

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

Margot Böse
Fachbereich Geowissenschaften
FU Berlin
Berlin, Deutschland

Frank Lehmkuhl
Geographisches Institut
RWTH Aachen
Aachen, Deutschland

Jürgen Ehlers
Witzeeze, Deutschland

ISBN 978-3-662-55372-5 ISBN 978-3-662-55373-2 (eBook)
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-55373-2>

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 2018

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 Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

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.

Planung: Stephanie Preuss

Einbandabbildung: © Archäologisches Landesamt Schleswig-Holstein

Gedruckt auf säurefreiem und chlorfrei gebleichtem Papier

Springer ist Teil von Springer Nature

Die eingetragene Gesellschaft ist Springer-Verlag GmbH Germany

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

Vorwort

Deutschlands Norden, der von den Mittelgebirgen bis zu den Küsten reicht, hat eine lange geologische Entstehungsgeschichte bis zur Ausbildung der heutigen Landschaft. Die natürliche Entwicklung wurde in jüngster Zeit abgelöst durch die vielfältigen Eingriffe des Menschen. Unser Ziel ist es, dem Leser die norddeutsche Landschaft, ihre Entstehung und Entwicklung nahezubringen.

Die Kollegen J. Eberle, B. Eitel, W.D. Blümel und P. Wittmann haben dies mit großem Erfolg für den Süden Deutschlands unternommen. Der Aufbau unseres Buches orientiert sich in groben Zügen an ihrem Vorbild. Als an Margot Böse seitens des Spektrum-Verlages der Wunsch herangetragen wurde, ein entsprechendes Buch für den Norden Deutschlands zu konzipieren, war schnell klar, dass das nicht allein zu schaffen war. Es konnten die beiden anderen Autoren des Buches, Dr. Jürgen Ehlers aus Witzeze bei Hamburg und Prof. Dr. Frank Lehmkuhl aus Aachen gewonnen werden. Jeder der Autoren hat seine speziellen Kompetenzen für Norddeutschland, aber aufgrund langjähriger Forschungs-, Lehr- und Publikationstätigkeit auch den Überblick, um wichtige Themen gemeinsam bearbeiten zu können. Dieses Buch basiert auf dem aktuellen Forschungsstand zu den einzelnen Themen. Die Literaturhinweise finden sich jeweils am Ende der Kapitel.

Es wäre nicht möglich gewesen, dieses Buch zu schreiben, wenn wir nicht von zahlreichen Kollegen und Freunden unterstützt und beraten worden wären. Da wir Autoren uns schon seit einiger Zeit mit Norddeutschland befasst haben, konnten wir auf zahlreiche eigene Bilder zurückgreifen. Einige davon sind durch Zufall in unsere Hände gefallen, wie das Luftbild von Sylt aus dem Jahre 1944, das Jürgen Ehlers einst in der Keele University entdeckt hat. Einige wichtige Fotos stammen aus dem Nachlass des Harburger Lehrers und Heimatforschers Hinrich Prigge. Dank gebührt den Freunden, Bekannten und Kollegen, die keine Mühe gescheut haben, uns mit aktuellen Bildern zu versorgen. Dazu gehören Thomas Koch aus Juist, Prof. Dr. Brigitte Urban (Lüneburg), Dr. Stefan Meng (Greifswald), Prof. i. R. Dr. Peter Felix-Henningsen (Gießen), Prof. Dr. Achim Brauer und Dr. Ingo Heinrich (beide Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum). Aber auch Aufnahmen des Niedersächsischen Landesamts für Denkmalpflege und des Archäologischen Landesamtes Schleswig-Holstein sowie des Emsland Moormuseums trugen zur Veranschaulichung bei. Prof. Dr. Thomas Litt (Bonn) stellte Pollendiagramme zu Verfügung.

In anderen Fällen haben glückliche Umstände dazu geführt, dass wir auf neueste Unterlagen zurückgreifen konnten. Dazu gehören die soeben freigegebenen Geodaten vom Land Nordrhein-Westfalen, die seit 2016 verfügbaren amerikanischen Landsat-8-Satellitenbilder und die Freigabe eines Ausschnittes der hochauflösenden LIDAR-Daten seitens des Amtes für Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg. Weitere Unterstützung für Karten erhielten wir vom Leibniz-Institut für Länderkunde, Leipzig, sowie von der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.

Ein ganz besonderer Dank gilt den Zeichnern und Kartographen und Mitarbeitern, die uns bei unserer Arbeit unterstützt haben. Dazu gehören namentlich H.-J. Ehrig und J. Walk von der RWTH Aachen. Verena Niedeck (Aachen) half beim Zusammenstellen der Literatur und Abbildungen von ► Kap. 2 und 3 und verfasste federführend den Abschnitt über die Schutzgebiete. Frau Ellen Leipner, Dr. Jacob Hardt und Dr. Robert Hebenstreit waren in die Arbeiten in Berlin eingebunden.

Wir hoffen, dass dieses Buch unseren Lesern deutlich macht, dass die Landschaft Norddeutschlands sich innerhalb von Jahrtausenden entwickelt hat, es aber heute keine ursprüngliche Naturlandschaft mehr gibt. Die Entwicklung der Kulturlandschaft ist aber stark geprägt durch das Relief, die Gewässer, die Böden, das Klima und die Rohstoffe. Der Mensch war und ist eben in der Lage, die Naturlandschaft in sehr kurzer Zeit sehr nachhaltig zu verändern, zu beschädigen oder gar zu zerstören. Naturschutz beinhaltet nicht allein den Schutz der belebten Natur, sondern auch die Bewahrung der Landschaft mit ihren geologischen Eigenheiten und charakteristischen Reliefformen. Die Landschaft war und ist nicht statisch und man sollte sich bewusst werden, welchen Zustand man in der langen Entwicklungsgeschichte gerade vorfindet und gegebenenfalls schützt.

