©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

Bestimmung und Bedeutung geologischer Alter

Von Herbert Stockbauer, Grafenau

Viele Leute haben mit Sicherheit schon einmal darüber nachgedacht, vor wievielen Jahren ein Steinbrocken, den sie in der Hand halten, entstanden sein mag. Einige davon haben sich entsprechende Literatur beschafft und sich informiert. Mit Sicherheit hat dabei keiner das Alter "seines" Steines erfahren. Aber derjenige, der beharrlich genug war, sich auch durch die Unmenge von Spezialliteratur zu kämpfen, hat einen Überblick über die geologischen Verhältnisse um den Fundort erhalten und kann mit etwas Geschick die Entstehung "seines" Steines zeitlich einordnen.

Die meisten werden sich damit begnügen. Aber mancher wird sich fragen, woher die Wissenschaftler die Aussage über das Alter nehmen, wenn sie behaupten, ein Gestein aus einem bestimmten Steinbruch ist z.B. 283 mio Jahre alt. Für den Laien sicherlich eine kühne Behauptung.

Dieser Artikel soll nun für alle etwas Licht in die Verfahren der geologischen Altersbestimmung bringen.

Zuerst eine Definition

Unter einem Alter versteht man im allgemeinen die Zeit, die seit der Entstehung eines Gegenstandes oder eines Zustandes etc. bis zur Jetztzeit verstrichen ist.

In der Geologie gibt es dabei eine Vereinfachung
Da die Prozesse extrem lange dauern, kann der Fortlauf der Zeit normalerweise vernachlässigt werden. Große Probleme für eine Datierung ergeben sich schon durch diese Vorgänge selbst Die Spuren früherer Ereignisse werden dadurch oft bis zur Unkenntlichkeit verwischt, was Aussagen erschwert oder gar unmöglich macht.

Betrachtet man ein Konglomerat, so stellt sich die Frage, welches Alter man erhalten möchte, eine Differenzierung ist hier nötig

