

## Über die Geschichte der Meteorite aus Isotopenmessungen\*

Von PD Dr. JOHANNES GEISS

Physikalisches Institut der Universität Bern

### Abstract

The results of radioactive age determinations on meteorites by various methods are summarized. The significance of these figures for the history of meteoritic matter is discussed. It is pointed out that indications for the presence of normal gases in meteorites are found by several investigators. The significance of measurements on these gases, especially on their isotopic composition, is outlined.

Special interest is given to the cosmic ray produced isotopes of gases, and the possibilities of obtaining "radiation ages" for meteorites are discussed. The only method used so far, which in principle gives precise radiation ages, consists in the measurement of the  $^3\text{He}/^3\text{H}$  ratio. For the Norton County achondrite this method has given a radiation age of 260 m. y.<sup>40</sup>, compared with an A/K age of 4400 m. y.<sup>30</sup>. The influence of short-time variations of the cosmic ray flux on the  $^3\text{He}/^3\text{H}$  age is discussed. The secular changes of the cosmic ray intensity may be investigated by the comparison of cosmic ray produced  $^{40}\text{K}$  and for instance  $^{38}\text{A}$  in iron meteorites.

$^{38}\text{A}$  contents of stone meteorites can be used to estimate radiation ages with sufficient precision in order to draw conclusions about the meaning of these ages. It is derived that the  $^{38}\text{A}$  contents imply radiation ages of chondrites of the order of 40 m. y. and of some achondrites of 10 to 20 m. y. It is shown that these radiation ages are determining the moment of the creation of the meteorite by the break-up of a larger body.

### Einleitung

Die Meteorite sind als Objekt naturwissenschaftlicher Untersuchungen nicht lange bekannt. Noch im 18. Jahrhundert wird die Existenz meteoritischer Phänomene von den Fachgelehrten abgelehnt, und erst durch die Studien von CHLADNI um 1800 setzt sich die Anerkennung der Meteorite als extratellurisches Material durch.

Seither sind in großer Zahl analytisch-chemische und mineralogische Studien an Meteoriten durchgeführt worden. In diesen Arbeiten wurde eine Reihe verschiedener Meteoritentypen erkannt und eine ausgedehnte Klassifizierung eingeführt, wichtige Informationen wurden gewonnen über Fragen der kosmischen Häufigkeit der Elemente, der Entstehungsbedingungen der Meteorite und die Geschichte des Planetensystems.

Mit der Entdeckung der Radioaktivität und der Isotopie sind absolute Altersbestimmungen für geologische Zeiträume möglich geworden, und die Datierungen von terrestrischem Material, etwa von Uranerzen, sind allgemein bekannt. Natürlich ist es von ganz besonderem Interesse, auch in Meteoriten solche Altersbestimmungen zu versuchen. Es zeigt sich jedoch, daß Messungen dieser Art besonders schwierig sind.

Der Grund für die Schwierigkeiten der radioaktiven Altersbestimmungen an Meteoriten liegt in der niedrigen kosmischen Häufigkeit aller natürlichen radioaktiven Isotope. In der Erdkruste sind gerade die Elemente Uran, Thorium, Rubidium und Kalium stark angereichert (Tab. 1), während die Meteorite für die «nicht flüchtigen Elemente»<sup>1</sup> etwa kosmische Häufigkeitsverhältnisse behalten haben<sup>2</sup>. Trotz den geochemisch besonders günstigen Verhältnissen in der Lithosphäre ist es erst in den letzten Jahren gelungen, sichere Datierungen an irdischen Gesteinen vorzunehmen<sup>9, 10, 11</sup>. Bis dahin war nur eine systematische Datierung spezieller Erze oder Pegmatite mit ausreichender Präzision möglich. Für die Altersbestimmungen in Meteoriten, die weitaus kleinere Vorkommen an radioaktiven Isotopen haben, sind nun noch wesentlich empfindlichere Ab-

Tab. 1. Gehalte an radioaktiven Isotopen in Chondriten und in der Lithosphäre

	Lithosphäre Gehalt g/g	Chondrite Gehalt g/g	Anreicherung in der Lithosphäre
$^{238}\text{U}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$ a)	$1,2 \cdot 10^{-8}$ b)	230
$^{235}\text{U}$	$2,0 \cdot 10^{-8}$ a)	$0,86 \cdot 10^{-10}$ b)	230
$^{87}\text{Rb}$	$0,9 \cdot 10^{-4}$ c)	$1,1 \cdot 10^{-6}$ d)	82
$^{40}\text{K}$	$3,2 \cdot 10^{-6}$ e)	$1,0 \cdot 10^{-7}$ e)	32

a) Aus dem Wert für Blei von WEDEPHOL<sup>3</sup> und Mittelwerten des theoretischen Verhältnisses  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  aus Isotopenmessungen an gewöhnlichem Blei<sup>4</sup>.

b) HAMAGUCHI, REED und TURKEVICH<sup>5</sup>.

c) RANKAMA und SAHAMA<sup>6</sup>.

d) SCHUMACHER<sup>7</sup>.

e) EDWARDS und UREY<sup>8</sup>.

\* Eingegangen am 15. Juli 1957.

<sup>1</sup> H. C. UREY, *Mém. Soc. Roy. Sci. Liège*, Ser. 4, XIV (1954) 481.

<sup>2</sup> H. C. UREY, *Physic. Rev.* 88 (1952) 248.

<sup>3</sup> K. H. WEDEPHOL, *Geochim. Cosmochim. Acta* 10 (1956) 69.

<sup>4</sup> P. EBERHARDT, J. GEISS und F. G. HOUTERMANS, *Z. Physik* 141 (1955) 91.

<sup>5</sup> K. HAMAGUCHI, G. W. REED und A. TURKEVICH, private Mitteilung, 1956.

<sup>6</sup> K. RANKAMA und T. G. SAHAMA, *Geochemistry*, The University of Chicago Press, 1950.

<sup>7</sup> E. SCHUMACHER, *Z. Naturforsch.* 11a (1956) 206.

<sup>8</sup> G. EDWARDS, G. und H. C. UREY, *Geochim. Cosmochim. Acta* 7 (1957) 154.

<sup>9</sup> L. T. ALDRICH, G. W. WETHERILL, G. R. TILTON und G. L. DAVIS, *Physic. Rev.* 103 (1956) 1045.

<sup>10</sup> L. T. ALDRICH, *Science* 123 (1956) 871.

<sup>11</sup> G. W. WETHERILL, C. J. WASSERBURG, L. T. ALDRICH, G. R. TILTON und R. J. HAYDEN, *Physic. Rev.* 103 (1956) 987.

trennungs- und Nachweismethoden für die radioaktiven Isotope und ihre Zerfallsprodukte nötig. Erschwert werden die Messungen und deren Interpretation weiter dadurch, daß die Meteorite im interplanetaren Raume der ungeschwächten kosmischen Strahlung ausgesetzt sind, wodurch Kernumwandlungen hervorgerufen werden, die neben den radioaktiven Prozessen keineswegs vernachlässigt werden können.

### Helium - Methode

F. A. PANETH erkannte schon früh die große Bedeutung, die radioaktiven Altersbestimmungen in Meteoriten zukommt, und trotz der genannten großen Schwierigkeiten hat er schon im Jahre 1928 mit seinen Mitarbeitern<sup>12</sup> mit Messungen zur radioaktiven Altersbestimmung an Meteoriten begonnen. PANETH u. a.<sup>13</sup> hatten neue Methoden für die Arbeit mit kleinsten Mengen von Helium und deren Nachweis entwickelt, mit deren Hilfe der Gehalt an Helium in Eisenmeteoriten bestimmt werden konnte<sup>12</sup>. Aus dem Vergleich des Gehaltes an Helium zum Gehalt an Uran und Thorium ergibt sich daraus ein Alter, wenn man das gefundene Helium als Produkt des  $\alpha$ -Zerfalls interpretiert. Mit dieser Methode, die bis 1951 die einzige Informationsquelle über die Alter der Meteorite blieb, wurden in den folgenden zwei Jahrzehnten eine große Zahl von Eisenmeteoriten untersucht<sup>14</sup> und Alter zwischen weniger als 1 Ma und 6800 Ma gefunden. Dagegen ergaben die damaligen Schätzungen des Alters des Universums aus der Flucht der Spiralnebel nur etwa 2000 Ma.

BAUER<sup>15</sup> und HUNTLEY<sup>16</sup> hatten als erste die Idee, daß die unerklärlich hohen Heliumalter in Meteoriten dadurch vorgetäuscht werden könnten, daß ein großer Teil des nachgewiesenen Heliums nicht durch den radioaktiven Zerfall, sondern durch die kosmische Strahlung produziert wird. PANETH, REASBECK und MAYNE<sup>17</sup> konnten auch tatsächlich massenspektrometrisch nachweisen, daß in einigen Eisenmeteoriten bis zu 30% des Heliums  $^3\text{He}$  ist. Da durch die kosmische Strahlung sicher mehr  $^4\text{He}$  als  $^3\text{He}$  produziert wird, ist durch diese Messungen erwiesen, daß der überwiegende Teil des Heliums in den meisten Eisenmeteoriten nicht durch den Zerfall von Uran und Thorium erzeugt wird. Die  $^4\text{He}/(\text{U}, \text{Th})$ -Alter werden so reduziert, und DALTON u. a.<sup>18</sup> errechneten korrigierte Alter von 300 Ma und darunter. Später haben jedoch REED und TURKEVICH<sup>19, 20</sup> durch Neutronenaktivierung nachgewiesen, daß Uran in Eisen-

meteoriten wesentlich seltener sein muß ( $< 10^{-10}$  g/g) als den Altersberechnungen von DALTON u. a.<sup>18</sup> zugrunde gelegt ist. Die Heliumproduktion von  $10^{-10}$  g/g Uran und einer entsprechenden Menge Thorium ist nun aber so klein, daß sie völlig von der Erzeugung durch kosmische Strahlung überdeckt wird. Die Anwendung der  $^4\text{He}/(\text{U}, \text{Th})$ -Methode auf die meisten Eisenmeteorite ist somit praktisch ausgeschlossen worden. In Steinmeteoriten sind jedoch die Uran- und Thoriumvorkommen groß genug, so daß diese Methode hier weiterhin eine wichtige Rolle spielen wird (vgl. unten).

### Blei/Uran-Methoden und Rubidium/Strontium-Methode

Die Isotopenverhältnisse des Bleis wurden von PATTERSON, BROWN, TILTON und INGRAM<sup>21</sup> in Eisenmeteoriten und von PATTERSON<sup>22</sup> in Steinmeteoriten gemessen (Tab. 2). Hieraus berechnete PATTERSON<sup>22</sup> mittels der  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode ein Alter von 4500 Ma für den Zeitpunkt der Trennung der Metall- von der Silikatphase. 4500 Ma ergeben sich ebenfalls für den Zeitpunkt der Anreicherung von Uran in dem Achondrit Nuevo Laredo. PATTERSON<sup>23</sup> und HOUTERMANS<sup>24</sup> errechneten außerdem aus den Differenzen der Isotopenverhältnisse des Bleis aus dem Troilit der Eisenmeteorite und denen von rezentem terrestrischem Blei den Zeitpunkt der Bildung der Erdkruste zu 4500 Ma. Dieses Verfahren ist korrekt, solange angenommen werden kann, daß Uran eine so niedrige kosmische Häufigkeit besitzt, daß der Zerfall des Urans die Isotopenzusammensetzung des Bleis, gemittelt über die gesamte Materie (des Planetensystems), nicht wesentlich ändert. Dann kann mit großer Sicherheit angenommen werden, daß das Blei der Eisenmeteorite niemals das Zerfallsblei einer wesentlichen Menge von Uran aufgenommen hat, und erst mit der starken Anreicherung des Urans in der Erdkruste beginnen sich die Isotopenverhältnisse des Bleis zu verschieben. Das berechnete  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter wird dann zu Recht als das Alter der Erdkruste interpretiert.

Nun zeigt jedoch Tab. 2, daß die Isotopenverhältnisse des Bleis aus den Chondriten und die des rezenten Bleis der Erde nahe beieinander liegen. Nach UREY<sup>2</sup> kann angenommen werden, daß in Chondriten die «nicht flüchtigen Elemente», zu denen auch Blei und Uran gehören, in annähernd kosmischer Häufigkeit vorliegen. Aus der Gleichheit der Isotopenverhältnisse des rezenten Erdbleis und des Chondritenbleis folgt daher, daß auch in der Erdkruste das Verhältnis Uran/Blei noch immer nahe bei dem kosmischen Wert liegt. Damit entfällt die Grundlage für diese Methode der Bestimmung des Alters der Erdkruste. Wenn nämlich im Chondritenmaterial das Verhältnis Uran/Blei seit der Entstehung der Ma-

<sup>12</sup> F. A. PANETH, H. GEHLEN und P. L. GUENTHER, *Z. Elektrochem.* 34 (1928a) 645.

<sup>13</sup> F. A. PANETH und K. PETERS, *Z. physik. Chem.* 134 (1928) 353.

<sup>14</sup> W. J. ARROL, R. B. JACOBI und F. A. PANETH, *Nature* 149 (1942) 235.

<sup>15</sup> C. A. BAUER, *Physic. Rev.* 72 (1947) 354 74 (1948) 225, 501.

<sup>16</sup> H. E. HUNTLEY, *Nature* 161 (1948) 356.

<sup>17</sup> F. A. PANETH, P. REASBECK und K. I. MAYNE, *Geochim. Cosmochim. Acta* 2 (1952) 300.

<sup>18</sup> J. C. DALTON, F. A. PANETH, F. R. S. REASBECK, S. J. THOMSON und K. I. MAYNE, *Nature* 172 (1953) 1168.

<sup>19</sup> G. W. REED und A. TURKEVICH, *Nature* 176 (1955) 794.

<sup>20</sup> G. W. REED und A. TURKEVICH, private Mitteilung, 1956.

