

Lebensspuren im Stein – hier: Saurierfährten in Sedimenten des Oberjuras im Teutoburger Wald. Die Fährten stammen von zwei unterschiedlichen Tieren, die im Schlamm in entgegengesetzten Richtungen gelaufen sind (*Elephantopoides barkhausenensis*, ein Pflanzenfresser, und *Megalosaurus teutonicus*, ein dreizehiger Raubdinosaurier). Bild: Klaus Rittner.



# 1

## Exkurs

### Lebensspuren im Stein – und die Grundlagen, um sie zu verstehen

Peter Rothe

*Die Lebensspuren, die längst vergangene Tiere und Pflanzen hinterließen und die zu Stein wurden, sind nicht immer so leicht zu lesen wie diese Dinosaurier-Fährten. Einige Grundlagen zur Fossilisation, Lithostratigraphie, Altersbestimmung, Stratigraphie und zu Massenaussterben helfen dabei, die Botschaften aus der Vergangenheit zu verstehen.*

#### Fossilisation:

#### Wie aus Pflanzen und Tieren Fossilien werden

Ein gestrandeter Wal erregt meistens Mitleid bei Tierfreunden, und das führt dann gelegentlich zu Rettungsaktionen, die darauf abzielen, ihn wieder in tieferes Wasser zu bugsieren. Was aber, wenn keine Retter zugegen sind? Dann wird er zu Tode kommen, Faulgase werden seinen Körper aufblähen und womöglich platzen lassen und nach einiger Zeit wird nur noch das Skelett übrig sein, vielleicht in der Sonne bleichen und irgendwann in seine Einzelbestandteile zerfallen, die dann von der Strömung aufgenommen, transportiert und an anderer Stelle abgesetzt werden, vielleicht nach ihrer Größe sortiert oder nach dem Gewicht.

Solchen Vorgängen hat in den 1920er Jahren der Paläontologe Johannes Weigelt nachzuspüren versucht, als er – in den USA – seine Studien an rezenten Wirbeltierleichen betrieb; es ging ihm um die Prozesse, die man kennen muss, um

entsprechende Fossilfunde richtig einschätzen zu können. Das ist Aktuo-Paläontologie, aber Weigelt nannte das noch nicht so. Es war Wilhelm Schäfer, dem langjährigen Direktor des Naturmuseums und Forschungsinstituts Senckenberg vorbehalten, sein Hauptwerk so zu benennen, mit dem Zusatz „nach Studien in der Nordsee“ [1]. Und Schäfer dehnte – von „Senckenberg am Meer“ in Wilhelmshaven aus arbeitend – diese Studien auch auf wirbellose Tiere aus.

Es geht immer darum zu verstehen, wie sich eine Lebensgemeinschaft (Biozönose) in eine Toten- bzw. Grabgemeinschaft verwandeln kann, für die es den Begriff Thanatozönose (Gemeinschaft von Organismen, die erst nach ihrem Tod zusammengekommen sind) gibt. Fossil können solche Gemeinschaften gelegentlich außerordentlich individuenreich sein; man hat dafür inzwischen den Begriff „Fossil-Lagerstätten“ geprägt und damit die Analogie zur Anreicherung wichtiger Rohstoffe hergestellt. Doch Fossil-Lagerstätten sind Ausnahmefälle und schon deshalb der Aufmerksamkeit sicher, was inzwischen auch an einer entsprechenden Literatur deutlich geworden ist [2, 3].

Der Normalfall sind aber Einzelfunde, bei denen Fossilien Zeitmarken bilden können, die es Geologen ermöglichen, die Abfolgen von Gesteinsschichten in eine relative Zeitskala einzu-

ordnen; möglich ist das allerdings nur unter der Voraussetzung, dass die Fossilien Zeugnisse einer Evolution sind, die – grob gesagt – von einfachen zu komplizierteren Bauplänen mutieren, und hier begegnen sich Biologie und Geologie ganz unmittelbar. So kamen im frühen 19. Jahrhundert schon Charles Darwin und Charles Lyell zusammen.

Was wir finden, sind meistens einzelne Knochen, die manchmal nur schwer in ihren ursprünglichen Zusammenhang zu bringen sind, was aber erst dann ermöglicht, einen Wal auch als Wal zu erkennen. Knochensubstanz ist ziemlich stabil und kann daher über längere Zeit hinweg erhalten bleiben. Tang dagegen, den herbstliche Stürme am Strand aufgehäuft haben, ist im darauf folgenden Frühjahr verschwunden, weil das sauerstoffreiche Wasser dessen organische Substanz vollständig vernichtet bzw. in  $\text{CO}_2$  und Wasser umgewandelt hat. Und dennoch kennen wir Tang, der in hunderten von Millionen Jahre alten Schichten erhalten geblieben ist. Man muss also fragen, wie es dazu kommt, dass Pflanzen und Tiere durch die lange Zeit der Erdgeschichte bewahrt wurden, eine Tatsache, die uns überhaupt erst gestattet, das Leben auf der Erde in seiner vielfältigen Entwicklung nachzuvollziehen.

Paläontologen haben es immer mit den Endprodukten – den Fossilien – im weitesten Sinne zu tun, wobei sich in den meisten Fällen ein Vergleich mit den zoologisch oder botanisch sicher bestimmbareren heutigen Tieren und Pflanzen anbietet. Es geht aber zunächst um die Bedingungen und die Prozesse, die lebende Organismen in Fossilien umwandeln können (Abb. 1).

Fossilien können aus höchst unterschiedlichem Material bestehen: Wir kennen außer den erwähnten Knochen unter anderem Zähne und Schalen, die beispielsweise aus Kalk oder Phosphat bestehen und bei einzelligen Organismen und manchen Schwämmen auch aus Opal sein können. Im Extremfall bauen bestimmte Radiolarien ihre Skelette sogar aus Strontiumsulfat auf. Neben diesen mineralischen Komponenten

sind auch organische Substanzen unter bestimmten Bedingungen erhaltungsfähig, das zeigen uns zum Beispiel die Kohlen, in denen Pflanzenstrukturen oft noch nach 300 Millionen Jahren eine Zuordnung zur botanischen Systematik gestatten. Während hier das ursprüngliche pflanzliche Gewebe überwiegend nur noch in Form des schwarzen Kohlenstoffs vorliegt, können Pflanzen unter anderen Bedingungen aber auch in Kieselhölzer überführt werden, wie man sie aus Arizonas „Petrified Forest“ oder dem „Versteinerten Wald von Chemnitz“ (s. a. Kap. 9 zum Perm) kennt. In beiden Fällen steuern Gesetzmäßigkeiten der anorganischen Chemie, nämlich Lösung und Fällung von Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ , daraus besteht auch der Quarz) die Fossilisationsprozesse, bei denen die ursprüngliche Holzsubstanz sozusagen Atom für Atom durch  $\text{SiO}_2$  ersetzt wird, wobei die Zellstrukturen vollständig erhalten bleiben. Lösung und Fällung der Kieselsäure ist stark vom pH-Wert der beteiligten Lösungen abhängig, bei alkalischem erfolgt Lösung, bei saurem Fällung. Beim Kalk ist das gerade umgekehrt, wie man mit einem Tropfen Salzsäure auf einen Kalkstein sofort sehen kann. Saure Wässer in der Natur, wie man sie in Mooren antrifft, zerstören demnach die Kalkschalen von Muscheln oder Schnecken. Da die Erhaltung von Kalkschalen also pH-abhängig ist, spielt bei ihrer Auflösung auch der  $\text{CO}_2$ -Gehalt des Wassers eine Rolle – und der ist seinerseits abhängig von der Temperatur und/oder dem herrschenden Druck. Das Wasser, das in den Ozeanen aus den Polgebieten bis in niedere Breiten strömt, ist  $\text{CO}_2$ -reich, weil es kalt ist und unter dem hohen Druck der überlagernden Wassersäule steht – und das bedingt eine Auflösung von Kalkschalen, die im warmen Oberflächenwasser noch ihre Organismen umgeben hatten. Wissenschaftlich nennen wir den Grenzbereich CCD (*Carbonate Compensation Depth*), und diese CCD hat sich im Laufe der Erdgeschichte oft geändert, was dann auch Rückschlüsse auf Paläowassertiefen und das jeweils herrschende Klima gestattet. Kalkschalige Organismen sind also in



zu Muschelschill zusammengeschwemmt sein können: die Lebensgemeinschaft wird zur Grabgemeinschaft, die Biozönose zur Taphozönose/Thanatozönose.