©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

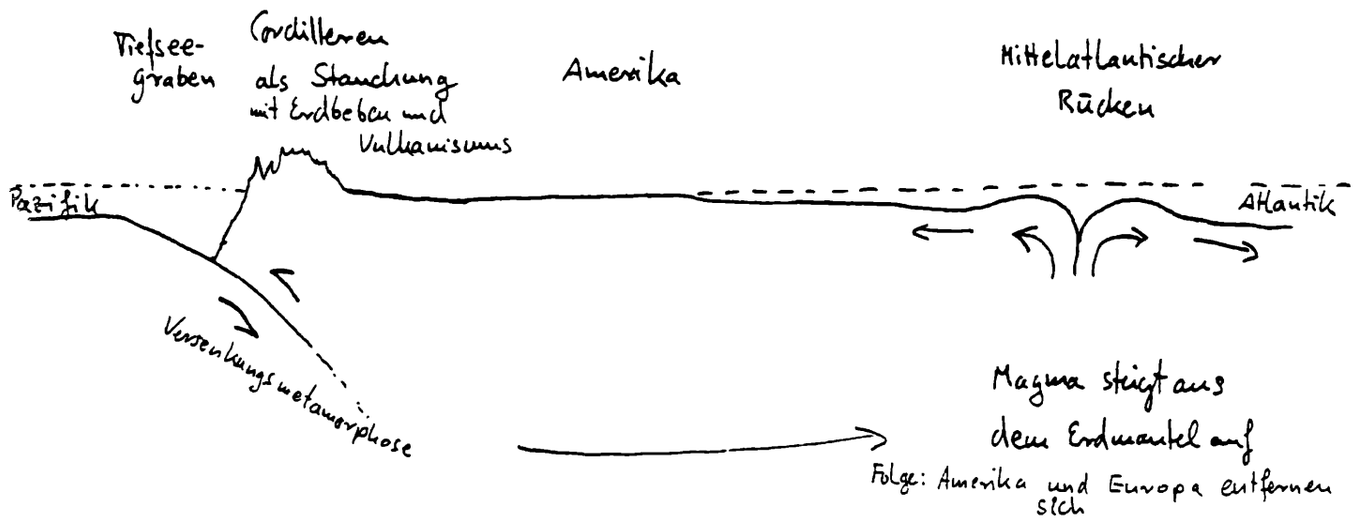
1) Das Alter dieser Formation

Es bezeichnet den Zeitraum, in dem diese Sedimente abgelagert wurden. Man muß mit stratigraphischen Methoden arbeiten. Dabei ist es vonnöten, einen größeren Gesteinsverband zu betrachten. Eine physikalische Messung kann meist nicht durchgeführt werden, da das Material in der Regel aus zu unterschiedlichen Komponenten gebildet wird, wobei in diesem Fall die Unterschiede nicht stofflich gemeint sind, sondern sich auf das Alter beziehen. Denn wenn ein Gebiet abgetragen wird, werden sowohl Urgesteinsreste als auch jüngste Vulkanite (wenn vorhanden) miteinander vermischt und es würde sich ein mittleres Alter aus allen Komponenten ergeben, aber nicht das Alter der Formation.

2) Das Alter eines nichtsedimentären Gesteines

In schnell erkalteten Magmatiten (z.B. Basalt) sind alle Minerale zur selben Zeit entstanden, so daß ein Alter eindeutig angegeben werden kann. Bei langsam abkühlenden Tiefengesteinen (z.B. sehr grobkörnige Granite) ist eine Angabe nicht mehr ganz eindeutig. Denn ein Mineral, das bei einer höheren Temperatur kristalisiert, ergibt ein höheres Alter als ein Tieftemperaturmineral.

Ähnlich liegt der Sachverhalt bei den Metamorphiten, die durch Metamorphose aus jedem Gestein (Sediment, Magmatit, Metamorphit) gebildet sein können. Unter Metamorphose versteht man die Umwandlung eines Mineralverbandes durch Druck und Temperatur in einen anderen, wobei die Temperatur bis zur Bildung von Schmelzen steigen kann (Anatexis, Magmenbildung), beispielsweise bei der Versenkung von Teilen der Erdkruste in den Erdmantel bei tektonischen Vorgängen, wobei Druck und Temperatur mit der Tiefe zunehmen.



©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

Die Variationsmöglichkeiten für Metamorphite sind nahezu unbegrenzt, wie ein Blick in den Bayerischen Wald zeigt, der zum größten Teil daraus aufgebaut ist. Noch deutlicher werden die Unterschiede jedoch in den Alpen.

Starke Metamorphosen haben meist das gesamte Gestein verändert und diesen Zeitpunkt in nahezu allen Mineralen hinterlassen, so daß eine physikalische Datierung am Gesamtgestein zufriedenstellend sein wird. Milde Metamorphosen dagegen führen oft nur zum Umbau von empfindlichen Mineralen, so daß oft sehr verschieden alte Kristalle das Ergebnis einer Messung verfälschen können. Dieser Umstand führt zum nächsten Punkt.

3) Das Alter eines Minerals

Über verschiedene Mineralalter ist gerade gesprochen worden, so daß deren Aussagekraft nur noch an einem Beispiel demonstriert werden soll.

Zirkone, wie sie in jedem Granit in mikroskopischen Mengen zu finden sind, haben meist ein sehr viel höheres Alter als das Gestein selbst, was den Schluß erlaubt, daß sie seit ihrer ersten Kristallisation vor Urzeiten auf Grund ihres stabilen Gitterbaues nicht einmal durch Anatexis verändert werden konnten. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, Vorgänge vor der alles auslöschenden Metamorphose dennoch zu datieren.

Andererseits werden Biotite schon bei einer Temperatur von etwa 300 bis 400°C umgebaut und neu kristallisiert, so daß man an ihnen eine letzte, schwache Erwärmung noch feststellen kann, die ansonsten in dem Gestein keinerlei Spuren hinterlassen hat.

