \bar{\sigma}_i \quad (9)$$

wobei N die Gesamtzahl der Atome, und N_z die Zahl der Atome des Elementes z pro Gramm Meteorit ist.

Die Zahl der Atomkerne N_i eines stabilen Reaktionsproduktes i pro Gramm Meteorit, die während der Einwirkungsdauer der Höhenstrahlung gebildet wird, ist dann gegeben durch

$$N_i = H_i T = 4\pi\bar{\sigma}_i N I_0 T \quad (10)$$

die Zerfallsrate A_k eines radioaktiven Reaktionsproduktes k pro Gramm Meteorit

$$A_k = H_k (1 - e^{-\lambda_k T}) \quad (11)$$

bzw. für $T \gg \frac{1}{\lambda_k}$

$$A_k = 4\pi\bar{\sigma}_k N I_0 \quad (12)$$

Unsere bisherigen Betrachtungen gelten nur für kleine Meteorite (bis zu einer Gesamtmasse von einigen kg), für die man die Absorption der Höhenstrahlungsteilchen sowie den Einfluß der Sekundärteilchen vernachlässigen kann. (Die mittlere freie Weglänge eines Primärteilchens der Höhenstrahlung in Eisen beträgt ca. 15 cm.) Für größere Meteorite hat man an Stelle von I_0 den tatsächlichen Fluß I der primären und sekundären Teilchen am Ort der Probe zu setzen, ebenso muß dann für die Berechnung des effektiven Wirkungsquerschnittes die Energieverteilung aller in Frage kommenden Primär- und Sekundärteilchen berücksichtigt werden. Voraussetzung für die Gültigkeit obiger Gleichungen ist natürlich eine räumliche und zeitliche Konstanz der Höhenstrahlung.

4. Terrestrische Alter

Die Halbwertszeit der in Frage kommenden radioaktiven Reaktionsprodukte ist fast immer mit Ausnahme von ^{40}K klein gegen die Einwirkungsdauer der Höhenstrahlung (Bestrahlungsalter). Wir können somit schreiben:

$$A_k = 4\pi\bar{\sigma}_k N I \text{ für } T \gg T_{1/2} \quad (12a)$$

Zerfallsrate ist also gleich Produktionsrate und gilt bis zum Zeitpunkt des Auftreffens des Meteoriten auf die Erde. Die Lufthülle der Erde und das erdmagnetische Feld wirken als starke Abschirmung und bedingen eine Intensitätsverminderung um mehr als einen Faktor 1000. Nach dem Auftreffen des Meteoriten auf die Erde fällt die Zerfallsrate für einen beliebigen radioaktiven Kern k mit dessen Halbwertszeit ab:

$$A_{k,t} = A_{k,0} e^{-\lambda_k t} = 4\pi\bar{\sigma}_k N I e^{-\lambda_k t} \quad (13)$$

t bedeutet hier das terrestrische Alter des Meteoriten, oder die Zeit, die seit dem Auftreffen auf der Erde verstrichen ist. Etwa die Hälfte der Steinmeteorite und der Großteil der Eisenmeteorite sind Funde, d. h. ihr Fall wurde nicht beobachtet.

Die Verhältnisse der Produktionsraten der verschiedenen Reaktionsprodukte der Höhenstrahlung variieren nicht allzusehr von Meteorit zu Meteorit bzw. von Probe zu Probe eines Meteoriten. Es gibt außerdem eine ganze Reihe von Paaren, deren Erzeugungsquerschnitte die gleiche Energieabhängigkeit besitzen, z. B. Chlor-36 und Argon-39. Wir können somit schreiben:

$$A_{k_2,0}/A_{k_1,0} = \bar{\sigma}_{k_1}/\bar{\sigma}_{k_2} = \text{const.} \quad (14)$$

und brauchen $\bar{\sigma}_{k_1}/\bar{\sigma}_{k_2}$, den Wert des Verhältnisses der Produktionsraten, gar nicht zu kennen, sondern können ihn in einem Meteoriten mit bekannten Falldaten bestimmen. Dieses gilt natürlich nur für Meteorite von ähnlicher chemischer Zusammensetzung. Steinmeteorite und Eisenmeteorite werden verschiedene Werte ergeben.

Wenn wir das Verhältnis der Produktionsraten zweier radioaktiver Kerne mit verschiedenen in einem geeigneten Bereich liegenden Halbwertszeiten kennen, so läßt sich das terrestrische Alter errechnen.

Der Autor (125, 126, 117, 127) hat vor sechs Jahren Untersuchungen begonnen, die unter anderem das Ziel hatten, die ungefähren terrestrischen Alter der Eisenmeteorite zu bestimmen. Die übereinstimmende Meinung aller befragten Experten über das mutmaßliche terrestrische Alter der Eisenmeteoritenfunde war, daß Alter von mehr als einigen 100 Jahren, von Ausnahmefällen (Wüstenklima) abgesehen, sich durch starke Korrosionserscheinungen bemerkbar machen würden, die bei den meisten Funden nicht vorhanden sind. Als günstigstes Isotop zur Datierung eines Zeitraumes von einigen 100 Jahren wurde Argon-39 (Halbwertszeit 325 Jahre) ausgewählt.

Neben Argon-39 wurde stets auch Chlor-36 (Halbwertszeit = 31000 Jahre) gemessen, es sollte als Bezugsisotop dienen, da wir annahmen, daß das terrestrische Alter klein im Gegensatz zur Halbwertszeit von Chlor-36 sein würde. Das überraschende Ergebnis war, daß sich, von einer Ausnahme abgesehen, in allen untersuchten Eisenmeteoritproben keine meßbaren Aktivitäten von Argon-39 fanden. Die $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$ -Methode erwies sich somit als ungeeignet, um das terrestrische Alter der Eisenmeteorite zu bestimmen. Keen Mountain war der einzige von über 20 Funden von Eisenmeteoriten, die von *Vilcsek* und *Wänke* (117, 127) untersucht wurden, in dem sich ein Rest von Argon-39 fand, aus welchem sich ein terrestrisches Alter von 1290 Jahren ergab. *Henderson* und *Perry* (130) hingegen schlossen aus dem frischen Aussehen dieses Meteoriten auf ein Falldatum zwischen 1940 und 1950. Es gibt sogar einige Eisenmeteorite, deren terrestrisches Alter vergleichbar oder sogar größer ist als die Halbwertszeit von Chlor-36. Das höchste bisher gemessene terrestrische Alter fanden *Vilcsek* und *Wänke* (117, 127) für den Meteoriten Tamarugal,

nämlich über $1,5 \cdot 10^6$ Jahre. Für Meteorite mit so extrem hohem terrestrischem Alter reicht auch die Halbwertszeit von Chlor-36 zur Berechnung des terrestrischen Alters nicht aus. Als Bezugsisotope kann man dann Beryllium-10 (Halbwertszeit = $2,7 \cdot 10^6$ Jahre) bzw. Kalium-40 (Halbwertszeit = $1,27 \cdot 10^9$ Jahre) verwenden.

Der Halbwertszeit nach wäre für terrestrische Altersbestimmungen möglicherweise Kohlenstoff-14 (Halbwertszeit = 5600 Jahre) ein geeignetes Isotop. Leider wird Kohlenstoff-14 in Eisenmeteoriten nur mit sehr geringen Produktionsraten erzeugt, so daß sehr große Probenmengen zur Messung erforderlich bzw. die Messungen sehr unsicher sind. Hingegen ist Kohlenstoff-14 bestens geeignet zur Bestimmung des terrestrischen Alters von Steinmeteoriten, in denen es wegen der näher liegenden Targetelemente mit einer um mehr als eine Größenordnung höheren Produktionsrate gebildet wird. Die ersten Bestimmungen des terrestrischen Alters von Meteoriten mit Hilfe von Kohlenstoff-14 stammen von *Suess* und *Wänke* (114) sowie von *Goel* und *Kohman* (124).

Die Zerfallsraten der gemessenen radioaktiven Reaktionsprodukte der Höhenstrahlung in Steinmeteoriten sind weitgehend konstant. Der Grund hierfür ist in erster Linie in der relativ geringen Größe der meisten Steinmeteorite (Steinmeteorite mit einer Masse von mehr als 100 kg sind selten) zu suchen. Hingegen erreichen viele Eisenmeteorite eine Gesamtmasse von mehr als 1000 kg. Wir können also für die Steinmeteorite in erster Näherung konstante Produktionsraten für die stabilen und radioaktiven Reaktionsprodukte annehmen. Die mittlere Abweichung beträgt schätzungsweise etwa 30 %, auch in Ausnahmefällen wird ein Faktor 2 nicht überschritten. Zur Abschätzung des terrestrischen Alters der Steinmeteorite genügt daher unter Umständen die Messung eines einzigen radioaktiven Kernes mit geeigneter Halbwertszeit.

Das terrestrische Alter der Steinmeteorite ist im allgemeinen geringer als das der Eisenmeteorite. Bei Betrachtung der Werte in Tab. 7 ist zu berücksichtigen, daß *Suess* und *Wänke* (114) bei ihren Untersuchungen vor allem solche Steinmeteorite ausgewählt hatten, bei denen man auf Grund starker Korrosionsmerkmale auf ein hohes terrestrisches Alter schließen konnte.

5. Bestrahlungsalter

5.1. Definition des Bestrahlungsalters

Die Zeitdauer der Einwirkung der Höhenstrahlung, d. h. das Zeitintervall zwischen dem Ausbrechen des Meteoriten aus einem größeren Mutterkörper, in dem die Meteoritmaterie gegen die Einwirkung der Höhenstrahlung abgeschirmt war, und dem Auftreffen des Meteoriten auf die

Tabelle 7. *Terrestrische Alter von Steinmeteoriten*

Meteorit	¹⁴ C in dpm/kg	Terrestrisches Alter in Jahren	Lit.
Achilles	56 ± 8	≤ 5200	(124)
Coldwater	39 ± 3	4000 ± 1400	(124)
Dimmit	37 ± 5	2000 ± 2000	(124)
Hugoton	36 ± 4	4700 ± 1600	(124)
Hugoton	31 ± 5	3500 ± 2000	(114)
Long Island	33 ± 4	3000 ± 2000	(114)
Plainview	61 ± 4	≤ 3500	(124)
Plainview	43 ± 3	≤ 2000	(114)
Potter	-0,2 ± 2	≥ 21000	(124)
Potter	3,2 ± 2	≥ 20000	(114)
Selma	29 ± 2	6500 ± 1400	(124)
Woodward County	9 ± 2	14000 ± 3000	(114)

Erde, nennt man das Bestrahlungsalter. Es ist identisch mit der Lebensdauer des Meteoriten als kleiner Körper im freien Weltraum.

Für Meteorite, deren Masse sehr gering ist, so daß die Schwächung der Höhenstrahlungsintensität durch Absorption im Meteoriten vernachlässigt werden kann, läßt sich das Bestrahlungsalter nach Gl. 10 berechnen, wenn man die Konzentration irgendeines stabilen Reaktionsproduktes kennt. Geht man zu größeren Meteoriten über, werden die Verhältnisse wegen des Einflusses der Sekundärteilchen wesentlich komplizierter. In Eisenmeteoriten gibt es jedoch einige stabile und radioaktive Reaktionsprodukte der Höhenstrahlung, die praktisch nur durch die Primärteilchen der Höhenstrahlung gebildet werden und nicht durch die energieärmeren Sekundärteilchen. Hierzu gehören: Neon-20, -21 und -22, Natrium-22 und Aluminium-26. Beschränkt man sich auf diese Kerne, so erhalten wir aus Gl. 10 für eine Probe aus dem Zentrum eines kugelförmigen Meteoriten mit dem Radius r

$$N_i^* = H_i^* T = 4 \pi \bar{\sigma}_i N I T = 4 \pi \bar{\sigma}_i N T I_0 e^{-\mu r} \quad (10a)$$

Hierbei ist μ der Absorptionskoeffizient der Primärteilchen in Eisen. Mit Hilfe von Gl. 10a haben Ebert und Wänke (11) aus dem Neongehalt des Meteoriten Mt. Ayliff erstmals ein zuverlässiges Bestrahlungsalter eines Meteoriten berechnet. Das von diesen Autoren bereits 1959 gefundene Bestrahlungsalter für Mt. Ayliff von $920 \cdot 10^6$ Jahren stimmt exakt mit dem besten heutigen Wert von Voshage und Hintenberger (120) überein, die für diesen Meteoriten ein Bestrahlungsalter von $(925 \pm 70) \cdot 10^6$ Jahren fanden.

Im allgemeinen ist dieses Verfahren von *Ebert* und *Wänke* (11) jedoch nicht anwendbar, da die Position der Probe im Meteoriten vor dessen Eintritt in die Erdatmosphäre nur sehr selten bekannt ist. Das Bestrahlungsalter T läßt sich immer berechnen, falls man die Konzentration eines stabilen und eines radioaktiven durch die Höhenstrahlung gebildeten Kernes in dem Meteoriten kennt. Die Konzentration eines radioaktiven Reaktionsproduktes der Höhenstrahlung liefert den Fluß der Höhenstrahlungsteilchen und die Konzentration eines stabilen Kernes die Bestrahlungsdosis. Wir erinnern uns hierzu der Gl. 10 und 12. Dividiert man Gl. 12 durch Gl. 10, so erhält man nach T aufgelöst für das Bestrahlungsalter

$$T = \frac{\bar{\sigma}_k}{\bar{\sigma}_i} \cdot \frac{N_i}{A_k} \quad (15)$$

Zur Berechnung von $\bar{\sigma}_k$ und $\bar{\sigma}_i$ benötigt man das Energiespektrum der die Kernreaktion auslösenden Höhenstrahlungsteilchen. Handelt es sich um Reaktionsprodukte, deren Erzeugungsquerschnitte innerhalb des in Frage kommenden Energiebereiches konstant ist, so ist die Kenntnis des Energiespektrums der erzeugenden Teilchen nicht notwendig.

Der Bruch $\bar{\sigma}_k/\bar{\sigma}_i$ wird identisch mit σ_k/σ_i für eine beliebige Energie, falls die Erzeugungsquerschnitte der beiden betrachteten Kerne i und k die gleiche Energieabhängigkeit besitzen. In diesen beiden Fällen gilt dann Gl. 15 allgemein, also auch für „große“ Meteorite, da ja dann keine Größen auftreten, die von der Energieverteilung der Teilchen, die die Reaktionen auslösen, abhängig sind, und auch die Intensität dieser Teilchen nicht mehr in Gl. 15 enthalten ist. Die Gültigkeit von Gl. 15 sowie natürlich auch von Gl. 10 und Gl. 12 hängt von zwei Voraussetzungen ab:

1. Konstanz der Höhenstrahlungsintensität.
2. Richtigkeit des Modells.

Punkt 1 betrifft die zeitliche und räumliche Konstanz der Höhenstrahlungsintensität, Punkt 2 die Konstanz der Intensität der die Kernreaktionen in den Meteoriten auslösenden Teilchen. Hierzu ist eine gleichbleibende Größe des Meteoriten erforderlich. Ändert sich die Meteoritgröße etwa auf Grund einer Weltraumerosion durch Staub oder durch die Einwirkung von Ionen oder aber auf Grund von Zusammenstößen mit anderen Meteoriten, so kann ein Bestrahlungsalter nicht mehr angegeben werden; es sei denn mit gewissen Abänderungen der Definition. Wir werden hierauf bei der Besprechung der Ergebnisse noch zurückkommen.

Messungen von radioaktiven Reaktionsprodukten der Höhenstrahlung verschiedener Halbwertszeiten in Meteoriten ergaben, daß die mittlere Intensität der Höhenstrahlung innerhalb der letzten 10^9 Jahre sich maxi-

mal nur um 50 % verändert hat und innerhalb der letzten 300 000 Jahre sogar auf etwa 10 % konstant blieb (113, 116, 117, 119–121, 125, 136, 143).

5.2. Bestrahlungsalter der Eisenmeteorite

5.2.1. Methoden zur Bestimmung der Bestrahlungsalter der Eisenmeteorite

Stabile Kerne als Reaktionsprodukte der Höhenstrahlung wurden in Form der Edelgase schon seit längerer Zeit in Eisenmeteoriten gemessen. Die ersten Bestimmungen von Helium in Eisenmeteoriten stammen alle aus der Schule *Paneths* (71, 73, 131). Neben dem Helium gelang es bald, auch Neon (54, 11, 132) und Argon (133, 118) in Eisenmeteoriten zu bestimmen.

Radioaktive Reaktionsprodukte der Höhenstrahlung in Meteoriten zu untersuchen wurde erst in den allerletzten Jahren möglich, nachdem Strahlenmeßgeräte entwickelt waren, die auch den Nachweis äußerst geringer Aktivitäten gestatteten. Die Zerfallsrate von Chlor-36 in Meteoriten liegt beispielsweise bei etwa 10 Zerfällen/min und kg. Da kaum Proben von mehr als 100 g verwendet werden, so liegen die Nettozählraten meist unter 0,3 Impulsen/min.

Wie in Kap. 5.1. diskutiert, eignen sich zur Bestimmung der Bestrahlungsalter ganz besonders solche Kernpaare, deren Erzeugungsquerschnitte die gleiche Energieabhängigkeit besitzen. In Eisenmeteoriten ist diese Forderung erfüllt für die Paare ${}^3\text{H}$ – ${}^3\text{He}$, ${}^{36}\text{Cl}$ – ${}^{36}\text{Ar}$, ${}^{39}\text{Ar}$ – ${}^{39}\text{Ar}$, ${}^{26}\text{Al}$ – ${}^{26}\text{Mg}$ sowie ${}^{40}\text{K}$ – ${}^{40}\text{Ca}$. Die ersten beiden Paare zeichnen sich noch weiter dadurch aus, daß der stabile Kern stets Tochterkern des radioaktiven Kernes ist. Während bei Helium-3 etwa die Hälfte durch den Zerfall von Tritium entsteht, die andere Hälfte jedoch direkt gebildet wird, entstammen im Fall von Argon-36 ca. 80 % dem β -Zerfall von Chlor-36.

Tritiummessungen an Steinmeteoriten lieferten in vielen Fällen vernünftige und reproduzierbare Ergebnisse (110, 147–153), doch lagen alle Tritiummessungen an Eisenmeteoriten (110, 150) weit unter den Erwartungswerten. Wir werden auf dieses überraschende Ergebnis in Kap. 7.2.2. noch ausführlich zurückkommen.

Im Jahre 1958 berichteten *Ehmann* und *Kohman* (134) über die Auffindung von Beryllium-10 ($T_{1/2} = 2,7 \cdot 10^6$ Jahre) und Aluminium-26 ($T_{1/2} = 0,7 \cdot 10^6$ Jahre) in Meteoriten. Wenig später hat *Fireman* (135) an dem 1947 gefallenen Eisenmeteoriten Sikhote Alin Argon-39 ($T_{1/2} = 325$ Jahre) gemessen. In den folgenden Jahren wurden Messungen von Argon-39 und Chlor-36 an einer größeren Zahl von Eisenmeteoriten von *Heymann* und *Schaeffer* (136) und vor allem von *Vilcsek* und *Wänke* (117) durchgeführt.

Eine weitere sehr zuverlässige Methode zur Bestimmung der Bestrahlungsalter der Eisenmeteorite wurde von *Voshage* und *Hintenberger* (137) entwickelt. Während alle bisher diskutierten Methoden auf der Messung eines radioaktiven Kernes beruhen, dessen Halbwertszeit klein gegen die Bestrahlungsalter war, ist es bei Kalium-40 genau umgekehrt, auch die ältesten Meteorite besitzen Bestrahlungsalter, die mit der Halbwertszeit von Kalium-40 nur eben vergleichbar sind. Bei der Methode von *Voshage* und *Hintenberger* (137) wird die Konzentration von Kalium-40 mit der von Kalium-41 verglichen.

In Abb. 10 ist der zeitliche Anstieg der Konzentrationen der durch die Einwirkung der Höhenstrahlung in Eisenmeteoriten gebildeten Kerne Kalium-40 und -41 dargestellt. Infolge des radioaktiven Zerfalls von Kalium-40 nimmt das Verhältnis der Konzentrationen von $^{41}\text{K}/^{40}\text{K}$ mit der Zeit zu. Dieses Verhältnis ist somit eine Funktion des Bestrahlungsalters T .

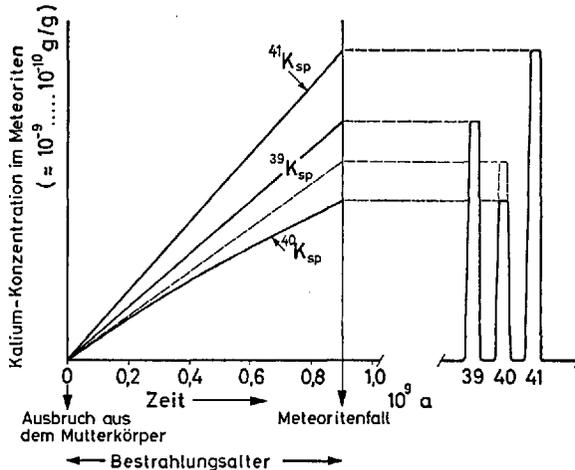


Abb. 10. $^{40}\text{K}/^{41}\text{K}$ -Methode nach *Voshage* und *Hintenberger* (137). Der Anstieg der Konzentration von Kalium-40 bleibt auf Grund des radioaktiven Zerfalls dieses Isotops gegenüber dem Anstieg der beiden anderen stabilen Isotope zurück. Falls Kalium-40 stabil wäre, so würde die Konzentration der gestrichelt eingezeichneten Kurve entsprechen. Die Differenz ist ein Maß für die Einwirkungsdauer der Höhenstrahlung, d.h. für das Bestrahlungsalter des Meteoriten.

$$\frac{[^{41}\text{K}]}{[^{40}\text{K}]} = \frac{P_{41}}{P_{40}} \frac{\lambda_{40} T}{1 - e^{-\lambda_{40} T}} \quad (16)$$

Hierbei ist λ_{40} die Zerfallskonstante von Kalium-40 und Phosphor-41 und Phosphor-40 die Produktionsrate von Kalium-40 und -41. Wie ersicht-

lich, geht in Gl. 16 nur das Verhältnis der Produktionsraten ein. Dieses Verhältnis hängt von der Energieverteilung oder der „Härte“ der die Spallationsreaktionen auslösenden Teilchen ab; in erster Linie daher von dem relativen Anteil von Sekundärteilchen. Die Strahlungshärte kann aus anderen energieabhängigen Verhältnissen zweier Höhenstrahlungsprodukte ermittelt werden. Das Kalium in Eisenmeteoriten ist jedoch meistens nicht ausschließlich spallogenen Ursprungs, sondern es sind auch gewisse Mengen von gewöhnlichem Kalium beigemischt. Die Menge des gewöhnlichen Kaliums kann durch gleichzeitige Messung des $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ -Verhältnisses berechnet werden.

$$\frac{\lambda_{40} T}{\lambda - e^{-\lambda_{40} T}} = \frac{^{41}\text{K}/^{40}\text{K} - a \ ^{39}\text{K}/^{40}\text{K}}{P_{41}/P_{40} - a \ P_{39}/P_{40}} \quad a = (^{41}\text{K}/^{39}\text{K}) \text{ heute} \quad (17)$$

Ein wesentlicher Vorteil der $^{40}\text{K}/^{41}\text{K}$ -Methode liegt darin, daß mit sehr kleinen Probenmengen von einigen Gramm gearbeitet werden kann. Wegen der außerordentlich geringen Zerfallsraten benötigt man zum radiochemischen Nachweis von Chlor-36 oder eines anderen radioaktiven Kerns Probenmengen von mindestens 50–100 g.

Bestrahlungsalter von ca. 100 Mill. Jahren und darunter können mit der $^{40}\text{K}/^{41}\text{K}$ -Methode nicht mehr gemessen werden, da dann die Meßfehler die Effekte übersteigen. Glücklicherweise haben die Oktaedrite, die die Mehrzahl der Eisenmeteorite ausmachen, fast ausnahmslos höhere Alter.

Nimmt man etwas größere Fehler in Kauf, so können aus Messungen stabiler Reaktionsprodukte allein auch brauchbare Werte für die Bestrahlungsalter abgeleitet werden. Dieses Verfahren setzt allerdings eine Eichung mit Hilfe eines Meteoriten voraus, für den auf andere Weise das Bestrahlungsalter bestimmt wurde.

Abb. 11 dient zur Illustration einer solchen vom Autor entwickelten Methode. Das $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis liefert ein recht brauchbares Maß für den Anteil von Sekundärteilchen, da ^{21}Ne beinahe ausschließlich durch Primärteilchen, ^4He jedoch auch durch Sekundärteilchen gebildet wird. Trägt man die ^{21}Ne -Konzentration einer Meteoritprobe gegen das $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis auf, so liegen, wie man sich in Abb. 11 leicht überzeugen kann, Meteorite mit gleichen Bestrahlungsaltern auf einer Geraden. Dies ist besonders gut erfüllt für verschiedene Proben eines einzigen Meteoriten. Die Tiefenabhängigkeit der ^{21}Ne -Produktion wird hierbei aus dem $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis bestimmt. Es ist nur zu beachten, daß für die ^{21}Ne -Produktion entweder 4π - oder 2π -Geometrie gilt. Ersteres ist in Meteoriten der Fall, deren Durchmesser vergleichbar sind mit der mittleren freien Weglänge der Höhenstrahlungsteilchen. 2π -Geometrie hat man für Meteorite, deren Durchmesser groß gegen die mittlere freie Weglänge sind. Solche Meteorite sind im Inneren nahezu frei von spallo-

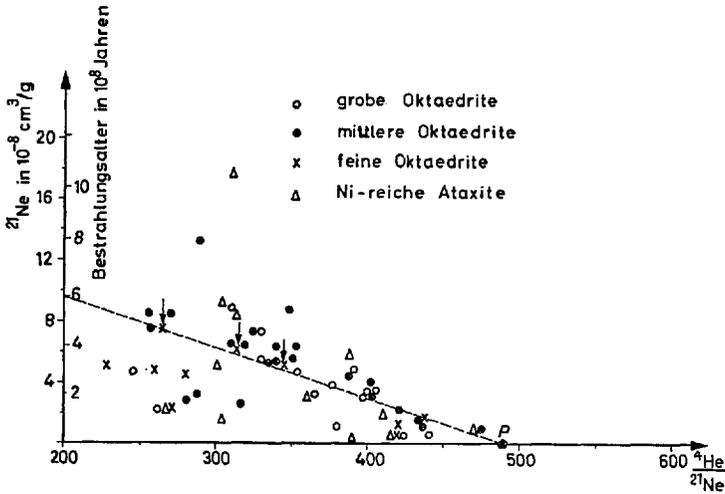


Abb. 11. In einem ^{21}Ne – $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Diagramm liegen alle Punkte von Meteoriten mit gleichem Bestrahlungsalter auf einer Geraden. (Die Punkte für drei Proben aus verschiedener Tiefe des Meteoriten Grant sind durch Pfeile gekennzeichnet.) Das Bestrahlungsalter wird bestimmt aus dem Schnittpunkt der durch den Punkt P und dem Meßpunkt des betrachteten Meteoriten gegebenen Geraden mit der Ordinate. Die gestrichelt eingezeichnete Gerade entspricht einem Bestrahlungsalter von $600 \cdot 10^6$ Jahren

genen Edelgasen, und der Anteil jener Höhenstrahlungsteilchen an der ^{21}Ne -Produktion, die von hinten den gesamten Meteoriten durchdringen, ist für die meist oberflächennahen Proben vernachlässigbar.

Die in Abb. 11 eingetragenen ^{21}Ne -Konzentrationen von Proben mit 2π -Geometrie wurden entsprechend dem eben gesagten um einen Faktor 2 erhöht.

5.2.2. Diskussion der Ergebnisse der Bestrahlungsaltersbestimmungen an Eisenmeteoriten

Alle bisher bekannten Bestimmungen der Bestrahlungsalter von Eisenmeteoriten sind in Abb. 12 in Histogrammform dargestellt. Um Einheitlichkeit zu erzielen, wurden für die Abb. 12 nur Daten verwendet, die nach der ^{21}Ne -, $^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Methode erhalten wurden. (Edelgasdaten liegen ohnehin für alle Meteoriten vor, deren Bestrahlungsalter nach anderen Methoden (111, 112, 115, 117, 118) bestimmt wurden sowie auch noch für eine Reihe weiterer, an denen wegen des geringen zur Verfügung stehenden Probenmaterials Messungen eines radioaktiven Isotops wie Aluminium-26, Chlor-36 oder Argon-39 nicht möglich waren, oder die für die $^{40}\text{K}/^{41}\text{K}$ -Methode zu jung sind.) Hierbei wurde der Meteorit

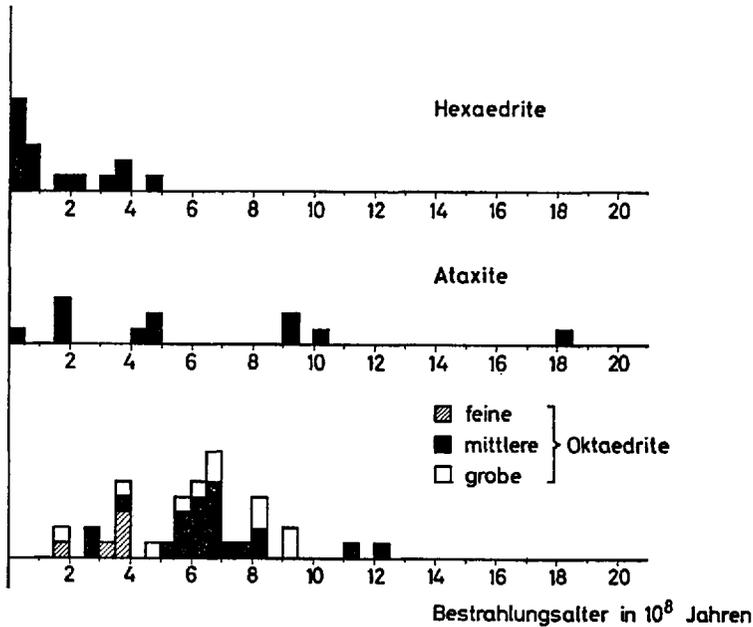


Abb. 12. Histogramm der Bestrahlungsalter von Eisenmeteoriten nach der $^{21}\text{Ne}-^4\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Methode

Grant (Bestrahlungsalter 600 Mill. Jahre (115, 138, 139)) als Standard benützt.

Das auffälligste Ergebnis der Bestimmungen der Bestrahlungsalter ist das deutliche Hervortreten von Einzelereignissen hinsichtlich der Produktion der Meteorite als kleine Körper (Abb. 12). Alle erkennbaren Klassen der Oktaedrite (Ga-Ge-Gruppen bzw. Strukturklassen) zeigen jeweils eine so starke Gruppierung um einen bestimmten Wert des Bestrahlungsalters, so daß ihr Entstehen in singulären katastrophischen Ereignissen nicht mehr in Zweifel gezogen werden kann. Hierbei haben wir zu bedenken, daß es stets einige Meteorite geben muß, deren Bestrahlungsalter unter dem Häufungswert ihrer Gruppe zu liegen kommen, da sie sekundären Kollisionen entstammen. Solche sekundäre Kollisionen sind an fast allen Eisenmeteoriten großer Masse – an Meteoriten kleiner Masse hatten wir bis jetzt keine Möglichkeit – festgestellt worden.

Auf Grund der Verteilung der Neon-21-Konzentrationen und einer gewissen Berücksichtigung des Abschirmungseffektes mit Hilfe der aufgefundenen Meteoritenmasse hatte *Wänke* (140) bereits 1960 darauf hingewiesen, daß die überwiegende Mehrzahl aller Oktaedrite in einem einzigen etwa 500 Mill. Jahre zurückliegenden Ereignis gebildet wurde, daß aber die Hexaedrite und nickelarmer Ataxite (letztere werden heute

allgemein zu den Hexaedriten gezählt) wesentlich jünger sind. Messungen der Bestrahlungsalter mittels der ^{36}Cl -Methode von *Vilcek* und *Wänke* (17) bestätigten diese Ansicht. Für einen der Hexaedrite, nämlich Braunau, berechneten *Vilcek* und *Wänke* (17) mit Hilfe der Zerfallsraten von Chlor-36 und Argon-39 ein Bestrahlungsalter von 4,5 Mill. Jahren. Dieser Wert lag unter dem der meisten Steinmeteorite; er wurde allerdings indirekt aus dem Helium-3-Gehalt errechnet, da damals noch keine Argon-36-Daten von Braunau vorlagen. Gerade Braunau hat aber etwa die Hälfte des Heliums-3 in Form von Tritium verloren (s. Kap. 7.2.2.). Das tatsächliche Alter von Braunau liegt daher bei 9 Mill. Jahre.

Wie von *Voshage* und *Hintenberger* (120, 141) zuerst bemerkt wurde, gibt es neben der Altersgruppe von 600 Mill. Jahren, die fast alle mittleren Oktaedrite enthält, auch eine Gruppe von 900 Mill. Jahren (Mehrzahl der groben Oktaedrite) und eine weitere von ca. 400 Mill. Jahren (feine Oktaedrite). Der nach der $^{40}\text{K}/^{41}\text{K}$ -Methode gewonnene Wert von 600 Mill. Jahren entspricht dem von 500 Mill. Jahren, den *Vilcek* und *Wänke* (17) nach der $^{36}\text{Cl}/^{36}\text{Ar}$ -Methode erhielten. Noch stärker als die Korrelation mit den oft unsicheren Strukturklassen erwies sich die Korrelation der Altersgruppen mit den Ga-Ge-Gruppen der Eisenmeteorite (*Voshage* (141)). Die gegenüber den Oktaedriten wesentlich selteneren Ataxite und Hexaedrite wurden hingegen in mehreren zeitlich auseinanderliegenden Ereignissen aus ihrem Mutterkörper ausgebrochen.

Der Unterschied der Werte der Bestrahlungsalter der Eisenmeteorite (Mehrzahl zwischen $0,5 \cdot 10^9$ bis $1 \cdot 10^9$ Jahre) und der der Steinmeteorite (Schwerpunkt bei ca. $1 \cdot 10^7$ Jahre) wurde oft diskutiert, und von mehreren Autoren als Ursache eines verschiedenen Ursprungs der beiden Meteoritklassen angesehen. Als erster hat hierauf *Urey* (142) hingewiesen. Die Tatsache der leichteren Zerstörbarkeit der Steinmeteorite in Kollisionen, die ja nachgewiesenermaßen stattfinden (siehe unten), nahm dieser Erklärung einige Beweiskraft.

Es erscheint auf alle Fälle merkwürdig, daß die Mehrzahl aller Eisenmeteorite, nämlich die mittleren Oktaedrite, in einem einzigen 500 bis 600 Mill. Jahre zurückliegenden Ereignis entstanden sein sollen, während die Steinmeteorite in zahlreichen nur ca. 5 Mill. Jahren auseinanderliegenden Ereignissen produziert werden, falls sie aus der gleichen Gegend des Sonnensystems stammen.

