Jürgen Ehlers

Spektrum
Akademischer Verlag
Sachbuch

Das Eiszeitalter

Das Eiszeitalter

Jürgen Ehlers

Das Eiszeitalter

Spektrum
AKADEMISCHER VERLAG

Dr. Jürgen Ehlers
Geologisches Landesamt Hamburg, Billstraße 84, 20539 Hamburg
Juergen.Ehlers@bsu. hamburg.de

Wichtiger Hinweis für den Benutzer
Der Verlag, und der Autor haben alle Sorgfalt walten lassen, um vollständige und akkurate Informationen in diesem Buch zu publizieren. Der Verlag übernimmt weder Garantie noch die juristische Verantwortung oder irgendeine Haftung für die Nutzung dieser Informationen, für deren Wirtschaftlichkeit oder fehlerfreie Funktion für einen bestimmten Zweck. Der Verlag übernimmt keine Gewähr dafür, dass die beschriebenen Verfahren, Programme usw. frei von Schutzrechten Dritter sind. Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Buch 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 hat sich bemüht, sämtliche Rechteinhaber von Abbildungen zu ermitteln. Sollte dem Verlag gegenüber dennoch der Nachweis der Rechtsinhaberschaft geführt werden, wird das branchenübliche Honorar gezahlt.

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

Springer ist ein Unternehmen von Springer Science+Business Media
springer.de

© Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg 2011
Spektrum Akademischer Verlag ist ein Imprint von Springer

11 12 13 14 15 5 4 3 2 1

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung des Verlages unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Planung und Lektorat: Merlet Behncke-Braunbeck, Dr. Christoph Iven
Redaktion: Monika Huch, Adelheidsdorf
Satz: klartext, Heidelberg
Umschlaggestaltung: wsp design Werbeagentur GmbH, Heidelberg
Titelbilder: Hintergrund: Südküste von Grönland, Foto: U.S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Path 233, Row 16, 8.7.2001; Mammut: aus Zimmermann, W.F.A. (1885): Die Wunder der Urwelt, Verlag Gustav Hempel, Berlin; untere Bildreihe (von links nach rechts): Nowaja Semlja, U.S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Path 187, Row 7, 24.6.2002; Kverkjökull, Island; Petroglyphen in Fossum, Schweden; Gletscherspalte; zu Pferd über den Vatnajökull, Foto Emmy Mercedes Todtmann.
Fotos/Zeichnungen: vom Autor, wenn in den Bildunterschriften nichts anderes angegeben ist.

ISBN 978-3-8274-2326-9

Vorwort

Das Eiszeitalter ist die Zeit, in der wir leben. Unsere heutige Warmzeit ist Teil des Eiszeitalters. „Das Eiszeitalter" hieß auch Paul Woldstedts klassisches Lehrbuch der Quartärgeologie, das in mehreren Auflagen beim Ferdinand Enke Verlag erschienen ist. Und die Zeitschrift der 1948 in Hannover gegründeten Deutschen Quartärvereinigung (DEUQUA) hatte Paul Woldstedt „Eiszeitalter und Gegenwart" genannt, um die Verbindung zwischen den dramatischen Klimaveränderungen der Vergangenheit und unserer heutigen Welt zu verdeutlichen (Woldstedt 1950). Ich habe diese Frühphase der deutschen Quartärforschung nicht mehr miterlebt. Als ich zum ersten Mal an einer DEUQUA-Tagung teilgenommen habe (in Hofheim, 1974), war Paul Woldstedt im Vorjahr verstorben.

Zur Eiszeitgeologie bin ich eher zufällig gekommen. Bei Beginn des Studiums 1969 stand für mich fest, dass ich Lehrer werden würde. Deutsch – und dann noch irgendein zweites Fach, irgendetwas Leichtes. Was bot sich da an? Die Erdkunde. Später haben sich die Schwerpunkte verschoben. Professor Horst Mensching war es, der mich mit den Grundprinzipien der Physischen Geographie vertraut gemacht hat.

Ich habe in Hamburg studiert. Das Thema „Eiszeiten" wurde damals von Friedrich Grube unterrichtet, im Keller des Geographischen Instituts in der Rothenbaumchaussee. Grube brachte Karten und Profilschnitte mit, führte Exkursionen, selbst an den Wochenenden, und er war immer bereit, mit uns Studenten gemeinsam ins Gelände zu gehen. Das war „Wissenschaft live", das hat mich begeistert, und so bin ich „Quartärforscher" geworden. Ich habe es nie bereut.

Seit dem Erscheinen meiner „Allgemeinen und historischen Quartärgeologie" vor nunmehr 16 Jahren hat sich viel verändert. Die Änderungen sind nicht auf den Bereich der Forschung beschränkt. Auch die Vorstellungen darüber, wie ein Eiszeit-Buch aussehen sollte, das den Leser anspricht, nicht nur einen, sondern möglichst mehrere, haben sich gewandelt. Das vorliegende Buch versucht, diesen Änderungen Rechnung zu tragen.

Die Suche nach geeigneten Abbildungen ist bei einem Buchprojekt wie diesem immer ein interessantes Abenteuer. Als ich für die russischen Fotos von der „Chelyuskin"-Expedition keine Veröffentlichungsgenehmigung bekommen konnte, hat Petra Schmidt für mich den Untergang der „Chelyuskin" in der Nordostpassage 1934 gemalt. Ist sie möglicherweise eine Verwandte von Professor Otto Yulyevich Schmidt, dem Leiter der „Chelkyuskin"-Expedition? Ich habe es nicht geklärt. Otto Schmidt war Mathematiker, Astronom, Geophysiker, Politiker, Mitglied der Akademie der Wissenschaften und Held der Sowjetunion.

Viele Kollegen und Freunde haben Teile des Buches kritisch durchgesehen und/oder Abbildungen zur Verfügung gestellt:
Wolfgang Alexowsky, Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg;
Dr. Hinrich Bäsemann, Tromsø;
Dr. Jochen Brandt, Helms-Museum, Harburg;
Prof. Detlef Busche, Universität Würzburg;
Dr. Gerhard Doppler; Bayerisches Geologisches Landesamt, München;
Prof. Edward Evenson, Lehigh University, Pennsylvania;
Prof. Peter Felix-Henningsen, Universität Gießen;
Prof. Dr. Markus Fiebig, Universität für Bodenkultur, Wien;
Uwe Friesel, Lüchow/Stockholm;
Prof. Phil Gibbard, University of Cambridge;
Prof. Magnús Tumi Guðmundsson, University of Iceland, Reykjavik;
Dr. Bernd Habermann, Stadtarchäologie Buxtehude;
Dipl.-Geogr. Robert Hebenstreit, Freie Universität Berlin;
Dr. Christian Hoselmann, Hessisches Landesamt für Geologie und Umwelt;
Prof. Dieter Jäkel, Freie Universität Berlin;
Adriaan Janszen, TU Delft;

Dr. Kurt Kjær, Natural History Museum, Kopenhagen;
Prof. Wighart von Koenigswald, Universität Bonn;
Prof. Keenan Lee, Colorado School of Mines;
Marcus Linke, Landesbetrieb Geoinformation und Vermessung, Hamburg;
Eva-Maria Ludwig, Wentorf;
Prof. Juha-Pekka Lunkka, University of Oulu;
Steve Mathers, British Geological Survey, Nottingham;
Dr. Andrea Moscariello, TU Delft;
Prof. Dr. Jan Piotrowski, University of Aarhus;
Prof. Stephen C. Porter, University of Washington;
Dr. Frank Preusser, Universität Bern;
Prof. Vladimir E. Romanovsky, University of Alaska, Fairbanks;
Prof Alexei Rudoy, Tomsk State University;
Prof. Gerhard Schellmann, Universität Bamberg;
Prof. Christian Schlüchter, Universität Bern;
Dr. Petra Schmidt, Witzeeze;
Gertrud Seehase, Ratzeburg;
John Shaw, University of Alberta, Edmonton;
Klaus Steuerwald, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen;
Dr. Hans-Jürgen Stephan, Kiel;
Dr. þröstur þorsteinsson, University of Iceland, Reykjavik;
Prof. Roland Vinx, Universität Hamburg;
Dr. Stefan Wansa, Landesamt für Geologie und Bergbau Sachsen-Anhalt;
Gerda und Holger Wolmeyer, Hamburg;
Dr. Jan Zalasiewicz, University of Leicester;
Jacob G. Zandstra, Heemskerk;
Prof. Bernd Zolitschka, Universität Bremen;

Ihnen allen möchte ich herzlich danken.

Auf einer wissenschaftlichen Exkursion ist es häufig so, dass man anhand der Teilnehmerliste zunächst einmal versucht herauszufinden, wer eigentlich was ist. Eine derartige „Bestimmung der Fossilien“ können Sie auch in diesem Buch vornehmen. Paul Woldstedt, der die deutsche Quartärforschung jahrzehntelang maßgeblich beeinflusst hat, sehen wir bei der Gründung der INQUA. Hans Höfle, der mir (und vielen anderen) Island nahegebracht hat, steht am Rande einer Gletschermühle am Kverkjökull. Jan Zalasiewicz, von dem einige Sätze am Anfang und Ende dieses Buches stammen, führt das EM31 vor. Von Jan Zalasiewicz stammt auch der Pinguin, der überraschender Weise auf einem Foto als Maßstab dient; Jan hat ihn unserer kleinen Tochter bei unserer ersten Begegnung 1986 in Cambridge geschenkt. Wo steckt der Pinguin? Hinrich Bäsemann kann man im Mjøsa-See vor dem Moelv-Tillit erblicken (ganz links im Wasser). Jan Mangerud kann man sehen, wie er das Eem von Fjøsanger erläutert. Phil Gibbard, Freund und Partner in zahlreichen Projekten, steht auf einem Tillit. Matthias Kuhle sieht man bei der INQUA in Cairns. Ed Evenson erkennt man an seinem großen Cowboyhut. Louis Agassiz, der der Eiszeittheorie zum Durchbruch verhalf, ist der einzige Kollege, der es geschafft hat, als Marmorstatue verewigt zu werden. Er ist auch der Einzige, der kopfüber im Sand steckt.

Meine Frau Uta habe ich in einer Sandgrube kennengelernt. Gemeinsam mit unseren Kindern haben wir bei der Vorbereitung dieses Buches viele interessante und zum Teil ungewöhnliche Orte besucht, und ohne die Hilfe meiner Familie hätte dieses Buch nicht geschrieben werden können.

Witzeeze, den 9.8.2010.

Inhaltsverzeichnis

1 Einführung 3

1.1 Am Anfang war die Sintflut 3
1.2 Die Eiszeiten der Erdgeschichte . 12
1.3 Eiszeitursachen 13

2 Der Ablauf des Eiszeitalters . 19

2.1 Wann begann das Quartär? 19
2.2 Was ist was in der Stratigraphie? . 20
2.3 Spuren in der Tiefsee 25
2.4 Systematik des Eiszeitalters . . . 28
2.5 Günz, Mindel, Riss, Würm – gilt die Gliederung noch? 30
2.5.1 Alte Vereisungsspuren 31
2.5.2 Günz 33
2.5.3 Haslach 33
2.5.4 Mindel 34
2.5.5 Mindel-Riß-Interglazial 34
2.5.6 Riß 34
2.5.7 Riß/Würm-Interglazial (Eem) 35
2.5.8 Würm 37
2.6 Norddeutschland und angrenzende Gebiete 41
2.6.1 Elster-Kaltzeit 45
2.6.2 Holstein-Warmzeit 48
2.6.3 Saale-Komplex 48
2.6.4 Eem-Warmzeit 51
2.6.5 Weichsel-Kaltzeit 52

3 Eis und Wasser 57

3.1 Entstehung der Gletscher 57
3.2 Heutige Gletscher – vom Kargletscher bis zum Inlandeis 60
3.2.1 Wie bewegt sich ein Gletscher? . . 60
3.2.2 Entstehung des Eisstromnetzes . . 62
3.2.3 Entstehung des Inlandeises 65
3.3 Die Dynamik der Eisschilde 68
3.4 Schmelzwasser 73

4 Grundmoränen und Endmoränen – die Spuren der Gletscher 79

4.1 Grundmoränen 79
4.1.1 Was ist ein Till? 79
4.1.2 Die Grundmoräne – eine bunte Mischung? 84
4.1.3 Geschiebetransport 86
4.1.4 Geschiebe-Einregelung 92
4.1.5 Leitgeschiebe 94
4.1.6 Feinkies 97
4.1.7 Qemscan – alle Analysenwerte auf einen Streich 100
4.1.8 Sonderfall Mikrofossilien – Prä-Eem von Langeland 101
4.2 Endmoränen 102
4.2.1 Endmoränen und Endmoränenvertreter 102
4.2.2 Stauchmoränen 102
4.2.3 Gletscherdynamik am Beispiel der Weichselvereisung 106

5 Von der Gletschermühle bis zum Urstromtal 111

5.1 Spuren pleistozäner Schmelzwassertätigkeit 111
5.1.1 Fjorde, Rinnen, Oser 111
5.1.2 Sanderflächen und Schotterterrassen 119
5.1.3 Eisstauseen 123
5.1.4 Eisstauseen 132
5.1.5 Urstromtäler 133

6 Karten – wo sind wir denn hier eigentlich? 139

6.1 Digitale Karten 139
6.2 Satellitenbilder – Basisdaten für die Eiszeitforschung 146
6.3 Projektionen und Ellipsoide – der Teufel steckt im Detail 150

7 Wie weit reichten die Gletscher? 155

7.1 Gletscher in der Barents-See . . . 156
7.2 Isostasie und Eustasie 159
7.3 Eis auch in Ostsibirien? 163
7.4 Asien – das Rätsel von Tibet . . . 169
7.5 Nordamerika – die Eiszeiten werden älter 173
7.6 Südamerika – Vulkane und Gletscher 176
7.7 Afrika, Australien, Ozeanien – wo gab es Gletscher? Und wann? . 181
7.8 Antarktis – Ewiges Eis? 181

8 Eis im Boden – die Formung der Periglazialgebiete 185

8.1 Dauerfrostboden in der Eiszeit . . 187
8.2 Periglazialbildungen 189
8.2.1 Frostverwitterung 189
8.2.2 Kryoplanation 190
8.2.3 Blockgletscher – Gletscher (fast) ohne Eis 191
8.2.4 Verwürgungen 193
8.2.5 Bodenfließen 195
8.2.6 Frostspalten und Eiskeile 197
8.2.7 Pingos, Palsas und andere Frostbeulen 202

9 Nilpferde an der Themse – die Geschichte der Warmzeiten 209

9.1 Entwicklung der Fauna 210
9.2 Vegetationsentwicklung 213
9.3 Verwitterung und Bodenbildung . 222
9.3.1 Paläoböden 224
9.4 Wasser in der Wüste – die Verschiebung der Klimazonen . . 230
9.5 Veränderungen des Regenwaldes 237

10 Ablauf der Enteisung 241

10.1 Eiszerfall 241
10.2 Die Entstehung der Sölle 245
10.3 Druckentlastung 248
10.4 Ein plötzlicher Übergang? 249
10.5 Kleine Eiszeit 255

11 Wind, Sand und Steine – die äolischen Prozesse . . . 257

11.1 Dünen 257
11.2 Flugsand 264
11.3 Löss 264

12 Was geschah mit den Flüssen? 269

12.1 Trockentäler 271
12.2 Der Rhein – beeinflusst von alpinem und nordischem Eis . . . 272
12.3 Die Elbe floss zur Ostsee 280

13 Nord- und Ostsee in der Eiszeit 285

13.1 Die Entwicklung der Nordsee . . 285
13.2 Die Entwicklung der Ostsee . . . 291

14 Klimarekonstruktionen und Modelle 301

14.1 Kerne aus dem Eis 301
14.2 Die marine Zirkulation 303
14.3 Vergletscherungsmodelle 304
14.3.1 Vom Ende der Saale-Kaltzeit bis zur frühen Weichsel-Kaltzeit 306
14.3.2 Von der Frühen zur Mittleren Weichsel-Kaltzeit 308

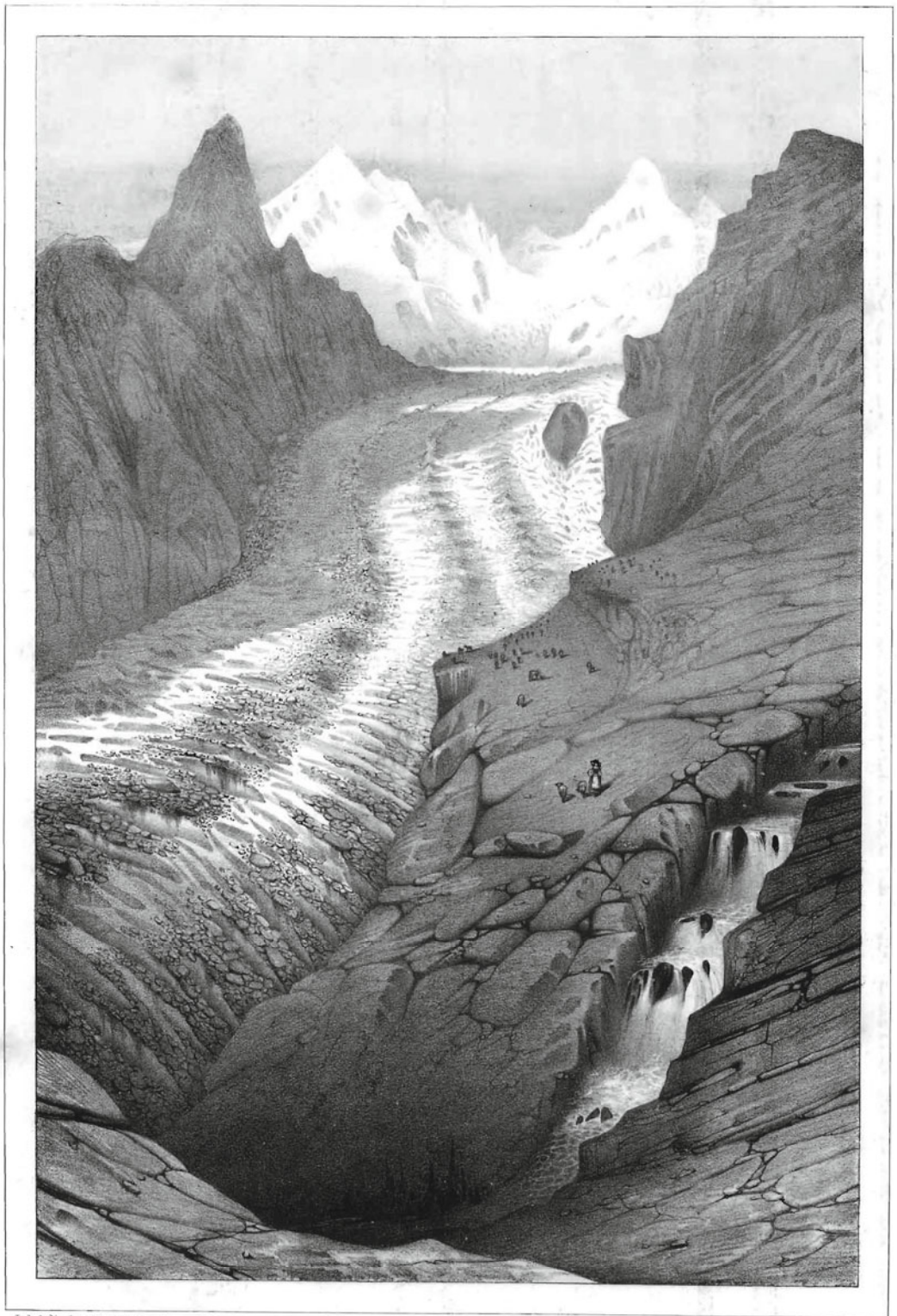
15 Der Mensch greift ein 317

15.1 „Out of Africa“ – Die Ausbreitung der Menschen 317

15.2 Neandertaler und *Homo sapiens* . 321
15.3 Die Mittlere Steinzeit 322
15.4 Die Jungsteinzeit – Beginn des Ackerbaus 322
15.5 Bronze und Eisen 323
15.6 Die Römer. 324
15.7 Mittelalter. 325
15.8 Heutige Landnahme 326
15.9 Austrocknende Seen, abschmelzende Gletscher und andere schlechte Aussichten . . . 326

Literatur 333

Index 355



Gornergletscher, Schweiz, mittlerer Teil (aus Agassiz, 1841).

1 Einführung

„Die Eiszeiten! Man kann sich heute kaum vorstellen, mit welcher Ratlosigkeit und Verblüffung diese Theorie vor etwa 150 Jahren aufgenommen wurde. Allein die Vorstellung, dass sich riesige Eiswände von Norden her über unsere Landschaften geschoben und alles verschlungen haben sollen, provozierte unverhohlene Ablehnung.“ (Zalasiewicz 2009)

Das Treffen der Schweizer Naturkundlichen Gesellschaft am 24. Juli 1837 in Neuchâtel begann mit einem Eklat. Der junge Präsident der Gesellschaft, Louis Agassiz, sprach nicht über die neuesten Ergebnisse seiner Untersuchungen an fossilen Fischen, durch die er berühmt geworden war. Stattdessen entschloss er sich, darüber zu sprechen, dass die erratischen Blöcke im Jura (und in der Umgebung von Neuchâtel) Hinterlassenschaften einer großen Vergletscherung waren. Dieser „Diskurs von Neuchâtel“ gilt als die Geburtsstunde der Eiszeittheorie.

Agassiz war nicht der Erste, der dies behauptete, aber der erste ernsthafte Wissenschaftler. Sein Vortrag stieß auf eisige Ablehnung. Und auch auf der anschließenden Exkursion am 26. Juli, auf der eigentlich jeder die Beweise der früheren Vergletscherung mit eigenen Augen begutachten konnte, gelang es Agassiz nicht, die Fachkollegen zu überzeugen. Die Eiszeittheorie schien eine Totgeburt.

1.1 Am Anfang war die Sintflut

Der Mensch neigt dazu, ihm zunächst unverständliche Erscheinungen in der Natur durch bekannte Prozesse zu erklären. Die Vorstellung von „Eiszeiten“ war den Wissenschaftlern früherer Jahrhunderte fremd. Man wusste dagegen, dass im Laufe der Erdgeschichte immer wieder ausgedehnte Landgebiete vom Meer überflutet worden waren. So lag es nahe, auch die Hinterlassenschaften des Quartärs, speziell die erratischen Blöcke, als Folgen einer großen Flut zu deuten. War nicht auch in der Bibel von einer verheerenden Flut die Rede? An vielen Stellen der Erde fanden sich Spuren der Flut. Johann Friedrich Wilhelm Jerusalem listete einige davon auf. Er schrieb:

„Die größte Aufmerksamkeit verdienen aber die zugespitzte südliche Gestalt von Afrika und Indien, und alle die um ganz Asien, vom rothen Meere an bis nach Kamschatka, von Süden nach Norden gehenden großen Meerbusen, die der sicherste Beweis sind, dass die Erde einmahl von Süden her, eine gewaltsame Überschwemmung erlitten haben müsse, welches wiederum die in Siberien sich befindende Menge von Gerippen großer südlicher Landthiere noch mehr bestätigt.“(1774)

Als Jerusalem diese Zeilen veröffentlichte, war der unbedingte Glaube an die wörtliche Bedeutung der biblischen Texte nicht mehr gegeben. Jerusalem, Berater Herzog Karl I. von Braunschweig-Wolfenbüttel, war einer der bedeutendsten Theologen der deutschen Aufklärung. Er war ein gebildeter Mann, hatte Jahre in Holland und England zugebracht. In seine Deutung der Sintflut bezieht er die toten Mammuts aus Sibirien mit ein. Er ist sich sehr wohl bewusst, dass „versteinerte und über die ganze Erde verbreitete Seethiere, wie die Ammonshörner“ nicht aus der biblischen Sintflut stammen können. Aber eine Flut, eine sehr, sehr große Flut, die war schon vorstellbar.

Dass es sich dabei um die biblische Sintflut gehandelt haben solle, wurde zu Beginn des 19. Jahrhunderts nur noch von wenigen geglaubt. Einer von ihnen, Reverend William Buckland aus Oxford, führte 1823 den Begriff „Diluvium“ in die stratigraphische Nomenklatur ein.

Während Cuvier noch annahm, die Spuren dieser Sintflut nur in den Niederungen und Tälern der Erde zu finden, schrieb Buckland: „Die Granitblöcke, die von den Höhen des Montblanc in die Berge des Jura transportiert worden sind, könnten nicht von ihrem Ausgangsgebirge, dem höchsten Europas, wegbewegt worden sein, wäre dieser Berg nicht unter der Oberfläche des Wassers gelegen, das sie transportiert hat.“

Cuvier schrieb außerdem: „In gewissen Ländern finden wir zahlreiche große Blöcke primitiven Gesteins, die über die Oberfläche anderer Schichten verbreitet liegen, und die durch tiefe Täler oder gar Meeresarme von den Gipfeln und Gebirgen getrennt sind, von denen sie stammen müssen. Wir müssen daher notwendigerweise zu dem Schluss kommen, dass diese Blöcke entweder durch Eruptionen hinausgeschleudert worden sind, oder aber dass die Täler (die ihren Transport aufgehalten haben würden) zur Zeit ihres Transports nicht existierten, oder aber dass der Strom des Wassers, das sie transportiert hat, in seiner Gewalt alles übertraf, was wir uns heute vorstellen können.“ (Cuvier 1827).

Dieser frühe Versuch einer natürlichen Erklärung für das Vorkommen der Findlinge fern ihres Ausgangsgesteins entspricht der Rollstein- oder Schlammfluttheorie, die vor allem durch Leopold von Buch (1815), aber auch durch Alexander von Humboldt (1845) und den schwedischen Arzt und Naturforscher Nils Gabriel Sefström (1836) vertreten wurde. Man nahm an, dass die Findlinge durch gewaltige Wassermassen, die sogenannte „petridelaunische Flut“, transportiert worden seien. Der Grund für die Freisetzung solcher Wassermassen, die aus den Alpen und den Gebirgen Skandinaviens herausgeströmt sein sollten, musste freilich offen bleiben.

Von Hoff war der Erste, der sich in Deutschland in seiner *Geschichte der durch Ueberlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche* (1834) gegen den Katastrophismus Cuviers wandte. Auch der Engländer Charles Lyell hatte sich in seinen *Principles of Geology* (1830–33) gegen das entscheidende Wirken von Katastrophen ausgesprochen. Neptunisten stritten mit Plutonisten; die Theorie einer sanften Umgestaltung der Erde schien sich durchzusetzen.

Eine neue Deutung der erratischen Blöcke bahnte sich zu Beginn des 19. Jahrhunderts an. In einem flachen, kalten Meer sollten nach der Drifttheorie Eisberge den Boden geschrammt und die Findlinge antransportiert haben.

Die Anhänger der Drifttheorie, zu denen auch Darwin und der Physiker Helmholtz gehörten, mussten zwar von einer größeren Ausdehnung der Gletscher ausgehen, um das Vorkommen der zahlreichen Eisberge zu erklären, lehnten jedoch eine umfassende Vergletscherung ab. Auch Lyell (1840) diskutierte die Entstehung der erratischen Blöcke in Nordeuropa und wandte sich entschieden gegen den von Agassiz ins Auge gefassten Neo-Katastrophismus.

Agassiz ließ nicht locker. Im Jahre 1840 brachte er sein Buch „Études sur les glaciers“ heraus, ein Jahr später folgte die deutsche Ausgabe „Untersuchungen über die Gletscher“. Beide Bücher wurden auf Kosten des Verfassers gedruckt. Alexander von Humboldt gab Agassiz den Rat, doch lieber zu seinen fossilen Fischen zurückzukehren. „Dadurch würden Sie“, schrieb er, „der positiven Geologie einen größeren Dienst erweisen, als durch diese allgemeinen Betrachtungen (die etwas eisig sind) über die Umwälzungen der primitiven Welt, Erwägungen, von denen Sie selbst nur zu gut wissen, dass sie allenfalls diejenigen überzeugen können, die sie in die Welt gesetzt haben.“ (zit. nach Imbrie & Imbrie 1986)

Agassiz hatte dennoch Erfolg mit seinem Buch. Er konnte zeigen, dass die Hinterlassenschaften der Gletscher vom derzeitigen Eisrand über Serien von Endmoränen bis ins Alpenvorland reichten, und dass sich die Spur der Steine von ihrem Herkunftsgebiet bis zum äußersten Rand des Verbreitungsgebiets der erratischen Blöcke verfolgen ließ. Und er zögerte nicht, seine Ergebnisse nicht nur im Wort, sondern auch im Bild publik zu machen. Der aufwendig gestaltete Atlas vermittelte die Anschauungen seines Autors überzeugender als viele Worte.

Den wissenschaftlichen Durchbruch brachte seine Reise nach Großbritannien, wo es ihm schließlich gelang, William Buckland von seiner Theorie zu überzeugen. Dieser wiederum überzeugte Charles Lyell, den wichtigsten Geologen seiner Zeit, und schon im November 1840 traten alle drei gemeinsam vor die Geological Society of London, um ihre neuen Erkenntnisse der Fachwelt vorzutragen. Diese blieb zunächst noch skeptisch, aber nun war der Siegeszug der Eiszeittheorie nicht mehr aufzuhalten.

Agassiz verlangte von seinen Lesern eine erhebliche Vorstellungskraft. Er schrieb: „Zu Ende der geologischen Epoche, welche der Erhebung der Alpen vorherging, bedeckte sich die Erde mit einer ungeheuren Eiskruste, welche von den Polargegenden her über den größten Teil der nördlichen Halbkugel sich erstreckte. Die scandinavische und großbrittanische Halbinsel (sic!), die Nord- und Ostsee, das nördliche Deutschland, die Schweiz, das Mittelmeer bis zum Atlas, das nördliche Amerika und asiatische Rußland waren ein ungeheures Eisfeld, aus welchem nur die höchsten Spitzen der damals bestehenden Berge (…) auftauchten.“ (S. 284)

Die Diskussion fand auch in der Öffentlichkeit ein großes Interesse. Die Schweiz und ihre Gipfel waren eines der beliebtesten Ziele des beginnenden Fremdenverkehrs. Die ersten waren vor allem englische Bergsteiger, die es in die Alpen drängte. Die Anreise war zunächst beschwerlich; erst die Eisenbahn erleichterte in den letzten Jahrzehnten des 19. Jahrhun-

Treibeistransport

Der Sandsteinblock in Abb. 1.1 ist 185 × 175 × 135 cm groß; sein Gewicht wird auf 8 Tonnen geschätzt. Er liegt auf der mit *Spartina alterniflora* bestandenen Salzmarsch. Als der Stein bei seiner Ablagerung vom Treibeis landwärts gedrückt wurde, hat er im Boden eine deutliche Furche hinterlassen (im Vordergrund rechts).

Auch Goethe hatte davon gehört, dass Eisschollen Gesteinsmaterial aus Schweden quer über den Øresund nach Dänemark transportiert haben sollten. Waren auf diese Weise die erratischen Blöcke Norddeutschlands an ihren heutigen Ort gelangt?

Treibeis ist tatsächlich in der Lage, große Steine zu bewegen. Die Küstengewässer Nordkanadas sind im Winter von Eis bedeckt. Im Frühjahr kommt es zum Aufbrechen der Eisbedeckung und die entstehenden Eisschollen driften an der Küste entlang. Auf diese Weise kann angefrorenes Gesteins- und Bodenmaterial vom Treibeis verlagert werden. Der Kanadier Jean-Claude Dionne hat sich in zahlreichen Publikationen mit diesem Phänomen auseinandergesetzt.

Die Abb. 1.2 zeigt eine abschmelzende Eisscholle, die eine 25–30 cm dicke Schicht aus der Salzmarsch herausgerissen und mit dem Ebbstrom seewärts verlagert hat. Treibende Eisberge erzeugen erheblich größere Schrammen. Entsprechende *plough marks* von Eisbergen der Weichsel-Eiszeit werden am Meeresboden bis in große Wassertiefen gefunden.

Abb. 1.1 Ein von Treibeis transportierter Sandsteinblock auf der Unteren Salzmarsch bei Isle-Verte, St. Lawrence Estuary, Kanada. Aufnahme: Jean-Claude Dionne.

Abb. 1.2 Gestrandete Eisscholle mit einer dicken Schicht angefrorenen Bodens, St. Lawrence Estuary, Kanada. Aufnahme: Jean-Claude Dionne.

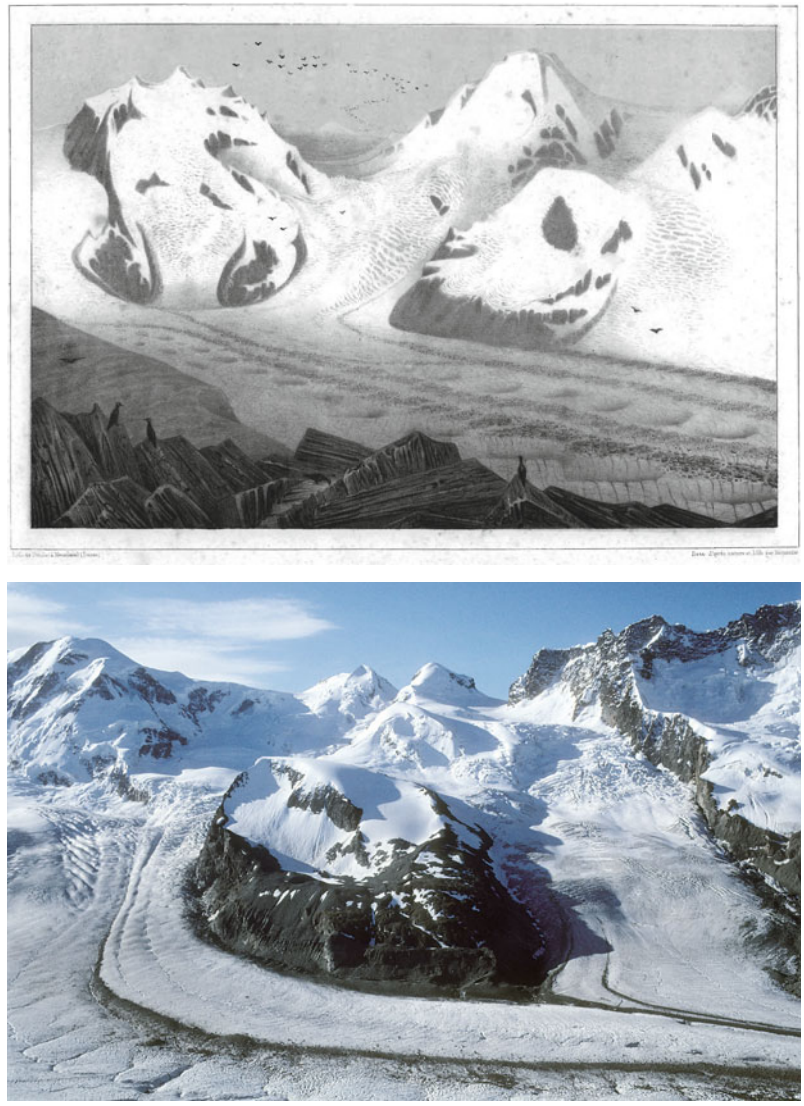


Abb. 1.3 Blick vom Gornergrat in Richtung Monte Rosa, Schweiz. Oben: ca. 1840 (Agassiz), unten: 1979. Der Blickwinkel ist unterschiedlich, aber der Rückgang des Eises am Gegenhang ist deutlich erkennbar (aus Agassiz 1841, Ehlers 1979).

derts den Zugang (Hachtmann 2007). Die verkehrsmäßige Erschließung des Alpenraumes machte es auch den Wissenschaftlern leichter, ihre Forschungen vor Ort durchzuführen.

In Norddeutschland hat sich die Glazialtheorie besonders spät durchgesetzt. Zwar hatte bereits Charpentier (1842) die Existenz einer nordwesteuropäischen Vereisung bis nach England, Holland, an den Harz, nach Sachsen, Polen und bis „fast nach Moskau“ gefordert. Er konnte sich mit dieser Meinung jedoch ebenso wenig durchsetzen wie vor ihm Bernhardi (1832) oder nach ihm Morlot (1844, 1847). Bernhard Cotta (1848) schrieb: „Es überschreitet die Grenzen des Denkbaren, Gletscher anzunehmen, welche von den norwegischen Gebirgen bis an die Elbe und bis nach Moskau, ja selbst bis an die Küsten Englands reichen, und sich über diesen kaum geneigten, aber unebenen Boden, mit Moränen beladen hinwegbewegen. (…) Dagegen kennt man in beiden Polargegenden der Erde durch Beobachtung eine Art des natürlichen Steintransportes, welche beständig stattfindet, und welche wohl geeignet sein dürfte, die nordischen Geschiebe Europas und Amerikas, sowie die erratischen Blöcke Patagoniens zu erklären. Das ist der Transport durch schwimmende Eisschollen.“ Die Drifttheorie setzte sich durch und blieb in Norddeutschland jahrzehntelang Lehrmeinung (z. B. Cotta 1867).

Als der schwedische Geologe Otto Torell (am 3. November 1875) auf einer Exkursion im Zusammen-

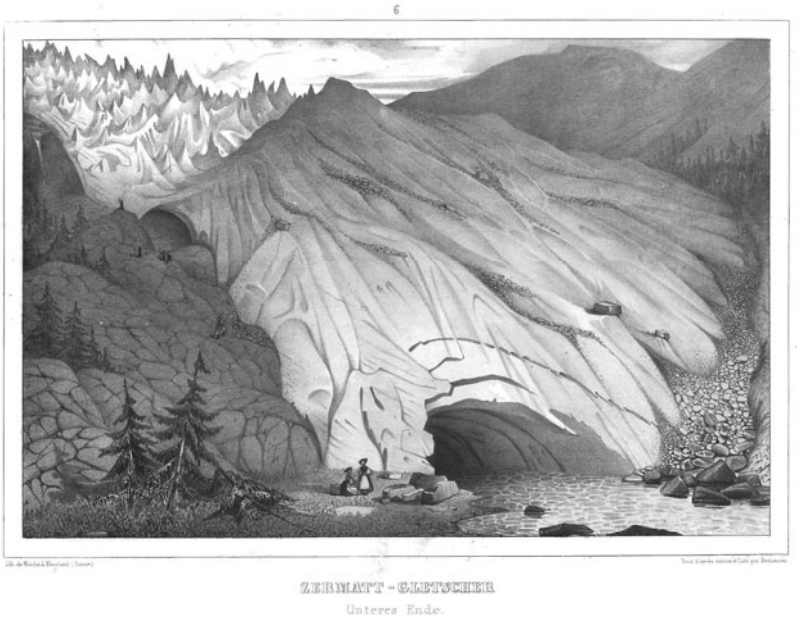


Abb. 1.4 Das untere Ende des Gornergletschers (früher: Zermatt-Gletscher). Weder die beiden Damen am Fuß des Gletschers noch die Herren auf den angrenzenden Felsen (links) scheinen beruflich hier zu tun zu haben; es sind Touristen (Agassiz 1841).

hang mit einer Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin die bereits bei Sefström (1838) beschriebenen Schrammen auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf eindeutig als Gletscherschrammen identifizierte, war ein Wechsel der Lehrmeinung längst überfällig. Die Glazialtheorie war zu jenem Zeitpunkt in England und Nordamerika bereits seit zehn Jahren fest etabliert (Lyell 1863, Dana 1863), und auch Torell hatte seine Ansichten über die Eiszeit in Nordeuropa schon 1865 veröffentlicht. Geglaubt haben ihm zunächst nur wenige.

Im folgenden Jahr (1880) fand Felix Wahnschaffe an mehreren Punkten am Nordrand der deutschen Mittelgebirge Gletscherschrammen. Er schrieb: „Bei Velpke, 5 km südwestlich von Oebisfelde gelegen, werden die von Südost nach Nordwest streichenden dort fast söhlig lagernden Sandsteine von Geschiebelehm oder Geschiebesand überlagert, nach deren Abdeckung sich in mehreren Steinbrüchen außerordentliche Glazialschrammen auf den Schichtoberflächen erkennen ließen." Die Gletscherschrammen gehörten zu zwei verschiedenen Eisvorstößen. Die älteren Schrammen, die um 27° streichen, werden von einem jüngeren, etwa 84° streichenden System gekreuzt. Eine große Rhätsandsteinplatte wurde geborgen und in die Sammlung der Königlich Preu-

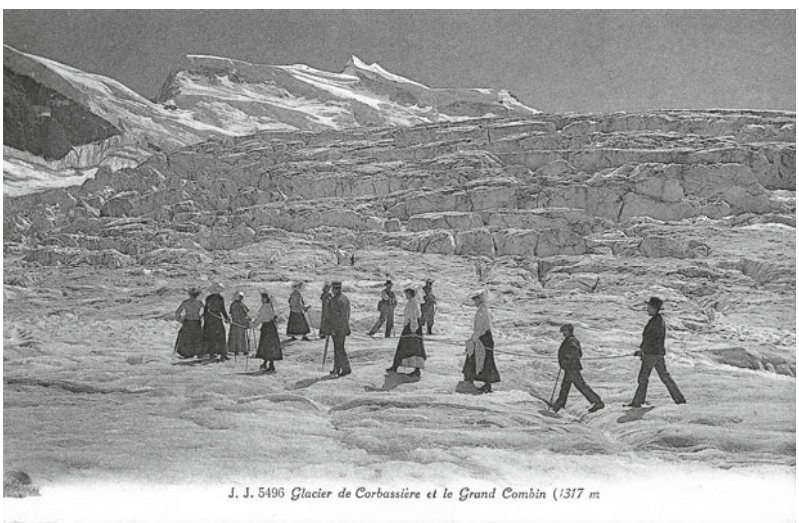


Abb. 1.5 Ein Ausflug auf den Glacier de Corbassière, Wallis, Schweiz. Im 19. Jahrhundert erlebte der Fremdenverkehr in der Schweiz einen starken Aufschwung. Die wilde Natur, und damit auch die Gletscher, wurden touristisch interessant und auch für wissenschaftliche Untersuchungen besser zugänglich. An der Stelle, an der die Postkarte aufgenommen wurde, wirkt der Gletscher heute unverändert. In Wahrheit ist seine Länge jedoch seit 1889 um 800 m zurückgegangen.

Ein Beweis der Drifttheorie

Ende der 1870er Jahre machte sich Heinrich Otto Lang daran, der Frage der Glazialtheorie anhand der norddeutschen Findlinge auf den Grund zu gehen (Lang 1879). Lang war am 10.09.1846 in Gera-Untermhaus geboren; er promovierte 1874 zum Dr. phil. und wurde anschließend Privatdozent für Mineralogie und Geologie an der Universität Göttingen. Als ihm zu Ohren kam, dass im Bremischen, bei Wellen, ein großes Kiesvorkommen gefunden worden sei, ließ er sich von Prof. Buchenau aus Bremen und einem Herrn von der Hellen über 180 Steine schicken, wobei er darum bat, nicht nur solche Gesteine einzusammeln, die besonders interessant aussahen, sondern vor allem auch diejenigen, die „die wesentlichen Constituenten der Ablagerung darstellten".

Lang stand vor einer schier unlösbaren Aufgabe. Seine Arbeit wurde dadurch erschwert, dass er noch nie in Skandinavien gewesen war, und dass ihm auch die maßgebliche Literatur zum Teil nicht zugänglich war. Dafür konnte er auf verschiedene geologische Sammlungen zurückgreifen, unter anderem die petrographischen Sammlungen der Königlichen Universität Göttingen, in der sich erratische Geschiebe aus dem Coburgschen, aus Hannover, aus Loitz in Pommern, Dänemark, Schweden und Island fanden. Die isländischen Gesteine werden ihm wenig genützt haben, genau wie die Gesteine, die von der ersten deutschen Nordpol-Expedition gesammelt worden waren.

Da die Gesteine wegen der hohen Druckkosten nicht abgebildet werden konnten, blieb nur die genaue Beschreibung. Lang gab sich große Mühe: „Ein bräunlichrother Granit (156) besitzt als primäre Gemengtheile fast nur Feldspath und Quarz; die Feldspathe bilden gewissermassen eine rote Grundmasse, in welcher, mit blossem Auge betrachtet grau, im Anschliff sogar schwarz erscheinende Quarzkörner eingebettet sind; andere dunkle, mattere, unregelmässig begrenzte Stellen im Anschliffe finden sich spärlicher; auf einer Kluftfläche, die an einer Stelle die Oeffnung einer Caverne erkennen lässt, finden sich stellenweise Anflüge von Eisenoxydhydrat oder auch eines hellgrünlichen, glimmerähnlichen Minerals und ist es besonders dieser Umstand, der eine Aehnlichkeit mit einem Granitgeschiebe von Zeitz in Thüringen (Liebe's Priv.-Sammlung) bewirkt ..."

Lang fragte sich: Können diese Steine vom Gletscher nach Norddeutschland gebracht worden sein? Die Antwort lautete: Nein. Wie man weiß, kann ein Gletscher immer nur die Gesteine mitbringen, die er in seinem Herkunftsgebiet vorfindet. In der vorliegenden Sammlung zeigt sich aber eine große Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten, und das spricht gegen einen Gletschertransport. Bei einem Transport durch driftende Eisberge lässt sich dagegen die Durchmischung viel eher erklären.

Lang hat großen Aufwand betrieben, und als sich seine Arbeit schon im Druck befand, hat er noch letzte Ergänzungen als Anhang hinzugefügt. Inzwischen hatte sich für ihn überraschend die Möglichkeit einer Reise nach Christiania (Oslo) und Südskandinavien ergeben. Lang fand dort seine Auffassungen bestätigt. Es hatte keine Eiszeit gegeben. Er schloss mit der scherzhaften Bemerkung: „Man kann Herrn Torell den Vorwurf nicht ersparen, dass er mit dem Eise spiele."

Doch alle Mühe war umsonst. Im gleichen Jahr erschien Albrecht Pencks Aufsatz über *Die Geschiebeformation Nord-Deutschlands* (1879), und damit wurden auch im Norden des Deutschen Reiches die letzten Zweifel an der Glazialtheorie ausgeräumt.

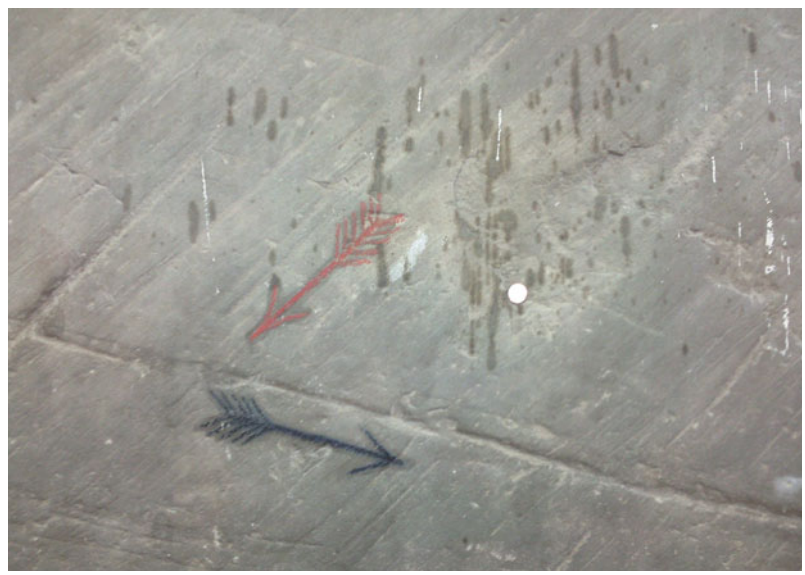


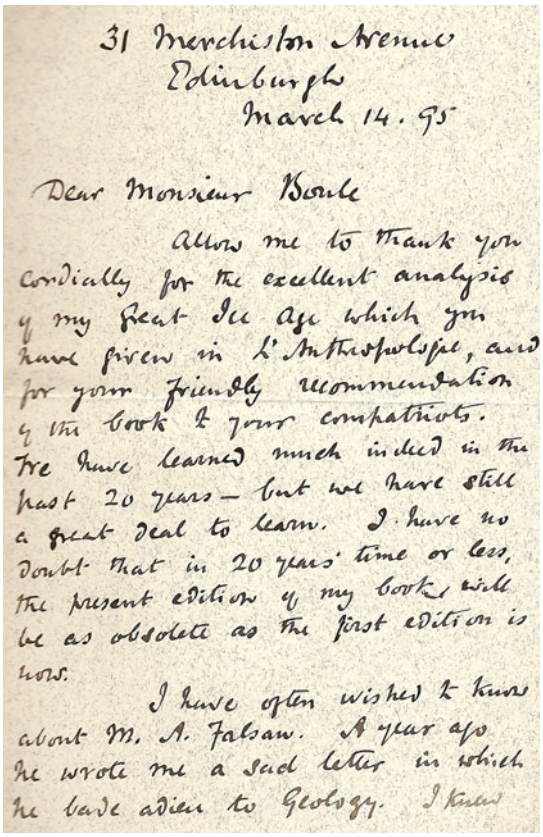
Abb. 1.6 Rhätsandsteinplatte von Velpke (10 km ESE von Wolfsburg) mit Gletscherschrammen, die in zwei verschiedenen Richtungen verlaufen. Die Platte befindet sich heute im Museum der BGR in Spandau. Aufnahme: Klaus Steuerwald.

Abb. 1.7 Karte von Geikie mit der Ausdehnung der Gletscher der „Dritten Glazialen Epoche" (d. h. Weichsel-Eiszeit) in Europa. Die Südgrenze des Vereisungsgebietes entspricht fast dem heutigen Kenntnisstand (aus Geikie 1894).

ßischen Geologischen Landesanstalt aufgenommen. Man kann sie noch heute in den Sammlungen der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Berlin-Spandau besichtigen.

In Großbritannien war James Geikie einer der führenden Vertreter der Glazialisten. Im Jahre 1894 veröffentlichte Geikie bereits Übersichtskarten, die drei große Vereisungen in Nordeuropa zeigten. Damit war zumindest der Rahmen für die genauere Kartierung der folgenden Jahrzehnte vorgegeben. Geikie stand im Kontakt mit den führenden Geologen seiner Zeit, und per Post wurden Schriften und Sonderdrucke ausgetauscht. Dazu gehörte natürlich auch, dass man den freundschaftlichen Kontakt zu den Kollegen aufrechterhielt. So schrieb Geikie: „Lieber Monsieur Boule, Erlauben Sie mir, Ihnen herzlich für die ausgezeichnete Analyse meiner „Great Ice Age" in (der Zeitschrift) „L'Anthropologie" zu danken, in der Sie das Buch Ihren Landsleuten freundlich empfehlen …" Selbstverständlich konnte es nichts schaden, wenn er dem guten Mann gleich ein Exemplar der völlig überarbeiteten dritten Auflage zuschickte.

Zu jener Zeit war auch der Ursprung der Menschheit von großem Interesse. Charles Darwin hatte 1859 *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or The Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life* veröffentlicht und damit eine lebhafte Diskussion unter den Wissenschaftlern und in der Öffentlichkeit ausgelöst. Teile seiner Vorstellungen wurden sehr rasch akzeptiert (Evolution, Abstammungslehre), andere, darunter die Selektion der


31 Merchiston Avenue
Edinburgh
March 14. 95

Dear Monsieur Boule

Allow me to thank you cordially for the excellent analysis of my Great Ice Age which you have given in L'Anthropologie, and for your friendly recommendation of the book to your compatriots. We have learned much indeed in the past 20 years — but we have still a great deal to learn. I have no doubt that in 20 years' time or less, the present edition of my book will be as obsolete as the first edition is now.

I have often wished to know about M. A. Falsan. A year ago he wrote me a sad letter in which he bade adieu to Geology. I know

Abb. 1.8 Dankbrief von Geikie an Prof. Boule. Der in dem Schreiben erwähnte Albert Falsan war ein französischer Naturforscher, der unter anderem die Findlinge im Einzugsgebiet der Rhone kartiert hat (Falsan & Chantre 1877/78).

Abb. 1.9 *Die Wunder der Urwelt* von Dr. W. E. A. Zimmermann.

Abb. 1.10 Der vorsintfluthliche Mensch. Der Verfasser macht sich zwar im Text darüber lustig, dass sich jemand anmaßt „eine Abbildung unseres antediluvianischen Vorfahren zu veröffentlichen", druckt diese aber dennoch nach.

Arten, erst Jahrzehnte später. Wie hatte der Mensch der Vorzeit ausgesehen? Geikie beschrieb die Funde, aber er zeichnete kein Bild. Andere waren da weniger zurückhaltend. Dr. W. E. A. Zimmermann zum Beispiel brachte seinen Lesern „Die Wunder der Urwelt" nahe. Untertitel: „Eine populäre Darstellung der Geschichte der Schöpfung und des Urzustandes unseres Weltkörpers so wie der verschiedenen Entwickelungsperioden seiner Oberfläche, seiner Vegetation und seiner Bewohner bis auf die Jetztzeit". Da blieben keine Fragen offen. Bilder zeigten zum Beispiel „Das Erdbeben von Lissabon" (Rauch, Flammen, untergehende Schiffe) oder den „Vulkan Erebus im südlichen Eismeer" (vor dem rauchenden Vulkan: Treibeis, hohe Wellen, untergehende Schiffe). „Dreißigste Auflage. Nach dem neuesten Standpunkt der Wissenschaft verbessert". Die erratischen Blöcke werden in dem Buch 1885 allerdings noch durch Treibeistransport erklärt.

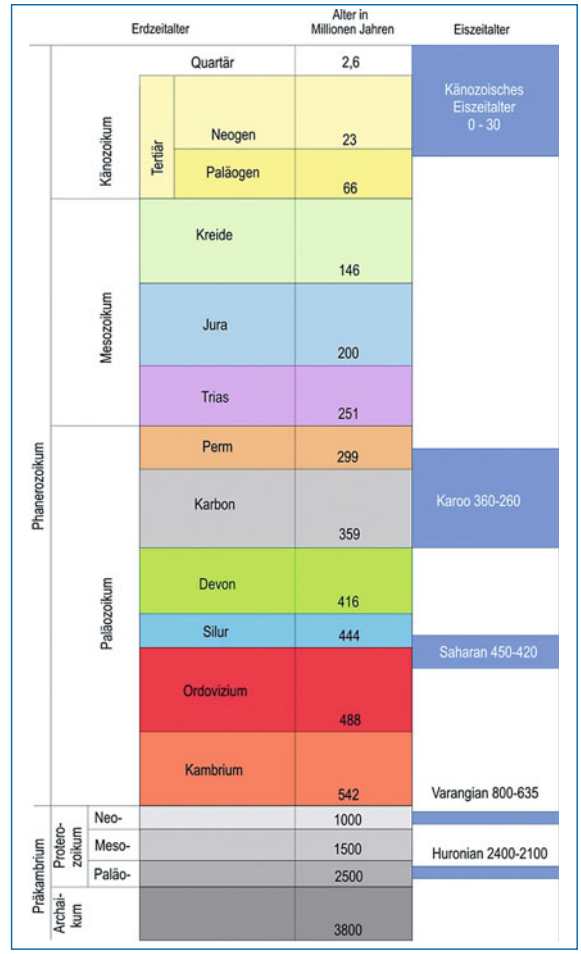


Abb. 1.11 Geologische Zeittafel (unmaßstäblich) und Vorkommen von Eiszeitaltern in der Erdgeschichte.

Abb. 1.12 Neoproterozoischer Tillit der Varanger-Vereisung von Biggan-jarga, bei Karlebotn, Varanger-Halbinsel, Nordnorwegen. Der Tillit gehört zur Smalfjord-Formation, vermutlich Oberes Vendian (Varangerian), über 640 Millionen Jahre alt. Aufnahme: Juha-Pekka Lunkka.

Abb. 1.13 Neoproterozoischer Moelv-Tillit bei Moelv am Mjøsa-See, Norwegen; oben: Übersichtsaufnahme, unten: Detail.

1.2 Die Eiszeiten der Erdgeschichte

In anderen Ländern gab es bereits Mitte des 19. Jahrhunderts Belege dafür, dass die pleistozäne Vereisung innerhalb der Erdgeschichte kein Einzelfall gewesen war. Als man in Norddeutschland noch an das Drifteis glaubte, waren in Vorderindien (1856), Australien (1859) und Südafrika (1868) Spuren einer älteren, permokarbonen Eiszeit nachgewiesen worden. Später (1871) gelang der Nachweis einer noch weiter zurückliegenden großen Vereisungsphase der Erdgeschichte, die sich während des späten Präkambriums, im sogenannten Vendium (vor 600 Millionen Jahren) abgespielt hatte. Heute kennt man eine zusätzliche Vereisungsperiode am Ende des Ordoviziums (Hirnantium), deren Spuren wahrscheinlich auf die Sahara beschränkt sind. Den ersten umfassenden Überblick über die saharischen Vereisungen bot Deynoux (1980). Darüber hinaus gilt das Vorhandensein weiterer, noch älterer Vereisungsperioden im Präkambrium vor ca. 950 Millionen und vor ca. 2000–2800 Millionen Jahren Jahren als gesichert (Hambrey & Harland 1981, Harland et al. 1990).

Die großen Vergletscherungen sind innerhalb der Erdgeschichte Ausnahmeerscheinungen. Die räumliche Verbreitung glazialer Sedimente aus diesen Erdzeitaltern ist zwar inzwischen recht gut bekannt; die genaue Lage zum Pol und die zeitliche Parallelität der verstreuten Vorkommen lässt sich jedoch in vielen Fällen nicht mit Sicherheit rekonstruieren. Fest steht nur, dass auch die alten Vereisungen mehrphasig gewesen sind.

In den Tillit-Serien Schottlands aus dem jüngsten Präkambrium (Port Askeig Formation) sind zahlreiche Lagen zu Stein gewordener Grundmoräne (Tillit) nachgewiesen worden. Glaziale Ablagerungen aus dieser Zeit sind weltweit an vielen Stellen gefunden worden, so dass schließlich gar die Vermutung auftauchte, die Erde sei damals eine Zeit lang durchgehend durch einen kilometerdicken Eispanzer bedeckt gewesen, der jedes Leben unmöglich machte. Besonders die Presse hat diese sensationelle Vorstellung gern aufgenommen. Heute weiß man jedoch, dass es diese *Snowball Earth* in Wirklichkeit nicht gegeben hat. Im São-Francisco-Kraton im südöstlichen Brasilien finden sich verbreitet *black shales*, die während der Neoproterozoischen Vereisung etwa 740 bis 700 Millionen Jahre vor heute gebildet worden sind. Das Gestein enthält bis zu 3 Gewichtsprozent organischen Kohlenstoff, der nur unter der Voraussetzung

Abb. 1.14 Neoproterozoischer Port Askaig Tillit beim Fähranleger in Port Askaig, Isle of Islay, Schottland.

entstehen konnte, dass das Meer eisfrei war (Olcott et al. 2005). Und wenn man die Zusammensetzung des Port Askaig Tillits auf Islay untersucht, so stellt man fest, dass zumindest Teile der Schichtenfolge in offenem Wasser abgelagert worden sind. Die Gletscher der präkambrischen Varanger-Eiszeit waren – genau wie ihre Nachfolger in den späteren Eiszeiten – in ihrer Ausdehnung begrenzt (Harland 2007).

Spuren der permokarbonen Vereisung finden sich verbreitet auf den Südkontinenten (dem ehemaligen Gondwanaland). Sie sind insbesondere in Südafrika gut aufgeschlossen. Zahlreiche neuere Untersuchungen haben ergeben, dass diese Vergletscherungen aus der Frühzeit der Erdgeschichte das volle Inventar an Formen und Sedimenten hinterlassen haben, das wir aus der quartären Vereisung im mitteleuropäischen Raum kennen.

Eine Vereisung am Ende des Ordoviziums ist bisher in Südafrika und in der Sahara nachgewiesen worden. Aus Europa sind lediglich eiszeitliche Ablagerungen aus dem jüngsten Präkambrium (Neoproterozoikum) bekannt geworden (aus Schottland und Norwegen); entsprechende Schichten finden sich auch in Grönland, Asien, Afrika und Australien. Die

ältesten Vereisungsspuren stammen aus Nordamerika (kanadischer Schild und Montana), Südamerika (Brasilien) und Südafrika. Auf diese alten Ablagerungen soll hier nicht weiter eingegangen werden. Die Darstellung in diesem Buch beschränkt sich auf das jüngste Eiszeitalter der Erdgeschichte, das Quartär.

1.3 Eiszeitursachen

Wir leben in einem Eiszeitalter. Selbst wenn gegenwärtig Mitteleuropa frei von Inlandeis ist, gehört die heutige „Warmzeit" zu den Kaltphasen der Erdgeschichte. Während des ganz überwiegenden Teils der Vergangenheit waren auch die Polregionen eisfrei, und in den gemäßigten Breiten herrschte ein wärmeres Klima als heute.

Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters sind heute auf Grund der Untersuchungen an Tiefsee-Bohrkernen und Ablagerungen aus Binnenseen gut bekannt. Innerhalb des Pleistozäns lassen sich 61 Sauerstoff-Isotopenstadien ausgliedern, d. h. jeweils etwa 30 Kalt- und Warmzeiten. Mit Hilfe paläomagnetischer Untersuchungen ist es gelungen, die Abfolge dieser Kalt- und Warmzeiten so genau zu datieren, dass die Zeitdauer der Schwankungen feststeht. Während der letzten 600 000 Jahre dominierte ein Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus von jeweils etwa 100 000 Jahren; davor herrschte ein kürzerer Zyklus von 40 000 Jahren vor. Heute weiß man, dass das Zusammenspiel von drei zyklischen Veränderungen, und zwar der Exzentrizität der Erdumlaufbahn (100 000 Jahre), des Neigungswinkels der Erdachse (40 000 Jahre) und des Zeitpunkts des Perihels (20 000 Jahre) Veränderungen der Sonneneinstrahlung (Insolation) bewirkt. Sie müssen als Auslöser der zyklischen Klimaschwankungen angesehen werden.

Diese Erkenntnis, die in ihren Grundzügen von Milankovitch (1941) dargelegt worden war, stieß zunächst vielfach auf Skepsis. Die Schwankungen der Erdbahnparameter hatten doch während der gesamten Erdgeschichte stattgefunden, während es nach damaligem Kenntnisstand nur vier Eiszeiten gegeben hatte. Erst viel später, als klar wurde, dass sich die Geschichte der Klimaschwankungen weit über die vier klassischen Eiszeiten hinaus zurückverfolgen ließ, wurde deutlich, dass die Milankovitch-Kurve im Prinzip doch richtig war.

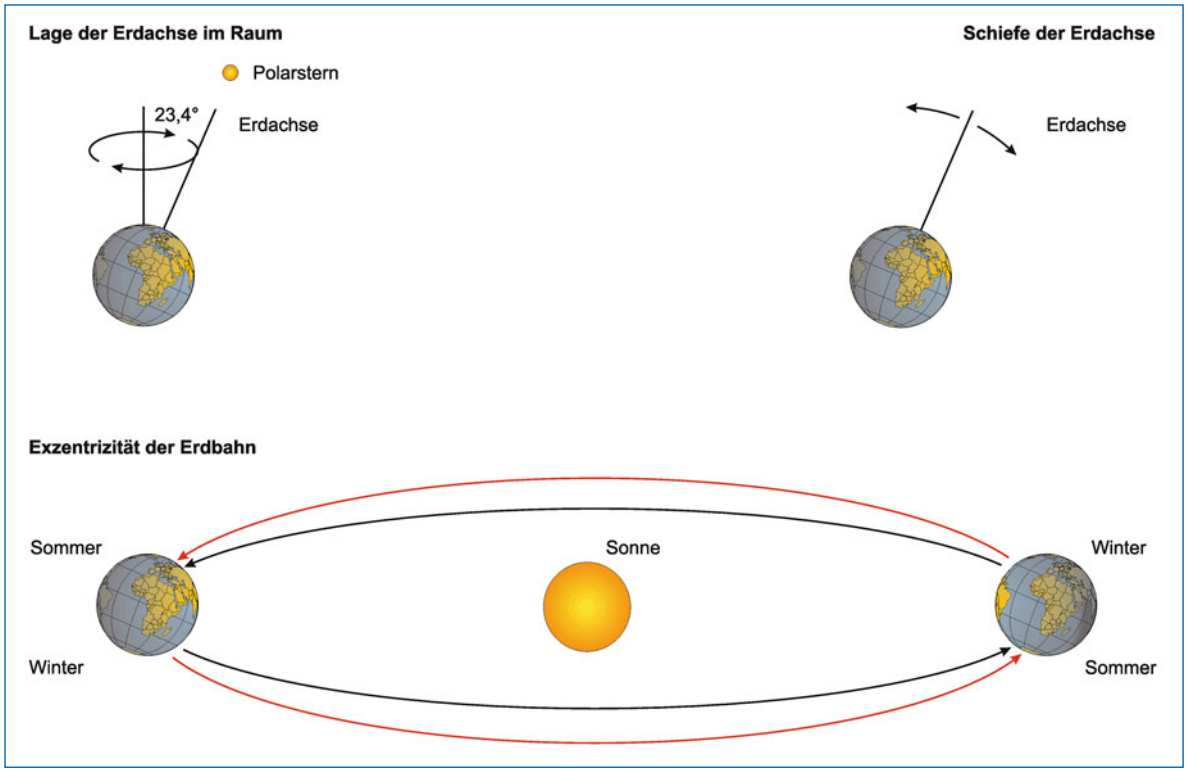


Abb. 1.15 Die Schwankungen der Erdbahnelemente: (a) Präzession, (b) Schiefe der Erdachse, (c) Exzentrizität der Erdumlaufbahn.

Die Bahn der Erde um die Sonne ist nicht konstant

Exzentrizität der Erdumlaufbahn

Die Bahn der Erde um die Sonne ist kein Kreis, sondern eine Ellipse, in deren einem Schwerpunkt die Sonne steht. Die Erdbahn verändert sich unter dem Einfluss der anderen Planeten unseres Sonnensystems. Mal ist sie fast kreisförmig, mal stärker elliptisch. Die Veränderungen erfolgen in einem Zyklus von etwa 100 000 Jahren.

Der Neigungswinkel der Erdachse

Die Erdachse ist zurzeit 23,4° gegen die Ebene geneigt, auf der sich die Erde um die Sonne bewegt. Der Neigungswinkel schwankt in einem Zyklus von etwa 41 000 Jahren zwischen 22,1° und 24,5°. Eine geringere Achsneigung führt zu kälteren Sommern in Polnähe, so dass das winterlich gebildete Eis nicht abschmilzt.

Präzession

Die Position der Erdachse im Raum verändert sich kaum. Während die Erde um die Sonne kreist, weist ihre Achse heute stets nach Norden, in Richtung auf den Polarstern. Langfristig ändert sie jedoch ihre Lage. In 12 000 Jahren wird sie auf die Wega (Sternbild Leier) weisen. Der Zyklus beträgt etwa 26 000 Jahre. Diese Veränderung führt dazu, dass die Erde ihren sonnennächsten Punkt auf der Umlaufbahn um die Sonne (das Perihel) zu verschiedenen Jahreszeiten erreicht. Zurzeit erreicht die Erde das Perihel im Winter.

Die Auswirkungen dieser Faktoren auf den Strahlungshaushalt der Erde sind gering. Eine Grundvoraussetzung, dass sie überhaupt zu Klimaschwankungen führen können, besteht darin, dass auf der Nordhalbkugel große Landmassen in Polnähe vorhanden sind, auf der Südhalbkugel dagegen nur die dauerhaft vergletscherte Antarktis. Zu den Zeiten, in denen die Sommer auf der Nordhalbkugel besonders kühl sind (größte Sonnenferne durch die Exzentrität, Perihel im Sommer) und wenn die Winter am wärmsten sind (geringste Neigung der Erdachse), sind die Nordkontinente lange Zeit schneebedeckt. Schnee hat eine größere Rückstrahlung (Albedo) als der Erdboden, was zu einer weiteren Abkühlung beiträgt.

Mit Hilfe der Sensitivitätsanalyse hat sich gezeigt, dass die astronomischen Parameter in der Tat als Schrittmacher der Glazial-Interglazial-Zyklen wirken. Dabei kann der Antrieb durch die Sonneneinstrahlung die Klimazyklen auslösen, aber nur bei geringeren CO_2-Konzentrationen. Langfristige Schwankungen des CO_2-Gehaltes allein sind nicht ausreichend, Glazial-Interglazial-Zyklen zu erzeugen. Wenn man jedoch die Sonneneinstrahlung und die CO_2-Schwankungen in der Modellrechnung berücksichtigt, so zeigt sich, dass sich sowohl der Beginn des Eiszeitalters um 2,75 Millionen Jahre vor heute, der frühpleistozäne Zyklus von 41 000 Jahren, der Übergang zu einem 100 000-Jahres-Zyklus um etwa 850 000 Jahre vor heute und die Glazial-Interglazial-Zyklen der letzten 600 000 Jahre nahezu exakt simulieren lassen (Berger & Loutre 2004).

Dieser Glazial-Interglazial-Zyklus von etwa 100 000 Jahren ist nicht nur eines der auffälligsten Merkmale des Quartärs, sondern bestimmt auch die zukünftige Klimaentwicklung. Da jeder der bekannten Klimazyklen dadurch gekennzeichnet ist, dass auf eine lange Kaltzeit ein kurzes Interglazial (circa 10–15 000 Jahre) folgt, und da unser Interglazial, das Holozän, schon 10 000 Jahre lang andauert, könnte man meinen, dass die nächste Eiszeit unmittelbar bevorsteht. Modellrechnungen haben jedoch gezeigt, dass dies nicht der Fall ist. Die Erde wird innerhalb der nächsten Jahrzehntausende eine annähernd kreisförmige Bahn um die Sonne beschreiben. Dies war zum Beispiel im Marinen Sauerstoffisotopenstadium 11 (MIS 11) vor etwa 400 000 Jahren der Fall, nicht aber in der Eem-Warmzeit (MIS 5e) (Berger & Loutre 2002). Dementsprechend ist für das derzeitige Interglazial wahrscheinlich eine Länge von etwa 30 000 Jahren oder mehr zu erwarten. Die weitere Erhöhung der CO_2 Konzentration in der Atmosphäre durch menschliche Aktivitäten dürfte dazu führen, dass das Grönland-Eis weiter abschmilzt und innerhalb der nächsten 10 000 Jahre vollständig verschwindet.

Die Klimazyklen sind folglich nur der „Schrittmacher“ (Hays et al. 1976), nicht die Ursachen des Eiszeitalters. Schwarzbach (1993) führt als eine mögliche Erklärung für das Auslösen von Eiszeiten große Reliefveränderungen (Gebirgsbildungsphasen) an. Matthias Kuhle (z. B. 1985) ist der Auffassung, dass die Vereisung des Hochlands von Tibet einen erheblichen Einfluss auf die globale Abkühlung während des Pleistozäns ausgeübt hat. Auf Grund seiner Geländeuntersuchungen kommt er zu dem Ergebnis, dass die Schneegrenze in Tibet während der pleistozänen Eiszeiten um 1200–1500 m abgesenkt worden ist, so dass sich ein Inlandeis von einer Fläche von

Die INQUA

Die *International Union for Quaternary Research* (INQUA) ist die weltweite Vereinigung der Eiszeitforscher. Sie wurde auf dem Geographenkongress 1928 in Kopenhagen gegründet. Die Initiative ging von Victor Madsen aus, dem Direktor von *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, der damit eine Anregung Polens aufgriff. Die Abbildung zeigt nur einen Ausschnitt der Fotografie, die im Naturhistorischen Museum in Kopenhagen aufbewahrt worden ist. Auf der Rückseite des Bildes sind die Namen der Teilnehmer notiert. Die meisten der seriös dreinblickenden Herren und Damen sind heute völlig vergessen. Von deutscher Seite waren Paul Woldstedt (vordere Reihe, 3. von links, mit Brille) und Rudolf Grahmann (schräg rechts dahinter) anwesend; am anderen Rand der Gruppe steht der Hamburger Professor Gürich, erkenntlich an seinem weißen Spitzbart. Der Österreicher Gustav Götzinger, der den dritten INQUA-Kongress 1936 nach Wien holte, findet sich im Mittelpunkt (hinter dem Herrn mit der Zigarre in der Hand). Aber es fällt auf, dass viele wichtige Quartärforscher fehlen. Unter den Anwesenden ist zum Beispiel kein Amerikaner.

Die INQUA war zunächst eine europäische Gesellschaft. Götzinger stellte auf dem 2. INQUA Kongress in Leningrad den Antrag, Amerika und Asien einzubeziehen. Die Erweiterung zu einer „Weltassoziation“ wurde auf dem 16. Internationalen Geologenkongress in Washington 1933 gebilligt, und in Wien waren 1936 außer Vertretern der europäischen Nationen auch Wissenschaftler aus Japan, aus Niederländisch-Indien, der Türkei, aus Mexiko, Argentinien und erstmals 5 Wissenschaftler aus den USA anwesend. Insgesamt kamen 193 Teilnehmer (Götzinger 1938). In seiner Abschiedsrede am 22. September 1936 schloss Rudolf Grahmann mit den Worten: „Ich schließe daher mit dem Wunsche. dass unsere INQUA wie ein liebes Mädchen sich weiterhin gut entwickeln möge, dass sie wachse und gedeihe und uns in einigen Jahren wieder in ihre Arme nehme! Auf Wiedersehen!“ – Die nächste INQUA Konferenz sollte 1940 in England (Cambridge) stattfinden, aber dazu kam es nicht mehr.

Abb. 1.17 Abschlussfeier des XVII. INQUA-Kongresses 2007 in Cairns.

Die internationalen Tagungen, die in vierjährigem Rhythmus stattfinden, wurden nach dem Zweiten Weltkrieg fortgesetzt. Sie präsentieren die neuesten Forschungsergebnisse und geben den Wissenschaftlern Gelegenheit zum Gedankenaustausch. Die Zahl der Teilnehmer ist dabei inzwischen deutlich angestiegen. An dem XVII INQUA-Kongress 2007 in Cairns nahmen 993 Wissenschaftler aus 51 Nationen teil.

Abb. 1.16 Gründung der INQUA auf dem Geographenkongress 1928 in Kopenhagen. Paul Woldstedt steht in der vordersten Reihe (3. von links). Quelle: Natural History Museum, Kopenhagen.

2,4 Millionen km^2 ausbilden konnte. Nachdem im Frühquartär das Hochland weit genug herausgehoben worden war, soll es zur Auslösung von Vereisungszyklen gekommen sein, die im Zusammenspiel mit den Strahlungszyklen ausreichten, weltweit großflächige Vereisungen auszulösen (Kuhle 1989).

Es ist unbestritten, dass das Großrelief der Kontinente einen Einfluss auf das weltweite Klima hat. So weisen auch Ruddiman & Kutzbach (1990) auf die bedeutende Rolle hin, die die Heraushebung Tibets und der Hochgebiete im westlichen Nordamerika auf die Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre gehabt haben müssen. Modellrechnungen legen jedoch die Vermutung nahe, dass dieser Einfluss auf die Windsysteme für sich allein nicht ausreicht, um Eiszeiten auszulösen. Auch die Herabsetzung des atmosphärischen CO_2-Gehalts, die durch die verstärkte chemische Verwitterung jung herausgehobener Gebiete ausgelöst worden ist, ist als Auslöser des Eiszeitalters diskutiert worden (Raymo et al. 1988, Saltzman & Maasch 1990).

Eine wichtige Grundbedingung für die Auslösung von Eiszeiten scheint in der Verteilung der großen Landmassen auf der Erde zu liegen. Mit Hilfe moderner GIS-Technologie lässt sich die frühere Lage der Erdteile und das ungefähre Aussehen der Erdoberfläche inzwischen recht gut rekonstruieren. Zu ausgedehnten Vereisungen kann es nur kommen, wenn sich entsprechende Landmassen in Polnähe befinden. Während der präkambrischen Vereisungen lagen fast alle Kontinente in der Nähe des Südpols (Blakey 2008). Auch während der permokarbonen Vereisung befand sich der Südkontinent Gondwana in Polposition (Stampfli & Borel 2004). Dasselbe gilt für die ordovizische Vereisung (Stampfli & Borel 2002). Allerdings gilt das zum Beispiel auch für das Devon, ein Erdzeitalter, aus dem keine Vereisungsspuren bekannt sind (Scotese 2008).

Die Verschiebung der Kontinente im Zuge der Plattentektonik blieb nicht ohne Einfluss auf die Meeresströmungen. Das Schließen oder Öffnen wichtiger Meeresstraßen hat einen erheblichen Ein-

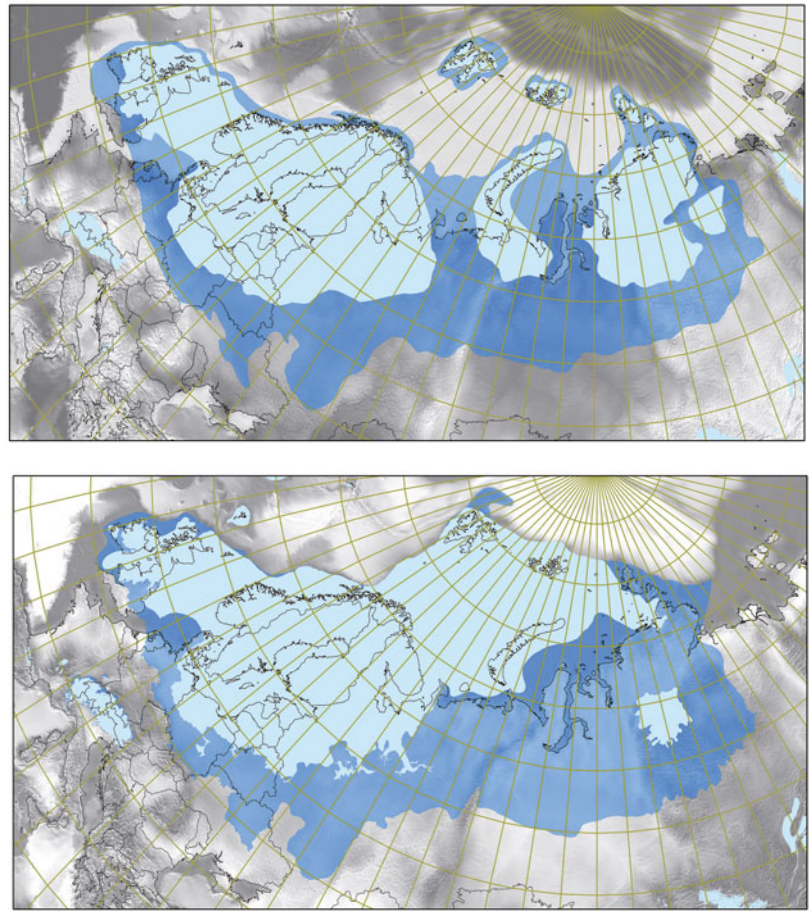


Abb. 1.18 Vergleich der Vereisungsgrenzen während des Höchststandes der Weichsel-Eiszeit in Nordeuropa (hellblau) und der maximalen pleistozänen Vereisung (dunkelblau) zwischen der Darstellung Flints (1971, oben) und der heutigen Auffassung (2010, unten).

fluss auf die ozeanische Zirkulation. Die Trennung Australiens und Südamerikas von der Antarktis und die daraus resultierende Öffnung der Tasmanischen Passage und der Drake-Passage führten im Oligozän zu einer Isolierung der Antarktis von warmem Oberflächenwasser und bildete die Voraussetzung für die Vergletscherung dieses Kontinents. Die Schließung der Straße von Panama hat im frühen Pliozän die parallel zum Äquator laufenden Meeresströmungen unterbrochen und zu einem rascheren nord-südlichen Austausch der Wassermassen in den Weltmeeren geführt und damit die Vereisung der Nordkontinente begünstigt (Smith & Pickering 2003).

Da es im Laufe der Erdgeschichte wiederholt zu Eiszeiten gekommen ist (im Quartär, im Karbon/Perm, im Ordovizium und mehrfach im Präkambrium), stellt sich die Frage, ob ein gemeinsamer Auslöser für diese Vorgänge gefunden werden kann. Da sich diese Ereignisse zum Teil in einem Abstand von etwa 250 Millionen Jahren wiederholt zu haben scheinen, könnte ein Zusammenhang mit der Umdrehung der Galaxis bestehen. McCrea (1975) nahm an, dass das Sonnensystem in diesen Zeitabständen durch Staubwolken in einem der Spiralarme der Galaxie hindurch muss, so dass die Gesamteinstrahlung herabgesetzt wird. Dennison & Mansfield (1976) widersprachen. Die Frage nach dem Auslöser der Eiszeitalter muss also vorerst offen bleiben. Einen Überblick über die vielen Faktoren, die eine Rolle spielen könnten, gibt Saltzmans Buch *Dynamical Paleoclimatology* (Saltzman 2001).

Die Erforschung des Eiszeitalters hat in den letzten Jahrzehnten erhebliche Fortschritte gemacht. Das gilt nicht nur für die hochtechnischen Disziplinen der Altersbestimmung, der Tiefseeforschung oder der Untersuchung von Bohrkernen aus dem Eis Grönlands und der Antarktis. Selbst bei der Erfassung der Grenzen der Vereisungen sind die Veränderungen gewaltig. Den Unterschied veranschaulicht ein Vergleich der Karte Flints (1971) über die Ausdehnung der nordeuropäischen Vereisung mit der heutigen Darstellung, die auf der im INQUA-Projekt „Extent and Chronology of Quaternary Glaciations“ erarbeiteten digitalen Karte basiert (Ehlers & Gibbard 2004). Auch diese Darstellung musste für dieses Buch aktualisiert werden. Das britische und das skandinavische Eis haben sich auf dem Höhepunkt der Weichsel-Eiszeit in der Nordsee getroffen. Man kann davon ausgehen, dass dies nicht die letzten Veränderungen bleiben werden.

Jan Mangerud erläutert das Eem-Vorkommen von Fjøsanger bei Bergen (Norwegen).

2
Der Ablauf des Eiszeitalters

Mitte der 1970er Jahre wurden in Fjøsanger bei Bergen organische Ablagerungen gefunden, bei denen es sich ganz offensichtlich um warmzeitliche Schichten handelte. Das war eine kleine Sensation, denn bis dahin hatte man angenommen, dass alle derartigen Ablagerungen von den Gletschern der letzten Eiszeit beseitigt worden wären. Die Quartärgeologen der Universität Bergen entschlossen sich, die Schichten genauer zu untersuchen. In den Jahren 1975/76 wurde eine 15 m tiefe Grube bis auf den anstehenden Felsuntergrund ausgehoben, bis 1 m unter dem heutigen Meeresspiegel. Der Fels wies Gletscherschrammen auf; er wurde überlagert von Till, der aus der Saalezeit stammen dürfte. Darüber folgten sandige Schichten mit Molluskenschalen. Die Muscheln gehörten zu einer Kaltwasserfauna. Diese Schichten wurden wiederum von anderen Meeresablagerungen überdeckt, deren Fauna nach oben hin immer wärmeliebender wurde, bis schließlich eine Schicht erreicht war, bei deren Ablagerung das Meer mindestens so warm gewesen war wie heute. Da diese Schicht von zwei weiteren Tills überlagert war, konnte es sich nur um Ablagerungen der Eem-Warmzeit handeln. Dieser Befund, über den Jan Mangerud und seine Kollegen auf der INQUA-Tagung 1977 in Birmingham berichteten, wurde später durch eingehende Untersuchungen bestätigt (Mangerud et al. 1981). Selbst in einer so offensichtlich durch Erosion geprägten Landschaft wie der norwegischen Fjordküste haben ältere Ablagerungen in geschützter Position die Überfahrung durch das Eis der Weichsel-Eiszeit überstanden.

2.1 Wann begann das Quartär?

Der Beginn des Eiszeitalters stellt keinen abrupten Umschwung der klimatischen Verhältnisse dar, sondern einen allmählichen Übergang. Die Tabelle von Ehlers und Gibbard (2008) zeigt, dass in Teilen der Erde schon im Paläogen Gletscher existierten, während in anderen Gegenden die Vereisungen sehr viel später eingesetzt haben. Infolgedessen muss die Festlegung der Grenze Tertiär/Quartär mehr oder weniger willkürlich erfolgen, wobei für die Abgrenzung unterschiedliche Kriterien denkbar sind.

Etwa 2,6 Millionen Jahre vor heute zeichnet sich in den Sedimenten des Niederrheingebietes eine erhebliche Veränderung ab. Zu dieser Zeit hatte sich das Einzugsgebiet des Rheins im Süden bis in das Alpenvorland ausgedehnt, was in einer drastischen Änderung der Schwermineralführung zum Ausdruck kam (Boenigk 1982). Außerdem wurde zu dieser Zeit die wärmeliebende Vegetation des Pliozäns durch kältetolerantere Pflanzengesellschaften des Quartärs ersetzt. Die Schotterführung des Rheins änderte sich, und auch die Molluskenassoziationen passten sich an das kühlere und wechselhaftere Klima an. Wenn diese Veränderungen auch nicht alle genau gleichzeitig erfolgt sind, so ist in diesem Zeitraum doch ein deutlicher Floren- und Faunenwandel festzustellen, begleitet von einer Umstellung der Sedimentzusammensetzung. Im Niederrheingebiet ist daher schon früh die Grenze Tertiär/Quartär auf die Grenze Reuver/Prätegelen gelegt worden.

Auf Beschluss des Internationalen Geologenkongresses 1948 wurde als Grenze Tertiär/Quartär jedoch die Basis des Calabrian (Italien) festgelegt. In den Sedimenten des Calabrian sind im Mittelmeerraum zum ersten Mal Kaltwasser-Indikatoren festzustellen (unter anderem die Foraminifere *Hyalinea baltica*). Die internationale Tertiär/Quartär-Grenze lag damit an der Obergrenze des Olduvai-Events, einer Phase normaler Magnetisierung innerhalb der revers magnetisierten Matuyama-Epoche. Die Grenze war auf diese Weise weltweit und auch in fossilfreien Ablagerungen identifizierbar. Die Position dieser Grenze war auf dem INQUA-Kongress in Moskau (1982) noch einmal bestätigt worden. Viele Quartärforscher waren damit jedoch unzufrieden. Diese Grenzziehung bedeutete, dass es zum Beispiel in Nord- und

Südamerika auch im Pliozän ausgedehnte Vergletscherungen gegeben hatte. Man bemühte sich weiterhin um eine Korrektur der Grenze.

2.2 Was ist was in der Stratigraphie?

Bei sich überlagernden Gesteinsschichten ist es so, dass die ältesten Schichten unten liegen und von den jüngeren Schichten überlagert werden. Diese Regel, die als „stratigraphische Prinzip" bezeichnet wird, 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 (Hedberg 1976). Die meisten stratigraphischen Begriffe sind älter und zum Teil unscharf definiert. Sie müssen neu festgelegt bzw. durch bessere Begriffe ersetzt werden.

Die Stratigraphie gibt die altersmäßige Zuordnung der Gesteinsschichten an. Dies kann über den gesteinsbildenden Inhalt (Lithostratigraphie) oder den Fossilinhalt (Biostratigraphie), über klimagesteuerte Faktoren (Klimastratigraphie) oder morphologische Kennzeichen (Morphostratigraphie), aber auch über eine exakte Altersermittlung (Chronostratigraphie) erfolgen. Die heute am häufigsten gebräuchliche Einteilung erfolgt über die Lithostratigraphie.

In der Lithostratigraphie werden die Gesteine auf der Grundlage der beobachtbaren lithologischen Eigenschaften der Schichten und ihrer relativen stratigraphischen Positionen eingestuft. Beobachtbare lithologische Eigenschaften und nachvollziehbare stratigraphische Position sind die einzigen Kriterien, die bei der Festlegung lithostratigraphischer Einheiten verwendet werden können. Kartierbarkeit ist ein wichtiger Gesichtspunkt für die Brauchbarkeit einer lithostratigraphischen Einheit. Unter Berücksichtigung dieser Erwägungen hat der *Geological Survey of the Netherlands* die alte „lithostratigraphische" Gliederung des Quartärs in den Niederlanden überarbeitet. Die Revision wurde notwendig, weil (1) die alte Regelung aus der Zeit um 1970 stark auf einer Mischung von bio- und chronostratigraphischen Annahmen beruhte, die zum Teil nicht gesichert waren, und (2) weil sich der Akzent bei der Kartierung von der reinen zweidimensionalen Aufnahme geologischer Karten in Richtung auf die Anwendung geowissenschaftlicher 2,5- bis 3D-Modelle des Untergrundes verschoben hat. Das Ergebnis war eine umfassende Umgestaltung der stratigraphischen Tabelle (Weerts et al. 2005, Westerhoff 2009).

Die Grundeinheit der Lithostratigraphie ist die Formation. Diese kann in Untereinheiten (Members) und Schichten oder Bänke (Beds) untergliedert werden. Grube (1981) hat als einer der Ersten versucht, diese international üblichen Gliederungsprinzipien auch in der deutschen Quartärstratigraphie anzuwenden. Doch erst in jüngerer Zeit beginnt sich diese Vorgehensweise in der Praxis durchzusetzen (Menning & Hendrich 2005, Litt et al. 2007).

Selbst ohne diese notwendige Revision ist im Laufe der Zeit eine Vielzahl von stratigraphischen Begriffen entstanden, deren genaue Bedeutung nur dem jeweiligen Spezialisten bekannt ist. Aus diesem Grunde hat die Deutsche Stratigraphische Kommission damit begonnen, eine Datenbank „LithoLex" einzurichten, in der die in Deutschland verwendeten lithostratigraphischen Einheiten erfasst werden. Die Pflege der Datensätze erfolgt über die für die jeweiligen Erdzeitalter zuständigen stratigraphischen Subkommissionen.

Beim Start der Datenbank im Internet am 07.08.2006 lagen nur etwa 80 Datensätze aus dem Tertiär und der Kreide vor. Mittlerweile ist der Bestand auf ca. 400 Datensätze aus Quartär, Tertiär, Kreide, Jura, Trias-Perm, Devon und Silur-Proterozoikum angewachsen. Es wird jedoch noch Jahre dauern, bis die Sammlung vollständig ist.

Wie ist eine lithostratigraphische Formation definiert? Bei den kaltzeitlichen Ablagerungen umfasst sie die Schichtenfolge eines Eisvorstoßes. Als Beispiel sei hier die lithologische Beschreibung der Kuden-Formation angeführt:

„Oberflächennahe periglaziäre Destruktionszone über Grundmoräne über Vorschüttsanden, relativ selten örtlich überlagert von Niedertausedimenten oder Nachschüttsanden. Die Grundmoräne ist bindig (um 50 % Ton und Schluff, 50 % Sand und Kies) und in unverwittertem Zustand oft auffallend kreidereich. Sonst ähnelt das Feinkiesspektrum der Fraktion 4–6,3 mm den Spektren verschiedener saalezeitlicher Geschiebemergel in der weiteren Region (Kabel 1982, Stephan 1993, 1998). Leitgeschiebeanalysen von Lüttig (unpubl.) erbrachten „drenthetypische" Geschiebeassoziationen. Schlüter (u. a. 1980) fand in der weiteren Region sowohl „drenthe"- als auch „warthetypische" Assoziationen. Die liegenden Schmelzwassersande sind überwiegend kiesarm. Der Kiesgehalt nimmt jedoch aufwärts zu, und zuoberst kann Kies vorherrschen und Geschiebe in Steingröße führen." (Stephan 2009)

Tränen im Auge

Es rauscht in den Schachtelhalmen,
verdächtig leuchtet das Meer,
da schwimmt mit Tränen im Auge
ein Ichtyosaurus daher.

Ihn jammert der Zeiten Verderbnis,
denn ein sehr bedenklicher Ton
war neuerlich eingerissen
in der Liasformation.

So dichtete Joseph Victor von Scheffel 1866 über die ausgestorbene Fischechse. Wahrscheinlich würde den Ichthyosaurus heute „der Zeiten Verderbnis" noch viel mehr jammern, denn der Lias ist inzwischen keine Formation mehr, und überhaupt entspricht er nicht den Anforderungen der modernen Zeit (vgl. Menning & Hendrich 2005). Auch das Quartär, das Eiszeitalter, hätte um ein Haar seinen Status als System in der stratigraphischen Tabelle verloren.

Der Begriff Quartär ist zu einer Zeit entstanden, als noch niemand wusste, dass es auf der Erde eine Eiszeit gegeben hatte. Er wurde genau wie der Begriff *Tertiär* 1760 von Giovanni Arduino eingeführt. Er unterschied aufgrund seiner Beobachtungen geologischer Schichten in Oberitalien eine primäre (Basalte, Granite, Schiefer), sekundäre (fossile Kalkablagerungen), tertiäre (jüngere Sedimentablagerungen) und quartäre (jüngste alluviale Ablagerungen) Epoche. 1829 griff Jules Desnoyers den Begriff bei seiner Untergliederung der Sedimentfolge im Pariser Becken wieder auf. Die quartären Schichten waren deutlich jünger als die tertiären Ablagerungen. Diese jungen Schichten waren zwar in Teilen des Beckens sehr mächtig, aber geologisch nur von geringem Alter. Dadurch ergab sich eine sehr ungleichgewichtige Unterteilung der Erdneuzeit (Känozoikum). Wie ungleichgewichtig die Untergliederung war, wurde erst deutlich, als in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts radiometrische Datierungsmethoden zur Verfügung standen. Dem 63,7 Millionen Jahre dauernden Tertiär stand das nur 1,6 Millionen Jahre dauernde Quartär gegenüber.

Die Terminologie Arduinos wurde schon lange als nicht mehr zeitgemäß angesehen. Nachdem die Begriffe *Primär* und *Sekundär* bereits im 19. Jahrhundert aus der stratigraphischen Tabelle verschwanden, wurde schließlich auch das Tertiär im Jahr 2000 aus der international gültigen Geologischen Zeitskala gestrichen. Stattdessen wurde das Känozoikum (die Erdneuzeit) in das Paläogen (früher: Alttertiär) und das Neogen (früher: Jungtertiär) untergliedert.

Und das Quartär? War das nicht überflüssig? Die klimastratigraphische Definition und Untergliederung dieses jüngsten Abschnittes der Erdgeschichte passte ohnehin nur schlecht zu den übrigen, biostratigraphisch definierten Einheiten. Und der Versuch, zumindest den Beginn des Quartärs biostratigraphisch auf 1,805 Millionen Jahre festzulegen, passte nicht zu den klimastratigraphischen Befunden. Als Folge davon verschwand das Quartär im Jahre 2004 aus der Internationalen Stratigraphischen Tabelle – zumindest in dem Buch *Geological Time Scale*, einer offiziellen Publikation der für stratigraphische Fragen zuständigen International Commission on Stratigraphy (ICS) (Gradstein et al. 2005).

Gegen diesen Handstreich haben sowohl die INQUA als auch die nationalen Quartärvereinigungen scharf protestiert. Eine offizielle Publikation? Der Präsident der IUGS, Professor Zhang Hongren, widersprach: Die neue „Geologische Zeitskala" war nicht vom Vorstand der IUGS ratifiziert worden. Sie war somit nicht bindend. Die dargestellte geologische Zeitskala entspräche lediglich den persönlichen Vorstellungen einiger Mitglieder der ICS. Der Vorstand der IUGS konstatierte weiterhin, dass die ICS gegen die Interessen und Vorgaben der IUGS gehandelt und damit dem Ansehen der ICS und der IUGS geschadet habe (vgl. Internet-Seite der DEUQUA). Das Ergebnis war, dass sich die International Commission on Stratigraphy (ICS) am 21. Mai 2009 nicht nur entschlossen hat, das Quartär zu erhalten, sondern obendrein die Basis des Quartärs auf 2,6 Millionen Jahre vor heute festzulegen. Dieser Beschluss ist am 29. Juni 2009 von der IUGS bestätigt worden.

Also bleibt alles beim Alten? Nein. Die stratigraphische Nomenklatur hat sich gewandelt und wird sich weiter wandeln. Stratigraphische Begriffe werden neu und besser definiert, und das Ziel ist es, die Korrelation über Ländergrenzen hinweg zu verbessern. Eine stratigraphische Einheit, die formal anerkannt werden soll, muss deshalb klar definiert sein. Ober- und Untergrenze müssen festgelegt sein, und es muss eine Typlokalität geben, an der die stratigraphische Position der Formation nachvollziehbar ist. Die Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission findet man im Internet unter www.stratigraphie.de/quartaer.

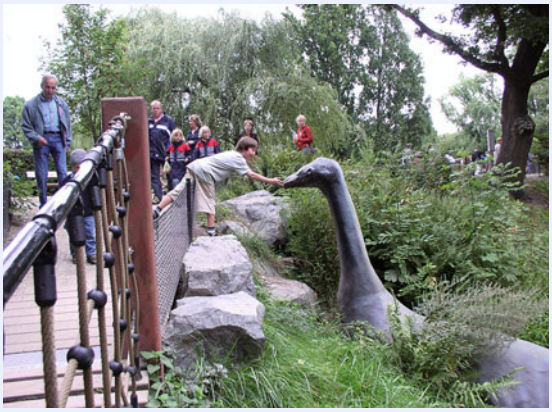
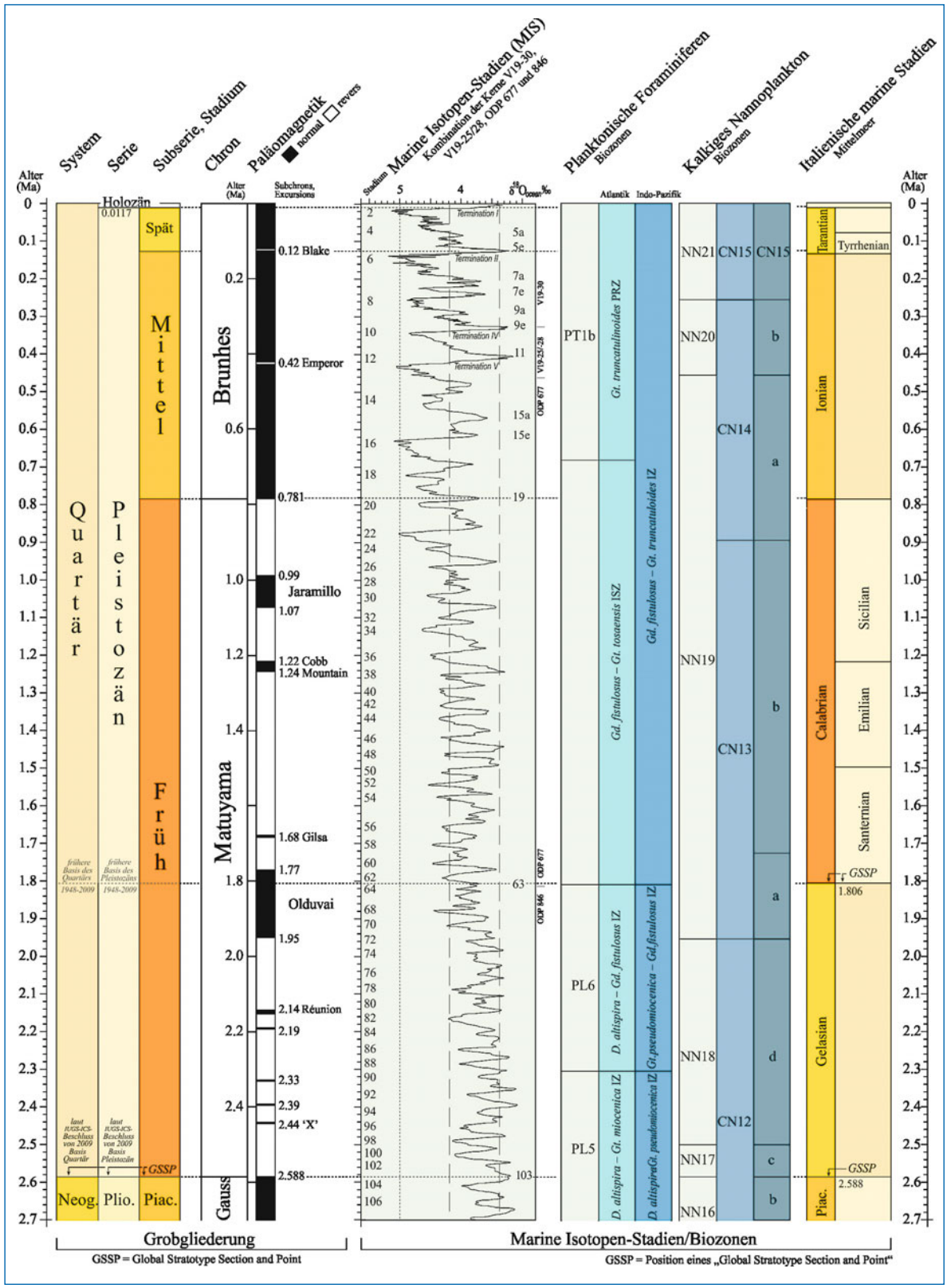


Abb. 2.1 Saurier „zum Anfassen" in Hagenbecks Tierpark in Hamburg. Die Echsen sind am Ende der Kreidezeit ausgestorben.


Alter (Ma)
System
Serie
Subserie, Stadium
Chron
Paläomagnetik
normal
revers
Marine Isotopen-Stadien (MIS)
Kombination der Kerne V19-30, V19-25/28, ODP 677 und 846
Planktonische Foraminiferen
Biozonen
Kalkiges Nannoplankton
Biozonen
Italienische marine Stadien
Mittelmeer
Holozän
0.0117
Spät
Mittel
Früh
Quartär
Pleistozän
Brunhes
Matuyama
Gauss
0.12 Blake
0.42 Emperor
0.781
0.99
Jaramillo
1.07
1.22 Cobb
1.24 Mountain
1.68 Gilsa
1.77
Olduvai
1.95
2.14 Réunion
2.19
2.33
2.39
2.44 'X'
2.588
Termination I
Termination II
Termination IV
Termination V
Atlantik
Indo-Pazifik
PT1b
PL6
PL5
Gt. truncatulinoides PRZ
Gd. fistulosus – Gt. tosaensis ISZ
Gd. fistulosus – Gt. truncatuloides IZ
D. altispira – Gd. fistulosus IZ
D. altispira – Gt. miocenica IZ
Gt.pseudomiocenica – Gd.fistulosus IZ
D. altispiraGt. pseudomiocenica IZ
NN21
NN20
NN19
NN18
NN17
NN16
CN15
CN14
CN13
CN12
Tarantian
Tyrrhenian
Ionian
Calabrian
Sicilian
Emilian
Santernian
Gelasian
Piac.
GSSP
1.806
2.588
Neog.
Plio.
Piac.
Grobgliederung
GSSP = Global Stratotype Section and Point
Marine Isotopen-Stadien/Biozonen
GSSP = Position eines „Global Stratotype Section and Point"

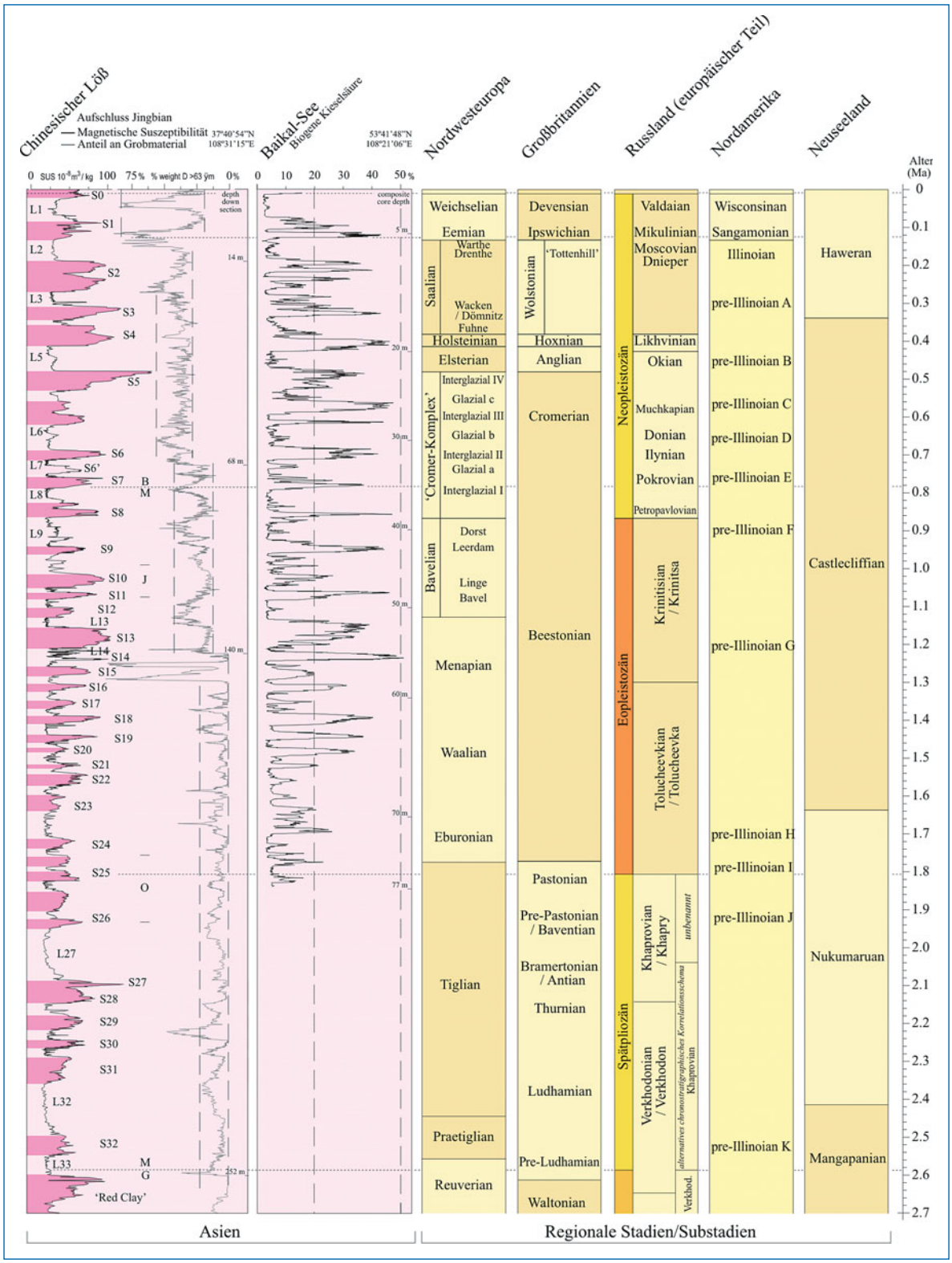


Abb. 2.2 Chronostratigraphische Korrelationstabelle für die letzten 2,7 Millionen Jahre (Gibbard et al. 2009: http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/chart.html; Stand: 2009).

Paläomagnetik

Eine wichtige Methode, um das Alter von Gesteinen zu bestimmen, ist die Paläomagnetik. 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 (nach Hambach et al. 2008).

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 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.

Wie kann man diese Veränderungen messen? 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.

Auch in Sedimenten 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. Sie kann durch Umlagerung, zum Beispiel durch die Einwirkung von Lebewesen (Bioturbation), aber auch durch geochemische Prozesse und Mineralneubildung verändert werden. Auch dauert es deutlich länger, bis die Mineralkörner eine stabile Lage erreicht haben. Selbst in rasch abgelagerten Seesedimenten stellt sich diese erst nach etwa 150 Jahren ein (Stockhausen 1998)

Die paläomagnetische Zeitskala 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 K-Ar-Methode datieren. So ist 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 (Nicolas 1995).

Die geomagnetische Zeitskala des Quartärs setzt sich aus zwei großen Blöcken zusammen: der heutigen Epoche mit „normaler" Polarität (Brunhes-Chron) und der vorangegangen 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.

Paläomagnetische Untersuchungen sind unter anderem im Bereich der asiatischen Lössprofile eingesetzt worden. Dort konnte nachgewiesen werden, dass die Löss-Ablagerungen bis ins ausgehende Pliozän zurückreichen. Verbesserte Datierungsmethoden werden in der Zukunft wahrscheinlich auch die Nutzung der kurzfristigen Exkursionen des Magnetfeldes für Datierungsfragen ermöglichen.

Tab. 2.1 Änderungen des Erdmagnetfeldes (nach Hambach et al. 2008)

Ereignis	Auswirkungen	Dauer
Umkehrung	Nordpol wird zum Südpol (und umgekehrt)	Tausende bis Zehntausende von Jahren
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

Die Grundmoräne dieses Eisvorstoßes ist die Kuden-Till-Bank (qsMG-Till). Es wird die Typusregion angegeben sowie ein Typusprofil (Heiligenhafener Ufer). Auf die Verbreitung wird detailliert eingegangen. Unter dem Thema „Zeitgleiche Einheiten" folgt der Vergleich mit den Nachbargebieten: „Hamburg: Ablagerungen des Niendorfer Vorstoßes (u. a. Grube 1981, Ehlers et al. 1984). Nordwestliches Niedersachsen: Ablagerungen der jüngeren Drenthe-Phase (qD2) (u. a. Meyer 1976, Höfle 1980). Östliche Bundesländer: Eine ungefähre Altersgleichheit der als saalezeitlich eingestuften „Kreidemoränen" in Berlin (Böse 1983) und Brandenburg, die nach Lippstreu (1995), in das „jüngere Stadium der Saale-Kaltzeit" zu stellen sind, ist denkbar. Dafür wäre aber eindeutig nachzuweisen, dass diese Moränen unter eemzeitlichen Sedimenten liegen und nicht möglicherweise dem weichselzeitlichen Warnow-Stadial (Müller 2004c) zugeordnet werden könnten."

Das Lithostratigraphische Lexikon wird in den nächsten Jahren vervollständigt werden und als zuverlässige Quelle für die Definition der verschiedenen Einheiten genutzt werden können.

2.3 Spuren in der Tiefsee

Die klassische Gliederung des Eiszeitalters stammt aus dem Vereisungsgebiet der Alpen. Hier wurde von Penck (1882) nicht nur die Mehrgliedrigkeit der eiszeitlichen Ablagerungen nachgewiesen, sondern auch das System der vier alpinen Vereisungen (Günz, Mindel, Riß und Würm) aufgestellt (Penck 1899, Penck & Brückner 1901/1909), das zunächst weltweit als Grundgliederung des Eiszeitalters benutzt wurde. Wie unvollständig diese Gliederung ist, hat sich erst in den 1970er Jahren herausgestellt. Heute beruht die Grundgliederung des Quartärs auf der Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie der Tiefsee-Bohrkerne, an der sich alle anderen Stratigraphien orientieren.

Der Boden der Weltmeere lässt sich grob in drei große Einheiten untergliedern: Flache Schelfmeere, steil abfallende Kontinentalhänge und Tiefseeböden. Die Tiefsee*böden* zählen zu den tiefsten Bereichen der Erdoberfläche; ihre Tiefe wird nur von der der Tiefsee*gräben* übertroffen. Die Böden der Tiefsee stellen daher Räume fast kontinuierlicher Sedimentation dar, aus deren Schichtenfolge sich die Klimageschichte der Erde rekonstruieren lässt.

Im Idealfall bilden die Sedimente der Tiefseeböden das Ergebnis langsamer, vertikaler Ablagerung auf eine fast ebene Oberfläche. Der Meeresboden weist jedoch ein zum Teil kräftiges Relief auf. An steileren Hängen kommt es zu Rutschungen, durch Bodenströmungen wird Sediment umgelagert, und durch gewaltige Trübeströme (*turbidity currents*) werden große Sedimentmengen flächenhaft aufgeschüttet. Daher ist die Schichtenfolge der Tiefseesedimente nicht einheitlich; mit Diskontinuitäten muss gerechnet werden. Will man mit einer Bohrung eine relativ vollständige Schichtenfolge erfassen, so geht man deshalb bevorzugt in den Bereich von Plateaus oder allenfalls an sanft geneigte Hänge, wo die Gefahr der Umlagerung vergleichsweise gering ist. Die Bohrungen V28-238 und V28-239 des Forschungsschiffes *Vema*, auf denen das Grundgerüst der Tiefsee-Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie aufbaut, stammen aus Wassertiefen von 3120 m bzw. 3490 m aus dem Bereich des Salomonen-Plateaus (Shackleton & Opdyke 1973). Schichtlücken lassen sich im Sedimentbohrkern nur schwer entdecken. Man korreliert deshalb die angetroffene Schichtenfolge mit anderen Bohrkernen, wobei radiometrische Datierungen und vor allem paläomagnetische Untersuchungen ein Grundgerüst an Festpunkten liefern, in das sich die Schichtenfolge einhängen lässt.

Die Sedimente der Tiefsee stellen eine Mischung aus Feinsedimenten, die vom Land her antransportiert worden sind, und aus den Schalen von marinen Mikroorganismen dar. Die festländische (terrigene) Komponente besteht im Wesentlichen aus Ton, zum Teil auch aus Schluff und Feinsand, der vom Wind ins Meer verfrachtet worden ist. Derartige Ablagerungen spielen z. B. vor der westafrikanischen Küste eine größere Rolle (Staub aus der Sahara), aber auch in der Biskaya, wo sie eine wichtige Verbindung zur nordwesteuropäischen Eiszeitstratigraphie des festen Landes liefern. Gelegentlich finden sich in den Schichten der Tiefsee eingeschaltete feinkörnige Lagen vulkanischen Materials (Tephra). In einigen Gebieten, z. B. im Nordatlantik, gibt es gröbere klastische Einschaltungen, die auf Treibeistransport während der Kaltzeiten zurückgehen. Die organischen marinen Bestandteile bestehen in erster Linie aus den Gehäusen und Hartteilen einzelliger Tiere (vor allem Foraminiferen und Radiolarien) oder Pflanzen (vor allem Diatomeen und Kokkolithophoriden). Im mittleren Atlantik bestehen die pleistozänen Sedimente weitgehend aus Globigerinenschlamm (Dietrich 1992).

Wenn im folgenden von Korngrößen die Rede ist, so richten sich diese nach der Europäischen Norm EN ISO 14688, die seit August 2002 die deutsche DIN 4022 ersetzt. Die Grenzen der Korngrößenklassen haben sich nicht verändert. Bei Vergleichen mit der

Tab. 2.2 Korngrößen nach Europäischer Norm (Quelle: EN ISO 14688)

Kornfraktion	Durchmesser
Kies	2–63 mm
Sand	0,06–2 mm
Schluff	0,002–0,06 mm
Ton	unter 0,002 mm

internationalen Literatur ist jedoch zu beachten, dass zum Beispiel in den USA und in Russland abweichende Klassifikationen verwendet werden.

Der Anteil der verschiedenen Komponenten an den Ablagerungen der Meeresböden schwankt sehr stark, vor allem in Abhängigkeit vom Eintrag festländischer (terrigener) Bestandteile. Da zwei Drittel der kontinentalen Entwässerung der Erde in den Atlantik erfolgt, ist die Sedimentation terrigener Bestandteile im Atlantik wesentlich höher als im Pazifik. Daher kann bei gleicher Bohrkernlänge im Pazifik in der Regel ein längerer Zeitabschnitt des Quartärs erfasst werden als im Atlantik. Die Sedimentationsraten reichen von unter 1 cm pro Jahrtausend in einigen Gebieten bis zu über 50 cm pro Jahrtausend in kleineren Tiefseebecken. Die Sedimentation terrestrischer Bestandteile war in den Kaltzeiten drei- bis viermal so hoch wie unter warmzeitlichen Bedingungen. Ursachen für diese verstärkte physikalische Verwitterung sind Gletschererosion, verstärkter Abfluss durch Schmelzwasserflüsse sowie das Freiliegen weiter Schelfgebiete, da das in den Gletschern gebundene Wasser zu einer Absenkung des Meeresspiegels und damit erhöhter Deflation führt. Die Schichtung der Tiefseesedimente ist daher ein Abbild der globalen Klimaschwankungen und kann benutzt werden, um den Ablauf der Klimaentwicklung des Quartärs zu rekonstruieren. Das Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis hat sich dabei als die die am besten geeignete Methode erwiesen, da sie weltweit reproduzierbare Ergebnisse erbringt.

Im Meerwasser kommt Sauerstoff in den zwei Isotopen-Varianten ^{16}O und ^{18}O vor. 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 Sauerstoff-Isotope in dem Verhältnis ein, das sie im Meerwasser vorfinden. Auf diese Weise ist es möglich, aus den entsprechenden Ablagerungen die Zusammensetzung des Meerwassers und damit annäherungsweise das Klima zu rekonstruieren.

Das Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis ist nicht nur abhängig vom Eisvolumen, sondern auch von der

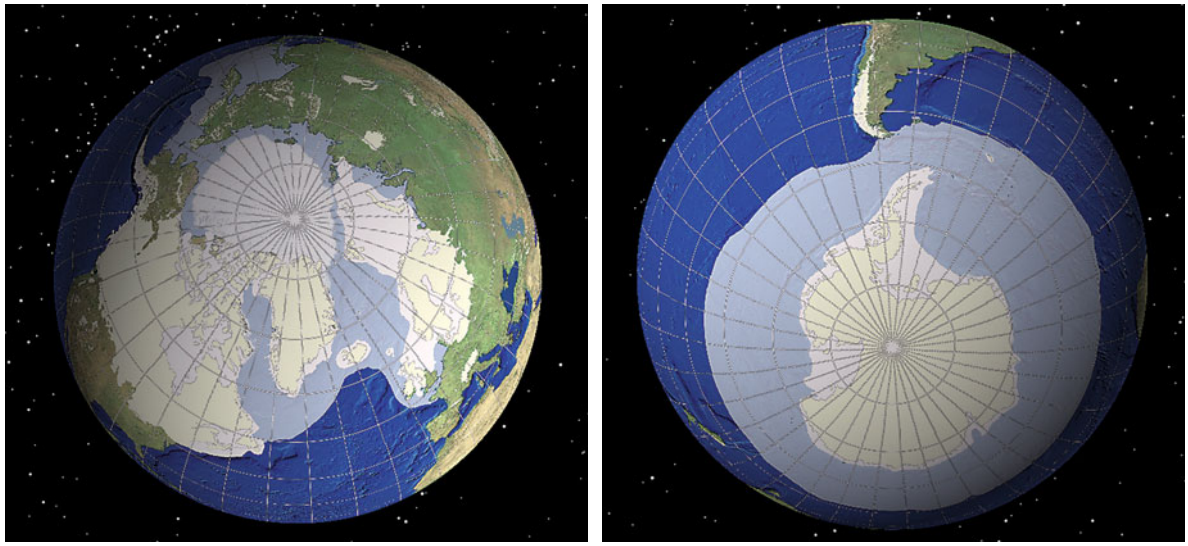


Abb. 2.3 Vergletscherung und Ausdehnung des Meereises während des Höchststandes der Weichsel-Vereisung auf der Nordhalbkugel (links) und Südhalbkugel (rechts).

Glazimarine Sedimente und IRD

Vereinzelt finden sich innerhalb der Tiefseeablagerungen auch grobkörnige Lagen bis hin zu eingestreuten Kiesen. Dabei handelt es sich meist um Material, das durch Eisberge antransportiert worden ist. Daneben findet ein geringfügiger Eintrag durch marine Algen, durch Treibholz (vor allem in Wurzelballen von Baumstämmen) und durch Säugetiere statt. Menschliche Aktivitäten bilden die Ursache für die Einbringung rezenter Grobsedimente im Nordatlantik (vor allem Schlacke und Asche aus der Zeit der Dampfschiffe). Während sich die anthropogenen Verunreinigungen ohne große Mühe identifizieren lassen, ist die sichere Bestimmung von durch Treibeis transportiertem Material (*ice-rafted detritus, IRD*) wesentlich schwieriger. Dessen Identifizierung spielt eine erhebliche Rolle, wenn es um die Rekonstruktion früherer Treibeisgrenzen geht. Die Zone des Algentransportes umfasst zwar in erster Linie warme Gewässer, aber sie überlappt sich mit der Zone des subpolaren Treibeistransportes.

Transport durch Treibeis macht sich nicht nur innerhalb der Packeisgrenze bemerkbar. Mit den Meeresströmungen treibende Eisberge konnten während der Kaltzeiten weit nach Süden bzw. Norden verfrachtet werden. Im Nordatlantik lässt sich kaltzeitlicher Treibeistransport bis auf die Höhe von Marokko nachweisen, im Südatlantik aus den antarktischen Gewässern bis über Kapstadt hinaus.

Glazimarine Sedimente entstehen durch das Ausschmelzen und Herunterregnen aus Treibeis (IRD), durch das Absinken feinkörniger Sedimente, die sich in Suspendierung befunden haben, und durch Trübeströme. Zusätzlich können die Sedimente durch das Pflügen von Eisbergen oder durch Bioturbation aufgearbeitet werden. Diese Ablagerungen haben ein größeres Erhaltungspotenzial als terrestrische Gletschersedimente, da die Ablagerungsräume der tieferen Meeresbecken jenseits der Vereisungsgrenzen liegen, so dass sie vor der Erosion und Aufarbeitung während nachfolgender Vereisungen geschützt sind. Auf diese Weise ist am Meeresboden ein Sedimentarchiv entstanden, in dem die vergangenen Klimaveränderungen in Form der vorstoßenden und abschmelzenden kontinentalen Eismassen und der damit zusammenhängenden Veränderungen im Ozean erhalten geblieben sind. Quartäre glazimarine Sedimente finden sich als ein Ergebnis glazioisostatischer Hebung oft auch in Gebieten, die heute zum Festland gehören.

Subaquatische Schwemmfächer (*subaqueous outwash fans*) sind dort aufgeschüttet worden, wo der Gletscher Bodenkontakt gehabt hat. Die Geschwindigkeit des Schmelzwassers, das an dieser Stelle aus Tunneln unter dem Eis ins Meer geströmt ist, hat sich schlagartig verringert, so dass das Sediment unmittelbar vor dem Gletscherrand abgelagert worden ist.

Wenn der Eisrand über längere Zeit in einer Position verharrt hat, ist es zur Aufschüttung regelrechter Moränenbänke gekommen. Das Ausmaß dieser Aufschüttung hängt außer von der Zeit auch vom Sedimentnachschub ab. In der kanadischen Arktis sind im glazimarinen Bereich Lagen von Moränenmaterial festgestellt worden, die weniger als 1 m dick waren, während andere aus über 10 m mächtigen Aufschüttungen aus Ton, Schluff, Sand und gemischtkörnigen Ablagerungen bestehen.

Abb. 2.4 Nicht nur Treibeis, sondern auch Algen sind in der Lage, größere Steine vom Strandbereich ins offene Meer zu transportieren.

Wo die Sedimentationsgeschwindigkeit hoch ist, können die Schwemmfächer und Moränenbänke bis zum Meeresniveau anwachsen und so genannte Eiskontakt-Deltas formen. Solche Deltas bestehen oft aus isoliert liegenden, an die Felshänge angelehnten Sedimentkörpern mit flacher Oberfläche (Marginalterrassen). Sie sind durch einen steileren proximalen Eiskontakthang und eine Oberfläche gekennzeichnet, die durch Toteislöcher untergliedert ist. Im Inneren dieser Ablagerungen können Topsets, Foresets und Bottomsets unterschieden werden. Die Topsets sind die Ablagerungen eines verwilderten Flusssystems; sie bestehen dementsprechend aus subhorizontal geschichteten massiven Kiesen. Die Foresets werden durch sandige Ablagerungen geprägt, die unter dem Einfluss der Schwerkraft vorgeschüttet worden sind. Sie gehen hangabwärts in die Bottomsets aus massivem oder gradiertem Sand und Schluff über. Vor dem eigentlichen Delta sind die distalen Bottomsets aus feinerem Schluff und Ton zusammengesetzt, der oft eine marine Makrofauna enthält. Auf der Seite, wo der Gletscher gelegen hat, können die Schichten durch Eisdruck und das Ausschmelzen von begrabenem Eis oder durch Hangrutsch im Zusammenhang mit dem Gletscherrückzug gestört sein. Derartige Eiskontakt-Deltas sind zum Beispiel in Norwegen weit verbreitet.

Temperatur. In den Kalkschalen der Foraminiferen wird bei niedrigeren Temperaturen ein höherer Anteil von ^{18}O eingebaut als bei höheren Temperaturen. Die Weltmeere weisen eine deutliche Temperaturschichtung auf. 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 durch die Temperatur des antarktischen Tiefenwassers kontrolliert. Die Kalkschalen von Foraminiferen, die am Meeresboden leben (benthonische Formen), zeigen daher eine Verteilung der Sauerstoff-Isotope, die unabhängig von Temperaturschwankungen ist, und die allein eine Reaktion auf das veränderte Eisvolumen darstellt. Die darauf basierenden Sauerstoff-Isotopenkurven sind weltweit mit einem hohen Grad an Übereinstimmung reproduzierbar.

Das Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis wird gewöhnlich als Abweichung des Anteils des schwereren Isotops ^{18}O vom $^{18}O/^{16}O$-Verhältnis eines Standards angegeben, der an einem Belemniten der Peedee-Formation in South Carolina, USA, ermittelt worden ist. Dieser Wert $\delta\,^{18}O$ wird errechnet über die Formel

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

Die Datierung der ersten Referenzkurve des Sauerstoff-Isotopen-Verhältnisses wurde mit Hilfe von fünf Kontrollpunkten durchgeführt. Vier davon waren mit Hilfe der ^{14}C-Methode datiert worden; diese Punkte lagen innerhalb der letzten 35.000 Jahre. Einen fünften Kontrollpunkt bildete die mit Hilfe der K/Ar-Methode datierte Matuyama/Brunhes-Grenze (780.000 vor heute; Imbrie et al. 1984). Die Sauerstoff-Isotopenchronologie und die paläomagnetische Zeitskala sind in Abb. 2.1 abgebildet.

Es ist bemerkenswert, dass für die Betrachtung quartärer Ablagerungen die Kompaktion der Tiefseesedimente nur eine äußerst geringe Rolle spielt. Untersuchungen an einer Reihe von Bohrungen haben gezeigt, dass sich die Zunahme der Dichte mit wachsender Tiefe von etwa 1,5 g/cm^3 auf 1,8 g/cm^3 über mehrere hundert Meter erstreckt. Diese Veränderung erfolgt nicht kontinuierlich, sondern es treten wiederholte, kleinräumige Wechsel der Dichte auf. Die Veränderungen sind weniger ein Ergebnis der Setzung als vielmehr diagenetischer Prozesse. Sie sind insgesamt so gering, dass sie bei der Bearbeitung der relativ kurzen quartären Bohrkerne für die Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen vernachlässigt werden können.

Shackleton & Opdyke (1973) gingen daher von einer linearen Interpolation zwischen der Gegenwart und der Brunhes/Matuyama-Grenze aus. Im Bohrkern V 28-238 umfasst diese Zeitspanne eine Kernlänge von 12 m, im Bohrkern V 28-239 etwa 7,25 m. Für Stadium 5e ergibt sich dabei ein Alter von 123 000 v. h. – ein Wert, der sich mit den z. B. durch U/Th-Datierungen im festländischen Bereich gewonnenen Ergebnissen deckt.

Tiefer reichende Bohrkerne ermöglichen inzwischen die altersmäßige Einordnung der gesamten quartären Schichtenfolge. Die Daten für die magnetischen Umkehrungen stammen jeweils aus dem festländischen Bereich. Neben diesen Festdaten ist über eine verbesserte Auswertung wiederholt eine Anpassung der Tiefsee-Isotopenkurve an die Schwankungen der Erdbahnelemente (*Global Forcing*) erfolgt, so dass Ablauf und zeitliche Fixierung der Ereignisse als relativ sicher angesehen werden müssen (z. B. Shackleton et al. 1990). Der zeitliche Rahmen des jüngsten Eiszeitalters ist damit festgelegt.

2.4 Systematik des Eiszeitalters

Es gab mehrere Eiszeitalter. Als Eiszeitalter bezeichnet man einen Abschnitt der Erdgeschichte, in dem mindestens einer der Pole vergletschert gewesen ist. Die Eiszeitalter sind relativ kurze Ereignisse, die nur etwa ein Fünftel der Erdgeschichte ausmachen. Charakteristisch für ein Eiszeitalter sind die Klimaschwankungen, die wesentlich stärker sind als in anderen Abschnitten der Erdgeschichte. Man unterscheidet zwischen Kaltzeiten und Warmzeiten.

Wenn man die Betrachtung auf Mitteleuropa konzentriert, so haben wir den Sonderfall der Kaltzeiten, in denen Gletscher von Norden bis nach Norddeutschland und von den Alpen bis in das Vorland vorgestoßen sind. Diese Kaltzeiten werden als Eiszeiten (Glaziale), die Warmzeiten zwischen den Eiszeiten dagegen als Interglaziale bezeichnet. Diese Sichtweise lässt sich nicht auf andere Regionen übertragen. In der Sahara hat es in der jüngeren Erdgeschichte keine Eiszeit gegeben, am Südpol herrscht dagegen seit dem Oligozän ununterbrochen Eiszeit.

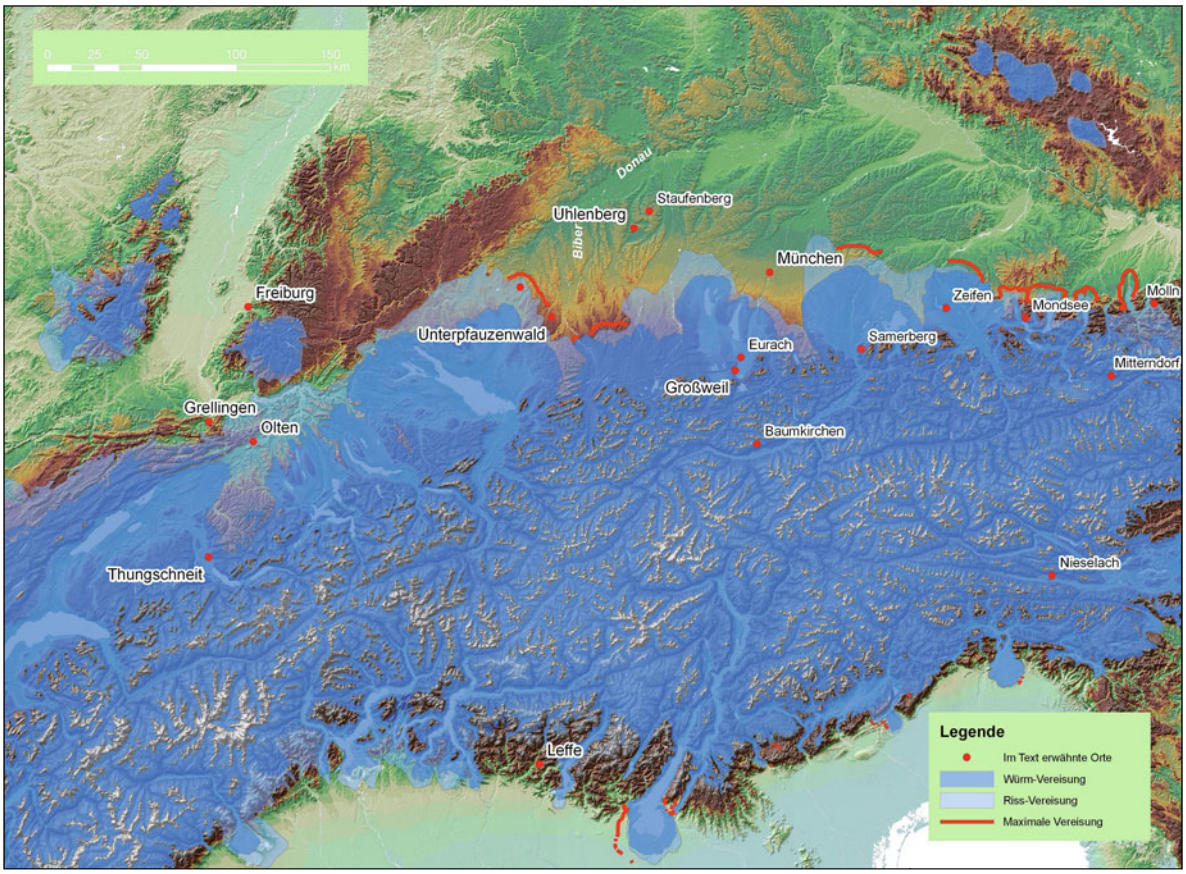


Abb. 2.5 Die Ausdehnung der alpinen Vereisungen.

In einem Interglazial war das Klima in Mitteleuropa etwa dem heutigen vergleichbar oder aber wärmer. Deutschland war bewaldet. Geringere Wärmeschwankungen, in denen dieser Zustand nicht erreicht wurde, werden als Interstadiale bezeichnet. Alle Kaltphasen – auch die, in denen keine Gletscher bis in unser Gebiet vorgestoßen sind, werden dagegen Stadiale genannt.

Untersuchungen an Tiefsee-Sedimenten haben gezeigt, dass diese Gliederung weiter verfeinert werden kann. Im Jahre 1988 entdeckte der Meeresgeologe Hartmut Heinrich bei der Untersuchung von Bohrkernen aus dem Nordatlantik überraschend eine Reihe von groben Lagen bis hin zu Feinkies, die sich in allen Kernen wiederfinden ließen. Bei derartig groben Lagen konnte es sich nur um von Eisbergen transportiertes Sediment (IRD) handeln. Offenbar war es im Laufe der Weichsel-Kaltzeit sechsmal zu einem verstärkten Auftreten von Eisbergen gekommen. Die Entstehung dieser nach ihrem Entdecker als „Heinrich-Events“ bezeichneten Ereignisse ist noch nicht geklärt. Sie gingen jeweils einher mit der Freisetzung großer Mengen von Süßwasser, wahrscheinlich aus dem Bereich der Laurentischen Vereisung Nordamerikas. Die Heinrich-Events dauerten wenige hundert Jahre. Für ältere Kaltzeiten sind sie bisher auf Grund der geringen Auflösung der entsprechenden Bohrkerne nicht nachgewiesen worden.

Während die Heinrich-Events kurzfristige Kaltphasen repräsentieren, gibt es auch Hinweise auf entsprechende Warmphasen. Eisbohrkerne aus Grönland haben gezeigt, dass während der letzten Kaltzeit eine Reihe heftiger Klimaschwankungen stattgefunden hat. Diese kurzfristigen Wärmeschwankungen, die erst vor knapp 20 Jahren nach den Forschungsbohrungen GRIP und GISP in der Mitte des grönländischen Inlandeises bemerkt worden waren, werden nach ihren Entdeckern als „Dansgaard-Oeschger-Events“ bezeichnet. Sie sind zuerst von Dansgaard et al. (1993) beschrieben worden.

2.5 Günz, Mindel, Riss, Würm – gilt die Gliederung noch?

Die klassische alpine Quartärstratigraphie ist im Wesentlichen eine Morphostratigraphie. Die Morphostratigraphie basiert auf der Vorstellung von der Ausbildung einer „glazialen Serie" mit einer Abfolge von Formengemeinschaften, bestehend aus Zungenbecken mit Drumlins – Moränengürtel – Schotterfeld. Der Begriff wurde von Penck & Brückner (1901–09) geprägt. Penck und sein Schüler Brückner legten Wert darauf, den unmittelbaren Zusammenhang zwischen kaltzeitlichen Schottern und zugehörigen Moränen nachzuweisen. Sie gingen davon aus, dass pro Eiszeit nur ein Schotterfeld entstanden sei.

Die Morphostratigraphie, die die Grundlage der Gliederung der alpinen eiszeitlichen Ablagerungen bildet, ist keine Stratigraphie im engeren Sinne. Sie basiert nicht auf eine Abfolge von übereinander liegenden Schichten, sondern unterscheidet Ablagerungen verschiedenen Alters, die durch Erosionsdiskordanzen voneinander getrennt sind. Überwiegend handelt es sich um kaltzeitliche Ablagerungen. Sie repräsentieren nicht die gesamte pleistozäne Schichtfolge, sondern in der Regel nur die Hochstände der jeweiligen Vereisungen. Ablagerungen aus der Frühphase und der Spätphase des Glazials fehlen zumeist. Auch warmzeitliche Ablagerungen sind selten erhalten geblieben.

Den Gletscherablagerungen jeder Eiszeit entsprechen glazifluviale (Schotter-)Ablagerungen, die in größerer Entfernung von den Endmoränen in ein Schotterfeld auslaufen, das sich meist über Zehner von Kilometern verfolgen lässt. Da im Laufe des Pleistozäns sowohl die Vorfluter (Rhein, Donau) als auch die Gletscherzungenbecken als Ausgangspunkte der Aufschüttung ständig tiefer gelegt wurden, liegen jeweils die jüngsten Schotterfluren am tiefsten, die ältesten dagegen am höchsten.

Vollständige morphologische Sequenzen im Sinne der Penckschen „glazialen Serie" ließen sich im nördlichen Alpenvorland zunächst nur für die Ablagerungen von Würm-, Riß- und Mindel-Eiszeit aufzeigen. Für die Günz-Eiszeit wurde dieser Nachweis erst später durch Untersuchungen in Oberösterreich erbracht (Weinberger 1950, Kohl 1958). Für noch ältere Vereisungen sind keine entsprechenden Formengesellschaften erhalten geblieben.

Die morphostratigraphische Methode ist im nördlichen Alpenvorland entwickelt worden; hier lässt sie sich auch am besten anwenden. Am Südalpenrand und am französischen Westalpenrand lässt sich damit wesentlich schwerer arbeiten. Die Einschränkungen gelten in verstärkter Form für das Schweizer Mittelland, wo der Jura eine Eigenvergletscherung trug, die den Gletschern und Schmelzwässern der alpinen Vereisungen den freien Auslauf verwehrte.

Das nördliche Alpenvorland lässt sich glazialmorphologisch grob in drei große Einheiten untergliedern:

- Der Westen wird beherrscht durch das Vereisungsgebiet des Rheingletschers. Hier stieß das Eis in der vorletzten Eiszeit bis weit über den Bodensee hinaus in das Alpenvorland vor; die beiden Hauptvorfluter wurden überschritten – im Westen der Rhein, im Osten die Donau. In diesem Gebiet sind ältere glaziäre Ablagerungen (prä-Riß) fast überall von jüngeren Schichten bedeckt.
- Im Osten ist der Vorfluter Donau durch den breiten Gürtel des Tertiär-Hügellandes vom Vereisungsgebiet getrennt. Die glazifluvialen Ablagerungen sind auf vergleichsweise schmale Flusstäler beschränkt, in denen nur Ablagerungen der jüngeren Eiszeiten erhalten geblieben sind.
- Im zentralen Gebiet zwischen Riß und Lech sind dagegen flächenhaft alteiszeitliche Schotter abgelagert worden. Mehrfache Verlagerungen der Abflussrichtung haben dazu geführt, dass in unterschiedlicher Höhe Schotterfelder einer Reihe von Vereisungen nebeneinander erhalten geblieben sind. Hier wurde von Penck (1882) nicht nur die Mehrgliedrigkeit der eiszeitlichen Ablagerungen nachgewiesen; in den Schotterfeldern des Riß-Iller-Mindel-Gebietes wurde auch das System der vier alpinen Vereisungen (Günz, Mindel, Riß und Würm) aufgestellt (Penck 1899, Penck & Brückner 1901/1909):

Hier konnten später zusätzlich die Ablagerungen von zwei älteren Kaltzeiten (Donau- und Biber-Kaltzeit)

Tab. 2.3 Eiszeiten und Schotterfelder im Riß-Iller-Mindel-Gebiet.

Schotterfeld	Eiszeit
Hochfeld (Böhener Feld)	Günz-Eiszeit
Grönenbacher Feld	Mindel-Eiszeit
Hitzenhofer Feld	Riß-Eiszeit
Memminger Feld	Würm-Eiszeit

identifiziert werden (Eberl 1930, Schaefer 1956). Die Umgebung von Memmingen ist bis heute ein Schlüsselgebiet für die alpine Quartärstratigraphie.

Wo die alpine Quartärstratigraphie über die Vereisungsgrenzen hinausgeht, ist sie wegen des starken Überwiegens von Schmelzwasserablagerungen weitgehend eine Schotterstratigraphie. Dabei wird unterstellt, dass jede Schotterterrasse einer Vergletscherung entspricht, auch wenn keine direkte Beziehung zu Gletscherablagerungen besteht. Van Husen (1983) wies darauf hin, dass die Aufschotterung bereits lange vor der eigentlichen Vergletscherung im Zuge der Klimaverschlechterung einsetzte. Der Rückgang der Vegetation führte zu verstärkter Abtragung und zu einer Überfrachtung der Flüsse, die zu einer Aufhöhung der gesamten Talsohle führte. Dies zeigt sich unter anderem daran, dass es auch in den nicht vergletscherten Alpentälern zeitgleich zur Aufschüttung entsprechender Schotterterrassen gekommen ist (Draxler und van Husen 1989). Hierzu gehören die mächtigen Terrassensedimente des Inntales bei Innsbruck, die sogar bis in die Seitentäler hineinreichen. Die Genese der meisten Schotterkörper wurde bisher nicht genauer untersucht (Fiebig & Preusser 2008).

Ein Problem besteht darin, die einzelnen Schotterkörper bestimmten Eisvorstößen zuzuordnen. Nicht immer ist es leicht, eine Beziehung zwischen einem Schotterkörper und einer Endmoräne herzustellen. Das gilt auch für die Inntal-Terrasse bei Innsbruck. Da sie zum Teil von Grundmoräne überlagert wird, kann sie nicht beim Abschmelzen der jüngsten Vereisung entstanden sein. Die Datierung der über 100 m mächtigen Bändertone von Baumkirchen (östlich von Innsbruck) hat schließlich geklärt, dass die Terrasse in der letzten Kaltzeit, und zwar vor dem Würm-Maximum aufgeschüttet worden ist (Fliri 1973).

Solange man glaubte, dass der Alpenraum lediglich von vier großen Vereisungen betroffen worden war, konnte die Morphostratigraphie in den meisten Fällen den an sie gestellten Anforderungen gerecht werden. Heute werden in steigendem Maße litho- und biostratigraphische Methoden zur Untergliederung des Alpenquartärs herangezogen, wobei paläomagnetische Untersuchungen wesentlich zur altersmäßigen Einstufung der Sedimente beitragen können. Sie sind jedoch nur an wenigen Stellen einsetzbar, da geeignete feinkörnige, ausreichend magnetisierte Sedimente vergleichsweise selten vorkommen. Moderne Untersuchungsmethoden wie die Optisch Induzierte Lumineszenz (OSL) und Altersbestimmung mit Hilfe kosmogener Isotope helfen bei der Datierung der Ablagerungen.

2.5.1 Alte Vereisungsspuren

Die quartären Ablagerungen des Alpenraumes sind nirgendwo vollständig erhalten geblieben. Das Grundgerüst der stratigraphischen Untergliederung muss daher aus verschiedenen Teilräumen zusammengesetzt werden, wobei in vielen Fällen fehlende Altersbestimmungen die Zuordnung erschweren. Hinweise auf frühe Kaltzeiten sind seit langem aus dem Bereich der italienischen und französischen Alpen bekannt. In beiden Gebieten hat sich im oberen Pliozän ein abrupter Wechsel von feinkörniger Sedimentation zur Ablagerung grober Kiese und Konglomerate vollzogen. Dieser Wechsel im Sedimentationsmilieu könnte durch Tektonik oder aber als Folge einer Klimaänderung erklärt werden (Billard & Orombelli 1986).

Im intramontanen Becken von Leffe oberhalb von Bergamo in der Lombardei wurde bereits von Taramelli (1898) altquartäre Schieferkohle beschrieben. Das sind schwach inkohlte, stark gepresste ehemalige Torfe. Die über 100 m mächtigen Ablagerungen mit Säugetierresten sind eingehend untersucht worden. Die Schichtenfolge von Leffe wurde von Muttoni et al. (2007) neu bearbeitet. Sie konnten 18 Klima-Zyklen nachweisen, in denen jeweils ein Wechsel von warmgemäßigtem und kühlem Klima stattfand. Die paläomagnetisch grob datierte Schichtenfolge reicht von etwa 1,94 Millionen Jahren bis etwa 780.000 Jahren vor heute (MIS 22). Zu dem Zeitpunkt stießen die Alpengletscher im Serio-Tal zum ersten Mal bis etwa 5 km oberhalb von Leffe vor. Ausgedehnte Vereisungen hat es demnach erst seit dem Mittelpleistozän gegeben.

In der Schweiz sind dagegen Spuren älterer Vereisungen gefunden worden. Da gibt es zunächst einmal die sogenannten Wanderblöcke, erratische Blöcke ohne erhalten gebliebene zugehörige glazigene Ablagerungen, die im nordwestlichen Jura gefunden worden sind (Hantke 1978). Die Blöcke stammen überwiegend aus dem südwestlichen Schwarzwald. Der Südrand der Verbreitung dieser Blöcke, entlang einer Linie Grellingen – Fehren – Himmelsried – Hölstein – Tenniken – Olten, könnte nach Hantke die Südgrenze einer altpleistozänen Schwarzwald-Vergletscherung darstellen. Wahrscheinlicher handelt es sich jedoch um fluvial transportierte Blöcke aus dem Altquartär bis Pliozän.

Die ältesten sicher kaltzeitlichen Ablagerungen der Schweiz sind die sogenannten Deckenschotter. Sie sind möglicherweise älter als ursprünglich angenommen wurde (Schlüchter 1988). In der Nordostschweiz

handelt es sich dabei um relativ hoch gelegene Schotter-„Decken“, die durch nachträgliche Zerschneidung schichtstufenartig herauspräpariert worden sind. Diese Sedimentkörper werden traditionell in „Untere“ und „Obere“ Deckenschotter untergliedert und dem „Günz“ und „Mindel“ der klassischen alpinen Eiszeit-Stratigraphie Pencks zugeordnet. Sie enthalten Hinweise auf glazifluviale, fluviale und glazigene Ablagerungsbedingungen. Die ursprüngliche Deckenschotterlandschaft ist durch nachträgliche Erosion und Verwitterung weitgehend zerstört worden, so dass das Ausmaß dieser frühen Vergletscherung unbekannt ist. Fest steht jedoch, dass die Eisvorstöße, deren Schmelzwässer diesen Schichtkomplex abgelagert haben, weiter gereicht haben als der maximale letztglaziale Eisvorstoß. Auf dem Belchen-Plateau wird der Deckenschotter von einer Schwemmlössfolge mit eingeschalteten Schottern überlagert. Das insgesamt 37 m mächtige Verwitterungsprofil enthält eine Reihe von eingeschalteten Paläoböden. Schlüchter (1988) schätzt, dass für diese Bodenbildung insgesamt eine Zeitspanne von mehr als 1,5 Millionen Jahren erforderlich war. Wieweit bereits vorverwittertes Material an der Ablagerung beteiligt gewesen ist, lässt sich jedoch nicht abschätzen.

Abb. 2.6 Aufschluss Thalgut im Aaretal (südlich von Bern, Schweiz). Im oberen Teil der Grube aufgeschlossen: Rotachewald-Diamikton über den Oberen Münsinger Schottern. Aufnahme: Christian Schlüchter.

Zwischen der flächenhaften Ablagerung der Deckenschotter und der teilweisen Verfüllung der übertieften Täler und Tröge des Schweizer Alpenvorlandes, wie man sie aus den letzten vier Vereisungen kennt, liegt nicht nur ein erheblicher Umschwung der morphogenetischen Bedingungen, sondern auch eine Zeitlücke. Die Einschneidung der tiefen Täler ist nach der Aufschüttung der Deckenschotter erfolgt. Sie wird mit einer Hebung der Nordostschweiz in Zusammenhang gebracht. Die Einschneidung erfolgte regional unterschiedlich. Besonders intensiv und ausgedehnt war sie in den zentralen und westlichen Teilen des Schweizer Mittellandes. Ein zweiter Entwicklungsschritt war der erneute Umschwung von der Erosion zur Akkumulation in den Haupttälern des Alpenvorlandes. Schlüchter (1989a) spricht in diesem Zusammenhang von einer „Mittelpleistozänen Wende“. Eine derartig krasse „morphologische Wende“ lässt sich im süddeutschen und im österreichischen Alpenvorland nicht nachweisen.

Im süddeutschen Alpenvorland ergaben sich bereits früh erste Hinweise darauf, dass es mehr als die vier von Penck & Brückner (1901/09) ausgewiesenen Alpenvereisungen gegeben haben könnte. Eberl (1930) wies im Iller-Lech-Gebiet alte, hoch gelegene Schotter nach, die er als Ablagerungen einer „Donau-Eiszeit“ ansah und die er vor die Günz-Eiszeit Penck und Brückners stellte. Schaefer fügte später (1956) noch eine weitere „Biber-Eiszeit“ hinzu (basierend auf Schottervorkommen am Staufenberg und in der Aindlinger Terrassentreppe östlich des Lech), die zeitlich vor der „Donau-Eiszeit“ gelegen hat. Die Begriffe Biber und Donau haben sich als chronostratigraphische Bezeichnungen für das älteste Quartär durchgesetzt. Dass es sich bei den Schottern um glazifluviale Ablagerungen handelt, ist jedoch nicht bewiesen.

Bei den Ablagerungen der Biber-Kaltzeit handelt es sich um Schotterablagerungen, bei deren Aufschüttung ein mehrfacher Wechsel von fluvialer Erosion und Akkumulation stattgefunden hat (Becker-Haumann 1998). Die Ablagerungen der nächstjüngeren Donau-Kaltzeit sind ebenfalls in mehreren Phasen aufgeschüttet worden. Da zwischen den Ablagerungen der Biber-Kaltzeit und der Donau-Kaltzeit nirgendwo interglaziale Ablagerungen gefunden worden sind, sieht es so aus, als gingen die Schichten

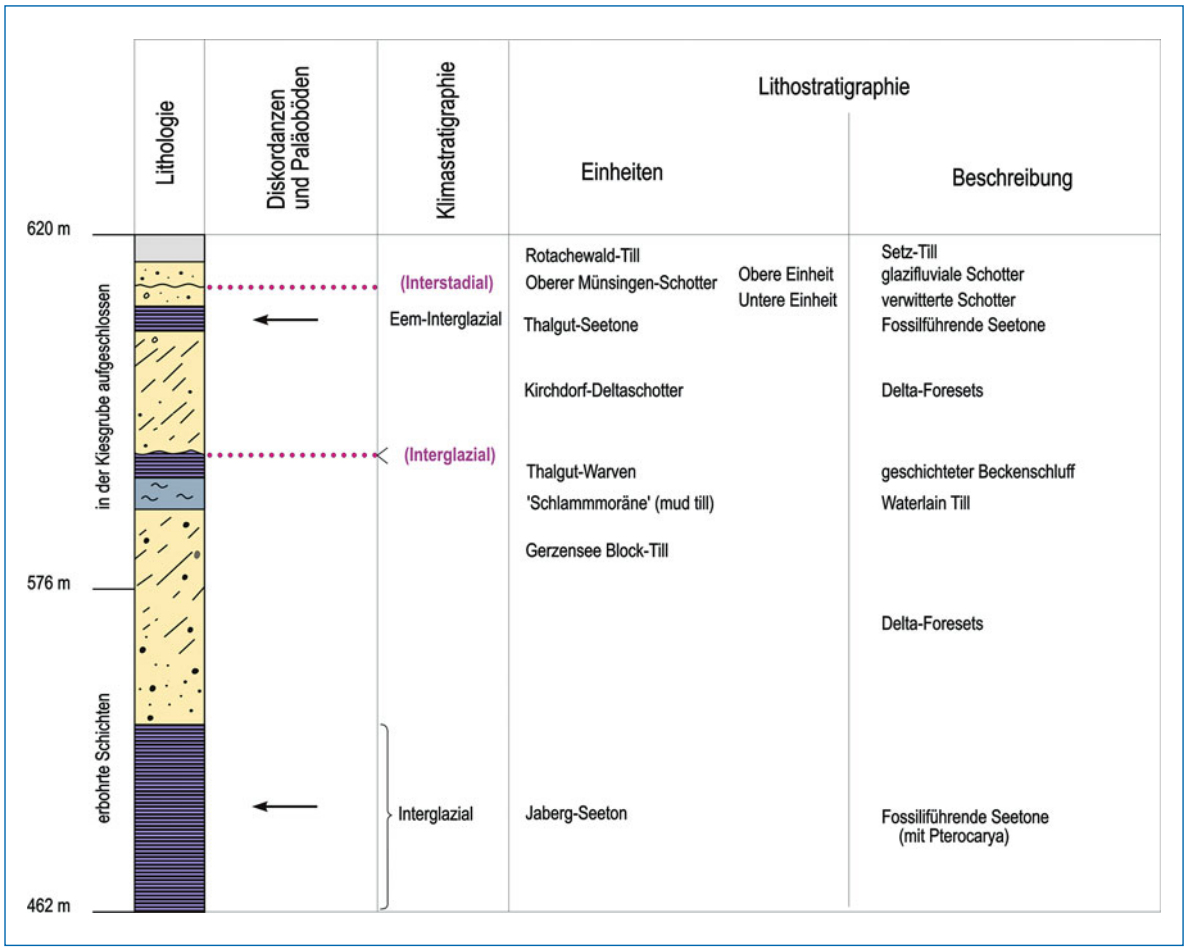


Abb. 2.7 Schematisches Profil des Aufschlusses Thalgut (nach Schlüchter 1989b).

ineinander über. Im Zeitabschnitt zwischen der Aufschüttung der Donau-Schotter und der Günz-Kaltzeit fand dagegen eine ausgeprägte Erosionsphase statt. In dieser Zeit sind die warmzeitlichen Ablagerungen des Uhlenberg-Interglazials entstanden, das einem der Interglaziale des Bavel-Komplexes der niederländischen Stratigraphie entsprechen dürfte.

2.5.2 Günz

Das Günz umfasst nach neueren Erkenntnissen die Ablagerungen von drei Kaltzeiten. Die älteren Teile dieses Günz-Komplexes sind revers magnetisiert. Die Mehrheit der Ablagerungen scheint jedoch jünger als die Brunhes-Matuyama-Grenze zu sein. Lediglich im Grenzbereich zwischen Iller- und Wertachgletscher sind bisher Endmoränen nachgewiesen worden. Hier sind offenbar die Gletscher einer Günz-Eiszeit weiter ins Vorland vorgestoßen als anderswo (Habbe 2007).

Während die relative Abfolge der Schotterterrassen unstrittig ist, ist die zeitliche Einstufung der verschiedenen frühen Kaltzeiten außerordentlich problematisch. Erste Versuche, mit Hilfe kosmogener Nuklide die ältesten Schotter zu datieren, haben für die untersuchten Günz-Schotter südlich von Memmingen ein Alter von 2,35 Millionen Jahren ergeben, für die Mindel-Schotter ein Alter von 680 000 Jahren (Häuselmann et al. 2007).

2.5.3 Haslach

Die genaue Zahl der Eiszeiten vor dem Riß ist ungewiss. Bereits 1952 hatte Schädel im württembergi-

schen Rottal (südlich Ulm) den Jüngeren Deckenschotter der Mindel-Eiszeit Penck & Brückners (1901/09) in zwei getrennte Schotterkörper untergliedert. Schreiner & Ebel (1981) haben im Rahmen detaillierter Untersuchungen festgestellt, dass der im Wurzelbereich westlich, etwa 10 m höher gelegene Haslacher Schotter einen deutlich niedrigeren Kristallingehalt aufweist als der tiefer gelegene (jüngere) Tannheimer Schotter. Sie weisen den Haslacher Schotter einer neu ausgegliederten Haslach-Eiszeit zu, die von günzzeitlichen Ablagerungen durch einen fossilen Boden und von der Mindel-Kaltzeit durch das von Göttlich & Werner (1974) beschriebene Interglazial von Unterpfauzenwald getrennt ist. Das Pollendiagramm zeigt vorwiegend Nadelwald mit hohen Anteilen von Fichte und Tanne. Zusätzlich zu Buche und *Pterocarya* treten nach neuen, unveröffentlichten Untersuchungen auch *Ostrya* (Hopfenbuche) und *Tsuga* (Hemlocktanne) auf, wodurch ein relativ warmes, niederschlagsreiches Klima belegt wird und eine altersmäßige Einstufung älter als Holstein anzunehmen ist (Bibus et al. 1996).

Das Haslach ist bisher nur an seiner Typlokalität im nordöstlichen Rheingletschergebiet nachgewiesen worden. Es ist jedoch denkbar, dass auch im Iller-Lech-Gebiet Schmelzwassersedimente des Haslach anstehen (Becker-Haumann 2002). Da das Alter der Moränenablagerungen und der Schotter nicht gesichert ist, ist die Abgrenzung des Haslach von den Ablagerungen der Mindel-Kaltzeit problematisch.

2.5.4 Mindel

Die Jüngeren Deckenschotter des Mindeltales und deren Verzahnung mit Moränen nördlich von Obergünzburg haben seinerzeit den Anlass dafür gegeben, dass Penck die zweite Eiszeit als Mindel-Eiszeit bezeichnet hat. Die Endmoränen der Mindel-Eiszeit sind südlich von Memmingen gut ausgebildet. Hierzu gehört der Endmoränenzug von Brandholz-Manneberg. Während im Westen keine Fortsetzung der Endmoräne festzustellen ist, lassen sich die Moränen im Osten bis nach Obergünzburg verfolgen (Habbe 1986a).

Östlich des Lechs reichen die mindelzeitlichen Jüngeren Deckenschotter selten über die Altmoränengebiete hinaus. Jüngere Deckenschotter mit „geologischen Orgeln“ finden sich z. B. im Isartal südlich von München, im Mangfalltal, im Bereich des Inngletschers und des Salzachgletschers. Die Abfolgen im Isartal sind außer von Penck & Brückner (1901/09) zum Beispiel von Jerz (1987) beschrieben worden. Die Vorkommen im Mangfalltal sind von Grottenthaler (1985) neu aufgenommen worden. Auch im östlichen Teil des süddeutschen Alpenvorlandes sind mindelzeitliche Oberflächenformen im Rahmen morphologischer Untersuchungen auskartiert worden (Inn-Chiemseegletscher; Troll 1924). Die Kartierungen von Eichler & Sinn (1974) und Grimm et al. (1979) im westlichen und nordwestlichen Teil des Salzachgletscher-Gebietes schließen sich an die von Weinberger (1950) im Ostteil des Salzachgletschers durchgeführten Untersuchungen an.

Die altersmäßige Einstufung des Mindel ist umstritten. In Baden-Württemberg wird es – zusammen mit dem Haslach – in das Matuyama-Chron gestellt (also älter als 780 000 Jahre), während es in Bayern innerhalb des Brunhes-Chron liegt (in Bayern liegt das Günz im Übergangsbereich Matuyama-Brunhes). In Baden-Württemberg wird zusätzlich ein Hoßkirch ausgewiesen, das zwischen Mindel und Holstein liegt und altersmäßig damit dem bayrischen Mindel entspricht.

2.5.5 Mindel-Riß-Interglazial

Das Mindel-Riß-Interglazial, das dem norddeutschen Holstein entspricht, ist durch die deutliche Anwesenheit von *Pterocarya* (Flügelnuss), *Fagus* (Buche) und *Buxus* (Eibe) gekennzeichnet. Es gibt zwei gesicherte Vorkommen, auf die diese Bedingung zutrifft: das Profil Samerberg 2 (Grüger 1983) und das Profil Thalgut in der Schweiz (Abb. 2.6 und 2.7; Welten 1988). Das Interglazial von Meikirch wird heute auf Grund seiner abweichenden Vegetationsabfolge und auf Grund von Lumineszenz-Datierungen als jünger eingestuft (Preusser et al. 2005).

2.5.6 Riß

Als die Gletscher nach dem Mindel-Riß-Interglazial erneut vorstießen, fanden sie bereits ein Relief vor, das von früheren Eisvorstößen geprägt war. Am Alpenrand existierten bereits Zungenbecken. Doch die Gletscher stießen im Riß in vielen Gebieten weiter in das Alpenvorland vor als je zuvor. Die größte Vergletscherung im Bereich des Emmentales (Schweiz) wird heute auf Grund von U/Th-Datierungen der zugehörigen Höhenschotter mit dem MIS 6 (Riß) parallelisiert (Preusser 2010).

Im Bereich des Rheingletschers wird das Riß in zwei oder drei Eisvorstöße untergliedert. Die Ablagerungen des Älteren Riß zeichnen sich durch intensivere Verwitterung aus. Sie unterlagern im Rißtal und in den Nachbartälern Ablagerungen des Mittleren Riß, von denen sie durch Schotter getrennt sind. Das Ausmaß der zwischengeschalteten Gletscherschwankung lässt sich bisher nicht abschätzen. Die Verwitterungsunterschiede sprechen dafür, dass es sich zumindest um ein Interstadial gehandelt haben dürfte. Die Verbreitung der Grundmoränen dieses ersten Eisvorstoßes ist auf einzelne zungenförmige Vorstöße beschränkt.

Das Mittlere Riß ist im östlichen Bereich des Rheingletschers (zwischen Biberach und Leutkirch) durch einen Endmoränen-Doppelwall begrenzt. Schreiner (1989) und Ellwanger (1990) sprechen in diesem Zusammenhang vom „Doppelwall-Riß". Bei den Endmoränen handelt es sich in der Regel um kiesige Stauchmoränen von 10–30 m Höhe, die im östlichen Randbereich des Rheingletschers in 1–3 km Abstand die Grenze des Mittleren Riß bilden.

Das Jüngere Riß ist umstritten. Seine Endmoräne ist vergleichsweise lückenhaft ausgebildet. Im östlichen Randbereich des ehemaligen Rheingletschers gehören dazu die Moränenwälle nördlich Ingoldingen und südlich Eberhardzell. Die zugehörigen Schotterfelder sind im Rißtal und im Umlachtal (bis nördlich Warthausen) überwiegend der Erosion zum Opfer gefallen (Schreiner 1992).

Ältere, vermutlich rißzeitliche Moränen sind auch aus Bayern aus dem Bereich jenseits der klassischen Riß-Endmoränen bekannt. Untersuchungen der Verwitterungsprofile lassen nicht ausschließen, dass die beiden Riß-Ablagerungen durch eine Phase warmen Klimas, möglicherweise sogar ein Interglazial, voneinander getrennt sind (Bibus & Kösel 1987, Miara 1995).

Im Bereich des Salzachgletschers, des Traungletschers und im oberösterreichischen Kremstal sind Riß-Moränen auskartiert worden. Selbst im inneralpinen Raum sind zum Teil Ablagerungen der vorletzten Eiszeit erhalten geblieben. So konnten in den engen Tälern von Steyr und Enns Moränen der Riß-Eiszeit nachgewiesen werden. Eine Untergliederung in einzelne Vorstöße oder Stadien ist hier nicht vorgenommen worden. Einen Überblick über den Kenntnisstand bietet van Husen (2004).

Die stratigraphische Stellung der alpinen Riß-Eiszeit ist zumindest in Teilbereichen des Vereisungsgebietes noch unsicher. Weder die genaue Ausdehnung der Gletscher noch die Zahl der Eisvorstöße oder ihre altersmäßige Einstufung lassen sich zurzeit mit Sicherheit angeben. Lumineszenz-Datierungen an „Riss-Schottern" aus dem Raum Ingolstadt haben zum Beispiel ergeben, dass ein Teil der Ablagerungen offenbar jünger ist als vermutet (zwischen 90 000 und 60 000 Jahre) und demnach ins Frühwürm zu stellen ist (Fiebig & Preusser 2003). Daraus wird deutlich, dass eine Parallelisierung des klassischen „Riß" oder von Teilen davon mit der Saale-Vereisung Nordeuropas nicht ohne weiteres möglich ist.

2.5.7 Riß/Würm-Interglazial (Eem)

Warmzeitliche Ablagerungen sind aus dem Alpenraum bereits seit dem vorigen Jahrhundert bekannt. Zu den ersten als warmzeitlich eingestuften Ablagerungen des Alpenraumes zählten die sogenannten Schieferkohlen. Diese schwach inkohlten Bildungen finden sich an zahlreichen Stellen im Alpenraum. Sie sind vielfach Teil einer Folge von Ablagerungen, die mit Seesedimenten (Tonen, Schluffen, z. T. Seekreiden) einsetzt und schließlich bei Verlandung des Sees zur Ablagerung einer Serie von schwach sandigen Tonen mit eingeschalteten Torfen geführt hat, die später zu meist dünnen Lagen von Kohle zusammengepresst worden sind. Bei Großweil und auch Pfefferbichl (Oberbayern) haben sich in Schieferkohlen Ablagerungen einer Warmzeit palynologisch nachweisen lassen, die von den meisten Bearbeitern mit der Eem-Warmzeit parallelisiert wird.

In Süddeutschland hat Beug (1972) das Eem-Interglazial von Zeifen in der Nähe von Laufen an der Salzach untersucht; wenig später folgte seine Bearbeitung des Profils von Eurach am Starnberger See (Beug 1979). Zu den weiteren palynologisch untersuchten Eem-Profilen gehört das Vorkommen von Füramoos (Müller 2001). Das bestuntersuchte Pollenprofil aus dem Alpenraum, das die letzte Warmzeit und drei Weichsel-Interstadiale umfasst, ist das Profil von Samerberg in Bayern, südöstlich von Rosenheim (Grüger 1979). Die Vegetationsabfolge entspricht im Prinzip den norddeutschen Eem-Vorkommen. Der montane Charakter der Lokalität wird durch den hohen Anteil an Fichtenpollen im Diagramm ausgedrückt. *Picea* (Fichte) erscheint früh und erreicht rasch einen dominierenden Anteil am Baumpollengehalt. Nach einem kurzen, ausgeprägten *Taxus*-Maximum folgt die Einwanderung von *Abies* (Tanne) und *Carpinus* (Hainbuche). Am Ende des Interglazials verschwinden alle drei Arten wieder und werden von Pinus (Kiefer) ersetzt. In dem niedriger gelegenen Eem-Vorkommen von Zeifen sind die

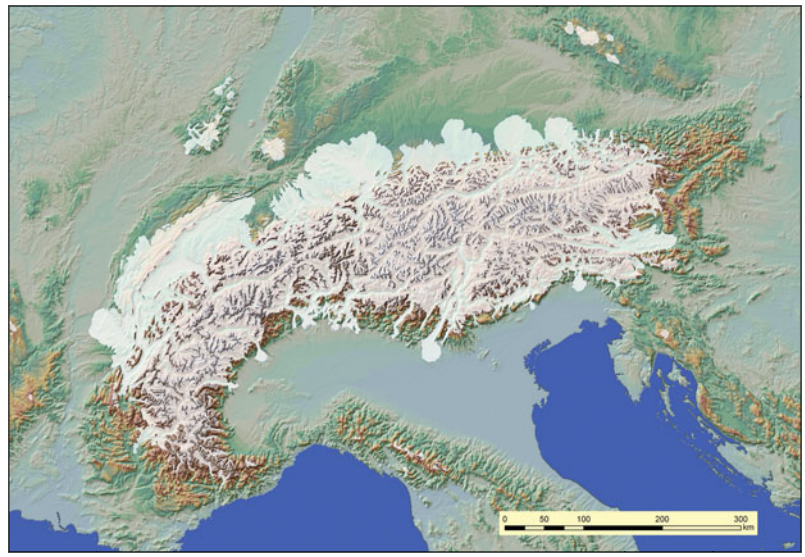


Abb. 2.8 Die maximale Vereisung der Alpen in der Würm-Eiszeit.

montanen Arten *Picea* und *Abies* weniger stark vertreten, während *Carpinus* durchgehend dominiert (Grüger 1989).

In der Schweiz sind Ablagerungen der letzten Warmzeit nicht selten. Unter anderem ist das letzte Interglazial in einer Reihe von Seeablagerungen erhalten geblieben. Innerhalb des letztglazialen Vereisungsgebietes gehören hierzu die Vorkommen von Meikirch, Thungschneit, Thalgut, Uster und Wildhaus. Außerhalb des Bereichs der jüngsten Vereisung liegen die Interglazialvorkommen von Niederweningen, Sulzberg und Gondiswil.

Am Nordufer des Mondsees (Österreich) war eine mächtige Abfolge limnischer Ablagerungen aufgeschlossen, die von Grundmoräne unter- und überlagert wurde. Palynologische Untersuchungen haben ergeben, dass die Seeablagerungen die letzte Warmzeit und vier Frühweichsel-Interstadiale umfassen. Die Vegetationsabfolge der Eem-Warmzeit entspricht dem Vorkommen vom Samerberg. Das Klimaoptimum ist durch einen Eichenmischwald gekennzeichnet, der reich an *Ilex* und *Taxus* gewesen ist. Das deutet darauf hin, dass die Jahresmitteltemperatur im Eem etwa 2–3 °C höher gewesen ist als während des

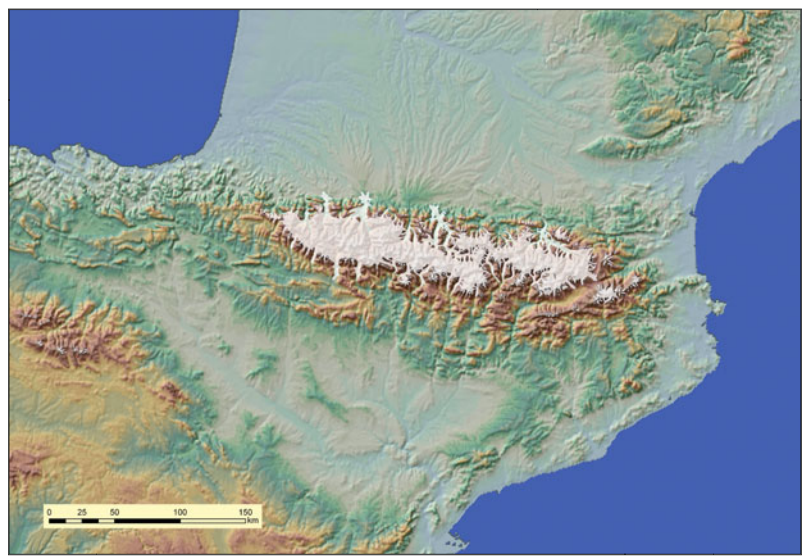


Abb. 2.9 Die maximale Vereisung der Pyrenäen in der Weichsel-Eiszeit.

holozänen Klimaoptimums. Am Ende des Eem kam es wie in Norddeutschland zur völligen Entwaldung. Die Frühweichsel-Interstadiale sind durch die Wiederausbreitung eines Waldes charakterisiert, der durch *Picea* und in geringerem Masse durch *Quercus* (Eiche) und *Taxus* (Eibe) dominiert wird (Drescher-Schneider 2000).

2.5.8 Würm

In vielen Gebieten der Schweiz, in denen die äußeren Randlagen der letzten Vereisung deutlich ausgeprägt sind, ist von früheren Bearbeitern ein weiter auswärts gelegenes System von Würm-Endmoränen kartiert worden. In Meikirch ist jedoch oberhalb der Eem-Ablagerungen nur ein einziger Gletschervorstoß nachgewiesen. Dasselbe gilt für Gossau bei Zürich. Auf Grund der stratigraphischen Untersuchungen in Thalgut, Jaberg, Thungschneit und Cossonay kann gesagt werden, dass die letzte Kaltzeit in der Schweiz durch zwei größere Eisvorstöße repräsentiert wird, deren Gletscher sich jeweils bis in das Alpenvorland erstreckt haben. Der ältere Eisvorstoß hat dabei jedoch weniger weit gereicht als der jüngere. Die Profile von Gossau und am Walensee belegen, dass zwischen beiden Eisvorstößen von 60 000–28 000 vor heute eine eisfreie Periode anzunehmen ist (Schlüchter 2004). Bei Wangen an der Aare konnte ein erratischer Block auf der Würm-Moräne mittels kosmischer Nuklide auf 20 100 ± 1000 Jahre vor heute datiert werden (Ivy-Ochs et al. 2004). Auch in den französischen Alpen hat sich der Hauptvorstoß der Würm-Vereisung um etwa 20 000 vor heute ereignet (Buoncristiani & Campy 2004).

Im Gegensatz zu den Ergebnissen aus der Schweiz zeigen die Befunde von Samerberg (Bayern) und Mondsee (Österreich) jeweils zwischen unstrittigen Ablagerungen der Eem-Warmzeit und den Hangendmoränen des Hochwürm (ca. 20 000 vor heute) eine ununterbrochene Folge von Seesedimenten. Auch van Husen (1977) hat im Trauntal nur die Spuren eines einzigen Würm-Eisvorstoßes gefunden. Es gibt hier keine Hinweise auf einen Eisvorstoß während des Frühwürm. Der Hauptvorstoß der letzten Vereisung begann um etwa 25 000 bis 24 000 vor heute und erreichte sein Maximum um 20 000 vor heute (van Husen 2004).

Innerhalb der Lössablagerungen des Alpenvorlandes finden sich an zahlreichen Stellen fossile Böden. Über dem Boden der letzten Warmzeit folgen humose Zonen aus dem Frühwürm, kräftige Nassböden und Verbraunungszonen aus dem Mittleren Würm und schwache Nassböden und initiale Verbraunungszonen aus dem Oberen Würm. Die Bodenprofile sind durch Gleymerkmale gekennzeichnet und lagenweise (meist nur bis in geringe Tiefe) entkalkt. Meist lassen sich zwei bis drei solcher vergleyten Zonen ausgliedern, die nicht selten Eiskeile und Kryoturbationen aufweisen (Jerz 1982). Weiter nordwärts, in Richtung Donau, haben sich unter trockenerem Klima weitgehend entkalkte „Braune Tundraböden“ entwickelt (Brunnacker 1957). Neue Untersuchungen im Vorfeld des Salzach-Gletschers haben gezeigt, dass auch der Löss des Hochglazials unter relativ feuchten Bedingungen abgelagert wurde und eher alluvialer als äolischer Entstehung ist (Starnberger et al. 2009).

Das bekannteste Vorkommen würmzeitlicher Ablagerungen aus der Zeit vor dem hochglazialen Gletschermaximum sind die Bändertone von Baumkirchen, zwölf Kilometer östlich von Innsbruck (Fliri 1973). Bei ihrer Ablagerung hatte sich das Klima bereits deutlich verschlechtert; in der Umgebung des Sees herrschte eine Strauchtundra vor. Die über 100 m mächtigen jahreszeitlich geschichteten Tone werden hier von etwa 70 m mächtigen Vorstoßschottern überlagert, die an der Geländeoberfläche von einer mächtigen Grundmoräne bedeckt sind. Die Bändertone sind unter gleichmäßigen Sedimentationsbedingungen in einem flachen See abgelagert worden, wie sich durch Spurenfossilien von Fischen auf den Schichtflächen nachweisen lässt. Die Sedimentationsrate war durchweg hoch; im Mittel betrug sie etwa 5 cm/Jahr (Bortenschlager & Bortenschlager 1978). Radiokarbondatierungen von Holz (*Pinus*, *Alnus* und *Hippophaë*) aus den Bändertonen ergaben Alter zwischen 31 600 ± 1300 und 26 800 ± 1300 Jahren (Fliri 1973).

Im Gegensatz zum skandinavischen Vereisungsgebiet, wo sich die Eismächtigkeit auf Grund der seltenen Nunatakker nur an wenigen Punkten festlegen lässt, kann man die Eishöhe im Falle des Eisstromnetzes der Alpen vor allem mit Hilfe von Erratika recht genau rekonstruieren.

Der Vorstoß der würmzeitlichen Gletscher im Hochglazial war zwar ein einheitlicher Eisvorstoß, er hat aber in zahlreichen kleineren Phasen eine Reihe von Endmoränen hinterlassen. Detaillierte geomorphologische Untersuchungen liegen aus verschiedenen Teilen des alpinen Vereisungsgebietes vor. Gut ausgeprägte Glaziale Serien finden sich an vielen Stellen – so z. B. bei Winterstettenstadt am Nordende des ehemaligen Rheingletschers und am Nordrand des ehemaligen Illergletschers südlich von Memmingen.

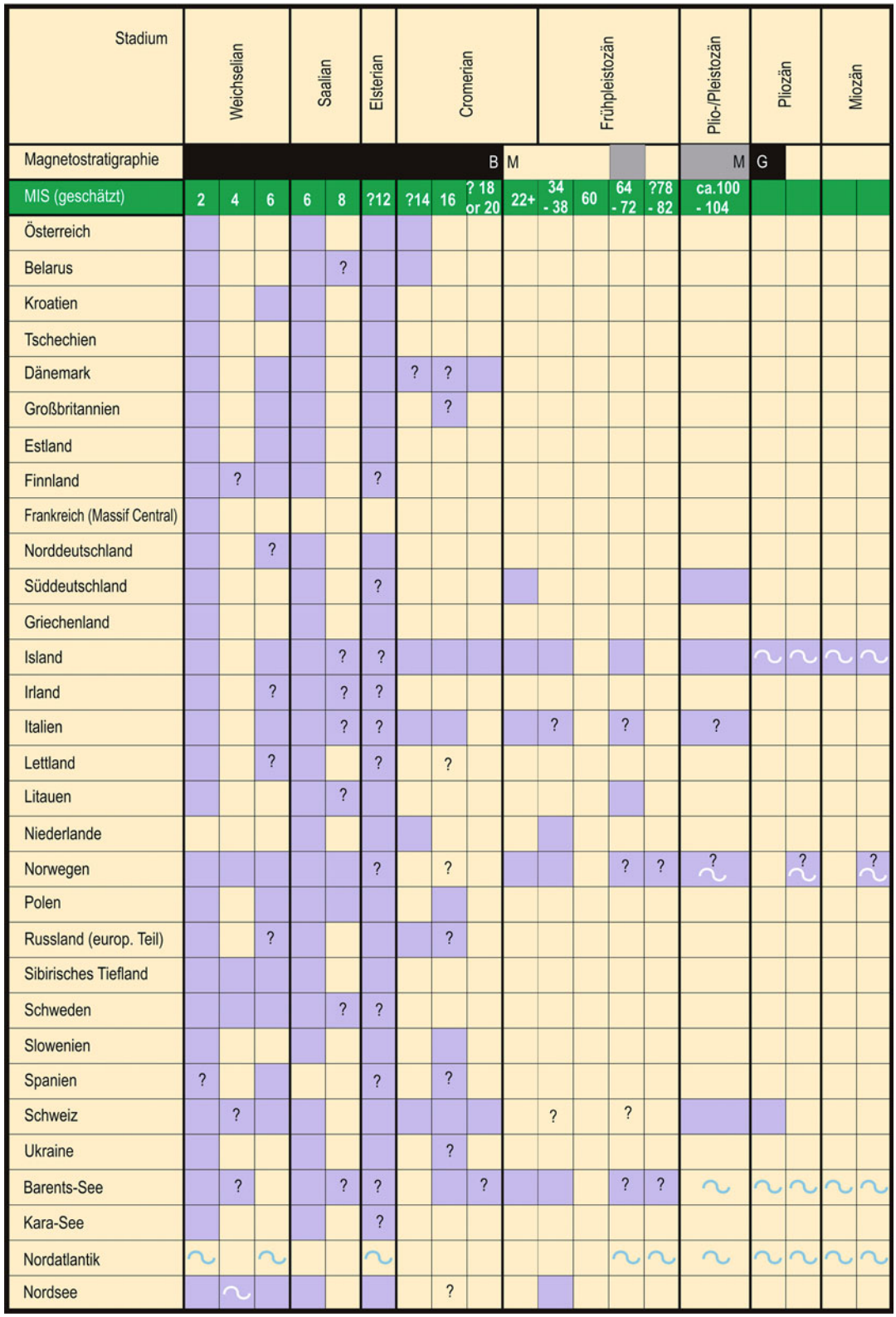


Abb. 2.10 a) Eiszeitliche Vergletscherungen in Europa. Violette Quadrate = Gletscherablagerungen; ? = fragliche Gletscherablagerungen; ~ = glaziomarine Ablagerungen; MIS = Marines Isotopen-Stadium (nach Ehlers & Gibbard 2008).

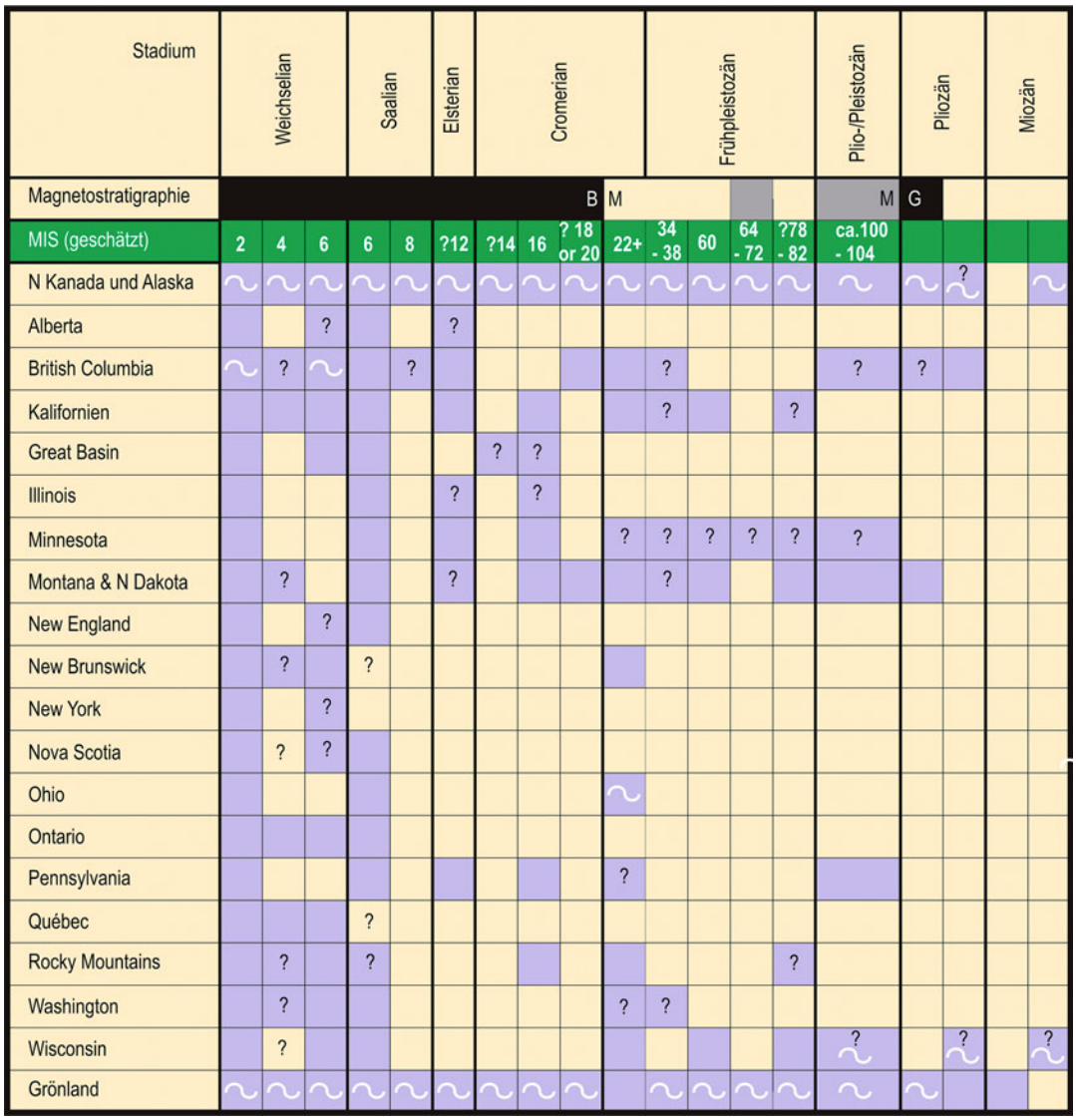


Abb. 2.10 b) Eiszeitliche Vergletscherungen in Nordamerika (nach Ehlers & Gibbard 2008).

Aus dem Randbereich des Illergletschers liegen Kartierungen der Eisrandlagen und der würmzeitlichen Entwässerung von Habbe (1986) und Ellwanger (1988) vor.

Während des Höchststandes der Würm-Vergletscherung ist es an verschiedenen Stellen des Eisstromnetzes zu Transfluenzen gekommen. So ist z. B. – ähnlich wie während der früheren Eiszeiten auch – Eis vom Inntal über den Fernpass und die Seefelder Senke nach Norden abgeflossen. Dies spiegelt sich im Geröll- und Geschiebebestand der entsprechenden Sedimente wieder. Im Vorland des Isar-Loisach-Vorlandgletschers wurden in der Fraktion 20–31,5 mm bis zu 35% Anteile an zentralalpinem Kristallin festgestellt. Im östlichen Randbereich des Gletscherlobus, dem Tölzer Gletscher, liegen die Gehalte dagegen zwischen 0 und 1%; hier hat es keine unmittelbare Eiszufuhr vom Inntal gegeben (Dreesbach 1985).

Den Randbereich des Salzachgletschers haben Grimm et al. (1979) und Ziegler (1983) bearbeitet. Spuren eines Frühwürm-Eisvorstoßes ließen sich nicht nachweisen. Im Vorland, bei Salzburg und Tittmoning, liegen zwei stark übertiefte Becken, die bis

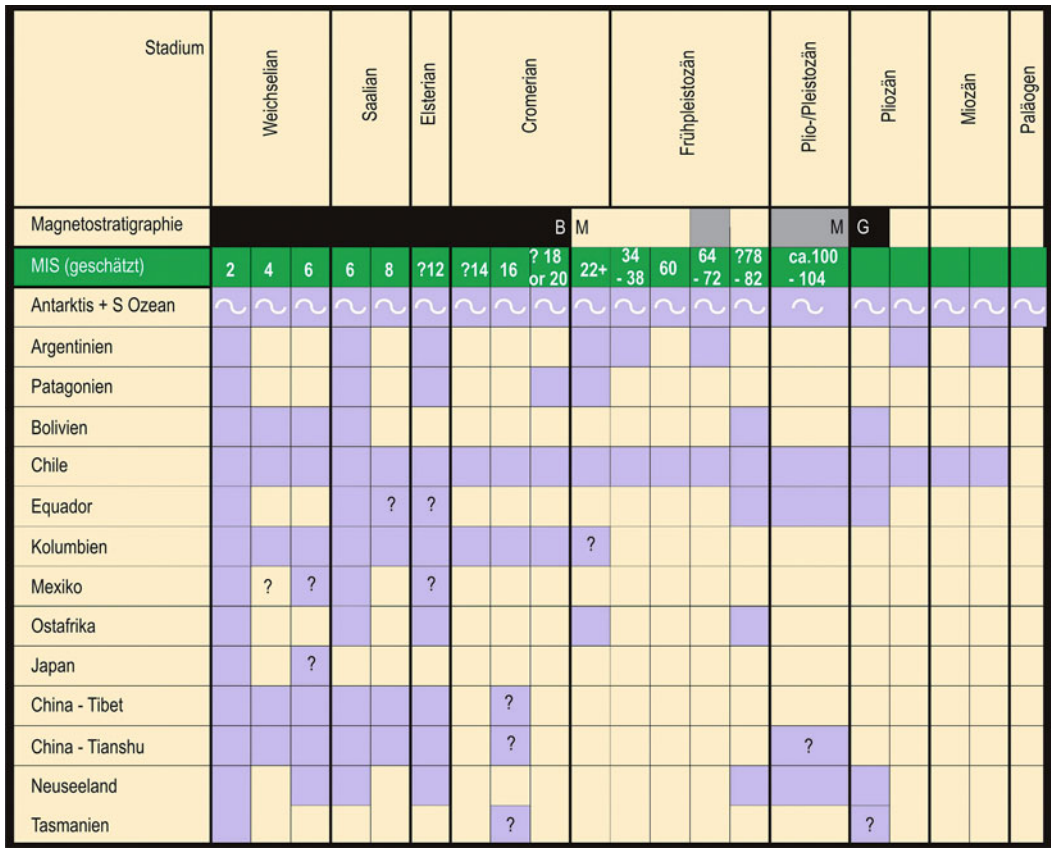


Abb. 2.10 c) Eiszeitliche Vergletscherungen in Südamerika, Afrika, Asien und Australien (nach Ehlers & Gibbard 2008).

zu über 200 m in den Untergrund eingetieft sind. Diese sind vollständig mit Sedimenten verfüllt worden. Der Salzach-Gletscher hat beim Abschmelzen eine große Zahl von Endmoränenwällen hinterlassen, hinter denen es zum Teil zum Aufstau von Seen gekommen ist, und die in der Ältesten Tundrenzeit nacheinander von den Schmelzwässern durchbrochen wurden. Bei der Ausbildung des spät- und postglazialen Entwässerungsnetzes wurden 4 bis 6 Terrassen aufgeschüttet, deren genaue zeitliche Einstufung im Einzelnen noch offen ist.

Aus Österreich liegen zahlreiche neuere Untersuchungen zum Ablauf der Würmeiszeit vor. Im Traun-tal hat van Husen (1977) eine detaillierte Bearbeitung der würmzeitlichen Ablagerungen vorgenommen und die Ausdehnung und morphologische Ausprägung der einzelnen Gletscherschwankungen rekonstruiert. Auch die würmzeitlichen Gletscherstände und Ablagerungen im oberen Ennstal sind von van Husen kartiert worden. Dabei konnte gezeigt werden, dass die Verbindung zwischen Ennsgletscher und Traungletscher unmittelbar nach dem Hochglazial abgebrochen ist. Für das untere Ennstal belegt eine Kartierung durch van Husen eine Dreiteilung der würmzeitlichen Schotterterrassen. Diese Schotterkörper lassen sich mit den Donauterrassen Kohls (1968) bei Linz verbinden. Auch aus Teilgebieten des Mur- und Draugletschers liegen vergleichbare Untersuchungen vor. Sowohl nördlich als auch südlich des Alpenhauptkammes war die Maximalausdehnung der würmzeitlichen Gletscher von einem länger andauernden Hochstand gefolgt, währenddessen das Eis einige hundert Meter hinter dem Maximalstand zurückgeblieben ist. Dieser Vorstoß hat eine morphologisch wesentlich deutlichere Endmoräne hinterlassen als der Maximalstand, und während dieses Gletscherstandes wurde auch der Hauptschotterkörper der würmzeitlichen Niederterrasse aufgeschüttet (van Husen 2004).

2.6 Norddeutschland und angrenzende Gebiete

Im Spättertiär hatte sich das Meer aus dem Nordwesteuropäischen Becken zurückgezogen, und seit dem frühen Miozän herrschte fluviale Ablagerung vor. Die Flüsse des fennoskandinavischen Schildes und der Baltischen Plattform im Norden und des Variszischen Gebirges im Süden transportierten klastische Sedimente in das Nordwesteuropäische und das Ostdeutsch-Polnische Becken. Eine Hebung der umliegenden Hochgebiete führte zu verstärkter Sedimentation innerhalb des Beckens (Ziegler 1982). Die Ablagerungen dieses Systems sind hellgraue bis weißlich gefärbte Quarzsande, in die Lagen von Ton und Braunkohle eingeschaltet sind. Der Kiesgehalt dieser Ablagerungen besteht überwiegend aus gut gerundeten Quarzen sowie einzelnen Quarziten und verkieselten Sedimentgesteinen – letztere vor allem ehemalige Kalksteine vom östlichen Fennoskandischen Schild und der Baltischen Plattform. Dieses „Baltische Flusssystem" folgte weitgehend dem Verlauf der heutigen Ostseesenke.