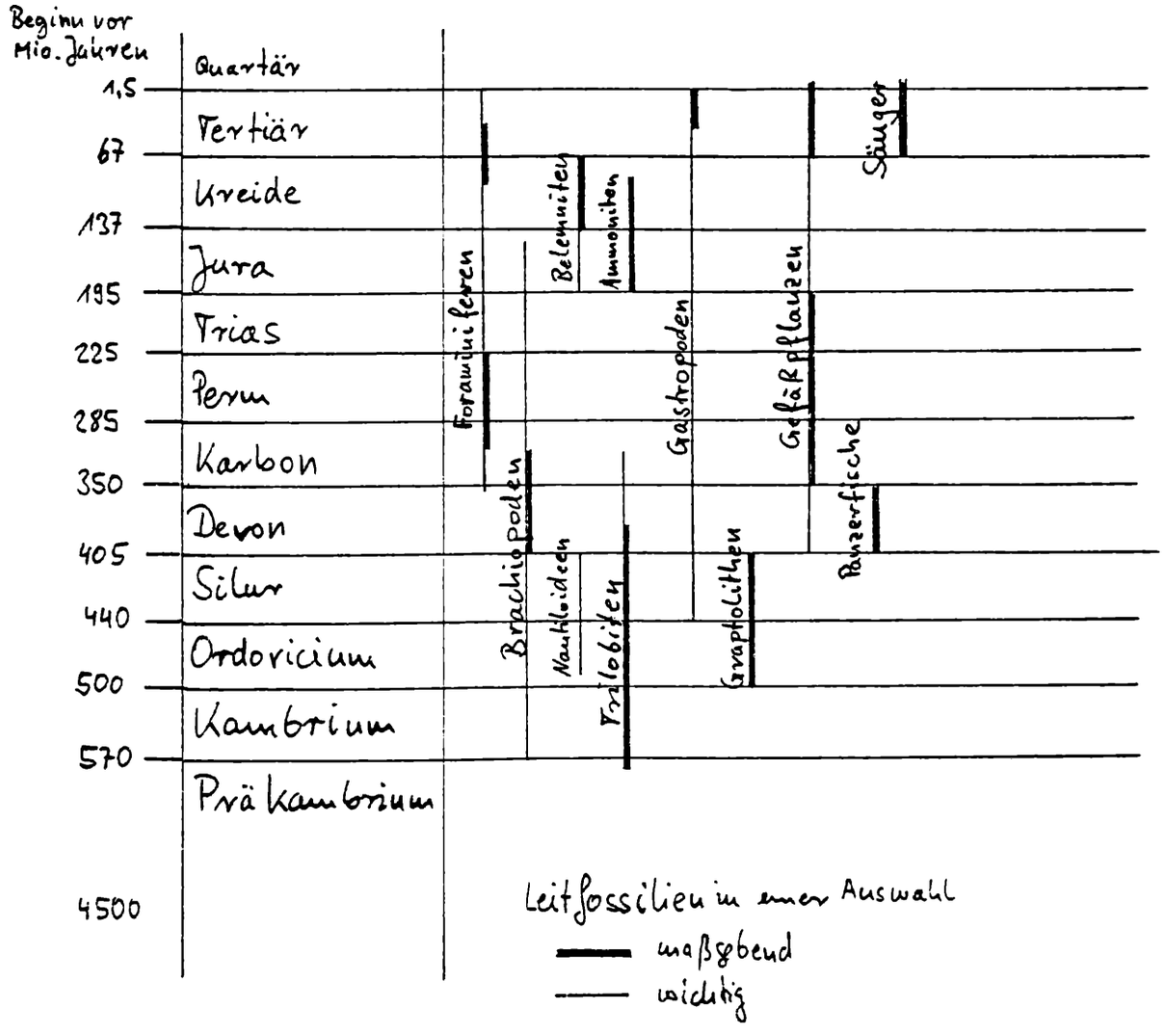
Mißt man dagegen das Gesamte Gestein, so ermittelt man den Zeitpunkt, zu dem der Granit abgekühlt ist.

Eine weitere Verfeinerung des Begriffes Alter ergibt sich aus den verwendeten Bestimmungsmethoden, die nachfolgend behandelt werden. Die Zweiteilung ergibt sich aus der Geschichte der Wissenschaft.

