

## Erdgeschichte

1	Entwicklung der Erdkruste und der Atmosphäre	131
	1.1 Entwicklung der Erdkruste	131
	1.2 Entwicklung der Atmosphäre	132
2	Steuerungsfaktoren und Wechselwirkungen für die Entwicklung des Lebens	134
	2.1 Langfristige Klimaschwankungen	135
	2.2 Kurzfristige Klimaschwankungen	136
	2.3 Einschnitte in der Entwicklung des Lebens	140
3	Entwicklung des Lebens im Phanerozoikum	141
	3.1 Paläozoikum	141
	3.2 Mesozoikum	145
	3.3 Känozoikum	148





## Erdgeschichte

Ablagerungen aus verschiedenen Epochen der Erdgeschichte ermöglichen den Geowissenschaftlern einen Blick in die Geschichte der Erde von der Erdfrühzeit bis zur Jetztzeit. Die Gesteinsarchive mit ihren Fossilinhalten dokumentieren die Auswirkungen globaler und regionaler, langsamer und kurzzeitiger Veränderungen der Lebensräume in den Ozeanen und Kontinenten unserer Erde. Dieser Einblick in die Vergangenheit unseres Planeten hilft uns, die heute auf der Erde ablaufenden Prozesse und ihre Bedeutung besser zu verstehen.

Zeit vor heute (in Mio. Jahren)	Äon	Zeit vor heute (in Mio. Jahren)	Ära	Periode/ System
heute	<b>Phanerozoikum, mit sichtbarem Leben</b> (griech. <i>phaneros</i> = sichtbar, <i>zoon</i> = Lebewesen)	heute	<b>Känozoikum</b> (griech. <i>kainon</i> = rezent, jetzt) = Erdneuzeit	Quartär Neogen Paläogen
65		<b>Mesozoikum</b> (griech. <i>mesos</i> = mitten) = Erdmittelalter	Kreide Jura Trias	
251		<b>Paläozoikum</b> (griech. <i>palaios</i> = alt) = Erdaltertum	Perm Karbon Devon Silur Ordovizium Kambrium	
542		542		
	<b>Proterozoikum, Erdfrühzeit</b> (griech. <i>proteros</i> = früherer, <i>zoon</i> = Lebewesen)		<b>Neoproterozoikum</b>	Ediacarium Cryogenium Tonium
		1000	<b>Mesoproterozoikum</b>	Stenium Ectasium Calymmium
		1600	<b>Paläoproterozoikum</b>	Statherium Orosirium Rhyacium Siderium
2500		2500		
	<b>Archaikum, Erdurzeit</b> (griech. <i>archaios</i> = alt)	2800	<b>Neoarchaikum</b>	
		3200	<b>Mesoarchaikum</b>	
		3600	<b>Paläoarchaikum</b>	
4000		4000	<b>Eoarchaikum</b>	
4600	<b>Hadaikum</b> (griech. <i>hades</i> = Hölle) (informell)			

Tabelle D1 | Gliederung der Erdgeschichte nach der Internationalen Kommission für Stratigraphie, (Stand 2009).

Die Erdgeschichte wird in verschiedene Abschnitte unterteilt (↗ Tabelle D1): Äonen sind die langen (> 500 Mio. Jahre) Abschnitte, Ären sind die Unterteilungen in Abschnitte > 100 Mio. Jahre. Erst mit dem Beginn der Entfaltung komplexer Lebensformen und ihrer Erhaltung als Fossilien im Phanerozoikum wird eine genauere Untergliederung innerhalb der Perioden vorgenommen, die auf den Veränderungen der Lebensformen basiert. Die Zeit davor (> 542 Mio. Jahre) wird zusammenfassend auch als Präkambrium bezeichnet.

Die Entwicklung des Lebens und die Veränderung der Lebensformen ist an die geologische Entwicklungsgeschichte unseres Planeten gekoppelt. Daher wird in diesem Kapitel zunächst eine Einführung in die Entwicklung der Erdkruste und der Atmosphäre gegeben, bevor im folgenden Kapitel auf die Entwicklungsgeschichte im Phanerozoikum und die darauf gründende feinere Unterteilung in Ären und Perioden eingegangen wird.

## 1 Entwicklung der Erdkruste und der Atmosphäre

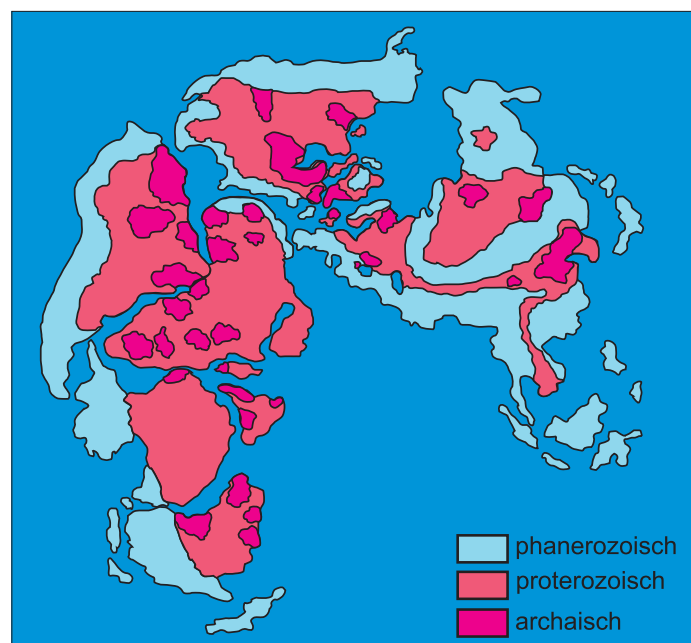
### 1.1 Entwicklung der Erdkruste

Der Zeitraum von der Entstehung der Erde als ein noch glühender „Feuerball“ bis zu seiner Abkühlung und Bildung der ersten Gesteine wird als Hadaikum bezeichnet. Erst mit der Entstehung der ersten abgekühlten Kruste des Erdkörpers beginnt die Erdurzeit, das Archaikum. Durch die wissenschaftlichen Funde und verbesserten Untersuchungsmethoden der Alter der Gesteine hat sich diese Grenze in den letzten Jahren immer wieder verschoben. In der Tabelle ↗ D1 wird die Grenze bei 4 Mrd. Jahren angesetzt.

Die früheste Erdkruste war eine dünne basaltische Kruste. Davon ist heute nichts mehr erhalten. Diese frühe Kruste wurde durch das Bombardement von Asteroiden in der ersten Zeit der Erde wieder zerstört und ist durch die starke Aufheizung der Erde in der Erdfrühzeit aufgeschmolzen worden. Durch die Aufschmelzungen kam es zu Veränderungen in der Zusammensetzung, die Kruste wurde silikatreicher und leichter. In der Zeit von 3,9 bis 3,2 Mrd. Jahren haben nach heutiger Lehrmeinung nur kleine zusammenhängende Landflächen (Protokontinente) existiert, die lediglich 5 bis 10 % der heutigen Landmasse ausmachten. Die Gesteine dieses Archaikums (hauptsächlich Gneise und Granulite) bilden heute noch Anteile der großen Kontinente (↗ D1). Zwischen den Resten dieser Protokontinente finden sich Bereiche von metamorpher ozeanischer Kruste, die sogenannten Grünsteingürtel, die Auskunft über die Zusammensetzung der alten ozeanischen Kruste geben. Die Schmelzen waren bedeu-

tend heißer als die heutigen ozeanischen Basaltschmelzen und deutlich magnesiumreicher. Die archaischen Protokontinente fügten sich zu größeren Kontinenten zusammen, den sogenannten präkambrischen → Kratonen. Kratone haben nach dem Präkambrium, also seit Beginn des Paläozoikums, keine Umformung durch Deformation und Metamorphose erfahren und sind daher Archive der frühen Erdgeschichte. Das Alter der meisten archaischen Gesteine fällt in das Zeitintervall von 3,2 bis 2,6 Mrd. Jahren und belegt damit eine hohe Wachstumsrate der kontinentalen Kruste für diesen Zeitabschnitt. An der Wende vom Archaikum zum Proterozoikum (vor 2,5 Mio. Jahren) scheinen Kontinente bestanden zu haben, deren Größe mit den heutigen Kontinenten vergleichbar ist.

**D1** | Die Anteile an präkambrischer Kruste der heutigen Kontinente zeigen sich sehr gut in der Konfiguration kurz nach dem Auseinanderbrechen des Großkontinents Pangäa. Die Karte unterscheidet zwischen archaischen und proterozoischen Anteilen der Kratone.

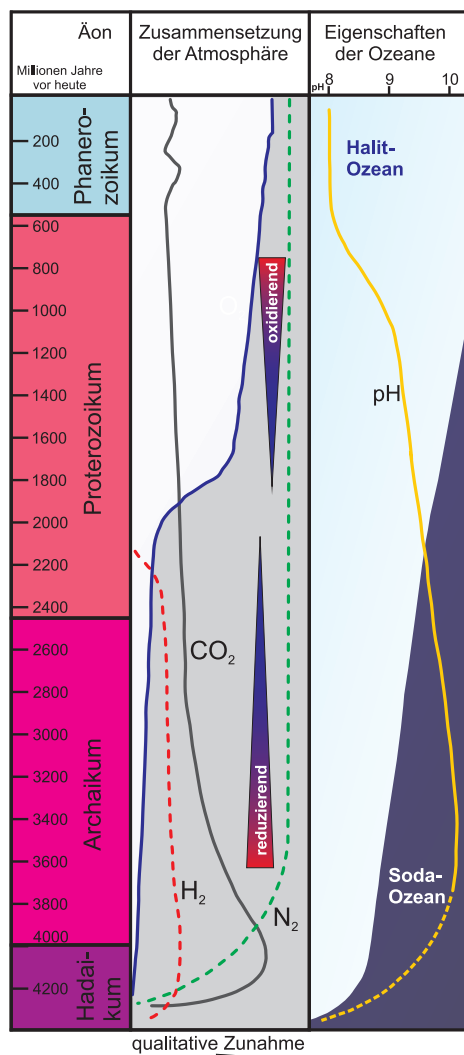


Mit Beginn des Proterozoikums ist die Plattentektonik, wie sie auch heute noch abläuft, mit Plattenbewegungen, Subduktion und Ozeanbodenspreizung (*Seafloor spreading*) nachweisbar. Noch ist nicht geklärt, ob es solche plattentektonischen Prozesse schon im Archaikum gegeben hat. Im Proterozoikum kam es zu Plattenkollisionen mit Deformation und einer Metamorphose der Gesteine, wie wir sie von den späteren Gebirgsbildungsphasen kennen. Ebenso sind Prozesse der Sedimentation mit der Bildung von klastischen Sedimenten und Karbonaten in den Schelfgebieten der Meere nachweisbar, auch dies ein Hinweis auf geologische Rahmenbedingungen, wie wir sie heute auf der Erde vorfinden. Die Bildung eines Superkontinentes im Proterozoikum vor circa 1 Mrd. Jahre, in dem alle großen Einzelkontinente zu einer Landmasse (Rodinia) vereinigt waren, gilt ebenfalls als nachgewiesen. Im Verlauf der Erdgeschichte hat es wiederholt

Phasen gegeben, in denen sich Einzelkontinente zu Großkontinenten (Zusammenschluss mehrerer Kontinente) oder zu einem Superkontinent (Zusammenschluss aller Kontinente) zusammenfügten, um dann wieder auseinanderzubrechen und -zudriften. Die Existenz des Superkontinentes Pangäa vor etwa 240 Mio. Jahren wurde schon in der Kontinentaldrifttheorie von Wegener postuliert und ist heute gesichert. Pangäa zerbrach und die Kontinente drifteten auseinander. Doch seit etwa 100 Mio. Jahren haben wir wieder ein Zusammendriften der Kontinente. Modellierungen der weiteren plattentektonischen Entwicklung der Erde sehen einen neuen Superkontinent entstehen, auf den wir aber noch 250 Mio. Jahre warten müssen (► Modul C „Plattentektonik“).

