

Margot Böse · Jürgen Ehlers · Frank Lehmkuhl

Deutschlands Norden

vom Erdaltertum zur Gegenwart.

Deutschlands Norden

Margot Böse • Jürgen Ehlers • Frank Lehmkuhl

Deutschlands Norden

vom Erdaltertum zur Gegenwart

2. Auflage

 Springer

Margot Böse
Fachbereich Geowissenschaften
FU Berlin
Berlin, Deutschland

Jürgen Ehlers
Witzeze, Deutschland

Frank Lehmkuhl
Geographisches Institut
RWTH Aachen Geographisches Institut
Aachen, Deutschland

ISBN 978-3-662-64360-0 ISBN 978-3-662-64361-7 (eBook)
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-64361-7>

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie;
detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

© Springer-Verlag GmbH Deutschland, ein Teil von Springer Nature 2018, 2022

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung, die nicht ausdrücklich vom Urheberrechtsgesetz zugelassen ist, bedarf der vorherigen Zustimmung des Verlags. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Bearbeitungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Die Wiedergabe von allgemein beschreibenden Bezeichnungen, Marken, Unternehmensnamen etc. in diesem Werk bedeutet nicht, dass diese frei durch jedermann benutzt werden dürfen. Die Berechtigung zur Benutzung unterliegt, auch ohne gesonderten Hinweis hierzu, den Regeln des Markenrechts. Die Rechte des jeweiligen Zeicheninhabers sind zu beachten.

Der Verlag, die Autoren und die Herausgeber gehen davon aus, dass die Angaben und Informationen in diesem Werk zum Zeitpunkt der Veröffentlichung vollständig und korrekt sind. Weder der Verlag noch die Autoren oder die Herausgeber übernehmen, ausdrücklich oder implizit, Gewähr für den Inhalt des Werkes, etwaige Fehler oder Äußerungen. Der Verlag bleibt im Hinblick auf geografische Zuordnungen und Gebietsbezeichnungen in veröffentlichten Karten und Institutionsadressen neutral.

Covermotiv Luftbild: Brücke von Stralsund über den Strelasund nach Rügen. Copyright: Holger Weitzel, Aufwind-Luftbilder

Planung/Lektorat Simon Shah-Rohlf's

Springer ist ein Imprint der eingetragenen Gesellschaft Springer-Verlag GmbH, DE und ist ein Teil von Springer Nature

Die Anschrift der Gesellschaft ist: Heidelberger Platz 3, 14197 Berlin, Germany

Vorwort zur 2. Auflage

Die erste Auflage unseres Buches hat bei den Leserinnen und Lesern so großen Anklang gefunden, dass der Springer-Verlag uns gebeten hat, eine aktualisierte Neuauflage zu erstellen. Dieser Bitte sind wir gern nachgekommen. Wir haben den Inhalt teilweise korrigiert und vor allem das Buch durch eine Reihe von zusätzlichen Texten und Illustrationen erweitert und abgerundet haben.

Wir möchten uns bei den Kollegen bedanken, die uns durch kritische Anmerkungen sowie durch Texte und Abbildungen unterstützt haben:

Cäcilia Fiege hat aktuelle Unterlagen über die Wölbäcker in Brandenburg zur Verfügung gestellt. Oliver Hampe (Museum für Naturkunde Berlin) hat Fotos von Knochenfunden aus dem Rixdorfer Horizont für dieses Buch anfertigen lassen, während Jaqueline Strahl (Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg) zur Information über die Fundpunkte beigetragen hat. Jacob Hardt (Freie Universität Berlin), Robert Hebenstreit (Freie Universität Berlin), Ellen Leipner (Freie Universität Berlin) haben vor allem bei einigen Abbildungen geholfen. Janina Nett (RWTH Aachen), und Janek Walk (RWTH Aachen) sei für die Durchsicht und hilfreichen Anmerkungen zu den Methoden gedankt. Alexandra Weber (RWTH Aachen) hat die verschiedenen Daten zu den Nationalparks und Naturschutzgebieten zusammengestellt. Ludwig Zöller hat uns mit einem aussagekräftigen Foto zu Paläoböden im Löß unterstützt. Frank Schaal (Museumspark Rüdersdorf) sei für die Überlassung von Fotos aus dem Museumspark Rüdersdorf gedankt. Carola Lehmkuhl hat das gesamte Manuskript sorgfältig korrekturgelesen.

Der Springer-Verlag hat mit uns wie auch schon bei der ersten Auflage sehr gut zusammengearbeitet.

Margot Böse

Jürgen Ehlers

Frank Lehmkuhl

Berlin/Witzeeze/Aachen

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Wozu dieses Buch?	2
1.2	Naturräumliche Großgliederung	3
1.3	Altersbestimmungen	6
1.4	Digitale Geländemodelle	20
	Literatur	24
2	Land und Meer im Wandel – Norddeutschland bevor die Eiszeit kam	27
2.1	Grundgebirge und Deckgebirge – die geologische Entwicklung vor den Eiszeiten	28
2.2	Grundgebirge – das Paläozoikum	28
2.3	Deckgebirge – Perm und das Mesozoikum	36
2.4	Lockerdeckgebirge – das Känozoikum	46
	Literatur	49
3	Das Tertiär – nicht nur Braunkohle	51
3.1	Erdklima und Verwitterung	52
3.2	Sande und Meerestone	55
3.3	Es wird kühler	56
	Literatur	61
4	Der Mittelgebirgsrand	63
4.1	Saxonische Bruchschollentektonik, Neotektonik und Vulkanismus	64
4.2	Schichttafeln, Schichtstufen und Schichtkämme des Deckgebirges	68
4.3	Flussterrassen	76
4.4	Lösslandschaften in Deutschlands Norden	77
	Literatur	87
5	Die Altmoränenlandschaft	89
5.1	Wann begann das Eiszeitalter?	90
5.2	Spuren früher Vereisungen in Norddeutschland	90
5.3	Elster-Eiszeit	93
5.4	Die Eisvorstöße der Saale-Kaltzeit	97
5.5	Was geschah zwischen den Eisvorstößen?	103
5.6	Begrabene Moore in der Altmoränenlandschaft	109
	Literatur	110
6	Die Jungmoränenlandschaft	113
6.1	Die klimatischen Voraussetzungen im Weichsel-Glazial	115
6.2	Die Eisausdehnung	116
6.3	Das Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins	116
6.4	Das Gebiet südlich der Ostsee: Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg	119
6.5	Pommersche Eisrandlage	129
6.6	Das Spätglazial	132
	Literatur	137
7	Die Ostseeküste	141
7.1	Kurze Geschichte der Ostsee	142
7.2	Kliffs und Ausgleichsküsten	142
7.3	Küstenschutz	155
7.4	Häfen	157
	Literatur	159

8	Die Nordsee	161
8.1	Die Entstehung der Nordsee	162
8.2	Ausbildung der Barriereküste	170
8.3	Die Halligen	175
8.4	Landgewinnung und Küstenschutz	179
8.5	Häfen	189
	Literatur	191
9	Holozäne Klima- und Landschaftsgeschichte	193
9.1	Die Entstehung der heutigen Landschaft	195
9.2	Bodenerosion durch Wasser	200
9.3	Bodenerosion durch Wind	204
9.4	Eingriffe in die Flusslandschaften	210
9.5	Eingriffe in Moor- und Seelandschaften	219
9.6	Oberflächenveränderungen durch Gewinnung von Rohstoffen	222
9.7	Natur- und Landschaftsschutz	231
	Literatur	239
	Serviceteil	
	Stichwortverzeichnis	245



Einleitung

Inhaltsverzeichnis

- 1.1 Wozu dieses Buch? – 2**
- 1.2 Naturräumliche Großgliederung – 3**
- 1.3 Altersbestimmungen – 6**
 - 1.3.1 Relative Altersbestimmungen – 7
 - 1.3.2 Biostratigraphie – 10
 - 1.3.3 Paläontologie – 12
 - 1.3.4 Korrelation altersgleicher Horizonte – 13
 - 1.3.5 Geochronologische Methoden – 16
- 1.4 Digitale Geländemodelle – 20**
- Literatur – 24**

1.1 Wozu dieses Buch?

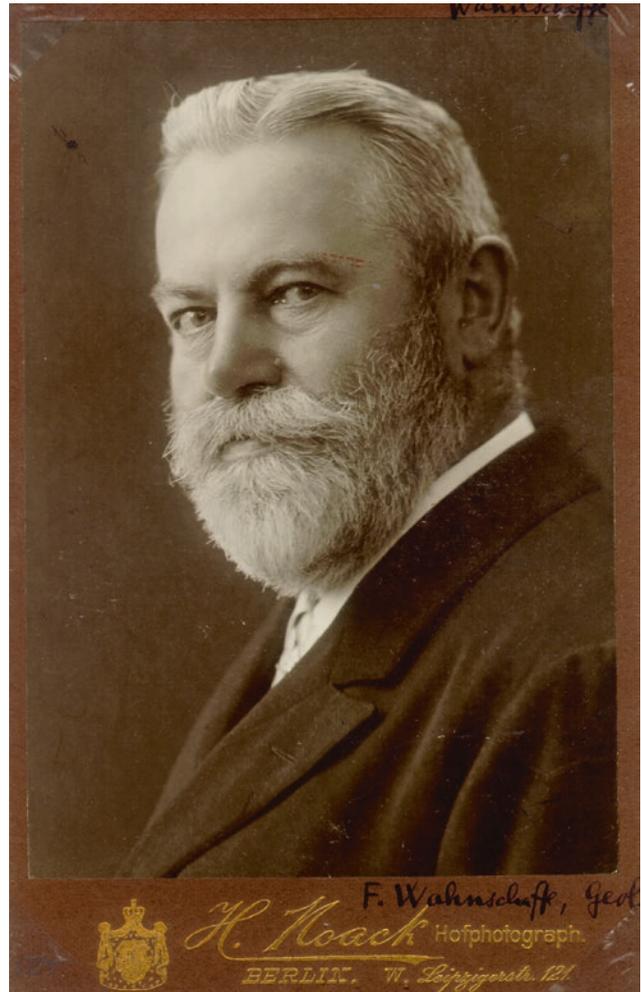
Felix Wahnschaffe, Königlicher Landesgeologe und Dozent an der Bergakademie und Privatdozent an der Universität Berlin (■ Abb. 1.1), hat im Jahre 1891 zum ersten Mal einen Überblick über die Geologie und Geomorphologie Norddeutschlands geschrieben. Sein Buch mit dem Titel *Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes* erlebte vier Auflagen – die letzte davon erschien 1921, sieben Jahre nach seinem Tode (■ Abb. 1.2). Sie wurde von Friedrich Schucht vollendet. Ein wesentliches Anliegen Wahnschaffes war die allgemeinverständliche Darstellung der geologischen und geomorphologischen Sachverhalte.

Dieses Standardwerk wurde 1929 durch Paul Woldstedts Buch *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter* ersetzt. Die dritte, von Woldstedt und Duphorn bearbeitete Auflage dieses Werkes erschien 1974 (Woldstedt und Duphorn 1974). Einen Überblick über die Quartärmorphologie im Bereich der nordischen Vereisungen in Norddeutschland und in den angrenzenden Gebieten bot Liedtke (1975; zweite, stark überarbeitete Auflage 1981). Dieses Buch ist vor mehr als 35 Jahren erschienen. Schon allein deshalb ist es wünschenswert, eine aktuellere Übersicht zu erstellen.