Das Baltische Flusssystem blieb während des Frühquartärs in Funktion. Entsprechende Ablagerungen sind vor allem aus dem südlichen Randbereich des Nordseebeckens bekannt. Ein großes Delta wurde in die Nordsee geschüttet (Westerhoff 2009). Die Vorkommen der Flussablagerungen erstrecken sich vom Bremer Raum bis in die Niederlande. Sie enthalten Lydite aus den Mittelgebirgen sowie große Blöcke, die durch Treibeistransport aus dem östlichen Ostseeraum antransportiert worden sein können (Gripp 1964). Auch die „Loosener Kiese" in

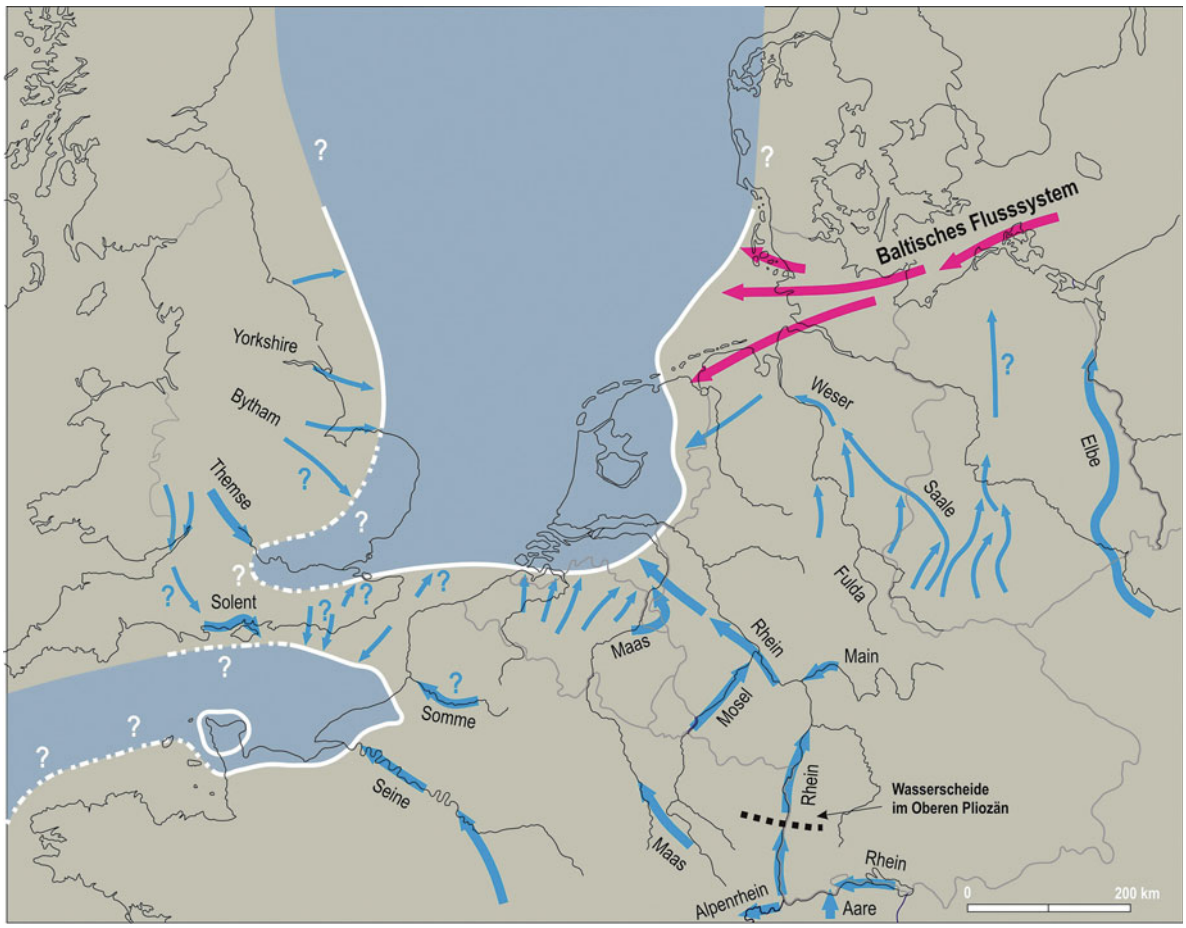


Abb. 2.11 Schematische paläogeographische Rekonstruktion des Entwässerungssystems für die Zeit Reuver bis Tegelen (Spätpliozän bis Frühpleistozän). Die Ostsee existierte noch nicht. Weser und Elbe waren Nebenflüsse des Baltischen Flusssystems. Der Alpenrhein floss zunächst noch in die Rhône, fand aber im jüngsten Pliozän Anschluss an den Oberrhein (nach Gibbard 1988).

Abb. 2.12 Sandscholle im Kaolinsand auf Sylt, Braderup. Die Scholle kann nur in gefrorenem Zustand transportiert worden sein, da sonst der lockere Sand sofort auseinander gefallen wäre.

Mecklenburg werden als Ablagerungen dieses Flusssystems angesehen (von Bülow 2000).

Hinweise auf ein kaltes Klima und auf damit zusammenhängende Frosterscheinungen in Nordwesteuropa finden sich bereits im Miozän. Scharfkantige Verkieselungen in den miozänen Braunkohlensanden von Besenhorst bei Geesthacht könnten als Hinweis auf einen Treibeistransport angesehen werden (Ehlers et al. 1984). Ähnlich werden auch die lavendelblauen Hornsteine gedeutet, die zwischen den miozänen Braunkohleflözen der Niederlausitz gefunden worden sind (Ahrens & Lotsch 1976). Eistransport muss auch für die bis zu 0,5 m großen kantengerundeten Sandsteinblöcke und Hornsteine skandinavischen Ursprungs angenommen werden, die im Kaolinsand auf Sylt gefunden werden. Hier

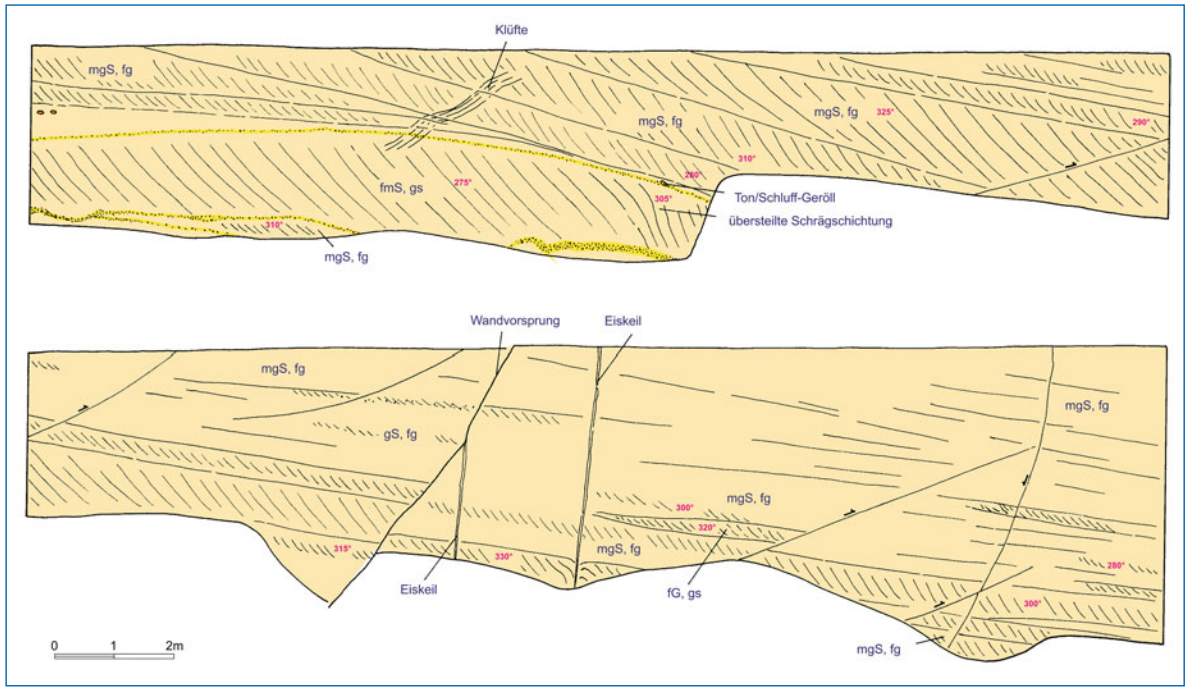


Abb. 2.13 Zeichnung des Aufschlusses in Braderup. Schrägschichtungsmessungen in Rot. Die Sande sind nach NE geschüttet.

kommen darüber hinaus Sandblöcke vor, die nur in gefrorenem Zustand bewegt worden sein können. Ob die schlecht orientierten Kritzer auf Danien-Flinten und anderen harten Gesteinen (von Hacht 1987) als Gletscherschrammen gedeutet werden können, ist fraglich. Die Kaolinsande von Sylt müssen nach den schwermineralanalytischen Untersuchungen Burgers (1986) in das Brunssum (Unteres Pliozän) gestellt werden.

Die Grundgliederung der norddeutschen Quartärstratigraphie wurde bereits Ende des 19. Jahrhunderts aufgestellt. Von der tatsächlichen Länge des Eiszeitalters hatte man damals noch keine Vorstellung. Früh war die Vermutung aufgetaucht, dass Norddeutschland – wie die Alpen – dreimal vergletschert gewesen sei (Penck 1879). Diese Auffassung konnte sich jedoch erst durchsetzen, als Keilhack (1896) in Berlin und Gottsche (1897a) in Hamburg das Vorhandensein eines ältesten (dritten) Geschiebemergels in Norddeutschland nachweisen konnten.

Nachdem festgestellt worden war, dass die Alpen nicht dreimal, sondern (mindestens) viermal vergletschert gewesen waren (Penck & Brückner 1901/09), hat es nicht an Versuchen gefehlt, die vierte Eiszeit auch in Norddeutschland nachzuweisen. Doch weder die Trennung der Saale-Eiszeit in zwei unabhängige Eiszeiten noch die vermeintliche Entdeckung einer älteren (Elbe-)Eiszeit haben der Überprüfung standhalten können. Andererseits haben vegetationskundliche und sedimentologische Untersuchungen in den Niederlanden gezeigt, dass die Zahl der Kalt- und Warmzeiten erweitert werden musste. Zagwijn (1957) hatte der Abfolge der klimastratigraphischen Einheiten

- Weichsel-Kaltzeit
- Eem-Warmzeit
- Saale-Kaltzeit
- Holstein-Warmzeit
- Elster-Kaltzeit
- Cromer-Warmzeit

fünf ältere Abschnitte vorangestellt:

- Menap-Kaltzeit
- Waal-Warmzeit
- Eburon-Kaltzeit
- Tegelen-Warmzeit
- Prätegelen-Kaltzeit

Diese Gliederung musste in der Folgezeit weiter ergänzt werden. Während ursprünglich angenommen worden war, dass jede dieser Einheiten eine einheitliche Warm- oder Kaltzeit gewesen sei, zeigte sich später, dass innerhalb dieser Perioden wiederholte Wechsel zwischen kalt gemäßigen (borealen) und warm gemäßigten Klimabedingungen stattgefunden haben. Es handelt sich somit um komplexe Einheiten, die jeweils aus mehreren Warm- und Kaltzeiten bestehen. Während einer der kühleren Phasen des Tegelen, das ursprünglich insgesamt als Warmzeit eingestuft worden war, herrschte sogar Permafrost (Kasse 1988). Paläoklimatisch ist das Tegelen deshalb als eine komplexe Einheit anzusehen (Tegelen-Komplex). Ähnliches gilt für den Cromer-Komplex, der sich aus vier warmen und drei kalten Stadien zusammensetzt, wobei zumindest eine der Kaltzeiten durch ein Interstadial untergliedert wird (Litt et al. 2007).

Die Pollenanalyse dieser Sedimente aus den Anfängen des Eiszeitalters ist nicht unproblematisch. Fast alle Pollenanalysen aus dem Frühpleistozän der Niederlande stammen nicht aus organogenen Bildungen (Torf, Mudde), sondern aus klastischen Sedimenten. Bei solchen Ablagerungen ist immer mit einem gewissen Anteil aufgearbeiteter älterer Pollen zu rechnen, die zum Teil sogar aus tertiären oder mesozoischen Gesteinen stammen. Darüber hinaus kann die chemische und mechanische Korrosion der Pollenkörner die Zusammensetzung der Pollendiagramme beeinflussen, und manche Schwankungen in der Pollenzusammensetzung mögen durch wechselnde Ablagerungsbedingungen hervorgerufen worden sein.

Günstigere Erhaltungsbedingungen liegen im Fall der frühpleistozänen Ablagerungen Norddeutschlands vor. In einer Karsthohlform auf dem Salzstock Lieth bei Elmshorn ist eine Schichtenfolge mit fünf frühpleistozänen Warmzeiten erhalten geblieben, die nach Menke (1969, 1975) den Zeitraum vom Tegelen bis über das Menap hinaus umfasst. Es handelt sich um an Ort und Stelle gebildete (autochthone) Torfe und Mudden, in denen sich im Gegensatz zu den niederländischen Vorkommen eine echte Vegetationsentwicklung ablesen lässt. Der Anschluss an das Pliozän ist über eine Bohrung bei Oldenswort möglich. Der jüngste Teil des Frühpleistozäns (wahrscheinlich Ende Menap bis Frühelster) ist dagegen in Bohrungen im Bereich einer Subrosionssenke auf dem Salzstock Gorleben angetroffen worden (Müller 1992).

Damit ist in Norddeutschland dieselbe Zahl von Kalt- und Warmzeiten nachgewiesen, wie in den Niederlanden. Das Problem ist nur, dass es im Vergleich zur Tiefsee-Stratigraphie noch immer viel zu wenige Kalt- und Warmzeiten sind. Wie kann das sein? Sollte man nicht von einer Karsthohlform erwarten, dass sie als Sedimentfalle alle klimage-

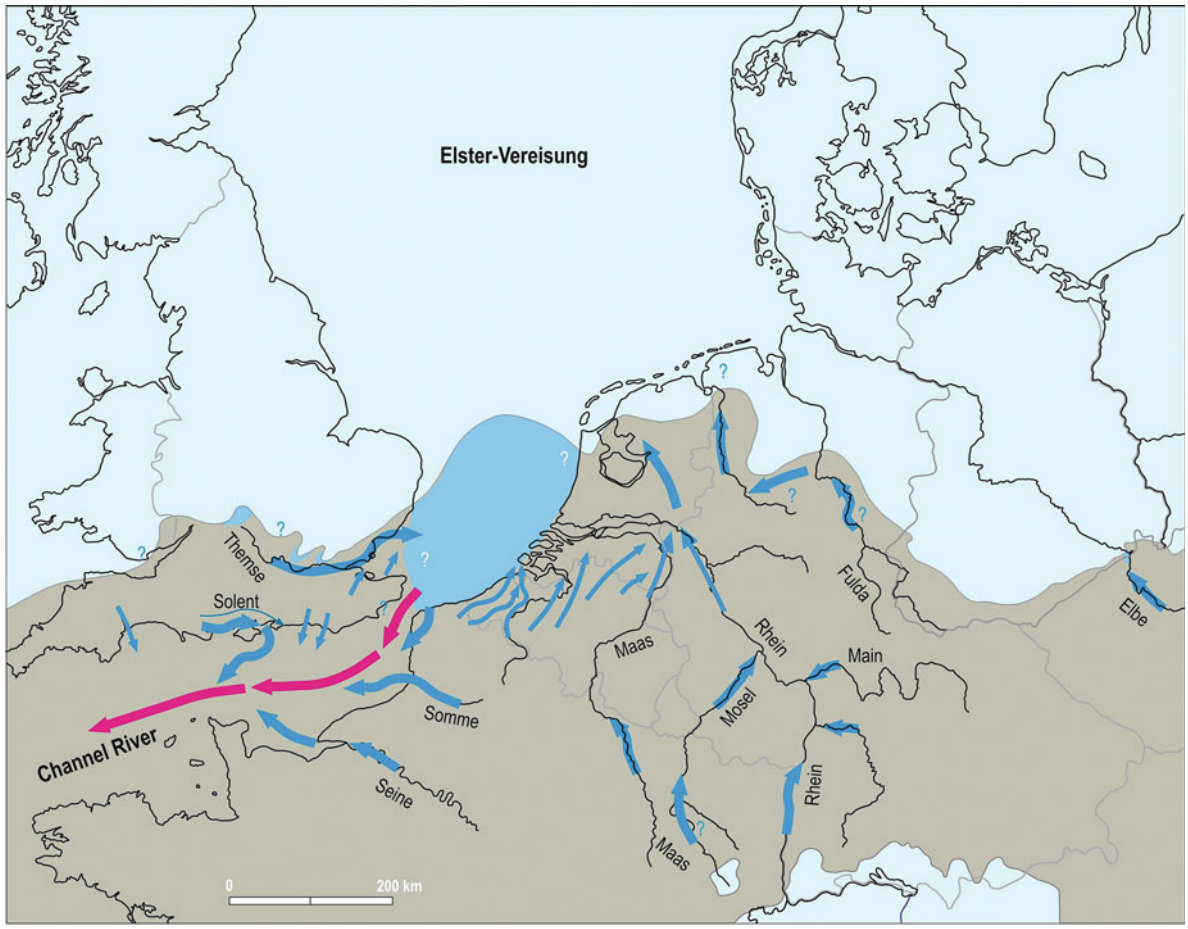


Abb. 2.14 Das Flusssystem während der Elster-Eiszeit und beim Kanal-Durchbruch (nach Gibbard 1988).

schichtlich relevanten Horizonte enthält? Offenbar nicht. Auch die Interglaziale von Gorleben sind in sich unvollständig.

Es gibt noch mehrere Vorkommen von interglazialen Ablagerungen, die älter als die Elster-Kaltzeit sind. Viele der frühen Warmzeiten sind Einzelstücke ohne feste Beziehung zur übrigen Quartärstratigraphie. Ein typisches Beispiel ist das Interglazial von Hunteburg. Die Hunteburg-Warmzeit, die schon 1985 in einer Forschungsbohrung 18 km nordöstlich von Osnabrück angetroffen worden ist (Hahne et al. 1994), ist stratigraphisch schwer einzuordnen. Überlagert werden diese Seeablagerungen von Ablagerungen der Saalezeit (Sande der Mittelterrasse und Schmelzwassersande), möglicherweise auch von älteren, d. h. elsterzeitlichen Periglazialbildungen. Die Vegetationsgeschichte der Warmzeit weist darauf hin, dass es sich um ein Interglazial des Cromer-Komplexes handelt.

Aber welches? Kann die Paläomagnetik weiterhelfen? Das Hunteburg-Interglazial ist revers magnetisiert, gehört demnach in den unteren Teil des Cromer. Revers magnetisiert ist nur das Cromer-I-Interglazial (Waardenburg); das Cromer-II-Interglazial (Westerhoven) weist schon eine normale Magnetisierung auf. Aber mit Waardenburg lässt sich die Vegetationsabfolge von Hunteburg nicht parallelisieren. In Hunteburg fehlt *Eucommia*, die Gummiulme, eine wärmeliebende Pflanze, die im Tertiär in Norddeutschland verbreitet war. Heute findet man sie in Südchina. Eine Korrelation mit dem Interglazial von Westerhoven würde besser passen, aber Westerhoven ist normal magnetisiert. Sollte hier ein neues Interglazial zwischen Cromer I und II vorliegen? Oder ist es doch Westerhoven, und die Sedimente entsprechen dann dem revers magnetisierten Lishi-Event? Diese Frage lässt sich nicht entscheiden (Litt et al. 2007).

2.6.1 Elster-Kaltzeit

Die Namen Elster-, Saale- und Weichsel-Eiszeit tauchten zuerst (ab 1910) auf den Blättern der Preußischen Geologischen Karten 1 : 25 000 auf (Keilhack 1910). In den Erläuterungsheften wurden jedoch auch danach noch oft Begriffe wie Erste Eiszeit, Zweite Eiszeit oder vorletzte Eiszeit, letzte Eiszeit verwendet. Allgemein haben sich die Begriffe Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit erst in den Zwanziger Jahren des vorigen Jahrhunderts durchgesetzt. Woldstedt (1929) hat die Begriffe in seinem Lehrbuch verwendet und dadurch sicher zu ihrer Verbreitung beigetragen.

In der Elster-Kaltzeit wurde Nordwesteuropa zum ersten Mal von einer Vereisung betroffen, die bis an den Rand der deutschen Mittelgebirge vorstieß. Es hatte auch davor schon Vereisungen gegeben, vor allem während der Marinen Sauerstoff-Isotopenstadien MIS 24-22 und MIS 16 (der Don-Vereisung), aber jetzt reichten die Eisschilde erstmalig so weit, dass sich skandinavisches und britisches Eis in der Nordsee trafen. Da der Abfluss nach Norden versperrt war, bildete sich im Nordseebecken ein riesiger Eisstausee, dessen Wasser schließlich vor etwa 455 000 Jahren die Weald-Artois-Schwelle durchbrach und damit einen Abfluss nach Süden in Richtung Golf von Biskaya schuf. Der Ärmelkanal entstand – zunächst nur als ein großes Flusssystem, das sich dann aber in der nächsten Warmzeit und in den nachfolgenden Kaltzeiten nach und nach zur heutigen Breite erweiterte.

Die Entwicklungsgeschichte des Ärmelkanals war nicht leicht zu enträtseln. Untersuchungen im Bereich des Kanals selbst waren wenig ergiebig, da es sich ja im Wesentlichen um ein erosives Ereignis handelt. Also musste man weiter hinausgehen, in den Bereich der Biskaya. Toucanne et al. (2009a, b) haben den Tiefsee-Bohrkern MD01-2448 ausgewertet. Dieser 28,8 m lange Bohrkern, der auf 44°46,790 N, 11°16,470 S in einer Wassertiefe von 3460 m auf dem Charcot Seamount gewonnen wurde, lag in einer idealen Position, um sowohl den Sedimenteinfluss des Channel River als auch den generellen Ablauf des Eiszeitalters zu dokumentieren. Die Schichtenfolge reicht bis zum MIS 35 zurück – das heißt in die Zeit vor etwa 1,2 Millionen Jahren. Der Vergleich mit der global gemittelten Sauerstoff-Isotopenkurve aus dem LR04-Stack (Lisiecki & Raymo 2005) zeigt, dass das Profil des Bohrkerns vollständig ist.

Damit ist es gelungen, einen wichtigen Festpunkt für die Korrelation zwischen der festländischen und der marinen Quartärstratigraphie zu finden. Die Elster-Kaltzeit entspricht dem MIS 12.

Die Elster-Vereisung hat die Landschaft in Nordwesteuropa so entscheidend umgestaltet, dass so gut wie alle Spuren älterer quartärer Landschaftsformen vollständig verwischt worden sind. Das Ausmaß der vorausgegangenen Vereisungen ist daher unbekannt. Auch das Entwässerungssystem veränderte sich im Zuge der Elster-Vereisung. Die norddeutschen und polnischen Flüsse wurden zum Teil vom vorrückenden Eis aufgestaut, zum Teil nach Westen oder Osten abgelenkt. Am Südrand des Vereisungsgebietes, im Bereich der westdeutschen Mittelgebirge, sind nur vergleichsweise geringe Spuren des Aufstaus der Flüsse gefunden worden.

Das Ausmaß der Elster-Vereisung ist in manchen Gebieten noch nicht völlig geklärt. Es muss davon ausgegangen werden, dass in den nachfolgenden Kaltzeiten erhebliche Anteile der Elstermoränen erodiert worden sind. Daher ist zum Beispiel im Emsland (Niedersachsen) der Elster-Till nur fleckenhaft verbreitet. Erst weiter östlich verdichten sich die Vorkommen zu einer geschlossenen Tilldecke, so z. B. nördlich von Bremen, wo Elster-Till in verschiedenen Tagesaufschlüssen sichtbar ist (Wansa 1994).

Im südlichen Niedersachsen und in Nordrhein-Westfalen wird die Präsenz des Elstereises in erster Linie durch das Vorkommen umgelagerter skandinavischer Geschiebe in der Mittelterrasse belegt. Thome (1980) glaubte, einen Vorstoß des Elstereises in die Münsterländer Bucht nachweisen zu können. Auch Klostermann (1985, 1992) hielt einen Vorstoß des Elster-Eises bis an den Niederrhein für möglich. Gegen einen so weit nach Süden reichenden Vorstoß des Elster-Eises spricht jedoch, dass westlich der Weser im gesamten vom Gletscher gestauchten Höhenrücken der Rehburger Phase nirgendwo Schichten der Elstereiszeit mit gestaucht worden sind (Meyer 1970). Da die Stauchungen bis in die Schichten des Tertiärs hinab reichen, spricht einiges dafür, dass dieses Gebiet nicht mehr vom Elstereis überfahren worden ist.

Lediglich östlich des Harzes ist eine genaue Rekonstruktion der Vereisungsgrenze möglich. Hier ist die Verbreitungsgrenze der Feuersteine mit der Maximalausdehnung des Elster-Eises gleichzusetzen. Die Feuersteinlinie verläuft hier in einer Höhe von 300–480 m (Wagenbreth 1978). Sie fällt in Richtung Westen deutlich ab; im Wesergebirge liegt sie bei NN +200 m (Kaltwang 1992). Hier ist sie jedoch als ein Ergebnis der saalezeitlichen Vergletscherung anzusehen. Auch in West-Polen und in Teilen der Mährischen Pforte (Moravská brána in Tschechien) werden

die elsterzeitlichen Schichten von Ablagerungen der Saalezeit überlagert; erst östlich der Oder stehen die Sedimente der südpolnischen Vereisung (Elster) wieder an der Geländeoberfläche an (Marks 2004).

Die Zusammensetzung der Elster-Tills Norddeutschlands wird stark durch Lokalmaterial beeinflusst, im Wesentlichen durch Sande und Tone des Miozäns und Pliozäns. In Schleswig-Holstein sind die Elster-Tills in der Regel sehr sandig und arm an Kalken, von einer dunkelbraunen, dunkelgrauen oder schwarzen Farbe (Stephan et al. 1983). In einigen Gebieten (z. B. in Südwest-Holstein) kommen jedoch auch tonige Tills vor, die oft einen leichten Grünstich aufweisen. Diese Färbung ist auf die Aufarbeitung alttertiärer Tone zurückzuführen, die im Bereich von Salzstöcken der elsterzeitlichen Erosion zugänglich waren. Östlich von Hannover ist in einem Aufschluss gemeinsam mit einem normal gefärbten grauen Elster-Till ein rotbrauner Elster-Till gefunden worden (Jordan 1975). Im Gegensatz zu den anderen Elster-Tills Nordwestdeutschlands weist dieser einen hohen Anteil ostbaltischer Geschiebe auf.

Im sächsich-thüringischen Raum, wo die Elster-Ablagerungen im Bereich der großen Braunkohlen-Tagebaue hervorragend aufgeschlossen sind, treten zwei Elster-Tills auf. Die Tills unterscheiden sich zwar in der Korngrößenzusammensetzung und im Quarzgehalt; die Unterschiede sind jedoch äußerst gering.

Im Elbe-Weser-Dreieck sind zwei Elster-Tills aufgeschlossen, die eine stark unterschiedliche Korngrößenverteilung aufweisen. In Freißenbüttel (nördlich von Osterholz-Scharmbeck) wurden beide Tills übereinander (unter Lauenburger Ton) angetroffen. Während der ältere der beiden Tills als braungrauer, sandiger Geschiebelehm ausgebildet ist (ca. 10% Ton, 20% Schluff), muss der jüngere als schluffiger Geschiebesand bezeichnet werden (ca. 6% Ton, 8% Schluff). Lediglich das Gefüge weist dieses obere Diamikton eindeutig als Gletscherablagerung aus; in einer Bohrprobe wäre dieser Till nicht von Schmelz-

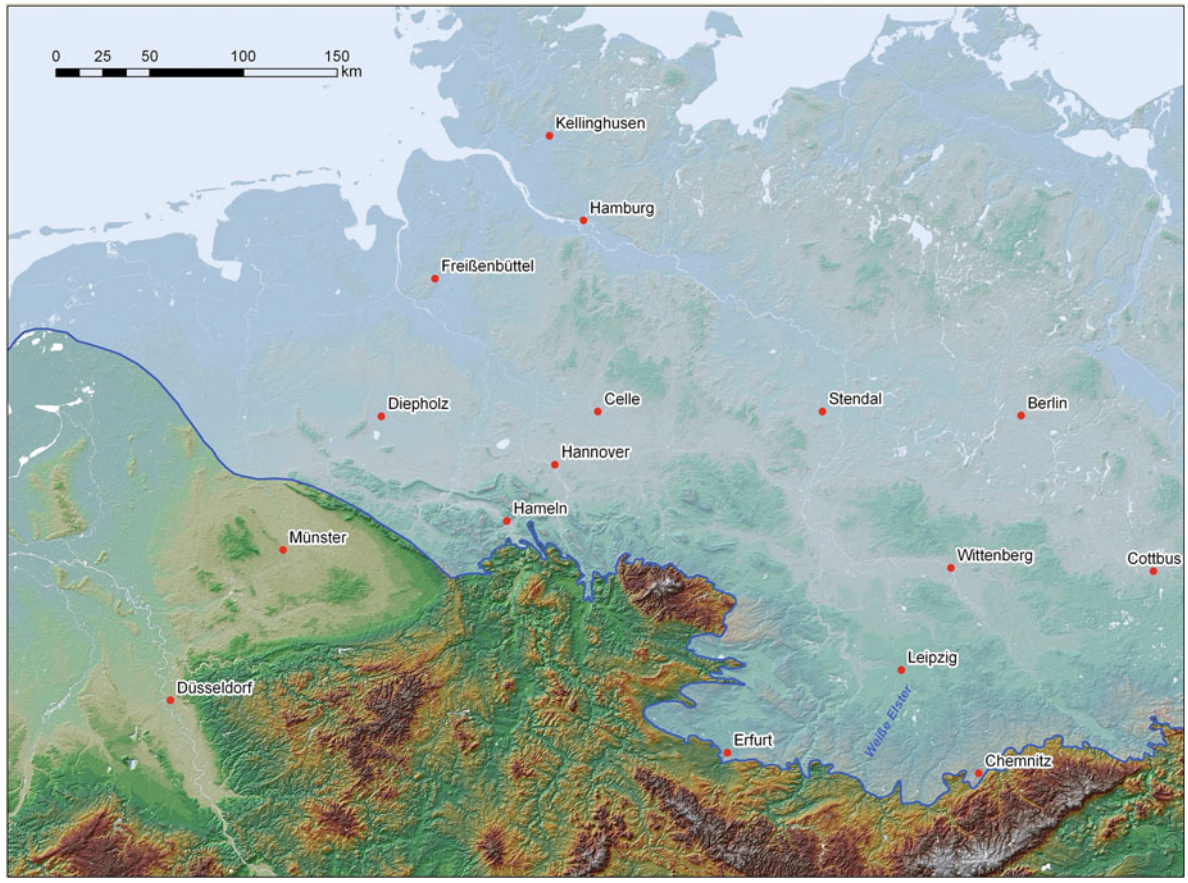


Abb. 2.15 Die Ausdehnung der Elster-Vereisung in Norddeutschland.

wassersand zu unterscheiden. Geschiebe-Einregelungsmessungen im Elbe-Weser-Dreieck haben gezeigt, dass sich das Elster-Eis bei der Ablagerung beider Tills im Wesentlichen in nord-südlicher Richtung bewegt hat (Höfle 1983). Ein ähnlicher sandiger Till wurde auch in einer Sandgrube bei Bonstorf angetroffen. Auf Grund einer Geschiebezählung nimmt Meyer (1998) an, dass es sich hier ebenfalls um den oberen Elster-Till handelt. Auch in den Schächten I und II in Gorleben wurde oberhalb des tonigen, dunkelbraunen unteren Elster-Tills ein 7 bzw. 14 m mächtiger Sand-Till angetroffen (Meyer 2000).

Die ersten Elster-Tills Nordwestdeutschlands enthalten in der Regel relativ hohe Anteile an westskandinavischen Geschieben. Rhombenporphyre und andere südnorwegische Leitgeschiebe werden häufig zusammen mit Flintkonglomerat vom Boden des Skagerrak gefunden (Meyer 1970, 1983b). Die norwegischen Gesteine überwiegen allerdings nirgendwo; ihr Anteil liegt stets unter 10% der gesamten (kristallinen + sedimentären) Leitgeschiebe. Eißmann (1967b) hat nachgewiesen, dass selbst in den Elstermoränen im Leipziger Raum Rhombenporphyre auftreten. Er nimmt an, dass ein früher norwegisch-westschwedischer Eisstrom, dessen Ostgrenze im Bornholmer Raum gelegen haben mag, im Laufe der Elster-Vereisung durch einen nordschwedisch-finnischen Eisstrom abgedrängt worden ist. In Ostdeutschland und in Polen stellt die ‚baltische' Fazies der Elster-Tills den Normalfall dar. Das heißt, die Tills enthalten viel paläozoischen Kalk und wenig Flint. Dies ist auf Grund der weiter östlichen Lage dieser Gebiete auch nicht anders zu erwarten.

Der südliche Randbereich des nordeuropäischen Vereisungsgebietes ist von einem System tiefer Rinnen durchzogen, die vielfach netzartig miteinander verbunden sind. Die tieferen elsterzeitlichen Rinnen enden in Niedersachsen etwa entlang einer Linie von Diepholz über Nienburg bis Celle. Sie reichen im Westen über die Niederlande bis in die Nordsee (Lutz et al. 2009). Während die mit Moränenmaterial verfüllten flacheren Rinnen in der Regel keine Bedeckung mit spätelsterzeitlichen Beckensedimenten aufweisen und marine Holstein-Ablagerungen fehlen, sind beide vielfach in den tieferen Rinnen vertreten. Das bedeutet, dass die tieferen Rinnen entweder später gebildet worden sind, oder dass sie bis zum Ende der Eiszeit zumindest als Schmelzwasser-Abflussbahnen aktiv geblieben sind.

Als das Elster-Eis abschmolz, haben sich vor dem Eisrand große Eisstauseen gebildet, in denen Schluff und Ton abgelagert wurden. In Nordwestdeutschland werden diese Ablagerungen als „Lauenburger Ton" bezeichnet. Die Verbreitung des Lauenburger Tons reicht von den Niederlanden („Potklei" der Provinzen Friesland, Groningen und Drente) bis nach Mecklenburg-Vorpommern hinein. Dieses Beckensediment kann eine Mächtigkeit von über 150 m erreichen. Die Zusammensetzung des Lauenburger Tons spiegelt den allmählichen Zerfall des Elster-Eises wider. Während die unteren Partien reich an Kiesen (Dropstones) und mit Sand vermischt sind, nimmt die Sortierung zum Hangenden hin zu. Hier setzt allmählich eine Schichtung ein. Wenn es sich hierbei um Jahresschichten handelt, ist der Lauenburger Ton des Hamburger Raumes in einem Zeitraum von mehr als 2000 Jahren abgelagert worden. Der obere

Abb. 2.16 Holstein-Interglazial von Hamburg-Hummelsbüttel.

Teil des Lauenburger Tons ist häufig rot gefärbt. Hinsch (1993) führt dies darauf zurück, dass hier die feinsten Bestandteile der Schmelzwässer eines letzten, ostbaltisch geprägten Elster-Eisvorstoßes abgelagert worden sind.

2.6.2 Holstein-Warmzeit

Schon gegen Ende der Elster-Kaltzeit stieß das Meer für kurze Zeit bis nach Jütland und Norddeutschland vor. Marine spätelsterzeitliche Ablagerungen lassen sich landeinwärts bis nach Kellinghusen verfolgen, etwa 50 km von der heutigen Küstenlinie entfernt. Diese frühe Transgression war ein Ergebnis der isostatischen Absenkung der Landoberfläche. In der Holstein-Warmzeit ereignete sich dann eine zweite, wesentlich weiter reichende Transgression. Für Norddeutschland war es der erste Meereseinbruch seit dem Miozän. In der Holstein-Warmzeit war das Klima wärmer als in den beiden folgenden Warmzeiten.

2.6.3 Saale-Komplex

Da es in der Saalezeit mehrere Kälte- und Wärmeschwankungen – zum Teil mit Interglazialcharakter – gegeben hat, handelt es sich um eine komplexe stratigraphische Einheit, die als Saale-Komplex zu bezeichnen ist (Litt et al. 2007).

2.6.3.1 Fühsaale

In der frühen Saalezeit, d. h. in der Zeit zwischen dem Ende der Holstein-Warmzeit und dem ersten Eisvorstoß des Saale-Komplexes, herrschten zunächst periglaziale Bedingungen. Diese Phase wurde jedoch von einer erneuten Warmzeit abgelöst. Die Ablagerungen dieser zusätzlichen Warmzeit wurden fast gleichzeitig von Klaus Erd und von Burkhard Menke entdeckt. Menke stellte auf der Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Nienburg im Frühjahr 1964 das komplette Pollendiagramm dieser neuen Warmzeit vor. Er hatte in Wacken (Schleswig-Holstein) eine 1 m mächtige Schicht interglazialer Ablagerungen gefunden, die von der unterlagernden, 34 m mächtigen Schichtenfolge der Holstein-Warmzeit durch kryoturbat durchbewegte Sande getrennt war. Das Profil dieser „Wacken-Warmzeit“ wurde vier Jahre später veröffentlicht (Menke 1968). Erd berichtete im Herbst desselben Jahr über seine Untersuchungen von Bohrproben aus Pritzwalk/Prignitz auf der DEUQUA-Tagung in Lüneburg 1964. Er hatte dort oberhalb der Ablagerungen der Holstein-Warmzeit ebenfalls ein weiteres Interglazial gefunden, das er als „Dömnitz-Warmzeit“ bezeichnete. Die Zusammenfassung seines Vortrages liegt gedruckt vor (Erd 1965), die Zusammenfassung von Menkes Vortrag findet sich nur in den Tagungsunterlagen. Daher gilt in diesem Falle der Name Dömnitz-Warmzeit (Litt et al. 2007).

Mit der Entdeckung der Dömnitz-Warmzeit geriet ein Grundprinzip der Quartärstratigraphie ins Wanken. Bis dahin war man davon ausgegangen, dass auf eine Eiszeit jeweils nur eine Warmzeit gefolgt war. Nun gab es eine Ausnahme: Zwischen Elster-Eiszeit und Saale-Eiszeit lagen zwei Warmzeiten. Oder vielleicht noch mehr?

Urban et al. (1991) und Urban (1995) haben im Braunkohle-Tagebau Schöningen (gut 30 km ESE von Braunschweig) ein weiteres Intrasaale-Interglazial entdeckt, das nach ihrer Auffassung altersmäßig nach der Dömnitz-Warmzeit einzuordnen ist. Litt et al. (2007) weisen jedoch darauf hin, dass die Frühphase des Interglazials fehlt und eine Korrelation mit anderen Vorkommen schwierig ist. Ein weiteres Interglazial, das in Schöningen gefunden wurde („Reinstorf-Interglazial“, Urban 1995, 2007) dürfte nach Litt et al. (2007) mit dem Holstein parallelisiert werden. Damit ist bisher innerhalb des Saale-Komplexes zwischen Holstein und Eem nur eine zusätzliche Warmzeit sicher nachgewiesen.

2.6.3.2 Die Saale-Vereisung

Man geht traditionell davon aus, dass Norddeutschland in der Saale-Kaltzeit von zwei großen Eisvorstößen betroffen war, dem Drenthe- und dem Warthe-Vorstoß. Der Begriff Warthe geht auf frühe Arbeiten von Woldstedt zurück (1927), der Name „Drenthe“ wurde erst viel später in Anlehnung an niederländische Arbeiten eingeführt (Woldstedt 1954).

Innerhalb des Saale-Komplexes lassen sich in Norddeutschland drei Grundmoränen (Tills) unterscheiden, die durch Schmelzwasserablagerungen voneinander getrennt sind. Da die verschiedenen Lokalstratigraphien bisher widersprüchlich sind, soll im folgenden Text in Anlehnung an Kabel (1982) von Älterer, Mittlerer und Jüngerer Saale-Vereisung gesprochen werden. Der Ältere Saale-Eisvorstoß entspricht der polnischen Odra-Vereisung. Dieser Eisvorstoß hat bis in die Niederlande und an den Rand der deutschen Mittelgebirge gereicht. In den Nieder-

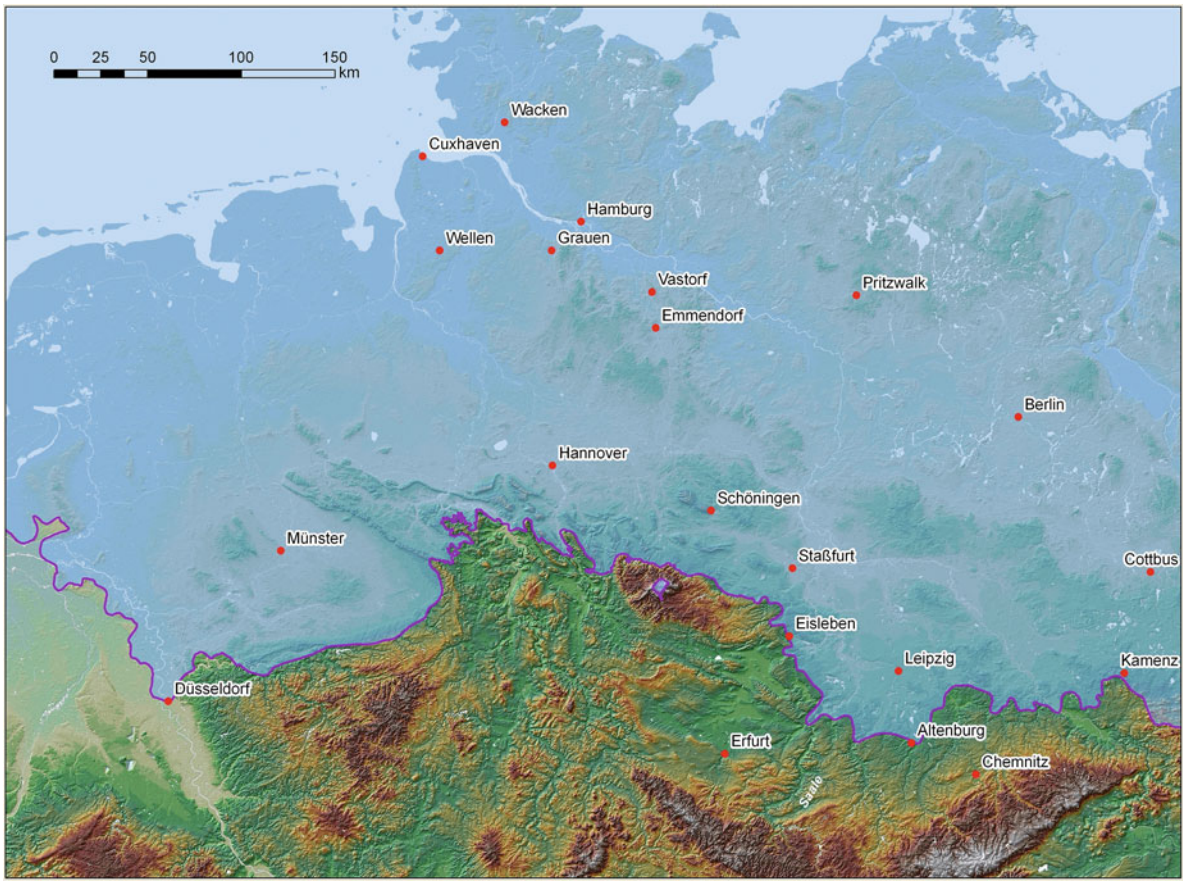


Abb. 2.17 Die Ausdehnung der Saale-Vereisung in Norddeutschland.

landen und in Nordwestdeutschland finden sich im obersten Teil des Tills dieses Eisvorstoßes rötlichbraun gefärbte Partien, die eine andere Zusammensetzung aufweisen als der Rest des Moränenmaterials. Dieser Till ist durch ostbaltische Geschiebe gekennzeichnet. Sein Mangel an Flint und das Vorkommen von relativ viel Dolomit deuten darauf hin, dass er gegen Ende dieser Vereisungsphase von einem aus NNE bis ENE vorstoßenden Eis abgelagert worden ist.

Man nimmt an, dass die drei saalezeitlichen Tills, die im Saale-Elbe-Gebiet vorkommen, ebenfalls während der Älteren Saalevereisung abgelagert worden sind. Morphologisch lassen sich dort zwei Eisvorstöße unterscheiden. Beim ersten Vorstoß, in der sogenannten Zeitz-Phase, erreichte das Eis seine größte Ausdehnung. Der Eisrand erstreckte sich vom Rand des Harzes über Eisleben, Freyburg an der Unstrut, Zeitz, Altenburg, Grimma, Döbeln, Kamenz bis nach Görlitz. Während dieses Maximalvorstoßes wurden über den Feinsedimenten von Eisstauseen über 30 m mächtige Talsander aufgeschüttet (Zeuchfelder Sander, Großbothener Sander, Heller Terrasse). In der anschließenden Abschmelzphase wich der Eisrand bis in den Bereich Bitterfeld zurück. Der zweite Vorstoß reichte dann nur noch bis in den Raum Halle-Leipzig (Leipziger Phase). Bei diesem Vorstoß wurden die Petersberger Endmoräne und die Endmoränen von Breitenfeld und Taucha gebildet. Im Vorfeld der Petersberger Endmoräne trifft man auf die ältesten erhaltenen Spuren einer Urstrom-Entwässerung. Das Schmelzwasser floss von Staßfurt her durch das heutige Bodetal und den Großen Bruch nach Niedersachsen, von wo es über das Aller-Weser-Urstromtal in Richtung Nordsee entwässerte. Der Vorstoß der Zeitzer Phase erfolgte aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung, während das Eis in der anschließenden Leipziger Phase aus Nordosten kam.

Am Ende der Älteren Saalevereisung schmolz das Eis bis in den Bereich der Ostsee ab. Der nachfolgende Eisvorstoß der Mittleren Saalevereisung begann in Nordwestdeutschland mit der Aufschüttung

Abb. 2.18 Eem-Torf am Elbufer in Lauenburg.

mächtiger Schmelzwassersande. Im Gegensatz zu den elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen, die sich überwiegend in den Rinnen finden, wurden jetzt große Sanderflächen aufgeschüttet, die zum Teil mehrere Zehner von Metern mächtig sind. Das Eis stieß in dieser Phase in den Bereich südlich des heutigen Elbtales vor. Die Entwässerung erfolgte über das Aller-Weser-Urstromtal in Richtung Nordsee (Meyer 1983c). Man nimmt an, dass das Eis im Westen mindestens bis in den Bereich der Altenwalder Geest südlich von Cuxhaven vorgestoßen ist. Während des Vorstoßes der Mittleren Saalevereisung sind viele der Stauchmoränen der nördlichen Lüneburger Heide entstanden.

Die Korrelation mit den Gebieten weiter im Osten ist problematisch. Der charakteristische Till der Mittleren Saalevereisung mit seinem hohen Kreide- und Flintgehalt lässt sich in Sachsen-Anhalt, Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern nicht finden. Lediglich einige Vorkommen flintreicher Kiese in der

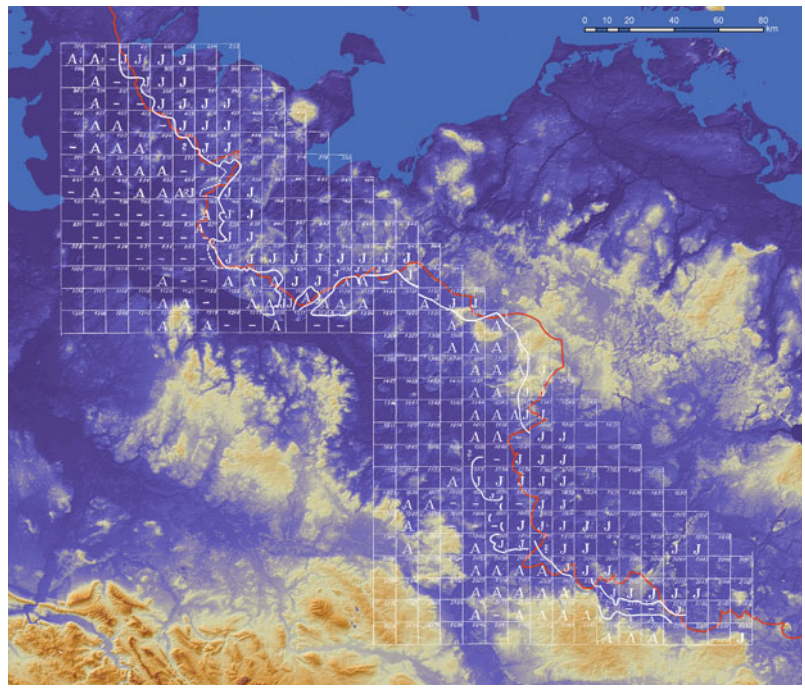


Abb. 2.19 Ursprüngliche Grenze der Weichsel-Vereisung (weiße Linie, Gripp 1924) im Vergleich zur heutigen Weichsel-Grenze (rote Linie, Ehlers et al. 2004).

Altmark könnten auf diesen Eisvorstoß zurückzuführen sein. Wahrscheinlich ändert sich die Zusammensetzung der Ablagerungen weiter im Osten, so dass die lithostratigraphische Korrelation erschwert ist. Dieser Eisvorstoß wird in Schleswig-Holstein und Hamburg dem Warthe-Vorstoß zugeordnet, in Niedersachsen dagegen zur Drenthe-Vereisung gezählt. Die Hauptwasserscheide lag damals zwischen Warthe und Pilica. Die Pilica entwässerte in östliche Richtung über den Pripjat in den Dnieper und weiter zum Schwarzen Meer.

Auch nach dem Ende der Mittleren Saalevereisung schmolz das Eis wahrscheinlich wieder bis in den Bereich der heutigen Ostsee ab. Große Mengen von Toteis blieben zurück, die beim nachfolgenden Jüngeren Saale-Eisvorstoß von Schmelzwassersanden überdeckt wurden. Geschiebekundliche Untersuchungen aus Brandenburg legen nahe, dass dort der jüngste Saale-Eisvorstoß sowohl dem Mittleren als auch dem Jüngeren-Saalevorstoß im Westen entspricht. Zu den Randlagen dieses Eisvorstoßes gehören der Fläming, der Niederlausitzer Grenzwall und der Muskauer Faltenbogen. Es wird angenommen, dass das Eis über die Elbe hinweg bis zur Schmiedeberger Endmoräne vorstieß. Der jüngste Till der Saale-Eiszeit ist der „rote Altmark-Till", der im östlichen Niedersachsen und in der Altmark verbreitet angetroffen wird. Er ist durch eine ostbaltische Geschiebegemeinschaft gekennzeichnet. Das Eis ist zu dieser Zeit aus NE bis ENE nach Norddeutschland vorgestoßen. Im Hamburger Raum erfolgte der Vorstoß sogar direkt aus Osten.

2.6.4 Eem-Warmzeit

Der Begriff „Eem-Warmzeit" (nach dem Eem-Flüsschen in Holland) ist von Harting (1874) geprägt worden. Internationale Verbreitung gewann er mehr als dreißig Jahre später durch eine umfassende Untersuchung dänischer Geologen. Madsen et al. (1908)

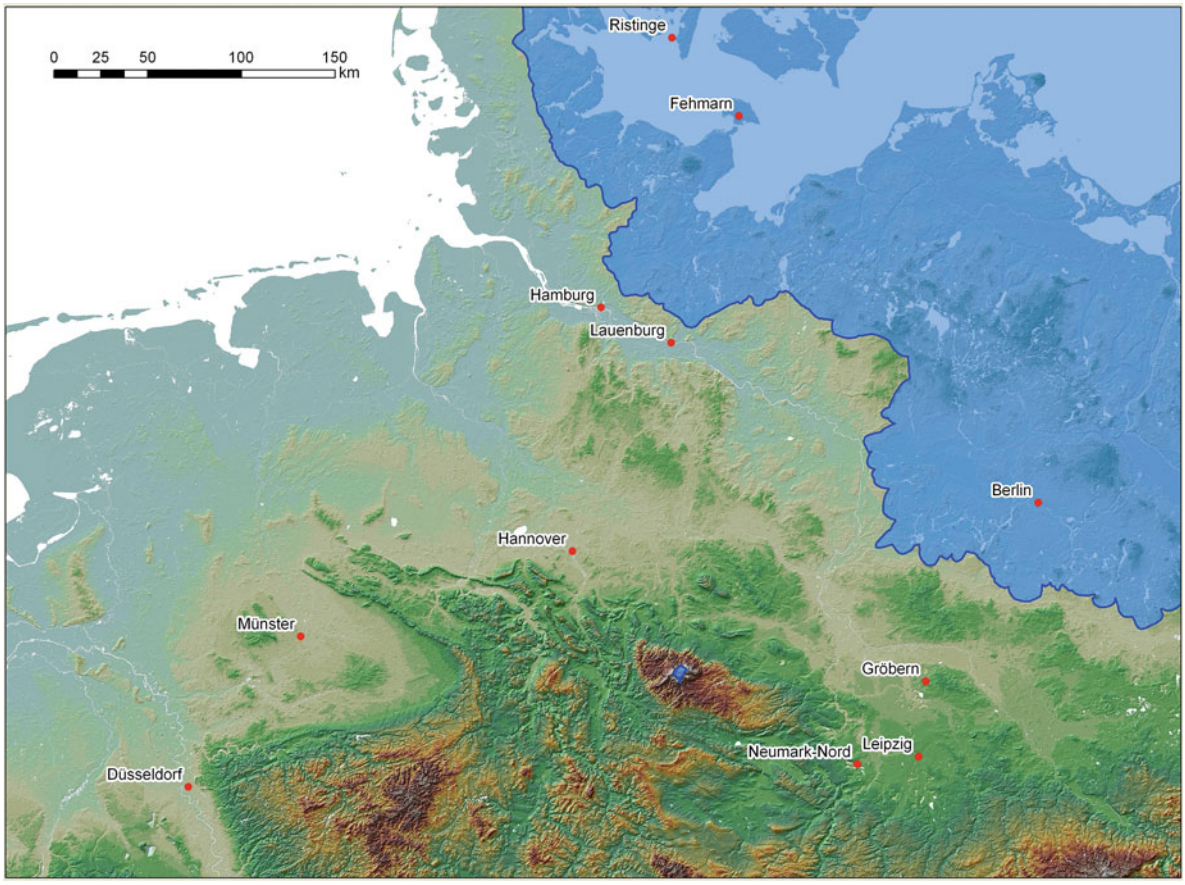


Abb. 2.20 Die Ausdehnung der Weichsel-Vereisung in Norddeutschland.

hatten erstmalig Meeresablagerungen der Eem-Warmzeit in Dänemark, Norddeutschland und den Niederlanden miteinander verglichen und dabei den Begriff Hartings verwendet. Später wurde die Bezeichnung auch auf die terrestrischen Ablagerungen der letzten Warmzeit übertragen.

Die Klimaentwicklung der Eem-Warmzeit verlief ähnlich wie im Holozän, jedoch war das Eem insgesamt etwas wärmer. Infolgedessen ist es nicht verwunderlich, dass der eemzeitliche Meeresspiegel weltweit in den meisten Gebieten (jedoch nicht in Norddeutschland) höher lag als der heutige Meeresspiegel.

Die niederländischen Eem-Vorkommen von Amsterdam und Amersfoort sind in den letzten Jahren neu untersucht worden.

Am Elbufer bei Lauenburg, am sogenannten Oberstleutnantweg, sind im Kuhgrund Torfe der Eem-Warmzeit aufgeschlossen. Der Aufschluss ist durch Quellaustritte ständig offen und ein beliebter Exkursionspunkt. Eine Tafel am Wanderweg wies früher den Besucher darauf hin, dass hier etwas Besonderes zu sehen war: „Torflager aus der letzten Zwischeneiszeit. Alter: 70 000 Jahre“ (Abb. 2.18). Präzisere Altersbestimmungen haben inzwischen ergeben, dass die Eem-Warmzeit wesentlich älter ist. Sie hat von 126 000 bis 115 000 vor heute gedauert.

Der Torf von Lauenburg ist von Menke (1992) nach modernen Methoden pollenanalytisch untersucht worden. Interessant ist jedoch nicht so sehr die Vegetationsabfolge, die sich nicht wesentlich von anderen Eem-Vorkommen unterscheidet, sondern die Tatsache, dass der Torf nicht von jüngeren Gletscherablagerungen überdeckt ist. Das zeigt, dass die Gletscher der Weichsel-Eiszeit die Elbe nicht überschritten haben.

Die Vegetationsentwicklung der Eem-Warmzeit ist durch die paläobiologische Untersuchung zahlreicher Vorkommen organischer Ablagerungen in Deutschland sehr gut bekannt (z. B. Litt 1994, vgl. Kapitel 9). So konnte inzwischen geklärt werden, dass zunächst scheinbar abweichende Pollenprofile keine Zeugen zusätzlicher Warmzeiten zwischen Saale- und Weichsel-Kaltzeit darstellen. Sie sind entweder falsch gedeutet (Neumark-Nord), stratigraphisch falsch eingeordnet („Treene-Warmzeit“, vgl. Menke 1985) oder es handelt sich um glazitektonisch gestörte Schichten („Uecker-Warmzeit“, vgl. Hermsdorf & Strahl 2006).

2.6.5 Weichsel-Kaltzeit

Erste Bemühungen zu einer Untergliederung des Eiszeitalters in Norddeutschland basierten ausschließlich auf der Morphologie. Die bereits bekannten drei Vereisungen Norddeutschlands waren zunächst noch namenlos. Keilhack (1909) unterschied nur „Endmoränen der letzten Vereisung“ und „Endmoränen der vorletzten Vereisung“. Das Alter der Endmoränen wurde nach der Frische der Formen eingeschätzt. Fläming und Lüneburger Heide wurden der jüngsten Vereisung zugeschlagen. Erst durch Gripps morphologische Kartierung (1924) wurde der äußerste Eisrand der Weichsel-Vereisung festgelegt (Abb. 2.19).

Ein Jahr später versuchte Woldstedt, die Eisrandlagen der verschiedenen Eisvorstöße genauer zu fassen. Im Unterschied zu früheren Bearbeitern stellte er die Endmoränen nicht als isolierte Hügel dar, sondern verband die Höhenzüge zu durchgehenden Randlagen, wobei er das Vorkommen großer Sanderflächen in seine Betrachtung mit einbezog. Er unterschied:

- Fläming-Phase
- Jütische Phase (mit Brandenburgischer und Posenscher Unterphase)
- Pommersche Phase

Woldstedt folgte der Unterscheidung Gripps in ältere und jüngere Formen, legte sich jedoch nicht fest, ob die beiden Generationen von Eisrandlagen nun durch ein Interglazial oder ein Interstadial voneinander getrennt waren. Im Jahre 1935 folgte seine „Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes“, auf der er die Oberflächenformen drei Vereisungen zuwies. Diese Karte blieb bis zum Aufkommen der Radiokarbon-Datierungen die Grundlage der Morphostratigraphie (Lüthgens & Böse 2010).

Die Darstellungen Woldstedts und später Liedtkes (1975) wirkten sehr überzeugend. Allmählich wurde das Wissen durch Datierungen organischer Ablagerungen angereichert, und nach eher modellhaften Rekonstruktionen von Boulton & Jones (1979) wurde 1981 zum ersten Mal eine vollständige Isochronen-Karte des Eisabbaus im Skandinavischen Vereisungsgebiet vorgelegt, die komplett auf ^{14}C-Datierungen beruhte. Björn G. Andersen hatte in dem ausführlichen Erläuterungstext jedes einzelne Radiokarbondatum beschrieben und diskutiert.

Diese Darstellung beruhte zwar auf konkreten Daten, aber es war eine indirekte Datierung. Nicht die Sedimente selbst konnten datiert werden, son-

dern über- oder unterlagernde organische Schichten. Doch in den 1980er Jahren entwickelte sich allmählich eine neue Technik, mit der man das Alter der Sedimente unmittelbar bestimmen konnte – zumindest sofern sie aus der Weichsel-Kaltzeit stammten.

Die erste Methode, die in dieser Richtung neue Möglichkeiten eröffnete, war die Thermolumineszenz-Methode (TL).

In Dänemark konnte mit Hilfe der TL- und später der OSL-Datierungen nachgewiesen werden, dass es in der Weichsel-Kaltzeit einen frühen Vorstoß des Inlandeises gegeben hatte, der durch die Ostsee-Senke bis in den Bereich der dänischen Inseln gereicht hatte. Dieser altbaltische Vorstoß hatte zum Beispiel auf Langeland die „dünne Moräne" im Kliff von Ristinge (den Ristinge-Klint-Till) hinterlassen (Houmark-Nielsen 2010).

Wenn dieser Vorstoß durch die Ostsee-Senke erfolgt war, dann musste er auch Schleswig-Holstein betroffen haben. Der Kieler Geologe Hans-Jürgen Stephan ist dieser Frage nachgegangen. Im Jahre 1995 stand fest: Auch in Schleswig-Holstein hatte es in der Weichsel-Kaltzeit einen Eisvorstoß gegeben, der deutlich älter war als das spät-weichselzeitliche Vereisungsmaximum (Marks et al. 1995). Preusser, der OSL-Datierungen an Schmelzwasser-Ablagerungen durchführte, kam zu demselben Ergebnis (Preusser 1999). Es stellte sich heraus, dass ein erheblicher Anteil der Schmelzwassersande der Weichsel-Kaltzeit dem frühen Weichsel-Eisvorstoß zuzurechnen ist (Frechen et al. 2007).

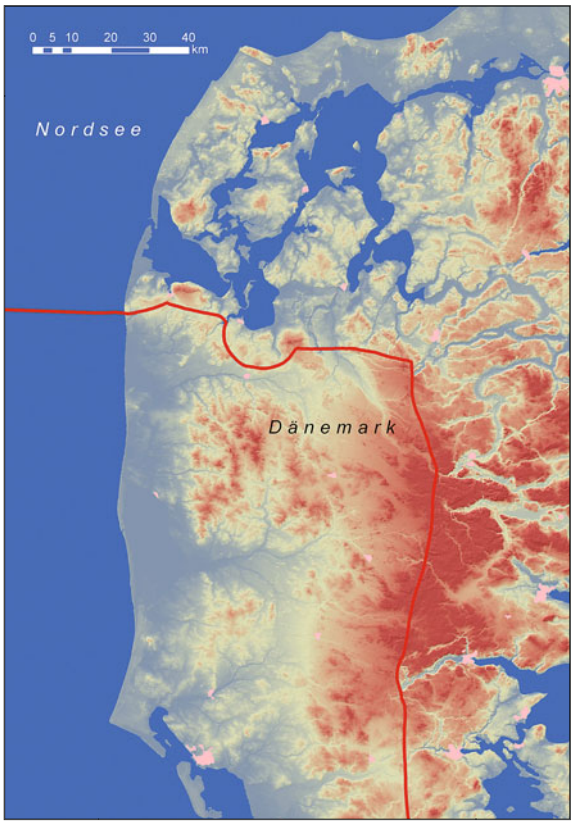


Abb. 2.21 Weichsel-Eisrandlage in Jütland. Der in der Weichsel-Eiszeit vergletscherte Bereich ist von zahlreichen subglazial angelegten Schmelzwasserrinnen (Tunneltälern) durchzogen, während die Altmoränen und Sanderflächen außerhalb des Eisrandes ein ausgeglichenes Relief aufweisen.

Abb. 2.22 Blockbestreuung im Bereich der Pommerschen Eisrandlage südlich von Neubrandenburg.

Defekte im Kristallgitter – neue Möglichkeiten der Altersbestimmung

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 hinzugekommen sind. Diese Defekte wirken als „Fallen" für Elektronen, die von den Mineralen unter radioaktiver Strahlung ausgesandt werden. Wenn man das Mineral auf etwa 400° erhitzt, werden die Elektronen freigesetzt, und die Atome kehren an ihren Ausgangsort zurück. Die Freisetzung einer großen Menge von Photonen führt bei diesem Prozess zu einem messbaren Leuchten, der sogenannten Thermolumineszenz (TL). Diese Erscheinung ist seit langem bekannt; für die Datierung von archäologischen Materialen (Keramik, gebrannter Flint) wird sie seit den 1950er Jahren eingesetzt.

Das TL-Signal ist proportional zur Zahl der freigesetzten Elektronen. Damit ist es auch proportional zu der Zeit, die das Mineral der Strahlung ausgesetzt gewesen ist. Idealerweise würde eine lineare Beziehung zwischen der Zeit und der Thermolumineszenz bestehen. Dies ist leider nicht der Fall. Da im Laufe der Zeit immer mehr potentielle Elektronen-Fallen bereits besetzt sind, tritt schließlich eine Sättigung ein.

Damit man die Thermolumineszenz zur Datierung nutzen kann, muss in der Vergangenheit ein Ereignis eingetreten sein, das die Elektronen-Fallen 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.

Eiszeitliche Ablagerungen sind normalerweise nicht erhitzt worden. Wenn Quarz- oder Feldspatkristalle allerdings für längere Zeit dem Sonnenlicht ausgesetzt werden, werden die meisten der Elektronen-Fallen ebenfalls geleert, wenn auch nicht alle. Da dies ein allmählicher Prozess ist, ergibt sich eine Bleichungskurve. Für eine erfolgreiche Datierung sollte die Probe lange genug dem Sonnenlicht ausgesetzt gewesen sein, so dass die meisten Elektronen-Fallen geleert worden sind. Im Labor wird dann die natürliche Thermolumineszenz der Probe gemessen und mit einem künstlichen TL-Signal verglichen, das erzeugt wird, indem man die Probe einer geeichten Strahlungsquelle aussetzt (Wintle 1991).

Im Jahr 1979 haben Wintle & Huntley vorgeschlagen, dass man Körner von Quarz und Feldspat zur TL-Datierung verwenden könnte, um die Zeit zu ermitteln, die seit dem Tag vergangen sei, an dem die Körner zuletzt dem Sonnenlicht ausgesetzt waren, d.h. den Zeitpunkt der Ablagerung (Wintle & Huntley 1979). Dieser Gedanke war nicht neu. Ein Labor in Kiew hatte in der russischen Literatur schon seit etwa 1968 auf diese Weise gewonnene Sedimentalter publiziert. Aber im Westen stand man diesen Daten skeptisch gegenüber.

Eine weitere Methode zur Altersbestimmung datiert das Alter von Gesteinsoberflächen. Radioaktives ^{10}Be wird in der Atmosphäre durch die Reaktion von Stickstoff und Sauerstoff mit kosmischer Strahlung erzeugt. ^{10}Be wird an Aerosol-Partikel gebunden und gelangt so mit dem Niederschlag auf die Erdoberfläche. Außerdem entsteht ^{10}Be bei der Reaktion zwischen dem Teil der sekundären kosmischen Strahlung, der die Erdoberfläche erreicht, und dem Sauerstoff und Silikon von Silikaten. Dieses ^{10}Be ist einige Größenordnungen seltener als das kosmogene ^{10}Be. Zwei Drittel des kosmogenen ^{10}Be, die in das Meer fallen, wird auf Grund seiner starken Affinität zu Oberflächen an feste Bestandteile gebunden und innerhalb einer relativ kurzen Verweildauer von 1000 Jahren im Tiefseesediment abgelagert. 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 100 000 bis zu 15 Millionen Jahren. Das Verfahren ist damit potentiell in der Lage, eine Datierungslücke zu schließen. Im Bereich der pleistozänen Vereisungsgebiete geht es dabei in erster Linie um Findlinge. Vor allem sind bisher Findlinge auf Endmoränen mit der Hoffnung datiert worden, auf diese Weise unmittelbar das Alter der Eisrandlagen messen zu können. Die Anwendbarkeit der Methode kann jedoch durch verschiedene Faktoren beeinträchtigt werden:

1. Die Oberfläche des Steins kann durch Verwitterung tiefer gelegt worden sein.
2. Die Vegetationsdecke kann den Stein gegen Niederschlag abgeschirmt haben.
3. Dasselbe gilt für eine Schneedecke.

Das Hauptproblem bei der TL-Datierung besteht darin, dass das zu untersuchende Sediment lange genug der Sonnenstrahlung ausgesetzt gewesen sein muss, um alle älteren TL-Signale auszulöschen, und dass es danach bis zum Zeitpunkt der Probenahme nie wieder dem Sonnenlicht ausgesetzt war. Löss und Flugsand erfüllen am ehesten diese Bedingungen. Das Verfahren ist aber auch zur Datierung von Schmelzwasserablagerungen und sogar von Tills eingesetzt worden, die für eine TL-Datierung ungeeignet sein sollten. Die Altersgrenze für mögliche Datierungen wird von manchen Wissenschaftlern auf etwa 1 Million Jahre angesetzt; die Mehrheit geht jedoch davon aus, dass die Obergrenze für sinnvolle Bestimmungen bei 100 000 Jahren liegt.

Ab 1985 ergab sich eine neue Entwicklung in der Lumineszenz-Datierung von Sedimenten: die Optisch Induzierte Lumineszenz-Datierung (OSL-Datierung). Bei der OSL-Datierung wird dieselbe Art von Defekten im Kristallgitter ausgenutzt wie bei der TL-Datierung, aber es werden nur die lichtempfindlichen Fallen benutzt. Anstelle der Hitze wird ein Laser eingesetzt, um die gefangenen, lichtempfindlichen Elektronen freizusetzen (Geyh & Schleicher 1990). Da die totale Bleichung unter Sonnenlicht nur Sekunden 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 Schmelzwassersande (Huntley et al. 1985).

Einen weiteren Fortschritt brachte die Erkenntnis von Hütt et al. (1988), dass sich, wenn man Feldspat anstelle von Quarz bei Zimmertemperatur im nahen Infrarot stimuliert, ein ähnliches Lumineszenz-Signal ergab wie bei der normalen TL, die sogenannte „Infrarot-stimulierte Lumineszenz" (IRSL).

Das von Duller entwickelte Verfahren für eine Einzelkorn-Datierung hat schließlich die Präzision der Lumineszenz-Datierungen verstärkt (Duller 2008). Dieses Verfahren wird heute allgemein für die Datierung von Sand verwendet. Die OSL ist ein wichtiges Hilfsmittel für die Datierung quartärer Ablagerungen, vor allem im Bereich der letzten 100 000 Jahre (Wintle 2008).

Während bei der TL- und OSL-Methode die ursprünglichen Lumineszenz-Zentren beschädigt werden, wird bei der ESR-Methode Mikrowellen-Energie eingesetzt, um die Zentren in situ zu bestimmen. Dies hat den Vorteil, dass die Probe in unveränderter Form für weitere Untersuchungen zur Verfügung steht. Der Zeitraum, der mit dieser Methode datierbar ist, umfasst das gesamte Pleistozän. Die Methode wird auf Kalke angewendet, also z. B. Tropfsteine, Travertin, Molluskenschalen oder Korallen. Das Verfahren ist jedoch nicht unproblematisch. Eine der Grundannahmen ist, dass die Zentren über lange Zeiträume stabil bleiben. Aber das ist nicht unbedingt der Fall. Mollusken haben sich als unzuverlässig erwiesen, und die ESR-Alter von Tropfsteinen und Travertin stimmen nicht immer mit den U/Th-Altern derselben Proben überein.

TL, OSL, IRSL und ESR haben die Datierungsmöglichkeiten vor allem für jungpleistozäne Ablagerungen wesentlich erweitert. Alle vier Methoden haben gemeinsam, dass sie die Datierung von Materialen erlauben, die auf andere Weise nicht datiert werden könnten.

4. Unter dem Einfluss der Periglazialklimas (vgl. Kapitel 8) kann sich die Lage des Blockes zur Oberfläche verändert haben.

Das führt dazu, dass häufig zu junge Alter gemessen werden. 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 aus einer Reihe von Analysen nur ein Mindestalter ergibt.

Mit Hilfe der ^{10}Be-Datierungen ist in den letzten Jahren zum Beispiel in Polen, in Belarus und in Litauen an einer Reihe von Punkten der Ablauf der Enteisung nach der Weichsel-Eiszeit neu datiert worden (Rinterknecht et al. 2005, 2007, 2008). Dabei muss jedoch bedacht werden, dass der in Loben untergliederte Eisrand das Ergebnis der Vorstöße verschiedener Eisströme widerspiegelt. Dieser Eisrand ist mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht zeitgleich entstanden, da die verschiedenen Eisströme und Loben vielfach eine eigene Dynamik entwickelt haben (vgl. Houmark-Nielsen 2003). Die einzelnen Abschnitte der Eisrandlinien, die sich auf Grund ihrer Oberflächenformen scheinbar verfolgen lassen, sind in Wirklichkeit zu verschiedenen Zeiten entstanden (*time-transgressive*) (Lüthgen & Böse 2010).

Die Datierung der quartären Ereignisse ist jedoch nur ein Aspekt der Quartärstratigraphie. Grundlage muss stets die Erfassung der geologischen und geomorphologischen Befunde im Gelände sein, wie sie zum Beispiel in jüngerer Zeit von Krienke (2003) oder Juschus (2001) durchgeführt worden sind.

Oberflächlich abfließender Gletscherbach verschwindet in einer Gletschermühle. Kverkjökull, Island.

3
Eis und Wasser

Eis und Wasser haben die Landschaften der ehemals vergletscherten Gebiete geprägt. Das gilt für Island ebenso wie für die Alpen. Selbst im Vereisungsgebiet der Antarktis, wo wenig Wasser an der Geländeoberfläche zu sehen ist, trägt Wasser an der Sohle des Eises zum Ablauf der Formungsvorgänge bei.

3.1 Entstehung der Gletscher

Die Gesamtfläche des Gletschereises auf der Erde wird mit 14,9 Millionen km^2 angegeben; das entspricht 10% der Landoberfläche. Hiervon entfallen allein 12,6 Millionen km^2 auf die Antarktis und 1,7 Millionen km^2 auf Grönland; die übrigen 4% sind in Form zahlreicher kleiner Gebirgsgletscher und Eiskappen über den Rest der Erde verteilt (Tabelle 3.1). Würde das antarktische Inlandeis abschmelzen, ergäbe sich ein weltweiter Anstieg des Meeresspiegels um 57 m; ein Abschmelzen des grönländischen Inlandeises würde den Meeresspiegel lediglich um 7 m anheben (IPCC 2009). Während des Höchststandes der Vereisungen war das Gesamtvolumen des Gletschereises nach überschlägigen Berechnungen von Denton & Hughes (1981) mindestens zweieinhalbmal so groß wie heute.

Grundbedingung für die Bildung von Gletschern ist, dass die winterliche Schneemenge während des folgenden Sommers nicht vollständig abschmilzt, so dass der Schneefall des nächsten Winters die Gesamtmenge erhöht. Hierfür sind niedrige Temperaturen eine notwendige Voraussetzung. Entscheidend ist dabei weniger die Tiefe der Wintertemperaturen als die Höhe der Sommertemperaturen; sie bestimmt, wie groß der Anteil der Niederschlagssumme ist, der dem Gletscher als Schmelzwasser entzogen wird. Niedrige Temperaturen sind mit zunehmender Entfernung von den Polen an größere Höhen über dem Meeresspiegel gebunden, so dass die Gletscher in Äquatornähe auf die höchsten Gebirgsregionen beschränkt sind. So haben die einzigen drei vergletscherten Berge Mexikos eine Höhe von über 5000 m. Noch höher liegt die Grenze der Vergletscherung in den Subtropen, wo auf Grund mangelnder Niederschläge z. B. am Rande der Atacama Berge von über 6000 m Höhe unvergletschert sind.

Neben der Temperaturverteilung ist eine hinreichende Niederschlagsmenge eine weitere Grundvoraussetzung für die Ausbildung von Gletschern. Hohe Verdunstungsraten und niedrige Niederschläge können zur Entstehung polarer Kältewüsten führen, nicht aber zur Ausbildung von Gletschern. Eine Westküstenlage in höheren Breiten bietet dagegen extrem günstige Voraussetzungen für die Entstehung von Gletschern. Die Westwinde bringen hohe Niederschläge mit sich. Entscheidend ist dabei die jahreszeitliche Niederschlagsverteilung. Die Sommerniederschläge fallen vielfach als Regen und tragen wenig zum Massenhaushalt des Gletschers bei. Das meiste davon gefriert nicht, sondern fließt zusammen mit dem Schmelzwasser auf der Gletscheroberfläche oder in Tunneln im und unter dem Eis rasch ab (Sugden & John 1976).

Für die *Entstehung* großer Eisschilde sind daher hohe Niederschläge erforderlich; für ihren *Erhalt* reichen dagegen geringe Niederschläge (bei niedrigen Sommertemperaturen) aus. Die inneren Bereiche großer Eisschilde zählen zu den aridesten Gebieten der Erde. Im Nordteil des grönländischen Inlandeises fallen nur 150 mm Niederschlag; dieser fällt aber ausschließlich als Schnee und kommt damit gänzlich dem Eisaufbau zugute.

Gletscher bilden sich vorzugsweise in Gebieten, die ein günstiges Relief aufweisen. Hierzu zählen Lee-Positionen in Gebirgen. In Skandinavien finden sich die meisten heutigen Gletscher an den Nordosthängen. Dies sind die kältesten Positionen. Hinzu kommt, dass hier im Windschatten des Gebirges die stärksten Schnee-Akkumulationen stattfinden (Østrem et al. 1973).

Eine Vielzahl von Faktoren spielt zusammen, wenn es um die Frage der Entstehung und Verbreitung von Gletschern geht. Dies wird besonders deut-

Tab. 3.1 Fläche und Ausdehnung der Schnee- und Eisflächen auf der Erde und potentieller Anstieg des Meeresspiegels (sea level equivalent, SLE) bei ihrem Abschmelzen (Quelle IPCC, 2009).

Element	Fläche (10^6 km^2)	Eisvolumen (10^6 km^2)	Potentieller Anstieg des Meeresspiegels in Metern
Schnee	1,9–45,2	0,0005–0,005	0,001–0,01
Meereis	19–27	0,019–0,025	0
Gletscher und Eiskappen			
Minimalwerte	0,51	0,05	0,15
Maximalwerte	0,54	0,13	0,37
Schelfeis	1,5	0,7	0
Inlandeis	14,0	27,6	63,9
Grönland	1,7	2,9	7,3
Antarktis	12,3	24,7	56,6
Frostboden	5,9–48,1	0,006–0,065	0
Dauerfrostboden	22,8	0,011-0,037	0,03–0,10

Frühe Gletscherforschung

Die frühe Erforschung der Gletscher und ihrer Ablagerungen war mühsam. Meist waren es Männer, die sich aufmachten, die entlegenen Gebiete zu erkunden. Unter den Geologen, die sich in Richtung Norden aufmachten, war auch eine Frau: Emmy Mercedes Todtmann. Sie war mit Karl Gripp 1924 auf Spitzbergen, und später widmete sie sich der Erforschung des damals schwer zugänglichen Vatnajökull. Fräulein Todtmann – sie bestand auf dieser Anrede – schrieb 1954 über ihre Forschungen auf Island: „Der Eyjabakkagletscher sowie der Übergang über die Jökulkvisl in Mariutungur können nicht anders als mit Pferden erreicht werden. – Am Südrand (des Vatnajökull) fand ich Unterkunft in den Bauernhöfen, die zwischen den großen Gletscherzungen liegen. (...) Von hier aus erreichte ich die Gletscher zu Fuß oder mit dem Pferd. (...) Der Übergang über die Skeiderá geschah über den Gletscher. Um den steilen Anstieg für die Pferde gangbar zu machen, schlug der Bauer 21 tadellose Stufen in das Eis.“ (Todtmann 1960).

Abb. 3.1 Im August 1954 musste Emmy Mercedes Todtmann zu Pferd über den Vatnajökull. Der Bauer hatte Stufen für die Pferde in das Eis geschlagen (Aufnahme: Emmy Mercedes Todtmann).

Abb. 3.2 „Am Südrand (des Vatnajökull) fand ich Unterkunft in den Bauernhöfen, die zwischen den großen Gletscherzungen liegen.“ (Aufnahme: Emmy Mercedes Todtmann).

Abb. 3.3 Taylor Valley, ein Trockental in der Antarktis; im Hintergrund der Commonwealth Glacier (Aufnahme: Hans-Christoph Höfle).

lich, wenn man sich vor Augen führt, dass innerhalb großer Vereisungsgebiete eisfreie Oasen auftreten können, wie z. B. die Trockentäler in Viktoria-Land (Antarktis). Ein größeres Beispiel aus den quartären Vereisungsgebieten ist die *Driftless Area* in Illinois und Wisconsin (USA).

Nach Ahlmann (1935) lassen sich unter heutigen Bedingungen in Abhängigkeit vom oberflächlichen Abschmelzen und von der Temperatur des Eises drei Arten von Gletschern unterscheiden: temperierte, subpolare und hochpolare Gletscher. Die Basis eines temperierten Gletschers befindet sich durchgehend am Druckschmelzpunkt, und an seiner Oberfläche schmilzt – zumindest außerhalb der Polargebiete – im sogenannten Zehrgebiet ganzjährig Eis und Schnee ab. Auf einem hochpolaren Gletscher findet kaum oberflächliches Abschmelzen statt, und seine Basis ist am Gesteinsuntergrund festgefroren. Der subpolare Typ Ahlmanns stellt einen Übergang zwischen beiden Extremen dar. In vielen Fällen gibt es Übergangsformen, in denen Teile des Gletschers eine temperierte Basis aufweisen, andere Teile dagegen am Untergrund festgefroren sind. Man spricht in solchen Fällen von polythermalen Gletschern (Liestøl 2000). Früher nahm man an, dass die Alpengletscher sämtlich zu den temperierten Gletschern zählen. Heute weiß man, dass zumindest sehr hoch gelegene Teile einiger Alpengletscher auch negative Temperaturen aufweisen. Auf dem Monte Rosa-Plateau können Eistemperaturen von −2 bis −3 ° auftreten. Die klassische Dreiteilung ist zu grob, um Gletscher hinreichend charakterisieren zu können; die meisten Gletscher fallen nicht genau in eine der Kategorien, sondern lassen sich in verschiedene Zonen mit unterschiedlichen Eigenschaften untergliedern (Winkler 2009).

Im oberen Bereich eines Gletschers überwiegt die Akkumulation. Dieser Teil wird als Nährgebiet bezeichnet. Im unteren Teil des Gletschers, dem Zehrgebiet, überwiegt dagegen das Abschmelzen. Die Grenze zwischen Zehrgebiet und Nährgebiet ist die Gleichgewichtslinie des Gletschers. In den heutigen Gletschern der Alpen ist das Nährgebiet etwa doppelt so groß wie das Zehrgebiet (Hoinkes 1970). Die Gleichgewichtslinie ist definiert als die Linie, die alle Punkte auf einem Gletscher verbindet, deren Nettobilanz am Ende eines Haushaltsjahres gleich null ist. Sie hat meist einen komplizierten Verlauf und lässt sich nicht aus der Karte ablesen. Da die Höhe der Gleichgewichtslinie von Jahr zu Jahr schwankt, ist es meist erforderlich, die Messungen über einen bestimmten Zeitraum zu mitteln. Die Höhe der Gleichgewichtslinie (Equilibrium Line Altitude, ELA) wird benutzt, um die allgemeinen Klimabedingungen verschiedener Vereisungsgebiete zu vergleichen. Da die ELA im Gelände nicht direkt abgelesen werden kann, muss sie rechnerisch ermittelt werden. Beim Vergleich ist zu beachten, dass verschiedene Berechnungsverfahren zu unterschiedlichen Ergebnissen führen können (Nesje & Dahl 2000).

Frisch gefallener Schnee wird auf dem Gletscher zu Eis umgeformt. Hierbei entsteht zunächst Altschnee. Die Veränderung geht relativ rasch vonstatten (meist innerhalb weniger Tage), da die Temperatur der Kristalle in der Regel in der Nähe des Schmelzpunktes liegt, so dass sich die Moleküle relativ frei bewegen können. Die Bewegung der Moleküle folgt dabei dem Prinzip, dass die Oberfläche der Kristalle

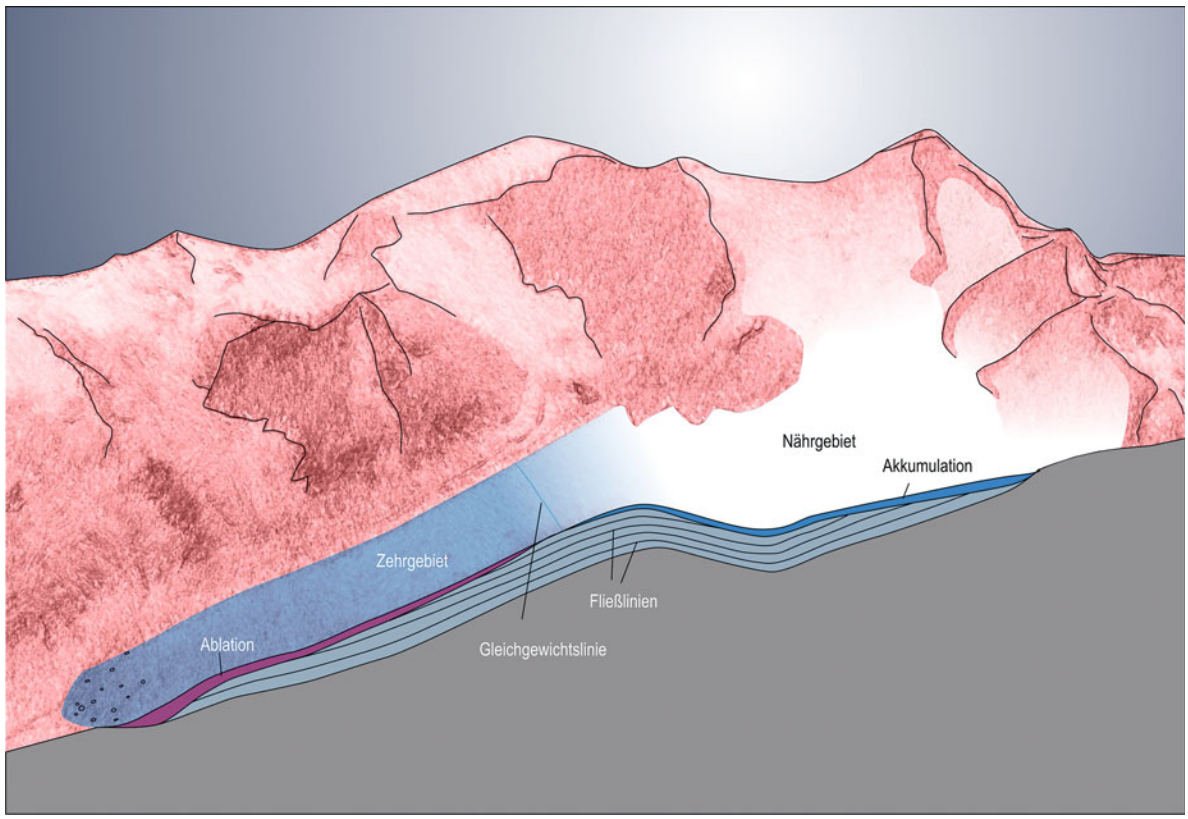


Abb. 3.4 Längsschnitt durch einen Talgletscher. Frisch gebildetes Eis aus dem Nährgebiet des Gletschers fließt dem Gefälle folgend ins Tal. Das im obersten Teil des Gletschers gebildete Eis bewegt sich am dichtesten an der Gletschersohle. Die Eisbildung nimmt bis zur Gleichgewichtslinie kontinuierlich ab. Im Zehrgebiet überwiegt das Abschmelzen, das hangabwärts kontinuierlich zunimmt.

verringert und die freie Energie minimiert wird. Auf diese Weise werden Schneeflocken mit ihren komplizierten Formen allmählich zu sphärischen Gebilden umgeformt. Zusätzlich neigen größere Kristalle dazu, sich auf Kosten der kleineren zu vergrößern, da auf diese Weise gleichfalls die freie Energie verringert wird. Gleichzeitig mit diesen Prozessen findet eine allgemeine Setzung statt, in deren Zuge die Zwischenräume zwischen den Partikeln kleiner werden. An den Kontaktpunkten zwischen den Körnern bilden sich Brücken aus.

Der Altschnee des Vorjahres wird als „Firn" bezeichnet. Die Untergrenze der Firnbedeckung an der Gletscheroberfläche ist die Firnlinie (Hoinkes 1970). Durch molekulare Diffusion kommt es zur Umkristallisation und weiteren Verdichtung des Firns. Wenn die Dichte etwa 0,8 g/cm^3 erreicht, schließen sich die Poren zwischen den Kristallen. Gefangene Luft bleibt in Form von Gasblasen zurück. Der Firn ist zu Eis geworden (Winkler 2009).

3.2 Heutige Gletscher – vom Kargletscher bis zum Inlandeis

3.2.1 Wie bewegt sich ein Gletscher?

Wenn das Eis eine Mindestmächtigkeit von etwa 60 m erreicht hat, beginnt es zu fließen. Die Gletscherbewegung setzt sich aus den zwei Komponenten interne Verformung und basales Fließen zusammen.

Überall dort, wo sich die Sohle des Gletschers am Druckschmelzpunkt befindet, tritt neben der internen Verformung basales Gleiten auf. Dieses wird am stärksten wirksam, wenn der Gletscher über einen Wasserfilm gleiten kann (Weertman 1964). Für das Ausmaß der Fließgeschwindigkeit spielen daher wassergefüllte Hohlräume an der Gletscherbasis eine

große Rolle. Bei zunehmendem hydrostatischen Druck können sich die wassergefüllten Hohlräume ausdehnen und so zu einer Herabsetzung der Reibung und zu erhöhter Fließgeschwindigkeit führen (Lliboutry 1968). Auf diese Weise ist die Beobachtung zu erklären, dass Gletscher im Sommer rascher fließen als im Winter – zumindest im Bereich des Zehrgebietes (Sugden & John 1976).

Das horizontale Fließverhalten eines Gletschers ist nicht völlig gleichmäßig, sondern wird durch die Massenbilanz und die Gestalt des Untergrundes bestimmt. Nye (1952) hat aufgezeigt, dass grundsätzlich zwei verschiedene Arten von Gletscherfließen unterschieden werden müssen: Schubfließen *(compressive flow)* und Zerrungsfließen (*extending flow)*. Schubfließen führt zu einer Verlangsamung des Gletscherfließens, wenn verstärkte Ablation die Auflast des Eises verringert, oder wenn die Gletschersohle konkav ausgebildet ist. Zerrungsfließen tritt dagegen bei Zunahme der Eismächtigkeit und bei konvexer Gletschersohle auf. Beim Schubfließen treten im Gletscher aufwärts gerichtete Bewegungsbahnen auf, bei Zerrungsfließen abwärts gerichtete Bewegungsbahnen.

Die Fließgeschwindigkeit von Gletschern kann relativ konstant sein (meist wenige Meter bis Zehner von Metern im Jahr); zum Teil treten jedoch erhebliche periodische Schwankungen auf. Bei *Surges*, einer bestimmten Art von raschen Gletschervorstößen, kann die Fließgeschwindigkeit des Eises auf das zehn- bis hundertfache des normalen Wertes anwachsen. Innerhalb des rasch vorstoßenden Eises lassen sich drei Zonen unterscheiden: a) eine Welle sich verdickenden Eises unter *compressive flow*-Bedingungen, b) eine Zone hoher Geschwindigkeit mit stark zerbrochener Eisoberfläche hinter dem Gipfel der Welle, und c) eine Zone der Eisausdehnung und Verlangsamung der Geschwindigkeit (Sugden & John 1976). Nicht in allen Fällen erreicht eine *Surge*-Welle den Rand des Gletschers. Wo dies der Fall ist, kann es jedoch zu katastrophalen Gletschervorstößen kommen. So ist der Brúarjökull auf Island 1963/64 bis zu 8 km vorgestoßen, wobei Geschwindigkeiten von bis zu 5 m pro Stunde erreicht wurden (Thorarinsson 1969). Am Ende eines solchen *Surge* stagniert oft das vorgeschobene Eis, bis sich wieder eine hinreichende

Tab. 3.2 Fließgeschwindigkeit bei Surges (Quellen: Clarke 1987 und Internet)

Eisstrom	Geschwindigkeit
Rutford Ice Stream (Antarktis)	über 400 m/Jahr
Whillans Ice Stream (Ice Stream B) (Antarktis)	827 m/Jahr
Jakobshavns Glacier (Westgrönland)	6–12 km/Jahr

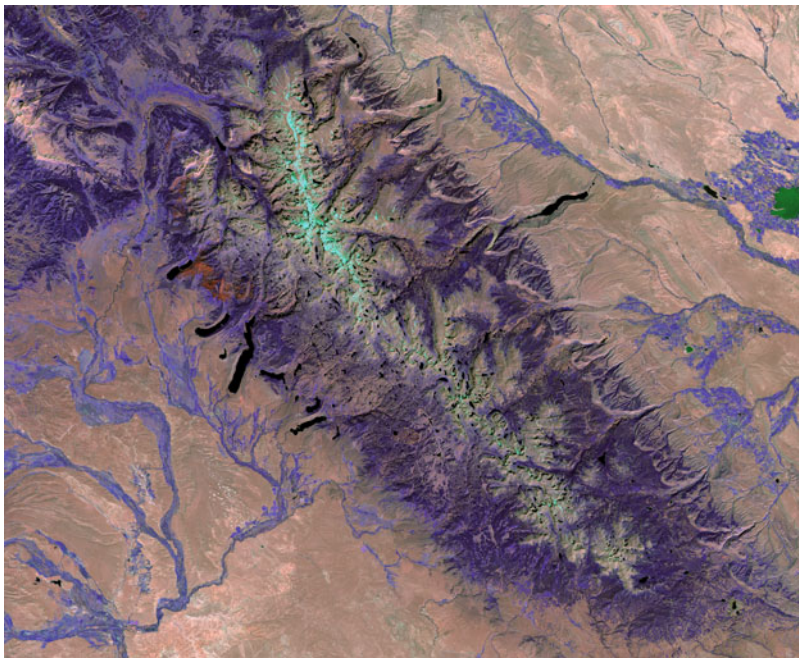


Abb. 3.5 Eine Gebirgsvergletscherung wie die der Alpen hinterlässt eine Reihe auffälliger Geländeformen, die schon im Satellitenbild klar erkennbar sind. Hierzu gehören die zahlreichen Kare, viele davon mit Karseen, am oberen Ende der Täler, die U-Täler und die Zungenbecken, von denen viele mit Seen erfüllt sind. Beispiel Wind River Mountains, Wyoming (Quelle: U. S. Geological Survey, Landsat 5 TM, Path 37, Row 30, 8.9.1999).

Abb. 3.6 Zungenbecken mit vorgelagerten Endmoränen. Wind River Mountains, Wyoming.

Eismächtigkeit für einen weiteren Vorstoß ausgebildet hat.

Surges treten nach Untersuchungen an nordamerikanischen Gletschern mit einer Häufigkeit von einmal in 15–100 Jahren auf (Meier & Post 1969). Die genaue Ursache der *Surges* ist unbekannt. Fest steht jedoch, dass sie jeweils von einem überdurchschnittlichen Anfall an Schmelzwasser begleitet werden (Sugden & John 1976).

Große Eisströme weisen zum Teil erhebliche, stark wechselnde Fließgeschwindigkeiten auf:

Das Einzugsgebiet eines solchen Eisstromes kann über tausendmal größer sein als das eines typischen rasch vorstoßenden Gebirgsgletschers. Hughes (1992) weist darauf hin, dass der Eisabfluss des grönländischen und antarktischen Eisschildes ins Meer zu etwa 90% über derartige Eisströme erfolgt. Ähnliche Verhältnisse werden zum Teil für den Eisabbau der pleistozänen Eisschilde unterstellt.

3.2.2 Entstehung des Eisstromnetzes

Für die Entstehung alpiner Gletscher sind die lokalen Oberflächenformen von entscheidender Bedeutung. An steilen Felswänden können sich keine Gletscher bilden. An sanfter geneigten Hängen können sich dagegen in Firnmulden allmählich Kargletscher entwickeln, aus denen schließlich, bei positiver Massenbilanz, Talgletscher entstehen können. Besonders günstig wirken große, zusammenhängende, oberhalb der Schneegrenze gelegene Altflächen als Nährgebiete der Gletscher. Auf der Südseite der Alpen liegt die Schneegrenze auf Grund der stärkeren Erwärmung etwa 200 m höher als auf der Alpennordseite (von Klebelsberg 1948/49); hinzu kommt die unterschiedliche Höhenlage des nördlichen und südlichen Alpenvorlandes (um 500 m im Norden, um 100 m im Süden). Dementsprechend sind die quartären Gletscher am Alpennordrand relativ weit ins Vorland vorgestoßen, in Italien dagegen im Fußbereich des Gebirges steckengeblieben.

Während des Höchststandes der letzten Vereisung lag die alpine Schneegrenze etwa 1200 m niedriger als heute. Dadurch wurde das Nährgebiet der Gletscher sehr stark erweitert. Die Alpentäler wurden von mächtigen Eisströmen durchflossen. Es bildete sich ein Eisstromnetz aus, das zum Teil nur noch von wenigen Berggipfeln überragt wurde. Bei Bozen betrug der Abstand zwischen den flankierenden Gipfeln beiderseits des Etschtales etwa 40 km (von Klebelsberg 1948/49).

Ehlers & Gibbard (2004) geben einen Überblick über die maximale Ausdehnung der Eismassen während der letzten Vereisung. Dabei wird deutlich, dass die Alpen nicht gleichmäßig von der Vergletscherung betroffen worden sind. Im Westen und in den zentralen Alpen ragten lediglich höhere Gipfel über das Eisstromnetz hinaus, dessen Oberkante weithin bei etwa 2500 m über NN und höher lag. Im Osten läuft das Vereisungsgebiet in großen Gletscherzungen im Enns- und Murtal und einem Lobus im Tal der Drau aus. Weiter östlich sind zum einen die Geländehöhen geringer, und zum anderen macht sich hier die zu-

Abb. 3.7 Die Gletschererosion gestaltet von Flüssen geschaffene V-Täler zu U-Tälern um. Beispiel aus Nordschweden, NW von Tärnaby.

nehmende Kontinentalität mit geringeren Niederschlägen bemerkbar. Hier kam es nur noch zur Ausbildung größerer und kleiner Lokalgletscher und Eiskappen.

Das mächtige Eis der zentralen Alpen konnte durch die engen Alpentäler nur ungenügend abfließen. Durch den Eisstau kam es stellenweise zu einem Überströmen der Alpenpässe, wodurch sich am Alpennordrand in den Tälern der Ammer, Loisach und Isar große Gletscherzungen ausbilden konnten – viel größer, als sie bei den relativ kleinen Einzugsgebieten dieser Täler zu erwarten gewesen wären (van Husen 1987). Im Iller- und Lechtal, wo dieses Überströmen nicht stattfand, haben sich nur vergleichsweise kleine Gletscher ausbilden können.

Schliffgrenze

Die Ausdehnung früherer Gletscher und Eisschilde zu ermitteln, war immer ein wesentliches Ziel der Glazialmorphologie. Während die horizontale Verbreitung ehemaliger Gletscher durch die Verbreitung ihrer Ablagerungen definiert ist, kann für die vertikale Ausdehnung die Schliffgrenze herangezogen werden. Die Schliffgrenze repräsentiert die Grenze zwischen einer oberen Zone stärker verwitterten Gesteins (besonders durch Frostsprengung) und einer unteren Zone, die durch Gletschererosion und geringe postglaziale Verwitterung gekennzeichnet ist. Wo eine klare Grenze zwischen verwittertem Gestein und vom Gletscher geschliffener Felsoberfläche erkennbar ist, ist die Deutung leicht: die Schliffgrenze markierte die Obergrenze der Gletschererosion während des letzten Vereisungsmaximums.

Natürlich ist es nicht auszuschließen, dass die Gipfel oberhalb der Schliffgrenze mit kaltem Eis bedeckt waren, während die temperierten Gletscher in den Tälern entlangströmt sind. Außerdem ist es möglich, dass die Schliffgrenze nicht dem letzten Vereisungsmaximum entspricht, sondern entweder einen älteren Zustand oder einen jüngeren Vorstoß des Gletschers repräsentiert. Schließlich wäre es auch möglich, dass durch die klimatischen Höhenstufen die Untergrenze der Frostverwitterung eine obere Schliffgrenze vortäuscht.

Eine Datierung der Oberflächen kann dieses Problem beleuchten. Briner et al. (2003) haben gezeigt, das vom Gletscher transportierte Geschiebe auf verwitterten Felsenburgen im östlichen Baffin Island ein Alter von 17 000–11 000 Jahren aufwiesen, während die Felsenburgen selbst ein Alter von über 60 000 Jahren haben. Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen Marquette et al. (2004) für die Gebirgsregionen von Labrador und im nordwestlichen Quebec. Die dort gemessenen $^{26}Al/^{10}Be$-Alter für Felsenburgen und Blockmeere belegen, dass diese Gebilde die letzte und wahrscheinlich auch frühere Vereisungen unter einer schützenden Decke aus kaltem Eis ohne morphologische Umgestaltung überstanden haben.

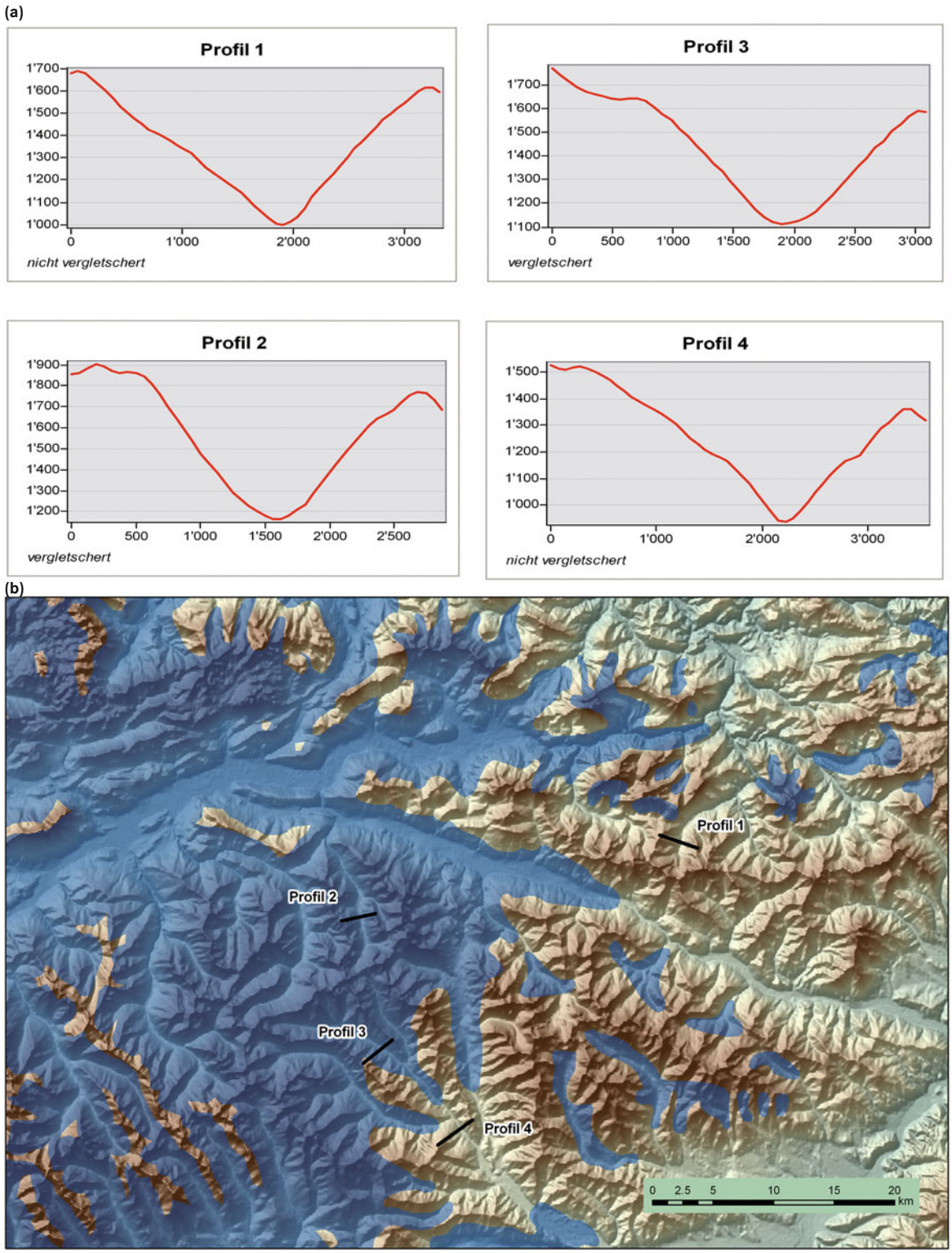


Abb. 3.8 Im digitalen Geländemodell lassen sich die ehemals vergletscherten Alpentäler auf Grund ihres Querprofils von den nicht vergletscherten Tälern unterscheiden. (a) Querprofile durch vier Alpentäler, (b) Lage der Profile im Vergleich zur Ausdehnung der Würm-Vereisung.

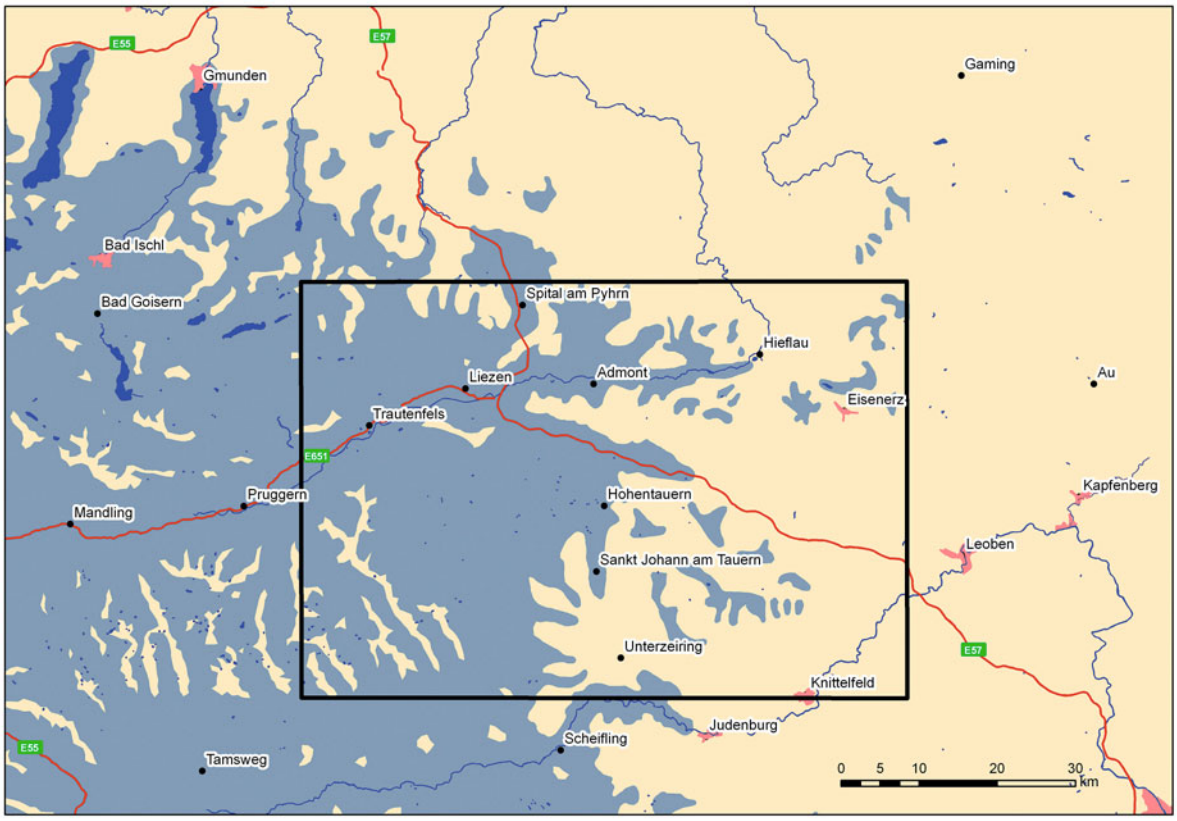


Abb. 3.8 (c) Übersichtskarte.

3.2.3 Entstehung des Inlandeises

Ein Gletscher, der sich in einem Gebirge allmählich von einem Kargletscher zu einem Talgletscher entwickelt, fließt dem natürlichen Gefälle folgend zunächst talwärts. Bei sehr starkem Eisnachschub vereinigen sich die einzelnen Talgletscher am Fuß des Gebirges zu einem Piedmontgletscher. Wenn die Eisakkumulation im Haupttal zu groß wird, so dass das Tal den gesammelten Abfluss aus den Seitentälern nicht mehr bewältigen kann, können auch die angrenzenden Höhenzüge überwunden werden, und die Gletscher benachbarter Täler schließen sich zu einem Eisschild zusammen. Wächst die Eismasse weiter an, so kann schließlich ein Inlandeis von vielen hunderten von Kilometern Durchmesser entstehen.

Die großen pleistozänen Eisschilde waren keine einheitlichen Eismassen, sondern gingen in der Regel von mehreren mehr oder weniger unabhängigen Vereisungszentren aus, deren Dynamik erheblich voneinander abweichen konnte. Bereits gegen Ende des vorigen Jahrhunderts war Tyrrell (1898) zu der Auffassung gelangt, dass die Vereisung Nordamerikas nicht aus einem einheitlichen Eisschild bestanden habe, sondern von zwei getrennten Zentren ausgegangen sei, einem in Keewatin und einem in Labrador. Später fügte er noch ein drittes Zentrum in Patricia (südlich der Hudson Bay) hinzu. Heute geht man davon aus, dass zwei getrennte Vereisungszentren in Keewatin und in Nouveau Quebec/Labrador bestanden haben. Ein weiteres Zentrum lag im Bereich des Foxe Basin (Ives & Andrews 1963).

Fest steht, dass die Vereisung der Rocky Mountains nur in einem relativ lockeren Kontakt zur laurentischen Vereisung stand. Beide Eismassen waren auf weiten Strecken durch einen eisfreien Korridor voneinander getrennt, über dessen Ausdehnung unterschiedliche Auffassungen bestehen. Einige Autoren geben seine Länge mit einigen hundert Kilometern an, bei anderen beträgt sie über tausend Kilometer – sowohl im Norden als auch im Süden der Kontaktzone. Geschlossen war diese Lücke nur bis etwa 15 000 vor heute (Dyke 2004).

Auch das nordeuropäische Vereisungsgebiet weist mehrere Vereisungszentren auf. Sowohl im Bereich

Verformbarer Untergrund, schlagartige Vereisung?

Jeder Gletscher, dessen Eis eine Mindestmächtigkeit von etwa 60 m überschreitet, bewegt sich durch interne Verformung. Da das Ausmaß der Verformung mit wachsendem Abstand von der Gletschersohle zunimmt, bewegt sich der Gletscher in der Tiefe langsamer als in größerer Höhe. Bei einem kalten Gletscher, der am Gesteinsuntergrund festgefroren ist, ist die interne Verformung die einzige Art der Fortbewegung; an der Basis des Gletschers ist sie gleich Null. Bei größerer Eismächtigkeit oder bei entsprechend wärmerem Untergrund befindet sich die Sohle des Gletschers am Druckschmelzpunkt. Ein dünner Wasserfilm bildet sich, auf dem der Gletscher talwärts gleitet. Das Ergebnis dieser Bewegung ist an der Sohle und an der Gletscheroberfläche gleich. Das basale Gleiten kann bei Gletschern mit warmer Basis bis zu 90% der Gletscherbewegung ausmachen.

Boulton & Jones (1979) haben durch Gletscheruntersuchungen auf Island nachgewiesen, dass es noch eine dritte Art der Gletscherbewegung gibt. Nicht nur das Eis selbst bewegt sich, sondern auch der aus Lockergestein bestehende Untergrund wird in die Gletscherbewegung einbezogen. Dieser Mechanismus war nach Boulton & Jones wesentlich an der hohen Fließgeschwindigkeit der pleistozänen Gletscher Nordeuropas beteiligt. In der Tat findet sich an der Untergrenze der Grundmoränen Norddeutschlands nicht selten eine Schicht umgelagerten Materials, die von der Korngrößenverteilung her zwar den liegenden Ablagerungen ähnelt, vom Gefüge her aber an die hangende Grundmoräne erinnert. Der ursprüngliche Schichtverband ist stark gestört, die Ablagerungen sind zerschert und stark auseinandergezogen. Dieser Sedimenttyp ist von Grube (1979) als „Sohlmoräne“ bezeichnet worden. Die Sohlmoräne umfasst in der Regel einen Bereich von wenigen Dezimetern bis maximal etwa 2 m (vgl. Ehlers & Stephan 1983). Die liegenden Schichten sind meist ungestört. Gelegentlich kommen Horizontalverschiebungen auf Schichtflächen vor, doch sind diese vergleichsweise selten.

Wenn der von Boulton & Jones ins Auge gefasste Mechanismus tatsächlich in größerem Umfange wirksam gewesen sein soll, so muss er auf die oberen Meter der liegenden Schichten beschränkt gewesen sein. Hierfür spricht neben der geringen Mächtigkeit der Sohlmoräne auch ein anderes Indiz. Dort, wo zwei verschieden alte Grundmoränen aufeinander liegen, ist der obere Bereich der älteren Moräne zum Teil von der jüngeren Gletscherbewegung erfasst und seine Geschiebe-Langachsen in Richtung des neuen Eisvorstoßes umgeregelt worden.

Übereinander liegende Grundmoränen weichen in ihrer Materialzusammensetzung oft deutlich voneinander ab, während sie in sich weitgehend homogene Sedimentkörper darstellen. Da während des Eisvorstoßes große Mengen verformten Materials in die Grundmoräne aufgenommen wurden, erscheint die verformte Zone nicht so geringmächtig, obwohl die Mächtigkeit der meisten Grundmoränen wenige Meter nicht überschreitet.

Der verformte Untergrund dürfte dabei in vielen Fällen, in denen eine ausgeprägte Sohlmoräne fehlt, auf den Bereich des vom jeweiligen Gletscher selbst mitgebrachten Gesteinsschutts beschränkt gewesen sein (vgl. Alley et al. 1987). Während traditionell von Eismächtigkeiten um gut 2500 m ausgegangen wurde (Aseev 1968), kommen Boulton et al. (1985) unter der Annahme subglazialer Verformung auf maximale Eismächtigkeiten um 2000 m. Für die Umgebung von Kopenhagen nahm Aseev noch 1000 m Eis an, während Boulton et al. von nur etwa 500 m Eis ausgehen. Dabei muss jedoch berücksichtigt werden, dass die Bedingungen an der Sohle des Eisschildes während der gesamten Vereisung nicht konstant gewesen sind, und dass ein Wechsel zwi-

der Britischen Inseln als auch im Osten, im Bereich des Ural-Timan-Gebietes, befanden sich eigenständige Vergletscherungen, die mit dem skandinavischen Inlandeis in mehr oder weniger starkem Kontakt gestanden haben.

Nach wie vor gibt es viele Unklarheiten über das Ausmaß der Vereisung, z. B. in Sibirien oder im Hochland von Tibet. Doch selbst das Bild der nordeuropäischen Vereisung musste innerhalb der letzten Jahrzehnte stark revidiert werden. Als Aseev (1968) eine Rekonstruktion des weichselzeitlichen skandinavischen Eisschildes versuchte, nahm er eine maximale Eishöhe von 2500 m über NN an. Im südlichen Norwegen hat jedoch eine Reihe von Berggipfeln das Inlandeis der letzten Kaltzeit überragt. Mit Hilfe der dadurch festgelegten Eishöhen konnten Profile durch den Eisschild konstruiert werden (Nesje & Sejrup 1988). Dabei hat sich herausgestellt, dass die Eisdecke wesentlich geringmächtiger gewesen ist, als noch vor wenigen Jahren angenommen wurde. Aus den übrigen Gebieten liegen jedoch keine konkreten Daten über Eismächtigkeiten vor. Im Gegensatz zu Aseev muss man heute davon ausgehen, dass das Eis im Norden und Osten eine wesentlich größere Ausdehnung hatte. Es gilt als bewiesen, dass die Bering-See vergletschert gewesen ist, und dass das Weichsel-Eis im Osten Anschluss an die Vergletscherung des Ural-Timan-Gebietes besessen hat.

Im Bereich der nordischen Vereisung Europas gab es nur wenige Gipfel, die den Eisschild überragten. Das Eis konnte sich daher während des Höchststandes der Vereisung relativ frei nach allen Seiten aus-

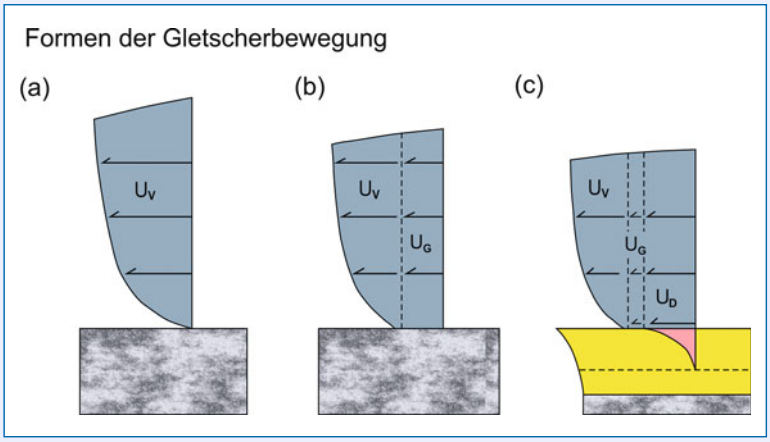


Abb. 3.9 Arten der Gletscherbewegung durch (a) interne Verformung des Eises, (b) basales Gleiten und (c) Verformung des Untergrundes.

schen gefrorenem Untergrund und basaler Verformung stattgefunden haben dürfte (vgl. Lambeck et al. 2010).

Schlagartige Vereisung

Traditionell wird davon ausgegangen, dass sich die pleistozänen Inlandvereisungen aus lokalen Gebirgsvergletscherungen entwickelt haben. Man nimmt an, dass die einzelnen Gletscherzungen im Gebirgsvorland allmählich zu einem Piedmontgletscher zusammengewachsen sind, aus dem sich bei weiterem Anwachsen ein Inlandeisschild entwickelt hat. Dieses Modell lässt sich für den skandinavischen Bereich glaubhaft darstellen. Im Gebiet der laurentischen Vereisung Nordamerikas ergibt sich das Problem, dass das fragliche Hochgebiet am äußersten Ostrand des Vereisungsgebietes liegt. Bei näherer Betrachtung zeigt sich, dass es sich gar nicht um ein echtes Gebirge handelt, sondern um den gehobenen Rand des Kanadischen Schildes, der zwar von der Seeseite her relativ steil ansteigt, aber zum Landesinneren äußerst sanft einfällt. Spuren einer von hieraus einsetzenden Vereisung ließen sich nicht finden. Ives et al. (1975) nehmen deshalb an, dass es sich bei der laurentischen Vereisung um eine spontane Vereisung (*Instantaneous Glacierisation*) gehandelt habe. Sie gehen davon aus, dass eine großflächig und annähernd gleichzeitig einsetzende Schnee-Akkumulation im Verlauf weniger Jahrhunderte zur Ausbildung großer Eisschilde geführt haben könnte. Dieser Mechanismus wird für das laurentische Vereisungsgebiet Nordamerikas durchaus für wahrscheinlich gehalten (z.B. Clark & Lea 1992).

Wenn der rasche Aufbau des nordeuropäischen Inlandeises auf diese Weise zustande gekommen sein sollte, wäre zumindest in der Anfangsphase der Vereisung kein durchgehender Transport von skandinavischem Gesteinsmaterial bis nach Norddeutschland erfolgt. Das Resultat wäre die verbreitete Ausbildung von Lokalmoränen. Eine solche Lokalmoräne müsste – mit Ausnahme der ältesten Vereisung – in ihrer Zusammensetzung den jeweils nächstälteren Gletscherablagerungen ähneln, aus deren Aufarbeitung sie hervorgegangen wäre (Ehlers 1990a).

breiten, nur durch die Massenbilanz des Gletschers gesteuert. Die Niederschläge wurden mit den Westwinden herangebracht. Das nordeuropäische Inlandeis erreichte seine größte Ausdehnung östlich der Gebirge. Die Niederschläge fielen zu einem großen Teil als Schnee, der in Leeposition zur Ablagerung kam. Da sich auf Grund des steilen Abfalls des Kontinentalrandes im Norden und der Norwegischen Rinne im Süden keine ausgedehnte Vereisung westlich des skandinavischen Gebirges ausbilden konnte, entstand ein Eisschild, dessen Scheitelregion stark nach Nordwesten verschoben war.

Die großen Eisschilde der pleistozänen Kaltzeiten haben sich außerordentlich rasch ausgebreitet. Am besten lässt sich dies für die Weichsel-Vereisung rekonstruieren. Noch 24 000 Jahre vor heute waren die großen Alpentäler eisfrei. Dasselbe gilt für das südliche Schweden bis nördlich von Göteborg (Lundqvist 2004). Wenn der Höchststand der Weichsel-Vereisung in Norddeutschland wie in Nordamerika etwa um 20 000 vor heute erreicht worden ist, erfordert dies eine Vorstoßgeschwindigkeit von mindestens 75 Meter pro Jahr. Bei dieser Rechnung ist allerdings nur der Vorstoß des Eisrandes von Südschweden bis nach Norddeutschland berücksichtigt. Wenn man davon ausgeht, dass während des Vereisungsmaximums auch Eis vom Zentrum der Vereisung bis in den Raum südlich der Ostsee vorgestoßen sein soll, so kommt man auf Vorstoßgeschwindigkeiten von 100–150 Meter pro Jahr. Dass derartige Berechnungen nicht völlig aus der Luft gegriffen sind, zeigt ein Vergleich mit den USA. Durch die

radiometrische Datierung vom Eis überfahrener Baumstämme konnte Goldthwait (1959) nachweisen, dass sich das laurentische Eis während der Weichsel-Vereisung in Ohio mit Geschwindigkeiten zwischen 17 und 119 Meter pro Jahr ausgebreitet hat. Junge (1999) hat gezeigt, dass das Eis der Elster-Vereisung in Sachsen im Schnitt sogar an die 400 Meter pro Jahr vorgestoßen ist.

Während ein rascher Vorstoß der Alpengletscher auf Grund der geringeren Entfernungen und des besonderen Charakters der Vereisung (Eisstromnetz) vorstellbar erscheint, ist der schnelle Aufbau des nordeuropäischen und nordamerikanischen Inlandeises auf traditionelle Weise schwer zu erklären. Es muss daher nach anderen Erklärungsmöglichkeiten gesucht werden. Zwei Möglichkeiten sind in der internationalen Literatur diskutiert worden. Es handelt sich hierbei um die spontane Vereisung (*Instantaneous Glacierisation*) nach Ives et al. (1975) sowie um den verformbaren Untergrund (*Deformable Bed*) nach Boulton & Jones (1979).

3.3 Die Dynamik der Eisschilde

Das Fließmuster eines Gletschers oder Eisschildes ist nicht statisch, sondern passt sich im Laufe der Vereisung Veränderungen im Massenhaushalt und Temperaturregime des Gletschers an. Deutlicher Ausdruck hiervon sind Verlagerungen der Eisscheide oder wechselnde Vorstöße verschiedener Teile eines Eisschildes, wie sie z. B. aus Dänemark bekannt sind (norwegisches, schwedisches, baltisches Eis; vgl.

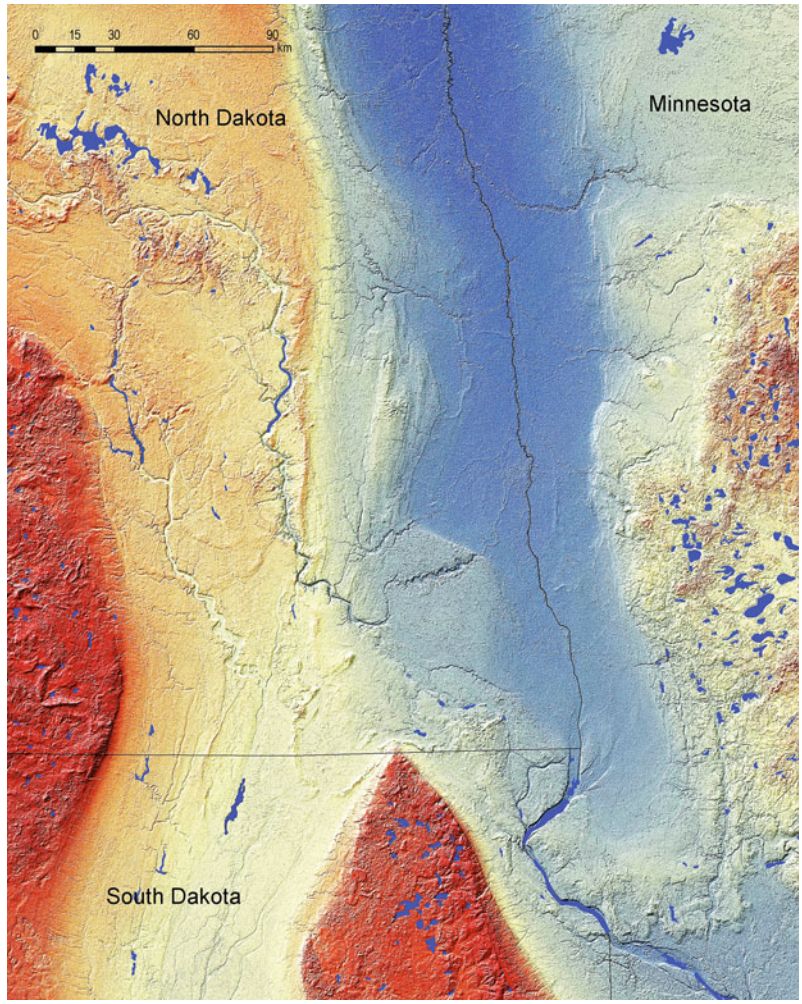


Abb. 3.10 Digitale Geländemodelle machen Oberflächenformen sichtbar, die weder in Karten noch in Luftbildern erkennbar sind. Das Bild zeigt die durch eiszeitliche Gletschervorstöße überprägte Geländeoberfläche an der Grenze zwischen North und South Dakota und Minnesota. (a) SRTM-Höhenmodell.

Houmark-Nielsen 2004). Will man diese Veränderungen der Gletscherdynamik rekonstruieren, muss auf eine Untersuchung der Gletscherablagerungen und der Oberflächenformen zurückgegriffen werden.

Durch die Gletscherüberfahrung werden vorherige Formen an der Geländeoberfläche in Richtung der Eisbewegung umgeformt. Am deutlichsten sichtbar wird dies in den ehemals vergletscherten Gebieten des hohen Nordens, wo die Geländeformen auf Grund fehlender Vegetation im Luftbild oder Satellitenbild gut erkennbar sind. Sehr deutlich wird die glazigene Überprägung auch im digitalen Geländemodell. Die Aussagekraft der Großformen ist dabei geringer als die der Kleinformen. Große Oberflächenformen aus Festgestein können nicht während einer einzigen Vereisung geschaffen werden; ihr heutiges Erscheinungsbild ist das Ergebnis wiederholter, gleichgerichteter Eisbewegungen während mehrerer Kaltzeiten. Die erste Vereisung, die tief verwittertes Gestein antrifft, hat möglicherweise eine stärkere Auswirkung auf die spätere Orientierung der Großformen als die nachfolgenden Vereisungen. So zeigen die großen Formen in Skandinavien nichts weiter an als eine Fließrichtung von den Hochlagen des skandinavischen Gebirges hinab in die niedrigeren Gebiete (Lundqvist 1990). Auch die Ausbildung des südschwedischen Seenfächers fällt in diese Kategorie. Das entsprechende Fließmuster hat sich wahrscheinlich während aller Vereisungen immer wieder für gewisse Zeiträume wiederholt.

Die vom Gletscher überfahrene Geländeoberfläche wird in vielen Fällen in größere oder kleinere, mehr oder weniger stromlinienförmige Oberflächenformen umgestaltet, deren Längsachse in Richtung der Eisbewegung streicht. Häufig kommt es hierbei zu auffälligen Formengemeinschaften, zu denen im

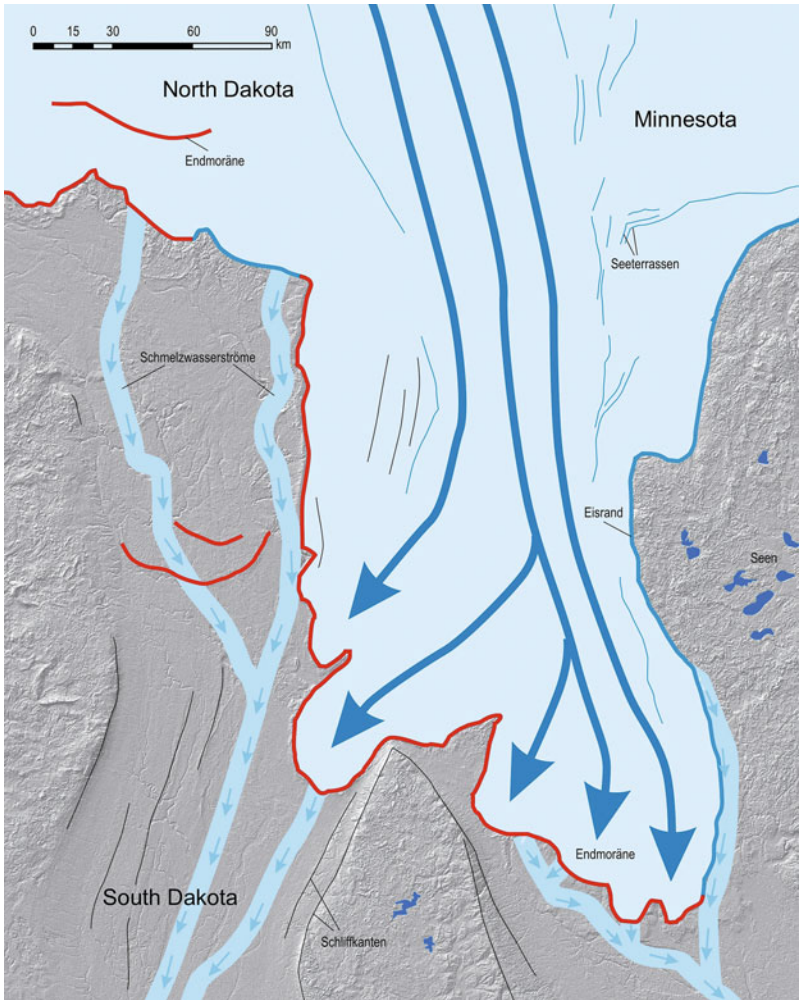


Abb. 3.10 (b) Interpretation.

Abb. 3.11 Rund geschliffene Felsnase in einem norwegischen Fjord.

Bereich der Kleinformen die sogenannten *Flutes*, im Bereich der Großformen die *Drumlins* gehören. Sie bestehen überwiegend aus Grundmoränenmaterial, sind meist mehrere hundert Meter lang und in der Regel etwas weniger als halb so breit. In extremen Fällen kommen Formen von bis zu 3 km Länge vor. Der Begriff *Drumlin* (nach dem gälischen Word *druim* = Höhenrücken) stammt aus Irland, wo ausgedehnte Drumlin-Schwärme von mehreren hundert Quadratkilometern früh das Interesse der Geologen erweckten. Mit diesem Begriff werden sowohl gut ausgebildete stromlinienförmige Rücken mit steiler Stirnseite und sanft auslaufendem Lee-Ende als auch symmetrisch ausgebildete sanfte und steile Formen bezeichnet. Einige enthalten einen Felskern, andere bestehen völlig aus Sedimenten (McCabe 1991). Die Felskern-Drumlins weisen auf die enge Verwandtschaft zu den Rundhöckern (*roches moutonnées*) hin. Drumlins treten in der Regel in Gruppen mit oft weit über hundert Einzelformen auf. Man spricht in diesem Zusammenhang von „Drumlin-Schwärmen". Hierzu gehören die großen Drumlin-Felder Irlands, Wisconsins und Süddeutschlands.

Es gibt viele Untersuchungen darüber, auf welche Weise Drumlins entstehen. Allgemein anerkannt ist bisher keine der Theorien. Licht in das Dunkel brin-

Abb. 3.12 *Roche moutonnée* im Vorfeld des Nigardsbreen, Norwegen.

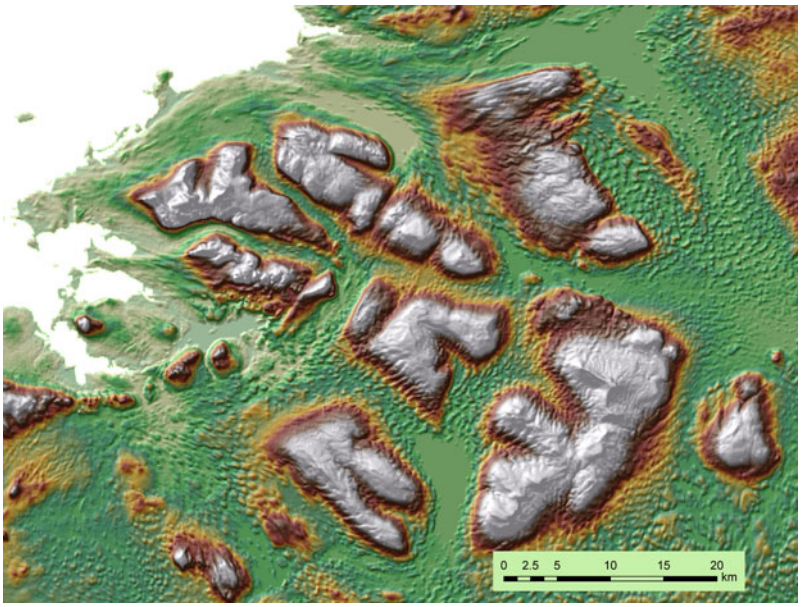


Abb. 3.13 Drumlins und verwandte Formen, Donegal Bay, Irland. Die quer zur Fließrichtung des Gletschers ausgerichteten Formen werden als *Rogen Moraine* bezeichnet.

gen möglicherweise Untersuchungen aus der Antarktis, wo an der Basis rasch fließender Eisströme die Entstehung und Umlagerung von drumlinartigen Gebilden beobachtet werden konnte (Smith et al. 2007, Larter et al. 2009).

Neben Drumlins und *Crag-and-tail*-Ablagerungen (Felskerne mit einer Schleppe aus Till), die weitgehend parallel zur Eisbewegungsrichtung streichen, zählen auch ausgesprochene Kleinformen, sogenannte *Flutes*, die meist weniger als 2 m hoch, und bis zu 50 m breit sind, zu den stromlinienförmigen Moränenablagerungen. Solche Formen sind vom Boden aus kaum erkennbar, wohl aber im digitalen Geländemodell.

Glazifluviale Ablagerungen können gleichfalls Hinweise auf die Eisbewegungsrichtung geben; sie sind jedoch von geringerer Aussagekraft als die moränalen Formen. So streichen in Tunneln unter dem Eis abgelagerte langgestreckte Rücken aus Schmelzwassersedimenten (Oser) im allgemeinen annähernd parallel zur Gletscherfließrichtung, während Schmelzwasserablagerungen meist einen steilen proximalen Rand aufweisen, der der ehemaligen Eisrandlage entspricht.

Oberflächenformen, die Hinweise auf die ehemalige Gletscherbewegung bieten, sind nicht auf die zentralen Teile der ehemaligen Vereisungsgebiete beschränkt, sondern finden sich auch in den rand-

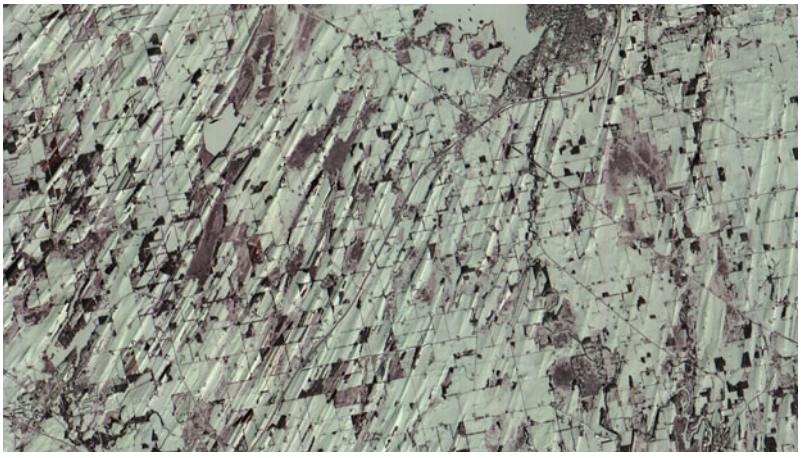


Abb. 3.14 Drumlin-Schwarm in Wisconsin im Satellitenbild (NASA Aster Satellitenbild vom 28.10.2009).

Gletscherschrammen

In der Regel zeigen lang gestreckte, in Gletscherrichtung streichende Oberflächenformen und Gletscherschrammen dieselbe Richtung. Während sich die Oberflächenformen direkt aus Luft- oder Satellitenbildern ablesen lassen, erfordert die Aufnahme der Gletscherschrammen umfangreiche Geländetätigkeit. Der Nachteil der mühsameren Erfassung wird dadurch ausgeglichen, dass weiter zurückliegende Stadien der Eisbewegung besser rekonstruiert werden können. Während bei einer Auswertung der Oberflächenformen in der Regel höchstens zwei Generationen unterschieden werden können (z. B. kleine Drumlins oder *Flutes*, die auf große, ältere Formen aufgesetzt sind), lassen sich nicht selten drei und mehr Generationen von Gletscherschrammen unterscheiden. Ein Problem ergibt sich daraus, dass die Gletscherschrammen als Ergebnis der Eisüberfahrung nur eine einzige klar definierte Eigenschaft aufweisen – ihre Richtung. Eine Abfolge verschiedener Eisbewegungsrichtungen äußert sich darin, dass jüngere Gletscherschrammen ältere Systeme kreuzen und sie auslöschen.

Die Feststellung, dass die Gletscherschrammen zur Rekonstruktion der Eisbewegungsrichtung genutzt werden können, findet sich bereits in ältesten Literaturangaben. Einen Überblick über den heutigen Kenntnisstand und die Probleme der Ausdeutung bietet Kleman (1990). Die Qualität der Gletscherschrammen hängt in starkem Maße von der Art des Festgesteins ab. Man kann jedoch davon ausgehen, dass Gletscherschrammen auf fast allen Gesteinen gebildet werden. An der Basis temperierter Gletscher, die immer genügend Gesteinsschutt enthalten, entstehen sie überall dort, wo sich das Eis über Festgestein hinwegbewegt. Bei kalten Gletschern wird dagegen in der Regel unterstellt, dass sich das Eis zwar intern bewegt, dass aber kein Gleiten über den Felsuntergrund stattfindet. Dennoch kommt Shreve (1984) auf Grund theoretischer Überlegungen zu der Annahme, dass auch unter kalten Gletschern Abrasion stattfinden kann. Die schrammende Wirkung ist jedoch mit Sicherheit geringer als bei temperierten Gletschern.

Der Erhaltungszustand von Gletscherschrammen ist sehr unterschiedlich. So kann man z. B. im skandinavischen Raum lediglich in Gebieten mit geringer Moränenbedeckung, die erst kürzlich auf Grund der isostatischen Landhebung über das Niveau des Meeresspiegels angehoben worden sind, davon ausgehen, dass noch das gesamte Inventar der Gletscherschrammen der letzten Vereisung erhalten geblieben ist. Hierzu zählen z. B. die Schären des östlichen Schweden und südlichen Finnland. Kleman (1990) weist darauf hin, dass die meisten Messungen von Gletscherschrammen von frisch angelegten Straßenanschnitten stammen, wo die Schrammen unter 0,4–2 m Grundmoräne gefunden worden sind. Eine Moränendecke schützt bereits ab einer Mächtigkeit von etwa 0,5 m sehr gut gegen Verwitterung. Die Schrammen, die unter einer Moränendecke gefunden werden, sind aber meist älter als die erhalten gebliebenen Schrammen auf freiliegendem Festgestein. Wo Grundmoränen verschiedenen Alters vorkommen, gibt es auch Schrammen sehr unterschiedlichen Alters. In Gebieten, in denen eine weit verbreitete Grundmoränendecke vorliegt, kann es vorkommen, dass die jüngsten Schrammen, die die letzte Eisrandbewegung repräsentieren, bis zur Unkenntlichkeit verwittert sind und nur ältere Schrammen identifiziert werden können.

Das Verteilungsmuster der Gletscherschrammen in Skandinavien ist kein Abbild tatsächlicher Fließlinien, da die Schrammen nicht zeitgleich entstanden sind. Selbst wenn man die Betrachtung auf die jeweils jüngsten Schrammen beschränkt, erhält man eine zeit-transgressive Folge von Richtungshinweisen. Besonders in der Nähe des Vereisungszentrums, wo leichte Verschiebungen der Eisscheide oder Veränderungen der Konfiguration des Eises zu erheblichen Richtungsänderungen bei der Eisbewegung führten, kann die Auswertung unterschiedlich alter Schrammen zu fehlerhaften Deutungen führen.

Gletscherschrammen lassen sich nur im Festgestein nachweisen. Mit Ausnahme geschrammter Findlinge oder Geschiebepflaster sind die Vorkommen in Norddeutschland daher weitgehend auf den Rand der Mittelgebirge beschränkt. Entscheidende Bedeutung gewannen dagegen die Gletscherschrammen auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin, mit deren Hilfe Torell der Nachweis gelang, dass Norddeutschland vergletschert gewesen war. Erst nach der Anerkennung der Glazialtheorie in Norddeutschland wurde auch allgemein akzeptiert, dass es sich auch bei den schon früher entdeckten sächsischen Vorkommen um Gletscherschrammen handelte. In der Folgezeit wurden an zahlreichen weiteren Stellen Gletscherschrammen entdeckt (Jordan & Meyer 1967).

Außer den Gletscherschrammen können auch andere Kleinformen der Gletschererosion zur Rekonstruktion der Eisbewegungsrichtung herangezogen werden. Erste Beschreibungen gehen auf Chamberlin (1888) zurück. Hierzu gehören neben den Parabelrissen die von Schwarzbach (1978) beschriebenen Sichelmarken. Wintges & Heuberger (1982) und Wintges (1984) haben sich eingehend mit der Möglichkeit der Auswertung dieser Kleinformen auseinandergesetzt.

Abb. 3.15 Gletscherschrammen und Eisenausfällungen im Lee von Hindernissen im Vorfeld des Nigardsbreen, Norwegen.

lichen Bereichen. Die parallelen Geestrücken und -täler der Stader Geest, der Syker Geest, der Oldenburgisch-Ostfriesischen Geest in Norddeutschland (Abb. 4.27) und des Drentse-Plateaus in den Niederlanden sind ein Abbild ehemaliger Eisbewegung. Ein Blick auf die Karte zeigt, dass diese Formen nicht alle gleich alt sein können. So weicht die Talrichtung in der Syker Geest um etwa 70° von der Richtung der angrenzenden Geestgebiete ab. Ehlers (1990a) und Höfle (1991) gehen davon aus, dass die NNW-SSE gerichteten Strukturen die älteren sind. Höfle (1991) nimmt an, dass die älteren Formen konserviert worden sind, weil hier Eis aus der Frühphase des Älteren Saale-Vorstoßes vor der Mittelgebirgsschwelle bewegungslos liegenblieb und von dem später nach SW vorstoßenden Eis umflossen wurde.

3.4 Schmelzwasser

Die Hydrologie rezenter Gletscher ist von Röthlisberger & Lang (1987) eingehend beschrieben worden; die folgenden Ausführungen stützen sich vor allem auf diese Quelle. Das Abflussverhalten der Gletscherflüsse wird im Wesentlichen durch Wärmeleitung und Energiebilanz an der Geländeoberfläche gesteuert. Es weicht grundsätzlich vom Abflussverhalten anderer Flüsse ab. Niederschläge, die als Schnee fallen, haben generell eine negative Auswirkung auf den Schmelzwasserabfluss, da die Einstrahlung während des Niederschlagsereignisses herabgesetzt ist, und da anschließend die hohe Albedo des frisch gefallenen Schnees die Temperatur an der Gletscheroberfläche erniedrigt.

Der Abfluss von Gletscherschmelzwasser unterliegt einem täglichen und einem jährlichen Zyklus. Beide werden in erster Linie durch die Solarstrahlung und die damit zusammenhängenden Schwankungen der Lufttemperatur gesteuert. Das tägliche Abflussmaximum folgt in kurzem Abstand auf das Strahlungsmaximum. Die täglichen Schwankungen sind naturgemäß während der Sommermonate am größten. Unmittelbar nach dem Ende der sommerlichen Ablationsperiode fällt der Schmelzwasserabfluss exponentiell ab. Das Wiedereinsetzen des Abflusses im Frühjahr erfolgt mit einiger Verzögerung nach Beginn der Schmelzperiode, da die Schneedecke des Gletschers und das in- und subglaziale Entwässerungssystem ein erhebliches Rückhaltevermögen aufweisen. 90% des Abflusses ereignen sich innerhalb weniger Wochen!

In den Alpen fallen oberhalb einer Höhe von 3500–4000 m nahezu 100% der Niederschläge als Schnee. Ein großer Teil der Niederschläge, die im Einzugsgebiet eines Gletschers fallen, wird somit zunächst einmal gespeichert. Beim Aletschgletscher in den Schweizer Alpen ist zum Beispiel der Schmelzwasserabfluss im Wesentlichen auf die Monate Mai bis Oktober beschränkt. Bei Betrachtungen des Wasserhaushaltes wird in der Regel der Zeitraum eines hydrologischen Jahres zugrunde gelegt. Dieses dauert von Anfang Oktober bis Ende September des folgenden Jahres. Ab Ende Mai ist in der Massenbilanz des Gletschers ein Überwiegen des Abschmelzens über die Niederschläge festzustellen. In ungünstigen Jahren (z. B. 1975/76) überwiegt das Abschmelzen, und

der Gletscher weist eine negative Massenbilanz auf. Dem steht in Jahren mit hohen Niederschlägen eine positive Massenbilanz gegenüber. Langfristig führt eine Folge von Jahren mit positiver Massenbilanz zum Vorrücken des Gletschers.

Neben den regelmäßigen Schwankungen des Abflusses kann es zu aperiodischen Schwankungen und extremen Flut-Ereignissen kommen. Es gibt drei Vorgänge, die zu stark erhöhtem Abfluss führen: extreme Abschmelzraten, Starkregen und plötzliche Ausbrüche aufgestauten Schmelzwassers aus Eisstauseen oder der Abfluss von aufgestautem Wasser innerhalb des Gletschers. Extreme Abschmelzraten treten in den Alpen und im Bereich der skandinavischen Gletscher vor allem in Verbindung mit sommerlichen Hochdruckwetterlagen auf. Am stärksten schmilzt dabei jeweils der schneefreie untere Teil der Gletscherzunge ab, der eine niedrige Albedo aufweist und sich daher stärker erwärmt. Starkniederschläge, die bis in große Höhen als Regen fallen, führen vor allem dann zu verstärktem Abfluss, wenn sie kombiniert mit hohen Abschmelzraten auftreten (z. B. bei sommerlichen Gewittern am späten Nachmittag oder Abend). Plötzliche Ausbrüche aufgestauten Schmelzwassers können durch Veränderungen innerhalb des instabilen subglazialen Schmelzwasserabflusssystems ausgelöst werden.

Der überwiegende Teil des Schmelzwassers wird an der Gletscheroberfläche gebildet. Im Bereich der alpinen Gletscher schwanken die oberflächlichen Abschmelzraten, in Abhängigkeit von der Höhe, etwa zwischen 0,1 und 10 m Wassersäule pro Jahr. Die basale Abschmelzrate auf Grund der Reibung und der geothermischen Einflüsse liegt dagegen in der Größenordnung von 0,01 Meter pro Jahr. Sehr wenig Wasser wird durch das Gletscherfließen selbst erzeugt. Bei einer Ausgangstemperatur von 0 °C müsste ein Eisblock 34 km tief fallen, um durch die Umwandlung der potentiellen Energie in Wärme aufzuschmelzen. Neben dem Schmelzwasser und dem Niederschlagswasser, das auf den Gletscher fällt, ist bei Talgletschern noch ein seitlicher Zustrom von Oberflächen- und Grundwasser von den Talhängen her zu verzeichnen, der zum Gesamtabfluss beiträgt.

Die Art der Entwässerung hängt in starkem Maße von der Form der Gletscheroberfläche ab. Schnee oder Firn verhält sich ähnlich wie ein ungesättigter Porenwasserleiter. Das Schmelzwasser sickert in diese Schicht ein, bis es auf eine Lage von geringerer Durchlässigkeit trifft – in der Regel das Gletschereis. Das Wasser bewegt sich wie gewöhnliches Grundwasser; es bildet sich ein Grundwasserspiegel, und der Abfluss erfolgt unter Schwerkraftbedingungen nach Darcy's Gesetz. Im Gegensatz zu gewöhnlichen Porenwasserleitern ändert sich im Laufe der Zeit die Durchlässigkeit des Schnees jedoch auf Grund der Umwandlung in Firn und Eis. Die Entwässerung des Aquifers erfolgt in drei Richtungen: Ausfluss an der Firnlinie in Rinnen an der Gletscheroberfläche, Abfluss in Gletscherspalten oder Versickerung durch das Eis.

Im Zehrgebiet eines Gletschers kann Schmelzwasserabfluss an der Gletscheroberfläche beobachtet werden. Gewöhnlich verschwindet das Wasser jedoch nach kurzer Entfernung im Gletscher. Größere Schmelzwasserströme, die bis zum Rand oder zur Stirn des Gletschers fließen, bilden die Ausnahme. Das meiste Wasser verschwindet in Gletschermühlen oder Gletscherspalten, aber die Versickerung durch

Abb. 3.16 Ablationskegel auf der Oberfläche des Kverkjökull, Island.

Abb. 3.17 Ein verlassenes Gletschertor am Nigardsbreen, Norwegen, ermöglicht die Erkundung eines Schmelzwassertunnels unter dem Eis.

das Eis spielt gleichfalls eine nicht zu unterschätzende Rolle. Im Übergangsbereich zwischen Nährgebiet und Zehrgebiet befindet sich an der Gletscheroberfläche eine geringmächtige Schicht, die dauernd gefroren ist. Mächtigkeit und Ausdehnung dieser Schicht werden durch klimatische Faktoren gesteuert. Im Winter und frühen Frühling kann sich diese Schicht über das gesamte Zehrgebiet erstrecken, wenn dieses nicht durch feuchten Schnee bedeckt ist, wie das bei Gletschern in feucht-maritimen Gegenden der Fall sein kann (Röthlisberger & Lang 1987).

Ein Teil der Versickerung in warmen Gletschern erfolgt über die Zwischenräume zwischen den Eiskristallen. Luftblasen in den Hohlräumen sowie die Verformung und Umkristallisation des Eises schränken diese Art der Entwässerung jedoch ein. Ein wesentlicher Teil der abwärts gerichteten Entwässerung von der Gletscheroberfläche zur Gletscherbasis erfolgt somit über Gletschermühlen, in denen das Wasser zunächst im freien Fall in die Tiefe stürzt. Gletschermühlen bilden sich in der Regel im oberen Randbereich einer Zone mit Gletscherspalten, und es kann davon ausgegangen werden, dass Risse im Eis Ausgangspunkte für Mühlenbildung sind. Das Wasser stürzt nicht bis zur Gletschersohle, sondern vertikale Schächte werden immer wieder von sanft geneigten oder horizontalen Abschnitten abgelöst. Mitgeführtes Sediment wird in Becken abgelagert, die sich am Ende der ersten Fallstrecke des Wassers im Gletscher ausbilden. Im Zehrgebiet des Gletschers

Abb. 3.18 Schmelzwassertunnel unter dem Nigardsbreen, Norwegen.

Vulkanausbruch unter dem Eis

Abb. 3.19 Vulkanausbruch unter dem Vatnajökull auf Island, Oktober 1996 (Aufnahme: Magnús Tumi Guðmundsson).

Als im März 2010 in Südisland ein Vulkan ausbrach, war zunächst die größte Sorge, dass die angrenzenden Eiskappen betroffen sein könnten. Diese Sorge erwies sich als unbegründet. Die Spalte, aus der sich glühende Lava in die Umgebung ergoss, lag genau zwischen dem Myrdalsjökull und dem Eyjafjallajökull. Die Gletscher waren nicht betroffen.

Vulkanausbrüche unter dem Eis sind auf Island nicht ungewöhnlich. Der letzte große Ausbruch ereignete sich im Oktober 1996 unter der Eiskappe des Vatnajökull. Bei dem Ausbruch wurden etwa 3 km^3 Eis geschmolzen. Das Schmelzwasser war zunächst unter dem Eis im Bereich der Caldera Grímsvötn gespeichert. Am 4. November 1996 um 9.30 Uhr brach der Eisdamm. Am 5. November um 7.20 Uhr erreichte der Ausbruch den Eisrand. Der erste Ausbruch erfolgte am östlichen Rand des Skeiðarájökull. Im Laufe des Tages entstanden weiter westlich weitere Durchlässe. Die beiden Hauptflüsse Gígjukvísl und Skeiðará, über die der Abfluss in Richtung Meer erfolgte, verzeichneten einen maximalen Abfluss von 33 000 m^3/s bzw 23 000 m^3/s. Fünfzehn Stunden nach Beginn des Durchbruchs erreichte der Abfluss ein Volumen von 50 000 m^3/s. Das war zu dem Zeitpunkt der zweitmächtigste Fluss der Erde. Die Flut bedeckte eine Fläche von 750 km^2. Straßen und Brücken wurden zerstört. Einen Überblick über Vulkanismus und Gletscher auf Island bietet Björnsson (2002).

Abb. 3.20 Jökulhlaup auf Island. Eisberge treiben im brodelnden Schmelzwasser (Aufnahme: Magnús Tumi Guðmundsson).

Abb. 3.21 Das Ende des Jökulhlaups. Die Brücken sind zerstört, die Ringstraße ist unpassierbar (Aufnahme: Pröstur Porsteinsson).

gelangen diese Sedimentanhäufungen schließlich an die Gletscheroberfläche, wo sie als isolierte Ablationskegel (*dirt cones*) in Erscheinung treten (Röthlisberger & Lang 1987).

Der Abfluss an der Gletscherbasis erfolgt in Tunneln unter dem Eis. Diese sind entweder als Hohlräume im Eis (*N channels*) oder im Gestein (*R channels*) ausgebildet, oder sie stellen eine Kombination beider dar. Besonders bei großen Gletschern mit erheblicher Bewegung an der Gletschersohle gibt es eine starke Tendenz zur Schließung der Hohlräume, wodurch der Schmelzwasserabfluss unter Druck stattfindet (Röthlisberger & Lang 1987). Unter diesen Bedingungen kommt es zu verstärkter subglazialer Schmelzwassererosion. Ein auf diese Weise 1996 auf Island entstandenes Tunneltal beschreiben Russell et al. (2007).

Einen Sonderfall des Schmelzwasserabflusses stellt die Entwässerung von Gletschern in Vulkangebieten dar. Hier kann es zu katastrophalen Schmelzwasserausbrüchen kommen (sogenannten *Jökulhlaups*), wie sie vor allem aus dem Bereich der isländischen Gletscher bekannt geworden sind (Björnsson 2009). Die größten historisch belegten *Jökulhlaups* (von der Katla) dürften einen Abfluss von 100 000 bis 300 000 m^3/s gehabt haben. Starke Schmelzwasserausbrüche ergeben sich auch bei der Entwässerung vom Eis aufgestauter Schmelzwasserseen; hier sind auf Island Abflüsse von bis zu 3000 m^3/s gemessen worden (Björnsson 1992).

Auch ohne vulkanische Aktivitäten kann sich an der Sohle großer Eisschilde Wasser ansammeln. Seit längerem weiß man, dass es unter dem Eisschild der Antarktis subglaziale Seen gibt. Mit Hilfe des Satelliten ICESat (**I**ce, **C**loud and land **E**levation **Sat**ellite) war es erstmalig möglich, einen Gesamtüberblick dieser Seen zu erstellen. Im Zeitraum von 2003 bis 2008 wurden 124 Seen erfasst. Diese Seen füllen sich innerhalb von Monaten oder Jahren mit Wasser und werden dann zum Teil plötzlich entleert. Dabei hat sich herausgestellt, dass sie in den küstennahen Gebieten der Antarktis am stärksten verbreitet sind, und dass sich unter den meisten der großen antarktischen Eisströme solche Seen befinden. Mit Hilfe der Präzisions-Höhenmessungen lässt sich zeigen, dass diese Seen am Wasserkreislauf beteiligt sind. Plötzlicher Wasserabfluss aus diesen Seen kann rasche Gletschervorstöße begünstigen (Fricker & Scambos 2009, Smith et al. 2009).

Tillprofil mit großer ausgespülter Sandlinse; Brodtener Ufer bei Travemünde, Schleswig-Holstein.

4 Grundmoränen und Endmoränen – die Spuren der Gletscher

4.1 Grundmoränen

4.1.1 Was ist ein Till?

Die Ablagerungen der Gletscher bestehen in der Regel aus einem schlecht sortierten Gemisch aus Ton, Schluff, Sand, Kies und Steinen; sie werden traditionell als Moränen bezeichnet. Da „Moräne" im Deutschen sowohl eine Oberflächenform (Endmoräne) als auch ein Sediment (Grundmoräne) sein kann, sollte man für das Moränen*material* besser den Begriff Till verwenden (Piotrowski 1992). Die verfestigten moränalen Ablagerungen früherer Erdzeitalter werden ohnehin seit langem als Tillite bezeichnet. Das Wort Till kommt aus dem Schottischen; es bezeichnete ursprünglich nichts weiter als einen steinigen Lehmboden. Da Schottland ein Zentrum der frühen Eiszeitforschung war, wurde dieser Begriff generell auf Gletscherablagerungen übertragen. Geikie (1863) benutzte Till ursprünglich als einen sowohl beschreibenden als auch genetischen Begriff. Till wird heute ausschließlich als genetischer Begriff verwendet. Er bezeichnet eine auf bestimmte Weise entstandene Ablagerung, nicht ihre Zusammensetzung. Will man das Sediment neutral beschreiben oder kennt man die Genese nicht, so spricht man von einem Diamikton.

Es gibt viele verschiedene Arten von Till. Ihre Klassifikation war Gegenstand der Untersuchungen der *INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits*. Der Abschlussbericht dieser Kommission wurde auf dem XII. INQUA Congress in Ottawa vorgelegt (Dreimanis 1988). Welche englischen Begriffe mit welchen deutschen Begriffen gleichzusetzen sind, zeigt Tabelle 4.1.

In Norddeutschland wurde der Till früher als Geschiebemergel bezeichnet. Steine, die vom Gletscher transportiert worden sind, nennt man „Geschiebe". „Mergel" ist eigentlich ein Gemenge aus Ton und Kalk. Die Geschiebemergel Norddeutschlands enthalten aber nicht nur Ton, Kalk und Steine, sondern auch Schluff, Sand und Kies. Sie waren nach Aufkommen der Glazialtheorie im 19. Jahrhundert zunächst als Obermoräne des Inlandeises aufgefasst worden. Diese Vorstellung wurde erst in der Folge

Tab. 4.1 Gletscherablagerungen

Englisch	Deutsch
till	Moränenmaterial
ablation till	Ablationsmoräne
basal till	Basalmoräne
flow till	Fließmoräne
lodgement till	Absetzmoräne
meltout till	Ausschmelzmoräne
subglacial till	Grundmoräne
supraglacial till	Obermoräne
waterlain till	subaquatische Moräne
fresh till	unverwittertes Moränenmaterial, Geschiebemergel
decalcified till	entkalktes Moränenmaterial, Geschiebelehm
moraine	Moräne (Oberflächenform)

Abb. 4.1 Till auf Island. Die dunkle Farbe der Grundmasse geht auf die Aufarbeitung vulkanischen Gesteins zurück.

der Grönlanddurchquerung Nansens widerlegt. Nirgendwo fanden die Dänen Berge, die das grönländische Inlandeis überragten (Nunatakker), nirgendwo fanden sie Obermoränen. Lediglich im äußersten Randbereich gelangte Moränenmaterial an die Oberfläche des Eises (Mohn & Nansen 1893).

Aber woher stammte der Geschiebemergel? Der Geograph Albrecht Penck vertrat zunächst die Auffassung, dass eine Grundmoränenschicht von mehreren Metern Mächtigkeit unter dem Eis fortbewegt werden könne. Von Drygalski (1897) kam dagegen auf Grund seiner Untersuchungen in Grönland zu dem Schluss, dass das Grundmoränenmaterial innerhalb des Eises, und zwar in den basalen Partien, transportiert worden sei. Diese Auffassung hat sich durchgesetzt. Man weiß allerdings inzwischen, dass in gewissem Umfang auch ein Transport von Moränenmaterial unter dem Eis stattfindet.

In Norddeutschland haben sich Stephan & Ehlers (1983) und Piotrowski (1992) mit den unterschiedlichen Tilltypen auseinandergesetzt. Da sich die Ablagerung der Grundmoräne unter dem Gletscher abspielt, lässt sich dieser Vorgang nicht direkt beobachten. Hinweise auf die Art der Ablagerung können lediglich aus den Gefügeeigenschaften des abgelagerten Moränenmaterials abgeleitet werden. Grundsätzlich lassen sich zwei Prozesse unterscheiden. Bei der Entstehung der *Absetzmoräne* wird das Sediment Korn für Korn vom sich aktiv bewegenden Gletscher an der Gletschersohle abgelagert. Bei der *Ausschmelz-*

Abb. 4.2 Tillit auf Island. Die Gletscherschrammen sind Spuren der jüngsten Vergletscherung.

moräne handelt es sich dagegen um das Sediment des stagnierenden Gletschers, das dadurch entsteht, dass beim basalen Abschmelzen des Eises die mitgeführte Sedimentfracht allmählich ausschmilzt und auf den Boden absinkt. Beide Arten von Till kommen in den quartären Vereisungsgebieten in der Regel gemeinsam vor.

Bei der Entstehung der Absetzmoräne bleiben größere Körner länger in Bewegung als kleinere. Gerät ein kleines Sandkorn in Kontakt mit dem unterlagernden, bereits abgelagerten Till, so bleibt es sofort liegen. Gerät dagegen ein größeres Gesteinsfragment in Kontakt mit der Grundmoräne, so bleibt es zunächst in Bewegung, da es zum überwiegenden Teil vom Eis eingeschlossen ist. Die verstärkte Reibung führt jedoch zu einer zunehmenden Verlangsamung des Transportes. Das Korn furcht eventuell den Untergrund, bleibt zurück und wird dabei vornübergekippt, so dass bei plattigen Geschieben eine dachziegelartige Lagerung entstehen kann (Ehlers 1990). Diese Art der Ablagerung ist dafür verantwortlich, dass bei der Absetzmoräne die Längsachsen der Geschiebe leicht gletscheraufwärts einfallen. Bei gleicher Eismächtigkeit hängt es von der Geschwindigkeit des Gletschers ab, ob die Absetzmoräne flächendeckend oder nur im Luv von Hindernissen abgelagert wird.

Bei Gletschern, deren Basis sich am Druckschmelzpunkt befindet, kommt es zur Ablagerung von basaler Ausschmelzmoräne. In Aufschlüssen kann oft beobachtet werden, dass in die basalen Partien der Moränen fast ungestörte Linsen von Schmelzwassersanden eingeschlossen sind, deren innerer Bau durch Gletscherstauchung und Scherung nahezu ungestört ist. Das Vorkommen dieser Sandlinsen ist mit einer Genese als Absetzmoräne unvereinbar; es muss sich um Ausschmelzmoräne handeln. Die relativ große Verbreitung derartiger Moränen mit Sandlinsen in Norddeutschland dürfte unter anderem darauf zurückzuführen sein, dass sich das Abschmelzen des Inlandeises unter Abtrennung großer Toteisflächen vollzogen hat.

Das Ausschmelzen von Moränenmaterial ereignet sich nicht nur an der Gletschersohle, sondern auch an der Eisoberfläche. In diesem Fall spricht man von Ablationsmoräne (*supraglacial meltout till*). Die Grundmoränen Norddeutschlands werden selten von Ablationsmoräne überlagert. Zum einen liegt das daran, dass sich beim nordeuropäischen Inlandeis der Transport des Gesteinsschutts fast ausschließlich in den basalen Partien des Eises abgespielt hat und dass von vornherein wenig Ausgangsmaterial für die Bildung von Ablationsmoräne vorhanden war. Zum anderen sind vielfach die obersten Partien der Moränenprofile von späteren Eisvorstößen gekappt oder durch periglaziale Beeinflussung und Bodenbildung so stark verändert worden, dass eventuell ursprünglich einmal vorhanden gewesene Ablationsmoränen heute nicht mehr als besonderer Moränentyp identifiziert werden können. Ein Gebiet, in dem Ablationsmoräne (und auch Fließmoräne) verbreitet vorkommen, ist die Eiszerfallslandschaft in den Randgebieten der Ostsee. In diesen Gebieten ist die Absetzmoräne aus der aktiven Vorrückphase des Eises im Extremfall auf wenige Millimeter bis Zentimeter an der Basis der Moräne beschränkt, und die Masse der Ablagerungen besteht aus subglazialer und zum Teil aus supraglazialer Ausschmelzmoräne (Obermoräne) (Stephan & Ehlers 1983).

MacClintock & Dreimanis (1964) hatten bereits bei ihren Untersuchungen im St. Lawrence Valley festgestellt, dass das Moränenmaterial früherer Eis-

Abb. 4.3 Absetz-Till (links) und Ausschmelz-Till (rechts), Langeland, Dänemark. Der Pinguin im rechten Bild ist 12,5 cm groß.

vorstöße zum Teil von jüngeren Eisvorstößen durchbewegt wird, so dass sich das Gefüge in Richtung des neuen Eisvorstoßes einregelt. Die Umorientierung kann bis in eine Tiefe von 10 m reichen. In den norddeutschen Tills ist sie jedoch meist auf wenige Dezimeter beschränkt.

In vielen Fällen sind ältere Sedimente im Liegenden von Tills nicht völlig ungestört, sondern zum Teil in die Gletscherbewegung mit einbezogen worden. An der Untergrenze der Grundmoränen Norddeutschlands findet man oft eine mehrere Dezimeter mächtige Lage umgelagerten Materials, die von der Kornverteilung her den liegenden Ablagerungen stärker ähnelt als der Moräne im Hangenden, aber vom Gefüge her eher einer Moräne entspricht. Diese „Sohlmoräne“ (Grube 1979) gehört zum verformten Untergrund im Sinne von Alley et al. (1987). Es ist vorgeschlagen worden, derartige Schichten als Deformationsmoräne (*deformation till*) zu bezeichnen. Da diese Sedimente aber weder nennenswerte Verformungen aufweisen noch die Zusammensetzung einer echten Moräne (Diamikton) besitzen, sollte man hier besser von „subglazial verformten Sedimenten“ sprechen (Stephan & Ehlers 1983).

Die Verteilung von Till ist nicht in allen Vereisungsgebieten gleich. Im Schweizer Mittelland kommen Grundmoränen von mehreren Dekametern Mächtigkeit vor. Meist findet man jedoch im alpinen Raum wesentlich weniger Till als in den nordischen Vereisungsgebieten. Dieser Mangel wird umso ausgeprägter, je weiter man sich von den Randbereichen der Vereisung zu den zentralen Gebieten hinbewegt. Grundmoräne ist vor allem in solchen Positionen erhalten geblieben, in denen der vorrückende Gletscher auf Gesteinshindernisse traf, so dass sich auf Grund des Schubfließens (*compressive flow*) keine Spalten bilden konnten. Dies hatte zur Folge, dass das Moränenmaterial nicht nur abgelagert wurde, sondern obendrein vor Schmelzwassererosion geschützt war. Auf der Leeseite der Hindernisse fand dagegen unter dem Einfluss des Zerrungsfließens (*extending flow*) ungehinderte Schmelzwassererosion statt (Schlüchter 1980b).

Alle Tills, die unter dem Eis abgelagert worden sind, zeigen auf Grund der Belastung durch den Gletscher und der damit verbundenen Auspressung des Wassergehaltes eine Überkonsolidierung. Infolgedessen reagieren diese Ablagerungen wie ein massiges Gestein. Sie sind sehr empfindlich gegen Wiederbefeuchtung nach vorheriger Austrocknung, was zur Ausbildung steiler Böschungen und im Extremfall zur Bildung der bekannten Erdpyramiden (z. B. bei Bozen in Südtirol, bei Pont-Haut südlich Grenoble oder bei Euseigne im Wallis) führen kann (van Husen 1981).

Neben den genannten Till-Typen gibt es zwei weitere Ablagerungsformen von Moränenmaterial: die Fließmoräne und die subaquatische Moräne. Diese Sedimente werden – im Gegensatz zu den moränalen Ablagerungen im engeren Sinne – als Sekundärmoränen (*secondary tills*) bezeichnet, da sie nicht unmittelbar vom Gletscher abgelagert worden sind, sondern aus umgelagertem Moränenmaterial bestehen (Dreimanis 1988).

Fließmoräne (*flow till*) ist Moränenmaterial, das an der Eisfront fließerdeartig umgelagert worden ist (Boulton 1968). Als Gripp (1929) derartige Sedimente von Spitzbergen beschrieb, bezeichnete er sie

Abb. 4.4 Erdpyramiden bei Euseigne, Schweiz.

als Schlammströme, nicht als Moränen. Obwohl es aus praktischen Erwägungen sinnvoll erscheinen mag, diese Sedimente als Till zu bezeichnen (in der Bohrprobe sind sie nicht von echtem Till zu unterscheiden), handelt es sich genetisch um das Resultat von Massenbewegungen (*sediment flows*), nicht um Gletscherablagerungen. Supraglaziale Fließmoräne (*supraglacial flow till*) ist bisher im norddeutschen Raum selten nachgewiesen worden. Die meisten Fließmoränen, die an der Stirn eines vorrückenden Gletschers gebildet worden sind, wurden bei der nachfolgenden Überfahrung unmittelbar wieder aufgearbeitet. Lediglich bei Fließmoränen, die in größerer Mächtigkeit in geschützter Lage (z. B. kleinen Senken) abgelagert worden sind, bestand im norddeutschen Raum eine gute Chance der Erhaltung. So beschrieb Wansa (1991) z. B. Fließmoränen vom Rand elsterzeitlicher Rinnen, die in einem Braunkohlentagebau bei Gräfenhainichen (nordöstlich von Bitterfeld) aufgeschlossen waren.

Subaquatischer Till (*waterlain till*) ist Moränenmaterial, das von der Gletscherfront oder Gletschersohle in stehendes oder fließendes Wasser hinein abgelagert worden ist (Dreimanis 1988). Da in Norddeutschland glazimarine Ablagerungen weitgehend fehlen, sind die Vorkommen von subaquatischem Till auf die ehemalige Verbreitung größerer und kleinerer Eisstauseen beschränkt. Genetisch handelt es sich bei dieser Art von Diamikton eher um Becken- als um Gletscherablagerungen. Entsprechende Sedimente sind im alpinen Raum z. B. aus dem Gardaseegebiet bekannt.

Die Entdeckung, dass zahlreiche bisher als terrestrische Ablagerungen eingestufte Tills in Wirklichkeit unter Wasser entstanden sind, stammt aus den 1970er Jahren. Die Sedimentfolge der Scarborough Bluffs am Nordufer des Ontario-Sees bei Toronto, Kanada wurde seit der Erstbearbeitung Ende des 19. Jahrhunderts stets als eine Abfolge von Grundmoränen mit eingeschalteten Schmelzwasser- und Beckensedimenten gedeutet (Karrow 1969). Heute geht man davon aus, dass diese Schichten Teil einer subglazialen Rinnenfüllung sind.

Zu den größten Eisstauseen, die sich während des Quartärs in Norddeutschland gebildet haben, zählen die vom abschmelzenden Eis der Elster-Vereisung in unvollständig verfüllten Rinnen aufgestauten Seen. Die Basis der Seesedimente besteht häufig aus einem Diamikton (subaquatischer Till), das zum Hangenden in die Beckensedimente des Lauenburger Tons

Abb. 4.5 Scarborough Bluffs, Ontario. Moränale Ablagerungen (links) und Beckenschluffe (rechts) in einer subglazialen Schmelzwasserrinne (Aufnahmen: Adriaan Janszen).

Abb. 4.6 Beim Bau des Fähranlegers Travemünde aufgeschlossene Beckentone eines spätweichselzeitlichen Eisstausees.

übergeht. Auch vor dem abschmelzenden Eis der anderen Vereisungen haben sich Eisstauseen gebildet – so z. B. vor dem Weichsel-Eis im Bereich der Lübecker Bucht. Beim Bau des Fähranlegers in Travemünde waren die leicht deformierten Beckentone dieses Eisstausees aufgeschlossen – der „untere Staubeckenton" von Stephan (1981). Die Seesedimente werden von den Schmelzwassersanden und -kiesen der letzten Oszillation des Eisrandes überlagert, die in ihrer Endphase weiter im Beckeninneren in den „oberen Staubeckenton" übergingen. Sie erreichten jedoch in keinem Fall die Mächtigkeit und die Verbreitung des Lauenburger Tons.

4.1.2 Die Grundmoräne – eine bunte Mischung?

Die Korngrößenverteilung der Grundmoränen wird zu einem erheblichen Teil durch die Zusammensetzung des jeweiligen lokalen Untergrundes mitbestimmt. Das gilt sowohl für die nordischen Vereisungen (Rappol 1983), als auch für den alpinen Raum (z. B. Cammeraat & Rappol 1987). Die Tills Norddeutschlands haben meist einen Tongehalt um 10–20%; Ausnahmen bilden lediglich die sandigen Elster-Tills des Elbe-Weser-Dreiecks (Höfle 1980, Wansa 1994) und einige extrem tonige Lokalmoränen.

Die Korngrößenzusammensetzung kann als ein Kriterium zur Unterscheidung verschieden alter Grundmoränen mit herangezogen werden. Der Ältere Saale-Till Niedersachsens ist in seiner normalen Ausprägung häufig stark sandig, während der Mittlere Saale-Till oft stark tonig ausgebildet ist. Der Jüngere Saale-Till nimmt – zumindest im Hamburger Raum – eine Mittelstellung ein. Der Verwendung der Korngrößenverteilung für stratigraphische Korrelationen sind jedoch enge Grenzen gesetzt (vgl. Stephan 1987). Jeder größere Eisvorstoß hat neben einer weit verbreiteten Lithofazies eine oder mehrere andere Fazies abgelagert, deren jeweilige Zusammensetzung teils auf Unterschiede im lokalen Untergrund, teils auf Unterschiede in der Gletscherdynamik zurückzuführen ist. So gibt es innerhalb der Älteren Saale-Grundmoräne Norddeutschlands z. B. eine rote Fazies, die stärker tonig ist. Und an der Basis der Mittleren Saale-Grundmoräne tritt im Hamburger Raum häufig eine stark sandige Fazies auf, die in ihrer Korngrößenverteilung dem Älteren Saale-Till ähnelt. Im Jüngeren Saale-Till kommt neben einer stärker sandigen Fazies ein roter, toniger Till vor (Vastorf-Typ).

Die Grundmoränen der alpinen Vereisung weisen einen deutlich höheren Anteil an Grobgeschieben auf als vergleichbare Ablagerungen aus Norddeutschland. Während der Kiesanteil der Grundmoränen in der Schweiz, im süddeutschen Alpenvorland und in Österreich in der Regel bei 20–50% liegt (z. B. Schlüchter 1981, Grottenthaler 1989, van Husen 1977), macht er in den norddeutschen Tills meist deutlich unter 5% aus. In der Literatur finden sich wenig konkrete Angaben hierzu, da sich die Korngrößenanalysen häufig auf die „Feinerde", d. h. den Anteil unter 2 mm Korndurchmesser, beschränken.

Abb. 4.7 Grundmoränentypen aus Norddeutschland. (a) sandiger Elster-Till aus Wellen, Niedersachsen; (b) toniger Mittlerer Saale-Till aus Grauen, Niedersachsen; (c) roter Jüngerer Saale-Till (Vastorf Till) aus Emmendorf, Niedersachsen.

Abb. 4.8 Im Brodtener Ufer bei Travemünde sind zwei Till-Lagen aufgeschlossen, die durch eine dünne Schicht Sand und Schluff voneinander getrennt sind. Gewöhnlich ist die Grenze kaum zu erkennen, aber im Januar 1996 ist das auf dem unteren Till austretende Wasser zu Eisfällen gefroren und verdeutlicht den geologischen Bau.

4.1.3 Geschiebetransport

Bereits vor dem Aufkommen der Glazialtheorie am Ende des 19. Jahrhunderts galten die Findlinge Norddeutschlands als Zeugen eines früheren, von den Gebirgen Skandinaviens nach Süden gerichteten Ferntransportes. Alle gröberen Bestandteile haben einen weiten Weg hinter sich. Untersuchungen in Skandinavien haben jedoch gezeigt, dass der Ferntransport von Moränenmaterial über hunderte von Kilometern eine vergleichsweise geringe Rolle spielt. In der Regel findet ein häufiger Wechsel von Aufnahme und Wiederablagerung statt. Die Zusammensetzung der Geschiebe in einem Till entspricht jeweils weitgehend dem örtlichen Untergrund. Lindén (1975) hat dieses Verhältnis in einem 48 km langen, nord-südlich verlaufenden Profil westlich von Uppsala (Schweden) untersucht. Die wechselnden Gesteine des Untergrundes finden sich jeweils im Geschiebebestand des Tills wieder. Das gilt sowohl für die gröberen Bestandteile (Fraktion 20–60 mm) als auch für die feineren Komponenten (Fraktion 5,6–20 mm).

Auch die Tills Norddeutschlands enthalten einen sehr hohen Anteil an Lokalmaterial, obwohl wir uns hier sehr viel dichter am ehemaligen Eisrand in einer Zone mit überwiegender Akkumulation befinden. Die auffälligen Findlinge und Geschiebe skandinavischen Ursprungs machen nur einen kleinen Anteil an

Abb. 4.9 Alpiner Till mit gekritztem Geschiebe.

Woher kommt der „Alte Schwede“?

Abb. 4.10a Findling „Alter Schwede“ am Elbufer bei Hamburg.

Im September 1999 wurde bei Baggerarbeiten zur Fahrrinnenvertiefung der Elbe in ca. 15 Meter Tiefe ein großer Stein gefunden. Nach ersten Schätzungen vermutete man einen Stein von etwa 140 t. Dieser mit Sicherheit größte Findling Hamburgs sollte unbedingt geborgen werden. Doch ein erster Versuch am 18. September 1999 mit einem Schwimmkran schlug fehl: beim Herausheben aus dem Elbwasser riss sich der Findling los und versank wieder in der Tiefe. Erst der zweite Versuch am 23. Oktober gelang. Der Stein wurde jetzt problemlos gehoben und am Elbufer bei Övelgönne an einem vorbereiteten Platz abgesetzt. Der Findling hat ein Gewicht von 217 t (gewogen!) und einen Umfang von fast 20 m (19,7 m). Die Breitenabmessungen sind etwa 7,9 m und 5,2 m, seine Höhe beträgt etwa 4,5 m.

Abb. 4.10b Spur der Probennahme.

Woher stammt der „Alte Schwede“? Für eine genaue Bestimmung benötigt man eine Probe des Gesteins. Da der Riesenfindling unter Naturschutz gestellt werden sollte, verbot es sich, in der üblichen Weise mit einem großen Hammer ein Stück von ihm abzuschlagen. Stattdessen wurde mit einem Gesteinsbohrer ein Kern herausgebohrt. Dieser Bohrkern wird im Geologischen Landesamt aufbewahrt. Das Loch im „Alten Schweden“ wurde anschließend mit einem anderen Granitbohrkern wieder verfüllt. Die Narbe auf der Ostseite des Findlings ist bei genauer Betrachtung erkennbar.

Der Mineralbestand des „Alten Schweden“ belegt, dass es sich um einen grauen, nicht porphyrischen Ostsmåland-Granit aus Schweden handelt. Seine Zusammensetzung ähnelt einem Granitvorkommen in der Nähe von Vilkensved bei Växjö. Der Gletscher muss ihn von dort etwa dem Verlauf der heutigen Ostsee-Senke folgend bis nach Hamburg transportiert haben.

Der „Alte Schwede“ ist zwar der größte Findling Hamburgs, doch gibt es anderswo noch größere. Der größte Findling Norddeutschlands ist der „Buskam“, der bei Göhren vor der Küste der Insel Rügen liegt. Er liegt so weit vom Strand entfernt, dass man ihn nur schwer vermessen kann. In der älteren Literatur wird sein Umfang mit 40 m angegeben, sein Volumen auf 600 m^3 geschätzt. Eine Vermessung im Jahre 2004 hat jedoch gezeigt, dass er kleiner ist, als bisher gedacht. Sein Umfang beträgt lediglich 27,5 m, und sein Volumen etwa 206 m^3. Doch selbst wenn er damit auf fast ein Drittel der ursprünglich angenommenen Größe geschrumpft ist, bleibt er doch der größte deutsche Findling.

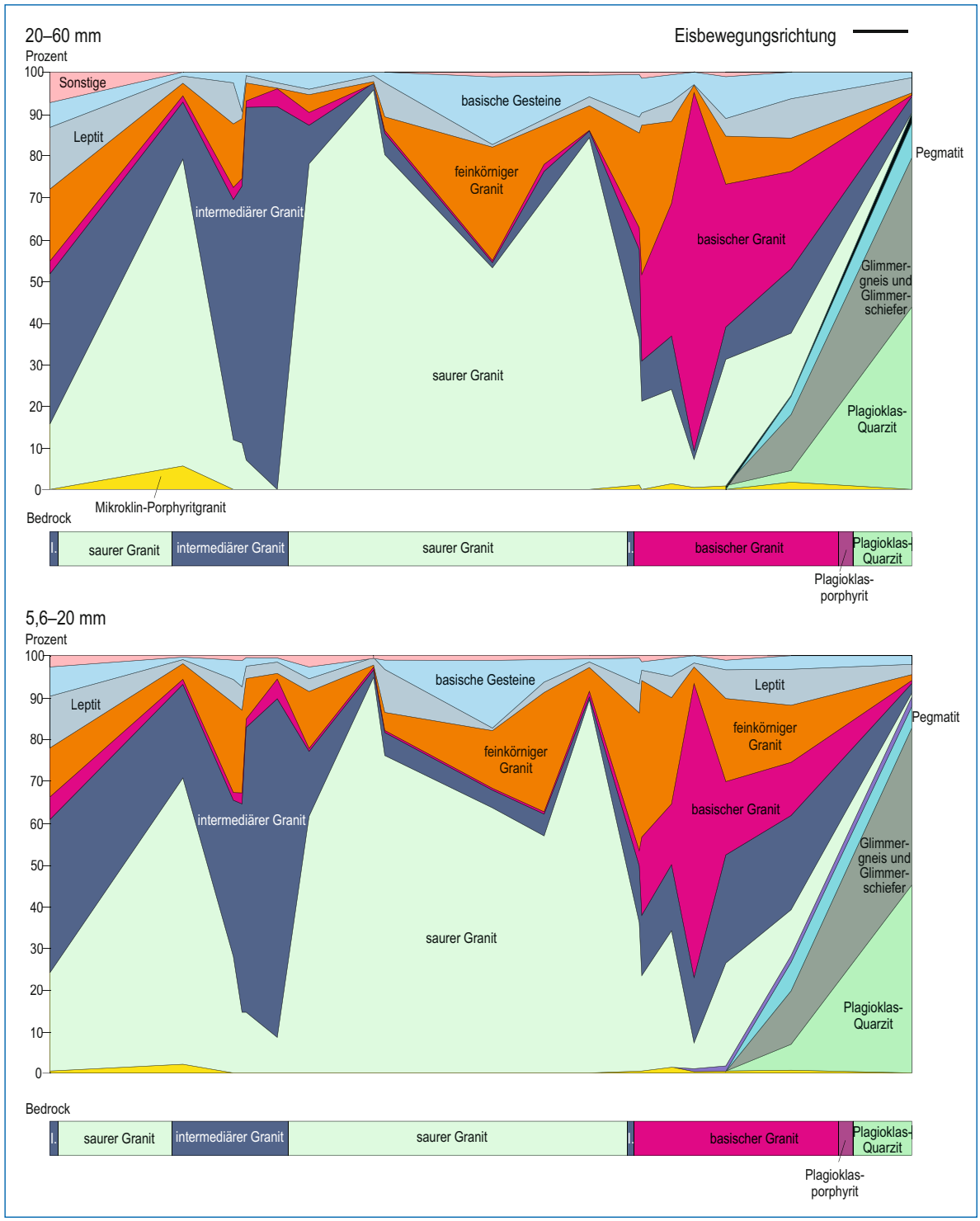


Abb. 4.11 Änderung der Zusammensetzung des Geschiebebestandes eines Tills bei wechselndem Felsuntergrund.

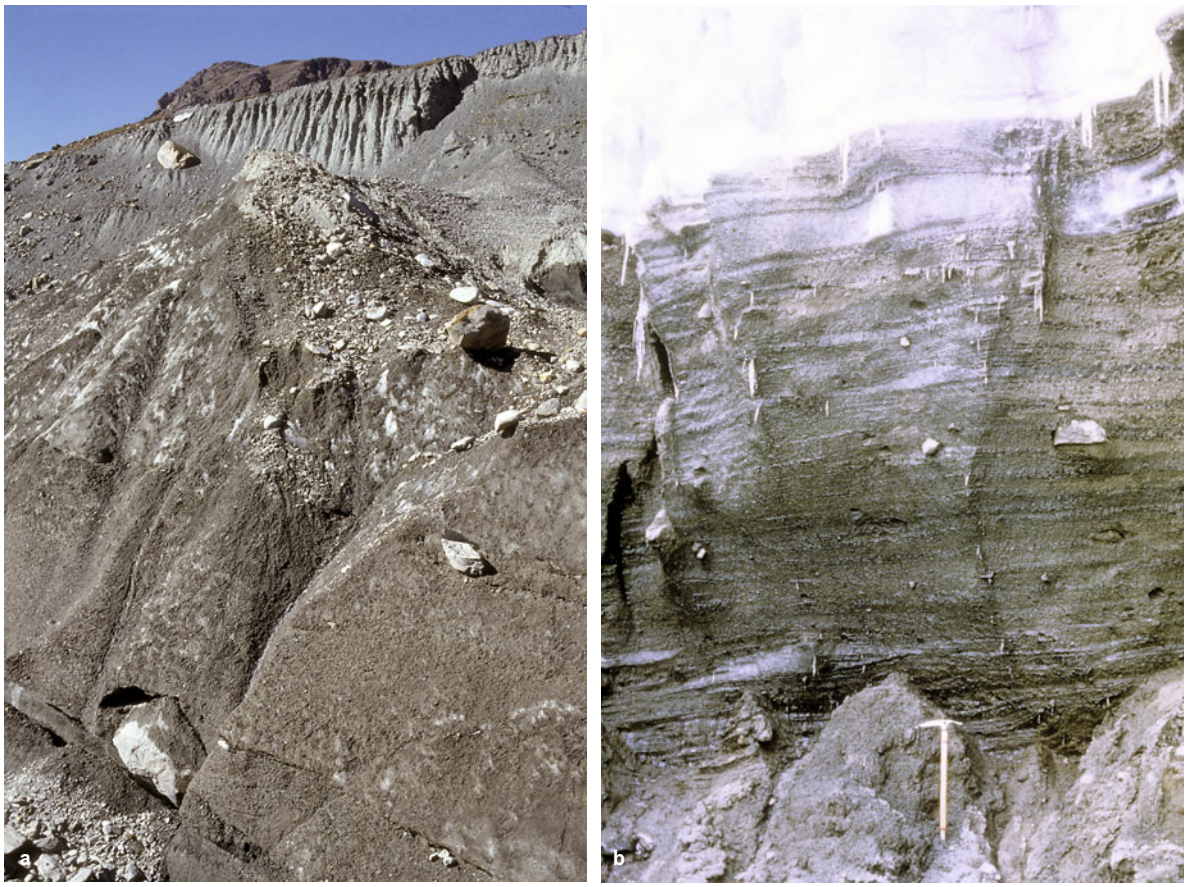


Abb. 4.12 Supraglazialer und subglazialer Transport von Moränenmaterial durch den Gletscher. (a) Gesteinsschutt auf dem Tsijiore Nouve, Schweiz; (b) gebändertes, schuttreiches Eis an der Basis des Taylor Glacier, Antarktis (Aufnahme: John Shaw).

der Masse des Moränenmaterials aus. Die Ferngeschiebe sind von einer völlig anders zusammengesetzten Matrix umgeben. Die Fraktion über 2 mm Durchmesser macht im Schnitt nicht mehr als 3% des Moränenmaterials aus. Die verbleibenden 97% Sand, Ton und Schluff aber bestehen zum überwiegenden Teil aus Lokalmaterial, an dem tertiäre Quarzsande und Tone, in Westfalen auch Kreidesande und -tone, einen erheblichen Anteil haben. Weil die Ablagerungen des Pliozäns und Miozäns kaum Feinkies und fast keine gröberen Partikel enthalten, darf es nicht verwundern, dass entsprechende Lokalgeschiebe in den gröberen Fraktionen fehlen.

Dass die lokalen Komponenten eine erhebliche Rolle spielen, wird sehr rasch deutlich, wenn man sich Gletscherablagerungen aus Sachsen und Thüringen, dem südlichen Niedersachsen oder aus Westfalen ansieht, wo die Gletscher auch Gesteine südlicher Herkunft aufarbeiten konnten. Hier ändert sich die Zusammensetzung der gröberen Fraktion schlagartig, und vielfach dominieren die südlichen Komponenten.

Der Transport von Gesteinsschutt auf dem Gletscher, sogenannter supraglazialer Transport (Obermoräne), spielt lediglich bei den Gebirgsgletschern eine große Rolle – z. B. im alpinen Vereisungsgebiet. Bei großen Inlandvergletscherungen kommt es allenfalls in den Randbereichen durch das Abschmelzen des Eises von oben her zu einer Anreicherung von Sediment an der Gletscheroberfläche (Dreimanis 1990).

Der Transport von Gesteinsschutt fand bei den nordischen Vereisungen in der Regel in den untersten Teilen des Eises statt, wobei durch einen mehrfachen Wechsel von Ablagerung und Aufarbeitung ein Gemisch aller Gesteinstypen zustande kommen kann, die das Eis auf seinem Weg zum Ablagerungsgebiet überfahren hat. Die Ferngeschiebe werden auf diese Weise immer mehr ausgedünnt werden, das Lokalmaterial dagegen angereichert. Lokalmaterial

wird auch dort aufgenommen, wo der örtliche Untergrund aus einem älteren Till besteht. Aus diesem Grund bestehen die Moränen Norddeutschlands in aller Regel aus einer Mischung sehr unterschiedlichen Materials, von dem ein erheblicher Teil von mehr als einer Vergletscherung umgelagert worden ist.

Der meiste Gesteinsschutt wird beim Gletschertransport im Eis unmittelbar oberhalb der Gletschersohle bewegt. Diese Schicht kann mehrere Meter mächtig sein. Die Gesteinsschutt-Konzentration in dieser Basalzone beträgt im Mittel etwa 25 Volumenprozent, kann aber lagenweise von Bruchteilen eines Prozent bis zu über 90% schwanken (Lawson 1979). Der Hauptanteil des Gletscherabriebs und der Zerkleinerung des Gesteins findet in dieser Zone statt (Dreimanis 1990). Die basale Zone wird überlagert von weitgehend gesteinsfreiem Eis, in dem lediglich vereinzelt einige Partikel oder Gesteinsbruchstücke vorhanden sind. Beim Schubfließen (*compressive flow*) werden gesteinsschuttreiche Bänder aus tieferen Bereichen in diese Zone angehoben. Da ein Zerbrechen des Gesteins unwahrscheinlich und der Abrieb minimal ist, können Geschiebe in dieser Zone unversehrt über große Entfernungen transportiert werden (Dreimanis 1976). Dies ist wahrscheinlich der Weg, auf dem ganze Moränenlagen unvermischt von Skandinavien bis nach Norddeutschland transportiert worden sind. Hierzu gehören die sogenannten „roten Tills".

Die „roten Tills" der späten Eisvorstöße Norddeutschlands bestehen im Gegensatz zu den meisten anderen Tills aus relativ reinem Fernmaterial und enthalten so gut wie kein Lokalmaterial (Meyer 1983a). Dies zeigt sich nicht nur bei Geschiebezählungen sondern auch bei Feinkiesanalysen (Ehlers 1990a). In der Feinkiesfraktion wird die lokale Komponente vor allem durch den Quarz repräsentiert; in weiterem Sinne sind auch Flint und Schreibkreide zu den Lokalgeschieben zu rechnen. Beide sind in den „roten Tills" kaum vertreten. Um die Herkunft dieses Moränenmaterials ohne Beeinflussung durch den lokalen Untergrund zu erklären, muss ein intraglazialer Transport über Scherflächen in den höheren Partien des Eises angenommen werden.

