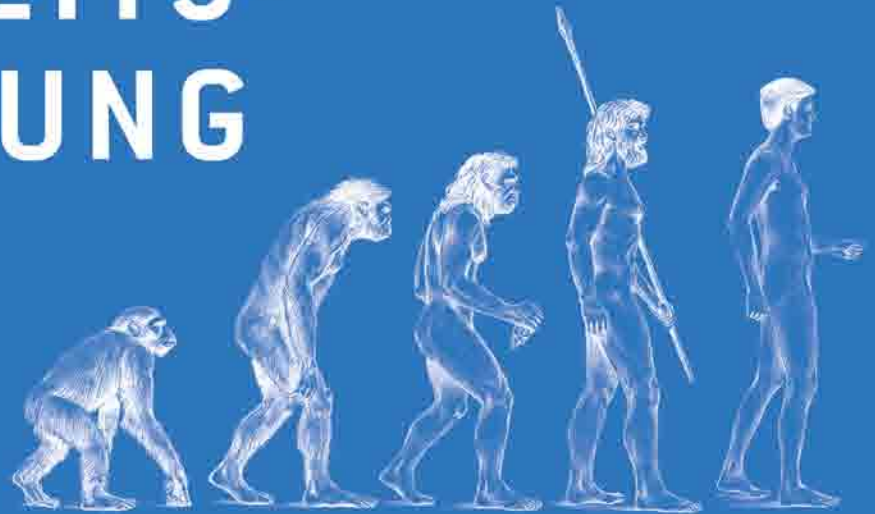


Frank Sirocko (Hg.)

WETTER, KLIMA,

MENSCHHEITS- ENTWICKLUNG

VON DER EISZEIT
BIS INS
21. JAHRHUNDERT



THEISS

Verzeichnis der Autoren

Eine Kurzvita der Autoren befindet sich am Ende des Bandes.

Frank Sirocko
Olaf Jöris
Detlef Gronenborn
Hartwig Löhr
Karen David-Sirocko
Rainer Schreg
Martin Street
Heini Wernli
Kurt W. Alt
Niels Bleicher
Markus Diehl
Stephan Dietrich
Frank Dreher
Markus Egg
Angelika Hunold
Sabine Gaudzinski-Windheuser
Bernd Kromer
Rouwen Lehné
Hans Nortmann
Christopher Pare
Stephan Pfahl
Martin Schönfelder
Klemens Seelos
Axel von Berg



Frank Sirocko (Hrsg.)

Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung

Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert

3. Auflage



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

Das Werk ist in allen seinen Teilen urheberrechtlich geschützt.
Jede Verwertung ist ohne Zustimmung des Verlages unzulässig.
Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen,
Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung in
und Verarbeitung durch elektronische Systeme.

3., durchgesehene Auflage 2012

© 2012 by WBG (Wissenschaftliche Buchgesellschaft), Darmstadt
1. Auflage 2009

Umschlaggestaltung: Peter Lohse, Heppenheim

Umschlagabbildungen: Gewitterstimmung © tm-photo – Fotolia.com
und Evolution © Birgit Meyeke – Fotolia.com

Layout und Satz: schreiberVIS, Bickenbach

Die Herausgabe des Werkes wurde durch die Vereinsmitglieder
der WBG ermöglicht.

Gedruckt auf säurefreiem und alterungsbeständigem Papier

Printed in Germany

Besuchen Sie uns im Internet: www.wbg-wissenverbindet.de

ISBN 978-3-534-25520-7

Die Buchhandelsausgabe erscheint beim Konrad Theiss Verlag, Stuttgart

Umschlaggestaltung: Stefan Schmid, Stuttgart,

unter der Verwendung von Abbildungen von ullstein bild –
fotofeeling.com, ullstein bild – KPA und picture-alliance/akg-images

ISBN 978-3-8062-2746-8

www.theiss.de

Elektronisch sind folgende Ausgaben erhältlich:

eBook (PDF): 978-3-534-73252-4 (für Mitglieder der WBG)

eBook (epub): 978-3-534-73253-1 (für Mitglieder der WBG)

eBook (PDF): 978-3-8062-2747-5 (Buchhandel)

Inhalt

Verzeichnis der Autoren	2	Freeze-Kerne der letzten 1000 Jahre	41
Zum Geleit	7	Rammkerne der letzten 10.000 Jahre	41
Danksagung	8	Holzmaar: Kern HM1	41
Einführung	9	Ulmener Maar: Kern UM2	42
		Seilkern der letzten 60.000 Jahre	43
1 Geologie und Entstehung der Maare	10	7 Grundlagen des Klimas und extremer Wettersituationen ...	44
2 Limnologie der Maarseen und typische Sedimente	14	Wettersysteme und Extremwetterereignisse	45
Limnologie	14	Meteorologie von Extremwetterereignissen	46
Seesedimente	17	Kalt- und Warmereignisse	46
3 Pollenanalyse als Grundlage der Rekonstruktion von Umwelt- und Vegetationsgeschichte	19	Stürme	48
Pollenanalyse	19	Starkniederschläge	49
Vegetationsgeschichte	21	Trockenperioden	50
4 Korngrößenanalyse und Sedimentgeochemie als Grundlage der Klima- und Wetterrekonstruktion	26	Regionalität	51
Korngrößenanalysen	26	8 Ursachen von Klimavariabilität in der Vergangenheit	53
Geochemische Analytik	26	Global Player Nummer 1: Die orbitale Konstellation zwischen Erde und Sonne	53
Transportprozesse	27	Global Player Nummer 2: Veränderungen der Sonnenaktivität	55
Wellenerosion	27	Global Player Nummer 3: Treibhausgase	56
Windstaubsedimente	28	Global Player Nummer 4: Vulkanaktivität	57
Hochwasserlagen und fluviatile Sedimente	28	Interne Variabilität des Klimasystems als Global Player Nummer 5	58
Turbidite	29	9 Archäologische Grabungen und Denkmäler	60
Rutschungen	30	10 600.000 – 40.000 BP	65
Vulkanite	31	Frühe Europäer – die ersten Menschen in Mitteleuropa und der Sonderweg der Neandertaler	65
Schutt und Geröll	32	11 40.000 – 30.000 BP	71
5 Bohrungen und Untersuchungsgebiete	33	Das Aurignacien – erste anatomisch moderne Menschen in einer sich rasch wandelnden Umwelt ...	71
Schalkenmehrener Maar	34	12 34.000 – 24.000 BP	77
Ulmener Maar	35	Das Mittlere Jungpaläolithikum – die Gletscher kommen, der Mensch geht	77
Holzmaar	36		
Dehner Maar	36		
6 Datierung der Sedimente	37		
Die letzten 50 Jahre anhand von ¹³⁷ Cs	37		
Die letzten 100 Jahre anhand von ²¹⁰ Pb	37		
Die letzten 55.000 Jahre anhand von ¹⁴ C	37		
Tephrochronologie	40		
Palynostratigraphie	40		

13	24.000 – 16.000 BP	83	27	400 – 500 AD	150
	Siedlungsleere – das Kältemaximum der letzten Kaltzeit	83		Völkerwanderung und Umweltkrise – das Ende des römischen Weltreiches	150
14	16.000 – 14.700 BP	88	28	500 – 1000 AD	154
	Das Magdalénien und der Beginn der späteisenzeitlichen Expansion	88		Siedlungsverdichtung und Stollenbau – der Mensch gestaltet die Landschaft nach seinen Vorstellungen	154
15	14.700 – 12.700 BP	93	29	1000 – 1300 AD	160
	Als der Norden plötzlich wärmer wurde ...	93		Bevölkerungswachstum und künstlerische Entfaltung zur Zeit des mittelalterlichen Wärmeoptimums	160
16	12.700 – 11.500 BP	100	30	1300 – 1400 AD	165
	Rentierjäger der Jüngerer Dryaszeit – das letzte kaltzeitliche Intermezzo	100		Das nasskalte 14. Jahrhundert – Hunger, Pest und Tod	165
17	11.500 – 8000 BP	103	31	1400 – 1850 AD	170
	Sammler und Jäger in den ersten warmzeitlichen Wäldern	103		Die Kleine Eiszeit – Leben und Sterben im Schatten klimatischer Extremereignisse	170
18	8000 BP – 5000 BC	108	32	1800 – 2000 AD	176
	Frühholozänes Wärmeoptimum und neolithische Expansion	108		Das „Jahr ohne Sommer“ – preußische Aufforstung und Industrialisierung	176
19	5000 – 4400 BC	113	33	Zusammenfassung und Bewertung des Einflusses von Klima und Wetter auf die Menschheitsentwicklung ...	181
	Linearbandkeramik, Hinkelstein und die Intensivierung der Waldweide	113		Zusammenfassung	181
20	4400 – 3400 BC	116		Das frühe Quartär	181
	Viehwirtschaft und die Ausbreitung der Michelsberger Kultur	116		Das Paläolithikum	181
21	3400 – 2800 BC	119		Mesolithikum	184
	Weiträumiger Kulturwandel am Beginn der einsetzenden Abkühlungen Mitteleuropas	119		Neolithikum	184
22	2800 – 1500 BC	124		Eisenzeit	186
	Die ältere Bronzezeit – mehr Fragen als Antworten	124		Völkerwanderung und Frühmittelalter	187
23	1500 – 800 BC	129		Hochmittelalter	187
	Der „Sonnenkult“ der Bronzezeit	129		Kleine Eiszeit	188
24	800 – 450 BC	134		Das 20. Jahrhundert	190
	Änderung der Sonnenaktivität am Beginn der Hallstattzeit	134		Das 21. Jahrhundert	190
25	450 – 50 BC	139		Synthese	190
	Latènezeit – Fürstengräber, Kelten- wanderung und die ersten Städte	139		Perspektiven	191
26	50 BC – 400 AD	144		Literaturverzeichnis	193
	Klimagunst und die Blütezeit des Römischen Reiches	144		Kurzvita der Autoren	203

Zum Geleit

Eine leistungsfähige Wissenschaft, Forschung und Technologie sind der Motor für Innovation und damit die Zukunftsfähigkeit eines Landes. Die kontinuierliche Generierung von Wissen wird durch die räumliche Nähe sowie die rege Kooperation und den Austausch zwischen der Johannes Gutenberg-Universität (JGU) Mainz, einer der forschungstärksten Universitäten im Lande, und dem Römisch-Germanischen Zentralmuseum (RGZM) als international renommierter Forschungseinrichtung begünstigt.

