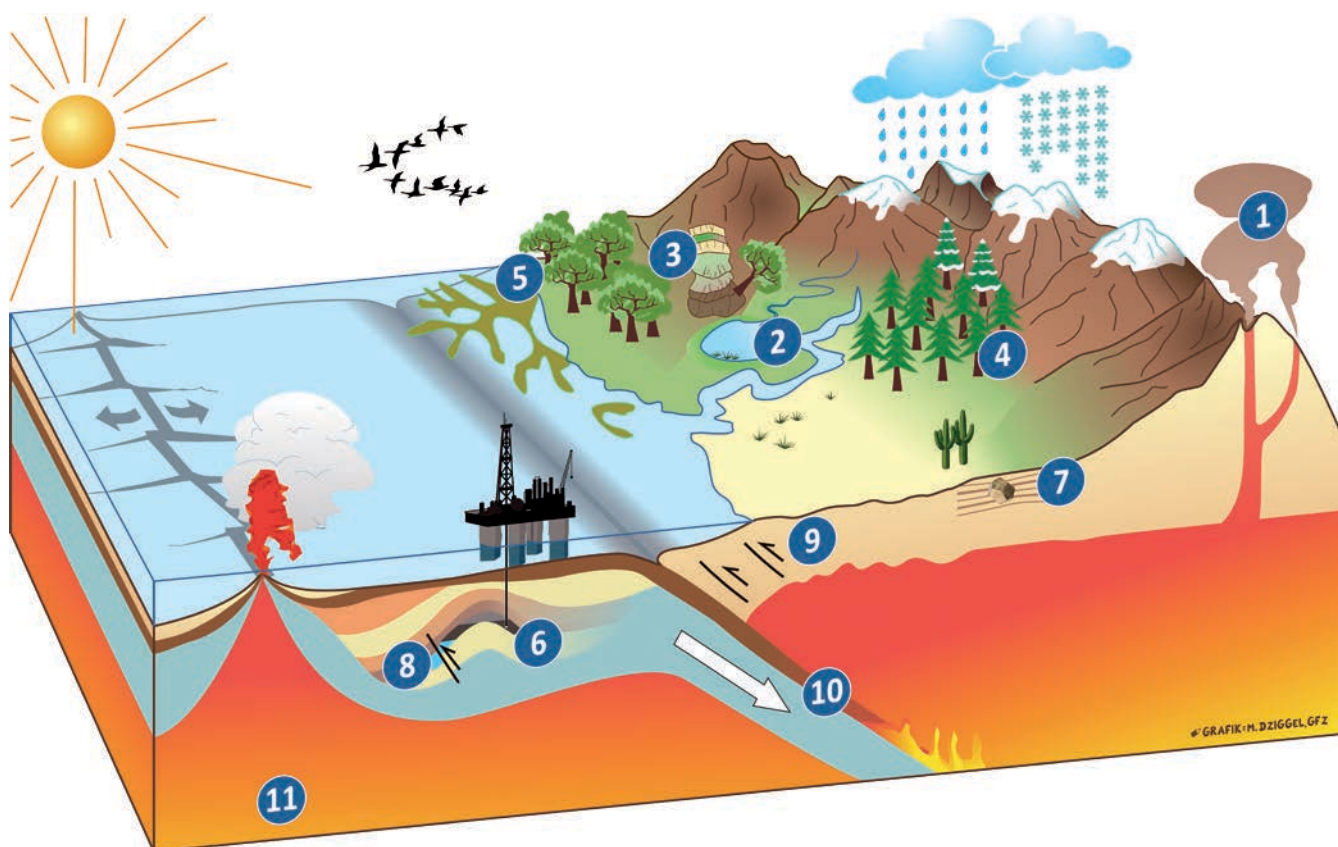


Isotope: Uhren und Fingerabdrücke für das System Erde

Friedhelm von Blanckenburg

Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam

Isotopes, these sub-species of the chemical elements that differ in their mass, are the basic constituents of all matter in the planetary system, the Earth, and its organisms. The relative abundances of isotopes shift by radioactive decay, irradiation of the Earth's surface by cosmic rays, physico-chemical reaction, and mixing. Isotope Geochemists use these principles to measure the timing of Earth's changes, to disclose the processes of biogeochemical transformations, and to identify the sources of Earth materials. In this issue of the GFZ-Journal "System Erde" the Isotope Geochemists at GFZ provide an overview of the enormous breadth of the components of the Earth system they explore (shown in the title figure). These applications encompass the reconstruction of past climate, the speed and time of Earth surface change, how rock becomes soil, and how plants use the released metals, how biomolecules, petroleum and metal ores are formed in the geosphere with and without microbes, when life moved from sea to land billions of years ago, the measuring of rock deformation in "fossil" subduction zones, that sediment, once deposited on the seafloor, goes all the way into subduction zones and returns to the surface in volcanic eruptions, the use of rare gas isotopes to infer the structure of the Earth's interior. This article provides an introduction into the principles and the technology used to detect isotopes.



