

GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

Diatomeen als Indikatoren für Umwelt- und Klimaänderungen
Eine mittel- bis spätholozäne paläolimnologische Studie am Holzmaar, Westeifel

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften

(Dr. rer. nat.)

in der Wissenschaftsdisziplin Geologie

eingereicht an der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Potsdam

von

Janina Baier

Potsdam, im September 2002

Danksagung

Bei der Entstehung meiner hier vorliegenden Arbeit ist mir von vielen Seiten Unterstützung gewährt worden, für die ich zu danken habe:

Herrn Prof. Dr. J. F. W. Negendank besonders für die Übernahme und Betreuung der Arbeit und die Diskussionen sowie kritischen Anregungen im Kreise der Arbeitsgruppe.

Herrn Prof. Dr. B. Zolitschka (Universität Bremen) für die Themenstellung und die stetige Unterstützung.

Für die Übernahme des dritten Gutachtens danke ich Herrn Prof. Dr. R. Schmidt (Institut für Limnologie, Mondsee, Österreich) recht herzlich.

Meine Arbeit war Bestandteil des Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15000 Jahre – Kontinentale Sedimente als Ausdruck sich verändernder Umweltbedingungen“ mit dem DFG-Projekt (ZO 102/1-1) „Differenzierung zwischen klimatischem und anthropogenem Einfluss auf das Ökosystem und das Einzugsgebiet des Holzmaars, Eifel (ein Beitrag zu den Zeitscheiben II und III)“: Somit bedanke ich mich für die finanzielle Förderung sowohl der DFG, als auch des GeoForschungsZentrums Potsdam (GFZ).

Vielen Kollegen bin ich dankbar, im Besonderen Dr. T. Kumke (Alfred-Wegener-Institut, Potsdam) für die guten Ratschläge und Hilfestellungen bei der statistischen Auswertung der Daten sowie für das unermüdliche Lesen des Manuskriptes meiner Dissertation und die damit verbundenen vielfältigen Anregungen. Prof. Dr. Dr. h.c. H. Lange-Bertalot (Universität Frankfurt a. M.) für die Einführung in die Diatomeen-Bestimmung. Frau Dr. R. Voigt (Universität Göttingen), die mir viele Male Hilfestellung bei taxonomischen Fragestellungen leistete. Herrn Dr. Vaclav Houk (Pražské vodárny s.p. Závod Podoli, Prag) für die Ratschläge bei einigen schwer bestimmbareren *Cyclotella*-Arten. Frau Dr. I. Schönfelder (Institut für Gewässerkunde, Berlin) für die Bereitstellung der Daten des Kalibrationsdatensatzes Brandenburg sowie für die darüber hinausgehende freundschaftliche Hilfe. Herrn Dr. H.-U. Wetzell danke ich recht herzlich für die Kompilation der geologischen Karte des Arbeitsgebietes West-Eifel. Herrn Dipl.-Prähistoriker O. Nakoinz (Universität Kiel) für die bereitwillige Zusendung seiner Diplom-Arbeit. Herrn Dr. S. Juggins (University of Newcastle, England) für die Berechnung der passiven CCA mit dem noch unveröffentlichten Kalibrationsdatensatz W-Europa (EDDI). Aus der Projektgruppe erhielt ich besondere Unterstützung und Betreuung durch Herrn Dr. G. Schettler, Herrn Dr. habil. A. Brauer, Frau U. Glenz und Frau Dr. H. Kemnitz. Darüber hinaus danke ich besonders Katrin Huhn, Gergana Yancheva, Antje Schwalb, Jo Lohrmann, Michael Köhler, Gregor Ulrich, Sabine Richter, Claudia Migowski und Dirk Leuschner für viele erfrischende Gespräche. Außerdem standen mir meine Freunde und ehemaligen Kommilitonen aus Göttingen zur Seite.

Meiner ganzen Familie danke ich für das Interesse und Korrekturlesen des Manuskriptes meiner Dissertation. Besonders danke ich meinem Freund Hans-Heinrich für seinen steten Optimismus und Einsatz hinsichtlich meiner Arbeit.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde die paläolimnologische Entwicklung des Holzmaars im Zeitraum 6340 bis 1470 cal yr BP rekonstruiert, mit dem Ziel paläoklimatische Änderungen und den Einfluss menschlicher Aktivität auf das Ökosystem Holzmaar festhalten zu können. Der Schwerpunkt lag auf der Untersuchung der fossilen Diatomeenvergesellschaftungen, der entsprechenden Warvenstruktur sowie auf geochemischen Analysen. Insgesamt wurden 138 Diatomeenpräparate analysiert. Im Rahmen der Warvenstrukturanalyse wurde der Abschnitt von 6340 bis 2110 cal yr BP durchgehend, bis auf Sublagenniveau, gezählt, während im oberen Bereich (2110 bis 1470 cal yr BP) die Warven qualitativ untersucht wurden. Für die geochemischen Untersuchungen wurde der Sedimentabschnitt lückenlos beprobt, um an den resultierenden 317 Proben biogenes Silizium, organischen Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel zu bestimmen.

Die fossilen Diatomeenvergesellschaftungen, die im Durchschnitt zu >80 % von planktischen Diatomeenarten dominiert werden, zeigten deutliche Änderungen in dem untersuchten Zeitraum. Von dieser grundsätzlichen Zusammensetzung ist der Abschnitt nach 2450 cal yr BP ausgenommen, denn periphytische Arten erreichten in dieser Zeit im Mittel einen Anteil von ca. 30 % an den Diatomeenvergesellschaftungen. Mittels einer Cluster-Analyse wurde die Diatomeenstratigraphie der häufigsten Arten (über 1 % relative Häufigkeit in mindestens drei Proben) in acht lokale Diatomeenvergesellschaftungszonen (LDVZ) eingeteilt. Die LDVZ werden, vereinfacht ausgedrückt, wahlweise von der Paarung *Stephanodiscus minutulus* und *Nitzschia paleacea* oder von *Cyclotella*-Arten (hauptsächlich *C. radiosa*, *C. ocellata*, *C. comensis*) bzw. von *Asterionella formosa* in Kombination mit langen *Fragilaria*-Arten (*F. nanana*, *F. tenera*, *F. ulna* var. *acus*) dominiert.

Mit dem Wissen über die Zusammensetzung der Diatomeenvergesellschaftung wurden die hellen Lagen der Warven in die entsprechenden Diatomeensublagen unterteilt und vermessen. Es zeigte sich, dass lediglich die hellen Lagen der Warvenzone I (6340 bis 5900 cal yr BP) überwiegend aus zwei Sublagen bestehen. In allen anderen Warvenzonen herrschen helle Lagen vor, die im Schnitt nur aus einer Diatomeenblüte aufgebaut sind. Die Warvenmächtigkeiten zeigten Maxima zwischen 6350 und 5900 cal yr BP sowie zwischen 2660 und 2220 cal yr BP. Die Mächtigkeiten waren am geringsten zwischen 4500 und 2940 cal yr BP. Über die Detailanalyse der Warven konnte festgestellt werden, dass zwischen 5290 und 3650 cal yr BP nicht Diatomeen, sondern Chrysophyten wesentlich am Warvenaufbau beteiligt waren. Im Zeitraum von 5290 bis 4600 cal yr BP formten die silifizierte Schuppen und Borsten der Art *Mallomonas caudata* mächtige helle Lagen. Zwischen 4500 und 3650 cal yr BP waren die Zysten der Chrysophyten die häufigsten Lagenbildner, allerdings wiesen diese stets geringe Mächtigkeiten auf. *Mallomonas caudata* war im übrigen nach 1630 cal yr BP ein zweites Mal Hauptbildner der hellen Lage. Über die getrennte Betrachtung der hellen und dunklen Lagen konnte der sprunghafte Anstieg der Warvenmächtigkeit, der mit dem Beginn der Eisenzeit (ca. 2660 cal yr BP) einsetzte, analysiert werden. Es zeigte sich, dass die Zunahme der Warvenmächtigkeit zunächst nur durch die hellen Lagen bedingt wurde. Ein abrupter Anstieg der Mächtigkeiten der dunklen Lagen fand erst ca. 35 Jahre später (um 2625 cal yr BP) statt. Die strikte Trennung zwischen hellen und dunklen Lagen verwischte sich nach ca. 2460 cal yr BP zunehmend, dadurch dass klastisches Material über die gesamte Warve verteilt vorkam. Erst nach 1870 cal yr BP ließen sich beide Warvenbestandteile wieder deutlicher unterscheiden.

Die geochemische Analyse ergab, dass über die Hälfte des Sediments in den Abschnitten 6340 bis 6060 cal yr BP, 5100 bis 2660 cal yr BP sowie zwischen 1700 bis 1470 cal yr BP aus organogenem Material besteht. In den Abschnitten 6060 bis 5100 cal yr BP und 2020 bis 1700 cal yr BP überwiegt

dagegen der Anteil des klastischen Materials im Sediment. Auf der Basis der Konzentrationen der geochemischen Variablen (biogenes Silizium, Gesamtstickstoff, Gesamtschwefel) und der Sedimentationsraten wurden auch spezifische Akkumulationsraten berechnet. Diese erreichten maximale Werte in den Zeiträumen von 6340 bis 5100 cal yr BP (ausgehendes Atlantikum; Jungneolithikum) und von 2700 bis 1700 cal yr BP (Subatlantikum; Eisen- und Römerzeit). Besonders niedrige spezifische Akkumulationsraten wurden im Zeitabschnitt 5100 bis 2700 cal yr BP (Subboreal; Jung- und Endneolithikum sowie Bronzezeit) beobachtet.

Der Schwerpunkt der Auswertung lag auf der Rekonstruktion der Trophie-Entwicklung des Holzmaars. Dafür wurden zum einen Gesamtphosphor (TP)-Transferfunktionen angewandt, und zum anderen wurden die Diatomeenschalen-Produktivität sowie die im Pelagial produzierte Biomasse silifizierter und nicht-silifizierter Algen berechnet.

Für die quantitative TP-Rekonstruktion standen drei Transferfunktionen zur Auswahl. Diese beruhen auf einem Kalibrationsdatensatz brandenburgischer Gewässer (Schönfelder *et al.*, 2002), auf einem Kalibrationsdatensatz aus NW-Europa (Bennion *et al.*, 1996b), sowie auf einem Kalibrationsdatensatz westeuropäischer Gewässer (Juggins *et al.*, unveröffentlicht). Die Auswahl einer der drei TP-Transferfunktionen für die weitergehende Interpretation stützte sich auf fünf verschiedene Validierungsmethoden (Vorhersagefehler, probenspezifischer Fehler, Analogien zwischen rezenten und fossilen Vergesellschaftungen, passive Kanonische Korrespondenzanalyse, Hauptkomponentenanalyse). Die eingehende Auswertung ergab, dass letztendlich das Abschneiden bei der passiven Kanonischen Korrespondenzanalyse ausschlaggebend für die Auswahl war. Hier zeigte sich, dass die fossilen Diatomeenvergesellschaftungen besonders indikativ für TP sind, ausgehend vom Kalibrationsdatensatz Brandenburg, weshalb dieser für alle weiteren Untersuchungen und für die spätere Interpretation ausgewählt wurde. Die TP-Rekonstruktion mittels der Transferfunktion Brandenburg ergab, dass in dem untersuchten Abschnitt das Holzmaar zwei nährstoffreicheren (6340 bis 5100 cal yr BP und 3660 bis 2100 cal yr BP) und zwei nährstoffärmeren (5100 bis 3660 cal yr BP und 2100 bis 1470 cal yr BP) Phasen ausgesetzt war.

Für den zweiten Teil der Trophie-Rekonstruktion, der auf der im Pelagial produzierten silifizierten Biomasse beruhte, wurden zunächst die jeweiligen Anteile des Planktons und des Periphytons berechnet. Dies war notwendig, um zwischen der scheinbaren und der tatsächlichen pelagialen Diatomeenproduktion unterscheiden zu können. Die Akkumulationsraten des biogenen Siliziums planktischer Diatomeen ($SAR_{BSi-Plankton}$) und die Akkumulationsraten planktischer Diatomeenschalen ($SAR_{Diat-Plankton}$) sind signifikant korreliert. Die beiden Kurven deuten jeweils darauf hin, dass die höchsten Biomassenraten und die höchsten Diatomeenschalen-Produktionsraten zwischen 6340 und 5900 cal yr BP sowie nach 2650 cal yr BP erzielt wurden. Die Indikatoren pelagialer Diatomeenproduktivität zeigen wiederum die zu erwartende signifikante Korrelation mit den rekonstruierten TP-Werten. Gründe für die jedoch zeitweilige unabhängige Entwicklung der Trophie-Variablen werden in dieser Arbeit diskutiert.

Neben der silifizierten Biomasse wurde auch die Biomasse nicht-silifizierter Algen bestimmt. Zunächst wurde anhand des TOC/TN-Verhältnisses festgestellt, dass das organische Material (ORG) vorwiegend autochthon ist. Im folgenden wurde deshalb SAR_{ORG} als Variable, die die produzierte Biomasse nicht-silifizierter Algen repräsentiert, verwendet. Die sedimentierte Biomasse nicht-silifizierter Algen (SAR_{ORG}) war im Schnitt stets geringer als die silifizierter Algen (SAR_{BSi}). Das Verhältnis zwischen beiden Algengruppen (BSi/ORG) zeigt allerdings zwei auffällige Änderungen, deren Ursachen in der Arbeit diskutiert werden. Während zwischen 6340 und 4600 cal yr BP silifizierte Algen eindeutig über nicht-silifizierte Algen dominierten (BSi/ORG-Verhältnis = 2), wiesen zwischen

4600 und 2660 cal yr BP nicht-silifizierte einen leicht höheren Anteil auf (BSi/ORG-Verhältnis = 0,9). Nach 2660 cal yr BP war der Anteil silifizierter Algen wiederum größer als der nicht-silifizierter Algen (BSi/ORG-Verhältnis = 1,3).

Durch die zusammenfassende Betrachtung aller Daten in der abschließenden Diskussion wurde die paläolimnologische Entwicklung des Holzmaars nachgezeichnet. Basierend auf der Trophie-Entwicklung des Holzmaars und der Variabilität in den Diatomeenvergesellschaftungen wurden beispielsweise Änderungen der Nährstoffkonzentration, der Nährstoffzusammensetzung (z.B. Si/P-Verhältnis), des Zirkulationsverhaltens der Wassersäule, der Nährstoffquelle (interne oder externe Speisung) oder der Erosionsrate rekonstruiert. In einem weiteren Schritt wurden diese Erkenntnisse genutzt, um Wechsel zwischen feuchteren und trockeneren Phasen, sowie um Änderungen des saisonalen Temperaturgradienten feststellen zu können. Im Vergleich mit anderen Untersuchungsergebnissen der nördlichen Hemisphäre konnten die lokal festgestellten paläolimnologischen und paläoklimatischen Änderungen auch überregionalen Ereignissen um ca. 5800, 5100, 4500, 3660 und 2660 cal yr BP zugeordnet werden.

Mit dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass Diatomeen wichtige Informationen im Rahmen paläolimnologischer und paläoklimatischer Studien liefern. So zeugen die auffälligen und teilweise abrupten Änderungen der Diatomeenvergesellschaftungen in dem untersuchten Abschnitt davon, dass selbst minimale Änderungen der Temperatur, wie sie für das ausgehende Mittelholozän und beginnende Spätholozän prognostiziert wurden, aber auch einschneidende Änderungen, beispielsweise verursacht durch menschliche Aktivität, von ihnen erfasst werden.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung.....	I
Zusammenfassung.....	II
Abbildungsverzeichnis.....	VIII
Tabellenverzeichnis	XIII
Symbolverzeichnis	XIV
1 Einleitung.....	1
1.1 Thema und Ziele der Arbeit.....	1
1.2 Vorgegangene Arbeiten an den Eifelmaaren - eine Auswahl	3
2 Grundlegende klimatische und limnologische Prozesse.....	5
2.1 Klimavariabilität mit Fokus auf den nordatlantischen Raum	5
2.2 Aquatische Ökosysteme.....	7
2.2.1 Wärmehaushalt im See	7
2.2.2 Licht.....	8
2.2.3 Bedeutung der Nährstoffe Phosphor, Silizium und Stickstoff.....	9
2.2.4 Konsumrate und Produktivität	11
2.2.5 Der Trophiestatus eines Sees	13
2.2.6 Saisonale Sukzession des Planktons	14
2.3 Algen als paläolimnologische Indikatoren.....	15
2.3.1 Kieselalgen (Klasse der Bacillariophyceae).....	16
2.3.2 Goldgelbe Algen (Klassen der Chryso- und Synurophyceae)	17
2.3.3 Verfahren zur paläolimnologischen Rekonstruktion anhand von Algen	19
2.4 Sedimenteigenschaften	22
2.4.1 Jahreszeitlich geschichtete Sedimente	22
2.4.2 Geochemische Methoden in der Paläolimnologie	23
3 Beschreibung des Untersuchungsgebietes	25
3.1 Entstehung von Maarseen	25
3.2 Tektonik und Geologie der Westeifel.....	26
3.3 Geographie und Morphologie der Westeifel.....	28
3.4 Regionales Klima und Vegetation	29
3.5 Limnologie des Holzmaars	30

3.6	Die Siedlungsgeschichte in der Westeifel und am Holzmaar	32
4	Methodik	37
4.1	Probenahme des Kernmaterials	37
4.2	Dünnschliff-Herstellung und Analyse	37
4.3	Sedimentologie, Geochemie	38
4.3.1	Rohdichte, Trockendichte und Sediment-Akkumulationsrate	38
4.3.2	Geochemische Untersuchungen	39
4.4	Taxonomische Untersuchungen	40
4.4.1	Diatomeenpräparation	40
4.4.2	Diatomeenanalyse	41
4.5	Statistische Auswertung	43
4.5.1	Mittelwert und Median	43
4.5.2	Diversität	43
4.5.3	Änderungsraten der Diatomeenvergesellschaftungen	43
4.5.4	Cluster-Analyse	43
4.5.5	Rekonstruktion des Gesamtphosphors	44
4.5.6	Rekonstruktion des pH-Wertes	49
5	Untersuchungsergebnisse	50
5.1	Datierung der Sedimente	50
5.1.1	Altersmodell der Sedimentsequenz	50
5.1.2	Übertragung des Altersmodells VT-99 auf die eigene Warvenzählung	51
5.2	Makroskopische Beschreibung des Sedimentprofils	52
5.3	Ergebnisse der Diatomeenanalyse	54
5.4	Warvenstrukturuntersuchung	62
5.4.1	Warvenzone I, 6350 - 5290 cal yr BP	62
5.4.2	Warvenzone II, 5290 - 4500 cal yr BP	66
5.4.3	Warvenzone III, 4500 - 3650 cal yr BP	73
5.4.4	Warvenzone IV, 3650 - 2990 cal yr BP	73
5.4.5	Warvenzone V, 2990 - 2940 cal yr BP	73
5.4.6	Warvenzone VI, 2940 - 2160 cal yr BP	76
5.4.7	Warvenzone VII, 2160 - 2110 cal yr BP	78
5.4.8	Qualitative Beschreibung des Sediments zwischen 2110 und 1470 cal yr BP	78
5.5	Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen	79

6	Auswertung der Untersuchungsergebnisse	84
6.1	Trophie-Rekonstruktion am Holzmaar	84
6.1.1	Quantitative TP-Rekonstruktionen	84
6.1.2	Biomassen-Produktivität silifizierter Algen.....	93
6.1.3	Korrelation der Trophie-Indikatoren untereinander sowie deren Korrelation mit dem Eintrag von klastischem Material	98
6.2	Relative und absolute Diatomeenstratigraphie	100
7	Entwicklungsgeschichte des Holzmaars	102
8	Schlussfolgerung und Ausblick	116
9	Literatur	118
10	Anhang.....	134
	Anhang A: Fotoanhang	134
	Anhang B: Tabellenanhang.....	142
11	Lebenslauf.....	181

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Typisches Sommertemperatur-Profil eines Sees der mittleren Breiten. Entscheidend für die Form der Temperaturkurve sind das Volumen, die Fläche und die Tiefe des Wasserkörpers.....	7
Abbildung 2: Die Wechselwirkung zwischen der einfallenden Lichtintensität und der Algen-Biomasse (oben) und die Beziehung zwischen Strahlungsintensität und Produktion im Vertikalprofil (unten), (aus Schwoerbel, 1999).....	9
Abbildung 3: <i>Michaelis-Menten</i> Modell. Es handelt sich um ein asymptotisches Modell - die Sättigungskurve beschreibt eine rechtwinklige Hyperbel, (aus Schwoerbel, 1999).....	12
Abbildung 4: Interspezifische Ressourcen-Verlagerung in Bezug auf essenzielle Nährstoffe (Si und P) am Beispiel einiger Diatomeentaxa. Man beachte, dass der überlegene Konkurrent für P bei 20 °C, <i>Fragilaria filliformis</i> , gleichzeitig der schlechteste Konkurrent für Si ist. Der umgekehrte Fall trifft auf <i>Stephanodiscus minutus</i> zu, d.h. dieses Taxon ist der beste Konkurrent für Si und ein besonders schlechter für P, (nach Tilman <i>et al.</i> , 1982).	13
Abbildung 5: Diagramm der saisonalen Sukzession des Phytoplanktons und die relevanten Umweltbedingungen am Beispiel des Bodensees, (nach Sommer, 1987).....	15
Abbildung 6: Darstellung der Symmetrieebenen und Morphometrie der a) Ordnung Centrales am Beispiel der Gattung <i>Stephanodiscus</i> und b) der Ordnung Pennales am Beispiel der Gattung <i>Navicula</i> , (aus Round <i>et al.</i> , 1990).	17
Abbildung 7: Rekonstruktion einer ganzen Zelle der Spezies <i>Mallomonas caudata</i> . Dargestellt ist der silifizierte Panzer, bedeckt mit Schuppen (scales) und langen Borsten (bristles), (aus Siver, 1991).	18
Abbildung 8: Gauß-Kurve der artspezifischen relativen Häufigkeiten y_k bezogen auf den Umweltparameter x mit den drei ökologischen Kenngrößen Maximum (c), Optimum (u) und Toleranz (t).	21
Abbildung 9: Schematischer Querschnitt eines Maars, geändert nach Büchel (1993). Das Maar besteht aus einem Maarkrater, einem Ringwall (= Tephrawall), den Kratersedimenten, dem Maardiatrem und einem Förderschlot.	25
Abbildung 10: Verteilung der Eruptionszentren des quartären Vulkanfeldes der West- und Osteifel. Illustration der jüngsten Krustenbewegungen in diesem Gebiet und der σ_1 -Achse basierend auf in-situ Stressmessungen parallel zur Haupttrichtung des Westeifel-Vulkanfeldes, als auch der Hebungsraten in mm yr^{-1} (Lippolt, 1983). Abbildung aus Negendank & Zolitschka (1993).	26
Abbildung 11: Das Arbeitsgebiet Holzmaar, dargestellt als Kombination aus digitalem Höhenmodell (DEM),.....	27
Abbildung 12: Geographischer Kartenausschnitt der Westeifel mit dem Holzmaar und den übrigen Maaren im Umkreis der Stadt Daun.....	28
Abbildung 13: Mittlere Lufttemperatur [°C] und mittlere Niederschlagshöhe [mm] für die Holzmaar-Region nach Müller-Westermeier (1999). Die Klimadaten beziehen sich auf die international festgelegte Referenzperiode von 1961-1990.	29
Abbildung 14: Bathymetrische Karte des Holzmaars mit Eintragung der bisherigen Bohrlokationen. Ein Abschnitt des Kompositprofils HZM-4 a/b wurde im Rahmen dieser Arbeit untersucht.....	31

Abbildung 15: Ursprüngliche Warvenchronologie (VT-94), dendrokali­brierte ¹⁴ C-Alter und resultierende Warvenzeitskala (VT-95), (Graphik verändert nach Zolitschka, 1996b).....	50
Abbildung 16: Kompositprofil HZM-4 a/b, Komposittiefe und Alter basierend auf dem Altersmodell VT-99. Tiefe der Pollenzonen nach Litt <i>et al.</i> (1997). Abbildung verändert nach Brüchmann (1998).	53
Abbildung 17: Diatomeenstratigraphie basierend auf den relativen Häufigkeiten [%]. Dargestellt sind alle Arten, die in mindestens drei Proben über 1 % relative Häufigkeit erreichen. Die planktischen Arten sind alphabetisch und nach ihrem ersten wichtigen Erscheinen sortiert, während die periphytischen Arten alphabetisch angeordnet sind. Basierend auf einer Cluster-Analyse wurde die Diatomeenstratigraphie in acht LDVZ, die jeweils Proben ähnlicher Zusammensetzung enthalten, eingeteilt. Verwendete Abkürzungen: SSQ - Summe der Abstandsquadrate; LDVZ - Lokale Diatomeenvergesellschaftungszone.....	58
Abbildung 18: Diatomeenstratigraphie der artspezifischen Valven-Akkumulationsraten SAR_{Dia} [Valven $cm^{-2} yr^{-1}$]. Dargestellt sind alle Arten, die in mindestens drei Proben über 1 % relative Häufigkeit erreichen. Die planktischen Arten sind alphabetisch und nach erstem wichtigen Erscheinen sortiert, während die periphytischen Arten alphabetisch angeordnet sind. Die Zonierung basiert auf den acht lokalen Diatomeenvergesellschaftungs­zonen (LDVZ).	59
Abbildung 19: Fotodokumentationen ausgewählter Warven der Warvenzone I (WZ Ia, WZ Ib, WZ Ic). Die linken Säulen zeigen jeweils schematisch die Diatomeensublagen-Sukzession und die rechten Säulen jeweils reine Fotodokumentationen. Die künstlichen Farben wurden mit dem Hilfsobjekt λ erzeugt. Alle Fotoserien erscheinen in 630x Vergrößerung. Verwendete Abkürzungen: hl. Lage - helle Lage; dkl. Lage - dunkle Lage.....	64
Abbildung 20: Die Mächtigkeitenvariationen der dominierenden Sublagen innerhalb der hellen Lagen der Warvenzone I sowie Darstellung der Mächtigkeitsschwankungen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven insgesamt.....	65
Abbildung 21: Fotodokumentationen ausgewählter Warven der Warvenzone II (WZ IIa, WZ IIb, WZ IIc). Die linken Säulen zeigen jeweils schematisch die Algensublagen-Sukzession und die rechten Säulen jeweils reine Fotodokumentationen. Die künstlichen Farben wurden mit dem Hilfsobjekt λ erzeugt. Alle Fotoserien erscheinen in 630x Vergrößerung. Verwendete Abkürzungen: hl. Lage - helle Lage; dkl. Lage - dunkle Lage.....	68
Abbildung 22: Die Mächtigkeitenvariationen der dominierenden Sublagen innerhalb der hellen Lagen der Warvenzone II sowie Darstellung der Mächtigkeitsschwankungen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven insgesamt.	69
Abbildung 23: Fotodokumentationen ausgewählter Warven der Warvenzonen III, IV und V. Die linken Säulen zeigen jeweils schematisch die Algensublagen-Sukzession und die rechten Säulen jeweils reine Fotodokumentationen. Die künstlichen Farben wurden mit dem Hilfsobjekt λ erzeugt. Alle Fotoserien erscheinen in 630x Vergrößerung. Verwendete Abkürzungen: hl. Lage = helle Lage; dkl. Lage = dunkle Lage.	70
Abbildung 24: Die Mächtigkeiten der dominierenden Sublagen der hellen Lagen sowie die Mächtigkeitenvariationen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven insgesamt der Warvenzone III.....	71

Abbildung 25: Die Mächtigkeiten der dominierenden Sublagen der hellen Lagen sowie die Mächtigkeitsvariationen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven insgesamt der Warvenzonen IV & V.....	72
Abbildung 26: Fotodokumentationen ausgewählter Warven der Warvenzonen VI und VII. Die linken Säulen zeigen jeweils schematisch die Diatomeensublagen-Sukzession und die rechten Säulen jeweils reine Fotodokumentationen. Die künstlichen Farben wurden mit dem Hilfsobjekt λ erzeugt. Alle Fotoserien erscheinen in 630x Vergrößerung. Verwendete Abkürzungen: hl. Lage = helle Lage; dkl. Lage = dunkle Lage.	74
Abbildung 27: Die Mächtigkeiten der dominierenden Sublagen der hellen Lagen sowie Mächtigkeitsvariationen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven als Ganzes innerhalb der Warvenzonen VI und VII.	75
Abbildung 28: Zusammenfassende schematische Darstellung der Variation der Sublagenstruktur der hellen Lagen sowie Mächtigkeitsschwankungen der hellen und dunklen Lagen innerhalb der definierten Warvenzonen. Außerdem ist die Fluktuation der Sedimentationsrate (SR) innerhalb der untersuchten Warvensequenz aufgetragen.....	77
Abbildung 29: Darstellung des Verlaufes der spezifischen Sedimentakkumulationsraten für SAR_{Min} , SAR_{BSi} , SAR_{ORG} , SAR_{TN} und SAR_{TS} im untersuchten Sedimentabschnitt.....	80
Abbildung 30: Darstellung der relativen Veränderungen in der Sedimentzusammensetzung anhand der gemessenen und errechneten geochemischen Variablen BSi, ORG, TS, TN und dem TOC/TN-Verhältnis.....	81
Abbildung 31: TP-Rekonstruktionen im untersuchten Abschnitt von ca. 6340 bis 1470 cal yr BP. Verwendet wurde a) eine WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder <i>et al.</i> , 2002), b) eine WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion <i>et al.</i> , 1996b) sowie c) eine WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins <i>et al.</i> , unveröffentlicht). Trophie-Klassifikation nach OECD (1982).....	85
Abbildung 32: Analogien zwischen den fossilen Diatomeenvergesellschaftungen und denen der Kalibrationsdatensätze: a) der WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder <i>et al.</i> , 2002), b) der WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion <i>et al.</i> , 1996b) sowie c) der WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins <i>et al.</i> , unveröffentlicht). Die gestrichelten Linien zeigen die fünfte Perzentile (5 %) und die zweite Dezile (20 %).	88
Abbildung 33: Verhältnis zwischen minimalem χ^2 -Abstand und TP [$\mu\text{g L}^{-1}$]. a) WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder <i>et al.</i> , 2002), b) WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion <i>et al.</i> , 1996b) sowie c) WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins <i>et al.</i> , unveröffentlicht). Die gestrichelten Linien zeigen die fünfte Perzentile (5 %) und die zweite Dezile (20 %).	88
Abbildung 34: Prozentualer Anteil der fossilen Arten einer Probe, die auch in den modernen Kalibrationsdatensätzen vertreten sind. a) WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder <i>et al.</i> , 2002), b) WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion <i>et al.</i> , 1996b) sowie c) WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins <i>et al.</i> , unveröffentlicht).....	89

Abbildung 35: Probenspezifische Fehler (s_{sam}), die jeweils aus der Anwendung der drei Transferfunktionen BRB, NW-Europa, W-Europa resultieren. a) WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder <i>et al.</i> , 2002), b) WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion <i>et al.</i> , 1996b) sowie c) WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins <i>et al.</i> , unveröffentlicht).....	90
Abbildung 36: Passive Kanonische Korrespondenzanalyse (CCA) basierend auf dem Kalibrationsdatensatz Brandenburg (BRB). Dargestellt sind die elf Umweltvariablen, die signifikant die Varianz der Diatomeenvergesellschaftungen erklären. Die fossilen Proben des Holzmaars sind passiv aufgetragen. DOC – Dissolved Organic Carbon; DFe – Dissolved Fe; DIC – Dissolved Inorganic Carbon; SRP – Soluble Reactive Phosphorus.	91
Abbildung 37: Beziehung zwischen den fossilen Probenwerten der 1. Hauptachse der PCA und den rekonstruierten TP-Werten. a) eine WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder <i>et al.</i> , 2002), b) eine WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion <i>et al.</i> , 1996b) sowie c) eine WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins <i>et al.</i> , unveröffentlicht).....	92
Abbildung 38: Änderungsraten (RC) der Diatomeenvergesellschaftung, dargestellt als chord-Abstand $[d_{12}]$. Die gestrichelte Linie kennzeichnet die fünfte Perzentile (5 %).....	93
Abbildung 39: Proxies der lakustrinen Biomassenproduktion. Von links nach rechts sind aufgetragen: Sediment-Akkumulationsraten (SAR) des biogenen Siliziumdioxids SAR_{BSi} , SAR der Diatomeenvalven SAR_{Dia} , SAR_{BSi} und SAR_{Dia} jeweils standardisiert, SAR des biogenen Siliziums planktischer Diatomeen $SAR_{BSi-Plankton}$, SAR planktischer Diatomeenvalven $SAR_{Dia-Plankton}$, $SAR_{BSi-Plankton}$ und $SAR_{Dia-Plankton}$ jeweils standardisiert, SAR des biogenen Siliziums periphytischer Diatomeen $SAR_{BSi-Periphyton}$, SAR periphytischer Diatomeenvalven $SAR_{Dia-Periphyton}$ sowie $SAR_{BSi-Periphyton}$ und $SAR_{Dia-Periphyton}$ jeweils standardisiert.	95
Abbildung 40: Das BSi/ORG-Verhältnis als Ausdruck sich ändernder Phytoplanktonzusammensetzung.....	98
Abbildung 41: Korrelation der rekonstruierten TP-Werte (BRB-Transferfunktion) mit den Akkumulationsraten der planktischen Diatomeenvalven $SAR_{Dia-Plankton}$ [Valven $cm^{-2} yr^{-1}$] sowie mit den Akkumulationsraten des biogenen Siliziums planktischer Diatomeenschalen $SAR_{BSi-Plankton}$ [$mg cm^{-2} yr^{-1}$].	99
Abbildung 42: Vergleich der relativen Verteilung (Linie) mit der absoluten Verbreitung (Balken) ausgewählter Diatomeenarten.....	101
Abbildung 43: Die paläolimnologische Entwicklungsgeschichte des Holzmaars, dargestellt anhand ausgewählter Diatomeen-abgeleiteter und geochemischer Daten. Darüber hinaus sind die relativen Anteile der Nichtbaumpollen (NBP) an der Gesamtpollensumme aufgetragen (Litt & Kubitz, 2000). Die Trophie-Rekonstruktion basiert auf einer WA-Transferfunktion (Schönfelder <i>et al.</i> , 2002). Orangefarben markiert ist der Abschnitt in dem menschliche Aktivität im Einzugsgebiet Holzmaar drastisch zunahm. Man beachte auch, dass auffällige Änderungen in den Diatomeenvergesellschaftungen – bis auf den Übergang Phase V zu Phase VI - stets mit Klimaänderungen auf der nördlichen Hemisphäre zusammenfallen.....	105

Abbildung 44: Geographische Lage der in Kapitel 7 erwähnten westeuropäischen Untersuchungsgebiete: 1) Lake Tolskaljavri (Seppä & Birks, 2002); 2) Lake Tsuolbmajavri (Korhola <i>et al.</i> , 2000; Korhola <i>et al.</i> , 2002); 3) Lake Vuoskkujávri (Bigler <i>et al.</i> , 2002); 4) Lake Lovojärvi (Simola <i>et al.</i> , 1990); 5) Lake Paijänne (Itkonen <i>et al.</i> , 1999); 6) Lake Kortowskie (Rybak & Rybak, 1985); 7) Diss Mere (Fritz, 1989); 8) das Untersuchungsobjekt Holzmaar und Schalkenmehrener Maar (Schettler <i>et al.</i> , 1999); 9-12 – Haas <i>et al.</i> , 1998, 9) Lake Seedorf; 10) Wallisellen-Langachermoos; 11) Pond Gouille Rion; 12) Lago Basso; 13) Längsee (Schmidt <i>et al.</i> , 1998); 14) Lake Vrana (Schmidt <i>et al.</i> , 2000); 15) Lago di Mezzano (Ramrath <i>et al.</i> , 2000); 16) Lago Albano und Nemi (Ryves <i>et al.</i> , 1996; Aritzegui <i>et al.</i> , 2001; Guillizoni <i>et al.</i> , 2002).....	107
Abbildung 45: Mächtigtkeitsverlauf der hellen und dunklen Lagen der Warven am Beginn der Eisenzeit mit Fokus auf den zeitlichen Versatz der Mächtigtkeitszunahme der hellen Lagen gegenüber denen der dunklen Lagen.	111
Abbildung 46: Skizzierung der 6 definierten paläolimnologischen Phasen des Holzmaars während des Untersuchungszeitraumes zwischen ca. 6340 - 1470 cal yr BP. DITP = Diatomeen-abgeleiteter Trophie-Status.....	113

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Auswahl einiger paläolimnologischer Untersuchungen, die in der Vergangenheit an den Maaren der Westeifel durchgeführt wurden. Zu beachten ist, dass sich einige Arbeiten auf mehrere Maare gleichzeitig beziehen, aber nur einem Maar - beispielhaft - zugeteilt wurden.	4
Tabelle 2: Trophie-Klassifikation nach OECD (1982).....	14
Tabelle 3: Zusammenfassung geographischer, morphometrischer und limnologischer Charakteristika des Holzmaars nach Melzer (1992); Scharf & Menn (1992); Scharf & Oehms (1992); Hofmann (1994); Oehms (1995); Lücke (1997); 1 = Frühjahrszirkulation, 2 = Epilimnion.	32
Tabelle 4: Liste der 26 datierten Korrelationslagen und deren jeweilige Komposittiefe in dem Profil HZM-4 a/b.....	51
Tabelle 5: Statistische Zusammenfassung ausgewählter geochemischer Eigenschaften. GR = Geochemie-Relativgehalte; GA = Geochemie-Absolutgehalte.....	83
Tabelle 6: Die artspezifischen Optima- und Toleranzwerte einiger dominanter planktischer Diatomeenarten, jeweils basierend auf den drei ausgewählten TP-Transferfunktionen.	86
Tabelle 7: Die Fehlerstatistik der drei ausgewählten TP-Transferfunktionen im Vergleich.	87
Tabelle 8: Mittelwert, Median, Standardabweichung (SD) und die entsprechende Anzahl der Proben (<i>n</i>) für $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ und $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ in den definierten Zeitabschnitten. $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ in [Valven $10^4 \text{ cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$] und $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ in [$\text{mg cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$].	96
Tabelle 9: Mittelwert, Median, Standardabweichung (SD) und die entsprechende Anzahl der Proben (<i>n</i>) für $SAR_{\text{Dia-Periphyton}}$ und $SAR_{\text{BSi-Periphyton}}$ in den definierten Zeitabschnitten. $SAR_{\text{Dia-Periphyton}}$ in [Valven $10^3 \text{ cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$] und $SAR_{\text{BSi-Periphyton}}$ in [$\text{mg cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$].	97
Tabelle 10: Korrelationskoeffizienten [<i>r</i>] zwischen den Indikatoren der Trophie und dem klastischen Eintrag. Signifikante Korrelationen ($p \leq 0,05$) sind mit einem * gekennzeichnet.	100

Symbolverzeichnis

Symbol	Bedeutung	Einheit
A_{DG}	Deckglasfläche	[cm ²]
A_E	Einzugsgebiet	[m ²]
A_O	Seeoberfläche	[m ²]
A_T	Gesamtfläche des Deckglases	[cm ²]
b_0, b_1	Regressionskoeffizienten	
BSi	biogenes Siliziumdioxid	[%]
c	Maximum (z.B. relative Häufigkeit)	
C	Konzentration	[M cm ⁻³]
C_{Dia}	Konzentration der Diatomeenschalen	[Valven cm ⁻³]
$C_{Dia,op}$	vorläufige Konzentration der Diatomeenschalen	[Valven cm ⁻³]
C_{org}	organischer Kohlenstoff	[%]
d_{12}	Abstand zwischen den Objekten 1 und 2	
F	Objekt (z.B. Probenpunkt)	
f_k	Objektwerte	
f_u	Umgebungsfaktor	
H	Shannon-Index	
ha	Hektar	
I	Lichtintensität	[kerg cm ⁻² s ⁻¹]
I_{max}	Lichtoptimum	[kerg cm ⁻² s ⁻¹]
i	Lokation	
k	Sedimentkomponente	
k	Art, Taxon	
k_t	Halbsättigungskonstante des Wachstums	
L	Liter	
M	Masse	
MS_{add}	dazugegebene Anzahl der Mikrosphären	
MS_{cou}	gezählte Anzahl der Mikrosphären	
m_T	Gewicht der wassergesättigten Probe	
m_s	Gewicht der getrockneten Probe	
n	Anzahl	
N_{Dia}	Anzahl der Valven	
N_2	effektive Zahl der Arten	
P	Photosyntheserate	[mgO ₂ Zellen ⁻¹ h ⁻¹]
P_{max}	maximale Photosyntheserate	[mgO ₂ Zellen ⁻¹ h ⁻¹]
p	Signifikanzniveau	[%]
S	Ressourcen	
SAR	Sediment-Akkumulationsrate	[mg cm ⁻² yr ⁻¹]
R^2	Bestimmtheitsmaß	
r	Korrelationskoeffizient	
$RMSEP_{jack}$	Fehler der Vorhersage nach dem jack-knifing Verfahren	
SAR_{BSi}	Sediment-Akkumulationsrate des biogenen Siliziums	[mg cm ⁻² yr ⁻¹]

Symbolverzeichnis (Fortsetzung)

Symbol	Bedeutung	Einheit
$SAR_{BSi-Periphyton}$	Sediment-Akkumulationsrate des silifizierten Periphytons	$[mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
$SAR_{BSi-Plankton}$	Sediment-Akkumulationsrate des silifizierten Phytoplanktons	$[mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
SAR_{Dia}	Akkumulationsrate der Diatomeenvalven	$[Valven\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
$SAR_{Dia-periphyton}$	Akkumulationsrate periphytischer Diatomeenvalven	$[Valven\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
$SAR_{Dia-Plankton}$	Akkumulationsrate planktischer Diatomeenvalven	$[Valven\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
SAR_{Min}	Sediment-Akkumulationsrate des minerogenen Materials	$[mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
SAR_{ORG}	Sediment-Akkumulationsrate des organischen Materials	$[mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
SAR_{sp}	spezifische Sediment-Akkumulationsrate	$[mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
SAR_{TN}	Sediment-Akkumulationsrate des Gesamtstickstoffs	$[mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
SAR_{total}	totale Sediment-Akkumulationsrate	$[mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
SAR_{TS}	Sediment-Akkumulationsrate des Gesamtschwefels	$[mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}]$
SD	Standardabweichung	
SR	Sedimentationsrate	$[cm\ yr^{-1}]$
SRP	gelöstes reaktives Phosphat	$[\mu g\ L^{-1}]$
s_i	Standardabweichung der rezenten Proben	
s_o	Standardabweichung der fossilen Proben	
s_{sam}	probenspezifischer Fehler	
T	Zeiteinheit	
TGW	Trockengewicht	$[\%]$
TN	Gesamtstickstoff	$[\%]$
TOC	gesamter organischer Kohlenstoff	$[\%]$
TP	Gesamtphosphor	$[\mu g\ L^{-1}]$
t	Toleranz	
t_k	artspezifische Toleranz	
\hat{t}_k	geschätzte artspezifische Toleranz	
u	Optimum	
u_k	artspezifisches Optimum	
\mathbf{u}_k	Eigenvektor einer Spezies k	
V	Volumen	$[m^3]$
V_P	Probenvolumen	$[m^3]$
V_{SP}	Subprobenvolumen	$[m^3]$
V_T	Volumen der wassergesättigten Probe	$[m^3]$
V_{VD}	Verdünnungsvolumen	$[cm^3]$
v	Konsumrate	$[M\ T^{-1}]$
v_{max}	Konsumrate bei Sättigung	$[M\ T^{-1}]$
x	Umweltvariable	
x_i	Wert der Umweltvariable x an der Lokation i	
\hat{x}_i	Schätzwert der Umweltvariable x an der Lokation i	
$x_{o,ini}$	rekonstruierter Wert vor der Expansion	
x_o	Wert der Umweltvariable x der fossilen Probe	

Symbolverzeichnis (Fortsetzung)

Symbol	Bedeutung	Einheit
\hat{x}_o	Schätzwert der Umweltvariable x der fossilen Probe	
y_{ik}	relative Häufigkeit y der Art k in der Probe i	[%]
y_{+j}	die Summe von y über die j -te Spalte	
y_{++}	die Summe über alle Zeilen und Spalten der Vorkommen von y	
z	Tiefe	[m]
z_{eu}	Ausdehnung der trophogenen Zone	[m]
z_{max}	maximale Wassertiefe	[m]
z_{red}	reduzierte Wassertiefe	[m]
z_s	Sichttiefe nach SECCHI	[m]
χ^2	chi-Quadrat Abstand	
ρ_R	Rohdichte	[g cm ⁻³]
ρ_S	Trockendichte	[g cm ⁻³]
λ_k	Eigenwert der Spezies k	

1 Einleitung

1.1 Thema und Ziele der Arbeit

Die Umweltdebatte über den anthropogenen Klimawandel führt in der Politik und in den Medien immer wieder zu kontroversen Diskussionen, wie es beispielsweise die Weltklimakonferenzen, die seit 1979 stattfinden, zeigen. Allerdings steht gegenwärtig der großen gesellschaftlichen und wissenschaftlichen Beachtung des anthropogenen Klimawandels ein unzureichendes Wissen über die maßgeblichen Prozesse, die sowohl natürliche als auch anthropogene Klimaänderungen bedingen, gegenüber (Cubasch & Kasang, 2000). Ein wesentlicher Grund dafür ist, dass instrumentelle Temperaturmessreihen an den meisten Standorten dieser Erde nicht weiter als ein bis zwei Jahrhunderte zurückreichen. Insofern zeigen historische Temperaturmessreihen interannuell Klimaphänomene, wie El Niño oder die Nordatlantische Oszillation (NAO), aber nicht multidekadische bis hundertjährige Klimavariabilitäten längerfristig auf (deMenocal, 2001). Klimainformationen über die letzten Jahrtausende sind hingegen nur aus paläoklimatischen Untersuchungen ableitbar, wobei hier in dem vergangenen Jahrzehnt, vor allem methodisch, deutliche Fortschritte erzielt wurden (Vyverman & Sabbe, 1995; Wunsam *et al.*, 1995; Andersson, 1997; Lotter & Birks, 1997; Walker *et al.*, 1997; Weckström *et al.*, 1997; Cheddadi *et al.*, 1998a; Brooks & Birks, 1999; Rosén *et al.*, 2000; Korhola *et al.*, 2002). Schwierig ist oftmals die Interpretation dieser Rekonstruktionen, insbesondere bezüglich der Unterscheidung zwischen globalen, regionalen und lokalen Klimasignalen, sowie der Ursachen abrupter und periodischer Klimaänderungen. Gerade deshalb werden paläoklimatische Daten aus allen Regionen der Welt in möglichst hoher zeitlicher Auflösung benötigt.

Sehr häufig werden Paläoklimarekonstruktionen anhand von Stellvertreterdaten (Proxy-Daten) auf indirektem Weg durchgeführt. Zur indirekten Rekonstruktion werden unterschiedliche Klimaarchive, beispielsweise Baumringe (Briffa, 2000), Tiefseesedimente (Hass, 1996; Bond *et al.*, 1997), Korallen (Dunbar & Cole, 1993; Pätzold *et al.*, 1999), Eisbohrkerne (Ciais *et al.*, 1992; Dansgaard *et al.*, 1993; O'Brien *et al.*, 1995; Overpeck *et al.*, 1997) oder Seesedimente (Bradbury & Dean, 1993; Ryves *et al.*, 1996; Wehrli *et al.*, 1997) verwendet. Anhand der aus den Archiven gewonnenen Stellvertreterdaten, wie z.B. stabile Isotopenverteilungen, Baumringdichten, Pollenstratigraphien, Mikrofossilienvergesellschaftungen oder Pigmente lassen sich Schwankungen paläoklimatischer Variablen ableiten. Hierzu zählen beispielsweise Meeres- oder Seespiegelstände, Dynamik der Ozean- und Seezirkulation, feuchtere bzw. trockenere Phasen oder solare Zyklen.

Im Archiv Seesediment stellen Kieselalgen (Diatomeen) eine der Schlüsselindikatoren für paläolimnologische Untersuchungen dar. Hervorzuhebende Eigenschaften der Diatomeen sind: a) ihre weite Verbreitung und ihr Artenreichtum; b) ihre kurze Lebenserwartung, weshalb sie sehr schnell auf Umweltveränderungen, wie z.B. pH-, Salinität- und Nährstoffschwankungen reagieren c) ihre silifizierten und verzierten Zellwände, die eine einfache taxonomische Bestimmung zulassen, sowie d) ihre zu meist sehr gute Erhaltung in Seesedimentprofilen (Smol & Cumming, 2000).

Die Reaktion der Diatomeen auf Umweltveränderungen nutzt man bei der Rekonstruktion, indem man Diatomeen und die entsprechenden Umweltvariablen statistisch mittels einer so genannten "Transferfunktion" in Beziehung setzt. Grundsätzlich wird eine Transferfunktion aus den Speziesdaten und den Gradienten bildenden Umweltvariablen eines ca. 50 bis 100 Seen umfassenden Kalibrationsdatensatzes abgeleitet. Die für Diatomeen existierenden Transferfunktionen beziehen sich meistens auf pH (ter

Braak & van Dam, 1989; Birks *et al.*, 1990b; Charles *et al.*, 1990; Dixit & Smol, 1994; Huttunen & Turkia, 1994; Hall & Smol, 1996; Cameron *et al.*, 1999); Gesamtphosphor (Fritz *et al.*, 1991; Agbeti, 1992; Hall & Smol, 1992; Anderson *et al.*, 1993; Fritz *et al.*, 1993; Dixit & Smol, 1994; Wunsam & Schmidt, 1995; Bennion *et al.*, 1996b; Lotter *et al.*, 1998; Schönfelder *et al.*, 2002) und Salinität (z.B. Cumming *et al.*, 1995; Wilson *et al.*, 1996). Die Absolutwerte von Variablen, die aus Diatomeen-Transferfunktionen abgeleitet werden, aber auch qualitative Schwankungen von Variablen, die aus artspezifischen Optima in Bezug auf Licht, Temperatur, Turbulenz und Nährstoffverhältnisse (Si/P, N/P) resultieren, gestatten indirekte Aussagen über vergangene Klimazustände, da limnologische Prozesse auch klimatisch beeinflusst werden (Anderson, 2000). Die aus Diatomeen abgeleiteten Zustände ermöglichen dann in Kombination mit anderen Indikatoren, z.B. geochemischen Sedimenteigenschaften, komplexe Verknüpfungen im System See - Einzugsgebiet - Klima herzustellen (Battarbee, 2000).

In vielen bewaldeten Regionen der gemäßigten Breiten sind Seen zumeist hydrologisch offen, d.h. sie verfügen über Zu- und Abflüsse und Grundwassereinträge. In solchen Systemen sind Änderungen der limnologischen Charakteristika oft schwächer ausgeprägt als in geschlossenen Systemen und folglich stellt hier die Rekonstruktion klimatischer Änderungen eine große Herausforderung dar (Smol & Cumming, 2000). Um die Zahl der möglichen Einflussgrößen zu reduzieren, werden kleine und einfache See-Systeme gegenüber großen und komplexen bevorzugt. Darüber hinaus werden aus Jahreschichten (Warven) bestehende Seesediment-Archive bevorzugt, da diese eine zeitlich hochauflösende Datierung ermöglichen. Das Holzmaar (Westefel) repräsentiert einen solchen kleinen und einfachen See mit nur einem Zu- und Abfluss. Darüber hinaus besteht das Sediment aus Warven, die in der Vergangenheit bereits intensiv untersucht wurden (Zolitschka *et al.*, 1992; Brauer, 1994; Lotter *et al.*, 1995; Rein, 1996; Brüchmann, 1998; Zolitschka, 1998; Zolitschka and Negendank, 1998; Leroy *et al.*, 2000; Brauer *et al.*, 2001). Es wurden u.a. Warvenzählungen durchgeführt, die in Kombination mit anderen Datierungsmethoden die Erstellung eines Altersmodells erlaubten, welches die letzten 23220 Jahre umfasst (Zolitschka *et al.*, 2000).

Die vorliegende Arbeit präsentiert eine paläolimnologische Untersuchung eines ca. 4870-Jahre umfassenden Sedimentabschnittes des Holzmaars. Während des untersuchten Zeitabschnittes, der das späte Atlantikum (Jungneolithikum) bis zum frühen Subatlantikum (beginnende Völkerwanderungszeit) umfasst, kam es zu einer abrupten Zunahme menschlicher Aktivität mit Beginn der Eisenzeit. Durch Modifizierung der Vegetation und des Bodens im Einzugsgebiet eines Sees, beeinflusst der Mensch nachhaltig die Seenentwicklung (Fritz, 1989). Studien in Westeuropa belegen, dass Rodungsphasen seit dem Neolithikum oft mit Nährstoffanstiegen einhergingen und unter anderem Veränderungen in den Diatomeenvergesellschaftungen verursachten (Fritz, 1989; Schmidt *et al.*, 2000; Lotter, 2001). Inwieweit die Diatomeenvergesellschaftungen des Holzmaars ebenfalls durch anthropogene Aktivität nachhaltig beeinflusst wurden soll in dieser Arbeit untersucht werden. Darüber hinaus sollen anhand der Diatomeenvergesellschaftungen weitere wichtige paläolimnologische Fragen geklärt werden: 1.) ob ein zeitlicher Versatz zwischen anthropogenen Aktivitäten im Einzugsgebiet und Reaktionen des Ökosystems bestehen; 2.) ob sich anhand der fossilen Diatomeenvergesellschaftungen die Trophiegeschichte des Holzmaars hinreichend rekonstruieren lässt; 3.) ob Zusammenhänge zwischen Änderungen der Diatomeenflora und den sedimentologischen Gegebenheiten bestehen; 4.) ob Änderungen der Diatomeenvergesellschaftungen indirekt als Klimaproxy verwendet werden können und 5.) wenn dem so sein sollte, ob die vorgefundenen Klimaänderungen nur lokalen oder möglicherweise auch überregionalen Charakter haben.

Um diese Fragen beantworten zu können soll für den betrachteten Zeitraum

- a) erstmalig eine Diatomeenstratigraphie der artspezifischen Relativ- und Absolutgehalte erstellt werden,
- b) erstmalig die Warvenstruktur mit dem Fokus auf die Sublagen der Sommerlagen analysiert werden,
- c) eine geochemische Sedimentanalyse durchgeführt werden mit der Bestimmung von biogenem Siliziumdioxid, organischem Kohlenstoff, Stickstoff und Schwefel, sowie davon abgeleitet die Berechnung des Eintrages von minerogenem und allochthonem organischen Material,
- d) erstmalig die Trophie-Entwicklung mittels quantitativer TP-Transferfunktionen rekonstruiert werden
und
- e) die Trophie-Entwicklung mittels Änderungen der akkumulierten Biomasse silifizierter und nicht-silifizierter Algen erfasst werden.

Da aus dieser Arbeit eine Vielzahl neuer Proxies für das Holzmaar hervorgehen, ist zu erwarten, dass neue und ergänzende Einblicke in die holozäne Umwelt- und Klimaentwicklung der Eifel gewonnen werden.

1.2 Vorangegangene Arbeiten an den Eifelmaaren - eine Auswahl

Die Sedimente des Holzmaars und auch die der benachbarten Maare wie das Meerfelder Maar, das Schalkenmehrener Maar, das Gemündener Maar und das Weinfelder Maar, werden seit rund 20 Jahren untersucht (Hansen *et al.*, 1980; Negendank *et al.*, 1982; Zolitschka, 1990; Scharf & Ehlscheid, 1992; Negendank & Zolitschka, 1993). Die Forschungsmethoden konzentrierten sich anfangs hauptsächlich auf sedimentologische, warvenchronologische, paläomagnetische, geochemische, palynologische und paläozoologische Aspekte (Tabelle 1). Detaillierte Diatomeenuntersuchungen an Sedimentkernen gehören dagegen erst seit ca. 10 Jahren zum festen Bestandteil der paläolimnologischen Untersuchungen. Bislang liegen entsprechende Diatomeenuntersuchungen ausschließlich für das Holzmaar vor. Subires (1992) lieferte eine Übersicht über die Diatomeenzusammensetzung am Übergang Spätglazial/Postglazial. Lotter *et al.* (1995) untersuchten einen 475 Warven umfassenden Abschnitt, der die spätallerödzeitliche Laacher See Tephra (LST) und das klimatische Ereignis der Jüngeren Dryas umfasst, nach palynologischen und diatomologischen Gesichtspunkten. Hochaufgelöste Diatomeen- und Warvenuntersuchungen führte Brüchmann (1998) an einer borealzeitlichen Sedimentsequenz durch. Darüber hinaus wurden bereits Erkenntnisse über die rezente Diatomeenflora mittels Oberflächen-Sedimentuntersuchungen (Hustedt, 1954) und Sedimentfallenstudien (Raubitschek *et al.*, 1999) erzielt.

Tabelle 1: Auswahl einiger paläolimnologischer Untersuchungen, die in der Vergangenheit an den Maaren der Westeifel durchgeführt wurden. Zu beachten ist, dass sich einige Arbeiten auf mehrere Maare gleichzeitig beziehen, aber nur einem Maar - beispielhaft - zugeteilt wurden.

Archiv	Autoren
Holzmaar	Möller (1985); Negendank <i>et al.</i> (1990); Zolitschka (1990); Usinger (1991); Warnecke (1991); Zolitschka (1991); Subires (1992); Zolitschka <i>et al.</i> (1992); Zolitschka (1992a); Zolitschka (1992b); Lottermoser <i>et al.</i> (1993); Brauer (1994); Ramrath (1994); Diehl (1995); Lotter <i>et al.</i> (1995); Rein (1996); Zolitschka (1996a); Lücke (1997); Zolitschka & Negendank (1997a); Zolitschka & Negendank, (1997b); Brüchmann (1998); Zolitschka (1998); Raubitschek <i>et al.</i> (1999); Zolitschka <i>et al.</i> (2000); Brauer <i>et al.</i> (2001); Baier <i>et al.</i> (in press)
Meerfelder Maar	Hansen <i>et al.</i> (1980); Usinger (1982); Usinger (1984); Hansen <i>et al.</i> (1984); Haverkamp (1984); Irion & Negendank (1984); Negendank (1984); Scharf (1984); Negendank <i>et al.</i> (1985); Möller & Scharf (1986); Zolitschka (1988); Negendank (1989); Zolitschka (1989); Thouveny (1989); Zolitschka (1990); Hofmann (1990); Haverkamp (1991); Poth & Negendank (1993); Brauer <i>et al.</i> (1999a, 1999b, 2000)
Schalkenmehrener Maar	Heinz (1991); Rein (1991); Heinz <i>et al.</i> (1993); Rein & Negendank (1993); Schettler <i>et al.</i> (1999)
Weinfelder Maar	Brauer (1988, 1993); Hofmann (1993a, 1993b)
Gemündener Maar	Zolitschka (1990); Ehlscheid (1992); Friebertshäuser (1992)

2 Grundlegende klimatische und limnologische Prozesse

2.1 Klimavariabilität mit Fokus auf den nordatlantischen Raum

Die Zusammenhänge holozäner Klimavariabilitäten wurden in den letzten Jahren immer besser verstanden, weil das Wissen über groß-skalige Klimaphänomene, wie z.B. die der Südlichen Oszillation (Philander, 1989; Hastenrath, 1991) des Asien-Monsuns (Murakami, 1992) oder Afrika-Monsuns (Kutzbach & Liu, 1997) und der Nordatlantik Oszillation (Latif, 1998) enorm gestiegen ist. Untersuchungen zeigten, dass vergangene globale Klimaänderungen sich immer wieder regional sehr unterschiedlich auswirkten, d.h. einer hohen räumlichen Variabilität unterliegen. Während der weit verbreiteten Abkühlung im so genannten ‘Neoglazial‘ zwischen ca. 5000 und 2500 cal yr BP kam es beispielsweise in den Alpen zu Gletschervorstößen (Röthlisberger, 1986), die mit einer trockenen Phase in der Sahara (Claussen *et al.*, 1999) und im Amazonas-Gebiet (Sanford *et al.*, 1985) zusammenfällt. Durch eine steigende Zahl hoch aufgelöster, d.h. interannuell bis hundertjährig (Bradbury & Dean, 1993; Wehrli *et al.*, 1997) und gut datierter Klimaarchive (Zolitschka *et al.*, 2000; Brauer *et al.*, 2001) sowie durch die ständige Weiterentwicklung numerischer Klimamodelle (Rahmstorf & Ganopolski, 1998; Claussen *et al.*, 1999) lassen sich solche Telekonnektionen feststellen und numerisch simulieren.

Während der letzten Jahrzehnte haben Klimatologen über 20 interne und externe Klimaphänomene, sowohl mit regionalem, als auch hemisphärischem Charakter, identifiziert (Dunbar, 2000). Diese zeigen charakteristische Oszillationen, die sich in Schwankungen diverser Variablen wie Niederschlag, Temperatur oder Luftdruck auf der Zeitskala von Jahreszeiten, Jahren bis hin zu Jahrzehnten oder Jahrhunderten äußern. Zu den internen Phänomenen des nordatlantischen Raums gehören z.B. die Nordatlantische Oszillation (NAO) und die thermohaline Zirkulation. Der eurasische Raum (20° N bis 80° N und 90° W bis 40° E) wird stark von der NAO beeinflusst. Die NAO wird durch eine negative Korrelation zwischen dem Kerndruck von Azorenhoch (AH) und Islandtief (IT) charakterisiert (Walker, 1923). Der NAO-Index gibt die Intensität des Druckunterschiedes an. Eine positive NAO zeigt eine deutliche Differenz zwischen den beiden Druckzentren, eine negative NAO eine abgeschwächte Differenz. Beide Druckzentren zeigen die Tendenz, sich gleichzeitig in nördliche oder in südliche Richtung zu verlagern. Eine Verlagerung nach Norden entspricht einer positiven NAO, der Druck über Island fällt weiter ab, der über den Azoren nimmt zu. Die Verlagerung nach Norden verursacht starke Westwinde und bewirkt milde Winter in Europa und kalte Winter in Grönland und Kanada. Das europäische Niederschlagsmuster zeigt trockenere Bedingungen im Mittelmeerraum und in Zentraleuropa, während es im Norden zu höheren Niederschlägen kommt. Eine Verlagerung nach Süden bewirkt eine Druckzunahme über Island und kalte Winter in Europa. Die NAO kann in den meisten anderen Monaten als das bestimmende Wetterphänomen nachgewiesen werden, tritt aber am deutlichsten während der Wintermonate auf. In zahlreichen Studien konnte der Einfluss der NAO auf Niederschlag und Temperatur in Europa sowie auch auf die Häufigkeit von Zyklonen über dem Nordatlantik nachgewiesen werden (u.a. Hurrell, 1995). Die Nordatlantische Oszillation zeigt eine ausgeprägte dekadische Variabilität (Deser & Blackmon, 1993), darüber hinaus sind auch multidekadische Oszillationen aus Korallenuntersuchungen (Pätzold & Wefer, 1992) und grönländischen Eisbohrkernuntersuchungen (Taylor *et al.*, 1993) sowie säkulare Zyklen in der Intensität der Nordatlantischen Westwinde (IPCC, 1990) bekannt. Diese NAO-bedingten Zyklizitäten sind wahrscheinlich für großräumige Klimavariabilitäten, die während des gesamten Holozäns auftraten, verantwortlich. Störende

Einflüsse, wie verstärkte Regenfälle, können das System der nordatlantischen Tiefenwasserproduktion (NADW) verändern (Walker *et al.*, 1994). Ozeanographen prognostizieren, dass ein leichter Rückgang der NADW-Produktion eine Abkühlung des Nordatlantiks hervorrufen kann. So haben gekoppelte Ozean-Atmosphäre Modelle eine natürliche Variabilität der NADW-Produktion, die alle 50 Jahre auftritt, aufgezeigt (Manabe & Stouffer, 1988). Eine weitere Anomalie der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks unterliegt einem Rhythmus von 320 Jahren, wie Modell-Ergebnisse zeigen (Mikolajewz & Maier-Reimer, 1990). Hingegen liegen nur wenige geologische Nachweise über Schwankungen der thermohalinen Zirkulation für das Holozän vor (Boyle & Keigwin, 1985/86).

Zu den externen, aber nicht anthropogen bedingten, Klimaphänomenen gehören z.B. solare Zyklen und Vulkanausbrüche. Eine mögliche Auswirkung solarer Variabilität auf das Klima der Erde wird seit langem diskutiert (Reid, 1991; Crowley & Kim, 1996; van Geel *et al.*, 1999). Satellitenmessungen der globalen Temperatur, die aus technischen Gründen erst seit 15 Jahren aufgezeichnet werden können (Negendank, 1999), haben eine positive Korrelation zwischen dem 11-Jahreszyklus (Schwabe-Zyklus) der Sonnenstrahlung und dem Temperaturverlauf der Erde aufgezeigt (Hoyt & Schatten, 1997). Allerdings haben bislang auch viele Untersuchungen des 11-Jahreszyklus zu einem negativen Ergebnis geführt. Mögliche Gründe, die eine positive Korrelation verschleiern sind u.a. Sonnenfleckenirritationen, Vulkanausbrüche, natürliche negative Korrelationen bestimmte Erdregionen betreffend oder natürliche Schwankungen der Erdtemperatur (Hoyt & Schatten, 1997). Während des Schwabe-Zyklus schwankt die Sonnenenergie um den geringen Betrag von 0,1 % (Cubasch & Kasang, 2000). Trotz dieser Nachweisschwierigkeiten haben Spektralanalysen, beispielsweise durchgeführt an ausgewählten Warvensequenzen der Holzmaarsedimente, den vorläufigen Nachweis des 11-Jahreszyklus erbracht (Zolitschka, 1991, 1992a; Rein, 1996; Vos *et al.*, 1997; Schlüter, 1999). Der in der Literatur am häufigsten genannte Sonnenzyklus ist der mit einer 80-90-jährigen Periode behaftete Gleißberg-Zyklus (Hoyt & Schatten, 1997). Einem 90-Jahres Zyklus unterliegen beispielsweise viele Proxies des Elk Lake, Minnesota (Dean *et al.*, 2002). Während des Gleißberg-Zyklus ist die Variabilität der Sonneneinstrahlung (0,24 - 0,3 %) recht hoch, zeigt aber kein ausgeprägtes Maximum (Cubasch & Kasang, 2000). Der eine Periode von 180 bis 208 Jahre aufweisende Süß-Zyklus ist ebenfalls in Archivuntersuchungen nachweisbar, z.B. in relativen Häufigkeitsverteilungen ausgewählter Foraminiferenarten (Peterson *et al.*, 1991) oder in Baumringsequenzen (Sonett & Suess, 1984) und lässt insofern ebenfalls einen solaren Einfluss auf Ökosysteme vermuten. Die Existenz darüber hinausgehender Perioden mit Zyklizitäten von 300 bis 1500 Jahren wird angezweifelt, vielmehr sollten solche Erscheinungen als Persistenzen bezeichnet werden (Hoyt & Schatten, 1997).

Vulkanausbrüche beeinflussen ebenso die Temperatur, allerdings nur für die Dauer von ein bis zwei Jahren (Bradley, 1988; Robock & Mao, 1995). Auswirkungen auf die Globaltemperatur (ca. 0,3°C während der ersten 12 Monate nach dem Ausbruch) hatten beispielsweise die Ausbrüche des El Chichón 1982 und des Mt. Pinatubo 1991 (Mass & Portman, 1989). Entsprechend hatten wahrscheinlich auch die in den Untersuchungszeitraum fallende Minoische Eruption des Theras auf der Insel Santorin (3570 ±20 cal yr BP, Betancourt & Michael, 1987) oder die Eruptionen des Vesuvs (z.B. der Avellino-Ausbruch um 3360 ±40 cal yr BP, Vogel *et al.*, 1990) kurzzeitige Rückgänge der Globaltemperatur zur Folge.

2.2 Aquatische Ökosysteme

Eine Interpretation paläolimnologischer Untersuchungen setzt ein Grundverständnis und Grundkenntnisse über limnologische Systeme voraus. Klima- und Saisonalitätsänderungen wirken sich in der Form auf das System See aus, dass sich zum Beispiel Licht- und Temperaturgradienten, herrschende Stratifikationsmuster, Sauerstoffsättigungskurven sowie Trophie-Zustände ändern. Markante Änderungen der Zusammensetzung der inter- und intraannuellen Artenvergesellschaftungen, als auch der produzierten Biomasse sind die Folge. Um den Umkehrschluss (fossile Vergesellschaftungen → Seestatus → Klima) ziehen zu können, bedarf es der Rekonstruktion der paläolimnologischen Zustände des Gewässers und seines Einzugsgebietes. Die grundlegenden Informationen über die speziellen Charakteristika aquatischer Habitate, die im folgenden behandelt werden, stammen von Lampert & Sommer (1997) und Schwoerbel (1999).

2.2.1 Wärmehaushalt im See

Die Gestaltung des Temperaturgradienten T [$^{\circ}\text{C}$] wirkt sich auf die Stratifikation sowie auf das Zirkulationsmuster eines Gewässers aus. Diese Charakteristika wiederum haben einen bedeutenden Einfluss auf die Nährstoffzirkulation und die Verteilung gelöster Gase sowie letztendlich auf die Zusammensetzung, das Verhalten und die Physiologie aquatischer Lebewesen. Es existiert eine zunehmende Stabilität von kaltem Tiefenwasser hin zu warmem Oberflächenwasser, da die Dichteänderung des Wassers pro ein Grad Celsius bei höheren Temperaturen größer ist als bei geringeren Temperaturen. Der Wind verursacht Turbulenzen und Strömungen an der Wasseroberfläche, welche die oberen Wasser-

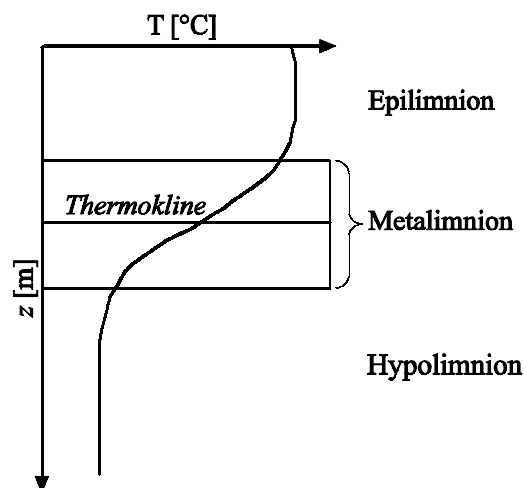


Abbildung 1: Typisches Sommertemperatur-Profil eines Sees der mittleren Breiten. Entscheidend für die Form der Temperaturkurve sind das Volumen, die Fläche und die Tiefe des Wasserkörpers.

schichten durchmischen. Eine Durchmischung im Sommer findet bis zu der Tiefe z [m] statt, in der die Kraft des Windes gleich dem positiven Auftrieb des warmen Wassers ist. Diese physikalischen und chemischen Gegebenheiten bedingen das typische Temperaturprofil eines geschichteten Sees mit zwei getrennten Wassermassen, das warme Epilimnion und das kalte Hypolimnion (Abbildung 1). Die Tiefenregion, die den größten Temperaturwechsel aufweist und beide Wassermassen voneinander trennt,

wird als das Metalimnion bezeichnet. Die imaginäre Fläche, die beide Wassermassen durchzieht, wird als Thermokline oder Sprungschicht bezeichnet (Abbildung 1). Im Laufe eines Jahres durchläuft der Wasserkörper eines Sees der gemäßigten Breiten Phasen der Zirkulation und der Stratifikation. Wenn die Temperatur des Epilimnions im Frühjahr +4 °C erreicht, weist der Wasserkörper eine nahezu einheitliche Dichte auf. Während dieser Zeit vermag ein starker Wind, die Wassermassen bis hin zum Seeboden zu durchmischen. Dieser Vorgang wird deshalb auch als Frühjahrszirkulation bezeichnet. Mit zunehmender Erwärmung der oberflächennahen Wassermassen baut sich die oben beschriebene, auch als Sommerstratifikation bezeichnete, thermische Wasserschichtung auf. Die Stratifikation wird im Laufe des Sommers und bis in den Herbst hinein immer stabiler, da sich das Epilimnion in immer größere Tiefen ausdehnt. Im Laufe des Spätherbstes kühlt sich das Epilimnion wieder ab, und der Wind kann erneut eine vollständige Durchmischung des Wasserkörpers bewirken - die Herbstzirkulation setzt ein. Seen mit einer Eisbedeckung im Winter entwickeln eine umgekehrt thermische Schichtung oder eine Winterstratifikation mit kaltem, weniger dichtem Wasser oberhalb wärmerem (dichtem) Wasser. Zusätzlich zum saisonalen Temperaturverlauf und zum Wind sind die Größe und die Exponiertheit der Lage des Sees entscheidende Faktoren, die das Zirkulationsmuster mitbestimmen. Dem seespezifischen Zirkulationsmuster (Grad und Häufigkeit der Durchmischung) entsprechend wird ein See einem bestimmten Zirkulationstyp zugewiesen. In den gemäßigten Breiten sind Seen, die entweder unvollständig zirkulieren (meromiktisch) oder die vollständig zirkulieren (holomiktisch) anzutreffen. Holomiktische Seen können wahlweise oligomiktisch (zirkulieren nicht jedes Jahr), monomiktisch (zirkulieren einmal jährlich), dimiktisch (zirkulieren zweimal jährlich) oder polymiktisch (zirkulieren mehrmals im Jahr) sein.

2.2.2 Licht

Die Verwendung des Lichtes als Energiequelle während der Photosynthese ist der wichtigste Prozess durch den anorganisches in organisches Material umgewandelt wird (Primärproduktion). Licht ist nicht nur eine Voraussetzung für die Photosynthese, sondern vielmehr eine konsumierbare Ressource. Allgemein steigt die Photosyntheserate P [$\text{mgO}_2 \text{ Zellen}^{-1} \text{ h}^{-1}$] mit zunehmender Lichtintensität I [$\text{kerge cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$] zunächst linear an (Abbildung 2). Es folgt der Übergang von der lichtlimitierten (ansteigenden) zur lichtgesättigten (horizontalen) Region der P - I Kurve. Die Höhe der lichtgesättigten Photosynthese ist temperaturabhängig. Das bedeutet, dass das Lichtoptimum (I_k = Bereich der maximalen Photosyntheserate, P_{\max}) bei höheren Temperaturen bzw. bei höheren Strahlungsintensitäten liegt und P_{\max} hier entsprechend höhere Werte erreicht. Bei einer weiteren Steigerung der Strahlungsintensität nimmt die Photosyntheserate wieder ab (dies entspricht dem Bereich der Lichthemmung). Für den See bedeutet die Licht- und Temperaturabhängigkeit der Photosynthese, dass der Großteil der Produktion in den lichtdurchfluteten obersten Schichten der Wassersäule stattfinden. Dieser Bereich wird als die euphotische Zone bezeichnet, der sich bis in die Tiefe, in der noch mindestens 1 % der Lichtenergie unmittelbar vorhanden ist, ausdehnt. Der Bereich darunter deckt sich in etwa mit der Kompensationstiefe, unterhalb dessen keine Nettoproduktion mehr möglich ist. Die obere Grenze der Kompensationsebene, d.h., die Ausdehnung der euphotischen Zone, kann zwischen wenigen Zentimetern und >30 Metern betragen. Entscheidend hierfür ist die Größe des Lichtverlustes, der nicht nur mit der Tiefe auftritt, sondern auch von den Planktonblüten selbst und den Schwebstoffen (Eigenbeschattung) abhängig ist (Schernewski, 1999).

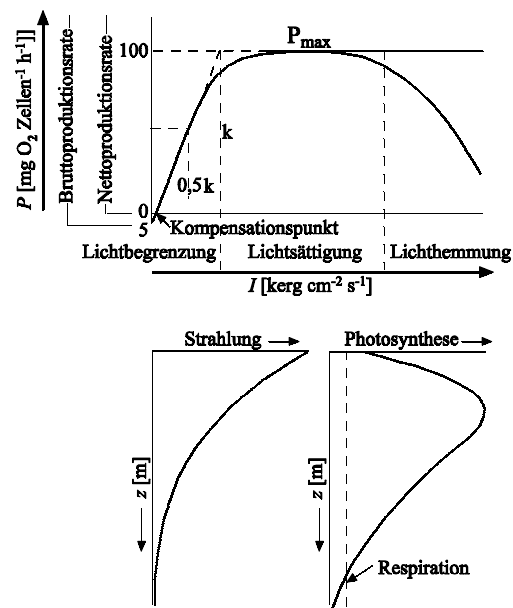


Abbildung 2: Die Wechselwirkung zwischen der einfallenden Lichtintensität und der Algen-Biomasse (oben) und die Beziehung zwischen Strahlungsintensität und Produktion im Vertikalprofil (unten), (aus Schwoerbel, 1999).

2.2.3 Bedeutung der Nährstoffe Phosphor, Silizium und Stickstoff

Neben den Bestandteilen der Photosynthese (C, O und H) gibt es noch andere essenzielle Komponenten lebender Pflanzen. In Abhängigkeit von der benötigten Größe unterteilt man in Makroelemente (N, P, S, K, Mg, Ca, Na, Cl), die normalerweise >0,1 % des organischen Materials ausmachen und in Spurenelemente (u.a. Fe, Mn, Cu, Zn, B, Si, Mo, V, Co), die in geringerer Quantität (<1 %) benötigt werden. Phosphat und Stickstoff-Verbindungen werden allgemein als wichtigste Wachstumsregulatoren angesehen (Winterbourn, 1990). Darüber hinaus ist Silizium ein weiteres Makroelement für Diatomeen und Chrysophyten.

Phosphat

Phosphat ist eine der limitierenden Steuergrößen der Primärproduktion in Seen (Schindler *et al.*, 1971; OECD, 1982). Es sind stets drei Phosphatfraktionen nebeneinander vorhanden (Dolbolyi, 1980), der gelöste anorganische Phosphat SRP (Soluble Reactive Phosphorus), als Orthophosphat bezeichnet, der organisch gelöste und der organisch partikuläre Phosphat, die zusammen als Gesamtphosphat TP (Total Phosphorus) bezeichnet werden (Schernewski, 1999).

Grundsätzlich wird von einer linearen Beziehung zwischen Phosphatkonzentration und produzierter Biomasse ausgegangen, sofern auch die anderen Nährstoffe in ausreichender Menge vorhanden sind (Smith & Shapiro, 1981). Ab TP-Konzentrationen >1000 µg L⁻¹ führen die zunehmend wachsende Biomasse zu einer geringeren Lichtverfügbarkeit durch Selbstbeschattungseffekte und hemmen die Primärproduktion (Schernewski, 1999). Sowohl interne als auch externe Prozesse führen zur Erneuerung des Phosphat-Pools im Epilimnion. Internes P-Recycling ist abhängig von den herrschenden Redox-Bedingungen. Das Redox-Potential, das saisonalen Änderungen unterliegt, hat einen entscheidenden Einfluss auf die Löslichkeit einzelner Elemente und ist insofern mitentscheidend für die Nährstoffverteilung im See. Seen mit einem anaeroben Hypolimnion weisen in der Regel einen markanten

vertikalen Gradienten in Bezug auf das Redox-Potential auf. Unter niedrigen Redox-Potentialen führen Reduktionsprozesse zur Freisetzung von Eisen und Phosphat aus dem Sediment ins überstehende Wasser (Tessenow, 1974). Die Rücklösung von Phosphat unter anoxischen Bedingungen führt zur Anreicherung von gelöstem Phosphat im Hypolimnion. Durch gelegentliche, windinduzierte Durchmischung des Grenzbereichs der Thermokline können größere Mengen gelösten Phosphats in das Epilimnion gelangen, wodurch das Algenwachstum angeregt wird. Das führt bei der Zersetzung der organischen Substanz zu einem größeren Sauerstoffverbrauch, der wiederum eine größere Freisetzung sedimentären Phosphats bedingt. Dadurch kann eine sich selbst verstärkende Eutrophierung ausgelöst werden.

Phosphatzufuhr durch Bodenerosion stellt die bedeutendste externe Quelle für Gewässer dar (Wiechmann, 1973). Die Bedeutung von terrestrischem Pflanzenmaterial (Blüten, Blätter) als Phosphatquelle hängt unter anderem von der Art und Dichte der Ufervegetation und von der Länge der bewaldeten Uferlinie relativ zur Seefläche ab (Schernewski, 1999). Insgesamt geht man davon aus, dass innerhalb kurzer Zeit nach dem Streufall der Großteil des Phosphats dem See als Nährstoff zur Verfügung steht (Schernewski, 1999). Der Eintrag von Phosphat über Sickerwasser ist meist sehr gering, da Phosphat durch Fällung an Eisen und Calciumkarbonat im Boden festgelegt wird (Schernewski, 1999).

Phosphor ist ein mobiles Element, welches im Epilimnion mehrere Male zwischen der gelösten und partikulären Phase wechselt, bevor es endgültig absinkt. Durch Überschreiten der Löslichkeitsprodukte kann es zur endgültigen Festlegung von Fe und P im Sediment in Form von Vivianit (Fe_3PO_4)₂ kommen (Tessenow, 1974). Die irreversible Bildung von Vivianit in der Sediment-/Wasser-Grenzschicht führt zu einer allmählichen Anreicherung der Sedimente mit Eisen und Phosphor (Tessenow, 1974).

Silizium

Die Verfügbarkeit von gelöstem Silizium ist, aufgrund seiner Rolle als Makronährelement für Diatomeen, von großer Bedeutung für die Algensukzession und die Produktivität von Gewässern (Schernewski, 1999). Mit maximalen Si-Konzentrationen ist während der Vollzirkulation (Kap. 2.2.1) zu rechnen, wenn Si-reiches Tiefenwasser in das Epilimnion gelangt. Während der Frühjahrsblüte kann die Si-Konzentration innerhalb weniger Wochen auf niedrigste Werte sinken, da Diatomeen in großen Mengen Kieselsäure für ihren Schalenaufbau benötigen. Hingegen haben silifizierte Goldalgen eine zu vernachlässigbare Auswirkung auf den Silizium-Kreislauf (Lampert & Sommer, 1997). Bereits bei Konzentrationen unterhalb von $50 \mu\text{g L}^{-1}$ gelöstem Silizium wird kein Diatomeenwachstum mehr beobachtet (Steinberg & Melzer, 1984). Die Optimalkonzentrationen liegen im Milligrammbereich, beispielsweise beträgt diese für *Nitzschia palea* 10 mg L^{-1} Silizium (Jørgensen, 1957). Nach dem Konzentrationsminimum, durch die Diatomeen-Frühjahrsblüte bedingt, steigt die Si-Konzentration im Hypolimnion und im Epilimnion im Verlauf der Folgemonate wieder allmählich an, durch Lösung mineralischen Sediments und Rücklösung der sedimentierten Diatomeenschalen (Schernewski, 1999). Eine weiterführende Diskussion des Silizium-Kreislaufs findet sich u.a. in Reynolds (1986).

Die Hauptquelle für Silizium ist die Mineralverwitterung in Böden (Schernewski, 1999). Des Weiteren gelangt Silizium über externe Zuflüsse sowie durch Rücklösung aus dem Seesediment in die Wassersäule. Silizium tritt in Form gelöster Kieselsäure und als partikuläres Silizium in der Wassersäule auf (Schernewski, 1999). Partikuläres Silizium sinkt rasch (tote und detritische Diatomeenschalen legen mehrere Meter pro Tag zurück) aus dem Epilimnion in das Hypolimnion, und dessen geringe Löslich-

keit verhindert eine Rücklösung während des Absinkens (Lampert & Sommer, 1997). Insofern weist partikuläres Silizium, im Gegensatz zum Phosphat, keinen kurzgeschlossenen Stoffkreislauf auf, bei der gelöste Kieselsäure rasch wieder zur Verfügung steht (Lampert & Sommer, 1997).

Stickstoff

Stickstoff stellt nach dem Kohlenstoff das quantitativ bedeutendste Nährelement der Pflanzen dar. Dementsprechend ist der Stickstoffhaushalt und -kreislauf in Seen intensiv untersucht worden (u.a. Dudel & Kohl, 1991; Ahlgren *et al.*, 1994).

Für Primärproduzenten sind die drei gelösten ionaren Stickstoffverbindungen Ammonium, Nitrat und Nitrit nutzbar. Die beiden erstgenannten haben als N-Quelle für Primärproduzenten die größte Bedeutung und unterliegen einer ausgeprägten Jahresdynamik (Schernewski, 1999). In einem saisonal stratifizierten See erreicht Nitrat während der winterlichen Vollzirkulation maximale Konzentrationen, weil das Ammonium oxidiert wird (Nitrifikation). Während der sommerlichen Produktion sinkt die pflanzenverfügbare Nitrat-Konzentration und die des Ammoniums im Epilimnion deutlich ab. Ursache für die Stickstoff-Verarmung im Epilimnion ist die anhaltende Sedimentation und die stabile Wasserschichtung, die eine Zufuhr aus dem Hypolimnion verhindert. Im anoxischen Hypolimnion kommt es dagegen im Laufe des Sommers zu einem Anstieg der Ammoniumkonzentration. Dies führt zu den maximalen Ammoniumwerten, die zu Beginn der Wintervollzirkulation in der gesamten Wassersäule auftreten und in der Folgezeit zu Nitrat oxidieren.

Stickstoff wird extern über Zufluss (ober- und unterirdisch) und über die Atmosphäre eingetragen (Schernewski, 1999). Eine weitere wichtige Quelle sind Starkniederschläge, die kurzfristig zu erhöhten Stickstoffeinträgen führen können. Beispielsweise wurde dem Belauer See (Schleswig-Holstein) durch ein Starkregenereignis im Jahr 1989 bis zu 3 kg ha^{-1} Stickstoff innerhalb weniger Minuten zugeführt (Schernewski, 1999). Auf den See bezogen entsprach dies der vierfachen sonst täglichen Menge. Des Weiteren steht der deponierte Stickstoff, im Gegensatz zu dem über Grundwasser in den See zugeführte Stickstoff, direkt dem Phytoplankton zur Verfügung (Schernewski, 1999).

In der OECD Studie (1982) wurde Stickstoff hinsichtlich seiner Bedeutung für die Limitierung der Primärproduktion in den Hintergrund gedrängt, aber es wurde auch festgestellt, dass Stickstoff eine zunehmende Bedeutung bei anhaltender Eutrophierung besitzt. Im vergangenen Jahrzehnt ist die Diskussion um die Bedeutung des Stickstoffs in Binnengewässern neu entbrannt und dem Element wurde wieder größere Aufmerksamkeit zuteil. Zunehmend wird eine Ko-Limitierung von N und P in limnischen Systemen angenommen (u.a. White *et al.*, 1989; Seip, 1994).

2.2.4 Konsumrate und Produktivität

Diatomeen sind überwiegend photoautotrophe Lebewesen, d.h. für metabolische Prozesse benötigen sie Licht als Energiequelle und CO_2 als Kohlenstoffquelle. Mikroorganismen besitzen eine limitierende Anzahl an Transportsystemen, wodurch die Menge der gelösten Nährstoffe, die in die Zelle pro Zeiteinheit gelangen, begrenzt wird. Bei maximaler Auslastung dieser Transportwege führt eine weitere Steigerung zur Verfügung stehender Ressourcen (wie Licht, Stickstoff, Silizium, Phosphat) zu keiner Steigerung der Konsumrate $v_{\max} [\text{M T}^{-1}]$, d.h. der Sättigungszustand ist erreicht. An diesem Punkt werden Ressourcen mit der artspezifischen maximalen Konsumrate verbraucht, die in Abhängigkeit

von den äußeren Randbedingungen (wie z.B. Temperatur) variiert. Die Abhängigkeit der spezifischen Konsumrate v [$M T^{-1}$] von den verfügbaren Ressourcen S [M] beschreibt eine Sättigungskurve (Abbildung 3). Für Algen wird die Abhängigkeit der Nährstoffaufnahme von ihrer Konzentration im Wasser in Form der *Michaelis-Menten*-Gleichung beschrieben:

$$v = v_{\max} \cdot S / (S + k_t) \quad (1)$$

mit v - der Konsumrate, v_{\max} - der Konsumrate bei Sättigung, S - der Konzentration der zur Verfügung stehenden Ressource S und k_t - der Halbsättigungskonstante des Wachstums.

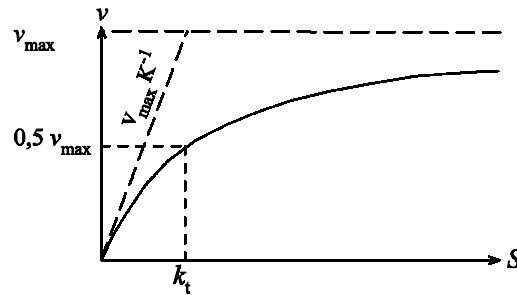


Abbildung 3: *Michaelis-Menten* Modell. Es handelt sich um ein asymptotisches Modell - die Sättigungskurve beschreibt eine rechtwinklige Hyperbel, (aus Schwoerbel, 1999).

Die Elemente der Biomasse weisen ein stöchiometrisches Verhältnis auf, welches geringfügig variiert. Phytoplankton, das weder N noch P limitiert ist, weist ein stöchiometrisches molares C/N/P-Verhältnis von ca. 106:16:1 (*Redfield Verhältnis*, das Gewichtsverhältnis beträgt 41:7,2:1) auf. Im Vergleich zu aquatischen Makrophyten mit einem C/N/P-Verhältnis von 550:30:1 zeichnen sich Mikroalgen durch einen höheren Stickstoff- und Phosphatbedarf aus (Sand-Jensen & Borum, 1991). Infolge des *Redfield Verhältnisses* ist das Element, das am wenigsten relativ zur Stöchiometrie (Minimumfaktor) verfügbar ist, ausschlaggebend für die Größe der Biomasse (Liebig's Minimumgesetz). Liebig's Minimumgesetz impliziert, dass Ressourcen nicht substituiert werden können. Dieses ist zutreffend für essenzielle Elemente, wie beispielsweise Phosphat. Photoautotrophe Organismen können lediglich Ressourcen, die das gleiche Element enthalten, wie CO_2 und HCO_3 als Karbonatquelle oder NO_3 und NH_4 als Stickstoffquelle, substituieren. Die stöchiometrische Zusammensetzung der Planktonbiomasse ist aufgrund der oben genannten Zusammenhänge ein zuverlässiger Indikator für den Nährstoffstatus der betreffenden Spezies. So wird bei einem Gewichtsverhältnis von <7:1 eine Stickstofflimitierung, allerdings erst bei >15:1 eine Phosphatlimitierung angenommen (Schernewski, 1999). Theoretisch kann jedes dieser Elemente essenziell werden, d.h. ein limitierender Faktor. In den meisten Seen allerdings sind viele dieser Elemente im Überschuss vorhanden (z.B. Mg, Ca, K, Na, S, Cl), so dass das Spektrum der limitierenden Nährstoffe auf N, P und einige Spurenelemente sowie auf Si für Diatomeen und Synurophyten begrenzt ist.

Artspezifische Wachstumsreaktionen und Interaktionen sind nicht nur von den Nährstoffkonzentrationen, sondern auch von den relativen Proportionen der Nährstoffe abhängig (Abbildung 4). Die Nährstoffkonzentrationen (beispielsweise Si und P) steuern die Zelldichte insgesamt (Tilman *et al.*, 1982), während die gegebenen Nährstoffverhältnisse die Diatomeenartenzusammensetzung maßgeblich beeinflussen (Kilham & Kilham, 1978; Tilman, 1982). Dieser Ansatz der so genannten mechanistischen

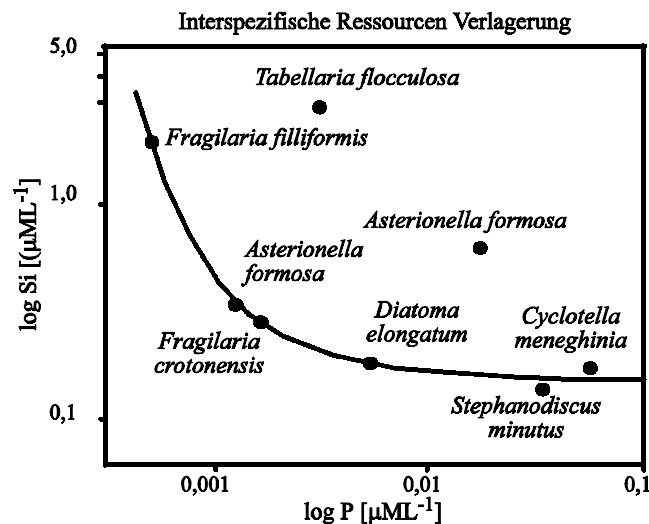


Abbildung 4: Interspezifische Ressourcen-Verlagerung in Bezug auf essenzielle Nährstoffe (Si und P) am Beispiel einiger Diatomeentaxa. Man beachte, dass der überlegene Konkurrent für P bei 20 °C, *Fragilaria filliformis*, gleichzeitig der schlechteste Konkurrent für Si ist. Der umgekehrte Fall trifft auf *Stephanodiscus minutus* zu, d.h. dieses Taxon ist der beste Konkurrent für Si und ein besonders schlechter für P, (nach Tilman *et al.*, 1982).

Ressourcentheorie (Tilman, 1982) versucht den Wettbewerb um Ressourcen als Ursache für die Artenzusammensetzung und Diversität zu erklären. Die Ressourcen-Theorie hat aber auch ihre Schwächen, denn nicht nur Nährstoffe, sondern auch die Variablen wie Licht oder Fraß (Lehmann, 1991) oder der Zeitpunkt des Einsetzens der Schichtung (Brooks & Eddington, 1994) bestimmen die Artenzusammensetzung und die Wachstumsrate.

Die Zusammensetzung der Diatomeenvergesellschaftung kann durch Verluste, beispielsweise aufgrund von Fraß durch Zooplankter (u.a. Ciliaten, Cladoceren, Copepoden, Rotatorien) oder Parasitismus verändert sein (Tilman *et al.*, 1982). Mischkulturen aus verschiedenen Zooplanktern bestehend haben gezeigt, dass Algen >40 µm kaum gefressen werden, dies betrifft u.a. die Art *Mallomonas caudata* Iwanoff (Schwoerbel, 1999). Intensiv aufgenommen und assimiliert werden hingegen Taxa <5 µm (Schernewski, 1999).

