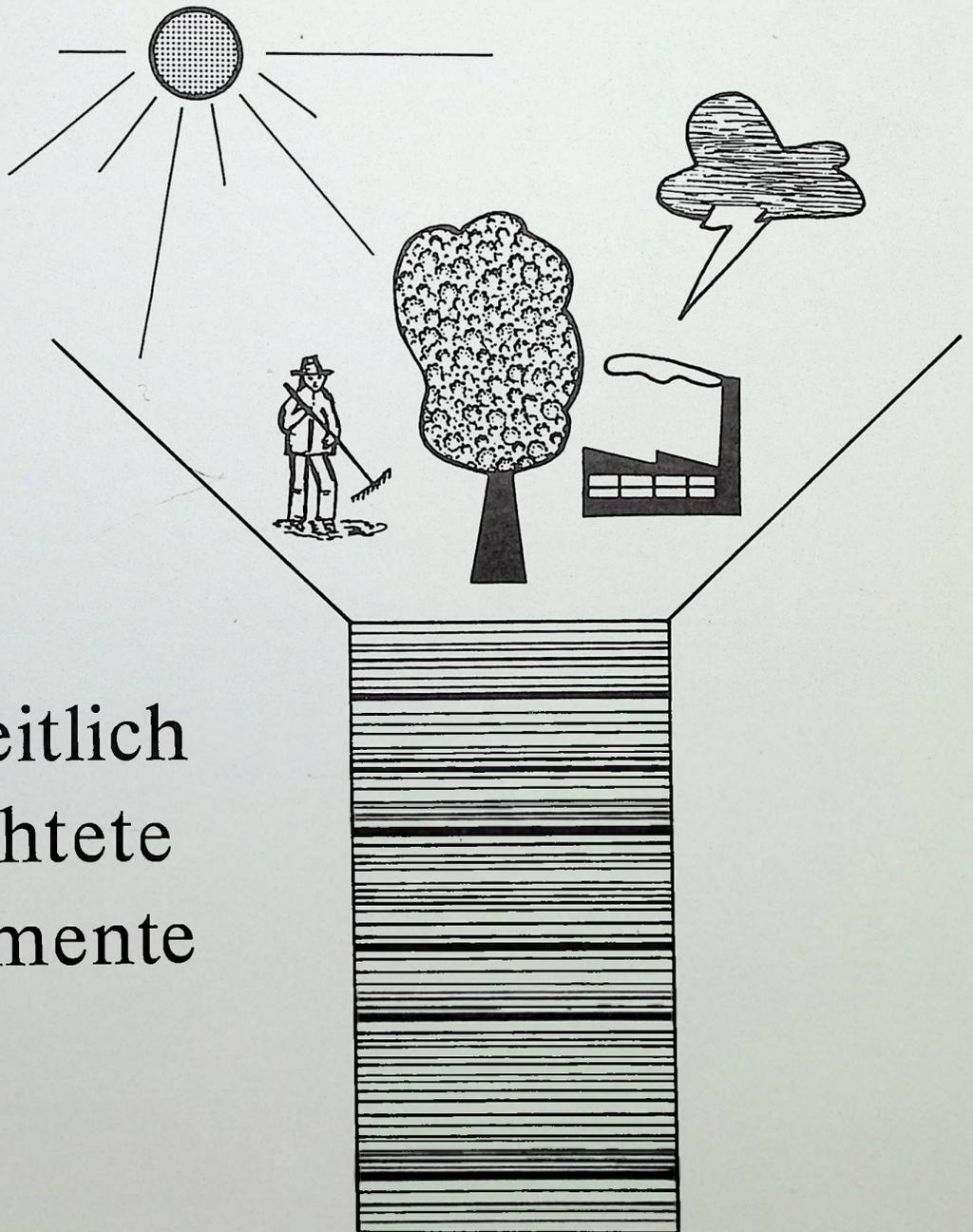


# documenta

naturae

No. 60

München 1990



Jahreszeitlich  
geschichtete  
Seesedimente

documenta naturae No. 60  
München 1990  
ISSN 0723-8428

Herausgeber  
Dr. Hans-Joachim Gregor  
Naturmuseum  
Im Thäle 3  
D-8900 Augsburg

und

Dr. Heinz J. Unger  
Nußbaumstr. 13  
D-8058 Altenerding

Bestellungen bei der Buchhandlung und den Herausgebern.

Die Schriftenreihe erscheint in zwangloser Folge mit Themen aus den Gebieten Geologie, Paläontologie, Botanik, Anthropologie, Vor- und Frühgeschichte, Domestikationsforschung, Stratigraphie, Lagerstättenkunde usw.

Die Schriftenreihe ist auch Mitteilungsorgan des Arbeitskreises für Paläobotanik und Palynologie.

Für die einzelnen Beiträge zeichnen die Autoren verantwortlich, für die Gesamtgestaltung die Herausgeber.

Da die Documenta naturae auf eigene Kosten gedruckt werden, bitten wir um Überweisung der Schutzgebühr auf das Konto 6410317280 bei der Bayerischen Hypotheken- und Wechselbank München (BLZ 700 200 01)

- Inh. H.-J. Gregor.

Umschlagbild: ZOLITSCHKA

DOCUMENTA naturae 60 226 S. 48 Abb. 18 Tab. 29 Taf. München 1990

SPÄTQUARTÄRE JAHRESZEITLICH GESCHICHTETE SEESSEDIMENTE  
AUSGEWÄHLTER EIFELMAARE

1. Einleitung..... 1

2. Untersuchungsgebiet..... 2

2.1. Geographische Lage..... 2

2.2. Hydrographie und Hydrologie..... 2

2.3. Geologie..... 2

2.4. Klima..... 2

2.5. Paläolimnologische Untersuchungen  
als Beitrag zur spät- und postglazialen  
Klima- und Besiedlungsgeschichte..... 2

3. Methoden..... 3

3.1. Feldarbeit..... 3

3.2. Korrelation der Bohrkerne..... 3

3.3. Pflanzlichpräparation..... 3

3.4. Mikrostratigraphische Zusammenhänge..... 3

3.5. Raster-elektronenmikroskopische Untersuchungen..... 3

3.6. Anfertigung der Bohrkernprofile..... 3

3.7. Nüchterngeographische Untersuchungen..... 3

3.8. Wasserchemische Untersuchungen..... 3

3.9. Dünnschichtanalyse..... 3

3.10. Spektralanalyse..... 3

Bernd Zolitschka

Fachbereich VI der Universität Trier  
Postfach 5425  
D-5400 Trier

Dissertation  
zur Erlangung der Doktorwürde  
vorgelegt  
im Fach Geologie  
Fachbereich VI  
- Geographie/Geowissenschaften -  
der  
Universität Trier

Tag der mündlichen Prüfung: 18. Mai 1990

1. Berichterstatter: Prof. Dr. Jörg F.W. Negendank  
(Geologie, Universität Trier)
2. Berichterstatter: Prof. Dr. German Müller  
(Institut für Sedimentforschung, Universität Heidelberg)

Anschrift des Verfassers:

Bernd Zolitschka  
Abteilung Geologie  
Fachbereich VI der Universität Trier  
Postfach 3825  
D-5500 Trier

## Inhaltsverzeichnis

|  |    |
|--|----|
| Verzeichnis der Abbildungen.....                             | 7  |
| Verzeichnis der Tabellen.....                                | 9  |
| Verzeichnis der Fotografien.....                             | 10 |
| <br>   |    |
| Vorwort.....   | 11 |
| <br>   |    |
| Teil A: Grundlagen   |    |
| <br>   |    |
| 1. Einleitung.....   | 13 |
| <br>   |    |
| 2. Untersuchungsgebiet.....                                  | 15 |
| 2.1. Geographische Lage.....                                 | 15 |
| 2.2. Hydrographie und Morphometrie.....                      | 15 |
| 2.3. Geologie.....   | 20 |
| 2.4. Klima.....  | 22 |
| 2.5. Böden, Vegetation und Landnutzung.....                  | 22 |
| 2.6. Besiedlung.....   | 23 |
| <br>   |    |
| 3. Methoden.....   | 27 |
| 3.1. Feldarbeit.....   | 27 |
| 3.2. Korrelation der Bohrkerne.....                          | 27 |
| 3.3. Dünnschliffpräparation.....                             | 28 |
| 3.4. Mikrostratigraphische Auswertungen.....                 | 28 |
| 3.5. Raster-elektronenmikroskopische Untersuchungen.....     | 29 |
| 3.6. Anfertigung der Radiographien.....                      | 29 |
| 3.7. Röntgenographische Untersuchungen.....                  | 29 |
| 3.8. Wassergehalts-, Roh- und Trockendichtebestimmungen..... | 30 |
| 3.9. Diatomeenanalyse.....                                   | 30 |
| 3.10. Spektralanalyse.....                                   | 31 |

Teil B: Ergebnisse

|          |   |    |
|----------|---|----|
| 4.       | Lithostratigraphie.....                       | 32 |
| 4.1.     | Beschreibung der Bohrprofile.....             | 32 |
| 4.2.     | Sedimentcharakteristik.....                   | 32 |
| 5.       | Warvenchronologie.....                        | 35 |
| 5.1.     | Einleitung.....                               | 35 |
| 5.1.1.   | Wissenschaftsgeschichte.....                  | 35 |
| 5.1.2.   | Warven in der Erdgeschichte.....              | 37 |
| 5.1.3.   | Genese und Definition von Warven.....         | 37 |
| 5.1.4.   | Nachweismöglichkeiten.....                    | 40 |
| 5.1.5.   | Anwendungsmöglichkeiten.....                  | 40 |
| 5.2.     | Aufbau und Nachweis der Jahresschichtung..... | 42 |
| 5.3.     | Datierungen.....                              | 44 |
| 5.4.     | Fehlergrenzen.....                            | 48 |
| 6.       | Sedimentstrukturen.....                       | 51 |
| 6.1.     | Makrostrukturen.....                          | 51 |
| 6.1.1.   | Turbidite.....                                | 51 |
| 6.1.2.   | Rutschungsstrukturen.....                     | 57 |
| 6.1.3.   | Laacher See Tuff.....                         | 59 |
| 6.2.     | Mikrostrukturen.....                          | 60 |
| 6.2.1.   | Entgasungserscheinungen.....                  | 60 |
| 6.2.2.   | Biogene Mikrostrukturen.....                  | 61 |
| 6.2.2.1. | Kotpillen.....                                | 61 |
| 6.2.2.2. | Wohnröhren.....                               | 61 |
| 7.       | Authigene Minerale.....                       | 63 |
| 7.1.     | Kalzit.....                                   | 63 |
| 7.2.     | Siderit.....                                  | 68 |
| 7.3.     | Pyrit.....                                    | 72 |
| 7.4.     | Vivianit.....                                 | 73 |

|        |   |     |
|--------|---|-----|
| 8.     | Mikrofossilien.....                                     | 74  |
| 8.1.   | Holzmaar.....   | 74  |
| 8.1.1. | Diatomeen.....  | 74  |
| 8.1.2. | Sonstige Mikrofossilien.....                            | 75  |
| 8.2.   | Gemündener Maar.....                                    | 75  |
| 8.2.1. | Diatomeen.....  | 75  |
| 8.2.2. | Sonstige Mikrofossilien.....                            | 76  |
| 9.     | Physikalische Datierungs-Methoden.....                  | 76  |
| 9.1.   | Radiometrische Datierungen.....                         | 76  |
| 9.2.   | Thermolumineszenz-Datierungen.....                      | 83  |
| 10.    | Biostratigraphie.....                                   | 84  |
| 10.1.  | Lokale Pollenzonen.....                                 | 84  |
| 10.2.  | Pflanzliche Großreste.....                              | 85  |
| 10.3.  | Holzkohle.....  | 88  |
| 11.    | Magnetostratigraphie.....                               | 89  |
| 12.    | Sedimentologische und geochemische Analysen.....        | 94  |
| 12.1.  | Rohdichte, Trockendichte und Wassergehalt.....          | 95  |
| 12.2.  | Akkumulationsraten.....                                 | 95  |
| 12.3.  | Organischer Kohlenstoff.....                            | 98  |
| 12.4.  | Phosphor .....  | 99  |
| 12.5.  | Chlorophyll.....  | 101 |
| 13.    | Spektralanalytische Auswertungen.....                   | 104 |
| 13.1.  | Einleitung.....   | 104 |
| 13.2.  | Auswahl der bearbeiteten Daten.....                     | 108 |
| 13.3.  | Interpretation der spektralanalytischen Ergebnisse..... | 109 |

Teil C: Folgerungen

|       |  |     |
|-------|--|-----|
| 14.   | Sedimentgenese.....  | 114 |
| 14.1. | Sedimentationsbedingungen.....   | 114 |
| 14.2. | Vergleich der Sedimentation zwischen den eutrophen Seen<br>Meerfelder Maar und Holzmaar.....             | 115 |
| 14.3. | Vergleich der Sedimentation zwischen den eutrophen Maarseen<br>und dem oligotrophen Gemündener Maar..... | 118 |
| 14.4. | Vergleich mit anderen warvenchronologisch datierten,<br>spätquartären Sedimentsequenzen.....             | 120 |
| 15.   | Klimageschichte.....   | 122 |
| 15.1. | Das Klima im Spätglazial .....   | 122 |
| 15.2. | Das Klima im Holozän .....   | 127 |
| 16.   | Besiedlungsgeschichte.....   | 135 |
| 17.   | Schlußbetrachtung.....   | 141 |
|       | Zusammenfassung.....   | 143 |
|       | Abstract.....  | 144 |
|       | Literatur.....   | 145 |
|       | Tabellenanhang.....  | 170 |
|       | Fotoanhang.....  | 226 |

## Verzeichnis der Abbildungen

|          |  |    |
|----------|--|----|
| Abb. 1:  | Lageskizze der untersuchten Eifelmaare.....  | 16 |
| Abb. 2:  | Bathymetrische Karten .....  | 17 |
| Abb. 3:  | Echolotprofile .....   | 18 |
| Abb. 4:  | Zeitlich korrelierte Sedimentprofile.....  | 33 |
| Abb. 5:  | Idealwarve der eutrophen Eifelmaare.....   | 43 |
| Abb. 6:  | Sedimentationsraten (Profil Holzmaar) .....  | 45 |
| Abb. 7:  | Sedimentationsraten (Profil Meerfelder Maar) .....   | 46 |
| Abb. 8:  | Sedimentationsraten (Profil Gemündener Maar).....  | 47 |
| Abb. 9:  | Deutlichkeit der Schichtung (Profil Holzmaar).....   | 50 |
| Abb. 10: | Anzahl der Turbidite (Profil Holzmaar).....  | 55 |
| Abb. 11: | Anzahl der Turbidite (Profil Gemündener Maar).....   | 55 |
| Abb. 12: | Turbidit aus dem Gemündener Maar.....  | 56 |
| Abb. 13: | Kotpillen (Profil Holzmaar).....   | 62 |
| Abb. 14: | Vivianitgehalt (Profil Holzmaar).....  | 62 |
| Abb. 15: | Phosphorgehalt des Wassers aus dem Baldeggersee im<br>Vergleich mit der Korngröße autochthon gefällter Kalzite.....      | 65 |
| Abb. 16: | Röntgenogramme von karbonatführenden Sedimentproben aus<br>dem Holzmaar und dem Gemündener Maar.....                     | 66 |
| Abb. 17: | Kalzitgehalt (Profil Holzmaar).....  | 67 |
| Abb. 18: | Gehalt an Ostracoden-Schalen (Profil Holzmaar).....  | 67 |
| Abb. 19: | Sideritgehalt (Profil Holzmaar).....   | 71 |
| Abb. 20: | Sideritgehalt (Profil Gemündener Maar).....  | 71 |
| Abb. 21: | Gehalt an pflanzlichen Makroresten (Profil Holzmaar).....  | 86 |
| Abb. 22: | Gehalt an Holzkohle (Profil Holzmaar).....   | 86 |
| Abb. 23: | Gehalt an pflanzlichen Makroresten (Profil Gemündener Maar)..  | 87 |
| Abb. 24: | Gehalt an Holzkohle (Profil Gemündener Maar).....  | 87 |
| Abb. 25: | Sedimentationsraten, Suszeptibilität und NRM-Intensität<br>(Profil Holzmaar).....  | 90 |
| Abb. 26: | Suszeptibilität der Profile Gemündener Maar, Meerfelder<br>Maar und Holzmaar.....  | 91 |
| Abb. 27: | Suszeptibilität der letzten 4000 Jahre (Profil Holzmaar).....  | 92 |
| Abb. 28: | Inklinations- und Deklinationskurven aus dem Holzmaar im<br>Vergleich mit den "UK type curves".....                      | 93 |
| Abb. 29: | Geomagnetische Paläosäkularvariationen der letzten 1000<br>Jahre von Paris im Vergleich mit den Daten aus dem Holzmaar.. | 94 |
| Abb. 30: | Rohdichte (Profil Meerfelder Maar).....  | 96 |
| Abb. 31: | Trockendichte (Profil Meerfelder Maar).....  | 96 |

|  |     |
|--|-----|
| Abb. 32: Wassergehalt (Profil Meerfelder Maar).....  | 97  |
| Abb. 33: Akkumulationsraten (Profil Meerfelder Maar).....  | 97  |
| Abb. 34: Organischer Kohlenstoffgehalt (Profile Meerfelder Maar und Holzmaar).....   | 99  |
| Abb. 35: Phosphorgehalt (Profil Holzmaar).....   | 100 |
| Abb. 36: Chlorophyllgehalt (Profile Holzmaar und Meerfelder Maar)....  | 103 |
| Abb. 37: Chlorophyllgehalt der letzten 200 Jahre (Profil Holzmaar)...  | 103 |
| Abb. 38: FFT-Spektren der Warvenmächtigkeitsmessungen (1).....   | 111 |
| Abb. 39: FFT-Spektren der Warvenmächtigkeitsmessungen (2).....   | 111 |
| Abb. 40: FFT-Spektren der Warvenmächtigkeitsmessungen (3).....   | 112 |
| Abb. 41: FFT-Spektren der Sedimentationsraten.....   | 112 |
| Abb. 42: FFT-Spektren der C <sub>org</sub> -Daten.....   | 113 |
| Abb. 43: Integraler Profilzuwachs (Profile Holzmaar und Meerfelder Maar).....  | 118 |
| Abb. 44: Integraler Profilzuwachs (Profile Holzmaar und Gemündener Maar).....  | 119 |
| Abb. 45: Parallelisierung der C <sub>org</sub> -Kurve aus dem Meerfelder Maar mit einer <sup>16</sup> O/ <sup>18</sup> O-Paläotemperaturkurve.....                 | 123 |
| Abb. 46: Parallelisierung der C <sub>org</sub> -Kurve aus dem Meerfelder Maar mit paläoentomologisch und paläobotanisch rekonstruierten Paläotemperaturkurven..... | 125 |
| Abb. 47: Parallelisierung der Sedimentationsraten aus dem Holzmaar mit denen aus dem Meerfelder Maar und aus dem Lake Gosciaz (Polen).....                         | 134 |
| Abb. 48: Sedimentationsraten (Profil Holzmaar) mit Klima- und Kulturphasen.....  | 137 |