Dabei ist die Rekonstruktion der sich ständig wandelnden Natur beziehungsweise – ab dem Aufkommen des Menschen – der „Umwelt“ die Aufgabe verschiedener naturwissenschaftlicher Disziplinen. So sind für die Geistes- und Kulturwissenschaften die dabei erzielten Ergebnisse die Voraussetzung, noch einen Schritt weiter zu gehen und die Wechselwirkungen zwischen Menschen und „Umwelt“ zu untersuchen. Auf dem Feld der Umweltarchäologie und -geschichte, einer faszinierenden, noch relativ neuen Forschungsrichtung, kommt man freilich nur in enger Zusammenarbeit mit einer Reihe von verschiedenen Fachdisziplinen zu brauchbaren Ergebnissen. Dass diese gerade in der Zeit fundamentaler Veränderungen unserer modernen Welt von herausragender Bedeutung sind, versteht sich von selbst. Umso wichtiger ist die praktische Kooperation, die der vorliegende Band auf

eindrucksvolle Weise demonstriert: Er spannt den Bogen von der Einwanderung des modernen Menschen vor 40.000 Jahren bis zu den Wetterextremen des 21. Jahrhunderts und veranschaulicht die enge Beziehung zwischen Wetter, Klima und Menschheitsentwicklung. Neu dabei ist die grundlegende Erkenntnis, dass sich gesellschaftliche Krisen vor allem in den Jahren einer schwachen Sonne konzentrieren beziehungsweise mit Vulkanausbrüchen zusammengehen. Es zeichnet sich ab, dass in den Jahren schwacher Sonnenintensität die Sommer kalt und feucht sind und dass das Getreide nicht reif wird. Passiert das über mehrere Jahre hinweg, sind Hunger, Auswanderung, Konflikte und Seuchen die Folge. Dieses Muster lässt sich regelhaft von dem Neolithikum bis in die Kleine Eiszeit verfolgen.

Die vorliegende Studie dokumentiert nicht nur die an der JGU sowie am RGZM geleistete Arbeit, sie belegt auch, wie wissenschaftliche Kreativität durch interdisziplinären Austausch noch beflügelt werden kann. Das bedeutet: weg von konventionellen, individuellen und einzelwissenschaftlichen Forschungstätigkeiten hin zum breiter angelegten, fächerübergreifenden Forschen, zu mehr Verständnis und schließlich hin zum interessierten Bürger. So wird nicht nur geschichtliches und geologisches Faktenwissen vermittelt, sondern die bewusste Auseinandersetzung mit Wissen und seiner Verortung gefördert.

Mainz, im Februar 2009

Universitätsprofessor Dr. Georg Krausch
Präsident
Johannes Gutenberg-Universität Mainz

Universitätsdozent Dr. Falko Daim
Generaldirektor
Römisch-Germanisches Zentralmuseum

Danksagung

Die Idee zu diesem Buch ergab sich aus der Zusammenarbeit mehrerer Arbeitsgruppen an verschiedenen Instituten der Johannes Gutenberg-Universität Mainz, die im Rahmen des „Forschungszentrums Erdsystemwissenschaften“ in den Jahren 2005 – 2008 durch das Land Rheinland-Pfalz gefördert worden sind, um in Mainz einen geowissenschaftlichen Forschungsschwerpunkt aufzubauen. Für die großzügige finanzielle Unterstützung des Buchprojektes möchte ich der Leitung der Johannes Gutenberg-Universität, insbesondere Prof. Steve Foley als Koordinator des Forschungszentrums, sehr herzlich danken. Dank geht auch an die „Stiftung Rheinland-Pfalz für Innovation“, die für die Auswertung der Sedimentkerne umfangreiche finanzielle Mittel bereitgestellt hat.

Die Verknüpfung von Daten aus Klimaarchiven in der Region mit den von der archäologischen Landesaufnahme durchgeführten Grabungen versprach neue Erkenntnisse zu einem interdisziplinären Thema, das auch gut öffentlichkeitswirksam aufgearbeitet werden kann. Schnell zeigten sich aber die grundlegenden Schwierigkeiten in der Zusammenarbeit der geisteswissenschaftlich und naturwissenschaftlich orientierten Teilgruppen. Während die Naturwissenschaftler in langen kontinuierlichen Zeitreihen denken, konzentrieren sich die Archäologen und Historiker auf einzelne Fundplätze, Kulturen und kurze Zeitabschnitte. Um in diesem Buch einen lückenlosen Überblick über die 40.000 Jahre seit Einwanderung des modernen Menschen nach Europa zu gewinnen und die Entwicklungen auch überregional zu dokumentieren, wuchs die Anzahl der Kapitel und Autoren schnell an. Letztendlich waren dann 23 Autoren involviert, die zu vielen Themen natürlich auch unterschiedliche Arbeitsansätze und Interpretationen hatten.

Ein wichtiger Schritt war die Übernahme der Veröffentlichung durch die Wissenschaftliche Buchgesellschaft (WBG) und den Theiss Verlag. Damit lagen klare Vorgaben zum Umfang von Text und Abbildungen vor. Es war für die Wissenschaftler nicht immer leicht zu akzeptieren, dass viele interessante Forschungsergebnisse nur im Ansatz skizziert werden konnten oder sogar wegfallen mussten. Letztendlich waren die formalen Vorgaben aber wahrscheinlich der wichtigste Schritt, um zu einem ausgewogenen und dennoch in sich schlüssigen Gesamtwerk zu kommen. Ich möchte dem Verlag und allen Autoren sehr herzlich danken, dass sie solch einen arbeitsintensiven Schreibprozess mitgetragen haben.

Viele, zum Teil unveröffentlichte Fotos der archäologischen Objekte wurden von Museen, Behörden und Privatpersonen großzügig zur Verfügung gestellt. Dank geht insbesondere an: Archäologisches Landesmuseum Schleswig; Bildarchiv des Forschungsbereiches Altsteinzeit des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, Mainz; Forschungsbereich Vulkanologie, Archäologie und Technikgeschichte des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz/Mayen; Museum für die Archäologie des Eiszeitalters, Schloss Monrepos, Neuwied; Deutsche Presse-Agentur; Französisches Ministerium für Kultur und Kommunikation, Regionaldirektion für Kulturangelegenheiten – Region Rhône-Alpes; Regionale Abteilung für Archäologie, Landesmedienzentrum Koblenz; LVR-Landesmuseum Bonn; Landesmuseum Württemberg; Museum Folkwang Essen; NASA; Rheinisches Amt für Denkmalpflege; Rheinisches Landesmuseum Trier; Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft; Stiftung Rheinland-Pfalz für Innovation; Südtiroler Archäologiemuseum; UFZ – Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung; Ulmer Museum, Archäologische Sammlung; Universitätsbibliothek Heidelberg und University Museum of Zoology Cambridge.

Kernfotos, Landschaftsaufnahmen und auch einige archäologische Objekte wurden von unserem Fotografen Thomas Hartmann, Taunusstein, ansprechend ins Bild gesetzt.

Saskia Rudert und Stephanie Grimm übernahmen mit viel Sorgfalt die notwendige Überprüfung der Literaturangaben und Abbildungsverweise. Alle Abbildungen wurden von Petra Sigl grafisch überarbeitet und im Layout angeglichen, sodass sich nunmehr auch das optische Erscheinungsbild weitgehend einheitlich darstellt.

Die Angleichung der sprachlichen Struktur und der formalen Vollständigkeits übernahmen Karen David-Sirocko und Christiane Martin, die mit umfangreichen Lektoratsarbeiten den Texten den notwendigen Feinschliff gaben.

Ohne Thomas, Saskia, Stephie, Petra, Karen und Christiane hätte dieses Buch nie entstehen können. Ihnen allen meinen herzlichsten Dank für die Mitarbeit an diesem Projekt.

Mainz, 19.12.2008
Frank Sirocko

Einführung

In diesem Buch wird die Entwicklung des modernen Menschen in Mitteleuropa seit der Einwanderung vor 40.000 Jahren im Kontext der Klima- und Wetterbedingungen der jeweiligen Zeit betrachtet. Wetter- und Klimarekonstruktionen werden dabei aus Sedimenten der Maarseen in der Eifel abgeleitet, da die Ablagerungen in diesen tiefen und sauerstoffarmen Seen jahresgeschichtet sind und die Seesedimente das einzige Geoarchiv darstellen, das in Mitteleuropa die letzten 40.000 Jahre vollständig dokumentiert. Es gibt insgesamt 68 dieser Maarseen, die zum Teil aber schon gegen Ende der Eiszeit ausgetrocknet waren; drei davon werden in diesem Buch vorgestellt: das Schalkenmehrener Maar, das Ulmener Maar und das Dehner Trockenmaar. Die hier abgelagerten Sedimente wurden durch Wetteranomalien wie Hochwasserextremereignisse und kaltzeitliche Trockenphasen in die Maare eingetragen, zeigen aber auch über vulkanische Aschen die Aktivitätsphasen des Eifelvulkanismus. Die Vegetation ist über Pollen dokumentiert und die Seeökologie spiegelt sich in den Planktongemeinschaften wider.

Auf dieser Grundlage wird die Entwicklung der frühen Menschen vor, während und nach der letzten Eiszeit vorgestellt. Es wird gezeigt, wie zunächst das Klima die Entwicklung der Vegetation steuerte, die die Nahrungsgrundlage für Mensch und Jagdwild darstellte. Weiterhin wird deutlich, dass mit der Neolithisierung seit 7000 vor heute Getreideanbau und Viehzucht dominierend die Landschafts- und Vegetationsstruktur beeinflussten. Mit Beginn der Eisenzeit vor 2800 Jahren entwickelte sich der Bergbau und es entstanden befestigte Siedlungen, die nach der Eroberung durch die Römer intensiv ausgebaut wurden. Völkerwanderung,

Blütezeit des Mittelalters, Kleine Eiszeit und preußische Wiederaufforstung sind weitere Eckpfeiler der Entwicklung bis zur heutigen Landnutzung. All diese Entwicklungen werden für den Großraum der Maare dargestellt, da diese Prozesse sich in den Sedimenten abbilden. Die kulturgeschichtlichen Entwicklungen werden allerdings überregional betrachtet, ebenso die Steuerungsmechanismen von Klima und Wetteranomalien.

Informationen über die Aktivität der Sonne in der Vergangenheit werden aus dem ^{14}C -Gehalt in Baumringen hergeleitet. Beim Vergleich der Sonnenaktivität mit historisch belegten Krisenzeiten zeigt sich ein klarer Zusammenhang. Historisch belegte Umbrüche wie die Keltenwanderungen, die Völkerwanderung oder das krisengeschüttelte 14. Jahrhundert fallen immer in die Zeit einer schwachen Sonnenintensität. Eiskalte, lange Winter und nasskalte Sommer mit Ernteausfall waren für reine Ackerbauern existenzbedrohend. Der Ausfall einer Ernte war schlimm, ein zweiter nachfolgender nasskalter Sommer eine Katastrophe. Im dritten Jahr mit Ernteausfall in Folge brachen Hunger und Gewalt über die Menschen herein, in der Folge Seuchen und Auswanderung. All diese Entwicklungen werden an Fallbeispielen aus der Eifelregion dargestellt, die Schlussfolgerungen daraus aber überregional für ganz Mitteleuropa diskutiert.