Die Verteilung der Bestrahlungsalter der Hexaedrite ähnelt jedoch der der Steinmeteorite, zumindest sind hier mehrere Fälle bekannt, deren Bestrahlungsalter im Bereich der Bestrahlungsalter der Steinmeteorite liegen. Die leichtere Zerbrechlichkeit der Steinmeteorite scheidet deshalb als Hauptursache für deren niedrige Bestrahlungsalter aus. Sie kann bestenfalls das Fehlen sehr alter Steinmeteorite über $50 \cdot 10^6$ Jahre erklären.

Die Bestrahlungsalter der nickelreichen Ataxite variieren zwischen $5 \cdot 10^7$ bis ca. $2 \cdot 10^9$ Jahre, auf Grund ihres unterschiedlichen Nickelgehaltes wissen wir, daß diese Meteorite keine einheitliche Gruppe bilden.

Vilcsek und *Wänke* (126) haben 1961 erstmals darauf hingewiesen, daß zwei Proben des Meteoriten Sikhote Alin zwei verschiedene Bestrahlungsalter besitzen, nämlich $65 \cdot 10^6$ und über $230 \cdot 10^6$ Jahre. Die Autoren gaben hierzu folgende Erklärung. Vor maximal $65 \cdot 10^6$ Jahren muß dieser Meteorit, der ursprünglich wohl wesentlich größer war, durch Zusammenstoß mit einem anderen Meteoriten zerbrochen sein; nur eines dieser Bruchstücke ist Sikhote Alin. Bei dieser Kollision wurde natürlich neue Oberfläche geschaffen. Die Probe, die ein Alter von $65 \cdot 10^6$ Jahren ergab, muß sehr nahe dieser neuen Oberfläche gewesen sein, da sonst der hohe Chlor-36-Wert nicht verständlich wäre (Tab. 8). Andererseits muß die Probe vor dem Zerbrechen so weit im Inneren gewesen sein, daß die Höhenstrahlung bereits weitgehend abgeschirmt war. Der Wert von $65 \cdot 10^6$ Jahren ist natürlich nur eine obere Grenze für das sekundäre Aufbrechen dieses Meteoriten, da wir nicht wissen, welcher Prozentsatz der Gesamtmenge von $1,52 \cdot 10^{-8}$ cm³ cm³/g Argon-36 vor der Kollision in größerer Tiefe bzw. nach der Kollision in Oberflächennähe gebildet wurde.

Inzwischen wurden solche sekundäre Kollisionen auf Grund unterschiedlicher Bestrahlungsalter für einige weitere Eisenmeteorite nachgewiesen, so für Odessa (117), Canon Diablo (144, 145), Toluca (144) und Arispe (115). Fast alle großen Eisenmeteorite weisen diese Erscheinung auf. An Meteoriten, deren Masse zu gering ist, um einen deutlichen Tiefeneffekt in der Produktion der spallogenen Isotope zu liefern, sind solche sekundäre Kollisionen prinzipiell nicht feststellbar.

Tab. 8 enthält die bisher vorliegenden Ergebnisse einer systematischen Untersuchung von *Vilcsek* und *Wänke* (144) über solche sekundäre Kollisionen nach der ³⁶Cl/³⁶Ar-Methode. Nur der jeweils kleinste Alterswert gibt eine obere Grenze für die letzte Kollision. Der höchste Wert des Bestrahlungsalters eines Meteoriten kann stets nur eine untere Grenze für die Zeit darstellen, die seit dem tatsächlichen Ausbruch aus dem Mutterkörper vergangen ist. Gewisse Gruppierungen der Bestrahlungsalter lassen für Odessa und Canon Diablo sogar mehr als eine sekundäre Kollision vermuten.

Whipple und *Fireman* (146) sowie *Fireman* und *DeFelice* (128) haben darauf hingewiesen, daß eine Veränderung der Meteoritgröße auch durch eine Raumerosion durch interplanetarischen Staub bzw. durch schnelle Ionen möglich ist. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß beide Mechanismen wirksam sind. Ein hierdurch bedingter entscheidender Einfluß auf die Bestrahlungsalter ist jedoch auszuschließen (*Anders* (85)).

Tabelle 8. Eisenmeteorite, für die für verschiedene Werte unterschiedliche Werte des Bestrahlungsalters gefunden wurden. Diese Meteorite waren somit sekundären Kollisionen im Weltraum ausgesetzt, wobei sie beträchtliche Massenverluste erlitten (nach Vilček und Wänke (144)).

Meteorit	Probennummer	^{36}Ar $10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}$	^{36}Cl Zerfälle/min kg	Bestr.-Alter in 10^6 Jahren
Sikhote Aün	Pa 94/1	1,52	$9,5 \pm 0,4$	65 ± 5
		6,77	≤ 12	≥ 230
Odessa	I	0,07	$1,14 \pm 0,25$	25 ± 10
	II	1,36	$7,49 \pm 0,40$	75 ± 10
	49/4	0,43	$0,84 \pm 0,52$	210 ± 120
	49/3	2,61	$3,36 \pm 0,50$	320 ± 50
	49/1	6,84	$7,96 \pm 0,57$	350 ± 30
	49/5	7,22	$6,17 \pm 0,62$	480 ± 50
Canon Diablo	15/2	0,37	$12,0 \pm 0,40$	$13 \pm 0,5$
	15/5	3,91	$8,34 \pm 0,70$	190 ± 20
	15/8	2,22	$3,31 \pm 0,60$	270 ± 50
	15/6	2,86	$2,95 \pm 0,54$	400 ± 80
	15/4	9,21	$6,06 \pm 0,41$	620 ± 40
	15/1	6,96	$4,15 \pm 0,36$	690 ± 70
	15/3	0,001	$0,31 \pm 0,44$	—
	15/7	0,001	$0,31 \pm 0,44$	—
Toluca	64/1	0,64	$1,45 \pm 0,35$	180 ± 50
	64/6	0,53	$0,79 \pm 0,45$	270 ± 140
	Pa 103/13	16,0	$10,3 \pm 0,4$	630 ± 30
	64/5	0,037	$-0,37 \pm 0,43$	—
	64/3	0,007	$0,56 \pm 0,34$	—
	64/8	0,005	$0,86 \pm 0,43$	—

5.3. Bestrahlungsalter der Steinmeteorite

Während es bei den Eisenmeteoriten nur wenige beobachtete Fälle gibt, sind es bei den Steinmeteoriten einige hundert. Selbst Meteorite, deren Fallzeit nicht mehr als größenordnungsmäßig zehn Jahre zurückliegt, sind zahlreich. Zur Bestimmung des Bestrahlungsalters der Steinmeteorite bietet sich daher das Paar ^3H – ^3He ganz besonders an. Tritium ($T_{1/2} = 12$ Jahre) hat von allen radioaktiven Kernen, die in Meteoriten durch die Einwirkung der Höhenstrahlung gebildet werden, noch den großen Vorteil, daß es die weitaus höchste Produktionsrate besitzt. (Produktionsrate = Zerfallsrate zur Zeit des Falles = ca. 500 Zerfälle/kg min.)

Die erste Bestimmung des Bestrahlungsalters eines Meteoriten durch die gleichzeitige Messung eines radioaktiven und eines stabilen Höhenstrahlungsproduktes erfolgte nach der $^3\text{H}/^3\text{He}$ -Methode durch *Bege*, *Geiss* und *Hess* (147) im Jahre 1957. Zu dieser Zeit hatte man schon recht gute Abschätzungen über das Bestrahlungsalter der Eisen-

meteorite, welche größenordnungsmäßig Werte von einigen hundert bis etwa 1 Milliarde Jahre ergeben hatten.

Das von *Begemann, Geiss* und *Hess (147)* gefundene Bestrahlungsalter von 230 Mill. Jahren für den Steinmeteoriten Norton County lag gut in diesem Bereich. Unterschiede der Bestrahlungsalter von Stein- bzw. Eisenmeteoriten und damit verbunden die Unterschiede ihrer Lebensdauer als kleine Körper schienen somit nicht vorhanden.

Wir wissen heute, daß das Bestrahlungsalter von Norton County mit 230 Mill. Jahren auf einsamer Höhe unter den Bestrahlungsaltern der Steinmeteorite steht, deren Mehrzahl um ein bis zwei Größenordnungen geringer ist. Rückblickend ist dieser unwahrscheinliche Zufall unter einigen hundert Meteoriten für die erste Messung einer bisher unbekannt-ten Größe einen so extremen Fall herauszugreifen, ein warnendes Beispiel für alle Versuche, aus Einzelmessungen allzu weitreichende Schlüsse zu ziehen.

Bestimmungen der Bestrahlungsalter nach der $^3\text{H}/^3\text{He}$ -Methode wurden zu einer Art Meilenstein in der Kosmochronologie der Steinmeteorite, vor allem auch deshalb, da diese Methode frei von jeglicher Undurchsichtigkeit ist. Die gefundenen Tritium-Zerfallsraten variieren nur wenig von Meteorit zu Meteorit (110). Wegen der geringen Masse der Steinmeteorite (Norton County, der größte bekannte Steinmeteorit, besitzt eine Masse von ca. 1000 kg; die Masse der Mehrzahl aller Steinmeteorite liegt unter 100 kg) ist eine starke Variation auch nicht zu erwarten.

Nimmt man einen mittleren Fehler von ca. 30 % in Kauf, so kann man für alle Steinmeteorite mit einer mittleren Zerfallsrate von 500 Zerfällen Tritium/kg min rechnen. Mit einem Produktionsverhältnis $^3\text{H}/^3\text{He} = 1$ kommt man somit zu einer Produktionsrate von $2 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ } ^3\text{He/g}$ Meteorit in 10^6 Jahren. Ähnlich erhält man aus einer mittleren ^{22}Na -Zerfallsrate von 90 Zerfällen/kg min (154) eine ^{22}Ne -Produktionsrate von $0,35 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}$ bzw. eine ^{21}Ne -Produktionsrate von $0,32 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}$, beides für 10^6 Jahre. Der Mittelwert aller an Steinmeteoriten gemessenen $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse liegt bei 5,0. Aus diesem Grund hat es sich als vorteilhaft erwiesen, mit einer ^{21}Ne -Produktionsrate von $0,4 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}$ in 10^6 Jahren zu rechnen. Die ^3He -Alter werden dadurch mit den ^{21}Ne -Altern direkt vergleichbar.

Die Bestrahlungsalter der Steinmeteorite können daher mit ausreichender Genauigkeit allein aus den Konzentrationen von Helium-3 bzw. Neon-21 errechnet werden. Die Beschränkung auf frisch gefallene Meteorite bzw. auf beobachtete Fälle ist nun nicht mehr notwendig. Überdies genügen zur Bestimmung der Edelgase im Gegensatz zur Messung von radioaktiven Höhenstrahlungsprodukten Proben von weniger als einem Gramm. Vor allem der letzte Umstand war es, der die ^3He - bzw. ^{21}Ne -Methode

für die Bestimmung der Bestrahlungsalter an einer großen Zahl von Meteoriten allein gebräuchlich machte. Es ist wichtig zu entscheiden, welche der beiden Methoden (^3He bzw. ^{21}Ne) zuverlässiger ist. Der höheren Anfälligkeit von Helium-3 hinsichtlich von Diffusionsverlusten steht der Umstand entgegen, daß die Produktionsrate von Neon-21 gegenüber der von Helium-3 eine stärkere Energieabhängigkeit zeigt. (Die Variation des $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisses im Bereich der Extremwerte von 2,5 bis 10 ist vermutlich in erster Linie auf Schwankungen der ^{21}Ne -Produktion zurückzuführen und weniger auf Schwankungen der ^3He -Produktion.)

Für die wichtigen uredelgashaltigen Steinmeteorite ist der spallogene Anteil von Helium-3 meist nicht angebar; wir haben daher den ^{21}Ne -Bestrahlungsaltern den Vorzug gegeben. Den Diagrammen in den Abb. 13 bis 16 liegen Edelgasdaten von nahezu 400 Meteoriten zugrunde. Von über 50 % aller Chondrite, die beobachtete Fälle sind, liegen nun Werte der Bestrahlungsalter vor. Eine wesentliche Verbesserung der Statistik ist somit nicht mehr möglich. Bei den gewöhnlichen Chondriten ist die Zahl der untersuchten Meteorite so groß, daß es möglich war, Verteilungskurven anzugeben. Für die selteneren Meteoritklassen wurde die übliche Histogrammdarstellung beibehalten.

Die große Zahl der nun vorliegenden Messungen führte zu zahlreichen wichtigen Erkenntnissen, wenngleich manche der als erwiesen anzusehenden Eigentümlichkeiten schon an Hand eines beträchtlich geringeren Zahlenmaterials vermutet wurden. Die Abb. 13 bis 16 machen den Unterschied in der Verteilung der Bestrahlungsalter der einzelnen Klassen der Steinmeteorite deutlich, insbesondere zwischen den Bronzit-Chondriten und den Hypersthen-Chondriten (Abb. 13). *Eberhardt* und *Geiss (155)* hatten als erste einen solchen Unterschied vermutet.

Die einzelnen Maxima in den Verteilungskurven der Bestrahlungsalter der Bronzit- und Hypersthen-Chondrite deuten zweifellos auf Einzelereignisse hin. (Die einzelnen Maxima sind in den Abb. 14 und 15, in denen die Zeitskala logarithmisch aufgetragen wurde, besser erkenntlich; hingegen gibt die Abb. 13 mit linearer Zeitskala einen besseren Überblick über die tatsächliche Verteilung der Bestrahlungsalter.) Da es sich in beiden Klassen nur um einige Ereignisse handelt, die Meteorite liefern, ist es nur sehr bedingt möglich, von irgendwelchen gesetzmäßigen Verteilungen der Bestrahlungsalter zu sprechen. Etwa die Hälfte aller Bronzit-Chondrite entstammen einem einzigen etwa $5 \cdot 10^6$ Jahre zurückliegenden Ereignis. Ohne das Maximum bei $5 \cdot 10^6$ Jahren wäre die Verteilung der Bestrahlungsalter der Bronzit- und Hypersthen-Chondrite sehr ähnlich. Die zeitliche Lage der einzelnen Ereignisse in den beiden Meteoritklassen ist jedoch mit Sicherheit unterschiedlich.

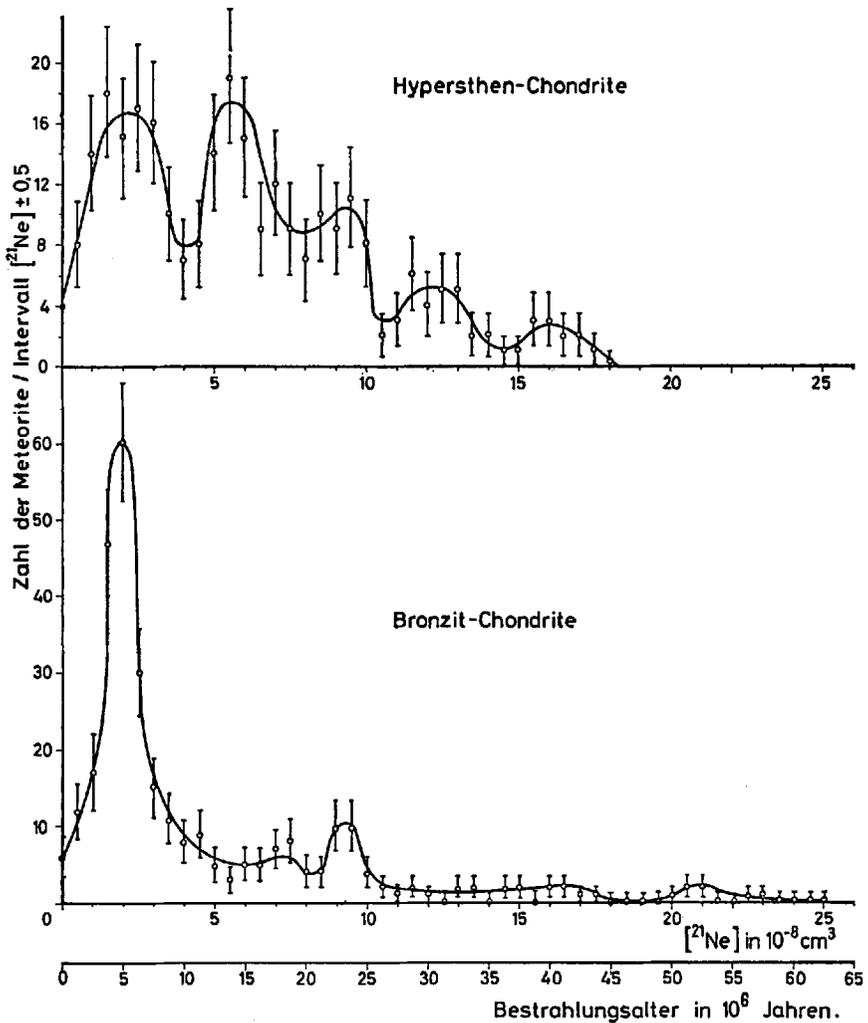


Abb. 13. Verteilung der Bestrahlungsalter der Bronzit- bzw. Hypersthen-Chondrite (Fälle und Funde). Die Meßwerte wurden in Schritten von $0,5 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ }^{21}\text{Ne}$ mit einer Intervallbreite von $([^{21}\text{Ne}] \pm 0,5) \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ }^{21}\text{Ne}$ abgefahren.

Hinsichtlich der Verteilung der Bestrahlungsalter ähneln die Amphoterite sehr den Hypersthen-Chondriten, die Eucrite und Howardite mehr den Bronzit-Chondriten. Aubrite sind Methusalems unter den Steinmeteoriten; hingegen sind alle bisher untersuchten kohligten Chondrite außerordentlich jung.

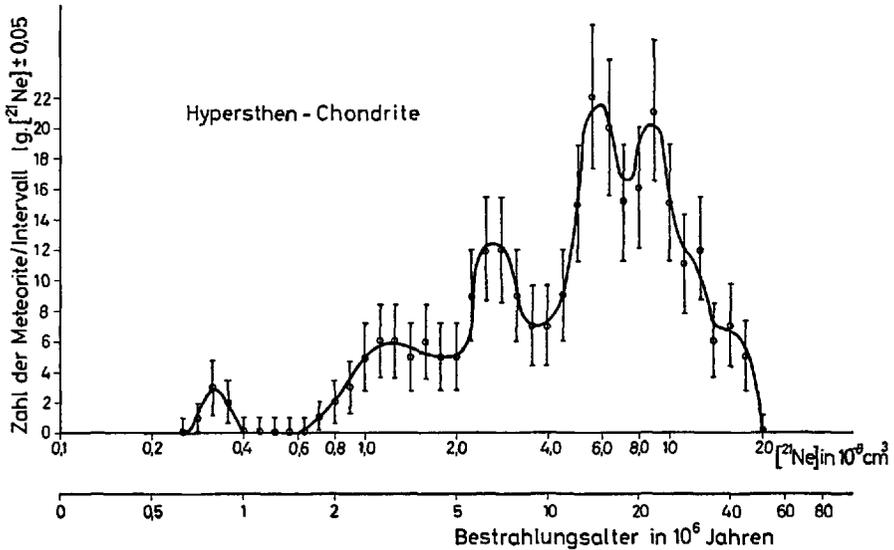


Abb. 14. Bestrahlungsalter aller bisher untersuchten Hypersthen-Chondrite (Fälle und Funde). Die Meßwerte wurden in Schritten von $10^{0,05} \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3$ ^{21}Ne mit einer Intervallbreite von $(\lg [^{21}\text{Ne}] \pm 0,05) \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3$ ^{21}Ne abgefahren.

6. Meteorite mit Uredelgasen

6.1. Entdeckung der Uredelgase in Meteoriten

Im Laufe der Messungen von radiogenen und spallogenen Edelgasen in Meteoriten fand sich noch eine dritte Komponente von Edelgasen, deren Ursprung zunächst sehr rätselhaft erschien. *Gerling* und *Levskii* (52) hatten 1956 als erste über große Mengen von Edelgasen in dem Achondriten (Aubrit) Pesyanoë berichtet. Die Isotopenverhältnisse ähnelten sehr denjenigen der atmosphärischen Edelgase. Die Elementhäufigkeiten kamen den kosmischen Häufigkeiten recht nahe; man nannte diese Komponente daher „primordiale Edelgase“ oder „Uredelgase“. Der primordiale Charakter wurde vor allem auch durch die merkwürdige Abweichung des $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisses von dem im atmosphärischen Neon gefundenen Wert bewiesen ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 12,1$ im Pesyanoë gegenüber 10,3 im atmosphärischen Neon*).

*) Der angegebene Wert für das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis der terrestrischen Atmosphäre von 10,3 (157) ist nach neueren Messungen von *Eberhardt*, *Eugster* und *Marti* (158) zu hoch. Der wahre Wert für dieses Verhältnis beträgt $9,80 \pm 0,08$. Da jedoch die meisten Untersuchungen dieser Art auf den alten Wert von 10,3 bezogen sind, wurde er hier beibehalten.

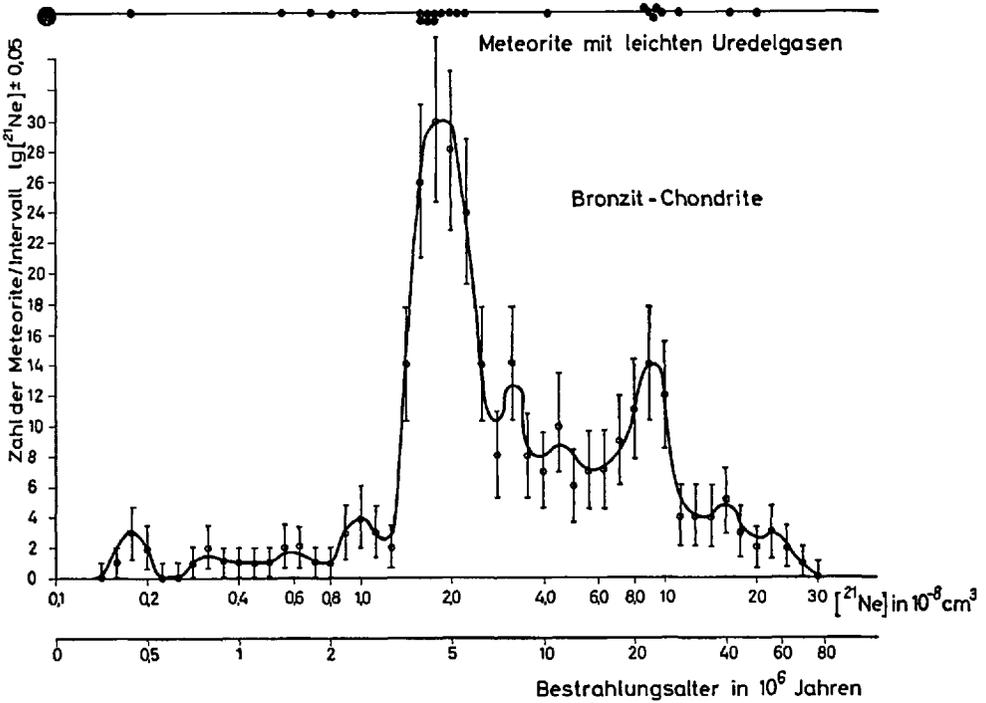


Abb. 15. Bestrahlungsalter aller bisher untersuchten Bronzit-Chondrite (Fälle und Funde). Die Meßwerte wurden in Schritten von $10^{0,05} \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3$ ^{21}Ne mit einer Intervallbreite von $(lg [^{21}\text{Ne}] \pm 0,05) \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3$ ^{21}Ne abgefahren. Außerdem sind die ^{21}Ne -Werte der Meteorite mit leichten Uredelgasen gesondert eingetragen.

Suess (156) hatte bereits 1949 auf Grund der Elementhäufigkeiten der atmosphärischen Edelgase darauf hingewiesen, daß diese sehr stark fraktioniert sein müssen, d.h. die leichteren Gase sind gegenüber den schwereren stark angereichert. Er folgerte, daß bei dieser Fraktionierung auch die Isotopenzusammensetzung vor allem des atmosphärischen Neons beträchtlich verschoben wurde, das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis im Urneon also höher liegt.

Suess (156) nahm als Ursache dieser Fraktionierung ein Entweichen der Edelgase aus dem Gravitationsfeld der Erde an, wobei die leichteren Gase bzw. Isotope selbstverständlich bevorzugt sind. Wie wir später sehen werden, gibt es noch andere Ursachen für eine solche Fraktionierung. Der Effekt selbst, d.h. die Verschiebung des $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisses des atmosphärischen Neons gegenüber der Urzusammensetzung ist jedenfalls seit dem Auffinden der meteorischen Uredelgase gesichert.

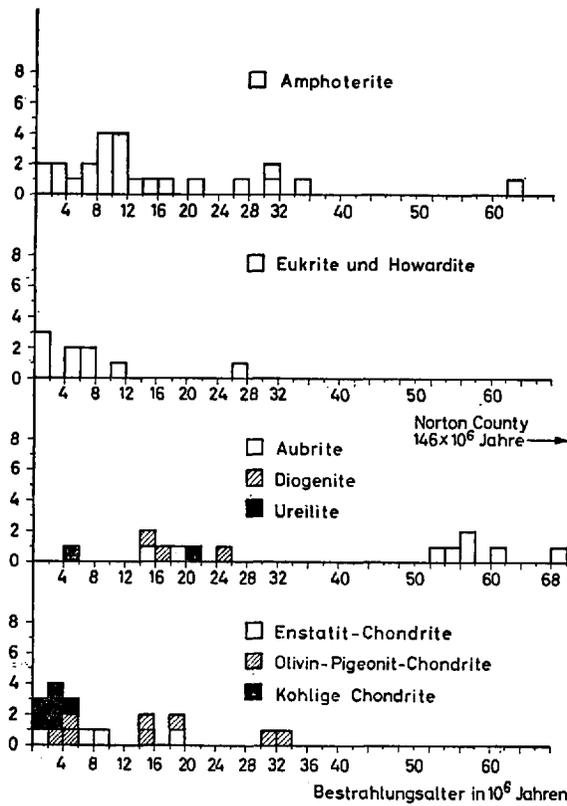


Abb. 16. Histogramm der Bestrahlungsalter der seltenen Klassen von Steinmeteoriten.

Vier Jahre nach der Entdeckung von *Gerling* und *Levskii* (52) fanden *Zähringer* und *Gentner* (92) in einem anderen Ca-reichen Achondriten, dem Howarditen Kapoeta, ähnlich große Mengen von Uredelgasen. In seinen Untersuchungen stellte *Staufer* (159) etwas kleinere primordiale Komponenten im Neon und Argon von einigen kohligem Chondriten und Ureiliten fest. *Zähringer* (160) wies darauf hin, daß viele gewöhnliche Chondrite Uredelgase enthalten, jedoch nur in sehr geringen Mengen und nur die Edelgase schwerer als Neon.

Große Mengen leichter Uredelgase in annähernd kosmischer bzw. solarer Zusammensetzung fanden sich bis dahin nur in seltenen Klassen von Steinmeteoriten. Etwa um 1960 begannen in Mainz Arbeiten mit dem Ziel, die radiogenen und spallogenen Edelgase in einer großen Zahl von Steinmeteoriten zu messen. Bereits unter der ersten Serie der untersuchten Chondrite fanden *König*, *Keil*, *Hintenberger*, *Wlotzka* und *Bege-*

mann (161) große Mengen leichter Uredelgase im Meteoriten Pantar, einem Bronzit-Chondriten. Pantar gehört zu den durchaus nicht seltenen Meteoriten, die in der Literatur als geaderte oder brecciöse Meteorite bezeichnet sind. Beide Bezeichnungen sind nicht eindeutig und daher irreführend. Wir wollen sie deshalb im folgenden als Meteorite mit Hell-Dunkel-Struktur bezeichnen. Diese Meteorite bestehen aus einer dunklen Grundmasse, in die bis zentimetergroße hellere Einschlüsse eingebettet sind. Beide Anteile sind mineralogisch und chemisch nahezu völlig identisch.

In rascher Folge wurden in Mainz dann noch in zahlreichen weiteren Bronzit-Chondriten Uredelgase gefunden (162–165, 62–64). Auch diese Meteorite zeigten eine ähnliche Hell-Dunkel-Struktur. In allen Fällen, in denen genug Material zur Verfügung stand, um helle und dunkle Anteile getrennt zu messen, fanden sich die großen Uredelgasmengen stets nur in den dunklen Anteilen, während die helleren Einschlüsse uredelgasfrei waren. Dieser Befund war das entscheidendste Ergebnis dieser Arbeiten. *Suess* und *Signer* (50) fanden eine ähnliche Hell-Dunkel-Struktur im Achondriten Kapoeta. Auch hier erwiesen sich die hellen Anteile als uredelgasfrei. In allerletzter Zeit wurde eine solche Hell-Dunkel-Struktur sowie ein damit in Zusammenhang stehender Unterschied im Uredelgasgehalt von *Müller* und *Zähringer* (54) auch im Meteoriten Pesyanoe festgestellt.

Tab. 9 zeigt den Uredelgasgehalt einiger Meteorite.

Nach den ersten Entdeckungen in Mainz setzten große Bemühungen ein, Meteorite mit Hell-Dunkel-Struktur zu finden und zu analysieren. So stellte *Suess* (166) an einer kleinen Probe des Bronzit-Chondriten Fayetteville eine dem Pantar ähnliche Struktur fest. Tatsächlich zeigten Messungen von *Signer* (168) sowie von *Manuel* und *Kuroda* (169), daß auch in diesem Meteoriten leichte Uredelgase und zwar in der weitaus höchsten bisher je gemessenen Konzentration enthalten sind. Es zeigte sich bald, daß von den Chondriten mit Hell-Dunkel-Struktur nur die Bronzit-Chondrite, und auch hier nicht alle, nicht aber die Hypersthen-Chondrite uredelgashaltig sind. Bei Meteoritschauern enthalten häufig nur Einzelstücke Uredelgas, während andere uredelgasfrei sind, obwohl auch diese manchmal eine Art Hell-Dunkel-Struktur besitzen (61); als Beispiele hierfür seien Pantar, Tabor und Pultusk genannt.

Inzwischen ist eine Verfälschung der Statistik der Häufigkeit von uredelgashaltigen Meteoriten auch für die Bronzit-Chondrite auf Grund der äußerlichen Erkennbarkeit ihrer Hell-Dunkel-Struktur ausgemerzt, da in Mainz im Rahmen anderer Programme alle erreichbaren Bronzit-Chondrite auf ihren Edelgasgehalt untersucht wurden.

Tabelle 9. Uredelgasgehalt einiger Steinmeteorite (nach Pepin und Signer (1977))

Meteorit	Konzentration in 10^{-8} cm ³ /g					$\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{22}\text{Ne}}$	$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}}$	$\frac{^4\text{He}}{^{20}\text{Ne}}$	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{36}\text{Ar}}$
	^4He	^{20}Ne	^{36}Ar	Kr	Xe					
Fayetteville (Bronzit-Chondrit)	2250000	6240	280	—	—	2,95	12,3	5,30	360	22
Pesyanoë (Aubrit)	630000	2060	148	0,1	0,03	2,55	12,5	5,35	305	13,9
Kapoëta (Howardit)	136000	2400	107	0,1	1,3	2,80	14,0	5,15	56,5	22,5
Pantar (Bronzit-Chondrit)	146000	178	11,0	—	0,35	3,15	12,7	5,50	820	16,2
Breitscheid (Bronzit-Chondrit)	16600	200	9,5	0,015	0,01	3,60	13,0	4,75	83	21,0
Renazzo (Kohliger Chondrit)	6800	15,8	27	0,6	1,3	—	7,9	5,5	430	0,6
Mokoia (Pigeonit-Chondrit)	3000	8,9	21,3	1,0	0,8	—	6,4	5,0	300	0,4
Abee (Enstatit-Chondrit)	1320	7,4	37	0,3	0,7	—	10,6	5,4	175	0,20

Eine Betrachtung der Tab. 14 zeigt, daß alle kohligen Chondrite Uredelgas enthalten. Ebenso sind viele der Ca-reichen Achondrite, vor allem Aubrite, aber auch manche Bronzit-Chondrite uredelgashaltig. Auch einer der 29 untersuchten Amphoterite enthielt Uredelgas. Als sehr wichtiges Ergebnis wollen wir jedoch festhalten, daß sich unter den etwa 150 bisher untersuchten Hypersthen-Chondriten kein einziger mit merkbareren Mengen von leichten Uredelgasen fand. Teilweise Verluste von radiogenem Helium-4 und Argon-40 durch Diffusion, verursacht durch eine zumindest zeitweilige höhere Aufbewahrungstemperatur, sind allerdings bei den Hypersthen-Chondriten viel häufiger als bei den Bronzit-Chondriten. Doch reicht dieser Umstand sicher nicht aus, um das Fehlen von uredelgashaltigen Hypersthen-Chondriten zu erklären. Der Bronzit-Chondrit Breitscheid, der Uredelgase in großen Konzentrationen enthält, hat ebenfalls beträchtliche Mengen von Helium-3 und Helium-4 sowie von Argon-40 verloren.

6.2. Sitz der Uredelgase

Gerling und *Levskii* (52) versuchten in ihrer Arbeit, in der erstmals über einen uredelgashaltigen Meteoriten (Pesyanoe) berichtet wurde, diesen Edelgasgehalt auf Grund der Löslichkeit der Edelgase in einer magmatischen Schmelze zu erklären. *DuFresne* und *Anders* (170) hingegen kamen zu dem Schluß, daß die im Pesyanoe gefundenen Uredelgase in den sekundär gebildeten Sulfiden zu finden sind. Nach ihrem Modell sollten diese Sulfide beim Durchdringen der Meteoritmaterie mit heißen schwefelhaltigen Dämpfen gebildet worden sein, die ihrerseits von anderen Gasen darunter den Uredelgasen begleitet sein sollten. Die Sulfide hätten sich demnach in situ gebildet, und die anwesenden Edelgase wurden in diese eingebaut; sie sollten auch für die Dunkelfärbung des uredelgashaltigen Materials verantwortlich sein. Beide Vorstellungen sind nach den weiter unten angeführten Ergebnissen von *Hintenberger*, *Vilcsek* und *Wänke* (172) nicht mehr haltbar.

Nachdem eine größere Zahl von uredelgashaltigen Meteoriten bekannt geworden war und damit ausreichendes Material zu Untersuchungen zur Verfügung stand, begannen in verschiedenen Laboratorien Untersuchungen über den Sitz der Uredelgase. Zunächst schien es, als wären alle Hauptminerale uredelgasfrei, und die Suche konzentrierte sich auf die selteneren Meteoritminerale. Es fand sich jedoch keine Mineralkomponente, die eine größere Anreicherung im Uredelgasgehalt gegenüber dem Gesamtmeteoriten zeigte (160, 171).

Ausgedehnte Untersuchungen von *Hintenberger*, *Vilcsek* und *Wänke* (172) mit Hilfe einer hierzu entwickelten Technik (fraktionierte Edelgasextraktion aus den einzelnen Mineralkomponenten durch Anwendung

spezifischer Lösungsmittel) brachte mehrere Überraschungen. Es zeigte sich, daß

1. alle Hauptminerale leichte Uredelgase enthalten, und daß
2. diese Uredelgase stets in den äußersten Oberflächenschichten der einzelnen Mineralkörner hoch angereichert sind.