## 1.2 Entwicklung der Atmosphäre

Unsere heutige Atmosphäre setzt sich aus drei Hauptbestandteilen zusammen: Stickstoff (ca. 78 %), Sauerstoff (ca. 21 %) und Kohlendioxid (ca. 0,083 %). Diese Zusammensetzung hat sich erst im Laufe der Erdgeschichte entwickelt (► D2). Die frühe Atmosphäre wurde durch die Entgasung des Erdkörpers gebildet und bestand vor allem aus Kohlendioxid, Wasserdampf, Stickstoff und geringen Anteilen an Kohlenmonoxid, Schwefelwasserstoff und Chlorwasserstoff – eine Mischung, die für die meisten heutigen Organismen absolut tödlich ist. Durch Abkühlung kondensierte Wasserdampf und wurde als Regen aus der Atmosphäre entfernt. Die ungeheuren Massen des entstehenden Wassers bildeten die ersten Meere. Kohlendioxid und andere Gase wurden beim Abregnen teilweise gelöst, so dass die frühen Meere extrem sauer waren und die Gesteine der frühen Erdkruste oberflächlich korrodierten. Durch diese Lösungsvorgänge kamen Kalzium, Magnesium und andere Elemente als Ionen in das Meerwasser und bildeten Karbonat-Gesteine, durch die die Azidität des Wassers weiter verringert wurde. Diese Karbonatbildung wird auch als ein wichtiger Grund der Absenkung des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes in der Atmosphäre gesehen. Die kohlendioxid-, methan- und ammoniakreiche Erdatmosphäre zu Beginn des Archaikums verursachte vermutlich ein Treibhausklima mit Temperaturen von mehr als  $50^\circ\text{C}$  an der Erdoberflä-



D2 | Zusammensetzung der Atmosphäre und der Ozeane über die Zeit.



che, obwohl die Sonneneinstrahlung damals etwa 30 % schwächer als heute war.

Bei der Entwicklung des Sauerstoffgehaltes der Atmosphäre wird nicht von einer kontinuierlichen Zunahme, sondern von einem sprunghaften Anstieg im frühen Proterozoikum ausgegangen. Hier spielen mikrobielle Prozesse eine wichtige Rolle, die mit der Entwicklung des ersten Lebens auf der Erde verknüpft sind.

Die Entwicklung von anorganischer zu organischer Materie vor etwa 3,8 Mrd. Jahren markiert den Beginn der Entwicklung des Lebens auf der Erde. Über das Wie und Wo gibt es unterschiedliche Meinungen. Aleksandr I. Oparin machte sich im Jahr 1924 Gedanken über den Ursprung des Lebens in einem molekülreichen Meerwasser. Im sauerstofffreien Milieu der Uratmosphäre, die unter anderem die Gase Methan ( $\text{CH}_4$ ) und Ammoniak ( $\text{NH}_3$ ) enthielt, sollen unter Energieeinwirkung Kohlenwasserstoffe, Aldehyde, Cyanwasserstoff (Blausäure) und schließlich auch Aminosäuren entstanden sein. Später führte man im Labor verschiedene Experimente dazu durch. Am bekanntesten wurden die Versuche von Stanley Miller im Jahr 1953. Er simulierte eine „Uratmosphäre“ und setzte die Gase in der Retorte elektrischen Entladungen aus, die damalige Gewitter simulieren sollten. Dadurch entstanden in seiner „Ursuppe“ verschiedene Aminosäuren. Ähnliche Substanzen können sich auch an der Oberfläche von Tonmineralen bilden, die gewissermaßen als Katalysatoren für organisch-chemische Prozesse wirken. Deshalb wurden in jüngerer Zeit einige Hypothesen und Versuchsergebnisse vorgestellt, bei denen Minerale und Gesteinsoberflächen bei der Entstehung des Lebens aus einfachen organischen Molekülen eine entscheidende Rolle gespielt haben sollen. Früher nahm man an, dass das Leben in Flachmeeren entstanden sei. Heute werden auch die heißen Quellen an den mittelozeanischen Rücken, die „Black Smoker“, als Orte gesehen, an denen die frühesten Organismen entstanden sind. Hier wurden Mikroben entdeckt, die ihren Energiebedarf durch Chemosynthese decken. Sie nutzen die Reaktion von Schwefelwasserstoff mit Sauerstoff und produzieren daraus Wasser

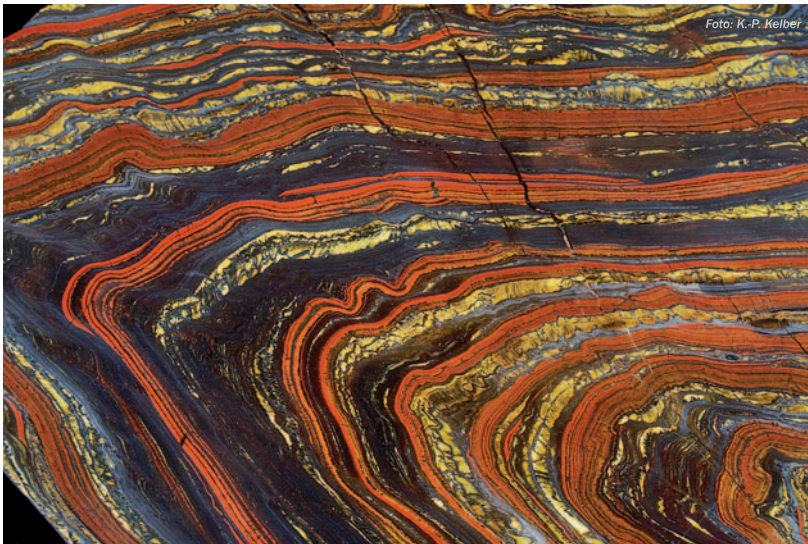
und Schwefel. Solche anaeroben Organismen aus dem Reich der → Archaea waren wohl die ersten Organismen auf der Erde.

Die für unser heutiges Leben auf der Erde entscheidende Entwicklung war die Bildung einer Atmosphäre, die reich an freiem Sauerstoff ist. Dieser Sauerstoff wurde im Archaikum durch zwei Prozesse freigesetzt: Zum einen wirkt sich die Sonneneinstrahlung in der oberen Atmosphäre aus, durch ultraviolettes Licht wird dort durch Photodissoziation (Spaltung von  $\text{H}_2\text{O}$  in  $\text{H}_2$  und O) Sauerstoff gebildet.



Die Hauptquelle von Sauerstoff resultierte allerdings aus der Photosynthese von Organismen: In archaischen Gesteinen in Westaustralien fanden sich kissenartige Bildungen, die man als Stromatolithe identifiziert. Ähnliche Stromatolithe werden auch heute noch gebildet. Es sind – wie der Name andeutet – lagige Gesteinskörper (↗ D3), die durch die Photosyntheseaktivität von Cyanobakterien (Blaualgen) gebildet werden. Die Cyanobakterien bilden Biofilme (Mikrobenmatten), in denen Sedimentpartikel eingefangen und gebunden werden. Cyanobakterien sind prokaryotische Organismen, besitzen also keinen Zellkern. Sie waren im Archaikum und besonders im Proterozoikum die häufigsten Organismen. Die ersten Cyanobakterien entstanden wohl im frühen Archaikum, und die ältesten sicher identifizierbaren Stromatolithe sind rund 3,5 Mrd. Jahre alt. Diese Organismen bedeckten am Ende

D3 | Mesoproterozoische Stromatolithen aus Nordwest-Indien.



D4 | Eisenerz der „Banded Iron Formation“, Hammersley Range, Australien.

des Präkambriums fast alle Areale, die vom Meer überflutet waren. Am Ende des Archaikums wurde schließlich ein Schwellenwert in der Zusammensetzung der Atmosphäre erreicht (↗ D2), der eine Kaskade von Ereignissen auslöste. Sichtbar wird dies in Gesteinen, die zwischen 2,8 und 2,3 Mrd. Jahre alt sind. In den Ozeanen wurden ungeheure Mengen an gelöstem Eisen und auch Kieselsäure ausgefällt. Wegen ihrer feinlagigen Struktur (Wechsel von eisenreichen und kieselsäurereichen Lagen) werden diese Gesteine als Bändereisenerze (*Banded Iron Formation*) bezeichnet (↗ D4). Diese Vorkommen werden in Süd- und Nordamerika, Indien, Westaustralien und in der Ukraine als Eisenlagerstätten abgebaut.

Den schlüssigen Hinweis auf die sich wandelnde Atmosphäre zeigen paläoproterozoische Gesteine, die etwa 2,2 Mrd. Jahre alt sind. Damals tauchten erstmals Rotsedimente und Anhydrit auf. Rotsedimente verdanken ihre Charakteristik der Anwesenheit von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , das ebenso wie Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ) ein Beweis für eine hinreichend hohe Sauerstoff-Konzentration ist, die alles elementare Eisen und Schwefel auf der Erde oxidiert hatte. Nun entstanden auch Organismen mit einem Zellkern und einer differenzierten Zellwand, die Eukaryoten. Die ersten sicheren Fossilreste von ihnen stammen aus dem Mesoproterozoikum und sind etwa 1,6 Mrd. Jahre alt; 200 Mio. Jahre später scheinen sie allmählich häufig geworden zu sein. Erste Makrofossilien zeigen sich vor ca. 600 Mio. Jahren, nach dem Ende einer großen Vereisungsperiode am Ende des Proterozoikums. Diese sogenannte Ediacara Fauna, benannt nach ihrem Fundort in Südaustralien, hat sich aufgrund günstiger Erhaltungsbedingungen als 2 bis 80 cm lange Abdrücke in Sandsteinen erhalten. Während man früher annahm, dass es mehrzellige Lebewesen erst ab dem Phanerozoikum gab, scheint man durch die als Abdrücke von Schwämmen, Quallen und anderen Organismen interpretierten Fossilien den Beleg dafür zu haben, dass es schon im Proterozoikum höher entwickelte Lebewesen gab, diese aber aufgrund des Fehlens von Hartteilen (z. B. Schalen) sehr selten erhalten sind.

## 2 Steuerungsfaktoren und Wechselwirkungen für die Entwicklung des Lebens

Die plattentektonisch gegliederte Erdkruste (Ozeane, Kontinente, Tiefseetröge, Mittelozeanische Rücken) sowie die plattentektonischen Prozesse (Subduktion, Vulkanismus, Seafloor Spreading) und ihre Wechselwirkungen mit der Atmosphäre und Hydrosphäre (durch Änderungen in der Zusammensetzung) hatten entscheidenden Einfluss auf die Diversität der sich entwickelnden Lebensformen. Neben den langsamen Veränderungen gab es immer wieder auch einschneidende kurzfristige Veränderungen in der Entwicklung der Fauna und Flora unserer Erde. Die Steuerungsfaktoren dieser langfris-

tigen (mehrere Mio. bis mehr als 100 Mio. Jahre) und der kurzfristigen (tausende bis wenige Mio. Jahre) Ereignisse werden im Folgenden vorgestellt. Generalisierend lässt sich sagen, dass bei hohen Kohlendioxid-Gehalten in der Atmosphäre ein wärmeres, bei geringen Kohlendioxid-Gehalten ein kühleres Klima herrscht. Der Kohlendioxid-Gehalt wird aber einerseits durch die vulkanische Aktivität, andererseits durch die Vegetation beeinflusst. Vulkane entlassen sehr viel Kohlendioxid in die Atmosphäre, Pflanzen verbrauchen Kohlendioxid während der Photosynthese. Kam es während der Erdgeschichte zu gro-

ßen tektonischen Veränderungen, war auch die vulkanische Aktivität hoch und sorgte so für hohe Temperaturen, durch hohe biologische Aktivität wurde Kohlendioxid verbraucht und die Temperaturen sanken.