<sup>21</sup> C. PATTERSON, H. BROWN, G. TILTON und M. G. INGRAM, *Physic. Rev.* 92 (1953) 1234.

<sup>22</sup> C. PATTERSON, *Geochim. Cosmochim. Acta* 7 (1955) 151.

<sup>23</sup> C. PATTERSON, *Proceedings of the Conference on Nuclear Processes in Geologic Settings*, William Bay (Wisconsin) 1953.

<sup>24</sup> F. G. HOUTERMANS, *Nuovo Cimento* 10 (1953) 1623.

Tab. 2. Isotopenverhältnisse von Blei in Meteoriten und in der Lithosphäre

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	
Canyon Diablo, Eisenmeteorit, Troilitphase . . .	9,41	10,27	29,16	PATTERSON u. a. <sup>21</sup>
Henbury, Eisenmeteorit, Troilitphase . . . . .	9,50	10,30	29,26	PATTERSON <sup>22</sup>
Forest City, Chondrit . . . . .	19,27	15,95	39,05	PATTERSON <sup>22</sup>
Modoc, Chondrit . . . . .	19,48	15,76	38,21	PATTERSON <sup>22</sup>
Lithosphäre, mittleres rezentes Blei . . . . .	19,0	15,8	39,3	EBERHARDT u. a. <sup>4</sup>

terie des Planetensystems nicht geändert worden ist, dann gibt es keine Möglichkeit, aus Uran- und Bleimessungen an einem Chondrit als Ganzem dessen «Alter» zu bestimmen. Dasselbe gilt nun offenbar auch für die Erdkruste, wenn deren rezentes Blei ungefähr gleich dem der Chondrite ist. Die Phasendifferentiation der Erde kann dann auf das mittlere Isotopenverhältnis des Bleis in der Kruste keinen Einfluß genommen haben, und folglich kann das Alter der Erdkruste auch nicht durch Messungen des mittleren Isotopenverhältnisses des Bleis der Erdkruste gemessen werden. Das berechnete Alter kann, bei annähernder Gleichheit der Bleiisotopenverhältnisse in Erdkruste und in Chondriten nur interpretiert werden, als der Zeitpunkt, an dem das Material der Eisenmeteorite aus der kosmischen Mischung der Elemente separiert wurde.

Kürzlich haben nun HAMACUCHI, REED und TURKEVICH<sup>5</sup> das Uran in Chondriten durch Neutronenaktivierung zu  $1 \times 10^{-8}$  g/g bestimmt und damit gefunden, daß in Chondriten etwa ein Faktor 8 weniger Uran vorliegt, als den von PATTERSON<sup>22</sup> gemessenen Mengen von radiogenem Blei entspricht. Mit anderen Worten, die  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Methode und die  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Methode stimmen nicht überein. Und zwar würde die letztere Alter von etwa  $13 \cdot 10^9$  a ergeben, ein Wert, der völlig ausgeschlossen ist. Man muß also annehmen, daß einer der gemessenen Werte, die Uranmenge, die Bleimenge oder das Isotopenverhältnis des Bleis in Chondriten, fehlerhaft ist. Weitere experimentelle Ergebnisse müssen daher abgewartet werden, bis die widerspruchsfreie Interpretation der Uran/Blei-Messungen möglich wird.

Trotz der soeben diskutierten Unstimmigkeit in den Uran- und Bleimessungen an Chondriten erscheint es sehr wahrscheinlich, daß die Trennung zwischen den Metall- und Silikatphasen vor etwa 4500 Ma stattgefunden hat. SCHUMACHER<sup>7</sup> hat überdies mit der Rubidium/Strontium-Methode gezeigt, daß das Material des Achondrits Pasamonte vor  $4700 \pm 400$  Ma vom Rubidium getrennt worden ist. Zusammen mit dem Ergebnis von PATTERSON<sup>23</sup> am Achondrit Nuevo Laredo, dessen  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter mit Sicherheit 4500 Ma ist, zeigt dies, daß auch andere wesentliche chemische Separationsprozesse vor etwa 4500 Ma stattgefunden haben. Bisher gibt es noch kein Experiment, das zeigt, daß Separationsprozesse, die das Häufigkeitsverhältnis «nicht flüchtiger Elemente» ändern, zu einem späteren Zeitpunkt stattgefunden haben.

### Argon/Kalium-Methode

Die ersten Argon/Kalium-Altersbestimmungen an Meteoriten wurden von GERLING und Mitarbeitern<sup>25</sup> veröffentlicht. In dieser und späteren Publikationen<sup>26, 27</sup> geben die genannten Autoren Alter für Steinmeteorite zwischen  $0,65 \cdot 10^9$  a und  $4,5 \cdot 10^9$  a, wobei die Alter der Chondrite zwischen  $2,3 \cdot 10^9$  a und  $4,5 \cdot 10^9$  a liegen. Der Fehler dieser Messungen dürfte jedoch ziemlich groß sein, was schon ein Vergleich der Ergebnisse dieser Autoren für die Kaliumgehalte in Chondriten mit denen von EDWARDS und UREY<sup>8</sup> zeigt. Letztere haben gezeigt, daß Chondrite einen sehr konstanten Gehalt aller Alkalimetalle aufweisen, während GERLING und RIK<sup>27</sup> Unterschiede bis zu 100% fanden. Auch die Methode der Argonmessungen läßt auf einen relativ großen Fehler schließen: Die Extraktion des Argons wurde durch einfaches Erhitzen auf  $1250^\circ\text{C}$ , also auf eine Temperatur unterhalb des Schmelzpunktes, vorgenommen, und keine ausreichende Prüfung der Ausbeute dieser Methode wird gegeben. Die Argonmenge wird noch nicht mit der Isotopic-Dilution-Methode bestimmt, sondern durch einfache volumetrische Messung. Später haben TROFIMOV und RIK<sup>28</sup> Messungen der Isotopenverhältnisse des Argons hinzugefügt, doch sind ihre Ergebnisse wegen der Unvollständigkeit der Extraktion unbrauchbar, wie weiter unten gezeigt wird.

Auch für die Argon/Kalium-Messungen von THOMSON und MAYNE<sup>29</sup> an drei Steinmeteoriten ist es schwer, die Größe des Fehlers abzuschätzen. Wiederum stimmen die Kaliumbestimmungen nicht mit den Ergebnissen von EDWARDS und UREY<sup>8</sup> überein, und die Argonbestimmungen sind ebenfalls noch nicht mit der Isotopic-Dilution-Methode durchgeführt. Tatsächlich fanden GEISS und HESS<sup>30</sup> im Olivin des Brenham-Township-Pallasiten, das besonders arm an Kalium und Argon ist, 13 mal weniger Kalium und 9 mal weniger Argon als THOMSON und MAYNE<sup>29</sup>.

<sup>25</sup> E. K. GERLING und T. G. PAVLOVA, *Doklady Akad. Nauk SSSR* 77 (1951) 85.

<sup>26</sup> E. K. GERLING und K. G. RIK, *Meteoritika Akad. Nauk SSSR* 10 (1952) 37.

<sup>27</sup> E. K. GERLING und K. G. RIK, *Doklady Akad. Nauk SSSR* 101 (1955) Nr. 3.

<sup>28</sup> K. V. TROFIMOV und K. G. RIK, *Doklady Akad. Nauk SSSR* 102 (1955) 911.

<sup>29</sup> S. J. THOMSON und K. I. MAYNE, *Geochim. Cosmochim. Acta* 7 (1955) 169.

<sup>30</sup> J. GEISS und D. C. HESS, *Astrophysical J.* 1957, im Druck.

Tab. 3. Kalium und Argon in Meteoriten und A/K-Alter

(GEISS und HESS<sup>30</sup>). Der Kaliumgehalt wird in Gewichtsprozenten gegeben. Die Einheit cm<sup>3</sup> STP/g für die Argonisotope bedeutet Kubikzentimeter bei Standardtemperatur und -druck (0°C und 760 mm Hg) pro Gramm

Name	K %	$\frac{^{40}\text{A}}{^{36}\text{A}}$	$\frac{^{36}\text{A}}{^{38}\text{A}}$	$\frac{^{40}\text{A}}{10^{-5}}$ cm <sup>3</sup> STP/g	$\frac{^{38}\text{A}}{10^{-8}}$ cm <sup>3</sup> STP/g	$\frac{^{36}\text{A}}{10^{-8}}$ cm <sup>3</sup> STP/g	A/K-Alter 10 <sup>9</sup> a
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Chondrite</i>							
Holbrook . . . . .	0,088 ± 2	5290	1,18	6,65 ± 0,2	1,07	1,26	4,40 ± 0,09 - 0,11
Bjurböle . . . . .	0,084 ± 2	1310	3,80	6,05 ± 0,1	1,22	4,62	4,32 ± 0,07 - 0,09
Beardsley . . . . .	0,100 ± 2	4620	-	7,10 ± 0,2	-	1,54	4,30 ± 0,08 - 0,11
Mocs . . . . .	0,087 ± 3	2950	1,51	6,20 ± 0,2	1,39	2,10	4,30 ± 0,11 - 0,13
Richardton . . . . .	0,083 ± 2	1910	2,44	5,40 ± 0,2	1,16	2,83	4,15 ± 0,09 - 0,11
Marion . . . . .	0,087 ± 3	1970	-	5,40 ± 0,15	-	2,74	4,08 ± 0,10 - 0,13
St-Michel . . . . .	0,091 ± 3	2790	1,83	5,40 ± 0,2	1,06	1,94	4,00 ± 0,11 - 0,13
<i>Achondrite</i>							
Norton County . . . . .	0,007 ± 2	300	0,93	0,53 ± 0,04	1,96	1,83	4,40 ± 0,64 - 0,74
Pasamonte . . . . .	0,043 ± 3	3420	0,72	2,25 ± 0,15	0,91	0,66	3,80 ± 0,23 - 0,23
Frankfort . . . . .	0,013 ± 2	540	-	0,51 ± 0,10	-	0,94	3,34 ± 0,55 - 0,92
Moore County . . . . .	0,021 ± 15	1530	1,05	0,76 ± 0,04	0,47	0,50	3,23 ± 0,18 - 0,26
Shergotty (Calcutta) . .	0,150 ± 3	570	1,68	0,40 ± 0,04	0,42	0,70	0,56 ± 0,06 - 0,15
Shergotty (Washington) .	0,152	-	-	-	-	-	-
<i>Pallasit</i>							
Brenham, Olivin . . . . .	± 3 < 0,0015	133	0,94	0,10 ± 4	0,80	0,75	-
Brenham, Metall . . . . .	-	49	0,73	-	-	-	-
Atmosphärisches Argon .	-	296	5,35	-	-	-	-
Blindversuche . . . . .	0,0015 ± 4	-	-	0,03 ± 0,02	0,05	0,08 ± 0,04	-

Die ersten sehr zuverlässigen Argon/Kalium-Bestimmungen an Steinmeteoriten sind von WASSERBURG und HAYDEN<sup>31, 32</sup> durchgeführt worden. Das Argon wurde durch Schmelzen mit NaOH bei etwa 800°C extrahiert. Kalium sowohl als auch Argon wurden mit der Isotopic-Dilution-Methode bestimmt. Die Verunreinigung mit atmosphärischem Argon war kleiner als einige Prozent, was aus der Häufigkeit des Isotops <sup>36</sup>A geschlossen wurde. Als Alter von drei Chondriten wurden Werte zwischen 4,15 · 10<sup>9</sup>a und 4,35 · 10<sup>9</sup>a erhalten. (Diese Alter sind neu berechnet, wobei für das Verzweungsverhältnis des <sup>40</sup>K der Wert 0,124 verwendet wurde<sup>33</sup>.)

Kürzlich haben GEISS und HESS<sup>30</sup> in einer Reihe von Meteoriten Argon- und Kaliumbestimmungen ebenfalls mit der Isotopic-Dilution-Methode durchgeführt. Die

<sup>31</sup> G. J. WASSERBURG und R. J. HAYDEN, *Physic. Rev.* 97 (1955) 86.

<sup>32</sup> G. J. WASSERBURG, R. J. HAYDEN und K. J. JENSEN, *Geochim. Cosmochim. Acta* 10 (1956) 153.

<sup>33</sup> A. McNAIR, R. N. GLOVER und H. W. WILSON, *Physic. Rev.* 99 (1955) 771.

Argonextraktion wurde mit Borax bei etwa 1200°C durch einen Hochfrequenzofen erreicht. Je zwei Extraktionen wurden an einer Probe durchgeführt und im Massenspektrometer gemessen, eine mit <sup>38</sup>A-Tracer zur Bestimmung der Argonmenge, eine zweite ohne Tracer zur Bestimmung des Isotopenverhältnisses des Argons. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 aufgeführt.

Die Isotope <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A wurden sicher identifiziert:

a) Kohlenwasserstoffverunreinigungen konnten ausgeschlossen werden, da das Auflösungsvermögen des Massenspektrometers so hoch war, daß C<sub>3</sub>H<sub>2</sub><sup>+</sup>-Ionen von <sup>38</sup>A<sup>+</sup>-Ionen getrennt wurden. In keiner der in Tab. 3 gezeigten Messungen wurden C<sub>3</sub>H<sub>2</sub><sup>+</sup>-Ionen festgestellt. Damit ist auch gesichert, daß keine Verunreinigungen durch C<sub>3</sub><sup>+</sup>-Ionen auf der Massenzahl 36 möglich ist, da die Bildung dieses Ions aus Kohlenwasserstoffen stets wesentlich unwahrscheinlicher ist als die Bildung von C<sub>3</sub>H<sub>2</sub><sup>+</sup>-Ionen.

b) (H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub><sup>+</sup>-Ionen würden von <sup>38</sup>A separiert werden und wurden nie beobachtet.

c) <sup>18</sup>O<sup>18</sup>O<sup>+</sup>-Ionen und <sup>36</sup>S<sup>+</sup>-Ionen können ausgeschlossen werden durch Vergleich mit anderen Massenzahlen.