Die Konzentration des Urheliums und Urneons in den äußersten Oberflächenschichten trifft auch für die Nickeleisenkörner zu, in denen die Edelgaslöslichkeit sicher vernachlässigbar klein ist. Für die leichten Uredelgase ist ein Einbau auf Grund ihrer Löslichkeit in der flüssigen oder festen Meteoritmaterie daher mit Sicherheit auszuschließen.

Der Befund, daß die leichten Uredelgase in allen Hauptmineralen enthalten sind, ist nur auf den ersten Blick im Widerspruch mit den Ergebnissen früherer Untersuchungen (160, 171). Alle anderen Untersuchungen basierten auf der Mineraltrennung nach klassischen Methoden, bei denen alle feinen Körner unberücksichtigt bleiben. Auf Grund des Sitzes der Uredelgase in den Oberflächenschichten der Minerale hat man einen deutlich merkbaren Korngrößeneffekt zu erwarten (der Anteil der Oberflächenschichten steigt mit a^{-1}). Es ist somit nicht verwunderlich, daß die getrennten Minerale, die nur Körner von etwa 30–60 μ aufwärts enthielten, als kaum uredelgashaltig gefunden wurden.

Vor allem die Konzentration der Uredelgase in den äußersten Oberflächenschichten der Mineralkörner war eine große Überraschung, wenn gleich hiermit viele Erscheinungen augenblicklich erklärlich wurden. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß die Versuche von *Hintenberger*, *Vilcsek* und *Wänke* (172) ohne Kenntnis oder auch nur Ahnung des wahren Sachverhaltes begonnen wurden. Im Augenblick des Erkennens dieses Phänomens wurden in Mainz und anderen Laboratorien gezielte Untersuchungen angestellt, die das erste Ergebnis auf verschiedene Weise rasch bestätigten. Auf einen dieser Versuche sei wegen seiner Genialität hier näher eingegangen; er ist erst in allerletzter Zeit erfolgt und stammt von *Zähringer* (173).

Die Versuche wurden an den Meteoriten Kapoeta und Fayetteville ausgeführt. *Zähringer* (173) verband den Ausgang der Vakuumpumpe einer Elektronenmikrosonde mit einem hochempfindlichen Massenspektrometer, das auf Helium-4 eingestellt war. Die Meteoritenproben wurden vom Elektronenstrahl der Mikrosonde abgetastet; am Auftreffpunkt des Elektronenstrahles trat eine starke lokale Erwärmung ein, so daß die eingebauten Edelgase freigesetzt wurden. Ein Vergleich der Intensität der Eisenlinie im Röntgenspektrum der Mikrosonde mit der gemessenen ^4He -Intensität des Massenspektrometers auf den Registrierpapieren beider Instrumente ergab in 60 % aller Fälle ein Zusammenfallen der

^4He -Zacken mit den Korngrenzen, angezeigt in einer sprunghaften Änderung der Intensität der Eisenlinie.

Eberhardt, Geiss und *Grögler* (174) untersuchten den Ca-reichen Achondriten Khor Temiki und fanden zunächst einen deutlichen Korngrößeneffekt. Kurz darauf konnten sie durch teilweises Ablösen der Oberflächenschichten zeigen (175), daß auch in diesem Meteoriten die Uredelgase fast ausschließlich in den äußersten Oberflächenschichten sitzen. Ähnliche Versuche von *Hintenberger, Vilcsek* und *Wänke* (172) am Pyroxen des Bronzit-Chondriten Pantar hatten nur eine kleine Anreicherung der Uredelgase an den Oberflächenschichten der einzelnen Kristalle ergeben. Das Innere der Pyroxenkörner war keineswegs frei von Uredelgasen. Die gemessenen Isotopen- und Elementverhältnisse wiesen jedoch deutlich darauf hin, daß hier Edelgase von außen nach innen diffundiert waren.

6.3. Häufigkeitsverteilung und Isotopenzusammensetzung der Uredelgase

Wie ein Blick auf Tab. 9 lehrt, sind die Häufigkeiten der Uredelgase und ihre Isotopenzusammensetzung in den einzelnen Meteoriten keineswegs konstant. *Stauffer* (159) bemerkte als erster eine Korrelation zwischen dem $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis und dem $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis in den von ihm untersuchten kohligen Chondriten und Ureiliten. Er schlug Diffusionsverluste unterschiedlicher Größe zur Erklärung dieser Abhängigkeit vor.

Zähringer (176) zeigte, daß dieses Modell auch für alle anderen uredelgasreichen Meteorite gültig ist. Er berechnete auch die Größe der zu erwartenden Isotopenverschiebung für verschieden hohe Diffusionsverluste (Tab. 10).

Hintenberger, Vilcsek und *Wänke* (172) fanden in Pantar und in den meisten anderen untersuchten uredelgashaltigen Meteoriten starke Variationen der $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ -, $^3\text{He}/^4\text{He}$ - und $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisse. Die höchsten Werte für diese Verhältnisse fanden sich im Nickeleisen einer Fraktion, die sicherlich die geringsten Diffusionskonstanten für Edelgase besitzt (z.B. im Nickeleisen von Pantar $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13,8$). Hingegen fanden sich im Pyroxen stets sehr tiefe Werte für diese Verhältnisse (z.B. Pyroxen aus Pantar $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 10,7$). In diesem Mineral sind, wie aus anderen Untersuchungen bekannt, hohe Diffusionsverluste zu erwarten. *Hintenberger, Vilcsek* und *Wänke* (172) sind daher der Ansicht, daß die Unterschiede in den Element- und Isotopenverhältnissen innerhalb der verschiedenen Mineralkomponenten ebenfalls durch Diffusionsverluste zu erklären sind. Für die oben erwähnte Verschiebung des $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisses im Pyroxen von Pantar von etwa 20% wäre demnach eine Anfangskonzentration des Neons erforderlich, die um etwa einen Faktor 100 über der gemessenen liegt (Tab. 10).

Tabelle 10. Die zu erwartenden Isotopenverhältnisse der nach der Entgasung noch vorhandenen Mengen bei ursprünglich gleicher Isotopenhäufigkeit. Den Berechnungen liegt die \sqrt{M} -Abhängigkeit der Diffusionskonstanten zugrunde (nach Zähringer (176)).

Menge in % (^4He , ^{22}Ne , ^{38}Ar)	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$
100	1	1	1
10	0,76	0,91	0,95
1	0,53	0,81	0,90
0,1	0,37	0,72	0,84
0,01	0,22	0,63	—

Hohe Diffusionsverluste der Uredelgase zumindest in einigen Meteoriten sind auf Grund folgenden Befunds erwiesen. Aus einem Vergleich der Heliumkonzentrationen im Olivin und Pyroxen (s. Abb. 9) der Meteorite Breitscheid und Pantar ergibt sich sowohl für das radiogene als auch für das spallogene Helium ein Verlust von ca. 75 % bzw. 30 % (*Hintenberger, Schultz und Wänke (82)*). Sowohl das spallogene als auch das radiogene Helium ist in den Pyroxenkörnern annähernd gleichmäßig verteilt. Bei den ursprünglich nur in den äußersten Oberflächenschichten sitzenden Uredelgasen sind somit weit höhere Verluste zu erwarten. Erhitzungsexperimente von *Zähringer (160)* zeigten, daß die Uredelgase bereits bei wesentlich tieferen Temperaturen abgegeben werden als die radiogenen bzw. spallogenen Edelgase.

Hintenberger, Vilcsek und Wänke (172) wiesen darauf hin, daß im Gegensatz zu der etwas über 20 % liegenden Verschiebung des $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnisses (Pantar Nickeleisen – Pantar Pyroxen) die analogen Unterschiede der $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ -Verhältnisse, die etwa einen Faktor 3 ausmachen, relativ gering erscheinen. Bereits nach einer reinen $m^{1/2}$ -Abhängigkeit müßte die Verschiebung des $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ -Verhältnisses höher sein, wegen der unterschiedlichen Atomradien ist noch eine wesentlich größere Verschiebung zu erwarten. Obige Autoren gaben aber auch zu bedenken, daß man es stets mit einer Mischung von Mineralien mit recht unterschiedlichen Korngrößen zu tun hat. Die kleinen Pyroxenkörner im Meteoriten Pantar sind vermutlich beinahe frei von Helium, hingegen ist natürlich in ihnen die Verschiebung der Isotopenzusammensetzung des Neons am größten. *Zähringer (176)* hat als erster auf diesen Auslaufeffekt hingewiesen.

Signer und Suess (50) neigten jedoch zur Ansicht, daß die Unterschiede in den Element- und Isotopenverhältnissen der verschiedenen uredelgas-haltigen Meteorite bzw. der verschiedenen Mineralkomponenten ein und

desselben Meteoriten nur durch eine Mischung zweier Uredelgaskomponenten erklärbar sind. *Merrihue, Pepin* und *Reynolds (177)* hatten schon zuvor auf zwei Arten von Uredelgasen hingewiesen. Seit dieser Zeit sprach man von einer solaren (hohes $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ - und $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ -Verhältnis) und einer planetaren Komponente (niedriges $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ - und $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ -Verhältnis; ersteres ähnlich dem Verhältnis im terrestrischen Luftneon). Nach der Ansicht des Autors ist es nach wie vor schwierig zu entscheiden, welches der beiden Modelle im Bereich der leichten Edelgase richtig ist. Für die schweren Edelgase Krypton und Xenon ist der Anteil einer zweiten (planetarischen) Komponente möglicherweise beträchtlich (s. auch Kap. 6.4.).

Unabhängig davon, welche Ansicht nun wirklich richtig ist, erscheint mir der Begriff der solaren und planetaren Uredelgaskomponenten unglücklich gewählt. Man sollte besser von fraktionierten und unfraktionierten Uredelgasen sprechen.

Die besten Werte für die wahren primordialen Element- und Isotopenverhältnisse der Uredelgase sind sicherlich die Daten aus dem metallischen Nickeleisen des Meteoriten Pantar. *Hintenberger, Vilcsek* und *Wänke (172)* haben hierfür folgende Werte angegeben: $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13,8-14,0$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} = 800$ und $^4\text{He}/^3\text{He} = 2200$.

6.4. Ursprung und Einbaumechanismus der Uredelgase

6.4.1. Sonnenwindhypothese (*Wänke (164)*)

Sofort nach dem ersten Erkennen der starken Anreicherung der Uredelgase in den Oberflächenschichten der einzelnen Meteoritenkristalle hat der Autor (*Wänke (143, 164, 179, 180)*) den Sonnenwind als Quelle der Uredelgase vorgeschlagen. Diese starke und vielleicht hundertprozentige Anreicherung deutet jedenfalls darauf hin, daß die Gase in Form einer Korpuskularstrahlung in diese hineingeschossen wurden.

In unserem Sonnensystem haben wir im Sonnenwind (interplanetarisches Plasma (*181, 182*)) eine äußerst intensive Korpuskularstrahlung, die auf jeden Fall auch als geeignete Quelle der Uredelgase anzusehen ist. Überdies ist der Sonnenwind die einzige plausible Quelle, die die Edelgase einschließlich des Heliums in solarer Häufigkeitsverteilung zu liefern imstande ist (*Suess, Wänke* und *Wlotzka (180)*).

Wie durch *Hintenberger, Vilcsek* und *Wänke (172)* gezeigt wurde, ist das gesamte im metallischen Nickeleisen befindliche Uredelgas in den äußeren fünf Volumprozenten der Körner enthalten. Diese fünf Prozent sind überdies ein oberer Grenzwert, der wirkliche Wert liegt vermutlich noch tiefer. Mit einer Korngröße von 10μ gelangt man somit zu einer maximalen Eindringtiefe von $0,1 \mu$ bzw. $0,1 \text{ mg/cm}^2$ (*164*). Für Helium-Ionen

entspricht dies einer Energie von etwas über 10 KeV (183), also recht nahe der Energie des interplanetarischen Plasmas (184).

Eine einfache Rechnung ergibt, daß ein Sonnenwind von 10^8 Protonen/cm² s – ungefähr 10^7 α -Teilchen/cm² s – in der Lage ist, in Körner mit einem Korndurchmesser von 10μ eine Heliummenge von ca. 10^{-2} cm³/Jahr g einzuschließen (164). Selbstverständlich ist es hierzu notwendig, daß die einzelnen Meteoritkristalle dem Sonnenwind ausgesetzt sind. Dieses ist auf zwei Arten möglich:

1. Einwirkung des Sonnenwindes auf die einzelnen Körner im Weltraum (kosmischer Staub).
2. Einwirkung des Sonnenwindes auf eine Schicht loser Körner, die durch bestimmte Vorgänge ständig durchmischt werden, so daß alle Körner für eine gewisse Zeit an der Oberfläche zu liegen kommen.

Letzteres ist natürlich nur an der Oberfläche eines atmosphärelosen Körpers möglich. Als ein möglicher Körper käme der Erdmond in Frage, ebenso jedoch jeder große Asteroid und eventuell auch Kometen. Auf diese Weise kann in einem Teilchenfluß von 10^7 Helium-Ionen/cm² s (dieser Wert stellt eine untere Grenze dar; Werte, die etwa eine Größenordnung höher liegen, erscheinen wahrscheinlich) in 10^8 Jahren eine 30 m dicke Schicht mit einer Helium-Konzentration von 10^{-1} cm³/g beladen werden. Dieses ist die 100fache Konzentration wie sie in Pantar gefunden wurde, und dürfte damit etwa der Anfangskonzentration von Helium in Pantar unter der Berücksichtigung der Diffusionsverluste entsprechen. Eine solche Helium-Konzentration ist fünfmal höher als die höchste, die je in einem Meteoriten gemessen wurde (Fayetteville, Tab. 9). Als für die Umwälzung verantwortliche Ursachen kommen Meteoriteneinschläge (vor allem Mikrometeorite), tektonische Veränderungen oder Vulkanismus in Frage.

Diese Abschätzung, die ohnehin nur als Rechenbeispiel anzusehen ist (Sonnenwindintensität wahrscheinlich wesentlich höher; Einwirkungsdauer eventuell zu hoch), wurde kürzlich von Müller und Zähringer (54) kritisiert, da das Volumen der Bronzit-Chondrite einige km³ ausgemacht haben müßte. Hierzu ist folgendes zu bemerken. Einer Oberflächenschicht von 30 m entspricht im Falle des Mondes ein Volumen ($4\pi r^2 \pi dr$) von ca. $1 \cdot 10^6$ km³ und selbst für einen Asteroiden mit einem Durchmesser von 350 km noch immer ein Volumen von 10^4 km³. Mindestens 3% des ausgeworfenen Materials eines Kraters von 1000 m Tiefe entstammen der angenommenen Oberflächenschicht von 30 m Dicke. Ebenso war eine Anfangskonzentration von 10^{-1} cm³ Urhelium/g sicherlich nur in wenigen Prozenten der gesamten Masse der Bronzit-Chondrite enthalten.

Wie aus der Arbeit von *König (185)* hervorgeht, ist kein Unterschied in der chemischen Zusammensetzung von Pantar hell und dunkel nachweisbar, soweit es die Hauptelemente betrifft. *Müller und Zähringer (54)* fanden für zwei weitere uredelgashaltige Chondrite, Fayetteville und Holman Island, gleichfalls beinahe identische Konzentrationen der Hauptelemente in den hellen und dunklen Anteilen, hingegen große Unterschiede im Falle der hellen und dunklen Anteile der Achondrite Kapoeta und Pesyanoe (Tab. 11).

Für die Spurenelemente ergaben sich jedoch auch bei den Chondriten große Unterschiede in den Konzentrationen der hellen und dunklen Anteile. Als erster berichtete *Wlotzka (186)* über eine Anreicherung von Kohlenstoff um einen Faktor 5 für Pantar dunkel gegenüber Pantar hell. Ähnliche Anreicherungen fanden *Reed (187)* für Wismut und *Turner (104)* für Tellur und Barium und vor allem für Jod und Brom. Alle angeführten Elemente sind in den normalen Chondriten sehr stark abgereichert. Ihre Anreicherung im dunklen uredelgashaltigen Material kann durch dem ursprünglichen Oberflächenmaterial zugemischten kosmischen Staub nach dem oben beschriebenen Modell zwanglos erklärt werden. Unterschiede in den Konzentrationen der Hauptelemente zwischen den hellen und dunklen Anteilen sind bei den Chondriten nicht zu erwarten, da das zugemischte Material bezüglich dieser Elemente sicherlich eine den Chondriten recht ähnliche Zusammensetzung aufweist.

Die Achondrite besitzen hingegen eine abweichende chemische Zusammensetzung. Die in der Tab. 11 aufgeführten von *Müller und Zähringer (54)* gemessenen An- bzw. Abreicherungen in den dunklen Anteilen von Kapoeta und Pesyanoe gehen tatsächlich immer in die zu erwartende Richtung.

Wie schon erwähnt, ist der Uredelgasgehalt so gut wie immer mit einer Hell-Dunkel-Struktur verbunden, wobei nur die dunklen Anteile Uredelgas enthalten. Die Hauptursache für die Dunkelfärbung ist sicher im Kohlenstoffüberschuß zu suchen. Die Korpuskularstrahlung des Sonnenwindes würde zweifellos eine zusätzliche Dunkelfärbung bewirken (*180, 188*).

Bei den uredelgashaltigen Meteoriten liegen die hellen Anteile entweder als zumeist rundliche Einschlüsse (bis etwa 1 cm Durchmesser) vor, oder aber helle und dunkle Zonen wechseln einander ab. Die hellen inselartigen Einschlüsse lagen möglicherweise schon zum Zeitpunkt der Einwirkung des Sonnenwindes als kompakte Agglomerate vor und blieben deshalb uredelgasfrei. Die hellen Agglomerate wurden dann in loses dunkles Material eingebettet, bzw. es sind Zonen von hellem und dunklem Material sanft durcheinander geraten.

Tabelle 11. Chemische Zusammensetzung der dunklen (D) und hellen (H) Phase der Meteorite Kapoeta, Staroe Pesjanoe, Fayetteville und Holman Island (in Gewichts-%). (D/H: Verhältnis von dunkler zu heller Phase.) Entnommen aus Müller und Zähringer (54).

Element	Si	Mg	Al	Ca	K	Ti	Fe	Mn	Cr	Ni	S	C
Kapoeta (Howardit)	D	24,3	10,0	3,9	4,6	0,021	0,23	12,8	0,38	0,47	0,02	0,23
	H	24,6	4,9	5,9	7,1	0,035	0,37	13,2	0,38	0,24	~0,002	0,20
	D/H	0,98	2,04	0,65	0,65	0,60	0,62	0,97	1,0	1,94	~10	1,15
Staroe Pesjanoe (Aubrit)	D	27,0	22,5	0,8	0,8	0,065	0,04	1,2	0,16	0,06	0,04	0,6
	H	27,1	25,8	0,04	0,34	0,003	0,02	0,2	0,07	0,01	~0,002	0,1
	D/H	1	0,87	20	2,36	21,6	2,0	6,0	2,29	6,0	~20	6,0
Fayetteville (Bronzit- Chondrit)	D	17,3	13,5	0,9,	1,09	0,077	0,07 _g	25,5	0,25	—	1,65	1,72
	H	17,1	13,2	0,9,	1,14	0,033	0,06 _g	29,5	0,24	—	1,84	2,46
	D/H	1,01	1,02	1,02	0,96	2,34	1,07	0,86	1,04	—	0,90	0,70
Holman Island (Amphoterit- Chondrit)	D	19,3	16,4	1,0	1,20	0,076	0,08	13,3	0,31	—	0,39	2,9
	H	20,3	16,8	1,1	1,33	0,073	0,09	12,6	0,29	—	0,33	2,7
	D/H	0,98	0,98	0,91	0,90	1,04	0,89	1,06	1,07	—	1,18	1,07

6.4.2. Stoßwellenhypothese (*Fredriksson* und *Keil* (189))

Ausgehend von einer Arbeit von *Fredriksson, DeCarli* und *Aaramäe* (190) in der gezeigt wurde, daß chondritisches Material unter der Einwirkung von Stoßwellen eine Dunkelfärbung erleidet, postulierten *Fredriksson* und *Keil* (189) eine Entstehung der Hell-Dunkel-Struktur durch Stoßwellen, die auch für den Einbau der Uredelgase verantwortlich sein sollten. Die Stoßwellenhypothese erhielt eine starke Stütze, nachdem *Fredriksson, DeCarli, Pepin, Reynolds* und *Turner* (191) experimentell beweisen konnten, daß in den Meteoritenporen vorhandenes Argon tatsächlich durch die Einwirkung von Stoßwellen in das Meteoritenmaterial eingebaut werden kann. Diese „in situ“-Bildung der Hell-Dunkel-Struktur verbunden mit dem gleichzeitigen Einbau der Uredelgase wurde jedoch auf Grund einer Arbeit von *Wlotzka* (186) zweifelhaft, in welcher ausgedehnte mineralogische Untersuchungen den Nachweis erbrachten, daß es sich bei den hellen Einschlüssen um echte Breccien handelt. Dieses Ergebnis wurde inzwischen durch weitere Arbeiten untermauert (54, 192).

Suess, Wänke und *Wlotzka* (180) haben auf Grund zwingender Argumente die Stoßwellenhypothese stark kritisiert. Sie haben vor allem darauf hingewiesen, daß es kaum möglich ist, ein Reservoir zu finden, das die Edelgase in solarer Zusammensetzung enthält. *Urey* und *Murthy* (193) erwähnten Kometen als Lieferanten der Uredelgase. Im Augenblick des Einschlages werden die Uredelgase frei und können dann in die Poren des Meteoritenmutterkörpers eindringen. Die leichten Edelgase, insbesondere das Helium, sind jedoch auch in Kometen nicht in solarer Zusammensetzung zu erwarten. Dennoch erschien dem Autor dieses Modell eine Zeitlang sehr attraktiv. Kometen könnten nämlich die Edelgase eventuell ebenfalls durch die Einwirkung des Sonnenwindes in sich aufnehmen und somit sozusagen als Zwischenträger fungieren. Auch diese Variante hielt einer genauen Überprüfung kaum stand (180).

In der Arbeit, in der sie den Nachweis erbringen konnten, daß die Uredelgase auch im Achondriten Khor Temiki stets in den Oberflächenschichten der einzelnen Kristalle konzentriert sind, favorisieren *Eberhardt, Geiss* und *Grögler* (175) die Sonnenwindhypothese. *Zähringer* (173) neigt in seiner letzten Arbeit jedoch wieder zur Stoßwellenhypothese, und zwar auf Grund von Hinweisen, die darauf deuten, daß die Edelgase zwar an den Kristalloberflächen hoch angereichert sind, jedoch auch teilweise im Inneren der Körner an inneren Grenzflächen sitzen. Auch *Hintenberger, Vilcsek* und *Wänke* (172) haben einen ähnlichen Effekt gefunden, jedoch die Edelgase im Korninneren durch nach innen diffundierte Anteile der zunächst nur außen sitzenden Edelgase erklärt. In Kristallen, die große Diffusionsverluste zeigen, sind die Edelgase sicher

auch in Hohlräumen der einzelnen Kristalle zu erwarten. Die Einwirkung von Stoßwellen könnte diesen Effekt sehr begünstigt haben.

Nach Ansicht des Autors ist auf Grund der Einwirkung von Stoßwellen nur eine eventuelle Neuverteilung der Uredelgase möglich, nicht aber deren Einbau aus der Gasphase.

Stoßwellenphänomene müssen höchstwahrscheinlich zur Erklärung der kleinen, jedoch eindeutig nachgewiesenen Uredelgasmengen (118, 194, 195) im Eisenmeteoriten Washington County herangezogen werden. *Hintenberger* und *Wänke* (195) nehmen in einer neuen Arbeit an, daß dieser Eisenmeteorit aus einem uredelgashaltigen vermutlich chondritischen Material in einem sehr plötzlichen Prozeß erschmolzen wurde.

7. Hypothesen über die Mutterkörper der Meteorite

7.1. Meteoritenbahnen und Meteoritenmutterkörper

Die unterschiedlichen Werte der Bestrahlungsalter bzw. deren unterschiedliche Verteilung und damit die offenkundigen Unterschiede der mittleren Lebensdauern der Meteorite der verschiedenen Klassen lassen auf mehrere räumlich weit voneinander entfernt liegende Protokörper schließen (*Urey* (142)).

Öpik (196) hat in seiner grundlegenden Arbeit zur Berechnung der mittleren Lebensdauer eines Meteoriten gegenüber Planeteneinfang folgende Formeln angegeben:

$$T = \frac{a^{3/2}}{P} \quad \begin{array}{l} a \text{ in astronomischen Einheiten} \\ T \text{ in Jahren} \end{array} \quad (18)$$

Hierbei ist P die Kollisionswahrscheinlichkeit des Meteoriten mit dem Planeten. Werden mehrere Planetenbahnen gekreuzt, so ist an Stelle von P die Summe der Kollisionswahrscheinlichkeit ΣP_i aller in Frage kommenden Planeten einzusetzen.

$$P = \frac{r^2 U}{\pi \sin i |U_x|} \quad \text{mit } r = Q \sqrt{1 + \frac{2m}{MQU^2}} \quad (19)$$

Für die Erde ist $Q = 4,26 \cdot 10^{-5}$ und $\frac{2m}{MQ} = 0,14$

m Planetenmasse
 M Sonnenmasse

U ist die Relativgeschwindigkeit von Planet und Meteorit, im Fall der Erde also die geozentrische Geschwindigkeit. (U jedoch ohne Berücksichtigung der Wirkung des Gravitationsfeldes des Planeten.)

In Einheiten der Bahngeschwindigkeit (Erde = 30 km/s) des Planeten gilt

$$U = \sqrt{3 - \frac{1}{A} - 2 \sqrt{A(1 - e^2)} \cos i}$$

$$U_x = \sqrt{2 - \frac{1}{A} - A(1 - e^2)}$$

$$U_y = \sqrt{A(1 - e^2) \cos i - 1}$$

$$U_z = \sqrt{A(1 - e^2)} \sin i$$

Hierbei ist A die große Halbachse der Meteoritenbahn in Einheiten der Planetenhalbachse $A = a/a_0$; e die Exzentrizität und i die Neigung der Meteoritenbahn zur Bahnebene des Planeten. U_x , U_y und U_z sind die Komponenten der geozentrischen Geschwindigkeit in der Richtung Sonne–Erde, tangential zur Erdbahn und senkrecht zur Erdbahn. Für U_x und U_z kommen in jeder Meteoritenbahn beide Vorzeichen vor. $U_y > 0$ heißt, daß der Meteorit die Erde auf ihrer Bahn überholt; ein solcher Meteorit fällt, wie man leicht einsieht, bevorzugt am Nachmittag (12 bis 24 h Ortszeit des Falles). $U_y < 0$ heißt, der Meteorit wird von der Erde überholt, er fällt bevorzugt vormittags (0 bis 12 h). Bezüglich genauerer Details sei auf die Arbeit von *Öpik* (196) verwiesen. In Tab. 12 sind einige nach Gl. 18 berechnete Lebensdauern für verschiedene Bahnelemente angegeben. Die Werte passen gut zu den Bestrahlungsaltern, wenn man für die Eisenmeteorite die Asteroide, für die Steinmeteorite aber den Mond als Mutterkörper ansieht.

Im Gegensatz zu *Öpik* hat *Arnold* (197–199) nicht nur die tatsächlichen Kollisionen der präsumptiven Meteorite durch die Planeten, sondern auch die Störungen durch die Annäherung an letztere berücksichtigt (s. Tab. 12). Um einen Körper aus dem Asteroidengürtel bis zur Erdbahn zu bringen, ist eine minimale Geschwindigkeitsänderung von 5 km/s erforderlich. Dieser Wert ist zu hoch, als daß er durch Kollision der Asteroide untereinander erreicht werden könnte. Bei dem Zweistufenmodell von *Arnold* (197) ist nur eine geringe Geschwindigkeitsänderung notwendig. Nach diesem Modell sollen im Asteroidengürtel erzeugte Meteorite zunächst nur dahin gebracht werden, daß sie die Marsbahn erreichen. Durch nahe Vorbeigänge am Mars erleiden sie dann weitere Bahnänderungen bis sie schließlich die Erdbahn kreuzen.

Die nach diesem Modell unter der Annahme eines Asteroidenursprungs berechnete Verteilung der Lebensdauern der einzelnen Meteorite stimmt sehr gut mit der Verteilung der Bestrahlungsalter der Eisenmeteorite, die Hexaedrite ausgenommen, überein. Allerdings entstammt der überwiegende Teil der Eisenmeteorite nur drei Ereignissen; man darf somit eigentlich nicht von einer Verteilung der Bestrahlungsalter sprechen.

Die Hypothese eines Mondursprungs der Steinmeteorite wurde stark erschüttert, als die ersten exakt bestimmten Bahnelemente eines Meteoriten bekannt wurden. Für den Bronzit-Chondriten Příbram, dessen Fall mit Hilfe einer hierzu installierten Anordnung photographisch festgehalten wurde (*Ceplecha, Rajchl und Sehnal (200)*), ergab sich eine geozentrische Geschwindigkeit U von 17 km/s. Es erscheint unmöglich, in einer durch Einschläge verursachten Eruption derartige Geschwindigkeiten zu erreichen.

Nach *Arnold (198)* führt jedoch für Körper, die mit geringer Geschwindigkeit U_0 das Schwerfeld von Mond und Erde verlassen, die Berücksichtigung von Störungen durch die Erde zu einem Anwachsen von U . Gegenüber den Formeln von *Öpik* ergibt sich auch eine erhebliche Erhöhung der mittleren Lebensdauer (s. Tab. 12). Es sollte dann jedoch eine sehr große Zahl von Meteoriten mit ganz jungen Bestrahlungsaltern geben. Abb. 13 zeigt die Verteilung der gemessenen Bestrahlungsalter von Bronzit- bzw. Hypersthen-Chondriten. Mehr als 90% dieser Meteorite haben Alter über $1 \cdot 10^6$ Jahre. Das letzte große meteoriten-erzeugende Ereignis liegt also mehr als $1 \cdot 10^6$ Jahre zurück. Die große Zahl von Bruchstücken mit geringer Lebensdauer von einigen 100 000 bis zu 1 Mill. Jahren braucht man daher nicht zu berücksichtigen. *Arnold (198)* hat diesem Umstand in einer späteren Arbeit Rechnung getragen. Die Rechnungen *Arnolds* zeigen, daß die Annahme eines Mondursprungs der Steinmeteorite die beste Übereinstimmung zwischen den errechneten Lebensdauern und den gemessenen Bestrahlungsaltern liefert.

Anders (83) verneint unter Berufung auf eine theoretische Betrachtung *Öpiks (201)* und auf Grund von Versuchen von *Gault (202)*, welcher die Bildung von Einschlagkratern experimentell simulierte, die Möglichkeit, Mondmaterial auf die notwendige Entweichgeschwindigkeit aus dem Erd-Mond-System zu beschleunigen. Er läßt jedoch Kometeneinschläge für diesen Mechanismus unberücksichtigt.

Urey (203) favorisiert in einer kürzlich erschienenen Arbeit wiederum einen Mondursprung der Steinmeteorite, hauptsächlich wegen seiner schon eingangs angeführten Argumente. Er zitiert dabei eine noch unveröffentlichte Arbeit von *Lin (204)*, in der gezeigt wird, daß Kometeneinschläge Mondmaterial beträchtlich über die erforderliche Entweichgeschwindigkeit beschleunigen können.

Tabelle 12. Lebensdauer der Meteorite mit unterschiedlichen Startelementen nach Öpik und Arnold. Zeile 1 bezieht sich auf den Meteoriten Pribram, bei den übrigen handelt es sich um hypothetische Angaben (entnommen Arnold (197)).

Startelemente					q_1	q'	% Einfang durch Erde	T nach Arnold (197) in 10^6 J.	T nach Öpik (196) in 10^6 J.
A_1	e_1	$\sin i_1$	U_1	$(U_{\infty})_1$					
				Bahnen, die Erd- und Marsbahn kreuzen					
2,4239	0,6762	0,1808	0,5717	0,5151	0,79	4,06	28	77	660
1,9243	0,5896	0,0200	0,4908	0,4743	0,79	3,06	30	42	51
1,9238	0,5896	0,1808	0,5268	0,4744	0,79	3,06	26	85	450
1,9244	0,5896	0,3500	0,6183	0,4743	0,79	3,06	27	130	820
1,9240	0,5896	0,8000	1,0665	0,4743	0,79	3,06	30	320	920
1,4241	0,4454	0,1808	0,4440	0,3953	0,79	2,06	36	64	250
				Bahnen, die nur die Marsbahn kreuzen					
2,5792	0,5735	0,1808	0,5617	0,5228	1,10	4,06	14	1600	8500
2,0791	0,4709	0,0200	0,4574	0,4531	1,10	3,06	37	880	690
2,0592	0,4852	0,1808	0,5130	0,4763	1,06	3,06	27	750	6000
2,0789	0,4709	0,1808	0,4917	0,4531	1,10	3,06	24	1700	5900
2,1192	0,4432	0,1808	0,4519	0,4043	1,18	3,06	20	2700	5700
2,1892	0,3790	0,1808	0,3779	0,3062	1,32	3,06	8	3300	6200
2,0793	0,4709	0,3500	0,5825	0,4530	1,10	3,06	10	4000	10600
1,5791	0,3033	0,1808	0,3597	0,3067	1,10	2,06	36	760	3200
				Bahnen, die vom Mond ausgehen (Geschwindigkeit U)					
			0,0333				50	12	0,3
			0,1000				45	16	5
			0,2000				47	34	20
			0,3000				39	60	100
			0,5000				19	33	300
1,0100	0,0200	0,0200	0,0411	0,0194			66	8	0,3

Zähringer (46) hat sich auf Grund der Verteilung der Bestrahlungsalter der Steinmeteorite, von denen der Großteil von ihm selbst bzw. in Mainz bestimmt wurde, in seiner letzten Arbeit der Argumentation *Arnolds (198)* angeschlossen und zieht einen Mondursprung sehr ernstlich in Betracht. Er diskutiert die Möglichkeit, daß die Hypersthen-Chondrite den oberen Schichten des Mondes entstammen, und die Bronzit-Chondrite aus größeren Tiefen kommen. Erstere würden daher durch zahlreiche, kleinere, letztere nur auf Grund einiger großer Einschläge emittiert. Obwohl man die Verteilung der Bestrahlungsalter für die beiden Hauptklassen der Steinmeteorite so deuten könnte, wirkt diese Hypothese dennoch nicht überzeugend.

Der Autor (62) hat in einer weiter zurückliegenden Arbeit das genau umgekehrte Modell vorgeschlagen (Bronzit-Chondrite aus Oberflächenschichten – Hypersthen-Chondrite aus tiefer liegenden Schichten). Beide Vorstellungen scheinen nicht haltbar zu sein. Bronzit- und Hypersthen-Chondrite sind einander zwar in ihrem Aufbau sehr ähnlich, in ihrem Gehalt an Eisen (22 bzw. 28 %) aber verschieden. Da man überdies kaum Übergangstypen kennt, hat man wohl zwei verschiedene Mutterkörper für sie anzunehmen. Dies wurde unter anderem von *Anders (83)* herausgestellt.