Der Geschiebeinhalt einer Grundmoräne weist trotz aller Vermischung in der Regel eine spezifische Zusammensetzung auf, die – in gewissen Schwankungen – für diesen Till charakteristisch ist. Dies gilt für die Feinkiesfraktion ebenso wie für die Grobkiese. Der Unterschied liegt lediglich darin, dass in der gröberen Fraktion einzelne Kristallin- und Sedimentgeschiebe genau bestimmbar sind, während sich die Feinkiesanalyse auf die Auswertung von Gesteinsgruppen beschränken muss. Die spezifische Geschiebezusammensetzung erlaubt Korrelationen zwischen benachbarten Bohrungen oder Aufschlüssen. Korrelationen über größere Entfernungen sind unter günstigen Bedingungen möglich, zum Teil über hunderte von Kilometern. Hierbei ist ein Wechsel in der Geschiebeführung quer zur Eisbewegungsrichtung in Rechnung zu stellen. Die spezifische Zusammensetzung gilt immer nur für eine bestimmte Lithofazies, nicht für die gesamten moränalen Ablagerungen eines Zeitabschnittes, wie z. B. des „Drenthe"- oder „Warthe"-Vorstoßes. Sie kann daher nur bei Hinzuziehung weiterer Informationen zu chronostratigraphischen Aussagen genutzt werden. Die Ablagerungen einer Vereisung bestehen in der Regel aus einer Abfolge verschiedener Faziestypen, deren unterschiedliche Zusammensetzung auf Änderungen der Gletscherdynamik und auf Wechsel in der Eisbewegungsrichtung zurückzuführen ist.

Geschiebezählungen können angewendet werden, um unter Moränenmaterial verborgene Erzlagerstätten zu finden (Eriksson 1983) Das gilt in erster Linie für den Transport über kleine und mittlere Entfernungen. Beim Geschiebeferntransport spielt dagegen die Vermischung verschieden alten Materials eine Rolle, wobei mehrfache Umlagerungen und wiederholt wechselnde Transportrichtungen die Auswertung in Bezug auf die Eisdynamik erschweren können.

Für den Eisvorstoß aus Skandinavien nach Norddeutschland standen grundsätzlich drei deutlich unterscheidbare Richtungen zur Verfügung:

1. Der nordwestliche Weg führte von Norwegen und Mittelschweden über das Kattegat und die dänischen Inseln nach Schleswig-Holstein. Auf diesem Transportweg wurden außer süd- und mittelschwedischen Gesteinen auch Geschiebe aus dem Oslo-Gebiet herantransportiert. Moränen dieser Fließrichtung enthalten relativ wenig Schreibkreide und Flint.
2. Der mittlere Weg führte über die schwedische Halbinsel und zwischen Bornholm und Rügen durch die westliche Ostsee. Moränen dieser Eisvorstoßrichtung enthalten Geschiebe von Süd- und Mittelschweden, Bornholm-Gesteine sowie in der Regel Schreibkreide und Flint von den Kreidegebieten am Ostseeboden.
3. Der östliche Weg folgte dem Ostrand der Ostsee-Senke. Auf diesem Weg wurden in erster Linie Gesteine von den Åland-Inseln, vom Boden der Ostsee und aus dem Baltikum mitgebracht.

„There is plenty of gold, so I am told …“

Der Goldrausch in Kalifornien war nach wenigen Jahren vorüber, aber die Hoffnung auf den schnellen Reichtum war geblieben. Die Suche nach dem begehrten Metall verlagerte sich in immer unzugänglichere Gegenden des Wilden Westens. 1860 wurde im Clearwater River und wenig später auch im Salmon River im heutigen Idaho Gold gefunden. Daraufhin wurde das Gebiet zunächst als „Territory“, ab 1890 als Bundesstaat an die USA angegliedert. Die Goldgräber im Wilden Westen machten sich nicht die Mühe, nach den entsprechenden Lagerstätten zu suchen, sondern sie wuschen das Edelmetall aus den Kiesen der Flüsse, in denen es auf Grund seiner Schwere angereichert war. Sie fanden wenig.

In den frühen 1930er Jahren schlossen sich mehrere Goldgräber in Idaho zu einer Firma zusammen und suchten jemand, der bereit war, für sie am Yankee Fork nach Gold zu baggern. Schließlich gelang es, die Silas Mason Co. aus Shreveport, Louisiana für das Projekt zu interessieren. Nachdem eine Untersuchung von Gesteinsproben die Hoffnung geweckt hatte, dass in der Tat Gold in einem Wert von etwa 16 000 000 Dollar zu gewinnen war, gründeten sie ein Tochterunternehmen, das die Baggerarbeiten durchführen sollte.

Die Bucyrus-Erie Company in South Milwaukee erhielt 1939 den Auftrag, den Bagger zu bauen. Die Firma hatte unter anderem die Löffelbagger hergestellt, die beim Bau des Panama-Kanals verwendet wurden. Das Schiff wurde 1940 fertiggestellt, dann in seine Einzelteile zerlegt und per Bahn nach Mackay in Idaho gebracht. Von dort wurde es die letzten 130 km per Lastwagen zum Yankee Fork transportiert und dort anschließend wieder zusammengebaut.

Der Bagger war 34 m lang, 16 m breit, 19 m hoch und wog 988 t. Er wurde durch zwei 7-Zylinder Ingersoll-Rand Dieselmotoren angetrieben, die den Strom für den Baggerbetrieb erzeugten. 72 Eimer von je 226 l Fassungsvermögen gruben sich in die goldführenden Kiese. Der Yankee Fork war ein Bach, in dem kein Schiff dieser Größenordnung fahren konnte. Der Bagger musste sich sein Schwimmbecken und seinen weiteren Weg selbst frei räumen. Das Baggergut wurde im Schiff gewaschen, der Abraum anschließend wieder verklappt. Von 1940 bis zum August 1952 grub sich der Bagger durch das Kiesbett des Yankee Fork. Ein großer wirtschaftlicher Erfolg war dem Unternehmen nicht beschieden. Es wechselte mehrfach den Besitzer und die Arbeiten wurden schließlich eingestellt, als die Grenze des letzten Claims erreicht war. Dort liegt der Bagger noch heute. Insgesamt wurden knapp 5000 m^3 Kies aufgearbeitet, und das Flusstal auf einer Länge von 9 km verwüstet. Dabei wurden Gold und Silber im Wert von 1 037 322 Dollar gewonnen. Die Kosten beliefen sich auf 1 076 100 Dollar.

Quelle: Website des US Forest Service, Salmon-Challis National Forest und parksandrecreation.idaho.gov

Abb. 4.13 Yankee Fork Gold Dredge, ein Bagger in Idaho.

Im Eisstromnetz der alpinen Vereisungen waren die Wege der Gletscher durch das Relief weitgehend vorgezeichnet. Es kam in der Regel nur zu einer randlichen Berührung der einzelnen Gletscherzungen. Dennoch haben sich die Einzugsgebiete der Gletscher während der Vereisungen vielfach geändert. Eine Frage, die mit Hilfe von Leitgeschiebeuntersuchungen geklärt werden kann, ist die Frage der Transfluenzen. Während des Höchststandes der Vereisungen ist unter bestimmten Bedingungen Eis über die Alpenpässe in Nachbartäler abgeflossen. Dieser Vorgang äußert sich in der Geschiebezusammensetzung der

entsprechenden Sedimente (Doppler 1980, Dreesbach 1985). Durch Geschiebezählungen kann man auch die Einflussbereiche verschiedener Eisloben gegeneinander abgrenzen. Im Überlappungsbereich von Loisach-, Ammer- und Lechgletscher lassen sich die Ablagerungen des Loisachgletschers auf Grund des höheren Kristallingehaltes von den anderen Gletscherablagerungen unterscheiden (Piehler 1974).

4.1.4 Geschiebe-Einregelung

Die Steine sind innerhalb der Grundmoränen nicht regellos verteilt, sondern weisen eine gewisse Orientierung auf. Richter (1932) konnte nachweisen, dass längliche Geschiebe im aktiven Eis durch die Gletscherbewegung in der Weise eingeregelt werden, dass ihre Langachsen parallel zur Eisbewegungsrichtung liegen. Diese Einregelung bleibt erhalten, wenn das Moränenmaterial schließlich als Till abgelagert wird. Eine Untersuchung des Gefüges der Tills ermöglicht daher eine Rekonstruktion der Eisbewegungsrichtung. Die Übereinstimmung zwischen Geschiebe-Einregelung und der Richtung der Gletscherschrammen hat Cepek (1995) für den Bereich der Struktur Rüdersdorf dokumentiert.

Etwa 50–100 Messungen sind erforderlich, um ein deutliches Orientierungs-Maximum zu bekommen. Nicht in jedem Fall ist das Ergebnis der Messungen eindeutig: Ein zweites, sogenanntes B-Maximum rechtwinklig zum Hauptmaximum wird häufig festgestellt. In der Regel ist es deutlich schwächer ausgebildet, doch in Stauchzonen und Gebieten mit Schubfließen kann es zum Hauptmaximum werden.

Die Einregelung der Geschiebe-Langachsen ist von der Form der Geschiebe abhängig. Steine mit deutlich ausgeprägter Langachse werden besser eingeregelt als rundliche Steine (Krüger 1970). Außerdem spielt die Korngröße der untersuchten Fraktion eine Rolle. Feinkies- und Sandkörner sind in der Regel wesentlich schlechter eingeregelt als gröberes Material. Das liegt daran, dass größere Geschiebe mehr oder weniger in der feinkörnigen Matrix „schwimmen“, während die kleineren Partikel oft in Berührung mit gleich großen Körnern geraten, wodurch die Einregelung behindert wird. Die räumliche Ausrichtung feiner Partikel lässt sich im Dünnschliff oder mit der Radiographie bestimmen (Ehlers 1990a). Die Messung feinerer Partikel erlaubt eine stärkere Differenzierung innerhalb der untersuchten Moränenschichten. Andererseits sind mehr Messungen erforderlich, um ein gesichertes Abbild des Gefüges der gesamten Moränenlage zu gewinnen.

Geschiebe-Einregelungsmessungen können auch genutzt werden, um Aussagen über die Genese eines Diamiktons zu ermöglichen. Während in einem Till die überwiegende Mehrheit der Geschiebe fast horizontal liegt, mit einem leichten Einfallen der Längsachse in der Richtung, aus der der Gletscher kam, stehen die „Dropstones“ in einem Beckensediment, die aus abschmelzendem Treibeis nach unten gerieselt sind, häufig senkrecht. So lassen sich zum Beispiel in den Kliffaufschlüssen auf Langeland (Dänemark) die

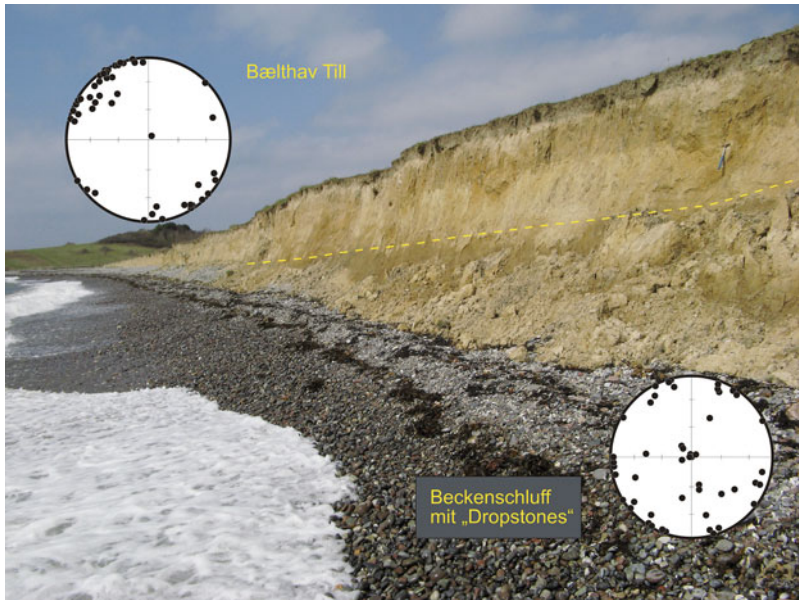


Abb. 4.14 Geschiebe-Einregelungsmessungen in der Grundmoräne und im unterlagernden Sediment eines Eisstausees auf Langeland. In den Seeablagerungen stehen viele Steine senkrecht, und es gibt keine klare Orientierung der Längsachsen.

Ablagerungen eines Eisstausees und die Grundmoräne des letzten Eisvorstoßes gut unterscheiden.

Geschiebe-Einregelungsmessungen werden vor allem dort angewendet, wo Zweifel darüber bestehen, in welcher Richtung sich das Eis bewegt hat. Dies ist vor allem im Bereich der großen Inlandvereisungen Nordeuropas und Nordamerikas der Fall. Im alpinen Raum und in den Mittelgebirgen ergeben sich die Richtungen der Gletschervorstöße meist bereits aus der generellen morphologischen Situation.

In großen Teilen Norddeutschlands stehen die Ablagerungen der Saale-Eiszeit an der Geländeoberfläche an, so zum Beispiel auch im Bereich der Harburger Berge südlich von Hamburg. Grube hatte bei seinen Untersuchungen festgestellt, dass drei Eisvorstöße der Saale-Kaltzeit den Hamburger Raum erreicht hatten. Er bezeichnete sie als Drenthe-Vorstoß, Niendorfer Vorstoß und Fuhlsbüttler Vorstoß. Der älteste dieser Eisvorstöße, der Drenthe-Vorstoß, hatte bis zum Rand der deutschen Mittelgebirge gereicht. Der Niendorfer Vorstoß war nicht mehr ganz bis zur Weser gelangt, und der jüngste, der Fuhlsbüttler Vorstoß hatte nur Hamburg erreicht.

Geschiebe-Einregelungsmessungen ergaben ein überraschendes Ergebnis: die Längsachsen der Steine im jüngsten saalezeitlichen Till, dem Fuhlsbüttel-Till, waren im Untersuchungsgebiet nicht von Nord nach Süd, sondern von Ost nach West ausgerichtet. Der jüngste Eisvorstoß der Saale-Kaltzeit war im Hamburger Raum aus östlicher Richtung erfolgt.

Messungen im Niendorf-Till, der Ablagerung des mittleren Saale-Eisvorstoßes, ergaben eine Vorstoßrichtung von Nordost nach Südwest, und Messungen im Drenthe-Till einen Eisvorstoß aus annähernd nördlicher Richtung. So überraschend diese Ergebnisse im ersten Augenblick scheinen, so plausibel werden sie, wenn man die Morphologie in die Betrachtung einbezieht. Der Endmoränenzug, bis zu dem der Fuhlsbüttler Vorstoß gereicht haben sollte, verläuft in nord-südlicher Richtung. Was liegt näher, als dass er durch einen Eisvorstoß aus Osten erzeugt worden ist? Und die nordost-südwestliche Richtung

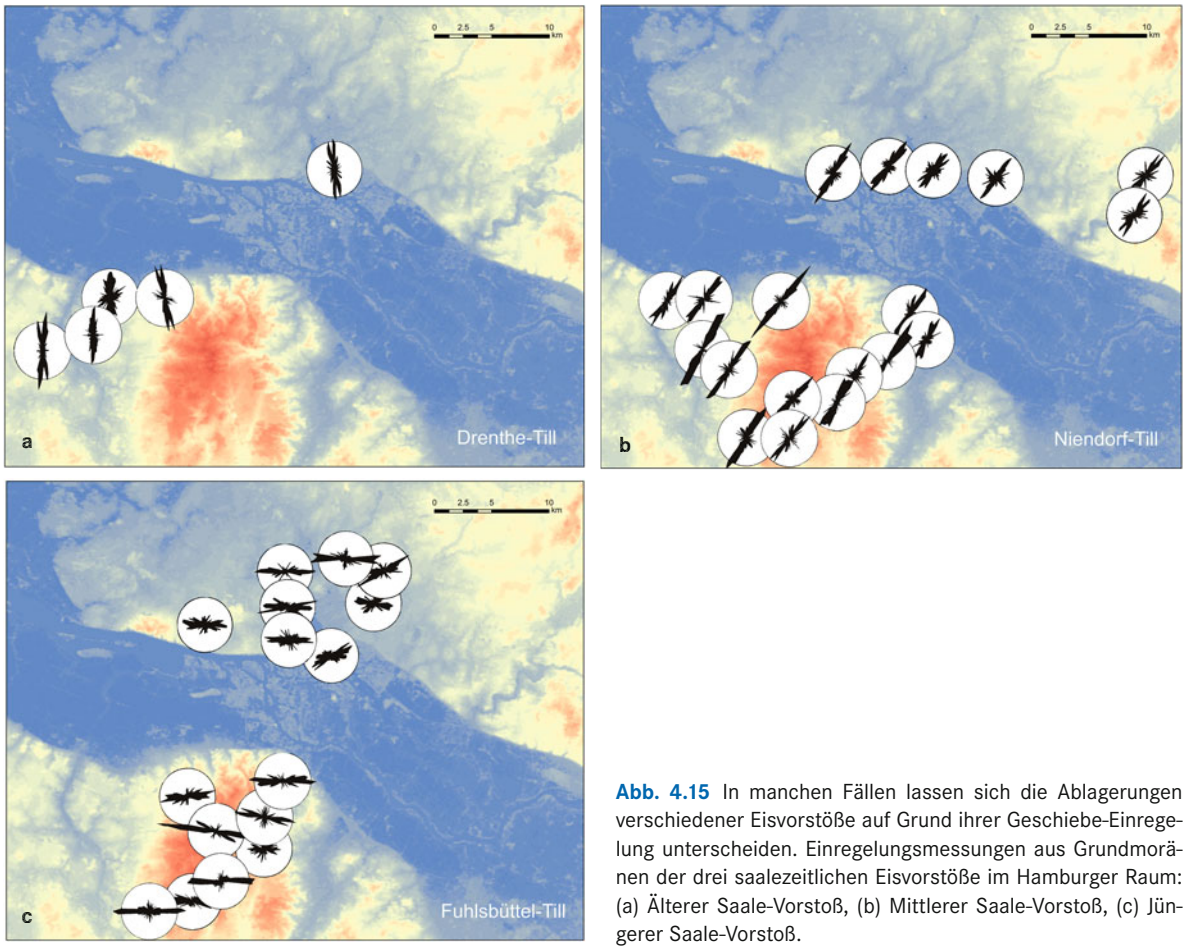


Abb. 4.15 In manchen Fällen lassen sich die Ablagerungen verschiedener Eisvorstöße auf Grund ihrer Geschiebe-Einregelung unterscheiden. Einregelungsmessungen aus Grundmoränen der drei saalezeitlichen Eisvorstöße im Hamburger Raum: (a) Älterer Saale-Vorstoß, (b) Mittlerer Saale-Vorstoß, (c) Jüngerer Saale-Vorstoß.

des Niendorfer Vorstoßes findet sich jenseits des Außenrandes der jüngsten Saale-Vereisung in den Tälern der Stader Geest wieder.

Die Zusammensetzung der Gletscherablagerungen bietet wesentliche Informationen über den Weg, den das Eis zurückgelegt hat. Die umfassendsten Informationen lassen sich durch eine Bestimmung der groben Bestandteile – der Geschiebe – gewinnen. Wo keine entsprechenden Aufschlüsse vorhanden sind, muss auf feinere Fraktionen, zum Beispiel Feinkies, zurückgegriffen werden. Die Geschiebekunde hilft entscheidend bei der Rekonstruktion der Gletscherdynamik. Aber man muss sich darüber im Klaren sein: Eine Geschiebezählung ist keine Datierung.

4.1.5 Leitgeschiebe

Leitgeschiebe geben Auskunft über die Bewegungsrichtungen der eiszeitlichen Gletscher. Leitgeschiebe sind Gesteine, die aus einem eng begrenzten Herkunftsgebiet stammen, und die eindeutig identifizierbar sind. Es werden überwiegend Kristallingesteine verwendet. Einige Bearbeiter gehen so weit, für ihre Geschiebezählungen ausschließlich kristalline Gesteine zu verwenden.

Die norddeutsche Pleistozän-Stratigraphie wurde in starkem Maße durch geschiebestratigraphische Untersuchungen geprägt. Von Gerd Lüttig wurde eine Methode entwickelt, bei der die geographische Länge und Breite der Mittelpunkte der Heimatgebiete der bestimmbaren Leitgeschiebe eines Fundpunktes gemittelt werden. Auf diese Weise erhält man ein „Theoretisches Geschiebezentrum“ (TGZ), das in vielen Fällen die stratigraphische Einordnung von Moränen ermöglicht (Lüttig 1958). Andere Verfahren stellen den Weg, den das Eis zurückgelegt hat (Smed 2002) oder bestimmte Herkunftsgebiete (Zandstra 1988) in den Mittelpunkt der Betrachtung. Nachvollziehbar sind die Untersuchungen nur, wenn Art und Anzahl der bestimmten Gesteine angegeben werden.

Zur Bestimmung der Leitgeschiebe kann man auf eine umfangreiche Literatur zurückgreifen. Die *Gesteinsbestimmung im Gelände* (Vinx 2010) bietet eine gute allgemeine Grundlage. Bei Hesemann (1975) sind etwa 170 Leitgeschiebe beschrieben. Smed (1995) hat 157 verschiedene Gesteine abgebildet und beschrieben, die als Leitgeschiebe genutzt werden können. Zandstra (1988) unterschied 209 Leitgeschiebe. Und wer all diese Gesteine unterscheiden will, braucht nicht nur geologische und mineralogische Grundkenntnisse, sondern er sollte sich auch in der Geologie Skandinaviens gut auskennen. Eine nützliche Einführung für den Hobbygeologen bietet Rudolph (2009). Ein ausführlicheres Bestimmungsbuch für den Anfänger ist der Band von Smed, *Gesteine aus dem Norden*. Viele Fotos und Informationen zu Gesteinen findet man auch auf der von M. Bräunlich gestalteten Webseite http://www.kristallin.de.

Einige der wichtigsten Leitgeschiebe lassen sich leicht unterscheiden. Das häufige Auftreten oder Fehlen dieser Steine gibt einen groben Anhalt über die Herkunftsgebiete der betreffenden Inlandeissegmente.

Aus dem Osten hat das Inlandeis zum Beispiel aus dem Gebiet um die heutigen Ålandinseln den Åland-Quarzporphyr mitgebracht. In der dichten, meist rotbraunen Grundmasse finden sich oft über 1 cm große Einsprenglinge von rosa Kalifeldspat. Plagioklas fehlt. Auffällig und besonders charakteristisch sind die großen, runden, meist dunkelgrau gefärbten Quarzkörner. Diese sind nach dem Auskristallisieren zerbrochen worden und weisen fast immer radiale oder unregelmäßig verteilte feine Adern von Feldspat auf (Abb. 4.16d).

Das zweite typische Kristallingeschiebe weit östlicher Herkunft ist der Rapakivi-Granit. Auffällig sind die bis zu 3 cm großen Kalifeldspat-Ovoide, die oft mit Ummantelung aus weißlichem oder grauem Plagioklas umgeben sind. Auf Lesesteinhaufen oder in Kiesgruben fallen die stark angewitterten Feldspataugen und Augenringe sofort auf. Rapakivi heißt „Faulstein“. Er kommt im Bereich der Ålandinseln und auf dem finnischen Festland vor.

Zwei Gesteine, deren Herkunftsgebiet man erst auf Grund von Geschiebeuntersuchungen ermitteln konnte, sind die Ostseeporphyre. Der Rote Osteeporphyr hat eine dichte, kräftig rote Grundmasse (häufig ziegelrot), in der man kleine rotbraune oder dunkelgraue Einsprenglinge von Quarz erkennen kann. Auch kleine Einsprenglinge von Kalifeldspat kommen vor. Charakteristisch sind darüber hinaus Einschlüsse eines dunkelgrünen, feinkörnigen Fremdgesteins (Xenolith). Der Rote Ostseeporphyr steht am Ostseeboden südöstlich der Ålandinseln an.

Der Braune Ostseeporphyr stammt dagegen vom Meeresboden südwestlich der Ålandinseln. Seine Grundmasse ist graubraun bis rotbraun (kaffeebraun); mit der Lupe sind Einzelkörner erkennbar. Das Gestein weist zahlreiche Einsprenglinge auf. Am auffälligsten sind die rosa bis rötlichbraunen Kalifeldspäte, aber auch fast weiße Plagioklas-Kristalle sowie viele graue Quarz- und dunkle Augitkristalle kommen vor, zum Teil sind sie zu grünlichem Chlorit alteriert.

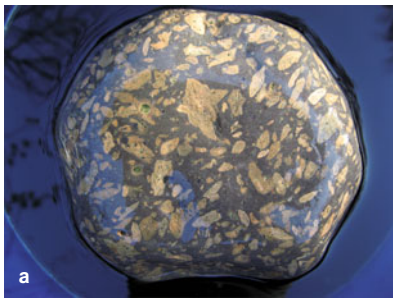
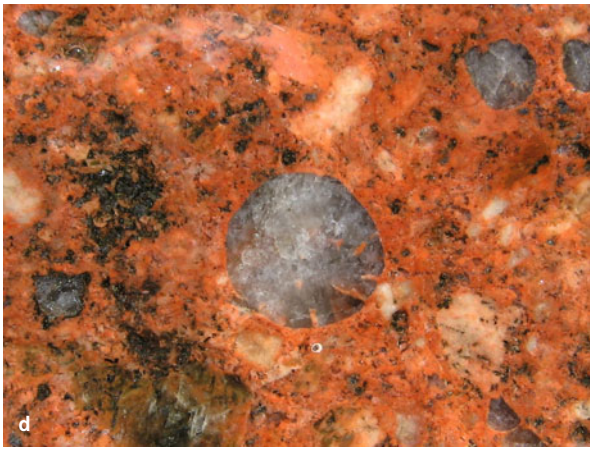
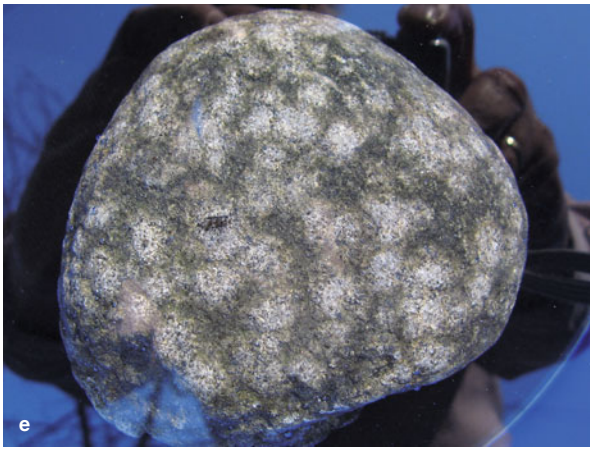


Abb. 4.16 Kristalline skandinavische Leitgeschiebe: (a) Rhombenporphyr, (b) Roter Ostseeporphyr, (c) Åland-Rapakivi, (d) Quarzkorn eines Åland-Quarzporphyrs, (e) Kinne-Diabas, (f) Västervik-Fleckengestein, (g) Påskallavik-Porphyr.





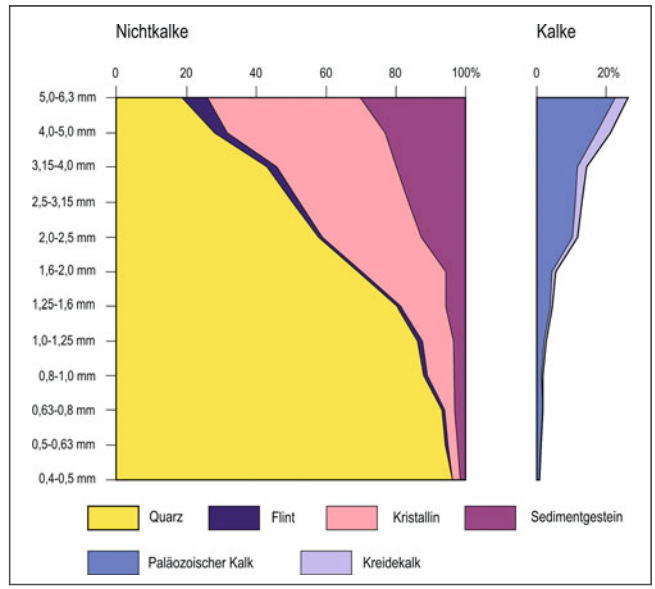


Abb. 4.17 Materialzusammensetzung einer Till-Probe in Abhängigkeit von der Korngröße (Elster-Till aus 34–35 m Tiefe aus der Kernbohrung Dradenau KB 42 in Hamburg-Waltershof. Je feiner das Probenmaterial, desto höher wird der Quarzanteil.

Eines der auffälligsten Leitgeschiebe ist der Påskallavik-Porphyr von der südostschwedischen Ostseeküste. In der graurosa, braunen oder schwärzlichen Grundmasse befinden sich zahlreiche Einsprenglinge von Feldspatkristallen, deren Ecken in der Regel abgerundet sind, was dem Gestein ein blutwurstartiges Aussehen verleiht. Die Einsprenglinge sind häufig außen heller als im Inneren. Es sind Kalifeldspatkristalle mit Plagioklasrändern.

In Småland treten weit verbreitet Granite auf, von denen viele ein besonderes Merkmal aufweisen, durch das sie leicht identifizierbar sind: Die Quarzkristalle sind nicht grau, sondern bläulich bis blau gefärbt.

Ein weiteres Gestein aus Småland, das leicht zu identifizieren ist, ist das Västervik-Fleckengestein. Die rote Komponente besteht überwiegend aus Alkalifeldspat (Mikroklin), wenig Plagioklas und etwas Quarz. Die dunklen Flecken sind Cordierit-Kristalle, die von Muskovit, Feldspat und Quarz durchsetzt sind. Die dunkle Färbung rührt von eingeschlossenen winzigen Biotitschüppchen her.

In Mittelschweden gibt es an leicht identifizierbaren Gesteinen vor allem die Dala-Porphyre aus Dalarna. Der häufigste und am leichtesten identifizierbare Dala-Porphyr ist der Bredvadporphyr. Er hat eine hellrote, meist zu hellem Rosa verwitterte Oberfläche, auf der einzelne kleine Kalifeldspatkristalle erkennbar sind. Im Gegensatz zum Roten Ostsee-Quarzporphyr fehlt aber der Quarz. Von den hellgrünlichen Plagioklaskörnern zeugen meist nur die zahlreichen vierkantigen Verwitterungslöcher.

Unverwechselbar ist der Kinne-Diabas, der aus dem Gebiet zwischen Vänern- und Vätternsee stammt. Seine Oberfläche ist durch die Verwitterung in auffälliger Weise gefleckt. Er ist ein wichtiges Leitgeschiebe für Eisvorstöße, die nicht der Ostseesenke gefolgt sind, wie zum Beispiel das „Nordosteis“ des weichselzeitlichen Vereisungsmaximums in Dänemark.

Die Leitgeschiebe-Ursprungsvorkommen sind nicht gleichmäßig über Skandinavien verteilt. Dem ist bei Geschiebezählungen Rechnung zu tragen. Bei Untersuchungen der verschiedenen Moränen auf der dänischen Insel Langeland schien zunächst der Hauptunterschied zwischen der „dicken Moräne“ des Nordosteises und den beiden anderen Weichsel-Moränen darin zu bestehen, dass in der dicken Moräne viel weniger Leitgeschiebe zu finden waren als in den anderen Moränen. Dies Bild ändert sich erst, wenn man auch den Granatamphibolit als Leitgeschiebe mitzählt. Der Granatamphibolit aus Südwestschweden (West-Småland und Halland) ist eigentlich ein basischer Migmatit. Das Gestein enthält Hornblende, Quarz und Biotit sowie auffällige Flecken von rotviolettem Granat.

Die westlichsten leicht erkennbaren Leitgeschiebe stammen aus dem Oslo-Gebiet. Am auffälligsten sind die Rhombenporphyre. Das sind meist grau bis braun gefärbte Vulkanite, in deren Grundmasse eine große Anzahl in der Regel hell gefärbter Feldspatkristalle vorkommen. Viele davon weisen ein salmiförmiges Aussehen auf – die namengebenden Rhomben. Doch kommen auch Zwillingskristalle und sternför-

mige Verwachsungen vor. Ebenfalls aus dem Oslogebiet stammt das Rhombenporphyr-Konglomerat.

Oslo-Gesteine sind in Deutschland stets selten. Es gibt bestimmte Moränen, in denen sie häufiger auftreten als in anderen (z. B. in den elsterzeitlichen Grundmoränen Nordwestdeutschlands; vgl. Meyer 1970), doch stammt auch dort die Masse der Leitgeschiebe aus anderen Herkunftsgebieten. Die Verbreitung der Oslo-Geschiebe reicht über die Nordsee hinweg bis nach East Anglia, Yorkshire und an die schottische Ostküste. Selbst auf den Shetland-Inseln ist ein großer Block eines norwegischen Leitgeschiebes gefunden worden.

4.1.6 Feinkies

Die petrographische Zusammensetzung der quartären Sedimente ist in starkem Maße korngrößenabhängig. Am Beispiel einer typischen Elster-Moräne (hoher Quarzgehalt, vergleichsweise niedriger Kalkgehalt) aus Hamburg lässt sich zeigen, dass der Quarz, der bei Korngrößen über 1 cm gegen Null geht, in den Fraktionen < 2 mm eindeutig dominiert. Bei geschiebestatistischen Untersuchungen bestimmt die Probengröße die mögliche Genauigkeit der Aussage. Eine größere Probe erlaubt eine genauere Erfassung der Prozentanteile der einzelnen beteiligten Komponenten. Die Genauigkeit nimmt jedoch nicht linear zu. Statistische Untersuchungen haben gezeigt, dass eine sinnvolle Probengröße bei etwa 300 Körnern liegt.

Bei Zählungen nach der niederländischen Methode wird die Fraktion 3–5 mm untersucht. Es werden etwa 30 Gesteinstypen unterschieden. Die meisten dieser Gesteinstypen sind jedoch in so geringen Anteilen vertreten, dass sie für eine statistische Auswertung zu größeren Gruppen zusammengefasst werden müssen. Eine erste Grobgliederung trennt Kalke und Nichtkalke. Bei der Gruppe der Nichtkalke bietet sich eine Untergliederung in Quarz, Flint, Kristallin und Sedimentgesteine an.

Die Feinkiesanalyse kann nichts aussagen, was nicht im Prinzip auch die Geschiebezählung aussagen könnte. Der große Vorteil der Methode besteht jedoch darin, dass auf Grund der kleineren Probenmenge auch Bohrproben ausgewertet werden können. Zwar lässt sich das Herkunftsgebiet der einzelnen Komponenten nicht so genau bestimmen wie bei der Leitgeschiebe-Analyse, doch erlaubt auch die Feinkiesanalyse eine Grobuntergliederung der Sedimente nach verschiedenen Herkunftsgebieten.

Die Feinkiesanalyse benötigt zwar weniger Probenmaterial als eine Geschiebezählung, aber sie ist dennoch ein aufwändiges Verfahren, das einschließlich der Aufbereitung der Proben Stunden in Anspruch nimmt. Andere Analyseverfahren, zum Beispiel Auswertung der Schwerminerale, der Tonminerale oder der geochemischen Zusammensetzung der Gletscherablagerungen sind in Norddeutschland verschiedentlich versucht worden. In keinem Fall ist es jedoch zu überzeugenden Ergebnissen gekommen, und der hohe Analyseaufwand hat dazu geführt, dass keine neuen Versuche in dieser Richtung unternommen worden sind. Hans-Jürgen Stephan (1998) kam zu dem Ergebnis, dass einfach zu bestimmende Parameter wie Korngrößenspektrum, Karbonatgehalt und Feinkieszusammensetzung die besten Mittel seien, um eine stratigraphische Einordnung der verschiedenen Tills zu ermöglichen. Ihre Brauchbarkeit ist an vielen Beispielen erprobt.

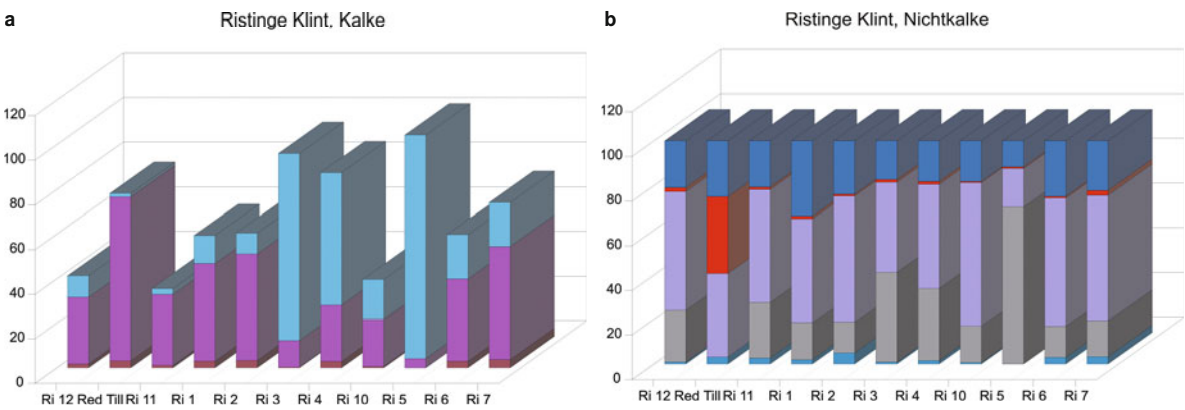
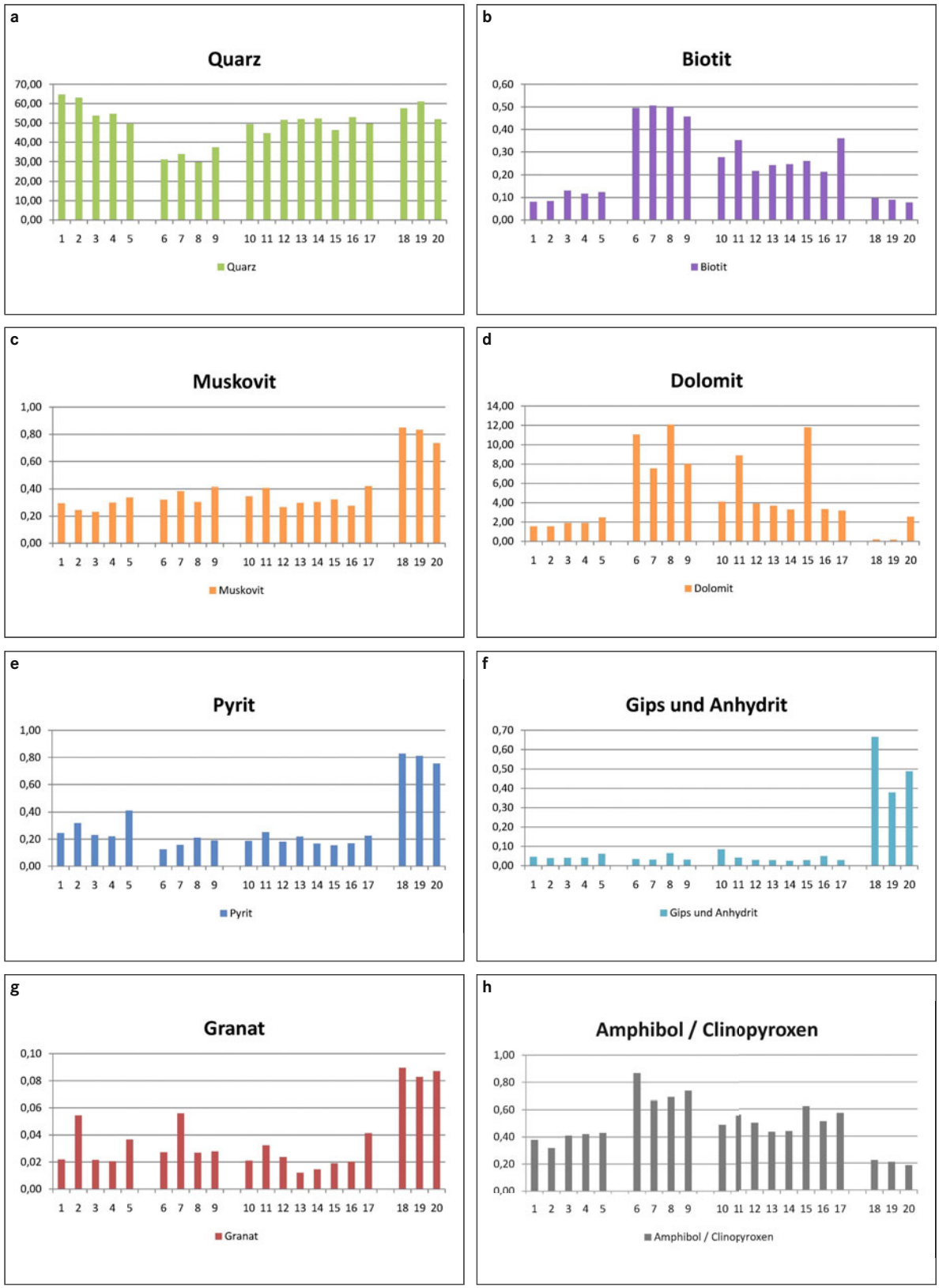
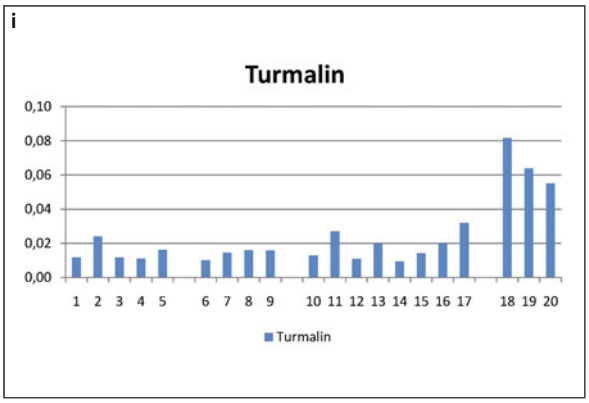
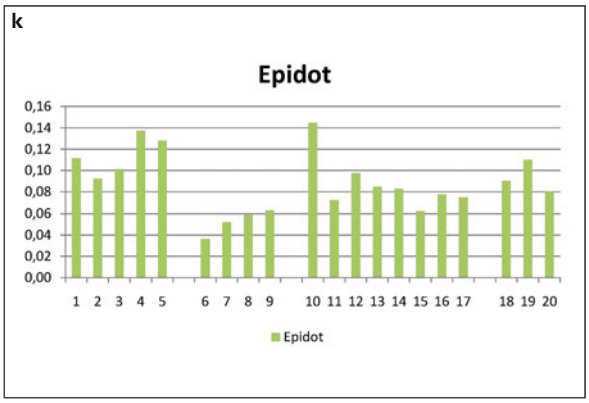
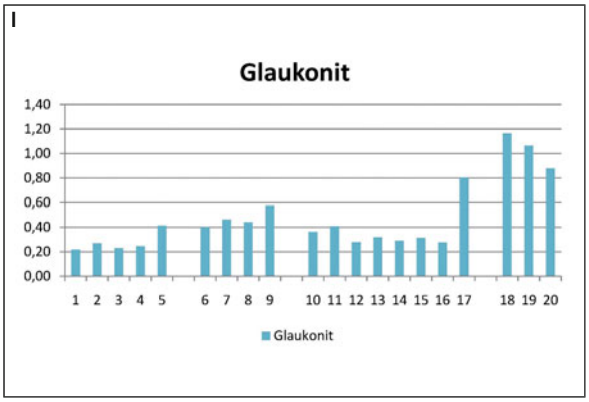


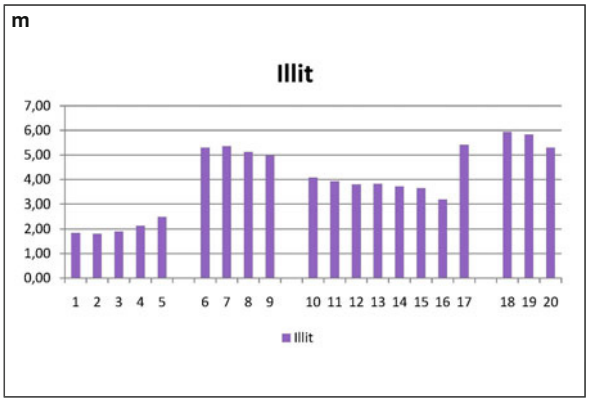
Abb. 4.18 Feinkiesanalysen von Till-Proben von Ristinge Klint, Langeland, Dänemark. (a) Kalke, (b) Nichtkalke. Die drei Tills sind deutlich unterscheidbar. Auffällig abweichend ist die Zusammensetzung der Scholle von rotem Till aus dem Westteil des Kliffs (Abb. 4.26).

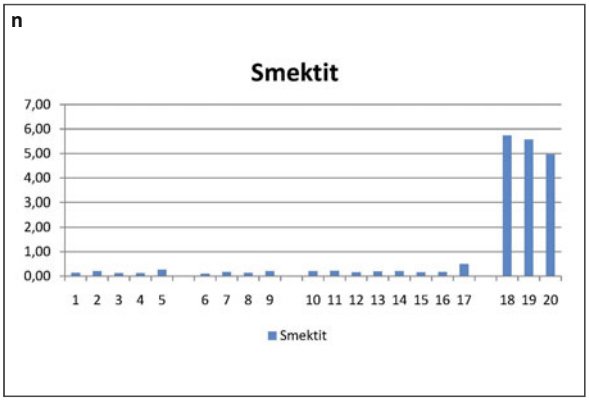

a
Quarz
70,00
60,00
50,00
40,00
30,00
20,00
10,00
0,00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
Quarz
b
Biotit
0,60
0,50
0,40
0,30
0,20
0,10
0,00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
Biotit
c
Muskovit
1,00
0,80
0,60
0,40
0,20
0,00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
Muskovit
d
Dolomit
14,00
12,00
10,00
8,00
6,00
4,00
2,00
0,00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
Dolomit
e
Pyrit
1,00
0,80
0,60
0,40
0,20
0,00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
Pyrit
f
Gips und Anhydrit
0,70
0,60
0,50
0,40
0,30
0,20
0,10
0,00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
Gips und Anhydrit
g
Granat
0,10
0,08
0,06
0,04
0,02
0,00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
Granat
h
Amphibol / Clinopyroxen
1,00
0,80
0,60
0,40
0,20
0,00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
Amphibol / Clinopyroxen

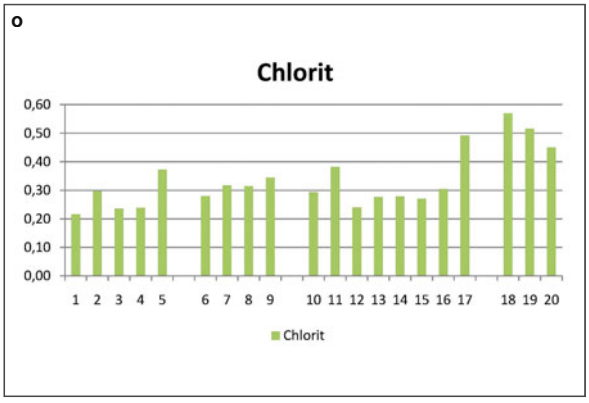












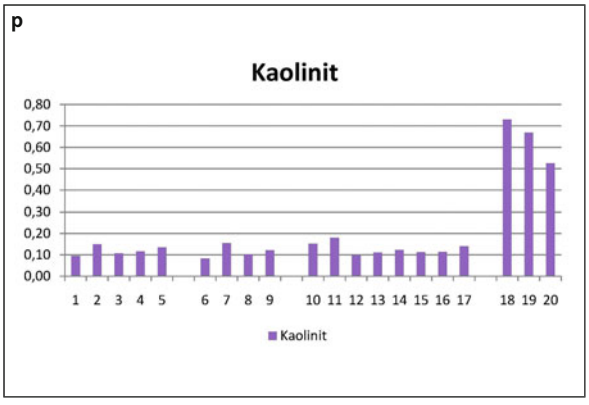


Abb. 4.19 Qemscan-Analyse von Till-Proben aus Hamburg. (a) Quarz, (b) Biotit, (c) Muskovit, (d) Dolomit, (e) Pyrit, (f) Gips und Anhydrit, (g) Granat, (h) Amphibol und Clinopyroxen, (i) Turmalin, (k) Epidot, (l) Glaukonit, (m) Illit, (n) Smektit, (o) Chlorit, (p) Kaolinit.

4.1.7 Qemscan – alle Analysenwerte auf einen Streich

Mit Hilfe der Qemscan-Analyse (einem automatischen mineralogischen Analyse-Verfahren auf der Basis der Elektronenstrahl-Technik) ist es möglich, Sedimentproben in einem Arbeitsgang auf Korngröße, Kornform, Kalkgehalt, Schwer- und Leichtminerale sowie Tonminerale zu untersuchen. Für norddeutsche Quartärablagerungen wurde dieses Verfahren der Komplettanalyse zuerst an Rinnensedimenten aus dem Hamburger Raum eingesetzt. Im März 2010 haben Jürgen Ehlers und Andrea Moscariello 20 Till-Proben von Kernbohrungen aus dem Hamburger Raum zur Qemscan-Untersuchung nach Kanada geschickt. Es handelte sich um Proben von vier verschiedenen Grundmoränen:

- Fünf Proben von Niendorf-Till (Mittlere Saale-Vereisung) aus der Bohrung B19/08,
- Vier Proben von Rotem Drenthe-Till (Ältere Saale-Vereisung), Bohrungen B19/08 und B 23/08,
- Acht Proben von „normalem“ Drenthe-Till (Ältere Saale-Vereisung) aus der Bohrung B 23/08
- Drei Proben von Elster-Till aus einer Kernbohrung.

Dies sind die Ergebnisse: Erwartungsgemäß ist der Anteil an Quarz im Roten Drenthe-Till am niedrigsten. Die geringen Quarzgehalte sind aus den Feinkieszählungen aus dem Hamburger Raum bekannt. Überraschend ist dagegen, dass sich der Quarzgehalt des Elster-Tills nicht von dem des Drenthe-Tills unterscheidet. Hier hätte man auf Grund der Feinkieszusammensetzung höhere Werte erwartet.

Deutliche Unterschiede gibt es bei den Glimmern. Der Niendorf-Till unterscheidet sich von den anderen drei Tills durch den insgesamt geringen Glimmergehalt. Der Rote Drenthe-Till enthält erheblich mehr Biotit als die anderen Tills. Der Elster-Till enthält extrem hohe Anteile an Muskovit und extrem niedrige Anteile an Biotit.

Bei Calzit und Dolomit sieht man die erwarteten Maxima in den Proben des Roten Drenthe-Tills. Aus-

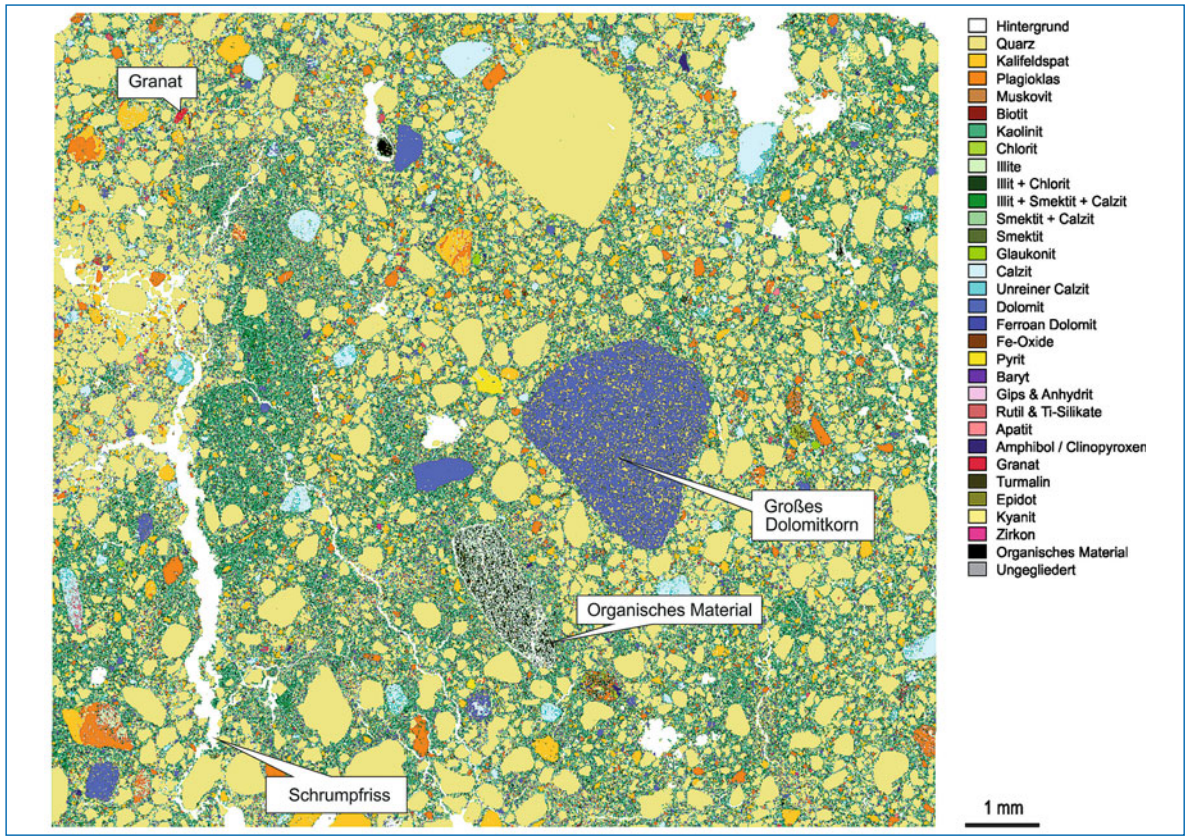


Abb. 4.20 Qemscan-Analyse; flächenhafte Darstellung zur Überprüfung der Analyseergebnisse. In dieser Probe sind mehrere große Dolomitkörner zu sehen, die den „Ausreißer“ in Abb. 4.19d (Probe 11) erklären. Aufnahme: SGS.

reißer ergeben sich dadurch, dass zum Teil große Einzelkörner von Calzit und Dolomit erfasst worden sind. Diese kann man in den entsprechenden flächenhaften Darstellungen des untersuchten Bereichs leicht identifizieren (Abb. 4.20).

Pyrit ist erwartungsgemäß im Elster-Till am stärksten vertreten. Die hohen Werte stammen aus der Aufarbeitung von miozänem Glimmerton, der in großen Teilen des Untergrunds in Hamburg direkt im Liegenden der Elster-Ablagerungen ansteht. Die hohe Konzentration von Gips und Anhydrit im Elster-Till dürfte darauf zurückzuführen sein, dass die untersuchte Bohrung gewissermaßen im Lee des Salzstockes Langenfelde durchgeführt wurde, dessen Gipshut die Gletscher erodiert haben.

Bei den Schwermineralen ergeben sich ebenfalls Unterschiede zwischen den einzelnen Tills, wobei vor allem die Zusammensetzung des Elster-Tills von den anderen Proben abweicht.

Deutliche Unterscheide zeigen sich auch bei den Tonmineralen. Der Niendorf-Till enthält deutlich weniger Illit als die anderen Proben, Roter Drenthe-Till und Elster-Till dagegen sehr hohe Werte. Der Elster-Till fällt durch extrem hohe Werte beim Smektit und Kaolinit auf. Die Tonmineralbestimmung per Quemscan gilt allerdings als relativ unsicher.

Dies sind Ergebnisse, die darauf hindeuten, dass mit Hilfe der Qemscan-Analyse eine Zuordnung der verschiedenen Tills im Hamburger Raum zumindest erleichtert werden könnte. Für eine verlässliche Grundwassermodellierung im oberflächennahen Bereich wäre eine solche Zuordnung sehr hilfreich, denn trotz der großen Bohrdichte im Bereich der Großstadt Hamburg (über 230.000 geologisch erfasste Bohrungen) ist die stratigraphische Zuordnung in vielen Fällen schwierig bis unmöglich. Über welche Entfernungen sich die Unterschiede verfolgen lassen, müssen weitere Untersuchungen ergeben.

4.1.8 Sonderfall Mikrofossilien – Prä-Eem von Langeland

Umgelagerte Mikrofossilien kommen in der Matrix der meisten Grundmoränen vor. Der Pollengehalt der Grundmoränen geht im wesentlichen auf die Aufarbeitung älterer Sedimente zurück. Am stärksten vertreten sind dabei jeweils Anteile der Sedimente, die in der letzten Periode vor dem Eisvorstoß abgelagert worden sind. Die spätweichselzeitlichen Grundmoränen Finnlands enthalten daher in erster Linie Pollen aus weichsel-interstadialen Ablagerungen, die durch hohe Anteile an Birkenpollen (*Betula*), vor allem aber durch Nichtbaumpollen und zahlreiche Sporen (20–40%) gekennzeichnet sind. Wo eemzeitliche Sedimente aufgearbeitet worden sind, treten dagegen neben *Betula*-Pollen auch Pollen von *Pinus* und *Alnus* auf, während die Zahl der Nichtbaumpollen vergleichsweise gering ist.

In Estland ist es gelungen, aufgearbeitete eemzeitliche und holsteinzeitliche Pollengesellschaften in Grundmoränen zu unterscheiden. Damit ist es dort möglich, die palynologischen Untersuchungen an Grundmoränen zur Altersbestimmung der Ablagerungen einzusetzen. Die estnische Literatur ist bei Dreimanis et al. (1989) zitiert. Entsprechende Untersuchungen in Ontario, Kanada (Dreimanis et al.

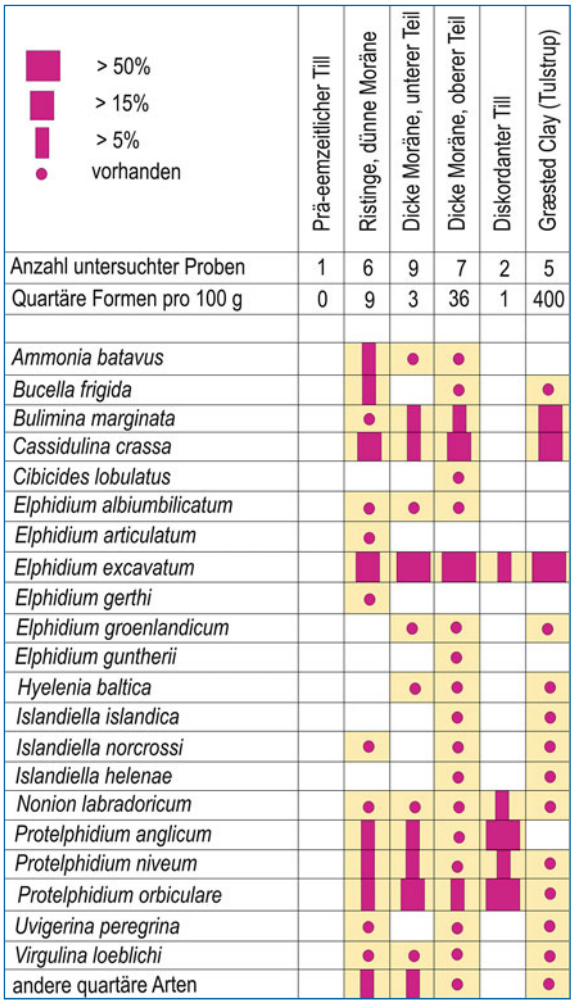


Abb. 4.21 Umgelagerte quartäre Foraminiferen in den Tills von Risinge Klint, Dänemark. Zum Vergleich: Foraminiferen im marinen eemzeitlichen Grønsted-Ton von von Tulstrup (nach Sjørring et al. 1982).

1989) haben weniger günstige Ergebnisse erbracht. Von den untersuchten 13 Proben haben nur zwei nennenswerte Anteile an aufgearbeiteten warmzeitlichen Pollen ergeben; die übrigen Proben waren gekennzeichnet durch hohe *Pinus*-Werte. Dies wird auf die Aufarbeitung frühweichselzeitlicher bzw. frühsaalezeitlicher kaltzeitlicher oder interstadialer Ablagerungen zurückgeführt.

Auch in Dänemark sind palynologische Untersuchungen an Grundmoränen durchgeführt worden (vgl. Übersicht bei Petersen 1983). Die vorliegenden Beobachtungen haben gezeigt, dass auch hier ein wesentlicher Teil der Till-Matrix aus der Aufarbeitung lokalen Materials hervorgegangen sein muss.

Der zum Teil sehr hohe Gehalt an marinen Mikrofossilien bietet in Dänemark die Möglichkeit, bei der quartärstratigraphischen Einstufung von Grundmoränen auf die Foraminiferen-Analyse zurückzugreifen (Abb. 4.21). Eine grundlegende Arbeit in dieser Hinsicht ist der Aufsatz von Petersen & Konradi (1974). Die Anwendung entsprechender Untersuchungen für quartärstratigraphische Fragen findet sich z. B. bei Sjørring et al. (1982).

4.2 Endmoränen

4.2.1 Endmoränen und Endmoränenvertreter

Der Gesteinsschutt, den ein Gletscher auf seinem Weg aufnimmt, wird, soweit er nicht unterwegs als Till abgelagert wird, zum Eisrand transportiert. Verharrt der Eisrand über längere Zeit an einem Ort, so wird durch den austauenden Gesteinsschutt ein Endmoränenwall angehäuft – es entsteht eine Satzendmoräne. Bei einem zurückweichenden Gletscher kann dieser Vorgang zur Ausbildung von Jahresmoränen führen. Der Gesteinsschutt, der am Rande der Gletscher aufgehäuft wird, wird je nach seiner Position zum Gletscher entweder als Seiten- bzw. Ufermoräne oder als Stirn- bzw. Endmoräne bezeichnet. Der Begriff Endmoräne geht auf Agassiz (1841) zurück. Er stammt aus dem Bereich der alpinen Vergletscherung. Frühe Bearbeiter der Endmoränen Norddeutschlands orientierten sich zunächst an diesen aus dem Bereich der Gebirgsvergletscherungen bekannten Erscheinungen. So kartierte Gottsche (1897b) die Endmoränen Schleswig-Holsteins als Ansammlungen groben Gesteinsschutts. Heute wissen wir, dass ein erheblicher Teil der damals erfassten Blockpackungen in Wirklichkeit das Ergebnis von Schmelzwassertätigkeit darstellen, d. h. es sind Sedimente, die unmittelbar am Eisrand (z. B. im Bereich eines Gletschertores) abgelagert worden sind.

Die Endmoränenwälle, wie man sie aus dem Gebiet der Alpenvereisung kannte, suchte man in Norddeutschland vergebens. In vielen Fällen ist dort der ehemalige Eisrand lediglich dadurch gekennzeichnet, dass eine tiefer gelegene Grundmoränenfläche gegen eine höher gelegene Sanderfläche grenzt. Gripp (1975) spricht hier von Hochsandern oder Endmoränenvertretern. Dieser Fall, der zuerst von den Eisrandlagen des Brandenburger Stadiums der Weichsel-Vereisung beschrieben worden ist (Franz & Weisse 1965), ist auch an anderen Orten festzustellen. Der Kern der Harburger Berge südlich von Hamburg stellt einen solchen Endmoränenvertreter dar (Ehlers 1978).

4.2.2 Stauchmoränen

Nicht überall werden am Eisrand ungestörte Sedimente abgelagert. Bei Gletschervorstößen kommt es vielfach zu Lagerungsstörungen und zur Ausbildung von Stauchmoränen. Die ältesten Beschreibungen alpiner Stauchmoränen datieren aus dem 16./17. Jahrhundert. Dass entsprechende Stauchungen auch im Bereich der ehemaligen nordischen Vereisung eine Rolle gespielt haben, hat zuerst Johnstrup (1874) erkannt. Er hatte festgestellt, dass sich die Lagerungsstörungen der Kreide auf Møn nicht zur Tiefe hin fortsetzen. Daraus schloss er, dass die Störungen durch Gletscherdruck erzeugt worden sein mussten. Doch erst nach den Untersuchungen an rezenten Gletschern auf Spitzbergen (Gripp & Todtmann 1926, Gripp 1938) ist die große Bedeutung der Stauchendmoränen für die Oberflächengestaltung Norddeutschlands erkannt worden.

Die großen Stauchmoränen in den Randgebieten der nordischen Vereisungen stehen gewöhnlich in Zusammenhang mit entsprechenden Ausräumungszonen. Im deutschen Schrifttum wird meist von „Zungenbecken“ gesprochen, in der englischsprachigen Literatur dagegen von *hill-hole pairs*. Die Becken sind – vor allem im Gebiet der älteren Vereisungen – vielfach nachträglich mit Sediment verfüllt worden und im Gelände nicht mehr sichtbar.

Für den Vorgang der Stauchung selbst werden zwei verschiedene Möglichkeiten diskutiert: Stauchung bei gefrorenem Untergrund und Stauchung bei ungefrorenem Untergrund.

Die Suche nach den Endmoränen

Ende des 19. Jahrhunderts war klar, dass Norddeutschland von mindestens zwei Vereisungen betroffen worden war. Die Gletscher dieser Eiszeiten mussten Endmoränen hinterlassen haben – aber wo waren diese? Wenn man sie finden könnte, wäre es möglich, den Rand der jüngsten Vereisung exakt zu kartieren. Forchhammer hatte 1847 auf seiner „Geognostischen Karte der Herzogthümer Schleswig und Holstein“ die Grenze zwischen Geschiebeton und Geschiebesand dargestellt. War das die Grenze der jüngsten Vereisung?

Abb. 4.22 Carl Christian Gottsche (aus Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1909).

Carl Christian Gottsche, der sich 1880 über „die Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein“ habilitiert hatte, ließ sich von der „Hohen Oberschulbehörde“ beurlauben und machte sich im Sommer 1892 auf, die Endmoränen zu finden. Finanziert wurde das Vorhaben durch ein „namhaftes Reisestipendium“ der Geographischen Gesellschaft Hamburg. Die Untersuchungen dauerten drei Jahre. 1896 ging Gottsche noch einmal ins Gelände, um einige Revisionen durchzuführen; dann war das Werk vollendet. Die „Übersichtskarte der Endmoränen Schleswig-Holsteins“ im Maßstab 1:750.000 konnte in den Druck gehen.

Die Karte ist heute veraltet. Gottsche hatte die Anreicherung von Großgeschieben als Zeichen für den äußersten Eisrand angenommen. Zwischen Haderslev und Blumenthal ist die Lage ungefähr richtig, aber weiter östlich hat das Eis der letzten Vergletscherung viel weiter nach Süden gereicht, als Gottsche annahm. Die Arbeit hat jedoch wegen der konkreten Beschreibungen, die Gottsche eingefügt hat, bis heute ihren Wert behalten. Außerdem besaß, wie Gottsche schreibt, „mein vortrefflicher Freund, Herr Apotheker Frucht-Braunschweig, die große Liebenswürdigkeit, mich 14 Tage lang mit seinem photographischen Apparat zu begleiten.“ Diesem glücklichen Umstand verdanken wir Aufnahmen von den „schier unabsehbaren Blockfeldern“ der beim Bau des Kaiser-Wilhelm-Kanals (Nord-Ostsee-Kanals) freigelegten Großgeschiebe und dem Geschiebereichtum verschiedener anderer Punkte, die in dieser Weise heute nicht mehr existieren.

Abb. 4.23 Steingewinnung aus einer Blockpackung bei Stenten (Schleswig-Holstein), W des Waldes (aus Gottsche 1898).

Befindet sich die Basis des Gletschers nicht am Druckschmelzpunkt, so friert der Untergrund am Gletschereis fest. Da das Eis aber weiterhin in Bewegung ist, ergibt sich ein Scherdruck, der zur Abscherung des Materials führen kann. Bei tief reichendem Bodenfrost werden diejenigen Schichten am ehesten abgeschert, die eine Gleitung begünstigen. Da Tone später gefrieren als Sande, werden sie bevorzugt abgeschert. Tone finden sich dementsprechend häufig an der Unterkante von Stauchschuppen.

Bodenfrost ist jedoch nicht zwingend erforderlich, um die Abscherung von Sedimentpaketen am Eis-

Abb. 4.24 Gestauchte Schreibkreide auf Møn, Dänemark.

rand hervorzurufen. Ein rascher Eisvorstoß begünstigt die Abscherung, da er einen hohen Porenwasserdruck erzeugt. In den feinkörnigen Sedimenten kann dieser Druck nicht kurzfristig abgebaut werden (van der Wateren 1985). Wenn ein wassergesättigter Ton von einem schnell vorstoßenden Gletscher überfahren wird, führt die plötzliche Belastung dazu, dass die überlagernden Sedimente und der Gletscher ganz oder zum Teil vom Porenwasser getragen werden, so dass die Abscherung begünstigt wird.

Nicht alle Endmoränen sind bei Oszillationen des Eisrandes in der Rückzugsphase der letzten Vereisung entstanden. Ältere Stauchmoränen, die von einem erneuten Eisvorstoß überfahren werden, können möglicherweise als Oberflächenform erhalten bleiben. So geht man heute davon aus, dass die Dammer Berge bereits während der Vorstoßphase der Älteren Saale-Vereisung gebildet worden sind (van der Wateren 1987). Wäre das Eis erst bis an den Rand der Mittelgebirge vorgestoßen und hätte die Stauchmo-

Ristinge Klint – Querschnitt durch eine Stauchmoräne

Im Kliffaufschluss von Ristinge Klint auf Langeland (Dänemark) ist eine relativ vollständige Sequenz jungpleistozäner Ablagerungen aufgeschlossen. Die Sequenz beginnt mit einem muschelführenden marinen Ton aus der Eem-Warmzeit. Dieser wird von einem muschelfreien Ton überlagert (dem „glänzenden Ton“ von Madsen et al. 1908), und zumindest an einer Stelle von einem prä-eemzeitlichen Till unterlagert (Sjørring et al. 1982).

Über dem Eem-Ton folgt eine etwa 5 m mächtige Lage von Feinsand, der sogenannte „weiße Sand“. Eiskeil-Pseudomorphosen sind in diesem Teil der Sequenz an verschiedenen Stellen gefunden worden. Friis hat sie aus dem darüber liegenden Sand beschrieben. Wir haben Beispiele im Eem-Ton gefunden, die aus dem Kontakt zwischen Ton und darüber liegendem Sand zu stammen scheinen. Dies bedeutet, dass es zwischen den marinen Ablagerungen und den anschließenden spätweichselzeitlichen Eisvorstößen eine Pause gegeben hat. Während dieser Zeit der Nicht-Ablagerung lag das Gebiet trocken, da die Bildung von Eiskeilen terrestrische Bedingungen voraussetzt.

Der „weiße Sand“ wird durch den sogenannten Ristinge-Till überlagert, der durch einen altbaltischen Eisvorstoß zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit abgelagert worden ist (Houmark-Nielsen 2007). Der Ristinge-Till ist arm an Geschieben, und seine Mächtigkeit übersteigt nirgends 1 m. Eisschub hat den Ristinge-Till in verschiedene kleine Fragmente zerbrochen, die zum Teil treppenartig gegeneinander versetzt sind.

Der Ristinge-Klint-Till wird durch den „gelben Sand“ von Madsen et al. (1908) überlagert. Der Sand ist hauptsächlich feinkörnig, enthält aber auch örtlich kiesige Schichten. Besonders an der Oberfläche des Ristinge-Klint-Till wird oft eine Kiesschicht gefunden. Der Kies ist sehr flintreich. Die lithologische Zusammensetzung ähnelt der des darüber liegenden East Jylland Till. Es wurden keine periglazialen Formen in diesen Sanden gefunden. Sie sind als glaziofluviale Vorschüttsande des Eisvorstoßes zu deuten, der den nächsten Till abgelagert hat.

Der „gelbe Sand“ wird durch den geschiebereichen East Jylland Till überlagert, der viel Kreide und Feuerstein enthält. Dieser erreicht eine Dicke von bis zu über fünf Metern (am westlichen Ende des Kliffs). Er enthält bis zu vier gut entwickelte Steinlagen. Im westlichen Teil des Kliffs, wo nur East Jylland Till aufgeschlossen ist, erlauben die Steinlagen die Rekonstruktion von mehreren großen Falten (Sjørring 1983).

Einregelungsmessungen nahe dem westlichen Ende von Ristinge Klint, wo scheinbar ungestörter Till abgelagert worden war, erbrachten kein klares Ergebnis. Die Orientierungslosigkeit kann entweder aus der Ablagerung im Wasser oder aus glazitektonischen Störungen resultieren.

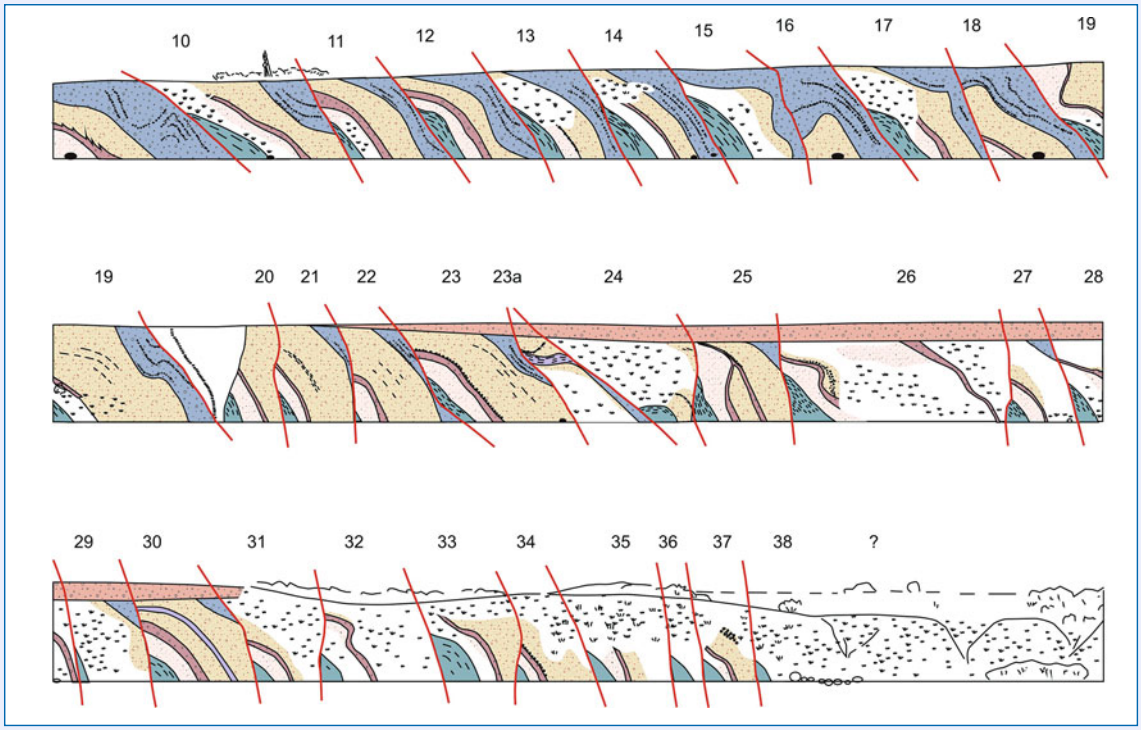


Abb. 4.25 Profilschnitt von Ristinge Klint, Langeland, Dänemark.

Steinlagen, wie sie im Kliff bei Ristinge vorkommen, sind sonst nirgendwo auf Langeland gefunden worden. Jedoch sind sie in den Kliffs auf Ærø, wo der East Jylland Till gleichfalls vorkommt, ebenfalls vorhanden.

An zwei Stellen werden die Stauchschuppen durch Reste eines dritten, diskordanten Diamiktons überlagert. Es ist der Bælthav-Till des jungbaltischen Vorstoßes, der die älteren Ablagerungen gestaucht und überfahren hat.

Für die Bildung einer Stauchmoräne bei Ristinge kann das Vorkommen der beiden Sandschichten zwischen den Tills eine entscheidende Rolle gespielt haben. Offenbar keilen die Sandschichten zum Westende des Kliffs hin in dem Gebiet aus, wo die Stauchschuppen in große Falten übergehen, in die nur gelegentlich Vorkommen von Eem-Ton einbezogen sind.

Abb. 4.26 Der Westteil von Ristinge Klint (links) und rote Scholle im Till am Westende (rechts).

räne erst bei einer Oszillation des Eisrandes während der Abschmelzphase erzeugt, dann wäre der Till des Älteren Saale-Eisvorstoßes von der Stauchung erfasst worden. Die gestauchten Schichten enthalten jedoch keinen Till, vielmehr werden sie an einigen Stellen von Moränenmaterial überlagert (Meyer 1980). Die Lagerungsverhältnisse sprechen daher für eine nachträgliche Überfahrung der Dammer Berge. Die Endmoränen der Rehburger Phase stehen damit einzigartig dar. Die abschmelzenden Gletscher Islands, Grönlands oder der Alpen haben bisher bei ihrem Rückzug keine älteren, überfahrenen Endmoränen dieser Größenordnung preisgegeben.

Untersuchungen in den Dammer Bergen und in der Uelsener Stauchmoräne haben gezeigt, dass hier kein einfacher Schuppenbau vorliegt, sondern dass zum Teil annähernd horizontal lagernde Überschiebungsdecken vorherrschen.

Ähnlich wie bei der Gebirgsbildung ist es in der Glazialtektonik nicht leicht, die Gleitbewegung relativ dünner Decken über größere Entfernung zu erklären. Dies ist nur möglich, wenn man annimmt, dass die Reibung erheblich herabgesetzt gewesen ist. Für die Entstehung der Decken musste sich eine Gleitfläche ausbilden, auf der sich die Sedimentpakete mit minimaler Reibung bewegen konnten. Hierfür kommen nur die feinkörnigen Sedimente (Tone und Schluffe) in Frage, die an der Basis vieler Stauchzonen zu finden sind. In diesem Zusammenhang muss auch die Lage der Endmoränen der Rehburger Phase vor dem Nordrand der deutschen Mittelgebirge gesehen werden. Hier kommen tertiäre und ältere Tone in die Nähe der Geländeoberfläche; sie gerieten damit in den Bereich der glazitektonischen Beanspruchung (van der Wateren 1987, 1992).

Das Vorkommen geeigneter Sedimente im Untergrund ist zwar eine Voraussetzung für die Bildung von Stauchmoränen, reicht jedoch allein zur Auslösung des Stauchvorganges nicht aus. So bilden fast im gesamten Hamburger Raum miozäne Tone den präquartären Untergrund, ohne dass es zu auffällig vielen Stauchungen gekommen ist. Zusätzlich ist offenbar ein rascher Gletschervorstoß erforderlich, bei dem ein hoher Porenwasserdruck die Abscherung der Sedimente begünstigt (van der Wateren 1992).

Während in den Stauchzonen der Saale-Vereisung in der Regel tertiäre oder kreidezeitliche Tone die Gleitfläche bereitstellen, bilden innerhalb der weichselzeitlichen Stauchzonen gelegentlich auch ältere Tills die Gleitfläche. In der Stauchmoräne von Halkhoved in Jütland sind Schmelzwassersande und Till aus der Saale-Kaltzeit von den Gletschern der Weichsel-Eiszeit gestaucht worden.

Häufig sind Stauchungen jedoch auch auf marinen oder glazilakustrinen Tonen erfolgt, wie z. B. im Fall von Lønstrup Klint (Pedersen 2005) oder in Ristinge auf Langeland (Kristensen et al. 2000).

Stauchmoränen treten auch im Alpenvorland verbreitet auf. Schindler et al. (1978) beschreiben z. B. leichte Stauchungen aus dem Gebiet des Rheingletschers. Erhebliche, bis mehrere Zehner von Metern tief reichende Verschuppungen des Untergrundes, wie sie in den Randbereichen der nordischen Vereisungen so zahlreich angetroffen werden, scheinen im inneralpinen Raum zu fehlen. Stattdessen finden sich verbreitet Seitenmoränen und Satzendmoränen (Ufermoränen), die ehemalige Eisrandpositionen markieren. Ein Teil der Ufermoränen besteht aus gelängten Eisrand-Schwemmkegeln und ist durch Überschüttungs-Akkumulation entstanden. Dies gilt besonders für die Moränenwälle in höheren topographischen Positionen (Röthlisberger 1976). Am Aufbau der Formen kann auch gestauchtes Material beteiligt sein. Schrägstellung von Sedimentlagen ist jedoch kein sicherer Hinweis auf Stauchung; besonders bei kleineren Aufschlüssen kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich um die Auswirkungen von Sackungen über austauendem Toteis handelt. Bei erneutem Gletschervorstoß können die verschiedenen Arten von Ufermoränen durch Grundmoräne oder umgelagertes Moränenmaterial überdeckt werden. Die äußere Form der Ablagerungen gestattet in der Regel keine unmittelbaren Rückschlüsse auf Inhalt und Genese (Schlüchter 1980a).

4.2.3 Gletscherdynamik am Beispiel der Weichselvereisung

Die Dynamik der großen Inlandvergletscherungen lässt sich nur rekonstruieren, wenn es gelingt, die Abfolge der einzelnen Eisvorstöße zu ermitteln. Während im skandinavischen Bereich vor allem durch das Einmessen der Gletscherschrammen schon früh ein ungefähres Bild der letzten, weichselzeitlichen Eisbewegung gewonnen werden konnte, ließ Vergleichbares aus den Randbereichen der Vereisung lange auf sich warten. Die regionale Rekonstruktion eiszeitlicher Vorstoßrichtungen des Inlandeises in Norddeutschland begann mit Richters (1936) Karte der Einregelungsmessungen in Till der Weichsel-Eiszeit in Pommern. In der Altmoräne war die Situation ungünstiger, und Woldstedt (1938) musste sich bei seiner Rekonstruktion der Eisbewegungsrichtungen noch ganz auf morphologische Hinweise verlassen.

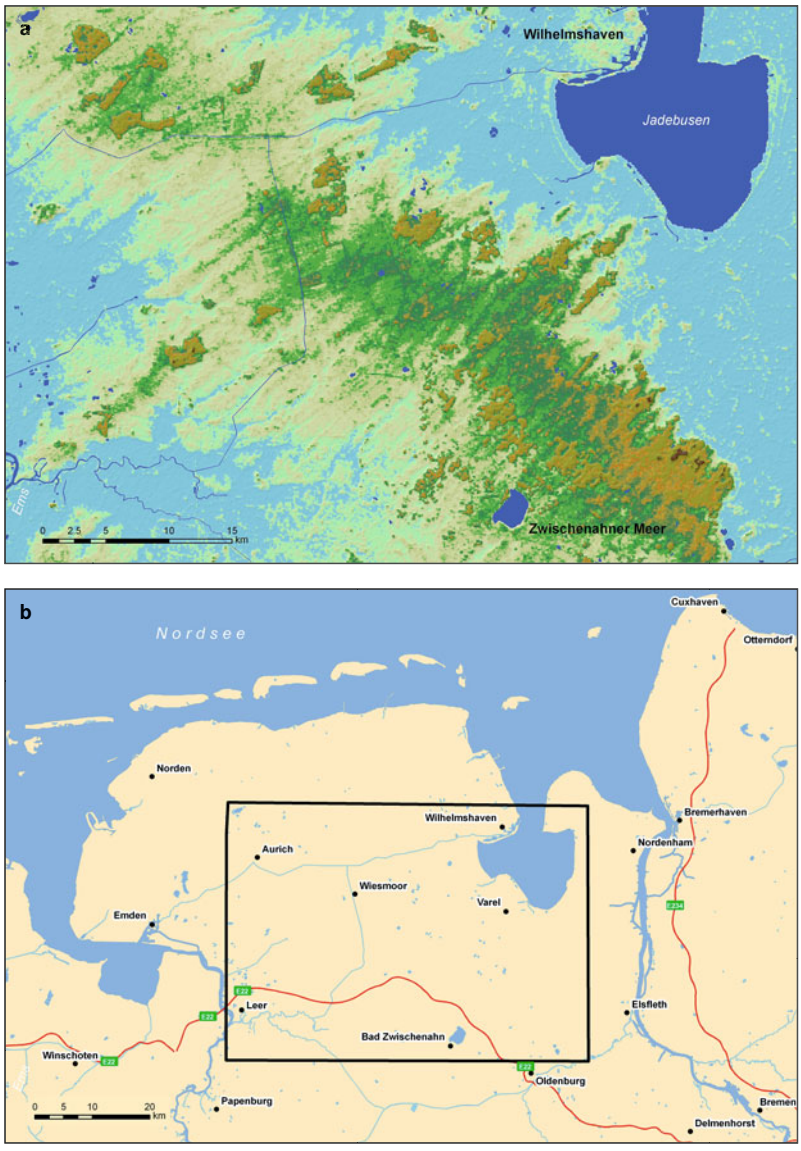


Abb. 4.27 (a) Parallelzertalung der Ostfriesisch-Oldenburgischen Geest im SRTM-Höhenmodell. (b) Lagekarte.

Hierzu gehört die vom Gefälle unabhängige Parallelzertalung der Ostfriesisch-Oldenburgischen Geest.

Ehlers & Stephan (1983) haben versucht, aus den inzwischen vorliegenden, über zahlreiche Einzelveröffentlichungen verstreuten Geschiebe-Einregelungsmessungen ein Bild der Gletscherbewegung in Norddeutschland zu gewinnen. Aus dem Weser-Ems-Gebiet liegen neue Untersuchungen von Speetzen & Zandstra (2009) vor. Für Dänemark gibt es eine umfangreiche Dokumentation über Stratigraphie und Eisbewegungsrichtungen (Houmark-Nielsen 1987, 2004, 2007). Dänemark ist ein Schlüsselpunkt für das Verständnis der Vereisungen, weil hier norwegische, schwedische und baltische Eisvorstöße klar unterscheidbar sind, und weil außerdem zahlreiche Aufschlüsse, vor allem die Kliffs der Ostseeküste, einen guten Einblick in die quartäre Schichtenfolge bieten.

Am Beispiel der Weichsel-Eiszeit lässt sich der typische Ablauf einer nordeuropäischen Vereisung aufzeigen. In der Frühphase der Vergletscherung fanden zwei größere Eisvorstöße statt, die bis nach Dänemark reichten. Ein Vorstoß baltischen Eises, der von Süden her bis an die dänischen Inseln reichte, ereignete sich im Marinen Sauerstoff-Isotopenstadium (MIS) 4, etwa 64 000 Jahre vor heute. Dieser sogenannte altbaltische Eisvorstoß hat den Ristinge-Klint-Till auf Langeland (Ristinge Klint) abgelagert. Das Eis folgte der Ostseesenke.

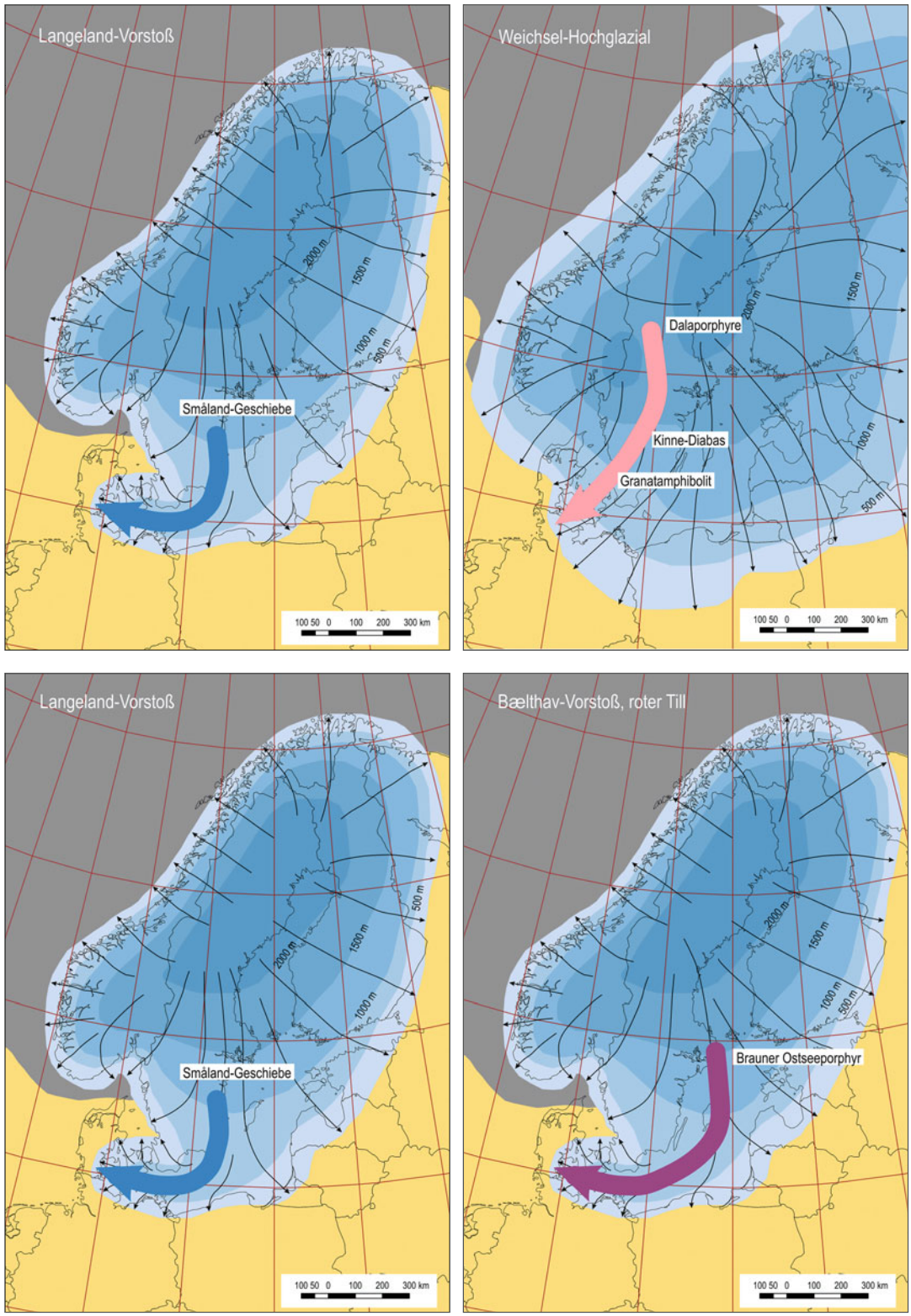


Abb. 4.28 Übersicht der Gletscherdynamik in der Weichsel-Eiszeit.

Auch während des weichselzeitlichen Vereisungsmaximums wurde Dänemark zuerst von einem norwegischen Eisvorstoß erreicht (Andersen & Pedersen 1998). Dieser Eisvorstoß reichte etwa bis zum Limfjord. Ein Vorstoß norwegischen Eises bis weit nach Dänemark hinein war nur zu Beginn der Vereisung möglich, als die Eisscheide weit genug im Westen lag. Nach Abschmelzen des Eises bis in den Kattegat erfolgte der erste große Eisvorstoß aus Norwegen (in Nordjütland), aber vor allem aus Schweden. Dieser Vorstoß entspricht dem Brandenburger Vorstoß in Norddeutschland. Ein zweiter großer Eisvorstoß folgte rasch, in Dänemark bis zur Haupteisrandlage in Jütland, in Deutschland bis zur Frankfurter Eisrandlage. Während des Höchststandes der Weichsel-Vereisung hat die Ostsee-Senke für die Steuerung der Eisbewegung keine Rolle gespielt; das Eis ist radial vom Zentrum zum Eisrand hin abgeflossen. Eine solche Situation ist nur vorstellbar, wenn in dieser Phase kein verformbarer Untergrund zur Verfügung stand.

Erst während des „Pommerschen Stadiums" der Weichsel-Eiszeit wird die Fließbewegung des Eises wieder in sehr starkem Maße durch das Bett der Ostsee bestimmt (Stephan et al. 1983, Ehlers et al. 2004). Ein baltischer Eisstrom stößt von Südosten und Süden her in den Bereich der dänischen Inseln vor. Im Gegensatz zur Situation während des Brandenburger Stadiums liegt jetzt die Eisscheide jedoch weiter östlich, wodurch sich eine etwas andere Eisbewegungsrichtung als in der frühen Vereisungsphase ergibt.

In der Zeichnung wurde berücksichtigt, dass dieser Zustand nicht während der Maximalausdehnung des Weichsel-Eises herrschte, sondern zu einer Zeit, als der Höchststand der Vereisung bereits überschritten war. Es wurde eine entsprechend geringere Ausdehnung des Eises angenommen.

Die raschere Gletscherbewegung zu Beginn und zum Ende der Vereisung unter Ausnutzung der Verformbarkeit wassergesättigten Moränenmaterials an der Gletscherbasis hilft, sowohl den raschen Eis*aufbau* als auch den raschen Eis*abbau* zu erklären, da unter diesen Bedingungen von deutlich geringeren Eismächtigkeiten ausgegangen werden kann als beim traditionellen Vereisungsmodell. Man darf daher annehmen, dass eine vergleichbare Drehung der Eisbewegungsrichtungen auch während der Saale- und Elsterkaltzeit stattgefunden hat.

„Riesentopf“ im Vorfeld des Briksdalsbreen, Norwegen.

5
Von der Gletschermühle bis zum Urstromtal

Zu den ersten Indizien, dass auch die europäischen Mittelgebirge einst vergletschert gewesen sein könnten, gehören die Riesentöpfe. Sie entstehen dort, wo Schmelzwasser von der Geländeoberfläche in einer Gletschermühle bis zur Sohle des Gletschers durchdringt und in einem Wirbel von Wasser und Geröll tiefe Löcher im Gestein erzeugt. Dennoch ist Vorsicht angebracht: Vergleichbare Formen können auch im Bereich von Wasserfällen oder sogar an einer felsigen Küste entstehen, wenn entsprechendes Geröll zur Verfügung steht, das den Prozess der Mühlenbildung in Gang setzt.

5.1 Spuren pleistozäner Schmelzwassertätigkeit

5.1.1 Fjorde, Rinnen, Oser

5.1.1.1 Fjorde

Fjorde sind charakteristische Oberflächenformen ehemals vergletscherter Gebiete. Sie sind durch die eiszeitliche Erosion ehemaliger Flusstäler entstanden. Man findet sie z. B. in Grönland, in Alaska, in Chile und in Neuseeland. Besonders stark untergliedert sind die Fjordküsten Norwegens. Der Sognefjord ist 204 km lang und an der tiefsten Stelle liegt der Felsuntergrund etwa 1500 m unter dem Wasserspiegel. An der Sohle liegen bis zu 200 m mächtige junge Sedimente. Der Sognefjord ist der längste und tiefste Fjord der Welt. Da sich die angrenzenden Berghänge noch 1200 bis 1800 m über das Meeresniveau erheben, ergibt sich eine Gesamttiefe von etwa 3000 m. Die Felsschwelle liegt im Mündungsbereich dagegen nur in etwa 150–200 m Tiefe. Man hat ausgerechnet, dass allein bei der Ausschürfung des Sognefjords 2000 km^3 Fels erodiert und abtransportiert worden sind. Verteilt auf die Fläche der Bundesrepublik Deutschland ergäbe das eine Sedimentschicht von über 5 m Mächtigkeit (Andersen & Borns 1994).

Die Fjorde folgen in der Regel tektonisch vorgezeichneten Linien. Die Eintiefung ist nicht allein eine Folge des Gletscherschurfs. Wie bei den Rinnen im Untergrund Norddeutschlands dürfte auch hier bei der Entstehung die subglaziale Schmelzwassererosion eine erhebliche Rolle gespielt haben. Charakteristisch für die glazial gestalteten Täler ist, dass sie immer wieder Querriegel aufweisen. So kommt es, dass in diesen Tälern, soweit sie heute über dem Meeresniveau liegen, oft ganze Reihen von Seen anzutreffen sind. Die Eintiefung ist nicht in einer einzigen Eiszeit erfolgt, sondern in vielen aufeinander folgenden Vergletscherungen. Man nimmt an, dass der Sognefjord mehr als eine Million Jahre lang vergletschert gewesen ist (Andersen & Borns 1994, Ehlers 2009).

5.1.1.2 Rinnen

Bei der Betrachtung der Schmelzwassertätigkeit bietet es sich an, zwischen dem Abfluss unter dem Eis (subglazialer Bereich) und dem Abfluss vor dem Eisrand (proglazialer Bereich) zu unterscheiden. Während bei der proglazialen Schmelzwassertätigkeit die Aufschüttung überwiegt, ist die subglaziale Entwässerung durch ein Überwiegen der Erosion gekennzeichnet. Die südliche Randzone der nordeuropäischen Vereisungen ist dementsprechend von netzartigen Systemen aus bis zu mehrere hundert Meter tief eingeschnittenen Rinnen durchzogen, die überwiegend radial vom Zentrum der Vereisung zum ehemaligen Eisrand hin verlaufen. Die älteren Rinnen sind meist völlig mit Sedimenten aufgefüllt und dem Relief der Umgebung angeglichen worden. Ihr Verlauf lässt sich im festländischen Bereich meist nur

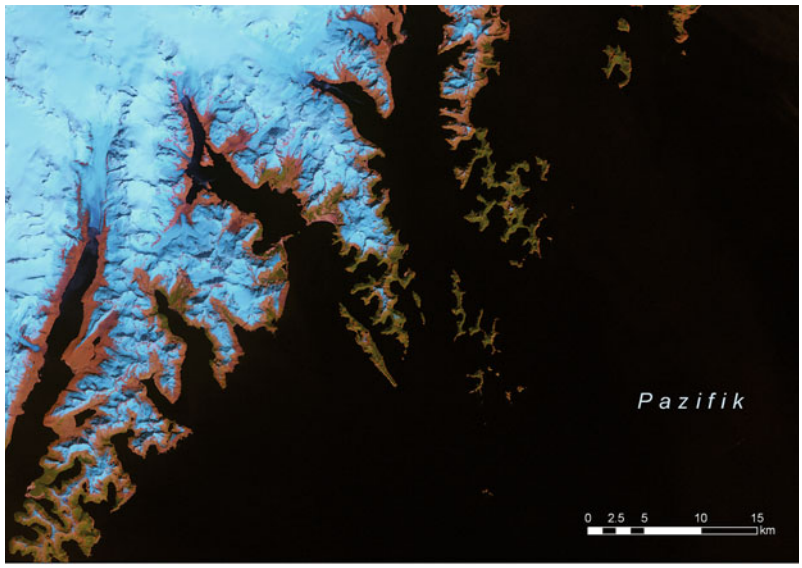


Abb. 5.1 Fjorde in Alaska im Satellitenbild. Im unteren Bildteil sind ehemalige Kare erkennbar, die im Zuge des nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstiegs „ertrunken" sind. Zwischen diesen Karen sind dünne Felsrücken, sogenannte Arêtes, stehengeblieben (USGS Landsat-ETM-Satellitenbild 2003).

mit Hilfe von Bohrungen rekonstruieren. Nur die jüngsten Rinnen, die in der letzten Eiszeit gebildet worden sind, sind heute noch deutlich an der Geländeoberfläche sichtbar. Diese Formen werden in der Literatur häufig als „Tunneltäler" bezeichnet, da sie durch Schmelzwasser gebildet worden sind, das in Tunneln unter dem Eis abfloss.

In Norddeutschland waren die zum Teil großen Mächtigkeiten der eiszeitlichen Ablagerungen im Hamburger Raum bereits Gottsche (1897a) aufgefallen. War dies womöglich eine Folge junger Tektonik? Die große Bohrdichte im Hamburger Raum begünstigte weitere Untersuchungen. Koch (1924) vermutete, dass die tiefen „Becken" durch ein Zusammenwirken von Gletschereis und subglazialem Schmelzwasser entstanden seien. Er zeichnete eine erste Karte der „prädiluvialen Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung".

Die moderne geologische Bearbeitung der Rinnen begann in Ostdeutschland. Durch Hannemann (1964), Cepek (1967) und von Bülow (1967) wurden tiefe quartäre Rinnen beschrieben. Erste detaillierte Untersuchungen der eiszeitlichen Rinnensysteme führte Eißmann (1967a, 1975) durch. Im Leipziger

Abb. 5.2 Der Sognefjord ist 204 km lang, und an der tiefsten Stelle liegt der Felsuntergrund etwa 1500 m unter dem Wasserspiegel. Sognefjord bei Leikanger, Norwegen.

Abb. 5.3 Der Schmalsee, ein durch subglaziale Schmelzwassererosion in der Weichsel-Kaltzeit entstandener Rinnensee südlich von Mölln, Schleswig-Holstein.

Raum stand ihm für derartige Untersuchungen nicht nur eine Vielzahl von Bohrungen zur Verfügung, sondern der Verlauf der Rinnen konnte in den Aufschlüssen der Braunkohletagebaue zum Teil kilometerweit verfolgt werden. Eine zusammenfassende kartenmäßige Darstellung der elsterzeitlichen Rinnen Nordwestdeutschlands findet sich bei Stackebrandt (2009).

Die in Teilabschnitten schon lange bekannten Rinnen der Elster-Eiszeit haben in den letzten Jahren in den Randbereichen der nordischen Vereisung eine eingehende Bearbeitung und kartenmäßige Darstellung erfahren. Auch weiter im Osten, in Polen, Belarus, Lettland, Litauen und Estland sind entsprechende Rinnensysteme bekannt. Zumindest die Rinnen in Belarus und Polen ähneln stark den Formen, die in Norddeutschland vorkommen, so dass angenommen werden muss, dass sie auf gleiche Weise entstanden sind. Die teilweise starke Übertiefung und netzartige Verbindung der Rinnen sprechen gegen eine Entstehung als „normale" Flusstäler (Kuster & Meyer 1979). Inzwischen haben seismische Untersuchungen in der Nordsee eindeutig gezeigt, dass es sich nicht um fluviale Formen handeln kann (Huuse & Lykke-Andersen 2000, Praeg 2003, Kristensen et al. 2007, 2008).

Die Tiefe der Rinnen ist sehr unterschiedlich. Die Basis der elsterzeitlichen Reeßelner Rinne wird mit 434 m unter dem Meeresspiegel angegeben. Auch in der südlichen Nordsee sind Rinnen mit einer Tiefe von mehr als 400 m unter dem Meeresspiegel festgestellt worden. Die deutlich geringere Tiefe der Rinnen z. B. in Estland (maximal etwa 60 m unter dem Meeresspiegel; Noormets & Flodén 2002) dürfte darauf zurückzuführen sein, dass der Untergrund dort aus Festgestein besteht (paläozoische Kalke, Dolomite und Sandsteine), während in Norddeutschland das Liegende der quartären Ablagerungen von leicht erodierbaren Lockergesteinen gebildet wird.

Die Intensität der Rinnenbildung ist nicht überall und in jeder Eiszeit gleich gewesen:

- In der Weichsel-Vereisung kam es in Norddeutschland nur zur Bildung kleiner Rinnen (bis etwa 100 m tief); es überwog die Aufschüttung von Sanderflächen.
- In der Saale-Vereisung gab es in Nordwestdeutschland keine nennenswerte Rinnenbildung, dagegen wurden ausgedehnte Sanderflächen aufgeschüttet.
- In der Elster-Vereisung wurden bis zu über 400 m tiefe Rinnen gebildet.

Diese Unterschiede gelten jedoch nicht überall. Seismische Untersuchungen in der Nordsee haben gezeigt, dass hier während drei Vereisungen Rinnen gebildet worden sind (Carr 2004). Lediglich in der südlichen Nordsee ist dabei das älteste Rinnensystem am kräftigsten ausgeprägt. In der mittleren Nordsee gehören die am tiefsten eingeschnittenen Formen der letzten, weichselzeitlichen Rinnenbildungsphase an. Die Erfahrungen aus Norddeutschland lassen sich also nicht ohne weiteres auf andere Gebiete übertragen.

Die Ursachen der Rinnenbildung waren lange Zeit umstritten. Ussing hatte bereits 1903 die Rinnen der

Weichsel-Eiszeit als Tunneltäler gedeutet, die durch Schmelzwassererosion unter dem Eis entstanden waren. Ussing hatte Recht. Er nahm an, dass das Schmelzwasser unter starkem Druck in Tunneln unter dem Eis abfloss und schließlich beim Austritt aus dem Gletschertor bei rasch nachlassender Fließgeschwindigkeit seine Sedimentfracht ablagerte. Er wies darauf hin, dass die Rinnen an der ehemaligen Eisrandlage endeten und dass ihnen jeweils vergleichsweise hochgelegene Sanderflächen vorgelagert waren.

Paul Woldstedt kam zu dem Schluss, dass Gletscher und Schmelzwässer bei der Rinnenbildung zusammengewirkt hätten (Woldstedt 1926). Ein wesentliches Argument für die glazigene Formung der Rinnen ist die große Ähnlichkeit mit übertieften Tälern in den Alpen und im Alpenvorland oder im Bereich der norwegischen Fjorde, wo diese Formen weitgehend durch Gletscherschurf (Exaration) erklärt werden. Einige der angeblichen Tunneltäler sind außerordentlich breit (z. B. Kieler Förde, Eckernförder Bucht) und lassen sich kaum auf die alleinige Wirkung von Schmelzwassererosion zurückführen. Hier dürfte es sich eher um Gletscherzungenbecken als um echte Rinnen handeln. Der Anteil der jeweiligen Prozesse an der Entstehung der Hohlformen wird von verschiedenen Bearbeitern unterschiedlich gewertet. Dass Gletschereis bei der Ausgestaltung der Rinnen mitgewirkt hat, hat Bruns (1989) durch seine Untersuchungen im Bereich flacher Rinnen in Hamburg nachgewiesen. Im Wesentlichen sind sie jedoch durch subglaziale Schmelzwassererosion entstanden (Piotrowski 1997)

Die genaue Form der Rinnen lässt sich allein mit Hilfe von Bohrungen nur schwer rekonstruieren. Während in Norddeutschland bisher in der Regel bei der Rekonstruktion der elsterzeitlichen Rinnen ein relativ regelmäßiges U-Profil unterstellt wurde, zeigt die Auswertung der Nordsee-Seismik, dass diese Form eher die Ausnahme darstellt. Nur etwa ein Drittel der tiefen Rinnen hat ein einfaches U-Profil, während der Rest wesentlich kompliziertere Querschnitte aufweist (Kristensen et al. 2008). Dies ist nur in wenigen Fällen darauf zurückzuführen, dass dieselbe Rinne vom Profil mehrfach geschnitten wurde (bei gewundenem Rinnenverlauf). Detaillierte Auswertungen seismischer Profile von z. T. nur 1 km Abstand haben gezeigt, dass die Rinnen oft aus einem System

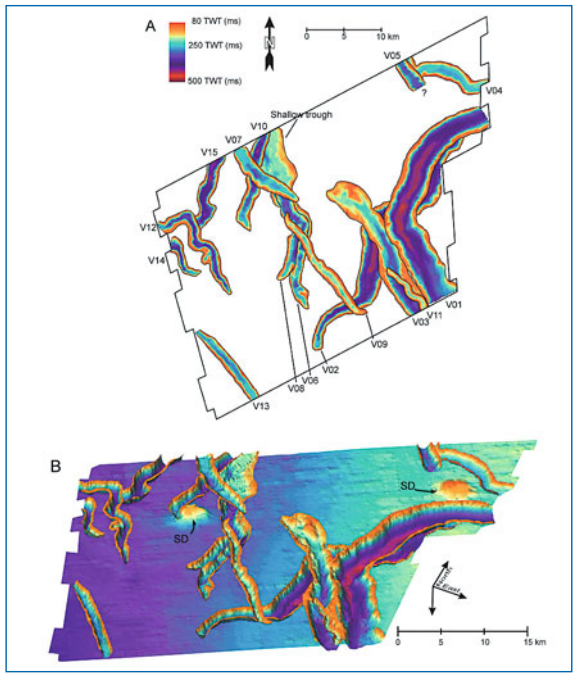


Abb. 5.4 Fünfzehn Abschnitte eiszeitlicher subglazialer Rinnen am Boden der Nordsee. Die Rinnen sind vollständig mit Sediment gefüllt und nur in der 3D-Seismik sichtbar. In dem gezeigten Ausschnitt gibt es im Untergrund zwei Salzdiapire (SD); die Rinnen laufen um die Salzstöcke herum (aus Kristensen et al. 2007).

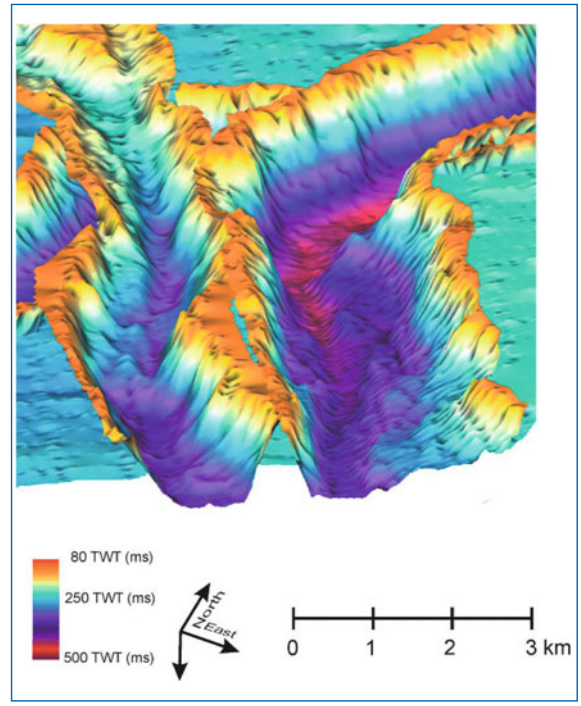


Abb. 5.5 Detailansicht zweier eiszeitlicher Schmelzwasserrinnen am Boden der Nordsee, erfasst mit 3D-Seismik. Der für subglaziale Rinnen typische unregelmäßige Verlauf der Rinnenbasis ist in beiden Rinnen deutlich sichtbar (aus Kristensen et al. 2007).

Abb. 5.6 Widerstandsmessungen im Gelände können zur Erkundung der oberflächennahen Geologie und zum Auffinden von Rinnen eingesetzt werden. Hier das Gerät EM-31 der kanadischen Firma Geonics im Einsatz (Aufnahme: Steve Mathers).

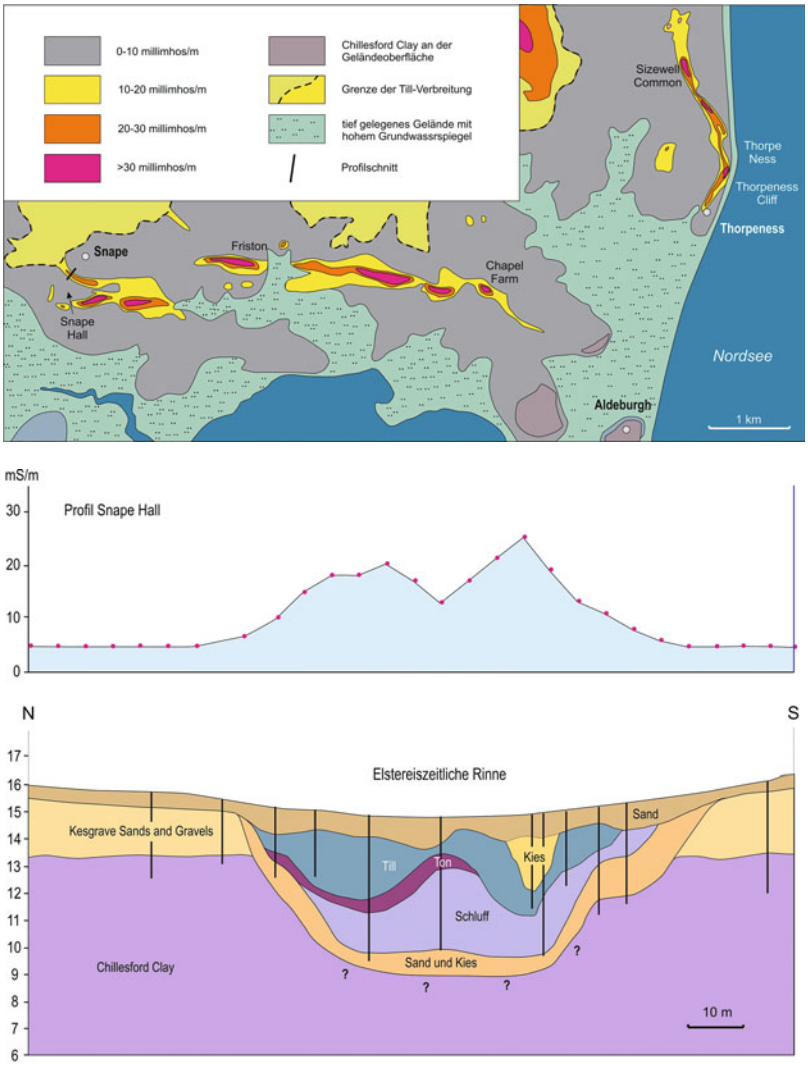


Abb. 5.7 Kleine elsterzeitliche Rinnen in East Anglia, Großbritannien, entdeckt durch Widerstandsmessungen. Oben: Verlauf der Rinnen, unten: durch Bohrungen überprüftes Querprofil bei Snape Hall (nach Mathers & Zalasiewicz 1986; British Geological Survey © NERC. Alle Rechte vorbehalten. IPR/125-15CT).

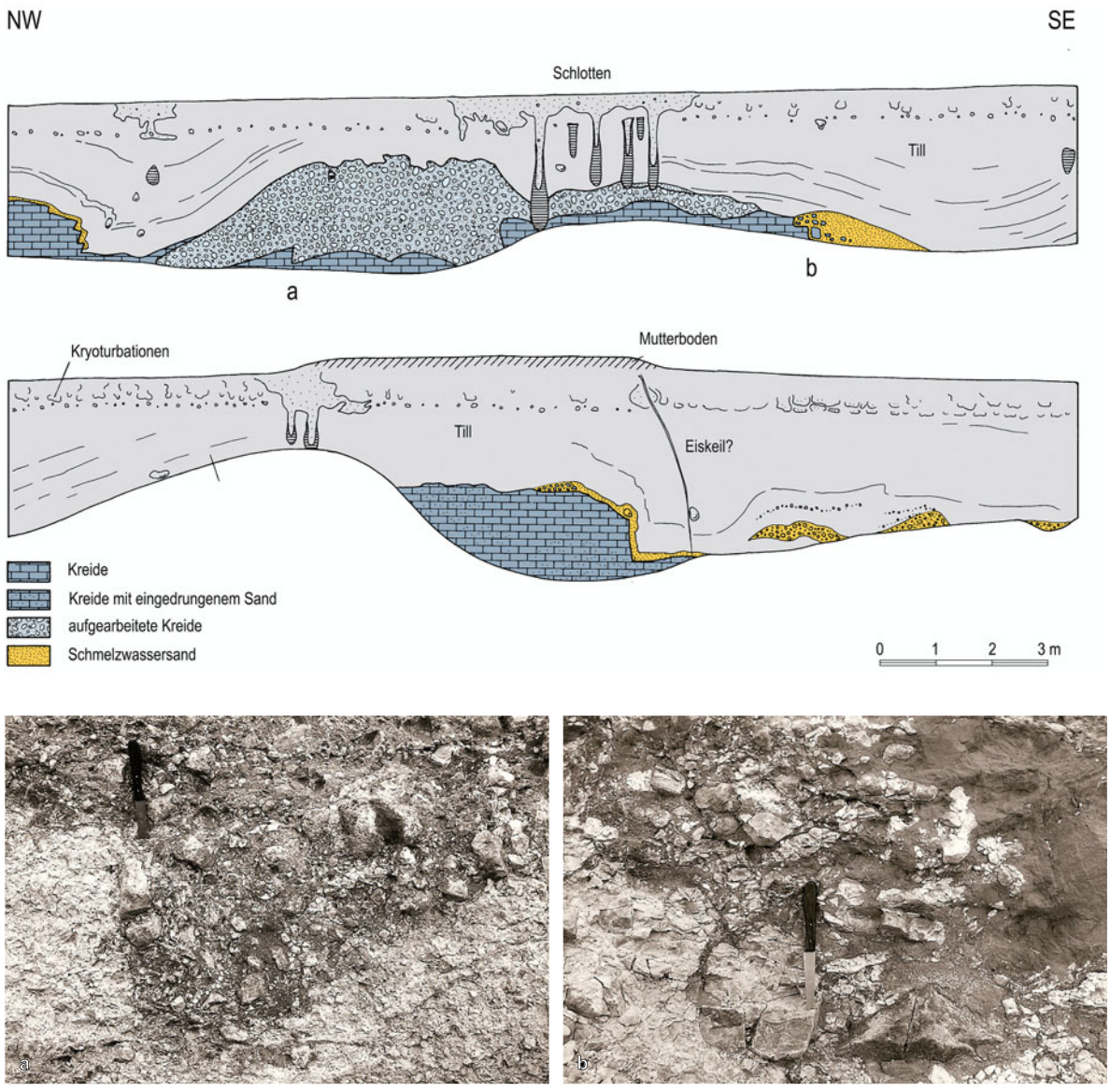


Abb. 5.8 (a) und (b): Spuren der Schmelzwassererosion: Hillington, East Anglia, Großbritannien. Der obere Teil der Schreibkreide ist von der Gletscherbewegung mit erfasst worden; der Gesteinsverband löst sich unter Bildung von Stufen auf. In die Klüfte der stark zerbrochenen Kreide ist Schmelzwassersand eingewaschen. Eisbewegung von links nach rechts.

parallel verlaufender Teilrinnen bestehen. Entsprechendes gilt für viele weichselzeitliche Rinnen des Festlandes (vgl. Galon et al. 1983). Dies spricht dafür, dass die Rinnen nicht durch einen einmaligen Vorgang, sondern durch die Abfolge mehrerer gleichartiger Ereignisse gebildet sein dürften. Die Form der Rinnen mit ihren örtlichen Übertiefungen und Unregelmäßigkeiten im Profil spricht eindeutig gegen eine extraglaziale Entstehung als Flusstäler. Subglaziale Schmelzwassererosion dürfte in den meisten Fällen den entscheidenden Anteil an der Rinnenbildung gehabt haben.

Bei der Erkundung der begrabenen Rinnen ist man auch im festländischen Bereich nicht allein auf Bohrungen angewiesen. Kleine Formen, wie zum Beispiel die von Mathers & Zalasiewicz (1986) entdeckten Rinnen am Rande des elsterzeitlichen Vereisungsgebietes in East Anglia (Großbritannien), lassen sich schon mit Hilfe einfacher Widerstandsmessungen erkunden. In Norddeutschland sind elektromag-

netische Messungen vom Hubschrauber aus eingesetzt worden (HEM), und auch das in Dänemark von der Universität Aarhus genutzte transient-elektromagnetische System (SkyTEM) erlaubt es unter günstigen Bedingungen, den Verlauf quartärer Rinnen bis in eine Tiefe von ca. 200 m zu rekonstruieren (BURVAL Working Group 2009, Jørgensen & Sandersen 2009).

Die erodierende Wirkung der Schmelzwässer wird oft unterschätzt. Man geht gewöhnlich davon aus, dass die Gletscher bei ihrem Vorstoß das unterlagernde Gestein abschürfen. Der präquartäre Untergrund von Norfolk besteht überwiegend aus Schreibkreide. Die Kreide wird in zahlreichen Gruben abgebaut. Über der Kreide befindet sich eine dünne, vielfach lückenhafte Decke aus Grundmoräne der Elster Kaltzeit. Der hohe Anteil an Kreide innerhalb der Moräne zeigt, dass die Gletscher eine große Menge Lokalmaterial aufgenommen haben.

Bei näherer Betrachtung zeigt sich allerdings, dass zwischen der Grundmoräne und dem Festgestein oft eine Lage von Schmelzwasserablagerungen eingeschaltet ist. Die Aufnahmen aus Hillington zeigen die Lagerungsverhältnisse (Abb. 5.8). Es finden sich alle Übergänge zwischen reiner, anstehender Kreide und Schmelzwassersedimenten mit Kreidebrocken. Der Sand ist auch in Spalten und Klüften einige Dezimeter tief in das Festgestein eingedrungen (Ehlers 1990).

Auch in Norddeutschland ist ein wesentlicher Teil der eiszeitlichen Erosion auf die Tätigkeit der Schmelzwässer zurückzuführen. Dies zeigt sich nicht nur daran, dass die markantesten Spuren der Gletschervorstöße, die bis zu mehrere 100 m tiefen quartären Rinnen, überwiegend mit Schmelzwasserablagerungen gefüllt sind, sondern auch an der Zusammensetzung der Schmelzwassersande im Vergleich zu der Zusammensetzung der Grundmoränen. In den Schmelzwasserablagerungen ist der Anteil an Lokalmaterial immer viel höher als in den Moränen. Dies kommt bei Feinkiesanalysen deutlich zum Ausdruck.

Betrachtet man die Quarzkörner aus einem Till aus Norwegen, so fällt sofort auf, dass diese scharfkantig gebrochen und unverwittert sind. Bei der Betrachtung der Sandfraktion eines norddeutschen Tills unter dem Elektronenmikroskop fällt dagegen auf, dass die Körner vielfach stark kantengerundet sind und dass die Kornoberflächen Spuren chemischer Verwitterung aufweisen, die vermutlich im wesentlichen vor der Eiszeit stattgefunden hat. Diese Quarzkörner stammen aus der Aufarbeitung tertiärer Braunkohlensande aus dem Untergrund Norddeutschlands. Ein gutes Drittel der Quarzkörner der norddeutschen Moränenprobe stammt aus der lokalen Erosion.

In den Schmelzwassersanden ist der Anteil deutlich höher. Ohse (1983) hat festgestellt, dass in den saalezeitlichen Schmelzwassersanden das Verhältnis Quarz zu Feldspat 12 : 1 beträgt, während es im frischen Granit etwa bei 1 : 2 zwei liegt. Im frischen Till liegt es im Hamburger Raum dagegen bei 6 : 1. Der sehr hohe Anteil an Quarz in den eiszeitlichen Sanden ist durch die Aufarbeitung tertiärer Braunkohlensande bedingt.

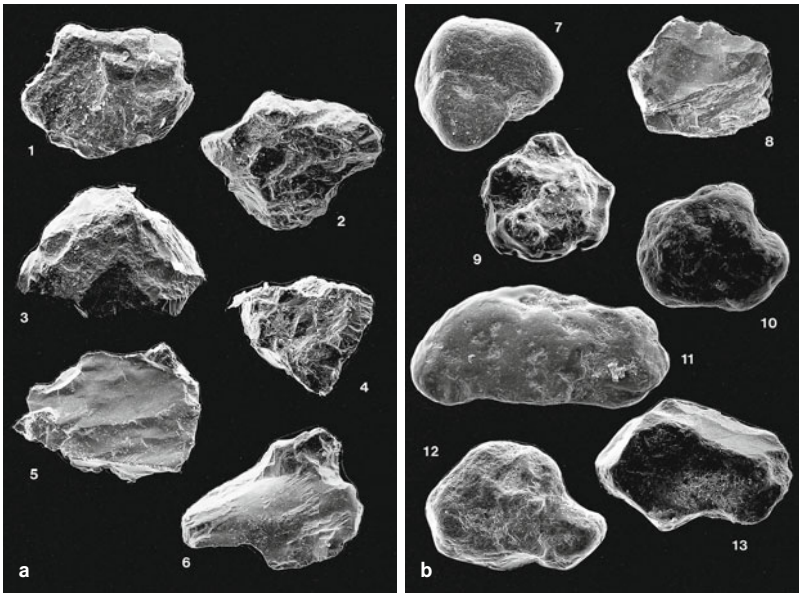


Abb. 5.9 Sandkörner unter dem Elektronenmikroskop: (1–6) Till vom Oslofjord, Norwegen, (7–13) Till aus Hamburg. Die Sandkörner aus Norwegen zeigen frische Bruchstellen, die Körner aus Hamburg dagegen Spuren starker Verwitterung.

Abb. 5.10 (a) Oser in Folldal, Norwegen; (b) Aufschluss in einem Os in Folldal, Norwegen. Die groben, gut gerundeten Gerölle solcher Oser, die „Rollsteine", waren der Ausgangspunkt für die Diskussion um die große Rollsteinflut.

5.1.1.3 Oser

Die subglazialen Schmelzwässer haben nicht nur tiefe Rinnen erodiert, sondern auch wallartige Rücken aufgeschüttet. Diese werden als Oser bezeichnet. Sie bestehen aus oft sehr grobkörnigem Sand und Kies wechselnder Korngrößen, sowie aus Steinen und Blöcken. Die Gerölle sind oft gut gerundet. Oser bilden langgestreckte, bahndammartige Wälle von wechselnder Breite und Höhe, die Zehner von Kilometern lang sein können. Sie können Verzweigungen aufweisen (Os-Netz). Meist verlaufen sie in den tiefsten Bereichen von Tälern oder Rinnensystemen; sie können jedoch auch Höhenzüge queren, da die Richtung der subglazialen Entwässerung durch das Gefälle der Eisoberfläche bestimmt wird (Flint 1971). Oser können sich in aktivem Eis bilden. Sie bleiben jedoch nur erhalten, wenn das umgebende Eis nicht mehr aktiv ist; ihr Verlauf spiegelt daher jeweils die Richtung der letzten Eisbewegung wider. Die Ausrichtung der bekannten Oser entspricht somit generell der Streichrichtung der jüngsten Gletscherschrammen in ihrer Umgebung.

Ein anderer Typ von Osern sind die sogenannten Schluckoser (*engorged eskers*), die von Mannerfelt (1945) erstmals beschrieben wurden. Sie entstehen während eines fortgeschrittenen Stadiums des Eiszerfalls in Tunneln, durch die lateral anfallendes Schmelzwasser hangabwärts zum zentralen Entwässerungstunnel transportiert wird. Häufig verlaufen sie leicht diagonal, da die Tunnel durch Eisbewegung in Fließrichtung des Eises verschleppt werden.

Während sich die großen Oser in Kanada, Schweden oder Finnland über Zehner von Kilometern verfolgen lassen, finden sich in Norddeutschland nur

Abb. 5.11 Skeiðará-Sandur; Sanderfläche auf Island am Südrand des Vatnajökull mit dem für Sanderflächen typischen verwilderten Flusssystem.

relativ unbedeutende Os-Züge. Wo in Norddeutschland Oser auftreten, handelt es sich zum Teil um sehr kleine Gebilde, so z. B. die beiden Oser im Ahrensburger und im Stellmoorer Tunneltal bei Hamburg (Grube 1968) oder das Os bei Gellendin (Mecklenburg) (Schulz 1998). Ein vergleichsweise großes Os der Älteren Saale-Vereisung stellt der Münsterländer Kiessandzug dar.

Aus dem alpinen Bereich sind nur wenige Oser bekannt geworden. Troll (1924) beschreibt einige Beispiele aus der Randzone des Inn-Chiemsee-Gletschers. Andere Beispiele sind umstritten. Hantke (1978) zeigt Querprofile durch Oser aus dem Glatt-Tal (nördlich von Zürich), weist aber gleichzeitig auf eine Reihe fehlgedeuteter Formen aus anderen Teilen der Schweiz hin. Van Husen beschreibt kleinere Oser aus dem Ennstal (1968) und aus dem Trauntal in Österreich (1977).

5.1.2 Sanderflächen und Schotterterrassen

Die ausgedehnten Aufschüttungen von Schmelzwassersanden und -kiesen am Rand rezenter Gletscher haben bereits früh das Interesse der Geologen erregt. Nach einer Reise durch Island kam Torell (1858) zu dem Schluss, dass die Heide Norddeutschlands während der großen Eiszeit auf dieselbe Weise geformt worden sei wie die heutigen Sanderflächen am Rand des Vatnajökull. Es dauerte 17 Jahre, bis sich diese Erkenntnis auch in Deutschland durchsetzte. Der Begriff *Sandur* ist von Keilhack (1883) in die deutsche Literatur eingeführt worden. In der Regel wird heute das eingedeutschte Wort „Sander“ anstelle des isländischen *Sandur* (pl.: *Sandar*) gebraucht. Die Prozesse, die auf heutigen Sanderflächen ablaufen, sind vor allem von Krigström (1962) auf Island und Church (1972) auf Baffin Island untersucht worden.

Ein wesentlicher Teil der Sedimentbewegung ereignet sich auf den rezenten Sanderflächen im Zuge extremer Hochwässer, wie sie nach sommerlichen Starkregenfällen sowie im Verlaufe von *Jökulhlaups* auftreten. Bei der Entwässerung eines kleinen Eisstausees auf Baffin Island stieg zum Beispiel der Abfluss des Schmelzwasserflusses innerhalb von 24 Stunden von unter 5 m^3/s auf 200 m^3/s an und fiel dann innerhalb von 2 Stunden auf 20 m^3/s ab. Dieses Abflussverhalten gilt als typisch für derartige Schmelzwasserausbrüche. Es wird darauf zurückgeführt, dass sich der Eistunnel im Laufe des Abflusses durch randliches Abschmelzen der Eiswände allmählich erweitert, so dass er den größten Durchmesser erreicht, wenn der aufgestaute Wasservorrat erschöpft ist (Church 1972).

Abb. 5.12 Sandersedimente am Rande des Kverkjökull auf Island.

Krigström (1962) hat auf den isländischen Sandern drei große Zonen mit unterschiedlicher Formung ausgegliedert. In der proximalen (eisrandnahen) Zone fließen wenige schmale, tiefe Schmelzwasserströme in relativ festliegenden, leicht eingeschnittenen Betten. Weiter stromabwärts, in der mittleren Zone, spalten sich die Flüsse in zahlreiche Arme auf, die sich relativ rasch lateral verlagern. Dies ist der Bereich der klassischen Sanderfläche. Die Flüsse sind breit und flach. Bei vielen Sandern, die in Seen oder das Meer einmünden, bildet sich eine dritte, distale Zone aus, in der sich die Schmelzwasserflüsse zu einem schichtflutenartigen Abfluss vereinen und am Ende ein Delta aufschütten. Das Wasser ist auch hier überwiegend flach; es kommen aber auch tiefere Rinnen vor.

Das Längsprofil eines Sanders ist in der Regel leicht konkav gewölbt. Das Querprofil kann sehr unregelmäßig ausgebildet sein. Höhenunterschiede von

mehreren Metern sind beobachtet worden. Im Akkumulationsbereich der Sanderfläche wird bei größeren Fluten vor allem die Umgebung des Hauptflusses kräftig aufgehöht; dies führt im Laufe der weiteren Entwicklung immer wieder zu radikalen Laufverlegungen. Die Sedimentation auf rezenten Sanderflächen vollzieht sich in Form von Rinnenfüllung, Ablagerung von flächenhaften Sedimentdecken und Uferwällen. In den Sandern auf Baffin Island und Island ist oft nur eine rudimentäre Schichtung festzustellen. Wo Schichten erkennbar sind, überwiegt die Ebenschichtung. Die Längsachsen länglicher Gerölle sind überwiegend quer zur Fließrichtung ausgerichtet. Im Gegensatz zu den rezenten Sandern Islands oder des nördlichen Kanada herrscht in den eiszeitlichen Sanderablagerungen Norddeutschlands (und Nordamerikas) die Schrägschichtung vor.

Weiss (1958) und Hölting (1958) haben gezeigt, dass die Korngröße der Sandersedimente mit wachsender Entfernung vom Eisrand abnimmt, während gleichzeitig die Sortierung zunimmt. Die Kornverteilung der Schmelzwassersande zeigt oft mehr als ein Maximum. Dies dürfte auf das Zusammenwirken verschiedener Transportarten zurückzuführen sein – Traktion und Saltation. Bei der Traktion wird das Sediment am Boden des Gewässers entlang geschleppt, bei der Saltation bewegen sich die Körner sprungartig fort. Hinweise auf das Vorhandensein von Bodenfrost während der Sanderschüttung kommen vor, sind aber selten. So sind gelegentlich syngenetische Eiskeile oder (häufiger) Sandschollen innerhalb der Sedimentserien beobachtet worden.

Während sich die Entwässerung des weichselzeitlichen Eisrandes in der Regel auf Grund der morphologischen Verhältnisse relativ leicht rekonstruieren lässt, gilt dies nicht für die älteren Vereisungen. Hier kann nur eine Untersuchung der Sedimente Aufschluss über das Abflussverhalten geben. Die Schmelzwassersande Norddeutschlands sind überwiegend leicht kiesige, gemischtkörnige Sande. Sie sind häufig in Form von Schrägschichtungskörpern abgelagert worden. Die einzelnen Schichtblätter der Schrägschichtung fallen in die Richtung ein, in die das Wasser geflossen ist (Sedimentanlagerung auf der Leeseite). Daher genügt es, im Aufschluss die Richtung des Einfallens einer größeren Zahl solcher Schrägschichtungsblätter zu messen, um die Fließrichtung des Wassers zu rekonstruieren. Schmelzwasserflüsse mit ihrer starken Sedimentführung und ihrer wechselnden Wasserführung sind nicht an enge Flussbetten gebunden. In einem verwilderten Flusssystem, wie man es heute z. B. auf den Sanderflächen Islands findet, ergibt sich naturgemäß eine breite Streuung der Abflussrichtungen. Die Schüttungsrichtungen innerhalb eines einzelnen Schichtkomplexes streuen charakteristischerweise über einen Bereich von mehr als 180 °. Dennoch lässt sich die mittlere Abflussrichtung durch Mitteln einer größeren Zahl von Messungen rekonstruieren. Erfahrungsgemäß reichen hierfür etwa 50 Messungen aus.

Schrägschichtungsmessungen haben sich bei der paläogeographischen Rekonstruktion der eiszeitlichen Flusssysteme in Norddeutschland bewährt. Illies hat diese Methode benutzt, um die pleistozäne Flussgeschichte des Unterelbe-Gebietes zu rekonstruieren (Illies 1952a). Die Ergebnisse seiner Messungen zeigen, dass die Schmelzwasserflüsse der Saale-Eiszeit nicht auf das Elbtal hin ausgerichtet waren.

Oft ist es schwierig, bei der begrenzten Zahl der verfügbaren Aufschlüsse eine stratigraphisch sichere Zuordnung der Schmelzwassersande vorzunehmen, so dass die erste Einstufung der Sandkörper vielfach einen provisorischen Charakter hat. Neue Aufschlüsse vervollständigen das Bild und zwingen zum Teil zu einer Neubewertung der Ergebnisse. Jede weitere Messserie trägt dabei zum besseren Verständnis

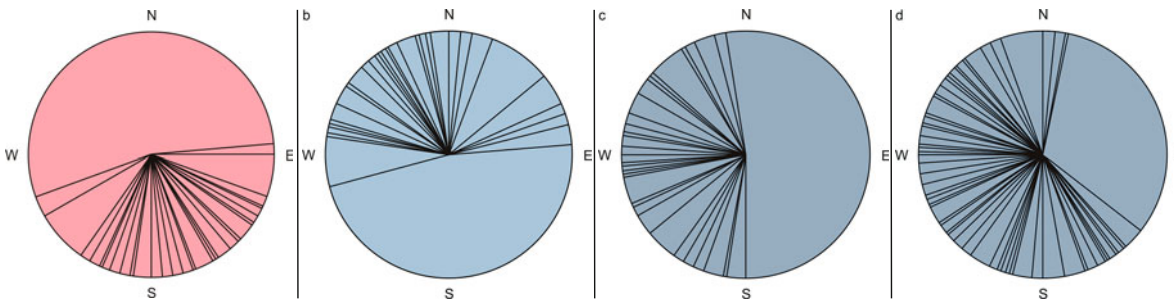
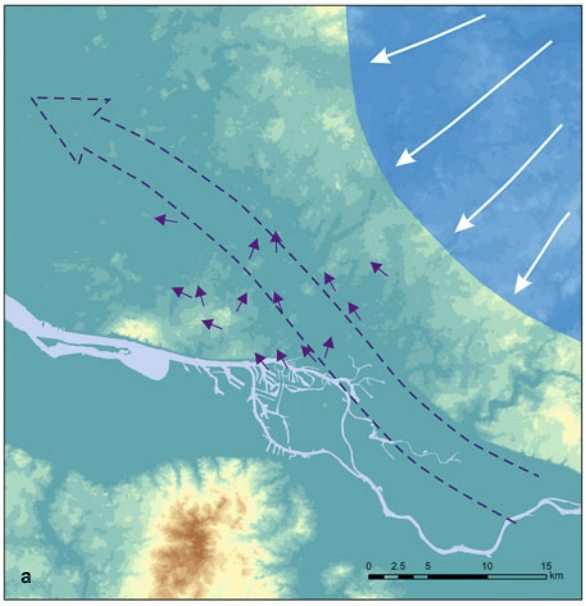
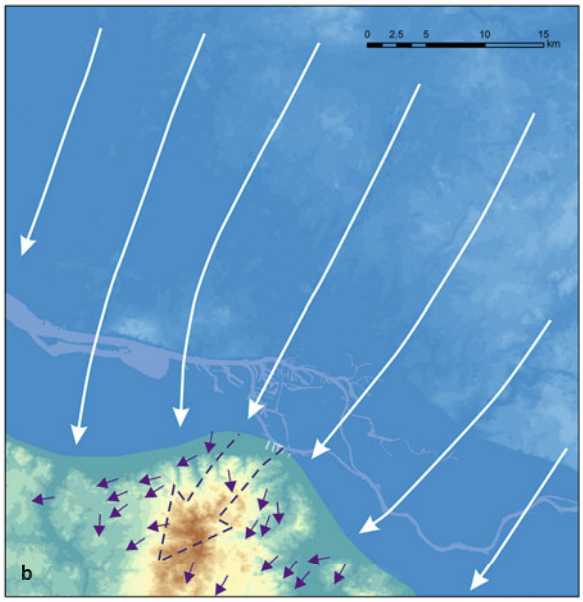


Abb. 5.13 Schüttungsrichtungen (a) auf dem Skeiðará-Sandur, Island, und (b–d) in den Harburger Bergen bei Hamburg. Die breite Streuung der Abflussrichtungen ist typisch für ein verwildertes Flusssystem.

der Entwässerungsgeschichte bei. Als Beispiel hierfür mag die Erforschung der saalezeitlichen Entwässerung im Hamburger Raum dienen. Die Entwässerung der Mittleren Saale-Eiszeit bietet auf den ersten Blick ein verwirrendes Bild. Vergleicht man die Messungen Grubes (1967) mit denen von Ehlers (1978), so ergibt sich beiderseits der Elbe eine jeweils vom Elbtal weg gerichtete Entwässerung. Es liegt auf der Hand, dass diese Abflusssysteme nicht gleichzeitig in Betrieb gewesen sein können. Die Ablagerungen nördlich und südlich der Elbe weisen eine unterschiedliche Höhenlage auf. Die Sande nördlich der Elbe liegen in einem Niveau um 0–20 m, während die Sande südlich der Elbe vor allem in Höhen über 25 m zu finden sind. Die Entwässerung der Mittleren Saale-Vereisung wird von Ehlers (1990a) wie folgt gedeutet: Als das Eis aus nordöstlicher Richtung in den Hamburger Raum vorstieß, war der Abfluss durch die Senke nordwestlich von Hamburg in Richtung Pinnau gerichtet. Erst als dieser Abflussweg durch das weiter vorrückende Eis blockiert wurde, suchten sich die Schmelzwässer einen neuen Weg





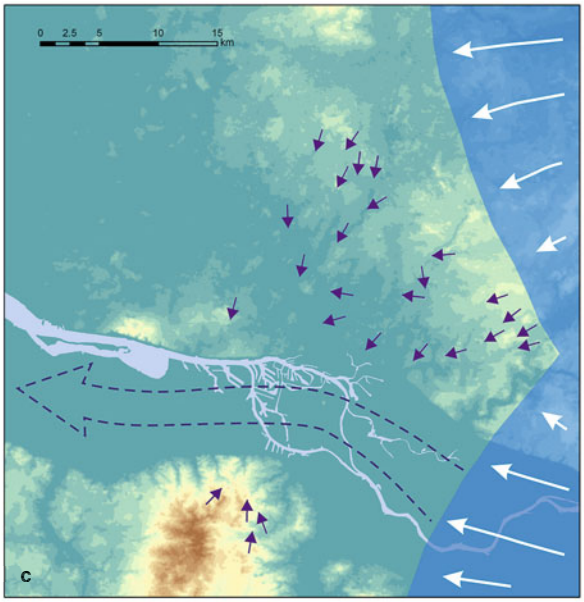


Abb. 5.14 Schüttungsrichtungen der saalezeitlichen Schmelzwassersande im Hamburger Raum. (a) Mittlere Saale-Vereisung, ältere Phase. Das Eis kommt aus NE, der Abfluss nach NW ist noch offen. (b) Mittlere Saale-Vereisung, jüngere Phase. Das Eis ist weiter vorgestoßen; der Abfluss erfolgt jetzt nach SW in Richtung Weser. (c) Jüngere Saale-Vereisung. Das Eis kommt aus Osten, der Abfluss durch das Elbtal ist frei.

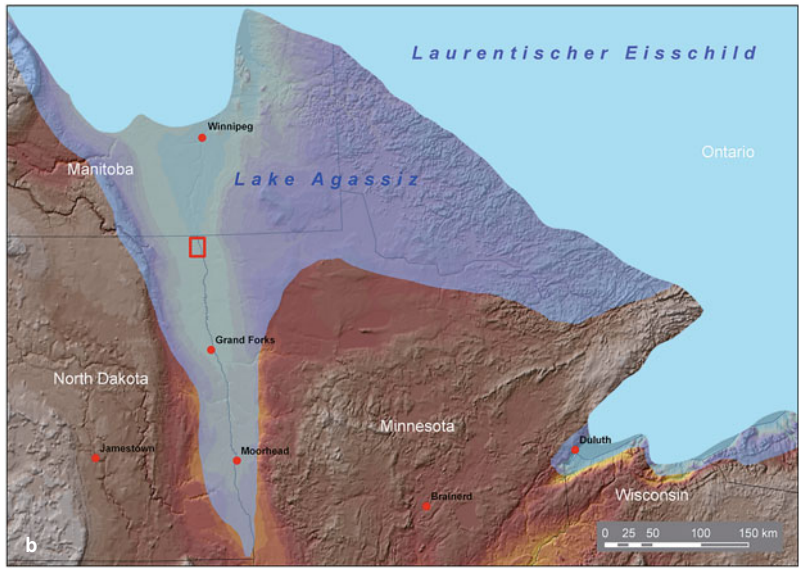


Abb. 5.15 Ablagerungen des Lake Agassiz, eines Eisstausees in Nordamerika. (a) Falschfarben-Satellitenbild; die Streifen im Bild sind Schrammen, die von Eisbergen erzeugt wurden (Quelle: USGS, Landsat 7 Satellitenbild vom 11. Juni 2002); (b) Lagekarte.

nach Südwesten, zum Weser-Aller-Urstromtal. Hierbei wurden die höher gelegenen Sande südlich der Elbe aufgeschüttet.

Das Alter von Sanderflächen ist nicht immer leicht zu bestimmen, selbst wenn sie an der heutigen Geländeoberfläche liegen. Während in der Frühzeit der Quartärforschung in Norddeutschland in der Regel Sanderflächen mit der nächstgelegenen Endmoräne in Verbindung gebracht wurden, weiß man heute, dass dies nicht immer der Fall ist. In einer Reihe von Fällen konnte nachgewiesen werden, dass Sander nachträglich vom Eis überfahren worden sind. Dies gilt z. B. für die mächtigen Schmelzwasserablagerungen am Westrand der Harburger Berge, aber auch für einige große Sanderflächen der Lüneburger Heide. Auch dort, wo keine Überdeckung durch Till nachweisbar ist, ist die altersmäßige Zuordnung nicht immer eindeutig.

Bezüglich der stratigraphischen Einstufung von Schmelzwasserablagerungen können dieselben petrographischen Verfahren angewendet werden, die auch bei der Till-Stratigraphie eingesetzt werden. Dabei gilt zumindest im norddeutschen Vereisungsgebiet, dass sich die Zusammensetzung der Schmelzwassersande und der zugehörigen Grundmoräne nicht völlig entsprechen. Die Schmelzwassersande enthalten einen deutlich höheren Anteil an aufgearbeitetem Lokalmaterial. Im alpinen Bereich lassen sich petrographische Untersuchungen vor allem dann gut zur Unterscheidung verschiedener Schotterkörper einsetzen, wenn das Material aus verschiedenen Herkunftsgebieten stammt (Kristallin und Kalkalpen).

Den Sanderschüttungen im Randbereich der nordischen Vereisungen entsprechen die Schotter des alpinen Vereisungsgebietes. Auch im Bereich der alpinen Vergletscherung befinden sich die mächtigsten Schmelzwasserkiese immer im Liegenden der zugehörigen Grundmoräne. Entsprechende Kiesschüttungen der letzten Eiszeit, die von Würm-Till überlagert werden, sind auch aus dem Inntal, dem Ennstal und dem Gailtal beschrieben worden. Diese Schmelzwasserkiese finden außerhalb des jeweiligen Vereisungsgebietes in den Terrassen des proglazialen Raumes ihre Fortsetzung. Die Nebenflüsse, die aus nicht vergletscherten Einzugsgebieten kommen, weisen erst gegen Ende der Aufschüttungsphase genügend eigene Schuttführung auf, um wesentlich am Akkumulationsprozess teilnehmen zu können. Untersuchungen an der Enns und im Wiener Raum zeigen, dass hier jeweils erst der obere Teil der Terrassenschotter nennenswerte Beimengungen von Lokalmaterial aufweist (van Husen 2004).

Während die Schmelzwassersande Norddeutschlands mit Ausnahme lokaler Verkittungen durch Eisen oder Carbonat völlig unverfestigt sind, sind kalkreiche Schotter im Alpenvorland nicht selten zu sogenannter Nagelfluh verfestigt. Der Grad der Verfestigung ist in älteren Ablagerungen höher als in jüngeren; die Zunahme erfolgt jedoch nicht gleichmäßig. Während würmzeitliche Schotter weitgehend unverfestigt sind, finden sich in rißzeitlichen Schottern oft Lagen von Nagelfluh. Ältere Schotter sind – vor allem unter Till-Bedeckung und an den Talrändern – oft durchgehend betonartig verkittet (Schreiner 1997).

5.1.3 Eisstauseen

Das Inlandeis der großen Vereisungen blockierte den Abfluss zahlreicher Flüsse, so dass sowohl beim Vorrücken als auch beim Abschmelzen der Gletscher vor dem Eisrand ausgedehnte Stauseen entstanden. In Nordamerika bedeckte der Lake Agassiz am Ende der letzten Eiszeit Teile von North Dakota, Minnesota, Manitoba, Saskatchewan und Ontario. Er erreichte eine Größe von 440 000 km^2 und war damit größer als alle heute existierenden Seen (Kaspisches Meer: 386 400 km^2). Die Ablagerungen dieses relativ flachen Sees wurden von treibenden Eisbergen geschrammt. Diese Schrammen sind auf Luftbildern klar erkennbar.

An der Mündung der Schmelzwasserzuflüsse wurden sandig-kiesige Deltas aufgeschüttet, im Beckeninneren dagegen Ton und Schluff abgelagert. Die Deltaschichten untergliedern sich in die im Winkel von etwa 30° schräg in das Becken einfallenden *Foresets* und die darüber abgelagerten, geringmächtigen, annähernd horizontalen *Topsets* (vgl. Kap. 2.3.1 bzw. Box „Glaziomarine Sedimente und IRD). Die Oberfläche der Deltas liegt im Niveau des ehemaligen Wasserspiegels.

Die Stillwassersedimente im Beckeninneren weisen häufig eine rhythmische Feinschichtung auf. Man spricht in diesem Fall von Bändertonen oder -schluffen (Rhythmiten). Oft handelt es sich um Jahresschichten – sogenannte Warven. Die hellen Sommerlagen bestehen überwiegend aus anorganischem Material, die dunklen Winterlagen sind dagegen durch höhere organische Anteile gekennzeichnet. Im Gegensatz zu dem allmählichen Übergang von der Sommer- zur Winterlage ist der Übergang von der Winter- zur nachfolgenden Sommerlage als scharfe Grenze ausgebildet, die durch den abrupten Wechsel

Abb. 5.16 Grimsmoen, Delta eines weichselzeitlichen Eisstausees im Folldal, Norwegen.

in den Sedimentationsbedingungen bei der Schneeschmelze und dem Aufbrechen der Eisdecke bedingt ist. Die Vorstoßbändertone des Leipziger Raumes finden sich an der Basis jeder Grundmoränendecke. Sie sind jedoch äußerst geringmächtig und umfassen jeweils nur wenige Jahresschichten, was auf rasche Eisvorstöße hindeutet.

Frank W. Junge (1998) hat die Bändertone des Leipziger Raumes untersucht. Der Dehlitz-Leipziger Bänderton an der Basis des ersten elsterzeitlichen Eisvorstoßes in die Leipziger Tieflandsbucht erreicht z. B. nur eine Mächtigkeit von etwa 2 m und umfasst maximal 88 Warven. Es muss davon ausgegangen werden, dass ein Teil der Warven bei der Überfahrung durch den Gletscher erodiert worden ist. Für die Vorstoßgeschwindigkeit des Gletschers lässt sich damit nur sagen, dass sie hoch gewesen sein dürfte, aber unter 110–120 m/Jahr gelegen hat (Grahmann 1925). Der Eisstausee, in dem dieser Bänderton abgelagert worden ist, erreichte eine Fläche von etwa 750 km^2 (Eißmann 1975). Auch als die Gletscher der Saale-Vereisung den Abfluss von Weser und Leine blockierten, existierten die dortigen Stauseen offenbar nur wenige Jahrzehnte (Gassert 1975). Neuere Untersuchungen über die Eisstauseen am Rande der Mittelgebirge stammen von Winsemann und Mitarbeitern (2003, 2007). Über die Ausdehnung und den Überlauf der Eisstauseen gibt es bisher aus Niedersachsen und Nordrhein-Westfalen nur relativ lückenhafte Vorstellungen. Eine Entwässerung zwischen Eisrand und Mittelgebirgsrand in Richtung Westen dürfte am wahrscheinlichsten sein (Klostermann 1992).

Wesentlich länger haben zahlreiche Eisstauseen in der Zerfallsphase des nordischen Inlandeises existiert. In dem weitflächigen Seensystem in Norddeutschland wurden am Ende der Elster-Eiszeit zum Teil über hundert Meter mächtige Beckensedimente abgelagert. In Schweden haben die spätglazialen Bändertone der Weichselvereisung eine vollständige Rekonstruktion des chronologischen Ablaufes der Enteisung ermöglicht. Die ermittelten Eisrandlagen verlaufen rechtwinklig zur Orientierung der jüngsten Gletscherschrammen. Typische Rückzugsraten liegen in der Größenordnung von 200–300 m pro Jahr; Maximalwerte liegen bei 1000 m, Minimalwerte bei 50 m pro Jahr.

In den Alpen ist es auf Grund des unterschiedlich raschen und unterschiedlich weiten Vordringens der verschiedenen Gletscher zur Abdämmung von Tälern und zur Bildung großer Eisstauseen gekommen. Am stärksten waren diese in den Ostalpen verbreitet. In der Regel findet sich eine Abfolge von grobem, lokal geprägtem Basismaterial zu feinkörnigen Hangendschichten. Dabei ist es zum Teil zur Aufschüttung mächtiger Bänderschluffe gekommen (van Husen 1977, 1980). Auch während der Abschmelzphase der Vereisungen haben sich an verschiedenen Stellen in den Alpentälern Stauseen gebildet. Die starke Sedimentzufuhr hat dazu geführt, dass diese Becken meist rasch verfüllt worden sind. Wo der Wasserspiegel über längere Zeit konstant geblieben ist, sind zum Teil große Deltas aufgeschüttet worden. Ein markantes Beispiel ist die Terrasse bei St. Jakob in Südkärnten (Penck & Brückner 1909, van Husen 1981).

Auch in den Alpenrandseen sind nach der Eisschmelze in den Seebecken Rhythmite abgelagert worden. Im Zürichsee konnte Kelts (1978) eine ausgeprägte Jahresschichtung feststellen, bei der die chemische Sedimentation der Sommermonate zu hellen

Abb. 5.17 Ablagerungen von Eisstauseen: Warven über Saale-Till im Tagebau Neumark-Nord (links); Bänderschluff in Schweden (rechts).

Lagen, die Ablagerung von organischem Detritus in den Wintermonaten zu dunklen Lagen geführt hat. Jedoch sind nicht alle rhythmischen Schichtungen als Warven einzustufen. So weist z. B. der Walensee eine rhythmische Schichtung auf, die nicht auf den jahreszeitlichen Wechsel der Ablagerung zurückzuführen ist. Das Sedimentationsgeschehen im Walensee hat sich im Jahre 1811 grundlegend verändert, als durch die Ableitung der Linth in den See das Einzugsgebiet des Walensees verdoppelt wurde. Dieses Ereignis ist in der Sedimentfolge leicht identifizierbar. Untersuchungen von Lambert & Hsü (1979) haben gezeigt, dass seit diesem Datum pro Jahr im Schnitt zwei „Warven" abgelagert worden sind. Diese sind auf Trübeströme im Zusammenhang mit Hochwasserereignissen der Linth zurückzuführen, die nach Pegelmessungen durchschnittlich zweimal im Jahr auftreten. Die Seesedimente des Genfer Sees weisen ebenfalls Warvenschichtung auf. Eingehende Untersuchungen hat Moscariello (1996) veröffentlicht. Die Laacher See-Tephra konnte in den Seesedimenten festgestellt werden.

Kames – Ablagerungen am Eisrand

Kames sind im Eis oder am Eisrand aufgeschüttete Oberflächenformen aus Schmelzwassersedimenten, bei deren Entstehung das Eis nur eine passive Rolle gespielt hat. Innerhalb eines Gletschers kann es an verschiedenen Stellen zur Sedimentaufschüttung kommen. Wo z. B. Schmelzwasser durch eine Gletschermühle in die Tiefe stürzt, kommt es an der Gletschersohle zu Akkumulation. Als mögliche Ausgangspunkte für die Sedimentaufschüttung wirken auch Seen und Teiche, aufwärts gerichtete Tunnelstrecken oder gesteinsschuttreiche Bänder von Eis, die von einem Schmelzwasserfluss gequert werden. Vor allem aber beim Abschmelzen des Eises werden

Jahresschichten in Seeablagerungen (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 organischen Schwebstoffe zur Ablagerung kommen. Der schwedische Geologe Gerard de Geer gilt als der Begründer der Warvenchronologie. Bereits 1940 konnte de Geer eine vollständige Warvenchronologie für Schweden vorlegen. Die Zeitskala ist inzwischen zweimal revidiert worden, wodurch sich das Alter der sogenannten Nullwarve um 118 Jahre erhöht hat. Durch die Messung von Jahresschichten in der Mündung des Ångermanälv war es möglich, die Zeitskala bis in die Gegenwart zu verlängern. Die Schichtung ist hier ein Ergebnis jahreszeitlicher Schwankungen im Abflussverhalten. Die gesamte Warvenchronologie umfasst heute 10 429 Jahreswarven; die Fehlergrenze wird auf +35/–205 Jahre geschätzt (Strömberg 1989). 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 oder Kernbohrungen erforderlich. Die Aussagekraft der Ergebnisse hängt von der Häufigkeit charakteristischer Schichtenfolgen ab. Korrelierungen über eine Entfernung von mehr als 10 km sind in der Regel problematisch. Die Methode der Probennahme und Auswertung wird bei Strömberg (1983) beschrieben. Jahresschichten können nur dort erhalten bleiben, wo die Sedimentlagen nicht durch Aktivitäten einer Bodenfauna gestört werden. Daher bilden Eisstauseen mit ihren Wassertemperaturen um Null Grad günstige Erhaltungsbedingungen. Die besten Warven bilden sich in Süßwasser. Die Ausflockung von Tonpartikeln in Salzwasser führt zu einer Verwischung der Jahresschichtung, die im Extremfall Messungen unmöglich macht. Die Jahreswarven können unter günstigen Bedingungen durch feine, sogenannte „Tageswarven“ untergliedert sein, die einzelne Abflussereignisse innerhalb des Jahresganges widerspiegeln. Bei kräftig ausgeprägten „Tageswarven“ besteht die Gefahr einer Verwechselung mit der Jahresschichtung. Warvenmessungen lassen sich am besten in Aufschlüssen durchführen. In der Regel muss jedoch auf Bohrungen zurückgegriffen werden, so dass Schichtwiederholungen auf Grund von Rutschungen oft nur bei in geringem Abstand durchgeführten Mehrfachbohrungen erkannt werden können.

Zur Bildung gewaltiger Eisstauseen ist es am Ende der letzten Vereisung in Nordamerika gekommen. Lake Agassiz im Bereich der heutigen Großen Seen erreichte eine maximale Ausdehnung von fast 440 000 Quadratkilometern (Teller 1985). Ähnliche Dimensionen erreichte der Baltische Eisstausee am Ende der Weichsel-Eiszeit. Die frühen Erfolge der Warvenmessungen in Schweden, Finnland, Nordamerika und Argentinien ermutigten die Bearbeiter zu riskanten Fern-

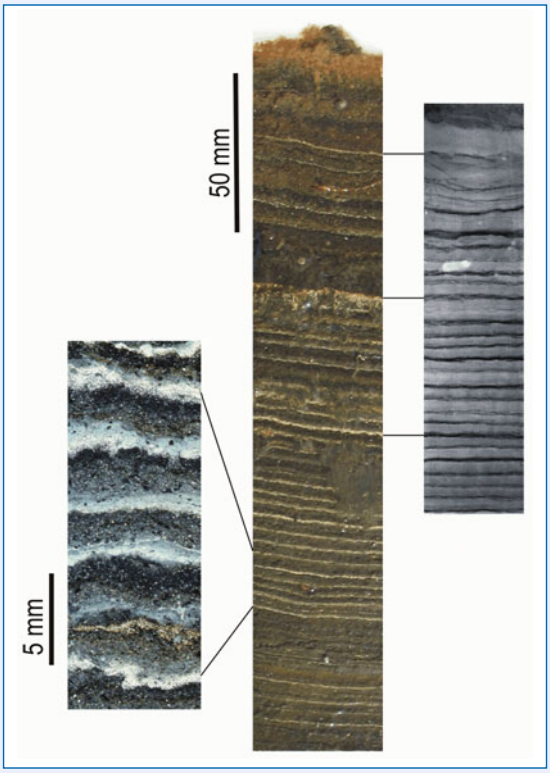


Abb. 5.18 Jahreszeitlich geschichtete (warvierte) Seesedimente aus dem Sacrower See bei Potsdam. Mitte: Photographie der karbonatreichen organischen Warven eines Gefrierkerns. Die hellen Lagen repräsentieren die sommerlichen Calzitfällungen. Rechts: Radiographie desselben Gefrierkerns. Die Calzitausfällungen sind als dunkle Lagen noch deutlicher erkennbar. Links: Mikroskopische Aufnahme von Warven aus dem Sacrower See unter polarisierendem Licht, die den internen Aufbau der Jahresschichtung andeutet. Erkennbar sind zumeist drei Sublagen: am auffälligsten ist die weiße sommerliche Calzitlage. Oberhalb liegt die herbst-/winterliche Detrituslage (grau) und unterhalb der Calzitlage und nicht immer deutlich ausgebildet ist eine relativ dunkle Diatomeenlage aus dem Frühjahr (Aufnahmen: Bernd Zolitschka).

konnektierungen, die schließlich dazu führten, dass die Methode in Misskredit geriet. Als nach 1949 die Radiokarbondatierung 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 auf Grund unterschiedlichen Kohlenstoffgehalts der Atmosphäre keine verlässlichen Alter liefern kann (zum Beispiel im Bereich der Jüngeren Dryaszeit), und dass sich diese Schwächen durch die Untersuchung der Jahresschichten in Seeablagerungen, wie zum Beispiel den Eifel-Maaren, überwinden lassen (Zolitschka et al. 2000).

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 (Pachur & Röper 1987). In entsprechender Position konnte Cimiotti (1983) im Raum Oldesloe an spätglazialen Bändertonen etwa 1000 Warven auszählen. Diese Ergebnisse lassen sich jedoch auf Grund der großen Entfernungen nicht korrelieren; eine einheitliche Warvenchronologie für Norddeutschland ist aus diesem Grund bisher nicht möglich.

Interessante Ergebnisse haben die Untersuchungen der Jahresschichten von Kieselgur aus der letzten und vorletzten Warmzeit in der Lüneburger Heide ergeben. Durch Auszählen der Sommer- und Winterlagen konnte die Dauer der Interglaziale ermittelt werden.

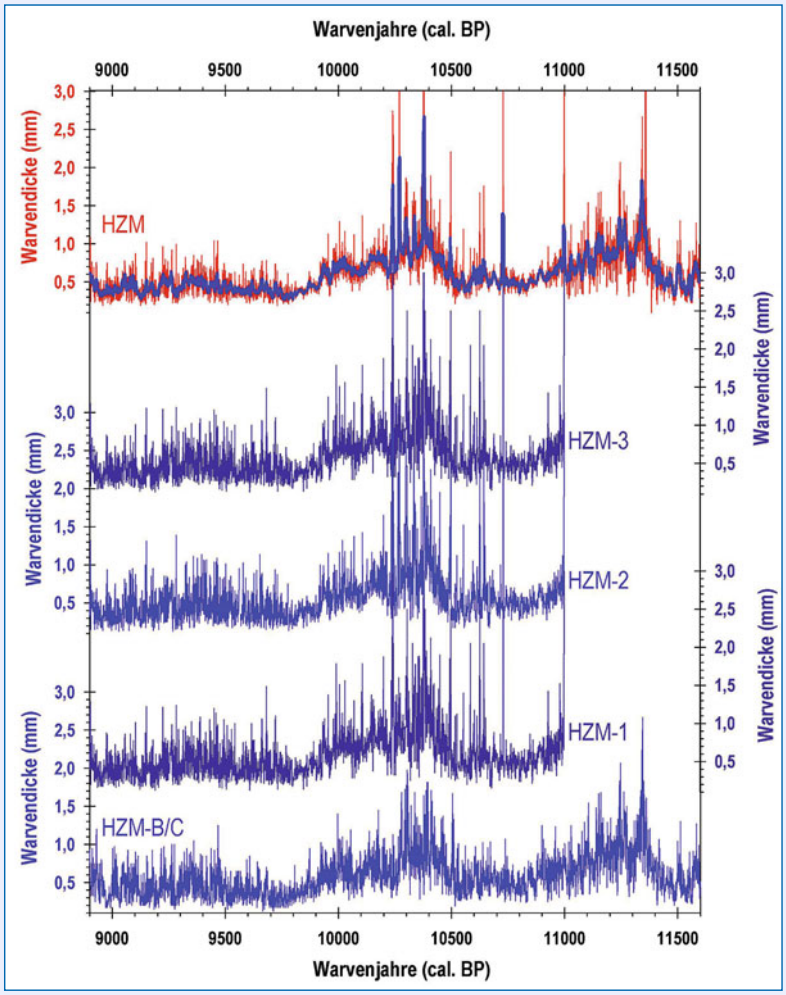


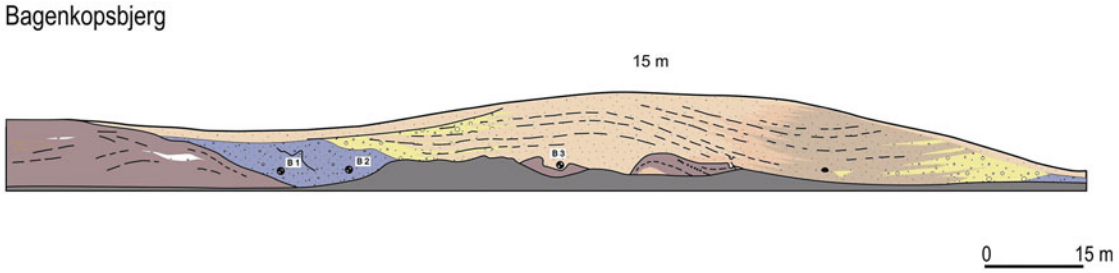
Abb. 5.19 Warvendickenmessungen an vier parallelen Sedimentsequenzen aus dem Holzmaar, Vulkaneifel. Zählungen und Dickenbestimmungen dieser frühholozänen Warven wurden anhand von Dünnschliffen von B. Zolitschka (HZM-B/C) und von B. Rein (HZM-1, HZM-2, HZM-3) durchgeführt. Der Mittelwert der vier Bestimmungen ist in der oberen Kurve (rot) zusammen mit einem gleitenden Mittelwert über 7 Punkte (blau) dargestellt. Diese Kurven zeigen eine Reaktion des Systems Holzmaar auf die frühholozänen Klimavariationen der Präborealen Oszillation (11 400–11 000 cal. BP) und der Borealen Oszillation (10 500–10 200 cal. BP). Beide Klimaschwankungen werden durch dickere Warven charakterisiert, was durch erhöhten minerogenen Sedimenteintrag verursacht wird (Aufnahmen: Bernd Zolitschka).

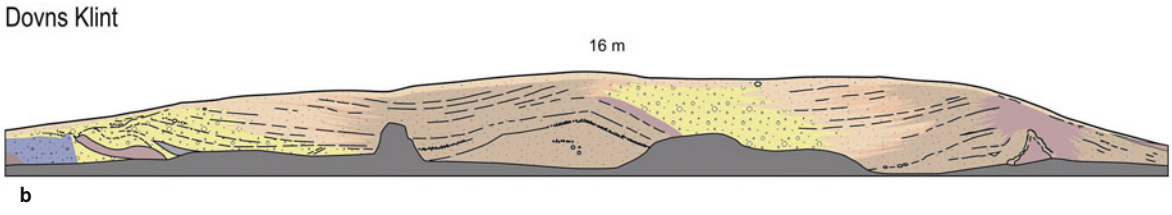
Abb. 5.20 Moulin-Kame auf Langeland. Der Kieshügel wurde in einer Gletschermühle der Weichsel-Eiszeit aufgeschüttet.

große Mengen von Sediment freigesetzt und vom Schmelzwasser umgelagert. Die entstehenden Oberflächenformen können sehr verschiedenartig aussehen. Es gibt konische, abgeplattete, langgestreckte oder völlig unregelmäßig geformte Gebilde, die einzeln oder in Gruppen auftreten (Gray 1991).

Das Relief der Insel Langeland ist durch eine große Zahl markanter Hügel gekennzeichnet. Diese sind zwischen wenigen Metern und 37 m hoch, haben einen runden oder ovalen Grundriss und einen Durchmesser von etwa 50–300 m. Sie werden auf Dänisch als *hatbakker* (hutförmige Berge) bezeichnet. Smed (1962) hat auf Langeland etwa 1200 dieser *hatbakker* festgestellt. Er weist darauf hin, dass sie überwiegend aus geschichtetem Material bestehen, das zum Teil stark verstellt ist. Die Schichten stehen oft senkrecht, und die Streichrichtung verläuft parallel zur Ausrichtung des ganzen Hügels. Vergleichbare Erscheinungen sind auch anderswo in Dänemark beobachtet worden, aber nicht in dieser Konzentration. In der Literatur werden die *hatbakker* als *dislocated kames* bezeichnet. Man geht davon aus, dass bei

Abb. 5.21 *Hatbakker* – die sogenannten hutförmigen Berge auf Langeland, sind Kames, die in der Zerfallsphase der Weichsel-Eiszeit entstanden sind.





b

Abb. 5.22 Kliffprofile in Kames auf der dänischen Insel Langeland (a) Foto Dovns Klint, (b) Querschnitte durch die *hatbakker* Dovns Klint und Bagenkopsbjerg, (c) Foto Bagenkopsbjerg.

ihrer Entstehung Störung durch Gletschereis eine Rolle gespielt hat. Milthers (1959) war der Ansicht, dass sie aus Ostsüdost-Richtung gestaucht waren.

Um der Entstehung dieser Hügel auf den Grund zu gehen, haben Ehlers und Grahame Larson diese Aufschlüsse kartiert. Mehrere dieser *hatbakker* sind in den Kliffaufschlüssen auf Langeland im Querschnitt zu sehen. Die Aufschlüsse wurden gezeichnet und darüber hinaus die anderen Kliffs auf der Insel in Augenschein genommen.

Es gibt auf Langeland eine echte Stauchmoräne. Diese ist in Ristinge Klint aufgeschlossen (vgl. Kap. 4.2.1 Box Stauchmoräne Ristinge Klint). Von dieser Stauchmoräne unterscheiden sich die *hatbakker* jedoch grundsätzlich. Während in der Stauchmoräne überwiegend feinkörnige Sande und Lagen von Grundmoräne und marinem Ton aufgeschlossen sind, finden sich im Kern der *hatbakker* fast ausschließlich grobkörniger Sand und Kies. Die übrigen Kliffaufschlüsse auf Langeland zeigen meist ungestört lagernde Grundmoräne, zum Teil über Beckenschluff.

Die Aufschlussuntersuchungen im südlichen Teil Langelands haben gezeigt, dass es sich bei diesen Oberflächenformen um echte Kames handelt. Die einzigen Störungen, die zu sehen waren, waren das Ergebnis von Belastung und vom Zerfall von Toteis. Allem Anschein nach sind die Kames während der Zerfallsphase des weichselzeitlichen Eises in Gletschermühlen (Moulins) und Gletscherspalten entstanden. Sie sind vermutlich nicht mehr von aktivem Eis überfahren worden. Die Sedimente repräsentieren Beckenablagerungen, die aus westlicher Richtung geschüttet worden sind. Viele der *hatbakker* des südlichen Langeland liegen auf einem Grundmoränen-Plateau, das sich wenige Meter über seine Umgebung erhebt. Die Kliffaufschlüsse zeigen, dass dieses Plateau aus jungbaltischer Grundmoräne aufgebaut wird, die eiszeitlichen Beckenschluff überlagert.

Im Nordteil Langelands findet man anstelle der *hatbakker* an verschiedenen Stellen Plateaus, die sich über ihre Umgebung erheben. In diesen Formen gibt es keine Aufschlüsse. Ihre Nähe zu den Moulin-Kames und ihre Ähnlichkeit mit vergleichbaren Oberflächenformen in Kames-Landschaften in Nordamerika (Wisconsin) lassen darauf schließen, dass es sich um sogenannte Plateau-Kames handelt. Der innere Bau der Plateau-Kames ähnelt dem der *hatbakker*, nur dass die Formen eine größere Fläche einnehmen und überwiegend aus Beckenablagerungen aufgebaut sind.

Bezüglich ihrer Form und ihres inneren Baus entsprechen die *hatbakker* Moulin-Kames, wie sie auch von anderen Orten beschrieben worden sind. Typisch ist, dass sich diese Oberflächenformen im Zwickel zwischen zwei Eisloben gebildet haben. Im Fall von Langeland war es das Gebiet zwischen dem stagnierenden baltischen Eis und dem nordwärts gerichteten Eisstrom, der im Bælthav-Advance zwischen Langeland und Lolland nach Norden vorgestoßen ist.

Während die *hatbakker* im Südteil Langelands unregelmäßig verteilt sind, sind sie weiter nördlich in Reihen angeordnet. Die meisten verlaufen parallel zu den Küsten in NNE-SSW-Richtung.

Im Inneren bestehen die Kames aus Sand, Kies und Steinen unterschiedlicher Korngrößen. Sie sind in der Regel deutlich geschichtet, oft schräggeschichtet. Die ursprüngliche Schichtung ist dabei vielfach durch Sackung gestört. Die Abgrenzung gegen erosiv entstandene Formen aus Schmelzwassersanden ist zum Teil schwierig und nur bei guten Aufschlussverhältnissen möglich.

Als Kameterrassen werden Ablagerungen bezeichnet, die im Zwischenraum zwischen dem Gletscher

Abb. 5.23 Kameterrasse am Loch Etive, Schottland (a) Toteisloch in der Kameterrasse; (b) die Ablagerungen der Kameterrasse.

Abb. 5.24 Kame bei Groß Zecher am Schaalsee, Schleswig-Holstein.

und dem benachbarten Talhang entstanden sind. Der Begriff geht auf Salisbury (1894) zurück. Die meisten Kameterrassen sind glaziofluvial entstanden; glaziolakustrine Formen kommen vor, wenn zum Beispiel in dem Tal ein Eisstausee ausgebildet war. Kameterrassen kommen in erster Linie am Rande von Talgletschern vor, untergeordnet auch am Rande von größeren Eismassen. Sehr schöne Beispiele für die Tal-Kameterrassen finden sich am Loch Etive und Loch Etteridge in Schottland (Gray 1991). Im Alpengebiet sind sie vor allem von den Moränen-Amphitheatern der Alpensüdseite bekannt; im nördlichen Alpenvorland sind sie unter anderem aus dem Bereich des Illergletschers (Habbe 1986a, b) und des Traungletschers (van Husen 1977) beschrieben worden. Auch die terrassierten Schotterfluren des westlichen Rheingletschergebietes sind im Prinzip Kameterrassen.

Kames haben in Norddeutschland bisher wenig Beachtung gefunden. Sie sind mit Sicherheit weiter verbreitet, als dies bisher angenommen wird. Der größte in Norddeutschland nachgewiesene Kames (11 km lang, mehrere hundert Meter breit) liegt südlich von Kiel, zwischen Einfeld und Blumenthal (Stephan et al. 1983).

Eine mächtige Kameterrasse befindet sich am Südrand des Teutoburger Waldes. Hier ist am oberen Rand der Senne ein etwa 300–400 m breiter, bis zu

Abb. 5.25 Auch der Kryižu kalnas (Berg der Kreuze) bei Šiauliai (Schaulen) in Litauen ist ein Kame.

Abb. 5.26 Erratischer Block jenseits der Vereisungsgrenzen in Idaho – Ergebnis einer Schmelzwasserflut beim Ausbruch eines Eisstausees.

15 m mächtiger und etwa 15 km langer Sandkörper ausgebildet, dessen Schichtung leicht nach Süden einfällt, und der gegen die Münsterländer Bucht mit einer Steilkante endet. Dieser Sedimentkörper, der früher als Sander angesprochen worden ist, kann nach neueren Untersuchungen nur als Kameterrasse gedeutet werden (Seraphim 1979).

5.1.4 Eisstauseen

Wo Gletscher den Abfluss blockierten, bildeten sich Eisstauseen unterschiedlicher Größe. Dies war an vielen Orten der Fall – überall dort, wo das Eis in ansteigendes Gelände vorstieß. In Norddeutschland wurden alle Flüsse aufgestaut, als das Eis bis an den Rand der Mittelgebirge vorstieß. In Nordamerika haben sich zum Beispiel in den Appalachen ganze Serien von Eisstauseen gebildet. Einen noch größeren Eisstausee erzeugte der Eisschild in den Kordilleren, als er in Washington in den nördlichen Teil des Columbia Basin vorstieß und den Abfluss des Columbia River blockierte, wodurch die Eisstauseen Lake Columbia und Lake Missoula entstanden. In der späten Weichselkaltzeit kam es zu mindestens sechs gewaltigen Ausbrüchen der aufgestauten Wassermassen, und das *Channeled Scabland* entstand, eine Schmelzwasser-Erosionslandschaft auf einer Fläche von etwa 150 × 200 km (Smith 1993).

Abb. 5.27 Kiesdünen im Todza-Becken, Altai, Spuren des katastrophalen Abflusses eines Eisstausees. In der Bildmitte Geländewagen als Größenvergleich.

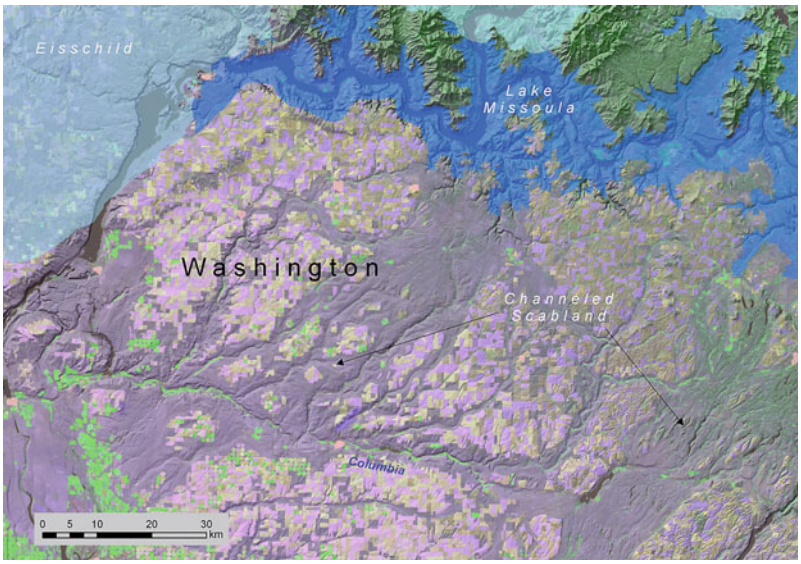


Abb. 5.28 Die Spuren der Missoula Flood sind im *Channeled Scabland* im State Washington deutlich erkennbar.

Dem Entdecker dieser *Missoula Flood*, dem amerikanischen Geologen Bretz, ging es nicht besser als anderen Entdeckern vor ihm: Man glaubte ihm nicht. Er hatte es geahnt. In dem ersten Aufsatz, in dem er die Oberflächenformen des *Channeled Scabland* beschrieb (Bretz 1923), vermied er jeden Hinweis auf die Katastrophe, die zu ihrer Entstehung geführt haben musste. Später wurde er dann konkreter. Er erntete nur Kopfschütteln. Gar zu phantastisch erschien es, dass sich derartige riesige Wasserfluten über das Land ergossen haben sollten. Erst nach Jahrzehnten, als sich andere Geologen im Gelände von der Situation überzeugt hatten, und man obendrein durch den ehemaligen Eisstausee (Lake Missoula) eine Erklärung für die Katastrophe hatte, setzte sich Bretz' Interpretation schließlich durch.

Im Quartär hat es an verschiedenen Stellen und wiederholt katastrophale Wasserfluten gegeben (Baker 2008). Der Findling von Idaho, den Ed Evenson auf der Exkursion im Jahre 1979 vorführte, stammt ebenfalls aus dem Ausbruch eines größeren Eisstausees (Glacial Lake East Fork), den der Wildhorse Glacier aufgestaut hatte (Abb. 5.26). Er ist nicht der einzige Block, der dabei umgelagert wurde, aber der größte. Das Wasser des Eisstausees wird auf 1,3 km^3 geschätzt. Der Abfluss betrug wahrscheinlich maximal etwa 30 000 m^3/s (Barton & Evenson, Ms).

Und es gibt weitere große Fluten. Eine davon ist die „Altai-Flut" im oberen Einzugsgebiet des Jenissei. Für den Bereich des westlichen Altai (Sajan) gibt es keinen Zweifel, dass das Eis eine erhebliche Ausdehnung erreicht hat. Die Gletscherzungen drangen bis in die intramontanen Kuray- und Chuya-Becken vor und versperrten den Abfluss. Dies führte zur Bildung riesiger Eisstauseen, bei deren Ausbruch schließlich die größte bekannte eiszeitliche Megaflut erzeugt wurde (Baker et al. 1993, Grosswald & Rudoy 1996, Rudoy 2002). Im Darkhadyn Khotgor, dem größten der Becken im Oberlauf des Jenissei, gab es einen Paläosee mit einem Inhalt von mindestens 373 km^3, d. h. etwa einem Sechstel der Größe des Lake Missoula (Komatsu et al. 2008). Kiesdünen weiter stromabwärts zeugen von der Kraft des abfließenden Wassers (Abb. 5.27).

Auf noch größere Fluten führt John Shaw (2010) die Entstehung der stromlinienförmigen Oberflächenformen in großen Teilen Kanadas zurück. Die Mehrheit der Wissenschaftler steht dieser Hypothese skeptisch gegenüber. Sie geht stattdessen von einer Formung der kanadischen Prairie-Provinzen durch schnelle Eisströme aus (Evans 2010).

5.1.5 Urstromtäler

Girard (1855) hat zuerst darauf hingewiesen, dass Norddeutschland von einer Reihe von Talungen durchzogen wird, die sich über große Entfernungen verfolgen lassen, aber heute nicht mehr durchgehend von einem Fluss durchflossen werden. Er unterschied drei dieser Talungen. Berendt (1879) brachte diese Talungen, die er als „Haupttäler" bezeichnete, mit den Stillstandslagen des pleistozänen Inlandeises in Verbindung. Zusätzlich zu den von Girard beschriebenen drei Tälern beschrieb Berendt einen weiteren,

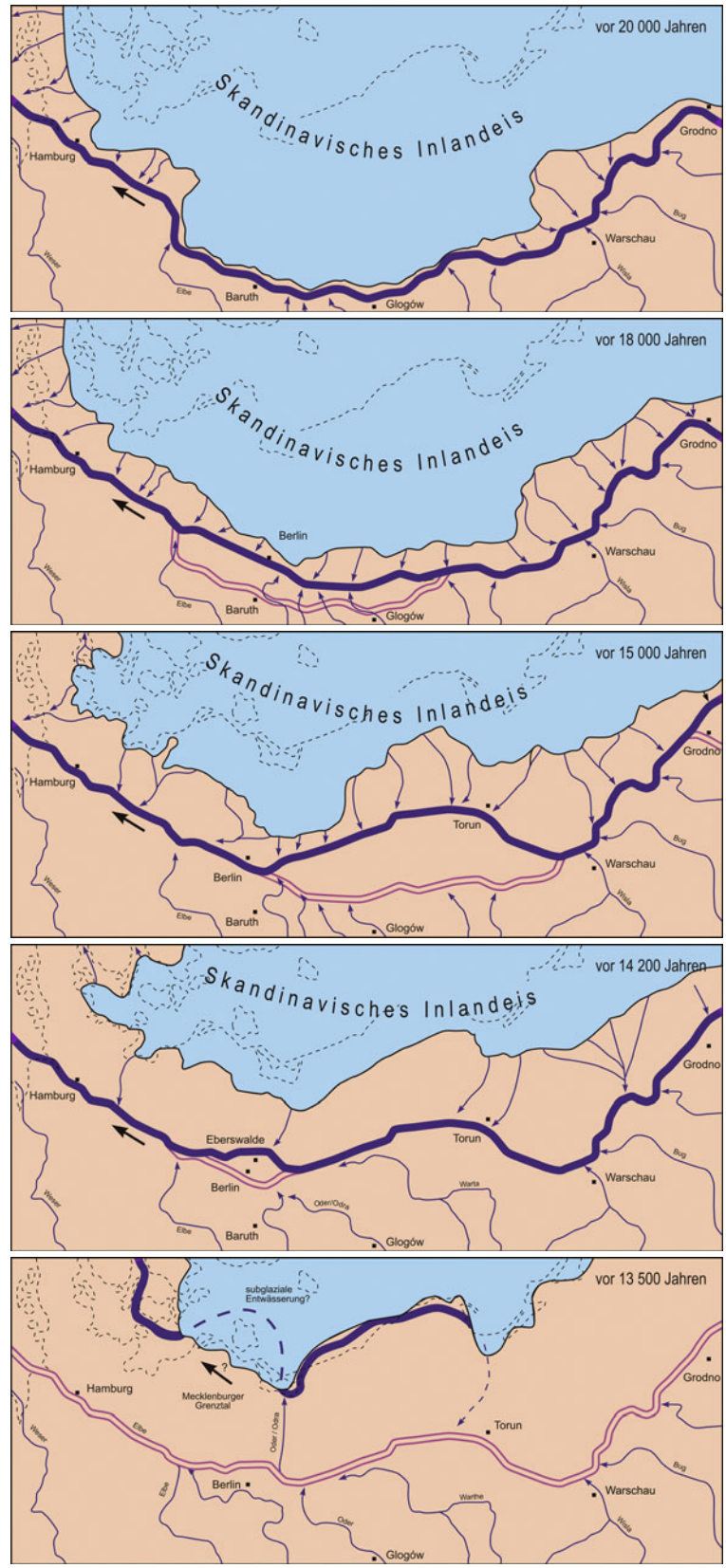


Abb. 5.29 Entwicklung der Urstromtal-Entwässerung in der Weichsel-Kaltzeit. (1) Glogau-Baruther Urstromtal, (2) Warschau-Berliner Urstromtal, (3) Laufverlagerung nach Norden, (4) Thorn-Eberswalder Urstromtal, (5) Verlagerung des Abflusses an den Rand der heutigen Ostsee.

weiter südlich gelegenen Talzug, der sich von Breslau bis nach Hannover vorfolgen ließ. Er erkannte, dass die Täler nicht gleichzeitig, sondern nacheinander in Funktion gewesen waren. Keilhack (1898, 1899, 1904) hat die engeren Beziehungen zwischen den Haupttälern und den zugehörigen Eisrandlagen herausgearbeitet. Der Begriff „Urstromtal" geht auf Keilhack (1898) zurück.

Ein Urstromtal ist ein eiszeitlicher Abflussweg von Schmelzwässern, der mehr oder weniger parallel zum Rand einer bestimmten Eisrandlage verläuft; es beginnt an der derzeitigen (europäischen) Hauptwasserscheide und hat seinerzeit den gesamten zugehörigen Sektor des Inlandeises entwässert. In der englischsprachigen Literatur wird entweder der Begriff „Urstromtal" oder *„ice marginal valley"* verwendet, in der slawischen Literatur die Bezeichnung *Pradolina*. Das Vorkommen von Urstromtälern ist auf das nordeuropäische Vereisungsgebiet beschränkt. Im Alpenvorland hat sich lediglich im westlichen Rheingletschergebiet eine Urstromtalsituation eingestellt (Umfließungsrinnen). In Nordamerika blieb während der gesamten Vereisungen die Hauptentwässerung in südliche Richtung, zum Mississippi, unangetastet, während die nach Norden bzw. Nordwesten gerichteten Flüsse Norddeutschlands und Polens vom heranrückenden Eis blockiert und nach Westen bzw. Südosten umgeleitet wurden.

Bereits gegen Ende des vorigen Jahrhunderts waren vier große nach Westen gerichtete Urstromtäler erkannt worden:

- Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal
- Glogau-Baruther Urstromtal
- Warschau-Berliner Urstromtal
- Thorn-Eberswalder Urstromtal

Während das Breslau-(Magdeburg-)Bremer Urstromtal über die Weser entwässerte, münden die übrigen drei Urstromtäler in die untere Elbe. Keilhack (1899) nahm an, dass jedes der Urstromtäler mit einer der Hauptendmoränen zu korrelieren sei.

Das Lausitzer Urstromtal als Teil des Breslau-(Magdeburg-)Bremer Urstromtals (Keilhack 1913) hat sicheres „Warthe"-(Jüngere Saale-)Alter: Im Gebiet Nochten überlagern Eem-Vorkommen die Untere Talsandfolge (Cepek 1965). Die darüber liegende Obere Talsandfolge (mit eingelagerten Frühweichsel-Interstadialen) ist keine Urstromtal-Bildung, sondern reines Fluviatil „Lausitzer Strom" (Wolf & Alexowsky 1994)

Gelegentlich sind weitere Urstromtäler postuliert worden, so z. B. das Pommersche Urstromtal Keilhacks (1899) oder das Reda-Łeba-Urstromtal und Putnica-Urstromtal Augustowskis (1965). Liedtke (1981) lehnt diese Bezeichnungen wegen der geringen Größe der entsprechenden Entwässerungssysteme ab. Zusätzlich zu den nach Westen gerichteten Urstromtälern ist jedoch das Pilica-Pripjat-Urstromtal zu erwähnen, dessen Entwässerung nach Osten in Richtung Dniepr erfolgte.

Die Urstromtäler sind trotz der kurzen Dauer ihrer aktiven Phase nicht in einem Zug entstanden, sondern in mehreren Schritten. Die östlichen Teile der Urstromtäler sind daher zum Teil deutlich terrassiert. Die Talzüge der Urstromtäler weisen heute kein durchgehendes Gefälle mehr auf. Im Bereich der Querungen heutiger Flüsse (etwa der Oder oder der Weichsel) tritt Gefälleumkehr ein. So liegt die Oder östlich von Eberswalde 34–36 m unter dem Niveau des Urstromtales, und bei Müllrose (südlich von Frankfurt/Oder) 21–23 m. Auch die Weichsel liegt bei Fordon 30 m tiefer als der Talboden des Urstromtales. Eingehende Untersuchungen der Lagerungsverhältnisse haben jedoch gezeigt, dass die Urstromtäler unzweifelhaft in gesamter Länge durchströmt worden sind. Das geringe Gefälle (im Fall des Thorn-Eberswalder Urstromtales etwa 1:13 000–1:16 000) hat dafür ausgereicht. Liedtke (1981) führt zum Vergleich die untere Wolga an, deren Gefälle nur 1:34 000 beträgt.

Die bekannten Urstromtäler sind relativ junge Gebilde. Für die älteren Vereisungen konnten bisher keine Urstromtäler rekonstruiert werden. Die Oberflächenformen sind durch nachträgliche Überfahrung umgestaltet und durch periglaziale Überprägung verwischt worden. Illies (1952b) hatte Feinsande aus dem Bremer Raum als Reste eines elsterzeitlichen Urstromes angesehen. Es handelt sich jedoch um flächenhaft verbreitete eisrandferne Schmelzwasserablagerungen, die kaum als Urstrom interpretiert werden dürften. Auch die Deutung der Hunte-Leda-Niederung als Urstrom der Älteren Saale-Vereisung lässt sich nicht aufrechterhalten (Meyer 1983b). Liedtke (1981) vermutet, dass für das Fehlen älterer Urstromtäler neben dem im Süden vorherrschenden Festgesteinsuntergrund, der die Einschneidung verhindert hat, vor allem die kurze Dauer der maximalen Eisvorstöße als Ursache heranzuziehen sei. Durch Warvenzählungen lassen sich für die Elster-Kaltzeit und die Ältere Saale-Kaltzeit Gletscherhöchststände von nur wenigen hundert Jahren Dauer nachweisen, während derer das Schmelzwasser vor dem Eisrand und in den Tälern der Mittelgebirge aufgestaut worden ist.

Auch eine eisrandparallele Entwässerung vor dem Nordrand der Mittelgebirge lässt sich morphologisch

Abb. 5.30 Abzweig des Thorn-Eberswalder Urstromtales (weiße Pfeile) vom Tal der Weichsel bei Bydgoszcz in Polen. Das unruhige Relief am Rande des Urstromtales sind Dünengebiete.

heute nicht mehr nachweisen. Entsprechende Sedimente belegen jedoch die frühere Existenz solcher Abflusswege. Auf Grund geologischer Untersuchungen weiß man, dass erstmalig im Menapian eine Entwässerung der mitteldeutschen Flüsse (Elbe, Saale, Weser) in Richtung Westen über die Niederlande zur Nordsee hin stattgefunden hat (Zandstra 1983). In der Saale-Kaltzeit ist der Zusammenhang mit dem Inlandeisvorstoß eindeutig. So ist durch geologische Kartierung (z. B. Hinze 1982) nachgewiesen worden, dass sich die Mittelterrasse der Weser als ein maximal über 30 m mächtiger und mehrere Kilometer breiter Sedimentkörper am Nordrand des Teutoburger Waldes entlang in Richtung Westen verfolgen lässt.

Das älteste in Nordwestdeutschland nachweisbare Urstromtal ist das Aller-Weser-Urstromtal, das während der Mittleren Saale-Vereisung den Schmelzwässern als Abflussweg diente. Nach Osten lässt sich sein Einzugsgebiet bis in den südlichen Randbereich der Letzlinger Heide (nördlich von Haldensleben) nachweisen. Ob sich während der Jüngeren Saale-Vereisung ein durchgehendes Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal ausbilden konnte, muss nach Meyer (1983b) bezweifelt werden. Nach Liedtke (1981) lässt sich dieses Tal jedoch bis östlich von Breslau sicher nachweisen. Lediglich die weitere Verbindung nach Osten, zur Warthe, ist unklar. Liedtke (1981) weist jedoch darauf hin, dass der Abfluss der Warthe nach Westen erfolgt sein muss, weil die nach Osten führenden Pässe sämtlich höher liegen. Zwischen Warthe und Pilica lag während der Mittleren Saale-Vereisung die Hauptwasserscheide. Die Pilica entwässerte nach Osten über den Pripjat zum Dnjepr (Pilica-Pripjat-Urstromtal; Rózycki 1965).