### 2.1 Langfristige Klimaschwankungen

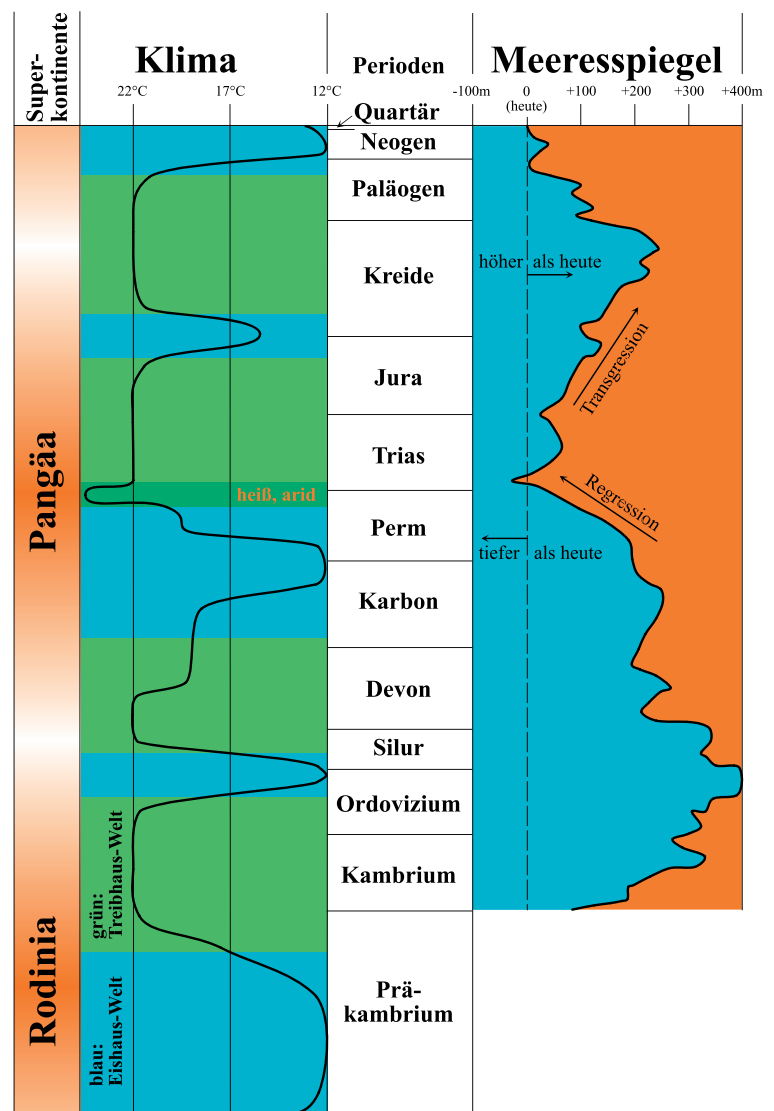
Starke Änderungen in der plattentektonischen Konfiguration verursachen globale Schwankungen der Meeresspiegelstände (tektono-eustatische Meeresspiegelschwankungen). Gleiches gilt für die Veränderungen des Kohlendioxid-Ausstoßes durch vulkanische Aktivität entlang der Plattengrenzen. Langfristige Klimaphasen des Phanerozoikums von rund 100 Mio. Jahren mit Zusammenhängen von Plattentektonik, Kohlendioxid-Gehalt der Atmosphäre und Temperatur werden nach ihrem Entdecker als Sandberg-Zyklen bezeichnet. Während der Zeitabschnitte, in denen es Großkontinente und Superkontinente gab, war die plattentektonische Aktivität gering, es gab wenig untermeerischen Vulkanismus. Die ständig aus dem Erdinneren aufsteigende Erdwärme wurde vor allem unter den dicken Kontinentalmassen gestaut, die deshalb angehoben wurden. Die Meere wurden von altem, stark abgekühltem und damit tief liegendem Ozeanboden unterlagert, und es gab ein großes Volumen der Ozeanbecken zur Aufnahme des Ozeans. Der Meeresspiegel lag daher tief. In diese Zeit der plattentektonischen Ruhe fallen die großen Vereisungen.

Beim Auseinanderbrechen eines Superkontinentes reduziert sich hingegen das Volumen der Ozeanbecken stark. Alter, tief liegender Ozeanboden wird an den Kontinenträndern subduziert und durch jungen, heißen und damit flacheren Ozeanboden ersetzt. Durch den verstärkten Ausstoß von vulkanischem Kohlendioxid, das als klimawirksames Treibhausgas während der Spreading- und Subduktionsprozesse in großen Mengen freigesetzt wird, befand sich die Erde zu diesen Zeiten meist in einem Treibhaus-Modus. Diese durch plattentektonische Aktivität gesteuerten tektono-eustatischen Meeresspiegelschwankungen mit Vorstoß (Transgression) und Rückzug (Regression) des Meeres gehen einher mit langsamen Klimaschwankungen in zeitlichen

Dimensionen von mehreren Zehner Mio. oder sogar mehr als 100 Mio. Jahren (↗ D5).

Die Rückkoppelungen zwischen Plattentektonik und Klima werden anhand der Rekonstruktion des Ablaufes der vermutlich größten Vereisungsperiode der gesamten Erdgeschichte dramatisch deutlich. Sie ereignete sich am Ende des Proterozoikums etwa zwischen 750 Mio. und 580 Mio. Jahren nach dem Aufbrechen des Superkontinentes Rodinia. Mindestens vier Vereisungen lassen sich für diesen Zeitraum nachweisen. Dabei wird vermutet, dass während zweier dieser Vereisungsphasen (Sturtische Eiszeit vor 710 – 680 Mio. Jahren und die Varanger-Marinoischen Eiszeiten vor 605 – 585 Mio. Jahren) die gesamte Erde mit einem Eispanzer umgeben war (Snowball Earth-Theorie). Während der Superkontinent-Phase gab es im Innern Rodinias keine Nie-

D5 | Darstellung der Abhängigkeit des Erdklimas (Durchschnittstemperatur) und der eustatischen Meeresspiegelschwankungen von plattentektonischen Vorgängen (zusammengestellt von B. Niebuhr, Univ. Würzburg; Klimakurve nach Scotese, Palaeomap Project, www.scotese.com, Meeresspiegelkurve nach Hallam 1984).





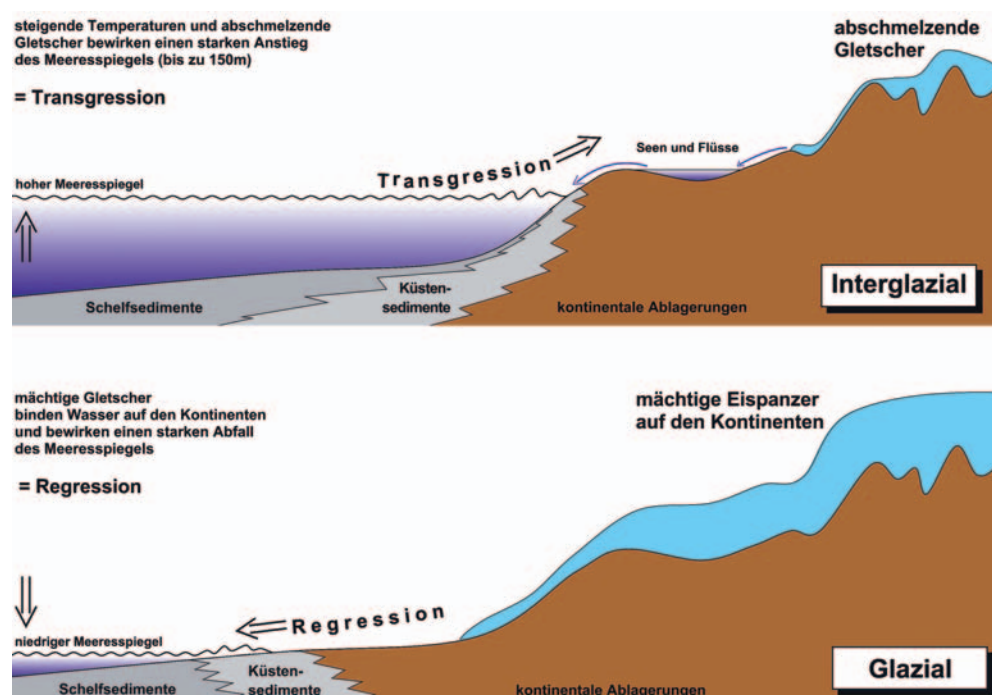
derschläge und damit keine nennenswerten Verwitterungsprozesse. Vor etwa 750 Mio. Jahren zerbrach der Superkontinent Rodinia – vermutlich in drei Teile. Nach paläographischen Rekonstruktionen befanden sich viele Kontinentanteile nach dem Aufbrechen von Rodinia im Bereich des Äquators. Jetzt erreichten Niederschläge das Land - und setzten die chemische Verwitterung in Gang. Dabei gelangte gelöstes Kohlendioxid aus der Atmosphäre in den Untergrund und löste die Silikate, ein Prozess, bei dem das Treibhausgas langfristig gebunden wird. Es wurde kühler bis Gletscher entstanden, die zu Inlandeismassen heranwuchsen und allmählich äquatorwärts wanderten. Nach heutigen Computersimulationen bildeten sich Eispanser auf den Ozeanen, die bis in äquatoriale Zonen reichten. Das Eis verstärkte die Rückstrahlung der Sonnenenergie (Albedo), diese verstärkte die Abkühlung so stark, dass der Erde der Kältetod drohte.

Es ist wohl nur dem mit der Plattentektonik gekoppelten Vulkanismus zu verdanken, dass sich die Erde immer wieder von ihrem Eispanser befreit hat. Durch Vulkanismus reichte sich Kohlendioxid in der Atmosphäre an, der für einen Treibhauseffekt sorgte. Durch die steigenden Temperaturen schmolzen die Eismassen offenbar in Rekordzeit ab, so dass Karbonate der warmen Meere oft di-

rekt auf den damaligen Gletscherablagerungen gebildet wurden.

## 2.2 Kurzfristige Klimaschwankungen

Neben diesen durch die Plattentektonik bedingten langfristigen Klimaschwankungen gibt es jedoch auch nach geologischen Maßstäben sehr kurzfristige Klimaschwankungen und dadurch verursachte Vereisungen wie die Eiszeiten im Neogen. Befindet sich die Erde in einer Kühlhaus-Phase, können relativ kurzfristige, klimatisch gesteuerte Wechsel von Kaltzeiten (Glaziale) und Warmzeiten (Interglaziale) zu bedeutenden Schwankungen des Meeresspiegels (→ Transgression und → Regression) führen (→ D6). Voraussetzung dafür ist allerdings, dass ein großer Kontinent nahe an einem Pol liegt. Dies ist heute der Fall: Wie während der pleistozänen Eiszeiten liegt der Südpol im Bereich der Antarktis, so dass dort ein beträchtliches Volumen von Wasser in den kontinentalen Gletschern gespeichert wird. Durch globalen Temperaturanstieg ist der Meeresspiegel im 20. Jahrhundert um 17 cm angestiegen. Die thermische Expansion des Meerwassers aufgrund der Erwärmung der Ozeane leistet den größten Betrag zum Anstieg des Meeresspiegels. Weiterhin tragen die abschmelzenden Gletscher und die abtauenden Eisschilde in den arktischen Regionen zum Anstieg bei.



D6 | Eustatische Transgressionen und Regressionen durch Veränderungen im Volumen der kontinentalen Eisschilde und der ozeanischen Wassermassen (Glazio-Eustasie).