Wir wünschen unseren Lesern, dass sie durch die Lektüre mehr über die Entstehung der Landschaften Norddeutschlands erfahren, um sie bewusster und auch mit mehr Freude in ihrer Vielfalt wahrzunehmen.

**Margot Böse, Jürgen Ehlers und Frank Lehmkuhl
Berlin, Witzeze und Aachen im April 2017**

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Wozu dieses Buch?	1
1.2	Naturräumliche Großgliederung	3
1.3	Altersbestimmungen	5
1.4	Ich sehe was, was du nicht siehst	16
	Literatur	18
2	Land und Meer im Wandel – Norddeutschland bevor die Eiszeit kam	21
2.1	Grundgebirge und Deckgebirge – die geologische Entwicklung vor den Eiszeiten	22
2.2	Grundgebirge – das Paläozoikum	23
2.3	Deckgebirge – Perm und das Mesozoikum	24
2.4	Lockerdeckgebirge – das Känozoikum	37
	Literatur	39
3	Das Tertiär – nicht nur Braunkohle	41
3.1	Erdklima und Verwitterung	41
3.2	Sande und Meerestone	45
3.3	Es wird kühler	47
	Literatur	50
4	Der Mittelgebirgsrand	51
4.1	Saxonische Bruchschollentektonik, Neotektonik und Vulkanismus	51
4.2	Schichttafeln, Schichtstufen und Schichtkämme des Deckgebirges	54
4.3	Flussterrassen	60
4.4	Lösslandschaften in Deutschlands Norden	62
	Literatur	70
5	Die Altmoränenlandschaft	71
5.1	Wann begann das Eiszeitalter?	71
5.2	Spuren früher Vereisungen in Norddeutschland	71
5.3	Elster-Eiszeit	73
5.4	Die Eisvorstöße der Saale-Kaltzeit	76
5.5	Was geschah zwischen den Eisvorstößen?	85
5.6	Moore in der Altmoränenlandschaft	88
	Literatur	89

6	Die Jungmoränenlandschaft	91
6.1	Die klimatischen Voraussetzungen im Weichsel-Glazial	91
6.2	Die Eisausdehnung	91
6.3	Das Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins	94
6.4	Das Gebiet südlich der Ostsee: Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg	97
6.5	Pommersche Eisrandlage	102
6.6	Das Spätglazial	105
	Literatur	109
7	Die Ostseeküste	111
7.1	Kurze Geschichte der Ostsee	111
7.2	Kliffs und Ausgleichsküsten	113
7.3	Küstenschutz	123
7.4	Häfen	125
	Literatur	129
8	Die Nordsee	131
8.1	Die Entstehung der Nordsee	131
8.2	Ausbildung der Barriereküste	138
8.3	Die Halligen	143
8.4	Landgewinnung und Küstenschutz	149
8.5	Landgewinnung und Küstenschutz	150
8.6	Häfen	158
	Literatur	160
9	Holozäne Klima- und Landschaftsgeschichte	161
9.1	Bodenerosion durch Wasser	166
9.2	Bodenerosion durch Wind	170
9.3	Eingriffe in die Flusslandschaften	172
9.4	Eingriffe in Moor- und Seelandschaften	180
9.5	Oberflächenveränderungen durch Gewinnung mineralischer Rohstoffe	182
9.6	Nationalparks, Naturparks, Biosphärenreservate sowie Natur- und Landschaftsschutzgebiete	187
	Literatur	193
	Sachwortverzeichnis	195

1 Einleitung

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 Du-

phorn 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. Der 48 km lange Leinegraben erstreckt sich von Arenshausen im Süden über Friedland, Göttingen und Northeim bis nach Einbeck (siehe Abb. 1.3).

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. 1.4), 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 Quellkuppe des Drachenfels gehört, ist im Oligozän entstanden. Sein

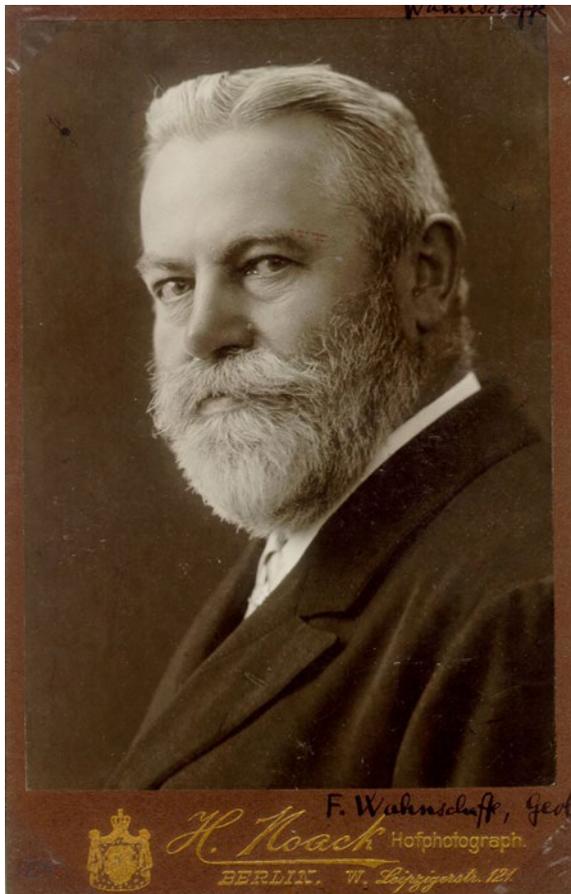


Abb. 1.1 Felix Wahnschaffe (1851–1914). (Bild © Humboldt-Universität zu Berlin, Universitätsbibliothek)