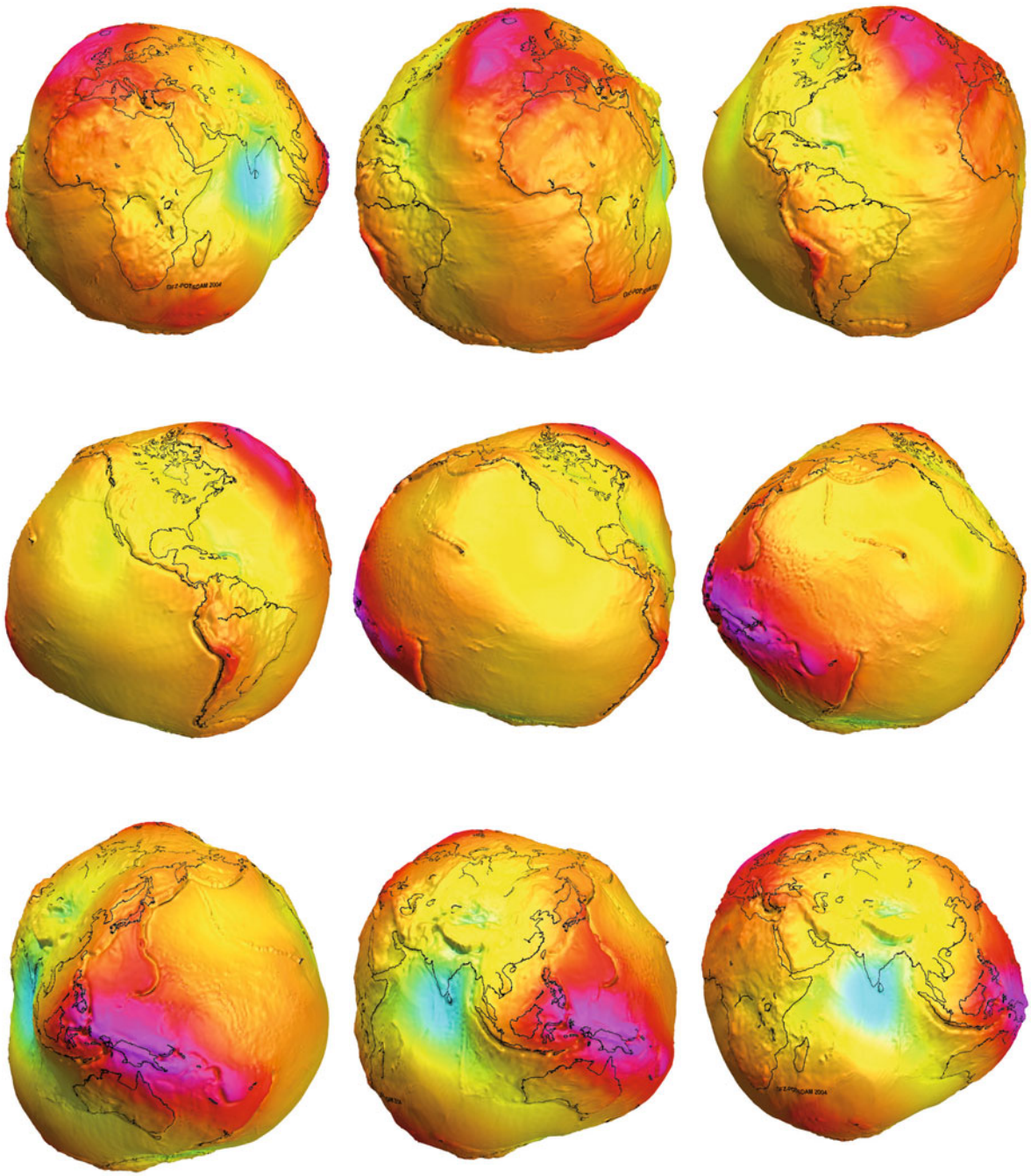
Während der Weichsel-Eiszeit stand das untere Elbtal zwischen der Havelmündung und der Nordsee ständig als eisrandparalleler Vorfluter zur Verfügung, so dass hier keine Laufverlegungen erfolgen mussten. Weiter östlich lassen sich dagegen vier bis fünf große Hauptentwässerungsbahnen unterscheiden, die nacheinander die Entwässerung des Weichsel-Eisrandes übernommen haben. In der Weichsel-Eiszeit lag die Hauptwasserscheide wesentlich weiter im Osten als in der Saale-Vereisung. Der Anfang des Glogau-Baruther Urstromtales, des ältesten der weichselzeitlichen Urstromtäler, ist in der Gegend von Minsk zu suchen. Weiter östlich war die Entwässerung über Nebenflüsse des Dnjepr nach Osten und Süden gerichtet. Die östlichen Abschnitte des Urstromtales, über das die Schmelzwässer des Brandenburger Stadiums abflossen, sind in einer Höhe von etwa 190 m über NN zu finden (Liedtke 1981).

Die Frankfurter Eisrandlage ist mit dem Warschau-Berliner Urstromtal verbunden. Dieses und die weiteren weichselzeitlichen Urstromtäler sind wesentlich kürzer als das Glogau-Baruther Urstromtal, beginnen aber immer noch im Gebiet zwischen Vilnius (Litauen) und Molodechno (Belarus). Liedtke nimmt an, dass sich während der Pommerschen Haupteisrandlage zunächst ein Thorn-Berliner-Urstromtal ausgebildet habe, bei dem zwar im Osten bereits der Abfluss über Netze, Warthe und Oderbruch frei gewesen sei, im Westen jedoch wegen des relativ weit südlich gelegenen Eisrandes eine Ent-

wässerung durch die Buckower Pforte in das Berliner Urstromtal erfolgt sei. Diese Kombination gilt jedoch zur Zeit noch nicht als gesichert. Beim Eisabbau des Weichsel-Eises erfolgte der Abfluss zunächst über das Thorn-Eberswalder Urstromtal, das bis nach der Bildung der Rosenthaler Staffel in Funktion war. Während der Entstehung der Velgaster Staffel war das Eis nach Liedtke (1981) bereits soweit abgeschmolzen, dass die Entwässerung im Westen über das Mecklenburger Grenztal in die Ostsee-Senke und über den Belt zur Nordsee erfolgen konnte. Dieser jüngste Urstrom, das Netze-Randow-Urstromtal Liedtkes, verlor seine Funktion, als schließlich die Weichselmündung eisfrei wurde.

Zwischen Baruth und Luckenwalde gibt es im Bereich des Urstromtales eine Reihe natürlicher geschlossener Hohlformen. Deren Existenz lässt sich nur erklären, wenn man annimmt, dass hier Toteis von den Sanden des Urstromtales verschüttet worden ist (Juschus, 2001).

Börner (2007) hat die Geologie des Eberswalder Urstromtals und des Oderbruchs untersucht. Er kommt zu dem Ergebnis, dass das Oderbruch eine glazigene Exarationswanne ist, die bei der Formung der Freienwalder Stauchmoränen entstand. Die Störungen im Untergrund lassen sich bis in 80 m Tiefe nachweisen. Diese Hohlform wurde im Warthe-Stadium und in der Weichsel-Kaltzeit überprägt. Die Basis der eingefüllten Schmelzwassersande liegt bei –10 m NN.



Das Geoid – die tatsächliche Gestalt der Erde, 15 000fach überhöht. Die Erde ist zwar rund, aber sie ist keine Kugel. Mit Hilfe von Satellitenmessungen hat man heute eine sehr genaue Vorstellung davon, wie ihre Oberfläche tatsächlich aussieht. Die Darstellungen des GFZ Potsdam veranschaulichen die Abweichungen von der Idealgestalt. © GFZ Deutsches GeoForschungsZentrum.

6
Karten – wo sind wir denn hier eigentlich?

Die Spuren der eiszeitlichen Vergletscherungen sind seit mehr als hundert Jahren von Geologen erfasst und in Karten dargestellt worden. Wenn Maßstab und Gradnetz angegeben sind, sind die Ergebnisse reproduzierbar – eine der Grundvoraussetzungen wissenschaftlichen Arbeitens. Aber die Reproduzierbarkeit ist nicht alles. Unterschiedliche Maßstäbe und Kartenprojektionen erschweren den Vergleich. Will man zum Beispiel Matthias Kuhles Karte der ausgedehnten Vergletscherung des Hochlandes von Tibet mit der chinesischen „Minimalversion" vergleichen, so kann man bei der gedruckten Version nur feststellen, dass es erhebliche Unterschiede gibt. Aber welche Unterschiede genau an welcher Stelle vorhanden sind, das kann man nur ermessen, wenn man die Informationen lagerichtig übereinander legen kann. Und das geht nur mit einem digitalen Geographischen Informationssystem (GIS). Nur damit lässt sich die Vielzahl der Kartierungen ordnen und vergleichen.

6.1 Digitale Karten

Die erste frei verfügbare vektorisierte Weltkarte ist die *Digital Chart of the World* (DCW) aus dem Jahre 1992. Diese Karte wurde von der Firma ESRI ursprünglich für die *US Defence Mapping Agency* (DMA) erstellt. Die Datengrundlage bildeten im Wesentlichen die *Operational Navigation Charts* (ONC) der DMA. Um die Menge an Informationen handhabbar zu machen, wurde die Erdoberfläche in 2094 Kacheln untergliedert, die meisten davon haben eine Größe von $5 \times 5°$. Der Blattschnitt ist nicht ideal, da die meisten Karten und Satellitenbilder in der Universalen Transversalen Mercatorprojektion (UTM) vorliegen, und das UTM-System verwendet Streifen von 6° Breite. Das ursprüngliche Datenformat VPF wurde später in ARC/INFO umgewandelt. Der Datensatz wurde zunächst von ESRI verkauft; inzwischen kann er aber auch kostenlos heruntergeladen werden und ist copyrightfrei.

Die Qualität der DCW ist unter anderem durch die Erfordernisse des Militärs bestimmt. Die *Operational Navigational Charts* sind Flugnavigationskarten. Der Karteninhalt konzentriert sich auf die Dinge, die ein Pilot bei mittlerer oder niedriger Flughöhe (500 bis 2000 Fuß) erkennen kann. Daher enthalten einige der Datenlayer Angaben, die dem unbefangenen Betrachter kurios vorkommen. So findet man zum Beispiel im CLPOINT-Datensatz für Deutschland (*Cultural Landmark Point Features*) nur Leuchttürme. Schwerwiegender sind die Mängel bei der Höhendarstellung. Die Höhenangaben der DCW sind in Fuß, und die Höhenstufen weisen unterschiedliche Abstufungen auf. Stellenweise fehlen Höhenangaben. Vor allem in Südamerika und Afrika gibt es die größten Lücken. Zum Teil fehlen dort auf ganzen Kacheln die Geländehöhen.

Die horizontale Genauigkeit der Karte wird mit 1600 bis 7300 Fuß angegeben, die vertikale Genauigkeit mit 160 bis 2100 Fuß. Bei diesen Zahlen ist zu den Ungenauigkeiten der ONC der zusätzliche Digitalisierungsfehler hinzugerechnet. Die krassen Höhenfehler ergeben sich nicht daraus, dass irgendwo vielleicht ein Berg fehlt oder einer zu viel angegeben ist, sondern resultieren vor allem aus Lagefehlern der einzelnen Objekte.

Ortsnamen gehören nicht zu den Dingen, die der Pilot im Tiefflug wahrnehmen kann. Nicht alle großen Orte haben daher einen Namen bekommen, und nicht alle Orte haben den richtigen Namen bekommen. So ist zum Beispiel Bochum (379 000 Einwohner) nicht namentlich verzeichnet, dafür aber Gummersbach (52 000 Einwohner). Und da die Karte alt ist, heißt Sankt Petersburg noch Leningrad und Chemnitz Karl-Marx-Stadt. Das Alter der Basiskar-

Eine größere Aufgabe

Auf dem INQUA-Kongress 1995 in Berlin war auf einer Sitzung der *Commission on Glaciation* beschlossen worden, eine Arbeitsgruppe *Extent and Chronology of Quaternary Glaciations* unter der Leitung von Jan Mangerud und Peter Clark ins Leben zu rufen. Eine neue Erfassung der weltweiten Grenzen der Vereisungen schien an der Zeit zu sein. Die letzte derartige Darstellung (Denton & Hughes' *The Last Great Ice Sheets*) war fast 25 Jahre alt und entsprach nicht mehr dem aktuellen Wissensstand.

Ehlers war zwar in Berlin, aber nicht auf der entscheidenden Sitzung, und diese *Work Group 5* startete zunächst nicht nur ohne sein Zutun, sondern auch ohne sein Wissen. Nach gut einem Jahr wurde er gefragt, ob er vielleicht bereit wäre, zusammen mit Phil Gibbard, die Leitung der Arbeitsgruppe zu übernehmen. Warum nicht? Der letzte Band ihrer *Glacial Deposits* war 1995 erschienen. Dies war natürlich ein sehr großes Vorhaben, aber hatten sie nicht gerade gezeigt, dass sie große Projekte erfolgreich abschließen konnten? Sie berieten sich. Sie stimmten zu. Am 3.9.1996 schrieb Ehlers einen Brief an Jan Mangerud: „As you know, Phil and I have sort of inherited your INQUA workgroup ...“ Die wichtigste Frage war zunächst: Gab es schon Vorarbeiten? Gab

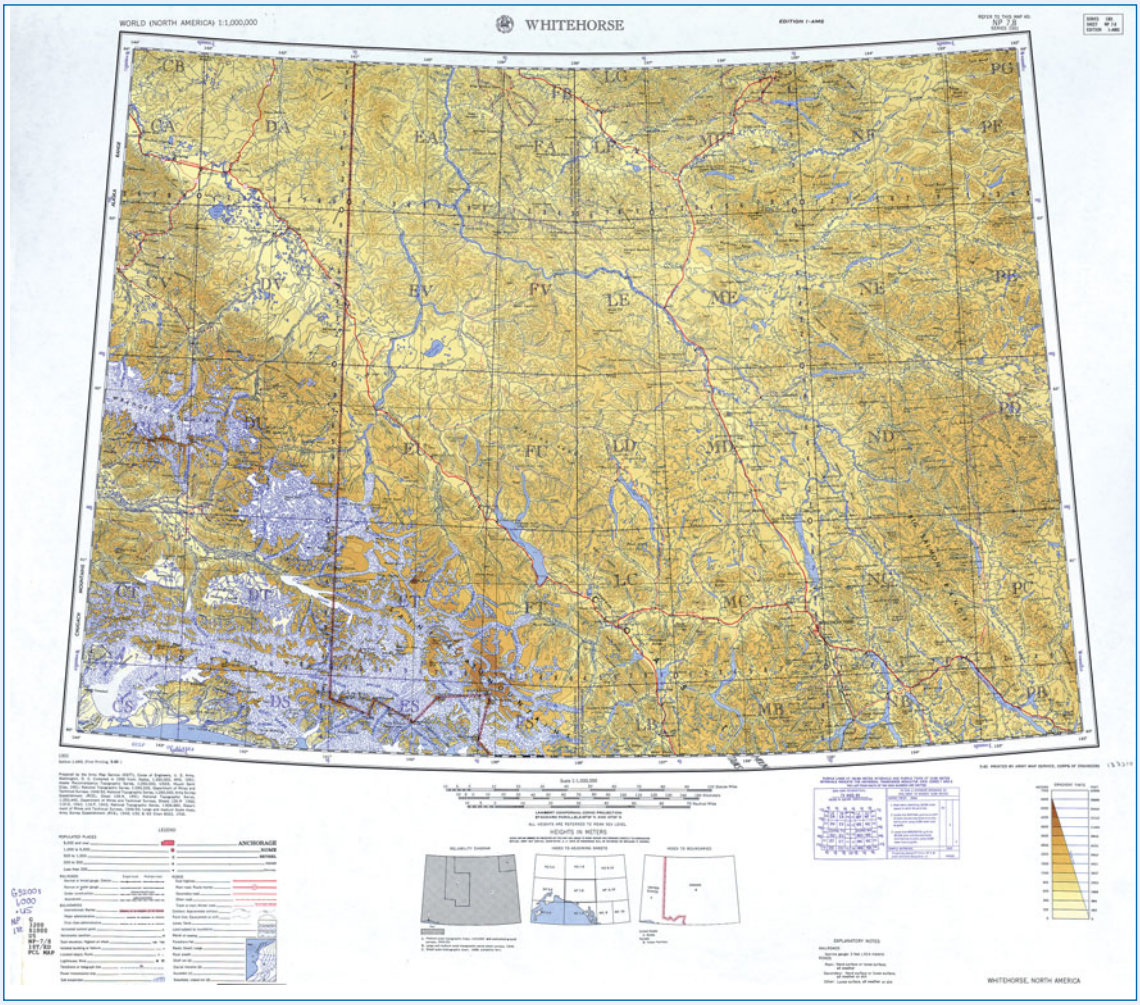


Abb. 6.1 Blatt Whitehorse der *International Map of the World*. Das Blatt liegt im Grenzgebiet Alaska/Kanada. Weiße Flecken am südwestlichen Rand der Karte tragen die Inschrift: UNSURVEYED. Die Karte ist 1960 gedruckt worden (aus Perry-Castañeda Library Map Collection, University of Texas, Austin).

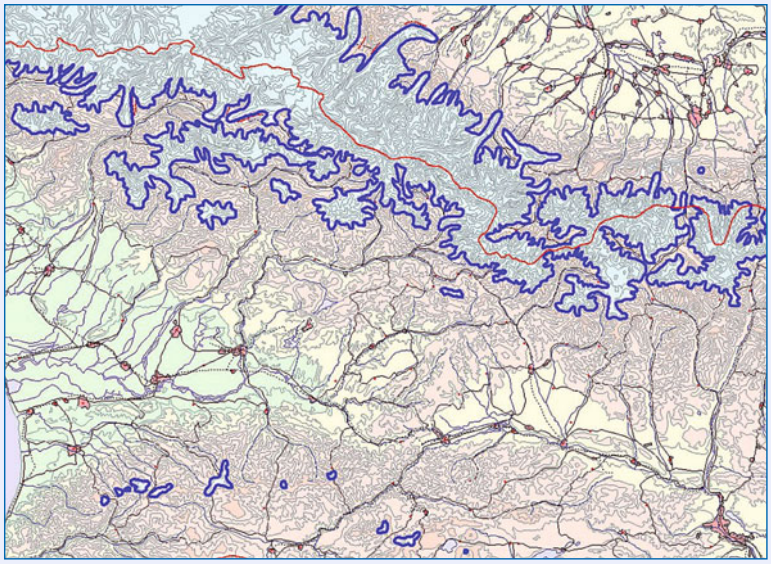


Abb. 6.2 Gletscher der Weichsel-Eiszeit im Bereich des Kaukasus, dargestellt auf der Basis der *Digital Chart of the World* (DCW).

es eine Liste der Teilnehmer an diesem Projekt? – Jan antwortete per Fax am 13. Dezember (die große Zeit der E-Mails war noch nicht angebrochen): Nein, es war noch nichts passiert. Ehlers und Gibbard konnten die Arbeiten der *Work Goup 5* frei gestalten.

Sie hatten keine Vorstellung davon, welche Schwierigkeiten auf sie zukommen würden. Die Karte sollte ja schließlich keine postkartengroße Abbildung für irgendein Lehrbuch werden, sondern eine Darstellung, mit der man notfalls ins Gelände gehen und die Dinge nachprüfen konnte. Und dazu war mindestens ein Maßstab 1:1 000 000 erforderlich. Gab es nicht eine Weltkarte 1:1 000 000? Konnte man nicht auf diese als Kartengrundlage zurückgreifen?

Phil Gibbard und Jürgen Ehlers trafen sich in England. Es schien am sinnvollsten, die umfangreiche Kartensammlung des Department of Geography in Cambridge zu nutzen. Dort gab es einen vollständigen Kartensatz, dort gab es auch die Möglichkeiten, die Karten als Arbeitsgrundlage vervielfältigen zu lassen. Jedenfalls glaubten die beiden das, bis sie in der Kartensammlung standen und das Material wirklich vor sich sahen. Kartenschränke über Kartenschränke, Schubladen über Schubladen voll mit der Weltkarte 1:1 000 000. Die Welt war größer, als sie gedacht hatten.

Außerdem stellte sich heraus, dass die Sammlung zwar alle erschienenen Blätter umfasste, aber dass das Kartenwerk nicht vollständig war. Die *International Map of the World* hätte eigentlich 2500 Kartenblätter umfassen müssen, um die ganze Erde abzudecken. Wenn man sich auf die Landgebiete beschränkte, blieben immer noch etwa 1000 Blätter. Insgesamt sind jedoch nur rund 800 Blätter fertiggestellt worden. Das ist zwar der größte Teil der Landoberfläche der Erde, und man hätte sicher darauf zurückgreifen können, aber die Nutzbarmachung dieses Bestandes für eine digitale Kartierung der Vereisungsgrenzen hätte die technischen Möglichkeiten der Bearbeiter gesprengt. Jedes einzelne Blatt hätte zunächst gescannt und georeferenziert werden müssen. So ging es nicht. Sie brauchten eine Basiskarte, die bereits in digitaler Form vorlag. Sie entschieden sich für die *Digital Chart of the World*.

Da für viele der Kollegen, die an dem Projekt teilnahmen, zum damaligen Zeitpunkt keine digitalen Karten zur Verfügung standen, blieb nichts anderes übrig, als die Kartenblätter auf Papier im Format DIN A0 auszuplotten und per Post zu verschicken. Die Vereisungsgrenzen und andere Objekte wurden dann von Hand eingetragen, nach Hamburg zurückgeschickt und von Ehlers eigenhändig digitalisiert. Das Kartenwerk war bis zur INQUA in Reno 2003 fertiggestellt, die drei Bücher mit den CDs erschien ein Jahr später (Ehlers & Gibbard 2004). Eine erweiterte Neuauflage soll 2011 veröffentlicht werden.

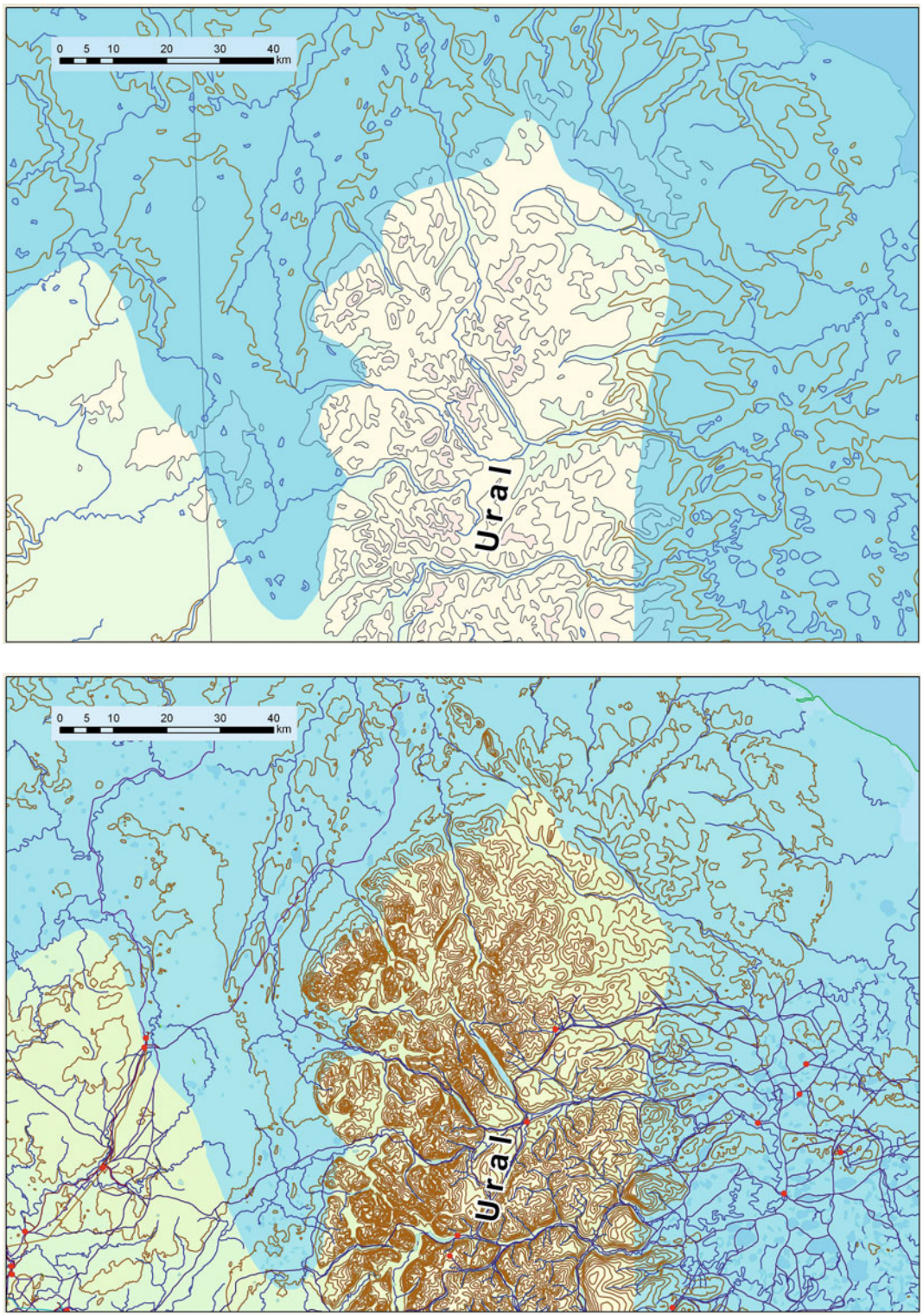


Abb. 6.3 Vergleich der *Digital Chart of the World* (DCW) (oben) mit der VMAP1 + GTOPO30 (unten). Die Ausbreitung des Eises während der Frühen Weichsel-Kaltzeit (MIS5b) im Bereich des nördlichen Ural ist in Blau dargestellt.

ten, auf denen die DCW beruht, reicht von Mitte der 1960er Jahre bis in die frühen 1990er Jahre.

Heute gibt es höher auflösende digitale topographische Karten. Die Datensätze VMAP1 und VMAP2 sind aber nur zum Teil (VMAP1) oder gar nicht (VMAP2) frei verfügbar. Für Deutschland sind auch die VMAP1-Karten, die etwa dem Maßstab 1 : 250 000 entsprechen, nicht erhältlich.

Die Qualität der Höhenangaben wurde wenig später durch das Geländemodell GTOPO30 erheblich verbessert. Dieses weltweite Höhenmodell ist 1998 vom USGS erstellt worden und kann von verschiedenen Websites kostenlos heruntergeladen werden (z. B. http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info). Es hat eine horizontale Auflösung von etwa 1 km. Für Übersichtskarten bietet GTOPO30 eine hervorragende Grundlage.

GTOPO30 beruht auf verschiedenen Quellen. Für den größten Teil der Welt wurde auf die *Digital Terrain Elevation Data* (DTED) zurückgegriffen. Während das Geländemodell bei globalen Übersichtsdarstellungen fehlerlos erscheint, treten bei näherem Hinsehen Artefakte zu Tage. Einer dieser Fehler besteht in einer diagonalen Streifung, die vor allem in Afrika und im Nahen Osten sichtbar wird. Stärker störend macht sich in den Vereisungsgebieten eine Bildung von 1 × 1 Grad-Blöcken bemerkbar, die auf der Herstellung des DTED-Geländemodells beruht. Sie sind am stärksten in Gebieten mit geringen Höhenunterschieden sichtbar. Die Defekte lassen

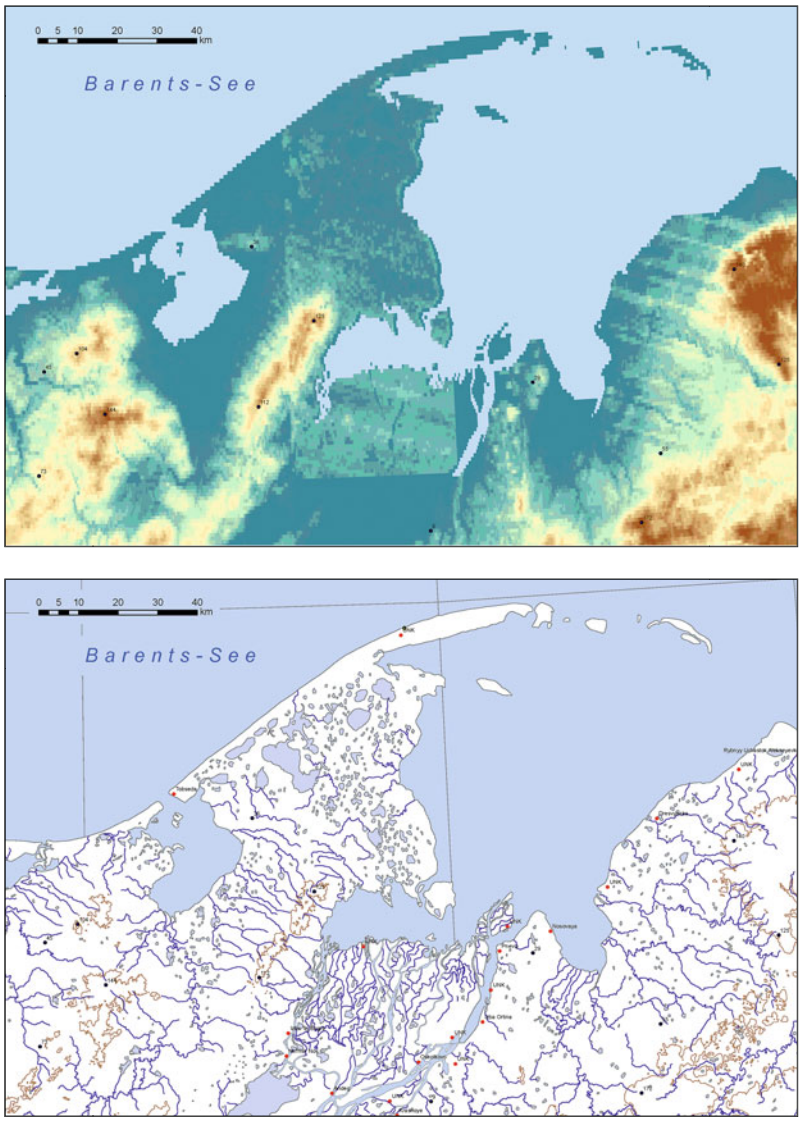


Abb. 6.4 Oben: Fehler im GTOPO-Höhenmodell, Beispiel aus Sibirien. Die Höhenstufen wurden so gewählt, dass die Diagonalstreifen und Blöcke deutlich in Erscheinung treten. Unten: Lagekarte (VMAP1).

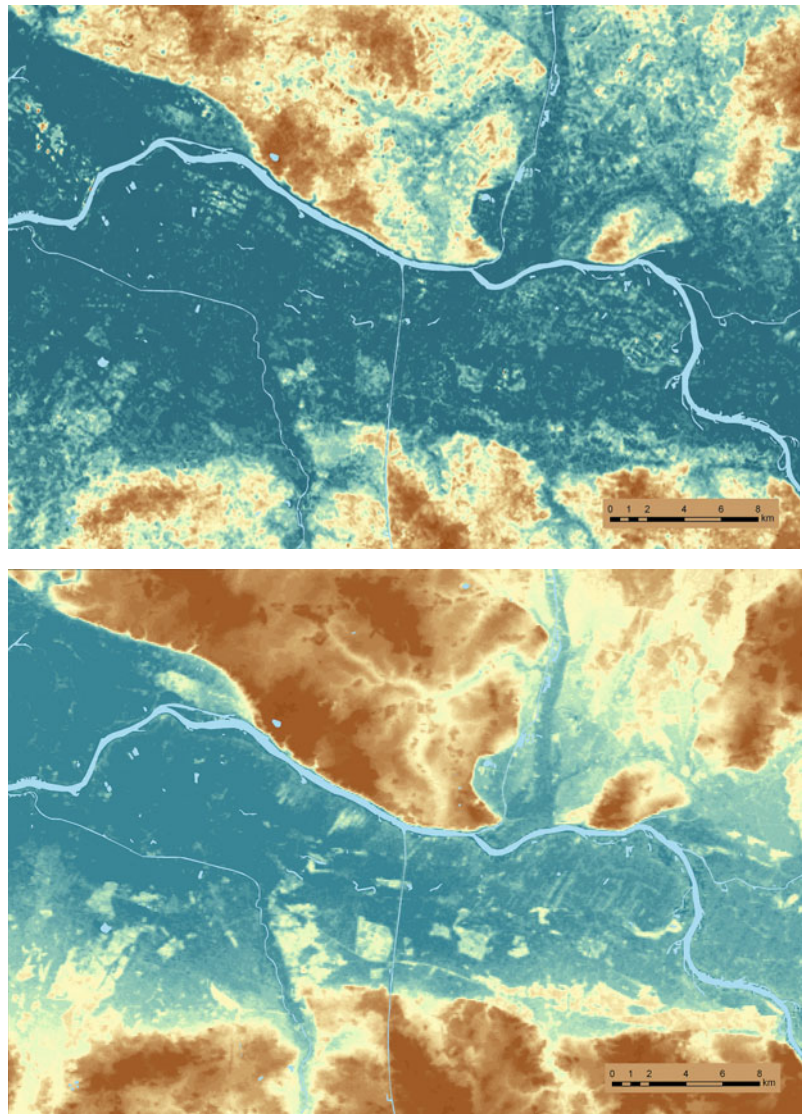


Abb. 6.5 Vergleich des ASTER-Höhenmodells (oben) mit dem SRTM-Höhenmodell (unten) für das Elbe-Urstromtal bei Lauenburg.

sich durch die Auswahl der Höhenstufen maskieren. Bei bestimmten Auswertungen sind die Blöcke extrem störend – so z. B. bei der Rekonstruktion der Eisstauseen im nördlichen Russland und in Sibirien.

Das Relief der Landoberfläche ist damit darstellbar. Aber wie sieht es unter Wasser aus? Das Geländemodell ETOPO vereint die Höhendaten von GTOPO mit den gröberen Daten der Meerestiefe (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01 mgg04. html).

Das Bessere ist der Feind des Guten. Eine wesentlich höhere Auflösung (etwa 90 m) bieten die SRTM-Daten. Das sind Fernerkundungsdaten, die bei der STS-99 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) im Februar 2000 aus dem Weltraum aufgezeichnet wurden. Das resultierende einheitliche, hochauflösende Digitale Geländemodell der Erdoberfläche umfasst Landflächen zwischen 60° N und 58° S, bedingt durch die Bahnneigung der Umlaufbahn sind die Polargebiete in diesen Datenbeständen nicht enthalten. Für Nordamerika sind Daten mit einer Auflösung von 30 m frei verfügbar. Die zunächst veröffentlichten Daten (Version 1) weisen neben Fehlpixeln ohne Höheninformationen auch andere Messfehler auf, und Wasserflächen haben keinen konstanten Höhenwert. 2005 wurden die Daten deshalb mit verbesserter Qualität neu herausgegeben (Version 2). 2009 wurde die Version 2 noch einmal überarbeitet (Version 2.1).

Die Radar-Höhenmessung ist außerordentlich exakt. Ein Nachteil ergibt sich allerdings daraus, dass

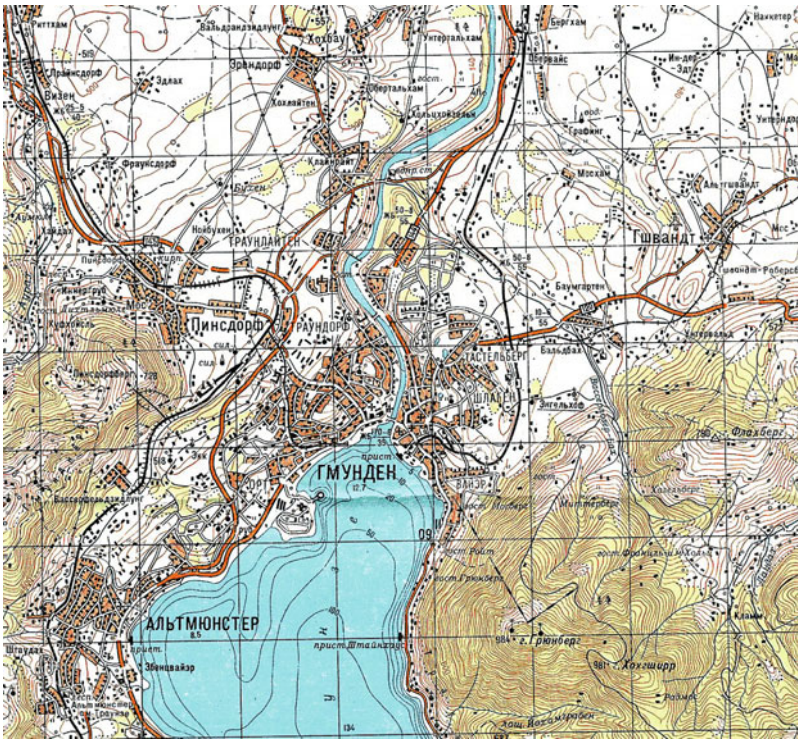


Abb. 6.6 Russische Topographische Karte 1 : 50 000, Ausschnitt Gmunden.

das Radar die Geländeoberfläche „unbesehen" abbildet, ganz gleich, ob das angetroffene Objekt nun tatsächlich der Erdboden, ein Baum oder eine Kuh ist. So treten auf den SRTM-Höhendarstellungen die Grenzen von Waldstücken sehr deutlich in Erscheinung.

Ein weiterer Nachteil, das Fehlen von Daten in den Subpolar- und Polargebieten, muss durch das Zurückgreifen auf andere Informationsquellen ausgeglichen werden. Eine Möglichkeit bieten die Höhendaten, die durch das ASTER-Gerät an Bord des 1999 gestarteten Satelliten TERRA gemessen werden. ASTER erzeugt nicht nur „normale" Satellitenbilder, sondern nimmt im nahen Infrarotbereich zusätzlich dieselbe Fläche etwas später um 27,6° nach rückwärts gedreht auf. Die ASTER-Aufnahmen sind daher für die stereoskopische Ermittlung von Höhendaten geeignet. Dies gilt jedoch nur mit Einschränkungen. Im Unterschied zu den Radar-Daten werden die ASTER-Aufnahmen durch Wolken und Dunst beeinflusst, so dass erst eine größere Zahl von Wiederholungsmessungen brauchbare Ergebnisse bringt. Theoretisch ist die Auflösung von 30 m besser als die der frei verfügbaren SRTM-Datensätze. Der Vergleich mit SRTM-Höhendaten des gleichen Gebietes zeigt jedoch, dass die Auflösung in Wirklichkeit geringer ist. Die Daten sind seit Juni 2009 frei verfügbar.

„Echte" topographische Karten sind zwar inzwischen auch vielfach über das Internet herunterzuladen, aber nicht immer gebührenfrei. Ausnahmen bilden vor allem die USA und Kanada. Hier lassen sich georeferenzierte Topographische Karten bis zum Maßstab 1 : 24 000 in den meisten Fällen umsonst herunterladen.

Für den übrigen Teil der Welt gibt es eine Alternative: 2003 wurde in Belarus eine Website ins Leben gerufen, die den freien Zugang zu Karten aus russischer Produktion schafft. Die russischen topographischen Karten 1 : 500 000 sind fast komplett verfügbar, in vielen Fällen auch größere Maßstäbe. Die gesamten Alpen kann man zum Beispiel im Maßstab 1 : 50 000 kostenlos herunterladen (Blatt für Blatt) oder aber für einen sehr günstigen Preis auf CD bestellen. „Poehali!" heißt das Projekt, auf Deutsch etwa „Los geht's!" Das soll Juri Gagarin gesagt haben, als er als erster Mensch zu seinem Flug ins All startete. Heute sind auf diesem Wege insgesamt 34 727 Karten erhältlich (http://en.poehali.org/maps).

Die heute frei verfügbaren russischen Karten haben einen Blattschnitt, der sich am Gradnetz orientiert, und sie benutzen die Universale Transver-

sale Mercatorprojektion (UTM). Dennoch lassen sie sich nicht ohne weiteres in ein global gültiges GIS einfügen. Die Russen verwenden ein anderes Datum. Die Karten sind nicht auf WGS84 oder ETRS89 bezogen, sondern auf Pulkowo (das Observatorium bei Sankt Petersburg), und dadurch ergeben sich Abweichungen, die bei einem Maßstab von 1 : 200 000 nicht ignoriert werden können. Und da auf diese Weise die Ränder der 6-Grad-Meridianstreifen etwas anders verlaufen als bei dem „westlichen" UTM, erfordert die Einpassung der Karten eine mühsame Umrechnung.

Der dargestellte Kartenausschnitt zeigt den nördlichen Randbereich des Traunsees. Gut erkennbar ist die würmzeitliche Endmoräne, die sich von Пинсдорф über Клайнрайт nach Ґшвандт verfolgen lässt. Einige der Kartenblätter weisen leichte Benutzungsspuren auf; die meisten sind aber neuwertig. Grundkenntnisse in kyrillischer Schrift sind hilfreich.

Es soll nicht unerwähnt bleiben, dass auch Vektordaten für viele Teile der Welt kostenlos erhältlich sind. Eine gute Quelle ist Open Street Map (http://www.openstreetmap.org/). Diese Karte ist allerdings – wie der Name sagt – in erster Linie eine Straßenkarte mit wenigen Zusatzinformationen (z. B. Seen, Wälder), aber ohne Anspruch auf Vollständigkeit und Genauigkeit (Ramm & Topf 2008).

6.2 Satellitenbilder – Basisdaten für die Eiszeitforschung

Bei einer Karte gibt es immer das Problem der Alterung. Das angegebene Datum der Veröffentlichung ist meist nicht identisch mit dem Bearbeitungsstand. Und selbst wo der Bearbeitungsstand angegeben ist, bietet das keine Gewähr für die Richtigkeit. Das gilt besonders für Angaben bezüglich der Geländeoberfläche. Wer verschiedene Ausgaben der Topographischen Karten 1 : 25 000 von Sylt ansieht, der gewinnt den Eindruck, dass die Wanderdünen des Listlandes irgendwann um 1930 herum plötzlich in der Bewegung erstarrt sind. Erstarrt waren in Wahrheit nur die Kartographen, die die Veränderungen einige Jahrzehnte lang nicht mehr nachgetragen haben (Ehlers 2008).

Luftbilder liegen seit Ende der 1920er Jahre vor. Sie zeigen dagegen – mit gewissen Einschränkungen (Verzerrung) – die tatsächliche Situation zum Zeitpunkt der Aufnahme (Albertz 2009). Der Einsatz von Satelliten zur Erderkundung begann 1959 mit dem Start der ersten Spionage-Satelliten durch die USA. Es gab zahlreiche Fehlschläge. Das Vorhaben war technisch schwierig, da die Aufnahmen auf Negativfilm gemacht wurden und man erst nach der Bergung der Filme feststellen konnte, ob die Bilder gelungen waren. Die Aufnahmen der frühen Spionage-Satelliten sind seit 1996 freigegeben und von der NASA erhältlich. Die Qualität der Aufnahmen ist relativ schlecht. Die Bilder einer späteren Generation von Spionage-Satelliten (2002 freigegeben) haben dagegen immerhin eine Auflösung von 0,7 – 1 m.

Seit dem Start von ERTS-1 (Landsat 1) im Jahre 1972 kann jeder auf Satellitenbilder zurückgreifen. Die Landsat-Bilder können heute kostenlos aus dem Internet heruntergeladen werden (http://glovis.usgs.gov/). Auch die ASTER-Satellitenbilder sind – auf Antrag – frei verfügbar.

Satellitenbilder sind keine Fotos. Der Satellit zeichnet verschiedene Spektralbereiche auf, und dem Betrachter ist es überlassen, die für seinen Zweck geeignetste Kombination zusammenzufügen. Für die Aufnahmen von Landsat 7 ETM gilt folgende Aufteilung:

- Band 1: blaues sichtbares Licht, 0,45 – 0,515 Mikrometer, 30 m Bodenauflösung; zeigt Dunst in der Luft; Schwebstoffe und Algen im Wasser
- Band 2: grünes sichtbares Licht, 0,525 – 0,605 Mikrometer, 30 m Bodenauflösung
- Band 3: rotes sichtbares Licht, 0,63 – 0,690 Mikrometer, 30 m Bodenauflösung
- Band 4: nahes Infrarot, 0,75 – 0,90 Mikrometer, 30 m Bodenauflösung; wird von Chlorophyll stark reflektiert
- Band 5: mittleres Infrarot, 1,55 – 1,75 Mikrometer, 30 m Bodenauflösung; zeigt den Unterschied zwischen Wolken (dunkel) und Schnee (hell), höhere Reflektion bei steigendem Eisengehalt des Bodens
- Band 6: langwelliges Infrarot/ thermisches Infrarot 10,4 – 12 Mikrometer; kann helfen, auf Grund unterschiedlicher Wärme Gesteine zu unterscheiden. Band 6 wird untergliedert in
- Band 61 (low gain)
- Band 62 (high gain)
- Band 7: mittleres Infrarot, 2,09 – 2,35 Mikrometer, 30 m Bodenauflösung; zeigt den Feuchtegehalt der Oberfläche an
- Band 8: PAN, 0,52 – 0,90 Mikrometer, 15 m Bodenauflösung

Das Band 8 hat eine höhere Auflösung als die übrigen Bänder, kann jedoch in Kombination mit anderen

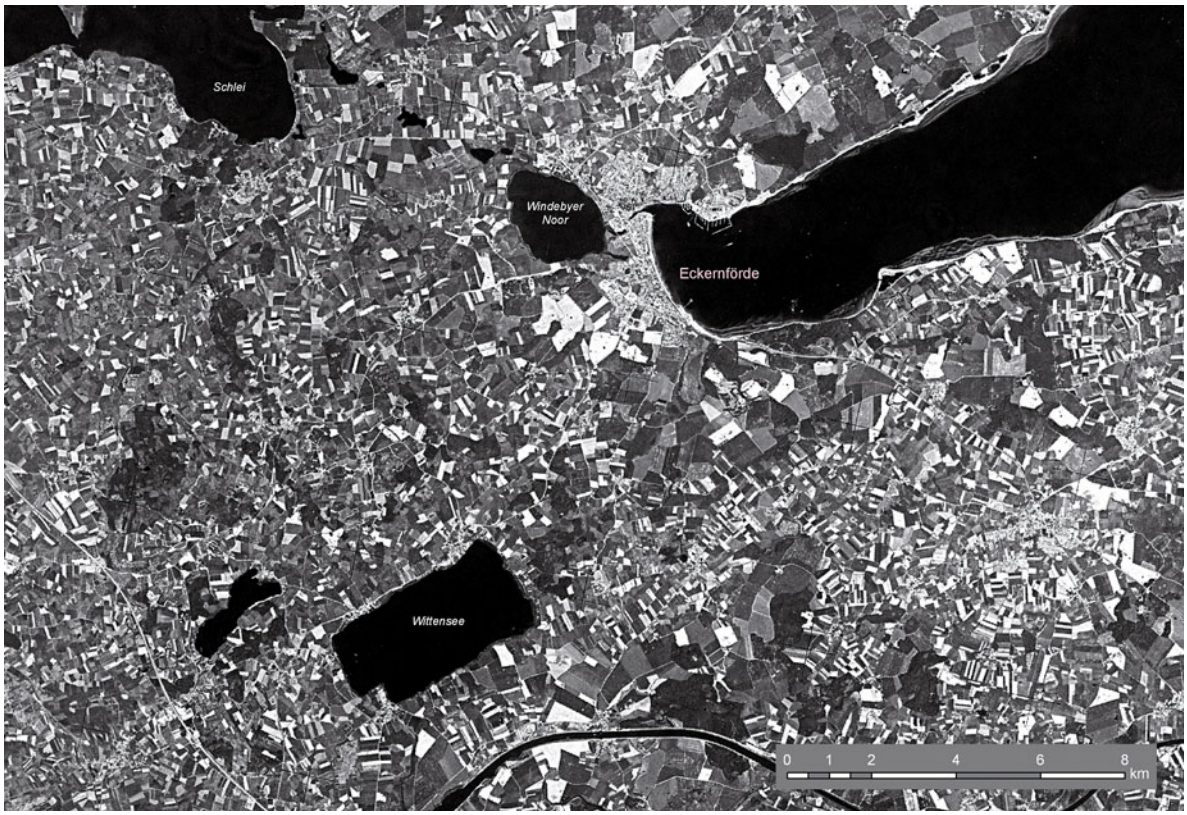


Abb. 6.7 Aufnahme eines amerikanischen KH-9-Hexagon-Spionagesatelliten von Eckernförde 1975 (U. S. Geological Survey, Aufnahme vom 6.11.1975, Freigabe 2002).

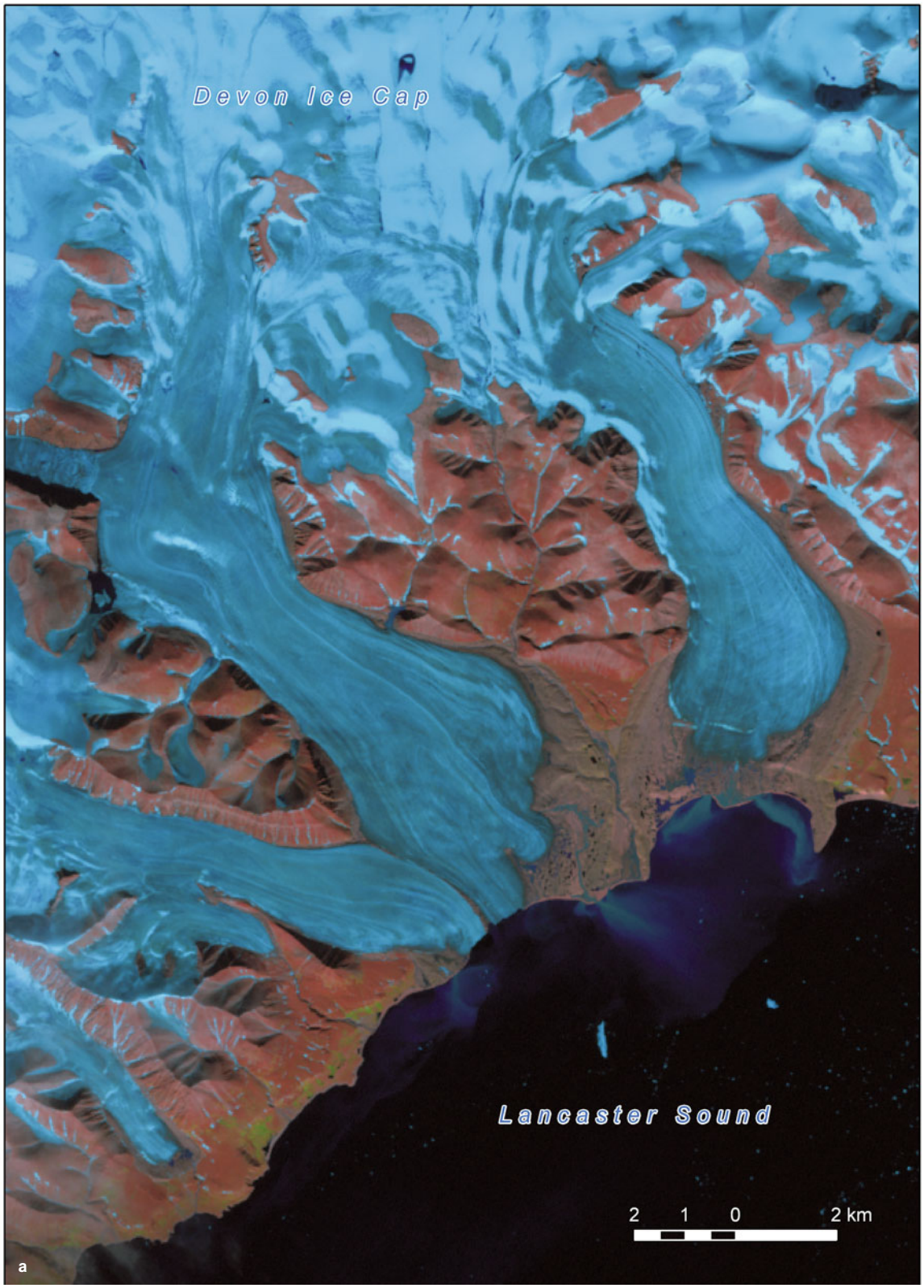
Bändern verwendet werden und ermöglicht eine Darstellung bis zu einem Maßstab von etwa 1 : 75 000.

Häufig werden drei Bänder zu sogenannten „Composites“ zusammengefasst (RGB-Farben). Verwendet man die Bänder 3, 2, 1 (sichtbares Licht) und stellt Band 3 rot, Band 2 grün und Band 1 blau dar, so erhält man ein Farbbild, das in etwa einem normalen Farbfoto entspricht. Diese Farbkombination ist besonders gut geeignet, um Küstenmorphologie abzubilden. Verwendet man die Bänder 4, 3, 2, so erscheint die Vegetation in verschiedenen Rottönen, das Wasser dagegen fast schwarz. Verwendet man die Bänder 7, 4, 2 oder 7, 4, 3, so wird der Feuchtegehalt der Oberfläche sichtbar. Diese Kombinationen sind geeignet, um Vegetation unter Stress zu erkennen. Auch Bodenunterschiede werden bei dieser Kombination abgebildet.

In der Aufnahme der Kerguelen vom 11. Januar 2001 sind die Kanäle 7, 5 und 4 benutzt worden. Dadurch treten Gletscher und Schnee in kräftigem Blau hervor und sind von den hellen Wolken am nördlichen und östlichen Bildrand leicht zu unterscheiden. Die îles Kerguelen sind eine Gruppe von etwa 300 kleinen und einer großen Insel, Grand Terre, die im Zentrum des Bildes abgebildet ist. Die Inseln sind stark vergletschert gewesen, waren in der letzten Eiszeit aber wahrscheinlich nicht vollständig vom Eis bedeckt (Hall 2004).

Nicht alle Fragestellungen lassen sich mit Satellitenbildern bearbeiten, deren Aufnahme im Bereich des sichtbaren Lichtes oder des nahen Infrarot liegt. Viele Gebiete liegen die meiste Zeit des Jahres unter einer Wolkendecke. Für viele Teile der Erde sind seit Beginn der Satellitenaufnahmen durch Landsat 3 nur etwa 1-2 wolkenfreie Bilder aufgenommen worden. Und die Versuche, die Kerguelen mit dem hochauflösenden IKONOS-Satelliten aufzunehmen, hat eine große Zahl von Bildern erbracht, die nichts zeigen außer der Oberfläche der dichten Wolkendecke.

Bei Naturkatastrophen ist eine rasche Erfassung der Schäden eine der Grundvoraussetzungen für gezielte Hilfeleistung. Hierbei wird auf die (nicht frei verfügbaren) Radar-Aufnahmen von Envisat zurückgegriffen. Bei der Kartierung von Gletscherschwankungen sind z. B. Aufnahmen des kanadischen Satelliten Radarsat-2 mit ihrer hohen Auflö-



Quelle: U. S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Path 36, Row 7, 20.7.2001

Abb. 6.8 Satellitenbilder eines Teils von Devon Island, kanadische Arktis. (a) Landsat-7-ETM-Aufnahme von 2001.

Quelle: RADARSAT-2 Data and Products © MacDonald, Dettwiler and Associates Ltd. (2010); Radarsat 2 Szene PDS_0103877 vom 16.9.2009

Abb. 6.8 (b) Radarsat-2-Aufnahme von 2009. Mit dem Radar kann man jederzeit Aufnahmen von hervorragender Qualität gewinnen, unabhängig von Bewölkung und Tageszeit.

Freedom of Information Act – jeder darf (fast) alles wissen!

Das amerikanische *Freedom of Information Act* (FOIA) wurde von Präsident Lyndon B. Johnson am 6. September 1966 unterzeichnet und trat im folgenden Jahr in Kraft. Dieses Gesetz ermöglicht die vollständige oder teilweise Offenlegung bisher unveröffentlichter Informationen und Dokumente der Regierung der Vereinigten Staaten von Amerika. Das Gesetz definiert Datensätze, die der Publizitätspflicht unterliegen, umreißt die Verfahren der Offenlegung und definiert neun Ausnahmen. Die neunte Ausnahme sind „geological and geophysical information and data, including maps, concerning wells". Also hat sich für den Geologen nichts geändert?

Doch. Wichtiger als der Wortlaut einzelner Formulierungen ist der Geist dieses Gesetzes, der besagt, dass die Erkenntnisse, die der Staat mit Mitteln des Bürgers gewonnen hat, auch dem Bürger gehören. Satellitenbilder, die früher zwar „frei", aber unerschwinglich teuer waren, sind heute kostenlos verfügbar. Selbst ältere Aufnahmen von Spionagesatelliten sind jetzt zugänglich. Landkarten und Luftbilder sind in den USA fast in allen Fällen umsonst erhältlich.

Das deutsche Gegenstück zum *Freedom of Information Act* ist das Informationsfreiheitsgesetz (Gesetz zur Regelung des Zugangs zu Informationen des Bundes). Es wurde nach langen Diskussionen am 5. September 2005 beschlossen und ist seit dem 1. Januar 2006 in Kraft. Damit ist auch in Deutschland zumindest auf dem Papier eine Abkehr von der alten Vorstellung des „Amtsgeheimnisses" erfolgt. Jeder kann sich an eine Bundesbehörde wenden und um Zugang zu amtlichen Informationen bitten. Eine Begründung ist nicht erforderlich. Die Behörde gewährt den Informationszugang grundsätzlich nur auf Antrag, und zwar „unverzüglich" durch Auskunftserteilung, Gewährung von Akteneinsicht oder „auf sonstige Weise", z. B. durch Recherche in einer Datenbank. Der Antrag hierfür kann mit einem formlosen Schreiben, aber auch mündlich oder telefonisch erfolgen. Die Behörde kann für diese Auskunft Gebühren und Auslagen in Höhe bis zu 500 € erheben.

Ganz so frei wie in den USA ist man in Deutschland also (noch?) nicht. Karten und Luftbilder kosten Geld, und wenn man einen Ausschnitt daraus veröffentlichen möchte, bezahlt man noch einmal. Die Veröffentlichung der amerikanischen Satellitenbilder ist dagegen gebührenfrei.

sung und plastischen Geländedarstellung von großem Nutzen.

Einige hoch auflösende Satellitenbilder sind – vermischt mit Luftbildern – bei Google Earth zu sehen. Bestechend ist dabei die hohe Genauigkeit der Bilder, die eine Auflösung besser als 1 : 5000 aufweisen. Die Lagegenauigkeit der Aufnahmen ist – für Beispiele aus Hamburg nachgeprüft – besser als 2 m.

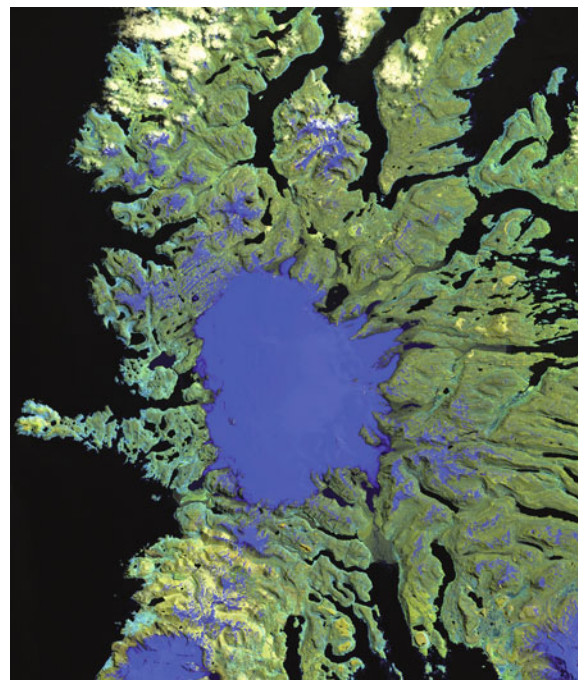


Abb. 6.9 Satellitenbild der îles Kerguelen, Landsat 7, Kanäle 7, 5, 4. Eine seltene Aufnahme aus dem Südsommer, die die Inseln fast wolkenfrei zeigt (Quelle: U. S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Path 139, Row 94, 27.11.2001).

6.3 Projektionen und Ellipsoide – der Teufel steckt im Detail

Da die Erde rund ist, eine Karte aber flach, kann die Karte niemals ein perfektes Abbild der Erdoberfläche liefern. Man kann nur versuchen, sich der Perfektion anzunähern, indem man Prioritäten setzt. Sollen die Winkel korrekt abgebildet werden? Dann bietet sich eine winkeltreue Mercatorprojektion an. Sollen die Flächen stimmen? Oder die Abstände? Auch dafür gibt es die geeignete Projektion – zum Beispiel eine Albers-Kegelprojektion. Leider sagt nicht jeder Autor,

auf welcher Geometrie seine Karte basiert. Bei Denton & Hughes (1981) zum Beispiel findet man keine Angaben darüber, welche Projektion den zahlreichen Karten zugrunde liegt.

Von welcher Erdgestalt wollen wir ausgehen? Die Gestalt der Erde kann auf verschiedene Weise dargestellt werden. Entweder betrachtet man sie als Geoid, d. h. als idealisierte Fläche des Meeresspiegels (ohne die naturbedingten Schwankungen von 1–5 m), oder als ein dem Geoid angepasstes, rotationssymmetrisches Ellipsoid.

Die Kartographen früherer Jahrhunderte, deren Aufgabe es war, ihr Land möglichst perfekt abzubilden, haben sich ein Bild der Erde ausgesucht, das den jeweiligen örtlichen Verhältnissen am nächsten kam, und das war nicht das Geoid. In Deutschland hat man das Rotations-Ellipsoid von Bessel 1841 zugrunde gelegt. Es passt sich der mittleren Erdkrümmung in ganz Europa und in Südasien gut an.

Wenn eine Landesvermessung auf diesem Ellipsoid aufbauen soll (d. h. wenn alle geodätischen Messungen darauf projiziert werden sollen), dann sollen die Lotabweichungen möglichst klein bleiben: Das Ellipsoid wird daher so gelagert, dass es der mittleren Erdkrümmung im Zentralbereich des Vermessungsnetzes möglichst nahe kommt. Daher können zwei benachbarte Staaten dasselbe Referenzellipsoid benützen, es aber etwas unterschiedlich lagern. Die

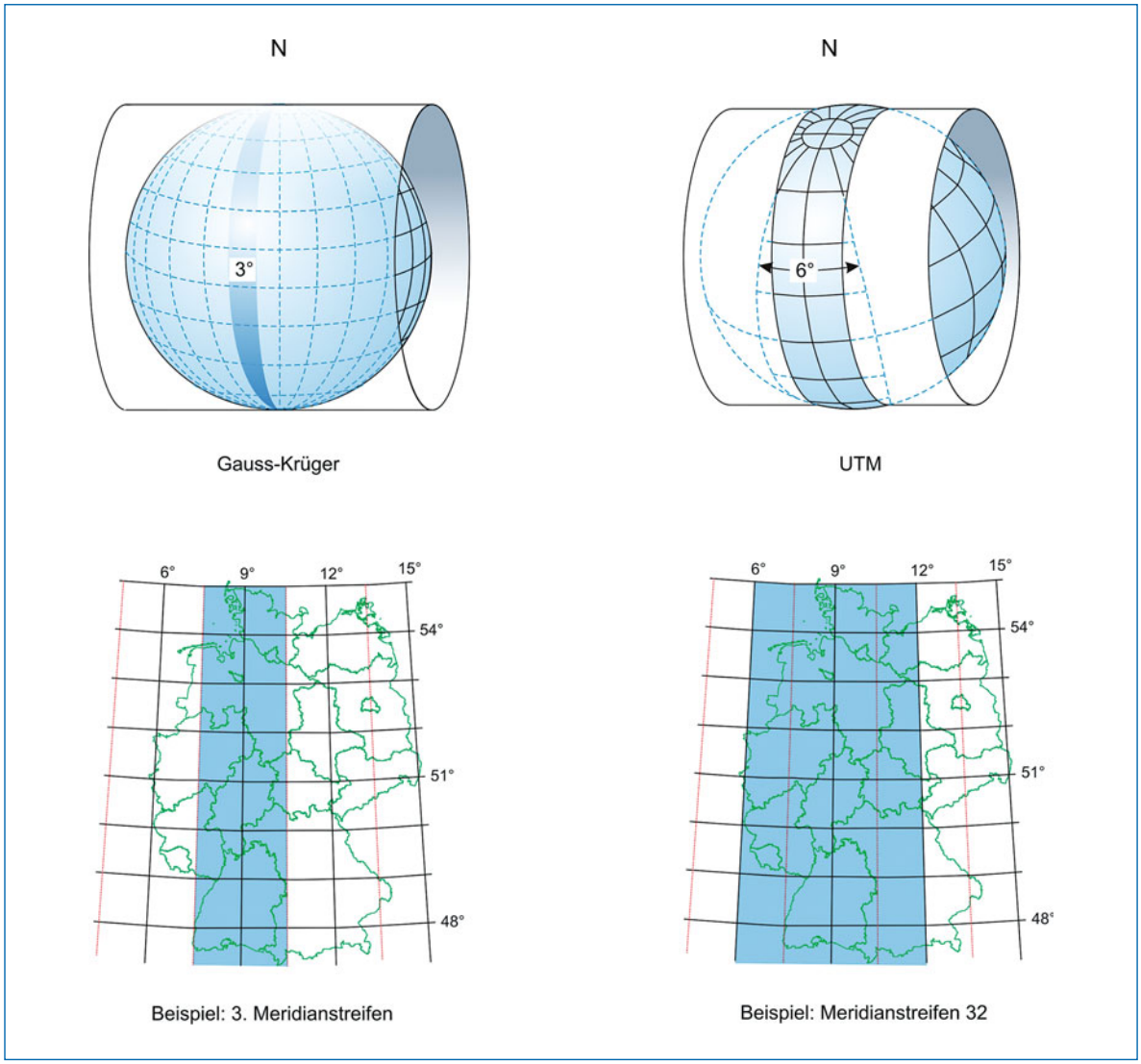


Abb. 6.10 Vergleich der in Deutschland üblichen Bezugssysteme Gauss-Krüger (alt) und UTM (neu).

Ein Aprilscherz?

Der 10. Längengrad verläuft mitten durch Hamburg. Seine genaue Lage ist zum Beispiel im Kaufhaus Karstadt an der Mönckebergstraße im Fußboden markiert, und auch auf dem Bürgersteig der östlichen Zufahrt zur Kennedybrücke an der Grenze Binnenalster/Außenalster. Am 1. April 2010 erhielt der Verfasser vom Landesbetrieb Geoinformation und Vermessung der Freien und Hansestadt Hamburg die Nachricht: „Betreff: Verschiebung 10. Längengrad. Sehr geehrter Herr Dr. Ehlers, der Längengrad verschiebt sich beim Wechseln des Bezugssystems von DHDN nach ETRS89 um ca. 70 m nach Osten." Als er seiner Familie davon erzählte, waren sich alle absolut sicher, dass er einem Aprilscherz aufgesessen sei. Dies war jedoch nicht der Fall. In der Tat verschieben sich Längen- und Breitengrade durch die Umstellung auf ETRS89. Karstadt wird in Zukunft auf seine Attraktion verzichten müssen; der Längengrad verlagert sich auf die Ostseite des angrenzenden Gerhart-Hauptmann-Platzes.

Abb. 6.11 (a) und (b): Die Markierung des 10. Längengrads an der Kennedybrücke in Hamburg.

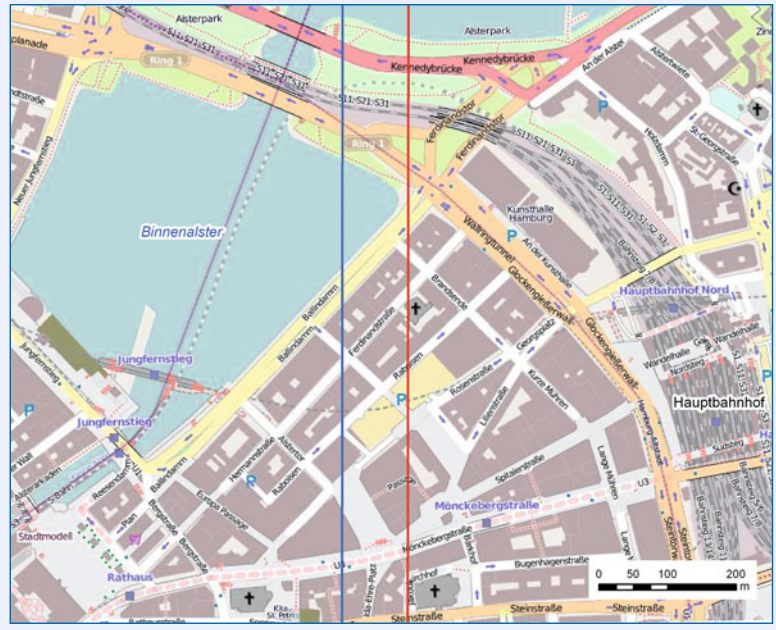


Abb. 6.12 Die Verlagerung des 10. Längengrades in Hamburg. Blaue Linie: alte Position, rote Linie: neue Position.

beiden Koordinatensysteme sind ähnlich, die Lageangaben werden sich aber um einige Hundert Meter unterscheiden.

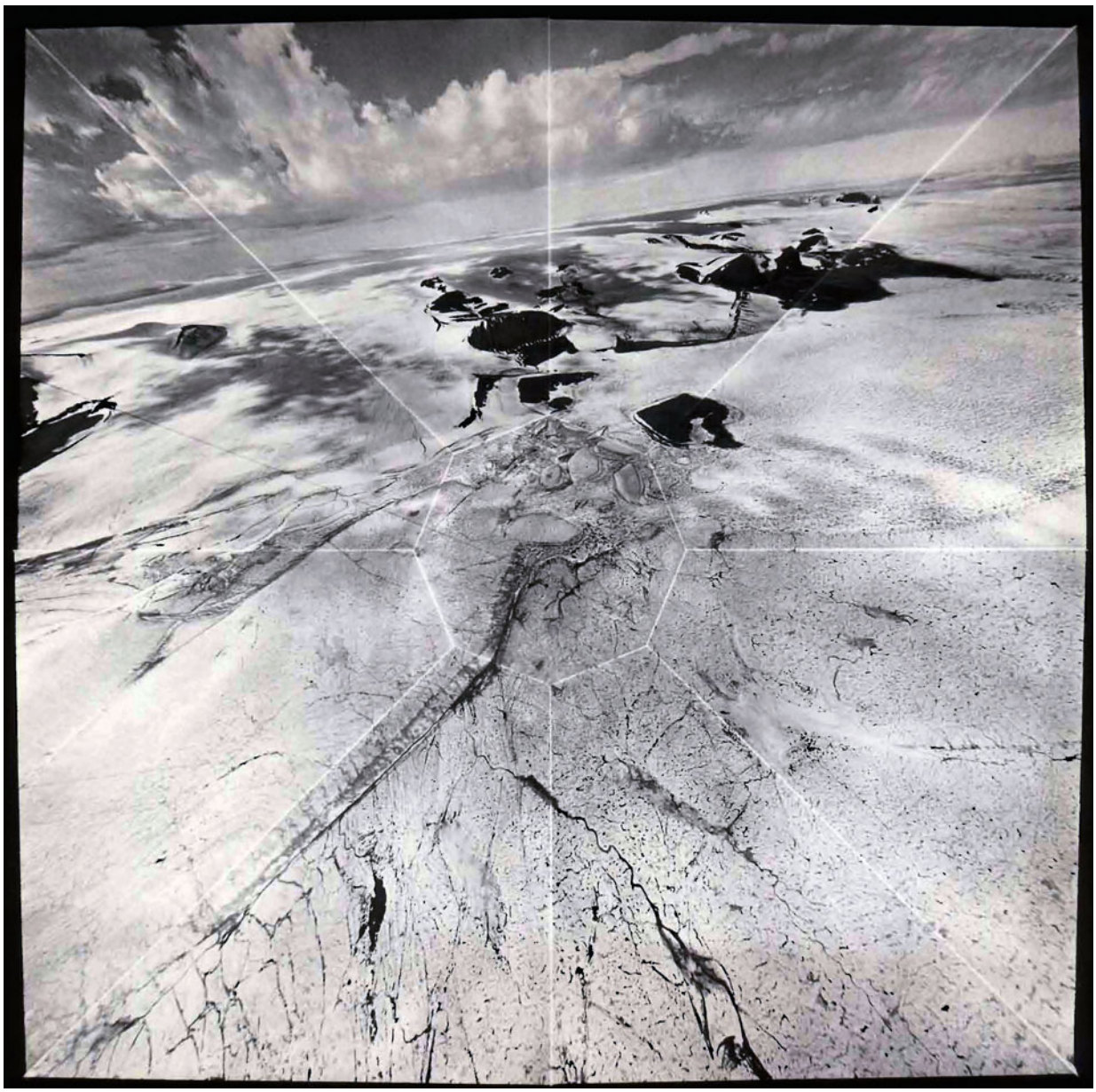
Das geodätische Datum eines Kartenwerkes gibt den Nullpunkt und die Referenzfläche an, auf die sich alle Positionsangaben (Koordinaten), Höhen- und Tiefenwerte beziehen. Auch in Deutschland ist das geodätische Datum durch Referenzellipsoid und Fundamentalpunkt festgelegt. Das Bessel-Ellipsoid wurde im Trigonometrischen Punkt Rauenberg gelagert. Dieses Datum wird international meist als Potsdam Datum (PD) bezeichnet. Das Deutsche Hauptdreiecksnetz (DHDN) ist das übergeordnete Triangulationsnetz der Bundesrepublik Deutschland, auf dem die Gebrauchskoordinaten der Landesvermessung in den alten Bundesländern beruhen. Die meisten raumbezogenen Informationen liegen daher heute in diesem Datum vor. Hierzu zählen insbesondere amtliche Vermessungspunkte und topografische Karten.

Um auf europäischer und internationaler Ebene künftig einheitlich zu arbeiten, stellen die Vermessungsbehörden der Länder in Deutschland zurzeit die Bezugssysteme um. Man verwendet als Datum jetzt das Europäische Terrestrische Referenz-System 1989 (ETRS89) unter Verwendung des Ellipsoids Geodetic Reference System 1980 (GRS80). An die Stelle der Gauß-Krüger-Koordinaten treten jetzt die UTM-Koordinaten.

Für Satellitenbilder wird mit der Universalen Transversalen Mercatorprojektion gearbeitet (UTM). Der Unterschied zur bisher gebräuchlichen GK-Abbildung ist, dass die abgebildeten Streifen nicht 3°, sondern 6° breit sind. Damit die Projektionsverzerrungen an den Rändern der Streifen jedoch nicht zu groß werden, benutzt man statt eines Berührungszylinders einen Schnittzylinder. Dadurch wird der Mittelmeridian gestaucht (Faktor 0,9996) und die Streifenränder weniger gedehnt (Faktor 1,00015).

Als Bezugsellipsoid wird international meist das World Geodetic System 1984 (WGS84) verwendet. In Europa kommt als Grundlage für ETRS89 das GRS80 zum Einsatz; diese unterscheiden sich nur minimal, z. B. im Parameter für die Abplattung des Ellipsoids. Für praktische Anwendungen und geowissenschaftliche Fragestellungen ist das vernachlässigbar.

Die Unterschiede in den neuen Karten sind jedoch aufgrund der verwendeten Abbildungen/Projektionen deutlich größer. Um unnötige Komplikationen für die Kunden zu vermeiden, ist man überein gekommen, den Blattschnitt der deutschen Karten 1 : 25 000 nicht zu verändern. Auch die Größe der Blätter (10 Minuten × 6 Minuten) bleibt unverändert. Nur die Eckkoordinaten haben sich verschoben. Während die Südostecke von Blatt 2213 Wangerooge früher bei 8°00 E und 53°42 N lag, liegt sie heute bei 7 °59'56,7'' E und 53 °41'54,3'' N.



Aufnahme von Sewernaja Semlja von der Zeppelin-Polarfahrt 1931. Die neunlinsige Kamera erlaubte extreme Weitwinkelaufnahmen.

7
Wie weit reichten die Gletscher?

26. Juli 1931. Der russische Eisbrecher „Malygin“ hatte am Vortage von Franz-Josef-Land schlechtes Wetter gemeldet, und das norwegische Forschungsschiff „Quest“, das auf der Fahrt von Spitzbergen nach Franz-Josef-Land war, kämpfte mit Sturm und Vereisung. Ungünstige Voraussetzungen für eine Arktis-Expedition per Luftschiff. Aber zu diesem Zeitpunkt befand sich LZ 127 „Graf Zeppelin“ bereits auf dem Weg nach Norden, und sein Kapitän, Dr. Hugo Eckener, entschloss sich, nicht auszuweichen, sondern die Ausläufer der Zyklone zu queren.

Eine Umkehr kam nicht in Frage. Das Luftschiff musste seine Fähigkeiten beweisen. Es stand damals in starker Konkurrenz zum Flugzeug, dessen technische Möglichkeiten ständig verbessert wurden. Und der katastrophale Ausgang von Umberto Nobiles Nordpol-Expedition, dessen Luftschiff 1928 im Eis zerschellte, war nicht vergessen. Dabei bot das Luftschiff 1931 im Vergleich zum Flugzeug erhebliche Vorzüge. Es konnte in Höhen von nahe Null bis zu über 1500 m operieren. Es konnte beliebig langsam fliegen, ja selbst auf der Stelle stehen bleiben, wenn die Untersuchungen dies erforderten. Es konnte ohne Zwischenlandung viele Tage in der Luft bleiben. Und es konnte eine sehr große Nutzlast transportieren; an der Polarexpedition nahmen 15 Wissenschaftler und Journalisten teil. Hinzu kam die Besatzung des Luftschiffes (31 Personen).

Alles ging gut. Der Flug führte von Leningrad nach Franz-Josef-Land (Treffen mit dem Eisbrecher „Malygin“), dann weiter über Sewernaja Semlja und die Taimyr-Halbinsel und Nowaja Semlja zurück nach Leningrad. In nur vier Tagen konnten die Expeditionsteilnehmer eine Fülle von meteorologischen und geophysikalischen Messungen durchführen und Teile der arktischen Inseln zum ersten Mal mit Hilfe von Luftbildern vermessen. Hierbei wurde neben einer Reihenbildkamera der Firma Zeiss auch eine neunlinsige Panoramakamera der Photogrammetrie GmbH (München) eingesetzt. Alle Teilnehmer der Expedition waren ob der technischen Möglichkeiten des Lobes voll. Es sollte jedoch die letzte Arktis-Expedition per Zeppelin bleiben.

Dem großen Nutzen standen erhebliche Kosten gegenüber. Die Aeroarctic, die *Internationale Studiengesellschaft zur Erforschung der Arktis mit Luftfahrzeugen*, trug einen erheblichen Teil der Kosten der Polarexpedition. Vorsitzender der Gesellschaft war seit dem Tode Frithjof Nansens Hugo Eckener. Aber die Mittel der Gesellschaft reichten nicht aus. Die Reichspost half. Sondermarken wurden herausgegeben. Die Expedition wurde zu einem erheblichen Teil durch spezielle Luftpostsendungen finanziert. Das Treffen mit dem Eisbrecher „Malygin“ diente im Wesentlichen dazu, Säcke von Briefen und Postkarten auszutauschen. Etwa 50.000 Postsendungen wurden auf diese Weise befördert. Der Ullstein-Verlag erwarb die Rechte der Berichterstattung über die Expedition, was weitere dringend benötigte Gelder einbrachte.

Sewernaja Semlja, das „nördliche Land“, war 1913 entdeckt worden und zur Zeit der Zeppelin-Expedition erst sehr unvollständig bekannt. Das Exekutivkomitee der KPdSU hatte zwar 1926 die alten zaristischen Namen der Inselgruppe (Nikolaus-II-Land) und der einzelnen Inseln (St. Alexandra, St. Olga, St. Maria, St. Tatjana, St. Anna) abgeschafft und die weiblichen Heiligen durch modernere Begriffe ersetzt. Die größten Inseln hießen jetzt Oktoberrevolution, Bolschewik, Komsomolez und Pionier-Insel. Darüber hinaus war aber wenig geschehen. Nach der Zeppelin-Expedition konnte erstmalig ein Teil der Inseln exakt kartiert werden.

Auch Nowaja Semlja war zu der Zeit erst zum Teil erforscht. Nowaja Semlja heißt „Neues Land“. Es besteht aus zwei großen Inseln, die durch die enge Matotschkin-Straße voneinander getrennt sind. Die Nordinsel ist die viertgrößte Insel Europas und – im Gegensatz zur Südinsel – weitgehend von Gletschern

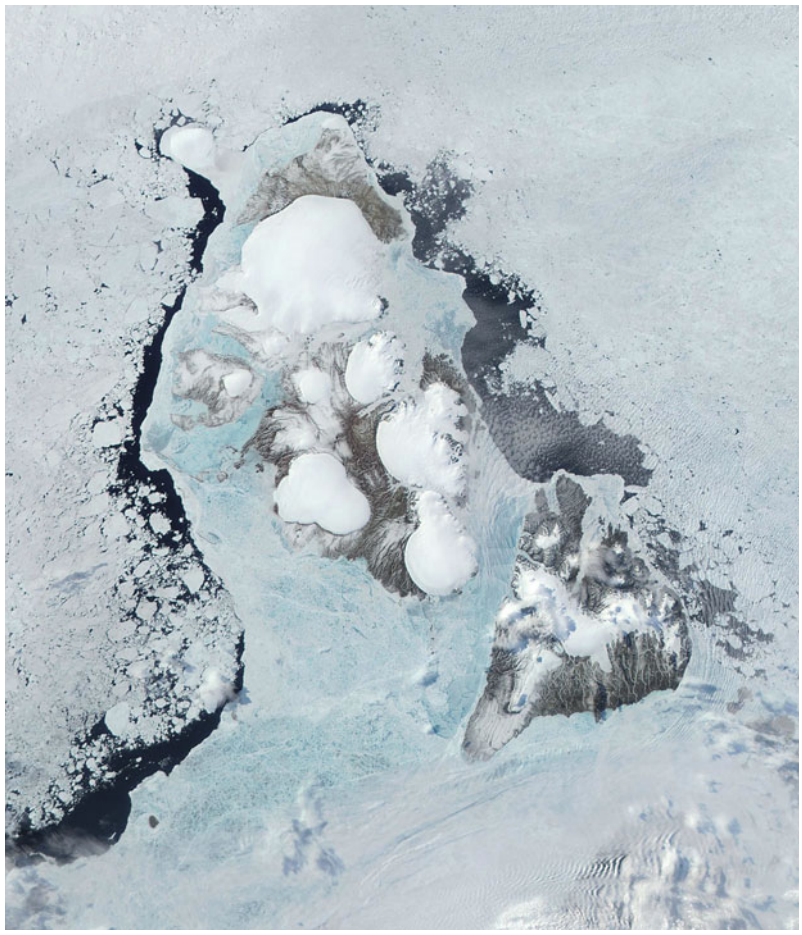


Abb. 7.1 Terra-Satellitenbild von Sewernaja Semlja vom 6. Juli 2001. Große Teile der unbewohnten Inseln sind von Eisschilden bedeckt (Quelle: NASA, MODIS Rapid Response System, Terra, 6.7.2001).

bedeckt. Zum ersten Mal konnten vom Zeppelin aus große Teile der Inseln im Überblick betrachtet werden. Zahlreiche Luftbilder dokumentierten die Ergebnisse. Die Resultate der Expedition wurden in einem Ergänzungsband der renommierten Zeitschrift *Petermanns Geographische Mitteilungen* veröffentlicht.

Heute ist es möglich, diese schwer zugänglichen Gebiete mit Hilfe von Satellitenbildern zu kartieren. Die gesamte Inselgruppe Semlja wird mit einer einzigen Aufnahme erfasst. Ein Vergleich der Aufnahme der Nordinsel von Nowaja Semlja mit der Kartierung von 1931 zeigt, dass sich die Lage der Eisränder in den letzten 78 Jahren nicht verändert hat. Die Gletscher von Nowaja Semlja nehmen auf Grund erhöhter winterlicher Niederschläge am allgemeinen Abschmelzen im Zuge der globalen Erwärmung bisher kaum teil (Zeeberg & Forman 2001).

7.1 Gletscher in der Barents-See

Dass die Gletscher der Arktis früher eine größere Ausdehnung besaßen als heute, war schon den Teilnehmern der Expedition von 1931 klar. Professor Samoilowitsch schrieb: „Auf dieser Strecke der Luftschiffahrt (Taimyr) ließen sich überall Spuren von alter Vergletscherung beobachten. Alle Anhöhen trugen ein geglättetes, abgerundetes Gepräge, das ihnen nicht selten das Aussehen von gletschergeschliffenen Felsbuckeln verlieh. Die ganze Strecke ist mit erratischen Steinblöcken besät.“ (Berson et al. 1933).

Die Inseln am Rande der Barents-See sind heute noch vergletschert, und es bestand nie ein Zweifel, dass die Gletscher in der Eiszeit weiter ausgedehnt waren als heute. Gehobene Strandlinien auf Spitzbergen zeigen, dass der Archipel unter dem Gewicht des

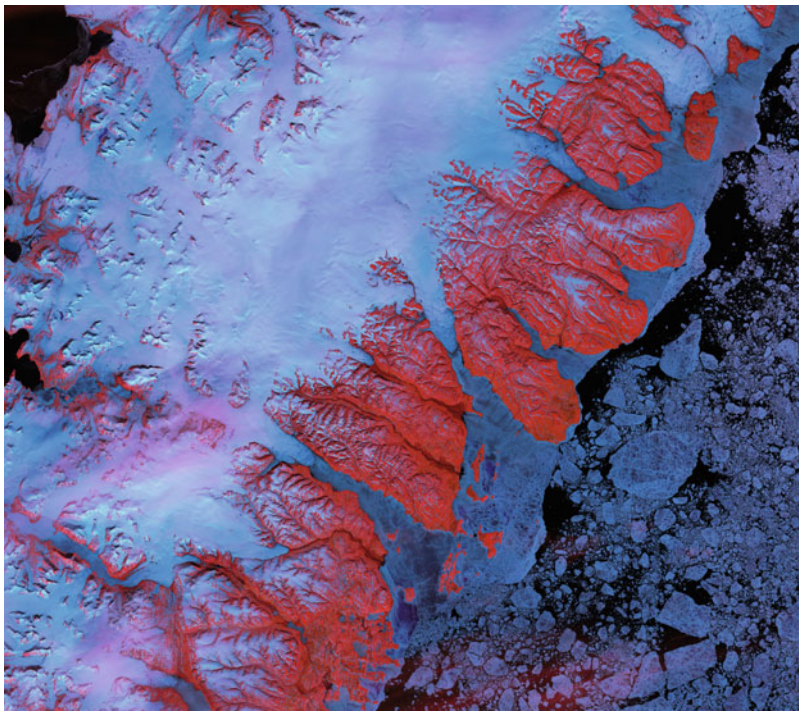


Abb. 7.2 Landsat-7-Satellitenbild eines Teils der Nordinsel von Nowaja Semlja vom 24. Juni 2002. Dieses Gebiet wurde mit den Luftbildern der Zeppelin-Expedition 1931 erstmals kartiert (Quelle: U. S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Path 187, Row 7, 24.6.2002).

Eises nach unten gedrückt und nach Abschmelzen des Eises wieder gehoben worden ist. Aber diese Terrassen schienen sehr alt zu sein. Frühe ^{14}C-Datierungen hatten ein Alter von über 40 000 Jahren ergeben. Also nahm man an, dass die Gletscher in der Weichsel-Eiszeit auf Spitzbergen nicht viel größer waren als heute.

Zwei norwegische Wissenschaftler, Jan Mangerud von der Universität Bergen und Otto Salvigsen vom Norsk Polarinstitutt, stellten 1984 bei genaueren Untersuchungen im Gelände jedoch fest, dass diese Terrassen nachträglich vom Gletscher überfahren worden waren. Das bedeutete, die Gletscher der Weichsel-Eiszeit waren nicht nur größer gewesen, als man bisher angenommen hatte, sondern sie hatten offenbar einen zusammenhängenden Eisschild gebildet, dessen Zentrum irgendwo östlich von Spitzbergen zu suchen war.

Mikhail Grosswald, ein russischer Geograph, hatte schon vorher die Vermutung geäußert, dass einst ein riesiger Gletscher die ganze Fläche der heutigen Barents-See bedeckt habe. Die Ergebnisse einer schwedischen Polarexpedition 1966, an der Grosswald teilnahm, schienen diese Auffassung zu bestätigen. Durch Publikationen in englischer Sprache wurde diese Idee weiteren Kreisen zugänglich.

Diese Vorstellung fand im Westen rasch neue Anhänger. Als George Denton und Terence Hughes ihren Überblick über die Ausdehnung der letzten Vereisung veröffentlichten (The Last Great Ice Sheets, 1981), diskutierten sie diese Möglichkeit. Viele von Grosswalds russischen Kollegen blieben dagegen skeptisch. Wie sollte dieser Eisschild entstanden sein? War es nicht viel wahrscheinlicher, dass Gletscher von den arktischen Inseln und vom nördlichen Ural her ein Stück weit in die Barents-See vorgestoßen waren? Grosswald ging indessen einen Schritt weiter. Er nahm an, dass nicht nur die Barents-See, sondern auch die östlich angrenzende Karasee vergletschert gewesen war.

Nach dem Ende des Kalten Krieges war es möglich, dieser Frage weiter nachzugehen. Von 1996 bis 2002 haben Jan Mangerud und Kollegen aus vielen Ländern im Rahmen des von der European Science Foundation finanzierten Projekts *Quaternary Environment of the Eurasian North* (QUEEN) detaillierte Geländeuntersuchungen im nördlichen Russland durchgeführt. Dabei hat sich sehr rasch gezeigt, dass die Barents-See in der Tat vergletschert gewesen ist. Vom nördlichen Ural sind keine nennenswerten Gletscher ausgegangen. Der Ural ist nur wenige 100 m hoch – ein Mittelgebirge.

Der größte Teil der Gebiete, die dieser nordeuropäische Eisschild bedeckt hatte, liegen heute unter Wasser. Wenn aber damals ein großer Eisschild die Barents-See und die Karasee bedeckt haben soll,

dann muss er Spuren auf den Inseln zwischen den beiden Meeren, auf Nowaja Semlja, hinterlassen haben. In der Tat findet sich hier eine Serie von gehobenen Strandterrassen, die heute bis zu über 140 m über dem Meeresspiegel liegen. Leider ist Nowaja Semlja aufgrund der russischen Atombombenversuche ein Ort, an dem Geländeuntersuchungen nicht ohne gesundheitliche Risiken durchführbar sind. Doch wusste Jan Mangerud, dass der norwegische Geologe Olaf Holtedahl schon im Jahre 1921 eine Expedition nach Nowaja Semlja geführt hatte. Aus den alten Aufzeichnungen war bekannt, dass einer der Teilnehmer, der Quartärgeologie O. T. Grønlie, damals nicht nur zahlreiche gehobene marine Terrassen kartiert, sondern auch Proben von Molluskenschalen genommen hatte. Die könnte man datieren. Aber wo waren diese Proben? Mangerud suchte in den naturkundlichen Museen von Oslo und Tromsø danach – vergeblich. Das Material schien im Zweiten Weltkrieg verloren gegangen zu sein.

Im Dezember 2003 gab es dann eine Überraschung: die verloren geglaubten Proben tauchten im Museum der Universität Tromsø wieder auf. Die Datierung der Molluskenschalen mit der ^{14}C-Methode ergab, dass die Inselgruppe zwischen 35 000 und 27 000 Jahren vor heute eisfrei gewesen ist. Das hieß, dass sich der große Eisvorstoß, der zu der isostatischen Absenkung von Nowaja Semlja und der nachfolgenden Heraushebung der marinen Terrassen geführt hat, in der frühen Weichsel-Kaltzeit während der Sauerstoff-Isotopenstadien 4 und 3 abgespielt haben muss (Mangerud et al 2008).

Damit war klar: Auch die Karasee war vergletschert. Allerdings waren die Eisvorstöße von diesen Vereisungszentren in Richtung auf das Festland älter, als Grosswald gedacht hatte. Während des Höchststandes der Weichselvereisung vor etwa 20.000 Jahren haben die Gletscher von der Barents-See und von der Karasee her das russische Festland nicht erreicht. Die relativ frisch wirkenden Endmoränen sind älter; sie sind bei Eisvorstößen vor etwa 40 000 und 70 000 Jahren entstanden. Der nördliche Rand der Taimyr-Halbinsel wurde nach 20 000 vor heute von einem weichselzeitlichen Eisvorstoß aus der Karasee berührt. Auf Sewernaja Semlja wurden dagegen Stoßzähne von Mammuts gefunden, die auf 19 000–25 000 Jahre vor heute datiert wurden. Das zeigt, dass die Inseln während des Weichsel-Hochglazials nicht vollständig vom Eis aus der Karasee bedeckt waren.

Wie konnte es überhaupt zu einer Vergletscherung dieser Schelfmeere kommen? Elverhøi et al. (2002) haben dies anschaulich erläutert. In einer Eiszeit sind große Mengen Wasser in den Eisschilden gebunden. Folglich sinkt der Meeresspiegel. Das flache Schelfmeer ist von Treibeis bedeckt. Diese Eisdecke gerät allmählich in Kontakt mit dem Meeresboden. Das Eis sitzt auf, und bei weiterem Nachschub an Schnee entwickelt sich aus dieser Eisdecke ein Gletscher. In gewisser Weise ist dies eine besondere Form der „spontanen Vereisung". Dieser Vorgang mag dadurch begünstigt worden sein, dass zunächst die Inseln und das norwegische Festland vergletschert waren. Diese Gebiete wurden unter der Eislast nach unten gedrückt, während sich der Boden der Barents-See durch die isostatische Ausgleichsbewegung leicht hob.

Aufgrund der vorliegenden Daten weiß man, dass der Eisschild am Ende der Eiszeit sehr rasch zerfallen ist. Eisabbau vom Rand her durch kalbende Eisberge beim Wiederanstieg des Meeresspiegels hat dabei eine wesentliche Rolle gespielt.

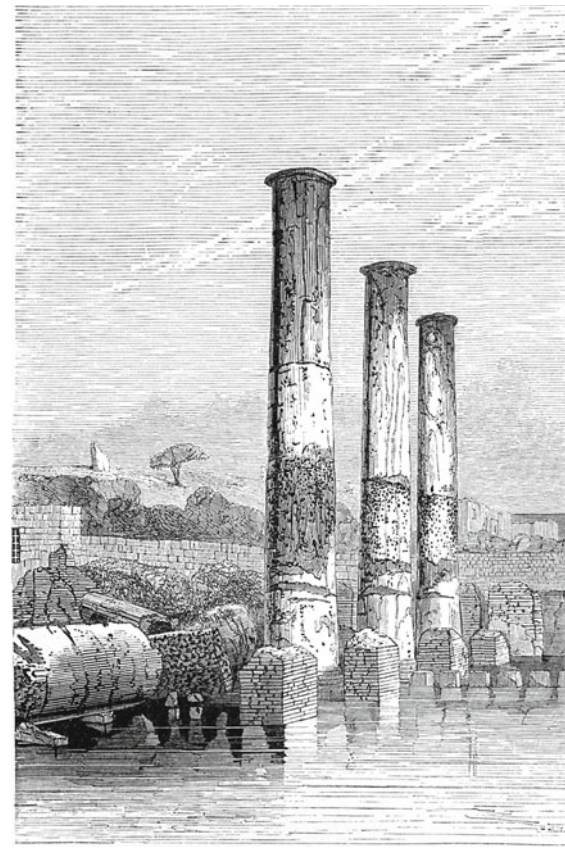


Abb. 7.3 „Der Serapistempel von Pozzuoli 1836", Frontispiz zu Charles Lyell's *Principles of Geology*.

7.2 Isostasie und Eustasie

Charles Lyell hat den „Serapistempel“ von Pozzuoli bei Neapel als Frontispiz für sein Hauptwerk, die *Principles of Geology* ausgewählt. In der Tat waren diese Säulen in hervorragender Weise geeignet, das Hauptanliegen des Autors zu verdeutlichen: Die Erde wird nicht durch gewaltsame Katastrophen geformt, sondern durch langsam wirkende Vorgänge, die bis in die Gegenwart andauern. Die Säulen – in Wirklichkeit kein Tempel, sondern Teil eines antiken Marktplatzes – waren seinerzeit natürlich auf festem Land errichtet worden. Als Lyell sie besuchte, standen sie mit den Füßen im Wasser. Aber – viel bedeutsamer: bis zu einer Höhe von vielleicht 4 Metern waren Spuren von Bohrmuscheln zu erkennen, die belegten, dass die Säulen vor gar nicht langer Zeit noch viel tiefer im Wasser gestanden hatten.

Der Mittelmeerraum ist ein Gebiet, in dem zahlreiche Spuren früherer Hochstände des Meeres zu finden sind. Erste Berichte über gehobene Strandlinien in Algerien, Süditalien und Sizilien wurden bereits Ende des 19. Jahrhunderts publiziert. Depéret (1918) unterschied fünf verschiedene Terrassen-Niveaus. Die marinen Terrassen parallelisierte er zunächst mit den Flussterrassen des alpinen Vereisungsgebietes. Er glaubte, damit für die vier bekannten Eiszeiten vier Meeresspiegelhochstände nachgewiesen zu haben. Erst gut zehn Jahre später, als das Prinzip der eustatischen Meeresspiegelschwankungen erkannt worden war, setzte sich die Erkenntnis durch, dass die Meereshochstände nicht mit Kaltzeiten, sondern allenfalls mit Warmzeiten zu korrelieren waren.

Zunächst nahmen viele Wissenschaftler an, dass sich die mediterranen Meereshochstände weltweit nachweisen ließen. Doch tauchten allmählich Zweifel auf. Mindestens die Sicilien-Terrasse lag so hoch, dass der Meeresspiegel selbst bei Abschmelzen sämtlichen verfügbaren Eises nicht bis in ihr Niveau steigen könnte. Zeuner (1945) versuchte, diese Diskrepanz dadurch zu erklären, dass der Spiegel der Weltmeere seit dem Tertiär kontinuierlich abgesunken sei. Neuere Untersuchungen und kritische Auswertungen der vorliegenden Daten konnten diese Vermutung jedoch nicht bestätigen. Heute weiß man, dass die marinen Strandlinien des Mittelmeerbereiches durch junge Tektonik verstellt worden sind, so dass überregionale Korrelationen zumindest stark erschwert sind. Man muss sich daher darauf beschränken, regional gültige Meeresspiegelkurven zu rekonstruieren. Hierbei spielt die exakte Datierung der angetroffenen marinen Terrassen und anderer Wasserstandsmarken eine wesentliche Rolle.

Abb. 7.4 Der „Serapistempel“ im Jahre 1995.

Broecker (1965) war der erste, der durch die U/Th-Datierung fossiler Korallenriffe des Eniwetok-Atolls (Pazifik) sowie mit Daten aus Florida und von den Bahamas (Broecker & Thurber 1965) zwei Meeresspiegel-Hochstände auf 80 000 und 120 000 Jahre vor heute datieren konnte, die damit zumindest grob in den Zeitraum fielen, in dem man damals die letzte Warmzeit vermutete. Zwei Hochstände für eine Warmzeit? Weitere Untersuchungen an Terrassen auf Barbados zeigten wenig später, dass nicht zwei, sondern drei Hochstände vorhanden waren, und zwar um 82 000, 105 000 und 125 000 Jahre vor heute. Durch die Altersbestimmung gehobener Korallenriffe auf Neuguinea wurden diese Daten bestätigt (Bloom et al. 1974).

Die Eigenschaften der Korallen, die dem Kanonenboot „Adler“ zum Verhängnis wurden, sind für die Quartärforschung von großem Nutzen. Korallen wachsen unmittelbar unter der Wasseroberfläche,

und sie bilden harte Riffe, die auch nach dem Absterben der Tiere Jahrtausende überdauern können.

Korallen benötigen Wasser, das über 18 °C warm ist. Sie leben unter Wasser. Die Obergrenze ihres Lebensraumes wird durch den Niedrigwasserspiegel begrenzt, die Untergrenze durch das mit zunehmender Tiefe abnehmende Licht, das die Korallen zur Photosynthese benötigen. Korallen können Atolle bilden, sie können aber auch entlang von Küsten entstehen, wo sie sogenannte Saumriffe bilden. Samoa besteht zum Beispiel aus einer Reihe von Vulkaninseln, die jeweils von einem Saumriff umgeben sind.

Korallenriffe sind in gewissem Umfang in der Lage, sich Veränderungen des Meeresspiegels anzu-

Korallenriffe sind gefährlich

Am 16. März 1889 wurde Seiner Majestät Kanonenboot „Adler“ im Hafen von Apia (Samoa) von einem Taifun erfasst und auf die Korallenriffe geworfen – eines von vier Kriegsschiffen, zwei deutschen und zwei US-amerikanischen, die diesem Sturm zum Opfer fielen. Was machte diese große Zahl von Kriegsschiffen im fernen Samoa?

Die junge Kolonialmacht Deutschland beanspruchte Samoa als „Schutzgebiet“. Damit waren die pazifischen Kolonialmächte USA und Großbritannien nicht einverstanden. Als Reichskanzler Otto von Bismarck Deutschlands Interessen durch die Entsendung von drei Kriegsschiffen Nachdruck verlieh, schickte auch US-Präsident Cleveland ein Geschwader nach Samoa. So lagen im März 1889 sechs Kriegsschiffe im Hafen von Apia: die US-amerikanische Dampffregatte „Trenton“, begleitet von der Korvette „Vandalia“ und dem Kanonenboot „Nipsic“; auf deutscher Seite die Korvette „Olga“ sowie die Kanonenboote „Adler“ und „Eber“. Am 15. März traf auch noch die britische Fregatte „Calliope“ ein.

Das Barometer fiel. Es war offensichtlich, dass ein gewaltiger Taifun im Anzug war. Alex Capus* schreibt: „... dass es das einzig Vernünftige gewesen wäre, die Fregatten, Korvetten und Kanonenboote auf offener See in Sicherheit zu bringen. Nun brachte es aber US-Admiral Lewis A. Kimberley nicht über sich, den Hafen zu räumen, solange die Deutschen da waren. Den deutschen Oberkommandierenden Kapitän Ernst Fritze seinerseits hinderte sein Schwur auf Kaiser und Vaterland, als Erster die Anker zu lichten. In dieser Lage wäre ein klärendes Gespräch hilfreich, ja lebenswichtig gewesen; aber dazu fehlte beiden Seiten erstens der Wille und zweitens die Fähigkeit. Kapitän Fritze war ein zurückhaltender Mensch, der kaum Englisch sprach und deshalb außerstande war, in nähere Beziehung zum US-Kommandanten zu treten. Der Amerikaner seinerseits war des Deutschen zwar ebenso wenig mächtig, empfand aber trotzdem Fritzes Unkenntnis des Englischen als persönliche Herablassung – und so blieben alle sechs deutschen und amerikanischen Schiffe schicksalsergeben im Hafen und erwarteten den Hurrikan in tödlicher Nähe der Korallenriffs.“

Das Ergebnis war, dass zwei amerikanische und zwei deutsche Schiffe auf die Korallenriffe geschleudert und zerstört wurden. 93 deutsche und 52 amerikanische Seeleute kamen bei dieser Demonstration militärischer Standhaftigkeit ums Leben.

Abb. 7.5 SMS Kanonenboot „Adler“ auf dem Korallenriff vor Apia, Samoa, März 1889.

* Alex Capus, Reisen im Licht der Sterne. Eine Vermutung. © 2005 Albrecht Knaus Verlag, in der Verlagsgruppe Random House GmbH

passen. Steigt der Meeresspiegel langsam, so wächst das Riff in die Höhe. Fällt dagegen der Meeresspiegel, so geraten die Korallen ins Trockene und sterben ab. Das Riff bleibt als eine marine Terrasse aus Kalkstein zurück. An Hebungsküsten, z. B. im Bereich der Huon-Halbinsel auf Neuguinea, gibt es eine Reihe von Korallenterrassen. Die Terrassen können genutzt werden, um die Veränderungen des Meeresspiegels – zum Beispiel mit Hilfe der Uran-Thorium-Methode – zu datieren (Woodroffe 2007). Die Aragonit-Skelette der Korallen enthalten mehrere ppm Uran und vernachlässigbare Anteile an Palladium und Thorium. Das wären theoretisch ideale Voraussetzungen für eine Datierung. Leider ist die Wirklichkeit nicht ganz so ideal.

Ältere, fossile Korallen weisen einen höheren Anteil an ^{234}U auf, als durch die normale Aufnahme aus dem Meerwasser zu erklären wäre. Obendrein haben diese Korallen höhere Anteile an ^{230}Th. Das führt dazu, dass sie bei der Datierung ein zu hohes Alter ergeben. Was diese Abweichung hervorruft ist unbekannt. Man kann daher nur solche Korallen für die Datierung verwenden, bei denen man sich sicher sein kann, dass sie den Erfordernissen eines geschlossenen Systems genügen. In diesem Fall sollte das Verhältnis von ^{234}U zu ^{238}U dem Wert entsprechen, der bei Meerwasser in einem geschlossenen System zu erwarten wäre.

Eine weitere Möglichkeit besteht darin, die Datierung mit anderen Methoden zu überprüfen. Schellmann & Radtke (2004) haben bei ihren Untersuchungen auf Barbados ESR-Alter und Uran-Thorium-Alter miteinander verglichen und sind auf diese Weise zu einer sehr sicheren Datierung der Korallenterrassen gelangt (Abb. 7.6 und 7.7).

Die Entstehung der großen Inlandeismassen hatte einen starken Einfluss auf den globalen Wasserhaushalt. Dadurch, dass in den Eiszeiten erhebliche Mengen von Wasser auf dem Festland in Form großer Eisschilde gebunden waren, fiel der Meeresspiegel um bis zu 150 m. Mit dem Abschmelzen des Inlandeises stieg er wieder an. Diese Veränderungen werden als eustatische Schwankungen des Meeresspiegels bezeichnet.

Die Bedeckung der kontinentalen Platten durch mächtige Eisschilde stellte eine erhebliche Belastung dar. Die Kontinental-Schollen der Erdkruste sind im Schnitt etwa 30 km dick und „schwimmen“ auf dem Erdmantel. Dieser besteht aus drei Lagen, die sich in ihrem Verformungsverhalten unterscheiden: Die oberste Schicht ist die etwa 200 km dicke, relativ harte Lithosphäre. Diese überlagert die etwa 500 km dicke, weiche Astenosphäre, und darunter folgt die 2200 km dicke, relativ harte Mesosphäre. In den Eiszeiten wird die Erdkruste unter dem Gewicht der Eisschilde nach unten gedrückt; beim Abschmelzen des Eisschildes steigt sie wieder empor. Diese Bewegungen werden als isostatische Ausgleichsbewegungen bezeichnet.

Das Ausmaß der isostatischen Krustenbewegungen in den ehemals vergletscherten Gebieten ist bis heute nur unvollständig bekannt. In Skandinavien und Nordamerika ist die nacheiszeitliche Landhebung durch die Auswertung gehobener Strandlinien rekonstruiert worden. Diese Methode kann jedoch nur über den Zeitraum seit dem Einsetzen der postglazialen Transgression Auskunft geben, nicht über die Vorgänge während der Vergletscherung. Svendsen & Mangerud (1987) nahmen an, dass Mittel-Skandinavien 10 300 Jahre vor heute um etwa 450 m abgesenkt war. Auf Grund von Modellrechnungen geht man heute davon aus, dass die maximale Absenkung in der Weichsel-Eiszeit sogar über 600 m betrug (Lambeck et al. 2010).

Die Erde lässt sich nicht wie ein Schwamm zusammendrücken. Wenn Teile der Erdkruste unter der Last des Eises nach unten sinken, werden angrenzende Gebiete gehoben. Der Gleichgewichtszustand zwischen der Erdkruste und dem darunter befindlichen Erdmantel wird als Isostasie bezeichnet. Während die vergletscherten Gebiete unter der Eislast nach unten sanken, wurden gleichzeitig die angrenzenden unvergletscherten Gebiete leicht angehoben. Der dabei entstehende Randwulst muss als ein Resultat von horizontalen Massenverlagerungen in der Astenosphäre angesehen werden. Dass auch beim Aufbau des nordeuropäischen Eisschildes eine randliche Anhebung stattgefunden hat, wurde zuerst bei Untersuchungen im westlichen Norwegen deutlich. Svendsen & Mangerud (1987) konnten in Sunnmøre eine postglaziale Absenkung um etwa 20 m nachweisen, die als Ausgleichsbewegung für eine weichselglaziale Anhebung gedeutet wird. Neuere Arbeiten haben gezeigt, dass zwischen 8000 und 4800 vor heute an der deutschen Nordseeküste ein Randwulst mit einer Höhe von 7,5 m abgebaut worden ist (Vink et al. 2007).

Heute ist es möglich, die aktuellen isostatischen Veränderungen der Erdoberfläche durch Präzisionsmessungen von Satelliten aus zu ermitteln. Die von dem Satellitenpaar GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*) gemessenen Daten dienen vor allem dazu, aktuelle Veränderungen im Schwerefeld der Erde zu festzustellen – zum Beispiel im Zusammenhang mit dem Abschmelzen des antarktischen Inlandeises. Dazu müssen die glazialisostatischen

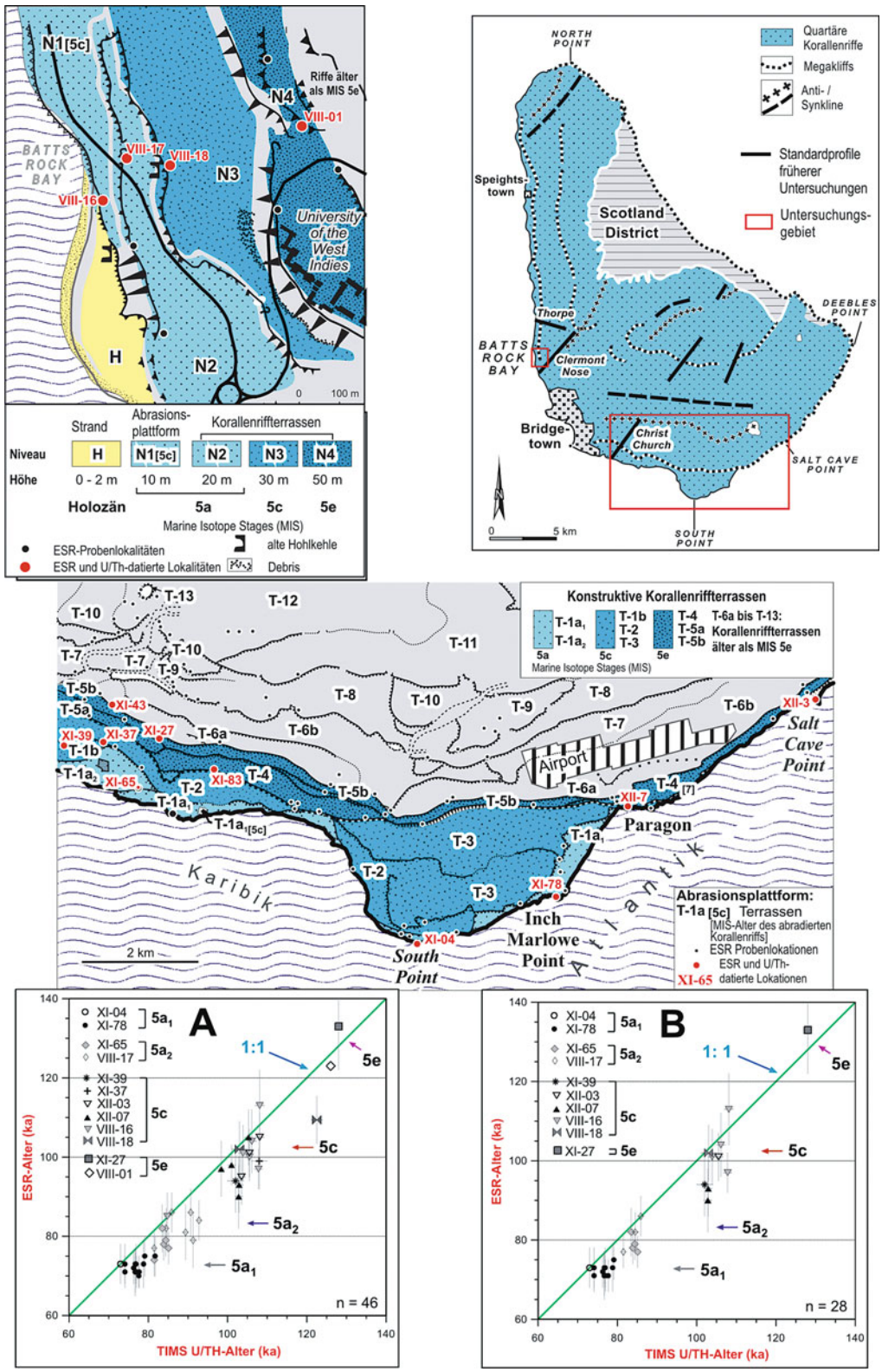


Abb. 7.6 Mit ESR und TIMS U/Th bestimmte Alter von Korallenterrassen von der West- und Südküste von Barbados. A: Alle U/Th-Daten, B: Nur U/TH-Daten mit $^{234}U/^{238}U$-Ausgangswerten zwischen >141 und <157° (aus Schellmann & Radtke 2004).

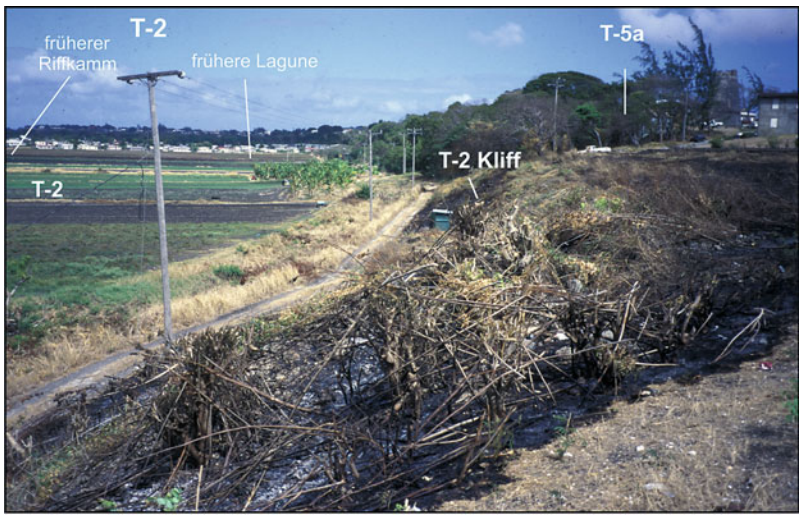


Abb. 7.7 Blick auf das First High Cliff in der Nähe des Rendezvouz Hill, Südwestküste von Barbados. Rechts die T-5a-Terrasse, links der niedrigere Lagunenbereich der T-2-Terrasse (aus Schellmann & Radtke 2004).

Auswirkungen der letzten Eiszeit als „Noise" abgezogen werden. Die entsprechenden Beträge sind aus Messungen aktueller Veränderungen des Meeresspiegels an den Küsten berechnet worden. Die NASA hat die Ergebnisse als Karte dargestellt. Deutlich sichtbar sind die Bereiche, die in der letzten Eiszeit vergletschert gewesen sind, die als heutige Hebungsgebiete in Erscheinung treten. Die angrenzenden Ränder, in denen während der Vereisung ein Randwulst entstanden war, senken sich heute. Außerdem ist eine leichte Senkung der Kontinentalränder erkennbar, die aus der nacheiszeitlichen Überflutung im Zuge des eustatischen Anstiegs des Meeresspiegels resultiert (http://grace.jpl.nasa.gov/data/pgr/).

Die postglaziale Hebung der ehemals vergletscherten Gebiete dauert nach wie vor an. Im Bereich der spätweichselzeitlichen Vereisungszentrums in Schottland werden heute noch Hebungsbeträge bis zu 1,7 mm/Jahr gemessen (Gehrels 2010), im Zentrum des skandinavischen Hebungsgebietes sind es sogar 9,3 mm/Jahr (Donner 1995). Aus der Verteilung der postglazialen Landhebung lässt sich ableiten, dass praktisch der gesamte Bereich des Vereisungsgebietes von der isostatischen Absenkung und nachfolgenden Hebung betroffen gewesen ist. Entsprechend großräumigere Senkungen und Hebungen sind für die ausgedehnteren Vereisungen der Elster- und Saale-Kaltzeit anzunehmen.

Die isostatische Absenkung der vergletscherten Gebiete hat in vielen Fällen spätglaziale Meeresvorstöße ermöglicht, die wiederum das Fließverhalten der Eismassen beeinflusst haben. Wo der Eisrand aufschwimmt, kommt es unter Gezeiteneinfluss zum Ablösen großer Eisberge. Der Massenverlust wird durch rascheres Nachströmen wettgemacht. Dies führt zu einer Absenkung der Gletscheroberfläche und zu einer Ausweitung des Einzugsgebietes. Starker Eisverlust führt zur Bildung einer Ausbuchtung im Eisrand (*calving bay*). Der rasche Eisabbau schnell fließender Eisströme durch Kalben kann so zu einer Kettenreaktion und zum raschen Zusammenbruch eines Eisschildes führen (Hughes 1987). Ein derartiges Szenario wird von Eyles & McCabe (1989) für das Ende der weichselzeitlichen Vergletscherung der Irischen See postuliert. Ähnlich hat sich vermutlich in Nordamerika das etwa um 8500 v. h. eindringende Meerwasser in der Hudson Bay ausgewirkt, das eine endgültige Trennung der Vereisungszentren von Keewatin und Labrador und einen raschen Eisabbau zur Folge hatte (Andrews 1987).

7.3 Eis auch in Ostsibirien?

Wenn der Schelf in Westsibirien vergletschert war – warum dann nicht auch in Ostsibirien? Die Niederschläge sind zu gering (Astakhov 2008). In Ostsibirien gibt es keine nachgewiesenen Tills, keine Gletscherstauchungen, keine Hinweise auf großflächige Vereisungen. Fast keine Hinweise. Grosswald führt die orientierten Permafrostseen an den Küsten des Polarmeeres auf die Wirkung von Gletschern zurück; seiner Meinung nach entspricht die Ausrichtung der Seen der ehemaligen Vorstoßrichtung des Eises. Neue Nahrung hat die Vorstellung von einem ausgedehnten ostsibirischen Vereisungsgebiet erhal-

Abb. 7.8 Das Ende der „Chelyuskin“ in der Nordostpassage, 13. Februar 1934. Zeichnung: Petra Schmidt.

ten, als in den letzten Jahren in großer Wassertiefe Gletscherschrammen auf dem Lomonossow-Rücken gefunden wurden, einem untermeerischen Gebirge, das sich von den Neusibirischen Inseln über den Nordpol bis nach Ellesmere Island erstreckt (Polyak et al. 2001). Ähnliche Spuren fanden sich in 400 bis 1000 m Wassertiefe im Bereich des Chukhchi Borderland, einem System untermeerischer Rücken nördlich der Beringstraße (Polyak et al. 2007). Die Befunde belegen, dass während einiger Kaltzeiten des Quartärs mehrere hundert Meter mächtiges Eis große Teile des Nordpolarmeeres bedeckt hat (Polyak et al. 2010).

Die Schelfgebiete Ostsibiriens sind für wissenschaftliche Untersuchungen schwer zugänglich. Die Gegend ist fast das ganze Jahr über von dickem Meereis bedeckt. Erst im Jahre 1932 gelang es einem russischen Eisbrecher zum ersten Mal, die Nordostpassage ohne Überwinterung zu durchqueren. Ein Jahr später versuchten die Russen, dasselbe Experiment mit einem Handelsschiff ohne Eisbrecher zu wiederholen. Die „Chelyuskin“ brach am 2. August von Murmansk in östlicher Richtung auf. Die hochgesteckten Erwartungen erfüllten sich nicht. Das Schiff blieb im Packeis stecken und sank am 13. Februar 1934, ohne das offene Wasser der Bering-See erreicht zu haben.

Der Geologe und Fotograf Hinrich Bäsemann hatte im Jahre 1999 die Gelegenheit, auf dem russischen Eisbrecher „Kapitan Dranitsyn“ die Nordostpassage in derselben Richtung wie die „Chelyuskin“

Abb. 7.9 Durchquerung der Nordostpassage mit der „Kapitan Dranitsyn“ 1999. Aufnahme: Hinrich Bäsemann, www.polarfoto.de

Abb. 7.10 Nordostpassage 1999; Moschusochsen auf der Wrangel-Insel. Aufnahme: Hinrich Bäsemann, www.polarfoto.de.

zu durchqueren. Spuren einer ehemaligen Vergletscherung hat er nicht gesehen. Bei einem Landgang auf der Wrangel-Insel sah er keine frischen glazialmorphologischen Formen. Im Gegensatz zu den weiter westlich gelegenen subarktischen Inseln von Sewernaja Semlja ist Wrangel heute völlig unvergletschert.

Das von Grosswald & Hughes postulierte Vereisungsgebiet im Schelfbereich von Ostsibirien liegt mit seinen Zentren im Bereich der Neusibirischen Inseln und der Wrangel-Insel. Gualtieri et al. (2005) sind nach Untersuchungen auf der Wrangel-Insel zu dem Schluss gekommen, dass dieses Gebiet in der Weichsel-Eiszeit eisfrei gewesen ist. Ob Gletscherablagerungen auf der Wrangel-Insel vorhanden sind, ließ sich nicht eindeutig klären. ^{10}Be und ^{26}Al Oberflächendatierungen von Gesteinsbrocken und anstehendem Gestein ergaben überwiegend Alter von deutlich über 20.000 Jahren. Die Wrangel-Insel war demnach nicht vergletschert – jedenfalls nicht in der letzten Kaltzeit.

Wenn die Wrangel-Insel als der höchste Punkt weit und breit vor 20.000 Jahren keine Gletscher getragen hat, dann bedeutet das zwangsläufig, dass auch der ostsibirische Schelf zu jener Zeit nicht vergletschert war. Selbst wenn die Insel von kaltem Eis bedeckt gewesen wäre, das keine Spuren an der Geländeoberfläche hinterlassen hätte, müssten doch

Abb. 7.11 Am Ende der Nordostpassage: Landung in Uelen. Hier sind auch Teilnehmer der „Chelyugin"-Expedition nach ihrer Rettung an Land gegangen. Aufnahme: Hinrich Bäsemann, www.polarfoto.de

Terence Hughes und der Kontinent des Todes

Es gibt Wissenschaftler, die die Forschung durch detaillierte Untersuchungen Schritt für Schritt langsam voranbringen, und es gibt andere, die sich nicht mit Details aufhalten, sondern einfach einen großen Wurf wagen und anderen die Kleinarbeit überlassen, ihr geniales Konzept zu bestätigen oder zu widerlegen. Einer von diesen ist Terence H. Hughes. Er sagt über sich:

„Einige meiner Ideen haben sich nie durchgesetzt. Andere erst nach einer Verzögerung von 10, 20, 30 und mehr Jahren. Wenige oder gar keine haben sofort Anklang gefunden. Das liegt daran, dass die meisten von mir vorgeschlagenen Interpretationen jeweils in direktem Widerspruch zur vorherrschenden Lehrmeinung standen.

Im Jahr 1987 veröffentlichte Boreas meinen Aufsatz „Deluge II and the Continent of Doom: Rising sea level and collapsing Antarctic ice." Deluge I, die erste Sintflut, war natürlich gleichbedeutend mit der biblischen Sintflut. Meine Sintflut II würde durch einen Kollaps des Ostantarktischen Eisschildes ausgelöst und die Küstenebenen der Erde bis zu einer Höhe von 65 Metern überfluten. Das wäre eine richtige Sintflut, vor allem wenn es schnell ginge. Der Titel meines Aufsatzes war durch den Film inspiriert, der damals gerade lief: „Indiana Jones and the Temple of Doom". Die Vorstellung, dass der Zusammenbruch des Ostantarktischen Eisschildes schnell erfolgen könne, widersprach wieder einmal der herrschenden Lehrmeinung.

Im Jahr 2002 veröffentlichte *Quaternary Science Reviews* meine Arbeit über die Dynamik der kalbenden Eisströme, einen Mechanismus, der für den raschen Zerfall ehemaliger Eismassen sorgte, wodurch die Eisströme durch einen downdrawn-Effekt das Eis erniedrigten. „Calving Bays" in der Hudson Bay und in der Ostsee haben die jeweiligen Eisströme angezogen, und sich dadurch tief ins Herz der laurentischen und skandinavischen Eismassen gebohrt, und damit den letzten Eiszeit-Zyklus beendet.

In dem gleichen Heft haben Mischa Grosswald, George Denton und ich die Eis-Rekonstruktionen aus dem zwanzig Jahre alten CLIMAP-Projekt überarbeitet. Mischa und ich hatten unsere helle Freude daran, Eisschilde über Teilen von Russland zu rekonstruieren, von denen das Establishment behauptet, dass es dort keine gäbe ..."

Geschrieben am 1. April (April Fool's Day) 2006.

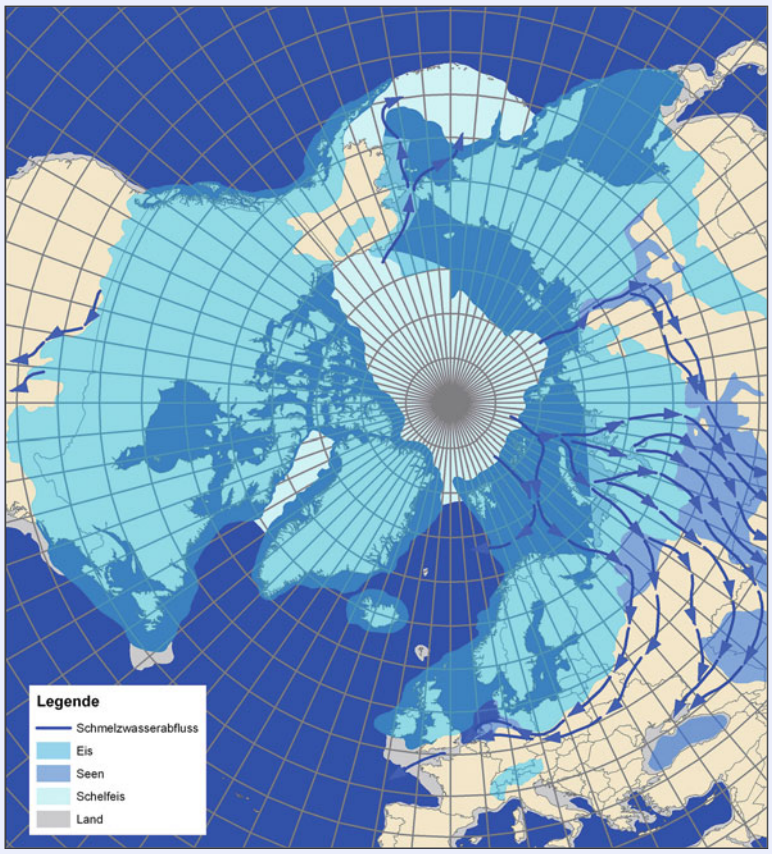


Abb. 7.12 Ausdehnung der Vereisungen in der Arktis und Subarktis nach Grosswald, Denton & Hughes (2002). Der von ihnen postulierte Eisschild im östlichen Sibirien und im Ochotskischen Meer ist nicht belegt (aus Grosswald et al. 2002).

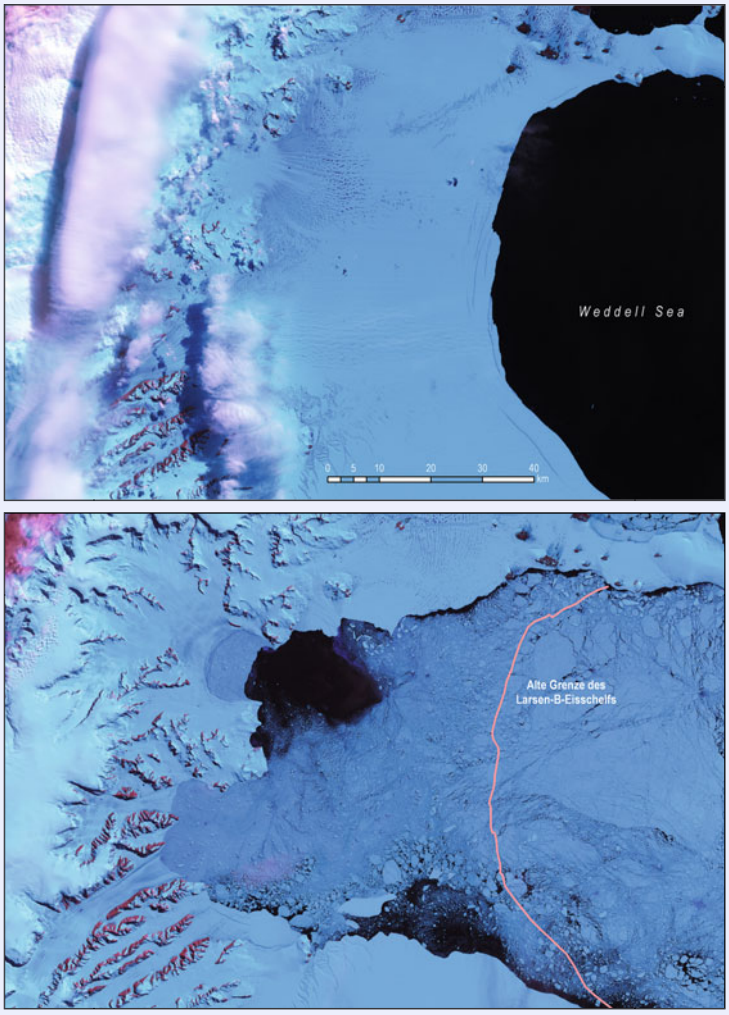


Abb. 7.13 Als Terence Hughes seinen Sintflut-Aufsatz schrieb, hätte niemand gedacht, dass ein Eisschelf rasch zusammenbrechen könnte. Doch wurde diese kühne Hypothese noch im selben Jahr bestätigt. Der Eisschelf Larsen B an der Antarktischen Halbinsel hat sich 2002 innerhalb von Monaten völlig aufgelöst. Larsen B war ein kleiner Eisschelf; ein Verlust der großen Eisschelfe würde den Eisabbau in der Antarktis beschleunigen. Landsat 7 Aufnahmen vom 15.12.2001 (oben) und vom 18.12.2002 (unten) zeigen das Ende von Larsen B (Quelle: U.S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Path 217, Row 106, 13.12.2001 und 18.12.2002).

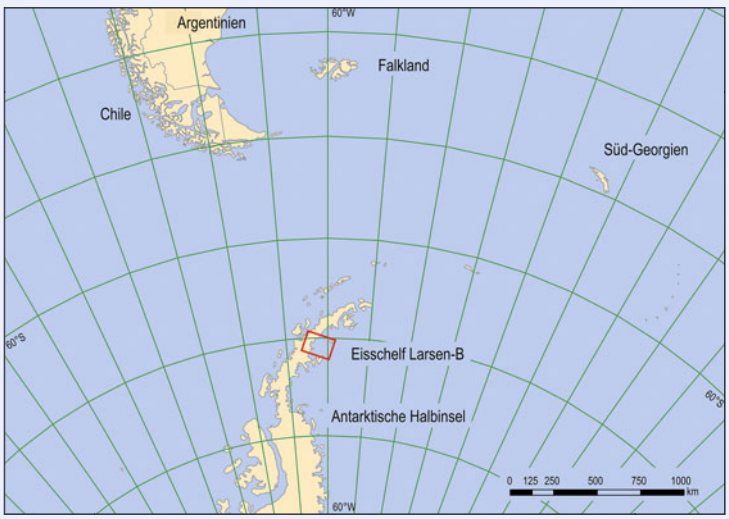


Abb. 7.14 Die Lagekarte zeigt die Position des ehemaligen Eisschelfs Larsen B an der Antarktischen Halbinsel.

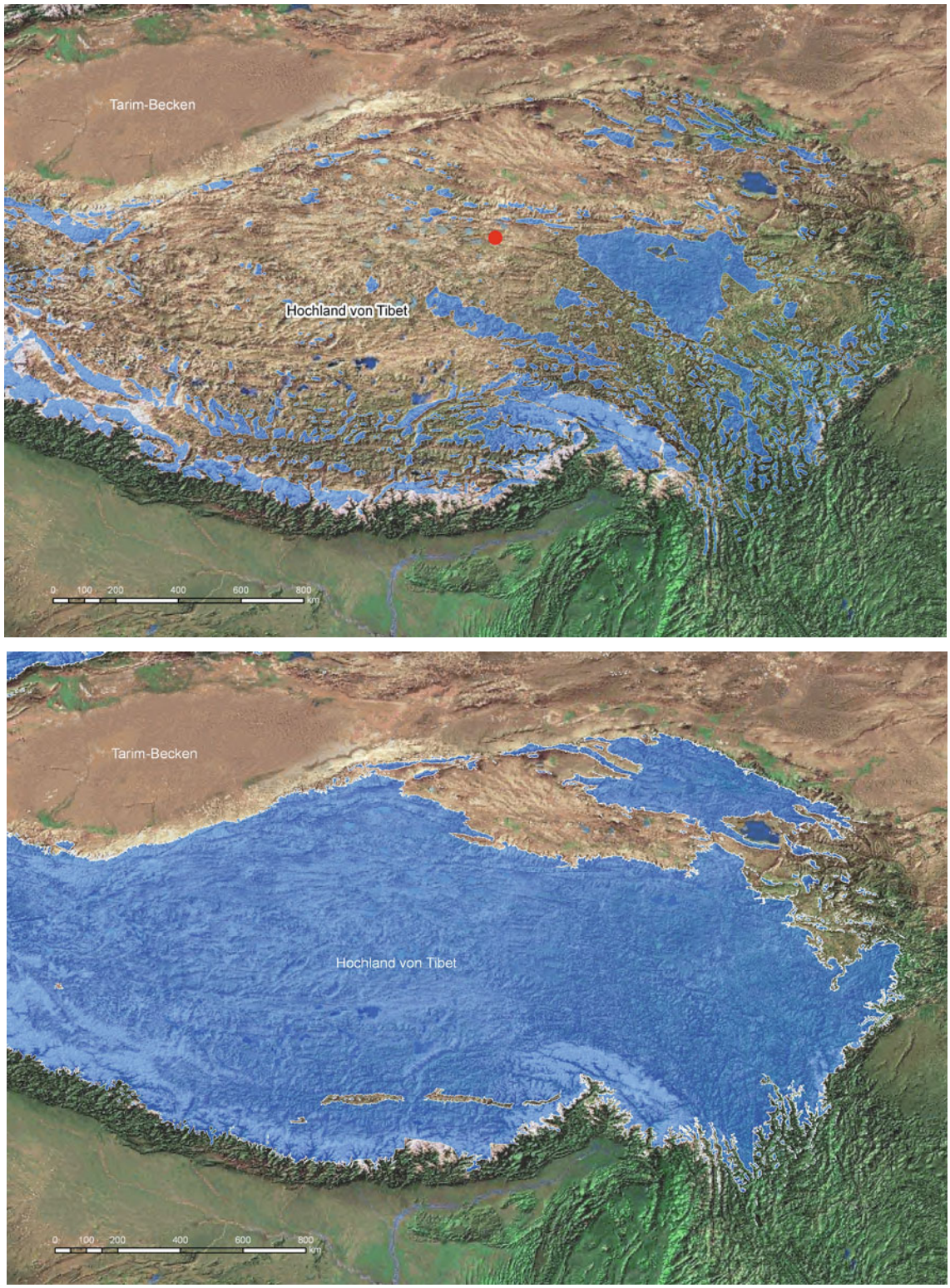


Abb. 7.15 Eis in Tibet, nach Shi et al. (1991) (oben) und nach Kuhle (2004) (unten). Roter Punkt: Lage des „Jäkel-Steins“ (Abb. 7.17).

zumindest beim Abschmelzen des Eises im Zuge der isostatischen Hebung marine Terrassen entstanden sein. Es gibt zwar solche marinen Terrassen auf der Wrangel-Insel, aber die jüngsten davon sind 64 000–73 000 Jahre alt. Wenn es hier einen Eisschild gegeben hat, dann nicht während der jüngsten Vereisung.

Weder hier noch in den festländischen Gebieten Beringias sind Hinweise auf ausgedehnte Eisschilde während des letzten Vereisungsmaximums, das heißt vor etwa 20 000 Jahren, gefunden worden. Und die verbreiteten mächtigen Bodeneis-Vorkommen in Ostsibirien, der sogenannte „Yedoma-Komplex", sind kein begrabenes Gletschereis, sondern mit Löss vermischtes Bodeneis.

Klarheit über die quartäre Klimageschichte Nordost-Sibiriens soll ein Forschungsvorhaben bringen, das El'gygytgyn-Projekt, das gegenwärtig unter der Leitung von Prof. Melles von der Universität Köln durchgeführt wird. Der El'gygytgyn-See in Chukhotka ist durch einen Meteoriteneinschlag vor 3,6 Millionen Jahren entstanden. Der See hat einen Durchmesser von 12 km und eine Wassertiefe von 170 m. Am Boden dieses Sees liegen Ablagerungen des gesamten Quartärs und jüngeren Tertiärs. Wenn das Gebiet je vergletschert gewesen war, so sollten sich hier die Spuren finden. Erste Probebohrungen in den Jahren 1998 und 2003 brachten Kerne bis zu einem Alter von 340 000 Jahren. Im Herbst 2008 und Frühjahr 2009 wurde eine weitere Bohrung abgeteuft, die schließlich bis zum Boden des Sees vordrang. Bisher sind nur erste Ergebnisse aus dem jüngeren Teil der Schichtenfolge veröffentlicht (Juschus et al. 2009).

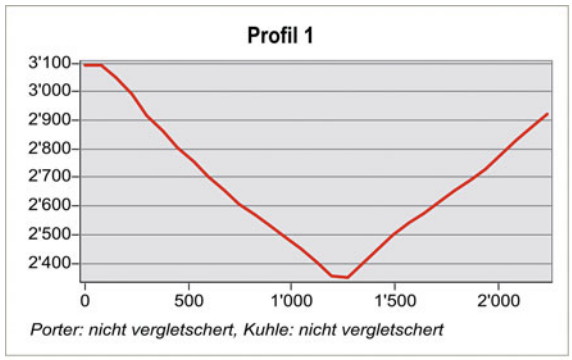
Die Durchquerung der Nordostpassage mit der „Kapitan Dranitsyn" endete mit einem Landgang in Uelen, dem Ort an der Nordostspitze Chukhotkas, an dem die Besatzungsmitglieder der „Chelyuskin" schließlich nach einer dramatischen Flugrettung im April 1934 wieder an Land gekommen waren. Die Nordostpassage hat wirtschaftlich nie die Bedeutung erlangt, die man sich von ihr erhoffte. Aber man hat die Hoffnung nicht aufgegeben. Der Seeweg von Rotterdam nach Tokio würde sich auf dieser Route um 7000 km verkürzen. Ein Drittel des Gesamtweges würde gespart. Der Rückgang des arktischen Eises mag dazu führen, dass dieser Weg künftig häufiger genutzt wird. Im Jahre 2009 ist die Nordostpassage erstmals durch zwei große Frachter der Beluga Group in ostwestlicher Richtung erfolgreich durchfahren worden.

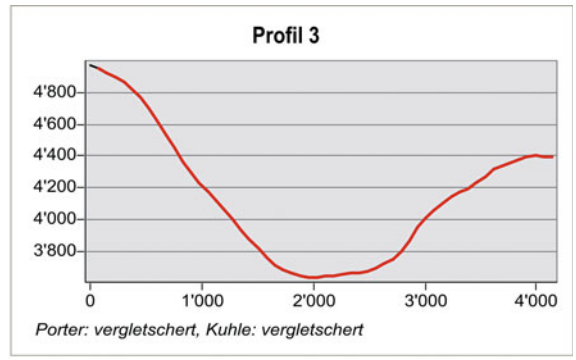
7.4 Asien – das Rätsel von Tibet

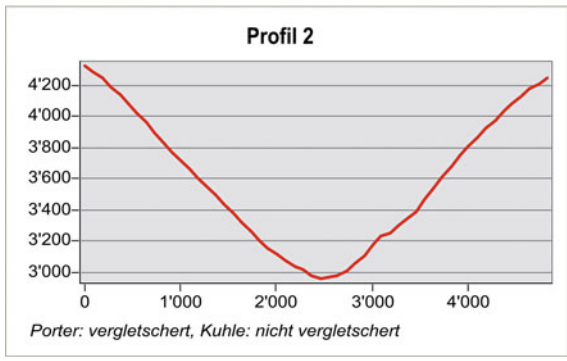
Umstrittene Eisschilde gibt es an verschiedenen Stellen der Erde. Einer der größten befindet sich in Zentralasien. Zentralasien ist der Teil der Erde mit den ausgedehntesten Hochgebieten. Da gibt es den Himalaya (Mount Everest, 8.848 m), den Transhimalaya (Ningshin Kangsha, 7.223 m), den Hindukusch (Tirich Mir, 7.708 m), den Pamir (Kongur, 7.719 m), das Karakorum (K2, 8.611 m) und den Kun Lun Shan (Liushi Shan, 7.167 m). Eingerahmt von den höchsten Gebirgen der Erde liegt das Hochland von Tibet mit einer mittleren Höhe von 5000 m über dem Meeresspiegel. Damit liegt es 200 m höher als der Gipfel des Mont Blanc, des höchsten Berges der Alpen. Der Mont Blanc ist noch heute vergletschert, die Alpen waren im Pleistozän intensiv vergletschert – was läge näher als anzunehmen, dass das Hochland von Tibet im Eiszeitalter komplett von einer Eiskappe bedeckt war?

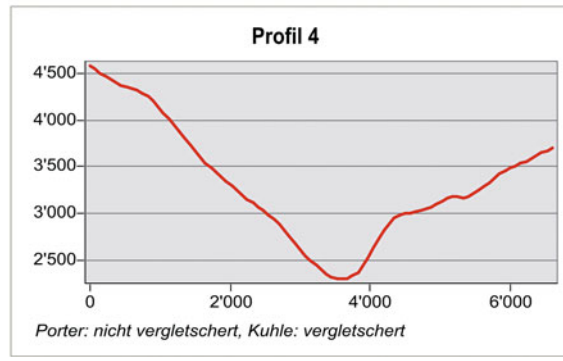
Matthias Kuhle hat versucht, die Ausdehnung der eiszeitlichen Gletscher in Hochasien zu rekonstruieren. Zum Teil kommt seine Berechnung den Kartierungen anderer Bearbeiter sehr nahe. Der Vergleich für Afghanistan zeigt, dass die von Kuhle (2004) und Porter (2004) kartierten Vereisungsgrenzen nur geringfügig voneinander abweichen. In anderen Gebieten sind die Abweichungen von der herrschenden Lehrmeinung allerdings gravierender.

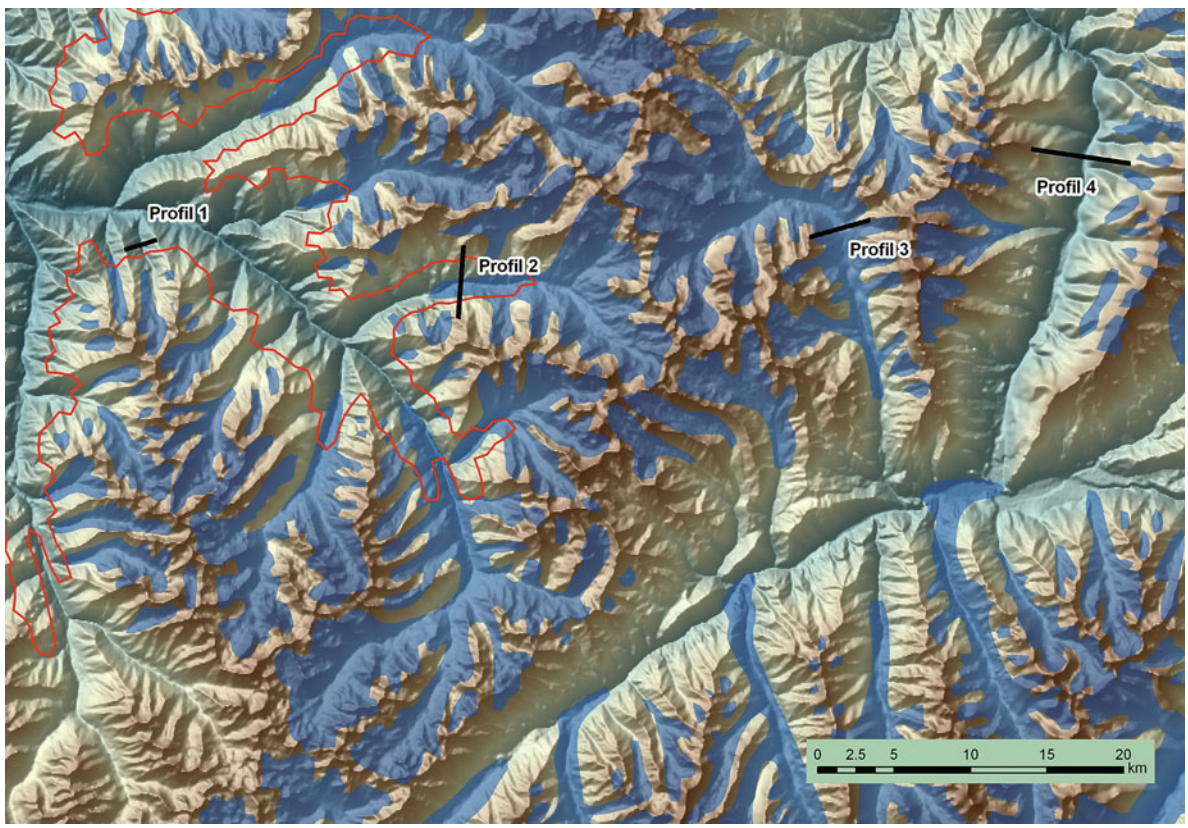
Kuhle kam 1976 und 1977 zum ersten Mal an den südlichen Rand des Hochlands von Tibet. Er fand auf der Südseite Moränen und Gletscherschliffe bis hinunter in Höhen von 1100 bis 1200 m, und auf der Nordseite des Himalaya-Hauptkammes reichten die glazialen Formen hinunter bis 2580 bis 2800 m. Das hieß, dass die eiszeitlichen Gletscher eine wesentlich größere Ausdehnung gehabt haben mussten, als bisher angenommen. Untersuchungen Heubergers und Weingartners (1985) bestätigten diese Ergebnisse. Auf einer von Professor Hövermann geleiteten Expedition im Jahre 1981 gelangte Kuhle schließlich an den Nordostrand des Hochlands von Tibet. Auch hier lagen die Spuren der Vorlandvergletscherung der letzten Vereisungen erstaunlich tief. Eine weitere Expedition im Jahre 1984 brachte für Kuhle die Gewissheit: Ganz Tibet war von eiszeitlichem Inlandeis bedeckt gewesen (Kuhle 1985). Ja, Kuhle ging sogar noch weiter: Die Heraushebung Tibets und die Vergletscherung des Hochlandes wären vielleicht gar der Auslöser des quartären Eiszeitalters gewesen (1988).


Profil 1
3'100
3'000
2'900
2'800
2'700
2'600
2'500
2'400
0
500
1'000
1'500
2'000
Porter: nicht vergletschert, Kuhle: nicht vergletschert


Profil 3
4'800
4'600
4'400
4'200
4'000
3'800
0
1'000
2'000
3'000
4'000
Porter: vergletschert, Kuhle: vergletschert


Profil 2
4'200
4'000
3'800
3'600
3'400
3'200
3'000
0
1'000
2'000
3'000
4'000
Porter: vergletschert, Kuhle: nicht vergletschert


Profil 4
4'500
4'000
3'500
3'000
2'500
0
2'000
4'000
6'000
Porter: nicht vergletschert, Kuhle: vergletschert


Profil 1
Profil 2
Profil 3
Profil 4
0 2.5 5 10 15 20
km

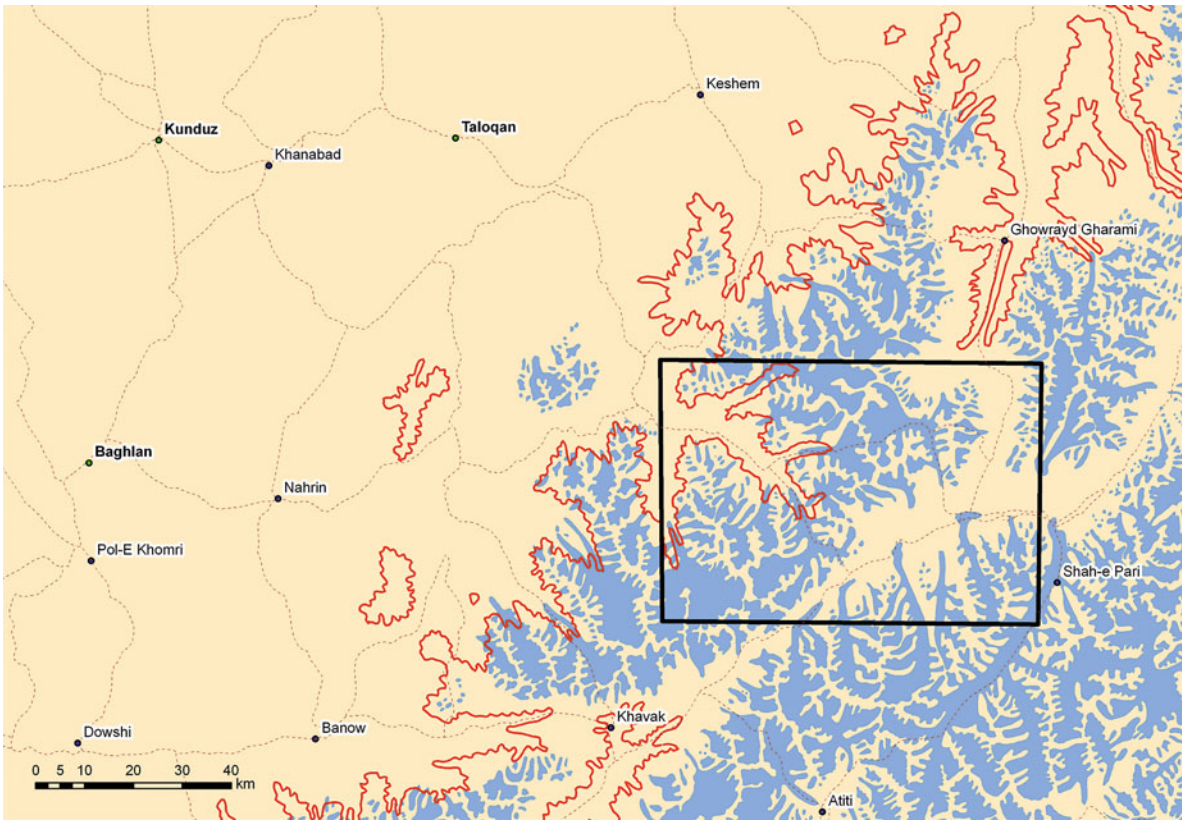


Abb. 7.16 Vergletscherung im Norden Afghanistans nach Porter (2004) (blau) und Kuhle (2004) (rot) vor dem Hintergrund des SRTM-Höhenmodells. Die Unterschiede sind gering; die mit dem GIS erzeugten Talquerschnitte lassen verschiedene Deutungen zu.

Es regte sich rasch Widerspruch. Lehmkuhl & Owen (2005) führen eine große Zahl von Untersuchungen an, die sämtlich zu belegen scheinen, dass das Hochland nicht vollständig vergletschert war; die Karte von Shi et al. (1991) sei die beste Rekonstruktion der Vergletscherung. Die Karte zeigt für die letzte Eiszeit eine überwiegend geringe Vergletscherung der randlichen Gebirge. Für die vorletzte Vereisung wird eine etwas ausgedehntere Vereisung angenommen, und zu dieser Zeit gab es auch einen kleinen Eisschild auf dem nordöstlichen Teil des Plateaus. Es ist allerdings unklar, ob die „vorletzte" Vereisung nun der Saale-Kaltzeit entspricht, oder eine frühere Vergletscherungsphase der Weichsel-Kaltzeit darstellt. Shi und seine Kollegen schreiben in ihrem Erläuterungstext: „Bis jetzt sind keine Hinweise darauf gefunden worden, dass das Plateau einmal große Eisschilde getragen hat, und es gibt keine Oser, Gruppen von Drumlins, Gletscherseen und auch keine großen Täler, durch die diese Eismassen abgeflossen sein könnten. Die gegenwärtigen Seen auf dem Plateau verdanken ihre Entstehung nicht dem Gletscherschurf, sondern tektonischen Ursachen."

Und doch gibt es einzelne Hinweise auf eine größere Vergletscherung. Prof. Dieter Jäkel schreibt: „Am 25.5.1998 fand ich zusammen mit Robert Hebenstreit bei 35 ° 19‘500 m Nord, 92 ° 40‘750 m Ost einen 61 kg schweren grauen metamorphisierten Sandstein, der an einer Kante eine Gletscherschramme aufwies. Er lag an der Südflanke eines gerundeten Hügels. Die Höhe betrug nach meinem Thomen-Höhenmesser 4700 m a.s.l., nach GPS 4660 m. Der Hügel bestand aus einem, rötlichen groben Sandstein. Der metamorphisierte Block hob sich vom anstehenden Sandstein deutlich ab und war deshalb leicht zu finden. Wir fanden fünf weitere solcher Klastika. (…) Durch geologische Studien fand ich später heraus, dass solch grauer Metamorphosesandstein einerseits 100 km entfernt nördlich im Kunlun Shan und andererseits in einer Gebirgskette auf dem Plateau ungefähr 100 km westlich des Fundortes ansteht. Da zwischen beiden möglichen Herkunftsge-

Abb. 7.17 Geschrammtes Geschiebe auf dem Hochland von Tibet an einer Stelle, die nach herrschender Lehrmeinung nicht vergletschert gewesen sein soll (Aufnahmen: Robert Hebenstreit).

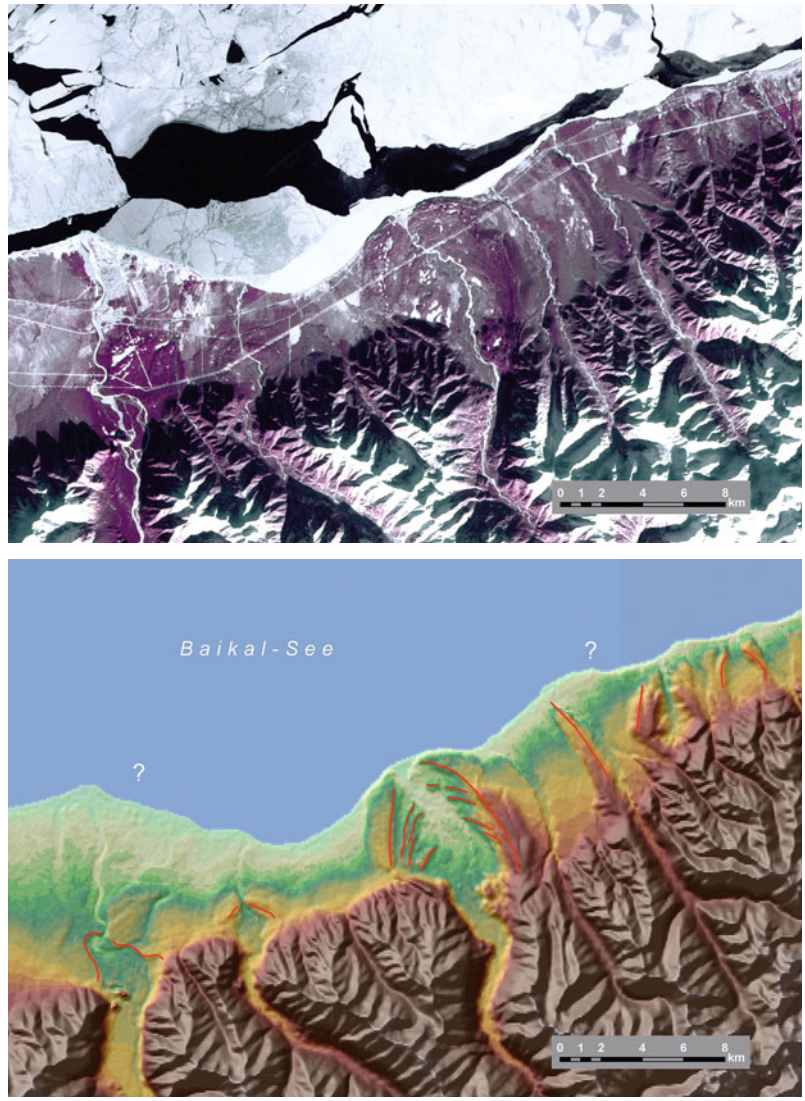


Abb. 7.18 Endmoränen am Südufer des Baikal-Sees. Oben: Landsat 7-Satellitenbild vom 20.1.2002; unten: Interpretation. Quelle: U.S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Path 193, Row 24, 20.1.2002.

bieten und dem Fundort sich ausgedehnte Depressionen befinden, konnten die Fundstücke nicht durch fluvialen Transport dorthin gelangt sein. Der einzige Schluss, den ich daraus zog war, dass es durch Eis transportierte Erratika sein müssten."

Dieser nüchterne Bericht lässt nichts von den Schwierigkeiten ahnen, die auf solch einer Expedition auftreten können. Beinahe wäre alles böse ausgegangen. Der Journalist Josef Zens, der Jäkel für die *Berliner Zeitung* interviewt hat, schreibt: „Nach einer Autopanne musste sich die Gruppe mehr als neun Stunden lang durch unwirtliches Gelände kämpfen, bis sie die Straße erreicht hatte und einen Lastwagen anhalten konnte. Dunkelheit und ein Schneesturm erschwerten den Marsch zusätzlich, und das alles in einer Höhe von mehr als 4500 Metern über dem Meer." „Ich war am Ende meiner physischen Kraft angelangt", erinnert sich Jäkel. Und: „Ich hatte bei dieser Expedition mit meinem Leben schon abgeschlossen." (Zens 1998).

Wieso aber fand Jäkel erratische Blöcke auf der Hochebene, während andere Forscher vergebens danach gesucht haben? Darauf gibt es eine einfache Antwort: Die meisten sind zur falschen Zeit nach Tibet gefahren. Im Sommer, wenn die äußeren Voraussetzungen für eine solche Expedition am günstigsten sind, überwuchert dichtes Gras den Untergrund, und die vom Gletscher transportierten Steine sind schwer zu finden.

Der Fundort des Jäkel-Steines liegt deutlich außerhalb des auf der Karte von Shi et al. (1991) angegebenen Vereisungsgebietes. Und auch verschiedene der von Matthias Kuhle als „sichere Vergletscherungsspuren" gedeuteten Befunde liegen jenseits der Vereisungsgrenzen der chinesischen Darstellung (vgl. Kuhle 2004). Vom Schreibtisch aus lassen sich die offenen Fragen allerdings nicht beantworten; weitere und vor allem ergebnisoffene Untersuchungen im Gelände sind erforderlich, um das „Rätsel von Tibet" zu lösen.

Ebenfalls ungeklärt ist das Ausmaß der pleistozänen Vergletscherung im Bereich des Tien Shan und Altai. Auch hier fordern einige Wissenschaftler ausgedehnte Vereisungen. Grosswald & Kuhle (1994) behaupten, dass die Gletscher in der letzten Eiszeit wesentlich ausgedehnter waren als heute. Sie gehen davon aus, dass sich Gletscherzungen bis in den Baikal-See erstreckt haben. Lehmkuhl & Owen (2005) halten das für unwahrscheinlich. Das Landsat-Satellitenbild legt nahe, dass Grosswald & Kuhle in diesem Fall Recht haben dürften.

7.5 Nordamerika – die Eiszeiten werden älter

Es besteht in jüngerer Zeit die Tendenz, die vom Geowissenschaftler im Gelände erarbeitete Stratigraphie mehr und mehr durch eine „Datierungs-Stratigraphie" zu ersetzen. Brad Pillans weist in seinem Überblick über die Quartärstratigraphie (2007) zu Recht darauf hin, dass eine Stratigraphie, die allein auf den Zahlen der Altersbestimmungen beruht, erhebliche Gefahren birgt. Ein Beispiel aus den USA mag dies veranschaulichen. Früh hat man in Nordamerika die ^{14}C-Methode zur Datierung eiszeitlicher Schichten benutzt. Bei Salmon Springs im Staat Washington findet man zwei Lagen von kaltzeitlichen Tills und Schmelzwasserablagerungen, die durch eine 1,5 m mächtige Schicht nicht glazigener Sedimente getrennt sind – unter anderem vulkanische Asche (Tephra), Schluff und Torf. Ideale Voraussetzungen für eine Altersbestimmung! Der Torf wurde mit der ^{14}C-Methode auf 71 500 ± 1400 Jahre vor heute datiert (Stuiver et al. 1978). Die beiden Gletscherablagerungen wurden als Früh- und Mittel-Wisconsin (Weichsel) eingestuft, und zahlreiche andere Tills wurden mit diesem Richtprofil korreliert.

Dieser Festpunkt der Pleistozänstratigraphie geriet ins Wanken, als Easterbrook et al. (1981) die Tephra zwischen den beiden Tills mit Hilfe der Fission-Track-Methode neu datierten und ein Alter von 840 000 ± 210 000 Jahren ermittelten. Die Datierung war zugegebenermaßen sehr ungenau, aber der Schluff unmittelbar über der Tephra zeigte eine reverse Magnetisierung und musste also älter als 780 000 Jahre sein.

Wie hatte es zu der spektakulären Fehldatierung kommen können? Der erste Fehler bestand darin, dass eine Datierungsmethode, in diesem Fall die ^{14}C-Methode, bis an die Grenzen ihrer Möglichkeiten genutzt wurde, so dass schon eine geringfügige Verunreinigung mit jüngerem Kohlenstoff ein völlig falsches Alter ergeben musste. Der zweite Fehler liegt in der menschlichen Psyche: Das niedrigere Alter wurde akzeptiert, weil es den Erwartungen der Geologen entsprach.

Das stratigraphische Grundgerüst des Quartärs hat in Nordamerika in den letzten Jahrzehnten erhebliche Veränderungen erfahren. Das, was früher mit den Begriffen Nebraskan und Kansan belegt wurde, repräsentiert in Wirklichkeit eine Reihe verschiedener Vereisungen, die überwiegend erheblich älter sind, als bisher vermutet. Auch der Yarmouth

Palaeosol, der fossile Boden, der früher als Zeitmarker zur Abgrenzung der Illinoian (=saalezeitlichen) Glazialablagerungen gegen ältere Schichten verwendet worden ist, lässt sich zeitlich nicht mehr mit dem Holstein parallelisieren. In Indiana und Illinois ist er in den Sauerstoff-Isotopenstadien 7-11 entstanden, anderswo geht seine Bildung bis in die Stadien 13 oder 15 zurück (Hallberg 1986).

Barendregt & Duk-Rodkin (2004) haben einen Überblick über die alten Vereisungen in Nordamerika gegeben. Schon im paläomagnetischen Gauss-Chron (d. h. im Pliozän) ist es zumindest in den Gebirgen des Nordwestens, aber auch im Umkreis des Mackenzie-Deltas zu Vereisungen gekommen. Die geringe Zahl der datierten Fundpunkte erlaubt es bisher nicht, zuverlässige Verbreitungskarten der

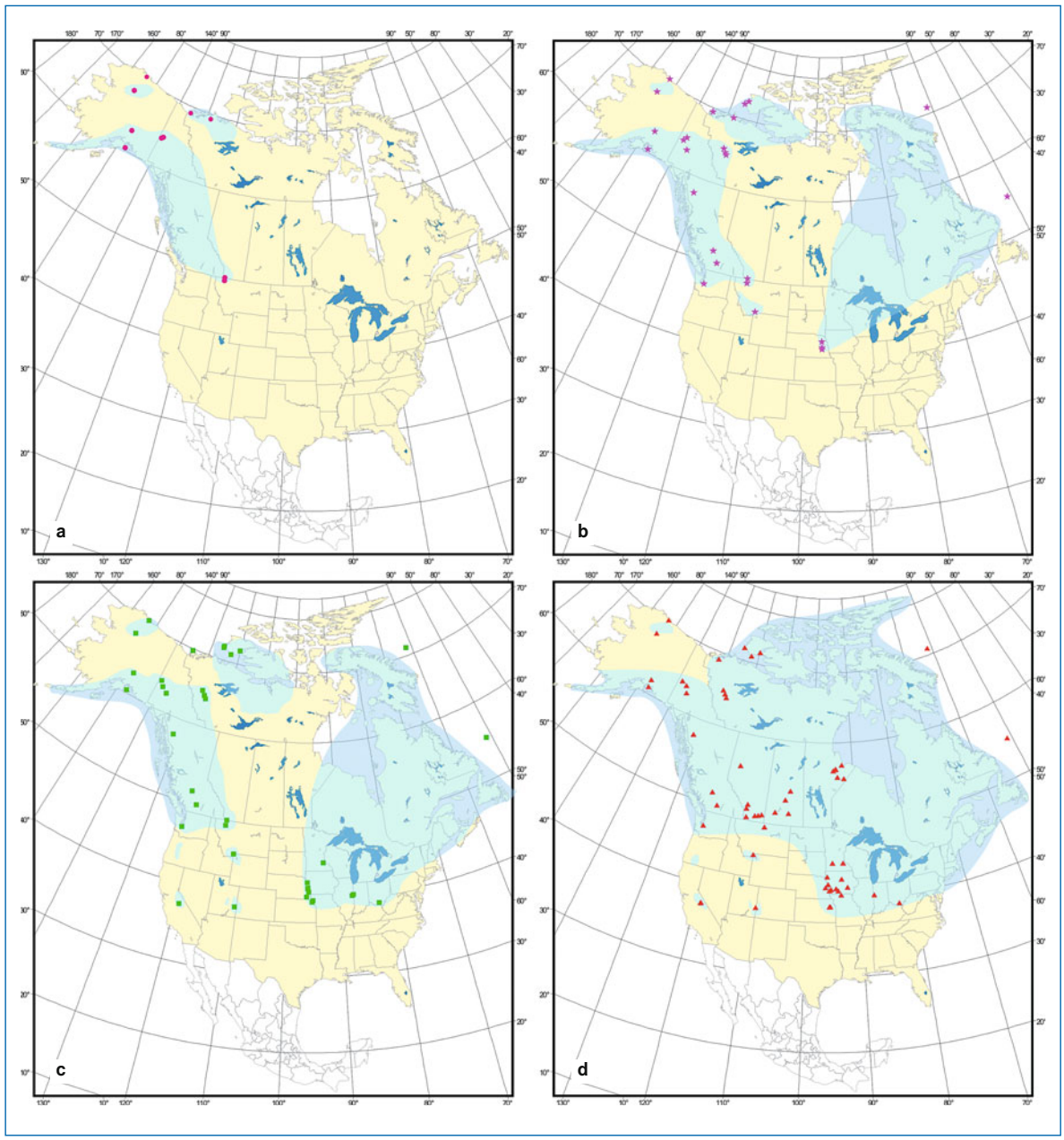


Abb. 7.19 Verbreitung der alten Vereisungen in Nordamerika; (a) im Gauss-Chron, (b) im unteren Matuyama-Chron, (c) im oberen Matuyama-Chron, (d) im Brunhes-Chron (nach Barendregt & Duk-Rodkin 2004).

Abb. 7.20 Die Verzahnung von Gletscherablagerungen mit Lagen von Tephra erlaubt in großen Teilen Nordamerikas eine Altersbestimmung der Vereisungen. Auch das Moränenmaterial ist mit Tephra durchsetzt. Das Bild zeigt Till mit vulkanischen Bomben am Ufer des Yellowstone Lake, Wyoming.

zugehörigen Ablagerungen zu zeichnen. Die Darstellung in Abb. 7.19 kann daher nur die ungefähren Vereisungsgrenzen zeigen. Es muss jedoch davon ausgegangen werden, dass die Kordilleren schon im Altpleistozän intensiv vergletschert waren, und dass sich von Labrador bis nach Kansas und Nebraska ein Eisschild erstreckt hat.

Die Verzahnung von quartärem Vulkanismus und Vereisungen erlaubt in großen Teilen Nordamerikas den Aufbau einer gut begründeten Chronostratigraphie. Der Vulkanismus im Yellowstone-Gebiet ist seit 17 Millionen Jahren (d. h. seit dem Miozän) aktiv. Die letzten drei größeren Ausbrüche haben sich vor 2,1 Millionen Jahren (Huckleberry-Ridge-Ausbruch), vor 1,3 Millionen Jahren (Mesa-Falls-Ausbruch) und vor 0,64 Millionen Jahren ereignet (Lava-Creek-Ausbruch). Die Caldera des letzten Ausbruchs ist rund 40 km lang und 25 km breit. Sie nimmt etwa ein Viertel des heutigen Yellowstone-Nationalparks ein. Der letzte Ausbruch schleuderte rund 1000 km^3 Tephra in die Atmosphäre. Ablagerungen eines Eisstausees wurden zerbrochen und zum Teil zu einer Brekzie verbacken, die man am Ufer des Yellowstone Lake sehen kann. Einen Überblick über die Entwicklung des Vulkangebietes bieten Morgan et al. 2009.

Abb. 7.21 Spuren des Vulkanismus am Yellowstone Lake: Durch den Vulkanausbruch zerbrochene und gefrittete Warven eines Beckentons.

Tephra – Daten aus der Asche

Die Untersuchung von Tephra-Lagen als Hilfsmittel der Datierung quartärer Ablagerungen begann in den 1930er Jahren. Der isländische Vulkanologe Sigurdur Thorarinsson arbeitete damals gemeinsam mit Lennart von Post, dem Begründer der Pollenanalyse, an der Universität Stockholm. Er erkannte, dass man die zahlreichen Aschelagen der isländischen Vulkanausbrüche für die Altersbestimmung nutzen könnte. Er führte entsprechende Untersuchungen in den isländischen Mooren durch. Dabei ging es zunächst um Fragen der Vegetationsgeschichte, der Bodenbildung und der Bodenerosion. In seiner Doktorarbeit 1944 hat 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.

Besonders begünstigt für den Einsatz der Tephra-Chronologie sind natürlich Gebiete, die sich in der Nähe von Vulkanen befinden. In Nordamerika zählt hierzu die Umgebung des Yellowstone-Parks in Wyoming. In Deutschland sind besonders zahlreiche Tephra-Lagen in der Umgebung der Eifel-Vulkane ausgebildet.

Feine vulkanische Asche kann über erhebliche Entfernungen transportiert werden und dort in bis zu zentimeterdicken Lagen abgelagert werden. Ein Problem besteht darin, dass sie meist keine zusammenhängende, gleichmäßige Schicht bilden, sondern örtlich angereichert sind, an anderen Stellen dagegen ganz fehlen. Bioturbation führt dazu, dass die Lagen mit dem Sediment vermischt werden, so dass in der Regel keine klare Grenzlinie zu finden ist, sondern die Aschepartikel über mehrere Dezimeter Sedimentmächtigkeit verteilt auftreten. Die mit bloßem Auge erkennbaren Lagen spektakulärer Vulkanausbrüche wie z.B. die Laacher-See-Tephra oder die isländische Vedde Ash 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 (van den Bogaard & Schmincke 1985), und die Vedde Ash ließ sich bis nach Norddeutschland und über Südschweden und die Ostsee hinaus bis nach St. Petersburg verfolgen (Alloway et al. 2007).

Für die Entstehung der jüngeren Tephren gibt es Augenzeugenberichte. Das gilt zum Beispiel für den Ausbruch des

Abb. 7.22 Der 2277 m hohe Beerenberg-Vulkan auf Jan Mayen ist heute noch aktiv. Der letzte Ausbruch ereignete sich 1985. Aufnahme: Hinrich Bäsemann, www.polarfoto.de

7.6 Südamerika – Vulkane und Gletscher

Der erste Wissenschaftler, der sich mit den Spuren der Eiszeit im südlichen Südamerika auseinandersetzte, war Charles Darwin. Er war 26 Jahre alt, als er im Jahre 1834 an Bord der „Beagle" die Küsten von Patagonien, Feuerland und der Insel Chiloé besuchte. Charles Lyell hatte ihm ein Exemplar der ersten Auflage seiner *Principles of Geology* mit auf die Reise gegeben und ihn gebeten, besonders auf das Vorkommen erratischer Blöcke in diesen Gegenden zu achten. Und Darwin hielt die Augen offen. Auf seiner Exkursion entlang des Tales des Río Santa Cruz, der vom Lago Argentino zum Atlantischen Ozean fließt, sah Darwin nicht nur die erwarteten erratischen Blö-

Vesuv 79 n.Chr. oder für den verheerenden Ausbruch des Tambora 1815 auf Sumbawa (Indonesien). Die ersten sicher datierten Aschelagen auf Island gehören zu den historisch belegten Ausbrüchen der Hekla (1693), der Katla (1721) und wieder der Hekla (1766). Ältere Tephra-Lagen lassen sich entweder mit der Fission-Track-Methode oder aber mit der ^{40}Ar-^{39}Ar-Methode datieren, deren Altersspanne das gesamte Quartär umfasst. Zusätzlich können indirekte Datierungsmethoden eingesetzt werden, indem Material der umgebenden Schichten mit der ^{14}C-Methode, mit der Dendrochronologie oder mit der Thermolumineszenz (TL) bzw. der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL) datiert wird. Auch paläomagnetische Messungen sind ein wichtiges Hilfsmittel der Altersbestimmung.

Abb. 7.23 Laacher-See-Tephra, 30 m hohe Aufschlusswand am Wingertsberg in der Eifel.

Wie weit sich Tephra bei einem Vulkanausbruch verbreitet, zeigt ein aktuelles Beispiel. Der Ausbruch des Eyjafjallajökull auf Island begann am 20. März 2010. Nachdem zunächst relativ wenig Lava ausgetreten war, ereignete sich am 14. April im Bereich der Gipfelcaldera ein neuer, heftigerer Ausbruch, durch den große Mengen Wasserdampf und Asche in die Atmosphäre geschleudert wurden. Der Flugverkehr über Europa musste am 15. April zeitweilig eingestellt werden. Die Karte zeigt die Verbreitung der Aschewolke am 19. April. Die Ausbreitung erfolgte nicht regelmäßig in eine bestimmte Richtung, sondern variierte in Abhängigkeit von der Windrichtung. Ob Asche aus diesem Vulkanausbruch als datierbare Lage am Boden zurückbleibt, hängt außer von der Windrichtung auch vom Niederschlag ab.

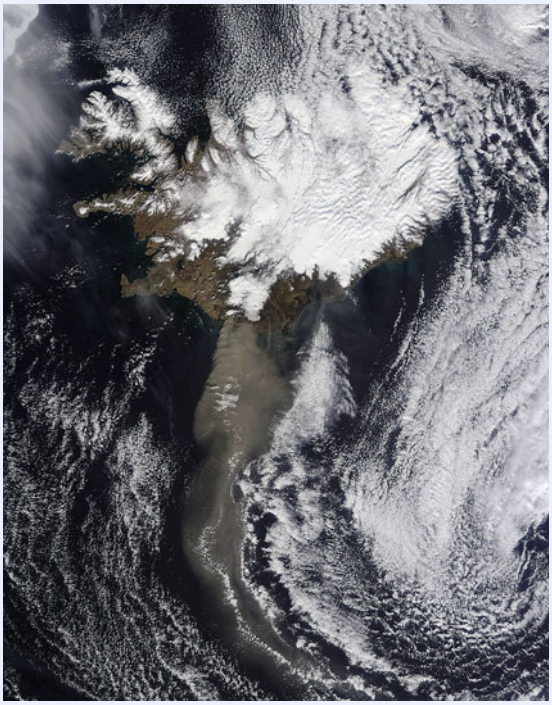


Abb. 7.24 Aufnahme vom Ausbruch des Eyjafjallajökull. Quelle: NASA, MODIS, Rapid Response System, Terra, 19.4.2010.

cke, sondern er beschrieb auch als Erster die Aufschlüsse, in denen Lagen von Basalt in die eiszeitliche Schichtenfolge eingeschaltet sind, und die später die Grundlage der umfassenden argentinischen Quartärstratigraphie werden sollten (Strelin & Malagnino 2009). Aber noch war es nicht so weit. Darwin deutete seine im Jahre 1842 veröffentlichten geologischen Beobachtungen ganz im Sinne von Lyells Drifttheorie.

Nach den Engländern kam die große Stunde der Schweden. Am 19. Februar 1925 konnte die Zeitung *Dagens Nyheter* stolz berichten: „Schwedische Wissenschaftler lösen die Rätsel der Eiszeit." Einer davon war Carl Caldenius. Caldenius war ein Schüler von De Geer, und es war eigentlich geplant, dass er versuchen sollte, die schwedische Warvenchronologie mit den Warven Argentiniens zu korrelieren (Lundqvist 1991).

Die Warven ließen sich nicht korrelieren. Caldenius versuchte es trotzdem. Außerdem kartierte er die Vereisungsgrenzen im südlichen Südamerika, die er nach skandinavischem Muster mit den Begriffen Daniglazial, Gotiglazial und Finiglazial belegte (Caldenius 1932). Eine zusätzliche Vereisungsphase, in der die Gletscher ihre größte Ausdehnung erreicht hatten, bezeichnete er als Initioglazial. Der äußere Rand dieses Initioglazials lag über 100 Kilometer vom Fuß der Anden entfernt. Östlich des Lago Buenos Aires bestanden die zugehörigen Eisrandbildungen aus, wie Caldenius schrieb, *colosales morenas terminales* – gewaltigen Endmoränen (Heusser 2003). Die morphologischen Grenzen, die Caldenius zog, waren richtig und haben – mit kleineren Korrekturen – bis heute Bestand. Was jedoch nicht stimmte, war das Alter, das Caldenius diesen Endmoränen zugewiesen hatte.

Die Bezeichnungen, die Caldenius verwendete, gingen auf seinen Lehrer De Geer zurück und bezogen sich eigentlich auf Zeiträume in der Geschichte der nordischen Vereisungen. Im Daniglazial zog sich das Eis der letzten Eiszeit von seiner maximalen Ausdehnung in Dänemark und Norddeutschland bis nach Schonen zurück. Im Gotiglazial wich der Eisrand bis nach Mittelschweden, worauf im Finiglazial sein Rückzug bis nach Jämtland folgte. Die äußersten Endmoränen belegte Caldenius mit dem Begriff Initioglazial, der sich bei De Geer nicht findet, und es ist unklar, ob er damit einen besonders weiten Eisvorstoß oder aber den Vorstoß einer früheren Vereisung gemeint hat.

Caldenius' Kartierung der Eisrandlagen endete auf 41°20' S. Flint & Fidalgo haben 1964 die Kartierung bis 39°10' S erweitert. Auch sie sahen nur die Spuren einer einzigen Vereisung, die sie mit dem Wisconsinan Nordamerikas (d. h. mit der Weichsel-Eiszeit) parallelisierten. Auf der chilenischen Seite kamen die Untersuchungen von Denton et al. (1999) im Rahmen des Projekts *Interhemispheric Linkage of Paleoclimate during the Last Glaciation* hinzu (bis 40°35' S, d. h. bis nördlich von Puerto Octay). Für das Nordende des Vereisungsgebietes der südlichen Anden liegt bis heute keine genaue Kartierung vor; man

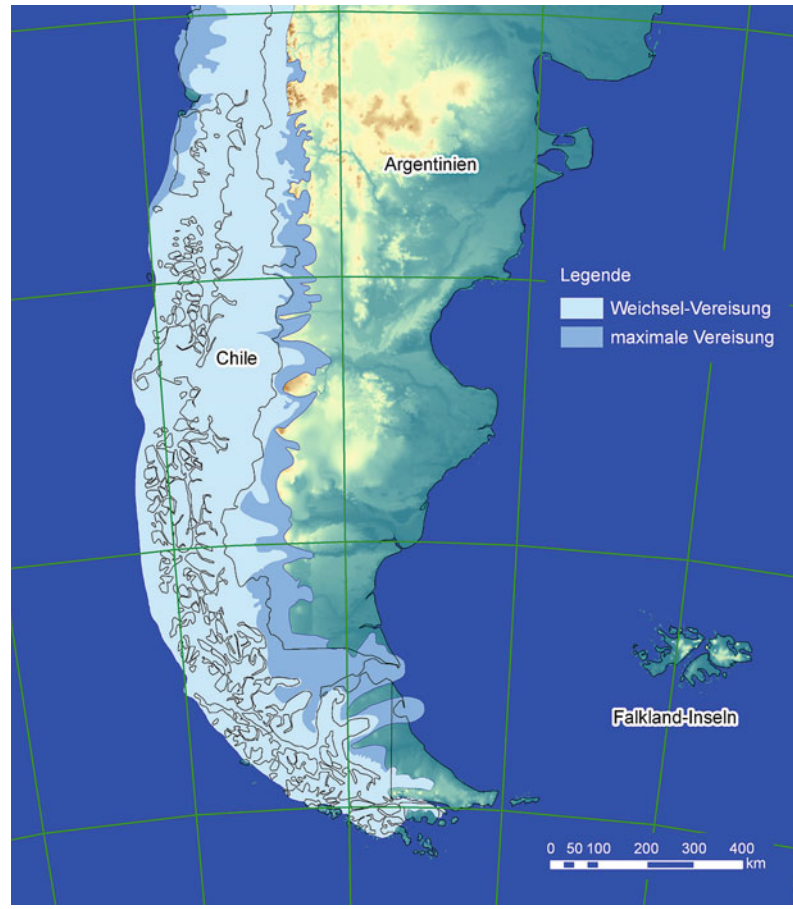


Abb. 7.25 Ausdehnung der Vereisungen im südlichen Südamerika (nach Coronato et al. 2004a, b).

muss auf die Übersichtskarte von Hollin & Schilling (1981) zurückgreifen, die für viele Gebiete auf einer bloßen Abschätzung der Schneegrenze basiert.

Den Schlüssel zur Enträtselung der Vereisungsgeschichte Südamerikas hatte Darwin schon entdeckt, und auch Feruglio, der die Geologie von Feuerland und Patagonien kartierte, wies noch einmal darauf hin. In die eiszeitlichen Ablagerungen waren an verschiedenen Stellen vulkanische Schichten unbekannten Alters eingeschaltet. Die konnte man am Ende datieren.

Im Jahre 1973 fand die INQUA-Tagung zum ersten Mal auf der Südhalbkugel statt – in Christchurch, Neuseeland. John Hainsworth Mercer nutzte diese Gelegenheit, um die Ergebnisse seiner Forschungen einer breiteren Öffentlichkeit vorzustellen (er hatte vorher bereits einen kurzen Artikel in *Science* veröffentlicht). Sein Beitrag sollte das bisherige Wissen über den Ablauf des Eiszeitalters revolutionierten. Mercer sprach über *Southern Patagonia: Glacial Events Between 4 m.y. and 1 m.y. Ago.* Seine Mitarbeiter und er hatten die argentinischen Basalte mit der Kalium-Argon-Methode datiert; die älteste Vereisung Patagoniens hatte sich demnach bereits vor 3,5 Millionen Jahren abgespielt; die ausgedehnteste Vereisung (Caldenius' Initioglazial) war nicht 20 000 Jahre, sondern 1,2 Millionen Jahre alt!

Coronato et al. (2004a und b) haben im Rahmen des Projekts *Extent and Chronology* die bisher beste Karte der Vereisungen des südlichen Südamerika vorgelegt. Im Bereich der Anden sind inzwischen 13 bis 14 verschiedene Vereisungen identifiziert worden. Die ältesten Gletscherablagerungen reichen bis in das späte Miozän (ca. 5–7 Millionen Jahre vor heute) zurück. Die ausgedehnteste Vereisung wird als *Great Patagonian Glaciation* (GPG) bezeichnet, ihr Alter ist

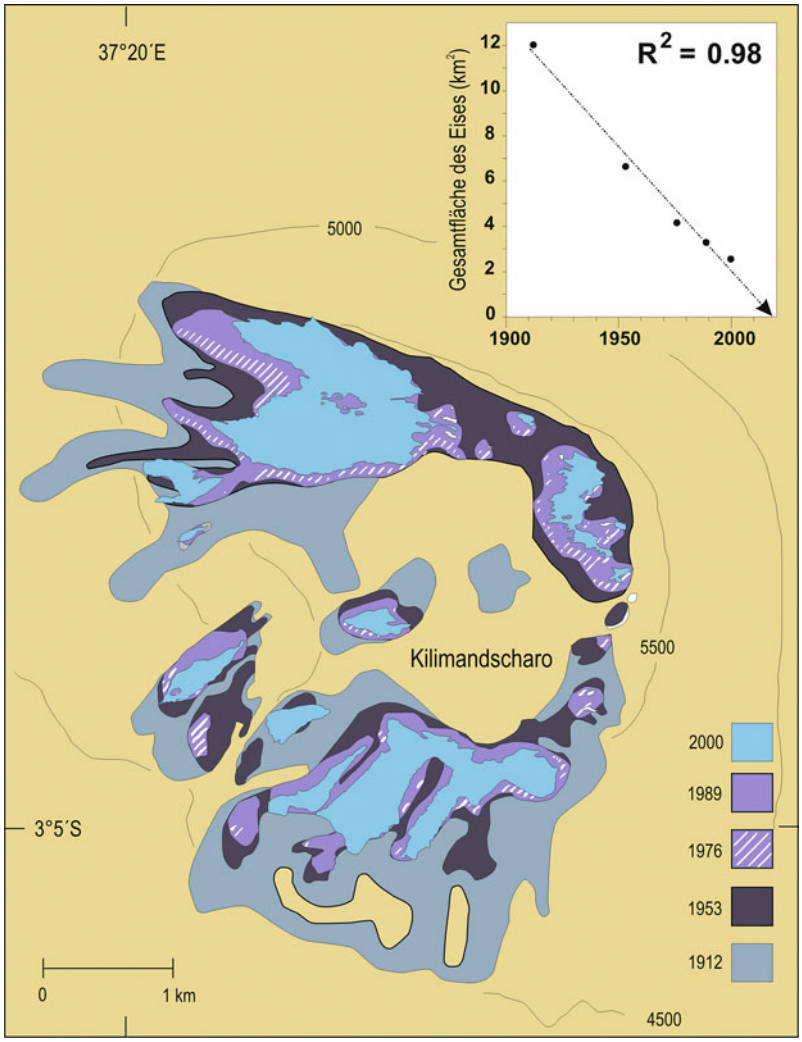


Abb. 7.26 Rückgang der Vergletscherung auf dem Kilimandscharo (Thompson et al. 2002).

Agassiz vom Sockel holen?

Louis Agassiz war bereits zu seinen Lebzeiten außerordentlich berühmt. Schon 1840, als er durch seine Forschung an fossilen Fischen bekannt geworden war, wurde in der Schweiz ein Berg nach ihm benannt, das 3942 m hohe Agassizhorn in den Berner Alpen. Der amerikanische Poet Henry Wadsworth Longfellow verfasste ein Gedicht zum 50. Geburtstag des geschätzten Wissenschaftlers (1857). Es enthält die Zeilen:

And Nature, the old nurse, took
The child upon her knee,
Saying: „Here is a story-book
Thy Father has written for thee."

„Come, wander with me," she said,
„Into regions yet untrod;
And read what is still unread
In the manuscripts of God."

Der Naturkundler war zu einem lebenden Denkmal geworden.

Im Winter 1865 bekam Louis Agassiz gesundheitliche Probleme. Eine Klimaveränderung sollte Abhilfe bringen. Aber wohin sollte die Reise gehen? Nach Europa? Nein, dort würde er nicht umhin können, in die aktive wissenschaftliche Diskussion einzugreifen. Er brauchte Ruhe. Agassiz entschied sich für Südamerika. Hatte nicht der Kaiser von Brasilien großes Interesse an seinen wissenschaftlichen Untersuchungen gezeigt, und hatte er nicht seine Unterstützung zugesagt für Agassiz' Bemühungen, in seinem Lande ein bedeutendes Zoologisches Museum einzurichten? Agassiz reiste gemeinsam mit seiner Frau. Aber trotz aller guten Vorsätze war es natürlich keine reine Erholungsreise.

Abb. 7.27 Der vom Sockel gestürzte Louis Agassiz nach dem Erdbeben von San Francisco 1906. Quelle: GP 2514: Statue of Louis Agassiz, Stanford Historical Photograph Collection, Stanford University Archives.

Elizabeth Cabot Agassiz schrieb nach einem besonders anstrengenden Tag: „Die Bewirtung durch unsere ausgezeichneten Gastgeber entschädigte uns für alle Entbehrungen der Reise. Weil unser Gepäck noch nicht eingetroffen war, waren sie so nett, uns mit Ersatzkleidung zu versorgen, denn unser Zeug befand sich nach dem Ritt durch zwei bis drei Fuß tiefes, spritzendes, schlammiges Wasser in beklagenswertem Zustand. Mr. Agassiz fand jedoch keine Zeit, sich auszuruhen. Wir waren das größte Stück unseres Weges einem Boden aus Moränenmaterial gefolgt, hatten an der Straße viele Blöcke passiert, und Mr. Agassiz brannte darauf, die Serra de Monguba zu inspizieren, an deren Abhang Senhor Franklin (ihr Gastgeber) seine Kaffeeplantage hat, und an deren Fuß sein Haus steht. Er war daher teils zu Fuß, teils zu Pferd den größten Teil dieses Tages und des folgenden unterwegs, um die geologische Struktur des Berges zu untersuchen, und um sich davon zu überzeugen, dass auch hier alle Täler vergletschert gewesen waren, und dass das Eis die Blöcke, Kiese und Gesteinsschutt jeder Art von den Berghängen in die Täler transportiert hatte."

Im Nordosten Brasiliens? Ja, Louis Agassiz sah auch dort Spuren der Eiszeit. Und nachdem er die Sedimente des Amazonas-Tieflandes in Augenschein genommen hatte, notierte er: „Ich bin der Überzeugung, dass all diese Ablagerungen zur Eiszeit gehören (...). Hier liegt der Schlüssel für die geologische Geschichte des Amazonas-Tales. Ich bin mir bewusst, dass diese Deutung unwahrscheinlich erscheinen wird. Aber ist diese Annahme am Ende wirklich so unwahrscheinlich, wenn Mitteleuropa von Tausende Fuß mächtigem Eis bedeckt war, wenn die Gletscher Großbritanniens bis ins Meer hinein gepflügt haben, wenn diejenigen der Schweizer Alpen das zehnfache ihrer heutigen Höhe erreicht hatten, wenn jeder See in Norditalien mit Eis gefüllt war und der Frost sich bis nach Nordafrika erstreckte, wenn ein Eisschild fast den Gipfel des Mount Washington in den White Mountains erreicht hatte (das heißt, er hatte eine Dicke von etwa 6000 Fuß) und sich über den nordamerikanischen Kontinent erstreckte, ist es dann so unwahrscheinlich, dass in dieser Epoche universaler Kälte auch das Tal des Amazonas seinen Gletscher hatte, der von den schneebedeckten Bergen der Cordilleras herunter reichte und durch die Seitengletscher weiter anschwoll, die von den Tafelländern Guyanas und Brasiliens kamen?" (Agassiz & Agassiz 1868).

Auf jede große Entdeckung kommt in der Wissenschaft mindestens ein großer Irrtum. Aber Irrtümer reichen nicht

aus, um Denkmäler vom Sockel zu stoßen. Dafür bedarf es schon eines größeren Erdbebens. Am Zoology Building der Stanford University stand Louis Agassiz' Statue in Marmor, zusammen mit den Standbildern von Alexander von Humboldt, Benjamin Franklin und Johann Gutenberg. Beim Erdbeben von 1906 war er der einzige, der von seinem Sockel stürzte. Doch er überstand den Sturz ohne große Schäden; seine lädierte Nase wurde ersetzt.

Ein anderes Beben, das Agassiz' Ruf schließlich nachhaltig erschütterte, setzte erst 1980 ein, über 100 Jahre nach seinem Tod, als Stephen Jay Gould in seinem Buch *Der Damm des Panda* eher beiläufig den anderen großen Irrtum des Lous Agassiz aus der Vergessenheit hervorholte: seinen Rassismus. Und als der Schweizer Historiker Hans Fässler 2005 die aus heutiger Sicht nicht akzeptablen Äußerungen des großen Naturkundlers etwas genauer unter die Lupe nahm und auch in der Schweiz für jeden sichtbar machte, geriet Agassiz in seiner Heimat unter Beschuss.

