

Über die leichten Edelgase in dem Chondriten Kirin

F. Begemann, O. Braun und H. W. Weber

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

Z. Naturforsch. **35a**, 37–43 (1980); eingegangen am 19. November 1979

Dedicated to H. Hintenberger on the occasion of his 70th birthday

About the Light-weight Noble Gases in the Kirin H-chondrites

Results are reported for the contents of He, Ne, and Ar of three different specimens from the Kirin H-chondrite which, with a recovered weight of about 4000 kg, is the largest known stone meteorite. The concentrations of spallogenic gases cover a range of more than a factor of two; bulk samples with ratios ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne} \lesssim 2$ and a FeNi nugget with ${}^3\text{He}/{}^{38}\text{Ar} = 8.8 \pm 0.6$ indicate strong diffusion losses of ${}^3\text{He}$ from the silicates and of tritium from the metal. — Radiogenic ${}^4\text{He}$ and ${}^{40}\text{Ar}$ have been affected by diffusion, too, resulting in discordant U/Th- ${}^4\text{He}$ - and ${}^{40}\text{K}-{}^{40}\text{Ar}$ -gas retention ages as well as distinctly different ages for different samples. Stepwise heating experiments show the main release of ${}^4\text{He}$ and ${}^{40}\text{Ar}$ to occur at around 800 °C and the difference in the gas contents to be due to differences in the low-temperature part of the gas release curve. — An attempt is made to account for the observed positive correlation between the concentrations of spallogenic and radiogenic noble gas nuclides. Either the diffusion losses of both have occurred at the same time which requires a (quasi-)continuous loss due to a small perihelion distance or a catastrophic event late during the cosmic ray exposure history, but more than about 10⁵ years before the fall of the meteorite. As an alternative model it is suggested that the Kirin meteoroid was hot upon the ejection from its parent body. As the subsequent cooling rate of the meteoroid is smallest in the interior the diffusion losses of radiogenic ${}^4\text{He}$ and ${}^{40}\text{Ar}$ will be largest where the production rate of the cosmogenic nuclides is smallest.

Meteorite sind vor ihrem Fall auf die Erde der Einwirkung der kosmischen Strahlung ausgesetzt. Die dabei als Reaktionsprodukte entstehenden radioaktiven und stabilen Nuklide werden seit vielen Jahren gemessen, um daraus Informationen über die Intensität der kosmischen Strahlung in der Vergangenheit sowie über die Geschichte der Meteoriten selbst zu gewinnen [1, 2]. Die Interpretation der Meßergebnisse ist jedoch nicht ganz einfach, da sich Energiespektrum und Zusammensetzung der effektiven Strahlung mit der Eindringtiefe in den Meteoriten ändern, und es sich – zumindest bei Steinmeteoriten – um chemisch komplexe Targets handelt. Im Prinzip muß für jedes der Targetelemente die Anregungsfunktion für die Erzeugung jedes der Reaktionsprodukte, die Größe und Form des Meteoriten zum Zeitpunkt seiner Bestrahlung sowie schließlich die Position der untersuchten Probe im Meteoriten bekannt sein. Gerade die prä-atmosphärische Größe ist aber einer direkten Messung nie zugänglich, da Meteorite beim Durchgang durch die Atmosphäre einen beträchtlichen Massenverlust erleiden – ganz abgesehen davon, daß *a priori* nicht bekannt ist, ein wie großer Anteil der tatsächlich gefallenen Masse gefunden wurde.

Reprint requests to Prof. Dr. F. Begemann, Saarstr. 23, D-6500 Mainz.

Der Zusammenhang zwischen den gemessenen Häufigkeitsverhältnissen von Spallationsprodukten und der prä-atmosphärischen Größe ist daher nur unbefriedigend bekannt. Dies gilt auch für die von Eberhardt et al. [3] aufgezeigte positive lineare Korrelation zwischen den ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ - und ${}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnissen in Steinmeteoriten. Aus der zumindest qualitativ bekannten Energieabhängigkeit der Anregungsfunktionen für die Erzeugung der drei beteiligten Nuklide ist zu erwarten, daß beide Verhältnisse in „weich“ bestrahlten Proben kleiner sind als in „hart“ bestrahlten. Da mit zunehmender Schichtdicke die energiearme „weiche“ Sekundärkomponente der kosmischen Strahlung einen immer größeren Anteil der Gesamtintensität ausmacht, sollten daher in kleinen bzw. an der Oberfläche von großen Meteoriten hohe Verhältnisse gefunden werden, die mit Zunehmen der Abschirmung kleiner werden. Diese Voraussagen sind durch die Messung der Tiefeabhängigkeit der Nuklidverhältnisse an zwei verschiedenen Steinmeteoriten – St. Severin mit einem Gewicht von 271 kg [4] und Keyes mit 120 kg [5] bestätigt worden. Dabei ergab sich allerdings, daß die Korrelationsgerade für jeden der beiden Meteorite signifikant flacher verläuft als die für Proben verschiedener Meteorite, bei denen jedoch weder die Gesamtmasse bekannt ist noch aus welcher

0340-4811 / 79 / 0100-0037 \$ 01.00/0. — Please order a reprint rather than making your own copy.