Das Buch verbindet so naturwissenschaftliche Rekonstruktionen mit historischen und prähistorischen Dokumenten und zeichnet ein lebendiges Bild der Menschheitsgeschichte im Spannungsfeld der Klima- und Vegetationsentwicklung und einzelner Wetterextremereignisse.

Geologie und Entstehung der Maare

1

Rouwen Lehné und Frank Sirocko

Die Eifellandschaft mit ihren Böden und Gesteinsvorkommen ist eng mit Besiedlungsstrukturen verknüpft, denn Böden und Gesteine sind die Grundlagen für Landwirtschaft, Bergbau und Energiegewinnung und bestimmen damit kontinuierlich die Standorte menschlicher Siedlungen – heute und in der Vergangenheit. In diesem Kapitel werden daher die grundlegenden Fakten erläutert, die nötig sind, um die Entstehung der Maare, die Eruptionsmechanismen und die Verteilung der Ausbruchszentren im Kontext der Entstehung des Rheinischen Schiefergebirges zu verstehen (Abb. 1.1 und 1.2). Alle im Text erwähnten geologischen Perioden und ihre typischen Gesteine in der Eifel zeigt der Zeitstrahl in Abbildung 1.3.

Morphologisch gesehen ist die Eifel ein Teil des Rheinischen Schiefergebirges, das sich in Linksrheinisches Schiefergebirge und Rechtsrheinisches Schiefer-

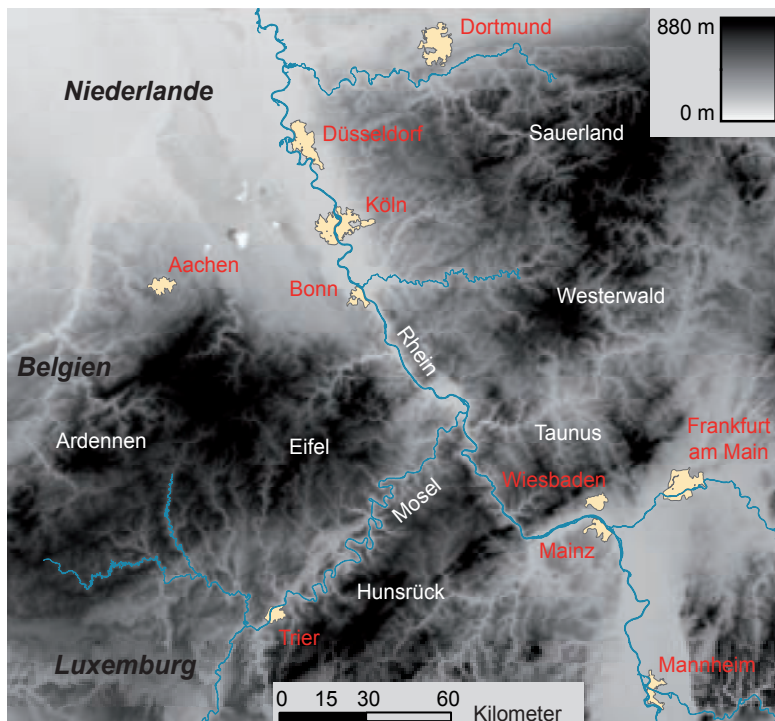
gebirge untergliedert (Abb. 1.1). Im Westen setzt sich das Rheinische Schiefergebirge in den Höhenzügen der Ardennen fort. Die im Linksrheinischen Schiefergebirge gelegene Eifel bezeichnet das Gebiet, das von der Mosel, dem Rhein, der niederrheinischen Ebene und der luxemburgisch-belgischen Landesgrenze umschlossen wird. Südlich der Mosel schließt sich der Hunsrück an. Da hier nur ein Überblick über die Erdgeschichte dieser Region gegeben wird, sei für genauere Ausführungen auf die Literatur verwiesen (WALTER 1992, MEYER 1986, LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ 2005).

Die ältesten bekannten Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges stammen aus dem Kambrium (545 – 495 Mio. Jahre vor heute; Abb. 1.2 und 1.3), als der Norden Europas von einem flachen Meer bedeckt war. In diesem Meeresbecken lagerten sich küstennah vor allem Sande und im Beckeninneren vor allem Tone ab, die sich nachfolgend zu Sandsteinen und Tonsteinen umbildeten.

Das Devon (417 – 358 Mio. Jahre vor heute) war für die geologische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges und somit der Eifel von entscheidender Bedeutung. In dieser Zeit entstand der überwiegende Teil der heute an der Erdoberfläche anstehenden Gesteine in einem damals marinen Meeresbecken mit feinkörnigen Ablagerungen im Zentrum und quarzreichen Küstensanden am Rand. Die grobkörnigen Küstensande verfestigten sich zu Quarziten und Sandsteinen, die feinkörnigen Beckensedimente zu Silt- und Tonsteinen, die später zu Schiefen umgewandelt wurden. Diese Schiefer und Siltsteine sind die an der Erdoberfläche am häufigsten anstehenden Gesteine in der Eifel.

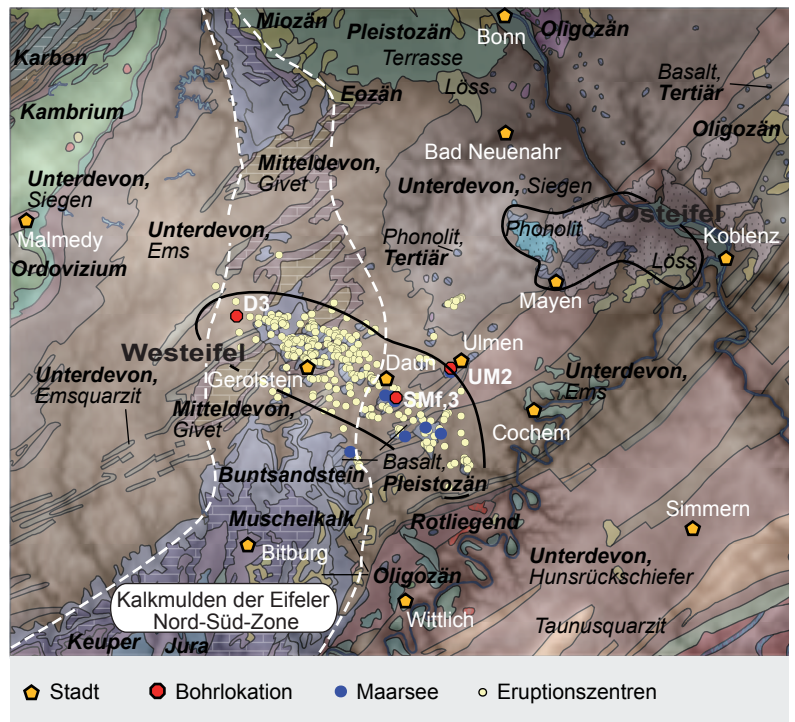
Im Devon traten bereits die bis heute dominanten tektonischen Störungsmuster auf, die sich in NE-SW-orientierten Verwerfungen sowie Mulden- und Sattelstrukturen mit gleicher Orientierung zeigen (Abb. 1.2). Eine tektonische Besonderheit stellt die Eifeler Nord-Süd-Zone dar. Innerhalb dieser Zone gibt

1.1 Gelände-
modell des Rheinischen Schiefergebirges (Daten nach JARVIS et al. 2006).



es viele Mulden, in denen devonisches Kalkgestein aus küstennahen Riffen erhalten geblieben ist. Diese Kalke bilden den Grundstoff für die Zementherstellung und sind zum Beispiel bei Gerolstein zu finden, wo diese Gesteine in dem tief eingeschnittenen Kylltal an den Talhängen anstehen. Die Gesamtmächtigkeit der verschiedenen devonischen Sedimente kann bis zu 3000 m betragen, verursacht durch die lang andauernde Absenkung des Meeresbeckens zu dieser Zeit.

Gesteine des darauf folgenden Karbons (358 – 296 Mio. Jahre vor heute) treten entlang des nördlichen Randes des Rechtsrheinischen Schiefergebirges auf, insbesondere entlang des Flusses Ruhr. In das Karbon fällt auch die erste Hebung und Verfaltung der devonischen Schiefer, da während der sogenannten Variszischen Gebirgsbildung vor etwa 300 Mio. Jahren (Abb. 1.3) ein Gebirgszug aufgefaltet wurde, der in den folgenden Jahrmillionen dann größtenteils wieder



Ära	Mio. J.v.h.	Periode	Im Text erwähnte Ablagerungen und Prozesse	
Erdneuzeit	2,6	Quartär	Sand, Kies, Löss Lava, Tephra	Hebung der Eifel seit etwa 40 Mio. J.v.h.
		Tertiär	Lava, Tephra	
Erdmittelalter	65	Kreide		
	142	Jura		
	200	Trias	Muschelkalk (Kalkstein) Buntsandstein (Sandstein)	
	251	Perm	Rotliegend (Sandstein, Tonstein)	
	296	Karbon	Kohle	Variszische Gebirgsbildung (Schieferung der devonischen Tonsteine)
Erdaltertum	358	Devon	Tonstein (Tonschiefer), Siltstein, Quarzit, Kalkstein	
	417	Silur		
	443	Ordovizium		
	495	Kambrium	Tonschiefer, Sandstein	
	545	Proterozoikum		
Erdfrühzeit	2500	Archaikum		
	4000	Priskonium		
	4600			

Ablagerungsbedingungen marin terrestrisch

abgetragen wurde. Die Reste des Gebirgszuges bilden Kern und Sockel für alle heute in Deutschland existierenden Mittelgebirge. Während der Variszischen Gebirgsbildung drangen über Störungszonen heiße Lösungen mit stark angereicherten gelösten Stoffen aus der Tiefe in das Gebirge und imprägnierten das Umgebungsgestein. Aus diesen Lösungen sind Blei, Zink und Eisenminerale ausgefallen, was zur Bildung von Erzadern führte. Diese Erzanreicherungen, die sich insbesondere entlang von Störungen bildeten, sind der Rohstoff für die Verhüttung von Blei, Zink und Eisen seit Beginn der Eisenzeit vor fast 3000 Jahren.