Der Schweizer Nationalrat für den Kanton Genf, Sommaruga Carlo (Parti Socialiste Suisse), brachte den Fall am 22.06.2007 vor das Parlament. Seine Interpellation 07.3486 lautete: „Louis Agassiz vom Sockel holen ...":

„Ich stelle dem Bundesrat folgende Fragen:

1. Ist er ebenfalls der Auffassung, dass Louis Agassiz in seinen Untersuchungen über das Menschengeschlecht rassistische Anschauungen und Wertungen entwickelt hat?
2. Teilt er die Meinung, dass solche Wertungen mit der Bundesverfassung unvereinbar sind?
3. Ist er angesichts der mit dem Namen Louis Agassiz verbundenen Schande bereit, das „Denkmal" Agassizhorn zu demontieren? Wenn nicht, warum? ..."

Der Bundesrat war aber nicht bereit, Agassiz zu stürzen. Er antwortete einige Monate später:

„1. Louis Agassiz war ein großer Geologe und Zoologe, dafür darf er durchaus Anerkennung finden. Er vertrat andererseits rassistische Ansichten, die weit über das in jener Zeit übliche rassische Interpretationsparadigma hinausgingen. Es besteht kein Zweifel, dass der heutige Bundesrat sein rassistisches Denken verurteilt.
2. Die Frage, ob Äußerungen historischer Personen unserer gegenwärtigen Bundesverfassung widersprechen, stellt sich so nicht. Zwar hat jede Zeit ihre gesellschaftlichen Werte auch in der kritischen Konfrontation mit den Vorfahren zu messen, doch sollte dies nicht zu einer posthumen Verurteilung des ganzen Lebenswerks einer Person führen.
3. Das Agassizhorn wurde zu Beginn des 19. Jahrhunderts zusammen mit benachbarten und damals noch namenlosen Gipfeln nach den Pionieren der Alpenforschung benannt. Diese Bezeichnungen haben sich seither eingebürgert, und es besteht kein Grund, sie zu ändern. Die Louis Agassiz damit zugestandene Auszeichnung steht nicht im Widerspruch zu einer kritischen Auseinandersetzung mit seinen rassistischen Ansichten."

durch $^{40}Ar/^{39}Ar$ und K/Ar Daten auf den Zeitraum zwischen etwa 1,2 und 1,0 Millionen Jahren bestimmt worden. Danach haben noch mindestens drei weitere ausgedehnte Vereisungen das Gebiet betroffen (Coronato et al. 2004b).

7.7 Afrika, Australien, Ozeanien – wo gab es Gletscher? Und wann?

„Schnee auf dem Kilimandscharo" heißt eine Kurzgeschichte von Ernest Hemingway. Auf dem Kilimandscharo gibt es nicht nur Schnee, sondern blankes Eis (Thompson et al. 2006). In Afrika gab es pleistozäne Gletscher, doch waren sie auf die hohen Gipfelregionen der Berge beschränkt. Es gab Gletscher im Atlas-Gebirge von Marokko und Algerien, es gab Gletscher auf einer Reihe von Gipfeln in Äthiopien und in den Gipfelregionen von Mount Kenya, Ruwenzori, Elgon und Aberdare. Selbstverständlich war auch der Kilimandscharo vergletschert; er trägt noch heute eine kleine Eiskappe. Ob die Drakensberge in Lesotho (Südafrika) vergletschert gewesen sind, ist dagegen umstritten; Mills et al. (2009) glauben, dass sie vergletschert waren. Die Vergletscherung der Eastern Cape Mountains (bei Port Elizabeth) gilt dagegen als eher unwahrscheinlich (Hall 2004).

Auch in Indonesien und in Papua (Neuguinea) hat es einige hohe Vulkankegel gegeben, die während der Eiszeiten vergletschert waren. Auf dem australischen Festland ist nur an einer Stelle, am Mount Kosciuszko in den Australischen Alpen, eiszeitliche Vergletscherung festgestellt worden. Dagegen gab es einen Eisschild und Gletscher auf Tasmanien, und die Gebirge der Südinsel von Neuseeland waren im Quartär stark vergletschert.

7.8 Antarktis – Ewiges Eis?

Ich fragte Kapitän Nemo, ob er den Pol bereits entdeckt habe.

„Nein, mein Herr", erwiderte er, „wir wollen ihn miteinander entdecken. Wo andere versagt haben, da werde ich nicht scheitern. Ich bin mit meiner ›Nautilus‹ zwar noch nie so weit nach Süden vorgedrungen, aber ich sage Ihnen, es geht noch weiter."

„Das will ich gern glauben, Kapitän", erwiderte ich spöttisch. „Vorwärts denn! Für uns gibt's keine Hin-

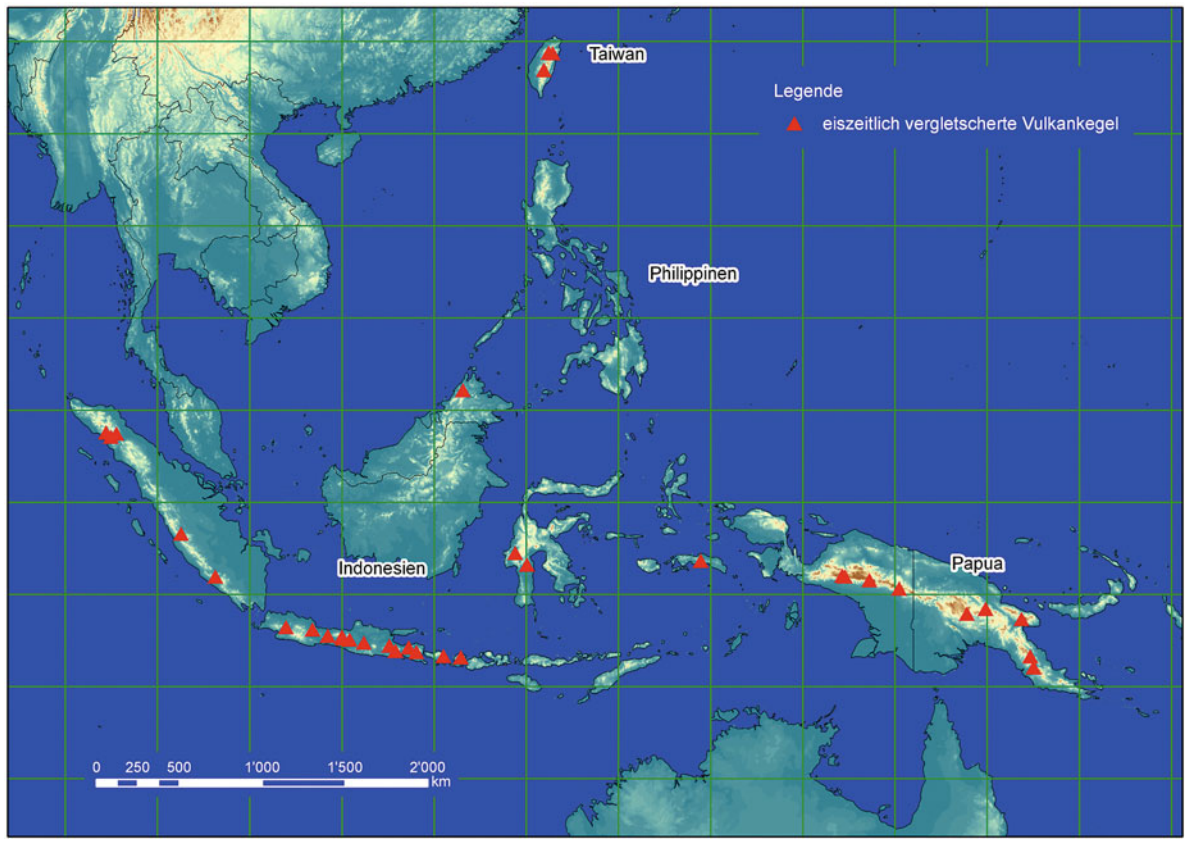


Abb. 7.28 Übersichtskarte der im Quartär vergletscherten Vulkane in Taiwan, Indonesien und Papua (Neuguinea).

dernisse! Zersprengen wir die Eisdecke! Oder – wenn uns das nicht gelingt, dann breitet ›Nautilus‹ wohl die Flügel aus, und wir fliegen darüber hinweg?“

„Darüber hinweg? Herr Professor“, erwiderte Kapitän Nemo ruhig. „Nicht darüber hinweg, sondern darunter hindurch.“ (Verne 1870)

Die Antarktis ist erst im Jahre 1820 nach langer vergeblicher Suche nach dem Südkontinent entdeckt worden. 1870, als Jules Verne sein Buch „20.000 Meilen unter dem Meer“ veröffentlichte, war das Innere dieses Kontinents noch völlig unbekannt. War es überhaupt ein Kontinent? Hatte nicht August Petermann auf dem Ersten Deutschen Geographentag 1865 seine Auffassung kundgetan, dass das Nordpolarmeer hinter einer Barriere aus Treibeis auf Grund des Golfstromes bis zum Pol eisfrei sei (Felsch 2010)? Warum sollte das für den Südpol nicht auch gelten? Verne konnte seiner Fantasie freien Lauf lassen. Er ließ seine Helden kurzerhand im U-Boot unter dem Eis hindurch tauchen, bis sie in die Nähe des Südpols kamen und den Rest der Strecke zu Fuß zurücklegen konnten.

Heute weiß man, dass die Antarktis aus zwei sehr unterschiedlich aufgebauten Teilen besteht. Während in der Ostantarktis ein Eisschild auf festem Land aufliegt, ähnlich wie in Grönland, ist die Westantarktis, das Gebiet westlich der Transantarctic Mountains, von einem marinen Eisschild bedeckt. Hier ist das Eis lediglich an einer Gruppe von Inseln verankert, zwischen denen Wassertiefen von über 2500 m zu verzeichnen sind (Roland 2009). Durch Unterqueren des Ross-Eisschelfs, könnte ein tollkühner Kapitän Nemo in der Tat zumindest theoretisch bis in die Nähe des Pols gelangen. Wenn es ihm denn gelänge, die dicke Eisdecke zu durchbrechen.

Das Eis der Antarktis hat ein Volumen von 25–30 Millionen km^3. Doch selbst dieser riesige Eisschild stellt keineswegs ein „ewiges Eis“ dar. Der antarktische Eisschild hat sich erst vor etwa 35–40 Millionen Jahren gebildet. Man nimmt an, dass das Eis der Ostantarktis bereits beim Übergang Eozän/Oligozän kontinentale Ausmaße erreicht hat. Spätestens im Miozän dürfte auch der westantarktische Eisschild vorhanden gewesen sein (Ingolfsson 2004). Die Ver-

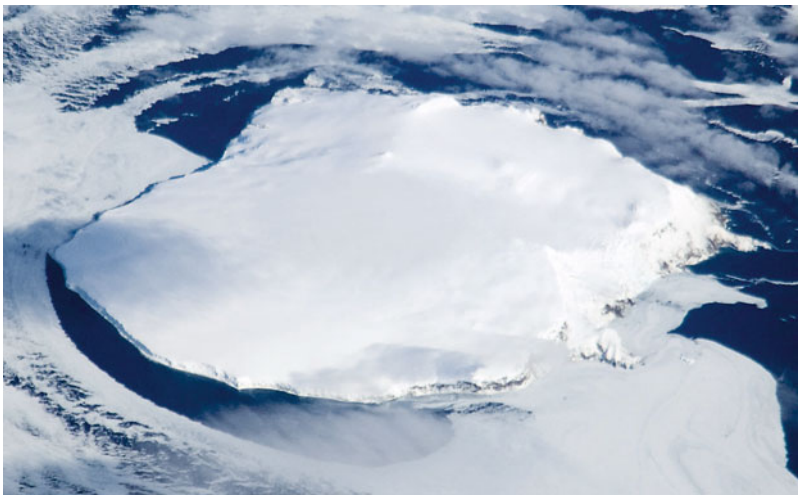


Abb. 7.29 Die Insel Bouvet aus dem Weltraum gesehen. Quelle: NASA's Earth Observatory, Astronaut photograph ISS017-E-16161 vom 13. September 2008.

gletscherungen des Eiszeitalters, die schließlich große Teile der Nordhalbkugel bedeckten, haben von der Antarktis ihren Ausgang genommen.

Zwar sind in den Warmzeiten Teile der Antarktis eisfrei geworden, so wie auch die South Shetland Islands und einige Küstengebiete, doch hat sich das Ausmaß des antarktischen Eisschildes nur geringfügig verändert. Es besteht jedoch keine Garantie, dass das auch in unserer heutigen Warmzeit so bleibt. Gegenwärtig werden von den Eisströmen große Mengen von Eisbergen in das Meer entlassen. Ob die Massenbilanz der Antarktis insgesamt negativ ist, kann zurzeit nicht mit Sicherheit gesagt werden. Ein Abschmelzen der Antarktis würde zu einem weltweiten Anstieg des Meeresspiegels um 59 m führen.

Die Antarktis ist noch immer einer der unbekanntesten Teile der Erde. Julian Dowdeswell, der Direktor des Scott Polar Research Institute in Cambridge, sagte neulich in einem Interview: „Es gibt noch eine Menge, was wir über das Eis nicht wissen. Über die großen Einzugsgebiete der Gletscher – eine halbe Million Quadratkilometer oder mehr – weiß man fast gar nichts, nicht einmal ihren groben Umriss. Es ist so, als wollte man die Oberflächenformen von Großbritannien anhand von zwei oder drei Querprofilen rekonstruieren. Das geht nicht. In der Tat sind viele der Einzugsgebiete in der Ostantarktis wesentlich schlechter bekannt als die Rückseite des Mondes oder der Venus. Da kann man Satelliten hinschicken, und deren Radar kann ungehindert die Oberflächenformen erfassen. Aber in der Antarktis wird dagegen der Blick auf das Gelände durch 2 bis 4,7 km dickes Eis behindert." (Jolin 2010).

Nicht nur die Antarktis ist schwer zugänglich. Auch andere Teile der Erde sind von mächtigem Eis bedeckt – zum Beispiel Bouvet. Der Name Bouvet, der bis vor kurzem so gut wie unbekannt war, ist heute jedem geläufig, der über das Internet irgendetwas bestellt hat und seinen Wohnort aus einer Liste von Möglichkeiten auswählen musste. Eine dieser Möglichkeiten ist Bouvet Island. Theoretisch zumindest. Bouvet (auf Norwegisch: Bouvetøya) gilt als die unzugänglichste Insel der Erde. Ihr Kern besteht aus einem Schildvulkan, der so gut wie vollständig von Gletschern bedeckt ist. Nur im Bereich der steilen Kliffs, zum Beispiel dem hohen Kapp Valdivia an der Nordküste, kommt unter der Eisdecke dunkler Fels zum Vorschein.

Die Insel Bouvet wurde von dem französischen Kapitän Bouvet de Lozier im Jahre 1739 entdeckt. Niemand wollte sie haben. Die herrenlose Insel im Südatlantik wurde schließlich im Jahre 1927 von einer wissenschaftlichen Expedition, die die Insel besuchte, für Norwegen annektiert. Bouvet ist – abgesehen von gelegentlichen Forschungsaufenthalten von Wissenschaftlern des Norsk Polarinstitutt unbewohnt und so gut wie unbewohnbar. Im Jahre 1964 wurde ein Rettungsboot am Strand der Insel entdeckt, aber es gab keine Spur von den Insassen …

Fließerde über Dauerfrostboden am Ufer des Aldan, Jakutien.

8
Eis im Boden – die Formung der Periglazialgebiete

„Periglazial“ – der Begriff umfasst alles, was sich im Wirkungsbereich des Frostklimas abspielt. In erster Linie sind damit die Auswirkungen des Bodenfrostes bzw. des Frostwechsels im Boden gemeint. Im weiteren Sinne werden aber auch andere vom Frostklima beeinflusste Prozesse (z. B. die Lössbildung) mit einbezogen.

In Deutschland beträgt die winterliche Frosttiefe maximal 0,8 bis 1 m. Wie tief der Frost in den Boden eindringt, hängt von seiner Dauer und Intensität ab. Von einem Frosttag spricht man, wenn die Minimum-Lufttemperatur in 2 m Höhe unter 0° sinkt. Von einem Eistag spricht man dagegen, wenn die Höchsttemperatur nicht über 0° liegt. In Hamburg gab es im milden Winter 2008/09 genau 60 Frosttage und 10 Eistage. Die längste ununterbrochene Folge von Eistagen dauerte 3 Tage. Am Boden wird die Null-Grad-Marke allerdings öfter überschritten. In Hamburg-Fuhlsbüttel wurden 2008/09 in 5 cm Höhe 95 Frosttage registriert. Auf Deutschlands höchstem Berg, der Zugspitze, stieg dagegen die Temperatur in 5 cm Höhe nur noch an 65 Tagen über 0°. Hier ist der Boden fast dauernd gefroren. Wenn der gefrorene Boden länger als zwei Jahre nicht vollständig auftaut, spricht man von einem Dauerfrostboden (Permafrost). Bodengefrornis allein hat geringe Auswirkungen auf die Formung der Landoberfläche. Sogenannter „trockener Permafrost“ (*dry permafrost*), der zum Teil in Festgesteinsgebieten angetroffen wird, ist nicht viel mehr als ein kalter Stein. Die für große Teile der Subpolarregionen typische intensive Umgestaltung der Landoberfläche setzt erst bei wiederholt gefrierendem und wieder auftauendem Wasser ein.

Während des Sommers taut der oberste Bereich des Dauerfrostbodens. Dieses jahreszeitliche Auftauen setzt in der Regel ein, wenn die isolierende Schneedecke geschmolzen ist. Die Schicht, die von diesem jahreszeitlichen Frostwechsel betroffen ist, wird als Auftauschicht (*active layer*) bezeichnet. Das Auftauen setzt sich bis zum Ende der warmen Jahreszeit fort, bis der Boden wieder gefriert. Nicht nur das Auftauen, sondern auch das Gefrieren beginnt von oben her. Wenn Wasser im Boden vorhanden ist, wandert dieses Wasser zur Grenzfläche zwischen gefrorenem und ungefrorenem Boden. Dadurch bilden sich Eislinsen, sogenanntes Segregationseis. Das gefrierende Wasser dehnt sich aus. Die Eislinsen heben den Boden an. Da die Eislinsen nicht gleichmäßig verteilt sind, entstehen unregelmäßige Hebungs- und Senkungsbereiche. Der Frostwechsel und die damit verbundenen Prozesse der Frosthebung und der Senkung beim Auftauen verändern das Bodengefüge und können zu einer Durchbewegung (Kryoturbation) oder Sortierung des Materials führen.

Der Dauerfrostboden reagiert auf Klimaveränderungen. Ein wärmeres Klima verursacht eine mächtigere Auftauschicht im dauernd gefrorenen Bereich. Im nordwestlichen Kanada findet man zum Beispiel in etwa 1,5 m Tiefe unter der heutigen Auftauschicht Spuren einer früheren Auftauschicht, die durch gekappte Eiskeile und größere Anreicherungen von Segregationseis gekennzeichnet ist. Diese Schicht ist während des nacheiszeitlichen Klimaoptimums vor 8000 Jahren entstanden, als die Baumgrenze etwa 100 km weiter nördlich lag als heute (Burn 1997).

Die größten Permafrostgebiete liegen in Nordasien. Sibirien östlich des Ob gehört fast vollständig zum Bereich des Dauerfrostbodens (Kotlyakov & Khromova 2002). Die Mächtigkeit der Frostschicht beträgt im Norden Sibiriens mehrere hundert Meter; die Maximalwerte liegen bei ca. 1500 m. Derartig mächtiger Permafrost benötigt Jahrtausende zu seiner Entstehung; ebenso dauert es Jahrtausende, bis er unter wärmerem Klima wieder aufgetaut ist.

Menschliche Eingriffe können diesen Vorgang erheblich beschleunigen. Bei Bauten in Permafrostgebieten ist deshalb äußerste Vorsicht angesagt. Moderne Häuser werden auf Betonpfähle gesetzt,

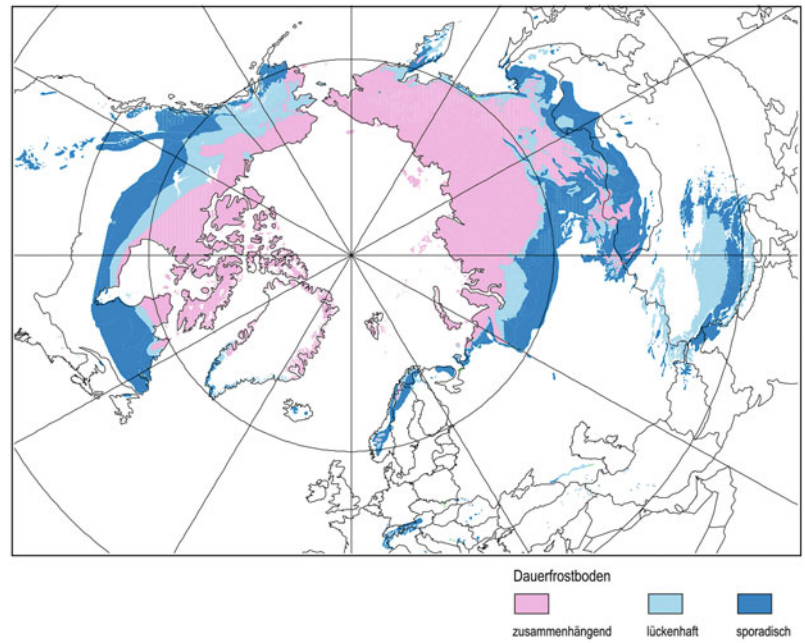


Abb. 8.1 Verbreitung des Dauerfrostbodens (Quelle: IPCC 2007).

damit die Luft zwischen der Sohle des Gebäudes und dem Boden frei zirkulieren kann und eine Erwärmung des Untergrundes vermieden wird.

In Nordamerika reicht der zusammenhängende Dauerfrostboden (*continuous permafrost*) von Alaska bis an den Südrand der Hudson Bay, im Osten ist er auf die nördliche Spitze der Ungava-Halbinsel beschränkt. Die Südgrenze des lückenhaften Permafrostes liegt am Südrand der James Bay. Im Bereich des Mackenzie-Deltas werden Permafrost-Mächtigkeiten von bis zu über 700 m gemessen (Burn & Kokelj 2009). Im Bereich der dritten großen subpolaren Landmasse der Nordhalbkugel, auf Grönland, ist der zusammenhängende Permafrost auf das Gebiet nördlich von 66° Nord beschränkt. Er reicht nicht so weit nach Süden wie in Amerika und Asien, da die eisfreien Gebiete sämtlich in Küstennähe liegen und der ozeanische Einfluss das Frostklima mildert.

Durch die Auswirkungen des Golfstroms gibt es in Europa kaum Permafrost. Läge Sylt an der Hudson Bay, so befände es sich im Bereich des zusammenhängenden Dauerfrostbodens. Auf die Badesaison hätte das allerdings keinen großen Einfluss. Die Sommertemperaturen liegen in Churchill, Manitoba genau wie in List auf Sylt im Juli und August knapp über 15 °C.

Abb. 8.2 Neubauten in Permafrostgebieten, hier in Jakutsk, werden auf Betonpfähle gesetzt, so dass die Luft zwischen der Sohle des Gebäudes und dem Boden frei zirkulieren kann.

Abb. 8.3 In Chersky an der Kolyma ist 2001 ein vierstöckiges Haus über auftauendem Permafrost teilweise eingestürzt. Der Schriftzug auf dem umgestürzten Boot im Vordergrund heißt: „Fortschritt" (Aufnahme: Vladimir E. Romanowsky).

Die heutige Verbreitung des Dauerfrostbodens ist in Europa auf den Norden Skandinaviens und kleine Teile der Hochgebirgsregionen beschränkt (Harris et al. 2009). Die lokale Verteilung rezenter Periglazialerscheinungen außerhalb der Subpolarbereiche wird durch Höhenlage, Lithologie (Gesteinsart), Vegetationsbedeckung, Exposition und Hangneigung gesteuert. Höhenlage und Vegetationsbedeckung beeinflussen in starkem Maße die Strenge des Frostklimas. Während die Untergrenze des rezenten Periglazialbereiches in Schottland meist bei 600–800 m liegt, kann sie in Fällen, in denen die natürliche Vegetationsdecke gestört ist, bis auf Werte unter 400 m über dem Meeresspiegel absinken. Gesteinsunterschiede bestimmen die Art der periglazialen Überprägung. Auf Quarzit, Mikrogranit und Granulit kommt es zur Entstehung offener Blockfelder, auf Sandstein und Granit zur Bildung einer groben, kohäsionslosen, sandigen Matrix mit eingestreuten Steinen, während sich über Glimmerschiefern, Ton- und Schluffsteinen sowie Laven meist ein feinkörniges Diamikton ausbildet. Die Exposition beeinflusst vor allem das Ausmaß der äolischen Überprägung, die sehr stark von der vorherrschenden Windrichtung abhängig ist. Schon bei geringer Hangneigung setzt Massenbewegung ein, und es kommt zur Ausbildung von Steinstreifen, Solifluktionsdecken und Rasenterrassen (Ballantyne 1987).

Abb. 8.4 Thermokarst-Doline neben dem Gebäude des Geophysical Institute of the UAF in Fairbanks, Alaska. Die Anlage des Parkplatzes hat zum Auftauen des Permafrosts geführt (Aufnahme: Vladimir E. Romanowsky).

8.1 Dauerfrostboden in der Eiszeit

Während der quartären Eiszeiten hat sich der Permafrost wesentlich weiter nach Süden ausgedehnt und – in den unvergletscherten Gebieten – an Mächtigkeit

Abb. 8.5 Schiffsexkursion auf dem Aldan, Jakutien. Es herrschen sommerliche Temperaturen von über 20 °C. Im Flussufer ist das Eis des Dauerfrostbodens zu erkennen.

zugenommen. Zu dieser Zeit konnte der Dauerfrostboden auf Grund des abgesenkten Meeresspiegels in Bereiche vordringen, die heute vom Meer überflutet sind – so vor allem im Norden Sibiriens (bis nördlich der Neusibirischen Inseln). Mitteleuropa lag während der großen Kaltzeiten des Quartärs bis zum Südrand der Alpen im Bereich des Dauerfrostbodens, der sich nach Osten bis an den Nordrand des Schwarzen Meeres verfolgen lässt, im Westen bis an die französische Atlantikküste in der Bretagne. An der Ostküste der USA reichte der Dauerfrostboden in den Kaltzeiten mindestens bis in den Bereich von Delaware (French et al. 2009).

Wird ein Gebiet vom Gletscher überfahren, dringt der Frost nicht weiter in den Boden ein. Die Basistemperatur eines Gletschers liegt ganzjährig in der Nähe des Druckschmelzpunktes. Der Dauerfrostboden unter der isolierenden Eisdecke wird durch die Erdwärme allmählich von unten her abgebaut.

Während die frühere Verbreitung des Dauerfrostbodens auf Grund der Vorkommen von Eiskeil-Pseudomorphosen und anderen Periglazialerscheinungen recht genau bekannt ist, lässt sich seine Mächtigkeit nur in wenigen Fällen abschätzen. Sie dürfte jedoch in der Regel einige Dekameter betragen haben. Die sommerliche Auftauschicht oberhalb

Abb. 8.6 Kryoturbationen in quartären Ablagerungen bei La Mine d'Or, Bretagne.

des gefrorenen Bodens hat in Deutschland bis in knapp 2 m Tiefe gereicht. Diese Tiefe dürfte jedoch erst in der Auftauphase des Dauerfrostbodens erreicht worden sein.

Heute geht die Verbreitung des Dauerfrostbodens weltweit zurück. Im Bereich des Mackenzie-Deltas hat sich die Jahresmitteltemperatur in den letzten 40 Jahren um 2,5 Grad erhöht. Die Mächtigkeit der Auftauschicht hat von 1975 bis 2008 um 8 cm zugenommen.

8.2 Periglazialbildungen

8.2.1 Frostverwitterung

Wenn Wasser gefriert, vergrößert sich sein Volumen um 9 %. Wenn das Wasser die Hohlräume im Gestein vollständig ausfüllt und dann gefriert, entsteht ein Druck, der in der Lage ist, jedes Gestein zu sprengen. Dieser Prozess spielt sich vor allem im Bereich wenige Zentimeter unter der Gesteinsoberfläche ab, wo die Poren vollständig oder fast vollständig mit Wasser gefüllt sind, und wo dieses Wasser rasch gefriert. Dabei werden Mineralkörner und Gesteinsscherben abgesprengt. Die Ausdehnung gefrierenden Wassers kann Klüfte erweitern und zu Frosthebung führen. Darüber hinaus spielt bei der Frostverwitterung die Bildung von Eislinsen eine wesentliche Rolle (Walder & Hallet 1986).

Große Temperaturunterschiede, zum Beispiel zwischen Tag und Nacht, beanspruchen das Gestein. Es dehnt sich bei der Erwärmung aus und zieht sich bei der Abkühlung zusammen. Da sich das Gestein in horizontaler Richtung nur begrenzt ausdehnen kann, kommt es schließlich zum Bruch. Dies kann sich über mehrere Frost-Tau-Zyklen hinziehen (Materialermüdung), doch kann eine rasche Temperaturänderung auch unmittelbar zur Frostsprengung führen. Zu raschen Temperaturänderungen von mehr als 2 °C pro Minute kann es kommen, wenn am Tag die Wolkendecke aufreißt, und das Gestein plötzlich der Sonnenstrahlung ausgesetzt ist. Chemische Verwitterung und biologische Prozesse tragen in den periglazialen Gebieten zusätzlich zur Zerlegung des Gesteins bei.

Abb. 8.7 Beispiele für Frostsprengung von Steinen auf Island.

Was Karl der Große nicht schaffte, schafft die Verwitterung mühelos …

Als Karl der Große gegen die Sachsen kämpfte, so heißt es, erlitt er einst eine Niederlage. Er zog sich mit seinem Heer in einen Wald südlich von Hamburg zurück. Karl legte sich neben einem großen Stein schlafen und verbot seinen Leuten bei Todesstrafe, ihn zu wecken. Kaum war er eingeschlafen, da rückten die Sachsen heran. Niemand wagte, den Kaiser zu wecken. Schließlich warf jemand den Lieblingshund des Kaisers auf den Schlafenden. Der sprang zornig auf; aber als er die herannahenden Feinde bemerkte, ergriff er sein Schwert und rief: „So gewiss ich diesen Stein zu spalten vermag, so gewiss werde ich die Sachsen besiegen!“ Er schlug zu. Das Schwert drang tief in den Felsblock; anschließend ritt Karl über den Stein, der Hund folgte, und beide hinterließen ihre Spuren im Fels. Als die Franken dieses Wunder sahen, fassten sie frischen Mut und besiegten die Sachsen.

Eine eindrucksvolle Leistung. Allerdings – Karl hat zwar eine tiefe Kerbe in den Stein geschlagen, aber ihn keineswegs gespalten. Und die Bewunderung vor dieser Leistung verblasst ein wenig, wenn man sich vergegenwärtigt, dass selbst die Pfoten des Hundes tiefe Abdrücke im Stein hinterlassen haben. Aber die Männer hatten in dem Durcheinander damals natürlich keine Zeit, über solche Details nachzudenken. Auch das Pferd war offenbar ziemlich verwirrt; man beachte seine ungewöhnliche Fußstellung beim Ritt über den Stein.

Soweit die Sage. Der Frost kann dagegen wirklich entsprechende Brocken spalten. Explosionsartige Frostsprengung, die in der Arktis und Subarktis zum Bersten von Gesteinsblöcken führt, lässt sich aus dem Vorkommen entsprechend zerteilter Blöcke ableiten. Bei derartigen Kernsprüngen kommt es zu einem Knall, der wie ein Gewehrschuss klingt. Ob diese explosionsartige Freisetzung der Spannung durch die Ausdehnung gefrierenden Wassers, durch thermischen Schock oder durch die Bildung von Eislinsen ausgelöst wird, ist unklar (Mackay 1999). Die meisten Verwitterungsvorgänge laufen im Gegensatz dazu jedoch sehr langsam ab.

Abb. 8.8 Karlstein im Rosengarten, südlich von Hamburg.

Abb. 8.9 Durch Frostsprengung zerstörter Block in Island.

8.2.2 Kryoplanation

Verwitterung und darauf folgende Abtragungsvorgänge führen schließlich zur Einebnung. Flächenbildung unter dem Einfluss periglazialer Vorgänge wird als Kryoplanation bezeichnet. Häufiger Frostwechsel führt unter dem Einfluss gefrierenden Wassers zu einer raschen Zerlegung von Festgestein in groben Frostschutt. Auf diese Weise entstehen auf ebenem oder sanft geneigtem Gelände Blockfelder und Blockhänge. Markante Beispiele hierfür sind die Blockmeere des Bayerischen Waldes (am Lusen), der Rhön (z. B. am Schafstein) und des Odenwaldes (bei Lau-

Abb. 8.10 Vergruste Granitblöcke, Cairngorms, Schottland.

tertal). Vergleichende Untersuchungen innerhalb und außerhalb der Reichweite des letzten Eisvorstoßes in Schottland, des „Loch Lomond Readvance" der Jüngeren Dryaszeit, haben gezeigt, dass sich die Frostverwitterung und Blockfeldbildung ganz überwiegend während der strengen Permafrostbedingungen des Weichsel-Hochglazials abgespielt haben. Während der Jüngeren Dryaszeit ist es nur noch zu einer geringfügigen periglazialen Überprägung der Geländeoberfläche gekommen. Im Schottischen Hochland sind die meisten Hänge und Plateaus mit einem Schuttmantel bedeckt, dessen Tiefe im Allgemeinen bei 0,5–1 m liegt. Das Fehlen von erratischem Material weist darauf hin, dass es sich nicht um ehemalige Moränenablagerungen handelt, sondern um das Resultat von in situ erfolgter Frostverwitterung. Das Auffrieren von Steinen bewirkt häufig eine Konzentration der Blöcke an der Geländeoberfläche, während die Feinbestandteile darunter angereichert werden (Ballantyne 1984).

Bei der mechanischen Frostverwitterung entstehen oft eckige Bruchstücke. Dies ist jedoch von der Art des Ausgangsgesteins abhängig; unter bestimmten Bedingungen können auch runde Formen entstehen – so z. B. bei der Granitverwitterung im Bereich der Cairngorms in Schottland (Abb. 8.10; vgl. Ballantyne 1998).

Im Bereich von Schneeflecken kommt es zu verstärkter Verwitterung und im Zuge des Frostwechsels zur Sortierung und Abtragung von Material (Nivation). Hierbei können als Erosionsformen hangparallel verlaufende Terrassen entstehen. Diese werden als Kryoplanationsterrassen bezeichnet. Im Unterhangbereich spricht man auch von Kryopedimenten. Die Ausbildung der Terrassen vollzieht sich in drei Phasen: (1) Die erste Phase ist gekennzeichnet durch Nivation, unter deren Einfluß eine Mulde oder Stufe entsteht. (2) In der zweiten Phase kommt es zur Ausbildung einer von Frostkeilen durchzogenen Terrasse. Auf der um etwa 7° geneigten Terrassenstufe setzt verstärkt Solifluktion und Abspülung ein. (3) Durch weitere Rückverlegung soll schließlich eine Gipfelverebnung entstehen, auf der bei geringer Hangneigung kaum noch Materialtransport stattfindet. Frostsortierung und Ausblasung (Deflation) können eine Rolle spielen (Washburn 1979).

8.2.3 Blockgletscher – Gletscher (fast) ohne Eis

In der Frostschuttzone zahlreicher Hochgebirge finden sich zungenförmige Anhäufungen von gefrorenem Gesteinsschutt, deren Oberflächengestalt an einen Gletscher erinnert. Diese Gebilde sind in der Regel einige hundert Meter lang, 100–150 m breit und 40–50 m mächtig. Sie werden als Blockgletscher (*rock glaciers*) bezeichnet. Es sind jedoch keine Gletscher, sondern ein Gemisch aus Gesteinsschutt und Eis, das sich unter Permafrostbedingungen gebildet hat. Echte Blockgletscher sind nicht etwa unter Gesteinsschutt begrabene „normale" Gletscher, sondern gehen aus Schutthalden hervor, in deren Inneren sich Eis angereichert hat. Sie sind damit echte Permafrostbildungen. Aktive Blockgletscher bewegen sich langsam talabwärts, meist mit einer Geschwindigkeit von wenigen Zentimetern bis Dezimetern pro

Abb. 8.11 Blockgletscher am Green Lake in Idaho, Übersichtsaufnahme.

Jahr. Bei der Vorwärtsbewegung überfährt der Blockgletscher seinen randlich abgelagerten Gesteinsschutt (Kääb 2007). Inaktive Blockgletscher besitzen zwar noch einen Kern aus Eis und Gesteinsschutt, bewegen sich aber nicht mehr. Reliktische Blockgletscher sind dagegen eisfrei; sie sind Zeugen früherer Klimabedingungen. Im Gegensatz zu echten Gletschern kann der äußerste Rand der Gletscherzunge bei klimatischer Erwärmung nicht zurückweichen; der Blockgletscher bleibt an Ort und Stelle liegen.

Die Untergrenze der Verbreitung aktiver Blockgletscher entspricht etwa der Verbreitung des lückenhaften Permafrostes. Diese Beziehung kann genutzt werden, um die Permafrostverbreitung während früherer Gletscherstände zu rekonstruieren (z. B. Patzelt 1983). Die untere Grenze der Blockgletscher ist auch annähernd identisch mit der „klimatischen Schneegrenze", d. h. der theoretischen Grenze, oberhalb derer bei ebenem Gelände im langjährigen Mittel der gefallene Schnee durch Abschmelzvorgänge nicht völlig aufgezehrt wird. Mit zunehmender Kontinentalität wächst allerdings der Abstand zwischen Schneegrenze und Grenze der Blockgletscher. Die Entstehung der Blockgletscher ist nicht nur vom Klima abhängig, sondern auch vom Substrat. Sie entstehen bevorzugt im Bereich grobblockig verwitternder Gesteine, wie z. B. Granit, Basalt und Sandsteinen (Karte 1979). Ohne Bohrungen ist es schwer möglich, echte Blockgletscher von unter Blockschutt begrabenen normalen Gletschern zu unterscheiden.

Abb. 8.12 Blockgletscher am Green Lake in Idaho, Detail. Person als Größenvergleich (rechts).

8.2.4 Verwürgungen

Jeder Bauer weiß, dass die Steine auf den Äckern nachwachsen. Selbst wenn man sie in einem Jahr vollständig absammelt, wird man im nächsten Frühjahr feststellen, dass neue Steine erschienen sind. Da Steine in Wirklichkeit nicht wie Pilze aus dem Boden schießen können, muss dieses Phänomen andere Ursachen haben. Das Nachwachsen der Steine ist ein Ergebnis des Frostwechsels. Beim Gefrieren des Bodens können senkrecht zur Abkühlungsfläche nadelartige Eiskristalle entstehen (Kammeis), bei deren Wachstum Bodensubstrat und Steine angehoben werden. Bei Erwärmung taut das Eis unter Steinen später auf als in der Umgebung, so dass seitlich Feinmaterial nachsackt und den Stein relativ zur Umgebung anhebt. Für diese allmähliche Umverteilung der Sedimente ist Frostwechsel erforderlich, aber kein Dauerfrostboden.

Tiefer in den Untergrund eingreifende unregelmäßige Verfaltungen und Verknetungen oberflächennaher Schichten unter dem Einfluss von Bodengefrornis werden nach Edelman et al. (1936) als Kryoturbationen bezeichnet. Sie treten überwiegend bei ebenem Gelände oder geringer Hangneigung in geschichteten Sedimenten verschiedener Korngröße auf. Wo der Zusammenhang mit Frostwechsel nicht klar erwiesen ist, sollte neutral von Involutionen gesprochen werden (Vandenberghe 2007). Je nach Ausbildung der Formen wird zum Teil auch von Brodelboden, Würgeboden, Taschenboden, Tropfenboden, Wannenboden oder Wickelboden gesprochen. Für die Entstehung der Verwürgungen sind drei verschiedene Deutungen angeführt worden (French 2007).

(1) Einige Bearbeiter nehmen an, dass sich die Verwürgungen in ungefrorenen Bodenschichten bilden, die zwischen der Oberfläche des Dauerfrostbodens und der zu Beginn des Winters von oben her wieder gefrierenden Auftauschicht liegen. Korngrößenunterschiede und dementsprechend unterschiedliche Wassergehalte führen zu unterschiedlich raschem Gefrieren, so dass sich zwischen bereits gefrorenem Boden Taschen ungefrorenen Materials befinden. Durch die Volumenvergrößerung des gefrierenden Erdreichs kommt es zu Schichtverbiegungen und vertikalen Sedimentbewegungen.
Obwohl Laboruntersuchungen gezeigt haben, dass derartige Vorgänge auftreten können, haben sich die erforderlichen kryostatischen Drucke bei Geländeuntersuchungen nicht nachweisen lassen (z. B. Mackay & MacKay 1976). Es hat sich vielmehr gezeigt, dass stattdessen in der ungefrorenen Zone zwischen dem Dauerfrost und der wiedergefrierenden Auftauschicht eine Austrocknung und Überkonsolidierung einstellt, die auf Wasserabgabe an die Frostschichten oberhalb und unterhalb dieser Schicht zurückgeht (Mackay 1979, 1980). Beim beidseitigen Wiedergefrieren der Auftauschicht entsteht daher keine viskose, halbflüssige Masse, die in der erforderlichen Weise verformt werden könnte.

(2) Vielfach sind Kryoturbationen auch als eine Auswirkung feuchtigkeitsbedingter Dichteunterschiede zwischen Sedimenten verschiedener Korngröße gedeutet worden. Sie sind damit

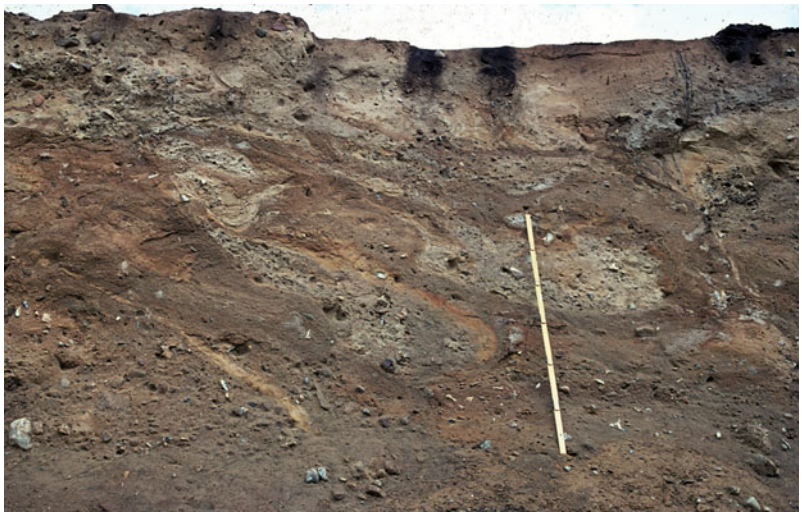


Abb. 8.13 Kryoturbationen in Fließerde in Neu Wulmstorf, Niedersachsen.

Abb. 8.14 Braunkohlendiapire im Tagebau Schwerzau (Sachsen-Anhalt) (Aufnahmen: Stefan Wansa).

genetisch in die Nähe von Belastungsmarken (*load casts*) gerückt worden. Besonders günstige Bildungsbedingungen dürften dabei während des Auftauens eisreichen Permafrostes geherrscht haben (Eißmann 1981). Aber auch die spätsommerliche Übersättigung der Auftauschicht mit Wasser durch Starkregen oder Auftauen eisreicher Sedimente an der Basis der Auftauschicht können diesen Effekt hervorrufen. Hierbei kann es zur Sedimentverflüssigung kommen, wobei durch Umkehrung des Dichtegradienten Sedimente aus dem Liegenden zur Oberfläche hin aufdringen können.

Abb. 8.15 Tropfenboden in weichselzeitlichen Schmelzwassersanden in Earith, East Anglia, Großbritannien (GR TL 388 764).

(3) Taschenböden können auch dadurch entstehen, dass Sedimente durch Frosthebung und Bildung von Segregationseis verwürgt werden. Dieser Prozess ist durch Laboruntersuchungen und Geländemessungen belegt worden (Mackay 1980, Washburn et al. 1978). Das verbreitete Auftreten sortierter Polygone wird hierauf zurückgeführt.

Bei der paläoklimatischen Deutung von Involutionshorizonten ist Vorsicht angesagt. Durch seine Untersuchungen auf Banks Island konnte French (1986) deutlich machen, dass Kryoturbationen und Belastungsmarken im Erscheinungsbild große Ähnlichkeit aufweisen, obwohl sie unter wesentlich unterschiedlichen Bedingungen (Anwesenheit bzw. Fehlen von Permafrost) entstanden sind. Die paläoklimatische Ausdeutung von Verwürgungen ist daher nicht immer eindeutig.

Die meisten periglazialen Lagerungsstörungen reichen nur wenige Dezimeter tief. Aus den Braunkohletagebauen Mitteleuropas kennt man dagegen starke Schichtverbiegungen, die bis hin zur Aufpressung ganzer Serien von Diapiren reichen. Im ehemals vergletscherten Gebiet sind diese Vorgänge zunächst auf Gletscherstauchung zurückgeführt worden. Da entsprechende Formen jedoch auch außerhalb des Vereisungsgebietes vorkommen, hat sich allmählich die Erkenntnis durchgesetzt, dass es sich um große Peri-

glazialstrukturen (Mollisoldiapire) handelt (Eißmann 1978). Auf Grund der Lagerungsverhältnisse lassen sich verschieden alte Strukturen unterscheiden. Eißmann konnte nachweisen, dass in der Leipziger Tieflandsbucht während aller Kaltzeiten des Pleistozäns Diapire gebildet worden sind. Dabei sind die prä-elsterzeitlichen Strukturen deutlich schwächer ausgebildet als die Diapire der Elster-, Saale- und Weichselkaltzeit. Aus der Tiefe der Auftriebsformen lässt sich die Mindestmächtigkeit der jeweiligen Permafrostdecke abschätzen. Diese betrug in der frühen Elstereiszeit 18 m, in der frühen Saale-Eiszeit 30 m, im Saale-Hochglazial 40 m und in der Weichsel-Eiszeit 50 m (Eißmann 1981).

8.2.5 Bodenfließen

An den Hängen der Periglazialgebiete finden starke Sedimentbewegungen statt. Neben der Abspülung spielt hier vor allem das Bodenfließen (Solifluktion) eine entscheidende Rolle. Man versteht darunter eine hangabwärts gerichtete, langsame Massenbewegung. Auch ohne Periglazialklima kann es unter bestimmten Bedingungen (hohe Wassersättigung, steile Hangneigung, quellfähige Tonminerale etc.) zu Bodenfließen kommen. Meist wird der Begriff Solifluktion jedoch im Zusammenhang mit dem periglaziären Bodenfließen verwendet. Bei den nicht-periglazialen Hangbewegungen spricht man eher von Hangkriechen.

Das periglaziäre Frostbodenfließen wird durch den hohen Wassergehalt des Auftaubodens ausgelöst. Dieser führt zu einer Herabsetzung der Scherfestigkeit des Substrats; bei Überschreiten der Fließgrenze bewegt sich das Material langsam hangabwärts. Bei einer Hangneigung von etwa 2° beginnt der Auftauboden an der Geländeoberfläche zu fließen. Der Schwellenwert ist jedoch substratabhängig. Nach Ballantyne (1987) setzt die Solifluktion in den rezenten Periglazialgebieten Schottlands erst bei einer Hangneigung von 5–7,5° ein. Bei fehlender oder gestörter Vegetationsdecke kann das Bodenfließen zu rascher Materialumlagerung führen. Sortierte Polygone werden dabei hangabwärts zu Streifenböden verzerrt. Im Extremfall kann die Durchfeuchtung so weit gehen, dass ein stark beweglicher Sedimentbrei entsteht, der rasch abfließt.

Nach dem Grad der Beeinflussung des Prozesses durch die Vegetation wird zwischen freier und gebundener Solifluktion unterschieden. Hierbei entsteht eine Vielzahl charakteristischer Kleinformen, wie z. B. Fließerdestufen (Terrassetten) und Fließerdeloben (Solifluktionszungen, Girlandenböden). Eine Übersicht über die vorkommenden Formen bietet Karte (1979). Während der pleistozänen Kaltzeiten ist es in Deutschland verbreitet zu Bodenfließen gekommen. Die entsprechenden Kleinformen sind zwar in der Regel nachträglich zerstört worden; die Sedimente der Solifluktionsschicht sind jedoch an vielen Stellen im Gelände nachweisbar.

Die Streifenböden von East Anglia

In den Gebieten East Anglias, in denen die Kreide dicht unter der Geländeoberfläche ansteht, oft nur von geringmächtigem Flugsand bedeckt, haben sich in flachem Gelände Polygone gebildet, die ab einer bestimmten Hangneigung in etwa 7 m breite Streifen übergehen. Diese sind auf Ackerland unter günstigen

Abb. 8.16 Solifluktion im Festgestein; die ausstreichenden Schichten sind hangabwärts verschleppt (Hakenschlagen). Aufschluss südlich Ehrenbach bei Idstein (Taunus).

Die Fließerde kommt vor Gericht

Der 20. Oktober 1923 war ein milder Herbsttag. An diesem Sonnabend führte der junge Geologe Karl Gripp eine Exkursion in die Altmoränenlandschaft südlich von Hamburg. Bei Klecken zeigte er eine Reihe tief eingeschnittener Trockentäler. Er erklärte seinen Zuhörern, dass diese markanten Formen durch Grundwassererosion entstanden seien. Professor Siegfried Passarge, der an der Exkursion teilnahm, war anderer Ansicht. Bei einer Diskussionsveranstaltung einen Monat später äußerte er die Auffassung, dass die genannten Täler vielmehr durch Bodenfließen, Solifluktion also, entstanden seien. Eine richtige Überlegung. Gripp nahm den Gedanken in seine im Druck befindliche Arbeit *Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland* auf, und er verwendete ihn in einem Antrag für Forschungsgelder zu einer Expedition nach Spitzbergen.

Passarge war empört. Geistiger Diebstahl! – Oder nicht? Da die Solifluktion seit langem bekannt war – Andersen hatte den Begriff bereits 1906 eingeführt –, war es müßig, darüber zu streiten, wer dieses Wort in einem bestimmten Gebiet zuerst verwendet hatte. Die Beteiligten sahen das anders. Sowohl Gripp als auch Passarge waren streitbare Persönlichkeiten. Der Konflikt geriet rasch außer Kontrolle. Kollegen und Studenten wurden einbezogen; der Ton wurde beleidigend, und schließlich sah man sich vor Gericht wieder.

Das Landgericht in Hamburg fällte am 2. Juni 1932 folgendes Urteil: Professor Siegfried Passarge wird bei Vermeidung einer Geldstrafe in unbeschränkter Höhe oder der Strafe der Haft bis zu 6 Monaten für den Fall der Zuwiderhandlung verboten zu behaupten, die vom Kläger begangene Entlehnung der in einem Vortrag des Beklagten mitgeteilten Ideen sei die Grundlage gewesen für die Reise des Klägers nach Spitzbergen. Das wissenschaftliche Ansehen baue sich danach auf einer unfairen, ihn als Gelehrten erledigenden Handlungsweise auf. Passarge hatte die Kosten des Rechtsstreits zu tragen.

Passarge ging in die Berufung, das Urteil wurde jedoch bestätigt. Aber inzwischen waren die Karten neu gemischt worden. Die Nationalsozialisten hatten die Macht ergriffen. Nun spielte die Solifluktion im Streit der beiden Wissenschaftler keine Rolle mehr. Und Gerichtsurteile auch nicht. Im April 1933 schrieb Passarge an den neuen Senator: „Herr Gripp ist ausgesprochener ‚Linksmann', wahrscheinlich Demokrat (...). Ich dagegen bin wegen meiner politischen Einstellung zu den Juden und Marxisten aufs Äußerste bei den früheren Machthabern verhasst ..." – 1934 wurde der 43jährige Gripp in den Ruhestand versetzt (Krause et al. 1991).

Bedingungen an der Bodenfarbe erkennbar. Deutlicher sind die Unterschiede dort, wo sie durch die Vegetation nachgezeichnet werden. Auf der INQUA-Tagung in Birmingham 1977 wurde ein solches Vorkommen bei Grimes Graves vorgeführt. Auf den sandigen Streifen wächst Heide (*Calluna vulgaris*) und Stechginster (*Ulex europaeus*), während die dazwischen liegenden Kreideflächen mit Gras bestanden sind. Damals wusste niemand, wie stark diese periglazialen Frostmusterböden verbreitet sind.

Abb. 8.17 Fließerdestufen (Terrassetten) auf Harris, Äußere Hebriden, Schottland.

Abb. 8.18a Periglazialer Streifenboden bei Grimes Graves in East Anglia, Großbritannien (TL 810 902).

Dies wurde erst bei der Auswertung von Luftbildern deutlich, die belegen, dass große Flächen in East Anglia mit derartigen Streifenböden überzogen sind. Im Luftbild sind diese Erscheinungen nur erkennbar, weil die Vegetation durch Feuchteunterschiede kurzfristig den Bau des oberflächennahen Untergrundes widerspiegelt. Periglaziale Strukturböden sind nicht nur in England, sondern auch in Norddeutschland weit verbreitet.

Abb. 8.18b Aufgrabung des periglazialen Streifenbodens bei Grimes Graves, East Anglia, Großbritannien.

8.2.6 Frostspalten und Eiskeile

Ein charakteristisches Merkmal der Periglazialgebiete sind Frostmusterböden. Auf ebenen Flächen und in Gebieten mit geringer Hangneigung entstehen ringförmige oder polygonale Muster. Große Teile des nördlichen Sibiriens sind von solchen Wabenmustern bedeckt. Man unterscheidet zwischen nichtsortierten und sortierten Polygonen. Die nichtsortierten Polygone sind im wesentlichen ein Ergebnis der Austrocknung des Bodens (Trockenrisse) und/oder der Eiskeilbildung, während sortierte Polygone durch frostdynamische Bodenbewegungen hervorgerufen werden (Feinmaterialdurchbrüche in Blockschuttfeldern). Die Größe der Polygone schwankt zwischen sehr kleinen Formen und solchen von über 100 m Durchmesser.

In rezenten Periglazialgebieten findet man vielerorts keilförmige Eisadern, die sich mehrere Meter tief in den Boden hineinziehen. Die Bildung dieser Eiskeile beginnt in Form von dünnen Adern, die im Laufe der Jahre zu immer größerer Mächtigkeit anwachsen. Große Eiskeile bilden sich bevorzugt in feinkörnigem oder torfigem Substrat. In reinem Sand sind selten Formen von mehr als 0,1–1 m Breite festgestellt worden (Eißmann 1981). Große

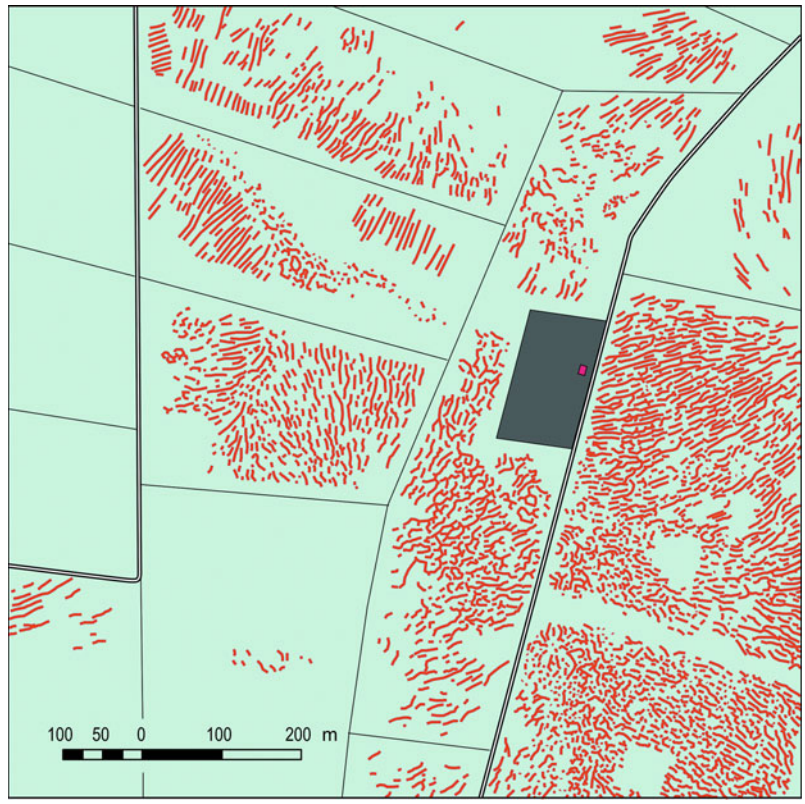


Abb. 8.19 Periglaziale Streifenböden südöstlich von Warham, East Anglia, Großbritannien.

Eiskeile können Tiefen von mehr als 30 m erreichen. Sie können sich seitlich so stark ausdehnen, dass der zwischenlagernde Boden zu Säulen zusammengepresst wird, so dass das Eisvolumen das Volumen des Bodens deutlich übersteigen kann. Das Eis kann schließlich zu zusammenhängenden Eismassen von mehr als 80 m Mächtigkeit zusammenwachsen, wie dies z. B. aus dem Bereich der Neusibirischen Inseln bekannt ist. Diese Art des Bodeneises wird als *Yedoma* bezeichnet.

Abb. 8.20 Sortierte Polygone bei der Juvasshytta, Norwegen; Durchmesser ca. 6 m.

Abb. 8.21 Kleine Polygone auf Island; Durchmesser ca. 30 cm.

Die Bildung von Eiskeilen ist in starkem Maße substratabhängig. Auf Grund seiner Untersuchungen in rezenten Periglazialgebieten der Sowjetunion führt Romanovsky (1985) an, dass zur Eiskeilbildung in Sand und Kies eine Jahresmitteltemperatur von –5,5 °C, in Lehm von –2,5 °C und in Torf von –2,0 °C erforderlich ist. Eiskeile werden somit in Löss bereits bei geringerer Frosteinwirkung gebildet als in Sand. Derartige Angaben können jedoch nur als grobe Richtwerte verstanden werden. Rückschlüsse auf das Klima, das zur Bildung von Periglazialerscheinungen geführt hat, sind problematisch. Die Schwierigkeit liegt in der Umrechnung der ehemaligen Bodentemperatur in Lufttemperatur. Die Differenz hängt von der Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke ab (Pissart 1987).

Niedrige Temperaturen sind eine Grundvoraussetzung für die Bildung von Eiskeilen, jedoch sind sie nicht allein entscheidend. Wichtig ist vor allem eine plötzliche Temperaturerniedrigung innerhalb des Bodens im Tiefenbereich von 5–10 m. Damit diese eintreten kann, darf kaum eine isolierende Bodenbedeckung vorhanden sein – weder durch Vegetation noch durch Schnee, und die sommerliche Auftauschicht darf nur eine geringe Mächtigkeit aufweisen (Black 1976).

Eiskeile werden vielfach beim Auftauen des Eises durch nachrutschendes Sediment oder durch eingewehten Flugsand verfüllt. So entstehen Eiskeil-Pseudomorphosen, wie sie in zahlreichen Aufschlüssen in ehemaligen Periglazialgebieten gefunden werden. Funde von fossilen Eiskeilen sind nicht auf die heutige Geländeoberfläche beschränkt. Gelegentlich findet man Eiskeile unterschiedlichen Alters. Systematische Untersuchungen sind in jüngerer Zeit vor allem von Eißmann (1981) im Leipziger Raum vorgenommen worden.

Eiskeile werden nach der Art ihrer Entstehung in drei Gruppen eingeteilt (Mackay 1990):

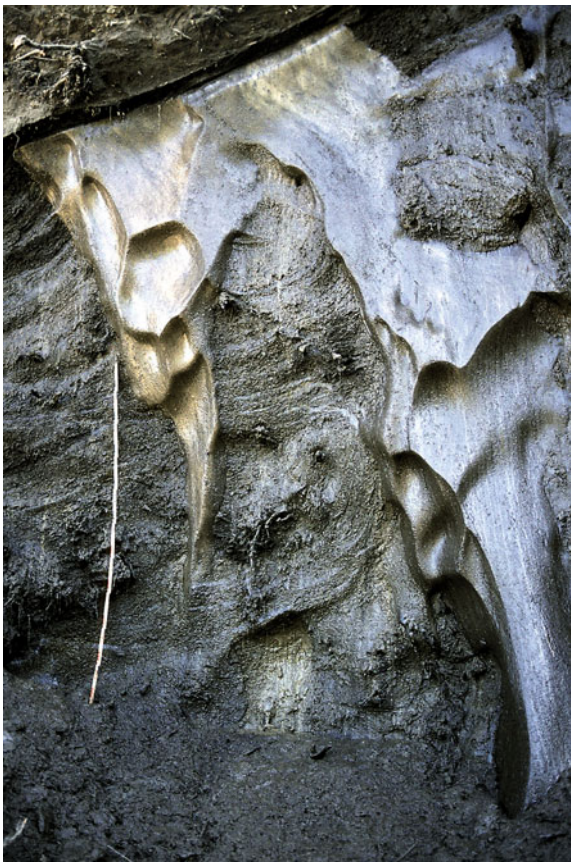


Abb. 8.22 Rezente Eiskeile in Jakutien.

Abb. 8.23 Eiskeil-Pseudomorphose im Tagebau Delitzsch-SW: Mulde-Hauptterrasse schlägt in Untere Elster-Grundmoräne.

(1) Epigenetische Eiskeile (Wachstum in die Breite) sind jünger als das umgebende Material. Da Eiskeile in der Regel in der Mitte aufreißen, und da die Gestalt der Eiskeile V-förmig ist, wächst ein epigenetischer Eiskeil im Laufe seiner Entwicklung zwar in die Breite, aber kaum in die Tiefe (Mackay 1974). Durch die Volumenzunahme des Eises werden die Sedimentschichten zwischen den Eiskeilen nach oben verbogen.
(2) Syngenetische Eiskeile (Wachstum nach oben) entstehen in Permafrostgebieten mit rezenter Aufschüttung. Sie wachsen zusammen mit der Aufhöhung der Geländeoberfläche. Sie bilden sich in fluvialen Sedimenten, in Torfen und Solifluktionsablagerungen. Syngenetische Eiskeile sind so alt wie das sie umgebende Sediment. Wenn sich die Sedimentzufuhr und das Ausmaß der Frostspaltenbildung die Waage halten, wächst der Eiskeil gleichzeitig mit der Sedimentation in die Höhe. Syngenetische Eiskeile sehen häufig aus, als seien sie ineinandergesteckt worden. Das älteste Eis findet sich im tiefsten Teil des Eiskeils.
(3) Anti-syngenetische Eiskeile (Wachstum nach unten) bilden sich aus, wenn bei anhaltender Frostspaltenbildung eine Geländeoberfläche durch Erosion erniedrigt wird. Entsprechend wächst der Eiskeil (absolut gesehen) in die Tiefe. In einem anti-syngenetischen Eiskeil findet sich das älteste Eis im äußeren oberen Randbereich.

Auch in Mitteleuropa sind reliktische und fossile Bodenfrosterscheinungen weit verbreitet. Ehemalige Eiskeilnetze in Grundmoränenflächen lassen sich unter günstigen Bedingungen im Luftbild auf Grund leichter Feuchteunterschiede zwischen der Spaltenfüllung und dem umgebenden Boden identifizieren – häufig sind sie an der unterschiedlichen Vegetationsausprägung erkennbar. Beispiele aus dem norddeutschen Raum sind bei Hassenpflug (1988) abgebildet.

Unter besonders günstigen Bedingungen sind ehemalige Eiskeilnetze sogar in Sanderflächen rekonstruierbar. Da hier der Feuchteunterschied zur Umgebung sehr gering ist, ist nicht damit zu rechnen, dass bei einer einzigen Befliegung große Flächen erkennbar sind, sondern es werden immer nur kleine Teilbereiche identifiziert werden können. So waren auf den Luftbildern von sieben der neun im Landesvermessungsamt Hamburg vorhandenen Befliegungen des Harksheider Sanders (nördlich von Hamburg) jeweils Teile eines ausgedehnten Eiskeilnetzes

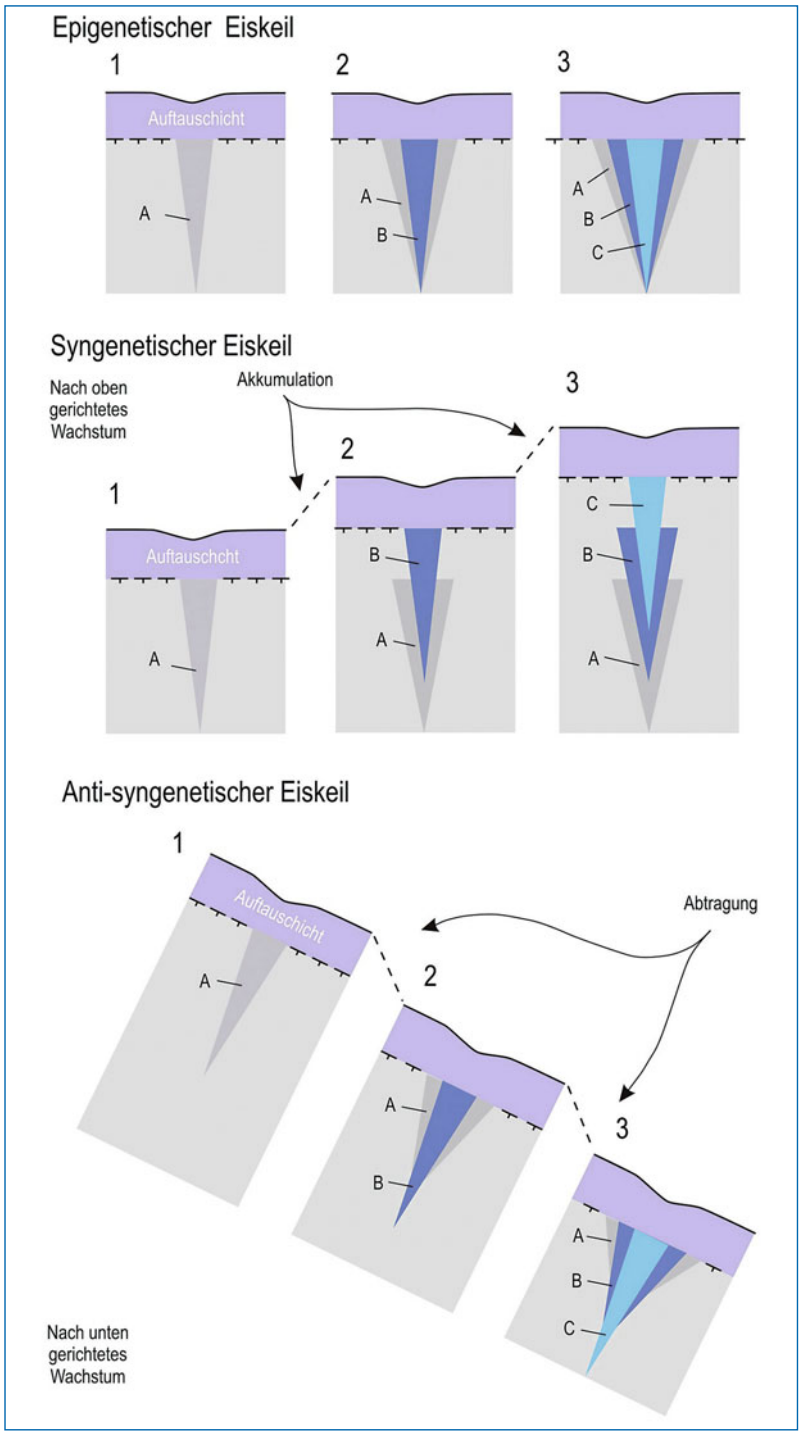


Abb. 8.24 Schematische Darstellung des Wachstums epigenetischer, syngenetischer und anti-syngenetischer Eiskeile. Für jeden Typ sind drei Wachstumsstadien dargestellt. Im epigenetischen Eiskeil befindet sich das älteste Eis in den Flanken, im syngenetischen Eiskeil im äußeren, unteren Bereich. Im anti-syngenetischen Eiskeil sitzt das älteste Eis dagegen im äußeren oberen Bereich (nack Mackay 1990).

erkennbar. Aus diesen Fragmenten lässt sich das ursprüngliche Polygonnetz weitgehend rekonstruieren (Ehlers 1990). Das Eiskeilnetz zeigt durchgehend das gleiche Formeninventar. Es überwiegen pentagonale und hexagonale Formen mit einem Maximaldurchmesser von gut 20 m. Rechteckige Formen kommen vereinzelt vor.

Weichselzeitliche Eiskeile sind nicht auf das Gebiet außerhalb der Vereisungsgrenze beschränkt. Auch innerhalb der Jungmoränen können Eiskeile auftre-

ten. Dabei handelt es sich jedoch überwiegend um kleinere Formen. Svensson (1984) hat durch detaillierte Untersuchungen in Jütland bestätigt, dass große Eiskeilnetze auf das Gebiet außerhalb der jüngsten Vereisung beschränkt sind. Die rasche Erwärmung am Ende der Weichsel-Vereisung hat keine Eiskeilbildung mehr zugelassen; lediglich während des Kälterückschlags in der Jüngeren Dryaszeit konnten sich noch einmal kleinere Frostspalten bilden (Böse 1991).

8.2.7 Pingos, Palsas und andere Frostbeulen

8.2.7.1 Pingos

Der Begriff Pingo entstammt der Sprache der Inuit im Mackenzie-Delta und bedeutet „kleiner Hügel" (Washburn 1979). Im russischen Sprachgebrauch wird dagegen vielfach der Ausdruck Bulgunnyakh verwendet. Es handelt sich dabei um einzelne konische Frost- oder Eishügel mit rundem bis ovalem Grundriss. Der Durchmesser reicht von wenigen Metern bis zu maximal 1200 m, die Höhe bis zu maximal 100 m. Meist beträgt der Durchmesser jedoch nur 20–300 m und die Höhe 5–70 m. Die Flanken sind relativ steil (bis zu 35°). Neben diesen auffälligen Formen gibt es Übergänge zu kleineren Frostbeulen oder Aufwölbungen mit anderem Grundriss. Der Kern des Pingos besteht aus gefrorenem Bodenmaterial mit einem sehr hohen Anteil an reinem Eis. Die darüber liegende minerogene Deckschicht ist 1–10 m mächtig (French 2007). Sie schützt den Kern vor sommerlichem Auftauen. Pingos sind daher – im Gegensatz zu einfachen Frostbeulen – mehrjährige Formen (Karte 1979).

Nach ihrer Genese werden zwei Arten von Pingos unterschieden, die nach ihren Hauptverbreitungsgebieten als Mackenzie-Typ und Ostgrönland-Typ bezeichnet werden.

(1) Pingos vom Mackenzie-Typ bilden sich in einem geschlossenen hydrologischen System. Sie entstehen im Bereich flachgründiger Seen, unter denen durch die isolierende Wirkung des Wassers eine „Insel" von ungefrorenem Boden (Talik) inner-

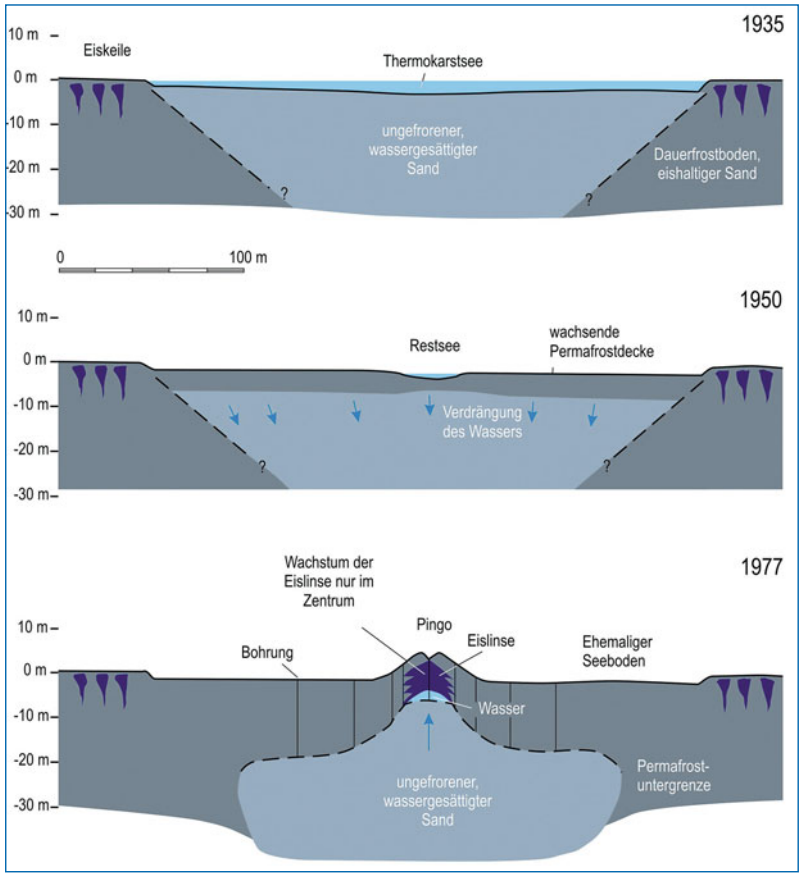


Abb. 8.25 Wachstum eines Pingos vom Mackenzie-Typ (geschlossenes hydraulisches System) im Mackenzie-Delta, Kanada. Zustand 1935: Thermokarst-See mit tiefliegender Permafrost-Oberfläche. Zustand 1950: Der See fällt trocken. Von der Oberfläche her dringt Frost in den Boden ein. Zustand 1977: Das Wasser im Untergrund ist durch das Vordringen des Frostes so stark unter Druck geraten, dass es im Zentrum des ehemaligen Sees aufdringt. Die Deckschichten werden aufgewölbt. Ein Pingo entsteht (aus Washburn 1979).

halb des Permafrostgebietes vorkommt. Durch Leerlaufen des Sees (z. B. bei Anzapfung) oder durch Verlandung verringert sich die isolierende Wirkung der Wasserfläche, so dass der unter dem See gelegene ungefrorene Boden allmählich von allen Seiten eingeengt wird. Der hydrostatische Druck des eingeschlossenen Wassers steigt schließlich soweit an, dass ein Durchbruch nach oben erfolgt, wobei das Wasser gefriert und der überlagernde Boden aufgewölbt wird. Die Wachstumsrate der Pingos kann im Anfangsstadium etwa 1,5 m/Jahr betragen. Sie nimmt später kontinuierlich ab, bis der Talik völlig durch Permafrost ersetzt worden ist.

(2) Pingos vom Ostgrönland-Typ bilden sich dagegen in einem offenen hydrologischen System aus. Sie entstehen in Bereichen mit lückenhaftem Permafrost, wo von den Seiten her Sicker- oder Grundwasser zuströmt. Dieses Wasser gerät an der Talsohle oder im unteren Hangbereich unter hydrostatischen und kryostatischen Druck, so dass sich ein Injektions- oder Segregationseiskörper ausbildet. Derartige Pingos treten häufig in kleinen Gruppen auf. Im arktischen Subpolargebiet sind sie oft an S- bis SE-exponierten Hängen zu finden (French 2007).

Einige Pingos sind sehr junge Formen; andere wiederum sind mit Hilfe der Radiokarbonmethode auf Alter zwischen 4500 und 7000 von heute datiert worden. Man nimmt an, dass viele Pingos während der Abkühlungsphase am Ende des Atlantikums entstanden sind. Sowohl aus Sibirien als auch aus Nordamerika sind jedoch Fälle bekannt, in denen sich Pingos erst während der letzten Jahrzehnte gebildet haben (Washburn 1979).

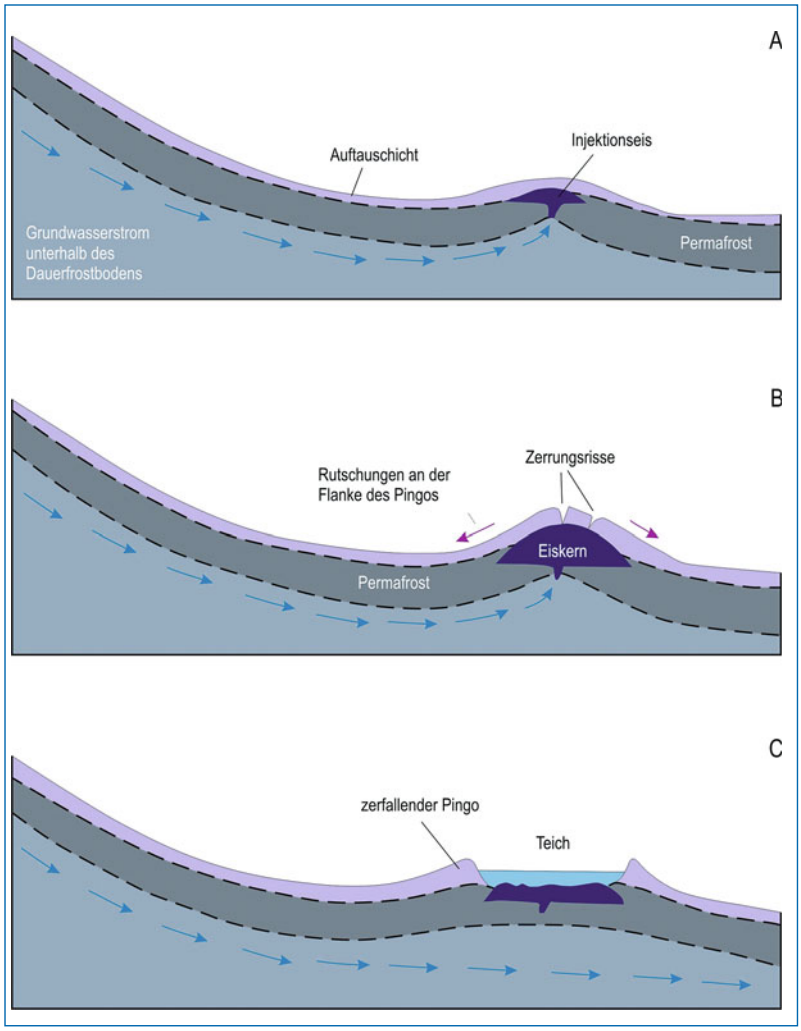
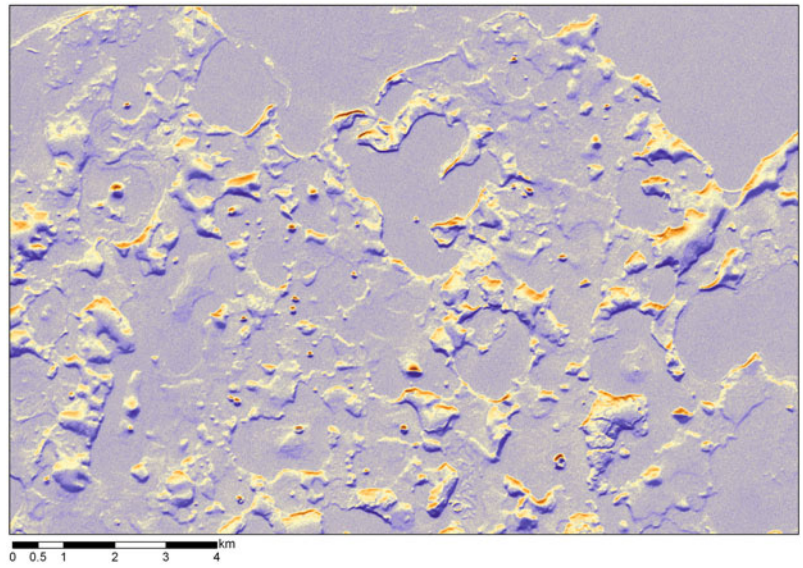


Abb. 8.26 Entstehung und Zerfall eines Pingos vom Ostgrönland-Typ (offenes hydraulisches System). A: Unterhalb der Permafrostdecke zirkulierendes Grundwasser wird an einer dünnen Stelle in den Permafrostboden eingepresst; ein Eiskern entsteht. B: Während sich der Eiskern vergrößert, wölbt er die Deckschichten auf, so dass Risse entstehen. C: Ein zentraler Krater bildet sich aus; der ungeschützte Eiskern schmilzt ab (nach Harris & Ross 2007).

Abb. 8.27 Pingo in Jakutien. Der Rand des ehemaligen Thermokarst-Sees ist links und rechts im Hintergrund erkennbar.



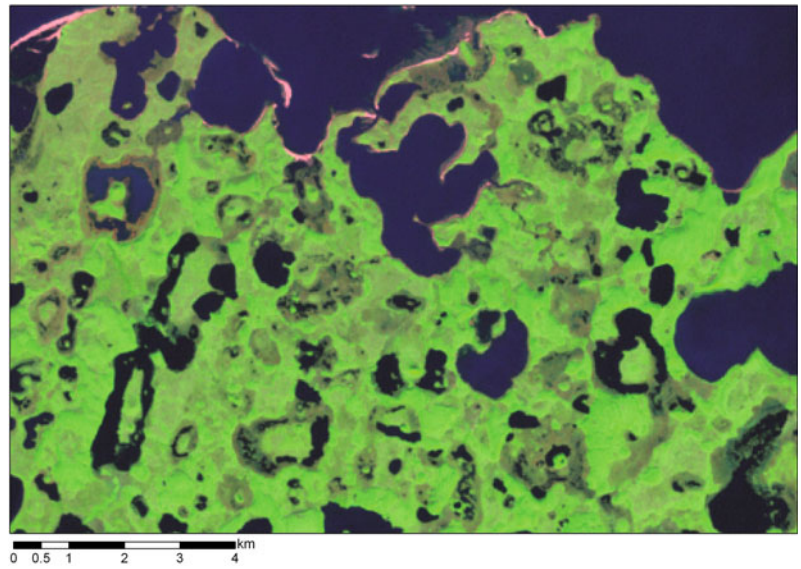


Abb. 8.28 Pingos im Mackenzie-Delta. (a) Winter, (b) Sommer. Landsat 7 Satellitenbilder.(b) Sommer. Quelle: U.S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Path 64, Row 11, 2.4.2003 und Path 63, Row 11, 12.6.2000.

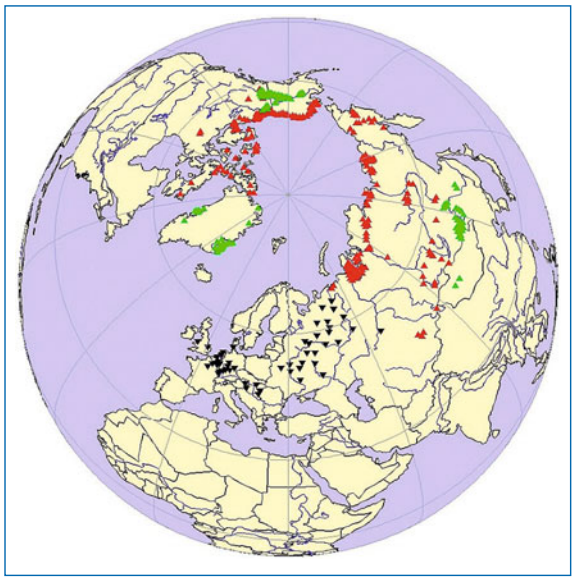


Abb. 8.29 Verbreitung der Pingos. Rot: Mackenzie-Typ, grün: Ostgrönland-Typ, schwarz: eiszeitliche Pingospuren.

Bei zu starkem Anwachsen der Eislinse reißt die schützende Sedimentdecke der Pingos auf und rutscht zum Teil an den Flanken seitlich ab. Dadurch entfällt die isolierende Wirkung der Deckschichten; der Eiskern taut auf, und zurück bleibt ein kleiner See, der von einem flachen ringförmigen Wall umgeben sein kann. Reste eiszeitlicher Pingos sind aus zahlreichen Gebieten Mittel- und Süddeutschlands beschrieben worden. Ein Teil dieser Formen mag jedoch auch auf andere Ursachen zurückgehen.

Weltweit gibt es etwa 5000 Pingos. Die größte Häufung von Pingos findet sich im Mackenzie-Delta. Auf der Tuktoyaktuk-Halbinsel gibt es über 1300 dieser Frosthügel. Das Mackenzie-Delta ist etwa 12 000 Jahre vor heute eisfrei geworden. In der nachfolgenden Erwärmung breiteten sich Moore aus. Erst in den letzten Jahrtausenden, als das Klima wieder kälter wurde, sind die Pingos entstanden. Die meisten nordamerikanischen Formen sind etwa 4000–7000 Jahre alt. Auf dem winterlichen Satellitenbild sind die Pingos auf Grund ihrer Schatten klar erkennbar. Das Sommerbild zeigt deutlich die von Auftauseen durchsetzte Permafrostdecke.

Pingos gibt es vor allem in der kanadischen Arktis, in Sibirien, in Grönland und auf Spitzbergen.

8.2.7.2 Palsas

Auch innerhalb der Moore der Periglazialgebiete kommt es lokal zur Aufwölbung von Eislinsen. Diese Palsas sind ähnlich wie Pingos, aber viel kleiner. Sie erreichen in der Regel nur eine Höhe von etwa 1–10 m. Sie werden meist 10–30 m breit und 15–150 m lang. Im Kern bestehen sie aus dauernd gefrorenem Torf und/oder Schluff mit Segregationseis und kleinen Eiskristallen. Palsas verdanken ihre Entstehung einer ungleichmäßig ausgebildeten winterlichen Schneedecke. An Stellen mit dünner Schneebedeckung dringt der Frost tiefer in den Untergrund ein. Dies führt zu einer Anreicherung von Bodeneis, die auch die Schichten unter dem Moor mit erfasst. Zahlreiche wenige Zentimeter dicke Eislinsen entstehen, die den Torf aufwölben. Die Aufwölbung wiederum bedingt, dass an dieser Stelle auch künftig weniger Schnee liegen bleibt als in der Umgebung, so dass sich der Prozess selbst verstärkt.

Die Palsas treten typischerweise im Bereich des lückenhaften Permafrostes auf. Während auf Island die Südgrenze der Palsa-Verbreitung etwa mit der 0 °C-Jahresisotherme übereinstimmt, liegt sie in Schweden ungefähr bei der –2 °C bis –3 °C-Jahresisotherme (Washburn 1979). Das Vorkommen von Palsas ist in Skandinavien heute weitgehend auf Gebiete nördlich der Waldgrenze beschränkt. Das südlichste Vorkommen findet sich auf dem Dovre-Fjell in Norwegen (Sollid & Sørbel 1998).

Palsas sind vergleichsweise junge Formen. Ihre Bildung hat erst deutlich nach dem postglazialen Wärmemaximum begonnen. Sie können sich erst ausgebildet haben, nachdem der zur sommerlichen Isolation der Eislinse erforderliche Torf in hinreichender Mächtigkeit (etwa 0,7–0,8 m) entstanden war.

Das Alter von Palsas wird über eine ^{14}C-Datierung der überdeckenden Torfschicht bestimmt. Wenn der Frosthügel beginnt, sich über seine Umgebung zu erheben, ändern sich die Feuchtebedingungen, und es bildet sich eine andere Art von Torf aus. Während das Ausgangsmoor von *Sphagnum* (Torfmoos), *Carex* (Seggen) und *Eriophorum* (Wollgras) besiedelt ist, findet man auf den Palsas Ericales (Heide), Bryales (Laubmoose) und Cladina (Flechten). Für die Datierung werden Proben unmittelbar oberhalb und unterhalb der Kontaktfläche zwischen den verschiedenen Torfarten genommen. Untersuchungen in Lappland haben gezeigt, dass die Palsas dort keine tausend Jahre alt sind. Noch heute werden neue Palsas gebildet. Gegenwärtig überwiegt jedoch die Tendenz zum Abtauen (Seppälä 2005a, b). Der Zerfall der Palsas beginnt damit, dass die schützende Torfdecke aufreißt. Der Eiskern schmilzt ab; ein Thermokarstsee entsteht. Auf Dauer bleiben jedoch in den weichen organischen Ablagerungen keine erhaltungsfä-

Abb. 8.30 Das südlichste Vorkommen von Palsas in Norwegen bei Furuhaugli mit Spuren des Eiszerfalls.

higen Spuren zurück. Vorkommen eiszeitlicher Palsas sind daher in Mitteleuropa bisher nicht nachgewiesen worden.

8.2.7.3 Strangmoore

Strangmoore (Aapa-Moore) sind Sonderformen der Moorbildung, die am Rande der Verbreitungsgrenze der Hochmoore auftreten, wo das Hochmoor nur noch Inseln über den Niedermooren bildet. Am Hang entstehen anstelle der Inseln bis zu 2 m hohe und mehrere Meter breite Streifen, „Stränge" aus Torf. Die Abstände zwischen den Strängen liegen meist bei etwa 10–50 m. Die ungleichmäßige Oberfläche der Aapa-Moore bedingt eine unterschiedliche Schneebedeckung. Der Bodenfrost dringt bevorzugt in die Stränge ein, die dadurch weiter gehoben werden. Sie enthalten zumindest jahreszeitlich Eislinsen. Durch die Frosthebung geraten die Stränge allmählich aus dem Grundwassereinfluss heraus, so dass sie einen extremen Hochmoorcharakter erlangen. Das Torfwachstum kommt schließlich zum Erliegen, und Flechten breiten sich aus. Die Stränge sind häufig annähernd hangparallel angeordnet oder leicht hangabwärts gebogen. Bei stärkerer Hangneigung kommt es zu einer regelrechten Terrassierung der Aapa-Moore. Bei noch stärkerer Neigung werden die Stränge schließlich senkrecht zum Gefälle angeordnet, und der Abstand zwischen den einzelnen Strängen schrumpft auf 3–4 m (Hallik 1975). Die Stränge

Abb. 8.31 Kleines Strangmoor in Schweden.

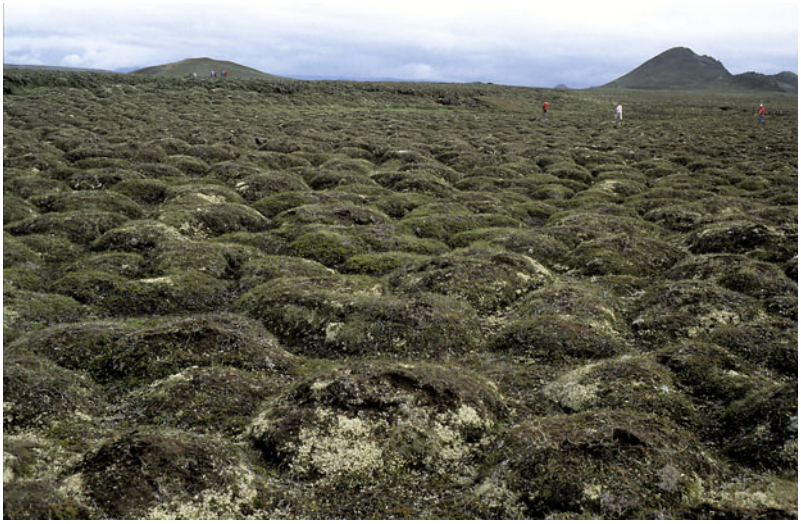


Abb. 8.32 Thufur in Island.

sind nicht ortsfest, sondern bewegen sich unter dem Einfluss des Frostwechsels. Langzeitmessungen haben gezeigt, dass die Verlagerung 50–150 cm in 21 Jahren betrug (Koutaniemi 1999).

Die Strangmoore reichen deutlich südwärts über den heutigen Bereich der Permafrostverbreitung hinaus. Ihre Entstehung ist nicht an Dauerfrostboden, sondern lediglich an strengen winterlichen Frost gebunden. Radiokarbondatierungen verschiedener Aapa-Moore haben gezeigt, dass die Ausbildung der Stränge und der dazwischen liegenden Senken etwa 2000–3000 Jahre vor heute eingesetzt hat (Seppälä 2005b).

8.2.7.4 Thufur

Eine besondere Art der Frostmusterböden stellen die Thufur dar. Diese Erdbülten erreichen eine Höhe von 0,1–0,5 m. Sie bilden sich vornehmlich in feinkörnigem Substrat, dessen Mächtigkeit 0,3–0,4 m nicht unterschreiten darf. Der Name Thufur stammt aus dem Isländischen. Auf Island sind die Thufur auch am stärksten verbreitet. Van Vliet-Lanoë et al. (1998) sind zu dem Ergebnis gekommen, dass zu ihrer Entstehung vulkanischer Löss über einem gut wasserdurchlässigen Untergrund, z. B. einer Sanderfläche, von entscheidender Bedeutung ist. Der innere Bau der Bülten weist darauf hin, dass bei ihrer Entstehung Kryoturbation eine wesentliche Rolle spielt. Die Thufur sind in gewisser Weise eine Sonderform der sortierten Frostmusterböden. Zur Sortierung führt offenbar ein differenziertes Eindringen des Bodenfrostes in Abhängigkeit von der Vegetationsbedeckung. Die isolierende Wirkung der Vegetation trägt zur Erhaltung und Weiterbildung der Thufur bei. Die Thufur auf Island sind erst nach dem Klimaoptimum des Holozäns entstanden (Van Vliet-Lanoë et al. 1998).

Ein ähnlich aussehendes Kleinrelief zeigen die Buckelwiesen im alpinen Bereich. Die meisten Buckelwiesen findet man in den größeren Tälern der Kalkalpen (z. B. bei Mittenwald), wo sie sich auf kalkreichen, eiszeitlichen Moränen- und Schotter-Ablagerungen sowie auf Karbonatgesteinen mit geringmächtiger Überdeckung entwickelt haben. Als Entstehungsalter kommt also frühestens das Ende der letzten Eiszeit nach dem Abschmelzen der großen Gletscher in Betracht. Die Buckelwiesen sind in erster Linie durch Verkarstung lösungsfähiger Gesteine entstanden. Kryoturbation kann nur eine untergeordnete Rolle gespielt haben (Zech & Wölfel 1974).

Rancho La Brea, Los Angeles, Kalifornien, USA.

9
Nilpferde an der Themse – die Geschichte der Warmzeiten

Mitten in Los Angeles, nördlich des Wilshire Boulevards, findet man einen kleinen Teich mit der Plastik eines versinkenden *Mammuthus columbi,* der sich in Nordamerika aus dem Südelefanten entwickelt hat. Nur das gelegentliche Aufsteigen von Gasblasen deutet darauf hin, dass dieses kein normaler Teich ist. An dieser Stelle ist früher Teer abgebaut worden; hier befindet sich zugleich die bedeutendste Fundstelle von pleistozänen Säugetieren in Nordamerika. Die natürlichen Asphaltvorkommen an dieser Stelle, Rancho La Brea, waren schon längere Zeit abgebaut worden, als Ende des 19. Jahrhunderts jemandem auffiel, dass der Asphalt keine Rinderknochen enthielt, wie man bisher angenommen hatte, sondern die Knochen ausgestorbener Tiere. Bis 1912 führte die University of California verschiedene Grabungen durch, später dann das Museum of Los Angeles County (LACM). Die Ausgrabungen dauern bis heute an. Während sich das Interesse der frühen Ausgräber auf die Knochen von Großsäugern konzentrierte, werden heute auch kleinere Fossilien bis hin zu Diatomeen in die Untersuchungen einbezogen.

Das Vorkommen von Rancho La Brea hat die Phantasie der Menschen schon immer angeregt. So beschreibt Stock (1929) die Asphaltteiche als „regelrechte Krebsgeschwüre im Antlitz der Natur, wo der Tod mit der vergleichsweisen Ruhe des Lebens seinen Schabernack trieb. (…) Die Schreie und der Todeskampf der verwundeten Tiere, der Pesthauch der Verwesung und das verzweifelte Ringen derjenigen, die noch nicht vom Sumpf verschlungen waren, mögen die Falle in einen albtraumartigen Morast verwandelt haben, über dessen Schrecken und Ungerechtigkeiten das Voranschreiten der geologischen Zeit inzwischen einen gnädigen Schleier geworfen hat."

Ganz so dramatisch dürfte es nicht zugegangen sein. Zwar sind zahlreiche Tierskelette geborgen worden, doch umfasste deren Ableben einen Zeitraum von etwa 25–30 000 Jahren. Für die etwa 3400 großen Säugetiere (Coyote oder größer) bedeutet das, dass alle 8 Jahre ein Tier in den Teersümpfen umgekommen ist. Da nicht alle Skelette erhalten geblieben sind, ist diese Zahl jedoch zu niedrig. Wenn man annimmt, dass die Funde etwa 10% der tatsächlichen Opfer ausmachen, so ergibt sich immer noch ein durchschnittlicher Abstand zwischen den Einzelereignissen von etwa 10 Monaten (Marcus & Berger 1984).

Interessant ist, dass der Anteil der Raubtiere (Fleischfresser) unter den geborgenen Großsäugern ungewöhnlich hoch ist. In der freien Natur machen heute in einem vergleichbaren Lebensraum (in Afrika) die Fleischfresser etwa 4% der Säugetiere aus; in Rancho La Brea sind es dagegen rund 85%. Die in dem Asphalt gefangenen Tiere haben demnach eine große Zahl von Fleischfressern angelockt, die dann ihrerseits in die tödliche Falle gerieten (Marcus & Berger 1984).

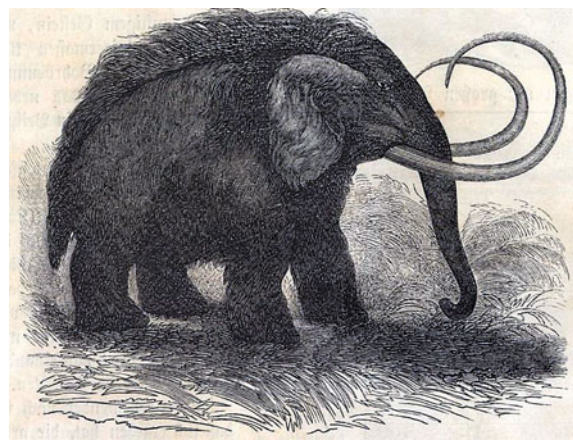


Abb. 9.1 Mammut-Rekonstruktion bei Zimmermann (1885).

Abb. 9.2 Mammutskelett im Naturkunde- und Mammutmuseum in Siegsdorf, Südostbayern. Aufnahme: Karl Stankicwicz, München.

9.1 Entwicklung der Fauna

Schon früh beschäftigten die Großsäuger des Eiszeitalters die Phantasie der Menschen. Bereits im 18. Jahrhundert war bekannt, dass in Sibirien große Mengen von vorsintflutlichen Säugetierknochen zu finden waren. Aber wie sahen die Tiere aus, zu denen diese Knochen gehörten? Noch im 19. Jahrhundert wurden Mammut-Abbildungen verschiedenster Art angeboten, und die Frage, ob die Stoßzähne nun aufwärts oder abwärts gebogen waren, war noch nicht endgültig geklärt.

Mit jedem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten veränderten sich die Pflanzen und die Tierwelt. Die Veränderungen gingen aber wegen der Kürze der Zeit weniger auf evolutive Anpassungsvorgänge, sondern vielmehr auf Arealverschiebungen zurück. Während der beginnenden Kaltzeiten breiteten sich die arktischen Formen aus dem Nordosten nach Mitteleuropa aus, während die warmzeitlichen Pflanzen und Tiere lokal ausstarben. In den beginnenden Warmzeiten rückten die warmzeitlichen Arten aus dem Mittelmeerraum – die Alpen umgehend – nach Norden vor. Die spezielle Lage von Mitteleuropa, im Süden durch die Alpen abgeriegelt, führte dazu, dass die Unterscheide zwischen den Kalt- und den Warmzeiten hier besonders ausgeprägt waren. In den kontinentalen Räumen Asiens und Nordamerikas lassen sich die Kalt- und Warmzeiten an Fauna und Flora nicht so deutlich unterscheiden. Wichtiger als die reinen Temperaturunterschiede war für Pflanzen und Tiere wohl der Wechsel zwischen dem stark kontinentalen Klima der Kaltzeiten und dem stärker maritimen Klima der Warmzeiten gewesen. Ein Austausch zwischen kaltkontinentalen Faunen und warm-maritimen Faunen fand immer wieder statt. Aber die Zusammensetzung der Arten blieb nicht immer die gleiche. So fehlt im Holozän z. B. der Damhirsch, der in den früheren Warmzeiten regelmäßig nach Mitteleuropa vorgedrungen war (von Koenigswald 2002, 2007).

Das Mammut *(Mammuthus primigenius)* ist geradezu ein Symbol des Eiszeitalters geworden. Es ziert das Emblem der DEUQUA und der britischen QRA (Quaternary Research Association). Einzelne Knochen oder auch Zähne werden häufiger gefunden – zum Beispiel bei den Sandvorspülungen an den Stränden der Nordseeküste. Aber ein vollständiges

Abb. 9.3 Mammutknochenfund am Strand von Texel, Niederlande. Der Knochen stammt vom Boden der Nordsee und ist mit der Sandaufspülung auf den Strand geraten.

Mammut-Skelett ist sehr selten. Das erste Mammutskelett in Deutschland wurde 1903 in einer Tongrube südlich der Bahnlinie Cottbus – Forst entdeckt (Fischer 2008). Eines der vollständigsten Skelette wurde 1975 im Gerhartsreiter Graben bei Siegsdorf im Chiemgau gefunden. Sein Alter wurde mit 44 000 Jahren bestimmt. Das Mammut ist heute der Mittelpunkt der Eiszeitabteilung des Naturkunde- und Mammutmuseums in Siegsdorf. Das Siegsdorfer Mammut hatte eine Schulterhöhe von 3,60 m; sein Lebendgewicht wird auf 6 Tonnen geschätzt.

Zur den charakteristischen Arten der Kaltzeiten, in denen sich die sogenannte „Mammutsteppe“ ausbreitete, gehören neben dem Mammut das Wollnashorn (*Coelodonta antiquitatis*), das Rentier (*Rangifer tarandus*) und gelegentlich auch der Moschusochse (*Ovibos moschatus*). Bei den Kleinsäugern sind die Lemminge (*Lemmus und Dicrostonyx*) gute Anzeiger für einen Dauerfrostboden.

Zur Fauna der Warmzeiten gehören Wildschwein (*Sus scrofa*) und Reh (*Capreolus capreolus*), aber auch der Waldelefant (*Elephas antiquus*) und das Waldnashorn (*Stephanorhinus kirchbergensis*). Ein besonderer Einwanderer aus dem Mittelmeergebiet ist das Flusspferd (*Hippopotamus amphibius*). Seine Reste wurden in den Ablagerungen des letzten Interglazials, dem Eem, am Rhein und in England gefunden (Koenigswald & Löscher 1982), nicht aber weiter im Osten, weil der atlantische Einfluss nach Osten abnahm. Das Flusspferd breitete sich sehr unregelmäßig entlang der Flüsse aus. Im Altpeistozän erreichte es sogar einmal Thüringen, wie die Funde aus Untermaßfeld zeigen (Kahlke 1997–2001). Im Biharium ist es im Rhein-Main-Gebiet belegt, fehlt aber im Holstein, obwohl dieses Interglazial wärmer war als das Eem, in dem das Flusspferd wieder auftauchte.

Die Raubtiere sind weniger an bestimmte Klimaverhältnisse gebunden, deswegen kommen in Warmwie Kaltzeiten Löwe (*Panthera leo*) und Hyäne (*Crocuta spelaea*) vor, deren nächste Verwandte heue in Afrika leben. Es gibt sogar einen ganz hervorragenden Beleg dafür, dass Löwen und Rentiere gleichzeitig vorgekommen sind. In einem Auelehm, der 1992 bei Bottrop aufgedeckt wurde, fanden sich die Trittsiegel von zahlreichen Rentieren, zwei Wildpferden, einem großen Rind, wohl Bison oder Auerochse, zusammen mit den Spuren vom Wolf und denen eines kräftigen Löwen. Innerhalb von wenigen Stunden oder maximal Tagen haben diese Tiere vor etwa 35 000 Jahren, also vor dem Hochstand der letzten Vereisung, die kleine uns überlieferte Bühne überquert (Koenigswald & Sander 1995). Die Spuren blieben erhalten, weil sie wenig später mit Sand überdeckt wurden.

Zur Untergliederung des Quartärs werden Großsäuger sowie Kleinsäuger herangezogen. Die Kleinsäuger, z. B. Wühlmäuse, haben den Vorteil, oft in großer Zahl überliefert worden zu sein, weil sie durch Eulengewölle angereichert wurden. Damit sind statistische Auswertungen an Kleinsäugern wesentlich leichter durchzuführen. Andererseits sind die kleinen Zähne der Wühlmäuse sehr viel leichter zu übersehen als ein Mammutknochen. So kommt es, dass von manchen Fundplätzen, wie zum Beispiel der

Abb. 9.4 Knochenfunde aus der Nassbaggerei Neuland bei Hamburg-Harburg, Elbe-Urstromtal.

Nassbaggerei Neuland bei Hamburg, ausschließlich Großsäuger-Reste gefunden wurden. Von den 457 untersuchten Knochen aus Neuland, Glüsingen und benachbarten Kiesgruben stammen 160 vom Steppenwisent (*Bison priscus*), 137 vom Mammut (*Mammuthus primigenius*) sowie 57 von Rentieren (*Rangifer tarandus*) und anderen Großsäugern (Kopp 2000).

Der Abschnitt, der in der früher gebräuchlichen Großsäuger-Biostratigraphie nach dem wichtigen Fundort Villafranchia d'Asti in Piedmont als Villafranchium bezeichnet wurde, wird bei den Kleinsäugern Villanyium genannt. Er umfasst den Zeitraum bis 1,8 Millionen Jahre vor heute. Als Leitfossilien dienen besonders die Hirsche und der „Südelefant" (*Mammuthus meridonalis*).

Die nächste Superzone, das Biharium, umfasst den Rest des Altpleistozäns sowie den älteren Teil des Mittelpleistozäns. Bei den Elefanten löst der „Steppenelefant" (*Mammuthus trogontherii*) den älteren Südelefanten ab. Im Biharium treten die Wühlmäuse *Mimomys* und *Microtus* gemeinsam auf. Die Basis des Biharium entspricht dem ersten Auftreten von *Microtus*, die Obergrenze dagegen dem ersten Auftreten der Großen Wühlmaus (Ostschermaus) *Arvicola*. Zusammen mit *Arvicola* erscheint zum ersten Mal der Waldelefant (*Elephas antiquus*) und der Mensch (*Homo heidelbergensis*).

Die jüngste Superzone, das Thoringium, reicht vom Mittelpleistozän bis zum Holozän. Dieser Zeitraum ist durch das gemeinsame Vorkommen von *Arvicola* und *Microtus* gekennzeichnet. Er umfasst damit die drei großen nordischen Vereisungszyklen und die dazwischen liegenden Interglaziale. Das erste Auftreten von *Arvicola* liegt oberhalb der Matuyama/Brunhes-Grenze. Die Kaltzeiten sind durch das Mammut (*Mammuthus primigenius*) gekennzeichnet, die Warmzeiten durch den Waldelefanten (*Elephas antiquus*). Die Faunenzusammensetzung ermöglicht eine weitere Untergliederung. Die jüngste dieser Faunen, die *Arvicola-terrestris*-Fauna, umfasst Eem-Warmzeit, Weichsel-Kaltzeit und Holozän (von Koenigswald & Heinrich 2007). An der Wende vom Pleistozän zum Holozän starben weltweit zahlreiche Größsäuger aus. Weder in Asien noch in Nordamerika gibt es noch den Lebensraum einer Mammutsteppe. Der Grund dafür ist bislang nicht geklärt, aber sicher war der schnelle und großräumige Wandel der ökologischen Verhältnisse von weit größerer Bedeutung, als die eventuelle Jagd durch den Menschen.

Die kleinen Tiere – Käfer, Schnecken, Foraminiferen …

Zu den Tieren, die in quartären Ablagerungen örtlich in großer Zahl erhalten geblieben sind, gehören die Käfer (Coleoptera). Man kann davon ausgehen, dass die ökologischen Anforderungen der einzelnen Arten während des Quartärs keine nennenswerten Veränderungen erfahren haben. Wegen ihrer Beweglichkeit können die Käfer rasch auf klimatische Veränderungen reagieren und selbst in Regionen vorstoßen, in denen die Bodenentwicklung noch kein Wachstum von höheren Pflanzen zulässt (Morgan & Morgan 1990). So ist es nicht verwunderlich, dass die Befunde

der Untersuchungen an fossilen Coleoptera-Faunen nicht immer mit den Ergebnissen palynologischer Untersuchungen übereinstimmen. Coope (1977) kam auf Grund seiner Untersuchungen in Großbritannien zu dem Ergebnis, dass eines der Interstadiale der mittleren Weichsel-Eiszeit wesentlich wärmer gewesen sein muss, als bisher auf Grund der Vegetationsentwicklung angenommen werden konnte. Während für die Pflanzenwelt der gesamte jahreszeitliche Klimagang und die Dauer der Vegetationsperiode entscheidend sind, spiegeln die Käferfaunen vor allem die Julitemperaturen wider. Dabei sind die erheblichen Unterschiede im Jahresgang der Temperatur zwischen maritimen und kontinentalen Bereichen zu berücksichtigen. Im Bereich des Kältepols der Erde in Ostsibirien werden z. B. nicht selten hohe Julitemperaturen gemessen. Dieser Aspekt spielt unter anderem für die Beurteilung der Klimaentwicklung im Spätglazial eine große Rolle. In der Älteren Dryaszeit dürften zum Beispiel recht hohe Julitemperaturen, aber auch sehr kalte Winter geherrscht haben (Lemdahl 1988).

Ein wesentliches Verfahren zur paläontologischen Untersuchung quartärer Meeresablagerungen ist die Foraminiferenanalyse. Mit ihrer Hilfe ist es zum Beispiel gelungen, die ökologischen Bedingungen in der Übergangszeit Saale/Eem/Weichsel in Nordjütland zu klären. Dort ist dieser Zeitraum vollständig durch marine Ablagerungen repräsentiert (Knudsen & Lykke-Andersen 1982). Auf Grund der unterschiedlichen Foraminiferenzusammensetzung lassen sich – ähnlich wie bei der Pollenanalyse – in einer Schichtenfolge verschiedene Biozonen ausgliedern. Dadurch ist es möglich, auch unvollständige Schichtenfolgen miteinander zu korrelieren. Auf Grund der geringen Größe und großen Zahl der Foraminiferen werden nur kleine Proben benötigt, so dass die Methode gut zur Korrelation von Bohrungen verwendet werden kann. Mit Hilfe von Foraminiferenanalysen ließ sich zeigen, dass die Transgression am Ende der Elster-Kaltzeit in Dänemark und Norddeutschland noch vor Beginn der Holstein-Warmzeit eingesetzt hat (Knudsen 1987).

Bei der Untersuchung von Lössvorkommen in der Tschechoslowakei hatte Ložek (1964) erstmalig auf die große Bedeutung der Lössmollusken hingewiesen. Mit Hilfe malakologischer Untersuchungen ist es möglich, die ökologischen Bedingungen während der Ablagerung der Lösse Mitteleuropas weitgehend zu rekonstruieren. Den Grundtypus der Lössmollusken-Gesellschaften bilden die Pupilla-Faunen. Während die beteiligten Arten heute überwiegend an offene Standorte wie feuchte Wiesen bis Steppen und warme Felsen gebunden sind, charakterisieren sie innerhalb der Lössfolgen ein kalt-trockenes Steppenklima. Kennzeichnend ist neben *Pupilla muscorum* und *Pupilla loessica* vor allem *Vallonia tenuilabris*, eine Schneckenart, die heute in kalten Gebieten Nordasiens auftritt. Von dieser Fauna unterscheiden sich die Columella-Fauna, die auf kaltes, aber feuchteres Klima hinweist, sowie die Striata-Fauna, die den Übergang zu frühglazialen und interglazialen Faunen der trockenen Steppe darstellen. Der Stand der Untersuchungsmöglichkeiten mit Hilfe von Lössmollusken ist von Rousseau (2001) zusammenfasst worden. Auf Grund der kontinentaleren Bedingungen und der mächtigeren Lössschichten sind malakologische Untersuchungen in der Tschechoslowakei und in Ungarn mit größeren Erfolgsaussichten durchführbar als in Deutschland, wo große Teile der Lössprofile entkalkt sind. Doch auch außerhalb der Lössablagerungen können Molluskenfaunen wertvolle Hinweise auf die ökologische Entwicklung liefern. Zu den wenigen bisher vorliegenden Untersuchungen zählen z. B. Arbeiten aus dem Eem-Interglazial von Gröbern (Fuhrmann 1990) oder aus dem Travertin von Ehringsdorf (Mania 1973, 1975). Einen Überblick über die Molluskenfaunen des Mittleren Pleistozäns im Saale-Elbe-Gebiet bieten Mania & Mai (2001).

9.2 Vegetationsentwicklung

Die Klimaveränderungen des Eiszeitalters haben sich in verschiedenen Teilen der Erde unterschiedlich ausgewirkt. Während die Polargebiete von Klimaschwankungen weitgehend verschont geblieben sind, lässt sich in den mittleren Breiten ein wiederholter Wechsel von Warm- und Kaltzeiten nachweisen, und im Bereich der Gebirge kam es selbst in den Tropen zu einer erheblichen Verschiebung der klimatischen Höhenstufen. Durch die eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels hat sich die Verteilung von Land und Meer zum Teil erheblich verändert. Die Nordsee lag in der Weichsel-Eiszeit trocken, genau wie der nördliche Teil der Biskaya, wodurch große Teile Europas in den Einflussbereich eines kontinentaleren Klimas gelangten. Die Beringstraße wurde zu festem Land.

Die Klimaschwankungen der Vergangenheit sind nicht unmittelbar erfassbar, sondern müssen anhand der erhalten gebliebenen Ablagerungen rekonstruiert werden. Ein besonders günstiger Indikator ist dabei

die Vegetation. Neben pflanzlichen Makroresten bieten vor allem die Pollen und Sporen ein in großer Zahl abgelagertes und gut erhaltungsfähiges Material, mit dessen Hilfe sich die Vegetationsentwicklung der Warm- und Kaltzeiten rekonstruieren lässt. Zwar sind Pollenkörner an sich sehr widerstandsfähig; in den meisten Substraten werden sie jedoch durch Oxidation zerstört. Günstige Erhaltungsbedingungen liegen lediglich in Torfen und Mudden vor, d. h. in den Verlandungsfolgen von Gewässern und in Mooren.

Pollenanalyse – Möglichkeiten und Irrtümer

Ursprünglich war man bei der Untersuchung der Vegetation früherer Warmzeiten auf die Analyse von Großresten angewiesen. Blätter, Samen, Holzreste gaben ein ungefähres Bild von den früheren Pflanzengesellschaften. Doch eine echte Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung im Laufe der Warmzeiten wurde erst mit der Einführung der Pollenanalyse möglich. Der Schwede Lennart von Post (1916) war der erste, der die Vegetationsentwicklung im Umkreis eines Moores durch quantitative Pollenanalysen rekonstruiert hat. Zunächst beschränkte sich die Pollenanalyse (Palynologie) auf die Bearbeitung postglazialer Moore. Firbas (1927) und Jessen & Milthers (1928) weiteten die Untersuchungen auf ältere Ablagerungen aus.

Bei der Pollenanalyse werden nach Möglichkeit keine Einzelproben untersucht, sondern jeweils ganze Profile. Dabei werden nicht nur die vorkommenden Pflanzensippen erfasst, sondern auch die Abfolge ihres Auftretens und Wiederverschwindens. Im Idealfall reicht diese von der baumlosen Tundra eines ausgehenden Glazials über die allmähliche Wiederbewaldung bis zur optimalen Ausbreitung wärmeliebender Bäume, und zum Ende der Warmzeit hin über die Entwicklung zum Nadelwald zurück zur Tundra. Die einzelnen Schritte dieser Vegetationsentwicklung, die durch das Vorherrschen bestimmter Pflanzengesellschaften gekennzeichnet sind, werden im Pollendiagramm als Pollenzonen bezeichnet.

Die Bestimmung der Pollenkörner erfolgt unter dem Mikroskop. Während man früher teils auf gezeichnete Vorlagen, teils auf Aufnahmen unter dem Lichtmikroskop zurückgreifen musste, stehen heute zusätzlich Aufnahmen mit dem Elektronenmikroskop zur Verfügung, die ein plastisches Bild der verschiedenen Pollenkörner liefern.

Die Vergleichbarkeit von Pollenprofilen wird dadurch erschwert, dass die Pollenflora durch lokale Faktoren beeinflusst wird. Ein kleiner Teich, der in einem Eichenwald liegt, wird naturgemäß in starkem Maße Eichenpollen lokalen Ursprungs enthalten, während in einem Teich in einer offenen Steppenlandschaft von weit her antransportierte Pollen und Sporen zur Ablagerung kommen. Für regionale Aussagen wird deshalb gern auf die Ablagerungen großer Moore und Seen zurückgegriffen. Die Pollenkörner unterscheiden sich in Form und Größe. Einige (z. B. *Pinus sylvestris*) haben besondere Luftsäckchen, die ihre Flugeigenschaften verbessern.

Die Vegetationsentwicklung ist in starkem Maße klimaabhängig. Dennoch ist ein Pollendiagramm keine Klimakurve. Da Pflanzen nicht beweglich sind, braucht die Vegetation viel Zeit, um auf positive klimatische Veränderungen zu reagieren. Während ein plötzlicher Einbruch kalten Klimas empfindliche Pflanzenarten großräumig auf einen Schlag vernichten kann, verläuft die Wiedereinwanderung erheblich langsamer, da die Samen und Früchte vieler Arten (z. B. Tanne oder Buche) nur über sehr geringe Entfernungen transportiert werden und die einzelne Pflanze Jahrzehnte benötigt, bevor sie Früchte treibt, die wieder weitergetragen werden können.

Für viele Vereisungsgebiete ist die Frage diskutiert worden, ob möglicherweise bestimmte Gebiete unvergletschert geblieben sind, in denen zumindest ein Teil der Pflanzenwelt die Kaltzeiten überdauern konnte. In den meisten Fällen dürften jedoch keine derartigen Refugien existiert haben; die Pflanzen sind nach und nach im Laufe einiger Jahrtausende wieder eingewandert. Selbst im Falle einer Insel wie Island war dies durch angeschwemmtes Treibholz möglich.

Die allmähliche Wiedereinwanderung der Pflanzen hat dazu geführt, dass im Zuge der Erwärmung eine bestimmte Abfolge von Pflanzengesellschaften in Erscheinung getreten ist. Die Abfolge weicht bei verschiedenen Interglazialen voneinander ab. Die Unterschiede können zur stratigraphischen Einstufung der Vorkommen benutzt werden. Viele Interglazialvorkommen sind jedoch unvollständig, weil entweder die Verlandung des entsprechenden Gewässers oder die Moorbildung erst spät eingesetzt hat, oder weil sie zu früh beendet war, so dass aus dem letzten Abschnitt des Interglazials kein Pollen überliefert ist. In solchen Fällen ist die altersmäßige Zuordnung erschwert.

Die typische Vegetationsentwicklung eines Interglazials soll am Beispiel der Eem-Warmzeit kurz erläutert werden. Hierzu wird das Eem von Gröbern betrachtet.

Zone I: Birken-Zeit. Die Zone ist durch Dominanz des *Betula*-Pollens gekennzeichnet. Typische lichtliebende Pflanzen (Heliophyten) des Saale-Spätglazials (z. B. *Helianthenum*, *Hippophaë*) kommen nicht

mehr vor. *Juniperus* und *Artemisia* sind noch mit geringen, stetig abnehmenden Anteilen beteiligt. Die *Pinus*-Anteile nehmen allmählich zu. Menke & Tynni (1984) legen die Grenze gegen die Zone II an den Abfall vom *Betula*-Maximum und den Beginn der *Ulmus*-Kurve. Die Zone I fehlt in vielen Pollendiagrammen, da die ältesten Eem-Ablagerungen oft lückenhaft sind.

Zone II: Kiefern-Birken-Zeit. Diese Zone ist durch ein relatives *Pinus*-Maximum bei allgemein rasch abfallenden *Betula*-Anteilen charakterisiert. Pollen wärmeliebender Gehölze sind regelmäßig vorhanden, wenn auch zunächst mit geringen Anteilen. Der beginnende Abfall vom *Pinus*-Maximum bildet die Grenze gegen die nachfolgende Zone III.

Zone III: Kiefern-Eichenmischwald-Zeit. Im Pollendiagramm dominiert weiterhin *Pinus*; die Anteile von *Betula* gehen zurück, und der Anteil an Eichenmischwald-Pollen (vor allem *Quercus*) nimmt zu. *Acer*, *Hedera* und *Viscum* sind mit geringen Anteilen vorhanden. Etwa zu Beginn der Zone III erscheint *Fraxinus*. Menke & Tynni (1984) legen die Ober-

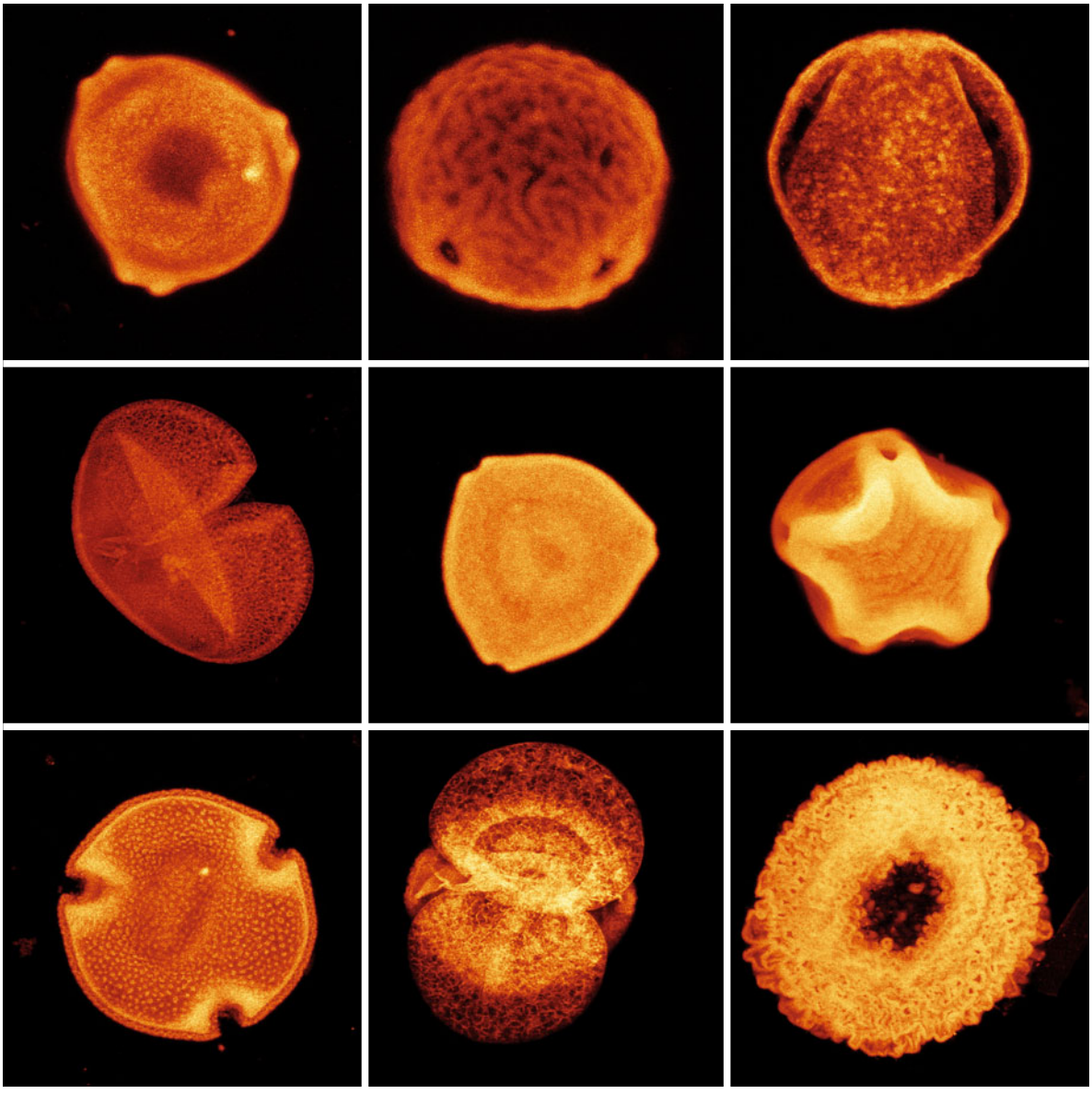


Abb. 9.6 Pollen der Birke (*Betula*), Ulme (*Ulmus*), Eiche (*Quercus*), Fichte (*Picea*), Hasel (*Corylus*), Erle (*Alnus*), Linde (*Tilia*), Tanne (*Abies*) und Hemlock (*Tsuga*); Aufnahmen mit einem Konfokalen Laserscanning-Mikroskop. Quelle: Thomas Litt.

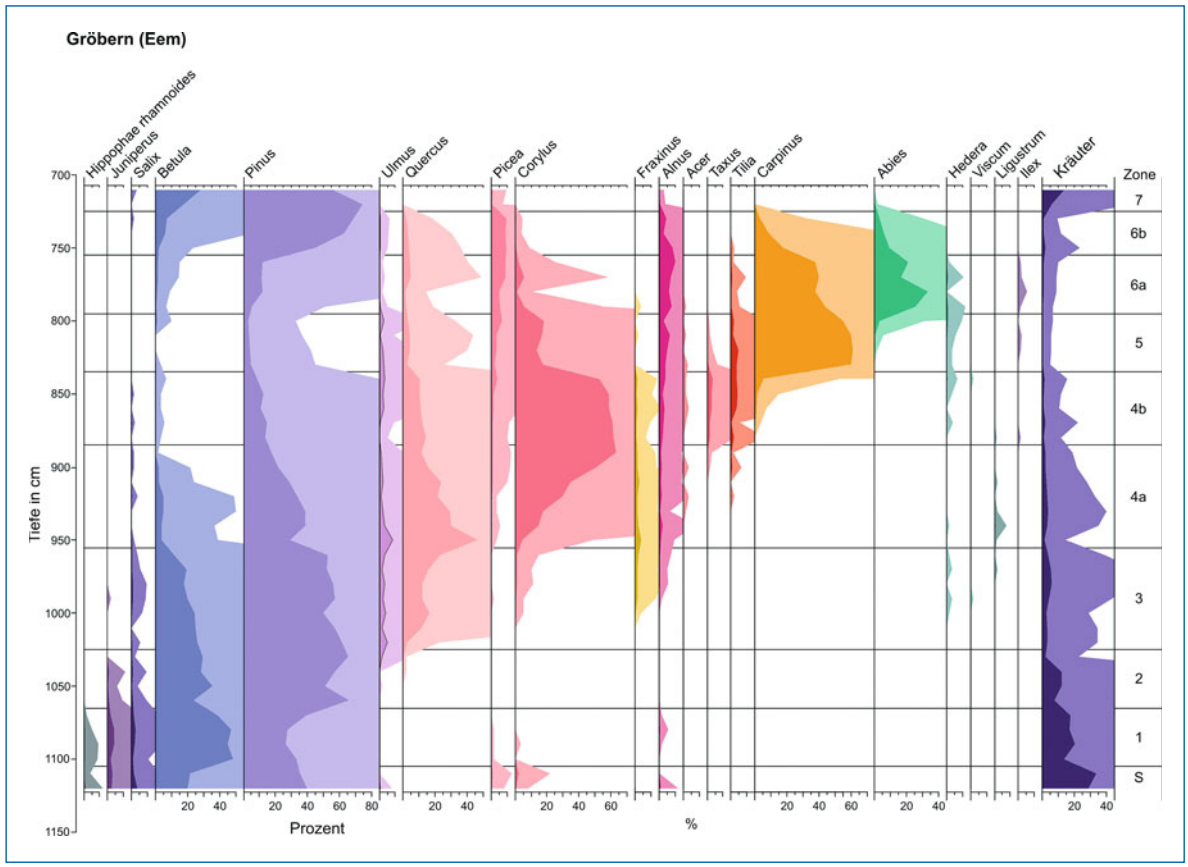


Abb. 9.6 Pollendiagramm der Eem-Warmzeit von Gröbern (aus Litt 1994).

grenze der Zone III an das Auftreten von *Corylus* (Hasel). Die Zone III ist häufig schwach ausgebildet und oft schwer von Zone II zu trennen.

Zone IVa: Eichenmischwald-Hasel-Zeit. Die Zone ist vor allem durch den raschen Anstieg von *Corylus* (und *Alnus*) gekennzeichnet, während der Anteil von *Pinus* weiter absinkt. Der erste *Ilex*-Pollen tritt auf, und die Pollenkurven von *Taxus* und *Tilia* (Linde) setzen ein. Die Obergrenze dieser Zone liegt am ersten deutlichen Abfall vom *Corylus*-Maximum und dem Steilanstieg der *Tilia*-Kurve. Ein solcher Steilanstieg, der erhebliche Zeit nach dem Einsetzen der Kurve liegen kann, wird als rationale Grenze – in diesem Fall also als rationale *Tilia*-Grenze – bezeichnet.

Zone IVb: Hasel-Eiben–Linden-Zeit. Nach dem *Corylus*-Maximum fallen die Haselwerte zunächst rasch bis auf etwa die Hälfte ab und bleiben dann meist etwa konstant. Die *Taxus*- und *Tilia*-Kurven erreichen ihr Maximum. Im oberen Teil der Zone IVb beginnt der Anstieg der *Carpinus*- und der *Picea*-Werte (Hainbuche und Fichte). Die Grenze zur Zone V liegt dort, wo der *Carpinus*-Anteil den *Tilia*-Anteil übersteigt.

Zone V: Hainbuchen–Fichten-Zeit. Die Zone V ist im älteren Teil meist durch eine mehr oder minder starke Vorherrschaft von *Carpinus* gekennzeichnet. Der Anteil von *Corylus* fällt stark ab. *Picea* nimmt allmählich zu. Mit dem Rückgang von *Carpinus* im oberen Teil der Zone V nimmt der *Quercus*-Anteil meist wieder deutlich zu. Gleichzeitig beginnt der jüngere *Pinus*-Anstieg. Zur Abgrenzung gegen die Zone VI kann die rationale *Abies*-Grenze, die obere rationale *Corylus*-Grenze oder der beginnende *Pinus*-Anstieg gewählt werden. Die Grenze liegt meist etwa in der Mitte des jüngeren *Quercus*-Maximums.

Zone VI: Kiefern-Fichten–Tannen-Zeit. Bei ansteigenden *Pinus*-Werten nimmt der Anteil wärmeliebender Gehölze ab. *Abies* (Tanne) gewinnt im unteren Teil der Zone VI noch an Bedeutung (in Westholstein maximal 10%), fällt dann aber ebenfalls ab. Auch die *Picea*-Anteile sinken zugunsten von *Pinus*. Als Grenze gegen die Zone VII wird nach Mül-

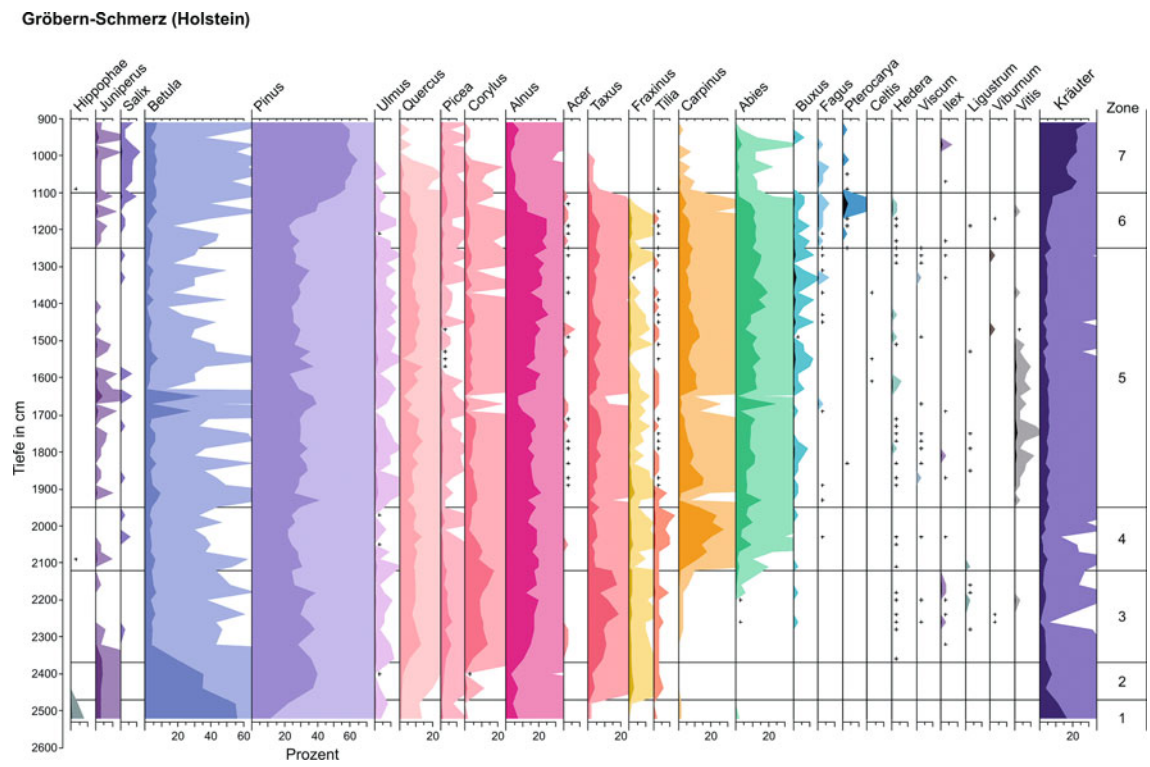


Abb. 9.7 Pollendiagramm der Holstein-Warmzeit von Gröbern-Schmerz (aus Kühl & Litt 2007).

ler (1974a) der Rückgang des Tannenpollens unter 1% angesehen.

Zone VII: Kiefern-Zeit. Diese Zone ist durch eine eindeutige Dominanz von *Pinus* gekennzeichnet. Der *Picea*-Anteil klingt meist an der Wende VI/VII oder kurz danach aus. Nach einem ausgeprägten *Pinus*-Maximum nimmt im oberen Teil der Zone die Bedeutung von *Betula* zu.

Als das Ende der Eem-Warmzeit wird das Ende der geschlossenen Walddecke mit Übergang zur subarktischen Vegetation angesehen. Diese Grenze wird gewählt, da hier der Übergang von einer warmzeitlichen dichten, flächenhaften Vegetation und damit einer geschützten Bodendecke in den kaltzeitlichen Zustand stärkerer Sedimentumlagerungen stattgefunden hat.

Ein Interglazialvorkommen mit der oben erwähnten Vegetationsabfolge ließe sich also relativ problemlos als „Eem" einstufen. Doch nicht immer sind die Befunde so eindeutig. In der Vergangenheit sind verschiedentlich auf Grund palynologischer Untersuchungen zusätzliche Interglaziale postuliert worden, die einer späteren Überprüfung nicht standgehalten haben. Bei der Interpretation muss stets die stratigraphische Position des Vorkommens und die paläogeographische Situation berücksichtigt werden.

Vergleicht man die Vegetationsentwicklung der drei letzten Interglaziale im norddeutschen Raum miteinander, so stellt man fest, dass die Ausbreitung der einzelnen Gehölze stark voneinander abweicht. Im Holstein-Interglazial setzen Tanne und Fichte relativ früh ein. Im Eem kommt die Fichte erst später vor, und nördlich der Elbe tritt die Tanne nur untergeordnet und erst am Ende des Interglazials auf. Im Holozän dagegen ist die Tanne in Norddeutschland nur im Thüringer Wald natürlich verbreitet (Overbeck 1975), die Fichte auch im Harz und Harzvorland sowie in der Lüneburger Heide; in den übrigen Gebieten ist sie erst in neuerer Zeit durch die Forstwirtschaft eingeführt worden. Die Rotbuche (*Fagus silvatica*) spielt in der Holstein-Warmzeit in Norddeutschland nur eine untergeordnete Rolle, und im

Abb. 9.8 In den älteren Interglazialen sind zum Teil noch wärmeliebende Pflanzen gegenwärtig, die es heute in Deutschland nicht mehr gibt. Dazu gehört die Flügelnuss (*Pterocarya*). Hier eine Aufnahme aus Schaffhausen.

Eem fehlt sie ganz. In der zweiten Hälfte des Holozäns ist es dagegen zu einer natürlichen Ausbreitung der Rotbuche gekommen. In den natürlichen Waldgesellschaften Mitteleuropas dominiert heute die Rotbuche, während die Eiche an zu trockenen und zu nassen Standorten vorherrscht.

Bei den Warmphasen des Eiszeitalters unterscheidet man zwischen Interglazialen (Warmzeiten) und Interstadialen. Während der Warmzeiten herrschte ein dem heutigen vergleichbares oder noch wärmeres Klima; während der Interstadiale war die Erwärmung schwächer. Es bietet sich an, in Mitteleuropa dort solche Warmphasen als Interstadiale (im Gegensatz zu den Interglazialen) zu bezeichnen, in denen die Vegetations- und Klimabedingungen des Postglazials in derjenigen Region nicht erreicht worden sind. Nach dieser Definition sind auch die wärmeren Interstadiale der Frühweichsel-Kaltzeit nicht als Interglaziale anzusprechen (Behre 1989).

Die schwach ausgebildeten Interstadiale (Oerel, Glinde) zu Beginn der mittleren Weichselkaltzeit sind z. T. reich an Ericales (Heide). Dies deutet darauf hin, dass zu dieser Zeit noch keine oder nur geringe periglaziale Bodenerneuerung stattgefunden hat. In ähnliche Richtung weisen die Substrate, in denen sich die fossilen Böden in Keller und Schalkholz (Schleswig-Holstein) ausgebildet haben. Hier setzte die starke Periglazialtätigkeit erst nach den letzten Bodenbildungen ein. Im Gegensatz dazu sind die organogenen Ablagerungen der niederländischen Hochweichsel-Interstadiale offenbar erst nach Einsetzen der periglazialen Prozesse gebildet worden. Die Pollendiagramme der Moershoofd-, Hengelo- und Denekamp-Interstadiale sind durch einen Mangel an Ericales gekennzeichnet (Behre 1989).

Von nicht unwesentlicher Bedeutung für die klimatischen Verhältnisse war die Absenkung des Meeresspiegels. Für den Beginn der Frühweichsel-Kaltzeit lag der Salz-/Süßwasserkontakt in der südlichen Nordsee im Bereich der Brown Bank bei einer Wassertiefe von –40 m (Zagwijn 1989). Im weiteren Verlauf der Weichsel-Kaltzeit hat der Meeresspiegel dieses Niveau nie mehr überschritten. Das bedeutete für die heutigen Küstengebiete Norddeutschlands und der Niederlande eine erhebliche Zunahme der Kontinentalität (kältere Winter, wärmere Sommer). Nord-Dänemark ist dagegen im marinen Einflussbereich verblieben. Bis kurz vor Beginn der spätweichselzeitlichen Inlandvereisung war der Nordteil Jütlands bis etwa zur Linie Ålborg – Hanstholm vom Meer überflutet (Houmark-Nielsen 2004).

Nicht immer ist es leicht, in langen Pollenprofilen interglaziale oder interstadiale Ablagerungen gegen stadiale, kaltzeitliche Schichten abzugrenzen. Durch umgelagerte und fernverwehte Pollen führen auch Ablagerungen einer waldlosen Periode manchmal einen erheblichen Anteil an Baumpollen. Dies gilt vor allem für Seeablagerungen. Für die Abgrenzung ist daher eine Betrachtung der Nichtbaumpollen besonders wichtig. Neben dem allgemeinen Anstieg der Nichtbaumpollen im Verhältnis zu Baumpollen kann auch das Einsetzen von lichtliebenden Pflanzen (Heliophyten) einen deutlichen Hinweis auf das Einsetzen kaltzeitlicher Bedingungen geben. Hierzu zäh-

Tab. 9.1 Sedimentationsrate der durch Pollenanalyse und Warvenzählung untersuchten eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen

Pollenzone nach Müller 1974a	Pollenzone nach Menke & Tynni 1984	Mächtigkeit der Zone in cm	Warvenjahre nach Müller 1974a	Sedimentation in cm/Jahrhundert
IVa + b	5	240	4000 (geschätzt)	6,0
IIIc	4b	96	1100 (z. T. gezählt)	8,7
IIIb	4a	59	700	8,4
IIIa		36	450	8,0
IIb	3	47	450	10,4
IIa	2	21	200	10,5
I	1	7	100	7,0

(aus Kühl & Litt 2007)

len Arten wie *Artemisia* (Wermut), *Plantago* (Wegerich) und *Armeria* (Grasnelke). Ein Beispiel hierfür bieten die stadialen Phasen der Pollendiagramme von Rederstall in Schleswig-Holstein (Menke & Tynni 1984) und von Oerel in Niedersachsen (Behre & Lade 1986).

In der Regel werden palynologische Untersuchungen an ungestörten Schichtfolgen wie z. B. Moor- oder Seeablagerungen durchgeführt, die eine kontinuierliche Sedimentation gewährleisten. Pollenanalysen mariner Sedimente sind möglich. Das Pollendiagramm der Holstein-Warmzeit von Hamburg-Dockenhuden bezieht sich zum großen Teil auf marine Ablagerungen (Linke & Hallik 1993). Doch muss bei Ablagerungen im Flachseebereich eine wesentlich stärkere Umlagerung in Rechnung gestellt werden, so dass über die Vegetationsentwicklung nur in begrenztem Umfange Aussagen getroffen werden können.

Die Warmzeiten des Eiszeitalters waren nicht gleich lang. Die Kieselgur von Bispingen weist Jahresschichten auf. Durch Auszählen dieser Warven konnte Müller (1974a) die Zeitdauer der Eem-Warmzeit bestimmen (Tab. 9.1).

Während man sich früher weitgehend darauf beschränkt hat, die Vegetationsgeschichte der Warmzeiten zu rekonstruieren, bemüht man sich heute, darüber hinaus auch zu Aussagen über die Entwicklung des Klimas zu gelangen. Für das Pflanzenwachstum sind Temperatur und Niederschlag von entscheidender Bedeutung. Bei der Temperatur sind nicht die Durchschnittswerte entscheidend, sondern der Jahresgang, der wiederum in starkem Maße von der Nähe oder Ferne zum Meer (Kontinentalität) abhängt. Die Januar- und Julitemperaturen geben Aufschluss über das Ausmaß der Kontinentalität. Zum Beispiel wachsen Laubbäume heute durchaus in Gebieten, in denen die Januartemperatur unter −10 °C sinkt, wenn die Julitemperaturen etwa +18 °C erreichen, und in Großbritannien mit seinen milden Wintern (mittlere Januartemperaturen etwas über 0 °C) gedeihen Laubbäume selbst bei Julitemperaturen unter 15 °C. Erst im Norden Großbritanniens, bei Julitemperaturen um etwa 12 °C, findet man verbreitet die atlantischen Zwergstrauchheiden.

Für die Untersuchung werden zunächst einmal die heutigen Verbreitungsgebiete der Pflanzen mit den heutigen Klimawerten verglichen. Kühl & Litt (2007) haben dies für ein Raster von 0,5 × 0,5 Grad durchgeführt. In Abb. 9.9 sind als Beispiel die Werte für *Ilex* (Stechpalme) und *Carpinus* (Hainbuche) dargestellt. Das Feld mit den grünen Punkten zeigt an, unter welchen Temperaturbedingungen *Ilex* und *Carpinus* heute wachsen.

Vergleicht man die heutigen Werte mit der Verbreitung der entsprechenden Pflanzen im Pollendiagramm, so kann man daraus Informationen über die Temperaturen früherer Warmzeiten ableiten. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass sowohl im Eem als auch im Holstein ähnliche Temperaturen geherrscht haben wie heute. Die Temperaturen in der Eem-Warmzeit sind zu Beginn des Interglazials innerhalb kurzer Zeit stark angestiegen und während des gesamten Interglazials auf hohem Niveau verblieben. Dieses Ergebnis deckt sich mit den Untersuchungen von Sauerstoff-Isotopen in Gröbern (Böttger et al. 2000). Die Vegetationsentwicklung im Eem ist keine Folge von Temperaturschwankungen, sondern wird eher durch Niederschläge und Bodenentwicklung beeinflusst.

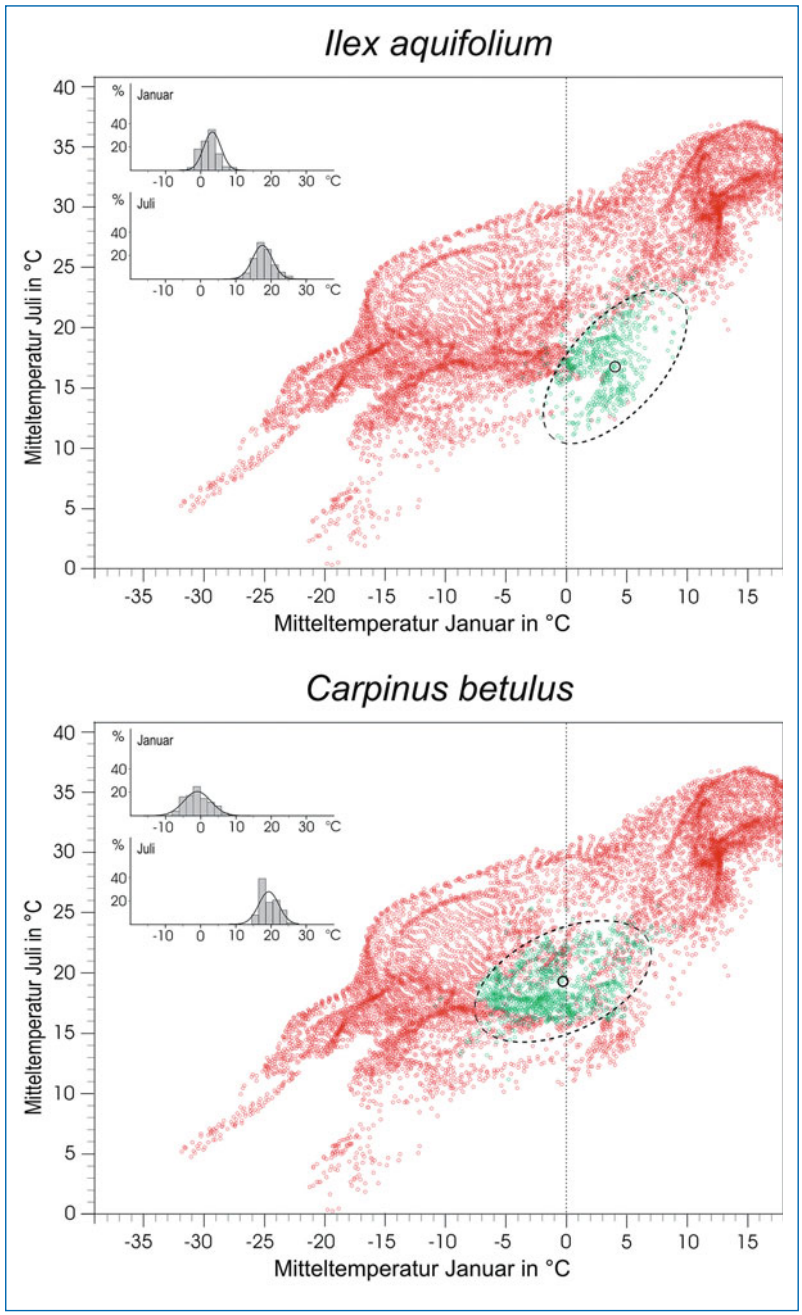


Abb. 9.9 Vorkommen (grün) bzw. Fehlen (rot) von *Ilex* und *Carpinus* bei heutigen mittleren Januar- bzw. Julitemperaturen (Kühl & Litt 2007).

In der Holstein-Warmzeit waren ebenfalls ein rascher Temperaturanstieg zu Beginn der Warmzeit und – wie im Eem – ein rascher Abfall der Temperaturen am Ende des Interglazials zu verzeichnen. Die Temperaturen im Holstein waren höher als im Eem, zumindest in der zweiten Hälfte des Interglazials. Sie stiegen während der Holstein-Warmzeit generell an, während sie im Eem allmählich leicht gesunken sind. In manchen Pollendiagrammen des Holstein sind drei dramatische Klimarückschläge erkennbar (in Zone VIII, XI und XIIb/c nach Müller 1974b), die jedoch wahrscheinlich von kurzer Dauer waren, so dass sich die Vegetation rasch erholen konnte. Im Pollendiagramm von Gröbern-Schmerz sieht man

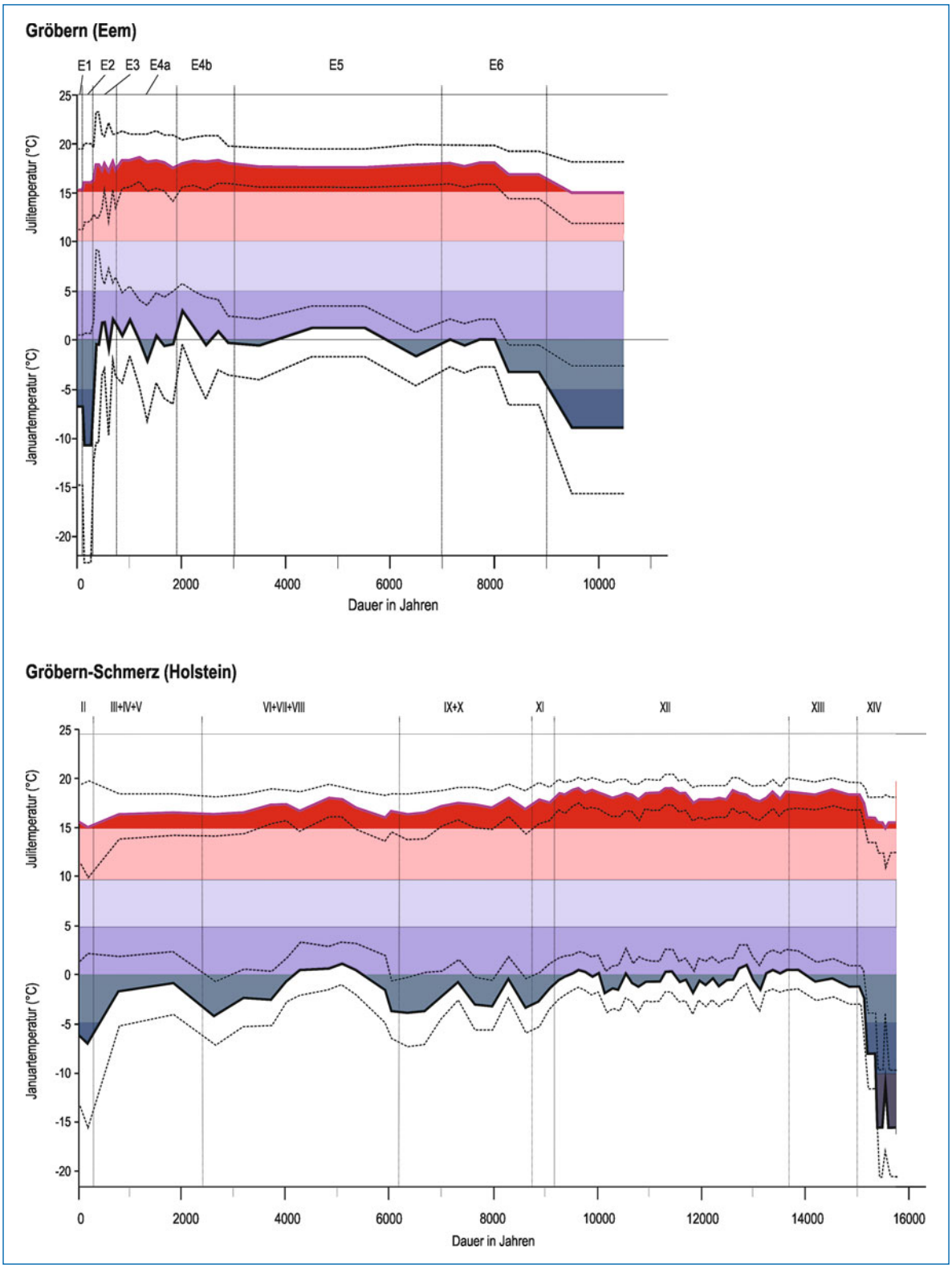


Abb. 9.10 Rekonstruktion der Juli- und Januartemperaturen für die Eem-Warmzeit und für die Holstein-Warmzeit nach Kühl & Litt (2007). Pollenzonen für das Eem nach Menke & Tynni (1984), für das Holstein nach Müller (1974b).

den zweiten und dritten Rückschlag am starken Rückgang der *Carpinus*-Kurve. Die Auflösung des Temperatur-Diagramms (Abb. 9.10) reicht jedoch nicht aus, um diese kurzfristigen Ereignisse zu erfassen.

9.3 Verwitterung und Bodenbildung

Klimaveränderungen verursachen nicht nur Änderungen der Vegetationsdecke und des Tierreichs, sie haben auch Einfluss auf die Gesteinsverwitterung und die Böden. Diese Vorgänge beeinflussen sich gegenseitig, wobei die übergeordneten Klimafaktoren in den Hintergrund treten können – z. B. bei der Bodenversauerung. Die Entwicklung der Böden während der Warmzeiten ist ein irreversibler Prozess, der zu einer fortschreitenden Verarmung des Substrats führt. Sie kann in der nächsten Warmzeit nur neu beginnen, wenn die alten Böden abgetragen wurden, so dass frisches Ausgangsgestein an die Erdoberfläche gelangt.

Während der Kaltzeiten ging das Ausmaß der Bodenbildung in Norddeutschland nicht über die Ausbildung arktischer Rohböden und periglazialer Strukturböden hinaus. Erst bei einsetzender Erwärmung kam es zur Profildifferenzierung in verschiedene Bodenhorizonte. Bei einem typischen Geschiebemergel, mit einem Carbonat- und Tongehalt von je etwa 20%, wie er in den Grundmoränengebieten Norddeutschlands und angrenzender Gebiete verbreitet angetroffen wird, hat sich nach Scheffer & Schachtschabel (2010) etwa folgende Entwicklung vollzogen:

1. Bereits in der Frühphase der Warmzeit lieferte die sich ausbreitende Vegetation Streu aus Laub und Pflanzenresten. Durch die intensive Tätigkeit von Bodenorganismen wurde die organische Substanz mit dem Bodenmaterial vermischt, und es entstand ein relativ mächtiger humus- und carbonathaltiger Oberboden mit lockerem Krümelgefüge. Aus dem Rohboden entwickelte sich so eine Pararendzina.
2. Die Auswaschung des Carbonats führte zu einer kontinuierlichen Vertiefung des Bodens. Die Geschwindigkeit der Auswaschung nahm mit zunehmender Tiefe ab, weil der Oberboden stärker vom Sickerwasser durchzogen wurde als der Unterboden. Der Entkalkung folgte eine Verbraunung. Vor allem durch die Verwitterung der Glimmer bildeten sich Tonminerale. Auf diese Weise entstand eine Braunerde.
3. Im wenig belebten Unterboden führte die Entkalkung zu einer relativen Tonanreicherung. Diese verstärkte sich dadurch, dass Ton aus dem Oberboden in tiefere Bodenhorizonte wanderte. Vor allem während des warmen und feuchten Atlantikums dürfte eine besonders intensive Tonverlagerung erfolgt sein, die außer Ton auch den Feinschluff erfasst hat. Hierbei kam es verbreitet zur Bildung des Bodentyps Parabraunerde. Holozäne Parabraunerden auf Jungmoräne sind heute meist bis zu einer Tiefe von 1–2 m entkalkt, in Altmoränengebieten reicht die Entkalkungstiefe dagegen zum Teil bis zu über 4 m. Diese Tiefen hängen jedoch in starkem Maße vom Kalkgehalt des Ausgangsmaterials ab.
4. Mit zunehmender Verdichtung des Unterbodens kam es vor allem unter dem kühlfeuchten Klima des Subatlantikums verstärkt zu Staunässeerscheinungen. Die zunächst als Folge der Entkalkung zunehmende Porosität wurde durch Sackung und Tonanreicherung wieder stark vermindert. So entwickelten sich aus Parabraunerden sekundäre Pseudogleye mit typischer Marmorierung des Unterbodens und Ausbildung von Fe/Mn-Konkretionen im Oberboden.
5. Die Auswaschung von Basen und Nährstoffen führte schließlich zu einer Versauerung des Oberbodens und damit zu einer Abnahme der Organismentätigkeit. Durch fehlende Bioturbation und gehemmten Humusabbau bildete sich Auflagehumus, und Podsolierung setzte ein. Merkmale schwacher Podsolierung sind heute in Böden aus Geschiebemergel unter Wald verbreitet anzutreffen.

Dieser Ablauf der Bodenentwicklung hat sich während aller quartären Warmzeiten in einem gemäßigten, ozeanisch geprägten Klima auf Geschiebemergel in ähnlicher Weise wiederholt. Die Entwicklung zum Podsol ist nicht immer bis zum Ende durchlaufen worden, da die relativ kurze Zeit zwischen den Kaltzeiten zum Teil nicht ausgereicht hat. Auch sind die Bodenbildungsprozesse nicht immer ungestört abgelaufen. Klimarückschläge (z. B. am Ende des Bølling und des Allerød) haben zu einer Unterbrechung der Bodenbildung und zur erneuten periglaziären Vermischung des Substrats geführt.

Auf Schmelzwassersanden und –kiesen hat sich wegen der größeren Durchlässigkeit der Substrate rascher ein mächtiger Oberboden gebildet. Da auch der Kalkgehalt meist geringer war als in den Geschie-

bemergeln und rascher ausgewaschen wurde, konnten sich relativ bald Braunerden ausbilden. Dabei wurden im Zuge der Verbraunung bei pH-Werten von 7–5 die bei der Glimmerverwitterung neugebildeten Tone teilweise verlagert und im C-Horizont als Bänder abgesetzt. Unter den kühlfeuchten Klimabedingungen des Subatlantikums kam es später zu zunehmender Bodenversauerung und Nährstoffverarmung. Hieraus resultierte eine kräftige Podsolierung, bei der das aus dem Oberboden gelöste Eisen und Aluminium zum Teil im Unterboden in festen Ortsteinbänken wieder ausgefällt wurde.

Auf Löss ist es vermutlich bereits im Frühholozän (Präboreal und Boreal) in einer Waldsteppenlandschaft zur Weiterentwicklung der Löss-Rohböden zu Schwarzerden gekommen. Die Schwarzerdebildung endete jedoch mit der Ausbreitung einer geschlossenen Walddecke zu Beginn des Atlantikums, als das humidere, stärker ozeanisch beeinflusste Klima die Waldausbreitung förderte. Die Schwarzerden in Deutschland sind deshalb als reliktische Bildungen des frühen Holozäns anzusehen; der typische warmzeitliche Lössboden ist in Deutschland die Parabraunerde. In Ost- und Südosteuropa hat dagegen die Schwarzerdebildung länger angedauert; zum Teil wurde sie erst durch die Kultivierung der Steppengebiete unterbrochen. Unter Wald ist es in Deutschland seit dem Atlantikum verstärkt zu einer Degradation der Schwarzerden gekommen, wobei sich diese in Richtung Braunerde oder Parabraunerde weiterentwickelt haben. Diese Entwicklung wurde vor allem dort verzögert, wo der Mensch seit der Jungsteinzeit (etwa ab 2000 v. Chr.) Ackerbau betrieben hat. Außerdem sind Schwarzerderelikte dort erhalten geblieben, wo nach Einsetzen des feuchten Klimas Staunässe oder ein hoher Grundwasserspiegel zur Bildung von Pseudogley-Tschernosemen oder Gley-Tschernosemen geführt hat. Die Vernässung resultierte dabei in der Regel aus der Wirkung schwer wasserdurchlässiger Schichten im Untergrund (z. B. Geschiebelehme oder mesozoische Tone). Diese Ursachen haben im Bereich der Hildesheimer Börde zu einem Überdauern größerer Areale mit Schwarzerde-Relikten ohne fortgeschrittene Entkalkung und Silicatverwitterung geführt.

Ein Sonderfall der warmzeitlichen Bodenbildung sind die Moore, da sie aus Horizonten mit mehr als 30 Gewichtsprozent organischer Substanz bestehen. Moore entstehen, wenn in Oberflächenwasser auf Grund von Sauerstoffmangel die anfallende Streu nicht abgebaut werden kann. Man unterscheidet subhydrisch entstandene Niedermoore (topogene Moore), unabhängig vom Grundwasser entstandene Hochmoore (ombrogene Moore) und Übergangsmoore. Es kommt zur Anreicherung von humoser Substanz und schließlich zur Torfbildung. Diese wird durch kühles Klima und nährstoffarmes Wasser begünstigt, da unter diesen Bedingungen die humuszersetzenden Tätigkeiten der Bodenorganismen herabgesetzt sind.

Niedermoore entstehen aus der Verlandung stehender Gewässer. Bildet sich das Moor im Uferbereich eines Flusses, so spricht man von einem Auenmoor. Moore, die sich im Bereich von Quellen gebildet haben, werden als Quellen- oder Hangmoore bezeichnet. Das Ausgangsmaterial bilden dabei in erster Linie Schilf (*Phragmites*), Rohrkolben (*Typha*) und/oder Seggen (*Carex*). Wenn das Torfwachstum die mittlere Wasserlinie erreicht hat, werden die Sumpfpflanzen durch das Auftreten von Erle (*Alnus*) und Weide (*Salix*) ergänzt. Der Erlenbruchwald ist das Endglied der Niedermoorentwicklung (Overbeck 1975).

Wächst das Niedermoor aus dem Wassereinflussbereich heraus, so kommt es bei nährstoffarmen Gesteinen in der Regel zur Ausbreitung von Moorbirke und Kiefer. Dieser Moortyp steht in der Entwicklung zwischen Niedermoor und Hochmoor. Er wird als Übergangsmoor bezeichnet. Bei weiterem Moorwachstum setzt sich eine andere Vegetation durch, deren Ernährung ganz auf das nährstoffarme Niederschlagswasser eingestellt ist. Der Bruchwald verschwindet, und Blasenbinse, Wollgras und Torfmoos (*Sphagnum*) breiten sich aus. Vor allem aus den Rückständen von *Sphagnum* bildet sich jetzt der Torf des Hochmoores. Wenn das Niederschlagswasser nicht abfließen kann, entstehen mitten im Moor kleine Teiche und Seen – die sogenannten „Mooraugen“.

Perhumides Klima mit extrem hohen Niederschlägen führte zur Bildung von Hochmooren, z. B. auf Hochflächen der Mittelgebirge oder nahe der Westküste, vor allem in Niedersachsen. Ein Hochmoor ist häufig uhrglasförmig aufgewölbt. Die Entwicklung eines Moores kann von einer Gyttja über ein Niedermoor und Übergangsmoor zum Hochmoor führen. Es gibt jedoch auch Hochmoore, die sich unmittelbar auf der Rohhumusauflage nährstoffarmer Mineralböden (z. B. Podsole, Stagnogleye) gebildet haben. In diesem Fall spricht man von wurzelechten Hochmooren.

Die Entwicklung vieler Moore begann im Spätglazial und Präboreal mit der Ausbildung subhydrischer Böden. Die Gyttjen in Toteislöchern und Schmelzwasserrinnen können im Extremfall Mächtigkeiten bis zu 20 m erreichen. Unter den wärmeren Klimabe-

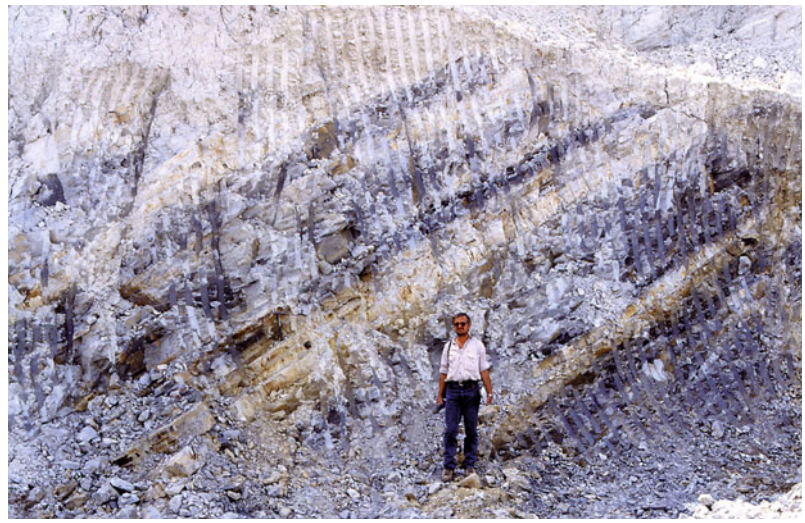


Abb. 9.11 Saprolit im Aufschluss Ödingen bei Oberwinter (südlich von Bonn) (Aufnahme: Peter Felix-Henningsen).

dingungen des Boreals verlandeten die Seen, und es bildeten sich Niedermoore aus, die sich unter dem feuchtwarmen Klima des Atlantikums häufig zu Hochmooren weiterentwickelt haben. In Norddeutschland wurde die Vermoorung dadurch begünstigt, dass es im Zuge des postglazialen Meeresspiegelanstiegs gleichzeitig zu einem erheblichen Anstieg des Grundwasserspiegels gekommen ist.

9.3.1 Paläoböden

Bodenrelikte und fossile Böden aus früheren Erdzeitaltern finden sich überall dort, wo Festland war. Im Tertiär gehörte das Rheinische Schiefergebirge zum Festland. Unter den warm-humiden Klimabedingungen bildete sich damals eine Verwitterungsdecke, die sich in zwei verschiedene genetische Einheiten untergliedern lässt.

Das Solum hat sich im Bereich der Landoberfläche durch Bodenbildungsprozesse entwickelt. Es weist Bodenhorizonte und ein eigenes Gefüge auf. Unterhalb dieses Solums findet man den so genannten Saprolit. Dieser ist durch tief reichende Verwitterung entstanden und zeigt noch die ungestörte Gesteinsstruktur. Solum und Saprolit können zusammen bis zu 150 m mächtig werden (Felix-Henningsen 1990).

Die im Alttertiär entstandene Bodendecke wurde vermutlich bereits im Zuge der jungtertiären Erosion weitgehend abgetragen, so dass der Saprolit zu Beginn des Quartärs weitflächig oberflächennah an-

Abb. 9.12 Valley Farm Soil in Stebbing, Essex, Großbritannien.

Abb. 9.13 Valley Farm Rubified Soil Lessivé, Great Blakenham, Suffolk, England (TM 115 499).

stand. In den Kaltzeiten des Quartärs gehörte das Rheinische Schiefergebirge zum Periglazialgebiet. Rückschreitende Erosion der Flüsse und Bäche und Solifluktion an den Talhängen hatten eine fortschreitende Abtragung der Verwitterungsdecke sowie Zerschneidung und Aufzehrung der Rumpffläche von den Rändern her zur Folge. Durch Kryoturbation und Frostsprengung wurden Teile des Saprolits zu einem strukturlosen, lehmigen Substrat umgeformt, das zerspült oder als Fließerde hangabwärts verfrachtet wurde. Reste blieben als „Graulehm“ über dem Saprolit zurück. Sie wurden in der Folgezeit von einer lösslehmhaltigen Solifluktionsdecke überlagert. Darüber folgt ein äolisches Decksediment aus bimshaltigem Lösslehm, der in der Jüngeren Tundrenzeit abgelagert worden ist.

Die Abb. 9.11 zeigt eine Wand im Saprolit-Aufschluss Ödingen bei Oberwinter (südlich von Bonn). Hier wurde völlig weicher kaolinitischer Saprolit (mit deutlicher primärer Gesteinsstruktur = Schieferung und Schichtung) abgebaut. In einem Werk in Oberwinter wurde die kaolinitreiche Feinsubstanz für die keramische Industrie abgeschlämmt. Die Farbzonierung zeigt den Übergang zwischen der Oxidationszone (weiß, da die primäre organische Substanz der Schiefer oxidativ abgebaut worden ist), während die schwarzen Zonen die Reduktionszone im unteren Bereich des Saprolits kennzeichnen (hier blieb die primäre organische Substanz durch den Luftabschluss erhalten). Die Zonen verzahnen sich über einen Tiefenbereich von mehreren Metern, da die schwarzen Zonen im Saprolit aus Tonschiefer aufgrund der schlechteren Luftführung und reduzierenden Verhältnisse besser erhalten blieben, während im Saprolit aus sandigen Schiefern die Grobporen zur besseren Luftführung und oxidativen Bedingungen

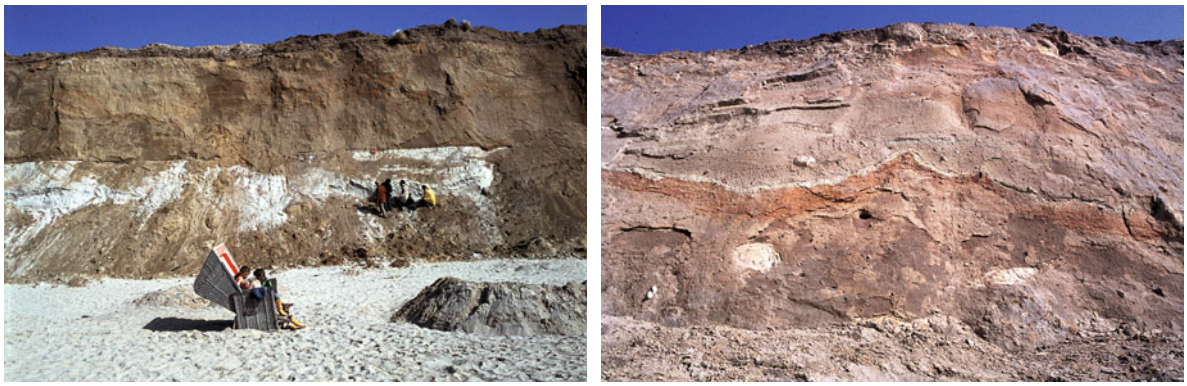


Abb. 9.14 Der Bleichlehm von Sylt.

Ein fossiler Boden

Im Jahre 1972 fanden Studenten in einer Sandgrube bei Neu Wulmstorf (Niedersachsen) humose Lagen. Ein Interglazial? Nein, nur umgelagerte Braunkohle. Der Hamburger Geologe Friedrich Grube, dem sie ihren Fund vorführten, entdeckte allerdings in einer anderen Wand des Aufschlusses etwas viel Interessanteres: Innerhalb einer weichselzeitlichen, vorwiegend sandigen Sediment-Abfolge als Füllung einer flachen Senke lag ein fossiler Boden. Was zunächst im Aufschluss wie ein begrabener Podsol aussah, entpuppte sich bei näherer Betrachtung als ein wesentlich komplexeres Gebilde. Auf Anregung von Friedrich Grube machten sich die Studenten daran, das Profil zu zeichnen. Sie fanden folgendes Profil vor:

- 0,5 m rezenter Bänderparabraunerde-Podsol mit fester Orterde (zum größten Teil abgeschoben) sowie zahlreichen Wurzelzapfen und Tonanreicherungsbändern im liegenden Sand
- 2,5–3,0 m niveofluvialer Sand des Weichsel-Glazials mit dünnen Lehm- und Kiesschichten
- 0,5–1,0 m fossiler Boden auf pleistozänem Sand; darunter geschichtete weichselzeitliche Schwemmsande.

Der heutige Grundwasserstand liegt etwa 12 m unter der Geländeoberfläche.

Der fossile Boden wurde von Günter Roeschmann (Hannover) eingehend untersucht (Roeschmann 1975). Er schreibt im Exkursionsführer für die Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Hamburg 1974: „Unter einer meist verschwemmten humosen Sand-Lage (A_h-Horizont?) von 2 bis 8 cm Mächtigkeit, mit unterschiedlicher Anreicherung von kleinen Holzkohlebruchstückchen, folgt zunächst ein 10 bis 50 cm mächtiger, fast weißer Sand (mittelsandiger Feinsand, A_e-Horizont?), der mit scharfer Grenze über einem leuchtend orangebraunen, z. T. sehr schwach lehmigen Feinsand (B-Horizont?) von 20 bis 60 cm Mächtigkeit liegt. Dieser ist von zahlreichen gebleichten, am Außenrand z. T. ortsteinfarbenen Baumwurzelröhren durchzogen (~ 5 bis 15 cm, Länge bis 60 cm). Die Obergrenze des orangebraunen Sandes ist wellig und zieht – wohl als Folge periglaziärer Prozesse – z. T. fahnenartig oder wulstig in den weißen, hangenden Sand hinein. Im tiefsten Teil der ehemaligen Senke (s. o.) folgt unter dem orangebraunen Sand ein bis zu 1 m mächtiger rotbrauner Sand (G-Horizont?) über hell bräunlichen, geschichteten Sanden des Liegenden. Besonders die deutlichen, im Innern gebleichten Baumwurzelröhren im orangebraunen Sand zeigen, dass es sich um einen fossilen Boden handelt und nicht nur um geologische Schichten mit nachträglichen, diagenetischen Veränderungen, z.B. durch die Einwirkung von Sicker- und Grundwasser.

Im ^{14}C-Laboratorium des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung in Hannover wurden Radiokarbon-Datierungen der organischen Substanz aus der Holzkohle führenden obersten Lage des fossilen Bodens durchgeführt. Das ^{14}C-Modellalter der extrahierten Huminsäuren betrug 36 300 ± 2200 Jahre vor 1950, das der gereinigten Holzkohle 22 200 ± 750 Jahre. Eine Kontamination der fossilen Huminsäure-Fraktion durch Einwaschung jüngerer Huminsäuren aus dem heutigen Oberflächen-Boden ließ sich zwar nicht ausschließen, doch machten die Daten deutlich, dass es sich um einen Boden handelte, der vor dem Vorstoß des Weichsel-Eises nach Norddeutschland gebildet worden war.

Der fossile Boden hatte sich offenbar in mehreren Phasen gebildet.

1. Entstehung einer flachen, oberflächlich mit relativ gleichkörnigem, mittelsandigem Feinsand (Flugsand?) gefüllten Senke im Periglazialgebiet.
2. Unter wärmeren Klimabedingungen – wohl unter Nadelbaum-Vegetation (Baumwurzel-Röhren) – kam es zu einer

Abb. 9.15 Untersuchung des Paläobodens von Neu Wulmstorf, Niedersachsen. (a) Übersichtsaufnahme, (b) und (c) Freilegung des Profils und Probennahme.

b

c

relativ intensiven Humusanreicherung, Versauerung und Podsolierung im damaligen Oberboden (A_h-A_e-B-Profil-Bildung) sowie – im Senkentiefsten – zur Vergleyung (G-Horizont-Bildung) mit Eisen- und Mangananreicherungen im Unterboden; möglicherweise über einem damaligen, wasserundurchlässigen Dauerfrostboden, dem heutigen geschichteten Sand des C-Horizontes (Bodentyp: Gley-Podsol?).

3. Während der kalten Phasen des Weichselglazials – vielleicht zeitweilig unter Tundren-Vegetation – wurde der damalige Gley-Podsol durch Kryoturbation und, am Senkenrand, durch Solifluktion überprägt. Der Eisrand des Weichsel-Hochglazials lag nur 30 bis 40 km nordöstlich dieses Standortes.
4. Kurz vor Beginn des kältesten Abschnittes des Weichsel-Glazials, vor ca. 22 200 Jahren, Brand der damaligen Vegetation. Da keine Stamm- oder Zweigreste von Bäumen gefunden wurden, handelte es sich vielleicht um eine Strauch-Vegetation (Tundra? Heide?). Die verkohlten Vegetationsreste wurden parautochthon verlagert oder verschwemmt (vielleicht eingeweht?). Durch mäßige Hitzeeinwirkung während des Brandes wurde nicht nur organische Substanz zerstört, sondern es kam wohl auch zur Entstehung der orangebraunen Farben im oberen Teil des Podsol-B-Horizontes. Sekundär-Mineralien, die auf Hitzeeinwirkung schließen lassen (z. B. Hämatit, Maghemit), ließen sich allerdings nicht nachweisen.
5. Der Senkenboden wurde während des ausgehenden Weichselglazials (und des Spätglazials?) durch niveofluviale Sande überlagert. In kalten Perioden bildeten sich syngenetische Eisspalten in den gefrorenen Sanden, deren gelbbraune Sandfüllungen z. T. bis in den unteren Teil des fossilen Podsol-B-Horizontes hinunterreichen.
6. Im Postglazial (Holozän) bildete sich zunächst unter Laubwald oder Mischwald auf den jüngsten Sanden eine Bänderparabraunerde. Die gelbbraunen Tonanreicherungsbänder durchziehen sowohl diese Sande als auch alle Horizonte des fossilen Gley-Podsols einschließlich der Baumwurzel-Röhren sowie die syngenetischen Eisspalten-Füllungen. Möglicherweise erfolgte unter den hangenden Sanden anfänglich auch noch eine gewisse Weiterentwicklung des fossilen Gley-Podsols durch Verlagerung von fossilen Humus- und Eisenverbindungen mit dem Sickerwasser.
7. Den Abschluss der Bodenbildung bildete eine rezente Podsolierung der Bänderparabraunerde nach (anthropogen beeinflusstem?) Vegetationswandel unter Nadelholz- oder/und Heidevegetation.

beitrugen. Die Tatsache, dass der schwarze, kaolinitische Saprolit bei der Oxidation der organischen Substanz (und beim Brennen) weiß wird, belegt, dass Silicatverwitterung, Desilifizierung, Neubildung von Kaolinit und die Abfuhr des silikatisch gebundenen Eisens vor der Oxidation in einem sauren, warmen Grundwasserstrom stattfanden. Wäre das Eisen verblieben, hätte sich ein brauner Saprolit gebildet, der in höheren Lagen im Rheinischen Schiefergebirge ebenfalls verbreitet auftritt. Vermutlich wurde der Grundwasserspiegel bei der einsetzenden tektonischen Hebung, aber auch durch Klimaänderung zu trockeneren Bedingungen, im oberen Miozän abgesenkt.

In den kühleren Klimaten des Eiszeitalters konnte die Bodenbildung nicht die Intensität der tertiären Pedogenese erreichen. Doch auch im Altpleistozän kam es noch zu kräftigen Bodenbildungen. Hierzu gehört zum Beispiel der in East Anglia weitverbreitete *Valley Farm Rubified Soil* (Abb. 9.13, 9.14). Dieser Paläoboden wird durch Periglazialstrukturen durchdrungen, den *Barham Soil*, der in der Frühphase der Elster-Eiszeit (Anglian) entstanden sein dürfte. Der *Valley Farm Soil* markiert den Übergang vom Altpleistozän zum Mittelpleistozän. Auch der Paläoboden von Stebbing (Whiteman & Kemp 1990) besteht aus einer Kombination von *Valley Farm Soil* und *Barham Soil*, allerdings kann man in diesem Fall die periglaziäre Überprägung mit bloßem Auge nicht erkennen.

Böden älterer Warmzeiten sind in Norddeutschland in der Regel nicht aufgeschlossen. In der Altmoränenlandschaft sind kaum Reste von Böden aus der Eem-Warmzeit zu erwarten. Innerhalb der Jungmoränengebiete lassen sich an vielen Stellen Böden der letzten Warmzeit und Interstadiale unter kaltzeitlichen Ablagerungen nachweisen. Stephan (1981a) führt 28 Vorkommen von Eem-Böden in Schleswig-Holstein auf. Die Art der Bodenbildung während der Eem-Warmzeit entspricht im Prinzip der heutigen Bodenbildung. Der fossile Eem-Boden von Schalkholz hat sich in einem Geschiebelehm der jüngeren Saale-Eiszeit (Warthe-Stadium) entwickelt (Menke 1992). Er wird von Sandschichten überlagert, die zu Beginn der Weichsel-Eiszeit teils durch Wind teils durch Schneeschmelzwässer abgelagert worden sind. Oberhalb des Bodens der Eem-Warmzeit haben sich innerhalb dieser Sande drei weitere podsolartige Böden entwickelt, wobei jeweils der nächsthöhere Boden schwächer ausgebildet ist als der darunter liegende. Diese Böden repräsentieren das Brørup-, das Odderade- und das Keller-Interstadial.

Der Boden der Eem-Warmzeit hat eine etwa 30 cm mächtige Humusauflage. Die Pollenanalyse hat gezeigt, dass diese Humusschicht den größten Teil der Eem-Warmzeit repräsentiert. Die Abfolge reicht von der Ausbreitung der Hasel zu Beginn der Warmzeit bis zur Entwaldung an ihrem Ende. Dadurch ist klar, dass es sich um einen an Ort und Stelle gebildeten Boden handeln muss. Wie es bei Paläoböden häufig der Fall ist, repräsentiert der Boden von Schalkholz eine Abfolge unterschiedlicher Entwicklungen. Die Grundmoräne der Saale-Kaltzeit ist zunächst entkalkt und verbraunt worden. Während des Klima-Optimums der Eem-Warmzeit sind dann in starkem Maße Tonminerale in die Moräne verlagert worden. Zunehmende Versauerung hat diesen Vorgang beendet; stattdessen setzte Podsolierung ein. Ein zunehmend feuchtes Klima bei abnehmenden Sommertemperaturen und nach wie vor relativ milden Wintern führte dazu, dass es in der Senke zur Vergleyung kam. Für diesen fossilen, polygenetischen Eemboden lässt sich somit folgende Entwicklungsreihe rekonstruieren: Rohboden – Pararendzina – Parabraunerde – Parabraunerde-Pseudogley – Pseudogley-Podsol – Podsol-Gley (Felix-Henningsen 1979). Die meisten Eem-Böden sind während der frühen Weichsel-Kaltzeit periglazial stark gestört worden. Verbrodelungen und Spuren von Solifluktionsbewegungen finden sich häufig. Typisch ist eine Einwalzung oder Einschleppung gelblicher, kiesfreier Fein- bis Mittelsande, die offenbar deckenhaft verbreitet über den eemzeitlichen Böden gelegen haben. Möglicherweise handelt es sich um Reste einer Flugsanddecke.

Die Art der Bodenbildung ist nicht nur abhängig von klimatischen Bedingungen, sondern wird in starkem Maße durch das Ausgangsmaterial beeinflusst. So kommt es, dass sich in den stärker sandigen und tonärmeren Moränen der älteren Saale-Kaltzeit erheblich mächtigere Böden ausgebildet haben als in den tonigen, kreidereichen Moränen der mittleren Saale-Kaltzeit. Während in der Warthe-Moräne in Schleswig-Holstein die Verwitterung meist nur 1,5–2,8 m tief reicht, übersteigt die Entkalkung, Verbraunung und Tonverlagerung im Drenthe-Till eine Tiefe von über 10 m.

Die Böden aus glazialen Ablagerungen in den Alt- und Jungmoränengebieten unterscheiden sich in der Mächtigkeit und Intensität der Bodenentwicklung. Während in den Jungmoränengebieten Nord- und Süddeutschlands vor allem Parabraunerden mit mehr oder minder starker Staunässe angetroffen werden, sind auf den stärker lessivierten Altmoränen podsolierte Pseudogleye verbreitet. Die Unterschiede erklären sich dadurch, dass für die Bodenentwicklung auf den Jungmoränen lediglich das Holozän zur

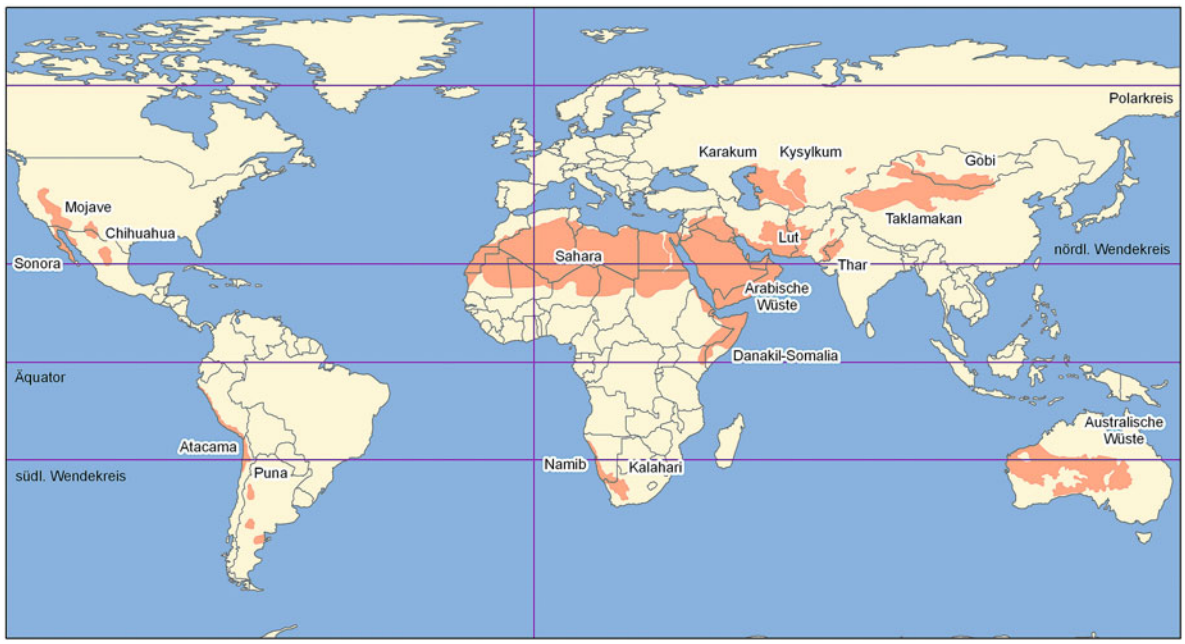


Abb. 9.16 Heutige Ausdehnung der Wüsten auf der Erde nach verschiedenen Quellen. Quelle: San Diego Natural History Museum for image produktion.

Verfügung stand, während es auf den Altmoränen im letzten Interglazial, den Weichsel-Interstadialen und dem Holozän mehrfach zu einer Überprägung durch Bodenbildung kam. Die Böden außerhalb des jüngsten Vereisungsgebietes weisen vielfach eine Reihe von Eigenschaften auf, die auf ältere Einflüsse zurückgehen. So finden sich zum Teil Reste alter warmzeitlicher Tonanreicherungshorizonte, deren Tonhäutchen durch die Einwirkung des weichselzeitlichen Bodenfrostes zerbrochen worden sind. Periglaziale äolische Prozesse haben zu einer Anreicherung von Schluff (Löss) oder Flugsand im Bodenprofil geführt. Das Material kann durch periglaziale Hangbewegungen verlagert oder in situ durch Kryoturbation vermischt worden sein, so dass im oberen Profilbereich vielfach neue Substratschichten über autochthonen Bodenrelikten zu finden sind.

Einer der rätselhaftesten Böden Norddeutschlands ist der Bleichlehm von Sylt. Im Roten Kliff von Sylt ist auf einer Länge von 4,5 km in einer bis zu fast 25 m hohen Aufschlusswand der Till der älteren Saale-Kaltzeit aufgeschlossen, der zum Teil Reste von Elster-Till überlagert. Der Elster-Till ist – vermutlich holsteinzeitlich – entkalkt, verwittert und gebleicht worden. Am Fuß des Kliffs sieht man die Kaolinsande des Pliozän, wenn sie nicht gerade unter einer Sandaufspülung verborgen sind. Bei Wenningstedt ist im oberen Teil der älteren Saale-Grundmoräne ein 2–4 m mächtiger Bleichhorizont aufgeschlossen. Darunter folgt ein mächtiger, rötlich-braun gefärbter Eisenanreicherungshorizont, von dem sich der Name „Rotes Kliff“ ableitet (Abb. 9.15).

Der Bleichlehm könnte natürlich der Boden der Eem-Warmzeit sei. Und in der Tat glauben viele Wissenschaftler, dass das so ist. Es gibt jedoch einige Dinge, die dagegen sprechen. So wird der Bleichlehm in Wenningstedt bei der Strandtreppe von einem bis zu 5 m mächtigen jüngeren Geschiebelehm überlagert. Felix-Henningsen (1979, 1983) sieht hierin die Grundmoräne eines jüngeren (warthezeitlichen) Eisvorstoßes. In diesem Till hat sich ein kräftiger Boden ausgebildet. Dabei kann es sich nicht um den Boden des Holozän handeln, da er unter periglazialen Klimabedingungen kräftig verändert worden ist. Die auch im Aufschluss deutlich sichtbaren Verwürgungen (Kryoturbationen), die einen ausgeprägten Tonanreicherungshorizont einer reliktischen Parabraunerde überprägen, müssen aus der Weichsel-Kaltzeit stammen.

Wenn der periglazial überprägte Boden aus dem oberen Diamikton von Wenningstedt aus der Eem-Warmzeit stammt, dann muss der Bleichlehm darunter innerhalb der Saale-Kaltzeit gebildet worden sein. Aber unter welchen Bedingungen? Professor Helmut Stremme (1979) war der Ansicht, dass dies in einer eigenständigen Warmzeit, der so genannten „Treene-

Warmzeit“, erfolgt sei. Aber nirgendwo sonst sind innerhalb der saalezeitlichen Schichtenfolge Interglazialablagerungen gefunden worden. Die Bodenbildung selbst kann sich nach Felix-Henningsen auch unter kühlen, feuchten Klimabedingungen vollzogen haben. Wahrscheinlich repräsentiert der eindrucksvolle Boden von Wenningstedt nur ein Interstadial innerhalb der Saale-Kaltzeit.

In Nordamerika sind die Warmzeiten nicht auf Grund palynologischer Befunde, sondern primär durch fossile Böden definiert. Der Eem-Warmzeit entspricht das Sangamon-Interglazial, dessen Boden sich von den Großen Seen bis in das westliche Texas hinein verfolgen läßt. Die Art der Bodenbildung wechselt je nach Substrat und klimatischen Ausgangsbedingungen. Der Sangamon-Boden ist sowohl in Grundmoräne als auch in Löss als kräftiger warmzeitlicher Boden ausgebildet und wird häufig als Leithorizont benutzt. Im Westen, wo außerhalb des Weichsel-Maximums keine Ablagerungen der Saale-Kaltzeit (des Illinoian) gefunden worden sind, überlagert der Sangamon-Boden häufig unmittelbar den Boden der vorausgegangenen Warmzeit (Flint 1971).

9.4 Wasser in der Wüste – die Verschiebung der Klimazonen

Von dem Vereisungsmaximum der letzten Kaltzeit bis heute haben sich das Klima und das Ökosystem der Erde entscheidend verändert. Ezcurra (2006) hat die Veränderungen in seinem „Global Deserts Outlook“ für die UN zusammengestellt. Während des letzten Vereisungs-Maximums (LGM) war der Vegetationsgürtel der Tropen schmaler und die Wüsten hatten sich äquatorwärts ausgedehnt, während sie in den mittleren Breiten durch Grasland, semiariden Busch und offenes Waldland oder Steppe ersetzt waren.

Man kann vereinfacht sagen, dass die Randbereiche der Wüsten in den höheren Breiten damals kälter und feuchter waren als heute, während die tropischen Ränder trockener waren. Daher entwickelten sich während des LGM im südlichen Übergangsbereich von der Sahara zum Sahel Dünen, während die mediterranen Küstengebiete Algeriens und Marokkos feuchter und kälter wurden. Ebenso erlebte die Wüste von Chihuahua in Nordamerika in dieser Zeit eine Bewaldung durch Kiefern, Wacholder und Eichen, während die vorher schon trockenen Gebiete des zentralen Mexiko noch trockener wurden und die Wälder durch Kakteen ersetzt wurden. In der nachfolgenden Erwärmung im frühen bis mittleren Holozän (8000–5000 Jahre vor heute) erlebten die subtropischen Trockengebiete eine Intensivierung des Monsuns. Die tropischen Regenwälder und Wälder rings um den Äquator dehnten sich nach Norden und Süden aus, während sich die Wüsten in Richtung der mittleren Breiten verlagerten. In dieser Zeit waren die südliche Sahara und der Sahel sehr viel feuchter als heute. Es gab eine ausgedehnte Vegetationsdecke, ein reges Tierleben, und zahlreiche menschliche Siedlungen. Diese Phase der „grünen Sahara“ dauerte bis in das mittlere Holozän, als sich plötzlich ein Übergang zur „Wüste Sahara“ vollzog, dem Zustand, den wir heute kennen.