Oft sind aber nicht einmal die einzelnen Schalen erhalten geblieben, sondern nur noch deren *Abdrücke* im Gestein, was man relativ einfach verstehen kann, denn die Außenseite einer Schale ist in diesem Fall dem umgebenden Gestein einfach aufgeprägt worden. In solchen Fällen müssen wir annehmen, dass der Schalenkalk aufgelöst wurde, was sich mit den erwähnten chemischen Gegebenheiten erklären lässt; da sich entsprechende Verhältnisse im Verlauf der langen Erdgeschichte immer wieder einmal eingestellt haben müssen, bleibt es eigentlich verwunderlich, dass wir überhaupt Fossilien finden. Darwin hatte einmal gesagt, dass die Fossilien wohl nur einen winzigen Bruchteil der einstigen Lebewelt darstellen können.

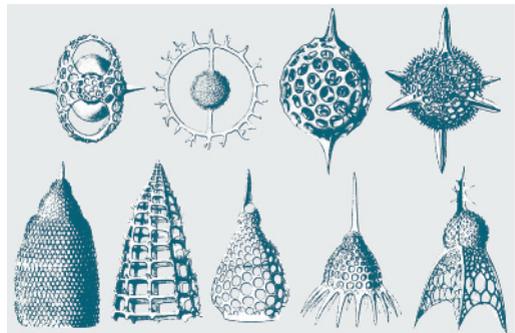
Ein anderer Fall von Überlieferung ist der, bei dem das Innere der Muschel durch das umgebende Sediment ausgefüllt, die Schalensubstanz selbst aber nicht mehr vorhanden ist: dann sprechen wir von einem *Steinkern*. Während ein Steinkern der Ausguss des Schaleninneren ist, den man beispielsweise von Muscheln und Brachiopoden kennt, aber auch von Schachtelhalmen, entsteht der so genannte *Prägesteinkern* (Skulptursteinkern) erst durch die allmähliche Auflösung der Schale, wobei dem Steinkern die äußere Skulptur der Schale aufgeprägt wird.

Viel einfacher sind dagegen direkt überlieferte Bestandteile zu verstehen, wie etwa die kalkigen Bruchstücke von Seelilien oder gar deren ganze Kronen, und noch einleuchtender sind riffbildende Organismen, die zusammenhängende Kalkmassen bilden können (Massenkalk). Die kalkigen Skelette solcher Organismen muss man allerdings differenziert betrachten, weil sie sich bezüglich ihrer Karbonatmineralogie unterscheiden: Korallen und Schnecken zum Beispiel bauen ihre Hartteile aus Aragonit, die meisten Muscheln und die Ostrakoden aus Kalzit und – jedenfalls alle rezenten – Echinodermen aus Mg-

Kalzit. Aragonit und Mg-Kalzit sind beide nur im marinen Milieu stabil und wandeln sich bei Zutritt von Süßwasser in stabilen Kalzit um, wobei meist auch die ursprüngliche Schalenstruktur zerstört wird, die oftmals für die systematische Zuordnung maßgeblich ist. Das Studium der Umwandlung der Karbonatphasen ermöglicht meistens Hinweise auf das Milieu, dem die Fossilien im Laufe ihrer geologischen Geschichte unterworfen waren.

Die angesprochenen Gegebenheiten betreffen im Prinzip eine Vielzahl von Tieren mit kalkigen Schalen, Mollusken vor allem, also Muscheln, Schnecken, Kopffüßer und Moostierchen, aber auch Korallen, und im Pflanzenreich die Kalkalgen.

Ähnliche Veränderungen im Verlauf der Fossilisation lassen sich bei Pflanzen und Tieren beobachten, die ihre Skelette aus Opal bauen: Hier greift nämlich auch wieder die Chemie in das Fossilisationsgeschehen ein, allerdings unter entgegengesetzten Verhältnissen: Opal ist unter alkalischen pH-Bedingungen löslich und so können Kieselalgen, Kieselschwämme oder Radiolarien (Abb. 2) nur bei entsprechenden Gegebenheiten erhalten bleiben, andernfalls lässt sich ihre vormalige Existenz meist nur noch aus entsprechenden Gesteinen folgern, etwa Hornsteinen (cherts) oder Radiolariten, in denen die Ske-



**Abb. 2** Die einzelligen Radiolarien bauen ihre kugelförmigen oder müzenförmigen Skelette aus Opal, der amorphen Modifikation von  $\text{SiO}_2$ , und sind damit wesentliche Bestandteile kieseliger Meeressedimente. Bild: aus [5].

lettstrukturen nur schemenhaft erkennbar sind. Im Gegensatz zu den Wirbellosen haben Wirbeltiere bessere Chancen, fossil erhalten zu bleiben. Das betrifft Knochen und Panzer, vor allem aber die Zähne: Fossile Haifischzähne aus dem Tertiär sind meist noch so scharf und spitz wie die der rezenten Tiere.

Die Materialien, die uns in den Fossilien begegnen, sind also außerordentlich verschieden: Knochen, Schalen, pflanzliche Substanzen, Fleisch und Fett, Haare und Zähne. Bei den Schalen muss man weiter nach ihrem spezifischem Material unterscheiden, weil die Tiere Phosphat, verschiedene Arten von Kalk oder Opal als Baumaterial verwendet haben. Dass selbst Fleisch über längere Zeit hinweg erhalten bleiben kann, hat man an den Mammuts sehen können, die in der „Tiefkühltruhe“ des sibirischen Permafrosts lagen. Und auch Fett hat man in Form des so genannten Leichenwachses (Ozokerit) noch in vergleichsweise alten Schichten gefunden; daran wird aber auch deutlich, dass sich in den meisten Fällen die ursprünglichen Substanzen im Laufe der Zeit in andere umwandeln. Fossilien mit Weichteilerhaltung sind meistens nur tausende bis etwas über zehntausend Jahre alt. Anorganische Substanzen, wie vor allem Kalk, können aber hunderte von Millionen Jahren überdauern, und sie sind es, die die wesentliche Masse der Fossilien ausmachen. Von Muschelschalen, die wir am Strand aufsammeln, finden

wir – wie schon gesagt – oft nur noch einzelne Klappen, weil die organische Substanz, die sie beim lebenden Tier in Form des Ligaments zusammenhält, früher zerstört wird als der Kalk der Schalen selbst.

Zwischen Biozönose und Taphozönose versucht die *Aktuo-Paläontologie* zu vermitteln. Dabei wird deutlich, dass die Zersetzung der organischen Substanz durch vielerlei Faktoren gesteuert wird: Ein sauerstoffreiches, feuchtes Milieu führt zur *Verwesung*, ein sauerstoffarmes zur *Fäulnis*, und zwischen beiden sind alle Übergangsstadien möglich, wobei man auch die Zersetzung durch Bakterien einbeziehen muss. Dennoch können Weichteile unter bestimmten Voraussetzungen erhalten bleiben, wie wir das an *Mumien* – und nicht nur an menschlichen – beobachten können. Dazu müssen die Leichen vor den oben genannten Prozessen bewahrt werden. Am einfachsten versteht man das an den Einschlüssen im Bernstein, bei denen Tiere zunächst im zähen Harz steckengeblieben waren und dann von diesem überflossen wurden. Auch eine Imprägnierung durch Teer scheint gut zu funktionieren, wie die Mumien von Nashörnern und Mammuts in den pleistozänen Ölsümpfen von Starunia in der heutigen Ukraine andeuten. Mumien bilden bzw. erhalten sich auch bei extremer Trockenheit. Die bekanntesten Mumien der Paläontologie sind aber zweifellos die Ichthyosaurier aus dem Lias von Holzmaden (Abb. 3),



Abb. 3 Ichthyosaurier mit „Hautbekleidung“ aus dem Urweltmuseum Hauff. Bild: aus [22].



