

Postenübergreifende Ergänzung 1: Geochronologie

Die geologische Uhr

An einigen Posten werden Sie sich gefragt haben, weshalb Sedimentschichten oder auch magmatischen Gesteinen ein Alter zugeordnet werden kann.

Hier ist des Rätsels Lösung!

Relative Altersbestimmung

Bis zur Entdeckung von Methoden zur absoluten Altersbestimmung (die den radioaktiven Zerfall bestimmter Elemente nutzen), war die relative Altersbestimmung die einzige Möglichkeit, Gesteine ihrer relativen Altersabfolge entsprechend einzuordnen, ohne ihr tatsächliches Alter zu kennen. Da man jedoch nur bei Sedimentschichten unmissverständlich feststellen konnte, was früher und was später abgelagert worden war, beschränkte sich eine zuverlässige relative Altersbestimmung auf Sedimentgesteine. Die Methode wurde denn auch nach dem lateinischen Begriff ‚stratum‘ für ‚Schicht‘ und dem altgriechischen Begriff ‚γράφειν (gráphein)‘ für ‚schreiben, zeichnen‘ **Stratigrafie** genannt. Noch heute ist die relative Altersbestimmung eine der zentralen Methoden der Geologie, denn Sedimentgesteine lassen sich nur über Umwege und durch eher seltene, zufällige Umstände absolut datieren.

Stratigrafie

Die Stratigrafie ist die wohl älteste geologische Methode und stützt sich auf drei Prinzipien, die auf den dänischen Naturforscher Nicolaus Steno (1638–1686) zurückgehen:

- **Lagerungsabfolge:** Sedimentschichten werden in einer zeitlichen Reihenfolge abgelagert, vom älteren („unten“) zum jüngeren („oben“).
- **Ursprüngliche Horizontalität:** Sedimentschichten werden horizontal abgelagert.
- **Schichtbeständigkeit:** bei Schichtabfolgen, die an verschiedenen Orten auftreten, die aber dieselben Eigenschaften aufweisen, handelt es sich auch um dieselben Gesteinsschichten.

Methoden der Stratigrafie:

- **Gesteinseinheiten anhand der darin enthaltenen Merkmale gliedern und in Zeitabschnitte einordnen.**
- **Räumlich weit entfernte Gesteinseinheiten zeitlich miteinander in Beziehung setzen (Korrelation).**

Die **Lithostratigrafie** bedient sich dafür auffälliger, gut unterscheidbarer Gesteinsschichten oder Abfolgen von Gesteinsschichten (Abb. 1). Die **Biostratigrafie** nutzt die Erkenntnis, dass Schichten mit gleichem Fossilinhalt in denselben Zeitabschnitten in der Erdgeschichte entstanden sind (Abb. 3). Um Zeitabschnitte zu gliedern, werden vor allem das Erstauftreten oder das Aussterben von einzelnen Organismen herangezogen. Da marine Mikrofossilien (Abb. 2) in der Regel grosse Lebensräume haben und somit global am weitesten verbreitet sind, eignen sie sich besonders gut als **Leitfossilien** für einzelne Zeitabschnitte.

Die **Magnetostratigrafie** macht sich Polaritätswechsel im Erdmagnetfeld zu Nutze, welche in Sedimentgesteinen nachweisbar sind. Diese werden vor allem für Korrelationen über sehr grosse Distanzen verwendet, da sie weltweit unverwechselbar sind.

Das Konzept des Leitfossils

Damit ein Fossil zum Leitfossil taugt,

- muss es eine weite geografische Verbreitung haben,
- muss es in unterschiedlichen Lebensräumen gelebt haben (kein Lebensraumspezialist),
- darf es nur während kurzer Dauer in der Erdgeschichte gelebt haben,
- muss es in grosser Anzahl vorgekommen sein.

Der Ammonit *Parkinsonia parkinsoni* ist ein bedeutendes Leitfossil in der geologischen Epoche des Mittleren Jura.