## Verzeichnis der Tabellen

(alle mit A gekennzeichneten Tabellen befinden sich im Tabellenanhang)

|           |   |     |
|-----------|---|-----|
| Tab. 1A:  | Hydrographische und morphometrische Daten einiger Eifelmaare.....                             | 170 |
| Tab. 2A:  | Dünnschliffauswertung (Profil Holzmaar).....  | 172 |
| Tab. 3A:  | Dünnschliffauswertung (Profil Gemündener Maar).....   | 191 |
| Tab. 4A:  | Dünnschliffauswertung (Profil Meerfelder Maar).....   | 196 |
| Tab. 5A:  | Einzelvermessung ausgewählter Warven (Profil Holzmaar).....                                   | 199 |
| Tab. 6A:  | Wassergehalt, Rohdichte und Trockendichte (Profil Meerfelder Maar).....                       | 209 |
| Tab. 7A:  | Beschreibung der Bohrprofile.....   | 213 |
| Tab. 8:   | Warven in der Erdgeschichte.....  | 37  |
| Tab. 9:   | Warvenchronologische Datierungen des Laacher See Tuffes.....                                  | 48  |
| Tab. 10A: | Warvenzählungen zur Fehlerbestimmung.....   | 217 |
| Tab. 11:  | Profundalmächtigkeiten des Laacher See Tuffes aus verschiedenen Eifel-Maarseen.....           | 60  |
| Tab. 12A: | Diatomeen-Zonen (Profil Holzmaar).....  | 220 |
| Tab. 13A: | Diatomeen-Zonen (Profil Gemündener Maar).....   | 221 |
| Tab. 14:  | <sup>14</sup> C-Datierungen des Laacher See Tuffes.....                                       | 82  |
| Tab. 15:  | Datierungen des Laacher See Tuffes in Kalenderjahren.....                                     | 82  |
| Tab. 16:  | Ergebnisse der Thermolumineszenz-Datierungen.....   | 83  |
| Tab. 17:  | Gliederung des Spät- und Postglazials.....  | 85  |
| Tab. 18A: | Akkumulationsraten (Profil Meerfelder Maar).....  | 222 |
| Tab. 19:  | Chlorophyll-Gehalt im Verhältnis zum Trophiegrad.....   | 101 |
| Tab. 20:  | Orbitale Periodizitäten.....  | 106 |
| Tab. 21:  | Spektren astronomischer Periodizitäten gewonnen aus verschiedenen terrestrischen Quellen..... | 108 |
| Tab. 22:  | Ergebnisse der spektralanalytischen Untersuchungen.....                                       | 110 |
| Tab. 23:  | Sedimentationsraten der einzelnen Biozonen .....  | 116 |
| Tab. 24:  | Schematisierte Sedimentbeschreibung (Profil Holzmaar).....                                    | 133 |

## Verzeichnis der Fotografien

(alle Fotografien befinden sich im Fotoanhang ab Seite 226)

- Bild 1: Sedimentprofil der Holzmaar-Bohrung HZM-B
- Bild 2: Warven aus dem Meerfelder Maar
- Bild 3: Schräggestellte Schichtung im Liegenden des Rutschungshorizontes  
(Profil Meerfelder Maar)
- Bild 4: Rutschungshorizont der Bohrung MFM-A
- Bild 5: Rutschungshorizont der Bohrung MFM-B
- Bild 6: Faltungen an der Basis der schräggestellten Schichtung  
(Profil Meerfelder Maar)
- Bild 7: Übergangsbereich von horizontaler zu schräggestellter Schichtung  
(Profil Meerfelder Maar)
- Bild 8: Sedimentprofil der Gemündener Maar-Bohrung GMM-C
- Bild 9: Chrysophyceenzyste
- Bild 10: Euplanktische Diatomee (*Cyclotella comta*)
- Bild 11: Kalzit aus autochthoner Fällung
- Bild 12: Siderit-Sphäroide
- Bild 13: Vivianit
- Bild 14: Pyrit-Framboide
- Bild 15: Blattquerschnitt
- Bild 16: Spaltöffnung eines Blattes
- Bild 17: Idealwarve
- Bild 18: Radiographie der Feinschichtung
- Bild 19: Siderit-Laminae (a + b)
- Bild 20: Turbidit
- Bild 21: Kotpillen
- Bild 22: Mikro-Diapir
- Bild 23: Loop-bedding und Mikro-Diapir
- Bild 24: Wohn- oder Freßgang (a + b)
- Bild 25: Ostracoden-Schale mit Pyrit
- Bild 26: Gemmula eines Süßwasserschwammes
- Bild 27: Spicula eines Süßwasserschwammes
- Bild 28: Kiefernpollen
- Bild 29: Grünalge (*Staurastrum spec.*)

## VORWORT

Die vorliegende Arbeit ist Teil des interdisziplinären Forschungsprojektes "postvulkanische Entwicklung von Maaren und Quartärstratigraphie der Eifel abgeleitet aus der Untersuchung von Maarseesedimenten".

Herrn Prof. Dr. J. Negendank gilt mein besonderer Dank für die Anregung und Betreuung der Dissertation und für die zahlreichen Diskussionen.

Für die finanzielle Unterstützung bedanke ich mich bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG-Ne 154/13-2) und beim Land Rheinland-Pfalz, das ein Graduierten-Stipendium zur Verfügung stellte. Ich danke Herrn Prof. J. Negendank und Herrn Prof. G. Richter für die Gutachten, die mir das Stipendium ermöglichten.

Ein Teil der Bohrungen im Meerfelder Maar wurde dankenswerterweise durch die Europäische Gemeinschaft (EG-Projekt "Geomaar 1") finanziert.

Meinen besonderen Dank möchte ich den folgenden Personen aussprechen:

- Prof. Dr. G. Müller (Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg), der sich freundlicherweise bereit erklärte, das Koreferat zu übernehmen.
- Dr. H. Usinger und Dipl.-Biol. A. Wolf (Botanisches Institut der Universität Kiel) sowie
- Dipl.-Phys. B. Haverkamp (Institut für Geophysik der Universität Münster) für die Zusammenarbeit im DFG-Projekt "Quartärstratigraphie der Westeifelmaare".
- Dr. H.-P. Brückner (Abteilung Geologie der Universität Trier) für die Unterstützung der Arbeit am Röntgendiffraktometer und am Raster-Elektronenmikroskop.
- Dr. J. Merkt (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover) für die Bereitschaft, mikrostratigraphische Probleme zu diskutieren.
- Dr. B. Scharf und Dipl.-Biol. T. Ehlscheid (Landesamt für Wasserwirtschaft, Mainz) für die Beratung bei limnologischen Fragen.
- Dr. H. Löhr (Rheinisches Landesmuseum, Trier) für die Beratung bei allen archäologischen Problemen und die Bereitstellung neuester Forschungsergebnisse aus der Eifel.
- Dr. K. Kelts (EAWAG-ETH, Zürich) für anregende Diskussionen zur Paläoklimarekonstruktion durch limnische Sedimente.
- Dr. E. Krahn (Röntgen- und Nuklearmedizinisches Institut am Krankenhaus St. Irminen, Trier) für die Herstellung der Radiographien.

- Dr. G. Würdig und Herrn Friedrich (Abteilung Weinchemie der Landes-Lehr- und Versuchsanstalt für Landwirtschaft, Weinbau und Gartenbau, Trier) für die Bereitstellung einer Gefriertrocknungsanlage.
- Prof. Dr. G. Brümmer (Institut für Bodenkunde der Universität Bonn) für die Möglichkeit, die maschinelle Ausstattung des bodenkundlichen Schleiflabors zu nutzen.
- Herrn Kolvenbach (Bodenkundliches Labor der Universität Bonn) für die Durchführung von Schleifarbeiten an der Flächenschleifmaschine.
- Herrn E. Mertes (Neuwied) für Informationen zur neueren Geschichte der Eifel.
- Herrn H. Maxmini (Leiter der Schlosserei, Universität Trier) sowie
- Herrn P. Vierbuchen (Leiter der Schreinerei, Universität Trier) für zahlreiche Spezialanfertigungen.
- Herrn H. Denkscherz (Universität Trier) für die Beratung und Unterstützung bei den Zeichenarbeiten.
- Frau I. Wagner (Universität Trier) für die Arbeiten im Fotolabor.

Auch einer Reihe von Kommilitonen gilt mein Dank, die durch ihre Untersuchungen und durch Diskussionen zum Fortschritt dieser Arbeit beigetragen haben. Zu nennen sind besonders Dipl.-Geogr. A. Brauer und C. Hass sowie cand. geogr. D. Drohmann, H. Warnecke und F. Wegner.

Schließlich möchte ich mich auch bei allen ungenannten Bohrhelfern bedanken, ohne die diese Untersuchungen nicht möglich gewesen wären.

Trier, im Juli 1990

## Teil A: Grundlagen

### 1. EINLEITUNG

Die Eifelmaare stehen schon seit dem 19. Jahrhundert im Mittelpunkt des geowissenschaftlichen Interesses (HALBFASS 1896, HUMBOLDT 1858, STEININGER 1821, 1853). Die Untersuchungen THIENEMANNs (1913, 1914) am eutrophen Schalkenmehrener Maar und am oligotrophen Weinfelder Maar lieferten wegweisende limnologische Erkenntnisse zur Produktionsbiologie. THIENEMANN (1913, 1914) wies erstmals nach, daß sowohl die Morphometrie des Seebeckens, als auch Landnutzung und Größe des Einzugsgebietes die Produktivität im See bestimmen. Weitere limnologische Arbeiten schlossen sich seit den 50iger Jahren an (BRÜCK 1985, EHLSCHEID et al. 1985/86, HERBST 1958, 1961, HOFMANN 1980, HUSTEDT 1954, MELZER et al. 1985, MIEGEL 1958, SCHARF 1980a, 1980b, 1983, 1987, SCHARF & STABEL 1980a, 1980b, SCHMIDT-LÜTTMANN & SCHARF 1985, SCHMIDT-RIES 1954/55, 1958, STABEL 1980, WICHARD & UNKELBACH 1974).

Die neueren geologischen Untersuchungen der Westeifelmaare konzentrierten sich auf den Ausbruchsmechanismus (BÜCHEL & KRAWCZYK 1986, LORENZ 1984, LORENZ & BÜCHEL 1980, MERTES 1983, MEYER 1985, MEYER & STETS 1979, ZIMANOWSKI 1985) und auf die Altersbestimmung der Maarexplosionen. Erste Datierungen ließen ein Alter der Maare von 10.000 bis 11.000 Jahren vermuten (ERLENKEUSER et al. 1970, 1972, FRECHEN & STRAKA 1950, STRAKA 1975). Untersuchungen von JUNGERIUS et al. (1968) und JUVIGNÉ (1980), die diese Datierungen nicht bestätigen konnten, führten zu einer kontroversen Diskussion (STRAKA 1982, JUVIGNÉ 1982). Inzwischen ist wissenschaftlich erwiesen, daß die Maare älter sind als zunächst vermutet wurde (BÜCHEL 1984, BÜCHEL & LORENZ 1982, 1984, JUVIGNÉ et al. 1988, NEGENDANK 1989).

Die paläolimnologische Erforschung der Maarseen begann 1978 unter Leitung von Prof. Negendank an Sedimenten aus dem Meerfelder Maar. Die interdisziplinäre Arbeitsweise hat sich bewährt und wurde seit 1984 auf das Holzmaar, das Schalkenmehrener Maar, das Gemündener Maar und das Weinfelder Maar ausgeweitet

(BRAUER 1988, HANSEN 1984, HANSEN et al. 1980, HAVERKAMP 1984, 1988a, 1990, HOFMANN 1984, IRION 1984, IRION & NEGENDANK 1984a, 1984b, MÖLLER 1985, NEGENDANK 1984, 1989, NEGENDANK et al. 1985, 1990, SCHARF 1984a, 1988, SCHLÜTER 1987, SONNE & WEILER 1984, THOUVENY 1989, USINGER 1982, 1984, VELDE 1988, WARNECKE 1990, WARNECKE & NEGENDANK 1989, ZOLITSCHKA 1986, 1988, 1989; zusätzlich unveröff. Arbeitsberichte).

Ziel dieser Arbeit war es, die Methode der Warvenchronologie, wie sie bereits für das Meerfelder Maar erstellt wurde (ZOLITSCHKA 1986), auf zwei weitere Maarseen auszuweiten und zu verfeinern. Der Schwerpunkt lag auf der jahrgenaue Datierung der Sedimente als Grundlage für alle paläolimnologischen Untersuchungen. Zur Bearbeitung wurden das Holzmaar und das Gemündener Maar ausgewählt. Zusätzlich konnten Ergebnisse aus dem Weinfelder Maar herangezogen werden (BRAUER 1988).

Parallel wurden an Sedimenten des Holzmaares hochauflösende pollenanalytische (durch H. USINGER und A. WOLF) und hochauflösende paläomagnetische Daten (durch B. HAVERKAMP) erhoben und mit der Datierungsmethode der Warvenchronologie kalibriert. Dadurch gelang es, erstmals für Mitteleuropa ein spätquartäres Sedimentprofil ohne radiometrische Methoden absolut zu datieren. Außerdem konnten geochemische Analyseergebnisse datiert werden. Damit wurde nicht nur die Interpretation erleichtert, sondern auch der Vergleich der einzelnen Zeitabschnitte zwischen den Maarseen ermöglicht.

Untersuchungen an Sedimenten aus dem oligotrophen Gemündener Maar zeigten die Unterschiede zu den Sedimenten der eutrophen Seen und gaben Aufschlüsse über die Bildungs- und Erhaltungsbedingungen der Jahresschichten unter abweichenden morphometrischen, wasserchemischen und produktionsbiologischen Bedingungen.

Ein weiteres Ziel war die Paläoklimarekonstruktion. Das Sediment, bei dessen Genese das Klima eine wichtige Rolle spielte, mußte Informationen über die Entwicklung des Paläoklimas enthalten, so daß Vergleiche mit den bekannten Paläotemperaturkurven und anderen Klimaproxydaten möglich sein sollten.

Der Mensch nahm vom Beginn seines Auftretens an einen immer stärker werdenden Einfluß auf die Sedimentation. Aus dem Sedimentbefund ließ sich daher der Verlauf der Besiedlung detailliert nachvollziehen.

Die Ergebnisse zeigen, daß Seesedimente die empfindlichsten und vollständigsten Aufzeichnungen zur Klima- und Besiedlungsgeschichte einer Region sind.

## 2. UNTERSUCHUNGSGEBIET

### 2.1. Geographische Lage

Die untersuchten Maare des Westeifeler Vulkangebietes gehören nach PAFFEN (1957) zur naturräumlichen Haupteinheit der Moseleifel (TK L 5906, Daun). Sie befinden sich etwa 50 km nordöstlich von Trier (Abb. 1). Dieser Landschaftsteil des Rheinischen Schiefergebirges besteht aus nach Süden abdachenden, flachwelligen Hochflächen, die von tief eingeschnittenen, der Mosel zustrebenden Bächen und kleinen Flüssen zerschnitten werden. Die Hochflächen steigen von ca. 370 m ü. NN im Süden auf 430 m ü. NN im Norden an. Im Übergangsbereich zur Hocheifel kommen Kuppen mit über 500 m ü. NN vor. Die Talböden liegen zwischen 250 und 350 m ü. NN. Die vulkanischen Formen sind dieser Landschaft entweder aufgesetzt, wie die Basalkuppen des Nerother Kopfes (647 m ü. NN), der Hohen List (549 m ü. NN) und des Mosenberges (517 m ü. NN) oder sie sind wie die Maare tief in die Landoberfläche hineingesprengt. Die vulkanischen Förderprodukte haben dabei zum Teil das ehemalige Relief zugeschüttet.

### 2.2. Hydrographie und Morphometrie

Die hydrographischen und morphometrischen Daten der untersuchten Maarseen sind in Tab. 1A wiedergegeben.

Die Morphometrie aller Seen ist typisch für ihre vulkanische Genese: sie sind über 18 m tief, besitzen steile Ufer und haben einen flachen Seeboden (Abb. 2, 3).

Das Holzmaar ist mesotroph bis eutroph, dimiktisch und neigt zur Ausbildung eines Monimolimnions ( $Z_{\text{red}} < Z_{\text{max}}$ ). Bereits THIENEMANN (1913, 1914) konnte eine Sauerstoffabnahme im Tiefenwasser feststellen. Untersuchungen aus dem Jahr 1952 weisen anoxische Verhältnisse im Hypolimnion ab 15 m Wassertiefe nach (SCHMIDT-RIES 1954/55). Diese Tiefe entspricht etwa der reduzierenden Tiefe mit  $Z_{\text{red}} = 15.5$  m. Messungen von 1983 zeigten Sauerstofffreiheit ab Wassertiefen von 17 m (BRÜCK 1985). Für das Monimolimnion wurden erhöhte Sulfat- und Ammoniumwerte festgestellt. SCHMIDT-RIES (1954/55) führte dies auf den Einfluß des nährstoffreichen Wassers aus dem Sammetbach zurück, der von Westen in den See einmündet. Ob der Zufluß immer existierte, ist nicht eindeutig zu klären (vergl. SCHARF 1987). Das Delta des Sammetbaches im Holzmaar ist im Vergleich zum Delta im Meerfelder Maar nur schwach entwickelt. Dies wäre

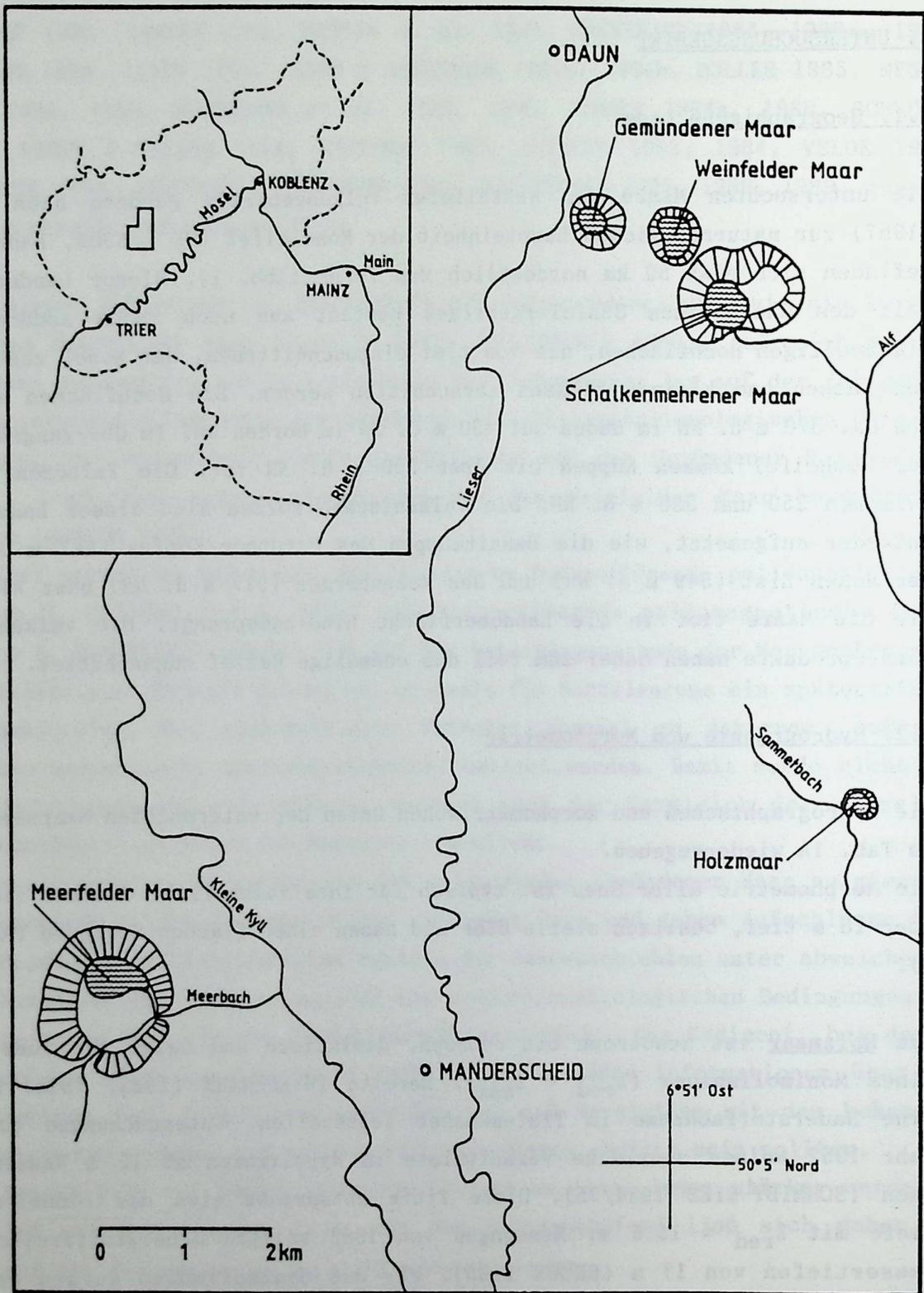


Abb. 1: Lageskizze der untersuchten Eifelmaare.