Tab. 4. Argonextraktion unter verschiedenen Bedingungen  
(GEISS und HESS<sup>30</sup>)

Name	Extraktionsmethode	$\frac{^{40}\text{A}}{^{36}\text{A}}$	$\frac{^{36}\text{A}}{^{38}\text{A}}$	$\frac{^{40}\text{A}}{10^{-5}}$ cm <sup>3</sup> STP/g	$\frac{^{38}\text{A}}{10^{-8}}$ cm <sup>3</sup> STP/g	$\frac{^{36}\text{A}}{10^{-8}}$ cm <sup>3</sup> STP/g
1	2	3	4	5	6	7
Bjurböle . . . .	Normale Methode . . . . .	1310	3,80	6,05	1,22	4,62
Bjurböle . . . .	Heizen auf 700 °C, 1 Stunde . . . .	3300	4,90	0,85	0,05	0,26
	Vollständig reagiert . . . . .	1140	3,80	5,20	1,20	4,56
Bjurböle . . . .	Heizen auf 1200 °C, 8 Stunden . . . .	2360	3,90	5,70	0,62	2,42
Bjurböle . . . .	TROFIMOV und RIK <sup>28</sup> . . . . .	1640	4,0	5,0	0,6	2,4
Richardton . . .	Normale Methode . . . . .	1910	2,44	5,40	1,16	2,83
Richardton . . .	Heizen auf 700 °C, 1 Stunde . . . .	3150	4,35	0,65	0,05	0,21
	Vollständig reagiert . . . . .	1900	2,22	4,75	1,13	2,50
Norton County . .	Normale Methode . . . . .	300	0,93	0,53	1,96	1,83
Norton County . .	Heizen auf 1250 °C, 7 Stunden . . . .	470	1,19	0,49	0,88	1,04

d) Auf HCl-Verunreinigung wurde geprüft, indem verschiedene Gasreinigungsmittel, wie Ca-Dampf, Na-Dampf, KOH oder Silber verwendet wurden. Unterschiede in der Häufigkeit der Massen 36 und 38 wurden dabei nicht festgestellt. Auch wurden von keiner Probe Cl<sup>-</sup>-Ionen, die aus HCl stets gebildet werden, erhalten.

Die Gehalte an <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A, die gefunden wurden, waren reproduzierbar und charakteristisch für die einzelnen Proben. Dies zeigt, daß Verunreinigungen sowohl durch Fremdmoleküle als auch durch Argon, das während der Prozedur in das Vakuum gelangt ist, vernachlässigbar sein müssen. Bestätigt wird dieser Schluß durch die Ergebnisse der Blindversuche (Tab. 3).

Es besteht noch die Möglichkeit, die gefundenen Mengen <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A wenigstens zum Teil dadurch zu erklären, daß atmosphärisches Argon in den Proben enthalten ist. Diese Vermutung liegt nahe besonders bei Proben wie Bjurböle, die ein Verhältnis <sup>36</sup>A/<sup>38</sup>A ergeben, das nahe dem des atmosphärischen Argons liegt. Ausgeschlossen wurde diese Möglichkeit durch Heizversuche, deren Ergebnisse auszugsweise in Tab. 4 wiedergegeben sind. Man erkennt, daß es schwerer ist, <sup>38</sup>A und <sup>36</sup>A durch Heizen aus dem Meteorit auszutreiben als <sup>40</sup>A. Die in Tab. 4 gegebenen Daten schließen mit Sicherheit aus, daß wesentliche Mengen des gefundenen <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A atmosphärischen Ursprunges sind, da selbst durch Heizen auf 1200 °C über sieben Stunden nur die Hälfte des Argons dieser Isotope befreit werden kann. Dies erklärt auch, weshalb TROFIMOV und RIK<sup>28</sup> zu wenig <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A fanden, da diese Autoren gerade dieselben Bedingungen zur Extraktion des Argons benutzten. Zum Vergleich ist in Tab. 4 ihr Ergebnis für Bjurböle angegeben.

Es kann somit als erwiesen gelten, daß die von GEISS und HESS<sup>30</sup> gefundenen Isotope <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A extraterrestrischen Ursprunges sind\*. Deshalb ist auch für

\* Die in den Steinmeteoriten gefundenen Mengen <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A liegen in der gleichen Größenordnung wie die von GENTNER und ZÄHRINGER<sup>34</sup> in Eisenmeteoriten gefundenen.

<sup>34</sup> W. GENTNER und J. ZÄHRINGER, *Z. Naturforsch.* 10a (1955) 498.

<sup>35</sup> W. GENTNER und J. ZÄHRINGER, *Geochim. Cosmochim. Acta* 11 (1957) 60.

das <sup>40</sup>A keine Korrektur für atmosphärisches Argon anzubringen. Das gefundene <sup>40</sup>A wird als vollständig radiogener Herkunft angesehen und zur Berechnung des A/K-Alters verwendet. Bei der Berechnung der Fehlergrenzen ist jedoch die maximal mögliche atmosphärische Verunreinigung berücksichtigt.

Die in Tab. 3 gegebenen Alter sind berechnet mit einer Halbwertszeit des <sup>40</sup>K von 1,27 · 10<sup>9</sup> a und einem Verzweigungsverhältnis  $\lambda_K/\lambda_{\beta^-} = 0,124$ . Die Ergebnisse für HOLBROOK und BEARDSLEY stimmen mit denen von WASSERBURG und HAYDEN<sup>31,32</sup> innerhalb von wenigen Prozenten überein, während für Bjurböle das Ergebnis von GERLING und RIK<sup>27</sup> (3,7 · 10<sup>9</sup> a) von dem von GEISS und HESS<sup>30</sup> abweicht. Wie oben erwähnt, sind die Ergebnisse für Brenham vollständig im Gegensatz zu denen von THOMSON und MAYNE<sup>29</sup>. Die Hauptursache für diese Diskrepanz ist natürlich die Tatsache, daß die Gehalte an Kalium und Argon in diesem Meteorit sehr klein sind. Völlig unverständlich sind dagegen die Unterschiede zwischen den Ergebnissen an Holbrook von WASSERBURG und HAYDEN<sup>32</sup> und GEISS und HESS<sup>30</sup> einerseits und denen einer kürzlich erschienenen Arbeit von GENTNER und ZÄHRINGER<sup>35</sup> andererseits. Während die ersteren Autoren gerade in Holbrook sehr reines <sup>40</sup>A finden (<sup>40</sup>A/<sup>36</sup>A = 5000) (vgl. Tab. 3), erhalten GENTNER und ZÄHRINGER <sup>40</sup>A/<sup>36</sup>A = 200 und nehmen sogar an, daß der größte Teil des <sup>40</sup>A atmosphärisch ist. Die Konsequenz dieses Befundes für das A/K-Alter (mit der K-Analyse von EDWARDS und UREY<sup>8</sup>) wird von den genannten Autoren nicht diskutiert.

Das auffälligste Resultat in Tab. 3 ist, daß die Alter aller Chondrite innerhalb von 10% übereinstimmen\*, während die der Achondrite stark variieren. Dies wird im Zusammenhang mit den anderen Methoden im letzten Abschnitt näher diskutiert werden. Hier sei nur ausgeführt, daß das niedrige Alter von Shergotty besonders überprüft wurde: Da ein niedriges Alter durch Kaliumverunreinigung vorgetäuscht werden kann, wurde der

\* Das trifft auch zu für die Ergebnisse von WASSERBURG und HAYDEN<sup>31,32</sup> an Chondriten.

Kaliumgehalt der zweiten Probe des Achondrits Shergotty bestimmt. Diese wurde vom U.S. National Museum in Washington zur Verfügung gestellt, während die erste Probe vom Museum of the Geological Survey of India in Calcutta stammte. Beide Proben ergeben, wie Tab. 3 zeigt, innerhalb der Fehlergrenzen den gleichen Kaliumgehalt.

### $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Methode

Seit der Entdeckung des  $^3\text{He}$  in Eisenmeteoriten durch PANETH u.a.<sup>17</sup> ist es vielfach versucht worden (BAUER 1947<sup>15</sup>, HUNTLEY 1948<sup>16</sup>, SINGER 1952<sup>36</sup>, PANETH u.a.<sup>17</sup>, DALTON u.a. 1953<sup>18</sup>, MARTIN 1953<sup>37</sup>, HOUTERMANS 1954<sup>38</sup>, CURRIE u.a. 1956<sup>39</sup>), aus der Häufigkeit dieses Isotops Schlüsse zu ziehen auf die Dauer, die die betreffenden Meteorite der kosmischen Strahlung ausgesetzt gewesen sind. Solche Berechnungen sind jedoch schwierig und sogar prinzipiell in der Genauigkeit sehr begrenzt durch zwei Tatsachen:

1. Die Wirkungsquerschnitte für die Produktion von  $^3\text{He}$  oder von anderen Isotopen sind nicht genau bekannt.
2. Die Intensität und das Spektrum der Strahlung am Orte der Probe ist schwer abzuschätzen, da die Meteorite ihre Größe und ihre Gestalt beim Durchgang durch die Atmosphäre stark verändern.

Diese grundsätzliche Unzulänglichkeit der Berechnung eines Strahlungsalters wird bei der  $^3\text{He}/\text{Tritium}$ -Methode ausgeschaltet, die erstmals von BEGEMANN, GEISS und HESS<sup>40</sup> auf einen Steinmeteorit, den Achondrit Norton County, angewendet wurde. In dieser Methode werden die Gehalte an Tritium (durch Zählung) und  $^3\text{He}$  (durch Isotopic-Dilution-Methode) bestimmt. Die gemessene Zerfallsrate von Tritium, zurückgerechnet auf den Zeitpunkt des Meteoritenfalles, ergibt die Produktionsrate für  $^3\text{He}$ . Berücksichtigt man, daß  $^3\text{He}$  auch direkt produziert werden kann, so erhält man eine Größe von der Dimension einer Zeit:

$$T_s = \frac{\text{Anzahl } ^3\text{He-Atome (korrigiert für Direktbildung)}}{\text{Anzahl Tritiumzerfälle pro Zeiteinheit}}$$

Diese Größe sei als «Strahlungsalter» bezeichnet. Sie ist prinzipiell ein Maß für die Zeit, während der der Meteorit der kosmischen Strahlung ausgesetzt war. Drei Grenzfälle der Bedeutung dieses Strahlungsalters sind möglich.

a) Wenn der Meteorit in seiner endgültigen präatmosphärischen Größe und Gestalt älter ist als die kosmische Strahlung, gibt das «Strahlungsalter» das «Alter der kosmischen Strahlung», definiert durch die Gleichung

$$T = \frac{1}{I(0)} \int I(T) dt,$$

<sup>36</sup> S. F. SINGER, *Nature* 170 (1952) 728.

<sup>37</sup> G. R. MARTIN, *Geochim. Cosmochim. Acta* 3 (1953) 288.

<sup>38</sup> F. G. HOUTERMANS, Supplementum zu *Nuovo Cimento* 11 (1954) 390.

<sup>39</sup> L. A. CURRIE, W. F. LIBBY und R. L. WOLFGANG, *Physic. Rev.* 101 (1956) 1557.

<sup>40</sup> F. BEGEMANN, J. GEISS und D. C. HESS, *Physic. Rev.* 107 (1957) 540.

wobei  $I(t)$  die Intensität der kosmischen Strahlung in Abhängigkeit von der Zeit und  $I(0)$  die heutige Intensität bedeuten. Da eine zeitliche Änderung der Intensität sicher von einer Änderung des Energiespektrums begleitet wird, ist  $I(t)$  kompliziert definiert, da verschiedene Energien verschiedenes Gewicht für die Tritiumproduktion haben:

$$I(t) = \int N(E, t) \cdot \sum(E) dE.$$

$N(E, t)$  bedeutet die Zahl der Primärteilchen zur Zeit  $t$  mit einer Energie  $E$ ,  $\sum(E)$  den Produktionsfaktor für Tritium eines Primärteilchens der Energie  $E$  bei der speziellen Geometrie des Meteorits.

b) Ist die kosmische Strahlung für eine längere Zeit als die durch das «Strahlungsalter» gegebene konstant, so kann letzteres den Zeitpunkt angeben, an dem die letzte Erwärmung des Meteorits oder die letzte Kristallisation stattfand. Es kann aber auch bedeuten, daß

c) das Strahlungsalter den Zeitpunkt des Herausbrechens des Meteorits in seiner jetzigen Größe aus einem größeren Objekt bedeutet.

Der Fall b) kann ausgeschlossen werden, wenn das A/K-Alter oder noch besser das  $^4\text{He}/(\text{U, Th})$ -Alter eines Meteorits wesentlich größer als das Strahlungsalter ist. Der Fall a) kann ausgeschlossen werden, wenn sich für verschiedene Meteorite verschiedene Strahlungsalter ergeben. Dann ist das «Alter der kosmischen Strahlung» größer oder gleich den ältesten gemessenen Strahlungsaltern.

Natürlich sind Mischungen der Grenzfälle a) und c) möglich. So erleiden b) und c) Dehnungen oder Verkürzungen, wenn die Intensität der kosmischen Strahlung nicht konstant war. a) und c) dagegen werden durch partielle Heliumverluste beeinträchtigt. Alle diese Möglichkeiten werden unten an Hand des experimentellen Materials näher diskutiert.

Um die Messung des Tritiumgehaltes durchführen zu können, muß die Methode auf einen Meteorit angewendet werden, der vor nicht zu langer Zeit gefallen ist. BEGEMANN, GEISS und HESS<sup>40</sup> haben die Messung an dem Achondrit Norton County, der 1948 gefallen ist, durchgeführt.

Das Tritium und das Helium wurden in derselben Apparatur extrahiert wie das Argon. Große Sorgfalt wurde der Frage der Vollständigkeit der Extraktion des Tritiums und der des Tritiumverlustes durch Wandreaktionen usw. gewidmet. Die Extraktion und Aufarbeitung des Tritiums wurde unter verschiedenen Bedingungen vorgenommen. Tab. 5 zeigt die Ergebnisse. Man erkennt, daß durch Erhitzen bei 1050 und 1400°C oder durch vollständige Reaktion mit Flußmittel gleiche Tritiumwerte erhalten werden. Bei Benutzung eines Flußmittels ist es jedoch unerlässlich,  $\text{H}_2$ -Träger zu verwenden, wie das Ergebnis von Experiment 43 zeigt.