Dieses Werk wurde im Jahr 2013 vom Verlag Zeitschrift für Naturforschung in Zusammenarbeit mit der Max-Planck-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften e.V. digitalisiert und unter folgender Lizenz veröffentlicht: Creative Commons Namensnennung-Keine Bearbeitung 3.0 Deutschland Lizenz.

Zum 01.01.2015 ist eine Anpassung der Lizenzbedingungen (Entfall der Creative Commons Lizenzbedingung „Keine Bearbeitung“) beabsichtigt, um eine Nachnutzung auch im Rahmen zukünftiger wissenschaftlicher Nutzungsformen zu ermöglichen.

This work has been digitized and published in 2013 by Verlag Zeitschrift für Naturforschung in cooperation with the Max Planck Society for the Advancement of Science under a Creative Commons Attribution-NoDerivs 3.0 Germany License.

On 01.01.2015 it is planned to change the License Conditions (the removal of the Creative Commons License condition "no derivative works"). This is to allow reuse in the area of future scientific usage.

Tiefe aus diesen Meteoriten unbekannter Größe die Proben stammen.

Eine Erklärung der Diskrepanz steht noch aus. Einmal ist bisher in nur wenigen Fällen untersucht worden, ob und in welchem Maße Diffusionsverluste insbesondere das ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis sekundär verändert haben [6–9]. Wären alle representativen Proben eines vorgegebenen Meteoriten – unabhängig von ihrer Lage in diesem Meteoriten – in gleicher Weise betroffen, so würde die Korrelationsgerade für diesen Meteoriten nur parallel nach unten verschoben, ihre Steigung änderte sich nicht. Eine stichprobenartige Analyse von verschiedenen Meteoriten, deren Korrelationsgeraden durch die Diffusionsverluste verschieden weit verschoben sind, kann jedoch nur zu einer steileren Regressionsgeraden führen.

Zum anderen ist aber auch denkbar, daß in größeren als den beiden bisher auf die Tiefenabhängigkeit untersuchten Meteoriten ein größerer Gradient gefunden wird, die bisher analysierten Stichproben mit kleinen ${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$ - und ${}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne}$ -Verhältnissen also aus großen Meteoriten stammen. Aus diesem Grunde erschien es interessant, Proben des größten bisher bekannten Steinmeteoriten zu untersuchen, dessen auffundene Masse etwa 4000 kg beträgt.

Proben, Methoden und Ergebnisse

Der H-Chondrit Kirin fiel am 8. März 1976 im Nordosten der Volksrepublik China [10]. Seine Fragmente wurden über eine Fläche von etwa 500 km² um 44° N zwischen 126° 10' und 127° 10' E verstreut gefunden. Die Masse des größten gefallenen Einzelstücks (# 1) beträgt 1770 kg; es zerbrach beim Aufprall auf die Erde in ein Stück von 1170 kg (max. Dimensionen 117 × 93 × 84 cm) und mehrere Fragmente, die in einem gemeinsamen Kra-

ter von etwa 2 m Durchmesser und 6 m Tiefe gefunden wurden. Da die schützende Schmelzkruste beim Aufbrechen zerstört wurde, und der Krater durch die gefrorene Erdschicht von etwa 1,70 m Dicke reichte, waren diese Proben einige Zeit dem Grundwasser ausgesetzt und sind bereits relativ stark angerostet.

Uns standen Proben von Kirin # 1 (Hauptmasse) ≡ Kirin B, Kirin # 1 (Fragment) ≡ Kirin F und Kirin # 4 (Masse 70 kg) ≡ Kirin A zur Verfügung. Von A und B wurden je 4 Stücke von 150 bis 500 mg als Totalproben gemessen. Zusätzlich wurden von allen drei Stücken der besseren Homogenität wegen je etwa 10 g in einem Stahlmörser bis $d < 1$ mm zerkleinert und davon Aliquots von etwa 500 mg entweder stufenweise (A und B) oder (für F) in einem Schritt entgast und analysiert. Schließlich konnte aus Probe B eine relativ große Metallkugel (≈ 140 mg) herauspräpariert werden, die fast frei war von anhaftenden Silikaten.

Die Extraktion und Messung der Edelgase erfolgte mit zwei verschiedenen Ganz-Metall-Massen-Spektrometern im statischen Betrieb [11–13]. Gasmengen wurden bestimmt durch Signalhöhenvergleich mit Standardproben atmosphärischer isotopischer Zusammensetzung mit Ausnahme des He, bei dem zwei Standards mit ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = 291$ und 23,8 verwendet wurden.

Die Ergebnisse sind in Tab. 1 und 2 zusammengestellt. Die für die Totalproben von A und B angegebenen Gasmengen und Isotopen- bzw. Nuklidverhältnisse sind Mittelwerte von je 4 Einzelbestimmungen; die angegebenen Fehler geben die gesamte Variationsbreite der Meßwerte an. Die Reproduzierbarkeit ist im allgemeinen gut; die größeren Schwankungen im Gehalt an primordialen ${}^{36,38}\text{Ar}$ und dem radiogenen ${}^{40}\text{Ar}$ führen wir auf eine inhomogene Verteilung der Träger der Urgase bzw. der K-haltigen Minerale zurück.