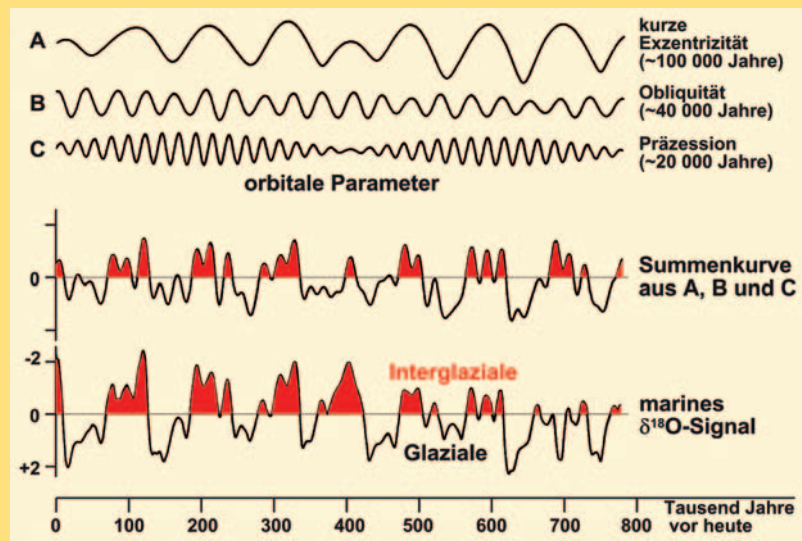


Periodische Veränderungen der orbitalen (Erdbahnen) Parameter führen zu Veränderungen in der Intensität der Sonneneinstrahlung (ca. 5 – 10 %) und sind Steuerungsfaktoren des Klimas. Dies wies im Jahr 1941 der serbische Physiker Milutin Milankovic nach. Er errechnete für das pleistozäne Eiszeitalter zyklische Schwankungen mit unterschiedlicher Zeitdauer:

- **Exzentrizität:** Die Form der elliptischen Erdumlaufbahn um die Sonne verändert sich periodisch in einem kurzen (ca. 100.000 Jahre) und einem langen (ca. 400.000 Jahre) Zyklus
- **Schiefe (Obliquität, Erdneigung):** Der Winkel der Erdachse (die Schiefe der Ekliptik) ändert sich in ca. 40.000 Jahren um wenige Grade (zwischen 21,5° und 24,5°). Die Lage der Wendekreise variiert deshalb im Lauf der Erdgeschichte. Heute steht die Erdache bei 23,5°.
- **Präzession:** Bei der Rotation um ihre Achse taumelt die Erde und vollendet in etwa 20.000 Jahren eine Kreisbewegung.

Alle drei Parameter beeinflussen die Sonneneinstrahlung auf die Erde. Um ihren Gesamteinfluss bewerten zu können, müssen alle drei Kurven (A, B, C) addiert werden. Diese Kurve der Summe aus A, B und C ist ein Maß für die Energiemenge durch die Sonneneinstrahlung, die eine deutliche zeitliche Variation aufweist (↗ D7). Indikator für die Temperaturschwankungen in den Ozeanen sind

## Die orbitalen Klimazyklen



D7 | Variationen in der Sonneneinstrahlung durch orbitale Parameter (Milankovic-Zyklen) im Vergleich zu der Temperaturvariation der Ozeane ( $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -2 bis +2) in den letzten 800.000 Jahren zeigen einen übereinstimmenden Kurvenverlauf.

die Isotopenverhältnisse von Sauerstoff ( $\delta^{18}\text{O}$  d. h.  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse), die z. B. im Karbonat der Schalen von Fossilien archiviert sind. Im Vergleich zu den heutigen Verhältnissen der Sauerstoff-Isotope werden bei warmen Temperaturen vermehrt die leichten  $^{16}\text{O}$ -Isotope eingebaut und das Verhältnis wird damit kleiner, bei kühleren Temperaturen verschiebt sich das Verhältnis hin zu positiven Werten. Ein Vergleich der Summenkurve aus den periodischen Veränderungen der Erdbahn-Parameter mit Veränderungen von Sauerstoff-Isotopen in den Gehäusen von marinen Mikroorganismen für die letzten 800.000 Jahre zeigt sehr gute Übereinstimmungen. Die Milankovitch-Zyklen sind mittlerweile in Sedimentgesteinen aller Epochen

des Phanerozoikums nachgewiesen worden.

Längere Perioden von ca. 150 Mio. Jahren ergeben sich aus der Bewegung der Sonne um das Zentrum der Milchstraße. Die Erde und ihr Sonnensystem liegen asymmetrisch in einem Arm der Milchstraße (► Modul A „Planetensystem“, Abb. ↗ A3). Die Galaxis dreht sich etwa alle 300 Mio. Jahre einmal um sich selbst. Damit bewegt sich das Sonnensystem alle 150 Mio. Jahre durch dichtere und dünnere Bereiche interstellaren Staubs und durch wechselnde Schwere- und Magnetfelder. Dies führt zu einer Variation der kosmischen Strahlung, die heute ebenfalls als das Klima beeinflussend gewertet wird.

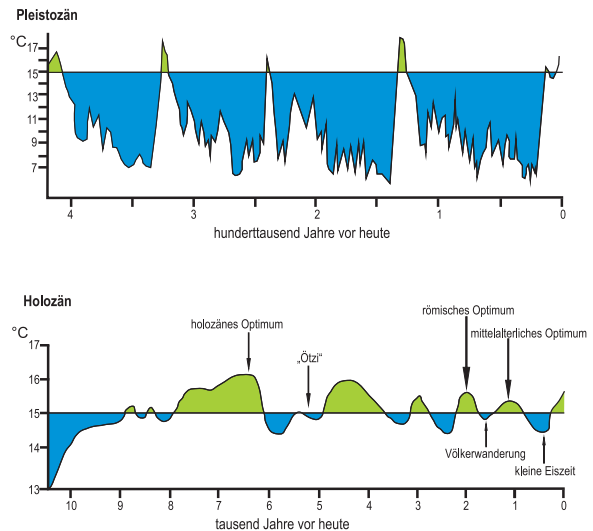
In den letzten 2,6 Mio. Jahren verursachten Temperaturschwankungen weltweit Kalt- und Warmzeiten in den gemäßigten Breiten sowie Regen- und Trockenzeiten in den subtropischen und tropischen Klimazonen. Das → Eiszeitalter war jedoch keine kontinuierliche Kälteperiode: Warme und kalte Perioden

wechselten sich in etwa 100.000 Jahre währenden Zyklen ab (↗ D8). Als wichtigste Einflussfaktoren für diese Klimaschwankungen werden die astronomischen Zyklen, wie der sogenannte Exzentrizitätszyklus (die Abweichung von der fast kreisförmigen Bahn der Erde), die zyklische Änderung der Neigung

der Äquatorialebene der Erde gegenüber ihrer Bahnebene und der Präzessionszyklus (Taufeln der Erdachse) gesehen (↗ Exkurs „Die orbitalen Klimazyklen“, S. 137).

In den Kaltzeiten kam es zu Vereisungen, bei denen über 30 % der Festlandoberfläche vergletschert waren. Durch die Bindung von Wasser in Form von Eis auf den Kontinenten lag der Meeresspiegel weltweit bis zu 200 m tiefer als heute. Für die jüngste Kälteperiode (in Norddeutschland als Weichsel-Kaltzeit und in Süddeutschland als Würm-Kaltzeit be-

D8 | Temperatur-Entwicklung im Pleistozän (Eiszeitalter) und im Holozän (Nacheiszeitalter).



## Klimaarchive

Kontinuierliche Aufzeichnungen der Temperatur gibt es erst seit etwa 150 Jahren. Zur Rekonstruktion des Klimas der Erdgeschichte (Paläoklima) müssen die Geowissenschaftler Einblick in verschiedene Archive der Natur nehmen (↗ Tabelle D2) und die klimarelevanten Informationen herauslesen. Diese Klimahinweise werden

auch Proxies genannt. Klimainformationen können z. B. aus den Jahresringen von Bäumen abgeleitet werden (Dendrochronologie). Diese sind in Jahren mit guten Wachstumsbedingungen breiter als in Jahren mit schlechten Lebensbedingungen. Ähnlich verhält es sich mit dem Wachstum der Kalkschalen von Muscheln oder

Tabelle D2 | Klimaarchive und damit erfassbare Zeiträume.

Archiv	Minimal erfassbarer Zeitraum (in Jahren)	Maximal erfassbarer Zeitraum (in Jahren)
Marine Sedimente	10	10.000.000
Eis	1	1.000.000
Löß	100	1.000.000
Böden	100	1.000.000
Seesedimente	< 1	100.000
Dünen	100	100.000
Sinter (Tropfsteine)	100	100.000
Flußablagerungen	100	100.000
Torf/Moore	100	100.000
Pollen	1	100.000
Korallen	1	10.000
Baumringe	< 1	10.000
Historische Archive	< 1	10.000

D9 | Datierungen an einem etwa 30 cm langen Tropfstein aus dem Hölloch im Mahdtal (Allgäu). Die ältesten Bildungen sind fast 13.000 Jahre, die jüngsten weniger als 1.400 Jahre alt.

zeichnet) ergeben sich aus der Höhenlage von Terrassensystemen am Mittelmeer und dem Aufbau pazifischer Korallenriffe Absenkungen des Meeresspiegels von 90 bis 120 m. Durch den tiefen Meeresspiegel-Stand bildeten sich Landbrücken wie die Bering-Straße zwischen Asien und Alaska, die einen regen Faunen- und Floren-Austausch zwischen den Kontinenten ermöglichten.

Auch in dem nur rund 10.000 Jahre umfassenden Holozän (Nacheiszeit) lassen sich zyklische Klimaschwankungen erkennen, die durch Schwankungen in der Sonneneinstrahlung verursacht sind (↗ D7). Kalte Perioden

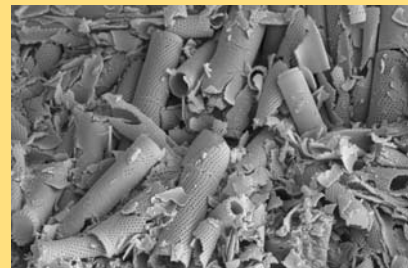
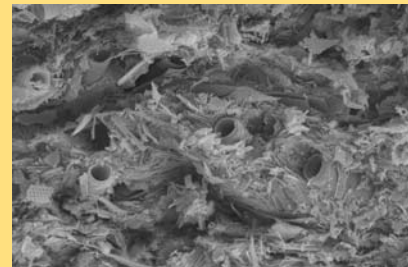
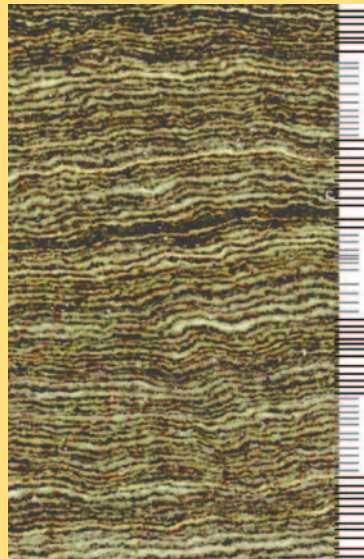
(Pessima) wechseln mit warmen (Optima) ab. Die Variation in den letzten 5.000 Jahren hatte Auswirkungen auf die regionale Bevölkerungsentwicklung in Europa, da sie die Wanderbewegungen der Völker gesteuert hat.

3500 – 2000 v. Chr.	„Pessimum der Bronzezeit“
400 v. Chr. – 200 n. Chr.	„Römisches Optimum“
300 – 600	„Pessimum der Völkerwanderungszeit“
800 – 1400	„Mittelalterliches Optimum“
1500 – 1850	„Kleine Eiszeit“

den Korallen, die von dem vorherrschenden Klima (Wassertemperatur) gesteuert sind und somit Klimaschwankungen aufzeigen können.

Auch Tropfsteine in Höhlen wachsen bei unterschiedlichen Umweltbedingungen wie Temperatur und Wassermenge unterschiedlich schnell (↗ D9). Während der Kaltzeiten kann durch Bodenfrost kein Wasser in den Untergrund gelangen, das Wachstum wird gestoppt. Die meisten Höhlensinter wurden überwiegend in der Quartärzeit, also in den letzten 2,6 Mio. Jahren gebildet. Proben eines Tropfsteins können an Hand von geophysikalischen Methoden (▶ Modul H „Geologische Arbeitstechniken“) datiert und so die Wachstumsgeschwindigkeit bestimmt werden.

Ein wichtiges Klimaarchiv stellen Sedimentfallen dar, wie z. B. Seen (limnische Sedimente). Der Eintrag von Partikeln, die durch Wind und Wasser herantransportiert werden und sich auf den Boden der Seen absetzen, ist jahreszeitlich unterschiedlich und verändert sich mit der Klimageschichte der Umgebung. Bohrkerne aus solchen Seeablagerungen lesen sich wie ein



D10 | Aufnahme eines Bohrkerns aus den Sedimenten des Maarsees von Baruth, Bohrung des Sächsischen Geologischen Landesamtes. Die Hell-Dunkel-Lagen spiegeln jahreszeitliche Schwankungen in der Algenblüte des Sees wieder, wie Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop zeigen. Rechts oben: dunkle Lage, Tonminerale, rechts unten: helle Lage, Kieselalgen (Diatomeen).