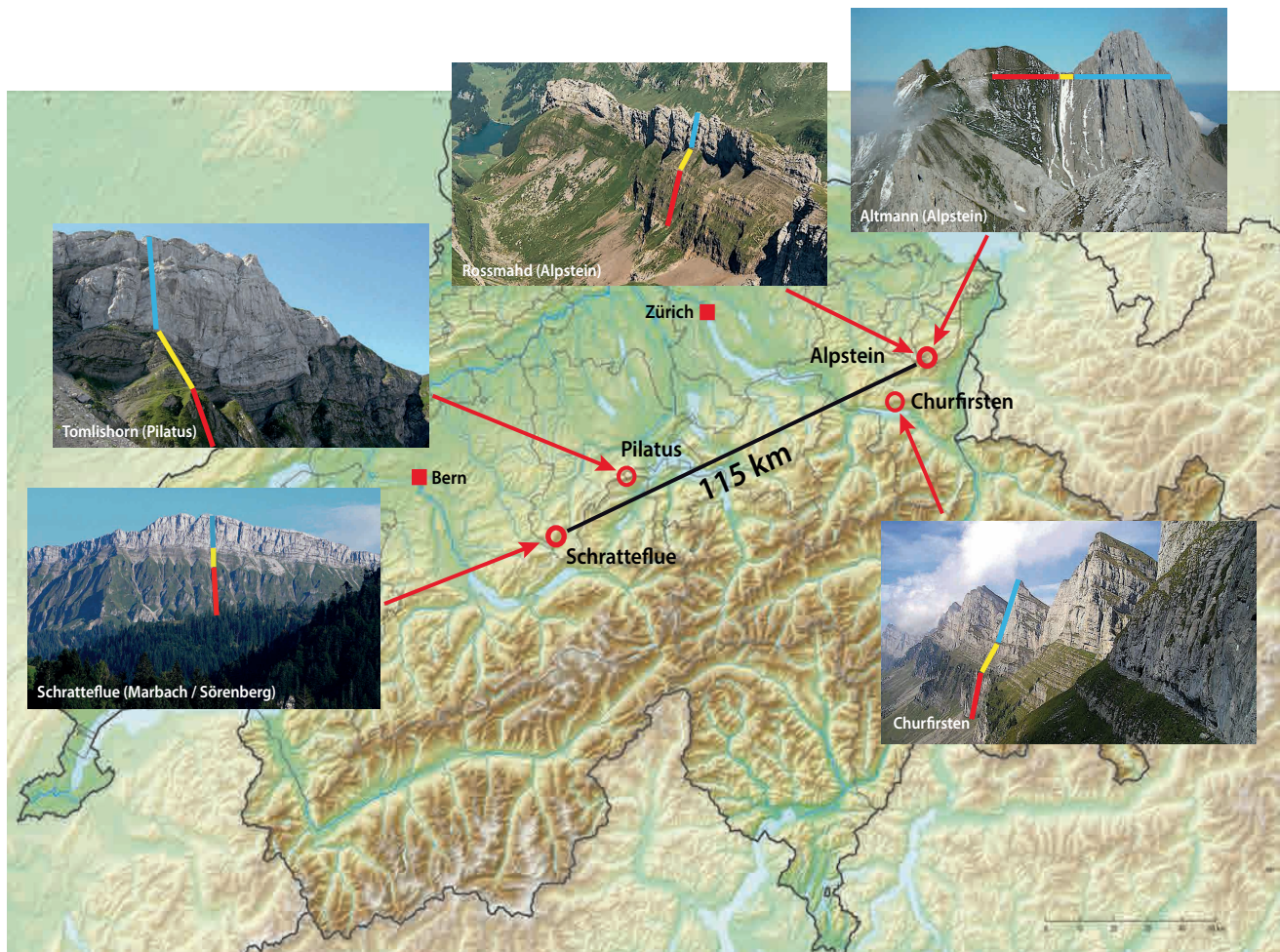


Abb. 1: Fünf Mal dieselbe Schichtabfolge: Helvetischer Kieselkalk (rot), Drusbergsschichten (gelb), Schrattealk (blau) als Beispiel einer lithostratigraphischen Korrelation im Massstab ganzer Felswände (von unten nach oben, also von alt nach jung). Alpstein und Schratteflue sind 115 km Luftlinie voneinander entfernt.

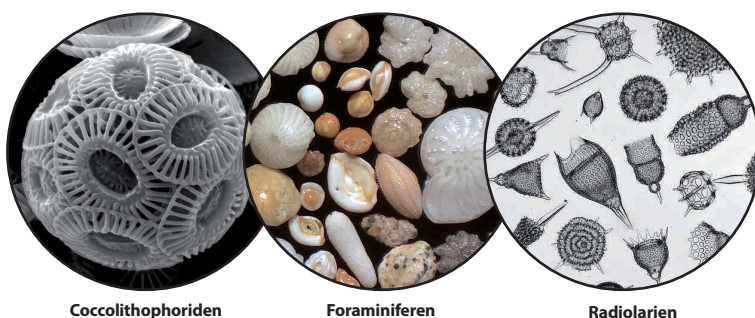
Der Weg zur Internationalen chronostratigraphischen Skala

Im Lauf des 19. und 20. Jahrhunderts kategorisierten und korrelierten Geologen auf der Basis von Litho-, Bio- und Magnetostratigrafie überall in Europa und auch in anderen Weltgegenden die Gesteinsschichten. Dabei reifte die Erkenntnis, dass sich Schichten auch im überregionalen Massstab korrelieren lassen.