Isotope sind viel mehr als ein Forschungsobjekt der Geochemie. Isotope sind wirklich überall. Das Mineral Quarz z. B. besteht ausschließlich aus Isotopen. Es enthält die Elemente Silizium (Si) und Sauerstoff (O). Diese Elemente unterteilen sich auf die Isotope des Sauerstoffs, nämlich ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , und die des Siliziums, ^{28}Si , ^{29}Si , und ^{30}Si . Doch für die Beschaffenheit von Materialien sind diese Spezialitäten der Physik nicht wesentlich. Welches Isotop eines Elements beim Einbau in Materie bevorzugt wird, ändert nicht deren Eigenschaften. Ihre Häufigkeit spielt für das chemische Verhalten keine Rolle. Aber die Zeit und die Prozesse, die zur Bildung von Geo- und Biomaterialien führt, werden durch Isotopenhäufigkeiten preisgegeben. Die Isotopengeochemie hat mit diesen kleinen Unterschieden ganz große Entdeckungen gemacht.

Isotopengeochemie und geowissenschaftliche Revolutionen

Mit drei fundamentalen Entdeckungen hat die Isotopengeochemie das Wissen über den Planeten Erde in den vergangenen 50 Jahren revolutioniert. Da ist zunächst das Alter der Erde und ihres Mondes. Aus den Messungen seltener radioaktiver Isotope wie ^{238}U und ihrem nicht radioaktiven Tochterisotop ^{206}Pb an sogenannten Chondrit-Meteoriten – die zeitgleich mit dem Planetensystem entstanden sind – und Mondgestein, hat die Kosmochemie ein präzises Alter von 4567 Mio. Jahren für die Entstehung der Sonne und des „Proto-Planetensystems“ bestimmt. Nur 30 Mio. Jahre später war die Erde fertiggestellt, und 110 Mio. Jahre später entstand durch einen großen Impact unser Mond. Das System Erde-Mond entstand also sehr früh

Definition:

Die chemischen Elemente bestehen aus Mischungen ihrer Isotope. Diese Atomspezies unterscheiden sich durch die Zahl der Neutronen im Kern ihrer Atome. Die Zahl der Protonen im Kern eines Elements hingegen ist konstant. Sie definiert die Ordnungszahl dieses Elements. Isotop enthält daher das griechische Wort *isos* (gleich) und *tópos* (Ort) und umschreibt, dass alle Isotope eines Elements im Periodensystem am gleichen Ort stehen. Ein Beispiel sind die Isotope des Elements Sauerstoff (O): ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O . Das Wort *Nuklid* wird für einzelne Atomspezies benutzt, die nicht einem bestimmten Element angehören. Beispiele sind die kosmogenen Nuklide der Elemente Helium, Beryllium und Aluminium: ^3He , ^{10}Be , ^{26}Al .

in der Erdgeschichte und in, geologisch gesehen, recht kurzer Zeit. Zweitens hat die Isotopengeochemie die Entdeckung der Plattentektonik ermöglicht. Als in den 1960er Jahren Forschende Basaltproben vom Ozeanboden schürften, ergab deren Datierung über den Zerfall des radioaktiven Isotops ^{40}K zu ^{40}Ar eine symmetrische Anordnung der Alter des Ozeanbodens: 0 Jahre an den mittelozeanischen Rücken und bis zu 180 Mio. Jahre an den Kontinentalrändern. Älteren Ozeanboden gibt es nicht, da er stetig subduziert wird. Ein Grundbaustein der Plattentektonik war gefunden. Drittens verdankt die Klimaforschung der Isotopengeochemie ihren größten Durchbruch. Schon um 1920 postulierte der serbische Mathematiker Milutin Milanković, dass das Erdklima durch die Neigung der Erdachse und die Form der