Tab. 1. Edelgasgehalt (in 10^{-8} cm³ NTP/g) und einige relevante Isotopen- bzw. Nuklidverhältnisse. Die bei A und B unter „Gesamtprobe“ aufgeführten Werte sind Mittelwerte von vier unabhängigen Einzelmessungen sowie deren Schwankungsbreite. Die Daten sind zusätzlich mit folgenden Unsicherheiten behaftet: Gemessene Konzentrationen $\pm 5\%$, ${}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar}$ Verhältnisse $\pm 4\%$, ${}^{38}\text{Ar}_{\text{sp}}$ (= durch Spallationsreaktionen erzeugtes ${}^{38}\text{Ar}$) bei F-1-1 $\pm 20\%$ und bei B-Metall $\pm 5\%$, ${}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne}$ $\pm 1\%$.

Probe	${}^3\text{He}$	${}^4\text{He}$	${}^{21}\text{Ne}$	${}^{20}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne}$	${}^{22}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne}$	${}^{38}\text{Ar}$	${}^{36}\text{Ar}/{}^{38}\text{Ar}$	${}^{40}\text{Ar}$	${}^3\text{He}/{}^{21}\text{Ne}$	${}^{38}\text{Ar}_{\text{sp}}$
A Gesamtprobe	0,689 (44)	254 (1)	0,427 (24)	1,00 (1)	1,07 (2)	0,218 (29)	4,58 (20)	2370 (70)	1,62 (18)	0,036 (11)
F-1-1 Gesamtprobe	1,24	664	0,719	0,92	1,07	0,230	4,18	3170	1,72	0,057
B Gesamtprobe	2,03 (16)	590 (3)	0,990 (60)	0,93 (1)	1,06 (1)	0,312 (35)	3,79 (21)	4370 (700)	2,06 (19)	0,104 (15)
Metallkugel	2,26	45	0,084	1,08	1,04	0,268	0,82	246	26,9	0,258

Tab. 2. Gasabgabe (in 10^{-8} cm 3 NTP/g) bei stufenweisem Erhitzen pulverisierter Gesamtproben. Die Proben wurden – einschließlich der Aufheizphase – je eine Stunde bei den angegebenen Temperaturen entgast, und die Temperatur dann ohne zwischenzeitliche Abkühlung erhöht.

Temperatur [°C]	^4He		^{40}Ar				
	A-1-1	B-1-1	B-1-2	A-1-1	A-1-2	B-1-1	B-1-2
600	7.8	27	62	26	120	190	290
700	6.1	180	210	45	450	790	1030
800	4.3	180	160	245	480	870	930
900	70	100	81	460	220	510	480
1000	46	50	38	275	99	220	190
1100	36	27	24	150	37	100	96
1200	19	23	16	62	45	71	56
1600	52	44	35	624	560	610	608
Total	241	631	626	1887	2011	3361	3680

Spallogene Edelgase

^3He und ^{21}Ne sind ausschließlich spallogenen Ursprungs. Das $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis ist dagegen bei den Gesamtproben von A sowie der Metallprobe etwa 10 bzw. 15% höher als es in Meteoriten durch Kernreaktionen erzeugt wird – eine Überhöhung, die auf eine geringe Beimischung von atmosphärischem oder primordialem Ne hindeutet. Da in beiden möglichen „Kontaminations“-Komponenten das $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ -Verhältnis etwa 10 ist, sind die für diese Proben gemessenen $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnisse (Spalte 7) um 1 bzw. 1,5 Prozent höher als die durch Spaltungsreaktionen erzeugten. In allen anderen Fällen macht eine solche Korrektur weniger als 2% aus.

Das Argon wird in allen Proben des *Gesamtmeteoriten* dominiert durch primordiales Ar sowie das radiogene ^{40}Ar . Die Werte für spallogenes ^{38}Ar (letzte Spalte) sind daher mit einem relativ großen Fehler behaftet. Sie sind berechnet mit einem Verhältnis von $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar} = 5,35$ für primordiales und atmosphärisches Ar sowie einem kosmogenen Produktionsverhältnis von 0,65. Berücksichtigt man, daß gerade in großen Steinmeteoriten der Einfang thermischer Neutronen am ^{35}Cl – und anschließender β^- -Zerfall des ^{36}Cl in ^{36}Ar – einen zusätzlichen Beitrag zur Produktion von ^{36}Ar liefert [14] und nimmt für das Produktionsverhältnis $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar} = 1,0$ an, so erhöhen sich die Werte in der letzten Spalte um etwa 10%.