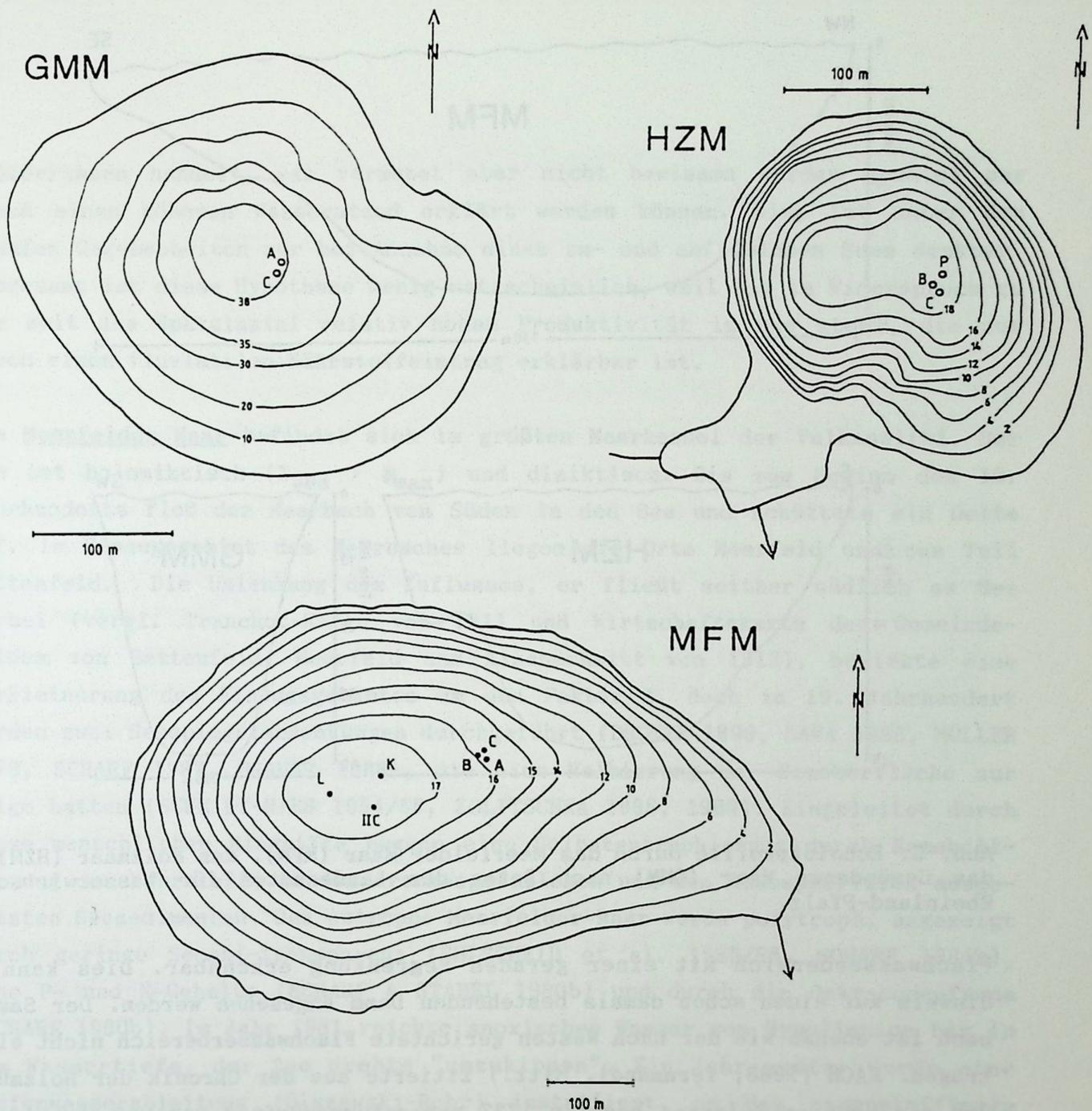


Abb. 2: Bathymetrische Karten von Holzmaar (HZM), Meerfelder Maar (MFM) und Gemündener Maar (GMM) nach Daten des Landesamtes für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz (Wassertiefenangaben in m) mit Lage der Bohrpunkte.

erklärbar durch die geringe Transportleistung des Sammetbaches, dem im Einzugsgebiet nur eine Reliefenergie von unter 50 m zur Verfügung steht. Das Einzugsgebiet des Meerfelder Maares besitzt dagegen eine Reliefenergie von 200 m. Die beiden Flachwasserbereiche des Zu- und Abflusses sind im Holzmaar wahrscheinlich durch künstlichen Aufstau entstanden. Ob dieser Aufstau erst nach 1970 erfolgte, wie SCHARF (1987) vermutete, oder ob er bereits im 19. oder sogar im 18. Jahrhundert zum Zweck der Wasserregulierung der unterhalb des Ausflusses gelegenen Holzmühle durchgeführt wurde, konnte anhand von historischen Unterlagen geklärt werden. Die Übersichtskarte von Gillenfeld (1856) unterstützt die zweite Möglichkeit: hier ist der nach Süden gerichtete

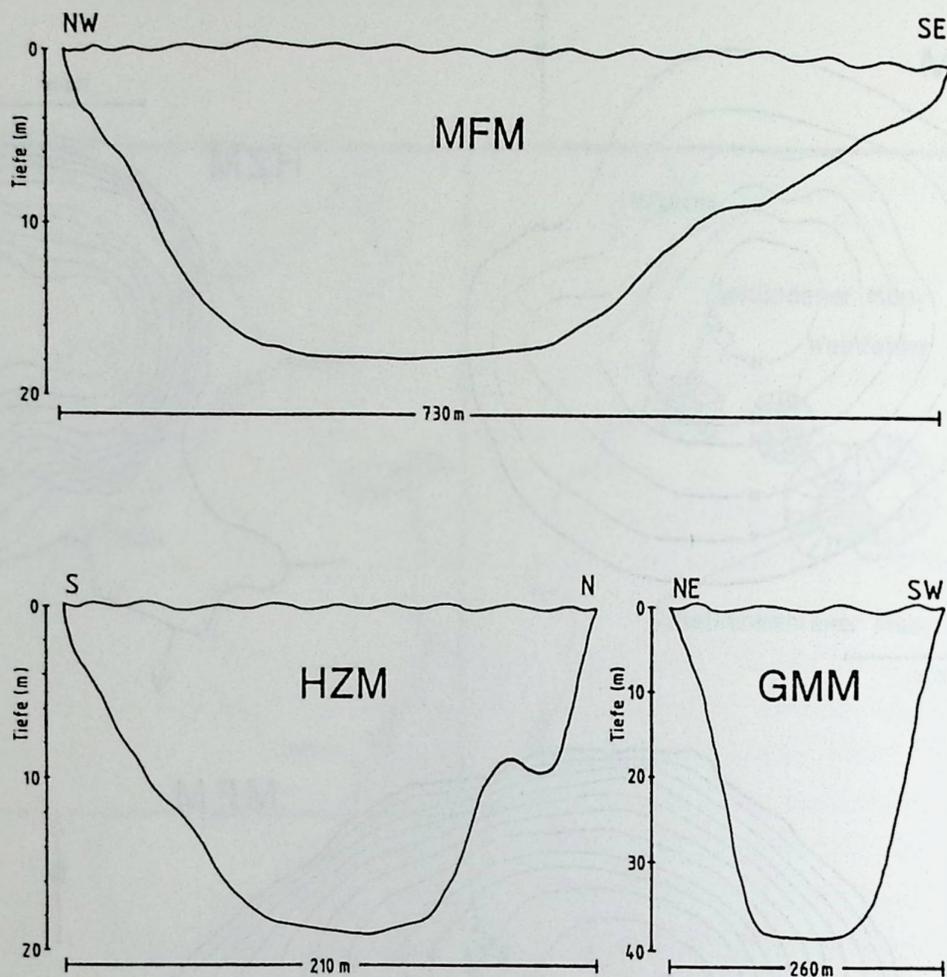


Abb. 3: Echolotprofile durch das Meerfelder Maar (MFM), das Holzmaar (HZM) und das Gemündener Maar (GMM) nach Daten des Landesamtes für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz.

Flachwasserbereich mit einer geraden Begrenzung erkennbar. Dies kann als Hinweis auf einen schon damals bestehenden Damm angesehen werden. Der Sammetbach ist ebenso wie der nach Westen gerichtete Flachwasserbereich nicht eingetragen. RACH (1988, fernmündl. Mitt.) zitierte aus der Chronik der Holzmühle, daß ein Wehr im Holzmaar bereits 1737 reperaturbedürftig war und daß der Bau des Wehrs zur Wasserregulierung der Holzmühle diene. Dadurch wurde der Wasserspiegel des Sees um ca. 3 m angehoben. Schließlich bestätigt auch der Bericht über einen besonders starken "Ausbruch" des Holzmaares im Jahr 1900, daß der Damm schon im 19. Jahrhundert existierte, denn es wird auch von älteren schwächeren Dammbrüchen berichtet (HESSE & SCHMITT-KÖLTZER 1986). Die Holzmühle selbst wurde erstmals im Jahre 1808 erwähnt (HESSE & SCHMITT-KÖLTZER 1986). Nach WISSKIRCHEN (1989) läßt sich ihre Existenz sogar für das Jahr 1533 urkundlich belegen.

Möglicherweise wurde der Sammetbach erst im Zuge der Wasserregulierungsmaßnahmen in den See eingeleitet. Eindeutige Beweise für diese Hypothese gibt es nicht. Einen Hinweis geben lediglich die von BRAUER (1988) oberhalb des heutigen Seespiegels gefundenen Terrassenreste, die (wenn es sich tatsächlich um

Seeterrassen handelt, was vermutet aber nicht bewiesen werden konnte) nur durch einen höheren Wasserstand erklärt werden können. Dies ist unter den lokalen Gegebenheiten nur bei Annahme eines zu- und abflußlosen Sees denkbar. Insgesamt ist diese Hypothese wenig wahrscheinlich, weil sie im Widerspruch zu der seit dem Spätglazial relativ hohen Produktivität im See steht, die nur durch einen fluviatilen Nährstoffeintrag erklärbar ist.

Das Meerfelder Maar befindet sich im größten Maakessel der Vulkaneifel. Der See ist holomiktisch ( $Z_{red} > Z_{max}$ ) und dimiktisch. Bis zum Beginn des 19. Jahrhunderts floß der Meerbach von Süden in den See und schüttete ein Delta auf. Im Einzugsgebiet des Meerbaches liegen die Orte Meerfeld und zum Teil Bettenfeld. Die Umlenkung des Zuflusses, er fließt seither südlich am See vorbei (vergl. Tranchot-Karte von 1811 und Wirtschaftskarte des Gemeindegewaldes von Bettenfeld, Meerfeld und Eisenschmitt von 1913), bewirkte eine Verkleinerung des Einzugsgebietes um den Faktor 4. Noch im 19. Jahrhundert wurden zwei Seespiegelabsenkungen durchgeführt (DRONKE 1899, LAWA 1985, MÜLLER 1978, SCHARF 1987, BRAUER 1988), die eine Halbierung der Seeoberfläche zur Folge hatten (SCHMIDT-RIES 1954/55, ZOLITSCHKA 1986, 1988). Eingeleitet durch diese menschlichen Eingriffe begann eine Selbsteutrophierung durch Remobilisierung der Nährstoffe in den trockenengefallenen und den Atmosphärien ausgesetzten Seesedimenten. Das eutrophe Meerfelder Maar wurde polytroph, angezeigt durch geringe Secchi-Transparenz (EHLSCHEID et al. 1985/86, SCHARF 1984b), hohe P- und N-Gehalte (SCHARF & STABEL 1980b) und durch die Ostracodenfauna (SCHARF 1980b). Im Jahr 1981 reichte anoxisches Wasser vom Hypolimnion bis in 5 m Wassertiefe, der See drohte "umzukippen". Ein Jahr später wurde eine Tiefenwasserableitung (Olszewski-Rohr) installiert, um das sauerstofffreie Wasser aus dem See zu pumpen (SCHARF 1984b, SCHMITT-LÜTTMANN 1984). Drei Jahre später veränderten sich alle limnologischen Parameter zurück in Richtung Eutrophie (EHLSCHEID et al. 1985/86, SCHARF 1987).

Das Gemündener Maar ist mit 39 m der tiefste untersuchte Maarsee. Er besitzt außer einer Quelle am Nordost-Hang weder Zu- noch Abfluß. Der See ist dimiktisch und seit etwa 1950 meromiktisch. Die Untersuchungen von THIENEMANN (1913, 1914) zeigten, daß der See noch Anfang dieses Jahrhunderts oligotroph war und im Hypolimnion eine Sauerstoff-Sättigung von 85 % aufwies. Bereits zu Beginn der 50iger Jahre konnte SCHMITT-RIES (1954/55) eine sauerstofffreie Bodenzone nachweisen. Nach SCHARF (1987) umfaßte das sich ausweitende Monimolimnion 1982 bereits die Tiefenzone zwischen 30 und 39 m. Ursache der Meromixie war eine Eutrophierung, die MÖLLER (1985) anhand von Pigmentuntersuchungen

nachweisen konnte. Der Nährstoffeintrag ist durch Anfüttern von Fischen und durch Badegäste bedingt.

Seit 1983 wird monimolimnisches Wasser aus dem See gepumpt, um einer weiteren internen Eutrophierung vorzubeugen. Zusätzlich wurde die am See gelegene Badeanstalt an die öffentliche Kanalisation angeschlossen und es wurde verboten, die Fische anzufüttern.

Von allen Seen der Vulkaneifel hat sich das Gemündener Maar durch menschlichen Eingriff am deutlichsten vom natürlichen Zustand entfernt.

### 2.3. Geologie

Die Eifel wird im Bereich des jungen Vulkangürtels aus Tonschiefern, Grauwacken, Silt- und Tonsteinen des Unterdevons (Siegen- und Ems-Schichten) aufgebaut. 2 km südwestlich des Meerfelder Maares stehen triassische Sandsteine (Buntsandstein) der Trier-Bitburger-Mulde an. Eine geologische Übersicht des Untersuchungsgebietes geben BÜCHEL (1984), FRECHEN (1976), MEYER (1986) und NEGENDANK (1983). Weiterhin liegen geologische Detailkartierungen des Meerfelder Maares (HENK 1984, MEYER & STETS 1979) und der Dauner Maargruppe (BÜCHEL & KRAWCZYK 1986) vor. Vulkanologische Bearbeitungen wurden von MERTES (1983) und von ZIMANOWSKI (1985) durchgeführt.

Das Westeifeler Vulkanfeld erstreckt sich von Bad Bertrich im SO als 50 km breite Zone über 200 km Länge bis nach Ormont im NW. Etwa 100 Schlackenkegel und über 50 Maare, davon 8 mit Wasser gefüllt, sind noch heute morphologisch erkennbar. Geophysikalisch konnten mehr als 250 Förderkanäle nachgewiesen werden (BÜCHEL 1984).

Der Vulkanismus begann vor 700.000 Jahren nach dem Einsetzen der Hebung des Rheinischen Schildes (BÖHNEL et al. 1987, FUCHS 1983). Das Mosenberg-Meerfelder-Vulkansystem liegt auf einer NW-SO orientierten tektonischen Störung, senkrecht zur Streichrichtung des Rheinischen Schiefergebirges. 8 km nordöstlich befindet sich eine parallele Störungszone mit Holzmaar und Dürrem Maar. Weitere 3 km nordöstlich folgt eine dritte tektonische Linie, auf der die drei Dauner Maare (Schalkenmehrener Maar, Gemündener Maar, Weinfelder Maar) und das Pulvermaar liegen sollen.

Die Genese aller Maare erklärten LORENZ (1973, 1984) und MEYER (1985) phreatomagmatisch durch Kontakt des Magmas mit dem Grundwasser. Dabei wurde das Anstehende fragmentiert und zusammen mit dem Magma explosiv gefördert. Der magmatogene Anteil betrug 0 bis 60 % (MERTES 1983). Die Ejekta wurden als Wall um den Krater abgelagert, als base surges transportiert und vom Wind verdriftet.

Das Meerfelder Maar ist ein Teil des aus sechs Eruptionszentren aufgebauten Mosenberg-Meerfelder-Vulkansystems. Die fünf südlichen Förderkanäle bestehen aus Basaltkegeln. Mit den südlichsten Schlackenkegeln soll die Eruptionstätigkeit nach LORENZ (1984) begonnen haben. Ihr Alter wurde von ZÖLLER (1989, mündl. Mitt.) mit der Thermolumineszenz-Methode auf 43.000 Jahre bestimmt.

Es folgte der Mosenbergkrater, von dem ein Lavastrom das Tal des Horngrabens blockierte. BÜCHEL & LORENZ (1984) errechneten anhand der Erosionsrate des Baches durch die Lava ein Alter von ca. 30.000 bis 50.000 Jahren für den Ausbruch. Die Eruption setzte sich im Hauptgipfel des Mosenberges fort und endete mit der Bildung von Windsborn und Hinkelsmaar, in denen sich kleine Seen bildeten. JUVIGNÉ et al. (1988) datierten die Basis der klastischen Sedimente im Hinkelsmaar mit der Radiokarbon-Methode und erzielten ein Mindestalter für die Eruption von 28.400 BP. Der abschließende Ausbruch des Meerfelder Maares wurde anhand von Holzresten an der Basis der Tuffe bei Deudesfeld von GEYH (publiziert in: BÜCHEL & LORENZ 1982) auf ein Mindestalter von 29.000 BP datiert. Die Radiokarbonaten, nach denen Meerfelder Maar und Hinkelsmaar etwa zeitgleich entstanden sind, weisen darauf hin, daß entweder größere Fehler in der Datierung zu suchen sind (vergl. BÜCHEL & LORENZ 1982), oder daß die Annahme von LORENZ (1984), beim Meerfelder Maar handele es sich um das jüngste Eruptionszentrum des Mosenberg-Meerfelder-Vulkansystems, nicht mehr haltbar ist.

Ob die Reihenfolge der Eruptionen tatsächlich von Süd nach Nord erfolgte, oder ob vielleicht alle Ausbrüche zeitgleich waren oder sogar eine völlig abweichende Reihenfolge anzunehmen ist, kann solange nicht geklärt werden, bis exakte Datierungen aller Förderzentren vorliegen. Ebenfalls ungeklärt muß die Frage bleiben, warum das Tuffvolumen aus dem Meerfelder Maar erheblich geringer ist als das Kratervolumen (FRECHEN 1976, HENK 1984, LORENZ 1973, 1984, NEGENDANK 1988a, NOLL 1967).

Das Gemündener Maar gehört zur Dauner Maargruppe. Diese Maare wurden vor ca. 20.000 bis 30.000 Jahren phreatomagmatisch gebildet (BÜCHEL 1984, BÜCHEL & KRAWCZYK 1986). Morphologische Vergleiche mit älteren Maaren bilden die Grundlage für diese Datierungen, die deshalb nur als grober Anhaltspunkt gewertet werden dürfen. Nach BÜCHEL & KRAWCZYK (1986) entstand zunächst das Schalkenmehrener Maar, dann das Gemündener Maar und zuletzt das Weinfelder Maar.

Das Holzmaar wird von BÜCHEL (1984) aufgrund des unterbrochenen und stärker abgetragenen Tuffwalles zeitlich älter auf etwa 40.000 bis 70.000 Jahre eingestuft. Auch bei dieser Datierung gelten die gleichen Vorbehalte wie bei der Datierung der Dauner Maare.

#### 2.4. Klima

Das Klima der Vulkaneifel ist feucht und winterkühl. Die jährlichen Niederschläge belaufen sich auf 750 bis 900 mm. Nach HAAR et al. (1979) kann die Niederschlagscharakteristik als Übergangstyp zwischen Mittelgebirgstyp (Winterregentyp) und Sommerregentyp beschrieben werden: gleichwertige Maxima im Sommer und Winter stehen einem Minimum im März/April und im September/Okttober gegenüber.