Anders (83) vertritt die Auffassung, daß die Mehrzahl der Steinmeteorite aus den die Marsbahn kreuzenden sogenannten Mars-Asteroiden abstammt, von denen etwas über 30 bekannt sind. Dieses Modell ist in der Tat sehr attraktiv. Allen Bruchstücken aus irgendwelchen Kollisionen wird der erste Schritt im Modell von *Arnold* erspart. Wie *Anders* ausführt, würden Steinmeteorite auch die kleinere Geschwindigkeitsänderung von ca. 1 bis 3 km/s für diesen ersten Schritt nicht oder nur unter deutlichen Stoßmerkmalen überstehen.

Die von *Arnold (197)* errechneten Lebensdauern der etwaigen Bruchstücke der Mars-Asteroiden liegen jedoch um beinahe zwei Größenordnungen über den gemessenen Bestrahlungsaltern der Steinmeteorite.

Aus den Diffusionszonen des Nickels der Taenitkristalle hat *Wood (192)* die Abkühlzeiten der Chondrite im Temperaturbereich von ca. 500°C und die daraus resultierende Mindestgröße ihrer Mutterkörper berechnet. Für die gewöhnlichen Chondrite ergaben sich Abkühlzeiten von 1–10°C/10⁶ Jahre und ein Mindestradius des Mutterkörpers von ca. 200 km. Der Radius des größten Mars-Asteroiden Aethra beträgt nur 23 km. Selbst wenn man sich alle Mars-Asteroiden vereinigt denkt, bleibt sein Radius weit unter der von *Wood (192)* geforderten Größe. Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß der Mutterkörper der Mars-Asteroiden selbst Bruchstück eines wesentlich größeren Asteroiden war.

Beide Argumente gegen die Mars-Asteroiden als Mutterkörper der Steinmeteorite sind nicht allzu gewichtig. Es wäre daher sehr wohl denkbar, daß die Mars-Asteroiden als Mutterkörper einer oder mehrerer Klassen der Steinmeteorite in Frage kommen.

7.2. Hinweise auf die Meteoritenbahnen

7.2.1. Fallzeiten und Bahnen der Meteorite

Die genauen astronomischen Bahnelemente sind bisher nur für einen einzigen Meteoriten, den Bronzit-Chondriten Pribram, bekannt. Nach den Formeln von Öpik (196) ergibt sich daraus eine mittlere Lebensdauer von $660 \cdot 10^6$ Jahren (Tab. 12). Die tatsächliche Lebensdauer ergab sich aus dem Bestrahlungsalter zu $12 \cdot 10^6$ Jahren (62). Dieser Meteorit wurde somit zu einem Zeitpunkt von der Erde eingefangen, als er auf einer für einen Einfang sehr ungünstigen Bahn war. Hierbei ist es völlig belanglos, daß sich nach Arnolds (197) Rechnungen nur eine Lebensdauer von $77 \cdot 10^6$ Jahren ergab. Entscheidend für die Einfangswahrscheinlichkeit während eines Umlaufs ist nicht die Anfangsbahn, sondern die Endbahn auf der der Einfang erfolgte. Wie in Kap. 5.2.2. ausgeführt, ist eine entscheidende Verminderung der Lebensdauer auf Grund von Kollisionen der Meteorite untereinander aller Voraussicht nach auszuschließen. Pribram stellt somit einen relativ seltenen Fall dar. Da die Versuche zur photographischen Registrierung von Meteoritenbahnen auf die Nachtstunden beschränkt sind, ergibt sich vermutlich eine gewisse Bevorzugung bestimmter Meteoritenbahnen.

Mangels besserer Daten bleibt nur die Verteilung der lokalen Fallzeiten der Meteorite verschiedener Klassen als ungefährer Anhaltspunkt über

Tabelle 13. Mittelwerte der ^3He -, $^4\text{He}_{\text{rad.}}$ - und ^{21}Ne -Gehalte, sowie der ^{21}Ne -Bestrahlungsalter und der $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse der Vor- bzw. Nachmittagsfälle der Bronzit- und Hypersthen-Chondrite.

	^3He	$^4\text{He}_{\text{rad.}}$	^{21}Ne	^{21}Ne - Bestr.-Alter in 10^6 Jahren	$^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$
	in $10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}$				
<i>Bronzit-Chondrite</i>					
Vormittagsfälle	17,81	1052	3,82	9,55	4,66
Nachmittagsfälle	25,9	1199	4,99	12,5	5,19
<i>Hypersthen-Chondrite</i>					
Vormittagsfälle	29,3	613	6,68	16,7	4,38
Nachmittagsfälle	33,1	642	6,65	16,6	4,98

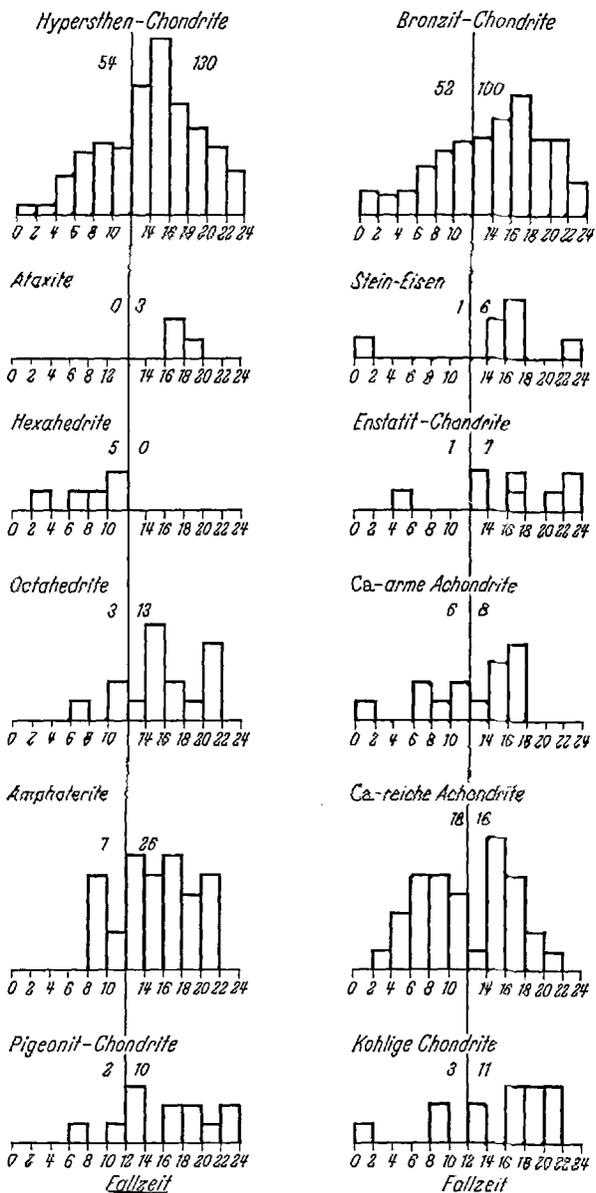


Abb. 17. Verteilung der lokalen Fallzeiten der Meteorite

die Verteilung ihrer Bahnen. Aus Tab. 13 und der Abb. 17 ist die Verteilung der Fallzeiten für die einzelnen Meteoritenklassen zu entnehmen. Wie schon in Kap. 7.1. erwähnt, fallen Meteorite mit positivem U_1 – das

sind Meteorite, die die Erde überholen – bevorzugt am Nachmittag zwischen 12 und 24 Uhr. Bahnen mit positivem U_y verlaufen jedoch größtenteils außerhalb der Erdbahn ($A > 1$). Je größer U_y , bei konstantem U_x und U_z ist, desto mehr überwiegen die Nachmittagsfälle. Meteorite mit Bahnen, die in den Asteroidengürtel reichen, müssen eine starke Bevorzugung des Nachmittags zeigen. Hierbei gehen wir stets von der Endbahn aus. Durch Ablenkungen auf Grund von nahen Vorbeigängen an Planeten werden, wie *Arnold (197)* gezeigt hat, die ursprünglichen Bahnen stark gestört.

Die stärkste Bevorzugung des Nachmittags in der Fallzeit zeigen die Oktaedrite. Die hohen Bestrahlungsalter dieser Meteoritenklasse weisen ebenfalls deutlich auf Bahnen, die weit außerhalb der Erdbahn verlaufen. Aus den Rechnungen *Arnolds (197, 198)* geht hervor, daß die Oktaedrite nur gegen Ende ihrer Lebensdauer erdbahnkreuzend geworden sein können.

Besonders auffallend ist die Tatsache, daß alle fünf Hexaedrite, deren Fall beobachtet wurde, Vormittagsfälle sind. Wir können also mit Sicherheit annehmen, daß Oktaedrite und Hexaedrite stark unterschiedliche Bahnen besitzen. Auf Grund ihrer Fallzeiten und auf Grund der niedrigen Bestrahlungsalter wird deutlich, daß wir den Mutterkörper der Hexaedrite in Erdbahnnähe zu suchen haben. Für den Hexaedriten Sikhote Alin hat *Fesenkov (205)* auf Grund von Beobachtungen von Augenzeugen auf eine in den Asteroidengürtel reichende Bahn geschlossen. Der Vormittagsfall dieses Meteoriten ist somit rein zufällig. Sikhote Alin besitzt auch von allen Hexaedriten das höchste Bestrahlungsalter. (Es ist ohnehin nicht sicher, ob Sikhote Alin zu den Hexaedriten oder zu den groben Oktaedriten gehört (3)). Sikhote Alin könnte dennoch einem Mutterkörper aus der Nähe der Erdbahn entstammen. Ein gewisser Prozentsatz der Ejecta eines solchen Körpers gelangt durch Störungen auf erdferne Bahnen und erhält somit hohe Lebensdauern. Ein solcher relativ seltener Fall scheint im Meteoriten Sikhote Alin vorzuliegen.

Die Zahl der beobachteten Fälle der Ataxite und der Stein-Eisenmeteorite ist zu gering, um aus ihren Fallzeiten Schlüsse ziehen zu können.

Bei den Chondriten ist die Bevorzugung des Nachmittags weniger deutlich als bei den Oktaedriten. Wegen der wesentlich höheren Lebensdauern der Oktaedrite können wir jedoch allein aus der unterschiedlichen Verteilung der Fallzeiten zwischen Stein- und Eisenmeteoriten keine Schlüsse ziehen. Der Prozentsatz der Vormittagsfälle ist bei den Bronzit-Chondriten etwas größer als bei den Hypersthen-Chondriten (Tab. 12 und Abb. 17). Da die Beobachtungschancen am Vormittag ungünstiger sind als am Nachmittag, – zwischen 3 und 7 Uhr halten sich

wesentlich weniger Menschen im Freien auf als zwischen 17 und 21 Uhr – darf man für die Chondrite und insbesondere für die Bronzit-Chondrite eine annähernd gleichmäßige Verteilung zwischen Vor- und Nachmittagsfällen annehmen.

Unter den Achondriten sind Vor- und Nachmittagsfälle gleich häufig. Amphoterite zeigen eine starke Bevorzugung des Nachmittags hinsichtlich ihrer Fallzeiten, ebenso die meisten übrigen selteneren Meteoritenklassen. Aus der Verteilung ihrer Fallzeiten ist man somit geneigt, für die gewöhnlichen Chondrite, vor allem für die Bronzit-Chondrite, einen Mutterkörper in Erdbahnnähe anzunehmen; dies gilt in noch stärkerem Maße für die Chondrite und hier vor allem für die Ca-reichen Achondrite. Für die Mehrzahl der übrigen Klassen der Steinmeteorite (in erster Linie für die Amphoterite) sind Mutterkörper außerhalb der Erdbahn wahrscheinlich.

7.2.2. Tritium-Verluste der Meteorite im Weltraum

Die Verhältnisse der Häufigkeiten der stabilen Reaktionsprodukte der Höhenstrahlung in Eisenmeteoriten, insbesondere der Edelgasisotope, bewegen sich in engen Grenzen. Die geringen Variationen haben ihre Ursache in einer unterschiedlichen Härte der die Reaktionen auslösenden Korpuskularstrahlung, d.h. in der Variation des Anteils von Sekundärteilchen. Wie man auch auf Grund von Experimenten mit Hilfe von Beschleunigern zu erwarten hat, bewegt sich das spallogene ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ -Verhältnis in Eisenmeteoriten etwa zwischen 0,2 und 0,3 und das ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis zwischen ca. 70 und 100 (111, 118).

Es war daher eine ziemliche Überraschung, als in einigen Hexaedriten erhebliche Abweichungen von diesen Verhältnissen festgestellt wurden. Für das ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ -Verhältnis fanden sich in manchen dieser Meteorite Werte um 0,1. Stets handelte es sich hierbei um Meteorite mit sehr kleinen absoluten Edelgaskonzentrationen. *Bauer* (129) vermutete deshalb, daß man es mit überschüssigem Helium-4 radiogenen oder primordialen (Uredelgas) Ursprungs zu tun hat. *Hintenberger* und *Wänke* (111, 195) konnten jedoch beweisen, daß in Meteoriten mit tiefen ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ -Verhältnissen auch das ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis bis über einen Faktor 2 zu tief lag, und die Ursache folglich in einer zu geringen Helium-3-Konzentration zu suchen ist. Etwa die Hälfte des in den Meteoriten gebildeten Heliums-3 entstammt dem β -Zerfall von Tritium, die andere Hälfte wird direkt gebildet.

In diesem Zusammenhang ist es wichtig, daran zu erinnern, daß in frisch gefallenem Eisenmeteoriten maximal nur Bruchteile der zu erwartenden Tritiumzerfallsraten gefunden werden konnten (150, 128, 110). Man vermutete daher, daß das Tritium auf der Erde wahrscheinlich auf Grund der

höheren Aufbewahrungstemperatur ziemlich rasch aus den Eisenmeteoriten herausdiffundiert. Bevor die Meteorite auf die Erde fallen, gelangen die meisten jedoch auf ähnliche teilweise sogar auf beträchtlich höhere Temperaturen (198, 199).

Es ist somit naheliegend, daß die Eisenmeteorite ihr Tritium bereits im Weltraum verlieren. An keinem der untersuchten Oktaedrite sind merkliche Minderungen von Helium-3 festgestellt worden. Diese Meteorite müssen sich daher während des Großteils der Einwirkungsdauer der Höhenstrahlung auf Bahnen bewegt haben, die wesentlich tieferen mittleren Temperaturen entsprechen. Die langen Lebensdauern dieser Meteorite als kleine Körper (Bestrahlungsalter zwischen $400-1000 \cdot 10^6$ Jahren) beweist nach *Arnold (197)*, daß diese Meteorite die meiste Zeit auf Bahnen gewesen sein müssen, die vollständig außerhalb der Erdbahn verliefen. Die mittlere Lebensdauer aller Körper auf erdbahnkreuzenden Bahnen liegt etwa in eine Größenordnung unter den gemessenen Bestrahlungsaltern der Oktaedrite.

Im Gegensatz zu den Oktaedriten erlitten mehrere der Hexaedrite deutliche Tritiumverluste im Weltraum. Abb. 18 veranschaulicht die deut-

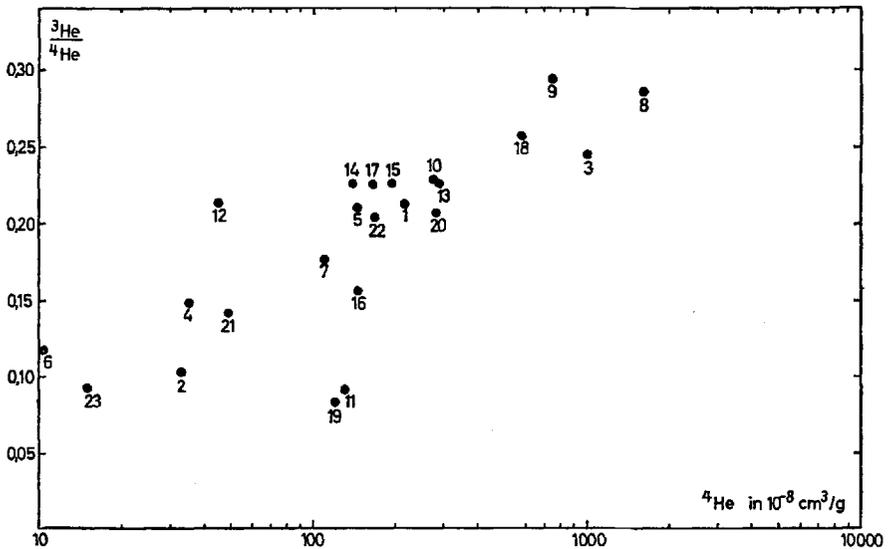


Abb. 18. ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ als Funktion des ${}^4\text{He}$ -Gehaltes in Hexaedriten (entnommen aus *Hintenberger und Wänke (112)*).

liche Parallelität zwischen Tritiumverlust (angezeigt aus den Minderungen des Heliums-3) und Gesamtedelgasgehalt. Proben mit kleineren Gesamtedelgasmengen zeigen die niedrigsten ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ - und ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ -

Verhältnisse und damit die höchsten Tritiumverluste. Diese Parallelität gilt jedoch nur für solche Proben, die auf Grund eines kleinen Bestrahlungsalters niedrigen Edelgasgehalt aufweisen, nicht aber für Proben aus großer Tiefe von Meteoriten mit hohen Bestrahlungsaltern.

Der enge Zusammenhang zwischen Tritiumverlust im Weltraum und Bestrahlungsalter weist eindeutig auf einen Mutterkörper für die Hexaedrite in Erdbahnnähe hin. Hexaedrite mit hohen Bestrahlungsaltern sind vermutlich durch Störungen infolge von nahen Vorbeigängen an Erde und Mars auf Bahnen gelangt, die einerseits zu höheren Lebensdauern führen und auf denen andererseits die maximalen Temperaturen tiefer liegen. Sie haben sich dann die längste Zeit ihrer Lebensdauer auf diesen Bahnen aufgehalten. Erst spätere Störungen brachten sie wieder auf eine erdbahnkreuzende Bahn, in Analogie der Lebensgeschichte der Oktaedrite.

Es wäre durchaus denkbar, daß wir es in Wirklichkeit mit zwei verschiedenen Gruppen von Hexaedriten zu tun haben, die auch zwei verschiedenen Mutterkörpern entstammen, von denen einer in Erdnähe, einer aber in größerem Abstand von der Sonne zu suchen ist. Auf Grund der Einheitlichkeit der Hexaedrite hinsichtlich ihres Gallium-Germanium-Gehaltes (s. Abb. 2) ist die erste Erklärung wahrscheinlicher.

Es gibt eine Reihe von Asteroiden, die die Erdbahn kreuzen und somit als Mutterkörper der Hexaedrite in Frage kämen. Die mittlere Lebensdauer dieser Apollo-Asteroiden ist jedoch beträchtlich geringer als die höchsten an Hexaedriten gemessenen Bestrahlungsalter. Jeder der einzelnen Apollo-Asteroiden war vor einigen hundert Millionen Jahren auf einer Bahn, die, wie die der überwiegenden Mehrzahl der Asteroiden, nicht in die Nähe der Erdbahn führte. Da der Mutterkörper der Hexaedrite aber schon zu dieser Zeit Meteorite lieferte (Hexaedrite mit hohen Bestrahlungsaltern), mußte er gegenüber den anderen tausenden Asteroiden auf Grund seiner Bahn bevorzugt gewesen sein.

Neben einem Apollo-Asteroiden bzw. einem Asteroiden knapp innerhalb oder außerhalb der Erdbahn, wäre natürlich der Erdmond als Mutterkörper der Hexaedrite auch vom Standpunkt der temperaturabhängigen Tritiumverluste bestens geeignet.

Das Nickeleisen der Bronzit- und Hypersthen-Chondrite zeigt analog den Hexaedriten variable Mindermengen von Helium-3 (*Hintenberger, Schultz und Wänke (82)*), die ebenfalls einen Faktor 2 nie übersteigen. Tritiumverluste im Weltraum sind auch hier in mehreren Fällen gut bewiesen. Analog zu den Verhältnissen bei den Hexaedriten zeigen die Bronzit-Chondrite mit hohen Bestrahlungsaltern die geringsten Verluste von Tritium im Nickeleisen. Die Zahl der Chondrite, die auf diese Tri-

tiumverluste hin untersucht wurden, ist noch zu gering, um etwaige Unterschiede zwischen Bronzit- und Hypersthen-Chondriten festzustellen.

7.3. Weitere Versuche zur Identifizierung der Meteoritenmutterkörper

7.3.1. Beziehungen Fallzeit—Lebensdauer—Ursprung

Beobachtete Fälle sind nur bei den Bronzit- und bei den Hypersthen-Chondriten in einer Zahl bekannt, die es erlaubt, nach Zusammenhängen zwischen Fallzeit und Lebensdauer zu suchen. *Wänke (165)* hat kürzlich darauf hingewiesen, daß alle jungen Meteorite, für die die Wahrscheinlichkeit einer drastischen Bahnänderung durch die Erde gering ist, zu mehr als 70% zwischen 12 und 24 Uhr fallen müssen, falls der Ausgangspunkt ihrer Bahn weit außerhalb der Erdbahn liegt. Mit zunehmender Lebensdauer werden die Bahnänderungen durch die Erde mehr und mehr wirksam, und die Bevorzugung des Nachmittags verschwindet. Unter den Vormittagsfällen müßten somit Meteorite mit geringen Bestrahlungsaltern im Vergleich zu den Nachmittagsfällen seltener sein. Kommen die Meteorite jedoch vom Mond, so liegen die Verhältnisse anders. Meteorite mit geringen Bestrahlungsaltern müßten vor- und nachmittags gleich verteilt sein. Wie nachstehende Überlegung zeigt, sollte hier eine leichte Bevorzugung des Nachmittags auftreten, wenn man von jüngeren zu älteren Meteoriten übergeht.

Wir betrachten hierzu zwei hypothetische vom Mond stammende Meteorite (s. Abb. 19). Die Geschwindigkeitskomponenten des Meteoriten 1 seien:

$$U_x = U_y = U_z = 0,1 \quad (= 3 \text{ km/s}) \quad (\text{s. Kap. 7.1.})$$

die des Meteoriten 2

$$U_x = U_z = 0,1 \quad \text{und} \quad U_y = -0,1$$

Daraus errechnen sich folgende Bahnelemente:

$$a_1 = 1,30 \quad e_1 = 0,26 \quad \sin i_1 = 0,09 \quad q_1 = 0,96 \quad q'_1 = 1,64$$

$$a_2 = 0,85 \quad e_2 = 0,22 \quad \sin i_2 = 0,11 \quad q_2 = 0,66 \quad q'_2 = 1,04$$

Nach Gl. 18 erhalten wir wegen $P_1 = P_2$

$$T_1 : T_2 = a_1^{3/2} : a_2^{3/2} = 1,9$$

Der Meteorit mit positivem U_y hat also eine beinahe doppelt so hohe Lebensdauer wie der Meteorit 2. Dabei haben wir jedoch die Tatsache unberücksichtigt gelassen, daß 2 bereits die Venusbahn kreuzt, 1 hingegen die Marsbahn. Venus hat gegenüber Mars die wesentlich größere Masse; Kollisionen mit Venus sind daher viel häufiger als mit Mars. Unter Berücksichtigung dieses Umstandes erhalten wir

$$T_1 : T_2 = 3,1$$

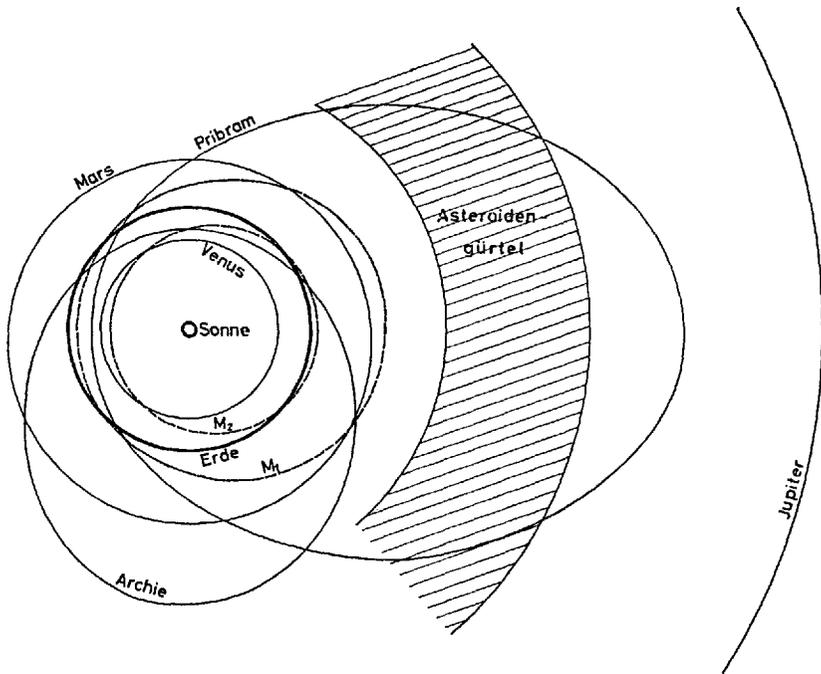


Abb. 19. Bahnen der Planeten sowie der Meteorite Pribram und Archie. Nur die Bahn des Meteoriten Pribram wurde exakt bestimmt (200), die des Meteoriten Archie wurde auf Grund von Angaben von Augenzeugen rekonstruiert (213). M_1 und M_2 stellen die Bahnen zweier hypothetischer Mondejecta dar (s. Text).

Die Absolutwerte sind $T_1 = 28 \cdot 10^6$ und $T_2 = 9 \cdot 10^6$ Jahre. Etwa die Hälfte der Meteorite 2 werden von der Venus eingefangen, während der Einfang durch Mars vernachlässigbar bleibt.

Diese Lebensdauern werden nach *Arnold (197)* durch nahe Vorbeigänge an den Planeten stark verändert. Ein geringer Unterschied bleibt jedoch auf jeden Fall erhalten, d.h. Meteorite mit positivem U_y , deren Mehrheit zwischen 12 und 24 Uhr fallen wird, müßten eine etwas größere Zahl von Fällen mit hohen Bestrahlungsaltern aufweisen als diejenigen mit negativem U_y , welche bevorzugt vormittags fallen.

Die beiden möglichen Ursprungsorte liefern also gerade eine gegenteilige Abhängigkeit der Bestrahlungsalter von der Fallzeit. Die Abb. 20 und 21 sowie Tab. 13 enthalten die Verteilung der Bestrahlungsalter für die Vor- und Nachmittagsfälle der Bronzit- und Hypersthen-Chondrite. Wie ersichtlich, sind junge Hypersthen-Chondrite unter den Vormittagsfällen selten; wie oben ausgeführt, muß ihr Mutterkörper somit weit außerhalb

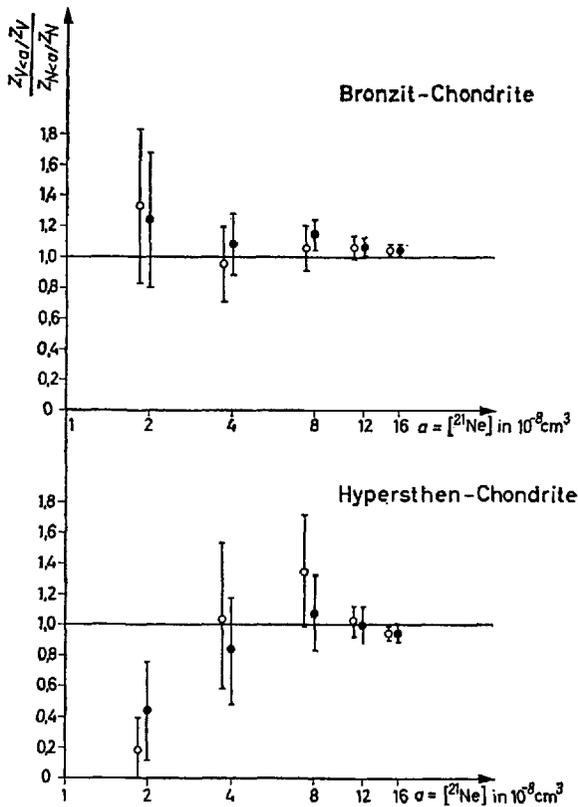


Abb. 20. Verhältnis der Vormittags- und Nachmittagsfälle mit einem ^{21}Ne -Gehalt $<a$. $Z_{V<a}$ Zahl der Vormittagsfälle mit einem ^{21}Ne -Gehalt kleiner a . Z_V Gesamtzahl aller Vormittagsfälle sowie $Z_{N<a}$ und Z_N analog für die Nachmittagsfälle. Man erkennt deutlich, daß unter den Vormittagsfällen der Hypersthene-Chondrite Meteorite mit kleinen Bestrahlungsaltern seltener sind. Beides entnommen aus *Wänke (165)* unter Hinzunahme von neuen Edelgasanalysen an Meteoriten. (Die vollen Punkte (•) beziehen sich auf die Verhältniszerte, die aus den Daten der zwischen 0 und 12 Uhr (Vormittag) bzw. zwischen 12 und 24 Uhr (Nachmittag) gefallenen Meteorite berechnet wurden. Ebenfalls eingetragen sind die gleichen Verhältniszerte unter Beschränkung der Vormittagsfälle auf die Zeit zwischen 3 und 9 Uhr und der Nachmittagsfälle auf die Zeit zwischen 15 und 21 Uhr (○).

der Erdbahn liegen. Ein Mondursprung ist für diese Meteorite daher auszuschließen. Bei den jungen Bronzit-Chondriten ist jedoch ein solcher Unterschied nicht festzustellen, hingegen zeigt sich hier ein deutliches Überwiegen von Meteoriten mit hohen Bestrahlungsaltern unter den Nachmittagsfällen. Insgesamt sind bei den Bronzit-Chondriten die Nachmittagsfälle deutlich älter als die Vormittagsfälle (s. Tab. 13). Die Be-

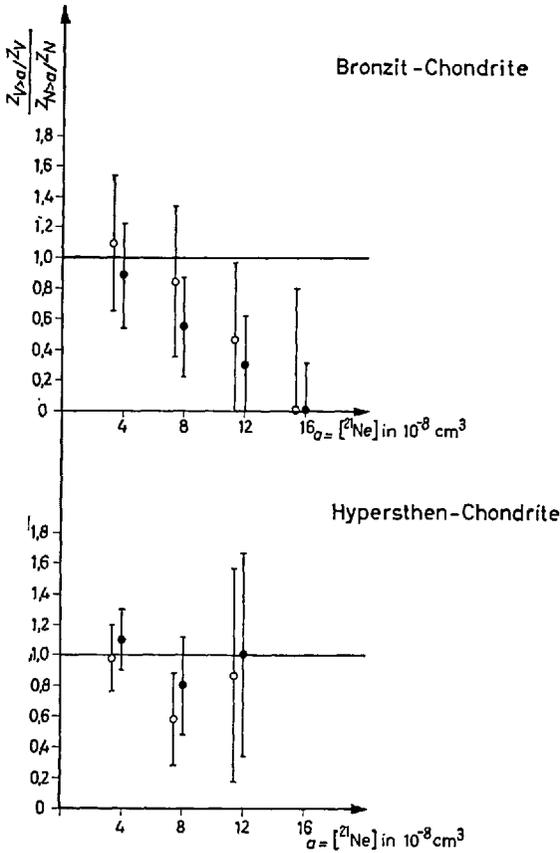


Abb. 21. Verhältnis der Vormittags- und Nachmittagsfälle mit einem ^{21}Ne -Gehalt $>a$. $Z_{V>a}$ Zahl der Vormittagsfälle mit einem ^{21}Ne -Gehalt größer a . Z_V Gesamtzahl aller Vormittagsfälle sowie $Z_{N>a}$ und Z_N analog für die Nachmittagsfälle. Man erkennt deutlich, daß unter den Nachmittagsfällen der Bronzit-Chondrite Meteorite mit hohen Bestrahlungsaltern überwiegen. Beides entnommen aus *Wänke (1965)* unter Hinzunahme von neuen Edelgasanalysen an Meteoriten. (Die vollen Punkte (•) beziehen sich auf die Verhältniswerte, die aus den Daten der zwischen 0 und 12 Uhr (Vormittag) bzw. zwischen 12 und 24 Uhr (Nachmittag) gefallenen Meteorite berechnet wurden. Ebenfalls eingetragen sind die gleichen Verhältniswerte unter Beschränkung der Vormittagsfälle auf die Zeit zwischen 3 und 9 Uhr und der Nachmittagsfälle auf die Zeit zwischen 15 und 21 Uhr (O))

strahlungsalter der Hypersthene-Chondrite zeigen keine Unterschiede für Vor- bzw. Nachmittagsfälle. Der Mutterkörper der Bronzit-Chondrite ist somit im Mond oder in einem Körper zu suchen, der sich ähnlich dem Mond in Erdbahnnähe befindet.

Aus Tab. 13 geht hervor, daß die Vormittagsfälle stets ein tieferes mittlereres $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis aufweisen als die Nachmittagsfälle. Auch der mittlere Gehalt an radiogenem Helium-4 ist bei den Vormittagsfällen geringer. Der Unterschied im radiogenen Heliumgehalt ist besonders bei den Bronzit-Chondriten beträchtlich. Wie *Hintenberger, Schultz und Wänke (82)* zeigen konnten, erfolgte bei der überwiegenden Mehrheit der Bronzit-Chondrite der fallweise auftretende Verlust von radiogenem Helium-4 gleichzeitig mit dem Verlust von Helium-3, also während der Einwirkung der Höhenstrahlung (s. a. Kap. 2.2.3.).

Wir können somit schließen, daß die Chondrite, die vormittags fallen, im Mittel näher an die Sonne herankommen und dabei stärker erwärmt werden.

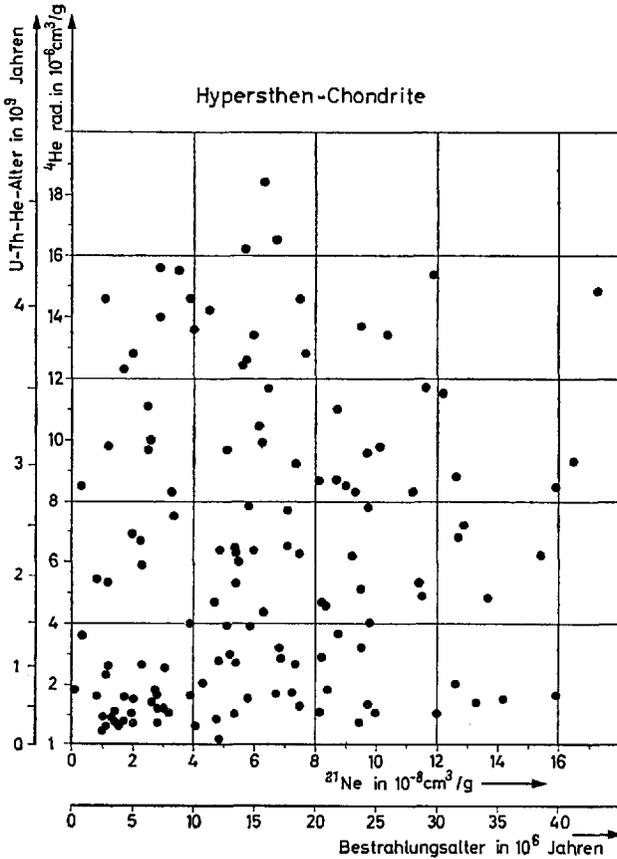


Abb. 22. U-, Th-He-Alter der Hypersthen-Chondrite als Funktion des Bestrahlungsalters.