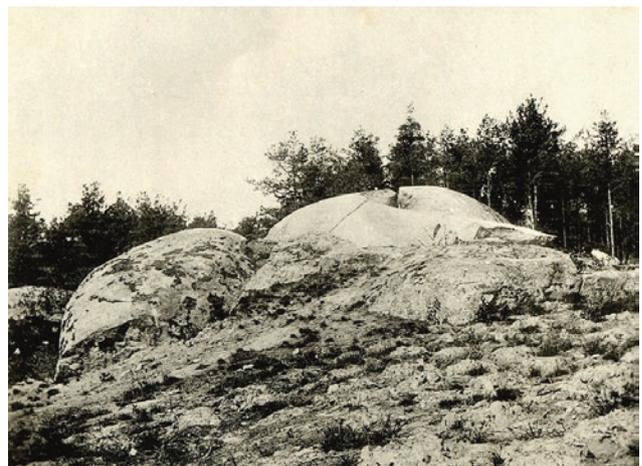
Die genannten Übersichtsdarstellungen haben sich alle auf das Norddeutsche Tiefland konzentriert. Aber Norddeutschland besteht nicht nur aus Tiefland, sondern hat seinen Anteil am Mittelgebirge, an Schichtstufenlandschaften und tektonisch herausgehobenen Horsten, in denen Gesteine vom Erdaltertum bis zur Kreidezeit aufgeschlossen sind (siehe Tabelle ■ Abb. 1.3). Der 48 km lange Leinegraben erstreckt sich von Arenshausen im Süden über Friedland, Göttingen und Northeim bis nach Einbeck (siehe ■ Abb. 1.4).

Auch in Norddeutschland gibt es Bereiche, in denen Tiefengesteine heute bis an die Geländeoberfläche aufragen. Der Brocken und sein Umfeld, das Brockenmassiv, bestehen vorwiegend aus Granit (Brockengranit, ■ Abb. 1.5), einem plutonischen Gestein. Die drei Granitplutone des Harzes, der Brocken-, der Ramberg- und der Okerpluton, entstanden gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung im Oberkarbon. Der Dachbereich des Brockenplutons ist dabei mit seinem Alter von lediglich 293 Mio. Jahren relativ jung. Seine Entstehung fällt zeitlich in das unterste Perm (siehe auch geologische Karte des Harzes in ► Abb. 2.8).

Es gibt in Deutschland eine Reihe junger Vulkangebiete. Das Siebengebirge, zu dem die Quellung des Drachenfels gehört, ist im Oligozän entstanden. Sein Trachyt (■ Abb. 1.6) wurde früher in großen Steinbrüchen abgebaut. Die meisten Vulkane in der Rhön, im Westerwald oder im Vogelsberg sind im Miozän aktiv gewesen. Auch die Vulkane der Hocheifel (zum Beispiel



■ Abb. 1.1 Felix Wahnschaffe (1851–1914). (Bild © Humboldt-Universität zu Berlin, Universitätsbibliothek)



■ Abb. 1.2 In Wahnschaffes Buch durfte natürlich eine Abbildung der sächsischen Rundhöcker nicht fehlen. Lage siehe ■ Abb. 1.3. (Aus Wahnschaffe 1891)

		Erdzeitalter	Alter in Millionen Jahren	Eiszeitalter	
Phanerozoikum	Känozoikum	Quartär	2,6	Känozoisches Eiszeitalter 34 - 0	
		Tertiär	Neogen		23
			Paläogen		66
	Mesozoikum	Kreide	145		
		Jura	201		
		Trias	252		
	Paläozoikum	Perm	299	Permokarbone Vereisung 360-260	
		Karbon	359		
		Devon	419	Andean-Saharan 450-420	
		Silur	444		
		Ordovizium	485		
		Kambrium	541	Cryogenian 720-635	
		Präkambrium	Neo-Proterozoikum	1000	
	Meso-Proterozoikum		1600		
Paläo-Archaikum	2500				
Archaikum	4000		Huronian 2400-2100		

Abb. 1.3 Übersicht der Erdzeitalter und Landschaftsentwicklung Norddeutschlands (Quelle: Lehmkuhl)

Hohe Acht und Arensberg) zählen zu dieser Gruppe. Darüber hinaus gibt es jedoch in der Eifel das einzige quartäre Vulkangebiet Deutschlands. Eigentlich sind es zwei Vulkangebiete, Westeifel und Osteifel. Das Vulkanfeld der Eifel ruht heute. Es hat jedoch auch in früheren Zeiten über zehntausende von Jahren geruht, um dann plötzlich erneut auszubrechen.

Die größten Teile der norddeutschen Landschaft sind von den Gletschern der Eiszeit und ihren Schmelzwässern geprägt worden. Die quartären Vereisungsgrenzen sind weltweit von der INQUA-Arbeitsgruppe *Extent and Chronology of Quaternary Glaciations* von 1995 bis 2011 neu kartiert worden. Die Ergebnisse dieser Kartierung sind in das vorliegende Buch eingearbeitet. Allerdings ergeben jüngste Untersuchungen mit neuen Methoden auch neue Aspekte zur Eisdynamik, weshalb

der aktuelle Forschungs- und Diskussionsstand mit vorgestellt wird.

Der Bereich Norddeutschlands, der zur heutigen Zeit am stärksten umgestaltet wird, sind die Küsten der Nord- und Ostsee. Die Diskussion ihrer Formen und Prozesse nimmt daher in unserer Darstellung einen breiten Raum ein.

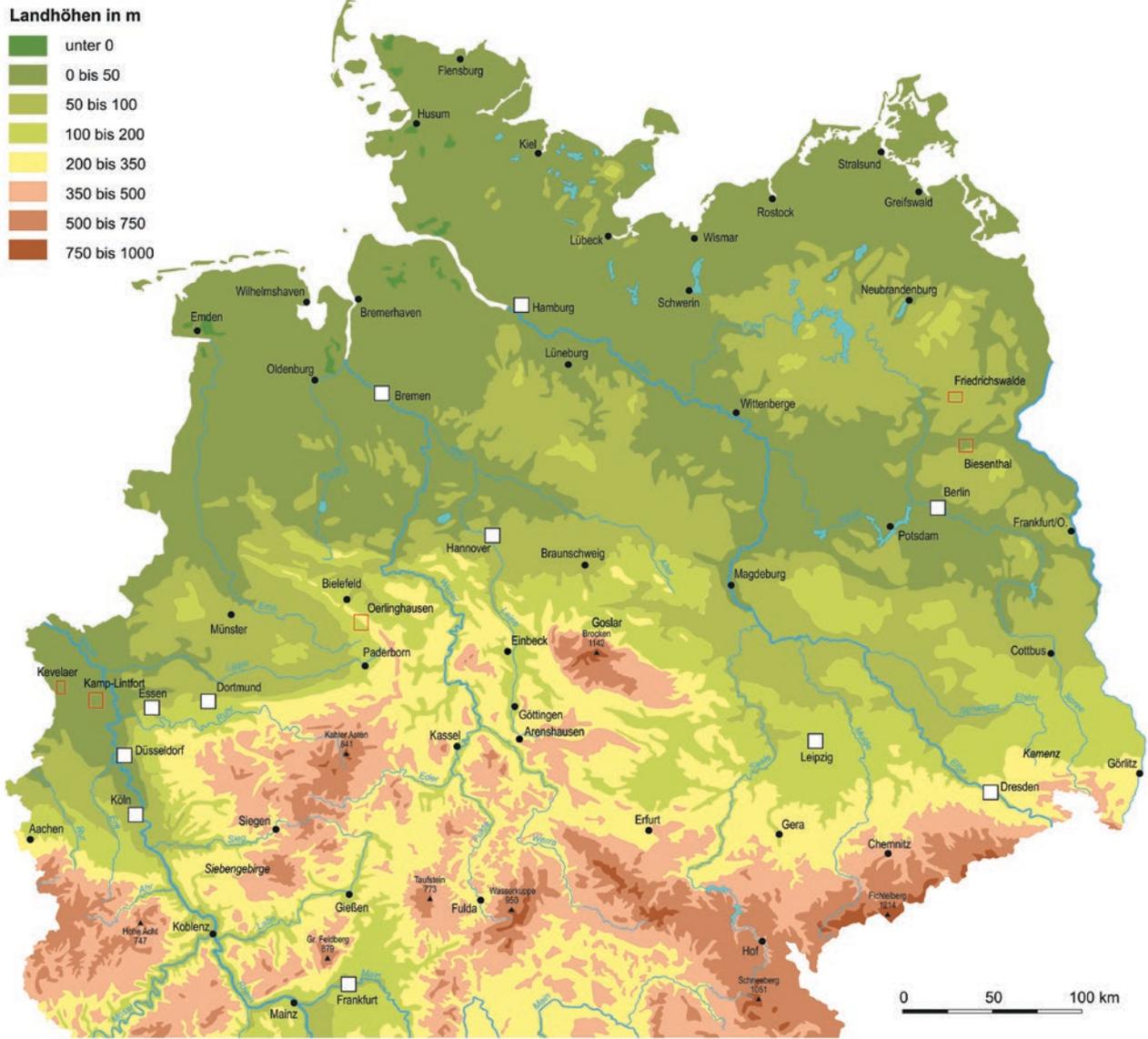
Die heutige Landschaft Norddeutschlands ist in starkem Maße vom Menschen geprägt. Die landwirtschaftliche Nutzung hat nicht nur zur weitgehenden Entwaldung geführt, sondern darüber hinaus auch die Böden beeinflusst. Wo große Flächen jahreszeitlich brachliegen, setzt die Winderosion an. Moore sind abgetorft, große Seen neu geschaffen worden. Die wichtigsten Flüsse sind begradigt und durch Kanäle miteinander verbunden worden. Die Gewinnung von Rohstoffen hat tiefe Narben in der Landschaft hinterlassen.

Die Verfasser des vorliegenden Bandes haben sich bemüht, dem Anliegen Wahnschaffes und seiner Nachfolger ebenfalls gerecht zu werden. Die Gliederung von *Deutschlands Norden* lehnt sich, so weit möglich, an die Gliederung des erstmals vor vierzehn Jahren im Spektrum Verlag erschienenen Buches *Deutschlands Süden* an (Eberle et al. 2007). Innerhalb der einzelnen Kapitel gibt es spezielle Exkurse, in denen Teilaspekte der jeweiligen Fragestellung näher erläutert werden. Das Buch beschreibt nicht nur die Landschaftsgeschichte; es soll außerdem das Verständnis des Lesers für die geologischen und geomorphologischen Grundlagen der heutigen Landschaft Norddeutschlands wecken.

1.2 Naturräumliche Großgliederung

Die naturräumliche Gliederung ist eine klassische geographische Einteilung, basierend auf Geofaktoren wie Geomorphologie-Geologie, Bodenkunde, Wasserhaushalt und biologisch-ökologischen Kriterien, die eine Landschaft physiognomisch prägen. In sich können diese Landschaften sehr heterogen sein und sich aus verschiedenartigen Teilräumen zusammensetzen. Insgesamt weist eine Einheit aber übergeordnete Raummerkmale auf, die sie gegen benachbarte Landschaftsräume abgrenzt. Einige der Naturraumnamen sind auch allgemein bekannte Landschaftsbegriffe, wie beispielsweise die Lüneburger Heide, oder historisch entstandene Begriffe wie beispielsweise die Altmark (Abb. 1.7).