Die Jahresmitteltemperatur liegt bei +7.5°C. Das Januar-Mittel erreicht -1°C, das Juni-Mittel +16°C. Vorherrschende Windrichtung ist SW (alle Klimadaten aus: DEUTSCHER WETTERDIENST 1957, 1979).

Durch die geschützte Lage der Maarkessel kommt es zu einem vom Makroklima abweichenden Mesoklima mit größeren täglichen Temperaturamplituden. In den Maaren herrscht deshalb ein kontinentaleres Mesoklima als es das Makroklima vermuten läßt.

#### 2.5. Böden, Vegetation und Landnutzung

Die Böden aus devonischen Gesteinen sind nährstoffarm und verdichtet. Sie neigen zur Versauerung und Vernässung. Je nach Relief bildeten sich flach- bis mittelgründige Ranker, Braunerden, Pseudogleye oder Stagnogleye. Auf den kleinflächig vorkommenden vulkanischen Ausgangsgesteinen sind bessere Nährstoffverhältnisse vorhanden. Es konnten gut wasserdurchlässige, mittelgründige Braunerden sowie Übergänge zu Regosolen entstehen. Auf den Hochflächen treten zusätzlich Decklehme auf, die ebenfalls zu günstigeren Bodeneigenschaften geführt haben.

Auf diesen Standorten bilden bodensaure Buchenwälder die natürliche Vegetation. Durch Übernutzung (Holzabtrieb, Köhlerei, Waldweide) ging der Waldflächenanteil zwischen 1800 und 1850 um 29 % zurück (SCHWIND 1983). Nur auf steilen Hängen und in Taleinschnitten blieben Eichen-Hainbuchen-Wälder erhalten, die kleinflächig noch heute niederdalartig genutzt werden. Nach 1854 begann eine intensive Ödlandkultivierung durch die preußische Staatsregierung. Aufgeforstet wurde mit Fichten-Monokulturen. Der Laubholzanteil ging von 99.5 % (um 1800) durch Übernutzung und anschließende Aufforstung mit Nadelholz auf 33 % (1980) zurück (SCHWIND 1983).

Heute werden nur die Hochflächen intensiv landwirtschaftlich genutzt. Im Einzugsgebiet des Holzmaares ist der Anteil der landwirtschaftlichen Nutzfläche mit ca. 60 % am größten. Beim Meerfelder Maar sind es etwa 40 % (davon die

Hälfte Wiesen und Weiden) und beim Gemündener Maar weniger als 5 %. Insgesamt ist die Bewaldung Ausdruck des Reliefs und der Bodenungunst, während die Landwirtschaft auf wenig reliefiertes Gelände und nährstoffreiche Böden beschränkt bleibt.

## 2.6. Besiedlung

Archäologische Belege für frühe menschliche Aktivitäten in der Vulkaneifel sind selten. Dies ist nicht auf fehlende Besiedlung zurückzuführen, sondern auf Beobachtungslücken. Lediglich die oberirdisch leicht erkennbaren Wallanlagen und Grabhügel sind besser bekannt. Eine Prospektion 4 km südwestlich des Holzmaares erbrachte erwartungsgemäß auch aus den Höhenlagen der Vulkaneifel Spuren seit dem älteren Mesolithikum (STOLZ & ZEIMETZ 1990).

Die Anwesenheit des Menschen in der Eifel ist bereits für die Altsteinzeit (Paläolithikum) belegt (STEINHAUSEN 1936). Für die Mittelsteinzeit (Mesolithikum) gibt es nur wenige Funde. Der Beginn des Mesolithikums wurde als geologische Grenze Pleistozän/Holozän festgelegt. Es endete kulturgeschichtlich mit dem Anfang der bäuerlichen Lebensführung um etwa 5300 BC (LÜNING & STEHLI 1989).

Von LÖHR (1984) wurde eine relativ dichte mesolithische Besiedlung der mittleren Höhenlagen in der Eifel angenommen. Neuere Funde aus dem Raum Hillesheim-Gerolstein (LÖHR 1989, mündl. Mitt.) und aus dem Raum Mückeln (STOLZ & ZEIMETZ 1990) bestätigten diese Annahme. Alle Funde datieren in das ältere bis mittlere Mesolithikum. Brandspuren und Holzkohlefunde in Böden und an der Basis von Kalktuffen (LÖHR 1984) aus dieser Zeit (Präboreal) können als Folge von Feuerlegungen durch den Menschen gewertet werden (vergl. GOUDIE 1977). Allerdings dürfen natürliche Brandursachen nicht außer acht gelassen werden, da besonders die präborealen Wälder feuergefährdet waren (FRENZEL 1985).

Durch den Wechsel von lichtdurchlässigen Birken-/Kiefernwäldern zu dichtlaubigeren Eichenmischwäldern boten sich im Laufe des Mesolithikums immer schlechtere Lebensbedingungen für Wild und Jäger. Durch vereinzelttes Feuersetzen wurden Lichtungen und damit geeignetere Lebensmöglichkeiten geschaffen. Insgesamt blieben die Auswirkungen der paläo- und mesolithischen Besiedlung auf die Umwelt gering (BUTZER 1964).

Während des postglazialen Klimaoptimums begann der Übergang vom Jäger und Sammler zur sesshaften Wirtschaftsform. In Mitteleuropa breitete sich das Bauerntum von Südosten kommend im 6. vorchristlichen Jahrtausend aus und kennzeichnete den Beginn der Jungsteinzeit (Neolithikum). Das Neolithikum erreichte die Eifel zu Beginn der jüngeren Bandkeramik-Zeit um 5300 BC (LÜNING

& STEHLI 1989). Die Bandkeramik-Zeit dauerte bis 4900 BC. Entsprechende Keramikfunde aus der Eifel sind auf 5000 BC datiert und beschränken sich auf das Moseltal und die randlichen Höhen bis 300 m ü. NN. Für diese Standorte werden permanente Siedlungen vermutet (LÖHR 1986). Dieses Fundbild schließt jedoch eine Nutzung der höheren Lagen als Waldweide nicht aus. Einzelne Bäume wurden geschneitelt und Waldbestände durch Ringeln oder Abbrennen aufgelichtet, damit das Vieh die Stockausschläge und das dazwischen wachsende Gras besser abweiden konnte (LÜNING & STEHLI 1989). Durch diese Nutzung waren gegen Ende des Neolithikums Linde und Ulme aus den Wäldern nahezu verschwunden. Hasel, Eiche und Buche wurden dagegen gepflegt, da ihre Früchte der Schweinemast dienten. Für den Ulmenrückgang könnten neben den anthropogenen Ursachen auch Klimaveränderungen oder das durch Pilzbefall ausgelöste "Ulmensterben" verantwortlich gewesen sein.

Die Maare befanden sich während der Bandkeramik-Zeit am Rand der Einzelfundzone, so daß mit episodischer bis periodischer Anwesenheit des Menschen zu rechnen war. LÖHR (1989, mündl. Mitt.) konnte neolithische Feuerstein-Abschläge am Ufer des Holzmaares nachweisen.

Auf die Bandkeramik folgte ein deutlicher Einbruch der Siedlungsintensität (LÜNING & STEHLI 1989). Eine Stabilität wie zur Bandkeramik-Zeit wurde erst wieder mit der Rössener Kultur (4600-4000 BC) erreicht. Der Siedlungsraum wurde auf die höheren Lagen ausgedehnt. Eine Erweiterung des Wirtschaftsraumes auch auf die Höhenlagen (Höhensiedlungen) erfolgte während der Michelsberg Kultur (3400-3000 BC). Aus dieser Zeit stammen die ersten Getreidepollen als Hinweis auf landwirtschaftliche Nutzflächen (STRAKA 1975). Die letzte Kulturphase des Neolithikums war die Schnurkeramik (2400-2000 BC). Funde aus Mückeln (STOLZ & ZEIMETZ 1990) belegen die Besiedlung der Vulkaneifel.

Steinbeilfunde aus dem Jungneolithikum weisen auf die zunehmende Intensität der Eingriffe in die Vegetation hin. Dies zeigen auch veränderte Pollenspektren und die verstärkte Zufuhr mineralischer Partikel in stehende Gewässer (OHLE 1972). Der Mensch erfand Werkzeuge, die zu größerer Unabhängigkeit von der natürlichen Umwelt führten und eine höhere Bevölkerungsdichte ermöglichten (BUTZER 1964). Umweltveränderungen waren lokal und von geringer Auswirkung.

Mit der Erfindung des Metallgusses begann die Bronzezeit (1800 bis 700 BC). Von der älteren Bronzezeit ist archäologisch am wenigsten bekannt. Die Funde sind selten, weil die Keramiken weich gebrannt wurden und deshalb nicht erhalten sind. Auch die Bestimmung ist wegen fehlender Verzierungen schwierig. Dennoch kann trotz mangelnder Belege von einer Besiedlung der Vulkaneifel ausgegangen werden (LÖHR 1989).

Während der Spätbronzezeit (Urnenfelderzeit: 1200-700 BC) änderte sich dieses

Bild. Neue Steingut- und Bestattungstechniken verbessern das Fundbild, so daß ein erster Besiedlungshöhepunkt der Mittelgebirge angenommen werden kann.

Der verstärkte Brennstoffbedarf durch die Metallgewinnung und -verarbeitung hat zu stärkeren Eingriffen in die Waldlandschaft geführt.

Seit Beginn der Eisenzeit (700-50 BC) erfolgte die Bestattung in Hügelgräbern. Sie sind zahlreich in der Eifel für die ältere Eisenzeit (Hallstatt: 700-300 BC) nachweisbar (FÜHRER ZU ... 1977), zum Beispiel 2 km südöstlich und 1.5 km nordwestlich vom Holzmaar, 2.5 km südlich und 4 km nordöstlich vom Gemündener Maar sowie 5 km südlich vom Meerfelder Maar. Dabei ist eine deutlich geringere Konzentration der Hügelgräber in der Umgebung des Meerfelder Maares zu verzeichnen (FÜHRER ZU ... 1977, LÖHR 1989).

Der Übergang zur jüngeren Eisenzeit (Latène: 300-50 BC) ist kontinuierlich. In das 3. vorchristliche Jahrhundert fällt die literarisch überlieferte Zeit der Keltenwanderung (FÜHRER ZU ... 1977), die zu kulturellen Umbrucherscheinungen und einer Abnahme der archäologischen Funde führte. Ob diese Erscheinung mit einem Rückgang der Besiedlungsdichte verbunden war, ist noch ungeklärt.

Die Eisenindustrie bildete die wichtigste wirtschaftliche Grundlage (NEU 1988). Durch den hohen Verbrauch der Ressourcen Erz und Holz für die Eisengewinnung nahmen Intensität und Umfang der Eingriffe in die Landschaft zu. Ein Grabfund aus der Latène-Zeit am Dürren Maar im Einzugsgebiet des Holzmaares (LÖHR 1989) weist auf größere menschliche Eingriffe hin.

Mit der Eroberung Galliens durch Julius Caesar begann die Römerzeit (50 BC - 400 AC). Während der Blütezeit der Mittleren Kaiserzeit (70-250 AC) waren verstärkte Siedlungsaktivitäten in der Eifel zu verzeichnen (STEINHAUSEN 1936). In der Nähe von Villen, Thermalquellen und Straßen wurden Wälder gerodet. Zu dieser Periode gehören die "Villa von Manderscheid" etwa 1.5 km südöstlich Meerfeld (WACKENRODER 1934) und ein umfangreiches Bauwerk mit Grabhügel am Rand des Hinkelsmaares (SCHANNAT 1855, WACKENRODER 1934). Auch die Weinfelder Kirche, 1 km östlich des Gemündener Maares, wurde auf den Fundamenten eines römischen Heiligtums gegründet (FÜHRER ZU ... 1977). Römische Siedlungsstellen sind aus der näheren Umgebung aller Maare bekannt (LÖHR 1989, mündl. Mitt.): 1.3 km nordwestlich des Holzmaares am Sammetbach, 2 km südwestlich des Meerfelder Maares und 0.4 km nordöstlich des Weinfelder Maares. Römische Scherben konnte LÖHR (1989, mündl. Mitt.) am Ufer von Holzmaar, Meerfelder Maar und Weinfelder Maar nachweisen.

Durch den Zusammenbruch des Limes folgten zwischen 250 und 300 AC die ersten Frankeneinfälle, die zu einem Rückzug der Bevölkerung aus den Höhenlagen führten. In der spätrömischen Epoche (300-400 AC) wurde der Landesausbau nochmals aktiviert, bevor sich durch den endgültigen Zusammenbruch des römi-

schen Reiches um 400 AC und die anschließende Völkerwanderungszeit die Waldbedeckung wieder ausdehnen konnte (HASEL 1985). Fränkische Aktivitäten sind archäologisch aus der Eifel kaum bekannt.

Erst im Zuge der karolingischen Landnahme kam es zu erneutem Anstieg der Besiedlungsdichte in der Eifel. Zwischen 800 und 1300 AC führten Rodungen zur heutigen Verteilung von Wald und Feld. Der Mensch drang systematisch rodend in die höher gelegenen Täler vor. Intensive Urbarmachungsarbeiten gingen besonders von den Klöstern aus.

Um 1300 AC traten entscheidende Veränderungen ein. Durch Klimaverschlechterung und die Inkulturnahme unproduktiver Böden gingen die Ernteerträge zurück, Hungersnöte brachen aus. Hinzu kamen Seuchen wie die Pest. Zur gleichen Zeit vollzog sich der Übergang von Natural- zu Geldwirtschaft (RENN 1963). Da in der Eifel nur Subsistenz betrieben wurde, gab es keine finanziellen Einnahmequellen. Der Wohlstandsunterschied zu den Städten wuchs. Rückgang der Bevölkerung durch höhere Sterblichkeit und Abwanderung in die Städte waren die Folge (negative Siedlungsperiode). Unter anderen wurde der Ort Weinfeld am Weinfelder Maar im 14. Jahrhundert zur Wüstung (KREMER & CASPERS 1975). Aus diesen Gründen mußten Anstrengungen unternommen werden, um neue Erwerbsquellen zu erschließen. Dazu gehörte die Eisenindustrie, die bereits seit der Hallstattzeit aus der Eifel bekannt ist. Zunächst waren es die in der Nähe der Erz- und Holzvorkommen errichteten Waldschmieden. Nach 1300 AC wurden die Schmieden in die Täler verlagert. Durch Ausnutzung der Wasserkraft konnte hochwertiges Gußeisen hergestellt werden. Erster Höhepunkt dieses Wirtschaftszweiges war um 1400 AC. Es existierten 450 bis 500 Erzgruben in der Eifel (STEINHAUSEN 1926). Der Hauptbedarf der Eisenhütten war Holz. Daher kam es häufig zu Kahlschlägen (SCHWIND 1983).

Dem Rückgang der Industrie durch Kriegseinwirkungen vom 16. bis ins 18. Jahrhundert folgte ein letzter wirtschaftlicher Aufschwung seit Mitte des 18. Jahrhunderts. Bis zum Ende der napoleonischen Besetzung (1814) existierten 43 Hüttenwerke. Der Holzkohlebedarf stieg enorm (WENZEL 1962). In Meerfeld übertraf die Köhlerei die Landwirtschaft an Bedeutung (BLUM 1951).

Nach Übernahme der Eifel durch Preußen (1815) erlitt die Bevölkerung mehrere Hungerjahre durch den Zusammenbruch der Eisenindustrie. Die Restbestände des Waldes wurden landwirtschaftlich als Waldweide, zur Streugewinnung und zum Waldfeldbau genutzt (HASEL 1985). Übernutzung führte um 1850 zur Degradation: ca. 45 % der Zentraleifel waren verheidet (WENZEL 1962). Erst nach intensiven Bemühungen der preußischen Regierung und gegen den Willen der Eifelbauern wurde mit Fichten aufgeforstet. Der Ödlandanteil ging seitdem zurück (SCHWIND 1983).

### 3. METHODEN

#### 3.1. Feldarbeit

Die Bohrungen zur Gewinnung der bearbeiteten Kerne erfolgten zwischen 1984 und 1988. Von einem Floß wurden die Sondierungen mit einem Stechrohr-Bohrgerät, dem modifizierten LIVINGSTONE-piston-corer (USINGER-Sonde), abgeteuft. Alle Bohrkerne stammen aus dem Profundal der einzelnen Seen. Es wurde im tiefsten Bereich des Seebeckens gebohrt (Abb. 2). Von der Bohrplattform bis zur Sedimentoberfläche wurde mit einer Aluminium-Verrohrung (Durchmesser 300 mm) gearbeitet. Die Kernrohre aus Stahl hatten eine Länge von 1000 und 2000 mm bei 80 mm Innendurchmesser. Ab etwa 20 m Sedimenttiefe wurde auf 55 mm-Kernrohre gewechselt und bei ca. 40 m auf Kernrohre mit 32 mm Durchmesser. Jede Bohrung bestand aus zwei sich überlappenden Kernserien. Diese Bohrungen erfolgten in maximal 2 m Distanz, so daß die erste Bohrserie mit 2 m langen Kernrohren begann. Die zweite Serie wurde mit einem 1 m langen Kernrohr begonnen und dann mit 2 m langen Kernrohren fortgesetzt. Dadurch wurde sichergestellt, daß die durch Kernstoß verursachten Profillücken in der Parallelbohrung erfaßt sind. Der Bohrvortrieb wurde in den obersten 10 bis 20 m per Hand erreicht. Bei stärker kompaktierten Sedimenten mußte ein Vibrationshammer eingesetzt werden. Im Meerfelder Maar wurde zusätzlich eine Bohrung mit der in situ-Gefriertechnik nach MERILÄINEN & HUTTUNEN (1978) durchgeführt, um die Sediment-/Wasser-Grenze ungestört zu erfassen.

Die Kernrohre sind nach der Kernentnahme am See oder im Botanischen Institut der Universität Kiel ausgedrückt worden. Die angewandte Technik erlaubte gleichzeitig eine saubere Halbierung der Kerne, so daß sie direkt fotografiert (Bild 1 bis 8) und makroskopisch beschrieben werden konnten.

Abschließend wurden die Kernhälften in PVC-Schlauchfolie verschweißt und im Kühlraum der Universität Kiel bei +4°C gelagert.

#### 3.2. Korrelation der Bohrkerne

Die Korrelation der Parallelbohrungen wurde makroskopisch durchgeführt. Abweichungen beschränkten sich auf Größenordnungen von einigen mm, in einem Fall auf 3 cm. Die weitgehende Übereinstimmung der Sedimentationsbedingungen im zentralen Seebecken konnte durch die mikroskopischen Untersuchungen bestätigt werden. Auch die Korrelation mit älteren Kernen, von denen nur noch Fotogra-

fien existieren, war über besonders auffällige Leithorizonte durchgehend möglich.

### 3.3. Dünnschliffpräparation

Großdünnschliffe im Format 120 x 35 mm wurden nach der von MERKT (1971) beschriebenen Methode hergestellt: das wassergesättigte Sediment wurde in 100 mm lange, 15 bis 20 mm breite und 7 bis 8 mm starke, sich überlappende Scheiben geschnitten, mit flüssigem Stickstoff schockgefroren und anschließend gefriergetrocknet. Diese Prozedur war notwendig, um Gefügestörungen zu minimieren (WERNER 1966, TIPPKÖTTER 1984). Die trockenen Proben wurden mit Epoxidharz vergossen und nach dem Aushärten wie petrographische Dünnschliffe weiterverarbeitet (MURPHY 1986). Das Herunterschleifen der Präparate von 1 mm auf 30 µm Stärke erfolgte halbautomatisch mit einer Flächenschleifmaschine (BUCH 1967). Alle anderen Arbeitsgänge wurden manuell durchgeführt.

Neben den Großdünnschliffen wurden auch Dünnschliffe im Gießener Format angefertigt. Sie wurden zum Nachweis von Kalzit zur Hälfte mit Alizarin-S (Alizarinsulfonsäure-Natriumsalz) angefärbt (MÜLLER 1964).