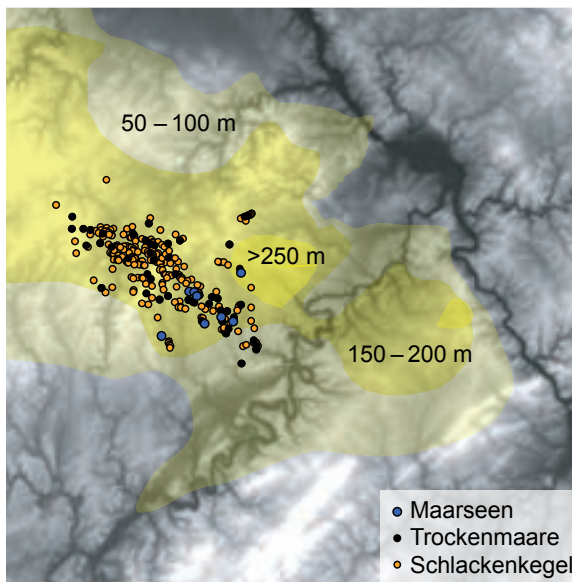
Nach der Variszischen Gebirgsbildung kamen im Perm (296 – 251 Mio. Jahre vor heute) Sandsteine und Tone unter terrestrischen semiariden Klimabedingungen zur Ablagerung, gekennzeichnet durch eine typische rote Färbung, die diesen Sedimenten aus dem Unteren Perm den Namen „Rotliegend“ gegeben hat. Rotliegend-Sedimente sind heute im Saar-Nahe-Bekken, das sich südlich des Rheinischen Schiefergebirges erstreckt, anstehend.

In der nachfolgenden Trias (251 – 200 Mio. Jahre vor heute) lagerten sich im Eifelgebiet Buntsandstein und Muschelkalk ab. Der Buntsandstein ist vom Aussehen und der Entstehung ähnlich den Rotliegend-Sandsteinen, der Muschelkalk repräsentiert dagegen ein mari-

1.2 Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Deutschland im Maßstab 1:1.000.000 (GÜK 1000, BGR).

1.3 Zeittafel mit Gesteinen in der Eifel (nach LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ 2005).

1.4 Geländemodell des Rheinischen Schiefergebirges mit Hebungsbeträgen der letzten 800.000 Jahre (MEYER & STETS 2007) und Erup-tionszentren (Maarseen, Trockenmaare und Schlackenkegel; BÜCHEL 1984).



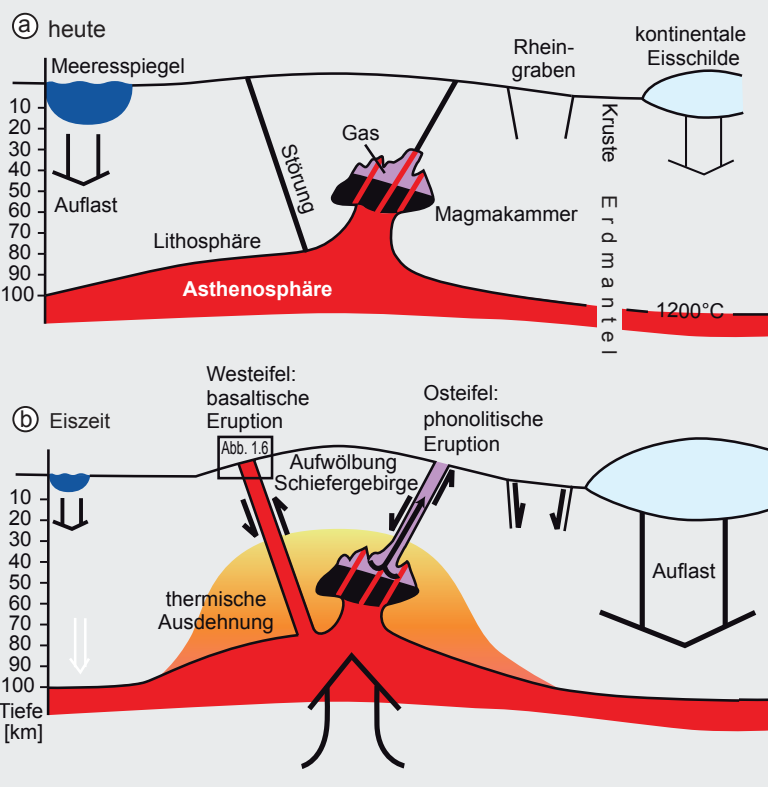
nes Flachmeer mit biogenen Kalkablagerungen. Diese Ablagerungen, die in der Folge zu Kalkstein verfestigt wurden, haben früher mit hoher Wahrscheinlichkeit die gesamte Eifel bedeckt, sind aber mit der Hebung der Eifel im Tertiär erodiert worden, sodass sich die Gesteine des Muschelkalks heute nur noch in den tektonischen Mulden der Eifeler Nord-Süd-Zone finden (Abb. 1.2).

Das Gebiet des Linksrheinischen Schiefergebirges war während des Juras (200 – 142 Mio. Jahre vor heute) und der Kreidezeit (142 – 65 Mio. Jahre vor heute) größtenteils Festland, sodass es dort zu keinen Ablagerungen kam oder die Ablagerungen bei der nachfolgenden Hebung im Tertiär größtenteils wieder abgetragen worden sind. Während des Tertiärs (65 – 2,6 Mio. Jahre vor heute) und des Quartärs (vor 2,6 Mio. Jahre bis heute) entstand das heutige Landschaftsbild des Rheinischen Schiefergebirges. Mit der einsetzenden Hebung vor etwa 45 Mio. Jahren begann sich das Gewässernetz in das Gestein einzuschneiden. Beschleunigt wurde dieser Prozess durch das gleichzeitige Absinken der Niederrheinischen Bucht und den Einbruch des Neuwieder Beckens. Die so entstandenen Mäanderschleifen von Rhein und Mosel sind damit das Ergebnis eines Wechselspieles zwischen Aufstieg des Gebirges und Einschneiden der Flüsse.

Der Hebungsprozess verlief im Tertiär deutlich langsamer als im nachfolgenden Quartär, das in der Eifel durch regionale Hebungen von bis zu 300 m in den letzten 800.000 Jahren gekennzeichnet ist (Abb. 1.4). Ursache für diese ausgeprägte Hebung war eine Erwärmung der Erdkruste durch eine unter der Eifel befindliche heiße Aufwölbung des Erdmantels (RITTER & CHRISTENSEN 2007), das heißt eine Aufwölbung der 1200-°C-Isotherme in etwa 80 km Tiefe (Abb. 1.5). Die damit verbundenen thermischen Ausdehnungen hoben auch die Erdoberfläche und öffneten dabei Störungen, die bereits während der Variszischen Gebirgsbildung angelegt waren.

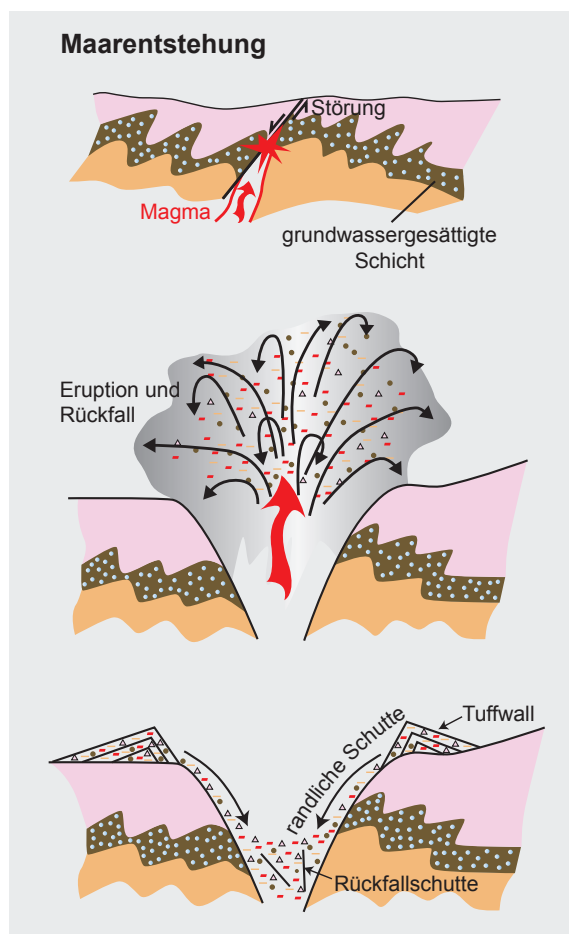
Neben der oben beschriebenen Hebung verursachte die Anomalie im Erdmantel einen seit dem Tertiär aktiven Vulkanismus, der viele noch heute landschaftsprägende Schlackenkegel bildete, insbesondere in der Region um Kehlberg. Erst viel später, im Quartär, kam es ab 600.000 Jahren vor heute erneut zu Vulkaneruptionen, die die meisten Schlackenkegel der West- und Osteifel formten (BÜCHEL & LORENZ 1982, SCHMINCKE 2007). West- und Osteifelvulkanismus lassen sich geochemisch gut voneinander unterscheiden (Abb. 1.5). So herrschte in der Westeifel basaltischer Vulkanismus vor, das heißt, die Magmen wurden di-

1.5 Modell der geophysikalischen Grundlagen von Vulkaneruptionen in der Eifel. **a)** unter heutigen Bedingungen; **b)** unter eiszeitlichen Bedingungen, das heißt mit Inlandgletschern auf Skandinavien und Nordamerika bei gleichzeitig abgesenktem Meeresspiegel.



rekt aus dem Mantel gefördert, während die Osteifel von sogenannten phonolithischen Eruptionen geprägt wurde. Phonolithe sind differenzierte Magmen, die in der Erdkruste lange Zeit in Magmenkammern eingeschlossen waren, wo sich in einem langsam abkühlenden Magma dunkle SiO_2 -arme Minerale bildeten und CO_2 sich in der Restschmelze anreicherte. Insbesondere das CO_2 baut einen großen Druck im oberen Teil der Magmenkammer auf. Vulkaneruptionen aus solchen gasreichen, hoch differenzierten Magmen haben starke Explosionskraft und schleudern ihren Auswurf weit bis in die untere Stratosphäre (SCHMINCKE 2007). Das daraus entstehende Gestein hat viele Gashohlräume (Bims) und hohe Gehalte an Si, Ca, Na und K, das heißt eine phonolithische Zusammensetzung. Anhaltender CO_2 -Austritt im Bereich des Laacher-See-Vulkans nährt die Vermutung, dass der Vulkanismus in der Eifel bis heute nicht völlig erloschen ist (BÜCHEL & LORENZ 1982, ROTHE 2005, SCHMINCKE 2007). Die Ursachen der Mantelaufwölbung werden nach wie vor intensiv untersucht. Eine der interessantesten Fragen ist, wie sehr der sich über Eiszeitzyklen ändernde Auflastdruck des Weltozeans und der kontinentalen Eisschicht auf den plastischen Erdmantel einwirken kann.