Die Metallprobe enthält etwa 6% der ^{40}Ar -Menge der Gesamtprobe von B. Da das ^{40}Ar aus dem Zerfall von ^{40}K stammt, der Gesamtmeteorit zu etwa 75% aus Silikaten besteht und das gesamte K in diesen Silikaten vorkommt, war der Silikatanteil der

Metallprobe etwa 5%. Wären Fe und Ni die einzigen wichtigen Targetelemente für die Erzeugung von ^{38}Ar , sollte der ^{38}Ar -Gehalt unserer Metallprobe ca. 3,2mal größer sein als im Gesamtmeteoriten, der etwa 30 Gewichtsprozente Fe + Ni enthält [15]. Das gemessene Konzentrationsverhältnis ist etwa 2,5, innerhalb der Fehlergrenzen stimmen theoretischer und gemessener Wert also überein; wegen der großen Fehler kann jedoch selbst ein relativ großer Beitrag von Ca zur Produktion von ^{38}Ar im *Gesamtmeteoriten* nicht ausgeschlossen werden [9, 16].

Die in den Proben des Gesamtmeteoriten gemessenen Konzentrationen der spallogenen Nuklide unterscheiden sich um mindestens den Faktor 2,5. Da Kirin der größte bekannte Steinmeteorit ist, kann nicht verwundern, daß diese Variationsbreite größer ist, als sie bisher in Steinmeteoriten gefunden wurde. In dem eingangs erwähnten $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ - $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ -Diagramm fallen alle drei Punkte in die linke untere Ecke (Abb. 1); sie liegen jedoch deutlich unter den Korrelationsgeraden. Der Verdacht liegt daher nahe, daß – wie ebenfalls eingangs bereits erwähnt – Diffusionsverluste das $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis stark erniedrigt haben.

Da das in Meteoriten vorgefundene spallogene ^3He entweder direkt als ^3He oder aber via $^3\text{H} \xrightarrow{\beta^-} ^3\text{He}$ erzeugt wird, kann ^3He und/oder Tritium durch Diffusion verloren gegangen sein. Ein eindeutiges Kriterium für solche Diffusionsverluste *aus der Metallphase* ist das $^3\text{He}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnis. Aus zahlreichen Messungen an Eisenmeteoriten [17, 18] sowie der

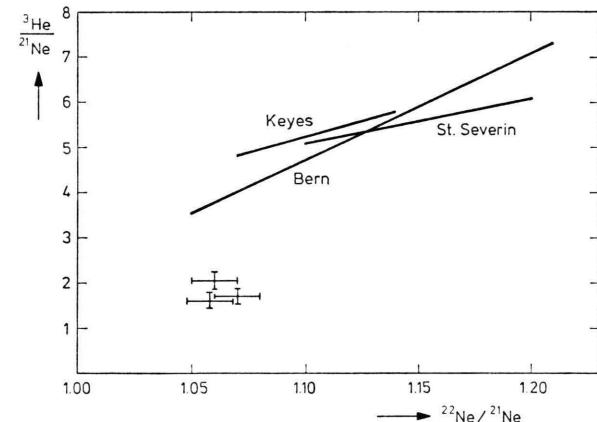


Abb. 1. Korrelationsdiagramm für die durch die Einwirkung der kosmischen Strahlung entstandenen ^3He , ^{21}Ne und ^{22}Ne . Der Übersichtlichkeit wegen sind nicht alle Literaturdaten eingetragen sondern nur die in drei Arbeiten jeweils überstrichenen Bereiche angedeutet [3–5].

Metallphase von Stein-Eisen- [9] und Stein-Meteoriten [8] ist bekannt:

- das Verhältnis der Produktionsraten $P(^3\text{H} + ^3\text{He})/P(^{38}\text{Ar})$ ist unabhängig von der Bestrahlungshärte und dem Fe/Ni-Verhältnis sehr konstant etwa 16,
- etwa 2/3 des gesamten ^3He entsteht via ^3H [19], und
- wenn überhaupt Diffusionsverluste nachweisbar sind, so haben diese nur das Wasserstoffisotop Tritium nicht aber das ^3He betroffen [7, 19, 20].

Die in der Metallphase möglichen $^3\text{He}/^{38}\text{Ar}$ -Verhältnisse liegen somit zwischen 5,3 (vollständiger Verlust des Tritium) und 16 (kein Verlust). Der in der Metallprobe gefundene Wert von $(8,8 \pm 0,6)$ zeigt eindeutig einen beträchtlichen Diffusionsverlust an; ohne diese Verluste sollte der ^3He -Gehalt $(4,1 \pm 0,4) \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g}$ sein.

Da das Verhältnis der Produktionsrate von ^3He (incl. ^3H) in der Steinphase zu der in FeNi zwischen 1,25 und 1,8 liegt [7–9], folgt daraus, daß die Totalproben von B mindestens $5,1 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP } ^3\text{He/g}$ enthalten sollten. Da nur etwa $2,0 \times 10^{-8}$ gefunden wurden, hat die Silikatphase etwa 60% des gesamten ^3He verloren; zumindest bei Kirin B ist somit das tiefe $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ -Verhältnis in der Tat auf Diffusionsverluste von ^3He zurückzuführen.