2.2.5 Der Trophiestatus eines Sees

Nach Caspers (1966) ist Trophie die Intensität der phototrophen Primärproduktion. Die Eutrophierung ist die verstärkte Trophie durch gesteigerte Verfügbarkeit und Ausnutzung von Nährstoffen (DIN-Norm 4049, 1990). Durch Eutrophierung kommt es zu einer quantitativen Zunahme und qualitativen Veränderung der Primärproduktion. Dieses äußert sich in verstärktem Phytoplankton-Wachstum, Verkräutung und Veralgung durch Benthosalgen sowie durch eine Verschiebung des Artenspektrums der Primärproduzenten. Als erstes wurde eine Trophie-Klassifikation für Seen entwickelt (Thienemann, 1914, 1915, 1928). In dieser Trophie-Klassifikation werden oligotrophe Seen von eutrophen Seen im Wesentlichen anhand der unterschiedlichen Sauerstoffverteilung im Tiefenprofil und der Profundalfauna unterschieden. Zusätzlich wurde ein dystropher Seetyp beschrieben, gekennzeichnet durch niedrige elektrische Leitfähigkeit und braungefärbtes Wasser - hervorgerufen durch gelöste Huminstoffe. Diese Seen-Klassifikation basiert auf qualitativen Kriterien. In den 70er und 80er Jahren gab es Anstrengungen, diese durch quantitative Kriterien zu ersetzen. Da in den meisten Ge-

wässern die Konzentration des gelösten Phosphates (SRP) - nur dieses kann von den photoautotrophen Organismen direkt verwertet werden - der wachstumslimitierende Faktor ist, wurden frühzeitig die Trophiestufen mit den Phosphatkonzentrationen im Gewässer korreliert. Dabei wurden anstelle des SRP jedoch die TP-Gesamtkonzentration herangezogen, welches auch das in den Planktonorganismen gebundene Phosphat berücksichtigt, das in einem kurz geschlossenen Kreislauf (Kap. 2.2.3) rasch wieder pflanzenverfügbar ist. In einem weltweitem Projekt der OECD (1982) wurden die Trophiestufen einheitlich neu definiert, basierend auf einem mathematischen Modell, das den Phosphathaushalt der Seen beschreibt und kritische Werte bezüglich der Phosphatbelastung für Seen definiert (Vollenweider, 1975). Es wurden Häufigkeitsverteilungen bezüglich der wichtigsten Kenngrößen, wie z.B. Chlorophyll-a als Maß für die photoautotrophe Planktonbiomasse in einem See, Gesamt-P als wichtigster, wachstumsbegrenzender Pflanzennährstoff und die Sichttiefe nach SECCHI z_s [m] als Anzeiger für die Ausdehnung der trophogenen Zone z_{eu} [m], entwickelt (Tabelle 2).

Tabelle 2: Trophie-Klassifikation nach OECD (1982).

Trophiestufe	TP [$\mu\text{g L}^{-1}$] (Mittel)	Chl.-a [$\mu\text{g L}^{-1}$] (Mittel)	Chl.-a [$\mu\text{g L}^{-1}$] (Maximum)	Secchi-Tiefe [m] (Mittel)	Secchi-Tiefe [m] (Minimum)
oligotroph	<10	<2,5	<8	>6	>3
mesotroph	10-35	2,5-8	8-25	6-3	3-1,5
eutroph	35-100	8-25	25-75	3-1,5	1,5-0,7
hypertroph	>100	>25	>75	<1,5	<0,7

Das "fixed-boundary" System der OECD (1982) wird am häufigsten unter Limnologen verwendet. Mittlerweile wurde durch einen bundesweiten Arbeitskreis der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA-AK Gewässerbewertung stehender Gewässer) auch ein einheitliches Seenbewertungssystem für Deutschland erarbeitet (LAWA, 1998). In der vorliegenden Arbeit wird allerdings der Trophieeinteilung nach OECD (1982) gefolgt (Tabelle 2).

2.2.6 Saisonale Sukzession des Planktons

Eine Differenzierung der autogenen (artspezifische, physiologische und lebensgeschichtliche Charakteristika) und allophenen (Wasserchemie, Turbulenz, Temperatur und andere externe Faktoren) Komponenten innerhalb der saisonalen Sukzession des Planktons lässt sich nur schwer durchführen, da die autogene Sukzession durch saisonale physikalische und chemische Änderungen, wie Zirkulation der Wasserschichten und Nährstoffzufuhr aus dem Hypolimnion, überlagert wird. Feld- und Laborversuche haben allerdings ein relativ klares Bild der kausalen Zusammenhänge planktischer Sukzession (Abbildung 5) zeichnen können (z.B. Tilman *et al.*, 1982; Reynolds, 1984; Sommer *et al.*, 1986; Sommer, 1987). Die planktische Sukzession beginnt mit dem Schmelzen der Eisdecke bzw. wenn die Eisdecke transparent wird, d.h. nur wenig oder kein Schnee sie mehr bedeckt. Wurde durch einen langen Winter der Planktonbestand aufgrund von Nährstoffmangel (u.a. Si, P, Licht) deutlich reduziert, hat die im Frühjahr einsetzende Sukzession die Charakteristika einer primären Kolonisation. Konstan-

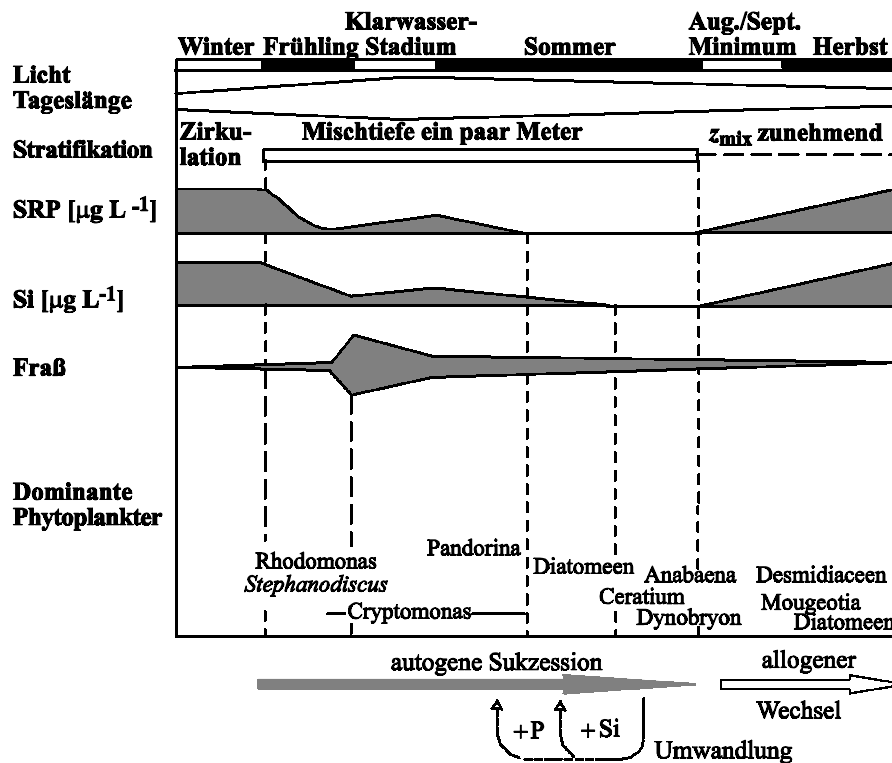


Abbildung 5: Diagramm der saisonalen Sukzession des Phytoplanktons und die relevanten Umweltbedingungen am Beispiel des Bodensees, (nach Sommer, 1987).

te oder zunehmende Stabilisation der Stratifikation erlaubt dann die Entwicklung einer autogenen Sukzession. Temporäre, kurzzeitige Ausdehnungen der Durchmischungstiefe z_{red} [m] (z.B. durch Stürme) führen zu einer Umkehr dieses Prozesses. Die Sukzession eutropher Seen hat typischerweise zwei Phytoplanktonmaxima, ein Frühjahrsmaximum mit kleinen Algen und ein Sommermaximum mit großen Algenformen. Zwischen den Maxima befindet sich das so genannte 'Klarwasser-Stadium', gekennzeichnet durch ein von Fraß (Grazing) ausgelöstes Phytoplankton-Biomassenminimum in der Mitte der Wachstumsphase. Diatomeen unterliegen zwar einem intensiven Fraßdruck, aber durch die Darmpassage herbivorer Zooplankter werden Diatomeenschalen nicht gelöst (Lampert & Sommer, 1997). Die saisonale Abfolge oligotropher Seen ist dagegen eine andere. Alle Prozesse verlaufen deutlich langsamer mit dem Ergebnis, dass nur der erste Teil der Sukzession erfolgt und es keine Klarwasser-Phase gibt. Am Holzmaar selbst läuft seit 1995 eine Beobachtungsstudie, die sich u.a. mit der Diatomeensukzession im Jahresgang beschäftigt (Lücke, 1997; Raubitschek *et al.*, 1999).

2.3 Algen als paläolimnologische Indikatoren

Eine umfassende aktuelle Übersicht über Algen als Bioindikatoren findet sich in Smol (2001). In der folgenden Ausführung liegt der Fokus auf den Algenklassen und den Rekonstruktionsverfahren, die in dieser Arbeit eine Rolle spielen.

2.3.1 Kieselalgen (Klasse der Bacillariophyceae)

Kieselalgen bzw. Diatomeen (Klasse Bacillariophyceae) sind einzellige, eukaryotische, in der Mehrzahl photoautotrophe Algen (Round *et al.*, 1990). Das herausragende Merkmal der Diatomeen sind deren silifizierte Zellwände und deren gelb-braune Pigmentierung (Battarbee *et al.*, 2001). Diatomeen stellen wahrscheinlich die am weitesten verbreitete Pflanzengruppe der Erde dar (Smol *et al.*, 1995). Sie erscheinen, meistens in großer Zahl, in allen aquatischen Mikrohabitaten von Flüssen und Seen (Dixit *et al.*, 1992). Distinkte Diatomeenvergesellschaftungen leben in der Wassersäule frei schwebend (Plankton) oder leben auf dem Boden eines Sees (Benthos). Vergesellschaftungen, die auf der Oberfläche eines Substrates leben, können assoziiert sein mit Pflanzen (epiphytisch), Stein (epilithisch), Sand (epipsammisch), Ton (epipelisch) oder mit Tieren (epizooisch). Übergänge zwischen beiden Formen sind ebenfalls vorhanden, d.h. fakultativ planktische/benthische Formen. Andere Diatomeenarten sind charakteristisch für wechselfeuchte (aerophile) Habitate und für fließende (fluviatile) Habitate. Man schätzt, dass es derzeit weltweit nicht weniger als 20.000 Diatomeenarten gibt (Lange-Bertalot & Steindorf, 1996).

Die systematische Gliederung der Diatomeen beruht auf der Morphologie und Feinstruktur ihrer verkieselten und damit schwer löslichen Zellwände. Jede Diatomeenzelle besteht aus zwei Schalenhälften. Die größere Schale (Valve), zusammen mit den Gürtelbandelementen, wird als Epitheka bezeichnet, während die kleinere und ihre assoziierten Elemente als Hypotheka bezeichnet wird (Round *et al.*, 1990). Zusammen bilden die ineinander greifenden Schalenhälften (Hypo- und Epiheka) eine Diatomeenfrustel (Round *et al.*, 1990). Bei der Ordnung Centrales (Abbildung 6) sind die Schalen entweder kreisförmig oder besitzen eine vom Kreis abgeleitete Form, die in der Schalenmitte ein Symmetriezentrum aufweist (Krammer & Lange-Bertalot, 1986). Die Rippensysteme sind in der Regel radial oder fast radial angeordnet (Krammer & Lange-Bertalot, 1986). Bei der Ordnung Pennales (Abbildung 6) sind die Schalen immer länglich und die Rippen zu einer median verlaufenden Achse hin ausgerichtet (Krammer & Lange-Bertalot, 1986). Bildlich gesprochen ist das Rippensystem der Ordnung Pennales federartig angeordnet.

Nach Cholnoky (1968) erfüllen Diatomeen die nachfolgend aufgezählten Voraussetzungen zur stichhaltigen Beurteilung des ökologischen Zustandes eines Gewässers:

- 1) Die Erforschung der autökologischen Eigenschaften vieler Arten dieser Algengruppe hat gezeigt, dass diese sensitiv und direkt auf viele physikalische, chemische und biologische Änderungen reagieren wie Temperatur, Nährstoffkonzentration und Konkurrenz. Da Diatomeen sich durch kurze Generationszeiten von ca. einem Tag unter Optimalbedingungen auszeichnen, reagieren sie schneller auf veränderte Umweltbedingungen als beispielsweise Makrophyten (Reimann, 1998).
- 2) Es sind sehr verschiedene Diatomeenarten in ausreichender Quantität in den unterschiedlichen Gewässerarten anzutreffen, um sie als biologische Indikatoren für die gegebenen Umweltbedingungen ihres Lebensraumes einzusetzen.
- 3) Die artspezifische Sensitivität zeigt sich in der großen Variabilität der Biomasse und der taxonomischen Zusammensetzung. Diese große Variabilität ist das Ergebnis eines komplexen, interaktiven Zusammenspiels unter einer Vielzahl von Umweltbedingungen, die unterschiedliche Auswirkungen auf die Diatomeenarten und damit auf die Diatomeenvergesellschaftungen haben.
- 4) Die Taxa sind vergleichsweise leicht und sicher identifizierbar. Sie lassen sich bis auf Art- und Subartniveau bestimmen. Die Identifikation auf Artniveau verbessert die Genauigkeit des Indika-

tors, die durch autökologische Variabilität innerhalb einer Gattung entsteht. Vergesellschaftungen mit großer Diversität erhöhen die Zuverlässigkeit des rekonstruierten Zustandes.

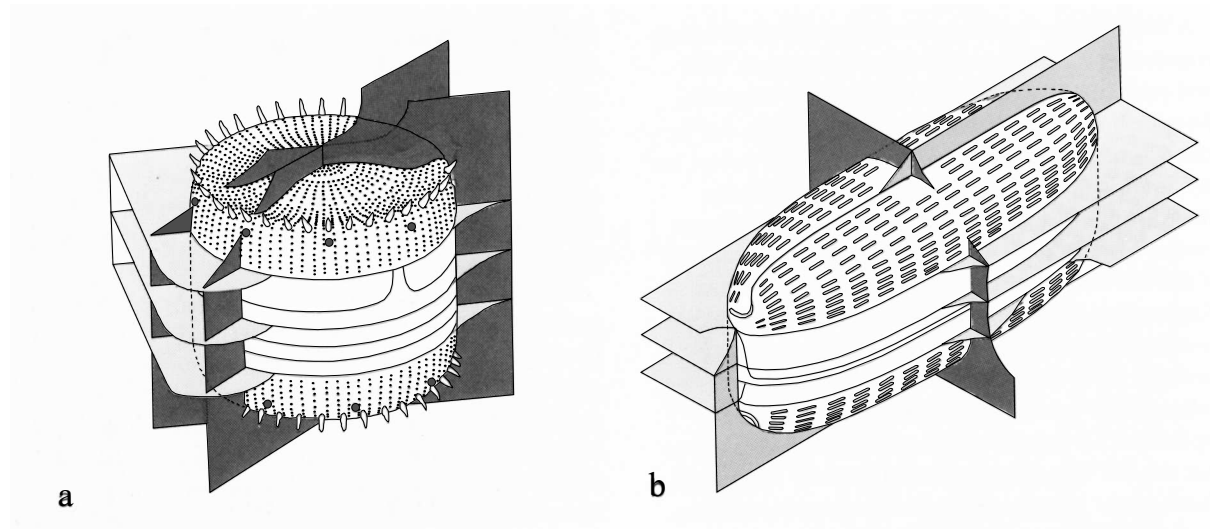


Abbildung 6: Darstellung der Symmetrieebenen und Morphometrie der a) Ordnung Centrales am Beispiel der Gattung *Stephanodiscus* und b) der Ordnung Pennales am Beispiel der Gattung *Navicula*, (aus Round *et al.*, 1990).

2.3.2 Goldgelbe Algen (Klassen der Chryso- und Synurophyceae)

Chrysophyten der Algenklassen Chrysophyceae und Synurophyceae werden allgemein als Goldalgen bezeichnet. Die Gruppe besteht aus über 1000 Arten, die 120 Gattungen umfassen, allerdings wird angenommen, dass die tatsächliche Artendiversität dieser Gruppe wesentlich höher ist (Kristiansen, 1990). Die goldene Farbe der Algen ist auf ihre Pigmentierung, die bis zu ca. 75 % aus Karotinoiden besteht, zurückzuführen (Bold & Wynne, 1978). Darüber hinaus ist die Klasse durch ihren Geißelapparat gekennzeichnet, der aus zwei heterodynamischen Geißeln, die lateral in die Zelle eingebunden sind, besteht (Smol, 1988). Die Zellbedeckung der einzelnen Gattungen dieser Klassen fällt sehr unterschiedlich aus. Beispielsweise sind die Arten der Familie der Dinobryaceae von einem vasenförmigen Panzer umgeben, der wiederum aus verwobenen Mikrofibrillen, die hauptsächlich aus Zellulose bestehen, aufgebaut ist. Bei anderen Arten, z.B. der Gattung *Pseudokephyrion* besteht der Panzer aus Kalk, wogegen die Zellen der Mallomonadaceae durch eine externe Bedeckung überlappender silifizierter Schuppen (scales) und silifizierten Borsten (bristles) geschützt werden.

Geschuppte Chrysophyten (Klassen der Chryso- und Synurophyceae)

Die silifizierten Schuppen und Borsten der Synurophyceae und einiger Chrysophyceae, die so genannten geschuppten Chrysophyten, beispielsweise der Gattungen *Mallomonas* (Abbildung 7) und *Synura*, werden heutzutage in vielen paläolimnologischen Untersuchungen verwendet (Battarbee, 1991; Charles *et al.*, 1994). Die Schuppen der Chrysophyten haben den entscheidenden Vorteil, dass diese in der Regel Taxon-spezifisch sind (Asmund & Kristiansen, 1986; Siver, 1991), so dass sich fossile Vergesellschaftungen rekonstruieren lassen. Viele geschuppte Chrysophyten weisen gut definierte und quantifizierbare ökologische Optima sowie Toleranzen auf, so dass sie sich sehr gut für Biomonitoring eignen.

ring-Zwecke einsetzen lassen. Statistische Untersuchungen an vielen Seen haben gezeigt, dass pH die Variable ist, die am stärksten die Artenverteilung der geschuppten Chrysophyten beeinflusst (Smol *et al.*, 1984; Roijackers & Kessels, 1986; Christie *et al.*, 1988; Dixit *et al.*, 1988; Siver & Hamer, 1989).

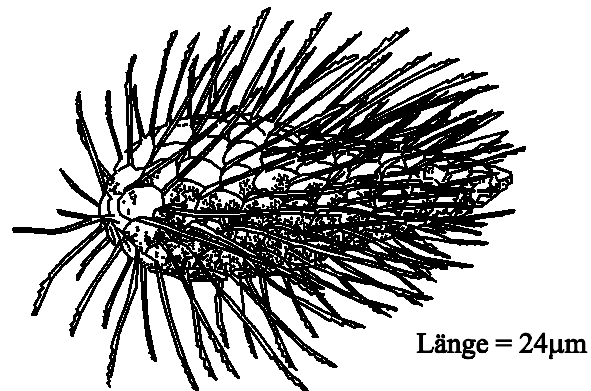


Abbildung 7: Rekonstruktion einer ganzen Zelle der Spezies *Mallomonas caudata*. Dargestellt ist der silifizierte Panzer, bedeckt mit Schuppen (scales) und langen Borsten (bristles), (aus Siver, 1991).

Andere Variablen, wie beispielsweise Temperatur (Roijackers & Kessels, 1986; Siver & Hamer, 1989) oder Phosphat (Siver & Hamer, 1989; Cumming *et al.*, 1991) beeinflussen aber auch die Variabilität der Artenvergesellschaftung. Neben der Verwendung als Bioindikator können geschuppte Chrysophyten, sofern sie in Massen auftreten, auch zur Warvenidentifizierung und manchmal zum Nachweis der entsprechenden Blütezeit herangezogen werden (Battarbee, 1991).

Ein entscheidender Nachteil ist allerdings, dass geschuppte Chrysophyten nur ein Bruchteil der vergangenen Chrysophyten-Population repräsentieren, da die meisten Taxa keine silifizierten Schuppen besitzen (z. B. *Dinobryon*, *Ochromonas*), (Smol, 1995).

Zysten (Klassen der Chryso- und Synurophyceae)

Alle Chrysophyten produzieren eine weitere Mikrofossilien-Gruppe. Es handelt sich um endogen gebildete silifizierte Stomatozysten (auch als Statosporen oder Zysten bekannt). Die im folgenden als Zysten bezeichneten Formen weisen normalerweise eine sphärische, manchmal auch eine ovale bis pyramidenartige Morphostruktur auf (Smol, 1988, 1995). Zysten weisen einen Durchmesser von 4 µm bis 30 µm auf (Sandgren & Carney, 1983). Alle Zysten unterscheiden sich durch eine einzige Pore. Diese Pore kann von einem aufgewölbten Rand umgeben sein. Die Oberfläche einiger Zysten ist zudem reich ornamentiert. Ein großer Vorteil bei der Verwendung von Zysten in der Paläolimnologie ist, dass diese stark silifiziert sind und von daher sehr gut unter unterschiedlichsten Ablagerungsbedingungen erhalten bleiben.

Einige Arten können allerdings Zysten mit unterschiedlicher Musterung produzieren (z.B. *Mallomonas caudata*), während andere Arten Zysten ähnlicher Morphologie ausbilden (Siver, 1991). Aus diesen taxonomischen Problemen heraus resultiert, dass beispielsweise bislang für weniger als die Hälfte der *Mallomonas*-Arten die entsprechenden Zysten bekannt sind (Siver, 1991). Insgesamt konnten bislang erst 10 - 15 % der Zysten-Morphotypen den entsprechenden Algenarten zugeordnet werden (Zeeb & Smol, 2001). Detaillierte autökologische Charakteristika sind deshalb nur teilweise bekannt und entsprechend limitiert ist ihre Anwendung für paläolimnologische Untersuchungen (Siver, 1991).

Künstliche Klassifikationen wurden entwickelt, um temporäre Zysten-Nomenklaturen zu erstellen (Cronberg & Sandgren, 1986), als Pionierarbeit gilt die von Nygaard (1956).

Eine weitere Wissenslücke betrifft den Produktionszyklus der Zysten. Bekannt ist, dass viele Wasserpflanzenarten am Ende ihrer Wachstumsphase Zysten produzieren. Auslösende Momente können die Änderung der Wassertemperatur, die Tageslänge oder die Reduktion der zur Verfügung stehenden Nährstoffe sein. Unklar ist allerdings welcher Anteil der Zellen in einer Population Zysten produziert. Der Keimvorgang der Zysten ist auch noch nicht vollständig erforscht (Stoermer & Hakansson, 1968). Unbekannt ist, welcher Anteil der Zysten im Sediment keimt und ob die Zysten wirklich keimen während sie im Sediment verweilen, oder ob sie zunächst wieder in die Wassersäule gelangen müssen (Siver, 1991). Trotz dieser Ungewissheiten ist davon auszugehen, dass je größer die gegebene Chrysophyten-Population eines Jahres, umso zahlreicher ist auch die damit einhergehende Sedimentation neu produzierter Zysten. Von dieser Annahme ausgehend, erlaubt bereits die Erstellung des Zysten/Diatomeenvalven-Verhältnisses eines Mikrofossilienpräparates Aussagen über paläolimnologische Gegebenheiten, beispielsweise in Bezug auf Temperatur und Nährstoffkonzentration (Smol, 1985). Mittlerweile konnten auch mittels quantitativer statistischer Methoden Beziehungen zwischen Zysten und pH, Nährstoffe oder Salinität festgestellt werden (Smol, 1995).

2.3.3 Verfahren zur paläolimnologischen Rekonstruktion anhand von Algen

Eine Reihe unterschiedlicher Verfahren werden angewandt, um paläolimnologische Informationen aus fossilen Diatomeenvergesellschaftungen zu gewinnen. Traditionell werden qualitative Verfahren zur paläolimnologischen Interpretation genutzt, beispielsweise unter Anwendung von Indikatorspezies (Battarbee, 1978) oder durch die Berechnung des Centrales/Pennales Verhältnisses (Nygaard, 1949). Neben Einzelstudien existieren so genannte 'kodierte Checklisten' (Lowe, 1974; de Wolf, 1982; Denys, 1991a, 1991b; van Dam *et al.*, 1994) mit autökologischen Klasseneinstufungen der Diatomeen in Bezug auf ausgewählte Umweltvariablen. Darüber hinaus stehen Indizes zur Verfügung, d.h. semi-quantitative Abschätzungen, beispielsweise für Salinität (Kolbe, 1927; van der Werff & Huls, 1957-1974), Trophie (Zelinka & Marvan, 1961; Whitmore, 1989; Schieffele & Kohmann, 1993; Hofmann, 1994; Dell' Uomo, 1996) pH (Nygaard, 1956; Renberg & Hellberg, 1982) und Saprobie (Lange-Bertalot, 1978; Steinberg & Schieffele, 1988). Hierbei werden die Gewässer in definierte Klassen, die idealerweise die gesamte Spanne der zu rekonstruierenden Umweltfaktoren repräsentieren, geordnet. Die Optima der Diatomeenarten werden empirisch und/oder durch gewichtete Mittelwertbildung der Werte der Untersuchungsgewässer ermittelt. Den Präferenzwerten entsprechend werden die Arten den definierten Klassen zugeteilt. Für die Bioindikation als solche kann beispielsweise der Ansatz der gewichteten Mittelwertbildung, gegebenenfalls unter Einbeziehung von Toleranz-Gewichtungswerten, verwendet werden (ter Braak & Barendegt, 1986).

Zur quantitativen Rekonstruktion bestimmter Umweltvariablen werden, basierend auf einem ausgewählten mathematischem Modell, Transferfunktionen entwickelt. Es werden Seen in dem Untersuchungsgebiet ausgewählt, welche die vollständige Spanne der zu untersuchenden Umweltvariablen (beispielsweise in Bezug auf TP oder pH) erfassen. Die Anzahl, der in dem Kalibrationsdatensatz vorkommenden Seen, sollte aus Gründen der statistischen Sicherheit eine Mindestanzahl von 50 Seen erreichen (Schönfelder, 2000). Von jedem See werden die relevanten hydrochemischen Daten, idealerweise über einen Zeitraum von drei Jahren, erhoben (Smol *et al.*, 1995). Außerdem werden von jedem See Sedimentoberflächenproben genommen (ca. 1 cm Mächtigkeit), welche die letzten Jahre

repräsentieren und damit die Mikrofossilien enthalten, die während der Aufzeichnungsperiode der hydrochemischen Daten abgelagert wurden. Die von den Sedimentoberflächenproben erstellten Mikrofossilienpräparate (z.B. Diatomeen) werden ausgezählt (mindestens 500 Schalen pro Präparat) und identifiziert. Auf diese Art und Weise entstehen zwei Datensätze, die den Kalibrationsdatensatz ergeben: eine Tabelle mit der Auflistung der Seen und den entsprechenden Prozentangaben der Diatomeentaxa sowie eine Tabelle mit den hydrochemischen Daten (Birks *et al.*, 1990a; Birks, 1995).

Um die Variablen, die den größten Einfluss auf die Variabilität der Diatomeenvergesellschaftung aufweisen, zu bestimmen, werden zuerst die Daten des Kalibrationsdatensatzes statistisch in Beziehung gesetzt. Hierfür wird beispielsweise die kanonische Korrespondenzanalyse (CCA) angewandt (ter Braak & Verdonschot, 1995). Die CCA ist ein kanonisches Ordinationsverfahren, das dazu dient, die Variabilität der Vergesellschaftungen durch die Umweltvariablen mittels Regression zu erklären, sowie die Dimensionalität unter Beibehaltung ihrer Varianzstruktur zu vereinfachen (Legendre & Legendre, 1998). In einem weiteren Schritt werden die Umweltvariablen, die einen signifikanten Einfluss auf die Verteilung der Diatomeenarten haben, für die Erstellung von Transferfunktionen verwendet. Unter der Annahme, dass eine Gauß'sche Beziehung zwischen Variable und Diatomeentaxa vorliegt (Abbildung 8), kann das Verfahren der gewichteten Mittelwertbildung angewandt werden (ter Braak & van Dam, 1989). Dieses Verfahren besteht darin, in einem Regressionsschritt das Optimum der Variablen u_k (d.h. der Modalwert der Gauß'schen Kurve) für jede Diatomeenart des Kalibrationsdatensatzes zu berechnen. Das erfolgt durch gewichtete Mittelwertbildung der Variablen, wobei als Gewicht das Vorkommen der Diatomeenarten benutzt wird. Da eine Gauß'sche Funktion zwischen Arten und Variable angenommen wird, kann mit dem Schätzwert für das Optimum auch die Toleranz der Arten t_k (d.h. die Standardabweichung aus der Gauß'schen Kurve) gegenüber der Umweltvariablen ermittelt werden. Der zweite Schritt ist die Kalibration. Hier wird mit Hilfe der Schätzwerte für das Optimum und den fossilen Diatomeenarten mit der gewichteten Mittelwertbildung, die zu rekonstruierende Variable berechnet. Auch die ermittelten Toleranzen können hier mit einbezogen werden. Ein ausführlicher methodischer Überblick ist in Birks (1995) gegeben. Für eine genaue Fehlereinschätzung der ermittelten Werte werden beispielsweise Kreuzvalidierungsverfahren angewandt (Dixon, 1993; Birks, 1995).

Beim Vergleich der semi-quantitativen mit den quantitativen Verfahren wird letzteres aus fünf verschiedenen Gründen bevorzugt (Agbeti, 1992): (1) die Annahme der Gauß'schen Beziehung gilt als theoretisch fundiertes ökologisches Modell, (2) es existiert keinerlei Subjektivität, wie bei der Einteilung der Spezies in Kategorien, (3) alle Arten werden verwendet, weshalb keine ökologischen Informationen unberücksichtigt bleiben, (4) die quantitativen Angaben lassen sich einfacher interpretieren als Index-Werte, und (5) die resultierenden quantitativen Werte sind in der Praxis besser anwendbar. Ein entscheidender Vorteil bei der Anwendung von Indizes ist es, Literaturangaben für die artspezifischen Optimawerte in Bezug auf die zu rekonstruierende Variable einzusetzen und somit fehlende Angaben in einer gegebenen Artenliste zu ergänzen. Bei der Anwendung von Transferfunktionen ist dies wiederum nur möglich, wenn ähnliche taxonomische und messanalytische Methoden benutzt werden (ter Braak & van Dam, 1989). Prinzipiell haben herkömmliche Transferfunktionen, basierend auf gewichteter Mittelwertbildung (WA), auch ihre Grenzen. Beispielsweise wird nur die eine zu rekonstruierende Umweltvariable berücksichtigt, die den größten Einfluss auf die Artenzusammensetzung hat. Bei der gewichteten Mittelwertbildung nimmt man also an, dass alle anderen Umweltfaktoren, die ebenfalls zu einem gewissen Anteil an der Diatomeenzusammensetzung beteiligt sind, vernachlässigbar sind (Birks *et al.*, 1990b). Dieser genannte Nachteil der WA-Transferfunktionen kann durch das von ter Braak *et al.* (1993) entwickelte WA-PLS-Verfahren ("weighted averaging partial least squares") minimiert werden. Das WA-PLS-Verfahren ist ein Komponentenverfahren, das eben-

falls auf dem gewichteten Mittelwertverfahren basiert. Im Gegensatz zum WA-Verfahren werden hier nach Anpassung der ersten Komponente die Restwerte benutzt, um höhere Komponenten anzupassen.

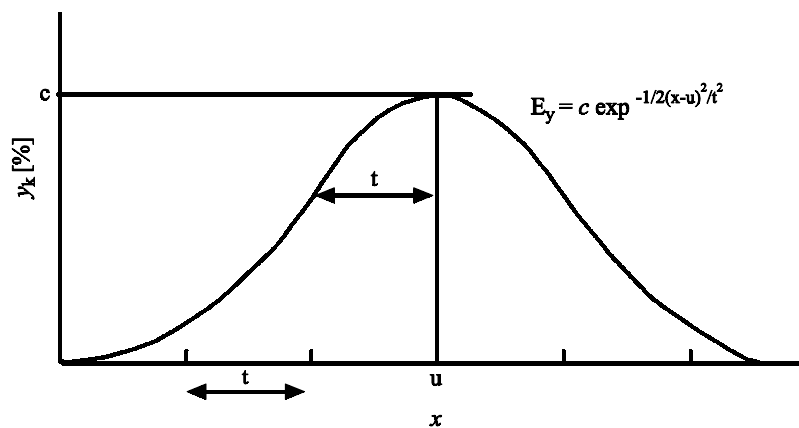


Abbildung 8: Gauß-Kurve der artspezifischen relativen Häufigkeiten y_k bezogen auf den Umweltparameter x mit den drei ökologischen Kenngrößen Maximum (c), Optimum (u) und Toleranz (t).

Die Restwerte umfassen dabei die residuale Korrelationsstruktur der zu rekonstruierenden Variablen mit allen anderen Umweltfaktoren. Die Komponenten beim WA-PLS-Verfahren sind immer unabhängig voneinander (ter Braak & Juggins, 1993; Birks, 1995). Kritisch bei WA- und auch bei WA-PLS-Verfahren ist, dass eine realistische Rekonstruktion nur gegeben ist, wenn die gesamte Spanne der zu rekonstruierenden Umweltvariablen in den Proben des Kalibrationsdatensatzes gleichmäßig erfasst ist, so dass eine Verzerrung der Ergebnisse auf diese Weise ausgeschlossen oder minimiert wird. Dieser Nachteil lässt sich durch Kombination diverser regionaler Datensätze zur Erzeugung eines großen überregionalen Kalibrationsdatensatzes, der (i) eine große Probenanzahl und (ii) weitläufige Gradienten in Bezug auf Umweltvariablen abdeckt, reduzieren. Im Rahmen des europäischen Projektes EDDI (European Diatom Database, <http://craticula.ncl.ac.uk:8000/Eddi/jsp/index.jsp>) wurde beispielsweise eine Harmonisierung diverser regionaler Transferfunktionen, die vorwiegend aus dem westeuropäischen Raum stammen, erreicht.

Bei der Auswahl von Transferfunktionen sollte idealerweise eine hohe Übereinstimmung "good modern analogue" der Arten im Kalibrationsdatensatz mit den fossilen Diatomeenvergesellschaftungen gegeben sein (Birks *et al.*, 1990b). Die hydrochemischen, klimatischen und sedimentologischen Gegebenheiten des Kalibrationsdatensatzes einerseits und des zu untersuchenden Gewässers andererseits sollten ähnlich sein, um eine signifikante Beeinflussung durch andere als die zu rekonstruierende Variable weitestgehend ausschließen zu können. Unabhängig von der angewandten Rekonstruktionsmethode sollte idealerweise die Anzahl der indikativen Arten möglichst hoch sein. Nur so erweist sich der rekonstruierte Wert als statistisch zuverlässig. Kritisch ist dagegen die Indikation auf der Basis extrem artenarmer Vergesellschaftungen, wie sie oft in profundalen (phytoplanktischen) Proben gegeben sind.

Neben allen genannten Voraussetzungen, die für den quantitativen Einsatz der Diatomeen als Paläo-bioindikatoren gegeben sein sollten, gibt es eine Reihe weiterer allgemeiner Bedingungen zu beachten. Eine chronologische Aufzeichnung der Umweltgeschichte durch die fossilen Diatomeenvergesellschaftungen sollte gegeben sein, d.h. Sedimentstörungen (Bioturbation, Hiatus) sollten weitestgehend auszuschließen sein oder als solche, wenn vorhanden, berücksichtigt werden. Das bedeutet, dass die

resultierenden ökologischen Informationen der entsprechenden Proben kritisch geprüft werden müssen. Die fossile Diatomeenvergesellschaftung sollte zudem ein mehr oder weniger gutes Spiegelbild der ehemaligen Lebendgemeinschaft sein, d.h. eine Verzerrung der vorgefundenen Artenzusammensetzung durch Auflösungsprozesse des Silikatgerüsts (Juse, 1966) oder durch Fraß sollte minimal sein.

In dieser Arbeit werden Diatomeen-TP Transferfunktionen zur Ermittlung des Trophie-Zustandes des Sees benutzt. Mittlerweile existieren eine Reihe von TP-Transferfunktionen mit dem Ansatz, dass Phosphat als limitierender Nährstoff fungiert. Da Diatomeen auch Silizium als essenziellen Nährstoff benötigen (Kap. 2.2.3) und die Artenzusammensetzung nicht nur durch die Konzentration als auch durch die Nährstoffverhältnisse gesteuert werden (Abbildung 4), müssen diese Aspekte in der Bewertung der Ergebnisse einer auf Gesamt-P basierenden Trophie-Rekonstruktion berücksichtigt werden. Zusätzlich sollten daher Kriterien, wie die der tatsächlich produzierten Biomasse verwendet werden, um den Trophie-Status im Sinne der DIN-Norm 4049 (1990) hinreichend rekonstruieren und klassifizieren zu können.

2.4 Sedimenteigenschaften

2.4.1 Jahreszeitlich geschichtete Sedimente

Saisonal wiederkehrende sedimentformierende Prozesse führen unter bestimmten Umständen zur Entstehung laminiertes, hell/dunkel gestreifter Sedimente. Nicht nur quantitative und qualitative saisonale Unterschiede der Sedimentstruktur, sondern auch bestimmte morphologische Voraussetzungen, wie eine niedrige ¹Turbiditätsfrequenz, geringe Wasserzirkulation und Nichtvorhandensein von Bioturbation im Sediment müssen gegeben sein, damit sich entsprechende Jahreslagen bilden können und konserviert werden (Kelts & Hsü, 1978; O' Sullivan, 1983; Anderson & Dean, 1988; Zolitschka, 1996a) Jahreszeitlich abgelagerte Sedimente werden als Warven bezeichnet. Der Begriff Warve (De Geer, 1912) wurde ursprünglich für glazio-lakustrine jährliche Laminite geprägt, aber wird seit langem auch für nicht-klastische, jährliche Laminite verwendet (O' Sullivan, 1983; Simola, 1992) In Abhängigkeit von den annuell variierenden Gegebenheiten, zum Beispiel in Bezug auf Klima oder Einzugsgebiet, stellt der Aufbau jeder Jahresschicht ein Unikat dar. Grundsätzlich lassen sich aber bestimmte Warventypen klassifizieren, wobei zu den wichtigsten der biochemische und der klastisch-physikalische Warventyp gehören (Sturm & Lotter, 1995; Zolitschka, 1996a).

Biochemische Warven formieren sich in der Regel in eutrophen Seen und unter anaeroben Bedingungen. Der annuelle Charakter ist an der sich jährlich wiederholenden saisonalen Abfolge bestimmter Komponenten erkennbar. Während der Wachstumsperiode werden vornehmlich autochthone Bestandteile produziert und sedimentiert. Daraus resultiert die Frühjahrs-/Sommerlage oder die so genannte "helle Lage": Zu den lagenbildenden biogenen Bestandteilen zählen in erster Linie Diatomeen, Zysten und/oder geschuppte Chrysophyceen, während die chemischen lagenbildenden Komponenten beispielsweise aus endogenen Calcit- und Sideritkristallen (Niessen & Sturm, 1987) aufgebaut sind. Im

¹ Turbiditätsströme sind per Definition Dichteströme, ein Gemisch aus Wasser und Sediment, die sehr häufig an steilen Hängen auftreten (Boggs, 2001). Sie tendieren dazu, das größte Material als erstes nahe dem Ursprungsort abzulagern, während die Suspensionsfracht über weite Distanzen mitgeführt wird, d.h. proximal-distal Korngrößenverteilung (Drohmann & Negendank, 1993). In dieser Arbeit wird der Begriff Turbidität auf durch klastisches Material dominierte Lagen angewandt, die sowohl gradiert als auch nicht gradiert erscheinen.

Winter werden dagegen überwiegend allochthone Materialien eingeschwemmt, d.h. terrestrisches Pflanzenmaterial und Klastika. Die auf diese Weise generierte Herbst-/Winterlage wird auch als sogenannte "dunkle Lage" bezeichnet.

Klastisch-physikalische Warven bilden sich in durch Zufluss dominierten oligotrophen Seen und resultieren aus der im Verlauf der Saison variierenden Zufuhr klastischen Materials. Im Gegensatz zu den biochemischen Warven ist die Sommerlage hier dunkel. Sie besteht aus Partikeln, die von der Frühjahrsschmelze und von Sommer-Hochwasserereignissen herrühren. Letztere enthält unter Umständen größere Mengen allochthonen organischen Materials und ist häufig gradiert. Die homogene Winterlage ist hell und weist in erster Linie feines klastisches Material und nur einen geringen organischen Materialanteil auf. Warvierte Sedimentprofile, zusammengesetzt aus einer durch radiometrische Datierungsmethoden (wie ^{137}Cs , ^{210}Pb , ^{14}C) korrigierten Warvenchronologie, sind sehr gut für die Erstellung hochaufgelöster Altersmodelle geeignet. Die in den datierten Warviten enthaltenen biotischen und abiotischen Reste wiederum erlauben eine sehr genaue Ermittlung der zeitlichen Dynamik von Umweltveränderungen (siehe beispielsweise Lotter *et al.*, 1992; Goslar *et al.*, 1993; Brauer *et al.*, 1999a).

2.4.2 Geochemische Methoden in der Paläolimnologie

Die im Sediment befindlichen, bestimmbaren Pflanzen- und Tierreste sind gewöhnlich in eine feinkörnige Matrix eingebettet. Die Matrix besteht aus organischen Resten, die nicht mehr näher identifiziert werden können sowie aus feinkörnigem (Ton- bis Feinsilt) klastischen Material. Das primäre Ziel der geochemischen Sedimentanalyse ist es, weitere Informationen über die Entwicklung des Sees und des Einzugsgebietes zu erhalten. Anhand der chemischen Analyse lässt sich die Zusammensetzung des Sediments, hinsichtlich organischer und anorganischer Anteile, qualitativ und quantitativ beschreiben. Als Quellen der organischen Komponente kommen autochthone Algenproduktion in der Sedimentsäule und allochthoner organischer Detritus terrestrischen und litoralen Ursprungs in Frage. Geochemisch lässt sich die organische Fraktion über die Komponenten biogenes Siliziumdioxid BSi, organisches Material ORG, Gesamtstickstoff TN und Gesamtschwefel TS qualitativ (Gewichtsprozent) und quantitativ (Akkumulationsrate) bestimmen. Entsprechend reflektiert die Menge und die Zusammensetzung des organischen Materials die herrschenden Umweltbedingungen, die das betrachtete Ökosystem und das Einzugsgebiet zu bestimmten Zeiten beeinflussten. Es existieren eine Reihe von Arbeiten in denen der Gesamtgehalt des organischen Materials für die Rekonstruktion der paläolimnologischen Geschichte herangezogen wurde (Bradbury & Dieterich-Rurup, 1993; Qiu *et al.*, 1993; Jellison *et al.*, 1996; Siffeddine *et al.*, 1996; Ehleringer *et al.*, 1997; Meyers & Takemura, 1997).

Die anorganische allochthone Komponente beinhaltet minerogene Partikel, die von dem Einzugsgebiet über Zufluss und Oberflächenabfluss eingetragen oder über Wind eingeweht wurden, als auch über regionalen Niederschlag in den See gelangt sein können. Die anorganische autochthone Komponente wiederum besteht aus authigenen Mineralen, wie Calcit, Siderit oder Vivianit. Je nach Zielstellung der Arbeit ist es beispielsweise erforderlich das gesamte Mineralspektrum zu analysieren (Negendank, 1984; Lottermoser *et al.* 1993) oder aber es gilt, wie in der vorliegenden Arbeit, den minerogenen Anteil (nach Abzug der organischen Komponente von der Gesamtprobe) qualitativ und quantitativ zu berechnen. Die klastische Komponente ist Ausdruck der Intensität der Erosion im Einzugsgebiet, d.h. ein gesteigerter klastischer Eintrag - absolut betrachtet - ist in der Regel auf Destabilisierung im Einzugsgebiet zurückzuführen (Mackereth, 1966; Engstrom & Wright, 1984). Unter Hinzuziehung weite-

rer Daten lassen sich mögliche Ursachen und Auswirkungen gesteigerter Erosion ableiten. Beispielsweise ergeben sich aus einer Pollenanalyse mögliche Zusammenhänge zwischen Veränderungen in der Vegetation und Steigerung der Erosionsaktivität. Anthropogene Rodungsphasen, die bereits seit dem Neolithikum zu flächenhaften Rückgängen im Waldbestand führten, sind oftmals die eigentliche Ursache für erhöhte Erosionsraten im mittleren und späten Holozän der gemäßigten Breiten (Foster & Lees, 1999). Unter Verwendung ausgewählter Bioindikatoren (z.B. Diatomeen, Chironomiden) oder mittels der Pigmentanalyse lassen sich wiederum Trends der Trophiegeschichte (beispielsweise TP-Verlauf) rekonstruieren, die im Zusammenhang mit der Höhe des klastischen Eintrages betrachtet, Hinweise auf erhöhten internen oder externen Nährstoffzufluss geben. Ob mit einer angezeigten erhöhten Nährstoffzufuhr auch tatsächlich eine Steigerung der lakustrinen Bioproduktivität einhergeht, lässt sich aus der absoluten Masse der autochthonen Komponente oder ihrer einzelnen Bestandteile ableiten.

Die Zusammenhänge, die sich aus den Proxy-Daten der drei besprochenen Komplexe Biomonitoring, Warvenanalyse und geochemische Sedimentanalyse ergeben, erlauben dann ein komplementäres Bild der Prozesse zu zeichnen, die in dem untersuchten Ökosystem stattfanden.

3 Beschreibung des Untersuchungsgebietes

3.1 Entstehung von Maarseen

Maare sind das Ergebnis eines hochexplosiven, interaktiven Prozesses zwischen Grundwasser (wahrscheinlich Thermalwasser bzw. mineralisiertes tiefes Grundwasser) und aufsteigender Schmelze (Büchel, 1993; Negendank & Zolitschka, 1993). Man spricht hier auch von einer phreatomagmatischen Explosion. Es bleibt ein Vulkankrater zwischen 70 und 2000 m im Durchmesser zurück (Abbildung 9), der in die prä-eruptiven Gesteinsschichten einschneidet und von einem niedrigen, aber steilen Kraterwall (zwischen 10 und 100 m mächtig) umgeben ist (Lorenz & Zimanowski, 2000). Feine bis grobe Tephraschichten, die aus Asche und Lapilli zusammengesetzt sind, bauen den Kraterwall auf (Büchel, 1993).

Je länger ein Maar vulkanisch aktiv ist, desto größer ist auch sein Durchmesser sowie die Tiefe seines Maarkraters und um so größer und tiefer wird auch der unterlagernde Tuffschlot bzw. das Diatrem (Lorenz & Zimanowski, 2000).

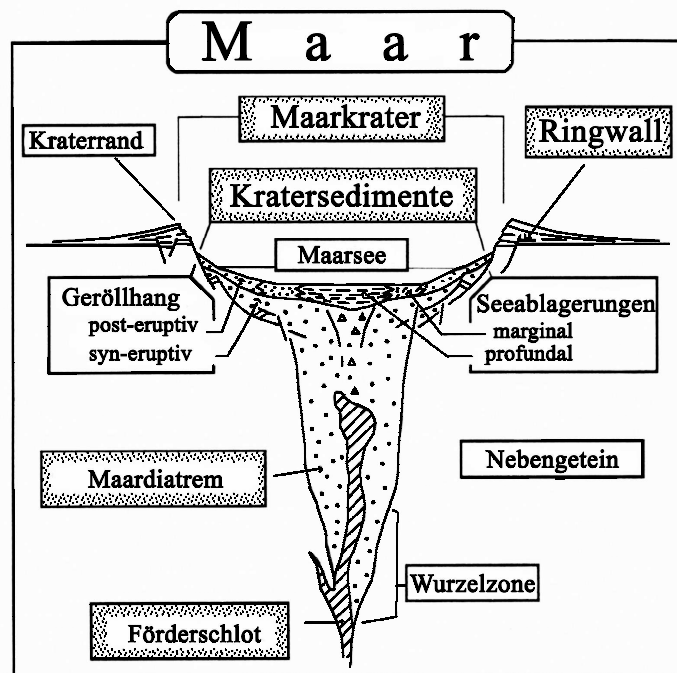


Abbildung 9: Schematischer Querschnitt eines Maars, geändert nach Büchel (1993). Das Maar besteht aus einem Maarkrater, einem Ringwall (= Tephrawall), den Kratersedimenten, dem Maadiatrem und einem Förderschlot.

Die Unterschneidung des Grundwasserspiegels führt zur Bildung eines Maarsees (Abbildung 9). Die Auffüllung des Maarkessels wird im wesentlichen durch fünf Prozesse gesteuert: 1. Massenbewegungen beispielsweise von Bruchstücken des anfänglich übersteilten Kraterwalls, sowie von Schuttströmen; 2. Deltaablagerungen verursacht durch Zuflüsse; 3. atmosphärische Einträge wie Regen, Asche und Staub; 4. autochthone und allochthone biogene Ablagerungen; 5. aufsteigendes Grundwasser, Tiefenwasser und post-vulkanische Ausströmungen (wie CO₂).

3.2 Tektonik und Geologie der Westeifel

Maare sind oft Bestandteil eines größeren Eruptionssystems. So gehört die Vulkangruppe im näheren Umkreis der Städte Daun und Manderscheid (südliche Westeifel) zum quartären Vulkanfeld der Westeifel (QVWE, Abbildung 10), (Negendank & Zolitschka, 1993). Das QVWE reicht von Bad Bertrich an der Mosel im Südosten über 50 km bis nach Ormont im Nordosten (Meyer, 1994) und umfasst damit eine Fläche von ca. 600 km² (Büchel, 1993). Insgesamt gibt es im QVWE ca. 250 Eruptionszentren, von denen 70 Maare sind (Büchel *et al.*, 2000). Acht dieser Maarkrater enthalten derzeit noch einen Maarsee. Das Nordwest-Südost (NW-SO) ausgerichtete QVWE lässt sich großräumig der mitteleuropäischen Riftzone zuordnen (Lorenz & Zimanowski, 2000). Die Riftzone ist auch durch große Gräben gekennzeichnet: den Oberrheingraben, das Neuwieder Becken, die nieder-rheinische Bucht und ihre Fortsetzung über Holland in dem Bereich der zentralen Nordsee, im Süden die Rhone-Saône und die in dem französischen Zentralmassiv gelegenen Gräben der Loire und der Limagne, sowie dem in Nordböhmen gelegenen Eger Graben (Lorenz & Zimanowski, 2000).

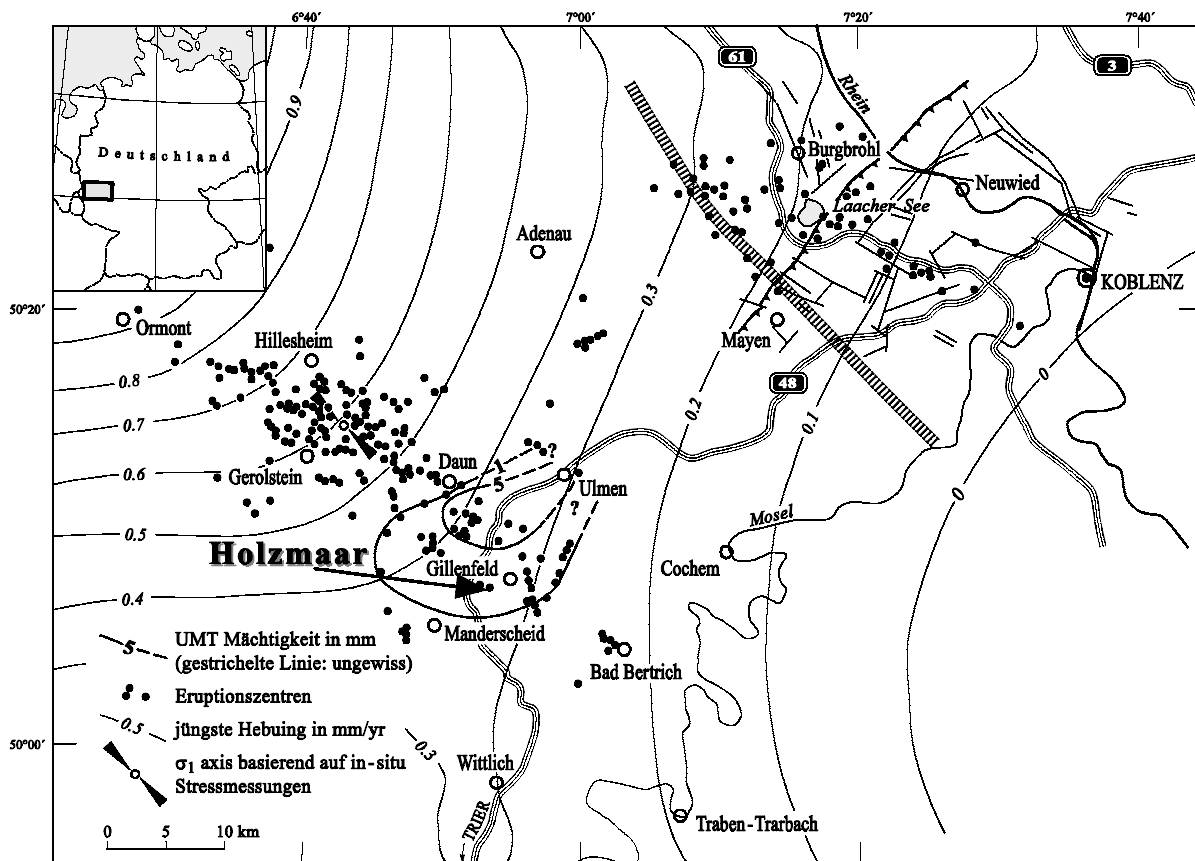


Abbildung 10: Verteilung der Eruptionszentren des quartären Vulkanfeldes der West- und Osteifel. Illustration der jüngsten Krustenbewegungen in diesem Gebiet und der σ_1 -Achse basierend auf in-situ Stressmessungen parallel zur Hauptrichtung des Westeifel-Vulkanfeldes, als auch der Hebungsraten in mm yr⁻¹ (Lippolt, 1983). Abbildung aus Negendank & Zolitschka (1993).

Darüber hinaus zeichnet die mitteleuropäische Riftzone eine geringmächtige Lithosphäre (teilweise nur 50 km), signifikante Hebung, Erdbeben, erhöhter Wärmefluss, Thermal-, Mineral- sowie CO₂-Quellen aus (Fuchs *et al.*, 1983). Den Ergebnissen der Altersbestimmung (K/Ar, ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar) zufolge,

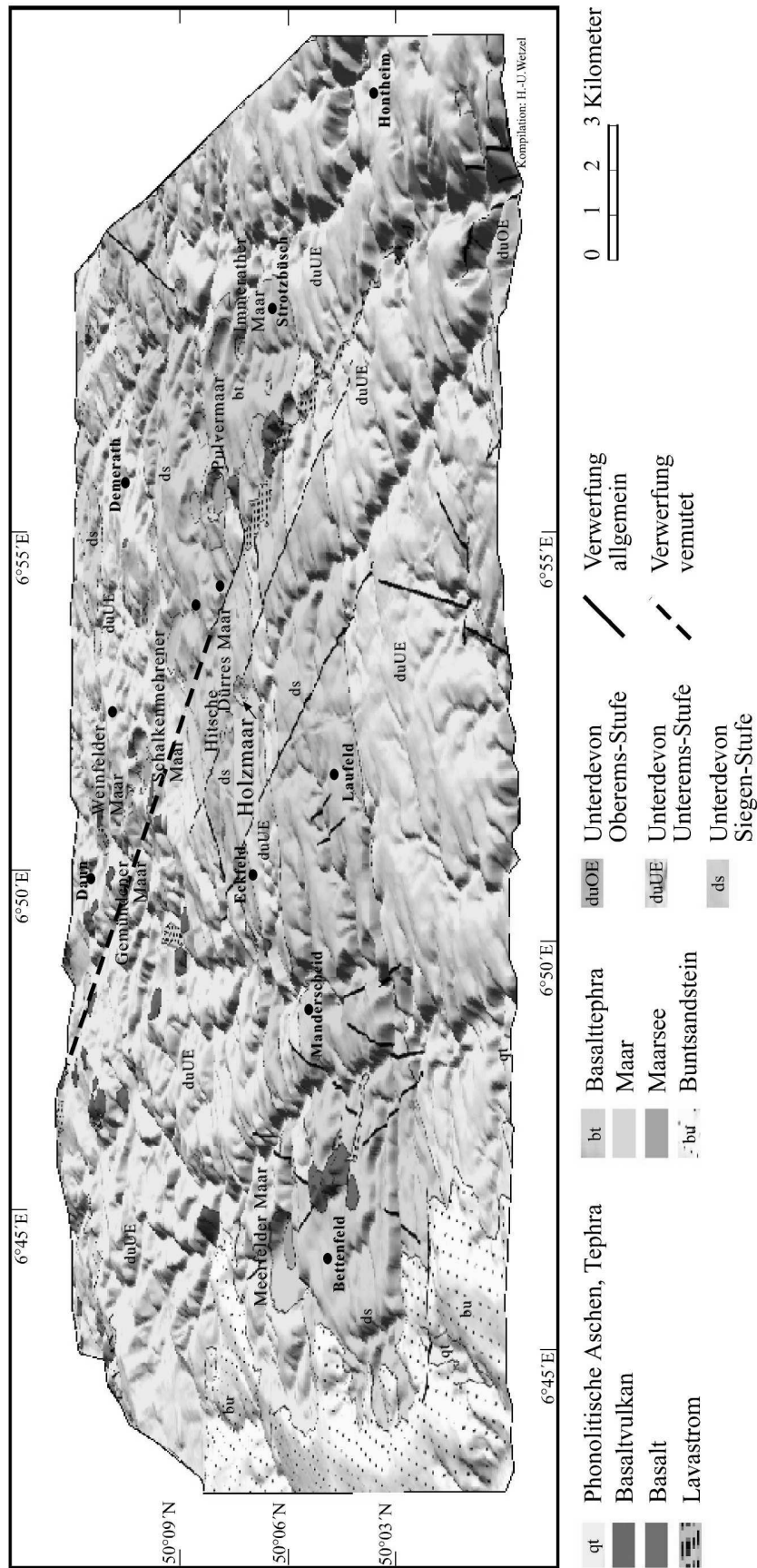


Abbildung 11: Das Arbeitsgebiet Holzmaar, dargestellt als Kombination aus digitalem Höhenmodell (DEM), 3-fach überhöht und überarbeiteten Ergebnissen der geologischen Karte in Meyer (1994).

setzte der Vulkanismus der Westeifel vor ca. einer Million Jahren ein (Lippolt, 1983). Der jüngste Vulkanismus in der Westeifel ist das Ulmener Maar mit einem Ausbruchsalter von ca. 10.000 Jahren (Büchel, 1993). Ausgehend von der Morphologie des Tuffwalls wird für das Holzmaar ein Alter von 40.000 bis 70.000 Jahren angegeben (Büchel, 1993).

Es gibt nur wenige eruptive Systeme in der Westeifel, wo nur Maare oder nur Schlackenkegel vorkommen. Das Holzmaar-System ist ein Beispiel für eine reine Maar-Gruppe. Es umfasst das mit Wasser gefüllte Holzmaar, das ein Hochmoor enthaltendes Dürre Maar und das Trockenmaar Hitsche, dem kleinsten Maar der Westeifel (Abbildung 11).

Die Eifel dokumentiert die verschiedenen Zeitalter und Epochen seit dem Paläozoikum (Negendank, 1977). Die variszisch gefalteten und verschuppten devonischen Schichten weisen grabenförmige, permische Einbrüche auf. Darüber befindet sich ein flach aufliegendes, mesozoisches (Trias und älteres Jura) Deckgebirge, überlagert von känozoischen (Tertiär, Quartär) Sedimenten und vulkanischen Resten (Negendank, 1983), (Abbildung 11).

Das Holzmaar-System gehört zur regionalgeologischen Einheit der Manderscheider Sattelgruppe. Die in dieser Region anstehenden geologischen Schichten gehören zur oberen Siegenstufe (Herdorf-Gruppe) und zur unteren Ems-Stufe (Ulmen-Gruppe) des Unterdevons (Abbildung 11). Es handelt sich um Tonschiefer, Silt- und Sandsteine, quarzitische Sandsteine, Grauwacken und Quarzite.

3.3 Geographie und Morphologie der Westeifel

Die Eifel ist der westlichste Teil des Rheinischen Schiefergebirges und zugleich das westlichste Mittelgebirge Deutschlands (Erdmann & Pfeffer, 1997). Das devonische Grundgebirge ist heute ein

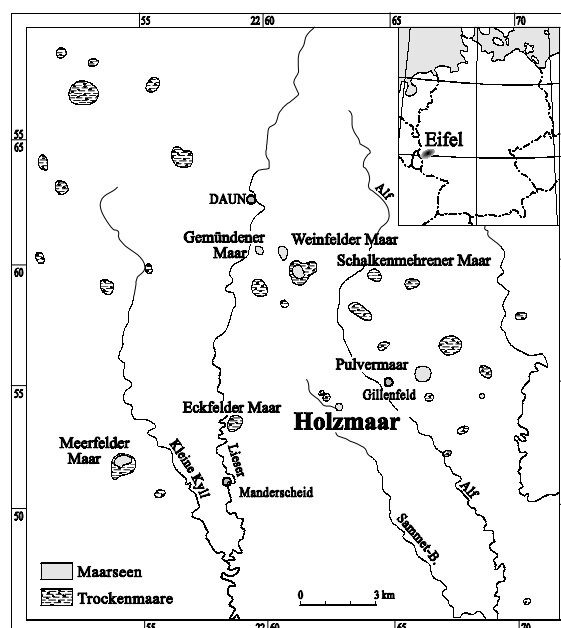


Abbildung 12: Geographischer Kartenausschnitt der Westeifel mit dem Holzmaar und den übrigen Maaren im Umkreis der Stadt Daun.

Bergland mit Höhenlagen zwischen 300 und 600 m sowie Tälern, die auf die großen Flüsse Mosel, Rhein und Maas ausgerichtet sind. Das Holzmaar ($50^{\circ} 7'N$, $6^{\circ} 53'O$, 425 m ü. NN) selbst befindet sich ca. 10 km südlich von Daun (Abbildung 11, 12) und gehört damit zum Naturraum der Moseleifel (Erdmann & Pfeffer, 1997). Diese Einheit ist durch flachwellige, tief eingeschnittene, nach Süden hin abdachende Hochflächen in 370 bis 430 m Höhenlage (im Bereich der Rumpfflächen der Hocheifel bis auf 500 m aufsteigend) mit Quarzithärtlingen und Basaltkuppen sowie Eifelmaaren und engen, steil eingeschnittenen Seitentälern der Lieser, Elz, Kyll und Salm zerschnitten. Die zwei größeren, sich in der näheren Umgebung des Holzmaars befindlichen Flussläufe, sind der Alfbach im Osten und die Lieser im Westen (Abbildung 12).

3.4 Regionales Klima und Vegetation

Das Gebiet von Deutschland gehört allgemein zum warm-gemäßigten Regenklima der mittleren Breiten (Müller-Westermeier *et al.*, 1999). Überwiegend westliche Winde führen das ganze Jahr über feuchte Luftmassen vom Atlantik heran. In der Vulkaneifel erreichen die vorherrschenden Westwinde ihre höchsten Geschwindigkeiten im Zeitraum November bis Januar (Schwind, 1984). Der ozeanische Einfluss, der von Nordwest nach Südost abnimmt, sorgt für relativ milde Winter und nicht zu heiße Sommer. In unregelmäßigen Abständen wird allerdings die Westströmung durch recht lang anhaltende Hochdruckgebiete ferngehalten. Infolgedessen kann es zu kälteren Wintern und heißeren, trockeneren Sommern als in anderen Jahren kommen. Im Untersuchungsgebiet dominiert ein kontinentales Klima der Leelagen im mehr ozeanischen Bereich (Böhm, 1964).

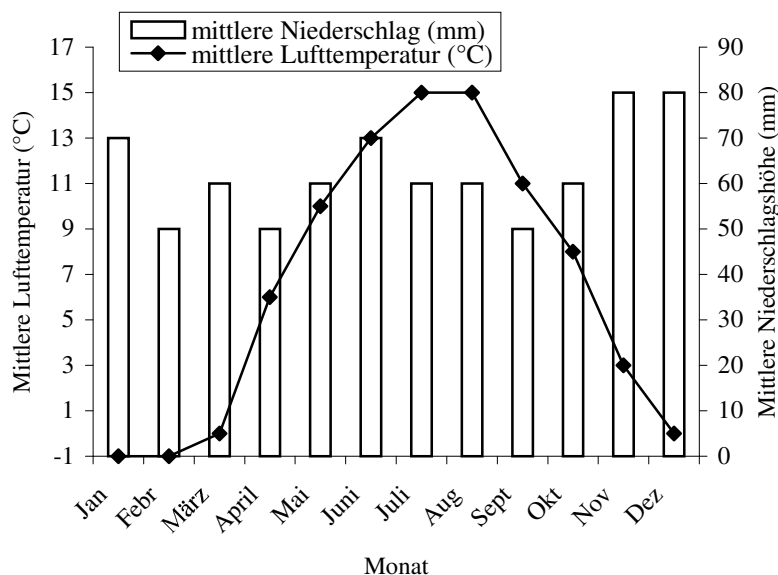


Abbildung 13: Mittlere Lufttemperatur [°C] und mittlere Niederschlagshöhe [mm] für die Holzmaar-Region nach Müller-Westermeier (1999). Die Klimadaten beziehen sich auf die international festgelegte Referenzperiode von 1961-1990.

Die durchschnittlichen Jahresniederschläge erreichen 750 mm bis 870 mm (Abbildung 13). Die mittlere Jahreslufttemperatur reicht von $+7^{\circ}$ bis $+8^{\circ}$ C und die Vegetationstemperatur (Mai bis September) liegt im Bereich von $+12,5^{\circ}$ bis $+14^{\circ}$ C. Die kältesten Monate sind der Januar und der Februar mit

einer mittleren Lufttemperatur von -1° bis 0°C , während die wärmsten Monate der Juli und der August eine mittlere Lufttemperatur von $+15^\circ$ bis $+16^\circ\text{C}$ aufweisen (Abbildung 13). Der Vergleich der Lufttemperaturmesswerte zwischen der Station Manderscheid und der Station Holzmaar zeigt keine signifikanten Unterschiede (Lücke, 1997). Beim Vergleich der Messwerte für die Globalstrahlung zwischen den Stationen Holzmaar und der Station Trier besteht eine gute Übereinstimmung.

Die heutige Vegetation der Eifel setzt sich aus zwei Elementen, der natürlichen Waldvegetation und der durch anthropogene Aktivität entstandenen Rodungen, Feld- und Weidefluren, Niederwald-, sowie Forstwirtschaften zusammen (Erdmann & Pfeffer, 1997). Aufgrund der klimatischen Gegebenheiten gehört die gesamte Eifel zur subatlantischen Laubwaldzone (Troll, 1964). Nach Trautmann (in Deutscher Planungsatlas, 1972) ist die natürliche Vegetation der Moseleifel, zumindest lokal, der artenarme "Hainsimsen-Buchenwald". Im Einzugsgebiet des Holzmaars stehen Buchen, Eichen und Fichten, während in unmittelbarer Ufernähe Weiden und Schwarzerlen auftreten (Lücke, 1997).

3.5 Limnologie des Holzmaars

Das Holzmaar weist eine ovale Form auf (Abbildung 14). Der das Maar umgebende Tuffwall hat einen Durchmesser von 400 m, während der sich darin befindende Maarsee heute einen maximalen Durchmesser von 325 m aufweist. Bedingt durch seine phreatomagmatische Entstehung (Kapitel 3.1) weist das Holzmaar steile Hänge sowie einen flachen Seeboden auf. Das Holzmaar hat einen Zu- und Abfluss, den Sammetbach. Der Sammetbach mündet im Westen in das Holzmaar und tritt im Süden aus. Dort ist das Holzmaar durch Dämme künstlich aufgestaut worden, um die weiter südlich davon befindliche Holzmühle mit Wasser zu versorgen (Meyer, 1994). Diese Dämme existieren mindestens seit dem 18. Jahrhundert (Zolitschka, 1990). Mit einer Wasseraustauschzeit von sieben Monaten (Oehms, 1995) kann das Holzmaar als Durchflussee bezeichnet werden. Der Maarsee weist eine maximale Tiefe z_{\max} [m] von 20 m auf. Die reduzierte Tiefe² z_{red} [m] beträgt 15,5 m (Scharf & Menn, 1992). Seen mit einem z_{\max}/z_{red} -Verhältnis >1 neigen zur Meromixis (Scharf & Menn, 1992). Insofern zirkuliert das Holzmaar mit $z_{\max}/z_{\text{red}} = 1,29$ wahrscheinlich nicht in jedem Jahr vollständig. Die Eutrophierung wird durch das relativ große Einzugsgebiet ($A_E = 205,8$ ha), gemessen an der Seeoberfläche ($A_O = 5,8$ ha) und dem daraus resultierenden Umgebungsfaktor³ von $f_u = 34,5$ (Scharf & Menn, 1992), gefördert. Auch das relativ kleine Volumen von $V = 5,1 \cdot 10^5 \text{ m}^3$, mit dem das Holzmaar nach dem Immerrather Maar das kleinste der acht mit Wasser gefüllten Maare der Westeifel ist, begünstigt die Eutrophierung. Das Holzmaar ist vorwiegend dimiktisch (Oehms, 1995), allerdings wurde auch in Jahren ohne winterliche Eisbedeckung Monomixis festgestellt (Lücke, 1997). Lücke (1997) führte im Rahmen seiner Dissertation hydrochemische Messungen am Holzmaar in den Jahren 1994 und 1995 durch. Im Folgenden werden die für diese Arbeit relevanten Messergebnisse des genannten Beobachtungszeitraumes vorgestellt. Das Hypolimnion ist saisonal anoxisch, lediglich $0,1 \text{ mg L}^{-1}$ Sauerstoff wurden an der Sediment-/Wassergrenze jeweils im Juni/Juli gemessen. Der anoxische Bereich dehnte

² Mit z_{red} ist die Tiefe gemeint, die durch Windkraft theoretisch noch erfasst wird (Berger, 1971). Die zugrunde liegende Gleichung für z_{red} lautet (Håkanson, 1981): $z_{\text{red}} = \sqrt[4]{A_o}$ mit A_o der Seeoberfläche.

³ Der Umgebungsfaktor f_u steht für Einzugsgebiet in Relation zur Seeoberfläche (Ohle, 1965).

sich über die Monate immer weiter aus und erreichte im Beobachtungszeitraum jeweils im Oktober mit 10 m Tiefe seine größte Ausdehnung (Lücke, 1997). Die pH-Werte des Holzmaars variieren

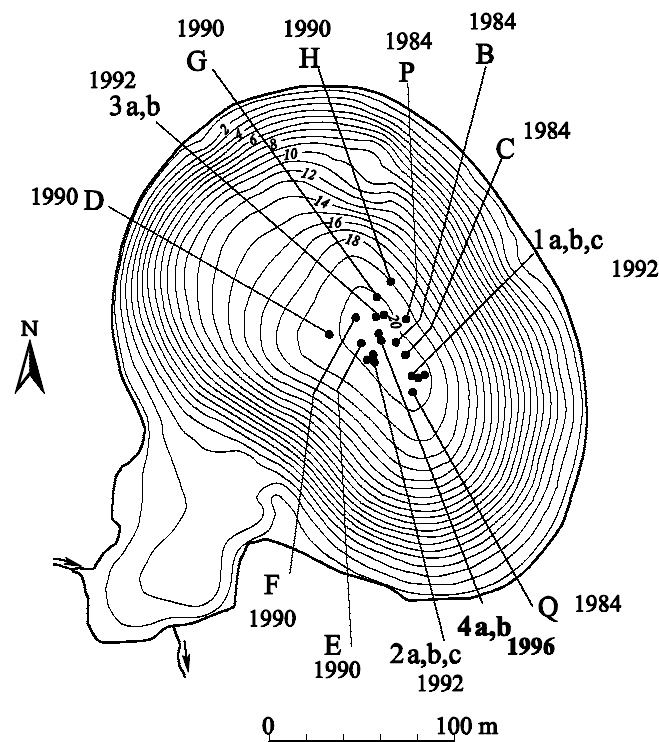


Abbildung 14: Bathymetrische Karte des Holzmaars mit Eintragung der bisherigen Bohrlokationen. Ein Abschnitt des Kompositprofil HZM-4 a/b wurde im Rahmen dieser Arbeit untersucht.

lediglich im Epilimnion (Lücke, 1997). Ausgehend vom einem pH-Wert von 7,3, wurden jeweils im Mai Werte von pH~10 in 4 bis 6 m Tiefe gemessen (Tabelle 3). Maximalwerte wurden jeweils zwischen Juni und August gemessen mit $\text{pH}_{\text{max}} = 10,9$. Die Si-Konzentration des Epilimnions unterlag während des Beobachtungszeitraumes erheblichen Schwankungen ($<0,5$ bis 4 Si mg L^{-1}), sowohl innerhalb eines Jahresganges als auch im Vergleich beider Jahre. Im Jahre 1994 ging die Si-Konzentration innerhalb von vier Wochen (Mai bis Juni) rapide auf Werte $<0,25 \text{ mg L}^{-1}$ zurück. Dagegen verlief der Si-Konzentrationsrückgang im Jahr 1995 eher sukzessiv, d.h. Minimumwerte von $0,5 \text{ mg L}^{-1}$ wurden erst September/Oktober gemessen. Die starken Schwankungen der Si-Werte reflektieren saisonale Änderungen des Zirkulationsmusters und der Phytoplanktonsukzession. Da der Sammetbach und das Grundwasser hohe Siliziumkonzentrationen ($5,5 \text{ mg L}^{-1}$ bzw. $7,7 \text{ mg L}^{-1}$) aufweisen, kommen beide als Siliziumquelle in Betracht. Zusätzlich wurde im Hypolimnion, direkt an der Sediment-/Wassergrenze, ein Anstieg der Si-Konzentration auf $8,0 \text{ mg L}^{-1}$ gemessen. Dies spricht für Lösungserscheinungen an der Sedimentoberfläche und im Interstitialbereich (Lücke, 1997). Der während der Frühjahrszirkulation gemessene Gesamtphosphorwert für den Zeitraum von 1979 bis 1988 mit $\text{TP} = 23 \mu\text{g L}^{-1}$ (Scharf & Oehms, 1992) entspricht einem mesotrophen Zustand. Die Secchi-Tiefe z_s (Kap. 2.2.6) schwankte zwischen 1,1 m und 6 m (Lücke, 1997), was einem mesotrophen bis hypertrophen Trophie-Zustand entspricht. Allerdings wird die Secchi-Tiefe im Holzmaar entscheidend von der Verteilung der Burgunderblutalge *Oscillatoria rubescens* beeinflusst, da sich diese vorzugsweise in einer Tiefe von 4 bis 6 m einschichtet (Lücke, 1997). Basierend auf der Zusammensetzung der benthischen Diatomeenvergesellschaftung weist das Holzmaar einen mesotrophen Zustand auf (Hofmann,

1994). Die Untersuchung submerser Makrophyten am Holzmaar (Melzer, 1992) ergab die überwiegende Anwesenheit eutrapher Arten. Auch das Makrozoobenthos indiziert eutrophe Bedingungen (Wendling & Scharf, 1992). Insgesamt sprechen die Ergebnisse der unterschiedlichen Trophie-Indikatoren (Tabelle 3) für einen meso-bis eutrophen Trophie-Zustand des Holzmaars.

Tabelle 3: Zusammenfassung geographischer, morphometrischer und limnologischer Charakteristika des Holzmaars nach Melzer (1992); Scharf & Menn (1992); Scharf & Oehms (1992); Hofmann (1994); Oehms (1995); Lücke (1997); 1 = Frühjahrszirkulation, 2 = Epilimnion.

Kenndaten	Werte
Seepiegel ü. NN	425 m
maximaler Seedurchmesser	325 m
maximale Tiefe z_{\max}	20 m
reduzierte Tiefe z_{red}	15,5 m
Volumen V	$5,1 \cdot 10^5 \text{ m}^3$
Seeoberfläche A_O	5,8 ha
Einzugsbiet A_E	205,8 ha
Umgebungsfaktor f_u	34,5
Wasseraustauschzeit	7 Monate
pH-Spanne (1994-95) ²	7,3 bis 10,9
Si (1994-95) ²	<0,5 bis 4,5 mg L ⁻¹
TP (1979-88) ¹	23 µg L ⁻¹
Secchi-Tiefe z_s (Mai 1995)	3,5 m
benthische Diatomeen	mesotroph
submerse Makrophyten	eutroph
Makrozoobenthos	eutroph
NO ₃ ²	24 bis 27 mg L ⁻¹

Der Anteil genutzter Flächen im Einzugsgebiet des Holzmaars beträgt ca. 52 % und die der bewaldeten ca. 39 % (Oehms, 1995). Landwirtschaftliche Aktivitäten führen zu erhöhten Nitratwerten des Aquifers im Einzugsgebiet. Während die epilimnischen Werte, gemessen im Zeitraum der Frühjahrszirkulation, zwischen 24 und 27 mg L⁻¹ betragen, wies der Grundwasserzufluss einen Wert von 39,5 mg L⁻¹ auf (Lücke, 1997).

3.6 Die Siedlungsgeschichte in der Westeifel und am Holzmaar

Der untersuchte Abschnitt fällt in eine Zeit in der die Siedlungsaktivität in der Westeifel und entsprechend auch die im Einzugsgebiet des Holzmaars mit dem Beginn der Eisenzeit abrupt zunahm. Die archäologischen und palynologischen Hinweise, die es für die Siedlungsgeschichte gibt, werden im folgenden dargelegt.

Neolithikum (7450 - 4350 cal yr BP)

Die Chronologie des Neolithikums basiert auf der in Nakoinz (1998) verwendeten Einteilung nach Fiedler (1979). Entsprechend wird das Altneolithikum (7450 bis 6950 cal yr BP) durch die Bandkeramische, das Mittelneolithikum (6950 bis 6350 cal yr BP) durch die Rössener, das Jungneolithikum (6350 bis 4650 cal yr BP) durch die Michelsberger und das Endneolithikum (4650 bis 4350 cal yr BP) durch die Schnurkeramische- sowie die Glockenbecherkultur repräsentiert. Erwähnenswerte und aktuelle Arbeiten, die sich mit dem Neolithikum des Trierer Landes beschäftigen, sind die von Lühr (1986a, 1986b); Schmidgen-Hager (1993) - zitiert in Nakoinz (1998).

Im Raum Trier-Luxemburg, in der südlichen Eifelregion und im Moselbereich setzte mit Beginn des Neolithikums eine stärkere und offenbar ständige Besiedlung ein (Gollub, 1977). Das ist durch die Präsenz zahlreicher Siedlungsplätze, wie beispielsweise bei Bernkastel-Kues, Trier, Oberbillig, im Luxemburger Raum sowie im oberen westlichen Moselgebiet (Thionville) belegt (Gollub, 1977). Inwieweit die übrige Südwesteifel von Bandkeramikern besiedelt war ist unklar, da keine weiteren Siedlungsplätze bekannt sind. Aus dem südlichen Eifelgebiet und dem Bereich beiderseits der Mosel liegen allerdings zahlreiche Streufunde vor, die der Bandkeramik zugeordnet werden können. Zahlreiche Einzelfunde des mittleren und jüngeren Neolithikums sind in der gesamten Südwesteifel vertreten und deuten auf enge Beziehungen nach Westeuropa, besonders zu belgischen und ostfranzösischen Kulturgruppen hin, aber auch zum Rheingebiet (Gollub, 1977). Wie dicht die Besiedlung war, kann noch nicht für alle Gebiete geschätzt werden. Bevorzugte Siedlungsgebiete waren solche mit Quellvorkommen, günstigen Bodenbedingungen für Ackerbau und Viehzucht sowie Rohstoffvorkommen (besonders Gerölle aus Braunkohlenquarzit, Tonschiefer, Quarzit), die vor allem der Herstellung von Beilen dienten (Gollub, 1977).

Im Arbeitsgebiet Holzmaar treten, wie fast im gesamten Trierer Land, ausschließlich Einzel- oder Streufunde aus Stein, hauptsächlich Steinbeile, auf (Nakoinz, 1998). Daneben wurden Dechseln (beilartiges Werkzeug), Äxte, Klängen, Schaber, Pfeilspitzen und nicht weiter identifizierbare Funde sichergestellt, während Keramik im Umkreis des Holzmaars bislang nicht entdeckt wurde (Nakoinz, 1998). Bei dem ältesten Fundstück des Untersuchungsgebietes handelt es sich um ein neolithisches Steinartefakt, eine Dechsel (Nakoinz, 1998). Dechseln werden allgemein der Bandkeramischen und der Rössener Kultur, also dem Alt- und Mittelneolithikum zugeordnet (Nakoinz, 1998). Im Kerngebiet ist ein Anstieg der Fundstücke erst ab dem Mittelneolithikum (Rössener Kultur) zu verzeichnen (Nakoinz, 1998). Die meisten Funde stammen aus dem Jung- und Endneolithikum. Von den Funden im Arbeitsgebiet lässt sich ableiten, dass eine Besiedlung kontinuierlich bis zum Ende der Michelsberger Kultur zunahm, gefolgt von einer Siedlungslücke und einer recht starken Besiedlung im Endneolithikum (Nakoinz, 1998). Aus palynologischer Sicht wird ebenfalls während des Neolithikums und im Jungneolithikum die höchste Siedlungsaktivität erfasst (Litt & Kubitz, 2000).

Bronzezeit (4350 - 2650 cal yr BP)

Während aus dem Fehlen frühbronzezeitlicher Siedlungen in manchen Gegenden Europas auf eine viehzüchterisch betonte, nomadisierende Wirtschaftsform geschlossen werden kann, spricht das Vorkommen von Siedlungen in einigen Gegenden für Sesshaftigkeit und stärkere Betonung des Feldbaus. Solche Siedlungen liegen gewöhnlich in Wassernähe. Die Böden, auf denen sie angelegt worden waren, sind meist leicht und für das in der Bronzezeit verwendete Ackerbaugerät, den einfachen Hacken aus Holz, gut bearbeitbar. Die menschlichen Niederlassungen verfügten wohl alle über Brunnen, die in Niederungen möglichst grundwassernah angelegt wurden.

In der *Hügelgräberbronzezeit* (4350 - 3200 cal yr BP) der Eifel bildete Stein noch ein wichtiges Rohmaterial für die Geräteherstellung (Gollub, 1977). Der Rohstoff Kupfer wurde z.B. in den Ostalpen und in Mitteldeutschland gewonnen und dort verarbeitet (Gollub, 1977). Es entstand ein reger Handel, der auch das Moselgebiet einschloss. Die Mittlerstellung des Trierer Landes, besonders im Bereich der Mosel, zwischen Kulturen im Rheingebiet und im westeuropäischen Raum wird unter anderem durch Funde verschiedener Kulturen der späten Jungsteinzeit und frühen Hügelgräberbronzezeit (4350 bis 3850 cal yr BP) deutlich (Gollub, 1977). Archäologische Funde aus der Hügelgräberbronzezeit der Trierer Umgebung sind allerdings allgemein rar (Dehn, 1964; Gollub, 1977). Palynologisch werden in der mittleren (3850 bis 3550 cal yr BP) und späten (3550 bis 3200 cal yr BP) Hügelgräberbronzezeit die höchsten Siedlungsaktivitäten vor Beginn der Eisenzeit in der Holzmaar-Region angezeigt (Litt & Kubitz, 2000). Die NBP-Werte erreichten zeitweise ca. 10 % an der Gesamtpollensumme. Die Anzeiger für Ackerbau als auch die für Weidewirtschaft und Grünlandnutzung stiegen an, so dass offensichtlich beide landwirtschaftlichen Formen betrieben wurden. Der spätere Anstieg der Birkenpollen reflektiert aber, dass keine Fläche dauerhaft bewirtschaftet wurde (Dörfler *et al.*, 1998). Archäologische Funde aus dem Untersuchungsgebiet liegen nicht vor (Nakoinz, 1998).

Während der *Urnenfelderzeit / Hallstatt A/B* (3200 - 2650 cal yr BP), setzte eine dichtere und ausge dehnte Besiedlung ein, die außer den Tallandschaften auch einzelne Regionen der Eifel erreichte. Diese Binnenkolonisation erfolgte durch neu ins Land dringende Bevölkerungsgruppen entlang der verkehrsgünstigen Flusstäler von Saar, Mosel, Sauer und Kyll (Gollub, 1977). Hohe Funddichten sprechen für Siedlungsschwerpunkte im Trierer Tal, im Neuwieder Becken, im Saar/Nahe Gebiet und auf dem Ferschweiler Plateau (Gollub, 1977). Kennzeichnend für die Handwerkskunst dieser Zeit ist die Tonware, die damals schon in Töpfereien gefertigt und über weite Gebiete verbreitet wurde. Eine Hochblüte erreichte das Metallgewerbe, wie Einzelfunde von Geräten und Werkzeugen belegen. Aus der Umgebung des Holzmaars sind zwei Funde bekannt. Zum einen handelt es sich um ein Tüllenbeil (Ort Demerath) und zum anderen um eine Mohnkopfnadel (Ort Laufeld), (Abbildung 11); (Nakoinz, 1998). Archäologische Funde aus dem Arbeitsgebiet datieren auf den Beginn und das Ende der Urnenfelderzeit (Nakoinz, 1998). Ein kleiner NBP-Gipfel (ca. 10 %) wurde um 3050 cal yr BP erreicht. Anzunehmen ist, dass der größere Umkreis des Holzmaars ein bevorzugt besiedeltes Areal darstellte, wobei die Siedlungsaktivität deutlich geringer als in der anschließenden Eisenzeit war (Nakoinz, 1998). In der ausgehenden Bronzezeit gingen die siedlungsanzeigenden Pollentypen auf Werte zurück, wie sie zuletzt am Übergang von der Stein- zur Bronzezeit vorkamen (Dörfler *et al.*, 1998). Für das Arbeitsgebiet ist es unklar, ob die Besiedlung in der Urnenfelderzeit abbrach und das Gebiet erst in der Eisenzeit neu besiedelt wurde.

Eisenzeit (2650 - 2020 cal yr BP)

Während überregional die Eisenzeit die Hallstatt- und Latènezeit umfasst, ist für den Hunsrück-Eifelraum seit langem eine zeitlich hochauflösendere Einteilung üblich. Neuere Arbeiten zur Eisenzeit wurden von Cordie-Hackenberg (1991) und Nortmann (1994) verfasst.

Mit der *Hallstattzeit*, der *Laufelder Gruppe / Hallstatt C* (2650 - 2550 cal yr BP) beginnt eine sehr dynamische Siedlungsentwicklung des Mittelgebirgsraumes nordwestlich der Mosel. Einer zunehmenden Besiedlung bzw. Binnenkolonisation um 2650 cal yr BP, ausgehend vom Neuwieder Becken und dem Maifeld, folgte die Herausbildung der Hunsrück-Eifel-Kultur mit hoher Besiedlungs- und Bevölkerungsdichte und komplexer Sozial- und Wirtschaftsstruktur. Ein Eisenverhüttungsplatz, der bei Hillesheim im Kreis Daun gefunden wurde und aus der Hallstattzeit stammt (Haffner, 1976) zeugt davon, dass Eisenobjekte in der Eifel selber hergestellt wurden. Mit der Entstehung der Eisenindustrie

setzte auch die Holzkohleherstellung und Köhlerei ein, wodurch die Abholzung beschleunigt wurde (Schwind, 1984). Die mit der Expansion in das Bergland verbundene Besiedlung wenig ertragreicher Böden zeigt, dass zumindest für die Neusiedler nicht mehr der Ackerbau, sondern die Viehzucht wichtigste Lebensgrundlage gewesen sein dürfte.

Die *Ältere Hunsrück-Eifel-Kultur*, die *Hallstatt D-Periode* (2550 - 2425 cal yr BP), reichte von Luxemburg bis zum Mittelrhein, vom Nahebergland bis zur Hocheifel (Haffner, 1977). Für große Gebiete, vor allem im höheren Bergland, bedeutet sie die erste ständige Besiedlung, wobei die Zahl der Gräber, wie in allen früheren Zeitabschnitten, größer als die der entdeckten Siedlungen ist. Aus der Gräberfeldgröße kann geschlossen werden, dass der Hauptsiedlungstyp der Einzelhof war. Gegen Ende dieser Kulturstufe fand verstärkt der Bau von Befestigungsanlagen, beispielsweise Burgen, statt.

Der Übergang zwischen der *Älteren* und der *Jüngeren Hunsrück-Eifel-Kultur* (*Frühlatènezeit A - /B/C*), *Frühe Kelten*), 2425 - 2175 cal yr BP, ist fließend, wie das Fortbestehen der Gräberfelder und Siedlungen beweist. Die Grenzziehung zwischen beiden Epochen begründet sich in einer wachsenden Differenzierung in Bezug auf alle Lebensbereiche (Schmuck, Trachten, Waffen), d.h. Regionalgruppen bildeten sich aus. In der fortgeschrittenen Frühlatènezeit kam es zu Diskontinuitäten, die eine Reduzierung der Siedlungen und Wirtschaftsflächen in den Mittelgebirgslagen bewirkten und mit dem Abbrechen der Prunkgrabtradition und des Zustroms mediterraner Importe einhergingen. In der Westeifel ist die Zahl der Grabfunde zwischen ca. 2350 und 2250 cal yr BP deutlich geringer als in der Zeit davor (Haffner, 1977).

Die *Mittel- und Spätlatènezeit*, mit der *Kultur der Treverer* (Latène C-D, Kelten) fällt in den Zeitraum 2175 - 2020 cal yr BP. Im Gegensatz zu den vorangegangenen Epochen liegen nun schriftliche Überlieferungen der Siedlungsweise, der Religion, der Wirtschafts- und der Sozialstruktur der Kelten vor, die unter Hinzuziehung archäologischer Funde ein umfassendes Wissen über diese Kultur liefern. Die Mehrzahl der Treverer-Gräberfelder gehört zu Einzelgehöften oder kleinen Hofgruppen. Größere Gräberansammlungen (>100 Stück) zeugen aber auch von der Existenz größerer Siedlungen. Daneben gab es auch feste Besiedlungen, wie Burganlagen. Ab ca. 2150 cal yr BP entwickelten sich stadtähnliche Besiedlungen, die an Verkehrsknotenpunkten gelegen, rasch Zentren kulturellen, wirtschaftlichen und militärischen Lebens wurden.

Die noch in der Bronzezeit dicht bewaldete Landschaft um das Holzmaar wurde von der Laufelder Gruppe (Hallstatt C) regelrecht kolonisiert. Davon zeugt der rapide Anstieg aller siedlungsanzeigenden Pollentypen und einem damit einhergehenden Baumpollen-Rückgang, als auch der markante Anstieg der Fundstellenzahl (Dörfler *et al.*, 1998). Im weiteren Verlauf kann im Einzugsbereich des Holzmaars von nunmehr permanent genutzten Wirtschaftsflächen ausgegangen werden. Die Kräuter und Gräser nehmen kontinuierlich zu, während die Buche zurückgedrängt wurde (Dörfler *et al.*, 1998). Dieses koinzidiert mit einem weiteren Anstieg der Funde während der älteren Hunsrück-Eifel-Kultur (Hallstatt D). Es bestand nun ein Siedlungszentrum in der Vulkaneifel (Dörfler *et al.*, 1998). Während der jüngeren Hunsrück-Eifel-Kultur (Latène A und B) war die Siedlungsdichte, nach der Zahl der Bodenfunde zu beurteilen, etwas geringer. Archäologische Nachweise für eine Besiedlung in der Mittellatènezeit (Latène C) fehlen gänzlich. Die Spätlatènezeit (Latène D) ist wiederum durch Grabfunde, aber auch durch Einzelfunde dokumentiert. Allerdings war die Siedlungsintensität im Vergleich zu den vorausgehenden Zeitintervallen etwas geringer. Auch dieser Befund wird durch die Pollenanalyse gestützt, denn die siedlungsanzeigenden Pollentypen nehmen ebenfalls wieder zu. Allgemein lässt sich in der Holzmaarregion von einer Ortskontinuität während der Eisenzeit sprechen (Dörfler *et al.*, 1998).

Römische Kaiserzeit (2020 - 1550 cal yr BP)

Aus der Epoche der Römerzeit liegen historische Quellen vor. Erstmals wurde Trier in Caesars ‘Commentarii de Bello Gallico’ erwähnt. Jüngere Arbeiten, die sich mit der Römerzeit beschäftigen, stammen beispielsweise von Cüppers (1990) und Wigg (1993).

Unter dem Einfluss der Römerherrschaft kam es zur wirtschaftlichen Blüte des Trierer Umlandes: vorhandene Basaltbrüche der Mayener Gegend wurden erweitert, aus dem Tuffsteingebiet des Brohltales wurde Baustoff für römische Festungen gewonnen, der Bergbau in den Eisenlagern der Eifeltäler wurde verbessert, das Glas- und Töpfereigewerbe wurden weiterentwickelt und der Tuchhandel wurde intensiviert (Kaufmann, 1927).

Als Bestandteil des Römerreiches wurde die Eifel zu einem wichtigen Durchgangsgebiet zwischen Mittelmeer und Niederrhein (Renn, 1987). Neue Straßen wurden gebaut, oft wurden alte, vorge-schichtliche Wege technisch verbessert und ausgebaut. Einen Eindruck von dem engen Straßennetz vermitteln das römische Kursbuch (Itinerarium Antonini) und Kurskarten, deren mittelalterliche Nachbildung – bekannt als Peutingersche Tafel – heute noch existiert (Kaufmann, 1927). Die Straßen wurden vom Militär und Handel genutzt und förderten die Besiedlung der Eifel. Entlang einer großen Römerstraße, die von Trier nach Koblenz bzw. Andernach verlief, gab es auch eine Abzweigung in Hontheim über Strotzbüsch, Mehren, Daun (Abbildung 11), Dockweiler und Hillesheim, die zur großen Trier-Kölner Römerstraße führte (Schuhmacher, 1913/14; Hagen, 1931). Entlang der Heeresstraßen erfolgten Eingriffe in die anliegenden Waldgebiete für die Anlage von Kolonien der römischen Militärverwaltung und für den Bau von privaten Villen (Schwind, 1984).

Im Kerngebiet um das Holzmaar zeigt sich von Beginn der römischen Zeit an eine gleichmäßige Besiedlungsintensität (Nakoinz, 1998). Die Art des Fundmaterials änderte sich mit Beginn der römischen Kaiserzeit, denn erstmals wurden nachweislich Gebäude in Steinbauweise errichtet. Im Arbeitsgebiet sind Steinbauten seit ca. 1850 cal yr BP bekannt (Nakoinz, 1998). Römische Villen wurden beispielsweise bei Gillenfeld, Bettenfeld und Schalkenmehren (Abbildung 11) entdeckt (Nakoinz, 1998). Die Reste eingestürzter Schieferdächer in Eckfeld und Saxler weisen auf Holzbauten hin (Nakoinz, 1998). Im Umland des Holzmaars wurde auch eine Höhengründung entdeckt, die sich auf dem Burgberg des Ortes Schutz befand (Nakoinz, 1998). Um ca. 1700 cal yr BP war möglicherweise eine maximale Besiedlung erreicht, die in den darauf folgenden 100 Jahren stark abfiel und für die Zeit um ca. 1500 cal yr BP fehlen archäologische Funde völlig. Die Pollenuntersuchungen (Dörfler *et al.*, 1998; Litt & Kubitz, 2000; Usinger & Wolf, 1991) verdeutlichen ebenso, dass es für einen Romanisierungsprozeß anhand einer Veränderung im Baumpollen-/Nichtbaumpollen-Verhältnis keine Hinweise gibt.