Für die korrelierbaren Zeitabschnitte etablierten sich Bezeichnungen, die ursprünglich für regionale Schichtenfolgen geprägt worden waren, beispielsweise das ‚Terrain Cretacé‘ (eingedeutscht Kreide) für bestimmte Schichten Nordwestfrankreichs, die in ähnlicher Ausbildung und mit ähnlichem Fossilinhalt auch im restlichen Europa identifiziert werden konnten, oder ‚Jura‘ für Schichten, wie sie für Teile des Juragebirges typisch sind. Der Zeitabschnitt des ‚Karbon‘ verdankt seinen Namen den in diesen Schichten weltweit verbreiteten Kohleflözen (lat. ‚carbo‘ für Kohle) und das ‚Ordovizium‘ trägt seinen Namen zu Ehren der Ordovicer, eines keltischen Volksstammes, der einst in Wales ansässig war. Wenn in der Geologie also z. B. von

‚Kreide‘ oder ‚Ordovizium‘ die Rede ist, sind demnach die Gesteine aus der Kreidezeit oder aus der Ordoviziumzeit oder der entsprechende Zeitabschnitt selbst gemeint.

So bestand bereits Mitte des 19. Jahrhunderts eine stratigraphische Nomenklatur, die bis heute permanent weiterentwickelt wird. Man hatte damals allerdings kaum konkrete Vorstellungen von



Cocolithophoriden

Foraminiferen

Radiolarien

Abb. 2: Marine Mikrofossilien im Millimeter- bis Mikrometerbereich

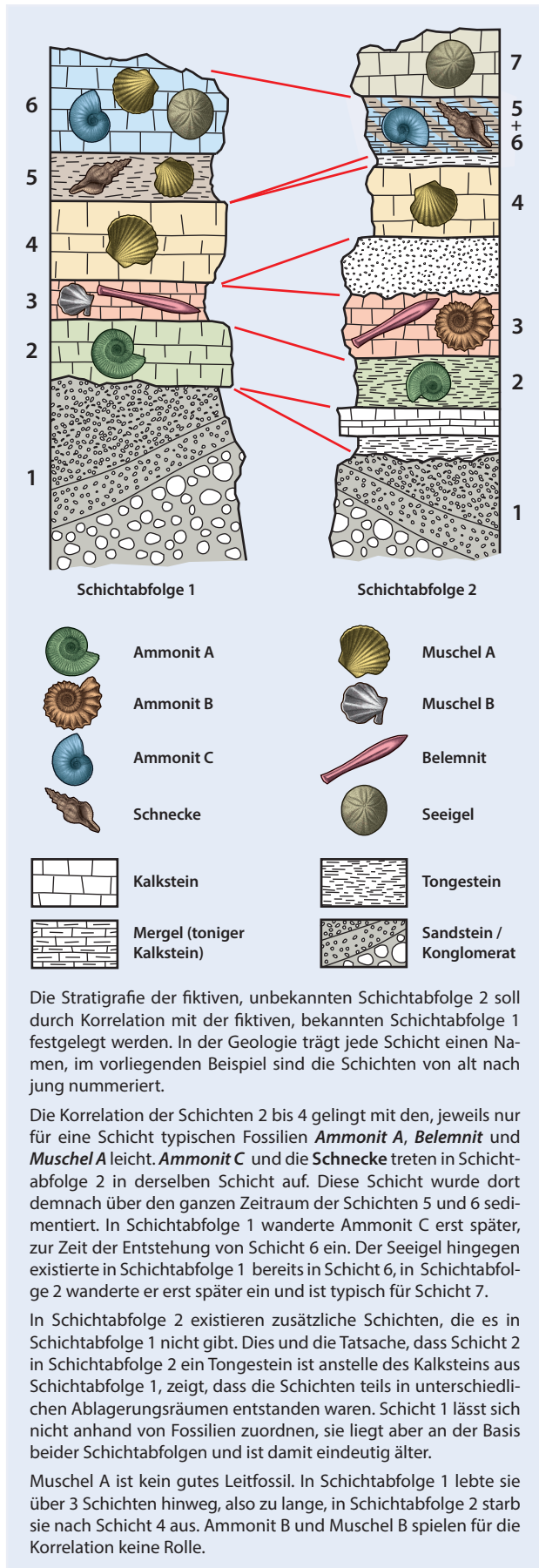


Abb. 3: Biostratigraphische Korrelation anhand eines fiktiven Beispiels

der Dauer dieser Zeitabschnitte, denn die Mächtigkeit von Sedimenten lässt nur wenige Rückschlüsse auf die Dauer der Ablagerung zu. So können dicke Sedimentschichten innert Stunden während eines starken Unwetters (z. B. Konglomerate, Abb. 4A), dünne aber auch innert Jahrhunderttausenden (z. B. Tiefseetone, Abb. 4B) abgelagert werden. Die Vorstellung, dass die Erde viele Millionen oder sogar Milliarden Jahre alt ist, stiess damals aber bereits auf zunehmende Akzeptanz.

Seit 1974 liegt die Aktualisierung der geologischen Zeitskala in den Händen der **International Commission on Stratigraphy' (ICS)**, welche jährlich eine aktuelle Version der Internationalen Chronostratigraphischen Skala publiziert (Abb. 5).