Für eine Berechnung des Bestrahlungsalters durch die kosmische Strahlung (T_s) am besten geeignet ist das ^{38}Ar der Metallprobe, da es praktisch unbeeinflußt ist von Diffusionsverlusten, Targetchemie und Korrekturen für primordiales Ar. Mit einer zeitlich konstanten Produktionsrate $P(^{38}\text{Ar}) = 7,2 \times 10^{-10} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g} \cdot \text{Ma}$ – entsprechend einer ^{36}Cl -Aktivität von 20 Zerfällen/min·kg und $P(^{36}\text{Ar})/P(^{38}\text{Ar}) = 0,65$ – ergibt sich $T_s = 3,8 \text{ Ma}$. Dieses ist jedoch ein Minimalwert, da als Produktionsrate der für einen Meteoriten dieser Größe maximal mögliche Wert angenommen wurde [21, 22].

Radiogene Edelgase

^4He und ^{40}Ar sind in allen gemessenen Proben fast ausschließlich durch den α -Zerfall von U, Th und Sm bzw. den Elektroneneinfang von ^{40}K entstanden. Nur die Metallprobe enthält einen merklichen Anteil von spallogenem ^4He . (Mit einem für die im vorigen Abschnitt abgeschätzten Diffusions-

verluste korrigierten ^3He -Gehalt von $4,1 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g}$ und einem $^4\text{He}/^3\text{He}$ -Produktionsverhältnis = 4 folgt, daß etwa 1/3 des ^4He der Metallprobe spallogen Ursprungs ist. Die radiogene Komponente ist wiederum auf die Verunreinigung der Metallprobe durch Silikate zurückzuführen. Die über das ^4He abgeschätzte Beimischung von 5% Silikaten ist in Übereinstimmung mit der oben über das ^{40}Ar berechneten ebenfalls 5%).

Nimmt man für den U- und Th-Gehalt jeweils den in H-Chondriten gemessenen Mittelwert von 12 ppb und 40 ppb [23] sowie für den K-Gehalt den in zwei Aliquots gefundenen Mittelwert von 750 ppm an, so ergeben sich für die radiometrischen Alter die in Tab. 3 aufgeführten Werte. Alle sind kleiner als das „kanonische“ Alter der Meteorite von 4,6 Milliarden Jahren; zudem stimmen weder die nach derselben Methode bestimmten Alter für die *verschiedenen* Proben noch die beiden Alter für *dieselben* Proben überein. Die U/Th- ^4He -Alter sind stets wesentlich kleiner als die K-Ar-Alter.

Letzterer Befund ist nicht neu. Diskordante Alter derselben Proben sind bereits bei einer Reihe von Steinmeteoriten gefunden worden [1, 2], und sie sind auch nicht überraschend. Der zeitliche Verlauf des Entstehens von ^4He und ^{40}Ar ist wegen der verschiedenen Halbwertszeiten der zugehörigen Radioisotope verschieden; bei einer kurzzeitigen Erwärmung der Meteoriten mit Diffusionsverlusten ist deshalb entscheidend, zu welchem Zeitpunkt diese Erwärmung stattgefunden hat. Selbst aber wenn der Meteorit einen beträchtlichen Teil seiner Geschichte bei einer hinreichend hohen Temperatur verbracht oder aber eine kurzzeitige Erwärmung so spät stattgefunden hat, als praktisch bereits die Gesamtmenge

Tab. 3. Radiometrische U/Th-He- und K-Ar-Alter (in Jahren). Für die Berechnung wurden verwendet die mittleren ^4He - und ^{40}Ar -Konzentrationen aus Tab. 1 sowie die Mittelwerte des U- (12 ppb) und Th-Gehaltes (40 ppb) von H-Chondriten [23]. Der K-Gehalt je eines Aliquots von A und B wurde mit der Isotopenverdünnungsmethode zu $(756 \pm 70) \text{ ppm}$ (A-1-3) bzw. $(752 \pm 70) \text{ ppm}$ (B-1-3) bestimmt. Gerechnet ist bei allen drei Proben mit $(750 \pm 50) \text{ ppm}$ K. — Bei den U/Th- ^4He -Altern schließen die angegebenen Fehler die Unsicherheit in den angenommenen U- und Th-Konzentrationen *nicht* ein.

Probe	U/Th-He-Alter	K-Ar-Alter
A	$(0,92 \pm 0,04) \times 10^9$	$(3,1 \pm 0,1) \times 10^9$
F-1-1	$(2,17 \pm 0,09) \times 10^9$	$(3,5 \pm 0,1) \times 10^9$
B	$(1,96 \pm 0,09) \times 10^9$	$(4,1 \pm 0,3) \times 10^9$

beider Gase entstanden war, so ist die Temperaturabhängigkeit der Diffusionsverluste für ^4He und ^{40}Ar verschieden; es sind größere Verluste für ^4He zu erwarten als für ^{40}Ar .