Völkerwanderungszeit (1550 - 1475 cal yr BP)

Um ca. 1550 cal yr BP begannen die Alemannen- und Frankeneinfälle in der Eifelregion. Im Zuge dessen wurde Trier mehrfach zerstört und 1475 cal yr BP endgültig von den Franken erobert. Nach dem Zusammenbruch des römischen Reiches verödete der größte Teil des Wirtschaftslandes der Eifel (Schwind, 1984). Besonders die Hochflächen verheideten vorübergehend und wurden vom Wald wieder eingenommen. Das geht aus dem Pollenmaximum von *Calluna* (Heidekraut) und *Corylus* (Hasel) hervor (Straka, 1975). Am Holzmaar kommt es ebenso zu einem drastischen Rückgang der siedlungs-zeitigen Pollen, das heißt dort kam die Landwirtschaft zum Erliegen (Dörfler *et al.*, 1998).

4 Methodik

4.1 Probenahme des Kernmaterials

Während einer Bohrkampagne des GeoForschungsZentrums Potsdam (GFZ) im Jahre 1996 wurden mit einer Usinger Sonde (Usinger, 1991) zwei überlappende Kernserien aus dem Profundal des Holzmaars erbohrt. Bei den Sedimenten des Holzmaars handelt es sich um jahreszeitlich geschichtete (warvierte) Sedimente (Zolitschka, 1990, 1991). Die Kerne wurden in 2 m-Abschnitten entnommen. Der Kerngewinn betrug 9,90 m für das Kernprofil HZM-4a und 11,30 m für das Kernprofil HZM-4b (Brüchmann, 1998). Über eine makroskopische Korrelation beider Kernprofile wurde ein lückenloses Kompositprofil HZM-4 a/b erstellt (Abbildung 16). Aus diesem wurden durchgängig eine überlappende Sedimentserie für die Dünnschliffherstellung sowie Proben für palynologische Untersuchungen (Litt & Kubitz, 2000) entnommen (Brüchmann, 1998).

Mit spezialangefertigten, halbkreisförmigen Plastikschaubern wurden lückenlos 1 cm dicke Sedimentscheiben aus dem Kompositprofil zwischen 617,6 cm und 302,6 cm geschnitten. Aus den Sedimentscheiben wurden senkrecht zur Schichtung, mit abgeschnittenen Injektionsspritzen, volumengenaue Proben gezogen. Für geochemische Untersuchungen wurden ca. 2 bis 3 ml und für diatomologische Untersuchungen ca. 0,1 bis 0,2 ml Sediment entnommen. Anschließend wurde von allen Proben das Feuchtgewicht mit einer Präzisionswaage ermittelt. Insgesamt wurden 317 Proben für geochemische Analysen und 119 Proben für diatomologische Untersuchungen vorbereitet. Die Kerne wurden nach der Beprobung in Klarsichtfolie eingewickelt, mit einem harten Kunstdeckel zugedeckt, in PVC-Schläuche eingeschweißt und im Dunkeln im Kühlraum bei +4 °C gelagert.

4.2 Dünnschliff-Herstellung und Analyse

Die aus dem Kernprofil entnommenen Sedimentstücke (10 × 1,5 cm) wurden in flüssigem Stickstoff schockgefroren und anschließend gefriergetrocknet. Die in Kunstharz eingebetteten Sedimentriegel wurden zu Großdünnschliffen weiter verarbeitet. Das Bearbeitungsverfahren wurde primär an der Universität Trier und später am GFZ weiterentwickelt (unveröffentlicht). In den Grundzügen folgt das Verfahren der Beschreibung von Merkt (1971). Detaillierte Beschreibungen der Sedimentbeprobung und -behandlung für Dünnschliffe finden sich in Zolitschka (1989) und Rein (1996).

Dünnschliffe wurden unter einem Carl Zeiss Photomikroskop mit Immersionsobjektiven bei 400x, 630x und 1000x Vergrößerung untersucht. Außerdem wurden die Präparate mit Differential-Interferenzkontrast (DIC) analysiert. Die Untersuchung mit DIC liefert reliefartige, pseudodreidimensionale Bilder. Die von Rein (1996) definierten, fortlaufend nummerierten Referenzlagen, d.h. markante, auffällige Lagen, spielten eine wesentliche Rolle während der Dünnschliffuntersuchung des warvierten Sediments, da

- Schliffwechsel sich an den Referenzlagen orientierten, um Doppelzählungen zu vermeiden,
- Zählungen zwischen zwei Referenzlagen problemlos wiederholt werden konnten und

- anhand der Referenzlagen konnten auch ersatzweise entsprechende Dünnschliffabschnitte der Kompositprofile HZM1/2/3 und HZM B/C ausgemacht und analysiert werden.

Schwerpunkte der Warvenuntersuchung

Die Warvenuntersuchung beinhaltete, dass die Sublagen der hellen Sequenz vermessen, nach der in ihr jeweils dominierenden Algenart benannt und die Reihenfolge der Sublagen innerhalb der hellen Lage protokolliert wurden (Anhang B, Tabelle 3). Aus der relativen Positionsbestimmung eines Sublagentyps in jeder einzelnen Warve konnte in einem weiteren Rechenschritt dessen durchschnittliche Positionslage über die Dauer einer Warvenzone ermittelt werden (Anhang B, Tabelle 3). Darüber hinaus wurde die durchschnittliche Anzahl der Sublagen der hellen Lage innerhalb einer Warvenzone berechnet, die hier so genannte ‘Modalität’ (Anhang B, Tabelle 3). Ein Modalwert zwischen 1 und 1,5 deutet darauf hin, dass die hellen Lagen in der betreffenden Warvenzone vornehmlich aus einer Diatomeenblüte, also unimodal aufgebaut sind. Hingegen spiegelt ein Modalwert zwischen 1,5 und 2 wieder, dass die hellen Lagen in der Mehrzahl aus zwei Diatomeenblüten-Lagen bestehen, also bimodal sind. Die dunklen Lagen wurden lediglich vermessen, aber nicht weiter unterteilt, da der Fokus auf der Analyse der Diatomeen-Sublagen lag. Die Sublagen einer Warve wurden nach der in ihr jeweils dominierenden Algenart benannt, wobei unter der Sublagen-Bezeichnung *Fragilaria* spp. alle lagenbildenden *Fragilaria*-Arten, d.h. *Fragilaria nanana* Lang-Bertalot, *Fragilaria tenera* (W. Smith) sowie *Fragilaria ulna* (Nitzsch) Lange-Bertalot var. *acus* zusammengefasst sind.

4.3 Sedimentologie, Geochemie

4.3.1 Rohdichte, Trockendichte und Sediment-Akkumulationsrate

Die Proben für geochemische Untersuchungen wurden eingefroren, gefriergetrocknet und erneut gewogen. Ausgehend von Volumen, Feucht- und Trockengewicht wurden zunächst die Rohdichte ρ_R [g cm^{-3}] und die Trockendichte ρ_S [g cm^{-3}] bestimmt. Anhand von ρ_S und der über das Altersmodell (Kapitel 5.1) bekannten Sedimentationsraten SR [cm yr^{-1}] ließ sich wiederum die totale Sediment-Akkumulationsrate SAR_{total} [$\text{g cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$] ermitteln:

$$\rho_R = \frac{m_T}{V_T} \quad (2)$$

$$\rho_S = \frac{m_S}{V_T} \quad (3)$$

$$SAR_{\text{total}} = \rho_S SR \quad (4)$$

mit m_T - dem Gewicht der wassergesättigten Probe [g], m_S - dem Gewicht der getrockneten Probe [g] sowie V_T - dem Volumen der wassergesättigten Probe [cm^3].

Zur Homogenisierung wurden die getrockneten Proben gesiebt (Maschenweite 125 μm) und in Schnappdeckelgläser bis zu ihrer Verwendung für die geochemischen Analysen aufbewahrt.

4.3.2 Geochemische Untersuchungen

Gesamtkohlenstoff, Gesamtstickstoff und Gesamtschwefel

Durch Infrarot-Absorptionsspektrometrie wurde der Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff TOC, an Stickstoff TN und an Schwefel TS am LECO-CNS Analysengerät bestimmt. Das Probenmaterial wurde in Quarzschiffchen eingewogen und in einer reinen Sauerstoffatmosphäre bei 1350 °C verbrannt. Dabei werden alle Kohlenstoffarten, Stickstoff und Schwefel freigesetzt und zu CO₂, NO_x, und SO₂ oxidiert. Die Infrarotzelle misst die Konzentration von CO₂, NO_x, und SO₂. Unter Berücksichtigung des Einwaagegewichtes und des Kalibrationswertes wird das Messergebnis in Trockengewichtprozent TGW [%] angegeben. Da in Böden und Seesedimenten organischer Stickstoff N_{org} generell 95-98 % des Gesamtstickstoffs ausmacht (Bremner, 1965; Keenea *et al.*, 1970) wird im folgenden TN als organogen betrachtet. Der anorganische Kohlenstoffgehalt war in dem untersuchten Abschnitt sehr niedrig (max = 0,03 %), insofern wird der gemessene Kohlenstoff als organogen angesehen. Die Umrechnung der TOC-Werte in Gehalte der organischen Substanz ORG erfolgte unter Anwendung des von Dean (1974) empirisch ermittelten Näherungsfaktors von 2,13.

Biogene Kieselsäure

Das biogene Siliziumdioxid BSi der gefriergetrockneten Proben wurde mit einer 2 M Natriumcarbonat-Lösung (Na₂CO₃) aufgeschlossen. Der Aufschluss dauerte 5h bei 90°C. Vorher wurde das organische Material durch Nass-Oxidation H₂O₂ (30 %ig) zerstört. Spuren von anorganischem Kohlenstoff und anorganisch gebundenem P wurden mit heißer HCl-Lösung (10 %ig) entfernt. Die gewonnene, konzentrierte Soda-Silikatlösung wurde mit entionisiertem Wasser verdünnt. Anschließend wurde die Silikatkonzentration der Probenlösung photometrisch (als reduziertes Molybdosilikat) am FIAS (Flow Injection Atomic Spectrometry)-Analyse-Gerät nach einer laborinternen Methode (Schettler, unveröffentlicht) analysiert, die weitestgehend der so genannten "Mo-blue"-Methode für FIAS (Schweizer *et al.*, 1993) folgt. Voruntersuchungen, wie wiederholter Aufschluss einer Probe und wiederholte Verdünnung einer Extraktionslösung, dienten der Qualitätssicherung. Aus Kontrollgründen wurde bei der Messung bis zur 50. Probe jede und danach jede 5. Probe zweifach aufgeschlossen. Die analytische Messgenauigkeit dieser Methode beträgt ±1 % des TGW von BSi. Kleine Mengen des silikatgebundenen Si werden ebenfalls während des Aufschlussverfahrens freigesetzt. Dieser Anteil hängt von der mineralogischen Zusammensetzung der einzelnen Sedimentproben ab und beträgt ebenfalls ca. 1 % des TGW BSi. Die Aufschlussrückstände wurden stichprobenartig am Mikroskop nach biogenen Silikatbruchstücken durchmustert. Die nach der Soda-Behandlung übrig gebliebenen Schalenreste waren vernachlässigbar gering (<1 % bezogen auf den Gesamtrückstand). Die gemessenen BSi-Konzentrationen [mg L⁻¹] wurden abschließend in BSi TGW %, umgerechnet. Der in biogenen Silikatgerüsten eingeschlossene Wassergehalt von ca. 10 % (Mortlock & Froelich, 1989) wurde als vernachlässigbar angesehen und folglich durch keinen entsprechenden Faktor berücksichtigt.

Spezifische Sediment-Akkumulationsraten

Die Umrechnung der Prozentwerte für BSi, ORG, TN, und TS in spezifische Sediment-Akkumulationsraten SAR_{sp} erfolgte durch Multiplikation mit den entsprechenden Sediment-Akkumulationsraten SAR [g cm⁻² yr⁻¹]:

$$SAR_{sp} = (k \cdot SAR) \div 100 \quad (4)$$

mit k – der jeweiligen Sedimentkomponente [TGW %].

Minerogene und allochthone Komponente

Die Sediment-Akkumulationsrate für minerogenes Material SAR_{Min} [$g\ cm^{-2}\ yr^{-1}$] wurde durch die Subtraktion der Summe der vier biogenen SAR-Werte von SAR_{Total} errechnet:

$$SAR_{Min} = SAR_{Total} - (SAR_{BSi} + SAR_{ORG} + SAR_{TN} + SAR_{TS}) \quad (5)$$

4.4 Taxonomische Untersuchungen

Eine ausführliche und aktuelle Übersicht über gebräuchliche Labormethoden für die Diatomeenanalyse findet sich in Battarbee (2001). Im folgenden wird die eigene Herangehensweise erläutert.

4.4.1 Diatomeenpräparation

Um einen vorläufigen Überblick zu erhalten, wurden die Proben, für die Erstellung der Diatomeen-Stratigraphie, zunächst in Abständen von 5 cm aufbereitet. Die Auswahl weiterer Proben war abhängig von der vorläufigen Stratigraphie und konzentrierte sich auf die Abschnitte, in denen die Interpretation unklar war. Darüber hinaus wurde die Probenanalyse in den Sequenzen, in denen die Sedimentationsraten besonders niedrig ist, verdichtet.

Aufbereitung des Diatomeenmaterials

Die Aufbereitung der Proben und die Bestimmung absoluter Valvenzahlen erfolgte nach den üblichen Standardverfahren (Battarbee, 1973; Battarbee & Kneen, 1982; Battarbee, 1986; Renberg, 1990). Die nassen Proben wurden mit 30 %iger Wasserstoffperoxidlösung H_2O_2 versetzt und im Wasserbad auf 70° bis 80 °C erhitzt. Um ein Überschaumen der Proben zu vermeiden, erfolgte die Zugabe von H_2O_2 in kleinen Mengen und die Aufheizung des Wasserbades erst nachdem die erste Reaktion abgeklungen war. Nach mehrmaliger Zugabe von 1 bis 2 ml H_2O_2 in Abständen von 6 bis 12 h war die Oxidation des organischen Materials abgeschlossen. Anschließend wurden die Proben mit destilliertem Wasser gespült und neutralisiert. Jede Spülung wurde nach 24 h mit einer Wasserstrahlpumpe bis ca. 2 cm oberhalb des Röhrchenbodens abgesaugt. Um eventuell vorhandene karbonatische Verbindungen zu lösen, wurden die Probelösungen mit einigen Tropfen 10 %iger Salzsäure HCl versetzt und nochmals erhitzt. Danach wurden die Proben erneut mehrmals mit destilliertem Wasser gespült. Zurück blieb eine weiße gallertartige Masse, die nun für die Anfertigung der Diatomeen-Präparate verwendet werden konnte. Um Pilzbefall vorzubeugen, wurden die Probelösungen in leicht saurem Milieu gehalten und bis zu ihrer Verwendung kühl (bei +4 °C) und dunkel gelagert.

Herstellung der Diatomeenpräparate

Ein 300 µl Tropfen einer homogenisierten Suspension wurde auf ein entfettetes Deckglas (Durchmesser 18 mm, Stärke 0 = 0,08 bis 0,12 mm) aufgetragen und auf den entsprechend beschrifteten Objektträger (76 × 26 mm) bei Zimmertemperatur an einem erschütterungsfreien Ort getrocknet. Ein Tropfen des Einbettungsmittels Naphrax (Brechungsindex 1,69) wurde auf die, auf einer Heizplatte liegenden, beschrifteten Objektträger mit einer Einwegpipette aufgetragen. Das mit Diatomeenschalen beschichtete Deckglas wurde behutsam darüber gelegt. Nach 10- bis 15-minütigem Erhitzen bei ca. 120 °C entwich das Lösungsmittel Toluol. Die abgekühlten und erhärteten Präparate standen nun für die mikroskopische Untersuchung zur Verfügung.

4.4.2 Diatomeenanalyse

Lichtmikroskopische Diatomeenanalyse

Die mikroskopische Untersuchung wurde im Differenziellen Interferenzkontrastverfahren (DIC) an einem Photomikroskop AXIOPHOT POL der Firma Zeiss durchgeführt. Für eine erste Begutachtung der fossilen Diatomeenvergesellschaftung oder für die Durchmusterung des Präparates nach Einzelindividuen wurde ein Plan-Apochromat Objektiv mit 630x Vergrößerung und einer numerischen Apertur (n. A.) von 1,4 verwendet. Die numerische Apertur (n. A.) ist eine Angabe bezüglich des Auflösungsvermögens des verwendeten Objektivs. Ein Objektiv mit einer numerischen Apertur von 1,4 zeigt gleichzeitig das mit den Mitteln der Lichtmikroskopie maximal erzielbare Auflösungsvermögen (rund 0,2 µm) an. Die eigentliche Auswertung des Präparates erfolgte mit einem Plan Neofluar Objektiv mit 1000x Vergrößerung (n. A. von 1,3). Mit dem integrierten Kamerasystem AXIOPHOT wurden taxonomisch nicht eindeutig identifizierbare sowie besonders seltene Arten photodokumentiert. Die Filme wurden im Fotolabor des GFZs entwickelt.

Zählung und Bestimmung der Diatomeen

Pro Präparat wurden im Mittel 850 Diatomeenschalen gezählt und auf Spezies- oder Varietätsniveau bestimmt. Auch Bruchstücke, sofern diese identifizierbar waren, wurden nach dem System von Battarbee (1978) mitgezählt. Die Bruchstücke, bei denen noch das Zentrum der Schale oder andere charakteristische Merkmale erhalten waren, wurden erfasst, z.B. die größere apikale Verdickung von *Asterionella formosa* Hassall oder die zentrale Verdickung von *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing. Auf diese Weise wurden Doppelzählungen einer Schale vermieden. Zusätzlich wurde das Diatomeen/Zysten-Verhältnis bestimmt. Im Anschluss an die eigentliche Zählung wurde das Präparat nochmals bei 630x Vergrößerung zur Erfassung des gesamten Artenspektrums durchmustert. Die Reproduzierbarkeit einer Zählung wurde zu Beginn dieser Studie durch zweifache Auswertung eines Präparates ermittelt. Die Abweichungen dieser insgesamt 20 zusätzlichen Zählungen lagen konstant unter 5 %, so dass im Weiteren auf eine Doppelzählung verzichtet wurde.

Die Bestimmungsbände der "Süßwasser-Flora Mitteleuropas" (Krammer & Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1991, 1996) waren die Grundlage für die Identifizierung der Diatomeen im untersuchten Profil. Zusätzlich wurde die Ergänzung zur Süßwasserflora (Lange-Bertalot, 1993) und die Monographien und Artneubeschreibungen der Bibliotheca Diatomologica und Iconographia Diatomologica (Lange-Bertalot & Krammer, 1989; Krammer, 1992; Lange-Bertalot, 1999), sowie Einzelveröffentlichungen

(beispielsweise Kling & Håkansson, 1988; Håkansson & Carter, 1990; Scheffler, 1994; Wunsam *et al.*, 1995; Meyer & Håkansson, 1996; Hegewald & Hindáková, 1997) berücksichtigt.

Berechnung der Diatomeenkonzentration

Für die Ermittlung der vorläufigen Diatomeenkonzentrationen wurde von jeder fünften Probe eine 200 µl Suspensionslösung mit destilliertem Wasser auf 12 ml aufgefüllt und für die Herstellung von Diatomeenpräparaten verwendet. Stichprobenartig wurden zwanzig Gesichtsfelder eines Präparates ausgezählt, um daraus approximativ die vorläufige Konzentration der Diatomeenschalen $C_{\text{Dia,op}}$ [Valven cm^{-3}] zu berechnen:

$$C_{\text{Dia,op}} = \frac{N_{\text{Dia}} A_{\text{DG}} V_{\text{P}}}{A_{\text{T}} V_{\text{SP}} V_{\text{VD}}} \quad (6)$$

mit N_{Dia} – der Anzahl der Valven, A_{DG} – der Deckglasfläche [cm^2], V_{P} – dem Probenvolumen bezogen auf das Nassgewicht [cm^3], A_{T} – der Gesamtfläche [cm^2], V_{SP} – dem Subprobenvolumen [cm^3] und V_{VD} – dem Verdünnungsvolumen [cm^3].

Die nach Gleichung (6) ermittelten operationalen Diatomeenkonzentrationen dienten der Erstellung einer für dieses Sediment adäquaten Mikrosphärenstammmlösung (hier: $9,735 \cdot 10^6$ Mikrosphären ml^{-1}). Anschließend wurde jede Diatomeensuspension (in der Regel 200 bis 300 µl der jeweiligen Diatomeenstammmlösung) mit einem berechneten Volumen der Mikrosphärenstammmlösung versetzt, wobei die Zahl der Diatomeen und Mikrosphären ein ähnliches Größenverhältnis aufweisen sollten (Battarbee & Kneen, 1982). Das Diatomeen-/Mikrosphäremischung wurde abschließend mit destilliertem Wasser auf 12 ml aufgefüllt. Die Diatomeenkonzentration C_{Dia} [Valven g^{-1}] lässt sich nach folgender Formel berechnen:

$$C_{\text{Dia}} = \frac{N_{\text{Dia}} MS_{\text{add}}}{MS_{\text{cou}}} \left/ \left(\frac{V_{\text{SP}} m \rho_{\text{S}}}{V_{\text{VD}} \rho_{\text{R}}} \right) \right. \quad (7)$$

mit N_{Dia} – der Anzahl der Valven, MS_{add} – den dazugegebenen Mikrosphären, MS_{cou} – den gezählten Mikrosphären, V_{SP} – dem Subprobenvolumen [cm^3], m – dem Gewicht der Probe [g], ρ_{S} – der Trockendichte, V_{VD} – dem Verdünnungsvolumen [cm^3] und ρ_{R} – der Rohdichte.

Die Diatomeenkonzentrationen wurden in Diatomeen-Akkumulationsraten SAR_{Dia} [Valven $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$] für individuelle Taxa, Taxagruppen (Plankton/Periphyton) bzw. für eine gesamte Probe mittels Gleichung (4) berechnet.

Rasterelektronenmikroskopische Diatomeenuntersuchungen

Für die Untersuchung der Detailstrukturen der Diatomeenschalen wurde ein Rasterelektronenmikroskop (REM) benutzt. Zunächst wurden Deckgläser in der gleichen Weise wie bei Lichtmikroskopaufnahmen mit Diatomeenschalen beschichtet. Die auf den Stiftprobentellern mittels Spezialklebeflächen fixierten, beschichteten Deckgläser wurden dann mit Gold bedampft (Dicke zwischen 10 bis 25 µm). In Abhängigkeit von der Vergrößerung (in der Regel zwischen 4000x und 7000x) betrug der Arbeitsabstand am REM zwischen 11 und 17 mm bei einer Beschleunigungsspannung von 10 bis 20 Volt.

4.5 Statistische Auswertung

4.5.1 Mittelwert und Median

Zur statistischen Verarbeitung des Datenmaterials, beispielsweise der Berechnung durchschnittlicher SAR für definierte Profilbereiche, wurde neben dem arithmetischen Mittelwert auch der Median ermittelt. Der Median ist der mittlere Wert von der Größe nach geordneten Einzelwerten (bei ungerader Anzahl der Einzelwerte), bei gerader Anzahl ist er das arithmetische Mittel der beiden in der Mitte stehenden Einzelwerte (Sachs, 1993). Mediane haben gegenüber arithmetischen Mittelwerten den Vorteil, dass sie ausreißerunempfindlich sind.

4.5.2 Diversität

Der Shannon-Index (Shannon & Weaver, 1949) wurde als Maß für die Diversität der Spezies, bezogen auf eine gezählte Probe, verwendet:

$$H = - \sum_{i=1}^n y_i \log y_i \quad (8)$$

mit y_i – der relativen Häufigkeit der i -ten Art. Die Vielfalt wird hier durch die Artenzahl und deren Häufigkeitsverteilung bestimmt. Arten mit kleinen Proportionen haben bei der Berechnung von H durch die Logarithmisierung in Gleichung (8) einen relativ großen Einfluss.

4.5.3 Änderungsraten der Diatomeenvergesellschaftungen

Eine biostratigraphische ‘rates of change‘ (RC -Analyse) der fossilen Diatomeenvergesellschaftungen pro Zeiteinheit wurde durch eine Berechnung der Unähnlichkeit zwischen zwei benachbarten Proben ermittelt (Jacobson & Grimm, 1986). Als Abstandsmaß wurde der Sehnenabstand (‘chord distance‘) aufgrund seiner statistischen Eigenschaften in Bezug auf Prozentdaten verwendet (siehe Prentice, 1980). Vor der Berechnung wurde das Zeitalter durch gewichtete lineare Interpolation auf äquidistante Zeitabstände von 20 Jahren gemittelt. Die berechneten Unähnlichkeiten wurden mit einem gleitenden Mittel über drei Punkte geglättet. Die Sehnenabstände wurden auf 20 Jahre standardisiert. Für die Berechnung der RC wurde das Programm RATEPOL (J. M. Line and H. J. B. Birks, unveröffentlicht) benutzt.

4.5.4 Cluster-Analyse

Die prozentuale Diatomeen-Stratigraphie wurde in lokale Diatomeenvergesellschaftungszonen (LDVZ) unterteilt, mit dem Ziel chronologische Änderungen der fossilen Vergesellschaftungen zu klassifizieren. Eine LDVZ unterscheidet sich von der Nachbarzone durch eine andere Artenzusam-

mensetzung und/oder durch veränderte relative Häufigkeitsverteilungen. Umgekehrt heißt das, benachbarte Proben mit der größten Ähnlichkeit werden zu einer LDVZ zusammengefasst.

Die Zonierung wurde mit einer zeitlich konditionierten Clusteranalyse ("constrained cluster analysis") durchgeführt (Legendre & Legendre, 1998). Zur Berechnung der Cluster wurde die Methode der schrittweisen Summe der Quadrate ("incremental sum of squares") benutzt. Bei der Berechnung wird ein agglomerativer Algorithmus verwendet, der die Cluster hierarchisch ordnet. Der Ausgangspunkt der Berechnungen ist eine auf den Proben basierende Abstandsmatrix quadrierter Euklidabstände (Grimm, 1987). Alle Daten wurden vor der Berechnung der Cluster standardisiert. Die Cluster wurden mit einem Dendrogramm dargestellt und jeweils an der Stelle abgeschnitten, die eine der Interpretation dienliche Zoneneinteilung ergab (cut-off Kriterium). Zur Cluster-Analyse wurde das Programm CONISS (Grimm, 1987) verwendet.

4.5.5 Rekonstruktion des Gesamtphosphors

4.5.5.1 Ausgewählte Kalibrationsdatensätze

Um die TP-Entwicklung des Holzmaars zu rekonstruieren, wurden quantitative TP-Rekonstruktionen durchgeführt. Die Auswahl der drei im Folgenden vorgestellten Kalibrationsdatensätze richtete sich nach den in Kapitel 2.3.3 genannten Kriterien.

Kalibrationsdatensatz Brandenburg

Der litorale Kalibrationsdatensatz von Schönfelder *et al.* (2002) beinhaltet 69 Seen und 15 Flussabschnitte aus Nordostdeutschland (Bundesland Brandenburg). Der TP-Gradient reicht von oligotroph bis hypertroph (9 bis $1687 \mu\text{g L}^{-1}$) mit dem Schwerpunkt im mesotrophen Bereich (Median = $30 \mu\text{g L}^{-1}$). Die Litoralproben wurden aus einer Wassertiefe von 0,2 bis 0,5 m jeweils im Frühjahr und Sommer der Jahre 1992 bis 1999 entnommen. Die chemischen und physikalischen Daten des Holzmaars liegen im Wertebereich der entsprechenden Angaben für die Kalibrationsgewässer. Darüber hinaus stimmen die angewandten Bestimmungskriterien zur Diatomeentaxonomie des Kalibrationsdatensatzes mit denen des vorliegenden fossilen Datensatzes überein.

Kalibrationsdatensatz NW-Europa

Der NW-europäische Datensatz stellt eine Kombination aus sechs kleinen regionalen Datensätzen dar. Diese stammen aus SO-England, Mittel-England, Wales, Nord-Irland, Dänemark sowie aus Schweden. Bei den Seen handelt es sich meistens um flache, kleine, leicht saure bis alkalische Seen, eingebettet in ein landwirtschaftlich geprägtes Umland und/oder umgeben von einem bewaldeten Einzugsgebiet. Die Oberflächenproben (0 bis 1 cm) wurden jeweils von der tiefsten Stelle der Seen im Zeitraum 1990 bis 1993 genommen (Bennion *et al.*, 1996a). Der vollständige Datensatz enthält 164 Seen, während infolge statistischer Auswahlverfahren ein Kalibrationsdatensatz mit 152 Seen entstand. Der TP-Gradient des NW-europäischen Datensatzes reicht von oligotroph bis hypertroph (5 bis $1189 \mu\text{g L}^{-1}$) mit dem Schwerpunkt im hypertrophen Bereich (Mittelwert = $172 \mu\text{g L}^{-1}$). Weitere Einzelheiten bezüglich des Datensatzes finden sich in Bennion *et al.* (1996b) und auf der Homepage der European

Diatom Database (EDDI), in der dieser Datensatz zur Verfügung steht (<http://craticula.ncl.ac.uk:8000/Eddi/jsp>).

Kalibrationsdatensatz W-Europa

Der kombinierte westeuropäische Datensatz stellt eine Verknüpfung aus acht kleinen regionalen Datensätzen und einem bereits kombinierten Kalibrationsdatensatz dar. Die acht regionalen Datensätze stammen aus Welsh (Bennion *et al.*, 1996b), Dänemark (Kristensen *et al.*, 1991), Nord-Irland (Anderson *et al.*, 1993; Anderson & Rippey, 1994), Mittel-England (Anderson & Rippey, 1994), Süd-England (Bennion, 1994), dem französischen Zentralmassiv (Rioual, 2000), der Schweiz (Lotter *et al.*, 1998) und Zentral-Europa (Österreich, Deutschland, Nord-Italien), (Wunsam & Schmidt, 1995; Wunsam *et al.*, 1995). Der integrierte kombinierte Datensatz SWAP (Surface Waters Acidification Program), (Birks *et al.*, 1990a; Stevenson *et al.*, 1991) umfasst wiederum fünf regionale Datensätze, die aus Schweden, Norwegen, Schottland, Wales und dem Englischen Lake District stammen. Die für den westeuropäischen Datensatz ausgewählten Oberflächenproben (0 bis 1 cm) wurden im Zeitraum 1990 bis 1998 genommen. Insgesamt umfasst der Kalibrationsdatensatz 347 Proben. Die TP-Spanne reicht von oligotroph bis hypertroph (2 bis 1189 $\mu\text{g L}^{-1}$) mit dem Schwerpunkt im eutrophen Bereich (Mittelwert = 98,6 $\mu\text{g L}^{-1}$). Der kombinierte Datensatz ist bislang unveröffentlicht (Juggins, pers. Mitteilung), steht aber zu Rekonstruktionszwecken über die EDDI-Homepage zur Verfügung.

Vor der Anwendung der beiden EDDI-Datensätze wurden die Taxanamen nach dem auf der EDDI-Homepage beschriebenen Taxa-Anpassungsverfahren durch die jeweiligen Taxa-Codes der beiden Datensätze ersetzt.

Verwendete Transferfunktionen

Für die Erstellung der Transferfunktionen wurden zwei unterschiedliche Verfahren, das so genannte ‘weighted averaging’-WA -Verfahren sowie das ‘weighted averaging partial least squares’-WA -PLS-Verfahren angewandt.

WA-Verfahren

Die Transferfunktion, die aus dem Kalibrationsdatensatz von Schönfelder *et al.* (2002) hervorgeht, basiert auf WA Regression und Kalibration (ter Braak, 1987). Die Annahme des WA-Verfahrens ist, dass die Häufigkeitsverteilung des Taxons y_k entlang einer Umweltvariablen x (dem Gradienten, hier TP) der Gaußschen Funktion entspricht. Der Modalwert (d.h. das häufigste Vorkommen) entspricht dem Optimum der Spezies u_k und die Standardabweichung entspricht der Toleranz t_k . Die Schätzung des artspezifischen Optimums für x kann als Mittel aller x -Werte der betreffenden Probenahmestellen i in denen die Art k vorkommt, gewichtet mit der artspezifischen Häufigkeitsverteilung erfolgen:

$$\hat{u}_k = \left(\sum_{i=1}^n y_{ik} x_i \right) \div \left(\sum_{i=1}^n y_{ik} \right) \quad (9)$$

mit \hat{u}_k - dem geschätzten Optimum der Art k , y_{ik} - der relativen Häufigkeit der Art k in der Probe i , n - der Anzahl der Lokationen i und x_i - der Wert der Umweltvariablen x an der Lokation i .

Einen Schätzwert der Toleranz \hat{t}_k für die Art k erhält man durch:

$$\hat{t}_k = \left(\sum_{i=1}^n y_{ik} (x_i - \hat{u}_k)^2 \div \sum_{i=1}^n y_{ik} \right)^{0,5} \quad (10)$$

Die geschätzten Optima- und Toleranz-Werte werden im nächsten Schritt (WA-Kalibration) zur Berechnung des Wertes der fossilen Probe \hat{x}_o benutzt:

$$\hat{x}_o = \sum_{k=1}^m \frac{y_{ik} u_k}{\hat{t}_k^2} \div \sum_{k=1}^m \frac{y_{ik}}{\hat{t}_k^2} \quad (11)$$

Damit die k Toleranzen untereinander vergleichbar sind, wird die Gleichung (11) oft mit der Diversitätszahl N_2 (Hill, 1973) gewichtet. Die Diversitätszahl N_2 ist der inverse Simpson-Diversitätsindex (Legendre & Legendre, 1998), der mit zunehmender Zahl der Vorkommen einer Art k an den Lokationen i steigt. Die entsprechende Korrektur für t_k lautet:

$$t_{k,adj} = \frac{t_k}{\left(1 - \frac{1}{N_2}\right)^{0,5}} \quad (12)$$

Insofern wird in Gleichung (12) die Toleranz stärker gewichtet, wenn die Art k in weniger Proben vorkommt.

Aufgrund der zweimaligen Durchführung der gewichteten Mittelwert-Bildung bei der Anwendung des WA-Modells entsteht eine Schrumpfung der berechneten x_i -Werte gegenüber den gemessenen x_i und demzufolge eine Verzerrung der rekonstruierten \hat{x}_o -Werte. Diese Unter- und Überschätzung von \hat{x}_i jeweils am unteren und oberen Ende des Gradienten minimiert man durch eine einfache lineare Expansion, dem so genannten "deshrinking" (ter Braak & van Dam, 1989; Birks *et al.*, 1990b). Die Expansion wird entweder mit inverser oder klassischer linearer Regression durchgeführt. Schönfelder *et al.* (2002) wenden die klassische Expansion an. Hierbei werden die Schätzwerte \hat{x}_i des Kalibrationsdatensatzes in Richtung der beobachteten Werte x_i verschoben. Durch klassische Regression werden die x_i -Werte stärker als durch inverse Regression expandiert und werden folglich weiter vom Mittelwert des Kalibrationsdatensatzes entfernt (Birks, 1995). Die Regressionskoeffizienten werden dann für die Neuberechnung von \hat{x}_o (Gleichung 11) verwendet. Die finale Gleichung für WA-Rekonstruktionen mit klassischer Expansion lautet:

$$\hat{x}_o = \frac{(x_{o,ini} - b_o)}{b_1} \quad (13)$$

mit $x_{o,ini}$ -Werte – den rekonstruierten \hat{x}_o -Werten vor der Expansion, b_o und b_1 - den Regressionskoeffizienten. Schönfelder *et al.* (2002) verwendeten für den Kalibrationsdatensatz Brandenburg ein toleranzgewichtetes WA-Modell mit klassischer Expansion.

WA-PLS-Verfahren

Für die Erstellung der TP-Transferfunktionen basierend auf dem NW-europäischen bzw. aus dem W-europäischen Kalibrationsdatensatz wurde jeweils das WA-PLS-Verfahren (ter Braak & Juggins, 1993) angewandt. Dieses Verfahren stellt eine Erweiterung der WA-Methode dar. WA-PLS berücksichtigt die Restwerte und damit auch residuale Korrelationen, die zwischen den relativen Häufigkei-

ten der Taxa y_k nach Anwendung des WA-Modells bestehen bleiben. Das WA-PLS-Verfahren ist ein Komponentenverfahren, in dem nach Anpassung der ersten Komponente die Residuen an x angepasst werden. Beim WA-PLS-Verfahren wird, wie beim WA-Verfahren, eine Gauß'sche Beziehung zwischen y_k und x angenommen, damit ist das Verfahren mit der kanonischen Korrespondenzanalyse (CCA) verwandt. Beim WA-PLS-Verfahren wird die erste Komponente als Linearkombination des Vektors der gewichteten Mittelwerte von y_{ik} , \mathbf{f}_k (Objektwerte) und x berechnet. Dabei wird die Kovarianz zwischen \mathbf{f}_k und x maximiert. Die Residuen werden zur Ermittlung höherer Komponenten benutzt, wobei diese orthogonalisiert werden und folglich mit anderen Komponenten nicht korreliert sind (ter Braak & Juggins, 1993). Die Zahl der zu berücksichtigenden Komponenten wird durch Kreuzvalidierung (siehe unten) ermittelt. Wenn nur die erste Komponente optimal ist, entspricht diese WA-PLS einer WA mit inverser Expansion. Das WA-PLS-Verfahren ist also per Definition mindestens genauso gut oder besser als eine WA in Abhängigkeit von der Zahl der Komponenten (ter Braak & Juggins, 1993).

4.5.5.2 Validierung der verwendeten Modelle

Kreuzvalidierung

Zur Abschätzung des Fehlers der Transferfunktion, dem mittleren Vorhersagefehler, wurden Kreuzvalidierungsverfahren eingesetzt. Als das simpelste Kreuzvalidierungsverfahren gilt das so genannte 'jack-knifing' oder Auslass-Verfahren (ter Braak & Juggins, 1993). Dabei wird unter Ausschluss einer Probe die Transferfunktion angepasst und dann auf die eine Probe angewandt. So erhält man für diese Probe einen Wert \hat{x}_i und durch Subtraktion dieses Wertes von dem beobachteten Wert x_i ergibt sich ein Restwert. Die Wurzel der Summe aller quadrierten Restwerte ergibt den Fehler der Vorhersage für das 'jack-knifing'-Verfahren, den so genannten 'Root Mean Squared Error of Prediction' (RMSEP_{jack}).

Bootstrapping und probenspezifischer Fehler

Als ein weiteres Kreuzvalidierungsverfahren der Ergebnisse der Transferfunktion wird das so genannte 'bootstrapping' benutzt (Efron & Tibshirani, 1993; Manly, 1997). Die Berechnung des bootstrap Fehlers basiert auf 9999 Bootstrap-Zyklen. Bei jedem Zyklus wird eine bestimmte Anzahl Proben des Kalibrationsdatensatzes ausgewählt, um einen synthetischen Kalibrationsdatensatz der Größe, die der des originalen Kalibrationsdatensatzes entspricht, zu erhalten. Jede Probe, die dem Originaldatensatz entnommen wurde, wird sogleich wieder ersetzt, so dass der synthetische Kalibrationsdatensatz dieselbe Probe gleich mehrfach enthalten kann. Alle Proben, die nicht im Bootstrap-Kalibrationsdatensatz enthalten sind, bilden einen Test-Datensatz. Die Transferfunktion wird dann auf den Bootstrap-Datensatz angewandt, um die Umweltvariable x_i der Proben des Test-Datensatzes zu rekonstruieren. In jedem Durchgang wird auch die Kalibration durchgeführt, um die Umweltvariable x_o jeder fossilen Probe zu bestimmen. Die Standardabweichung der rekonstruierten Werte sowohl für die modernen (s_i) als auch für die fossilen Proben (s_o) werden dann berechnet. Der probenspezifische Fehler s_{sam} wird aus beiden Komponenten berechnet:

$$s_{sam} = (s_i^2 + s_o^2)^{0,5} \quad (14)$$

Er bezieht sowohl den Vorhersagefehler der Regressionsgleichung als auch die fehlerbehaftete Anwendung der Regressionsparameter bei der Kalibration mit ein.

4.5.5.3 Bewertungsverfahren der rekonstruierten TP-Werte

Moderne Analogie

Die Anwendung einer Transferfunktion ergibt realistischere Größen, wenn die Diatomeenarten der fossilen Proben auch im Kalibrationsdatensatz zu einem möglichst großen Anteil und mit ähnlichen Proportionen vertreten sind (Battarbee *et al.*, 2001). Als ein Maß für die objektive Beurteilung der Übereinstimmung zwischen der fossilen und der modernen Probe wird das Analogie-Verfahren verwendet.

Beim Analogie-Verfahren wird die Ähnlichkeit zwischen den fossilen und modernen Proben, hier y_1 und y_2 auf der Basis von Abstandskoeffizienten d berechnet. In dieser Arbeit wurde der χ^2 -Abstand als Koeffizient gewählt (Flower *et al.*, 1997):

$$d_{12} = \sqrt{\sum_{j=1}^p \frac{1}{y_{+j} / y_{++}} \left(\frac{y_{1j}}{y_{1+}} - \frac{y_{2j}}{y_{2+}} \right)^2} \quad (15)$$

mit d_{12} - dem χ^2 -Abstand zwischen den Proben 1 und 2, y_{+j} - der Summe von y über die j -te Spalte, y_{++} - der Summe über alle Zeilen und Spalten der Vorkommen von y_{12} , y_{1+} - der Summe von y_1 über die j -te Spalte, y_{2+} - der Summe von y_2 über die j -te Spalte.

Die Werte des χ^2 -Abstandes sind Null bei identischen Proben und steigen mit zunehmender Unähnlichkeit an (Flower *et al.*, 1997). Fossile Proben gelten als analog zum Kalibrationsdatensatz, wenn sie Abstandskoeffizienten kleiner als die fünfte Perzentile (5 %) der Abstandsverteilung der modernen Proben aufweisen und als nicht analog, wenn sie Abstandskoeffizienten größer als die zweite Perzentile (20 %) zeigen.

Hauptkomponentenanalyse (PCA)

Eine Hauptkomponentenanalyse (PCA) wurde durchgeführt, um ökologische Gradienten der Diatomeenvergesellschaftungen zu identifizieren und mit den rekonstruierten TP-Werten zu korrelieren. Die PCA ist eine Eigenanalyse der Speziesdaten von der Eigenwerte λ_k und Eigenvektoren \mathbf{u}_k abgeleitet werden. Die Eigenvektoren (d.h. die Hauptachsen), die zu den größten λ_k gehören, repräsentieren die größte Varianz der Spezies. Die Eigenvektorkomponenten benutzt man zur Darstellung der Spezies und für die Berechnung von Objektwerten (Hauptkomponenten). Die Position der Objekte \mathbf{F} (die Probenpunkte) sind eine Linearkombination der zentrierten Werte jeder Spezies und von \mathbf{u}_k . Die Objektwerte der ersten Hauptachsen wurden mit den rekonstruierten TP-Werten korreliert, denn die Variabilität von \mathbf{f}_k ist, zumindest theoretisch, von dem wichtigsten ökologischen Gradienten der Arten bestimmt.

Passive CCA

Es wurde mit den Daten der Kalibrationsdatensätze eine CCA (Legendre & Legendre, 1998) durchgeführt. Die CCA ist ebenso wie die PCA ein Eigenanalyseverfahren, wobei zunächst die Umweltvariablen mit den Speziesdaten durch eine gewichtete multiple lineare Regression in Beziehung gesetzt werden. Mit den angepassten Spezies wird dann die Eigenanalyse durchgeführt. Der Ordinationsraum ist damit eine Linearkombination der Umweltvariablen. Die Variable, die die größte Variabilität der Spezies erklärt, sollte demnach die größte Beziehung zur ersten kanonischen Hauptachse aufweisen. Die fossilen Proben wurden dabei passiv im Ordinationsraum dargestellt, d.h. die gewichteten Mittelwerte der Proben hatten keinen Einfluss auf die Ordination. Mit diesem Verfahren kann anhand des Biplots von Proben und Umweltvariablen eingeschätzt werden, welche Beziehungen die fossilen Proben zu den Umweltvariablen des Kalibrationsdatensatzes haben. Idealerweise liegen die fossilen Proben entlang des TP-Vektors verteilt.

4.5.6 Rekonstruktion des pH-Wertes

Zur pH-Rekonstruktion wurde der Kalibrationsdatensatz von Schönfelder *et al.* (2002) verwendet. Die Seen decken einen sauren bis alkalischen pH-Bereich ab, wobei sie im Mittel schwach alkalisch sind. Der Fehler der Vorhersage beträgt $RMSEP_{jack} = 0,347$ pH Einheiten, $R^2 = 0,814$. Der pH-Wert einer Probe wurden mittels der Gleichung (11) berechnet. Kalibrationsdatensätze der EDDI-Datenbank wurden nicht berücksichtigt, da die untersuchten Seen pH-Werte vorwiegend im sauren Bereich aufwiesen.

5 Untersuchungsergebnisse

5.1 Datierung der Sedimente

5.1.1 Altersmodell der Sedimentsequenz

Die zeitliche Einordnung des Kompositprofils HZM-4 a/b erfolgte mit Hilfe eines Altersmodells (VT-99), das auf einer modifizierten Warvenchronologie basiert (Zolitschka *et al.*, 2000). Die dem Altersmodell zugrunde liegende Warvenzählung (VT-90) beruht auf der Auszählung des Kompositprofils HZM-B/C (Zolitschka, 1990, 1991, 1992a, 1992b; Zolitschka *et al.*, 1992). Diese Chronologie wurde durch die Auszählung weiterer Bohrkerne (HZM-E/F/H) überprüft und korrigiert (Zolitschka, 1996b). Um die Genauigkeit der korrigierten Holzmaar-Warvenchronologie (VT-94) zu prüfen, wurden an dem Holzmaar-Profil insgesamt 40 Radiokohlenstoff-Datierungen (Accelerated Mass Spectrometry, AMS) an terrestrischen Makrofossilien durchgeführt. Da die unkalibrierten ^{14}C -Alter eine zunehmende Diskrepanz gegenüber der Dendrokalibrationskurve zwischen 3500 und 4500 cal yr BP (Hajdas *et al.*, 1995; Zolitschka & Negendank, 1998) zeigten, wurde die ursprüngliche Warvenchronologie der Dendrokalibrations-Kurve unter Anwendung der χ^2 -Methode angepasst. Dabei wurden 346 Jahre ermittelt, die der Warvenchronologie fehlen. Die fehlenden Jahre zwischen 3500 und 4500 cal yr BP wurden mittels linearer Interpolation hinzugefügt. Aus der ursprünglichen Warvenchronologie (VT-94) resultiert nach Anpassung an die Dendrokalibrationskurve eine Warvenzeitskala (VT-95, Abbildung 15).

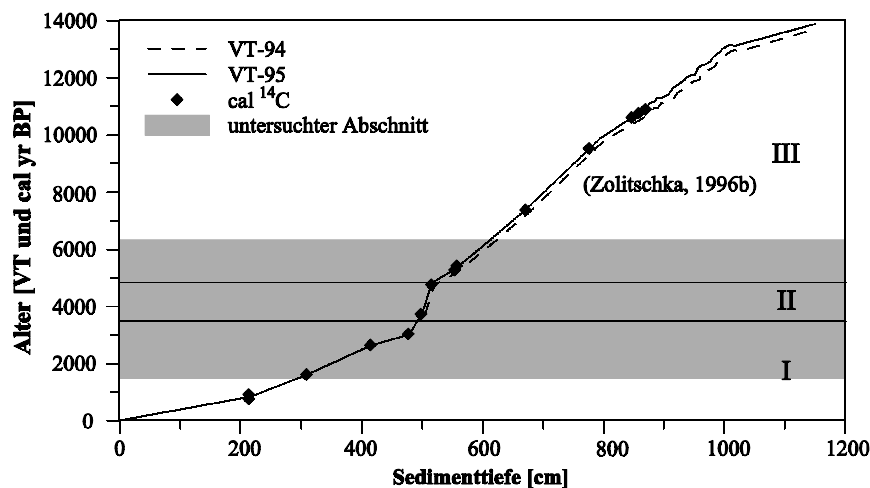


Abbildung 15: Ursprüngliche Warvenchronologie (VT-94), dendrokalibrierte ^{14}C -Alter und resultierende Warvenzeitskala (VT-95), (Graphik verändert nach Zolitschka, 1996b).

Als mögliche Ursache für die fehlenden Jahre wurde angenommen, dass die Warven in dem betroffenen Abschnitt aufgrund fehlender Diatomeenblüten nicht immer als solche erkennbar sind (Zolitschka *et al.*, 2000). Damit liegt für das Profil HZM-4 a/b eine absolute Warvenchronologie nur für die letzten 3600 Jahren (Abschnitt I) vor (Zolitschka, 1996b). Die Abschnitte II und III werden hingegen als schwimmende Chronologien aufgrund der Abweichung von 346 Jahren bezeichnet (Zolitschka, 1996b). VT-95 wurde anhand von 26 datierten Markerlagen auf die untersuchte Sequenz des Kompositprofils HZM-4a/b übertragen (Tabelle 4; Anhang A: Abbildung 1). Die Zeit zwischen zwei Markerlagen wurde linear interpoliert. Das daraus resultierende Altersmodell für HZM-4 a/b wurde als

lagen wurde linear interpoliert. Das daraus resultierende Altersmodell für HZM-4 a/b wurde als VT-99 bezeichnet. Der Fehler für VT-99 lässt sich annäherungsweise aus den multiplen Warvenzählungen ableiten (Zolitschka *et al.*, 1992). Für den Zeitraum 10600 bis 3900 Warvenjahre vor Heute wurde eine Ungenauigkeit von 0,5 bis 1 % ermittelt. Die Altersangaben erfolgen hier in Warvenjahren vor 1950, damit ein direkter Vergleich mit der Radiokarbon-Methode, die sich auf 1950 AD bezieht, möglich ist (Zolitschka *et al.*, 1992). Aufgrund schlechterer Warvenerhaltung stieg der Fehler im oberen Abschnitt an und zwar auf 2,6 % im Zeitraum 3900 bis 2300 Warvenjahre vor Heute und auf 5 % im Zeitabschnitt 2300 Warvenjahre vor Heute bis zur Gegenwart. Die Fehlerabschätzung berücksichtigt nicht die Korrektur, die aufgrund der AMS ^{14}C -Datierungen vorgenommen wurde.

Tabelle 4: Liste der 26 datierten Korrelationslagen und deren jeweilige Komposittiefe in dem Profil HZM-4 a/b.

Korrelationslage	Alter [cal yr BP]	HZM-4 a/b Komposittiefe [cm]
36/1	141	64
36	209	90
35/1	334	120
35	442	147
34	572	175
33/2	657	192
33/1	685	197
33	819	223
32	985	254
31/1	1248	277
31/2	1550	301
31	1710	330
30	1789	339
29	1984	362
28	2219	392
27	2449	415
26	2593	436
25/1	3147	469
25	3992	498
24	4420	508
23	5083	534
22	5286	550
21	5520	559
20	5619	565
19	5977	584
18/2	6328	618

5.1.2 Übertragung des Altersmodells VT-99 auf die eigene Warvenzählung

Die Warvenuntersuchung wurde prinzipiell an den Dünnschliffen des untersuchten Kompositprofils HZM-4 a/b durchgeführt. Da diese Sedimentdünnschliff-Serie nicht immer die gewünschte Qualität aufwies (gestörte Sedimentstruktur, stark reduzierte Sedimentoberfläche), wurde zwischen den Rein (1996) Marker-Lagen #623 bis #665 auf Schriffe des Kompositprofils HZM-B/C zurückgegrif-

fen. Nach Abschluss der Warvenzählung ergab sich allerdings eine Gesamtlänge, die größer als die der entsprechenden Bohrprofilsequenz war. Grundsätzliche Messfehler sind auszuschließen, da der aus den vermessenen Warven summierte Abstand zwischen zwei Referenzlagen nochmals am Dünnschliff überprüft und bestätigt werden konnte. Der Vergleich zwischen der aus Reins (1996) Zählung errechneten Länge und der eigenen zeigt des Weiteren eine sehr gute Übereinstimmung. Als mögliche Fehlerquellen kommen insofern einerseits Sedimentalterationen bedingt durch die Dünnschliffpräparation in Frage, wie Aufquellen des Sediments oder Auseinanderbrechen des Tränkings. Andererseits ist auch nicht ausgeschlossen, dass die Verknüpfung unterschiedlicher Profile (HZM-4 a/b, HZM-B/C) Differenzen in den resultierenden Längen zur Folge haben. Um die Diskrepanz zwischen vermessener Dünnschliff- und Bohrprofillänge zu überwinden, wurde anhand der Kernfotos die Bohrtiefe erkennbarer Markerlagen festgestellt und die Komposittiefe dazwischen befindlicher Abschnitte linear interpoliert (Anhang A, Abbildung 1). Entsprechend wurde mit den Warvenaltern verfahren, d.h. die Modellalter der anhand der Kernfotos identifizierten Markerlagen wurden übernommen und der resultierende Altersbetrag zwischen zwei Markerlagen wurde linear auf die Anzahl der gezählten Lagen übertragen.

5.2 Makroskopische Beschreibung des Sedimentprofils

Das Sedimentprofil HZM-4 a/b lässt sich, grob aufgelöst, in zwei Abschnitte gliedern (Abbildung 16). An der Basis des Profils (11,17 bis 10,30 m) treten hochglaziale Silt- und Tonlaminit-Wechselagerungen (Brauer, 1994) auf, die eine hellbraune Farbe aufweisen. Der jüngere Profilschnitt, von 10,30 m bis zur Sedimentoberfläche reichend, besteht aus feinlaminierten, hellbraun bis olivgrün gefärbten organogenen Warven mit wechselnden klastischen Anteilen. Zwei Tephralagen, die wichtige Zeithorizonte darstellen, sind im Profil eingeschaltet. Es handelt sich zum einen um die Laacher See Tephra (LST) in ca. 9,40 bis 9,50 m Kerntiefe (12,900 cal yr BP; Zolitschka *et al.*, 2000) und zum anderen um die nur 5 mm mächtige Ulmener Maar Tephra (UMT) in 8,47 m Kerntiefe (11,030 cal yr BP; Zolitschka *et al.*, 1995).

Die in dieser Arbeit untersuchte Sedimentsequenz (Kerntiefe 6,18 bis 2,84 m; 6340 bis 1470 cal yr BP) lässt sich hinsichtlich farblicher und struktureller Änderungen weiter untergliedern (Abbildung 16). Zwischen 6,18 und 4,93 m (6340 bis 4500 cal yr BP) bauen vorwiegend rostbraun gefärbte Warven das Sediment auf. Im Abschnitt von 4,93 bis 4,37 m (4500 bis 2660 cal yr BP) formieren olivgrüne Laminae das Sediment. Vivianit tritt zwischen 6,18 und 4,93 m vereinzelt und zwischen 4,93 bis 4,37 m verstärkt in Konkretionen sowie Lagen auf. Im Abschnitt von 4,37 bis 3,12 m (2660 bis 1700 cal yr BP) ist der mineroklastische Anteil augenscheinlich hoch, da zum einen ein hellbrauner Farbton dominiert und zum anderen in unregelmäßigen Abständen Turbiditlagen auftreten. Darüber hinaus ist die Zahl terrigener pflanzlicher Makroreste erhöht. Im obersten Segment, von 3,12 bis 2,84 m (1700 bis 1470 cal yr BP), herrscht erneut eine olivgrüne Sedimentfarbe vor und Turbidite sind nicht mehr vorhanden. Im untersuchten Abschnitt lassen sich einzelne Warven makroskopisch nicht unterscheiden.

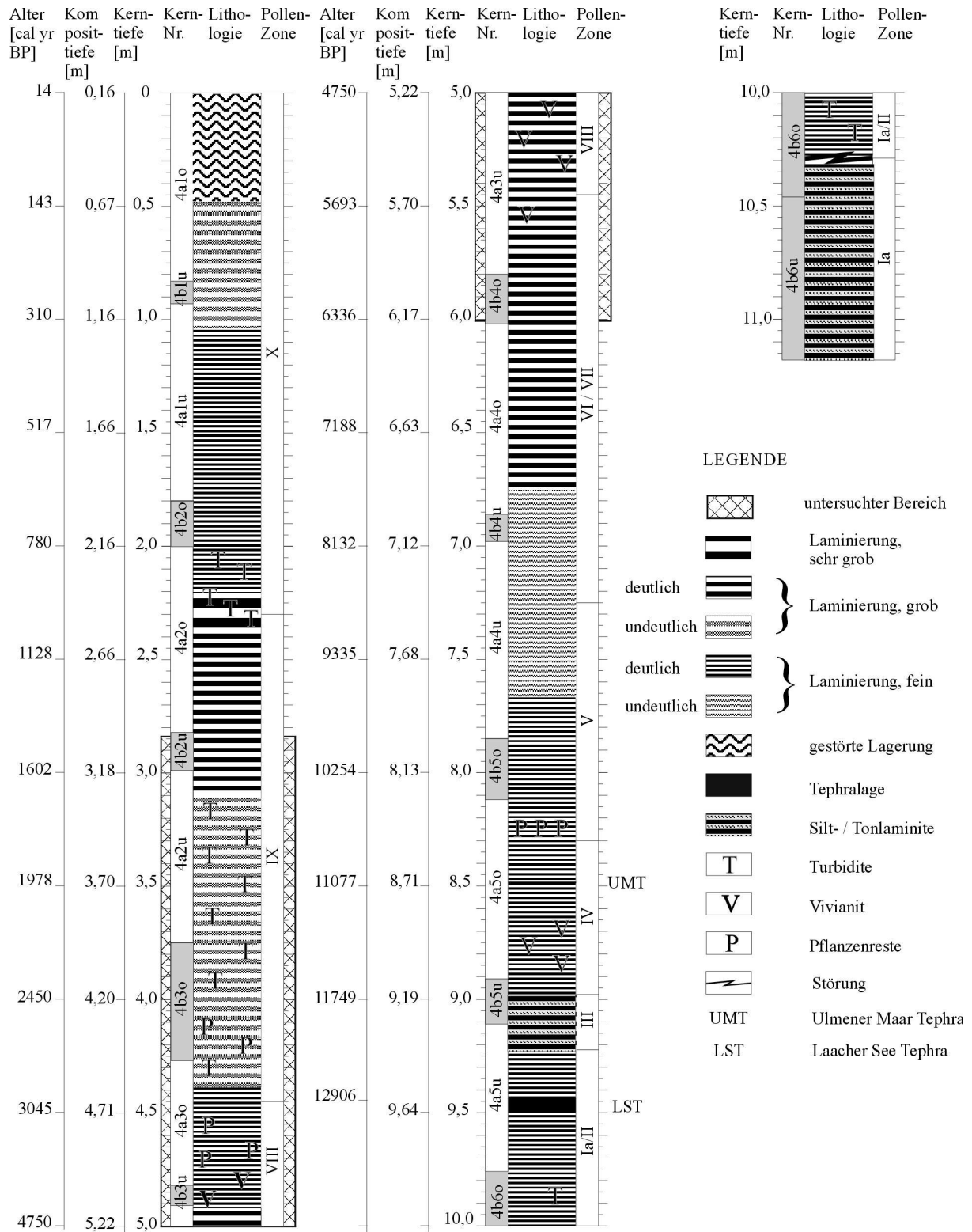


Abbildung 16: Kompositprofil HZM-4 a/b, Komposittiefe und Alter basierend auf dem Altersmodell VT-99. Tiefe der Pollenzonen nach Litt *et al.* (1997). Abbildung verändert nach Brüchmann (1998).

5.3 Ergebnisse der Diatomeenanalyse

In der untersuchten Sedimentsequenz wurden 370 Diatomeen-Taxa bestimmt, die 35 Gattungen umfassen (Anhang B, Tabelle 1). Zu den artenreichsten Gattungen zählen *Navicula* (66 Taxa), *Nitzschia* (45 Taxa), *Gomphonema* (33 Taxa), *Cymbella* (27 Taxa), *Pinnularia* (29 Taxa), *Fragilaria* (35 Taxa), *Achnanthes* (25 Taxa) und *Eunotia* (14 Taxa). Bei den meisten Arten handelt es sich um kosmopolitische Formen oder um solche, die bislang nur auf der nördlichen Hemisphäre oder im europäischen Raum nachgewiesen wurden (Krammer & Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1991, 1996). Darüber hinaus sind 11 der identifizierten Taxa, das sind *Diploneis parva* Cleve, *Fragilaria robusta* (Fusey) Mangunin, *Navicula detenta* Hustedt, *Neidium minutissimum* Krasske, *Nitzschia alpina* Hustedt, *Nitzschia bryophila* (Hustedt) Hustedt, *Nitzschia hamburghensis* Lange-Bertalot, *Pinnularia lapponica* Hustedt, *Pinnularia obscura* Krasske und *Pinnularia rupestris* Hantzsch var. *rupestris* typisch nordisch-alpine Formen (Krammer & Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1991).

Taxonomie

Aufgrund der in der Literatur herrschenden Uneinigkeit bezüglich der taxonomischen Bestimmung einiger dominanter Arten, konnten diese nicht immer eindeutig identifiziert werden.

a) *Cyclotella comensis* Grunow zeichnet sich durch strukturelle Variabilität des Zentralbereiches der Schalenoberfläche aus (Anhang A, Tafel 1). Vier Morphotypen konnten grundsätzlich unterschieden werden. Das Zentralfeld von Morphotyp I besitzt eine transversale Wellung, die an *Cyclotella pseudocomensis* Scheffler erinnert. Morphotyp II zeigt eine annähernd glatte Oberfläche. Morphotyp III weist eine ‘pic kelige‘ Oberfläche auf und Morphotyp IV ist durch eine unregelmäßig gelöcherte Oberfläche gekennzeichnet.

b) Die als *Cyclotella ocellata* Pantocsek bestimmte Art zeigt selbst innerhalb einer Probe sich morphologisch unterscheidende Schalenstrukturen, die jeweils typische Merkmale für bestimmte zum *Cyclotella ocellata*-Komplex gehörende Taxa aufweisen (unter anderem *C. krammeri* Håkansson, *C. polymorpha* Meyer et Håkansson und *C. paucipunctata* Grunow), (Anhang A, Tafel 2). Möglicherweise repräsentieren *C. ocellata* und *C. comensis* auch zusammen mit *C. krammeri*, *C. kuetzingiana* var. *planetophora* Fricke und *C. kuetzingiana* var. *radiosa* Fricke eine einzige Art, die eine große phenotypische Variabilität der Zellstrukturen aufweist (Teubner, 1995; Hegewald & Hindáková, 1997). Andererseits wird auch die Ko-Existenz mehrerer Arten im *Cyclotella ocellata*-Komplex vermutet (Håkansson, 2002). Weitergehende Untersuchungen im Sinne von Droop (2000) sind letztendlich erforderlich, um zu klären, ob es sich bei jenen polymorphen Arten um mehrere oder nur um eine Spezies handelt (Håkansson, 2002).

c) Die Art *Cyclotella radiosa* (Grunow) Lemmermann tritt in drei Morphotypen auf (Anhang A, Tafel 3). Diese unterscheiden sich untereinander durch die Zahl der Costae zwischen den verdickten Costae (sogenannte ‘Schattenlinien‘ *sensu* Hustedt, 1927-1930), durch die Form der Schattenlinien und durch die Position der Lippenfortsätze (Rimoportulae). Morphotyp I und II haben Ähnlichkeit mit *Cyclotella quadrijuncta* (Schröter) von Keissler. Uneinigkeit bezüglich der taxonomischen Bestimmung im *C. radiosa/quadrijuncta* Komplex macht eine etwaige Differenzierung zum jetzigen Zeitpunkt nicht möglich. Morphotyp III weist Charakteristika von *C. bodanica* Grunow var. *bodanica* auf. Allerdings sind die beiden wesentlichen Merkmale der Art *C. bodanica* var. *bodanica* nicht vorhanden, zum einen die verzweigten Costae zwischen den Schattenlinien sowie zum anderen die Position der Rimoportulae, die in einem gewissen Abstand zum Valvenrand auftritt.

d) Eine eindeutige Differenzierung zwischen *Stephanodiscus minutulus* und *Stephanodiscus parvus* Stoermer & Håkansson war nicht immer möglich (Anhang A, Tafel 4). Als einziges sicheres Unterscheidungsmerkmal gilt die heterotope bzw. leicht exzentrische Position des Stützenfortsatzes (Håkansson, 2002), welches im Lichtmikroskop meist nur schlecht erkannt wird.

e) Als schwer bestimmbar erwiesen sich auch die Arten *Fragilaria tenera* und *Fragilaria nanana* (Anhang A, Tafel 5). Die Diagnosen für beide Arten überschneiden sich und es bestehen Konvergenzen zu *F. capucina* var. *gracilis* (Oestrup) Hustedt (Krammer & Lange-Bertalot, 1991).

Dominante Diatomeenarten

Die untersuchten fossilen Vergesellschaftungen wurden zumeist zu über 80 % von planktischen Formen bestimmt, wobei das Verhältnis zwischen Pennales und Centrales in der Regel relativ ausgeglichen war. Von dieser generellen Entwicklung ist der Zeitabschnitt nach 2450 cal yr BP ausgenommen, denn hier erreichen periphytische Arten überwiegend relative Anteile von ca. 20 bis 50 % (Abbildung 17).

Insgesamt treten 12 planktische Formen, sechs Gattungen umfassend, mit mäßigen (1 bis 5 %) bis sehr hohen (>10 %) relativen Anteilen in mindestens drei Proben im untersuchten Zeitabschnitt auf (Abbildung 17). Die planktischen Arten *Asterionella formosa* Hassall, *Nitzschia paleacea* (Grunow) Grunow, *Stephanodiscus minutulus*, *Cyclotella radiosa*, *C. comensis*, *C. ocellata*, *Fragilaria nanana* und *F. tenera* sind im Allgemeinen mit sehr hohen Anteilen vertreten. Zu den mit hohen Anteilen (5 bis 10 % in mindestens drei Proben) präsenten Arten zählen *Cyclotella stelligera* Cleve & Grunow und *Fragilaria ulna* var. *acus*. (Kützing) Lange-Bertalot. *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen und *Stephanodiscus alpinus* Hustedt repräsentieren die einzigen planktischen Formen, die ausschließlich mit mäßigen relativen Anteilen hervortreten. Von diesen 12 planktischen Formen weisen drei Taxa (*Nitzschia paleacea*, *Stephanodiscus minutulus* und *Cyclotella comensis*) eine zeitweilig massenhafte Verbreitung (d.h. hohe spezifische Diatomeen-Akkumulationsraten (SAR_{Dia}) in mindestens drei Proben auf. Fünf der zwölf planktischen Taxa (*Asterionella formosa*, *C. radiosa*, *C. ocellata*, *C. stelligera*, *Fragilaria tenera*) sind individuenreich (mittlere spezifische SAR_{Dia} in mindestens drei Proben) vertreten. Die restlichen vier Arten (*Fragilaria nanana*, *F. ulna* var. *acus*, *Aulacoseira ambigua* und *Stephanodiscus alpinus*) zeigen eine individuenarme Verbreitung (geringe spezifische SAR_{Dia}).

Keine der periphytischen Arten ist mit sehr hohen relativen Anteilen in mindestens drei Proben vertreten (Abbildung 17). Allerdings erreichen *Fragilaria construens* (Ehrenberg) Grunow f. *venter* (Ehrenberg) Grunow, *F. capucina* Desmazières var. *gracilis* (Oestrup) Hustedt und *Achnanthes minutissima* Kützing var. *minutissima* in mindestens einer der Proben einen relativen Anteil von jeweils mehr als 10 %. Mit hohen relativen Anteilen in mindestens drei Proben treten *Achnanthes minutissima*, *Fragilaria brevistriata* Grunow und *F. pinnata* Ehrenberg fo. *pinnata* hervor. Zu den Diatomeen-Arten mit mäßigen relativen Anteilen in mindestens drei Proben zählen 11 der periphytischen Arten: *Achnanthes minutissima*, *Amphora pediculus* (Kützing) Grunow, *Cocconeis placentula* Ehrenberg, *Cymbella microcephala* Grunow in Van Heurck, *Denticula tenuis* Kützing, *Fragilaria brevistriata*, *F. construens* f. *binodis* (Ehrenberg) Hustedt, *F. construens* var. *venter*, *F. exigua* Grunow, *F. pinnata* Ehrenberg fo. *pinnata*, *Navicula radiosa* Kützing, *Nitzschia amphibia* Grunow var. *amphibia* und *N. radicularis* Hustedt. Drei periphytische Arten (*Fragilaria brevistriata*, *F. construens* var. *venter* und *F. pinnata*) haben im Untersuchungszeitraum eine individuenreiche Verbreitung, während alle restlichen periphytischen Arten lediglich individuenarm in Erscheinung treten. Von den 370 Arten erreichen also nur 30 Arten (12 Gattungen umfassend) in mindestens drei Proben eine relative Häufigkeit von >1 %

(Abbildung 17, Anhang B: Tabelle 2). In einer Probe wurden zwischen acht und 126 Diatomeenarten bestimmt. Die Diversität schwankt zwischen 0,12 und 3,1 (Abbildung 17). Die breite Spanne der Diversität innerhalb der untersuchten Proben ist auf die wahlweise Dominanz des Planktons oder auf die Zunahme des periphytischen Anteils zurückzuführen. Mit der Diatomeenzählung wurde auch die Zahl der Zysten erfasst und deren prozentualer Anteil an der Gesamtsumme aus Diatomeen und Zysten berechnet (Abbildung 17). Zwischen 5700 und 2600 cal yr BP sowie zwischen 1600 und 1470 cal yr BP traten Zysten mit zumeist mäßigen Anteilen auf. Dagegen waren Zysten zwischen 6340 und 5700 cal yr BP so gut wie gar nicht vorhanden und zwischen 2660 und 1730 cal yr BP in geringen Anteilen vertreten (Abbildung 17). Als weitere silifizierte Komponente wurden große Mengen der Schuppen und Borsten der Art *Mallomonas caudata* registriert. Diese traten zwischen 5285 und 4600 cal yr BP sowie zwischen 1630 und 1470 cal yr BP verstärkt auf (Abbildung 17).

Diatomeenstratigraphie

Basierend auf einer Cluster-Analyse (Kap. 4.5.4) wurden die Diatomeenvergesellschaftungen in acht lokale Vergesellschaftungszonen (LDVZ I bis VIII) eingeteilt (Abbildung 17). Im folgenden werden diese acht LDVZ im Zusammenhang mit den artspezifischen absoluten Verbreitungen (Abbildung 18) beschrieben.

Zwischen 6340 und 5800 cal yr BP (LDVZ I) wurde das Holzmaar durch sehr hohe Anteile der planktischen Formen *Nitzschia paleacea* und *Stephanodiscus minutulus* dominiert (Abbildung 17). Die Art *Nitzschia paleacea* war insgesamt massenhaft und *Stephanodiscus minutulus* insgesamt individuenreich verbreitet (Abbildung 18). Die Schalenzahlen beider Arten waren nach 5900 cal yr BP rückläufig. Mit geringen bis sehr hohen relativen Häufigkeiten trat *Asterionella formosa* auf - insgesamt erwies sich das Taxon als individuenarm. Das Vorkommen von *Cyclotella radiosa* war lückenhaft mit geringen bis mäßigen Anteilen und hatte eine individuenarme Ausbreitung. Mäßige Anteile und eine entsprechend individuenarme Ausbreitung zeichnete das planktische Taxon *Aulacoseira ambigua* aus, das zwischen 6340 und 6000 cal yr BP auftrat. Benthische Formen wiesen lediglich geringe Anteile auf und auch der periphytische Anteil blieb insgesamt mäßig. Folgende periphytische Taxa waren in dieser Zeit häufig anzutreffen: *Achnanthes minutissima*, *Amphora pediculus*, *Cocconeis placentula* var. *placentula*, *Epithemia adnata* (Kützing) Brébisson, *Fragilaria brevistriata*, *F. capucina* var. *capucina*, *F. construens* var. *construens*, *F. construens* var. *venter*, *F. exigua*, *F. pinnata* var. *pinnata*, *Gomphonema olivaceum* Hornemann (Brébisson) var. *olivaceum*, *Navicula cincta* (Ehrenberg) Ralfs, *Navicula cryptocephala*, *N. cryptotenella*, *N. minima*, *N. radiosa*, *Nitzschia amphibia* var. *amphibia*, *N. fossilis* und *Sellaphora pupula* (Kützing) Mann & Stickle var. *pupula*. Bedingt durch die Dominanz einiger weniger planktischer Taxa fiel die Diversität während dieser Zeit niedrig aus.

Die LDVZ II (5800 bis 5130 cal yr BP) fällt mit der Dominanz der planktischen Art *Asterionella formosa* zusammen, die durch sehr hohe relative Häufigkeiten gekennzeichnet ist (Abbildung 17). Absolut betrachtet ist das Taxon, wie bereits in LDVZ I, mit überwiegend niedrigen Schalenzahlen präsent (Abbildung 18). Entsprechend weisen auch alle im folgenden benannten häufig vorkommenden Diatomeenarten eine niedrige Verbreitung auf. In fast jeder Probe ist das Taxon *Cyclotella radiosa* mit zumeist hohen bis sehr hohen relativen Anteilen vertreten. Zeitweise waren *Stephanodiscus minutulus* und *Nitzschia paleacea* noch bis 5370 cal yr BP mit sehr hohen relativen Anteilen präsent. Das planktische Taxon *Cyclotella comensis* trat insgesamt zweimal durch sehr hohe Anteile hervor, um 5500 cal yr BP und um 5300 cal yr BP. Die pennaten Taxa *Fragilaria tenera*, *F. nanana* und *F. ulna* var. *acus* traten ab 5630 cal yr BP mit mäßigen bis sehr hohen Anteilen auf. Im Gegensatz zur LDVZ I erreichte die Summe periphytischer Taxa insgesamt hohe relative Anteile. Zwischen 5690 und

5550 cal yr BP lag die Summe periphytischer Arten sogar durchgehend zwischen 10 und 20 %. Ein zweites, wenn auch kurzweiliges Periphyton-Maximum (Periphyton-Anteil: 46 %) wurde um 5270 cal yr BP erreicht. Die periphytische Artenzusammensetzung ist vergleichbar mit der in LDVZ I. Bedingt durch die ausgeglicheneren Verteilung planktischer Arten als auch durch den höheren Periphyton-Anteil, nahm die Diversität leicht zu.

In LDVZ III, die den Zeitabschnitt von 5130 bis 4440 cal yr BP umfasst, änderte sich dreimal die planktische Diatomeenvergesellschaftung. Zwischen 5130 und 4980 cal yr BP (LDVZ IIIa) dominierte ausschließlich die Art *Cyclotella comensis* das Plankton des Holzmaars, wenn auch nur in individuenarmer Form (Abbildung 17, 18). Zwischen 4980 und 4590 cal yr BP (LDVZ IIIb) trat *Cyclotella ocellata* mit sehr hohen relativen Anteilen auf. Absolut betrachtet war *C. ocellata* in dieser Zeit durch niedrige bis mittlere Schalenzahlen vertreten. Bezogen auf den gesamten Untersuchungszeitraum erreichte die Art *C. ocellata* in LDVZ IIIb ihre maximale Ausbreitung. Gleichzeitig trat auch die durch hohe relative Anteile gekennzeichnete Art *Nitzschia paleacea* auf. Absolut betrachtet gingen die Schalenzahlen von *Nitzschia paleacea* in LDVZ IIIb allerdings auf ein Minimum zurück. Im Zeitraum 4590 bis 4440 cal yr BP (LDVZ IIIc) bestimmte *Fragilaria nanana* die fossile Diatomeenvergesellschaftung. Auch absolut betrachtet wies *F. nanana* zu keiner anderen Zeit größere Schalenzahlen auf, die aber vergleichsweise niedrig blieben. Die fossile Vergesellschaftung in LDVZ III ist durch insgesamt mäßige Periphyton-Anteile ausgezeichnet. Artspezifisch betrachtet erreicht nur die Art *Achnanthes minutissima* zeitweilig mäßige Anteile an der fossilen Vergesellschaftung. Entsprechend sind alle anderen periphytischen Arten nur durch geringe relative Anteile ausgezeichnet oder gar ausschließlich als Einzelfunde vertreten. Die Diversität ist äußerst gering und damit ein Spiegelbild der Dominanz einiger weniger planktischer Arten. Insgesamt weist SAR_{Dia} während LDVZ III noch geringere Werte als in LDVZ II auf.

In LDVZ IV (4440 bis 3050 cal yr BP) dominierten bis 3970 cal yr BP (LDVZ IVa) *Cyclotella ocellata* und *Nitzschia paleacea*, sporadisch begleitet durch *Fragilaria nanana* (Abbildung 17). Alle drei Arten wiesen hohe bis sehr hohe relative Anteile auf, deren jeweilige Ausbreitung aber insgesamt individuenarm ausfiel (Abbildung 18). Zwischen 3970 und 3660 cal yr BP (LDVZ IVb) hatten *Fragilaria nanana* und *Asterionella formosa* sehr hohe relative Anteile, aber jeweils niedrige Schalenzahlen. In unregelmäßigen Abständen traten diese beiden Arten kombiniert mit hohen bis sehr hohen relativen Anteilen von *Nitzschia paleacea*, *Cyclotella ocellata*, *Fragilaria tenera* und *F. ulna* var. *acus* auf. Das Taxon *Stephanodiscus minutulus* trat von 3660 bis 3350 cal yr BP (LDVZ IVc) mit hohen relativen Häufigkeiten, aber individuenarmen Schalenzahlen auf. Wechselweise wurde diese Art durch sehr hohe relative Anteile der Arten *Asterionella formosa*, *Nitzschia paleacea* und *Cyclotella ocellata* begleitet. Die Art *N. paleacea* hatte sehr hohe relative Anteile und wies eine stetige Präsenz zwischen ca. 3350 bis 3050 cal yr BP (LDVZ IVd) auf, auch wenn die Schalenzahlen insgesamt niedrig blieben. In zumeist sehr hohen relativen Anteilen tritt weiterhin *Stephanodiscus minutulus* auf. *Cyclotella ocellata* erschien zwischen 3350 und 3190 cal yr BP mit sehr hohen relativen Anteilen. In den Subzonen LDVZ IVa und IVb erreicht das Periphyton insgesamt hohe bis sehr hohe relative Anteile, während es in den Subzonen LDVZ IVc und LDVZ IVd lediglich mäßige Anteile erreicht.

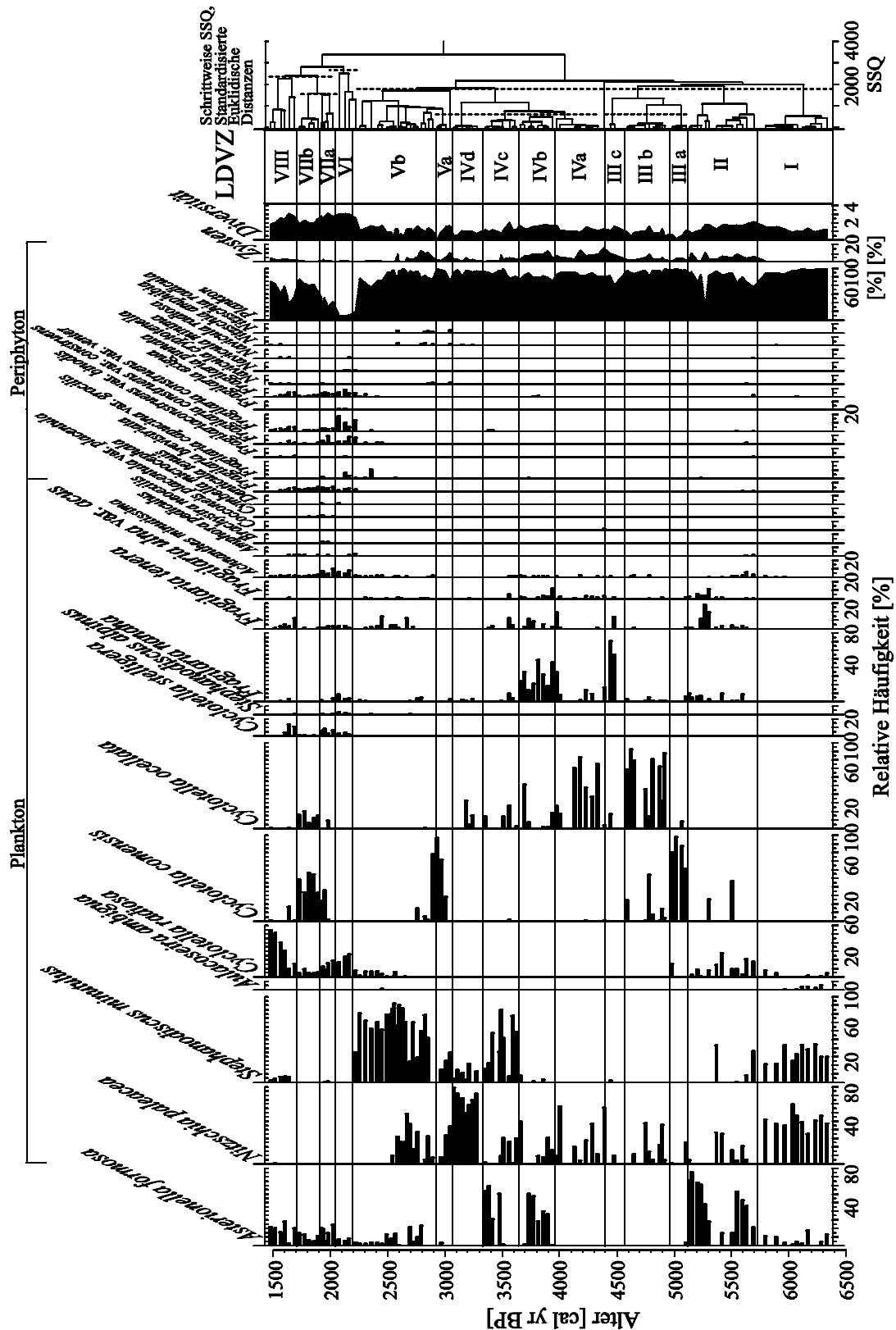


Abbildung 17: Diatomeenstratigraphie basierend auf den relativen Häufigkeiten [%]. Dargestellt sind alle Arten, die in mindestens drei Proben über 1 % relative Häufigkeit erreichen. Die planktischen Arten sind alphabetisch und nach ihrem ersten wichtigen Erscheinen sortiert, während die periphytischen Arten alphabetisch angeordnet sind. Basierend auf einer Cluster-Analyse wurde die Diatomeenstratigraphie in acht LDVZ, die jeweils Proben ähnlicher Zusammensetzung enthalten, eingeteilt. Verwendete Abkürzungen: SSQ - Summe der Abstandsquadrate; LDVZ - Lokale Diatomeenvergesellschaftungszone.

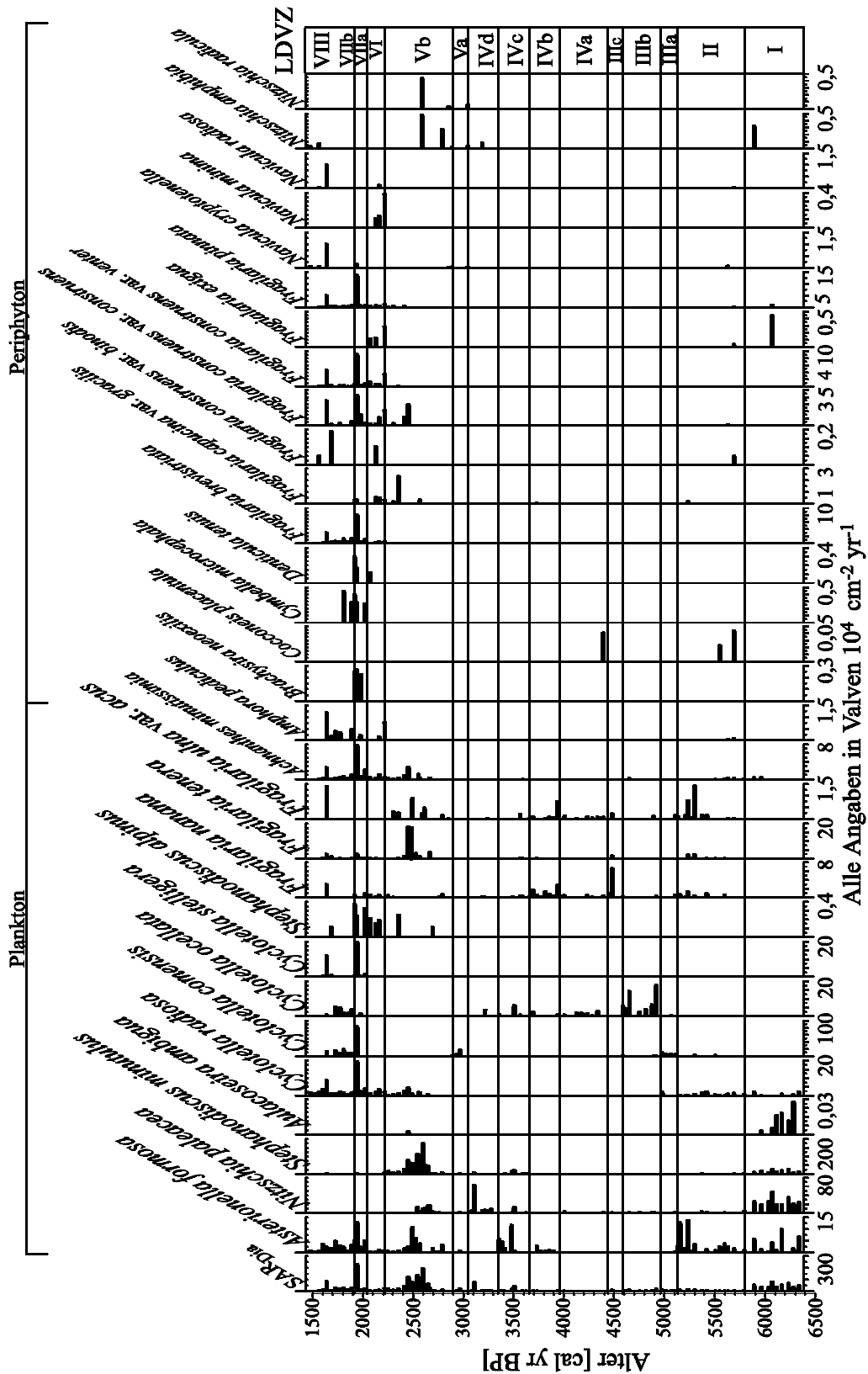


Abbildung 18: Diatomeenstratigraphie der artspezifischen Valven-Akkumulationsraten SAR_{Dia} [Valven cm⁻² yr⁻¹]. Dargestellt sind alle Arten, die in mindestens drei Proben über 1 % relative Häufigkeit erreichen. Die planktischen Arten sind alphabetisch und nach erstem wichtigen Erscheinen sortiert, während die periphytischen Arten alphabetisch angeordnet sind. Die Zonierung basiert auf den acht lokalen Diatomeenvergesellschaftungen (LDVZ).

Achnanthes minutissima, *Fragilaria construens* var. *venter*, *Fragilaria pinnata* und *Nitzschia amphibia* sind die einzigen periphytischen Arten, die durch mäßige relative Anteile in mindestens zwei Proben gekennzeichnet waren. Die periphytischen Arten hatten jeweils eine individuenarme Ausbreitung. Der Zunahme periphytischer Arten entsprechend fällt die Diversität in LDVZ IVa und IVb etwas höher als in den LDVZ IVc und LDVZ IVd aus. Die Werte für SAR_{Dia} sind innerhalb der LDVZ IVa und LDVZ IVb minimal, bezogen auf den Untersuchungszeitraum, gefolgt von einem leichten Anstieg in LDVZ IVc und LDVZ IVd (Abbildung 18).

Innerhalb der LDVZ V (3050 bis 2220 cal yr BP) dominierte zu Beginn von ca. 3050 bis 2900 cal yr BP (LDVZ Va) bei individuenarmer Ausbreitung die Art *Cyclotella comensis* (Abbildung 17). Zwischen 2900 und 2220 cal yr BP (LDVZ Vb) erreichte die Art *Stephanodiscus minutulus* durchgehend sehr hohe relative Anteile. Die Verbreitung von *S. minutulus* zwischen ca. 2650 und 2400 cal yr BP war massenhaft und wies die höchsten Schalenzahlen, die je von einer Spezies im gesamten Untersuchungszeitraum akkumuliert wurden, auf. Es handelte sich um einen 12-fachen Anstieg der artspezifischen Schalenzahlen im Vergleich zum Zeitraum zwischen ca. 2900 bis 2650 cal yr BP. Zwischen ca. 2400 und 2220 cal yr BP zeigte *S. minutulus* trotz anhaltender, sehr hoher relativer Anteile nur noch eine individuenreiche Verbreitung (Abbildung 18). Bis 2540 cal yr BP wurde *S. minutulus* durch zumeist sehr hohe relative Anteile der Art *Nitzschia paleacea*, die eine individuenreiche Verbreitung aufwies, begleitet. Nach 2540 cal yr BP verschwand *N. paleacea*, abgesehen von Einzelfunden. An dessen Stelle traten nach 2540 cal yr BP hohe relative Anteile der Arten *Cyclotella radiosa* und *Asterionella formosa* sowie in sporadischer Form die mäßigen bis hohen Anteile von *Fragilaria tenera* und *F. ulna* var. *acus*. Die vier zuletzt genannten Taxa wiesen jeweils niedrige Schalenzahlen auf. Der Periphyton-Anteil der fossilen Vergesellschaftung blieb zunächst unverändert gegenüber LDVZ IV, wies aber nach 2450 cal yr BP eine steigende Tendenz (durchgehend >10 %) auf. Die Zahl der periphytischen Arten mit mäßigen Anteilen an der fossilen Vergesellschaftung ist im Vergleich zu den vorangegangenen LDVZ deutlich gestiegen. Zu den am häufigsten vorkommenden Arten zählen *Achnanthes minutissima*, *Amphora pediculus*, *Fragilaria brevistriata*, *F. capucina* var. *gracilis*, *F. construens* var. *construens*, *F. construens* var. *venter*, *F. exigua*, *F. pinnata*, *Navicula cryptotenella*, *N. minima*, *Nitzschia amphibia* und *N. radícula*. Nach 2450 cal yr BP stieg auch die Diversität tendenziell an. Absolut betrachtet erreichten periphytische Arten ab 2450 cal yr BP fast durchgehend eine individuenreiche Verbreitung (Abbildung 18).

In LDVZ VI (2220 bis 2020 cal yr BP) setzt sich die fossile Vergesellschaftung zur einen Hälfte aus periphytischen und zur anderen Hälfte aus planktischen Arten zusammen. Unter den planktischen Formen dominiert *Cyclotella radiosa* (sehr hohe relative Anteile, individuenarme Verbreitung). Diese Art ist assoziiert mit *Asterionella formosa*, *Fragilaria nanana*, *Cyclotella stelligera*, *Fragilaria tenera* sowie *Stephanodiscus alpinus*, die jeweils mäßige bis hohe relative Anteile, aber niedrige Schalenzahlen aufweisen. Unter den periphytischen Arten haben die folgenden Taxa eine mäßige bis sehr hohe relative Verbreitung: *Achnanthes minutissima*, *Amphora pediculus*, *Cymbella microcephala*, *Denticula tenuis*, *Fragilaria brevistriata*, *F. capucina* var. *gracilis*, *F. construens* var. *binodis*, *F. construens* var. *construens*, *F. construens* var. *venter*, *F. exigua*, *F. pinnata*, *Navicula minima* und *N. radiosa*. Der Periphyton-Anteil und die Diversität erreicht im Mittel maximale Werte im Vergleich zu allen anderen LDVZ.

Die LDVZ VII (2020 bis 1730 cal yr BP) lässt sich in zwei Subzonen unterteilen. In der LDVZ VIIa (2020-1920 cal yr BP) sind *Cyclotella radiosa* und *Asterionella formosa*, die beide hohe bis sehr hohe relative Anteile bei niedriger bis hoher Schalenzahl aufweisen, durchgängig vertreten (Abbildung 17, 18). Ab ca. 1980 cal yr BP trat zusätzlich *Cyclotella comensis* mit mäßigen bis sehr hohen relativen Anteilen und mit individuenarmer bis individuenreicher Verbreitung auf. Wie in LDVZ VI sind *Cyclo-*

tella stelligera, *Stephanodiscus alpinus*, *Fragilaria nanana* und *Fragilaria tenera* mit mäßigen bis hohen relativen Anteilen vertreten. Unter den periphytischen Arten weisen die gleichen Taxa wie in LDVZ VI mäßige bis hohe relative Anteile und jeweils individuenarme Verbreitungen auf. Der Periphyton-Anteil ist rückläufig gegenüber LDVZ VI, aber nach wie vor deutlich erhöht. Dem leichten Rückgang periphytischer Arten entsprechend, fällt auch die Diversität in LDVZ IIa etwas geringer als in LDVZ VI aus. Die LDVZ VIIb (1920-1730 cal yr BP) wird gänzlich durch sehr hohe Anteile von *Cyclotella comensis* dominiert, die insgesamt eine individuenreiche Verbreitung aufweist. Daneben treten durchgängig *Asterionella formosa*, *Cyclotella ocellata* und *C. radiosa* mit jeweils hohen bis sehr hohen relativen Anteilen bei individuenarmer Verbreitung auf. Sporadisch und mit mäßigen relativen Anteilen kamen *Fragilaria tenera* und *Cyclotella stelligera* vor. Der Rückgang des Periphyton-Anteils, der in LDVZ VIIa beginnt, setzt sich fort, allerdings mit immer noch hohen relativen Werten. Das Periphyton weist eine ähnliche Zusammensetzung wie in LDVZ VI und VII auf.

LDVZ VIII (1730-1470 cal yr BP) ist durch das kombinierte Auftreten von *Asterionella formosa* und *Cyclotella radiosa* mit jeweils sehr hohen relativen Anteilen bei individuenarmer Verbreitung gekennzeichnet (Abbildung 17, 18). *Cyclotella stelligera*, *C. comensis* und *Fragilaria tenera* erscheinen in unregelmäßigen Abständen mit geringen bis sehr hohen relativen Anteilen und jeweils individuenarmer Verbreitung. Der Rückgang des Periphyton-Anteils an der Diatomeensumme insgesamt kehrte sich für kurze Zeit (zwischen 1690 bis 1570 cal yr BP) wieder um – der relative Anteil erreichte hier zwischen 20 und 40 %. Nach 1570 cal yr BP setzte sich der in LDVZ VII begonnene Abwärtstrend des Periphyton-Anteils wieder fort. Zwischen 1730 und 1470 cal yr BP fallen die Werte für SAR_{Dia} deutlich niedriger aus.