### 3.4. Mikrostratigraphische Auswertungen

Die mikrostratigraphische Auswertung erfolgte bei maximal 400facher Vergrößerung unter dem Polarisationsmikroskop. Sedimente aus dem Holzmaar (HZM-B/C) und dem Gemündener Maar (GMM-A/C) wurden in 10 mm Abständen erfaßt. Ausnahmen bildeten getrennt vermessene Einzellagen mit mehr als 5 mm Mächtigkeit. Quantitativ erfaßt wurden die Länge des jeweiligen Sedimentabschnittes, die Anzahl der Laminierungen und die Anzahl der Turbidite. Semiquantitativ wurden die folgenden Parameter erfaßt: Deutlichkeit der Schichtung, Gehalt an organischer Substanz, Diatomeen, minerogene Substanz, Ton, Siderit, Kalzit, Vivianit, Pyrit, Holzkohlefragmente, Kotpillen, Chitinhüllen von Insekten, Ostracodenschalen, pflanzliche Großreste und Chrysophyceenzysten (Tab. 2A, 3A).

Die Analyse der Dünnschliffe vom Meerfelder Maar (MFM-A/B), sie ist eine Ergänzung älterer, an den Kernen MFM-K/L durchgeführter Arbeiten (ZOLITSCHKA 1986), erfolgte jeweils dünnschliffweise, das heißt in 70 bis 80 mm Abständen. Es wurden die Länge und die Anzahl der Laminierungen erfaßt und mit den alten Daten in Tab. 4A zusammengestellt.

Ein Abschnitt des Profils HZM-B/C wurde Lage für Lage unter dem Mikroskop vermessen (Tab. 5A).

### 3.5. Raster-elektronenmikroskopische Untersuchungen

Zur Erfassung der submikroskopischen Sedimentstruktur und der Elementverteilung wurde das Raster-Elektronenmikroskop (REM) in Verbindung mit der energiedispersiven Röntgenmikroanalyse (EDAX) eingesetzt. Damit können Punktanalysen der Elemente ab Ordnungszahl 11 durchgeführt werden.

Nur einige ausgewählte Sedimentabschnitte wurden präpariert. Die Proben mit einer Kantenlänge von 5 bis 10 mm wurden gefriergetrocknet und mit Gold bedampft. Die große Porosität und damit verbunden eine große Oberfläche führten bei einigen Proben zu unvollständiger Beschichtung und dadurch zu Aufladungserscheinungen im REM, die sich besonders auf den Fotografien negativ bemerkbar machten.

### 3.6. Anfertigung der Radiographien

Radiographien wurden mit einem medizinischen Röntgengerät (Praxis Dr. Krahn, Trier) von 7 bis 8 mm dicken Sedimentscheiben bei folgenden Aufnahmedaten hergestellt:

- Film-Fokus-Abstand: 40 cm
- Röhrenstrom: 185 mA
- Röhrenspannung: 28 kV
- Belichtungszeit: vollautomatisch (etwa 0.1 bis 0.5 s).

### 3.7. Röntgenographische Untersuchungen

Röntgenographische Untersuchungen wurden zum Zweck der Karbonatbestimmung durchgeführt. Das Röntgendiffraktometer wurde mit folgender Einstellung gefahren:

- Anode: Cu-Röhre
- Blende: Ni-Filter
- Röhrenstrom: 25 mA
- Röhrenspannung: 50 kV.

Meßgeschwindigkeit, Zeitkonstante und Papiervorschub waren variabel.

Die Proben mußten unter dem Binokular mit einer Präpariernadel aus dem Sediment gelesen werden, da der Karbonatgehalt sehr gering war und Karbonate nur in einzelnen Lagen von weniger als 1 mm Mächtigkeit vorkamen. Von den daraus hergestellten Pulverpräparaten wurden Röntgenaufnahmen im Bereich von 5 bis 60° gefahren.

### 3.8. Wassergehalts-, Roh- und Trockendichtebestimmungen

An Kernen der Bohrung MFM-IIC/IID wurden Rohdichte-, Trockendichte- und Wassergehaltsbestimmungen durchgeführt (Tab. 6A). In 5 cm Abständen wurde unmittelbar nach dem Ausdrücken der Kerne ein konstantes Sedimentvolumen von 35 cm<sup>3</sup> entnommen und sofort gewogen. In einem Trockenschrank sind diese Proben 24 Stunden bei 105°C getrocknet und erneut gewogen worden (BENGTSON & ENELL 1986). Rohdichte, Trockendichte und Wassergehalt ergeben sich aus folgenden Berechnungen:

$$RD = (G_f - G_z) : V \text{ (in: g cm}^{-3}\text{)}$$

$$TD = (G_t - G_z) : V \text{ (in: g cm}^{-3}\text{)}$$

$$W = (G_f - G_t - 2G_z) : (G_f - G_z) \cdot 100 \text{ (in: \% } G_f - G_z\text{)}$$

es bedeuten:

RD = Rohdichte

TD = Trockendichte

W = Wassergehalt

G<sub>f</sub> = Frischgewicht mit Meßzylinder

G<sub>t</sub> = Trockengewicht mit Meßzylinder

G<sub>z</sub> = Gewicht des Meßzylinders

V = Volumen des Meßzylinders

### 3.9. Diatomeenanalyse

Bei der durchgeführten Diatomeenanalyse handelt es sich nicht um eine herkömmliche Auswertung (z. B. BATTARBEE 1986). Vielmehr wurde versucht, mit Hilfe der Großdünnstufte die Zusammensetzung und die Variationen vor allem der massenhaft auftretenden planktonischen Diatomeenformen zu erfassen. Dadurch konnte auf zusätzlichen präparativen Aufwand verzichtet werden. Der Nachteil ist, daß als Ergebnis eine unvollständige, qualitative Analyse vorliegt, die nur eingeschränkt zur palökologischen Interpretation genutzt werden kann. Zusätzlich zur Großdünnstufenauswertung wurde zur Bestimmung einzelner Arten das REM eingesetzt.

Die Bestimmung der Diatomeen erfolgte nach BAYRISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1987), HUBER-PESTALOZZI (1942), HUSTEDT (1930) und KRAMMER & LANGE-BERTALOT (1986, 1988).

### 3.10. Spektralanalyse

Die einzeln vermessenen ca. 1000 Laminierungen aus dem Kern HZM-B/C (Tab. 5A) sind mit einem gleitenden 7-Punkte-Mittel geglättet und anschließend einer Fast Fourier Transformation (FFT) unterzogen worden. Dabei wurden keine zusätzlichen Filterfunktionen benutzt.

Nach dem gleichen Verfahren wurde eine FFT an Werten der Sedimentationsrate (Tab. 2A) und der  $C_{org}$ -Daten (WARNECKE 1990) des gesamten Profiles HZM-B/C durchgeführt. Bei diesen Datensätzen mußte vor der FFT eine Umformung zu äquidistanten Zeitabständen erfolgen.

## Teil B: ERGEBNISSE

### 4. LITHOSTRATIGRAPHIE

#### 4.1. Beschreibung der Bohrprofile

Die makroskopische Kernbeschreibung (Tab. 7A) erfolgte nach der Methode von TROELS-SMITH (1955), ergänzt nach AABY & BERGLUND (1986). Die Farbbestimmung wurde mit der Rock Color Chart durchgeführt. Parallelbohrungen wurden zu einem Profil zusammengefaßt. Zusätzlich zu den mikrostratigraphisch bearbeiteten Sedimentkernen wurden weitere Kernserien aufgenommen, von denen ergänzende Untersuchungen vorliegen.

#### 4.2. Sedimentcharakteristik

Die Standardprofile aus dem Holzmaar, dem Meerfelder Maar und dem Gemündener Maar sind in Abb. 4 parallelisiert worden.

Die Sedimente des Holzmaares (Bild 1) können in zwei deutlich verschiedene Abschnitte unterteilt werden. Von der Basis bei 29 m bis 11 m Sedimenttiefe dominieren Rhythmite aus Silten und Tonen, die von einzelnen grobklastischen Lagen und von zahlreichen Turbiditen unterbrochen werden. Diese Rhythmite repräsentieren das ausklingende Hochglazial der letzten pleistozänen Vereisung. Die oberen 11 m werden aus feingeschichteter spät- und postglazialer Diatomeengyttja aufgebaut. Treten klastische Komponenten auf, so dominieren Silt und Sand, die Tonfraktion ist untergeordnet. Es läßt sich ein Trend erkennen, der in umgekehrter Form in der  $C_{org}$ -Kurve (Abb. 34) niedergeschrieben ist: der klastische Detritus nimmt zunächst mit einigen Schwankungen ab. Zwischen 8 und 4 m herrschen rein organogene Sedimente vor. Anschließend tritt wieder vermehrt die minerogene Komponente auf.

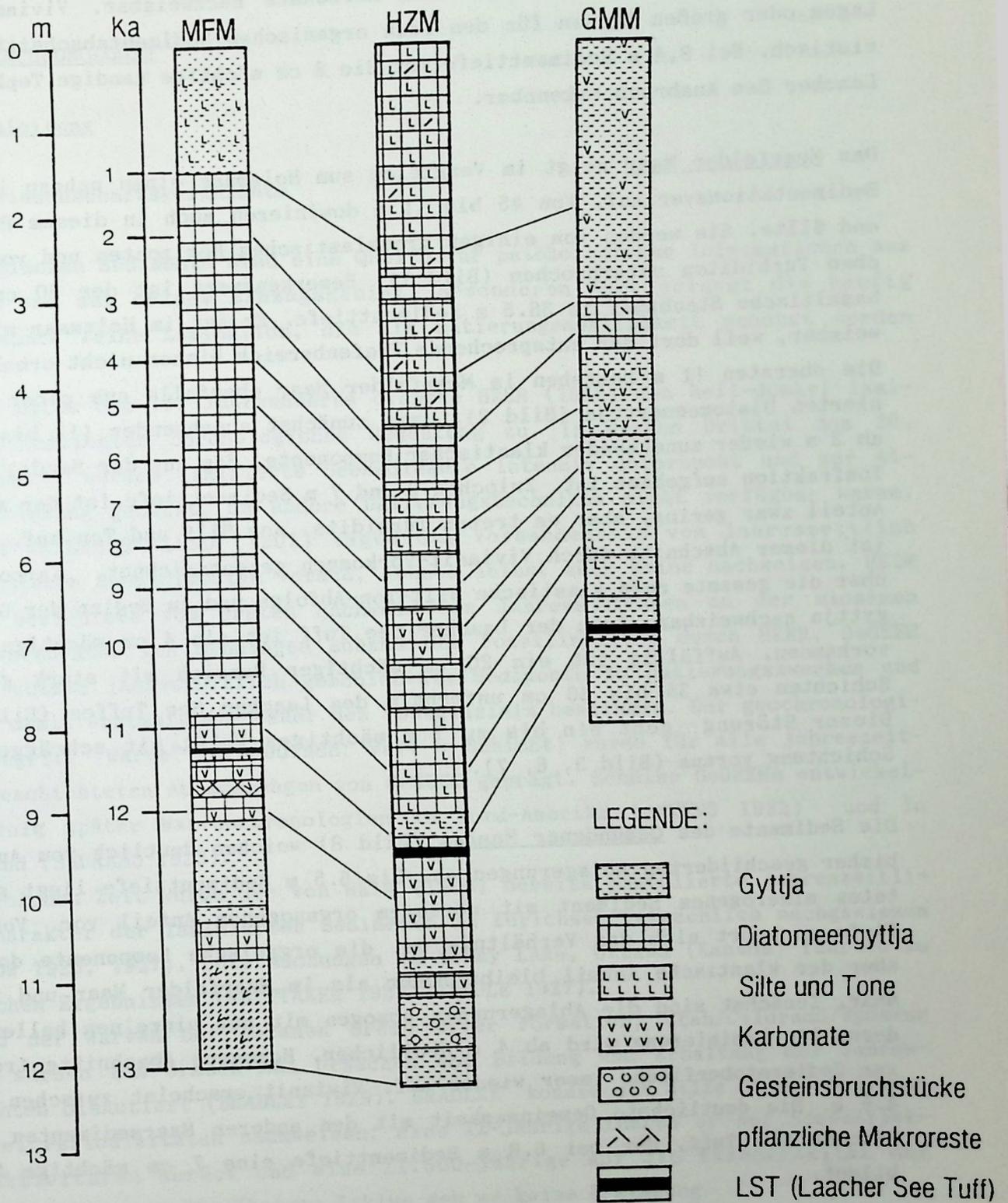


Abb. 4: Zeitlich korrelierte Sedimentprofile aus dem Holzmaar (HZM), dem Meerfelder Maar (MFM) und dem Gemündener Maar (GMM); verändert nach NEGENDANK et al. (1990).

Zu Beginn der Diatomeengyttja sind Karbonate nachweisbar. Vivianit ist in Lagen oder großen Linsen für den rein organischen Sedimentabschnitt charakteristisch. Bei 9.4 m Sedimenttiefe ist die 8 cm mächtige sandige Tephralage vom Laacher See Ausbruch erkennbar.

Das Meerfelder Maar zeigt im Vergleich zum Holzmaar einen nahezu identischen Sedimentationsverlauf. Von 45 bis 11 m dominieren auch in diesem Profil Tone und Silte. Sie werden von einigen grobklastischen Horizonten und von zahlreichen Turbiditen unterbrochen (Bild 7). Bemerkenswert ist der 50 cm mächtige basaltische Staubbuff in 38.5 m Sedimenttiefe. Er ist im Holzmaar nicht nachweisbar, weil dort der entsprechende Tiefenbereich bisher nicht erbohrt wurde. Die obersten 11 m bestehen im Meerfelder Maar ebenfalls aus einer feinlamierten Diatomeengyttja (Bild 2), mit zunächst abnehmender (11 bis 7 m) und ab 3 m wieder zunehmender klastischer Komponente, die aus der Sand-, Silt- und Tonfraktion aufgebaut ist. Zwischen 3 und 7 m Sedimenttiefe ist der minerogene Anteil zwar gering, aber es treten Turbidite aus Silt und Ton auf. Weiterhin ist dieser Abschnitt durch Vivianit-Vorkommen gekennzeichnet. Karbonate sind über die gesamte rein klastische Silt-Ton-Abfolge und zu Beginn der Diatomeengyttja nachweisbar. Auch der Laacher See Tuff ist als 4 cm mächtige Sandlage vorhanden. Auffällig ist ein 20 cm mächtiger Bereich mit stark gefalteten Schichten etwa 35 bis 50 cm unterhalb des Laacher See Tuffes (Bild 4, 5). Dieser Störung geht ein bis zu 7 m mächtiges Paket mit schräggestellter Schichtung voraus (Bild 3, 6, 7).

Die Sedimente des Gemündener Maares (Bild 8) weichen deutlich vom Aufbau der bisher geschilderten Ablagerungen ab. Bis 6.5 m Sedimenttiefe liegt geschichtetes minerogenes Sediment mit geringem organogenem Anteil vor. Von dieser Tiefe an kehrt sich das Verhältnis um, die organische Komponente dominiert, aber der klastische Anteil bleibt höher als im Meerfelder Maar und im Holzmaar. Zunächst sind die Ablagerungen homogen mit nur einzelnen helleren Bändern. Die Laminierung wird ab 4 m deutlicher. Homogene Abschnitte treten bis zur Sedimentoberfläche immer wieder auf. Vivianit erscheint zwischen 6.5 und 4.5 m. Die deutlichste Gemeinsamkeit mit den anderen Maarsedimenten ist der Laacher See Tuff, der bei 6.8 m Sedimenttiefe eine 7 cm mächtige Sandlage bildet.

## 5. WARVENCHRONOLOGIE

### 5.1. Einleitung

#### 5.1.1. Wissenschaftsgeschichte

Die limnischen Sedimente sind eine Quelle für palökologische Informationen aus dem See und aus seinem Einzugsgebiet. Besonderen Wert erlangt die häufig nachweisbare feine Lamination, die als Datierungsmöglichkeit genutzt werden kann.

Bereits Mitte des 19. Jahrhunderts ordnete HEER (1865) den hell-dunkel laminierten Sedimenten chronologische Bedeutung zu. Im ersten Drittel des 20. Jahrhunderts wurden laminierte Seesedimente intensiv untersucht und zur Altersbestimmung genutzt, da andere Datierungstechniken nicht verfügbar waren. Bereits WESENBERG-LUND (1901) sagte das Vorhandensein von jahreszeitlich geschichteten Seesedimenten voraus, konnte selbst aber keine nachweisen. HEIM (1909) berichtete vom ersten Nachweis von Jahresschichten an der miozänen Süßwassermolasse von Oehningen anhand des Fossilinhaltes durch HEER. DeGEER (1912) nutzte jahreszeitlich geschichtete Sedimente zu Datierungszwecken und konnte damit erstmals die Dauer des Postglazials bestimmen. Der geochronologische Begriff "Warve" (schwedisch: varv = Schicht) wurde für alle jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen von DeGEER geprägt. Schüler DeGEERs entwickelten wenig später Warvenchronologien in Nord-Amerika (ANTEVS 1922) und in Finnland (SAURAMO 1923).

Zur gleichen Zeit wurde der von HEIM (1909) bereits postulierte jahreszeitliche Charakter der laminierten Sedimente im Zürichsee tatsächlich nachgewiesen (NIPKOW 1920, 1927). Untersuchungen am McKay Lake, Ottawa (Kanada) führten zu ähnlichen Ergebnissen (WHITTAKER 1922, KINDLE 1927).

Anhand der Warven der eozänen Green River Formation, Utah/Colorado/Wyoming (USA) wurden zum ersten Mal Ursachen von Bildung und Erhaltung der Jahresschichten diskutiert (BRADLEY 1929). BRADLEY konnte mit Hilfe dieser Sedimente drei Periodizitäten nachweisen: eine 12-jährige führte er auf Sonnenflecken-Aktivitäten zurück und eine 21.600-jährige auf die Exzentrizität der Erdbahn. Für einen 50-jährigen Zyklus gab er keine Erklärung.

Wegweisende Erkenntnisse wurden im gleichen Jahr von PERFILIEV (1929) vorgelegt. PERFILIEV arbeitete an rezenten Sedimenten aus dem Onegasee und dem Sacki See, Krim (beide UdSSR). Im Sacki See konnte PERFILIEV 2400 Jahreslagen nachweisen, an denen er kurzperiodische Schwankungen im 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus erkannte. PERFILIEV war seiner Zeit weit voraus, als er konsta-

tierte: "Die neue biochemische Geochronologie wird in naher Zukunft auf dem Grunde der neuen mikrozonalen Methode eine beliebige Auswahl von Zeitskalen darbieten können. Sie wird es möglich machen, ganz unabhängig von der Vereisung und auf verschiedensten Breitengraden von Jahr zu Jahr, von der Gegenwart bis auf Jahrtausende zurück, die Produktivitätsschwankungen von Gewässern genau zu verfolgen" (PERFILIEV 1929, S. 133).

BRADLEY (1931) beschrieb erstmals Warven von marinen Sedimenten.

Die unterschiedlichen Klimate, bei denen es zur Warvenbildung kommen kann, bezeichnete SCHOSTAKOWITSCH (1936) als glazial, gemäßigt temperiert und salin (= semiarid bis arid). SCHOSTAKOWITSCH wies anhand der Sedimente im Sacki See, Krim und im Pert See, Karelien (beide UdSSR) auf die Möglichkeit hin, warvierte Ablagerungen als Klimaannalen zu nutzen.

Einen Höhepunkt erfuhr die Warvenchronologie mit der Arbeit von WELTEN (1944), der am Faulenseemoos (Schweiz) nichtglaziale Ablagerungen pollenanalytisch untersuchte und mit jahreszeitlich geschichteten Sedimenten, deren Jahresrhythmus er über den Polleninhalte nachwies, absolut datierte.

In den 50iger und 60iger Jahren wurden die Warven rezenter Seen vernachlässigt, zum Teil deshalb, weil mit den radiometrischen Methoden, vor allem der  $^{14}\text{C}$ -Datierung seit LIBBY (1952), eine vermeintlich bessere Altersbestimmung zur Verfügung stand.