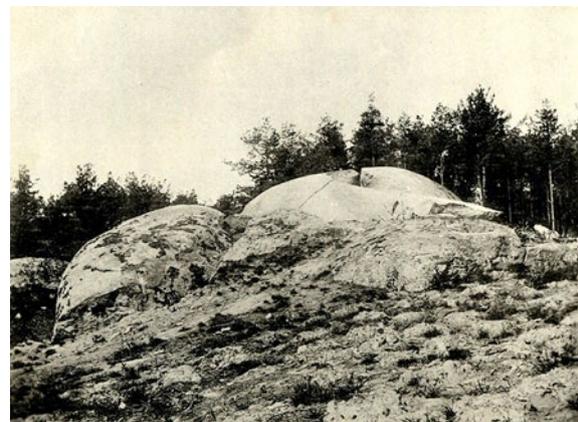


Abb. 1.2 In Wahnschaffes Buch durfte natürlich eine Abbildung der sächsischen Rundhöcker nicht fehlen. Lage siehe Abb. 1.3. (Aus Wahnschaffe 1891)

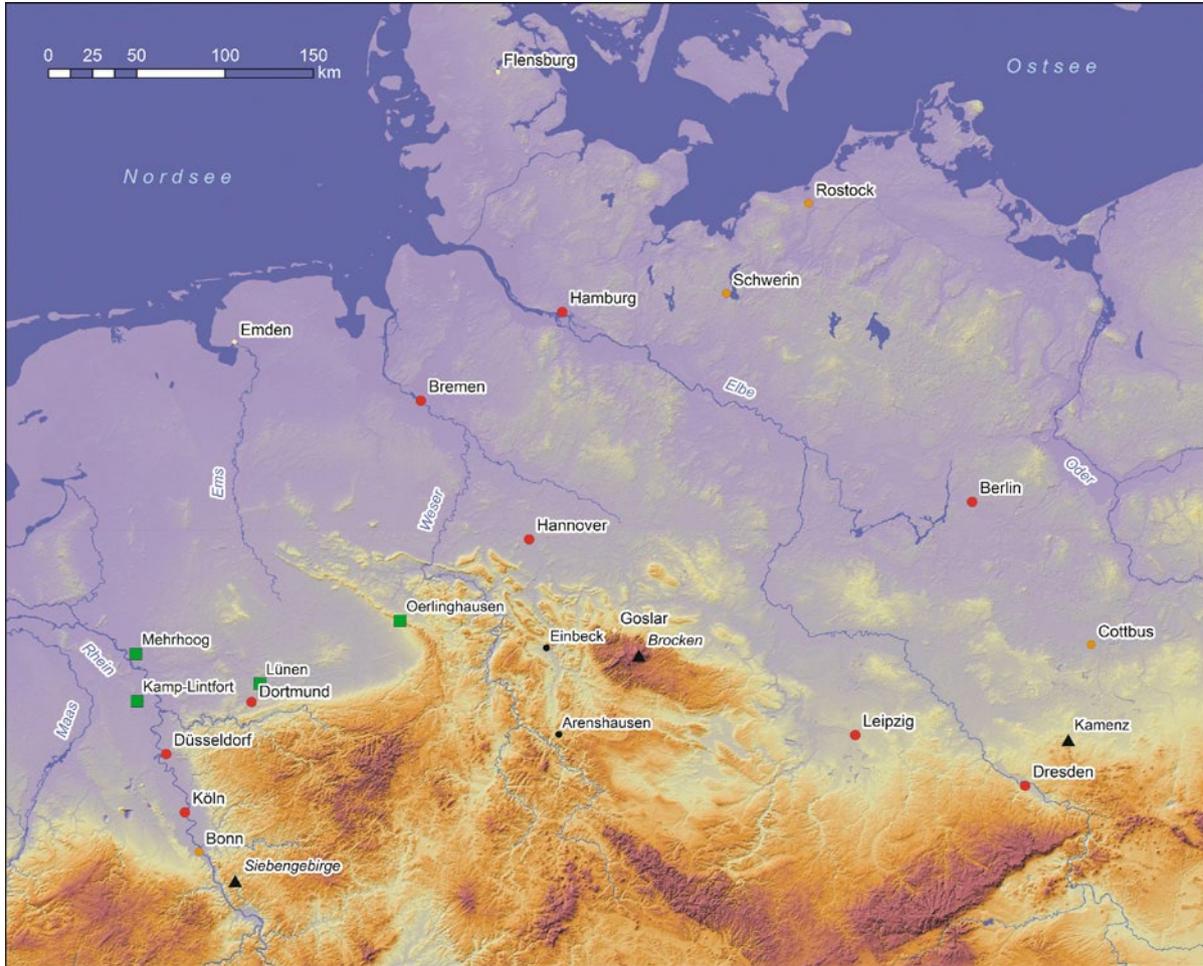


Abb. 1.3 Übersichtskarte von Norddeutschland. (Quelle: J. Ehlers)

Trachyt (Abb. 1.5) 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 Hohe

Acht und Arensburg) 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

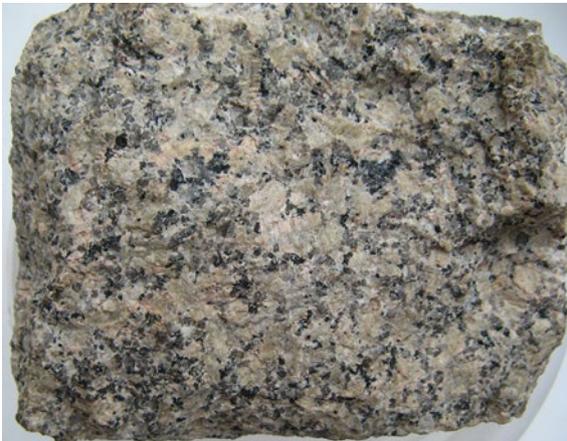


Abb. 1.4 Breckengranit (Breite: 15 cm). (Ehemalige geologische Sammlung der Albrecht-Thaer-Schule in Hamburg)



Abb. 1.5 Trachyt vom Drachenfels, Siebengebirge, Oligozän. Breite: 15 cm. (Ehemalige geologische Sammlung der Albrecht-Thaer-Schule in Hamburg)

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 neun Jahren im Spektrum Verlag erschienenen Buches *Deutschlands Süden* an (Eberle et al. 2010). 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. Ei-

nige der Naturraumnamen sind auch allgemein bekannte Landschaftsbegriffe, wie beispielsweise die Lüneburger Heide, oder historisch entstandene Begriffe wie beispielsweise die Altmark (Abb. 1.6).