5.4 Warvenstrukturuntersuchung

Allgemeiner Warvenaufbau

Die Warven, die während des Untersuchungszeitraums im Holzmaar abgelagert wurden, gehören zum biochemischen Warventyp (Kapitel 2.4.1). Eine typische helle Lage setzt sich aus ein bis zwei, in manchen Zeitabschnitten auch aus drei bis vier Algensublagen zusammen. Die Algenmatten bestehen vornehmlich aus Diatomeen, zu bestimmten Zeitabschnitten aber auch hauptsächlich aus den Schuppen und Borsten der Art *Mallomonas caudata* (Anhang A, Tafel 6) oder aus Zysten (Abbildung 28). Den wesentlichen Bestandteil der dunklen Lage (Kapitel 2.4.1) stellt klastisches Material (Partikelgröße vornehmlich im Ton- bis Feinsiltbereich) und terrigenes organisches Pflanzenmaterial dar. Außerdem enthält die dunkle Lage neben benthischen Diatomeenarten (hauptsächlich der Gattungen *Achnanthes*, *Cocconeis*, *Cymbella*, *Diatoma*, *Epithemia*, *Eunotia*, *Fragilaria*, *Gomphonema*, *Navicula* und *Nitzschia*) und Zysten auch Planktonreste der vorangegangenen und nachfolgenden Wachstumsperioden. Darüber hinaus sind die dunklen Lagen in bestimmten Zeiten mit planktischen Algenblütenlagen angereichert. Sekundär entstandene Minerale wie Vivianit- und Eisenschwefelkonkretionen treten hauptsächlich in der dunklen Lage auf, sind aber auch in der hellen Lage anzutreffen.

Die Ausprägung der hellen und der dunklen Lage fällt im Untersuchungszeitraum sehr unterschiedlich aus. So herrschen in manchen Abschnitten mächtige Phytoplanktonblüten vor (helle Lage), die mit kräftig dunkel gefärbten allochthonen Lagen (dunkle Lage) wechseln. Es gibt aber auch Zeiten, in denen augenfällig keine silifizierten Algenreste sedimentierten. Hier deuten lediglich Farbunterschiede einen Wechsel der Saisonalitäten an. Des Weiteren gibt es Sequenzen, in denen die homogene Verteilung eines bestimmten Substrats, über die Grenzen von hell und dunkel hinweg, die Warvenstruktur unscharf erscheinen lässt.

Ein über einen bestimmten Abschnitt vorherrschender Warvenaufbau wurde subjektiv zu einer Warvenzone (WZ) zusammengefasst. Längerfristige Variationen innerhalb einer Zonierung bedingten eine weitere Untergliederung in Subzonen. Da zu bestimmten Zeitabschnitten *Mallomonas caudata* oder Zysten entscheidend am Warvenaufbau beteiligt waren, fallen die WZ zeitlich nicht immer mit denen der LDVZ (Kapitel 5.3) zusammen (Abbildung 28). Eine tabellarische Übersicht über die Zusammensetzung der einzelnen Warvenzonen findet sich im Anhang B, Tabelle 3.

5.4.1 Warvenzone I, 6350 - 5290 cal yr BP

Die Warvenzone I ist insgesamt durch sehr gut ausgebildete Warven gekennzeichnet, d.h. eine klare Trennung von heller und dunkler Lage ist ohne Probleme möglich (Abbildung 19). Allerdings kommt es zum jüngeren Zeitabschnitt der WZ I zu einer allmählichen Veränderung der Diatomeenarten-Zusammensetzung und jeweils der mittleren Mächtigkeit der hellen und dunklen Lagen (Abbildung 20). Um diesen sukzessiven Änderungen gerecht zu werden, wurde die WZ I in drei Subzonen unterteilt.

Warvenzone Ia, 6350 - 5900 cal yr BP

In der hellen Lage der WZ Ia herrschen monospezifische Lagen vor. Die Basis, d.h. die erste Position, nimmt meistens eine *Stephanodiscus minutulus*-Lage ein, gefolgt von einer *Nitzschia paleacea*-

Sublage (Abbildung 19, 28). Wahlweise, aber deutlich seltener, tritt an zweiter Stelle eine *Asterionella formosa*- oder eine *Fragilaria* spp.-Sublage auf. In einigen Zeiten ist auch eine dritte und vierte Sublage deutlich sichtbar ausgebildet, bestehend aus *Aulacoseira ambigua* und/oder *Cyclotella radiosa*. Das Vorkommen von Zysten, benthischen Diatomeenarten sowie minerogener Substanz ist vernachlässigbar gering. Mit einer Modalität (Kapitel 4.2) von 1,58 weisen die hellen Lagen der WZ Ia im Durchschnitt häufiger eine bimodale als eine unimodale Struktur auf (Anhang B, Tabelle 3).

Der Gehalt an planktischen Arten bleibt auch innerhalb der dunklen Lage relativ hoch. Dies sind zu einem gewissen Anteil die in den benachbarten hellen Lagen dominierenden planktischen Taxa. Ergänzend finden sich in der allochthonen Grundsubstanz stets hohe Frustelanteile (in Lagen oder einzeln vorkommend) der planktischen Arten *Cyclotella radiosa* und *Aulacoseira ambigua* (Abbildung 19).

Die hellen Lagen sind im Mittel ungefähr doppelt so mächtig wie die dunklen Lagen (Median = 560 μm bzw. 286 μm ; n = 474). Insofern sind Mächtigkeitsschwankungen der Warven innerhalb der WZ Ia in erster Linie auf die der hellen Lagen zurückzuführen. Während die Mächtigkeiten der hellen Lage insgesamt leicht rückläufig sind, bleiben die der dunklen Lage weitestgehend konstant (Abbildung 20). Diese unabhängige Entwicklung der Mächtigkeiten der hellen und der dunklen Lagen drückt sich auch in einer nicht vorhandenen signifikanten Korrelation der beiden Warvenbestandteile aus.

Warvenzone Ib, 5900 - 5650 cal yr BP

Die helle Lage wird in erster Linie von *Stephanodiscus minutulus* oder *Asterionella formosa* gebildet und in einigen Jahren tritt auch *Fragilaria* spp. lagenbildend auf (Abbildung 19). Die Zahl der *Nitzschia paleacea*-Lagen fällt deutlich geringer als in WZ Ia aus. *Cyclotella radiosa*-Lagen treten sporadisch auf - diese gestalten dann den Übergangsbereich zwischen der hellen und dunklen Lage (Abbildung 19, 28). Die Zahl der Zysten steigt innerhalb der WZ Ib an, wobei diese an keine spezifische Lage oder Position gebunden, sondern wahllos über die helle Lage verstreut vorkommen (Abbildung 19). Insgesamt ist die Anzahl der Sublagen rückläufig gegenüber der WZ Ia. Daher fällt die Modalität (1,27) niedriger aus (Anhang B, Tabelle 3), d.h. die Zahl der unimodalen übersteigt die der bimodalen Warven.

Die dunkle Lage weist verstärkt gröbere Mineralpartikel (Korndurchmesser im Feinsiltbereich) relativ zur WZ Ia auf. Die Art *Cyclotella radiosa* ist weiterhin Bestandteil der dunklen Lage, oftmals eingebettet in eine minerogene Matrix. Darüber hinaus erscheinen auch Zysten- oder *Fragilaria* spp.-Lagen innerhalb der dunklen Lage oder die Frusteln sind mit derselben verwoben.

Die Mächtigkeiten der hellen Lagen (Median = 238 μm , n = 171) sind weiterhin leicht rückläufig, während die der dunklen Lagen (Median = 365 μm) gegenüber der WZ Ia gestiegen sind (Abbildung 20). Auch in WZ Ib zeigen helle und dunkle Lagen keinerlei Korrelation.

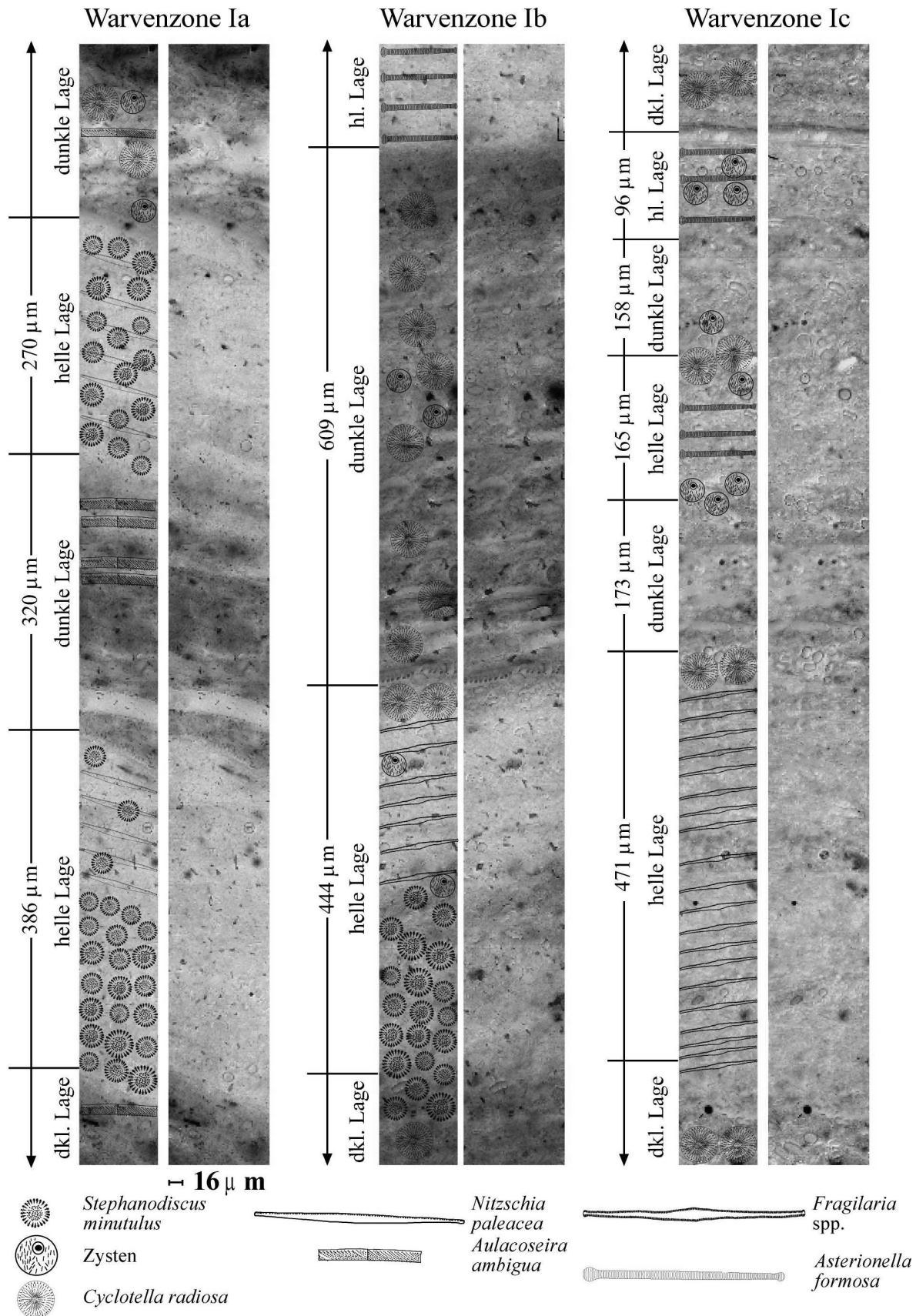


Abbildung 19: Fotodokumentationen ausgewählter Warven der Warvenzone I (WZ Ia, WZ Ib, WZ Ic). Die linken Säulen zeigen jeweils schematisch die Diatomeensublagen-Sukzession und die rechten Säulen jeweils reine Fotodokumentationen. Die künstlichen Farben wurden mit dem Hilfsobjekt λ erzeugt. Alle Fotoserien erscheinen in 630x Vergrößerung. Verwendete Abkürzungen: hl. Lage - helle Lage; dkl. Lage - dunkle Lage.

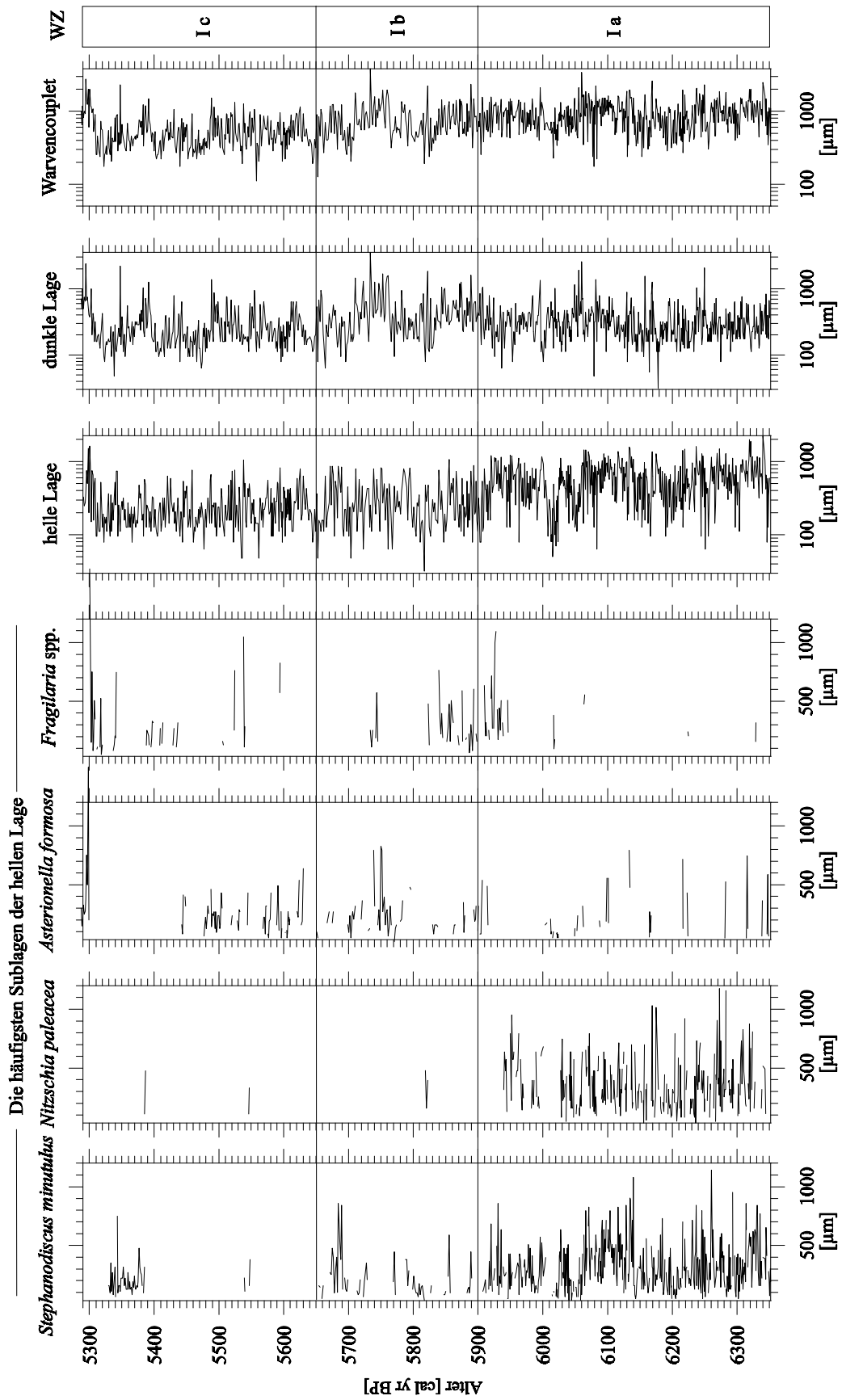


Abbildung 20: Die Mächtigkeitsvariationen der dominierenden Sublagen innerhalb der hellen Lagen der Warvenzone I sowie Darstellung der Mächtigkeitsschwankungen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven insgesamt.

Warvenzone Ic, 5650 - 5290 cal yr BP

Die helle Lage wird überwiegend von *Asterionella formosa* und in Bezug auf die Häufigkeit an zweiter Stelle durch *Fragilaria* spp. (Abbildung 19, 28) und dann erst durch *Stephanodiscus minutulus* gebildet. In einigen Jahren wird die helle Lage durch *Nitzschia paleacea* bzw. durch *Cyclotella comensis* eingenommen (Anhang B, Tabelle 3). Auch in dieser Subzone herrschen unimodale Lagen (Modalität = 1,16) vor. In manchen Jahren sind so gut wie keine Diatomeenfrusteln in der hellen Lage zu erkennen, was darauf hindeutet, dass die Diatomeenzahl insgesamt rückläufig ist. Die helle Lage nimmt innerhalb der WZ Ic meistens eine gelbliche Farbe an, möglicherweise durch andere, auch mit 1000-facher Auflösung nicht erkennbarer, Algenarten verursacht. In Warven in denen die Diatomeenzahl verschwindend gering ist, lässt sich die helle Lage, abgesehen von der gelben Farbe, anhand der großen Zysten- und Pollenzahl identifizieren.

Die dunkle Lage besteht aus einer tonigen Grundmatrix, in die benthische Diatomeenarten, terrigenes Pflanzenmaterial, Mineralkörner (Korndurchmesser Feinsilt) sowie planktische Diatomeenarten eingebettet sind. Hauptsächlich handelt es sich um *Cyclotella radiosa*-Frusteln, die ab ca. 5570 cal yr BP auch lagenbildend, oft in eine minerogene Matrix eingeschlossen, auftreten (Abbildung 19).

Die Mächtigkeiten der hellen und dunklen Lagen (beide mit Median = 206 μm ; n = 316) fallen geringer als in beiden vorangegangenen Warvensubzonen aus (Anhang B, Tabelle 3). Die helle Lage erscheint meistens als ein dünner gelblicher Streifen zwischen zwei benachbarten dunklen Lagen. Um 5300 cal yr BP steigen die Mächtigkeiten der hellen Lagen (*Asterionella formosa* und *Fragilaria* spp. dominieren) und die der dunklen Lagen sukzessiv an, ein Trend der bis zum Beginn der WZ IIa anhält (Abbildung 20). Trotz dieses offensichtlich parallelen Anstiegs und derselben durchschnittlichen Mächtigkeit von hellen und dunklen Lagen besteht keine signifikante Korrelation zwischen beiden.

5.4.2 Warvenzone II, 5290 - 4500 cal yr BP

Das Hauptmerkmal der WZ II ist das massenhafte Vorkommen von Schuppen (scales) und Borsten (bristles) der Alge *Mallomonas caudata*, die zumeist mächtige Lagen ausbildet (Abbildung 21, 22, 28; Anhang A, Tafel 6). Im Verlauf von WZ II kommt es außerdem dreimal zu einem grundsätzlichen Wechsel in der Zusammensetzung der Diatomeen-Sublagen. Entsprechend wurde die WZ II in die drei Subzonen IIa, IIb und IIc eingeteilt (Abbildung 22).

Warvenzone IIa, 5290 - 5090 cal yr BP

Die helle Lage wird fast ausschließlich aus den feinen Schuppen und Borsten von *Mallomonas caudata* gebildet (Abbildung 21). In manchen Jahren tritt an zweiter Position eine *Asterionella formosa*- oder, wenn auch seltener, eine *Fragilaria* spp.-Lage auf. An dritter Stelle erscheint in einigen Jahren eine *Cyclotella radiosa*-Lage (Abbildung 21). Ausgenommen von dieser Beschreibung ist der Abschnitt zwischen ca. 5250-5200 cal yr BP, in dem nicht *Mallomonas caudata*, sondern *Asterionella formosa* lagenbildend präsent ist. Generell weist die helle Lage einen unimodalen Charakter (Modalität = 1,07) auf (Anhang B, Tabelle 1).

Die dunkle Lage enthält so gut wie keine planktischen Diatomeenfrusteln, entsprechend besteht diese aus allochthonem Material minerogener, terrigen-pflanzlicher und litoral-pflanzlicher Herkunft.

Während der Anstieg der Mächtigkeiten der hellen Lagen (Median = 425 μm ; n = 179), der bereits zum Ende der Warvenzone Ic (nach ca. 5300 cal yr BP) einsetzte, auch in Warvenzone IIa anhält, sind die Mächtigkeiten der dunklen Lagen (Median = 250 μm ; n = 179) nach ca. 5200 cal yr BP wieder rückläufig (Abbildung 22). Nach ca. 5200 cal yr BP erscheint die dunkle Lage nur noch in sehr dünnen Einheiten. Die Mächtigkeiten der hellen und dunklen Lagen sind nicht signifikant korreliert.

Warvenzone IIb, 5090 - 4950 cal yr BP

Die helle Lage wird meistens ausschließlich aus Schuppen und Borsten der Art *Mallomonas caudata* gebildet, in einigen Jahren schließt sich eine *Cyclotella comensis*-Lage an (Abbildung 21). Zwischen 4985 und 4950 cal yr BP folgt auf die *Mallomonas caudata*-Lage des Öfteren eine *Cyclotella radiososa*-Lage. Die helle Lage ist zumeist unimodal, nur in einigen Jahren auch bimodal aufgebaut (Modalität = 1,19).

Die dunkle Lage ist nur schwach ausgeprägt, da der Abstand zwischen einzelnen allochthonen Fragmenten oft so groß ist, dass die Lage nicht als geschlossener Verband erscheint.

Sowohl die Mächtigkeiten der hellen Lagen (Median = 350 μm ; n = 142) und insbesondere die der dunklen Lagen (Median = 125 μm ; n = 142) fallen geringer als in WZ IIa aus (Abbildung 22). Auch in dieser Subzone besteht zwischen den Mächtigkeiten der hellen und dunklen Lagen keinerlei Korrelation.

Warvenzone IIc, 4950 - 4500 cal yr BP

Die Basis der hellen Lage bildet wahlweise ein dünnfädiger Filz, der aus *Mallomonas caudata*-Resten besteht oder eine *Cyclotella ocellata*-Lage. Es gibt auch Jahre, in denen beide Taxa in gemischter Form auftreten. Diese Mischlagen wurden nach der augenscheinlich dominierenden Algenart benannt. Einige helle Lagen lassen auch eine deutliche Zweiteilung erkennen, die in der Regel aus *M. caudata* an der Basis und aus *C. ocellata* im Topbereich besteht (Abbildung 21). Nach 4600 cal yr BP spielt *M. caudata* als lagenbildende Alge so gut wie keine Rolle mehr, *Cyclotella ocellata* bestimmt jetzt die helle Lage (Abbildung 22). Generell erscheint anstelle von *C. ocellata* in manchen Warven auch eine *Fragilaria* spp.- oder eine *Nitzschia paleacea*-Lage. Des Weiteren enthält die helle Lage vereinzelt Frusteln der Art *Cyclotella radiososa* sowie Zysten. Insgesamt weisen die hellen Lagen einen unimodalen Charakter (Modalität = 1,13) auf. Der Gehalt allochthoner Bestandteile ist vernachlässigbar gering.

Die dunkle Lage erscheint zunächst nicht immer als geschlossener Verband und es dominieren terrigene organische Reste über minerogene Rückstände. Mit dem verstärkten Auftreten von *Cyclotella ocellata* nach 4600 cal yr BP nimmt allerdings auch die Zahl allochthoner Partikel wieder zu.

Die Mächtigkeit der hellen Lage (Median = 250 μm ; n = 330) geht nach 4600 cal yr BP mit dem Verschwinden von *M. caudata* deutlich zurück (Abbildung 22). Etwa zur gleichen Zeit ist auch die Mächtigkeit der dunklen Lage (Median = 175 μm ; n = 330) rückläufig. Nach 4600 cal yr BP nähern sich die Mächtigkeiten der hellen und der dunklen Lage an, bzw. ab diesem Zeitpunkt übersteigen die Mächtigkeiten der dunklen Lagen meistens die der hellen Lagen (Abbildung 22). Die beiden Warvenbestandteile zeigen eine signifikant positive Korrelation ($r = 0,332$; n = 330; $p \leq 0,05$).

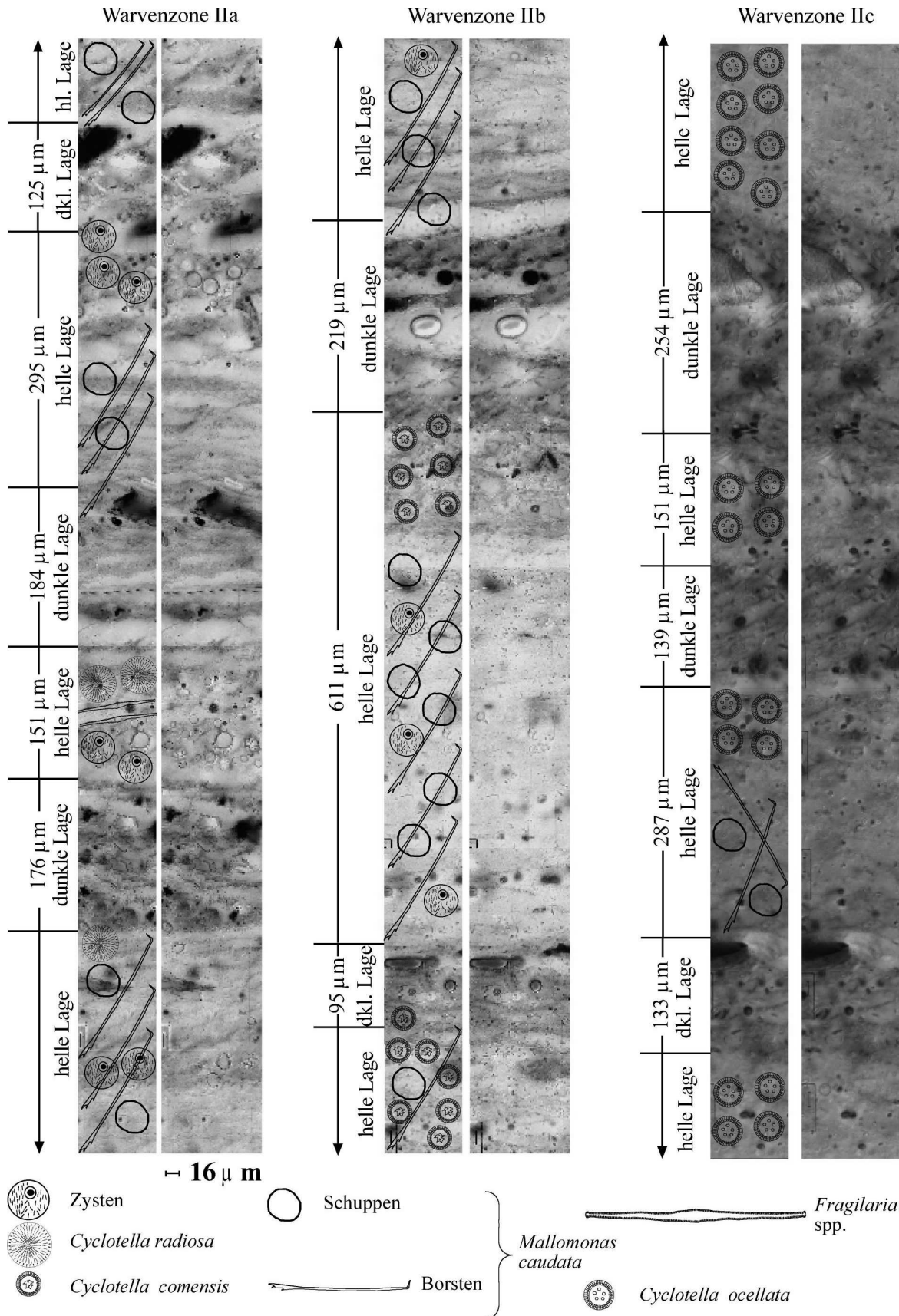


Abbildung 21: Fotodokumentationen ausgewählter Warven der Warvenzone II (WZ IIa, WZ IIb, WZ IIc). Die linken Säulen zeigen jeweils schematisch die Algensublagen-Sukzession und die rechten Säulen jeweils reine Fotodokumentationen. Die künstlichen Farben wurden mit dem Hilfsobjekt λ erzeugt. Alle Fotoserien erscheinen in 630x Vergrößerung. Verwendete Abkürzungen: hl. Lage - helle Lage; dkl. Lage - dunkle Lage.

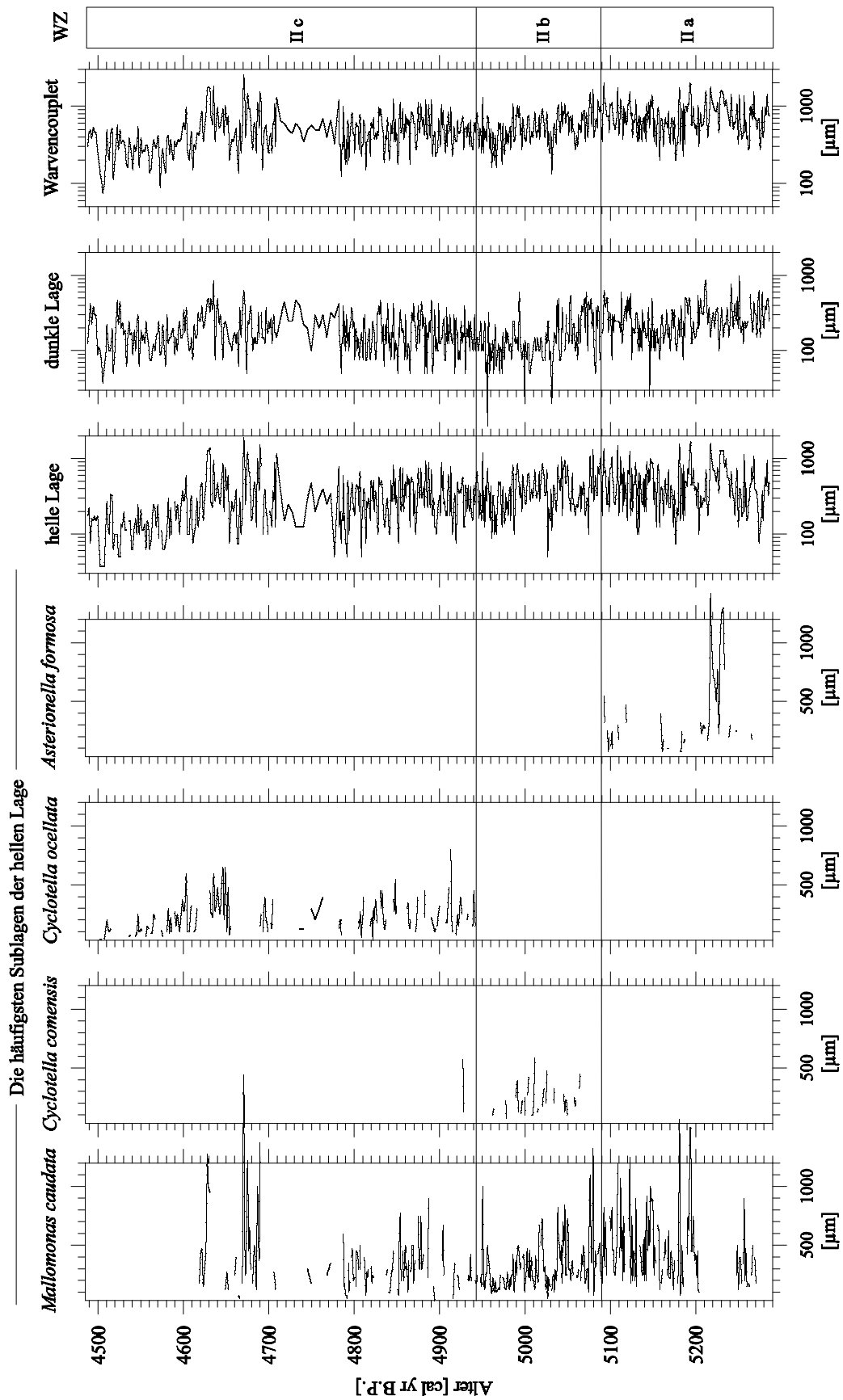


Abbildung 22: Die Mächtigkeitsvariationen der dominierenden Sublagen innerhalb der hellen Lagen der Warvenzone II sowie Darstellung der Mächtigkeitsschwankungen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven insgesamt.

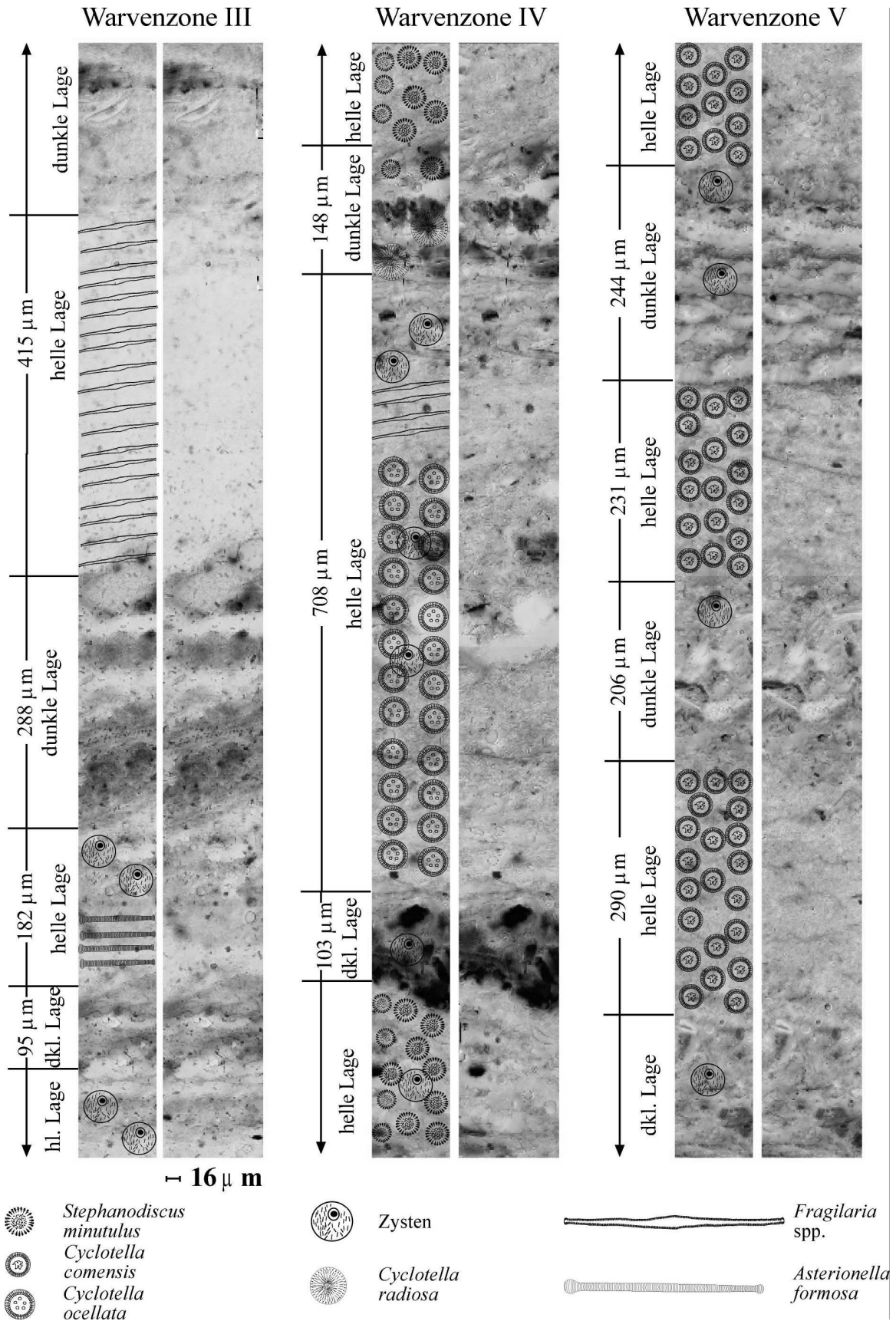


Abbildung 23: Fotodokumentationen ausgewählter Warven der Warvenzonen III, IV und V. Die linken Säulen zeigen jeweils schematisch die Algensublagen-Sukzession und die rechten Säulen jeweils reine Fotodokumentationen. Die künstlichen Farben wurden mit dem Hilfsobjekt λ erzeugt. Alle Fotoserien erscheinen in 630x Vergrößerung. Verwendete Abkürzungen: hl. Lage = helle Lage; dkl. Lage = dunkle Lage.

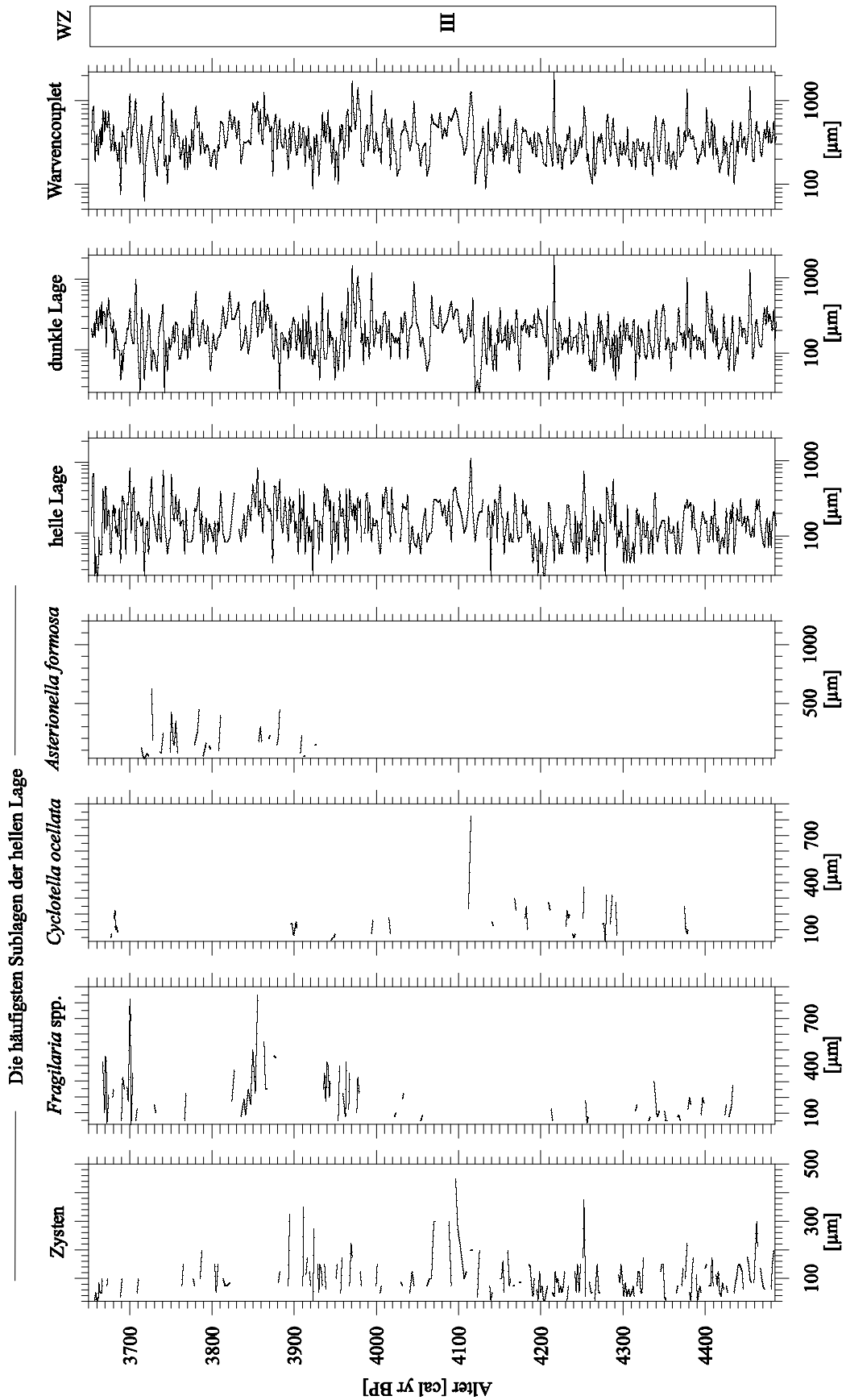


Abbildung 24: Die Mächtigkeiten der dominierenden Sublagen der hellen Lagen sowie die Mächtigkeitsvariationen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven insgesamt der Warvenzone III.

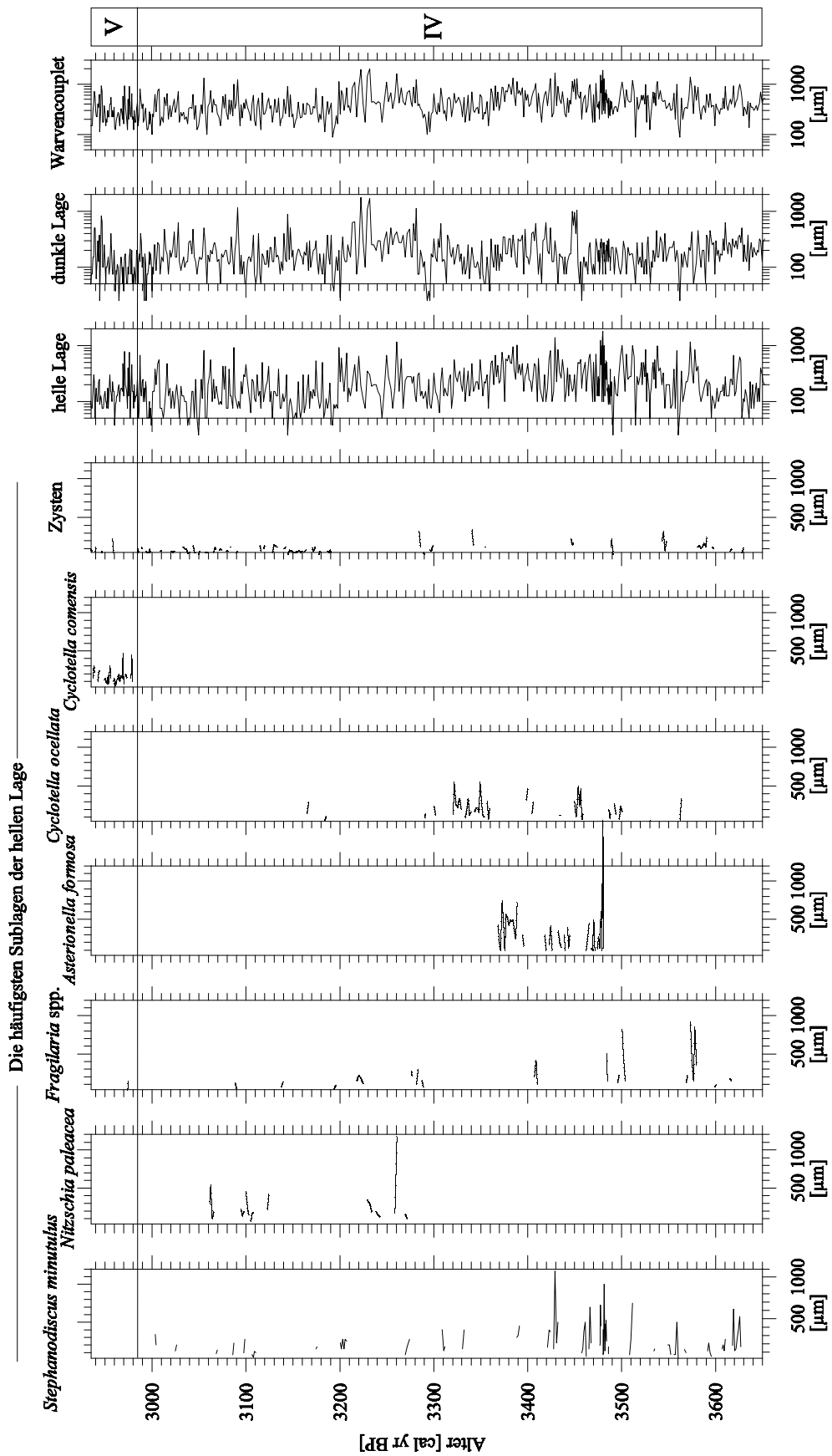


Abbildung 25: Die Mächtigkeiten der dominierenden Sublagen der hellen Lagen sowie die Mächtigkeitsvariationen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven insgesamt der Warvenzonen IV & V.

5.4.3 Warvenzone III, 4500 - 3650 cal yr BP

Eine dünne Zysten-Lage bildet am häufigsten die zumeist unimodale helle Lage (Modalität = 1,15) aus (Abbildung 24, 28). Wahlweise besteht diese auch aus *Fragilaria* spp., *Cyclotella ocellata*, *Nitzschia paleacea* und besonders im oberen Bereich des Abschnittes aus *Asterionella formosa* (Abbildung 24, 28). Auffällig ist die insgesamt geringe Zahl der Diatomeenfrusteln (Abbildung 23).

Im Gegensatz zur WZ II ist die dunkle Lage in diesem Abschnitt wieder deutlicher ausgeprägt, d.h. sie erscheint als eigenständige Lage und nicht bloß in losen Fragmenten. Zwischen 3995 und 3960 cal yr BP treten vermehrt größere Mineralkörner (Korndurchmesser im Mittelsiltbereich) auf. Darüber hinaus sind um 3710 cal yr BP zwei geringmächtige Schüttungen (400 µm und 1000 µm mächtig) in der dunklen Lage eingeschlossen.

Die anhaltend geringen Mächtigkeiten insbesondere der hellen Lagen (Median = 138 µm; n = 512), aber auch der dunklen Lagen (Median = 163 µm; n = 512) sind ein wesentliches Merkmal dieser Warvenzone (Abbildung 24). Entsprechend erscheint die helle Lage oft so, als sei sie zwischen zwei dunklen Lagen eingestreut worden. Je dünner die helle Lage und je geringer die Diatomeenkonzentration, desto unschärfer fällt die Trennlinie zwischen beiden Warvenkomponenten aus. Beide Warvenkomponenten sind nicht signifikant korreliert.

5.4.4 Warvenzone IV, 3650 - 2990 cal yr BP

Die helle Lage wird in erster Linie von einer *Stephanodiscus minutulus*-Lage gebildet (Abbildung 23, 25, 28). In unregelmäßigen Abständen wird diese durch eine Zysten-, eine *Fragilaria* spp.- oder durch eine *Cyclotella ocellata*-Lage ersetzt (Abbildung 25, 28). Wahlweise, wenn auch nur in bestimmten Abschnitten, besteht die Lage aus *Asterionella formosa* oder *Nitzschia paleacea* Frusteln. Insgesamt erscheint die helle Lage hinsichtlich ihrer wechselnden Zusammensetzung als besonders variabel, wobei sie zumeist einen unimodalen Charakter (Modalität = 1,16) aufweist.

Die dunklen Lagen sind zunächst durch terrigenes organisches Material geprägt. Ab ca. 3480 cal yr BP treten in unregelmäßigen Abständen immer wieder kleine Schüttungen in der Winterlage auf. Eine etwas mächtigere Schüttung (Mächtigkeit = 1000 µm) erscheint um 3090 cal yr BP.

Bis ca. 3320 cal yr BP ist der Abschnitt von relativ mächtigen hellen Lagen im Gegensatz zu relativ dünnen dunklen Lagen gekennzeichnet, danach kehrt sich das Verhältnis allerdings allmählich um (Abbildung 25). Im Durchschnitt fallen die dunklen Lagen (Median = 175 µm; n = 496) etwas mächtiger als die hellen Lagen (Median = 163 µm; n = 496) aus (Anhang B, Tabelle 3). Die Mächtigkeiten der hellen und dunklen Lagen sind nicht signifikant korreliert.

5.4.5 Warvenzone V, 2990 - 2940 cal yr BP

Die Art *Cyclotella comensis* bildet in den meisten Jahren die helle Lage aus (Abbildung 23, 25, 28). Einige Lagen beginnen mit einer Zysten-Reihe, wobei in manchen Jahren ausschließlich Zysten

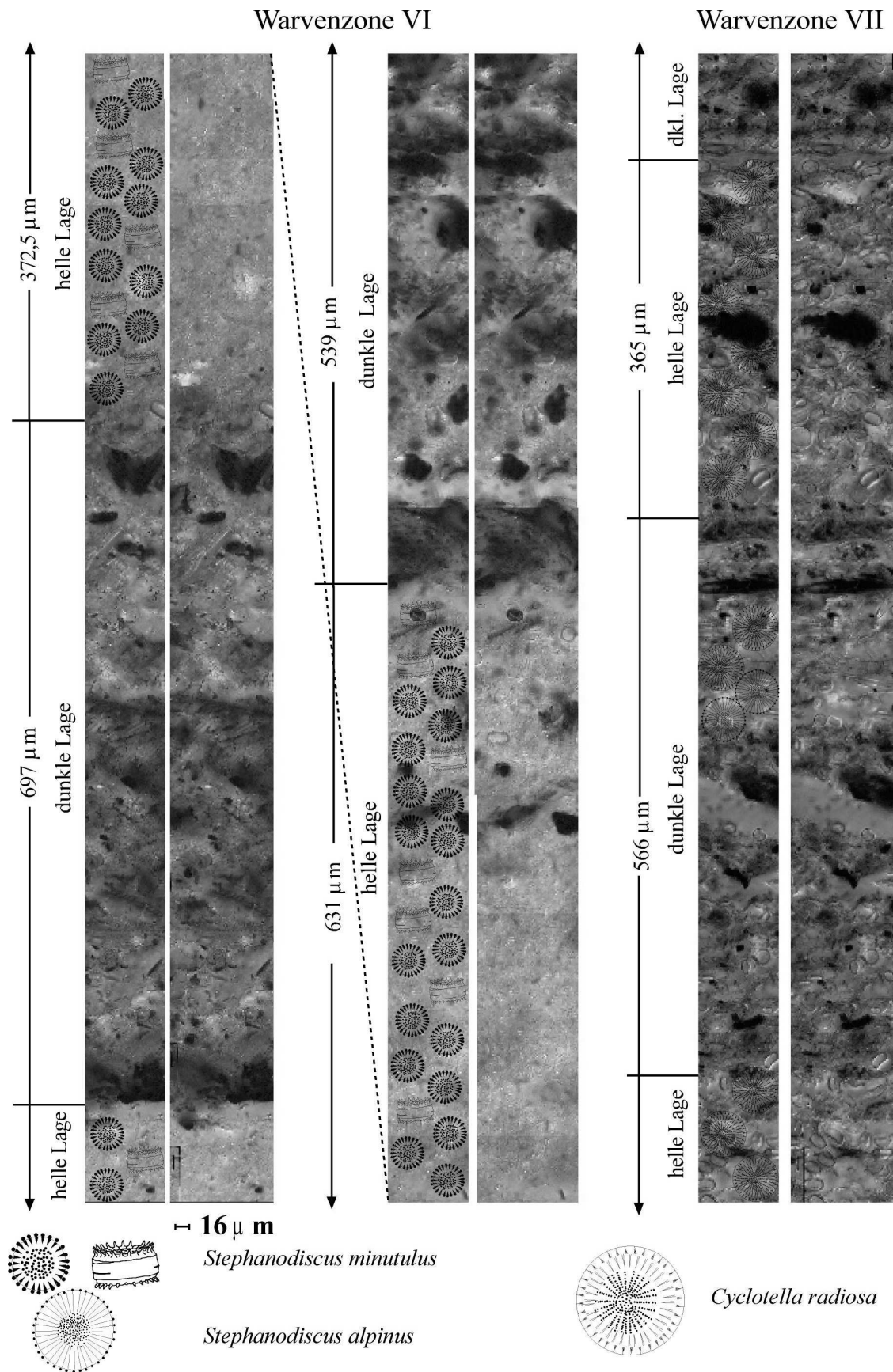


Abbildung 26: Fotodokumentationen ausgewählter Warven der Warvenzonen VI und VII. Die linken Säulen zeigen jeweils schematisch die Diatomeensublagen-Sukzession und die rechten Säulen jeweils reine Fotodokumentationen. Die künstlichen Farben wurden mit dem Hilfsobjekt λ erzeugt. Alle Fotoserien erscheinen in 630x Vergrößerung. Verwendete Abkürzungen: hl. Lage = helle Lage; dkl. Lage = dunkle Lage.

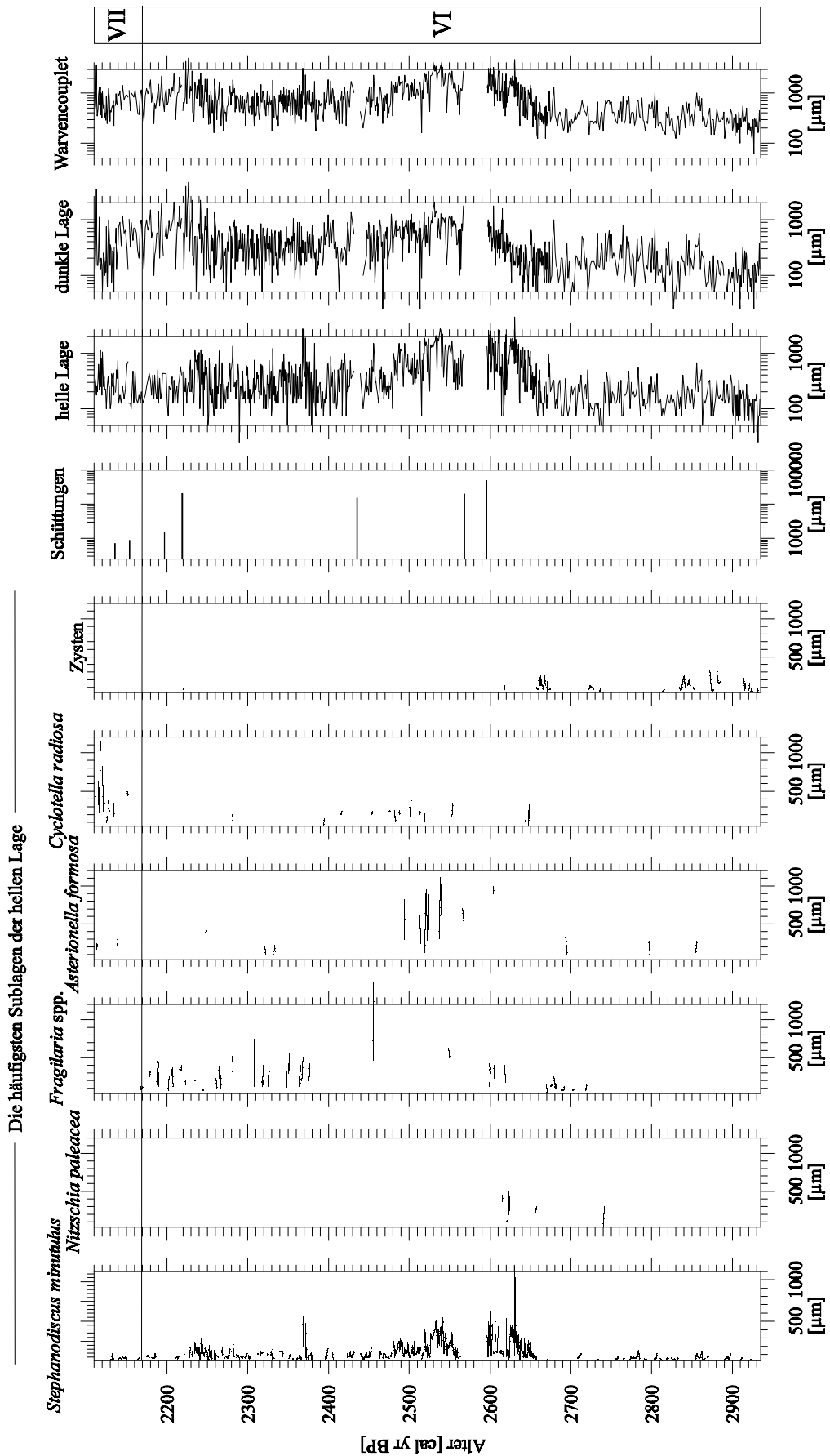


Abbildung 27: Die Mächtigkeiten der dominierenden Sublagen der hellen Lagen sowie Mächtigkeitsvariationen der hellen und dunklen Lagen als auch der Warven als Ganzes innerhalb der Warvenzonen VI und VII.

die helle Lage ausmachen. In Ausnahmefällen wird die helle Lage auch von *Fragilaria* spp., *Asterionella formosa*, *Stephanodiscus minutulus* bzw. *Nitzschia paleacea* eingenommen. Die Modalität beträgt 1,16 (Anhang B, Tabelle 3) und unterstreicht damit den unimodalen Charakter der hellen Lage.

Es zeigt sich keine wesentliche Veränderung in der Zusammensetzung der dunklen Lage im Vergleich zur WZ IV. Das betrifft auch das Wiederauftauchen von Schüttungen in unregelmäßigen Abständen.

Die Mächtigkeiten der hellen und dunklen Lage zeichnen sich durch eine entgegengesetzte Entwicklung aus (Abbildung 25). Während die Mächtigkeiten der hellen Lage im Laufe der WZ V abnehmen, zeigen die der dunklen Lage im oberen Bereich eine Zunahme. Im Mittel übersteigen aber die Mächtigkeiten der hellen Lagen (Median = 150 μm ; n = 78) die der dunklen Lagen (Median = 100; n = 78). Es ist insgesamt eine klare Trennung der Lagen gegeben (Abbildung 23), abgesehen von den Abschnitten in denen Zysten die helle Lage ausmachen. Die beiden Warvenkomponenten sind nicht signifikant korreliert.

5.4.6 Warvenzone VI, 2940 - 2160 cal yr BP

Die Art *Stephanodiscus minutulus* ist der Hauptbildner der hellen Lage, untergeordnet tauchen auch Frusteln der Art *Stephanodiscus alpinus* auf (Abbildung 26, 27, 28). An zweiter Position ist in manchen Jahren *Nitzschia paleacea* zu finden (Anhang B, Tabelle 3). Ersatzweise wird eine zweite Blüte durch *Fragilaria* spp., Zysten oder *Asterionella formosa* gebildet. Kurzzeitig, d.h. zwischen 2460 und 2400 cal yr BP erscheint *Aulacoseira ambigua* lagenbildend. Ab ca. 2460 cal yr BP wurden die hellen Lagen zunehmend durch klastisches Material verunreinigt. Insgesamt ist die helle Lage meist weiterhin unimodal (Modalität = 1,20).

Die dunkle Lage fällt anfänglich sehr weitmaschig aus, was vermutlich auf die zu Beginn dieser Zone sehr monotone, d.h. mit wenig größeren Bestandteilen versetzte Zusammensetzung zurückzuführen ist. Ab ca. 2660 cal yr BP ist dagegen eine Zunahme gradiertter Schüttungen zu verzeichnen, die mit einer Zunahme größerer Partikel und der Mächtigkeiten der dunklen Lagen einhergehen (Abbildung 27, 28). Ab 2500 cal yr BP stellte *Cyclotella radios*a einen wesentlichen Bestandteil der Winterlage dar. Eine auffällige Zunahme kleiner benthischer Diatomeenarten, besonders der Gattungen *Fragilaria* spp. und *Achnanthes*, ist nach 2300 cal yr BP zu beobachten.

Mindestens vier, auf die dunkle Lage beschränkte gradierte Schüttungen, gehen einem um 2600 cal yr BP abgelagerten Rutschungshorizont voraus. Der wiederum wird von zwei gradierten Schüttungen und einem Homogenit überlagert. Dass es sich bei dieser dreiteiligen Sequenz um einen gerichteten Störungshorizont handelt, indiziert die in verschiedenen Bohrungen sehr stark voneinander abweichende Mächtigkeit. In der Bohrung HZM-4a beträgt die Mächtigkeit der dreiteiligen Abfolge 15,8 cm, in HZM-4b weist die dreiteilige Sequenz eine Gesamtmächtigkeit von 7,5 cm auf und in HZM C erreicht sie 8,7 cm. Immer wieder tauchen auch oberhalb des Rutschungshorizontes, innerhalb der dunklen Lage, Schüttungshorizonte auf, die besonders mächtig um 2435 cal yr BP (ca. 1,5 cm) und um 2220 cal yr BP (ca. 2 cm) sind. Das auffälligste Merkmal dieser Warvenzone ist der plötzliche Anstieg der Mächtigkeiten der Warven nach 2660 cal yr BP. Die hellen Lagen erreichen maximale Mächtigkeiten (Median = 1000 μm , n = 123) zwischen 2630 und 2520 cal yr BP (Abbildung 27). Im Gegensatz dazu zeigen die dunklen Lagen erst ca. 2625 cal yr BP einen Anstieg und maximale Mächtigkeiten (Median = 740 μm ; n = 41) zwischen 2230 und 2190 cal yr BP (Abbildung 27).

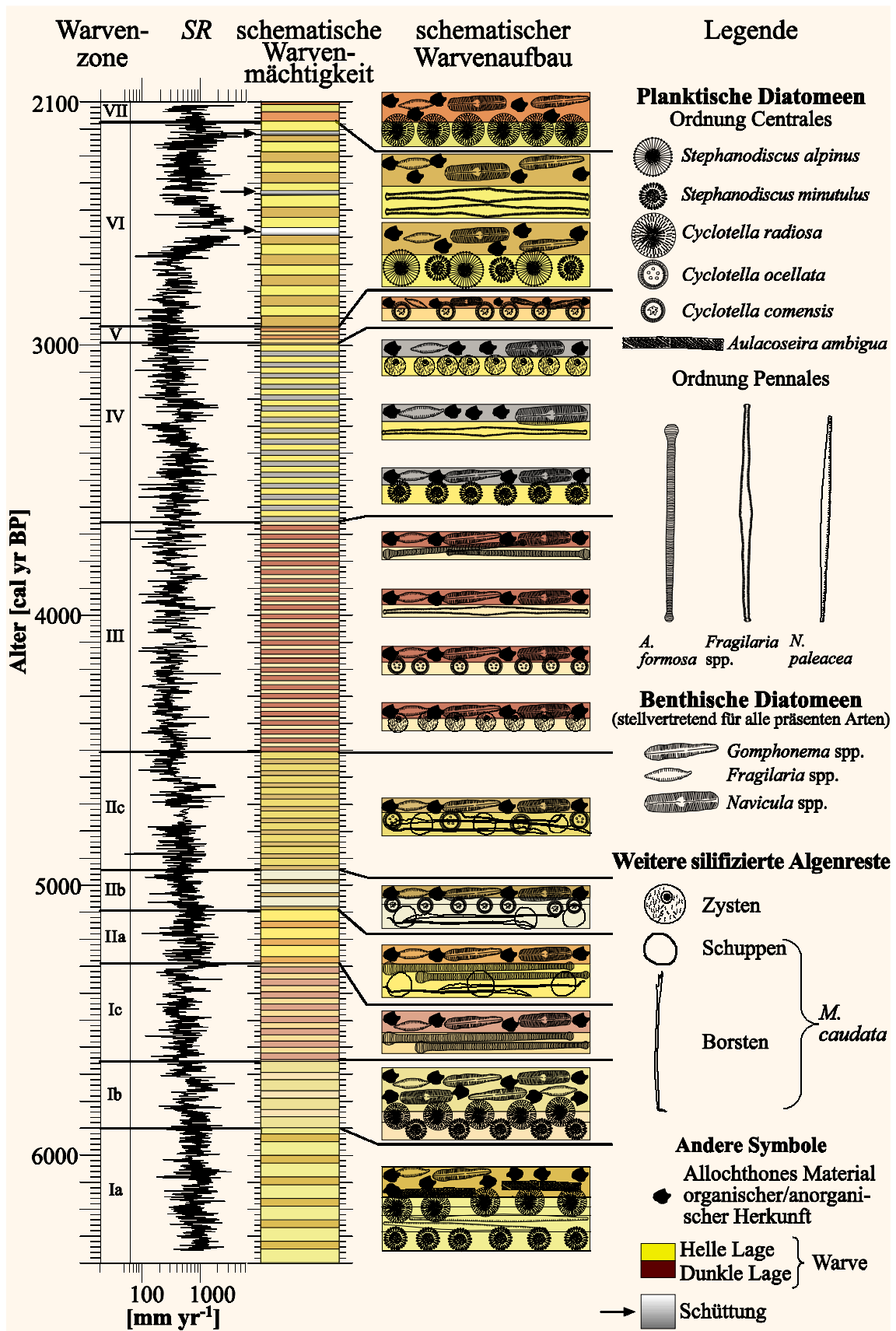


Abbildung 28: Zusammenfassende schematische Darstellung der Variation der Sublagenstruktur der hellen Lagen sowie Mächtigkeitsschwankungen der hellen und dunklen Lagen innerhalb der definierten Warvenzonen. Außerdem ist die Fluktuation der Sedimentationsrate (SR) innerhalb der untersuchten Warvensequenz aufgetragen.

Die durchschnittlichen Mächtigkeiten der hellen und dunklen Lagen (Median = 250 μm bzw. 300 μm ; $n = 827$) sind sich relativ ähnlich, allerdings sind die jeweiligen zeitlichen Verläufe im Detail verschieden (Abbildung 27). Es besteht eine signifikante Korrelation zwischen heller und dunkler Lage ($r = 0,194$; $n = 826$; $p \leq 0,05$).

5.4.7 Warvenzone VII, 2160 - 2110 cal yr BP

Eine *Cyclotella radiosa*-Lage baut meistens die helle Lage auf (Abbildung 26, 27, 28). In einigen Jahren tritt eine dünne *Stephanodiscus alpinus* oder *Asterionella formosa* Lage an ihre Stelle oder geht dieser voraus. Weiterhin herrschen unimodale helle Lagen vor (Modalität = 1,24); (Anhang B, Tabelle 3). Wie bereits ab der Mitte der WZ VI ist die helle Lage sehr stark mit klastischem Material angereichert (Abbildung 26). Nur in manchen Jahren erscheint auch eine deutliche, sich von der umgebenden allochthonen Substanz abhebende Diatomeenblüte.

Eine Mischung bestehend aus benthischen und planktischen Diatomeenarten sowie groben allochthonen Partikeln repräsentiert die dunkle Lage. Die Mächtigkeiten der hellen und dunklen Lage zeigen schwach entgegengesetzte Trends auf (Abbildung 27). Während die Mächtigkeiten der hellen Lage bis ca. 2120 cal yr BP unverändert blieben, stiegen sie danach an. Umgekehrt zeigten die Mächtigkeiten der dunklen Lage einen leichten Rückgang nach 2240 cal yr BP. Insgesamt ist das Verhältnis der Mächtigkeiten der hellen zur dunklen Lage relativ ausgeglichen (Median = 250 μm zu 275 μm ; $n = 54$) und es besteht eine signifikant negative Korrelation zwischen beiden Warvenkomponenten ($r = -0,277$; $n = 56$; $p \leq 0,05$).

5.4.8 Qualitative Beschreibung des Sediments zwischen 2110 und 1470 cal yr BP

Die Unterscheidung der Warven ist zwischen 2110 und 1870 cal yr BP nur schwer möglich, da Diatomeenfrusteln und klastisches Material gleichmäßig über das gesamte Jahr verteilt vorkommen. Helle und dunkle Lagen lassen sich erst nach 1870 cal yr BP wieder deutlicher voneinander unterscheiden, d.h. hier ist der Anteil klastischen Materials in den hellen Lagen deutlich weniger geworden. In unregelmäßigen Abständen traten bis ca. 1630 cal yr BP Schüttungen auf. Wie bereits in WZ VII dominierte zunächst weiterhin *Cyclotella radiosa* und untergeordnet *Stephanodiscus alpinus*, bis einschließlich 1960 cal yr BP. Die vorgenannten Taxa kommen verstreut, ebenso aber in Form mächtiger Diatomeenblüten-Lagen vor. Zwischen 1960 und 1630 cal yr BP dominierte im Sedimentprofil *Cyclotella comensis* und untergeordnet *C. ocellata*, während *C. radiosa*-Vorkommen zurückgingen. In größeren Abständen treten im gesamten Abschnitt *Asterionella formosa*-Lagen (zwischen 250 und 500 μm mächtig) auf. Auffällig sind die ganzjährig, entsprechend mit den planktischen Diatomeenlagen vermischt vorkommenden, kleinen periphytischen Diatomeen-Arten, insbesondere der Gattung *Fragilaria*. Nach 1630 cal yr BP formieren *Mallomonas caudata*-Lagen mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2400 μm die helle Lage. Die dunkle Lage (im Mittel 2050 μm) fällt in dieser Zeit ähnlich mächtig aus. Ab 1630 cal yr BP zeichnet sich die helle Lage wieder in erster Linie durch autochthone Bestandteile aus. Die dunkle Lage weist hauptsächlich organogene Bestandteile (*C. radiosa* Frusteln, benthische Diatomeen und terrigenes Pflanzenmaterial) auf, während der klastische Anteil sehr niedrig ausfällt.

5.5 Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Das Sediment setzt sich aus organogenem und minerogenem Material zusammen. Die organogene Komponente besteht aus durch Biomineralisation erzeugtem Opal (BSiO_2) sowie aus Pflanzenresten (ORG, TN, TS). Die Zusammensetzung der klastischen Komponente wurde nicht weiter chemisch analysiert, es wurde lediglich dessen Anteil am Gesamtsediment bestimmt. Die aus der geochemischen Analyse resultierenden Rohdaten sind im Anhang B, Tabelle 4 dokumentiert.

Insgesamt kommt es sechsmal zu deutlichen Verschiebungen in den spezifischen Absolutgehalten (Geochemie Absolut [GA] I bis VI) der geochemischen Parameter (SAR_{BSi} , SAR_{ORG} , SAR_{TN} , SAR_{TS} , SAR_{Min}), während die relativen Anteile der geochemischen Sedimentkomponenten sieben Bereiche (Geochemie Relativ [GA] I bis VII) unterschiedlicher Zusammensetzung erkennen lassen (Abbildung 29, 30). Die Zonengrenzen der GR wurden mittels einer Cluster-Analyse ermittelt (Kapitel 4.5.4), während die Grenzen für GA subjektiv festgelegt wurden.

Der Abschnitt 6340 bis 5100 cal yr BP umfasst die Zone GA I der absoluten Gehalte. Die Variablen SAR_{BSi} , SAR_{ORG} , SAR_{TS} und SAR_{TN} zeigen bis 5100 cal yr BP einen leichten Abwärtstrend an, ohne dabei erheblichen Schwankungen ausgesetzt zu sein (Abbildung 29; Tabelle 5). Trotz dieses Trends ergeben sich lediglich zwischen SAR_{ORG} und SAR_{TN} signifikante partielle Korrelationen ($r = 0,83$; $n = 83$; $p \leq 0,05$). Eine den organogenen Komponenten entgegengesetzte Entwicklung zeigen die absoluten Gehalte für minerogenes Material (SAR_{Min}). Diese nahmen bis 5100 cal yr BP leicht zu, begleitet von zwei Maxima, um 5560 cal yr BP und um 5300 cal yr BP. Der gegenläufigen Entwicklung entsprechend sind die Werte von SAR_{BSi} , SAR_{ORG} und SAR_{TN} negativ mit SAR_{Min} korreliert. Es handelt sich dabei durchweg um negative signifikante ($p \leq 0,05$) partielle Korrelationen. Darüber hinaus resultierte aus der gegenläufigen Entwicklung der organogenen und der klastischen Komponente ein relativer Wechsel in der Sedimentzusammensetzung, der um 6060 cal yr BP einen Wendepunkt erreichte (Übergang der Zone GR I zu GR II). Während zwischen 6340 und 6060 cal yr BP die organogene Komponente im Sediment dominierte (ca. 71 %), lag ihr Anteil zwischen 6060 und 5100 cal yr BP nur noch bei ca. 49 % (Abbildung 30). Innerhalb von GR I (6340 bis 6060 cal yr BP) zeigen lediglich ORG und TN eine signifikant positive partielle Korrelation ($r = 0,91$; $n = 27$; $p \leq 0,05$) auf, während innerhalb von GR II (6060 bis 5100 cal yr BP) ausschließlich BSi und TS signifikant positiv partiell korreliert ($r = 0,50$; $p \leq 0,05$) sind. Das molare TOC/TN-Verhältnis verharrte in GR I auf einem konstanten Niveau (Median = 11,8; SD = $\pm 0,4$; $n = 27$). In GR II erreichte TOC/TN im Schnitt die niedrigsten Werte (Median = 10,7; SD = $\pm 1,0$; $n = 56$) des Untersuchungszeitraums. Ein geringfügiger Anstieg von TOC/TN fand lediglich zwischen ca. 5500 und 5300 cal yr BP statt.

Der Abschnitt 5100 bis 2700 cal yr BP umfasst die Zone GA II der spezifischen SAR. Die auffälligsten Charakteristika sind der monotone Verlauf, als auch die äußerst niedrigen Werte aller spezifischen SAR (Abbildung 29). Darüber hinaus zeigen alle spezifischen SAR, bis auf die Kombination SAR_{BSi} und SAR_{TS} , paarweise partielle signifikante Korrelationen auf. Wie bereits in GA I bestehen negative signifikante Korrelationen zwischen der klastischen Komponente (SAR_{Min}) und den organogenen Komponenten (SAR_{BSi} , SAR_{ORG} und SAR_{TS}). Davon ausgenommen ist die positive signifikante partielle Korrelation zwischen SAR_{Min} und SAR_{TN} ($r = 0,48$; $n = 77$; $p \leq 0,05$). Die Summe der relativen Gehalte der biogenen Bestandteile (Median = 67 %; SD = ± 14 ; $n = 82$) belegt, dass diese im Sediment über die minerogene Komponente dominiert. Während die prozentualen ORG-, TN- und TS-Gehalte zwischen 5100 bis 3810 cal yr BP (GR III) in etwa konstant blieben, gingen die BSi-Gehalte zwischen ca. 4800 und 4600 cal yr BP stetig zurück und erreichten zwischen 4600 und 3810 cal yr BP Minimalwerte

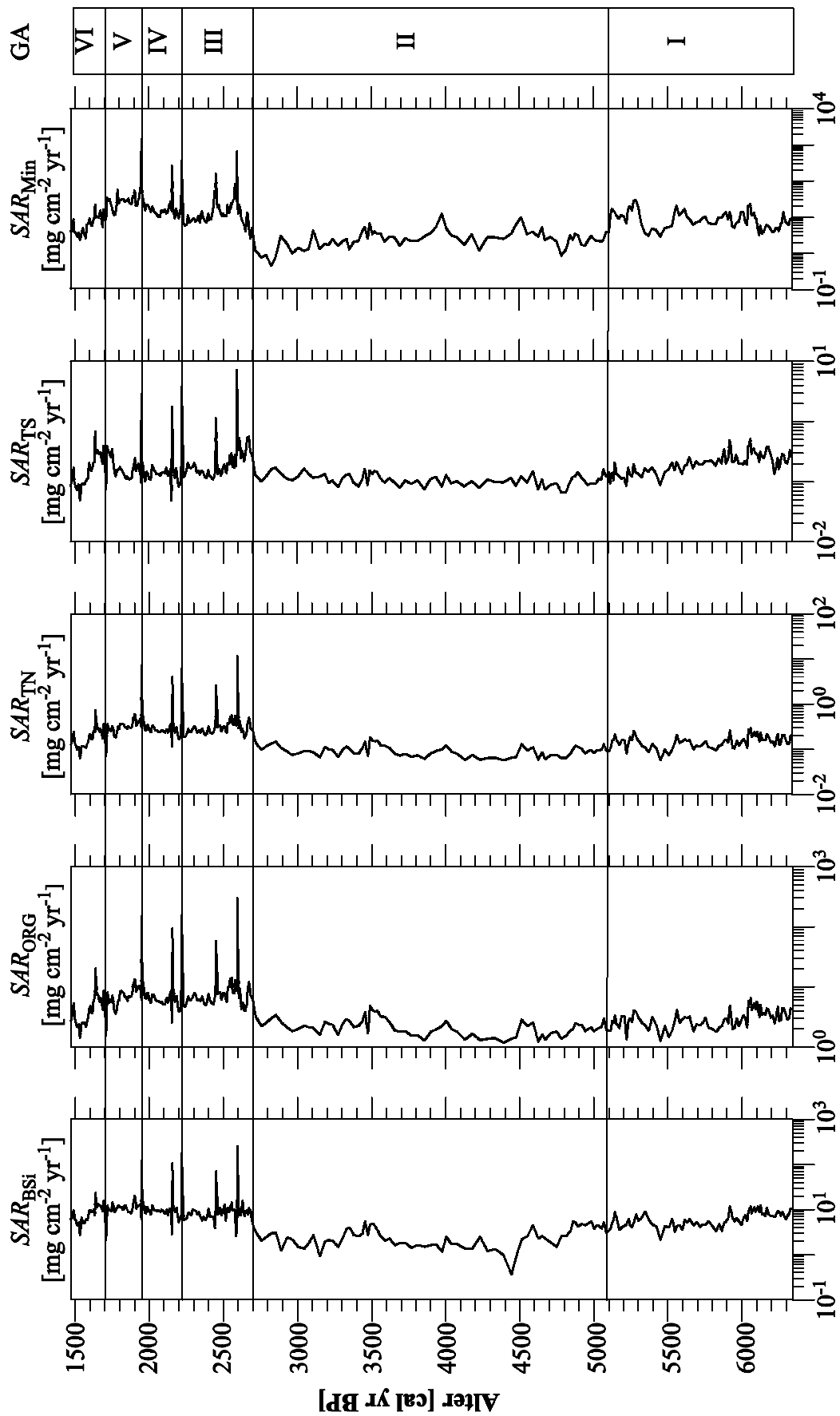


Abbildung 29: Darstellung des Verlaufes der spezifischen Sedimentakkumulationsraten für SAR_{Min} , SAR_{BSi} , SAR_{ORG} , SAR_{TN} und SAR_{TS} im untersuchten Sedimentabschnitt.

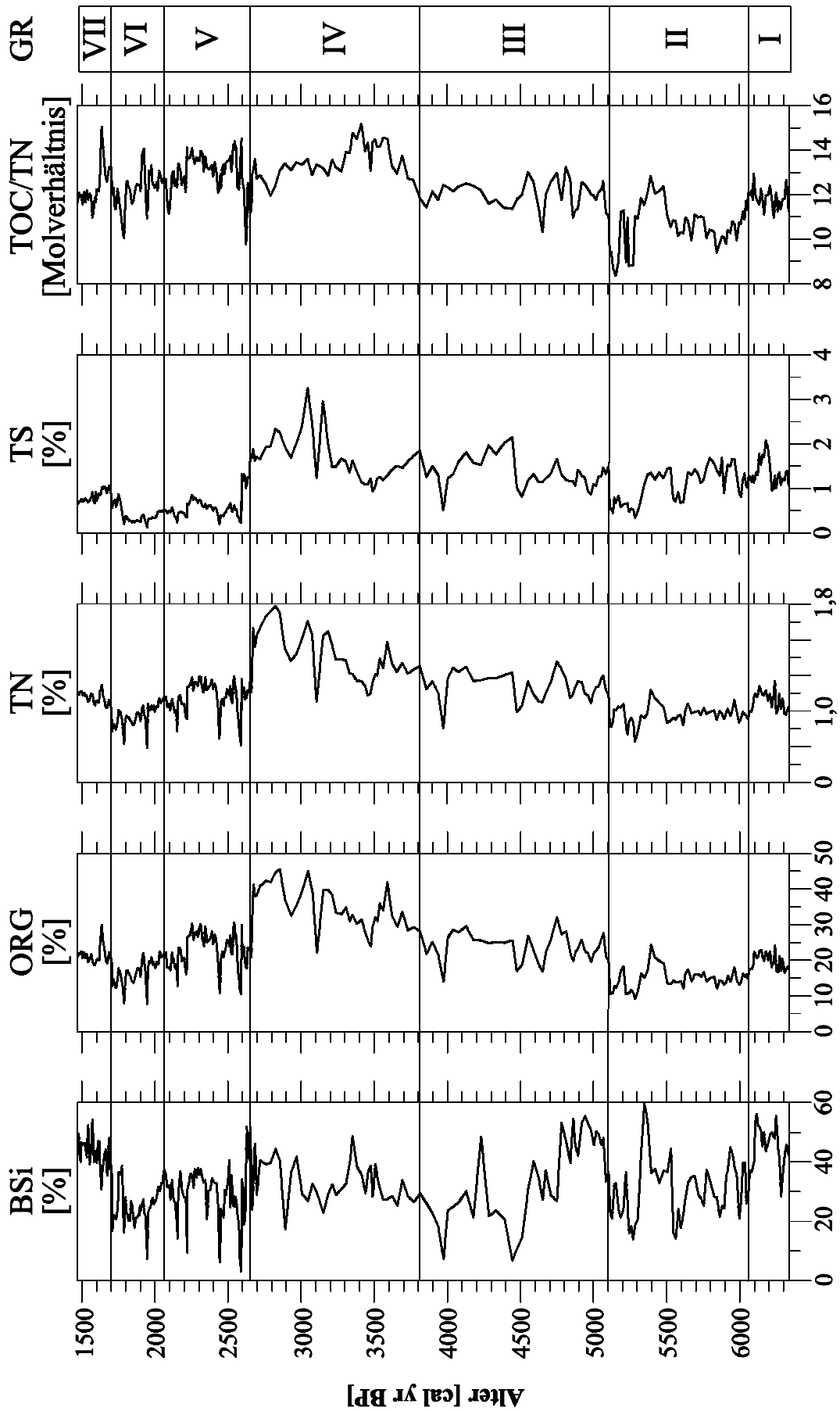


Abbildung 30: Darstellung der relativen Veränderungen in der Sedimentzusammensetzung anhand der gemessenen und errechneten geochemischen Variablen BSi, ORG, TS, TN und dem TOC/TN-Verhältnis.

(Abbildung 30). Zwischen 3810 und 3450 cal yr BP stiegen die relativen Opal-Gehalte wieder an und verharteten anschließend bis ca. 2660 cal yr BP auf diesem Niveau. Im gleichen Zeitraum, zwischen 3810 und 2660 cal yr BP (GR IV), zeigten die prozentualen ORG-, TN- und TS- Gehalte einen erneuten Anstieg. Innerhalb von GR III bestehen unter den organischen Komponenten, bis auf die Kombination BSi und TN, positive signifikante partielle Korrelationen. Die Zone GR IV zeichnet sich dagegen lediglich durch positive signifikante partielle Korrelationen zwischen TN und ORG sowie zwischen TN und TS aus. Innerhalb von GR III erreichen die Werte des TOC/TN-Verhältnisses ein vergleichsweise höheres Niveau (Median = 12,1; SD = $\pm 0,6$; n = 40) und unterliegen nur geringfügigen Schwankungen. Das TOC/TN-Verhältnis erreichte zwischen ca. 3600 und 3350 cal yr BP die höchsten Werte (Median = 14,3; SD = $\pm 0,5$; n = 14) des Untersuchungszeitraumes. Ansonsten sind die Werte nur geringfügigen Schwankungen innerhalb von GR IV ausgesetzt (Median-Wert ≈ 11 ; SD = ± 1 ; n = 42).

Die Zone GA III (2700 bis 2220 cal yr BP) fällt mit einem markanten Anstieg aller spezifischen SAR (SAR_{Min} = 5-fach; SAR_{BSi} , SAR_{ORG} , SAR_{TN} jeweils 3,5-fach; SAR_{TS} = 2-fach) zusammen (Abbildung 29). Darüber hinaus werden immer wieder kurzzeitige Maxima von allen spezifischen SAR erreicht, die auf Schüttungen zurückzuführen sind. Es bestehen positive signifikante partielle Korrelationen zwischen SAR_{Min} auf der einen und SAR_{ORG} , SAR_{TN} sowie SAR_{TS} auf der anderen Seite. Des Weiteren zwischen allen Elementen der organischen Komponente, mit Ausnahme der Paarungen SAR_{TS} und SAR_{TN} sowie SAR_{TS} und SAR_{ORG} . Innerhalb der Zone GR V (2660 bis 2020 cal yr BP) zeichnet sich ein relativer Rückgang des biogenen Anteils (Median = 57 %; SD = ± 13 ; n = 81) am Sediment ab (Abbildung 30). Unter den einzelnen Elementen der relativen Gehalte der Zone GR V bestehen signifikante partielle Korrelationen mit Ausnahme der Kombination BSi und TS.

Die Zone GA IV beginnt und endet jeweils mit einer Schüttung (Abbildung 29). In dem betrachteten Zeitraum selbst (2200 bis 1960 cal yr BP) kam es lediglich zu einer geringfügigen Zunahme (maximal 1,2-fach) aller spezifischen SAR. Bis auf die Konstellation SAR_{ORG} und SAR_{TS} zeigen alle spezifischen SAR signifikante partielle Korrelationen ($p < 0,05$) untereinander. Dabei sind die klastische Komponente (SAR_{Min}) und die organogene Komponente (SAR_{BSi} , SAR_{ORG} , SAR_{TN} und SAR_{TS}) negativ miteinander korreliert. Unter den Vertretern der organischen Komponente sind wiederum SAR_{ORG} und SAR_{BSi} ; SAR_{ORG} und SAR_{TS} sowie SAR_{BSi} und SAR_{TS} negativ korreliert, während SAR_{ORG} und SAR_{TN} sowie SAR_{TN} und SAR_{TS} positiv korreliert sind.

Die Zone GA V (1960 bis 1700 cal yr BP) zeichnet sich durch eine Verdoppelung der Werte von SAR_{Min} aus, während alle anderen spezifischen SAR keine nennenswerten Veränderungen im Vergleich zur Zone GA IV erkennen lassen (Abbildung 29). Es lassen sich lediglich drei signifikante partielle Korrelationen unter den spezifischen SAR feststellen. Eine negative Korrelation besteht zwischen SAR_{Min} und SAR_{ORG} , während zwischen SAR_{Min} und SAR_{TN} eine positive Korrelation besteht. Darüber hinaus ist SAR_{Min} negativ mit SAR_{BSi} und positiv mit SAR_{TS} korreliert. Innerhalb der organischen Komponente besteht lediglich eine positive signifikante partielle Korrelationen zwischen SAR_{ORG} und SAR_{TN} . Der organogene Sedimentanteil sinkt innerhalb der Zone GR VI (2020 bis 1700 cal yr BP) auf 41 % (Abbildung 30). Unter den relativen Gehalten bestehen signifikante partielle Übereinstimmung zwischen BSi und ORG (negativ), BSi und TN (positiv), BSi und TS (positiv) sowie zwischen ORG und TN (positiv). Die Werte des TOC/TN-Verhältnisses erreichen nach einem kurzen Minimum zu Beginn der GR V ein etwas höheres Niveau als in GR IV mit durchschnittlich 13,1 (Median-Wert); SD = $\pm 0,9$; n = 81).

Die Zone GA VI (1700 bis 1470 cal yr BP) ist durch einen Rückgang aller spezifischen SAR gekennzeichnet (Abbildung 29). Die Werte von SAR_{Min} gehen am drastischsten zurück (6-fach), gefolgt von

einem jeweils zweifachen Rückgang von SAR_{ORG} und SAR_{TN} . Die beiden Komponenten SAR_{BSi} und SAR_{TS} zeigen tendenziell einen leichten Rückgang. Unter allen spezifischen SAR bestehen signifikante partielle Korrelationen. Diese sind negativ zwischen SAR_{Min} und SAR_{BSi} , SAR_{Min} und SAR_{ORG} , SAR_{BSi} und SAR_{ORG} , SAR_{TS} und SAR_{TN} sowie positiv zwischen SAR_{Min} und SAR_{TN} , SAR_{BSi} und SAR_{TN} , SAR_{ORG} und SAR_{TN} , SAR_{BSi} und SAR_{TS} . Das Sediment setzt sich jetzt wieder zu einem überwiegenden Anteil (66 %) aus organogenem Material zusammen (Abbildung 30). Unter den prozentualen Größen herrschen jeweils signifikante partielle Korrelationen außer zwischen ORG und TN. Das molare TOC/TN-Verhältnis zeigt nach einem anfänglichen ausgeprägten Maximum nur noch geringfügige Schwankungen an. Im Mittel fallen die Werte des molaren TOC/TN-Verhältnisses ähnlich wie in GR VI aus (Median = 12,1; SD = $\pm 1,0$; n = 28).

Tabelle 5: Statistische Zusammenfassung ausgewählter geochemischer Eigenschaften. GR = Geochemie-Relativgehalte; GA = Geochemie-Absolutgehalte.

GR-Zonen	Alter [cal yr BP]		BSi [%]	ORG [%]	Molares TOC/TN- Verhältnis
VII	1470 - 1700	Median	42,9	20,9	12,1
		SD (n = 28)	5,2	2,6	1,0
VI	1700 - 2020	Median	22,9	16,5	12,3
		SD (n = 42)	6,6	3,4	0,9
V	2020 - 2660	Median	30,4	23,1	13,1
		SD (n = 81)	8,9	4,5	0,9
IV	2660 - 3810	Median	31,1	33,4	13,3
		SD (n = 42)	6,8	5,7	0,8
III	3810 - 5100	Median	36,7	22,8	12,1
		SD (n = 40)	13,7	3,8	0,6
II	5100 - 6060	Median	28,2	14,4	10,7
		SD (n = 56)	9,6	2,9	1,0
I	6060 - 6340	Median	44,5	19,8	11,8
		SD (n = 27)	7,3	2,1	0,4

GA-Zonen	Alter [cal yr BP]		SAR_{BSi} [mg cm ⁻² yr ⁻¹]	SAR_{ORG} [mg cm ⁻² yr ⁻¹]	SAR_{Min} [mg cm ⁻² yr ⁻¹]
VI	1470 - 1700	Median	7,7	3,7	5,9
		SD (n = 29)	4,1	3,6	4,6
V	1700 - 1960	Median	11,5	7,9	30,0
		SD (n = 36)	24,3	31,2	270,0
IV	1960 - 2200	Median	9,8	6,4	15,7
		SD (n = 30)	44,4	42,2	90,3
III	2200 - 2700	Median	9,0	7,4	12,4
		SD (n = 63)	52,7	62,3	140
II	2700 - 5100	Median	2,5	2,1	2,5
		SD (n = 77)	1,3	0,8	1,9
I	5100 - 6340	Median	6,3	3,0	8,8
		SD (n = 83)	2,4	1,1	5,6

6 Auswertung der Untersuchungsergebnisse

6.1 Trophie-Rekonstruktion am Holzmaar

Die Auswertung der Trophie-Entwicklung während des untersuchten Zeitabschnittes im Holzmaar erfolgte unter Anwendung von TP-Transferfunktionen und unter Berechnung der Akkumulationsraten für die im Pelagial produzierte Biomasse der silifizierten und nicht-silifizierten Algen.

6.1.1 Quantitative TP-Rekonstruktionen

Die Auswahl einer für die fossilen Proben geeigneten Transferfunktion ist eine Voraussetzung, um verlässlich rekonstruieren zu können (Paterson *et al.*, 2002); weitere Bedingungen werden in Birks (1990b) aufgeführt. Es wurden eine regionale und zwei überregionale Transferfunktionen miteinander verglichen.

TP-Entwicklung zwischen ca. 6340 und 1470 cal yr BP

Die aus den einzelnen TP-Transferfunktionen resultierenden TP-Kurvenverläufe zeigen generell einen ähnlichen Trend (Abbildung 31). Demnach lässt sich der untersuchte Abschnitt in zwei nährstoffreichere und in zwei nährstoffärmere Perioden gliedern. Das Holzmaar war zwischen ca. 6340 und 5100 cal yr BP eutroph (BRB-Transferfunktion) bzw. überwiegend hypertroph (NW-Europa-, W-Europa-Transferfunktion). Der erste nährstoffärmere Abschnitt fällt in den Zeitraum von ca. 5100 bis 3660 cal yr BP, unterbrochen von einigen kurzweiligen, nährstoffreicheren Phasen. Nach der BRB-Transferfunktion war das Holzmaar in dieser Zeit zumeist mesotroph, nur nach 4000 cal yr BP durchgehend schwach eutroph. Basierend auf der NW-Europa Transferfunktion war das Holzmaar zwischen ca. 5100 und 4500 cal yr BP überwiegend mesotroph, nur zwischen ca. 4500 und 4400 cal yr BP und nach 4000 cal yr BP schwach eutroph. Nach der Rekonstruktion mittels der Transferfunktion W-Europa war das Holzmaar zwischen ca. 5100 und 3660 cal yr BP fast durchgehend eutroph, lediglich um 5100 cal yr BP und um 3750 cal yr BP mesotroph. Eine zweite nährstoffreiche Phase fällt in den Zeitraum von ca. 3660 bis 2100 cal yr BP. Das Holzmaar war in dieser Zeit überwiegend eutroph (alle drei Transferfunktionen) bzw. zeitweise auch hypertroph (NW-Europa und W-Europa Transferfunktion). Diese nährstoffreiche Phase wurde lediglich durch einen kurzzeitigen mesotrophen Trophie-Status des Holzmaars, zwischen ca. 3000 und 2900 cal yr BP, unterbrochen. Im obersten Abschnitt, zwischen ca. 2100 und 1470 cal yr BP, folgt die zweite nährstoffärmere Phase, in der die Ergebnisse aller drei Transferfunktionen anzeigen, dass das Holzmaar mesotroph bis schwach eutroph war. Unterschiede bestehen vor allem in der rekonstruierten TP-Spanne und in den Zeitpunkten, zu denen TP-Maxima rekonstruiert wurden. Das kann mit den unterschiedlichen Optima und Toleranzen der einzelnen Taxa in den verschiedenen Kalibrationsdatensätzen erklärt werden (Tabelle 6).

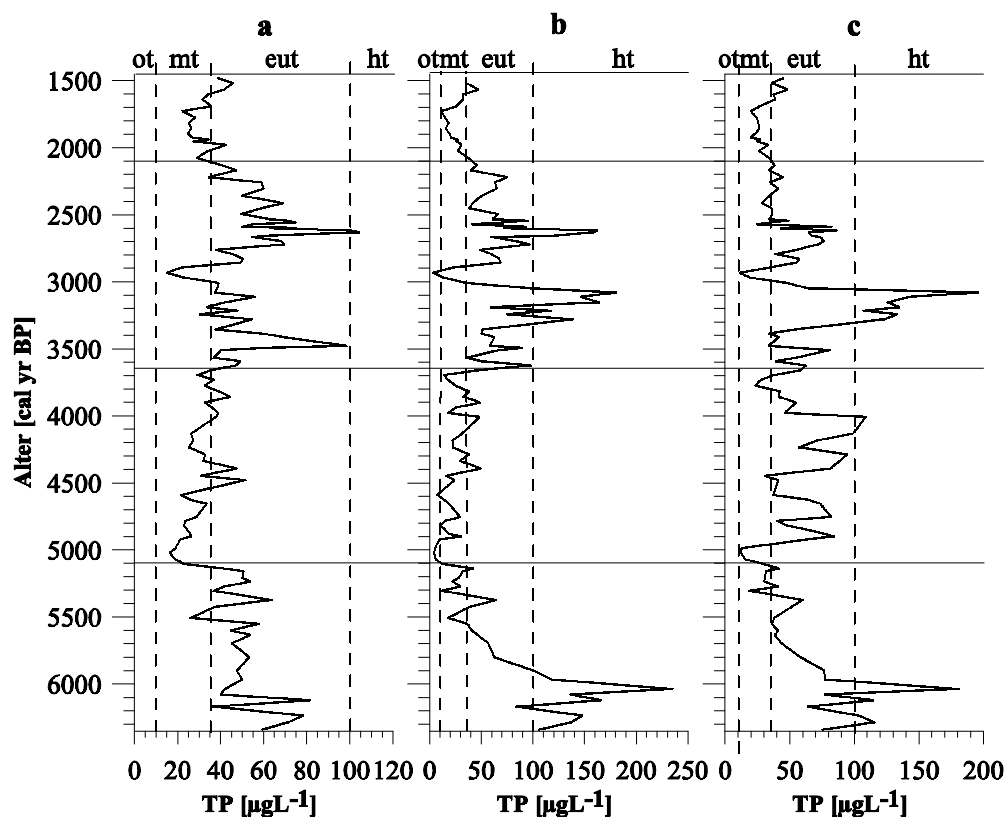


Abbildung 31: TP-Rekonstruktionen im untersuchten Abschnitt von ca. 6340 bis 1470 cal yr BP. Verwendet wurde a) eine WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder *et al.*, 2002), b) eine WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion *et al.*, 1996b) sowie c) eine WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins *et al.*, unveröffentlicht). Trophie-Klassifikation nach OECD (1982).