In einigen Fällen wurden Argon-, Helium- und Tritiumfraktionen desselben Experimentes verwendet. Die Trennung und Reinigung der verschiedenen Fraktionen erfolgte mit Standardmethoden, die von den genannten Autoren ausführlich beschrieben worden sind. Dabei wurden manchmal  $^{38}\text{A}$ -,  $^4\text{He}$ - und  $^2\text{H}$ -Tracer gleichzeitig verwendet. Es wurde keine gegenseitige Störung beobachtet.

Tab. 5. Extraktion von Tritium und  $^3\text{He}$  aus Norton County unter verschiedenen Bedingungen  
(BEGEMANN, GEISS und HESS<sup>40</sup>)

Nr.	Gewicht g	Temperatur °C	H <sub>2</sub> -Carrier cm <sup>3</sup> STP	Tritium cpm	Tritium extrapoliert auf Falldatum dpm/g	$^3\text{He}$ 10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> STP
Heizen ohne Flußmittel						
18	49,6	1050	3	8,0 ± 0,8	0,26 ± 0,02	2,35 ± 0,11
55	21,3	1200	3	3,0 ± 0,2	0,24 ± 0,02	
34	29,5	1300	3	5,4 ± 0,3	0,29 ± 0,02	
57	31,5	1400	20	4,9 ± 0,2	0,26 ± 0,02	
Reagiert mit Flußmittel						
43	20,1	1150	—	1,7 ± 0,2	0,14 ± 0,02	2,29 ± 0,11
48	18,8	1200	30	2,8 ± 0,2	0,25 ± 0,02	

Tab. 6.  $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Alter und A/K-Alter des Achondrits Norton County  
(BEGEMANN, GEISS und HESS<sup>40</sup>)

Name	Datum des Falles	Tritium (gemessen) cpm/g	$^3\text{He}$ 10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> STP/g	$^3\text{He}/^3\text{H}$ -Alter (korrigiert) Ma	A/K-Alter Ma
Norton County A. . . . .	1948	0,175 ± 0,012	2,27 ± 0,11	240	4400 ± 700
Norton County B, Stein. . .	1948	0,156 ± 0,012	2,35 ± 0,11	280	
Norton County B, Metall . .	1948	—	1,0 ± 0,1	—	4080 ± 120
Marion . . . . .	1847	0,010	—	—	

Tab. 6, die ebenfalls der Arbeit von BEGEMANN u. a.<sup>40</sup> entnommen ist, zeigt die endgültigen, aus verschiedenen Experimenten gemittelten Ergebnisse an den beiden Proben des Achondrits Norton County. Zum Vergleich wurde auch in dem Chondrit Marion, der 1847 gefallen ist, nach Tritium gesucht. Wie erwartet, wurde kein Tritium gefunden. Spalte 5 gibt das Strahlungsalter, korrigiert für direkte Produktion von  $^3\text{He}$ . Es wurde ein Produktionsverhältnis  $^3\text{He}/\text{T} = 0,7$  angenommen. Dieser Wert wurde einer Messung von MARTIN u. a.<sup>41</sup> entnommen, der einzigen experimentellen Bestimmung dieses Verhältnisses. Es kann leicht gezeigt werden, daß der Lithiumgehalt in Meteoriten zu klein ist, um einen wesentlichen Beitrag zur Tritiumproduktion aus dem Prozeß  $^6\text{Li} (n, \text{T}) ^4\text{He}$  zu erwarten<sup>40</sup>.

In Spalte 6 wurde das Argon/Kalium-Alter zum Vergleich aufgeführt. Der große Unterschied zwischen dem A/K-Alter und dem Strahlungsalter besagt, daß nur die obengenannten Deutungen a) und c) für das Strahlungsalter in Frage kommen. Näheres wird später diskutiert.

Natürlich kann das Strahlungsalter beeinflusst werden durch Diffusionsverlust von  $^3\text{He}$ . Um diese Möglichkeit auszuschließen, haben BEGEMANN, GEISS und HESS<sup>40</sup> verschiedene Experimente unternommen. Ein Heizversuch zeigte, daß bei 700 °C  $^3\text{He}$  und  $^{40}\text{A}$  mit derselben Geschwindigkeit abgegeben werden. Da, wie man aus dem hohen A/K-Alter schließen kann,  $^{40}\text{A}$  praktisch nicht verlorengegangen sein dürfte, wird durch dieses

Experiment ein Verlust von  $^3\text{He}$  bei Temperaturen von etwa 700 °C oder höher ausgeschlossen. Eine Extrapolation des Ergebnisses des genannten Experiments nach tiefen Temperaturen ist jedoch nicht möglich, da die Temperaturabhängigkeit der Diffusionskonstanten für  $^3\text{He}$  sicher größer ist als die für  $^{40}\text{A}$ . Bei tiefen Temperaturen sollte jedoch die Diffusionsgeschwindigkeit für  $^3\text{He}$  in Silikaten größer sein als in Eisen. Der  $^3\text{He}$ -Gehalt in einigen Eiseneinschlüssen, die in der Probe Furnas County enthalten waren, wurde daher ebenfalls gemessen. Die Probe war zu klein, um den Gehalt an Tritium zu messen. Es kann jedoch mit Sicherheit vorausgesetzt werden, daß die Eisenprobe die gleiche Strahlungsdosis erhalten hat wie das Silikatmaterial, da beide innig vermischt waren und die ganze Probe eine Ausdehnung von nur wenigen Zentimetern hatte. Unbekannt für die Abschätzung der Tritiumproduktion im Eisen ist daher nur das Verhältnis der Wirkungsquerschnitte in den beiden Materialien. Benutzt man die Messungen über Wirkungsquerschnitte für die Erzeugung von Tritium durch Protonen aus verschiedenen Elementen<sup>39, 42, 43</sup> und die von BECK und LA PAZ<sup>44</sup> gegebene chemische Zusammensetzung des Meteorits, so erhält man für die Steinphase einen doppelt so großen Wirkungsquerschnitt je Gramm wie für Eisen. Gerade dieses Verhältnis wurde auch gemessen (vgl. Tab. 6). Es kann demnach ausgeschlossen werden, daß das gemessene Strahlungsalter dieses Meteorits von etwa 250 bis 300 Ma wesentlich durch Heliumverluste verfälscht ist.

FIREMAN und SCHWARZER<sup>45</sup> haben an Eisenmeteoriten Tritiummessungen vorgenommen. Leider sind die jüngsten Meteorite, die sie zur Verfügung hatten, schon 1934 (Para de Minas) bzw.

<sup>42</sup> E. L. FIREMAN und F. S. ROWLAND, *Physic. Rev.* 97 (1955) 780.

<sup>43</sup> E. L. FIREMAN, *Physic. Rev.* 97 (1955) 1303.

<sup>44</sup> C. BECK und L. LA PAZ, *Amer. Mineralogist* 36 (1951) 45.

<sup>45</sup> E. L. FIREMAN und D. SCHWARZER, *Geochim. Cosmochim. Acta* 11 (1957) 252.

<sup>41</sup> G. R. MARTIN, S. J. THOMSON, G. WARDLE und K. I. MAYNE, *Philos. Mag.* 45 (1954) 410.

1918 (Norfolk) gefallen, so daß die Tritiumaktivitäten schon stark abgeklungen sind. Zwar können die genannten Autoren zeigen, daß in einem Eisenmeteorit (Charcas), der 1804 gefunden wurde, praktisch kein Tritium vorhanden ist, doch finden sie bei der Extraktion von Tritium aus rezenten terrestrischen Eisen (Nägeln) Konzentrationen (0,019 Tritiumzerfälle/g min), die vergleichbar sind mit denen in den Meteoriten Para de Minas (0,024 Tritiumzerfälle/g min) und Norfolk (0,055 bzw. 0,034 Tritiumzerfälle/g min). Das Tritium in den letztgenannten Meteoriten kann daher nicht mit Sicherheit als durch die kosmische Strahlung produziert angesehen werden.

Die beschriebene Unsicherheit besteht nicht bei der Tritiumbestimmung im Achondrit Norton County von BEGEMANN, GEISS und HESS<sup>40</sup>, da dieser Meteorit erst 1948 gefallen ist und daher noch wesentlich mehr Tritium enthält als die von FIREMAN und SCHWARZER untersuchten Meteorite.

### Die Isotope <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A

Wie im vorigen Abschnitt gezeigt wurde, müssen die von GEISS und HESS<sup>30</sup> in Steinmeteoriten nachgewiesenen Isotope <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A enthalten gewesen sein, bevor diese die terrestrische Atmosphäre erreichten. Der Ursprung dieser Isotope soll nun näher diskutiert werden. Eine Quelle ist natürlich die Produktion durch die kosmische Strahlung in Spallationsprozessen, hauptsächlich aus Eisen, Nickel und Calcium. Das Verhältnis <sup>36</sup>A/<sup>38</sup>A = 0,74, das in der Metallphase des Pallasiten Brenham gefunden wurde (Tab. 3), stimmt überein mit den Ergebnissen an Eisenmeteoriten von GENTNER und ZÄHRINGER<sup>34</sup>. Man kann daher voraussetzen, daß auch in Steinmeteoriten <sup>36</sup>A und <sup>38</sup>A durch Spallation aus Eisen in ungefähr demselben Verhältnis produziert werden. Damit läßt sich eine Abschätzung für das Produktionsverhältnis aus Calcium vornehmen. Die calciumreichen Achondrite, wie Pasamonte, haben etwa gleichen Gehalt an Eisen und Calcium. Aus dem an Pasamonte gemessenen Verhältnis <sup>36</sup>A/<sup>38</sup>A = 0,72 ersieht man, daß dieses Produktionsverhältnis auch für Calcium etwa 0,7 sein muß. Alle hier angegebenen Verhältnisse sind natürlich Richtwerte, da eine Energieabhängigkeit, die wegen der Abschirmungseffekte berücksichtigt werden muß, nicht ausgeschlossen werden kann. Die Ergebnisse von GENTNER und ZÄHRINGER<sup>34</sup> an Eisenmeteoriten zeigen jedoch, daß die Energieabhängigkeit für das Produktionsverhältnis nicht sehr groß sein kann. Es erscheint daher ausgeschlossen, solche hohen <sup>36</sup>A/<sup>38</sup>A-Werte, wie sie etwa in den Chondriten Bjurböle (3,8) und Richardton (2,4) gefunden wurden, durch Spallationsprozesse zu erklären. Zwei Quellen für einen Überschuß von <sup>36</sup>A seien vorgeschlagen:

- a) Ein spezieller Kernprozeß, der <sup>36</sup>A bevorzugt bildet, oder
- b) normales Argon, das bei der Bildung der Kristalle dieser Meteorite eingebaut wurde.

Zu a). Ein spezieller Kernprozeß muß ein benachbartes Element zum Ausgang haben. Calcium kann, wie oben gezeigt, ausgeschlossen werden. <sup>39</sup>K ( $n, \alpha$ ) würde auf <sup>36</sup>A führen, aber es kann keine Abhängigkeit des <sup>36</sup>A-Überschusses vom Kaliumgehalt der Meteorite festgestellt werden. Dasselbe gilt für die Produktion aus einem der Schwefelisotope. Der einzige Prozeß,

der das überschüssige <sup>36</sup>A erklären könnte, scheint der Einfang thermischer Neutronen im <sup>35</sup>Cl zu sein. Leider ist der Gehalt an Chlor in Meteoriten nicht gut bekannt. Die neuesten Arbeiten<sup>46,47,48</sup> geben Werte für Chondrite zwischen 0,1 und 0,01%. Die Produktion von  $2 \cdot 10^{-8}$  cm<sup>3</sup> <sup>36</sup>A/g bei einem Chlorgehalt von 0,03% erfordert einen thermischen Neutronenfluß von 3/sec cm<sup>3</sup> über 30 Ma. Die Möglichkeit eines solchen Flusses ist nicht sicher auszuschließen, da die Einfangwirkungsquerschnitte bei höheren Energien für viele Elemente nicht veröffentlicht sind.

Zu b). Die zweite mögliche Erklärung für den Überschuß an <sup>36</sup>A besteht in der Annahme, daß kleine Mengen von Argon bei der Bildung der Kristalle der Meteorite aufgenommen wurden. Ist dieses der Fall, so ist natürlich auch zu erwarten, daß die anderen Edelgase ebenfalls in entsprechenden Proportionen in die Kristalle eingebaut worden sind. Das Vorhandensein kleiner Mengen der anderen Edelgase mit «gewöhnlichem» Isotopenverhältnis ist demnach ein Kriterium für diese Erklärung des Überschusses von <sup>36</sup>A in einigen Chondriten. Diese Frage soll im folgenden näher diskutiert werden.

Bekanntlich ist die kosmische Häufigkeit der Edelgase wesentlich höher als ihre relative Häufigkeit auf der Erde. PAGE<sup>49</sup> und UREY<sup>50</sup> haben gezeigt, daß der Verlust der Edelgase vor der Akkumulation der Planeten stattgefunden haben muß. SUESS<sup>51</sup> hat darauf hingewiesen, daß die leichten Edelgase aus der Erdatmosphäre wesentlich stärker verlorengegangen sind als die schwereren. Für die Massenabhängigkeit der Fraktionierung  $F$  erhält er die empirische Formel

$$\log F = -7,1 - 10e^{-0,045M},$$

wobei  $M$  das Atomgewicht des betreffenden Edelgases ist.