7.3.2. Bestrahlungsalter – radiogenes Edelgasalter

Geiss, Oeschger und Signer (51) wiesen 1960 auf Grund einiger weniger zu dieser Zeit vorliegenden Messungen auf eine gewisse Proportionalität zwischen Bestrahlungsaltern und radiogenem Heliumalter hin. Diese Proportionalität verwischte sich mit der zunehmenden Zahl von Messungen. Auf Grund der heute vorliegenden Edelgasdaten von mehr als

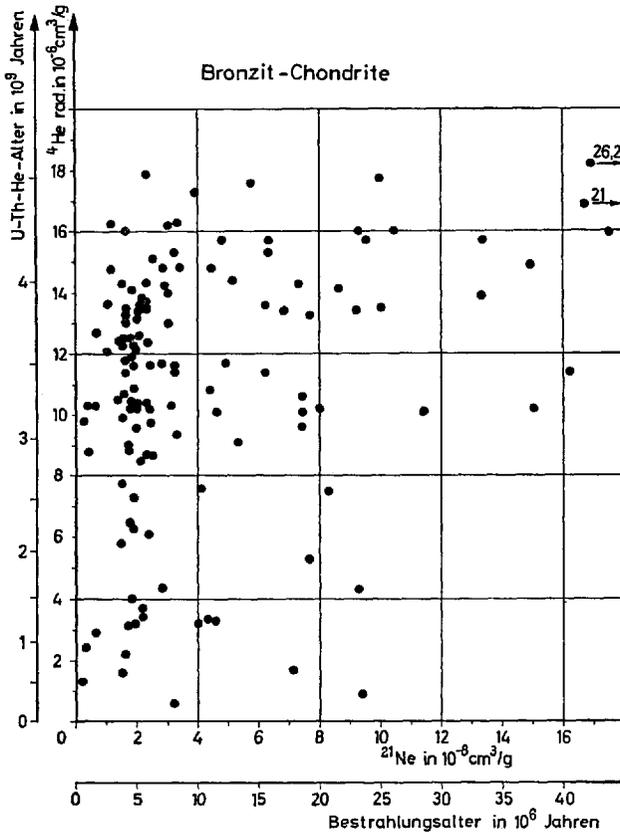


Abb. 23. U-, Th-He-Alter der Bronzit-Chondrite als Funktion des Bestrahlungsalters.

300 Chondriten folgt, daß bei den Hypersthen-Chondriten tatsächlich eine merkliche Tendenz zu einer solchen Proportionalität besteht, nicht aber bei den Bronzit-Chondriten (Abb. 22 und 23). Es gibt vor allem eine deutliche Häufung von Hypersthen-Chondriten, die sowohl dem Bestrahlungsalter als auch dem radiogenen Heliumalter nach sehr jung sind. In der Abb. 24 ist in den einzelnen Quadranten außer der Zahl der

Meteorite auch der Mittelwert ihrer ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse eingetragen. Wie ersichtlich, sind die niedrigen Bestrahlungsalter bei den Hypersthen-Chondriten mit tiefem radiogenem Alter nur in sehr kleinem Maße durch Diffusionsverluste verfälscht. Bei den Bronzit-Chondriten mit tiefen Bestrahlungs- und tiefen radiogenen Helium-Altern sind hingegen Diffusionsverluste des Heliums recht häufig, wie aus dem ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis von 2,69 hervorgeht.

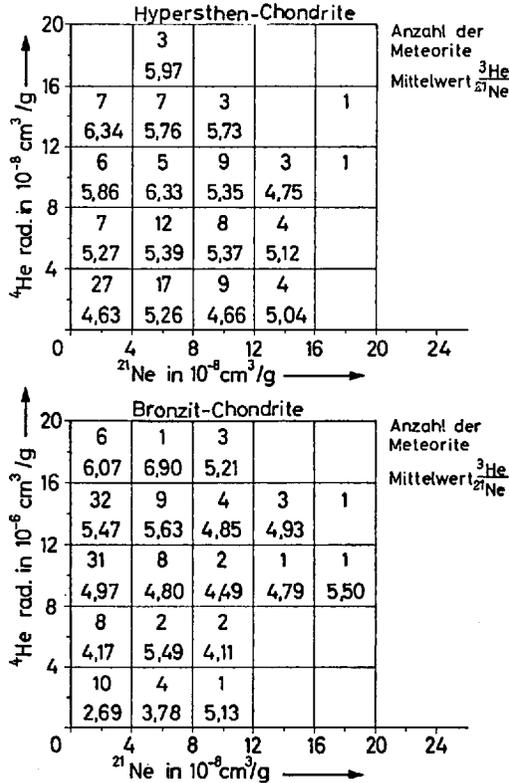


Abb. 24. Zahlenmäßige Verteilung der Meteorite im ${}^4\text{He}_{\text{rad.}}-{}^{21}\text{Ne}$ -Diagramm entsprechend den Abb. 22 und 23. In den einzelnen Quadranten ist außer der Zahl der Meteorite (obere Zahl) auch der Mittelwert ihrer ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse eingetragen (untere Zahl).

Bei der Besprechung der radiogenen Helium-4-Alter haben wir darauf hingewiesen, daß nur ein kleiner Prozentsatz der Bronzit-Chondrite radiogenes Helium durch Diffusion verloren hat, und zwar dann meistens gleichzeitig mit Helium-3, also durch eine Erwärmung infolge einer sonnennahen Bahn dieser Meteorite. Verluste von Helium-3 sind bei den

Hypersthen-Chondriten selten bzw. meistens gering, Verluste von radiogenem Helium hingegen häufig beträchtlich. Wir haben auch bereits die zwei möglichen Erklärungen dafür diskutiert (Kap. 2.2.3.); und zwar Teilentgasung vor ca. $500 \cdot 10^6$ Jahren auf Grund einer Erwärmung des gesamten Meteoritenmutterkörpers in einer Kollision oder Entgasung in einem abgeschlossenen System, wobei infolge der Löslichkeit stets Restmengen von radiogenem Helium zurückbleiben müssen.

Möglicherweise sind beide Erklärungen richtig, und wir sehen in den Meßdaten eine Kombination beider Effekte. Die rätselhafte Parallelität zwischen Bestrahlungsalter und radiogenem Helium-Alter würde sofort verständlich, wenn man annähme, daß der Verlust von radiogenem Helium-4 durch eine kurzzeitige Erwärmung (Stoßwellen) im Augenblick des Einschlags auf dem Meteoritenmutterkörper, der zur Emission der Meteorite führt, bewirkt wird.

Wenn wir davon ausgehen, daß der Mutterkörper der Hypersthen-Chondrite außerhalb der Erdbahn zu suchen ist (s. Kap. 7.3.1.), müssen alle jene Meteorite, die bereits als Ejecta in Erdbahnnähe gelangen, die höchste Beschleunigung erhalten haben und deshalb die stärksten Stoßmerkmale (z. B. Entgasung) aufweisen. Gerade diese Meteorite werden relativ bald von der Erde eingefangen. Meteorite, die jedoch nur eine Beschleunigung erhielten, um das Schwerefeld ihres Mutterkörpers eben verlassen zu können, oder aber um in die Nähe des Mars zu gelangen (*Arnolds* Zweistufenmodell (197, 198)), werden natürlich geringere Stoßmerkmale aufweisen. Da diese Meteorite erst durch nahe Vorbeigänge am Planeten Mars auf erdbahnkreuzende Bahnen gebracht werden müssen, ist ihre mittlere Lebensdauer höher.

Der Autor (165) hat kürzlich den Mars als Mutterkörper der Hypersthen-Chondrite in Erwägung gezogen. Die notwendige Entweichgeschwindigkeit ist mit 6,4 km/s allerdings sehr hoch, und es ist nicht bekannt, ob diese Geschwindigkeit auf Grund von Einschlägen erreicht werden kann. Nachdem durch die von der amerikanischen Marssonde *Mariner IV* übermittelten Bilder bekannt wurde, daß die Oberfläche des Mars, ähnlich wie die des Mondes zahlreiche Einschlagkrater aufweist, wurde die Marshypothese ein klein wenig fundamentierter. Auch ist offenkundig die Marsatmosphäre viel dünner als ursprünglich angenommen; die durch die Atmosphäre bedingte zusätzliche Erschwernis fällt also weg. Alle Marsejecta befinden sich zwangsläufig bereits auf Bahnen, die die Marsbahn kreuzen. Auch ihnen ist daher der erste Schritt im Zweistufenmodell von *Arnold* erspart. Die Annahme, der Mond sei der Mutterkörper der Bronzit-Chondrite, der Mars der der Hypersthen-Chondrite würde auch die stärkeren Verluste der radiogenen Edelgase in letzteren zwanglos erklären, falls diese Verluste tatsächlich im Augen-

blick der Emission der Meteorite von ihren Mutterkörpern erfolgen. Wegen der höheren Entweichgeschwindigkeit am Mars müssen dessen Meteorite (Hypersthen-Chondrite) wesentlich stärker beschleunigt werden als die Mondmeteorite (Bronzit-Chondrite).

7.3.3. Hinweise für die Herkunft der Meteorite aus den Oberflächenschichten ihrer Mutterkörper

Es gibt eine Reihe von Merkmalen, die darauf hindeuten, daß die Steinmeteorite aus den Außenschichten von größeren Körpern stammen. Hierauf haben zuerst *Urey* und *Craig* (6) hingewiesen. Alle Chondrite besitzen eine mehr oder minder große Porosität (Poren-Volumen bis zu 20%). Die meisten von ihnen können daher in ihrer heutigen Form keinem allzu hohen Druck ausgesetzt gewesen sein.

Zahlreiche Steinmeteorite zeigen polymikten Charakter, d.h. sie enthalten Einschlüsse von fremdem Material anderer Entstehungsgeschichte (z.B. achondritische Einschlüsse in Chondriten). Wir haben es also mit einem mechanisch durchmischten Gemenge zu tun, das sich erst nach dem Mischen verfestigt hat. Mindestens 15% (24 aus ca. 154 untersuchten Bronzit-Chondriten) enthalten zumindest in einem Stück größere Mengen von sogenannten Uredelgasen. Unabhängig davon, ob der Einbau dieser Uredelgase auf Grund einer direkten Einwirkung des Sonnenwindes erfolgte (*Wänke* (164)), oder ob diese Edelgase durch Einwirkung von Stoßwellen aus vom Sonnenwind beladenem Material ausgetrieben und in anderes Material eingebaut wurden, stets lassen sich diese Vorgänge nur auf der Oberfläche eines Körpers von der Größe des Mondes oder eines großen Asteroiden plausibel erklären. Die Gasbeladung durch den Sonnenwind könnte zwar zu einem sehr frühen Zeitpunkt erfolgt sein (eventuell Staub im Weltraum), und das uredelgashaltige Material könnte später in das Innere eines größeren Körpers eingebaut worden sein, doch ergibt sich dagegen folgender schwerwiegender Einwand.

Der Uredelgasgehalt ist zumindest bei den Bronzit-Chondriten stets mit einer Hell-Dunkel-Struktur verbunden (s. Kap. 6.1.). In Abb. 15 sind auch die Bestrahlungsalter der 24 bekannten Bronzit-Chondrite eingetragen, die Uredelgase enthalten. Wie ersichtlich, enthält jede isolierbare Altersgruppe der Bronzit-Chondrite auch Meteorite mit Uredelgasgehalt, und zwar mit etwa vergleichbaren relativen Häufigkeiten. Es ist schwierig, sich die Genese eines Körpers vorzustellen, der im Inneren mehrere Gebiete aus Material mit Hell-Dunkel-Struktur und den damit verbundenen Merkmalen enthält, andererseits aber auch dazwischenliegende weite Gebiete besitzt, die nur aus hellem uredelgasfreiem Material bestehen. Ein solcher Körper wäre jedoch notwendig, um die Parallelität der Bestrahlungsalter von Bronzit-Chondriten mit Uredelgasgehalt und

solchen ohne Uredelgase zu verstehen. Wie vorhin erwähnt, wurden in allen Ereignissen, die Bronzit-Chondrite lieferten, stets auch solche mit Uredelgasgehalt produziert.

Die Parallelität in der Verteilung der Bestrahlungsalter wird jedoch sofort verständlich, wenn man annimmt, daß die Bronzit-Chondrite von den Oberflächenschichten eines größeren Körpers stammen, und die Edelgasbeladung erst erfolgte, nachdem die Bildung dieses Körpers bereits abgeschlossen, bzw. nahezu abgeschlossen war. Der Uredelgasgehalt ist dann auf das Material der obersten Schichten beschränkt, während die etwas tieferen Schichten uredelgasfrei bleiben. Durch Einschläge werden diese beiden Schichten bis zu einer gewissen Tiefe miteinander vermengt. Bei jedem großen Einschlag, der zu einer Emission von Material führt, muß dieses neben tiefer gelegenen uredelgasfreiem Material auf jeden Fall auch Material der oberen uredelgashaltigen Schichten enthalten.

Zieht man alle hier diskutierten Erscheinungen in Betracht, so ist man nahezu gezwungen, eine Herkunft der Steinmeteorite *aus den äußeren Zonen größerer Körper* anzunehmen. Dieses gilt vor allem für die Bronzit-Chondrite, höchst wahrscheinlich aber auch für die Hypersthen-Chondrite und die meisten übrigen Steinmeteorite, vielleicht auch für die Eisen- und Steineisenmeteorite.

Die äußeren etwa kilometerdicken Schichten eines Körpers von der Größe des Mondes oder eines großen Asteroiden könnten sehr leicht auf Grund eines intensiven Bombardements von Körpern verschiedener Größe erwärmt werden. In gewissen Gebieten kann die Erwärmung die Schmelztemperatur des Materials übersteigen. Metallisches Nickeisen wird sich in kleineren und größeren „pools“ ansammeln, umgeben von Zonen mit achondritischer Zusammensetzung. Ein solcher Prozeß wurde von *Urey (206)* wiederholt vorgeschlagen ohne jedoch allgemein akzeptiert zu werden. Bei einem großen Teil der Mondkrater handelt es sich sicher um Einschlagkrater wie bereits 1873 von *Proctor (207)* vermutet wurde. In neuerer Zeit hat sich *Baldwin (208)* eingehend mit dem Ursprung der Mondkrater beschäftigt und kam zum gleichen Ergebnis. *Gilbert (209)* kam 1893 zum Schluß, daß die Mondmare nicht vulkanische Lavaseen darstellen, sondern auf Grund von Kollisionen mit größeren Körpern zustandekamen.

Ringwood (210) hat in letzter Zeit in einer Hypothese für die Entstehung der Chondrite ebenfalls solche Oberflächenphänomene (Erhitzung durch Einschläge) vorgeschlagen.

Ein solches Modell ist noch aus einem anderen Grund sehr attraktiv; es macht die Annahme einer Erwärmung der Meteoritenmutterkörper auf Grund des Zerfalls von Aluminium-26, wie von *Fish, Goles und Anders (211)* vorgeschlagen, unnötig. Eine starke Erwärmung bis über den

Schmelzpunkt von Eisen und Silikat ist aber erforderlich, um Eisenmeteorite und Achondrite zu erklären. Wenn Aluminium-26 in annähernd gleicher Konzentration verteilt war, so müßten alle Körper, die größer sind als die Meteoritenmutterkörper, in einer bestimmten Tiefe flüssig geworden sein. Der Erdmond beispielsweise ganz gewiß. Es gibt aber mehrere Anzeichen, daß der Mond heute im Inneren fest ist (206). Ein Körper von Mondgröße kühlt sich jedoch im Inneren selbst in $4,5 \cdot 10^9$ Jahren nur unwesentlich ab. Auf Grund der Zerfallsenergie von Uran, Thorium und Kalium tritt hingegen eine beträchtliche Temperatursteigerung in dieser Zeit ein.

Es wurde oft versucht, einen genetischen Zusammenhang zwischen den einzelnen Meteoritenklassen zu finden. Wir müssen jedoch bedenken, daß wir möglicherweise nur einen Teil des Gesamtmaterials als Meteorite bekommen. Nimmt man Kollisionen als Ursache der Erwärmung an, so ist die Abkühlzeit bedingt durch die Abnahme der Intensität der einschlagenden Massen. Abkühlzeiten von ca. 10^7 Jahren, wie sie von *Wood* (192, 212) sowohl für Stein- als auch für Eisenmeteorite gemessen wurden, wären hiermit durchaus im Einklang. Für den Mond ergibt sich in 1 km Tiefe nach *Urey* (206) für eine Temperaturniedrigung von 1000°C eine reine Abkühlzeit von ca. 10^5 Jahren.

7.4. Schlußbemerkungen bezüglich der Meteoritenmutterkörper

Eine eindeutige Zuordnung der Meteorite der einzelnen Klassen zu bestimmten Mutterkörpern ist noch nicht möglich. Manche Kriterien zur Unterscheidung zwischen zwei möglichen Mutterkörpern, wie z.B. die Abhängigkeit der Verteilung der Bestrahlungsalter von der lokalen Fallzeit, sind nur mit bestimmten, auf statistischen Gesetzmäßigkeiten beruhenden Wahrscheinlichkeiten angebbar (s. Kap. 7.3.1.). Da wir selbst bei den Bronzit- und Hypersthen-Chondriten jeweils nur etwas über 100 beobachtete Fälle kennen, liegen die Unterschiede in der Verteilung der Bestrahlungsalter hinsichtlich der Fallzeiten der Meteorite nur wenig außerhalb des statistischen Fehlers (s. Abb. 20 und 21). Allen berechneten Verteilungen der Meteoritenlebensdauern liegen stark vereinfachte Annahmen zugrunde; so läßt z. B. auch *Arnold* (197–199) in seinen Rechnungen säkulare Störungen unberücksichtigt.

Meteorite einer Klasse sind hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung so einheitlich, daß man von einer Quantelung der Zusammensetzung sprechen kann. (Vor allem zeigen die Bronzit- und die Hypersthen-Chondrite außerordentlich einheitliche Zusammensetzung.) Übergangstypen existieren praktisch nicht. Wie sich aus der Verteilung der Bestrahlungsalter der Steinmeteorite ergibt, wurden Meteorite einer Klasse in mehreren zeitlich weit auseinanderliegenden Ereignissen aus

Tabelle 14. Häufigkeitsverteilung bestimmter Merkmale in den einzelnen Meteoritenklassen. Versuch einer Zuordnung zu bestimmten Mutterkörpern.

Meteoritklasse	Gesamtzahl	davon Fälle m. Uhrzeit	Anteil d. Vormittagsfälle [%]	Mittlere Masse in kg (nur Fälle)	Mittelwert d. Bestrahlungsalter in 10 ⁶ Jahren	Zahl d. Meteorite, an denen Edelgase gemessen wurden	Meteorite m. leichten Uredgasen [%] (Anzahl)		Als Mutterkörper kommen in Frage		Als Mutterkörper sind auszuschließen	
							0	(0)	1.	2.		
Oktaedrite	391	16	19	30	730	49	0	(0)	Asteroide	—	—	
Hexaedrite	70	5	100	75	154	23	0	(0)	Mond	—	—	
Ataxite (Ni-reich)	39	3	0	2,1	600	14	7	(1)	Asteroide	—	—	
Hypersthen-Ch.	378	184	29	27	15,2	137	0	(0)	Mars	} Mars-Asteroide bzw. Apollo-Asteroide	Mond	
Bronzit-Ch.	364	152	34	20	11,5	153	16	(24)	Mond		Ring-Asteroide	—
Amphoterite	49	34	21	13	15,7	23	4	(1)	Mars-Asteroide		Mond	—
Enstatit-Ch.	11	8	13	24	8,7	4	100	(4)	—		—	—
Kohlige Ch.	17	14	22	3,0	2,7	6	100	(6)	Mond		—	—
Pigeonit-Ch.	12	12	17	14	15,8	8	38	(3)	—	—	—	
Ca-reiche Ach.	42	34	53	6,9	4,2	9	11	(1)	Mond	} Mars- bzw. Apollo-Asteroide	Ring-Asteroide	
Ca-arme Ach.	21	14	43	63 (7,5)	59,20,5 (20)	14	21	(3)	Mond		Ring-Asteroide	—
Stein-Eisen	64	7	14	64	87	4	0	(0)				

größeren Körpern gebildet. Die Zahl der Mars-Asteroiden ja selbst der Apollo-Asteroiden (Asteroiden, die die Erdbahn kreuzen), deren Größe ausreicht, um eine Altersgruppe einer Klasse zu liefern, geht in die Tausende. Sie kommen als Mutterkörper der Bronzit- und Hypersthen-Chondrite nur dann in Frage, falls sie selbst Bruchstücke von nur zwei größeren in ihrer Zusammensetzung sehr einheitlichen Asteroiden sind. Eine definitive Entscheidung darüber, ob ein solches Modell realistisch ist oder nicht, ist zur Zeit noch nicht möglich.

Nimmt man den Mond und eventuell den Mars als Mutterkörper der Mehrheit der Meteorite an, so ist die Quantelung der chemischen Zusammensetzung sofort verständlich, insbesondere die Tatsache, daß die Chondrite hinsichtlich ihres Eisengehaltes in zwei diskrete Gruppen fallen. Wir können jedoch noch nicht entscheiden, ob eine Emission von Meteoriten von diesen Körpern (vermutlich auf Grund von Kometeneinschlägen) möglich ist. In Tab. 14 wurde eine Zuordnung verschiedener Meteoritenklassen zu bestimmten Mutterkörpern versucht.

Literatur

1. *Bjork, R. L.*: J. Geophys. Res. 66, 3379 (1961).
2. *Mason, B.*: Meteorites, p. 20. New York: John Wiley and Sons, Inc. 1962.
3. *Prior, G. T.*, u. *M. H. Hey*: Catalogue of Meteorites. William Clowes and Sons, Ltd., London 1953.
4. *Suess, H. E.*, u. *H. C. Urey* in *S. Flügge*: Handbuch der Physik, Bd. 51, p. 296. Berlin: Springer-Verlag 1958.
5. *Cameron, A. G. W.*: Astrophys. J. 129, 676 (1959).
6. *Urey, H. C.*, u. *H. Craig*: Geochim. Cosmochim. Acta 4, 36 (1953).
7. *Goldberg, E.*, *A. Uchiyama*, u. *H. Brown*: Geochim. Cosmochim. Acta 2, 1 (1951).
8. *Lovering, J. F.*, *W. Nichiporuk*, *A. Chodos* u. *H. Brown*: Geochim. Cosmochim. Acta 11, 263 (1957).
9. *Whipple, F. L.*: Rev. Mod. Phys. 15, 246 (1943).
10. *Martin, G. R.*: Geochim. Cosmochim. Acta 3, 288 (1953).
11. *Ebert, K. H.*, u. *H. Wänke*: Z. Naturforschg. 12a, 766 (1957).
12. *Wänke, H.*: Z. Naturforschg. 15a, 953 (1960).
13. *Hoffman, J. H.*, u. *A. O. Nier*: Geochim. Cosmochim. Acta 17, 32 (1959).
14. *Fireman, E. L.*: Nature 181, 1725 (1958).
15. *Hoffman, J. H.*, u. *A. O. Nier*: Phys. Rev. 112, 2112 (1958).
16. — J. Geophys. Res. 65, 1063 (1960).
17. *Vilcsek, E.*, u. *H. Wänke*: in Radioactive Dating, Int. Atomic Energy Agency, Wien 1963, S. 381.
18. *Lovering, J. F.*, *L. G. Parry* u. *J. C. Jaeger*: Geochim. Cosmochim. Acta 19, 156 (1960).
19. *Maringer, R. E.*, u. *G. K. Manning*: Geochim. Cosmochim. Acta 18, 157 (1960).

20. *Schuhmacher, E.*: Z. Naturforschg. *11 a*, 206 (1956).
21. *Herzog, L. F.*, u. *W. H. Pinson jr.*: Amer. J. Sci. *254*, 555 (1956).
22. *Gast, P. W.*: Geochim. Cosmochim. Acta *19*, 1 (1960).
23. — Geochim. Cosmochim. Acta *26*, 927 (1962).
24. *Pinson, W. H. jr.*, *C. C. Schnetzler, E. Beiser, H. W. Fairbairn* u. *P. M. Hurley*: Geochim. Cosmochim. Acta *29*, 455 (1965).
25. *Murthy, V. R.*, u. *W. Compston*: J. Geophys. Res. *70*, 5297 (1965).
26. *Compston, W.*, *J. F. Lovering* u. *M. J. Vernon*: Geochim. Cosmochim. Acta *29*, 1085 (1965).
27. *Urey, H. C.*: Progr. Phys. and Chem. Earth *2*, 46 (1957).
28. *Herr, W.*, *W. Hoffmeister, B. Hirt, J. Geiss* u. *F. G. Houtermans*: Z. Naturforschg. *16 a*, 1053 (1961).
29. *Hirt, B.*, *G. R. Tilton, W. Herr* u. *W. Hoffmeister*: Earth Sciences and Meteoritics, S. 273. Amsterdam: North-Holland Pub. Co. 1963.
30. *Patterson, C. C.*: Geochim. Cosmochim. Acta *10*, 230 (1956).
31. *Hess, D. C.*, u. *R. R. Marshall*: Geochim. Cosmochim. Acta *20*, 284 (1960).
32. *Marshall, R. R.*, u. *D. C. Hess*: Geochim. Cosmochim. Acta *21*, 161 (1961).
33. *Starik, I. E.*, *M. M. Shats* u. *E. V. Sobotovich*: Dokl. Akad. Nauk., SSSR *123*, 424 (1958).
34. — *E. V. Sobotovich, G. P. Lovtsyus, M. M. Shats* u. *A. V. Lovtsyus*: Dokl. Akad. Nauk., SSSR *128*, 688 (1959).
35. — — — — — Dokl. Akad. Nauk., SSSR *134*, 555 (1960).
36. *Chow, T. J.*, u. *C. C. Patterson*: Geochim. Cosmochim. Acta *17*, 21 (1959).
37. *Reed, G. W.*, *K. Kigoshi* u. *A. Turkevich*: Geochim. Cosmochim. Acta *20*, 122 (1960).
38. *Goles, G. G.*, u. *E. Anders*: Geochim. Cosmochim. Acta *26*, 723 (1962).
39. *Gerling, E. K.*, u. *T. G. Pavlova*: Dokl. Akad. Nauk., SSSR *77*, 85 (1951).
40. *Thomson, S. J.*, u. *K. I. Mayne*: Geochim. Cosmochim. Acta *7*, 169 (1955).
41. *Edwards, G.*, u. *H. C. Urey*: Geochim. Cosmochim. Acta *7*, 154 (1955).
42. — Geochim. Cosmochim. Acta *8*, 285 (1955).
43. *Wasserburg, G. J.*, u. *R. J. Hayden*: Phys. Rev. *97*, 86 (1955).
44. *Geiss, J.* u. *D. C. Hess*: Astrophys. J. *127*, 224 (1958).
45. *Kirsten, T.*, *D. Krankovský* u. *J. Zähringer*: Geochim. Cosmochim. Acta *27*, 13 (1963).
46. *Zähringer, J.*: Meteoritika. Im Druck.
47. *Eberhardt, P.*, u. *A. Eberhardt*: Z. Naturforschg. *16 a*, 236 (1961).
48. *Burkser, E. S.*, *F. L. Kotlovskaya* u. *B. B. Zaidis*: Geol. Zhur. Akad. Nauk. Ukrain. SSR *18*, 90 (1958).
49. *Eberhardt, P.*, u. *D. C. Hess*: Astrophys. J. *131*, 38 (1960).
50. *Signer, P.*, u. *H. E. Suess*: Earth Sciences and Meteoritics, S. 241. Amsterdam: North Holland Pub. Co., 1963.
51. *Geiss, J.*, *H. Oeschger* u. *P. Signer*: Z. Naturforschg. *15 a*, 1016 (1960).
52. *Gerling, E. K.*, u. *L. K. Levskii*: Dokl. Akad. Nauk. SSSR *111*, 750 (1956).
53. —, u. *K. G. Rik*: Dokl. Akad. Nauk., SSSR *101*, 433 (1955).
54. *Müller, O.*, u. *J. Zähringer*: Earth and Planetary Science Letters *1*, 25 (1966).
55. *Reynolds, J. H.*: Phys. Rev. Letters *4*, 351 (1960).
56. *Gale, N. H.*, *R. L. Grasty* u. *A. J. Meadows*: Nature *210*, 620 (1966).
57. *Stauffer, H.*: J. Geophys. Res. *66*, 1513 (1961).
58. — J. Geophys. Res. *67*, 2023 (1962).

59. *Vinogradov, A. P., I. K. Zadorozhnyi u. K. G. Knorre: Meteoritika 18, 92 (1960).*
60. *Wänke, H., u. H. König: Z. Naturforschg. 14a, 860 (1959).*
61. *Hintenberger, H., H. König u. H. Wänke: Z. Naturforschg. 17a, 1092 (1962).*
62. — — *L. Schultz u. H. Wänke: Z. Naturforschg. 19a, 327 (1964).*
63. — — — — *Z. Naturforschg. 20a, 983 (1965).*
64. — *L. Schultz u. H. Wänke: in Vorbereitung. Erscheint Z. Naturforschg. (1966).*
65. *Eberhardt, P., O. Eugster, J. Geiss u. K. Marti: Z. Naturforschg. 21a, 414 (1966).*
66. *König, H., u. H. Wänke: Z. Naturforschg. 14a, 866 (1959).*
67. *Stoennner, R. W., u. J. Zähringer: Geochim. Cosmochim. Acta 15, 40 (1958).*
68. *Fisher, D. E.: J. Geophys. Res. 70, 2445 (1965).*
69. *Zähringer, J.: Vorabdruck 1966.*
70. *Shima, M., u. M. Honda: Technical Report ISSP, No. 170. University of Tokyo 1965.*
71. *Paneth, F. A., H. Gehlen u. P. L. Günther: Z. Elektrochem. 34, 645 (1928).*
72. *Dalton, J. C., J. Golden, G. R. Martin, E. R. Mercer u. S. J. Thomson: Geochim. Cosmochim. Acta 3, 272 (1953).*
73. *Paneth, F. A., P. Reasbeck, u. K. I. Mayne: Geochim. Cosmochim. Acta 2, 300, (1952).*
74. *Reed, G. W., u. A. Turkevich: Nature 176, 794 (1955).*
75. — *H. Hamaguchi u. A. Turkevich: Geochim. Cosmochim. Acta 13, 248 (1958).*
76. *Hernegger, F., u. H. Wänke: Z. Naturforschg. 12a, 759 (1957).*
77. *Ebert, K. H., H. König, u. H. Wänke: Z. Naturforschg. 12a, 763 (1957).*
78. *Hamaguchi, H., G. W. Reed, u. A. Turkevich: Geochim. Cosmochim. Acta 12, 337 (1957).*
79. *Lovering, J. F., u. J. W. Morgan: J. Geophys. Res. 69, 1979 (1964).*
80. *Bate, G. L., J. R. Huizenga, u. H. A. Potratz: Geochim. Cosmochim. Acta 16, 88 (1959).*
81. *Morgan, J. W., u. J. F. Lovering: Geophys. Res. 69, 1989 (1964).*
82. *Hintenberger, H., L. Schultz, u. H. Wänke: Z. Naturforschg. Im Druck, und Berichte aus der Meteoritenforschung No. 70. Max-Planck-Institut f. Chemie, Mainz (1966).*
83. *Anders, E.: Space Science Rev. 3, 583 (1964).*
84. *Keil, K.: private Mitteilung zitiert bei (62). Siehe auch Keil, K.: Nature 203, 511 (1964).*
85. *Anders, E.: The Solar System, Vol. IV. Ed. Middlehurst and Kuiper. University of Chicago Press (1963).*
86. *Brown, H.: Phys. Rev. 72, 348 (1947).*
87. *Kohman, T. P.: J. Chem. Educ. 38, 73 (1961).*
88. *Reynolds, J. H.: Phys. Rev. Letters 4, 8 (1960).*
89. *Signer, P.: Z. Naturforschg. 15a, 748 (1960).*
90. *Reynolds, J. H.: J. Geophys. Res. 65, 3843 (1960).*
91. — *Z. Naturforschg. 15a, 1112 (1960).*
92. *Zähringer, J., u. W. Gentner: Z. Naturforschg. 15a, 600 (1960).*
93. *Krummenacher, D., C. M. Merrihue, R. O. Pepin u. J. H. Reynolds: Geochim. Cosmochim. Acta 26, 231 (1962).*
94. *Eberhardt, P., u. J. Geiss: Z. Naturforschg. 15a, 547 (1960).*
95. *Zähringer, J., u. W. Gentner: Z. Naturforschg. 16a, 239 (1961).*

96. *Jeffery, P. M.*, u. *J. H. Reynolds*: *Z. Naturforschg. 16a*, 431 (1961).
97. — *J. Geophys. Res. 66*, 3582 (1961).
98. *Cameron, A. G. W.*: *Icarus 1*, 13 (1962).
99. *Fowler, W. A.*, *J. L. Greenstein* u. *F. Hoyle*: *Geophys. J. 6*, 148 (1962).
100. *Reynolds, J. H.*: *J. Geophys. Res. 68*, 2939 (1963).
101. *Goles, G. G.*, u. *E. Anders*: *J. Geophys. Res. 65*, 4181 (1960).
102. *Reynolds, J. H.*, u. *G. Turner*: *J. Geophys. Res. 69*, 3263 (1964).
103. —, *C. M. Merrihue* u. *R. O. Pepin*: *Bull. Amer. Phys. Series II*, 7, 35 (1962).
104. *Turner, G.*: *J. Geophys. Res. 70*, 5433 (1965).
105. *Merrihue, C. M.*: *J. Geophys. Res. 71*, 263 (1966).
106. *Ney, E. P.*, u. *D. M. Thon*: *Phys. Rev. 81*, 1069 (1951).
107. *Van Allen, J. A.*, u. *S. F. Singer*: *Phys. Rev. 78*, 819 (1950).
108. *Meredith, L. H.*, *J. A. Van Allen* u. *M. B. Gottlieb*: *Phys. Rev. 99*, 198 (1955).
109. *Winckler, J. R.*, *T. Stix*, *K. Dwight* u. *R. Sabin*: *Phys. Rev. 79*, 656 (1950).
110. *Bainbridge, A. E.*, *H. E. Suess* u. *H. Wänke*: *Geochim. Cosmochim. Acta 26*, 471 (1962).
111. *Hintenberger, H.*, u. *H. Wänke*: *Z. Naturforschg. 19a*, 210 (1964).
112. — — In Vorbereitung (1966).
113. *Honda, M.*, u. *J. R. Arnold*: *Geochim. Cosmochim. Acta 23*, 219 (1961).
114. *Suess, H. E.*, u. *H. Wänke*: *Geochim. Cosmochim. Acta 26*, 475 (1962).
115. *Lipschutz, M. E.*, *P. Signer* u. *E. Anders*: *J. Geophys. Res. 70*, 1473 (1965).
116. *Honda, M.*, u. *J. R. Arnold*: *Science 143*, 203 (1964).
117. *Heymann, D.*: *J. Geophys. Res. 70*, 3735 (1965).
118. *Signer, P.*, u. *A. O. Nier*: *Researches on Meteorites*, p. 7. Ed. *C. B. Moore*. New York: John Wiley and Sons, Inc., 1962.
119. *Davis, R. jr.*, *R. W. Stoenner* u. *O. A. Schaeffer* in: *Radioactive Dating*, p. 355, Int. Atomic Energy Agency, Vienna 1963.
120. *Voshage, H.*, u. *H. Hintenberger* in: *Radioactive Dating*, p. 367. Int. Atomic Energy Agency, Vienna 1963.
121. *Stauffer, H.*, u. *M. Honda*: *J. Geophys. Res. 67*, 3503 (1962).
122. *Wasson, J. T.*: *Vorabdrucke* (1966).
123. *Kaiser, W.*, u. *J. Zähringer*: *Z. Naturforschg. 20a*, 963 (1965).
124. *Goel, P. S.*, u. *T. P. Kohman*: *Science 136*, 875 (1962).
125. *Wänke, H.*, u. *E. Vilcsek*: *Z. Naturforschg. 14a*, 929 (1959).
126. *Vilcsek, E.*, u. *H. Wänke*: *Z. Naturforschg. 16a*, 379 (1961).
127. — — Chlorine-36 and -39 in Meteorites and the Exposure and Terrestrial Ages of Iron Meteorites. Final Report, Contract AF61 (052)-334 (1962).
128. *Fireman, E. L.*, u. *J. DeFelice*: *Geochim. Cosmochim. Acta 18*, 183 (1960).
129. *Bauer, C. A.*: *J. Geophys. Res. 68*, 6043 (1963).
130. *Henderson, E. P.*, u. *S. H. Perry*: *Proc. U. S. Nat. Mus. 107*, 339 (1958).
131. *Dalton, J. C.*, *F. A. Paneth*, *P. Reasbeck*, *S. J. Thomson* u. *K. I. Mayne*: *Nature 172*, 1168 (1953).
132. *Wänke, H.*, u. *H. Hintenberger*: *Z. Naturforschg. 13a*, 895 (1958).
133. *Gentner, W.*, u. *J. Zähringer*: *Z. Naturforschg. 10a*, 498 (1955).
134. *Ehmann, W. D.*, u. *T. P. Kohman*: *Geochim. Cosmochim. Acta 14*, 340 (1958).
135. *Fireman, E. L.*: *Nature 181*, 1613 (1958).
136. *Heymann, D.*, u. *O. A. Schaeffer*: *Physica 28*, 1318 (1962).