**Abb. 4** Die von Sammlern gelegentlich „Goldschnecken“ genannten Fossilien haben ihre Farbe von Pyrit. Es sind aber meist keine Schnecken, sondern wie hier ein zu den Ammoniten zählender *Dactyloceras*. Bild: aus [22].



**Abb. 5** Übertage anstehendes Steinkohlenflöz zwischen Sandsteinlagen. Südrand des Ruhrgebiets bei Witten-Heven. Bild: aus [22].

für die man eine rasche Einbettung in ein extrem sauerstoffarmes Milieu annehmen muss, weil bei längerer Verweilzeit am Meeresboden eine bakterielle Zersetzung die wenigstens teilweise noch erhaltenen Hautreste zerstört hätte. Deswegen wurde als Erklärung ein schnelles Eintauchen in ein „suppigtes Substrat“ vorgeschlagen [4], wie man es heute auch in manchen Bereichen des Wattenmeers in Form von so genanntem „fluid mud“ beobachten kann. Verwesung organischer Substanz führt zur Entwicklung von Gasen, die die Körper von Wirbeltieren aufplatzen lassen können, entsprechende Fischkörper sind aus dem permischen Kupferschiefer bekannt. Man kann dazu auch Mark Twains Tom Sawyer und Huckleberry Finn als Zeugen bemühen, die von Leichen auf dem Mississippi erzählen, die zunächst noch ein paar Tage schwimmen, ehe sie untergehen.

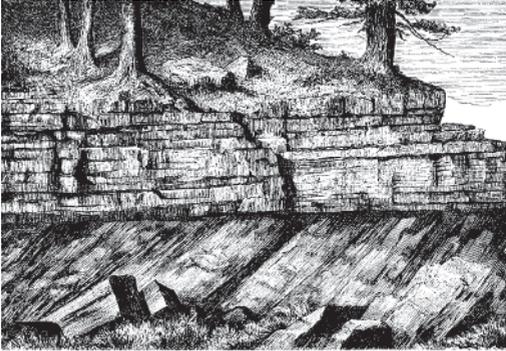
Auf eine sauerstoffarme bzw. -freie Umgebung bei der Einbettung lassen auch die in Pyrit erhaltenen Fossilien schließen, die Sammler gelegentlich als „Goldschnecken“ (Abb. 4) bezeichnen, obwohl es in den meisten Fällen keine Schnecken sind. Auch hierfür ist der Lias mit seinen dunklen, tonigen Sedimenten, die zudem reich an organischem Kohlenstoff sind, ein gutes Beispiel, oder die Tone der Unterkreide am Deis-

ter, in denen man manchmal massenhaft „goldene“ Ammoniten finden kann.

#### **Lithostratigrafie: das Übereinander von Gesteinspaketen**

Schon in den Anfängen der Geologie gab es Versuche, das Übereinander verschiedener Gesteinspakete deutend zu erfassen. Manchmal hatte das auch praktische Bedeutung, beispielsweise, wenn man Kohleflöze (Abb. 5) verfolgen wollte, die zwischen Sandsteinen eingeklemmt waren. Diese Lithostratigrafie, wie wir das heute nennen, hat zu geologischen Systemen geführt, die durch ihre Gesteine charakterisiert sind wie etwa Buntsandstein und Muschelkalk. Beginnen musste man allerdings mit einzelnen Gesteinsbänken, deren petrografische Zusammensetzung man erfassen konnte; mit den eventuell darin vorkommenden Fossilien gab es Kriterien, die als relative Zeitmarken verwendbar waren, weil in den unten liegenden Schichten andere Formen vorkamen als in denen weiter oben.

Wenn Schichten von einer Gebirgsbildung betroffen werden, können sie in Falten gelegt oder durch die Tektonik verschuppt und zerrissen, danach vielleicht abgetragen werden, manchmal sogar so weit, dass die Landschaft schließlich ganz eingeebnet wird. Die anschließend darauf



**Abb. 6** Diskordanz. Im unteren Bilddrittel sind schräggestellte Schichten zu sehen, die von horizontalen Schichten überlagert werden (Bildmitte). Zwischen beiden liegt der Zeitraum, in dem die ursprünglich ebenfalls horizontalen Schichten (unten) durch eine Gebirgsbildung gefaltet oder gekippt und nachfolgend eingeebnet wurden. Bild: aus [22].



**Abb. 7** Zu den bekanntesten fossilen Böden gehören die Lagen von Lösslehm (braun) im Löss (hellgelb). Hier sind am Kaiserstuhl mehrere Böden aufgeschlossen, die auch den Wechsel zwischen den Kalt- und Warmzeiten des Quartärs dokumentieren. Bild: aus [21].

abgelagerten Schichten einer neuen Epoche bilden einen Winkel mit ihrer Unterlage, es entsteht eine Diskordanz (Abb. 6). Damit sind Diskordanzen auch relative Zeitmarken, die man für die Gliederung der Erdgeschichte verwenden kann, wobei zwischen unten und oben meist beträchtliche Zeiträume anzunehmen sind.

Zeit vergeht auch während der Verwitterung, durch die unter Beteiligung von Organismen Böden entstehen können und so sind Böden ebenfalls relative Zeitmarken der Erdgeschichte; die bekanntesten sind die Lehme in den Lössprofilen des Quartärs, die zugleich Indikatoren für warmes Klima bilden (Abb. 7), während der Löss selbst die Kaltzeiten dokumentiert. Böden, die nicht unbedingt wie Böden aussehen, weil ihnen die organische Substanz fehlt, lassen sich aber auch anhand anderer Kriterien nachweisen; dazu gehören Änderungen im Mineralspektrum eines Bodenprofils, etwa die verwitterungsbedingten Tonminerale oder die Anreicherung bestimmter Elemente in den tieferen Partien, aber auch strukturelle Merkmale, die zum Beispiel noch das Muster früherer Wurzeln erkennen lassen. Fossile Böden kennt man aus dem Rotliegend und dem Buntsandstein, wo sie sogar Eingang in

die Gliederung der Schichten gefunden haben. Die Versuche ihrer Rekonstruktion gehen mittlerweile bis in das Präkambrium zurück, obwohl man da ja noch nicht mit einer Besiedlung des Festlands durch Pflanzen rechnen kann.

Wesentlich kurzfristige Ereignisse sind in vielen Fällen die Ausbrüche explosiver Vulkane, deren feinkörnige Lockerprodukte zum Beispiel in Form von Aschen innerhalb von manchen Schichten nachweisbar sind. Der Ausbruch des Mt. St. Helens vom Mai 1980 hatte seine Aschen damals über mehrere Staaten der USA verteilt und damit eine sehr präzise Zeitmarke hinterlassen. Solche Zeitmarken kennen wir aus vielen Schichten innerhalb der gesamten Erdgeschichte, sie lassen sich anhand ihrer mineralogischen Zusammensetzung, die sozusagen den Fingerabdruck liefert, genau kennzeichnen und in jüngeren Ablagerungen auch mit physikalischen Methoden datieren. Diese Form der Schichtengliederung wird als Tephrostratigrafie bzw. Tephrochronologie bezeichnet. Tephra umfasst alle unverfestigten vulkanischen Lockerprodukte, die verfestigten nennt man Tuffe. Besonders bekannt ist die Tephra des letzten Ausbruchs vom Laacher See-Vulkan, die vor 12.900 Jahren

über ganz Europa verbreitet wurde. Die geologischen Schichtenfolgen sind aber voll von solchen Zeitmarken, vorausgesetzt, man erkennt sie. Ein gutes Beispiel dafür sind die Arbeiten von J. Winter [10], der früher immer als „Letten“ bezeichnete Einlagerungen im Devon der Eifel als umgebildete vulkanische Aschenlagen erkannt und anhand der darin enthaltenen Zirkone individuell charakterisieren konnte. Hier zeigt sich eine anorganische Parallele zu den Leitfossilien der Biostratigrafie, die es ermöglicht, Schichten über weite Strecken miteinander zu korrelieren.