Die Sahara war also nicht zu allen Zeiten trocken. In vielen Gebieten lassen sich die Ablagerungen großer Seen nachweisen. Vier derartige Seephasen sind bisher identifiziert worden. Die älteste davon hat um 120 000 vor heute stattgefunden, die jüngeren um 33 000 vor heute und um 11 000 bis 7000 vor heute (vor allem in Niger, im Tschad und im südlichen Teil Libyens; Busche 1998). Seephasen sind auch aus der Western Desert Ägyptens und dem nördlichen Sudan (z. B. Pachur 1997) sowie aus der westlichen Sahara (Petit-Maire 1991, Busche 1998) bekannt. Eine jüngste Seephase hat das Becken des Tschadsees betroffen (ca. 5000 bis 4000 vor heute).

In der Sahara gibt es eine große Zahl von abflusslosen Becken, in denen sich unter feuchten Klimabedingungen Seen gebildet haben. Hierzu gehören die pluvialen Seen im Bereich der Schotts von Tunesien und Algerien sowie in großen Teilen von Mali und Tschad. Auch in der Western Desert von Ägypten und dem Sudan finden sich viele geschlossene Senken oder Playas, in denen sich reliktische Fluss- und Seeablagerungen und vielfache Spuren prähistorischer menschlicher Aktivität nachweisen lassen (Hoelzmann et al. 2001). Die Playa-Sedimente belegen, dass einst beträchtliche Wasserflächen vorhanden waren, die die neolithischen Siedler angezogen haben. Viele dieser Sedimente sind inzwischen ^{14}C-datiert. Sie belegen die Allgegenwart einer früh bis mittelholozänen Feuchtphase, die häufig als „Neolithisches Pluvial“ bezeichnet wird. Ein großer See, der westnubische Paläosee, hatte sich im äußersten Nordwesten des heutigen Sudan gebildet. Er erreichte seine größte Ausdehnung zwischen 9000 und 4000 Jahren vor heute, und seine Fläche mag etwa 7000 km^2 betragen haben. Es bedarf enormer Mengen an Niederschlag, um einen so großen See mit Wasser zu füllen. Heute fallen in dem Gebiet unter 15 mm/Jahr.

Abb. 9.17 Fachi-Dogonboulo, Niger, Skelettreste vermutlich vom Nilhecht in Diatomit. Aufnahme: Detlef Busche.

Noch größer war der 20 000 km² große „Ptolemeus-See", den Pachur (1997) aus dem nördlichen Sudan beschreibt. Er war von ausgedehnten Sumpfgebieten umgeben und möglicherweise mit einem Paläo-Tschadsee verbunden. Die amphibische Landschaft, die sich daraus ableiten lässt, erstreckte sich über eine Entfernung von mehr als 2000 km (Busche 1998).

Busche (1998) beschreibt ein weiteres riesiges Sumpf- und Seebecken aus der Tenéré. Die Uferlinien mit Strandwällen und Muschelschalen lassen sich auf Grund der hellen Färbung im Luftbild bzw. Satellitenbild vom Flugplatz von Dirkou im Norden Malis aus kilometerweit verfolgen. Wo derartige Seesedimente vom Wind erodiert werden, bleiben zum Teil bizarr geformte Windhöcker (Yardangs) zurück. Die meisten der ehemaligen Seesedimente sind nach dem Trockenfallen der Ausblasung zum Opfer gefallen (Bristow et al. 2009).

Man muss davon ausgehen, dass es vor der Seephase, in der diese Sedimente abgelagert wurden, im Laufe des Quartärs viele weitere Paläoseen gegeben hat. Der Diatomit ist jedoch nicht erhaltungsfähig. Wenn er nicht zuvor schon durch den Wind abge-

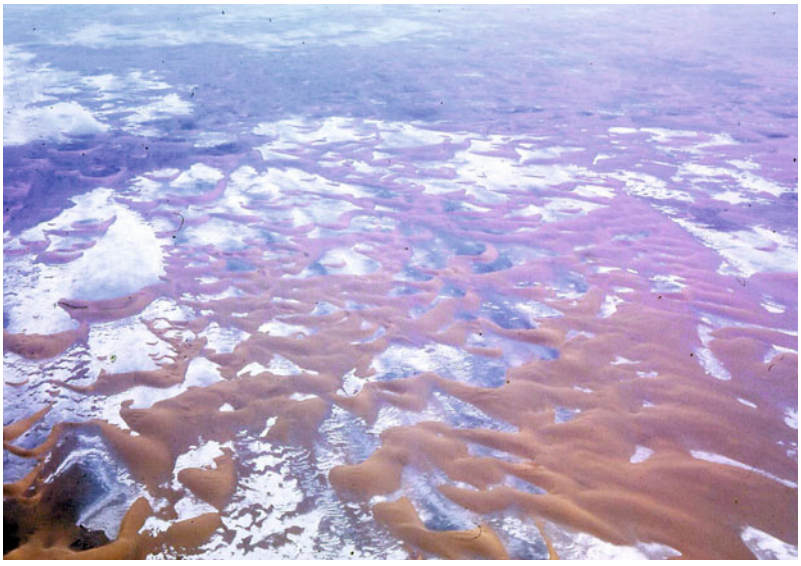


Abb. 9.18 Spuren eines Paläosees im Raum Largeau (nördlicher Tschad), rezente Dünen über Diatomit. Aufnahme: Detlef Busche.

Uferwälle im Sand – die Geschichte des Tschadsees

Mit Hilfe der Fernerkundung ist es heute möglich, die Lage und Ausdehnung vieler ehemaliger Seen zu rekonstruieren. Ein hervorragendes Beispiel ist der Tschadsee. Während des Holozäns hat ein riesiger See, der Megachad, das Becken des Tschadsees eingenommen. Dieser See bedeckte eine Fläche von über 350 000 km^2. Das entspricht der Größe der Bundesrepublik Deutschland. Zum Vergleich: Das Kaspische Meer hat heute eine Ausdehnung von 386 000 km^2. Die Ufer dieses Lake Megachad sind im Trockenklima konserviert worden und noch heute im Gelände erkennbar. Entdeckt wurde der See bei der Auswertung des Digitalen Geländemodells SRTM30. Dabei hat sich gezeigt, dass im Umkreis des heutigen Tschadsees ein System alter Uferwälle erkennbar ist. Unter der Einbeziehung von Landsat-TM-Satellitenbildern (Auflösung: 28,5 m) konnten diese Formen kartiert werden (Schuster et al. 2005). Dabei fand sich eine Reihe von hervorragend erhaltenen Formen, die am Ufer eines Lake Megachad gebildet worden sind.

1. Das Angamma-Delta

Am Fuße des Tibesti-Gebirges, am äußersten Nordrand des ehemaligen Sees, liegt ein gut ausgebildetes ehemaliges Delta, dessen steile Deltafront schon früher auf Luftbildern identifiziert worden ist (Ergenzinger 1978). Bei näherer Betrachtung zeigt sich, dass hier ein älteres Delta erosiv zerschnitten worden ist. Auf die Zerschneidung folgte eine erneute Phase aktiver Delta-Vorschüttung bei gleichzeitiger Ausbildung von Strandwällen. Die Strandwälle wurden auf der Oberfläche des Deltas wiederum von einem System von verwilderten oder mäandrierenden Rinnen gequert. Der ehemalige Unterwasserhang, das sogenannte Angamma-Kliff, setzt sich nach Westen in einem großen Strandhaken fort. Schwächer ausgebildete Strandwälle, die in zwei tieferen Niveaus erkennbar sind, weisen auf spätere Seephasen mit niedrigerem Wasserspiegel hin.

2. Das Goz-Kerki-System von Strandhaken

Die Ostküste des Lake Megachad sah aus, wie die heutige Nordküste des Asowschen Meeres. An einem etwa 200 km langen Ausschnitt der Ostküste des ehemaligen Sees konnten allein 7 verschiedene Strandhaken identifiziert werden, die zwei verschiedenen Niveaus zugeordnet werden können. Mindestens zwei Phasen der Strandwallbildung können unterschieden werden: 1. Kleine Haken in etwa 325–330 m Höhe, die durch eine klare Morphologie gekennzeichnet sind. Gut ausgebildete Strandwälle bilden in diesem Niveau ent-

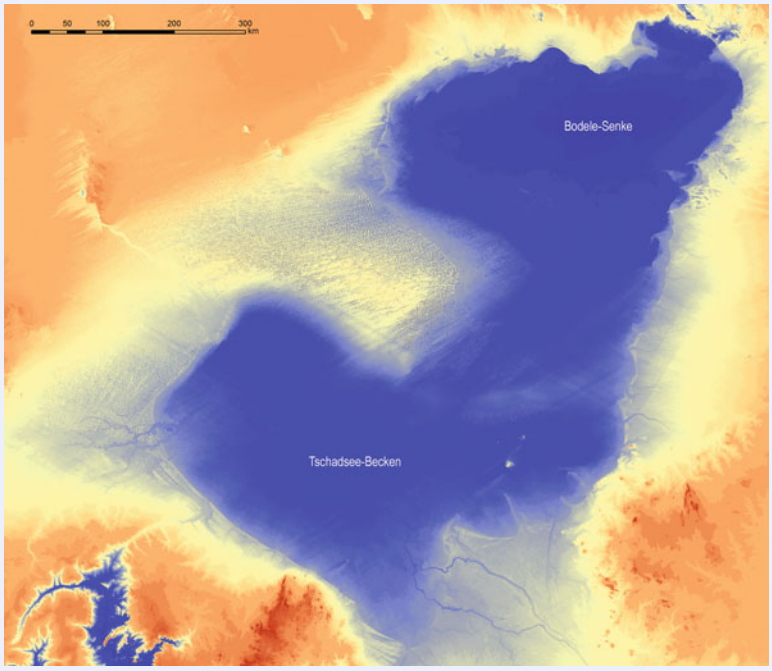


Abb. 9.19 Der Tschadsee etwa 4000 Jahre vor heute.

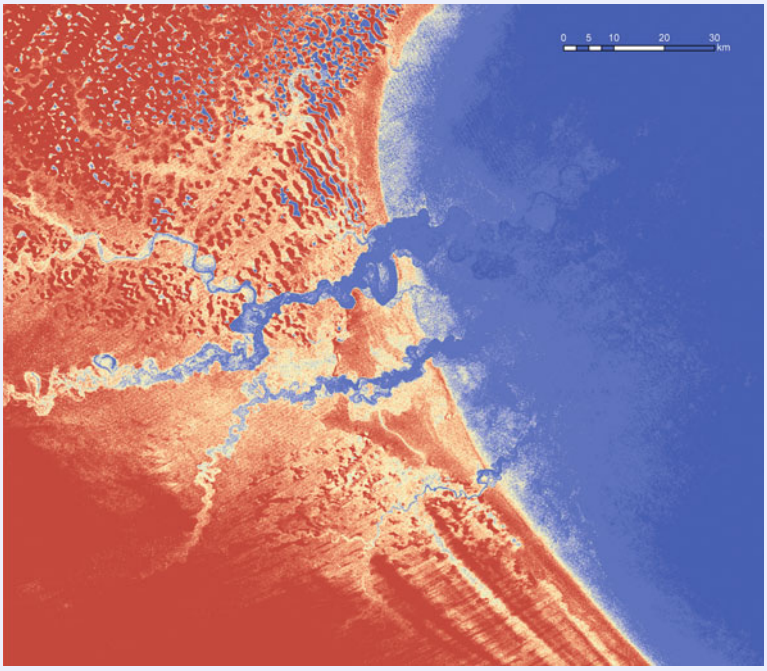


Abb. 9.20 Dünen und Strandwälle am Westufer des Tschadsees.

lang des ehemaligen Seeufers eine nahezu kontinuierliche Uferlinie aus Sandrücken. Einmündungen kleiner Zuflüsse sind durch entsprechende Ausbuchtungen der Strandwälle erkennbar. 2. Darunter, bei etwa 310 m, liegt eine Reihe großer Haken, die insgesamt wenig differenziert erscheinen.

3. Das Chari-Paläodelta

Von Süden mündete der Chari-Fluss in den Paläosee. Er schüttete ein riesiges Delta auf, das in der südöstlichen Ecke des Tschadbeckens eine Fläche von etwa 50 000 km^2 ein-

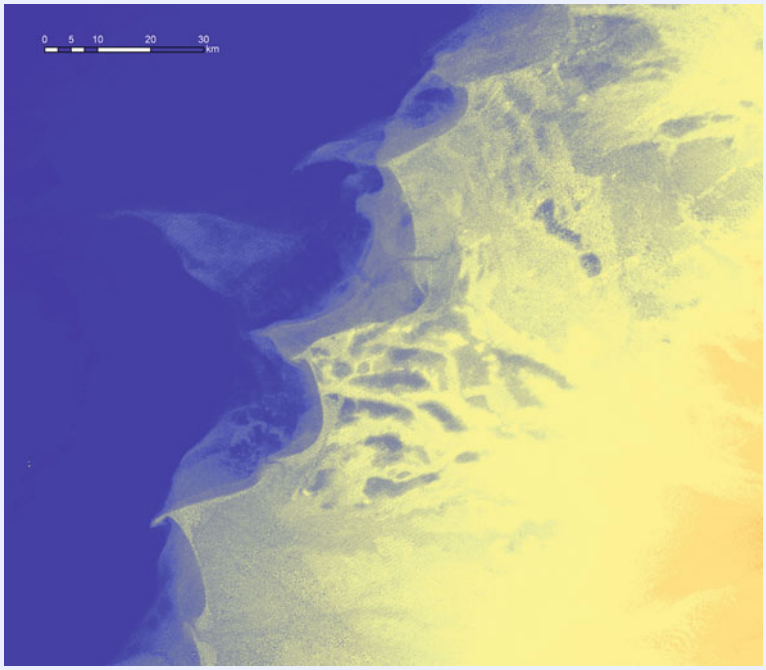


Abb. 9.21 Details der Deltas und Uferwälle des Ostufers.

Fortsetzung ▶

Fortsetzung ▶

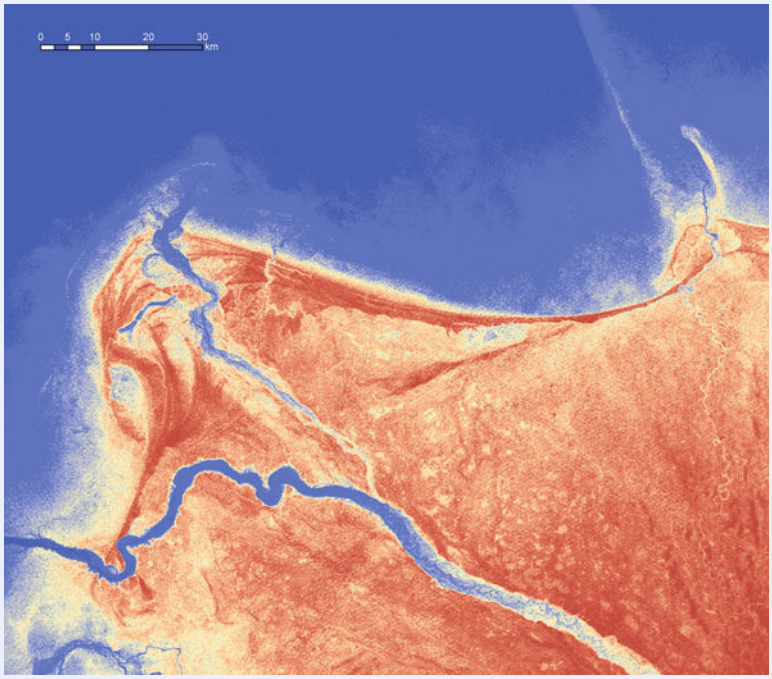


Abb. 9.22 Das ehemalige Chari-Delta.

nahm. Das Delta wird umrahmt von jüngeren Strandwallsystemen, die verschiedene Phasen der Reaktivierung widerspiegeln und die mit dem Seespiegel bei 315–320 m in Zusammenhang stehen. Als der Wasserspiegel des Lake Mega-Chad fiel, wurde dieses Delta aufgegeben. Der Chari-Fluss verläuft heute weiter westlich. Er schüttet gegenwärtig ein neues Delta in den heutigen kleinen Tschadsee.

Das Alter des Lake Megachad ist mit Hilfe der Radiokarbonmethode bestimmt worden. Die Strandwälle von Goz-Kerki werden durch eine muschelreiche Sedimentschicht überlagert, die Radiokarbonalter um 4000 bis 5000 vor heute ergeben haben.

Wie lassen sich die Oberflächenformen des Lake Megachad erfassen? Die Fernerkundung liefert keine Bilder, sondern Daten, die erst am Computer zu Bildern umgesetzt werden. Das SRTM-Geländemodell besteht aus einer Unzahl von Höhenpunkten, die zunächst nichts weiter sind als Punkte mit einer Zahl. Um aus diesen Punkten ein Bild zu machen, verwendet man ein Programm wie zum Beispiel ArcGIS. Aber die Möglichkeiten der Bildbearbeitung sind nicht grenzenlos, und um Höhenunterschiede von hunderten von Metern im Detail abzubilden, reicht die angebotene Farbskala niemals aus; man muss sich für bestimmte Höhenstufen entscheiden. Bei ArcGIS sind das maximal 32. Wenn man diese Höhenstufen über das Gelände um den Tschadsee gleichmäßig verteilt, sieht man nicht viel. Der höchste Punkt liegt bei über 1100 m, der tiefste bei gut 100 m. Man bekommt Höhenstufen von gut 30 m Abstand. Alles Wesentliche spielt sich aber im Niveau zwischen 310 m und 330 m ab. Diesen Bereich muss man also so darstellen, dass er möglichst genau abgebildet wird.

Das Bild vom Nordwestufer des Lake Megachad beweist, dass sich die Dünen im Bereich des Tschadsees seit dem Trockenfallen dieses Paläosees nicht mehr verlagert haben. Sie sind seit über 4000 Jahren in ihrer Bewegung erstarrt. Das Gelände, das hier ausgewertet worden ist, ist insgesamt etwa 1000 × 1000 km groß, eine Million km^2. Es reicht vom Südrand bis zur Mitte der Sahara. Und wenn in der Südhälfte der Sahara nach 4000 vor heute keine Dünen mehr gewandert sind – gilt das vielleicht auch für den Nordteil? Und für den Westen und Osten auch?

Satellitenbilder von Mauretanien zeigen, dass sich die Nord-Süd streichenden Dünenzüge, die jüngsten Dünen in Mauretanien, nach Süden in den Senegal verfolgen lassen, und sie liegen fest, sind von Vegetation bedeckt. Auch diese Dünen sind seit mehreren tausend Jahren ortsfest (vgl. Kapitel 11).

Die älteren großen Seen der Sahara haben Ablagerungen hinterlassen, die wesentlich eindrucksvoller gewesen sein müssen, als das, was vom Lake Megachad übriggeblieben ist. Aber diese Spuren sind vom Wind größtenteils zerstört worden, die Uferlinien aufgelöst, die Seesedimente zu Yardangs zerschnitten, nur noch in kleinen Resten im Luftbild oder im Gelände erkennbar. Das war die Zeit der wesentlich stärkeren Winde, die die Dünen bewegt haben, denn diese Dünen bedecken den Boden der alten Seebecken. Die Dünen im Tschad-Becken sind zwischen der Phase der Riesenseen und der Entstehung des Lake Megachad entstanden.

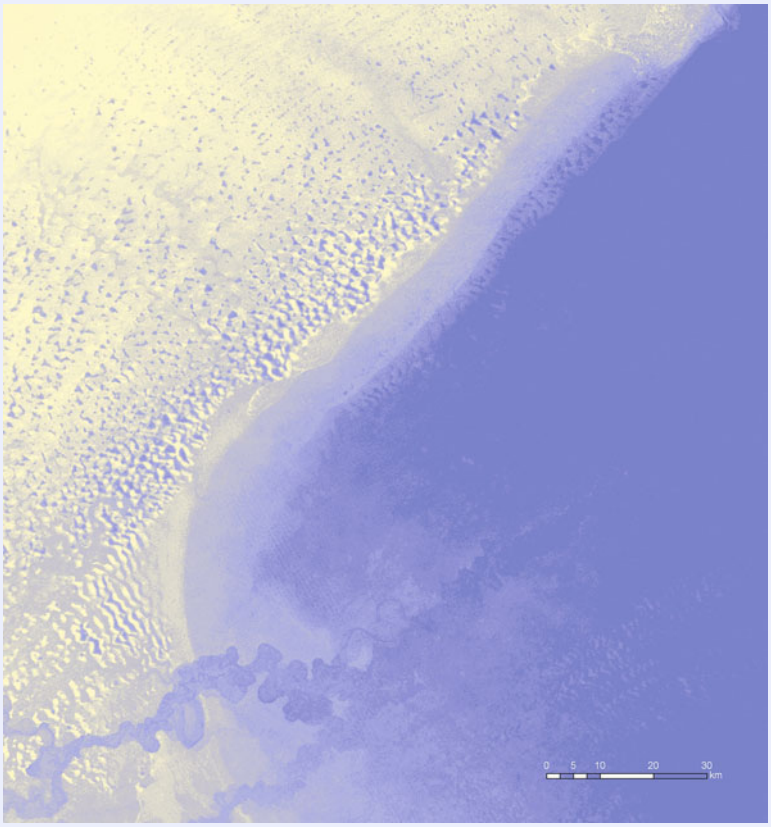


Abb. 9.23 Dünen und Strandwälle am Westufer des Lake Megachad

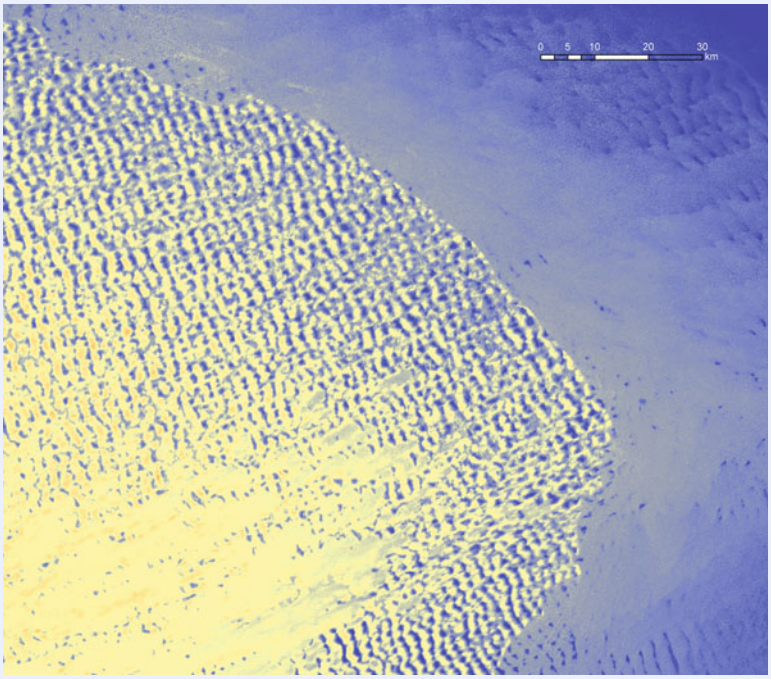


Abb. 9.24 Die Dünen sind eindeutig älter als der Lake Megachad.

Abb. 9.25 Yardang aus Diatomit-Seesediment, Depression Kafra, heute Deflationsbereich, nordöstlicher Niger. Aufnahme: Detlef Busche.

tragen worden ist, wird er bei der nächstjüngeren Seephase aufgeweicht und zerstört (Busche et al. 2005).

Riesige Paläoseen sind nicht auf Afrika beschränkt. Ein weiterer See, der in den Feuchtzeiten des Quartärs gewaltige Ausmaße angenommen hat, ist der Lake Eyre in Australien. Um 125 000, 80 000, 65 000, und 40 000 Jahre vor heute, in Phasen verstärkter Monsun-Aktivität, erreichte der See seine größte Ausdehnung. Die höheren Seestände haben zur Ausbildung von Uferlinien geführt, die zum Teil seit langem bekannt sind. Während des höchsten Seestandes, etwa 125 000 Jahre vor heute, lag der Seespiegel bei etwa +10 m. Lake Eyre bedeckte damals eine Fläche von fast 35 000 km^2. Das ist mehr als die dreifache Ausdehnung der heutigen Playa. Gemeinsam mit dem südöstlich anschließenden Frome-Gregory-System enthielt der Paläosee 430 km^3 Wasser. Der größte aus historischer Zeit bekannte Lake Eyre hatte dagegen lediglich einen Inhalt von 30 km^3. Es liegt auf der Hand, dass das damalige Klima erheblich feuchter gewesen sein muss. Wegen der unvollständigen Erhaltung der Strandablagerungen und der riesigen Ausdehnug des Seesystems war die Ermittlung der früheren Ausdehnung von Lake Eyre und des Frome-Gregory-Systems erst möglich, als in jüngerer Zeit ein digitales Geländemodell entwickelt wurde (DeVogel et al. 2004).

Nicht nur Spuren des Wassers an der Geländeoberfläche deuten in den heutigen Wüsten auf früher

Abb. 9.26 Spuren der Verkarstung unter humiden Bedingungen. Musfer Sinkhole 30 km WSW von Doha, Qatar. Aufnahme: Holger Wolmeyer.

humidere Klimabedingungen hin, sondern auch Spuren von Verkarstung. Hierzu gehören die zahlreichen Dolinen und Höhlen in eozänen Gesteinen im Bereich von Qatar. Die heute überwiegend trocken liegenden Karsthohlformen sind nach gegenwärtigem Kenntnisstand in einer Feuchtphase im Mittleren Pleistozän (etwa 326 000 bis 560 000 vor heute) entstanden.

9.5 Veränderungen des Regenwaldes

Tropischen Regenwald gibt es in Süd- und Mittelamerika, in Afrika, in Südostasien und in Neuguinea. Auf Weltkarten, die die Verbreitung des Regenwaldes darstellen, ist Australien meistens weiß gelassen. In der Tat sind die Regenwaldflächen auf dem kleinsten Erdteil heute nur noch von geringer Ausdehnung. Es gibt sie aber. Und die Aufnahme aus dem Daintree National Park etwa 100 km NW von Cairns zeigt, dass die Vegetation den anderen tropischen Regenwäldern entspricht.

Wenn heute vom Tropischen Regenwald die Rede ist, so geht es meist um radikale Abholzungen und Zurückdrängung der natürlichen Vegetation. Palynologische Untersuchungen haben gezeigt, dass die heutige Ausdehnung des südamerikanischen Regenwaldes erst jungen Datums ist. Im südwestlichen Amazonien (Laguna Bella Vista und Chaplin, Bolivien) gibt es Hinweise darauf, dass der Regenwald diese Gebiete erst um 3000 vor heute erreicht hat. Auch in südwestlicher Richtung hat sich die Fläche des brasilianischen Regenwaldes vergrößert. An der Küste hat sich dagegen infolge des nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstiegs die Mangrovenvegetation auf Kosten des Regenwaldes ausgebreitet (Behling 2007).

Dass die Fläche des südamerikanischen Regenwalds in der letzten Kaltzeit deutlich reduziert gewesen sein könnte, hat sich zuerst angedeutet, als Sedimentbohrkernproben aus der Tiefsee vor der Küste von Guyana untersucht wurden und sich herausstellte, dass der Anteil an unverwitterten Feldspäten in den Sedimenten aus der letzten Kaltzeit 25–60% betrug, während er in den heutigen Ablagerungen bei 17–20% liegt. Der verdoppelte Eintrag an frischem Feldspat war nur verständlich, wenn man unter ariden Bedingungen eine verstärkte Erosion annahm. Der Regenwald war damals stark zurückgedrängt (Damuth & Fairbridge 1970). Die Karte von Kadomura (1995) zeigt das Ausmaß der Veränderung.

Oder doch nicht? Andere Wissenschaftler widersprachen. Die Ergebnisse aus der Tiefsee waren kein Beweis. Immerhin war der eiszeitliche Meeresspiegel ja um 120 Meter abgesenkt; der Mineraleintrag konnte aus den freiliegenden Schelfgebieten stammen. Nach der Untersuchung von Seeablagerungen innerhalb des Amazonas-Tieflands konterten Colinvaux et al. (1996): Das Pollenprofil zeigt, dass das Amazonas-Tiefland innerhalb der letzten 40 000 Jahre kontinuierlich von tropischem Regenwald bedeckt war. Der Regenwald war nicht in einzelne Refugien aufgelöst, und das Amazonas-Tiefland war kein Ursprungsgebiet für Staubauswehungen. Lediglich die Artenzusammensetzung wich leicht von der heutigen ab, so dass eine Abkühlung von 5–6° denkbar wäre.

Die palynologischen Untersuchungen von van der Hammen (1974) und van der Hammen & Hooghiemstra (2000) hatten für eine Ausbreitung der Trockenvegetation während des Hochglazials gesprochen. Allerdings lagen die untersuchten Lokalitäten

Abb. 9.27 Tropischer Regenwald im Daintree National Park, Australien. Aufnahme: Eva-Maria Ludwig.

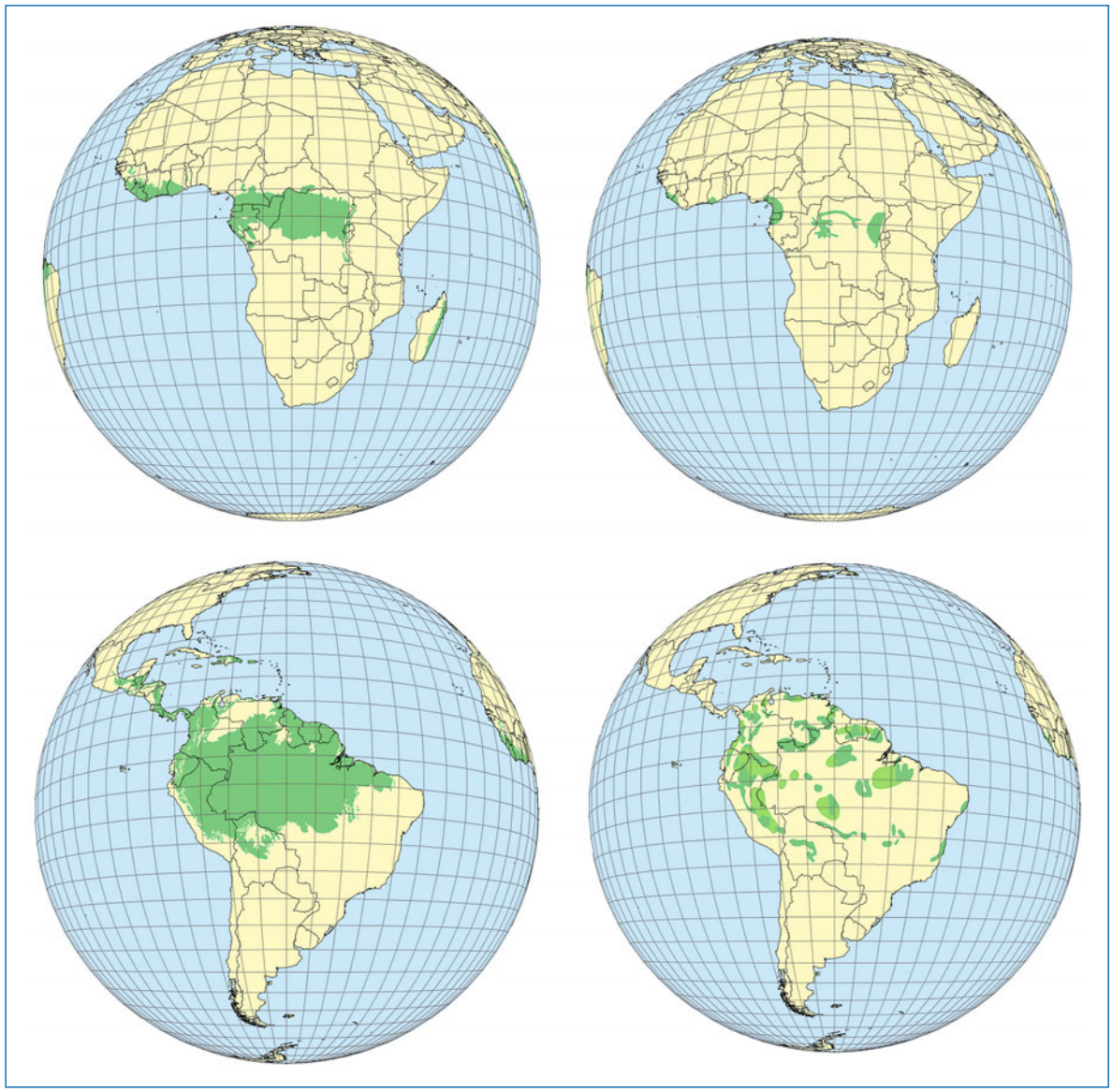


Abb. 9.28 Die Verbreitung des tropischen Regenwaldes heute (links) und während der letzten Kaltzeit (rechts) (Kadomura 1995).

nicht mitten im Regenwald, sondern in den angrenzenden Savannen-Bereichen. Schlussfolgerungen auf das Innere des Amazonas-Tieflands waren vielleicht nicht zulässig.

Allerdings gibt es Hinweise darauf, dass das Klima früher trockener war als heute. Im Norden Brasiliens sind an verschiedenen Stellen weite Gebiete mit Dünen bedeckt. Sie sind heute inaktiv. Für die Dünen am Rio Negro lässt sich für den Zeitraum 32 000 bis 8000 Jahre vor heute eine verstärkte äolische Aktivität nachweisen (Carneiro Filho et al. 2002). Und die Dünen am Rio Branco begannen um 17 000 Jahre vor heute, sich umzulagern (Teeuw & Rhodes 2004). Colinvaux et al. (2000) halten nichts von den Dünen als Klimaanzeiger. Die Dünen seien seit der Plio-/Pleistozän-Grenze immer wieder periodisch aktiv gewesen; verstärkte Aktivität während der kaltzeitlichen Maxima ließe sich nicht nachweisen.

Das einzige Pollenprofil aus dem Amazonas-Tiefland, das bis in das Letzte Glazial hineinreicht, ist das von Colinvaux untersuchte Profil La Plata. Ledru et al. (1998) sind der Auffassung, dass trockenheitsbe-

dingte Schichtlücken in dem untersuchten Profil das Vorhandensein einer Trockenphase im Hochglazial maskieren können.

Die Befunde aus dem weiteren Umkreis des Amazonas-Tieflandes lassen vermuten, dass der Regenwald während des Hochglazials zumindest stärker zurückgedrängt war (Marchant et al. 2009). Für den afrikanischen Bereich geht man nach wie vor von einer starken Zurückdrängung des Tropischen Regenwaldes im Hochglazial der letzten Kaltzeit aus, wobei sich die Dahomey-Lücke zwischen den westlichen Vorkommen und dem Kongo-Becken erheblich vergrößert hat. Hier wie in Südamerika ist die Zahl der untersuchten, ausreichend langen Profile noch viel zu gering, um eine abschließende Bewertung zu ermöglichen (Meadows & Chase 2007).

Zerfallendes Toteis im Vorfeld des Skeiðará-Gletschers und am Rande des Brúarjökull, Island.

10
Ablauf der Enteisung

Der Abbau des Eises hat eine Reihe charakteristischer Oberflächenformen hinterlassen, die sowohl im Bereich der nordischen als auch der alpinen Vereisung in ähnlicher Weise angetroffen werden können. Im Bereich von eisfreien Winkeln (z. B. an der Einmündung von Seitentälern) werden Sande und Kiese aufgeschüttet. Dasselbe geschieht in Vertiefungen an der Gletscheroberfläche. Vor dem Eisrand werden isolierte Toteisblöcke von Schmelzwassersedimenten überschüttet. Nach dem Abschmelzen des Eises bleiben Kamesterrassen, Kames, Toteislöcher und Reste von Spaltenfüllungen des Eises zurück. Wo diese Formen in großer Dichte auftreten, kann eine eigene, vom Schmelzen des Toteises geprägte Eiszerfallslandschaft entstehen.

Die Bedeutung dieser Erscheinungen für das norddeutsche Vereisungsgebiet ist über lange Zeit nicht erkannt worden. In der glazialgeologischen und -morphologischen Literatur in Norddeutschland haben Endmoränen immer eine herausragende Rolle gespielt, ausgehend von ersten Kartierungen durch Gottsche (1897b) bis hin zu modernen Geologischen Karten, auf denen jeweils zahlreiche Gletscherrandlagen verzeichnet sind. Struck (1932) kam sogar zu dem Schluss, dass „die gesamte Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins, wie es schon vor langer Zeit von Seiten Salisburys (1888) behauptet worden ist, als einheitliche Endmoränenlandschaft zu erachten sei."

10.1 Eiszerfall

Die Oberflächenformen Norddeutschlands lassen oft keine klare Zuordnung zu einer der üblichen am Eisrand gebildeten Formen zu. Als Beispiel aus der Jungmoränenlandschaft sei die Halbinsel Schwansen (Schleswig-Holstein) genannt. Das Gebiet grenzt im Norden an die Schlei, im Süden an die Eckernförder Bucht. Die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes sind in den Steilufern von Waabs und Bookniseck aufgeschlossen; eine Profilaufnahme der Kliffs wurde von Prange (1979) veröffentlicht. Das Gelände ist charakterisiert durch eine große Zahl (etwa 1000) überwiegend kreisförmig bis elliptisch umgrenzter Vollformen, die sich meist etwa 5–10 m über ihre Umgebung erheben. Der Durchmesser der meisten Formen liegt bei 100–150 m. Nur etwa 20% der Formen weisen deutliche Längsachsen auf. Die Streichrichtung dieser Achsen wechselt stark; ein Zusammenhang mit einer möglichen Eisvorstoßrichtung ist nicht erkennbar. Die geologische Kartierung hat gezeigt, dass der überwiegende Teil des Geländes von Grundmoräne bedeckt ist. Schmelzwassersande treten im Südwestteil des Blattes Sieseby entlang der Talung der Kolholmer Au auf, sind aber im übrigen Gebiet auf kleine Flächen und einzelne Kuppen beschränkt (z. B. südwestlich von Thumby). In den Kliffaufschlüssen von Klein Waabs und Bookniseck bildet jeweils Geschiebelehm/Geschiebemergel die oberste Schicht. Diese ungestört lagernde Grundmoräne wird von teils gestauchtem, von Sandlinsen durchzogenem älteren Till unterlagert (Prange 1979).

Das lebhafte Relief und die im Kliff aufgeschlossenen Stauchungen mögen dazu beigetragen haben, dass die Oberflächenformen in Schwansen ursprünglich als von aktivem Eis geformtes Endmoränengebiet gedeutet worden sind. Erst Prange (1979) wies darauf hin, dass zwar der Untergrund durch aktiven Eisschub gestaucht worden sei, dass diese Stauchungen aber vor der Ablagerung des oberen Geschiebemergels erfolgt seien. Aus der heutigen Morphologie lassen sich wegen der Überprägung im Zuge des Eiszerfalls die alten überfahrenen Eisrandlagen nicht rekonstruieren.

In Abb. 10.2 sind Teile von zwei der bei Gripp (1954) miterfassten Endmoränen als dunkle Linien dargestellt. Die Verläufe der Endmoränen hatte Gripp durch farbiges Anlegen der Höhenschichten auf Karten 1 : 25 000 rekonstruiert. Während sich auf der Topographischen Karte 1 : 25 000 die höchsten Höhen des Gebietes noch relativ zwanglos zu Endmoränenbögen verbinden lassen, bereitet dies bei der

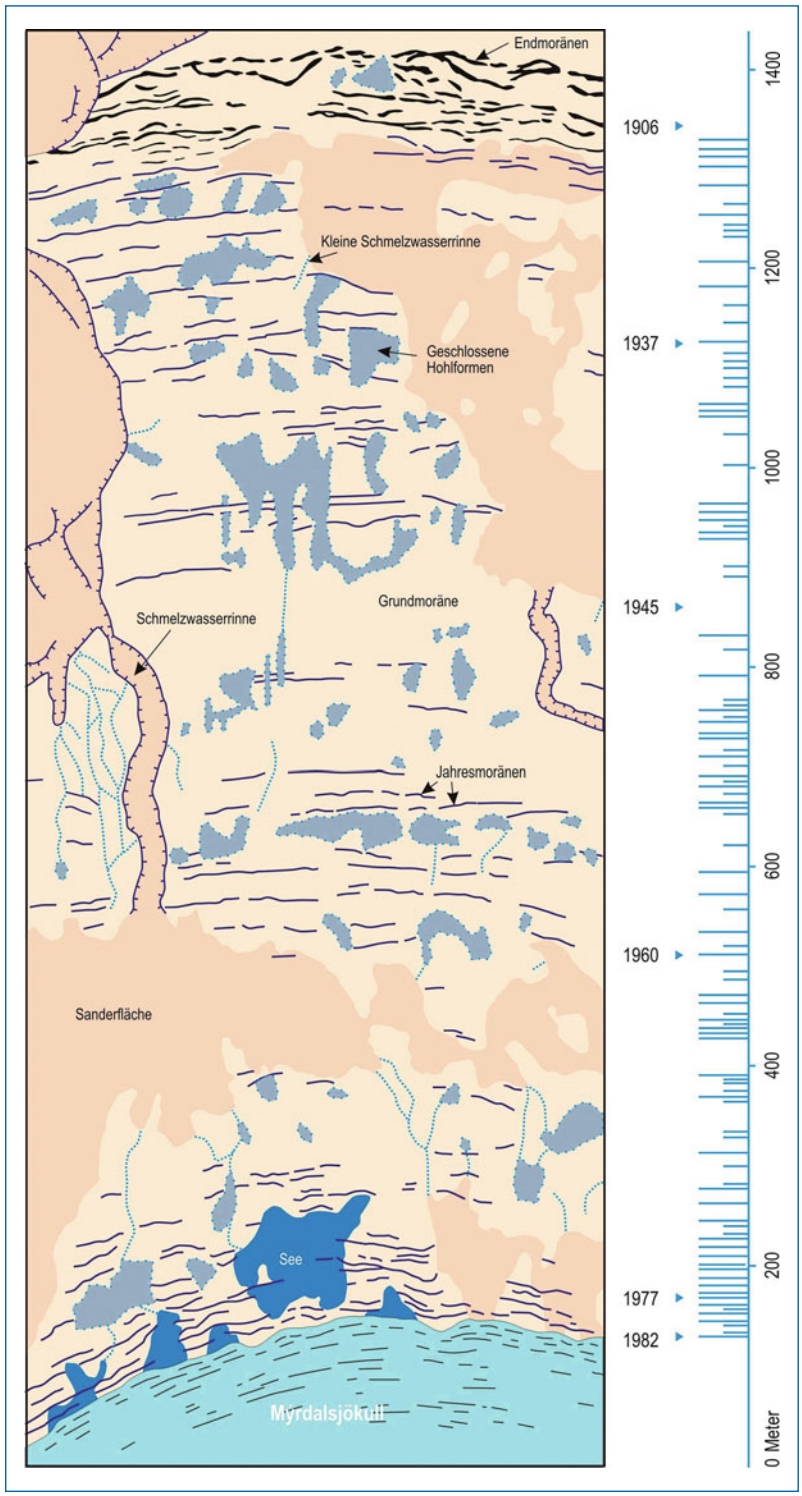


Abb. 10.1 Übersichtskarte der Grundmoränenlandschaft zwischen dem Eisrand des Mýrdalsjökull und der Endmoräne von 1890. Daneben sind alle deutlich sichtbaren (langer Strich) und schwach sichtbaren (kurzer Strich) Jahresmoränen aufgezeichnet, die im Gelände eingemessen werden konnten (nach Krüger 1987). Eine solche Formengemeinschaft entsteht bei aktivem Rückgang der Gletscherfront.

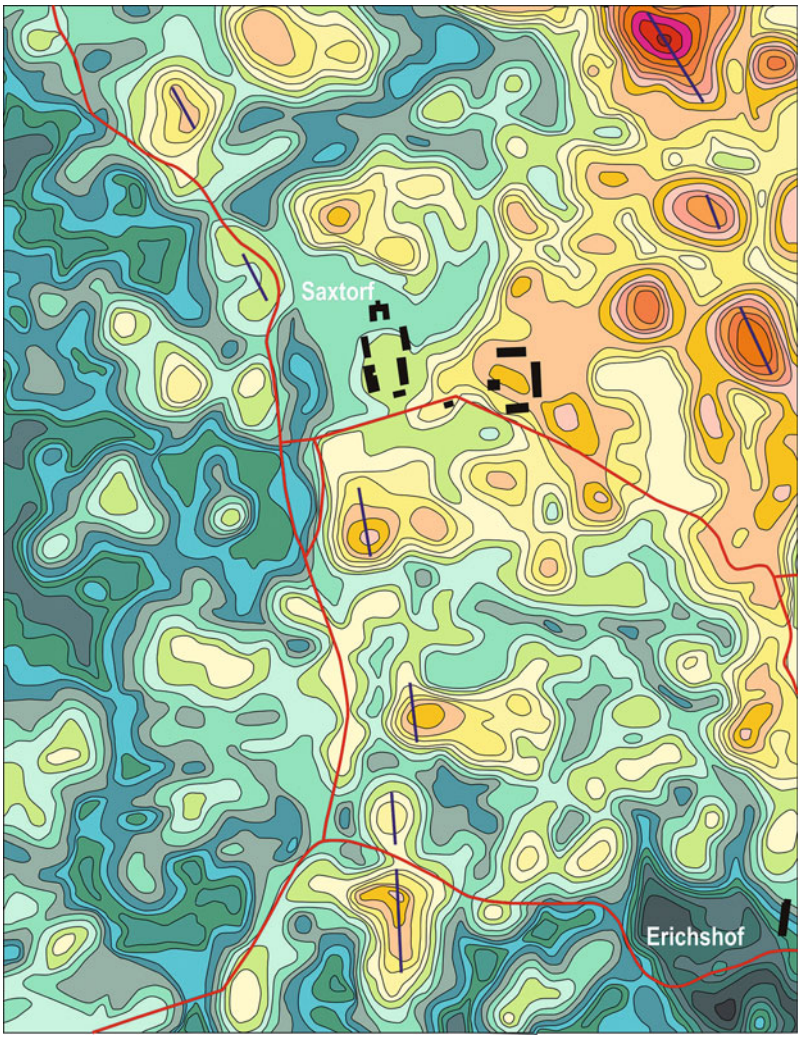


Abb. 10.2 Eiszerfallslandschaft bei Saxtorf, Schwansen (Schleswig-Holstein). Kartographische Grundlage: Topographische Karte 1 : 5000, Blatt Saxtorf.

größeren Detailgenauigkeit der hier als Grundlage verwendeten Karte 1 : 5000 erhebliche Schwierigkeiten. Hier liegt eine Formengemeinschaft vor, wie sie für eine Eiszerfallslandschaft charakteristisch ist:

- Die Oberflächenformen bestehen aus Hügeln und geschlossenen Senken, die überwiegend unregelmäßig verteilt sind.
- Das Hügelgebiet ist nicht langgestreckt, etwa ein von Toteisformen durchsetzter Endmoränenwall, sondern weitflächig ausgedehnt.
- Einige der Hügel mit erkennbarer Längsachse streichen NW-SE, andere NE-SW. Dies deutet auf den Einfluss von Eisspalten hin.

Entsprechende Formengemeinschaften wurden von Gravenor & Kupsch (1959) und Colgan (2007) aus Nordamerika beschrieben und als Eiszerfallsformen gedeutet. Dabei kommen auch dort Formen vor, die auf ältere Landschaftselemente aufgesetzt sind (z. B. auf Endmoränen oder Drumlins). Einige der von verschiedenen Bearbeitern auskartierten „Endmoränen" inmitten der Toteislandschaften Norddeutschlands dürften auf diese Weise zu erklären sein. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass beim Eiszerfall auch eine Aufpressung liegenden Materials stattfinden kann (*Squeezing-up* nach Hoppe 1952), und dass die Stauchungserscheinungen in den Kliffs zum Teil auf derartige Vorgänge zurückzuführen sein könnten.

Beim Eiszerfall wird Sediment teils in Eisspalten abgelagert, teils aus dem Liegenden aufgepresst (Colgan et al. 2003). Schon Gripp (1929) beschrieb vom Eisrand des Nathorst-Gletschers auf Spitzbergen die Entstehung kuppiger Grundmoränenlandschaft durch den Zerfall von 10–15 m hohen „Lehmmau-

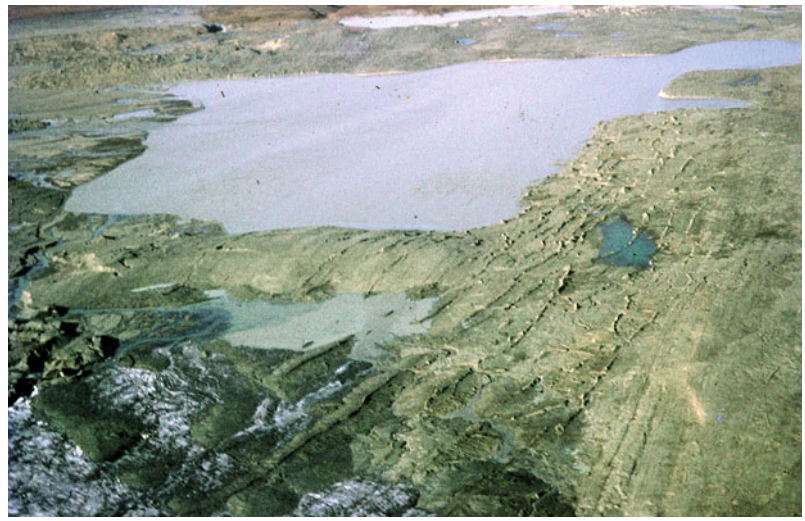


Abb. 10.3 Eisspaltenwälle im Vorfeld des Brúarjökull, Island. Schrägluftbild (Aufnahme: Emmy Mercedes Todtmann).

ern", die aus der Grundmoränen-Füllung ehemaliger Eisspalten hervorgegangen waren. Derartige Bildungen treten jedoch sehr selten auf. Bereits Woldstedt (1939) war bei seinen Gletscheruntersuchungen auf Island zu dem Schluss gekommen, dass die kuppige Grundmoränenlandschaft ihre Entstehung in erster Linie dem Austauen von Toteis im Untergrund verdankt. Gripp (1974) spricht in diesem Zusammenhang von einer „Niedertaulandschaft". Die Vorgänge, die bei der Entstehung einer solchen Toteislandschaft ablaufen, haben Kjær & Krüger (2001) auf Island untersucht.

Das norddeutsche Vereisungsgebiet war auf Grund seiner Lage am südlichen Rand der Ostsee-Senke für die Abtrennung von größeren Toteisfeldern besonders begünstigt, doch spielen Toteisformen auch im Bereich der alpinen Vereisung eine nicht zu unterschätzende Rolle. Vielfach sind die Erscheinungen des Eiszerfalls jedoch auf kleinere Flächen beschränkt, so z. B. das Gebiet am Bachhauser Filz

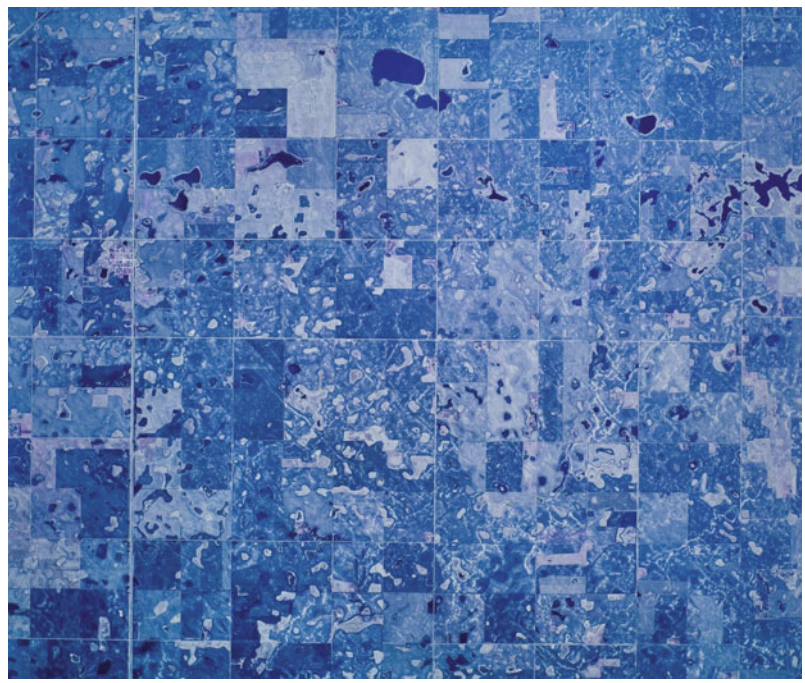


Abb. 10.4 Eiszerfallslandschaft bei Bottineau in North Dakota. Im Nordosten das höher gelegene Gelände der Turtle Mountains. Beide Niveaus sind durch austauendes Toteis geprägt. Quelle: USGS, CIR, NHAP, Bild 5MGY01032_205, November 1981.

Abb. 10.5 Toteislöcher im Vorfeld des Brúarjökull, Island (Aufnahme: Emmy Mercedes Todtmann).

und Buchsee östlich des Starnberger Sees (Schumacher 1981, Jerz 1987) oder die Osterseen südlich des Starnberger Sees (Meyer & Schmidt-Kaler 2002). Die dabei auftretenden Formengemeinschaften entsprechen denen in Norddeutschland. Dabei ist es nicht immer leicht, durch Toteissackung verstellte Sedimente von gestauchten Ablagerungen zu unterscheiden. Ausgedehnte Eiszerfallslandschaften finden sich vor der Äußeren Jungendmoräne des nördlichen Rheingletschers (z. B. beim Rohrsee bei Bad Wurzach, nordöstlich von Ravensburg; Schreiner 1992).

10.2 Die Entstehung der Sölle

Abflusslose Hohlformen (Sölle) werden vielfach als ein Charakteristikum der Jungmoränenlandschaft angesehen. Man nimmt an, dass das nach dem Abtauen des Inlandeises zurückgebliebene unruhige Relief solange erhalten bleibt, bis verstärkte Abtragungs- und Umlagerungsbedingungen in der darauffolgenden Kaltzeit dafür sorgen, dass die abflusslosen Wannen teils verfüllt, teils zu durchgehenden Tälern verbunden werden (Marcinek et al. 1970). Ausgehend von diesen Vorstellungen ist die Trennung von Alt-

Abb. 10.6 Toteisloch im Vorfeld des Skeiðarájökull, Island. Das Eis und die Sanderschüttung stammen vom Jökulhlaup 1996.

moränen- und Jungmoränengebieten früher zum Teil nach dem Vorhandensein oder Fehlen geschlossener Hohlformen durchgeführt worden. Heute weiß man, dass geschlossene Hohlformen auch im Bereich der Altmoräne nicht selten sind. Die Arbeit von Garleff (1968) bietet einen Überblick über ihre Verbreitung in Niedersachsen. Da sich besonders das Vorkommen mehrere Meter tiefer Kessel (z. B. bei Geestenseth) schwer mit umfangreichen periglazialen Umlagerungen während der Weichsel-Kaltzeit vereinbaren lässt, wurde zum Teil angenommen, auch einige der Hohlformen in der Altmoräne seien erst gegen Ende der Weichsel-Vereisung entstanden. Die Entstehung abflussloser Hohlformen kann verschiedene Ursachen haben:

1. Die meisten abflusslosen Hohlformen lassen sich am besten durch Sackung über austauendem Toteis erklären. Salisbury (1892) hatte zuerst von Löchern übersäte Sanderflächen (*Pitted outwash plains*) aus Nordamerika beschrieben. Diese Deutung wurde später auf die Mehrzahl der abflusslosen Hohlformen ausgedehnt, also auch auf die, die in Grundmoränengebieten lagen. Über die Art, wie das Eis in den Untergrund gelangt ist, gibt es verschiedene Vorstellungen. Meist werden Eisreste in oder unter der Grundmoräne angenommen, oder man denkt an übersanderte Toteisblöcke (Woldstedt 1961). Bei dem übersanderten Eis muss es sich nicht unbedingt um ehemaliges Gletschereis handeln. Auch winterlich gefrorenes Schmelzwasser (Galon 1965) oder Aufeis (Kozarski 1975) kann übersandert werden und beim Abtauen zur Entstehung geschlossener Hohlformen führen.
   Begrabenes Toteis kann über lange Zeit im Untergrund erhalten bleiben. Bereits seit längerer Zeit weiß man, dass eine ganze Reihe von spätweichselzeitlichen bis frühholozänen Moränenzügen in hocharktischen Gebieten einen Eiskern besitzen, so z. B. in einigen Gebieten der kanadischen Arktis. French & Harry (1988) haben auf Grund von Gefügeuntersuchungen deutlich gemacht, dass das Eis im Inneren der Sandhills Moraine auf Banks Island im Norden Kanadas der Rest des weichselzeitlichen Gletschereises ist. Aus dem Geschiebeinhalt des Eises lässt sich extrapolieren, dass bereits das initiale Abschmelzen einer etwa 10 m mächtigen Eisschicht ausgereicht haben mag, um die 2–3 m mächtige Decke von Ablationsmoräne zu erzeugen, die das Eis vor weiterem Abschmelzen geschützt hat. Begrabenes Gletschereis aus der letzten Eiszeit ist an verschiedenen Stellen im nördlichen Kanada und im nordwestlichen Russland nachgewiesen worden (Harris & Murton 2005). Sugden et al. (1995) haben in einem Trockental in der Antarktis begrabenes Gletschereis gefunden, das 8,1 Millionen Jahre alt ist.
2. Am Beispiel einiger Hohlformen im Bereich der Neuenwalder Geest hat Meyer (1973) die Möglichkeit der Entstehung geschlossener Hohlformen durch Auskolkung im Bereich ehemaliger Gletschermühlen diskutiert. Dass derartige Strudellöcher selbst im Festgestein zu tiefen Kolken führen können, belegen Beispiele aus Norwegen. Derartige Formen dürften im Lockergestein jedoch eher selten vorkommen.
3. Auch Pingos, wie sie in rezenten Periglazialgebieten rund um die Arktis vorkommen, können zur Entstehung geschlossener Hohlformen führen. Bei stärkerem Anwachsen dieser Eislinsen reißen die Deckschichten des Hügels über dem Eiskern auf und rutschen seitlich ab. Der Schutz des Eises vor der Sonneneinstrahlung ist damit beseitigt; das Eis schmilzt, und ein von einem ringförmigen Wall umgebener See bleibt zurück. Maarleveld & van den Toorn (1955) haben entsprechende Formen in den Niederlanden nachgewiesen, Sparks et al. (1972) in East Anglia. Gut untersucht sind Überreste ehemaliger Pingos im Hohen Venn, Belgien (Pissart 2003). Diese Fälle unterscheiden sich von fast allen norddeutschen Söllen dadurch, dass die Randwälle erhalten geblieben sind. Die meisten Hohlformen in Deutschland besitzen keinen Randwall; sie dürften auf andere Entstehungsbedingungen zurückzuführen sein. Selbst Reste eines Randwalls wie zum Beispiel beim Wollingster See (Lade 1980) sind kein Beweis für eine Pingo-Genese
4. Die als Thermokarst bezeichneten Vorgänge können zur Entstehung geschlossener Hohlformen beitragen (Garleff 1968). Die dabei können größere Senken von über 1000 m Durchmesser entstehen. Ballantyne & Harris (1994) beschreiben entsprechende Formen aus den Fenlands (England). Einen Überblick über die beim Thermokarst ablaufenden Prozesse bietet Burn (2007).
5. Auch äolische Prozesse können zur Entstehung abflussloser Senken führen. Vergesellschaftet mit Dünen finden sich häufig flache Ausblasungswannen, sogenannte Schlatts. Diese lassen sich jedoch in der Regel leicht von Hohlformen anderer Genese unterscheiden.

Auch ungewöhnliche Ereignisse sind zur Deutung der Hohlformen herangezogen worden. Der niederländische Geologe und Romanautor Willem Frederik Hermans lässt in seinem Roman *Nie mehr schlafen*

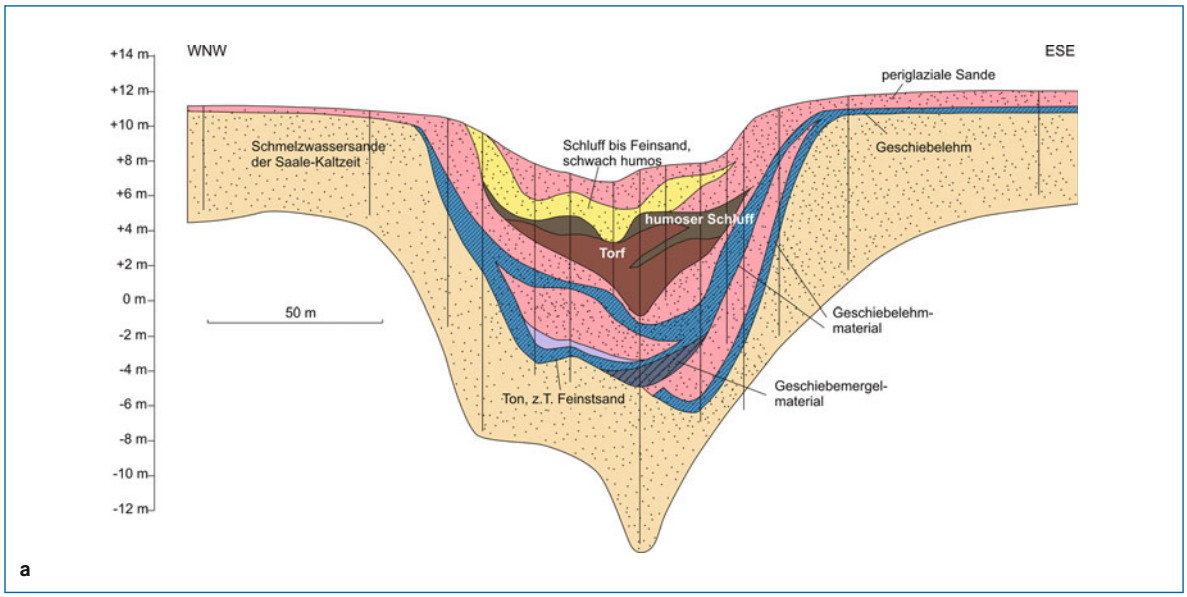


Abb. 10.7 (a) Profilschnitt durch eine abflusslose Hohlform bei Geestenseth, Niedersachsen (nach Lade 1980), (b) Bohrung in der Hohlform bei Geestenseth, Niedersachsen.

den Protagonisten der These seines Professors nachspüren, kreisrunde Hohlformen in Nordnorwegen seien auf Meteoriteneinschläge zurückzuführen. Weder im Buch noch in der Wirklichkeit ist dies der Fall. Und auch der sogenannte „Tüttensee-Impaktkrater" im Chiemgau ist nach Meinung der Geologen nichts als ein harmloses Toteisloch (Doppler & Geiss 2005).

Da eine Reihe von Hohlformen im Altmoränengebiet Ablagerungen der Eem-Warmzeit enthält, ist erwiesen, dass zumindest diese Formen die Weichsel-Kaltzeit überdauert haben. Die erhalten gebliebenen Hohlformen liegen fast ausnahmslos auf flachem Gelände mit weniger als 2° Hangneigung, wo es nicht zur Fließerdebildung kommen konnte. Bei seiner Untersuchung von zwölf abflusslosen Senken im Bereich der Bremervörder-Wesermünder Geest konnte Lade (1980) in fünf Fällen eine Entstehung durch Sackung über Toteis wahrscheinlich machen. In vier Fällen ist eine Entstehung durch weichselzeitliches Bodeneis anzunehmen; die verbleibenden drei Fälle konnten nicht geklärt werden. Lade weist darauf hin, dass sich abflusslose Hohlformen häufig in Verlängerung kleiner Trockentäler finden. Das Austauen von Toteisblöcken mag in manchen Fällen die Talbildung gesteuert haben. Der Zeitpunkt des Austauens hing wesentlich von der Mächtigkeit der Sedimentüberdeckung ab; in einigen Fällen hat das weichselzeitliche Toteis bis in das Allerød und länger überdauert.

Die eingangs erwähnte Hohlform von Geestenseth ist gut 3 m tief und hat einen Durchmesser von etwa 50 m. Die Bohrungen haben gezeigt, dass die heutige Senke nur eine kleine Restform des ursprünglichen Kessels darstellt. Die eigentliche Sohle dieses Toteisloches liegt in über 16 m Tiefe. Der größte Teil der

Abb. 10.8 Nach dem Eisfreiwerden ist der Felshang oberhalb des Nigardsbreen in Norwegen aufgerissen.

ursprünglichen Hohlform ist durch Solifluktion und Abspülung von Hangmaterial aufgefüllt worden. Auch die Vermoorung der Senke in der Eem-Warmzeit und in Brørup-Interstadial hat zur Verfüllung des Toteisloches beigetragen. Die Umlagerungen haben jedoch nicht ausgereicht, die saalezeitlich angelegte Senke vollständig zu verfüllen.

10.3 Druckentlastung

In dem Gebiet, das eisfrei wird, liegen vom Gletscher ausgeschürfte, zum Teil übersteilte Felspartien an der Geländeoberfläche. Die Entlastung nach dem Wegfall der Eislast kann dazu führen, dass das Gestein aufreißt, und dass je nach Ausmaß der Be- und Entlastung und der Beschaffenheit und Klüftung des Ausgangsgesteins Rutschungen oder Bergstürze auftreten. Diese Vorgänge der Anpassung eines ehemals vergletscherten Gebietes an eisfreie Bedingungen werden als paraglaziale Prozesse bezeichnet (Ballantyne 2002).

Diese Ausgleichsbewegungen setzen nach dem Eisfreiwerden des Geländes ein, sie dauern jedoch bis in die Gegenwart an. Wenn diese Bewegungen langsam ablaufen, spricht man von Bergzerreißung und Talzuschub (Ampferer 1939). Noch heute kommt es in den glazial überprägten Tälern zu Bergstürzen. Ein Vergleich der am Hangfuß von Gebirgstälern abgela-

Abb. 10.9 Aufreißender Fels am Nigardsbreen, Norwegen, aus der Nähe.

Abb. 10.10 Ein Bergsturz hat eine Tankstelle bei Dale, Norwegen, zerstört. Auf dem Dach liegt ein Felsbrocken (April 1976).

gerten Schuttmassen mit der gegenwärtigen Bergsturzaktivität verdeutlicht allerdings, dass die stärksten Umlagerungen kurz nach dem Eisfreiwerden des Geländes erfolgt sind (Ballantyne 2007).

10.4 Ein plötzlicher Übergang?

Das Ende der Weichsel-Kaltzeit ist durch das Auftreten einer Reihe von Interstadialen gekennzeichnet. Bock et al. (1985) unterscheiden ein Meiendorf-, Bølling- und Allerød-Interstadial. Das Meiendorf-Interstadial dürfte auf Grund der Verbreitung von *Hippophaë* (Sanddorn) bereits ein Klima gehabt haben, das dem des Allerød-Interstadials geähnelt hat; dennoch kam es nicht zu einer Bewaldung. Die archäologischen Funde der Hamburger Stufe, der ältesten der sogenannten Federmesserkulturen, stammen aus Schichten die nach dem *Hippophaë*-Maximum am Ende des Interstadials abgelagert worden sind (Bokelmann et al. 1983).

Das kräftigste der drei Interstadiale des Weichsel-Spätglazials ist das Allerød-Interstadial. Während des Allerøds wuchs in Norddeutschland und den angrenzenden Gebieten ein Birken-Kiefernwald. Geht man von der heutigen Verbreitung entsprechender Wälder aus, so könnte man auf relativ niedrige mittlere Som-

Abb. 10.11 Der zerstörte Innenraum der Tankstelle; Blick auf die eingedrückte Rückwand des Gebäudes.

Dendrochronologie – was die Jahresringe der Bäume verraten

Die Dendrochronologie befasst sich mit der Datierung der Baumringe. 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 im Frühjahr bei zunehmender Wärme wieder ein. Unter günstigen Wachstumsbedingungen werden jetzt zunächst dünnwandige Zellen gebildet, die im Querschnitt durch einen Baum hell erscheinen. Hitze und Trockenheit führen zu einem Rückgang der Zellteilung, und es entstehen kleinere Zellen mit dickeren Wänden. Schon Leonardo da Vinci war es bekannt, dass die Baumringe Jahresringe darstellen.

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). Das natürliche Höchstalter der chilenischen Araukarien (*Araucaria araucana*) liegt bei 1300 Jahren, das der kalifornischen Mammutbäume (*Sequoiadendron giganteum*) bei 2000 Jahren. Dort, wo das Holz forstwirtschaftlich genutzt werden soll, kommt das wirtschaftlich günstigste Alter, die sogenannte Umtriebszeit, zum Tragen. Sie liegt bei der Weißtanne bei 90–130 Jahren, bei der Stieleiche bei 180–300 Jahren.

Um für die dendrochronologische Bearbeitung reproduzierbare Ergebnisse zu erzielen, empfiehlt es sich, mehrere Proben pro Stamm und mehrere Stämme pro Lokalität zu untersuchen. Auf diese Weise lassen sich unspezifische Abweichungen am ehesten eliminieren (Smith & Lewis 2007)

Den Wissenschaftlern der Universität Hohenheim ist es gelungen, aus Eichenfunden aus den Flussablagerungen von Main, Rhein und Donau eine lückenlose Eichenchronologie aufzubauen, die bis zu dem Zeitpunkt zurückreicht, an dem am Ende des Boreals die Eiche wieder nach Mitteleuropa eingewandert ist. Die älteste Eiche aus der Hohenheimer Sammlung reicht bis in das Jahr 10 429 vor heute zurück (Kromer 2009). Der Entstehungszeitraum „schwimmender" Chronologien lässt sich mit Hilfe der ^{14}C-Methode grob einordnen und in die Hohenheimer Kurve einpassen. 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.

Das Wachstum der Jahrringe der Bäume hängt nicht nur vom Klima ab. Bäume, die am Rande ihres natürlichen Verbreitungsgebietes wachsen, weisen stärkere Schwankungen im Wachstum auf als solche, die ideale ökologische Bedingungen antreffen. Schädlingsbefall, sogenannte „Maikäferjahre", können das Wachstum unterbrechen und die überregionale Korrelation auf Grund örtlicher Besonderheiten erschweren.

Auf einer Exkursion hat der Verfasser selbst einmal die Auswirkungen solch einer Katastrophe gesehen: Es war auf

Abb. 10.12 Mammutbaumscheibe im Botanischen Garten in Hamburg Groß-Flottbek. Der Baum ist über 1000 Jahre alt.

Abb. 10.13 Buchenrotschwanz-Raupe auf Buchenblatt.

einer Bodenkunde-Exkursion während meines Studiums. In Südschweden machten wir Mittagsrast in einem lichten Buchenwald. Jemand sagte: „Oh, guckt mal, hier ist eine Raupe!“ Eine kleine, gelbe Raube mit schwarzen Ringeln und einem roten „Stachel“ am Hinterende. „Niedlich!“ – „Hier ist noch eine!“ Wir gingen ein paar Schritte weiter und gelangten sehr bald in ein Waldstück, das trotz des Sommers kein Laub trug. Die Ursache war nicht schwer zu erkennen. An jedem der Buchenstämme waren tausende von kleinen gelben Raupen damit beschäftigt, auf der Suche nach Nahrung nach oben zu kriechen. In der Krone angekommen, mussten sie freilich feststellen, dass bereits sämtliche Blätter von ihren Vorgängern aufgefressen worden waren. Es wehte ein ganz leichter Wind, und dieser bewirkte, dass ein sanfter Regen aus Raupen auf uns herab rieselte – Raupen, die sich sofort aufmachten, um am nächstgelegenen Baumstamm erneut nach oben zu kriechen.

Das betroffene Waldstück war nicht sehr groß, wenige tausend Quadratmeter, aber in diesem Gebiet dürfte der damalige Jahresring anders ausgefallen sein als im übrigen Südschweden.

Abb. 10.15 Raupengewimmel.

Abb. 10.14 Raupeninvasion in einem Buchenwald in Südschweden. Auf der Vorderseite des Stammes bis zur ersten Verzweigung der Krone sind etwa 1250 Raupen zu sehen. Auf der Rückseite des Baumes und in der Krone ist mindestens dieselbe Zahl anzunehmen, so dass auf diese Buche etwa 4000–5000 Raupen kommen.

Lichenometrie – Altersbestimmung mit Hilfe der Flechten

Im frisch vom abschmelzenden Eis befreiten Gletschervorfeld sind die ersten Pflanzen, die sich nach etwa 15 Jahren ausbreiten, die Flechten. Wenn man den Flechtenbewuchs verschieden alter Moränenwälle im Vorfeld der abschmelzenden Gletscher Skandinaviens oder der Alpen betrachtet, so stellt man erwartungsgemäß fest, dass die Flechten auf den jüngsten Endmoränen am kleinsten sind, die auf den ältesten Moränen am größten. Diese Tatsache kann zum Beispiel zur Abschätzung des Alters von Endmoränen oder Bergstürzen benutzt werden. Diese Untersuchungsmethode nennt man Lichenometrie.

Genauere Ergebnisse erzielt man, wenn man die Betrachtung auf eine bestimmte Flechtenart konzentriert. Hierzu bietet sich die Geographenflechte (*Rhizocarpon geographicum*) an. Der Durchmesser ihrer runden oder elliptischen Thalli nimmt in den ersten Jahrzehnten ihres Wachstums rasch zu. Es folgt eine Phase gleichmäßigen Wachstums, die mehrere Jahrhunderte dauern kann. Jedoch dürfen einen besonders große Thalli nicht zu der Annahme verleiten, dass das Wachstum der Flechten nicht irgendwann gegen Null geht. Mit zunehmender Alterung verlieren die Thalli häufig ihre mittleren Teile. Hier können sich neue Thalli ansiedeln und mit dem alten Flechtenkörper vermischen, so dass sie nicht mehr unterscheidbar sind. Die Datierung mit Hilfe von Flechten ist daher in der Regel auf einen Zeitraum von etwa 300 Jahren beschränkt (McCarthy 2007).

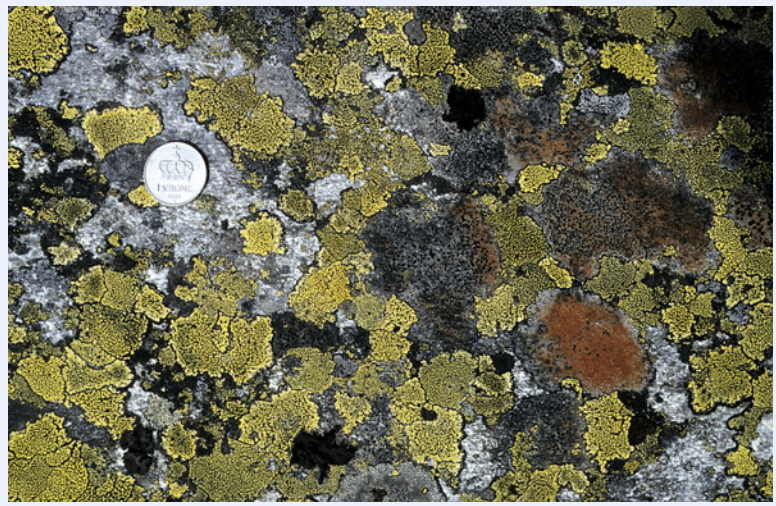


Abb. 10.16 Geographenflechte (*Rhizocarpon geographicum*) auf einem Felsblock in Schweden.

mertemperaturen von etwa 12° schließen. Die palynologisch nachgewiesene Anwesenheit bestimmter Wasserpflanzen zeigt jedoch, dass die Sommer wesentlich wärmer gewesen sein dürften (etwa 15–16°). Die Diskrepanz erklärt sich dadurch, dass sich die Wasserpflanzen wesentlich rascher ausbreiten können als Bäume, so dass das Fehlen von Arten wie Eiche, Ulme und Holunder, die auch unter diesen Bedingungen wachsen könnten, nicht fehlgedeutet werden darf. Die Ablagerungen des Allerød sind in großen Teilen Deutschlands auf Grund einer Aschelage vom Ausbruch des Laacher-See-Vulkans (Eifel) leicht identifizierbar.

Viele bis dahin offene Fragen der Bio- und Chronostratigraphie des Weichsel-Spätglazials sind durch Untersuchungen in den Sedimenten der Eifel-Maare geklärt worden. In den Ablagerungen des Holzmaars und des Meerfelder Maars, die eine Jahresschichtung aufweisen, konnten Meiendorf-, Bølling- und Allerød-Interstadial eindeutig nachgewiesen werden. Die Gliederung des Weichsel-Spätglazials zeigt die Tabelle 10.1.

Die Ältere Dryaszeit zwischen Bølling-Interstadial und Allerød-Interstadial stellt nur einen vergleichsweise geringen Klimarückschlag dar. Der Birkenwald aus dem Bølling wurde durch einen aufgelichteten Birkenwald ersetzt.

Die auf das Allerød folgende Jüngere Dryaszeit (von ca. 12 680–11 590 vor heute) hat zu den letzten bedeutenden Vorstößen des nordischen Inlandeises

Tab. 10.1 Gliederung des Weichsel-Spätglazials (aus Litt et al., 2003)

Klimastufen	Zeitdauer in Jahren vor heute
Jüngere Dryaszeit	12 680–11 590
Allerød-Interstadial	13 350–12 680
Ältere Dryaszeit	13 540–13 350
Bølling-Interstadial	13 670–13 540
Älteste Dryaszeit	13 800–13 670
Meiendorf-Interstadial	14 450–13 800

geführt, deren Endmoränen in Norwegen (Ra-Moräne), in Schweden (Mittelschwedische Endmoräne) und in Finnland (Salpausselkä) fast lückenlos nachgewiesen worden sind (Mangerud 1987). In Schottland entsprechen diesem Eisvorstoß die Endmoränen des Loch Lomond Readvance (Abb. 10.17).

Lange Zeit war angenommen worden, dass sich der Übergang von der letzten Kaltzeit zu unserer heutigen Warmzeit überall auf der Erde in ähnlicher Weise vollzogen hat. Heute wissen wir, dass das nicht der Fall ist. Zwar lassen sich auch auf den Südkontinenten in der Übergangsphase Klimaschwankungen nachweisen, doch zeigt der Vergleich zwischen dem NGRIP-Eisbohrkern von Grönland (Rasmussen et al. 2006, Lowe et al. 2008) und dem EPICA Dome C Eiskern aus der Antarktis (Jouzel et al. 2007) markante Unterschiede. Die Schwankungen der Nordhalbkugel sind viel kräftiger ausgebildet als die der Südhalbkugel, und die Klimaschwankungen waren auf beiden Halbkugeln nicht zeitgleich (Hoek 2008).

Die Untergliederung des Holozäns, wie sie heute in Europa gebräuchlich ist, beruht auf Untersuchungen, die Axel Blytt und Rutger Sernander Ende des 19. Jahrhunderts in Norwegen und Schweden durchgeführt haben. Der Norweger Blytt hat die Begriffe Boreal, Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum eingeführt – ursprünglich, um die gegenwärtige Verteilung der Floren in Norwegen zu charakterisieren (Blytt 1876). Nach einer Reihe weiterer Arbeiten durch Blytt und den Schweden Sernander wurden die genannten Begriffe in der Dissertation Sernanders als Bezeichnungen für die postglaziale Vegetationsentwicklung übernommen (Sernander 1894).

Sernander war sich der Problematik wohl bewusst, die seiner Gliederung zugrunde lag. Er schrieb: „Es ist offensichtlich, dass eine wirkliche zeitliche Übereinstimmung zwischen z. B. einem Espen-Birken-Horizont in Schonen und einer ähnlichen Zone in Jämtland a priori als äußerst zweifelhaft angesehen werden muss." (Sernander 1894, zitiert nach Mangerud 1982). Die Einwanderung von Pflanzen über eine Entfernung von tausenden von Kilometern musste eine lange Zeit in Anspruch genommen haben. Sernander schlug deshalb vor, zur Altersbestimmung auf andere Indikatoren zurückzugreifen – etwa Klimaschwankungen oder Veränderungen des Meeresspiegels. Da diese jedoch vorerst nicht datierbar waren, wurde die Vegetationsgeschichte mangels besserer Möglichkeiten vorerst als Gliederungsschema verwendet.

Die Terminologie von Blytt-Sernander breitete sich nach dem Internationalen Geologenkongress 1910 in Stockholm über ganz Nordeuropa aus. Das System beruhte zunächst auf der Analyse von Makrofossilien, die in Torf gefunden wurden. Als sich in den 1930er Jahren die Aufmerksamkeit der Quartärforscher den Seeablagerungen zuwandte und als die Analyse von Großresten durch die Pollenanalyse ergänzt wurde, wandelte sich die Bedeutung der Begriffe, und sie wurden zur Abgrenzung der neu geschaffenen Pollenzonen verwendet.

Mit dem Aufkommen der ^{14}C-Analyse war es seit den 1960er Jahren möglich, organische Ablagerungen direkt zu datieren. Der Gegensatz zwischen der biostratigraphischen Aussage und der chronostratigraphischen Interpretation der Begriffe, auf den Sernander hingewiesen hatte, wurde jetzt offensichtlich. Mangerud et al. (1974) hatten eine chronologisch begründete Neudefinition der Begriffe vorgeschlagen, die sich einerseits eng an die bisher übliche Praxis anlehnte, andererseits aber auf jede geologische Definition verzichtete. Unglücklicherweise erfolgte dieser Gliederungsvorschlag jedoch in einer Frühphase der ^{14}C-Datierung. Die Methode ist inzwischen durch das Aufkommen der AMS-Methode und durch die Kalibrierung (Vergleich mit Jahresringen)

Tab. 10.2 Geobotanische Gliederung des Holozäns (aus Litt et al., 2001)

Zeitabschnitt	Alter
Subatlantikum	2400 v. h. – heute
Subboreal	5660 v. h. – 2400 v. h.
Atlantikum	9220 v. h. – 5660 v. h.
Boreal	10 640 v. h. – 9220 v. h.
Präboreal	11 590 v. h. – 10 640 v. h.

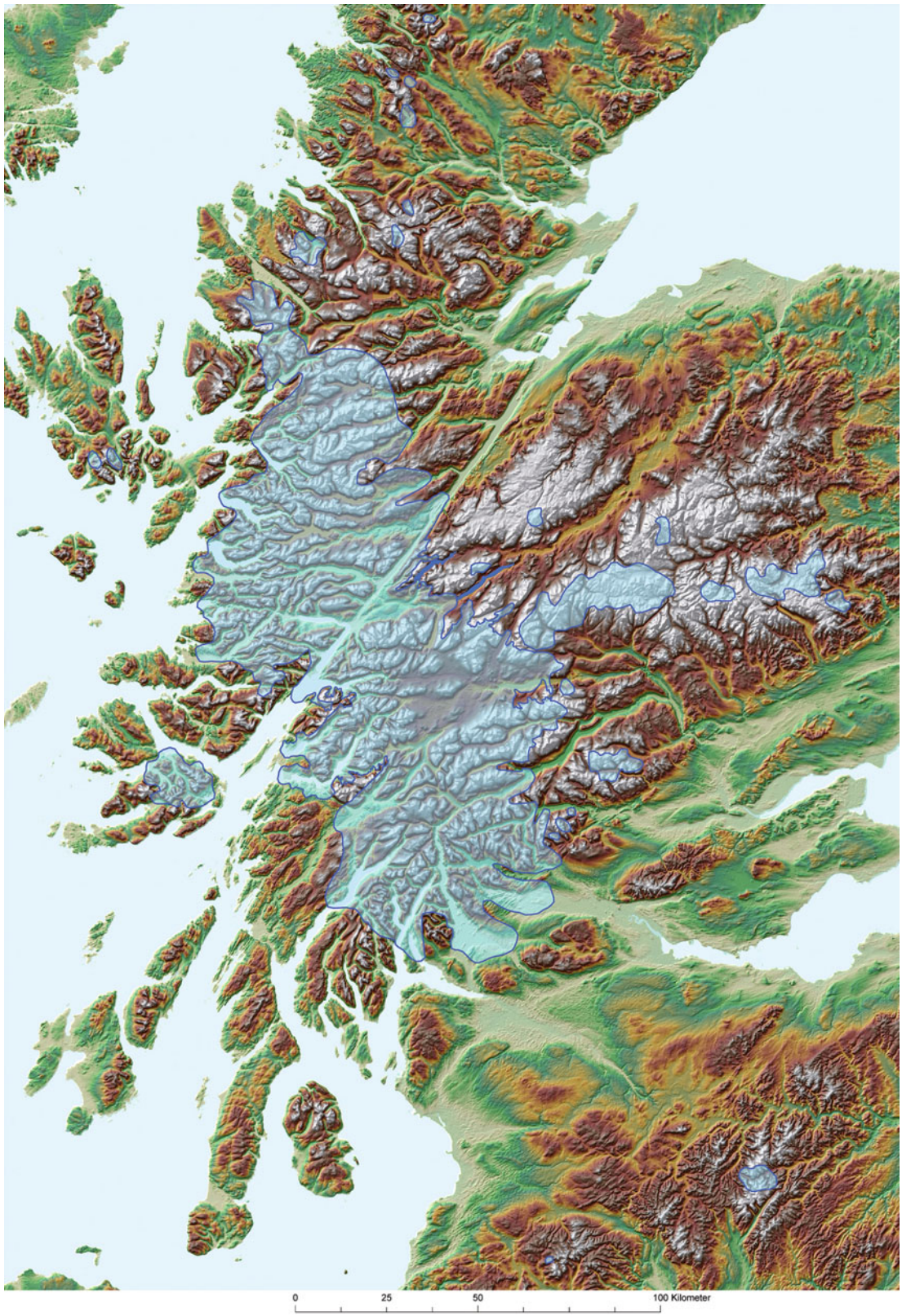


Abb. 10.17 Ausdehnung der Gletscher der Jüngeren Dryaszeit (Loch Lomond Readvance) in Schottland.

wesentlich verbessert worden, und die ursprünglich von Mangerud et al. (1974) vorgeschlagenen Alter stimmen nicht mehr. Die aktuellen Zahlen sind der Darstellung von Litt et al. (2001) entnommen.

Die Vegetationsentwicklung des Postglazials in Mitteleuropa ist von Firbas (1949) und Overbeck (1975) untersucht worden. Die folgende Darstellung beruht im Wesentlichen auf Overbeck (1975).

Das Präboreal war durch Wiederbewaldung und einen raschen Temperaturanstieg gekennzeichnet. In der Pollenassoziation äußert sich das im Verschwinden der lichtliebenden Pflanzen (Heliophyten) und einer starken Ausbreitung von *Betula* und *Pinus*.

Im Boreal setzte sich die Erwärmung weiter fort. Die Hasel (*Corylus*) breitete sich aus. Die Verbreitung von Mistel, Efeu und Stechpalme (*Viscum, Hedera* und *Ilex*) deuten darauf hin, dass im Boreal möglicherweise bereits höhere Sommertemperaturen als heute zu verzeichnen waren.

Im Atlantikum wurde das Klimaoptimum erreicht. In Norddeutschland lagen die Sommertemperaturen 2–3 Grad höher als heute. Seit Beginn des Atlantikums ging der Anteil der Kiefer an der Vegetation Norddeutschlands stark zurück. Eichenmischwald (*Alnus, Ulmus, Quercus, Tilia*) breitete sich aus. Die Esche (*Fraxinus*) wanderte ein. In den Mittelgebirgen erschien die Buche (*Fagus*); kurzfristig drang sie auch bis nach Ostholstein vor. Im Harz breitete sich die Fichte (*Picea*) aus.

Seit dem Beginn des Subboreals machte sich der Ackerbau im Vegetationsbild bemerkbar. In den Pollendiagrammen zeigt sich dieser Wechsel am verstärkten Auftreten der Ackerunkräuter, wie z. B. Wegerich (*Plantago*). In der Folgezeit kam es zu ausgedehnten Rodungen und damit zu erhöhter Abtragung. In den Flusstälern wurde verstärkt Auelehm abgelagert. Im Subboreal sanken die Temperaturen um 2–3 Grad. Bei den Gehölzen breiteten sich Buche (*Fagus*) und Hainbuche (*Carpinus*) aus.

Im Subatlantikum schließlich wurde das Klima noch feuchter und kühler. Die Buche drang weiter nach Norden vor. Die zunehmenden Auswirkungen der menschlichen Eingriffe in die Vegetation lassen sich in den meisten Pollendiagrammen nachweisen.

10.5 Kleine Eiszeit

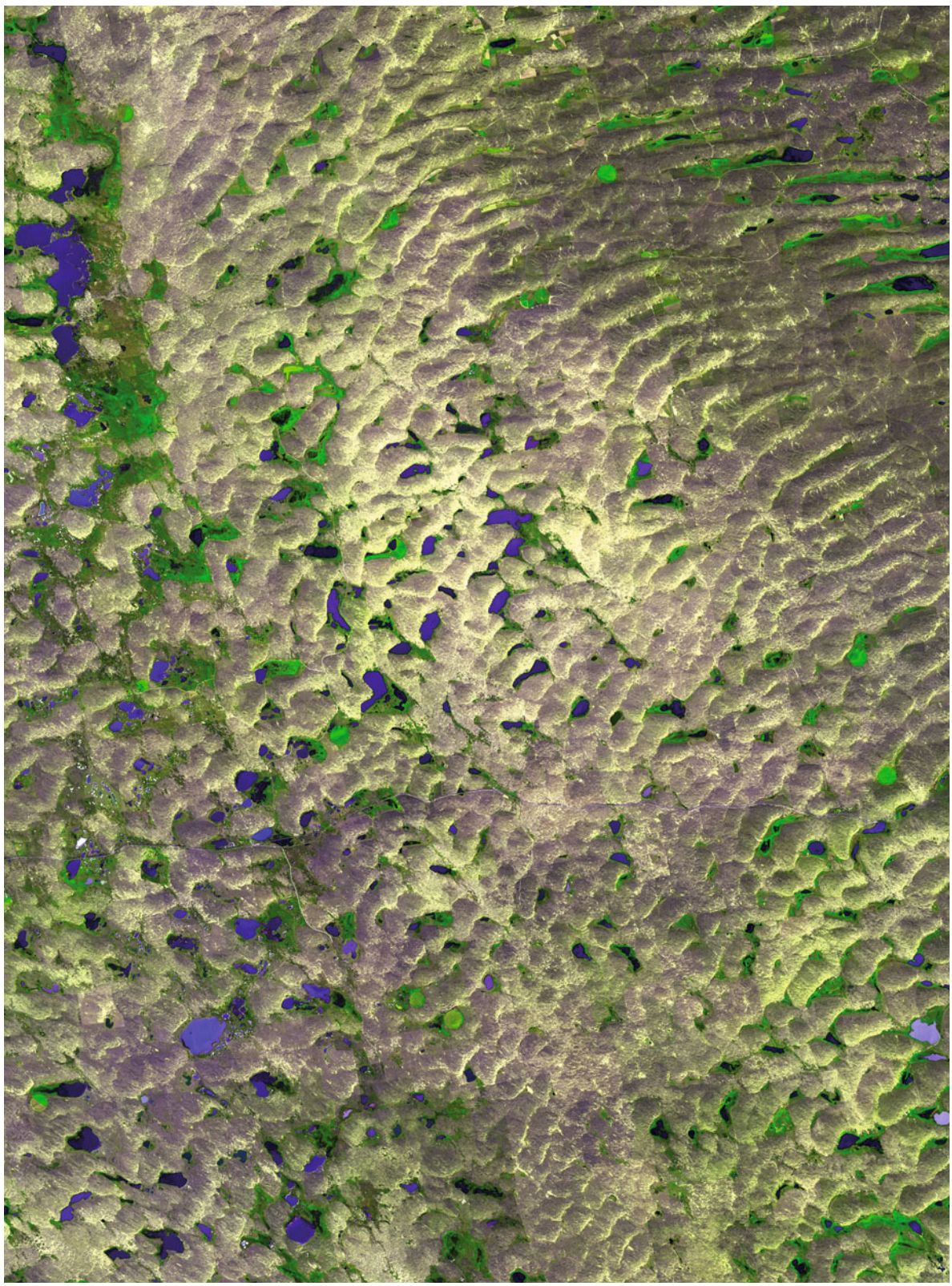
Zu Beginn des Holozäns haben sich die Gletscher auf Grund der allgemeinen Erwärmung weltweit zurückgezogen. Ursprünglich hatte man angenommen, dass die heutigen Gletscher kleine Überreste der großen Eismassen der letzten Eiszeit seien. Das ist nicht der Fall. Heute weiß man, dass im mittleren Holozän eine große Zahl von Gebirgsgletschern völlig verschwunden war. Die meiste Zeit unserer heutigen Warmzeit waren die Gebirge Norwegens frei von Gletschern, und auch in den Alpen war das Eis zu großen Teilen abgeschmolzen. Erst in späteren kühleren und/oder feuchteren Klimaphasen haben sich erneut Gletscher gebildet. Dieser Vorgang wird heute allgemein als „Neoglaciation“ bezeichnet. Über die Zahl, die Ausdehnung und das Alter der holozänen Eisvorstöße gibt es verschiedene Auffassungen.

Die Vorstellung, dass nach einer langen eisfreien Periode schließlich erneute Gletscherbildung einsetzte, ist eine grobe Vereinfachung. Die größte Eismasse in Skandinavien, der Jostedalsbreen, weist eine relativ kurze eisfreie Periode auf (etwa von 7000–6000 vor heute), während kleine Gletscher in Jotunheimen oder Nordre Folgefanna über wesentlich längere Zeiträume völlig abgeschmolzen waren. Die kräftige Erwärmung im Atlantikum führte dazu, dass sich die Höhenstufen der Vegetation erheblich nach oben verschoben. In dieser Zeit, dem Wärmeoptimum des Holozäns, wuchs *Ulmus* (Ulme) in Südnorwegen bis in eine Höhe von 700 m über dem Meer (das ist heute die Höhengrenze der Birke) (Nesje et al. 1991).

Allgemein geht man heute davon aus, dass der Beginn der Neoglaciation in Skandinavien zwischen 6000 und 5300 vor heute erfolgte, in der Übergangsphase vom Atlantikum zum Subboreal. Die Auswirkungen und die Anzahl der Gletschervorstöße unterscheiden sich von Gletscher zu Gletscher. 17 Phasen von Gletschervorstößen lassen sich im Holozän in Europa unterscheiden (Mathewes 2007).

Während des frühen Mittelalters schmolzen viele Gletscher noch einmal stark zurück. Etwa um 1030–1080 n. Chr. begannen sie dann erneut vorzustoßen. Aus historischen Quellen weiß man, dass um 1650–1680 eine weitere erhebliche Klimaverschlechterung eingesetzt hat, die schließlich um die Mitte des 18. Jahrhunderts in der Maximalausdehnung der Gletscher gipfelte (Nesje et al. 1991). Dieser jüngste Gletschervorstoß, der größte Eisvorstoß des Holozäns, wird als „Kleine Eiszeit“ (*Little Ice Age*, LIA) bezeichnet.

Heute schmelzen die meisten Gletscher auf der Erde stark ab, und es ist nicht auszuschließen, dass sie in den Alpen und den Gebirgen Norwegens in einigen hundert Jahren ganz verschwinden werden.



Die Nebraska Sand Hills, USA. Quelle: ASTER-Satellitenbild der NASA vom 10.9.2001.

11
Wind, Sand und Steine – die äolischen Prozesse

Wenn von Dünen die Rede ist, denkt man entweder an den Strand oder an die großen Sandmeere der Sahara, der Namib oder der Atacama. Der Wind kann nur größere Sedimentmengen bewegen, wenn er den Untergrund direkt angreifen kann, und dies geht nur in vegetationsfreien Zonen, mit anderen Worten: in einer Wüste. Dies gilt jedoch nicht nur für die Trockengürtel der Subtropen, sondern auch für die Kältewüsten der Subpolarregionen. In den Eiszeiten reichten diese weit nach Süden. Heute sind sie auf den äußersten Nordrand der Nordkontinente beschränkt, und rezente Dünenbildung gibt es nur noch in wenigen Gebieten.

Die Dünengebiete der Subpolarregionen erreichen in der Regel eine Größe von kaum mehr als hundert Quadratkilometern. Der Sedimentnachschub ist begrenzt, da in vielen Gebieten entweder das blanke Gestein an der Oberfläche ansteht, oder aber der Boden durch Sümpfe und Moore bedeckt ist. Zu den Ausnahmen gehören in Nordamerika die Athabaska-Sanddünen des nördlichen Saskatchewan (ca. 1900 km^2).

In den Mittleren Breiten gibt es Dünengebiete von erheblicher Ausdehnung. In den Eiszeiten des Quartärs waren große Flächen frei von Pflanzenbewuchs. Aus den breiten Niederungen der Flüsse und Urstromtäler konnte der Sand ungehindert ausgeweht werden, und selbst außerhalb dieser kahlen Flächen war der Boden meist nur mit einer Steppenvegetation bedeckt, die keinen vollkommenen Schutz gegen Verwehungen darstellte. Viele der dabei entstandenen Dünengebiete sind heute nicht mehr aktiv. In Deutschland gehören dazu die Dünen am Rande der Urstromtäler, z. B. bei Boizenburg (Elbe), und in der Oberrheinischen Tiefebene erstreckt sich ein Gürtel von Binnendünen von Rastatt bis nach Mainz. Wesentlich größer sind die Sand Hills im westlichen Nebraska (über 50 000 km^2) und die riesigen Dünengebiete der argentinischen Pampa.

In der Pampa treten stabilisierte Längsdünen von über 100 km Länge und 2–5 km Breite auf, die in einem nordost-südwestlich orientierten leichten Bogen angeordnet sind (siehe Abb. 11.1). Über das Alter dieser Dünen gibt es wenige konkrete Angaben. Sie sind heute mit Vegetation bedeckt und werden landwirtschaftlich genutzt. Wegen des kleinkammerigen Reliefs ist die Entwässerung schwierig. In den Dünentälern steht zum Teil ganzjährig das Wasser. Die bisherigen Daten deuten darauf hin, dass die Masse der Dünen in der letzten Kaltzeit, MIS 4 und 2, entstanden ist. Einige der Dünengebiete, vor allem die weiter südöstlich gelegenen Parabeldünen, mögen auch noch in trockenen Abschnitten des jüngeren Holozän aktiv gewesen sein.

11.1 Dünen

Die aktive Dünenbildungsphase liegt selbst in den großen Wüsten der Erde weit in der Vergangenheit. Das Großrelief der Sahara ist mit Ausnahme der äolischen Oberflächenformen bereits im Tertiär angelegt worden. Die größten äolisch geformten Flächen sind mit Windrippeln bedeckt. Rippeln finden sich nicht nur auf Dünen, sondern auch in einer nur wenige Zentimeter dicken Flugsandschicht, die verschiedene Arten von Altrelief ganz oder teilweise bedeckt. Die Rippeln bewegen sich; die Dünen sind nahezu ortsfest. Dünen unterschiedlicher Form und Größe können fleckenhaft an Strömungshindernissen auftreten. Der größte Teil des Sandes der Sahara ist in großen Becken konzentriert. Dies sind die Sandseen, die Ergs, die in der Regel aus bis zu über 100 m hohen Dünen (Draas) aufgebaut sind, die sich nicht verlagern, sondern lediglich an den Flanken von niedrigen Dünen überwandert werden. Wie die großen Sandseen genau entstanden sind, ist unbekannt. Man

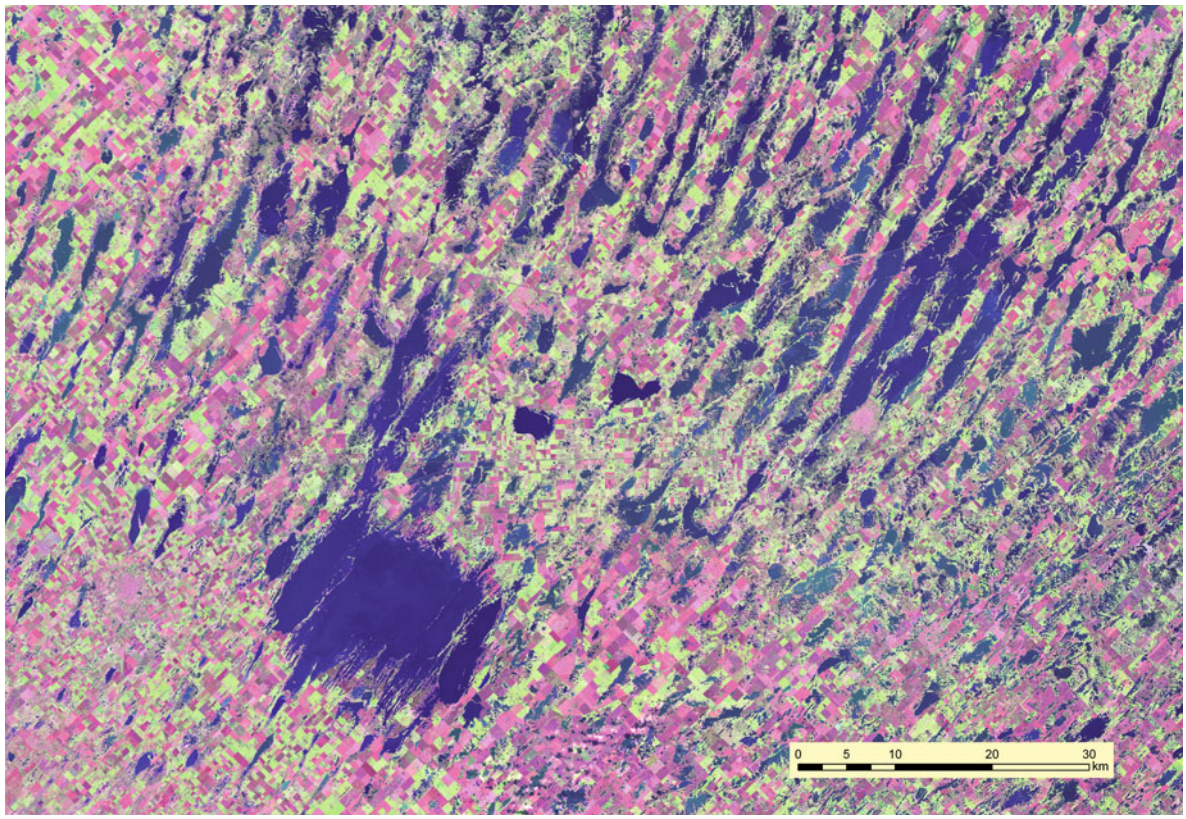


Abb. 11.1 Dünenlandschaft in der argentinischen Pampa. Quelle: U.S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Row 96, 2.10.1999.

nimmt an, dass zum Beispiel das Becken von Murzuk bereits im Jungtertiär bei der Bildung der Schichtstufen vom fluvialen Entwässerungsnetz abgeschnitten wurde. In einer späteren, stark äolisch geprägten Phase müssen dann die eingeschwemmten Sande zum jetzigen Erg umgestaltet worden sein. Die heutige äolische Überprägung ist dagegen vergleichsweise gering (Busche 1998).

In die Umgestaltung des Reliefs durch den Wind sind auch die älteren Festgesteine mit einbezogen

Abb. 11.2 Mit Windrippeln bedeckte Düne, Tassili, Algerien (Aufnahme: Sigrid Wegner).

Abb. 11.3 Große Dünen im Bereich eines Ergs, Tassili, Algerien (Aufnahme: Sigrid Wegner).

worden. Windschliff hat lockere Gerölle zu Windkantern umgestaltet, leicht verfestigte Seesedimente zu Yardangs zerschnitten und aus Felsen zum Teil bizarre Skulpturen herausgearbeitet.

Die aktivsten Elemente der Dünenlandschaft sind die Barchane. Das sind halbmond- bis sichelförmige Dünen, die zur konkaven Seite hin wandern. Sie können von wenigen Dezimetern bis hin zu Zehnern von Metern hoch werden. Da in den Randbereichen des Barchans eine geringere Sandmenge zu transportieren ist als im Zentrum, wandern die seitlichen Arme der Barchane schneller als der Kernbereich, was zur Verstärkung der Sichelform führt. Die Wanderungsgeschwindigkeit der Barchane hängt von der Größe ab. Der Vergleich von Luftbildern zeigt, dass die Barchane südlich von Doha (Qatar) 5–10 m pro Jahr wandern. Busche (1998) zeigt Barchane aus Südägypten, die sich um 20 m pro Jahr verlagern.

Früher waren die Dünen der Wüsten aktiver. Die großen klimatischen Veränderungen seit dem Ende der letzten Eiszeit haben zu einer Verlagerung der Windgürtel der Erde geführt. An vielen Stellen lassen sich daher mehrere Generationen von Dünen unterscheiden. Lancaster et al. (2002) haben in Mauretanien drei verschiedene Dünensysteme identifiziert. Das älteste System besteht aus breiten linearen Dünenrücken, die in NE-SW-Richtung streichen. Dieses älteste System wird überlagert von schmaleren linearen Dünen, die NNE-SSW verlaufen. Und diese sind wiederum überlagert von kleinen N-S streichenden linearen Dünen, die noch heute aktiv umgestaltet werden. Die drei Richtungen repräsentieren

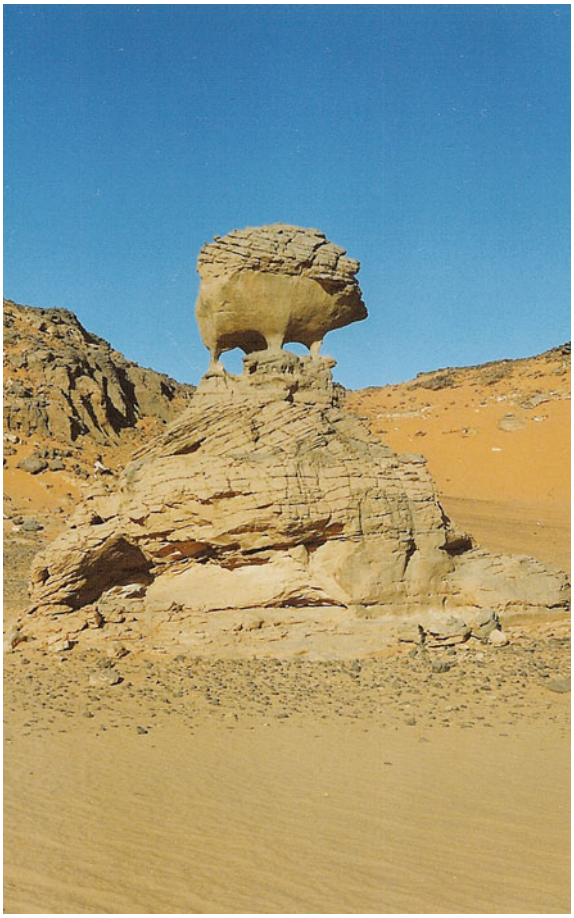


Abb. 11.4 Vom Wind zu einer Skulptur umgestalteter Sandstein, Tassili, Algerien (Aufnahme: Sigrid Wegner).

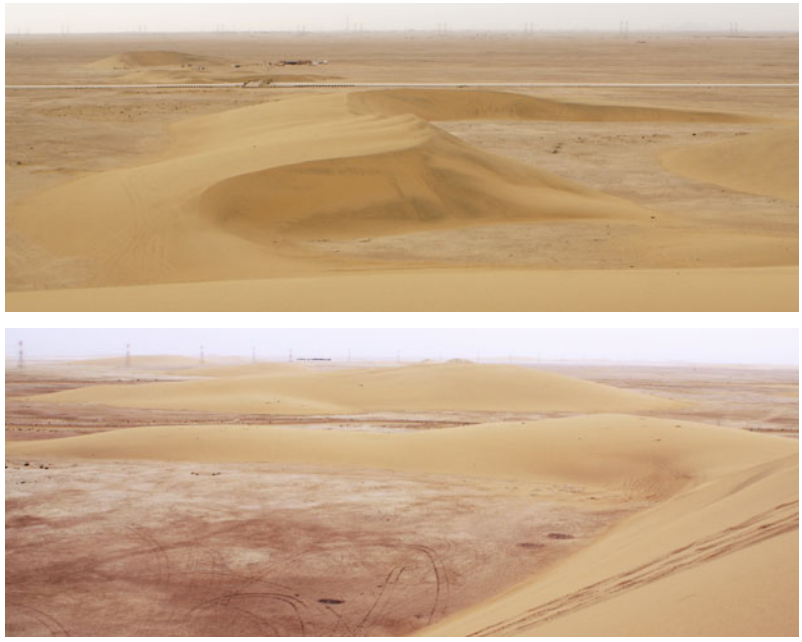


Abb. 11.5 Barchane südlich von Doha, Qatar (Aufnahme: Holger Wolmeyer).

wiederholte Veränderungen des Windregimes. Der Wind hat sich nicht allmählich gedreht, sondern es gab mehrere Phasen der Dünenbildung, die durch Perioden ohne nennenswerte Sandumlagerungen voneinander getrennt waren. Durch OSL-Datierung ließ sich zeigen, dass die älteste Dünengeneration vor 15-25 000 Jahren gebildet worden ist, während die mittlere Generation vor 10–13 000 Jahren und die jüngsten Dünen ab 5000 Jahren vor heute entstanden sind.

Verfolgt man diese Dünenzüge in südlicher Richtung, so stellt man fest, dass die mittlere Generation weit über die Grenzen der heutigen Sahara hinaus bis in den Sahel nach Süden reicht. Hier sind die Dünen durch Vegetation stabilisiert. Das Alter dieser Dünen beträgt im nordöstlichen Nigeria etwa 18–13 000 Jahre, in Mali etwa 12 700 Jahre (Lancaster 2007). Die südliche Grenze der heute aktiven Dünen verläuft in der Sahara etwa bei 14° N. Das entspricht der 250-mm-Niederschlags-Linie. Die passiven Dünen reichen bis in ein Gebiet hinein, das heute fast 1000 mm Niederschlag im Jahr erhält. Diese heute begrünten Dünen bilden einen west-östlich verlaufenden Streifen von etwa 400 km Breite. So viel weiter hat die Sahara damals nach Süden gereicht.

Tab. 11.1 Dünengenerationen in Mauretanien

Breite	Richtung	Alter
5000 m	NE – SW	15 000–25 000 Jahre
500 m	NNE – SSW	10 000–13 000 Jahre
50 m	N – S	bis 5000 Jahre

Das Aussehen von Dünen wird entscheidend durch das Ausgangsmaterial geprägt. Während in der Sahara die rötlichen bis gelben Farbtöne überwiegen, ist das gut 700 km^2 große Dünenfeld White Sands im südlichen New Mexico fast weiß. Sein sehr helles Aussehen rührt daher, dass die Dünen aus Gips bestehen. White Sands ist das größte Gipsdünengebiet der Welt. Eine OSL-Datierung der Auflagerungsfläche an der Basis der Dünen hat ein Alter von 7000 Jahren ergeben. Das Dünengebiet liegt im Tularosa-Becken. Die Sedimente, aus denen sich die Dünen gebildet haben, sind die Ablagerungen eines früheren Sees, des Lake Otero. Der See trocknete aus, und eine Salztonebene blieb zurück. Der Sand wurde ausgeweht, als der Seespiegel fiel. Das Dünenfeld ist noch heute aktiv (Kocureka et al. 2006).

Der Flugsand, der zur Dünenbildung führt, kann über weite Strecken transportiert werden, selbst über breite Meeresarme hinweg. Die Dünen auf Lanzarote und Gran Canaria verdanken ihre Entstehung nicht der Auswehung aus dem Bereich der relativ schmalen Inselstrände. In großen Staubstürmen wird Sand aus der Sahara über mehr als 200 km bis auf die Inseln geweht.

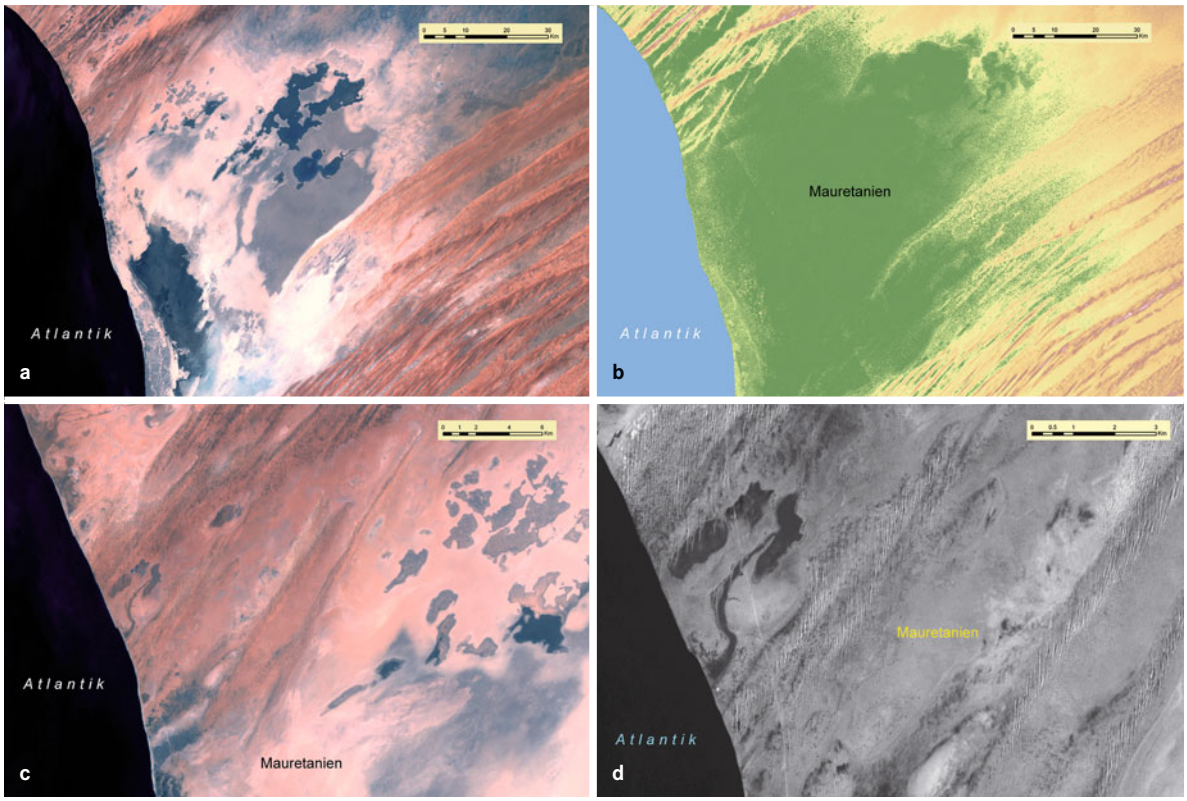


Abb. 11.6 Dünengenerationen in Mauretanien. (a) Große NE-SW verlaufende Dünen dominieren das Bild; aufgesetzt sieht man kleinere NNE-SSW verlaufende Dünen. (b) Derselbe Ausschnitt im SRTM-Höhenmodell. Die Westenden der Dünen sind vom Atlantik gekappt. (c) Im Detail erkennt man, dass auf die beiden älteren Dünengenerationen kleine N-S verlaufende Dünen aufgesetzt sind. (d) Detail aus (c). Quelle: U.S. Geological Survey, Landsat 7 ETM, Row 205, 5.4.2003.

Abb. 11.7 Gipsdünen in White Sands, New Mexico, USA (Aufnahme: Klaus Stribrny).

Abb. 11.8 Düne auf Gran Canaria. Der Sand für die Dünen der Kanarischen Inseln kommt aus der Sahara (Aufnahme: Sigrid Wegner).

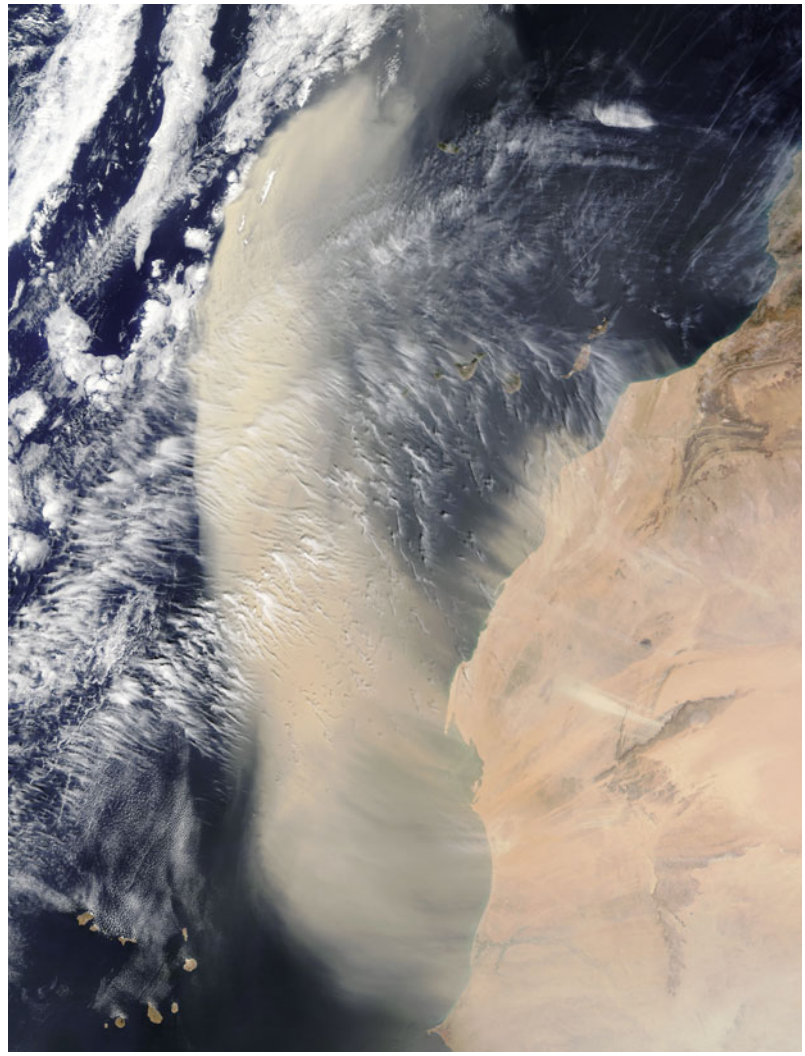


Abb. 11.9 Sandsturm über der Westsahara und den Kanarischen Inseln (im oberen Bildteil). Im unteren, linken Bildteil sieht man die Kapverdischen Inseln. Quelle: NASA, ASTER-Satellitenbild vom 4. März 2004.

Der Sand des Verderbens

Wer kennt ihn nicht, den gefürchteten Treibsand? Karl May hat ihn beschrieben, doch von dem weiß man natürlich, dass er über Dinge schrieb, die er nie selbst erlebt hatte. Aber wer den Film „Lawrence of Arabia“ gesehen hat, der erinnert sich sicher an die Szene, in der Daud, einer der Diener Lawrences, auf dem Weg von Aqaba durch die Wüste Sinai vor den Augen seines Herrn im Treibsand versinkt. Der Film beruht auf Tatsachen. Die beiden Diener Farraj und Daud sind reale Gestalten, das kann man in T. E. Lawrences autobiographischen Bericht *Die sieben Säulen der Weisheit* nachlesen. Die Textstelle, an der Daud im Sand versinkt, sucht man allerdings vergebens. Niemand versinkt in diesem Buch im Sand; der Begriff Treibsand (quicksand) kommt in dem ganzen Band nicht vor.

Alles frei erfunden? Nicht ganz. Der Geologe Berendt beschrieb sein Erlebnis mit „Triebsand“ auf der Kurischen Nehrung kurz vor dem von den Dünen überwehten Ort Carwaiten (Karvaiciai, Litauen, knapp 2 km nördlich von Preila) so:

„Kaum aber waren wir einige Schritte auf dem ebenen und trockenen Boden gefahren, da begannen die Pferde einzubrechen. Die Peitsche schwirrte und – in der nächsten Minute war die gefährliche Stelle auch schon passiert. Ich hatte mich im selben Augenblick über den Rand des Wagens hinübergebogen und sah nun, was ich nimmer für denkbar gehalten, wie der Boden, ohne zu bersten, sich gut 12–14 Zoll hoch zwischen und vor den Rädern aufbog, so daß bei dem schnellen Fahren (...) der Boden sich in einer gut fußhohen Wellenbewegung befand.

Aber so leicht sollten wir nicht davonkommen. Wieder brachen die Pferde ein, wieder schwirrte die Peitsche und tat ihr möglichstes, während schon nasser Sand umherspritzte, aber im selben Augenblicke lagen auch schon die Pferde bis zur Brust im Triebsande.

Zum Glück trug die Decke des Sandes die Last eines Menschen sehr gut, so daß wir uns mit Sicherheit bewegen konnten, auch den Wagen, der nur erst mit seinen Vorderrädern den Boden, ohne durchzubrechen, um etwa 6 Zoll eingedrückt hatte, noch schnell zurückziehen konnten. (...) Unseren vereinten Kräften gelang es, wenigstens das eine, das Handpferd, an Kopf und Schwanz ziehend, insoweit herauszuzerren, daß es auf der Seite liegend seine eigene Kraft wieder in etwas zur Geltung zu bringen vermochte, die Füße sich losarbeitete und einige Schritte fortgeschleift werden konnte, wo wir hoffen durften, daß es, aufspringend, nicht abermals einbrach. Gleich bei diesen ersten Versuchen hatte sich der Sand aber um den Körper herum derartig gesetzt, daß die beiden andern Tiere wie eingemauert standen. Bis zur Brust waren sie gleich im ersten Augenblicke eingebrochen; jetzt, wo die breite Fläche des Bauches das Gewicht verteilte, sanken sie langsam, aber doch merklich, und wenn keine andere Hilfe kam, mußten wir beide verloren geben.“ (zitiert nach Solger et al. 1910)

Die Pferde konnten schließlich gerettet werden. Nasser Treibsand, wie Berendt ihn beschreibt, kommt in der Natur häufig vor, zum Beispiel im Watt. Man kann darin jedoch nicht vollständig versinken. Die Hauptgefahr besteht darin, dass man sich bei auflaufendem Wasser nicht rechtzeitig befreien kann und womöglich ertrinkt. Trockener Treibsand – das Beispiel Sinai – ist wenig untersucht. Es ist zwar gelungen, ihn unter Laborbedingungen nachzubilden. Er gilt jedoch als äußerst selten. Die Gefahr für Reisende in Wüstengebieten ist gering.

Abb. 11.10 Pferde im Triebsand der Kurischen Nehrung (Quelle: *Das Buch für Alle. Illustrierte Familien-Zeitung. Chronik der Gegenwart.* 1889, Heft 13).

11.2 Flugsand

Weichselzeitliche bis frühholozäne Flugsande sind in den Tiefländern Westeuropas weit verbreitet. Überwiegend kommen sie in Form von deckenartigen Ablagerungen vor; man spricht daher vielfach auch von Flugdecksanden (Koster 1982). Regelrechte Dünen mit deutlich ausgebildeten Leehängen sind seltener; sie treten bevorzugt in der Umgebung der großen Flusstäler (z. B. in der Oberrheinebene) und am Rande der Urstromtäler auf. Große Dünengebiete finden sich jedoch auch im Raum Nürnberg – Erlangen; hier hat neben den Flussterrassen der Keupersandstein das Ausgangsmaterial für die Ausblasung bereitgestellt. Während innerhalb der Dünengebiete schräggeschichtete Ablagerungen überwiegen, entstehen bei den Sanddecken horizontal geschichtete Sedimentfolgen, die sich auch auf Grund anderer Gefügemerkmale von den Dünensanden unterscheiden lassen (Schwan 1988).

Innerhalb des weichselzeitlichen Flugsandgürtels ist eine regionale Differenzierung festzustellen. Die Decksande werden in Richtung Osten durch meist zeitgleich gebildete Dünenformen ersetzt. Ein wesentlicher Grund für die andersartige Ausprägung der äolischen Ablagerungen dürfte in der nach Osten hin zunehmenden Trockenheit gelegen haben (Böse 1991).

In manchen Fällen ist schwer zu entscheiden, ob sandige Ablagerungen, die morphologisch nicht in Form von Dünen in Erscheinung treten, fluvialer oder äolischer Entstehung sind. Cailleux (1942) hat gezeigt, dass äolisch transportierte kaltzeitliche Flugsandkörner in der Regel durch eine mattierte Oberfläche gekennzeichnet sind. Äolische und fluviale Sedimente lassen sich auf Grund der Kornoberflächen unterschieden. Doch ist zu bedenken, dass auch chemische Prozesse zu einer Mattierung führen können, so dass im Einzelfall sorgfältig geprüft werden muss, welche Art der Überprägung vorliegt.

Seit dem Beginn des Neolithikums sind die Flugsande in Nordwesteuropa vielfach erneut in Bewegung geraten. Außer durch historische Quellen lassen sich diese Vorgänge durch Pollenanalysen und ^{14}C-Datierungen überwehter Torfschichten datieren. Eine erste große Phase der Sandverwehung setzte ein, als sich die Plaggendüngung ausbreitete (etwa 750 – 1200 n. Chr.). Für diese jüngeren Flugsande wird vielfach der Begriff „Wehsande“ verwendet (Castel 1991). Die dabei gebildeten Dünenformen werden als Jungdünen von den älteren Dünen der Weichsel-Kaltzeit und des Frühholozäns unterschieden.

11.3 Löss

Der Name „Löss“ stammt ursprünglich aus dem Oberrheingraben. Als Löss wurde der weit verbreitete feine Boden bezeichnet. Lyell (1834) hat den Begriff in die angloamerikanische Literatur eingeführt. Die Entstehung des Löss war lange Zeit umstritten. Erst die Untersuchungen von Richthofens (1877) in China haben erwiesen, dass der Löss ein äolisches Sediment ist, und dass er in Bereichen mit Steppenvegetation abgelagert wird. Der Löss weist eine sehr gute Sortierung mit einem ausgeprägten Korngrößenmaximum im Grobschluffbereich auf. Er besteht hauptsächlich aus Quarzstaub; untergeordnet kommen Kalk sowie Feldspäte, Tonminerale und Glimmer vor. Der Gehalt an Schwermineralen erlaubt zum Teil eine Zuordnung zu bestimmten Herkunftsgebieten.

Löss-Ablagerungen finden sich verbreitet in Zentralasien, in den nordwestlichen und mittleren USA, in Mitteleuropa und in Argentinien. Die meisten Löss-Ablagerungen stammen aus dem Pleistozän und sind unter ariden bis semiariden Bedingungen entstanden. Das Ausgangsmaterial stammt aus Wüsten, Periglazialgebieten und aus den Ablagerungen großer Schmelzwasserströme. Der Löss liegt gewöhnlich wie eine Decke über der Landschaft. Da er aus feinkörnigen, wenig verwitterten Mineralen besteht, bildet er in humiden bis semihumiden Gebieten das Ausgangsmaterial für fruchtbare Böden (Schwarzerde).

Es gibt mächtige Lösse in Tadschikistan und Usbekistan, aber die mächtigsten Löss-Ablagerungen finden sich im zentralen China. Der Löss bedeckt dort eine weite, zerschnittene Hochebene, das Löss-Plateau, dessen größter Teil in dem nach Norden gerichteten Bogen des Gelben Flusses (Huang He) liegt. Dieses Gebiet wird von tiefen Tälern zerschnitten, in deren steilen Wänden die Wechsellagerung der gelblichen Löss-Ablagerungen und der rötlichbraunen Paläoböden zu erkennen ist. In den meisten Lössgebieten ist es so, dass die Paläoböden Zeiten repräsentieren, in denen die Löss-Ablagerung unterbrochen war, so dass sich die Böden ungestört entwickeln konnten. In China ist das anders. Hier hat eine kontinuierliche Löss-Sedimentation stattgefunden, die während der Bodenbildungsphasen zwar geringer war, die aber nicht unterbrochen wurde.

Bei der Bearbeitung der Schichtenfolge aus Löss und Paläoböden im Löss-Plateau sind lithologische Unterschiede (zum Beispiel Farbe, relative Mächtigkeit, Korngröße, Mineralogie) und Bodeneigenschaften sowie magnetische Eigenschaften für die Unter-

Abb. 11.11 Lössprofil mit Paläoböden in der Ziegeleigrube Bad Soden am Taunus.

gliederung und für die Korrelation verschiedener Profile herangezogen worden. Die magnetische Suszeptibilität hat sich hierbei als besonders geeignet erwiesen. Die Intensität des magnetischen Signals geht auf die Aktivität von Bodenbakterien zurück, die in dem feinkörnigen Material magnetische Partikel (Maghemit) erzeugt haben. Die magnetische Suszeptibilität erreicht in den warmzeitlichen Ablagerungen die höchsten Werte, da die Aktivität der Bodenbakterien unter dem Einfluss eines warmen interglazialen Klimas am stärksten ist.

In der chinesischen Löss-Stratigraphie werden die Löss-Schichten mit den Buchstaben L, die Paläoböden mit den Buchstaben S bezeichnet. Der jüngste Löss (L1), der Löss der Weichsel-Kaltzeit, wird als Malan-Löss gekennzeichnet sind. Der unterlagernde Boden der Eem-Warmzeit (S1) ist ein Paläoboden-Komplex, der aus drei Paläoböden besteht, die durch dünne Lössschichten voneinander getrennt sind.

Ein gewisses Problem besteht in der Datierung der Schichten. Bis in den Bereich des oberen Malan-Lösses (das heißt die letzten 50 000 Jahre), kann man mit der ^{14}C-Datierung arbeiten. Bei bis zu etwa 200 000 Jahre alten Schichten kommt die Thermolumineszenz-Datierung zum Einsatz. Für noch ältere Schichten muss man auf OSL, kosmogene Isotope (^{10}Be) und paläomagnetische Datierung zurückgreifen.

Die Untersuchung der chinesischen Lössprofile hat ergeben, dass sich die Abfolge ohne große Pro-

Abb. 11.12 Lössprofil bei Longhua, östlich von Xian, China, mit zahlreichen Paläoböden. Die Schichtenfolge umfasst 600 000 Jahre (Aufnahme: Stephen C. Porter).

Tab. 11.2 Böden im Löss (aus Ricken, 1983, nach Haase et al., 1970)

Bodenbildung	Merkmale
Lamellenfleckenzonen	Eine lamellar verlaufende Fleckung und Striemung im Löss. Braune (Farbe nach der Munsell-Farbskala: 7,5–10 YR 5/4), tonreichere Flecken und Striemen auf hellgraubraunem (10 YR 6–7/3) Untergrund. Durchmesser der Flecken von 2–12 mm, die Mächtigkeit der gesamten Zone von 0,5–2 m. Die Lamellenfleckenzonen werden als Texturdifferenzierung unter dem Einfluss lamellaren Bodeneises gedeutet.
Nassböden	Schwach entwickelte Böden, die in der Regel aus einem einzigen Horizont bestehen, der durch mehr oder weniger kräftige Rost- und Bleichfleckung charakterisiert ist.
Humuszonen	Auch Humuszonen bestehen in der Regel aus einem einzigen Bodenhorizont. Sie können sowohl synsedimentär als auch postsedimentär gebildet werden. Stark entwickelte, postsedimentär gebildete Humuszonen sind die Schwarzerden. Humusgehalt schwach entwickelter Humuszonen 0,5–1%; bei stark entwickelten Humuszonen 1–2%.
Braunerden	Bildung von Tonmineralen und zur Freisetzung von Eisen. Je nach Intensität der Bodenbildung kann der charakteristische Verbraunungshorizont stärker oder schwächer gefärbt sein. Mächtigkeit meist etwa 50–70 cm. Braunerden können – wie die Humuszonen – sowohl synsedimentär als auch postsedimentär gebildet werden.
Parabraunerden	Stärkere Profildifferenzierung. Auf Grund von Tonverlagerung tritt unter einem Ah-Horizont und einem gebleichten Eluvialhorizont (Ae-Horizont) ein Tonanreicherungshorizont (Bt-Horizont) auf. Dieser ist durch kräftige Braunfärbung und durch im Dünnschliff sichtbare Tonhäutchen gekennzeichnet. Parabraunerden entstehen nur unter warmzeitlichen Klimabedingungen.
Pseudogleye	Auch die Pseudogleye innerhalb der Lössprofile sind warmzeitliche Bildungen. Sie haben sich aus Parabraunerden entwickelt, wo durch starke Tonanreicherung im Unterboden jahreszeitlich Staunässe aufgetreten ist.

bleme mit den Sauerstoffisotopenstadien der Tiefsee-Stratigraphie korrelieren lässt. In den Lössprofilen ist genau wie in der Tiefsee-Stratigraphie deutlich erkennbar, dass der 40 000-Jahreszyklus der Kalt- und Warmzeiten etwa 800 000 Jahre vor heute durch einen 100 000-Jahreszyklus ersetzt wird.

Im westlichen und im zentralen Teil des Löss-Plateaus erreicht der Löss eine Mächtigkeit von 300–400 m. Darin sind nicht nur die gesamten Klimazyklen des Quartärs abgebildet, sondern die Schichtenfolge reicht bis in das Tertiär hinein. Der Löss wird unterlagert vom so genannten „roten Ton“ (Red Clay). Diese Einheit enthält zahlreiche Fossilien von Säugetieren. Genauere Untersuchungen haben gezeigt, dass der „Rote Ton“ eine Abfolge von rötlichem äolischem Schluff und kalkreichem dunkelroten Paläoböden darstellt, ähnlich der überlagernden Abfolge von Löss/Paläoböden. Im zentralen Löss-Plateau sind die eigentlichen Löss-Ablagerungen fast 300 m mächtig, während der „Rote Ton“ nur eine Mächtigkeit von etwa 125 m erreicht. Die Ablagerungsgeschwindigkeit des „Roten Tones“ war etwa halb so groß wie die der Lössschichten. Die Entstehung des Roten Tons begann vor etwa 6,5–7,2 Millionen Jahren, im ausgehenden Miozän. Der Beginn der Löss-Ablagerung reicht also weit in das Tertiär zurück (Porter 2007).

Da der Löss eine relativ große Zeitspanne einigermaßen gleichmäßiger Sedimentation umfasst, ist hier das Auflösungsvermögen der Pedostratigraphie sehr hoch. Das gilt auch für die mitteleuropäischen Lössablagerungen. In einer gut ausgebildeten Lössfolge der Weichselkaltzeit können 5 bis 10 Paläoböden enthalten sein. Diese Böden heben sich innerhalb des Profils durch ihre Farbe und ihre Gefügemerkmale vom durch Bodenbildung wenig beeinflussten Löss ab. Die Farben werden üblicherweise nach der Munsell-Farbskala angegeben. Über die Abfolge der Bodenbildungsprozesse gibt Ricken (1983) eine zusammenfassende Übersicht (Tabelle 11.2).

Die Paläoböden innerhalb der Lössfolgen variieren zwar in ihrer Ausprägung von Ort zu Ort, ihre stratigraphische Abfolge bleibt aber prinzipiell gleich. Die Variationen haben verschiedene Ursa-

chen. So können einzelne Böden – vor allem im Oberhangbereich – durch Solifluktion ausgedünnt oder völlig erodiert sein. Andere Böden – vor allem in Unterhangposition – können durch Schwemm-Material doppelt oder dreifach vertreten sein. Besonders bei den stärker differenzierten Bodenbildungen, z. B. dem Lohner Boden, können lokale Faktoren zu kleinräumig stark wechselnder Ausprägung geführt haben. Tiefgründige Bodenbildung, insbesondere bei den warmzeitlichen Parabraunerden, kann durch Tonverlagerung ältere Böden im Liegenden bis zur Unkenntlichkeit überprägen (Ricken 1983).

Der Rheinfall bei Schaffhausen – ein Ergebnis eiszeitlicher Laufverlegungen des Rheins. Das Schild markiert die Stelle, bis zu der der Fluss in den Wintern 1880 und 1963 zugefroren war. Die nächsten Gletscher sind heute etwa 100 km entfernt.

12
Was geschah mit den Flüssen?

Ein Fluss kann sich in den Untergrund einschneiden oder Sedimente aufschütten. Längerfristig überwiegt dabei in einem bestimmten Flussabschnitt in der Regel einer der beiden Vorgänge. Im Laufe der Flussgeschichte kann es jedoch zu einem Wechsel der vorherrschenden Prozesse kommen. Die Frage, ob ein Fluss von der Erosion zur Akkumulation übergeht, hängt im Wesentlichen von zwei Faktoren ab: von Änderungen der Abflussmenge (Klima) und von Änderungen der Gefälleverhältnisse (Tektonik). Ob darüber hinaus eine Änderung des Meeresspiegels nennenswerte Auswirkungen hat, hängt vom Ausgangsrelief ab. Wenn der Spiegel um 100 m fällt, verlängert sich im Fall der Elbe lediglich der Unterlauf um ein paar hundert Kilometer. Bei mehrfachem Wechsel von Erosion und Akkumulation kommt es während der Akkumulationsphasen zu einer Verfüllung im Bereich der Talsohle; während der nachfolgenden Erosionsphasen werden diese Ablagerungen vom sich eintiefenden Fluss zerschnitten und teilweise abgetragen; auf diese Weise entstehen Terrassen.

Der Begriff „Terrasse“ wird oft sowohl für Oberflächenformen als auch für Ablagerungen verwendet. Um Verwechslungen zu vermeiden, ist von der *Commission of Terraces and Erosion Surfaces* der International Geographical Union festgelegt worden, dass die Bezeichnung Terrasse nur für die Oberflächenform, nicht aber für den Sedimentkörper verwendet werden soll (Howard et al. 1968). Die Verwendung des Wortes Terrasse für die Oberflächenform und für den Sedimentkörper beruht auf der Vorstellung, dass Sediment und Oberflächenform einem einzigen Aufschüttungszyklus zuzurechnen seien. Das muss nicht so sein. Die Terrassenkörper können einen sehr komplexen Aufbau aufweisen. Wichtiger als die Terrassenoberfläche, die durch spätere Erosion verändert worden ist, ist die Unterkante des Sedimentkörpers.

Bei Terrassenuntersuchungen wurden Terrassenoberflächen oft nach ihrer Höhenlage miteinander korreliert. Dieser Ansatz ist problematisch, da die Oberflächen eine Unterbrechung in der Schichtenfolge repräsentieren, die oftmals einen längeren Zeitraum repräsentiert als die Schichten selbst. Informationen über die Klimabedingungen in dieser Zeit sind nicht verfügbar; dagegen liefern die erhalten gebliebenen Sedimente deutliche Hinweise auf die Sedimentationsbedingungen zur Zeit ihrer Ablagerung. Die Grundlage einer Untersuchung von Terrassen sollte daher in der Analyse der Sedimente selbst bestehen. Zur Unterscheidung der verschiedenen Sedimentkörper können petrographisch-sedimentologische Parameter herangezogen werden, wie z. B. Korngröße, Gefüge, lithologische Zusammensetzung und Verwitterungsgrad der Kies- oder Sandfraktion. Änderungen des Einzugsgebietes spiegeln sich in der Zusammensetzung der Geröll- und Schwermineralspektren wider. Die Lagebeziehung der einzelnen Sedimentkörper zueinander kann genutzt werden, um lithostratigraphische Übereinstimmungen zu bestätigen und Korrelationen zu stützen. Wichtige Hinweise ergeben sich aus der internen Schichtung sowie aus der Lage der Terrassenunterkanten. Die altersmäßige Einordnung der Schichten kann durch eingeschaltete organische Ablagerungen erleichtert werden, die bio- oder chronostratigraphisch mit anderen Schichtenfolgen korreliert werden. Daneben können Funde von Mollusken oder Säugetierreste Altershinweise geben. Besonders bei den jüngeren Terrassen helfen oft auch archäologische Befunde bei der altersmäßigen Einstufung. Auf diese Weise kann eine Terrassenstratigraphie auch dort aufgebaut werden, wo die Terrassenfolge auf Grund mächtiger Deckschichten morphologisch nicht in Erscheinung tritt (Gibbard 1985). Mittlerweile ist es möglich mit Lumineszenzdatierungen auch das Akkumulationsalter von Terrassenkörpern zu bestimmen; hier bietet die OSL Datierungen an Quarzen und Feldspäten bis zu rund 100 000 an; mit Hilfe der Infrarot-Radiolumineszenz-(IR-RL)/Infrarot Radiofluoreszenz-Methode (IR-RF) können Alter bis mehrere 100 000 ermittelt werden.

Wo der Sedimentkörper auf Grund fehlender Aufschlüsse nicht beprobt werden kann, lässt sich das

Gefälle des Terrassenkörpers bzw. seiner Oberfläche mit Vorsicht zur Korrelation heranziehen. Dies ist im Alpenvorland besonders bei den proximalen Teilen der Schotterkörper möglich, da in der Nähe des Eisrandes die größten Höhenunterschiede zwischen den verschieden alten Terrassen auftreten. Bei Korrelationen über größere Entfernungen ist stets zu bedenken, dass das Gefälle des Terrassenkörpers von dem der heutigen Talsohle abweichen kann, und dass auf Grund unterschiedlicher Hebung oder Senkung Verbiegungen des alten Aufschüttungsniveaus vorkommen können. Aus diesem Grund ist es auch wichtig, dass das Niveau der Terrassen auf NN bezogen wird, nicht auf die heutige Talsohle.

Leider hat sich in der Vergangenheit kein einheitliches System für die Bezeichnung von Terrassen durchgesetzt, so dass fast jeder Autor eine eigene Nomenklatur verwendet, wodurch die Übersichtlichkeit leidet. Ursprünglich wurden im deutschen Sprachgebiet Hauptterrasse, Mittelterrasse und Niederterrasse unterschieden. Diese Grundgliederung ist bei vielen Flüssen vorhanden; die Bedeutung der Begriffe schwankt jedoch von Fall zu Fall. So ist die Hauptterrasse der Saale in der Saale-Kaltzeit aufgeschüttet worden, während die Hauptterrasse des Rheins bereits im Cromer entstanden ist. Auch reichte die Zahl der Begriffe für die Anzahl der ausgegliederten Terrassen bald nicht mehr aus. Dies führte zu einer Untergliederung der Mittelterrasse in eine Obere und Untere Mittelterrasse, und so fort. Die zunehmend größere Zahl ausgegliederter Terrassen bewirkte schließlich, dass man diese Bezeichnungen durch eine Nummerierung der Terrassen ergänzt bzw. ersetzt hat. Dieses Verfahren ist wenig geeignet, komplizierten Lagerungsverhältnissen Rechnung zu tragen. Zu Schwierigkeiten kommt es immer dann, wenn auf Grund neuer Untersuchungsergebnisse zusätzliche Terrassen ausgegliedert oder mehrere irrtümlich unterschiedene Terrassen zusammengefasst werden sollen. Es empfiehlt sich deshalb, wie auch sonst in der Stratigraphie, mit Lokalnamen und Typuslokalitäten zu arbeiten. Im Rahmen der Arbeiten am Litholex – vgl. www.bgr.bund.de/litholex – hat man sich in Deutschland inzwischen auf eine bestimmte Nomenklatur für Flussablagerungen festgelegt. Bei Terrassenstaffeln spricht man zum Beispiel von der „Untermain-Hauptterrassen-Formation".

Wo sich Flüsse lateral in festes Gestein einschneiden, kommt es zur Ausbildung von Felsterrassen. Auch an der Küste und im Bereich von Seeufern bilden sich unter dem Einfluss periglazialen Klimas Gesteinsterrassen aus. Dawson et al. (1987) haben diesen Vorgang am Beispiel eines ehemaligen Eisstausees in Südnorwegen rekonstruiert. Terrassenbildend wirkt dabei in erster Linie die Frostsprengung im Niveau des Seespiegels. Bei der Abräumung des Gesteinsschuttes dürfte der Einfluss des winterlichen

Abb. 12.1 Die *Parallel Roads* im Glen Roy, Schottland. Felsterrassen einer Serie von Eisstauseen.

See-Eises und Treibeistransport eine wichtige Rolle spielen (Dionne 1981). Dawson et al. (1987) kommen im Fall des von ihnen untersuchten Sees auf eine mittlere Erweiterung der Terrasse von 3–4 cm/Jahr (Maximalwert: 7,07 cm/Jahr).

Im Glen Roy in Lochaber (Schottland) gibt es an den Talflanken drei Terrassen. In alten Legenden heißt es, der Riese Fingal habe diese „Straßen" zur Jagd benutzt. Darwin (1839) hat die Terrassen im Glen Roy und in den Nachbartälern zuerst kartiert. Er glaubte auf Grund seiner Erfahrungen aus Südamerika, dass es sich um marine Terrassen handelte. Die sogenannten *Parallel Roads* in 260, 325 und 350 m Höhe repräsentieren jedoch drei verschiedene Seespiegel eines früheren Eistausees. Diese Terrassen sind maximal 12 m breit und weisen ein bis zu 5 m hohes Felskliff auf (Sissons 1978).

Im Loch Lomond Stadial (Jüngere Dryaszeit) stießen die Gletscher bis nach Lochaber vor. Der Abfluss durch das Glen Spean nach Westen wurde vom Eis blockiert. Ein Eisstausee entstand, der schließlich über einen Pass in 260 m Höhe nach Osten ablief. Als das Eis weiter vorstieß, wurde die Verbindung zwischen Glen Roy und Glen Spean abgeschnitten, und im Glen Roy stieg der Seespiegel auf 325 m. In dieser Höhe war der Abfluss über einen Pass in Richtung Glen Spean möglich. Das Eis rückte weiter vor und blockierte auch diesen Abflussweg, so dass der Seespiegel auf 350 m anstieg. Der Abfluss erfolgte jetzt am Nordende des Tals nach Osten über das Glen Spey. Beim Abschmelzen des Eises wurden die Abflusswege in umgekehrter Reihenfolge wieder frei (Gordon 1993).

12.1 Trockentäler

Die Altmoränenlandschaft Norddeutschlands ist von zahlreichen Tälern durchzogen. In vielen von ihnen fließt heute kein Wasser mehr. Diese Trockentäler sind unter dem Einfluss des Dauerfrostbodens entstanden. Nur bei gefrorenem Untergrund kann das Wasser auch bei gut durchlässigen Böden nicht sofort im Untergrund versickern, sondern fließt oberflächlich entlang vorhandener Tiefenlinien ab. An den Hängen kommt es bei einer Hangneigung von mehr als 2° zur Solifluktion (vgl. Kapitel 8.2.5). Hierbei bewegt sich die Auftauschicht breiartig hangabwärts. Im Übergangsbereich zu ungestörten Schichten des Untergrundes kommt es zu einer hangabwärts gerichteten Verschleppung des Materials. Das meiste Sediment wird im Bereich der Talsohle abtransportiert. Gröbere Kiese und Steine bleiben als Restsediment zurück.

Im Bereich der Altmoräne haben sich die Umlagerungsprozesse während mehrerer Kaltphasen wiederholt. In den Hangbereichen sind jedoch naturgemäß nur Spuren der letzten (weichselzeitlichen) Umlagerung zu finden. Die kiesigen Fließerdelagen an den Hängen der norddeutschen Trockentäler sind in der Regel von feinkörnigen äolischen Sedimenten (Sandlöss) überdeckt. Dies deutet darauf hin, dass gegen Ende der Vereisung kaltaride Bedingungen vorgeherrscht haben. An der Talsohle bezeugt dagegen zum Teil eine mehrschichtige Talfüllung mit mehreren Steinsohlen, dass eine wiederholte periglaziale Überprägung stattgefunden hat.

Abb. 12.2 Solifluktionsschicht am Hang eines Trockentales in Appelbüttel bei Hamburg. Die schräggeschichteten Schmelzwassersande sind von der Bewegung erfasst und hangabwärts verbogen.

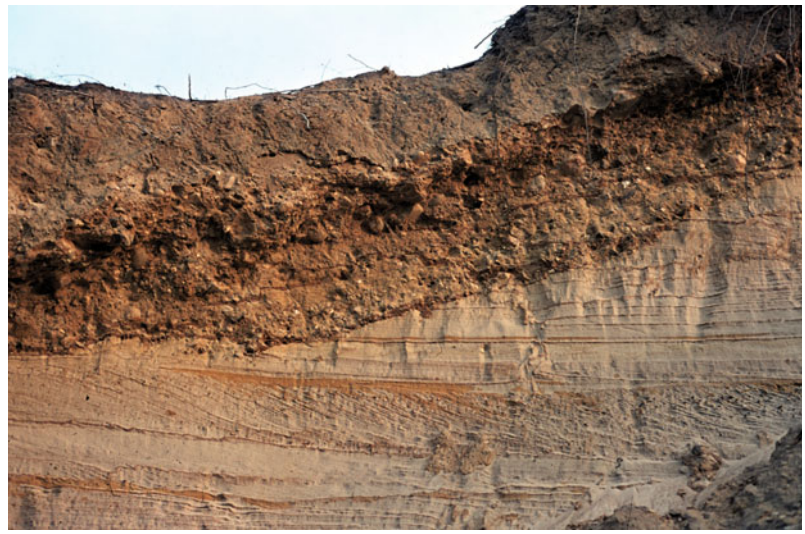


Abb. 12.3 Talsohle des Trockentales in Appelbüttel bei Hamburg. Als Restsediment sind nach Ausspülung des Feinmaterials Gerölllagen zurückgeblieben, die von verschwemmtem Sandlöss überlagert werden.

Außerhalb der Vereisungsgebiete, im Raum der Mittelgebirge, hat das Periglazialklima der quartären Kaltzeiten ebenfalls zu starken Materialumlagerungen geführt. In den meisten Mittelgebirgen bilden die periglazialen Fließerden heute eine 1–4 m mächtige Decke, die aus mehreren Lagen besteht (Scheffer & Schachtschabel 2010).

12.2 Der Rhein – beeinflusst von alpinem und nordischem Eis

Der Rhein lässt sich in mehrere Abschnitte untergliedern, deren geologische Entwicklung große Unterschiede aufweist. Die Quellflüsse des Rheins – Vorderrhein und Hinterrhein – vereinigen sich bei dem Schweizer Dorf Reichenau zum Alpenrhein. Dieser fließt in Richtung Norden und mündet bei Fußach in den Bodensee. Als Hochrhein wird der Flussabschnitt von Stein am Rhein bis Basel bezeichnet. Der Oberrhein umfasst den Oberrheingraben und das Mainzer Becken. Der Mittelrhein von Bingen bis Bonn quert das Rheinische Schiefergebirge. Nördlich schließt sich der Niederrhein an, auf den ab der deutsch-niederländischen Grenze das Rheindelta folgt. Hier spaltet sich der Rhein in die heutigen Mündungsflüsse Waal, Niederrhein-Lek und Ijssel (Westerhoff 2009). Das Delta des Rheins setzt sich am Boden der Nordsee fort.

Der Rhein ist der einzige Fluss, der sowohl Schmelzwässer der alpinen Vereisungen als auch des nordeuropäischen Vereisungsgebietes aufgenommen hat. Beide Vergletscherungen haben Verlegungen des Rheinlaufes erzwungen. Der Rhein hat sein Einzugsgebiet im Laufe der jüngeren Erdgeschichte immer weiter ausgebaut. Bis zum Oberpliozän floss die Aare in die Donau; danach wurde sie – genau wie die Reuß und Limmat – zunächst in Richtung Saône/Rhône abgelenkt. Erst in der Donau- bis Günz-Kaltzeit wurde der Alpenrhein nach Westen abgelenkt und entwässerte in der Folgezeit über den Rhein in Richtung Nordsee (Villinger 2003). Im Laufe der alpinen Vereisungen wurde das Becken des Bodensees ausgeschürft, was dazu führte, dass unter fluvialen Bedingungen keine alpinen Schotter aus dem Hochrheingebiet mehr über diese Sedimentfalle hinaus transportiert werden konnten. Die Vergletscherungen von Alpen und Schwarzwald erzwangen weitere Laufverlegungen.

Der Beginn der Entstehung des Oberrheingrabens vor etwa 35 Millionen Jahren, gegen Ende des Eozäns, schuf die Voraussetzungen für die Entwicklung des heutigen Rheins. Doch zunächst drang von Süden her das Meer in die frisch entstandene Senke vor. Auch im Norden waren noch große Teile des heutigen Festlands überflutet. Das Meer reichte noch im Mittelmiozän bis etwa zu einer Linie Venlo – Geldern – Wesel. Für diese Zeit lässt sich erstmals ein Fluss nachweisen, den man als Vorläufer des heutigen Rheins bezeichnen könnte. Er querte die Niederrheinische Bucht von Süd nach Nord. Das Meer wich damals allmählich zurück, und die etwa 135 m mäch-

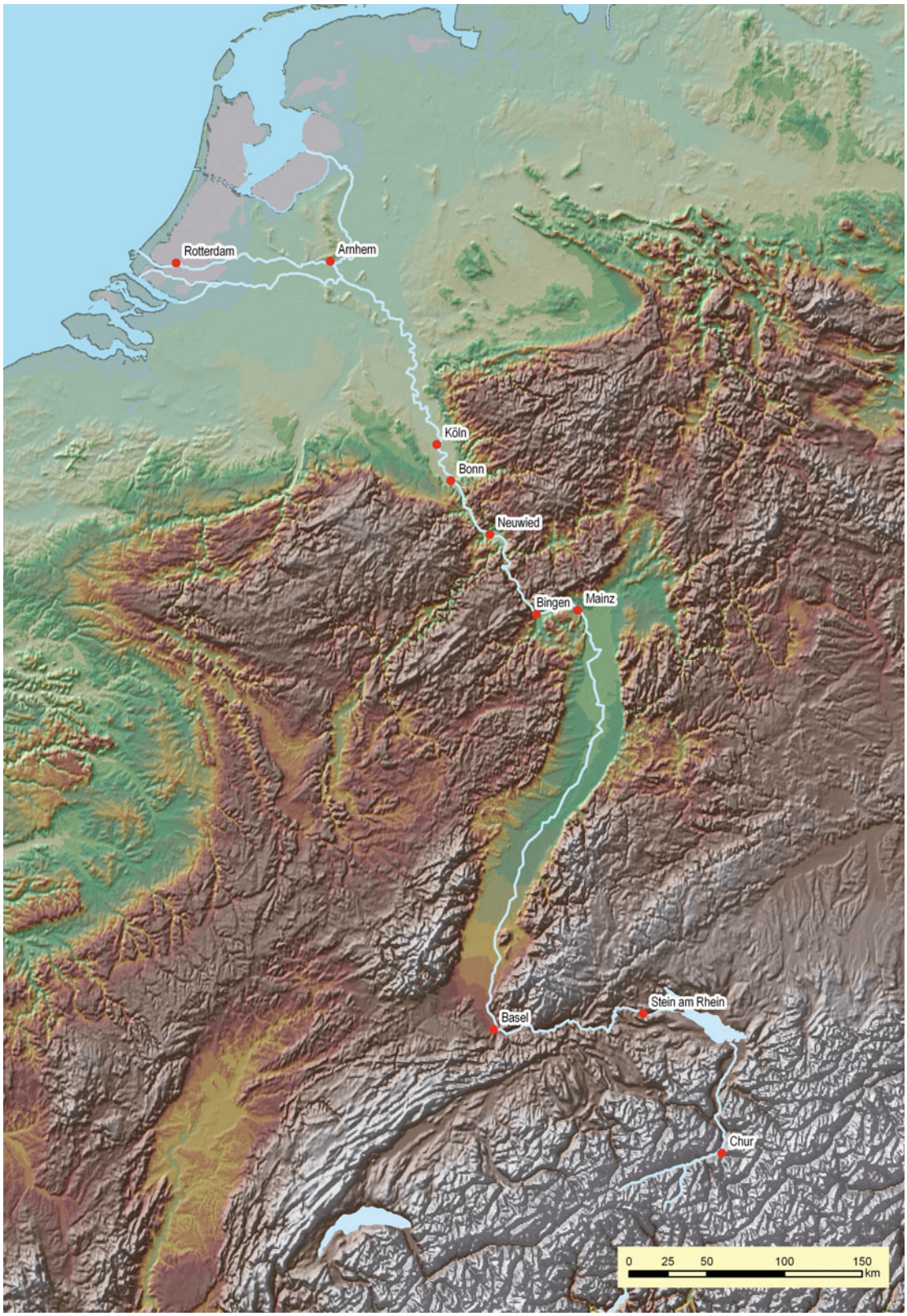


Abb. 12.4 Übersichtskarte des Rheins.

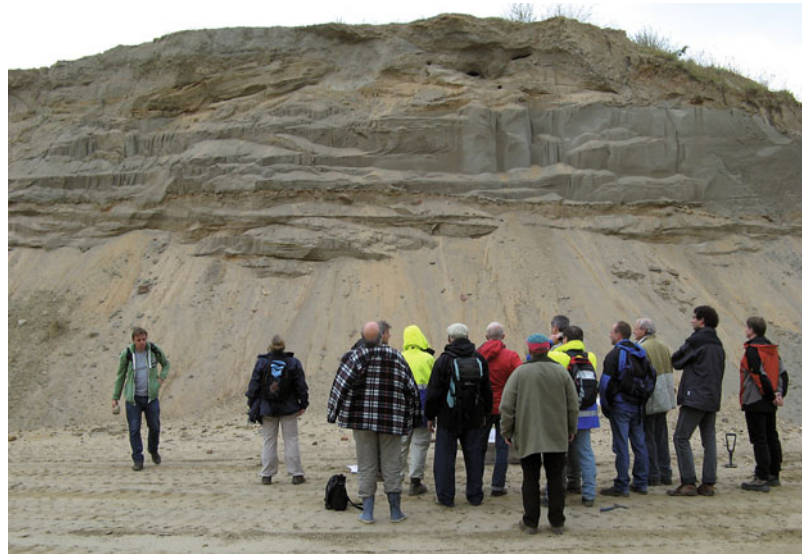


Abb. 12.5 Sande der Hauptmosbach-Subformation (Graues Mosbach) im Dyckerhoff-Steinbruch in Wiesbaden-Biebrich.

tige niederrheinische Braunkohle wurde abgelagert. Der Flusslauf folgte der tektonisch vorgezeichneten Rheinachse. Weiter südlich fehlen die entsprechenden Sedimente. Die Schwermineralzusammensetzung weist jedoch darauf hin, dass sich das Einzugsgebiet weit nach Süden erstreckte. Das Quellgebiet des Rheins dürfte damals im Bereich des Kaiserstuhls gelegen haben, der vor 19 bis 15 Millionen Jahren entstanden ist (Wimmenauer 2003). Die weiter südlich gelegenen Gebiete entwässerten damals noch über die Burgundische Pforte in das Einzugsgebiet der Rhône.

Aus dem jüngeren Eozän bis Oligozän stammen die in Resten erhalten gebliebenen Vallendar-Schichten (Schnütgen 2003). Im Obermiozän und Pliozän wurden auch am Mittelrhein erstmalig eindeutig identifizierbare Rheinsedimente aufgeschottert. Auf Grund ihres Gehaltes an fossilführenden und petrographisch typischen Kieseloolithen des Muschelkalks und Juras aus Lothringen ist davon auszugehen, dass der Verlauf dieses „Ur-Rheins", der diese Kieseloolithschotter aufgeschüttet hat, weitgehend dem Tal der Mosel folgte. Im Verlauf des heutigen Rheintales lag damals allenfalls ein Nebenfluss (Boenigk 1981). Zu dieser Zeit hob sich das Rheinische Schiefergebirge. Es entstand eine erste Terrassentreppe aus drei verschiedenen Niveaus. In der Niederrheinischen

Abb. 12.6 Hydrobienlage aus den kalktertiären Ablagerungen des Mainzer Beckens im Liegenden der Hauptmosbach-Subformation.

Abb. 12.7 Sande der Hauptmosbach-Subformation im Dyckerhoff-Steinbruch in Wiesbaden-Biebrich.

Bucht hielt dagegen die Senkung weiter an, so dass der Terrassenstapel weiter aufgebaut wurde. Hier lassen sich zwei bis drei getrennte Kieseloolith-Akkumulationen unterscheiden.

Im jüngsten Pliozän hoben sich der Schweizer Jura und das Molassebecken. Der Abfluss richtete sich jetzt nach Norden, und das Einzugsgebiet des Rheins weitete sich bis in das Alpenvorland aus. Dieser Wechsel lässt sich in der Geröll- und Schwermineralführung des Oberrheins nachweisen (Hagedorn & Boenigk 2008). Während die älteren Ablagerungen durch stabile Minerale gekennzeichnet waren, nahm jetzt der Anteil der instabilen (Titanit, Epidot, Granat und grüne Hornblende) deutlich zu (Kemna 2005). In dieser Zeit wurde der heutige Rhein zum Hauptfluss und die Mosel zum Nebenfluss.

Die Entwicklung der einzelnen Abschnitte des Rhein-Systems ist sehr unterschiedlich verlaufen. Während zwischen Mittelrhein (Rheinisches Schiefergebirge; Bingen – Bonn) und Niederrhein (Bonn – Mündung) eine grobe Übereinstimmung der Schichtenfolge festzustellen ist, bereitet die Korrelation mit dem Oberrhein erhebliche Schwierigkeiten. Der Flussabschnitt zwischen Basel und Bingen ist durch tektonische Aktivitäten im Bereich des Oberrheingrabens und des Mainzer Beckens geprägt. Die in diesem Flussabschnitt wechselnde Ablagerung grober Kiese und feinkörniger Sedimente ist zumindest teilweise auf tektonische Bewegungen zurückzuführen. Auf Grund der Ergebnisse von Bohrungen lassen sich im Untergrund mehrere Schotterkörper ausgliedern. Der Oberrheingraben ist in einen südlichen und nördlichen Abschnitt untergliedert, die durch die Karlsruher Schwelle voneinander getrennt sind. Der südliche Teil ist durch eher grobklastische Schüttungen gekennzeichnet, wohingegen der nördliche Oberrheingraben durch feinkörnige Sedimente charakterisiert wird; im Subsidenzzentrum des Heidelberger Beckens sind die Forschungsbohrungen Heidelberg, Ludwigshafen und Viernheim abgeteuft worden (Weidenfeller & Knipping 2008, Hoselmann 2008). Die Mächtigkeit der pleistozänen Ablagerungen im Heidelberger Becken beträgt 225 bis 300 m, eventuell nach dem Ergebnis von Pollenuntersuchungen sogar bis zu 500 m.

Man nahm bis vor kurzem an, dass der jüngste Schotterkörper während der letzten Kaltzeit aufgeschüttet worden ist und von Schichten der Eem-Warmzeit unterlagert wird. Palynologische Untersuchungen an tiefen Kernbohrungen aus dem Raum Mannheim haben jedoch gezeigt, dass die warmzeitlichen Ablagerungen der Ludwigshafen-Formation (früher: „Oberer Zwischenhorizont“, OZH) die bei der Forschungsbohrung Viernheim in knapp 40 m Tiefe angetroffen wurden, *Fagus* (Buche), *Celtis* (Zürgelbaum) und *Azolla* (Algenfarn) enthalten, die im Eem nicht vorkamen. Weichtierkundliche (malakologische) Untersuchungen haben bestätigt, dass diese Schichten ein wesentlich höheres Alter haben müssen. Sie werden mit dem Cromer-Komplex parallelisiert (Knipping 2008) Unter den im Ostteil des Grabens über 100 m mächtigen Schotterkörpern, die überwiegend als kaltzeitliche Ablagerungen und damit als Ausdruck alpiner Vergletscherungen angesehen werden müssen, sind sandig-schluffige Sedimente des Unterpleistozäns erhalten geblieben. Eine weitergehende altersmäßige Einordnung ist bis jetzt jedoch nicht möglich.

Eine Schlüsselrolle spielen aufgrund ihrer reichhaltigen Fossilführung die Mosbacher Sande in Wiesbaden-Biebrich; hier sind in den fluvialen Abschnitten rheinische und mainische Sedimente aufgeschlossen; die rheinischen Sedimente des grauen Mosbachs (vgl. Haupt-Mosbach-Subformation im LithoLex, dort auch Literaturzitate) entsprechen vermutlich den tieferliegenden Sanden des nördlichen Oberrheingrabens („Rheinische Fazies“); am unteren Mittelrhein sind dies die Hönninger Sande, die dort im Bereich der älteren Hauptterrasse zu finden sind.

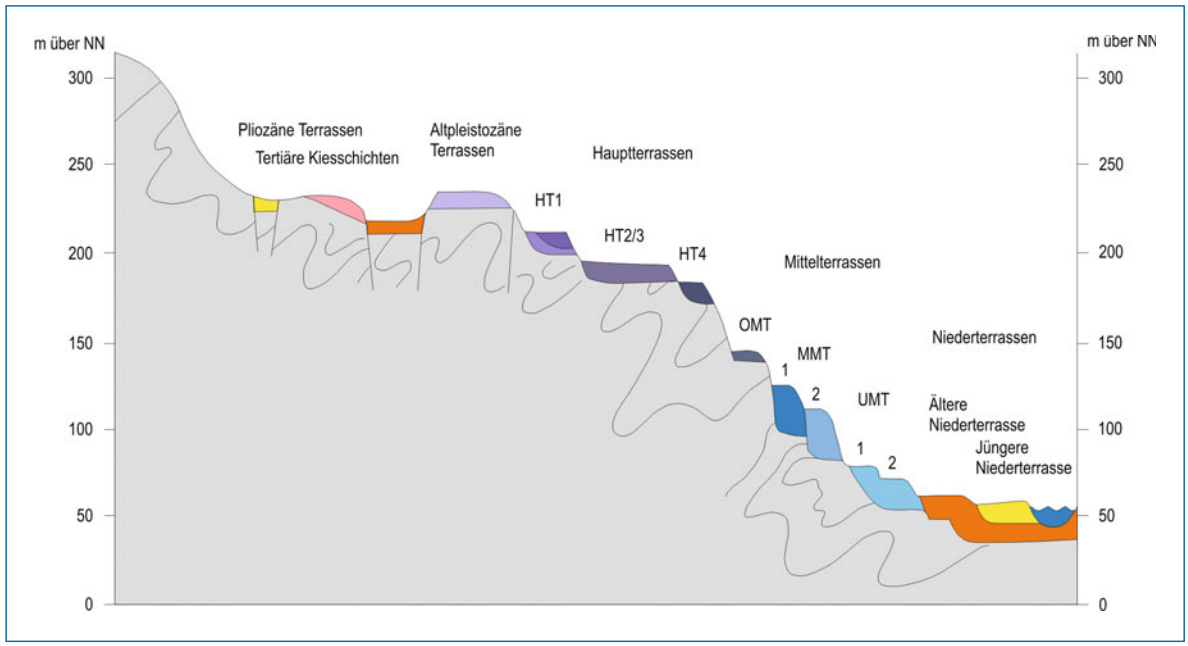


Abb. 12.8 Terrassengliederung am Mittelrhein.

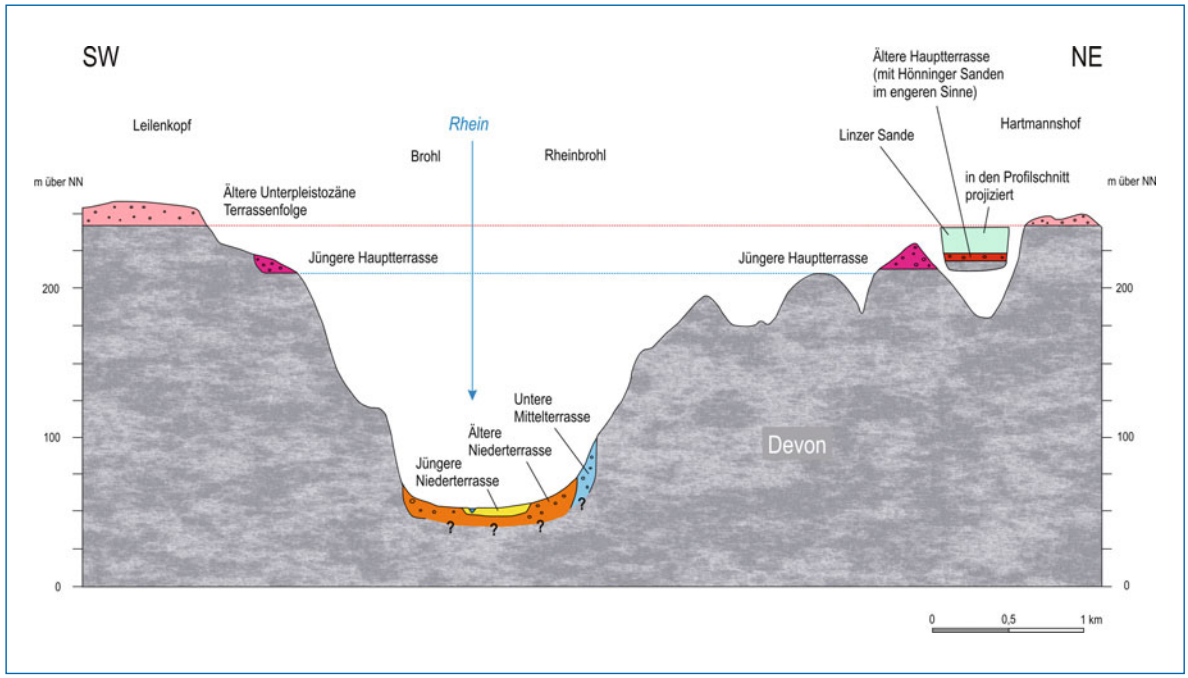


Abb. 12.9 Schematisches Profil durch die pleistozäne Terrassentreppe im unteren Mittelrheintal von Niederlützingen über Brohl und Rheinbrohl bis zum Hartmannshof (10fach überhöht) (aus Hoselmann 1996).

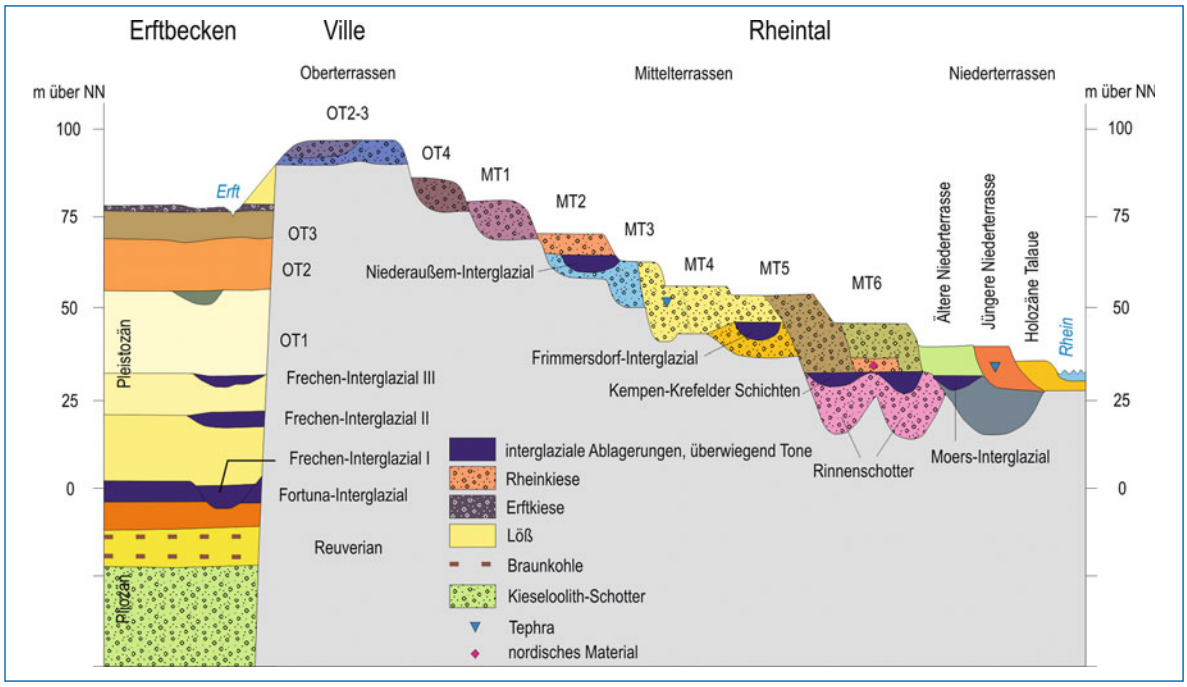


Abb. 12.10 Terrassengliederung am Niederrhein.

Durch die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges ist es hier zur Einschneidung des Rheins und zur Ausbildung einer Terrassentreppe gekommen. Semmel hat dagegen wiederholt das Phänomen der Horizontalkonstanz diskutiert und geht von einer tertiären, marinen Vorprägung der Terrassenflächen aus. Er sieht den Meeresspiegel als wichtigen Faktor an. Im nördlich anschließenden Senkungsgebiet der Niederrheinischen Bucht hat sich dagegen ein Terrassenstapel aus übereinander abgelagerten Sedimenten gebildet. Am Mittelrhein lassen sich 14 Terrassen unterscheiden, von denen zwei ins Pliozän und zwölf ins Pleistozän gestellt werden; am Niederrhein werden mindestens 11 Terrassen unterschieden. Es gibt nur wenige sicher datierbare zeitliche Marker. Dazu gehört

1. die Matuyama/Brunhes-Grenze, die zwischen Oberterrasse 1 und 2/3 (der „Hauptterrasse“ der älteren Literatur) liegt,
2. das erste Auftreten vulkanischer Minerale aus dem Vulkanismus in der Osteifel in der Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse und dann verstärkt in der „Oberen Mittelterrasse“ (UMT bzw. MT1) vor etwa 600 000 Jahren.
3. das erste Auftreten von nordischen Geröllen am Niederrhein (nach der Holstein-Warmzeit, MT6 bzw. LMT2) (Boenigk & Frechen 2006).

Zur Charakterisierung der Höhenlage der Terrassen ist nur die Unterkante von Bedeutung. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Terrassen-Niveaus sind jedoch außerordentlich gering. Es ist möglich, dass die Basisfläche einer älteren Terrasse im Höhenniveau einer jüngeren Terrasse liegt. Dies liegt zum Teil daran, dass das Rheinische Schiefergebirge sich seit der Ablagerung der älteren Unterpleistozänen Terrassenfolge um etwa 200 m gehoben hat. Nicht alle Teile sind gleichmäßig gehoben worden. Der Profilschnitt (Abb. 12.9) zeigt an einem Beispiel Höhenunterschiede (Basis jüngere Hauptterrasse) und Gemeinsamkeiten (Basis ältere Unterpleistozäne Terrassenfolge) auf. Erschwert wird die Korrelation auch dadurch, dass von der Terrassentreppe des Modells für den Mittelrhein in jedem Profilschnitt jeweils nur ein Teil vorhanden ist (Hoselmann 1996).

Das nordische Inlandeis ist zweimal, vielleicht sogar dreimal bis an den Niederrhein vorgestoßen. Leider ist die Verknüpfung der glazigenen Ablagerungen mit den Terrassen des Rheins bisher nicht zweifelsfrei geklärt (Schirmer 1990), und die stratigraphische Einstufung der Schichten ist zum Teil strittig. Bei Hamminkeln wurde die Saale-Grundmoräne verzahnt mit Ablagerungen der Jüngeren Mittelterrasse 2 angetroffen, und sie liegt unter der Jüngeren Mittelterrasse 3 (Jansen 2004). Fest steht inzwischen, dass

Die jüngsten Vulkane Deutschlands

Es gibt in Deutschland eine Reihe junger Vulkangebiete. Die meisten Vulkane in der Rhön, im Westerwald, im Vogelsberg oder die Hegau-Vulkane sind im Miozän aktiv gewesen. Auch die Vulkane der Hocheifel (zum Beispiel 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 Westeifel umfasst etwa 240 Vulkane, deren Spuren zum Teil als Asche- oder Schlackekegel, zum Teil als Maare im Gelände sichtbar sind. Nach Untersuchungen aus den 1990er Jahren gilt es als wahrscheinlich, dass alle Vulkane der Westeifel im Brunhes-Chron entstanden sind, d.h. sie sind jünger als 780 000 Jahre. Ein erstes Maximum der vulkanischen Aktivität scheint um 550 000 bis 450 000 vor heute gelegen zu haben, eine zweite Aktivphase wird als jünger als 50 000 Jahre geschätzt. In dieser Phase sind auch die Maare der Westeifel entstanden. Das Meerfelder Maar ist 45 000 Jahre alt, das Ulmener Maar möglicherweise unter 10 000 Jahre. Es ist der jüngste Vulkan in Deutschland (Litt et al. 2008).

Das kleinere Vulkanfeld der Osteifel umfasst etwa 100 Vulkane. Hier lassen sich drei gut datierte Hauptphasen des Vulkanismus unterscheiden. Die älteste davon begann um etwa 460 000 vor heute. Der Höhepunkt dieser Phase, die Entstehung des Riedener Vulkankomplexes, wird auf etwa 430 000 bis 360 000 Jahre vor heute datiert. Nach einer Phase der Ruhe folgte eine Serie von Vulkanausbrüchen, in denen die Hüttenberg-Tephra oder Wehr-Tephra entstand. Die dritte Phase schließlich umfasste die Entstehung des Laacher-See-Systems. Das Alter des Laacher-See-Ausbruchs wird nach neueren Datierungen auf etwa 13 000 vor heute geschätzt. Die Asche aus dem Laacher-See-Ausbruch kann über hunderte von Kilometern bis nach Schweden und Norditalien nachgewiesen werden. Sie ist ein wichtiger Leithorizont, der auf Grund seiner chemischen Zusammensetzung von der spätglazialen isländischen Tephra, die auch in den norddeutschen Mooren gefunden wird, leicht unterschieden werden kann (Bogaard & Schmincke 2002).

Der Ausbruch des Laacher-See-Vulkans hat gewaltige Mengen Tephra freigesetzt, die zeitweilig den Abfluss des Rheins blockierten. An der Mündung des Brohlbachs in den Rhein hat sich offenbar ein natürlicher Damm aus Bims und Asche gebildet, hinter dem ein mindestens 18 m tiefer Stausee entstand. Der See war von einer Decke aus treibendem Bims bedeckt, der bei der katastrophalen Entwässerung des Sees weitgehend am Ort zurückblieb. Die Spuren der Flutwelle beim Bruch dieses Dammes lassen sich bis nach Bonn verfolgen (Park & Schmincke 2009).

Es ist früher behauptet worden, dass die Vulkane der Eifel erloschen seien. Diese Aussage stützt sich jedoch auf keine überzeugenden Argumente. Das Vulkanfeld der Eifel ruht heute. Es hat jedoch auch in früheren Zeiten über zehntausende von Jahren geruht, um dann plötzlich erneut auszubrechen. Künftige Ausbrüche sind in beiden Vulkanfeldern der Eifel denkbar; neue Maare und Vulkankegel aus Schlacke und Asche könnten entstehen, und es ist damit zu rechnen, dass eine künftige Phase vulkanischer Aktivität wahrscheinlich explosiver Natur wäre (Schmincke 2010).

Abb. 12.11 Das Gemündener Maar bei Daun in der Eifel. Das Maar hat einen Durchmesser von 325 m und ist 38 m tief.

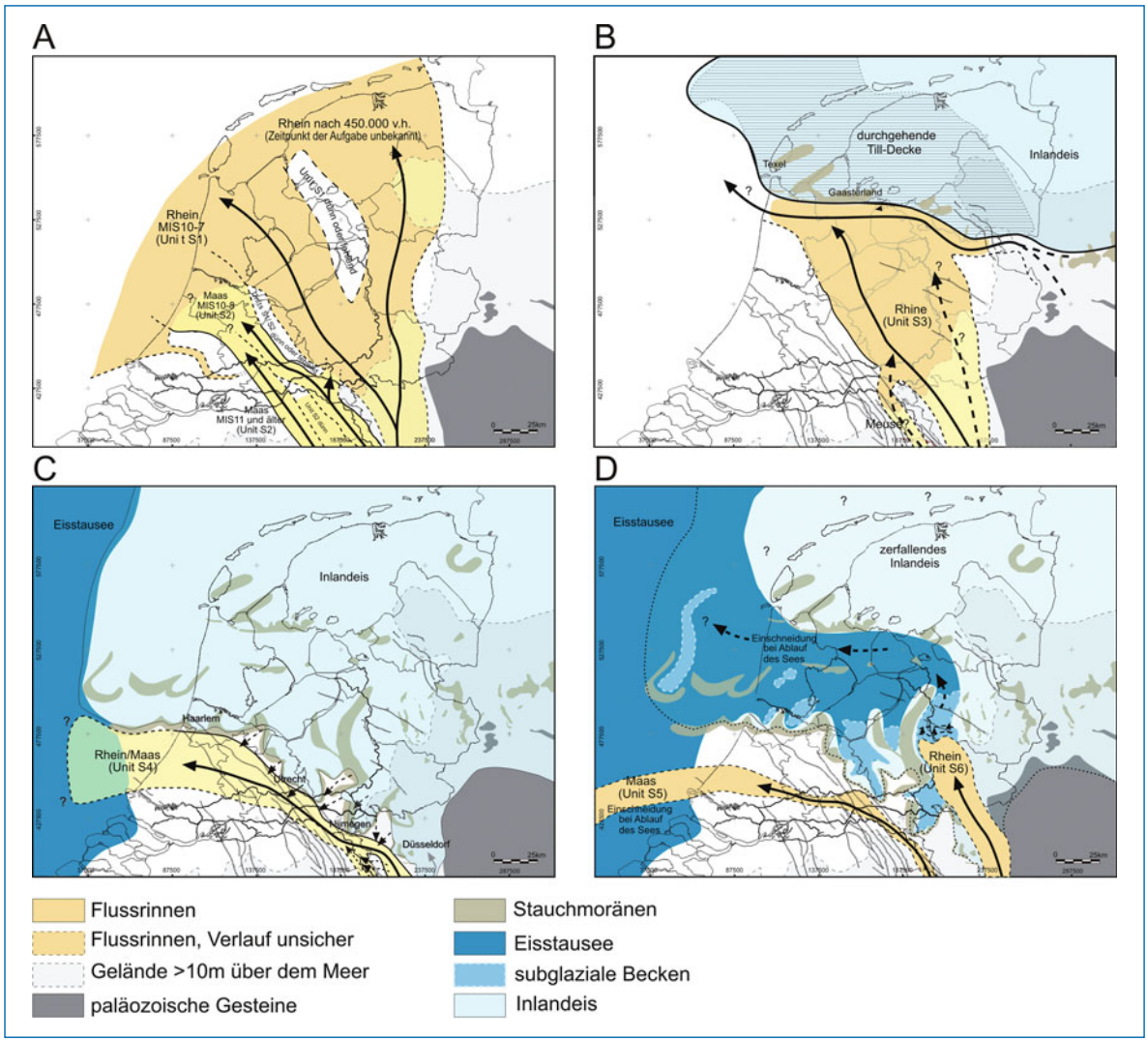


Abb. 12.12 Entwicklung der Rheinmündung nach Busschers et al. 2008.

drei Saale-Eisvorstöße den Niederrhein erreicht haben; alle haben sich in der Älteren Saale-Vereisung ereignet (Skupin et al. 1993).

Der Niederrhein wurde von der Älteren Saale-Vereisung zu einer Laufverlegung gezwungen. Als die Gletscher bis zum heutigen Düsseldorf vorstießen, floss der Rhein südlich des Reichswaldes durch das Nierstal ab. Nach dem Abschmelzen des Inlandeises verlegte sich der Abfluss des Rheins nach Norden, in das Ijsseltal, und bog erst bei Zwolle in Richtung Nordwesten ab. Im übertieften Zungenbecken des Ijsseltales hatte sich anfangs ein etwa 50 km langer See gebildet. Dieser See wurde zwar bereits während der Saale-Kaltzeit vollständig mit Sedimenten verfüllt; der Rhein behielt seinen Lauf jedoch während der Eem-Warmzeit und der frühen Weichsel-Kaltzeit weiter bei. Erst die Ausbildung eines glazio-isostatischen Randwulstes (*Forebulge*) von vermutlich 5–10 m Höhe hat während des weichselzeitlichen Vereisungsmaximums eine Verlagerung des Abflusses nach Süden und Westen erzwungen (Busschers et al. 2007). Dies war in den Niederlanden zugleich eine Phase starker Einschneidung. Zunächst bahnte sich der Rhein einen Lauf nördlich von Montferland durch den Liemers nach Westen. Wenig später konnte sich dann der heutige Flusslauf durch die Gelderse Poort durchsetzen. Diese letzte Laufverlegung ist erst nach dem Brørup erfolgt, wie Torffunde in der Gelderse Poort belegen. Sowohl das Nierstal als auch vor allem das Ijsseltal haben während der späten Weich-

Abb. 12.13 Der Rheinfall bei Schaffhausen entstand in der Weichsel-Eiszeit.

sel-Kaltzeit weiterhin bei starken Hochwässern einen Teil des Rhein-Abflusses aufgenommen. Die heutige obere Ijssel als Mündungsarm des Rheins ist dagegen sehr jung. Der Abschnitt zwischen Westervoort und Deventer ist erst etwa um 600 n. Chr. entstanden (Makaske et al. 2008).

Spektakulärstes Beispiel der Gletschererosion im Bereich des Rheingletschers ist der Bodensee. Er ist 254 m tief – damit mehr als 50 m tiefer als die Nordsee. In der Abschmelzphase der letzten Eiszeit war der See noch wesentlich größer. Er reichte mehr als 70 km weiter stromaufwärts bis über Chur hinaus. Dieser aus mehreren Teilbecken bestehende Bereich wurde am Ende der letzten Eiszeit durch Sediment verfüllt. Der damalige See war tiefer als der heutige Bodensee. Bei Koblach liegt die Basis der quartären Lockersedimente des Seebeckens bei mehr als 200 m unter dem heutigen Meeresspiegel (Keller & Krayss 1993).

Der 25 m hohe Rheinfall bei Schaffhausen ist zwar nicht der höchste, aber der wasserreichste Wasserfall Europas. Er ist erdgeschichtlich sehr jung. Bis zur Riss-Eiszeit floss der Rhein weiter nördlich durch den Klettgau. Erst dann wurde der Fluss vom alpinen Eis nach Süden abgedrängt. Die neue Rinne verlief durch Neuhausen. In der Weichsel-Eiszeit wurde der Rhein zu einer weiteren Laufverlegung nach Süden gezwungen. Seit dieser Zeit fließt er über die Malm-Stufe des heutigen Rheinfalls (Hofmann 1987).

Während der Weichsel-Kaltzeit wurden am Mittelrhein und in der Niederrheinischen Bucht weitere Terrassenkörper aufgeschüttet. Es lassen sich zwei Niederterrassen unterscheiden. Die Laacher-See-Tephra tritt in situ in den Hochflutlehmen der älteren Niederterrasse auf und kommt umgelagert in der jüngeren Niederterrasse vor. Da der Ausbruch des Laacher Sees ins Allerød datiert werden konnte, steht fest, dass die Jüngere Niederterrasse nach der Jüngeren Dryaszeit abgelagert worden sein muss. Am Rhein bei Düsseldorf und an einer Stelle im Neuwieder Becken lässt sich eine Dreigliederung der Niederterrasse nachweisen. Die zusätzliche („Mittlere“) Niederterrasse ist vor dem Bølling abgelagert worden (Schirmer 1990).

12.3 Die Elbe floss zur Ostsee

Gegen Ende des Tertiärs zog sich das Meer auch aus Sachsen und Thüringen zurück. In Flachmuldentälern waren fluvial-limnische Sedimente des Miozäns und Pliozäns abgelagert worden. Im Übergangsbereich zum norddeutschen Tiefland gingen die Muldentäler in breite Schwemmfächer über. Erste Hinweise auf kühles Klima finden sich in der Rauno-Formation, die im Übergangsbereich Miozän/Pliozän abgelagert wurde. Verbrodelungen, Driftblöcke und kleine Risse innerhalb der Ablagerungen weisen auf winterlichen Frosteinfluss hin. Mittelböhmische Gesteinsblöcke, die sich nördlich von Dresden (Senf-

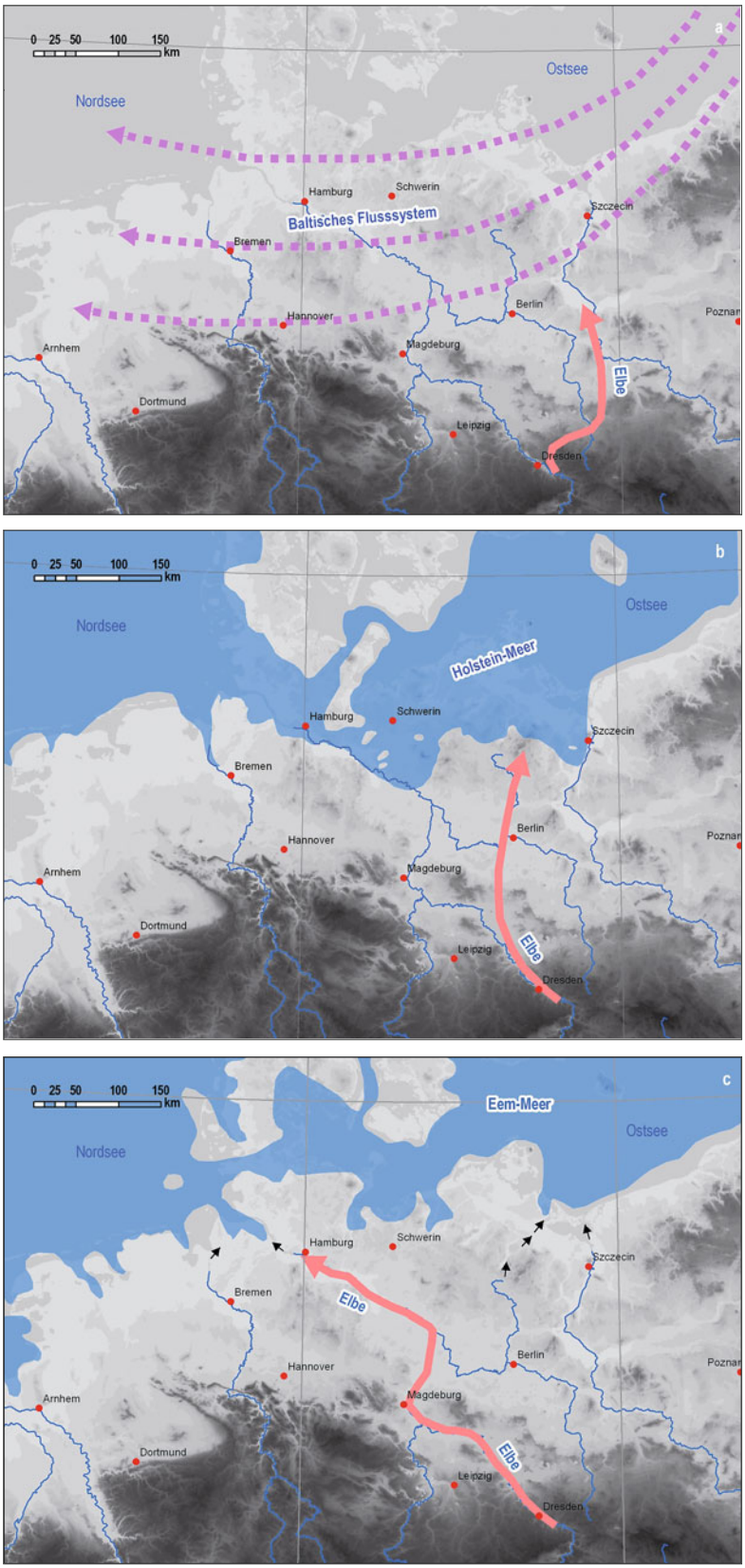


Abb. 12.14 Laufverlegungen der Elbe. (a) Im Altpleistozän war die Elbe ein Nebenfluss des Baltischen Flusssystems. (b) In der Holstein-Warmzeit floss die Elbe über Berlin in die Ostsee. (c) In der Eem-Warmzeit hat die Elbe ihren heutigen Lauf eingenommen.