Der Magmenaufstieg und die Geochemie des Magmas lassen allerdings noch offen, ob sich ein Vulkan oder ein Maar entwickelt. Für die Maarentstehung gibt es eine zweite, wichtige Voraussetzung: Wasser in den obersten Gesteinsschichten. Eine Maareruption beginnt mit dem Zusammenstoß des aufsteigenden Magmas mit wasserführenden Gesteinsschichten (Abb. 1.6). Das Wasser im Porenraum der Sedimentgesteine oder in den Klüften wird schlagartig vom flüssigen in den gasförmigen Zustand versetzt. Der dabei entstehende Druck sprengt das darüberliegende Gestein weg und das Magma schießt weiter empor, erreicht aber nicht die Erdoberfläche, sondern bleibt im



1.6 Schematische Darstellung der phreatomagmatischen Maarexplosion.

Aussprengungskessel, wo es sich mit nachrutschendem Gesteinsmaterial vermischt. Diese Mischung von Nebengestein und Magma dichtet den Kessel ab, bis sich genügend neuer Druck aufbaut, sodass wieder Material ausgeworfen werden kann. So brodelnd das Gestein-Magma-Gemisch wochenlang vor sich hin, während sich der Kessel immer weiter vergrößert und in die Tiefe entwickelt. Diese Eruptionsform wird von Vulkanologen als „phreatomagmatisch“ bezeichnet und hinterlässt typische Strukturen: die Maare.

2

Limnologie der Maarseen und typische Sedimente

Klemens Seelos und Frank Sirocko

Limnologie

Seen sind aufgrund ihrer Beckenstruktur und des schützenden Wasserkörpers ausgezeichnete Sedimentfallen. Besonders geeignet sind Maarseen, die aufgrund ihrer großen Tiefe mächtige Sedimentabfolgen aufnehmen können (Abb. 2.1). Sämtliches Material, das in den See eingetragen wird, wie vulkanische Aschen, wie auch im See gebildete Organismenreste, Einträge aus Bächen oder über die Luft, lagern sich ab und führen so über die Jahrtausende zur Verlandung des Gewässers. In der Eifel gibt es heute sieben offene Maarseen. Dies sind die drei Dauner Maare (Schalkenmehrener, Weinfelder und Gemündener Maar; Abb. 2.1) sowie

das Holzmaar und das Pulvermaar bei Gillenfeld. Etwas abseits im Südwesten der Vulkanzone liegt das Meerfelder Maar, im Osten das Ulmener Maar.

Die wasserchemischen Eigenschaften der Maarseen werden seit etwa 30 Jahren offiziell von Landesbehörden überwacht und sind wissenschaftlich gut erforscht (SCHARF & OEHMS 1992). Im Rahmen von Lehrveranstaltungen der Johannes Gutenberg-Universität Mainz gibt es seit 2002 in einigen Maaren ebenfalls Wasser- und Bodenuntersuchungen. Dabei hat man in regelmäßigen Abständen mit einer Messsonde im See und direkt an entnommenen Wasserproben Temperatur, Sauerstoffgehalt, Leitfähigkeit, Redoxpotenzial, pH-Wert, Strömungsgeschwindigkeit und Wassertrübe ge-

2.1 Luftbild des Weinfelder Maares (ohne Zu- und Abfluss) und des Schalkenmehrener Maares im Hintergrund (mit Zu- und Abfluss).

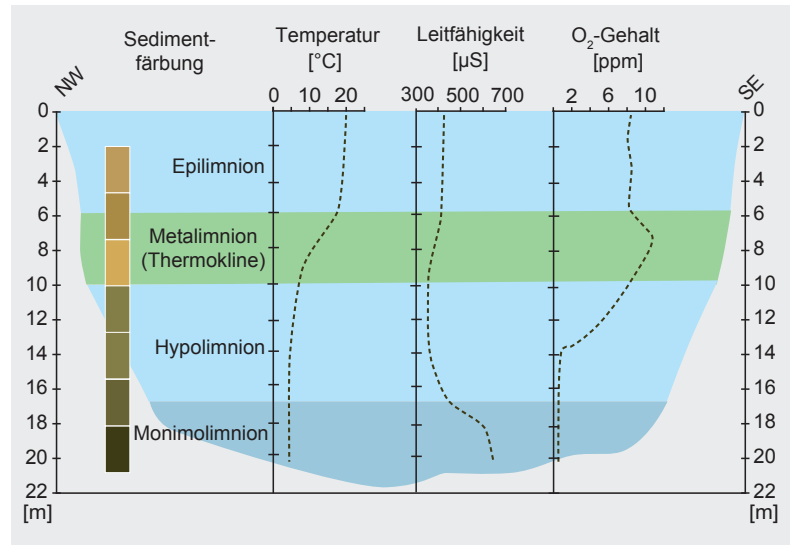


messen (Abb. 2.2). Driftbojen dienten dazu, die Strömungen im Maar verfolgen zu können. Die Ergebnisse zeigen, dass neben den primären Sedimentquellen vor allem die wasserchemischen Parameter Sauerstoffgehalt, Nährstoffgehalt und Wasserschichtung für die Sedimentzusammensetzung am Seeboden entscheidend sind.

Generell gilt für alle Seen Mitteleuropas, dass sich durch die Sonneneinstrahlung ein Temperaturgradient von oberflächennahen etwa 20°C bis etwa 5°C in Seebodennähe entwickelt (Abb. 2.2). Die stärkste Veränderung im Temperaturprofil wird Sprungschicht oder Thermokline genannt. Das Wasser oberhalb der Sprungschicht wird bei Starkwinden durchmischt, während das Tiefwasser nicht in die Zirkulation mit einbezogen ist. Der bodennahe Wasserkörper in tiefen Seen – wie den Maaren – verarmt dadurch an Sauerstoff, sodass keine Bodenlebewesen mehr existieren können, die den Seeboden durchwühlen. Die bis 1 mm mächtigen Jahreslagen bleiben dadurch unzerstört erhalten. Wenn ein Bodenwasserkörper über mehrere Jahre hindurch nicht von Frischwasser durchlüftet wird, bildet sich ein sogenanntes Monimolimnion. Die Sedimente im Monimolimnion sind aufgrund der Umsetzung durch anaerobe Bakterien zu Sulfiden dunkelbraun bis schwarz gefärbt und durchgehend fein laminiert. Eine solche saisonale Jahresschichtung wird als Warve bezeichnet (Kap. 4).

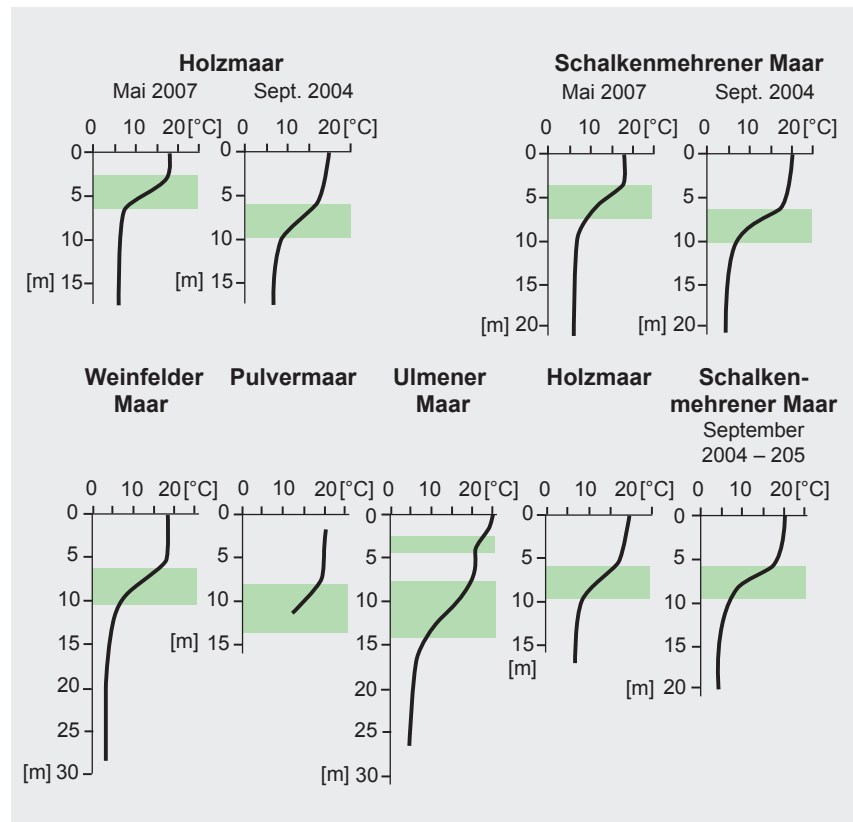
Eine Gegenüberstellung der Temperaturprofile aus verschiedenen Maaren findet sich in Abbildung 2.3. Die Kurven zeigen, dass die Sprungschicht im Frühjahr deutlich höher liegt als im Spätsommer, da sich die Oberflächentemperatur durch die Sonneneinstrahlung zu Beginn des Jahres erhöht, das Tiefenwasser aber die Temperatur der höchsten Dichte (4°C) behält. Dieses Muster im Temperaturverlauf ist für alle Seen Mitteleuropas typisch. Mit einer deutlichen Abkühlung der Lufttemperatur und dem Einsetzen stärkerer Herbstwinde im Oktober beginnt die Vollzirkulation im See. Das Oberflächenwasser wird über den Kontakt mit der Luft abgekühlt und sinkt in die Tiefe. Sobald der Wert der maximalen Dichte erreicht ist (bei 4°C), hat der gesamte See eine einheitliche Temperatur. Weitere Abkühlung führt zu einer Überschichtung mit Kaltwasser, das letztendlich gefriert und das Tiefenwasser vom Sonnenlicht abschirmt. Alle Seen der gemäßigten Breiten sind somit dimiktisch, das heißt, sie werden im Frühjahr ebenso wie im Herbst vollständig durchmischt.