©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

Bis in unser Jahrhundert gab es zur zeitlichen Einordnung von geologischen Vorgängen nur die Stratigraphie, die seit der Entdeckung der Radioaktivität von physikalischen Methoden ziemlich verdrängt wurde, aber in bestimmten Teilbereichen unersetzlich ist, wie wir noch sehen werden.

Die Stratigraphie entwickelte sich aus den Versuchen, ähnlich aussehende Sedimentschichten aus getrennten Gebieten einander zuzuordnen, und aus der Tatsache, daß jüngere Schichten zwangsläufig auf den älteren liegen müssen. Man erkannte jedoch bald, daß dies nur der Idealfall ist, und daß die Schichtenfolge oft durch Verwerfungen, Kippungen, Überschiebungen oder durch zwischenzeitliche Abtragung und erneuter Sedimentation gestört oder unvollkommen sein kann. Eine wesentliche Hilfe in der Einordnung von geologischen Formationen in die Zeitabfolge erzielte man durch den Vergleich von darin enthaltenen Fossilien. Um die neu gewonnene Methode übersichtlich zu gestalten, erabeitete man sogenannte Leitfossilien, die für bestimmte Zeitabschnitte maßgebend waren. Eine Übersicht über die stratigraphische Zeitskala und die dazugehörenden Leitfossilien zeigt folgende Graphik.



©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

Die Stratigraphie liefert, vor allem mit ihren feinen Unterteilungen, welche hier nicht angegeben sind, eine sehr genaue Zeit s k a l a Eine Angabe über das Alter der einzelnen Abschnitte in Jahren kann man daraus allerdings nicht machen. Darauf mußte bis zur Entwicklung von geeigneten physikalischen Methoden gewartet werden.

Aber die Stratigraphie ist in der Erdölforschung unentbehrlich. Denn hier ist es erforderlich, in einem Stapel von Sedimenten die ölführende Schicht zu finden. Außerdem muß vor einer Bohrung die Tiefe, in der das Öl vermutet wird, berechnet werden, um die Unkosten zu kalkulieren.

Eine weitere Anwendung findet Stratigraphie in der Evolutionsforschung, da man anhand der zeitlich geordneten Fossilien in den Schichten den Werdegang des Lebens optimal verfolgen kann.

Schon oft wurde früher der Versuch unternommen, das Alter der Erde zu bestimmen, um auch der Stratigraphie ein Zeitgerüst zu geben, aber durch den Mangel an Wissen waren die Ergebnisse nicht zufriedenstellend.

So versuchte man aus dem Salzgehalt der Ozeane, der ja kontinuierlich zunimmt und wahrscheinlich bei null begonnen haben mußte, das Alter abzuleiten. Ein anderes Modell arbeitete mit der Abkühlung der Erde: Leider war damals die Radioaktivität noch nicht bekannt und somit auch nicht die Wärmeentwicklung durch Kernprozesse im Erdinneren, ohne die die Erde schon längst zu einem Eisklumpen gefroren wäre.

Obwohl man heute über die Methoden und Ergebnisse schmunzeln kann, lieferten sie damals die ersten Anhaltspunkte über die Jahrmillionen, die geologische Prozesse für ihr Wirken benötigen. Erst mit der Entdeckung der Radioaktivität und der Erarbeitung kernphysikalischer Grundprinzipien (Zerfallsreihen von Elementen, Zerfallsarten, Halbwertszeiten) wurde es möglich, erste fundierte Angaben über das Alter von einzelnen Mineralen oder Gesteinen zu machen.

Bis heute wurde eine Vielzahl von Methoden erarbeitet, um das Alter von Gesteinen und Mineralen ziemlich genau anzugeben. Sie alle beruhen auf dem Effekt des radioaktiven Zerfalles. Für alle, die mit Kernphysik wenig oder garnicht vertraut sind, folgt eine kleine Einführung.