Im Rahmen der intensivierten Untersuchung mariner Sedimente wurden auch warvierte Ablagerungen gefunden und analysiert (GROSS et al. 1963, GUCLUER & GROSS 1964, KOIDE et al. 1973, OLAUSSON & OLSSON 1969, SEIBOLD 1958, SOUTAR 1975). Bei terrestrischen Sedimenten wurden überwiegend mesozoische und paläozoische Warvite bearbeitet, die den Vorteil einer leichten Probengewinnung und -bearbeitung boten (ANDERSON & KIRKLAND 1960, ANDERSON & KOOPMANS 1963, ANDERSON et al. 1972, KUHN 1955, McLEROY & ANDERSON 1966, RAYNER 1963, RICHTERBERNBURG 1957, 1958, 1960, 1964, VAN HOUTEN 1964).

Mit verbesserten Probennahmetechniken (HUTTUNEN & MERILÄINEN 1978, MERILÄINEN & HUTTUNEN 1978, MERKT & STREIF 1970, RENBERG 1981a, SWAIN 1973, WRIGHT 1980) und Präparationstechniken (MERKT 1971, RENBERG 1981a) erlebte die Analyse von jahreszeitlich geschichteten Sedimenten rezenter Seen zu Beginn der 70iger Jahre einen Aufschwung. Regionale Forschungsschwerpunkte lagen in Nord-Amerika (ANDERSON et al. 1985a), in Skandinavien, Großbritannien, Süd-Deutschland und der Schweiz (O'SULLIVAN 1983, RENBERG & SEGERSTRÖM 1981a, SAARNISTO 1979, 1986).

### 5.1.2. Warven in der Erdgeschichte

Eine Übersicht zur Entwicklung der Warven in der Erdgeschichte geben ANDERSON & DEAN (1988). In Tab. 8 werden die wesentlichen Untersuchungen über Warvite in der Erdgeschichte seit dem Präkambrium aufgelistet. In Anbetracht der Vielzahl der Arbeiten aus dem Quartär, sind nur drei Übersichtsartikel aufgeführt.

Tab. 8: Warven in der Erdgeschichte - eine Literaturübersicht.

| Periode     | Autoren   |
|-------------|---|
| Quartär     | ANDERSON et al. 1985a, O'SULLIVAN 1983, SAARNISTO 1986  |
| Tertiär     | BRADLEY 1929, CROWLEY et al. 1986, McLEROY & ANDERSON 1966, ROSCHER 1988  |
| Kreide      | BRADLEY 1963, ROBERTSON 1984,   |
| Jura        | ANDERSON & KIRKLAND 1960, KUHN 1955   |
| Trias       | VAN HOUTEN 1964   |
| Perm        | ANDERSON 1982, 1986, ANDERSON et al. 1972, BANKS et al. 1954, MAGARITZ et al. 1983, RICHTER-BERNBURG 1957, 1958, 1960, 1964, TAVENER-SMITH & MASON 1983 |
| Permokarbon | ERNESTO & PACCA 1981, GRAVENOR & ROCHA-CAMPOS 1983, SCHÄFER 1986, SINITO et al. 1981  |
| Karbon      | IRVING 1957   |
| Devon       | RAYNER 1963   |
| Silur       |   |
| Ordovizium  |   |
| Kambrium    | THEISMEYER 1938   |
| Präkambrium | GARRELS 1987, PITTOCK 1985, SONETT et al. 1988, WILLIAMS 1981, 1986, 1989, WILLIAMS & SONETT 1985   |

### 5.1.3. Genese und Definition von Warven

Feinschichtung in Seen wird durch Temperatur- und Niederschlagsvariationen im Laufe eines Jahres gebildet. Die Amplitude der jährlichen Klimaschwankungen ist doppelt so hoch, wie für langfristige Klimaänderungen (MITCHELL 1976). Der Jahresgang der Klimaparameter bewirkt Zyklen von autochthoner biogener Produktion und/oder allochthoner minerogener Sedimentzufuhr. Daraus resultieren rhythmische Variationen der physikalischen und biochemischen Parameter im See, so daß es zusätzlich zur Ausfällung bestimmter Mineralphasen kommen kann. Diese Saisonalität von Produktion und Sedimentation führt nur dann zu erkennbaren Warven, wenn die Sublaminae aus deutlich unterschiedlichen Komponenten aufgebaut sind. Makroskopisch erkennbar sind Warven, wenn sie kontrastierende

helle und dunkle Lagen führen (DICKMAN 1979).

Aufgrund der klimatischen Rahmenbedingungen können drei verschiedene Warventypen ausgeschieden werden, zwischen denen es fließende Übergänge gibt:

Typ K: Die Sedimentation ist rein klastisch. Sie wird durch ausgeprägte jahreszyklische Phasen mit erhöhtem Sedimenteintrag gesteuert. Dies kann, wie bei den glazialen Warven DeGEERS (1912), über die Temperatur und das Abschmelzen von Gletschereis kontrolliert werden. Eine zweite Möglichkeit stellen Niederschlagsmaxima dar, die eine ausgeprägte Jahresrhythmik aufweisen (ANDERSON et al. 1985b). Eine Voraussetzung zur Bildung von Warven dieses Typs ist die leichte Verfügbarkeit von minerogenem Detritus, bedingt durch geringe Vegetationsbedeckung bzw. starke physikalische Verwitterung.

Die Warve bildet sich, weil die Grobfraction unmittelbar nach Eintritt des sedimentbeladenen Wassers in den See abgelagert wird, während die Feinfraction durch Dichtedifferenzen solange im Epilimnion in Suspension gehalten wird, bis durch die nächste Vollzirkulation alle Dichtegradienten aufgehoben werden (KUENEN 1951, STURM 1979).

Typ O: Hierunter fallen die organogenen Warven, wie sie in den gemäßigten Breiten vorherrschen, wenn die terrigene Sedimentation aufgrund geschlossener Vegetationsdecke deutlich reduziert ist. Nach dem Gehalt an Karbonaten (keine Karbonate, Kalzit oder Siderit), können sie einem der drei Subtypen zugeordnet werden.

Typ O<sub>1</sub>: Sedimente aus Seen, in deren Einzugsgebiet keine karbonathaltigen Gesteine anstehen, werden im Idealfall allein aus biogenen Komponenten, wie Diatomeen und organische Substanz, aufgebaut (BATTARBEE 1981, RENBERG 1981a, SAARNISTO et al. 1977). Meist tritt in geringem Umfang klastischer Detritus hinzu, so daß von einem Übergangstyp K/O<sub>1</sub> gesprochen werden muß.

K/O<sub>1</sub>-Übergangstypen sind besonders charakteristisch für humide Tropen, wo kontinuierliche organische Sedimentation von Niederschlagsperioden mit hohem klastischen Input unterbrochen werden (BARTON & TORGERSEN 1988, BURGIS & MORRIS 1987, COVICH 1976, DEEVEY et al. 1983, PILSKALN 1989).

Typ O<sub>2</sub>: Stehen Karbonatgesteine im Einzugsgebiet des Sees an, so kommt es regelmäßig zur biochemisch induzierten Kalzitfällung (DEAN & FOUCH 1983, DEAN & GORHAM 1976, DUSTON et al. 1986, EUGSTER & KELTS 1983, GEYH et al. 1971, KELTS & HSÜ 1978). Diese authigenen Minerale treten zusätzlich zu den rein biogenen Komponenten auf und werden häufig zum dominierenden Bestandteil vom Jahreszyklus. Auch hier gibt es Übergänge zum Typ K.

Typ O<sub>3</sub>: Wenn sich eisenreiche Gesteine im Einzugsgebiet befinden, der See einen geringen Nährstoffhaushalt und günstige morphometrische Verhältnisse aufweist, dann kann sich eine Eisenmeromixis einstellen (KJENSMO 1968), die

zur jahreszyklischen Ausfällung von Sideritlagen führt (ANTHONY 1977, DICKINSON 1988). Siderit tritt ebenfalls zusätzlich zu den rein biogenen Komponenten auf.

Typ E: Unter semiariden und ariden Klimaten können jahreszyklisch auf physiko-chemischem Wege Evaporite (Gips - Anhydrit - Halit) ausgefällt werden. Während der weniger ariden Jahreszeit werden sie meist von organischer Substanz der Algenmatten unterbrochen. Solche Typ E-Warven sind aus dem Perm beschrieben worden (ANDERSON 1986, ANDERSON et al. 1972, MAGARITZ et al. 1983, RICHTER-BERNBURG 1957, 1958, 1960, 1964). Ein aktuogeologisches Beispiel ist aus dem Sinai bekannt (KUSHNIR 1981).

Warven werden definiert als laminierte Sedimente stehender Wasserkörper, die im jahreszeitlichen Rhythmus aus alternierenden, dünnen, horizontalen Lagen wechselnder Zusammensetzung aufgebaut sind.

Neben den limnischen Warven werden immer häufiger marine Warven entdeckt. Ihre Vorkommen sind auf sauerstofffreie Zonen, Becken und Buchten beschränkt (ANASTASAKIS & STANLEY 1984, ANDERSON et al. 1987, BAUMGARTNER et al. 1985, BRISKIN et al. 1986, DeMASTER 1980, EMAIS et al. 1988, OVERPECK et al. 1989, POKRAS & WINTER 1987, THORNTON 1984). Sogar laminierte Höhlensedimente wurden als Warven interpretiert (BULL 1980, 1981). Eine etwas ausgefallene Art der Jahresschichtung sind die Ogiven oder Blaublattfolgen (= Jahresschichten im Gletschereis), die von VARESCHI (1942) an alpinen Gletschern pollenanalytisch nachgewiesen wurden.

Allein die Existenz von im jährlichen Rhythmus erfolgenden Sedimentationsergebnissen führt noch nicht zur Bildung von warvierten Sedimenten. Es müssen auch die syn- und postsedimentären Bedingungen zur Erhaltung dieser Lagen erfüllt sein. Die Sedimentoberfläche darf nicht durch Wasserströmungen, Bioturbation, Entgasungen oder durch Rutschungen gestört werden. Besonders günstig zur Konservierung der Warven vom Typ O und K sind kleinflächige, tiefe und windgeschützte Seen, bei denen Wasserströmungen nicht bis zu den Profundal-Sedimenten vordringen können. Ein hohes Nährstoffangebot ist ebenfalls günstig, denn es erhöht die Sedimentationsrate und die Wahrscheinlichkeit der Ausbildung eines zunächst periodisch anoxischen Hypolimnions, das wiederum verhindert Bioturbation und die Degradation der organischen Substanz. Ein relativ ebener Seeboden reduziert schließlich die Gefahr von Störungen durch Rutschungen.

Typ E-Warven entstehen nur im Flachwasserbereich. Die hohe Salinität unterbindet weitgehend eine Bioturbation. Entgasungen sind kaum zu erwarten, da die

organische Produktion äußerst gering ist. Rutschungen sind durch die Flachheit der Becken unwahrscheinlich, lediglich Wasserströmungen können die Erhaltung dieser Warven gefährden.

#### 5.1.4. Nachweismöglichkeiten

Bevor feinclaminierte Sedimente zur Datierung genutzt werden dürfen, muß sichergestellt sein, daß es sich tatsächlich um Warven handelt, denn das Auftreten von intraannuellen Laminae ist möglich (LAMBERT & HSÜ 1979a, 1979b, RINGBERG 1984, SATAKE & SAIJO 1978, SIMOLA & TOLONEN 1981, ZEH 1980).

Der direkte Nachweis folgt dem aktuogeologischen Ansatz: mit Hilfe von Sedimentfallen werden die rezenten mit den subfossilen Ablagerungen verglichen (ANDERSON et al. 1985b, NIESSEN & STURM 1987). Eine ähnliche Methode besteht darin, jährlich Sedimentkerne zu entnehmen und daran Art und Umfang des annualen Sedimentzuwachses zu studieren (BODBACKA 1985, RENBERG 1981a, 1986).

Es gibt außerdem eine Reihe von indirekten Nachweismöglichkeiten. Der am häufigsten verwendete ist der paläontologische Nachweis. Er ist pollenanalytisch (FRENZEL & BLUDAU 1987, GEYH et al. 1971, LOTTER 1989, MEYER 1974, MÜLLER 1974a, 1974b, PEGLAR et al. 1984, WELTEN 1944) und diatomologisch (BATTARBEE 1981, BENDA 1974, LOTTER 1989, SAARNISTO et al. 1977, SIMOLA 1977, 1979, SIMOLA & UIMONEN-SIMOLA 1983) durchführbar.

Auch die Mikrogradierung der Kalzite kann als Nachweis dienen (GEYH et al. 1971, KELTS & HSÜ 1978, LUDLAM 1969, NIPKOW 1920, PEGLAR et al. 1984, WELTEN 1944).

Schließlich bleibt noch der Nachweis über statistische Vergleiche der Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Laminae mit klimatischen Datenreihen der Temperatur und des Niederschlages (ANDERSON et al. 1985b, LEONHARD 1986, PERKINS & SIMS 1983). Diese Methode ist meist aufgrund fehlender oder zu kurzer Klimadatenreihen nicht durchführbar. Stattdessen kann versucht werden, über den statistischen Nachweis von Sonnenflecken-Zyklen einen indirekten Beweis des jahreszeitlichen Charakters der Schichtung zu erhalten (ERNESTO & PACCA 1981, KEMPE 1977, SINIETO et al. 1981, WILLIAMS 1981, 1986).

#### 5.1.5. Anwendungsmöglichkeiten

Jahreszeitlich geschichtete Sedimente liefern als einzige Methode neben der Dendrochronologie absolute Datierungen. Zusätzlich zur exakten Zeitkontrolle ist eine schnelle und genaue quantitative Bestimmung der Akkumulationsraten möglich, denn Bioturbation und andere Sedimentstörungen treten nicht auf.

Dadurch wird die Variabilität verschiedener Faktoren erfaßbar, die in den meisten Untersuchungen aufgrund zu geringer zeitlicher Auflösung nicht erkannt werden kann.

Die wichtigste Anwendung der Warvenchronologie ist die Kalibrierung der relativen radiometrischen und biostratigraphischen Datierungsmethoden. Im Vordergrund steht dabei die Erstellung einer Eichkurve für  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, die zum Teil erfolgversprechend (GEYH et al. 1971, STUIVER 1970, 1971, STUIVER et al. 1986) in anderen Fällen durch Kontaminationen unbefriedigend verlaufen sind (BATTARBEE & DIGERFELDT 1976, SAARNISTO et al. 1977, TOLONEN, K. 1980, TOLONEN, M. 1978b). Auch Versuche zur Kalibrierung anderer radiometrischer Datierungsmethoden wurden unternommen, so für  $^{210}\text{Pb}$  (APPLEBY et al. 1979, AXELSSON & EL-DAOUSHY 1989, WAN et al. 1987). Eine andere Anwendung mit Hilfe des anthropogenen radioaktiven fall-outs und der Warvenchronologie verdeutlicht die Mobilität von  $^{134}\text{Cs}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{239}\text{Pa}$ ,  $^{240}\text{Pa}$  und  $^{90}\text{Sr}$  im Sediment (CROOKS & RENBERG 1989, JAAKOLA et al. 1983, WAN et al. 1987).

Durch Warven kann auch die Dauer der Interglaziale bestimmt werden (BENDA 1974, GIESENHAGEN 1926, MEYER 1974, MÜLLER 1974a, 1974b, TURNER 1970).

Warvenchronologisch geeichte pollenanalytische Untersuchungen ergeben ein detaillierteres Bild der Vegetationsgeschichte (BOYKO-DIAKONOW 1979, GAJEWSKI et al. 1985, RITCHIE 1977, TOLONEN, M. 1981, WELTEN 1944) und erlauben die Berechnung von Polleninflux-Raten (CRAIG 1972, WATTS 1973). Durch ergänzende Holzkohleanalysen lassen sich Aussagen zur Waldbrandhäufigkeit und darüber hinaus zur Klima- und Besiedlungsgeschichte treffen (CLARK 1988b, 1988c, CWYNAR 1978, GAJEWSKI et al. 1985, SWAIN 1973, 1978, TOLONEN, M. 1978a).

Auch paläomagnetische Untersuchungen können warvenchronologisch kalibriert werden (HAVERKAMP 1988a, 1988b, 1990, McNISH & JOHNSON 1938, SPROWL & BANERJEE 1989).

Neben den mit der Datierung verbundenen Anwendungsmöglichkeiten können aus Aufbau und Variation der Jahreslagen detaillierte Aussagen zur Klimageschichte (CROWLEY et al. 1986, DEAN et al. 1984, KEMPE & DEGENS 1978, SAARNISTO et al. 1977, SCHOSTAKOWITSCH 1936, SEIBOLD 1958, SWAIN 1978) und über die Sedimentationsraten zur Bodenerosion im Einzugsgebiet gewonnen werden (CWYNAR 1978, O'SULLIVAN et al. 1982, SIMOLA & UIMONEN-SIMOLA 1983, TOLONEN, K. 1980, VUORINEN 1978). Auch geologische Ereignisse, wie die Häufigkeit von Vulkanausbrüchen (KEMPE & DEGENS 1978) oder die Bestimmung der Landhebungsrate (RENBERG & SEGERSTRÖM 1981b), können ermittelt werden.

Schließlich läßt sich das weite Feld der Umweltveränderungen durch den Menschen bis zu den Anfängen der Besiedlung quantitativ rekonstruieren, dazu zählen: Landnutzungsänderungen (KUKKUNEN & TYNNI 1970, McANDREWS 1976, TOLO-

NEN, M. 1978c, VUORINEN 1978), kulturelle Eutrophierung (BOUCHERLE & ZÜLLIG 1983, NIESSEN & STURM 1987, NIPKOW 1920, ZÜLLIG 1982a, 1982b), Gewässerversauerung durch saure Niederschläge mit vermehrtem Eintrag von Schwermetallen (TOLONEN & JAAKOLA 1983), Ablagerung von Rußpartikeln aus der Kohleverbrennung (RENBERG & WIK 1985) und der Eintrag von Material durch Baumaßnahmen (DIGERFELDT et al. 1975, SAARNISTO et al. 1977).

Insgesamt wird durch die Arbeit mit jahreszeitlich geschichteten Sedimenten das Verständnis auch für scheinbar homogene, ungeschichtete Sedimente durch erweitertes Wissen über Sedimentationsprozesse verbessert (RENBERG 1976, 1979).

## 5.2. Aufbau und Nachweis der Jahresschichtung

Auf der Grundlage der Mikrofaziesanalyse kann für die Sedimente der eutrophen Maarseen (Holzmaar, Meerfelder Maar, Schalkenmehrener Maar) folgender Idealzyklus aufgestellt werden: die organischen Warven beginnen mit einer Lage aus Chrysophyceenzysten (Zysten von Goldalgen mit silifizierten Hüllen) im Vorfrühling (Bild 9). Es folgt eine ausgeprägte Blüte aus planktonischen Diatomeen (Bild 10), die aus einer oder aus mehreren aufeinanderfolgenden Arten bestehen kann. Während des Spätglazials und des frühen Holozäns treten am Ende des Diatomeenmaximums idiomorphe Kalzitkristalle (Bild 11) in Gradierung von großen zu kleinen Kristallen auf, die typisch für authigene Fällung sind (KELTS & HSÜ 1978). Kalzit kann durch Siderit (Bild 12) ersetzt werden. Die zeitliche Position dieser Lage ändert sich dadurch nicht. Für Herbst und Winter sind litorale Diatomeen, organischer und minerogener Detritus typisch. Pflanzliche Makroreste sind zum Teil so gut erhalten, daß die Zellstruktur (Bild 15) und im Raster-Elektronenmikroskop sogar die Spaltöffnungen (Bild 16) erkennbar sind. In dieser Lage können postsedimentär Vivianit- (Bild 13) und Pyritkonkretionen (Bild 14) wachsen. Eine schematische Idealwarve ist in Abb. 5 dargestellt (vergl. Bild 17). Dieser Aufbau aus mehreren Komponenten variiert im Laufe der Zeit. Einzelne Komponenten können fehlen, ebenso schwankt die Mächtigkeit der Sublaminae.

Im Gemündener Maar ist der Nachweis von Jahresschichtung nur in einigen Abschnitten mit deutlichen Diatomeenlagen und bei Auftreten von Siderit-Laminationen durchführbar (Bild 19a, 19b). Dabei wird angenommen, daß sich Siderit in gleicher Weise jahresrhythmisch gebildet hat, wie dies für das Meerfelder Maar und das Holzmaar nachgewiesen werden konnte.