2.3 Vertikale Temperaturprofile der untersuchten Eifelmaare (gemessen im 50-cm-Intervall mit einer Amel-Messsonde).

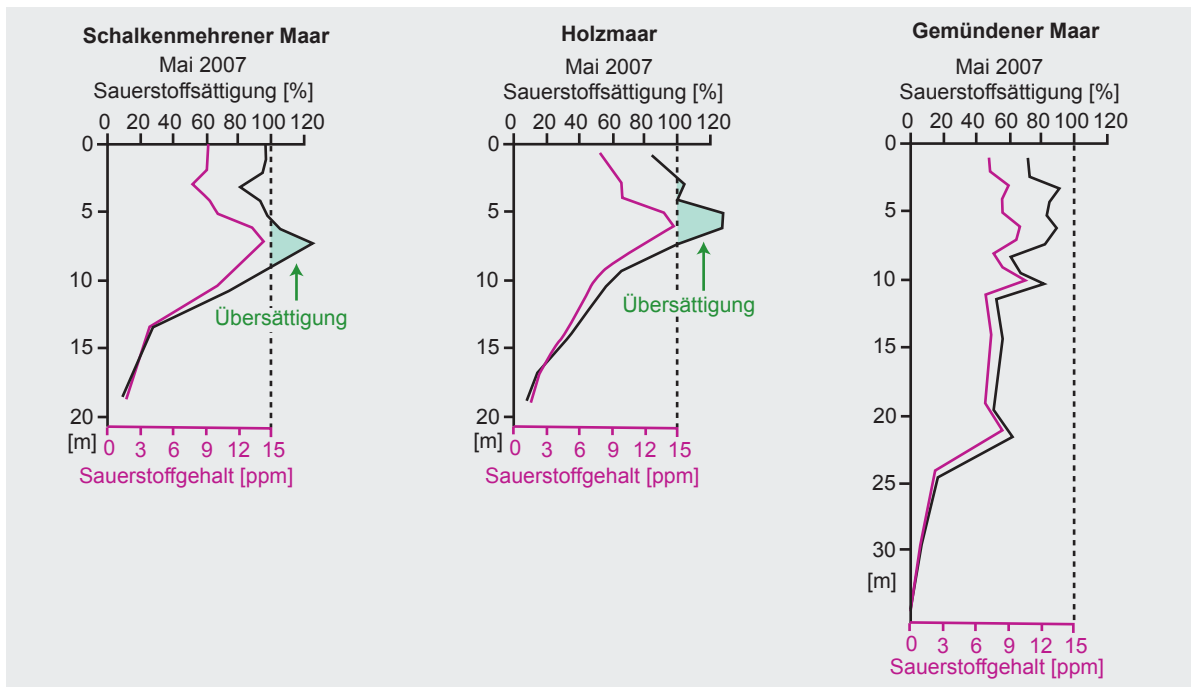


Die Messungen im Holzmaar zu unterschiedlichen Jahreszeiten (Mai und September) in den Jahren 2004 und 2007 zeigen deutliche Verschiebungen der Sprungschicht im Jahresgang. Die Werte im Ulmener Maar vom September 2005 dokumentieren sogar die Ausbildung einer doppelten Sprungschicht. Die dünne obere Sprungschicht (2,5 – 4 m) hat sich aufgrund einer längeren Warmphase im Spätsommer des Jahres 2005 zusätzlich gebildet. Die untere Sprungschicht in

2.2 Schematische Darstellung der vertikalen Wasserschichtung, der Temperatur, der Leitfähigkeit und des Sauerstoffgehaltes in Maaren.



2.4 Vertikale Sauerstoffprofile untergliedert in Realwerte (ppm) und Sauerstoffsättigung (%), temperaturabhängig) des Schalkenmehrener Maares, des Holzmaares und des Gemünderer Maares (gemessen mittels titrimetrischer Verfahren nach Merck).



8 – 14 m Tiefe ist außergewöhnlich tief für ein Maar dieser Größe. Diese extreme Tiefelage der Sprungschicht hat ihre Ursache in der Wasserentnahme an einer Brunnengalerie auf der Ostseite des Ulmener Maares. Diese Brunnen fördern ein Uferfiltrat und entnehmen jährlich ungefähr 740.000 m³ Wasser, die einerseits das Umland von Ulmen, andererseits auch die Stadt Cochem mit Trinkwasser versorgen (Quelle: Kreiswasserwerk Cochem, geschätzte Entnahmemenge für 2007).

Die Abbildung 2.4 zeigt die Entwicklung des Sauerstoffgehaltes und der Sauerstoffsättigung. Sowohl das Schalkenmehrener Maar als auch das Holzmaar sind durch deutlich erhöhte Sauerstoffgehalte im Bereich der Sprungschicht gekennzeichnet, wobei die Sauerstoffsättigung dort sogar einen Wert von über 100 % erreicht. Die Sauerstoffproduktion in dieser Tiefe wird von Diatomeen (Kieselalgen) verursacht, die durch Fotosynthese zusätzlichen Sauerstoff produzieren. Damit übersteigt die Sauerstoffkonzentration die temperaturabhängige physikalische Sättigung des Wassers und es werden Werte über 100 % erreicht. Die fischreiche Sprungschicht ist damit nicht nur durch einen Temperaturabfall gekennzeichnet, sondern auch durch ein Sauerstoffmaximum. Unterhalb der Linie sinkt der O₂-Gehalt dann schnell auf einen Wert unter 3 ppm ab. Bei solch geringen O₂-Gehalten können Fische und die meisten anderen Lebewesen im Tiefenwasser nicht überleben. Dieses sauerstoffarme Tiefenwasser entsteht durch die Zehrung des während der Voll-

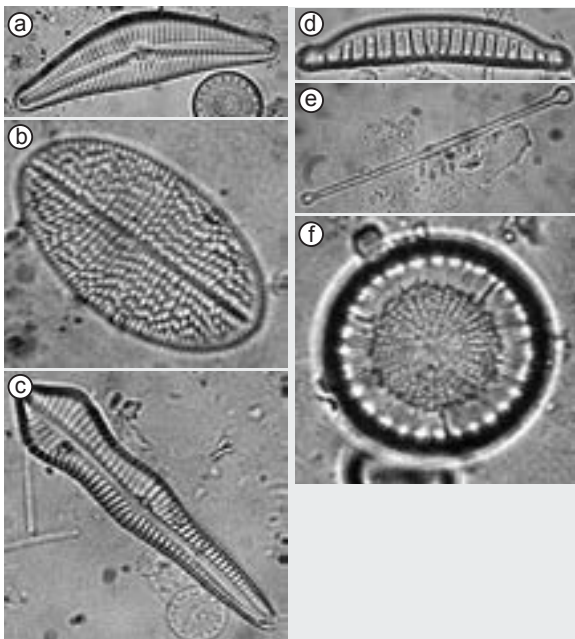
zirkulation in die Tiefe transportierten Sauerstoffes durch Oxidation der organischen Bestandteile im Sediment. Dieser Prozess kennzeichnet die Entwicklung des Tiefenwassers der Seen im Laufe jedes Sommers, bis im Herbst bei 4 °C dann frisches, mit Sauerstoff angereichertes Oberflächenwasser in die Tiefe transportiert wird.

Im Gemünderer Maar erreicht der Sauerstoffgehalt in der Sprungschicht nicht die hohen Werte der beiden anderen Maare; dafür ist das Gemünderer Maar auch in der Tiefe noch relativ sauerstoffreich. Diese Besonderheit folgt aus den unterschiedlichen Trophiestufen (Nährstoffgehalte, insbesondere Phosphat) der Seen in Deutschland. In den Eifelmaaren gibt es heute lediglich zwei Trophiestufen: eutroph (nährstoffreich) und oligotroph (nährstoffarm). Hohe Phosphatwerte deuten auf ein reiches Nährstoffangebot im Wasserkörper hin. Oligotrophe Seen wie das Gemünderer Maar sind durch geringe Nährstoffgehalte, reduziertes Algenwachstum und hohe Sauerstoffgehalte im Tiefenwasser gekennzeichnet. Die geringe Algendichte bewirkt allerdings auch eine erhöhte Lichtdurchlässigkeit der Wassersäule, was sich wiederum positiv auf das Algenwachstum in größeren Tiefen auswirkt. Somit weisen oligotrophe Seen tief reichende Algenpopulationen auf, wobei die Anzahl an Individuen allerdings deutlich geringer ist als bei eutrophen Seen.

Jeder See hat einen charakteristischen Chemismus, der direkt mit dem Niederschlag im Einzugsgebiet, der Größe des Einzugsgebietes, dem Volumen des

	Höhenlage [m]	Einzugs- gebiet [10 ³ m ²]	Seeober- fläche [m ²]	Mittlere Tiefe [m]	Maximale- tiefe [m]	Durch- messer [m]	Wasser- volumen [10 ³ m ³]	Abfluss- rate [10 ³ m ²]	Verweil- dauer [a]
Pulvermaar	411	805	335.000	42,8	70	653	12.541	197	64
Weinfelder Maar	484	349	159.000	27,1	51	450	3811	85	45
Ulmener Maar	420	4005	55.000	20,4	39	265	958	980	1
Gemündener Maar	407	505	75.000	18,9	39	309	1251	124	10
Schalkenmehrener Maar	421	1299	219.000	14,5	21	528	3004	318	9
Meerfelder Maar	337	1526	256.000	9	17	571	2232	373	6
Holzmaar	425	2058	58.000	8,8	20	272	478	504	1

Tab. 2.1 Morphometrie der Eifelmaare. Die geringste Verweildauer von nur einem Jahr zeigen das Holzmaar und das Ulmener Maar, da diese Maare klein sind, aber ein sehr großes Einzugsgebiet haben. Die höchste Verweildauer von 64 Jahren hat das Wasser des großen und tiefen Pulvermaares, das aber aus einem sehr kleinen Einzugsgebiet gespeist wird (ergänzt nach SCHARF & OEHMS 1992).