Die heute am häufigsten genutzte Methode zur Gliederung von Schichten hängt mit den ständigen Schwankungen des Meeresspiegels zusammen, die auch das Ablagerungsgeschehen in den überwiegend marinen Sedimenten der geologischen Vergangenheit gesteuert haben und bis heute steuern. Die Methode heißt Sequenz-Stratigrafie und beruht letztlich auf der Tatsache, dass sich bei fallendem und steigendem Meeresspiegel jeweils andere Ablagerungen bilden bis hin zu solchen, die im Auftauchbereich entstehen. Die im Ansatz schon 1906 von Eduard Suess erkannte weltweite Gleichzeitigkeit von Meeresspiegelschwankungen wurde anhand ihrer Hinterlassenschaften überprüft und durch verschiedene Methoden in eine zeitliche Abfolge gebracht. Haq, Hardenbol und Vail haben die Ergebnisse in einer grundlegenden Arbeit zusammengefasst [11], mit der man nun eine entsprechende Basis für die letzten 250 Millionen Jahre an der Hand hat. Der Vorteil ist, dass sich sowohl Schicht- als auch Erosionsgrenzen mit geophysikalischen Verfahren selbst in Bohrprofilen relativ einfach über riesige Areale verfolgen lassen.

Charakteristische Muster lassen sich auch in der Abfolge der Magnetisierung von Gesteinen erkennen, die auf eine vielfache Änderung des Erdmagnetfelds während der gesamten Erdgeschichte hinweist. Die Ursache dafür wird in Turbulenzen des flüssigen äußeren Erdkerns vermutet, die aber zu unregelmäßigen Abständen bei der Umkehrung des Feldes geführt

haben. So ergeben sich unterschiedliche Zeitabstände, in denen sich die Magnetisierungsrichtung geändert hat; diese Abstände stellt man meist mit einem Wechsel von schwarzen und weißen Strich- bzw. Balkensignaturen dar, so dass sich ein ähnliches Muster ergibt wie beim Strichcode für Registrierkassen. Bei dieser als Paläo-Magnetismus bekannten Erscheinung werden in erster Linie die magnetischen Minerale in Basaltschmelzen entsprechend dem gerade herrschenden Magnetfeld der Erde angeordnet und bei deren Abkühlung quasi eingefroren. Um zu Altersdaten zu kommen, muss man die betreffenden Gesteine allerdings noch mit einer physikalischen Methode datieren; wenn man das datierte Strichcode-Muster aber zeitlich eingeordnet hat, lässt es sich über weite Strecken verfolgen. Dies funktioniert auch bei Sedimenten, falls diese magnetisierbare Minerale enthalten.

### **Stratigrafie: geologische Schichten und ihre Bezeichnungen**

Schon im 17. Jahrhundert war der dänische Universalgelehrte Nicolaus Steno (1638 – 1686) der Ansicht, dass die Gesteine so übereinander lagern, wie sie zeitlich nacheinander entstanden sein mussten. Nach diesem „Lagerungsgesetz“ verfahren die Geologen noch heute. Begrifflich wurden dabei im Laufe der Zeit viele unterschiedliche Namen für Gesteinseinheiten geprägt, mit denen man den zeitlichen Verlauf der Erdgeschichte beschreiben kann: Ären, Systeme, Gruppen, Formationen, Schichtglieder und Schichten. Die Bezeichnungen für geometrisch fassbare Gesteinskörper sind also vielfältig und sie werden keineswegs immer eindeutig verwendet. An ihrer Präzisierung arbeiten Stratigrafische Kommissionen, die sich von Zeit zu Zeit treffen und vereinbaren, wie man geologische Schichten sinnvoll benennen, definieren und voneinander abgrenzen kann.

Eine alte, einfache Zählweise unterschied monti primari, secundari und terziari (Arduino 1714–95). Diese Unterscheidung hatte das Über-

einander von spezifisch unterscheidbaren Gesteinspaketen zur Grundlage, sie orientierte sich dabei sowohl an deren Lagerungsverhältnissen als auch an der Ausbildung von Gesteinen bzw. dem Grad ihrer Verfestigung. Das wirkt in der Vorstellung über geologische Zeiträume bis heute nach: der harte Gneis, den die Pioniere den *monti primari* zuordneten, gilt geologisch nicht geschulten Betrachtern noch immer als besonders alt, während unverfestigte Sande in aller Regel für jung gehalten werden. Beides trifft nicht notwendigerweise zu, weil der Verfestigungsgrad allein von den Bedingungen der Diagenese abhängt: Die 300 Millionen Jahre alten Moskauer Braunkohlen sind aufgrund ihrer Position noch immer Braunkohlen und die nur 30 Millionen Jahre alten Pechkohlen in der Molasse des Alpenvorlands haben wegen des Gebirgsdrucks bereits das Steinkohlenstadium erreicht. Es gibt geologisch alten Kalkschlamm oder Mergel, aber auch ganz junge, bereits zu hartem Kalkstein verfestigte „beach-rocks“ mit Cola-Flaschen als Leitfossilien, die also erst nach 1945 entstanden sein können.

Dass man Schichten ähnlich wie übereinander gestapelte Bretter auffassen konnte, hatte unter anderem der als „Schichten-Smith“ in die Literatur eingegangene britische Landvermesser William Smith (1769 – 1839) im England des frühen 19. Jh. gezeigt, als er Schichten entlang von binnenländischen Schifffahrtskanälen verfolgte. Auf dem Kontinent hatten Johann Gottlob Lehmann (1719 – 1767) und Georg Christian Füchsel (1722 – 1773) im 18. Jahrhundert in Thüringen vorkommende Schichtenstapel feiner gegliedert und sogar entsprechende Profile dazu gezeichnet – und schon damals tauchte der Begriff „Formation“ dafür auf. Wenn Viktor Schefel schrieb, dass „ein sehr bedenklicher Ton in der Liasformation eingerissen“ sei, dann stimmt das mit diesem ursprünglichen Begriff nicht mehr überein, denn der als Zeiteinheit aufzufassende Jura besteht aus vielen unterscheidbaren Formationen, die man im heutigen Sinne als durch ihre spezifischen Gesteine abgrenzbare

und damit kartierbare Einheiten auffasst. Insofern spielt die Fazies (vereinfacht: die Summe aller Eigenschaften eines Gesteins einschließlich der darin eventuell vorkommenden Fossilien) eine wesentliche Rolle bei der Abgrenzung: Es ist auch für Nicht-Geologen einsichtig, dass man Gesteinskörper aus Sandstein von solchen aus Ton- oder Kalksteinen abgrenzen kann.

Der Sprachgebrauch ist aber nicht immer eindeutig und die nach heutigen Maßstäben fachlich korrekten Termini sind nicht immer einfach zu handhaben. Was jedem geologisch Interessierten als „Buntsandstein“ geläufig ist, muss der Fachmann eigentlich als „Buntsandstein-Gruppe“ bezeichnen.

Heute gilt eine Unterteilung, die mit Ären oder Ärathemen beginnt, denen als nächste Untereinheit die Systeme/Perioden, dann die Serien/Epochen und weiter die Stufen folgen, die im Einzelfall auch als Gruppen bezeichnet werden, die ihrerseits in Formationen und schließlich in Schichten weiter untergliedert sein können – aber das geschieht regional oft recht unterschiedlich und es ist auch noch nicht für alle geologischen Zeiteinheiten bzw. überall konsequent durchgeführt worden bzw. durchführbar. Ein Beispiel für eine solche, konsequent durchgeführte Gliederung unterscheidet:

Ära/Ärathem: Mesozoikum  
 System/Periode: Trias  
 Serie/Epoche: Mitteltrias  
 Stufe/Gruppe: Muschelkalk-Gruppe  
 Formation: Jena-Formation  
 Schicht: Terebratelbank

Es gibt noch immer eine Vielzahl unterschiedlicher Gliederungen, über die man sich anhand der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland [12] informieren kann. Dort findet man auch – nicht ganz konsequent – für die Buntsandstein-Gruppe beispielsweise den Begriff „Folge“, der nach der oben aufgezeigten Gliederung eigentlich durch „Formation“ ersetzt werden müsste. Diese „Folgen“ sind wahrscheinlich eine menta-

le Folge der vorangegangenen, naturgesetzmäßigen Salzgesteinsfolgen des Zechsteins, die dort weiterhin so bezeichnet werden.