Für die zum Teil erheblichen Abweichungen der artspezifischen TP-Optima und Toleranzwerte gibt es mehrere Erklärungsmöglichkeiten:

1. Die breite Spanne der berechneten artspezifischen TP-Optima Werte könnte deren weitaus größere Verbreitung als angegeben widerspiegeln (Tabelle 6). Für die in der Tabelle 6 aufgelisteten dominierenden fossilen planktischen Arten und für die drei zufällig ausgewählten benthischen Arten werden je nach Kalibrationsdatensatz zumeist unterschiedliche Trophie-Klassen (Tabelle 2) angegeben. Nur die Art *Cyclotella comensis* wird übereinstimmend als mesotroph eingestuft, was darauf hindeutet, dass diese Art offensichtlich ausschließlich unter nährstoffarmen Verhältnissen blüht.
2. Die innerhalb der Kalibrationsdatensätze NW-Europa und W-Europa vorgenommene Taxaharmonisierung könnte zu Verzerrungen der TP-Optima geführt haben. Von den in Tabelle 6 aufgelisteten Arten wurden alle, außer *Asterionella formosa* und *Nitzschia paleacea*, *Fragilaria construens* var. *venter*, *F. capucina* var. *gracilis*, zu größeren Art-Komplexen in den betroffenen Datensätzen zusammengefasst.
3. Die gleichmäßige Verteilung der Arten entlang des TP-Gradienten ist in keinem der Datensätze gegeben und kann zu Verzerrungen der Optima und Toleranzen führen. Zwar decken die einzelnen Datensätze jeweils einen breiten Gradienten ab, aber deren Schwerpunkte liegen jeweils in anderen Bereichen (BRB: mesotroph; W-Europa: eutroph; NW-Europa: hypertroph).
4. Andere Umweltvariablen, die nicht in den Modellen berücksichtigt wurden, haben ebenfalls einen wichtigen Einfluss auf die Variabilität der Artenvergesellschaftung. Beispielsweise können neben weiteren hydrochemischen (Stickstoff [N], pH, gelöster organischer Kohlenstoff [DOC], Kalzium

[Ca], Sauerstoff [O₂]), morphometrischen (maximale Wassertiefe [z_{\max}]) auch biogeographische und ökosystematische Unterschiede (Lotter *et al.*, 1999) die Artenverteilung beeinflussen, und zu Unterschieden in den ökologischen Optima und Toleranzen der Arten geführt haben.

Tabelle 6: Die artspezifischen Optima- und Toleranzwerte einiger dominanter planktischer Diatomeenarten, jeweils basierend auf den drei ausgewählten TP-Transferfunktionen.

	WA-Transferfunktion BRB Schönfelder <i>et al.</i> (2002)		WA-PLS- Transferfunktion NW-Europa Bennion <i>et al.</i> (1996b)		WA-PLS- Transferfunktion W-Europa Juggins <i>et al.</i> (unveröffentlicht)	
	u_k	t_k	u_k	t_k	u_k	t_k
	TP [$\mu\text{g L}^{-1}$]	TP [$\mu\text{g L}^{-1}$]	TP [$\mu\text{g L}^{-1}$]	TP [$\mu\text{g L}^{-1}$]	TP [$\mu\text{g L}^{-1}$]	TP [$\mu\text{g L}^{-1}$]
<i>Asterionella formosa</i>	255,15	1,02	103,98	4,13	55,71	4,72
<i>Cyclotella comensis</i>	21,52	0,82	18,84	5,13	16,88	4,73
<i>Cyclotella ocellata</i>	27,65	0,82	22,22	6,70	37,40	4,42
<i>Cyclotella radiosa</i>	59,03	0,91	60,80	4,82	36,37	4,58
<i>Fragilaria nanana</i>	46,59	0,83	67,27	4,45	30,24	4,51
<i>Fragilaria tenera</i>	58,83	0,83	29,89	3,86	131,61	4,13
<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	112,62	0,99	110,87	4,43	71,20	5,06
<i>Nitzschia paleacea</i>	64,42	0,88	168,15	3,69	107,27	4,35
<i>Stephanodiscus minutulus</i>	165,84	0,90	142,51	4,56	51,39	5,25
<i>Achnanthes minutissima</i>	32,50	0,85	69,22	4,66	38,70	4,90
<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	55,27	0,88	123,55	4,34	66,52	4,78
<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	44,582	0,8	121,13	3,93	71,69	4,62

Fehler der Vorhersage der TP-Transferfunktionen

Das aus dem Kalibrationsdatensatz BRB resultierende WA-Modell spiegelt eine enge Beziehung zwischen TP und den Diatomeenvergesellschaftungen ($R^2 = 0,858$) wider und weist einen niedrigen Vorhersagefehler ($\text{RMSEP}_{\text{jack}} = 1,546 \mu\text{g L}^{-1}$) auf. Vergleichsweise zeigt das verwendete WA-PLS-Modell NW-Europa eine etwas geringere Beziehung zwischen TP und den Diatomeenvergesellschaftungen ($R^2 = 0,7823$) als das BRB-Modell sowie einen etwas größeren Vorhersagefehler ($\text{RMSEP}_{\text{jack}} = 1,734 \mu\text{g L}^{-1}$). Bei dem WA-PLS-Modell W-Europa ist die Beziehung zwischen TP und den Diatomeenvergesellschaftungen ($R^2 = 0,756$) etwas geringer und der Vorhersagefehler ($\text{RMSEP}_{\text{jack}} = 1,879 \mu\text{g L}^{-1}$) leicht höher als bei den beiden anderen Modellen.

Tabelle 7: Die Fehlerstatistik der drei ausgewählten TP-Transferfunktionen im Vergleich.

Transferfunktion	R ²	RMSEP _{jack} [µg L ⁻¹]	Maximale Verzerrung
Brandenburg [BRB] Schönfelder <i>et al.</i> (2002)	0,858	1,546	n. n.
NW-Europa [NW-Europa] Bennion <i>et al.</i> (1996b)	0,743	1,734	0,689
W-Europa [W-Europa] Juggins <i>et al.</i> (unveröffentlicht)	0,851	1,879	0,542

Die Vorhersagefehler der kombinierten Datensätze sind vergleichsweise niedrig, da man erwarten würde, dass durch die Kombination regionaler Datensätze die Heterogenität der Datensätze zunimmt (Duff *et al.*, 1999). Hier hat die Zunahme der Gradientenlänge sowie der Artendiversität offensichtlich zu Verbesserung der Vorhersagefehler gegenüber Teildatensätze geführt (Bennion, 1994; Wunsam & Schmidt, 1995).

Analogien

Spezies-Analogien zwischen den fossilen Vergesellschaftungen der Proben und den rezenten Vergesellschaftungen in den Kalibrationsdatensätzen sind für die einzelnen Kalibrationsdatensätze sehr unterschiedlich (Abbildung 32). Die größte Übereinstimmung besteht zwischen den fossilen Proben und den rezenten Proben des Kalibrationsdatensatzes W-Europa. Fast die Hälfte (47 %) der fossilen Proben fällt in die fünfte (5 %) Perzentile, während der überwiegende Teil der anderen Hälfte (47 %) sich zwischen der zweiten Dezile (20 %) und der fünften Perzentile befindet. Nur 6 % der Proben befinden sich außerhalb der zweiten Dezile. Schlechte Analogien treten gehäuft zwischen ca. 3250 und 3150 cal yr BP, um 4000 cal yr BP, um 4400 cal yr BP sowie um 6000 cal yr BP auf. In dieser Zeit werden hohe TP-Werte (hocheutroph bis hypertroph) rekonstruiert, die entsprechend weniger vertrauenswürdig sind, als niedrige TP-Werte (Abbildung 32, 33). Der Vergleich mit dem Kalibrationsdatensatz BRB zeigt, dass hier lediglich 23 % der fossilen Proben in die fünfte Perzentile fallen, 50 % der fossilen Proben zwischen der zweiten Dezile und der fünften Perzentile liegen und sich 27 % der fossilen Proben außerhalb der zweiten Dezile befinden. Schlechte Analogien bestehen zwischen ca. 5100 und 3900 cal yr BP (*Cyclotella ocellata*-, *C. comensis*- und *Nitzschia paleacea*-Dominanz) sowie zwischen 3300 und 3100 cal yr BP (*Nitzschia paleacea*-Dominanz). Zu diesen Zeitpunkten liegen die TP-Rekonstruktionen im mesotrophen bis schwach eutrophen Bereich. Der Kalibrationsdatensatz NW-Europa weist die schlechtesten Analogien auf mit 22 % der Proben, die in die fünfte Perzentile fallen, mit 32 % der fossilen Proben, die sich zwischen der zweiten Dezile und der fünften Perzentile befinden sowie mit 46 % der fossilen Vergesellschaftungen, die außerhalb der zweiten Dezile liegen. Schlechte Analogien für NW-Europa fallen mit hypertrophen TP-Rekonstruktionen (beispielsweise zwischen ca. 3660 und 3490 cal yr BP, zwischen ca. 3280 und 3000 cal yr BP, zwischen ca. 2850 und 2720 cal yr BP oder zwischen ca. 2660 und 2250 cal yr BP) zusammen. In diesen Abschnitten dominieren, die hier als hypertroph eingestuft Arten *Nitzschia paleacea* und *Stephanodiscus minutulus*. Es gibt zwei Gründe, die zu schlechten Analogien führen. Erstens, fossile Proben werden als schlechte Analogien klassifiziert, wenn sie andere Arten, als die Diatomeenvergesellschaftungen des Kalibrationsdatensatzes enthalten und zweitens, wenn die artspezifischen Proportionen in beiden Datensätzen nicht übereinstimmen. So sind die schlechten Analogien zwischen dem Kalibrationsdatensatz BRB

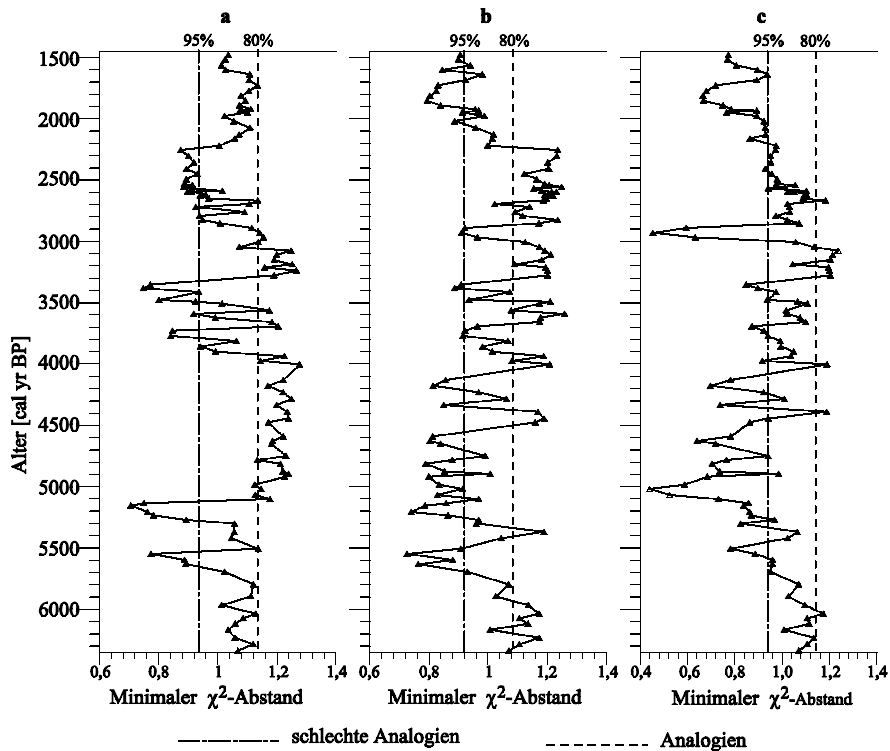


Abbildung 32: Analogien zwischen den fossilen Diatomeenvergesellschaftungen und denen der Kalibrationsdatensätze: a) der WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder *et al.*, 2002), b) der WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion *et al.*, 1996b) sowie c) der WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins *et al.*, unveröffentlicht). Die gestrichelten Linien zeigen die fünfte Perzentile (5 %) und die zweite Dezile (20 %).

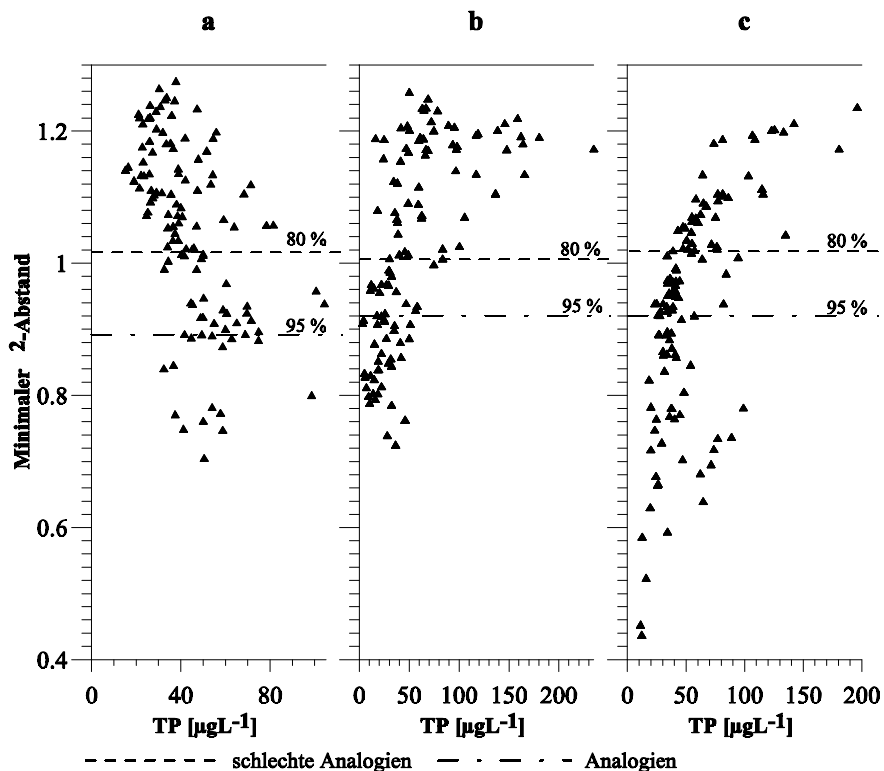


Abbildung 33: Verhältnis zwischen minimalem χ^2 -Abstand und TP [$\mu\text{g L}^{-1}$]. a) WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder *et al.*, 2002), b) WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion *et al.*, 1996b) sowie c) WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins *et al.*, unveröffentlicht). Die gestrichelten Linien zeigen die fünfte Perzentile (5 %) und die zweite Dezile (20 %).

und den rezenten Proben in dem Bereich 3300 und 3100 cal yr BP offensichtlich auf ungleiche Proportionen der Arten zurückzuführen, da in dieser Zeit $N_{\text{fossil}}/N_{\text{modern}}$ recht hoch ausfällt (ca. 85 % Übereinstimmung), (Abbildung 34). Die schlechten Analogien im Zeitraum 5100 bis 3900 cal yr BP sind wahlweise auf geringe Übereinstimmungen der Artenvergesellschaftungen sowie auf ungleiche Proportionen der betroffenen Arten zurückzuführen. Ersteres trifft auf den Zeitraum von ca. 4600 bis 3900 cal yr BP zu und letzteres bezieht sich auf die Zeit zwischen 4600 bis 5100 cal yr BP (Abbildung 34). Die fossilen Proben im Vergleich mit den rezenten Proben des Kalibrationsdatensatzes NW-

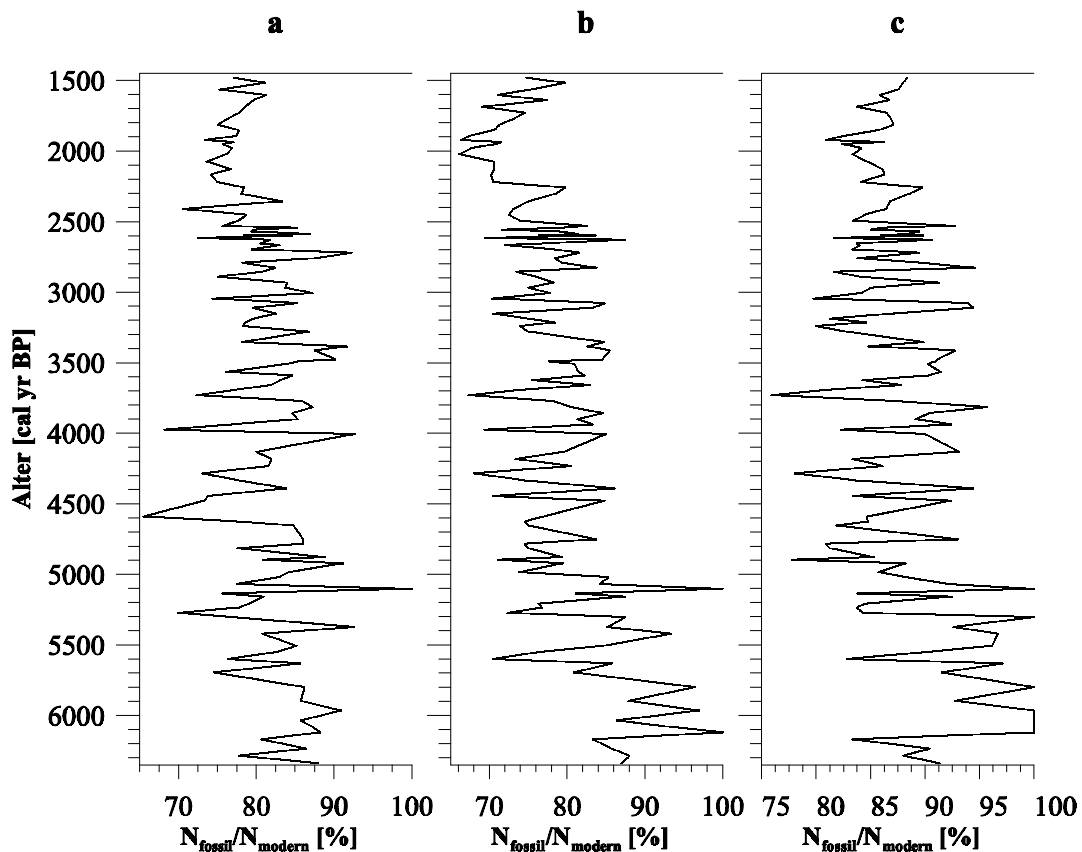


Abbildung 34: Prozentualer Anteil der fossilen Arten einer Probe, die auch in den modernen Kalibrationsdatensätzen vertreten sind. a) WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder *et al.*, 2002), b) WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion *et al.*, 1996b) sowie c) WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins *et al.*, unveröffentlicht).

Europa zeigen, dass Minima in den $N_{\text{fossil}}/N_{\text{modern}}$ -Verhältnissen nicht mit den als schlechte Analogien ausgewiesenen Proben zusammenfallen (Abbildung 32, 34). Hier deuten schlechte Analogien also überwiegend auf ungleiche Proportionen der Arten hin. Die schlechten Analogien zwischen den fossilen Proben und den rezenten des Datensatzes W-Europa sind ebenfalls im Wesentlichen auf ungleiche Proportionen zurückzuführen. Trotz beispielsweise fast identischer Artenvergesellschaftungen zwischen ca. 5100 und 6340 cal yr BP werden die Analogien zunehmend schlechter (Abbildung 32, 34). Darüber hinaus liegt das $N_{\text{fossil}}/N_{\text{modern}}$ -Verhältnis über den gesamten Zeitraum gemittelt bei ca. 87 % (Median). Das lässt vermuten, dass ungleiche Proportionen der Artenvergesellschaftungen hauptsächlich für die schlechten Analogien verantwortlich sind.

Probenspezifischer Fehler

Die probenspezifischen Fehler [s_{sam}] fallen für alle drei Transferfunktionen gering aus (Abbildung 35). Die Werte für s_{sam} , die auf dem Modell BRB basieren, bewegen sich zwischen 0,89 und 4,48 $\mu\text{g L}^{-1}$; Median = 1,04 TP $\mu\text{g L}^{-1}$. Mit der Transferfunktion NW-Europa liegt s_{sam} zwischen 1,75 und 2,13 $\mu\text{g L}^{-1}$; Median = 1,85 $\mu\text{g L}^{-1}$. Durch den Datensatz W-Europa ergibt sich eine Fehlerspanne für s_{sam} von 1,89 bis 2,82 $\mu\text{g L}^{-1}$; Median = 1,98 $\mu\text{g L}^{-1}$. Die Abbildung 35 verdeutlicht, dass s_{sam} breiter streut, wenn die effektive Anzahl der Arten, die in die Berechnung der TP-Werte der fossilen Proben einfließen (N_2), gering ist. Es besteht aber bei keiner der Rekonstruktionen eine Abhängigkeit zwischen s_{sam} und TP, d.h. ein systematischer Fehler ist nicht vorhanden.

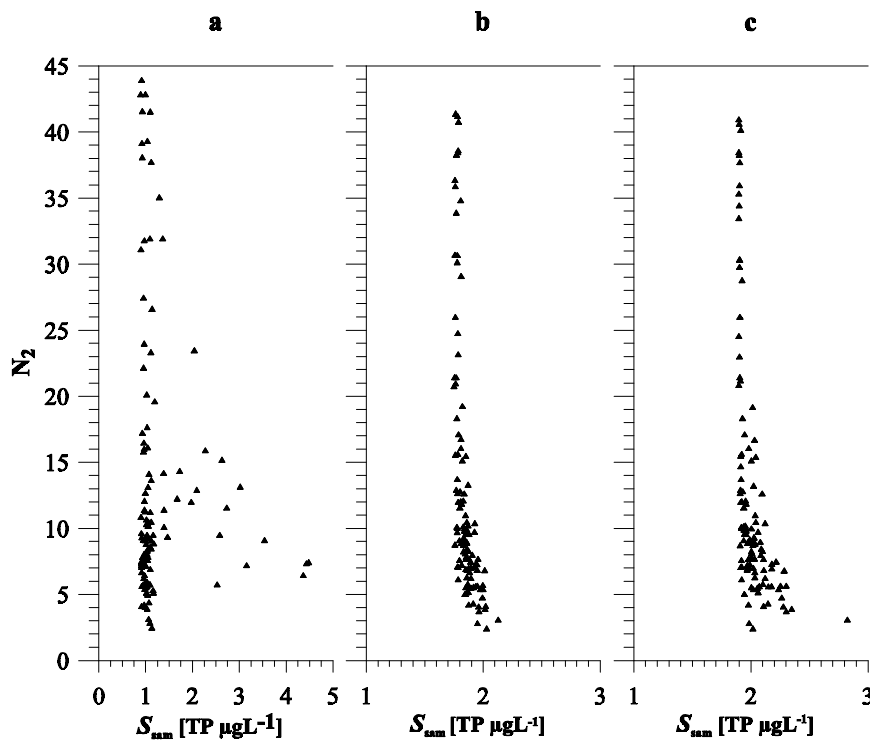


Abbildung 35: Probenspezifische Fehler (s_{sam}), die jeweils aus der Anwendung der drei Transferfunktionen BRB, NW-Europa, W-Europa resultieren. a) WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder *et al.*, 2002), b) WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion *et al.*, 1996b) sowie c) WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins *et al.*, unveröffentlicht).

Passive CCA

Der Biplot der passiven CCA des Kalibrationsdatensatzes BRB mit den fossilen Proben des Holzmaars zeigt, dass die HZM-Proben einen Trend aufweisen (Abbildung 36). Dieser folgt weitestgehend den Gradienten TP, SRP und Na. Die Proben der LDVZ I und der LDVZ V liegen alle sehr dicht zusammen und sind mit hohen TP-, SRP- und Na-Werten des Kalibrationsdatensatzes assoziiert. In den betroffenen Proben dominieren die im Datensatz BRB als eutraphent eingestuft Arten *Stephanodiscus minutulus* und *Nitzschia paleacea*. Dagegen sind die Proben der LDVZ II und der LDVZ IV entlang der Na-, SRP- und TP-Vektoren positioniert. In LDVZ II dominieren *Asterionella formosa*, *Cyclotella ocellata*, *Nitzschia paleacea* und *Stephanodiscus minutulus*. Die Proben der LDVZ III, der LDVZ VI, der LDVZ VII und der LDVZ VIII sind mit niedrigen TP-, SRP- und Na-Werten assoziiert. In diesen Zonen dominieren *Cyclotella*-Arten (*C. comensis*, *C. ocellata*, *C. radiosa*). Diese haben im Datensatz BRB mesotroph (*C. comensis*, *C. ocellata*) bzw. eutroph (*C. radiosa*) einzustufende TP-

Optima. Durch diese passive CCA kommt auch zum Ausdruck, dass pH keinen nennenswerten Einfluss auf die Diatomeenvergesellschaftung der Holzmaarproben hatte. Dies wird auch durch eine entsprechende pH-Rekonstruktion mittels einer pH-Transferfunktion (Schönfelder *et al.*, 2002) untermauert. Die pH-Werte lagen stets im schwach alkalischen Milieu und variierten innerhalb einer pH-Einheit (min = 7,79; max = 8,56). Die passiven CCA der Kalibrationsdatensätze NW-Europa und

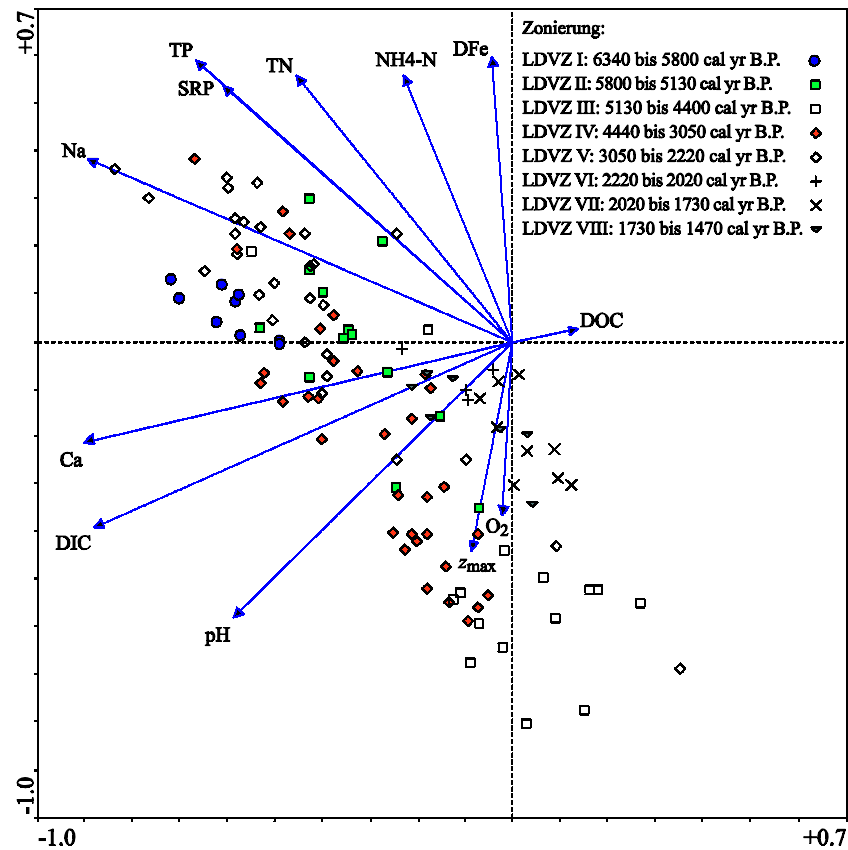


Abbildung 36: Passive Kanonische Korrespondenzanalyse (CCA) basierend auf dem Kalibrationsdatensatz Brandenburg (BRB). Dargestellt sind die elf Umweltvariablen, die signifikant die Varianz der Diatomeenvergesellschaftungen erklären. Die fossilen Proben des Holzmaars sind passiv aufgetragen. DOC – Dissolved Organic Carbon; DFe – Dissolved Fe; DIC – Dissolved Inorganic Carbon; SRP – Soluble Reactive Phosphorus.

W-Europa (hier nicht dargestellt), lassen keinen TP-Trend der Holzmaarproben erkennen. Die entsprechenden Probenwerte streuen auch in Richtung anderer Umweltvariablen, beispielsweise z_{\max} , pH, Alkalinität oder elektrische Leitfähigkeit. Die Ergebnisse der passiven CCA verdeutlichen, dass die rezenten Artenvergesellschaftungen des Kalibrationsdatensatzes Brandenburg, die eine enge Beziehung zum TP-Gradienten aufweisen, den fossilen Vergesellschaftungen am ähnlichsten sind.

Hauptkomponentenanalyse (PCA)

Die Probenwerte der ersten Hauptachse korrelieren mit den TP-Werten aller drei Rekonstruktionen signifikant (Abbildung 37). Die Spezies, die mit den größten Beitrag zur ersten Achse liefern, sind *Stephanodiscus minutulus* und *Nitzschia paleacea*. Die Korrelationen ($p < 0,05$) zeigen klar den Zusammenhang zwischen Änderungen der Diatomeenvergesellschaftungen und rekonstruierten TP-Konzentrationen. Die TP-Minima, die um ca. 5100 und 2900 cal yr BP auftraten (Abbildung 31), korrespondieren außerdem mit signifikanten Änderungsraten der Diatomeenvergesellschaftung

(Abbildung 38). Die dritte signifikante Änderungsrate der Diatomeenvergesellschaftung, um 3660 cal yr BP, ist allerdings mit keiner auffälligen TP-Schwankung assoziiert.

Die unterschiedlichen Vorzeichen der Korrelationskoeffizienten (Abbildung 37) ergeben sich aus der Taxaharmonisierung bei EDDI-Rekonstruktionen. Das heißt, einzelne Arten wurden zu Art-Komplexen zusammengefügt. Hier haben die Taxa *Stephanodiscus minutulus* und *Nitzschia paleacea* negative Eigenvektorkomponenten, so dass sich daraus auch die negativen Koeffizienten erklären lassen.

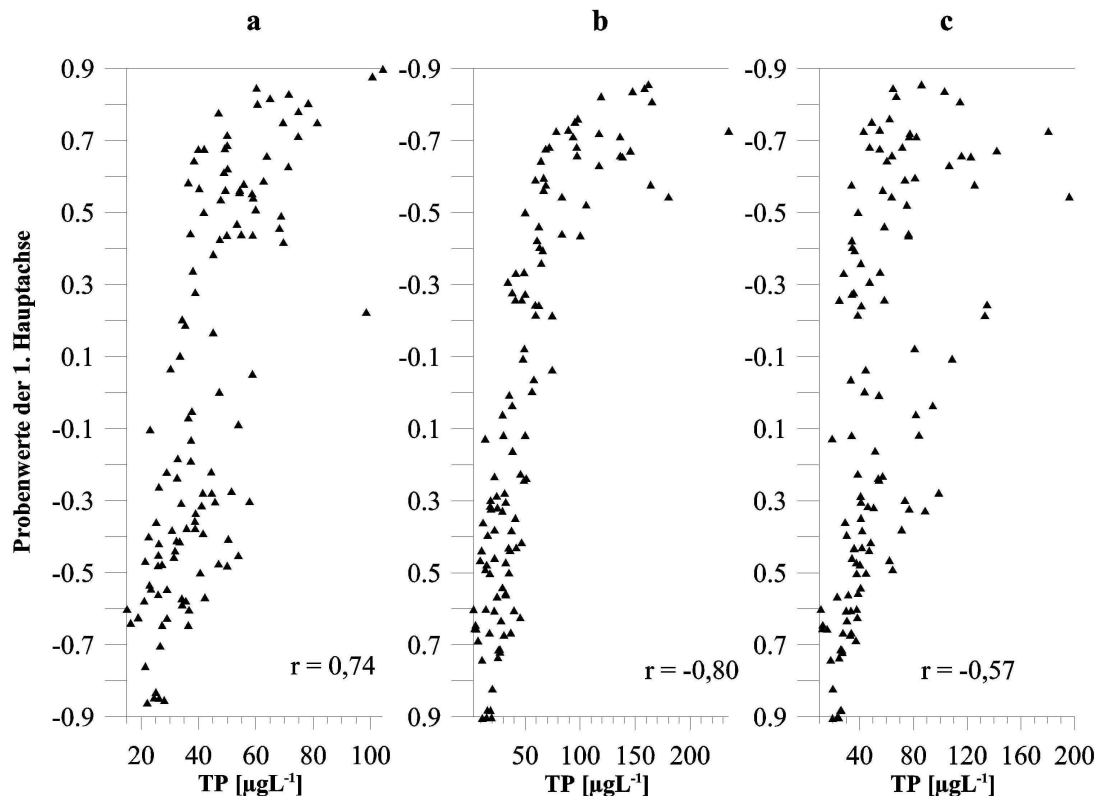


Abbildung 37: Beziehung zwischen den fossilen Probenwerten der 1. Hauptachse der PCA und den rekonstruierten TP-Werten. a) eine WA-Transferfunktion aus der Region Brandenburg (Schönfelder *et al.*, 2002), b) eine WA-PLS-Transferfunktion aus dem nordwesteuropäischen Raum (Bennion *et al.*, 1996b) sowie c) eine WA-PLS-Transferfunktion aus dem westeuropäischen Raum (Juggins *et al.*, unveröffentlicht).

Auswahl der TP-Transferfunktion

Grundsätzlich fielen die Ergebnisse bei drei der fünf Evaluationskriterien ähnlich gut aus (RMSEP, s_{sam} , PCA/TP-Korrelation). Entscheidend für die Auswahl war deshalb vielmehr die Beurteilung des unterschiedlichen Abschneidens bei den Analogien zwischen rezenten und fossilen Vergesellschaftungen und der passiven CCA.

Dass besonders viele Analogien zwischen den fossilen Proben und den rezenten Proben des Datensatzes W-Europa vorliegen, im Vergleich mit den rezenten Proben der Kalibrationsdatensätze NW-Europa und BRB, war insofern vorhersehbar, da die Artendiversität in dem Datensatz W-Europa sehr hoch ausfällt (W-Europa: 477 Indikatorarten; NW-Europa: 333 Indikatorarten; BRB: 304 Indikatorarten). Grundsätzlich können die rekonstruierten TP-Werte der fossilen Proben mit modernen Analogien als zuverlässiger angesehen werden, als die TP-Werte der Proben mit Nicht-Analogien (Birks *et al.*, 1990b). Allerdings zeigen Datensimulationen erstaunlich gute Ergebnisse für WA- und WA-PLS-1-

Rekonstruktionen unter Nicht-Analogie-Bedingungen, vorausgesetzt, die Abschätzungen der Optima oder die Regressionskoeffizienten der fossilen Taxa mit hohen N_2 -Werten sind in dem Kalibrationsdatensatz vertreten (Birks, 1998). Da diese Bedingung auch für die Kalibrationsdatensätze BRB und NW-Europa gegeben sind, spielt das Kriterium Analogien für den vorliegenden fossilen Datensatz keine Rolle. Die Ergebnisse der passiven CCA wiederum machen deutlich, dass die fossilen Vergesellschaftungen besonders indikativ für TP sind, ausgehend von dem Kalibrationsdatensatz BRB. Insofern sind die TP-Rekonstruktionen basierend auf der BRB-Transferfunktion als vergleichsweise realistischer einzustufen, als die jeweils resultierend aus der NW- und W-Europa Transferfunktion. Entsprechend dieser abschließenden Beurteilung wurde die BRB-Transferfunktion für die weitergehende paläolimnologische Interpretation ausgewählt.

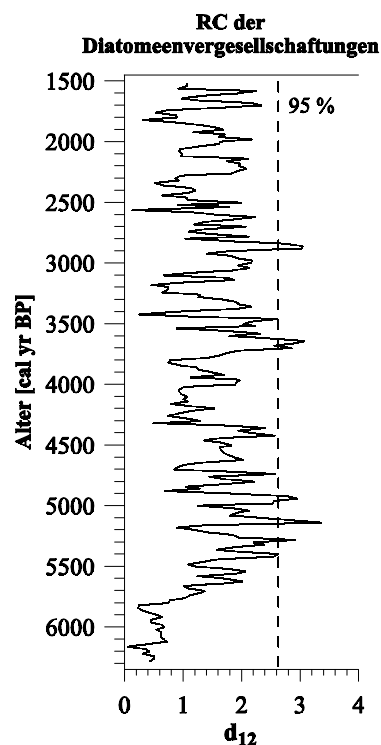


Abbildung 38: Änderungsraten (RC) der Diatomeenvergesellschaftung, dargestellt als chord-Abstand [d_{12}]. Die gestrichelte Linie kennzeichnet die fünfte Perzentile (5 %).

6.1.2 Biomassen-Produktivität silifizierter Algen

Die Sediment-Akkumulationsraten von biogenem Silizium SAR_{BSi} und die der Diatomeenvalven SAR_{Dia} ermöglichen eine Abschätzung der Diatomeen-Primärproduktion. Die aus dem Pelagial stammenden Kerne HZM-4a und HZM-4b erfassen allerdings nicht nur Produktivitätsänderungen des Diatomeen-Planktons, sondern enthalten auch in veränderlichen Anteilen periphytische Taxa. Um zwischen der tatsächlich im Pelagial produzierten und der aus dem Periphyton eingespülten Schalenzahl bzw. silifizierten Biomasse unterscheiden zu können, werden SAR_{Dia} und SAR_{BSi} im folgenden differenziert betrachtet. Es wird zwischen $SAR_{Dia-Plankton}$ bzw. $SAR_{BSi-Plankton}$ sowie zwischen $SAR_{Dia-Periphyton}$ bzw. $SAR_{BSi-Periphyton}$ unterschieden.

Silifizierte Biomasse und ihre Interpretationskriterien

Grundsätzlich gilt es vor der Auswertung von $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ und $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ festzustellen, ob a) die Sedimentkerne repräsentativ für den gesamten See sind, und b) wie gut der Erhaltungsgrad der Diatomeenschalen ist.

a) Dass das Kompositprofil HZM-4a/b repräsentativ für das Pelagial des Sees ist, lässt sich aus vergleichenden Warvenstudien (Rein, 1996) ableiten. Es wurde festgestellt, dass sich die Struktur der Warven in lateraler Erstreckung zwischen den Kernen HZM 1/2/3 (Abbildung 14) nicht oder nur kaum ändert. Bei der Interpretation von $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ und $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ wird deshalb davon ausgegangen, dass die betrachteten Profundalkerne annäherungsweise einen konstanten Anteil der in der Wassersäule produzierten Diatomeen repräsentiert.

b) Die lichtmikroskopische Untersuchung ergab, dass im betrachteten Abschnitt von einem hohen Erhaltungsgrad der Diatomeenschalen ausgegangen werden kann. Selbst lange, dünne *Fragilaria*-Arten, wie beispielsweise *Fragilaria nanana*, liegen unversehrt vor. Nur in Ausnahmefällen sind Exemplare zu finden, deren Schalenoberfläche stark korrodiert ist (Anhang A, Tafeln 2 & 3). Dass Lösungsprozesse nicht ganz auszuschließen sind, zeigen auch die oberhalb der Sedimentoberfläche gemessenen erhöhten Si-Werte (Lücke, 1997), (Kapitel 3.5). Die zwei wesentlichen Gründe, die zu einer sehr guten Erhaltung der Diatomeenschalen geführt haben, sind die Tiefe und die Morphostruktur des Holzmaars. Durch die trichterförmige Morphostruktur des Holzmaars wird die Tiefe, bis zu der windinduzierte Turbulenzen und Wellenbewegung stattfinden, reduziert. Bedingt durch das daraus resultierende geringe Konzentrationsgefälle zwischen Si-gesättigtem Poren- oder Interstitialwasser und Si-untersättigtem sedimentoberflächennahen Wasserschichten, bleibt auch die Si-Rücklösungsrate niedrig (Reynolds, 1986). Umgekehrt wurde in flachen Seen, die regelmäßig Windaktivitäten und Sedimentzerstörung ausgesetzt sind, periodische Si-Rücklösung beobachtet (Bailey-Watts, 1976; Gibson, 1981). Abgesehen von diesen Beobachtungen ist aber selbst bei einer gut durchmischten 60 m tiefen Wassersäule von einer 95 % Erhaltung der Diatomeenzellen, die am Ende ihrer Blütezeit auf den Seeboden gesunken sind, auszugehen (Smith, 1982). Generell ist also eine hohe Rücklösungsrate der Diatomeenschalen nur in besonders tiefen Seen (>60 m) zu erwarten, während unter den kleinen, saisonal stratifizierten oder meromiktischen Seen der überwiegende Teil der Diatomeenschalen sedimentiert und konserviert wird (Simola, 1977).

Ausgehend von den obigen Beobachtungen und Rückschlüssen wird angenommen, dass $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ und $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ die tatsächliche Akkumulationsrate sedimentierter Planktonschalen bzw. die tatsächlich produzierte pelagiale Biomasse im jeweils betrachteten Zeitabschnitt widerspiegeln.

Biomassen-Akkumulationsraten

Die Kurven von $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ und $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ zeigen grundsätzlich einen parallelen Verlauf und sind signifikant miteinander korreliert ($r = 0,38$; $n = 118$, $p \leq 0,05$). Diese Beziehung bestätigt, dass beide Parameter gleichermaßen als Indikatoren der Diatomeen-Primärproduktion verwendet werden können. Der Verlauf beider Kurven lässt einige auffällige Änderungen erkennen (Abbildung 39, Tabelle 8). Um 5900 cal yr BP findet ein Wechsel von hohen hin zu allmählich niedriger werdenden Werten statt. Minimalwerte wurden zwischen 4470 und 2650 cal yr BP erreicht. Nach 2650 cal yr BP fand ein

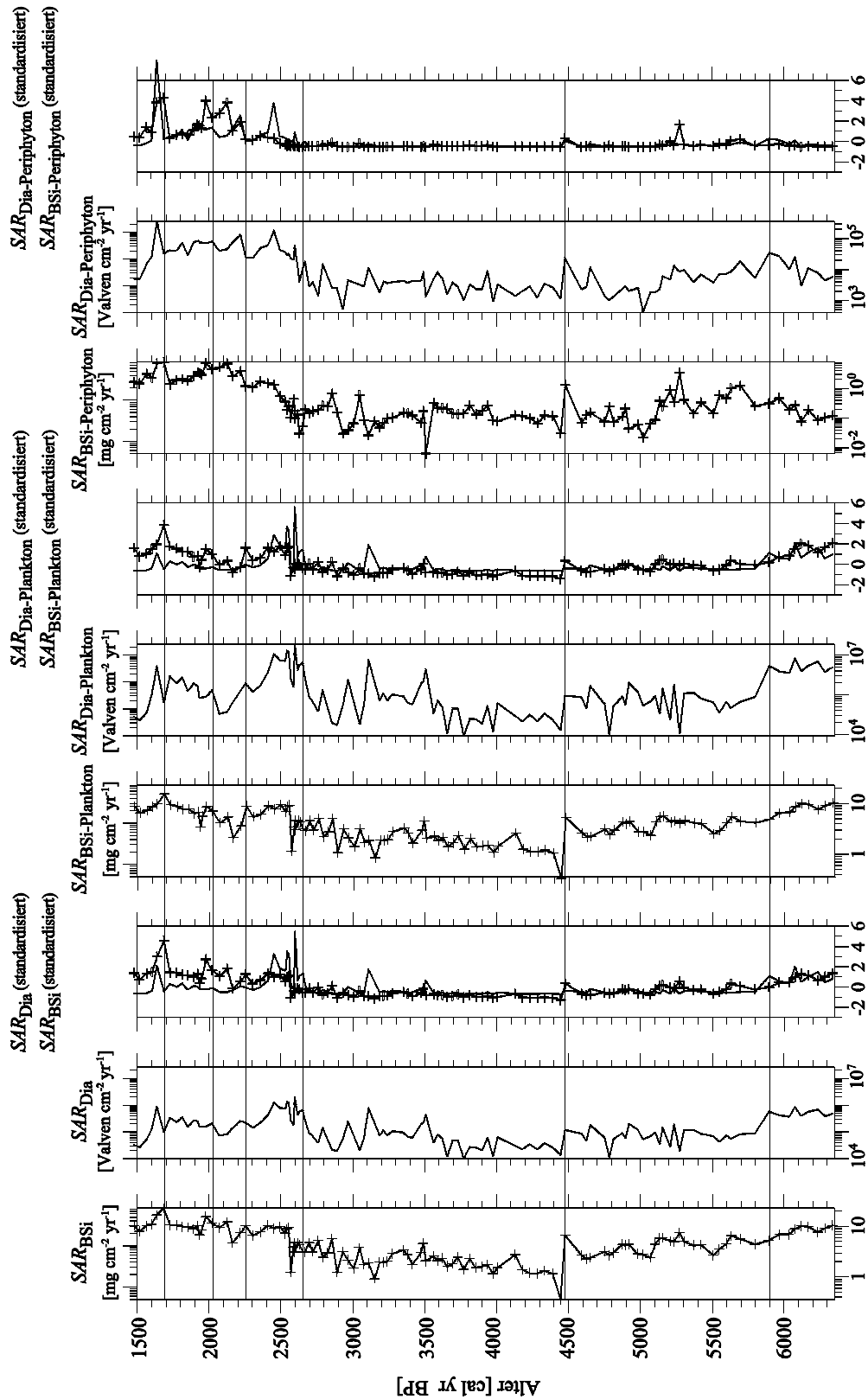


Abbildung 39: Proxies der lakustrinen Biomassenproduktion. Von links nach rechts sind aufgetragen: Sediment-Akkumulationsraten (SAR) des biogenen Siliziumdioxids SAR_{BSi} , SAR_{Dia} , SAR_{BSi} und SAR_{Dia} jeweils standardisiert, SAR des biogenen Siliziums planktischer Diatomeen $SAR_{BSi-Plankton}$, $SAR_{Dia-Plankton}$ sowie $SAR_{Dia-Plankton}$ jeweils standardisiert, SAR des biogenen Siliziums periphytischer Diatomeen $SAR_{BSi-Periphyton}$, $SAR_{Dia-Periphyton}$ sowie $SAR_{BSi-Periphyton}$ und $SAR_{Dia-Periphyton}$ jeweils standardisiert.

abrupter Anstieg der Werte statt, wobei ein erster Gipfel zwischen 2650 und 2220 cal yr BP erreicht wurde. Eine kurze Rückkehr zu niedrigeren Werten fand zwischen 2220 und 2020 cal yr BP statt, gefolgt von einem erneuten Anstieg der Werte zwischen 2020 und 1730 cal yr BP, der mit einem zweiten Gipfel zwischen 1730 und 1470 cal yr BP endete. Im Detail bestehen allerdings auch Unterschiede zwischen beiden Kurven, deren Gründe als nächstes erläutert werden.

Standardisierte $SAR_{Dia-Plankton}$ und $SAR_{BSi-Plankton}$ im Vergleich

Grundsätzlich gilt die Annahme, dass $SAR_{BSi-Plankton}$ im Vergleich zu $SAR_{Dia-Plankton}$ die Paläo-Primärproduktion der Diatomeen realistischer wiedergibt. So zeigte die Studie von Conley (1988), dass *Stephanodiscus parvus* (ähnliche Größenordnung wie *S. minutulus*), trotz hoher Individuenzahl, keinen entsprechend großen Einfluss auf SAR_{BSi} aufweist. In den Great Lakes erreichte die Art *Stephanodiscus parvus* zwar 15 % relative Häufigkeit, umfasste aber nur 0,2 % des biogenen Si-Gehaltes. Darüber hinaus fließen in SAR_{BSi} auch die Biomasse sämtlicher Schalen-Bruchstücke und Chrysophyten ein. Vergleicht man die standardisierten Werte für $SAR_{BSi-Plankton}$ und $SAR_{Dia-Plankton}$ zeigt sich, dass um 3500 cal yr BP, um 3100 cal yr BP sowie zwischen 2600 und 2450 cal yr BP $SAR_{Dia-Plankton}$ höhere standardisierte Werte als $SAR_{BSi-Plankton}$ erreichte (Abbildung 40).

Tabelle 8: Mittelwert, Median, Standardabweichung (SD) und die entsprechende Anzahl der Proben (n) für $SAR_{Dia-Plankton}$ und $SAR_{BSi-Plankton}$ in den definierten Zeitabschnitten. $SAR_{Dia-Plankton}$ in [$Valven\ 10^4\ cm^{-2}\ yr^{-1}$] und $SAR_{BSi-Plankton}$ in [$mg\ cm^{-2}\ yr^{-1}$].

Zeitraum	Mittelwert		Median		SD		n
	$SAR_{Dia-Plankton}$	$SAR_{BSi-Plankton}$	$SAR_{Dia-Plankton}$	$SAR_{BSi-Plankton}$	$SAR_{Dia-Plankton}$	$SAR_{BSi-Plankton}$	
cal yr BP	Plankton	Plankton	Plankton	Plankton	Plankton	Plankton	
6340-5900	51,70	8,19	49,70	8,71	16,10	1,83	9
5900-4470	8,03	3,76	6,64	4,10	4,83	1,06	27
4470-2650	9,12	2,22	5,24	1,90	13,50	1,18	45
2650-2220	62,40	5,82	42,40	5,50	50,60	2,67	17
2220-2020	6,58	3,84	4,99	3,92	4,47	1,36	5
2020-1730	17,80	7,92	17,80	7,47	7,94	1,74	9
1730-1470	13,10	9,45	5,07	8,80	19,90	3,10	6

Die in den genannten Zeiträumen dominierende Art *Stephanodiscus minutulus* und die subdominierende Art *Nitzschia paleacea*, die beide insbesondere zwischen 2600 und 2450 cal yr BP durch hohe Schalenproduktionsraten gekennzeichnet sind, könnten für diese Diskrepanz verantwortlich sein. Zwischen 2450 und 1470 cal yr BP erreichte wiederum $SAR_{BSi-Plankton}$ höhere Werte als $SAR_{Dia-Plankton}$. Möglicherweise ist dies im Wesentlichen auf den höheren Gehalt silifizierter Bruchstücke zurückzuführen. Darüber hinaus könnten auch das, absolut betrachtet, verstärkte Auftreten der stark silifizierten Art *Cyclotella radiosa* ab dieser Zeit, sowie das massive Vorkommen der Art *Mallomonas caudata* nach 1630 cal yr BP für diese Diskrepanz verantwortlich sein. Insgesamt bestätigt dieser Vergleich, dass $SAR_{Dia-Plankton}$ in erster Linie die pelagiale Schalenproduktivität anzeigt, die aber nicht zwingend mit einer hohen pelagialen Biomassenproduktivität einhergeht ($SAR_{BSi-Plankton}$). Umgekehrt mögen Schalenbruchstücke ebenso zu einer Überschätzung der pelagialen Biomassenproduktion ($SAR_{BSi-Plankton}$) führen. Eine kritische Gegenüberstellung beider Proxies erscheint insofern notwendig und sinnvoll.

Variabilität von $SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$ und $SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$

Zwischen 6340 und 2600 cal yr BP blieb der Einfluss des Periphytons konstant niedrig, angezeigt durch niedrige Werte für $SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$ und $SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$ und durch minimale Fluktuation der entsprechend standardisierten Werte (Abbildung 39). In der Zeit von 2600 und 2450 cal yr BP stiegen $SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$ und $SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$ hingegen sukzessiv an, um zwischen 2450 und 1630 cal yr BP maximale Werte zu erreichen. Die standardisierten Werte von $SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$ übersteigen im Zeitraum 2100 und 2000 cal yr BP sowie um 1630 cal yr BP die von $SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$. Analog zu $SAR_{D\text{ia-Plankton}}$ und $SAR_{B\text{Si-Plankton}}$ könnte der größere Bruchstück-Anteil dieses Zeitraums hierfür verantwortlich sein.

Tabelle 9: Mittelwert, Median, Standardabweichung (SD) und die entsprechende Anzahl der Proben (n) für $SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$ und $SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$ in den definierten Zeitabschnitten. $SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$ in [$\text{Valven } 10^3 \text{ cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$] und $SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$ in [$\text{mg cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$].

Zeitraum	Mittelwert		Median		SD		n
	$SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$	$SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$	$SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$	$SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$	$SAR_{D\text{ia-Periphyton}}$	$SAR_{B\text{Si-Periphyton}}$	
cal yr BP							
6340-2600	6,07	0,26	3,84	0,14	6,44	0,42	85
2600-2450	35,30	0,27	32,60	0,22	13,80	0,16	8
2450-1630	61,30	2,75	61,30	2,75	75,70	2,15	20
1630-1470	12,90	2,10	10,20	1,94	10,10	0,74	4

Biomassen-Produktivität nicht-silifizierter Algen

Um die Biomassen-Produktivität nicht-silifizierter Algen beurteilen zu können, muss zunächst einmal zwischen allochthonem (terrigenen) und autochthonem (lakustrinen) Pflanzenmaterial unterschieden werden. Variationen des molaren TOC/TN-Verhältnisses in Seesedimenten werden zur Unterscheidung der Herkunft von C_{org} herangezogen. Algen haben TOC/TN-Verhältnisse zwischen 4 und 10, während terrestrisches organisches Material ein TOC/TN Verhältnis von über 20 aufweist (Meyers & Lallier-Verges, 1994). Trotz diagenetischer Prozesse, die während des Absinkens des organischen Materials und im Seeboden selbst stattfinden, zeigen Untersuchungen, dass die große Differenz zwischen lakustrinen und terrigenen TOC/TN Verhältnissen bestehen bleibt (Meyers & Lallier-Verges, 1994). Insofern lassen sich Anstiege des TOC/TN-Verhältnisses zur Identifikation von Perioden, in denen das Sediment zu höheren Anteilen aus terrigenem organischen Material besteht, verwenden (Guilizzoni *et al.*, 1996; Kaushal & Binford, 1999). Umgekehrt lassen Rückgänge im TOC/TN-Verhältnis Perioden erkennen, in denen das Seesediment im Wesentlichen aus autochthonem organischem Material besteht. Trotzdem sollten bei der Interpretation des TOC/TN-Verhältnisses nach den obigen Kriterien mögliche Alterationen durch diagenetische Prozesse nicht außer Acht gelassen werden.

In dem untersuchten Sedimentabschnitt des Holzmaars unterliegt das TOC/TN-Verhältnis nur minimalen Schwankungen (Median = 12,3; SD = 1,3), (Abbildung 30). Der durchschnittliche Wert des TOC/TN-Verhältnisses von 12,3 deutet darauf hin, dass das organische Material im Wesentlichen autochthonen Ursprungs ist und allochthones organisches Material nur zu einem geringen Anteil hinzugeführt wurde. Die höchsten TOC/TN-Werte (Mittelwert = 14,7; Median = 14,3; SD = 0,5; $n = 14$) wurden interessanterweise zwischen ca. 3600 und 3350 cal yr BP erreicht. In dieser Zeit weisen weder die Absolutgehalte der organogenen Komponente noch die der klastischen Fraktion auffällige Änderungen auf. Der Grund für die Zunahme des TOC/TN-Verhältnisses lässt sich also anhand der übrigen geochemischen Daten nicht erklären. Möglicherweise spielten diagenetische Prozesse in dieser Zeit

tatsächlich eine Rolle. Über den gesamten Untersuchungsabschnitt betrachtet dürften allerdings diagenetische Veränderungen oder auffällige Variationen in der Zufuhrate allochthonen Pflanzenmaterials keine besondere Rolle gespielt haben, welches sich aus der geringen Standardabweichung der TOC/TN-Verhältnisse insgesamt ablesen lässt. Konsequenterweise wird im Folgenden SAR_{ORG} als Ausdruck akkumulierter nicht-silifizierter Algenbiomasse betrachtet.

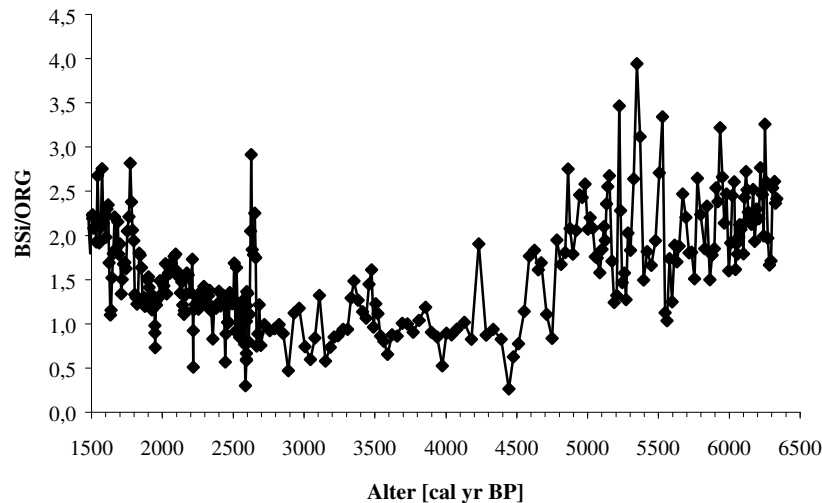


Abbildung 40: Das BSi/ORG-Verhältnis als Ausdruck sich ändernder Phytoplanktonzusammensetzung.

Die Biomassen-Akkumulation nicht-silifizierter Algen SAR_{ORG} war im Schnitt stets geringer als die silifizierter Algen SAR_{BSi} (Kap. 5.5). Das Verhältnis zwischen beiden Algengruppierungen zeigt zwei auffällige Änderungen (Abbildung 40). Um 4600 cal yr BP findet ein Wechsel von einer bis dahin durch silifizierte Algen klar dominierten Biomasse ($BSi/ORG = 2,0$) hin zu einer von nicht-silifizierten Algen leicht dominierten Biomasse ($BSi/ORG = 0,9$) statt. Nach 2660 cal yr BP erfolgt dagegen wieder ein sukzessiver Anstieg der Fraktion der silifizierten Biomasse ($BSi/ORG = 1,3$). Der relative Anteil silifizierter Algen-Biomasse war zu keinem Zeitpunkt höher als zwischen 6350 und 4600 cal yr BP, während der von nicht-silifizierten Algen zwischen 4600 und 2660 cal yr BP am größten ausfiel.

6.1.3 Korrelation der Trophie-Indikatoren untereinander sowie deren Korrelation mit dem Eintrag von klastischem Material

Die Vorhersagekraft einer Transferfunktion lässt sich besonders gut durch den Vergleich zwischen modernen TP-Messungen und den TP-Rekonstruktionen entsprechender fossiler Proben beurteilen (Birks, 1998). Dieses ist für den untersuchten Abschnitt von 6340 bis 1470 cal yr BP nicht möglich. Da bei der Trophie-Rekonstruktion basierend auf TP-Konzentrationen die Annahme besteht, dass diese einen entscheidenden Einfluss auf die Biomassenproduktivität haben, müsste der Vergleich zwischen den rekonstruierten TP-Konzentrationen und der berechneten pelagialen silifizierten Biomasse im Idealfall eine signifikant positive Korrelation erkennen lassen. Auf diese Weise sollte auch eine Evaluierung der TP-Rekonstruktion möglich sein. Über den gesamten Zeitabschnitt betrachtet ergeben sich signifikante Korrelationen, sowohl zwischen TP und $SAR_{BSi-Plankton}$ ($r = 0,20$; $n = 118$;

$p \leq 0,05$) und besonders zwischen TP und $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ ($r = 0,44$; $n = 118$; $p \leq 0,05$), (Abbildung 41). Für einzelne Abschnitte, die durch unterschiedliche Produktionsleistungen charakterisiert sind, ergeben sich allerdings nur zeitweise signifikante Korrelationen (Tabelle 10).

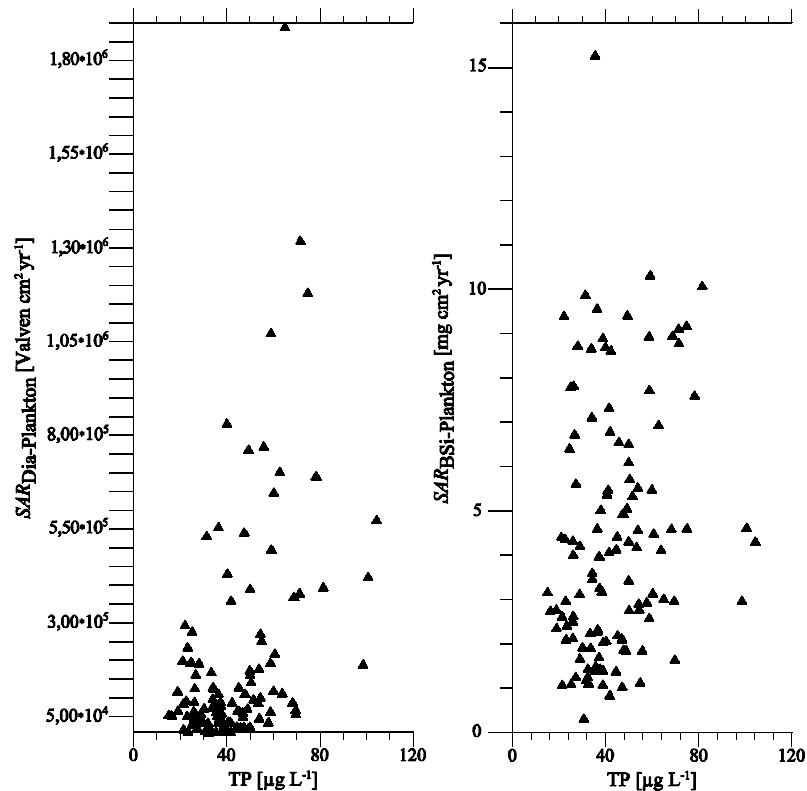


Abbildung 41: Korrelation der rekonstruierten TP-Werte (BRB-Transferfunktion) mit den Akkumulationsraten der planktischen Diatomeenvalven $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ [$\text{Valven cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$] sowie mit den Akkumulationsraten des biogenen Siliziums planktischer Diatomeenschalen $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ [$\text{mg cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$].

Ein möglicher Grund für die zeitweilige Nichtlinearität zwischen TP und den Indikatoren der Biomassenproduktivität ist, dass andere Nährstoffe, wie N oder Si, in manchen Abschnitten die Produktionsänderungen mit beeinflussten oder sogar zeitweise stärker beeinflussten als TP. Eine weitere Ursache könnte sein, dass die rekonstruierten artspezifischen TP-Optima Werte teilweise zu ungenau sind, um feine Schwankungen der Biomassenproduktivität nachzuzeichnen. Umgekehrt können auch die angezeigten Biomassenproduktivitätsraten durch die weiter oben aufgeführten Gründe verzerrt sein. Tatsache ist aber, dass durch die TP-Rekonstruktion quantitative Werte vorliegen, während die Variablen der Biomasse Indikatoren relativer Schwankungen darstellen. Die Variable SAR_{Min} (Ausdruck externen Nährstoffzuflusses) als weitere mögliche Einflussgröße auf die Variabilität der Diatomeenvergesellschaftung ist weitestgehend auszuschließen. Zwischen SAR_{Min} und den Variablen TP ($r = -0,03$; $n = 118$) sowie $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$, ($r = 0,07$; $n = 118$) bestehen keine signifikanten Korrelationen. Zwar besteht eine signifikante Korrelation zwischen SAR_{Min} und $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$ ($r = 0,46$; $n = 118$), allerdings ist diese im Wesentlichen auf den obersten Zeitabschnitt zurückzuführen (Tabelle 10).

Tabelle 10: Korrelationskoeffizienten [r] zwischen den Indikatoren der Trophie und dem klastischen Eintrag. Signifikante Korrelationen ($p \leq 0,05$) sind mit einem * gekennzeichnet.

Zeitraum [cal yr BP]	$SAR_{\text{Dia-Plankton/TP}}$	$SAR_{\text{BSi-Plankton/TP}}$	$SAR_{\text{Dia-Plankton/SAR}_{\text{Min}}}$	$SAR_{\text{BSi-Plankton/SAR}_{\text{Min}}}$	<i>n</i>
6340-5900	-0,19	0,25	0,13	-0,30	9
5900-4470	0,15	0,58*	-0,12	0,44*	27
4470-2650	0,48*	0,50*	0,16	-0,14	45
2650-2220	0,51*	0,35	0,31	-0,16	17
2220-2020	-0,17	-0,44	0,84	0,28	5
2020-1730	-0,78	-0,16	0,19	-0,32	9
1730-1470	-0,69	-0,54	0,96*	0,12	6

6.2 Relative und absolute Diatomeenstratigraphie

Ausgehend von den relativen Häufigkeiten der einzelnen Diatomeentaxa, wurden auch artspezifische Valven-Akkumulationsraten [Valven $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$] berechnet. Meistens stimmen Änderungen der taxaspezifischen SAR_{Dia} mit Änderungen der relativen Häufigkeiten überein (Abbildung 42). Allerdings treten an einigen Stellen auch Diskrepanzen zwischen beiden Variablen auf. Erstens, während zwischen 5100 und 2600 cal yr BP sämtliche taxaspezifischen SAR_{Dia} Minimalwerte erreichen, zeigen *Nitzschia paleacea*, *Cyclotella ocellata* und lange, dünne *Fragilaria*-Arten maximale relative Häufigkeiten, bezogen auf den gesamten Untersuchungszeitraum (Abbildung 42). Zweitens, *Cyclotella comensis*, die um 5100 und um 2900 cal yr BP maximale relative Häufigkeiten aufwies (max = 90 %) und somit die dominierende Spezies in diesen Zeiten darstellte, erreichte ihre maximale Ausbreitung zwischen 1800 und 1630 cal yr BP, obwohl sie relativ betrachtet nur maximale Anteile von 56 % erreichte. Drittens, *Stephanodiscus minutulus* erreichte zwischen 2900 und 2220 cal yr BP fast durchgängig hohe relative Häufigkeiten (max = 90 %), während die Art absolut betrachtet eine hohe Ausbreitung ausschließlich zwischen 2660 und 2400 cal yr BP aufwies. Nach 2400 cal yr BP ging die absolute Valvenzahl von *Stephanodiscus minutulus* sukzessiv zurück. Viertens, die Art *Cyclotella radiosa* wies zwischen 1630 und 1470 cal yr BP steigende relative Häufigkeiten auf (max = 50 %) - höhere Anteile wurden während des gesamten Untersuchungszeitraumes von dieser Art zu keiner Zeit erzielt. Absolut betrachtet, wies *Cyclotella radiosa* aber zwischen 2500 und 1470 cal yr BP eine nahezu konstant hohe Ausbreitung auf. Aus dieser differenzierten Betrachtung der relativen und absoluten Angaben der Diatomearten lässt sich ableiten, dass für eine paläolimnologische Interpretation beide Angaben verwendet und berücksichtigt werden müssen.

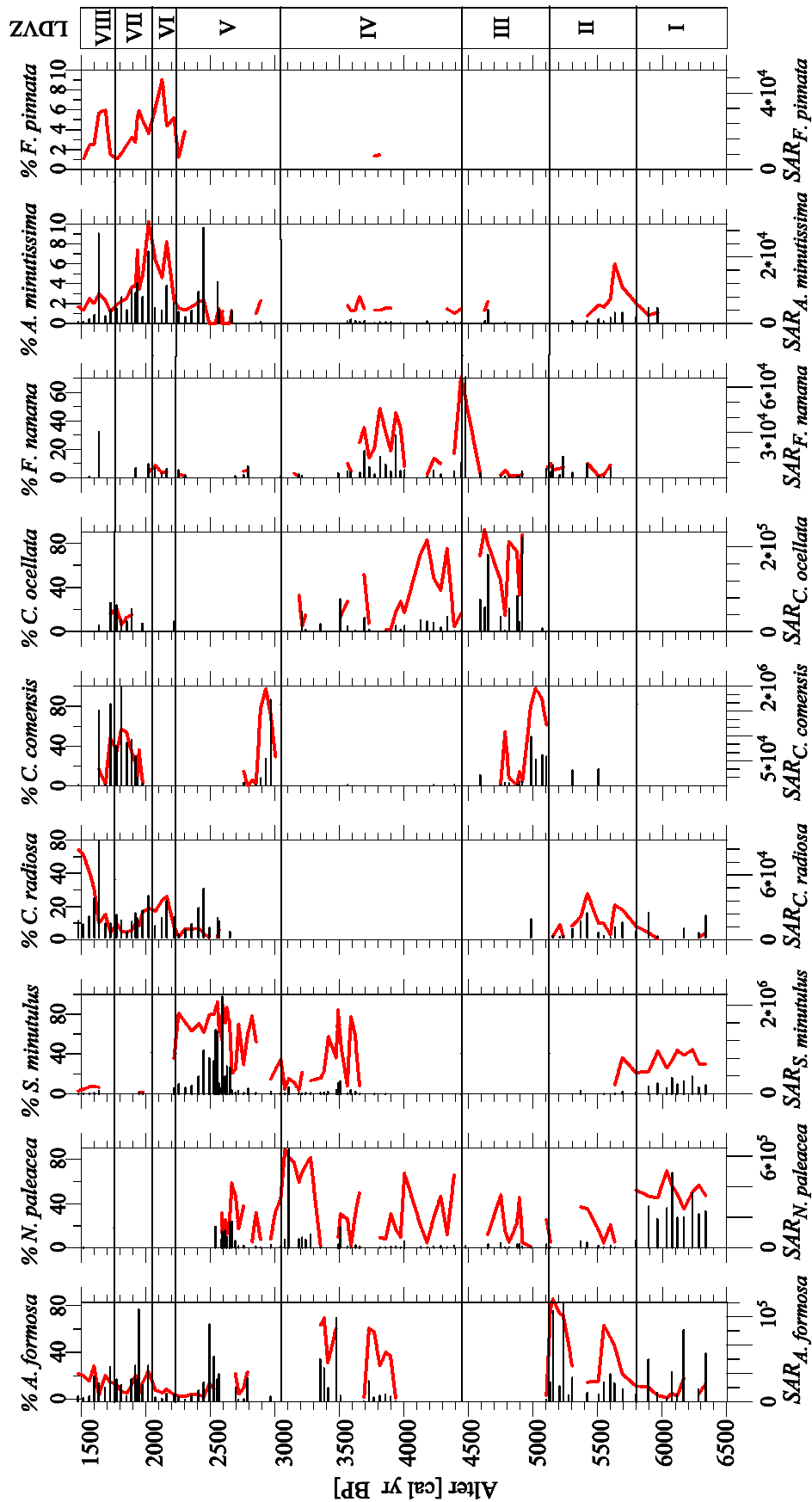


Abbildung 42: Vergleich der relativen Verteilung (Linie) mit der absoluten Verbreitung (Balken) ausgewählter Diatomeenarten.

7 Entwicklungsgeschichte des Holzmaars

Die Interpretation der paläolimnologischen Entwicklung des Holzmaars zwischen ca. 6340 und 1470 cal yr BP basiert auf der lakustrinen Produktivität (diatomeen-abgeleiteter Trophiestatus und Biomassenproduktion der silifizierten und nicht-silifizierten Algen), den autökologischen Eigenschaften der jeweils dominierenden Diatomeenarten, der annualen Diatomeensukzession, sowie auf den Änderungsraten des minerogenen Eintrags (Abbildung 43). Aufgrund der abrupten Zunahme des anthropogenen Einflusses (Nichtbaumpollen [NBP]-Werte und archäologische Hinweise) nach ca. 2660 cal yr BP wurde der Untersuchungszeitraum in einen vorherigen schwach anthropogen und späteren stark anthropogen beeinflussten Abschnitt unterteilt. Die Standorte der westeuropäischen Lokationen, auf die in der folgenden Interpretation Bezug genommen wird, sind in einer Karte aufgetragen (Abbildung 44).

Schwach anthropogen beeinflusster Abschnitt (6340 - 2660 cal yr BP)

Phase I: Hochproduktive Phase A (6340 - 5800 cal yr BP)

Phase I fällt in das Jungneolithikum (Michelsberger Kultur, Kapitel 3.6). Aus dieser Zeit liegen ausschließlich Einzel- und Streufunde aus Stein, in erster Linie in Form von Steinbeilen vor (Gollub, 1977; Dörfler *et al.*, 1998; Nakoinz, 1998). Ein Anstieg des NBP-Anteils auf Werte zwischen sechs und neun Prozent im Zeitraum 6000 und 5900 cal yr BP, einschließlich anthropogener Siedlungszeigerpollen, wie *Plantago lanceolata*, *P. major* und einzelne Getreidepollen, deuten ebenfalls auf neolithische Besiedlung im Einzugsgebiet des Holzmaars hin (Straka, 1975; Litt & Kubitz, 2000). Mit dem NBP-Anstieg kam es allerdings zu keinem parallelen Anstieg von SAR_{Min} , d.h. verstärkte Bodenerosion setzte nicht ein. Das macht einen anthropogenen Einfluss auf das Ökosystem Holzmaar unwahrscheinlich. Vielmehr haben also in dieser Zeit seeinterne Prozesse die Entwicklung im Holzmaar gesteuert. Die Änderungsrate der Diatomeenvergesellschaftung, die während des gesamten Zeitabschnittes auffällig niedrig blieb (Abbildung 43), deutet darauf hin, dass das Holzmaar äußerst konstanten Bedingungen ausgesetzt war. Meistens bildeten mächtige Blüten der Art *Stephanodiscus minutulus* die erste Sublage der Warven aus. Auch beispielsweise in den Warven des Elk Lakes, Minnesota gestaltet *S. minutulus*, über bestimmte Zeitabschnitte hinweg, die Primärblüte während der Wachstumszeit (Bradbury *et al.*, 2002). Die Art *S. minutulus* ist ein typischer Frühjahrsblüher (Stoermer & Yang, 1970), die insbesondere unter niedrigen Si/P- (<1) und Licht-Verhältnissen vorkommt (Kilham & Kilham, 1978; Tilman *et al.*, 1982; Bradley, 1988; Kilham *et al.*, 1996). Intensive und/oder lang anhaltende Frühjahrszirkulationen, die den Nährstofftransport (vor allem regeneriertes Phosphat) vom Hypo- in das Epilimnion nachhaltig fördern, begünstigen das Auftreten von *S. minutulus* (Bradbury *et al.*, 2002). Für langanhaltende hohe Nährstoffkonzentrationen im Holzmaar während Phase I spricht die Ausbildung einer zweiten mächtigen Jahresblüte, überwiegend durch die Art *Nitzschia paleacea* hervorgerufen. Hoher Phosphatverbrauch durch *S. minutulus* war möglicherweise für einen Anstieg des Si/P-Verhältnisses (>>1) im Jahresgang verantwortlich, wodurch die Konkurrenzeigenschaft von *N. paleacea* gegenüber anderen Arten begünstigt wurde. Eine dritte, bedeutend kleinere Blüte, gebildet durch *Aulacoseira ambigua*, wurde sporadisch am Ende der Frühlings-/Sommerlage abgelagert. Günstige Bedingungen für *A. ambigua*, d.h. eine ausreichende Wasserturbulenz, die den Schwebestand der schweren Zellen in der photischen Zone aufrecht hielten (Kilham *et al.*, 1986), waren folglich

während der Herbstzirkulationszeit gegeben. Rezent finden sich auch Beispiele für eine vorzugsweise Spätsommer-/Herbstblüte der *Aulacoseira*-Arten, so beispielsweise dokumentiert in den Warven von Lake Lovojärvi, Süd-Finnland (Simola *et al.*, 1990), (Abbildung 44).

Der von den Diatomeenvergesellschaftungen abgeleitete Trophie-Status (Diatom Inferred Total Phosphorus = DITP) zeigt eutrophe Bedingungen an, der mit einer hohen pelagialen Primärproduktion ($SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$, SAR_{ORG}) einherging. Das Holzmaar war wahrscheinlich dimiktisch, möglicherweise unterbrochen von einer stabilen Sommer-Stagnationsphase, welche die Akkumulation gelöster Nährstoffe unterhalb der Thermokline förderte.

Die paläoklimatische/paläolimnologische Interaktion könnte am Holzmaar ähnlich wie am Elk Lake, Minnesota ausgesehen haben, zu Zeiten als dort *S. minutulus* dominierte (Bradbury & Dean, 1993). Dort wurde die Präsenz von *S. minutulus* als Folge milder Winter, die ein frühes Einsetzen und ein entsprechend langes Anhalten der Frühjahrszirkulation verursachten und somit die nachhaltige Zirkulation nährstoffreichen Tiefenwassers in das Epilimnion förderten, betrachtet. Eine zweite mögliche Erklärung für hohe TP-Konzentrationen im Epilimnion ist das Vorherrschen kalter Winter mit einer entsprechend stabilen inversen Wasserschichtung, wodurch die Akkumulation der Nährstoffe im Hypolimnion begünstigt wird. Wenn darauf ein abrupter Temperaturanstieg im frühen Frühjahr (ausgeprägter Temperaturgradient) folgt, verbunden mit einem kühlen, stürmischen Spätfrühling, führt dies jeweils zu einer intensiven Durchmischung der Wassersäule und einer homogenen Nährstoffverteilung in derselben. Beide Interpretationen deuten auf eine intensive Durchmischung der Wassersäule im Jahresverlauf hin. Gegen milde Winter und für abrupte Temperaturänderungen spricht, dass während des so genannten ‘Holozänen Klimaoptimums’ (ca. 9000 bis 6000 cal yr BP) die Winter der mittleren und höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre vergleichsweise kälter und die Sommer vergleichsweise wärmer waren als heute (Cheddadi *et al.*, 1998b). Dass ein entsprechendes Klima die lakustrine Produktivität fördert, zeigen auch die Untersuchungsergebnisse anderer Seen, beispielsweise trifft dies auch auf den Lake Isle, Alberta (Hickman & Klarer, 1981), auf den Kortowski See, Masuren (Rybak & Rybak, 1985), auf den Crowfoot Lake, Alberta (Hickman & Reasoner, 1998), auf den Lake Päijänne, Süd-Finnland (Itkonen *et al.*, 1999) sowie auf die Seen Albano und Nemi, Zentral-Italien (Ryves *et al.*, 1996; Guilizzoni *et al.*, 2002) zu (Abbildung 44).

Phase II: Rückläufige Produktivität (5800 - 5100 cal yr BP)

Die Änderungsrate der Diatomeenvergesellschaftung stieg kontinuierlich an (Abbildung 43), was mit dem graduellen Wechsel von einem durch *S. minutulus* und *N. paleaceae* hin zu einem durch *Asterionella formosa* und durch lange *Fragilaria*-Arten (*F. tenera*, *F. nanana* und *F. ulna* var. *acus*) dominierten Warvenaufbau korrespondiert. Anstelle von *A. ambigua* trat nun *Cyclotella radiosa* des Öfteren in den Warven auf. Darüber hinaus erschien ab 5290 cal yr BP die Art *Mallomonas caudata* verstärkt als lagenbildende Art in den Warven. Der allmähliche Wechsel der Diatomeenvergesellschaftung markiert einen sukzessiven Anstieg des Si/P-Verhältnisses, da *A. formosa* ein hohes Si/P-Optimum (Mackereth, 1953; van Donk & Kilham, 1990; Sommer, 1994) aufweist. Zellversuche zeigten, dass *A. formosa* unter den maximal gegebenen Si/P Verhältnissen (= 410) über *Stephanodiscus hantzschii* (Ehrenberg) Grunow und *Fragilaria crotonensis* Kitt. Hass. dominiert (van Donk & Kilham, 1990). Das bedeutet, dass *A. formosa* gegenüber anderen Arten ein guter Konkurrent für P ist, aber mittlere bis hohe Si-Konzentrationen zum optimalen Wachstum benötigt. Das Wachstum von *A. formosa* wird ebenfalls unter hohen N-Konzentrationen gefördert, d.h. die Art besitzt ein hohes N/P Optimum (Klee & Schmidt, 1987; McKnight *et al.*, 1990), wie ebenfalls Kulturversuche (Interlandi & Kilham, 1998) zeigten. Planktische *Fragilaria*-Arten gelten gleichermaßen als sehr gute Konkurrenten

für P und als schlechte für Silizium (Tilman, 1981; Sommer, 1983; Kilham, 1984; Kilham, 1986) gegenüber anderen Algenarten, so dass diese zur Gruppe der hohen Si/P-Optima Arten dazu zählen. Aus der Sublagen-Anordnung der Warven in Phase II lässt sich entnehmen, dass *Cyclotella radiosa* im Sommer bis Spätsommer blühte, denn diese trat am Ende der hellen Lage oder aber vermischelt mit der dunklen Lage auf. Auch im Lake Ontario erscheint *C. radiosa* als sommerblühende Art (Stoermer *et al.*, 1985). Das Wachstum von *C. radiosa* wird durch höhere Temperaturen (Stoermer, 1977), aber auch durch höhere Nährstoffkonzentrationen (van Dam *et al.*, 1994) gefördert. Aus dem Auftreten geringmächtiger *C. radiosa*-Blüten lässt sich schlussfolgern, dass der Nährstofffluss während der Herbstzirkulation nicht besonders nachhaltig war. Dass Temperatureinfluss für das Auftreten von *C. radiosa* eine wesentliche Rolle spielte ist eher unwahrscheinlich, da Phase II mit dem Beginn der Abkühlung im ausgehenden mittleren Holozän zusammenfällt, wofür Belege aus verschiedenen Regionen Europas vorliegen. Eine auf Diatomeen basierende Rekonstruktion der mittleren Juli-Lufttemperatur am Lake Vuoskkujávri (Lapland, Nordschweden) zeigt eine stärkere Abkühlung, um ca. 1,5 °C, nach 6000 cal yr BP (Bigler *et al.*, 2002). Die auf Pollen basierende Rekonstruktion der mittleren Juli-Temperatur für Lake Toskaljavri, Nord-Finnland deutet auf eine allmähliche Abkühlung nach ca. 6500 cal yr BP hin (Seppä & Birks, 2002). Eine deutlich geringere Abkühlung (Rückgang um 0,8 °C) zeigt die auf einer Diatomeen-Temperatur Transferfunktion basierende Juli-Lufttemperatur Rekonstruktion für Lake Tsuolbmajavri, Nord-Finnland an (Korhola *et al.*, 2000). Die Temperaturrekonstruktion mit Chironomiden-Vergesellschaftungen im Lake Tsuolbmajavri, Nord-Finnland, ergab hingegen einen plötzlichen Temperaturrückgang von 1 °C um ca. 5800 cal yr BP (Korhola *et al.*, 2002). Der Übergang Phase II zu Phase III korrespondiert außerdem mit einem erhöhten Seespiegelstand des Seedorfer Sees (westliches Schweizer Plateau) im Zeitraum von 5300 bis 4900 cal yr BP (CE-6), (Haas *et al.*, 1998) sowie mit erhöhten Seespiegelständen im französischen Jura um 5250 cal yr BP (Chalain Phase), (Magny, 1993a, 1993b). Darüber hinaus fanden am Übergang Phase II zu Phase III - und zwar zwischen 5500 und 5000 cal yr BP - auch Gletschervorstöße in den Schweizer (Piora II), (Zoller, 1977) und in den Österreichischen Alpen (Rotmoos 2), (Patzelt & Bortenschlager, 1973) statt. In dem entsprechenden Sedimentabschnitt des Holzmaars lässt sich aufgrund der Diatomeenartenzusammensetzung keine klimatische Aussage treffen. Denn das Auftreten, der in Phase II im Holzmaar dominierenden Arten *A. formosa* und *Fragilaria* spp. ist nicht an eine bestimmte Jahreszeit gebunden, insofern lässt sich der Beginn der Frühjahrszirkulation und eine mögliche Abkühlung nicht davon ableiten. Die Art *A. formosa* vermag im ganzen Jahr zu blühen, d.h. während der Schneeschmelze (Koob, 1966), im Frühsommer (Stoermer & Yang, 1970), im Spätsommer (Dokulil & Skolaut, 1986), im Herbst (Stoermer & Yang, 1970) und sogar unter Eis (Taylor & George, 1995). Größere Mengen von *Fragilaria* spp. können sowohl im frühen Sommer als auch im Herbst auftreten (Bradbury, 1988).

Laut DITP ging das Holzmaar allmählich von einem mittel-eutrophen in einen schwach-eutrophen Zustand über, was mit einem Rückgang der pelagialen Primärproduktion ($SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$, SAR_{ORG}) einherging. Darüber hinaus bestanden in den meisten Jahren die Warven nur noch aus einer, statt aus zwei jährlichen Diatomeenblüten und deren Mächtigkeiten waren relativ zu Phase I rückläufig. Außerdem beherrschte *Mallomonas caudata* ab ca. 5300 cal yr BP die hellen Lagen der Warven. Generell spricht das Auftreten von Mallomonadaceae für niedrige Nährstoffbedingungen, da diese unter eutrophen Bedingungen durch andere Algengruppen ersetzt werden (Smol, 1983). Die auftretende Art *M. caudata* gilt allerdings als tolerant, hinsichtlich Temperatur, Nährstoffkonzentration und pH >5.0 (Siver, 1991 und Zitate darin). Alle diese Indizien implizieren einen Rückgang der Nährstoffversorgung im Jahresgang. Ein Wechsel zu niedrigeren Nährstoffkonzentrationen und höheren Si/P- und

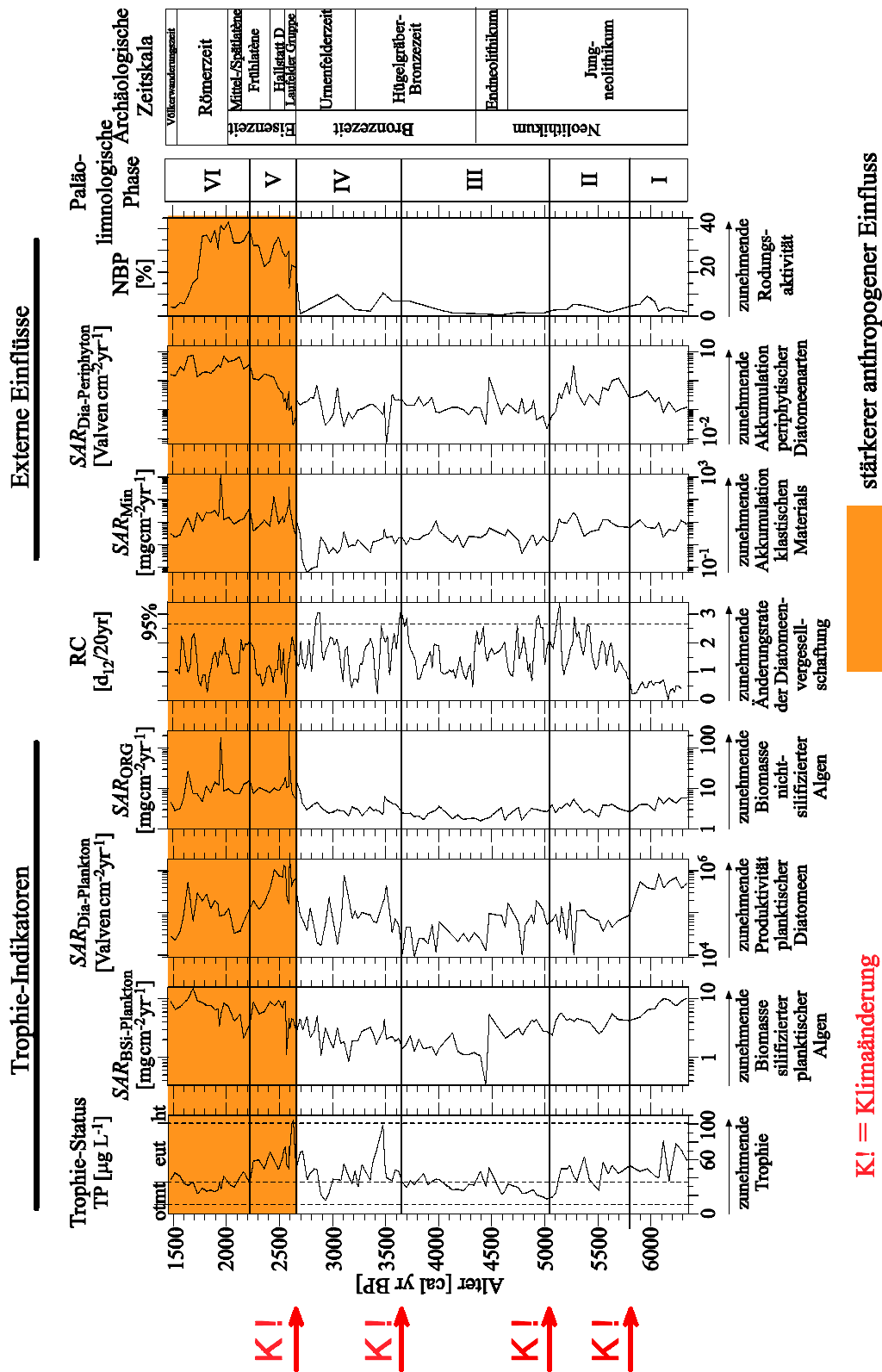


Abbildung 43: Die paläolimnologische Entwicklungsgeschichte des Holzmaars, dargestellt anhand ausgewählter Diatomeen-abgeleiteter und geochemischer Daten. Darüber hinaus sind die relativen Anteile der Nichtbaum-pollen (NBP) an der Gesamtpollensumme aufgetragen (Litt & Kubitz, 2000). Die Trophie-Rekonstruktion basiert auf einer WA-Transferfunktion (Schönfelder *et al*, 2002). Orangefarben markiert ist der Abschnitt in dem menschliche Aktivität im Einzugsgebiet Holzmaar drastisch zunahm. Man beachte auch, dass auffällige Änderungen in den Diatomeenvereinschaffungen – bis auf den Übergang Phase V zu Phase VI - stets mit Klimaänderungen auf der nördlichen Hemisphäre zusammenfallen.

N/P-Verhältnissen deutet auf Änderungen seeinterner oder seeexterner Gegebenheiten hin. Im Zuge der oben beschriebenen mittelholozänen Abkühlung fiel wahrscheinlich der saisonale Temperaturgradient geringer als in Phase I aus. Während der Zirkulationsphasen resultierte hieraus eine schlechtere Durchmischung der Wasserschichten und entsprechend kam es auch zu einer Erhöhung des Si/P-Verhältnisses in der Wassersäule. Maximale relative und absolute Häufigkeiten von *A. formosa* und langen *Fragilaria*-Arten fallen mit Zeiten erhöhter SAR_{Min} -Werte zusammen (um 5560 cal yr BP und um 5300 cal yr BP). Darüber hinaus nahmen relativ zur Phase I die SAR_{Min} -Werte während Phase II leicht zu (siehe Kapitel 5.5). Das legt den Schluss nahe, dass während der Wachstumsphase ein Teil des gelösten reaktiven Siliziums und Stickstoffs, die das Wachstum beider Gattungen fördern, vom Einzugsgebiet in den See gelangten. Das heißt, der Wechsel in der Diatomeenvergesellschaftung könnte auch durch verstärkte Bodenerosion und erhöhte Niederschlagsraten im Spätwinter und frühen Frühjahr beeinflusst worden sein. Diese paläoklimatische Interpretation wird durch die erhöhten Seespiegelstände, die mit Phase II korrespondieren (siehe oben), untermauert. Kurzzeitig könnte auch anthropogene Aktivität das verstärkte Auftreten von *A. formosa* und von langen *Fragilaria*-Arten gefördert haben. Die steinernen Streufunde anthropogener Präsenz während des Jungneolithikums werden von einem zweiten Anstieg der NBP-Werte (max = 5%), der um 5300 cal yr BP stattfand, gestützt (Litt & Kubitz, 2000). Obwohl der Anstieg der NBP-Werte in Phase II nicht so deutlich wie in Phase I ausfiel, wurde dieser im Gegensatz zu Phase I von einem SAR_{Min} -Anstieg begleitet, ging also mit verstärkter Bodenerosion einher. Wenn ein kausaler Zusammenhang besteht, dann könnte diese Konstellation mit Rodungsaktivitäten während Phase II in unmittelbarer Nähe zum Holzmaar begründet sein, unabhängig davon, dass der neolithische Einfluss auf die regionale Vegetation während Phase I größer war. Insgesamt deutet der langfristige Wechsel der Diatomeenartenzusammensetzung und die rückläufige lakustrine Produktion während Phase II aber auf eine in erster Linie indirekt klimatische Prozesssteuerung des Ökosystems Holzmaar hin, die allerhöchstens kurzzeitig anthropogenem Einfluss ausgesetzt war.

Phase III: Produktionsminimum (5100 - 3660 cal yr BP)

Die NBP-Werte blieben während Phase III durchgehend niedrig. Dies deutet darauf hin, dass während dieser Zeit keine Rodung stattfand, weder in der Region noch im Einzugsgebiet des Holzmaars. Entsprechend wurde die paläolimnologische Entwicklung in dieser Zeit vermutlich ausschließlich natürlich gesteuert. Chrysophyten waren in Phase III maßgeblich am Warvenaufbau beteiligt. Bis 4500 cal yr BP wurden die Chrysophyten durch überwiegend mächtige *M. caudata*-Lagen vertreten und zwischen 4500 und 3660 cal yr BP zeugt die hohe Anzahl der Zysten-Lagen von ihrer Präsenz. Die statistisch signifikante Änderungsrate der Diatomeenvergesellschaftung zu Beginn der Phase III (Abbildung 43) ist auf die plötzliche, alleinige Dominanz von *Cyclotella comensis* zurückzuführen. Die zumeist unimodalen hellen Lagen der Warven werden allerdings vor allem von den Schuppen und Borsten der Art *M. caudata*, erst dann von den Frusteln der Art *C. comensis* bestimmt. Nicht nur das Auftreten von Mallomonadaceae spricht für niedrige Nährstoffkonzentrationen (siehe Phase II), sondern auch die Präsenz der mesotraphenten Art *C. comensis*. Die Art *C. comensis* ist in der Lage unter niedrigen TP- (Schönfelder *et al.*, 2002) sowie unter niedrigen Si-Konzentrationen zu wachsen (Stoermer & Kreis, 1980). Die rekonstruierten TP-Werte deuten ebenfalls darauf hin, dass das Holzmaar zu Beginn der Phase III einen mesotrophen Zustand erreichte. Gleichzeitig zeigen auch die Indikatoren der pelagialen Primärproduktion ($SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$, SAR_{ORG}) niedrige Werte an. Der in Phase II einsetzende Rückgang der Trophie-Werte erreichte mit dem mesotrophen Trophie-Zustand in Phase III ein erstes Minimum.