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. Zwischen 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 Nordostmecklenburgische 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, dem Luchland, über. Dieses wurde durch Schmelzwasserströme Richtung Elbetal in der letzten Eiszeit geformt. Die sich nach Süden anschließenden Mittelbrandenburgischen Platten und Niederungen gehören noch zum 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 Höhegebiet 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



Abb. 1.6 Naturräumliche Großlandschaften und Naturräume. (Verändert nach Institut für Länderkunde 2003)

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.

Das nordöstlich anschließende obere Weserbergland mit seinen Festgesteinsmulden wird östlich der Weser vom Weser-Leine-Bergland abgelöst. Diese 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 Gebirgsteil, 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

„Wenn du Amerikanern imponieren willst, musst du in Zahlen lügen“ (Curt Goetz).

Zahlen üben eine starke Faszination aus – nicht nur für Amerikaner. 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. 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 vor allem 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 gesetzt werden muss.

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. Diesem Konzept liegt das Prinzip zugrunde, dass bei einer Abfolge von Sedimentschichten die ältesten Schichten 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 gut dreißig Jahren. Die meisten stratigraphischen Begriffe sind 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.

Die Morphostratigraphie erklärt die Entstehung von Oberflächenformen in einer zeitlichen Reihenfolge – wie beispielsweise die Abfolge der Bildung von Endmoränenzügen in den ehemals vergletscherten Gebieten oder die Bildung von Flussterrassen, bei denen die oberen Terrassensedimente älter sind als die der 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.

1.3.2 Geochronologische Altersbestimmungen

Im 20. Jahrhundert begann dann die bis heute anhaltende Entwicklung von Datierungsmethoden, die genauere Altersangaben liefern und somit eine konkrete zeitliche Einordnung ermöglichen. 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. 1.7).

Die Datierung erdgeschichtlicher Ereignisse ist für die Geowissenschaften von großer Bedeutung. Die meisten

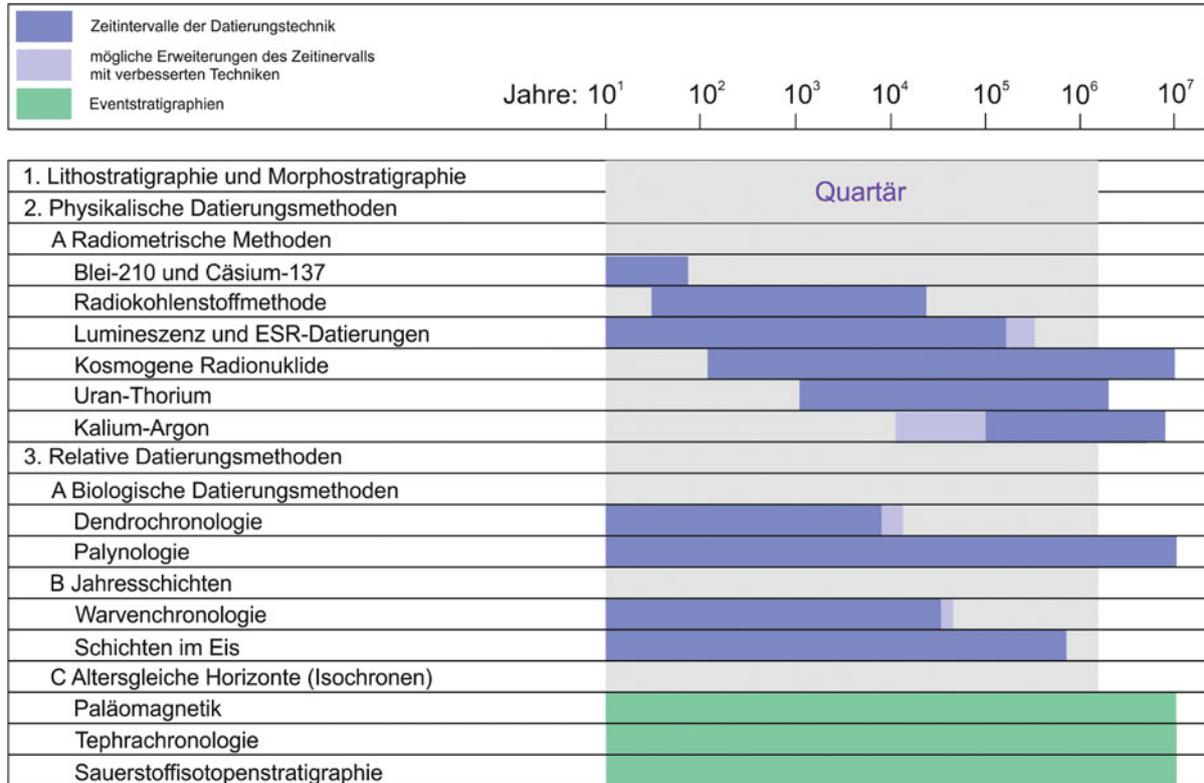


Abb. 1.7 Möglichkeiten der Altersbestimmung. (Quelle: verändert nach Lowe und Walker 1997)

neueren Veröffentlichungen zu geologischen Fragestellungen enthalten Angaben zu Datierungen. Jede Probe, die man zur Datierung an ein Labor gibt, liefert ein Alter. Allerdings liegt bei allen Datierungen ein Fehlerintervall, das Konfidenzintervall, 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 durchgeführt werden.