Buch der Klimageschichte von Jahrtausenden von Jahren (↗ D10).

Eiskerne aus den großen Eisschilden geben Daten über die letzten Hunderttausende von Jahren wieder. Niederschläge wurden in dem Eis eingeschlossen und können heute analysiert und datiert werden. Sedimentkerne aus der Tiefsee dokumentieren die Klimageschichte der letzten 5 Mio. Jahre sehr verlässlich. Will man jedoch weiter in die Erdgeschichte zurückblicken,

dann muss man die Gesteinsaufschlüsse der verschiedenen Erdzeitalter und ihre Fossilinhalte betrachten und aus den Beobachtungen Rückschlüsse ziehen. Dies gelingt für den Zeitraum des Phanerozoikums mit der fossilen Erhaltung der Lebewesen relativ gut. Die Aussagen werden unzuverlässiger, je weiter man sich in die Frühgeschichte der Erde zurückbegibt. Das Klima während des Präkambriums lässt sich bisher noch nicht zuverlässig rekonstruieren.





### 2.3 Einschnitte in der Entwicklung des Lebens

Ära	System
Känozoikum	2,6 Quartär
	Neogen
	23 Paläogen
Mesozoikum	65 Kreide
	145 Jura
	200 Trias
	251 Perm
Paläozoikum	299 Karbon
	359 Devon
	416 Silur
	444 Ordovizium
	488 Kambrium
	542

Im Verlauf der Erdgeschichte gibt es ein fortwährendes Erscheinen und Aussterben verschiedener Arten, dem sogenannten „Hintergrundrauschen“ der Evolution. Immer wieder hat es in der Erdgeschichte jedoch auch große Einschnitte gegeben (→ Faunenschnitt). Vor rund 250 Mio. Jahren sind etwa 90 % aller damals existierenden Arten ausgestorben, und somit wahrscheinlich 99 % aller Individuen.

Dieses weltweite Aussterben der Arten (Massenaussterben) wiederholte sich vor etwa 65 Mio. Jahren. Diese großen Einschnitte in die Entwicklung der Lebewesen bilden auch die Grundlage der Dreigliederung des Phanerozoikums in die drei Ären Paläozoikum, Mesozoikum, Känozoikum (→ D11). Die weitere Unterteilung dieser Ären in Perioden bzw. Systeme basiert ebenfalls auf deutlichen Veränderungen der Fauna und Flora, die durch Veränderungen der Lebensräume und -bedingungen verursacht sind. Die fünf großen Aussterbeereignisse werden auch als die „großen Fünf“ bezeichnet.

Die Gründe der großen Aussterbeereignisse werden immer noch kontrovers diskutiert, wobei folgende Zusammenhänge gesehen werden:

Die Gründe der großen Aussterbeereignisse werden immer noch kontrovers diskutiert, wobei folgende Zusammenhänge gesehen werden:

- Globale Meeresspiegelschwankungen aufgrund veränderter Plattenkonfiguration führen zu Veränderungen der Lebensräume und reduzieren die Biodiversität.

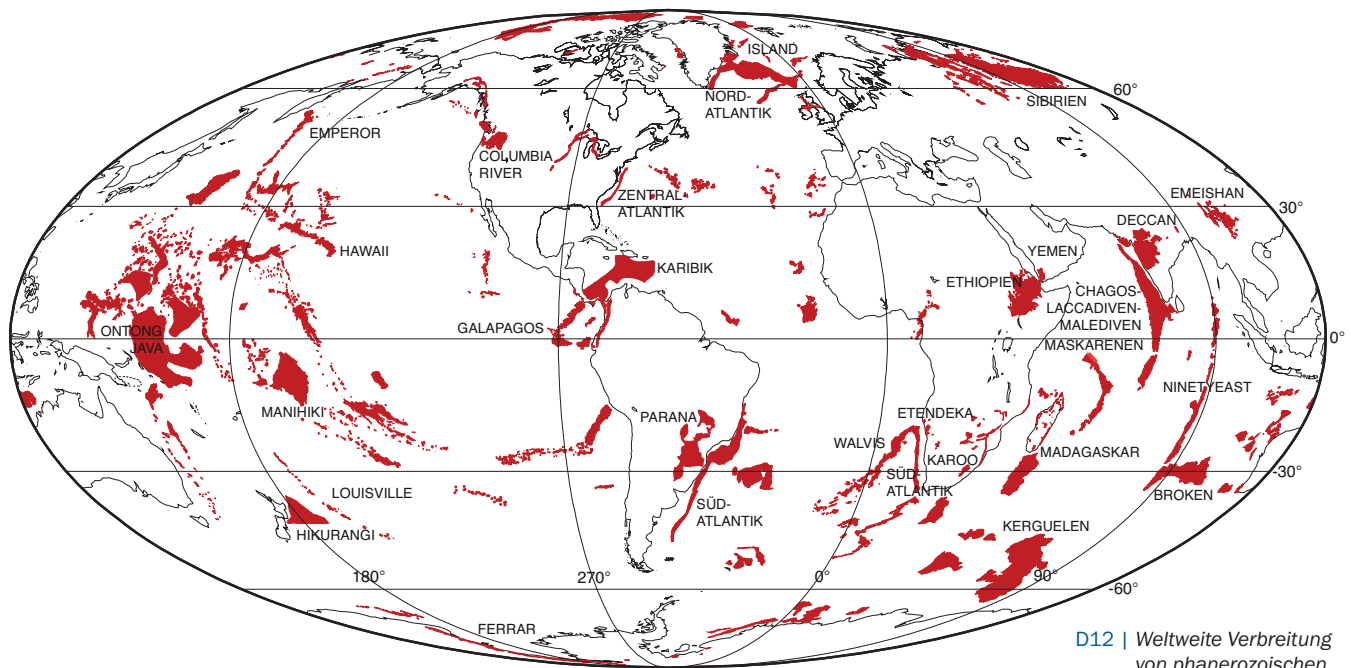
Diese Veränderungen werden überlagert und verstärkt durch andere Ereignisse.

- Viele Wissenschaftler sehen einen Zusammenhang der Aussterbeereignisse mit dem Austreten großer Mengen an basaltischen Magmen, sogenannter Flutbasalte (→ D12). Diese riesigen Magmenmengen (bis zu mehrere Mio. Kubikkilometer) traten in verhältnismäßig kurzen Zeiträumen (< 1 Mio. Jahre) aus und haben die Zusammensetzung der Atmosphäre und der Ozeane dramatisch beeinflusst. Durch den Vulkanismus entstanden einerseits viel Staub/Aerosole (führt zu Temperaturerniedrigung) und andererseits viel Kohlendioxid als Treibhausgas (begünstigt die Erwärmung) in die Atmosphäre. Dieses Szenario kann kurzfristige Abkühlungen und eine anschließende längerfristige Erwärmung zur Folge haben und zu Klimainstabilitäten führen.
- Weiterhin wird vermutet, dass durch die Erwärmung der Ozeane Methan freigesetzt wurde, das in den Sedimenten des Meeresbodens gebunden war (Gashydrate).
- Auch extraterrestrische Ursachen werden als Grund für Massenaussterben diskutiert. Für das Aussterben der Saurier am Ende der Kreidezeit wird der Einschlag eines Meteoriten auf der Halbinsel Yucatán in Mexiko als Ursache gesehen. Kritiker dieser Theorie merken jedoch an, dass das Aussterben der Dinosaurier und vieler anderer Arten zeitlich schon vor dem großen Einschlag einsetzte.

Die Abbildung → D12 zeigt die Verbreitung von Flutbasalten unterschiedlichen Alters auf der Erde. Das Alter der Sibirischen Flutbasalte entspricht genau dem Ende der Permizeit, dem bedeutendsten Aussterbeereignis in der Erdgeschichte überhaupt. Man vermutet, dass innerhalb einer geologisch kurzen Zeitdauer (ca. 1 Mio. Jahre) mehrere Mio. Kubikkilometer Lava ausgeflossen sind. Die Dekkan-Flutbasalte in Indien traten zeitgleich mit dem Ende der Kreidezeit auf, als die Dinosaurier ausstarben. Auch hier wurden in einer kurzen Zeitdauer ca. 1,5 Mio. Kubikkilometer Lava gefördert.

D11 | Große Aussterbeereignisse während des Phanerozoikums.

Die dem Modul separat nachgestellte Klapptafel gibt eine Zusammenstellung wichtiger Ereignisse der Erdgeschichte und der Entwicklung des Lebens auf der Erde.



D12 | Weltweite Verbreitung von phanerozoischen Flutbasalten.

Grafik: Mike F. Coffin

### 3 Entwicklung des Lebens im Phanerozoikum

Als Phanerozoikum (Zeit mit deutlich erkennbaren Organismen) wird der Zeitabschnitt vom Kambrium bis heute bezeichnet, in dem die Entwicklung des Lebens durch → Fossilien belegt ist. Aufgrund der Fossilien kann man für diesen Zeitraum eine relative Altersbestimmung verschiedener Gesteinsschichten vornehmen (Biostratigraphie). Dabei spielen auch Klein- und Mikrofossilien, die nur unter dem Mikroskop erkennbar sind, eine wichtige Rolle, wie Foraminiferen, Diatomeen, aber auch Pollen und Sporen.

Tier- und Pflanzengruppen, die sich rasch und formenreich entwickeln sowie eine weite Verbreitung haben, werden als sogenannte Leitfossilien für bestimmte geologische Zeitabschnitte benutzt. Leitfossilien sollen dabei folgende Bedingungen erfüllen:

- Sie sollten nur während einer möglichst kurzen Zeit (Lebensdauer von 300.000 bis 1 Mio. Jahren) gelebt haben, das erhöht die Genauigkeit der relativen Altersbestimmung.
- Sie sollten geographisch möglichst weit verbreitet gewesen sein, damit auch weit voneinander entfernte Gesteinsschichten als

gleich alt eingestuft werden können.

- Sie sollten in möglichst unterschiedlichen Lebensräumen existiert haben, damit sie in Schichten verschiedener Ablagerungsräume zu finden sind.
- Sie sollten häufig zu finden sein.
- Sie müssen eindeutig und leicht bestimmbar sein.

Wichtige Leitfossilien des Paläozoikums sind beispielsweise Trilobiten, Brachiopoden, Goniatiten und Graptolithen. Im Mesozoikum sind dies Ammonoiten, Belemniten sowie Foraminiferen (einzellige, ein Gehäuse besitzende Mikroorganismen). Im Känozoikum spielen Wirbeltierzähne, Kleinsäuger, Ostrakoden und Foraminiferen eine wichtige Rolle. Im Folgenden werden typische Vertreter der Perioden (Systeme) des Phanerozoikums genannt, die jedoch nicht in jedem Fall als Leitfossilien dienen, da sie nicht immer alle der oben genannten Kriterien erfüllen.

#### 3.1 Paläozoikum

Die Erde wird nach der Entstehung des Lebens für knapp drei Milliarden Jahre von Mikroorganismen beherrscht und evolutive Pro-

D13 | *Trichophycus pedum*:  
erstes Spurenfossil  
komplexer vielzelliger  
Organismen, Unter-  
kambrium, Namibia.

zesse laufen scheinbar nur sehr langsam ab. Im späten Proterozoikum und im frühen Kambrium kommt es zu einer, in geologischen Zeiträumen betrachtet, sehr raschen (25 Mio. Jahre) Entwicklung komplexer, vielzelliger Organismen (Metazoen).

### Kambrium (542 – 488 Mio.)



D14 | Ein Trilobit („*Parasolenopleura*“ sp.) vom Galgenberg, Frankwald, Galgenberg-Formation, Mittelkambrium.