SUESS<sup>51</sup> und UREY<sup>52</sup> weisen darauf hin, daß solch ein fraktionierter Verlust der Edelgase auch eine Veränderung der Isotopenverhältnisse der Edelgase zur Folge haben kann. Da die Formel von SUESS die Häufigkeitsrelationen richtig wiedergibt, scheint es, daß allein die Masse die Fraktionierung bestimmt. Natürlich ist es bei komplizierteren Entweichmechanismen, wie Stößen zweiter Art usw., möglich, daß die Fraktionierung auch von anderen atomaren Größen abhängt. Doch gibt es keinen Grund, für das Entweichen der Edelgase bei Beginn der Entstehung des Planetensystems solche Mechanismen anzunehmen\*. Die Formel von SUESS kann daher ver-

\* UREY<sup>52</sup> hat einen Effekt diskutiert, der den scheinbaren fraktionellen Verlust der Edelgase von der Erde erklären kann. Wenn die Edelgase ursprünglich zu gleichen Teilen entwichen sind, so können doch gewisse Mengen der schweren Edelgase, speziell Krypton und Xenon, durch Kometenstaub auf die Erde zurückgebracht worden sein. Wahrscheinlich sind diese schweren Edelgase, im Gegensatz zu den leichten, in Kometen kondensiert, entsprechend der Temperatur am Ort ihrer Entstehung. UREY<sup>52</sup> gibt eine Abschätzung dieses Effektes auf Grund der heutigen Kometenhäufigkeit und erhält einen Faktor 50 weniger, als zur Erklärung des Überschusses der schweren Edelgase nötig wäre.

<sup>46</sup> L. S. SELIVANOV, *Doklady Akad. Nauk SSSR* 26 (1940) 389.

<sup>47</sup> E. SALPETER, *Ricerche Spettroscopiche* 2 (1952) 1.

<sup>48</sup> W. BEHNE, *Geochim. Cosmochim. Acta* 3 (1953) 186.

<sup>49</sup> T. PAGET, *Smithsonian Inst. Publ. Rep.* 3998 (1949) 161.

<sup>50</sup> H. C. UREY, *Geochim. Cosmochim. Acta* 1 (1951) 207.

<sup>51</sup> H. E. SUESS, *J. Geology* 51 (1949) 600.

<sup>52</sup> H. C. UREY, *The Planets*, Yale University Press, New Haven 1952.

wendet werden, um aus den Isotopenverhältnissen der Edelgase in der Erdatmosphäre auf die kosmischen Isotopenhäufigkeiten zu schließen. SUESS<sup>51</sup> hat diese Rechnung bereits für Neon und Argon durchgeführt. Die Werte für Krypton und Xenon seien hinzugefügt. Wie weiter unten gezeigt wird, hat gerade die Kenntnis der kosmischen Isotopenverhältnisse des Kryptons praktische Bedeutung. Tab. 7 zeigt die Ergebnisse. Natürlich ist die Rechnung für Helium nicht möglich, da, wie PANETH<sup>53</sup> gezeigt hat, das Helium der Atmosphäre nicht älter als einige Millionen Jahre ist und durch Radioaktivität bzw. kosmische Strahlung produziert worden ist.

Die in Tab. 7 errechneten Werte für die kosmischen Isotopenhäufigkeiten der Edelgase haben nicht nur theoretisches Interesse, sondern eine wichtige praktische Anwendung kann sich daraus ergeben. Da der Grad der Edelgasfraktionierung in den Atmosphären verschiedener Planeten sicher unterschiedlich ist, müssen auch die Isotopenverhältnisse der Edelgase verschieden sein. Edelgase, die bei der Bildung der Kristalle der Meteorite aus einer anwesenden Atmosphäre eingebaut wurden, sollten ein Isotopenverhältnis aufweisen, das charakteristisch für die Fraktionierungsbedingungen dieser Atmosphäre ist. Die Messung der Isotopenverhältnisse solcher eingebauter Edelgase kann also Aufschluß geben über die Herkunft der Meteorite und die Verhältnisse, die bei ihrer Bildung vorlagen.

Für Neon ist eine solche Untersuchung sicher niemals möglich, da die Störung durch Neon aus Spallationsprozessen sicher stets zu groß ist. Das Verhältnis  $^{36}\text{A}/^{38}\text{A}$  mag in speziellen Fällen, etwa in Achondriten mit geringem Eisengehalt, verwendbar sein. Geeignet dagegen erscheint die Messung der Isotopenverhältnisse des Kryptons. Hier hat man eine Reihe von Isotopen zum Vergleich, und Krypton aus Spallationsprozessen ist sehr selten.

Kürzlich haben GERLING und LEVSKI<sup>54</sup> in dem Achondrit Staroe Pes'yanoe große Mengen von Helium, Neon und Argon gefunden, von denen sie annehmen, daß es sich um aufgenommenes extraterrestrisches Gas handelt. Hier sollten auch große Mengen von Krypton vorhanden sein, und eine Messung seiner Isotopenverhältnisse würde Aufschlüsse über die Herkunft dieser Edelgase geben können und etwas aussagen über die Verhältnisse, die bei der Bildung der Kristalle dieses Meteorits vorlagen.

Auch die Mengen der eingebauten Edelgase können im Prinzip dafür verwendet werden, etwas über die frühe Geschichte der Meteorite zu erfahren. Tab. 8 zeigt einen Vergleich der kosmischen Häufigkeiten der Edelgase, ihrer Häufigkeiten in der Atmosphäre und ihres Vorkommens in Chondriten. Die aufgeführten Werte stammen zwar von Messungen an verschiedenen Chondriten, doch scheinen alle Chondrite einen kleinen Überschuß

Tab. 7. Isotopenverhältnis der Edelgase in der Atmosphäre und extrapolierte kosmische Isotopenhäufigkeiten\*

	Atmosphärisch	Kosmisch
$^{20}\text{Ne}$	90,92	95,67
$^{21}\text{Ne}$	0,257	0,179
$^{22}\text{Ne}$	8,823	4,151
$^{36}\text{A}/^{38}\text{A}$	5,32	7,87
$^{78}\text{Kr}$	0,354	0,415
$^{80}\text{Kr}$	2,266	2,505
$^{82}\text{Kr}$	11,56	12,10
$^{83}\text{Kr}$	11,55	11,78
$^{84}\text{Kr}$	56,90	56,67
$^{86}\text{Kr}$	17,37	16,53
$^{124}\text{Xe}$	0,096	0,098
$^{126}\text{Xe}$	0,090	0,092
$^{128}\text{Xe}$	1,919	1,94
$^{129}\text{Xe}$	26,44	26,62
$^{130}\text{Xe}$	4,075	4,09
$^{131}\text{Xe}$	21,18	21,20
$^{132}\text{Xe}$	26,89	26,84
$^{134}\text{Xe}$	10,44	10,36
$^{136}\text{Xe}$	8,87	8,76

\* Die Werte für Neon und Argon wurden bereits von SUESS<sup>51</sup> berechnet.

an  $^{36}\text{A}$  zu zeigen<sup>30</sup>, so daß schon auf Grund des unzureichenden bisher vorliegenden Materials eine Deutung versucht sei: Tab. 8 zeigt, daß der Überschuß an  $^{36}\text{A}$  nur als gewöhnliches Argon gedeutet werden kann, wenn man annimmt, daß die Edelgase zur Zeit des Einbaus des Argons in ungefähr terrestrischen Proportionen vorhanden waren. Die Möglichkeit des Einbaus von Edelgasen in kosmischen Proportionen kann ausgeschlossen werden, wenn man annimmt, daß die Edelgase etwa proportional zu ihrer Häufigkeit aufgenommen werden, da in diesem Falle mehr gewöhnliches  $^{20}\text{Ne}$  in Chondriten

Tab. 8. Vergleich der kosmischen und atmosphärischen Häufigkeiten der Edelgase mit den oberen Grenzen für das Vorkommen von Edelgasen mit gewöhnlichem Isotopenverhältnis in Chondriten

	Edelgase mit gewöhnlichem Isotopenverhältnis in Chondriten		Häufigkeiten bezogen auf $^{36}\text{A} = 1$	
	absolut $\text{cm}^3 \text{STP/g}$	bezogen auf $^{36}\text{A} = 1$	kosmisch <sup>a)</sup>	atmosphärisch <sup>b)</sup>
Neon . . .	$< 2 \cdot 10^{-8} \text{ c)}$	1	68	0,57
$^{36}\text{A}$ . . .	$\sim 2 \cdot 10^{-8} \text{ d)}$	1	1	1
Krypton . .	—	—	0,00041	0,032
Xenon . . .	$< 2 \cdot 10^{-10} \text{ e)}$	0,01	0,000032	0,0025

a) SUESS und ÜREY<sup>55</sup>

b) PANETH<sup>56</sup>

c) GERLING<sup>57</sup>

d) GEISS und HESS<sup>30</sup>

e) WASSERBURG und HAYDEN<sup>58</sup>

<sup>55</sup> H. E. SUESS und H. C. ÜREY, *Rev. Mod. Physics* 28 (1956) 53.

<sup>56</sup> F. A. PANETH, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 65 (1939) 303.

<sup>57</sup> E. K. GERLING, *Bericht des Laboratoriums für Geologie des Präkambriums, Akad. Nauk SSSR* 1955, 57.

<sup>58</sup> G. J. WASSERBURG und R. J. HAYDEN, *Nature* 76 (1955a) 130.

<sup>53</sup> F. A. PANETH, *The Science of Petroleum II* (1938) 1511.

<sup>54</sup> E. K. GERLING und L. K. LEVSKI, *Doklady Akad. Nauk. SSSR* 110 (1956) 750.

gefunden werden müßte. Der Sinn dieser Diskussion wird mehr darin gesehen, die grundsätzlichen Möglichkeiten aufzuzeigen, die in der Messung von «gewöhnlichen» Edelgasen und vielleicht auch von Stickstoff in Meteoriten liegen, als endgültige Ergebnisse zu geben, da dafür das experimentelle Material noch nicht ausreicht.

Für die beiden hier gegebenen Möglichkeiten des Überschusses von  $^{36}\text{A}$ , der von GEISS und HESS<sup>30</sup> in Chondriten gefunden wurde, gilt, daß kogenetische Mengen an  $^{38}\text{A}$  und  $^{40}\text{A}$  praktisch vernachlässigt werden können. Der Einfang von thermischen Neutronen in Chlor gibt kein  $^{40}\text{A}$  und etwa 200 mal weniger  $^{38}\text{A}$  als  $^{36}\text{A}$ . Ist andererseits die Theorie des Einbaus von  $^{36}\text{A}$  richtig, so wird das Verhältnis für die Aufnahme der Isotope  $^{36}\text{A}$  und  $^{38}\text{A}$  etwa 5 oder größer sein. Das bedeutet, daß in allen Fällen – mit Ausnahme von Bjurböle – der größere Teil des gefundenen  $^{38}\text{A}$  aus Spallationsprozessen stammen muß. Auch die eingebaute Menge  $^{40}\text{A}$  kann sicher vernachlässigt werden, da zu dieser frühen Zeit in keiner Atmosphäre das  $^{40}\text{A}$  aus dem  $^{40}\text{K}$ -Zerfall sehr stark angewachsen gewesen sein dürfte.

#### Strahlungsalter aus $^{38}\text{A}$

Wie die Diskussion im letzten Kapitel zeigt, muß der größte Teil des von GEISS und HESS<sup>30</sup> gefundenen  $^{38}\text{A}$  aus Spallationsprozessen, hervorgerufen durch die kosmische Strahlung, stammen. In diesem Abschnitt soll nun versucht werden, aus den Häufigkeiten dieses Isotops weitere Aussagen über das Strahlungsalter der Steinmeteorite zu erhalten. Die Verhältnisse bei Steinmeteoriten liegen im Vergleich zu denen bei Eisenmeteoriten günstiger, da Altersbestimmungen nach verschiedenen Methoden bereits durchgeführt worden sind. Man wird daher eine klarere Vorstellung über die Bedeutung des Strahlungsalters erhalten. Auch kann man, jedenfalls in Fällen, in denen das A/K-Alter hoch ist, einen  $^{38}\text{A}$ -Verlust ausschließen, da GEISS und HESS<sup>30</sup> gezeigt haben, daß  $^{40}\text{A}$  stets leichter verlorenght als  $^{38}\text{A}$ . Weitere Vorteile einer Abschätzung des Strahlungsalters aus dem

Tab. 9. Strahlungsalter von Steinmeteoriten aus dem  $^{38}\text{A}$ -Gehalt

Name	Gehalt in Prozenten $\text{Fe} + \text{Ni} + \text{Co} + \text{Cr} + \text{Mn} + 3,2 (\text{Ca} + \text{Ti} + \text{K})$	Strahlungsalter in Ma	
		geeicht mit $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Alter von Norton County	aus errechneter Produktionsrate
Holbrook . .	32,8	28	33
Bjurböle . . .	27,1	≤ 39	≤ 45
Mocs . . . .	32,8	37	42
Richardton . .	32,8	30	35
St-Michel . .	28,8	32	37
Norton County	6,5	260	300
Pasamonte . .	40,5	≥ 19	≥ 22
Moore County .	38,7	10	12
Shergotty . .	41,2	9	10
Brenham . . .	8,4	≥ 82	≥ 95

Gehalt an  $^{38}\text{A}$  in Steinmeteoriten gegenüber Abschätzungen aus dem  $^3\text{He}$ -Gehalt in Eisenmeteoriten werden ersichtlich im Laufe der folgenden Berechnungen.

Zwei Methoden der Berechnung von Strahlungsalter aus den  $^{38}\text{A}$ -Gehalten im folgenden angewandt. Die erste besteht darin, das mit der  $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Methode bestimmte Strahlungsalter des Norton-County-Achondrits als Eichpunkt für die  $^{38}\text{A}$ -Skala zu verwenden. Für die zweite Berechnung wird eine Abschätzung der heutigen Produktionsrate von  $^{38}\text{A}$  in Steinmeteoriten unternommen.