Entlang der Nordseeküste lassen sich die durch den marinen Einfluss gebildeten Inseln, Watten und Marschen zusammenfassen. Daran schließen sich nach Süden schlauchartig entlang der Ems, Weser und Aller sowie der Elbe Flussniederungen an, deren Morphologie durch Flussterrassen und Auen geprägt ist. Zwi-



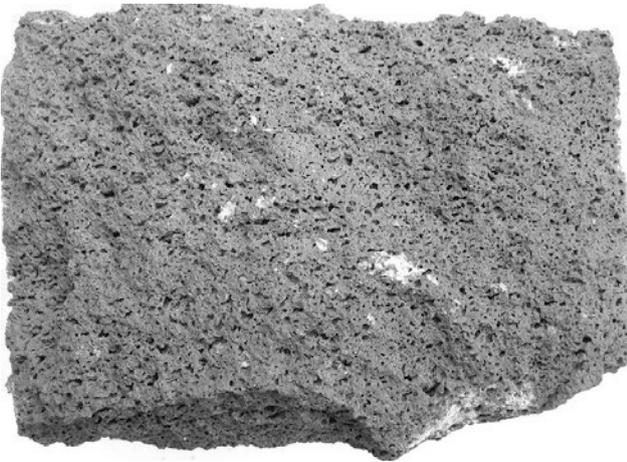
■ **Abb. 1.4** Übersichtskarte von Norddeutschland. (Quelle: Grafik H. J. Ehrig)

schon den Flüssen liegen die Geestgebiete, die vor allem aus Ablagerungen der vorletzten Eiszeit aufgebaut sind, allerdings unterschiedliche Höhenverhältnisse aufweisen. Eine Geestlandschaft durchzieht auch Schleswig-Holstein von Nord nach Süd und wird hier gebildet durch Geländekuppen aus der vorletzten Vereisung und den breiten Talungen dazwischen, in denen in der letzten Eiszeit das Schmelzwasser nach Westen abfloss. Im östlichen Schleswig-Holstein liegt hingegen das stärker reliefierte und mit Seen durchsetzte Hügelland. Dieses Gebiet wurde in der letzten Eiszeit vom skandinavischen Inlandeis überformt. Ebenfalls zum letzteiszeitlichen Bereich gehören die Mecklenburgische Seenplatte, das nach Norden hin generell abdachende Mecklenburgisch-Brandenburgische Becken sowie das Nordostmecklen-

burgische Flachland und das Oderhaff-Gebiet. Die Ostseeküste von der Wismarer Bucht bis Usedom wird als das Mecklenburg-Vorpommersche Küstengebiet mit zahlreichen Buchten, Nehrungen und Bodden zusammengefasst. Südwestlich des Gebietes der letzten Eiszeit schließt sich zwischen Mecklenburgischer Seenplatte und dem Elbetal ein nach Nordwesten hin abdachendes, seenarmes Platten- und Hügelland, die Prignitz, an, dessen Relief im Wesentlichen aus der vorletzten Eiszeit stammt. Nach Südosten geht es in ein großes, von einzelnen kleinen Platten durchsetztes Tiefland, über, das Luchland. Dieses wurde durch Schmelzwasserströme Richtung Elbetal in der letzten Eiszeit geformt. Die sich nach Süden anschließenden Mittelbrandenburgischen Platten und Niederungen gehören noch zum



■ **Abb. 1.5** Brockengranit (Breite: 15 cm). (Ehemalige geologische Sammlung der Albrecht-Thaer-Schule in Hamburg)



■ **Abb. 1.6** Trachyt vom Drachenfels, Siebengebirge, Oligozän. Breite: 15 cm. (Ehemalige geologische Sammlung der Albrecht-Thaer-Schule in Hamburg)

Einflussgebiet der letzten Vereisung, die hier weiter nach Süden reichte. Das Eis hat jedoch keine sehr markanten Geländeformen geschaffen und Schmelzwasser hat beim Niedertauen die Landschaft nachhaltig geprägt. Nach Osten steigt das Gelände an und umfasst das Ostbrandenburgische Heide- und Seengebiet. Nördlich davon befindet sich bis zum Odertal das Gebiet der Ostbrandenburgischen Platten, bestehend aus dem Barnim und dem Land Lebus.

Der Fläming ist die südöstliche Fortsetzung der Naturräume Lüneburger Heide und Altmark. Der Fläming ist ein markantes Höhengebiet aus der vorletzten Eiszeit und geht nach Osten in das tieferliegende Lausitzer Becken- und Heidegebiet über, an dessen Nordseite der Spreewald liegt.

Nach Süden steigt das Gelände über das Oberlausitzer Heidegebiet zum Oberlausitzer Berg- und Hügelland an.

Im letztgenannten Gebiet tritt bereits Festgestein an die Oberfläche, andererseits gibt es aber auch Reste von eiszeitlichen Sedimenten und vor allem Lößablagerungen, sodass die Oberfläche sehr heterogen aufgebaut ist. Südlich schließen sich dann als Teil der Sudeten das Zittauer Gebirge und weiter westlich das Elbsandsteingebirge an.

Das Erzgebirgsvorland, weite Teile des Vogtlandes sowie das Thüringer Becken werden oberflächennah von Kalk- und Dolomitgestein gebildet. In der vorvorletzten Eiszeit überdeckte das Inlandeis zwar dieses Gebiet, allerdings sind nur noch vereinzelt Sedimente dieser Zeit erhalten. Löß wurde während der folgenden Eiszeiten abgelagert und damit gehört dieser Bereich zu dem Lößgürtel, der sich im östlichen und nördlichen Harzvorland und den Börden weiter nach Westen in die Niedersächsische Börde fortsetzt. In diesen Gebieten gibt es an einigen Stellen auch bereits Festgesteinsausbisse in Form von Schichtstufen und -rippen, wie beispielsweise den Elm. Besonders deutlich werden diese Geländeformen in den Schichtkämmen des deutlich nach Nordosten vorspringenden Unteren Weserberglandes.

Einen großen Naturraum bildet die Westfälische Tieflandsbucht, ein reliefarmes Gebiet mit einigen kleinen Schichtstufen, aber überwiegend kaltzeitlichen Ablagerungen. Die westlich anschließende Niederrheinische Bucht wird von großflächigen Flussablagerungen dominiert. Beide letztgenannten Einheiten haben lückenhaft Lößablagerungen, die einen fruchtbaren Boden bilden.

Südlich dieser Gebiete, die insgesamt das norddeutsche Tiefland bilden, ist der Übergang zum Mittelgebirge.

Das Mittelgebirge kann man in zwei grundlegend verschiedene Bereiche unterteilen. Das Grundgebirge besteht aus metamorphen Gesteinen der variszischen Gebirgsbildung. Dieses Gebiet wurde im Erdmittelalter, dem Mesozoikum, von festländischen und marinen Sedimenten bedeckt, den heutigen verfestigten Sedimentgesteinen. Später wurden Grundgebirge und Sedimente durch tektonische Prozesse verstellt: Das Grundgebirge wurde in einzelne Schollen zerlegt, die heute in unterschiedlicher Höhe liegen, und durch härteabhängige, differenzierte Abtragungsprozesse bildeten die Sedimentgesteine Schichtstufen, -kämme und -rippen aus, auf den höheren Geländeteilen wurden sie z. T. auch vollständig abgetragen, sodass alte Gebirgsteile die Oberfläche bilden.

Weit nach Süden verschoben grenzt an das aktive tektonische Senkungsgebiet der Niederrheinischen Bucht die Eifel. Östlich des Rheins befindet sich das Bergisch-Sauerländische Gebirge. Beide Naturraumeinheiten gehören dem südwest-nordost streichenden Rheinischen Schiefergebirge an und bestehen aus metamorphem Gestein der variszischen Gebirgsbildung.



Abb. 1.7 Naturräumliche Großlandschaften und Naturräume. (Verändert nach Institut für Länderkunde 2003)

Das nordöstlich anschließende obere Weserbergland mit seinen Festgesteinsmulden wird östlich der Weser vom Weser-Leine-Bergland abgelöst. Dieses setzt sich ebenfalls aus Muldenstrukturen und Schichtstufenlandschaften zusammen und besteht aus verformten mesozoischen Sedimentgesteinen, die stellenweise eine dünne Lößbedeckung aufweisen.

Der Harz ist ein herausgehobener variszischer Gebirgstheil, der sich deutlich und isoliert über die Umgebung erhebt, im Westen am höchsten ist und nach Südosten hin abdacht. Das südlich davon liegende Thüringer Becken wird von Schichtstufen umrahmt und geht nach Süden in die Randplatten des Thüringer Waldes über. Dieser besteht ebenfalls aus metamorphen Gesteinen und ist Teil des variszischen Gebirges. Auch der

kristalline Kern des Erzgebirges ist in der variszischen Gebirgsbildung angelegt worden. Der Gebirgszug wurde im Rahmen der alpidischen Gebirgsbildung als Pultscholle herausgehoben und nach Norden gekippt.

1.3 Altersbestimmungen

Seit der Aufklärung und der Entstehung der modernen naturwissenschaftlichen Forschung, der die Erkenntnis zugrunde liegt, dass die Erdgeschichte eine Entwicklung beinhaltet, besteht auch die Frage nach dem Alter von Ereignissen und der Dauer von Prozessen. Forschungsgeschichtlich spielt daher die zeitliche Reihenfolge von bestimmten landschaftsprägenden Prozessen eine Rolle.

Alle Paläodaten werden aus sogenannten Proxydaten gewonnen, aus denen sich indirekt Rückschlüsse auf Prozesse und auch auf das Klima ziehen lassen (konkrete Temperaturmessungen gibt es beispielsweise erst seit der Mitte des 19. Jahrhunderts). Zunächst war nur eine relative Unterscheidung von „älter/jünger“ möglich und erst in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden physikalische Datierungsmethoden entwickelt, die auch numerische geochronologische Alter liefern. Eine Kombination aus Proxydaten und geochronologischen Daten wird heute vielfach angewandt, da mit ersteren Entwicklungen und Prozesswechsel dokumentiert werden können, deren Zeitrahmen dann durch die Datierung von Einzelproben festgestellt wird.

1.3.1 Relative Altersbestimmungen

In der Landschaftsgeschichte ist es von zentraler Bedeutung, Prozesse und die daraus resultierenden Oberflächenformen zeitlich zu ordnen. Zunächst gab es nur die Möglichkeit der relativen Altersbestimmung, der das Prinzip zugrunde lag, aus der Abfolge von Sedimenten oder Reliefeinheiten eine zeitliche Abfolge abzuleiten, ohne dass ein genaues Alter bestimmt werden konnte.

1.3.1.1 Das Prinzip der Stratigraphie

Dem Konzept der Stratigraphie – der Beschreibung der Abfolge von Straten = Schichten – liegt das Prinzip zugrunde, dass bei einer Abfolge von Sedimentschichten die ältesten unten liegen und von den jeweils jüngeren Schichten überlagert werden. Diese Regel hat im europäischen Raum erstmals der dänische Wissenschaftler Nicolas Steno (Niels Stensen) im Jahre 1669 formuliert. International verbindliche Richtlinien über die Anwendung dieser Regel gibt es erst seit 1974. Die meisten stratigraphischen Begriffe sind jedoch älter und zum Teil unscharf definiert. Die Stratigraphie gibt die relative altersmäßige Zuordnung der Gesteinsschichten an. Dies kann über den Gesteinsinhalt (Lithostratigraphie) oder den Fossilinhalt (Biostratigraphie) sowie über klimagesteuerte Faktoren (Klimastratigraphie) erfolgen. Die Lithostratigraphie ist die Basis für geologische Karten.

1.3.1.2 Morphostratigraphie

Dieses scheinbar einfache Konzept der Stratigraphie wird auch auf Oberflächenformen angewandt, um zu erkennen, welche Reliefformen älter sind als andere. Daraus resultiert die Morphostratigraphie, die die Entstehung von Oberflächenformen in einer zeitlichen Reihenfolge erklärt - wie beispielsweise die Abfolge der Bildung von Endmoränenzügen in den ehemals vergletscherten Gebieten oder die Bildung von Fluss-



▣ **Abb. 1.8** Paläoböden (dunkle Schichten) aus dem Weichselglazial in der Verfüllung einer ehemaligen Hohlform. Die Bodenbildungen wurden jeweils durch Einschwemmung und Einwehung von Sanden (helle Lagen) unter periglazialen Bedingungen unterbrochen. Der Aufschluss lag bei Böxlund im Altmoränengebiet Schleswig-Holsteins. (Foto: M. Böse)

terrassen, bei denen die höher liegenden Terrassen in der Regel älter sind als die tieferliegenden jüngeren Terrassen. Die Morphostratigraphie wurde in den ersten Karten zur Glaziallandschaft im ausgehenden 19. Jahrhundert angewandt und findet heute noch Anwendung in geomorphologischen Karten.