137. *Voshage, H.*, u. *H. Hintenberger*: *Z. Naturforschg.* 16a, 1042 (1961).
138. —, u. *D. C. Hess*: *Z. Naturforschg.* 19a, 341 (1964).
139. *Schaeffer, O. A.*, u. *D. Heymann*: *J. Geophys. Res.* 70, 215 (1965).
140. *Wänke, H.*: Summer Course on Nuclear Geology, Varenna 1960, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa 1960, p. 87.
141. *Voshage, H.*: Private Mitteilung.
142. *Urey, H. C.*: *J. Geophys. Res.* 64, 1721 (1959).
143. *Wänke, H.*: Proceedings of the Intern. Conf. on Cosmic Rays, Jaipur 1963, 3, 473.
144. *Vilcsek, E.*, u. *H. Wänke*: In Vorbereitung. Erscheint voraussichtlich *Z. Naturforschg.* (1966).
145. *Heymann, D.*, *M. E. Lipschutz*, *B. Nielsen* u. *E. Anders*: *J. Geophys. Res.* 71, 619 (1966).
146. *Whipple, F. L.*, u. *E. L. Fireman*: *Nature* 183, 1315 (1959).
147. *Begemann, F.*, *J. Geiss* u. *D. C. Hess*: *Phys. Rev.* 107, 540 (1957).
148. *Goebel, K.*, u. *P. Schmidlin*: *Z. Naturforschg.* 15a, 79 (1960).
149. *Begemann, F.*, *P. Eberhardt* u. *D. C. Hess*: *Z. Naturforschg.* 14a, 500 (1959).
150. *Geiss, J.*, *B. Hirt* u. *H. Oeschger*: *Helv. Phys. Acta* 33, 590 (1960).
151. *Fireman, E. L.*, u. *J. DeFelice*: *J. Geophys. Res.* 66, 3547 (1961).
152. *Tilles, D.*, *J. DeFelice* u. *E. L. Fireman*: *J. Geophys. Res.* 67, 1660 (1962).
153. *Fireman, E. L.*: *J. Geophys. Res.* 67, 2592 (1962).
154. *Vilcsek, E.*, u. *H. Wänke*: *Z. Naturforschg.* 15a, 1004 (1960).
155. *Eberhardt, P.*, u. *J. Geiss*: *Isotopic and Cosmic Chemistry*, p. 452. Amsterdam: North Holland Pub. Co. 1964.
156. *Suess, H. E.*: *J. Geophys. Res.* 57, 600 (1949).
157. *Nier, A. O.*: *Phys. Rev.* 79, 450 (1950).
158. *Eberhardt, P.*, *O. Eugster* u. *K. Marti*: *Z. Naturforschg.* 20a, 623 (1965).
159. *Stauffer, H.*: *Geochim. Cosmochim. Acta* 24, 70 (1961).
160. *Zähringer, J.*: *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 665 (1962).
161. *König, H.*, *K. Keil*, *H. Hintenberger*, *F. Wlotzka* u. *F. Begemann*: *Z. Naturforschg.* 16a, 1124 (1961).
162. *Hintenberger, H.*, *H. König* u. *H. Wänke*: *Z. Naturforschg.* 17a, 306 (1962).
163. *König, H.*, *K. Keil* u. *H. Hintenberger*: *Z. Naturforschg.* 17a, 357 (1962).
164. *Wänke, H.*: *Z. Naturforschg.* 20a, 946 (1965).
165. — *Z. Naturforschg.* 21a, 93 (1966).
166. *Suess, H. E.* zitiert in (168).
167. *Pepin, O. R.*, u. *P. Signer*: *Science* 149, 253 (1965).
168. *Signer, P.*: *Trans. Am. Geophys. Union* 44, 87 (1963).
169. *Manuel, O. K.*, u. *P. K. Kuroda*: *J. Geophys. Res.* 69, 1413 (1964).
170. *DuFresne, E. R.*, u. *E. Anders*: *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 251 (1962).
171. *König, H.*, u. *F. Wlotzka*: *Z. Naturforschg.* 17a, 472 (1962).
172. *Hintenberger, H.*, *E. Vilcsek*, u. *H. Wänke*: *Z. Naturforschg.* 20a, 939 (1965).
173. *Zähringer, J.*: *Earth and Planetary Science Letters* 1, 20 (1966).
174. *Eberhardt, P.*, *J. Geiss* u. *N. Grögler*: *Mineral. Petrog. Mitt.* 10, 535 (1965).
175. — — — *J. Geophys. Res.* 70, 4375 (1965).

H. Wänke

176. *Zähringer, J.*: Z. Naturforschg. 17a, 460 (1962).
177. *Merrillue, C. H., R. O. Pepin u. J. H. Reynolds*: J. Geophys. Res. 67, 2017 (1962).
178. *Reynolds, J. H., u. J. I. Lipson*: Geochim. Cosmochim. Acta 12, 330 (1957).
179. *Wänke, H.*: Symp. on Meteoritics, La Jolla, California, 8. Aug. 1963.
180. *Suess, H. E., H. Wänke u. F. Wlotzka*: Geochim. Cosmochim. Acta 28, 595 (1964).
181. *Biermann, L.*: Z. Astrophys. 29, 274 (1951).
182. *Parker, E. N.*: Astrophys. J. 128, 664 (1958).
183. *Heinz, O., E. M. Gyorgy u. R. S. Ohl*: Rev. Sci. Instr. 27, 43 (1956).
184. *Neugebauer, M., u. C. W. Snyder*: Science 138, 1095 (1962).
185. *König, H.*: Geochim. Cosmochim. Acta 28, 1397 (1964).
186. *Wlotzka, F.*: Geochim. Cosmochim. Acta 27, 419 (1963).
187. *Reed, G. W.*: J. Geophys. Res. 68, 3531 (1963).
188. *Hapke, B.*: Center Radiophys. Space Res. Cornell University, Ithaca, Rep. 127 (1962).
189. *Fredriksson, K., u. K. Keil*: Geochim. Cosmochim. Acta 27, 717 (1963).
190. —, *P. S. DeCarli u. A. Aaramäe*: Space Research. III., S. 974. Ed. W. Priester. Amsterdam: North Holland Pub. Co. 1962.
191. —, *R. O. Pepin, J. H. Reynolds u. G. Turner*: J. Geophys. Res. 69, 1403 (1964).
192. *Wood, J. A.*: Vorabdruck 1966.
193. *Urey, H. C., u. V. R. Murthy*: Science 140, 385 (1963).
194. *Schaeffer, O. A., u. D. E. Fisher*: Nature 183, 660 (1960).
195. *Hintenberger, H., u. H. Wänke*: Z. Naturforschg. (1966). Im Druck.
196. *Öpik, E. J.*: Proc. Roy. Irish Acad. 54 A, 165 (1951).
197. *Arnold, J. R.*: Isotopic and Cosmic Chemistry, S. 347. Amsterdam: North Holland Pub. Co. 1963.
198. — Astrophys. J. 141, 1536 (1965).
199. — Astrophys. J. 141, 1548 (1965).
200. *Cepřecha, Z., J. Rajchl u. L. Sehnal*: Bull. Astron. Inst. Czechoslov. 10, 137 (1959).
201. *Öpik, E. J.*: Proc. Geophysical Lab., Report No. UCRL-6438 (1961).
202. *Gault, D. M.*: unveröffentlicht, zitiert bei *Anders (83)*.
203. *Urey, H. C.*: Science 147, 1262 (1965).
204. *Lin, S. C.*: unveröffentlicht, zitiert bei *Urey (203)*.
205. *Fesenkov, V. G.*: Meteorika 9, 27 (1951).
206. *Urey, H. C.*: The Planets. New Haven: Yale University Press 1952.
207. *Proctor, R. A.*: zitiert bei *Urey (206)*.
208. *Baldwin, R. B.*: The Face of the Moon. University of Chicago Press 1949.
209. *Gilbert, G. K.*: Bull. Phil. Soc. Wash. 12, 241 (1893).
210. *Ringwood, A. E.*: Nature 207, 701 (1965).
211. *Fish, R. A., G. G. Goles u. E. Anders*: Astrophys. J. 132, 243 (1960).
212. *Wood, J. A.*: Icarus 3, 429 (1964).
213. *Krinov, E. L.*: Principles of Meteoritics. Englische Übersetzung. London: Pergamon Press 1960.

(Eingegangen am 14. Juni 1966)

Zusammensetzung und Herkunft der Tektite und Impaktite

Dr. J. Ottemann

Mineralogisches Institut der Universität Heidelberg

Inhaltsverzeichnis

I. Tektite	410
1. Brutto-Zusammensetzung	410
2. Vergleich mit irdischen Gesteinen.	412
3. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnis	416
4. Mangan-Eisen-Verhältnis	418
5. Selektive Verflüchtigung von Elementen	419
6. Spurenelemente	421
Barium	421
Chrom und Nickel	423
Rubidium und Kalium	424
Rubidium und Strontium	425
Rubidium und Zirkonium	425
Zirkonium und Hafnium	427
Wassergehalt	427
7. Gasgehalt	428
8. Chemismus, Glasbildungsfähigkeit und Verwitterung	430
II. Impaktite	434
1. Chemische Hauptbestandteile der Impaktite.	434
2. Geochemische Beziehungen zwischen Impaktiten, Muttergesteinen und Tektiten	435
Ries-Gläser und Moldavite	435
Impaktite von Ghana und Tektite der Elfenbeinküste	436
Impaktite von Henbury	437
Darwin-Glas	437
III. Folgerungen und Ausblick.	439
IV. Literatur	441

This paper deals with the present state of research on the chemical composition of tektites and impactites in respect to the origin of tektites. With work still in progress a few important results are now appearing to emerge. Analyses thus far made point to a telluric origin for tektites. The four main tektite groups each with their particular respective ages appear to have formed by a few large natural events only. Each of the

four tektite groups possesses unique chemical properties in which the K/Ar ratio is correspondingly related to the $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, MnO/FeO , Rb/Zr , Rb/Sr , and K/Rb ratios. Significant in regard to the original formation of tektites appears to be the extremely high nickel content and Ni/Fe ratio of some tektites which correspond to the impactites. According to different authors the parent rock of tektites and impactites may have been a mixture of shale and sandstone. This interpretation is in keeping with the distribution of rocks at the crustal surface where 75 % consist of sediments with sandstone and shale by far being the most abundant. The particular chemical composition of tektites may be considered to be due to the glass-forming capacity of rocks low in silica or basic rocks and to the resistivity to weathering. Chemical considerations indicate that less energy was involved in the formation of impactites as with that of tektites; with respect to the latter this is suggested by their water content, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio, selectivity to volatilization, and to the very uniform composition.

Mit der Frage nach der Herkunft der Tektite, im besonderen zur Entscheidung ob sie irdischen oder außerirdischen Ursprungs sind oder ob sie evtl. vom Monde stammen, hat das wissenschaftliche Interesse am chemischen Aufbau der Tektite, der Impactite und der verwandten Glasmassen in den vergangenen fünf Jahren rasant zugenommen.

I. Tektite

Höchstwahrscheinlich wurde die erste Analyse eines Tektites von *Martin Heinrich Klaproth* 1816 veröffentlicht (40). Sie hatte einen Moldavit von Thein zum Gegenstand. Das Ergebnis: 88,50 % SiO_2 ; 5,75 % Al_2O_3 ; 1,75 % Fe_2O_3 ; 2,00 % CaO zus. 98,00 % kann heutige Genauigkeitsansprüche nicht mehr befriedigen.

Barnes (7) kommt das Verdienst zu, alle erreichbaren Analysendaten von Tektiten, die vor 1939 publiziert wurden, das sind die Ergebnisse von mehr als 66 Vollanalysen, zusammengestellt zu haben. *Baker* (4) hat die Analysen kritisch überprüft. Nach *Chao* (9) ist die Mehrzahl dieser Analysendaten von absoluter Verlässlichkeit mit Ausnahme derjenigen, die abnorm hohe Eisenoxid- und Wassergehalte angeben und der, welche ungewöhnlich niedrige Gehalte an CaO gegenüber MgO anzeigen.

1. Brutto-Zusammensetzung

Die Tab. 1 und 2 zeigen die chemische Bruttozusammensetzung der verschiedenen Tektitgruppen nach *Chao* (9). Ganz allgemein zeichnen sich die Tektite durch einen hohen Kieselsäuregehalt aus, der zwischen 68

Zusammensetzung und Herkunft der Tektite und Impaktite

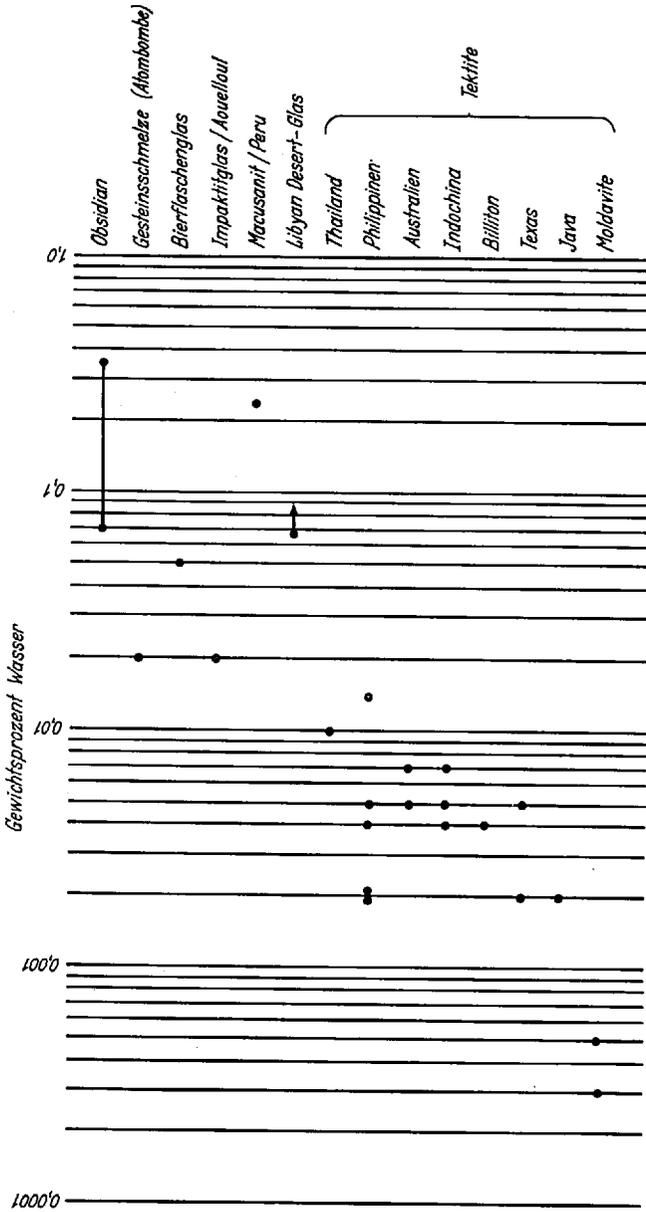


Abb. 1. Wassergehalt von Tektiten und anderen Gläsern nach Friedman (24)

Tabelle 1. *Mittlere chemische Zusammensetzung der Tektite nach Chao (9)*

	Bedia- site	Molda- vite	Indo- chinite	Philip- pinite	Java- nite	Austra- lite	Elfenbein- küsten- Tekt.	Durch- schnitt
SiO ₂	76,37	80,07	73,00	70,80	72,32	73,45	71,05	73,85
Al ₂ O ₃	13,78	10,56	12,83	13,85	11,68	11,53	14,60	12,69
Fe ₂ O ₃	0,19	0,15	0,64	0,70	0,85	0,58	0,18	0,47
FeO	3,81	2,29	4,37	4,30	4,81	4,05	5,51	4,16
MgO	0,63	1,46	2,48	2,60	2,75	2,05	3,29	2,18
CaO	0,65	1,87	1,91	3,09	2,89	3,50	1,67	2,23
Na ₂ O	1,54	0,51	1,45	1,38	1,78	1,28	1,71	1,38
K ₂ O	2,08	2,95	2,40	2,40	2,35	2,28	1,53	2,28
TiO ₂	0,76	0,80	0,73	0,79	0,75	0,69	0,70	0,75
P ₂ O ₅	0,04	—	—	—	0,09	0,03	—	—
MnO	0,04	0,11	0,09	0,09	0,16	—	0,08	0,10
Summe	99,89	100,77	99,90	100,00	100,43	99,44	100,32	100,11

und 82 % SiO₂ schwanken kann. Der Al₂O₃-Gehalt bewegt sich zwischen 9,4 und 17,5 %. Bei der relativ hohen Eisenkonzentration überwiegt FeO gegenüber Fe₂O₃. MgO und CaO zusammen schwanken zwischen 0,86 % bei den Bediasiten und 7,66 % bei den Javaniten. Auffallend gleichmäßig und für Gläser niedrig erscheint der Gehalt an Alkalien in allen Tektitgruppen mit 2,5 bis 5,2 % K₂O + Na₂O bei vorwiegend dominierenden K₂O-Gehalten. Der Wassergehalt der Tektite ist außerordentlich gering und deswegen in den Tab. 1 und 2 nicht angeführt (s. Abb. 1).

Diese ganz allgemeine Charakteristik der chemischen Zusammensetzung der Tektite läßt die einzigartige Stellung dieser Naturgläser hervortreten. Im Hinblick auf die problematische Herkunft der Tektite liegt der Vergleich mit ähnlich zusammengesetzten natürlichen Stoffen nahe. Hierüber sind schon seit *Franz E. Suess (68)*, der den Namen „Tektite“ von griechisch *tektos* = geschmolzen – einführte, vielerlei Überlegungen angestellt worden.

2. Vergleich mit irdischen Gesteinen

Wegen ihrer glasförmigen Beschaffenheit und ihres hohen Kieselsäuregehaltes wurden die Tektite schon frühzeitig chemisch mit sauren Tiefengesteinen, mit Graniten, Rhyoliten und besonders mit den Obsidianen verglichen.

Berechnet man aus den Molquotienten der chemischen Bruttoanalyse die normative Mineralzusammensetzung nach der C.I.P.W.-Klassifika-

Zusammensetzung und Herkunft der Tektite und Impaktite

Tabelle 2. Schwankungsbereiche in der Zusammensetzung der Tektitgruppen nach Chao (9)

	Bediasite	Moldavite	Indochinite	Philippinite	Javanite	Australite	Elfenbeinküsten-Tektite
SiO ₂	71,89–80,17	77,78–82,68	71,2 –77,5	68,9–72,1	70,28–76,40	70,42–78,79	68,00–76,56
Al ₂ O ₃	11,19–17,56	9,44–12,20	11,59–13,68	12,50–15,23	9,86–12,77	9,36–13,59	11,54–16,46
Fe ₂ O ₃	0,00–0,45	0,14–0,16	0,37–0,82	0,50–0,93	0,21–1,33	0,23–1,01	0,17–0,18
FeO	2,29–5,26	1,13–3,36	3,25–4,88	4,01–4,81	3,71–5,43	3,46–4,60	3,99–6,46
MgO	0,37–0,95	0,98–1,73	1,62–2,96	2,41–2,93	2,38–3,74	1,50–2,48	2,88–3,60
CaO	0,49–0,96	1,34–2,24	1,57–2,06	2,50–3,38	2,22–3,92	2,13–5,09	1,40–2,00
Na ₂ O	1,20–1,84	0,28–0,68	1,06–1,58	1,18–1,56	1,15–2,46	1,12–1,51	1,32–2,35
K ₂ O	1,60–2,43	2,20–3,60	2,10–2,62	2,17–2,56	2,03–2,76	2,08–2,55	0,82–1,92
TiO ₂	0,59–1,05	0,32–1,40	0,63–0,81	0,75–0,85	Spur –1,10	0,55–0,81	0,60–0,80
P ₂ O ₅	0,00–0,07	–	–	–	–	–	–
MnO	0,01–0,07	0,06–0,18	0,08–0,10	0,08–0,10	0,08–0,32	–	0,06–0,09

Tabelle 3. Zusammensetzung von Gesteinen und Mineralmischungen zum Vergleich nach Schnetzler und Pinson (60)

	Granite 1	saure Granophyre 2	Erdkruste 3	Schiefer 4	Sandsteine 5	75 % Schiefer 25 % Quarz 6	Boden + 3,5 % Chondrit 7	Löss 8
SiO ₂	74,22	73,6	59,25	52,08	78,71	73,24	74,60	75,02
Al ₂ O ₃	13,61	12,6	15,36	14,74	4,73	12,79	12,49	12,32
FeO	1,83	4,3	6,38	5,53	1,26	5,04	4,11	2,98
MgO	0,27	0,4	3,46	3,15	1,16	2,62	2,01	1,66
CaO	0,71	1,2	5,08	7,27	5,47	2,57	2,04	2,85
Na ₂ O	3,48	3,4	3,81	0,88	0,44	1,08	1,39	1,33
K ₂ O	5,06	4,2	3,12	3,37	1,29	2,69	2,03	2,89
TiO ₂	0,20	0,4	0,73	0,73	0,25	0,54	0,90	0,98
MnO	0,05	0,1	0,13	0,86	—	0,08	0,13	—
P ₂ O ₅	0,14	0,1	0,27	0,18	0,04	0,12	0,30	0,10

1. Mittelwerte nach Turekian und Wedepohl (84).
2. Mittelwerte von 35 Proben nach Lovering (45).
3. Mittelwerte nach Ahrens und Taylor (3).
4. Mittelwerte nach Green (34).
5. Mittelwerte nach Turekian und Wedepohl (84).
6. nach Taylor (72).
7. nach Schwarcz (64).
8. Mittelwerte nach Frye und Fent (26).

tion (vgl. *H. S. Washington* (88), so erhält man für eine mittlere Bediasit-Zusammensetzung nach *Chao* (9) das in Tab. 4 gezeigte Ergebnis, das einem Lipari-Obsidian (*Tilley* (83)) gegenübergestellt ist.

Tabelle 4. Normative Mineralzusammensetzung

	Bediasite Mittelwert	Obsidian Lipari
Wasser	0,0	1,0
Quarz	54,7	29,8
Orthoklas	12,3	28,6
Albit	13,0	34,9
Anorthit	3,0	1,7
Korund	7,9	0,0
Hypersthen	7,2	1,3
Magnetit	0,3	0,9
Ilmenit	1,4	0,1
Diopsid	0,0	1,7
Apatit	0,1	0,0

Bemerkenswert ist der verhältnismäßig hohe Anteil an normativem Korund von 7,9% Al_2O_3 , der aus dem niedrigen Gesamtalkaligehalt resultiert. Jedenfalls paßt die berechnete normative Mineralzusammensetzung der Tektite nicht zu der aus einem normalen Magma hervorgegangener weitverbreiteter Gesteine der Erdkruste.

Barnes (7) vermutete eine sedimentäre Herkunft der Tektite auf Grund ihres hohen SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehaltes sowie wegen der Tatsache, daß Tektite mehr K_2O als Na_2O bei gleichzeitig relativ viel CaO und MgO enthalten.

Aus einer Reihe von Spezialuntersuchungen, in denen besonders die inverse Beziehung zwischen SiO_2 und den anderen Hauptkomponenten festgestellt wurde, leiteten *Taylor* (71, 72) und *Taylor, Sachs* und *Cherry* (80) ab, daß eine Mischung von 3 Teilen Schiefer mit Durchschnittszusammensetzung und 1 Teil Quarz das Herkunftsmaterial der Tektite repräsentieren könnte. Gleichzeitig wies *Taylor* auf die Ähnlichkeit der Zusammensetzung von Tektiten und Löß hin. Die Möglichkeit, daß Bodenmaterial das Muttergestein der Tektite sein könnte, hatte schon *Preuss* (55) erwähnt. Das Zurückführen der auffallend gleichmäßigen Tektit-Zusammensetzung auf Böden begründete *Schwarcz* (64) speziell damit, daß Böden unabhängig von Klimazone und Zusammensetzung der überlagerten Gesteinstypen recht ähnlich zusammengesetzt seien. Unter Hinzurechnung von 3,5% chondritischer Substanz (als Folge des Impaktes (Aufschlages) eines Riesenmeteoriten) zu einem Durchschnittsboden glaubte er eine gute Übereinstimmung besonders

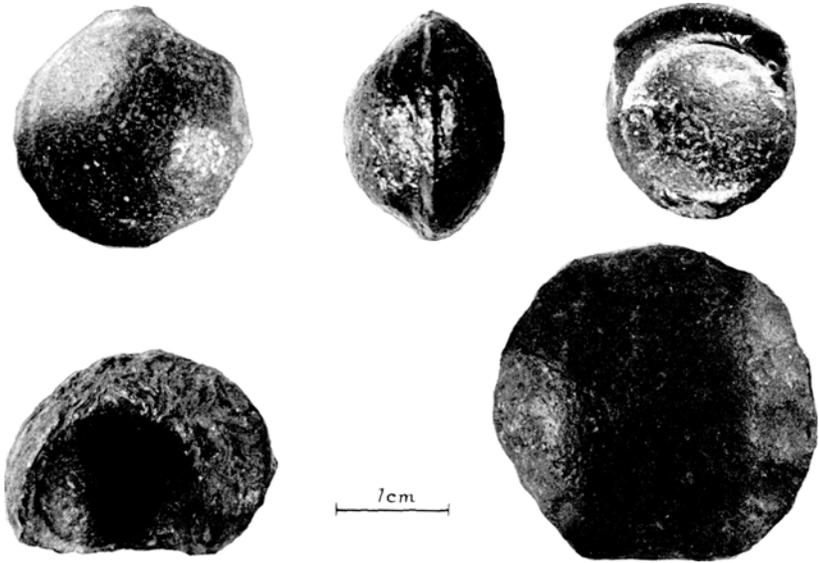


Abb. 2. Australite (Sammlung, Mineralog. Inst. Heidelberg)

auch des MgO-Anteiles gefunden zu haben (s. Tab. 3, Nr. 7). *Taylor* (73) entkräftete diesen Vorschlag hauptsächlich mit dem Hinweis, daß ein Meteoriteneinschlag, der eine Gruppe zusammengehöriger Tektite erzeugt haben soll, sich wesentlich tiefer als nur auf den dünnen Bodenhorizont ausgewirkt hätte.

Im großen und ganzen zeigt ein Vergleich der Tab. 1 und 2, daß die Pauschalzusammensetzung aller Tektit-Gruppen sich sehr ähnelt und nur geringen Schwankungen unterliegt. Das war der Anlaß für viele Forscher nach einem bestimmten Ursprungsgestein zu suchen, das mit der Tektit-Zusammensetzung einigermaßen übereinstimmt. Allerdings bezweifelt *Mason* (48), daß die chemische Pauschalanalyse das Problem der Herkunft der Tektite lösen könnte.

Um in dieser Frage voranzukommen wurden besondere Anstrengungen unternommen, mit verfeinerten Bestimmungsmethoden die Verteilung der Nebenelemente und Spurenelemente in den Tektiten allgemein und auch innerhalb der einzelnen Vorkommen zu erforschen.

3. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnis

Ein sehr wichtiges chemisches Kennzeichen der Tektite ist ihr allgemein sehr niedriges $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnis. Erst genaue Analysen des Eisens mit verschiedenen Valenzzuständen unter Berücksichtigung vorsichtiger Präparierung der Tektitproben ermöglichten es, dieses interessante Cha-

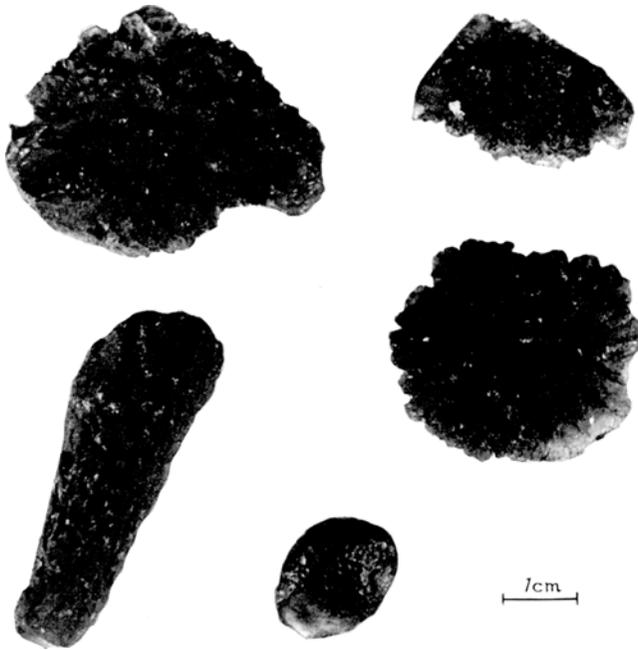


Abb. 3. Moldavite (Sammlung, Mineralog. Inst. Heidelberg)

rakteristikum der Tektite genauer kennenzulernen. Für die Bediasit-Analysen wird von *Chao* (9) die Genauigkeit der Fe_2O_3 - und FeO-Bestimmungen mit $\pm 3,0\%$ relativ angegeben. Nach Tab. 1 lassen sich folgende $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnisse berechnen (Tab. 5).

Tabelle 5. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnisse

K—Ar-Alter (10^6 Jahre)		$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$
34	Bediasite	0,024
15	Moldavite	0,066
0,6	Indochinite	0,146
	Philippinite	0,163
	Javanite	0,177
	Australite	0,143
1,3	Tektite der Elfenbeinküste	0,033
	Tektite (Mittel)	0,089
	Obsidiane	2,3
	Standard-Granit*	0,96

* *Ahrens* u. *Fleischer* (2).

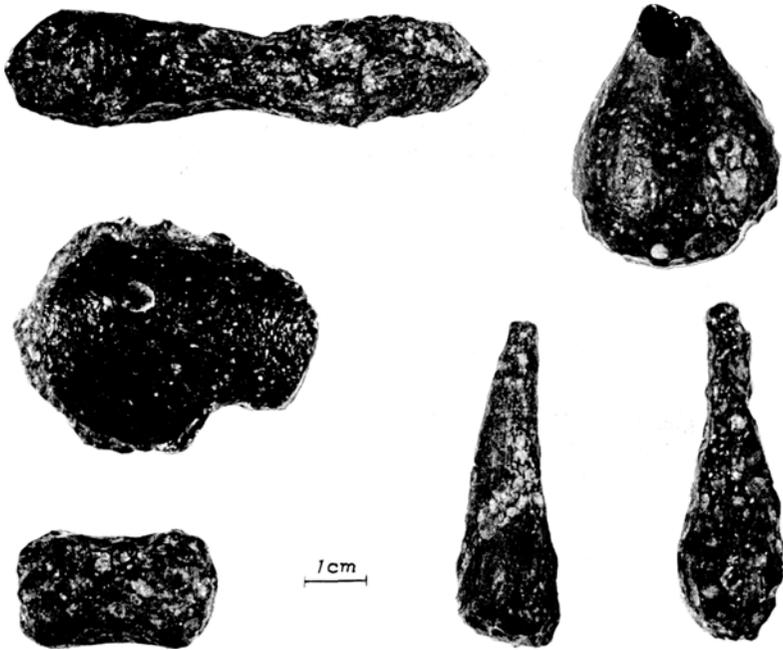
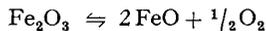


Abb. 4. Indochinite (Sammlung, Mineralog. Inst. Heidelberg)

Abou-El-Azm (1) fand, daß Fe_2O_3 in einer silicatischen Schmelze bei etwa 1400°C anfängt reduziert zu werden gemäß:



Das $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ -Verhältnis nähert sich bis zu 1700°C einem Grenzwert, wobei das Verhältnis vom verfügbaren Sauerstoff und der Temperatur der Schmelze abhängt. Oberhalb 1700°C ist das Verhältnis nur noch vom zur Verfügung stehenden Sauerstoff abhängig. Schmelzversuche von *Friedman*, *Thorpe* und *Senftle* (25) ergaben, daß für Gesteinsschmelzen bei etwa 2500°C und einem Sauerstoffpartialdruck von 0,2 Atmosphären sich ein Gleichgewichtsverhältnis $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ von 0,4 einstellt.

Das niedrige Verhältnis $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ der Tektite stützt u. a. die Annahme, daß die Tektite auf sehr hohe Temperaturen erhitzt wurden in einer Atmosphäre, deren Sauerstoffpartialdruck um Größenordnungen geringer war als der an der Erdoberfläche.