Abb. 5: Idealwarve der Sedimente aus den eutrophen Seen der Eifelmaare.

Der mikrostratigraphische Nachweis der Jahresschichten ist dreifach durchgeführt worden:

1. diatomologischer Nachweis: rezent erscheinen die Diatomeenblüten in den Eifelmaaren zwischen März und Juni (EHLSCHEID et al. 1985/86, HUSTEDT 1954, POST 1980). Es kann davon ausgegangen werden, daß dieser temperatur- und nährstoffbedingte Entwicklungsschwerpunkt im Frühjahr und Frühsommer auch während des Holozäns bestanden hat. Ein weiteres Indiz ist der zyklische Wechsel zwischen kleinen planktischen Diatomeenformen und großen Litoralformen. Epiphytische Litoraldiatomeen werden im Herbst und Winter mit Zirkulationsströmungen ins Pelagial verdriftet und sedimentieren dort.

2. pollenanalytischer Nachweis: nur vereinzelt sind Pollen im Dünnschliff erkennbar. Wenn sie auftreten, liefern sie über die Blühterminen der Arten deutliche Hinweise zur jahreszeitlichen Stellung. Zu Beginn des Diatomeenmaximums treten *Corylus*-Pollen auf (Blühtermin von *Corylus avellana*: Februar bis März). Gegen Ende der Diatomeenblüte erscheinen *Pinus*-Pollen (Blühtermin von *Pinus sylvestris*: Mai bis Juni). Somit läßt sich palynologisch die jahreszeitliche Stellung des Diatomeenmaximums auf Spätwinter bis Frühsommer festlegen.

3. sedimentologischer Nachweis: die Mikrogradierung der authigenen Kalzitkristalle weist auf eine biochemische Fällung hin, die charakteristisch für eine während des Photosynthesemaximums im Sommer induzierte Karbonatübersättigung ist.

Zwei weitere, nicht primär zum Nachweis der Jahresschichten durchgeführte Untersuchungen, können zusätzlich als Beweis des annuellen Charakters der Schichtung herangezogen werden:

- Ein Vergleich der paläomagnetischen Säkularvariationen der letzten 1000 Jahre vom Holzmaar (HAVERKAMP 1990) zeigt deutliche Übereinstimmungen mit den

gemessenen geomagnetischen Säkularvariationen des gleichen Zeitraumes von Paris (vergl. Kap. 11.).

- Die Spektralanalyse zeigt Zyklen, die typisch für Sonnenfleckenaktivitäten und andere astronomische Periodizitäten sind (vergl. Kap. 13.).

### 5.3. Datierungen

Durch Auszählung der organischen Warven von der Sedimentoberfläche bis zur Grenze der organischen zur mineralischen Sedimentation ist für die eutrophen Seen eine absolute Datierung durchgeführt worden (Tab. 2A, 4A). Sie umfaßt im Holzmaar 12.794 Kalenderjahre bei 1064 Einzeldatierungen und im Meerfelder Maar 12.475 Kalenderjahre bei 136 vorliegenden Einzeldatierungen. Über die Sedimentationsraten (Abb. 6, 7) kann jeder beliebige Sedimentabschnitt absolut datiert werden. Diese Abbildungen zeigen auch die Schwankungsbreite der Sedimentationsrate.

Nur für 18 % der Gesamtmächtigkeit des oligotrophen Gemündener Maares kann eine Jahresschichtung nachgewiesen werden. Da allein 41 % des Sedimentprofils aus Turbiditen bestehen, bleiben nur weitere 41 %, die mit nicht nachweisbar jahreszeitlich geschichteten Laminationen sowie mit feinsten Struktur- und Texturunterschieden gezählt wurden. Auf diese Weise sind insgesamt 11.004 Jahre bei 258 vorliegenden Einzeldatierungen erfaßt worden (Tab. 3A, Abb. 8). Grundsätzlich sollten alle Warvenalter in siderischen Jahren, das heißt vor Christus (v. Chr. oder BC) bzw. nach Christus (n. Chr. oder AC = AD) angegeben werden (MANGERUD et al. 1974, TERASMAE 1984, WILLKOMM 1976), um eine deutliche Abgrenzung von den  $^{14}\text{C}$ -Daten, die keine Kalenderjahre repräsentieren, zu erhalten.

Zur Verbesserung der Vergleichbarkeit von Radiokarbon- mit Warvendaten wird vorgeschlagen, den von WILLIAMS & SONETT (1985) für präkambrische Warven eingeführten Begriff "Warvenzeit" (VT = varve time) auf lange holozäne Warvenchronologien zu übertragen. Dabei dient das Jahr der Bohrung als Bezugsjahr:  $T_0$  (HZM) = 1984,  $T_0$  (MFM) = 1984,  $T_0$  (GMM) = 1986. Dadurch wird erreicht, daß die Warvendatierung eine aufsteigende Datenreihe liefert.

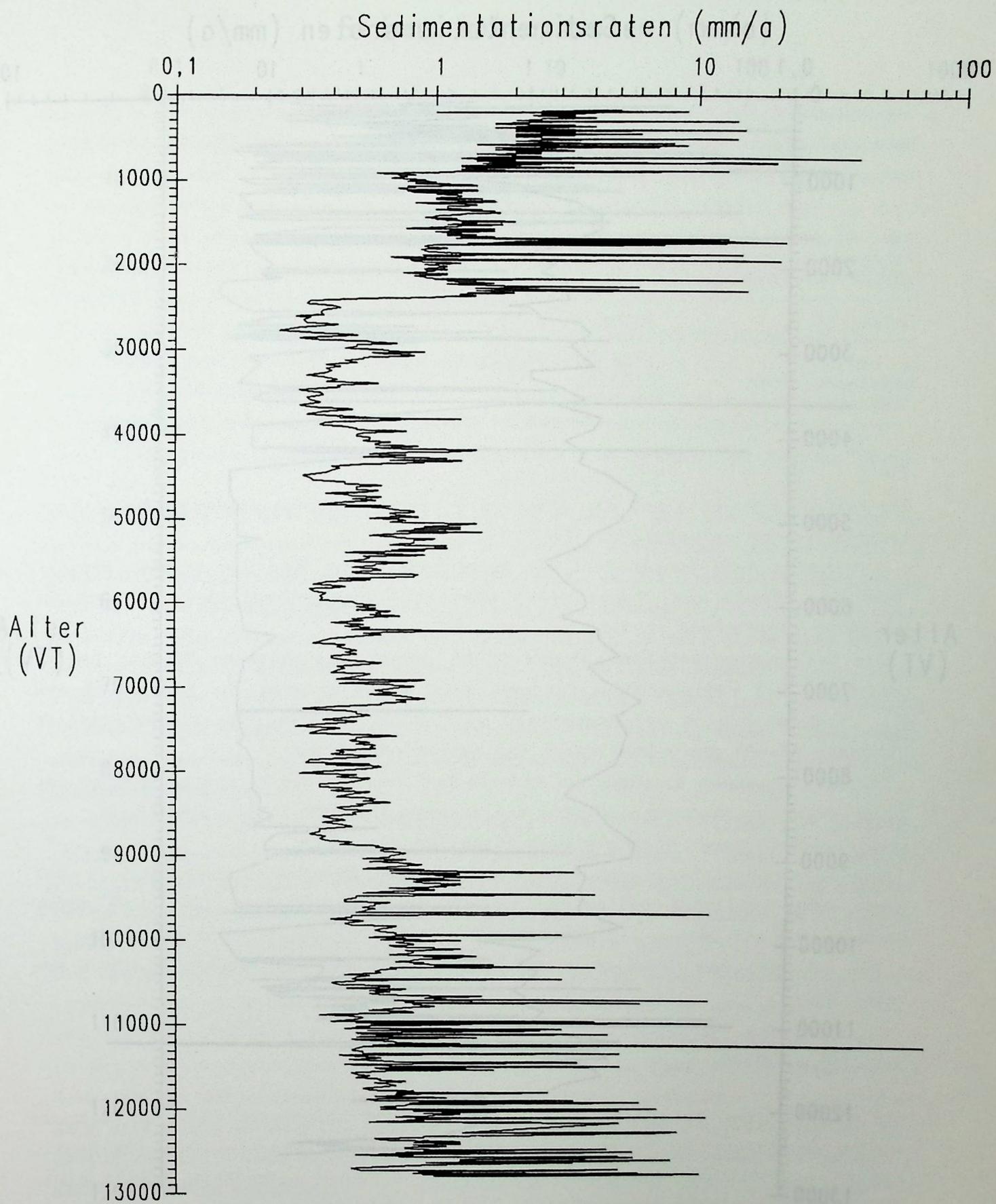


Abb. 6: Sedimentationsraten des Profils HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

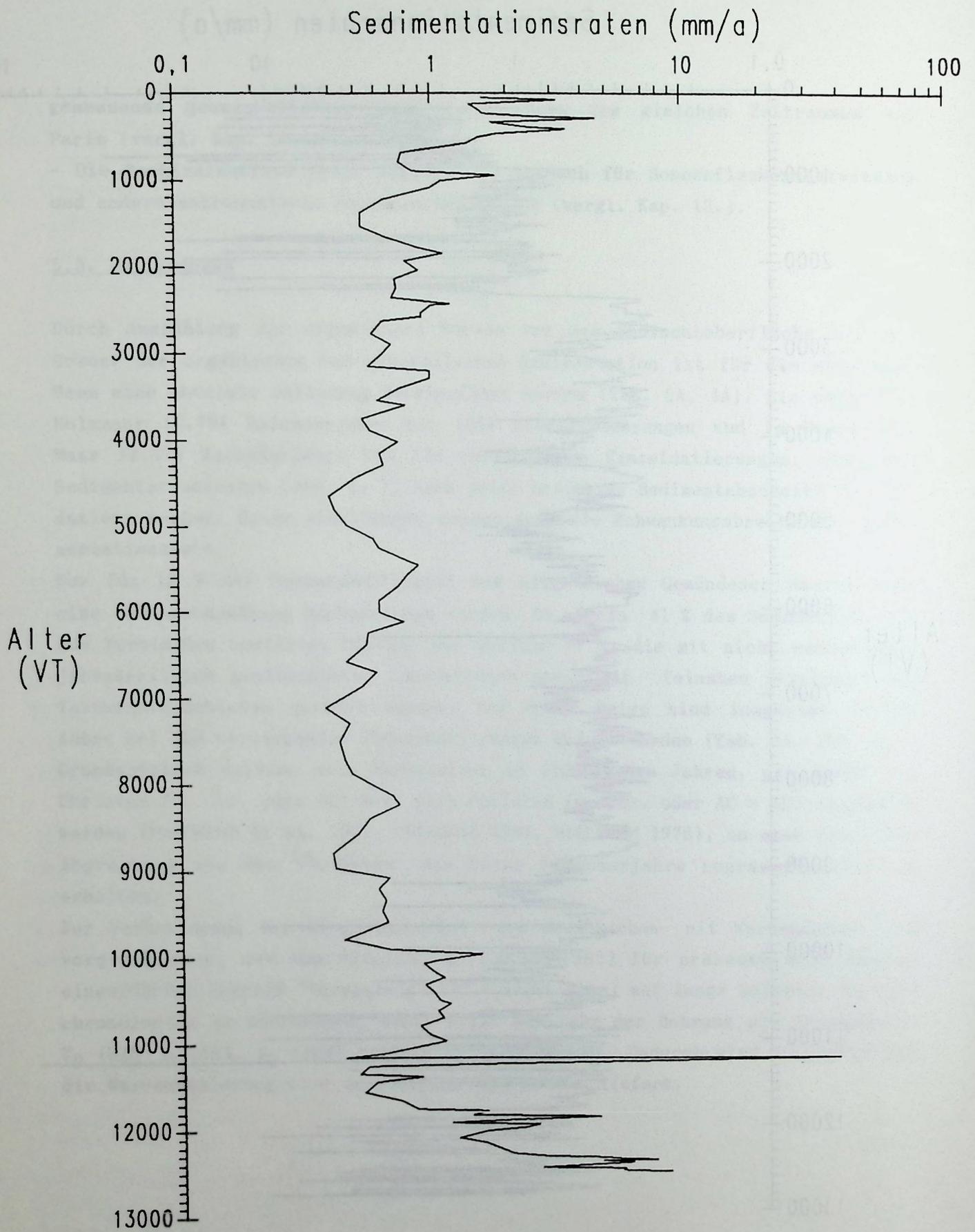


Abb. 7: Sedimentationsraten des Profils MFM-K/L/A/B (Daten aus Tab. 4A).

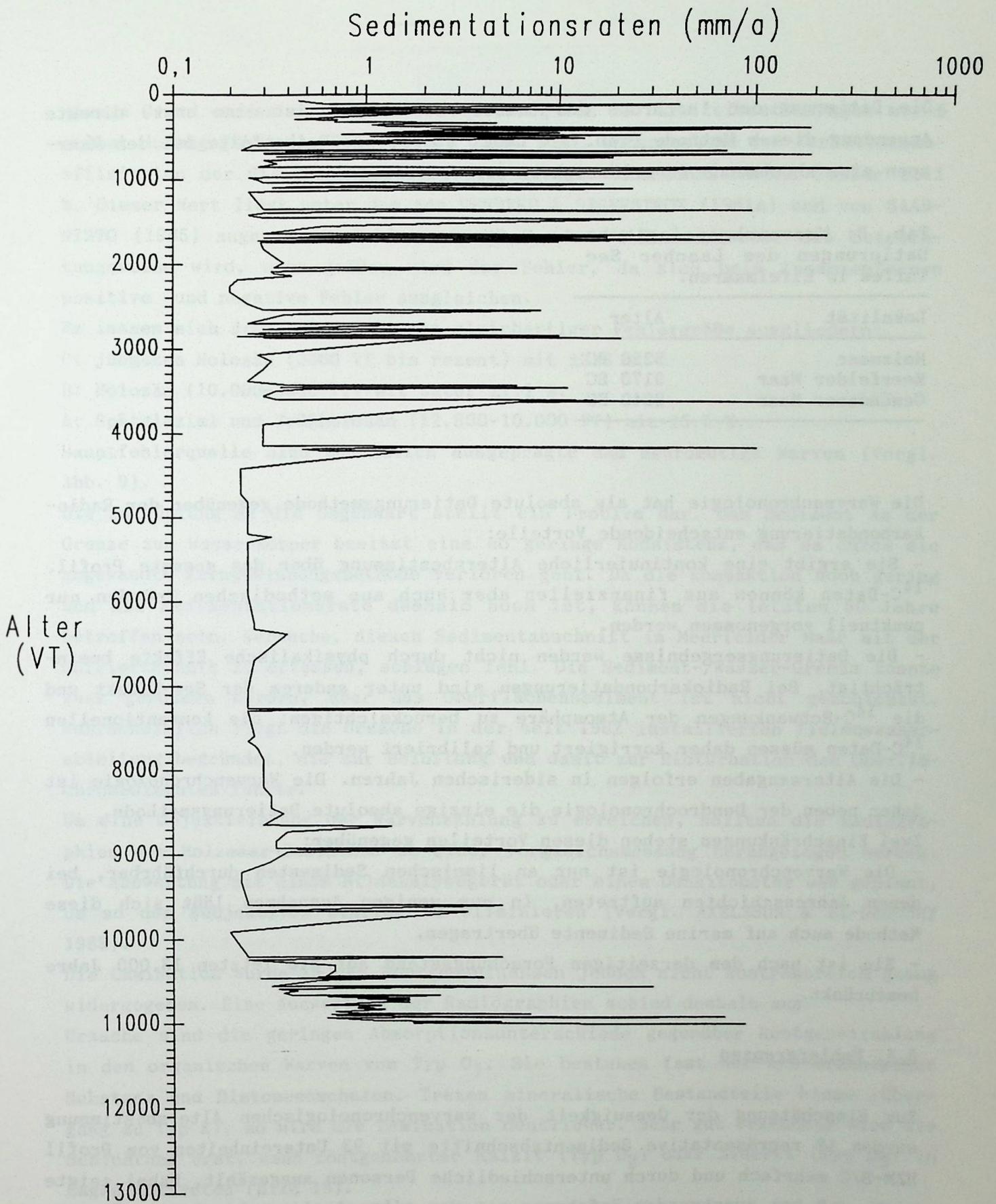


Abb. 8: Sedimentationsraten des Profils GMM-A/C (Daten aus Tab. 3A).

Die Datierung der Isochrone des Laacher See Tuffes ist eine erste direkte Anwendung dieser Methode (Tab. 9). Dabei stellt die Reihenfolge bei den Maarseen eine abnehmende Zuverlässigkeit der Datierung dar.

Tab. 9: Warvenchronologische Datierungen des Laacher See Tuffes in Eifelmaaren.

| Lokalität       | Alter   |
|-----------------|---------|
| Holzmaar        | 9250 BC |
| Meerfelder Maar | 9170 BC |
| Gemündener Maar | 8940 BC |

Die Warvenchronologie hat als absolute Datierungsmethode gegenüber der Radiokarbondatierung entscheidende Vorteile:

- Sie ergibt eine kontinuierliche Altersbestimmung über das gesamte Profil.  $^{14}\text{C}$ -Daten können aus finanziellen aber auch aus methodischen Gründen nur punktuell vorgenommen werden.
- Die Datierungsergebnisse werden nicht durch physikalische Effekte beeinträchtigt. Bei Radiokarbondatierungen sind unter anderem der See-Effekt und die  $^{14}\text{C}$ -Schwankungen der Atmosphäre zu berücksichtigen: die konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Daten müssen daher korrigiert und kalibriert werden.
- Die Altersangaben erfolgen in siderischen Jahren. Die Warvenchronologie ist daher neben der Dendrochronologie die einzige absolute Datierungsmethode.

Zwei Einschränkungen stehen diesen Vorteilen gegenüber:

- Die Warvenchronologie ist nur an limnischen Sedimenten durchführbar, bei denen Jahresschichten auftreten. In nur wenigen Ausnahmen läßt sich diese Methode auch auf marine Sedimente übertragen.
- Sie ist nach dem derzeitigen Forschungsstand auf die letzten 13.000 Jahre beschränkt.

#### 5.4. Fehlergrenzen

Zur Einschätzung der Genauigkeit der warvenchronologischen Altersbestimmung wurden 12 repräsentative Sedimentabschnitte mit 93 Untereinheiten vom Profil HZM-B/C mehrfach und durch unterschiedliche Personen ausgezählt. Dabei zeigte sich, daß bei zunehmender Erfahrung mit der mikrostratigraphischen Analyse-methode die Reproduzierbarkeit der Resultate stieg. Dies bestätigen DUFF et al. (1967), die warvenchronologische Ergebnisse als subjektiv bezeichnen. Aus

diesem Grund wurden in die Fehlerberechnung von 13 Parallelbestimmungen nur 6 selbst durchgeführte berücksichtigt (Tab. 10A). Entsprechend dem Variationskoeffizienten der Standardabweichung beträgt der durchschnittliche Fehler  $\pm 1.1$  %. Dieser Wert liegt unter dem von RENBERG & SEGERSTRÖM (1981a) und von SAAR-NISTO (1985) angegebenen Fehler von  $\pm 2$  %. Je differenzierter die Betrachtungsweise wird, umso größer wird der Fehler, da sich beim Zusammenfassen positive und negative Fehler ausgleichen.

Es lassen sich drei Abschnitte mit gleichartiger Fehlergröße ausgliedern:

C: jüngstes Holozän (3600 VT bis rezent) mit  $\pm 3.8$  %.

B: Holozän (10.000-3600 VT) mit unter  $\pm 1.1$  %.

A: Spätglazial und Frühholozän (12.800-10.000 VT) mit  $\pm 5.5$  %.

Hauptfehlerquelle sind undeutlich ausgeprägte und mehrdeutige Warven (vergl. Abb. 9).