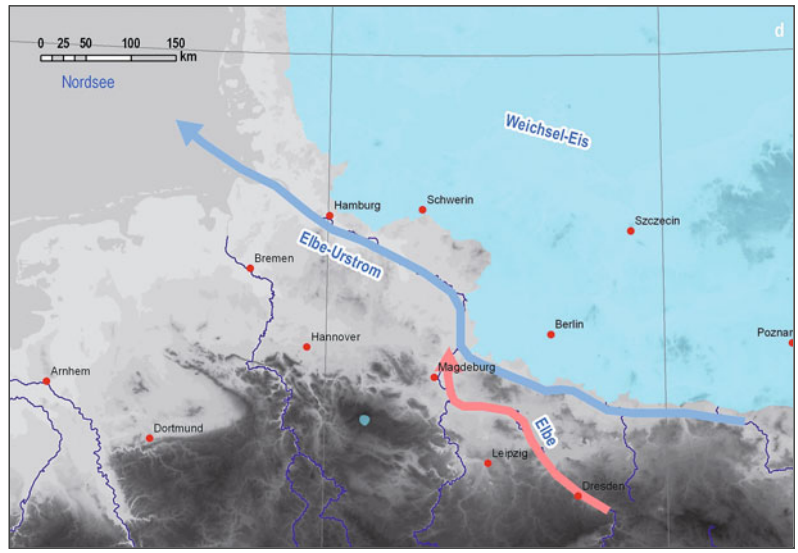


Abb. 12.14 (d) In der Weichsel-Eiszeit war die Elbe ein Nebenfluss des Elbe-Urstroms.

tenberger Elbelauf) und in der Niederlausitz in diesen Sedimenten finden, sind wahrscheinlich mit Eisschollen transportiert worden (Eißmann 1997).

Die Geschichte der Elbe beginnt mit der Ausbildung dieses Senftenberger Elbelaufs im Obermiozän/Pliozän. Im Ältestquartär floss die Elbe ab Pirna über den sogenannten Bautzener Elbelauf nach Nordosten ab. Noch im Frühpleistozän verlegte sie ihren Lauf mehrfach und floss jetzt nach Westen bzw. Nordwesten (Schildauer Elbelauf, Schmiedeberger Elbelauf, frühelsterzeitlicher Streumener Elbelauf; Eißmann 1975, Wolf 1980). Der weitere Verlauf dieser Elbeläufe nach Westen ist unklar. Die Elbe entwässerte zeitweilig durch die Niederlande, wobei Saale, Mulde und Weser zu Nebenflüssen wurden. Während der Elster-Kaltzeit benutzte die Elbe zwischen Dresden und Riesa erstmals das heutige Elbtal und floss am Ende dieser Kaltzeit über Jüterbog und Berlin in die holsteinzeitliche Ostsee (Berliner Elbelauf). Das Vordringen des saalezeitliche Inlandeises zwang die Elbe erneut zu Laufverlegungen. Die Entwicklung während des Drenthe-Vorstoßes ist nicht bekannt. Während des Warthe-Vorstoßes floss die Elbe zunächst über das Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal sowie über das heutige Ohre- und Allertal in Richtung Weser. Erst am Ende der Saale-Kaltzeit hat sie ihren heutigen Lauf eingenommen (Litt & Wansa 2008).

Die Geschichte des Mittel- und Unterlaufs der Elbe ist in starkem Maße durch die pleistozänen Inlandvereisungen geprägt worden. Der Verlauf dieses Teils der Elbe während des Frühpleistozäns und die Laufverlegungen in der Elster-Kaltzeit sind bis heute unbekannt. Erst in den saalezeitlichen Ablagerungen finden sich erste Hinweise auf die Entwicklung der unteren Elbe. So ist im Raum zwischen Gorleben und Lauenburg nach der Holstein-Warmzeit und vor dem Eisvorstoß der Jüngeren Saale-Kaltzeit bereits ein Fluss mit einem südlichen Einzugsgebiet vorhanden gewesen. Dieser Fluss hat milchquarzführende, kiesige Sande abgelagert. Ablagerungen dieses Flusssystems sind jedoch nicht an das heutige Elbtal gebunden (Lübbow, Woltersdorf). Im Kiesspektrum dieser Sande fehlen die hohen Anteile an braunen Sandsteinen und Quarziten sowie die Thüringer-Wald-Porphyre, die für die weichselzeitlichen Sedimente des Elbe-Urstromtales in diesem Flussabschnitt kennzeichnend sind (Schröder 1988).

Die morphologische Entwicklung der Elbe im Zuge der Ausbildung der verschiedenen weichselzeitlichen Urstromtäler ist bereits im Kapitel 5 behandelt worden. Im Folgenden soll auf einige geologisch-sedimentologische Befunde eingegangen werden. Die Basis der weichselzeitlichen Niederterrasse ist im Bereich der Unterelbe zwischen Gorleben und Hamburg rinnenartig in das Liegende eingetieft. Schröder (1988) hat durch seine Untersuchung der Kiesfraktion zeigen können, dass sich die weichselzeitlichen Sande und Kiese der Unter-Elbe von älteren quartären Sedimenten durch eine Beimischung südlicher Komponenten unterscheiden, die aus dem heutigen Einzugsgebiet der Elbe stammen. Hierzu zählen Thüringer-Wald-Porphyre sowie braune Sandsteine und Quarzite. Der Sedimentkörper der weichselzeitlichen Aufschüttung ist zweigeteilt. Am Übergang zur jüngeren Schüttung nimmt der Anteil der südlichen

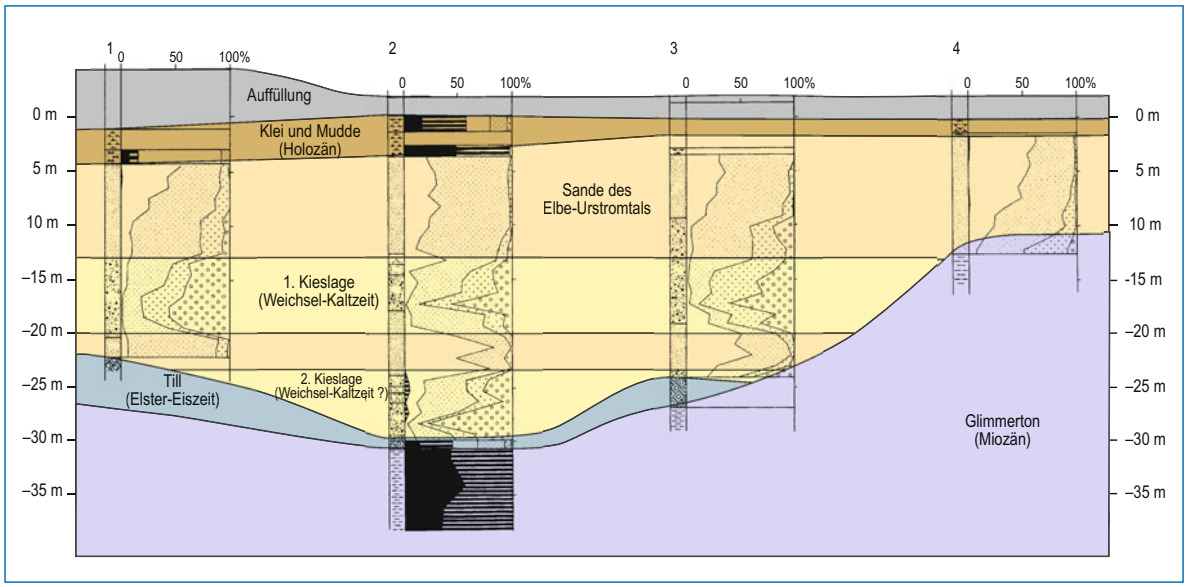


Abb. 12.15 Korngrößenverteilung von vier Bohrungen durch die Sedimente des Elbe-Urstromtals in Hamburg-Georgswerder. Die Verbreitung kiesiger Lagen ist an ehemalige Rinnen gebunden.

Komponenten sprunghaft zu. Während die südlichen Anteile im Raum Gorleben eindeutig nachweisbar sind, wird ihr Anteil in Richtung Westen deutlich geringer. Ehlers (1990a) konnte sie bei Zählungen der Fraktion 3,15–5 mm im Hamburger Raum nicht mehr nachweisen; Meyer hat dagegen selbst westlich von Hamburg noch südliches Material in weichselzeitlichen Elbkiesen gefunden (briefliche Mitteilung). Im Raum Gorleben überlagern beide Schotterkörper ein Vorkommen von Ablagerungen der Eem-Warmzeit, so dass ihr weichselzeitliches Alter als gesichert angesehen werden kann (Schröder 1988). Die tief liegenden Eem-Vorkommen in den Nebentälern der Elbe in Hamburg (Seeve, Alster) belegen, dass das Elbtal bereits in der Eem-Warmzeit als Vorfluter zur Verfügung stand.

Die weichselzeitliche Erosion im unteren Elbtal war gering. Im Wesentlichen hat eine Verfüllung der spätsaalezeitlichen Flussrinnen stattgefunden. Die Kieslagen sind auf die jeweiligen Rinnen beschränkt. Die hoch gelegenen Eem-Torfe am Elbhang bei Schulau und Lauenburg belegen jedoch, dass sich das Elbtal in der Weichselkaltzeit verbreitert hat. Im Hamburger Raum sind die weichselzeitlichen Sande und Kiese des Elbe-Urstromtales vollständig von jüngeren Ablagerungen bedeckt.

Raukar – von der Brandung herauspräparierte Einzelfelsen am Strand von Langhammars auf Fårö, Schweden.

13
Nord- und Ostsee in der Eiszeit

„Zwischen Strandsriddaregården und den Kalköfen von Kyllei war bei Hafsviken ein mählich abfallender Hügel, auf dem viele recht große und massige Kalksteine von 4 bis 6 Klaftern Höhe in einer Reihe standen wie Ruinen von Kirchen oder Schlössern; jene unterhalb des Abhangs waren höher als die oberen, so dass ihre Häupter gleich hoch wirkten. Stand man ein bisschen entfernt, so sahen sie aus wie Statuen, Büsten, Pferde oder was weiß ich für Spukgestalten.“ So beschrieb Carl von Linné im Jahre 1741 die Raukar am Strand der Insel Fårö bei Gotland. Linné war im Auftrag des schwedischen Ständereichstags unterwegs, um die Inseln Öland und Gotland zu erkunden. Linné beschrieb alles, was ihm bemerkenswert erschien – nicht nur die Pflanzen und geologischen Besonderheiten, sondern auch die Bräuche der Einwohner. Er erregte einiges Misstrauen mit diesen Aktivitäten, denn Schweden und Russland steuerten gerade auf eine erneute militärische Auseinandersetzung zu (nach dem Großen Nordischen Krieg von 1700–1721). War dieser merkwürdige Gelehrte am Ende ein russischer Spion? Linné hatte Glück: trotz aller Verdächtigungen kam er mit heiler Haut davon.

Die Raukar sind bis über 10 m hohe Felsen, die als Härtlinge die Erosion durch die Brandung besser überstanden hatten als die umgebenden Kalksteine. Es gibt diese besonderen Felsen auf Gotland, Fårö, Lilla Karlsö und auch auf Öland (bei Byrum). Die meisten Raukar findet man im Strandbereich. Einige stehen noch im Wasser. Auf Grund der fortschreitenden Landhebung sind jedoch manche – so z. B. die 12 m hohe „Jungfrun“ bei Lickershamn – heute bereits dem Einfluss des Meeres und der Brandung entzogen.

Die Nordsee und die Ostsee als Randmeere des Atlantischen Ozeans haben ihre heutige Gestalt erst im Zuge des Eiszeitalters erhalten. Ihre Form verändert sich noch heute.

13.1 Die Entwicklung der Nordsee

Die Warmzeiten des Eiszeitalters sind keine Phasen der Formungsruhe. An den Küsten der Nord- und Ostsee laufen auch heute starke Veränderungen ab. Die Nordsee gehört ebenso wie große Teile Englands, die Niederlande, Norddeutschland, Dänemark und Teile Polens seit dem ausgehenden Paläozoikum zu einem Senkungsraum. Die Nordsee ist damit älter als der Atlantik, dessen Öffnung durch das Auseinanderdriften der Nordamerikanischen und der Eurasischen Platte erst im Jura einsetzte. Die Senkung wurde wiederholt von Hebungsphasen unterbrochen. Zwar sind die meisten Abschnitte der jüngeren Erdgeschichte im Nordseeraum durch Meeresablagerungen vertreten, aber nicht alle. Die roten Buntsandsteinfelsen von Helgoland verdanken ihre Entstehung z. B. einer terrestrischen Sedimentation. Auf lange Sicht überwog jedoch im Nordseeraum eindeutig die Senkungstendenz. Die Mächtigkeit der Sedimentgesteine beträgt in Ostfriesland etwa 4500 m, in Dithmarschen etwa 6000 m. Erst seit dem Miozän konzentrieren sich die Senkungsbewegungen auf das Gebiet der heutigen Nordsee. Die Mächtigkeit der tertiären Ablagerungen beträgt im zentralen Teil des Beckens bis zu über 3500 m (Petroleum Exploration Society of Great Britain 2007).

Die Senkung des Nordseebeckens setzte sich im Quartär fort. Während die Mächtigkeit der quartären Sedimente bei Sylt nahe Null ist (Aufragung des pliozänen Kaolinsands), beträgt sie in der Mitte der Nordsee an der Spitze des „Entenschnabels“ etwa 830 m (Brückner-Röhling et al. 2005).

Der Boden der Nordsee ist außerordentlich eben. Es ist daher nur in wenigen Fällen möglich, aus den heutigen Oberflächenformen Rückschlüsse auf die

quartäre Entwicklung zu ziehen; man ist bei der Rekonstruktion der eiszeitlichen Überprägung fast ausschließlich auf die Ergebnisse geologischer und geophysikalischer Untersuchungen angewiesen. Dies bietet Vor- und Nachteile. Während im festländischen Bereich der Bau des Untergrundes aus punktuellen Informationen (Bohrungen) rekonstruiert werden muss, bieten im marinen Bereich seismische Verfahren nicht nur die Möglichkeit, den Aufbau ganzer Profilschnitte kontinuierlich zu erfassen, sondern darüber hinaus kann in vielen Gebieten mit Hilfe von 3D-Seismik der räumliche Bau der Schichten ermittelt werden. Die dabei ausgegliederten seismostratigraphischen Einheiten lassen sich jedoch nicht unmittelbar mit der festländischen Litho- und Chronostratigraphie korrelieren. Dies geht nur über die Auswertung gezielt angesetzter Bohrungen, die als Richtprofile innerhalb des seismostratigraphischen Grundgerüsts verwendet werden können.

Die Oberfläche des Nordseebodens weist nur wenige morphologische Besonderheiten auf. Hierzu gehören die nicht vollständig verfüllten Reste weichselzeitlicher Rinnen (z. B. Outer Silver Pit) sowie das große Stauchmoränengebiet der Doggerbank. Auch die kiesreichen Gebiete des Nordseebodens, wie z. B. der Borkum-Riffgrund, werden als Endmoränen gedeutet. Seismische Untersuchungen haben darüber hinaus an einigen Stellen starke Stauchungen des Untergrunds nachgewiesen. Hierzu zählen die von Borth-Hoffmann (1980) beschriebenen Strukturen nördlich von Helgoland und die von Andersen (2004) entdeckten Stauchungen westlich der dänischen Insel Mandø. In beiden Fällen ist der Gletscherdruck aus östlicher bis ostnordöstlicher Richtung erfolgt; die Störungen im dänischen Wattenmeer fallen mit einem Winkel von 10–40 Grad ein und reichen bis in eine Tiefe von 200–360 m. Die Stauchschuppen lassen sich in nord-südlicher Richtung über 5 km weit verfolgen (Andersen 2004). Die meisten Bereiche des Nordseebodens sind jedoch nicht von den Gletschern gestaucht worden und die ungestörte Schichtenlagerung überwiegt.

Nähere Auskunft über die eiszeitliche Entwicklung der Nordsee geben die quartären Ablagerungen. Das Unter- und Mittelpleistozän der mittleren und nördlichen Nordsee besteht fast ausschließlich aus Meeresablagerungen. Die auffälligste Besonderheit in den seismischen Profilen ist eine Diskordanz, die wahrscheinlich durch die Elster-Kaltzeit hervorgerufen worden ist. In der südlichen Nordsee wird diese Diskordanz von bis zu 550 m mächtigen Ablagerungen des Unter- und Mittelpleistozäns unterlagert. Diese Sedimente sind im wesentlichen Deltaablagerungen der großen Flüsse, insbesondere von Rhein und Maas, die während der Kaltphasen des frühen Pleistozäns bei abgesenktem Meeresspiegel weit in die Nordsee hinein vorgeschüttet worden sind. Sie bilden die seewärtigen Enden der kaltzeitlichen Flussterrassen. Oberhalb der Diskordanz befinden sich überwiegend glaziomarine Ablagerungen, die im Gegensatz zur gleichmäßigen Schichtung der älteren Sedimente Gletscherstauchungen aufweisen können und an vielen Stellen durch tiefe, unter dem Eis geformte Schmelzwasserrinnen zerschnitten sind.

In der mittleren und nördlichen Nordsee lassen sich innerhalb der Ablagerungen des Unter- und Mittelpleistozäns keine gesonderten Einheiten ausgliedern. Die Schichtenfolge wird unter dem Begriff Aberdeen Ground Formation (mittlere Nordsee) bzw. Shackleton Formation (nördliche Nordsee) zusammengefasst. Die älteste sicher nachgewiesene Vereisung aus dem Bereich der Nordsee hat sich um etwa 1,1 Millionen Jahre vor heute abgespielt. Till dieser Vergletscherung wurde an der Basis der Norwegischen Rinne unmittelbar über Schichten des Oligozäns gefunden (der sogenannte „Fedje Till", Sejrup et al. 2000).

Es gibt Hinweise darauf, dass bereits vor der Elsterkaltzeit eine größere Vergletscherung das Gebiet der Nordsee betroffen hat. Graham (2007) hat bei der Auswertung von 3D-Seismik im Bereich des Witch Ground in der mittleren Nordsee innerhalb von Ablagerungen der Aberdeen Ground Formation in 130–170 m Tiefe von Eisbergen erzeugte Gletscherschrammen gefunden. Paläomagnetische Untersuchungen der BGS-Bohrung 77/02 deuten darauf hin, dass die Schrammen cromerzeitlichen Alters sein dürften. Das Schrammensystem wird von subglazialen Rinnen gekreuzt, die mindestens elsterzeitlichen Alters sind.

In der südlichen Nordsee belegen Stauchungen der unter- und mittelpleistozänen Ablagerungen im Gebiet der Brown Bank und im niederländischen Sektor einen ersten (wahrscheinlich elsterzeitlichen) Eisvorstoß bis mindestens 52°20' N. In East Anglia reichen die Elster-Tills und kleine eiszeitliche Rinnen bis in den Bereich von Ipswich (52° N). Es wird davon ausgegangen, dass in der Elster-Kaltzeit ein Kontakt zwischen britischem und skandinavischem Eis bestanden hat (Long et al. 1988). Die Verbreitung von Tills am Boden der Nordsee ist jedoch äußerst lückenhaft. Wo Moränenmaterial gefunden wird, ist eine genaue altersmäßige Einstufung oft nur schwer möglich. So sprechen Beets et al. (2005) denn auch nur von zwei „mittelpleistozänen" Moränenlagen, die im niederländischen Sektor bei 54° N und 5° E erbohrt worden sind.

Die ältesten Rinnen der südlichen Nordsee sind im Wesentlichen mit subglazialen und glaziolakustrinen Ablagerungen der Elster-Kaltzeit gefüllt. Im oberen Teil der Rinnenfüllung kommen auch holsteinzeitliche marine Ablagerungen vor. In der Mittleren Nordsee ist die Situation dagegen anders. Hier fehlt die elsterzeitliche Rinnenfüllung weitgehend, und geringmächtige holsteinzeitliche Sedimente nahe der Rinnenbasis werden von saalezeitlichen glaziomarinen Schichten überlagert. In diesem Bereich der Nordsee ist auch während der Weichsel-Kaltzeit eine große Zahl von Rinnen nicht verfüllt worden. Hierzu gehört das Devil's Hole, eine Gruppe von bis zu 150 m tiefen Rinnen etwa 200 km östlich von Dundee. Die Rinnen sind 1 bis 2 km breit und 20 bis 30 km lang (Long & Stoker 1986).

Mit Hilfe der 3D-Seismik lässt sich auch der Verlauf der verfüllten Rinnen am Boden der Nordsee recht genau rekonstruieren. Die Zahl der Rinnengenerationen übersteigt die Zahl der nachgewiesenen Vereisungen. Kristensen et al. (2007) unterscheiden sieben größere Phasen der Rinnenbildung, die sie Eisrand-Oszillationen mehrerer Vereisungen zurechnen.

In den Niederlanden ist das Eis der Saale-Vereisung bis südlich von Amsterdam vorgestoßen. Man ist früher davon ausgegangen, dass sich skandinavisches und britisches Eis in der Nordsee getroffen haben (Rappol et al. 1989). Im niederländischen Sektor der Nordsee lässt sich der entsprechende Till von der Küste aus lediglich bis etwa 40 km seewärts verfolgen (Joon et al. 1990). Saalezeitlicher Till fehlt auch im größten Teil der mittleren und nördlichen Nordsee. Aber da Till überwiegend in den höheren Geländeteilen abgelagert gewesen sein dürfte, gibt es am Boden der Nordsee generell weniger Till als auf dem Festland. Daraus sollte nicht abgeleitet werden, dass in der südlichen Nordsee kein Kontakt zwischen britischem und skandinavischem Eis bestanden hat. Die saalezeitlichen Eisbewegungsrichtungen in den Niederlanden und in Norddeutschland (Ehlers 1990) sowie die Verbreitung der subglazialen Rinnen sprechen eher für eine ausgedehnte saalezeitliche Vergletscherung des Nordseebeckens (Graham et al. 2007).

Der glaziale Formenschatz steuerte in den Warmzeiten die Ausdehnung der jeweiligen Transgressio-

Abb. 13.1 Ehemalige Hochstände (oder Tiefstände) des Meeres lassen sich an den entsprechenden Oberflächenformen ablesen. Dazu gehören Brandungshöhlen (links, Elgol, Isle of Skye) oder marine Terrassen (rechts, verfestigte Kiese der sogenannten *Patella beach*, Gower-Halbinsel, Wales).

nen. So drang das Holstein-Meer in großen Förden, die dem Verlauf elsterzeitlicher Tunneltäler folgten, weit ins Innere Dänemarks, Norddeutschlands, der Niederlande und Belgiens ein. In East Anglia sind Meeresablagerungen im Nar Valley nachgewiesen, etwa 20 km von der heutigen Küste entfernt. Mit der Überflutung ging jedoch eine starke Sedimentumlagerung einher, die zur Abtragung hochgelegener Grundmoränenflächen und zu einer Verfüllung der tiefen Rinnen führte.

Die Ausdehnung des letzten Vorläufers der heutigen Nordsee in der Eem-Warmzeit ist relativ gut bekannt. Die Transgression des Eem-Meeres blieb in der Regel hinter der Maximal-Ausdehnung der holozänen Nordsee zurück. Die großen Meeresbuchten des Holozäns sind jedoch jeweils durch eemzeitliche Vorläufer gekennzeichnet (Zuider Zee, Lauwerszee, Dollart, Jadebusen). In der Hadelner Bucht drang die Nordsee bis in den Raum Bederkesa vor. In Schleswig-Holstein bestand zeitweilig eine Verbindung zwischen Nord- und Ostsee (etwa entlang des heutigen Nord-Ostsee-Kanals) (Streif 2004).

Diese Angaben sagen nichts über den tatsächlichen Verlauf der Küstenlinie zu einem bestimmten Zeitpunkt aus. Über die Küstenentwicklung des Eem-Meeres liegen nur wenige Informationen vor. Im Gegensatz zu den weit landeinwärts reichenden Förden des Holstein-Meeres sind die Meeresbuchten der Eem-Warmzeit von geringerer Ausdehnung. Sie folgten im Wesentlichen ehemaligen Flusstälern. Da die Dauer der Eem-Warmzeit der des Holozäns ähnlich war, muss damit gerechnet werden, dass sich ähnlich wie heute eine Barriereküste ausgebildet hat, auch wenn der Meeresspiegel im Bereich des heutigen Wattenmeeres zur Eem-Zeit tiefer lag. Für die Existenz einer Barriereküste spricht auch die Zusammensetzung der Fauna der Ablagerungen an der dänischen Nordseeküste (Konradi et al. 2005). Belege hierfür konnten jedoch bisher nicht festgestellt werden. Es muss angenommen werden, dass die Barriere weiter seewärts lag und der marinen Erosion im Holozän zum Opfer gefallen ist.

Während an der englischen Ostküste die Vorkommen eemzeitlicher Sedimente auf einen deutlich höheren Meeresspiegelstand hinweisen (in der als tektonisch „stabil“ angesehenen Zone lag er bei etwa + 7,5 m), liegen die Oberflächen der holstein- und eemzeitlichen marinen Sedimente in Norddeutschland deutlich tiefer als der heutige Meeresspiegel. Dies wird auf die allgemeine Senkungstendenz der deutschen Nordseeküste zurückgeführt, die in den hier betrachteten Zeiträumen von gut 100 000 bzw. 200 000 Jahren bereits stark zum Tragen kommt, während sie innerhalb des kurzen Abschnitts der holozänen Transgression (unter 10 000 Jahre) keine nennenswerte Rolle spielt.

In der Weichsel-Vereisung, als der Meeresspiegel um etwa 110–130 m abgesenkt war (Shackleton 1987), waren die eisfreien Gebiete am Nordseeboden ebenso wie das heutige Festland periglazialer Umformung ausgesetzt. Es sind Spuren von Eiskeilen gefunden worden, und am Boden der südlichen Nordsee lassen sich Flugsandvorkommen nachweisen. Auch die asymmetrische Verfüllung einer Reihe von Rinnen mag auf periglaziale Solifluktion zurückzuführen sein. Eine geschlossene Tilldecke (Bolders Bank Formation) lässt sich von der Küste East Anglias über 100 km weit nach Nordosten verfolgen. Glaziolakustrine Tone und Diamikton sind südlich und östlich der Doggerbank gefunden worden. Weiter im Norden sind dagegen die Vorkommen von Tills der Weichsel-Vereisung auf einen meist unter 100 km breiten Streifen östlich der britischen Küste begrenzt. Nach neueren Erkenntnissen haben sich britisches und skandinavisches Eis nicht nur während der frühen Weichsel-Kaltzeit (MIS 4), sondern auch während des Weichsel-Maximums getroffen (Graham et al. 2009). Ältere Vorstellungen, dass Teile Schottlands (Caithness) in der Weichsel-Eiszeit eisfrei geblieben seien, haben sich nicht bestätigt (Ballantyne & Hall 2008). Der Abfluss des daraus resultierenden Eisstausees in Richtung Süden ist in den Sedimenten am Fuß des Kontinentalabhanges in der Biskaya klar erkennbar (Toucanne et al. 2010).

Das Ausgangsrelief der heutigen Nordsee vor der holozänen Transgression wurde in erster Linie durch die pleistozänen Vereisungen geprägt. Grundsätzlich kann man davon ausgehen, dass sich der pleistozäne Formenschatz, den man heute auf dem Festland findet, auch in den Bereich des Nordseebeckens erstreckt hat. Das Elbe-Urstromtal lässt sich am Boden der Nordsee bis in den Bereich der Weißen Bank verfolgen (Figge 1980).

Am Ende der Weichsel-Eiszeit stieg der Meeresspiegel relativ rasch wieder an. Torfvorkommen belegen, dass die Doggerbank im Boreal noch Festland war. Um 9000 vor heute erreichte die Transgression erst die -45 m-Linie (Vink et al. 2007). Bevor das Meer im Atlantikum bis in den Bereich der heutigen Küste vordrang, kam es auf Grund der veränderten Vorflutverhältnisse zu einer zunehmenden Vernässung des Küstenbereiches, und es setzte ausgedehnte Vermoorung ein. Hierbei entstand der sogenannte Basaltorf (das unterste Glied der holozänen Schichtenfolge), der sich in Bohrungen fast im gesamten Küstenbereich nachweisen lässt.

Tsunami

Der Kontinentalsockel fällt steil in Richtung Tiefsee ab. Im Laufe der Vereisungen hatte sich auf dem Kontinentalhang vor der norwegischen Küste ein Sedimentkörper ausgebildet, dessen Lagerung nicht sehr stabil war. So kam es etwa 8150 Jahre vor heute etwa 100 km seewärts von Ålesund zu einer gewaltigen Rutschung (Storegga Slide), bei der 2400 km^3 Sediment den Kontinentalabhang hinunter glitten. Modellrechnungen zeigen, dass sich die Rutschung mit einer Geschwindigkeit von etwa 25–30 m/s vollzogen hat, wobei es zur Ausbildung einer bis zu 20 m hohen Flutwelle gekommen ist. Die Sedimente, die von dieser Flutwelle mitgerissen worden sind, wurden als Sand- und Kiesschicht in den Moor- und Marschgebieten der angrenzenden Küsten abgelagert. Sie sind bei fortschreitender Vermoorung nachträglich wieder von Torf bedeckt worden. Die Spuren dieses Storegga-Tsunami sind in Norwegen, in Schottland und auf den Shetland-Inseln im Gelände nachweisbar (Bondevik et al. 2003, 2005).

Abb. 13.2 Tsunami-Lage (helle Schicht) innerhalb der Torfe bei Sullom, Shetland-Inseln. Durch eine große Rutschung am Kontinentalhang ist vor gut 8000 Jahren eine Seebebenwelle ausgelöst worden, die die Küsten der nördlichen Nordsee betroffen hat.

Unter dem Einfluss des milden Klimas im Atlantikum schmolzen die Reste der zirkumpolaren Eiskappen ab. Um 5000 vor heute waren die letzten Reste des laurentischen Inlandeises in Nordamerika verschwunden. Dadurch verlangsamte sich auch der postglaziale Meeresspiegelanstieg erheblich. Die Öffnung des Ärmelkanals brachte eine Veränderung der Tideverhältnisse mit sich und beeinflusste damit die Sedimentation an den Küsten der südlichen Nordsee (Streif 1986). Später kam es im Küstenbereich bei zunehmendem Süßwassereinfluss zu ausgedehnter Vermoorung. Diese Phase der Regression fand an der niederländischen Küste etwa 1700 v. Chr. ihr Ende. An der deutschen und dänischen Küste machte sich die erneute Transgression erst später bemerkbar. Sie dauert, mit einer Unterbrechung während der „Kleinen Eiszeit", bis heute an.

Während der ersten Jahrtausende des Holozäns erfolgte der Anstieg des Meeresspiegels außerordentlich rasch. Das machte sich nicht nur in der Vertikalen bemerkbar, sondern auch in der Horizontalen. Ein Anstieg von 3,3 cm pro Jahr, wie er um 8500 vor heute zu verzeichnen war, scheint nicht allzu hoch, aber bei dem geringen Gefälle des Nordseebodens hatte er erhebliche Veränderungen in der Konfiguration der Küstenlinie zur Folge. Hinrich Bäsemann (1979) hat ausgerechnet, dass das Meer damals pro Jahr 267 m landwärts vordrang. Unter diesen Bedingungen reichte die Zeit nicht aus, dass sich eine Ausgleichsküste oder ein Barrieresystem wie im heutigen Wattenmeer aufbauen konnte.

Die Situation änderte sich in dem Moment, als etwa 8000 vor heute die horizontale Transgression nahezu zum Erliegen kam. Dies war die Geburts-

stunde der heutigen Küstenbarriere. In der Folge entstand im Bereich der niederländischen Küste ein Strandwallsystem, in dessen Schutz sich lagunäre Ablagerungen und Wattsedimente in großer Mächtigkeit bilden konnten. Auf den Strandwällen wurden schon bald Dünen aufgeweht. Diese sogenannten „Alten Dünen" – lassen sich an der holländischen Westküste von südlich Den Haag bis nördlich Alkmaar verfolgen. In dieser ersten Phase der Barrierebildung stieg der Meeresspiegel noch immer so rasch an (0,1-0,06 cm/Jahr), dass der Sedimentnachschub nicht ausreichte, um die entstehenden Watten aufzufüllen. Um 3000 v.Chr. nahm die Sedimentzufuhr so stark zu, dass sich die Strandwälle zu einer durchgehenden Küstenbarriere schließen konnten, in deren Schutz sich Seen, Süßwassermarschen und Moore ausbreiten konnten (Beets et al. 2003).

Die Entwicklung der Nordseeküste ist nicht überall synchron erfolgt. Zum Teil werden großräumige Tendenzen durch lokale paläogeographische Besonderheiten verdeckt (Streif 1990). Eine Übertragung der aus den Niederlanden bekannten Untergliederung des nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstiegs in eine Calais- und eine Dünkirchen-Transgression (mit 4 bzw. 5 Transgressionsphasen) auf den Bereich der deutschen Nordseeküste ist daher nur zum Teil möglich.

Die Bildung der heutigen Küstendünen, der „Jungen Dünen", begann in größerem Umfang im 12. Jahrhundert und verstärkte sich vor allem im 15. und 16. Jahrhundert, als durch frischen Uferabbruch große Mengen von Sand für den äolischen Transport zur Verfügung standen. Die Gestalt der Küstenlinie hatte sich inzwischen stark verändert. Teile des alten Dünen- und Strandwallsystems waren abgetragen worden, andere lagen infolge großräumiger Verlandungstendenzen weit landeinwärts (Holland, Dithmarschen, Eiderstedt). Aus historischen Quellen lässt sich belegen, dass die Hauptphase der jungen Dünenbildung an der holländischen Festlandsküste im 17. Jahrhundert abgeschlossen war (Zagwijn 1984). Dasselbe gilt im Prinzip für die Dünen auf den Barriereinseln.

Die heutigen Barriereinseln des Wattenmeeres sind sehr junge Gebilde. Die Existenz Langeoogs lässt sich frühestens ab 3000 v. h. belegen (Barckhausen 1969), die ältesten Salzmarschablagerungen (Grodenschichten) auf Juist ergeben ein ^{14}C-Alter von 1965 ± 130 Jahren v. h. Für die Entstehung der Düneninseln werden Veränderungen im Tidegeschehen und eine verstärkte Sandzufuhr verantwortlich gemacht.

Die Inselbarriere der Nordsee (wie andere Inselbarrieren, z. B. die der amerikanischen Ostküste) passt sich Änderungen des Meeresspiegels an. Ein steigender Meeresspiegel führt zu einer landwärtigen Verlagerung der Barriere. Unter natürlichen Bedingungen vollzieht sich dieser Prozess unter seeseitigem Dünenabbruch und äolischem Sandtransport ins Inselinnere, bei gleichzeitiger Durchbrechung der Dünenzüge und „Washover-Prozessen". Die Festlegung der Dünenzüge und die starre Küstenverteidigung wirken dieser natürlichen Anpassung entgegen; es bedarf entsprechend großer Anstrengungen, die Küstenlinie in der derzeitigen Position zu halten (Ehlers 2009).

Abb. 13.3 Ein breiter Strand, wie hier auf Juist, ist ein Hinweis auf eine positive Sandbilanz.

Abb. 13.4 Kliffküsten im Abbruch. Durch Uferabbruch zerstörte Straße bei Holmpton, Halbinsel Holderness, Yorkshire, England (links), durch Rutschung zerstörte Strandtreppe, Ristinge Klint, Langeland, Dänemark (rechts).

Juist ist eine der wenigen Ostfriesischen Inseln, die innerhalb der letzten hundert Jahre von der Natur begünstigt waren. Im Jahre 1913 hatte man – wie vorher schon auf den Nachbarinseln – Eine Ufermauer und Buhnen zum Schutz des Ortes gebaut. Eine überflüssige Maßnahme. Buhnen und Mauer sind in kurzer Zeit unter frisch aufgewehten Dünen verschwunden und bis heute nicht wieder aufgetaucht. Doch die Ruhe trügt. Der Westteil der Insel hat in den letzten Jahren einen erheblichen Rückgang der Randdünen hinnehmen müssen. Im Winter 2006/2007 gingen mehr als 20 m verloren. Der Durchbruch der See durch die Dünen kann nur durch Sandvorspülungen verhindert werden.

Der Rückgang der Küstenlinie fast entlang der gesamten Nordseeküste ist im Wesentlichen ein Resultat des Meeresspiegelanstiegs. Weltweit wird gegenwärtig von einem Meeresspiegelanstieg von etwa 20 cm/Jahrhundert ausgegangen (IPCC 2007). Abgesehen von regionalen Unterschieden kann dieser Wert kurzfristig erheblich unter- oder überschritten werden. So würden die an 12 Pegeln der deutschen Nordseeküste für die Zeit von 1959–83 gemessenen Werte einem Meeresspiegelanstieg von 64 ± 15 cm pro Jahrhundert entsprechen (Jensen 1984). Der Meeresspiegelanstieg liegt im Nordseeraum jedoch erheblich unter diesen Werten. Extrapolationen aus so kurzen Zeitreihen sind immer problematisch. Der heutige Anstieg des Meeresspiegels lässt sich nicht allein mit dem weiteren Abschmelzen der Gletscher erklären; man muss davon ausgehen, dass die thermische Ausdehnung des Meerwassers einen wesentlichen Anteil an der gegenwärtigen Transgression hat. Der Meeresspiegelanstieg ist auch heute nicht abgeschlossen. Besonders exponierte Teile der Küsten von Nord- und Ostsee werden weiterhin im Abbruch liegen.

13.2 Die Entwicklung der Ostsee

Die frühe Entwicklung der Ostsee (vor der Weichsel-Kaltzeit) ist weitgehend unbekannt. Zur Zeit des Baltischen Flusssystems (vom Tertiär bis zum Waalian) sind Flussablagerungen aus skandinavischem Herkunftsgebiet bis nach Norddeutschland und bis in die Niederlande geschüttet worden. Hierzu gehören die Loosener Kiese in Mecklenburg und die Kaolinsande von Sylt. Während ihrer Aufschüttung kann die Ostsee-Senke noch nicht existiert haben. Die weitere Entwicklung vom Menapian bis zur Elster-Kaltzeit ist unbekannt. Ob und wie weit frühe Vergletscherungen in dieser Zeit eine Ur-Ostsee erzeugt haben, lässt sich zur Zeit nicht klären. Es steht jedoch außer Zweifel, dass bei der Formung der Ostsee glaziale Ausschürfung eine wesentliche Rolle gespielt hat und dass sich die Ostsee-Senke im Laufe des Quartärs erheblich vergrößert hat. Der geringe Anteil an Flint und Schreibkreide in den Elstermoränen Norddeutschlands deutet darauf hin, dass seinerzeit die Tertiärdecke über den Kreidegebieten der westlichen Ostsee erst zu einem geringen Maße ausgeräumt gewesen sein dürfte (Meyer 1991).

Erste deutliche Hinweise auf die Existenz eines Ostsee-Vorläufers stammen aus der Holstein-Warm-

Abb. 13.5 Maximale Ausdehnung der Ostsee in der Eem-Warmzeit. In Schleswig-Holstein bestand eine Verbindung zwischen Nord- und Ostsee. Große Teile Finnlands und des nordwestlichen Russlands waren überflutet.

zeit. Aus dem Kaliningrad-Distrikt und Lettland sind Vorkommen mariner Ablagerungen des Holstein-Interglazials beschrieben worden (Marks & Pavlovskaya 2003, Zels & Markots 2004). Die beiden Holstein-Vorkommen in Estland bestehen dagegen aus terrestrischen Bildungen (Raukas et al. 2004). In Polen gibt es lediglich im Nordosten an der Grenze zur russischen Exklave Kaliningrad marine Holstein-Ablagerungen. In Deutschland lässt sich die Holstein-Transgression (von der Nordsee her kommend) bis ins östliche Mecklenburg-Vorpommern, in brackischer Fazies bis ins nordwestliche Brandenburg nachweisen (Müller 2004a). Mehrere marine Holstein-Vorkommen im westlichen Mecklenburg und nordöstlichen Niedersachsen weisen auf einen Meeresarm hin, der die holsteinzeitlichen Vorläufer der Nord- und Ostsee über die Unterelbe-Bucht miteinander verband.

Dass die Gletscher der Älteren Saale-Vereisung die Ostsee-Senke gequert haben, ohne in ihrer Fließrichtung wesentlich beeinflusst worden zu sein (Meyer 1991) spricht nicht unbedingt gegen die Existenz eines holsteinzeitlichen Ostsee-Vorläufers. Derselbe Vorgang hat sich während der Weichsel-Eiszeit wiederholt – zu einer Zeit also, als die Ostsee-Senke mit Sicherheit vorhanden gewesen ist. Für das Verhalten des Gletschers scheinen eher eisdynamische Gründe als das vorgefundene Relief maßgeblich gewesen zu sein (Ehlers 1990).

Das Eem-Meer hat große Teile der Ostsee-Senke ausgefüllt. Marines Eem ist in Dänemark, Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern nachgewiesen worden. Das durch Bohrungen entlang des Nord-Ostsee-Kanals belegte Vorkommen von marinen Eem-Sedimenten deutet auf eine schmale Verbindung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee hin (Kosack & Lange 1985). In Mecklenburg-Vorpommern reichte das Eem-Meer in mehreren Buchten einige Zehner von Kilometern weit landeinwärts. Die größte dieser Buchten reichte von Rostock über Laage bis nach Bützow (Müller 2004b). In Polen werden zwei Transgressionen des Eem-Meeres unterschieden. Hier hat im unteren Weichseltal eine weite Bucht über Gdansk hinaus landeinwärts gereicht (Makowska 1979). Über die weitere Ausdehnung des Eem-Meeres nach Osten und Nordosten besteht zur

Abb. 13.6 Muschelführender mariner Ton aus der Eem-Warmzeit, Ristinge Klint, Langeland, Dänemark.

Zeit noch keine vollständige Klarheit. Aus Schweden gibt es wenige Informationen über den Meeresspiegel der Eem-Warmzeit (Robertsson 2000). Fest steht aber, dass die Eem-Transgression nicht nur die finnische Küste erreicht, sondern auch Teile des nördlichen Russland betroffen hat (marines Eem nachgewiesen bei Mga und Petrozavodsk). Der weiter nach Osten reichende marine Einfluss wird mit der größeren Ausdehnung des Saale-Eises und der damit verbundenen andersartigen Enteisung erklärt (Forsström et al. 1988). Das Modell von Lambeck et al. (2006) zeigt die Eisverteilung Ende der Saale-Kaltzeit und das anschließende Vordringen des Meeres (vgl. Kapitel 14). Die Eem-Transgression war der letzte Meeresvorstoß in den Bereich der Ostsee vor dem Holozän. Im Rahmen des BALTEEM-Projekts sind zahlreiche neue Erkenntnisse über Ausdehnung und Geschichte des Eem-Meeres im Bereich der Ostsee gewonnen worden (Knudsen & Gibbard 2006, Kristensen & Knudsen 2006).

Dass im Bereich der Ostsee nach der letzten Eiszeit erhebliche Veränderungen des Meeresspiegels zu verzeichnen gewesen sind, ist bereits seit dem frühen 18. Jahrhundert bekannt. De Geer (1888/90) hat als erster eine Karte der höchsten nachgewiesenen Meeresstände in Schweden konstruiert. Wenige Jahre später (de Geer 1896) konnte er die Grundprinzipien der postglazialen Entwicklung der Ostsee darlegen und gleichzeitig die Auswirkungen der Isostasie für Skandinavien überzeugend demonstrieren. Der Einfluss der Eustasie war zu der Zeit allerdings noch unbekannt; er sollte erst ein Vierteljahrhundert später durch Nansen (1922) und vor allem durch Ramsay (1924) nachgewiesen werden.

Die Entwicklung der Ostsee am Ende der letzten Eiszeit lässt sich in vier große Phasen untergliedern:

1. Baltischer Eisstausee	bis 10 200 vor heute
2. Yoldia-Meer	10 200 – 9 300 vor heute
3. Ancylus-See	9 300 – 8 000 vor heute
4. Litorina-Meer	8 000 – heute.

Von den vier Hauptstadien der Ostseeentwicklung wurde der Baltische Eisstausee zuletzt entdeckt. Um die Wende vom 19. Zum 20. Jahrhundert war man noch der Auffassung gewesen, dass das Ostseebecken mit Eis erfüllt gewesen sei, bis schließlich das Yoldia-Meer einbrach. Munthe (1902) hat in seiner Beschreibung der Geologischen Karte Blatt Kalmar als erster ein Eisstausee-Stadium vor der Ausbildung des Yoldia-Meeres angenommen. Heute weiß man, dass sich der Baltische Eisstausee allmählich aus einer großen Zahl lokaler Eisstauseen entwickelt hat, die erst beim Eisfreiwerden der Ostseesenke zu einem einheitlichen Seebecken zusammenwachsen konnten (Kvasov 1978). Der Baltische Eisstausee hat sich wahrscheinlich nicht bis in den Nordostteil Finnlands ausgedehnt, wie Sauramo (1958) angenommen hatte. Auch die Vorstellung, dass dem Stadium des Eisstausees ein spätglazialer Meereseinbruch vorausgegangen sei (*Late-glacial Yoldia-Sea* nach Sauramo 1958), hat sich nicht bestätigt (Hyvärinen & Eronen 1979).

Abb. 13.7 Während des Vereisungsmaximums der Weichsel-Kaltzeit war das Ostseebecken vollständig vom Eis gefüllt. Am Eisrand bildeten sich in den großen Flusstälern Eisstauseen.

Abb. 13.8 Um 13 900 vor heute hatte sich das Eis aus dem Südteil des Ostseebeckens zurückgezogen. Die deutsche und polnische Ostseeküste lag im Bereich isostatischer Hebung und wurde daher zu dieser Zeit nicht von der Ostsee erreicht.

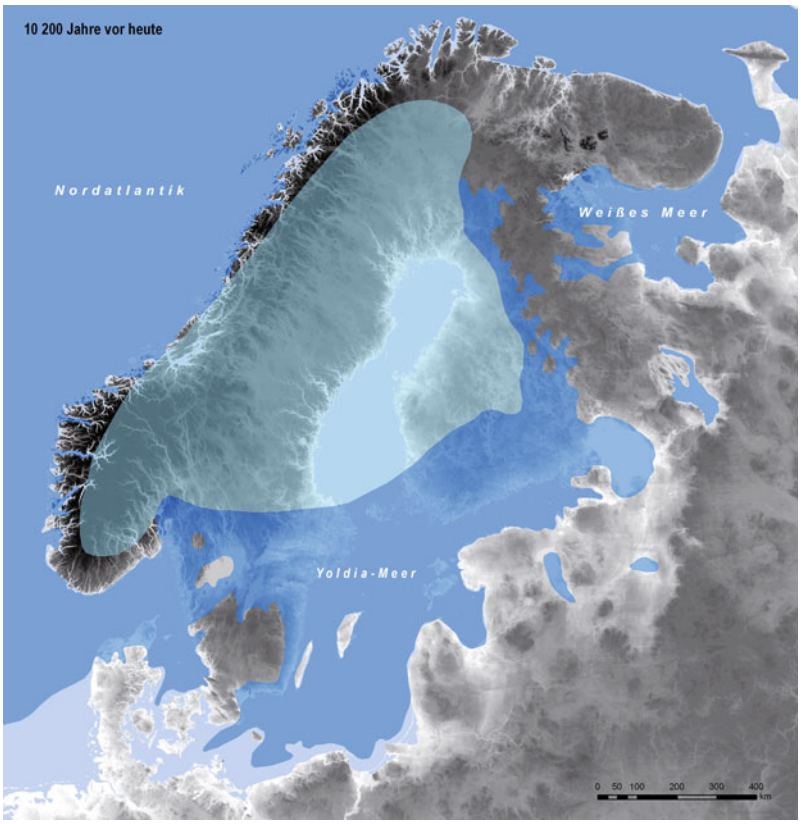


Abb. 13.9 Vor 10 200 Jahren entstand über den Närkesund (nördlich des Vättersees) eine Verbindung der Ostsee zum Weltmeer. Das Yoldia-Meer bedeckte Teile Südschwedens und erstreckte sich über große Teile Finnlands.

Der Überlauf des Baltischen Eisstausees war nach Westen gerichtet; der Seespiegel lag über dem Spiegel des Weltmeeres. Den Westrand des Sees im Ostseebecken bildete die Darßer Schwelle. Form und Größe des Sees änderten sich rasch, in Abhängigkeit vom weiteren Abschmelzen des Eises und von der fortgesetzten Landhebung. Björck & Digerfeldt (1984, 1989) konnten zeigen, dass sich der endgültige Abfluss des Baltischen Eisstausees in zwei Phasen vollzogen hat. Eine Unterbrechung von mehreren hundert Jahren trat ein, als die Gletscher in der Jüngeren Dryaszeit noch einmal kräftig vorstießen. Die endgültige Entwässerung des Baltischen Eisstausees erfolgte, als sich der Eisrand in Schweden bis hinter den Billingen zurückgezogen hatte. Dieses Ereignis ist zeitgleich mit dem Übergang von der Jüngeren Dryaszeit zum Präboreal, d. h. mit der Grenze Pleistozän/Holozän. Das Null-Jahr der finnischen Warvenchronologie bezieht sich auf den Zeitpunkt, zu dem der Spiegel des Baltischen Eisstausees auf das Niveau des Weltmeeresspiegels abgesenkt wurde (Fredén 1979).

Die Spuren dieses Ereignisses rings um den Berg Billingen bei Skövde, zwischen Väner- und Vättersee, sind nicht ganz eindeutig. Högbom (1912) hatte eine in kambrischen Sandstein eingeschnittene Erosionsrinne bei St. Stolan (15 km nördlich von Skövde) entdeckt und als Ausfluss des Baltischen Eisstausees gedeutet. Die relativ kleinen Formen stehen jedoch im Widerspruch zu den Wassermassen, die beim Ausbruch des gigantischen Baltischen Eisstausees freigesetzt worden sein müssen. Der Höhenunterschied zwischen dem Spiegel des Eisstausees und dem Weltmeer betrug beim Billingen damals 26 m (Fredén 1979).

Die hocharktische Salzwassermuschel *Portlandia arctica* (früher: *Yoldia arctica*) charakterisiert das nächste Stadium der Ostsee-Entwicklung, das Yoldia-Meer. Die herrschende Lehrmeinung ist, dass das Salzwasser nach Osten vordrang, sobald sich das Eis vom Billingen zurückgezogen hatte und der Spiegel der Ostsee sich dem Weltmeer angepasst hatte. Der Salzwassereinfluss mag jedoch wesentlich geringer gewesen sein, als ursprünglich angenommen. Bereits de Geer (1940) hatte vermutet, dass die Lebensbedingungen im Stockholmer Bereich nur für kurze Zeit, kaum länger als 100 Jahre, günstig für *Portlandia arctica* gewesen seien. Wie weit wirklich Salzwasser nach

Abb. 13.10 Vor etwa 9300 Jahren hatte sich das Land soweit gehoben, dass die Verbindung von der Ostsee zum Weltmeer wieder abgeschnitten war. Es entstand der Ancylus-See.

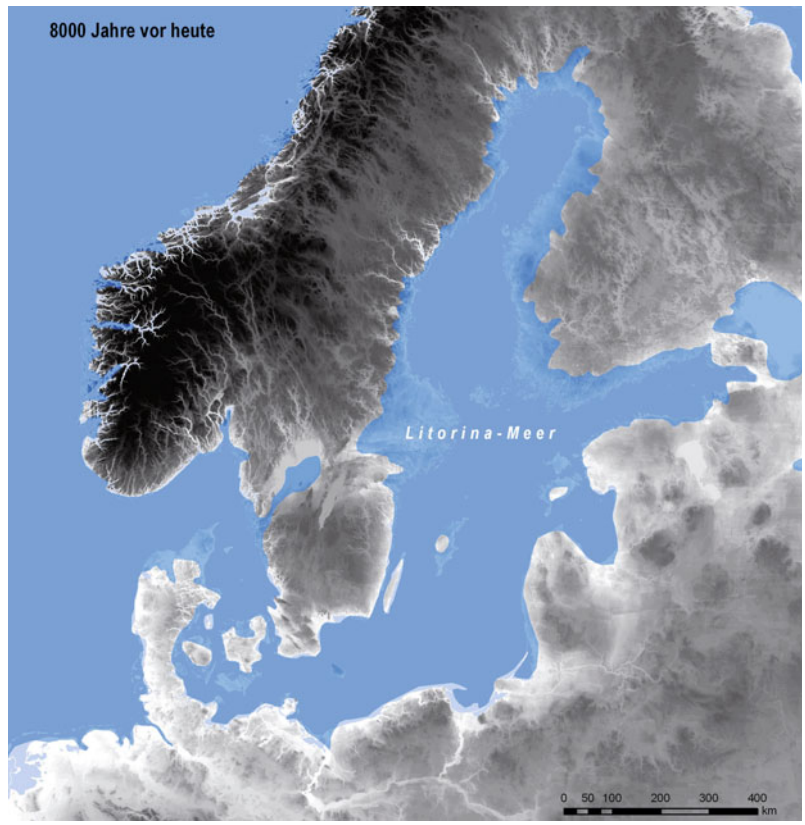


Abb. 13.11 Vor etwa 8000 Jahren war die Verbindung zum Weltmeer wieder hergestellt. Die Ostsee war noch deutlich größer als heute.

Abb. 13.12 Die Transgression des Litorina-Meeres hat an den Küsten der Ostsee deutliche Spuren hinterlassen. Ihre Strandwälle sind im SRTM-Geländemodell deutlich sichtbar.

Osten vorgedrungen ist, ist umstritten. So fand z. B. Florin (1977) keine Salzwasser-Diatomeen in Yoldia-Ablagerungen südlich des Mälar-Tales (Fredén 1979). In Finnland soll das Yoldia-Meer dagegen auf Grund von Diatomeen nachgewiesen worden sein. Eronen (1974) hat allerdings gezeigt, dass die vorgefundenen Faunen keine sicheren Anzeiger für einen salinen Einfluss darstellen; zum Teil handelt es sich um aufgearbeitete Formen aus Ablagerungen der Eem-Warmzeit. Abelmann (1985) fand brackische Diatomeen des Yoldia-Stadiums nur in den Bohrkernen aus dem Karlsö-Becken (bei Gotland). Im Gotland-Becken, Bornholm-Becken und in der Danziger Bucht sind aus dem „Yoldia-Stadium" nur limnische Diatomeen überliefert.

Auf Grund der andauernden Landhebung verflachte sich die Verbindung mit dem Weltmeer, der sogenannte Närkesund, allmählich, bis schließlich die Schwelle zwischen Kilsbergen und Tiveden so hoch zu liegen kam, dass keine salzhaltige Tiefenströmung mehr in das Ostseebecken eindringen konnte. Das Ende des Yoldia-Meeres war erreicht. Der Name Ancylus-See für die nachfolgende Süßwasserphase der Ostsee wurde von de Geer (1890) eingeführt. Sie ist benannt nach der Süßwasserschnecke *Ancylus fluviatilis*. Der Beginn des Ancylus-Stadiums liegt in Schweden ein paar hundert Jahre vor dem ersten Auftreten der Erle (*Alnus*), d. h. etwa 9200–9300 vor heute. Der Überlauf eines so großen Seebeckens in Richtung Weltmeer sollte theoretisch zur Einschneidung einer tiefen Rinne geführt haben. Munthe (1927) und von Post (1928) glaubten, diesen Abfluss schließlich bei Degerfors in Schweden gefunden zu haben. Die Spuren im Gelände sind jedoch nicht überzeugend. Eine Neuuntersuchung des Gebietes durch Fredén ergab keine klaren Hinweise auf einen Stausee-Abfluss. Wahrscheinlich lagen die Wasserspiegel in der Ostsee und im Weltmeer zu jener Zeit annähernd auf gleichem Niveau, und ein Eindringen von Salzwasser wurde lediglich durch die Schwelle zwischen beiden Meeren verhindert (Fredén 1979).

Der Ancylus-See erreichte auf Grund der stark unterschiedlichen isostatischen Hebung seine größte Ausdehnung im Süden später als im Norden. Auf dem Höhepunkt der Transgression verlegte sich der Überlauf des Ostseebeckens in den Bereich der Darßer Schwelle, wo eine 10–20 m tiefe Abflussrinne in den Untergrund eingeschnitten wurde. Dieser katastrophale Abfluss führte zu einem Abfall des Seespiegels um etwa 20 m (Kolp 1986). Die erweiterte Ausdehnung des Ancylus-Sees nach Westen führte schließlich zum erneuten Anschluss an das Weltmeer.

Das Litorina-Stadium bildet die letzte Phase der Ostsee-Entwicklung. In dieser Phase wurde die heutige Verbindung zum Weltmeer über den Sund, den Großen und den Kleinen Belt hergestellt. Das Stadium ist benannt nach der Schnecke *Littorina littorea*. Der Wechsel vom Ancylus-See zum Litorina-Meer ist nicht abrupt erfolgt, sondern stellt einen

Abb. 13.13 Als das Eis längst abgeschmolzen und der damit verbundene Meeresspiegelanstieg beendet war, setzte sich die Landhebung in den ehemals vergletscherten Gebieten weiter fort. An der Ostseeküste – hier bei Hudiksvall, Schweden – blieben an zahlreichen Stellen Terrassentreppen als Spuren der Hebung zurück.

allmählichen Übergang dar. In Blekinge war die Salzwasser-Diatomee *Mastogloia smithii* bereits im Spätboreal, etwa 8500 vor heute, zu finden. In Ångermanland ist der Wechsel dagegen erst etwa 1000 Jahre später nachweisbar (Björck 1995). Das Litorina-Stadium kann in eine Reihe von Unterstadien untergliedert werden: Mastogloia-Meer (niedriger Salzgehalt), Litorina-Meer *sensu stricto* (höchster Salzgehalt), Limnea-Meer (brackischer Einfluss, etwa ab 4000 vor heute) und Mya-Meer (heutige Ostsee, charakterisiert durch die im 16./17. Jahrhundert eingewanderte Sandklaffmuschel *Mya arenaria*).

Die Küste von Mecklenburg-Vorpommern wurde etwa 7800 vor heute von der Litorina-Transgression erreicht (Kliewe & Janke 1982). Die auffälligen Strandwälle und Haken auf Rügen und Usedom haben sich ab etwa 6000 vor heute gebildet (Hoffmann et al. 2005). In Schleswig-Holstein und Mecklenburg gibt es Hinweise auf eine Regression um etwa 1000 vor heute, deren Auswirkungen auf Grund der

Abb. 13.14 Gehobene Strandwälle an der Nordwestküste von Öland, Naturschutzgebiet Neptuni Akrar, 3 km NNE von Byxelkrok. Die einzelnen Wälle sind durch den blau blühenden Natternkopf (*Echium vulgare*) markiert. Die von der Brandung zusammengespülten Gerölle liegen direkt auf anstehendem Kalkstein.

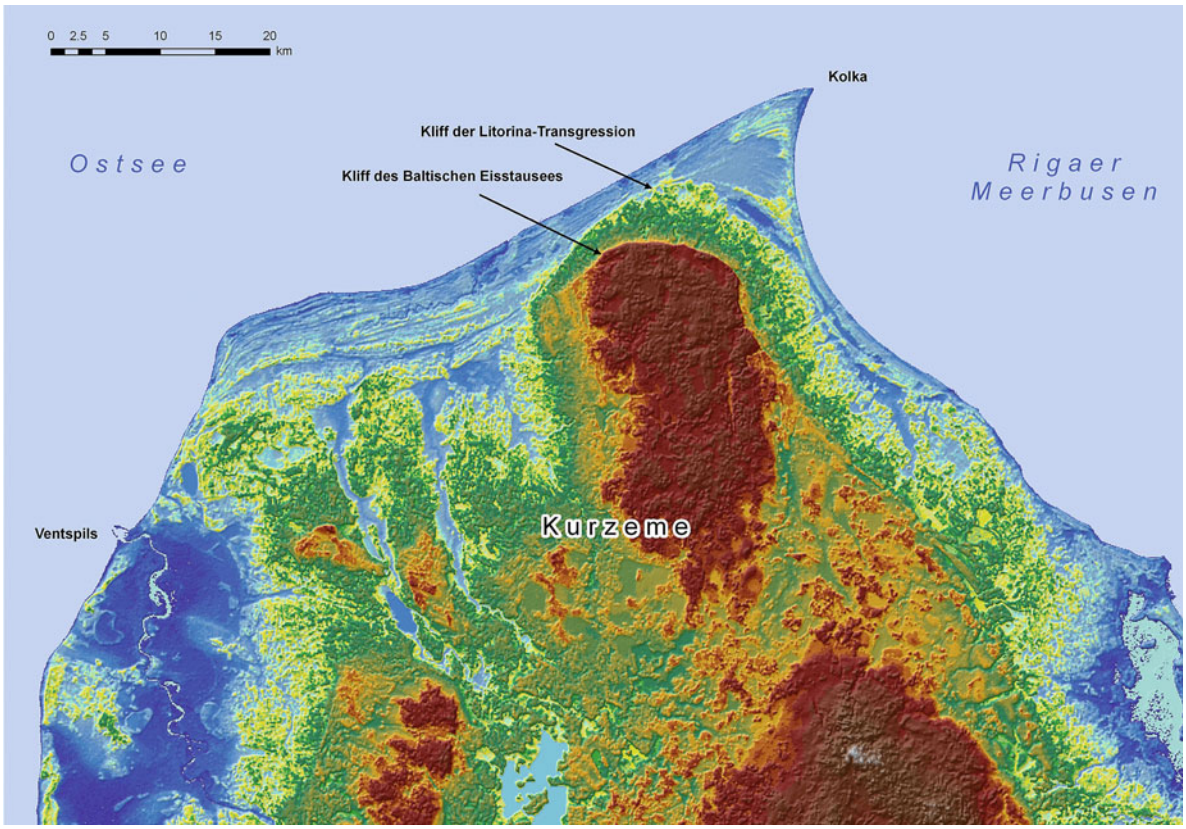


Abb. 13.15 In Kurzeme finden sich deutliche Spuren mehrerer Ostsee-Stadien. An den Ufern des Baltischen Eisstausees und des Litorina-Meeres sind markante Kliffs entstanden.

unterschiedlichen isostatischen Hebung auf die westliche Ostsee beschränkt waren. Der Wechsel zwischen transgressiven und regressiven Abschnitten hat die Ausbildung der Ausgleichsküste und der Strandwall- und Hakensysteme der Ostseeküste entscheidend beeinflusst (Kolp 1982).

Die Rekonstruktion der Vereisungen und ihrer klimatischen Auswirkungen gleicht dem Versuch, ein Puzzle zusammenzusetzen, von dem viele Teile fehlen.

14 Klimarekonstruktionen und Modelle

14.1 Kerne aus dem Eis

Eis besteht ebenso wie Wasser aus Sauerstoff und Wasserstoff. Sauerstoff kommt in zwei Isotopen vor, ^{16}O und ^{18}O. In den Kaltzeiten werden größere Anteile des leichteren ^{16}O im Inlandeis gebunden und damit dem Wasserkreislauf entzogen. Diese Veränderungen im Isotopenverhältnis finden ihren Niederschlag auch in der Zusammensetzung des Eises der Gletscher und Eisschilde. So lässt sich aus Eisbohrkernen die Klimageschichte des Eiszeitalters rekonstruieren.

Die erste tiefe Bohrung in einem Inlandeis fand 1966 bei Camp Century statt, einer amerikanischen Militärbasis auf Grönland. Eine geringe Auflösung, Unsicherheiten bezüglich der Datierung und fehlende Kenntnisse über das Fließverhalten des Eises am Ort der Bohrung schränkten den Wert der Ergebnisse ein. Allerdings reichte die Bohrung tief genug, um ein erstes wichtiges Ergebnis zu erbringen. In den tiefsten Kernen der Bohrung fand sich Eis, das in der letzten Warmzeit gebildet worden war. Damit war bewiesen, dass das grönländische Inlandeis in der Eem-Warmzeit nicht vollständig abgeschmolzen war. Und die Bohrung hatte das Potenzial aufgezeigt, das in der Untersuchung von Eisbohrkernen steckte.

Die erste tiefe Bohrung im Eis der Antarktis wurde 1968 bei der amerikanischen Byrd Station abgeteuft. Als man die Ergebnisse mit den Resultaten der Camp-Century-Bohrung verglich, zeigte sich, dass zwischen den Bohrkernen aus der Antarktis und den grönländischen Bohrkernen eine starke Übereinstimmung bestand.

Im Jahre 1981 folgte die Bohrung Dye-3 in Südgrönland. Diese Bohrung, die Eis der letzten 90 000 Jahre durchteufte, besaß eine bessere Auflösung als alle bisherigen Bohrungen.

Neue Erkenntnisse brachten die Bohrungen GRIP und GISP2, die 1992 und 1993 in der Nähe der Eismitte mit einem verbesserten Bohrverfahren abgeteuft wurden. In den Eisbohrkernen zeigte sich, dass es innerhalb der Weichsel-Kaltzeit eine Reihe deutlich wärmerer Abschnitte gegeben hatte. Diese kurzfristigen Klimaschwankungen, die nach ihren Entdeckern als Dansgaard-Oeschger-Zyklen bezeichnet werden, dauerten wenige tausend Jahre und schienen mit Temperatursprüngen von 10–12 °C in weniger als einem Jahrhundert verbunden zu sein. 23 dieser Zyklen sind inzwischen nachgewiesen worden. Sie traten in Abständen von 1500 Jahren oder einem Vielfachen dieses Abstandes auf (Rahmstorf 2003).

Die beiden Bohrungen hatten die Schichten des weichselzeitlichen Eises durchteuft und waren knapp oberhalb des festen Untergrundes auf Eis aus der Eem-Warmzeit gestoßen. Hier schienen sich die dramatischen Klimaschwankungen der Dansgaard-Oeschger-Zyklen fortzusetzen. Oder handelte es sich doch um Störungen des Eisstromes? Der Vergleich mit detaillierten Pollenprofilen aus Europa, zum Beispiel von Gröbern, ergab keine Hinweise auf einen etwaigen dramatischen Klimarückschlag innerhalb der Eem-Warmzeit.

Klarheit sollte die Bohrung North GRIP bringen, die im Jahre 2003 vollendet wurde. Im Unterschied zu GRIP und GISP2 wurde hier bis zur Eisbasis klar geschichtetes Eis angetroffen. Während der weichseleiszeitliche Teil des Profils vollständig mit den Ergebnissen von GRIP und GISP2 übereinstimmte, ergaben sich im unteren Profilbereich deutliche Abweichungen. In der Bohrung North GRIP fehlen die Hinweise auf starke Klimaschwankungen innerhalb der letzten Warmzeit. Allen Profilen gemeinsam war jedoch, dass sie eemzeitliches Eis angetroffen hatten. Frühere Modellrechnungen, nach denen große Teile Grönlands im Eem eisfrei gewesen sein könnten, hatten sich damit nicht bestätigt. Lediglich

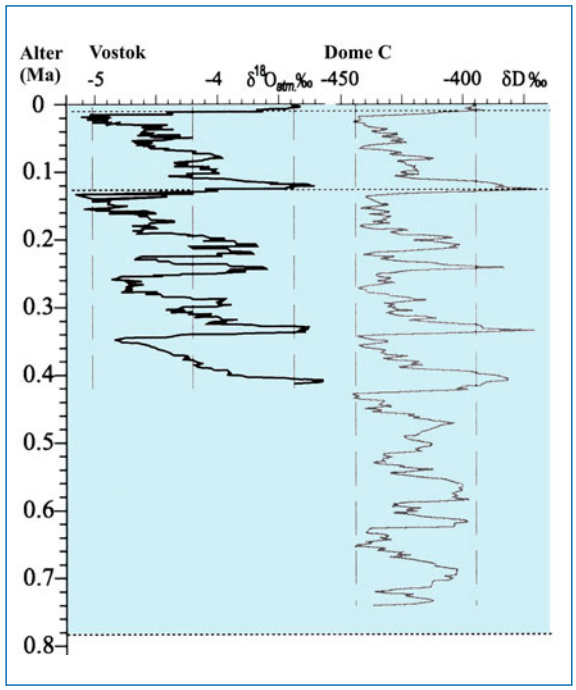


Abb. 14.1 Sauerstoff-Isotopenkurven aus den Antarktis-Bohrkernen Vostok und Dome-C. Der Verlauf der Kurven entspricht den Sauerstoff-Isotopenkurven aus den Tiefsee-Bohrkernen.

der südliche Teil des Inlandeises scheint nicht so mächtig gewesen zu sein wie heute (Johnsen & Vinther 2007).

Kann man in Grönland noch älteres Eis finden? Geophysikalische Untersuchungen lassen vermuten, dass man weiter im Nordwesten bessere Möglichkeiten hat. Das North Greenland Eemian Ice Drilling Project (NEEM) wird vermutlich im Jahre 2010 bis zur Basis des grönländischen Eisschildes vordringen, so dass Bohrkerne einer vollständigen Schichtenfolge des Eises aus der letzten Warmzeit gewonnen werden können.

Während die grönländischen Eisbohrkerne bisher nicht weiter zurückreichen als bis in die Eem-Warmzeit, gibt es am anderen Ende der Erde wesentlich älteres Eis. Die russische Bohrung Vostok in der Ostantarktis ist zuerst bis in mehrere hunderttausend Jahre alte Schichten vorgedrungen. Die europäische Bohrung auf dem Dome C im Jahre 2005 durchteufte Eisschichten, die maximal 740 000 Jahre alt waren (Taylor 2007).

Mit der Bohrung in Dronning Maud Land im Rahmen des *European Project for Ice Coring in Antarctica* (EPICA) wurde 800 000 Jahre altes Eis erbohrt. Die Ergebnisse der Untersuchungen haben gezeigt, dass in allen Warmzeiten seit dem Sauerstoff-Isoto-

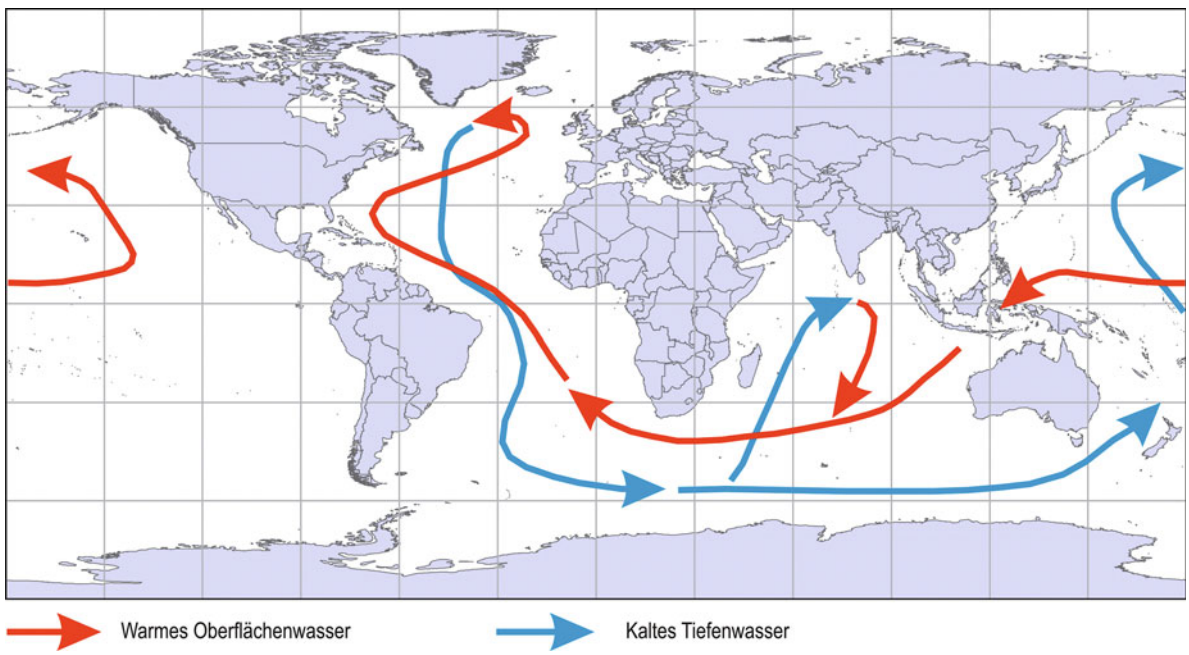


Abb. 14.2 Die marine Zirkulation nach Broecker & Denton 1989. Kaltes arktisches Wasser sinkt im Nordatlantik ab und transportiert salz- und sauerstoffreiches Wasser durch die Tiefen der Weltmeere bis in die Auftriebsgebiete des nördlichen Indischen Ozeans und des Nordpazifik (nach Broecker & Denton 1989).

penstadium 11 ähnlich hohe Werte an CO_2 und NH_4 zu verzeichnen waren wie heute. Innerhalb der letzten 800 000 Jahre gab es nur einmal höhere Konzentration an N_2O als im vorindustriellen holozänen Maximum, und zwar während des Sauerstoff-Isotopenstadiums 11. Dieser Wert wird jedoch heute deutlich übertroffen (Schilt et al. 2010).

14.2 Die marine Zirkulation

So wie die Luftmassen der Atmosphäre unterliegt auch das Meerwasser einem globalen Zirkulationssystem. Die Bewegung wird in erster Linie durch die Erwärmung der Wasseroberfläche, durch Salinitäts-Unterschiede und durch den Wind angetrieben, aber auch die Eisbedeckung und Süßwasserzuflüsse sind von Bedeutung. Dieses Zirkulationssystem wird daher als thermohalines System bezeichnet.

Die ozeanische Zirkulation kann mit einem riesigen Förderband verglichen werden, das durch die polaren arktischen Wassermassen angetrieben wird. Das Förderband transportiert salz- und sauerstoffreiches Wasser durch die Tiefen des Ozeans, bis es schließlich in den nördlichen Teilen des Indischen Ozeans und des pazifischen Ozeans an die Oberfläche gelangt. Da der Nordpazifik durch die flache Beringstraße von den kalten Gewässern des arktischen Ozeans wirkungsvoll abgeriegelt ist, wird das arktische Polarwasser im Wesentlichen vom nördlichen Nordatlantik her gespeist. Daher ist die Bildung des nordatlantischen Tiefenwassers von entscheidendem Einfluss auf die gesamte ozeanische Zirkulation. Kaltes Tiefenwasser wird auch rings um die Antarktis produziert, aber auf der Südhalbkugel verhindert die Existenz eines zirkumpolaren Ozeans den Austausch zwischen dem antarktischen Tiefenwasser und dem Wasser der niedrigeren Breiten.

Die ozeanische Zirkulation übt einen starken Einfluss auf das Klima aus. Meeresströmungen, wie zum Beispiel das Golfstromsystem, transportieren warmes Wasser von den niedrigen äquatorialen Breiten in hohe polare Breiten. Diese Wärme wird freigesetzt, während das Wasser abkühlt, bis es schließlich als Nordatlantisches Tiefenwasser nach unten sinkt. Im Winter ist die Wärmemenge, die durch die Tiefenwasserbildung im Nordatlantik freigesetzt wird, in derselben Größenordnung wie die Wärmemenge, die durch die Sonneneinstrahlung erzeugt wird.

Die ozeanische Zirkulation hängt nicht nur von der Temperatur, sondern auch vom Salzgehalt ab. Wenn dem Meer durch Verdunstung größere Mengen Wasser entzogen werden, wie das während der ausgedehnten Inlandvereisungen der Fall war, dann nimmt die Dichte des Meerwassers zu. Ein starker Transport von Süßwasser in die polaren Regionen reduziert dagegen den Salzgehalt und damit die Bildung von Tiefenwasser. Broecker & Denton (1990) nehmen an, dass ein großer Schwall von Süßwasser in den Nordatlantik strömte, als vor etwa 11 000 Jahren die umgebenden Eisschilde abschmolzen. Der Zufluss dieses Schmelzwassers verhinderte die Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser und unterbrach damit das ozeanische Förderbandsystem, was die Kaltphase der Jüngeren Dryaszeit auslöste. Die Abkühlung war im Umkreis des Nordatlantiks am stärksten zu spüren.

Meeresströmungen werden im Wesentlichen durch horizontale Temperaturgradienten angetrieben. Während der Kaltphasen war das globale Temperaturgefälle zwischen dem eisbedeckten Ozean (0 °C oder weniger) und den tropischen Gewässern (circa 25 °C) auf einen wesentlich schmaleren Gürtel zusammengedrängt als heute. Das Temperaturgefälle war daher größer, was zu stärkeren Winden und zu stärkeren Meeresströmungen führte. Die Veränderungen in der ozeanischen Zirkulation spiegeln sich in der Sedimentation wider. Dadurch lassen sich die paläo-ozeanografischen Bedingungen aus der Sedimentfolge ableiten. Zum Beispiel kann die Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung in den Kalkschalen planktonischer Foraminiferen dazu genutzt werden, die frühere Oberflächentemperatur und den Salzgehalt zu rekonstruieren.

Die Untersuchung der Klimaschwankungen, die sich im Laufe weniger Jahrtausende abgespielt haben, und ihre globale Korrelation werden dadurch verkompliziert, dass eine ausreichend präzise Chronologie meist nicht zur Verfügung steht. Unsicherheiten bei der ^{14}C-Datierung ergeben rasch Abweichungen um einige 100 Jahre, wenn es sich um Alter handelt, die höher als 15 000 Jahre sind. Die Kalibrierung der Daten wird dadurch erschwert, dass keine lineare Beziehung zwischen den ^{14}C-Altern und dem Kalenderalter besteht. Mariner Kohlenstoff wird nicht rasch genug mit der Atmosphäre ausgetauscht, um zu gewährleisten, dass das Oberflächenwasser jeweils den gegenwärtigen Zustand der Atmosphäre widerspiegelt. Bei der Datierung mariner Ablagerungen erhält man daher zu hohe Alter. Die Differenz zwischen diesem scheinbaren Alter und dem tatsächlichen Alter einer Probe wird als Reservoiralter bezeichnet. Das Reservoiralter ist regional unterschiedlich. Es kann von unter 100 bis zu über 1000

Jahren ausmachen. Da der Austausch in der Vergangenheit nicht konstant gewesen ist, sondern auf Grund veränderter Meeresströmungen örtlichen und zeitlichen Schwankungen unterlag, lassen sich die jeweiligen Werte nur mit Hilfe eines 3D-Modells ermitteln (Franke et al. 2008). Die verschiedenen Eisbohrkerne aus Grönland sind außerordentlich ähnlich. Sie zeigen dieselbe Abfolge charakteristischer Dansgaard-Oeschger-Zyklen. Jeder Dansgaard-Oeschger-Zyklus belegt die Verbindung der Temperaturschwankungen in Grönland mit entsprechenden Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation im Umkreis der nordischen Eisschilde. Die sägezahnartige Form der Schwankungen, die man in den Eisbohrkernen aus Grönland findet, ist auch in den Sedimentproben aus dem Atlantik zu finden, die in dem Gebiet um 45° Nord gewonnen worden sind. Dies scheint darauf hinzudeuten, dass die Dansgaard-Oeschger-Zyklen und Heinrich-Events mit latitudinalen Schwankungen der Polarfront und der zugehörigen windgetriebenen Zirkulation gekoppelt sind.

Bohrkerne aus dem Nordatlantik zeigen, dass ein großer Teil der Grönland-See und der Norwegischen See während der warmen Interstadiale der letzten Kaltzeit (Weichsel-Kaltzeit) zumindest in den Sommern eisfrei waren. Während der Stadiale hatte sich das Meereis dagegen wahrscheinlich weit stärker ausgebreitet als heute.

Weiter südlich im Nordatlantik, zwischen 55° und 40° Nord, wird die Zusammensetzung der Tiefsee-Sedimente von durch Treibeis dominierten Ereignissen (Heinrich-Events) bestimmt. Diese Zone wird als Ruddiman-Gürtel bezeichnet. Es ist das Gebiet, in dem die Eisberge auf ihrer ostwärts gerichteten Drift entlang der Polarfront abgeschmolzen sind. Die groben Lagen der Heinrich-Events bestehen aus durch Eisberge transportiertem Gesteinsschutt (*ice-rafted detritus*, IRD; vgl. Kapitel 2.3.1 bzw. Box „Glazimarine Sedimente und IRD“). Als Hauptherkunftsgebiet des IRD, das mit den Heinrich-Events abgelagert wurde, konnte der kanadische Schild bestimmt werden. Das Material ist drei bis über vier Milliarden Jahre alt und weist einen erheblichen Anteil metamorpher Karbonate und Eisenminerale auf.

Die Korngröße der Ablagerungen der einzelnen Heinrich-Events variiert von Tonpartikeln bis zu Sandkörnern und Kiesen. Einige Heinrich-Events, so zum Beispiel Heinrich-Event 6 und Heinrich-Event 3, haben eine andere Zusammensetzung. Sie enthalten mehr klastisches Material aus der Arktis und aus Westeuropa. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Eisschelf dort in diesen Zeiten über den Kontinentalrand hinausgereicht hat.

Im Nordatlantik war jeder Heinrich-Event mit einer ausgeprägten Abkühlung des Oberflächenwassers verbunden. Diese entspricht einer Sauerstoff-Isotopen-Anomalie in höheren Breiten. Kaltphasen, wie sie mit den Heinrich-Events in Zusammenhang gebracht werden, finden sich auch im Bereich der kontinentalen Ablagerungen vergleichbarer hoher Breiten.

Zeugnisse von Kälteschwankungen, die den Heinrich-Events entsprechend, finden sich auch in den europäischen Löss-Aufschlüssen. Auch im Isotopenverhältnis der Stalagmiten aus Tropfsteinhöhlen sieht man die Heinrich-Events. Tropfsteine bieten den Vorteil, dass sie mit Hilfe der Uran-Thorium-Methode mit einem Fehler von nur etwa 500 Jahren bis zu einem Alter von 50 000 Jahren datiert werden können.

Auch in Sedimentbohrkernen aus den südlichen Ozeanen sind im Bereich zwischen etwa 40° und 55° Süd Temperaturschwankungen von einigen 1000 Jahren Dauer festgestellt worden. Die Schwankungen scheinen durch eine Zunahme des IRD vom Rand des antarktischen Inlandeises verursacht zu sein. Die bisher vorliegenden Datierungen lassen vermuten, dass sich diese IRD-Events der südlichen Ozeane nicht gleichzeitig mit den Heinrich-Events des Nordatlantiks ereignet haben. Dennoch scheint es, dass die Dansgaard-Oeschger-Zyklen und Heinrich-Events des Nordatlantik gewisse südliche Gegenstücke haben. Für jeden Heinrich-Event lässt sich mindestens ein korrespondierender A-Event für den Umkreis der Antarktis nachweisen. Diese antarktischen A-Events sind im Gegensatz zu den Dansgaard-Oeschger-Zyklen charakterisiert durch eine allmähliche relative Erwärmung (von etwa 10 °C über einige Jahrtausende), gefolgt von einer etwas längeren Abkühlung ähnlicher Größenordnung.

14.3 Vergletscherungsmodelle

Über den Ablauf der Vereisungen gibt es nur wenig genaue Informationen. Am besten bekannt ist die Geschichte der Enteisung in Nordamerika und im nordwestlichen Europa seit dem Maximum der letzten Vereisung (Dyke 2004; Boulton et al. 2001). Die Erkenntnisse über die älteren Entwicklungsphasen sind äußerst lückenhaft, da ihre Spuren in den meisten Fällen durch jüngere Vereisungen überprägt oder

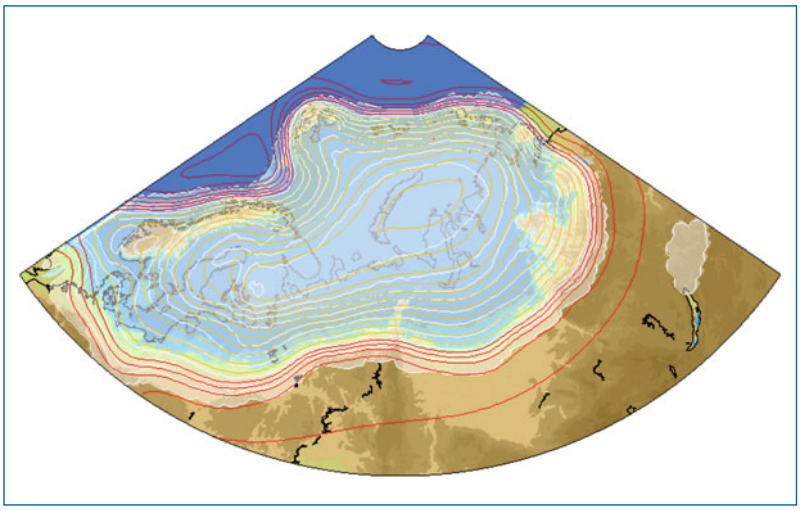


Abb. 14.3 Paläogeographische Rekonstruktion für das spätsaalezeitliche Vereisungsmaximum um 140 000 vor heute (aus Lambeck et al. 2006).

vollständig beseitigt worden sind. Wo Ablagerungen vorliegen, ist die altersmäßige Einstufung dadurch erschwert, dass man sich jenseits der Grenzen der Radiokarbondatierung bewegt. Auch die Mächtigkeit der ehemaligen Eisschilde ist meist unbekannt. Gibt es im Falle der Gebirgsvergletscherungen noch morphologische Indikatoren (Schliffgrenze), die eine Rekonstruktion der Eisdicke erlauben, so fehlen diese im Bereich der ausgedehnten Vereisungen des Flachlandes, wie z. B. der laurentischen Vereisung Nordamerikas oder der Vereisung Russlands, der Barents-See und der Kara-See. Bezüglich der isostatischen Bewegungen kennt man in erster Linie den postglazialen Aufstieg Skandinaviens und Nordamerikas, während entsprechende Informationen über ältere Zeitabschnitte und die Gebiete außerhalb der eigentlichen Eisbedeckung (Randwulst) fast vollständig fehlen.

Für derartige Modellrechnungen sind einige Randbedingungen bekannt. So ist die maximale Ausdehnung der Vergletscherungen seit der Saale-Vereisung für Nordeuropa relativ gut kartiert (Ehlers & Gibbard 2004, Kjær et al. 2006a, b). Verlässliche Daten über die Meeresspiegel vergangener Zeiten sind sehr viel schwerer zu gewinnen. Auf Grund der Viskosität der Erde ist der Meeresspiegel zu jedem beliebigen Zeitpunkt nicht nur eine Funktion der Eismenge, sondern wird auch durch die gegenwärtige und vorausgegangene Eisbelastung bestimmt (Isostasie). Die frühere Eisbelastung wirkt sich aus, weil die Ausgleichsbewegungen sehr viel langsamer ablaufen als Veränderungen des Meeresspiegels. Nachträgliche isostatische Bewegungen entscheiden darüber, ob die Schichten oberhalb oder unterhalb des heutigen Meeresspiegels liegen. Deshalb muss man bei der Modellierung Zeiträume mit einbeziehen, die eigentlich außerhalb der Betrachtung liegen.

Wenn man die Entwicklung des nordwesteuropäischen Vereisungsgebietes modellieren will, dann muss man überdies die Veränderungen der anderen Eisschilde berücksichtigen, da die Reaktion des Meeresspiegels und auch die der Erdkruste von den Fluktuationen der weiter entfernten großen Eisschilde in Nordamerika, Grönland und in der Antarktis mit beeinflusst werden. Die Veränderung im Verlauf ehemaliger Küstenlinien, die in die Modellbetrachtung einbezogen werden kann, bezieht sich vor allem auf Meereshochstände. Die Küstenentwicklung des Eem-Meeres, der Zeitpunkt und das Ausmaß der Verbindung zwischen der Ostsee und dem Weißen Meer sowie früh- bis mittelweichselzeitliche Küstenlinien aus dem Bereich der Nordsee und der Taimyr-Halbinsel lassen sich berechnen.

Es gibt eine Reihe von Modellen, in denen die Vereisung des nördlichen Europas während der letzten Vereisung rekonstruiert worden ist. Hierzu gehören die Arbeiten von Boulton et al. (2001) und von Arnold et al. (2002). Am eingehendsten haben sich jedoch Kurt Lambeck und seine Mitarbeiter mit der Rekonstruktion der nordeuropäischen Eisschilde auseinandergesetzt. Nachdem sie sich zunächst mit dem am besten dokumentierten Abschnitt vom Vereisungsmaximum bis zur Gegenwart beschäftigt haben (Lambeck et al. 1998), haben sie anschließend den Zeitabschnitt von der ausgehenden Saale-Kaltzeit bis zur beginnenden Weichsel-Kaltzeit modelliert (Lambeck et al. 2006) und schließlich die Entwicklung von der frühen Weichsel-Kaltzeit bis zum Vereisungsmaximum behandelt (Lambeck et al. 2010). Die Ergebnisse werden im Folgenden kurz dargestellt.

14.3.1 Vom Ende der Saale-Kaltzeit bis zur frühen Weichsel-Kaltzeit

Zum Zeitpunkt der größten Eisausdehnung um ca. 140 000 vor heute erreichte das Inlandeis der späten Saale-Kaltzeit seine größte Mächtigkeit. Das Modell zeigt ca. 4500 m Eismächtigkeit über der Karasee und ca. 4000 m über dem Bottnischen Meerbusen. Die maximale Absenkung der Erdkruste erreichte auf dem Höhepunkt der Spätsaale-Vereisung ca. 1100 m über der Karasee und ca. 1000 m über Finnland, so dass der höchste Teil des Eisschildes etwa 3500 m über dem heutigen (oder damaligen) Meeresspiegel lag. Die Eismächtigkeit und die daraus resultierende isostatische Absenkung sind um eine Größenordnung größer als die eustatischen Veränderungen des Meeresspiegels.

Ein Großteil der subglazialen Topographie von der Nordsee bis zur Taimyr-Halbinsel lag am Ende der Saale-Kaltzeit unter dem Meeresspiegel. Infolgedessen kam es beim Abschmelzen des Eises zu einer raschen Transgression. Das Eis schmolz wesentlich rascher ab als die isostatische Hebung. Mit dem Schwinden des Eises bildeten sich daher am südlichen Rand des europäischen Teils des Eisschildes große Wasserflächen. Diese Seen waren zunächst von der Nordsee und vom Atlantik getrennt (vor ca. 136 000 Jahren). Danach stellte sich eine offene Verbindung zum Meer ein, zunächst durch Dänemark und bei weiterem Rückzug des Eisrandes durch Südschweden. In Westsibirien war der Abfluss der nach Norden fließenden Flüsse durch das Eis versperrt. Es bildete sich ein Eisstausee zwischen dem Ural und dem Putorana-Massiv, in den die Flüsse Ob und Jenissei mündeten. Ein potenzieller Überlauf bestand über die Flüsse Irtysch-Toboj und Turgay nach Kasachstan und in den Aralsee. Aber sobald das Eis hinreichend weit abgeschmolzen war, verlagerte sich der Überlauf in Richtung Westen und erfolgte durch immer niedrigere Pässe des nördlichen Ural, wie z. B. den Sob-Pass. Dies wurde durch die immer noch erhebliche Depression der Erdkruste nach dem Rückzug des saalezeitlichen Eises begünstigt. Um 135 000 vor heute lag der Turgay-Pass vermutlich etwa 15 m höher als der Sob-Pass im nördlichen Ural.

Die Modellierung der frühen Eem-Warmzeit kann sich nur auf wenige konkrete Beobachtungen stützen. Eemzeitliche Seen und Uferlinien sind in Russland weitgehend unbekannt. Zum Teil liegt das daran, dass das Eis der Weichsel-Kaltzeit und die periglaziale Überprägung des Gebietes einen großen Teil der älteren Belege zerstört haben. An der oberen Petschora haben Mangerud et al. (2001) Strandkiese und Sande gefunden, die vor der Eem-Warmzeit abgelagert worden sind. Sie wurden von weichselzeitlichen Seesedimenten überlagert. Sie ergaben ein OSL-Alter von 141 ± 15 ka BP. Diese Strandgerölle liegen heute auf einer Höhe von ca. 72 m a.s.l. und entsprechen der durch das Modell für 136–134 ka BP berechneten Höhe des Meeresspiegels.

Beim weiteren Eisrückzug war das gesamte nördliche sibirische Tiefland kurz nach 135 000 Jahren vor heute von einer Transgression betroffen, die bis in das Chatanga-Tal reichte. Diese ausgedehnte Überflutung des arktischen Tieflandes dauerte über die gesamte Warmzeit an. Selbst am Ende des Eems blieben die Niederungen des Ob und Jenissei noch überflutet, weil die isostatische Landhebung noch immer nicht abgeschlossen war. Der Westen des Vereisungsgebietes wurde beim ersten Rückschmelzen des saalezeitlichen Eises von einer Transgression aus der

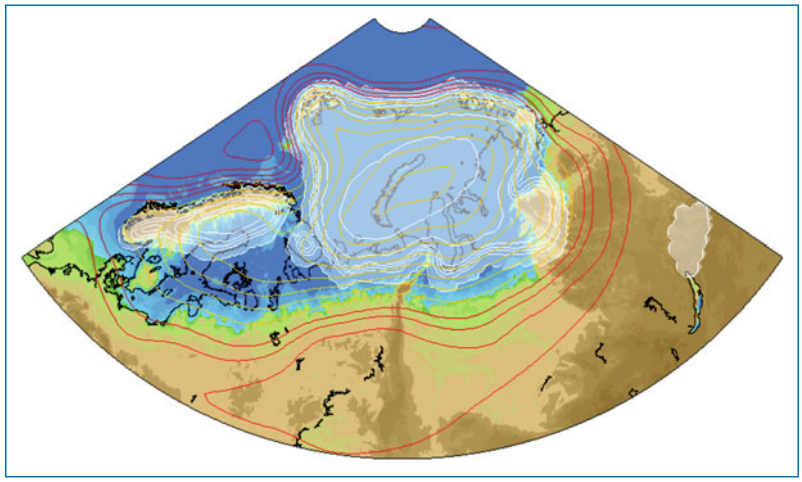


Abb. 14.4 Paläogeographische Rekonstruktion für das Ende der Saale-Kaltzeit vor etwa 135 000 Jahren (aus Lambeck et al 2006).

Nordsee und westlichen Ostsee erfasst, und ein Großteil des niedrig gelegenen Norddänemarks lag unter Wasser. Es bestand eine Verbindung vom Atlantik über Nord-Jylland und durch die dänischen Belte zur Ostsee. Nach der Modellrechnung gab es zunächst keine Verbindung von der Deutschen Bucht durch Schleswig-Holstein zur Kieler Förde. Doch muss berücksichtigt werden, dass die Barriere nur etwa 20 m hoch war, und dass bei den Berechnungen mögliche post-eemzeitliche Veränderungen der Topographie durch die nachfolgende Weichsel-Eiszeit nicht berücksichtigt werden konnten.

Die Meeresverbindung über das südliche Schweden war bedeutender und bestand bis nach 134 000 Jahre vor heute. Das heißt, sobald das Eis aus diesen Gebieten verschwunden war, konnte das Meer vom Atlantik her nach Nordeuropa eindringen, während weiter nördlich im Bereich der Barents-See und der Karasee noch erhebliche Eismengen lagen.

Bis 135 000 Jahre vor heute zog sich das skandinavische Eis in Nord-Finnland, Schweden und Norwegen zurück, aber die resultierende Landhebung reichte nicht aus, um ein großräumige Überflutung des Tieflandes zu verhindern. Die Meereseinbrüche in den Ostseeraum sind sowohl vom Atlantischen als auch vom Arktischen Ozean ausgegangen, wobei die Transgression von Norden zumindest so lange unterdrückt wurde, wie sich über das Gebiet von Murmansk bis zur Kola-Halbinsel eine Eiszunge erstreckte. Diese Eisbarriere hatte zwar keinen Einfluss auf das Ausmaß der Überflutung, aber sie lenkte den Abfluss des Kara-Eisschilds in die Ostsee. Die Ablagerung von Süßwasser-Sedimenten mit einer kalten Fauna, die an einigen Lokalitäten in Österbotten unter borealen Eem-Ablagerungen gefunden worden sind, ereignete sich etwa zur selben Zeit, als weiter im Westen Meeres- oder Brackwasser-Ablagerungen entstanden sind. Dies spricht dafür, dass das Weiße Meer während des frühen Interglazials keine Verbindung zum Polarmeer hatte.

Nach 134 000 Jahren vor heute war die verbliebene Eismasse auf den Bereich der heutigen Karasee und die arktischen Inseln begrenzt, und es bestand eine Meeresverbindung vom Atlantik über die Ostsee und die Barents-See und die nördliche Taimyr-Halbinsel bis hin zur Laptewsee. Die Meeresstraße durch Karelien wurde jedoch rasch schmaler, und um 132 000 Jahre vor heute war sie durch die isostatische Landhebung schon stark eingeschränkt. Die Herausbildung der karelischen Wasserscheide ereignete sich bald nach 129 000 Jahren vor heute. Um diese Zeit ähnelte die Form der Ostsee bereits ihrem heutigen Aussehen, wobei jedoch noch immer Teile der Tiefländer am Finnischen Meerbusen und am Südrand der Ostsee überflutet waren. Die bisher umfangreichste, auf Untersuchungsergebnissen basierende Rekonstruktion der eemzeitlichen Verbindung vom Atlantik über die Ostsee zum Weißen Meer stammt von Funder et al. (2002). Das Modell von Lambeck, das für die Zeit der Pollenzonen 2b bis 4a eine enge Meeresverbindung zwischen der Ostsee und dem Weißen Meer voraussagt, stimmt mit ihren Daten überein.

Das Modell sagt voraus, dass erstens zwischen dem Eisrückgang und dem Beginn der Eem-Warmzeit eine relativ lange Zeit vergangenen sein muss, und dass zweitens die Tiefländer Skandinaviens und Russlands in dieser frühesten Phase der Eem-Warmzeit von einer erheblich umfangreicheren marinen Transgression betroffen waren als während der folgenden Warmphase. Folglich müssen für diese Region erheblich höhere Meeresspiegel angenommen worden als für die nachfolgende Warmzeit. Man

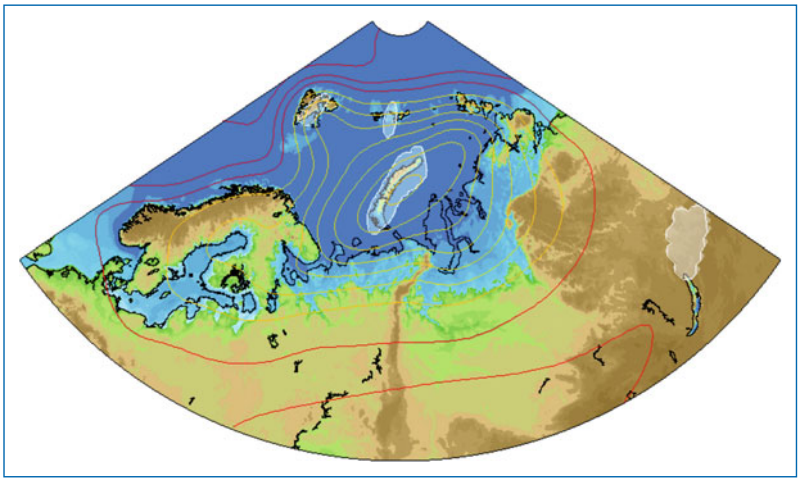


Abb. 14.5 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit der spätsaalezeitlichen Transgression vor etwa 129 000 Jahren (aus Lambeck et al 2006).

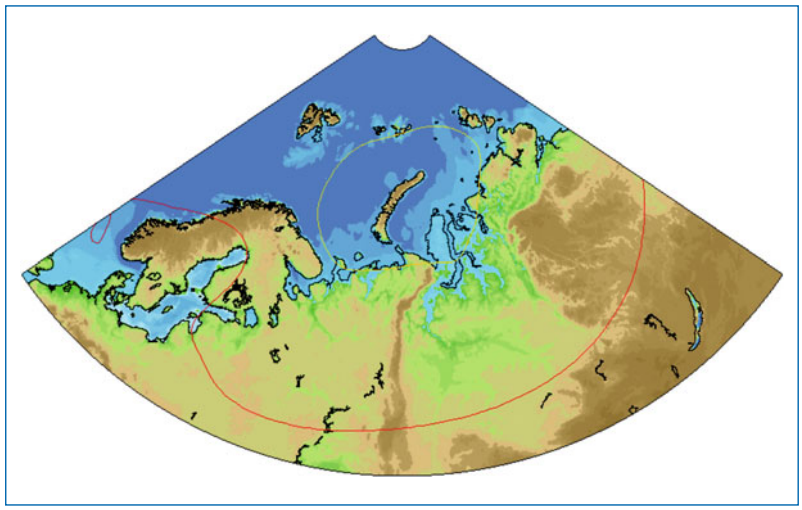


Abb. 14.6 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit der Eem-Warmzeit vor etwa 119 000 Jahren (MIS 5e) (aus Lambeck et al 2006).

muss davon ausgehen, dass der kurzfristigen und schmalen Verbindung von der Ostsee zum Weißen Meer im frühen Eem eine deutlich längere und ausgedehnte Transgression von marinem Kaltwasser vorausgegangen ist, die einsetzte, als sich das Eis von der karelischen Wasserscheide zurückzog. Für diese Transgression gibt es im Gelände nur wenige Belege. Die Meeresspiegel-Daten für diesen frühen Abschnitt der Eem-Warmzeit sind in Europa auf einige frühe interglaziale marine Terrassen auf Spitzbergen beschränkt. Darüber hinaus weiß man nur, dass der Warmphase der Eem-Warmzeit in Österbotten (Finnland) eine Kaltwasserphase vorausgegangen ist, und dass in der späten Saale-Kaltzeit im südlichen Randbereich der Ostsee brackische Kaltwasser-Bedingungen geherrscht haben. Lambeck et al. (2006) vermuten, dass die Zeit nicht dafür ausreichte, dass sich eine eindeutige und klar erkennbare frühinterglaziale Fauna und Flora entwickeln konnte.

Diese prä-eemzeitliche Verbindung zwischen dem Atlantik und dem arktischen Ozean über die Ostsee erstreckte sich anfangs bis zum Ural und später weiter bis zur Taimyr-Halbinsel. Die Verbindung bestand einige 1000 Jahre. Das Eindringen relativ warmen Atlantik-Wassers in diese nördlichen Gebiete in der frühesten Warmzeit hat die rasche Ausbreitung der borealen Vegetation und der warmzeitlichen marinen Fauna in der ganzen Region begünstigt. Überall im nördlichen Europa war zu dieser Zeit ein Temperaturanstieg zu verzeichnen. Im Unterschied zum Eem gab es am Ende der letzten Vereisung weder eine Verbindung zwischen der Ostsee und dem Polarmeer, noch ist es zu einer ausgedehnten Transgression im nördlichen Russland gekommen. In der Eem-Warmzeit wuchs im nördlichen Russland Wald in Gebieten, die heute zur Tundra gehören. Das Vordringen des Eem-Meeres wird in der russischen Literatur als „boreale Transgression“ bezeichnet.

Wenn der Meeresspiegel in der Eem-Warmzeit etwa 5 m höher war als heute, dann muss entsprechend mehr Wasser zur Verfügung gestanden haben. Dieses zusätzliche Wasser kann nur durch ein stärkeres Abschmelzen eines der verbleibenden großen Eisschilde zur Verfügung gestellt worden sein. Der Ostantarktische Eisschild wird als relativ stabil angesehen. Der Westantarktische Eisschild könnte sich stärker verändert haben. Noch stärker waren möglicherweise die Veränderungen des grönländischen Inlandeises. Zwar sind die meisten Gebiete Grönlands im Eem nicht eisfrei geworden, aber die Mächtigkeit des Eises dürfte stark abgenommen haben. Tarasov & Peltier (2003) haben das Verhalten des grönländischen Inlandeises modelliert; sie kommen zu dem Ergebnis, dass das Abschmelzen des grönländischen Eises wahrscheinlich gut die Hälfte (etwa 2,7–4,5 m) zum Anstieg des Meeresspiegels beigetragen hat.

14.3.2 Von der Frühen zur Mittleren Weichsel-Kaltzeit

Die Vorhersagen des Modells deuten darauf hin, dass das Eis während des Stadiums MIS-5d im Norden bis zum Ural reichte und eine Verbindung zum Eisschild des Putorana-Plateaus bestand, so dass sich zwischen diesen beiden Eckpunkten um 113 000 vor

heute ein großer westsibirischer Eisstausee entwickelte. Der See bestand aus einem nördlichen und einem südlichen Becken, die voneinander durch ein ostwestlich verlaufendes topographisches Hochgebiet getrennt waren, das vom Ob und Taz durchschnitten wurde. Das nördliche Becken entspricht in etwa dem, das auch schon in der späten Saale-Kaltzeit von einem Eisstausee erfüllt war. Das zweite Becken erstreckte sich dagegen wesentlich weiter nach Süden, bis in den Bereich der heutigen Städte Omsk und Tomsk. Es besaß einen Überlauf durch die Turgay-Senke in das Becken des Aralsees, von dem das Wasser in das Kaspische Meer floss und von dort weiter durch die Manytsch-Senke in das Schwarze Meer. Dieser Unterschied zwischen den beiden Vereisungsphasen ist darauf zurückzuführen, dass das Eis jetzt wesentlich dicker war und dass der nördliche Ural in der späteren Saale-Kaltzeit stärker isostatisch abgesenkt war als während des MIS-5d. Die Wasserscheide zwischen Sob und Yelen liegt gegenwärtig westlich des Urals bei +154 m auf einem Moränenwall, der von einem Lokalgletscher aufgeschüttet worden ist. Damals lag der Meeresspiegel etwa 31 m unter dem heutigen Niveau, so dass zu der Zeit das Wasser beim Sob-Pass etwa 185 m tief war. Das Niveau der Turgay-Senke war ein paar Meter niedriger. Konsequenterweise bildete daher die Turgay-Senke den natürlichen Abfluss. Dabei wird bei der Modellrechnung von der gegenwärtigen Geländehöhe ausgegangen und nicht von der Höhe des Gesteinsuntergrundes, die im Falle der Turgay-Senke nur bei etwa 55 m liegt (etwa 500 km nördlich der heutigen Wasserscheide; vgl. Mangerud et al. 2004). Wenn die Höhe des Festgesteins den Seespiegel kontrolliert hat, dann musste der Abfluss auf jeden Fall durch die Turgay-Senke erfolgen.

Dieses Muster wiederholte sich in der Vereisungsphase des Substadiums MIS 5b. Das heißt, dass das westsibirische Tiefland sowohl 113 000 als auch 95 000 Jahre vor heute von zwei riesigen Eisstauseen gefüllt war, die zumindest zeitweilig nach Süden, in Richtung Aral-See – Kaspisches Meer – Schwarzes Meer entwässerten. Das bedeutet, dass sich während MIS5d und 5b das Einzugsgebiet des Schwarzen Meeres und damit auch des Mittelmeeres nach Osten bis in den Bereich des Baikal-Sees erweitert hatte.

Der Eisschild im Bereich der Karasee, der den Abfluss nach Norden versperrte, war in beiden Substadien ganz ähnlich ausgebildet, und der isostatische Resteinfluss der saalezeitlichen Vergletscherungen dürfte zu jener Zeit bereits sehr gering gewesen sein. Es ist daher anzunehmen, dass der Eisstausee bei beiden Vergletscherungen eine ähnliche Ausdehnung gehabt hat. Dies dürfte dazu geführt haben, dass die älteren Uferterrassen vom jüngeren Eisstausee überprägt worden sind, so dass kaum OSL-Daten für das Substadium MIS-5d vorliegen, während Daten für MIS-5b und MIS-4 wesentlich häufiger sind. Mangerud et al. (2004) schätzen, dass der Seespiegel während des MIS-5b im oberen Ob-Tal bei etwa 60 m gelegen haben dürfte. Das wären etwa 122 m über dem Meeresspiegel, und das würde bedeuten, dass ein Abfluss durch die Turgay-Senke über die Festgesteins-Schwelle problemlos möglich war.

Während der Interstadiale MIS-5 c und MIS-5a hatte sich das Eis weitgehend in den Bereich der Karasee zurückgezogen, und die Topographie von Westsibirien sah ähnlich aus wie heute, mit der Ausnahme, dass die nördlichen Teile von Yamal und Gydan unter dem Meeresspiegel lagen. Während des Stadiums MIS-4 der mittleren Weichsel-Kaltzeit lag der südliche Eisrand im Bereich der Karasee nördlich des Urals und des Putorana-Hochlandes, und die Ausdehnung der sibirischen Seen wurde durch die Lage des Eisrandes auf der Taimyr-Halbinsel und im Petschora-Tiefland kontrolliert. Auch für diesen Zeitraum sagt das Modell eine ausgedehnte Überflutung des Ob-, Jenissei- und Taz-Tieflands voraus, aber die maximalen Seespiegel der früheren Stadien wurden nicht mehr erreicht, weil am nördlichen Eisrand tiefer gelegene eisfreie Überläufe in Richtung Westen vorhanden waren.

Westlich des Urals hing die Bildung von Eisstauseen im Wesentlichen von der Position des Eisrandes im Bereich des Petschora- und Archangelsk-Mezen-Beckens ab, und die ist nicht bekannt. Das Modell kann daher keine definitive Antwort auf die Frage nach der damaligen Entwässerung zwischen dem Timan-Rücken und dem Weißen Meer liefern. Für eine detaillierte Analyse wären großmaßstäblichere Geländedaten erforderlich. Die Vorhersagen des Modells liefern für die beiden Vereisungsphasen des Stadiums 5 ähnliche Ergebnisse. In beiden Fällen wird zwischen dem Ural und dem Timan-Rücken ein Eisstausee vorausgesagt, dessen Seespiegel vom niedrigsten Pass im Timan-Rücken bei Tsilma kontrolliert wird. Die resultierenden Seen entsprechen dem Lake Komi nach Mangerud et al. (2001). Ein weiterer Eisstausee wird für beide Zeitabschnitte für den Bereich Weißes Meer und Archangelsk vorhergesagt, der durch eine Eis-Barriere, die sich von der Petschora-See bis zur Kola-Halbinsel hinzog (MIS-5b), beziehungsweise durch eine mächtigere Eismasse, die sich bis nach Skandinavien erstreckte, aufgestaut wurde (MIS-5d). Dieser See entspricht dem *White Sea Lake* von Mangerud et al. (2001). Der Abfluss die-

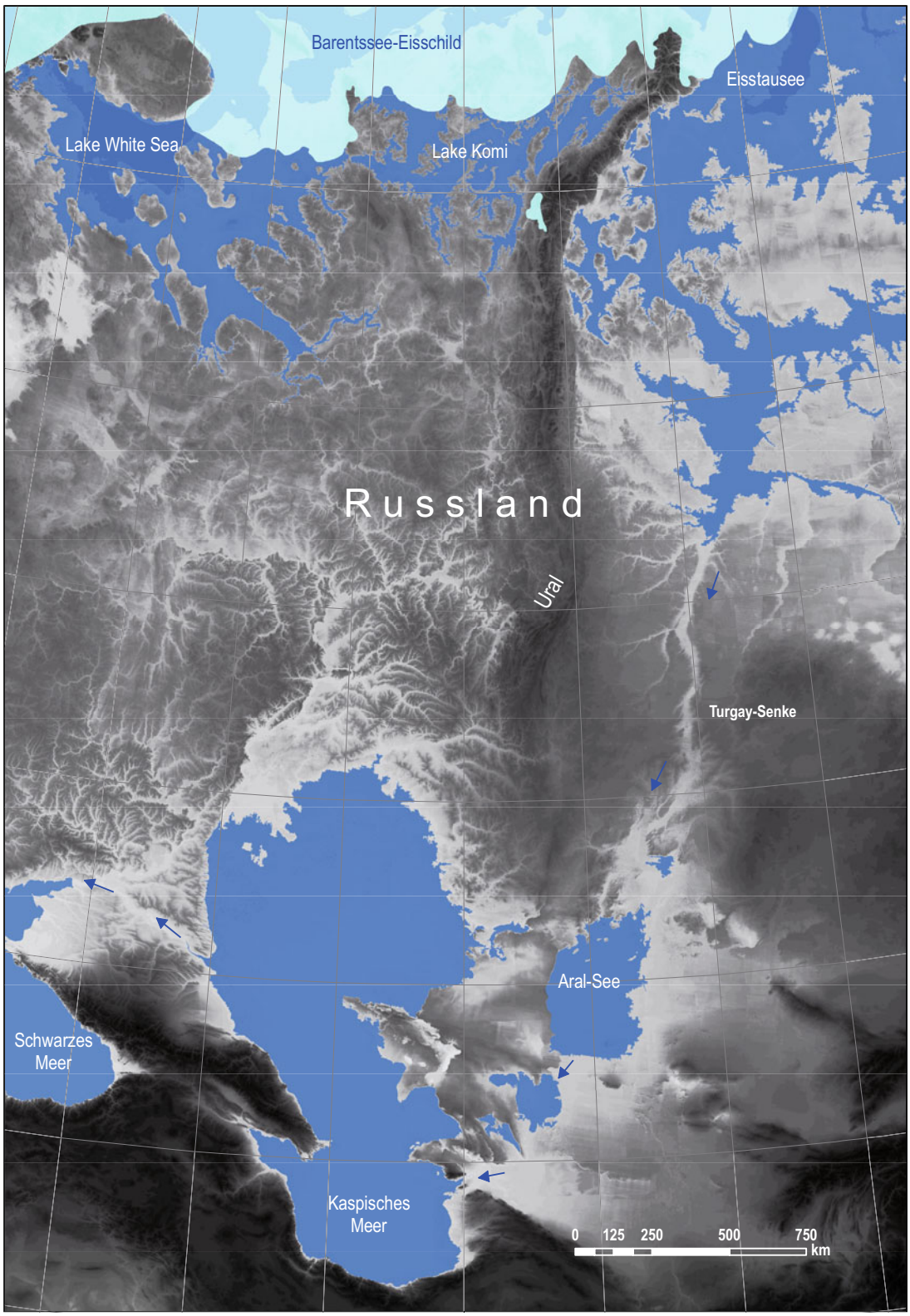


Abb. 14.7 Abfluss des Westsibirischen Eisstausees über die Turgay-Senke in Richtung Aral-See, Kaspisches Meer und Schwarzes Meer.

Abb. 14.8 Abfluss des westsibirischen Eisstausees über den nördlichen Ural in Richtung Westen.

ses Sees erfolgte entweder über Karelien oder aber nach Süden durch das Tal der Dvina und über den Keltma-Pass in Richtung Wolga. Bei einer geringen Eisbedeckung der Kola-Halbinsel wäre auch eine Entwässerung über den Kola-Fluss möglich.

Das Vorkommen dieser Eisstauseen hängt in starkem Maße davon ab, welche Wege für die Entwässerung offen standen. Larsen et al. (2006) sind der Ansicht, dass es zwischen dem Eis der Barentssee und dem skandinavischen Eisschild einen eisfreien

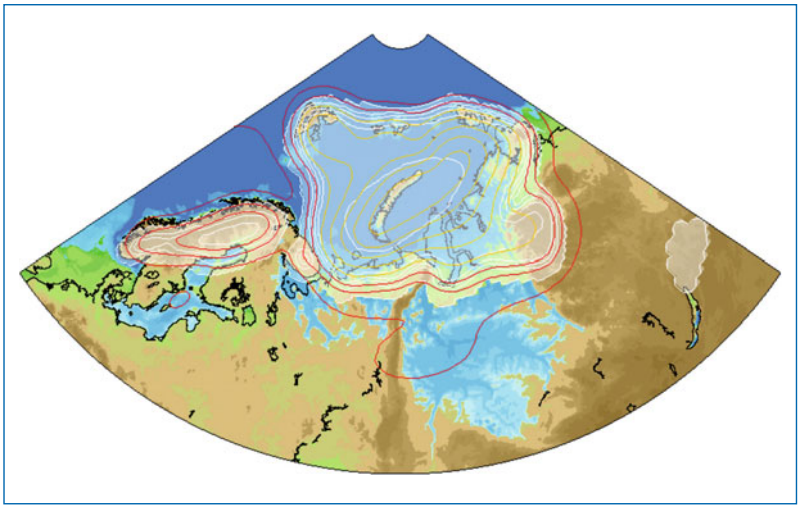


Abb. 14.9 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit vor etwa 113 000 Jahren (MIS 5b) (aus Lambeck et al 2006).

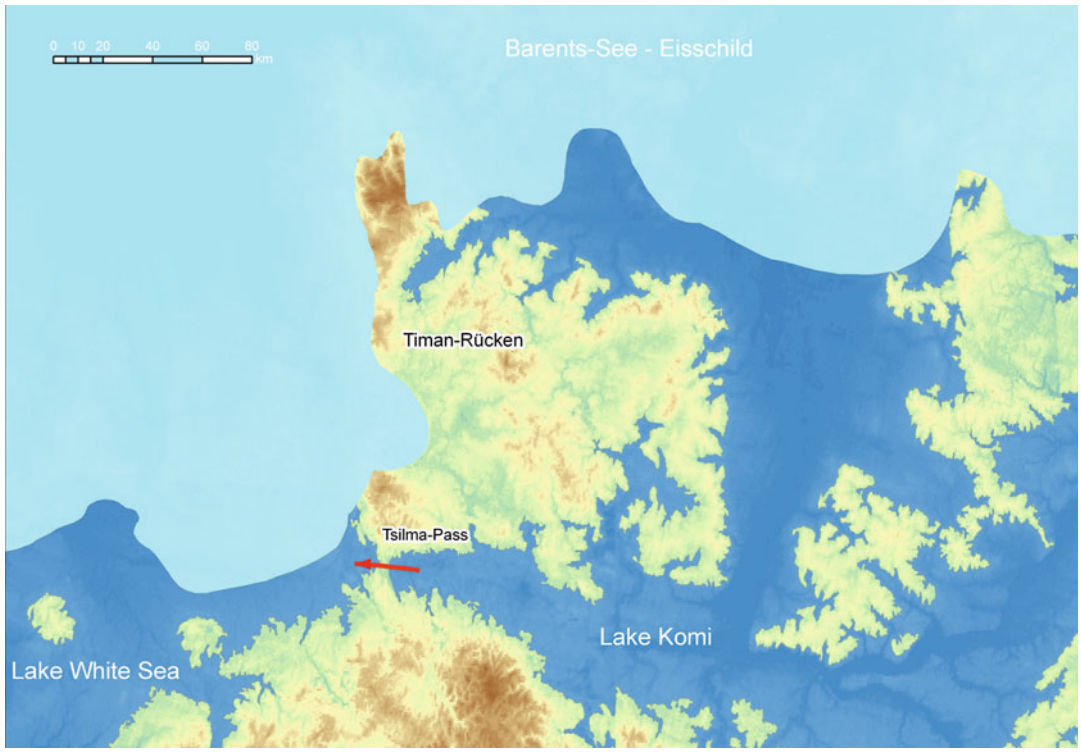


Abb. 14.10 Abfluss des Lake Komi über den Timan-Rücken (Tsilma-Pass) in Richtung Westen.

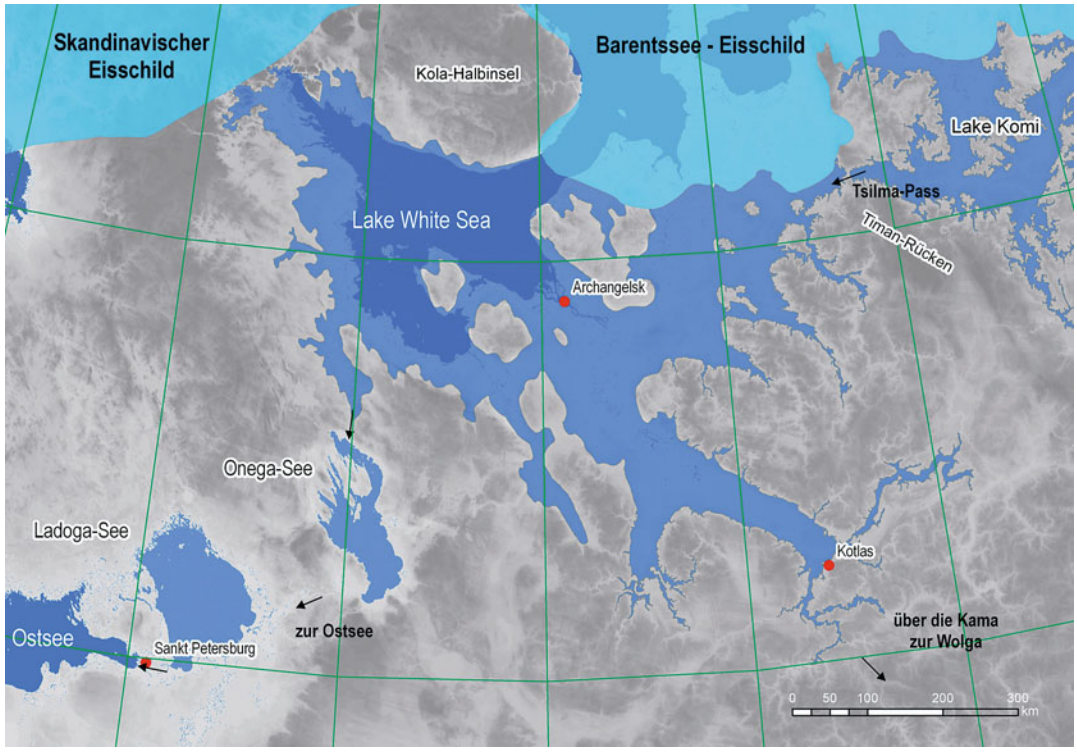


Abb. 14.11 Abfluss über den Ladoga-See in Richtung Westen.

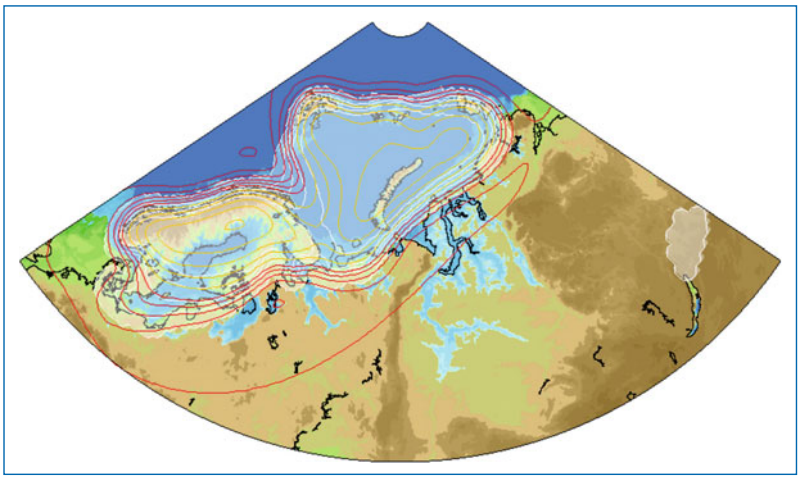


Abb. 14.12 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit vor etwa 64 000 Jahren (MIS 4) (aus Lambeck et al. 2010).

Korridor gegeben habe. Wenn dies der Fall gewesen ist, war ein südlicher Abfluss der Seen unmöglich. Die Frage, ob ein White Sea Lake existiert hat oder nicht, lässt sich mit dem Modell nicht lösen.

Die isostatische Reaktion auf eine Vergletscherung hängt von der Rheologie der Erde und von der Geometrie der Eislast ab. Für die Berechnung der Eislast ist zumindest für einige Zeitabschnitte

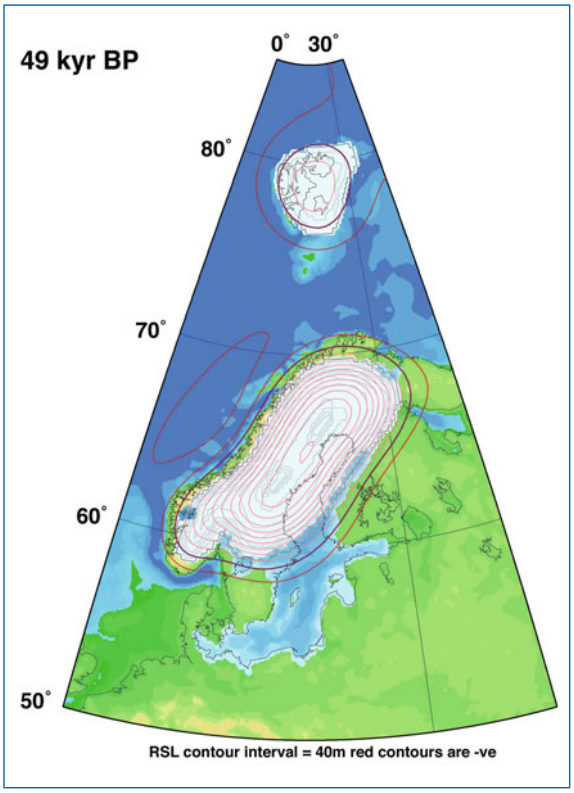


Abb. 14.13 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit vor etwa 49 000 Jahren (MIS 3) (aus Lambeck et al. 2010).

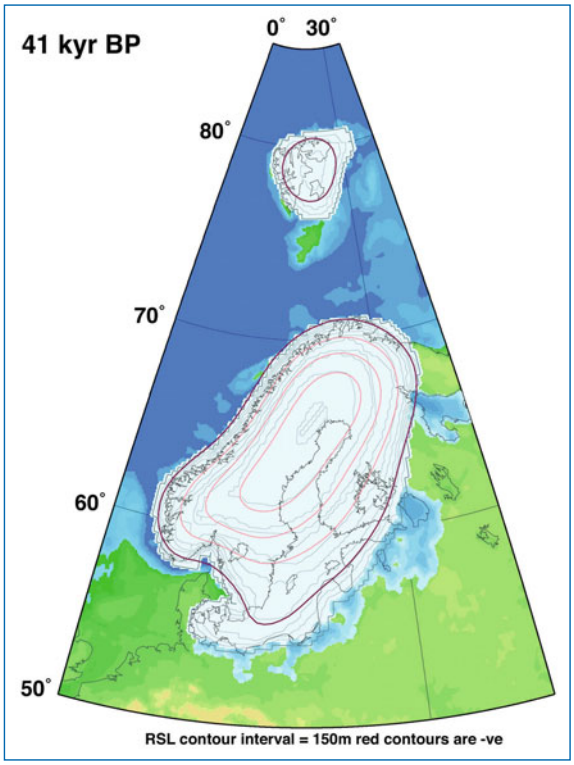


Abb. 14.14 Paläogeographische Situation für die Zeit vor etwa 41 000 Jahren (Jæren-Skoghelleren-Stadial) (Quelle: http://people.rses.anu.edu.au/lambeck_k/index.php?p=research).

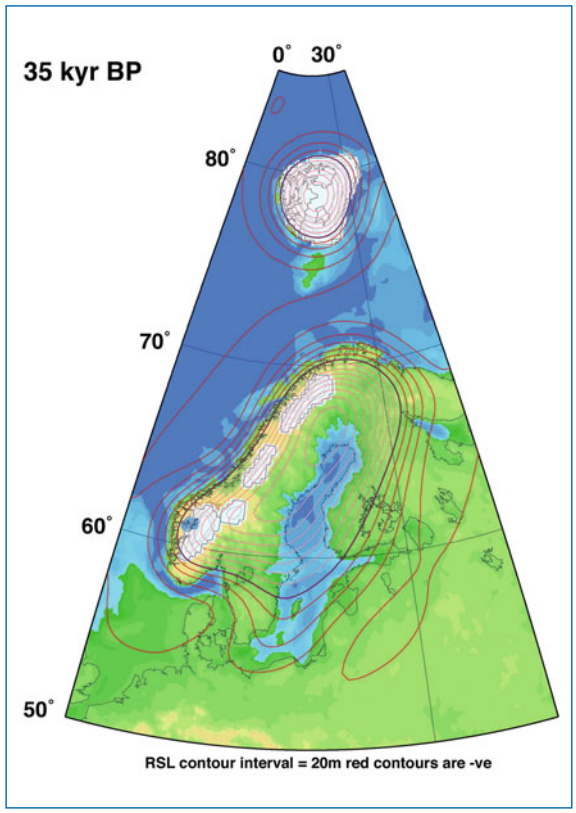


Abb. 14.15 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit vor etwa 35 000 Jahren (Ålesund-Interstadial) (aus Lambeck et al. 2010).

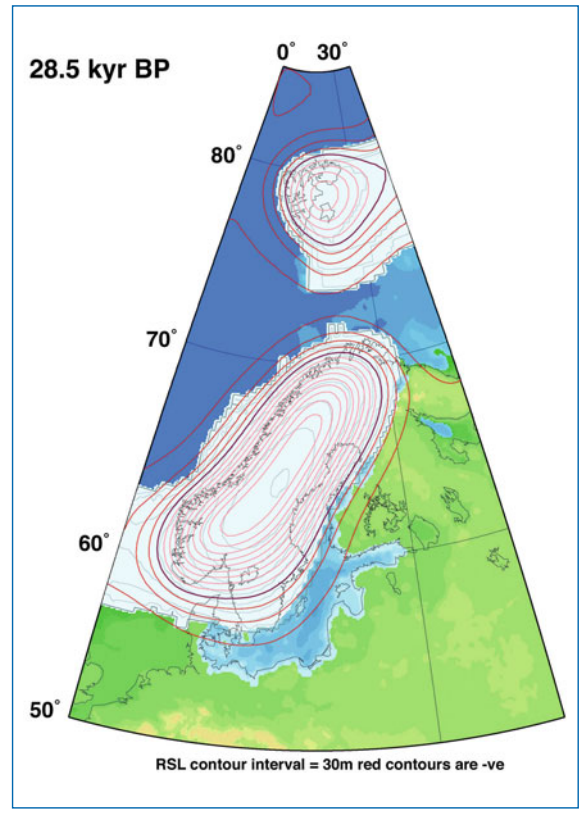


Abb. 14.16 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit vor etwa 28 500 Jahren (aus Lambeck et al. 2010).

die Position der Eisränder von wesentlicher Bedeutung. Diese können aus Svendsen et al. (2004) und einzelnen Beiträgen in Ehlers & Gibbard (2004) entnommen werden. Die Veränderungen des Meeresspiegels werden in die Berechnung einbezogen. Dabei wird in Rechnung gestellt, dass die Meeresspiegel nach dem Weichsel-Maximum auch noch ererbte Einflüsse von den Vereisungen vor dem Weichsel-Maximum widerspiegeln. Für das Verhalten der Meeresspiegel ist auf jeden Fall zusätzlich die Vereisungsgeschichte der anderen großen Eisschilde (in Nordamerika) in die Betrachtung einzubeziehen.

Die Berechnungen von Lambeck at al. (2010) haben gezeigt, dass die maximale Eismächtigkeit über dem Bottnischen Meerbusen wesentlich geringer gewesen ist, als Denton & Hughes (1981) angenommen haben. Folglich lag das Zentrum der Vereisung nicht über der Ostsee, sondern über Schweden, und zwar weiter südlich als bisher vermutet, also eher über Ångermanland als über Norrbotten.

Für die frühe Weichsel-Kaltzeit sind über die Ausdehnung der Gletscher nur wenige Daten bekannt. Um 64 000 vor heute erreichten die Gletscher im Ostteil des Vereisungsgebietes erneut beinahe ihre größte Ausdehnung, was zur Bildung von großen Eisstauseen führte. Im Südwesten füllte das Eis das gesamte Ostseebecken aus. In Dänemark wurde der Ristinge-Klint-Till abgelagert.

Um 49 000 vor heute war das Eis auf Skandinavien und Spitzbergen beschränkt. Im Unterschied zur postglazialen Entwicklung zeigt das Modell für diesen Zeitraum eine Ausdehnung des Ostsee-Vorläufers an, die nach Süden über den Bereich der heutigen Ostsee hinausreicht. Die Nordsee liegt weitgehend trocken. Der Abfluss des Ostsee-Eisstausees erfolgt über Mittelschweden.

Um 41 000 vor heute erfolgte der erste größere Eisvorstoß. Dieser altbaltische Eisvorstoß während des Jæren-Skoghelleren-Stadials folgte der Ostseesenke und gelangte bis in den Bereich der dänischen Inseln. Am Südrand des Inlandeises bildete sich eine große

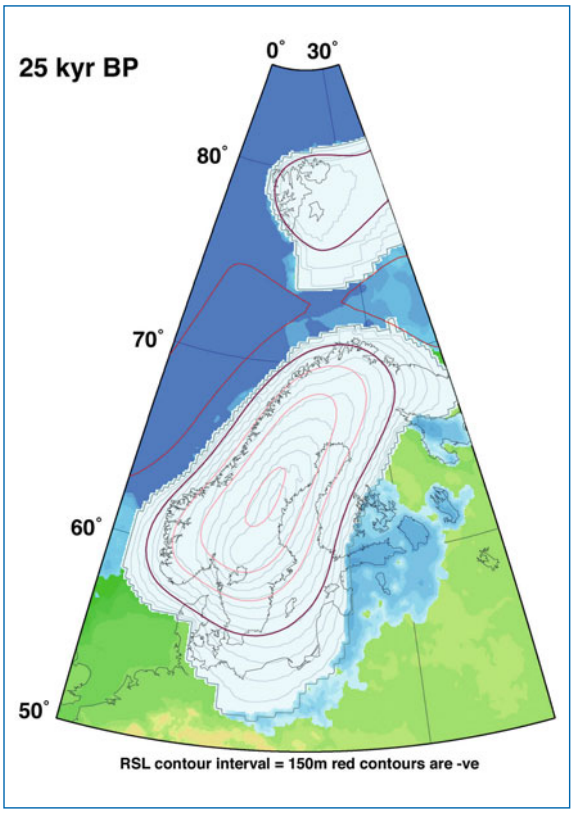


Abb. 14.17 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit vor etwa 25 000 Jahren (Anfang des LGM) (aus Lambeck et al. 2010).

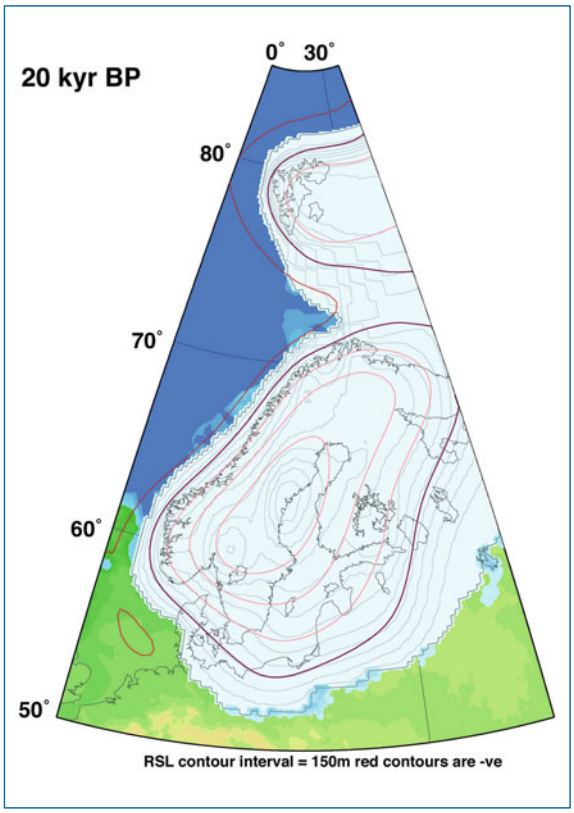


Abb. 14.18 Paläogeographische Rekonstruktion für die Zeit vor etwa 20 000 Jahren (LGM) (Quelle: http://people.rses.anu.edu.au/lambeck_k/index.php?p=research).

Zahl von ausgedehnten Eisstauseen; man hat den Eindruck einer Ostsee außerhalb des Ostsee-Beckens.

Im nachfolgenden Ålesund-Interstadial (um 35 000 vor heute) waren die Gletscher auf die Gebirgsregionen Skandinaviens beschränkt.

Um 30 000 vor heute begann dann der erneute Gletschervorstoß. Er führte zunächst um 28 500 vor heute zu einem Eisvorstoß in Richtung Westen, in den Bereich der Nordsee, wo sich skandinavisches Eis und britisches Eis trafen.

Das Modell zeigt, dass sich um 28 000 vor heute im Bereich der südlichen Ostsee ein großer Eisstausee gebildet hat, der wahrscheinlich über Schleswig-Holstein in Richtung Nordsee entwässert hat. Es folgte der Abbau des nach Westen gerichteten Eisvorstoßes bis 27 000 vor heute und ein großer Eisvorstoß quer über die Ostseesenke nach Norddeutschland und Polen um etwa 25 000 vor heute. Beim weiteren Anwachsen des Eisschildes verlagerte sich der See in das Gebiet im Südosten der heutigen Ostsee. Die Entwässerung erfolgte jetzt über den Elbe-Urstrom, wobei in dessen Oberlauf zunächst große Seen entstanden.

Um 23 000 vor heute kam es zu einem Eisrückzug. Der Bereich der dänischen Inseln wurde eisfrei; in dem Eisstausee werden die Beckenschluffe abgelagert, die in den Kliffaufschlüssen auf Langeland den Till des letzten Eisvorstoßes unterlagern. Bei dem erneuten Eisvorstoß um 21 000 vor heute erfolgte die Entwässerung über das Urstromtal.

Der Eisvorstoß gipfelte schließlich um 20 000 vor heute im Vereisungsmaximum der Weichsel-Kaltzeit.

Skelettfund im Rahmen einer archäologischen Grabung in der Karsdorfer Feldflur nördlich der Unstrut, Sachsen-Anhalt.

15
Der Mensch greift ein

Der Mensch ist heute in der Lage, nicht nur seine Umwelt entscheidend zu verändern, sondern auch die Entwicklung der Menschheit selbst in höhere oder tiefere Regionen zu steuern. Auf die Frage eines Reporters der *New York Times*, ob es nach den neuesten Erfolgen der Genforschung möglich sei, einen Neandertaler zu rekonstruieren, sagte Dr. George Church: Ja, das sei möglich.

„Er würde vom menschlichen Genom ausgehen, das dem des Neandertalers sehr ähnlich sei, und die paar DNA-Einheiten austauschen, die man benötigt, um es in die Neandertaler-Version umzuwandeln.

Das ließe sich dadurch bewirken, dass man zunächst einmal das menschliche Genom in 30 000 Stücke teilte, jeweils etwa 100 000 DNA-Einheiten lang. Jedes dieser Stücke würde dann in Bakterien eingesetzt, und dort würden die wenigen abweichenden DNA-Einheiten durch Einheiten des Neandertalers ausgetauscht. Die veränderten DNA-Stränge würden anschließend zu einem vollständigen Neandertaler-Genom zusammengesetzt. Um ethischen Bedenken aus dem Weg zu gehen, könnte man dieses anschließend in die Zelle eines Schimpansen statt eines Menschen einpflanzen.

Die Schimpansen-Zelle würde dann in ihren Embryonalzustand zurückversetzt und benutzt, um im Leib einer Schimpansin den Mutanten eines Schimpansen-Embryos zu erzeugen, der einem Neandertaler in vielen oder all seinen Eigenschaften gleichen würde.

Dr. Church räumte ein, dass die ethischen Ansichten über ein solches Experiment weit auseinander gehen würden. (…) Er plane kein solches Experiment, aber wenn sich jemand fände, der die entsprechenden Mittel zur Verfügung stellte, wäre er bereit, darüber nachzudenken.“ (Wade 2009).

Schon seit vielen Jahren sind wir von der schönen neuen Welt genetischer Eingriffe in die menschliche Entwicklung nur einen kleinen Schritt entfernt – nicht so sehr, weil moralische Bedenken bestünden, sondern weil kein unmittelbarer wirtschaftlicher Nutzen erkennbar ist. Die Wissenschaft ist eine Hure – sie arbeitet für jeden, der sie bezahlt.

15.1 „Out of Africa“ – Die Ausbreitung der Menschen

Die ersten Menschen sind in Afrika entstanden. Neue Untersuchungen belegen, dass der *Homo erectus*, der erste Hominide, der das Feuer benutzte, der jagen und wie ein moderner Mensch laufen konnte, sich in einer ersten Auswanderungswelle schon vor etwa 1,8 Millionen Jahren von Afrika aus über die Welt ausgebreitet hat. Erst während der letzten Kaltzeit, der Weichsel-Kaltzeit, wurde dieser frühe Mensch durch den höher entwickelten *Homo sapiens* ersetzt. Bis vor kurzem war ungeklärt, ob diese Veränderung in verschiedenen Teilen der Erde gleichzeitig abgelaufen war, oder ob eine neue Ausbreitungswelle aus Afrika den Ersatz der alten durch die neuen Menschen bewirkt hatte. Man geht heute von einer neuen Ausbreitungswelle aus.

Bis vor wenigen Jahrzehnten war die einzige Möglichkeit, mehr über die Entwicklung der Menschen herauszufinden, die Untersuchung der archäologischen Funde. Da radiometrische Datierungsmethoden in dem hier in Frage stehenden Zeitraum meist nicht greifen, blieb außer der biologischen Entwicklung (Veränderung des Knochenbaus, insbesondere des Schädels) vor allem die Auswertung der Artefakte. Heute bildet die Erforschung der genetischen Entwicklung des Menschen eine wesentliche Grundlage zur Rekonstruktion der frühen Menschwerdung.

Afrika ist ein relativ abgeschlossener Kontinent. Für die Ausbreitung des *Homo sapiens* standen nur wenige Wege zur Verfügung: (1) Die Meerenge von Gibraltar, (2) Sinai, (3) die Meerenge am Horn von Afrika (Bab el Mandeb). Zwei dieser Ausgänge sind tatsächlich benutzt worden. Um 120 000 vor heute stieß eine Gruppe von Menschen durch Ägypten und Palästina nordwärts vor. Die ungünstigen klimatischen Bedingungen verhinderten jedoch eine weitere Ausbreitung. Dieser Zweig der menschlichen Aus-

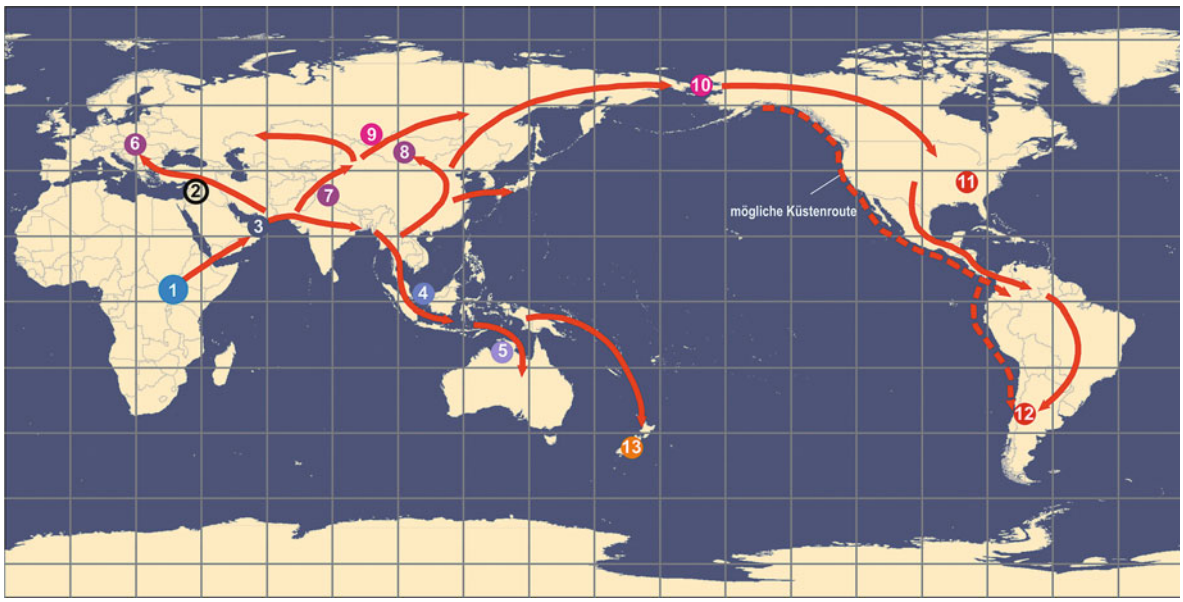


Abb. 15.1 Die Ausbreitung des modernen Menschen über die Erde. (1) Vor 150 000 Jahren lebten die ersten modernen Menschen in Afrika. (2) Vor etwa 120 000 Jahren machte sich eine erste Gruppe nach Norden auf. Sie durchquerte Ägypten und Israel, starb aber vor 90 000 Jahren aus. (3) Vor 85 000 Jahren wanderte eine Gruppe von Menschen am Südrand der Arabischen Halbinsel entlang in Richtung Indien. Alle nichtafrikanischen modernen Menschen stammen von dieser Gruppe ab. (4) Vor 75 000 Jahren breiteten sich die modernen Menschen nach Südostasien und China aus. (5) Vor 65 000 Jahren stießen sie über Timor nach Australien vor. (6) Vor 50 000–46 000 Jahren stieß Homo sapiens nach Europa vor. (7) Vor 40 000 Jahren wanderte eine andere Gruppe Menschen von Pakistan über das Industal nach Zentralasien. (8) Gleichzeitig stießen Menschen aus Ostasien entlang der Seidenstraße nach Westen vor. (9) Vor 20 000–30 000 Jahren stießen die Menschen von Zentralasien nach Westen in Richtung Europa und nach Osten nach Beringia vor. (10) Vor 25 000–22 000 Jahren überquerten die Menschen die Bering-Straße. (11) Vor 19 000–15 000 Jahren waren sie bereits in Pennsylvania. (12) Vor 12 500 Jahren erreichten sie entweder auf dem Land- oder auf dem Seeweg entlang der Küste Monte Verde in Chile. (13) Erst 800–1300 n. Chr. erreichten die Maori Neuseeland (nach Oppenheimer 2009).

breitung starb um 90 000 vor heute aus. Auf Grund der archäologischen Befunde lässt sich eindeutig sagen, dass der erfolgreiche Aufbruch der frühen Menschen aus Afrika auf dem südlichen Weg stattgefunden hat. Da die Meerenge auch zu Zeiten niedrigen Meeresspiegels nie trocken gefallen ist, bedeutet dies, dass die Menschen schon sehr früh Schiffe zur Verfügung gehabt haben.

Um 85 000 vor heute drangen die Menschen in einer zweiten Auswanderungswelle über die südliche Arabische Halbinsel und Persien bis nach Indien vor. Diese Gruppe bildete den Kern, aus dem sich alle nicht-afrikanischen modernen Menschen entwickelt haben. Zunächst erfolgte ein Vorstoß nach Osten. Schon um 75 000 vor heute waren China und Südostasien erreicht. Der Weg nach Südosten, nach Australien und Neuguinea, die damals eine Einheit bildeten, wurde um 65 000 vor heute eingeschlagen.

Der Mensch hat damit etwas geschafft, was anderen Arten verwehrt geblieben ist: die natürliche Grenze zwischen Asien und Australien zu überschreiten. Der englische Naturforscher Wallace (1823–1913) hatte bei seinen Studien im malayischen Archipel festgestellt, dass es eine klare Trennungslinie zwischen der Fauna Asiens und Australiens gibt. Diese nach ihrem Entdecker benannte Wallace-Linie verläuft zwischen Bali und Lombok und zwischen Borneo und Sulawesi. Warum hier eine Trennung verläuft, wird deutlich, wenn man sich die Tiefenverhältnisse vor Augen führt. Sumatra, Java und Bali liegen auf dem malayischen Schelf, einem Flachmeergebiet, das in den Kaltzeiten trocken fiel. Das gleiche gilt für Australien, Neuguinea und Melanesien, die ebenfalls einen gemeinsamen Schelf haben, der in den Kaltzeiten zu Festland wurde. Diese beiden Festländer blieben jedoch entlang der Wallace-Linie durch eine 50 km breite Meeresstraße getrennt. Es ist unklar, ob *Homo sapiens* die Südroute über Bali – Sumba – Flores – Timor oder die Nordroute über Celebes – Maluku – Ceram nach Neuguinea benutzt

Abb. 15.2 Felszeichnungen in Nourlangie, Arnhem Land, Australien (Aufnahme: Eva-Maria Ludwig).

hat. Australien hat er spätestens 50 000 Jahre vor heute erreicht.

Es ist ungewiss, ob der Kontinent vorher von *Homo erectus* besiedelt war. Die australischen Aborigines weisen zwar gewisse Körpermerkmale auf, die darauf hinzuweisen schienen, dass möglicherweise eine Vermischung mit *Homo erectus* stattgefunden hat (ausgeprägter Augenbrauenwulst, robuste Gestalt). Genetische Untersuchungen haben jedoch gezeigt, dass das Genmaterial der Australier und Papuas vollständig mit dem *Homo sapiens* übereinstimmt. Die starken genetischen Unterschiede zu den meisten anderen Völkern im Umkreis des Indischen Ozeans können auf die Isolierung des Kontinents nach dem Verschwinden der Landbrücke um etwa 8000 vor heute zurückzuführen sein (Hudjashov et al. 2007).

Um 46–50 000 vor heute erreichte der *Homo sapiens* Europa. Fast alle heutigen Europäer lassen sich genetisch auf diesen Ursprung zurückführen; ihre mitochondriale DNA ist zwischen 50 000 und 13 000 vor heute entstanden.

Um 40 000 vor heute breitete sich die Besiedlung nach Zentralasien aus. Von dort stießen die frühen Menschen um 30 000 vor heute nach Osten in Richtung Beringia vor. Während des Tiefstandes der Weltmeere um 25 000–22 000 vor heute querten die Menschen die Beringstraße, die damals trocken lag, und gelangten über diese Landbrücke nach Alaska. Hier ergab sich ein Problem – der Weitermarsch nach Süden war durch das Eis der letzten Eiszeit versperrt. Südlich des Vereisungsgebietes ist die menschliche Besiedlung in Amerika erst seit etwa 15 000 vor heute sicher nachgewiesen.

Neuseeland wurde als letzte größere Landmasse vom modernen Menschen besiedelt; erst zwischen 800 und 1300 nach Christi Geburt wanderten die polynesischen Maori in die bis dahin menschenleeren Inseln ein, die durch fast 2000 km Wasser von Australien getrennt sind.

Die älteste Besiedlung Europas durch den Menschen liegt weitgehend im Dunkel. Man schätzt, dass sie bereits etwa vor einer Million Jahren begonnen hat. Die wenigen archäologischen Funde sind jedoch vielfach nicht sicher datierbar (Ullrich 1989). Funde des Urmenschen (*Homo erectus*) sind aus Europa nur von sieben Punkten bekannt: Petralona in Griechen-

Abb. 15.3 Der Unterkiefer des *Homo erectus heidelbergensis* ist etwa 500 000 bis 600 000 Jahre alt.

land (zeitliche Einordnung umstritten), Arago in Frankreich (etwa 70 Reste), Ranuccio, Pofi und Castel di Guido in Italien, Vértesszöllös in Ungarn, Mauer bei Heidelberg und Bilzingsleben in Thüringen. Der älteste in Deutschland nachgewiesene Überrest eines Menschen ist der Unterkiefer aus der Sandgrube Grafenrain bei Mauer, der 1907 entdeckt wurde (Abb. 15.3). Die genaue zeitliche Einordnung der Fundschicht dieses *Homo erectus heidelbergensis* ist nicht geklärt. Das Alter lässt sich bisher nur grob auf 600 000 bis 500 000 Jahre schätzen (Wagner et al. 2007).

Die Untergliederung der archäologischen Funde erfolgt in erster Linie auf Grund der Werkzeuge. Das gesamte Quartär bis zum Ende der Weichsel-Vereisung zählt zum Paläolithikum, der Altsteinzeit. Die Untergliederung in Alt-, Mittel- und Jungpaläolithikum orientiert sich an Änderungen in der Steinbearbeitungstechnik. Besonders für die prä-weichselzeitlichen Ablagerungen ist die altersmäßige Einstufung zum Teil nicht eindeutig, während eine Zuordnung zu einer bestimmten Bearbeitungstechnik der Artefakte immer möglich ist.

Ursprünglich waren die archäologischen Funde im Aufschluss der Tongrube Kärlich als der älteste Nachweis des Menschen in Mitteleuropa gewertet worden (Horizont Kärlich A). Von dieser Deutung ist man heute abgerückt (Bosinski 2008). Man geht davon aus, dass sich die Anwesenheit des frühen Menschen im Rheinland erst um etwa 600 000 vor heute nachweisen lässt.

Die wichtigsten Spuren altsteinzeitlicher Besiedlung in Norddeutschland sind bei Grabungen im Bereich des Braunkohle-Tagebaus Schöningen bei Helmstedt gefunden worden. Dabei wurden neben anderen bearbeiteten Hölzern sieben Speere aus Fichtenholz gefunden, deren größter 2,5 m lang war. Das Alter des Fundplatzes Schöningen wird auf 400 000 Jahre geschätzt. Wenn dieses Alter zutrifft, war der Mensch des Altpaläolithikums wesentlich weiter entwickelt, als bis dahin angenommen wurde. Zwar hatte man auch früher schon gelegentlich bearbeitete Hölzer von vermutlich altpaläolithischem Alter gefunden, von denen jedoch nur eine Lanzen- oder Speerspitze aus England (Clacton-on-Sea) erhalten geblieben ist. Bei der Grabung in Schöningen wurden außer den Holzgeräten über 20 000 Knochen von Säugetieren freigelegt, zu 90% Wildpferd, so dass man davon ausgehen kann, dass die Menschen sich schon damals von der Jagd ernährt haben (Thieme 1999).

Die Neandertaler treten in Deutschland seit dem Jungpaläolithikum auf. Mittelpaläolithische Jagd-

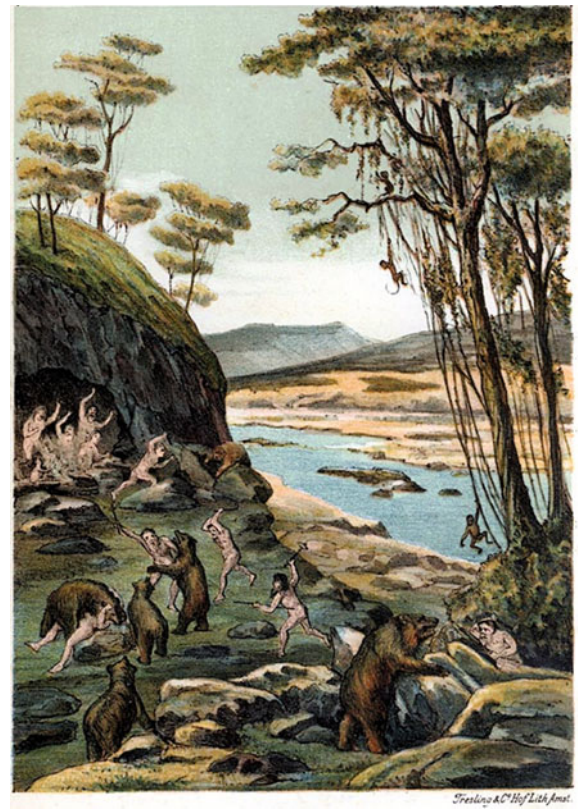


Abb. 15.4 Der prädiluviale Mensch (Flammarion, spätes 19. Jahrhundert).

plätze sind häufiger gefunden worden. Hierzu gehört das Vorkommen von Lehringen bei Bremen, wo im Jahre 1948 in einer eemzeitlichen Ablagerung ein Waldelefant entdeckt wurde, in dem eine 2,5 m lange Eibenlanze steckte (Adam 1951, Thieme & Veil 1985). Fast 40 Jahre später wurde 1985 ein mittelpaläolithischer Jagdplatz in Neumark-Nord im Geiseltal gefunden (Mania 1990). Zwei Jahre später, 1987, wurde ein eemzeitlicher Waldelefanten-Schlachtplatz bei Gröbern, Kreis Gräfenhainichen entdeckt (Litt 1990).

Der Mensch der Altsteinzeit war noch nicht in der Lage, landschaftsverändernd in die Natur einzugreifen. Er ernährte sich von der Jagd und vom Sammeln von Früchten. Die Besiedlungsdichte war entsprechend gering.

Die Blütezeit des darauf folgenden *Homo neanderthalensis* fällt erst in die erste Hälfte der Weichsel-Kaltzeit. Vor 16 Jahren schrieb Ehlers noch im Vorläuferband dieses Buches: „Man geht heute davon aus, dass sich der heutige Mensch (*Homo sapiens sapiens*) aus dem Neandertaler entwickelt hat." Gentechnische Untersuchungen haben inzwischen ergeben, dass dies nicht der Fall war.

Abb. 15.5 Höhlenbär-Skelett aus dem Geologischen Museum, Hamburg.

In der naiven Darstellung des Buches von Flammarion aus dem 19. Jahrhundert wird der Eindruck erweckt, die frühen Menschen seien der Willkür der wilden Tiere nahezu hilflos ausgeliefert gewesen, zumal sie sich im Unterschied zu den ebenfalls anwesenden Affen nicht auf die Bäume retten konnten. In Wirklichkeit war es nicht so. Der Höhlenbär starb vor etwa 30 000 Jahren aus. Und wenn auch das Aussterben der meisten Großsäuger nicht unmittelbar auf die übertriebene Jagd zurückzuführen sein dürfte – die „Overkill-Hypothese" –, so könnte doch das Ende von *Ursus spelaeus* durch das Einwirken des Menschen zumindest beschleunigt worden zu sein. Die Neandertaler haben jedoch nicht nur in Höhlen gelebt. Auch in Deutschland gibt es aus jener Zeit Freilandsiedlungsplätze. So wurde z. B. in Mönchengladbach-Rheindalen eine Freilandbehausung aus der späten Saale-Kaltzeit gefunden. Die Siedlungen wurden wahrscheinlich jahreszeitlich verlegt, um jeweils günstige Gelegenheiten für die Jagd oder das Sammeln von Nahrung zu bieten. Die Neandertaler waren, soweit man weiß, die ersten Menschen, die ihre Toten begraben haben (Bosinski 1985).

15.2 Neandertaler und *Homo sapiens*

In seinem Roman *Die Erben* beschreibt William Golding (1955) das Aufeinandertreffen einer Gruppe Neandertaler und der modernen Menschen. Die naiven Neandertaler haben keine Chance. Der Zweig, der neben Loks Kopf urplötzlich auftaucht, ist ein Pfeil. Die „neuen Gefährten" schießen auf ihn. Die Neuen haben Waffen und sie haben Alkohol. Sie haben auch Angst vor den urtümlichen Neandertalern. Und ehe Lok überhaupt begreift, was geschieht, wird seine Sippe ausgerottet.

Gruselig. Aber haben die modernen Menschen die Neandertaler ausgerottet? Man weiß es nicht. Die Neandertaler sind vor etwa 400 000 Jahren in Europa aufgetaucht. Sie waren in Europa verbreitet, im Osten sind sie bis nach Sibirien vorgedrungen, im Süden bis in den Nahen Osten. Um 30 000 vor heute sind sie wieder verschwunden. Da dies etwa der Zeitpunkt ist, an dem der moderne Mensch (*Homo sapiens*) nach Europa eingewandert ist, hat man lange Zeit angenommen, dass eine Vermischung mit den erfolgreichen Neuankömmlingen stattgefunden hat. Dafür sprach auch, dass zum Beispiel Grabungen bei Mugharet Es-Skhul und Jebel Qafzeh in Israel eindeutige Hinweise auf ein jahrtausendelanges Nebeneinander zwischen diesen Formen ergeben haben (Bosinski 1985).

Aber war dieses „Nebeneinander" auch ein „Miteinander"? Die Untersuchung der mitochondrialen DNA des Neandertalers schien zunächst darauf hinzudeuten, dass es keine Vermischung gegeben hatte. Neuere Untersuchungen an der DNA der Zellkerne haben jedoch den Nachweis erbracht, dass der moderne Mensch in Eurasien einen gewissen Anteil an Erbgut (1–4%) vom Neandertaler übernommen hat, und dass folglich eine leichte Vermischung zwischen Neandertalern und modernen Menschen in Eurasien anzunehmen ist (Green et al. 2010). Die Bevölkerungsdichte war äußerst gering. Man nimmt an, dass in ganz Europa nur etwa 10 000 Neandertaler gelebt haben.

Konnten die Neandertaler sprechen? Eine wesentliche Unterscheidung zwischen Menschen und Affen besteht in der menschlichen Sprache. Ein Gen, das für die Fähigkeit der Entwicklung einer Sprache verantwortlich gehalten wird, ist das Gen FOXP2, das zwar auch in Menschenaffen vorkommt, aber im Menschen gegenüber dem Schimpansen zwei genetische Veränderungen aufweist. Die Neandertaler hat-

ten diese entscheidenden Veränderungen. Damit wäre eine, aber nicht die einzige, Voraussetzung für die Entwicklung der Sprache erfüllt.

Während des nun einsetzenden Jungpaläolithikums entstanden die bekannten Höhlenmalereien in Frankreich (z. B. Lascaux) und Spanien (z. B. Altamira). Älter und damit an den Beginn des Jungpaläolithikums zu stellen sind offenbar die Malereien aus der Chauvet-Höhle an der Ardèche, die erst am 18. Dezember 1994 durch einen französischen Höhlenforscher entdeckt worden ist. Wegen der Empfindlichkeit der Malereien und schlechter Erfahrungen aus anderen Höhlen ist die Chauvet-Höhle nicht für die Öffentlichkeit zugänglich.

15.3 Die Mittlere Steinzeit

Die Mittlere Steinzeit, das Mesolithikum, begann, als sich die Landschaft um 9600 v. Chr. wieder bewaldete. Die Wälder waren zur Besiedlung jedoch zunehmend ungeeignet. Eichenmischwald mit hohen Lindenanteilen breitete sich aus; im Schatten der großen Bäume gab es wenig Unterwuchs, und die Bestände an Hasel, die vorher genutzt worden waren, gingen im Laufe des Atlantikums stark zurück. Die Menschen der Mittleren Steinzeit siedelten daher bevorzugt an Flüssen und Seen, wo außer Jagd und Sammeltätigkeit auch der Fischfang möglich war. Die Verteilung der mittelpaläolithischen Siedlungsplätze spiegelt diese natürlichen Voraussetzungen wider. Während in den Altmoränengebieten Niedersachsens und Schleswig-Holsteins nur wenige Siedlungsplätze gefunden worden sind, war die seeneiche Jungmoränenlandschaft in Ostholstein, Mecklenburg und Brandenburg dicht besiedelt (Behre 2008).

15.4 Die Jungsteinzeit – Beginn des Ackerbaus

Erst im frühen Atlantikum (um 9000 v. Chr.) setzte im Nahen Osten mit dem Beginn der Jungsteinzeit (Neolithikum) der Ackerbau ein. In Mitteleuropa breitete sich diese Kultur um 5500 v. Chr. in das Gebiet zwischen Ungarn und dem Rhein aus. Die neuen Kulturtechniken führten schließlich zu umfassender Rodung und zur Umgestaltung der Naturlandschaft in eine Kulturlandschaft. An kulturellen Zeugnissen aus dem Neolithikum sind unter anderem die großen Steinkreise von Stonehenge, Avebury oder Stenness (Orkney) zu nennen, die ins 3. Jahrtausend v. Chr. datiert werden.

Zu den neolithischen Relikten auf Orkney gehört auch der „Watch Stone“, eine über 5,6 m hohe, 1,5 m breite und 40 cm dicke Steinplatte, die an der Straße zwischen den *Stones of Stenness* und dem *Ring of Broadgar* steht. Wie tief sie in den Boden reicht, ist unbekannt. Die Reste eines zweiten Steins dieser Art sind 1930 bei Straßenbauarbeiten gefunden (und beseitigt) worden (http://www.orkneyjar.com/history/monoliths/watchst. htm).

Abb. 15.6 Ein „Wächterstein“ auf Orkney, Neolithikum. Der Stein steht fest; vorbeifahrende Autos sind nicht gefährdet.

Im Norddeutschen Tiefland vollzog sich der Wandel zu Ackerbau und Viehhaltung etwa um 4100 bis 4000 v. Chr. Dieser Wechsel ist in den Pollendiagrammen gut zu erkennen. In der Waldvegetation macht sich hier ein scharfer Abfall des Ulmenanteils bemerkbar. Dieser „Ulmenfall“ ist durch die Ulmenkrankheit hervorgerufen worden. Er hat sich nahezu zeitgleich in ganz Norddeutschland abgespielt. Diese Grenze kennzeichnet den Übergang vom Atlantikum zum Subboreal (Behre 2008).

Ab dem Ulmenfall sind in den norddeutschen Pollendiagrammen regelmäßig Pollen von Getreide und Ackerunkräutern festzustellen, in denen sich die veränderte Wirtschaftsweise widerspiegelt. Rodungen spielten zunächst noch keine große Rolle; das Vieh wurde mit Laub gefüttert. Diese Laubfutterwirtschaft wurde schließlich von einer anderen Wirtschaftsweise abgelöst, die nach der dänischen Bezeichnung als „Landnam-Phase“ bezeichnet wird. Jetzt wurde das Vieh das ganze Jahr über zum Grasen in den Wald getrieben. Die Häuser der Landnam-Phase besaßen keine Ställe. Da das Vieh nur den Jungwuchs abfressen konnte und dies auch sehr intensiv tat, führte diese Wirtschaftsweise innerhalb weniger Jahrzehnte zu einer zunehmenden Entwaldung, die im Pollendiagramm durch einen scharfen Abfall von Linde und Eiche und eine starke Zunahme von Gräsern und Kräutern gekennzeichnet ist. Schließlich breitete sich Heide aus (Behre 2008).

15.5 Bronze und Eisen

Geräte aus Metall gelangten um 2000 v. Chr. von Süden her kommend bis nach Norddeutschland. Bronze, eine leicht zu verarbeitende Legierung aus Kupfer und Zinn, ermöglichte die einfache Herstellung von Schmuck und Werkzeugen. Das Ende der Steinzeit war gekommen. Die Techniken der Landwirtschaft verbesserten sich. Anstelle des einfachen hölzernen Hakenpflugs des Neolithikums, den der Mensch noch selbst durch den Boden ziehen musste, traten jetzt etwa 3 m große Pflüge (Ard), die, wie man aus Felszeichnungen weiß, von zwei Rindern gezogen wurden. Wie im Neolithikum blieben Emmer, Spelz- und Nacktgerste die wichtigsten Getreidearten (Behre 2008).

Zu den eindrucksvollsten Kunstwerken der Bronzezeit zählen die in den Fels geritzten Zeichnungen in der Umgebung von Tanum (Südschweden), die unter anderem Jagdszenen sowie Boote zeigen, die offenbar mindestens 11 Personen tragen konnten. Bisher sind über 3000 derartige Petroglyphen gefunden worden. Die größte der Felstafeln, Vitlyckehäll, ist erst 1972 durch einen Zufall entdeckt worden.

In Norddeutschland hat sich die Eisenverarbeitung erst um 300 v. Chr. durchgesetzt. Zwar gab es schon vorher Geräte und Waffen aus Eisen, aber diese waren aus dem Süden importiert. Behre (2008) spricht von einem starken technologischen Rückstand des Nordens gegenüber den südlicheren Gebieten, der erst in der Römischen Kaiserzeit ausgeglichen werden konnte.

Abb. 15.7 In den Fels geritzte Zeichnungen (Petroglyphen) der Bronzezeit in Fossum, Südschweden.

Abb. 15.8 Pompeji, Säulen vor dem „Gebäude der Eumachia“ am Forum. Eumachia war eine Unternehmerin und Venus-Priesterin, das Gebäude vielleicht ein Wollmarkt.

In der vorrömischen Eisenzeit veränderte sich die Landwirtschaft in Norddeutschland dadurch, dass auf der Geest ausgedehnte gekammerte Ackerfluren eingerichtet wurden, die nach ihren britischen Entsprechungen fälschlich als „Celtic Fields“ bezeichnet werden. Ihre Verbreitung erstreckt sich bis nach Schweden und ins Baltikum. Die Maschen sind zwischen 10 und 50 m lang. Die Wälle sind zwischen 8 und 16 m breit, sie erheben sich um bis zu 80 cm über ihre Umgebung. In Waldgebieten sind sie zum Teil bis heute erhalten geblieben; in Ackerflächen kann man sie oft auf Luftbildern durch Unterschiede in der Bodenfärbung erkennen. Der Ackerbau wurde in dieser Zeit dadurch verbessert, dass nicht nur der immer noch gebräuchliche Ard inzwischen durch Eisen verstärkt worden war, sondern dass außerdem ein neuer Pflug mit Streichbrett eingesetzt wurde, der die Schollen wenden konnte.

15.6 Die Römer

Um Christi Geburt, in der Römischen Kaiserzeit, drangen die Römer bis nach Süddeutschland und an den Niederrhein vor. Obwohl die Römer im größten Teil Norddeutschlands nicht anwesend waren, sind römische Münzen, Keramik, Bronzegeschirr, Schmuck und militärische Ausrüstungsgegenstände gefunden worden. Lange Zeit hat man geglaubt, dadurch auf einen Handel zwischen Germanien und dem römischen Reich schließen zu können. Ein Problem bestand allerdings darin, dass man sich nicht recht vorstellen konnte, was Germanien den Römern an Handelsware zu bieten hatte. Heute nimmt man an, dass der wesentliche Teil der römischen Gegenstände teils aus Tribut- oder Soldzahlungen, teils aus Beutezügen stammt. Auffälliger Weise sind aus friedlichen Zeiten (z. B. aus dem 3. Jahrhundert) kaum Funde gemacht worden (Behre 2008).

Die Römer bezeichneten die Germanen als Barbaren, weil sie über wenig Kultur und keine Schriftspra-

Abb. 15.9 Spuren der Römer am Niederrhein, Ausstellung archäologischer Funde im LVR RömerMuseum Xanten. Der „Lüttinger Knabe“ war 1858 durch Lachsfischer am Rheinufer entdeckt worden.

che verfügten. Der Rückfall Germaniens in die Barbarei am Ende der Römerherrschaft lässt sich anhand der in Xanten ausgestellten Funde ablesen.

Als das Römische Reich zerfiel, begann die Völkerwanderungszeit. Der Beginn liegt um 375 n. Chr., als die Hunnen nach Europa vorstießen. Das Ende wird um 568 n. Chr. angesetzt, als die Langobarden von Niederösterreich nach Italien zogen. Das Ausmaß der Wanderungen der verschiedenen Stämme ist schwer zu ermitteln. Die Ursachen dürften zumindest zum Teil in der Attraktivität der reicheren und klimatisch begünstigten Gebiete weiter im Süden liegen, zu denen der Zugang jetzt frei war. Die Völkerwanderung führte zu einer deutlichen Abnahme der Bevölkerung in Germanien, jedoch blieb in den meisten Gebieten eine Restbevölkerung zurück (Behre 2008).

15.7 Mittelalter

Im Frühen Mittelalter setzte allmählich eine Wiederbesiedlung ein. Als Karl der Große gegen die Sachsen zu Felde zog, war Norddeutschland bereits wieder dicht besiedelt. Die Bevölkerung wuchs rasch weiter. Wälder wurden gerodet, neue Dörfer gegründet. An der Nordseeküste begann der Deichbau; im 13. Jahrhundert waren die Marschen bereits durch eine durchgehende Deichlinie geschützt. Die Ackerbautechnik veränderte sich. Während sich in Süddeutschland die Dreifelderwirtschaft ab dem 8. Jahrhundert nachweisen lässt, hat sich in Norddeutschland nördlich der Lössgrenze ein Einfeldsystem mit dem Esch durchgesetzt. Der Esch war eine dorfnahe Flur, die mit Plaggen gedüngt wurde (Behre 2008).

Mitte des 14. Jahrhunderts kam es in ganz Deutschland zu einer schweren Krise der Landwirtschaft. Hatte der starke Anstieg der Bevölkerung schon zwischen 1309 und 1318 zu Hungersnöten geführt, bei denen durch den Hungertyphus zahlreiche Menschen starben, so war es jetzt vor allem die Pest, die 1349/50 nach Deutschland gelangte und einen großen Teil der Bevölkerung dahinraffte. Im Laufe des 14. Jahrhunderts folgten drei weitere Pestwellen. In ganz Europa ging die Bevölkerung um ein Drittel zurück. Hamburg soll in den ersten beiden Pestjahren die Hälfte seiner Bewohner eingebüßt haben, Bremen gar drei Viertel. Die Nachfrage nach Getreide sank, der Getreidepreis verfiel, der Anbau lohnte sich in vielen Gebieten nicht mehr. Hinzu kam, dass die Erträge zurückgingen. Die mittelalterliche Wärmeperiode wurde durch die „Kleine Eiszeit" (*Little Ice Age*) abgelöst. Viele Dörfer wurden aufgegeben. In Mitteldeutschland, wo die Krise am stärksten spürbar war, fiel in manchen Gebieten die Hälfte der Dörfer wüst. Hinweise finden sich heute teils noch in Flurnamen. Oft erinnern Wölbäcker unter Wald an die aufgegebenen Dörfer (Behre 2008).

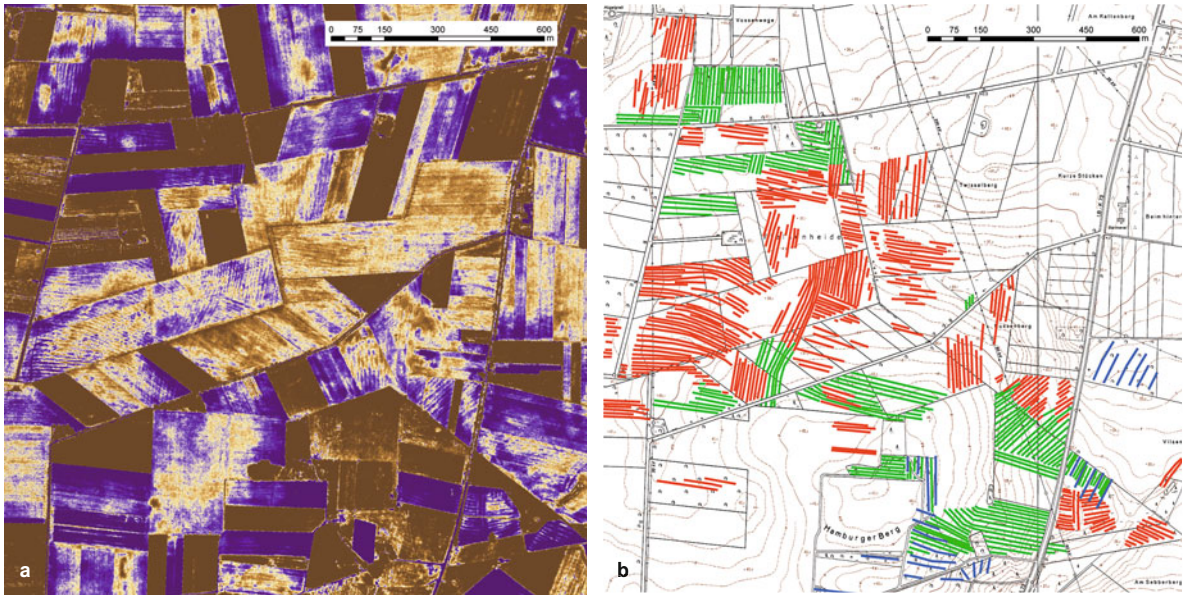


Abb. 15.10 Wölbäcker der hochmittelalterlichen Wüstung Villenhusen südlich von Buxtehude (a) im Luftbild, (b) in der Kartierung (Luftbild Bildflug Harburg (717) vom 1.5.1971, LVA Hannover, Kartierung Habermann (Buxtehude), Brandt (Harburg) und Ehlers).

Abb. 15.11 Unter Wald sind die Wölbäcker erhalten geblieben, jedoch im Gelände wegen des Unterwuchses zum Teil schwer zu erkennen. Das Bild zeigt Wölbäcker auf dem Hamburger Berg, die zur Wüstung Villenhusen gehören.

Der Ort Villenhusen, zu dem die Wölbäcker auf dem Luftbild (Abb. 15.10) gehörten, lag direkt am heute trockengefallenen Bachbett der Sebberbeck. Das Dorf gehörte im 12. Jahrhundert zum Grundbesitz der Herren von Heimbruch und wurde erstmals 1196 urkundlich erwähnt. Die sieben Hufen des Dorfes wurden an das Bendiktinerkloster im heutigen Buxtehuder Ortsteil Altkloster geschenkt. Im Jahre 1263 gehörte der Zehnte von „Vilhusen“ dem Alten Kloster. Aber schon um ca. 1310/1312 hatte sich das Dorf soweit verkleinert, dass nur noch ein Gehöft übriggeblieben war. Was in diesem Fall die Ursache der Verkleinerung war, ist unbekannt. Das Dorf dürfte noch während der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts wüst gefallen sein.

Die wüst gefallenen Dörfer und Fluren wurden zu einem großen Teil später wieder in Nutzung genommen. Heute werden immer weitere Gebiete der Erde der menschlichen Nutzung zugeführt, und erst in jüngerer Zeit beginnt man, sich Gedanken darüber zu machen, ob und auf welche Weise diese Entwicklung gebremst werden kann.

15.8 Heutige Landnahme

Ein Beispiel, das viel diskutiert wird, ist die Abholzung des tropischen Regenwaldes, die vor allem im Bereich des Amazonas-Tieflandes ein großes Ausmaß angenommen hat. Diese Abholzung spielt sich nicht im Verborgenen an. Nicht nur werden die aktuellen Zahlen veröffentlicht, sondern jeder von uns kann sich selbst ein Bild von der fortschreitenden Zerstörung machen. Die Satellitenbilder sind frei verfügbar, kosten nichts, und für den bloßen optischen Vergleich ist keine besondere Software erforderlich. Die Veränderungen sind so drastisch, dass der direkte Vergleich in den meisten Fällen ausreicht. Brasilien hat gemeinsam mit China eigene Satelliten in Umlauf gebracht (CBERS-1 und 2), die die Veränderungen des Regenwaldes überwachen. Darüber hinaus stehen die Landsat-Aufnahmen und – seit Februar 2010 – Aufnahmen des indischen Satelliten IRS P6 über die Webseite der brasilianischen Weltraumagentur Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) frei zur Verfügung. Die südamerikanischen Satellitendaten kann man unter http://www.inpe.br/ingles/index.php einsehen und herunterladen.

15.9 Austrocknende Seen, abschmelzende Gletscher und andere schlechte Aussichten

Die großen Veränderungen unserer Umwelt laufen nicht im Verborgenen ab, sondern sind für Jedermann sichtbar. Wer sehen will, wie groß der Aral-See oder der Tschadsee noch ist, kann dies jederzeit tun (http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/subsets/). Wer sich über die aktuellen Gletscherschwankungen in Nor-

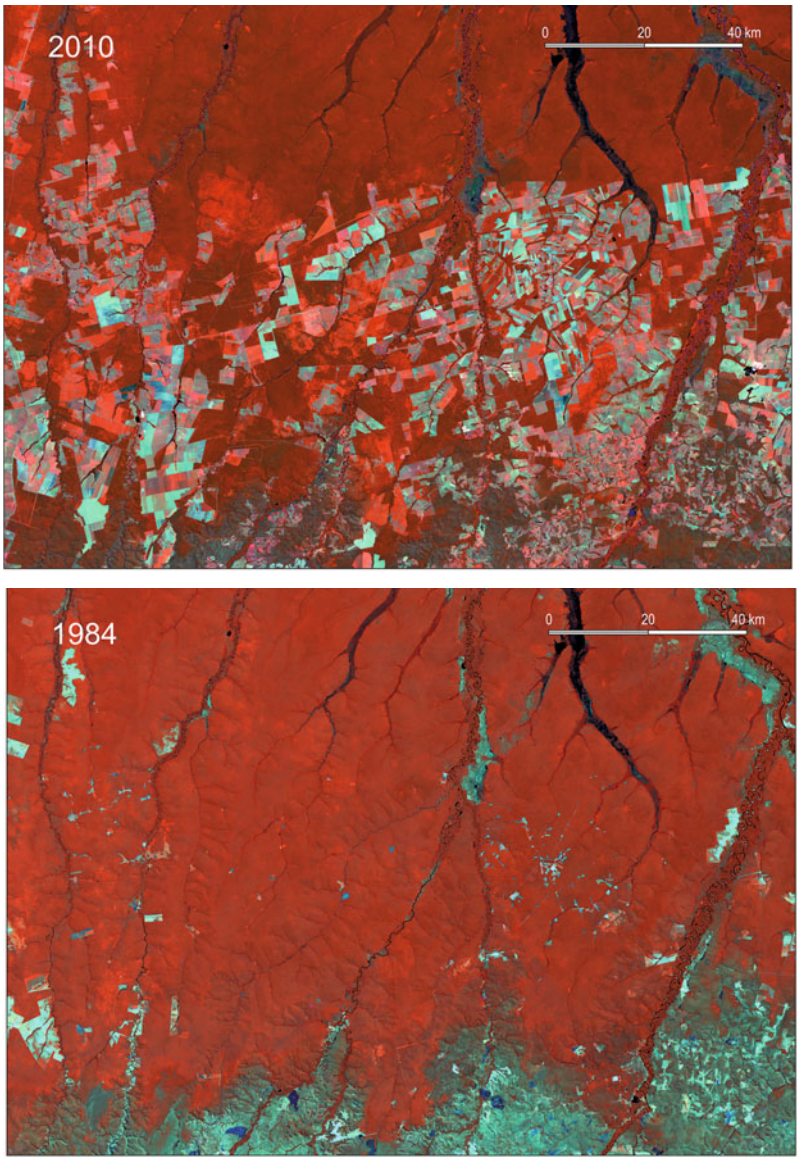


Abb. 15.12 Rückgang des Regenwaldes in Brasilien, Satellitenbilder vom 9.7.1984 (unten) und vom 28.4.2010 (oben). Quelle: U.S. Geological Survey, Landsat 5 TM, Path 225, Row 69.

wegen informieren möchte, ist nicht allein auf die Literatur angewiesen (z. B. Winkler 2009); er kann seine Daten direkt aus dem Internet bekommen (http://www.nve.no/en/Water/Hydrology/Glaciers/Glacier-monitoring/Glacier-length-change-observations/).Wer sich über den aktuellen Zustand des Ozonloches informieren will (Abb. 15.13), der braucht nur die entsprechende Webseite aufzurufen (http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/).

Und wer die neuesten Daten über den Anstieg des Meeresspiegels sehen möchte, findet die entsprechenden Informationen ebenfalls im Internet (http://ibis.grdl.noaa.gov/SAT/SeaLevelRise/LSA_SLR_timeseries_global.php).

Die Daten des Meeresspiegelanstiegs werden traditionell durch den Vergleich von Pegelaufzeichnungen ermittelt. Fehler können sich dadurch ergeben, dass nicht alle Pegel sicher gegründet sind. Tektonische Bewegungen können darüber hinaus die tatsächlichen Veränderungen des Meeresspiegels maskieren. Heute ist es jedoch möglich, Steigen oder Fallen des Meeresspiegels von Satelliten aus unmittelbar zu messen, und das nicht nur an den Küsten, sondern auch im freien Ozean. Die Abb. 15.14 zeigt die aktuelle Entwicklung für das gesamte Weltmeer und für die Nordsee. Der Meeresspiegel steigt um 2–3 mm im Jahr.

Warum gibt es in den Diagrammen jahreszeitliche Schwankungen? Sollten die sich nicht ausgleichen,

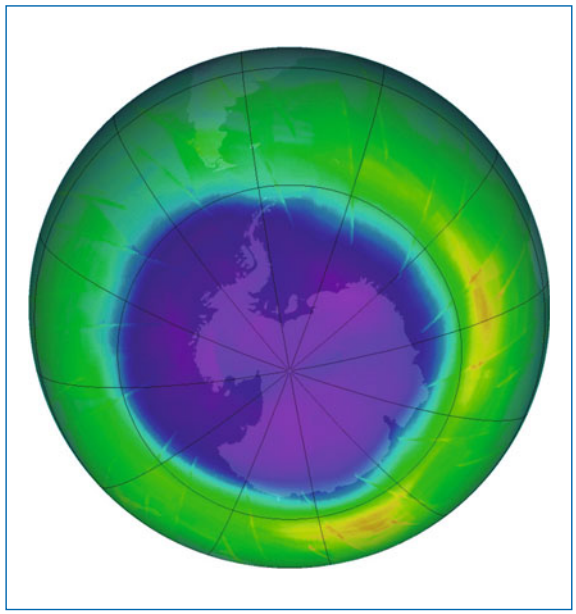


Abb. 15.13 Größte Ausdehnung des Ozonlochs auf der Südhalbkugel im Jahre 2009 (17. September). Quelle: NASA.

wenn Daten sowohl von der Nord- als auch von der Südhalbkugel in die Auswertung einfließen? Die Schwankungen sind eine Folge der unterschiedlichen Land-Meer-Verteilung. 57% der Weltmeere liegen auf der Südhalbkugel. Die Ausdehnung der oberflächennahen Schichten des Meerwassers bei Erwärmung, der sogenannte sterische Effekt, ist daher auf der Südhalbkugel stärker als auf der Nordhalbkugel.

Die unterschiedliche Land-Meer-Verteilung macht sich noch auf andere Weise bemerkbar. Die Nordhalbkugel hat doppelt so viel Land wie die Südhalbkugel, und das meiste davon liegt so weit nördlich, dass im Winter ein größerer Teil des Niederschlagswassers in Form von Schnee und Eis gebunden wird. Auf diese Weise wird dem Meer im Nordwinter mehr Wasser entzogen als im Südwinter.

Die beiden Effekte sind gegenläufig, aber sie heben sich nicht völlig auf. Die unterschiedliche Ausdehnung des Wassers bei Erwärmung bewirkt einen Unterschied von 4 mm zwischen Nord- und Südhalbkugel, während das unterschiedliche Rückhaltevermögen der Kontinente den Meeresspiegel um 8 mm beeinflusst. Es bleibt also eine Differenz von 4 mm, wobei der Weltmeeresspiegel Anfang April am niedrigsten und Ende September am höchsten ist.

Das Abschmelzen der Gletscher lässt sich mühelos durch Vergleich von Satellitenbildern verfolgen. Wesentlich schwieriger zu erfassen ist der Zerfall des Bodeneises. Die Permafrostgebiete der Erde erwärmen sich. Ein Rückgang des Dauerfrostbodens ist die Folge. Dieser führt zu einer Veränderung des hydrologischen Regimes. In Gebieten von eisreichem Dauerfrostboden und geringem Gefälle resultiert das Auftauen des Bodeneises in einer zunehmenden Vernässung (nasser Thermokarst). Dieser Vorgang bewirkt, dass sich boreale Wälder in Sümpfe verwandeln. An Hängen und in Hochlagen führt dagegen das Auftauen zu einer Verbesserung des Abflusses (trockener Thermokarst). Der Wasserspiegel sinkt, und aus dem borealen Wald kann sich eine Steppe entwickeln. Durch das Auftauen werden bei nassem Thermokarst größere Mengen von CO_2 und Methan freigesetzt. Vladimir Romanovsky hat einige Zahlen über die Erwärmung des Permafrostes in einer Tabelle zusammengestellt (Tab. 15.1)

Was bewirkt das Abtauen des Permafrosts? Walter et al. (2006) geben an, dass Zahl und Größe der Seen im Kolyma-Gebiet in Ostsibirien stark zugenommen haben. Angeblich hat sich die Fläche der Seen in dem Zeitraum von 1974 bis 2000 um 14,5% vergrößert (von 9,6% auf 11% der Gesamtfläche).

Eine so starke Veränderung müsste sich im Vergleich der hoch auflösenden neueren Satellitenbilder deutlich nachweisen lassen. Vergleicht man jedoch Aufnahmen von 2010 und 2000 miteinander, so zeigt sich eher eine Verringerung der Seeflächen. Die dramatische Zunahme, von der Walter et al. (2006) berichteten, beruht wahrscheinlich auf einer durch die geringe Auflösung der alten Satellitenbilder von 1974 (Pixelgröße 60 × 60 m) bedingten Fehlinterpretation. Und die angebliche Neubildung von Seen ist darauf zurückzuführen, dass diese kleinen Wasserflächen auf den alten Satellitenbildern wegen der geringeren Qualität nicht erkennbar waren. Die neuen Bilder haben eine 16fach höhere Auflösung.

Das Schwinden des Permafrostes führt nicht zwangsläufig zu einer Zunahme der Seen. Im Gegenteil. Smith et al. (2005) haben in Westsibirien ein Schwinden der arktischen Seen festgestellt. Dort hat sich die Größe der Seeflächen im diskontinuierlichen Permafrostbereich von 1973 bis 2000 um 11% verringert. Das Auftauen des Permafrostes resultiert nur in einer kurzfristigen Ausdehnung der Seeflächen. Wenn das Eis im Boden schwindet, werden die meisten Seen entwässert. Nur über undurchlässigem Untergrund (z. B. Torf) bleiben Seen erhalten.

Seit 1958 werden vom Mauna Loa Observatory auf Hawaii die CO_2-Werte der Atmosphäre gemessen. Dabei hat sich gezeigt, dass – abgesehen von jahreszeitlichen Schwankungen – der Mittelwert der CO_2-Konzentration ständig angestiegen ist. Es lag

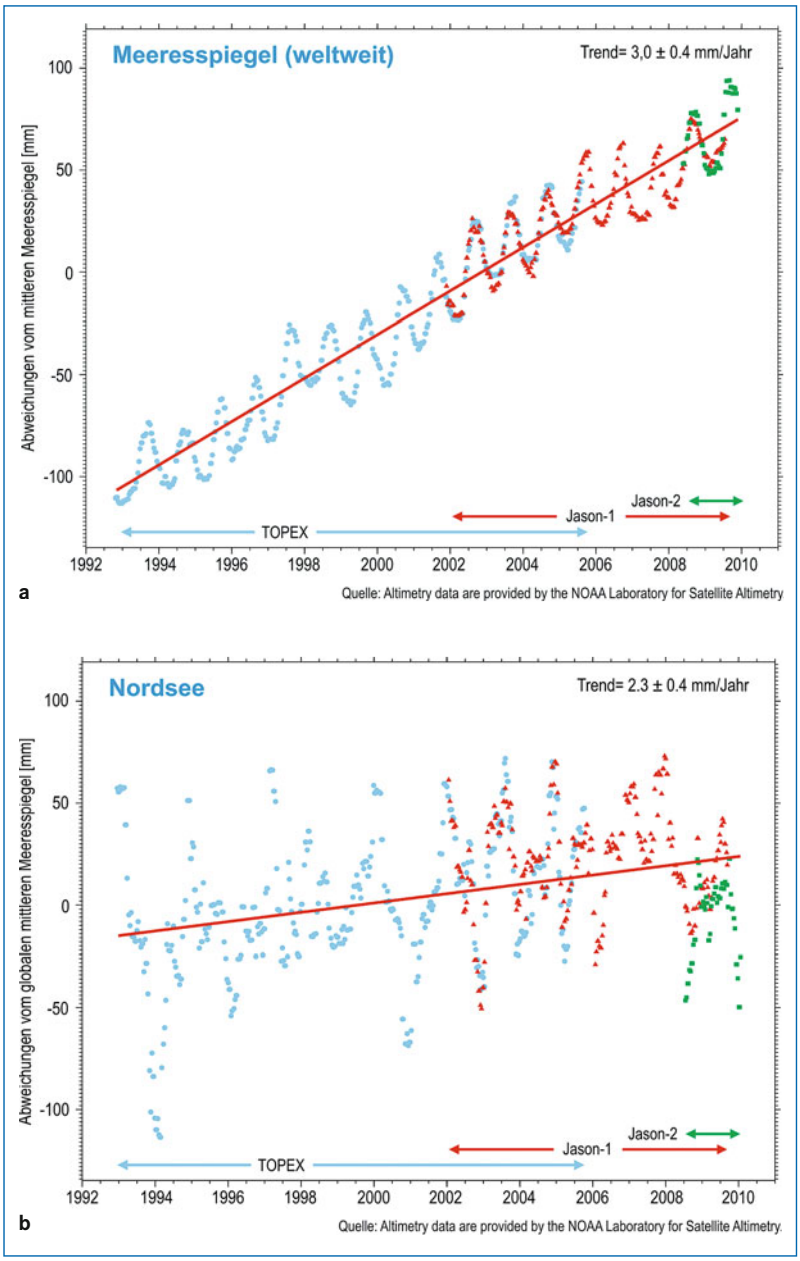


Abb. 15.14 Aktuelle Veränderungen des Meeresspiegels (a) im Weltmeer, (b) in der Nordsee. Der Nullwert in den Diagrammen ist willkürlich gesetzt; er entspricht dem Meeresspiegel vom 1. Januar 2000. Quelle: NOAA, Laboratory for Satellite Altimetry.

nahe, hierin eine Auswirkung der Freisetzung von Treibhausgasen durch menschliche Aktivitäten zu sehen. Allerdings zeigten Untersuchungen an Eisbohrkernen aus der Antarktis, dass auch in der Eem-Warmzeit ein erheblicher Anstieg an CO_2 in der Atmosphäre zu verzeichnen war. Der eemzeitliche Anstieg kann nicht auf menschliche Eingriffe zurückgeführt werden. Damals wie auch in unserem heutigen Interglazial ereignete sich der Anstieg des CO_2-Gehalts gegen Ende der Warmzeit. Es sah also so aus, als sei nicht das CO_2 die Ursache für die Wärmeentwicklung der Warmzeit, sondern umgekehrt der CO_2-Gehalt ein Ergebnis der Erwärmung.