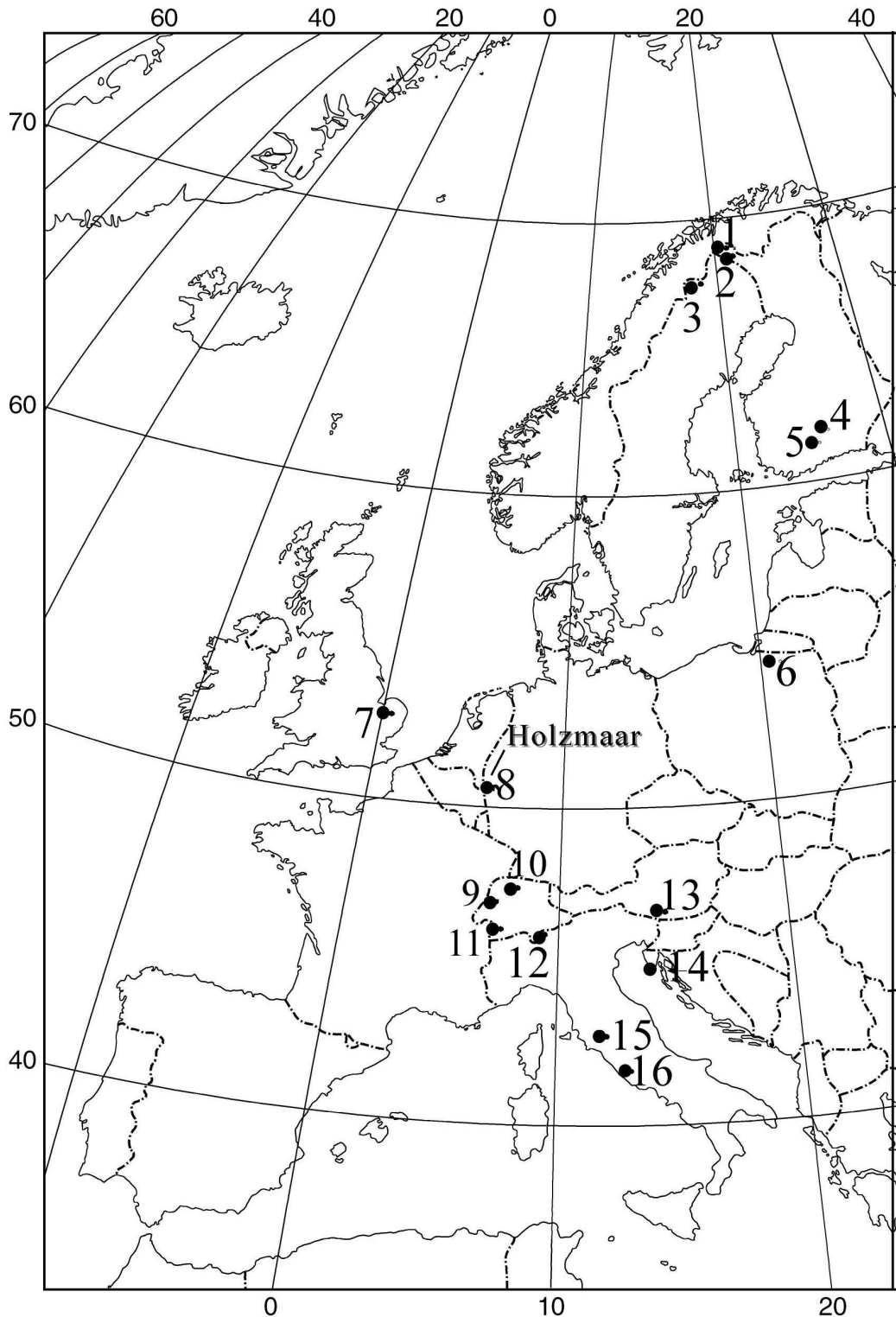


Abbildung 44: Geographische Lage der in Kapitel 7 erwähnten westeuropäischen Untersuchungsgebiete: **1)** Lake Tolskaljavri (Seppä & Birks, 2002); **2)** Lake Tsuolbmajavri (Korhola *et al.*, 2000; Korhola *et al.*, 2002); **3)** Lake Vuoskkujävri (Bigler *et al.*, 2002); **4)** Lake Lovojärvi (Simola *et al.*, 1990); **5)** Lake Paijanne (Itkonen *et al.*, 1999); **6)** Lake Kortowskie (Rybak & Rybak, 1985); **7)** Diss Mere (Fritz, 1989); **8)** das Untersuchungsobjekt Holzmaar und Schalkenmehrener Maar (Schettler *et al.*, 1999); **9-12** – Haas *et al.*, 1998, **9)** Lake Seedorf; **10)** Wallisellen-Langachermoos; **11)** Pond Gouille Rion; **12)** Lago Basso; **13)** Längsee (Schmidt *et al.*, 1998); **14)** Lake Vrana (Schmidt *et al.*, 2000); **15)** Lago di Mezzano (Ramrath *et al.*, 2000); **16)** Lago Albano und Nemi (Ryves *et al.*, 1996; Aritzegui *et al.*, 2001; Guillizoni *et al.*, 2002).

Zwischen 4980 und 3660 cal yr BP war *Cyclotella ocellata* zumeist die dominante Art, begleitet von wechselnden Anteilen der *Fragilaria*-Arten *F. tenera*, *F. nanana* und *F. ulna* var. *acus*, *Nitzschia paleacea* sowie *Asterionella formosa*. Die Änderungsraten der Diatomeenvergesellschaftungen wiesen in dem letztgenannten Zeitraum hohe, wenn auch keine statistisch signifikanten, Fluktuationen auf. Die Warven bestanden, wie zu Beginn der Phase III, in den meisten Jahren aus nur einer Algenblüte, die im Mittel sehr geringmächtig blieb. Zwischen ca. 4500 und 3660 cal yr BP kam es einige Male zu einem zeitweise leichten Trophie-Anstieg hin zu schwach eutrophen Bedingungen (Abbildung 43). In demselben Zeitraum verharrten allerdings $SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ und SAR_{ORG} auf einem äußerst niedrigen Niveau. Insofern sprechen diese Trophie-Indikatoren für einen durchweg niedrigen Trophie-Zustand während Phase III. Eine Beobachtung, die auch durch die hohen Zysten-Prozentzahlen (Abbildung 17) gestützt wird, denn diese gelten allgemein als Indikatoren für niedrige Trophie-Bedingungen (Smol, 1988).

Die plötzliche Dominanz von *C. comensis* ist während der Zeit der Alleröd-Chronozone im Längsee (Österreich) als mittelbare Folge trockener, kontinentaler Bedingungen mit entsprechend warmen Sommern und kalten Wintern gedeutet worden (Schmidt *et al.*, 2002). Es wird angenommen, dass warme und trockene Klimabedingungen die Meromixie förderten, wodurch der Nährstofftransport vom Hypo- in das Epilimnion unterbunden oder stark eingeschränkt wurde und somit nicht dem Phytoplankton zur Verfügung stand. Auch im Holzmaar wird das Auftauchen von *C. comensis* nicht nur von einer niedrigen lakustrinen Produktivität, sondern auch von auffällig niedrigen SAR_{Min} -Werten begleitet.

Wenn das Holzmaar in dieser Zeit zur Meromixie neigte, so waren möglicherweise die Zirkulationsperioden verkürzt, es erfolgte der Übergang zu den Stratifikationsperioden schnell und diese waren besonders stabil. Für eine anhaltende Stabilität der Wassersäule in Phase III spricht das Vorherrschen nicht-silifizierter Algen zwischen 4600 und 3660 cal yr BP. Dieses drückt sich in einem niedrigen BSi/ORG-Verhältnis (Median = 0,9) aus (Kapitel 6.1.2). Der Wechsel zu nicht-silifizierten Algen äußert sich auch in einem ausgeprägten Negativ-Maximum der Paläoproduktivitäts-Anzeiger ($SAR_{\text{BSi-Plankton}}$, $SAR_{\text{Dia-plankton}}$) um ca. 4450 cal yr BP (Abbildung 43). Im Lake Albano, Zentral-Italien wird im gleichen Zeitraum ein ähnlicher Wechsel in der Algenvergesellschaftung beobachtet (Aritzegui *et al.*, 2001). Dort dominierten zwischen 7600 und 4000 cal yr BP Diatomeen, während nach 4000 cal yr BP Cyanobakterien vorherrschten. Wie im Holzmaar, kam es auch im Lake Albano mit diesem Wechsel von silifizierten hin zu nicht-silifizierten Algenvergesellschaftungen zu einem abrupten Rückgang der lakustrinen Produktivität. Die Dominanz nicht-silifizierter Algen wird am Lake Albano ebenfalls als Hinweis auf eine Stabilisierung der Wassersäule gedeutet (Aritzegui *et al.*, 2001). Die reduzierte Zirkulation der Wasserschichten war möglicherweise auch ein Grund für das Auftreten dünner, leicht silifizierter *Fragilaria*-Arten im Holzmaar, deren Schwebestadium in der Wassersäule durch ihr niedriges spezifisches Gewicht vergleichsweise lange aufrecht erhalten wird (Fritz, 1989).

Geochemische Untersuchungen an Sedimenten des ca. 6 km nördlich gelegenen Schalkenmehrener Maars deuten darauf hin, dass dort um 5000 cal yr BP der Grundwasserzufluss niedrig war (Schettler *et al.*, 1999) - und somit wahrscheinlich auch im näheren Umkreis, inklusive des Holzmaars. Aus dieser Beobachtung lässt sich einerseits eine reduzierte externe Nährstoffzufuhr und andererseits auch eine durch verringerte Niederschlagsraten geförderte Stabilisierung der Wassersäule ableiten. Allerdings war der Grundwasserzufluss am Schalkenmehrener Maar zwischen 4050 und 3300 cal yr BP erhöht, was zu dem Umkehrschluss führt, dass in dieser Zeit die Stabilität der Wassersäule vergleichsweise abnahm und die Nährstoffzufuhr wieder entsprechend zunahm. Im Holzmaar deuten, wie oben erwähnt, die Trophie-Werte auf einen leichten Nährstoffanstieg zwischen ca. 4500 und 3660 cal yr BP hin, während alle weiteren Trophie-Indikatoren niedrige Werte anzeigten.

Eine Reihe weiterer Untersuchungsergebnisse, von anderen Lokationen Westeuropas stammend, deuten auf grundlegende klimatische Änderungen, die während des Subboreals auftraten hin. So weisen die am Lago di Mezzano, Zentral-Italien vorgefundenen Änderungen in den Diatomeenvergesellschaftung und in den Sedimentstrukturen zwischen 5000 und 4200 cal yr BP auf trockenere und kühlere Bedingungen hin (Ramrath *et al.*, 2000). Am Lake Vrana, Kroatien deuten palynologische Untersuchungsergebnisse auf zunehmende Sommerdürre hin, die um ca. 4200 cal yr BP plötzlich einsetzte und bis zum Beginn der Römerzeit andauerte (Schmidt *et al.*, 2000). Darüber hinaus zeigen Ergebnisse paläolimnologischer Untersuchungen aus der Sahara, dass dort ein abrupter Rückgang der Niederschlagsrate nach 4500 cal yr BP erfolgte (Ritchie *et al.*, 1995). Außerdem spiegeln numerische Simulationen die plötzliche Desertifikation der Sahara während des mittleren Holozäns wider (Claussen *et al.*, 1999). Dies sind alles Beispiele, die auf eine grundlegende und rasche Änderung des Feuchtigkeitshaushaltes auf der nördlichen Hemisphäre während dieses letzten Abschnittes des Holozäns hindeuten (Kelts, 1997).

Phase IV: Dynamische Phase (3660 - 2660 cal yr BP)

Dieser Abschnitt beginnt mit einer statistisch signifikanten Änderungsrate der Diatomeenvergesellschaftung (Abbildung 43), verursacht durch das Wiederauftreten der Art *Stephanodiscus minutulus*. Die Warven waren in dieser Zeit durch eine hohe Variabilität gekennzeichnet, denn außer *S. minutulus* bildeten wahlweise *C. ocellata*, *Fragilaria* spp., *N. paleacea* oder *A. formosa* die zumeist unimodale helle Lage aus. Eine zweite statistisch signifikante Änderungsrate der Diatomeenvergesellschaftung trat um 2900 cal yr BP auf (Abbildung 43). Zum wiederholten Mal nach 5100 cal yr BP wurden zwischen ca. 3000 und 2900 cal yr BP die hellen Lagen der Warven fast durchgängig von *Cyclotella comensis* aufgebaut. Im Zeitraum 2900 bis 2660 cal yr BP dominierten erneut *S. minutulus*-Lagen in den Warven, allerdings immer wieder durch Zysten-Lagen unterbrochen.

Nach den rekonstruierten TP-Werten wurde das Holzmaar, wie in Phase II (5800 bis 5100 cal yr BP), wieder schwach eutroph, abgesehen von einer kurzweiligen mesotrophen Phase zwischen 3000 und 2900 cal yr BP. Die im Pelagial produzierte Biomasse ($SAR_{BSi-Plankton}$ und SAR_{ORG}) blieb niedrig. Die Mächtigkeiten der hellen Lagen der Warven erreichten zwischen ca. 3600 und 3350 cal yr BP ein kleines Maximum, mit durchschnittlichen Mächtigkeiten wie in Phase II. In dieser Zeit waren auch die $SAR_{Dia-Plankton}$ -Werte hoch, aufgrund der hohen Schalenproduktivität der dominierenden Arten *S. minutulus* und *N. paleacea*, allerdings blieb, wie oben bereits erwähnt, die entsprechende Biomasse gering (Abbildung 43). Abgesehen von diesem Zeitintervall zwischen ca. 3660 und 3350 cal yr BP waren die hellen Lagen geringmächtig, vergleichbar mit denen in Phase III.

Die offensichtliche Diskrepanz zwischen rekonstruierten TP-Werten und der tatsächlich im Pelagial produzierten Biomasse lässt vermuten, dass dynamische Änderungen der Diatomeenvergesellschaftungen, d.h. rasche Wechsel zwischen eutraphenten (*S. minutulus*, *Nitzschia paleacea*) und mesotraphenten (*Cyclotella comensis*) Arten eher durch häufige Wechsel im Si/P-Verhältnis, als durch einen Anstieg der Nährstoffkonzentration ausgelöst wurden. Hier können häufige Änderungen der Lufttemperatur und der Niederschlagsrate auch entsprechende Variationen der Eisdicke und der Seezirkulationsmuster bewirkt haben. Dieses wiederum beeinflusste die Intensität, die Dauer und den Zeitpunkt des Nährstofftransports vom Hypolimnion in das Epilimnion während der Frühjahrszirkulation. Möglicherweise reichte zu diesem Zeitpunkt bereits eine leichte Verlagerung der Thermokline in tiefere Wasserschichten aus, um gelöstes Phosphat, welches vermutlich mit dem Einsetzen der trockeneren Phase nach 5100 cal yr BP kontinuierlich im Hypolimnion akkumuliert worden war, in das Epilimnion zu befördern. Darüber hinaus könnten Fluktuationen im Grundwassereintrag Änderungen der

epilimnischen Si / P-Verhältnisse im Holzmaar bewirkt haben. So zeigen die am Schalkenmehrener Maar durchgeführten geochemischen Untersuchungen, dass der Grundwasserzufluss zwischen 4050 und 3300 Warvenjahre BP erhöht war (Schettler *et al.*, 1999). Ein möglicher Anstieg des Grundwasserzuflusses im Holzmaar, verbunden mit einer erhöhten Si-Zufuhr, könnte ebenfalls dynamische Wechsel im Si/P-Verhältnis bewirkt haben. Dass sich entsprechende physikalische und chemische Änderungen auch direkt auf die Zusammensetzung einer Diatomeenvergesellschaftung auswirken, belegt beispielsweise eine Beobachtungsstudie, die am Elk Lake, Minnesota (Bradbury, 1988) durchgeführt wurde. Hier war die Frühjahrszirkulation im Jahr 1979, aufgrund einer Verzögerung um zehn Tage, nur von kurzer Dauer. Die Dominanz von *Fragilaria*- und *Cyclotella*-Arten in dieser Frühjahrsblüte wurde mutmaßlich durch die reduzierte Phosphatzufuhr relativ zu Silizium verursacht. Umgekehrt begünstigte im Elk Lake die lang andauernde und intensive Frühjahrszirkulation des Jahres 1984, die mit einer erhöhten Phosphatzufuhr aus dem Hypolimnion gekoppelt war, eine *Stephanodiscus minutulus*-Blüte. Die geringmächtigen Schüttungen ($<1000 \mu\text{m}$), die in den dunklen Lagen der Warven mit Beginn der Phase IV immer wieder auftauchen, könnten ein Hinweis auf winterliche und frühjährliche Niederschlagsmaxima sein. Absolut betrachtet lassen die SAR_{Min} -Werte allerdings keinen nennenswerten Anstieg erkennen (Abbildung 43). Die diatomologischen und sedimentologischen Änderungen, die während Phase IV auftraten, korrespondieren mit vielen Klimarekonstruktionen, die auf kühlere und feuchtere Bedingungen während der Bronzezeit (3750 bis 2650 cal yr BP) hindeuten. Die so genannte ‘Löbber’-Kälteperiode, die mit Gletschervorstößen in den Schweizer und Österreischen Alpen einherging, fällt in den Zeitraum zwischen 3450 und 3250 cal yr BP (Gamper & Suter, 1982; Patzelt, 1977). Des Weiteren liegen Indizien (Rückzug der Baumgrenze, hohe Seespiegelstände) aus den zentralen Schweizer Alpen und vom westlichen Schweizer Plateau für das Auftreten einer weiteren Kältephase (CE-7) zwischen 3650 und 3300 cal yr BP vor (Haas *et al.*, 1998). Diese Befunde sind vergleichbar mit höheren Seespiegelständen während der so genannten ‘Pluvial Phase’ im französischen Jura zwischen 3650 und 3000 cal yr BP (Magny, 1993a; 1993b) sowie mit höheren Seespiegelständen in Schottland zwischen 4000 und 3000 ^{14}C yr BP (Dubois & Ferguson, 1985). Allerdings scheint es auch regionale Unterschiede zu geben, beispielsweise wurden auch Gletscher-rückzüge in den zentralen Schweizer Alpen im Zeitraum 3640 bis 3360 cal yr BP registriert (Hormes *et al.*, 2001). Darüber hinaus weisen palynologische, archäologische, paläohydrologische und litho-biostratigraphische Beobachtungen auf eine besonders trockene Phase in Zentral-Italien zwischen 3700 und 3500 cal yr BP hin (Magri, 1997).

Während der Phase III deutet ein weiteres Grundwasserfluss-Minimum am Schalkenmehrener Maar um 3050 cal yr BP (Schettler *et al.*, 1999) ebenfalls auf eine trockenere Phase hin. Die erneute Ausbreitung der Art *Cyclotella comensis* in den Warven des Holzmaars passierte ungefähr zeitgleich.

Ein anthropogener Einfluss auf die dynamischen Änderungen im Holzmaar ist auch nicht ausgeschlossen, denn aus palynologischer Sicht fällt die erste Episode erhöhter Siedlungsindikatoren in die frühe Bronzezeit (zwischen 3700 und 3500 cal yr BP mit $NBP_{\text{max}} = \text{ca. } 10 \%$), aus der bislang allerdings keine archäologischen Indizien vorliegen (Kapitel 3.6). Die Anzeigerpollen für Ackerbau als auch für Weidewirtschaft und Grünlandnutzung stiegen an, so dass offensichtlich beide landwirtschaftlichen Formen betrieben wurden (Dörfler *et al.*, 1998). Der spätere Anstieg der Birkenpollen reflektiert aber, dass keine Fläche dauerhaft bewirtschaftet wurde (Dörfler *et al.*, 1998). Die zweite, etwas kürzere Phase, die durch erhöhte Prozentzahlen der Siedlungszeigerpollen gekennzeichnet war, fällt in die Urnenfelderzeit und zwar um 3050 cal yr BP mit $NBP_{\text{max}} = \text{ca. } 10 \%$ (Kapitel 3.6). Für die Urnenfelderzeit liegt bislang erst ein Einzelfund aus dem Arbeitsgebiet vor (Dörfler *et al.*, 1998; Nakoinz, 1998). Trotz der angedeuteten leicht erhöhten Siedlungsaktivität zeugen die niedrigen SAR_{Min} -Werte von einem weitestgehend intakten Waldsystem während der Bronzezeit. Ein erhöhter Nährstofffluss,

durch anthropogene Aktivitäten hervorgerufen, ist von daher unwahrscheinlich oder spielte nur eine untergeordnete Rolle. Der Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit war durch rückläufige Siedlungsaktivität gekennzeichnet, was übereinstimmend aus den palynologischen und archäologischen Untersuchungen hervorgeht (Kapitel 3.6).

Stark anthropogen beeinflusster Abschnitt (2660 - 1470 cal yr BP)

Phase V: Hochproduktive Phase B (2660 - 2220 cal yr BP)

Zwischen 2660 und 2220 cal yr BP wurden die überwiegend unimodalen Warven fast ausschließlich von *Stephanodiscus minutulus* aufgebaut. Darüber hinaus dominierten in den hellen Lagen der Warven zeitweise *Fragilaria* spp. oder *Asterionella formosa*. Die rekonstruierten TP-Werte stiegen zu Beginn der Phase V deutlich an, erreichten anfangs kurzfristig hypertrophe und anschließend bis hin zu mittel-eutrophe Bedingungen (Abbildung 43). Parallel zeigte die lakustrine pelagiale Biomassenproduktivität ($SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ und SAR_{ORG}) einen sprunghaften Anstieg. Entsprechend wiesen in dieser Zeit auch die Warven einen deutlichen Mächtigkeitsanstieg auf. Nach einem ersten Maximum der Warvenmächtigkeiten zwischen 2660 und 2490 cal yr BP (in erster Linie auf die hellen Lagen zurückzuführen), gingen die Werte zunächst wieder bis zum Ende der Phase V leicht zurück, blieben aber auf einem deutlich höheren Niveau, als in den Phasen III und IV.

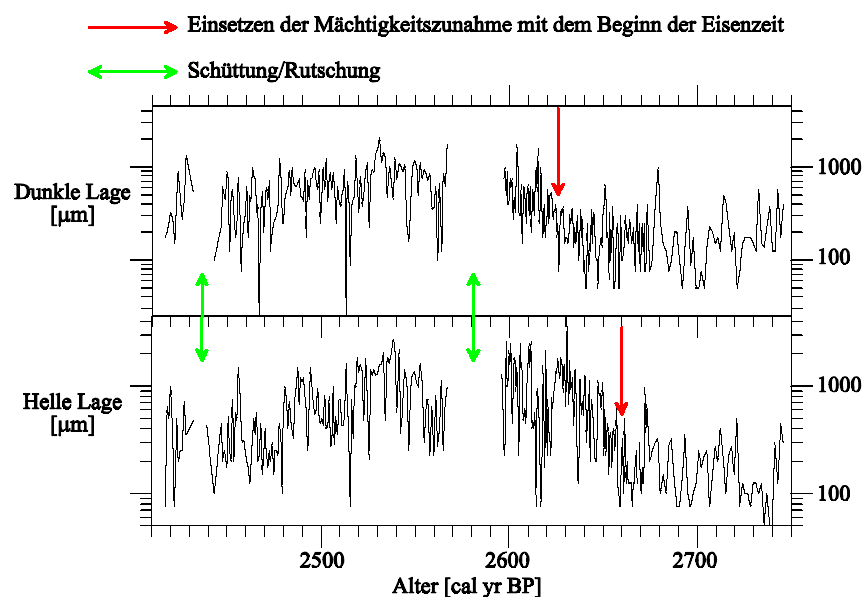


Abbildung 45: Mächtigkeitsverlauf der hellen und dunklen Lagen der Warven am Beginn der Eisenzeit mit Fokus auf den zeitlichen Versatz der Mächtigkeitszunahme der hellen Lagen gegenüber denen der dunklen Lagen.

Mit der Zunahme der Warvenmächtigkeit und der Biomassenproduktivität kam es zu einem rapiden Anstieg der siedlungszeigenden Pollentypen und einem deutlichen Rückgang der Baumpollen-Werte (Litt & Kubitz, 2000). Die NBP-Werte erreichten zu Beginn der Eisenzeit ca. 20 % bzw. 40 % zum Ende der Phase V (Abbildung 43). Das bedeutet, dass der Wald in dem betrachteten Zeitraum zurückgedrängt wurde. Ab 2660 cal yr BP erfolgte auch ein deutlicher Anstieg der archäologischen Funde. Diese korrelieren mit der Spätphase der Laufelder Kultur und dem Einsetzen der Hunsrück-Eifel-

Kultur und sind ein stützender Hinweis für eine stark anthropogen beeinflusste Änderung der Vegetation mit dem Beginn der Eisenzeit (Kapitel 3.6). Der abrupte Anstieg der TP-Werte und der Biomassenproduktivität ist insofern als Folge der anthropogenen Aktivitäten zu sehen. Durch die massive Rodung der Wälder wurde der Nährstofffluss drastisch erhöht, was die Konkurrenzigenschaften der Art *Stephanodiscus minutulus* stark begünstigte. Diese Art war für die enorme Mächtigkeitsteigerung der hellen Lagen von anfänglich 375 μm (um 2660 cal yr BP) auf durchschnittlich 825 μm (Medianwert) zwischen 2600 und 2490 cal yr BP hauptsächlich verantwortlich (Abbildung 45). Die Mächtigkeitsteigerung der dunklen Lagen setzte etwas später, nämlich erst nach ca. 2625 cal yr BP ein (Abbildung 45). Das bedeutet, dass eine intensive Bodenerosion erst nachdem der Waldboden hinlänglich gestört war einsetzte. Andererseits könnte dieser zeitliche Versatz zwischen den Mächtigkeitsteigerungen der hellen und dunklen Lagen auch durch eine Klimaänderung, die mit dem Beginn der Eisenzeit zusammenfällt, verursacht worden sein. Ein Wechsel zu kühleren und feuchteren Bedingungen um 2650 cal yr BP lässt sich an einem Anstieg des Grundwasserspiegels sowie an einer Ausbreitung der Moorlandschaften in NW-Europa ablesen (Kilian *et al.*, 1995; van Geel *et al.*, 1996). Des Weiteren korrespondiert der Beginn der Eisenzeit beispielsweise mit Seespiegelhochständen im französischen Jura-Gebirge (Bourget-Phase), (Magny, 1995; Magny *et al.*, 1995), auf dem Schweizer Plateau (CE-8 Phase), (Haas *et al.*, 1998) oder mit Gletschervorstößen in den Schweizer und Österreichischen Alpen (Göschenen-I Phase), (Bortenschlager, 1977; Patzelt, 1977; Zoller, 1977). Darüber hinaus fand zu Beginn der Eisenzeit ein plötzlicher Anstieg des atmosphärischen $\Delta^{14}\text{C}$ -Gehaltes statt, der möglicherweise durch verringerte solare Aktivität verursacht wurde (van Geel *et al.*, 1998). Diese Indizien sprechen für das Auftreten einer kühlen und feuchten Phase in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre zu Beginn der Eisenzeit (van Geel & Renssen, 1998). Damit könnten turbulente und tiefgreifende Durchmischungen der Wasserschichten des Holzmaars eine nachhaltige Zirkulation gelöster Nährstoffe aus dem Hypolimnion in das Epilimnion bewirkt und zu dem abrupten Anstieg, der im Pelagial produzierten Biomasse und des DITP geführt haben. Wahrscheinlich wurde aber der anfängliche Eutrophierungsschub durch die Überlagerung der genannten anthropogenen und klimatischen Veränderungen hervorgerufen.

Während der jüngeren Hunsrück-Eifel-Kultur (2425 - 2175 cal yr BP) ging die Zahl der Siedlungsfunde zurück. Im gleichen Zeitabschnitt gingen auch die TP-Werte zurück und spiegeln einen Trophierückgang von mittel-eutroph hin zu schwach-eutroph wider. Die Anzeiger der lakustrinen pelagialen Biomassenproduktivität ($SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ und SAR_{ORG}) weisen ein kleines Minimum auf und auch die SAR_{Min} -Werte gehen leicht zurück. Hierfür gibt es drei mögliche Erklärungen, die sich auch wechselseitig überlagert haben können: 1. Der Rückgang der externen Nährstoffzufuhr kann anthropogene Ursachen haben, d.h. geringere Rodungsaktivität (die NBP-Werte gingen zwischen 2500 und 2300 cal yr BP leicht zurück) könnte zu einer zeitweiligen Wiederbewaldung und damit stärkeren Bindung der Nährstoffe in den heranwachsenden Pionierpflanzen geführt haben. 2. Der Rückgang kann klimatische Ursachen haben, d.h. eine Klimaänderung mit leichtem Temperaturanstieg und rückläufigen Niederschlagsraten könnte zu einer schlechteren Durchmischung und damit zu einer reduzierten Nährstoffzirkulation in der Wassersäule geführt haben. Palynologische Rekonstruktionen zeugen davon, dass die besonders niederschlagsreiche Phase nach ca. 2350 cal yr BP nachließ und die durchschnittlichen Temperaturen während der Römerzeit zunahm (Lamb, 1995). 3. Die Exportrate gelöster Nährstoff war rückläufig aufgrund einer allmählichen Reduktion, der in dem gestörten Ökosystem gespeicherten Restnährstoffe. Allgemein stiegen auch im Zuge der verstärkten Bodenerosion und der lakustrinen pelagialen Produktivitätssteigerung die $SAR_{\text{BSi-Periphyton}}$ -Werte deutlich an (Kapitel 6.1.2).

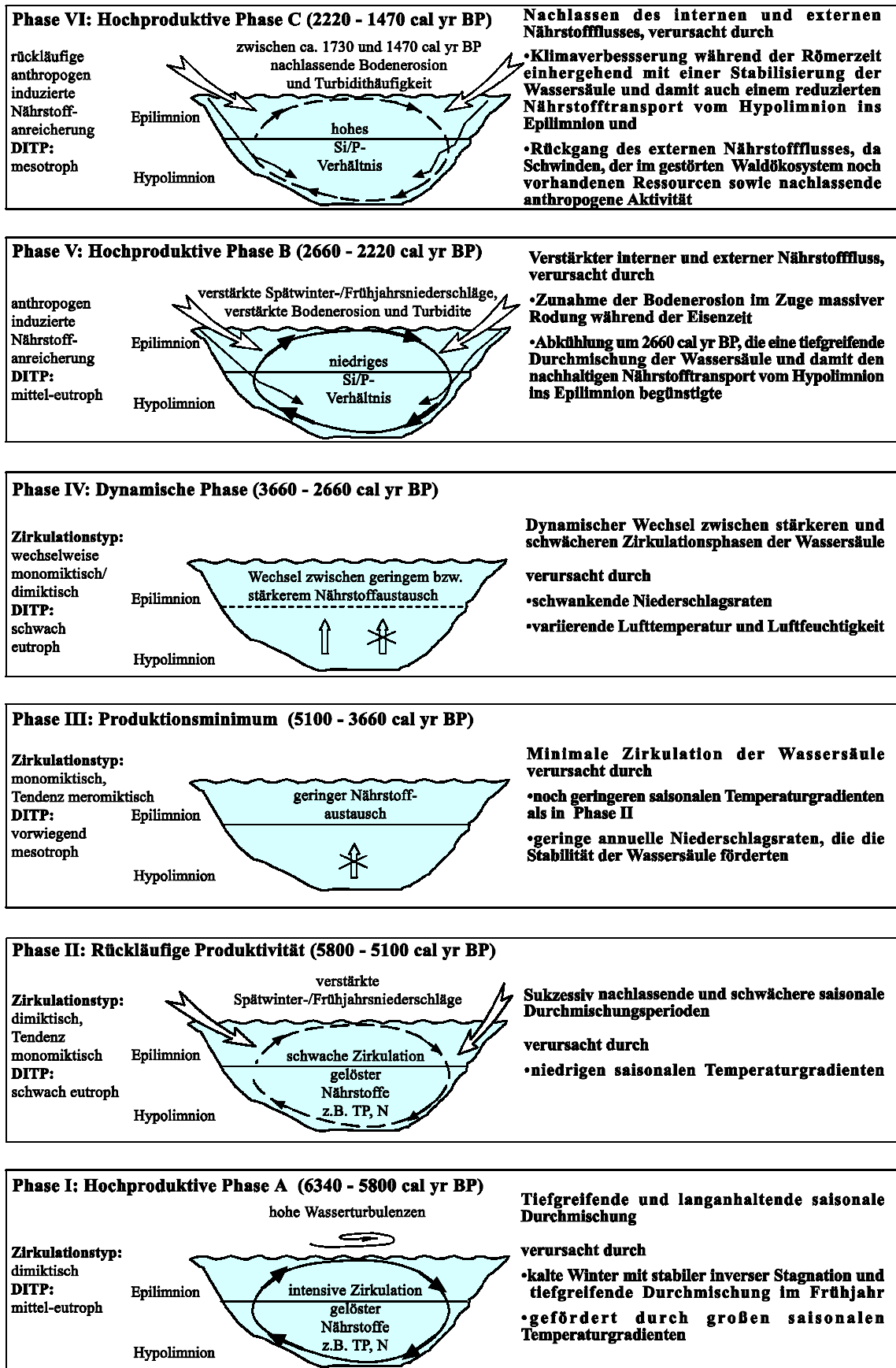


Abbildung 46: Skizzierung der 6 definierten paläolimnologischen Phasen des Holzmaars während des Untersuchungszeitraumes zwischen ca. 6340 - 1470 cal yr BP. DITP = Diatomeen-abgeleiteter Trophie-Status.

Diese erreichten zwischen 2450 und 1630 cal yr BP (phasenübergreifend) höhere Werte (Kapitel 6.1.2). Zum einen könnte dies das Ergebnis gesteigerter Biomassenproduktivität in der Litoralzone gewesen sein und/oder durch verstärkte Resuspension litoralen Materials verursacht worden sein. Letzteres könnte die Folge erhöhter Erosion im Uferbereich gewesen sein, ausgelöst durch erhöhte Windaktivität im Zuge eines reduzierten Windschutzes der vormals dicht bewaldeten Fläche, die das Holzmaar säumte. Erhöhte Akkumulationsraten benthischen Materials im Pelagialbereich eines Sees, einhergehend mit anthropogener Aktivität und Eutrophierung, wurden auch in anderen westeuropäischen Seen beobachtet (Fritz, 1989; Itkonen *et al.*, 1999).

Phase VI: Hochproduktive Phase C (2220 - 1470 cal yr BP)

Dieser Abschnitt beginnt mit einem Wechsel von einer durch *Stephanodiscus minutulus* bestimmten hin zu einer durch *Cyclotella*-Arten dominierten Vergesellschaftung. *Cyclotella radiososa* und *Asterionella formosa* waren in diesem Zeitraum durchgängig vorhanden. *Cyclotella radiososa* zeigte dabei eine etwas größere Verbreitung als *Asterionella formosa* (Abbildung 18). Nach 2000 cal yr BP traten noch kleine *Cyclotella*-Arten hinzu. Unter diesen hatten *Cyclotella ocellata* und *Cyclotella comensis* die größte Verbreitung und zwar zwischen 2000 und 1660 cal yr BP. Zwischen 2200 und 1690 cal yr BP war auch die Art *Stephanodiscus alpinus* fast durchgängig vorhanden, allerdings nur mit geringer Verbreitung.

Die rekonstruierten TP-Werte sind rückläufig und zeigen zwischen 2220 und 2020 cal yr BP mesotrophe bis schwach eutrophe Bedingungen an. Dies koinzidiert mit einem Minimum der pelagialen Biomassenproduktivität ($SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ und SAR_{ORG}). Die Anzeiger der Biomassenproduktivität erreichten ein Niveau, das mit dem der Phasen II und III vergleichbar ist (Anhang B, Tabelle 3). In dem Zeitraum 2020 bis 1730 cal yr BP war das Holzmaar laut der rekonstruierten TP-Werte überwiegend mesotroph. Dem gegenüber deuten aber die Proxies der pelagialen Primärproduktion ($SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ und SAR_{ORG}) auf einen sukzessiven Wiederanstieg des Trophie-Zustandes hin. Im obersten Zeitabschnitt von 1730 bis 1470 cal yr BP hielt der allmähliche Anstieg der rekonstruierten TP-Werte an und erreichte am Ende des Untersuchungsabschnittes einen schwach eutrophen Zustand. Im letztgenannten Zeitraum waren die Proxies der pelagialen Primärproduktion ($SAR_{\text{Dia-Plankton}}$, $SAR_{\text{BSi-Plankton}}$ und SAR_{ORG}) hingegen rückläufig.

Der Rückgang des Trophie-Zustandes zwischen 2220 und 1730 cal yr BP könnte klimatische, anthropogene und sedimentologische Ursachen haben. Eine mögliche Klimaverbesserung (höhere Temperaturen, geringere Niederschlagsrate), die wie oben erwähnt bereits zum Ende der Phase V einsetzte, hatte eventuell in dieser Zeit ihr "Optimum" erreicht. Das heißt, höhere Temperaturen führten zu einer schwächeren Zirkulation der Wasserschichten, wodurch der Nährstofftransport zwischen Hypo- und Epilimnion so weit reduziert wurde, dass es zu einer deutlichen Verschiebung hin zu höheren Si/P-Verhältnissen kam. Anthropogene Ursachen für den Rückgang des Trophie-Status sind auch möglich. Dieser erste Abschnitt (ca. 2220 bis 2000 cal yr BP) der Phase VI überschneidet sich mit der Mittelatlantèzeit (Latène C) und mit der Spätatlantèzeit (Latène D), in der es sowohl zu einem Rückgang der Siedlungsaktivität (Latène C) als auch zu einem Wiederanstieg derselben (Latène D) kam (Kapitel 3.6). Mit dem geringen Rückgang der Rodungsaktivität ging auch ein leichter Rückgang des klastischen Eintrags einher. In Verbindung mit diesem Rückgang der Bodenerosion könnte auch eine Reduktion des Nährstoffflusses einhergegangen sein. Denkbar ist aber auch, dass die bis zu diesem Zeitpunkt wahrscheinlich bereits stark fortgeschrittene Erosion der nährstoffreichen obersten Bodenschichten zu einer verminderten Nährstoffzufuhr führte. Mit der Reduktion des Nährstoffflusses, insbesondere von P, kam es dann zu einer Verschiebung hin zu höheren Si/P-Verhältnissen. Das hohe

Si/P-Verhältnis, welches aus den jeweiligen Erklärungsansätzen resultiert, fördert das Wachstum der hohen Si/P-Optima-Arten (hier das der besagten *Cyclotella*-Arten und das von *Asterionella formosa*).

Die Ausbreitung der schwach eutraphenten Art *Cyclotella ocellata* und insbesondere die der mesotraphenten Art *Cyclotella comensis* zwischen 2020 und 1730 cal yr BP sprechen dafür, dass sich die Nährstoffversorgung in diesem Zeitraum noch weiter verschlechterte. Mit dem Auftreten dieser beiden Arten erreichte allerdings SAR_{Min} zwischen ca. 2020 und 1730 cal yr BP ein zweites Maximum (nach dem ersten um ca. 2600 cal yr BP), d.h. der klastische Eintrag nahm zu. Das SAR_{Min} -Maximum zwischen 2020 und 1730 cal yr BP fällt in die beginnende Römerzeit und könnte mit der wieder gestiegenen Rodungsaktivität im Zusammenhang stehen. Der Kulturwechsel läuft in Bezug auf die Zusammensetzung der Siedlungszeigerpollen ohne auffällige Änderungen ab (Dörfler *et al.*, 1998). Die NBP-Werte erreichten während dieser Kulturepoche allerdings ein höheres Niveau als das der Hunsrück-Eifel-Kultur. Die archäologische Fundsituation des Arbeitsgebietes deutet auf eine gleichmäßige Besiedlung während der gesamten Römerzeit hin. Zum Ende der Römerzeit wurde laut der archäologischen Fundsituation möglicherweise eine maximale Besiedlung im Arbeitsgebiet erreicht (Nakoinz, 1998). In den Warven selbst zeigt sich, dass die hellen Lagen nach ca. 2200 cal yr BP sehr stark mit klastischem Material angereichert wurden. Dies könnte darauf hindeuten, dass die Nährstoffversorgung nicht nur aus den obigen Gründen, sondern auch aufgrund des nun ganzjährig hohen Partikel-flusses = verminderte Lichtintensität = geringe Photosynthese (Guilizzoni *et al.*, 2002) deutlich geringer war. Da aber während des ganzen Jahres Nährstoffe (wenn auch nur in geringer Konzentration) verfügbar waren, kam es in der Summe wahrscheinlich zu dem Anstieg der im Pelagial produzierten Biomasse $SAR_{BSi-Plankton}$ (nach 2220 cal yr BP) bzw. zu einem Anstieg der Schalenproduktivität $SAR_{Dia-Plankton}$ (nach 2020 cal yr BP). Die vorgenannte Erklärung würde auch die offensichtliche Diskrepanz zwischen DITP (rückläufig) und der tatsächlichen pelagialen Bioproduktion (Tendenz steigend) zwischen 2220 und 1730 cal yr BP erklären. Das Auftreten der Art *Stephanodiscus alpinus* zwischen ca. 2200 und 1900 cal yr BP könnte auch mit dem ganzjährigen klastischen Eintrag zusammenhängen. *Stephanodiscus alpinus* ist eine Art, die sowohl an kühlere Temperaturen, aber auch an geringere Lichtverhältnisse adaptiert ist. Deshalb blüht diese Art durchaus im Winter bzw. unterhalb der Thermokline (Stoermer, 1977). Vorstellbar wäre, dass aufgrund der stärkeren Trübung des Epilimnions, verursacht durch permanenten klastischen Eintrag, die Konkurrenzigenschaften von *S. alpinus* begünstigt wurden.

Nach 1730 cal yr BP deuten die rekonstruierten TP-Werte auf einen Anstieg des Trophie-Zustandes des Holzmaars hin. Zum Ende des untersuchten Abschnittes, d.h. zwischen 1565 und 1470 cal yr BP, wies das Holzmaar einen schwach eutrophen Zustand auf. Die Proxies der pelagialen Produktivität ($SAR_{Dia-Plankton}$, $SAR_{BSi-Plankton}$ und SAR_{ORG}) waren dagegen rückläufig. Gründe für die rückläufige lakustrine Produktivität bei gleichzeitigem Anstieg der rekonstruierten Trophie-Werte lassen sich nicht ohne weiteres finden. In Frage kommen in erster Linie seeinterne Prozesse, da der SAR_{Min} -Eintrag rückläufig war. Außerdem fällt der Übergang zur Völkerwanderungszeit (1550 bis 1475 cal yr BP) mit einer Wiederbewaldungsphase zusammen. Darauf deutet der markante Rückgang der Siedlungszeigerpollen nach 1730 cal yr BP hin. Aus archäologischer Sicht gibt es keinen Hinweis für eine fortdauernde Besiedlung im Arbeitsgebiet. Eine vollständige Entvölkerung des Kerngebietes ist zwar nicht vorstellbar, dennoch fanden am Ende der Römerzeit grundlegende Änderungen in der Landwirtschaft statt (Dörfler *et al.*, 1998). Anthropogene Ursachen sind von daher für diesen Wechsel in der Diatomeenvergesellschaftung weitestgehend auszuschließen. Eine mögliche Klimaverschlechterung zum Ende der Römerzeit (Lamb, 1995) könnte erneut eine intensivere Durchmischung der Wassersäule, und damit einen verstärkten TP- Fluss, vom Hypolimnion ausgehend, verursacht haben.

8 Schlussfolgerung und Ausblick

Diese Arbeit zeigt die Bedeutung von Diatomeen als Indikatoren paläolimnologischer Prozesse. Darüber hinaus verdeutlichen die vorliegenden Ergebnisse, dass die Interpretation der Zusammenhänge eines limnischen Ökosystems mit zusätzlichen Daten verbessert werden kann. In dieser Arbeit wurden Diatomeenanalysen durchgeführt, zusätzlich die Warvenstruktur des Sedimentabschnittes untersucht und es wurden geochemische Daten erhoben.

Auf der Basis der gewonnenen Daten und unter Berücksichtigung beispielsweise archäologischer, palynologischer, gletscherkundlicher sowie anderer paläolimnologischer Arbeiten, konnten die in der Einleitung formulierten Fragen weitestgehend beantwortet werden.

Während des betrachteten Zeitraumes wurden Diatomeenvergesellschaftungen erst mit dem Beginn der Eisenzeit (ca. 2660 cal yr BP) nachhaltig durch den Menschen beeinflusst. Mit dem Beginn der Eisenzeit kam es zwar nicht zu der erwarteten statistisch signifikanten Änderung der Diatomeenzusammensetzung, aber es erfolgte ein ca. 3,5-facher Anstieg der produzierten Biomasse. Mit der Warvenanalyse konnte festgestellt werden, dass ein abrupter Anstieg der Mächtigkeiten der hellen Lagen der Warven, zu Beginn der Eisenzeit, dem Anstieg der dunklen Lagen (ca. 2625 cal yr BP), um ca. 35 Jahre vorauseilte. Eine Ursache hierfür ist die zeitgleich einsetzende massive Rodung der Wälder und ein damit einhergehender abrupter Anstieg des Nährstoffflusses. Etwa zur gleichen Zeit fand vermutlich auch eine, die nördliche Hemisphäre betreffende, Klimaänderung statt. Es wurde, wie viele Studien zeigen, kühler und feuchter. Für diesen Zeitpunkt lässt sich anhand der Untersuchungsergebnisse nicht sagen, ob die Klimaänderung der anthropogenen Beeinflussung durch massive Rodung der Wälder vorausging, oder ob sich klimatische und anthropogene Prozesse zum Beginn der Eisenzeit wechselseitig verstärkten und diesen enormen Anstieg der Biomasse und der Bioproduktivität hervorriefen.

Aus den Diatomeenvergesellschaftungen wurde mittels einer Transferfunktion die Gesamtphosphor (TP)-Konzentration des Holzmaars rekonstruiert und damit die Trophie-Geschichte abgeleitet. Es stellte sich heraus, dass sich in dem untersuchten Zeitraum der Trophie-Status des Holzmaars mehrfach deutlich änderte. Insgesamt konnten jeweils zwei eutrophe und zwei mesotrophe Phasen unterschieden werden. Im Vergleich mit den Ergebnissen, der im Pelagial produzierten silifizierten Biomasse und der Diatomeenvalven-Produktivitätsrate zeigte sich allerdings, dass nicht zu jeder Zeit eine, theoretisch zu erwartende, lineare Abhängigkeit zwischen diesen Trophie-Anzeigern besteht. Zu manchen Zeiten könnten auch andere Faktoren, wie beispielsweise die vorherrschenden Nährstoffverhältnisse (Si/P, N/P), einen stärkeren Einfluss als TP auf die Variabilität der Diatomeenvergesellschaftung und deren Produktivitätsleistung gehabt haben. Des Weiteren könnte, die zum Ende der Eisenzeit einsetzende, ganzjährige, anstelle der sonst üblichen saisonalen Nährstoffzufuhr, zur Nicht-Linearität der Trophie-Variablen beigetragen haben.

In einigen Abschnitten ließen sich auch Zusammenhänge zwischen der Zusammensetzung der fossilen Diatomeenvergesellschaftungen und den sedimentologischen Gegebenheiten feststellen. Im Zeitabschnitt von ca. 5800 bis 5100 cal yr BP korrespondieren hohe relative Häufigkeiten der Art *Asterionella formosa* mit erhöhten klastischen Einträgen (SAR_{Min}). Dies deutet darauf hin, dass in dieser Zeit eine externe Nährstoffzufuhr, möglicherweise verursacht durch hohe Spätwinter-/Frühlingsniederschlagsraten, einen Einfluss auf die Diatomeenvergesellschaftungen hatten. Im Zeitraum zwischen ca. 5100 und 3660 cal yr BP zeugen wiederum die besonders niedrigen SAR_{Min} -Werte von einer geringen Zufuhr klastischen Materials und sind damit ein Hinweis auf geringe Wasserturbulenzen und niedrige Winter-/Frühlingsniederschlagsraten. Dass in dieser Zeit Chrysophyten über Dia-

tomeen dominierten, ist ein weiteres Indiz für eine besonders stabile Wasserschichtung. Mit dem Beginn der Eisenzeit (ca. 2660 cal yr BP) bis hin zum Ende der Römerzeit (ca. 1550 cal yr BP) kam es zu einer rasanten Steigerung der Bodenerosion. Diese war für einen deutlichen Anstieg des externen Nährstoffflusses, welcher durch den rapiden Anstieg der Algenbiomassen-Akkumulation zum Ausdruck kommt, mitverantwortlich.

Die auffälligen Wechsel der Diatomeenvergesellschaftungen bzw. das Verhältnis zwischen silifizierten und nicht-silifizierten Algenarten zeugen von Änderungen, die das Zirkulationsmuster der Wassersäule, die Turbulenz in der Wassersäule, die Länge der Vegetationsperiode und die Änderungen des saisonalen Temperaturgradienten betreffen. Bis zum Beginn der Eisenzeit konnte die paläolimnologische Entwicklung rekonstruiert werden. Mit Beginn der Eisenzeit war hingegen eine eindeutige Differenzierung zwischen anthropogenem und klimatischem Einfluss nicht mehr möglich.

Die statistisch signifikanten Wechsel der Diatomeenzusammensetzung, die ca. 5100 cal yr BP und ca. 3660 cal yr BP stattfanden, die abrupten Änderungen der Diatomeenproduktivität um ca. 5800 cal yr BP und um ca. 2660 cal yr BP sowie der Beginn der Zysten dominierten Warvenzusammensetzung um ca. 4500 cal yr BP, korrespondieren jeweils mit auffälligen Umweltänderungen, die an anderen Lokationen der nördlichen Hemisphäre beobachtet wurden. Das bedeutet, dass Änderungen der Diatomeenvergesellschaftungen im Zusammenhang mit Ergebnissen paläoklimatischer Studien als indirekte Paläoklimaindikatoren verwendet werden können.

In der Zukunft sollten die Informationen, die aus Diatomeenuntersuchungen bezüglich der paläolimnologischen und paläoklimatischen Entwicklung des Holzmaars gewonnen wurden, in einem nächsten Schritt auf benachbarte Eifelmaare übertragen werden. Ein direkter Vergleich der Ergebnisse würde die Unterscheidung zwischen klimatischen und anthropogenen Ereignissen klarstellen und die Differenzierung zwischen Lokal- und Regionalereignissen verfeinern. Die anhand der Diatomeen abgeleitete Trophie-Entwicklung könnte unter Hinzuziehung weiterer Bioindikatoren, beispielsweise Chironomiden, überprüft und gegebenenfalls untermauert werden. Darüber hinaus ließe sich unter Hinzuziehung weiterer Bioindikatoren das Zusammenspiel des Paläoökosystems Holzmaar noch höher auflösen und würde damit zu einem noch tieferen Verständnis der paläoklimatischen Entwicklung führen.

9 Literatur

- Agbeti, M. D. (1992). Relationship between diatom assemblages and trophic variables: a comparison of old and new approaches. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **49**, S. 1171-1175.
- Ahlgren, I., Sörensson, F., Waata, T. & Vrede, K. (1994). Nitrogen budgets in relation to microbial transformations in lakes. *Ambio* **23**, S. 367-377.
- Anderson, N. J. (2000). Diatoms, temperature and climatic change. *European Journal of Phycology* **35**, S. 307-314.
- Anderson, N. J., Rippey, B. & Gibbson, C. E. (1993). A comparison of sedimentary and diatom-inferred phosphorus profiles: implications for defining pre-disturbance nutrient conditions. *Hydrobiologia* **253**, S. 357-366.
- Anderson, N. J. & Rippey, B. (1994). Monitoring lake recovery from point-source eutrophication: the use of diatom-inferred epilimnetic total phosphorus and sediment chemistry. *Freshwater Biology* **32**, S. 625-639.
- Anderson, R. Y. & Dean, W. W. (1988). Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **62**, S. 215-235.
- Andersson, C. (1997). Transfer function vs. modern analog technique for estimating Pliocene sea-surface temperatures based on planktic foraminiferal data, western equatorial Pacific Ocean. *Journal of Foraminiferal Research* **27(2)**, S. 123-132.
- Aritzegui, D., Chondrogianni, C., Lami, A., Guillizzoni, P. & Lafargue, E. (2001). Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of lake Albano (central Italy). *Journal of Paleolimnology* **26**, S. 283-292.
- Asmund, B. & Kristiansen, J. (1986). The genus *Mallomonas*., *Opera Botanica* **85**, 128 S., Council for Nordic Publications in Botany, Copenhagen.
- Baier, J., Lücke, A., Negendank, J. F. W., Schleser, G.-H. & Zolitschka, B. (in press). Diatom and geochemical evidence of mid- to late Holocene climatic changes at Lake Holzmaar, West-Eifel (Germany). *Quaternary International*.
- Battarbee, R. W. (1973). A new method for the estimation of absolute microfossil numbers, with reference especially to diatoms. *Limnology and Oceanography* **18 (4)**, S. 647-653.
- Battarbee, R. W. (1978). Observations on the recent history of Lough Neagh and its drainage basin. *Philosophical transactions of the Royal Society of London* **B 281**, S. 303-344.
- Battarbee, R. W. (1986). Diatom analysis. In "Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology." (B. E. Berglund, Hrsg.), S. 527-570. John Wiley, Chichester.
- Battarbee, R. W. (1991). Diatom and Chrysophyceae microstratigraphy of the annually laminated sediments of a small meromictic lake. *Striae* **14**, S. 105-109.
- Battarbee, R. W. (2000). Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews* **19**, S. 107-124.
- Battarbee, R. W. & Kneen, M. J. (1982). The use of electronically counted microspheres in absolute diatom analysis. *Limnology and Oceanography* **27 (1)**, S. 184-188.
- Battarbee, R. W., Jones, V. J., Flower, R. J., Cameron, M. G., Bennion, H., Carvalho, L. & Juggins, S. (2001). Diatoms. In "Tracking environmental change using lake sediments." (J. P. Smol, H. J. B. Birks & W. M. Last, Hrsg.), S. 155-202. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Bennion, H. (1994). A diatom-phosphorus transfer function for shallow, eutrophic ponds in southeast England. *Hydrobiologia* **275/276**, S. 391-410.
- Bennion, H., Duigan, C. A., Haworth, E. Y., Allott, T. E. H., Anderson, N. J., Juggins, S. & Monteith, D. T. (1996a). The Anglesey lakes, Wales, UK - changes in trophic status of three standing waters as inferred from diatom transfer functions and their implications for conservation. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* **6**, S. 81-92.
- Bennion, H., Juggins, S. & Anderson, J. N. (1996b). Predicting epilimnetic phosphorus concentrations using an improved diatom-based transfer function and its application to lake eutrophication management. *Environmental Science & Technology* **30**, S. 2004-2007.
- Berger, F. (1971). Zur Morphometrie der Seebecken. *Carinthia II, Sonderheft* **31**, S. 29-39.
- Betancourt, P. P. & Michael, H. N. (1987). Dating the Aegean Late Bronze age with radiocarbon: addendum. *Archaeometry* **29**, S. 212-213.
- Bigler, C., Laroque, I., Peglar, S. M., Birks, H. J. B. & Hall, R. I. (2002). Quantitative multiproxy assessment of long-term patterns of Holocene environmental change from a small lake near Abisko, northern Sweden. *The Holocene* **14, 2**, S. 481-496.

- Birks, H. J. B. (1995). Quantitative palaeoenvironmental reconstructions. In 'Statistical Modelling of Quaternary Science Data.' (D. Maddy & J. S. Brew, Hrsg.), S. 161-254, Quaternary Research Association, Cambridge.
- Birks, H. J. B. (1998). Numerical tools in paleolimnology - Progress, potentialities, and problems. *Journal of Paleolimnology* **20**, S. 307-322.
- Birks, H. J. B., Juggins, S. & Line, J. M. (1990a). Lake surface-water chemistry reconstructions from palaeolimnological data. In 'The surface water acidification programme.' (B. J. Mason, Hrsg.), S. 301-313. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Birks, H. J. B., Line, J. M., Juggins, S., Stevenson, A. C. & ter Braak, C. F. J. (1990b). Diatoms and pH reconstruction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **B 327**, S. 263-278.
- Boggs, S. (2001). Principles of sedimentology and stratigraphy. 726 S., Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Böhm, H. (1964). Eine Klimakarte der Rheinlande. *Erdkunde* **18**, **3**, S. 202-206.
- Bold, H. C. & Wynne, M. J. (1978). Introduction to the Algae.; 706 S., Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* **278**, S. 1257-1266.
- Bortenschlager, S. (1977). Ursachen und Ausmass postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. In 'Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa' (B. Frenzel, Hrsg.), S. 260-266. Steiner, Wiesbaden.
- Boyle, E. A. & Keigwin, L. D. (1985/86). Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: Changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Nature* **330**, S. 35-40.
- Bradbury, J. P. (1988). A climatic-limnologic model of diatom succession for paleolimnological interpretation of varved sediments at Elk Lake, Minnesota. *Journal of Paleolimnology* **1**, S. 115-131.
- Bradbury, J. P. & Dean, W. E. (1993). Elk Lake, Minnesota: Evidence for rapid climate change in the north-central United States. *Geological Society of America Special Paper* **276**, 336 S. Denver, Co.
- Bradbury, J. P. & Dieterich-Rurup, K. V. (1993). Holocene diatom paleolimnology of Elk Lake, Minnesota. In 'Elk Lake, Minnesota: Evidence for rapid climate change in the north-central United States.' (J. P. Bradbury & W. E. Dean, Hrsg.), *Geological Society of America Special Paper* **276**, S. 215-237. Denver, Co.
- Bradbury, J. P., Cumming, B. & Laird, C. (2002). A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Minnesota III: measures of past primary productivity. *Journal of Paleolimnology* **27**, S. 321-340.
- Bradley, R. S. (1988). The explosive volcanic eruptions in northern hemisphere continental temperature records. *Climate Change* **12**, S. 221-243.
- Brauer, A. (1988). "Versuch einer Erfassung alter Seespiegelstände an ausgesuchten Eifelmaaren und mikrostratigraphische Untersuchungen an Sedimenten des Weinfelder Maares." Diplom-Arbeit; 107 S., Universität Trier.
- Brauer, A. (1994). Weichselzeitliche Seesedimente des Holzmaares. *Dokumenta Naturae* **85**, 210 S.
- Brauer, A. & Negendank, J. F. W. (1993). Paleoenvironmental reconstruction of the late- and postglacial sedimentary record of Lake Weinfelder Maar. In 'Paleolimnology of European Maar Lakes - Lecture Notes in Earth Sciences.' (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 223-235. Springer, Berlin.
- Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M. & Negendank, J. F. W. (1999a). High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* **18**, S. 321-329.
- Brauer, A., Endres, C. & Negendank, J. F. W. (1999b). Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International* **61**, S. 17-25.
- Brauer, A., Endres, C., Negendank, J. F. W. & Zolitschka, B. (2000). Lateglacial and Holocene AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediment record of Lake Meerfelder Maar, Germany. *Radiocarbon* **42/3**, S. 355-368.
- Brauer, A., Litt, T., Negendank, J. F. W. & Zolitschka, B. (2001). Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. *Boreas* **30**, S. 83-88.
- Bremner, J. M. (1965). Inorganic forms of nitrogen. In 'Methods of soil analysis.' (C. A. Black, Hrsg.), S. 1179-1237. American Society of Agronomy, Madison, Wis.
- Briffa, K. R. (2000). Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. *Quaternary Science Reviews* **19**, S. 87-105.
- Brooks, A. S. & Eddington, D. N. (1994). Biogeochemical control of phosphorus cycling and primary production in Lake Michigan. *Limnology and Oceanography* **39**, S. 961-968.
- Brooks, S. J. & Birks, H. J. B. (1999). Chironomid-inferred late-glacial and early-Holocene mean July air temperatures for Kråkenes lake, western Norway. *Journal of Paleolimnology* **23** (1), S. 77-89.

- Brüchmann, C. (1998). 'Diatomeen in frühholozänen Warven des Holzmaares (Eifel) und ihre Bedeutung für paläolimnologische Rekonstruktionen.' Doktorarbeit; 115 S., Universität Potsdam.
- Büchel, G. (1993). Maars of the Westeifel, Germany. In 'Paleolimnology of European Maar Lakes. - Lecture Notes in Earth Sciences.' (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 1-13. Springer, Berlin.
- Büchel, G., Negendank, J. F. W., Wuttke, M. & Viereck, L. (2000). Quartäre und tertiäre Maare der Eifel, Enspel (Westerwald) und Laacher See: Vulkanologie, Sedimentologie und Hydrogeologie. In 'Internationale Maar-Tagung.' (F. O. Neuffer & H. Lutz, Hrsg.), S. 85-112. Landessammlung für Naturkunde Rheinland Pfalz, Daun/Eifel.
- Cameron, N. G., Birks, H. J. B., Jones, V. J., Berge, F., Catalan, J., Flower, R. J., Garcia, J., Kawecka, B., Koinig, A., Marchetto, A., Sánchez-Castillo, P., Schmidt, R., Šiško, M., Solovieva, N., Štefková, E. & Toro, M. (1999). Surface-sediment and epilithic diatom pH calibration sets for remote European mountain lakes (AL:PE Project) and their comparison with the Surface Waters Acidification Programme (SWAP) calibration set. *Journal of Paleolimnology* **22**, S. 291-317.
- Caspers, H. & Karbe, L. (1966). Trophie und Saprobie als stoffwechselfeldynamischer Komplex. Gesichtspunkte für die Definition der Saprobitätsstufen. *Archiv für Hydrobiologie* **61**, S. 453-470.
- Charles, D. F., Binford, M. W., Furlong, E. T., Hites, R. A., Mitchell, M. J., Norton, S. A., Oldfield, F., Paterson, M. G., Smol, J. P., Uutala, A. J., White, J. R. & Whitehead, D. R. (1990). Paleoecological investigation of recent lake acidification in the Adirondack mountains. *Journal of Paleolimnology* **3**, S. 195-241.
- Charles, D. F., Smol, J. P. & Engstrom, D. R. (1994). Paleolimnological approaches to biomonitoring. In 'Biological Monitoring of Freshwater Ecosystems.' (S. Loeb & A. Spacie, Hrsg.), 233-293. Lewis Publishers, Ann Arbor, Michigan.
- Cheddadi, R., Lamb, H. F., Guiot, J. & van der Kaars, S. (1998a). Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate Dynamics* **14**, S. 883-890.
- Cheddadi, R., Yu, G., Guiot, J., Harrison, S. P. & Prentice, I. C. (1998b). The climate of Europe 6000 years ago. *Climate Dynamics* **13**, S. 1-9.
- Cholnoky, B. J. (1968). Die Ökologie der Diatomeen in Binnengewässern. 699 S., J. Cramer, Lehre.
- Christie, C. E., Smol, J. P., Huttunen, P. & Meriläinen, J. (1988). Chrysophyte scales recorded in lake sediments from eastern Finland. *Hydrobiologia* **161**, S. 237-243.
- Ciais, P., Petit, J. R., Jouzel, J., Lorius, C., Barkov, N. I., Lipenkov, V. & Nicolaiv, V. (1992). Evidence for an early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice-core record. *Climate Dynamics* **6**, S. 169-177.
- Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V. & Ganopolski, A. (1999). Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters* **26**, S. 2037-2040.
- Conley, D. J. (1988). Biogenic silica as an estimate of siliceous microfossil abundance in Great Lakes sediments. *Biogeochemistry* **6**, S. 161-179.
- Cordie-Hackenberg, R. (1991). Beobachtungen zur Tracht der Späthallstattzeit im Hunsrück-Nahe-Raum. In 'Studien zur Eiszeit im Hunsrück-Nahe-Raum [Symposium Bielefeld 1987].' (A. Haffner & A. Miron, Hrsg.), S. 85-100.
- Cronberg, G. & Sandgren, C. D. (1986). A proposal for the development of standardized nomenclature and terminology for chrysophycean statospores. In 'Chrysophytes: Aspects and Problems.' (J. Kristiansen & R. A. Andersen, Hrsg.), S. 317-328. Cambridge University Press, Cambridge.
- Crowley, T. J. & Kim, K.-Y. (1996). Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. *Geophysical Research Letter* **23**, S. 359-362.
- Cubasch, U. & Kasang, D. (2000). Anthropogener Klimawandel. 124 S., Klett-Perthes, Stuttgart.
- Cumming, B. F., Smol, J. P. & Birks, H. J. B. (1991). The relationship between sedimentary chrysophyte scales (Chrysophyceae and Synurophyceae) and limnological characteristics in 25 Norwegian lakes. *Nordish Journal of Botany* **11**, S. 231-242.
- Cumming, B. F., Wilson, S. E., Hall, R. I. & Smol, J. P. (1995). Diatoms from British Columbia (Canada) lakes and their relationship to salinity, nutrients and other limnological variables. *Bibliotheca Diatomologica* **31**; 207 S., J. Cramer, Stuttgart.
- Cüppers, H. (1990). Die Römer in Rheinland-Pfalz.; 710 S., Theiss, Stuttgart.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., 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-record. *Nature* **364**, S. 218-220.
- De Geer, G. (1912). A geochronology of the last 12000 years. In 'Compte rendu de la XI Session du Congrès Géologique International, Stockholm 1910.' S. 241-257, Stockholm.
- de Wolf, H. (1982). Method of coding of ecological data from diatoms for computer utilization.; S. 95-98, Geological Survey Netherland, Haarlem.
- Dean, W. E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*. **44** (1), S. 242-248.

- Dean, W., Anderson, R., Bradbury, J. P. & Anderson, D. (2002). A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Minnesota I: Varve thickness and gray-scale density. *Journal of Paleolimnology* **27**, S. 287-299.
- Dehn, W. (1964). Trier und das Trierer Land vor dem Erscheinen der Römer. In "Geschichte des Trierer Landes." (R. Laufner, Hrsg.), S. 39-97.
- Dell' Uomo, A. (1996). Assessment of water quality of an apennine river as a pilot study for diatom-based monitoring of Italian watercourses. In "Use of algae for monitoring rivers II. Proceedings of the 2nd European Workshop." (B. A. Whitton & E. Rott, Hrsg.), S. 65-72, Institut für Botanik, Universität Innsbruck.
- deMenocal, P. B. (2001). Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science* **292**, S. 667-673.
- Denys, L. (1991a). A check-list of the diatoms in the Holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements. I. Introduction, ecological code and complete list. *Service Geologique de Belgique, Professional Paper* **246**, S. 1-41.
- Denys, L. (1991b). A check-list of the diatoms in the Holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements II. Centrales. *Service Geologique de Belgique, Professional Paper* **247**, S. 1-92.
- Deser, C. & Blackmon, M. L. (1993). Surface climate variations over the North Atlantic ocean during winter 1900-1989. *Journal of Climate* **6**, S. 1743-1753.
- Deutscher Planungsatlas (1972). Nordrhein-Westfalen, Lieferung 3, Vegetation. Akademie für Raumordnung und Landesplanung (Hrsg.), Hannover.
- Diehl, H. J. (1995). "Mikrostratigraphische Abgrenzung der Jüngeren Dryas mit Hilfe von drei warvierten Sedimentprofilen aus dem Holzmaar." Diplom-Arbeit; 113 S. Universität Trier.
- DIN-Norm 4049, Teil 2 (1990). Hydrologie, Begriffe der Gewässerbeschaffenheit. Berlin.
- Dixit, S. S., Dixit, A. S. & Evans, R. D. (1988). Scaled chrysophytes (Chrysophyceae) as indicators of pH in Sudbury, Ontario, lakes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **45**, S. 1411-1421.
- Dixit, S. S., Smol, J. P., Kingston, J. C. & Charles, D. F. (1992). Diatoms: Powerful indicators of environmental change. *Environmental Science and Technology*. **26** (1), S. 22-32.
- Dixit, S. S. & Smol, J. P. (1994). Diatoms as indicators in the Environment Monitoring and Assessment Program - Surface Waters (EMAP-SW). *Environmental Monitoring and Assessment* **31**, S. 275-306.
- Dixon, P. M. (1993). The bootstrap and the jackknife: describing the precision of ecological indices. In "Design and analysis of ecological experiments." (S. M. Scheiner & J. Gwevitch, Hrsg.), S. 290-318. Chapman & Hall, New York.
- Dokulil, M. & Skolaut, C. (1986). Succession of phytoplankton in a deep stratifying lake: Mondsee, Austria. *Hydrobiologia* **138**, S. 9-24.
- Dolbolyi, E. (1980). Identification of different phosphorus forms and their role in the eutrophication process of Lake Balaton. In "Hypertrophic Ecosystems." (J. Barica & L. R. Mur, Hrsg.), S. 13 -122. Developments in Hydrobiology. Dr. W. Junk BV Publisher, The Hague.
- Dörfler, W., Evans, A., Nakoinz, O., Usinger, H. & Wolf, A. (1998). Pollenanalytische Untersuchungen in der Vulkaneifel. In "Kelten, Germanen, Römer im Mittelgebirgsraum zwischen Luxemburg und Thüringen; Akten des Internationalen Kolloquiums zum DFG-Schwerpunktprogramm "Romanisierung" in Trier vom 28. bis 30. September 1998." (A. Haffner & S. von Schnurbein, Hrsg.), S. 129-146. Dr. Rudolf Habelt GmbH, Bonn.
- Drohmann, D. & Negendank, J. F. W. (1993). Turbidities in the sediments of lake Meerfelder Maar (Germany) and the explanations of suspension sediments. In "Paleolimnology of European Maar lakes - Lecture Notes in Earth Sciences." (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 195-208. Springer, Berlin.
- Droop, S. J. M., Mann, D. G. & Lokhorst, G. M. (2000). Spatial and temporal stability of demes in *Diploneis smithii*/*D. fusca* (Bacillariophyta) supports a narrow species concept. *Phycologia* **39** (6), S. 527-546.
- Dubois, A. D. & Ferguson, D. K. (1985). The climatic history of pine in the Cairngorms based on radiocarbon dates and stable isotope analysis, with an account of the events leading up to its colonization. *Review of Palaeobotany and Palynology* **46**, S. 55-80.
- Dudel, G. & Kohl, J. G. (1991). The nitrogen budget of a shallow lake, Großer Müggelsee (Berlin). *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie* **77**, S. 43-72.
- Duff, K. E., Laing, T. E., Smol, J. P. & Lean, D. R. (1999). Limnological characteristics of lake located across arctic treeline in northern Russia. *Hydrobiologia* **391**, S. 205-222.
- Dunbar, R. B. (2000). Climate variability during the Holocene: An update. In "The way the wind blows: climate history and human action." (R. J. McIntosh, J. A. Tainter & S. K. McIntosh, Hrsg.), S. 45-88. Columbia University Press, New York.
- Dunbar, R. B. & Cole, J. E. (1993). Coral Records of Ocean-Atmosphere Variability. NOAA Climate and Global Change Program. **Special Report, no. 10**; , University Corporation for Atmospheric Research.
- Efron, B. & Tibshirani, R. J. (1993). Introduction to the bootstrap. 450 S., Chapman & Hall, London.

- Ehleringer, J. R., Cerling, T. E. & Helliker, B. R. (1997). C₄ photosynthesis, atmospheric CO₂, and climate. *Oecologia* **112**, S. 285-299.
- Ehlscheid, T. (1992). Phytoplankton of Lake Meerfelder Maar and Lake Gemündener Maar. In "Limnology of Eifel maar lakes." (B. W. Scharf & S. Björck, Eds.), *Ergebnisse der Limnologie* **38**: S. 115-127. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Engstrom, D. R. & Wright, H. E. J. (1984). Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. In "Lake sediments and environmental history." (E. Y. Haworth & J. W. G. Lund, Hrsg.), S. 11-68. Leicester University Press, Leicester.
- Erdmann, C. & Pfeffer, K.-H. (1997). Eifel. Sammlung Geographischer Führer **16**, 315 S., Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Fiedler, L. (1979). Formen und Techniken neolithischer Steingeräte aus dem Rheinland. *Beitr. Urgesch. Rheinland 3. Rheinische Ausgr. 19 (Köln 1979)*, S. 53-190.
- Flower, R., Juggins, S. & Battarbee, R. W. (1997). Matching diatom assemblages in lake sediment cores and modern surface sediment samples: the implications for lake conservation and restoration with special reference to acidified systems. *Hydrobiologia* **344**, S. 27-40.
- Foster, I. D. & Lees, J. A. (1999). Changes in the physical and geochemical properties of suspended sediment delivered to the headwaters of LOIS river basins over the last 100 yrs: a preliminary analysis of lake and reservoir bottom sediments. *Hydrological Processes* **11**, S. 1067-1086.
- Friebertshäuser, D., Mögling, A. & Bahrig, B. (1992). Investigations using sediment traps in the small meromictic Lake Gemündener Maar (B. W. Scharf & S. Björck, Eds.), *Ergebnisse der Limnologie* **38**: S. 103-113. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Fritz, S. C. (1989). Lake development and limnological response to prehistoric and historic land-use in Diss, Norfolk, U. K. *Journal of Ecology* **77**, S. 182-202.
- Fritz, S. C., Juggins, S., Battarbee, R. W. & Engstrom, D. R. (1991). Reconstruction of past changes in salinity and climate using a diatom-based transfer function. *Nature* **352**, S. 706-708.
- Fritz, S. C., Kingston, J. C. & Engstrom, D. R. (1993). Quantitative trophic reconstruction from sedimentary diatom assemblages: a cautionary tale. *Freshwater Biology* **30**, S. 1-23.
- Fuchs, K., v. Gehlen, K., Mälzer, H., Muraswki, H. & Semmel, A. (Hrsg.) (1983). Plateau uplift. The Rhenish Shield - a case history, 411 S. Springer, Berlin.
- Gamper, M. & Suter, J. (1982). Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. *Geographica Helvetica* **37**, S. 105-115.
- Gollub, S. (1977). Die Stein- und Bronzezeit in der südwestlichen Eifel. In "Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern." (Rheinisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz, Hrsg.), S. 13-37. Philipp von Zabern, Mainz.
- Goslar, T., Kuc, T., Ralska-Jasiewiczowa, M., Rozanski, K., Arnold, M., Bard, E., van Geel, B., Pazdur, M. F., Seroczynska, K., Wicik, B., Wieckowski, K. & Walanus, A. (1993). High-resolution lacustrine record of the Late Glacial/Holocene transition in Central Europe. *Quaternary Science Reviews* **12**, S. 287-294.
- Grimm, E. C. (1987). CONISS: A fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computer & Geosciences* **13**, S. 13-35.
- Guilizzoni, P. A., Marchetto, A., Lami, G., Cameron, P., Appleby, N. L., Schnell, O., Schnell, A., Belis, C. A., Giorgis, A. & Guzzi, L. (1996). The environmental history of a mountain lake (Lago Paione Superiore, Central Alps, Italy) for the last c. 100 years. *Journal of Paleolimnology* **15**, S. 245-264.
- Guilizzoni, P., Lami, A., Marchetto, A., Jones, V., Manca, M. & Bettinetti, R. (2002). Paleoproductivity and environmental changes during the Holocene in central Italy as recorded in two crater lakes (Albano and Nemi). *Quaternary International* **88**, S. 57-68.
- Haas, J. N., Richoz, I., Tinner, W. & Wick, L. (1998). Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene* **8**, **3**, S. 301-309.
- Haffner, A. (1976). Die westliche Hunsrück-Eifel-Kultur. Römisch-Germanische Forschungen **36**; Walter de Gruyter & Co., Berlin.
- Haffner, A. (1977). Die Eisenzeit in der südwestlichen Eifel. In "Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern." (Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz, Hrsg.), S. 38-62. Philipp von Zabern, Mainz.
- Hagen, J. (1931). Erläuterungen zum geschichtlichen Atlas der Rheinprovinz - Römerstrassen der Rheinprovinz. Publikationen der Gesellschaft für Rheinische Geschichtskunde **8**; 536 S., Kurt Schroeder Verlag, Bonn.
- Hajdas, I., Zolitschka, B., Ivy-Ochs, S. D., Beer, J., Bonani, G., Leroy, S. A. G., Negendank, J. F. W., Ramrath, M. & Suter, M. (1995). AMS radiocarbon dating of annually laminated sediments from Lake Holzmaar, Germany. *Quaternary Science Reviews* **14**, S. 137-143.
- Håkansson, H. (2002). A compilation and evaluation of species in the genera *Stephanodiscus*, *Cyclostephanos* and *Cyclotella* with a new genus in the family Stephanodiscaceae. *Diatom Research* **17** (1), S. 1-139.
- Håkansson, H. & Carter, J. (1990). An interpretation of HUSTEDT's terms "Schattenlinie", "Perlenreihe" and "Höcker" using specimens of the *Cyclotella radiosa*-complex, *C. distinguenda* HUST., and *C. cyclopuncta* nov. sp. *Journal of the Iowa Academy of Science*. **97** (4), S. 153-156.

- Håkanson, L. (1981). A manual of lake morphometry.; 78 S., Springer, Berlin.
- Hall, R., I. & Smol, J. P. (1992). A weighted-averaging regression and calibration model for inferring total phosphorus concentration from diatoms in British Columbia (Canada) lakes. *Freshwater Biology* **27**, S. 417-434.
- Hall, R., I. & Smol, J. P. (1996). Paleolimnological assessment of long-term water-quality changes in south-central Ontario lakes affected by cottage development and acidification. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **53**, S. 1-17.
- Hansen, R., Irion, G. & Negendank, J. F. W. (1980). Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an Sedimentkernen aus dem Meerfelder Maar. *Senckenbergiana maritima* **12**, S. 269-280.
- Hansen, R., Irion, G. & Negendank, J. F. W. (1984). Untersuchungen zum Chemismus der Sedimente und Porenwässer der Meerfelder Maar-Bohrung (B4). *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **65**, S. 35-40.
- Hass, C., H. (1996). Northern Europe climate variations during late Holocene: evidence from marine Skagerrak. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **123**, S. 121-145.
- Hastenrath, S. (1991). Climate dynamics of the tropics. 488 S., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Haverkamp, B. (1984). Paläomagnetische Messungen an den Sedimentkernen der Bohrung B4 im Meerfelder Maar. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **65**, S. 21-28.
- Haverkamp, B. (1991). 'Paläomagnetische Untersuchungen an spätquartären Maarseesedimenten zur Paläosäkularrvariation im Gebiet der Westeifel während der letzten 20-25.000 Jahre.' Doktorarbeit; 235 S., Universität Münster.
- Hegewald, E. & Hindáková, A. (1997). Variabilität von einer natürlichen Population und Klonen des *Cyclotella ocellata*-Komplexes (Bacillariophyceae) aus dem Gallbergweiher, Nordwestdeutschland. *Algological Studies* **86**, S. 17-37.
- Heinz, T. (1991). 'Paläolimnologische und spektralanalytische Untersuchungen an jahreszeitlich geschichteten Sedimenten des Schalkenmehrener Maars/West.' Diplom-Arbeit; 107 S., Universität Trier.
- Heinz, T., Rein, B. & Negendank, J. F. W. (1993). Sediments and basin analysis of Lake Schalkenmehrener Maar. In 'Paleolimnology of European Maar Lakes - Lecture Notes in Earth Sciences.' (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 149-161. Springer, Berlin.
- Hickman, M. & Klarer, D. M. (1981). Paleolimnology of Lake Isle, Alberta, Canada (including sediment chemistry, pigments and diatom stratigraphy). *Archiv für Hydrobiologie* **91** (4), S. 490-508.
- Hickman, M. & Reasoner, A. M. (1998). Late Quaternary diatom response to vegetation and climate change in a subalpine lake in Banff National Park, Alberta. *Journal of Paleolimnology* **20**, S. 253-265.
- Hill, M. (1973). Diversity and evenness: a unifying notation and its consequences. *Ecology* **54**, S. 427-432.
- Hofmann, G. (1994). Aufwuchs-Diatomeen in Seen und ihre Eignung als Indikatoren der Trophie. *Bibliotheca Diatomologica* **30**, 241S.
- Hofmann, W. (1990). Weichselian chironomid and cladoceran assemblages from maar lakes. *Hydrobiologia* **214**, S. 207-211.
- Hofmann, W. (1993a). Late-Glacial/Holocene changes of the climatic and trophic conditions in three Eifel Maar Lakes, as indicated by faunal remains, I. cladocera. In 'Paleolimnology of European Maar Lakes - Lecture Notes in Earth Sciences.' (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 393-420. Springer, Berlin.
- Hofmann, W. (1993b). Late-Glacial/Holocene changes of the climatic and trophic conditions in three Eifel Maar lakes, as indicated by faunal remains, II. Chironomidae (Diptera). In 'Paleolimnology of European Maar Lakes - Lecture Notes in Earth Sciences.' (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 421-433. Springer, Berlin.
- Hormes, A., Müller, B. U. & Schlüchter, C. (2001). The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Swiss Alps. *The Holocene* **11**, **3**, S. 255-265.
- Hoyt, D. V. & Schatten, K. H. (1997). The role of the sun in climate change.; 279 S., Oxford University Press, New York, Oxford.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* **269**, S. 676-679.
- Hustedt, F. (1927-1930). Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete. In 'Dr. Rabenhorsts Kryptogamenflora von Deutschland, Österreich und der Schweiz.' (L. Rabenhorst, Hrsg.), 920 S. Kummer, Leipzig.
- Hustedt, F. (1954). Die Diatomeenflora der Eifelmaare. *Archiv für Hydrobiologie* **48**(4), S. 451-496.
- Huttunen, P. & Turkia, J. (1994). Diatoms as indicators of Alkalinity and TOC in lakes: estimation of optima and tolerances by weighted averaging. In 'Proceedings of the 11th International Diatom Symposium 1990, Memoirs of the California Academy of Science.' (J. P. Kociolek, Hrsg.), S. 649-658.
- Interlandi, S. J. & Kilham, S. S. (1998). Assessing the effects of nitrogen deposition on mountain waters: a study of phytoplankton community dynamics. *Water Science & Technology* **38**, S. 139-146.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), (1990). Climate change: The IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, Cambridge.

- Irion, G. & Negendank, J. F. W. (1984). Das Meerfelder Maar. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **65**, S. 1-101.
- Itkonen, A., Marttila, V., Meriläinen, J. J. & Salonen, V.-P. (1999). 8000-year history of palaeoproductivity in a large boreal lake. *Journal of Paleolimnology* **21**, S. 271-294.
- Jacobson, G. L. & Grimm, E. C. (1986). A numerical analysis of Holocene forest and prairie vegetation in central Minnesota. *Ecology* **67**, S. 958-66.
- Jellison, R., Anderson, R. F., Melack, J. & Heil, D. (1996). Organic matter accumulation in sediments of hypersaline Mono Lake during a period of changing salinity. *Limnology and Oceanography* **41**, S. 1539-1544.
- Jørgensen, E. G. (1957). Diatom productivity and silicon assimilation. *Dansk Botanisk Arkiv* **18**.
- Juse, A. (1966). Diatomeen in Seesedimenten. *Arch. Hydrobiol. Verh. Ergebn. Limnol.* **4**, S. 1-32.
- Kaufmann, K. L. (1927). Aus der Geschichte und Kultur der Eifel.; 136 S., Hoursch & Bechstedt, Köln.
- Kaushal, S. & Binford, W. M. (1999). Relationship between C : N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation of Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology* **22**, S. 439-442.
- Keenea, D. R., Konrad, J. G. & Chesters, G. (1970). Nitrogen distribution in some Wisconsin Lake sediments. *Journal of Water Pollution Control Federation* **42**, S. 410-417.
- Kelts, K. (1997). Aquatic response signatures in lake core sequences as global evidence of rapid moisture balance shifts around 4000 years ago. *Terra Nova* **9**, S. 626.
- Kelts, K. & Hsü, K. J. (1978). Freshwater carbonate sedimentation. In 'Lakes: geology, chemistry, physics.' (A. Lerman, Hrsg.), S. 295-323. Springer Verlag, New York.
- Kilham, P., Kilham, S. S. & Hecky, R. E. (1986). Hypothesized resource relationships among African planktonic diatoms. *Limnology and Oceanography* **31** (6), S. 1169-1181.
- Kilham, S. S. (1984). Silicon and phosphorus growth kinetics and competitive interactions between *Stephanodiscus minutus* and *Synedra* sp. *Int. Ver. Theor. Angew. Limnol. Verh.* **22**, S. 435-439.
- Kilham, S. S. (1986). Dynamics of Lake Michigan natural phytoplankton communities in continuous cultures along a Si:P loading gradient. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **43**, S. 351-360.
- Kilham, S. S. & Kilham, P. (1978). Natural community bioassays: predictions of results based on nutrient physiology and competition. *Verh. int. Ver. Limnol.* **20**, S. 68-74.
- Kilham, S. S., Theriot, C. & Fritz, S. C. (1996). Linking planktonic diatoms and climate change in the large lakes of the Yellowstone ecosystem using resource theory. *Limnology and Oceanography* **41**(5), S. 1052-1062.
- Kilian, M. R., van der Plicht, J. & van Geel, B. (1995). Dating raised bogs: new aspects of AMS ¹⁴C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change. *Quaternary Science Reviews* **14**, S. 959-966.
- Klee, R. & Schmidt, R. (1987). Eutrophication of Mondsee (upper Austria as indicated by the diatom stratigraphy of a sediment core). *Diatom Research* **2** (1), S. 55-76.
- Kling, H. & Håkansson, H. (1988). A light and electron microscope study of *Cyclotella* species (Bacillariophyceae) from central and northern Canadian lakes. *Diatom Research* **3** (1), S. 55-82.
- Kolbe, R. W. (1927). Zur Ökologie, Morphologie und Systematik der Brackwasserdiatomeen. Die Kieselalgen des Sperenbeger Salzgebietes. *Pflanzenforschung* **7**, S. 1-146.
- Koob, D. D. (1966). Parasitism of *Asterionella formosa* Hass. by a chytrid in two lakes of the Rawah Wilderness Area of Colorado. *Journal of Phycology* **2**, S. 41-45.
- Korhola, A., Weckström, J., Holmström, L. & Erästö, P. (2000). A quantitative Holocene climatic record from diatoms in Northern Fennoscandia. *Quaternary Research* **54**, S. 284-294.
- Korhola, A., Vasko, K., Toivonen, H. T. T. & Olander, H. (2002). Holocene temperature changes in northern Fennoscandia reconstructed from chironomids using Bayesian modelling. *Quaternary Science Reviews* **2002**, S. 1841-1860.
- Krammer, K. (1992). Pinnularia. Eine Monographie der europäischen Taxa. *Bibliotheca Diatomologica.* **26**; 278 S., Verlag J. Cramer (Gebrüder Borntraeger), Berlin, Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1986). Bacillariophyceae, 1. Teil: Naviculaceae. In "Süßwasserflora von Mitteleuropa." (H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig & D. Mollenhauer, Hrsg.), 876 S. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1988). Bacillariophyceae, 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. In "Süßwasserflora von Mitteleuropa." (H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig & D. Mollenhauer, Hrsg.), 596 S. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1991). Bacillariophyceae 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In "Süßwasserflora von Mitteleuropa." (H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig & D. Mollenhauer, Hrsg.), 576 S. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1996). Bacillariophyceae, 4. Teil: Achnanthaceae. In "Süßwasserflora von Mitteleuropa." (H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig & D. Mollenhauer, Hrsg.), 437 S. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

- Kristensen, P., Jensen, J. P., Jeppesen, E. & Erlandsen, M. (1991). Ferske vandområder-søer. Vandmiljøplanens Overvågningsprogram 1990. *DMU Faglig rapport* **38**, S. 104.
- Kristiansen, J. (1990). Phylum Chrysophyta. In "Handbook of Protoctista." (L. Margulis, Hrsg.), S. 438-453. Jones and Bartlett, Boston.
- Kutzbach, J. & Liu, Z. (1997). Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene. *Science* **278**, S. 440-443.
- Lamb, H. H. (1995). *Climate, history and the modern world.*; 433 S., Routledge, New York.
- Lampert, W. & Sommer, U. (1997). *Limnoecology.*; 382 S., Oxford University Press, Oxford.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser [Lawa] (1998). Vorläufige Richtlinie für eine Erstbewertung von natürlich entstandenen Seen nach trophischen Kriterien. 74 S., Kulturbuchverlag Berlin, Schwerin.
- Lange-Bertalot, H. (1978). Diatomeen-Differentialarten anstelle von Leitformen: ein geeigneteres Kriterium der Gewässerbelastung. *Archiv Hydrobiologie Suppl.* **51**: S. 393-427.
- Lange-Bertalot, H. (1993). 85 neue Taxa und über 100 weitere neu definierte Taxa ergänzend zur Süßwasserflora von Mitteleuropa. *Bibliotheca Diatomologica* **27**; 456 S., J. Cramer (Gebr. Borntraeger), Berlin, Stuttgart.
- Lange-Bertalot, H. (1999). Diatomeen aus Sibirien. *Iconographia Diatomologica* **6**; 295 S., Koeltz, Königstein.
- Lange-Bertalot, H. & Krammer, K. (1989). Achnanthes - eine Monographie der Gattung. *Bibliotheca Diatomologica* **18**; 393 S., J. Cramer, Berlin, Stuttgart.
- Lange-Bertalot, H. & Steindorf, A. (1996). Rote Liste der limnischen Kieselalgen (*Bacillariophyceae*) Deutschlands. *Schriftenreihe für Vegetationskunde* **28**, S. 633-677.
- Latif, M. (1998). Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models. *Journal of Climate* **11**, S. 602-624.
- Legendre, P. & Legendre, L. (1998). *Numerical Ecology.*; 853 S., Elsevier, Amsterdam.
- Lehmann, J. T. (1991). Interacting growth and loss rates: The balance of top-down and bottom-up controls in plankton communities. *Limnology and Oceanography* **36**, S. 1546-1554.
- Lippolt, H. J. (1983). Distribution of volcanic activity in space and time. In "Plateau uplift - The Rhenish Shield - a case study." (K. Fuchs, K. v. Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski & A. Semmel, Hrsg.), S. 112-120. Springer, Berlin.
- Litt, T., Früchtl, M., Kubitz, B. & Stebich, M. (1997). Excursion B: The crater lake of the Laacher volcano and the maar lakes of the West Eifel volcanic field - Paleobotanical investigations. *Terra Nostra* **97/8**, B25-B29.
- Litt, T. & Kubitz, B. (2000). Anthropogenic indicators in pollen diagrams based on varved sediments from lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. *Terra Nostra* **2000/7**, S. 50-54.
- Löhr, H. (1986a). Eine Übersichtskarte zum älteren Neolithikum im Moselgebiet. *Arch. Korrbibl.* **16**, S. 267-278.
- Löhr, H. (1986b). Jungsteinzeitliche Michelsberger Keramik im Trierer Land. Funde und Ausgrabungen Bezirk Trier **18. Kurtrierisches Jahrbuch** **26**, S. 12-19.
- Lorenz, V. & Zimanowski, B. (2000). Vulkanologie der Maare der Westeifel. In "Exkursionsführer der Internationalen Maar-Tagung." (F. O. Neuffer & H. Lutz, Hrsg.), S. 5-30. Landessammlung für Naturkunde, Rheinland Pfalz, Daun/Vulkaneifel.
- Lotter, A. F. (2001). The palaeolimnology of Soppensee (Central Switzerland), as evidenced by diatom, pollen, and fossil-pigment analyses. *Journal of Palaeolimnology* **25** (1), S. 65-79.
- Lotter, A. F., Ammann, B. & Sturm, M. (1992). Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. *Climate Dynamics* **6**, S. 233-239.
- Lotter, A. F., Birks, H. J. B. & Zolitschka, B. (1995). Late-glacial pollen and diatom changes in response to two different environmental perturbations: volcanic eruption and Younger Dryas cooling. *Journal of Paleolimnology* **14**, S. 23-47.
- Lotter, A. F. & Birks, H. J. B. (1997). The separation of the influence of nutrients and climate on the varve time-series of Baldeggersee, Switzerland. *Aquatic Sciences* **59**, S. 362-375.
- Lotter, A. F., Birks, B. J. H., Hofmann, W. & Marchetto, A. (1998). Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstructions of past environmental conditions in the Alps. II. Nutrients. *Journal of Paleolimnology* **19**, S. 443-463.
- Lotter, A. F., Walker, I. R., Brooks, S. J. & Hofmann, W. (1999). An intercontinental comparison of chironomid palaeotemperature inference models: Europe vs North America. *Quaternary Science Reviews* **18**, S. 717-735.
- Lottemoser, B. G., Oberhänsli, R., Zolitschka, B., Negendank, J. F. W., Schütz, U. & Boenecke, J. (1993). Environmental geology and geochemistry of lake sediments (Holzmaar, Eifel, Germany). In "Paleolimnology of European Maar Lakes." (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 305-316. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Lowe, R. L. (1974). Environmental requirements and pollution tolerances of freshwater diatoms, 333 S. National Environmental Research Center, Cincinnati.