Links: Zahlreiche Komponenten des Systems Erde werden am Deutschen GeoForschungsZentrum GFZ mit isotopengeochemischen Methoden erforscht. Die Zahlen zeigen das Inhaltsverzeichnis dieser Ausgabe des GFZ-Journals „System Erde“. (1) führt in das Thema ein und erläutert die zugrunde liegenden Prinzipien (F. von Blanckenburg, dieser Beitrag). In (2) zeigen B. Plessen und G. Helle, wie stabile Sauerstoffisotope als Allrounder in der Paläoklimatologie eingesetzt werden. In (3) erklären H. Wittmann, D. Scherler und S. Niedermann, wie sehr seltene kosmogene Nuklide als Uhren die Geschwindigkeit der sich ständig verändernden Erdoberfläche vermessen. In (4) erläutern J. Schüssler und F. von Blanckenburg, wie sie neuartige Metallisotopentechniken einsetzen, um den Weg der chemischen Elemente von Gestein über Boden bis in die Pflanzen zu verfolgen. In (5) zeigt K. Mangelsdorf mit stabilen Kohlenstoffisotopen, wie Biomoleküle sich in der Geosphäre bilden, und in (6) A. Vieth-Hillebrand, wie mikrobielle Aktivität die Eigenschaften von Erdöl in Lagerstätten bestimmt. Michael Wiedenbeck (7) hat mit Schwefelisotopen-Mikroanalytik ermittelt, dass frühe Formen des Lebens vor 3,2 Mio. Jahren das Land besiedelt haben. Um Rohstoffe, Kohlenwasserstoff- und Erzbildung geht es mit stabilen Kohlenstoff- und Stickstoffisotopen in Artikel (8) von V. Lüders und B. Plessen. Mit radioaktivem Zerfall in Gestein hat J. Glodny (9) das Alter vergangener Subduktion gemessen, und in (10) erläutert R. Romer mit stabilen Lithium- und Bor-Isotopen, wie Sediment den ganzen Weg von marinen Sedimenten in Subduktionszonen hinein und an Vulkanen wieder hinauf findet. Edelgasisotope als Zeugen für den Aufbau des tiefen Erdinnern nutzen in (11) N. Stroncik und S. Niedermann. (Abb: M. Dziggel, N. Stroncik und H. Wittmann, GFZ)

Left: All fundamental components of the Earth are investigated at GFZ by isotope geochemical methods. The figure shows the topics of the articles in this GFZ-Journal issue.



Kontakt: F. von Blanckenburg
(fvb@gfz-potsdam.de)

Ellipse ihrer Laufbahn um die Sonne in genau voraussagbaren, Tausende von Jahren oszillierenden Zyklen schwanken müssten. Doch erst um 1970 gelang es der Paläoozeanographie, aus dem Verhältnis der stabilen Sauerstoffisotope ^{18}O zu ^{16}O in den Kalkschalen mariner Kleinstlebewesen (Foraminiferen) nachzuweisen, dass das Erdklima tatsächlich alle 40 000 bis 100 000 Jahre zwischen einer Warmzeit und einer Kaltzeit schwankt. Denn die Eismasse auf den Kontinenten hat sich über die gesamte Quartärzeit, also in den letzten 2,5 Mio. Jahren, stetig verändert, je nach Sonneneinstrahlung und damit mit der Stellung der Erde zur Sonne. Die „Milanković-Theorie“ war belegt.

Isotopenhäufigkeiten: die Vermessung von Alter, Zeit, Reaktion und Herkunft

Wieso ändern sich die Häufigkeiten der Isotope zueinander? Was sind die zugrunde liegenden physikalischen Gesetzmäßigkeiten? Und welche Größen werden mit diesen Änderungen gemessen? Abbildung 1 zeigt diese Prinzipien.

Das erste physikalische Prinzip ist der radioaktive Zerfall, über den die geologische Zeit gemessen wird. Die radioaktiven Isotope mit sehr langen Halbwertszeiten (Hunderte von Millionen Jahren),

wie ^{40}K , ^{87}Rb , ^{147}Sm , oder ^{238}U zerfallen durch sogenannte Alpha- oder Beta-Zerfälle zu ihren jeweiligen stabilen Tochterisotopen ^{40}Ar , ^{87}Sr , ^{143}Nd oder ^{206}Pb . In einer geologischen Probe, z. B. einem Mineral, das viele dieser radioaktiven Isotope enthält, werden daher sowohl die Menge der „Mutterisotope“ wie auch die der „Tochterisotope“ gemessen. Da eine „Mutter“ immer zu einer „Tochter“ zerfällt, bleibt deren Summe stets gleich. Ist zudem die Halbwertszeit der radioaktiven Isotope bekannt, lässt sich das Alter des Minerals und damit ein geologischer Prozess – wie ein lange zurückliegender Vulkanausbruch oder die Deformation eines Gesteins bei der Gebirgsbildung – datieren.