1.3.1.3 Pedostratigraphie

In Sedimenten können Bodenbildungen, die auf einer älteren Landoberfläche entstanden sind und von jüngeren Sedimenten überdeckt wurden, erhalten sein. In dem Fall spricht man von Paläoböden.

Selten handelt es sich um komplette Bodenprofile, meist sind die Böden gekappt, d. h. es sind nur die unteren Bodenhorizonte erhalten. Diese Paläoböden können je nach ihrer Ausbildung und Mächtigkeit Informationen geben über die relative Dauer der Bodenbildung, sowie die klimatische und die hydrologische Situation vor Ort (▣ Abb. 1.8). Paläoböden findet man lückenhaft in fast allen quartären Sedimentabfolgen, jedoch eine besondere Bedeutung haben sie in der Lößforschung, da sich in Lößgebieten Phasen mit einer relativ stabilen Oberfläche und Vegetation mit Phasen von Lößaufwehung abgewechselt haben (▣ Abb. 1.9). Mikromorphologische, paläomagnetische und geochemische Untersuchungen aber auch biostratigraphische Untersuchungen von Tier- oder Pflanzenresten in Paläoböden eröffnen je nach der Bodenausbildung und Erhaltung ein weites Methodenspektrum für die Paläopedologie. Die überregionale Vergleichbarkeit von Paläoböden ist mit Unsicherheiten behaftet, da die lokalen Bedingungen für die jeweilige Bodenbildung stark vom Standort im Paläorelief abhängen.

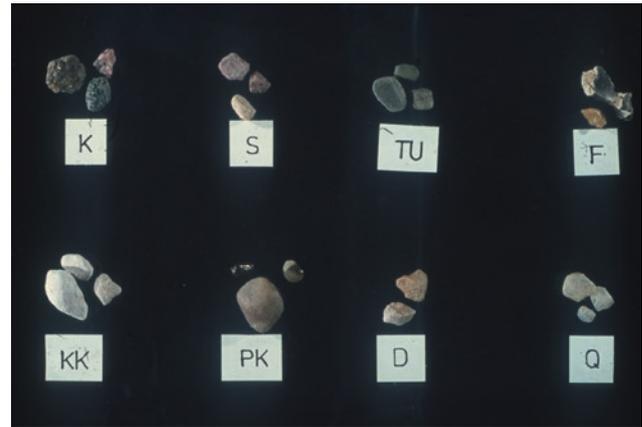


■ **Abb. 1.9** Paläoböden in dem Lössprofil Nussloch. Es sind fünf Böden erkennbar. Die Beschreibung von unten nach oben: Bt-Horizont eines warmzeitlichen Bodens aus dem Eem-Interglazial, hellgrauer Waldboden in umgelagertem Löss, eine interstadiale Humuszone (dunkelgrau-braun), gelber Löss, kaltklimatischer Stau-nässeboden (Gley) (grau), gelber Löss, schwache interstadiale Ver-braunung. (Foto: L. Zöllner/O. Moine)

1.3.1.4 Sedimentstratigraphie in glazialen Sedimenten

Bereits im ausgehenden 18. und frühen 19. Jahrhundert hatte man die nordische Herkunft der großen Felsblöcke im norddeutschen Lockermaterial erkannt. Etliche Kristallin-Geschiebe wurden als „Leitgeschiebe“, d. h. als Gestein mit deutlich eingrenzbarem Herkunftsgebiet, benannt. Die Leitgeschiebeanalyse ist eine der sedimentpetrographischen Methoden, die für stratigraphische Forschungen benutzt wird. Mit der Erkenntnis über wiederholte Vereisungen stieg das Interesse, die Geschiebezählungen für stratigraphische Zwecke einzusetzen. Hesemann entwickelte Anfang der 30iger Jahre des 20. Jahrhunderts in Deutschland ein Spektrum von ca. 200 Kristallin-Geschieben, deren Herkunftsgebiete in Skandinavien er zu vier regionalen Gruppen zusammenfasste: 1. Finnland - Åland-Inseln, 2. Nord- und Mittel- Schweden, Ostsee, 3. West- und Süd- Schweden einschließlich Bornholm, 4. Norwegen. Die prozentualen Anteile jeder Gruppe an der gesamten Leitgeschiebezahl werden bestimmt, und die Zehnerprozente der vier Gruppen bilden eine vierstellige Verhältniszahl, die sogenannte Hesemann-Zahl, aus der die dominante Geschiebeprovinz ablesbar ist. Auf der Basis dieses Ansatzes wurde eine große Zahl von Untersuchungen durchgeführt.

Einen neuen Ansatz zur stratigraphischen Auswertung von Geschiebezählungen bot Lüttig in den 50iger Jahren mit dem „Theoretischen Geschiebezentrums“ (TGZ), das sich aus den Durchschnittswerten der jeweiligen geographischen Koordinaten der Herkunftsgebiete von Leitgeschieben bestimmen. Die Leit-



■ **Abb. 1.10** Probenmaterial aus einer Kieszählung in der Fraktion 4,0–6,3 mm. K-Kristallin, S-Sandstein, TU-Ton- und Schluffstein (Schiefer), F-Feuerstein (Flint), KK-Kreidekalk, PK-Paläozoischer Kalk, D-Dolomit, Q-Quarz. (Foto: M. Böse)

geschiebemethoden sind aufgrund der notwendigen großen Probenmenge von ca. 200 Gesteinsbrocken, von denen aber längst nicht alle Leitgeschiebe sind, sehr aufwendig.

Neben der Leitgeschiebebestimmung wurde die petrographische Kiesanalyse entwickelt, bei der verschiedene Gesteinsarten unterschieden werden. Diese Methode war auf Probenmengen, die man gut aus dem Gelände mit in das Labor oder auch aus Bohrkernen gewinnen konnte, ausgelegt.

Die älteste Methode, die auf dem Verhältnis bestimmter Gesteinsarten untereinander beruht, ist die Ende des 19. Jahrhunderts entwickelte Steinzählungsmethode der Dänischen Geologischen Landesanstalt. Aus 10 kg Geschiebemergel werden in der Fraktion 6 mm bis ca. 60 mm (Hühnereigröße) 1. Eruptiva und kristalline Schiefer, 2. Sandstein, hart, 3. Sandstein, lose, 4. Schiefer, 5. paläozoische Kalke, 6. Kreidekalke, 7. Feuerstein und 8. Tertiärgeschiebe unterschieden. Ergänzt werden diese Zählungen durch die Bildung von Koeffizienten, wie z. B. dem Flint-Koeffizienten, der das Verhältnis von (Flint/Kristallin) wiedergibt. Eine Entwicklung dieser Methode für die Kiesfraktion 3–5 mm fand in den Niederlanden statt. In Norddeutschland wurden vor allem in Niedersachsen sedimentpetrographische Analysen für die geologische Landesaufnahme vorgenommen, entsprechende Untersuchungen liegen aber auch für Schleswig-Holstein vor. Dabei wurde die Fraktion 4–6,3 mm bevorzugt für Serienuntersuchungen aus glazigenem Material benutzt. Unterschieden werden dabei 1. Quarz, 2. Flint, 3. Kristallin, 4. Sandsteine und sonstige Sedimentgesteine, 5. paläozoische Kalke, 6. Kreidekalke und 7. Dolomite (■ **Abb. 1.10**). Die ersten vier Fraktionen werden gleich 100 % gesetzt und die Kalke und Dolomite prozentual darauf bezogen, da gerade Kalkgehalte primär, aber

auch durch nachträgliche Verwitterungsprozesse schwanken. In der DDR wurden umfangreiche glazialstratigraphische Studien zur flächenhaften Kartierung des Quartärs in der Kiesfraktion 4–10 mm durchgeführt. Die Methode ist von der Probenentnahme und -aufbereitung, der Klassifizierung der Gesteine bis hin zur Auswertung mit Hilfe eines Dreiecksdiagramms (Feuerstein/paläozoische Kalke/Ton- und Schluffsteine) und von verschiedenen Koeffizienten im Fachbereichsstandard Geologie TGL 25 232 (1971) beschrieben und normiert worden und diente als wesentliche Datenbasis für die Lithofazieskarten des Quartärs im Maßstab 1:50.000.

1.3.1.5 Warven

Eine Warve ist die Ablagerung eines Jahres in einem See. Sie besteht aus einer hellen, gröberen Sommerlage und einer dunklen, feinkörnigen Winterlage, die entsteht, wenn unter einer Eisdecke auch die feinen Schwebstoffe zur Ablagerung kommen. Der schwedische Geologe Gerard de Geer gilt als der Begründer der Warvenchronologie. Bereits 1940 konnte er eine vollständige Warvenchronologie für Schweden vorlegen. Die Zeitskala ist inzwischen zweimal revidiert worden. Die Schichtung ist ein Ergebnis jahreszeitlicher Schwankungen im Abflussverhalten in einen See. Die gesamte Warvenchronologie umfasst heute 10.429 Jahreswarven; die Fehlergrenze wird auf +35/–205 Jahre geschätzt. Warven können sich in klastischen Sedimenten bilden, aber auch in biogenen Ablagerungen (Mudden) oder in limnischen Evaporiten.

Zur Aufstellung einer Warvenchronologie ist eine Vielzahl von Messungen in Aufschlüssen (■ Abb. 1.11) oder an Kernbohrungen erforderlich. Als Grundlage dient die unterschiedliche Dicke der Warven, die auf die jährlich variierenden, witterungsgesteuerten Ablagerungsbedingungen zurückzuführen ist. Die Aussagekraft der Ergebnisse hängt von der Häufigkeit charakteristischer Schichtenfolgen ab. Korrelationen über eine Entfernung von mehr als 10 km sind problematisch. Jahresschichten können nur dort erhalten bleiben, wo die Sedimentlagen nicht durch Aktivitäten einer Fauna am Seeboden gestört werden. Daher bilden Eisstauseen mit ihren Wassertemperaturen um 0 °C günstige Erhaltungsbedingungen. Die besten Warven bilden sich in Süßwasser. Die Ausflockung von Tonpartikeln in Salzwasser führt hingegen zu einer Verwischung der Jahresschichtung, die im Extremfall Messungen unmöglich macht.

Warvenzählungen sind auch im Norddeutschen Tiefland durchgeführt worden. Hier handelt es sich nicht um Schmelzwassersedimente, sondern um Seeablagerungen, die sich nach Abschmelzen des Weichsel-Eises gebildet haben. Rhythmite, auch Bändertone genannt, wurden in Seen erbohrt, kommen aber auch oberflächennah in ehemaligen Seeablagerungen vor. Die



■ Abb. 1.11 Beckenablagerungen mit Warven über Saale-Till im Braunkohletagebau Neumark-Nord. (Foto: J. Ehlers)

Ergebnisse dieser einzelnen Vorkommen lassen sich jedoch aufgrund der großen Entfernungen und der unterschiedlichen Verhältnisse in und um die Seen nicht korrelieren; eine einheitliche Warvenchronologie für Norddeutschland ist nicht möglich.