- Lücke, A. (1997). "Die Sauerstoffisotope der biogenen Silikate des Holzmaares als mögliches Klimaarchiv - Eine limnologisch-hydrochemische, sedimentologische und isotopengeochemische Prozeßstudie." Doktorarbeit; 89 S., Universität Potsdam.
- Mackereth, F. J. (1953). Phosphorous utilization by *Asterionella formosa* Hass. *Journal of Experimental Botany* **4**, S. 296-313.
- Mackereth, F. J. H. (1966). Some chemical observations on post-glacial lake sediments. *Philosophical transactions of the Royal Society of London* **B 250**, S. 165-213.
- Magny, M. (1993a). Holocene fluctuations of lake levels in the French Jura and Subalpine ranges, and their implications for the past general circulation pattern. *The Holocene* **3**, S. 306-313.
- Magny, M. (1993b). Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric ¹⁴C record. *Quaternary Research* **40**, S. 1-9.
- Magny, M. (1995). Successive oceanic and solar forcing indicated by Younger Dryas and Early Holocene climatic oscillations in the Jura. *Quaternary Research* **43**, S. 279-285.
- Magny, M., Mouthon, H. & Ruffaldi, P. (1995). Late Holocene level fluctuations of the Lake Ilay in Jura, France: sediment and mollusc evidence and climatic implications. *Journal of Paleolimnology* **13**, S. 219-229.
- Magri, D. (1997). Middle and Late Holocene vegetation and climate changes in peninsular Italy. In "Third Millennium BC climate change and old world collapse." (D. Nüzhet, G. Kukla & H. Weiss, Hrsg.), S. 517-530. Springer, Heidelberg.
- Manabe, S. & Stouffer, R. J. (1988). Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate* **1**, S. 841-866.
- Manly, B. (1997). Randomization and Monte Carlo methods in biology.; 397 S., Chapman & Hall, London.
- Mass, C. F. & Portman, D. A. (1989). Major volcanic eruptions and climate: a critical evaluation. *Journal of Climate* **2**, S. 566-593.
- McKnight, D. M., Smith, R. L., Bradbury, J. P., Baron, J. S. & Spaulding, S. (1990). Phytoplankton dynamics in three Rocky Mountain lakes, Colorado, U. S. A. *Arctic Antarctic and Alpine Research* **22**, S. 264-274.
- Melzer, A. (1992). Submersed macrophytes. In "Limnology of Eifel maar lakes." (B. W. Scharf & S. Björk, Hrsg.), Ergebnisse der Limnologie 38: S. 223-237; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Merkt, J. (1971). Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen. *Archiv Hydrobiologie* **69 (2)**, S. 145-154.
- Meyer, B. & Håkansson, H. (1996). Morphological variation of *Cyclotella polymorphy* sp. nov. (Bacillariophyceae). *Phycologia* **35 (1)**, S. 64-69.
- Meyer, M. (1994). Geologie der Eifel.; 618 S., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Meyers, P. A. & Lallier-Verges, E. (1994). Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* **21**, S. 345-372.
- Meyers, P. A. & Takemura, K. (1997). Quaternary changes in delivery and accumulation of organic matter to sediments of Lake Biwa. *Journal of Paleolimnology* **18**, S. 211-218.
- Mikolajewz, Z. & Maier-Reimer, E. (1990). Internal secular variability in an OGCM. *Climate Dynamics* **4**, S. 145-156.
- Möller, W. (1985). "Der Chlorophyll-Gehalt im Sediment verschiedener Eifelmaare." Diplom-Arbeit, FH Bad Kreuznach.
- Möller, W. & Scharf, B. (1986). The content of chlorophyll in the sediment of the volcanic maar lakes in der Eifel region (Germany) as an indicator for eutrophication. *Hydrobiologia* **143**, S. 327-329.
- Mortlock, R. A. & Froelich, P. N. (1989). A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research* **36**, S. 1415-1426.
- Müller-Westermeier, G., Kreis, A. & Dittmann, E. (1999). Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 1. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Murakami, E. (Hrsg) (1992). Asian monsoon: a collection of papers presented in a special edition of the Journal of the Meteorological Society of Japan. In "Journal of the Meteorological Society of Japan: Special Edition." 541 S. Journal of the Meteorological Society of Japan, Tokyo.
- Nakoinz, O. (1998). "Siedlungsarchäologische Untersuchungen im Umfeld des Holzmaares in der Eifel." Schriftliche Hausarbeit zur Erlangung des Grades eines Diplom-Prähistorikers; 104 S., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Negendank, J. F. W. (1977). Der geologische Werdegang der Eifel. In "Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern - Südwestliche Eifel." (R.-G. Z. Mainz, Hrsg.), S. 6-12. Philipp von Zabern, Mainz.
- Negendank, J. F. W. (1983). Trier und Umgebung. Sammlung geologischer Führer. **60**; 195 S., Gebr. Borntraeger, Berlin.
- Negendank, J. F. W. (1984). Die Untersuchung der Schwerminerale der Seesedimente des Meerfelder Maares und des "Laacher Bims-Tuffes" in den Sedimenten des Meerfelder Maares, des Hinkelsmaares und der Hitsche. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **65**, S. 41-47.
- Negendank, J. F. W. (1989). Pleistozäne und Holozäne Maarsedimente der Eifel. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*. **140**, S. 13-24.

- Negendank, J. F. W. (1999). Natürliche Klimavariabilität und ihre Ursachen. *Terra Nostra* **99/5**, S. 7-9.
- Negendank, J. F. W., Irion, G. & Linden, J. (1982). Ein eozänes Maar bei Eckfeld nordöstlich Manderscheid (SW-Eifel). *Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen* **11**, S. 157-172.
- Negendank, J. F. W., Büchel, G., Hansen, R. B., Hofmann, W., Irion, G., Haverkamp, B., Lorenz, V., Scharf, B., Sonne, V., Usinger, H. & Weiler, H. (1985). The Meerfeld Maar deposits. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **21**, S. 67-70.
- Negendank, J. F. W., Brauer, A. & Zolitschka, B. (1990). Die Eifelmaare als erdgeschichtliche Fallen und Quellen zur Rekonstruktion des Paläoenvironments. *Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen* **19**, S. 235-262.
- Negendank, J. F. W. & Zolitschka, B. (1993). Maars and maar lakes of the Westeifel Volcanic Field. In 'Paleolimnology of European Maar Lakes.' (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 61-80. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin.
- Niessen, F. & Sturm, M. (1987). Die Sedimente des Baldeggersees (Schweiz) - Ablagerungsraum und Eutrophierungsentwicklung während der letzten 100 Jahre. *Archiv Hydrobiologie*. **108** (3), S. 365-383.
- Nortmann, H. (1994). Die Westflanke des Rheinischen Gebirges bis zum Einsetzen der "Fürstengräber". *Ber. RGK* **74**, S. 199-258.
- Nygaard, G. (1949). Hydrobiological studies in some ponds and lakes. II. The quotient hypothesis and some new or little known phytoplankton organisms. *D. knog. Danske Vidensk. Selsk.* **7**, S. 1-293.
- Nygaard, G. (1956). Ancient and recent flora of diatoms and Chrysophyceae in Lake Gribssø. Studies on the humic acid lake Gribssø. *Folia Limnol. Scand.* **8**, S. 50-62.
- O' Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Meese, D. A., Twickler, M. S. & Whillow, S. I. (1995). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* **270**, S. 1962-1964.
- OECD. (1982). Eutrophication of waters. Monitoring, assessment and control. Organisation for Economic Cooperation and Development, OECD, Paris.
- Oehms, M. (1995). Zur Limnologie des Holzmaars. In 'Scientific Technical Report 95/16: Das Holzmaar und seine Sedimente.', S. 8. GeoForschungsZentrum Potsdam, Manderscheid/Vulkaneifel.
- Ohle, W. (1965). Nährstoffanreicherung der Gewässer durch Düngemittel und Meliorationen. *Münchner Beitr. Abwass. Fisch. Flussbiol.* **12**, S. 54-83.
- O' Sullivan, P. E. (1983) Annually laminated lake sediments and the study of quaternary environmental changes - a review. *Quaternary Science Reviews* **1**, S. 245-313.
- Overpeck, J., Hughen, K., Hardy, D., Bradley, R., Case, R., Douglas, M., Finney, B., Gajewski, K., Jacoby, G., Jennings, A., Lamoureux, S., Lasca, A., MacDonald, G., Moore, J., Retelle, M., Smith, S., Wolfe, A. & Zielinski, G. (1997). Arctic environmental change of the last four centuries. *Science* **278**, S. 1251-1256.
- Paterson, A., Cumming, B. F., Dixit, S. S. & Smol, J. P. (2002). The importance of model choice on pH inferences from scaled chrysophyte assemblages in North America. *Journal of Paleolimnology* **27**, S. 379-391.
- Patzelt, G. (1977). Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. In 'Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen.' (B. Frenzel, Hrsg.), S. 248-259. Steiner, Wiesbaden.
- Patzelt, G. & Bortenschlager, S. (1973). Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge* **16, Supplement**, S. 25-72.
- Pätzold, J. T. & Wefer, G. (1992). Bermuda coral reef record of the last thousand years. *Fourth International Conference on Paleoceanography*. Kiel, S. 224-225.
- Pätzold, J. T., Bickert, B., Flemming, H., Grobe, H. & Wefer, G. (1999). Holozänes Klima des Nordatlantiks rekonstruiert aus massiven Korallen von Bermuda. *Natur und Museum* **Band 124, Heft 6**, S. 165-177.
- Peterson, L. C., Overpeck, J. T., Kipp, N. G. & Imbrie, J. (1991). A high-resolution late Quaternary upwelling record from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela. *Paleoceanography* **6**, S: 99-119.
- Philander, S. G. (1989). El Niño, La Niña, and the southern oscillation.; 293 S., Academic Press, New York.
- Poth, D. & Negendank, J. F. W. (1993). Paleoclimate reconstructions at the Pleistocene/Holocene transition - a varve dated microstratigraphic record from Lake Meerfelder Maar (Westeifel, Germany). In 'Paleolimnology of European Maar Lakes.' (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 209-222. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Prentice, I. C. (1980). Multidimensional scaling as a research tool in Quaternary palynology: a review of theory and methods. *Review of Palaeobotany and Palynology* **31**, S. 71-104.
- Qiu, L., Williams, D. F., Gvozdkov, A., Karabanov, E. & Shimaraeva, M. (1993). Biogenic silica accumulation and paleo-productivity in the northern basin of Lake Baikal during the Holocene. *Geology* **21**, S. 25-28.
- Rahmstorf, S. & Ganopolski, A. (1998). Simple theoretical model may explain apparent climate instability. *Journal of Climate* **12**, S. 1349-1352.
- Ramrath, M. (1994). 'Untersuchungen an organischen Warven hinsichtlich des klimatischen und antropogenen Einflusses auf das Sedimentationsgeschehen des Holzmaares (Westeifel) im Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum.' Diplomarbeit; 85 + 57 S., Trier.

- Ramrath, A., Laura, S. & Negendank, J. F. W. (2000). Sediments from Lago di Mezzano, central Italy: a record of Lateglacial/Holocene climatic variations and anthropogenic impact. *The Holocene* **10** (1), S. 87-95.
- Raubitschek, S., Lücke, A. & Schleser, G. H. (1999). Sedimentation patterns of diatoms in Lake Holzmaar, Germany - on the transfer of climate signals to biogenic silica oxygen proxies. *Journal of Paleolimnology* **21**, S. 437-448.
- Reid, G. C. (1991). Solar irradiance variations and the global sea surface temperature record. *Journal of Geophysics* **96**, S. 2835-2844.
- Reimann, J. (1998). 'Experimentelle Studien am Diatomeenaufwuchs - Autökologische und mikrobiologische Aspekte der Trophieindikation.' Doktorarbeit; 207 S., Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Rein, B. (1991). 'Versuch einer Rekonstruktion des Paläoenvironments anhand hochzeitauflösender geochemischer und sedimentologischer Untersuchungen an spät- und postglazialen Sedimenten des Schalkenmehrener Maarsees (Westefel/Bundesrepublik Deutschland).' Diplom-Arbeit; 109 S., Universität Trier.
- Rein, B. (1996). 'Die Warvenchronologie des Holzmaares - Vergleichende Untersuchungen an drei Sedimentprofilen.' Doktorarbeit; 128 S., Universität Potsdam.
- Rein, B. & Negendank, J. F. W. (1993). Organic carbon contents of sediments from Lake Schalkenmehrener Maar: a paleoclimate indicator. In 'Paleolimnology of European Maar Lakes.' (J. F. W. Negendank & B. Zolitschka, Hrsg.), S. 163-171. Springer, Berlin.
- Renberg, I. (1990). A procedure for preparing large sets of diatom slides from sediment cores. *Journal of Paleolimnology* **4**, S. 87-90.
- Renberg, I. & Hellberg, T. (1982). The pH history of lakes in Southwestern Sweden, as calculated from the subfossil diatom flora of the sediments. *Ambio* **11**(1), S. 30-33.
- Renn, H. (1987). Geschichte der Eifel, 3. Auflage.; 155 S., Mainz-Verlag, Aachen.
- Reynolds, C. S. (1984). The Ecology of Freshwater Phytoplankton.; Cambridge University Press, Cambridge.
- Reynolds, G. S. (1986). Diatoms and the geochemical cycling of silicon. In 'Biomineralization in the lower plants and animals.' (B. S. C. Leadbeater & R. Riding, Hrsg.), S. 269-289. Oxford University Press, Oxford.
- Rioual, P. (2000). 'Diatom assemblages and water chemistry of lakes in the French Massif Central: a methodology for reconstruction of past limnological and climate fluctuations during the Eemian period.' Doktorarbeit, University College London.
- Ritchie, J. C., Eyles, C. H. & Haynes, C. V. (1995). Sediment and pollen evidence for an early to mid-Holocene humid period in the eastern Sahara. *Nature* **314**, S. 352-355.
- Robock, A. & Mao, J. P. (1995). The volcanic signal in surface temperature observations. *Journal of Climate* **8**, S. 1086-1103.
- Roijackers, R. M. M. & Kessels, H. (1986). Ecological characteristics of scale-bearing Chrysophyceae from the Netherlands. *Nordic Journal of Botany* **6**, S. 373-385.
- Rosén, P., Hall, R. I., Korsman, T. & Renberg, I. (2000). Diatom transfer functions for quantifying past air temperature, pH and total organic carbon concentration from lakes in northern Sweden. *Journal of Paleolimnology* **24**, S. 109-123.
- Röthlisberger, F. (1986). 10,000 Jahre Gletschergeschichte der Erde.; 416 S., Aarau, Frankfurt/M., Salzburg.
- Round, F. E., Crawford, R. M. & Mann, D. G. (1990). The diatoms: biology & morphology of the genera; 747 S., Cambridge University Press, Cambridge.
- Rybak, I. & Rybak, M. (1985). Development of Lake Kortowskie in relation to the climatic changes in three Holocene periods. *Hydrobiologia* **124**, S. 151-166.
- Ryves, D. B., Jones, V. J., Guilizzoni, P., Lami, A., Marchetto, A., Battarbee, R. W., Bettinetti, R. & Devoy, E. C. (1996). Late Pleistocene and Holocene environmental changes at Lake Albano and Lake Nemi (central Italy) as indicated by algal remains. In 'Palaeoenvironmental Analysis of Crater Lake and Adreatic Sediments (P. Guilizzoni & F. Oldfield, Hrsg.). *Memorie de'll Istituto Italiano di Idrobiologia*, **55**, S. 119-148.
- Sachs, L. (1993). Statistische Methoden: Planung und Auswertung. **7. Auflage**; 312 S., Springer, Berlin.
- Sandgren, C. D. & Carney, H. J. (1983). A flora of fossil Chrysophycean cysts from the recent sediments of Frairs Lake, Michigan, U. S. A. *Nova Hedwigia* **38**, S. 129-163.
- Sand-Jensen, K. & Borum, J. (1991). Interactions among phytoplankton, periphyton, and macrophytes in temperate freshwaters and estuaries. *Aquatic Botany* **41**, S. 137-175.
- Sanford, R. L., Saldarriaga, J., Clark, K. E., Uhl, C. & Herrera, R. (1985). Amazon rain-forest fires. *Science* **227**, S. 53-55.
- Scharf, B. W. (1984). Lebende und fossile Muschelkrebse (Crustacea, Ostracoda) im Meerfelder Maar. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **65**, S. 81-86.
- Scharf, B. W. & Ehlscheid, T. (1992). Summary of paleolimnological investigations with special reference to Late Quaternary trophic variations. In 'Limnology of Eifel maar lakes.' (B. W. Scharf & S. Björk, Hrsg.), Ergebnisse der Limnologie 38: S. 33-41; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

- Scharf, B. W. & Oehms, M. (1992). Physical and chemical characteristics. In 'Limnology of Eifel maar lakes - Lecture Notes in Earth Sciences.' (B. W. Scharf & S. Björk, Hrsg.), *Ergebnisse der Limnologie* 38: S. 68-83; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Scharf, B. W. & Menn, U. (1992). Hydrology and morphometry. 'Limnology of Eifel maar lakes - Lecture Notes in Earth Sciences.' (B. W. Scharf & S. Björk, Hrsg.), *Ergebnisse der Limnologie* 38: S. 43-62; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Scheffler, W. (1994). *Cyclotella pseudocomensis* nov. sp. (Bacillariophyceae) aus norddeutschen Seen. *Diatom Research* 9 (2), S. 355-369.
- Schernewski, G. (1999). Der Stoffhaushalt von Seen: Bedeutung zeitlicher Variabilität und räumlicher Heterogenität von Prozessen sowie des Betrachtungsmaßstabs - Eine Analyse am Beispiel eines eutrophen geschichteten Sees im Einzugsgebiet der Ostsee (Belauer See, Schleswig-Holstein). *Meereswissenschaftliche Berichte* 36, 275 S.
- Schettler, G., Rein, B. & Negendank, J. F. W. (1999). Geochemical evidence for Holocene palaeodischarge variations in lacustrine records from the Westeifel Volcanic Field, Germany: Schalkenmehrener Maar and Meerfelder Maar. *The Holocene* 9,4, S. 381-400.
- Schiefele, S. & Kohmann, F. (1993). Bioindikation der Trophie in Fließgewässern. *Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft Forschungsbericht Nr. 10201504*.
- Schindler, D. W., Armstrong, A. J., Holmgren, S. K. & Brunskill, G. J. (1971). Eutrophication of Lake 227, Experimental Lakes Area, Northwestern Ontario, by addition of phosphate and nitrate. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada* 28, S. 1763-1782.
- Schlüter, A.-D. (1999). "Vergleichende Analyse paläoklimatischer Proxydaten für das Holozän." Diplom -Arbeit; 87 S., Freie Universität Berlin.
- Schmidgen-Hager, E. (1993). Bandkeramik im Moseltal. *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie: Aus dem Seminar für Vor- und Frühgeschichte der Universität Frankfurt/M* 18, 63.
- Schmidt, R., Müller, J., Drescher-Schneider, R., Krisai, R., Szeroczyńska, R. & Baric, A. (2000). Changes in lake level and trophy at Lake Vrana, a large karstic lake on the Island of Cres (Croatia), with respect to palaeoclimate and anthropogenic impacts during the last approx. 16,000 years. *Journal of Limnology* 59 (2), S. 113-130.
- Schmidt, R., Psenner, R., Müller, J., Indinger, P. & Kamenik, C. (2002). Impact of late glacial climate variations on stratification and trophic state of the meromictic lake Längsee (Austria): validation of a conceptual model by multi proxy studies. *Journal of Limnology*. 61 (1), S. 46-60.
- Schönfelder, I. (2000). Indikation der Gewässerbeschaffenheit durch Diatomeen. In: "Handbuch Angewandte Limnologie". (C. Steinberg, W. Calmano, H. Klapper & R. D. Wilken, Hrsg.), 62 S., Echomed, Landsberg am Lech.
- Schönfelder, I., Gelbrecht, J., Schönfelder, J. & Steinberg, C. E. W. (2002). Relationships between littoral diatoms and their chemical environment in northeastern German lakes and rivers. *Journal of Phycology* 38, S. 66-82.
- Schuhmacher, K. (1913/14). Beiträge zur Topographie und Geschichte der Rheinlande IV. *Mainzer Zeitschrift*, S. 97-110.
- Schweizer, B., Shihua, F. & Müller, H. (1993). Techniken für die Fließinjektionsanalyse in der UV/Vis-Spektroskopie. II; 208 S., Perkin-Elmer GmbH, Überlingen.
- Schwind, W. (1984). Der Eifelwald im Wandel der Jahrhunderte.; 340 S., Eifelverein, Düren.
- Schwoerbel, J. (1999). Einführung in die Limnologie.; 465 S., Gustav Fischer, Stuttgart.
- Seip, K. L. (1994). Phosphorus and nitrogen limitation of algal biomass across trophic gradients. *Aquatic Sciences* 56, S. 16-28.
- Seppä, H. & Birks, H. J. B. (2002). Holocene climate reconstructions from the Fennoscandian tree-line area based on pollen data from Toskaljavri. *Quaternary Research* 57, S. 191-199.
- Shannon, C. E. & Weaver, W. (1949). The mathematical theory of communication.; 117 S., Univ. Illinois Press, Urbana.
- Siffeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès & Patience, A. J. (1996). Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du Bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science Reviews* 15, S. 203-211.
- Simola, H. (1992). Structural elements in varved lake sediments. *Geological Survey of Finland Spec. Paper* 14, S. 5-9.
- Simola, H., Hanski, I. & Liukkonen, M. (1990). Stratigraphy, species richness and seasonal dynamics of plankton diatoms during 48 years in Lake Lovojärvi, South Finland. *Ann. Bot. Fennici* 27, S. 241-259.
- Siver, P. A. (1991). The biology of *Mallomonas*: morphology, taxonomy and ecology. 230 S., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Siver, P. A. & Hamer, J. S. (1989). The distribution of scaled chrysophytes along a pH gradient. *Canadian Journal of Botany* 67, S. 2120-2130.
- Smith, V. H. & Shapiro, J. (1981). Chlorophyll-phosphorus relations in individual lakes. Their importance to lake restoration strategies. *Environmental Science & Technology* 15, S. 444-451.

- Smol, J. P. (1983). Paleophycology of a high arctic lake near Cape Herschel, Ellesmere Island. *Canadian Journal of Botany* **61**, S. 2195-2204.
- Smol, J. P. (1985). The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. *Hydrobiologia* **123**, S. 199-208.
- Smol, J. P. (1988). Chrysophycean microfossils in paleolimnological studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **62**, S. 287-297.
- Smol, J. P. (1995). Application of chrysophytes to problems in paleoecology. In "Chrysophyte Algae." (C. D. Sandgren, J. P. Smol & J. Kristiansen, Hrsg.), S. 303-329. Cambridge University Press, Cambridge.
- Smol, J. P., Charles, D. F. & Whitehead, D. R. (1984). Mallomonadacean (Chrysophyceae) assemblages and their relationships with limnological characteristics in 38 Adirondack (New York) lakes. *Canadian Journal of Botany* **62**, S. 911-923.
- Smol, J. P., Cumming, B. F., Douglas, M. S. V. & Pienitz, R. (1995). Inferring past climatic changes in Canada using paleolimnological techniques. *Geoscience Canada* **21** (3).
- Smol, J. P. & Cumming, B. F. (2000). Tracking long-term changes in climate using algal indicators in lake sediments. *Journal of Phycology*. **36**, S. 986-1011.
- Smol, J. P., Birks, H. J. B. & Last, W. M (Hrsg.). (2001). Tracking environmental changes using lake sediments. Vol. **4**, 371 S. Kluwer Academic Press, Dordrecht.
- Sommer, U. (1983). Nutrient competition between phytoplankton species in multispecies chemostat experiments. *Archiv Hydrobiologie* **96**, S. 399-416.
- Sommer, U. (1987). Factors controlling the seasonal variation in phytoplankton species composition - A case study for a deep, nutrient rich lake. *Progress in Phycological Research* **5**, S. 123-78.
- Sommer, U. (1994). Planktologie.; 274 S., Springer, Berlin.
- Sommer, U., Gliwicz, Z. M., Lampert, W. & Duncan, A. (1986). The PEG-model of seasonal succession of planktonic events in fresh waters. *Archiv für Hydrobiologie* **106** (4), S. 433-471.
- Sonett, C. P. & Suess, H. E. (1984). Correlation of bristlecone pine ring widths with atmospheric ¹⁴C variations: A climate Sun relation. *Nature* **307**, S. 141-143.
- Steinberg, C. & Melzer, A. (1984). Stoffkreisläufe in Binnengewässern. In "Limnologie für die Praxis - Grundlagen des Gewässerschutzes." (A. Besch, W.-K. Hamm, B. Lenhart, A. Melzer, A. Scharf, B. Scharf & C. Steinberg, Hrsg.), S. 1-91. Echomed, Landsberg/Lech.
- Steinberg, C. & Schieffele, S. (1988). Biological indication of trophy and pollution of running waters. *Zeitschrift für Wasser- und Abwasserforschung* **21**, S. 227-234.
- Stevenson, A. C., Juggins, S., Birks, H. J. B., Anderson, D. S., Anderson, N. J., Battarbee, R. W., Berge, F., Davis, R. B., Flower, R. J., Haworth, E. Y., Jones, V. J., Kingston, J. C., Kreiser, A. M., Line, J. M., M.A.R., M. & Renberg, I. (1991). The Surface Waters Acidification Project Palaeolimnology Programme: Modern Diatom/ Lake-Water Chemistry Data-Set. 86 S., ENSIS Ltd., London.
- Stoermer, E. F. (1977). Post-Pleistocene diatom succession in Douglas Lake, Michigan. *Journal of Phycology* **13**, S. 73-80.
- Stoermer, E. F. & Hakansson, H. (1968). A preliminary report of the fossil diatom flora from Lake Huron sediments. *Proc. 11 th Conf. Great Lakes Res. Int. Assoc. Gr. Lakes Res.*, Ann Arbor, Michigan, S. 253-267.
- Stoermer, E. F. & Yang, J. J. (1970). Distribution and relative abundance of dominant plankton diatoms in Lake Michigan. Great Lakes Research Division **16**; 64 S., The University of Michigan, Ann Arbor, Michigan.
- Stoermer, E. F. & Kreis, R. G. (1980). Phytoplankton composition and abundance in southern Lake Huron. U. S. Environmental Protection Agency, Duluth, Minnesota. *USEPA Rep. No. EPA-600/3-80-061*, 384 S.
- Stoermer, E. F., Wolin, J. A., Schelske, C. L. & Conley, D. J. (1985). An assessment of ecological changes during the recent history of Lake Ontario based on siliceous algal microfossils preserved in the sediments. *Journal of Phycology* **21**, S. 257-276.
- Straka, H. (1975). Die spätquartäre Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. *Beiträge zur Landespflege in Rheinland-Pfalz Beiheft* **3**, S. 1-163.
- Sturm, M. & Lotter, A. F. (1995). Lake sediments as environmental archives. *EAWAG News* **38**, S. 6-9.
- Subires, J. (1992). 'Les diatomées du Holzmaar (Eifel occidental) Passage Tardiglaciaire-Postglaciaire.' Diplom-Arbeit; 39 S., Universite Catholique de Louvain.
- Taylor, A. H. & George, D. G. (1995). Impacts on freshwater systems. In "Impacts of the mild winters and hot summers in the United Kingdom in 1988-1990." (M. G. R. Cannell & C. E. R. Pitcairn, Hrsg.), S. 47-53.
- Taylor, K. C. C., Hammer, C. U., Alley, R. B., Clausen, D., Dahl-Jensen, D., Gow, A. J., Gundestrup, N. S., Kipfstuhl, J., Moore, J. C. & Waddington, E. D. (1993). Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, S. 539-552.
- ter Braak, C. F. F. (1987). "Unimodal models to relate species to environment." Doktorarbeit; 152 S., University of Wageningen.

- ter Braak, C. J. F. & Barendegt, L. G. (1986). Weighted averaging of species indicator values: its efficiency in environmental calibration. *Mathematical Biosciences* **78**, S. 52-72.
- ter Braak, C. J. F. & van Dam, H. (1989). Inferring pH from diatoms: a comparison of old and new calibration methods. *Hydrobiologia* **178**, S. 209-223.
- ter Braak, C. J. F. & Juggins, S. (1993). Weighted averaging partial least squares regression (WA-PLS): an improved method for reconstructing environmental variables from species assemblages. *Hydrobiologia* **269/270**, S. 485-502.
- ter Braak, C. J. F. & Verdonschot, P. F. M. (1995). Canonical correspondence analysis and related multivariate methods in aquatic ecology. *Aquatic Sciences* **57**, S. 255-289.
- Tessenow, U. (1974). Lösungs-, Diffusions- und Sorptionsprozesse in der Oberschicht von Seesedimenten. *Archiv Hydrobiologie/Supplement*. **47**, S. 1-79.
- Teubner, K. (1995). A light microscopical investigation and multivariate statistical analyses of heterovalvar cells of *Cyclotella*-Species (Bacillariophyceae) from lakes of the Berlin-Brandenburg region. *Diatom Research* **10** (1), S. 191-205.
- Thienemann, A. (1914). Physikalische und chemische Untersuchungen in den Maaren der Eifel, Teil I. *Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf.* **70** (1), S. 249-302.
- Thienemann, A. (1915). Physikalische und chemische Untersuchungen in den Maaren der Eifel, Teil II. *Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf.* **70** (2), S. 273-389.
- Thienemann, A. (1928). Der Sauerstoff im eutrophen und oligotrophen See. In 'Die Binnengewässer'. Schweizerbart Verlag, Stuttgart.
- Thouveny, U. (1989). 'Paläoklimatische Aussagen anhand chemischer Parameter der Sedimentsequenz des Meerfelder Maares.' Diplomarbeit; 70 S., Universität Trier.
- Tilman, D. (1981). Tests of resource competition theory using four species of Lake Michigan algae. *Ecology* **62**, S. 802-815.
- Tilman, D. (1982). Resource competition and community structure.; 269 S., Princeton University Press, Princeton.
- Tilman, D., Kilham, S. S. & Kilham, P. (1982). Phytoplankton community ecology: the role of limiting nutrients. *Annual Review of Ecology and Systematics* **13**, S. 349-372.
- Troll, C. (1964). Karte der Jahreszeiten - Klimate der Erde. *Erdkunde* **18**, S. 5-28.
- Usinger, H. (1982). Pollenanalytische Untersuchungen an spätglazialen und präborealen Sedimenten aus dem Meerfelder Maar (Eifel). *Flora* **172**, S. 373-409.
- Usinger, H. (1984). Pollenanalytische Untersuchungen zum Alter des Meerfelder Maares und zur Vegetationsentwicklung in der Westeifel während der ausklingenden Eiszeit. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **65**, S. 49-66.
- Usinger, H. (1991). Ein Stechbohrgerät zum Bergen von Torfen und Seesedimenten für den Einsatz bis zu größeren Tiefen. In 'Abstracts Paleolimnology of maar lakes - Lecture Notes in Earth Sciences.' (B. Zolitschka & J. F. W. Negendank, Hrsg.). Bitburg: S. 55
- Usinger, H. & Wolf, A. (1991). Biostratigraphie mit Hilfe der Pollenanalyse und einige Aussagen zur klimatischen Entwicklung und Besiedlung durch den Menschen. In 'DFG-Abschlußbericht zum Projekt "Westeifelmaare und Quartärstratigraphie".' S. 12-15. Universität Trier.
- van Dam, H., Mertens, A. & Sinkeldam, J. (1994). A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* **28** (1), S. 117-133.
- van der Werff, A. & Huls, H. (1957-1974). Diatomeenflora von Nederland. *Sprey, Abcoude*, 10 losbladige afleveringen.
- van Donk, E. & Kilham, S. S. (1990). Temperature effects on silicon- and phosphorus-limited growth and competitive interactions among three diatoms. *Journal of Phycology* **26**, S. 40-50.
- van Geel, B., Buurman, J. & Waterbolk, H. T. (1996). Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 B.P. *Journal of Quaternary Science* **11** (6), S. 451-460.
- van Geel, B., Raspopov, O. M., Renssen, H., van der Plicht, J., Dergachev, V. A. & Meijer, H. A. J. (1999). The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews* **18**, S. 331-338.
- van Geel, B. & Renssen, H. (1998). Abrupt climate change around 2650 cal yr BP in North-West Europe: Evidence for climatic teleconnection and a tentative explanation. In 'Water, environment and society in times of climatic change.' (A. S. Issar & N. Brown, Hrsg.), S. 21-41. Kluwer Academic Press.
- van Geel, B., van der Plicht, J., Kilian, M. R., Klaver, E. R., Kouwenberg, J. H. M., Renssen, H., Reynaud-Farrera, I. & Waterbolk, H. T. (1998). The sharp rise of $\Delta^{14}\text{C}$ ca. 800 cal B. C.: Possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon* **40** (1), S. 535-550.
- Vogel, J. S., Cornell, W., Nelson, D. E. & Southon, J. R. (1990). Vesuvius/Avellino, one possible source of seventeenth century BC climatic disturbances. *Nature* **344**, S. 534-537.
- Vollenweider, R. (1975). Input-output-models with special reference to the phosphorus loading concept in limnology. *Schweizerische Zeitschrift für Hydrologie*. **37**, S. 53-84.

- Vos, H., Sanchez, A., Zolitschka, B., Brauer, A. & Negendank, J. F. W. (1997). Solar activity variations recorded in varved sediments from the crater lake of Holzmaar - a maar lake in the Westeifel Volcanic Field, Germany. *Surveys in Geophysics* **18**, S. 163-182.
- Vyverman, W. & Sabbe, K. (1995). Diatom-temperature transfer functions based on the altitudinal zonation of diatom assemblages in Papua New Guinea: a possible tool in the reconstruction of regional palaeoclimatic changes. *Journal of Paleolimnology* **13**, S. 65-77.
- Walker, G. T. (1923). Correlation in seasonal variations in weather VIII. *Memoirs of the India Meteorological Department* **24, part 4**, S. 75-131.
- Walker, I. R., Levesque, A. J., Cwynar, L. C. & Lotter, A. F. (1997). An expanded surface-water palaeotemperature inference model for use with fossil midges from eastern Canada. *Journal of Paleolimnology* **18**, S. 165-178.
- Walker, N. D., Fargion, G. S., Rouse, L. J. & Biggs, D. C. (1994). The great flood of summer 1993: Mississippi River discharge studied. *EOS: Transactions of the American Geophysical Union* **75**, S. 409-414.
- Warnecke, H. (1991). "Geochemische Untersuchungen an Sedimenten des Holzmaares/Westeifel." Diplom-Arbeit; 88 S., Universität Trier.
- Weckström, J., Korhola, A. & Blom, T. (1997). The relationship between diatoms and water temperature in thirty subarctic Fennoscandian lakes. *Arctic and Alpine research* **29 (1)**, S. 75-92.
- Wehrli, B., Lotter, A. F., Schaller, T. & Sturm, M. (1997). High-resolution varve studies in Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Sciences* **59**, S. 283-375.
- Wendling, K. & Scharf, B. W. (1992). Macrozoobenthos including Ostracoda. *Archiv Hydrobiologie, Beih. Ergebn. Limnol.* **38**, S. 239-262.
- White, E., Downes, M. T., Payne, G. E., Pickmere, S., Woods, P. & Rueter, J. (1989). Community responses of the late summer phytoplankton of Lake Okaro, New Zealand to experimental changes in nutrient abundance: Evidence of nitrogen limitation in the presence of phosphorus deficiency. *Archiv Hydrobiologie, Beih. Ergebn. Limnol.* **32**, S. 165-175.
- Whitmore, T. J. (1989). Florida diatom assemblages as indicators of trophic state and pH. *Limnology Oceanography* **34 (5)**, S. 882-895.
- Wiechmann, H. (1973). Beeinflussung der Gewässereutrophierung durch erodiertes Bodenmaterial. *Landwirtschaftliche Forschung* **26**, S. 37-46.
- Wigg, A. (1993). Grabhügel des 2. und 3. Jahrhunderts n. Chr. an Mittelrhein, Mosel und Saar. *Beiheft Trierer Zeitschrift* **16**.
- Wilson, S., Cumming, B. & Smol, J. P. (1996). Assessing the reliability of salinity inference models from diatom assemblages: An examination of a 219 lake dataset from western North America. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **53**, S. 1580-1594.
- Winterbourn, M. J. (1990). Interactions among nutrients, algae and invertebrates in a New Zealand mountain stream. *Freshwater Biology* **23**, S. 463-474.
- Wunsam, S. & Schmidt, R. (1995). A diatom-phosphorus transfer function for Alpine and pre-alpine lakes. *Memorie de' l' Istituto Italiano di Idrobiologia* **53**, S. 85-99.
- Wunsam, S., Schmidt, R. & Klee, R. (1995). *Cyclotella*-taxa (Bacillariophyceae) in lakes of the alpine region and their relationship to environmental variables. *Aquatic Sciences* **57/4**, S. 360-386.
- Zeeb, B. A. & Smol, J. P. (2001). Chrysophyte scales and cysts. In "Tracking environmental change using lake sediments." (J. P. Smol, H. J. B. Birks & W. M. Last, Hrsg.), S. 203-223. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Zelinka, M. & Marvan, P. (1961). Zur Präzisierung der biologischen Klassifikation der Reinheit fließender Gewässer. *Archiv für Hydrobiologie* **57**, S. 85-99.
- Zolitschka, B. (1988). Spätquartäre Sedimentationsgeschichte des Meerfelder Maares (Westeifel) - Mikrostratigraphie jahreszeitlich geschichteter Sedimente. *Eiszeitalter und Gegenwart* **38**, S. 87-93.
- Zolitschka, B. (1989). Jahreszeitlich geschichtete Seesedimente aus dem Holzmaar und dem Meerfelder Maar. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **140**, S. 25-33.
- Zolitschka, B. (1990). Jahreszeitlich geschichtete Seesedimente ausgewählter Eifelmaare. *Documenta naturae* **60**; 226 S.
- Zolitschka, B. (1991). Absolute dating of late-Quaternary lacustrine sediments by high resolution varve chronology. *Hydrobiologia* **214**, S. 59-61.
- Zolitschka, B. (1992a). Climatic change evidence and lacustrine varves from maar lakes, Germany. *Climate Dynamics* **6**, S. 229-232.
- Zolitschka, B. (1992b). Human history recorded in the annually laminated sediments of Lake Holzmaar, Eifel Mountains, Germany. *Geological Survey of Finland, Special Paper* **14**, S. 17-24.
- Zolitschka, B. (1996a). High resolution lacustrine sediments and their potential for palaeoclimatic reconstruction. In "Climatic variations and forcing mechanisms of the last two 2000 years." (P. D. Jones, R. S. Bradley & J. Jouzel, Hrsg.), S. 453-478. Springer Verlag, Berlin.
- Zolitschka, B. (1996b). "Paläoklimatische Bedeutung laminiertes Sedimente." Habilitationsschrift; 196 S., Universität Potsdam.

- Zolitschka, B. (1998). A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. *Geomorphology* **22**, S. 1-17.
- 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** (9), S. 783-786.
- Zolitschka, B., Haverkamp, B. & Negendank, J. F. W. (1992). Younger Dryas oscillation - varve dated microstratigraphic, palynological and palaeomagnetic records from Lake Holzmaar, Germany. In "The last deglaciation: Absolute and radiocarbon chronologies." (E. Bard & W. S. Broecker, Hrsg.), S. 80-101. NATO ASI Series.
- Zolitschka, B., Negendank, J. F. W. & Lottermoser, B. G. (1995). Sedimentological proof and dating of the early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany). *Geologische Rundschau* **84**, S. 213-219.
- Zolitschka, B. & Negendank, J. F. W. (1997a). Quantitative Erfassung natürlicher und anthropogener Bodenerosion in einem Einzugsgebiet der Eifel. *Trierer Geographische Studien* **16**, S. 61-78.
- Zolitschka, B. & Negendank, J. F. W. (1997b). Third Millennium BC climate change and old world collapse. In "Climate change at the end of the Third Millennium BC - Evidence from varved lacustrine sediments." (N. H. Dalfes, G. Kukla & J. Weiss, Hrsg.), S. 679-690. Springer, Berlin.
- Zolitschka, B. & Negendank, J. F. W. (1998). A high resolution record of Holocene paleoenvironmental changes from Lake Holzmaar, Germany. *Paläoklimaforschung* **25**, S. 37-52.
- Zoller, H. (1977). Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. In "Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa." (B. Frenzel, Ed.), S. 271-281. Erdwissenschaftliche Forschung.

10 Anhang

Anhang A: Fotoanhang

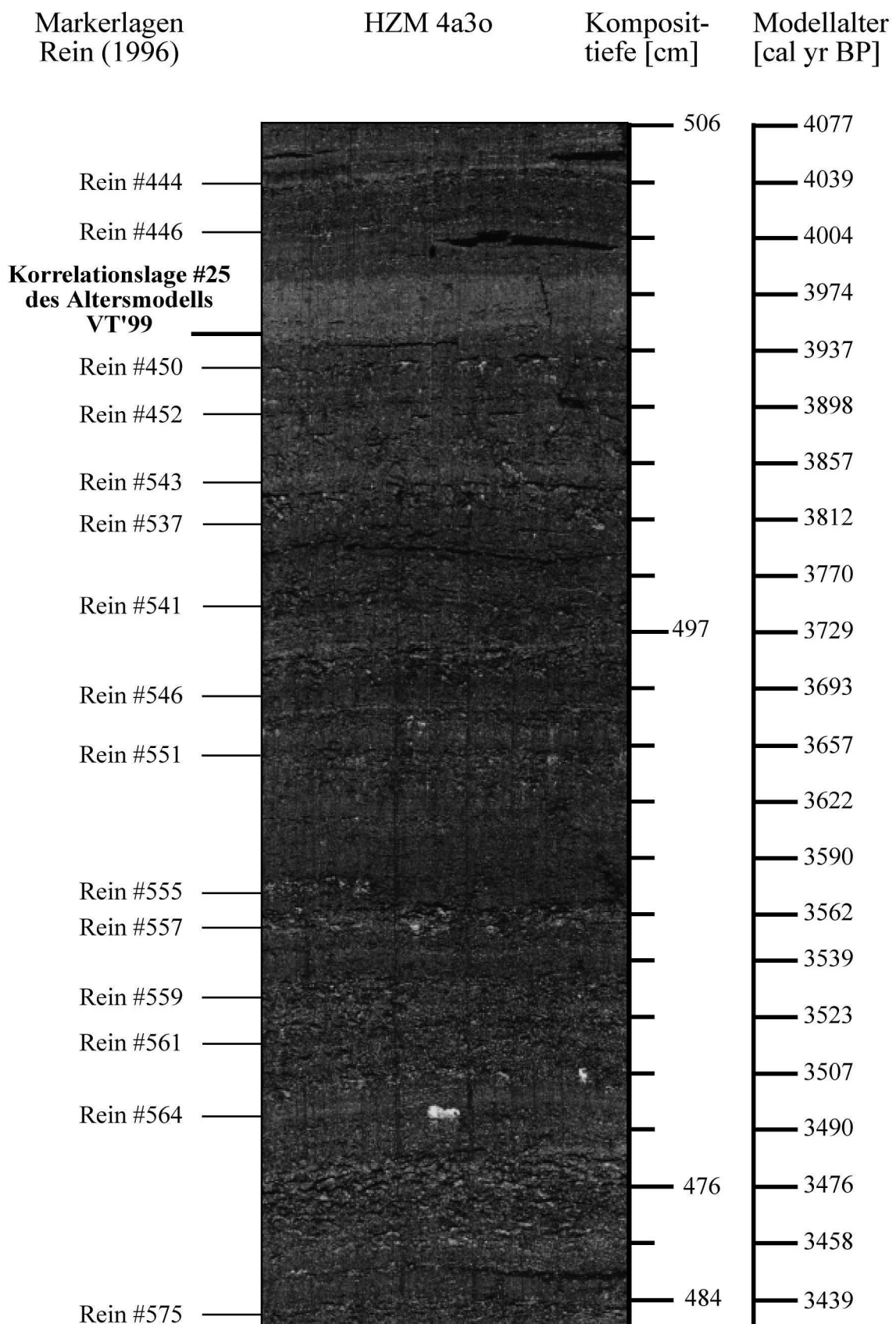
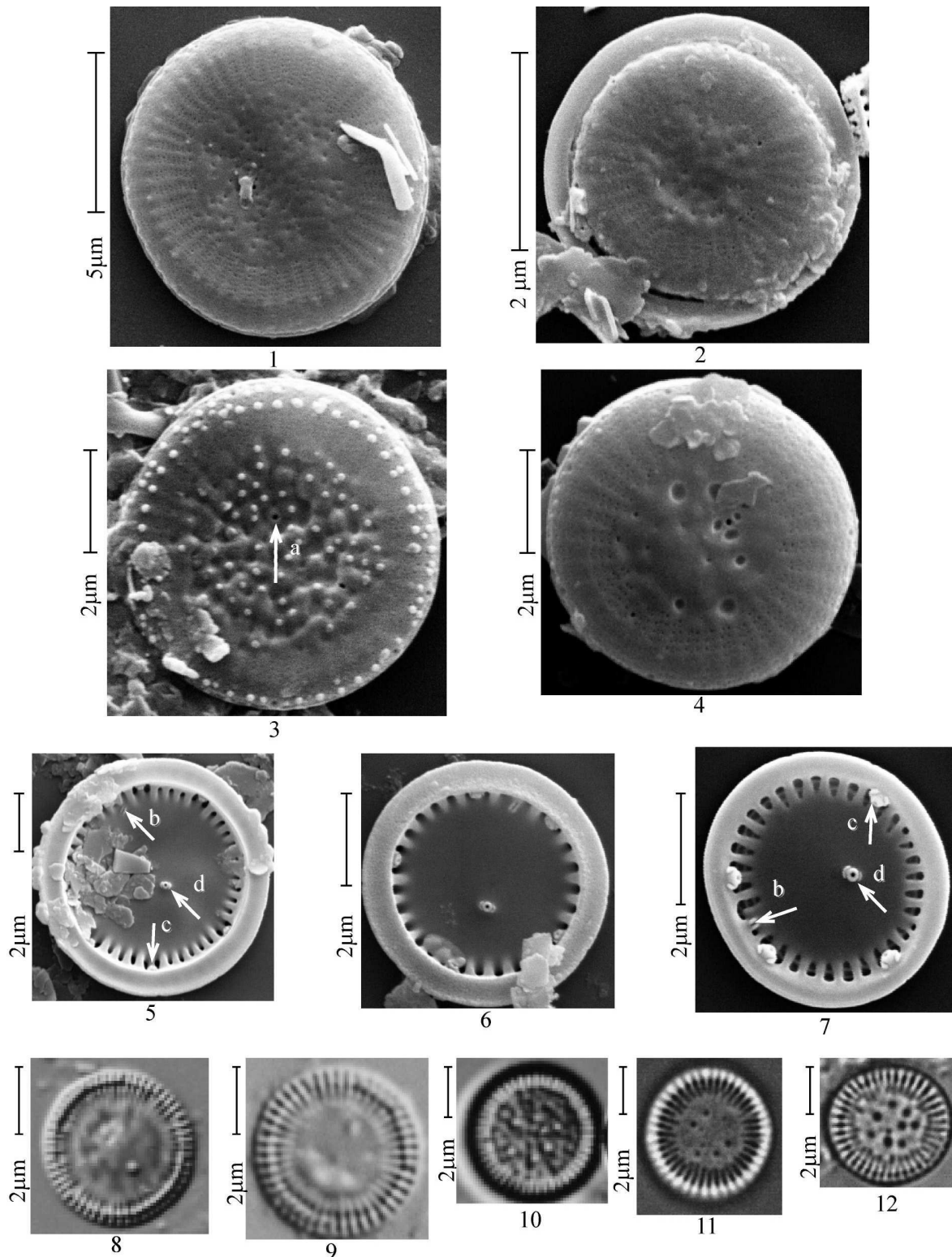
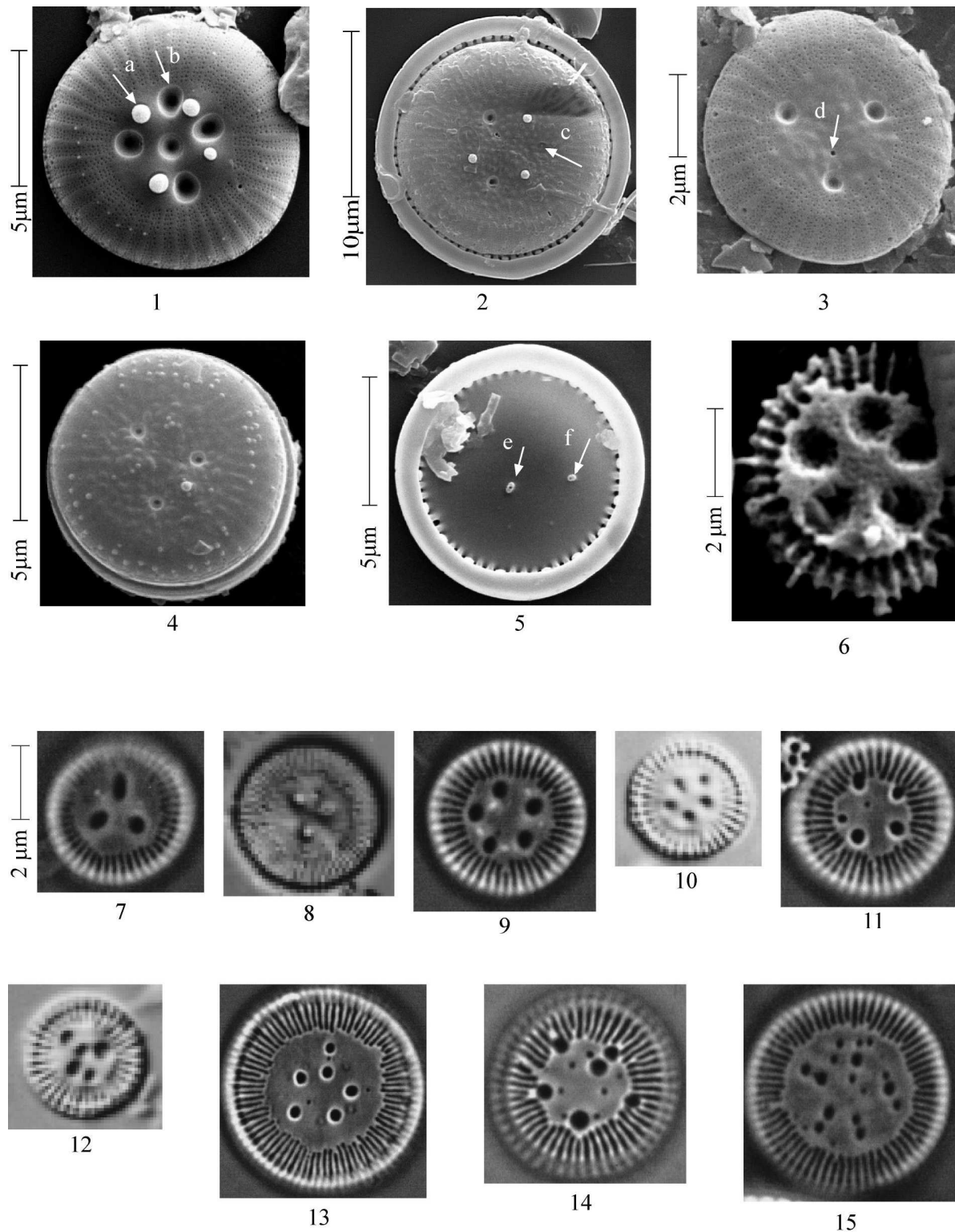


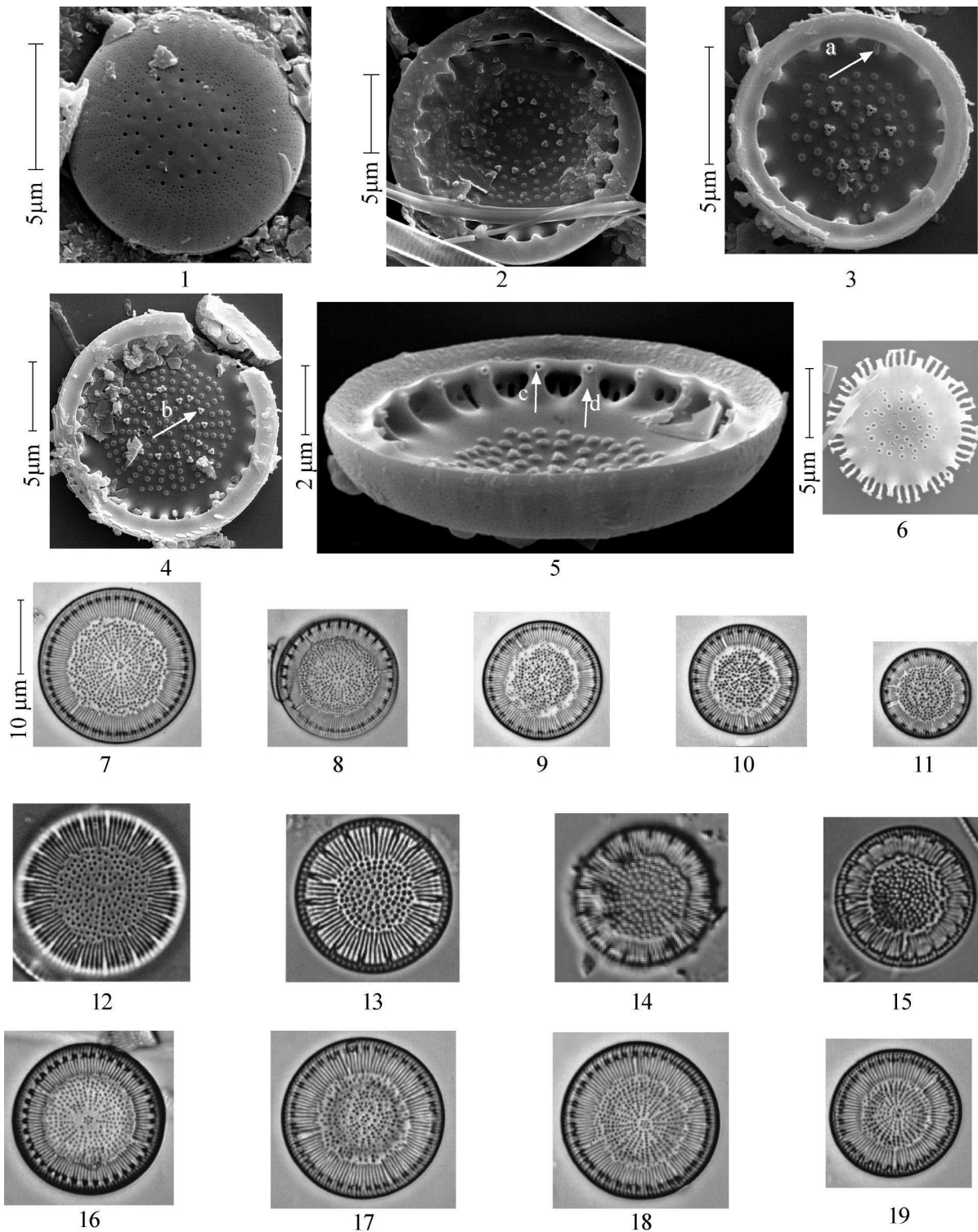
Abbildung 1: Kernsegment aus dem Kernabschnitt HZM 4a3o, Komposittiefe 506 bis 484 cm, Zeitabschnitt 3439 bis 4077 cal yr BP. Beispielhaft dargestellt sind die Positionen der Markerlagen (Rein, 1996) und die einer Korrelationslagen des Altersmodells VT'99.



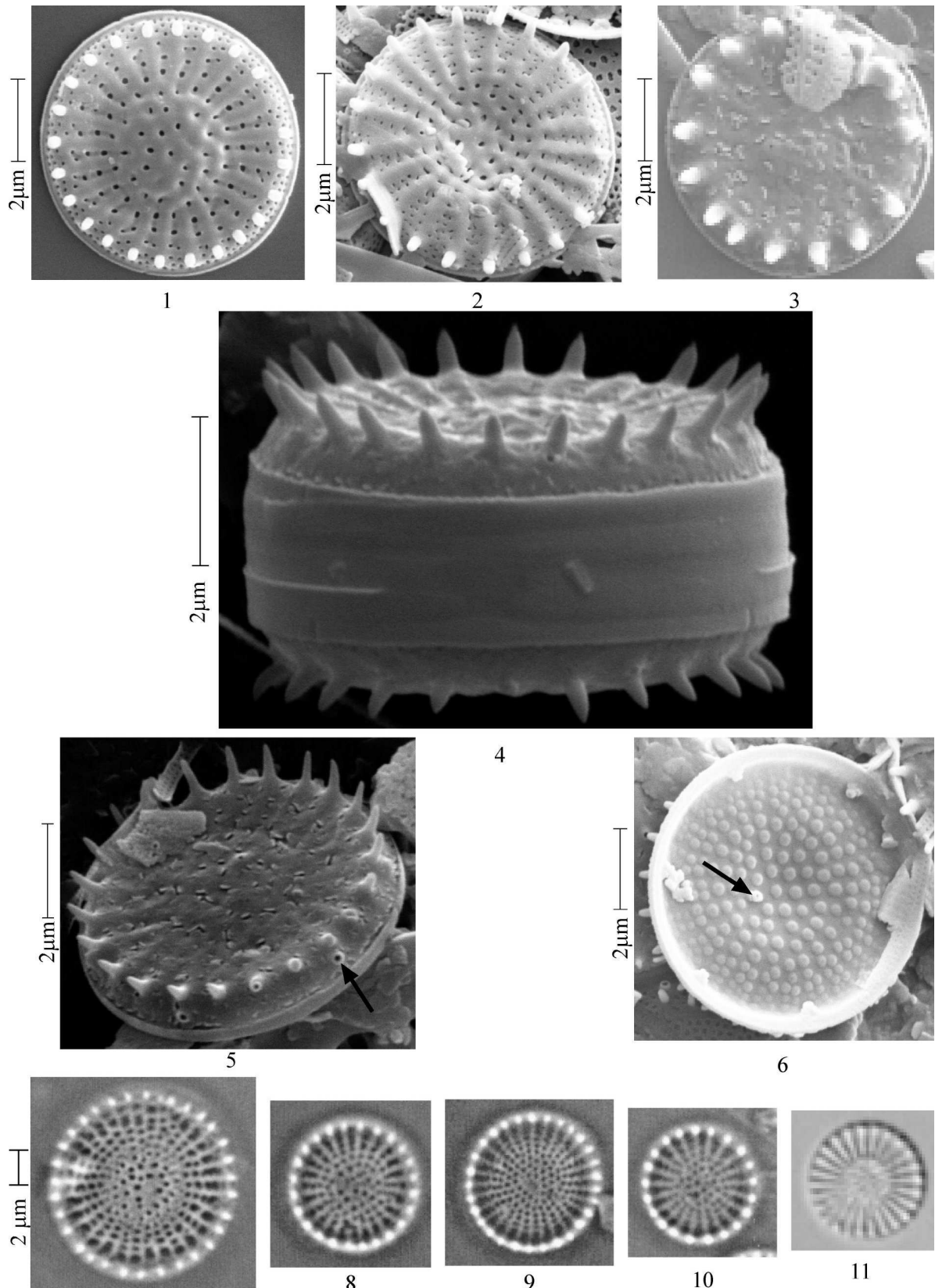
Tafel 1: *Cyclotella comensis*-Komplex. **Abb. 1 - 7:** REM-Aufnahmen; **Abb. 8 - 12:** LM-Aufnahmen. Die Außenschalen zeigen variierende Oberflächenmusterungen, die sich vier verschiedenen Morphotypen zuordnen lassen. **Abb. 1:** Morphotyp I zeigt eine transversale Wellung des Zentralfeldes, die an *Cyclotella pseudocomensis* Scheffler erinnert. **Abb. 2:** Morphotyp II zeigt eine annähernd glatte Oberfläche. **Abb. 3:** Morphotyp III weist eine "pickelige" Oberfläche auf. **Abb. 4:** Morphotyp IV ist durch eine unregelmäßig, löchrige Oberfläche gekennzeichnet. In **Abb. 3** ist die äußere Öffnung der Fultoportula des Zentralfeldes zu sehen (**Pfeil a**). Die Innenansichten kleiner Schalen zeigen jeweils die Rimoportula auf einer Rippe sitzend (**Abb. 5 - 7, Pfeil b**); die Fultoportula der Randzone auf eingesenkten Rippen mit jeweils zwei Satellitenporen ausgestattet (**Abb. 5 - 7, Pfeil c**) sowie die Fultoportula des Zentralfeldes von jeweils zwei Satellitenporen umgeben (**Abb. 5 - 7, Pfeil d**). Die unterschiedlichen Ausprägungen der Schalenoberfläche zeigen sich auch in den LM-Aufnahmen. **Abb. 8, 9** lassen sich Morphotyp II zuordnen; **Abb. 10** erinnert an Morphotyp III, während **Abb. 11, 12** Morphotyp IV repräsentieren.



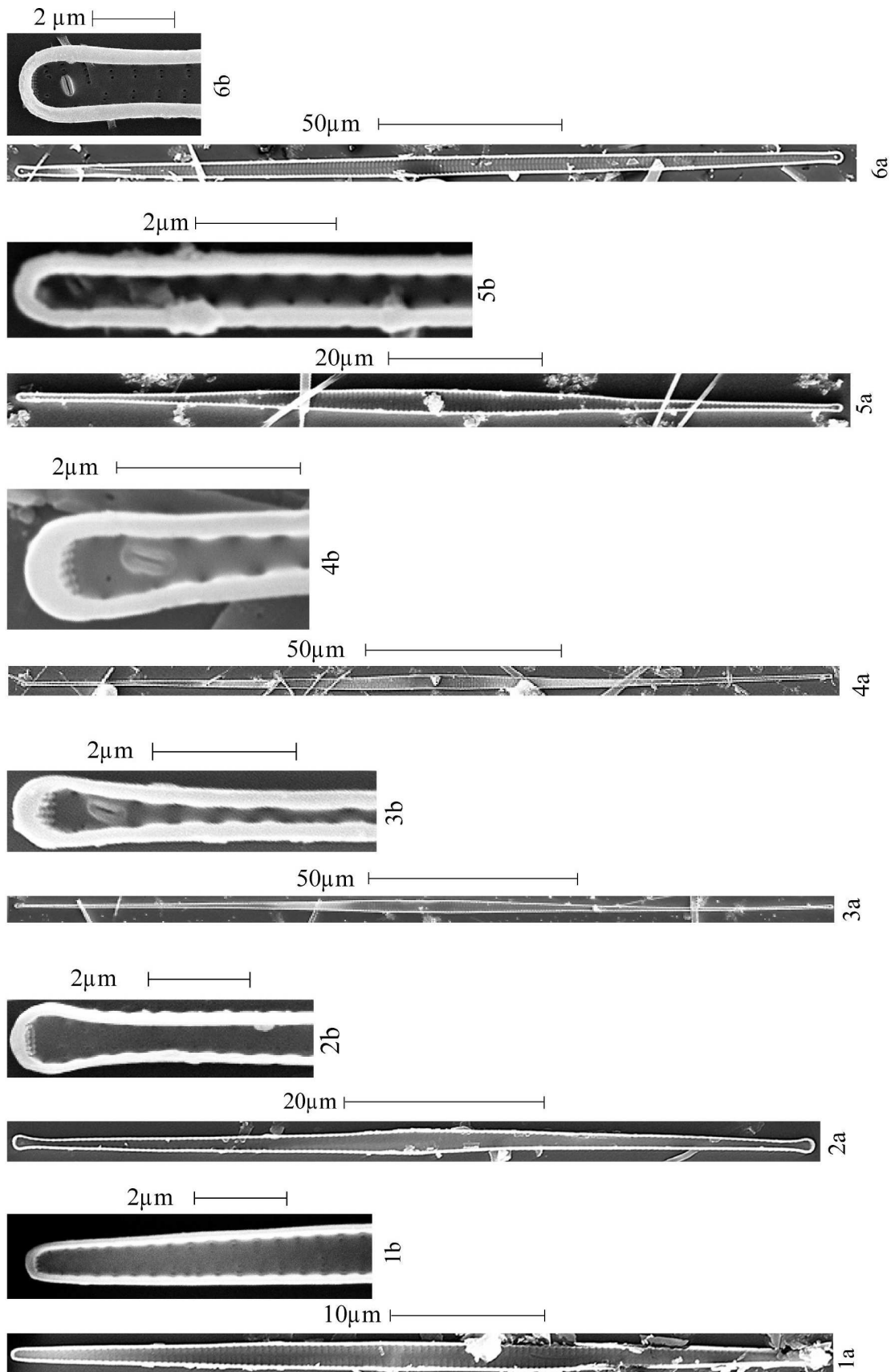
Tafel 2: *Cyclotella ocellata*-Komplex. **Abb. 1 - 6:** REM-Aufnahmen; **Abb. 7 - 15:** LM-Aufnahmen. **Abb. 1:** Außenansicht einer Valve mit vier Papillen (Pfeil a) und fünf Vertiefungen (Pfeil b). **Abb. 2:** Valve mit drei Papillen und drei Vertiefungen, eine davon ist schlecht zu erkennen (Pfeil c). **Abb. 3:** Valve mit drei Vertiefungen und einer Öffnung des zentralen Stützenfortsatzes (Pfeil d). **Abb. 4:** Valve mit drei Punctae und einer übriggebliebenen Papillae. **Abb. 5:** Schaleninnenseite mit zwei zentralen Stützenfortsätzen mit ein (Pfeil e) bzw. zwei (Pfeil f) Satellitenporen. **Abb. 6:** Korrodiertes Taxon mit stark vergrößerten Punctae. **Abb. 7, 8:** drei regelmäßig angeordnete Vertiefungen im Zentralbereich. **Abb. 9 - 12:** fünf Vertiefungen, wobei die von **Abb. 9, 10** ringförmig angeordnet sind. **Abb. 13 - 15:** mehr als fünf Vertiefungen, die unregelmäßig angeordnet sind, wobei die Spezies in **Abb. 14** stark an *Cyclotella rossii* Håkansson erinnert.



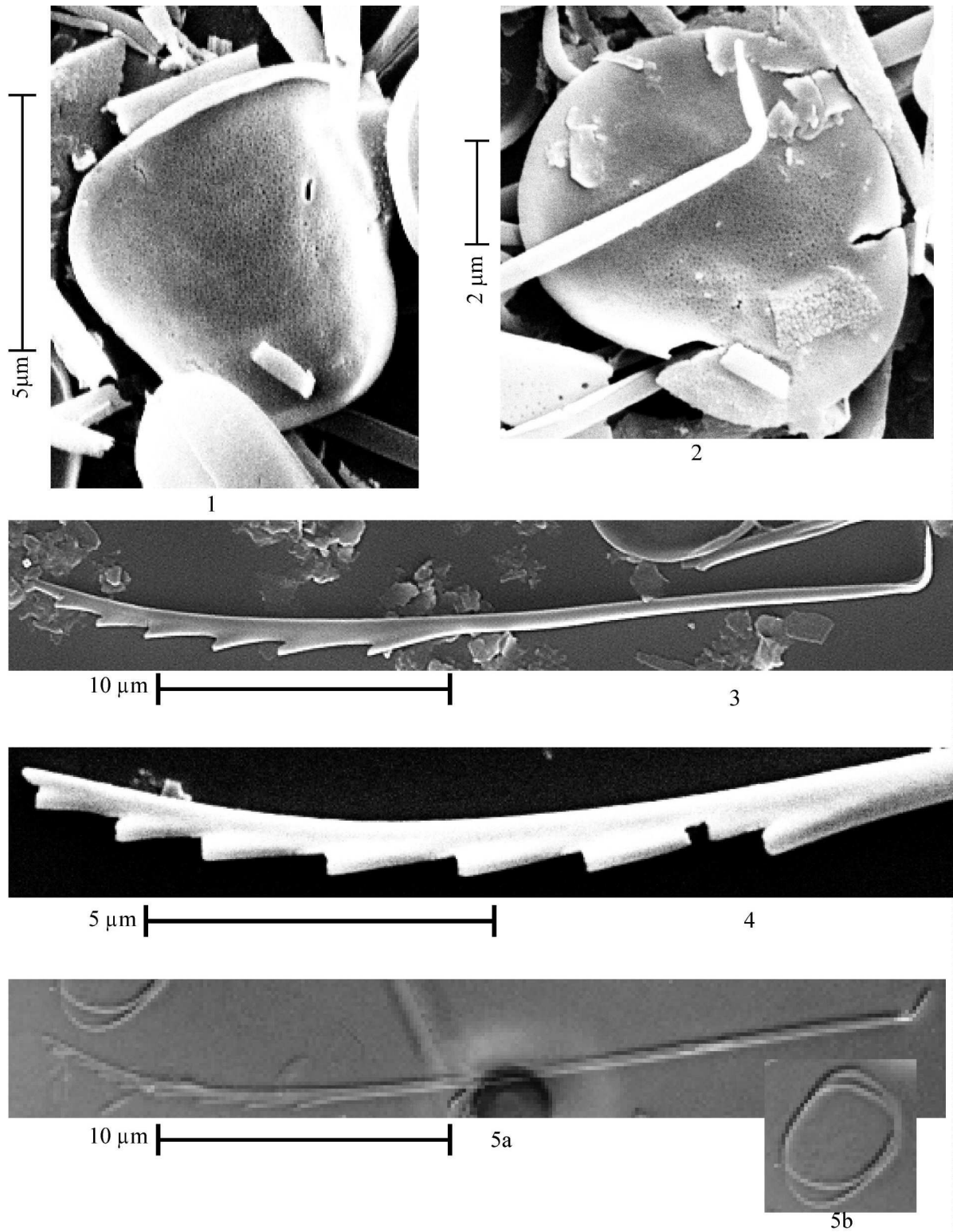
Tafel 3: *Cyclotella radiosa/quadrifurcata*-Komplex. **Abb. 1 - 6:** REM-Aufnahmen; **Abb. 7 - 19:** LM-Aufnahmen. **Abb. 1:** Ansicht einer Außenschale mit einem fast flachen Zentralbereich. **Abb. 2 - 4:** Innenansichten von Schalen. **Abb. 2** mit einem konvexen Zentralbereich; **Abb. 2, 4** mit einem flachen Zentralbereich. Hervorgehoben sind der Lippenfortsatz zwischen der Randzone und dem Mittelfeld der Schale (**Pfeil a**) und die internen Öffnungen mit jeweils drei Satellitenporen (**Pfeil b**). **Abb. 5:** Gleichzeitige Ansicht der Außen- und Innenseite einer Schalenhälfte. Die Stützenfortsätze der Radialrippen sind deutlich zu sehen (**Pfeil c**). Und jede dritte oder vierte Radialrippe ist stärker verkieselt (**Pfeil d**). **Abb. 6:** Stark korrodierte Schalenhälfte. **Abb. 7 - 19:** LM-Aufnahmen. Der Maßstab in **Abb. 7** gilt für alle LM-Aufnahmen. Der Morphotyp I (**Abb. 7 - 11**) und der Morphotyp II (**Abb. 12 - 15**) erinnern beide an *Cyclotella quadrifurcata* (Schröter) von Keissler. Morphotyp III (**Abb. 16 - 19**) ähnelt *Cyclotella bodanica* Grunow var. *bodanica*.



Tafel 4: *Stephanodiscus minutulus*. **Abb. 1 - 6:** REM-Aufnahmen; **Abb. 7 - 11:** LM Aufnahmen. **Abb. 1, 3, 5:** Außenansicht einer Schale mit Erhebung bzw. mit Vertiefung (**Abb. 2**) in der Schalenmitte. **Abb. 3, 5:** Außenschale mit schlitzzartigen Areolen. Zentrale Stützenfortsätze jeweils durch Pfeile gekennzeichnet (**Abb. 2, 3**). **Abb. 5** Marginale Stützenfortsätze sind unter jedem vierten Dorn erkennbar (Pfeil). **Abb. 6:** Innenansicht einer Schale. Ein Stützenfortsatz (Pfeil) im Mittelfeld mit Satellitenpore. **Abb. 4:** Gürtelbandsansicht einer Frustel. **Abb. 7 - 11:** Die LM-Aufnahmen dokumentieren die Variabilität der Schalengröße im Untersuchungsmaterial. Maßstab in **Abb. 7** gilt für alle LM-Aufnahmen.



Tafel 5: *Fragilaria* spp. REM-Aufnahmen. **Abb. 1a, 1b:** *Fragilaria nanana*. **Abb. 2a, 2b:** *Fragilaria tenera*. **Abb. 3a-5b:** *Fragilaria ulna* var. *acus*. **Abb. 6a, 6b:** *Fragilaria ulna* var. *ulna*. Man beachte die angezeigten Größenunterschiede zwischen den einzelnen Arten.



Tafel 6: *Mallomonas caudata*. **Abb. 1 - 4:** REM-Aufnahmen; **Abb. 5a, 5b:** LM-Aufnahmen. **Abb. 1, 2:** Die Schuppen der Art mit der Verteilung der Schuppenporen. **Abb. 1** zeigt die langgestreckte Pore in der proximalen Region. **Abb. 3, 5a:** Aufnahmen einer vollständigen Borste. **Abb. 4:** Aufnahme des distalen Bereiches einer Borste. **Abb. 5b:** Abbildung einer Schuppe im LM.

Anhang B: Tabellenanhang

Legende zu Tabelle 1:

Taxaspezifisches Auftreten in Europa, Rote Liste der limnischen Kieselalgen (Lange-Bertalot & Steindorf, 1996):

k:	Kosmopolit
nn:	nicht nennbar
z-mh:	zerstreut bis mäßig häufig
mi:	mäßig individuenreich
sh:	sehr häufig
s:	selten
lv:	lokal verbreitet
wf:	wenig Fundorte
noal:	nordisch-alpin
gZ:	gemäßigte Zone
nH:	nördliche Hemisphäre
E:	Europa

Legende zu Tabelle 3:

Position: relative Position der Sublage innerhalb einer Warve. In der Tabelle 1 ist die durchschnittliche Position einer Sublage innerhalb der betrachteten Warvenzone notiert.

Häufigkeit: Gibt an, wie oft die besagte Sublage in der betrachteten Warvenzone auftaucht.

Auf eine Tabelle mit den Warvenzählungen muß aufgrund des Datenumfanges verzichtet werden. Diese Daten können auf Nachfrage von dem GeoForschungsZentrum Potsdam, P.B. 3.3 „Klimadynamik und Sedimente“ auf CD-Rom zur Verfügung gestellt werden.

Tabelle 1: Taxaliste mit Angaben über artspezifisches Auftreten in Europa

lfd. Nr.	Auftreten in Europa (Lange-Bertalot & Steindorf, 1996)	Taxon
1	k	<i>Achnanthes bioretii</i> Germain
2	k	<i>Achnanthes clevei</i> Grunow var. <i>clevei</i>
3	k	<i>Achnanthes conspicua</i> A. Mayer
4	k	<i>Achnanthes dau</i> Foged
5	nn	<i>Achnanthes delicatula</i> (Kützing) Grunow ssp. <i>delicatula</i>
6	k	<i>Achnanthes exigua</i> Grunow var. <i>exigua</i>
7	nn	<i>Achnanthes gracillima</i> Hustedt
8	nn	<i>Achnanthes grischuna</i> Wuthrich
9	k	<i>Achnanthes helvetica</i> (Hustedt) Lange-Bertalot
10	k	<i>Achnanthes hungarica</i> (Grunow) Grunow
11	nn	<i>Achnanthes kryophila</i> Petersen
12	k	<i>Achnanthes laevis</i> Oestrup var. <i>laevis</i>
13	z-m	<i>Achnanthes lanceolata</i> ssp. <i>dubia</i> (Grunow) Lange-Bertalot
14	nn	<i>Achnanthes lanceolata</i> ssp. <i>frequentissima</i> Lange-Bertalot
15	nn	<i>Achnanthes lanceolata</i> (Brébisson) Grunow spp. <i>lanceolata</i>
16	nn	<i>Achnanthes lanceolata</i> ssp. <i>rostrata</i> (Oestrup) Lange-Bertalot
17	mi	<i>Achnanthes laterostrata</i> Hustedt
18	k	<i>Achnanthes minuscula</i> Hustedt
19	k	<i>Achnanthes minutissima</i> Kützing var. <i>minutissima</i>
20	nn	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>affinis</i> (Grunow) Lange-Bertalot
21	k	<i>Achnanthes petersenii</i> Hustedt
22	k	<i>Achnanthes ploenensis</i> var. <i>gessneri</i> (Hustedt) Lange-Bertalot
23	sh	<i>Achnanthes pusilla</i> (Grunow) De Toni
24	nn	<i>Achnanthes saccula</i> Carter
25	k	<i>Achnanthes subatomoides</i> (Hustedt) Lange-Bertalot & Archibald
26	k	<i>Amphipleura pellucida</i> (Kützing) Kützing
27	k	<i>Amphora inariensis</i> Krammer
28	k	<i>Amphora libyca</i> Ehrenberg
29	k	<i>Amphora ovalis</i> (Kützing) Kützing
30	k	<i>Amphora pediculus</i> (Kützing) Grunow
31	k	<i>Amphora veneta</i> Kützing var. <i>veneta</i>
32	k	<i>Anomoeoneis sphaerophora</i> (Ehrenberg) Pfister
33	k	<i>Anomoeoneis vitrea</i> (Grunow) Ross
34	k	<i>Asterionella formosa</i> Hassall
35	k	<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen
36	k	<i>Aulacoseira crenulata</i> (Ehrenberg) Thwaites
37	nn	<i>Brachysira garrensis</i> Lange-Bertalot & Krammer
38	k	<i>Brachysira neoexilis</i> Lange-Bertalot (sub. <i>Anomoeoneis vitrea</i>)
39	nn	<i>Brachysira procera</i> Lange-Bertalot
40	s	<i>Caloneis aerophila</i> Bock
41	k	<i>Caloneis amphisbaena</i> (Bory) Cleve fo. <i>amphisbaena</i>
42	k	<i>Caloneis bacillum</i> (Grunow) Cleve
43	s	<i>Caloneis branderi</i> (Hustedt) Krammer
44	k	<i>Caloneis schumanniana</i> (Grunow) Cleve
45	nn	<i>Caloneis schroederii</i> Hustedt
46	k	<i>Caloneis silicula</i> (Ehrenberg) Cleve fo. <i>silicula</i>
47	k	<i>Caloneis tenuis</i> (Gregory) Krammer
48	nn	<i>Cocconeis neodiminuta</i>
49	k	<i>Cocconeis neothumensis</i> Krammer
50	k	<i>Cocconeis pediculus</i> Ehrenberg
51	k	<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg
52	k	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehrenberg) Grunow
53	k	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehrenberg) Van Heurck
54	k	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>pseudolineata</i> Geitler
55	nn	<i>Craticula ambigua</i> (Ehrenberg) D. G. Mann
56	k	<i>Cyclostephanus dubius</i> (Fricke) Round
57	k	<i>Cyclotella comensis</i> Grunow
58	nn	<i>Cyclotella distinguenda</i> Hustedt var. <i>distinguenda</i>
59	k	<i>Cyclotella ocellata</i> Pantocsek
60	k	<i>Cyclotella pseudostelligera</i> Hustedt
61	k	<i>Cyclotella radiosa</i> (Grunow) Lemmermann
62	k	<i>Cyclotella stelligera</i> Cleve & Grunow

Tabelle 1 (Fortsetzung): Taxaliste mit Angaben über artspezifisches Auftreten in Europa

Ifd. Nr.	Auftreten in Europa (Lange-Bertalot & Steindorf, 1996)	Taxon
63	k	<i>Cymatopleura solea</i> (Brébisson) W. Smith
64	k	<i>Cymbella affinis</i> Kützing
65	k	<i>Cymbella aequalis sensu</i> Cleve
66	k	<i>Cymbella amphicephala</i> Naegeli
67	k	<i>Cymbella amphicephala</i> var. <i>hercynica</i> (Schmidt) Cleve
68	k	<i>Cymbella aspera</i> (Ehrenberg) Cleve
69	k	<i>Cymbella cesatii</i> (Rabenhorst) Grunow var. <i>cesatii</i>
70	k	<i>Cymbella cistula</i> (Ehrenberg) Kirchner var. <i>cistula</i>
71	lv	<i>Cymbella cymbiformis</i> Agardh
72	lv	<i>Cymbella cymbiformis</i> var. <i>nonpunctata</i>
73	k	<i>Cymbella ehrenbergii</i> Kützing
74	k	<i>Cymbella helvetica</i> Kützing
75	k	<i>Cymbella hustedtii</i> Krasske
76	nn	<i>Cymbella cf. incerta</i> (Grunow) Cleve
77	k	<i>Cymbella laevis</i> Naegeli
78	k	<i>Cymbella lanceolata</i> (Ehrenberg) Kirchner
79	k	<i>Cymbella leptoceros</i> (Ehrenberg) Kützing
80	k	<i>Cymbella lunata</i> W. Smith in Greville 1855
81	nn	<i>Cymbella mesiana</i> Cholnoky
82	k	<i>Cymbella microcephala</i> Grunow in Van Heurck
83	k	<i>Cymbella minuta</i> Hilse 1862 in Rabenhorst
84	k	<i>Cymbella naviculiformis</i> (Auerswald) Cleve
85	k	<i>Cymbella perpusilla</i>
86	lv - gZ	<i>Cymbella proxima</i> Reimer
87	k	<i>Cymbella silesiaca</i> Bleisch
88	lv	<i>Cymbella simonsenii</i> Krammer
89	k	<i>Cymbella sinuata</i> Gregory
90	k	<i>Cymbella subaequalis</i> Grunow
91	k	<i>Denticula tenuis</i> Kützing
92	k	<i>Diatoma mesodon</i> (Ehrenberg) Kützing
93	k	<i>Diatoma tenuis</i> Agardh
94	k	<i>Diploneis elliptica</i> (Kützing) Cleve
95	nn	<i>Diploneis modica</i> Hustedt
96	k	<i>Diploneis oblongella</i> (Naegeli) Cleve-Euler
97	k	<i>Diploneis oculata</i> (Brébisson) Cleve
98	lv	<i>Diploneis ovalis</i> (Hilse) Cleve
99	lv, n-A	<i>Diploneis parva</i> Cleve
100	k	<i>Ellerbeckia arenaria</i> (Moore) Crawford
101	k	<i>Epithemia adnata</i> (Kützing) Brébisson
102	k	<i>Epithemia sorex</i> Kützing var. <i>sorex</i>
103	k	<i>Epithemia turgida</i> (Ehrenberg) Kützing var. <i>westermanni</i> (Ehrenberg) Grunow
104	k	<i>Eunotia bilunaris</i> (Ehrenberg) Mills var. <i>bilunaris</i>
105	lv-gZ	<i>Eunotia circumborealis</i> Lange-Bertalot & Nörpel
106	k	<i>Eunotia exigua</i> (Brébisson) Grunow
107	k	<i>Eunotia fallax</i> var. <i>fallax</i> A. Cleve
108	k	<i>Eunotia fallax</i> var. <i>groenlandica</i> (Grunow) Lange-Bertalot
109	k	<i>Eunotia glacialis</i> Meister
110	lv-nH	<i>Eunotia intermedia</i> (Krasske) Nörpel & Lange-Bertalot
111	k	<i>Eunotia implicata</i> Nörpel, Lange-Bertalot & Alles
112	k	<i>Eunotia meisteri</i> Hustedt
113	k	<i>Eunotia minor</i> (Kützing) Grunow
114	k	<i>Eunotia muscicola</i> var. <i>tridentula</i> Nörpel & Lange-Bertalot
115	k	<i>Eunotia soleirolii</i> (Kützing) Rabenhorst
116	k	<i>Eunotia tenella</i> (Grunow) Hustedt
117	nn	<i>Eunotia praerupta</i> Ehrenberg sensu lato
118	lv-nH	<i>Fragilaria bicapitata</i> Mayer
119	k	<i>Fragilaria biceps</i> (Kützing) Lange-Bertalot
120	k	<i>Fragilaria bidens</i> Heiberg
121	k	<i>Fragilaria brevistriata</i> Grunow
122	nn	<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>capucina</i>
123	nn	<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>austriaca</i> (Grunow) Lange-Bertalot
124	nn	<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>distans</i> (Grunow) Lange-Bertalot

Tabelle 1 (Fortsetzung): Taxaliste mit Angaben über artspezifisches Auftreten in Europa

lfd. Nr.	Auftreten in Europa (Lange-Bertalot & Steindorf, 1996)	Taxon
125	nn	<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>gracilis</i> (Oestrup) Hustedt
126	nn	<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>mesolepta</i> (Rabenhorst) Rabenhorst
127	lv-nH	<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>perminuta</i> (Grunow) Lange-Bertalot
128	nn	<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>rumpens</i> (Kützing) Lange-Bertalot
129	nn	<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières var. <i>vaucheriae</i> (Kützing) Lange-Bertalot
130	nn	<i>Fragilaria construens</i> (Ehrenberg) Grunow f. <i>construens</i>
131	nn	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>binodis</i> (Ehrenberg) Hustedt
132	nn	<i>Fragilaria construens</i> (Ehrenberg) Grunow f. <i>subsalina</i> (Hustedt) Hustedt
133	nn	<i>Fragilaria construens</i> (Ehrenberg) Grunow f. <i>venter</i> (Ehrenberg) Hustedt
134	k	<i>Fragilaria crotonensis</i> Kitton
135	k	<i>Fragilaria delicatissima</i> (W. Smith) Lange-Bertalot
136	k	<i>Fragilaria dilatata</i> (Brébisson) Lange-Bertalot
137	k	<i>Fragilaria elliptica</i> Schumann
138	nn	<i>Fragilaria exigua</i> Grunow
139	k	<i>Fragilaria fasciculata</i> (Agardh) Lange-Bertalot
140	k	<i>Fragilaria leptostauron</i> (Ehrenberg) Hustedt
141	k	<i>Fragilaria nanana</i> Lange-Bertalot
142	nn	<i>Fragilaria neoproducta</i> Lange-Bertalot
143	k	<i>Fragilaria parasitica</i> var. <i>subconstricta</i> Grunow
144	nn	<i>Fragilaria parasitica</i> (W. Smith) Grunow var. <i>parasitica</i>
145	k	<i>Fragilaria pinnata</i> Ehrenberg fo. <i>pinnata</i>
146	n-A	<i>Fragilaria robusta</i> (Fusey) Manguin
147	k	<i>Fragilaria tenera</i> (W. Smith) Lange-Bertalot
148	k	<i>Fragilaria ulna</i> (Nitzsch) Lange-Bertalot var. <i>ulna</i>
149	k	<i>Fragilaria ulna</i> (Nitzsch) Lange-Bertalot var. <i>acus</i> (Kützing) Lange-Bertalot
150	k	<i>Fragilaria ulna</i> (Nitzsch) Lange-Bertalot var. <i>claviceps</i> Hustedt
151	k	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>danica</i> (Kützing) Van Heurck
152	k	<i>Fragilaria virescens</i> Ralfs
153	k	<i>Frustulia vulgaris</i> (Twaites) De Toni
154	k	<i>Gomphonema acuminatum</i> Ehrenberg var. <i>acuminatum</i>
155	k	<i>Gomphonema angustatum</i> (Kützing) Rabenhorst
156	nn	<i>Gomphonema angustum</i> Agardh
157	nn	<i>Gomphonema aquaeminalis</i> Lange-Bertalot & Reichardt
158	nn	<i>Gomphonema auritum</i> A. Braun
159	nn	<i>Gomphonema bavaricum</i> Reichardt & Lange-Bertalot
160	nn	<i>Gomphonema bohemicum</i> Reichelt & Fricke
161	nn	<i>Gomphonema bozenae</i> Lange-Bertalot & Reichardt
162	k	<i>Gomphonema clavatum</i> Ehrenberg
163	nn	<i>Gomphonema dichotomum</i> Kützing
164	k	<i>Gomphonema gracile</i> Ehrenberg
165	k	<i>Gomphonema grovei</i> M. Schmidt var. <i>lingulatum</i> (Hustedt) Lange-Bertalot
166	nn	<i>Gomphonema lagerheimii</i> A. cleve
167	nn	<i>Gomphonema lateripunctatum</i> Reichardt & Lange-Bertalot
168	k	<i>Gomphonema micropus</i> Kützing
169	nn	<i>Gomphonema minutum</i> (C. Agardh) C. Agardh
170	k	<i>Gomphonema minusculum</i> Krasske
171	nn	<i>Gomphonema occultum</i> Reichardt & Lange-Bertalot
172	nn	<i>Gomphonema olivaceum</i> var. <i>olivaceoides</i> (Hustedt) Lange-Bertalot
173	k	<i>Gomphonema olivaceum</i> (Hornemann) Brébisson var. <i>olivaceum</i>
174	k	<i>Gomphonema parvulum</i> (Kützing) Kützing var. <i>parvulum</i>
175	k	<i>Gomphonema parvulum</i> (Kützing) Kützing var. <i>exilissimum</i> Grunow
176	nn	<i>Gomphonema parvulus</i> Lange-Bertalot & Reichardt
177	nn	<i>Gomphonema procerum</i> Reichardt & Lange-Bertalot
178	nn	<i>Gomphonema productum</i> (Grunow) Lange-Bertalot & Reichardt
179	nn	<i>Gomphonema pumilum</i> (Grunow) Reichardt & Lange-Bertalot
180	nn	<i>Gomphonema reichardtii</i> Lange-Bertalot
181	nn	<i>Gomphonema sarcophagus</i> Gregory
182	nn	<i>Gomphonema sphenovortex</i> Lange-Bertalot & Reichardt
183	k	<i>Gomphonema truncatum</i> Ehrenberg
184	nn	<i>Gomphonema utae</i> Lange-Bertalot Reichardt
185	nn	<i>Gomphonema vibrio</i> Ehrenberg
186	k	<i>Gyrosigma attenuatum</i> (Kützing) Rabenhorst

Tabelle 1 (Fortsetzung): Taxaliste mit Angaben über artspezifisches Auftreten in Europa

lfd. Nr.	Auftreten in Europa (Lange-Bertalot & Steindorf, 1996)	Taxon
187	k	<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehrenberg) Grunow s. str.
188	k	<i>Meridion circulare</i> (Greville) Agardh var. <i>circulare</i>
189	k	<i>Meridion circulare</i> var. <i>constrictum</i> (Ralfs) Van Heurck
190	nn	<i>Navicula absoluta</i> Hustedt
191	k	<i>Navicula angusta</i> Grunow
192	lv	<i>Navicula brockmannii</i> Hustedt
193	k	<i>Navicula bryophila</i> Petersen var. <i>bryophila</i>
194	k	<i>Navicula capitata</i> Ehrenberg var. <i>capitata</i>
195	k	<i>Navicula capitoradiata</i> Germain
196	nn	<i>Navicula cari</i> Ehrenberg
197	k	<i>Navicula cincta</i> (Ehrenberg) Ralfs
198	lv	<i>Navicula clementis</i> Grunow
199	k	<i>Navicula cryptocephala</i> Kützing
200	k	<i>Navicula cryptotenella</i> Lange-Bertalot
201	k	<i>Navicula cuspidata</i> (Kützing) Kützing
202	k	<i>Navicula decussis</i> Østrup var. <i>decussis</i>
203	n-A	<i>Navicula detenta</i> Hustedt
204	lv-nH	<i>Navicula disjuncta</i> Hustedt
205	k	<i>Navicula elginensis</i> (Gregory) Ralfs var. <i>elginensis</i>
206	k	<i>Navicula elginensis</i> var. <i>cuneata</i> (M. Møller) Lange-Bertalot
207	nn	<i>Navicula fossalis</i> Krasske
208	k	<i>Navicula gallica</i> W. Smith Lagerstedt var. <i>perpusilla</i> (Grunow) Lange-Bertalot
209	k	<i>Navicula gastrum</i> (Ehrenberg) Kützing var. <i>gastrum</i>
210	k	<i>Navicula gregaria</i> Donkin
211	k	<i>Navicula halophila</i> (Grunow) Cleve
212	k	<i>Navicula hofmanniae</i> Lange-Bertalot
213	k	<i>Navicula hustedtii</i> Krasske
214	k	<i>Navicula insociabilis</i> A. Schmidt
215	k	<i>Navicula kotschyi</i> Grunow
216	k	<i>Navicula lanceolata</i> (Agardh) Kützing
217	k	<i>Navicula laterostrata</i> Hustedt
218	k	<i>Navicula libonensis</i> Schoemann
219	k	<i>Navicula menisculus</i> Schumann var. <i>menisculus</i>
220	k	<i>Navicula minima</i> Grunow
221	k	<i>Navicula minuscula</i> Grunow var. <i>minuscula</i>
222	k	<i>Navicula minuscula</i> var. <i>muralis</i> (Grunow) Lange-Bertalot
223	lv	<i>Navicula modica</i> Hustedt
224	k	<i>Navicula mutica</i> Kützing var. <i>mutica</i>
225	k	<i>Navicula oblonga</i> (Kützing) Kützing
226	k	<i>Navicula oppugnata</i> Hustedt
227	k	<i>Navicula placentula</i> (Ehrenberg) Grunow
228	nn	<i>Navicula pseudoanglica</i> Lange-Bertalot var. <i>pseudoanglica</i>
229	nn	<i>Navicula pseudolanceolata</i> Lange-Bertalot var. <i>pseudolanceolata</i>
230	k	<i>Navicula pseudoscutiformis</i> Hustedt
231	nn	<i>Navicula pseudoventralis</i> Hustedt
232	k	<i>Navicula radiosa</i> Kützing
233	nn	<i>Navicula raederiae</i> Lange-Bertalot
234	lv	<i>Navicula recens</i> (Lange-Bertalot) Lange-Bertalot
235	nn	<i>Navicula reichardtiana</i> Lange-Bertalot var. <i>reichardtiana</i>
236	k	<i>Navicula rhynchocephala</i> Kützing
237	k	<i>Navicula rotundata</i> Hantzsch
238	k	<i>Navicula schoenfeldii</i> Hustedt
239	k	<i>Navicula seminulum</i> Grunow
240	nn	<i>Navicula slesvicensis</i> Grunow
241	nn	<i>Navicula striolata</i> (Grunow) Lange-Bertalot
242		<i>Navicula subcostulata</i> Hustedt
243	nn	<i>Navicula submuralis</i> Hustedt
244	nn	<i>Navicula subrotundata</i> Hustedt
245	k	<i>Navicula subplacentula</i> Hustedt
246	k	<i>Navicula tenelloides</i> Hustedt
247	k	<i>Nitzschia capitellata</i> Hustedt
248	k	<i>Nitzschia denticula</i> Grunow var. <i>denticula</i>