Im Lauf der Zeit wurde man sich auch bewusst, dass nicht alle drei stratigraphischen Prinzipien unumstösslich sind. Einhergehend mit der Entdeckung des Gebirgsbaus wurde Anfang des 20. Jahrhunderts deutlich, dass Sedimentschichten durch Überschiebungen und Faltungen schräggestellt (Abb. 1 oben rechts), vermehrt oder sogar auf den Kopf gestellt werden können. Auch Ablagerungen in Sanddünen und Flussdeltas sind kaum jemals horizontal.

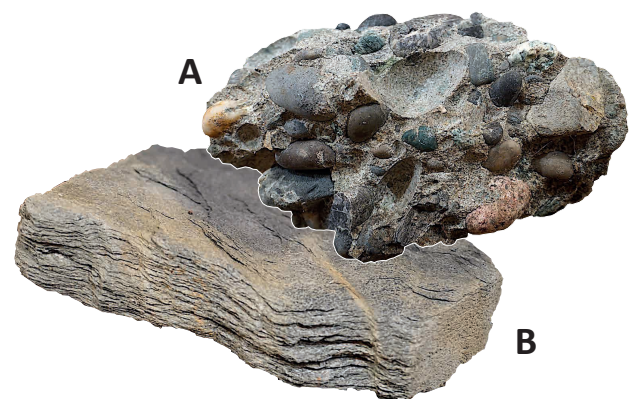


Abb. 4: Konglomerat (A) und Tiefseeton (B).

Der Nutzen der Stratigraphie heute

Durch die Entdeckung der absoluten Altersbestimmung und durch die dadurch mögliche Zuweisung absoluter Alter zu jedem Zeitabschnitt (rechte Spalte in Abb. 5) hat die Stratigraphie weiter an Bedeutung gewonnen: Gelingt die Zuordnung einer Schicht zu einem Zeitabschnitt, kennt man heute zusätzlich auch deren absolutes Alter und damit auch das Alter der darin enthaltenen Fossilien.

Die Biostratigraphie spielt im Speziellen für die Umwelt- und Klimaforschung eine wichtige Rolle, da jede Vergesellschaftung von Fossilien typisch ist für bestimmte Umwelt- und Klimabedingungen. Gelingt es, die fossilen Lebewesen in eine korrekte Zeitabfolge zu stellen, kann deren Evolution nachvollzogen werden.

ÄON	ÄRA	Periode	Epoche	Absolutes Alter (Mio. J.)
PHANEROZOIKUM	KÄNOZOIKUM	Quartär	Holozän	0.117
			Pleistozän	2.58
		Neogen	Pliozän	5.33
			Miozän	23.03
		Paläogen	Oligozän	33.9
			Eozän	56.0
			Paläozän	66.0
	MESOZOIKUM	Kreide	Oberkreide	100.5
			Unterkreide	~ 145
		Jura	Oberjura	163.5 ± 1.0
			Mitteljura	174.1 ± 1.0
			Unterjura	201.3 ± 0.2
		Trias	Obertrias	~ 237
			Mitteltrias	247.2
			Untertrias	251.9 ± 0.02
		Perm	Lopingium	259.1 ± 0.5
			Guadalupium	272.95 ± 0.11
			Cisralium	298.9 ± 0.15
	PALÄOZOIKUM	Karbon	Pennsylvanium	323.2 ± 0.4
			Mississippium	358.9 ± 0.4
		Devon	Oberdevon	382.7 ± 1.6
			Mitteldevon	393.3 ± 1.2
			Unterdevon	419.2 ± 3.2
		Silur	Pridoli	423.0 ± 2.3
			Ludlow	427.4 ± 0.5
			Wenlock	433.4 ± 0.8
		Ordovizium	Llandovery	443.8 ± 1.5
			Oberordovizium	458.4 ± 0.9
			Mittelordovizium	470.0 ± 1.4
		Kambrium	Unterordovizium	485.4 ± 1.9
PRÄKAMBRIUM	NEOPROTEROZOIKUM	Ediacarium	Furongium	~ 497
		Kryogenium	Mialongium	~ 509
		Tonium	Serie 2	~ 529
	MESOPROTEROZOIKUM	Paläoproterozoikum	Terrenuevium	~ 541.0 ± 1.0
				~ 635
	PALÄOPROTEROZOIKUM	Archaikum		~ 720
				1000
				1600
	HADAUKUM	Hadaikum		2500
				4000
				~ 4600

Abb. 5: Vereinfachte Version der Internationalen Chronostratigraphischen Skala. Die absoluten Alter wurden erst nach der Entwicklung absoluter Datierungsmethoden hinzugefügt (siehe folgende Kapitel).