1.3.3 Radiometrische Altersbestimmungen

Es gibt eine ganze Reihe von Methoden der Altersbestimmung, die auf der Messung des radioaktiven Zerfalls bestimmter Isotope beruhen (Abb. 1.7).

1.3.3.1 Blei-210 und Cäsium-137

Blei-210 und Cäsium-137 sind radioaktive Isotope, die durch den menschlichen Eintrag in Sedimente gelangt sind. Blei-210 hat eine Halbwertszeit von 22 Jahren und gilt seit der Industrialisierung und dem verstärkten Einsatz von Blei als ein synthetisches Isotop. Sein Vor-

kommen kann nur in bis zu 150 Jahre alten Sedimenten nachgewiesen werden und spielt vor allem bei der Datierung von Materialum- und -ablagerungen bei Hochwasserereignissen in Flusssystemen oder der Datierung von Seesedimenten eine Rolle.

Cäsium-137 ist ein „Abfallprodukt“ der Kernwaffenversuche und bei Reaktorunfällen. Die Halbwertszeit beträgt 33 Jahre und kann in jungen Sedimenten beispielsweise in Seen und Mooren als Folge des „fallout“ nach Nuklearereignissen regelrechte Leithorizonte bilden. Aber auch durch Bodenerosion verlagerte Sedimente (Kolluvien, s. Abschn. 9.1) können zeitlich eingeordnet werden.

1.3.3.2 Radiokohlenstoffmethode

Die am häufigsten eingesetzte Methode zur radiometrischen Altersbestimmung ist die Radiokohlenstoffdatierung. Sie wird bei organischem Material angewandt. Die ¹⁴C-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 Stickstoff-Isotope (¹⁴N) zu radioaktivem Kohlenstoff (¹⁴C) 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 nehmen radioaktives ^{14}C mit der Nahrung auf. Wenn das Tier oder die Pflanze 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 etwa 50.000 Jahren.

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 (Kalenderjahren = 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.

1.3.3.3 Lumineszenz 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 und kosmischer Strahlung hinzugekommen sind. Diese Defekte wirken als „Fallen“ für Elektronen, die von den Mineralen durch radioaktive Strahlung ausgesandt werden. 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 Thermolumineszenz (TL). Diese Erscheinung ist seit langem bekannt; für die Datierung von archäologischen Materialien (Keramik, gebrannter Flint) wird sie

seit den 1950er-Jahren eingesetzt. 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 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. 1.8).

Im Labor wird dann die natürliche Lumineszenz der Probe mittels einer Bestrahlung mit sichtbarem Licht durch Laser oder LEDs gemessen (Abb. 1.9). Dabei fallen die gefangenen, lichtempfindlichen Elektronen in einen Zustand geringerer Energie zurück und geben messbare Lichtsignale. Diese werden mit einem künstlichen Lumineszenzsignal verglichen, das erzeugt wird, indem man die Probe einer geeichten Strahlungsquelle aussetzt. Bei Feldspäten wird vornehmlich mit Infrarotbestrahlung bei verschiedenen Temperaturen gemessen (IRSL). Zugleich muss immer die natürliche Strahlung im die Probe umgebenden Sediment festgestellt werden, da diese regional 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 – also zum Beispiel auch Schmelzwassersande. Die Probenahme im Gelände erfolgt zumeist in Stahlzylindern oder Plastikröhren unter Lichtabschluss (Abb. 1.10). In der Regel werden SAR-Proben (*single-aliquot regenerative-dose*) verwendet, bei denen das Signal von mehreren Mineralkörnern (z. B. Quarz) gleichzeitig gemessen wird und dadurch ein Mittelwert der Messwerte entsteht. Bei Einzelkornmessungen werden die Werte einzelner Körner miteinander verglichen. Dabei kann man feststellen, ob die Körner unterschiedlich gebleicht wurden, 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 Eigen-

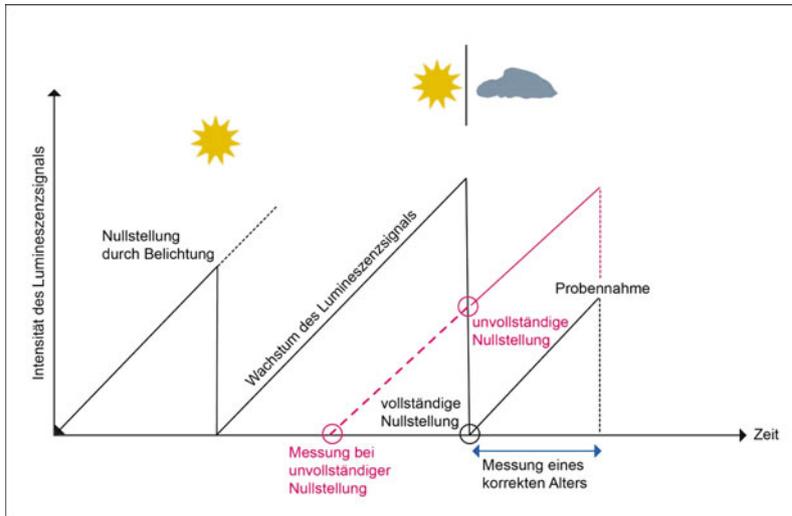


Abb. 1.8 Durch die Sonnenbestrahlung beim Sedimenttransport erfolgt die Nullstellung. Nach der Einbettung in das Sediment beginnt durch die natürliche Strahlung der Aufbau des Lumineszenzsignals. Wird ein Sediment bei einer Umlagerung jedoch nicht ausreichend oder werden nicht alle Körner gleichmäßig 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 altes 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)

schaft von Mineralen als natürliches Dosimeter benutzt. Bei der ESR-Methode wird die erfolgte Strahlungsintensität gemessen und dann durch künstliche Bestrahlung der Zeitraum festgestellt, in dem diese Dosis erreicht wurde. Die Methode wird auf Kalke angewendet, also z. B. Tropfsteine, Travertin, Molluskenschalen 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 Materialien erlauben, die auf andere Weise nicht datiert werden könnten.