2.5 Kieselalgen (Diatomeen) als Mikroskopaufnahmen mit 600-facher Vergrößerung:

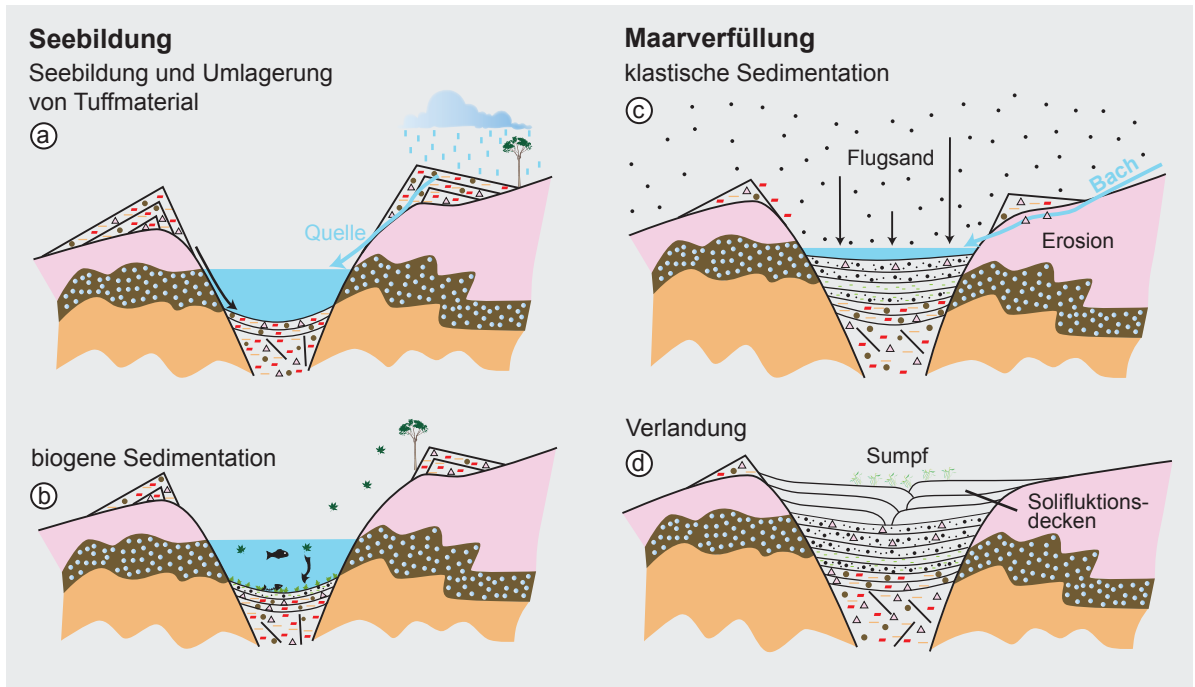
a) *Cymbella cystula* ist weit verbreitet, aber nur mäßig individuenreich; **b)** *Cocconeis placentula* bevorzugt eutrophe Bedingungen und tritt massenhaft auf; **c)** *Gomphonema acuminatum* heftet mit Gallertstielen am Substrat an und weist begrenzte Toleranz gegenüber Abwässern auf; **d)** *Epithemia adnata* ist angepasst an hohe Phosphat- und niedrige Stickstoffgehalte; **e)** *Asterionella formosa* zeigt massenhaftes Auftreten, ist häufig in eutrophen Seen und bildet sternförmige Kolonien; **f)** *Cyclotella radiosa* ist häufig in eutrophen Seen.

Wasserkörpers und damit der Verweildauer des Wassers im Zusammenhang steht (Tab. 2.1).

Für die Nährstoffgehalte in einem See ist damit insbesondere die landwirtschaftliche Nutzung im Einzugsgebiet entscheidend. Hohe Düngung in einem großen Einzugsgebiet führt zu starkem Eintrag von Nitrat und Phosphat, das vor allem den Kieselalgen (Abb. 2.5) als primäre Nahrungsgrundlage dient. Die Kieselalgen stellen ihrerseits wieder die Nahrungsgrundlage für Plankton fressende Friedfische dar. Wird der Phosphateintrag in einen See zu hoch, entwickeln sich starke Planktonblüten, die viel Biomasse bilden. Diese Biomasse stirbt ab, die organische Substanz reagiert mit dem gelösten Sauerstoff des Wassers und bindet diesen zu CO₂. Unter einem Sauerstoffgehalt von 6 ppm können Fische nicht mehr existieren und der jeweilige See „kippt“, wenn dieses sauerstoffarme Tiefenwasser sich bis an die Wasseroberfläche empor entwickelt.

Seesedimente

Die Verfüllung von Seen mit Sedimenten kann je nach Einzugsgebiet, Art der Zuflüsse und Sauerstoffgehalte recht unterschiedlich sein. Erste Vorstellungen zum Verlauf der Maarverfüllung unmittelbar nach der Eruption wurden schon sehr früh aus geophysikalischen Untersuchungen entwickelt (BÜCHEL 1984 und 1994) und später anhand von Erkundungsbohrungen zur Grundwassergewinnung im Randbereich der Trockenmaare weiter ausgearbeitet (PIRRUNG 1998, PIRRUNG et al. 2003). Im Rahmen des Bohrprojektes ELSA (*Eifel Laminated Sediment Archive*) wurde dann erstmals systematisch im Zentrum vieler Trockenmaare gebohrt und es zeigte sich, dass Maare von ca. 1 km Durchmesser meist etwa 80 m Seesediment enthalten;



2.6 Sedimenttypen und ihre Entstehung im Zuge der See-Entwicklung. **a)** An der Basis der Maarseen liegt Rückfall von Umgebungsgestein und vulkanische Tephra der initialen Eruption. Es folgen Hangrutschungen von den noch instabilen Kraterhängen und feinkörniger Rückfall aus der Aschenwolke am Ende der Eruption, bis die Hänge eine stabile Hangneigung von etwa 30° erreichen. **b)** Weiteres Sediment wird danach vor allem durch biogene oder klimatisch gesteuerte Prozesse in den See eingetragen. **c)** In Warmzeiten dominieren dabei die biogenen Prozesse durch Algenbildung im Wasser und Laubfall aus der umgebenden Vegetation, in Kaltzeiten dagegen wird vor allem mineralisches Sediment abgelagert. **d)** Die Oberflächen der verlandeten Eifelmaare sind meist durch mehrere Meter mächtige Hangschutte aus der letzten Eiszeit überlagert.

das Maximum wurde im 1,4 km breiten Jungferweiher bei Ulmen mit 155 m Seesediment beobachtet (SCHABER & SIROCKO 2005). Aufgrund der großen Tiefe dauert die Verlandungsphase von Maaren erheblich länger als die flacher Seen. Lediglich ein zusätzlicher massiver Eintrag von vulkanischen Aschen aus Eruptionen im direkten Umfeld kann eine beschleunigte Verfüllung der Maare verursachen.

Die Sedimente zeigen in allen Kernen des ELSA-Projektes immer wieder gleiche Muster hinsichtlich der Seeverfüllung. Typische Sedimente und ihre Entstehung im zeitlichen Fortgang der See-Entwicklung sind in Abb. 2.6 zusammengestellt.

Pollenanalyse als Grundlage der Rekonstruktion von Umwelt- und Vegetationsgeschichte

3

Markus Diehl und Frank Sirocko

Pollenanalyse

Als mikrofossile Hinterlassenschaft ehemaliger Vegetation liefert Blütenstaub (Pollen) eine Möglichkeit zur Rekonstruktion vergangener Pflanzengemeinschaften. Pollenkörner beherbergen im Inneren, geschützt von einer äußeren Hülle (der Pollenwand), das männliche Erbgut der Pflanze. Die Pollenwand ist unter Luftabschluss extrem haltbar und konserviert sich unter entsprechenden Bedingungen über Jahrtausende. Ihre Gestalt ist charakteristisch (Abb. 3.1), weshalb die zwischen etwa $1/100 - 1/5$ mm messenden Pollenkörner die Bestimmung einzelner Pflanzenfamilien oder -gattungen, selten sogar -arten erlauben (BEUG 2004, FAEGRI 1993, MOORE et al. 1991). Als „Pollenfallen“ kommen insbesondere tiefere Gewässer, wie die Maarseen der Eifel, in Betracht. An deren sauerstofffreiem Seegrund sind optimale Erhaltungsbedingungen gegeben.

Aus dem relativen Miteinander der überlieferten Pollen kann jedoch nicht direkt auf das relative Miteinander der Pflanzen geschlossen werden, von welchen der Blütenstaub einst stammte. Vor allem standortbedingte und artspezifische Unterschiede in der Menge des produzierten Pollens führen zu Interpretationsschwierigkeiten, denn auf optimalen Standorten werden beispielsweise mehr Pollen produziert als auf suboptimalen, oder Insektenblütler produzieren weniger Pollen als Windblütler. Genauso trägt die unterschiedliche Selektion während des Transportes und der Lagerung zu den Interpretationsschwierigkeiten bei: Verschiedene Pollensorten werden unterschiedlich gut vom Wind transportiert oder sind unterschiedlich anfällig gegen Zersetzung. So sind in der Regel bei den Baumpollen vor allem die insektenbestäubten Gattungen Ahorn und Linde unterrepräsentiert, Kiefer und Hasel dagegen – als starke und zudem windblütige Pollenproduzenten – überrepräsentiert. Außerdem muss berücksichtigt werden, dass die überlieferten Pollen je nach Topographie klein-

räumige/regionale oder weiträumige/überregionale Einzugsgebiete repräsentieren können. Insbesondere der Blütenstaub der windblütigen Nadelhölzer Kiefer und Fichte kann über Hunderte bis Tausende von Kilometern angeweht werden (Fernflug; KALIS & MEURERS-BALKE 1997).

Anhand von Pollendiagrammen lassen sich neben der Rekonstruktion des Vegetationsbildes auch Rückschlüsse auf begleitende Umweltbedingungen ziehen (ELLENBERG et al. 1992, OVERBECK et al. 1985, PRENTICE et al. 1996, PROSS et al. 2000). Dieser Transfer von der Floren- zur Umweltgeschichte gelingt jedoch oft nur qualitativ in der Beschreibung von Waldtypen oder relativ im zeitlich-räumlichen Vergleich. Absolute quantitative Aussagen, zum Beispiel zu Bodenbeschaffenheit, Temperatur, Niederschlag, Luftfeuchte oder Dauer der Vegetationsperiode, werden durch das komplizierte Zusammenspiel der auf die Vegetationsentwicklung einwirkenden Faktoren erschwert. Zudem vermögen Pflanzen in einem je nach Art verschiedenen Toleranzbereich um ihre optimalen Standortbedingungen herum zu existieren.

Bezüglich des Bodens sind die meisten Gewächse relativ unspezifiziert. In der Natur kommen in enger räumlicher Nachbarschaft außerdem oft verschiedene Bodentypen vor, sodass die im Sediment überlieferten Pollen immer ein Gemisch aus den jeweils unterschiedlichen Bewüchsen darstellen.