#### 1. Eichung der $^{38}\text{A}$ -Skala mit dem $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Strahlungsalter von Norton County

Folgende Voraussetzungen werden benutzt:

a) Im Rahmen der hier unternommenen Abschätzung kann angenommen werden, daß die Produktionsrate von  $^{38}\text{A}$  in den untersuchten Steinmeteoriten unabhängig von der präatmosphärischen Größe ist.

Diese Annahme wird durch zwei experimentelle Befunde gestützt:

α) Die Tritium- und  $^3\text{He}$ -Gehalte in zwei verschiedenen Proben von Norton County sind innerhalb der Fehlergrenzen gleich<sup>40</sup>. Norton County hat ein postatmosphärisches Gewicht von mehr als einer Tonne, und die beiden Proben entstammen Stücken, die mehrere Kilometer voneinander entfernt gefunden wurden. Sie sind daher ursprünglich mit großer Wahrscheinlichkeit nicht benachbart gewesen.

β) Die Gehalte an  $^{38}\text{A}$  in den fünf Chondriten, in denen dieses Isotop gemessen wurde<sup>30</sup>, unterscheiden sich um höchstens 30%. Diese Chondrite haben postatmosphärische Gewichte zwischen 17 kg und 330 kg. Die einfachste Deutung dieses Befundes ist, daß die Chondrite gleiche Strahlungsalter haben und Abschirmeffekte bei ihnen nicht mehr als 30% ausmachen.

Steinmeteorite zersplittern beim Abbremsen in der Atmosphäre meistens in viele Teile. Geschieht dies im frühen Stadium des Bremsprozesses, so erhält man mit gleicher Wahrscheinlichkeit Proben aus äußeren oder inneren Bereichen des ursprünglichen Meteorits\*. Ein Vergleich verschiedener Proben desselben Meteorits ist dann gut geeignet, die Größe der Abschirmwirkung zu bestimmen. Dieses trifft nicht zu bei Eisenmeteoriten, da diese beim Auftreffen auf die Atmosphäre seltener in mehrere Teile zersplittern und man daher meistens nur einen Kern aus dem Inneren des ursprünglichen Meteorits erhält.

Man kann auch aus den Absorptionsdaten der kosmischen Strahlung in festem Material abschätzen, daß die Häufigkeit der Spallationsprozesse in Körpern bis zu mehreren Tonnen

\* Beim Fall von Steinmeteoriten wird das Aufbrechen oft von Zeugen in Form einer Explosion beobachtet (vgl. NININGER<sup>40</sup>). Diese Explosion tritt meist am Schluß der Leuchterscheinung auf, doch sagt das nicht unbedingt, daß der Meteorit zu diesem Zeitpunkt bereits den größten Teil seiner kinetischen Energie verloren hat und daß damit die Ablation beendet ist. Die Bruchstücke werden auch nachher noch eine beträchtliche Geschwindigkeit besitzen, was z.B. schon daraus hervorgeht, daß diese Stücke fast immer eine voll ausgebildete Kruste haben. In einigen Fällen werden mehrere Explosionen nacheinander beobachtet. Hier ist die Chance besonders groß, daß noch Teile auf die Erdoberfläche gelangen, die sich vor dem Eintritt des Meteorits in die Atmosphäre nahe am Rande befanden. Von einigen großen Steinschauern wird angenommen, daß es sich um echte Schwärme handelt. Sollte dies der Fall sein, so wird die Abschirmwirkung natürlich weit überschätzt, wenn man annimmt, daß es sich um einen einzigen kompakten Körper gehandelt hat.

Gewicht außen und innen um weniger als einen Faktor 2 verschieden ist. Absorption von der einen Seite wird hierbei durch Übergangseffekte von der anderen Seite teilweise kompensiert. Auch ist das Zentrum eines etwa kugelförmigen Körpers, das am stärksten abgeschirmt ist, volumenmäßig ein so kleiner Teil des Ganzen, daß es sehr unwahrscheinlich ist, eine Probe gerade hiervon zu erhalten, wenn die Aufsplitterung in einem frühen Stadium des Bremsprozesses eingetreten ist.

b) Die Produktionsraten für  $^{38}\text{A}$  aus Fe und aus Ca verhalten sich wie 1 : 3,2. Diese Zahl wird weiter unten bei der Abschätzung der Produktionsraten begründet.

Die Produktion aus Fe, Ni und Co kann zweifellos gleichgesetzt werden, die kleinen Mengen von Mn und Cr werden zu Fe addiert, die von K und Ti zu Ca (vgl. unten). Wäre das Verhältnis Fe/Ca in allen Meteoriten etwa gleich, so würde eine Annahme über das Produktionsverhältnis unnötig. Obwohl dies nicht der Fall ist, zeigt sich doch, daß die Ergebnisse für die Strahlungsalter qualitativ nicht geändert werden, wenn für dieses Produktionsverhältnis wesentlich andere Werte eingesetzt werden.

Tab. 9 zeigt die Ergebnisse. Die chemischen Häufigkeiten wurden der zusammenfassenden Arbeit von UREY und CRAIG<sup>59</sup> entnommen. Für Holbrook, Mocs und Richardton wurden die Mittelwerte für Chondrite dieser Autoren eingesetzt. Leider sind gerade im Achondrit Norton County, der ja als Eichung für die ganze Skala dient, die Häufigkeiten von Eisen und Calcium sehr klein und dürften daher nicht besonders genau sein. Hierdurch kommt eine zusätzliche Ungenauigkeit in die Strahlungsalter der anderen Meteorite. Für Bjurböle wird nur eine obere Grenze des Strahlungsalters gegeben, da nicht sicher gesagt werden kann, ob nicht ein erheblicher Teil des in diesem Chondrit gefundenen  $^{38}\text{A}$  gewöhnliches Argon ist, das bei der Kristallbildung eingebaut wurde (siehe oben). Für das Strahlungsalter von Brenham kann nur eine untere Grenze gegeben werden. Das postatmosphärische Gewicht dieses Pallasiten ist mindestens 3000 kg, und sein ursprüngliches Gewicht kann wesentlich größer gewesen sein. Daher ist es möglich, daß Abschirmungseffekte in diesem Falle eine beträchtliche Rolle spielen. Dasselbe gilt für den Achondrit Pasamonte, von dem berichtet wird<sup>60</sup>, daß sein Fall ungewöhnlich große Staubwolken in der Stratosphäre hinterließ. Das präatmosphärische Gewicht dieses Meteorits ist daher schwer abzuschätzen und mag sehr groß gewesen sein.

Die niedrigen Strahlungsalter für die Chondrite und für die calciumreichen Achondrite sind überraschend, und es erhebt sich die Frage, ob die kosmische Strahlung in solch einer kurzen Zeit überhaupt die gefundenen Mengen  $^{38}\text{A}$  produzieren kann. Eine entsprechende Abschätzung kann auf Grund von experimentellen Daten über Spallationsprozesse der kosmischen Strahlung, die in Photoplatten gemacht wurden, versucht werden.

<sup>59</sup> H. C. UREY und H. CRAIG, *Geochim. Cosmochim. Acta* 4 (1953) 36.

<sup>60</sup> H. H. NININGER, *Out of the Sky*, The University of Denver Press, 1952.

## 2. Berechnung der Produktionsrate von $^{38}\text{A}$ aus experimentellen Daten der kosmischen Strahlung

Zunächst sei die Produktionsrate von  $^{38}\text{A}$  in einem kleinen Eisennickelstück im interplanetaren Raum berechnet.

Folgende experimentelle Daten oder Annahmen, deren Begründung gegeben wird, werden benutzt:

a) Es wird angenommen, daß Eisen, Kobalt und Nickel durch den Kern  $^{56}\text{Fe}$  repräsentiert werden können. Dieser hat eine Häufigkeit von mehr als 80% in meteoritischem Metall. Die anderen Kerne sind außerdem benachbart und können sich daher in bezug auf Spallationsprozesse, die zum  $^{38}\text{A}$  führen, nicht stark vom  $^{56}\text{Fe}$  unterscheiden.

b) Umfangreiches empirisches Material über Spallationsprozesse der kosmischen Strahlung in photographischen Emulsionen liegt vor. Statistiken über Häufigkeiten von «Sternen» in Abhängigkeit von der Spurenzahl sind in verschiedenen atmosphärischen Tiefen und geomagnetischen Breiten durchgeführt worden<sup>61,62,63</sup>. Für die Abschätzung der Produktion von  $^{38}\text{A}$  in einem kleinen Meteorit, in dem die Abschirmung vernachlässigt werden kann, ist die Arbeit von LORD<sup>62</sup> am besten zu verwenden, da sie Ergebnisse bis zu Höhen von 30 km (1,1 cm Hg) enthält und bei hoher magnetischer Breite ( $54^\circ$ ) durchgeführt wurde. Als Basis für die Rechnung werden daher die von LORD gemessenen Sternhäufigkeiten am Gipfel der Atmosphäre (1,1 cm Hg) verwendet. Für die Berechnung der Häufigkeit von Spallationsprozessen in Eisen im interplanetaren Raum müssen diese Werte korrigiert werden, was in den folgenden Punkten besprochen wird.

c) LORD<sup>62</sup> gibt unter den gleichen Bedingungen die Zenitwinkelabhängigkeit der Protonen, die Sterne erzeugen. Diese Abhängigkeit wird hervorgerufen durch Abschneiden energieärmerer Primärteilchen durch das Magnetfeld der Erde und durch die Absorption in der Luft. Die Abschneideenergie durch das Magnetfeld der Erde liegt für senkrechten Einfall und  $54^\circ\text{N}$  bei etwa 1 BeV. Der Satz von LIOUVILLE besagt dann, daß aus senkrechter Richtung die Primärstrahlung mit Energien  $> 1$  BeV mit voller Intensität eintrifft. Nimmt man an, daß keine Primärstrahlung unter 1 BeV vorhanden ist, so kann man die Vertikalintensität als Maß für die volle Intensität im interplanetaren Raum ansetzen und aus der Zeitwinkelabhängigkeit einen Korrekturfaktor für den Einfluß des Magnetfeldes und der Atmosphäre berechnen, der sich zu 3,8 ergibt.

d) Es ist heute bekannt, daß Primärteilchen mit Energien herab bis zu 0,15 BeV zeitweise die Erde erreichen; dadurch werden Schwankungen der Gesamtzahl der Primärteilchen am geomagnetischen Norpold aus senkrechter Richtung bis zu einem Faktor von 2,4 hervorgerufen<sup>64</sup>. Nach NEHER sind diese Schwankungen mit den Veränderungen der Sonnenaktivität mit einer Periode von elf Jahren gekoppelt. Erklärt werden diese und andere Schwankungen jetzt allgemein durch magnetische Wolken im interplanetarischen Raum. Nach MORRISON<sup>65</sup> werden diese Wolken von der Sonne emittiert und füllen sich so langsam mit kosmischer Strahlung, daß sie noch, wenn sie die Erde passieren, eine Schwankung der Intensität der kosmischen Strahlung hervorrufen. MEYER u. a.<sup>66</sup> finden eine Kugelschale magnetischer Wolken in einer Entfernung von 1,4 Erdradien von der Sonne.

Für die Frage der Erzeugung von Spallationsproduktion in Meteoriten ist eine genaue Kenntnis des Mechanismus, der

<sup>61</sup> U. CAMERINI, T. COOR, J. H. DAVIES, P. H. FOWLER, W. O. LOCK, H. MUIRHEAD und N. TOBIN, *Philos. Mag.* 40 (1949) 1073.

<sup>62</sup> J. J. LORD, *Physic. Rev.* 81 (1951) 901.

<sup>63</sup> M. TEUCHER, *Z. Naturforsch.* 7a (1952) 61.

<sup>64</sup> H. V. NEHER, *Physic. Rev.* 103 (1956) 228.

<sup>65</sup> P. MORRISON, *Physic. Rev.* 101 (1956) 1397.

<sup>66</sup> P. MEYER, E. N. PARKER und J. A. SIMPSON, *Physic. Rev.* 104 (1956) 768.

diese Schwankungen hervorruft, unerlässlich. Fest steht, daß die fraglichen Effekte nicht auf die Umgebung der Erde beschränkt sind, sondern sich über einen großen Teil des interplanetaren Raumes erstrecken<sup>66</sup>. Es ist jedoch wichtig, ob die Schwankungen, wie MORRISON<sup>65</sup> es annimmt, durch Wolken hervorgerufen werden, die sich noch nicht vollständig mit kosmischer Strahlung gefüllt haben, oder ob sie nur durch die Gegenwart eines großen absorbierenden Objektes wie die Erde zustande kommen können. Nach dem Satz von LIOUVILLE müssen sich nämlich solche magnetische Wolken allmählich mit kosmischer Strahlung der vollen Intensität füllen; in der Nähe eines absorbierenden Objektes bleibt aber trotzdem auch im stationären Zustand ein Defizit bestehen. Schwankungen, die durch diesen Mechanismus gebildet werden, treten bei Meteoriten wegen deren Kleinheit nicht auf.

Nicht nur für die hier gemachten Abschätzungen von Produktionsraten, sondern auch für  $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Methode, die ja von solchen Abschätzungen unabhängig ist, ist die Frage nach dem Mechanismus der großen Schwankungen der kosmischen Strahlung, die ungefähr mit einer Periode von elf Jahren aufzutreten scheinen, von großer Bedeutung. In kleinen Objekten ist nämlich die Zahl der einfallenden Primärteilchen für die Produktionsraten entscheidend und nicht die gesamte Energie\*. Da die Periode dieser Schwankungen etwa gleich der Halbwertszeit von Tritium ist, kann man das zeitweise Auftreten von Primärteilchen niedriger Energie für die  $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Methode in kleinen Meteoriten nicht vernachlässigen, wenn sich herausstellt, daß diese Schwankungen nicht an große Objekte gebunden sind. (Für die Tritiumproduktion in der Atmosphäre ist dies alles natürlich ohne Bedeutung, da die niedrigen Primärenergien praktisch sowieso nicht zur Erde gelangen können.) Die Primärteilchen mit Energien  $< 1$  BeV spielen auch für die Erzeugung von  $^{38}\text{A}$  aus Eisen eine Rolle, da dieser Prozeß noch mit Energien bis herab zu etwa 300 MeV möglich ist. Wie oben diskutiert, ist eine Entscheidung über die Häufigkeit kleiner Primärenergien noch nicht möglich.