Abb. 1.9 Lumineszenz-Messgeräte im Datierungslabor des LIAG in Hannover. Das Arbeiten erfolgt unter Rotlicht, um Belichtungen der Proben zu vermeiden. (Quelle: M. Frechen)



Abb. 1.10 Probennahme 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)

1.3.3.4 Oberflächenexpositionsdatierung und Überdeckungsalter mittels kosmogener Radionuklide

Eine weitere Methode der Altersbestimmung datiert das Alter von quarzhaltigen Gesteins- oder Sedimentoberflächen. Hierzu kann zum Beispiel kosmogenes ^{10}Be genutzt werden. Radioaktives ^{10}Be wird in der Atmosphäre durch die Reaktion von Stickstoff und Sauerstoff mit kosmischer Strahlung erzeugt. ^{10}Be wird an Aerosolpartikel gebunden und gelangt so mit dem Niederschlag auf die Erdoberfläche. Außerdem entsteht ^{10}Be bei der Reaktion zwischen dem Teil der sekundären kosmischen Strahlung, die die Erdoberfläche erreicht, und dem Sauerstoff und Silizium von Silikaten. Dieses ^{10}Be ist einige Größenordnungen seltener als das kosmogene ^{10}Be . Das ^{10}Be , das auf die Landoberfläche fällt, wird dagegen durch feinkörnige Partikel im Boden und im Sediment zurückgehalten.

Die ^{10}Be -Datierung wird vor allem genutzt, um das Alter von Gesteinsoberflächen zu bestimmen. Einer der Vorzüge der Methode besteht darin, dass sie auf kalkfreie Gesteine angewendet werden kann. Der datierbare Zeitraum reicht von etwa 100–300 ka bis zu 5 Mio. Jahren. Sie ist damit potentiell in der Lage, eine Datierungslücke zu schließen. Im Bereich der pleistozänen Vereisungsgebiete geht es dabei in erster Linie um Findlinge mit dem Ziel, die Zeit ihrer Ablagerung durch das Inlandeis zu bestimmen. Die Anwendbarkeit der Methode kann jedoch durch verschiedene Faktoren beeinträchtigt werden:

- Die Oberfläche des Steins kann durch Verwitterung tiefer gelegt worden sein.
- Die Vegetationsdecke oder auch saisonale Schneebedeckung kann den Stein abgeschirmt haben.
- Unter Einfluss des Periglazialklimas oder auch später des Menschen kann sich die Lage des Blockes zur Oberfläche verändert haben.
- Der Block kann schon vor seiner finalen Ablagerung der kosmischen Strahlung ausgeliefert sein.
- Die kosmische Strahlung ist nicht konstant, sondern Schwankungen unterworfen und zudem von der Höhe und geographischen Breite abhängig. Dieser Faktor geht in die Altersberechnung ebenso wie eventuelle Abschirmung durch benachbarte Berge ein.

Das führt dazu, dass häufig zu junge Alter gemessen worden sind, die jedoch inzwischen durch Kalibrierungen präzisiert werden können. Die Streuung der Werte steigt mit zunehmendem Alter und bei einer über 100.000 Jahre alten Moräne besteht die Gefahr, dass selbst der älteste gemessene Wert nur ein Mindestalter ergibt.

Andererseits wird die Methode auch angewandt, um eine Sedimentüberdeckung einer Gesteinsoberfläche oder einer alten, quarzhaltigen Sedimentoberfläche zu datieren. Mit der Überdeckung setzt der Einfluss von Radionukliden aus und es beginnt der Zerfall. Die Ab-

nahme ergibt dann Messwerte, die anzeigen, wann das *burial age*, die Überdeckung, begonnen hat.

Nicht nur ^{10}Be , sondern auch andere kosmogene Nuklide wie z. B. ^{26}Al oder ^{36}Cl können zur Datierung genutzt werden.

1.3.3.5 Uran-Thorium-Methode

Die Uran-Thorium-Methode, oder präziser $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Methode, ist ebenfalls eine Form der radiometrischen Datierung. Sie basiert auf dem sukzessiven radioaktiven Zerfall von Uranisotopen, die sich beim Zerfall u. a. in Thorium (^{230}Th) umwandeln, das ebenfalls radioaktiv zerfällt, d. h. die Altersbestimmung basiert auf der Grundlage gestörter radioaktiver Gleichgewichte in den Zerfallsreihen. Uran ist im Wasser um einige Größenordnungen besser löslich als Thorium, was wiederum die Grundlage für die Entstehung des radioaktiven Ungleichgewichtes ist. In Wasser gelöstes ^{238}U und ^{235}U kann zum Beispiel in Höhlen eindringen und dort in Sinterablagerungen oder Stalagmiten gebunden werden, die zum Zeitpunkt ihrer Bildung keine Uran-Zerfallsprodukte enthalten. Aber auch der Schill von im Wasser lebenden Muscheln, Schnecken und Foraminiferen sowie Torfe von grundwasserabhängigen Niedermooren können für Datierungen genutzt werden. Nach der Bildung des Kalkes oder der Torfe beginnt die radioaktive Uhr zu laufen und durch Messung der Ausgangs- und Zerfallsisotope mittels eines Massenspektrometers kann das Alter der Kalkbildung bestimmt werden. Mit dieser Datierungsmethode lassen sich Proben auf maximal etwas über 500.000 Jahre bestimmen.

1.3.4 Biologische Datierungsmethoden

1.3.4.1 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 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*)



Abb. 1.11 Ausschnitt aus einer Baumscheibe mit Jahresringen, die den Zeitraum von knapp 250 Jahren umfasst. (Foto: M. Böse, Baumscheibe im Botanischen Museum Berlin)

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. 1.11) oder mit einem Holzbohrer horizontal aus dem Stamm genommen (Abb. 1.12).