Kaltzeitlich bildeten sich klastische Warven, unter dem Einfluss vor allem von Lebewesen im See gibt es aber auch organogene Warven. Diese Warven spiegeln einen Teil des im See abgelaufenen Lebens wider. Im Frühjahr, wenn das nährstoffreiche Tiefenwasser während der Frühjahrszirkulation ins Oberflächenwasser eingemischt werden kann, treten in solchen Seen oft Massenblüten planktischer Kieselalgen auf. Ihre Schalen bilden häufig die Frühjahrslage. Im Sommer gelangt wenig Material an den Seegrund, da die stabile thermische Schichtung (Thermokline) die Vermischung von Oberflächen- und Tiefenwasser behindert. Kommt es im Herbst zur erneuten Zirkulation des gesamten Wasserkörpers, dann können weitere Blüten planktischer Kieselalgen auftreten und deren Schalen am Seegrund abgelagert werden. Auch Kalzitausfällungen sind auf

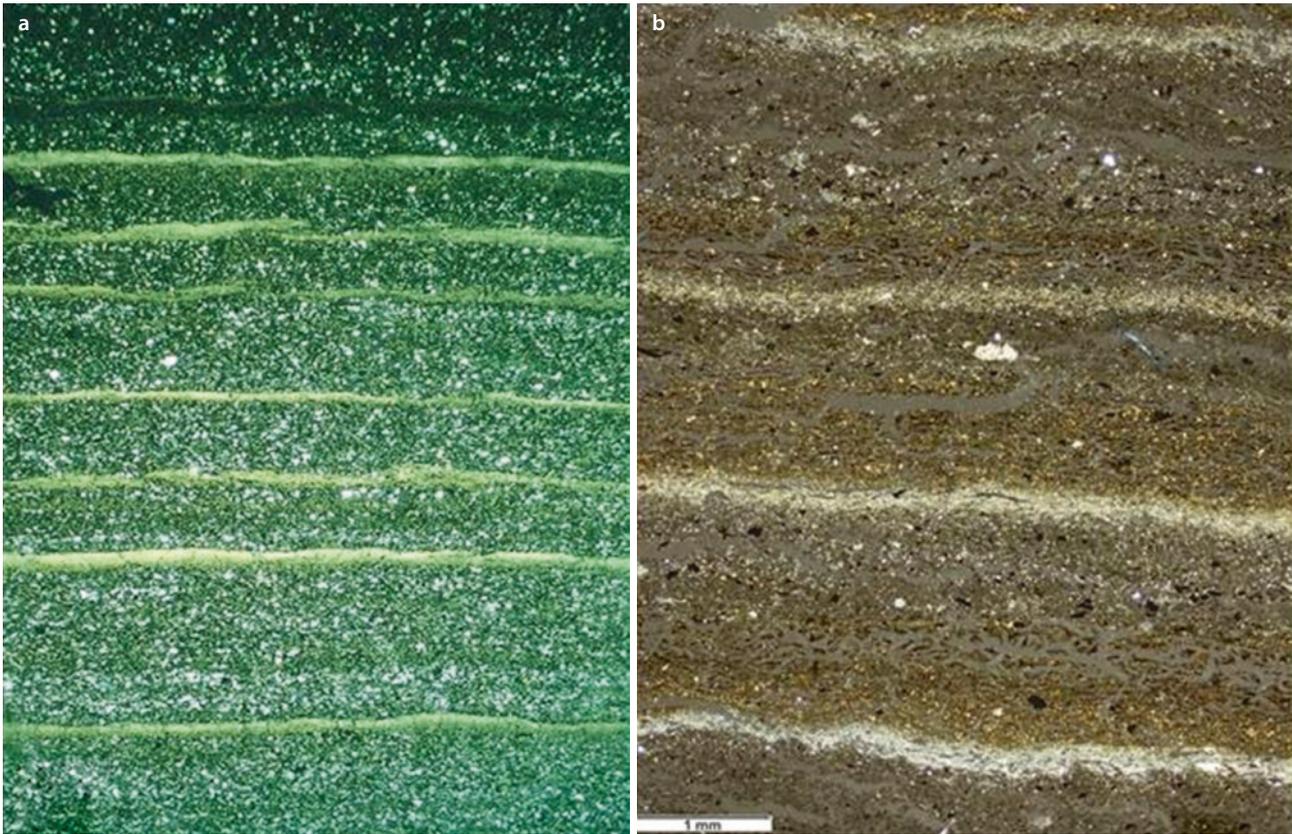


Abb. 1.12 Dünnschliffphotos von Warven aus Seesedimenten. **a** Warven aus klastischem Material aus dem Holzmaar (Eifel), gebildet unter periglazialen Bedingungen vor rund 19.000 Jahren; **b** holozäne Kalzitwarven aus dem Tiefen See in Mecklenburg Vorpommern. (Fotos: Achim Brauer, GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam)

biogen gelösten Kalk zurückzuführen und schwanken im Laufe des Sommerhalbjahres. Zusätzlich werden in den Herbstschichten auch benthisch-litorale Kieselalgenschalen und organischer Detritus gefunden. Im Winter wird eine Tonschicht abgelagert, wenn eine stabile Eisschicht für die vollständige Beruhigung des Wasserkörpers sorgt. Einzelne Zeitabschnitte sind auf diese Weise sehr gut dokumentiert und geben auch über die biologischen Reste Hinweise auf die Wassertemperatur (■ Abb. 1.12).

Untersuchungen der Jahresschichten von Kieselgur aus der Lüneburger Heide haben gezeigt, dass die Holstein-Warmzeit etwa 15.000–16.000 Jahren gedauert hat. Aber auch für das Holozän lassen sich kleinere Klimaschwankungen in einigen Seen an Warven rekonstruieren.

Sie dienen häufig gleichzeitig paläoökologischen Untersuchungen, denn die Warvenablagerungen, die ein kontinuierliches Archiv darstellen, liefern auch Material für pollenanalytische Untersuchungen.

Als nach 1949 die Radiokohlenstoffdatierung aufkam, glaubte man zunächst, eine einfachere und bessere Methode der Datierung gefunden zu haben. Heute weiß

man, dass die ^{14}C -Datierung in bestimmten Zeiträumen aufgrund unterschiedlichen Kohlenstoffgehalts der Atmosphäre keine präzisen Alter liefern kann (zum Beispiel im Bereich der Jüngeren Dryaszeit), und dass sich diese Schwächen durch die Untersuchung und Zählung der Jahresschichten in Seeablagerungen, wie zum Beispiel aus den Eifel-Maaren, überwinden lassen.

1.3.2 Biostratigraphie

Zu den relativen Altersbestimmungen gehören auch biologische Methoden wie die Pollenanalyse (Palynologie), die Vegetationsentwicklungen aufzeigt, oder das Auszählen der jährlichen Ausbildungen von Baumringen (Dendrochronologie) und paläontologische Methoden.

1.3.2.1 Palynologie

Die Palynologie oder Pollenanalyse befasst sich mit Untersuchungen von Blütenstaub vornehmlich in Landschaftsarchiven wie Mooren und Seen. Dort werden längerfristig anhaltende Sedimentationsbedingungen erwartet, die mittels des dort eingetragenen Blüten-

staubes und der Sporen von Farnen die Vegetationsentwicklung nachzeichnen. Dargestellt werden die Ergebnisse in Pollendiagrammen (z. B. ■ Abb. 5.21), wo der prozentuale Anteil der Pollen, aufgeteilt in Baumpollen (BP oder arboreal pollen, AP) und Nichtbaumpollen (NBP oder non-arboreal pollen, NAP), dargestellt wird.

Diese Darstellung wurde 1916 erstmals von dem schwedischen Wissenschaftler Lennart von Post angewandt. In Deutschland wurde dann von Franz Firbas ab 1935 die Auswertung deutlich verfeinert. Die qualitative Auswertung der Pflanzenarten einerseits und das Verhältnis zwischen Baumpollen und Nichtbaumpollen andererseits zeichnet ein Bild der Vegetationsverteilung in der Landschaft nach und erlaubt auch im Vergleich von Diagrammen eine relative Alterseinstufung.

Dieses Verfahren wurde zunächst für das Holozän entwickelt, das heute auf der Basis der Pollenanalysen in Klimaperioden unterteilt wird. Untersuchungen, die zum Teil schon in spätglazialen Ablagerungen beginnen, dokumentieren die Einwanderung der Pflanzen, die Neubildung von Pflanzengesellschaften und auch deutliche Veränderungen der Vegetation durch menschliche Eingriffe (s. ► Kap. 9 und ■ Abb. 9.1). Die Pollenanalyse kann auch auf pleistozäne organische Ablagerungen angewandt werden. So werden die verschiedenen Warmzeiten (Interglaziale) aufgrund unterschiedlicher Vegetationsentwicklungen voneinander unterschieden und auch die kaltzeitlichen Wärmeschwankungen, die Interstadiale, weisen unterschiedliche Bewaldungszusammensetzung und -dichten auf, oder aber auch nur Tundren- und Kältesteppenvegetation. Dies erlaubt dann Rückschlüsse auf die Entwicklung der Paläoumweltbedingungen und somit auch des Paläoklimas.

Die palynologischen Befunde sind für die letzten 50.000 Jahre geochronologisch durch punktuelle Radiokohlenstoffdatierungen an den organischen Ablagerungen der Profile eingeordnet worden. Aus einer relativen Abfolge kann daher heute auch vielfach durch den Vergleich mit datierten Altersabfolgen eine absolute Datierung abgeleitet werden.

Aber auch archäologische Funde und kurzfristige Ereignisse mit Sedimentumlagerungen können mittels der Pollenanalyse an Einzelschichten oder in unterlagernden organischen Sedimenten zeitlich festgelegt werden.

Allerdings ist zu berücksichtigen, dass Pollen nur unter Luftabschluss, z. B. in Seesedimenten, Feuchtböden und Mooren, konserviert werden. An der Geländeoberfläche werden sie durch Verwitterung zerstört und selektiert und somit lässt sich keine Vegetationsentwicklung und -veränderung rekonstruieren.



■ Abb. 1.13 Ausschnitt aus einer Baumscheibe mit Jahresringen, die den Zeitraum von knapp 250 Jahren umfasst. (Foto: M. Böse, Baumscheibe im Botanischen Museum Berlin)

1.3.2.2 Dendrochronologie

Die Dendrochronologie befasst sich mit der Datierung mittels Baumringen. Das Dickenwachstum der Bäume spielt sich im Kambium ab, der Wachstumsschicht zwischen Holz und Borke. Die Zellteilung im Kambium ruht während des Winters und setzt bei zunehmender Wärme wieder ein. Im Frühjahr, unter günstigen Wachstumsbedingungen, werden zunächst dünnwandige Zellen gebildet (Frühholz), die im Querschnitt durch einen Baum hell erscheinen. Im Sommer folgen dann kleinere Zellen mit dickeren Wänden (Spätholz), die auch der Stabilisierung dienen. Wichtig für die Korrelation sind sogenannte Weiserjahre. Das sind klimatisch besonders markante Jahre, die in (beinahe) allen Bäumen einer Region einen eindeutig sehr engen oder weiten Jahrring hinterlassen haben.

Wenn der Mensch nicht eingreift, werden die meisten Bäume einige hundert Jahre alt. Das natürliche Höchstalter der Hasel (*Corylus*) liegt bei 80 Jahren, beim Ahorn (*Acer*) sind es 150 Jahre, bei der Weißtanne (*Abies alba*) 600 Jahre, bei der Stieleiche (*Quercus robur*) etwa 800 Jahre. Einzelne Exemplare können deutlich älter werden (bis zu 1800 Jahre). Um für die dendrochronologische

Bearbeitung reproduzierbare Ergebnisse zu erzielen, empfiehlt es sich, mehrere Proben pro Stamm (bei Bohrungen zumeist 2) und mehrere Stämme (mindestens 10) pro Lokalität zu untersuchen. Auf diese Weise lassen sich unspezifische Abweichungen am ehesten eliminieren. Proben werden entweder aus Baumscheiben von gefällten Bäumen (■ Abb. 1.13) oder mit einem Holzbohrer horizontal aus dem Stamm genommen (■ Abb. 1.14).



Abb. 1.14 a Entnahme einer Holzprobe mittels eines Bohrers aus einem Eichenstamm. b Holzprobe aus einem Eichenstamm mit 144 Jahrringen. (Fotos: Arbeitsbereich Ingo Heinrich, GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam)

Die Dendrochronologie bietet den Vorteil, dass eine große Zahl von Hölzern, oft ganzen Baumstämmen, in relativ kurzer Zeit bearbeitet werden kann, wodurch sich z. B. das Alter von Flussterrassen besser bestimmen lässt als durch die Datierung von Einzelobjekten, bei denen immer die Gefahr besteht, dass es sich um umgelagertes älteres Material handelt. In Süddeutschland wurde mittels Eichen aus den Flussterrassen von Rhein und Main sowie ergänzend aus Mooren und archäologischen Grabungen eine über 10.000 Jahre lange Chronologie aufgebaut, mittels derer dann auch die ^{14}C -Daten geeicht wurden (Hohenheimer Dendrochronologie). In Norddeutschland gibt es dagegen eine Chronologie auf der Basis von Eichen und Kiefern. Sie basiert vor allem auf Funden in Mooren in Niedersachsen (Göttinger Dendrochronologie).