Tabelle 1 (Fortsetzung): Taxaliste mit Angabe über artspezifisches Auftreten in Europa

lfd. Nr.	Auftreten in Europa (Lange-Bertalot & Steindorf, 1996)	Taxon
249	k	<i>Navicula tridentula</i> Krasske
250	k	<i>Navicula tripunctata</i> (O. F. Müller) Bory
251	k	<i>Navicula trivialis</i> var. <i>oligotraphenta</i> Lange-Bertalot & Hofmann
252	lv-E	<i>Navicula utermoehlii</i> Hustedt
253	k	<i>Navicula veneta</i> Kützing
254	k	<i>Navicula viridula</i> (Kützing) Ehrenberg var. <i>viridula</i>
255	k	<i>Navicula viridula</i> var. <i>linearis</i> Hustedt
256	k	<i>Navicula viridula</i> var. <i>rostellata</i> (Kützing) Cleve
257	nH	<i>Navicula vitabunda</i> Hustedt s. str.
258	k	<i>Neidium affine</i> (Ehrenberg) Pfitzer var. <i>affine</i>
259	k	<i>Neidium ampliatum</i> (Ehrenberg) Krammer
260	k	<i>Neidium bisulcatum</i> (Lagerstedt) Cleve var. <i>bisulcatum</i>
261	k	<i>Neidium dubium</i> (Ehrenberg) Cleve
262	gZ	<i>Neidium hercynicum</i> A. Mayer
263	no-al	<i>Neidium minutissimum</i> Krasske
264	k	<i>Neidium productum</i> (W. Smith) Cleve
265	k	<i>Nitzschia acidoclinata</i> Lange-Bertalot
266	no-al	<i>Nitzschia alpina</i> Hustedt
267	k	<i>Nitzschia amphibia</i> Grunow f. <i>amphibia</i>
268	k	<i>Nitzschia amphibia</i> var. <i>frauenfeldii</i> Grunow
269	k	<i>Nitzschia amphibioides</i> Hustedt
270	k	<i>Nitzschia angustata</i> Grunow
271	k	<i>Nitzschia bacillum</i> Hustedt
272	no-al	<i>Nitzschia bryophila</i> (Hustedt) Hustedt
273	k	<i>Nitzschia dissipata</i> (Kützing) Grunow var. <i>dissipata</i>
274	k	<i>Nitzschia dissipata</i> var. <i>media</i> (Hantzsch) Grunow
275	k	<i>Nitzschia fonticola</i> Grunow
276	nn	<i>Nitzschia fossilis</i> Grunow
277	k	<i>Nitzschia frustulum</i> (Kützing) Grunow var. <i>frustulum</i>
278	k	<i>Nitzschia frustulum</i> var. <i>bulnheimiana</i> (Rabenhorst) Grunow
279	nn	<i>Nitzschia gessneri</i> Hustedt
280	lv	<i>Nitzschia graciliformis</i> Lange-Bertalot & Simonsen
281	nn	<i>Nitzschia gracilis</i> Hantzsch
282	k	<i>Nitzschia hantzschiana</i> Rabenhorst
283	nn	<i>Nitzschia heufleriana</i> Grunow
284	no-al	<i>Nitzschia homburgiensis</i> Lange-Bertalot
285	k	<i>Nitzschia inconspicua</i> Grunow
286	k	<i>Nitzschia intermedia</i> Hantzsch
287	lv	<i>Nitzschia lacuum</i> Lange-Bertalot
288	nn	<i>Nitzschia levidensis</i> var. <i>salinarum</i> Grunow
289	nn	<i>Nitzschia liebertruthii</i> Rabenhorst
290	k	<i>Nitzschia linearis</i> (Agardh) W. Smith var. <i>linearis</i>
291	k	<i>Nitzschia linearis</i> var. <i>tenuis</i> (W. Smith) Grunow
292	k	<i>Nitzschia linearis</i> var. <i>subtilis</i> Grunow
293	k	<i>Nitzschia palea</i> (Kützing) W. Smith
294	k	<i>Nitzschia paleacea</i> (Grunow) Grunow
295	k	<i>Nitzschia perminuta</i> (Grunow) M. Peragallo
296	lv	<i>Nitzschia pumila</i> Hustedt
297	lv	<i>Nitzschia pura</i> Hustedt
298	lv	<i>Nitzschia radícula</i> Hustedt
299	k	<i>Nitzschia recta</i> Hantzsch var. <i>recta</i>
300	k	<i>Nitzschia recta</i> Hantzsch var. <i>robusta</i> Hustedt
301	k	<i>Nitzschia sigmoidea</i> (Nitzsch) W. Smith
302	lv	<i>Nitzschia subacicularis</i> Hustedt
303	k	<i>Nitzschia supralitoria</i> Lange-Bertalot
304	nn	<i>Nitzschia tropica</i> Hustedt
305	k	<i>Nitzschia vermicularis</i> (Kützing) Hantzsch var. <i>vermicularis</i>
306	k	<i>Nitzschia vermicularis</i> var. <i>angustior</i> Grunow
307	nn	<i>Nitzschia wuellerstorffii</i> Lange-Bertalot
308	k	<i>Pinnularia appendiculata</i> (Agardh) Cleve
309	nn	<i>Pinnularia bacilliformis</i> Krammer
310	k	<i>Pinnularia borealis</i> Ehrenberg var. <i>borealis</i>

Tabelle 1 (Fortsetzung): Taxaliste mit Angabe über artspezifisches Auftreten in Europa

lfd. Nr.	Auftreten in Europa (Lange-Bertalot & Steindorf, 1996)	Taxon
311	k	<i>Pinnularia cardinalis</i> (Ehrenberg) W. Smith
312	k	<i>Pinnularia dactylus</i> Ehrenberg
313	k	<i>Pinnularia divergens</i> W. Smith
314	nn	<i>Pinnularia dornii</i> Metzeltin
315	k	<i>Pinnularia esox</i> Ehrenberg
316	k	<i>Pinnularia gentilis</i> (Donkin) Cleve
317	k	<i>Pinnularia gibba</i> Ehrenberg var. <i>gibba</i>
318	k	<i>Pinnularia gibba</i> var. <i>linearis</i> Hustedt
319	k	<i>Pinnularia gibba</i> var. <i>mesogongyla</i> (Ehrenberg) Hustedt
320	k	<i>Pinnularia hemiptera</i> (Kützing) Rabenhorst
321	k	<i>Pinnularia interrupta</i> W. Smith
322	no-al; bisher selten gefunden	<i>Pinnularia lapponica</i> Hustedt
323	k	<i>Pinnularia legumen</i> (Ehrenberg) Ehrenberg
324	k	<i>Pinnularia lundii</i> Hustedt
325	k	<i>Pinnularia maior</i> (Kützing) Rabenhorst
326	k	<i>Pinnularia microstauron</i> (Ehrenberg) Cleve var. <i>microstauron</i>
327	k	<i>Pinnularia microstauron</i> var. <i>brebissonii</i> (Kützing) Mayer
328	nn	<i>Pinnularia neomajor</i> Krammer
329	k	<i>Pinnularia nodosa</i> (Ehrenberg) W. Smith
330	nn	<i>Pinnularia notabilis</i> Krammer
331	k, no-al	<i>Pinnularia obscura</i> Krasske
332	k, no-al	<i>Pinnularia rupestris</i> Hantzsch var. <i>rupestris</i>
333	nn	<i>Pinnularia sinistra</i> Krammer
334	k	<i>Pinnularia subcapitata</i> Gregory
335	k, no-al	<i>Pinnularia sudetica</i> (Hilse) Peragallo
336	k	<i>Pinnularia</i> cf. <i>viridis</i> (Nitzsch) Ehrenberg
337	k	<i>Rhoicosphenia abbreviata</i> (Agardh) Lange-Bertalot
338	k	<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehrenberg) O. Müller var. <i>gibba</i>
339	k	<i>Sellaphora americana</i> Ehrenberg
340	k	<i>Sellaphora bacillum</i> Ehrenberg
341	k	<i>Sellaphora laevis</i> (Kützing) Lange-Bertalot var. <i>laevis</i>
342	k	<i>Sellaphora pupula</i> (Kützing) Mann & Stickle var. <i>pupula</i>
343	k	<i>Sellaphora pupula</i> var. <i>mutata</i> (Krasske) Hustedt
344	k	<i>Sellaphora pupula</i> var. <i>pseudopupula</i> (Krasske) Hustedt
345	k	<i>Stauroneis acuta</i> W. Smith
346	nH	<i>Stauroneis agrestis</i> Petersen
347	k	<i>Stauroneis anceps</i> Ehrenberg var. <i>anceps</i>
348	k	<i>Stauroneis kriegeri</i> Patrick
349	k	<i>Stauroneis legumen</i> Ehrenberg
350	k	<i>Stauroneis nobilis</i> Schumann
351	k	<i>Stauroneis phoenicenteron</i> (Nitzsch) Ehrenberg
352	nn	<i>Stauroneis producta</i> Grunow
353	k	<i>Stauroneis prominula</i> (Grunow) Hustedt
354	nn	<i>Stauroneis siberica</i> Lange-Bertalot & Krammer
355	k	<i>Stauroneis smithii</i> Grunow
356	k	<i>Stauroneis thermicola</i> (Petersen) Lund
357	k	<i>Stephanodiscus alpinus</i> Hustedt
358	k	<i>Stephanodiscus minutulus</i> (Kützing) Cleve & Müller
359	k	<i>Surirella angusta</i> Kützing
360	k	<i>Surirella bifrons</i> Ehrenberg
361	k	<i>Surirella biseriata</i> Brébisson
362	k	<i>Surirella brebissonii</i> Krammer & Lange-Bertalot var. <i>brebissonii</i>
363	k	<i>Surirella constricta</i> W. Smith
364	k	<i>Surirella linearis</i> W. Smith var. <i>linearis</i>
365	k	<i>Surirella minuta</i> Brébisson
366	nn	<i>Surirella splendida</i> (Ehrenberg) Kützing
367	nn	<i>Surirella subsalsa</i> W. Smith
368	k	<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngbye) Kützing
369	k	<i>Tabellaria flocculosa</i> (Roth) Kützing var. <i>flocculosa</i>
370	lv	<i>Tabellaria ventricosa</i> Kützing

Tabelle 2: Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 285	# 290	# 295	# 300	# 305	# 310	# 315	# 320	# 325	# 330	# 335
	Alter [cal yr BP]	1478	1516	1565	1602	1637	1686	1727	1774	1813	1852	1892
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	1,7	1,4	2,5	2,0	3,0	2,3	1,2	1,9	2,3	2,5	3,7
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,5	0,6	0,9	0,8	1,3	1,9	1,2	1,5	0,6	0,7	1,8
3	<i>Asterionella formosa</i>	21,9	20,5	15,5	28,4	2,9	20,4	14,5	13,0	6,7	5,0	11,4
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	0,4	0,9	0,9	0,7	0,9
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,2	0,4	0,4	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
7	<i>Cyclotella comensis</i>	1,3	0,8	0,8	0,5	16,8	1,4	48,4	33,8	56,5	54,4	33,2
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	1,1	0,3	0,3	0,4	1,3	0,5	16,2	20,6	6,6	12,9	15,5
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	54,3	51,2	40,7	30,7	10,2	15,6	4,4	9,6	5,1	4,6	5,9
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,1	0,1	0,0	4,5	13,8	11,5	1,4	1,1	0,9	1,1	0,6
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,0	0,4	0,2	0,2	0,2	0,5	0,5	0,3	1,3	0,5	1,1
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	0,1	0,1	0,4
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,5	0,4	2,1	1,7	3,5	4,8	2,2	2,5	4,0	4,1	5,8
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,1	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,4	0,1	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,1	0,3	1,0	0,1	0,8	2,0	0,0	0,6	0,2	0,1	0,6
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	1,3	2,0	3,7	1,9	5,4	5,2	0,8	1,3	1,4	1,4	1,1
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	0,4	1,0	1,3	0,0	3,4	0,8	0,2	0,0	0,2	0,1	0,3
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,6	1,1	2,5	2,5	5,7	6,0	1,5	1,1	1,7	2,4	3,2
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,6	1,1	3,2	5,7	3,0	12,7	0,5	1,4	0,8	0,5	1,5
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	0,3	0,7	0,1	0,6	1,6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	1,5	0,6	1,0	0,5	1,1	0,6	0,1	0,2	0,5	0,4	0,3
24	<i>Navicula minima</i>	0,4	0,3	0,3	0,5	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,4
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,0	0,5	1,2	0,5	1,1	0,0	0,0	0,4	0,1	0,2	0,1
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	1,1	0,8	1,4	0,6	0,4	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	0,5	1,1	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
28	<i>Nitzschia radicularis</i>	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,2	0,0	0,1	0,3	1,2	0,9	0,9	0,2	0,7	1,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	3,0	4,7	6,8	7,1	6,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 340	# 342	# 345	# 350	# 355	# 360	# 365	# 370	# 375	# 380	# 385
	Alter [cal yr BP]	1921	1935	1948	1978	2021	2073	2127	2163	2219	2254	2304
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	3,7	7,4	3,4	4,9	10,2	6,5	4,6	8,2	2,4	1,6	1,3
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,5	0,0	0,7	1,4	0,2	0,7	1,0	1,3	3,0	0,8	0,8
3	<i>Asterionella formosa</i>	20,5	19,5	5,7	14,6	24,1	7,9	5,6	8,5	3,8	2,8	2,3
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	1,0	1,6	0,7	1,4	0,8	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,2	0,4	0,2	0,0	0,0	0,3	0,2	0,1	0,7	0,0	0,0
7	<i>Cyclotella comensis</i>	23,6	9,6	36,5	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,1	0,0	0,6	9,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	9,9	12,0	8,5	16,7	19,0	17,6	23,8	26,3	8,0	2,1	6,5
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	4,0	6,4	8,7	3,8	6,9	3,6	3,9	1,9	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	1,6	1,8	0,4	0,8	1,3	0,9	0,4	0,5	0,2	0,5	0,0
12	<i>Denticula tenuis</i>	1,2	1,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	5,1	5,1	3,5	4,2	5,7	1,8	3,1	3,9	2,6	0,7	0,4
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	1,3	2,2	0,8	0,0	0,4	0,8	6,6	3,8	1,3	0,5	1,6
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,3	0,5	0,0	0,2	0,1	0,5	1,3	2,5	1,7	0,5	0,4
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	3,1	4,1	4,0	2,6	4,0	17,7	9,6	5,2	13,5	0,8	0,1
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,7	0,3	0,0	1,6	1,6	0,2	1,1	0,0	0,4
18	<i>Fragilaria nanana</i>	2,5	0,0	0,7	0,1	4,2	8,5	3,5	4,2	0,3	2,3	0,3
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	2,8	5,2	6,0	4,9	3,6	6,2	9,0	4,4	5,2	1,2	3,8
20	<i>Fragilaria tenera</i>	1,9	0,8	1,2	3,7	3,2	3,6	3,6	1,3	0,6	0,0	1,3
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	0,1	0,4	0,3	0,5	0,0	0,0	0,2	0,1	0,4	0,4	2,2
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,6	1,1	0,8	0,4	0,5	0,5	0,9	0,4	0,6	0,5	0,2
24	<i>Navicula minima</i>	0,1	0,7	0,4	0,0	0,5	1,0	1,3	1,0	1,5	0,2	0,0
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,5	0,4	0,7	0,4	0,9	0,0	0,3	1,0	0,6	0,2	0,0
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,1	0,4	0,3	0,0	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,0	0,3
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,1
28	<i>Nitzschia radicularia</i>	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	1,5	1,5	0,7	0,9	1,6	2,9	1,9	1,4	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	0,2	0,3	1,2	1,5	0,0	0,0	0,1	0,4	35,3	80,2	71,9

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 390	# 395	# 400	# 405	# 410	# 412	# 415	# 417	# 420	# 425	# 427
	Alter [cal yr BP]	2356	2409	2450	2493	2530	2542	2556	2568	2588	2594	2596
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	1,7	2,2	2,3	0,1	0,8	0,6	1,0	1,5	0,6	1,2	0,7
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,3	0,3	0,1	0,0	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1
3	<i>Asterionella formosa</i>	4,0	3,7	2,2	13,4	8,5	0,5	2,5	14,0	0,1	1,1	0,4
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,9	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
7	<i>Cyclotella comensis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	6,4	6,7	3,7	1,4	0,0	0,3	1,7	6,1	0,0	0,7	0,8
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,5	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,3	0,1	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,3	0,5	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	10,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,4	0,1	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,3	0,5	0,5	0,1	0,5	0,4	0,1	0,9	0,0	0,1	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,7	0,0	0,1	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,2	0,6	0,4	0,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,5	1,3	1,0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,5	0,0	0,0	0,0
20	<i>Fragilaria tenera</i>	2,3	3,3	14,4	0,1	4,3	0,7	0,3	4,7	0,6	1,2	0,1
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	1,3	0,0	0,0	1,1	0,1	0,0	0,0	0,1	1,4	0,0	0,0
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,3	0,3	0,2	0,1	0,0	0,3	0,1	0,4	0,8	0,1	0,2
24	<i>Navicula minima</i>	0,6	0,5	0,6	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,0	0,6	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,2
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	0,0
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,1	0,4	0,0	31,9	5,9	5,4
28	<i>Nitzschia radicularis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	63,2	70,0	61,6	78,9	79,6	85,3	91,7	65,7	54,6	86,6	89,7

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 430	# 432	# 435	# 437	# 440	# 441	# 442	# 443	# 444	# 445	# 446
	Alter [cal yr BP]	2616	2627	2652	2666	2696	2720	2758	2791	2825	2854	2891
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	0,1	0,0	0,1	1,3	0,5	0,6	0,5	0,9	0,2	1,0	2,3
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,0	0,1	0,0	0,3	0,0	0,6	0,0	0,4	0,0	0,6	0,1
3	<i>Asterionella formosa</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	21,8	4,4	9,8	23,2	0,1	0,1	0,2
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,3	0,0	0,0	0,2
7	<i>Cyclotella comensis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	14,8	0,3	6,0	1,8	78,2
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	1,1	0,6	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
18	<i>Fragilaria nanana</i>	0,0	0,0	0,4	0,5	1,0	0,1	4,4	5,1	0,5	0,0	0,6
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,1	0,0	0,0	13,0	0,4	2,5	0,1	0,3	0,0	0,4	0,5
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	0,2	0,0	0,2	0,9	0,1	0,3	0,0	1,2	1,0	1,0	0,3
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,0	0,0	0,0	0,2	0,4	0,3	0,1	0,7	0,2	1,3	1,8
24	<i>Navicula minima</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,1	0,0	0,2	0,3	0,6	0,9	0,6	1,9	2,9	0,0	1,4
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	25,5	12,3	25,7	58,7	46,4	17,1	37,8	0,0	5,3	32,3	7,5
28	<i>Nitzschia radicularia</i>	0,1	0,0	0,0	0,7	0,4	0,5	0,5	0,6	1,5	1,8	1,3
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,1	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	71,0	86,6	70,8	20,7	25,1	70,2	29,1	60,3	78,6	52,0	0,1

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 447	# 448	# 449	# 450	# 451	# 452	# 453	# 454	# 455	# 455	# 456
	Alter [cal yr BP]	2931	2967	3006	3045	3077	3108	3151	3186	3212	3212	3239
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	0,3	0,5	0,5	0,9	0,8	0,1	0,5	0,4	0,1	0,3	0,4
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,0	0,0	0,0	0,9	0,1	0,0	0,3	0,0	0,5	0,3	0,0
3	<i>Asterionella formosa</i>	0,0	3,2	0,0	0,1	0,3	0,0	0,4	0,3	0,0	0,3	0,1
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1
7	<i>Cyclotella comensis</i>	97,4	71,7	28,9	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	32,9	5,2	5,2	15,3
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,1	0,2
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	0,3	0,1	7,1	3,0	0,6	0,1	2,7	1,1	0,0	0,1	3,5
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,0	0,0	0,1	1,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	0,4	0,3	0,7	0,6	0,0	0,0	0,1	0,0	1,5	0,1	0,6
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,0	0,2	0,0	1,9	0,2	0,0	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4
24	<i>Navicula minima</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,3	0,3	0,1
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,1	0,1	0,3	0,6	0,2	0,0	0,2	0,0	0,1	0,3	0,0
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,0	0,0	0,9	2,0	0,0	0,0	1,2	0,2	0,1	0,3	1,1
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	0,9	7,8	33,4	44,6	89,3	82,1	76,6	59,3	70,6	66,6	74,6
28	<i>Nitzschia radricula</i>	0,0	0,0	0,8	3,1	0,3	0,1	1,0	0,1	0,1	0,0	0,1
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	0,0	15,0	25,3	34,9	4,7	15,3	11,2	3,5	19,4	24,4	0,8

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Taxon	# 457	# 460a	# 460b	# 461	# 462	# 465	# 466	# 467	# 470	# 471	# 472
	Alter [cal yr BP]	3276	3353	3353	3382	3413	3476	3490	3507	3562	3590	3622
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	0,8	0,5	0,2	0,5	0,9	0,4	0,6	0,0	1,8	1,3	1,3
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,5	0,4	0,0
3	<i>Asterionella formosa</i>	0,0	65,8	60,3	69,4	31,1	60,3	0,3	2,1	0,0	0,2	0,0
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,2
7	<i>Cyclotella comensis</i>	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,8	0,0	0,0
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,1	14,8	14,1	0,7	0,0	0,0	0,0	14,1	27,4	0,2	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,4
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,1	0,2	0,5	0,4	0,0	0,2	0,0	0,5	0,4	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,8	0,0	1,1	1,6	0,0	0,4	0,0	0,0	0,5	0,8
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	10,0	4,3	0,6
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,0	0,1	0,1	0,9	0,8	0,0	0,1	0,0	0,7	0,4	0,4
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,0	0,2	0,0	1,2	3,4	0,8	0,2	0,0	12,7	4,8	0,2
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	0,8	0,1	0,1	0,0	0,5	0,1	0,8	0,0	5,3	0,0	0,4
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,2	0,3	0,0	0,4	0,1	0,0	0,2	0,0	0,3	0,8	0,4
24	<i>Navicula minima</i>	0,1	0,6	0,7	0,6	0,1	0,5	0,2	0,0	0,0	0,3	0,0
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,5	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,4
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,7	0,4
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	81,8	1,4	2,3	0,2	0,4	0,0	9,6	30,5	26,2	1,5	30,3
28	<i>Nitzschia radicularis</i>	0,1	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	13,3	12,6	18,9	22,6	57,5	35,8	84,4	51,6	7,8	77,6	58,3

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 473	# 474	# 475a	# 475b	# 476	# 477	# 478	# 479	# 480	# 481	# 482
	Alter [cal yr BP]	3657	3693	3729	3729	3770	3812	3857	3898	3937	3974	4004
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	2,7	1,5	0,7	0,9	1,4	1,3	1,6	1,6	0,9	1,3	0,2
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,0	0,1	0,1	0,0	0,7	0,1	0,5	0,4	0,1	0,1	0,0
3	<i>Asterionella formosa</i>	0,0	1,6	59,9	61,2	57,4	28,6	40,1	36,5	1,0	0,0	0,0
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,2
7	<i>Cyclotella comensis</i>	0,6	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,1
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	3,1	51,6	5,9	8,7	0,5	0,8	1,8	2,2	18,1	27,3	17,4
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,8	0,5	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,6	0,0	0,0	0,0
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,0	0,0	1,9	0,3	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	24,7	35,2	15,4	12,4	21,2	48,7	31,9	18,7	45,8	34,9	7,8
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,1	0,0	0,4	0,9	1,4	1,5	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,5	2,9	12,1	11,3	8,6	0,0	5,8	0,4	2,2	19,6	1,7
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	2,6	2,2	0,0	0,0	0,0	1,8	3,4	3,2	12,1	0,1	2,4
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,9	0,2	0,1	0,0	0,5	0,6	0,3	0,4	0,3	0,3	0,1
24	<i>Navicula minima</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,8	0,1	0,1	0,0	0,5	0,6	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,0	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	49,8	0,3	0,5	0,1	0,0	9,5	7,9	30,5	16,7	9,9	67,6
28	<i>Nitzschia radicularis</i>	0,1	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,4	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	8,2	0,0	0,0	0,0	1,6	0,1	3,4	0,0	0,0	0,4	0,0

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 485	# 486	# 487	# 488	# 489	# 490	# 491	# 492	# 495	# 496	# 497
	Alter [cal yr BP]	4129	4179	4231	4284	4333	4390	4444	4476	4589	4625	4651
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	0,3	2,7	1,0	0,3	1,5	1,0	1,5	0,7	0,4	1,3	2,2
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0	0,3	0,4	0,1	0,0	0,1	0,7
3	<i>Asterionella formosa</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,0	0,1	0,0	0,3	0,7	0,0	0,1	0,6	0,0	0,0	0,0
7	<i>Cyclotella comensis</i>	3,9	0,2	1,1	0,0	0,7	1,3	0,0	0,0	24,2	0,0	0,0
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	70,7	83,3	48,2	37,2	75,2	4,7	16,9	0,1	68,4	92,2	79,5
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,5	0,1	0,0	0,4	0,7	0,4
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	0,3	2,3	13,7	9,7	0,0	16,9	70,8	55,0	3,0	0,6	0,4
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,3	0,1	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,0	0,0	0,9	0,3	1,6	0,5	0,5	14,2	0,7	0,4	1,2
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	1,1	0,7	3,3	2,7	2,3	3,4	1,0	2,0	0,1	0,1	0,0
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,0	0,9	0,3	0,5	0,5	0,7	0,6	0,6	0,0	0,4	0,0
24	<i>Navicula minima</i>	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,7	0,0	0,0	0,4
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,3	0,0	0,1	0,0	0,3
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,1	0,3	0,0	0,0	0,4	0,0	0,5	0,0	0,4	0,5	0,0
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	20,1	4,5	27,7	46,6	11,5	65,9	0,0	10,0	0,3	0,4	12,0
28	<i>Nitzschia radricula</i>	0,0	0,1	0,1	0,2	0,5	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,1
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,3	2,9	0,0	0,0	0,1	0,0

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 500	# 501	# 502	# 505a	# 505b	# 506	# 507	# 510	# 512	# 515	# 517
	Alter [cal yr BP]	4750	4783	4813	4876	4876	4895	4918	4983	5018	5067	5102
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	0,3	2,3	0,3	0,4	0,0	0,9	0,0	0,3	0,2	0,5	0,0
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
3	<i>Asterionella formosa</i>	0,0	0,4	0,1	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	3,3
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
7	<i>Cyclotella comensis</i>	1,2	54,3	8,0	1,8	0,0	14,5	4,1	80,2	97,8	87,6	61,2
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	45,6	14,7	81,0	77,5	66,7	32,7	87,8	0,0	0,0	0,2	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3	16,0	0,2	8,4	0,0
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,6	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	1,7	5,4	1,5	2,1	0,4	1,4	1,9	0,0	0,5	0,0	6,2
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,1	0,5	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2	2,0
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	0,4	1,1	0,0	0,7	0,2	2,2	0,4	0,1	0,0	0,2	1,7
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,0	0,5	0,3	0,1	0,0	0,3	0,1	0,1	0,0	0,2	0,0
24	<i>Navicula minima</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	0,2	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,0	1,0	0,0	0,3	0,1	0,5	0,1	0,0	0,0	0,3	0,0
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	47,2	14,8	5,2	15,4	29,9	45,6	4,7	1,1	0,2	0,0	25,3
28	<i>Nitzschia radicularis</i>	0,0	0,5	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	0,0	0,1	0,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 520	# 522	# 525	# 527	# 530	# 532a	# 532b	# 532c	# 535a	# 535b	# 537a
	Alter [cal yr BP]	5134	5154	5206	5233	5271	5302	5302	5302	5370	5370	5420
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	0,2	0,6	0,9	0,5	0,4	0,3	1,3	0,9	0,3	0,9	0,9
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
3	<i>Asterionella formosa</i>	75,8	85,3	73,2	71,4	48,5	30,7	26,5	29,5	0,0	0,0	15,6
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,0	0,0	0,4	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,7
7	<i>Cyclotella comensis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	25,7	26,4	20,8	0,0	0,0	0,0
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	0,0	2,8	9,2	1,7	0,1	8,1	8,3	8,9	15,0	13,6	26,2
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,0	0,0	0,3	0,1	0,0	0,2	0,2	0,4	0,0	0,3	0,3
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,8	0,0	0,5	1,1	0,8	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,3
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	10,1	5,2	6,4	7,1	0,5	5,9	0,0	4,7	0,2	0,1	8,6
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
20	<i>Fragilaria tenera</i>	1,6	1,5	0,4	11,8	28,5	4,1	27,6	24,4	2,2	1,6	3,5
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	3,1	0,0	5,5	4,2	3,6	23,0	5,9	7,0	1,2	1,7	2,7
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,0	0,3	0,1	0,0	0,3	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,5
24	<i>Navicula minima</i>	0,2	0,7	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,0	0,0	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,2	0,3	0,5
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,3	0,3	0,0
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	5,2	0,6	0,3	0,7	0,5	0,7	0,8	0,3	34,6	39,0	38,2
28	<i>Nitzschia radicularis</i>	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	0,2	0,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	44,6	41,4	0,0

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 537b	# 540a	# 540b	# 542a	# 542b	# 545	# 547	# 550a	# 550b	# 555	# 560a
	Alter [cal yr BP]	5420	5507	5507	5547	5547	5597	5630	5693	5693	5797	5894
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	1,6	1,8	2,0	4,0	3,3	2,5	6,0	3,7	3,7	2,1	1,7
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,0	0,0	0,0	0,5	0,3	0,1	1,0	1,4	1,2	0,0	0,1
3	<i>Asterionella formosa</i>	13,8	14,8	15,7	56,8	69,2	52,5	46,5	23,0	20,3	11,1	18,7
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,5	0,5	0,2	1,1	0,6	0,0	0,8	1,0	0,6	0,2	0,8
7	<i>Cyclotella comensis</i>	0,0	44,4	50,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	29,6	10,2	9,2	13,0	6,4	3,2	20,9	19,6	16,8	8,2	4,9
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,2	0,4	0,9	0,9	0,8	0,5	0,1	0,7	0,5	0,2	0,0
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,0	0,2	1,1	0,6	1,1	0,5	1,7	0,0	0,1	0,1
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	1,2	0,1	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,0	0,2	1,4	0,0	0,7	0,1	0,9	1,4	0,0	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,1	0,0	1,0	0,6	0,0	0,3
18	<i>Fragilaria nanana</i>	11,7	1,5	1,1	2,2	1,9	8,8	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,0	0,0	0,2	0,4	0,5	0,2	0,5	2,7	2,1	0,0	0,2
20	<i>Fragilaria tenera</i>	4,0	3,4	5,3	3,1	0,8	3,6	1,1	0,4	0,5	0,7	0,2
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	1,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,8	0,1	1,3	0,5	0,5	0,7
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,8	0,4	0,3	0,6	0,6	0,3	1,4	0,4	0,7	0,0	0,0
24	<i>Navicula minima</i>	0,0	0,0	0,0	0,5	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,5	0,5	0,2	0,4	0,0	0,1	0,1	0,3	1,5	0,7	0,0
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,5	0,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,1
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	32,8	18,5	14,0	3,9	5,2	21,2	5,4	0,7	0,0	52,1	44,2
28	<i>Nitzschia radicularis</i>	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	0,0	0,0	0,3	1,5	0,6	0,0	8,8	33,4	39,7	21,1	25,0

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 560b	# 565a	# 565b	# 570a	# 570b	# 575a	# 575b	# 580a	# 580b	# 585a	# 585b
	Alter [cal yr BP]	5894	5964	5964	6034	6034	6073	6073	6117	6117	6167	6167
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	0,9	0,7	2,2	0,2	0,0	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
3	<i>Asterionella formosa</i>	20,4	2,8	3,5	1,3	1,5	4,7	5,1	2,5	2,9	18,3	17,5
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	2,5	0,7	2,3	4,9	4,5	3,4
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,5	0,7	0,8	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
7	<i>Cyclotella comensis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	3,8	0,6	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	1,5
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,1	0,1	0,6	0,0	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,2	0,6	0,4	0,4	0,3	1,3	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	0,7	0,7	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
24	<i>Navicula minima</i>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,1	0,0	0,2	0,0	0,3	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	49,5	49,0	41,1	71,5	68,0	53,7	59,7	45,8	52,3	33,4	37,2
28	<i>Nitzschia radicola</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	19,6	41,9	44,1	24,8	26,8	35,4	31,4	48,3	39,2	38,1	39,4

Tabelle 2 (Fortsetzung): Die Diatomeenvergesellschaftung der untersuchten Proben. Aufgelistet sind die Arten mit ≥ 1 % relative Häufigkeit in mindestens 3 Proben

lfd. Nr.	Probennummer	# 590a	# 590b	# 595a	# 595b	# 600a	# 600b
	Alter [cal yr BP]	6233	6233	6283	6283	6336	6336
1	<i>Achnanthes minutissima</i> var. <i>minutissima</i>	0,1	0,4	0,2	0,0	0,1	0,0
2	<i>Amphora pediculus</i>	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1
3	<i>Asterionella formosa</i>	0,0	0,0	4,8	4,2	12,2	14,8
4	<i>Aulacoseira ambigua</i>	2,3	2,7	6,1	5,7	0,0	0,0
5	<i>Brachysira neoexilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
6	<i>Cocconeis placentula</i>	0,5	0,2	0,0	0,1	0,1	0,0
7	<i>Cyclotella comensis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3
8	<i>Cyclotella ocellata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	<i>Cyclotella radiosa</i>	0,9	1,0	1,4	1,7	8,9	5,4
10	<i>Cyclotella stelligera</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11	<i>Cymbella microcephala</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
12	<i>Denticula tenuis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
13	<i>Fragilaria brevistriata</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
14	<i>Fragilaria capucina</i> var. <i>gracilis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
15	<i>Fragilaria construens</i> f. <i>construens</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
16	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
17	<i>Fragilaria exigua</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
18	<i>Fragilaria nanana</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
19	<i>Fragilaria pinnata</i> fo. <i>pinnata</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
20	<i>Fragilaria tenera</i>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
21	<i>Fragilaria ulna</i> var. <i>acus</i>	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1
22	<i>Gomphonema vibrio</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
23	<i>Navicula cryptotenella</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
24	<i>Navicula minima</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
25	<i>Navicula radiosa</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
26	<i>Nitzschia amphibia</i> f. <i>amphibia</i>	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3
27	<i>Nitzschia paleacea</i>	50,8	50,9	59,7	53,4	45,0	50,2
28	<i>Nitzschia radicularis</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
29	<i>Stephanodiscus alpinus</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
30	<i>Stephanodiscus minutulus</i>	44,8	44,1	26,1	34,1	32,0	28,5

Tabelle 3: Die Mächtigkeitsänderungen und die Häufigkeiten der einzelnen Warvensubzonen im Überblick.

Warvenzone	Ia	Ib	Ic	IIa	IIb	IIc	III	IV	V	VI	VII
Zeitspanne [cal yr BP]	6350-5900	5900-5650	5650-5290	5290-5090	5090-4950	4950-4500	4500-3650	3650-2990	2990-2940	2940-2160	2160-2110
Komposittiefe (cm)	619-582	582-568	568-553	582-568	568-553	553-540	516-495	495-470	470-468	468-389	389-383
Markerlagen (Rein, 1996)	267-318	318-339	339-362	362-380	380-386	386-426	426-551	551-614	614-617	617-745	745-753
<i>S. minutulus</i> (Position)	1,08	1,08	1,02				1,30	1,09	1,00	1,04	1,13
Mächtigkeit (µm)	315	218	201				196	245	500	473	172
Häufigkeit	414	74	49				10	151	2	510	23
<i>N. paleacea</i> (Position)	1,98	1,90	1,30				1,35	1,28	1,50	1,71	
Mächtigkeit (µm)	353	335	289				236	315	425	292	
Häufigkeit	298	10	10				20	53	2	28	
<i>A. formosa</i> (Position)	1,36	1,03	1,21	1,41			1,11	1,17	1,00	1,38	1,33
Mächtigkeit (µm)	215	232	242	350			164	336	438	355	203
Häufigkeit	80	75	95	59			55	77	2	74	9
<i>Fragilaria</i> spp. (Position)	1,86	1,46	1,23	1,22		1,15	1,26	1,40	1,67	1,33	1,00
Mächtigkeit (µm)	337	273	293	433		253	187	218	79	234	165
Häufigkeit	44	50	64	18		34	158	80	3	164	5
<i>A. ambigua</i> (Position)	2,84									1,25	1,00
Mächtigkeit (µm)	208									290	125
Häufigkeit	50									28	1
<i>C. comensis</i> (Position)			1,50		1,80		1,11	1,00	1,14	1,18	
Mächtigkeit (µm)			192		252		76	150	154	229	
Häufigkeit			14		54		9	1	56	17	
<i>C. ocellata</i> (Position)					2,00	1,22	1,29	1,20		1,20	
Mächtigkeit (µm)					275	236	160	209		105	
Häufigkeit					1	172	78	86		5	
<i>C. radiosa</i> (Position)	2,90	2,17	2,40	2,00	1,85					1,77	1,38
Mächtigkeit (µm)	185	160	190	183	271					217	416
Häufigkeit	20	18	5	3	13					82	26
<i>M. caudata</i> (Position)				1,05	1,01	1,05					
Mächtigkeit (µm)				458	323	338					
Häufigkeit				128	130	145					
Zysten (Position)	2,00		1,05			1,00	1,02	1,02	1,15	1,06	1,00
Mächtigkeit (µm)	95		183			101	103	99	75	116	100
Häufigkeit	1		125			21	260	130	26	102	2
Dunkle Lage											
Mächtigkeit (µm)	286	365	206	250	125	175	163	163	100	300	275
Helle Lage											
Mächtigkeit (µm)	560	238	206	425	350	250	138	175	150	250	250
Modalität	1,58	1,27	1,16	1,07	1,19	1,13	1,15	1,16	1,16	1,20	1,24
Gesamtwarve											
Mächtigkeit (µm)	846	603	412	675	475	425	301	338	250	550	525

Tabelle 4: Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SR [cm yr ⁻¹]	ρ_s [g cm ⁻³]	SAR _{total} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	TOC [%]	ORG [%]
1	284	1471	0,13	0,10	13,01	9,81	20,89
2	285	1478	0,14	0,11	15,53	10,29	21,92
3	286	1485	0,15	0,10	15,84	10,17	21,66
4	287	1491	0,17	0,14	24,25	10,44	22,24
5	288	1497	0,15	0,09	13,54	10,53	22,43
6	289	1506	0,11	0,11	11,84	9,70	20,65
7	290	1516	0,11	0,09	9,79	10,47	22,30
8	291	1524	0,12	0,10	11,67	9,66	20,57
9	292	1535	0,10	0,07	6,57	10,18	21,68
10	293	1544	0,11	0,12	12,89	9,17	19,53
11	294	1554	0,10	0,13	12,77	9,62	20,49
12	295	1565	0,09	0,12	11,48	10,16	21,64
13	296	1574	0,10	0,11	11,12	9,24	19,68
14	297	1583	0,12	0,13	15,12	8,81	18,76
15	298	1590	0,15	0,11	16,92	8,76	18,66
16	299	1596	0,17	0,13	22,36	9,14	19,47
17	300	1602	0,16	0,15	24,13	9,46	20,15
18	301	1610	0,13	0,15	18,89	9,57	20,38
19	302	1617	0,13	0,15	18,52	9,38	19,98
20	303	1624	0,14	0,17	24,71	11,21	23,88
21	304	1633	0,11	0,21	23,98	13,14	27,99
22	305	1637	0,26	0,26	67,57	14,11	30,05
23	306	1645	0,13	0,23	29,44	11,98	25,52
24	307	1653	0,12	0,26	31,89	11,00	23,43
25	308	1663	0,10	0,28	28,41	9,39	20,00
26	309	1673	0,10	0,35	34,77	9,00	19,17
27	310	1686	0,07	0,25	18,83	10,48	22,32
28	311	1692	0,17	0,25	41,54	9,84	20,95
29	312	1701	0,11	0,28	31,16	9,55	20,34
30	313	1710	0,11	0,11	12,66	5,94	12,66
31	314	1717	0,15	0,38	55,35	6,91	14,72
32	315	1727	0,10	0,44	43,68	5,99	12,76
33	316	1735	0,12	0,40	48,46	5,76	12,26
34	317	1744	0,11	0,32	37,08	7,21	15,35
35	318	1753	0,12	0,34	40,42	8,34	17,76
36	319	1765	0,08	0,30	24,63	7,59	16,16
37	320	1774	0,11	0,24	26,06	6,48	13,81
38	321	1782	0,12	0,33	38,38	5,57	11,87
39	322	1789	0,15	0,51	75,55	3,72	7,93
40	323	1798	0,12	0,36	41,83	6,82	14,52
41	324	1805	0,13	0,38	49,38	8,05	17,15
42	325	1813	0,13	0,39	50,69	8,00	17,03
43	326	1821	0,13	0,38	49,48	7,73	16,46
44	327	1828	0,13	0,38	50,23	7,42	15,80
45	328	1836	0,13	0,35	46,50	6,96	14,83
46	329	1843	0,13	0,36	47,58	6,65	14,17
47	330	1852	0,12	0,37	43,62	6,41	13,66
48	331	1861	0,12	0,42	48,77	6,82	14,52
49	332	1869	0,12	0,36	41,14	7,74	16,49
50	333	1878	0,12	0,34	39,17	8,34	17,76
51	334	1886	0,12	0,37	44,11	8,36	17,81
52	335	1892	0,18	0,36	63,73	8,09	17,22
53	336	1897	0,19	0,31	60,27	7,90	16,82
54	337	1902	0,22	0,40	88,46	7,20	15,34

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SR [cm yr ⁻¹]	ρ_s [g cm ⁻³]	SAR _{total} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	TOC [%]	ORG [%]
55	338	1906	0,24	0,31	75,70	7,98	17,00
56	339	1913	0,13	0,30	40,24	9,80	20,87
57	340	1921	0,13	0,32	43,07	10,34	22,02
58	341	1927	0,16	0,34	53,15	9,33	19,87
59	342	1935	0,14	0,41	56,05	7,86	16,74
60	343	1940	0,19	0,44	83,12	5,84	12,45
61	344	1948	0,38	0,65	251,11	3,65	7,77
62	345	1948	0,38	0,78	299,42	3,82	8,13
63	346	1949	0,38	0,56	215,64	5,76	12,27
64	347	1953	0,22	0,35	78,09	8,63	18,37
65	348	1959	0,17	0,35	57,55	9,34	19,89
66	349	1969	0,10	0,34	34,29	9,03	19,24
67	350	1978	0,12	0,26	30,80	9,78	20,83
68	351	1984	0,15	0,29	41,87	8,79	18,71
69	352	1992	0,13	0,31	40,11	9,14	19,47
70	353	2001	0,11	0,31	34,32	8,37	17,82
71	354	2011	0,10	0,28	28,08	9,22	19,63
72	355	2021	0,10	0,40	40,30	8,86	18,87
73	356	2031	0,10	0,33	33,07	10,57	22,51
74	357	2041	0,10	0,30	29,12	9,78	20,83
75	358	2051	0,11	0,26	28,19	9,86	20,99
76	359	2063	0,08	0,31	26,10	10,43	22,22
77	360	2073	0,10	0,26	25,07	10,48	22,32
78	361	2083	0,10	0,33	31,72	8,42	17,94
79	362	2095	0,09	0,32	28,74	8,44	17,98
80	363	2106	0,09	0,33	29,57	8,05	17,15
81	364	2117	0,09	0,34	29,81	10,37	22,09
82	365	2127	0,10	0,28	27,30	9,51	20,26
83	366	2137	0,11	0,36	39,34	8,34	17,77
84	367	2145	0,12	0,38	45,74	8,84	18,83
85	368	2154	0,11	0,18	20,13	6,03	12,85
86	369	2155	1,46	0,33	477,79	9,30	19,80
87	370	2163	0,13	0,32	40,72	11,04	23,52
88	371	2174	0,09	0,27	24,27	10,98	23,39
89	372	2183	0,11	0,34	36,02	9,32	19,85
90	373	2198	0,07	0,28	18,97	9,74	20,75
91	374	2212	0,07	0,35	25,94	7,58	16,14
92	375	2219	0,43	0,48	209,20	8,61	18,35
93	376	2219	0,43	0,32	139,64	10,68	22,75
94	377	2220	0,43	0,29	124,86	12,44	26,50
95	378	2232	0,09	0,21	18,33	12,58	26,80
96	379	2244	0,08	0,20	17,00	12,91	27,50
97	380	2254	0,09	0,20	18,95	14,23	30,31
98	381	2263	0,12	0,23	27,15	12,07	25,71
99	382	2273	0,10	0,22	21,77	12,97	27,63
100	383	2284	0,09	0,24	21,97	13,16	28,03
101	384	2294	0,10	0,27	26,27	12,53	26,69
102	385	2304	0,10	0,27	27,50	13,76	29,31
103	386	2313	0,11	0,23	24,65	14,17	30,18
104	387	2324	0,10	0,24	22,68	12,38	26,37
105	388	2335	0,09	0,29	26,27	11,25	23,96
106	389	2345	0,10	0,21	20,21	13,85	29,50
107	390	2356	0,09	0,30	27,94	11,80	25,13
108	391	2366	0,10	0,24	22,65	12,03	25,62

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SR [cm yr ⁻¹]	ρ_s [g cm ⁻³]	SAR_{total} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	TOC [%]	ORG [%]
109	392	2378	0,08	0,23	19,16	12,24	26,07
110	393	2390	0,09	0,23	19,69	13,22	28,16
111	394	2399	0,11	0,28	31,12	11,53	24,56
112	395	2409	0,10	0,23	21,99	12,79	27,24
113	396	2422	0,08	0,26	21,78	11,63	24,77
114	397	2433	0,09	0,33	28,60	8,57	18,25
115	398	2444	0,09	0,68	63,76	5,13	10,92
116	399	2449	0,19	0,40	73,10	8,77	18,69
117	400	2450	1,00	0,29	294,83	9,42	20,05
118	401	2460	0,10	0,34	34,10	10,54	22,45
119	402	2469	0,12	0,34	38,99	9,83	20,94
120	403	2477	0,13	0,28	36,52	10,56	22,49
121	404	2485	0,12	0,23	26,47	10,97	23,37
122	405	2493	0,13	0,20	26,20	12,10	25,77
123	406	2500	0,13	0,23	31,51	11,98	25,52
124	407	2508	0,14	0,23	31,90	11,29	24,05
125	408	2516	0,11	0,20	22,94	12,72	27,09
126	409	2524	0,14	0,19	25,94	10,19	21,70
127	410	2530	0,16	0,26	42,50	10,30	21,94
128	411	2536	0,15	0,24	35,51	13,24	28,20
129	412	2542	0,19	0,18	33,16	14,37	30,61
130	413	2546	0,24	0,19	47,29	13,79	29,37
131	414	2552	0,17	0,22	38,39	12,26	26,11
132	415	2556	0,23	0,23	54,28	12,55	26,73
133	416	2561	0,19	0,23	42,74	10,35	22,05
134	417	2568	0,15	0,31	46,48	8,09	17,22
135	418	2575	0,14	0,37	51,22	7,21	15,36
136	419	2580	0,20	0,53	107,80	5,63	11,99
137	420	2588	0,12	0,66	81,20	4,94	10,53
138	421	2593	0,19	0,26	49,29	12,41	26,43
139	422	2593	3,19	0,24	761,65	14,10	30,03
140	423	2594	3,19	0,34	1077,97	12,99	27,67
141	424	2594	3,19	0,34	1081,30	9,56	20,36
142	425	2594	3,19	0,27	845,31	11,24	23,94
143	426	2595	3,19	0,32	1020,76	9,90	21,08
144	427	2596	0,90	0,24	211,90	11,72	24,96
145	428	2603	0,15	0,20	28,72	10,95	23,32
146	429	2609	0,17	0,24	40,28	11,15	23,75
147	430	2616	0,14	0,24	35,35	9,08	19,34
148	431	2622	0,15	0,16	24,04	8,51	18,12
149	432	2627	0,20	0,15	30,28	8,37	17,84
150	433	2635	0,13	0,18	22,79	11,10	23,64
151	434	2644	0,12	0,15	17,81	10,71	22,81
152	435	2652	0,13	0,14	17,80	10,82	23,05
153	436	2659	0,13	0,21	26,66	9,80	20,87
154	437	2666	0,14	0,23	32,57	14,95	31,84
155	438	2674	0,13	0,23	29,55	19,39	41,30
156	439	2685	0,10	0,20	19,43	17,81	37,94
157	440	2696	0,09	0,18	16,49	17,94	38,21
158	441	2720	0,04	0,19	7,81	19,15	40,79
159	442	2758	0,03	0,20	5,27	19,93	42,45
160	443	2791	0,03	0,20	6,23	19,70	41,96
161	444	2825	0,03	0,23	6,81	21,00	44,73
162	445	2854	0,04	0,22	7,58	21,35	45,48

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SR [cm yr ⁻¹]	ρ_s [g cm ⁻³]	SAR _{total} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	TOC [%]	ORG [%]
163	446	2891	0,03	0,26	7,12	17,30	36,85
164	447	2931	0,02	0,26	6,56	15,32	32,63
165	448	2967	0,03	0,19	5,17	16,64	35,44
166	449	3006	0,03	0,20	5,09	18,48	39,36
167	450	3045	0,03	0,20	5,09	21,18	45,10
168	451	3077	0,03	0,17	5,49	18,30	38,97
169	452	3108	0,03	0,29	9,36	10,41	22,17
170	453	3151	0,02	0,17	4,05	18,63	39,68
171	454	3186	0,03	0,24	6,72	18,69	39,81
172	455	3212	0,04	0,16	6,43	17,97	38,28
173	456	3239	0,04	0,19	7,05	15,67	33,38
174	457	3276	0,03	0,18	4,91	15,45	32,91
175	458	3307	0,03	0,23	7,24	16,37	34,87
176	459	3333	0,04	0,24	9,44	14,55	30,99
177	460	3353	0,05	0,17	8,24	15,37	32,74
178	461	3382	0,04	0,20	7,15	14,23	30,31
179	462	3413	0,03	0,23	7,23	14,77	31,46
180	463	3439	0,04	0,26	9,89	12,97	27,62
181	464	3458	0,05	0,29	15,09	11,95	25,45
182	465	3476	0,06	0,13	7,17	11,27	24,02
183	466	3490	0,07	0,23	16,53	13,80	29,40
184	467	3507	0,06	0,22	12,75	15,06	32,07
185	468	3523	0,06	0,19	12,46	14,55	30,99
186	469	3539	0,06	0,19	11,32	16,92	36,03
187	470	3562	0,04	0,22	9,56	15,97	34,01
188	471	3590	0,04	0,21	7,60	19,65	41,86
189	472	3622	0,03	0,26	8,00	15,28	32,54
190	473	3657	0,03	0,23	6,42	13,81	29,41
191	474	3693	0,03	0,19	5,39	15,80	33,66
192	475	3729	0,03	0,23	6,47	13,35	28,42
193	476	3770	0,02	0,21	5,32	13,73	29,24
194	477	3812	0,02	0,24	5,61	13,25	28,22
195	478	3857	0,02	0,26	5,89	10,25	21,83
196	479	3898	0,02	0,29	7,21	11,78	25,09
197	480	3937	0,03	0,36	9,14	10,18	21,68
198	481	3974	0,03	0,60	16,10	6,54	13,94
199	482	4004	0,03	0,31	10,47	12,41	26,43
200	483	4039	0,03	0,25	7,02	13,40	28,53
201	484	4077	0,03	0,24	6,45	13,12	27,93
202	485	4129	0,02	0,24	4,55	13,89	29,58
203	486	4179	0,02	0,33	6,52	12,10	25,76
204	487	4231	0,02	0,26	5,13	11,99	25,54
205	488	4284	0,02	0,29	5,49	11,65	24,80
206	489	4333	0,02	0,28	5,64	11,82	25,17
207	490	4390	0,02	0,27	4,81	11,74	25,00
208	491	4444	0,02	0,29	5,34	12,01	25,57
209	492	4476	0,03	0,27	8,52	7,98	16,99
210	493	4512	0,03	0,54	15,11	8,86	18,86
211	494	4553	0,02	0,34	8,33	12,65	26,94
212	495	4589	0,03	0,42	11,28	10,68	22,75
213	496	4625	0,03	0,24	6,58	8,88	18,91
214	497	4651	0,04	0,25	9,63	7,94	16,90
215	498	4673	0,05	0,13	6,07	10,35	22,03
216	499	4710	0,03	0,25	6,59	12,18	25,93

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SR [cm yr ⁻¹]	ρ_s [g cm ⁻³]	SAR _{total} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	TOC [%]	ORG [%]
217	500	4750	0,03	0,22	5,63	15,09	32,13
218	501	4783	0,03	0,16	5,02	12,82	27,31
219	502	4813	0,03	0,17	5,64	13,17	28,05
220	503	4842	0,04	0,24	8,53	10,31	21,96
221	504	4861	0,05	0,20	10,17	9,32	19,84
222	505	4876	0,07	0,17	11,38	10,32	21,98
223	506	4895	0,05	0,19	10,06	11,05	23,54
224	507	4918	0,04	0,21	9,06	12,11	25,79
225	508	4943	0,04	0,20	8,20	10,58	22,54
226	509	4962	0,05	0,18	9,35	10,27	21,88
227	510	4983	0,05	0,22	10,74	9,19	19,57
228	511	5002	0,05	0,16	8,33	10,34	22,02
229	512	5018	0,06	0,14	8,84	10,72	22,83
230	513	5035	0,06	0,15	8,80	11,12	23,69
231	514	5054	0,05	0,16	8,41	12,25	26,09
232	515	5067	0,08	0,14	10,91	12,95	27,58
233	516	5085	0,06	0,16	9,10	9,96	21,21
234	517	5102	0,06	0,17	9,45	9,34	19,90
235	518	5115	0,08	0,21	17,61	4,96	10,56
236	519	5124	0,10	0,24	24,90	5,06	10,78
237	520	5134	0,10	0,23	23,63	5,11	10,89
238	521	5143	0,12	0,23	26,53	6,00	12,78
239	522	5154	0,09	0,23	20,03	5,76	12,27
240	523	5172	0,06	0,27	14,95	6,55	13,96
241	524	5188	0,07	0,29	18,95	8,05	17,14
242	525	5206	0,06	0,33	18,01	8,54	18,18
243	526	5222	0,06	0,21	12,83	4,94	10,53
244	527	5233	0,09	0,28	25,56	5,07	10,80
245	528	5245	0,09	0,31	27,84	5,12	10,90
246	529	5259	0,07	0,32	22,50	5,49	11,69
247	530	5271	0,08	0,46	37,57	5,14	10,94
248	531	5285	0,07	0,58	41,76	4,33	9,22
249	532	5302	0,06	0,47	27,62	5,31	11,30
250	533	5325	0,04	0,36	15,67	7,65	16,29
251	534	5348	0,04	0,35	15,34	7,11	15,14
252	535	5370	0,05	0,24	11,13	8,06	17,17
253	536	5394	0,04	0,31	12,90	11,43	24,35
254	537	5420	0,04	0,29	11,23	9,74	20,74
255	538	5450	0,03	0,19	6,46	9,30	19,82
256	539	5479	0,04	0,33	11,64	8,98	19,12
257	540	5507	0,04	0,31	11,06	6,34	13,50
258	541	5529	0,04	0,32	14,28	6,24	13,29
259	542	5547	0,06	0,36	20,15	6,74	14,36
260	543	5561	0,07	0,41	30,17	6,49	13,83
261	544	5579	0,05	0,35	18,70	6,50	13,84
262	545	5597	0,06	0,36	20,10	6,67	14,21
263	546	5614	0,06	0,45	26,24	5,67	12,07
264	547	5630	0,06	0,30	18,92	7,65	16,29
265	548	5646	0,06	0,30	18,61	8,22	17,50
266	549	5671	0,04	0,33	12,95	6,65	14,17
267	550	5693	0,05	0,33	15,28	7,51	16,00
268	551	5716	0,04	0,33	14,36	7,56	16,11
269	552	5735	0,05	0,33	17,08	7,16	15,24
270	553	5755	0,05	0,38	18,52	7,84	16,70

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SR [cm yr ⁻¹]	ρ_s [g cm ⁻³]	SAR _{total} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	TOC [%]	ORG [%]
271	554	5775	0,05	0,29	14,88	6,62	14,10
272	555	5797	0,04	0,30	13,35	7,04	14,99
273	556	5826	0,04	0,34	11,78	7,17	15,27
274	557	5844	0,06	0,31	17,26	5,65	12,03
275	558	5863	0,05	0,31	15,59	6,76	14,41
276	559	5879	0,06	0,33	20,56	6,67	14,20
277	560	5894	0,07	0,33	22,43	6,16	13,13
278	561	5907	0,08	0,23	18,08	6,56	13,98
279	562	5920	0,08	0,42	31,64	7,37	15,69
280	563	5935	0,06	0,23	14,44	6,58	14,00
281	564	5950	0,07	0,19	13,05	7,51	15,99
282	565	5964	0,07	0,24	16,89	8,47	18,05
283	566	5979	0,07	0,23	15,53	6,79	14,47
284	567	5997	0,06	0,38	21,93	6,16	13,11
285	568	6010	0,08	0,32	24,00	6,59	14,04
286	569	6022	0,08	0,23	18,81	7,60	16,19
287	570	6034	0,08	0,18	14,21	7,15	15,22
288	571	6045	0,10	0,37	36,46	7,58	16,15
289	572	6051	0,16	0,23	38,03	7,02	14,94
290	573	6058	0,14	0,30	42,07	7,32	15,59
291	574	6066	0,13	0,19	24,17	8,10	17,24
292	575	6073	0,14	0,19	26,11	8,25	17,56
293	576	6081	0,12	0,25	30,67	8,27	17,62
294	577	6090	0,11	0,21	23,16	8,60	18,31
295	578	6099	0,11	0,23	25,70	10,50	22,37
296	579	6107	0,13	0,17	22,33	10,29	21,92
297	580	6117	0,10	0,16	15,55	9,70	20,66
298	581	6124	0,14	0,17	24,33	9,78	20,84
299	582	6135	0,10	0,16	15,29	10,72	22,83
300	583	6147	0,08	0,19	16,03	10,77	22,94
301	584	6157	0,09	0,18	16,12	10,00	21,30
302	585	6167	0,11	0,21	22,14	9,30	19,81
303	586	6179	0,08	0,22	18,16	10,58	22,54
304	587	6193	0,07	0,22	15,53	9,46	20,14
305	588	6208	0,07	0,22	14,84	10,55	22,47
306	589	6221	0,08	0,17	13,93	8,49	18,08
307	590	6233	0,08	0,21	16,94	9,24	19,68
308	591	6241	0,11	0,17	19,38	11,32	24,11
309	592	6251	0,10	0,16	16,18	8,00	17,03
310	593	6262	0,10	0,18	16,92	7,85	16,73
311	594	6272	0,09	0,22	21,20	9,93	21,16
312	595	6283	0,09	0,28	26,00	8,02	17,08
313	596	6294	0,09	0,20	17,42	9,54	20,32
314	597	6307	0,08	0,22	17,18	7,79	16,59
315	598	6319	0,08	0,22	17,71	8,27	17,62
316	599	6327	0,13	0,19	24,06	8,56	18,23
317	600	6336	0,11	0,22	24,75	8,21	17,49

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SAR _{ORG} [cm yr ⁻¹]	TN [%]	SAR _{TN} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	BSi [%]	SAR _{BSi} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]
1	284	1471	2,72	0,98	0,13	45,68	5,94
2	285	1478	3,40	1,01	0,16	49,39	7,67
3	286	1485	3,43	0,98	0,16	42,87	6,79
4	287	1491	5,39	1,02	0,25	39,98	9,70
5	288	1497	3,04	1,02	0,14	46,55	6,30
6	289	1506	2,44	0,98	0,12	46,16	5,46
7	290	1516	2,18	1,01	0,10	46,42	4,55
8	291	1524	2,40	0,97	0,11	44,94	5,24
9	292	1535	1,43	0,97	0,06	41,73	2,74
10	293	1544	2,52	0,91	0,12	52,27	6,74
11	294	1554	2,62	0,93	0,12	39,22	5,01
12	295	1565	2,48	0,99	0,11	45,26	5,19
13	296	1574	2,19	0,98	0,11	54,24	6,03
14	297	1583	2,84	0,90	0,14	40,07	6,06
15	298	1590	3,16	0,86	0,15	41,06	6,95
16	299	1596	4,35	0,91	0,20	43,61	9,75
17	300	1602	4,86	0,90	0,22	39,88	9,62
18	301	1610	3,85	0,92	0,17	46,88	8,86
19	302	1617	3,70	0,90	0,17	46,91	8,69
20	303	1624	5,90	1,03	0,25	40,33	9,97
21	304	1633	6,71	1,04	0,25	30,81	7,39
22	305	1637	20,31	1,09	0,74	34,66	23,42
23	306	1645	7,51	0,98	0,29	38,78	11,42
24	307	1653	7,47	0,94	0,30	42,06	13,41
25	308	1663	5,68	0,86	0,24	44,20	12,56
26	309	1673	6,67	0,84	0,29	35,42	12,32
27	310	1686	4,20	0,93	0,17	48,11	9,06
28	311	1692	8,70	0,87	0,36	37,51	15,58
29	312	1701	6,34	0,84	0,26	38,73	12,07
30	313	1710	1,60	0,58	0,07	16,96	2,15
31	314	1717	8,15	0,65	0,36	22,11	12,24
32	315	1727	5,57	0,62	0,27	21,41	9,35
33	316	1735	5,94	0,59	0,29	20,79	10,08
34	317	1744	5,69	0,69	0,25	24,94	9,25
35	318	1753	7,18	0,82	0,33	36,38	14,70
36	319	1765	3,98	0,78	0,19	35,74	8,81
37	320	1774	3,60	0,71	0,18	38,90	10,14
38	321	1782	4,55	0,63	0,24	28,21	10,83
39	322	1789	5,99	0,43	0,33	16,34	12,34
40	323	1798	6,07	0,69	0,29	28,19	11,79
41	324	1805	8,47	0,75	0,37	22,87	11,29
42	325	1813	8,63	0,74	0,37	22,16	11,24
43	326	1821	8,15	0,73	0,36	20,14	9,97
44	327	1828	7,94	0,71	0,35	20,29	10,19
45	328	1836	6,89	0,68	0,32	26,70	12,41
46	329	1843	6,74	0,67	0,32	25,16	11,97
47	330	1852	5,96	0,64	0,28	22,35	9,75
48	331	1861	7,08	0,66	0,32	18,01	8,78
49	332	1869	6,78	0,73	0,30	21,41	8,81
50	333	1878	6,95	0,78	0,31	21,28	8,34
51	334	1886	7,86	0,78	0,35	22,23	9,81
52	335	1892	10,98	0,76	0,48	21,96	14,00
53	336	1897	10,14	0,74	0,45	25,17	15,17
54	337	1902	13,57	0,69	0,61	23,49	20,78

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SAR _{ORG} [cm yr ⁻¹]	TN [%]	SAR _{TN} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	BSi [%]	SAR _{BSi} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]
55	338	1906	12,87	0,74	0,56	23,97	18,15
56	339	1913	8,40	0,83	0,33	25,93	10,44
57	340	1921	9,48	0,86	0,37	27,44	11,82
58	341	1927	10,56	0,77	0,41	23,02	12,23
59	342	1935	9,38	0,73	0,41	21,79	12,21
60	343	1940	10,34	0,58	0,48	16,25	13,50
61	344	1948	19,51	0,39	0,98	7,64	19,17
62	345	1948	24,35	0,39	1,16	7,30	21,85
63	346	1949	26,47	0,59	1,28	8,99	19,39
64	347	1953	14,35	0,89	0,69	23,10	18,04
65	348	1959	11,45	0,83	0,48	24,15	13,90
66	349	1969	6,60	0,82	0,28	25,00	8,57
67	350	1978	6,42	0,86	0,26	27,12	8,35
68	351	1984	7,83	0,82	0,34	27,87	11,67
69	352	1992	7,81	0,86	0,34	25,82	10,36
70	353	2001	6,12	0,79	0,27	26,61	9,13
71	354	2011	5,51	0,86	0,24	28,09	7,89
72	355	2021	7,61	0,85	0,34	31,68	12,77
73	356	2031	7,44	0,94	0,31	30,15	9,97
74	357	2041	6,07	0,89	0,26	32,76	9,54
75	358	2051	5,92	0,92	0,26	32,98	9,30
76	359	2063	5,80	0,96	0,25	37,52	9,79
77	360	2073	5,60	0,96	0,24	35,74	8,96
78	361	2083	5,69	0,85	0,27	31,61	10,02
79	362	2095	5,17	0,88	0,25	32,18	9,25
80	363	2106	5,07	0,80	0,24	27,30	8,07
81	364	2117	6,58	0,93	0,28	33,75	10,06
82	365	2127	5,53	0,85	0,23	27,34	7,46
83	366	2137	6,99	0,78	0,31	26,17	10,29
84	367	2145	8,61	0,81	0,37	22,87	10,46
85	368	2154	2,59	0,57	0,11	14,24	2,87
86	369	2155	94,61	0,83	3,98	22,83	109,08
87	370	2163	9,58	0,96	0,39	31,17	12,69
88	371	2174	5,68	0,98	0,24	36,84	8,94
89	372	2183	7,15	0,88	0,32	30,85	11,11
90	373	2198	3,94	0,89	0,17	28,15	5,34
91	374	2212	4,19	0,73	0,19	27,95	7,25
92	375	2219	38,38	0,71	1,49	9,36	19,58
93	376	2219	31,77	0,90	1,26	21,03	29,36
94	377	2220	33,08	1,06	1,33	30,72	38,35
95	378	2232	4,91	1,08	0,20	32,73	6,00
96	379	2244	4,67	1,10	0,19	35,97	6,11
97	380	2254	5,75	1,18	0,22	35,34	6,70
98	381	2263	6,98	1,04	0,28	31,38	8,52
99	382	2273	6,01	1,13	0,25	37,69	8,20
100	383	2284	6,16	1,12	0,25	34,80	7,64
101	384	2294	7,01	1,08	0,28	37,95	9,97
102	385	2304	8,06	1,19	0,33	35,66	9,81
103	386	2313	7,44	1,18	0,29	37,69	9,29
104	387	2324	5,98	1,04	0,24	34,80	7,89
105	388	2335	6,29	1,01	0,26	33,09	8,69
106	389	2345	5,96	1,18	0,24	33,90	6,85
107	390	2356	7,02	1,04	0,29	20,88	5,83
108	391	2366	5,80	1,07	0,24	30,25	6,85

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SAR _{ORG} [cm yr ⁻¹]	TN [%]	SAR _{TN} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	BSi [%]	SAR _{BSi} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]
109	392	2378	5,00	1,08	0,21	30,66	5,87
110	393	2390	5,54	1,16	0,23	34,53	6,80
111	394	2399	7,64	1,05	0,33	33,62	10,46
112	395	2409	5,99	1,11	0,24	32,72	7,19
113	396	2422	5,40	1,04	0,23	32,89	7,17
114	397	2433	5,22	0,83	0,24	24,03	6,87
115	398	2444	6,96	0,49	0,31	6,22	3,97
116	399	2449	13,66	0,79	0,58	16,56	12,11
117	400	2450	59,13	0,89	2,63	24,30	71,63
118	401	2460	7,65	0,93	0,32	22,81	7,78
119	402	2469	8,16	0,86	0,33	21,31	8,31
120	403	2477	8,21	0,95	0,35	30,44	11,12
121	404	2485	6,19	0,95	0,25	28,83	7,63
122	405	2493	6,75	1,05	0,27	31,66	8,29
123	406	2500	8,04	1,03	0,33	32,70	10,30
124	407	2508	7,67	0,97	0,31	40,59	12,95
125	408	2516	6,21	1,08	0,25	24,78	5,68
126	409	2524	5,63	0,91	0,24	35,50	9,21
127	410	2530	9,32	0,89	0,38	26,21	11,14
128	411	2536	10,01	1,09	0,39	25,25	8,96
129	412	2542	10,15	1,19	0,40	28,52	9,45
130	413	2546	13,89	1,12	0,53	24,88	11,77
131	414	2552	10,03	1,01	0,39	28,23	10,84
132	415	2556	14,51	1,04	0,56	26,63	14,46
133	416	2561	9,42	0,93	0,40	23,22	9,93
134	417	2568	8,01	0,76	0,35	21,18	9,84
135	418	2575	7,87	0,69	0,35	19,56	10,02
136	419	2580	12,92	0,52	0,56	9,23	9,95
137	420	2588	8,55	0,42	0,34	3,18	2,58
138	421	2593	13,03	1,00	0,49	15,84	7,81
139	422	2593	228,75	1,16	8,84	17,60	134,05
140	423	2594	298,26	1,08	11,66	18,42	198,54
141	424	2594	220,11	0,82	8,85	16,07	173,72
142	425	2594	202,38	0,97	8,16	24,63	208,23
143	426	2595	215,14	0,90	9,16	25,41	259,34
144	427	2596	52,90	1,06	2,25	34,08	72,20
145	428	2603	6,70	1,03	0,30	31,35	9,00
146	429	2609	9,57	1,06	0,43	18,88	7,61
147	430	2616	6,84	0,93	0,33	21,45	7,58
148	431	2622	4,36	1,02	0,24	37,12	8,92
149	432	2627	5,40	0,95	0,29	51,97	15,74
150	433	2635	5,39	1,03	0,24	43,46	9,90
151	434	2644	4,06	1,01	0,18	40,67	7,24
152	435	2652	4,10	1,13	0,20	51,89	9,24
153	436	2659	5,56	1,01	0,27	36,46	9,72
154	437	2666	10,37	1,35	0,44	23,91	7,78
155	438	2674	12,20	1,73	0,51	36,64	10,83
156	439	2685	7,37	1,53	0,30	46,12	8,96
157	440	2696	6,30	1,65	0,27	28,97	4,78
158	441	2720	3,19	1,73	0,14	40,46	3,16
159	442	2758	2,24	1,87	0,10	39,24	2,07
160	443	2791	2,62	1,92	0,12	39,68	2,47
161	444	2825	3,05	1,98	0,13	44,40	3,02
162	445	2854	3,45	1,91	0,14	40,51	3,07

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SAR _{ORG} [cm yr ⁻¹]	TN [%]	SAR _{TN} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	BSi [%]	SAR _{BSi} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]
163	446	2891	2,62	1,50	0,11	17,39	1,24
164	447	2931	2,14	1,36	0,09	36,62	2,40
165	448	2967	1,83	1,44	0,07	41,76	2,16
166	449	3006	2,00	1,62	0,08	29,28	1,49
167	450	3045	2,30	1,81	0,09	26,94	1,37
168	451	3077	2,14	1,66	0,09	32,70	1,80
169	452	3108	2,07	0,91	0,09	29,32	2,74
170	453	3151	1,61	1,65	0,07	23,01	0,93
171	454	3186	2,68	1,70	0,11	29,25	1,97
172	455	3212	2,46	1,54	0,10	32,52	2,09
173	456	3239	2,35	1,38	0,10	28,92	2,04
174	457	3276	1,62	1,38	0,07	30,85	1,51
175	458	3307	2,52	1,37	0,10	32,66	2,36
176	459	3333	2,93	1,22	0,12	40,01	3,78
177	460	3353	2,70	1,22	0,10	48,63	4,00
178	461	3382	2,17	1,14	0,08	38,42	2,75
179	462	3413	2,27	1,13	0,08	35,75	2,58
180	463	3439	2,73	1,08	0,11	29,44	2,91
181	464	3458	3,84	0,97	0,15	36,83	5,56
182	465	3476	1,72	1,00	0,07	38,69	2,77
183	466	3490	4,86	1,12	0,19	28,26	4,67
184	467	3507	4,09	1,21	0,15	39,36	5,02
185	468	3523	3,86	1,20	0,15	34,54	4,30
186	469	3539	4,08	1,39	0,16	31,11	3,52
187	470	3562	3,25	1,28	0,12	27,38	2,62
188	471	3590	3,18	1,58	0,12	27,42	2,08
189	472	3622	2,60	1,34	0,11	28,56	2,28
190	473	3657	1,89	1,24	0,08	25,33	1,63
191	474	3693	1,81	1,34	0,07	33,92	1,83
192	475	3729	1,84	1,22	0,08	28,39	1,84
193	476	3770	1,56	1,26	0,07	26,50	1,41
194	477	3812	1,58	1,31	0,07	29,33	1,64
195	478	3857	1,29	1,05	0,06	25,95	1,53
196	479	3898	1,81	1,13	0,08	22,73	1,64
197	480	3937	1,98	1,01	0,09	18,41	1,68
198	481	3974	2,24	0,61	0,10	7,31	1,18
199	482	4004	2,77	1,17	0,12	23,61	2,47
200	483	4039	2,00	1,29	0,09	24,96	1,75
201	484	4077	1,80	1,24	0,08	26,31	1,70
202	485	4129	1,35	1,30	0,06	30,10	1,37
203	486	4179	1,68	1,14	0,07	21,28	1,39
204	487	4231	1,31	1,15	0,06	48,59	2,49
205	488	4284	1,36	1,17	0,06	21,67	1,19
206	489	4333	1,42	1,17	0,07	23,61	1,33
207	490	4390	1,20	1,20	0,06	20,62	0,99
208	491	4444	1,37	1,23	0,07	6,80	0,36
209	492	4476	1,45	0,79	0,07	10,67	0,91
210	493	4512	2,85	0,86	0,13	14,61	2,21
211	494	4553	2,24	1,13	0,09	30,75	2,56
212	495	4589	2,57	0,99	0,11	40,17	4,53
213	496	4625	1,24	0,91	0,06	34,67	2,28
214	497	4651	1,63	0,90	0,09	27,26	2,63
215	498	4673	1,34	1,01	0,06	37,29	2,26
216	499	4710	1,71	1,13	0,07	28,73	1,89

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SAR _{ORG} [cm yr ⁻¹]	TN [%]	SAR _{TN} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	BSi [%]	SAR _{BSi} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]
217	500	4750	1,81	1,36	0,08	26,92	1,51
218	501	4783	1,37	1,27	0,06	53,17	2,67
219	502	4813	1,58	1,16	0,07	46,95	2,65
220	503	4842	1,87	0,95	0,08	39,65	3,38
221	504	4861	2,02	0,99	0,10	54,60	5,55
222	505	4876	2,50	1,07	0,12	45,72	5,20
223	506	4895	2,37	1,13	0,11	42,10	4,24
224	507	4918	2,34	1,12	0,10	53,03	4,81
225	508	4943	1,85	0,99	0,08	55,40	4,54
226	509	4962	2,04	0,98	0,09	53,12	4,97
227	510	4983	2,10	0,89	0,10	50,53	5,43
228	511	5002	1,83	1,01	0,08	45,62	3,80
229	512	5018	2,02	1,06	0,09	50,23	4,44
230	513	5035	2,08	1,07	0,09	49,30	4,34
231	514	5054	2,19	1,17	0,10	45,89	3,86
232	515	5067	3,01	1,20	0,13	48,15	5,25
233	516	5085	1,93	1,04	0,09	33,49	3,05
234	517	5102	1,88	0,98	0,09	36,66	3,46
235	518	5115	1,86	0,62	0,11	22,17	3,90
236	519	5124	2,69	0,63	0,16	20,96	5,22
237	520	5134	2,57	0,69	0,16	25,66	6,06
238	521	5143	3,39	0,82	0,22	32,60	8,65
239	522	5154	2,46	0,81	0,16	32,81	6,57
240	523	5172	2,09	0,85	0,13	23,87	3,57
241	524	5188	3,25	0,84	0,16	21,26	4,03
242	525	5206	3,28	0,88	0,16	24,01	4,33
243	526	5222	1,35	0,64	0,08	36,48	4,68
244	527	5233	2,76	0,54	0,14	24,65	6,30
245	528	5245	3,03	0,68	0,19	15,99	4,45
246	529	5259	2,63	0,73	0,16	18,40	4,14
247	530	5271	4,11	0,68	0,25	13,94	5,24
248	531	5285	3,85	0,46	0,19	18,69	7,80
249	532	5302	3,12	0,57	0,16	20,72	5,72
250	533	5325	2,55	0,75	0,12	42,97	6,73
251	534	5348	2,32	0,72	0,11	59,69	9,15
252	535	5370	1,91	0,78	0,09	53,53	5,96
253	536	5394	3,14	1,04	0,13	36,36	4,69
254	537	5420	2,33	0,94	0,11	37,72	4,24
255	538	5450	1,28	0,89	0,06	32,93	2,13
256	539	5479	2,23	0,85	0,10	37,12	4,32
257	540	5507	1,49	0,67	0,07	36,58	4,05
258	541	5529	1,90	0,69	0,10	44,39	6,34
259	542	5547	2,89	0,73	0,15	16,19	3,26
260	543	5561	4,17	0,70	0,21	14,29	4,31
261	544	5579	2,59	0,75	0,14	24,06	4,50
262	545	5597	2,86	0,75	0,15	17,73	3,56
263	546	5614	3,17	0,65	0,17	22,80	5,98
264	547	5630	3,08	0,81	0,15	27,71	5,24
265	548	5646	3,26	0,89	0,17	32,88	6,12
266	549	5671	1,84	0,78	0,10	35,01	4,53
267	550	5693	2,44	0,79	0,12	35,29	5,39
268	551	5716	2,31	0,80	0,12	29,05	4,17
269	552	5735	2,60	0,76	0,13	27,60	4,72
270	553	5755	3,09	0,83	0,15	25,23	4,67

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	SAR _{ORG} [cm yr ⁻¹]	TN [%]	SAR _{TN} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]	BSi [%]	SAR _{BSi} [mgcm ⁻² yr ⁻¹]
271	554	5775	2,10	0,77	0,11	37,34	5,56
272	555	5797	2,00	0,79	0,11	33,52	4,47
273	556	5826	1,80	0,81	0,10	28,24	3,33
274	557	5844	2,08	0,70	0,12	28,06	4,84
275	558	5863	2,25	0,80	0,13	21,62	3,37
276	559	5879	2,92	0,77	0,16	25,22	5,19
277	560	5894	2,94	0,71	0,16	24,30	5,45
278	561	5907	2,53	0,78	0,14	35,47	6,41
279	562	5920	4,97	0,83	0,26	37,38	11,83
280	563	5935	2,02	0,75	0,11	45,06	6,51
281	564	5950	2,09	0,81	0,11	42,55	5,55
282	565	5964	3,05	0,92	0,16	38,62	6,52
283	566	5979	2,25	0,80	0,12	35,73	5,55
284	567	5997	2,88	0,67	0,15	20,96	4,60
285	568	6010	3,37	0,72	0,17	26,87	6,45
286	569	6022	3,05	0,79	0,15	39,71	7,47
287	570	6034	2,16	0,77	0,11	39,66	5,63
288	571	6045	5,89	0,75	0,27	26,05	9,50
289	572	6051	5,68	0,72	0,27	28,47	10,83
290	573	6058	6,56	0,71	0,30	27,88	11,73
291	574	6066	4,17	0,78	0,19	34,14	8,25
292	575	6073	4,59	0,80	0,21	37,24	9,72
293	576	6081	5,40	0,79	0,24	36,42	11,17
294	577	6090	4,24	0,85	0,20	38,77	8,98
295	578	6099	5,75	0,95	0,24	40,11	10,31
296	579	6107	4,89	1,00	0,22	53,22	11,88
297	580	6117	3,21	0,96	0,15	56,23	8,74
298	581	6124	5,07	0,98	0,24	52,46	12,76
299	582	6135	3,49	1,08	0,17	51,64	7,89
300	583	6147	3,68	1,03	0,16	50,23	8,05
301	584	6157	3,43	0,99	0,16	45,30	7,30
302	585	6167	4,39	0,98	0,22	49,92	11,05
303	586	6179	4,09	1,03	0,19	43,60	7,92
304	587	6193	3,13	0,92	0,14	46,30	7,19
305	588	6208	3,33	0,99	0,15	49,19	7,30
306	589	6221	2,52	0,84	0,12	50,01	6,97
307	590	6233	3,33	0,98	0,17	48,48	8,21
308	591	6241	4,67	1,14	0,22	48,07	9,31
309	592	6251	2,76	0,77	0,12	55,52	8,98
310	593	6262	2,83	0,81	0,14	43,56	7,37
311	594	6272	4,49	0,99	0,21	41,64	8,83
312	595	6283	4,44	0,82	0,21	28,47	7,40
313	596	6294	3,54	0,94	0,16	34,81	6,07
314	597	6307	2,85	0,77	0,13	42,10	7,23
315	598	6319	3,12	0,76	0,13	45,99	8,14
316	599	6327	4,39	0,83	0,20	43,11	10,37
317	600	6336	4,33	0,85	0,21	42,23	10,45

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	TOC/TN [Molar]	SAR _{Min} [g cm ⁻³]	BSi/ORG
1	284	1471	11,66	4,14	2,19
2	285	1478	11,88	4,19	2,25
3	286	1485	12,09	5,35	1,98
4	287	1491	11,92	8,75	1,80
5	288	1497	11,99	3,96	2,08
6	289	1506	11,59	3,73	2,24
7	290	1516	12,11	2,89	2,08
8	291	1524	11,66	3,82	2,18
9	292	1535	12,19	2,29	1,92
10	293	1544	11,79	3,43	2,68
11	294	1554	12,06	4,93	1,91
12	295	1565	11,94	3,59	2,09
13	296	1574	10,97	2,69	2,76
14	297	1583	11,44	5,98	2,14
15	298	1590	11,86	6,55	2,20
16	299	1596	11,68	7,84	2,24
17	300	1602	12,25	9,25	1,98
18	301	1610	12,16	5,86	2,30
19	302	1617	12,16	5,80	2,35
20	303	1624	12,72	8,38	1,69
21	304	1633	14,68	9,42	1,10
22	305	1637	15,05	22,41	1,15
23	306	1645	14,24	9,93	1,52
24	307	1653	13,59	10,37	1,79
25	308	1663	12,80	9,64	2,21
26	309	1673	12,57	15,18	1,85
27	310	1686	13,21	5,19	2,16
28	311	1692	13,25	16,50	1,79
29	312	1701	13,24	12,22	1,90
30	313	1710	12,01	8,76	1,34
31	314	1717	12,32	34,21	1,50
32	315	1727	11,36	28,16	1,68
33	316	1735	11,38	31,87	1,70
34	317	1744	12,25	21,63	1,62
35	318	1753	11,92	17,86	2,05
36	319	1765	11,31	11,48	2,21
37	320	1774	10,68	12,02	2,82
38	321	1782	10,34	22,62	2,38
39	322	1789	10,07	56,74	2,06
40	323	1798	11,46	23,51	1,94
41	324	1805	12,58	29,08	1,33
42	325	1813	12,62	30,29	1,30
43	326	1821	12,35	30,85	1,22
44	327	1828	12,25	31,61	1,28
45	328	1836	11,90	26,75	1,80
46	329	1843	11,61	28,44	1,78
47	330	1852	11,69	27,51	1,64
48	331	1861	12,03	32,46	1,24
49	332	1869	12,37	25,14	1,30
50	333	1878	12,46	23,46	1,20
51	334	1886	12,44	25,99	1,25
52	335	1892	12,44	38,11	1,28
53	336	1897	12,41	34,35	1,50
54	337	1902	12,17	53,28	1,53

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	TOC/TN [Molar]	SAR _{Min} [g cm ⁻³]	BSi/ORG
55	338	1906	12,65	43,87	1,41
56	339	1913	13,73	20,93	1,24
57	340	1921	14,04	21,21	1,25
58	341	1927	14,07	29,74	1,16
59	342	1935	12,59	33,89	1,30
60	343	1940	11,71	58,62	1,31
61	344	1948	10,93	211,14	0,98
62	345	1948	11,53	251,65	0,90
63	346	1949	11,33	167,99	0,73
64	347	1953	11,35	44,79	1,26
65	348	1959	13,09	31,54	1,21
66	349	1969	12,91	18,73	1,30
67	350	1978	13,31	15,67	1,30
68	351	1984	12,46	21,88	1,49
69	352	1992	12,44	21,46	1,33
70	353	2001	12,29	18,69	1,49
71	354	2011	12,56	14,33	1,43
72	355	2021	12,19	19,40	1,68
73	356	2031	13,09	15,18	1,34
74	357	2041	12,77	13,11	1,57
75	358	2051	12,53	12,58	1,57
76	359	2063	12,74	10,13	1,69
77	360	2073	12,69	10,15	1,60
78	361	2083	11,60	15,59	1,76
79	362	2095	11,14	13,93	1,79
80	363	2106	11,68	16,05	1,59
81	364	2117	12,95	12,71	1,53
82	365	2127	13,05	13,95	1,35
83	366	2137	12,41	21,60	1,47
84	367	2145	12,70	26,14	1,21
85	368	2154	12,32	14,51	1,11
86	369	2155	13,01	268,36	1,15
87	370	2163	13,41	17,88	1,33
88	371	2174	13,12	9,30	1,58
89	372	2183	12,42	17,27	1,55
90	373	2198	12,83	9,44	1,36
91	374	2212	12,12	14,22	1,73
92	375	2219	14,13	149,00	0,51
93	376	2219	13,85	76,54	0,92
94	377	2220	13,65	51,29	1,16
95	378	2232	13,63	7,10	1,22
96	379	2244	13,69	5,90	1,31
97	380	2254	14,10	6,13	1,17
98	381	2263	13,60	11,17	1,22
99	382	2273	13,40	7,13	1,36
100	383	2284	13,68	7,75	1,24
101	384	2294	13,54	8,83	1,42
102	385	2304	13,52	9,10	1,22
103	386	2313	13,97	7,45	1,25
104	387	2324	13,86	8,43	1,32
105	388	2335	13,04	10,87	1,38
106	389	2345	13,72	7,03	1,15
107	390	2356	13,27	14,64	0,83
108	391	2366	13,15	9,61	1,18

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	TOC/TN [Molar]	SAR _{Min} [g cm ⁻³]	BSi/ORG
109	392	2378	13,17	7,96	1,18
110	393	2390	13,34	7,00	1,23
111	394	2399	12,82	12,53	1,37
112	395	2409	13,46	8,43	1,20
113	396	2422	13,09	8,88	1,33
114	397	2433	12,10	16,16	1,32
115	398	2444	12,22	52,39	0,57
116	399	2449	12,94	46,51	0,89
117	400	2450	12,29	160,29	1,21
118	401	2460	13,20	18,22	1,02
119	402	2469	13,36	22,04	1,02
120	403	2477	12,95	16,68	1,35
121	404	2485	13,42	12,28	1,23
122	405	2493	13,50	10,74	1,23
123	406	2500	13,52	12,66	1,28
124	407	2508	13,52	10,78	1,69
125	408	2516	13,73	10,64	0,91
126	409	2524	13,03	10,72	1,64
127	410	2530	13,51	21,46	1,19
128	411	2536	14,22	15,96	0,90
129	412	2542	14,03	12,95	0,93
130	413	2546	14,40	20,83	0,85
131	414	2552	14,10	16,94	1,08
132	415	2556	14,10	24,46	1,00
133	416	2561	13,02	22,79	1,05
134	417	2568	12,36	28,10	1,23
135	418	2575	12,24	32,81	1,27
136	419	2580	12,64	84,09	0,77
137	420	2588	13,82	69,55	0,30
138	421	2593	14,53	27,57	0,60
139	422	2593	14,17	384,32	0,59
140	423	2594	14,00	562,27	0,67
141	424	2594	13,62	673,15	0,79
142	425	2594	13,58	420,80	1,03
143	426	2595	12,86	530,32	1,21
144	427	2596	12,87	81,77	1,36
145	428	2603	12,40	12,39	1,34
146	429	2609	12,24	22,15	0,80
147	430	2616	11,37	20,16	1,11
148	431	2622	9,78	10,27	2,05
149	432	2627	10,29	8,53	2,91
150	433	2635	12,52	6,98	1,84
151	434	2644	12,33	6,10	1,78
152	435	2652	11,21	3,97	2,25
153	436	2659	11,30	10,63	1,75
154	437	2666	12,93	13,42	0,75
155	438	2674	13,05	5,45	0,89
156	439	2685	13,60	2,49	1,22
157	440	2696	12,71	4,86	0,76
158	441	2720	12,89	1,20	0,99
159	442	2758	12,46	0,76	0,92
160	443	2791	11,96	0,90	0,95
161	444	2825	12,40	0,45	0,99
162	445	2854	13,04	0,75	0,89

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	TOC/TN [Molar]	SAR _{Min} [g cm ⁻³]	BSi/ORG
163	446	2891	13,41	3,01	0,47
164	447	2931	13,10	1,82	1,12
165	448	2967	13,46	1,00	1,18
166	449	3006	13,34	1,39	0,74
167	450	3045	13,61	1,16	0,60
168	451	3077	12,88	1,33	0,84
169	452	3108	13,35	4,34	1,32
170	453	3151	13,20	1,33	0,58
171	454	3186	12,85	1,83	0,73
172	455	3212	13,58	1,68	0,85
173	456	3239	13,23	2,46	0,87
174	457	3276	13,04	1,63	0,94
175	458	3307	13,91	2,13	0,94
176	459	3333	13,87	2,49	1,29
177	460	3353	14,75	1,30	1,49
178	461	3382	14,52	2,06	1,27
179	462	3413	15,19	2,21	1,14
180	463	3439	13,97	4,03	1,07
181	464	3458	14,33	5,38	1,45
182	465	3476	13,08	2,51	1,61
183	466	3490	14,36	6,66	0,96
184	467	3507	14,47	3,35	1,23
185	468	3523	14,15	3,99	1,11
186	469	3539	14,17	3,42	0,86
187	470	3562	14,55	3,46	0,80
188	471	3590	14,51	2,12	0,66
189	472	3622	13,31	2,89	0,88
190	473	3657	12,96	2,73	0,86
191	474	3693	13,77	1,60	1,01
192	475	3729	12,72	2,61	1,00
193	476	3770	12,66	2,20	0,91
194	477	3812	11,84	2,20	1,04
195	478	3857	11,43	2,94	1,19
196	479	3898	12,14	3,57	0,91
197	480	3937	11,77	5,26	0,85
198	481	3974	12,43	12,50	0,52
199	482	4004	12,32	4,98	0,89
200	483	4039	12,14	3,08	0,87
201	484	4077	12,35	2,77	0,94
202	485	4129	12,49	1,69	1,02
203	486	4179	12,41	3,27	0,83
204	487	4231	12,20	1,19	1,90
205	488	4284	11,60	2,77	0,87
206	489	4333	11,78	2,73	0,94
207	490	4390	11,40	2,46	0,83
208	491	4444	11,36	3,43	0,27
209	492	4476	11,80	6,01	0,63
210	493	4512	11,99	9,80	0,77
211	494	4553	13,02	3,33	1,14
212	495	4589	12,59	3,92	1,77
213	496	4625	11,40	2,92	1,83
214	497	4651	10,31	5,18	1,61
215	498	4673	12,00	2,33	1,69
216	499	4710	12,59	2,83	1,11

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	TOC/TN [Molar]	SAR _{Min} [g cm ⁻³]	BSi/ORG
217	500	4750	12,96	2,13	0,84
218	501	4783	11,76	0,85	1,95
219	502	4813	13,24	1,28	1,67
220	503	4842	12,67	3,10	1,81
221	504	4861	10,98	2,38	2,75
222	505	4876	11,28	3,43	2,08
223	506	4895	11,39	3,20	1,79
224	507	4918	12,56	1,70	2,06
225	508	4943	12,45	1,63	2,46
226	509	4962	12,26	2,16	2,43
227	510	4983	12,03	3,02	2,58
228	511	5002	11,96	2,52	2,07
229	512	5018	11,77	2,19	2,20
230	513	5035	12,09	2,17	2,08
231	514	5054	12,24	2,15	1,76
232	515	5067	12,62	2,36	1,75
233	516	5085	11,18	3,91	1,58
234	517	5102	11,09	3,87	1,84
235	518	5115	9,26	11,64	2,10
236	519	5124	9,42	16,70	1,94
237	520	5134	8,70	14,73	2,36
238	521	5143	8,56	14,07	2,55
239	522	5154	8,34	10,71	2,67
240	523	5172	8,98	9,04	1,71
241	524	5188	11,21	11,40	1,24
242	525	5206	11,07	10,14	1,32
243	526	5222	8,98	6,63	3,47
244	527	5233	10,97	16,19	2,28
245	528	5245	8,80	20,03	1,47
246	529	5259	8,82	15,45	1,57
247	530	5271	8,85	27,77	1,27
248	531	5285	11,03	29,77	2,03
249	532	5302	10,93	18,49	1,83
250	533	5325	11,86	6,15	2,64
251	534	5348	11,54	3,58	3,94
252	535	5370	12,07	3,03	3,12
253	536	5394	12,83	4,76	1,49
254	537	5420	12,06	4,43	1,82
255	538	5450	12,16	2,91	1,66
256	539	5479	12,39	4,85	1,94
257	540	5507	11,08	5,29	2,71
258	541	5529	10,55	5,73	3,34
259	542	5547	10,84	13,69	1,13
260	543	5561	10,81	21,26	1,03
261	544	5579	10,16	11,30	1,74
262	545	5597	10,32	13,39	1,25
263	546	5614	10,25	16,74	1,89
264	547	5630	10,98	10,25	1,70
265	548	5646	10,80	8,81	1,88
266	549	5671	9,96	6,31	2,47
267	550	5693	11,10	7,11	2,21
268	551	5716	10,98	7,57	1,80
269	552	5735	11,03	9,44	1,81
270	553	5755	10,98	10,37	1,51

Tabelle 4 (Fortsetzung): Daten resultierend aus der geochemischen Analyse

lfd. Nr.	Probe #	Alter [cal yr BP]	TOC/TN [Molar]	SAR _{Min} [g cm ⁻³]	BSi/ORG
271	554	5775	10,04	6,89	2,65
272	555	5797	10,43	6,54	2,24
273	556	5826	10,34	6,37	1,85
274	557	5844	9,40	9,97	2,33
275	558	5863	9,82	9,64	1,50
276	559	5879	10,12	11,95	1,78
277	560	5894	10,09	13,68	1,85
278	561	5907	9,80	8,77	2,54
279	562	5920	10,41	14,10	2,38
280	563	5935	10,26	5,59	3,22
281	564	5950	10,78	5,09	2,66
282	565	5964	10,69	6,88	2,14
283	566	5979	9,97	7,41	2,47
284	567	5997	10,75	14,11	1,60
285	568	6010	10,70	13,82	1,91
286	569	6022	11,24	7,93	2,45
287	570	6034	10,89	6,11	2,60
288	571	6045	11,72	20,42	1,61
289	572	6051	11,31	20,85	1,91
290	573	6058	12,02	22,97	1,79
291	574	6066	12,07	11,27	1,98
292	575	6073	11,99	11,26	2,12
293	576	6081	12,18	13,50	2,07
294	577	6090	11,75	9,45	2,12
295	578	6099	12,96	9,11	1,79
296	579	6107	12,02	5,05	2,43
297	580	6117	11,79	3,23	2,72
298	581	6124	11,69	5,94	2,52
299	582	6135	11,55	3,47	2,26
300	583	6147	12,25	3,89	2,19
301	584	6157	11,80	4,94	2,13
302	585	6167	11,13	6,11	2,52
303	586	6179	11,96	5,58	1,93
304	587	6193	11,98	4,77	2,30
305	588	6208	12,41	3,84	2,19
306	589	6221	11,77	4,20	2,77
307	590	6233	10,98	5,06	2,46
308	591	6241	11,60	4,92	1,99
309	592	6251	12,08	4,16	3,26
310	593	6262	11,25	6,37	2,60
311	594	6272	11,69	7,39	1,97
312	595	6283	11,35	13,66	1,67
313	596	6294	11,84	7,44	1,71
314	597	6307	11,86	6,76	2,54
315	598	6319	12,68	6,06	2,61
316	599	6327	12,08	8,77	2,36
317	600	6336	11,30	9,49	2,41

11 Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Janina Baier
Geburtsdatum/-ort: 15.11.1971, Berlin
Familienstand: ledig

Schulausbildung

09.1978 – 09.1983 Grundschole / Gymnasium, Neuwied
10.1983 – 12.1984 Elementary School Lancaster, Kalifornien
01.1985 – 06.1991 Gymnasium, Neuwied
Abschluss: Abitur

Studium

10.1991 – 06.1997 Studium der Geologie und Paläontologie
Universität Göttingen
Abschluss: Diplom-Geologin
08.1997 – 09.1998 Post-graduate / Stipendium
Universität Kalifornien, Santa Barbara
12.1998 – 09.2002 Promotionsstudentin
GeoForschungsZentrum, Potsdam
01.2003 Abschluss: Dr. rer. nat.

Beruf

Seit 10.2002 Federführende Wissenschaftlerin (Zeitvertrag) seitens des
GeoForschungsZentrum Potsdam im Rahmen des Projektes
„Bohrkampagne Brandenburg“ in Zusammenarbeit mit dem
Landesumweltamt Brandenburg