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 mit-

tels 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. 1.3.5). Die Baumringanalyse wird auch in der Archäologie und Baugeschichte eingesetzt, um genutztes Bauholz zeitlich einzuordnen.

Als Ergänzung zu den Baumringzählungen und -messungen werden heute auch stabile Isotope 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.

1.3.4.2 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 Blütenstaubes und der Sporen von Farnen die Vegetationsentwicklung nachzeichnen. Dargestellt werden die Ergebnisse in Pollendiagrammen (z. B. Abb. 5.18), wo der prozentuale Anteil der Pollen, aufgeteilt in Baumpollen (BP oder *arboreal pollen*, AB) und Nichtbaumpollen (NBP oder *non arboreal pollen*, NAP), dargestellt wird. Diese Darstellung wurde 1916 erst-

a



b



Abb. 1.12 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)

mals 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 (BP) und Nichtbaumpollen (NBP) zeichnet ein Bild der Vegetationsverteilung in der Landschaft nach und erlaubt auch im Vergleich von Diagrammen eine relative Alterseinstufung.

Dieses zunächst für das Holozän entwickelte Verfahren (das Holozän ist biostratigraphisch gegliedert, s. Kap. 9 und Abb. 9.1) 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 Kältesteppevegetation. 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.

1.3.5 Jahresschichten

1.3.5.1 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. 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 Evaporiten.

Zur Aufstellung einer Warvenchronologie ist eine Vielzahl von Messungen in Aufschlüssen (Abb. 1.13) oder 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. Korrelierungen über eine Entfernung von mehr als 10 km sind problematisch. Jahresschichten können nur dort erhalten bleiben, wo die Sedimentlagen nicht durch Aktivitäten einer Bodenfauna gestört werden. Daher bilden Eisstauseen mit ihren Wassertemperaturen um 0 °C günstige Erhaltungsbedingungen. Die besten Warven bilden sich in Süßwasser (Abb. 1.14). Die Ausflockung von Tonpartikeln in Salzwasser führt zu einer Verwischung der Jahresschichtung, die im Extremfall Messungen unmöglich macht.

Als nach 1949 die Radiokohlenstoffdatierung aufkam, glaubte man zunächst, eine einfachere und bessere Methode der Datierung gefunden zu haben. Heute weiß man, dass die ¹⁴C-Datierung in bestimmten Zeiträumen aufgrund unterschiedlichen Kohlenstoffgehalts der Atmosphäre keine präzisen Alter liefern kann (zum Beispiel



Abb. 1.13 Beckenablagerungen mit Warven über Saale-Till im Braunkohletagebau Neumark-Nord. (Foto: J. Ehlers)

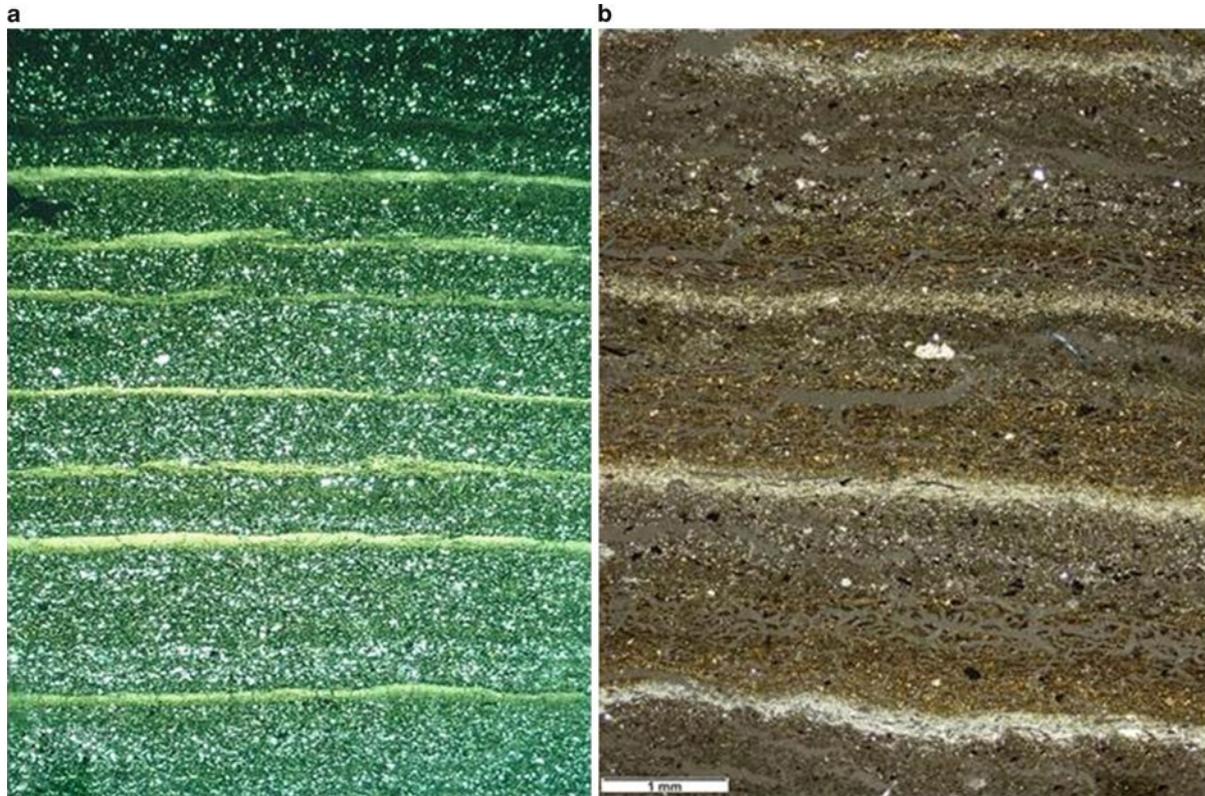


Abb. 1.14 Dünnschliffphotos von Warven aus Seesedimenten. **a** Warven aus klastischem Material aus dem Holzmaar (Eifel), gebildet unter periglazialen Bedingungen vor rund 19.000 Jahren; **b** holozäne Kalzitwarven aus dem Tiefen See in Mecklenburg Vorpommern. (Fotos: Achim Brauer, GFZ Helmholtz-Zentrum Potsdam)

im Bereich der jüngeren Dryaszeit), und dass sich diese Schwächen durch die Untersuchung der Jahresschichten in Seeablagerungen, wie zum Beispiel aus den Eifel-Maaren, überwinden lassen.