Das zweite physikalische Prinzip ist die Produktion von Nukliden durch kosmische Strahlung. Die Erdoberfläche wird permanent durch kosmische Strahlen, vor allem Protonen und Neutronen aus unserer Milchstraße bombardiert. Treffen diese Teilchen in der Atmosphäre oder dem obersten Meter Erdoberfläche mit hoher Geschwindigkeit auf Atome wie z. B. Sauerstoff, findet eine Kernreaktion statt und es entstehen kosmogene Nuklide wie ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne oder ^{26}Al . Diese Nuklide sind allerdings extrem selten. Denn erstens ist die kosmische Strahlung an der Erdoberfläche nicht sehr intensiv. Zweitens sind einige dieser Nuklide (^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al) radioaktiv mit Halbwertszeiten von „nur“ einigen tausend bis hunderttausend Jahren und kommen deshalb

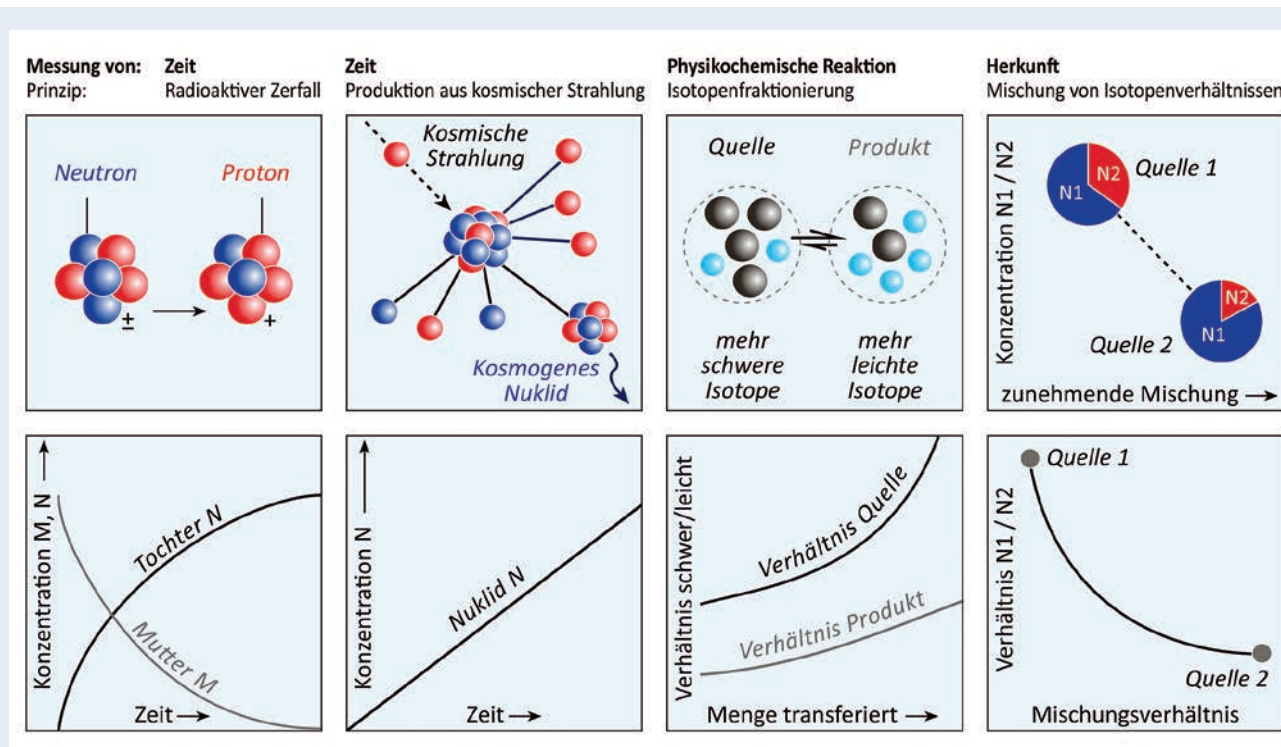


Abb. 1: Das Prinzip der Änderung von Isotopenhäufigkeiten und die dabei ermittelten Messgrößen. Die obere Reihe zeigt das physikalische Prinzip, die untere Reihe die gemessenen Isotopenmengen als Funktion der Messgröße in Geo- und Bioprocessen.