Absolute Altersbestimmung: Geochronologie

Ähnlich einer Uhr ist die Geochronologie imstande, die geologische Zeit zu messen. Die gängigsten Methoden nutzen dafür den radioaktiven Zerfall von Elementen, die in gewissen Mineralen enthalten sind (radiometrische Datierung)¹.

Isotope, radioaktiver Zerfall und Halbwertszeit

Isotope sind Varianten von Elementen mit unterschiedlicher Anzahl Neutronen. So kann beispielsweise das Element 1, der Wasserstoff, neben einem Proton und einem Elektron keines, eines oder zwei Neutronen haben (Abb. 6). Seine Ordnungszahl bleibt dabei immer 1, da es immer nur ein Proton hat, sein Atomgewicht (Massenzahl) variiert jedoch in Abhängigkeit von der Anzahl zusätzlich zum Proton vorhandener Neutronen von 1 bis 3.

Gewisse Isotope sind stabil, andere sind instabil und zerfallen spontan unter Aussendung radioaktiver Strahlung zu Isotopen anderer Elemente (Abb. 7). Das Ausgangsisotop wird dabei **Mutterisotop** genannt, das Zerfallsprodukt ist das **Tochterisotop**. Es ist unvorhersehbar und zufällig, wann ein einzelnes Isotop zerfällt. Der radioaktive Zerfall einer grossen Menge eines bestimmten Isotops hingegen kann durch dessen **Halbwertszeit** beschrieben werden. Dies ist die Zeitspanne, in welcher die Hälfte der Mutterisotope zu Tochterisotopen zerfällt. Nach Ablauf der ersten Halbwertszeit ist demnach noch die Hälfte der Mutterisotope vorhanden, der Rest ist zu Tochterisotopen zerfallen, nach zwei Halbwertszeiten existiert noch die Hälfte der Hälfte, also ein Viertel der Mutterisotope, nach drei Halbwertszeiten bleibt noch ein Achtel übrig und so weiter. Jedes Isotop hat eine eigene Zerfallsgeschwindigkeit, diese ist unabhängig von Druck- und Temperaturbedingungen. Nach Ablauf von etwa zehn Halbwertszeiten sind die Mutterisotope im Labor kaum mehr nachweisbar.

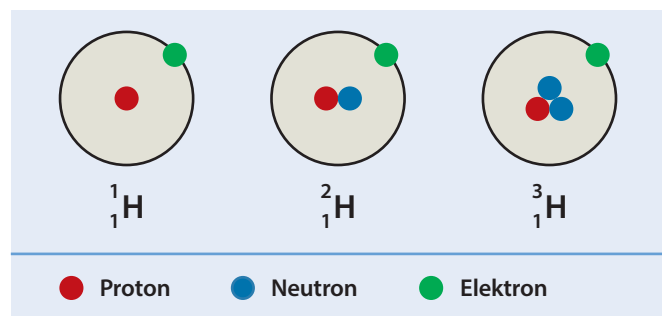


Abb. 6: Die drei Isotope des Wasserstoffs mit der Ordnungszahl 1 und den Massenzahlen 1, 2 und 3.

¹ 1903 wies der neuseeländische Physiker Ernest Rutherford (1871 -1937) als erster auf die Möglichkeit hin, den Zerfall radioaktiver Substanzen für die absolute Zeitmessung zu nutzen.

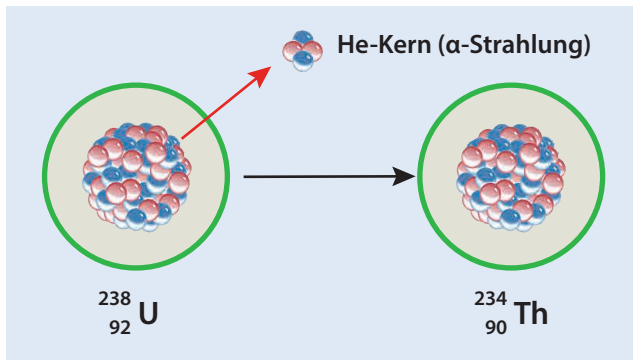


Abb. 7: Radioaktiver Zerfall am Beispiel von Uran-238, das zu Thorium-234 zerfällt. Da beim Zerfall zwei Protonen und zwei Neutronen weggeschleudert werden (entspricht dem Kern eines Helium-Atoms), ist die Ordnungszahl des Tochterisotops um 2 kleiner, seine Masse um 4. Thorium-234 zerfällt in der Folge über mehrere instabile Zwischenstadien weiter bis es zum stabilen Isotop Blei-206 wird (siehe auch Tab. 1).