Wenn die Zeitreihen nicht an die heutigen Bäume angehängt werden können, spricht man von floating chronologies („schwimmenden“ Chronologien). Gleiches gilt für Warven (► Abschn. 1.3.1.5). Die Baumringanalyse wird auch in der Archäologie und Baugeschichte eingesetzt, um genutztes Bauholz zeitlich einzuordnen. Als Ergänzung zu den Baumringzählungen und -vermessungen werden heute auch stabile Isotopen von Kohlenstoff und Sauerstoff aus einzelnen Jahrringen gemessen, die Aufschluss nicht nur über die Temperatur zur Wachstumsperiode, sondern z. B. auch über die Niederschlagsbedingungen hinsichtlich Trockenheit oder Feuchte, Zusammensetzung des Niederschlagswassers sowie die Verdunstung jedes Wachstumsjahres geben können und damit für die Klimaforschung von Bedeutung sind.

1.3.3 Paläontologie

Die Paläontologie umfasst ein weitreichendes Forschungsspektrum hinsichtlich der Tierwelt. Die Untersuchungen in norddeutschen quartären Ablagerungen sind am bekanntesten durch die Großsäugerreste, einschließlich denen des Mammuts, dem „Wappentier“ des Quartärs. Dabei geht es um Wanderungsbewegungen von Tieren, die klimagesteuert ablaufen, aber auch um Migrationsbarrieren durch die Eiszeiten und auch um das Aussterben von Großsäugern wie dem Mammut, dem Höhlenbär oder der Säbelzahnkatze.

Wichtige Information liefern aber auch Kleinsäugerreste, wie beispielsweise die Zähne von Wühlmäusen (*Mimomys*) im Früh-Quartär und Schermäusen (*Arvicola*) sowie Lemmingen (*Lemmus*), bei denen sich deutliche Veränderungen durch klimatisch gesteuerte Veränderungen ihrer Umwelt nachweisen lassen. Im gesamten Quartär hat es aufgrund der häufigen und starken Veränderungen von ökologischen Rahmenbedingungen wiederholt Faunenwechsel, Nicht-Wiedereinwanderung, Veränderungen oder auch Aussterben von Tierarten gegeben.

Schneckenchalen (Mollusken) in Lößprofilen ebenso wie Käferreste – in der Regel sind die Flügel erhalten – in verschiedenartigen nicht-glazigenen Ablagerungen geben ebenfalls Hinweise auf die jeweilige klimatisch-ökologische Situation.

In Seesedimenten befinden sich Kalkschalen von Ostakoden (mm-kleinen Muschelkrebse), die eine große Artenvielfalt haben und je nach Nährstoffgehalt und

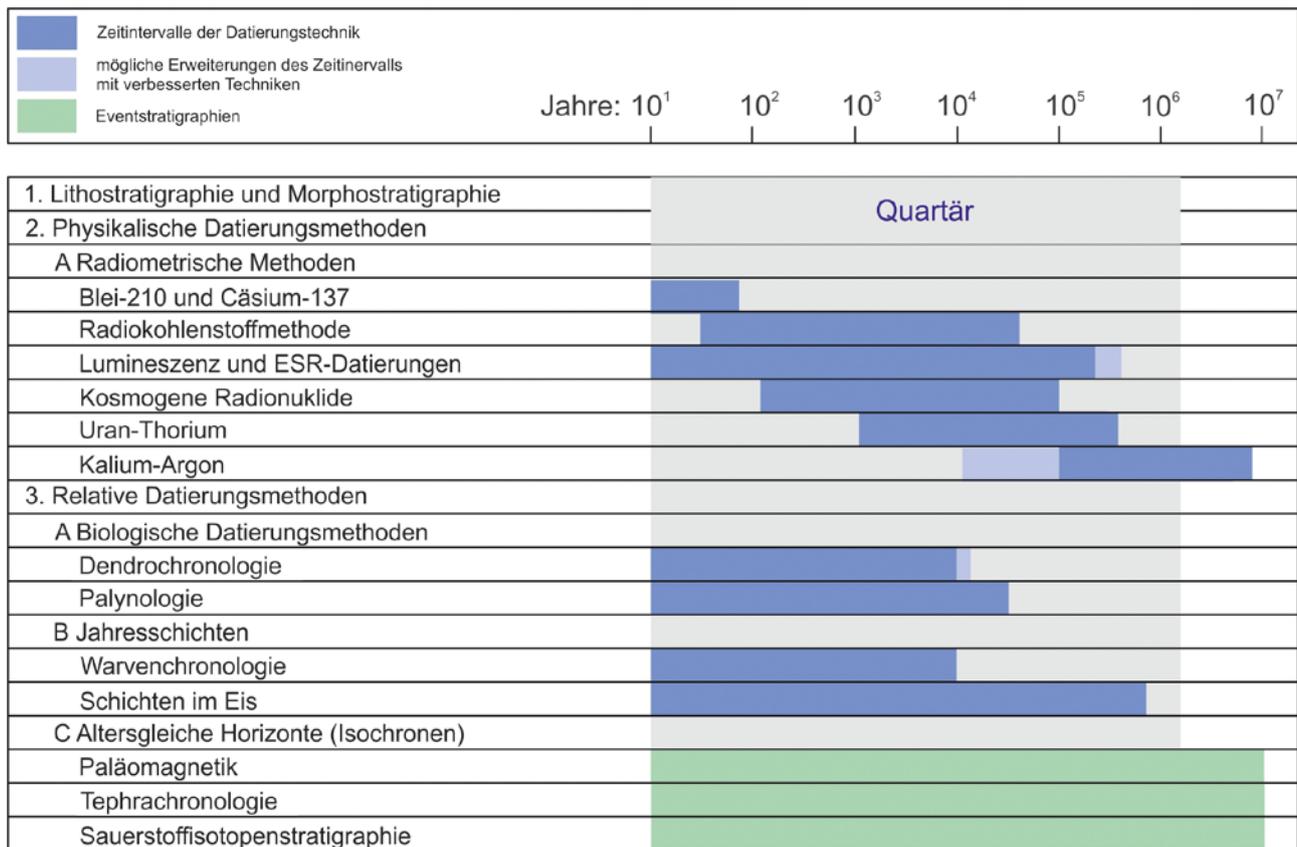


Abb. 1.15 Möglichkeiten der Altersbestimmung. (Quelle: verändert nach Lowe und Walker 1997)

Temperatur des Gewässers typische Arten aufweisen. Anhand der Kalkgehäuse in vormaligen – auch interglazialen oder interstadialen – Seeablagerungen kann man den Klimagang und das jeweilige Milieu des Gewässers rekonstruieren.

Auch die Kalkgehäuse von den artenreichen Foraminiferen, Kalkgehäuse bildenden Einzellern, die vorwiegend in marinen Bereichen leben, aber auch etliche Arten in Süßwasserseen, spielen eine bedeutende Rolle in der Quartärstratigraphie. Ihre Gehäuse wurden und werden vor allem für die chronostratigraphische Einordnung mittels der Sauerstoff-Isotopen-Methode (► Abschn. 1.3.4.3) genutzt, die maßgeblich zu einer weltweit vergleichbaren Isotopen-Stratigraphie geführt hat.

1.3.4 Korrelation altersgleicher Horizonte

Eine Korrelation altersgleicher Horizonte über große Teilräume der Erde oder über die gesamte Erde ist nur mit wenigen Methoden möglich, da sie auf Ereignissen beruhen müssen, die weltumspannend zeitgleich gewirkt haben. Hierzu gibt es verschiedene Möglichkeiten (► Abb. 1.15).

1.3.4.1 Paläomagnetik

Eine wichtige Methode, um zunächst das relative Alter von Gesteinen zu bestimmen, ist die Paläomagnetik. Damit wird der Zeitpunkt der Wanderung oder gar Umkehrung des Magnetfeldes der Erde (► Tab. 1.1) festgestellt. Prozesse im Bereich des äußeren, flüssigen Erdkerns kontrollieren das Magnetfeld der Erde. Dabei kommt es in Zeiträumen von Tagen bis zu mehreren zehn Millionen Jahren zu Verlagerungen des Magnetfeldes. Da Magnetfeldänderungen jeweils die ganze Erde betreffen, eignet sich auch die Methode zur globalen Parallelisierung von Sedimenten. Das Magnetfeld der Erde entspricht einem Dipol, der etwa 10° gegen die Erdachse geneigt ist. Die horizontale Komponente (Deklination) ist die Abweichung von der Nord-Süd-Richtung. Die vertikale Komponente (Inklination) ist der Winkel, mit dem das örtliche Magnetfeld einfällt. Richtung und Stärke (Intensität) des Magnetfeldes sind abhängig von der geographischen Breite. In Polnähe geht die horizontale Komponente des Magnetfeldes gegen Null, während die vertikale Komponente ihre höchsten Werte erreicht.

Die dramatischsten Veränderungen sind Umkehrungen der magnetischen Pole: der Nordpol wird zum Südpol und umgekehrt. Derartige „plötzliche“

■ **Tab. 1.1** Änderungen des Erdmagnetfeldes. (Nach Hambach et al. 2008)

Ereignis	Auswirkungen	Dauer
Umkehrung	Nordpol wird zum Südpol (und umgekehrt)	Hunderttausende Jahre bis Millionen Jahre
Säkulare Schwankung	Änderung der Richtung des Erdmagnetfeldes um 10–30°, Stärke weicht um bis zu 50 % vom heutigen Wert ab	Einige tausend Jahre
Exkursion	Kurzfristige Richtungsänderung des Erdmagnetfeldes um mehr als 30°, Stärke kann bis auf 10 % des heutigen Wertes zurückgehen	Weniger als tausend Jahre

Umkehrungen vollziehen sich in einem Zeitraum von Tausenden bis zu Zehntausenden von Jahren. Der normale oder reverse Zustand kann dann Hunderttausende oder Millionen von Jahren anhalten.

Magnetische Minerale neigen dazu, sich entsprechend dem aktuellen Magnetfeld der Erde auszurichten. Bei magmatischen Gesteinen bleibt diese Ausrichtung dauerhaft erhalten, wenn das Gestein erstarrt. Bei schnell fließender Lava geschieht dies innerhalb weniger Stunden bis Jahre. Die paläomagnetische relative Zeitskala (■ Abb. 5.1) beruht auf Untersuchungen des Meeresbodens. An den mittelozeanischen Rücken wird ständig neuer Basalt gebildet.

Der Boden der Ozeane dehnt sich auf diese Weise langsam aus (sea floor spreading). Da die Erde aber nicht größer wird, taucht der Meeresboden in den Subduktionszonen im Bereich der Tiefseegräben wieder ab. Die Basalte lassen sich mit der Kalium-Argon-Methode absolut datieren. Dabei wird das Verhältnis des radioaktiven Kaliumisotops ^{40}K , das in geringer Menge in allen kaliumhaltigen Mineralen enthalten ist, zu dem Zerfallsprodukt ^{40}Ar (Argon) gemessen. So war es nicht nur möglich, die Geschwindigkeit des sea floor spreading zu ermitteln, sondern obendrein eine paläomagnetische Zeitskala aufzustellen, die bis in die frühe Jurazeit zurückreicht.

Aber auch in quartären Sedimenten, wie zum Beispiel in Lössen aber auch in Kolluvien, ordnen sich magnetische Minerale bei ihrer Ablagerung entsprechend der Ausrichtung des Erdmagnetfeldes aus. Diese Art der Ausrichtung ist jedoch schwächer und weniger stabil als in den Erstarrungsgesteinen.