Die Temperaturansprüche der verschiedenen Pflanzen lassen dagegen präzisere Aussagen zu. Als klassische Temperaturindikatoren gelten in der Pollenkunde Efeu (*Hedera helix*), Stechpalme (*Ilex aquifolium*) und Mistel (*Viscum alba*; IVERSEN 1944). *Hedera helix* kommt heute auf Standorten vor, an denen im Juli etwa 15°C und im Januar etwa -2°C im Mittel nicht unterschritten werden. *Ilex aquifolium* benötigt mindestens etwa $12,5^{\circ}\text{C}$ mittlere Julitemperatur und verträgt minimal etwa 0°C mittlere Januartemperatur. *Viscum alba* gedeiht nur bei Mittelwerten von über

Laubbäume



Birke (*Betula*)



Erle (*Alnus*)



Hasel (*Corylus*)



Eiche (*Quercus*)



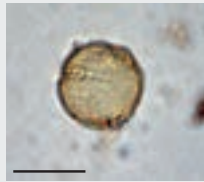
Ulme (*Ulmus*)



Linde (*Tilia*)



Esche (*Fraxinus*)



Rotbuche (*Fagus*)

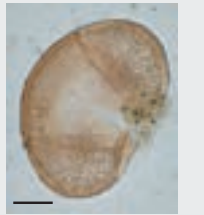


Hainbuche (*Carpinus*)

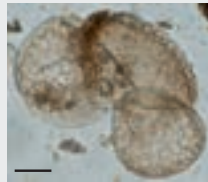
Nadelbäume



Kiefer (*Pinus*)



Fichte (*Picea*)



Tanne (*Abies*)

Nichtbaumpollen



Süßgräser
(Poaceae)



Heidekrautge-
wächse (Ericaceae)



Beifuß (*Artemisia*)

Getreidepollen



Dinkel, Einkorn, Em-
mer, Weizen (*Triticum*)



Gerste (*Hordeum*)



Roggen (*Secale*)

3.1 Lichtmikroskopische Aufnahmen ausgesuchter Pollenkörner (teilweise eingefärbt, unterschiedliche Maßstäbe, Maßstriche entsprechen jeweils etwa 30 µm).

etwa -8°C im kältesten Monat und benötigt minimal etwa gemittelte 16°C im wärmsten Monat (AALBERSBERG & LITT 1998). Aus dem gemeinsamen Auftreten aller drei Arten lassen sich somit mittlere Minimaltemperaturen von ungefähr 16°C im Juli und etwa 0°C im Januar erschließen. Andere Gattungen oder Arten, darunter viele Bäume, tolerieren meist weitere, nur unscharf abgrenzbare Temperaturbereiche.

Neben mittleren Minimaltemperaturen sind noch weitere Temperaturmittel oder Absoluttemperaturen aussagekräftig. Vor allem im Gartenbau werden die einzelnen Pflanzenarten in Bereiche gemittelter jährlicher Tiefsttemperaturen, sogenannte Winterhärtezonen, eingeteilt (HEINZE & SCHREIBER 1984), welche die einzelnen Arten langfristig vertragen. Komplexere Ansätze bedienen sich statistischer Januar- und Julitemperaturbereiche, die von einzelnen Arten angezeigt werden (KÜHL & LITT 2007). Das kombinierte Auftreten verschiedener Arten grenzt dann einen wahrscheinlichen Temperaturbereich ein. Kritisch für die Vegetationsentwicklung sind jedoch insbesondere Spät- oder Frühfröste, deren Auftreten, Häufigkeit und Strenge in den mittleren Temperaturdaten nur bedingt enthalten sind.

Abschätzungen für Niederschlagsmengen aus Pollendaten sind bisher nur ansatzweise realisiert. Der Wasserverbrauch/-anspruch der Gewächse ist unter anderem von Temperatur, Luftfeuchte, Windexponiertheit und Länge der Vegetationsperiode abhängig und kann zudem standortbedingt über verfügbares Grundwasser gedeckt werden. Anhaltspunkte liefern gegenwärtige Niederschlagsmengen. So fallen im westlichen Mitteleuropa pro Jahr durchschnittlich 600 – 850 mm, in Ostmitteleuropa lediglich um 500 – 600 mm. In den Mittelgebirgslagen werden über 2000 mm, im Saale- oder Odertal weniger als 500 mm erreicht (HÄRDTLE et al. 2004).

In Ökogrammen (Abb. 3.2) versucht man, das Einwirken bestimmter Umweltfaktoren auf die Vegetationsbedeckung im Konsens darzustellen.

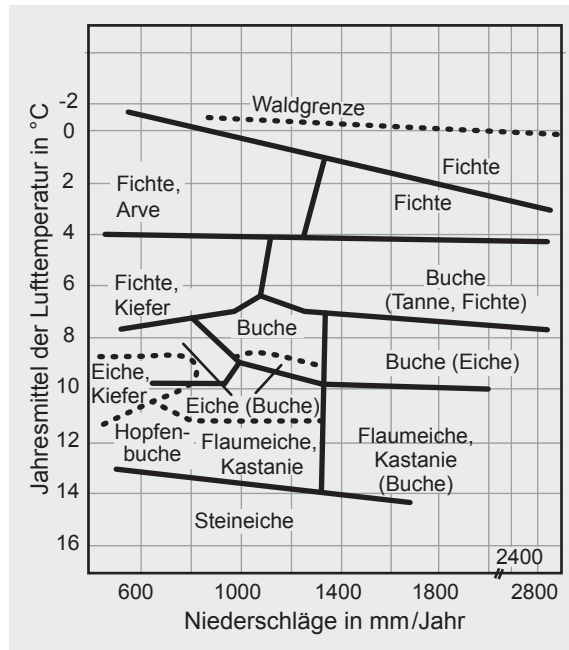
Auch wenn alle Ansprüche der verschiedenen Pflanzenarten scharf eingrenzbar wären, würden immer zwei Schwierigkeiten bei der Rekonstruktion vergangener Umweltbedingungen aus Pollendaten bleiben. Zum einen kann in der Praxis bei der lichtmikroskopischen Pollenbestimmung oft nur die Pflanzengattung erkannt werden, deren vorkommende Arten jedoch möglicher-

weise völlig verschiedene Ansprüche stellen. Makrofossile Hinterlassenschaften wie Blattreste, Holzreste oder Samen, welche eine Bestimmung der einzelnen Art erlauben, sollten daher den mikrofossilen Befund ergänzen. Prinzipiell problematisch ist zum anderen die Annahme, dass die Umweltansprüche einer Art heute und in der Vergangenheit gleich waren. So wird diskutiert, ob sich unsere heutige Rotbuche (*Fagus sylvatica*) erst im Quartär, gegebenenfalls sogar erst seit dem letzten Interglazial, der Eem-Warmzeit, als eigenständige Art mit neuen spezifischen Umweltaforderungen entwickelt hat (HUNTLEY & BIRKS 1983).

In Pollenzählungen werden nicht nur Baum-, sondern auch diverse Nichtbaumpollen sowie Sporen von Farnen und Moosen erfasst und zur Rekonstruktion der Vegetationsbedeckung beziehungsweise als Anzeiger von Umweltbedingungen mit herangezogen. So gelten Süß- und Sauer-/Riedgräser (*Poaceae* und *Cyperaceae*) als Offenland- beziehungsweise Vernäsungsanzeiger. Die den Heidekrautgewächsen (*Ericaceae*) zugehörige Besenheide (*Calluna*) belegt saure, nährstoffarme Böden und waldfreie Flächen. Beifuß (*Artemisia*) gilt aufgrund seiner Kälteresistenz und seines hohen Lichtbedarfes als Indikator für Versteppung, ist aber auch als „Unkraut“ ein indirekter Anzeiger menschlicher Besiedlung. Direkter Anzeiger menschlicher Präsenz ist dagegen der Blütenstaub von Getreide. Dabei zählen Dinkel, Einkorn, Emmer und Weizen (sämtlich *Triticum*), Gerste (*Hordeum*), Hafer (*Avena*), Hirse (verschiede Gattungen) sowie Roggen (*Secale*) alle zur Familie der Süßgräser und sind pollenanalytisch nur aufwendig oder gar nicht zu unterscheiden, weshalb sie als Cerealien zusammengefasst werden.

Vegetationsgeschichte

Das jüngste Erdzeitalter, Känozoikum oder Erdneuzeit genannt, begann vor etwa 65 Mio. Jahren mit dem Aussterben der Dinosaurier und gliedert sich in Tertiär und Quartär (Abb. 1.3). In Ablagerungen aus dem Tertiär herrschen „exotische“ Florenelemente vor, beispielsweise Amberbaum (*Liquidambar*), Ginkgo (*Ginkgo*), Guttaperchabaum (*Eucommia*), Hemlocktanne (*Tsuga*), Hickorynuss (*Carya*), Hopfenbuche (*Ostrya*), Lebensbaum (*Thuja*), Magnolie (*Magnolia*), Mammutbäume (*Metasequoia*, *Sequoia*, *Sequoiadendron*), Palmen (*Arecaceae*), Rosskastanie (*Aesculus*), Schirmtanne (*Sciadopitys*), Sumpfpypresse (*Taxodium*), Tulpenbaum (*Liriodendron*), Tupelobaum (*Nyssa*) und Walnuss (*Juglans*), die aber alle spätestens im



3.2 Vorherrschende Baumarten in der natürlichen Vegetation des Alpenraumes in Abhängigkeit von Jahresmitteltemperatur und jährlichem Niederschlag (nach HÄRDLE et al. 2004)

Laufe des Altpleistozäns (2.600.000 – 780.000 Jahre vor heute) in Mitteleuropa ausstarben (MAI 1995).

Während im Tertiär noch tropisches bis subtropisches Klima herrschte, ist das nachfolgende Quartär durch einen vielfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten mit wiederholten Inlandvereisungen auf der nördlichen Hemisphäre geprägt. Die Tertiär-Quartär-Grenze setzt man momentan bei 1,8 Mio. Jahren vor heute an (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002). Jedoch ist in Europa bereits um etwa 2,6 Mio. Jahren vor heute ein „Florenschnitt“ von einer „typisch“ tertiären zu einer „typisch“ quartären, kaltzeitlichen Pflanzengemeinschaft zu verzeichnen (siehe auch Abb. 10.1).

Die Warmzeiten des Quartärs prägen die uns vertrauten Laubbaumvertreter Ahorn (*Acer*), Birke (*Betula*), Eiche (*Quercus*), Erle (*Alnus*), Esche (*Fraxinus*), Linde (*Tilia*), Hainbuche (*Carpinus*), Hasel (*Corylus*), Pappel (*Populus*), Rotbuche (*Fagus*), Ulme (*Ulmus*) und Weide (*Salix*) zeitweise auch Buchsbaum (*Buxus*) oder das Tertiärrelikt Flügelnuss (*Pterocarya*) sowie die Nadelbaumvertreter Fichte (*Picea*), Kiefer (*Pinus*), Lärche (*Larix*), Tanne (*Abies*) und die weniger geläufige Eibe (*Taxus*; LANG 1994).

Die letzte große Eiszeit des Quartärs, das Weichsel-Würm-Glazial, erreichte vor etwa 20.000 Jahren den Höhepunkt mit der maximalen Flächenausdehnung des Inlandeises und endete vor etwa 14.500 Jahren. Ausgehend von noch arktischen Verhältnissen (etwa der heutigen Tundra entsprechend; Abb. 3.3a) etablierte sich zu dieser Zeit auf noch eiszeitlichen Rohböden