Im vorliegenden Buch haben die Herausgeber darauf verzichtet, die einzelnen Beiträge konsequent der modernen Terminologie anzupassen, auch weil uns der Leserkreis mit den gängigen Begriffen Buntsandstein, Muschelkalk oder Keuper hinreichend genau über die jeweilige stratigraphische Position informiert scheint. Wer es genauer wissen will, sollte die „Stratigraphische Tabelle von Deutschland“ zu Rate ziehen, die allerdings auch weiterhin Änderungen unterworfen bleiben wird [12].

### **Vom Alter der Erde – wie man zu Milliarden Jahren kommt**

Milliarden sprechen zeitliche Dimensionen an, die selbst für studierte Geologen eigentlich nicht fassbar sind. Aber wir brauchen ein Zeit-Raster, um die natürlichen Zeugnisse der Geschichte unseres Planeten einigermaßen sinnvoll einordnen zu können: das sind einmal die Gesteine, und zum anderen die Fossilien, die uns mit ihren Bauplan-Änderungen dazu anregen, die Evolution alles Lebendigen auch in Form eines zeitlichen Ablaufs zu verfolgen.

Für die Evolution der Gesteine ist die Zeit eher nachrangig, weil wir inzwischen gelernt haben, dass sich nahezu alle Gesteine zu allen Zeiten der Erdgeschichte bilden können – bis heute. Ausnahmen sind darunter nur die Sedimente, die sich als Folgeprodukte aus allen ursprünglich magmatischen Gesteinen der Anfangszeit entwickelt und die damit auch eine Art von Evolutionsprozess durchlaufen haben. Ein Beispiel dafür sind Grauwacken, die sich durch ständiges Recycling in reine Quarzsandsteine verwandelt haben.

Im Übereinander unterschiedlicher Gesteine begreifen wir in erster Näherung auch ein zeitliches Nacheinander – im Kapitel zur Lithostratigraphie haben wir bereits mehr darüber erfahren. Fossilien in den Gesteinen halfen dann, die Zeit-

achse zu verfeinern: Das war der Anfang einer Teildisziplin, die später Biostratigraphie genannt wurde, und damit konnte man Schichten in eine relative zeitliche Abfolge einordnen. Mit zunehmender Sammeltätigkeit erkannte man auch bald, dass sich damit viele Schichten sogar weltweit wiedererkennen ließen.

Und man lernte auch bald, dass viele Fossilien mit heute noch lebenden Tieren und Pflanzen Ähnlichkeit hatten. Die Fülle der Funde führte dann zu Form-Vergleichen, aus denen sich – zunächst noch sehr grob – „Stammeslinien“ konstruieren ließen. Mit einer entsprechenden Menge an Individuen ließ sich schließlich sogar „Bevölkerungsstatistik“ betreiben. Biologen und Geologen ergänzten sich vor allem im frühen 19. Jahrhundert nahezu ideal. Allmählich ließ sich eine stetige Evolution der Organismen begründen, die die zuvor von Cuvier postulierten Revolutionen in der Organismenwelt ablösten. Cuvier hatte die Fossilien des Pariser Beckens anhand ihrer Schichtenfolge episodisch aussterben lassen und sie dann im nächst jüngeren Abschnitt durch völlig neue ersetzt gesehen. Heute haben wir genügend Material, diesem Katastrophismus mit guten Argumenten zu begegnen. Außerdem können wir mit einer guten statistischen Basis zeigen, welche Organismengruppen in welcher Zeit besonders häufig gewesen sind und auch, dass manche von ihnen nur während einer begrenzten Zeitspanne gelebt hatten: Das führte letztlich dazu, die großen Zeitabschnitte des Paläozoikums, Mesozoikums und Känozoikums zu begründen. Deren Zeitgrenzen sind durch bedeutende Änderungen in der Lebewelt begründet, die sich teilweise auch als Massenaussterbeereignisse interpretieren lassen (s. a. den folgenden Abschnitt sowie Kap. 16). Die Evolution hat aber in fast allen Fällen auch da mit einer Änderung der Baupläne reagiert. Die überlebenden Formen konnten in der Folge die durch die Aussterbeereignisse leer gewordenen ökologischen Nischen meistens schnell wieder besetzen.

Die Biostratigrafie sagt uns aber noch nichts über die riesigen zeitlichen Dimensionen, die die Evolution der Organismen benötigte, um vom primitiven Bakterium zum höchst komplexen Wirbeltier zu gelangen. Gefragt waren also Zahlen, vor allem solche, die sich den Naturgesetzen folgend reproduzieren ließen, und nicht die völlig ungläubwürdigen 6000 Jahre, die noch heute von Sekten verbreitet werden, die sie aus der Bibel ableiten. Es hat bis zur Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert gedauert, bis man zu haltbaren Zahlen kam, und das hing unmittelbar mit der Entdeckung der Radioaktivität zusammen. Davor beherrschten Ideen dieses Feld, höchst theoretische Berechnungsansätze zum Beispiel von Lord Kelvin, der immerhin schon zu 20–40 Millionen Jahren kam. Graf Buffon errechnete hingegen anhand eines Modellversuchs aus der Abkühlung glühender Eisenkugeln ein Alter der Erde von 75.000 Jahren. Mit der Entdeckung der Radioaktivität hatte Henri Becquerel eine zusätzliche Wärmequelle aufgetan, die die zuvor thermodynamisch begründeten Berechnungen obsolet machte, zugleich aber ein Werkzeug bot, das Alter von Gesteinen nun einigermaßen verlässlich zu bestimmen. Anfangs des 20. Jahrhunderts war die Erde dadurch etwa 2 Milliarden Jahre alt geworden.

Das Verfahren dieser Zeitmessung beruhte zunächst allein auf dem radioaktiven Zerfall von Uran, das sich im Laufe langer Zeiträume in messbare Mengen von Blei umsetzt; da beide Elemente in den meisten Gesteinen nur in Spuren vorkommen, verlangte das eine entsprechend genaue Analytik. Als die Wissenschaftler Boltwood und Rutherford um 1906/07 begannen, damit zu arbeiten, war man noch lange nicht in der Lage, die Isotope dieser Elemente voneinander zu trennen. Das Massenspektrometer wurde erst in den 1930er Jahren durch Mattauich und Nier erfunden, in unmittelbarem Zusammenhang mit den Vorbereitungen zum Bau der Atombombe. Die folgenden Arbeiten lieferten zunehmend bessere Daten, weil man „Zerfallsreihen“ differenzierter erfassen konnte:

Uran mit seinen Isotopen  $^{238}\text{U}$  zerfällt in  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$  in  $^{207}\text{Pb}$  und  $^{232}\text{Th}$  in  $^{208}\text{Pb}$ . Die Halbwertszeiten dieser Zerfallsprozesse unterscheiden sich ebenfalls ganz beträchtlich voneinander. Die Halbwertszeit ist die Zeit, in der die Hälfte des instabilen Ausgangselements in andere Komponenten zerfallen ist. Das Ausgangselement wird als Mutterelement, die Zerfallsprodukte als Tochterelemente bezeichnet und das Verhältnis zwischen beiden ergibt dann ein Maß für die vergangene Zeit, die beim  $^{238}\text{U}$  zum Beispiel 4,51 Milliarden Jahre beträgt und beim  $^{235}\text{U}$  ca. 713 Millionen Jahre. Daran wird deutlich, dass man, um genaue Daten zu bekommen, zunächst die Isotope trennen muss.