©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

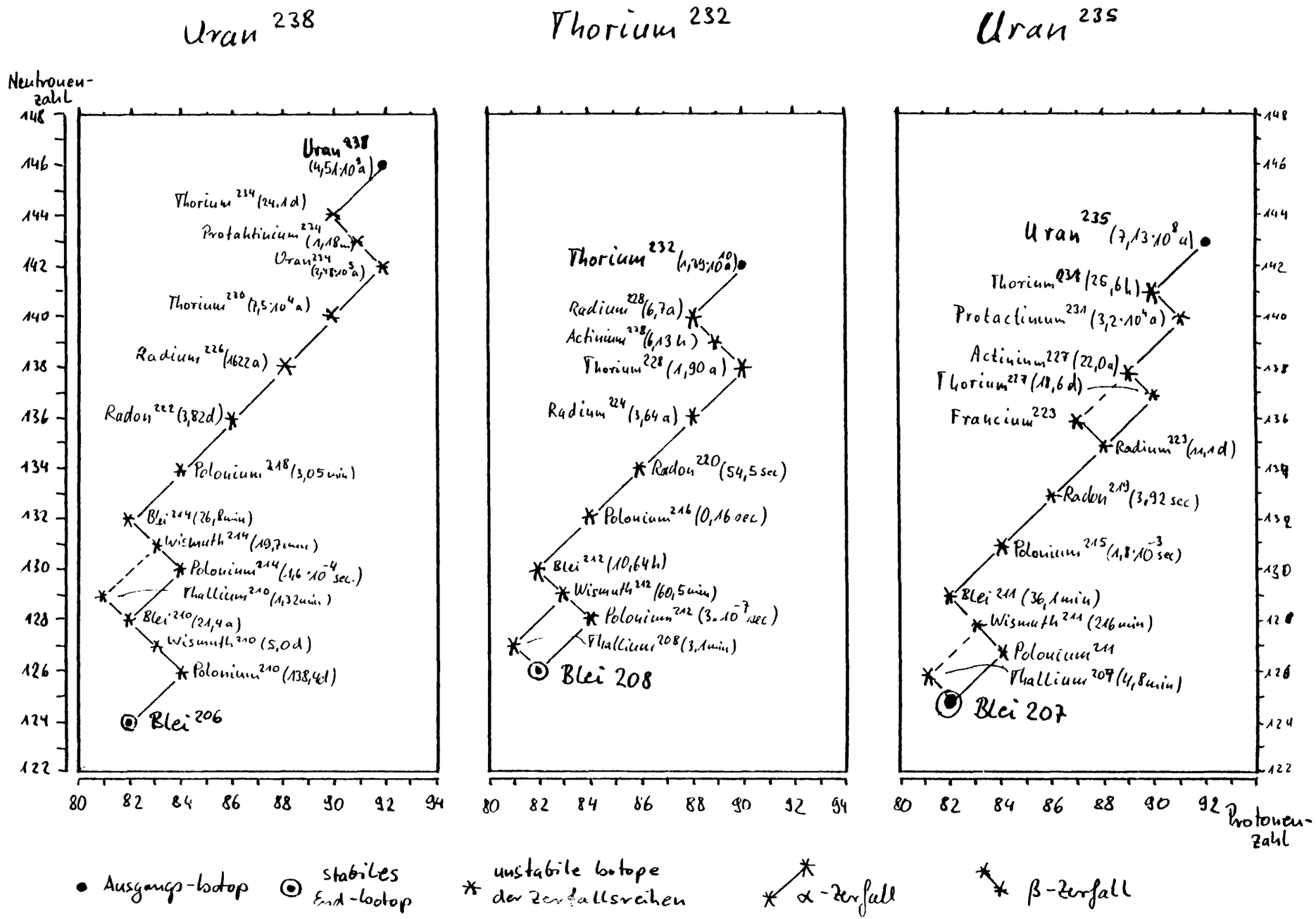
Jede uns bekannte Materie besteht aus Atomen, diese wiederum aus dem Atomkern und der Elektronenhülle. Diese Wolke aus negativen Ladungen, und nur diese, ist für die chemischen Eigenschaften der einzelnen Atome verantwortlich. Da nun die Atome im allgemeinen ungeladen sind, wird die Elektronenladung durch die gleiche Anzahl von positiven Ladungen (Protonen) im Atomkern ausgeglichen.