Die geomagnetische Zeitskala des Quartärs setzt sich aus zwei großen Blöcken zusammen (vgl. ■ Abb. 5.1): der heutigen Epoche mit „normaler“ Polarität (Brunhes-Chron) und der vorangegangenen Epoche mit umgekehrter (reverser) Polarität (Matuyama-Chron). Der Umschwung erfolgte vor etwa 780.000 Jahren. Das Matuyama-Chron enthält im Gegensatz zum Brunhes-Chron zwei größere Abschnitte mit abweichender, d. h. in diesem Fall „normaler“, Polarität: das Jaramillo-Subchron und das Olduvai-Subchron, sowie einige kürzere „Events“. Der Beginn des Quartärs liegt ebenfalls an einer solchen paläomagnetischen, weltweit nachvollziehbaren Grenze.

1.3.4.2 Tephrochronologie

Die Untersuchung vulkanischer Sedimente als Hilfsmittel der Datierung begann in den 1930er-Jahren.

In seiner Doktorarbeit 1944 hat der isländische Vulkanologe Sigurdur Thorarinsson die Begriffe Tephra und Tephrochronologie zum ersten Mal definiert. Das griechische Wort Tephra (τεφρα) bedeutet „Aschen“. Es ist ein Oberbegriff für alle bei einem Vulkanausbruch explosiv freigesetzten Bestandteile, die in der Korngröße vom Feinstaub bis zu kubikmetergroßen Blöcken reichen können. Da unterschiedliche Vulkanausbrüche unterschiedlich zusammengesetzte Aschen erzeugen, lässt sich für jedes derartige Ereignis ein geochemischer Fingerabdruck bestimmen, der die Zuordnung der einzelnen Aschelagen zu konkreten Vulkanausbrüchen ermöglicht. Besonders begünstigt für den Einsatz der Tephrochronologie sind natürlich Gebiete, die sich in der Nähe von Vulkanen befinden. In Deutschland sind insbesondere zahlreiche Tephra-Lagen aus der Umgebung der Eifel-Vulkane bekannt (■ Abb. 1.16). Diese können im Löss als Markerlagen dienen (z. B. die Eltville-Tephra in ■ Abb. 4.25), werden aber auch in See- und Moorablagerungen gefunden.

Die mit bloßem Auge erkennbaren Lagen spektakulärer Vulkanausbrüche, wie z. B. die Laacher-See-Tephra (Ausbruch vor rund 12.900 Jahren) oder die isländische Vedde-Asche, sind früh kartiert worden. Jenseits der sichtbaren Verbreitung gibt es jedoch noch ein großes Gebiet mit „Kryptotephren“, die so fein verteilt sind, dass man sie mit bloßem Auge nicht mehr erkennen kann. Erst unter dem Mikroskop werden die feinen Glaspartikel sichtbar. Auf diese Weise konnte die Laacher-See-Tephra bis nach Turin nachgewiesen werden, und die 12.100 Jahre alte Vedde-Asche aus Island ließ sich bis nach Norddeutschland, Südschweden und über die Ostsee hinaus bis nach St. Petersburg verfolgen.

Aber auch im Holozän sind wiederholt Aschelagen von Island oder auch den Färöer-Inseln zu uns gelangt. Letztmalig geschah das 2011 beim Ausbruch des Eyjafjallajökull auf Island, was den europäischen Flugverkehr stark beeinträchtigte.



■ **Abb. 1.16** Tephra (Brockentuff) über Löss, Aufschluss Kärlich. (Foto: J. Ehlers)

Noch größere Vulkanausbrüche lassen sich aber auch in den Eisbohrkernen von Grönland und der Antarktis nachweisen und bilden dort im Zusammenhang mit anderen Untersuchungen an Eiskernen, wie z. B. der Sauerstoff-Isotopen-Untersuchung am Eis oder der Untersuchung von Luftblasen im Eis hinsichtlich ihrer Luftzusammensetzung ein weiteres Gerüst für weltweite stratigraphische Vergleichsuntersuchungen.

1.3.4.3 Sauerstoff-Isotopenstratigraphie

Sauerstoff-Isotope kommen in der Natur als das leichtere ^{16}O und das schwerere ^{18}O vor. Von kalkschalenbildenden Organismen, wie beispielsweise Mollusken, Ostrakoden und Foraminiferen werden diese während ihrer Lebenszeit in die Schalen eingebaut, die in marinen und limnischen Ablagerungen aufzufinden sind. Neben diesen tierischen Resten speichert auch das Gletschereis vor allem in Grönland und in der Antarktis für einen langen Zeitraum das jeweilige Isotopenverhältnis, das der Schnee zum Zeitpunkt des Niederschlages hatte.

Das Sauerstoffisotopenverhältnis sowohl in den Tiefseesedimenten, in Seeablagerungen als auch in den Eisbohrkernen hat sich dabei als die Methode erwiesen, die am besten geeignet ist, weltweit reproduzierbare und korrelierbare Ergebnisse zu erbringen.

Vor allem die Schichtung der Tiefseesedimente gibt ein längerfristiges Bild der globalen Klimaschwankungen und kann benutzt werden, um den Ablauf der Klimaentwicklung des Quartärs zu rekonstruieren.

Die Grundlage dafür ist, dass das im Meerwasser vorhandene, leichtere ^{16}O von der Verdunstung bevorzugt wird. Unter gleichbleibenden Klimabedingungen ist diese Tatsache bedeutungslos, da das ^{16}O über Niederschlag und Abfluss wieder ins Meer zurückgeführt wird. Während der Kaltzeiten gelangt jedoch ein erheblicher Teil des Niederschlages nicht zurück ins Meer, sondern wird in den Gletschern und Eisschilden des Festlandes gebunden. Die Folge ist, dass der ^{16}O -Anteil des Meerwassers herabgesetzt wird. Da marine kalkschalige Organismen in ihre Gehäuse die beiden Sauerstoffisotope näherungsweise in dem Verhältnis einbauen, das sie im Meerwasser vorfinden, ist es möglich, aus den entsprechenden Ablagerungen die Zusammensetzung des Meerwassers und damit näherungsweise das Klima zu rekonstruieren.

Das Sauerstoffisotopenverhältnis ist aber nicht nur abhängig vom Eisvolumen, sondern auch von der Temperatur. In den Kalkschalen der Foraminiferen wird bei niedrigeren Temperaturen ein höherer Anteil von ^{18}O eingebaut als bei höheren Temperaturen. Damit ergeben sich Auswirkungen der Wassertiefe, in der die jeweiligen Einzeller gelebt haben. Die Weltmeere besitzen eine deutliche Temperaturschichtung. Während das oberflächennahe Meerwasser (bis in ca. 300 m Tiefe) die Wärmeschwankungen der Atmosphäre mit gewissen Verzögerungen mitmacht, hat sich die Temperatur des ozeanischen Tiefenwassers (in über 1000 m Tiefe) wahrscheinlich während des gesamten Pleistozäns nur wenig verändert. Sie wird kontrolliert durch die Temperatur des antarktischen Tiefenwassers. Die Kalkschalen von Foraminiferen, die am Meeresboden leben (benthonische Formen), zeigen daher eine Verteilung der Sauerstoffisotope, die unabhängig von den Temperaturschwankungen ist, und die allein eine Reaktion auf das veränderte Eisvolumen darstellt. Die Sauerstoffisotopenkurven sind weltweit mit einem hohen Grad an Übereinstimmung unter Berücksichtigung der lokalen Rahmenparameter reproduzierbar. Das Sauerstoffisotopenverhältnis wird bei Karbonaten gewöhnlich angegeben als Abweichung des Anteils des schwereren Isotops ^{18}O vom $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis eines Standards, der an einem Belemniten der Peedee-Formation ermittelt worden ist (PDB). Die Angaben sind in Promille. Dieser Wert $\delta^{18}\text{O}$ wird errechnet über die Formel

$$\delta^{18}\text{O} = 1000 \cdot \left[\frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ der Probe} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ des Standards}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ des Standards}} \right]$$

Die Datierung der ersten Referenzkurve des Sauerstoffisotopenverhältnisses wurde mithilfe von fünf Kontrollpunkten durchgeführt. Vier davon waren mithilfe der ^{14}C -Methode datiert worden; diese Punkte lagen innerhalb der letzten 35.000 Jahre. Einen fünften Kontrollpunkt bildete die mit Hilfe der Kalium-Argon-Methode datierte Brunhes-Matuyama-Grenze (780.000 vor heute). Auf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve basiert die Einteilung in die Isotopenstadien (marine oxygen isotope = MIS, vgl. ► Abb. 5.1), die für die klimatische Gliederung des Quartärs heute allgemein verwendet werden. Die Werte sind komplementär zu den Sauerstoff-Isotopenangaben aus den Eisbohrkernen.

1.3.5 Geochronologische Methoden

Die Datierung erdgeschichtlicher Ereignisse ist für die Geowissenschaften von großer Bedeutung. Die meisten neueren Veröffentlichungen zu geologischen Fragestellungen enthalten Angaben zu Datierungen. Die im 20. Jahrhundert begonnene Entwicklung von Datierungsmethoden, die eine konkrete zeitliche Einordnung ermöglichen, hält bis heute an. Im Folgenden sollen einige Altersbestimmungsmethoden kurz vorgestellt werden, die auch in Norddeutschland erfolgreich eingesetzt werden und eine präzisere Zeitvorstellung vor allem von quartären Prozessabläufen und damit auch indirekt von den vielen Klimaschwankungen geben (► Abb. 1.15). Es werden dabei jeweils Einzelproben datiert, die dann ein zeitliches Gerüst für die beprobte Sedimentabfolge oder die jeweilige Oberflächenform liefern. Vielfach gibt es durch natürliche Prozesse wie Tektonik, Verlagerungen durch Salzdruck aus dem Untergrund, Störungen und Überschiebungen durch Eisdruck der eiszeitlichen Gletscher sowie fluviale Erosions- und Akkumulationsphasen Verschachtelungen verschieden alter Sedimente. Daher ist das oben genannte stratigraphische Prinzip im Gelände nicht immer einfach zu entschlüsseln. Es erfordert eine sorgfältige Auswahl der Probenentnahmestellen, damit die Proben auch für den zu analysierenden Prozess repräsentativ sind. Methodisch bedingt liegt bei allen Datierungen ein Fehlerintervall vor. Der Fehler, der zusammen mit dem Ergebnis der Datierung veröffentlicht wird, ist nur der statistische Fehler. Die Bewertung der Messergebnisse auf ihre generelle Zuverlässigkeit obliegt dem Wissenschaftler, der die Proben für eine Fragestellung entnommen hat und sollte immer in Zusammenarbeit mit

einem Geochronologen, der die messtechnischen Unwägbarkeiten beurteilen kann, durchgeführt werden.

Die meisten geochronologischen Methoden sind radiometrische Altersbestimmungen, die auf der Basis von einem stabilen zu einem instabilen radioaktiven Isotop und dessen Zerfallsrate beruhen.