Neu und überraschend an den Ergebnissen für Kirin aber ist, daß die nach derselben Methode bestimmten radiometrischen Alter verschiedener Proben desselben Meteoriten nicht übereinstimmen. Der Effekt ist ganz zweifelsfrei, denn die ^{40}Ar -Gehalte der vier Proben von A liegen (in Einheiten von $10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ NTP/g}$) zwischen 2300 und 2430, die der vier von B zwischen 3800 und 5070. Die Erklärung für diese Diskrepanz wird nahegelegt durch die Ergebnisse der Versuche, bei denen die Proben stufenweise erhitzt und die in den einzelnen Temperaturschritten abgegebenen Edelgase analysiert wurden (Tabelle 2). Die jeweils gemessenen zwei Aliquots der pulverisierten Proben von A und B zeigen zunächst einmal, daß die Entgasungskurven für beide radiogenen Nuklide reproduzierbar sind (Abb. 2 a und b). Außerdem aber zeigen sie auch den entscheidenden Unterschied zwischen den A- und B-Proben (Abb. 2 c): Bei A fehlt etwa die Hälfte des bei

B in dem 800°C -Maximum enthaltenen ^{40}Ar , für ^4He fehlen gar etwa zwei Drittel. Offenbar hat die A-Probe bereits die leicht diffundierenden Anteile beider Gase verloren; sie muß entweder auf eine höhere Temperatur erhitzt worden sein als B, oder aber sie war längere Zeit auf derselben erhöhten Temperatur wie B.

Ein zweites überraschendes Ergebnis der Kirin-Proben ist, daß der Gehalt an radiogenem ^{40}Ar eindeutig korreliert ist mit dem an spallogenem ^3He , ^{21}Ne oder ^{38}Ar . Eine mögliche Erklärung für diese Korrelation könnte sein, daß die Verluste der radiogenen Nuklide erst zu einem so späten Zeitpunkt eingetreten als auch die spallogenen Edelgase bereits erzeugt waren. Beide gingen dann in gleicher Weise verloren; die verschiedenen Konzentrationen der spallogenen ^3He , ^{21}Ne und ^{38}Ar würden dann nicht die wegen der Größe des Meteoriten verschiedenen Produktionsraten widerspiegeln sondern verschiedene große Diffusionsverluste.

Damit schiede als Ereignis, das zu der Erwärmung geführt haben könnte, die Absplitterung des Meteoriten von seinem Mutterkörper aus, denn zu diesem

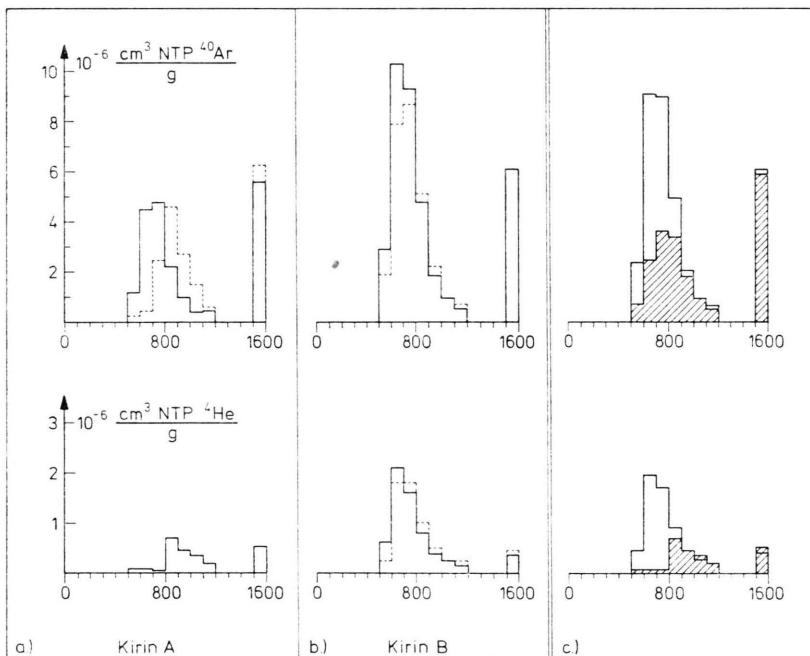


Abb. 2. Entgasungskurven für das stufenweise Erhitzen von pulverisierten Gesamtproben ($d < 1 \text{ mm}$). Die Meßwerte sind die der Tabelle 2. a) Reproduzierbarkeit von zwei Aliquots von Kirin A (gestrichelt A-1-1, ausgezogen A-1-2). b) Reproduzierbarkeit von zwei Aliquots von Kirin B (gestrichelt B-1-1, ausgezogen B-1-2). c) Vergleich der Mittelwerte von Kirin A (schraffiert) und Kirin B. — Das schmale Hochtemperaturmaximum bei 1600°C ist teilweise durch die Wahl der Temperaturschritte bedingt (keine Stufe zwischen 1200 und 1600°C).

Zeitpunkt begann die kosmische Strahlung erst merklich auf den Meteoriten einzuwirken. Die letztmögliche Gelegenheit für die Erwärmung, der Fall des Meteoriten auf die Erde, scheidet aber ebenfalls aus. Zwar heißt es in der Beschreibung des Falles: „It was reported by the local people that when they touched the meteorites with their hands, it was burning hot“ [15]. Die beim Fall des Meteoriten gewonnene Energie von mindestens etwa 5×10^{11} erg/g $\approx 10^4$ cal/g würde auch ausreichen, ihn nicht nur zu erwärmen, sondern vollständig zu verdampfen. Die Umwandlung in thermische Energie ist jedoch nur wenig effektiv, und die Temperaturerhöhung durch die beim Durchgang durch die Atmosphäre erzeugte Reibungswärme dringt wegen der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit nur wenige mm tief in den Meteoriten ein. Messungen der Thermolumineszenz-Kurven an Kirin zeigen keinerlei abnormales Verhalten [24, 25]; sie beweisen eindeutig, daß die Proben während etwa der letzten 10^5 Jahre auch nicht kurzzeitig bis auf 200°C erwärmt worden sein können.