Neben den gerade erwähnten Elektronen (Träger der negativen Ladung) und den Protonen (Träger der positiven Ladung) gibt es noch die Neutronen, welche elektrisch ungeladen sind. Der Kern setzt sich also aus Protonen und Neutronen zusammen, wobei wie gesagt die Zahl der Protonen (= Zahl der Elektronen) bestimmt, welches Element das Atom darstellt. Dies bedeutet aber wiederum, daß die Anzahl der Neutronen variabel ist, allerdings nur in engen Grenzen, da es sonst keine stabilen Kerne gibt. Als Beispiel hierfür sei Blei angeführt

Jedes Blei-Atom besitzt 82 Protonen und dementsprechend 82 Elektronen und ist dadurch chemisch eindeutig als Blei definiert. Nun gibt es verschiedene Varianten von Blei mit verschiedener Anzahl von Neutronen. Sie sind nur mit physikalischen Methoden zu unterscheiden. Um diese sogenannten Blei-Isotope zu kennzeichnen, gibt man die Summe aus Protonen und Neutronen, das Atomgewicht, zusammen mit dem chemischen Symbol an

	Protonen	Neutronen	
Pb^{204}	82	122	Stabile Isotope des Blei
Pb^{206}	82	124	
Pb^{207}	82	125	
Pb^{208}	82	126	
Pb^{210}	82	128	Unstabile, sog. radioaktive Isotope zerfallen in andere Atome, wie in der unteren Darstellung zu sehen ist
Pb^{211}	82	129	
Pb^{212}	82	130	
Pb^{214}	82	132	

Zerfallsreihen von



©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.; download www.zobodat.at

©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

Wie man aus den Zerfallsreihen sieht, gibt es verschiedene Arten, nach denen Atomkerne zerfallen können.

Da ist zum einen der α (alpha)-Zerfall, bei dem aus dem Kern ein α-Teilchen, bestehend aus zwei Protonen und zwei Neutronen, abgegeben wird. Diese α-Teilchen entsprechen einem Heliumkern, und aus ihnen bildet sich nach dem Einfangen von je zwei Elektronen tatsächlich das Edelgas Helium. Die beiden Elektronen werden vom zerfallenden Atom als Überschuß abgegeben.

Der zweite in unserem Zusammenhang interessierende Zerfall ist der β (beta)-Zerfall. Meßbares Ereignis ist die Aussendung von β-Strahlen, verschieden schnelle Elektronen und Neutrinos. Der Ablauf im Kern ist folgender Sind zu viele Neutronen im Verhältnis zu den Protonen im Kern vorhanden, so wandelt sich ein Neutron in ein Proton, ein Elektron und ein Neutrino um. Die beiden letztgenannten verlassen den Kern als β-Strahlung. Das ausgesandte Elektron dient dann zur Kompensation eines vom neuen Kern zusätzlich, zur Ladungsneutralisierung des neuen Protons, eingefangenen Elektrons aus der Umgebung.

Es gibt noch einige andere Kernreaktionen, welche in der Altersbestimmung allerdings keine oder nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen. Daran Interessierte werden auf entsprechende physikalische Literatur verwiesen.

Nun zerfallen verschiedene radioaktive Isotope verschieden schnell. Ein Maß hierfür ist die sog. Halbwertszeit. Dies ist die Zeit, die verstreicht, bis die Hälfte einer bestimmten Menge eines Isotops zerfallen ist. Wie extrem verschieden diese Werte sein können, sieht man aus den Zerfallsreihen: Polonium 212 mit 0,3 millionstel Sekunden bzw. Rubidium 87 mit 50 Mrd Jahren.

Die statistischen Vorgänge der Kernreaktionen kann man natürlich mathematisch beschreiben:
Das zerfallende Atom wird Mutterisotop M genannt, das entstehende ist das Tochterisotop N. Die Zahl der pro Zeiteinheit dt zerfallenden Atome dM des Mutterisotops beträgt:

$$dM = -\lambda \cdot M \quad dt$$

wobei λ, die Zerfallskonstante, aus der Halbwertszeit T hervorgeht ($\lambda = \ln 2 / T$), welche im Labor ermittelt wird.