Im frühen Kambrium entwickeln die Organismen erste Hartteile und können so häufig als Fossilien überliefert werden. Die Basis des Kambriums und somit des Phanerozoikums wird mittels des Auftretens des ersten komplexen Spurenfossils (*Trichophycus pedum*) eines multizellulären Organismus definiert. Diese Spuren treten noch vor den ersten Hartteiltragenden Organismen auf und dienen somit als erster Beleg für komplexe Lebensformen. Die Entwicklung der Metazoen geschieht derart schnell, dass man von der → „kambrischen Explosion“ des Lebens spricht, obwohl sie bereits im späten Proterozoikum eingesetzt hat. Fast alle noch heute existierenden Tierstämme sind während dieser Zeit entstanden.



D15 | *Hallucigenia sparsa*  
aus dem Burgess-  
Schiefer, Mittelkam-  
brium, Kanada.

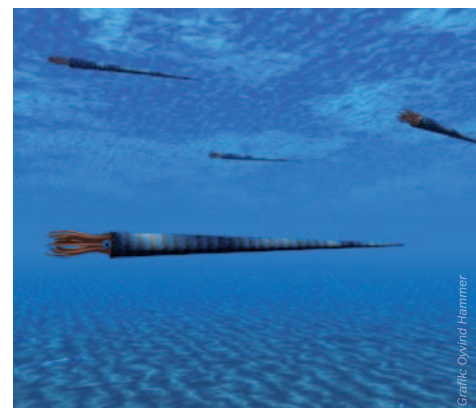
Auch im Kambrium findet Leben nur in den Ozeanen statt (↗ D13). Die ersten Lebensgemeinschaften bestehen überwiegend aus Trilobiten (Gliederfüßer, ↗ D14), Brachiopoden (Armfüßer), Mollusken (Weichtiere), Schwämmen, Archaeocyathiden (primitive Schwämme), Anneliden und einer Vielzahl heute nicht mehr existierender ungewöhnlicher Tiere wie *Hallucigenia* (↗ D15), *Anomalocaris* oder *Opabinia*.

Bedeutende Fossilagerstätten aus der Zeit des Kambriums sind Chengjiang in China und der Burgess-Schiefer in den Rocky Mountains in Kanada.

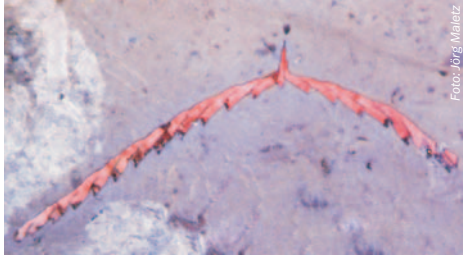
### Ordovizium (488 – 444 Mio.)

An der Grenze des Kambriums zum Ordovizium gibt es ein erstes großes Massensterben, von dem vor allem die Trilobiten und Nautiloideen betroffen sind. Die Trilobiten sind aber weiterhin wichtige Leitfossilien. Weitere typische Fossilien im Ordovizium sind Brachiopoden, Stachelhäuter, Nautiloideen (Kopffüßer, ↗ D16) und Korallen. Große Schelfbereiche mit warmem Flachwasser sind perfekt geeignet, um viele Gruppen von Organismen entstehen zu lassen. Es sind bereits alle heute vorhandenen Tierstämme präsent und erste Gliederfüßer verlassen die seichten Schelfe. Erste Vertreter der Wirbeltiere, kieferlose Fische die als Agnatha bezeichnet werden, entstehen. Die heute so häufigen einzelligen Foraminiferen (Kammerlinge) sowie die Moostierchen (Bryozoen) entwickeln sich. Stromatoporen (schwammähnliche Organismen) bauen größere Riffkomplexe auf. Vor allem nimmt die Zahl der Organismen dra-

D16 | Einfache gerade Formen der Nautiloideen erreichten im Ordovizium Längen von mehreren Metern. Rekonstruktion eines Endoceras.







**D17** | Graptolithen als Organismen ohne hartes Skelett sind gewöhnlich nur in dunklen Ton-schiefern als runenartige, silbrige, sägezahnartige Bänder und Netze erhalten und bekamen deshalb ihren Namen (= Schriftsteine): *Cymatograptus bidextro*.

matisch zu, die als Filtrierer ihre Nahrung direkt aus dem Meerwasser beziehen, wie die Korallen oder die Graptolithen (↗ D17), die als Plankton mit den Meeresströmungen drifteten. Eine kurze, aber intensive Eiszeit am Ende des Ordoviziums und eine folgende rasche Erwärmung sorgte für ein erneutes Massenaussterben. Vermutlich wurden damals etwa 60 % aller Gattungen von mehrzelligen Tieren ausgelöscht.

### Silur (444 – 416 Mio.)

Im Silur findet eine Zunahme der Riffbildner (Korallen und Stromatoporen) und schwimmenden Räuber statt. Unter den Gliederfüßern erscheinen die Eurypteriden (↗ D18). Diese mit großen Scheren bewaffneten Seeskorpione sind mit unseren heutigen Spinnen verwandt und werden mit einer Körperlänge bis über zwei Meter die größten Gliederfüßer aller Zeiten. Unter den Fischen kommt es zu großen Weiterentwicklungen und mit dem Ende des Silurs sind drei der vier Klassen der Fische (Agnatha, Panzer- und Knorpelfische) vorhanden. Die ersten primitiven Gefäßpflanzen breiten sich aus.

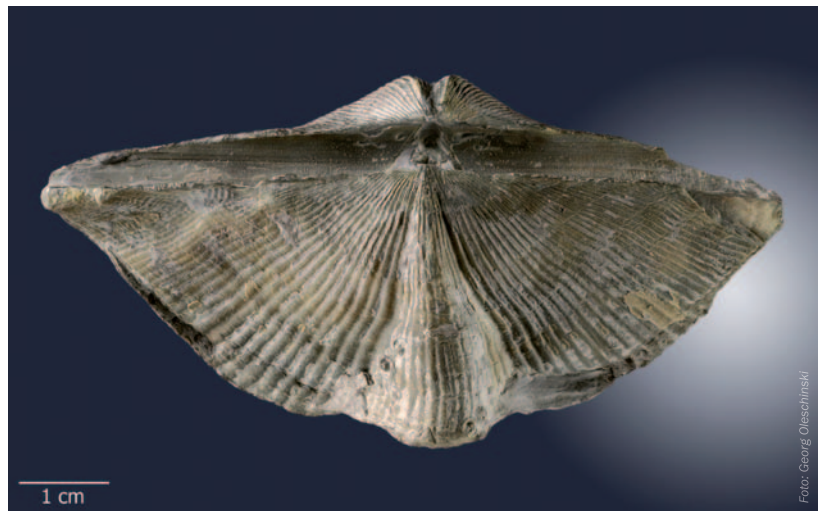
**D18** | Seeskorpion *Dolichopterus jewetti*.



### Devon (416 – 359 Mio.)

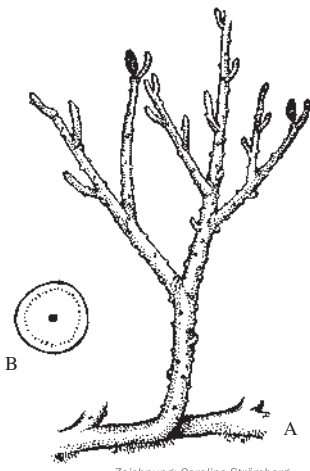
Warme, tropische Meere nehmen einen breiten Raum ein. Als Resultat entwickeln sich Lebensgemeinschaften, die ökologische Äquivalente zu unseren heutigen tropischen Riffbereichen sind. Auch Stromatoporen spielen wieder eine wichtige Rolle. Am Meeresboden sitzen vor allem altertümliche Gruppen von Brachiopoden (↗ D19), Seelilien und Muscheln. Trilobiten kriechen umher. Im Wasser schwimmen nun nicht mehr nur Kopffüßer aus der Gruppe der Nautiloideen, sondern es tauchen auch die Ammonoideen auf, die immer häufiger werden und dann besonders im Mesozoikum eine sehr bedeutende Gruppe unter den wirbellosen Tieren darstellen. Unter den Wirbeltieren bilden sich die Knochenfische. Die Fische entwickeln die

**D19** | Die Spiriferiden, hier ein *Cyrtospirifer*, eine Brachiopodengattung sind typische Vertreter des Devons.



ersten Schreitgliedmaßen und es geschieht damit der endgültige Durchbruch zum Landleben. Alle wichtigen höheren Pflanzengruppen mit Ausnahme der Blütenpflanzen bilden sich und die ersten Insekten entstehen. Eine frühe Landgemeinschaft aus dem frühen Devon ist im Rhynie Chert von Schottland durch ihre Konservierung mittels Sinterbildung an warmen Quellen (wahrscheinlich Geysire) in einer ganz außergewöhnlichen Weise erhalten geblieben (↗ D20).

Im späten Devon kommt es erneut zu einem Massenaussterben, dem eine Klasse der Fische (Agnatha) völlig zum Opfer fällt, daneben werden die Panzerfische, Brachiopoden, Trilobiten und viele Riffbildner schwer dezi-



Zeichnung: Caroline Strömberg

**D20** | Rekonstruktion einer *Rhynia gwynne-vaughanii*, einer Landpflanze aus dem Devon und Querschnitt einer fossilen *Rhynia*.

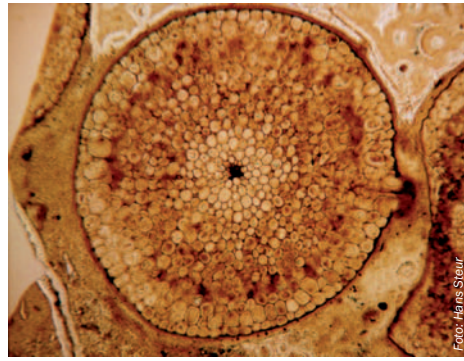


Foto: Hans Stenar

miert. In der Summe war das Massensterben im späten Devon verheerender für die damaligen Lebensgemeinschaften als das wesentlich bekanntere Ereignis an der Obergrenze der Kreide. Im Verlauf des Devons hat sich die für uns heute so wichtige Ozonschicht (Schutz vor UV-Strahlung) gebildet und damit eine weitere Entwicklung des Landlebens ermöglicht.

### Karbon (359 – 299 Mio.)

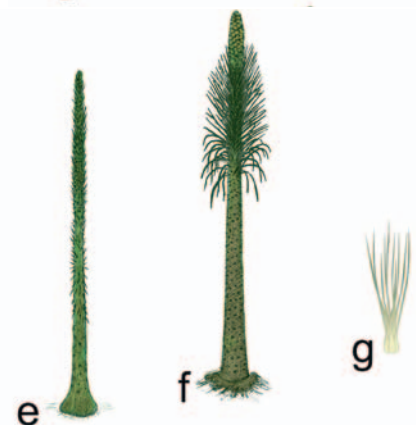
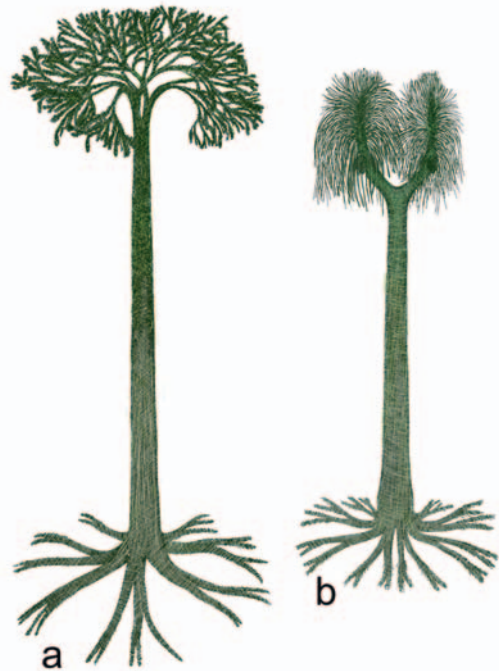
Das Klima unterliegt mehrfachen Wechsels zwischen Warm- und Kaltzeiten. Durch den Zusammenschluss mehrerer Kontinentalplatten kommt es zur Variszischen Gebirgsbildungsphase. In den Vorländern und in den Senken der neuen Bergländer bilden sich Sümpfe mit üppigem Pflanzenwuchs (↗ D21). Die Bioproduktion ist so groß, dass die organischen Substanzen nicht mehr vollständig abgebaut werden können.