Entwarnung? – Nein. Inzwischen sind Bohrungen bis in tiefere Schichten des antarktischen Eises vorgedrungen, und die Lagen aus mehreren früheren Warmzeiten konnten auf ihren Gasgehalt hin untersucht werden. Dabei hat sich gezeigt, dass der CO_2-Gehalt niemals das Ausmaß des gegenwärtigen Anstiegs erreicht hat. Der höchste jemals erreichte Wert lag bei ca. 310 ppm. Heute (im April 2010) haben die gemessenen Werte 389 ppm überschritten.

Tab. 15.1 Temperaturveränderungen in Permafrostgebieten

Land	Region (Tiefe der Messungen)	Veränderungen der Permafrost-Temperatur	Zeitraum
USA	Trans-Alaska-Pipeline (20 m)	+0,6 bis +1,5 Grad	1983–2003
	Barrow Permafrost Observatory (15 m)	+1 Grad	1950–2003
Russland	Ostsibirien (1,6–3,2 m)	+0,03 Grad pro Jahr	1960–1992
	nördliches Westsibirien (10 m)	+0,3 bis +0,7 Grad	1980–1990
	europäischer Norden Russlands, zusammenhängender Dauerfrostboden (6 m)	+1,6 bis +2,8 Grad	1973–1992
	europäischer Norden Russlands, lückenhafter Dauerfrostboden (6 m)	bis zu +1,2 Grad	1970–1995
Kanada	Alert (15 m)	+0,15 Grad pro Jahr	1995–2000
	nördliches Mackenzie-Basin (28 m)	+0,1 Grad pro Jahr	1990–2000
	mittleres Mackenzie-Becken (15 m)	+0,03 Grad pro Jahr	1985–2000
	nördliches Quebec (10 m)	–0,1 Grad pro Jahr	späte 1980er – mittlere 1990er Jahre
Norwegen	Juvvasshøe, südliches Norwegen Janssonhaugen, Svalbard	+0,5 bis +1,0 Grad +1 bis +2 Grad	
China	Qinghai-Tibet Plateau	+0,1 bis +0,3 Grad	1970er–90er Jahre
Kasachstan	nördlicher Tien Shan	+0,2 bis +0,6 Grad	1973–2003
Mongolei	Khentei und Khangai Mountains, Lake Hovsgol (bis 50 m)	+0,3 bis +0,6 Grad	1973–2003

(nach http://www.arctic.noaa.gov/essay_romanovsky.html)

Und der Anstieg hat sich von im Schnitt 0,86 ppm/Jahr (1959–69) auf heute 2 ppm/Jahr erhöht (Daten des Mauna Loa Observatory).

Die Veränderungen, die wir heute beobachten, mögen dem Betrachter klein erscheinen. Ob der Meeresspiegel in diesem Jahr um 2 mm steigt, oder ob sich der CO_2-Gehalt der Atmosphäre um 2 ppm erhöht, wirkt völlig belanglos – so als ob wir einen Topf Milch auf dem Herd stehen haben, in dem sich die Temperatur gerade von 49 auf 51 °C erhöht. Bei der Milch wissen wir, wann der Zeitpunkt erreicht ist, an dem man durch rasches Drehen am Schalter eine plötzliche unangenehme Entwicklung verhindern kann. Beim Meeresspiegel, beim CO_2-Gehalt der Atmosphäre und bei anderen Veränderungen der Umwelt ist dieser Zeitpunkt nicht so klar erkennbar, und es gibt keinen Schalter, mit dem sich fatale Entwicklungen, wenn wir sie denn erkannt haben, sofort stoppen lassen. Die Auswirkungen können katastrophal sein.

In seinem Buch *Die Erde nach uns* hat sich Jan Zalasiewicz mit der Frage auseinandergesetzt, welche Spuren der Mensch auf diesem Planeten hinterlassen wird. Es sind weniger als man denkt. Da wir auf dem Land leben, sind unsere Hinterlassenschaften in starkem Maße der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt. Nicht nur kurzlebige Aufzeichnungen wie Bilder, Schriftstücke, Bücher oder gar CDs, sondern auch solide in Fels gehauene Skulpturen oder in die Wüste gebaute Pyramiden sind nicht geeignet, Jahrmillionen zu überstehen. Unter jüngeren Ablagerungen begrabene Stücke von Straßen und Grundrisse

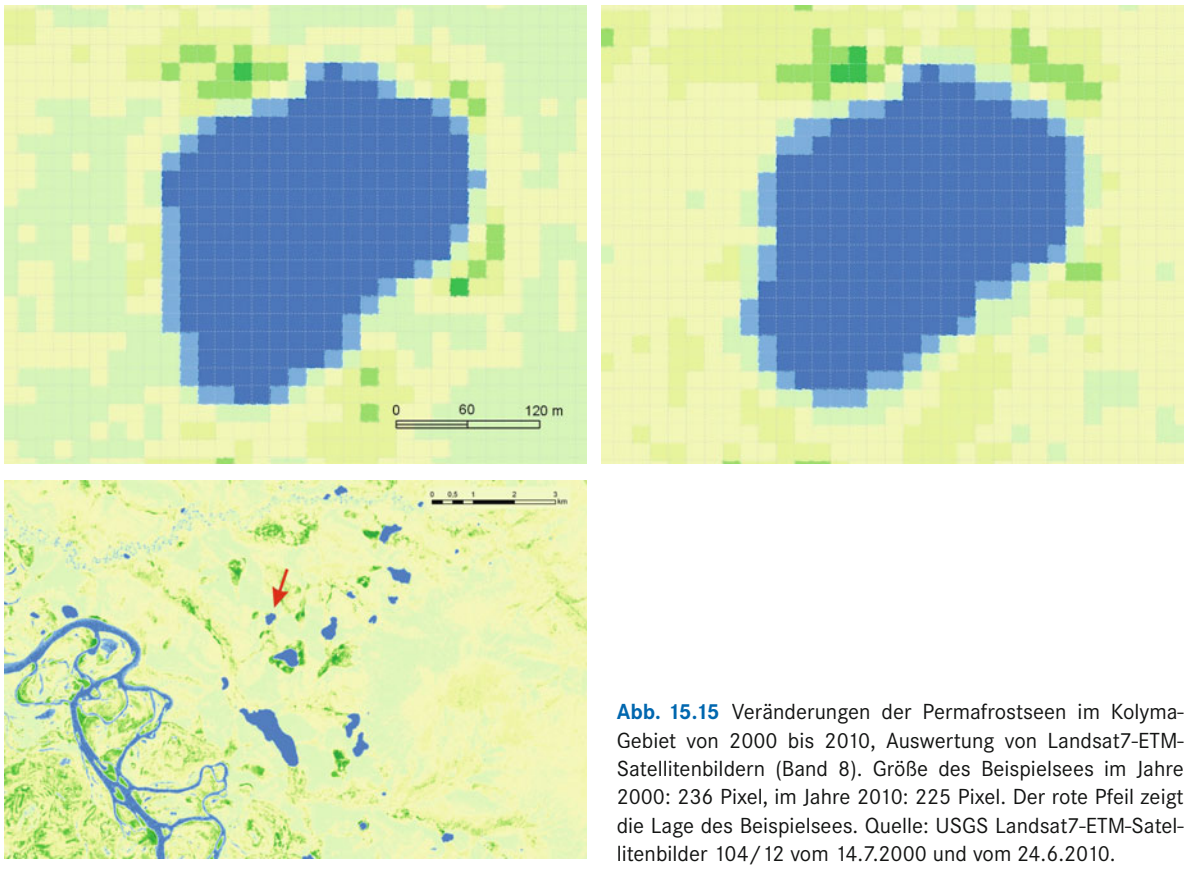


Abb. 15.15 Veränderungen der Permafrostseen im Kolyma-Gebiet von 2000 bis 2010, Auswertung von Landsat7-ETM-Satellitenbildern (Band 8). Größe des Beispielsees im Jahre 2000: 236 Pixel, im Jahre 2010: 225 Pixel. Der rote Pfeil zeigt die Lage des Beispielsees. Quelle: USGS Landsat7-ETM-Satellitenbilder 104/12 vom 14.7.2000 und vom 24.6.2010.

von Gebäuden werden zumindest örtlich Zeugnis davon ablegen, dass einst staatenbildende Organismen die Erde kompletter beherrscht haben als die Dinosaurier oder andere Wesen vor ihnen. Komplett genug? Auch die Veränderungen der Umwelt, die der Mensch in Gang gesetzt hat, werden ihre Spuren in den Gesteinsschichten hinterlassen und Zeugnis davon ablegen, dass es der Mensch war, der diese Veränderungen verursacht hat.

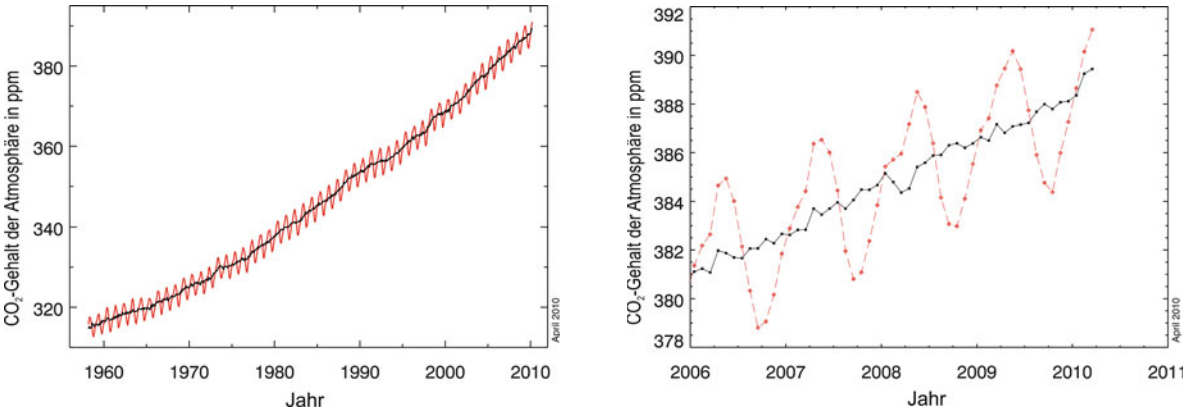


Abb. 15.16 Anstieg des CO_2-Gehalts der Atmosphäre; links: 1959–2010, rechts: 2006–2010. Quelle: NOAA, Earth System Research Laboratory.

Literatur

Abelmann, A. (1985). *Palökologische und ökostratigraphische Untersuchungen von Diatomeenassoziationen an holozänen Sedimenten der zentralen Ostsee*. Berichte – Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel 9, 200 S.

Adam, K. D. (1951). *Der Waldelefant von Lehringen – eine Jagdbeute des diluvialen Menschen*. Quartär **5**, 79–92.

Agassiz, L. (1840). *Études sur les glaciers*. Neuchâtel, Jent & Gaßmann, 346 S. + Atlas.

Agassiz, L. (1841). *Untersuchungen über die Gletscher*. Solothurn, Jent & Gaßmann, 326 S. + Atlas.

Agassiz, L. & Agassiz, E. C. (1868). *A journey in Brazil*. Boston, Ticknor & Fields. 540 S.

Ahlmann, H. W. (1935). *Contribution to the physics of glaciers*. Geographical Journal **86**, 97–113.

Ahrens, H. & Lotsch, W. (1976). *Zum Problem des Pliozäns in Brandenburg*. Jahrbuch für Geologie **7/8**, 277–323.

Albertz, J. (2009). *Einführung in die Fernerkundung*, 4. Auflage. Darmstadt, WBG. 254 S.

Alley, R. B., Blankenship, D. D., Bentley, C. R. & Rooney, S. T. (1986). *Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica*. Nature **322**, 57–59.

Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T. & Bentley, C. R. (1987). *Continuous till deformation beneath ice sheets*. In: Waddington, E. D. & Walder, J. S. (Hrsg.): *The physical basis of ice sheet modelling*. Proceedings of the Vancouver Symposium, August (1987). IAHS Publication **170**, 81–91

Alloway, B. V., Larsen, G., Lowe, D. J., Shane, P. A. R. & Westgate, J. A. (2007). *Tephrochronology*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 2869–2898. Amsterdam, Elsevier.

Ampferer, O. (1939). *Über einige Formen der Bergzerreißung*. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, **148**, 1–14.

Andersen, B. G. (1981). *Late Weichselian Ice Sheets in Eurasia and Greenland*. In: Denton, G. H. & Hughes, T. J. (Hrsg.) (1981). *The Last Great Ice Sheets*. New York, Wiley, 3–35.

Andersen, B. G. & Borns, H. W. Jr. (1994). *The Ice Age World*. Oslo, Scandinavian University Press. 208 S.

Andersen, L. T. (2004). *The Fanø Bugt Glaciotectonic Thrust Fault Complex, Southeastern Danish North Sea. A study of large-scale glaciotectonics using high-resolution seismic data and numerical modelling*. Ph. D. thesis. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport **2004/30**, 143 S.

Andersen, S. & Pedersen, S. S. (1998). *Isafsmeltning og israndlinier i Danmark*. In Andersen, S. & Pedersen, S. S. (Hrsg.): *Israndlinier i Norden*, 47–60 Tema Nord **584**, NordiskMinisterråd.

Andrews, J. T. (1987). *The Late Wisconsin glaciation and deglaciation of the Laurentide Ice Sheet*. In: Ruddiman, W. F. & Wright, H. E. jr. (Hrsg.): *North American and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation*. The Geology of North America **K-3**, 13–37. Boulder, Geological Society of America.

Arduino, G. (1760). *Sopra varie sue Osservazioni fatte in diverse parti del Territorio di Vicenza, ed altrove, appartenenti alla Teoria Terrestre, ed alla Mineralogia*. Nuova Raccolta di Opuscoli Scientifici e Filologici (Venezia), **6**. (lettera al Prof. Antonio Vallisnieri, 30 marzo 1759).

Arnold, N. S., Andel, T. H. van & Valen, V. (2002). *Extent and dynamics of the Scandinavialn ice sheet during Oxygen Isotope Stage 3 (65. 000–25. 000 yr BP)*. Quaternary Research **57**, 38–48.

Aseev, A. A. (1968). *Dynamik und geomorphologische Wirkung der europäischen Eisschilde*. Petermanns Geographische Mitteilungen **112**, 112–115.

Astakhov, V. (2008). *Geographical extremes in the glacial history of northern Eurasia: post-QUEEN considerations*. Polar Research **27**, 280–288.

Augustowski, B. (1965). *Pattern and development of ice marginal streamways of the Kashubian coast*. Geographia Polonica **6**, 35–42.

Bäsemann, H. (1979). *Feinkiesanalytische und morphometrische Untersuchungen an Oberflächensedimenten der Deutschen Bucht*. Dissertation, Hamburg, 143 S.

Baker, V. R. (2008). *The Spokane Flood debates: Historical background and philosophical perspective*. In: Grapes, R., Oldroyd, D., and Grigelis, A., (Hrsg.): *History of Geomorphology and Quaternary Geology*. The Geological Society of London Special Publication **301**, 33–50.

Baker, V. R., Benito, G. & Rudoi, A. N. (1993). *Palaeohydrology of late Pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia*. Science **259**, 348–350.

Ballantyne, C. K. (1984). *The Late Devensian periglaciation of upland Scotland*. Quaternary Science Reviews **3**, 311–343.

Ballantyne, C. K. (1987). *The present-day periglaciation of upland Britain. In: Boardman, J. (Hrsg.): Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*. Cambridge, Cambridge University Press. 113–126.

Ballantyne, C. K. (1998). *Age and significance of mountain-top detritus*. Permafrost and Periglacial Processes **9**, 327–345.

Ballantyne, C. K. (2002). *Paraglacial geomorphology*. Quaternary Science Reviews **21**, 1935–2017.

Ballantyne, C. K. (2007). *Paraglacial Geomorphology*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 2170–2182. Amsterdam, Elsevier.

Ballantyne, C. K. & Hall, A. M. (2008). *The altitude of the last ice sheet in Caithness and east Sutherland, northern Scotland*. Scottish Journal of Geology **44**, 169–181.

Ballantyne, C. K. & Harris, C. (1994). *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge, Cambridge University Press. 330 S.

Barbetti, M. & Colhoun, E. A. (1988). *Reversed Magnetisation of Glaciolacustrine Sediments from Western Tasmania*. Search **19 (3)**, 151–153.

Barckhausen, J. (1969). *Entstehung und Entwicklung der Insel Langeoog*. Oldenburger Jahrbuch **68**, S. 239–281.

Barton, I. G. & Evenson, E. (Ms). *Calculating the peak discharge of the Glacial Lake East Fork outburst flood, Big Lost River, Idaho*.

Becker-Haumann, R. (1998). *Das älteste Pleistozän im Illergletscher-Vorland – Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Paläogeographie der Biberkaltzeit im schwäbischen Alpenvorland*. Eiszeitalter und Gegenwart **48**, 87–101.

Becker-Haumann, R. (2002). *Ein neues Konzept für das drittletzte Glazial (Mindel-Glazial) im bayerischen Alpenvorland*. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **30**, 173–190.

Beets, D. J., de Groot, T. A. M. & Davies, H. A. (2003). *Holocene tidal back-barrier development at decelerating sea-level rise: a 5 millennia record, exposed in the western Netherlands*. Sedimentary Geology **158**, 117–144.

Beets, D. J., Meijer, T., Beets, C. J., Cleveringa, P., Laban, C. & van der Spek, A. J. F. (2005). *Evidence for a Middle Pleistocene glaciation of MIS 8 age in the southern North Sea*. Quaternary International **133/134**, S. 7–19.

Behling, H. (2007). *Pollen Records, Postglacial – South America*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 2745–2752. Amsterdam, Elsevier.

Behre, K.-E. (1989). *Biostratigraphy of the Last Glacial Period in Europe*. Quaternary Science Reviews **8**, 25–44.

Behre, K.-E. (2008). *Landschaftsgeschichte Norddeutschlands. Umwelt und Siedlung von der Steinzeit bis zur Gegenwart*. Neumünster, Wachholtz. 308 S.

Behre, K.-E. & Lade, U. (1986). *Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf*. Eiszeitalter und Gegenwart **36**, 11–36.

Berendt, G. (1879). *Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **31**, 1–20.

Berger, A. & Loutre, M.-F. (2002). *An exceptionally long interglacial ahead?* Science **297**, 1287–1288.

Berger, A. & Loutre, M.-F. (2004). *Milankovitch Theory and Paleoclimate*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 1017–1022. Amsterdam, Elsevier.

Berson, A., Samoilowitsch, R. L. & Weickmann, L. (1933). *Die Arktisfahrt des Luftschiffes „Graf Zeppelin" im Juli 1931*. Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft **216**. 112 S. + Anhang.

Beug, H. J. (1972). *Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach*. Bayerische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse N. F. **151**, 46–75.

Beug, H. J. (1979). *Vegetationsgeschichtlich-pollenanalytische Untersuchungen am Riß/Würm-Interglazial von Eurach am Starnberger See/Obb*. Geologica Bavarica **80**, 91–106.

Bibus, E. & Kösel, M. (1987). *Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort*. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten **D3**, 89 S.

Bibus, E., Bludau, W., Ellwanger, D., Fromm, K., Kösel, M. & Schreiner, A. (1996). *On Pre-Würm glacial and interglacial deposits of The Rhine Glacier (South German Alpine Foreland, Upper Swabia, Baden-Württemberg)*. In: Turner, Ch. (Hrsg.): *The early Middle Pleistocene in Europe*, 195–204, Rotterdam, Balkema.

Billard, A. & Orombelli, G. (1986). *Quaternary Glaciations in the French and Italian Piedmonts of the Alps*. Quaternary Science Reviews **5**, 407–411.

Björck, S. (1995). *A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP*. Quaternary International **27**, 19–40

Björck, S. & Digerfeldt, G. (1984). *Climatic changes at Pleistocene/Holocene boundary in the Middle Swedish end moraine zone, mainly inferred from stratigraphic indications*. In: Mörner, N.-A. & Karlén, W. (Hrsg.): *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*, 37–56. Dordrecht, Boston, Lancaster, Reidel.

Björck, S. & Digerfeldt, G. (1989). *Lake Mullsjön – a key site for understanding the final stage of the Baltic Ice Lake east of Mt. Billingen*. Boreas **18**, 209–219.

Björnsson, H. (1992). *Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation*. Annals of Glaciology **16**, 95–106.

Björnsson, H. (2002). *Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland*. Global and Planetary Change **35**, 255–271.

Björnsson, H. (2009). *Jökulhlaups in Iceland: sources, release and drainage*. In: Burr, D. M., Carling, P. A. & Baker, V. R. (Hrsg.): *Megaflooding on Earth and Mars*. Cambridge, Cambridge University Press. 50–62.

Black, R. F. (1976). *Periglacial features indicative of permafrost*. Quaternary Research **6**, 3–26.

Blakey, R. C. (2008). *Gondwana paleogeography from assembly to breakup – a 500 million year odyssey*. In: Fielding, C. R., Frank, T. D.,& Isbell, J. L. (Hrsg.): *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America, Special Paper **441**, 1–28.

Bloom, A. L., Broecker, W. S., Chappell, M. A., Matthews, R. K. & Mesolella, K. J. (1974). *Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New 230Th/234U dates from the Huon Peninsula, New Guinea*. Quaternary Research **4**, 185–205.

Blytt, A. (1876). *Immigration of the Norwegian Flora*. Christiania, Alb. Cammermeyer. 89 S.

Bock, W., Menke, B., Strehl, E. & Ziemus, H. (1985). *Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein*. Eiszeitalter und Gegenwart **35**, 161–180.

Boenigk, W. (1981). *Die Gliederung der tertiären Braunkohlendeckschichten in der Ville (Niederrheinische Bucht)*. Fortschritte in der Geologie im Rheinland und Westfalen **29**, 193–263.

Börner, A. (2007). *Das Eberswalder Urstromtal – Untersuchungen zur pleistozänen Landschaftsgenese zwischen Niederem Oderbruch und Werbellinseerinne (Nordost-Brandenburg)*. Schriftenreihe für Geowissenschaften **17**, 118 S.

Böse, M. (1991). *A palaeoclimatic interpretation of frost-wedge casts and aeolian sand deposits in the lowlands between Rhine and Vistula in the Upper Pleniglacial and Late Glacial*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Supplement-Band **90**, 15–28.

Bokelmann, K., Heinrich, D. & Menke, B. (1983). *Fundplätze des Spätglazials am Hainholz – Esinger Moor, Kreis Pinneberg*. Offa **40**, 199–239.

Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A. & Lohne, Ø. (2003). *Record-breaking Height for 8000-Year-Old Tsunami in the North Atlantic*. EOS, Transactions, American Geophysical Union **84**, 289–300.

Bondevik, S., Løvholt, F., Harbitz, C., Mangerud, J., Dawson, A. & Svendsen, J. I. (2005). *The Storegga Slide tsunami – comparing field observations with numerical simulations*. Marine and Petroleum Geology **22**, 195–208.

Bogaard, C. van den, Bogaard, P. van den & Schmincke, H.-U. (1989). *Quartärgeologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich*. Eiszeitalter und Gegenwart **39**, 62–86.

Bogaard, P. van den & Schmincke, H. (1985). *A widespread isochronous Late Quaternary tephra layer in central and northern Europe*. Geological Society of America Bulletin **96**, 1554–1571.

Borth-Hoffrnann, B. (1980). *Flachseismische Untersuchung geologischer Strukturen in der östlichen Deutschen Bucht*. Universität Kiel, Unveröffentlichte Diplornarbeit, 93 S.

Bosinski, G. (1985). *Der Neandertaler und seine Zeit*. Kunst und Altertum am Rhein 118, 74 S. + Tafeln.

Bosinski, G. (2008). *Urgeschichte am Rhein*. Tübinger Monographien zur Urgeschichte. Tübingen, Kerns Verlag, 534 S.

Böttger, T., Junge, F. W. & Litt, Th. (2000). *Stable climatic conditions in central Germany during the last interglacial*. Journal of Quaternary Science **15**, 469–473.

Boulton, G. S. (1968). *Flow Tills and Related Deposits on some Vestspitsbergen Glaciers*. Journal of Glaciology **7**, 391–412.

Boulton, G. S. & Jones, A. S. (1979). *Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment*. Journal of Glaciology **24**, 29–43.

Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M. & Broadgate, M. (2001). *Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian*. Quaternary Science Reviews **20**, 591–625.

Bretz, J. H. (1923). *The Channeled Scabland of the Columbia Plateau*. Journal of Geology **31**, 617–649.

Briner, J. P., Miller, G. H., Davis, P. T., Bierman, P. R. & Caffee, M. (2003). *Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors*. Quaternary Science Reviews **22**, 437–444.

Bristow, C. S. Drake, N. & Armitage, S. (2009). *Deflation in the dustiest place on Earth: The Bodélé Depression, Chad*. Geomorphology **105**, 50–58.

Broecker, W. S. & Denton, G. H. (1990). *The role of ocean-atmosphere reorganisations in glacial cycles*. Geochimia Cosmochimia Acta **53**, 2465–2501.

Brückner-Röhling, S., Forsbach, H. & Kockel, F. (2005). *The structural development of the German North Sea sector during the Tertiary and the Early Quaternary*. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften **156**, 341–355.

Brunnacker, K. (1957). *Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern*. Geologica Bavarica **34**, 95 S.

Bruns, J. (1989). *Stress indicators adjacent to buried channels of Elsterian age in North Germany*. Journal of Quaternary Science **4**, 267–272.

Buch, L. von (1815). *Über die Verbreitung großer Alpengeschiebe*. Abhandlungen der Physikalischen Classe der Akademie der Wissenschaften Berlin **1804-1811**, 161–186.

Buckland, W. (1823). *Reliquiae Diluvianae; or, Observations on the organic Remains contained in Caves, Fissures and Diluvial Gravel, and on other Geological Phenomena, attesting the Action of an universal Deluge*. London, John Murray, 303 S.

Bülow, W. von (1967). *Zur Quartärbasis in Mecklenburg*. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften **A 12**, 375–404.

Bülow, W. von (Hrsg.) (2000). *Geologische Entwicklung Südwest-Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän*. Schriftenreihe für Geowissenschaften **11**, 413 S.

Buoncristiani, J.-F. & Campy, M. (2004). *The palaeogeography of the last two glacial episodes in France: the Alps and Jura*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I, Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 101–110. Amsterdam, Elsevier.

Burger, A. W. (1986). *Sedimentpetrographie am Morsum Kliff, Sylt (Norddeutschland)*. Mededelingen van het Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie **23**, 99–109.

Burn, C. R. (1997). *Cryostratigraphy, paleogeography, and climate change during the early Holocene warm interval, western Arctic coast, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences **34**, 912–925.

Burn, C. R. (2007). *Thermokarst Topography*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 300–309. Amsterdam, Elsevier.

Burn, C. R. & Kokelj, S. V. (2009). *The environment and permafrost of the Mackenzie Delta area*. Permafrost and Periglacial Processes **20**, 83–105.

BURVAL Working Group. (2009). *Buried Quaternary valleys – a geophysical approach*. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften **160**, 237–247.

Busche, D., Kempf, J. & Stengel, I. (2005). *Landschaftsformen der Erde. Bildatlas der Geomorphologie*. Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft. 360 S.

Busche. D. (1998). *Die zentrale Sahara*. Gotha, Perthes. 284 S.

Busschers, F. S. . Kasse, C., Balen, R. T. van, Vandenberghe, J., Cohen, K. M., Weerts, H. J. T., Wallinga, J., Johns, C., Cleveringa, P. & Bunnik, F. P. M. (2007). *Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostacy*. Quaternary Science Reviews **26**, 3216–3248.

Busschers, F. S., van Balen, R. T., Cohen, K. M., Kasse, C., Weerts, H. J. T., Wallinga, J. & Bunnik, F. P. M. (2008). *Response of the Rhine – Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet dynamics*. Boreas **37**, 377–398.

Cailleux, A. (1942). *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*. Societé Géologique de France **21** (Mémoir **46**), 176 S.

Caldenius, C. (1932). *Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego.* Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas y Geología, **95 (1)**, 148 S.

Cammeraat, E. & Rappol, M. (1987). *On the Relationship of Bedrock Lithology and Grain Size Distribution of Till in Western Allgäu (West Germany) and Vorarlberg (Austria)*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **130**, 383–389.

Capus, A. (2005). *Reisen im Licht der Sterne. Eine Vermutung*. München, Albrecht Knaus. 240 S.

Carr, S. (2004). *The North Sea basin*. In: Ehlers, J. and Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I: Europe*, Developments in Quaternary Science **2**, 261–270. Amsterdam, Elsevier.

Castel, I. I. Y. (1991). *Late Holocene eolian drift sands in Drenthe (The Netherlands).* Nederlandse Geografische Studies **133**, 156 S.

Cepek, A. G. (1965). *Stratigraphie der quartären Ablagerungen des Norddeutschen Tieflandes*. In: Gellert, J. F. (Hrsg.): *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik*, Berlin, Akademie. 45–65.

Cepek, A. G. (1967). *Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR*. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften **A 12**, 375–404.

Cepek, A. G. (1995). *Stratigraphie und Inlandeisbewegungen im Pleistozän an der Struktur Rüdersdorf bei Berlin*. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen **A 168**, 103–133.

Church, M. (1972). *Baffin Island sandurs: a study of arctic fluvial processes*. Geological Survey of Canada Bulletin **216**, 208 S.

Cimiotti, U. (1983). *Zur Landschaftsentwicklung des mittleren Trave-Tales zwischen Bad Oldesloe und Schwissel, Schleswig-Holstein*. Berliner Geographische Studien **13**, 92 S.

Clark, P. U. & Lea, P. D. (Hrsg.) (1992). The Last Interglacial-Glacial Transition in North America. Geological Society of America Special Paper **270**, 317 S.

Clarke, G. K. C. (1987). *Fast Glacier Flow: Ice Streams, Surging and Tidewater Glaciers*. Journal of Geophysical Research **92**, 8835–8841.

Colgan, P. M. (2007). *Evidence of Glacier Recession*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 798–808. Amsterdam, Elsevier.

Colinvaux, P. A., De Oliveira, P. E., Moreno, J. E., Miller, M. C. & Bush, M. B. (1996). *A Long Pollen Record from Lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times*. Science **274**. 85–88.

Coope, G. R. (1977). *Quaternary Coleoptera as aids in the interpretation of environmental history*. In: Shotton, F. W. (Hrsg.): *British Quaternary studies, recent advances*. Oxford, Clarendon Press. 55-68.

Coronato, A.,' Martínez, O. & Rabassa, J. (2004b). Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica*, Developments in Quaternary Science **2**, 49–67. Elsevier.

Coronato, A.,' Meglioli, A. & Rabassa, J. (2004a). Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, southernmost South America. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica*, Developments in Quaternary Science **2**, 45–48. Elsevier.

Cotta, B. (1848). *Briefe über Alexander von Humboldt's Kosmos. Ein Commentar zu diesem Werke für gebildete Laien. Erster Theil*. Leipzig, Weigel. 356 S.

Cotta, B. (1867). *Die Geologie der Gegenwart*, 2. Auflage. Leipzig, J. J. Weber. 484 S.

Cuvier, G. (1827). *Essay on the Theory of the Earth*, 5th edition. Edinburgh, Blackwood. 550 S.

Damuth, J. E. & Fairbridge, R. W. (1970). *Equatorial Atlantic Deep-Sea Arkosic Sands and Ice-Age Aridity in Tropical South America*. Geological Society of America Bulletin **81**, 189–206.

Dana, J. D. (1863). *Manual of geology*. Philadelphia, Theodore Bliss & Co. 798 S.

Dansgaard, W. (2005). *Frozen Annals. Greenland Ice Cap Research*. Kopenhagen, Niels Bohr Institute. 122 S.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, N. S., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993). Evidence *for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record*, Nature **364**, 218–220.

Darwin, C. R. (1839). *Observations on the parallel roads of Glen Roy, and of other parts of Lochaber in Scotland, with an attempt to prove that they are of marine origin*. [Read 7 February] Philosophical Transactions of the Royal Society **129**, 39–81.

Darwin, C. (1842). *On the distribution of erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America*. Transactions of the Geological Society of London **6**, 415–431.

Darwin, C. (1859). *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or The Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life*. London, John Murray, 502 S.

Dawson, A. G., Matthews, J. A. & Shakesby, R. A. (1987). *Rock platform erosion on periglacial shores: a modern analogue for Pleistocene rock platforms in Britain*. In: Boardman, J. (Hrsg.): *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*. Cambridge, Cambridge University Press. 173–182.

Dennison, B. & Mansfield, V. N. (1976). *Glaciations and dense interstellar clouds*. Nature **261**, 32–34.

Denton, G. H. & Hughes, T. J. (Hrsg.) (1981). *The Last Great Ice Sheets*. New York, John Wiley and Sons. 484 S.

Denton G. H., Heusser C. J., Lowell, T. V., Moreno P. I., Andersen B. G., Heusser L. E., Schlüchter, C. & Marchant, D. R. (1999). *Interhemispheric Linkage of Paleoclimate During the Last Glaciation*. Geografiska Annaler **A 81 (2)**, 107–153.

Depéret, C. (1918). *Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires*. Comptes rendus de l'Académie des Sciences **167**, 418–422.

Desnoyers, J. (1829). *Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récens que les terrains tertiaires du bassin de la Seine, et constituant une Formation géologique distincte; précédées d'um Aperçu de la non simultanéité des bassins tertiaires*. Annales des Sciences Naturelles (Paris), 171–214, 402–491.

DeVogel, S. B. Magee, J. W., Manley, W. F. & Miller, G. H. (2004). *A GIS-based reconstruction of late Quaternary paleohydrology: Lake Eyre, arid central Australia*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **204**, 1–13.

Deynoux, M. (1980). *Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable*. Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre St Jérome, Marseille, **B-17**, 554 S.

Dietrich, G. (1992). *Allgemeine Meereskunde*, 3. Auflage. Stuttgart, Borntraeger. 593 S.

Dionne, J.-C. (1981). *A boulder-strewn tidal flat, north shore of the Gulf of St. Lawrence, Québec*. Géographie physique et Quaternaire **XXXV**, 261–267.

Donner, J. (1995). *The Quaternary History of Scandinavia*. World and Regional Geology **7**, Cambridge, Cambridge University Press. 200 S.

Doppler, G. (1980). *Das Quartär im Raum Trostberg an der Alz im Vergleich mit dem nordwestlichen Altmoränengebiet*

des Salzachvorlandgletschers (Südostbayern). Dissertation, München. 198 S.

Doppler, G. & Geiss, E. (2005). *Der Tüttensee im Chiemgau – Toteiskessel statt Impaktkrater*. http://www.lfu.bayern.de/geologie/fachinformationen/meteoriten/doc/tuettensee.pdf.

Draxler, I. & Husen, D. van (1989). *Ein ^{14}C-datiertes Profil in der Niederterrasse bei Neurath (Stainz, Stmk.)*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **25**, 123–130.

Dreesbach, R. (1985). *Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers*. Dissertation, München. 176 S.

Dreimanis, A. (1976). *Tills, their origin and properties*. In Legget, R. F. (Hrsg.): *Glacial Till*. The Royal Society of Canada Special Publication **12**, 11–49.

Dreimanis, A. (1988). *Tills: Their genetic terminology and classification*. In: Goldthwait, R. P. & Matsch, C. L. (Hrsg.): *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*, 17–83. Rotterdam, Brookfield, Balkema.

Dreimanis, A. (1990). Formation, deposition and identification of subglacial and supraglacial till. In: Kujansuu, R. & Saarnisto, M. (Hrsg.): *Glacial Indicator Tracing*, 35–59. Rotterdam, Brookfield, Balkema.

Dreimanis, A., Liivrand, E. & Raukas, A. (1989). *Glacially redeposited pollen in tills of southern Ontario, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences **26**, 1667–1676.

Drescher-Schneider, R. (2000). *Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm- Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee*. Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften **12**, 37–92.

Drygalski, E. von (1897). Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891–1893, 1. Band. Berlin, Kühl. 555 S.

Duk-Rodkin, A., Barendregt, R. W., Froese, D. G., Weber, F., Enkin, R., Smith, I. R., Zazula, G. D., Waters, P. & Rudy Klassen, R. (2004). *Timing and extent of Plio-Pleistocene glaciations in north-western Canada and east-central Alaska*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part II: North America*. Developments in Quaternary Science **2**, 313–345. Amsterdam, Elsevier.

Duller GAT. (2008). *Single grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquots size matters in luminescence dating*. Boreas **37**, 589–612.

Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasios on central and northern Canada. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part II: North America*. Developments in Quaternary Science **2**, 373–424. Amsterdam, Elsevier.

Easterbrook, D. J., Briggs, N. D., Westgate, J. A. & Gorton, M. P. (1981). *Age of the Salmon Springs Glaciation in Washington*, Geology **9**, 87–93.

Eberl, B. (1930). *Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen des Lech- und Illergletschers*. Augsburg, Benno Filser. 427 S.

Edelman, C. H., Florschütz, F. & Jeswiet, J. (1936). *Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden*. Verhandelingen van het Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën, Geologische Serie **11**, 301–336.

Ehlers, J. (1978). *Die quartäre Morphogenese der Harburger Berge und ihrer Umgebung*. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg **68**, 181 S.

Ehlers, J. (1988). *The Morphodynamics of the Wadden Sea*. Rotterdam, Balkema. 397 pp.

Ehlers, J. (1990). *Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete*. Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung **19**, 166 S.

Ehlers, J. (2009). *Die Nordsee. Vom Wattenmeer zum Nordatlantik*. Darmstadt, Primus. 176 S.

Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.) (2004). *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part I: Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 475 pp. Elsevier, Amsterdam.

Ehlers, J. & Gibbard, P**.** 2008 *Extent and Chronology of Quaternary glaciation*. Episodes **31**, 211–218.

Ehlers, J., Eißmann, L., Lippstreu, L., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2004). *Pleistocene glaciations of North Germany*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I: Europe*, 135–146. Amsterdam, Elsevier.

Ehlers, J., Meyer, K.-D. & Stephan, H.-J. (1984). *The pre-Weichselian glaciations of North-West Europe.* Quaternary Science Reviews **3**, 1–40.

Eichler, H. & Sinn, P. (1974). *Zur Gliederung der Altmoränen im westlichen Salzachgletschergebiet*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F. **18**, 132–158.

Eißmann, L. (1975). *Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung*. Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften **2**, 263 S. + Tafelteil.

Eißmann, L. (1978). *Mollisoldiapirismus*. Zeitschrift für Angewandte Geologie **24**, 130–138.

Eißmann, L. (1981). *Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes*. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen 1, 171 S.

Eißmann, L. (1989). *Die wichtigsten quartärgeologischen Forschungsergebnisse aus dem Saale-Elbe-Gebiet und ihre Bedeutung für die Quartärgeologie in Mitteleuropa*. Ethnographisch-archäologische Zeitschrift 30, 596–635.

Eißmann, L. (1997). *Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen*. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen **8**, 98 S.

Ellwanger, D. (1988). *Würmeiszeitliche Rinnen und Schotter bei Leutkirch/Memmingen*. Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg **30**, 207–229.

Ellwanger, D. (1990). *Zur Riß-Stratigraphie im Andelsbach-Gebiet (Baden-Württemberg)*. Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg **32**, 235–245.

Elverhøi, A., Siegert, M., Dowdeswell, J. & Svendsen, J.-I. (2002). *The Eurasian Arctic During the Last Ice Age*. American Scientist **90**, S. 32.

Emery, K. O. & Uchupi, E. (1984). *The Geology of the Atlantic Ocean*. New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, Springer. 1050 S. + Karten.

Ergenzinger, P. J. (1978). *Das Gebiet Enneri Misky im Tibesti Gebirge, Republique du Tchad Erläuterungen zu einer Geomorphologischen Karte 1:200,000*. Berliner Geographische Abhandlungen **23**, 71 S.

Evans, D. J. A. (2007). *Glacial Land Systems*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 808–818. Amsterdam, Elsevier.

Erd, K. (1965). *Pollenanalytische Gliederung des mittelpleistozänen Richtprofils Pritzwalk-Prignitz*. Eiszeitalter und Gegenwart **16**, 252–253.

Erd, K. (1973). *Vegetationsentwicklung und Biostratigraphie der Dömnitz-Warmzeit (Fuhne/Saale 1) im Profil von Pritzwalk/Prignitz*. Abhandlungen aus dem Zentralen Geologischen Institut **18**, 9–48.

Eriksson, K. (1983). *Till investigations and mineral prospecting*. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*, 107–113. Rotterdam, Balkema.

Eronen, M. (1974). *The history of the Litorina Sea and associated Holocene events*. Societas Scientiarum Fennica, Commentationes Physico-Mathematicae **44**, 79–195.

Evans, D. J. A. (2010). *Defending and testing hypotheses: a response to John Shaw's paper 'In defence of the meltwater (megaflood) hypothesis for the formation of subglacial bedform fields'*. Journal of Quaternary Science **25**, 822–823.

Eyles, N. & McCabe, A. M. (1989). *The Late Devensian (22,000 BP) Irish Sea Basin: The sedimentary record of a collapsed ice sheet margin*. Quaternary Science Reviews **8**, 304–351.

Ezcurra, E. (2006). *Global Deserts Outlook*. Nairobi, United Nations Environment Programme. 148 S.

Fässler, H. (2005). *Reise in Schwarz-Weiß. Schweizer Ortstermine in Sachen Sklaverei*. Zürich, Rotpunktverlag. 337 S.

Falsan, A. & Chantre, E. (1877/78). *Catalogue des blocs erratiques et des surfaces de roches rayées observés dans la partie moyenne du Bassin du Rhone et classés par régions géographiques*. Annales de la Societé d'Agriculture, Histoire Naturelle et Arts Utiles de Lyon 4e Série T. **10**, 117–441, 5e Série, T. **1er**, 510–572.

Felix-Henningsen, P. (1979). *Merkmale, Genese und Stratigraphie fossiler und reliktischer Bodenbildungen in saalezeitlichen Geschiebelehmen Schleswig-Holsteins und Süd-Dänemarks*. Dissertation, Universität Kiel, 219 S.

Felix-Henningsen, P. (1983). *Palaeosols and their stratigraphhical interpretation*. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*, 289–295. Rotterdam, Balkema.

Felix-Henningsen, P. (1990). *Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung*. Relief, Boden, Paläoklima **6**, 192 S.

Felsch, Ph. (2010). *Wie August Petermann den Nordpol erfand*. München, Sammlung Luchterhand, 272 S.

Feruglio, E. (1944). *Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia)*. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias **37**, 1–208, Córdoba.

Fiebig, M. & Preusser, F. (2003). *Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes*. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge **47**, 449–467.

Fiebig, M. & Preusser, F. (2008). *Pleistocene glaciations of the northern Alpine Foreland*. Geographica Helvetica **63**, 145–150.

Figge, K. (1980). *Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee)*. Eiszeitalter und Gegenwart **30**, 203–211.

Firbas, F. (1927). *Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntals und der interglazialen Waldgeschichte der Ostalpen*. Zeitschrift für Gletscherkunde **15**, 261–277.

Fischer, K. (2008). *Die Säugetierfunde aus dem Eem-Interglazial von Klinge bei Cottbus (Brandenburg)*. Natur und Landschaft in der Niederlausitz **27**, 140–166.

Flammarion, N. C., 1886-87. *De Wereld vóór de schepping van den mensch*. Zutphen, W. J. Thieme & Cie. 662 S.

Flint, R. F. (1971). *Glacial and Quaternary geology*. New York, Wiley. 892 pp.

Fliri, F. (1973). *Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol)*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Supplement-Band **16**, 1–14.

Florin, M.-B. (1977). *Late-Glacial and Pre-Boreal vegetation in southern central Sweden. II. Pollen and diatom diagrams*. Striae **5**, 60 S.

Forsström, L., Aalto, M., Eronen, M. & Grönlund, T. (1988). *Stratigraphic evidence for Eemian crustal movements and relative sea-level changes in Eastern Fennoscandia*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **68**, 317–335.

Franke, J., Paul, A. & Schulz, M. (2008). *Modeling variations of marine reservoir ages during the last 45,000 years*. Climate of the Past **4**, 125–136.

Franz, H.-J. & Weisse, R. (1965). *Das Brandenburger Stadium*. In: Gellert, J. F. (Hrsg.): *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik*. 69–81. Berlin, Akademie-Verlag.

Frechen, M., Sierralta, M., Stephan, H.-J. & Techmer, A. (2007). *Die zeitliche Stellung saale- und weichselzeitlicher Eisrandlagen in Schleswig-Holstein*. 74. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, Tagungsband und Exkursionsführer, S. 16.

Fredén, C. (1979). The Quaternary History of the Baltic. The Western Part. In Gudelis, V. & Königsson, L.-K. (Hrsg.): *The Quaternary History of the Baltic*. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis **1**, 59–74.

French, H. M. (1986). *Periglacial involutions and mass displacement structures, Banks Island, Canada*. Geografiska Annaler **A68**, 167–174.

French, H. M. (2007). *The periglacial environment*, 3rd edition. London, Wiley. 478 S.

French, H. M. & Harry, D. G. (1988). *Nature and origin of ground ice, Sandhills Moraine, southwest Banks Island, Western Canadian Arctic*. Journal of Quaternary Science **3**, 19–30.

French, H. M., Demitroff, M. & Newell, W. L. (2009). Past permafrost on the Mid-Atlantic Coastal Plain, eastern United States. Permafrost and Periglacial Processes **20**, 285–294.

Fricker, H. A. & Scambos, T. (2009). *Connected subglacial lake activity on lower Mercer and Whillans Ice Streams, West Antarctica, 2003–2008*. Journal of Glaciology **55**, 303–315.

Fuhrmann, R. (1990). *Die Molluskenfauna des Interglazials von Gröbern*. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen **5**, 148–167.

Galon, R. (1965). *Some new problems concerning subglacial channels*. Geographia Polonica **6**, 19–28.

Gassert, D. (1975). *Stausee- und Rinnenbildung an den südlichsten Eisrandlagen in Norddeutschland*. Würzburger Geographische Arbeiten **43**, 55–65.

Geer, G. de (1888/1890). *Om Skandinaviens nivåförändringar under Kvartärperioden*. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar **10**, 366–379, **12**, 61–110.

Geer, G. de (1896). *Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden*. Stockholm, P. A. Norstedt & söner. 160 S.

Geer, G. de (1940). *Geochronologia Suecica Principles*. Kungliga Svenska Vetenskabs-Akademiens Handlingar **3**, **18:6**, 367 S.

Gehrels, W. R. (2010). *Late Holocene land- and sea-level changes in the British Isles: implications for future sea-level predictions*. Quaternary Science Reviews **29**, 1648–1660.

Geikie, A. (1863). *On the phenomena of the glacial drift of Scotland*. Transactions of the Geological Society of Glasgow **1**, 190 S.

Geikie, J. (1874). *The Great Ice Age and its relationship to the antiquity of man*. London, Isbister. 575 S.

Geikie, J. (1894). *The Great Ice Age and its relationship to the antiquity of man*, 3rd edition. London, Stanford. 850 S.

Geyh, M. A. & Schleicher, H. (1990). *Absolute Age Determination. Physical und Chemical Dating Methods and Their Application*. Berlin, Springer. 503 S.

Gibbard, P. L. (1985). *The Pleistocene history of the Middle Thames Valley*. Cambridge, Cambridge University Press. 155 S.

Gibbard, P. L. (1988). *The history of the great northwest European rivers during the past three million years*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London **B 318**, 559–602.

Gibbard. P. L. (1994). *Pleistocene History of the Lower Thames Valley*. Cambridge University Press. 229 S.

Girard, H. (1855). *Die norddeutsche Ebene, insbesondere zwischen Elbe und Weichsel, geologisch dargestellt*. Berlin, Reimer. 265 S.

Golding, W. (1955). *The Inheritors*. London, Faber & Faber. 233 S.

Goldthwait, R. P. (1959). *Scenes in Ohio during the last ice age*. The Ohio Journal of Science **59**, 193–216.

Gordon, J. E. (1993). *Glen Roy and the Parallel Roads of Lochaber*. In: Gordon, J. E. & Sutherland, D. G. (Hrsg.): *Quaternary of Scotland*. London, Geological Conservation Review Series No. **6**, S. 339.

Gottsche, C. (1897a). *Die tiefsten Glacialablagerungen der Gegend von Hamburg. Vorläufige Mittheilung*. Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg **XIII**, 131–140.

Gottsche, C. (1897b). *Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holstein's, im Auftrage der Geographischen Gesellschaft in Hamburg untersucht. Theil I: Die Endmoränen*. Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg **XIII**, 57 S.

Gottsche, C. (1898). *Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holstein's, im Auftrage der Geographischen Gesellschaft in Hamburg untersucht. Theil II: Das marine Diluvium*. Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg **XIV**, 74 S.

Götzinger, G. (1938). *Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, September 1936*. Wien, Geologische Landesanstalt. 393 S.

Gould, S. J. (1980). *The Panda's Thumb*. W. W. Norton & Co. 343 S.

Gradstein, F. Ogg, J. & Smith, A. (Hrsg.) (2005). *A Geologic Time Scale (2004).* Cambridge University Press 589 S.

Graham, A. G. C. (2007). *Reconstructing Pleistocene Glacial Environments in the Central North Sea Using 3D Seismic and Borehole Data*. PhD thesis, University of London, 410 S.

Graham, A. G. C., Lonergan, L. & Stoker, M. S. (2007). *Evidence for Late Pleistocene ice stream activity in the Witch Ground basin, central North Sea, from 3D seismic reflection data*, Quaternary Science Reviews **26**, 627–643.

Graham, A. G. C., Lonergan, L. & Stoker, M. S. (2009). *Seafloor glacial features reveal the extent and decay of the last British Ice Sheet, east of Scotland*. Journal of Quaternary Science **24**, 117–138.

Grahmann, R. (1925). *Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen*. Abhandlungen der mathematisch-physikalischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, Leipzig **39 (4)**, 82 S.

Gravenor, C. P. & Kupsch, W. O. (1959). *Ice-disintegration features in western Canada*. Journal of Geology **67**, 48–64.

Gray, J. M. (1991). *Glaciofluvial landforms*. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Rose, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in Great Britain and Ireland*, 443–454. Rotterdam, Brookfield, Balkema.

Green, R. E., Krause, J., Briggs, A. W., Maricic, T., Stenzel, U., Kircher, M., Patterson, N., Li, H., Zhai, W., Fritz, M. H-Y., Hansen, N. F., Durand, E. Y., Malaspinas, A.-S., Jensen, J. D., Marques-Bonet, T., Alkan, C., Prüfer, K., Meyer, M., Burbano, H. A., Good, J. M., Schultz, R., Aximu-Petri, A., Butthof, A., Höber, B., Höffner, B., Siegemund, M., Weihmann, A., Nusbaum, C., Lander, E. S., Russ, C., Novod, N., Affourtit, J., Egholm, M., Verna, C., Rudan, P., Brajkovic, D., Kucan, Ž., Gušic, I., Doronichev, V. B., Golovanova, L. V., Lalueza-Fox, C., de la Rasilla, M., Fortea, F., Rosas, A., Schmitz, R. W., Johnson, P. L. F., Eichler, E. E., Falush, D., Birney, E., Mullikin, J. C., Slatkin, M., Nielsen, R., Lachmann, M., Reich, D. & Pääbo, S. (2010). *A Draft Sequence of the Neandertal Genome*. Science **328**, 710–722.

Grimm, W.-D., Bläsig, H., Doppler, G., Fakhrai, M., Goroncek, K., Hintermaier, G., Just, J., Kiechle, W., Lobinger, W. H., Ludewig, H., Muzavor, S., Pakzad, M., Schwarz, U. & Sidiropoulos, T. (1979). *Quartärgeologische Untersuchungen im Nordwestteil des Salzach-Vorlandgletschers (Oberbayern)*. In: Schlüchter, Ch. (Hrsg.): *Moraines and Varves – Origin, Genesis, Classification*, 101–119. Rotterdam, Balkema.

Gripp, K. (1924). *Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland.* Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg **36**, 159–245.

Gripp, K. (1929). *Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927*. Abhandlungen aus dem Gebiete der Naturwissenschaften, herausgegeben vom Naturwissenschaftlichen Verein in Hamburg **XXII (3/4)**, 145–249.

Gripp, K. (1938). *Endmoränen*. Comptes Rendus du Congrès International de Géographie, Amsterdam, T. II, Sect. IIa Géographie Physique, 215–228, Amsterdam.

Gripp, K. (1954). *Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen*. Meyniana **2**, 81–123.

Gripp, K. (1964). *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*. Neumünster, Wachholtz. 411 S.

Gripp, K. (1974). *Untermoräne – Grundmoräne – Grundmoränenlandschaft*. Eiszeitalter und Gegenwart **25**, 5–9.

Gripp, K. (1975). *Hochsander – Satzmoräne – Endmoränenvertreter*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F. **19**, 490–496.

Gripp, K. & Todtmann, E. M. (1926). *Die Endmoränen des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen; eine Studie zum Verständnis*

norddeutscher Diluvialgebilde. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg **37**, 43–75. (1999) , 120 S.

Grosswald, M. G. & Hughes, T. J. (1995). *Paleoglaciology's grand unsolved problem*. Journal of Glaciology **41**, 313–344.

Grosswald, M. G. & Hughes, T. J. (2002). *The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum*. Quaternary Science Reviews **21**, 121–146.

Grosswald, M. G. & Kuhle, M. (1994). *Impact of Glaciations on Lake Baikal*. In: Horie, S. & Toyoda, K. (Hrsg.): International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate **8**, 48–60. Innsbruck, Universitätsverlag Wagner.

Grosswald, M. G. & Rudoy, A. N. (1996). *Quaternary glacier-dammed lakes in the mountains of Siberia*. Polar Geography **20**, 180–198.

Grosswald, M. G., Kuhle, M. & Fastook, J. L. (1994). *Würm Glaciation of Lake Issyk-Kul Area, Tian Shan Mts.: A Case Study in Glacial History of Central Asia*. GeoJournal, **33 (2/3)**, 273–310.

Grottenthaler, W. (1985). *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8036 Otterfing und zum Blatt Nr. 8136 Holzkirchen*. München, Bayerisches Geologisches Landesamt. 189 S.

Grottenthaler, W. (1989). *Lithofazielle Untersuchungen von Moränen und Schottern in der Typusregion des Würm*. In: Rose, J. & Schlüchter, Ch. (Hrsg.): *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?*, 101–112. Rotterdam, Brookfield, Balkema.

Grube, F. (1967). *Die Gliederung der Saale-(Riß-)Kaltzeit im Hamburger Raum*. Fundamenta **B 2**, 168–195.

Grube, F. (1968). *Zur Geologie der weichsel-eiszeitlichen Gletscherrandzone von Rahlstedt-Meiendorf. Ein Beitrag zur regionalen Geologie von Hamburg*. Abhandlungen und Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg N. F. **XIII**, 141–194.

Grube, F. (1979). *Zur Morphogenese und Sedimentation im quartären Vereisungsgebiet Norddeutschlands*. Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg (NF) **23**, 69–80.

Grube, F. (1981). *The subdivision of the Saalian in the Hamburg Region*. Mededelingen Rijks Geologische Dienst **34 (4)**, 15–25.

Grüger, E. (1979). *Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns*. Geologica Bavarica **80**, 5–64.

Grüger, E. (1983). *Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern*. Geologica Bavarica **84**, 21–40.

Grüger, E. (1989). *Palynostratigraphy of the last interglacial/glacial cycle in Germany*. Quaternary International **3/4**, 69–70.

Haase, G., Lieberoth, I. & Ruske, R. (1970). *Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet*. In: Richter, H., Hasse, G., Lieberoth, I. & Ruske, R. (Hrsg.): *Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik*. Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft **274**, 99–212.

Habbe, K. A. (1986a). *Bemerkungen zum Altpleistozän des Illergletscher-Gebietes*. Eiszeitalter und Gegenwart **36**, 121–134.

Habbe, K. A. (1986b). *Zur geomorphologischen Kartierung von Blatt Grönenbach (I) – Probleme, Beobachtungen, Schlußfolgerungen*. Erlanger Geographische Arbeiten **47**, 119 S.

Habbe, K. A. (2007). *Stratigraphische Begriffe für das Quartär des süddeutschen Alpenvorlandes*. Eiszeitalter und Gegenwart **56 (1/2)**, 66–83.

Hacht, U. von (1987). Spuren früher Kaltzeiten im Kaolinsand von Braderup/Sylt. In: Hacht, U. von (Hrsg.): Fossilien von Sylt II, 269–301.

Hachtmann, R. (2007). *Tourismus-Geschichte*. Göttingen, UTB 2866. 192 S.

Hagedorn, E.-M. & Boenigk, W. (2008). *The Pliocene and Quaternary sedimentary and fluvial history in the Upper Rhine Graben based on heavy mineral analyses*. Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw **87**, 21–32.

Hahne, J., Mengeling, H., Merkt, J. & Grahmann, F. (1994). *Die Hunteburg-Warmzeit („Cromer-Komplex") und Ablagerungen der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in der Forschungsbohrung Hunteburg GE 58 bei Ostnabrück*. Geologisches Jahrbuch **A134**, 117–166.

Hall, K. (2004). *Glaciation in southern Africa*. In: Ehlers J. & Gibbard P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica.* Developments in Quaternary Science **2**, 337–338. Amsterdam, Elsevier.

Hallberg, G. R. (1986). *Pre-Wisconsin Glacial Stratigraphy of the Central Plains Region in Iowa, Nebraska, Kansas and Missouri*. Quaternary Science Reviews **5**, 11–15.

Hallik, R. (1975). *Moortypen Nordeuropas, unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in Schweden*. Abhandlungen und Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg NF **18/19**, 33–41.

Hambach, U., Rolf, C. & Schnepp, E. (2008). *Magnetic dating of Quaternary sediments, volcanites and archaeological materials: an overview.* Eiszeitalter und Gegenwart **57**, 25–51.

Hambrey, M. J. & Harland, W. B. (Hrsg.) (1981). *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge, Cambridge University Press. 1004 pp.

Hammen, T. van der (1974). *The Pleistocene changes of vegetation and climate in Tropical South America*. Journal of Biogeography **1**, 3–26.

Hammen, T. van der & Hooghiemstra, H. (2000). *Neogene and Quaternary history of vegetation, climate and plant diversity in Amazonia*. Quaternary Science Reviews **19**, 725–742.

Hantke, R. (1974). *Zur* Vergletscherung *der Schwäbischen* Alb. Eiszeitalter und Gegenwart **25**, 214.

Hantke, R. (1978). *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*, *Band 1*. Thun, Ott. 468 S.

Harland, W. B. (2007). *Origins and assessment of snowball Earth hypotheses*. Geological Magazine **144**, 633–642.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. & Smith, D. G. (1990). *A geologic time scale (1989)*. Cambridge, Cambridge University Press. 263 pp.

Harris, C. & Murton, J. B. (2005). *Interactions between glaciers and permafrost: an introduction*. In: Harris, C. & Murton, J. B. (Hrsg.): *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society of London Special Publications **242**, 1–9.

Harris, C. & Ross, N. (2007). *Pingos and Pingo Scars*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 2200–2207. Amsterdam, Elsevier.

Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., Kern-Lütschg, M. A.,

Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J. B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S. M. & Mühll, D. von der (2009). *Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses*. Earth Science Reviews **92**, 117–171.

Harting, P. (1874). *De bodem van het Eemdal*. Verslag Koninklijke Akademie van Wetenschappen, Afdeling **N, II**, Deel **VIII**, 282–290.

Häuselmann, Ph., Fiebig, M., Kubik, P. W. & Adrian, H. (2007). *A first attempt to date the original „Deckenschotter" of Penck and Brückner with cosmogenic nuclides*. Quaternary International **164–165**, 33–42.

Hays, J. D., Imbrie, J. & Shackleton, N. J. (1976). *Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages*. Science **194**, 1121–1132.

Heine, K., Reuther, A. U., Thieke, H. U., Schulz, R., Schlaak, N., Kubik, P. W. (2009). *Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ 10Be*. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. **53**, 433–454.

Heinrich, H. (1988). *Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years*, Quaternary Research **29**, 142–152.

Hermans, W. F. (1966). *Nooit meer slapen*. Amsterdam, De Bezige Bij, 256 S.

Hermans, W. F. (2002). *Nie mehr schlafen*. Berlin, Kiepenheuer, 319 S.

Hermsdorf, N. & Strahl, J. (2006). *Zum Problem der so genannten Uecker-Warmzeit (Intra-Saale) – Untersuchungen an neuen Bohrkernen aus dem Raum Prenzlau*. Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge **13**, 49–61.

Hesemann, J. (1975). *Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen*. Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen. 267 S.

Heuberger, H. & Weingartner, H. (1985). *Die Ausdehnung der letzteiszeitlichen Vergletscherung an der Mount-Everest-Südflanke, Nepal*. Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft **127**, 71–80.

Heusser, C. J. (2003). *Ice Age Southern Andes – a Chronicle of Paleoecological Events*. Developments in Quaternary Science **3**, 240 S.

Hinsch, W. (1993). *Marine Molluskenfaunen in Typusprofilen des Elster-Saale-Interglazials und des Elster-Spätglazials*. Geologisches Jahrbuch **A 138**, 9–34.

Hinze, C. (1982). *Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25.000, Erläuterungen zu Blatt Nr. 3615 Bohmte*. Hannover, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung. 128 S.

Hoek, W. Z. (2008). *The Last Glacial-Interglacial Transition*. Episodes **31**, 226–229.

Hoelzmann, P., Keding, B., Berke, H., Kruse, A. & Kröpelin, S. (2001). *Environmental change and archaeology: Lake evolution and human occupation in the Eastern Sahara during the Holocene*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **169**, 193–217.

Höfle, H.-C. (1980). *Klassifikation von Grundmoränen in Niedersachsen*. Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg (NF) **23**, 81–91.

Höfle, H.-C. (1983). *Strukturmessungen und Geschiebeanalysen an eiszeitlichen Ablagerungen auf der Osterholz-Scharmbecker Geest*. Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen **40**, 39–53.

Höfle, H.-C. (1991). *Über die innere Struktur und die stratigraphische Stellung mehrerer Endmoränenwälle im Bereich der Nordheide bis östlich Lüneburg*. Geologisches Jahrbuch **A 126**, 151–169.

Högbom, A. G. (1912). *Summary of lecture*. Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala **11**, 302.

Hoff, K. E. A. von (1834). Geschichte der durch Ueberlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche, 1–4, Gotha, Perthes. 2086 S.

Hofmann, F. (1987). *Geologie und Entstehungsgeschichte des Rheinfalls*. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen **39**, 10–20.

Hoffmann, G., Lampe, R & Barnasch, J. (2005). *Postglacial evolution of coastal barriers along the West Pomeranian coast, NE Germany*. Quaternary International **133–134**, 47–59.

Hoinkes, H. (1970). *Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953–1968*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **VI**, 37–90.

Hölting, B. (1958). *Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein*. Meyniana **7**, 61–98.

Hoppe, G. (1952). *Hummocky moraine regions, with special reference to the interior of Norrbotten*. Geografiska Annaler **34**, 1–72.

Hoselmann, C. (1996). *Der Hauptterrassen-Komplex am unteren Mittelrhein*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **147**, 481–497.

Hoselmann, C. (2008). *The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany)*. Eiszeitalter und Gegenwart **57 3/4**, 286–315.

Houmark-Nielsen, M. (1987). *Pleistocene stratigraphy and glacial history of the central part of Denmark*. Bulletin of the Geological Society of Denmark **36**, 1–189.

Houmark-Nielsen, M. (2003). *Signature and timing of the Kattegat Ice Stream: onset of the LGM -sequence in the southwestern part of the Scandinavian Ice Sheet*. Boreas **32**, 227–241.

Houmark-Nielsen, M. (2004). *The Pleistocene of Denmark: a review of stratigraphy and glaciation history*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I, Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 35–46. Amsterdam, Elsevier.

Houmark-Nielsen, M. (2007). *Extent and age of Middle and Late Pleistocene glaciations and periglacial episodes in southern Jylland, Denmark*. Bulletin of the Geological Society of Denmark **55**, 9–35.

Houmark-Nielsen, M. (2010). *Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin*. Boreas **39**, 343–359.

Hütt, G., Jaek, I. & Tchonka, J. (1988). *Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra*. Quaternary Science Reviews **7**, 381–385.

Hughes, T. (1992). *Abrupt climatic change related to unstable ice-sheet dynamics: toward a new paradigm*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **97**, 203–234.

Hughes, T. J. (1987). *Deluge II and the continent of doom: rising sea level and collapsing Antarctic ice*. Boreas **16**, 89–100.

Hughes, T. J. (2006). *Topsy-Turvy Science: A Personal Narrative of a Half-Century in Science*. http://nia. ecsu. edu/ureoms 2006/hughes/tts_printable. htm

Humboldt, A. von (1845). *Kosmos – Entwurf einer physischen Weltbeschreibung, Bd. 1*. Stuttgart & Augsburg, Cotta. 507 S.

Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I. & Thewalt, M. L. W. (1985). *Optical dating of sediments*. Nature **313**, 105–107.

Husen, D. van (1968). *Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär*. Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten **18** (1967), 249–286.

Husen, D. van (1977). *Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal*. Jahrbuch, Geologische Bundesanstalt **120**, 1–130.

Husen, D. van (1981). *Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich*. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft **74/75**, 197–230.

Husen, D. van (1983). *General sediment development in relation to the climatic changes during Würm in the eastern Alps*. In: Evenson, E. B., Schlüchter, Ch. & Rabassa, J. (Hrsg.): *Tills & related deposits*, 345–349. Rotterdam, Balkema.

Husen, D. van (1987). *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. 24 S. Wien, Geologische Bundesanstalt.

Husen, D. van (2004). *Quaternary glaciations in Austria*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I, Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 1–13. Amsterdam, Elsevier.

Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. (2000). *Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin*. Quaternary Science Reviews **19**, 1233–1253.

Hyvärinen, H. & Eronen, M. (1979). *The Quaternary History of the Baltic. The Northern Part*. In Gudelis, V. & Königsson, L.-K. (Hrsg.): *The Quaternary History of the Baltic*. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis **1**, 7–27.

Illies, H. 1952a. *Die eiszeitliche Fluß- und Formengeschichte des Unterelbe-Gebietes*. Geologisches Jahrbuch **66**, 525–558.

Illies, H. 1952b. *Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung in der Umgebung von Bremen*. Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen **33**, 19–56.

Imbrie, J. & Imbrie, K. P. (1986). *Ice Ages – solving the mystery*. Cambridge (Mass.), London, Harvard University Press. 224 S.

IPCC (2007). *Climate Change 2007: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (Hrsg.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 S.

Ives, J. D. & Andrews, J. T. (1963). *Studies in the physical geography of north-central Baffin Island*. Geographical Bulletin **19**, 5–48.

Ives, J. D., Andrews, J. T. & Barry, R. G. (1975). *Growth and Decay of the Laurentide Ice Sheet and Comparisons with Fenno-Scandinavia*. Naturwissenschaften **62**, 118–125.

Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P. W., Synal, H.-A. & Schlüchter, C. (2004). *Timing of deglaciation on the northern alpine foreland (Switzerland)*. Eclogae geologicae Helvetiae **97**, 47–55.

Jansen, F. (2004). *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 4205 Hamminkeln*. 163 S. Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, Krefeld.

Jensen, J. (1984). *Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordseeküste*. Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig **83**, 435–550.

Jerusalem, J. F. W. (1774). *Betrachtungen über die vornehmsten Wahrheiten der Religion. Zweyter Theil*. Braunschweig, Verlag der Fürstlichen Waisenhaus-Buchhandlung. 386 S.

Jerz, H. (1982). *Paläoböden in Südbayern (Alpenvorland und Alpen)*. Geologisches Jahrbuch **F 14**, 27–43.

Jerz, H. (1987). *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8034 Starnberg-Süd*. München, Bayerisches Geologisches Landesamt. 173 S.

Jessen, K. & Milthers, V. (1928). *Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest Germany*. Danmarks Geologiske Undersøgelse, 2. Række **48**, 379 S. + Atlas.

Johnsen, S. J. & Vinther, B. M. (2007). *Greenland Stable Isotopes*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 1251–1258. Amsterdam, Elsevier.

Johnstrup, F. (1874). *Om hævningsfænomenerne i Møens Klint*. København, Schultz. 45 pp.

Jolin, L. (2010). *Heroes frozen in time*. Cambridge Alumni Magazine **59**, 18–21.

Jordan, H. (1975). *Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Großburgwedel Nr. 3525*, 93 S. Hannover, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung.

Jordan, H. & Meyer, K.-D. (1967). *Gletscherschrammen bei Burgstemmen südlich von Hannover*. Eiszeitalter und Gegenwart **18**, 198–203.

Jørgensen, F. & Sandersen, P. B. E. (2009). *Buried valley mapping in Denmark: evaluating mapping method constraints and the importance of data density*. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften **160**, 211–223.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M. & Wolff, E. W. (2007). *Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years*. Science **317**, 793–797.

Junge, F. W. (1998). *Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. Ein regionaler Beitrag zur quartären Stausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises*. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen **9**, 210 S.

Juschus, O. (2001). *Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe*. Dissertation, Humboldt-Universität Berlin. 245 S.

Juschus O., Melles M., Gebhardt A. C. & Niessen F. (2009). *Late Quaternary mass movement events in Lake El´gygytgyn, north-eastern Siberia.* Sedimentology **56**, 2155–2174.

Kääb, A. (2007). *Rock Glaciers and Protalus Forms*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 2236–2242. Amsterdam, Elsevier.

Kabel, C. (1982). *Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete*. Dissertation Universität Kiel, 132 S.

Kadomura, H. (1995). *Palaeoecological and Palaeohydrological Changes in the Humid Tropis during the Last 20.000 Years, with Reference to Equatorial Africa*. In: Gregory, K. J.,

Starkel, L. & Baker, V. R. (Hrsg.): *Global Continental Palaeohydrology*. Chichester, Wiley. 334 S.

Kahlke, R. D. (1997). *Die* Hippopotamus-*Reste aus dem Unterpleistozän von Untermaßfeld*. In: Kahlke, R. D.: Das Pleistozän von Untermaßfeld bei Meiningen (Thüringen) Teil 1. Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz Monographien **40/1**, Bonn, Habelt, 277–374.

Kahlke, R.-D. (1997-2001). *Das Pleistozän von Untermaßfeld bei Meiningen (Thüringen)*. Monographien der Römisch-Germanischen Zentralmuseums **40/1** (1997): 426 S. Herausgegeben in Verbindung mit dem Bereich Quartärpaläontologie Weimar, Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena. **40/2** (2001): 288 S. **40/3** (2001): 340 S. Herausgegeben in Verbindung mit der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Forschungsstation für Quartärpaläontologie Weimar.

Kaltwang, J. (1992). *Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen*. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover **33**, 161 S.

Karrow, P. F. (1969). *Stratigraphic studies in the Toronto Pleistocene*. Proceedings of the Geological Association of Canada **20**, 4–16.

Karte, J. (1979). *Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs*. Bochumer Geographische Arbeiten **35**, 211 S.

Kasse, C. (1988). *Early-Pleistocene tidal and fluviatile environments in the southern Netherlands and northern Belgium*. Thesis, Free University Press, Amsterdam. 190 S.

Keilhack, K. (1883). *Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialablagerungen.* Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1882, 159–176.

Keilhack, K. (1896). *Die Geikiessche Gliederung der nordeuropäischen Glazialablagerungen*. Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1895, **XV**, 111–124.

Keilhack, K. (1898). *Glaciale Hydrographie*. In: Berendt, G., Keilhack, K., Schröder, H. & Wahnschaffe, F.: *Neuere Forschungsergebnisse auf dem Gebiete der Glacialgeologie in Norddeutschland erläutert an einigen Beispielen*. Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1897, **XVIII**, 113–129.

Keilhack, K. (1899). *Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes*. Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1898, **XIX**, 90–152.

Keilhack, K. (1904). *Die große baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **56**, Monatsberichte, 132–141.

Keilhack, K. (1910). *Geologische Karte von Preußen 1:25.000, Erläuterungen zu Blatt Charlottenburg, 2. Auflage*, Berlin, Königlich Preußische Geologische Landesanstalt, 68 S.

Keilhack, K. (1913). *Festschrift zur Feier des 25jährigen Bestehens der ILSE – Bergbau-Actien-Gesellschaft 1888–1913.* Senftenberg, Selbstverlag. 134 S.

Keller, O. & Krayss, E. (1993). The *Rhine-Linth Glacier in the Upper Wurm: A Model of the Last Alpine Glaciation*. Quaternary International **18**, 15–27.

Kelts, K. R. (1978). *Geological and Sedimentological Evolution of Lake Zurich and Lake Zug*. Dissertation, ETH Zürich, 256 S.

Kemna, H. A. (2005). *Pliocene and Lower Pleistocene Stratigraphy in the Lower Rhine Embayment, Germany*. Kölner Forum für Geologie und Paläontologie **14**, 121 S.

Kjær, K. H. & Krüger, J. (2001). *The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötlujökull, Iceland*. Sedimentology **48**, 935–952.

Kjær, K. H., Larsen, E. & Funder, S. (2006a). *Late Quaternary in northwestern Russia – Introduction*. Boreas **35**, 391–393.

Kjær, K. H., Larsen, E., Funder, S., Demidov, I., Jensen, M., Håkansson, L. & Murray, A. (2006b). *Eurasian ice sheet interaction in northwestern Russia throughout the late Quaternary*. Boreas **35**, 444–475.

Klebelsberg, R. von (1948/49). *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie* (2 Bde.), 1028 S. Wien, Springer.

Kleman, J. (1990). *On the use of glacial striae for reconstruction of paleo-ice sheet flow patterns – With application to the Scandinavian ice sheet*. Geografiska Annaler **72 A**, 217–236.

Kliewe, H. & Janke, W. (1982). *Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR*. Petermanns Geographische Mitteilungen **126**, 65–74.

Klostermann, J. (1985). *Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht*. Geologisches Jahrbuch **A 83**, 46 S.

Klostermann, J. (1992). *Das Quartär der Niederrrheinischen Bucht. Ablagerungen der letzten Eiszeit am Niederrhein*. Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen. 200 S.

Knipping, M. (2008). *Early and Middle Pleistocene pollen assemblages of deep core drillings in the northern Upper Rhine Graben, Germany*. Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw **87**, 51–65.

Knudsen, K. L. (1987). *Foraminifera in Late Elsterian-Holsteinian deposits of the Tornskov area in South Jutland, Denmark*. Danmarks Geologiske Undersøgelse **B 10**, 7–31.

Knudsen, K. L. & Gibbard, P. L. (2006). *Eemian and Weichselian environmental development in the western Baltic area, NW Europe – Introduction*. Boreas **35**, 317–319

Knudsen, K. L. & Lykke-Andersen, A.-L. (1982). *Foraminifera in Late Saalian, Eemian, Early and Middle Weichselian of the Skærumhede I boring.* Bulletin of the Geological Society of Denmark **30**, 97–109.

Koch, E. (1924). *Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung*. Mitteilungen aus dem Mineralogisch-Geologischen Staatsinstitut **VI**, 31–95.

Kocureka, G., Carra, M. , Ewinga, R., Havholma, K. G., Nagarb, Y. C. & Singhvi, A. K. (2006). *White Sands Dune Field, New Mexico: Age, dune dynamics and recent accumulations*. Sedimentary Geology **197**, 313–331.

Koenigswald, W. von (2002). *Lebendige Eiszeit*, Stuttgart, Theiss, 208 S.

Koenigswald, W. von (2007). *Mammalian Faunas from the interglacial periods in Central Europe and their stratigraphic correlation*. in: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez Goñi, M. F., Litt, T. (Hrsg.): *The climate of past interglacials*. Developments in Quaternary Science **7,** 445–454. Amsterdam, Elsevier.

Koenigswald, W. von & Heinrich, W.-D. (2007). *Biostratigraphische Begriffe in der Säugetierstratigraphie*. Eiszeitalter und Gegenwart **56**, 96–115.

Koenigswald, W. von & Löscher, M. (1982). *Jungpleistozäne Hippopotamus-Funde aus der Oberrheinebene und ihre biogeo-*

graphische Bedeutung. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen **163**, 331–348.

Koenigswald, W. von & Sander, M. (1995). *Eiszeitliche Tierfährten aus Bottrop Welheim*. Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen **A 27**, 1–80.

Kohl, H. (1958). *Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns-Platte*. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien **100**, 131–143.

Kolp, O. (1982). *Entwicklung und Chronologie des Vor- und Neudarßes*. Petermanns Geographische Mitteilungen **126**, 85–94.

Kolp, O. (1986). *Entwicklungsphasen des Ancylus-Sees*. Petermanns Geographische Mitteilungen **130**, 79–94.

Komatsu, G., Arzhannikov, S. G., Gillespie, A. R., Burke, R. M., Miyamoto, H. & Baker, V. R. (2008). *Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River*. Geomorphology **104**, 143–164.

Konradi, P. B., Larsen, B. & Sørensen, A. B. (2005). *Marine Eemian in the Danish eastern North Sea*. Quaternary International **133–134**, 21–31.

Kopp, G. (2000). *Evolution und Lücke. Potenziale der historischen Geo- und Biowissenschaften für die Umweltbildung*. Dissertation, Kiel. 292 S.

Kosack, B. & Lange, W. (1985). *Das Eem-Vorkommen von Offenbüttel/Schnittlohe und die Ausbreitung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee*. Geologisches Jahrbuch **A86**, 3–17.

Koster, E. A. (1982). *Terminology and lithostratigraphic division of (surficial) sandy eolian deposits in The Netherlands: an evaluation*. Geologie en Mijnbouw **61**, 121–129.

Kotlyakov, V. & Khromova, T. (2002). *Maps of permafrost and ground ice*. In: Stolbovoi V. & McCallum, I.: CD-ROM *Land Resources of Russia*. Laxenburg, Austria: International Institute for Applied Systems Analysis and the Russian Academy of Science. CD-ROM. Distributed by the National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Boulder.

Koutaniemi, L. (1999). *Twenty-one years of string movements Liippasuo aapa mire, Finland*. Boreas **28**, 521–530.

Kozarski, S. (1975). *Oriented kettle holes in outwash plains*. Quaestiones Geographicae **2**, 99–112.

Krause. E., Huber, L. & Fischer, H. (Hrsg.) (1991). *Hochschulalltag im Dritten Reich. Die Hamburger Universität 1933–1945*. 3 Bände. Berlin, Reimer. 1567 S.

Krienke, K. (2003). *Südostrügen im Weichsel-Hochglazial – Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE-Deutschland)*. Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge **12**, 148 S.

Krigström, A. (1962). *Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland*. Geografiska Annaler **44**, 328–346.

Kristensen, P., Gibbard, P., Knudsen, K. L. & Ehlers, J. (2000). *Last Interglacial stratigraphy at Ristinge Klint, South Denmark*. Boreas **29**, 103–116.

Kristensen, P. H. & Knudsen, K. L. (2006). *Palaeoenvironments of a complete Eemian sequence at Mommark, South Denmark: foraminifera, ostracods and stable isotopes*. Boreas **35**, 349–366.

Kristensen, T. B., Huuse, M., Piotrowski, J. A. & Clausen, O. R. (2007). *A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3D seismic data*. Journal of Quaternary Science **22**, 801–815.

Kristensen, T. B., Piotrowski, J. A., Huuse, M., Clausen, O. R. & Hamberg, I. (2008). *Time-transgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North Sea; the role of glaciohydraulic supercooling*. Earth Surface Processes and Landforms **33**, 546–559.

Kromer, B. (2009). *Radiocarbon and dendrochronology*. Dendrochronologia **27**, 15–19.

Krüger, J. (1970). *Till Fabric in Relation to Direction of Ice Movement – A study from the Fakse Banke, Denmark*. Geografisk Tidsskrift **69**, 133–170.

Krüger, J. (1987). *Træk af et glaciallandskabs udvikling ved nordranden af Mýrdalsjökull, Island*. Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for 1986, 49–65.

Kühl, N. & Litt, T. (2007). *Quantitative Time-Series Reconstructions of Holsteinian and Eemian Temperatures Using Botanical Data*. In: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez-Goñi, M. F. & Litt, T. (Hrsg.): *The Climate of Past Interglacials*, Developments in Quaternary Science **7**, 239–259. Amsterdam, Elsevier.

Kuhle, M. (1985). *Ein subtropisches Inlandeis als Eiszeitauslöser. Südtibet- und Mt. Everest-Expedition 1984*. Georgia Augusta, Nachrichten aus der Universität Göttingen **42**, 35–51.

Kuhle, M. (1986). *Die Vergletscherung Tibets und die Entstehung von Eiszeiten*. Spektrum der Wissenschaften **9/86**, 42–54.

Kuhle, M. (1989). *Die Inlandvereisung Tibets als Basis einer in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, reliefspezifischen Eiszeittheorie*. Petermanns Geographische Mitteilungen **113**, 265–285.

Kuhle, M. (2004). *The High Glacial (Last Ice Age and LGM) ice cover in High and Central Asia*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica*, Developments in Quaternary Science **2**, 175–199. Amsterdam, Elsevier.

Kuster, H. & Meyer, K.-D. (1979). *Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen*. Eiszeitalter und Gegenwart **29**, 135–156.

Kvasov, D. D. (1978). *The Late-Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe*. Annales Academiæ Scientiarum Fennicæ, Series A, III. Geologica – Geographica **127**, 71 S.

Lade, U. (1980). *Quartärmorphologische und -geologische Untersuchungen in der Bremervörder-Wesermünder Geest*. Würzburger Geographische Arbeiten **50**, 173 S.

Lambeck, K., Purcell, A, Zhao, J. & Svensson, N.-O. (2010). *The Scandinavian Ice Sheet: from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum*. Boreas **39**, 410–435.

Lambeck, K., Purcell, A., Funder, S., Kjær, K., Larsen, E. & Möller, P. (2006). *Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling*. Boreas **35**, 539–575.

Lambeck, K., Smither, C. & Johnston, P. (1998). *Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe*. Geophysical Journal International **134**, 102–144.

Lambert, A. M. & Hsü, K. J. (1979). *Varve-like sediments of the Walensee, Switzerland*. In: Schlüchter, C. (Hrsg.): *Moraines and Varves – Origin, Genesis, Classification*, 287–294. Rotterdam, Balkema.

Lancaster, N. (2007). *Dune Fields – Low Latitudes*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 626–642. Amsterdam, Elsevier.

Lancaster, N., Kocurek, G., Singhvi, A., Pandey, V., Deynoux, M., Ghienne, J.-F. & Lô, K. (2002). *Late Pleistocene and Holocene dune activity and wind regimes in the western Sahara of Mauretania*. Geology **30**, 991–994.

Lang, H. O. (1879). *Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen*. Göttingen, Peppmüller. 109–306.

Larsen, E., Kjær, K. H., Demidov, I., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H. & Lysså, A. (2006). *Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia*. Boreas **35**, 394–424.

Larter, R. D., Graham, A. G. C., Gohl, K., Kuhn, G., Hillenbrand, C.-D., Smith, J. A., Deen, T. J., Livermore, R. A. & Schenke, H.-W. (2009). *Subglacial bedforms reveal complex basal regime in a zone of paleo-ice stream convergence, Amundsen Sea embayment, West Antarctica*. Geology **37**, 411–414.

Lawson, D. (1979). *Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska*. CRREL Report **79-9**, 112 S.

Ledru, M.-P., Bertaux, J., Sifeddine, A. & Suguio, K. (1998). *Absence of Last Glacial Maximum Records in Lowland Tropical Forests*. Quaternary Research **49**, 233–237.

Lehmkuhl, F. & Owen, L. A. (2005). *Late Quaternary glaciation of Tibet and the bordering mountains: synthesis and new research*. Boreas **34**, 87–100.

Lemdahl, G. (1988). *Palaeoclimatic and palaeoecological studies based on subfossil insects from Late Weichselian sediments in southern Sweden*. LUNDQUA Thesis **22**. 11 S.

Liedtke, H. (1975). *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa*. Forschungen zur deutschen Landeskunde **204**, 160 S.

Liedtke, H. (1981). *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa*, 2. Auflage. Forschungen zur deutschen Landeskunde **204**, 307 S.

Liestøl, O. (2000). *Glaciology*. Oslo, Unipub, 123 S.

Lilliesköld, M. (1990). *Lithology and transport distance of glaciofluvial material*. In: Kujansuu, R. & Saarnisto, M. (Hrsg.): *Glacial Indicator Tracing*, 151–164. Rotterdam, Brookfield, Balkema.

Lindén, A. (1975). *Till petrographic studies in an Archaean bedrock area in southern central Sweden*. Striae **1**, 57 pp.

Linke, G. & Hallik, R. (1993). *Die pollenanalytischen Ergebnisse der Bohrungen Hamburg-Dockenhuden (qho4), Wedel (qho2) und Hamburg-Billbrook*. Geologisches Jahrbuch **A 138**, 169–184.

Linné, C. von (1745). *Ölandska och Gothländska Resa, på Riksens Högloflige Ständers befallning förrättad Åhr 1741*. Stockholm und Uppsala, Kiesewetter. 344 S.

Lippstreu, L. (1995). *Brandenburg*. In: Benda, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. Berlin, Borntraeger. 116–147.

Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E. (2005). *A Pliocene – Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records*. Paleoceanography **20**, PA1003.

Litt, T. (1990). *Stratigraphie und Ökologie des eemzeitlichen Waldelefanten-Schlachtplatzes von Gröbern, Kreis Gräfenhainichen*. In: Mania, D., Thomae, M., Litt, T. & Weber, T. (Hrsg.): *Neumark-Gröbern. Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen*. Berlin, Deutscher Verlag der Wissenschaften. 193–208.

Litt, T. (1994). *Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland unter besonderer Berücksichtigung des Elbe-Saale-Gebietes*. Dissertationes Botanicae **227**, 185 S.

Litt, T. & Wansa, S. (2008). *Quartär*. In: Bachmann, G. H., Ehling, B.-C., Eichner, R. & Schwab, M. (Hrsg.): *Geologie von Sachsen-Anhalt*. Stuttgart, Schweizerbart. 293–325.

Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, J., Balaga, K., Müller, H., Ralska-Jasiewiczowa, M., Stebich, M. & Negendank, J. F. W. (2001). *Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments*. Quaternary Science Reviews **20**, 1233–1249.

Litt, T., Schmincke, H.-U. & Kromer, B. (2003). *Environmental response to climate and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial*. Quaternary Science Reviews **22**, 7–32.

Litt, T., Ellwanger, D., Villinger, E. & Wansa, S. (2005). *Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002*. Newsletters in Stratigraphy **41 (1-3)**, 385–399.

Litt, T., Behre, K.-E., Meyer, K.-D., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2007). *Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes*. Eiszeitalter und Gegenwart **56 (1/2)**, 7–65.

Litt, T., Schmincke, H.-U., Frechen, M. & Schlüchter, C. (2008). *Quaternary*. In: McCann, T. (Hrsg.): *The Geology of Central Europe*, London, The Geological Society. 1287–1340.

Litt, T., Schölzel, C., Kühl, N. & Brauer, A. (2009). *Vegetation and climate history in the Westeifel Volcanic Field (Germany) during the past 11 000 years based on annually laminated lacustrine maar sediments*. Boreas **38**, 679–690.

Lliboutry, L. (1968). *General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers*. Journal of Glaciology **7**, 21–58.

Long, D. & Stoker, M. S. (1986). *Channels in the North Sea: The Nature of a Hazard*. Advances in Underwater Technology, Ocean Science and Offshore Engineering **6**, S. 339–351.

Long, D., Laban, C., Streif, H., Cameron, T. D. J. & Schüttenhelm, R. T. E. (1988). *The sedimentary record of climatic variation in the southern North Sea*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London **B 318**, 523–537.

Lowe, J. J., Rasmussen, S. O., Björck, S., Hoek, W. Z., Steffensen, J. P., Walker, M. J. C., Yu, Z. C. & the INTIMATE group (2008). *Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group*. Quaternary Science Reviews **27**, 6–17.

Ložek, V. (1964). *Quartärmollusken der Tschechoslowakei*. Rozpravy úst edního ústavu geologického **31**, 374 S.

Lüttig, G. (1958). *Methodische Fragen der Geschiebeforschung*. Geologisches Jahrbuch **75**, 361–418.

Lüthgens, C. & Böse, M. (2010). *Morphostratigraphy to Geochronology – on the dating of ice marginal positions*. Quaternary Science Reviews.

Lüthgens, C., Böse, M. & Krbetschek, M. R. (2010). *On the age of the young morainic morphology in the area ascribed to the maximum extent of the Weichselian glaciation in north-eastern Germany*. Quaternary International **222 (1-2)**, 72–79.

Lundqvist, J. (1991). *Carl C:zon Caldenius – geologist, geotechnician, predecessor of IGCP*. Boreas **20**, 183–189.

Lundqvist, J. (2004). *Glacial history of Sweden*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part I: Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 401–412. Amsterdam, Elsevier.

Lutz, R., Kalka, S., Gaedicke, C., Reinhardt, L. & Winsemann, J. (2009). *Pleistocene tunnel valleys in the German North Sea: spatial distribution and morphology*. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften **160**, 225–235.

Lyell, C. (1830–33). *Principles of Geology*. London, John Murray. (1830) **1**, 511 S.; (1832) **2**, 330 S.; (1833) **3**, 109 S.

Lyell, C. (1834). *Observations on the Loamy Deposit Called 'Loess' in the Valley of the Rhine.* The Geological Society of London, Proceedings **2 (36)**, 83–85.

Lyell, C. (1840). *On the Boulder Formation, or drift and associated freshwater deposits composing the mud-cliffs of Eastern Norfolk*. The London and Edinburgh Philosophical Magazine and Journal of Science, Third Series **16 (104)**, 345–380.

Lyell, C. (1863). *The Geological Evidences of the Antiquity of Man*. London, John Murray. 520 S.

Maarleveld, G. C. & van den Toorn, J. C. (1955). *Pseude-sölle in Noord-Nederland*. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap **LXXII**, 347–360.

MacClintock, P. & Dreimanis, A. (1964). *Reorientation of till fabric by overriding glacier in the St. Lawrence valley*. American Journal of Science **262**, 133–142.

Mackay, J. R. (1974). *Ice-wedge cracks, Garry Island, Northwest Territories*. Canadian Journal of Earth Sciences **11**, 1366–1383.

Mackay, J. R. (1979). *An equilibrium model for hummocks (nonsorted circles), Garry Island, Northwest Territories*. Geological Survey of Canada, Paper **79-1A**, 165–167.

Mackay, J. R. (1980). *The origin of hummocks, western Arctic coast, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences **17**, 996–1006.

Mackay, J. R. (1990). *Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges*. Permafrost and Periglacial Processes **1**, 15–29.

Mackay, J. R. (1999). *Cold-climate shattering (1974 to 1993) of 200 glacial erratics on the exposed bottom of a recently drained Arctic Lake, Western Arctic Coast, Canada*. Permafrost and Periglacial Processes **10**, 125–136.

Mackay, J. R. & MacKay, D. K. (1976). *Cryostatic pressures in nonsorted circles (mud hummocks), Inuvik, Northwest Territories*. Canadian Journal of Earth Sciences **13**, 889–897.

Madsen, V., Nordmann, V. & Hartz, N. (1908). *Eem-Zonerne. Studier over Cyrinaleret og andre Eem-Aflejringer i Danmark, Nord-Tyskland og Holland*. Danmarks Geologiske Undersøgelse, II. Række **17**, 302 S. + Atlas.

Makaske, B., Maas, G. J. & Smeerdijk, D. G. van (2008). *The age and origin of the Gelderse Ijssel.* Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw **87**, 323–337.

Makowska, A. (1979). *Interglacjal eemski w dolinie dolnej Wisły*. Studia Geologica Polonica **63**, 1–90.

Mangerud, J. (1982). *The Chronostratigraphical Subdivision of the Holocene in Norden; a Review*. Striae **16**, 65–70.

Mangerud, J. (1987). *The Alleröd/Younger Dryas Boundary*. In: Berger, W. H. & Labeyrie, L. D. (Hrsg.): *Abrupt Climatic Change*. Dordrecht, Reidel. 163–171.

Mangerud, J. & Salvigsen, O. (1984). *The Kapp Ekholm section, Billefjorden, Spitsbergen: a discussion*. Boreas **13**, 155–158.

Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. & Donner, J. J. (1974). *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*. Boreas **3**, 109–128.

Mangerud, J., Sønstegaard, E. & Sejrup, H.-P. (1977). *Saalian – Eemian – Weichselian stratigraphy at Fjøsanger, Western Norway.* Abstracts. X INQUA Congress. Birmingham 1977, S. 286.

Mangerud, J., Sønstegaard, E., Sejrup, H. P. & Haldorsen, S. (1981). *A continuous Eemian – Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway*. Boreas **10**, 137–208.

Mangerud, J., Astakhov, V. I., Murray, A. & Svendsen, J. I. (2001). *The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents-Kara Ice Sheet advance, Northern Russia*. Global and Planetary Change **31**, 319–334.

Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Asthakov, V., Clarke, G. K. C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, P. J., Müller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M. & Svendsen, J. I. (2004). *Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the last glaciation*. Quaternary Science Reviews **23**, 1313–1332.

Mangerud, J., Kaufman, D., Hansen, J. & Svendsen, J. I. (2008). *Ice-free conditions in Nowaja Semlja 35 000–30 000 cal years B. P., as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine molluscs.* Polar Research **27**, 187–208.

Mania, D. (1973). *Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften*. Geologie **21**, Beiheft **78/79**, 175 S.

Mania, D. (1975). *Zur Stellung der Travertinablagerungen von Weimar-Ehringsdorf im Jungpleistozän des nördlichen Mittelgebirgsraumes*. In: III. Internationales Paläontologisches Kolloquium (1968). *Das Pleistozän von Weimar-Ehringsdorf, Teil 2*. Abhandlungen des Zentralen Geologischen Instituts **23**, 571–589.

Mania, D. (1990). *Stratigraphie, Ökologie und mittelpaläolithische Jagdbefunde des Interglazials von Neumark-Nord (Geiseltal)*. Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle **43**, 9–130.

Mania, D. & Mai, D. H. (2001). *Molluskenfaunen und Floren im Elbe-Saalegebiet während des mittleren Eiszeitalters*. Praehistoria Thuringica **6/7**, 46–91.

Mannerfelt, G. M. (1945). Några glacialmorfologiska formelement. Geografiska Annaler 27, 1–239.

Marchant, R., Harrison, S. P., Hooghiemstra, H., Markgraf, V., van Boxel, J. H., Ager, T., Almeida, L., Anderson, R., Baied, C., Behling, H., Berrio, J. C., Burbridge, R., Björck, S., Byrne, R., Bush, M. B., Cleef, A. M., Duivenvoorden, J. F., Flenley, J. R., De Oliveira, P., van Geel, B., Graf, K. J., Gosling, W. D., Harbele, S., van der Hammen, T., Hansen, B. C. S., Horn, S. P., Islebe G. A., , Kuhry, P., Ledru, M.-P., Mayle, F. E., Leyden, B. W., Lozano-García, S., Melief, A. B. M., Moreno, P., Moar, N. T., Prieto, A., van Reenen, G. B., Salgado-Labouriau, M. L., Schäbitz, F., Schreve-Brinkman, E. J. & Wille, M. (2009). *Pollen-based biome reconstructions for Latin America at 0, 6000 and 18 000 radiocarbon years*. *Climate of the Past Discussions* **5**, 369–461.

Marcus, L. F. & Berger, R. (1984). *The Significance of Radiocarbon Dates for Rancho La Brea*. In: Martin, P. S. & Klein, R. G. (Hrsg.): *Quaternary Extinctions – A Prehistoric Revolution*, 159–183. Tucson, University of Arizona Press.

Marks L. (2004). *Pleistocene glacial limits in Poland*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent*

and Chronology Part I, Europe. Developments in Quaternary Science **2**, 295–300. Amsterdam, Elsevier.

Marks, L. & Pavlovskaya, I. E. (2003). *The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus*. Boreas **32**, 337–346.

Marks, L., Piotrowski, J. A., Stephan, H.-J., Fedorowicz, S. & Butrym, J. (1995). *Thermoluminescence indications of the Middle Weichselian (Vistulian) Glaciation in Northwest Germany*. Meyniana **47**, 69–82.

Marquette, G. C., Gray, J. T., Gosse, J. C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G. & Finkel, R. (2004). *Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating*. Canadian Journal of Earth Sciences **41**, 19–38.

Mathers, S. J. & Zalasiewicz, J. A. (1986). *A sedimentation pattern in Anglian meltwater channels from Suffolk, England*. Sedimentology **33**, 559–573.

Mathewes, J. A. (2007). *Neoglaciation in Europe*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 1122–1133. Amsterdam, Elsevier.

McCarthy, D. P. (2007). *Lichenometry*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 1399–1405. Amsterdam, Elsevier.

McCrea, W. H. (1975). *Ice ages and the galaxy*. Nature **255**, 607–609.

Meadows, M. E. & Chase, B. M. (2007). *Pollen Records, Late Pleistocene – Africa*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 2606–2613. Amsterdam, Elsevier.

Meier, M. F. & Post, A. (1969). *What are glacier surges?* Canadian Journal of Earth Sciences **6**, 807–817.

Menke, B. & Tynni, R. (1984). *Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung*. Geologisches Jahrbuch **A 76**, 120 S.

Menke, B. (1968). *Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland*. Meyniana **18**, 35–42.

Menke, B. (1969). *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen aus Lieth bei Elmshorn*. Eiszeitalter und Gegenwart **20**, 76–83.

Menke, B. (1975). *Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichsel-Frühglazials*. Geologisches Jahrbuch **A 26**, 3–151.

Menke, B. (1985). *Eem-Interglazial und „Treene-Warmzeit" in Husum/Nordfriesland*. Mit einem Beitrag von Risto Tynni, unter Mitarbeit von Holger Ziemus. Geologisches Jahrbuch **A 86**, 63–99.

Menke, B. (1992). *Eeminterglaziale und nacheiszeitliche Wälder in Schleswig-Holstein*. Berichte des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein **1**, 28–101.

Menning, M. & Hendrich, A. (2005). *Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2005 (ESTD 2005)*. Newsletters on Stratigraphy **41**, 1–405.

Mercer, J., Fleck, R., Mankinen, E. & Sander, W. (1975). *Southern Patagonia: Glacial Events Between 4 m. y. and 1 m. y. Ago*. Quaternary Studies. The Royal Society of New Zealand, Wellington, 223–230.

Meyer, K.-D. (1970). *Zur Geschiebeführung des Oldenburgisch-Ostfriesischen Geestrückens*. Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen **37**, 227–246.

Meyer, K.-D. (1973). *Zur Entstehung der abflußlosen Hohlformen auf der Neuenwalder Geest*. Jahrbuch der Männer vom Morgenstern **53**, 23–29.

Meyer, K.-D. (1976). *Studies on ground moraines in the northwest of the German Federal Republic*, in: *Till, its genesis and diagenesis, panel discussion*. UAM, Geografia, 217–221; Poznán (Uniw. Mickiewicz).

Meyer, K.-D. (1980). *Zur Geologie der Dammer und Fürstenauer Stauchendmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums)*. In: *Festschrift G. Keller*, 83–104. Osnabrück, Wenner.

Meyer, K.-D. (1983a). *Indicator pebbles and stone count methods*. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*, 275–287. Rotterdam, Balkema.

Meyer, K.-D. (1983b). *Zur Anlage der Urstromtäler in Niedersachsen*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F. **27**, 147–160.

Meyer, K.-D. (1991). *Zur Entstehung der westlichen Ostsee*. Geologisches Jahrbuch **A 127**, 429–446.

Meyer, K.-D. (1998). *Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen in der südlichen Lüneburger Heide*. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover **38**, 179–189.

Meyer, K.-D. (2000). *Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen)*. Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge **7**, 115–125.

Meyer, R. K. F. & Schmidt-Kaler, H. (2002). *Auf den Spuren der Eiszeit südlich von München, westlicher Teil*. Wanderungen in die Erdgeschichte **9**. München, Pfeil. 127 S.

Miara, S. (1995). *Gliederung der rißzeitlichen Schotter und ihrer Deckschichten beiderseits der unteren Iller nördlich der Würmendmoränen*. Münchner Geographische Abhandlungen **22**, 185 S.

Milankovitch, M. (1941). *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Académie royale serbe. Éditions speciales **133, XX**, 633 S.

Mills, S. C., Grab, S. W., & Carr, S. J. (2009). *Recognition and palaeoclimatic implications of late Quaternary niche glaciation in eastern Lesotho*. Journal of Quaternary Science **24**, 647–663.

Milthers, K. (1959). *Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark. Kortbladene Fåborg, Svendborg og Gulstav*. Danmarks Geologiske Undersøgelse **I, 21-A**, 112 S.

Mohn, H. & Nansen, F. (1893). *Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. F. Nansens Durchquerung von Grönland 1888*. Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsband **XXIII (105)**, 111 S.

Morgan, A. V. & Morgan, A. (1990). *Beetles*. In: Warner, B. G. (Hrsg.): *Methods in Quaternary Ecology*. Geoscience Canada, Reprint Series **5**, 113–126.

Morgan, L. A., Cathey, H. E. & Pierce, K. L. (Hrsg.) (2009). *The Track of the Yellowstone Hot Spot: Multi-disciplinary Perspectives on the Origin of the Yellowstone-Snake River Plain Volcanic Province*, Journal of Volcanology and Geothermal Research **188 (1-3)**, 304 S.

Moscariello, A. (1996). *Quaternary Geology of the Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland): Sedimentary Record, Palaeoenvironmental and Palaeoclimatic Reconstruction since the Last Glacial Cycle*. Terre und Environement **4**, 230 S.

Müller, H. (1974a). *Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe*. Geologisches Jahrbuch **A 21**, 149–169.

Müller, H. (1974b). *Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh*. Geologisches Jahrbuch **A 21**, 107–140.

Müller, H. (1992). *Climate changes during and at the end of the interglacials of the Cromerian Complex*. In: Kukla, G. & Went, E. (Hrsg.): *Start of a glacial*. NATO ASI Series **I (3)**, 51–69.

Müller, U. (2001). *Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter Profile aus dem südwestdeutschen Alpenvorland*. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten **D7**, 118 S.

Müller, U. (2004a). *Alt- und Mittel-Pleistozän*. In: Katzung, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*. Stuttgart, Schweizerbart. 226–233.

Müller, U. (2004b). *Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial*. In: Katzung, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*. Stuttgart, Schweizerbart. 234–242.

Müller, U. (2004c). *Weichsel-Frühglazial in Nordwest-Mecklenburg*. Meyniana **56**, 81–115.

Müller, U., Rühberg, N. & Krienke, H.-D. (1995). *The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern*. In: Ehlers, J., Kozarski, S. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-East Europe*. Rotterdam, Balkema. 501–514.

Munthe, H. (1902). *Beskrivning til kartbladet Kalmar*. Sveriges Geologiska Undersökning **Ca 4**, 213 S.

Munthe, H. (1927). *Studier över Ancylussjöns avlopp*. Sveriges Geologiska Undersökning **C 346**, 107 S.

Muttoni, G., Ravazzi, C., Breda, M., Pini, R., Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A. & Garzanti, E. (2007). *Magnetostratigraphic dating of an intensification of glacial activity in the southern Italian Alps during Marine Isotope Stage 22*. Quaternary Research **67**, 161–173.

Nansen, F. (1922). *The Strandflat and Isostasy*. Videnskabsselskabets i Kristiania skrifter 1921, I. Matematisk- Naturvidenskabelig Klasse **11**, 313 S.

Nesje, A. & Dahl, S. V. (2000). *Glaciers and environmental change*. London, Arnold, 203 S.

Nesje, A. & Sejrup, H. P. (1988). *Late Weichselian/Devensian ice sheets in the North Sea and adjacent land areas*. Boreas **17**, 371–384.

Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. (1991). *Holocene glacial and climate history of the Jostedalsbreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits*. Quaternary Science Reviews **10**, 87–114.

Nicolas, A. (1995). *Die ozeanischen Rücken – Gebirge unter dem Meer*. Heidelberg, Springer. 200 S.

Noormets, R. & Flodén, T. (2002). *Glacial deposits and Late Weichselian ice-sheet dynamics in the northeastern Baltic Sea*. Boreas **31**, 36–56.

Nye, J. F. (1952). *The mechanics of glacier flow*. Journal of Glaciology **2**, 82–93.

Ohse, W. (1983). *Lösungs- und Fällungserscheinungen im System oberflächennahes unterirdisches Wasser/gesteinsbildende Minerale – eine Untersuchung auf der Grundlage der chemischen Gleichgewichts-Thermodynamik*. Kiel, Dissertation. 249 S.

Olcott, A. N., Sessions, A. L., Corsetti, F. A., Kaufman, A. J. & de Oliviera, T. F. (2005). *Biomarker Evidence for Photosynthesis During Neoproterozoic Glaciation*. Science **310**, 471–474.

Østrem, G, Haakensen, N. & Melander, O. (1973). *Atlas over Breer i Nord-Skandinavia*. Norges Vassdrags og Elektrisitetsvesen og Stockholm Universitet. 315 S.

Oppenheimer, S. (2009). *The great arc of dispersal of modern humans: Africa to Australia*. Quaternary International **202**, 2–13.

Overbeck, F. (1975). *Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte*. Neumünster, Wachholtz. 719 S.

Pachur, H.-J. & Röper, H.-P. (1987). *Zur Paläolimnologie Berliner Seen*. Berliner Geographische Abhandlungen **44**, 150 S.

Pachur, H.-J. (1997). *Der Ptolemäus-See in Westnubien als Paläoklimaindikator*. Petermanns Geographische Mitteilungen **141**, 227–250

Park, C. & Schmincke, H.-U. (2009). *Apokalypse im Rheintal*. Spektrum der Wissenschaft Heft **02/09**, 78–87.

Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*. 3. Auflage. Oxford, Butterworth & Heinemann. 496 S.

Patzelt, G. (1983). *Die spätglazialen Gletscherstände im Bereich des Mieslkopfes und im Arztal, Tuxer Voralpen, Tirol*. Innsbrucker Geographische Studien **8**, 35–58.

Pedersen, S. A. S. (2005). *Structural analysis of the Rubjerg Knude Glaciotectonic Complex, Vendsyssel, northern Denmark*. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin **8**, 192 S.

Pedersen, S. A. S. (2006). *Structurer og dynamisk udvikling af Rubjerg Knude Glaciotectonic Complex, Vendsyssel, Denmark*. Geologisk Tidsskrift **2006 (1)**, 46 S.

Penck, A. (1879). *Die Geschiebeformation Norddeutschlands*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **31**, 117–203.

Penck, A. (1882). *Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung*, 484 S. Leipzig, Barth.

Penck, A. (1899). *Die vierte Eiszeit im Bereich der Alpen*. Schriften der Vereinigung zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse **39**, 1–20.

Penck, A. & Brückner, E. (1901/1909). *Die Alpen im Eiszeitalter*, 3 Bände. 1199 S. Leipzig.

Petersen, K. S. & Konradi, P. B. (1974). *Lithologiske og palæontologiske beskrivelser af profiler i kvartæret pa Sjælland*. Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for **1973**, 47–56.

Petersen, K. S. (1983). *Redeposited biological material*. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*, 203–206. Rotterdam, Balkema.

Petit-Maire, N. (Hrsg.). (1991). *Paléoenvironnements du Sahara. Lacs Holocenes a Taoudenni (Mali)*, Editons du CNRS, Paris, France. 239 S.

Petroleum Exploration Society of Great Britain (2007). *Structural Framework of the North Sea and Atlantic Margin* (Karte).

Piehler, H. (1974). *Die Entwicklung der Nahtstelle von Lech-, Loisach- und Ammergletscher vom Hoch- bis Spätglazial der letzten Vereisung*. Münchener Geographische Abhandlungen **13**, 105 S.

Pillans, B. (2007). *Quaternary Stratigraphy – Overview*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 2785–2802. Amsterdam, Elsevier.

Piotrowski, J. A. (1992). *Was ist ein Till? – Faziesstudien an glazialen Sedimenten*. Die Geowissenschaften **10 (4)**, 100–108.

Piotrowski, J. A. (1997). *Subglacial hydrology in north-western Germany during the last glaciation; groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles*. Quaternary Science Reviews **16**, 169–185.

Pissart, A. (1987). *Weichselian periglacial structures and their environmental significance: Belgium, the Netherlands, and northern France*. In: Boardman, J. (Hrsg.): *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*. Cambridge, Cambridge University Press. 77–85.

Pissart, A. (2003). *The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world*. Geomorphology **52**, 5–38.

Polyak, L., Edwards, M.H., Coakley, B.J. & Jakobsson, M. (2001). *Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glaciogenic deep-sea bedforms*. Nature **410**, 453–457.

Polyak, L., Darby, D.A., Bischof, J. & Jakobsson, M. 2007, *Stratigraphic constraints on late Pleistocene glacial erosion and deglaciation of the Chukchi margin, Arctic Ocean*. Quaternary Research **67**, 234–245.

Polyak, L., Alley, R. B., Andrews, J. T., Brigham-Grette, J., Cronin, T. M., Darby, D. A., Dyke, A. S., Fitzpatrick, J. J., Funder, S., Holland, M., Jennings, A. E., Miller, G. H., O'Regan, M., Savelle, J., Serreze, M., John, K. S., White, J. W. C. & Wolff, E. (2010). *History of sea ice in the Arctic*. Quaternary Science Reviews **29**, 1757–1778.

Porter, S. C. (2004). *Late Pleistocene glaciation of the Hindu Kush, Afghanistan*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica*, Developments in Quaternary Science **2**, 1–2. Amsterdam, Elsevier.

Porter, S. C. (2007). Loess Records/China. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 1429–1440. Amsterdam, Elsevier.

Post, L. von (1916). *Skogsträdpollen i sydsvenska torvmosselagerföljder*. Geologiska Foreningens i Stockholm Förhandlingar **38**, 384–394.

Post, L. von (1928). *Svea älvs geologiska tidsställning*. Sveriges Geologiska Undersökning **C 347**, 132 S.

Praeg, D. (2003). *Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel valleys in the North Sea Basin – high resolution from low frequencies*. Journal of Applied Geophysics **53**, 273–298.

Prange, W. (1979). *Geologie der Steilufer von Schwansen, Schleswig-Holstein*. Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins in Schleswig-Holstein **49**, 1–24.

Preusser, F. (1999). *Lumineszenzdatierung fluviatiler Sedimente; Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland*. Kölner Forum Geologie Paläontologie **3**, 1–62.

Preusser, F. (2010). *Stratigraphische Gliederung des Eiszeitalters in der Schweiz (Exkursion E am 8. April 2010)*. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, **N. F. 92**, 83–98.

Preusser, F., Drescher-Schneider, R., Fiebig, M. & Schlüchter, C. (2005). *Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy*. Journal of Quaternary Science **20**, 607–620.

Rahmstorf, S. (2003). *Timing of abrupt climate change: A precise clock*. Geophysical Research Letters **30**, 17-1–17-4.

Ramm, F. & Topf, J. (2008). *OpenStreetMap. Die freie Weltkarte nutzen und mitgestalten*. Berlin, Lehmanns Media. 242 S.

Ramsay, W. (1924). *On relations between crustal movements and variations of sea-level during the late Quaternary time, especially in Fennoscandia*. Fennia **44 (5)**. 39 S.

Rappol, M. (1983). *Glacigenic properties of till – Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and The Netherlands*. Thesis, Universiteit van Amsterdam. 225 S.

Rappol, M., Haldorsen, S., Jørgensen, P., van der Meer, J. J. M. & Stoltenberg, H. M. P. (1989). *Composition and origin of petrographically-stratified thick till in the Northern Netherlands and a Saalian glaciation model for the North Sea basin*. Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie **26**, S. 31–64.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E. & Ruth, U. (2006). *A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination*. Journal of Geophysical Research **111**, D06102.

Raukas, A., Kalm, V. & Rattas, M. (2004). *Pleistocene glaciations in Estonia*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I, Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 83–91. Amsterdam, Elsevier.

Raymo, M. E., Ruddiman, W. F. & Froelich, P. N. (1988). *Influence of Late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles*. Geology **16**, 649–653.

Reimnitz, E., Kempema, E. W. & Barnes, P. W. (1987). *Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas*. Journal of Geophysical Research **92**, 14671–14678.

Richter, K. (1932). *Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe*. Zeitschrift für Geschiebeforschung **8**, 62–66.

Richter, K. (1936). *Ergebnisse und Aussichten der Gefügeforschung im Pommerschen Diluvium*. Geologische Rundschau **32**, 196–206.

Richthofen, F. von 1877. *China – Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien, Bd. I*. Berlin, Reimer. 758 S.

Ricken, W. (1983). *Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung in Flußterrassen*. Catena Supplement **3**, 95–138.

Rinterknecht, V. R., Marks, L., Piotrowski, J. A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Brook, E. J., & Clark, P. U. (2005). *Cosmogenic ^{10}Be ages on the Pommeranian Moraine, Poland*. Boreas **34**, 186–191.

Rinterknecht, V. R., Pavlovskaya, I. E., Clark, P. U., Raisbeck, G. M., Yiou, F. & Brook, E. J. (2007). *Timing of the last deglaciation in Belarus*. Boreas **36**, 307–313.

Rinterknecht, V. R., Bitinas, A., Clark, P. U., Raisbeck, G. M., Yiou, F. & Brook, E. J. (2008). *Timing of the last deglaciation in Lithuania*. Boreas **37**, 426–433.

Robertsson, A.-M. (2000). *The Eemian interglacial in Sweden, and comparison with Finland*. Geologie en Mijnbouw – Netherlands Journal of Geosciences **79**, 325–333.

Roeschmann, G. (1975). *Zur Untersuchungsmethodik, pedogenetischen Deutung und Datierung fossiler Sandböden des Pleistozäns in Norddeutschland*. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **22**, 581–590.

Roland, N. W. (2009). *Antarktis – Forschung im ewigen Eis*. Heidelberg, Spektrum. 334 S.

Romanovsky, N. H. (1985). *Distribution of recently active ice and soil wedges in the U. S. S. R*. In: Church, M. & Slaymaker,

S. (Hrsg.): *Field and Theory: Lectures in geocryology*. University of British Columbia. 154–165.

Röthlisberger, F. (1976). *Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla*. Die Alpen **52 (3/4)**, 59–152.

Röthlisberger, H. & Lang, H. (1987). *Glacial Hydrology*. In: Gurnell, A. M. & Clark, M. J. (Hrsg.): *Glacio-fluvial Sediment Transfer*, 207–284. John Wiley & Sons.

Rousseau, D. D. (2001). *Loess biostratigraphy: New advances and approaches in mollusk studies*. Earth Science Reviews **54**, 157–171.

Rózycki, S. Z. (1965). *Die stratigraphische Stellung des Warthe-Stadiums in Polen*. Eiszeitalter und Gegenwart **16**, 189–201.

Ruddiman, W. F. & Kutzbach, J. E. (1990). *Late Cenozoic plateau uplift and climate change*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences **81**, 301–314.

Rudolph, F. (2009). *Strandsteine. Sammeln und Bestimmen von Steinen an der Ostseeküste*, 9. Auflage. Neumünster, Wachholtz. 160 S.

Rudoy, A. N. (2002). *Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains*. Quaternary International **87**, 119–140.

Russell, A. J., Gregory, A. G., Large, A. R. G., Fleisher, P. J. & Harris, T. (2007). *Tunnel channel formation during the November 1996 jökulhlaup, Skeiðarárjökull, Iceland*. Annals of Glaciology **45**, 95–103.

Sadiq, A. M. & Nasir, S. J. (2002). *Middle Pleistocene karst evolution in the State of Qatar, Arabian Gulf*. Journal of Cave and Karst Studies **64(2)**, 132–139.

Salisbury, R. D. (1888). *Terminal Moraines in North Germany*. American Journal of Science **35**, 401–407.

Salisbury, R. D. (1892). *A Preliminary Paper on Drift or Pleistocene Formations of New Jersey*. Annual Report of the State Geologist of New Jersey, 1891, 35–108.

Salisbury, R. D. (1894). *Surface Geology – Report of Progress, 1892*. New Jersey Geological Survey, Annual Report of the State Geologist for the year 1893, 35–328.

Saltzman, B. & Maasch, K. A. (1990). *A first-order global model of late Cenozoic climatic change*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences **81**, 315–325.

Saltzman, B. (2001). *Dynamical Paleoclimatology*. Academic Press, 354 S.

Sauramo, M. (1958). *Die Geschichte der Ostsee*. Annales Academiae Scientiarum Fennicae **A III 51**, 522 S.

Schaefer, I. (1956). *Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne*. Actes IV Congres INQUA, Rome/Pise 1953, vol. **2**, 910–914.

Scheffer, F. & Schachtschabel, P. (2010). *Lehrbuch der Bodenkunde*, 16. Auflage. Stuttgart, Spektrum. 593 Seiten.

Schellmann, G. & Radtke, U. (2004). *The Marine Quaternary of Barbados*. Kölner Geographische Arbeiten **81**, 137 S.

Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H. & Stocker, T. F. (2010). *Glacial-Interglacial and Millennial Scale Variations in the Atmospheric Nitrous Oxide Concentration during the last 800,000 Years*. Quaternary Science Reviews **29**, 182–192.

Schindler, C., Röthlisberger, H. & Gyger, M. (1978). *Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung*. Eclogae Geologicae Helvetiae **71**, 159–174.

Schirmer, W. (Hrsg.) (1990). *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. Deuqua-Führer **1**, 295 S.

Schlüchter, C. (1980a). *Die fazielle Gliederung der Sedimente eines Ufermoränenkomplexes – Form und Inhalt*. Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg **(NF) 23**, 101–117.

Schlüchter, C. (1980b). *Bemerkungen zu einigen Grundmoränenvorkommen in den Schweizer Alpen*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **16 (2)**, 203–212.

Schlüchter, C. (1981). *Bemerkungen zur Korngrößenanalyse der Lockergesteine, insbesondere der Moränen, in der Schweiz*. Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg **(NF) 24 (2)**, 155–160.

Schlüchter, C. (1988). *Exkursion vom 11. Oktober 1987 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Rahmen der SNG-Jahrestagung in Luzern: Ein eiszeitgeologischer Überblick von Luzern zum Rhein – unter besonderer Berücksichtigung der Deckenschotter*. Eclogae Geologicae Helvetiae **81**, 249–258.

Schlüchter, C. (1989a). A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy in the northern Alpine Foreland of Switzerland. Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie 32–33, 143–157.

Schlüchter, C. (1989b). The most complete Quaternary record of the Swiss Alpine Foreland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 72, 141–146.

Schlüchter, C. (2004). The Swiss glacial record – a schematic summary. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I, Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 413–418. Amsterdam, Elsevier.

Schlüter, G. (1980). *Geschiebezählungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens*. Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein **50**, 57–69.

Schmincke, H.-U. (2010). *Vulkanismus*, 3. Auflage. Darmstadt, Primus. 264 S.

Schmincke, H.-U. (2009). *Vulkane der Eifel*. Heidelberg, Spektrum Akademischer Verlag. 160 S.

Schnütgen, A. (2003). *Die Petrographie und Verbreitung tertiärer Schotter der Vallendar-Fazies im Rheinischen Schiefergebirge, ihre paläoklimatische und – geographische Bedeutung*. In: Schirmer, W. (Hrsg.): *Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland*. GeoArcheoRhein **4**, 155–191.

Schreiner, A. (1989). *Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg)*. Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg **31**, 183–196.

Schreiner, A. (1997). *Einführung in die Quartärgeologie*, 2. Auflage. Stuttgart, Schweizerbart. 257 S.

Schreiner, A. & Ebel, R. (1981). *Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg)*. Geologisches Jahrbuch **A 59**, 3–64.

Schröder, P. (1988). *Aufbau und Untergliederung des Niederterrassenkörpers der Unterelbe*. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover **27**, 119 S.

Schulz, W. (1998). *Streifzüge durch die Geologie des Landes Mecklenburg-Vorpommern*. c/w Verlagsgruppe, Schwerin.

Schumacher, R. (1981). *Untersuchungen zur Entwicklung des Gewässernetzes seit dem Würmmaximum im Bereich des Isar-Loisach-Vorlandgletschers*. Dissertation, Universität München. 204 S.

Schuster, M., Roquin, C., Duringer, P., Brunet, M., Caugy, M., Fontugne, M., Macaye, H. T., Vignaud, P. & Ghienne, J.-F. (2005). *Holocene lake Mega-Chad palaeoshorelines from space*. Quaternary Science Reviews **24**, 1821–1827.

Schwan, J. (1988). *Sedimentology of coversands in northwestern Europe*. Vrije Universiteit te Amsterdam, Thesis, 137 S.

Schwarzbach, M. (1993). *Das Klima der Vorzeit*, 5. Auflage. Enke, Stuttgart. 380 S.

Scotese, C. (2008). *Plate Tectonic and Paleogeographic Mapping: State of the Art*. Search and Discovery Article #40312. 53 S.

Sefström, N. G. (1836). *Ueber die Spuren einer sehr großen urweltlichen Fluth*. Poggendorfs Annalen der Physik und Chemie **38**, 614–618.

Sefström, N. G. (1838). *Untersuchung über die auf den Felsen Skandinaviens in bestimmter Richtung vorhandenen Furchen und deren wahrscheinliche Entstehung*. Poggendorfs Annalen der Physik und Chemie **43**, 533–567.

Seibold, E. & Berger, W. H. (1993). *The Sea Floor. An Introduction to Marine Geology*, 2. Auflage. Berlin, Springer. 356 S.

Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E., Haflidason, H. & Nesje, A. (2000). *Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region*. Quaternary Science Reviews **19**, 667–685.

Semmel, A. (1999). *Landschaftsentwicklung am Oberen Mittelrhein*. Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft **8**, 127–149.

Seppälä, M. (2005a). *Dating of palsas*. In: Ojala, A. E. K. (Hrsg.): *Quaternary studies in the northern and Arctic regions of Finland*. Geological Survey of Finland, Special Paper **40**, 79–84.

Seppälä, M. (Hrsg.) (2005b). *The Physical Geography of Fennoscandia*. Oxford, Oxford University Press. 432 S.

Seraphim, E. Th. (1979). *Der sog. Senne-Sander, eine Kame-Terrasse – Drenthestadiale Grundmoräne und post-moränale Schmelzwasser-Sedimente der Oberen Senne*. 24. Bericht des Naturwissenschaftlichgen Vereins Bielefeld, 319–344.

Sernander, R. (1894). *Studier öfver den Gotländska vegetationens utvecklingshistoria*. Dissertation, Uppsala. 112 S.

Shackleton, N. J. (1987). *Oxygen isotopes, ice volume and sea lavel*. Quaternary Science Reviews **6**, S. 183–190.

Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. (1973). *Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale*. Quaternary Research **3**, 39–55.

Shackleton, N. J., Berger, A. & Peltier, W. A. (1990). *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences **81**, 251–261.

Shaw, J. (2010). *In defence of the meltwater (megaflood) hypothesis for the formation of subglacial bedform fields*. Journal of Quaternary Science **25**, 249–260.

Shi Yafeng (Scientific advisor), Li Binyuan, Li Jijun (Chief editors), Cui Zhijiu, Zheng Benxing, Zhang Qingsong, Wang Fubao, Zhou Shangzhe, Shi Zuhui, Jiao Keqin, Kang Jiancheng (Editors) (1991). *Quaternary Glacial Distribution Map of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, Scale 1 : 3,000,000*, Science Press, Beijing.

Shreve, R. L. (1984). *Glacier sliding at subfreezing temperatures*. Journal of Glaciology **30**, 341–347.

Sissons, J. B. (1978). *The parallel roads of Glen Roy and adjacent glens, Scotland*. Boreas **7**, 229–244.

Sjørring, S. (1983). *The glacial history of Denmark*. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*, 163–179. Rotterdam, Balkema.

Sjørring, S., Nielsen, P. E., Frederiksen, J., Hegner, J., Hyde, G., Jensen, J. B., Mogensen, A & Vortisch, W. (1982). *Observationer fra Ristinge Klint, felt- og laboratorieundersøgelser*. Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for 1981, 135–149.

Skupin, K., Speetzen, E & Zandstra, J. G. (1993). *Die Eiszeit in Nordwestdeutschland: Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete*. 143 S. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.

Smed, P. (1962). *Studier over den fynske øgruppes glaciale landskabsformer*. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening **15**, 1–74.

Smed, P. (2002). *Steine aus dem Norden: Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland*, 2. Aufl. Berlin, Borntraeger. 195 S.

Smith, A. G. & Pickering, K. T. (2003). *Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth*. Journal of the Geological Society **160**, 337–340.

Smith, A. M., Murray, T., Nicholls, K. W., Makinson, K., A algeirsdóttir, G., Behar, A. E. & Vaughan, D. G. (2007). *Rapid erosion, drumlin formation, and changing hydrology beneath an Antarctic ice stream*. Geology **35**, 127–130.

Smith, B. E., Fricker, H. A., Joughin, I. R. & Tulaczyk, S. (2009). *An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat 2003–2008*. Journal of Glaciology **55**, 573–595.

Smith, D. & Lewis, D. (2007). *Dendrochronology*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 459–465. Amsterdam, Elsevier.

Smith, G. A. (1993). Missoula flood dynamics and magnitudes inferred from sedimentology of slackwater deposits on the Columbia Plateau, Washington. Geological Society of America Bulletin **105**, 77–100.

Smith, L. C., Sheng, Y., MacDonald, G. M. & Hinzman, L. D. (2005). *Disappearing arctic lakes*. Science **308**, 1429.

Solger, F., Graebner, P., Thienemann, J., Speiser, P. & Schulze, F. W. O. (1910). *Dünenbuch. Werden und Wandern der Dünen. Pflanzen- und Tierleben auf den Dünen. Dünenbau*. Stuttgart, Enke, 404 S.

Sollid, J. L. & Sørbel, L. (1998). *Palsa Bogs as Climate Indicator – Examples from Dovrefjell, Southern Norway*. Ambio **27**, 287–291.

Sparks, B. W., Williams, R. G. B. & Bell, F. G. (1972). *Presumed ground-ice depressions in East Anglia*. Proceedings of the Royal Society London, **A 327**, 329–343.

Speetzen, E. & Zandstra, J. G. (2009). *Elster- und Saale-Vereisung im Weser-Ems-Gebiet und ihre kristallinen Leitgeschiebegesellschaften*. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie **103**, 128 S.

Stackebrandt, W. (2009). *Subglacial channels of Northern Germany – a brief review*. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften **160**, 203–210.

Stampfli, G. M. & Borel, G. (2004). *The TRANSMED transects in time and space*. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, Stampfli, G. M. & Ziegler, P. A. (Hrsg.): *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Heidelberg, Springer-Verlag, 53–80.

Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2002). *A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic*. Earth and Planetary Science Letters **196**, 17–33.

Starnberger, R., Terhorst, B., Rähle, W., Peticzka, R & Haas, J. N. (2009). *Palaeoecology of Quaternary periglacial environments during OIS-2 in the forefields of the Salzach Glacier (Upper Austria)*. Quaternary International **198**, 51–61.

Stephan, H.-J. (1981a). *Eemzeitliche Verwitterungshorizonte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins*. Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg (NF) **24 (2)**, 161–175.

Stephan, H.-J. (1981b). *Erläuterungen zur Ingenieurgeologischen Planungskarte Maßstab 1:5000 Lübeck-Roggenhorst*. Kiel, Geologisches Landesamt Schleswig Holstein. 59 S.

Stephan, H.-J. (1987). *Moraine stratigraphy in Schleswig-Holstein and adjacent areas*. In: Meer, J. J. M. van der (Hrsg.): *Tills and Glaciotectonics*, 23–30. Rotterdam, Boston, Balkema.

Stephan, H.-J. (1993). *Lithostratigraphische Untersuchungen an den Geschiebemergeln aus Bohrungen von Eggstedterholz*. Geologisches Jahrbuch **A 138**, 159–187.

Stephan, H.-J. (1998). *Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein: Ein Überblick*. Meyniana **50**, 113–135.

Stephan, H.-J. (2009). *Kuden-Formation*. LithoLex-Datenblatt in der Fassung vom 28. 07. (2009). http://www.bgr. de/app/litholex/gesamt_ausgabe_neu. php5?id=1006028.

Stephan, H.-J. & Ehlers, J. (1983). *North German till types*. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*. 239–247. Rotterdam, Balkema.

Stephan, H.-J., Kabel, Ch. & Schlüter, G. (1983). *Stratigraphical problems in the glacial deposits of Schleswig-Holstein*. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*, 305–320. Rotterdam, Balkema.

Stock, C. (1929). *Significance of abraded and weathered mammalian remains from Rancho La Brea*. Bulletin of Southern California Academy of Sciences **28**, 1–5.

Stockhausen, H. (1998). *Geomagnetic palaeosecular variation (0–13000 year BP) as recorded in sediments from three maar lakes from the West Eifel (Germany)*. Geophysical Journal International **135**, 898–910.

Streif, H. (2004). *Sedimentary record of Pleistocene and Holocene marine inundations along the North Sea coast of Lower Saxony, Germany*. Quaternary International **112**, 3–28.

Strelin, J. & Malagnino, E. (2009). *Charles Darwin and the oldest Glacial Events in Patagonia: The Erratic Blocks of the Río Santa Cruz Valley*. Revista de la Asociación Geológica Argentina **64 (1)**, 101–108.

Stremme, H. (1979). *Böden, Relief und Landschaftsgeschichte im Norwestdeutschen Raum*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Supplement-Band **33**, 216–222.

Strömberg, B. (1983). *The Swedish varve chronology*. In: Ehlers, J. (Hrsg.) *Glacial Deposits in North-West Europe*, 97–105. Rotterdam, Balkema.

Strömberg, B. (1989). *Late Weichselian deglaciation and clay varve chronology in East-Central Sweden*. Sveriges Geologiska Undersökning **Ca 73**, 70 pp.

Struck, R. (1932). *Die Oberflächenformen Schleswig-Holsteins und ihre Entstehung*. Festgabe der Geographischen Gesellschaft zu Lübeck anläßlich ihres fünfzigjährigen Bestehens. Lübeck, Franz Westphal. 31 S.

Stuiver, M., Heusser, C. T. & Yang, I. C. (1978). *North American glacial history back to 75,000 years B.P.* Science **200**, 16–21.

Sugden, D. E. & John, B. S. (1976). *Glaciers and Landscape – A Geomorphological Approach*. London, Edward Arnold. 376 S.

Sugden, D. E., Marchant, D. R., Potter Jr, N., Souchez, R. A., Denton, G. H., Swisher III, C. C. & Tison, J.-L. (1995). *Preservation of Miocene glacier ice in East Antarctica*. Nature **376**, 412–414.

Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1987). *Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway*. Journal of Quaternary Science **2**, 113–132.

Svendsen, J. I., Gataullin, V., Mangerud, J. & Polyak, L. (2004). *The glacial History of the Barents and Kara Sea Region*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I: Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 369–378. Elsevier, Amsterdam.

Svensson, H. (1984). *The periglacial form group of Southwestern Denmark*. Geografisk Tidsskrift **84**, 25–34.

Taramelli, T. (1898). *Del deposito lignitico di Leffe in provincia di Bergamo*. Bollettino Società Geologica Italiana **XVII**, 202–218

Tarasov, L., & W. R. Peltier (2003). *Greenland glacial history, borehole constraints, and Eemian extent*. Journal of Geophysical Research **108(B3)**, 2124–2143.

Taylor, K. (2007). *Ice Cores – History of Research, Greenland and Antarctica*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 1284–1288. Amsterdam, Elsevier.

Teller, J. T. (1985). *Glacial Lake Agassiz and Its Influence on the Great Lakes*. In: Karrow, P. F. & Calkin, P. E. (Hrsg.): *Quaternary Evolution of the Great Lakes*. Geological Association of Canada Special Paper **30**, 1–16.

Thieme, H. & Veil, S. (1985). *Neuere Untersuchungen zum eemzeitlichen Elefantenjagdplatz Lehringen, Landkreis Verden*. Die Kunde NF **36**, 11–58.

Thieme, H. (1999). *Altpaläolithische Holzgeräte aus Schönigen, Lkr. Helmstedt. Bedeutsame Funde zur Kulturentwicklung des frühen Menschen*. Germania **77**, 451–487.

Thome, K. N. (1980). *Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in der Elster- und Saale-Kaltzeit – Strukturelle, mechanische und morphologische Zusammenhänge*. Westfälische Geographische Studien **36**, 21–40.

Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Henderson, K. A., Brecher, H. H., Zagorodnov, V. S., Mashiotta, T. A., Ping-Nan Lin,, Mikhalenko, V. N., Hardy, D. R., Beer, J. (2006). *Kilimanjaro Ice Core Records: Evidence of Holocene Climate Change in Tropical Africa*. Science **298**, 589–593.

Thorarinsson, S. (1944). *Tefrokronologiska studier pa Island; Thjorsardalur och dess foeroedelse; Tephrochronological studies in Iceland*. Geografiska Annaler **26 (1-2)**, 217 S.

Thorarinsson, S. (1969). *Glacier surges in Iceland, with special reference to the surges of Brúarjökull.* Canadian Journal of Earth Sciences **6**, 875–882.

Todtmann, E. M. (1960). *Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull)*. Universität Hamburg, Abhandlungen aus dem Gebiet der Auslandskunde **65 C 19**, 95 S.

Torell, O. (1858). *Bref om Island*. Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Forhandlingar **XIV**, 325–332.

Torell, O. (1865). *Inledning*. In: Holmström. L. P.: *Märken efter istiden iakttagna I Skåne*. Malmö Cronholmska Boktrykeriet.

Torell, O. (1875). *Schliff-Flächen und Schrammen auf der Oberfläche des Muschelkalkes von Rüdersdorf*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **27**, 961.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Cremer, M., Eynaud, F., Turon, J. L., Fontanier, C., Van Vliet Lanoë, B. & Gibbard, P. (2009a). *Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European Ice Sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2*. Quaternary Science Reviews **28**, 1238–1256.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Gibbard, P., Eynaud, F., Turon, J. L., Cremer, M., Cortijo E., Martinez, P. & Rossignol, L. (2009b). *A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin*. Quaternary Science Reviews **28**, 2974–2981.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Marieu, V., Cremer, M., Kageyama, M., Van Vliet Lanoë, B., Eynaud, F., Turon, J. L. & Gibbard, P. (2010). *The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20–18 ka ago*. Earth and Planetary Science Letters **290**, 459–473.

Troll, C. (1924). *Der diluviale Inn-Chiemseegletscher – Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers*. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde **23**, 1–121.

Ullrich, H. (1989). *Urmensch, Altmensch und eiszeitlicher Jetztmensch*. In: Herrmann, J. (Hrsg.): *Archäologie in der Deutschen Demokratischen Republik – Denkmale und Funde*, 48–54. Stuttgart, Theiss.

Urban, B. (1995). *Vegetations- und Klimaentwicklung des Quartärs im Tagebau Schöningen. In: Archäologische Ausgrabungen im Braunkohlentagebau Schöningen*. Hahnsche Buchhandlung, Hannover, 44–56.

Urban, B. (2007). *Interglacial Pollen Records from Schöningen, North Germany*. In: Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez Goñi, M. F., Litt, T. (Hrsg.): *The climate of past interglacials*. Developments in Quaternary Science **7**, 417–444. Amsterdam, Elsevier.

Urban, B., Lenhard, R., Mania, D. & Albrecht, B. (1991). *Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen, Ldkr. Helmstedt*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **142**, 351–372.

Vliet-Lanoë, B. van, Bourgeois, O. & Dauteuil, O. (1998). *Thufur formation in northern Iceland and its relation to holocene climate change*. Permafrost and Periglacial Processes **9**, 347–365.

Vandenberghe, J. (2007). *Cryoturbation Structures*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 2147–2153. Amsterdam, Elsevier.

Verne, J. (1870). *Vingt mille lieues sous les mers*. Paris, Hetzel. 434 S.

Villinger, E. (2003). *Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **154**, 193–253.

Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L. & Kaufmann, G. (2007). *Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantel of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea)*. Quaternary Science Reviews **26**, 3249–3275.

Vinx, R. (2008). *Gesteinsbestimmung im Gelände*, 2. Auflage. Stuttgart, Spektrum. 480 S.

Wateren, F. M. van der (1985). *A model of glaciotectonics, applied to the ice-pushed ridges in the Central Netherlands*. Bulletin of the Geological Society of Denmark **34**, 55–74.

Wateren, F. M. van der (1987). *Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine, FRG*. In: Meer, J. J. M. van der (Hrsg.): *Tills and Glaciotectonics*, 157–182. Rotterdam, Balkema.

Wateren, F. M. van der (1992). *Structural Geology and Sedimentology of Push Moraines. Processes of soft sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectonic styles*. Dissertation, Amsterdam, 230 pp.

Wade, N. (2009). *Scientists in Germany Draft Neanderthal Genome*. New York Times vom 12. 2. 2009.

Wagenbreth, O. (1978). *Die Feuersteinlinie in der DDR, ihre Geschichte und Popularisierung*. Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften **9**, 339–368.

Wagner, G. A. Rieder, H., Zöller, L. & Mick, E. (Hrsg.) (2007). *Homo heidelbergensis. Schlüsselfund der Menschheitsgeschichte*. Stuttgart, Theiss. 366 S.

Walter, K. M., Zimov, S. A., Chanton, J. P., Verbyla, D. & Chapin III, F. S. (2006). *Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming*. Nature **443**, 71-75.

Wansa, S. (1991). *Lithologie und Stratigraphie der Tills bei Gräfenhainichen*. Mauritiana **13**, 189–211.

Wansa, S. (1994). *Zur Lithologie und Genese der Elster-Grundmoränen und der Haupt-Drenthe-Grundmoräne im westlichen Elbe-Weser-Dreieck*. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover **34**, 77 S.

Washburn, A. L. (1979). *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. London, Edward Arnold. 406 S.

Washburn, A. L., Burrows, C. & Rein, R. jr. (1978). *Soil deformation resulting from some laboratory freeze-thaw experiments*. In: Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Alberta, Proceedings **1**, 756–762.

Weertman, J. (1964). *The theory of glacier sliding*. Journal of Glaciology **5**, 287–303.

Weerts, H. J. T., Westerhoff, W. E., Cleveringa, P., Bierkens, M. F. P., Veldkamp, J. G. & Rijsdijk, K. F. (2005). *Quaternary geological mapping of the lowlands of The Netherlands, a 21st century perspective*. Quaternary International **133–134**, 159–178.

Weidenfeller, M. & Knipping, M. (2008). *Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg Basin*. Eiszeitalter und Gegenwart **57 3/4**, 270–285.

Weinberger, L. (1950). *Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **I**, 176–186.

Weiss, E. N. (1958). *Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holsteins*. Meyniana **7**, 5–60.

Welten, M. (1988). *Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän)*. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz N. F. **162**, 40 S. + Diagramme.

Westerhoff, W. (2009). *Stratigraphy and sedimentary evolution. The lower Rhine-Meuse system during the Late Pliocene and Early Pleistocene (southern North Sea Basin)*. Dissertation, Vrije Universiteit Amsterdam. 168 S.

Westerhoff, W. E., Kemna, H. A. & Boenigk, W. (2008). *The confluence area of Rhine, Meuse, and Belgian rivers: Late Pliocene and Early Pleistocene fluvial history of the northern Lower Rhine Embayment*. Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw **87**, 107–125.

Whiteman, C. & Kemp, R. (1990). *Pleistocene sediments, soils and landscape evolution at Stebbing, Essex*. Journal of Quaternary Science **5**, 145–161

Wimmenauer, W. (2003). *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Kaiserstuhl*, 5. Auflage. 280 S. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Freiburg im Breisgau.

Winkler, S. (2009). *Glacier fluctuations of Jostedalsbreen, western Norway, during the past 20 years: the sensitive response of maritime mountain glaciers*. The Holocene **19**, 395–414.

Winkler, S. (2009). *Gletscher und ihre Landschaften*. Darmstadt, Primus. 183 S.

Winsemann, J., Asprion, U., Meyer, T. & Schramm, C. (2007). *Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-margin subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany*. Sedimentary Geology **193**, 105–129.

Winsemann, J., Asprion, U., Meyer, T., Schultz, H. & Victor, P. (2003). *Evidence of iceberg ploughing in a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, Northwest Germany*. Boreas **32**, 386–398.

Wintges, T. (1984). *Untersuchungen an gletschergeformten Felsflächen im Zemmgrund/Zillertal (Tirol) und in Südskandinavien*. Salzburger Geographische Arbeiten **11**, 209 S.

Wintges, T. & Heuberger, H. (1982). *Untersuchungen an Parabelrissen und Sichelbrüchen im Zemmgrund (Zillertal) und über die damit verbundene Abtragung*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **16 (2)**, 157–170.

Wintle A. G. (2008). *Fifty years of luminescence dating*. Archaeometry **50**, 276–312.

Wintle, A. G. (1991). *Thermoluminescence dating*. In: Smart, P. L. & Frances, P. D. (Hrsg.): *Quaternary dating methods – a user's guide*. Quaternary Research Association, Technical Guide **4**, 108–127.

Wintle, A. G. & Huntley, D. J. (1979). *Thermoluminescence dating of sediments*. PACT **3**, 374–380.

Woldstedt, P. (1926). *Probleme der Seenbildung*. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 103–124.

Woldstedt, P. (1927). *Die Gliederung des Jüngeren Diluviums in Norddeutschland und seine Parallelisierung mit anderen Glazialgebieten*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Monatsberichte, **1927 (3/4)**, 51–52.

Woldstedt, P. (1929). *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums*. Stuttgart, Enke. 406 S.

Woldstedt, P. (1935). *Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes*.

Woldstedt, P. (1938). *Über Vorstoss- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland*. Geologische Rundschau **29**, 481–490.

Woldstedt, P. (1939). *Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern*. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1938, **59**, 249–271.

Woldstedt, P. (1954). *Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland*. Eiszeitalter und Gegenwart **4/5**, 34–48.

Woldstedt, P. (1958). *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Band 2*, 2. Auflage. Stuttgart, Enke. 438 S.

Woldstedt, P. (1961). *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Band 1*, 2. Auflage. Stuttgart, Enke. 374 S.

Wolf, L. (1980). *Die elster- und präelsterzeitlichen Terrassen der Elbe*. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **8**, 1267–1280.

Wolf, L. & Alexowsky, W. (1994). *Fluviatile und glaziäre Ablagerungen am äußersten Rand der Elster- und Saale-Vereisung; die spättertiäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbgebietes (Exkursion A2)*. In: Eißmann & Litt (Hrsg.): *Das Quartär Mitteldeutschlands.* Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen **7**, 190–235.

Woodroffe, C. D. (2007). *Coral Records*. In: Elias, S. A. (Hrsg.): *Encyclopaedia of Quaternary Science*. 3006–3015. Amsterdam, Elsevier.

Zagwijn, W. H. (1984). *The formation of the Younger Dunes on the West coast of The Netherlands (AD 1000–1600)*. Geologie en Mijnbouw **63 (3)**, S. 259–268.

Zagwijn, W. H. (1989). *Vegetation and climate during warmer intervals in the Late Pleistocene of western and central Europe*. Quaternary International **3/4**, 57–67.

Zalasiewicz, J. (2009). *Die Erde nach uns. Der Mensch als Fossil der fernen Zukunft*. Stuttgart, Spektrum. 348 S.

Zandstra, J. G. (1983). *Fine gravel, heavy mineral and grain-size analyses of Pleistocene, mainly glacigenic deposits in the Netherlands*. In: Ehlers, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*, 361–377. Rotterdam Balkema.

Zandstra, J. G. (1988). *Noordelijke kristallijne gidsgesteenten*. Leiden, Brill. 469 S.

Zech, W. & Wölfel, U. (1974). *Untersuchungen zur Genese der Buckelwiesen im Kloaschautal*. Fortwirtschaftliches Centralblatt **93**, 137–155.

Zeeberg, J. & Forman, S. L. (2001). *Changes in glacier extent on north Nowaja Semlja in the twentieth century*. The Holocene **11 (2)**, 161–175.

Zeeberg, J. (2002). *Climate and glacial history of the Nowaja Semlja archipelago, Russian Arctic: with notes on the region's history of exploration.* Amsterdam, Rozenberg. 174 S.

Zel s, V. & Markots, A. (2004). *Deglaciation history of Latvia*. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I, Europe*. Developments in Quaternary Science **2**, 225–243. Amsterdam, Elsevier.

Zens, J. (1998). *Nachtmarsch in Tibet*. Berliner Zeitung vom 07. Oktober 1998.

Zeuner, F. (1952). *Pleistocene Shore-lines*. Geologische Rundschau **40**, 39–50.

Ziegler, J. H. (1983). *Verbreitung und Stratigraphie des Jungpleistozäns im voralpinen Gebiet des Salzachgletschers in Bayern*. Geologica Bavarica **84**, 153–176.

Ziegler, P. A. (1982). *Geological Atlas of Western and Central Europe*. The Hague, Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V. 130 pp.

Zimmermann, W. F. A. (1885). *Die Wunder der Urwelt. Eine populäre Darstellung der Geschichte der Schöpfung und des Urzustandes unseres Weltkörpers so wie der verschiedenen Entwickelungsperioden seiner Oberfläche, seiner Vegetation und seiner Bewohner bis auf die Jetztzeit*. Berlin, Gustav Hempel, 588 S.

Zolitschka, B., Brauer, A., Negendank, J. F. W., Stockhausen, H. & Lang, A. (2000). *Annually dated late Weichselian continental paleoclimate record from the Eifel, Germany*. Geology **28**, 783–786.

Index

A

Aapa-Moore 206
Aberdare
– Vereisung 181
Aberdeen Ground Formation 286
Abflusslose Hohlformen (Sölle) 245
ablation till 79
Ablationskegel (dirt cones) 77
Ablationsmoräne (supraglacial meltout till) 81
Aborigines 319
Absetzmoräne 81
Ærø 105
Afghanistan
– Vereisungsgrenzen 171
Agassiz
– Elizabeth Cabot 180
– Lake 122, 126
– Louis 2, 3, 4, 102, 180, 181
Agassizhorn 180, 181
Ägypten
– Seephasen in der Western Desert 230
Åland-Quarzporphyr 94, 95
Åland-Rapakivi 95
Alaska
– Fjorde 111
Albers-Kegelprojektion 150
Ålborg 218
Aldan, Jakutien
– Dauerfrostboden 188
– Fließerde 184
Ålesund-Interstadial 315
Aletschgletscher 73
Algentransport 27
Algerien
– marine Terrassen 159
Alkmaar 290
Aller-Weser-Urstromtal 49, 136
Allerød-Interstadial 249, 252, 253
Allertal 282
Alster 283
Altai-Flut 133
Altamira (Spanien) 322
Altenwalder Geest 50
Ältere Dryaszeit 252, 253
Älteste Dryaszeit 253
Altpaläolithikum 320
Amazonas-Tiefland 180, 237, 238, 326
Amersfoort 52
Ammer 63
Ammer- und Lechgletscher 92
Amsterdam 52, 287
Ancylus-See 293, 296, 297
Ångermanland 298, 314
Antarktis 167, 181–183
– begrabenes Gletschereis 246
– subglaziale Seen 77
– Trockentäler 59
Anti-syngenetische Eiskeile 200
Apia (Samoa) 160
Appalachen
– Eisstauseen 132
Arago (Frankreich) 320
Aral-See 309, 326
Ard (Pflug) 324
Ärmelkanal 45
Astenosphäre 161
Athabaska-Sanddünen, Saskatchewan 257
Äthiopien
– Vereisung 181
Atlantikum 253, 255
Aufeis 246
Ausschmelzmoräne 81
Australien
– menschliche Besiedlung 319
Avebury 322

B

Bachhauser Filz
– Eiszerfallslandschaft 244
Bad Soden am Taunus
– Lössprofil 265
Bælthav-Till 105
Baffin Island
– Sander 119
Bahamas
– Korallenriffe 159
Baikal-See 173, 309
– Endmoränen am Südufer 172
BALTEEM-Projekt 293
Baltischer Eisstausee 293
Bändertone 37, 123
Bändertone von Baumkirchen 31
Barbados
– Korallenriffe 159, 161
Barchane 259, 260
Barents-See 156, 157, 158, 305, 307, 311
Barham Soil 228
Barriereinseln 290
Barriereküste der Nordsee 288
Baruth 137
basal till 79
Basaltorf 288
Baumkirchen, Bändertone 31, 37
Bautzener Elbelauf 282
Bederkesa 288
Beerenberg-Vulkan auf Jan Mayen 176
Belchen-Plateau (Schweiz) 32
Bergamo (Italien) 31
Bergsturz bei Dale (Norwegen) 249
Bering-Straße 318
Berliner Elbelauf 282
Berliner Seen
– Warven 127
Besenhorst
– Braunkohlensande 42
Bessel-Ellipsoid 153
Biber-Kaltzeit 32
Biharium 212
Billingen 295
Bilzingsleben, Thüringen 320
Biostratigraphie 20
Bioturbation 24
Bispingen
– Kieselgur, Warven 219
Bitterfeld 49
Blekinge 298
Blockgletscher (rock glaciers) 191

Blumenthal 131
Bochum
– fehlt auf der DCW 139
Bodenbildung 222–230
Bodensee 280
Bodenversauerung 222
Bodetal 49
Böhener Feld 30
Boizenburg (Elbe) 257
Bolders Bank Formation 288
Bonstorf 47
Bookniseck 241
Boreal 253, 255
Borkum-Riffgrund 286
Bornholm-Becken 297
Bottineau, North Dakota
– Eiszerfallslandschaft 244
Bottnischer Meerbusen 306, 314
Bottomsets 27
Bouvet 183
Bozen 62
– Erdpyramiden 82
Bølling-Interstadial 249, 252, 253
Brandenburger Stadium 109
Brauner Ostseeporphyr 94
Bredvadporphyr 96
Bremervörder-Wesermünder Geest
– abflusslose Hohlformen 247
Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal 135, 282
Bretagne
– Kryoturbationen 188
Bronzezeit 323
Brown Bank, Nordsee 218
Brúarjökull, Island 61
– Eisspaltenwälle 244
– Toteislöcher 245
Brunhes-Chron 24
– Vereisungen in Nordamerika 174
Buchsee
– Eiszerfallslandschaft 245
Buckelwiesen 207
Buckower Pforte 137
Bulgunnyakh 202
Burgundische Pforte 274
Buskam
– Findling 87
Bützow 292

C

Cairngorms, Schottland
– vergruster Granit 191
Calabrian 19
calving bay 163
Camp Century 301
Carwaiten (Karvaiciai, Litauen) 263
Castel di Guido (Italien) 320
Celtic Fields 324
Channeled Scabland 132
Chaplin, Bolivien 237
Charcot Seamount 45
Chatanga-Tal 306
Chauvet-Höhle (Frankreich) 322
Chersky
– eingestürztes Haus über Permafrost 187
Chile
– Fjorde 111
Chiloé 176
China
– Löss 264
Chronostratigraphie 20
Chukhchi Borderland 164
Chukhotka 169
Chur 280
Clacton-on-Sea (England) 320
CO_2-Gehalt der Atmosphäre 331
Cossonay 37
crag-and-tail 71
Cromer-Komplex 43, 44

D

Dahomey-Lücke 239
Daintree National Park, Australien 237
Dala-Porphyre 96
Dale, Norwegen
– Bergsturz 249
Dammer Berge 106
Dänemark
– Eem-Ablagerungen 52
– Eisbewegungsrichtungen 107
– Feinkiesanalyse 97
– hatbakker 128
– Langeland 81, 92
– marines Eem 293
– Mikrofossilien 102
– Møns Klint 104
– Ristinge Klint 105
– Treibeistransport 5
Daniglazial 178
Dansgaard-Oeschger-Events 29
Dansgaard-Oeschger-Zyklen 301, 304
Danziger Bucht 297
Darßer Schwelle 295, 297
Datierungs-Stratigraphie 173
Dauerfrostboden 185
– am Aldan, Sibirien 184
– in Europa 187
– Rückgang 328
– Verbreitungskarte 186
Deformationsmoräne (deformation till) 82
Dehlitz-Leipziger Bänderton 124
Deklination 24
Delitzsch-SW
– Eiskeil-Pseudomorphose 200
Den Haag 290
Dendrochronologie 250
Denekamp-Interstadial 218
Deutsches Hauptdreiecksnetz (DHDN) 153
Deventer 280
Devils Hole, Nordsee 287
Devon Island, kanadische Arktis 148
Diamikton 79
Diatomeen 25
Digital Chart of the World (DCW) 139
DIN 4022 25
Dirkou (Mali) 231
dirt cones 77 (s. auch Ablationskegel)
Doggerbank, Stauchmoräne 286
Dollart 288
Dome C, Bohrung in der Antarktis 302
Dömnitz-Warmzeit 48
Donau-Kaltzeit 32
Donauterrassen 40
Doppelwall-Riß 35
Dovre-Fjell (Norwegen)
– Palsas 205
Drake-Passage 17
Drakensberge (Lesotho) 181
Drau 62
Draugletscher 40
Drenthe-Till 93, 100
Drenthe-Vorstoß 48
Drentse Plateau 73
Driftless Area 59
Drifttheorie 4, 6, 177
Dropstones
– im Lauenburger Ton 47
Drumlins 70
Dünen 257, 259, 260, 261, 262, 263, 264
Dünengenerationen in Mauretanien 260
Dvina 311
Dye-3, Bohrung in Südgrönland 301

E

Earith, East Anglia
– Tropfenboden 194
Eastern Cape Mountains (bei Port Elizabeth) 181

Eberhardzell (Baden-Württemberg) 35
Eckernförde
– Spionagesatellitenbild 147
Eckernförder Bucht 114, 241
Eem-Meer 292
Eem-Warmzeit 51, 212, 214, 216, 217, 219, 228, 229, 230
– Temperatur 221
Ehrenbach bei Idstein (Taunus)
– Solifluktion 195
Eichenchronologie 250
Eifel
– Maare 252
– Vulkanismus 176, 177
Einfeld 131
Eiskeile 185, 197, 199, 200, 201
Eiskontakt-Deltas 27
Eismächtigkeit 66
Eisschelf Larsen B
– Zerfall 167
Eisstauseen 123, 124, 126, 132, 133
Eisstromnetz 62
Eiszeitalter 28
Eiszeiten 28
El'gygytgyn-Projekt 169
Elbe-Urstromtal 282, 315
– am Boden der Nordsee 288
elektromagnetische Messungen 117
Elektronenmikroskop 117
Elgol, Isle of Skye
– Brandungshöhle 287
Elgon
– Vereisung 181
Ellipsoid 151
Elster-Eiszeit
– Rinnen 113
Elster-Kaltzeit 45, 47, 48
Elster-Till 46, 101
Elster-Vereisung
– Vorstoßgeschwindigkeit 68
Emmental (Schweiz) 34
EN ISO 14688 25
Endmoränen 102
Endmoränenvertreter 102
Eniwetok-Atoll
– Korallenriffe 159
Ennsgletscher 40
Ennstal
– Oser 119
– Schotter 123
Entkalkungstiefe 222
Epigenetische Eiskeile 200
Equilibrium Line Altitude, ELA 59
Erdgestalt 151
Erdpyramiden 82
ERTS-1 (Landsat 1) 146
ETOPO 144
Etschtal
– Breite des Eisstroms 62
Eurach (Bayern) 35
Europäisches Terrestrisches Referenz-System 1989 (ETRS89) 153
Euseigne
– Erdpyramiden 82
Eustasie 159, 293
Exkursion 24
Eyjabakkajökull 58
Eyjafjallajökull 76
– Aschewolke im Satellitenbild 177
– Vulkanausbruch 2010 177

F

Fairbanks, Alaska
– Thermokarst 187
Fårö, Schweden 284
Fehren (Schweiz) 31
Feinkiesanalyse 97
Felszeichnungen 319, 323
Fernkonnektierungen von Warven 127
Fernpass 39
Feuerland 176, 179
Findling „Alter Schwede" 87
Finiglazial 178
Finnischer Meerbusen 307
Firn 60
Firnmulden 62
Fjorde 111
Fjøsanger 18, 19
Fläming 51
Fläming-Phase 52
Fließerdestufen (Terrassetten) auf Harris, Äußere Hebriden 196
Fließmoräne (flow till) 82
Flintkonglomerat 47
Florida
– Korallenriffe 159
flow till 79
Flügelnuss (Pterocarya) 218
Flugsand 264
Flusspferd 211
Flut
– petridelaunische 4
flutes 70, 71
Foraminiferen 25
Foraminiferenanalyse 213
Fordon 135
Foresets 27
fossile Böden 224, 230
Frankfurter Eisrandlage 109
Freedom of Information Act (FOIA) 150
Freienwalder Stauchmoränen 137
Freißenbüttel 46
Frostverwitterung 189
Fuhlsbüttel-Till 93
Füramoos (Baden-Württemberg) 35
Furuhaugli (Norwegen)
– Palsas 206

G

Gailtal 123
Gauss-Chron 174
– Vereisungen in Nordamerika 174
Gdansk 292
Geestenseth
– Toteisloch 246
Geestenseth, Niedersachsen
– Toteisloch 247
Geesthacht 42
Gelderse Poort 279
Gemündener Maar 278
Genfer See
– Warven 125
Geodetic Reference System 1980 (GRS80) 153
Geographenflechte (Rhizocarpon geographicum) 252
Geoid 151
– Darstellungen des GFZ Potsdam 138
Geschiebe-Einregelung 92
Geschiebemergel 79
Gibraltar 317
GISP2, Bohrung in Grönland 301
Glacial Lake East Fork
– Eisstausee 133
Glatt-Tal (nördlich von Zürich)
– Oser 119
Glaziale 28
glaziale Serie 30
Glazialtheorie 6, 7, 8
Gleichgewichtslinie 59
Glen Roy
– Parallel Roads 271
Gletscherbewegung
– Arten 66
Gletschermühle 56, 74, 111
Gletschermühlen 75
Gletscherschrammen 7, 72
Gletscherspalten 74
Gletscherzungenbecken 114
Glinde-Interstadial 218
Globigerinenschlamm 25
Glogau-Baruther Urstromtal 135, 136
Gmunden (Österreich) 145

Gold im Salmon River, Idaho 91
Gondiswil (Schweiz) 36
Gondwanaland 12
Gorleben 44, 282
Gossau 37
Gotiglazial 178
Gotland 285
Gotland-Becken 297
Gran Canaria
– Düne 262
Granatamphibolit 96
Great Blakenham, Suffolk
– Valley Farm Soil 225
Great Patagonian Glaciation 179
Green Lake in Idaho
– Blockgletscher 192
Grellingen (Schweiz) 31
GRIP, Bohrung in Grönland 301
Gröbern
– Eem-Warmzeit, Pollen 216
Gröbern-Schmerz
– Holstein-Warmzeit, Pollen 217
Grodenschichten 290
Grönenbacher Feld 30
Grönland 308
– Bohrungen 253, 304
– Durchquerung 80
– Eis 57
– Fjorde 111
– im Eem 301
– Permafrost 186
– Pingos 203, 205
Groß Zecher am Schaalsee
– Kames 131
Großbothener Sander 49
Großsäuger 210–212
Großweil (Bayern) 35
GTOPO30 143
– Fehler im Höhenmodell 143
Günz-Eiszeit 33
Guyana 237

H

Hadelner Bucht 288
Hamburg
– Verlagerung des 10. Längengrads 152
Hamminkeln 277
Hanstholm 218
Harksheider Sander
– Polygonnetz 200
Haslach-Eiszeit 34
hatbakker (hutförmige Berge) 128
Hegau-Vulkane 278
Heidelberger Becken 275
Heinrich-Events 29, 304
Hekla 177
Helgoland 285
Heller Terrasse 49
Hengelo-Interstadial 218
hill-hole pairs 102
Hillington 117
Himmelsried (Schweiz) 31
Hirnantium 12
Hitzenhofer Feld 30
Hochfeld (Schotterfeld) 30
Hochmoor 223
Hochsander 102
Hohes Venn, Belgien
– Pingos 246
Höhlenbär 321
Höhlenbär-Skelett 321
Holmpton, Halbinsel Holderness, Yorkshire
– Uferabbruch 291
Hölstein (Schweiz) 31
Holstein-Warmzeit 48
– Dockenhuden 219
– Estland 292
– Gröbern-Schmerz 217
– Hummelsbüttel 47
– Kaliningrad-Distrikt 292
– Nar Valley (England) 288
– Samerberg 2 (Mindel/Riß) 34
– Temperatur 221
– Thalgut (Mindel-Riß) 34
– Wacken 48
Holzmaar 252
– Warven 127
Homo erectus 317, 319
Homo erectus heidelbergensis 320
Homo heidelbergensis 212
Homo neanderthalensis 320
Homo sapiens 317, 318
Hönninger Sande 275
Horn von Afrika (Bab el Mandeb) 317
Hoßkirch (Baden-Württemberg) 34
Hudiksvall, Schweden
– gehobene Strandterrassen 298
Hudson Bay
– calving bay 163, 166
– Dauerfrostboden 186
Humuszonen im Löss 266
Hunte-Leda-Niederung 135
Hunteburg-Warmzeit 44
Huon-Halbinsel
– Korallenriffe 161
Hyalinea baltica 19

I

Ice Stream B 61
ice-rafted detritus 27
Idaho
– Eisstausee 133
Ijsseltal 279
Illergletscher
– Kameterrassen 131
– Würm-Eiszeit 37
Indonesien
– Vereisung 182
Informationsfreiheitsgesetz 150
Ingoldingen (Baden-Württemberg) 35
Ingolstadt 35
Initioglazial 178
Inklination 24
Inn-Chiemsee-Gletscher
– Oser 119
Innsbruck (Tirol) 31, 37
Inntal
– Schotter 123
Inntal-Terrasse 31
INQUA 15, 17
Interglaziale 28
Interstadiale 29
Irische See
– calving bay 163
Isar 63
Isar-Loisach-Vorlandgletscher 39
Island
– Brúarjökull 61
– Eisspaltenwälle 244
– Eyabakkagletscher 58
– Eyjafjallajökull 76, 177
– Frostsprengung 189, 190
– Hekla und Katla 177
– kleine Polygone 199
– Kverkjökull 56, 74, 119
– Palsas 205
– Sander 119
– Sanderablagerungen 120
– Skeiðará-Sandur 120
– Thufur 207
– Toteislandschaft 244
– Toteisloch 240, 245
Isostasie 159, 161, 293
Italien
– marine Terrassen 159

J

Jaberg 37
Jadebusen 288
Jæren-Skoghelleren-Stadial 313

Jahresschichten 123, 126
Jakobshavns Glacier 61
Jakutsk
– Neubauten im Permafrost 186
Jebel Qafzeh (Israel) 321
Jenissei 306, 309
Jökulhlaup 76, 119
Juist 290
Jüngere Dryaszeit 252, 253
– Eiskeile 202
Jungsteinzeit 322
Jüterbog 282
Jütische Phase 52
Juvasshytta (Norwegen)
– Polygone 198

K

Kaltzeiten 28
Kames 125
Kameterrassen 130
Kammeis 193
Kanarische Inseln
– Dünen 262
– Sandsturm 262
Kansan 173
Kaolinsand auf Sylt 42
Kapverdischen Inseln 262
Karasee 306, 307, 309
Kargletscher 62
Karlsö-Becken 297
Karsdorfer Feldflur
– archäologische Grabung 316
Kaspisches Meer 309
Katla 177
Kaukasus
– Gletscher der Weichsel-Eiszeit 141
Keller
– fossile Böden 218
Keltma-Pass 311
Kerguelen
– Satellitenbild 147
Kieler Förde 114
Kieseloolithschotter 274
Kilimandscharo
– Rückgang der Vergletscherung 179
Kilsbergen 297
Kinne-Diabas 95, 96
Klein Waabs 241
Kleine Eiszeit (*Little Ice Age*) 255, 325
Kleinsäuger 211
Klettgau 280
Koblach (Schweiz) 280
Kokkolithophoriden 25
Kola-Halbinsel 307, 309
Kolyma-Gebiet
– Auftauen des Permafrostes 328
Kongo-Becken
– Regenwald 239
Korallen 159, 160, 161
Korngröße 26
Korngrößenverteilung 84
Kornoberflächen
– unter dem Elektronenmikroskop 117
Kremstal (Oberösterreich) 35
Kryižu kalnas (Berg der Kreuze) 131
Kryopedimente 191
Kryoplanation 190
Kryoplanationsterrassen 191
Kryoturbation 185, 193
Kuden-Formation 20
Kurische Nehrung
– Triebsand 263
Küstendünen 290

L

La Mine d'Or, Bretagne
– Kryoturbationen 188
Laacher-See-Tephra 176, 252, 278, 280
Laage 292
Ladoga-See 312
Lago Argentino 176
Lago Buenos Aires
– Endmoränen 178
Laguna Bella Vista, Bolivien 237
Lake Agassiz 123
Lake Columbia
– Eisstausee 132
Lake Eyre, Australien 236
Lake Megachad 232–235
Lake Missoula
– Eisstausee 132
Lamellenfleckenzonen 266
Landnam-Phase 323
Langeland 53, 81, 92, 96, 97, 101, 105, 106, 107, 128, 130, 291, 293, 315
Langhammars auf Fårö, Schweden 284
Langobarden 325
Lanzarote 260
Laptewsee 307
Largeau (nördlicher Tschad) 231
Lascaux (Frankreich) 322
Lauenburg 52, 282, 283
– Elbe-Urstromtal im SRTM und ASTER-Höhenmodell 144
Lauenburger Ton 47
Lauwerszee 288
Leffe (Italien) 31
Leitgeschiebe 94–97
Libyen
– Seephasen 230
Lichenometrie 252
Lickershamn, Gotland 285
Lieth bei Elmshorn 43
Lilla Karlsö 285
Limfjord 109
Limnea-Meer 298
Linz 40
LithoLex 20
Lithostratigraphie 20
Litorina-Meer 293, 297
Little Ice Age 255
Loch Etive
– Kameterrasse 130
Loch Lomond Readvance, Schottland 253
lodgement till 79
Loisach 63
Loisachgletscher 92
Lomonossow-Rücken 164
Longfellow
– Henry Wadsworth 180
Loosener Kiese 41, 291
Löss 264, 265, 266
Lössmollusken 213
Lønstrup Klint 106
Luckenwalde 137
Luftschiff 155
Lüttinger Knabe 324

M

Mackenzie-Delta
– Beginn der Vereisung 174
– Permafrost-Mächtigkeit 186
– Pingos 202, 204
Magnetfeld der Erde 24
magnetische Suszeptibilität 265
Mährische Pforte
– Elster-Eiszeit 45
Maikäferjahre 250
Mammut 209, 210, 211, 212
Mandø 286
Mangfalltal (Bayern) 34
Mangrovenvegetation 237
Manytsch-Senke 309
Maori 318, 319
Marginalterrassen 27
marine Zirkulation 302, 303
Mastogloia-Meer 298
Matotschkin-Straße 155

Matuyama-Chron 19, 24, 28, 33, 34
– Vereisungen in Nordamerika 174
Matuyama/Brunhes-Grenze 28, 212, 277
Mauer bei Heidelberg 320
Mauna Loa Observatory (Hawaii) 328
Mecklenburger Grenztal 137
Meeresspiegelanstieg 289, 291, 298, 327
Meerfelder Maar 252, 278
Meiendorf-Interstadial 249, 253
Meikirch (Schweiz) 36
meltout till 79
Memmingen (Bayern) 31, 37
Memminger Feld 30
Mercatorprojektion 150
Mesolithikum 322
Meteoriteneinschlag 169
Mga, Eem-Ablagerungen 293
Mikrofossilien 101
Milankovitch-Zyklen 13
Mindel-Riß-Interglazial 34
Missoula Flood 133
Mittelalter 325
Mittelmeerraum
– marine Terrassen 159
Mittelterrasse der Weser 136
Moershoofd-Interstadial 218
Mollisoldiapire 195
Molluskenfaunen 213
Molodechno (Belarus) 136
Mönchengladbach-Rheindalen 321
Mondsee (Österreich) 36
Monte Verde (Chile) 318
Montferland (Niederlande) 279
Moore 214, 223
Morphostratigraphie 20, 30, 52
Mosbacher Sande 274, 275
Moschusochse 211
Moulin-Kames 128, 130
Mount Kenya
– Vereisung 181
Mount Kosciuszko (Australien)
– Vereisung 181
Møn (Dänemark) 104
Mugharet Es-Skhul (Israel) 321
Mulde-Hauptterrasse 200
Müllrose 135
Munsell-Farbskala 266
Murgletscher 40
Murtal 62
Musfer Sinkhole, Doha, Qatar 236
Muskauer Faltenbogen 51
Mya-Meer 298

N

Nagelfluh 123
Nährgebiet 59
Närkesund 297
Nassböden im Löss 266
Neandertaler 317, 320, 321
– Rekonstruktion 317
Nebraska Sand Hills, USA 256
Nebraskan 173
Neoglaciation 255
Netze-Randow-Urstromtal 137
Neu Wulmstorf
– Fließerde 193
– fossiler Boden 226
Neuguinea
– Korallenriffe 159, 161
Neumark-Nord 52
– Warven 125
Neuseeland 319
– Besiedlung 318
– Fjorde 111
– Vereisung 181
Niederlausitz 282
– Miozän 42
Niederlausitzer Grenzwall 51
Niedermoor 223
Niederrheinische Bucht 277
Niederweningen (Schweiz) 36
Niendorf-Till 93, 100
Nierstal 279
Nigardsbreen, Norwegen
– aufreißender Fels 248
Niger
– Seephasen 230
Nivation 191
Nordostpassage 164, 165, 169
Nordpolarmeer 164
Norrbotten 314
North Greenland Eemian Ice Drilling Project (NEEM) 302
North GRIP, Bohrung in Grönland 301
Norwegen
– Bergsturz 249
– Eem von Fjøsanger 18
– Fjorde 111
– Grimsmoen 124
– Moelv-Tillit 11
– Neoglaciation 255
– Nigardsbreen 73, 75, 248
– Oser in Folldal 118
– Palsas 205
– Ra-Moräne 253
– Riesentopf 110
– Sognefjord 112
– sortierte Polygone 198
– Tsunami 289
– Varanger-Halbinsel 11
Nourlangie, Arnhem Land, Australien 319
Nowaja Semlja 155–158
Nunatakker 80

O

Ob-Tal 309
Obergünzburg (Bayern) 34
Oberrheingraben 275
Oderbruch 137
Ödingen bei Oberwinter (südlich von Bonn)
– Saprolit 225
Oerel-Interstadial 218, 219
Ohretal 282
Öland 285
– gehobene Strandterrassen 298
Oldenburgisch-Ostfriesische Geest 73, 107
Oldenswort 43
Oldesloe
– Warven 127
Olduvai-Event 19, 24
Omsk 309
Operational Navigation Charts (ONC) 139
Optisch Induzierte Lumineszenz-Datierung (OSL-Datierung) 55
Ordovizium
– Eiszeitspuren 12, 16
Oser 71, 118
Österbotten (Finnland) 307, 308
Ostschermaus 212
Ostsee 291–299
– calving bay 166
Outer Silver Pit 286
Overkill-Hypothese 321
ozeanische Zirkulation 303

P

Putnica-Urstromtal 135
Paläoböden im Löss 266
Paläolithikum 320
Paläomagnetik 24
Palsa 205
Pampa, Argentinien 257
Panama 17
Papua (Neuguinea)
– Vereisung 182
Parabelrisse 72
Parallel Roads im Glen Roy, Schottland 270

Påskallavik-Porphyr 95, 96
Patagonien 176, 179
Patella beach, Gower-Halbinsel (Wales) 287
Pedostratigraphie 266
Permafrost-Mächtigkeit 186
Permafrostseen im Kolyma-Gebiet 331
permokarbone Vereisung 12, 16
Petersberger Endmoräne 49
Petralona (Griechenland) 320
Petroglyphen 323
Petrozavodsk, Eem-Ablagerungen 293
Petschora 306, 309
Pfefferbichl (Bayern) 35
Piedmontgletscher 65
Pilica 51
Pilica-Pripjat-Urstromtal 135, 136
Pingo 202, 246
– in Jakutien 204
– Verbreitungskarte 205
Pingos vom Mackenzie-Typ (geschlossenes hydraulisches System) 202
Pingos vom Ostgrönland-Typ (offenes hydraulisches System) 203
Plaggendüngung 264
Plateau-Kames 130
Playa-Sedimente 230
Podsolierung 222, 223, 227, 228
Pofi (Italien) 320
Pollen
– in Till 101
Pollenanalyse 213–222, 228
Pommersche Phase 52
Pompeji 324
Pont-Haut
– Erdpyramiden 82
Potklei 47
Pozzuoli
– Serapistempel 158
Präkambrium
– Eiszeitspuren 12, 16
Pripjat 51
Profildifferenzierung von Böden 222
Puerto Octay (Chile) 178
Pulkowo 146
Putorana-Massiv 306

Q

Qatar
– Karsterscheinungen 237
Qemscan-Analyse 100

R

Ra-Moräne, Norwegen 253
Radarsat-2 147
Radiolarien 25
Rancho La Brea, Los Angeles, Kalifornien 208
Ranuccio (Italien) 320
Rapakivi-Granit 94
Rasenterrassen 187
Rauenberg 153
Raukar 284
Rauno-Formation 280
Raupeninvasion in Südschweden 251
Reda-Łeba-Urstromtal 135
Rederstall 219
Reeßelner Rinne 113
Reinstorf-Interglazial 48
Rentier 211
Reservoiralter 303
Rhein 272–280
Rheinfall bei Schaffhausen 268, 280
Rheingletscher
– Kameterrassen 131
– Riß-Eiszeit 35
– Würm-Eiszeit 37
Rhombenporphyr 47, 95, 96
Rhombenporphyr-Konglomerat 97
Rhythmite 123
Riedener Vulkankomplex 278
Riesentöpfe 111
Ring of Broadgar (Orkney) 322
Rinnen 111–117
– Elster-Kaltzeit 47
Rio Negro
– Dünen 238
Río Santa Cruz (Argentinien) 176
Riß/Würm-Interglazial (Eem) 35
Ristinge Klint 130
Ristinge Klint, Langeland, Dänemark
– Eem-Ablagerungen 293
– Feinkiesanalyse 97
– Profil 104
– Uferabbruch 291
Ristinge-Klint-Till 53, 104, 107, 314
roches moutonnées 70
Rohrsee bei Bad Wurzach
– Eiszerfallslandschaft 245
Rollsteinflut 4
Römische Kaiserzeit 323, 324
Rosenheim 35
Rostock 292
Roter Osteeporphyr 94
Roter Ostseeporphyr 95
Rotes Kliff, Sylt
– Bleichlehm 229
Rüdersdorf 7
Rügen 298
Rutford Ice Stream 61
Ruwenzori
– Vereisung 181

S

Saale-Komplex 48
Sacrower See bei Potsdam
– Warven 126
Sahara 230, 234, 260
– Seephasen 230
– Staub 25
– Vereisungsspuren 12
Sahel 230
Salmon Springs (Washington)
– Fehldatierung 173
Salpausselkä, Finnland 253
Salzachgletscher
– Mindel-Eiszeit 34
– Riß-Eiszeit 35
– Würm-Eiszeit 39
Salzburg 39
Samerberg (Bayern) 35
Samoa
– Korallenriffe 160
Sander
– Spuren von Bodenfrost 120
Sanderflächen 119
Sandhills Moraine, Banks Island (Kanada) 246
Sangamon-Boden 230
Saprolit 224
Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie 25
Sauerstoff-Isotopen-Verhältnis 26
Saumriff 160
Scarborough Bluffs 83
Schalkholz (Schleswig-Holstein) 228
– fossile Böden 218
Schieferkohlen 35
Schlei 241
Schmelzwasserabfluss 73
Schmiedeberger Endmoräne 51
Schöningen 48
Schöningen bei Helmstedt 320
Schottland
– Tsunami 289
Schrägschichtungsmessungen 120
Schrammen
– vom Gletscher *siehe* Gletscherschrammen
– von Eisbergen 5
Schubfließen (compressive flow) 61, 82
Schulau 283
Schwansen (Schleswig-Holstein) 241

Schwarzerde 223
Schwarzes Meer 309
Schwarzwald-Vergletscherung 31
Schweden
– Aapa-Moor 206
– Bänderschluff 125
– Geographenflechte 252
– Gletscherschrammen 72
– Palsas 205
– Petroglyphen 323
– Raukar 285
– Raupen 251
– U-Tal bei Tärnaby 63
Schwemmfächer
– subaquatische 27
Schwerminerale 101
Schwerzau (Sachsen-Anhalt)
– Braunkohlediapire 194
Seefelder Senke 39
Seeve 283
Senftenberger Elbelauf 282
Sewernaja Semlja 154, 155, 156, 158, 165
Shetland-Inseln 289
Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 144
Sinai 317
Sintflut 3
Sizilien
– marine Terrassen 159
Skeiðarájökull 76, 245
– Toteisloch 245
Skövde 295
SkyTEM 117
Sob-Pass 306, 309
Sognefjord 111
Sohlmoräne 66
Solifluktion 196
Solifluktionsdecken 187
Solifluktionsschicht am Hang eines Trockentales 271
Sölle 245
Solum 224
Spitzbergen 308
spontane Vereisung 67, 68
Stader Geest 73
– Talrichtungen 94
Stadiale 29
Stalagmiten 304
Starnberger See 35
Staßfurt 49
Stauchmoränen 102
Stebbing, Essex
– Valley Farm Soil 224
Stenness (Orkney) 322
Stonehenge 322
Storegga Slide 289
Strangmoore (Aapa-Moore) 206
Streifenböden 195
– bei Grimes Graves, Norfolk 197
– bei Warham, Norfolk 198
Streumener Elbelauf 282
Subaquatischer Till (waterlain till) 83
Subatlantikum 253, 255
Subboreal 253, 255
Subduktionszonen 24
subglacial till 79
Sudan
– Seephasen 230
Sullom, Shetland-Inseln 289
Sulzberg (Schweiz) 36
Sunnmøre 161
supraglacial till 79
Surges 62
Syker Geest 73
Sylt, Bleichlehm 225
Syngenetische Eiskeile 200

T

Tadschikistan 264
Taimyr-Halbinsel 158, 305, 306, 307, 308, 309
Talik 202
Tambora 177
Tanum (Südschweden) 323
Tasmanien
– Vereisung 181
Tassili, Algerien 258, 259
Taz 309
Tegelen-Komplex 43
Tenéré 231
Tenniken (Schweiz) 31
Tephra 278
– in Tiefsee-Sedimenten 25
Teutoburger Wald
– Kameterrasse 131
Thalgut (Schweiz) 32, 34, 36, 37
Theoretisches Geschiebezentrum (TGZ) 94
Thermokarst 328
– Fairbanks, Alaska 187
Thermolumineszenz (TL) 54
Thorn-Eberswalder Urstromtal 135, 137
Thufur 207
Thungschneit (Schweiz) 36, 37
Thüringer-Wald-Porphyre 282
Tibet 168, 169, 172, 173
– geschrammtes Geschiebe 172
Tiefenwasser 303
Till 79
Tillit 11, 12
Timan-Rücken 309, 312
Tittmoning 39
Tiveden 297
Tölzer Gletscher 39
Tomsk 309
Tonminerale 101
Topsets 27
Toteis 241–248
– im Urstromtal 137
– Saale-Eiszeit 51
Toteisloch im Vorfeld des Skeiðará-Gletschers, Island 240
Transantarctic Mountains 182
Transfluenz 39, 91
Traungletscher 40
– Kameterrassen 131
– Riß-Eiszeit 35
Traunsee
– Endmoränen 146
Trauntal
– Oser 119
– Würm-Eiszeit 37, 40
Travemünde
– Eisstausee 84
Treene-Warmzeit 52, 230
Treibeistransport 27
Treibholz 27
Treibsand 263
Trockentäler 271
Tropischer Regenwald 237, 326
– Verbreitungskarte 238
Trübeströme 25
Tschadsee 231–235, 326
Tsilma-Pass 312
Tsunami-Lage, Shetland-Inseln 289
Tuktoyaktuk-Halbinsel 205
Tunneltäler 112
Turgay-Senke 309, 310
Turtle Mountains 244

U

Uecker-Warmzeit 52
Uelen 169
Uelsener Stauchmoräne 106
Ulmener Maar 278
Universale Transversale Mercatorprojektion (UTM) 139
Unterpfauzenwald (Baden-Württemberg) 34
Ural 157, 306, 308, 309, 311
– Ausdehnung des Eises und Vergleich der Basiskarten 142
Urstromtal 111, 123, 133–137, 282, 283
Usbekistan 264

Usedom 298
Uster (Schweiz) 36

V

Valley Farm Soil
– Great Blakenham, Suffolk 225
– Stebbing, Essex 224
Västervik-Fleckengestein 95, 96
Vastorf-Typ 84
Vatnajökull 58, 119
– zu Pferd über das Eis 58
Velpke (Niedersachsen) 7
Vendium 12
verformbarer Untergrund 68
Vergleyung 227, 228
Vértesszöllös (Ungarn) 320
verwildertes Flusssystem 120
Viernheim
– Forschungsbohrung 275
Villanyium 212
Vilnius (Litauen) 136
Viskosität der Erde 305
Vitlyckehäll (Schweden) 323
VMAP1 und VMAP2 143
Vogelsberg 278
Völkerwanderung 325
Vostok, Bohrung in der Antarktis 302

W

Wacken-Warmzeit 48
Waldelefant 211
Waldnashorn 211
Walensee 37, 125
Wallace-Linie 318
Wärmeoptimum des Holozäns 255
Warmzeiten 28
Warschau-Berliner Urstromtal 135
Warthausen (Baden-Württemberg) 35
Warthe-Vorstoß 48
Warven 123–127, 219
Warvenchronologie 126, 127
– Argentinien 177
Washover-Prozesse 290
waterlain till 79
Wehsande 264
Weißes Meer 305, 307, 308, 309
Wellen (Niedersachsen) 8
Wenningstedt 229
Westervoort 280
Whillans Ice Stream 61
White Sands, New Mexico
– Gipsdünen 261
White Sea Lake 309, 313
Whitehorse
– International Map of the World 140
Wiesbaden-Biebrich 274, 275
Wildhaus (Schweiz) 36
Wildhorse Glacier
– Idaho 133
Wildschwein 211
Wind River Mountains, Wyoming 62
Wingertsberg (Eifel)
– Laacher-See-Tephra 177
Winterstettenstadt 37
Witch Ground, Nordsee 286
Wölbäcker 325, 326
Wolga 311
Wollnashorn 211
World Geodetic System 1984 (WGS84) 153
Wrangel-Insel 165
Wühlmäuse 212
Würm-Eiszeit 37
Wüste Sinai 263
Wüsten
– Karte der Verbreitung 229
Wüstung Villenhusen südlich von Buxtehude 325

X

Xanten 325

Y

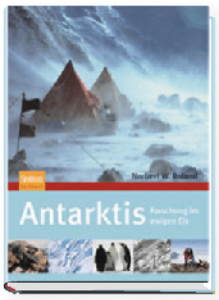
Yardang aus Diatomit-Seesediment, Depression Kafra 236
Yardangs 231, 234
Yarmouth Palaeosol 174
Yedoma-Komplex 169
Yellowstone-Gebiet
– Till mit vulkanischen Bomben 175
– Vulkanismus 175
Yoldia-Meer 293, 295

Z

Zehrgebiet 59
Zeifen (Bayern) 35
Zeitz-Phase 49
Zerrungsfließen (extending flow) 61, 82
Zeuchfelder Sander 49
Zuider Zee 288
Zungenbecken 102
Zürichsee
– Warven 124

Weitere Sachbücher der Geowissenschaften

www.spektrum-verlag.de



1. Aufl. 2009
334 S., 236 farb. Abb., geb.
€ [D] 39,95 / € [A] 41,07 / CHF 54,-
ISBN 978-3-8274-1875-3

Norbert W. Roland

Antarktis

Antarktika ist ein Kontinent der Extreme und der Superlative, lebensfeindlich und doch von faszinierender Schönheit. Rohstoffe aus der Antarktis galten als große Hoffnung. Heute ist Antarktika die am besten geschützte Region der Erde. Dieses Buch ist nicht nur eine Einführung in die Geologie der Antarktis, es erläutert fachübergreifende Zusammenhänge – und es möchte dem Leser die Antarktis in all ihrer Faszination und mit all ihren Besonderheiten näher bringen.

2. Aufl. 2010
192 S., 190 farb. Abb., geb.
€ [D] 39,95 / € [A] 41,07 / CHF 54,-
ISBN 978-3-8274-2594-2

J. Eberle, B. Eitel, W. D. Blümel, P. Wittmann

Deutschlands Süden

Süddeutschland gehört zu den abwechslungsreichsten Landschaften der Erde. Kaum eine andere Region bietet auf so engem Gebiet eine vergleichbare Vielfalt an Naturräumen. Sie erlebte in den letzten 140 Millionen Jahren tropische, subtropische und arktische Klimaphasen, deren Spuren bis heute in Teilen der Landschaft zu erkennen sind. Begeben Sie sich auf eine faszinierende Zeitreise durch Süddeutschland.

1. Aufl. 2006
160 S., 263 farb. Abb., geb.
€ [D] 14,95 / € [A] 15,37 / CHF 20,50
ISBN 978-3-8274-1771-8

Paul A. Selden, John R. Nudds

Fenster zur Evolution

Fundstellen gut erhaltener Fossilien erlauben uns Einblicke in die Geschichte des Lebens auf der Erde. Die Erforschung solcher Lokalitäten auf allen Kontinenten und aus verschiedensten geologischen Zeiten ergibt ein recht vollständiges Bild von der Entwicklung der Ökosysteme durch die Erdgeschichte. Um dies dem Leser näher zu bringen, haben die Autoren knappe und prägnante Darstellungen von vierzehn gut untersuchten Fossillagerstätten zusammengestellt und mit vielen farbigen Abbildungen ausgezeichnet illustriert.

1. Aufl. 2011
ca. 240 S., 263 farb. Abb., geb.
€ [D] 39,95 / € [A] 41,07 / CHF 54,-
ISBN 978-3-8274-2753-3

Florian Neukirchen

Bewegte Bergwelt

Berge können auf unterschiedliche Weise entstehen: durch Kollision und Einengung, aber erstaunlicherweise auch durch den gegenteiligen Vorgang, durch Dehnung. Andere finden sich wiederum fernab in Gebieten, in denen schon seit langer Zeit keine tektonischen Bewegungen stattfanden. Die Bergwelt, wie wir sie kennen, geht auf eine Vielzahl von Prozessen zurück, die von Florian Neukirchen auf leicht verständliche Weise erklärt werden.
Manche Hochgebirge können – in geologischen Zeiträumen betrachtet – schnell aufsteigen und danach aber auch regelrecht wieder auseinanderfließen. In manchen Gebirgen begegnen uns erstaunliche Phänomene, die zum Teil erst in den letzten Jahrzehnten von Geologen verstanden wurden oder bis heute noch unverstanden sind. Da das Buch einige beliebte Reiseziele besucht und diese in faszinierenden Fotos vorstellt, ist sie zugleich eine Art Reiseführer für Naturfreunde.

Die € [D]-Preise enthalten 7 % MwSt (Bücher) bzw. 19 % MwSt. (elektronische Produkte). Der € [A]-Preis ist uns vom dortigen Importeur als Mindestpreis genannt worden. Irrtümer und Preisänderungen vorbehalten. Stand November 2010. 20101117

▸ Ausführliche Informationen unter www.spektrum-verlag.de

Spektrum
AKADEMISCHER VERLAG

Fach- und Lehrbücher der Geowissenschaften

www.spektrum-verlag.de

1. Aufl. 2009
166 S., 94 farb. Abb., kart.
€ [D] 19,95 / € [A] 20,50 / CHF 27,-
ISBN 978-3-8274-2024-4

Ulrich Sebastian

Gesteinskunde

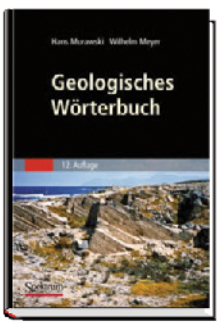
Das Buch vermittelt einen leicht verständlichen Überblick über das Gebiet der Petrographie. Einsteiger werden nicht durch theoretisches Detailwissen überfordert oder gar abgeschreckt, sondern erlangen schnell ein umfassendes Grundwissen in Mineralogie, Petrographie und technischer Gesteinskunde. Instruktive Übersichten, Schaubilder und Fotos erleichtern das Lernen und Verstehen. Das Buch ist ein hilfreicher Begleiter für alle Praktiker und Wiedereinsteiger.

2010, korrigierter Nachdruck der 1. Auflage (2005)
416 S., 558 Abb., kart.
€ [D] 59,95 / € [A] 61,63 / CHF 80,50
ISBN 978-3-8274-2516-4

Andreas Schäfer

Klastische Sedimente

Klastische Sedimente entstehen durch Verwitterung und Erosion von Gesteinen. Ein modernes Lehrbuch der Sedimentologie hat auf dem deutschen Markt lange gefehlt. Der Autor hat das heutige Wissen in diesem Fachgebiet zusammengetragen. Er beschreibt ausführlich Faziesmodelle und Fallstudien und macht so die sedimentologische Analyse von klastischen Ablagerungen verständlich. **Durchgesehener und korrigierter Nachdruck der 1. Auflage.**



12. Aufl. 2010
220 S., 82 Abb., geb.
€ [D] 24,95 / € [A] 25,65 / CHF 33,50
ISBN 978-3-8274-1810-4

Hans Murawski, Wilhelm Meyer

Geologisches Wörterbuch

Durch kurze Erläuterungen von über 4000 Begriffen aus der Geologie und ihren Nachbarwissenschaften will das Geologische Wörterbuch sowohl Fachleuten als auch Liebhabern beim Verstehen von geologischer Literatur helfen. Es ist zugleich ein wichtiger Studienbegleiter für angehende Geowissenschaftler. Die 12. Auflage wurden um viele neue Stichwörter erweitert, dabei wurden auch in starkem Maße englischsprachige Fachbegriffe berücksichtigt.

16. Aufl. 2010
570 S., 247 Abb. davon 167 farb., geb.
€ [D] 49,95 / € [A] 51,35 / CHF 67,-
ISBN 978-3-8274-1444-1

H.-P. Blume, G.W. Brümmer, R. Horn, E. Kandeler, I. Kögel-Knabner, R. Kretzschmar, K. Stahr, B.-M. Wilke

Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde

Böden sind eine unserer wichtigsten Lebensgrundlagen. Sie liefern Wasser und Nährstoffe an die Pflanzen, die uns ernähren, und halten Schadstoffe vom Grundwasser fern. Aber sie sind auf vielfältige Weise gefährdet.
Ein Team anerkannter Autoren beschreibt in der 16. Auflage des renommierten und erfolgreichen Lehrbuchs:

- die Vorgänge der Bodenbildung und -entwicklung,
- die physikalischen, biologischen und chemischen Eigenschaften der Böden,
- Nähr- und Schadstoffe,
- die verschiedenen Bodensystematiken (Deutschland, USA, FAO-UNESCO, WRB),
- die wichtigsten Böden und Bodenlandschaften Mitteleuropas und der Welt,
- die Nutzungsbewertung der Böden,
- Grundsätze des Bodenschutzes.

Die € [D]-Preise enthalten 7 % MwSt (Bücher) bzw. 19 % MwSt. (elektronische Produkte). Der € [A]-Preis ist uns vom dortigen Importeur als Mindestpreis genannt worden. Irrtümer und Preisänderungen vorbehalten. Stand November 2010. 20101117

▸ Ausführliche Informationen unter www.spektrum-verlag.de

Spektrum AKADEMISCHER VERLAG