Es wäre also zu fordern, daß entweder ein weiteres katastrophales Ereignis zwischen der Absplitterung des Meteoriten von seinem Mutterkörper und etwa 100 000 Jahre vor dem Fall auf die Erde stattgefunden hat, oder aber, daß er während des Bestrahlungsalters auf einer Bahn mit sonnennahem Perihel warm genug wurde, um die Gase (quasi-) kontinuierlich zu verlieren. Für ersteres sprechen die Ergebnisse von Messungen spallogener Radioaktivitäten verschiedener Halbwertszeiten, die in der Tat nur erklärbar zu sein scheinen unter der Annahme eines solchen sekundären Aufbrechens des Meteoriten [26]. Daß Kirin außerdem während seines Bestrahlungsalters auf einer höheren mittleren Temperatur gewesen sein muß als die meisten H-Chondrite, ist durch das Defizit von ${}^3\text{He}$ in der Metallphase angezeigt; Nyquist *et al.* [8] fanden nur in einem von fünf Fällen eine eindeutig geringere ${}^3\text{He}$ -Konzentration als erwartet. Da dieses Defizit dem Verlust von ${}^3\text{H}$ zugeschrieben wurde, und Tritium eine Halbwertszeit von nur 12 Jahren hat, kann der Verlust nicht episodisch passiert sein, sondern muß (quasi-) kontinuierlich stattgefunden haben.

Den bisher diskutierten Erklärungsmöglichkeiten ist gemeinsam, daß die beobachtete Korrelation zwischen den Gehalten an radiogenen und spallogenen Edelgasen durch Diffusionsverluste beider Kompo-

nenten bewirkt werden soll. Abgesehen von der daraus folgenden unbefriedigenden Konsequenz, daß damit jedweder Tiefeneffekt der Erzeugungsraten der spallogenen Edelgasnuklide bis zur Unkenntlichkeit verfälscht wäre, spricht gegen diese Interpretation, daß Chondrite ihre spallogenen Edelgase erst bei wesentlich höheren Temperaturen verlieren als die radiogenen. Für ${}^{36}\text{Ar}$ z. B. liegt das Maximum der Entgasungskurven typischerweise etwa bei 1300°C [27]; bei einem merklichen Verlust an spallogenem ${}^{36}\text{Ar}$ sollte damit gleichzeitig das Hauptmaximum in der ${}^{40}\text{Ar}$ -Entgasungskurve (Abb. 2 a, b) gelöscht worden sein. Wir werden daher noch kurz ein Modell skizzieren, daß uns zumindest ästhetisch befriedigender erscheint – auch wenn es zu schön sein mag, um wahr zu sein [28].

Die Entstehung der Meteorite *als kleine Körper* geschieht nach einhelliger Meinung durch den Einschlag eines Projektils auf dem Meteoritenmutterkörper. Ein Teil der Projektilenergie wird dabei umgewandelt in kinetische Energie der Ejekta, die aus dem Gravitationsfeld des Mutterkörpers entfernt und auf erdbahn-kreuzende Trajektorien gebracht werden müssen, damit ein Einfang durch die Erde möglich wird. Ein anderer Teil der beim Aufprall freigesetzten Energie wird jedoch in thermische Energie umgewandelt, die bis zum Schmelzen des Targetmaterials am Boden des Einschlagkraters führt [29]. Es wird somit ein Spektrum von Temperaturen für die Ejekta geben, das bis an den Schmelzpunkt reicht.

Die Abkühlung auf die bahnabhängige Gleichgewichtstemperatur erfolgt durch Strahlung. Die Temperatur im Innern wird dabei – je nach Größe des Meteoriten – längere Zeit erhöht bleiben, und Proben aus dem Innern werden daher eher Evidenz für Diffusionsverluste zeigen als solche von außen. Im Zentrum einer Kugel chondritischer Zusammensetzung (Temperaturleitfähigkeit = $4 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) mit einem Radius von 70 cm – der Mindestgröße von Kirin mit seiner Masse von mehr als 4000 kg – braucht es z. B. etwa 2 Tage, bis die Differenz zwischen Ausgangs- und Gleichgewichtstemperatur halbiert ist. Bei einem Meteoriten dieser Größe ist andererseits ein Unterschied von mehr als einem Faktor 2 in den Produktionsraten der spallogenen Nuklide nur zu erklären, wenn die Probe mit der kleineren Produktionsrate aus größerer Tiefe stammt. Der Zusammenhang zwischen kleinem Gehalt an Reaktionsprodukten der kosmischen Strah-

lung und tiefen Werten der radiogenen Edelgase ist damit hergestellt.