©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

Die heute noch vorhandenen Mutteratome sind

$$M(\text{jetzt}) = M(\text{Anfang}) \cdot e^{-\lambda t} \quad ; \quad t = \text{vergangene Zeit}$$

Die gebildeten Tochteratome

$$N(\text{jetzt}) = M(\text{Anfang}) \cdot (1 - e^{-\lambda t})$$

Kombiniert man nun beide Ausdrücke miteinander, so erhält man eine Gleichung, in der man nur Werte findet, die heute noch bestimmbar sind

$$N(\text{jetzt}) = M(\text{jetzt}) \; (e^{\lambda t} - 1)$$

und daraus kann man die verstrichene Zeit t berechnen, wenn man die Zahl der heute vorhandenen Mutter- und Tochteratome mißt. Die Zerfallskonstante der in der Altersbestimmung verwendeten Isotopen findet man in entsprechenden Tabellen.

Eine Auswahl der verwendeten Zerfälle zeigt folgende Aufstellung.

Mutter-isotop	Zerfall	Halbwerts-zeit	Tochter-isotop	Bezeichnung
U^{238}	spontan und	$1\ 10^{16}$a	Spaltpro-dukte	Uran-Spaltspuren-Methoden
	$8\alpha, 6\beta$	$4{,}51 \cdot 10^{9}$a	Pb206, He4	
U^{235}	$7\alpha, 4\beta$	$0{,}71\ 10^{9}$a	Pb^{207}, He^{4}	Uran-Blei bzw. Uran-Helium-Methode
Th^{232}	$6\alpha, 4\beta$	$1{,}39 \cdot 10^{10}$a	Pb^{208}, He^{4}	Thorium-Blei bzw. Thorium-Helium-Methode
Re^{187}	1β	$4{,}3 \cdot 10^{10}$a	Os^{187}	Rhenium-Osmium-Methode
Rb^{87}	1β	$5{,}0\ 10^{10}$a	Sr^{87}	Rubidium-Strontium-Methode
K^{40}	1β k-Einfang	$1{,}30 \cdot 10^{9}$a	Ca 40 Ar 40	Kali-Argon-Methode (Kalium-Calcium-Methode)
U^{234}	1α	$2{,}5 \cdot 10^{5}$a	Th^{230}	Uran-234-Methode
Pa^{231}	1α	$3{,}2\ 10^{4}$a	Ac^{227}	Protactinium-Methode
Th^{230}	1α	$7{,}5 \cdot 10^{4}$a	Ra^{226}	Ionium-Methode
C^{14}	1β	$5{,}7 \cdot 10^{3}$a	N^{14}	C-14-Methode (Radio-Kohlenstoff-Meth.)

©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

Je nach Art der Probe, ihrem ungefähern Alter und der zur Verfügung stehenden technischen Ausrüstung wird ein passendes Verfahren ausgewählt. Eine Beschreibung einzelner Methoden würde ins Unendliche führen, Interessierte seien wieder einmal auf spezielle Literatur verwiesen. Aber es gibt bestimmte Grundvoraussetzungen, die für alle gültig sind

1. Die Bildung des Minerals bzw. Gesteins erfolgte schnell, verglichen mit seinem Alter, und die Temperatur ist hinreichend erniedrigt, damit die Zerfallsprodukte gespeichert werden können. Die "Zerfallsuhr" läuft an, sobald das Mineral oder Gestein ein geschlossenes System bildet.
2. Das Mineral oder Gestein blieb während der ganzen Zeit für die fraglichen Elemente ein geschlossenes System. Es traten also keine Verluste oder Zufuhren auf.
3. Bei der Bildung des Minerals hat eine Trennung von Tochter- und Muttersubstanz stattgefunden (evtl. schon vorhandene Tochtersubstanz wird dabei abgetrennt). Entweder war diese Trennung vollständig (in der Natur fast nie verwirklicht), oder die zum Entstehungszeitpunkt vorhandene Menge des sog. "ererbten" Tochterprodukts ist korrigierbar.
4. Man kennt die Halbwertszeit des betreffenden Zerfalles mit ausreichender Genauigkeit.