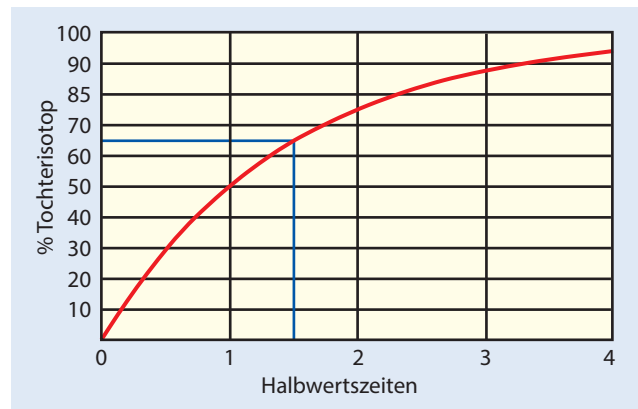


Abb. 8: Beziehung zwischen dem prozentualen Anteil von Tochterisotop und Halbwertszeit (rote Kurve). Beträgt der Anteil der Tochterisotope z. B. 65%, sind 1.5 Halbwertszeiten verstrichen (blaue Linien).

Wird beim radioaktiven Zerfall ein Heliumkern weggeschleudert, spricht man von α -Strahlung. Spaltet sich ein Neutron zu einem Proton und einem Elektron auf, das in der Folge weggeschleudert wird, ist dies β -Strahlung. γ -Strahlung – die weitaus energiereichste und damit für Lebewesen gefährlichste Strahlung – besteht nicht aus Teilchen, sondern aus elektromagnetischen Wellen.

Radiometrische Datierung von Gesteinen

Einige Minerale enthalten in ihrem Kristallgitter radioaktive Isotope, mit welchen Gesteine datiert werden können. Dafür misst man in einem geeigneten Mineral die Mengen der darin enthaltenen Mutter- und Tochterisotope und bildet daraus ein Verhältnis. Werden z. B. Anteile von 35% Mutterisotope und 65% Tochterisotope gemessen, so sind seit der Kristallisation des Minerals 1.5 Halbwertszeiten verstrichen (Abb. 8). Beträgt die Halbwertszeit beispielsweise 704 Mio. Jahre wie beim Isotopenpaar Uran-235 / Blei-207 (Tab. 1), ist das Mineral 1'056 Mio. Jahre alt. Da jede Messung auch mit Ungenauigkeiten verbunden ist, wird jeweils zusätzlich ein Ungenauigkeitsbereich in Form von „ $\pm x$ Mio. Jahre“ angegeben. Für die Messungen sind sehr komplexe Apparaturen notwendig, sogenannte Massenspektrometer (Abb. 9).

Voraussetzungen zur Datierung von Gesteinen

Damit ein Gestein datiert werden kann, müssen drei Voraussetzungen erfüllt sein:

- Es sind messbare Mengen an Isotopen vorhanden,
- das zu datierende Mineral ist gleich alt wie das Gestein, in welchem es sich befindet,
- das Mineral bleibt über die ganze Zeit seit seiner Kristallisation ein geschlossenes System, es dürfen also weder Elemente hinein noch hinaus gelangen.

Dies schränkt die Wahl geeigneter Gesteine ein und beeinflusst die Bedeutung der Datierungen. Am besten geeignet sind magmatische Gesteine, denn sie enthalten ausschliesslich Minerale, die direkt aus einem Magma auskristallisieren, die also jenes Alter haben, bei dem das gesamte Gestein fertig erstarrt war. Ab

Isotope		Halbwertszeit (Jahre)	Datierbarer Zeitraum (Jahre)	Geeignete Substanzen
Mutter	Tochter			
Uran-238 (^{238}U)	Blei-206 (^{206}Pb)	4.47 Mrd.	1 Mio. - 4.6 Mrd.	Zirkon (Abb. 10)
Uran-235 (^{235}U)	Blei-207 (^{207}Pb)	704 Mio.	10 Mio. - 4.6 Mrd.	Zirkon (Abb. 10)
Kalium-40 (^{40}K)	Argon-40 (^{40}Ar)	1.25 Mrd.	50'000 - 4.6 Mrd.	Muskovit, Biotit, Hornblende
Rubidium-87 (^{87}Rb)	Strontium-87 (^{87}Sr)	48.8 Mrd.	10 Mio. - 4.6 Mrd.	Muskovit, Biotit, Feldspat
Kohlenstoff-14 (^{14}C)	Stickstoff-14 (^{14}N)	5730	100 - 70'000	Holz, Torf, Holzkohle, Knochen, Kalzit, Wasser mit gelöstem CO_2

Tab. 1: Auswahl an Isotopenpaaren und Mineralen, die für die Datierung häufig verwendet werden. Das Isotopenpaar Kohlenstoff-14 / Stickstoff-14 wird vor allem in der Archäologie und in der Klimaforschung angewandt. Zirkone sind sehr kleine, von Auge kaum sichtbare Minerale, die sich in fast jedem magmatischen Gestein befinden (Abb. 10).



Abb. 9: Massenspektrometer

dem Moment des Erstarrens des Magmas sind alle Elemente in den Mineralen „eingefroren“ und die „radioaktive Uhr“ beginnt zu ticken. Besonders geeignet dafür ist das Mineral Zirkon (Tab. 1, Abb. 10). So lässt sich beispielsweise das Alter von Granitkörpern (Plutonen) in der Erdkruste oder von Vulkanausbrüchen bestimmen.