Fig. 1: The upper row shows the physical principles that govern changes in the abundance of isotopes. The lower row shows the dependence of isotope abundance on a parameter of interest in geo- and biological processes (i.e. time, mass transferred, mixing ratios).

in den meist viel älteren Gesteinen nicht auf natürliche Weise vor. Erst wenn ein Gestein plötzlich durch Hebung, Erosion, Gletscherrückzug oder Vulkanausbruch an die Erdoberfläche kommt, beginnt die kosmogene Nukliduhr zu ticken. Sie misst also über die Akkumulation von Nukliden das Expositionsalter, oder, wenn eine Oberfläche zusätzlich kontinuierlich durch Erosion abgetragen wird, eine Erosionsrate.

Das dritte physikalische Prinzip ist die Isotopenfraktionierung. Sie begleitet jede physikochemische Reaktion. Hierbei entstehen oder zerfallen keine Isotope. Wenn ein chemisches Element von einem Kompartiment in ein anderes wechselt, ändert sich nur die relative Isotopenhäufigkeit. Denn Bindungsstärken in einem Molekül oder unterschiedliche Reaktionsgeschwindigkeiten rufen unterschiedliche Isotopenhäufigkeiten der beteiligten Reaktionsteilnehmer hervor. Misst man nun das Isotopenverhältnis zweier Isotope eines Elements (z. B. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$ oder $^{57}\text{Mn}/^{55}\text{Mn}$) in der Quelle wie auch in dem Produkt einer Reaktion, hängen die Unterschiede von der Art der Reaktion (wie Ausfällung, Verdunstung, Kondensation, Komplexbildung und Metabolismus) wie auch von den relativen Reaktionsmengen ab. Früher war die Geochemie der stabilen Isotope den „traditionellen“ Isotopensystemen, also C, H, O, N, S vorbehalten. In den letzten 20 Jahren haben technologische Entwicklungen die Messung der Isotope sämtlicher Metalle (wie Li, Mg, Fe, Zn, etc.) und der Halbmetalle (wie B, Si, etc.) ermöglicht.

Das vierte Prinzip ist sehr simpel und nutzt aus, dass Elemente sich mischen. Mit der Elementmischung erfolgt auch eine Mischung der Isotopenverhältnisse dieser Elemente, und diese gibt die Herkunft der Elemente preis. Dabei ist es gleich, ob die Isotopenverhältnisse durch radioaktiven Zerfall, kosmische Bestrahlung oder Isotopenfraktionierung gesetzt wurden. Wichtiger ist, dass jedes Endglied vor der Mischung ein charakteristisches Isotopenverhältnis aufweist. Kennt man die Zusammensetzung der Endglieder (z. B. $^3\text{He}/^4\text{He}$ in der Atmosphäre gegenüber dem Erdmantel), lassen sich aus dem Isotopenverhältnis der Mischung die Anteile der Endglieder in dieser Mischung errechnen. Diese elegante Methode wird genutzt, um z. B. die Magmaquellen (Erdmantel oder Erdkruste) vulkanischer Schmelzen zu ermitteln, um die Herkunft mariner Sedimente zu bestimmen, oder um die Mischungsverhältnisse verschiedener Zuflüsse in Flusswasser zu ermitteln.

Das Massenspektrometer: Arbeitstier der Isotopengeochemie

Was der GPS-Satellit für die Geodäsie, das Seismometer für die Geophysik oder die Elektronenstrahl-Mikrosonde für die Mineralogie ist, ist das Massenspektrometer für die Isotopengeochemie. Erst die Erfindung dieser „Isotopenwaage“ hat diese Disziplin möglich gemacht. In den Jahren 1900 bis 1918 konstruierten Joseph John Thomson und Arthur Dempster Instrumente, welche man als die ersten „modernen“ Massenspektrometer bezeichnen kann. Sie bestanden aus vielen Röhren, großen Pumpen,

einem Magnet, Schläuchen, gewaltigen Drehreglern, zunächst Fotoplaten und später einem einfachen Spannungsmessgerät zur Signalablesung. Heute besteht ein Massenspektrometer aus Edelstahl, leise surrenden Hochvakuumumpen und hochentwickelter Elektronik. Die Datenübertragung erfolgt durch Glasfaserkabel und die Steuerung über eine Schnittstelle zu einem PC.