Gerade punkt 2 ist nicht immer gewährleistet und kann zu völlig falschen Ergebnissen führen. Aber gerade diese geben oft die einzige Möglichkeit, spätere, schwache Metamorphosen, die man anders nicht nachweisen kann, zu entdecken und zu datieren (siehe auch oben Mineralalter, Zirkon-Biotit).

Aufgrund von Punkt 3 muß in die allgemeine Altersgleichung noch das ererbte, früher schon gebildete Tochterisotop einbezogen werden. Außerdem werden im Normalfall Isotopenverhältnisse gemessen (Verhältnis von Mutter- bzw. Tochterisotop zu einem an der Kernreaktion unbeteiligten, stabilen Isotop eines der Elemente), was wesentliche Vorteile bringt Verhältnisse sind leicht bestimmbar im Gegensatz zu exakten Mengen, da die Abtrennung eines Elementes zur Analyse fast immer unvollständig verläuft. Dagegen wird das Isotopenverhältnis aufgrund chemischer Gleichheit der Isotope auch bei einer Teilextraktion immer exakt übernommen, was erhebliche Arbeitsvereinfachung bringt.

©Bot. Arbeits- und Schutzgem. Bayer. Wald e.V. & Naturw. Ver. Passau e.V.;download www.zobodat.at

Als Beispiel sei die komplette Altersgleichung für eine Rubidium-Strontium-Datierung angegeben

$$\left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}\right)_{heute} = \underbrace{\left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}\right)_{Anfang}}_{\substack{\text{ererbtes} \\ Sr^{87}}} + \left(\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}\right)_{heute} (e^{\lambda t}-1)$$

Sr^{86} ist das unbeteiligte, stabile Referenz-Isotop.

Neben diesen technisch ziemlich aufwendigen und teuren Verfahren, gibt es noch ein paar andere, einfachere. Eines soll ganz kurz beschrieben werden:

Manchem werden in einem frischen Granitbrocken schon die "rostigen" Flecken aufgefallen sein, die sich um winzige dunkle Mineralkörner herum zeigen. Einige davon sind wirklich Rost, entstanden aus Pyrit oder ähnlichen Eisenmineralen. Aber manche sind die Folge von Strahlung aus den kleinen Körnern, in die radioaktive Elemente wie Uran oder Thorium eingebaut sind. Diese Flecken nennt man Strahlungshöfe. Aus der Art des umgebenden Minerals, der Stärke der Strahlung und der Größe des Mineralkornes und des Strahlungshofes wurde versucht, einen Zusammenhang mit der Einwirkdauer der Strahlung (= Alter) herzustellen. Diese im Verhältnis einfache Methode wurde erst jüngst entwickelt, scheint aber vielversprechend.

Im Idealfall sollten natürlich alle Verfahren ein einheitliches Alter ergeben. In manchen Fällen ist dies auch so, aber normalerweise bringen verschiedene Verfahren auch verschiedene Ergebnisse, weil sie aus verschiedenen geochemischen und physikalischen Prozessen hervorgehen, deren Zusammenspiel heute meist noch nicht erforscht ist. Eine Differenzierung des Begriffes Alter ist daher auch durch das verwendete Verfahren gegeben.

Zum Abschluß sei kurz gesagt, daß dieser Artikel keine Lehrbücher ersetzen soll und auch nicht kann, zumal einige Tatsachen durch Vereinfachung an Exaktheit verlieren oder auch falsch erscheinen könnten. Er soll vielmehr zu eigenen Gedanken und Aktivitäten anregen. Vieles, von dem hier geschrieben wurde, findet man ausführlich in den Lehrbüchern zur Geologie, Mineralogie, Chemie und Physik, in denen auch Angaben über weiterführende Literatur vorhanden sind.

Anschrift Herbert Stockbauer, Schwarzmaierstr.56, 8352 Grafenau

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Der Bayerische Wald

Jahr/Year: 1984

Band/Volume: 5_alt

Autor(en)/Author(s): Stockbauer Herbert

Artikel/Article: Bestimmung und Bedeutung geologischer Alter 61-71