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 kommen z. B. in den unteren Metern der Sedimente der Berliner Seen vor. Die Ergebnisse dieser einzelnen Vorkommen lassen sich jedoch aufgrund der großen Entfernungen nicht korrelieren; eine einheitliche Warvenchronologie für Norddeutschland ist nicht möglich.

Außer den klastischen Warven gibt es auch organogene Warven, die in Seen der höheren Breiten abgelagert werden können. 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 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.

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.



Abb. 1.15 Tephra (Brockentuff) über Löss, Aufschluss Kärlich. (Foto: J. Ehlers)

1.3.5.2 Schichten im Eis

Eisbohrkerne, die einen langen, bis zu 900.000 Jahre zurückreichenden Eisaufbau dokumentieren, werden auf der Südhalbkugel in der Antarktis geborgen. Sie sollen aber hier erwähnt werden, denn sie enthalten globale Klima- und Eventinformationen, mit denen sich unsere Paläoklimazeugnisse in Norddeutschland in das weltweite Klimasystem verbinden lassen. Klimaschwankungen der letzten 130.000 Jahre in Norddeutschland werden häufig mit Daten aus den Eisbohrkernen Grönlands verglichen (z. B. NGRIP in Abb. 4.22).

In dem Eis sind die klima- bzw. temperaturabhängigen Schwankungen der Sauerstoffisotopenzusammensetzung im Niederschlag – hier Schnee – erhalten (vgl. Abschn. 1.3.6). Ebenso zeichnen die ^{10}Be -Gehalte die schwankende Sonnenaktivität nach.

Eingewehte Aschepartikel von großen Vulkanausbrüchen sind in Lagen im Eis erhalten. Staubeinträge dokumentieren die zeitweise weltweite Ausdehnung von Trockengebieten und Wüsten vor allem während der Eiszeiten. Eingeschlossene Luftbläschen haben die Luftzusammensetzung zur Bildungszeit des Eises konserviert, sodass sich u. a. natürliche und anthropogene CO_2 -Schwankungen nachweisen lassen, für die jüngste

Zeit aber auch andere Treibhausgaskonzentrationen und durch den Wind in der Atmosphäre verdriftete Schadstoffe.

1.3.6 Korrelation mit altersgleichen Horizonten

1.3.6.1 Paläomagnetik

Eine wichtige Methode, um das Alter von Gesteinen zu bestimmen, ist die Paläomagnetik. Damit wird streng genommen nicht das Alter des Gesteins bestimmt, sondern der Zeitpunkt der Wanderung oder gar Umkehrung des Magnetfeldes der Erde (Tab. 1.1). Für jüngste Abschnitte der Erdgeschichte sind diese Ereignisse relativ genau bekannt; für ältere Abschnitte wird ihr Alter mittels anderer (physikalischer) Datierungsmethoden bestimmt.

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.

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. Die

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 $10\text{--}30^\circ$, 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

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

Die Magnetisierung magnetischer Minerale neigt 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. Auch in 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 paläomagnetische 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, muss der Meeresboden schließlich irgendwo wieder verschwinden. Dies geschieht in Subduktionszonen im Bereich der Tiefseegräben. Man kann die Geschichte des Erdmagnetfeldes nicht nur aus den Basalten am Boden der Ozeane ablesen, sondern obendrein durch das Alter der überlagernden Sedimente kontrollieren. Die Basalte lassen sich mit der Kalium-Argon-Methode 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.

Die geomagnetische Zeitskala des Quartärs setzt sich aus zwei großen Blöcken zusammen: 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. Der Beginn des Quartärs liegt ebenfalls an einer solchen paläomagnetischen Grenze.

1.3.6.2 Tephrachronologie

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 Tephrachronologie 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 die unterschiedlichen 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 Tephrachronologie 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. 1.15). Diese können im Löss als Markerlagen dienen (z. B. die Eltville-Tephra in Abb. 4.22), werden aber auch in See- und Moorablagerungen gefunden.

Die mit bloßem Auge erkennbaren Lagen spektakulärer Vulkanausbrüche, wie z. B. die Laacher-See-Tephra 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 und über Südschweden und die Ostsee hinaus bis nach St. Petersburg verfolgen. Aber auch im Holozän sind wiederholt Aschelagen von Island oder auch den Faröer-Inseln zu uns gelangt. Letztendlich geschah das 2011 beim Ausbruch des Eyjafjallajökull auf Island, was den europäischen Flugverkehr stark beeinträchtigte.

1.3.6.3 Sauerstoffisotopenstratigraphie

Die Schichtung der Tiefseesedimente ist ein Abbild der globalen Klimaschwankungen und kann benutzt werden, um den Ablauf der Klimaentwicklung des Quartärs zu rekonstruieren. Das Sauerstoffisotopenverhältnis sowohl in den Tiefseesedimenten als auch in den Eisbohrkernen hat sich dabei als die Methode erwiesen, die am besten geeignet ist, weltweit reproduzierbare Ergebnisse zu erbringen.

Im Meerwasser kommt Sauerstoff in zwei verschiedenen Isotopen vor: ^{16}O und ^{18}O . Von der Verdunstung wird bevorzugt das leichtere Isotop ^{16}O betroffen. 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. Marine kalkschalige Organismen bauen in ihre Gehäuse die beiden Sauerstoffisotope näherungsweise in