4. Mangan-Eisen-Verhältnis

Greenland und *Lovering* (36) untersuchten 16 Australite, 5 Javanite, 2 Philippinite, 2 Indochinite, 2 Bediasite und 4 Moldavite mit sehr genauen spektrophotometrischen Verfahren auf Mangan und Eisen; die

Bestimmungen wurden doppelt ausgeführt mit einer Reproduzierbarkeit von besser als 2% des Gehaltswertes. Die Ergebnisse zeigten im Gegensatz zu der bemerkenswerten Konstanz der Hauptelemente aller Tektite, daß der Gehalt an den Nebenelementen Mangan und Eisen, insbesondere das Verhältnis MnO/FeO spezifisch für die großen Tektitgruppen ist, die jede für sich ein bestimmtes K–Ar-Alter haben (Zähringer (89), Tab. 6).

Greenland und Lovering kommen zu dem Schluß, daß die MnO/FeO-Verhältnisse der drei Haupttektitgruppen ihre Bildung aus Ursprungsmaterial verschiedener Zusammensetzung widerspiegeln, die Moldavite und Bediasite aus Sandsteinen (Tonen bzw. Sandsteinen), die Tektite des australisch-asiatischen Raumes aus Eruptivgesteinen. Weitere Untersuchungen könnten diese Aussagen festigen.

Der Vergleich der Moldavite, $MnO/FeO \times 10^3 = 74,2$, mit dem Tiefseeton, $MnO/FeO \times 10^3 = 103$, ist nach Greenland und Lovering nur mit Vorsicht zu ziehen, da die Tiefseetone nur 53,5% SiO₂ enthalten.

Tab. 6 ist zu entnehmen, daß die Variationsbreite aller Tektite für $MnO/FeO \times 10^3 = 7$ bis 74, die der angeführten Gesteine 12 bis 103 beträgt; das kann als Anzeichen für eine irdische Herkunft der Tektite gewertet werden.

Tabelle 6. MnO/FeO-Verhältnisse in Tektiten und Gesteinen

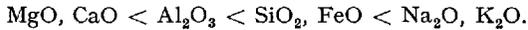
K–Ar-Alter (10 ⁶ Jahre)		% FeO	% MnO	MnO/FeO × 10 ³	
				Varianz	Mittelwerte
0,6	Australite	4,60	0,100	19–26	21,9
	Javanite	4,91	0,101	18–23	20,6
	Philippinite	4,74	0,097	20–21	20,5
	Indochinite	4,52	0,099	22	22,0
15	Moldavite	1,43	0,107	55–99	74,2
34	Bediasite	3,85	0,030	7,2–7,9	7,42
	Obsidiane	2,43	0,07		28,8
	Granite	1,83	0,05		27,0
	Schiefer	6,1	0,11		18,0
	Tiefsee-Ton	8,38	0,86		103,0
	Sandsteine	6,05	0,075		12,0

Literatur: Greenland u. Lovering (36); Turekian u. Wedepohl (84); Johannsen (39); Ronov u. Ermishkina (59).

5. Selektive Verflüchtigung von Elementen

Die Gewißheit, daß bei der Bildung der Tektitgläser sehr hohe Temperaturen geherrscht haben – worauf auch der von Friedman (24) festgestellte sehr geringe Wassergehalt von durchschnittlich nur 0,005% H₂O

hinweist – führte zu der Ansicht, daß die Tektite ihrem Ursprungsmaterial nicht direkt vergleichbar sind, da während des Schmelzprozesses leichterflüchtige Bestandteile verloren gegangen sein werden. Nach *Lovering* (45) können bei der Tektit-Bildung Temperaturen bis 100000°C auftreten. *Lovering* legte als relative Rangordnung der Verdampfung die Schmelz- bzw. Siedepunkte der Oxide zugrunde:



Diese Verflüchtigungsfolge wurde durch experimentelle Schmelzversuche von *Lovering* an Sand, Obsidian und Rhyolit bestätigt.

Außer der Methode des Analysierens vor und nach dem Schmelzen wurde auch versucht, chemische Unterschiede in Kern und Außenrinde der Tektite zu finden auf Grund der Annahme, daß die Außenrinde durch eine 2. Schmelzperiode gebildet sein könne.

Untersuchungen in dieser Richtung von *Baker* und *Gaskin* (6), von *Koenigswald* (41), *Baker* (4) enthalten jedoch Widersprüche besonders was den SiO_2 -Gehalt in Kern und Rinde betrifft. *Cohen* und *Anania* (16) und *Cohen* (13) stellten eine auffallende Zunahme des Gallium-Germanium-Verhältnisses der Rinde von $\text{Ga/Ge} = 37$ gegenüber $\text{Ga/Ge} = 15$ im Kern eines Australiten fest. Da Germanium leichter flüchtig ist als Kieselsäure, Gallium dagegen weniger, schlossen die Autoren auf einen 2. Prozeß intensiver Erhitzung.

Taylor und *Sachs* (78) fanden, daß die Konzentration der Alkalien in den Außenrinden aller von ihnen untersuchten Australite geringer war als in den Kernen. Hieraus schlossen sie ebenfalls, daß die Tektitaußenrinden sekundäre Züge tragen infolge selektiver Elementverdampfung in einer 2. Schmelzperiode.

Chemische Untersuchungen von Kern und Rinde bei Tektiten sollten nur mit großer Vorsicht bewertet werden, da chemische Änderungen in der Außenrinde von Tektiten sehr wahrscheinlich auch mehr oder weniger durch die Agentien der Verwitterung im Laufe von Hunderttausenden bis Millionen von Jahren durch chemische Reaktionen (Lösung, Ionenaustausch usw.) hervorgerufen sein können. Ätzfiguren durch Anwitterung der Oberflächen bei Tektiten sind nicht unbekannt (vgl. *Rost* (60); *Krinov* (42); *Störr* und *Konta* (67); *Baker* (5)). Einen weiteren Hinweis für selektive Verdampfung bei der Tektit-Entstehung erbrachten die Untersuchungen von *Greenland* und *Lovering* (35). Sie verglichen die Konzentrationen von Zink und Kupfer miteinander, wobei sie von der Tatsache ausgingen, daß Zink wesentlich flüchtiger ist als Kupfer. Folgende Zn/Cu -Verhältnisse wurden festgestellt: In Tektiten 1,5, in Graniten 4 und in Schiefen 2. Unter Berücksichtigung der absoluten Spurengehalte läßt sich hieraus ein erheblicher Zinkverlust bei nur kleinem Kupferverlust ableiten.

Angeregt durch die Arbeit von *Cohen* (13) mit seiner Interpretierung der Ga/Ge-Verhältnisse versuchten *Schüller* und *Ottmann* (63) die selektive Verdampfung als Indikator für die Unterscheidung irdischer und meteoritischer Gläser heranzuziehen. Sie verwendeten hierfür das Verhältnis der Elemente Rubidium und Zirkonium mit ihren besonders unterschiedlichen Schmelz- und Siedepunkten. Die Untersuchungen ergaben ganz allgemein, daß die Tektite und auch Impaktite ein sehr viel kleineres Rb/Zr-Verhältnis aufweisen als Gesteine granitischer Zusammensetzung. Überdies ergab sich, daß die einzelnen Haupttektitgruppen spezifische Rb/Zr-Verhältniswerte besitzen, die möglicherweise zum Teil die thermische Vorgeschichte der einzelnen Tektitgruppen widerspiegeln.

Eine wichtige Verfeinerung der chemischen Untersuchung mit erhöhter Aussagekraft für genetische Probleme, bei der – wie oben gezeigt – auch die selektive Verdampfung verfolgt werden kann, ist die Bestimmung der Spurenelemente in Tektiten und den ihnen vergleichbaren Stoffen.

6. Spurenelemente

In Tab. 7 sind die bekanntgewordenen Angaben über Spurenelementgehalte in den Tektiten und zum Vergleich in einigen irdischen Gesteinen als mittlere Gehaltswerte in ppm angegeben. Die Werte sind einer großen Anzahl von Veröffentlichungen entnommen unter Verwendung der umfangreichen Aufstellung bei *Schnetzler* und *Pinson* (61) in Tafel 5.

Zur Ermittlung der Spurengehalte wurden von den verschiedenen Autoren die verschiedensten Analysenverfahren angewendet wie: Optische Spektrographie, Spektrophotometrie, Kolorimetrie, Neutronenaktivierung, Isotopenverdünnung, Röntgenfluoreszenzanalyse, Fluorometrie. Die Bewertung der gemittelten Ergebnisse muß wegen der unterschiedlichen Untersuchungsmethodik und auch analytischen Schwankungsbreite mit einiger Vorsicht erfolgen. Ganz sicher läßt sich jedoch aus den angegebenen Spurengehalten folgern, daß die meisten Elemente ihrer Konzentration nach mit den zum Vergleich herangezogenen Gesteinen in der Größenordnung konform gehen.

Barium

Der außergewöhnlich hohe mittlere Barium-Gehalt von 3600 ppm in den Moldaviten basiert auf Bestimmungen von *Vorobiev* (85, 86), dessen Barium-Gehalte für die Indochinite um das 3 bis 7fache höher liegen als die von *Preuss* (55) und *Pinson*, *Ahrens* und *Frank* (53) gefundenen. Berücksichtigt man diese analytische Diskrepanz, so scheinen auch die Barium-Werte der Tektite durchaus denen irdischer Gesteine zu entsprechen.

Tabelle 7. Mittlere Spurenelement-Gehalte in Tektiten und Gesteinen (in p.p.m.)

	Ag	B	Ba	Be	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Eu	Ga	Ge	Hf	La	Li
Basalt	<1				10	40		3,7				0,18	4,2		82
Moldavite	<1	9	3600	2	8	40		5,4	2,8	0,8	7	0,16	7,6	29	14
Indochinite			1300			138		14	5,3	1,5	8,6	0,12	2,6	47	
Australite	<1		630	4	12	76	2,5	7,7			5	0,05	9,6		42
Tektite						70-									
Pazif. Raum	<1	12	600	4	10	400		10	5	1,5	8	0,3	5,8	50	40
Granite	0,04	10	840	3	1	4,1	4	10	7,2	1,6	17	1,3	5,0 ¹	55	40
Erdkruste	0,08	3	1000	2	20	100	5	55	4,5	1,1	19	1,1	3,0	18	32
Schiefer	0,07	100	580	3	19	90	5	45	4,6	1,0	19	1,6	2,8	92	66
Sandsteine	0,0X	35	30	0,X	0,3	35	0,X	X,	7,2	1,6	12	0,8	3,9	30	15

	Ni	Os	Pb	Rb	Re	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	Y	Zn	Zr
Basalt	14	($\times 10^{-4}$)												
Moldavite	12	8,8		492	0,9		355		4,0	1,5	35		14,7	550
Indochinite	9,8-	14,4	4,5	406	0,2	3	304		15,4	2	25	2	7,6	317
Australite	20	13,7	6,2	103	0,52	<1	169	0,59		3	79		7,8	146
Tektite	20-	3,0	2,9	277	0,75	13	292		10,4	1,9	64		9,6	475
Pazif. Raum	300	8,6	3	120	0,42	13	170	2,0	10	2	80	8	10	400
Granite	4,5	2,0 ¹	19	170	6,7 ¹	7	100	4,2	17	3	44	40	39	175
Erdkruste	35	15	115	140	0,51 ²	20	450	2	12	3	120	28	40	156
Schiefer	68	4,5 ²	20	140		13	300	0,8	12	3,7	130	26	95	160
Sandsteine	2		7	60		1	20	0,0X	1,7	0,45	20	40	16	220

¹ Standard-Granit G-1 von Westerly, Rhode Island. ² Schieferprobe 13 bei Compston u. Pidgen (17).
 Literatur: Tabellen 5 und 6 bei Schmetzler u. Pinson (61); Setser u. Ehmman (65); Lovering u. Morgan (46); Ehmman (21);
 Turekian u. Wedepohl (84); Ahrens u. Taylor (3).

Chrom und Nickel

Eine gewisse Ausnahme machen die Chrom-Gehalte der Tektite im Pazifischen Raum. *Preuss* (55) und *Heide* (37) stellten eine besondere Anreicherung von Chrom in Billitoniten, Javaniten und Borneo-Tektiten genauso wie von Nickel fest. *Preuss* entdeckte eine auffallende Anreicherung von Chrom zusammen mit Nickel in den Südindochiniten gegenüber den an diesen Elementen armen Nordindochiniten. Diese Erkenntnis führte zu der Vermutung, daß der hohe Nickel-Gehalt auf Materialaufnahme bei einem meteoritischen Impakt mit Zentrum im Gebiet von Java, Billiton, Borneo, Süd-Indochina zurückzuführen sein könnte. Die Frage des hohen Chrom-Gehaltes bleibt bis heute problematisch, da Chrom in den uns bekannten Meteoriten ein relativ seltenes Element darstellt, was jedoch nicht ausschließt, daß Riesenmeteorite eine andere Zusammensetzung haben könnten. Betrachtet man in Tab. 8 die Chrom-Nickel-Verhältnisse der Tektite, so läßt sich erkennen, daß sie zwischen 1,4 und 5,4 schwanken, die Sandsteine aber im Durchschnitt nach *Turekian* und *Wedepohl* (84) ein Verhältnis von Cr/Ni = 17 haben. Ob nun der relativ hohe mittlere Chromgehalt der Sandsteine von 35 ppm, bei Annahme von Sandstein als Muttergestein der Tektite ausreichen würde, um den hohen Nickel-Gehalt meteoritischer Herkunft bis zu einem Cr/Ni-Verhältnis von < 2 zu kompensieren, soll dahingestellt bleiben.

Vielleicht vermag das hohe Cr/Ni-Verhältnis der Sandsteine die These von *Cherry* und *Taylor* (12) zu stützen, wonach das Muttergestein der Tektite ein Gemisch von Quarz und Schiefer sein könnte.

Abgesehen vom Chrom-Gehalt steht der relativ hohe Nickel-Gehalt der Tektite im Brennpunkt der Frage nach der Entstehung der Tektite. Seit die von *Spencer* (66) beobachteten dunklen Stellen mit Metallglanz in Indochiniten und Australiten durch *Chao*, *Adler*, *Dwornik* und *Littler* (10) als aus Fe-Ni bestehend identifiziert wurden, sind auch in anderen südostasiatischen Tektiten von *Chao*, *Dwornik* und *Littler* (11) Nickel-Eisen-Kügelchen gefunden worden, deren Zusammensetzung völlig derjenigen der meteoritischen Kügelchen im Kraterglas vom Meteorkrater in Arizona entspricht. Fast in allen Impaktitgläsern sind bis jetzt derartige Fe-Ni-Kügelchen entdeckt worden (vgl. Tab. 11).

Das sporadische Auftreten von Fe-Ni-Kügelchen in Tektiten vermag zweifellos die oft sehr weit über den Analysenfehler hinaus schwankenden Nickelgehalte von Tektiten gleicher Provenienz zu erklären.

Die Entstehung der Tektite durch meteoritischen Impakt wird durch die genannten Beobachtungen wesentlich untermauert.

Tabelle 8. *Mittlere Cr/Ni- und Ni/Fe-Verhältnisse in Tektiten, Impaktiten und Gesteinen*

Tektite	% Fe	Cr p.p.m.	Ni p.p.m.	Cr/Ni	Ni/Fe $\times 10^{-4}$
Australite	3,2	53	20	2,65	6,2
Javanite	3,8	346	216	1,6	57,0
Billitonite	3,0	23	15	1,5	5,0
Philippinite	3,7	144	26,6	5,4	7,1
Indochinite (Nord)	3,2	44	9,8	4,5	3,1
Indochinite (Süd)	3,7	178	127	1,4	34,0
Moldavite	1,3	40	12	3,3	8,9
Bediasite	2,4	40	14	2,77	5,8
Tektite der Elfenbeinküste	4,8	262	130	2,02	24
Impaktite					
Wabar	5,4	n. b.	1270	—	230,0
Henbury	8,9	80	3300	0,02	370,0
Henbury*	2,9	86	26	2,93	8,9
Aouelloul	1,8	n. b.	260	—	11,8
Darwin	2,6	115	122	0,94	47,0
Bosumtwi	4,6	159	88	1,8	19,0
Libyan Desert	3,3	n. b.	3,3	—	1,0
Ries	3,5	n. b.	26	—	7,4
Gesteine					
Obsidiane	1,4	n. b.	1,8	—	1,3
Granite	1,4	4,1	4,5	0,91	3,1
Schiefer	5,2	90	68	1,32	13,0
Sandsteine	1,0	35	2,0	17	2,0

* Ohne meteoritisches Fe, Ni, Co.

Literatur: *Heide (37); Ehmann (19); Turekian u. Wedepohl (84); Ehmann (20); Taylor (72); Gentner, Lippolt u. Müller (32); Cohen (15); Taylor u. Solomon (81); Taylor u. Kolbe (76).*

Rubidium und Kalium

Chemisch bedeutungsvoll ist der Rubidium-Gehalt der Tektite; er bewegt sich zwischen 60 und 160 ppm Rb. Wie *Taylor* und *Ahrens (75)* feststellten, ist das Kalium-Rubidium-Verhältnis bei den Tektiten und irdischen Gesteinen auffallend konstant. In einer Arbeit von *Pinson, Philpotts* und *Schnetzler (54)* wurden die K/Rb-Verhältnisse von 54 Tektiten ausgewertet, von denen 29 neu analysiert wurden mit einer Re-

produzierbarkeit von besser als 4 % des Gehaltswertes. Die Ergebnisse (vgl. Tab. 9) zeigen die deutliche Unterscheidung der drei großen Gruppen von Tektiten je gleichen Alters. Interessant ist die nur geringe Schwankungsbreite bei der asiatisch-australischen Gruppe von $K/Rb = 162$ bis 172.

Pinson, Philpotts und *Schmetzler* führen die Variabilität innerhalb einer Tektitgruppe auf selektive Verflüchtigung, die Differenz zwischen den Tektitgruppen jedoch auf die chemisch unterschiedliche Zusammensetzung des Muttergesteines der Tektite zurück. Die Annahme einer selektiven Verflüchtigung von K gegenüber Rb wird aus experimentellen Ergebnissen von *Walter* und *Carron* (87) abgeleitet, die zeigten, daß bei niedrigen Sauerstoffpartialdrucken und Temperaturen über 2000 °C Natrium gegenüber Kalium leichter verdampft.

Die K/Rb -Verhältnisse chemisch vergleichbarer Gesteine liegen im Bereich der Tektite; das spricht für die Herkunft der Tektite aus irdischer, zumindest solarer Materie.

Rubidium und Strontium

Bei den Bemühungen um eine absolute Altersbestimmung mit der Rubidium-Strontium-Methode wurden zuverlässige Analysendaten nicht nur von Rubidium sondern auch von Strontium gewonnen. Der Strontium-Gehalt der Tektite rangiert von etwa 100 bis 300 ppm Sr, ein Bereich, in den nach Tab. 9 auch Granite und Schiefer fallen.

Das Rubidium-Strontium-Verhältnis ist sehr bezeichnend für die einzelnen Tektitvorkommen gleichen Alters (vgl. Tab. 9). Jede Tektitgruppe hat ihr spezifisches Rb/Sr -Verhältnis, was auch für die Tektite der Elfenbeinküste gilt (*Schmetzler* und *Pinson* (62, 61); *Gentner, Lippolt* und *Müller* (32)).

Rubidium und Zirkonium

Analoge Beziehungen herrschen auch bei den Verhältnissen von Rubidium und Zirkonium vor (*Schüller* und *Ottmann* (63)). Die Rb/Zr -Verhältnisse der drei großen Tektitgruppen (asiatisch-australische, böhmisch-mährische und nordamerikanische) sind etwa halb so groß wie die entsprechenden Rb/Sr -Verhältnisse. Bei den Tektiten der Elfenbeinküste (*Gentner, Lippolt* und *Müller* (32)) besteht eine inverse Beziehung. Interessanterweise liegen auch die Rb/Sr -Verhältnisse der in Tab. 9 angeführten Vergleichsgesteine etwa doppelt so hoch wie die Rb/Zr -Verhältnisse.

Tabelle 9. Rb/Sr-, Rb/Zr- und K/Rb-Verhältnisse bei Tektiten und Gesteinen

Alter (10 ⁶ Jahre)	Rb Sr		Rb/Sr		Rb/Zr		K/Rb					
	Mittelwerte in p.p.m.		Variation	Mittelwerte	Variation	Mittelwerte	Variation	Mittelwerte				
0,6	Australite	120	191	0,63	0,30-0,33	0,31	151-185	168				
	Javanite	98	153	0,64	0,37	0,37	162	162				
	Philippinite	116	172	0,62-0,74	0,34	0,34	169-176	172				
	Indochinite	118	133	0,83-0,96	0,89	0,37	166-178	171				
15	Moldavite	137	138	0,95-1,07	1,0	1,0	0,46-0,57	0,51	0,51	197-238	209	209
34	Bediasite	70	153	0,44-0,48	0,46	0,46	0,22-0,22	0,22	0,22	249-267	259	259
1,3	Tektite der Elfenbeinküste	64	316	0,20	0,20	0,20	0,39	0,39	0,39	209	209	209
	Obsidiane	170	100		3-31			1,73			184	184
	Granite	140	300		1,7			0,97			247	247
	Schiefer				1,6			0,88			190	190

Literatur: Pinson u. Bottino (52); Turekian u. Wedepohl (84); Schüller u. Ottemann (63); Gentner, Lippolt u. Müller (32); Schmetzler u. Pinson (62); Pinson, Philpotts u. Schmetzler (54).

Zirkonium und Hafnium

Die ausgesprochen lithophilen Elemente Zirkonium und Hafnium zeichnen sich geochemisch und kosmochemisch durch große chemische Ähnlichkeit, gleiche Valenz und fast gleiche Ionenradien infolge Lanthanidenkontraktion ganz besonders aus. Das Verhältnis dieser Elemente zueinander sollte daher chemische Differentiationsvorgänge in der Entwicklungsgeschichte der Materie empfindlich anzeigen.

Setser und *Ehmann* (65) lieferten genaue Bestimmungen von Zirkon und Hafnium in kosmischem und irdischem Material unter Verwendung der Neutronen-Aktivierungsanalyse. Die Messungen ergaben an meteoritischer Materie (Siderite, Chondrite, Achondrite, Meteorit-Troilit) ein Verhältnis Zr/Hf nach Gewicht von durchschnittlich 200 bei einer Variationsbreite von 115 bis 350. Demgegenüber haben die Tektite ein mittleres Zr/Hf-Verhältnis von 36 bei einer Variationsbreite von 31 bis 48; irdische Gesteine und Impaktite im Durchschnitt 39 mit Variationsbreite 15 bis 51. Deutliche Unterschiede innerhalb der Tektit-Gruppen liegen nicht vor.

Das Gesamtergebnis der Untersuchungen von *Setser* und *Ehmann* weist darauf hin, daß die Zusammensetzung der Tektite, was die lithophilen Hauptelemente betrifft, irdischer Herkunft ist oder, wenn das nicht zutrifft, daß das Ursprungsmaterial der Tektite eine der Erde sehr ähnliche Entwicklungsgeschichte durchgemacht haben muß.

Wassergehalt

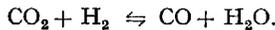
Friedman (24) hat unter besonderen experimentellen Vorsichtsmaßnahmen den Wassergehalt der Tektite und verschiedener Gläser bestimmt. Die untere Nachweisgrenze lag bei 1 ppm nach Gewicht bei einer Reproduzierbarkeit von 20 % des Gehaltswertes. Frühere Versuche zeigten, daß der Wassergehalt bei Analysen zu hoch angegeben wurde in erster Linie infolge Wasseraufnahme beim Mahlen der Probe vor der Analyse. Abb. 1 zeigt die eindrucksvollen Ergebnisse. Die meisten Tektite haben weniger als 0,05 Gew.-% H₂O; der Mittelwert aller untersuchten Tektite liegt bei 0,005 %.

Die Tektite sind die wasserärmsten Gläser, die bekannt sind. Selbst das bei einer Atombombenexplosion erschmolzene Gesteinsglas wird von den Tektiten an Wasserarmut übertroffen. Dieser Befund stützt die Annahme sehr hoher Bildungstemperaturen von 2000 °C und mehr.

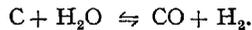
J. Ottemann

7. Gasgehalt

Beck (8), *Linck (43)*, *Döring* und *Stutzer (18)* analysierten den Gasgehalt von Tektiten durch Erhitzen in Platin- bzw. Quarzgefäßen. Festgestellt wurden CO_2 , CO , H_2 , SO_2 , CH_4 , N_2 , O_2 mit Gesamtgasgehalten von 0,23 bis 0,82 cm^3/g . *H. E. Suess (69)* machte die bedeutsame Entdeckung, daß, wenn die Oberfläche der Tektitprobe mit einem Sandstrahlgebläse gereinigt war, der Gasgehalt nur noch $1/2$ bis $1/3$ der unbehandelten Probe betrug. Die Gase (CO_2 , CO , H_2 , H_2O) standen im Gleichgewicht miteinander gemäß:



Friedman (24) glühte sorgfältig gereinigte Tektit-Proben bei 1450°C im Vakuum in Platingefäßen, aus denen der Kohlenstoff restlos entfernt war. Hierbei konnte er lediglich geringe Mengen H_2O extrahieren. Die bisher gefundenen Gase CO_2 , CO und H_2 ließen sich als Reaktion von Kohlenstoff-Verunreinigungen mit Wasser erklären:



Reynolds (58) berichtete über Edelgase in Tektiten. Er fand Argon und Neon aber kein Helium wegen dessen hoher Diffusionsrate im Tektit-Glas. Von besonderem Interesse für die Bildungsgeschichte der Tektite ist die Untersuchung des Gasgehaltes von Gasblasen in Tektiten, da sie Auskunft über die Art der Atmosphäre bei der Bildung geben kann.

O'Keefe, Dunning und *Lowman (50)* wiesen Neon, Helium und Sauerstoff in einer Gasblase eines Bediasiten nach.

Zähringer (89) berichtet über seine Ergebnisse (Tab. 10) von Gesamtanalysen verschiedener blasenhaltiger Tektite und Gläser, in denen alle Edelgase nachgewiesen und massenspektrometrisch analysiert wurden. Die Gase wurden durch Zertrümmern der Proben mit einem magnetischen Hammer im Ultrahochvakuum gewonnen. Von großer Bedeutung ist das Ergebnis, wonach das Verhältnis der Mengen von $\text{Ar}:\text{Kr}:\text{Xe}$ dem der Erdatmosphäre sehr ähnlich ist. Überdies konnte *Zähringer* zeigen, daß das Isotopenverhältnis $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ in den untersuchten Tektiten und Gläsern dem des atmosphärischen Argons von etwa 300 entspricht.

Diese massenspektrometrisch gewonnenen Analysen berechtigen zu der Annahme, daß die in den Tektit-Gasblasen eingeschlossenen Gase irdischer Herkunft sind. Die Kenntnis des Argon-Gehaltes und seiner Isotopenanteile ist für die Tektit-Forschung von eminenter Bedeutung, da auf dieser Feststellung die absolute Altersbestimmung der Tektite

Zusammensetzung und Herkunft der Tektite und Impaktite

 Tabelle 10. Anteile der aus Gasblasen von Tektiten und Gläsern freigesetzten Gase in $10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}$ nach Zähringer (89)

Herkunft	Dichte	He ⁴	Ne ²²	Ar ⁴⁰	Kr ⁸⁴	Xe ¹³²	Mindestdruck in den Blasen (mm Hg)
<i>Santa Mesa District</i> (<i>Philippinen</i>)							
USNM							
Galaz 1943	—	0,6	0,45	0,1	—	—	—
	2,447	1,2	0,28	0,2	—	—	0,01
Galaz 1951	—	—	—	0,1	—	—	—
Zapote	2,412	3,4	0,80	4,7	—	—	0,1
	—	3,1	0,53	0,8	—	—	—
La Loma	—	0,5	0,14	0,2	—	—	0,005
	—	1,5	0,25	0,2	—	—	—
	—	1,8	0,11	0,6	—	—	—
	2,408	3,6	0,18	43	0,003	0,0002	0,9
Reposo Street 1973	—	1,4	0,11	27	0,002	—	—
	2,448	1,1	0,15	50	—	—	1,9
	2,429	2,7	0,27	0,6	—	—	0,02
Altura 1983	2,459	2,3	0,33	0,2	—	—	0,01
Kubao 1999	—	1,7	0,14	2,1	—	—	—
	—	—	—	0,4	—	—	—
Quellé (Ivory Coast)	2,379	7,1	0,12	83	0,007	0,0003	1,3
Muong Nong (Indochina)	—	1,8	0,02	7,8	—	—	—
	2,418	—	—	—	—	—	—
Hai Nan (China)	2,467*	2,5	0,30	1040	0,068	0,0015	40
Libyan Desert Glas	—	1,2	0,40	380	0,031	0,001	—
	2,207	0,5	0,20	290	0,025	0,001	24
Atmosphär. Vol. % × 10 ³	2,226*	—	—	—	—	—	—
	—	0,52	0,16	920	0,057	0,02	—

* Dichte des feinen Pulvers.

nach der Kalium-Argon-Methode basiert. Das radioaktive Kaliumisotop K^{40} zerfällt unter Bildung von radiogenem Ar^{40} .

Nach anfänglich noch unsicheren Untersuchungen des K-Ar-Alters von Tektiten durch *Suess, Hayden* und *Inghram* (70) und *Gerling* und *Yaschenko* (33) konnte *Reynolds* (57) mit Hilfe moderner Massenspektrometer in Verbindung mit der Hochvakuumtechnik sehr geringe Edelgasgehalte genau bestimmen.

Gentner und *Zähringer* (28, 29) fanden für Australite, Billitonite, Philippinite und Indochinite das gleiche Alter von $0,6 \times 10^6$ a. Zum erstenmal wurde damit die große Tektitgruppe des südchinesisch-australischen Raumes einem einzigen Naturereignis zugeschrieben. Auf Grund der Arbeiten von *Gentner, Lippolt* und *Schaeffer* (30, 31) und *Zähringer* (89) lassen sich vier Tektit-Gruppen verschiedenen Alters voneinander unterscheiden (vgl. Tab. 5).

Im Hinblick auf die Sicherheit der Altersbestimmung mit der K-Ar-Methode ist die Frage etwaiger Diffusionsverluste an Argon in den Tektitgläsern von Wichtigkeit. *Fechtig, Gentner* und *Kalbitzer* (23) konnten mit einer radioaktiven Meßmethode die Diffusionsverluste in Abhängigkeit von der Temperatur quantitativ bestimmen. Es ergab sich, daß der Argon-Gehalt von Tektiten durch Verlust von radiogenem Argon praktisch nicht verändert wird.

8. Chemismus, Glasbildungsfähigkeit und Verwitterung

Wie anfangs gezeigt wurde, ist die chemische Zusammensetzung der Tektite durch eine auffallend geringe Varianz der Komponenten im Vergleich zu den irdischen Gesteinen gekennzeichnet. Nach *Lowman* (47) müssen, wenn die Tektite durch Zufallsereignisse – wie z.B. das Auftreffen eines Riesenmeteoriten auf die Erdoberfläche – gebildet sind, zwei Dinge vorausgesetzt werden, damit eine Tektit-Zusammensetzung resultiert:

1. Müssen Gesteine sehr spezieller Zusammensetzung zum Aufschmelzen ausgewählt werden;
2. Muß die Varianz in der Zusammensetzung des aufgeschmolzenen Gesteins relativ gering sein.

Nach den Berechnungen von *Lowman* ist die Wahrscheinlichkeit für die zufällige Erfüllung beider Voraussetzungen sehr viel geringer als 0,001. Aus diesem Ergebnis leitet *Lowman* eine außerirdische Herkunft der Tektite ab.

Wenn die Zusammensetzung aller Tektite, deren Gruppen sogar ein um viele Millionen Jahre unterschiedliches Alter haben, so gleichförmig

ist, liegt es nahe, an eine Aussortierung zu denken. *Schüller* und *Ottmann* (63) haben nachdrücklich auf die große chemische Stabilität SiO_2 -reicher Gläser hingewiesen und die so wenig variierende chemische Zusammensetzung der Tektite auf eine Auslese durch Verwitterung zurückgeführt. Diesen Gedanken hat *Preuss* (56) aufgegriffen, indem er die Möglichkeit andeutet, daß die Moldavite kieselsäurereiche Überbleibsel wechselnd zusammengesetzter Glasmassen sind, was nach *Preuss* bei den Suevitgläsern des Nördlinger Rieses der Fall ist.

Alle Varianten der Impacttheorie fußen auf der völlig zufälligen örtlichen Aufschmelzung von Gesteinen. Es stellt sich daher die Frage nach der Verbreitung der Gesteinsarten auf der Oberfläche der Kontinente. Bei *Gaedeke* (27) finden sich hierzu folgende Angaben. Eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1,5 km vorausgesetzt, ist die Erdoberfläche zu 75 % von Sedimentgesteinen und zu 25 % von Eruptivgesteinen und metamorphen Gesteinen bedeckt. Bei den Eruptivgesteinen dominieren mit 98 % der Ergußgesteine die Basalte und mit 90 bis 95 % der Tiefengesteine die Granite. Von den Hauptvertretern der Sedimentgesteine überwiegen bei weitem die Tonschiefer, es folgen der Menge nach die Sandsteine und die Kalksteine. Die relative Häufigkeit dieser Gesteine ist nach geochemischen Berechnungen 80 % Tonschiefer, 15 % Sandsteine, 5 % Kalksteine; nach stratigraphischen Messungen 46 % Tonschiefer, 32 % Sandsteine und 22 % Kalksteine.

Entsprechend ihrer Häufigkeit kommen Tonschiefer, Sandsteine, Kalksteine, Basalte, Granite und Metamorphite als Materiallieferanten für die Tektite in erster Linie in Frage. Nach dieser Statistik würden Zufallstreffer von Großmeteoriten auf Schiefer, Sandsteine und deren Gemische bzw. Gesteine granitischer Zusammensetzung, welche der Gesamtzusammensetzung der Tektite am besten entsprechen, durchaus verständlich sein.

Grundsätzlich können alle diese Gesteine zu Gläsern erschmolzen werden; Kalksteine sind bei geeigneter Zusammensetzung auch „glasbildend“. Ob ein Schmelzfluß glasig oder kristallin erstarrt, hängt bei silicatischem Material in der Hauptsache von der chemischen Zusammensetzung, Viscosität und Abkühlungsgeschwindigkeit ab. Mit zunehmendem Kieselsäuregehalt erhöht sich die Viscosität, Wassergehalt setzt sie herab. Ein als Glas erstarrtes Gestein kann im Laufe geologischer Zeiten kristallisieren (Entglasung, sekundäre Devitrifizierung). Diese Gesetzmäßigkeiten beherrschen die Häufigkeit des Vorkommens und die Art der natürlichen Gläser.

Basische Silicatgläser mit niedrigem Kieselsäuregehalt und daher niedriger Viscosität und hoher Keimbildungsgeschwindigkeit sind nur sehr selten. Die weitaus häufigsten Gesteinsgläser sind granitischer Zu-

sammensetzung. Hinsichtlich des Problems der Tektit-Bildung erscheint es wahrscheinlich, daß bei einem Impakt auf ausgesprochen basische Gesteine eher kristalline Produkte als Gläser von der Art der Tektite entstanden sind.