1.3.5.1 Radiokohlenstoffmethode (^{14}C -Datierungen)

Eine der ältesten radiometrischen Methoden und die wohl am häufigsten eingesetzte ist die Radiokohlenstoffdatierung, auch Radiocarbonmethode oder kurz ^{14}C -Methode genannt. Sie wird bei organischem Material angewandt. Die ^{14}C -Methode wurde von Willard Libby in den späten 1940er-Jahren entwickelt. Sie wurde schnell zu einem Standardwerkzeug zunächst für Archäologen, dann aber auch für Geowissenschaftler. Die Radiokohlenstoff-Datierungsmethode beruht darauf, dass in den oberen Schichten der Atmosphäre durch den Einfluss der kosmischen Strahlung Stickstoffisotope (^{14}N) zu radioaktivem Kohlenstoff (^{14}C) umgewandelt werden. Der resultierende radioaktive Kohlenstoff verbindet sich mit dem Luftsauerstoff zu radioaktivem Kohlendioxid, das wiederum durch die Photosynthese der Pflanzen in den Biokreislauf gelangt. Tiere und auch Menschen nehmen radioaktives ^{14}C mit der Nahrung auf. Wenn der Organismus stirbt, stoppt der Austausch von Kohlenstoff mit seiner Umgebung und von diesem Punkt an nimmt die Konzentration an ^{14}C durch den radioaktiven Zerfall stetig ab. Durch die Messung des Anteils von ^{14}C am gesamten Kohlenstoffgehalt einer organischen Probe lässt sich berechnen, wann das Tier oder die Pflanze gestorben ist. Je älter die Probe ist, desto geringer ist der Anteil an radioaktivem ^{14}C . Die Halbwertszeit von ^{14}C (die Zeitspanne, nach der die Hälfte des radioaktiven ^{14}C einer bestimmten Probe zu ^{14}N zerfallen ist) beträgt 5730 Jahre. Die Altersgrenze für eine zuverlässige Datierung liegt daher in Abhängigkeit vom Material bei maximal rund 60.000 Jahren, da bei einem höheren Alter der Probe der ^{14}C -Gehalt aufgrund des Zerfalls nicht mehr messbar ist.

Da der Gehalt an radioaktivem Kohlenstoff in diesem Zeitraum in der Atmosphäre nicht konstant war, müssen ^{14}C -Datierungen (Angabe in BP = before present; mit present = 1950) immer kalibriert werden. Dies erfolgt im Holozän, den letzten 10.000 Radiokarbonjahren, verlässlich mittels der Dendrochronologie. So entsprechen 10.000 BP etwa 11.360–11.607 cal BP (Kalender-

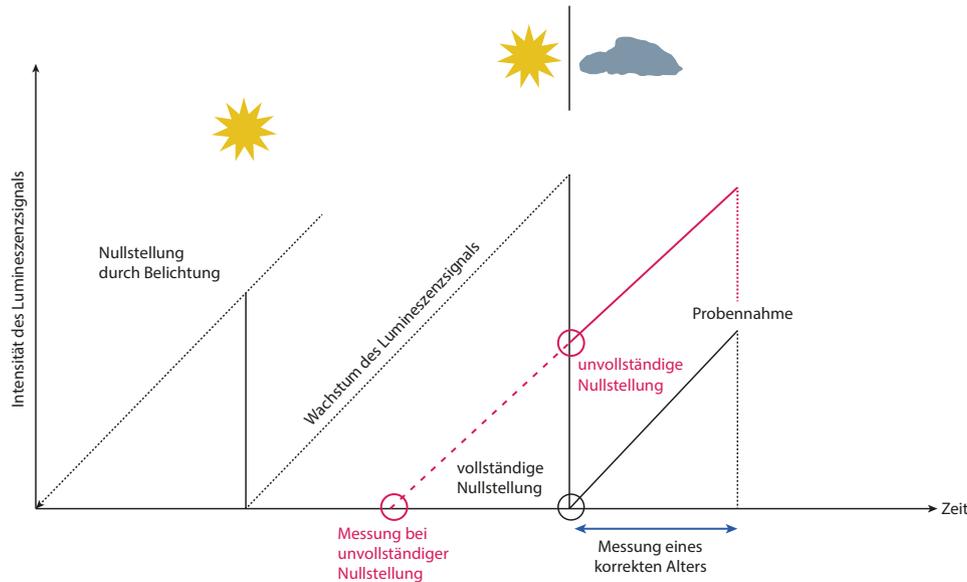


Abb. 1.17 Durch die Sonnenbestrahlung beim Sedimenttransport erfolgt die Nullstellung. Nach der Einbettung in das Sediment beginnt durch die natürliche Strahlung der Aufbau des Lumineszenzsignals. Wird ein Sediment bei einer Umlagerung jedoch nicht ausreichend oder werden nicht alle Körner gleichmäßig dem Licht ausgesetzt – z. B. beim Transport in Wasser in Trübeströmen – erfolgt nur eine teilweise Rücksetzung des Signals (rote Linien in der Abbildung). Die Messungen ergeben dann ein zu hohes Alter für das Sediment. Eine unzureichende Nullstellung kann im Labor bei Messungen festgestellt werden. Durch weitere Messungen wie Einzelkornmessungen und durch statistische Verfahren kann in der Regel dennoch meist ein Altersbereich festgelegt werden. (Quelle: M. Böse)

jahren = cal. BP; kalibrierte ^{14}C -Jahre). Ältere Radiokarbonalter sind mittels anderer Datierungsmethoden weniger verlässlich geeicht und haben einen größeren Unsicherheitsbereich. Die ^{14}C -Alter kann man im Internet mit den Programmen Calpal (Calpal-Online o.J.) und Calib (Stuiver et al. 2017) kalibrieren. Ursprünglich erfolgte die Datierung dadurch, dass die durch den Zerfall der ^{14}C -Atome emittierte Betastrahlung (konventionelle ^{14}C -Datierung) gemessen wurde. Neuerdings wird stattdessen in der Regel ein Beschleuniger-Massenspektrometer verwendet. Es zählt alle ^{14}C -Atome, die in der Probe vorhanden sind und nicht nur die wenigen, die während der jeweiligen Messung tatsächlich zerfallen. Sie kommt daher mit viel kleineren Proben aus und liefert sehr viel schnellere Ergebnisse.

1.3.5.2 Lumineszenz Verfahren und ESR-Datierungen

In der Natur weicht die innere Kristallstruktur der Minerale von dem idealen Gitter ab, wie man es im Lehrbuch findet. Zwei Arten von Defekten sind festzustellen: (1) primäre Schäden, die während der Mineralbildung entstanden sind, und (2) sekundäre Schäden, die im Laufe der Zeit unter dem Einfluss von Alpha-, Beta- oder Gammastrahlung aus dem umgebenden Gesteinsmaterial und kosmischer Strahlung hinzukommen. Diese Defekte wirken als „Fallen“ für Elektronen, die durch Belegung dieser an Energie zunehmen. Bei Erhitzung fallen die gefangenen Elektronen in einen Zustand geringerer Energie zurück; dabei wird Energie in Form von Licht

freigesetzt. Dieser Prozess führt zu einem messbaren Leuchten, der sogenannten Lumineszenz. Der Begriff Thermolumineszenz (TL) ist darauf zurückzuführen, dass das Leuchten mittels Erhitzung der Probe ausgelöst wird. Damit man die Thermolumineszenz zur Datierung nutzen kann, muss in der Vergangenheit ein Ereignis eingetreten sein, das die Elektronenfallen geleert hat. Da die Elektronen durch Hitze freigesetzt werden, wird die „elektronische Uhr“ immer auf Null gestellt, wenn das Material gebrannt wird. Daher ist das Verfahren auch zuerst seit den 1950iger-Jahren in der Archäologie zur Altersbestimmung von Keramik oder gebranntem Flint eingesetzt worden.

Für eiszeitliche Ablagerungen wird seit 1985 ein weiterentwickeltes Verfahren angewandt, die optisch stimulierte Lumineszenz (OSL). Wenn Quarz- oder Feldspatkristalle für einige Zeit beim Transport durch Wind oder Wasser dem Sonnenlicht ausgesetzt sind, werden die meisten Elektronenfallen ebenfalls geleert. Für eine erfolgreiche Datierung sollte die Probe lange genug dem Sonnenlicht ausgesetzt gewesen sein, sodass durch die Bleichung die meisten Elektronenfallen geleert worden sind (Nullstellung) (Abb. 1.17).

Im Labor wird dann die natürliche Lumineszenz der Probe mittels einer Bestrahlung mit sichtbarem Licht durch Laser oder LEDs ausgelöst und mittels Sensoren gemessen (Abb. 1.18). Diese Messergebnisse werden mit einem künstlichen Lumineszenzsignal (mittels einer sogenannten Aufbaukurve) verglichen, das erzeugt wird, indem man die Probe einer geeichten Strahlungsquelle



▣ **Abb. 1.18** Lumineszenz-Messgeräte im Datierungslabor des LIAG in Hannover. Das Arbeiten erfolgt unter Rotlicht, um Belichtungen der Proben zu vermeiden. (Quelle: M. Frechen)

aussetzt. Bei Quarz wird mit sichtbarem Licht, in der Regel blauem Licht, und bei verschiedenen Temperaturen gemessen, bei Feldspäten wird vornehmlich Infrarotbestrahlung verwendet (IRSL). Zugleich muss immer die natürlich vorkommende Strahlung des die Probe umgebenden Sediments festgestellt werden, da diese regional und materialabhängig schwankt und in die Berechnung mit einbezogen werden muss.

Die Datierung ist material- und sedimentabhängig bis zu Altern von mehreren 100.000 Jahren möglich, es handelt sich um ein wichtiges Hilfsmittel für die Datierung quartärer Ablagerungen.

Das Verfahren ist hervorragend geeignet, um Löss (s. ▶ **Exkurs 4.4**) und andere äolische Ablagerungen zu datieren. Da die totale Bleichung unter Sonnenlicht nur Sekunden bis Minuten dauert, hat die Methode den Vorteil, dass sie auch für Materialien verwendet werden kann, die nur sehr kurze Zeit dem Tageslicht ausgesetzt waren – wie zum Beispiel auch Schmelzwassersande.

Die Probenahme im Gelände erfolgt zumeist in Stahlzylindern oder undurchsichtigen Plastikröhren unter Lichtabschluss (▣ **Abb. 1.19**). Heutzutage werden in der Regel SAR-Methoden (single-aliquot regenerative-dose) verwendet, die es erlauben, sowohl das gespeicherte Lumineszenzsignal der Probe als auch die künstlich erzeugte Aufbaukurve an derselben Teilprobe (aliquot) zu messen. Früher musste dies durch mehrere Teilproben (multiple-aliquot) erfolgen, was zu höheren Datierungsfehlern führte. Mithilfe von geeigneten Probenplättchen lassen sich mehrere Mineralkörner auf einmal messen, wodurch ein Mittelwert ausgegeben wird, oder die Messung kann auch durch sogenannte Einzelkornmessungen (single-grain) erfolgen. Bei Einzelkornmessungen werden die Werte einzelner Körner miteinander verglichen. Dabei kann man leichter feststellen, ob die Körner, z. B. durch nur sehr kurzen Transportwegen oder bei Trans-



▣ **Abb. 1.19** Probenahme für die OSL-Datierung. Die Probe wird mittels einer lichtdichten Röhre aus der Aufschlusswand entnommen, da jeder Lichteinfall auf die Probe vermieden werden muss. Die Proben werden erst im „Dunkellabor“ bei Rotlicht aus der Röhre entnommen. (Foto: Wenske)

port im trüben Wasser, unterschiedlich gebleicht wurden (incomplete bleaching). Die Körner, die am stärksten gebleicht sind, werden dann zur Altersrekonstruktion für das Sediment verwendet.

Eine verwandte Methode ist die ESR-Methode (Elektronenspinresonanz). Bei ihr wird ebenfalls die Eigenschaft von Mineralen als natürliches Dosimeter benutzt. Bei der ESR-Methode wird die erfolgte Strahlungsintensität (Dauer) nicht durch Hitze oder Lichtbestrahlung gemessen, sondern durch die Stimulierung in einem elektromagnetischen Feld. Dabei werden messbare Schwingungen erzeugt, aus denen sich ein Alter errechnen lässt. Diese Methode wird auf Kalke angewendet, also z. B. Tropfsteine, Travertin, Mollusken-schalen oder Korallen, und auch für die Datierung von Quarzmineralen verwendet. Der Zeitraum, der mit dieser Methode datierbar ist, umfasst das gesamte Pleistozän.

TL, OSL und ESR haben die Datierungsmöglichkeiten vor allem für jungpleistozäne Ablagerungen wesentlich erweitert. Alle drei Methoden haben gemeinsam, dass sie die Datierung von minerogenen Ma-