Mit diesen Geräten kann ein in einer Probe vorliegendes Element in seine verschiedenen Isotope getrennt und deren relative Häufigkeit gemessen werden. Da sich die Isotope durch ihre „Masse“, also ihr Gewicht unterscheiden, heißt das Gerät Massenspektrometer. Die Grundprinzipien der unterschiedlichen, in der Isotopengeochemie hauptsächlich genutzten Massenspektrometer sind gleich (Abb. 2). In der Ionenquelle wird das Element von Interesse zunächst ionisiert. Die Atome erhalten eine elektrische Ladung und werden somit zu Ionen, die im Ionenbeschleuniger (Anordnung mit sehr hoher Spannung geladener Stahlplatten) beschleunigt werden. Mit hoher Geschwindigkeit rasen sie anschließend in einem Vakuumrohr durch den Elektromagneten. In einem Magnetfeld laufen geladene Teilchen auf einer gekrümmten Bahn, und der Trick ist, dass die leichten Ionen bei gleicher elektrischer Ladung stärker nach innen abgelenkt werden. Im Detektor wird die Stromstärke der ankommenden Ionen gemessen und daraus werden die relativen Isotopenhäufigkeiten bestimmt.

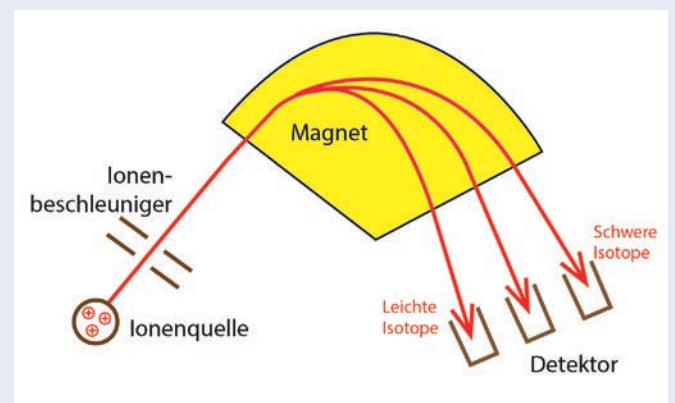


Abb. 2: Grundprinzipien eines Sektorfeld-Massenspektrometers. In der Ionenquelle werden aus Molekülen und neutralen Atomen geladene Ionen. Der Ionenbeschleuniger beschleunigt diese geladenen Teilchen im Vakuum auf hohe Geschwindigkeit, Magneten trennen sie gemäß ihrer Masse und Ladung (leichte nach innen, schwere nach außen), und ein Detektor misst ihre relativen Häufigkeiten.

Fig. 2: Basic principles of a sector field mass spectrometer. In the ion source molecules and neutral atoms are converted into charged ions. In the ion accelerator the charged particles are accelerated to high velocities. In the magnet particles are separated according to their mass and charge: light ions are deflected inwards, heavy ions outwards. The detector measures the number of incoming ions and thus the relative isotope abundances.

Nicht alle Massenspektrometer sind gleich

Massenspektrometer gibt es in allen Größen: auf Weltraumsonden, wo sie die Atmosphäregase ferner Kometen oder der Marsoberfläche vermessen, sind sie so groß wie eine Streichholzschachtel; die Beschleunigermassenspektrometer, die für kosmogene Nuklide betrieben werden, füllen hingegen eine große Turnhalle. Die Grundprinzipien sind für alle Massenspektrometer gleich. Es existieren aber je nach Anwendung Unterschiede in der speziellen Bauweise.