Es sei darauf hingewiesen, daß Tektite in den flächenmäßig sehr ausgedehnten Gebieten der Plateaubasalte bisher nicht gefunden wurden. Auch werden z.B. Schmelzen tonhaltiger Kalksteine oder Dolomite selbst bei primär glasiger Erstarrung mit der Zeit auskristallisieren, mit erhöhter Wahrscheinlichkeit im Verlaufe von Jahrtausenden; d.h. wir finden derartige intakte Gläser heute nicht mehr, es sei denn, sie sind relativ jung wie z.B. die des Meteorkraters von Arizona mit einem Alter von 20 bis 75 Jahrtausenden (*Nininger (49)*).

Ganz allgemein kann gefolgert werden, daß eine erste Aussortierung nach dem Chemismus schon auf Grund der Glasbildungsfähigkeit des Impaktmaterials stattfindet.

Die chemische Widerstandsfähigkeit der Gläser gegenüber der natürlichen Verwitterung ist sehr unterschiedlich; sie ist aus der Technologie der Gläser wohlbekannt. Am verwitterungsbeständigsten sind Gläser ohne Wassergehalt mit wenig Alkalien. Durch Zusätze kann die Haltbarkeit gegen Verwitterung wesentlich gesteigert werden. In diesem Sinne übt Aluminiumoxid, als Ersatz für SiO_2 , einen günstigen Einfluß aus; sein optimaler Zusatz liegt bei 15 % Al_2O_3 (*Thiene (82)*). Höchste Widerstandsfähigkeit gegenüber Wasser besitzt Quarzglas. Tektite und Impaktite mit entsprechender Zusammensetzung lassen eine besonders hohe hydrolytische Widerstandsfähigkeit erwarten. Tatsächlich gehören die Tektitgläser zu den beständigsten Mineralbildungen überhaupt, da sie als Überbleibsel der Verwitterung auf Seifenlagerstätten zu finden sind (*Linck (44)*).

Doch sind verschiedentlich auch Anätzungen der Oberfläche von Tektiten beobachtet worden (vgl. S. 420). Solche beginnenden Verwitterungserscheinungen können alkalische Lösungen bewirkt haben, die bekanntlich saure Gläser und auch Quarzglas stärker als Wasser angreifen.

Ein Kriterium für die Verwitterungsbeständigkeit eines Glases ist seine Reaktion gegenüber Wasser. Während saure Gläser der hydrolytischen Zersetzung mehr oder weniger stark widerstehen, erliegen basische Gläser ihr sehr viel intensiver und schneller. Der Sideromelan, ein basaltisches Gesteinsglas im Palagonittuff von Sizilien mit nur 44 % SiO_2 , ist chemisch leicht zersetzbar; er löst sich in warmer Salzsäure kurzzeitig vollständig auf.

Ottemann (51) konnte eine Analogie aufzeigen zwischen der Hydrolyse von Sideromelangelas im Palagonittuff und der basischer Hochofenschlacke in einem Hochofenschlackenbeton. Natürliche basische Gläser

Zusammensetzung und Herkunft der Tektite und Impaktite

Tabelle 11. Chemische Zusammensetzung von Impakt- und verwandten Gläsern in Gew.-% ohne Wasser

	Wabar dunkel	Wabar hell	Henbury	Henbury ohne meteorit. Anteile	Henbury dunkel	Ries	Aouelloul	Darwin	Libyan Desert	Bosumtwi
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	87,45	92,88	69,48	75,35	68,88	66,19	86,51	85,62	98,20	71,82
Al ₂ O ₃	1,77	2,64	11,37	12,33	5,60	14,74	5,76	6,64	0,70	16,92
FeO	5,77	0,53	11,45*	3,71*	7,92	3,86	1,59	1,66	0,24	1,65
Fe ₂ O ₃	0,28	0,23	—	—	8,46	0,70	1,31	2,34	0,53	2,92
MgO	0,60	0,47	2,18	2,36	2,03	2,60	0,91	0,96	0,01	1,09
CaO	1,90	1,46	0,61	0,66	2,51	3,96	0,73	0,10	0,30	1,20
Na ₂ O	0,39	0,42	0,83	0,90	0,03	3,62	0,14	0,05	0,33	3,06
K ₂ O	0,58	1,61	2,98	3,24	1,43	3,26	2,05	1,81	0,02	1,10
TiO ₂	0,15	0,12	0,82	0,88	3,64	0,82	0,55	0,59	0,23	0,57
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,27	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,048	0,43	—	—	1,07	0,181	0,82	1,41	2,20	1,77
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,12	0,43	0,07	—	0,08	1,94	0,35	n.b.	0,06	n.b.
Metall- kügelchen	—	ja	—	ja	—	ja	?	ja	?	ja

* Alles Fe als FeO.

Literatur: 1, 2, 5 Spencer (65); 3, 4 Taylor u. Kolbe (75); 6 Hörz (37); 7, 9 Baker (4); 8 Taylor u. Solomon (79); 10 Cohen (15).

bleiben nicht lange intakt abgesehen von seltenen Ausnahmefällen, in denen sie durch anderes Material oder günstiges Klima besonders geschützt wurden. Ganz allgemein ist die Verwitterungsbeständigkeit silicatischer Gläser eine Funktion des Kieselsäuregehaltes.

Die relativ gleichförmige chemische Zusammensetzung der Tektite mit einem Kieselsäuregehalt von über 68 % SiO_2 kann u. a. als Folge einer Auslese durch die Verwitterung angesehen werden.

Es gibt also zwei verschiedene, auf der chemischen Beschaffenheit basierende, Eigenschaften eines zu Glas geschmolzenen Impaktmaterials, die eine Aussortierung bewirken können, die Glasbildungsfähigkeit und die Verwitterungsbeständigkeit. Da nur SiO_2 -reiche Silicate glasbildungsfähig und auch verwitterungsbeständig sind, erzeugen beide Eigenschaften im Verlaufe geologischer Zeiten eine Auslese in Richtung auf Gläser mit hohem Kieselsäuregehalt.

II. Impaktite

Im Gegensatz zu den Tektiten ist für die Impaktite zunächst charakteristisch, daß sie Glasbildungen darstellen, die, ihrem Namen entsprechend, mit einem Impakt oder Meteoriteneinschlag in Beziehung stehen. Diese Impaktite oder Kratergläser unterscheiden sich von den Tektiten vor allem mineralogisch u. a. durch ihren Gehalt an mannigfachen Mineraleinschlüssen. Bei einigen Impaktiten – dem Lybian Desert-Glas (Ägypten) und dem Darwin-Glas (Tasmanien) – die nach ihren Eigenschaften auch zu den Kratergläsern gehören, konnte jedoch der dazugehörige Meteorokrater nicht gefunden werden.

1. Chemische Hauptbestandteile der Impaktite

In Tab. 11 sind die Gehalte der chemischen Komponenten auf die Substanz ohne Wasser reduziert, um die Zusammensetzungen untereinander und auch mit der der Tektite vergleichbar zu machen.

Chemisch-analytisch gesehen variieren die Impaktite sehr viel stärker als die Tektite; das bezieht sich sowohl auf das jeweilige Vorkommen (vgl. Wabar, hell und dunkel) als auch auf die Vorkommen untereinander. Der Gehalt an Kieselsäure bewegt sich zwischen 66 und 98 Gew.-% SiO_2 , der an Tonerde bzw. Eisenoxid (FeO) zwischen 0,7 und 15,0 %.

Auf Grund ihres sehr hohen SiO_2 -Gehaltes können das helle Wabar- und das Lybian Desert-Glas als verunreinigte Quarzgläser bezeichnet werden. Tektitähnliche Zusammensetzung haben die Impaktite vom

Ries- und Bosumtwikrater. Das Riesglas ähnelt in der Zusammensetzung den Philippiniten, das Bosumtwiglas den Tektiten der Elfenbeinküste (Tab. 1). Bemerkenswert erscheint die chemische Ähnlichkeit zwischen den Impaktiten von Auelloul (West-Sahara) und vom Mt. Darwin (Tasmanien).

Der Wassergehalt der Impaktite (in Tab. 11 gesondert angegeben) zeigt die große Varianz von 0,06 bis etwa 2,0 % H_2O . Ganz allgemein liegt der Wassergehalt bei den Impaktiten höher als bei den Tektiten, was offensichtlich darauf hinweist, daß die Wirkung der Impakttemperatur nach Höhe und Dauer bei den Impaktiten geringer war als bei den Tektiten.

Betrachtet man das Verhältnis $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, so erkennt man die starke Varianz von 0,04 bis 2,20. Das ist ein sehr wesentlicher Unterschied zu den Tektiten mit ihren durchschnittlich niedrigeren relativ konstanten $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Werten (Tab. 5). Lediglich die Impaktitgläser Wabar (dunkel) und das Riesglas weisen $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnisse auf, die in den Tektit-Bereich fallen. Allerdings schwanken nach Hörz (38) die Verhältnisse bei 11 untersuchten Riesgläsern zwischen 0,15 und 0,62.

Generell ist aber der hohe Eisen(III)-oxid-Gehalt charakteristisch für die Impaktite. Hierfür spricht nach Chao (9) auch die Beobachtung, daß die meisten Impaktite Streifen von ungelösten limonitischen Eisenoxiden enthalten. Wenn die Ries-Gläser ihrem $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnis nach mehr tektitisch sind, so weist das auf die Einwirkung hoher Bildungstemperaturen hin. Der hohe Wassergehalt spricht dagegen, wird aber wohl postgenetisch sein.

2. Geochemische Beziehungen zwischen Impaktiten, Muttergesteinen und Tektiten

Ries-Gläser und Moldavite

Das von Gentner, Lippolt und Schaeffer (31) ermittelte etwa gleiche K-Ar-Alter der Ries-Gläser und Moldavite, wie auch das von Schüller und Ottemann (63) gefundene sehr ähnliche Rb/Zr-Verhältnis der Suevitgläser von 0,6 und der Moldavite von 0,5 stützen die von Cohen (14) ausgesprochene Hypothese, wonach Ries-Gläser und Moldavite auf ein Naturereignis zurückzuführen wären. Chao (9) wies darauf hin, daß auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung Ries-Gläser und Moldavite nicht ein und dasselbe Muttergestein haben können. In einer Spezialuntersuchung kommen v. Engelhardt und Hörz (22) ebenfalls zu dem Ergebnis, daß Ries-Gläser und Moldavite, abgesehen vom niedrigen $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnis, chemisch nicht miteinander verwandt sind. Sie

weisen auf die sehr geringe Streuung der Riesglas-Komponenten SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO und MgO bei den geographisch verschiedenen Vorkommen hin. Nach *v. Engelhardt* und *Hörz* entspricht die Zusammensetzung der Riesgläser etwa den intermediären Paragneisen des Schwarzwaldes. Die Moldavite zeigen demgegenüber eine größere Variabilität der Komponenten und weichen vom Chemismus aller irdischen Gesteine ab. Die Moldavite könnten nach *v. Engelhardt* und *Hörz* aus einer Mischung von kalium-reichem Ton mit Sandstein gebildet werden.

Impaktite von Ghana und Tektite der Elfenbeinküste

Anders steht es beim chemischen Vergleich der Impaktgläser Buonim und Ata des Bosumtwi-Kraters in Ghana mit den Tektiten der Elfenbeinküste,¹ von denen beide Gruppen das gleiche K-Ar-Alter von 1,3 Millionen Jahren haben und etwa 300 km voneinander entfernt vorkommen.

Die chemische Beschaffenheit der Gläser des Bosumtwi-Kraters wurde 1937 von *H. und W. H. Benett (Cohen (15))* und neuerdings von *Gentner, Lippolt und Müller (32)* ermittelt, die auch das K-Ar-Alter bestimmten. Über das K-Ar-Alter der Tektite der Elfenbeinküste berichtete *Zähringer (89)*.

Tabelle 12. *Spurenelemente im Glas Buonim, Glas Ata und in einem Tektit der Elfenbeinküste nach Gentner, Lippolt und Müller (32)*

Element	Glas Buonim p.p.m.	Glas Ata p.p.m.	Tektit p.p.m.	
Cr	153	164	262	
Mn	253	652	541	
Ni	86	90	130	105*
Cu	56	59	82	
Rb	127	73	64	
Sr	267	358	316	
Zr	156	164	163	
K/Zr	135	96	82	
Rb/Zr	0,81	0,45	0,39	
Ni/Fe × 10 ⁻⁴	18	20	27	22*
Cr/Ni	1,78	1,82	2,02	

* Nickel-Bestimmung durch Aktivierungsanalyse, *Ehmann (19)*.

Der apparative und methodische Fehler beträgt $\pm 5\%$ rel. Bei den angegebenen Elementverhältnissen entfallen Einflüsse der Matrix, so daß der Fehler $\pm 3\%$ rel. ist.

Eine bemerkenswerte Übereinstimmung der Hauptbestandteile der Impaktite von Ghana (Tab. 11) und der Tektite der Elfenbeinküste (Tab. 1) konnte durch *Gentner, Lippolt* und *Müller* (32) auch bei einer Gegenüberstellung der Spurenelementgehalte festgestellt werden (Tab. 12). Die absoluten Spurengehalte der untersuchten Gläser an Cr, Mn, Ni, Rb, Sr, Zr zeigen beachtliche Parallelen, das gilt ebenfalls für die Elementverhältnisse K/Zr, Rb/Zr, Ni/Fe und Cr/Ni.

Im Falle der gleichaltrigen Impaktite von Ghana und Tektite der Elfenbeinküste läßt daher ihre auffallende chemische Ähnlichkeit tatsächlich die gemeinsame Herkunft aus einem gewaltigen Meteoriteneinschlag möglich erscheinen.

Impaktite von Henbury

Sehr aufschlußreiche Untersuchungen zur Geochemie der Impaktite von Henbury in Mittelastralien (südlicher Teil des Northern Territory) lieferten *Taylor* (74) und *Taylor* und *Kolbe* (76). Diese Autoren hatten sich zum Ziel gesetzt, auf Grund des Chemismus der Henbury-Impaktite die Art des aufgeschmolzenen Muttergesteins ausfindig zu machen und außerdem der rätselhaften Herkunft der Tektite auf die Spur zu kommen. Tab. 11 zeigt die Zusammensetzung des Henbury-Glases, das wie fast alle Impaktite nennenswerte Mengen an Fe-Ni-Kügelchen, vermutlich aus kosmischem Meteoritenmaterial stammend, enthält. Um einen Vergleich der Impaktit-Zusammensetzung mit dem gesuchten Muttergestein möglich zu machen, wurde der meteoritische Anteil an Eisen, Nickel und Kobalt (Tab. 13) von der Gesamtanalyse des Impaktites abgezogen. Hierbei benutzten *Taylor* und *Kolbe* als Bezugsstandard die Fe/Ni- und Ni/Co-Verhältnisse des Eisenmeteoriten von Henbury. Es ergab sich, daß als Muttergestein der Impaktite von Henbury die Subgrauwacke in Frage kommt, die in Blöcken im Hauptkrater von Henbury zu finden ist. Ferner stellte sich eine weitgehende Ähnlichkeit auch mit den Australiten heraus, vor allem, wenn man die kieselsäurereichen Vertreter der Australite in Betracht zieht. Tab. 14 zeigt die Gesamtzusammensetzung der mit gleichen Analysemethoden untersuchten Impaktite von Henbury (abzüglich der meteoritischen Anteile), der Subgrauwacke von Henbury und von 10 Australiten mit einem Kieselsäuregehalt von mehr als 75 % SiO₂ einschließlich der Ergebnisse der Spurenanalysen.

Darwin-Glas

Eine bis ins einzelne gehende geochemische Untersuchung des problematischen Darwin-Glases lieferten *Taylor* und *Solomon* (81). Die chemische Brutto-Zusammensetzung (Tab. 11) ähnelt keinem der anstehenden Ge-

Tabelle 13. *Mittlere Spurenelementgehalte in Impaktit-Gläsern sowie vergleichbaren Tektiten und Gesteinen*

P.p.m.	Ba	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Ge	Li	Mn	Ni	Pb	Rb	Sc	Sr	V	Zr
Henbury	650	260	80	4,8	42			35	1000	3300	22	113	11	85	77	423
Darwin	340	<3-24	115	3,6	10	16	0,52	3,7	135	122	7,6	78	4,1	14	29	390
Wabar										1270						
Aouelloul						4,7	0,56			260		38				438
Libyan Desert						1,5	0,75			3,3		<1				264
Bosumtwi			159		58				453	88		100		313		160
Ries										26		160				250
Elfenbeinküsten- Tektit			262		82					130		64		316		163
Henbury-	467	11	47	2,6	21,7			43	427	30	16	90	9	68	55	433
Subgrauwacke	620	15	75	2,7	7,3	8,3		42	760	30	—	84	12	200	76	410

Literatur: Schmetzler u. Pinson (61); Schüller u. Ottemann (63); Gentner, Lippolt u. Müller (32); Taylor u. Sachs (79); Taylor u. Solomon (81); Taylor u. Kolbe (76).

Zusammensetzung und Herkunft der Tektite und Impaktite

Tabelle 14. *Gesamtzusammensetzung von Impaktit und Subgrauwacke von Henbury und Australiten nach Taylor (74)*

Gew.- %	Impaktite/Henbury ohne meteor. Anteile	Subgrauwacke Henbury	Australite SiO ₂ > 75 %	
			Mittelwerte	Schwankungsbereich
SiO ₂	75,35	77,26	76,50	75,08–78,79
Al ₂ O ₃	12,33	10,85	10,12	9,36–10,53
FeO*	3,71	3,71	4,15	3,84–4,50
MgO	2,36	2,01	1,70	1,50–1,91
CaO	0,66	0,83	3,10	2,13–4,42
Na ₂ O	0,90	1,00	1,15	1,12–1,20
K ₂ O	3,24	2,95	2,16	2,08–2,25
TiO ₂	0,88	0,82	0,62	0,55–0,66

p.p.m.

P	165	100	170	40–310
Ba	710	620	620	570–720
Co	11	11	15	14–17
Cr	86	56	66	58–82
Cu	45	13	7,5	5,7–9,7
Cs	4	3	2	1,4–3,0
Li	38	35	39	33–43
Mn	1100	840	740	630–920
Ni	26	26	28	25–34
Rb	122	110	77	65–84
Sr	93	90	190	150–245
Sc	12	11	11	9–12
V	84	65	67	58–85
Zr	460	630	430	370–540

* Alles Eisen als FeO.

steine, kommt aber, abgesehen vom Ni-Gehalt und dem Fe/Ni-Verhältnis, einer Mischung von Quarzit und Subgrauwacke (tonhaltiger Sandstein) sehr nahe. Ein Zusammenhang mit den australischen Tektiten besteht nicht. *Taylor* und *Solomon* schließen aus ihren umfangreichen Untersuchungsergebnissen, daß für die Bildung des Darwin-Glases eine irdische Herkunft durch meteoritischen Impakt anzunehmen ist.

III. Folgerungen und Ausblick

Es wurde versucht ein Bild vom gegenwärtigen Stand der chemischen Erforschung der Tektite und Impaktite zu geben. Der Leser wird – so hoffen wir – den Eindruck bekommen haben, daß auf diesem neu aufgeblühten Wissensgebiet alles mitten im Fluß ist. Doch zeichnen sich bei Musterung des Erreichten einige *Grundlinien* allgemeiner Art ab.

Da ist zunächst die Erkenntnis, daß eigentlich alle chemischen Analysen, sei es der Hauptkomponenten, sei es der Gehalt an Spurenelementen, auch der seltenen, wie auch der Edelgasgehalt der Tektite auf irdische Verhältnisse hinweisen; übrigens liefern auch die hier nicht behandelten Isotopenanalysen genau das gleiche Bild.

Die mit der K-Ar-Methode erkannten vier großen Tektitgruppen jeweils gleichen Alters sprechen für die Bildung der Tektite durch wenige große Naturereignisse.

Diese Tektit-Gruppen besitzen individuelle, chemische Charakteristiken, die sich neben den K-Ar-Verhältnissen in den Verhältnissen $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, MnO/FeO , Rb/Zr , Rb/Sr , K/Rb widerspiegeln.

Den Schlüssel für das Verständnis der Tektit-Abstammung scheinen die z.T. extrem hohen Nickelgehalte und das Ni/Fe-Verhältnis einiger Tektite zu liefern. Diese Verhältnisse finden sich übereinstimmend auch bei den Impaktiten wieder, die nachweislich bei Meteoriteinschlägen gebildet wurden und einen Teil der meteoritischen Substanz in sich aufgenommen haben.

Verschiedene Spezialuntersuchungen ergaben, daß als Muttergestein der Tektite und Impaktite Mischungen aus Ton- und Sandsteinmaterial angenommen werden müssen. *Cherry* und *Taylor* (12) führen die Tektite allgemein auf Mischungen von Quarz und Schiefer zurück; *Taylor* und *Solomon* (81) das Darwin-Glas auf Quarzit plus Subgrauwacke; *v. Engelhardt* und *Hörz* (22) die Moldavite auf kalium-reichen Ton plus Sandstein; *Taylor* und *Kolbe* (76) die Impaktite von Henbury und die Australite auf Subgrauwacke. Diese Ergebnisse stehen möglicherweise in Zusammenhang mit der oben dargelegten statistischen Verbreitung der Gesteine der obersten Erdkruste, die zu 75 % aus Sedimentgesteinen besteht, von denen Tonschiefer und Sandsteine überwiegen. Auch die Aussortierung der kieselsäurearmen, „basischen“ Gesteine durch Glasbildungsfähigkeit und Verwitterung spielt hier eine Rolle.

Aus dem Chemismus läßt sich folgern, daß im allgemeinen die Energien bei der Entstehung der Impaktite kleiner waren als die bei der Entstehung der Tektite; für letzteres sprechen Wassergehalt, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnis, selektive Verdampfung, gleichmäßigere Gesamtzusammensetzung der Tektite. Die genannten Zusammenhänge sind hypothetisch, viele Probleme z.Zt. völlig undeutbar, wie z.B. die Frage des Chromgehaltes.

Detaillierte chemische Untersuchungen mit Hilfe gleichartiger und verfeinerter Untersuchungsmethoden werden zur weiteren, schrittweisen Klärung der Probleme führen. Vielleicht läßt sich die Frage nach der Herkunft der Tektite sicherer beantworten, wenn einmal die ersten Gesteinsproben vom Monde chemisch analysiert sein werden.

Literatur

1. *Abou-El-Azm, A.*: Spectrophotometric and magnetic studies of glasses containing iron, in relation to their structure. — III. *J. Soc. Glass Techn.* **38**, 197–243 (1954).
2. *Ahrens, L. H.*, and *M. Fleischer*: Second report on a cooperative investigation into the composition of two silicate rocks. *U.S. Geol. Surv. Bull. No. 1113* (1960).
3. — and *S. R. Taylor*: Spectrochemical analysis. II. Ed. Cambridge, Mass. (1961).
4. *Baker, G.*: Tektites. *Mem. Nat. Mus. of Victoria, Melbourne, No. 23*, 1–313 (1959).
5. — A naturally etched australite from Narambeen, Western Australia. *Journ. Roy. Soc. Western Australia* **44**, 65–68 (1961).
6. — and *A. Gaskin*: Natural glass from Macedon, Victoria, and its relationship to other natural glasses. *J. Geol.* **54**, 88–104 (1946).
7. *Barnes, V. E.*: North American Tektites. *Univ. Texas Publ.* **3945**, 477–582 (1940).
8. *Beck, R.*: Über die in Tektiten eingeschlossenen Gase. *Mber. Dtsch. Geol. Ges.* **LXII**, 240–245 (1910).
9. *Chao, E. C. T.*: Petrographic and chemical characteristics. In *Tektites, J. A. O'Keefe*, Ed., Chicago 1963.
10. — *I. Adler, E. J. Dwornik*, and *J. Littler*: Metallic spherules in tektites from Isabela, the Philippine Islands. *Science* **135**, 97–98 (1962).
11. — *E. J. Dwornik*, and *J. Littler*: New date on the nickel-iron spherules from Southeast Asian tektites and their implications. *Geochim. cosmochim. Acta* **28**, 971–980 (1964).
12. *Cherry, R. D.*, and *S. R. Taylor*: Studies of tektite composition. II. Derivation from a quartz-shale mixture. *Geochim. cosmochim. Acta* **22**, 164–168 (1961).
13. *Cohen, A. J.*: Trace elements relationships and terrestrial origin of tektites. *Nature [London]* **188**, 653–654 (1960).
14. — A semi-quantitative asteroid impact hypothesis of tektite origin. *J. Geophys. Res.* **66**, 2521 (1961).
15. — Asteroid- or Comet-Impact Hypothesis of Tektite Origin. In *Tektites, J. A. O'Keefe*, Ed. Chicago, 1963.
16. — *J. Anania*: Germanium and gallium contents of tektites, impact glasses, meteorites and related materials. *J. Geophys. Res.* **65**, 2482 (abstract) (1960).
17. *Compston, W.*, and *R. T. Pidgeon*: Rubidium-strontium dating of shales by the total-rock method. *J. Geophys. Res.* **67**, 3493–3502 (1962).
18. *Döring, T. H.*, u. *O. Stutzer*: Kolumbianische Glasmeteorite. *Centralbl. Mineralogie, Geol. u. Pal., Abt. A* **35–41** (1928).
19. *Ehmann, W. D.*: Nickel in tektites by activation analysis. *Geochim. cosmochim. Acta* **19**, 149–155 (1960).
20. — The abundance of nickel in some natural glasses. *Geochim. cosmochim. Acta* **26**, 489–493 (1962).
21. — On some tantalum abundances in meteorites and tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* **29**, 43–48 (1965).
22. *Engelhardt, W. v.*, u. *F. Hörz*: Riesgläser und Moldavite. *Geochim. cosmochim. Acta* **29**, 609 ff. (1965).

23. *Fechtig, H., W. Gentner u. S. Kalbitzer*: Argonbestimmungen an Kaliummineralien IX. Messungen zu den verschiedenen Arten der Argondiffusion. *Geochim. cosmochim. Acta* 25, 297 (1961).
24. *Friedman, J.*: The water, deuterium, gas and uranium content of tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* 14, 316–322 (1958).
25. — *A. Thorpe, and F. E. Seftle*: Comparison of the chemical composition and magnetic properties of tektites and glasses formed by fusion of terrestrial rocks. *Nature* [London] 187, 1089–1092 (1960).
26. *Frye, J. C., and O. S. Feint*: The late pleistocene loesses of Central Cansas. *Geol. Surv. Cansas Bull.* 70, 29–52 (1947).
27. *Gaedeke, R.*: Die Entstehung der Gesteine. In: Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Brockhaus-Taschenbuch der Geologie, 47 u. 91, Leipzig (1955).
28. *Gentner, W., u. J. Zähringer*: Das Kalium-Argon-Alter einiger Tektite. *Z. Naturforsch.* 14a, 686 (1959).
29. — Das Kalium-Argon-Alter von Tektiten. *Z. Naturforsch.* 15a, 93 (1960).
30. — *H. J. Lippolt u. O. A. Schaeffer*: Das Kalium-Argon-Alter einer Glasprobe vom Nördlinger Ries. *Z. Naturforsch.* 16a, 1240 (1961).
31. — Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. *Geochim. cosmochim. Acta* 27, 191–200 (1963).
32. — *H. J. Lippolt u. O. Müller*: Kalium-Argon-Alter des Bosumtwi-Kraters in Ghana und die chemische Beschaffenheit seiner Gläser. Preprint, Max-Planck-Inst. Kernphys. Heidelberg, 1963/V/6.
33. *Gerling, E. K., and M. L. Yaschenko*: On the age of tektites. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 83, 901–902 (1952).
34. *Green, J.*: Geochemical table of the elements for 1959. *Bull. Geol. Soc. America* 70, 1127–1184 (1959).
35. *Greenland, L., and J. F. Lovering*: The evolution of tektites: elemental volatilization in tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* 27, 249–259 (1963).
36. — The variation of iron and manganese in tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* 29, 563–567 (1965).
37. *Heide, F.*: Über Tektite von Java. *Zbl. Mineralog., Ser. A, No. 7*, 199–206 (1939).
38. *Hörz, F.*: Untersuchungen an Riesgläsern. Beiträge zur Mineralogie u. Petrographie 11, 621–661 (1965).
39. *Johannsen, A.*: A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. II, Chicago, Illinois, 1931.
40. *Klaproth, M.*: Chemische Untersuchung des Pseudo-Chrysoliths von Thein an der Moldau. *Ges. naturforsch. Freunde Berlin, Magazin VII*, 86–88 (1816).
41. *Koenigswald, G. H. R. v.*: Tektites from Java. *Proc. K. Ned. Akad. v. Wet., Ser. B* 60 (5), 371–382 (1957).
42. *Krinov, E. L.*: Some considerations on tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* 14, 259–266 (1958).
43. *Linck, G.*: Ein neuer kristallführender Tektit von Paucartambo in Peru. *Chemie der Erde* 2, 157–174 (1926).
44. — Tektite. In: *Handw. Naturw. II. Aufl. Bd. IX*, 901–906, Jena (1934).
45. *Lovering, J. F.*: High temperature fusion of possible parent materials for tektites. *Nature* [London] 186, 1028–1030 (1960).
46. — and *J. W. Morgan*: Rhenium and osmium abundances in tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 769–782 (1964).

Zusammensetzung und Herkunft der Tektite und Impaktite

47. *Lowman, P. D.*: Tektites vs. terrestrial rocks a comparison of variance in compositions. *Geochim. cosmochim. Acta* 26, 561–579 (1962).
48. *Mason, Br.*: Meteorites. Chapter 13, Tektites. New York 1962.
49. *Nininger, H. H.*: Out of the sky. New York: Dover Publications Inc. 1952.
50. *O'Keefe, J. A., K. L. Dunning, and P. D. Lowman*: The composition of gases in a tektite bubble. *Science* 137 (3535), 228 (1962).
51. *Ottemann, J.*: Gesteinsverfestigung vom Standpunkt der Zementchemie. *Geologie* 4, 159–177 (1955).
52. *Pinson, W. H., and Bottino, M. L.*: Rb–Sr ages of Tertiary volcanic rocks. *Geol. Soc. Amer. Program* 1961. Annual Meeting. 122A–123A (1961).
53. — *L. H. Ahrens, and M. L. Franck*: The abundances of Li, Sc, Sr, Ba u. Zr in chondrites and some ultramafic rocks. *Geochim. cosmochim. Acta* 4, 251–260 (1953).
54. — *J. A. Philpotts, and C. C. Schnetzler*: K/Rb ratios in tektites. *J. Geophys. Res.* 70, 2889–2894 (1965).
55. *Preuss, E.*: Spektralanalytische Untersuchung der Tektite. *Chemie der Erde* 9, 365–418 (1935).
56. — Das Ries und die Meteoritentheorie. *Fortschr. Miner.* 41, 271–312 (1964).
57. *Reynolds, J. H.*: High sensitivity mass spectrometer for noble gas analysis. *Rev. Sci. Instr.* 27, 928–934 (1956).
58. — Rare gases in tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* 20, 101–114 (1960).
59. *Ronov, A. B., and A. I. Ermishkina*: Distribution of manganese in sedimentary rocks. *Geochemistry* 1959, 254–279.
60. *Rost, R.*: Surfaces of and inclusions in moldavites. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 931–936 (1964).
61. *Schnetzler, C. C., and W. H. Pinson*: The chemical composition of tektites, Chapter 4, Tektites. Ed. *J. O'Keefe*. Chicago 1963.
62. — A report on some recent major element analyses of tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 793–806 (1964).
63. *Schüller, A., u. J. Ottemann*: Vergleichende Geochemie und Petrographie meteoritischer und vulkanischer Gläser. *N. Jb. Miner. Abh.* 100, 1–26 (1963).
64. *Schwarcz, H. P.*: A possible origin of tektites by soil fusion at impact sites. *Nature [London]* 194, 8–10 (1962).
65. *Setser, J. L., and W. D. Ehmann*: Zirconium and hafnium abundances in meteorites, tektites and terrestrial materials. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 769–782 (1964).
66. *Spencer, L. J.*: Meteoric iron and silica-glass from the meteoric craters of Henbury (Central Australia) and Wabar (Arabia). *Min. Mag.* XXIII, No. 142, 387–404 (1933).
67. *Störr, M., u. J. Konta*: Petrographische Untersuchungen moldavitführender Sedimente von Besednice in Südböhmen. *Chem. Erde* 23, 259 bis 278 (1964).
68. *Suess, Fr. E.*: Die Herkunft der Moldavite und verwandte Gläser. *Jahrb. k.k. Geol. R. A. Wien*, I. Bd., 193–383 (1900).
69. *Suess, H. E.*: Gas content and age of tektites. *Geochim. cosmochim. Acta* 2, 276–279 (1951).
70. — *R. J. Hayden, and M. G. Inghram*: Age of tektites. *Nature [London]* 168, 432 (1951).

J. Ottemann

71. *Taylor, S. R.*: Abundance and distribution of alkali elements in australites. *Geochim. cosmochim. Acta* 20, 85–100 (1960).
72. — The chemical composition of australites. *Geochim. cosmochim. Acta* 26, 685–722 (1962).
73. — Fusion of soil during meteorite impact and the chemical composition of tektites. *Nature [London]* 195, 32–33 (1962).
74. — Similarity in composition between Henbury impact glass and australites. *Geochim. cosmochim. Acta* 29, 599–601 (1965).
75. — and *L. H. Ahrens*: The significance of K/Rb-ratios for theories of tektite origin. *Geochim. cosmochim. Acta* 15, 370–371 (1959).
76. — and *P. Kolbe*: Geochemistry of Henbury impact glass. *Geochim. cosmochim. Acta* 29, 741–754 (1965).
77. — and *M. Sachs*: Trace elements in australites. *Nature [London]* 188, 387–388 (1960).
78. — Abundance and distribution of alkali elements in Victorian australites. *Geochim. cosmochim. Acta* 25, 223–228 (1961).
79. — — Geochemical evidence for the origin of australites. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 235–264 (1964).
80. — — and *R. D. Cherry*: Studies of tektite composition-I. Inverse relation between SiO_2 and other major constituents. *Geochim. cosmochim. Acta* 22, 153–163 (1961).
81. — and *M. Solomon*: The geochemistry of Darwin Glass. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 471–494 (1964).
82. *Thiene, H.*: Glas künstlich. *Handw. Naturw. Bd. V*, 236–238. Jena 1934.
83. *Tilley, C. E.*: Density, refractivity, and composition relations of some natural glasses. *Min. Mag.* 29, 285 (1922).
84. *Turekian, K. K.*, and *K. H. Wedepohl*: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. America* 72, 175 bis 192 (1961).
85. *Vorobiev, G. G.*: Study of tektite content — I. Indochinites. *Meteoritika* XVII, 17, 64–72 (1959).
86. — Study of tektite content — II. Moldavites. *Meteoritika* XVIII, 35–40 (1960).
87. *Walter, L. S.*, and *M. K. Carron*: Vapor pressure and vapor fractionation of silicate melts of tektite composition. *Geochim. cosmochim. Acta* 28, 953–969 (1964).
88. *Washington, H. St.*: Chemical analyses of igneous rocks. *Profess. Paper No. 14, Series D, E*. Washington 1903.
89. *Zähringer, J.*: Radioactive Dating. K–Ar-Measurements of Tektites, S. 289–305. Wien: International Atomic Energy Agency 1963.

(Eingegangen am 9. März 1966)