Hier sei angenommen, daß der Beitrag zur  $^{38}\text{A}$ -Erzeugung aus Primärenergien  $< 1$  BeV im Zeitmittel vernachlässigbar ist. Diese Annahme wird mitbegründet durch die Tatsache, daß man es nicht mit ideal kleinen Meteoriten zu tun hat und daß der Einfluß der Primärstrahlung  $< 1$  BeV sicher auf eine Randzone von 10 bis 20 cm Dicke beschränkt ist.

e) Etwa 70% der in Emulsionen beobachteten Sterne kommen aus Ag- oder Br-Kernen<sup>67,68</sup>.

f) Die Wirkungsquerschnitte für Spallation in Fe und AgBr verhalten sich wie die geometrischen Wirkungsquerschnitte.

g) Die Verteilung der Spurenzahlen von Sternen aus Fe und aus AgBr ist gleich bei Sternen bis zu Spurenzahlen von etwa 6. Unter Spurenzahlen wird hier stets die Summe der Zahl der «schwarzen» und «grauen» Spuren verstanden. Spuren, die Minimum der Ionisation zeigen (Schauerteilchen) werden nicht mitgezählt, da sie überwiegend von Mesonen hervorgerufen werden.

h) Nach PAGE<sup>68</sup> und HARDING<sup>67</sup> u. a. sind 25 bis 30% der Spuren von einfach geladenen Teilchen Deuteronen oder Tritonen. Für die hier gemachte Rechnung genügt es, 28% Deuteronen anzunehmen und die Tritonen zu vernachlässigen, d. h.  $D/P = 0,4$ .

i) Die Zahl der Spuren mit  $Z \geq 2$  zur Zahl der einfach geladenen Spuren verhält sich wie 0,5 : 1 für Sterne mit Spurenzahlen zwischen 3 und 8<sup>69</sup>. Kerne, schwerer als  $^4\text{He}$ , können

\* Primärteilchen mit Energien  $< 350$  MeV spielen praktisch keine Rolle mehr, da ihre Reichweite, bedingt durch Ionisation, kleiner ist als die mittlere Stoßlänge.

<sup>67</sup> J. B. HARDING, S. LATTIMORE und D. H. PERKINS, *Proc. Roy. Soc. (London)* **A 196** (1949) 325.

<sup>68</sup> N. PACE, *Proc. Physic. Soc. (London)* **A 63** (1950) 250.

<sup>69</sup> D. H. PERKINS, *Philos. Mag.* **41** (1950) 138.

vernachlässigt werden<sup>70,71</sup>, so daß  $^4\text{He}/P + D = 0,5$  gesetzt werden kann.

j) Aus radiochemischen Arbeiten<sup>72,73</sup> geht hervor, daß durch Spallation stets überwiegend Isotope mit Neutronendefizit gebildet werden. Aus den Ergebnissen der genannten Autoren kann man extrapolieren, daß bei Spallation von Eisen zu  $^{38}\text{A}$  im Mittel das direkt benachbarte Isobar  $^{38}\text{K}$  entsteht.

Aus diesen Angaben erhält man für den Spallationsprozeß  $^{56}\text{Fe} \rightarrow ^{38}\text{K}$  als «Normalstern» einen Stern mit der Spurenzahl 5,25 ( $P = 2,5$ ;  $D = 1,0$ ;  $\alpha = 1,75$ ;  $N = 6,5$ ). Normalsterne mit Spurenzahlen von 5,40 bis 5,10 überdecken das Massenintervall 37,5 bis 38,5. LORD<sup>62</sup> erhält etwa 260 Sterne/Tag  $\text{cm}^3$  Emulsion mit fünf Spuren und etwa 230 Sterne/Tag  $\text{cm}^3$  Emulsion mit sechs Spuren. Hieraus wird die Zahl der Sterne von 5,10 bis 5,40 Spuren interpoliert und der Anteil von Sternen aus der Gelatine und das Verhältnis der geometrischen Wirkungsquerschnitte für Fe und AgBr berücksichtigt. Der sich aus dem Einfluß des Magnetfeldes und der Atmosphäre der Erde ergebende Faktor 3,8 wird eingesetzt. So erhält man für die Produktion von  $^{38}\text{A}$  aus einem kleinen Stück Eisen im interplanetaren Raum

$$74 \text{ Atome } ^{38}\text{A}/\text{Tag Gramm Fe}$$

oder

$$1,0 \cdot 10^{-15} \text{ cm}^3 \text{ STP } ^{38}\text{A}/\text{Jahr Gramm Fe}$$

Diese Abschätzung ist weit sicherer, als man aus der Vielzahl der Voraussetzungen schließen könnte. Alle Überlegungen, die zur Abschätzung des «Normalsterns» führen, sind nicht kritisch, da die Zahl der Sterne in dem benutzten Bereich nicht stark von der Spurenzahl abhängt. Die größte Unsicherheit, die aber auch einen Faktor 2 nicht übersteigen sollte, liegt in der Extrapolation der Intensität der kosmischen Strahlung im interplanetaren Raum aus dem gemessenen Wert auf der Erde. Diese Schwierigkeit würde auch nicht verringert, wenn Messungen des Wirkungsquerschnittes  $\text{Fe} \rightarrow ^{38}\text{A}$  mit künstlich beschleunigten Protonen bei verschiedenen Energien vorlägen. Eine wirkliche Verbesserung von Abschätzungen über die Produktionsrate von Isotopen durch die kosmische Strahlung kann nur erreicht werden durch weitere Messungen am Primärspektrum der kosmischen Strahlung und durch Aufklärung der Mechanismen, die zur Unterdrückung der energiearmen Primärteilchen führen.

Die Abschätzung der Produktionsrate in Ca kann durch eine ähnliche Rechnung erfolgen. Nur kann man keine der Sternstatistiken in photographischen Emulsionen verwenden, da nur Sterne mit mehr als 2 Spuren erfaßt werden, von  $^{40}\text{Ca}$  zu  $^{38}\text{A}$  aber «Sterne» mit Spurenzahlen zwischen 0 und 1 führen. Eine ungefähre Abschätzung der Häufigkeit dieser Prozesse ist aber trotzdem möglich.

<sup>70</sup> S. O. C. SOERENSEN, *Philos. Mag.* **42** (1951) 188.

<sup>71</sup> P. E. HODGSON, *Philos. Mag.* **42** (1951) 82.

<sup>72</sup> A. A. CARETTO und E. O. WIGG, *Physic. Rev.* **103** (1956) 236.

<sup>73</sup> W. GOISHI und W. F. LIBBY, *Physic. Rev.* **104** (1956) 1717.

Einen Anhaltspunkt bilden die  $\sigma$ -Sterne, die durch Einfang eines  $\pi$ -Mesons erzeugt werden und daher eine Anregungsenergie von 140 MeV besitzen. Die Häufigkeiten dieser speziellen Sterne können bis herab zur Spurenzahl 1 angegeben werden, ohne daß man befürchten muß, eine statistische Bevorzugung der größeren zu erhalten. Aus der Arbeit von MENON u. a.<sup>74</sup> ersieht man, daß die  $\sigma$ -Sterne mit einer und zwei Spuren nur anderthalbmal häufiger sind als die mit drei Spuren. Da die Anregungsenergie der  $\sigma$ -Sterne kleiner ist als die mittlere Anregungsenergie normaler Sterne, sollte die Zahl der Einer- und Zweier-Sterne bei diesen noch geringer sein. Tatsächlich finden BERNARDINI u. a.<sup>75</sup> mit 350 bis 400 MeV Protonen, daß die Zahl der Sterne mit einer, zwei und drei Spuren etwa gleich ist. Auch die radiochemischen Arbeiten<sup>72,73</sup> zeigen, daß keine starke Bevorzugung von Spallationsprozessen, die Sternen mit einer Spur entsprechen, zu beobachten ist.

Es sei hier daher angenommen, daß die Zahl der Sterne mit einer Spur das Anderthalbfache der Zahl der Drei-Sterne ist. Letztere ist von LORD<sup>62</sup> ebenfalls gemessen worden, und mit einer zu der beim Eisen analogen Rechnung enthält man für die Produktion aus Calcium

$$3,2 \cdot 10^{-15} \text{ cm}^3 \text{ STP } ^{38}\text{A} / \text{Jahr Gramm Ca}$$

Diese Zahl ist mit einer größeren Unsicherheit behaftet als die Produktionsrate in Eisen, da die Voraussetzungen wesentlich unsicherer sind. So könnte etwa die Tatsache, daß  $^{40}\text{Ca}$  ein doppelt magischer Kern ist, eine Rolle spielen. Ein wesentlicher Anteil des Fehlers ist aber auch hier durch die Voraussetzungen c) und d) bedingt, die das Verhältnis der Produktionsraten in Ca und Fe nicht betreffen. Dieses sollte daher etwa auf einen Faktor 2 genau sein. Die kleinen Mengen Mn und Cr können zu Fe, Ni und Co addiert werden, K und Ti zu Ca, da  $\text{Ti} \rightarrow ^{38}\text{A}$  etwa Dreier-Sternen entsprechen, die ungefähr gleich häufig sind wie die Sterne mit einer Spur.

LORD<sup>62</sup> findet, daß die Häufigkeit der Sterne mit 3 bis 9 Spuren bis herab zu einem Druck von 10 cm Hg nicht mehr als um das Anderthalbfache sinkt\*. Daraus läßt sich schließen, daß auch in Steinmeteoriten der Einfluß der Abschirmung auf die Zahl der Spallationsprozesse nicht mehr als einen Faktor 2 ergeben kann, selbst wenn die Meteorite ein präatmosphärisches Gewicht von mehreren Tonnen haben. Die errechneten Produktionsraten können daher auf die von GEISS und HESS<sup>30</sup> untersuchten Steinmeteorite mit ausreichender Näherung angewendet werden. Tab. 9 zeigt einen Vergleich der Ergebnisse der Strahlungsalter, berechnet nach den beiden hier beschriebenen Methoden. Wenn auch die Übereinstimmung als etwas zufällig angesehen werden muß, da sie wohl besser ist, als man aus den Unsicherheiten der Rechnungen erwarten kann, so zeigt sie doch, daß es möglich ist, schon jetzt einige Aussagen über die Strahlungsalter der Steinmeteorite zu machen und deren Bedeutung zu diskutieren.

\* In festem Material ist dieser Faktor noch kleiner, da hier die  $\pi$ -Mesonen stärker zur Sternerzeugung beitragen.

<sup>74</sup> M. G. K. MENON, H. MUIRHEAD und O. ROCHAT, *Philos. Mag.* 41 (1950) 583.

<sup>75</sup> G. BERNARDINI, E. T. BOOTH und S. J. LINDENBAUM, *Physic. Rev.* 85 (1952) 826.

## Allgemeine Diskussion

Die Trennung der Metall- von der Silikatphase des Meteoritenmaterials dürfte vor etwa 4500 Ma abgeschlossen sein (Blei/Uran-Alter, PATTERSON<sup>22</sup>). Auch andere Prozesse, die zu einer Verschiebung chemischer Häufigkeiten, etwa zwischen Chondriten und Achondriten, geführt haben, sind bisher nur zu 4000 bis 5000 Ma datiert worden (Sr/Rb-Methode, SCHUMACHER<sup>7</sup>). Es besteht jedoch durchaus die Möglichkeit, daß durch Anwendung der Rubidium/Strontium-Methode auf spezielle Achondrite (Shergotty) noch spätere Veränderungen chemischer Zusammensetzungen nachgewiesen werden können.

Die Argon/Kalium-Methode zeigt nämlich, daß Rekristallisationen oder zum mindesten starke Erwärmungen in Achondriten noch später stattgefunden haben (A/K-Alter in Achondriten: 4400, 3800, 3300, 3200 und 560 Ma, GEISS und HESS<sup>30</sup>). Dagegen geben alle Chondrite A/K-Alter zwischen 4400 und 4000 Ma, wenn diese mit modernen Methoden bestimmt wurden (WASSERBURG und HAYDEN<sup>31,32</sup>; GEISS und HESS<sup>30</sup>). Dies zeigt, daß die Chondrite zu einem späteren Zeitpunkt weder rekristallisiert sind noch wesentlich erhitzt wurden. Als Grenze für das Erhitzen können 300 bis 400 °C angegeben werden<sup>30</sup>. Messungen des  $^4\text{He}/\text{U}$ , Th-Alters an Steinmeteoriten würden weitere Einzelheiten der thermischen Geschichte erbringen und die Bedeutung der niedrigen A/K-Alter in Achondriten aufklären können.

Als neue, die Geschichte der Meteorite beschreibende Größe kommt das «Strahlungsalter» hinzu. Die bisher einzig prinzipiell exakte Methode zu seiner Bestimmung besteht in der Messung des  $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Verhältnisses in einem kürzlich gefallenen Meteorit. BEGEMANN, GEISS und HESS<sup>40</sup> haben mit dieser Methode für den Norton-County-Achondrit ein Strahlungsalter von 260 Ma bestimmt. Obwohl die  $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Methode exakt in dem Sinne ist, daß sowohl Produktionsrate als auch akkumulierte Menge gemessen werden, sind doch zurzeit noch einige Faktoren unsicher, die aber alle bestimmbar sind und auch nachträglich an  $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Messungen angebracht werden können.