Was man ohne Massenspektrometer analysierte, waren magmatische Gesteine, die man nur insgesamt untersuchte; da sich deren Komponenten aber über lange Zeiträume hinweg aus Gesteinsschmelzen nacheinander abscheiden, waren diese Ergebnisse immer Mischalter; erst allmählich hat man dann die spezifischen Minerale isoliert und einzeln gemessen, wobei sich unterschiedliche Alter für einzelne Minerale wie Biotit oder Hornblende ergaben. Beim radioaktiven Zerfall von Uran entsteht neben Blei auch das Edelgas Helium – und auch das lässt sich in Beziehung zum Ausgangsprodukt setzen. Die daraus folgenden Uran-Helium-Alter sind allerdings höchst problematische Resultate: Gase sind flüchtige Gesellen, die durch Erwärmung der Gesteine oder bei deren Verwitterung entweichen können; dann misst man viel geringere Mengen, als beim Zerfall ursprünglich entstanden sind – die „Uhren wurden zurückgestellt“ und das Gestein für zu jung gehalten. Eine Erwärmung von ganzen Gesteinskomplexen erfolgt immer dann, wenn sie im Verlaufe einer Gebirgsbildung in tiefere Bereiche der Erdkruste versenkt werden – und die Erde hat in den 4,6 Milliarden Jahren ihres Bestehens viele solcher Ereignisse durchgemacht. Was man also in den Gesteinen misst, sind die Alter der jeweils letzten thermischen Ereignisse, nicht aber die der Gesteinsentstehung. Später hat man aber zum

Glück herausgefunden, dass es ein Mineral gibt, das sich von solchen Wärme-Ereignissen nicht beeinflussen lässt: Zirkon, der seiner dem Diamanten ähnlichen hohen Lichtbrechung wegen sogar als Edelstein verschliffen wird (Abb. 8); dazu müssen Zirkonkristalle allerdings besonders groß gewachsen sein, was eher selten der Fall ist. Die für Altersbestimmungen verwendeten Kristalle bilden indes nur winzige, so genannte akzessorische, Bestandteile in den Gesteinen, die man normalerweise mit eigenen Verfahren erst anreichern muss, um genügend Material für die Analysen zusammenzubekommen. Inzwischen ist man aber so weit, selbst winzige Einzelkörner mit geradezu sensationellen Resultaten analysieren zu können. An nur wenige  $\mu\text{m}$ -großen Zirkonen in metamorphen Gesteinen hat man herausgefunden, dass sie so-



**Abb. 8** Zirkon-Kristalle enthalten Spuren von radioaktiven Nukliden. Alle diese Isotope zerfallen über Zerfallsreihen zu verschiedenen Bleiisotopen. Durch Messen der entsprechenden Isotopen-Verhältnisse kann das Kristallisationsalter eines Zirkons und damit oft dasjenige des ihn enthaltenden Gesteins bestimmt werden. Hier ein großes Zirkon-Exemplar. Bild: Rob Lavinsky, iRocks.com.

gar in Schichten aufgebaut sind, bei denen ein älterer Kern nach außen hin von immer jüngeren Lagen umgeben ist. Mehr noch: Ein ursprünglich aus der Schmelze abgeschiedener Kern-Kristall mit seinen charakteristischen Ecken und Kanten ist später zu einem Korn verrundet worden, danach infolge einer Erwärmung erneut zu einem kantigen Kristall weiter gewachsen – und das mehrere Male nacheinander. Die Methode ist in Australien erfunden worden, wo man gezielt nach besonders alten Gesteinen aus der Frühzeit der Erde gesucht hatte. Inzwischen sind auf diese Weise extrem alte Gneise (Abb. 9) auch im Bayerischen Wald entdeckt worden, die mit über 3800 Millionen Jahren der ältesten präkambrischen Erdkruste in ganz Europa angehören. Mit Biologie bzw. Paläontologie hat aber nur das Acronym für die Messmethode zu tun: SHRIMP steht nämlich für „Sensitive High Resolution Ion Micro Probe“. Bei diesem Verfahren „brennt“ man mit einem superfein gebündelten Ionenstrahl eine winzige Probe aus dem Kristall und analysiert daran mit den zuvor erwähnten Methoden deren Alter; dabei ist von Vorteil, dass Zirkon relativ große Mengen an Uran enthält und man „schält“ mit dem Strahl sozusagen den Kristall bis auf seinen Kern.

Für die in unserem Buch zusammengefassten Aufsätze – die ja vor allem die weit jüngeren Anteile der Erdgeschichte behandeln – ist das aber nur insofern von Belang, als Zirkon-Alter offenbar verlässliche Daten liefern.

Im Laufe der Entwicklung solcher Methoden hat man weitere instabile Elemente untersucht, die andere Halbwertszeiten haben; so kennt man, um nur noch wenige zu nennen, neben den Uran/Thorium/Blei-Methoden zum Beispiel auch die Kalium-Argon-Methode, die auf dem Zerfall des  $^{40}\text{K}$  zum  $^{40}\text{Ar}$  beruht. Sie ist für die Altersdatierung von Gesteinen besonders geeignet, weil Kalium in vielen häufigen gesteinsbildenden Mineralen vorkommt, vor allem in den Feldspäten, die die häufigsten Minerale der Erdkruste bilden und in Glimmern. Die Halbwertszeit des  $^{40}\text{K}$  beträgt etwa 1,3 Milliarden Jahre; man



**Abb. 9** Gneis aus einem aufgelassenen Steinbruch bei Völling im Regensburger Wald. Aus diesem Gestein haben D. Gebauer et al. 1989 Zirkonkristalle isoliert und datiert, die mit 3840 Millionen Jahren die ältesten Zeugen für eine kontinentale Kruste in ganz Europa sind [4]. Bild: Peter Will, rem.

muss allerdings bedenken, dass man es auch hier, wie beim Helium, mit einem Gas zu tun hat, sodass nur besonders frische Gesteinsproben, etwa solche von tertiären Vulkangesteinen, verlässliche Daten liefern.

Eine weitere Methode bedient sich des Zerfalls von Rubidium zu Strontium – Rb-Sr-Methode –, und auch hier ist von Vorteil, dass Rb in Feldspäten vorkommt.

Insgesamt lässt sich aber sagen, dass die Altersbestimmungen an magmatischen Gesteinen natürlich auch geeignet sind, um Sedimente zu datieren, falls man diese im Verband mit Magmatiten findet. Und davon profitieren dann auch die Aussagen, die die Alter ganzer Gesteinskomplexe betreffen, in denen man Fossilien findet. Wenn wir heute sagen können, dass das Kambrium vor 541 Millionen Jahren begonnen hat, oder vor 252,2 Millionen Jahren das Mesozoikum, dann beruhen diese Aussagen auf den erwähnten Methoden.

Die Größenordnung von Milliarden bis hin zu Millionen Jahren betrifft dabei die großen Systeme, sobald man aber in die Zeitspannen von hunderttausenden Jahren kommt, wird es schwieriger, weil angesichts der meist sehr lan-

gen Halbwertszeiten die entstandenen Tochterprodukte erst in sehr kleinen Mengen gebildet worden sind, sodass man bei der Analytik Ungenauigkeiten in Kauf nehmen muss. Aber auch dabei ist man inzwischen weiter gekommen, entsprechende Fachbücher geben Auskunft zu den Elementen und den Reichweiten der jeweiligen Methoden [13].

Mit Annäherung an die Gegenwart soll aber wenigstens noch kurz von der Radiokarbon-Methode die Rede sein, die erst nach dem zweiten Weltkrieg entwickelt wurde und inzwischen weiter verfeinert worden ist. Sie wird meist als  $^{14}\text{C}$ -Methode bezeichnet und beruht letztlich auch auf dem Zerfall eines radioaktiven Isotops, eben des  $^{14}\text{C}$ . Kohlenstoff ist ein wichtiger Bestandteil organischer Substanzen, aber auch von Kalkschalen und er hat drei Isotope,  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  und  $^{14}\text{C}$ ; letzteres wird durch kosmische Höhenstrahlung aus  $^{14}\text{N}$  gebildet. Man geht bei den Altersbestimmungen davon aus, dass diese Strahlung über lange Zeiträume hinweg konstant geblieben ist. Hier liegt eine erste potenzielle Fehlerquelle, denn diese Strahlung ist sicherlich auch Schwankungen unterworfen. Den Kohlenstoff bauen Organismen mit Kalkschalen während ihrer Lebenszeit in dem in der Atmosphäre oder in den Gewässern herrschenden Verhältnis der Isotope ein. Nach dem Absterben beginnt sich infolge des  $^{14}\text{C}$ -Zerfalls das Anfangsverhältnis zwischen  $^{14}\text{C}$  und  $^{12}\text{C}$  ( $^{13}\text{C}$  ist so selten, dass man es hier nicht berücksichtigt) auf Kosten des zerfallenden  $^{14}\text{C}$  zu verschieben; man benutzt dann als Maß die beim Zerfall entstehende beta-Strahlung, die man mit Proportional-Zählrohren einfach messen kann. Diese Strahlung klingt mit der Zeit ab und nähert sich einem Nullwert. Die Halbwertszeit des  $^{14}\text{C}$  beträgt nur etwa 6000 Jahre, d. h. nach dieser Zeit ist die Strahlung bereits entsprechend abgeklungen; je älter die Objekte sind, desto geringer ist also die gemessene Strahlung – und bei dieser kurzen Halbwertszeit wird sofort deutlich, dass man mit dieser Methode nur relativ junge Objekte datieren kann: die Größenordnung liegt hier bei zehntausenden Jahren, Werte

über 50.000 Jahre sind schon mit Vorsicht zu betrachten und das Maximum liegt bei etwa 70.000 Jahren. Hinzu kommt noch ein weiteres Problem: Man hat erst relativ spät erkannt, dass die ursprünglich angenommene Halbwertszeit von 5568 Jahren nicht ganz stimmt, sondern dass man mit  $5730 \pm 40$  a rechnen muss; ältere Daten müssen also entsprechend korrigiert werden und solche Daten heißen dann „kalibrierte“  $^{14}\text{C}$ -Alter.