**D21** | Rekonstruktion eines Karbon-Sumpfes.



Zeichnung: John S. Waisow

Deshalb entstehen aus diesen ersten üppigen Wäldern aus baumförmigen Bärlapp-, Schachtelhalm- und Farngewächsen (↗ D22) die bedeutendsten Steinkohlelager, die auch Namen gebend für dieses System sind. Die Bärlappgewächse *Sigillaria* (Siegelbaum, bis



**D22** | Rekonstruktion verschiedener *Lycopsiden*. a) *Lepidodendron* (Oberkarbon, ~50 m hoch), b) *Sigillaria* (Oberkarbon, ~40 m), c) *Valmeyerodendron* (Unterkarbon, 0,6 m), d) *Protolepidodendron* (Mitteld Devon, 0,2 m), e) *Chaloneria* (Oberkarbon, 2 m), f) *Pleuromeia* (Trias, 2 m), und g) *Isoetes* (rezent, 30 cm).

Zusammenstellung: Dennis Murphy



35 m hoch!) und *Lepidodendron* (Schuppenbaum), die Schachtelhalme *Calamites* (bis 20 m hoch) und *Annullaria* gehören zu den bekanntesten Pflanzenfossilien.

In den Karbon-Wäldern fliegt mit der libellenartigen *Meganeura* (Flügelspannweite bis 75 cm) das größte bekannte Insekt aller Zeiten. Weiterhin entwickeln sich die Amphibien in den Sümpfen und Seen und die ersten Reptilien entstehen.

In den Meeren sind weiterhin Brachiopoden, Nautiliden, Moostierchen, Ammonoiten, Seelilien, Trilobiten und Foraminiferen sowie Fische häufig, wobei die Panzerfische im frühen Karbon endgültig aussterben.

Während des Karbons bildet sich durch Zusammenschluss aller einzelner Kontinente (→ Variszische Gebirgsbildungsphase) der Superkontinent Pangäa.

### Perm (299 – 251 Mio.)

Im Perm entwickeln sich nach einer Vereisungsphase auf dem Land vielfältige Floren- und Faunengemeinschaften. Im Verlauf des Perms wird es zunehmend wärmer und trockener und im oberen Perm entstehen unter

**D23** | *Callipteris conferta* aus dem Oberrotliegenden von Sobernheim an der Nahe (Rheinland-Pfalz). Länge ca. 54cm.



Foto: Museum Wiesbaden

anderem die bedeutenden Salzlagerstätten des Zechsteins. Unter den Pflanzen nehmen Farne, Samenfarne und Koniferen deutlich zu (→ D23). Amphibien und an Wasser gebundene Reptilien sind vom Austrocknen der Kohlesümpfe betroffen und werden stark dezimiert. Es bilden sich neue Reptiliengruppen (allgemein als Saurier bezeichnet), die vom Wasser relativ unabhängig sind. Am bekanntesten unter diesen sind die Pelycosaurier (z. B. *Edaphosaurus*) mit ihren auffälligen Rückensegeln. Sie gehören bereits in die Entwicklungslinie zu den Säugetieren.

Am Ende des Perms findet das dramatischste Massenaussterben der ganzen Erdgeschichte statt, dem wohl rund 75 % der an Land lebenden Arten und rund 95 % der marinen Arten zum Opfer fallen. Viele der typischen paläozoischen Tiergruppen, wie z. B. die Trilobiten, paläozoische Korallen (Tabulate) und Eurypteriden sterben aus. Gründe für dieses Ereignis liegen im Zusammenwirken verschiedener Faktoren wie der Land-See-Verteilung (es gab nur einen Superkontinent und somit vergleichsweise wenig Schelfareale), am Vulkanismus (Bildung der sibirischen Flutbasalte) sowie am möglichen Einschlag eines Meteoriten.

## 3.2 Mesozoikum

Das Massenaussterben an der Grenze Perm/Trias schafft ökologische Nischen, die nun zu Beginn des Mesozoikums von neu entstandenen Gruppen eingenommen werden. Ein dramatischer Wechsel in der Lebewelt vollzieht sich innerhalb von wenigen Mio. Jahren.

### Trias (251 – 200 Mio.)

Während Muscheln und Brachiopoden, Stachelhäuter und Samenfarne schon am Beginn der Trias häufig vorkommen (→ D24), brauchen Ammoniten, die modernen Korallen (Rugose) und viele andere Organismengruppen eine gewisse Entwicklungszeit. Ein Grund dafür mag sein, dass das Klima damals warm bis heiß war und außerdem die Landbereiche einen außergewöhnlich großen Umfang hatten. Es kommt zu einer Diversifizierung der Reptilien und bis auf die Schlangen sind am Ende der Trias alle Reptilordnungen vorhanden. Unter den Saurier-





D24 | Die Lebewelt im Muschelkalk-Meer Süddeutschlands mit am Boden lebenden Seelilien und Brachiopoden sowie Knochenfischen und einem Nothosaurier (Diorama im Naturkunde-Museum Coburg).



Foto: Umwelt-Museum Hauff

D25 | Rekonstruktion eines Plateosaurus (Obertrias bis Unterjura).



D26 | Unterkiefer vom Mastodonsaurus ?cappelensis aus dem Buntsandstein Nähe Gambach, Unterfranken.

gruppen, die damals die Kontinente durchstreifen, sind ab der späten Trias auch die Dinosaurier wie der *Plateosaurus*, ein Pflanzenfresser, der bis zu 9 m lang und 3 – 4 m hoch werden konnte. Ein *Plateosaurus* (↗ D25) war auch der erste in Deutschland gefundene Saurier. Im Jahr 1834 wurden in einer Tongrube nordöstlich von Nürnberg Einzelknochen des Sauriers gefunden. In Franken sind bis heute etwas mehr als ein Dutzend *Plateosaurus*-Fundstellen bekannt (z. B. Altenstein bei Maroldsweisach, östlich von Kulmbach, bei Heroldsberg, Röthenbach/Peg., Altdorf und Lauf/Peg.).

Diese ersten großen Saurier verbreiteten sich weltweit. Ihre Skelettreste wurden auf fast allen Kontinenten gefunden, ein Beleg dafür, dass die Kontinente in der Obertrias noch in einem Großkontinent vereint waren.



In Schichten des Buntsandsteins (Untere Trias) bei Gambach in Unterfranken wurde das weltweit größte Amphibium („*Mastodonsaurus ingens*“) gefunden. Sein Unterkiefer misst stattliche 80 cm (↗ D26).

### Jura (200 – 145 Mio.)

Zumindest aus mitteleuropäischer Sicht ist der Jura die „Zeit der Ammoniten“, spiralig eingerollter, tintenfischartiger Kopffüßer, die in den marinen Schichten die auffälligsten Fossilien bilden (↗ D27). Brachiopoden und Seelilien sind weiterhin häufig, Muscheln, Korallen, Schwämme, Schnecken oder auch Bryozoen (Moostierchen) nehmen immer mehr an Häufigkeit und Formenfülle zu. An Wirbeltieren schwimmen im Meer nicht nur Knochen- und Knorpelfische, sondern auch die Ichthyosaurier (Fischsaurier, ↗ D28) und Plesiosaurier, von denen besonders spektakuläre Exemplare in den unterjurassischen Schwarzschiefern von Holzmaden und Bad Boll gefunden wurden.

Auf dem Land wachsen Cycadeen (Palmfarne), Farne, Schachtelhalme und Nadelbäume. Viele der heutigen Insektenordnungen entwickeln sich. Neben den verschiedenen Sauriergruppen kommen auch erstmals Vögel vor. Am bekanntesten ist der Urvogel *Archaeopteryx*, der bisher ausschließlich im Solnhofener Plattenkalk (Oberjura) der Eichstätter Gegend gefunden wurde (↗ D29). Er lebte vor etwa 150 Mio. Jahren



D27 | *Leioceras opalinum* aus dem *Opalinuston* von Heiningen bei Göppingen.



gegen Ende der Jurazeit. Von ihm wurden mehrere Skelette bzw. Skelettreste und der beidseitige Abdruck einer kleinen Feder gefunden.

D28 | Ichthyosaurier aus dem *Posidonienschiefer* (Unterjura) von Holzmaden, Baden-Württemberg.



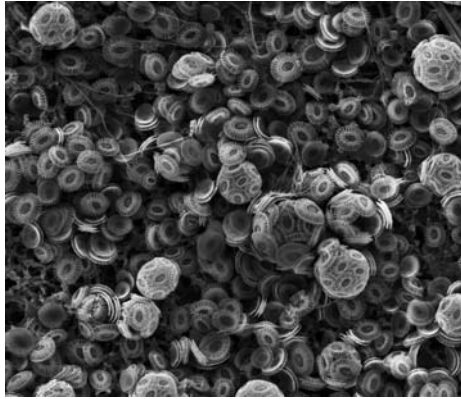
### Kreide (145 – 65 Mio.)

In der Kreide (↗ D30) entwickeln sich auf dem Land die ersten echten Blütenpflanzen. Parallel dazu entstehen auch Insekten, die direkt oder indirekt von den neuen Blütenpflanzen profitieren (z. B. Bienen).

Obwohl sie in der Oberkreide ihre größte Formenfülle längst überschritten haben, sind die drei damals vorkommenden Dinosauriergruppen (Entenschnabeldinosaurier mit *Iguanodon*, Ceratopsiden mit *Triceratops* und Titanosauria mit *Tyrannosaurus*) die bekanntesten (die meisten Dinosaurier aus dem Hollywood-Film *Jurassic Park* sind kreidezeitliche Kreaturen!). Die Luft wird nicht nur von den wohl nicht sehr zahlreichen Vögeln bevölkert, sondern auch von Flugsauriern, die

D29 | Der Urvogel *Archaeopteryx* aus dem Solnhofener Plattenkalk.

**D30** | Eine Gruppe unter den Mikroorganismen der Kreide, die Coccolithophoriden (hier ein rezenter Vertreter *Emiliana huxleyi*) wurden speziell bedeutsam: Die winzigen Skelettteilchen (Coccolithen) dieser einzelligen Kalkalgen bauen zum großen Teil die Schreibkreide auf.



ebenfalls in der Oberkreide enorm groß wurden (Flügelspannweite mehr als 10 m, ➔ D31). 85 % aller Arten sterben am Ende der Kreide aus und dazu gehören auch die Saurier. In den Meeren verschwinden z. B. die Ammonoideen und die Belemniten.

Als Gründe für das Aussterben werden starke vulkanische Aktivität (Dekkan-Basalte in Indien) und/oder der Einschlag des Chicxulub-Meteoriten in Mexiko diskutiert.

**D31** | Rekonstruktion eines Quetzalcoatlus, dessen Skelett in Texas gefunden wurde und mit einer Flügelspannweite bis zu 15 m als bislang größter gefundener Flugsaurier gilt.



### 3.3 Känozoikum (65,5 Mio. bis heute)

Nach dem Massenaussterben am Ende der Kreide besetzen neue Arten die entstandenen Nischen. Die letzten gut 60 Mio. Jahre vor unserem Erscheinen erleben eine mehr oder weniger gleichmäßige Entwicklung hin zur Dominanz von Säugetieren, Insekten und Spinnen sowie den Angiospermen (Bedecktsamer), parallel zu einer mehr oder weniger gleichmäßigen Entwicklung von einem feucht-tropischen über ein kühl-gemäßigtes bis zu einem glazialen Klima. Konsequenzen sind die Entstehung von Grasfluren und Laubwäldern mit den entsprechenden Bewohnern. Gegen Ende des Paläogens und im frühen Neogen bilden sich in vielen Senken Sümpfe mit üppigem Pflanzenwuchs (heutige Braunkohle).

Im Zuge einer Reform der Stratigraphie werden im Känozoikum heute die Systeme Paläogen und Neogen (früher zusammen Ter-

Ära: Känozoikum (65,5 bis heute)	
Periode	Epoche (Beginn vor heute)
Quartär	Holozän (11.800)
	Pleistozän (2,588 Mio.)
Neogen	Pliozän (5,33 Mio.)
	Miozän (23,03 Mio.)
früher: Tertiär Paläogen	Oligozän (33,9 Mio.)
	Eozän (55,8 Mio.)
	Paläozän (65,5 Mio.)



tiär) unterschieden. Um die Besonderheiten der Erdentwicklung im Eiszeitalter zu berücksichtigen, wurde weiterhin das Quartär definiert. Der Beginn des Quartärs wird auf 2,6 Mio. Jahre vor heute festgesetzt.