Am GFZ werden die folgenden Massenspektrometertypen für die Messung von Isotopenverhältnissen betrieben: Im *Gas-Isotopenverhältnis-Massenspektrometer* („IRMS“) wird eine gasförmige Probe (H_2O , CO_2 , N_2 , Ar) durch Beschuss mit Elektronen ionisiert. Dieser Massenspektrometertyp wird für die Messung der „traditionellen“ stabilen Isotopensysteme (z. B. $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) und für Edelgasisotope (z. B. $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) genutzt. Im *Thermionen-Massenspektrometer* („TIMS“) wird das Element von Interesse auf einem sehr heißen Metallstreifen gleichzeitig verdampft und ionisiert. Diese Technik wird vor allem für die radiogenen Isotope angewandt, also die, deren Häufigkeiten sich durch radioaktiven Zerfall verändern ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), und deren Mutternuklide. Für TIMS muss das zu vermessende Element allerdings vorher mit einem aufwändigen Reinigungsverfahren von seiner Probenmatrix abgetrennt werden. Dafür betreibt das GFZ hochreine Chemielaboratorien. In diesen werden in gefilterter Luft und mit Reinraumanzügen die winzigen Mengen an Elementen, zum Teil nur einige Nanogramm, kontaminationsfrei konzentriert (Abb. 3). Eine solche Abtrennung ist auch für das *Multikollektor-Massenspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma* („MC-ICP-MS“) notwendig. Hier werden die Proben nach besagter chemischer Vorreinigung aus der Lösung zerstäubt, in einem sehr heißen (rund 6500°C) Plasma ionisiert, und die Isotope des abgetrennten Elementes nach der Massenseparation in mehreren Detektoren gleichzeitig gemessen. Diese Technik eignet sich vor allem für die neuar-

tigen stabilen Metallisotopensysteme (z. B. $^7\text{Li}/^6\text{Li}$, $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$, $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$). Doch in Kombination mit Laserablation eignet sie sich auch für „nahezu zerstörungsfreie“ Mikroanalytik an Mineralen durch einen Laserstrahl mit 30 Mikrometer Durchmesser. Diese Technik wird am GFZ für die In-situ-Analytik der Metallisotope genutzt. Eine weitere mikroanalytische Technik ist die *Sekundärionen-Massenspektrometrie* („SIMS“). Hier wird ein primärer Ionenstrahl auf die polierte Mineraloberfläche geleitet, die dann sowohl verdampft als auch ionisiert wird. Diese Technik wird für In-situ-Mikroanalytik der stabilen Isotope (z. B. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) und die Mineraldatierung ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) genutzt. Für die radioaktiven kosmogenen Nuklide (^{10}Be , ^{26}Al) wird die Probe nach chemischer Separation der wenigen Atome im Reinraumlabor an ein *Beschleuniger-Massenspektrometer* („AMS“) gesendet. Diese sehr aufwändige Methode der Hochenergiephysik kann nur an wenigen darauf spezialisierten Instituten betrieben werden. Am GFZ wird auch die neuartige *Cavity-Ring-Down-Spektroskopie* („CRDS“) genutzt. Dieses Isotopenspektrometer nutzt anstelle der Massenseparation die Absorption von Laserlicht, um an Wasserproben die stabilen H- und O-Isotope mit großem Durchsatz im Labor oder bereits im Feld zu messen. In den Beiträgen dieses Hefts werden diese Methoden in „Toolboxes“ ausführlich dargestellt (siehe Tabelle 1).

Isotopengeochemie am GFZ heute und in der Zukunft

Zahlreiche Sektionen in den GFZ-Departments 3, 4 und 5 nutzen die Isotopengeochemie. Für die Sektionen Anorganische und Isotopengeochemie, Organische Geochemie und Geochemie der Erdoberfläche ist die isotopengeochemische Forschung und die dafür notwendige Methodenentwicklung sogar das zentrale Forschungsthema. Massenspektrometer werden auch von der Sektion Geomorphologie und der Sektion Klimadynamik und Landschaftsentwicklung betrieben. Zudem nutzen die Sektionen Dynamik der Lithosphäre, Chemie und Physik der Geomaterialien und Hydrologie regelmäßig isotopengeochemische Daten.



Abb. 3: Vorbereitung der Isotopenmessungen durch TIMS oder MC-ICP-MS durch kontaminationsfreie Separation der winzigen Mengen der Elemente von Interesse in hochreinen Chemielaboratorien (hier: „HELGES – Helmholtz Laboratory for the Geochemistry of the Earth Surface“ des GFZ; Foto: E. Gantz, GFZ)

Fig. 3: Chemical sample preparation for mass spectrometric isotope measurements by TIMS or ICP-MS in an ultra-clean environment that prevents contamination of the minute amounts of elements of interest (here: „HELGES – Helmholtz Laboratory for the Geochemistry of the Earth Surface“ at the GFZ)

Die Isotopengeochemie hat sich zu einer grundlegenden Methode der modernen Geowissenschaften und damit auch für das GFZ entwickelt. Heute wird sie für die Erarbeitung des grundlegenden Verständnisses des Systems Erde genutzt und hilft bei gesellschaftlich relevanten Fragen zur Entstehung von Rohstoffen, zum Klimawandel und zum Wasserkreislauf. Die Titelabbildung (S. 6) zeigt die zahlreichen Themen dieser Forschung am GFZ.