Dies sind:

a) Das Verhältnis der Produktion  $^3\text{He}_{\text{direkt}}/^3\text{H}$ . Dieses ist von MARTIN u. a.<sup>41</sup> bei 340 MeV Protonen in Eisen zu 0,7 bestimmt worden. Durch weitere Messungen mit künstlich beschleunigten Protonen und  $\alpha$ -Teilchen bei verschiedenen Energien und Target-Materialien kann dieser Faktor mit ausreichender Genauigkeit bestimmt werden.

b) Die zeitlichen Änderungen der Primärintensität der kosmischen Strahlung. Für die  $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Methode von Belang sind Schwankungen, deren Periode in der Größenordnung von zehn Jahren liegt. Auf der Erde sind diese vernachlässigbar, da sie hauptsächlich Primärteilchen niedriger Energie (< 1 BeV) betreffen, die durch das Magnetfeld der Erde ohnehin abgeschirmt werden. Die neuesten Untersuchungen über diese Intensitätsveränderungen und die magnetischen Wolken im interplanetaren Raum (NEHER<sup>64</sup>; MEYER, PARKER und SIMPSON<sup>66</sup>) versprechen, daß auch die Intensität der kosmischen Strahlung

im interplanetaren Raum und deren Schwankungen bald ausreichend bekannt sein werden, so daß allfällige Korrekturen am  ${}^3\text{He}/{}^3\text{H}$ -Alter angebracht werden können. Als Produktionsrate für  ${}^3\text{He}$  möchte man natürlich nicht eine zufällige, vom Falljahre des Meteorits abhängige Größe erhalten, sondern eine, bei der die kurzzeitigen Schwankungen der Intensität der kosmischen Strahlung eliminiert sind. Langzeitige Schwankungen können zunächst noch nicht durch das Strahlungsalter ermittelt werden, da die Intensität der kosmischen Strahlung als Gewichtungsfaktor auf der Zeitskala liegt, wie die Definition des Strahlungsalters  $T_s$  zeigt:

$$T_s = \frac{1}{I_m(0)} \int I_m(t) dt$$

$I_m(t)$  ist die Intensität der Strahlung, die in das untersuchte Material eingefallen ist, in geeigneter Mittelung über alle Energien,  $I_m(0)$  deren momentaner Wert.

c)  ${}^3\text{He}$ -Verluste. Bei hohen Argon-Kalium-Altern, wie sie etwa bei Chondriten gefunden werden, kann man starke Erhitzungen in jüngerer Zeit ausschließen, so daß auch eine wesentliche Beeinflussung des Strahlungsalters durch Heliumverlust unwahrscheinlich ist. Auch ein Vergleich der  ${}^3\text{He}/{}^3\text{H}$ -Alter der Stein- und der Metallphase desselben Meteorits ist ein gutes Kriterium für He-Verluste. Mit diesem Kriterium konnten BEGEMANN, GEISS und HESS<sup>40</sup> zeigen, daß das Strahlungsalter des Norton-County-Achondrits von  ${}^3\text{He}$ -Verlusten nicht wesentlich beeinflusst sein kann. Mit Sicherheit können  ${}^3\text{He}$ -Verluste durch Messungen des  ${}^4\text{He}/(\text{U,Th})$ -Alters und Vergleich mit dem A/K-Alter abgeschätzt werden. Der Verlust an  ${}^4\text{He}$  ist sicher mindestens ebenso groß wie der von  ${}^3\text{He}$ . Sind Uran und Thorium in speziellen kleinen Kristallen der Steinmeteorite konzentriert, so wird der  ${}^4\text{He}$ -Verlust größer sein als der von  ${}^3\text{He}$ . Ein solcher Effekt wurde von GEISS und HESS<sup>30</sup> für die relative Ausheizbarkeit von  ${}^{40}\text{A}$  und  ${}^{38}\text{A}$  bzw.  ${}^{39}\text{A}$  festgestellt.

Das Strahlungsalter von Norton County gibt eine untere Grenze für das Zeitintegral der kosmischen Strahlung.

$$\int I(t) dt \geq I(0) \times 260 \text{ Ma}$$

Das heißt, die kosmische Strahlung hat, unter Voraussetzung der heutigen Intensität (gemittelt über einige Jahrzehnte), für mindestens 260 Ma bestanden.

Zur Bestimmung von langzeitigen Variationen der kosmischen Strahlung kann die Akkumulation langlebiger Spallationsprodukte wie  ${}^{10}\text{Be}$  oder  ${}^{26}\text{Al}$  gemessen werden. Die Gehalte dieser langlebigen Isotopen müssen dazu mit denen stabiler ( ${}^{31}\text{A}$ ,  ${}^3\text{He}$ ) und kurzlebiger ( ${}^{39}\text{A}$ ,  ${}^3\text{H}$ ) Spallationsprodukte in derselben Probe verglichen und die relativen Produktionsquerschnitte unabhängig bestimmt werden. Die Messung von  ${}^{10}\text{Be}$  und  ${}^{26}\text{Al}$  würde natürlich nur Schwankungen der letzten 10 Millionen Jahre erfassen. Interessanter für den zeitlichen Gesamtverlauf der kosmischen Strahlung sind Messungen an Isotopen, deren Halbwertszeit in der Größenordnung des Minimalalters der kosmischen Strahlung liegt. Günstig hierzu wäre die Messung der Akkumulation von  ${}^{40}\text{K}$  aus Spallationsprozessen in Meteoriten mit hohen Strahlungsaltern. Vorsichtig geschätzt, sollte es Eisenmeteorite mit weniger als  $10^{-6}$  g Kalium/g geben, was einen Gehalt von etwa  $10^{-10}$  g/g an normalem  ${}^{40}\text{K}$  entspricht. Diese Konzentration ist kleiner als diejenige, die bei hohen Strahlungsaltern für  ${}^{40}\text{K}$  aus Spallations-

prozessen zu erwarten ist. Durch Isotopenanalyse des Kaliums kann daher prinzipiell das durch die kosmische Strahlung produzierte  ${}^{40}\text{K}$  gemessen und deren langzeitiger Verlauf bestimmt werden.

Die  ${}^{38}\text{A}$ -Gehalte können – mit Hilfe des  ${}^3\text{He}/{}^3\text{H}$ -Alters von Norton County als Eichpunkt – dazu verwendet werden, Strahlungsalter für andere Steinmeteorite zu berechnen. Für Chondrite erhält man so Strahlungsalter von einigen  $10^7$  Ma, während die calciumreichen Achondrite Werte um  $10^7$  Ma ergeben.

Tab. 10. Vergleich von  ${}^3\text{He}$ -Gehalten verschiedener Eisenmeteorite nach PANETH u. a.<sup>14,17</sup>

	Gewicht <sup>a)</sup> kg	Jahr des Falles	${}^3\text{He}$ $10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$
Mount Ayliff . .	≥ 13	gefunden	8,8
Carbo . . . . .	≥ 450	gefunden	4,9
Toluca . . . . .	> 1000	gefunden	4,3
Hraschina . . . .	49	1751	≤ 3,8 <sup>b)</sup>
N'Goureyima . .	37	1900	≤ 3,5 <sup>b)</sup>
Bethany (Krantz)	> 15000	gefunden	0,74
Braunau . . . . .	39	1847	≤ 0,12 <sup>b)</sup>

a) Gesamtgewicht des zur Erde gelangten gefundenen Materials.

b) Berechnet aus dem totalen Heliumgehalt<sup>14</sup> unter der Annahme  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \geq 0,33$  (vgl. PANETH u. a.<sup>17</sup>).

Bei der Berechnung von Strahlungsaltern aus dem  ${}^{38}\text{A}$ -Gehalt ist – im Gegensatz zur  ${}^3\text{He}/{}^3\text{H}$ -Methode – vorausgesetzt, daß die Abschirmung der kosmischen Strahlung in den Steinmeteoriten im Rahmen der hier vorgenommenen groben Abschätzung vernachlässigt werden kann. Diese Voraussetzung mag in einigen Fällen nicht gut erfüllt sein, da eine Schätzung der präatmosphärischen Größen der Meteorite immer noch sehr unsicher ist. Es erscheint jedoch unmöglich, wie in den vorausgegangenen Abschnitten näher begründet wurde, die Unterschiede in den aus den  ${}^{38}\text{A}$ -Gehalten errechneten Strahlungsalter allein Absorptionseffekten zuzuschreiben. Keine Abhängigkeit des so errechneten Strahlungsalters von der Größe des Meteorits läßt sich erkennen. So ist gerade der Achondrit Norton County, für den sich ein nahezu zehnmal größeres Strahlungsalter ergibt als für Chondrite, einer der größten bekannten Steinmeteorite. Der Schluß erscheint daher zwingend, daß es sich um echte Unterschiede im Strahlungsalter handelt.

Auch eine Analyse von PANETHS Heliumergebnissen<sup>14</sup> an Eisenmeteoriten führt zu dem Schluß, daß die gefundenen großen Unterschiede im  ${}^3\text{He}$ -Gehalt nicht allein durch Absorptionseffekte erklärt werden können. Wohl sind unter den heliumarmen Sideriten die bekannten Riesenmeteorite Canyon Diablo, Cape York und Bethany, doch auch solche Eisenmeteorite zeigen niedrigen  ${}^3\text{He}$ -Gehalt, von denen aus Beobachtungen beim Fall geschlossen werden muß, daß sie kein größeres präatmosphärisches Gewicht gehabt haben können als solche mit hohem  ${}^3\text{He}$ -Gehalt (Mount Ayliff, Carbo). In Tab. 10 sind einige von den Ergebnissen von PANETH und Mitarbeitern zusammengestellt, die dies deutlich zeigen, und zu dem Schluß zwingen, daß auch die Eisenmeteorite unterschiedliche Strahlungsalter aufweisen.

Die niedrigen Strahlungsalter der Chondrite und calciumreichen Achondrite geben sicher nicht den Zeitpunkt der Kristallbildung oder den der letzten Erhitzung, da die A/K-Alter derselben Meteorite um einen Faktor 100 größer sind. Auch das «Alter der kosmischen Strahlung» ist mindestens um einen Faktor 5 bis 10 größer, wie das Strahlungsalter von 260 Ma des calciumarmen Chondrits Norton County zeigt. Die Strahlungsalter der Chondrite und die der calciumreichen Achondrite können daher nur den Zeitpunkt des Herausbrechens dieser Meteorite aus einem größeren Objekt charakterisieren\*.

Daß die Meteorite keine selbständigen Kondensationsprodukte, sondern Bruchstücke größerer Objekte sind, ist seit langem allgemein akzeptiert. UREY<sup>76</sup> hat alle chemischen, physikalischen und mineralogischen Argumente zusammengefaßt und kann eine detaillierte Hypothese über diese Objekte und deren Kollisionsprozesse geben. Überraschen mag jedoch, daß dieses Aufbrechen so spät in der Geschichte der Meteorite stattgefunden hat. Auch zeigt sich jetzt, daß es solche Aufbruchprozesse zu mehreren (mindestens 2) verschiedenen Zeiten gegeben haben muß.

Mehr experimentelles Material, das exakte Strahlungsalter liefert, ist nötig, um weitere Aussagen zu machen, etwa über die Zahl und zeitliche Verteilung der Kollisionsprozesse oder über die mittlere Lebensdauer der Meteorite im interplanetaren Raum.

Abb. 1 gibt einen anschaulichen Überblick über das bisher Bekannte in der Geschichte der Meteorite in logarithmischer Zeitskala.

\* Auszuschließen ist sicher auch die Möglichkeit, daß Meteorite infolge unterschiedlicher Exzentrizität ihrer Bahnen große Differenzen in den Strahlungsaltern erhalten. Eine Abhängigkeit der Intensität der kosmischen Strahlung vom Sonnenabstand ist zwar dadurch zu erwarten, da die mittlere Dichte magnetischer Wolken außerhalb eines gewissen Radius abnehmen dürfte. Dieser Effekt ist aber sicher zu klein, als daß Unterschiede im Strahlungsalter von einem Faktor 10 und mehr dadurch erklärt werden können.

<sup>76</sup> H. C. UREY, *Astrophysic. J.* 124 (1956) 623.

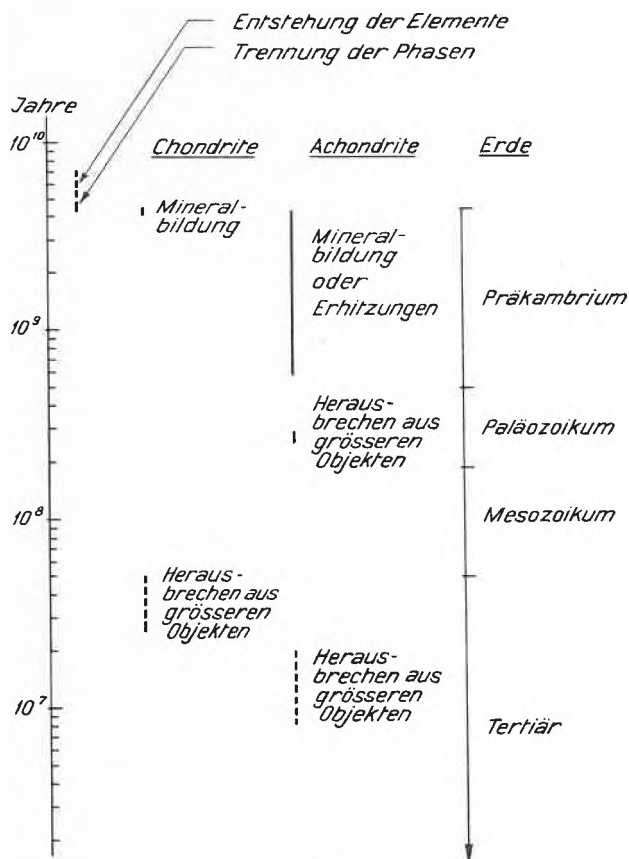


Abb. 1

Den Herren Prof. Dr. F.G. HOUTERMANS, Prof. Dr. M.G. INGRAM, Prof. Dr. F.A. PANETH und Prof. Dr. H. C. UREY danke ich für viele Anregungen und kritische Diskussionen. Für die Zeit der gemeinsamen Arbeit gilt mein besonderer Dank den Herren Dr. F. BEGEMANN und Dr. D.C. HESS. Den Herren Prof. Dr. CH. PEYROU und Dr. E. LOHRMANN danke ich für Diskussionen über Fragen der kosmischen Strahlung.