Für sehr junge Ablagerungen gibt es Methoden, die auf direkten Zählungen dünner Schichten beruhen, bei denen sich die Zeit gewissermaßen selbst abbildet. Das allen bekannte Beispiel sind natürlich die Baumringe, die infolge des sekundären Dickenwachstums entstehen; sie sind unterschiedlich dick und geben damit auch Hinweise auf klimatische Änderungen: In nassen Jahren bilden sich dickere Lagen als in trockenen, außerdem muss man Standortfaktoren und vieles andere mehr berücksichtigen. Der Nachteil ist, dass selbst sehr alte Bäume nur ein paar tausend Jahre alt werden.

Eine zweite Methode ist die so genannte Warven-Chronologie, die von dem Schweden de Geer am Anfang des 20. Jahrhunderts begründet wurde [14] – interessanterweise zu einer Zeit, als Boltwood und Rutherford mit den Datierungen extrem alter Gesteine begonnen hatten. De Geer zählte die oft nur Millimeter- bis Zentimeter dicken Schichten der Sedimente in skandinavischen Eisrandseen, die sich beim Abschmelzen nach dem Ende der letzten Eiszeit gebildet hatten. Diese Schichten weisen im einfachsten Fall eine Zweiteilung in Lagen aus gröberen und feineren Komponenten auf, wobei die gröberen im Sommer entstehen, weil dann mehr Schmelzwasser für den Transport der Körner zur Verfügung steht als im Herbst und Winter; im Herbst sinkt nur noch feine Trübe auf den Seeboden. Ein Paar solcher Lagen repräsentiert also jeweils ein Jahr. Die Auszählung dieser ganz jungen Sedimente ergab zusammen schon damals etwa 12.000 Jahre, also doppelt so viel, wie uns manche bibeltreue Christen heute als das Alter der



**Abb. 10** Warven. Im jahreszeitlichen Rhythmus abgelagerte Feinschichten, hier Gips (Sommer) und Ton (Winter) aus dem letztglazialen Toten Meer, die als Zeitmarken gezählt werden können. Bild: aus [5]

gesamten Erde weismachen wollen. Ähnliche Jahresrhythmen, allerdings aus Salz und Ton, kennt man auch aus dem Toten Meer (Abb. 10), wo das Salz die sommerliche Trockenperiode abbildet. Warvenschichtung ist auch in geologisch jungen Maarseen zu sehen und gibt Hinweise auf die Klima-Entwicklung.

Zu den Altersdaten an Sedimenten, die eine zyklische Steuerung erkennen lassen, gehören nun schon seit längerer Zeit die so genannten Milankovitch-Zyklen. Sie gehen letztlich auf den gleichnamigen serbischen Mathematiker zurück, der seit den 1920er Jahren rechnerisch an einem „Kanon der Erdbestrahlung“ gearbeitet hat [15]. Diese Berechnungen betrafen zunächst das Quartär, wo man vor allem die Ursachen für die Entstehung von Eiszeiten zu ergründen suchte. Dabei kam heraus, dass diese Zyklen durch Änderungen der Erdbahn-Parameter zustande kommen: Es gibt 100.000 Jahr-Zyklen, die vom Umlauf der Erde um die Sonne gesteuert werden, 41.000 Jahr-Zyklen, die mit denen der Neigung der Erdachse zu tun haben und etwa 20.000 Jahr-Zyklen, die auf deren Taumeln zurückgehen (wie bei einem Kreisel, dessen Bewegung endet). Mit dieser Methode, die man natürlich noch mit physikalischen Altersbestimmungen eichen muss, lässt sich inzwischen eine gute

Gliederung für das Quartär erreichen. Dazu kommt noch, dass man anhand der Sauerstoff-Isotope an kalkschaligen Foraminiferen den Wechsel zwischen Warm- und Kaltzeiten in den Ozeanen erfassen und diesen dann in die Milankovitch-Zyklen eingliedern kann. Die Geologie ist dabei, solche Zyklen auch in den älteren Ablagerungen zu rekonstruieren und damit wenigstens die Dauer der Ablagerung bestimmter Schichtpakete zu erfassen. Angesichts der früheren – und letztlich weitgehend vergeblichen – Versuche, aus der Mächtigkeit (Dicke) einzelner Gesteinslagen auf ihre Ablagerungsdauer zu schließen, ist das ein beträchtlicher Fortschritt.

### Massenaussterben

Die Tatsache, dass sich zumindest die jüngere Erdgeschichte, das Phanerozoikum, seit rund 541 Millionen Jahren mit Hilfe von Fossilien in eigenständige Zeitabschnitte gliedern lässt, bedeutet auch, dass diese Fossilien – und meistens sogar ganze Fossilgesellschaften – ihre Baupläne im Sinne der Evolution immer wieder geändert haben mussten. Wenn wir heute Pflanzen und Tiere auf die „Rote Liste“ der bedrohten Arten setzen, weil wir deren Verschwinden befürchten, dann versuchen wir eigentlich, einen natürlichen Prozess aufzuhalten, der sich schon über Millionen Jahre hinweg vollzieht. Ohne das Aussterben von ganzen Lebensgemeinschaften, die nachfolgend durch andere ersetzt wurden, wären wir nicht imstande, zum Beispiel ein Paläozoikum von einem Mesozoikum zu unterscheiden. Diese Unterscheidung wurde aber zunächst nur qualitativ getroffen. Man definierte so genannte Zonen, die die Lebensspanne vom ersten Auftreten einer Art bis zu deren Aussterben umfassten; dabei bleiben allerdings immer Zweifel, ob sie wirklich ausgestorben sind oder ob man sie nur noch nicht gefunden hat. Inzwischen haben Geologen und Paläontologen aber so viel Material zusammengetragen und analysiert, dass nun auch eine quantitative Annäherung möglich ist [17]. Dies hat entscheidend zu der Erkenntnis

beigetragen, dass es während der Erdgeschichte Zeiten gegeben hat, in denen die Lebewelt katastrophal reduziert wurde: seitdem spricht man von Massenaussterben. Die Fakten dafür liegen nun auf dem Tisch, man hat fünf ganz große Phasen nachgewiesen (die auch in der deutschsprachigen Fachliteratur als „the big five“ gehandelt werden), von denen vor allem das große Sterben an der Kreide/Tertiär-Grenze bekannt ist, weil es die Dinosaurier hinweggerafft hat. Es gab aber schlimmere, soweit es die Anzahl der vernichteten Arten betrifft. Am Ende des Paläozoikums waren etwa 90 % betroffen, damals ereignete sich ein global verfolgbarer Umbruch, der die schon früh definierte, sehr deutliche Grenze zwischen dem Erdaltertum und dem Erdmittelalter nun auch quantitativ rechtfertigt. Innerhalb des Paläozoikums gab es zwei weitere Massenaussterben am Ende des Ordoviziums und im Oberdevon. Am Ende der Trias folgte noch ein Einbruch. Neben diesen Großereignissen gab es aber viele weitere, von denen das jüngste durch das Aussterben der pleistozänen Großsäuger bestimmt war, als bei uns Mammut und Wollhaariges Nashorn verschwanden. Hier sollte man aber den Begriff Massenaussterben lieber vermeiden, weil sich diese Tiergruppen periodisch in Refugien mit ihnen genehmem Klima zurückziehen konnten, wo sie dann erst allmählich und sicherlich auch in einzelnen Regionen nacheinander ausstarben (s. a. Kap. 22).