In Zukunft wird die Isotopengeochemie in den Geowissenschaften stetig an Bedeutung gewinnen. Nicht nur neue Technologie, sondern auch innovative Ideen werden die Forschung auf diesem Gebiet weiter vorantreiben. So können zukünftig Einblicke in die Zeitintervalle und Quellen für die Entstehung der Planeten und das Potenzial für extraterrestrisches Leben gewonnen werden. Die Miniaturisierung der Methoden werden Isotopenmessungen auf dem Mars und auf Asteroiden vor Ort und durch Rückholmissionen ermöglichen. In den nächsten Jahren wird die Hebung und Erosion von Gebirgen in bisher ungekannter Detailtiefe rekonstruiert werden: in der vom Menschen beeinflussten Gegenwart und in der geologischen Vergangenheit. Gasisotope in Fluiden werden neue Informationen über Erdbebenhäufigkeiten liefern.

Isotopenverhältnisse des Kohlenstoffs und der Metalle werden über die Entstehung von Energie- und metallischen Rohstoffen aufklären und damit deren effiziente Nutzung verbessern. In die Dynamik des vergangenen Klimas wird mit bisher nicht gekannter Auflösung aus Sedimentarchiven Einblick gewonnen werden, und mit diesen werden die gegenwärtigen, in Echtzeit gemessenen Klimaveränderungen und deren Rückkopplungen erklärt werden. Wir werden die Verfügbarkeit von mineralischen Nährstoffen in landwirtschaftlich genutzten Böden im Kontext der Geodynamik, wie Hebung und Erosion, erklären können und die Entwicklung zielgerichteter Düngemittel für eine Erde mit bald 11 Mrd. Menschen unterstützen. Und schließlich trägt der Wissenstransfer die für geowissenschaftliche Fragestellungen entwickelten Methoden in andere Disziplinen hinein: in die Umweltanalytik, die Materialkunde, die Forensik, die Biologie, die Ernährungswissenschaften (inkl. Brauereiwissenschaften), die Pharmakologie und die Biomedizin.

Tabelle 1: Toolboxes (in der Reihenfolge, wie sie in den Artikeln erscheinen)

| Abkürzung | Name Deutsch | Name Englisch | Anwendung | Seite |
|-------------------|---|---|---|-------|
| IRMS | Isotopenverhältnis-Massenspektrometer | Isotope Ratio Mass Spectrometer | Verhältnisse der stabilen C- und O-Isotope in Karbonat | 14 |
| CRDS | Cavity-Ring-Down-Spektrometer | Cavity Ring Down Spectrometer | Verhältnisse der stabilen H- und O-Isotope in Wasser | 14 |
| AMS | Beschleunigermassenspektrometer | Accelerator Mass Spectrometer | Konzentrationen sehr seltener radioaktiver kosmogener Nuklide | 23 |
| MC-ICP-MS | Multikollektor-Massenspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma | Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer | Isotopenverhältnisse (stabil und radiogen) der metallischen und halbmolekularen Elemente | 28 |
| GC-IRMS | Gaschromatographie-Isotopenverhältnis-Massenspektrometer | Gas Chromatography Isotope Ratio Mass Spectrometer | Substanzspezifische Verhältnisse der stabilen H- und C-Isotope in Kohlenwasserstoffen und biologischem Material | 33 |
| SIMS | Sekundärionen-Massenspektrometer | Secondary Ion Mass Spectrometer | Isotopenverhältnisse und Spurenelementkonzentrationen an festen Proben mit Mikrometergröße | 49 |
| TIMS | Thermionen-Massenspektrometer | Thermal Ionization Mass Spectrometer | Verhältnisse der radiogenen Isotope und Konzentrationen von Spurenelementen | 57 |
| Edelgas-MS | Edelgas-Massenspektrometer | Noble Gas Mass Spectrometer | Konzentrationen und Isotopenverhältnisse der stabilen Edelgase | 68 |