### Paläogen (65,5 – 23 Mio.)

Im Paläogen werden die bevorzugten Lebensräume der Saurier von den sich jetzt entwickelnden Säugetieren besetzt. Aus dem Paläogen haben wir in Deutschland sehr gute Fossilarchive (Schichten mit besonders gut überlieferten Organismenresten). Sie erlauben eine verlässliche Rekonstruktion der damaligen Lebewelten. Hierzu gehört die Öl-



Foto: Senckenberg Stiftung



**D32** | Das kleine Urpferdchen *Propalaeotherium parvulum* (bis 30 cm Schulterhöhe) aus dem Ölschiefer von Messel bei Darmstadt lebte vor ca. 50 Mio. Jahren.

**D33** | Durch Verwitterung freigelegte Großforaminiferen (bis 5 cm Größe), Siegsdorf bei Traunstein.

schiefer-Grube Messel bei Darmstadt aus dem Eozän(↗ D32), die 1995 als erstes auf Fossilien begründetes Weltnaturerbe Europas in die Welterbeliste der UNESCO aufgenommen wurde, und das Geiseltal bei Halle (Eozän) oder Sieblos an der Wasserkuppe (Oligozän).

Unter den marinen Mikroorganismen gibt es etliche Gruppen, die zwar dezimiert, aber nur wenig verändert weiterleben. Dazu gehören die Foraminiferen, die während des Paläogens eine starke Ausbreitung erleben und hier eine wichtige Stellung als Leitfossilien des Känozoikums einnehmen (↗ D33). Im Eozän beispielsweise bilden die Großforaminiferen in warmen Gewässern häufig charakteristische Gesteine (wie die Nummulitenkalke, aus denen unter anderem viele der ägyptischen Pyramiden errichtet wurden).

### Neogen (23 – 2,588 Mio.)

Während das Klima im Paläogen durchweg warm und tropisch war, ist das Neogen klimatisch geprägt von einem kontinuierlichen Kälterwerden, das die darauf folgende Eiszeit im Quartär ankündigt. Am Ende des Pliozäns beginnen die Polkappen zu vereisen. Ein besonders erwähnenswertes geotektonisches Großereignis im Neogen ist die Bildung der Alpen und des Himalaya. Am Ende des Miozäns ist das Mittelmeer komplett ausgetrocknet (Messinische Krise) und es gibt somit eine große Landbrücke zwischen Afrika und Europa. Den Säugetieren, die sich damit im Neogen weit ausbreiten können (↗ D34), wie Pferde, Kamele, Elefanten und Hirsche sowie viele Großkatzen sieht man schon die Verwandtschaft zu den heute lebenden Tieren an.

D34 | Mastodone (Rüssel-tiere), die Vorfahren der Elefanten und Mammuts. Rekonstruktion der Lebewelt vor ca. 11 Mio. Jahren.



### Quartär (2,588 Mio bis heute)

Das Quartär umfasst den gesamten Zeitraum des letzten Eiszeitalters und das Holozän als Nacheiszeit (11.800 Jahre bis heute).

Innerhalb des Quartärs beginnt auch die Entwicklungsgeschichte des Menschen und dieses letzte Kapitel der Erdgeschichte ist zugleich das erste in der Geschichte der Menschen.

Flora und Fauna sind durch den Wechsel von

Warm- und Kaltzeiten geprägt. In den Kaltzeiten gibt es Steppen- und Tundravegetation mit Gräsern, Moosen und Flechten, der Lebensraum für Wollhaarmammuts und Wollhaarnashörner (➔ D35). Während der Warmzeiten entwickeln sich riesige Laubwälder als Lebensraum für Waldelefanten und Waldbisonten.

In Höhlen, wie z. B. in der Fränkischen Schweiz oder der Schwäbischen Alb, hat man viele Fossilien aus der Würmeiszeit vor etwa 30.000 Jahren gefunden (➔ D36).



D35 | *Mammuthus primigenius* (Wollhaar-Mammut).



D36 | Skelett eines Höhlenbären aus der Teufelhöhle bei Pottenstein in der Fränkischen Alb.



## Fossilisation – Wie entstehen Fossilien?

Fossilisation ist der Prozess, durch den Fossilien gebildet werden. Streng genommen ist jedes gefundene Fossil das Ergebnis einer Kette glücklicher und unwahrscheinlicher Umstände, die zu seiner Entstehung führten. Im Normalfall (ca. 99 %) werden Organismen nach ihrem Tod, egal ob Pflanzen oder Tiere, nicht erhalten. Sie werden durch chemische und biologische Prozesse vollkommen aufgelöst und bleiben Teil des natürlichen Stoffkreislaufs. Als erstes werden die sogenannten Weichteile zersetzt und entsprechend selten sind diese bei Fossilien erhalten. Das Auflösen der Hartteile (z. B. Schalen, Knochen, Zähne) dauert in der Regel etwas länger und das Erhaltungspotenzial für die Fossilisation ist entsprechend größer. Generell lässt sich sagen, je schneller die Einbettung und je schneller der Fossilisationsprozess abläuft, desto besser ist die Erhaltung des Fossils. Im Wesentlichen lassen sich folgende Formen von Fossilien unterscheiden:

### Körperfossilien

Sie sind die wohl spektakulärsten Fossilien, bei denen der Körper mehr oder weniger in seiner originalen Zusammensetzung überliefert ist. In seltenen Fällen können bei Körperfossilien sogar Weichteile, wie die Haut oder innere Organe, erhalten bleiben. Berühmte Fossil-Lagerstätten, in denen es Weichteilerhaltung gibt, sind beispielsweise Chengjiang in China, der Burgess-

Schiefer in Kanada, die Solnhofener Plattenkalke in Bayern oder die Ölschiefer der Grube Messel in Hessen. Sehr häufig kommt es bei Körperfossilien im Laufe der Fossilisation zu einer Umkristallisation der Hartteile. Man spricht dann von einer Rekristallisation.

### Steinkerne

Sie entstehen, wenn Hohlräume wie z. B. das Innere eines Schneckengehäuses oder einer Muschel mit Sediment verfüllt wird und diese Verfüllung erhalten bleibt. Die Schalen dagegen werden bei der Fossilisation aufgelöst. Ein besonderer Fall ist der Prägesteinkern, wenn ehemalige Skulpturelemente (z. B. Rippen, Knoten), die sich auf der Außenseite der Schalen befanden, während des Fossilisationsprozesses auf den Steinkern geprägt werden. Im fränkischen Jura kommen Ammoniten und Muscheln sehr häufig in Prägesteinker-nerhaltung vor.



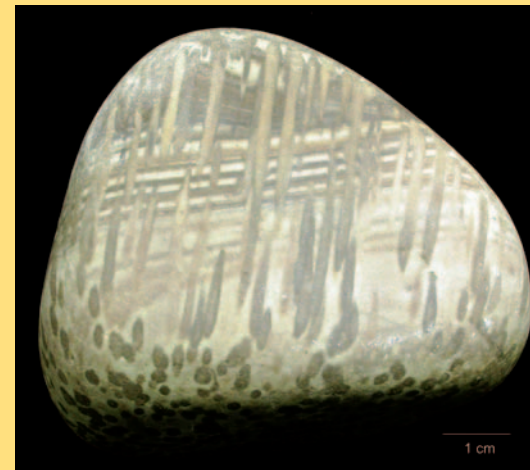
D38 | Pyritisierter Prägesteinkern eines *Hecticoceras* sp. aus Grubingen, mittlere Schwäb. Alb, Baden-Württemberg.

### Abdrücke

Zu Körperfossilien gehören immer auch Abdrücke. Speziell in sehr alten (mehrere hundert Mio. Jahre) Gesteinen sind häufig nur noch Abdrücke erhalten, da das dazugehörige Körperfossil aufgelöst wurde und sich kein Steinkern ge-

D37 | (links) Körperfossil eines *Encrinurus* liififormis aus dem Oberen Muschelkalk von Erkrade, Niedersachsen.

bildet hat, wie das sehr häufig bei Pflanzenfossilien der Fall ist. Abdrücke können die äußere Form eines Organismus genau nachzeichnen und sind aus diesem Grund sehr wertvolle und wichtige Fossilien.



D39 | Spurenfossil *Skolithos linearis*, aus dem Kambrium Südschwedens.

### Spurenfossilien

Sie gehen auf Lebensaktivitäten von einem individuellen Organismus bzw. homotypischer Organismen (z. B. Ameisen, Bienen, Termiten) zurück. Dies können fossil erhaltene Schreitspuren von Dinosauriern, Wühlspuren von Weichtieren, Wohnbaue von Gliederfüßern, Kriechspuren von Würmern oder Bohrungen verschiedenster Organismen in Schalen oder Holz sein. Häufig sind Spurenfossilien die einzigen Zeugen ehemaligen Lebens, da diese selbst unter Umweltbedingungen erhalten bleiben, bei denen jegliches organisches Material aufgelöst wird.

Besondere Fälle der Fossilierung sind Eisfossilien wie zum Beispiel Mammuts oder „Ötzi“. Dabei werden in der Regel alle Weichteile erhalten. Jedoch sind diese Fossilien maximal einige Zehntausend Jahre alt. Eine weitere Besonderheit sind Bernsteinfossilien. Hier wurden Organismen von Harz eingeschlossen und somit nahezu vollkommen überliefert.





## Weiterführende Literatur, Links und Karten (Auswahl):

Arzt, V. 2009. Als Deutschland am Äquator lag, (Audio-CD) Verlag Komplett Media, ISBN 978-3-87134-418-3.

Bryson, B. 2005. Eine kurze Geschichte von fast allem, 672 S., Goldmann Verlag, ISBN 978-3-44246-071-7.

Dawkins, R. 2008. Der blinde Uhrmacher: Warum die Erkenntnisse der Evolutionstheorie zeigen, daß das Universum nicht durch Design entstanden ist, 384 S., dtv, ISBN 978-3-42334-478-4.

Dawkins, R. 2008. Geschichten vom Ursprung des Lebens: Eine Zeitreise auf Darwins Spuren, 928 S., Ullstein Verlag, ISBN 978-3-55008-748-6.

Doppler, G., Fiebig, M., Freudenberger, W., Glaser, S., Meyer, R., Pürner, T., Rohrmüller, J. & Schwerd, K. 2004. GeoBavaria – 600 Millionen Jahre Bayern. 92 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt.

Fortey, R. 2002. Leben – eine Biographie – Die ersten vier Milliarden Jahre, 442 S., dtv, ISBN 978-3-42333-080-0.

Fortey, R. 2004. Trilobiten – Fossilien erzählen die Geschichte der Erde, 271 S., dtv, ISBN 978-3-42334-111-0.

Glaser, R. 2008. Klimageschichte Mitteleuropas – 1200 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen, 272 S., Primus Verlag, ISBN 978-3-89678-604-3.

Oschmann, W., Dullo, C., Mosbrugger, V. & Steininger, F. (Hrsg.) 2000. Evolution des Systems Erde. Geobiologische und paläobiologische Prozesse als Antrieb. Kleine Senckenberg-Reihe, 35, 1 – 57, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, ISBN 978-3-51061-055-6.

Rothe, P. 2009. Erdgeschichte, Spurensuche im Gestein, 256 S., Primus Verlag, ISBN 978-3-89678-658-6.

Stanley, S.M. 2001. Historische Geologie, 710 S. Spektrum Akademischer Verlag, ISBN 978-3-82740-569-2.

Karten und Globen mit paläogeografischen Rekonstruktionen ► [www.scotese.com](http://www.scotese.com)

Allgemeine Informationen zur Paläontologie ► [www.palaeontologische-gesellschaft.de](http://www.palaeontologische-gesellschaft.de)

### Herausgeber

Bayerisches Staatsministerium für  
Umwelt und Gesundheit (StMUG)

Staatsinstitut für Schulqualität und Bildungsforschung (ISB)