Bei metamorphen Gesteinen findet während der Metamorphose ein Austausch von Elementen innerhalb des Gesteins statt. Gewisse Minerale wandeln sich dabei in neu gebildete Minerale um. Die „radioaktive Uhr“ wird dadurch neu gestellt und statt des Alters des Ursprungsgesteins lässt sich jenes der Gesteinsme-

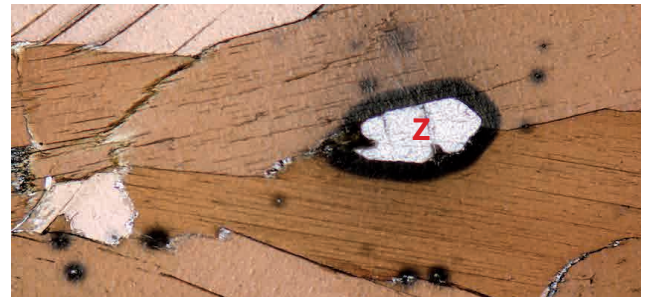
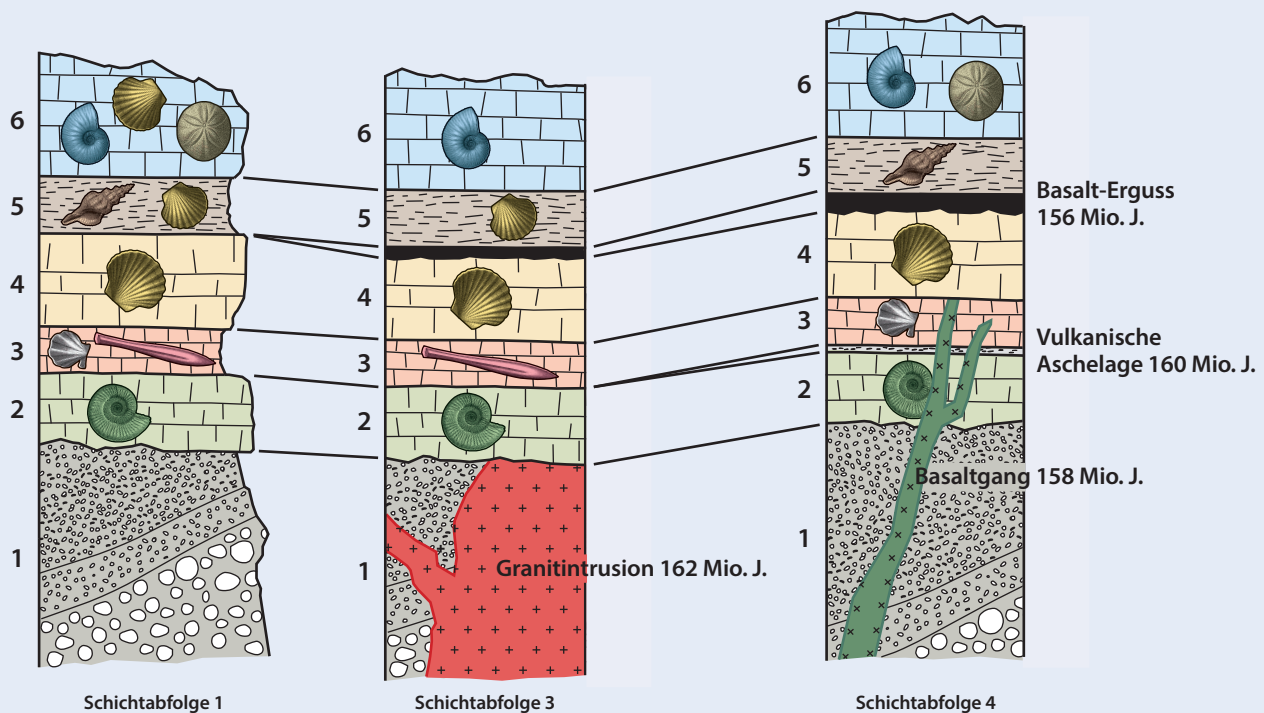


Abb. 10: Zirkonkristall (Z) in Biotit. Der schwarze Rand im Biotit entsteht durch die radioaktive Strahlung des Urans im Zirkon (Dünnschliff, ca. 20-fache Vergrößerung).



Die absoluten Alter der Sedimentschichten von Schichtabfolge 1 aus Abb. 3 können indirekt durch Eingrenzung bestimmt werden: In Schichtabfolge 3 wird Schicht 1 von zu Granit erstarrtem Magma durchschlagen (Granitintrusion). Der Granit wiederum wurde vor der Ablagerung von Schicht 2 aberodiert. Die Granitintrusion ist auf 162 Mio. Jahre datiert, Schicht 2 muss also jünger sein als 162 Mio. Über Schicht 4 ergoss sich Basalt aus einem Vulkan, der auf 156 Mio. Jahre datiert wurde, Schicht 4 ist demnach älter als 156 Mio. Jahre. Die Situation in Schichtabfolge 3 ergibt: die Schichten 2 bis 4 sind zwischen 162 und 156 Mio. Jahre alt. Dies ist jedoch noch keine befriedigende Eingrenzung.