Als Ursachen für die Massenaussterben werden Meteoriteneinschläge, Vulkanismus und Klimawandel diskutiert, nachrangig neben einer Reihe anderer Erklärungsversuche auch eine verstärkte kosmische Strahlung infolge von Supernova-Explosionen oder erhöhte Schwefelwasserstoffgehalte im Ozeanwasser als Folge von Erwärmung. Derart spektakuläre Ereignisse werden aber vor allem immer gerne mit Katastrophentheorien erklärt, weshalb für die K/T-Grenze und das Aussterben der Dinosaurier die Meteoriten-Hypothese (Abb. 11) die Medien beherrscht hat. Da die zeitlichen Abstände zwischen den Massenaussterbeereignissen keines-



**Abb. 11** Vor etwa 65 Millionen Jahren muss ein riesiger Meteorit im Süden Mexikos aufgeschlagen sein. Möglicherweise war dieser „Impact“ der Auslöser des großen Artensterbens am Ende der Kreidezeit.  
Bild: DX – Fotolia.com.

wegs regelmäßig sind, kommt zum Beispiel ein um die Erde kreisender „Killerstern“, wie ihn unter anderem Sepkoski und Raup [17, 18] in den 1980er Jahren mit ihrer Nemesis-Hypothese für das Dino-Sterben ins Spiel gebracht haben, also nicht infrage. Hinzu kommt, dass man gelegentlich vergisst, dass es ein zeitliches Nacheinander aussterbender Tiergruppen gibt: In einer ersten Annäherung wurden zunächst die tropischen Riffgemeinschaften reduziert, was darauf hin-

weist, dass Klimaänderungen die wahrscheinlichsten Faktoren sind, wenn man nach den Ursachen sucht. Am Ende des Paläozoikums waren erstmals auch Landwirbeltiere betroffen, wobei zunächst die größeren ausstarben, was sich mit einem zunehmenden Nahrungsmangel erklären lässt, der seinerseits ebenfalls auf ein kühleres Klima zurückgeführt werden kann. Während des Karbons und Perms ist eine großmaßstäbliche Vereisung der damaligen Süderde belegt, was gut zu dieser Erklärung passt. Man muss auch bedenken, dass alle diese Ereignisse nicht „plötzlich“ stattgefunden haben, sondern sich über Zeiträume von mehreren Millionen Jahren (und manchmal mehr) hingezogen haben. Pflanzen reagieren besonders schnell auf klimatische Veränderungen: ein gutes Beispiel ist der mit dem K/T-Ereignis einhergehende „Farn-Peak“, den man in den Übergangsschichten Nordamerikas gefunden hat. Farne stellen geringere Anforderungen an ihre Umgebung als Blütenpflanzen, und so kann auch dieser Peak als Hinweis auf ein kühleres Klima interpretiert werden. Die Veränderungen der Fauna vom Ordovizium zum Silur, die vor allem an den Graptolithen ablesbar sind, stehen ganz offensichtlich im Zusammenhang mit der Abkühlung, die dann zur ordovizischen Eiszeit geführt hat.

Diskussionswürdig scheint auch die Tatsache, dass großmaßstäblicher Vulkanismus einen Beitrag geleistet haben könnte, weil er beträchtlichen Einfluss auf die klimatische Entwicklung nehmen kann: Ein typischer Kandidat wäre der Sibirische Trapp, ein ausgedehnter Flutbasalt aus übereinander gelagerten Basaltschichten, die Treppenstufen ähneln (Trapp = Treppe). Seine Entstehung am Ende des Paläozoikums dürfte einen verstärkten Treibhaus-Effekt zur Folge gehabt haben. Die damit verbundene Erwärmung könnte durch ein Aufbrechen von Methanhydraten am Meeresboden den Treibhaus-Effekt zusätzlich verstärkt haben.

Ähnliches lässt sich für das Massenaussterben am Ende der Trias diskutieren, als Pangäa zerbrach und entlang der Bruchstrukturen riesige

Lavamassen durch einen entsprechend intensiven Spaltenvulkanismus gefördert wurden. Und nicht zuletzt wird in den immer noch kontroversen Erklärungsansätzen zur Kreide/Tertiär-Katastrophe der ziemlich genau in diese Zeit datierbare Vulkanismus des „Dekkan-Trapps“ als Alternative vermutet. Letztlich wird über diesen

Umweg wieder ein Klimawandel zur wesentlichen Ursache.

Einen ausführlichen Exkurs zum Thema finden Sie im Kapitel 16 von Volker Storch „Massenaussterben – die großen fünf und ihre Auslöser“.

## Literatur

- [1] W. Schäfer, *Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee*, Waldemar Kramer, 1962.
- [2] D. Meischner, *Europäische Fossilagerstätten*, Springer, Heidelberg, 2000.
- [3] P. Selden, J. Nudds, *Fenster zur Evolution, Berühmte Fossilfundstellen der Welt*, Spektrum/Elsevier, 2007.
- [4] D. M. Martill, *Soupy Substrates: A Medium for the Exceptional Preservation of Ichthyosaurs of the Posidonia Shale (Lower Jurassic) in Germany*, Kaupia, 1993.
- [5] P. Rothe, *Erdgeschichte, Spurensuche im Gestein*, WBG/Primus, 2009.
- [6] M. Amler, *Allgemeine Paläontologie*, WBG, 2012.
- [7] O. F. Geyer, *Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde I. Paläontologische Grundlagen I; Das geologische Profil; Stratigraphie und Geochronologie*, Schweizerbart, 1973.
- [8] O. F. Geyer, *Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde 2. Paläontologische Grundlagen II: Paläogeographie; Fazieskunde*, Schweizerbart, 1977.
- [9] J. Weigelt, *Rezente Wirbeltierleichen und ihre paläobiologische Bedeutung*, M. Weg (3. Aufl., Nachdruck Dieter W. Berger 1999), 1927.
- [10] J. Winter, *Umgewandelte vulkanische Aschenlagen im Devon der Eifel*, *Die Naturwissenschaften*, 1965, 52.
- [11] B. U. Haq, J. Hardenbol, P. R. Vail, *Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic*. *Science*, 1987, 235.
- [12] *Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*, Potsdam (GeoForschungsZentrum), Frankfurt a. M., 2002.
- [13] M. Geyh, *Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung*, WBG, 2005.
- [14] G. de Geer, *Geochronologie der letzten 12.000 Jahre*. *Geol. Rdsch.*, 1912, 3, 457–471.
- [15] M. Milankovitch, *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem*, *Belgrade Serbian Academy of Science*, 1941.
- [16] D. Gebauer, I. S. Williams, W. Compston, M. Grünenfelder, *The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-micro-probe dating of up to 3.84 b. y. old detrital zircons*, *Tectonophysics*, 1989, 157, 81–96.
- [17] J. J. Sepkoski, *Evolutionary faunas*. In: D. E. G. Briggs, P. R. Crowther (Hrsg.), *Paleobiology. A Synthesis*, Blackwell, 1990.
- [18] D. M. Raup, *Der schwarze Stern. Wie die Saurier starben. Der Streit um die Nemesis-Hypothese*, Rowohlt, Hamburg, 1990.
- [19] St. M. Stanley, *Krisen der Evolution, Artensterben in der Erdgeschichte*, Spektrum, Heidelberg 1989.
- [20] W. v. Koenigswald, *Lebendige Eiszeit. Klima und Tierwelt im Wandel*, WBG, Darmstadt, 2002.
- [21] P. Rothe, *Die Geologie Deutschlands*, WBG/Primus, 2012.
- [22] P. Rothe, *Die Erde. Alles über Erdgeschichte, Plattentektonik, Vulkane, Erdbeben, Gesteine und Fossilien*, Primus, Darmstadt, 2008.