In diesem Modell ist eine Korrelation der gefundenen Art zu erwarten, weil wegen der ungewöhnlichen Größe des Meteoriten einmal die Abkühlung im Innern hinreichend verschieden erfolgt von der in den oberflächennahen Schichten und weil zum anderen aus demselben Grunde die Produktionsraten der spallogenen Nuklide hinreichend verschieden sind. Messungen von Proben definierter Herkunft – etwa an einem Bohrkern durch die Hauptmasse des Meteoriten – erscheinen in diesem Fall außerordentlich wichtig und interessant zu sein.

Wir danken Herrn Dr. H. Friderichs für Unterstützung bei unseren ersten Bemühungen um Proben des Meteoriten. Sie wurden uns schließlich in großzügiger Weise von der Academia Sinica zur Verfügung gestellt; unser Dank gilt hier besonders den Herren Professoren Tu Kwang-chih, Ouyang Zuan und Wang Daode vom Institute of Geochemistry in Guiyang. Die Kaliumbestimmungen wurden – trotz teilweise intensivster anderweitiger Belastungen (W.S.) – freundlicherweise durchgeführt von Frau Dr. S. Schmitt-Strecker und Herrn W. Stegmann.

- [1] E. Anders, in: *The Moon, Meteorites and Comets (The Solar System, Vol. IV)*, Ed. B. Middlehurst and G. P. Kuiper, p. 402, Univ. of Chicago Press, 1963.
- [2] H. Wänke, *Fortschr. chem. Forsch.* **7**, 322 (1966).
- [3] P. Eberhardt, O. Eugster, J. Geiss u. K. Marti, *Z. Naturforsch.* **21a**, 414 (1966).
- [4] L. Schultz u. P. Signer, *Earth Planet. Sci. Lett.* **30**, 191 (1976).
- [5] R. J. Wright, L. A. Simms, M. A. Reynolds u. D. D. Bogard, *J. Geophys. Res.* **78**, 1308 (1973).
- [6] H. Hintenberger, E. Vilcsek u. H. Wänke, *Z. Naturforsch.* **19a**, 219 (1964).
- [7] H. Hintenberger, L. Schultz u. H. Wänke, *Z. Naturforsch.* **21a**, 1147 (1966).
- [8] L. Nyquist, H. Funk, L. Schultz u. P. Signer, *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 1655 (1973).
- [9] F. Begemann, H. W. Weber, E. Vilcsek u. H. Hintenberger, *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 353 (1976).
- [10] Joint Investigation Group of the Kirin Meteorite Shower, Academia Sinica, *Scientia Sinica* **20**, 502 (1977).
- [11] L. Schultz, Dissertation, Universität Mainz 1967.
- [12] H. W. Weber, Dissertation, Universität Mainz 1973.
- [13] W. Martin, Diplomarbeit, Universität Mainz 1977.
- [14] P. Eberhardt, J. Geiss u. H. Lutz, *Earth Science and Meteoritics*, J. Geiss and E. D. Goldberg (Hrsg.), North-Holland Publishing Company, Amsterdam 1963, S. 143.
- [15] Meteorite Research Group of Changchun College of Geology and Kirin Institute of Geological Sciences, *A Shower of Stone Meteorites in Kirin Province, China*, Peking 1976.
- [16] P. Bochsler, P. Eberhardt, J. Geiss u. N. Grögler, *Meteorite Research*, Ed. P. Millman, p. 857, D. Reidel (1969).
- [17] P. Signer u. A. O. Nier, *J. Geophys. Res.* **65**, 2947 (1960).
- [18] H. Voshage u. H. Feldmann, *Earth Planet. Sci. Lett.* **39**, 25 (1978).
- [19] H. Hintenberger, L. Schultz, H. Wänke u. H. Weber, *Z. Naturforsch.* **22a**, 780 (1967).
- [20] L. Schultz, *Earth Planet. Sci. Lett.* **2**, 87 (1967).
- [21] T. P. Kohman u. M. L. Bender, *High-Energy Nuclear Reactions in Astrophysics*, B. S. P. Shen (Hrsg.), W. A. Benjamin, Inc., New York, Amsterdam 1967, S. 169.
- [22] W. Born u. F. Begemann, *Earth Planet. Sci. Lett.* **25**, 159 (1975).
- [23] B. Mason (Hrsg.), *Handb. of Elemental Abundances in Meteorites*, Gordon and Breach Science Publishers, New York 1971.
- [24] S. A. Durrani, R. K. Bull, S. W. S. McKeever, P. Mold u. D. W. Sears, *Meteoritics* **14**, im Druck.
- [25] C. L. Melcher, *Meteoritics* **14**, 309 (1979).
- [26] T. Kirsten, G. Heusser u. D. Ries, *Meteoritics* **14**, im Druck.
- [27] G. Turner, M. C. Enright u. P. H. Cadogan, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th*, 989 (1978).
- [28] P. Pellas, Persönliche Meinung (1979).
- [29] D. E. Gault, F. Hötz u. J. B. Hartung, *Proc. Lunar Sci. Conf. 3rd*, 2713 (1972).