Nimmt man nun noch Schichtabfolge 4 hinzu, lassen sich die Alter weiter eingrenzen: Schicht 2 wird von einer vulkanischen Aschelage bedeckt, in welcher sich datierbare Minerale befinden. Ihr Alter von 160 Mio. Jahren grenzt Schicht 2 und damit auch das Alter von Ammonit A (vgl. Abb. 3) auf 162 bis 160 Mio. Jahre ein. Dies ist schon ziemlich genau. Ein auf 158 Mio. Jahre datierter Basaltgang durchschlägt zusätzlich die Schichten 1 bis 3 und ist vor der Ablagerung von Schicht 4 aberodiert worden. Er ist also älter als Schicht 4. Damit lässt sich das Alter von Schicht 4 auf 158 bis 156 Mio. Jahre eingrenzen. Dies entspricht jedoch nicht dem Alter von Muschel A (vgl. Abb. 3), denn diese kommt in den Schichtabfolgen 1 und 3 auch in anderen Schichten vor. Schicht 3 ist zwischen 160 und 158 Mio. Jahre alt.

Abb. 11: Eingrenzung der Alter von Sedimentschichten und Fossilien (Schichtabfolge 1 aus Abb. 3) anhand eines fiktiven Beispiels

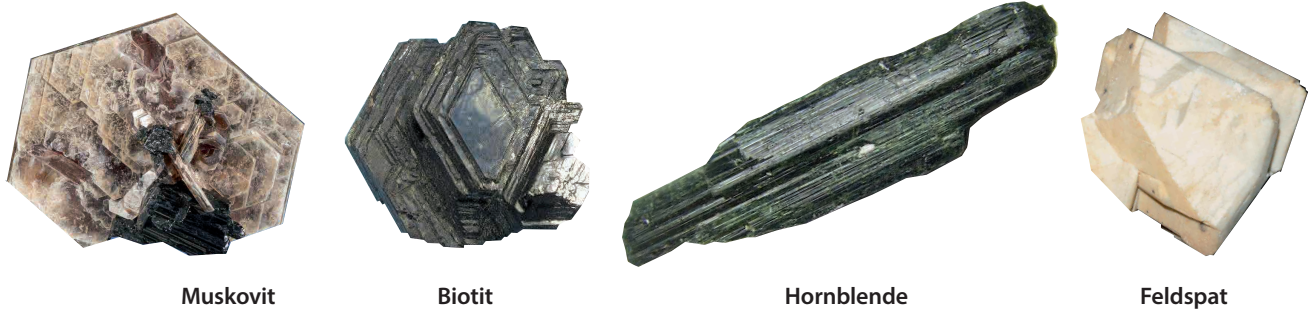


Abb. 12: Die Minerale Muskovit, Biotit, Hornblende und Feldspat enthalten genügend Kalium-40, das zu Argon-40 zerfällt, oder Rubidium-87, das zu Strontium-87 zerfällt, wodurch deren absolute Datierung möglich wird. Vergrößerung ca. 10 x.

tamorphose bestimmen. Besonders geeignet dafür ist das Isotopenpaar Kalium-40/Argon-40 in den Mineralen Muskovit, Biotit und Hornblende (Tab. 1, Abb. 12).

Indirekte Datierung von Sedimentgesteinen

Sedimentgesteine wie Kalksteine enthalten keine Minerale, die mit den bisher bekannten Methoden zuverlässig datiert werden können. Die Datierung der Lebenszeit von Fossilien ist deshalb nur indirekt möglich. Enthalten Sandsteine datierbare Minerale wie z.B. Feldspäte, Muskovit oder Biotit, stammen diese aus längst wegerodierte Gesteinen von oft unbekannter Herkunft. Deren Alter sind für die Datierung des betreffenden Sedimentgesteins bedeutungslos, sie können aber auf die Spur sehr alter Gesteine oder sogar ganzer Gebirge führen, die längst nicht mehr existieren.

Finden sich jedoch Kontakte zwischen Sedimentschichten und datierbaren Gesteinen – am besten magmatischen Gesteinen – und kann deren relative Altersbeziehung mit Sicherheit festgestellt werden, lassen sich die Alter von Sedimentschichten und von Fossilien eingrenzen (Abb. 11). Unzählige solcher Eingrenzungen weltweit haben es ermöglicht, die Internationale Chronostratigraphische Skala mit absoluten Altersangaben zu versehen (rechte Spalte in Abb. 5). Diese werden laufend verfeinert.