Die Anknüpfung an die Gegenwart stellt ein Problem dar. Das Sediment an der Grenze zum Wasserkörper besitzt eine so geringe Konsistenz, daß es durch die angewandte Kerngewinnungsmethode verloren geht. Da die Kompaktion noch gering und die Sedimentationsrate deshalb hoch ist, können die letzten 50 Jahre betroffen sein. Versuche, diesen Sedimentabschnitt im Meerfelder Maar mit der Gefriertechnik zu erfassen, schlugen fehl. Die Sediment-/Wasser-Grenze konnte zwar gewonnen werden, aber das Oberflächensediment ist nicht geschichtet. Wahrscheinlich liegt die Ursache in der seit 1982 installierten Tiefenwasserableitung begründet, die zur Belüftung und damit zur Bioturbation des Oberflächensedimentes führte.

Um eine Objektivierung der Warvenzählung zu erreichen, sollten die Radiographien der Holzmaar-Sedimente zu einer Vergleichsmessung herangezogen werden. Die Auswertung mit einem Bildanalysegerät oder einem Densitometer war geplant, um so den subjektiven Einfluß zu eliminieren (vergl. AXELSSON & EL-DAOUSHY 1989).

Die Lamination wurde in den Röntgenaufnahmen jedoch nicht kontrastreich genug wiedergegeben. Eine Auswertung der Radiographien schied deshalb aus.

Ursache sind die geringen Absorptionsunterschiede gegenüber Röntgenstrahlung in den organischen Warven vom Typ O<sub>1</sub>. Sie bestehen fast nur aus organischer Substanz und Diatomeenschalen. Treten mineralische Bestandteile hinzu (Übergang zu Typ K), so wird die Lamination deutlicher. Sehr gut erkennbar wird die Schichtung erst, wenn röntgenharter Kalzit (Typ O<sub>2</sub>) oder Siderit (Typ O<sub>3</sub>) in Lagen auftreten (Bild 18).

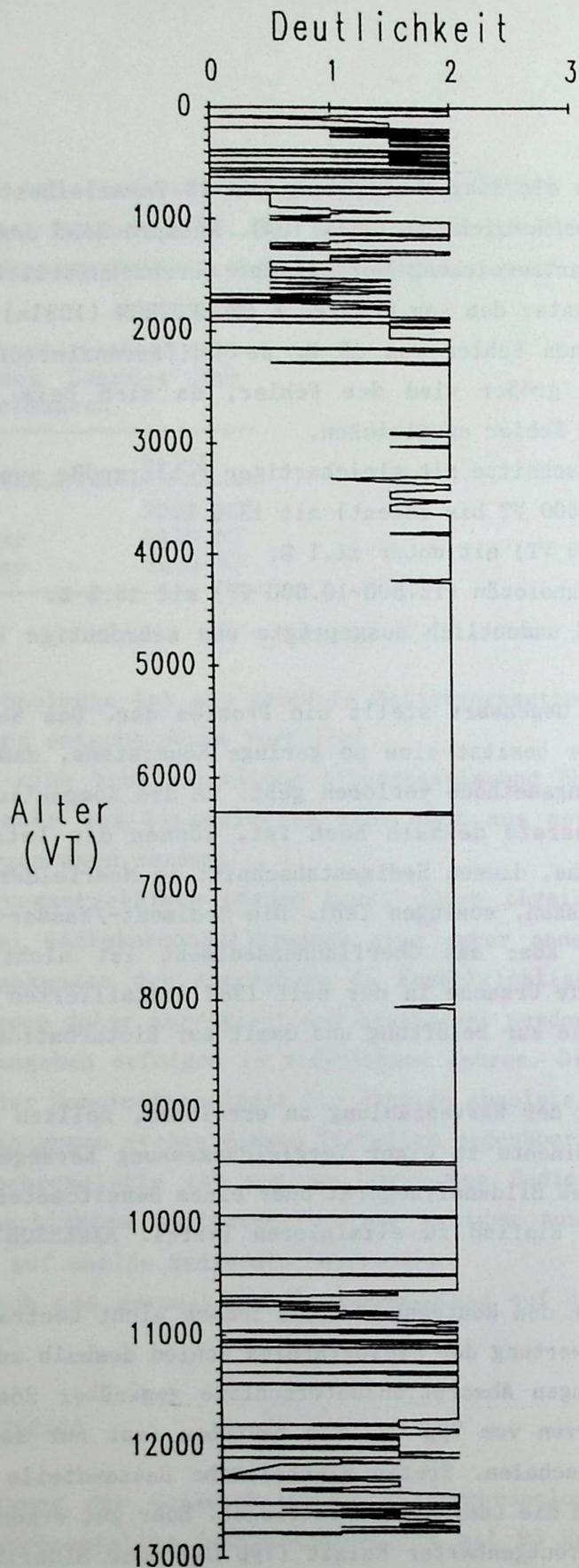


Abb. 9: Semiquantitative Erfassung der Deutlichkeit der Schichtung des Profils HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

Eine weitere Ursache für den geringen Kontrast ist möglicherweise die Dicke von 7 mm, die durchstrahlt werden muß. Bei der Dünnschliffauswertung zeigte sich, daß die Schichtung nicht immer völlig horizontal verläuft. Es treten Abschnitte mit deutlich gewellten Laminae auf. Bei einer Präparatdicke von 7 mm kann es deshalb zu Überlagerungen benachbarter Schichtglieder kommen, so daß daraus ein kontrastarmer und unscharfer Übergang der einzelnen Lagen resultiert.

Die Herstellung von Radiographien scheint nur bei klastischen und bei karbonatischen Warven sinnvoll zu sein. Rein organische Sedimente sind dagegen weniger geeignet. Eine Verbesserung ist von Röntgenaufnahmen dünnerer Sedimentscheiben zu erwarten, die im gefrorenen Zustand geschnitten werden müßten.

## 6. SEDIMENTSTRUKTUREN

### 6.1. Makrostrukturen

#### 6.1.1. Turbidite

Turbidite können durch Beeinflussung der Sedimentationsrate und der lateralen wie auch der vertikalen Sedimentvariation eine bedeutende Rolle in der Sedimentgenese von Seen spielen. Sie werden nach STOW & PIPER (1984) durch folgende Kriterien von anderen Fazies unterschieden: Turbidite besitzen eine gewöhnlich gradierte, vertikale Sequenz von Sedimentstrukturen, die auf schnelle Ablagerung hinweisen. Außerdem sind Zusammensetzung und Textur "exotisch" für den Ablagerungsraum. Sie sind zum Teil aus litoralen oder terrestrischen Komponenten aufgebaut, wie z. B. aus Holzfragmenten, Gastropodenschalen, litoralen Diatomeen und aus grobem klastischem Detritus (LUDLAM 1969, 1974, NELSON 1967, POPPE et al. 1985, SIMOLA 1979). Nach den Bildungsbedingungen können drei Haupttypen von Turbiditen unterschieden werden, zwischen denen es fließende Übergänge gibt:

Typ I: Turbidite, die durch den Einfluß von dichtem, sedimentbeladenem Wasser der Zuflüsse entstehen. Dieses Wasser schichtet sich entsprechend seiner Dichte in den Wasserkörper des Sees ein (STURM & MATTER 1978). Die Sand- und Grobsiltfraktionen sedimentieren sofort, während das Feinkorn über den ganzen See verteilt und erst bei der nächsten Vollzirkulation nach Aufhebung der Dichteunterschiede im Wasserkörper abgelagert wird. Diese rein klastischen Turbidite sind im Profundal gut gradiert bei Mächtigkeiten, die in Seen von der Größe der Eifelmaare bei einigen mm liegen.

STURM & MATTER (1978) unterteilen diesen Typ I in zwei Unterfazies:

Typ Ia: Sie sind zurückzuführen auf periodische Abflußereignisse im Einzugsgebiet, die zu mehreren Trübeströmen innerhalb eines Jahres aber auch zu jahresrhythmischen Trübeströmen führen können. Eine kontinuierliche Abfolge von Turbiditen im Sediment ist die Folge.

Typ Ib: Sie beruhen auf episodischen starken Hochwässern, die zusätzlich zur erhöhten Sedimenteigenfracht durch Remobilisierung unkonsolidierter Sedimente der Delta-Front erheblich größere Trübestrome initiieren. Auslösender Faktor ist die Übersteilung der Delta-Front und der plötzliche zusätzliche Auflastdruck (STURM & MÜLLER 1984). Solche Turbidite erreichen Mächtigkeiten von 50 bis 60 cm (STURM & MATTER 1972). Ihrer episodischen Natur entsprechend, folgen im Hangenden normale Profundalsedimente, eventuell Warven.

Typ II: Turbidite, die ihren Ursprung im See selbst haben. Obwohl bekannt ist, daß subaquatische Rutschungen ein auslösender Faktor für Turbidite sein können, gibt es nur wenige Seen, von denen solche Erscheinungen berichtet wurden. Dazu gehören Fayetteville Green Lake, New York (LUDLAM 1969, 1974, 1984) und Laguna de Ayarza, Guatemala (POPPE et al. 1985). Wahrscheinlich liegt dieses Untersuchungsdefizit am Mangel an tiefen Seen mit steilen subaquatischen Hängen.

Nach LUDLAM (1974) wird die Genese solcher Turbidite durch lokal stärkere Sedimentationsraten im ufernahen Bereich ausgelöst. Instabilität verursacht eine Rutschung, die sich bei größeren Hangneigungen mit Wasser vermischt und einen Trübestrom hervorrufen kann. Unterschiedlich alte Sedimente werden vermischt. Die Schichtung kann völlig aufgelöst werden. Zum Teil bleiben laminierte Abschnitte (Intraklasten) erhalten, die dann eine Rutschung als Ursache beweisen. Eine Sortierung wie bei klastischen Turbiditen ist kaum erkennbar. Das Sediment erscheint homogen und strukturlos. Die maximale Mächtigkeit im Fayetteville Green Lake beträgt 5 cm (LUDLAM 1974). Solche Turbiditabfolgen können über 50 % der profundalen Sedimentation einnehmen (LUDLAM 1969, 1974, POPPE et al. 1985). Dieser Turbidittyp ist wahrscheinlich auch die Ursache der im Mirror Lake, New Hampshire, USA (LIKENS & DAVIS 1975, DAVIS & FORD 1982, DAVIS et al. 1984) beschriebenen Sediment-Fokussierung (Trichtereffekt). Für paläolimnologische Untersuchungen ergeben sich daraus Probleme, da älteres Sediment in stratigraphisch jüngere Position umgelagert wird.

Die episodischen, postglazialen Turbidite im Meerfelder Maar sind durch Gradierungen von Feinsand nach Ton mit Mächtigkeiten von 0.3 bis 1.5 mm gekennzeichnet. Nur wenige Turbidite weisen größere Mächtigkeiten auf (maximal 45

mm). Sie zeigen dann einen hohen Gehalt an organischen Komponenten aus dem Litoral und sind schlecht geschichtet. Ihr Vorkommen ist auf römerzeitliche und mittelalterliche Kulturphasen beschränkt (ZOLITSCHKA 1986).

Die klastischen Turbidite können aufgrund ihres episodischen Auftretens dem Typ Ib zugeordnet werden. Die jährlichen Niederschlagsereignisse reichen in der Eifel offensichtlich nicht aus, um periodisch Turbidite auszulösen. Vermutlich ist durch die relativ niedrige Reliefenergie und die geschlossene Vegetationsdecke die Verfügbarkeit von Verwitterungsmaterial und deren Transportmöglichkeit geringer als beim Untersuchungsgebiet (alpine Seen) von STURM & MATTER (1972). Das Fehlen von organischer Substanz in den Turbiditen selbst deutet an, daß es sich nicht um remobilisiertes Sediment des Deltas handeln kann, sondern nur um die Sedimentfracht des Meerbaches. Folglich sind diese Turbidite als Übergangsform (Typ Ia/Ib) aufzufassen.

Die wenigen Turbidite mit erhöhtem Anteil an organischem Detritus sind an Zeiten verstärkter Siedlungsaktivität gebunden. Zwei Ursachen sind denkbar: die Turbidite entstanden durch menschliche Eingriffe im Uferbereich des Sees (Typ II). Es ist aber wahrscheinlicher, daß diese Ablagerungen auf verstärkte Bodenerosion im Einzugsgebiet zurückzuführen sind. Die dadurch erhöhte Sedimentfracht des Meerbaches bedingt ein stärkeres Wachsen des Deltas. Ausgelöst durch besonders starke Bachschüttungen während eines Hochwasserereignisses kommt es zur Remobilisierung der Deltafrontsedimente und dem Abgang eines Turbidites (Typ Ib).

Aus Turbiditen sind im Holzmaar 3 % der mikrostratigraphisch untersuchten Sedimentsequenz aufgebaut. Rein klastische Turbidite, wie aus dem Meerfelder Maar beschrieben, treten nicht auf. Stattdessen dominieren solche mit erhöhtem organischen Gehalt. Wie bei LUDLAM (1974) läßt sich oft eine Dreigliederung im Aufbau dieser Turbidite vornehmen: die basale Lage besteht aus organischer Matrix mit Pflanzenfragmenten (Holz, Blätter), litoralen Diatomeen, Ostracoden-Schalen, Sand und Silt. Eine Sortierung ist nicht oder nur schwer erkennbar. Es folgt der mittlere Abschnitt, der homogen aus organischem und mineralischem Detritus (Silt) aufgebaut ist. Vereinzelt treten noch Pflanzenreste auf. Den Abschluß bildet eine überwiegend mineralische Lage, die schwach von Feinsilt nach Ton gradiert ist (Bild 20).

Die Mächtigkeit der Turbidite beträgt im Spätglazial 1.5 bis 11 mm. Während des Holozäns sind sie 0.2 bis 1.2 mm mächtig und nehmen mit der Landkultivierung durch den Menschen deutlich zu. Der erste dieser anthropogenen Turbidite erscheint um 300 BC. Er ist im Profil HZM-C mit 63 mm mächtiger als in HZM-B (30 mm). Die Variabilität ist typisch für diese Turbidite (LUDLAM 1969). Sie

ist bei den untersuchten Maarsedimenten nur in diesem einen Fall nachweisbar. Zur Zeit der Römerherrschaft zwischen 50 und 310 AC steigt die Turbiditmächtigkeit auf Werte bis zu 22 mm und klingt anschließend wieder auf Werte um oder unter 1 mm ab. Im Mittelalter nimmt die Bedeutung der Turbidite nochmals zu: um 1263 wird ein Turbidit 41 mm mächtig. Während der Neuzeit schwankt ihre Mächtigkeit zwischen 0.6 und 3 mm.

Aufbau und Genese der Turbidite im Holzmaar sind deutlich verschieden von denen im Meerfelder Maar. Die nur mäßig gradierten Turbidite aus organischem und minerogenem Detritus zeigen ein Erscheinungsbild, das für Typ II-Turbidite charakteristisch ist. Zwar läßt sich eine Rutschung als Ausgangsereignis nicht eindeutig durch Reste erhaltener Schichtung nachweisen, doch die litoralen Komponenten deuten eine ufernahe Herkunft an. Ihre Genese kann mit den steileren subaquatischen Hängen im Holzmaar mit maximal 32°, im Meerfelder Maar dagegen nur 7°, und mit der größten Windoffenheit aller Eifelmaare (BRAUER 1988) erklärt werden. Morphologisch ist das Holzmaar den SW-Winden, der Hauptwindrichtung in der Eifel, am stärksten ausgesetzt. Damit ist der Wellenschlag am NO-Ufer am effektivsten. Das zeigen auch die Untersuchungen von BRAUER (1988), der am Nordufer eine subaquatische Rutschung nachweisen konnte. Auch die Terrassenreste sind am NO-Ufer am besten erkennbar (BRAUER 1988).

Die mit der menschlichen Besiedlung häufiger werdenden Turbidite (Abb. 10) sind erklärbar durch die relativ leichte Zugänglichkeit des Sees. Es existierte kein Schilfgürtel wie am Meerfelder Maar, weil am Holzmaar keine ausgedehnten Flachwasserbereiche ausgebildet waren. Auch die Nähe zu ackerfähigen Flächen kann entscheidend sein. Die stärkere Besiedlung um das Holzmaar wird auch durch eine höhere Dichte von Landnutzung anzeigenden Pollen bestätigt (USINGER 1989, mündl. Mitt.).

Das Fehlen von Turbiditen vom Typ I kann durch die niedrige Transportleistung des Sammetbaches erklärt werden, dem im Einzugsgebiet eine viel geringere Reliefenergie zur Verfügung steht als dem Meerbach im Einzugsgebiet des Meerfelder Maares. Außerdem ist nicht auszuschließen, daß die mitgeführte feinkörnige Fracht des Sammetbaches als Suspension den See über den Abfluß wieder verlassen hat, ohne nennenswert zur Sedimentation beigetragen zu haben (vergl. SCHARF 1987).

Ab 1700 ist für ca. 100 Jahre eine erhöhte Turbidithäufigkeit feststellbar (Abb. 10). Ob dies im Zusammenhang mit Wasserregulierungsmaßnahmen am Holzmaar zu sehen ist, kann nicht geklärt werden.

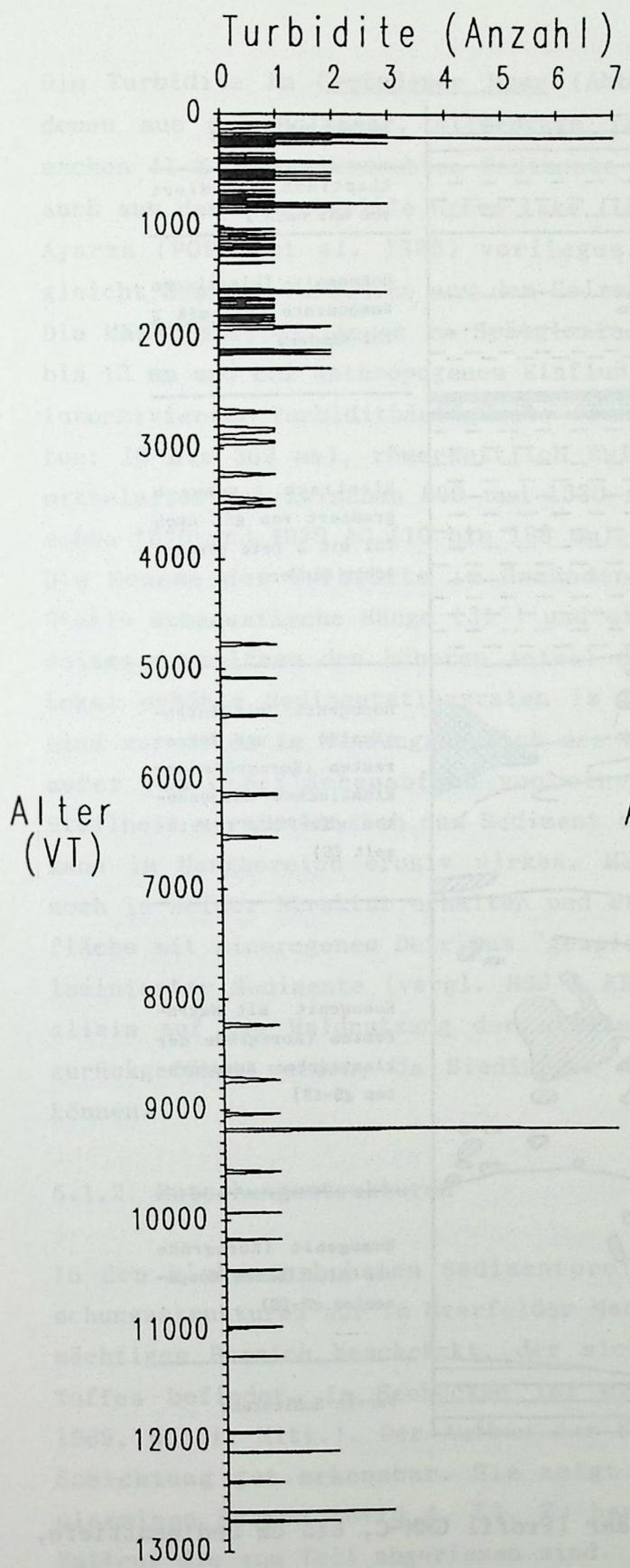


Abb. 10: Anzahl der Turbidite im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

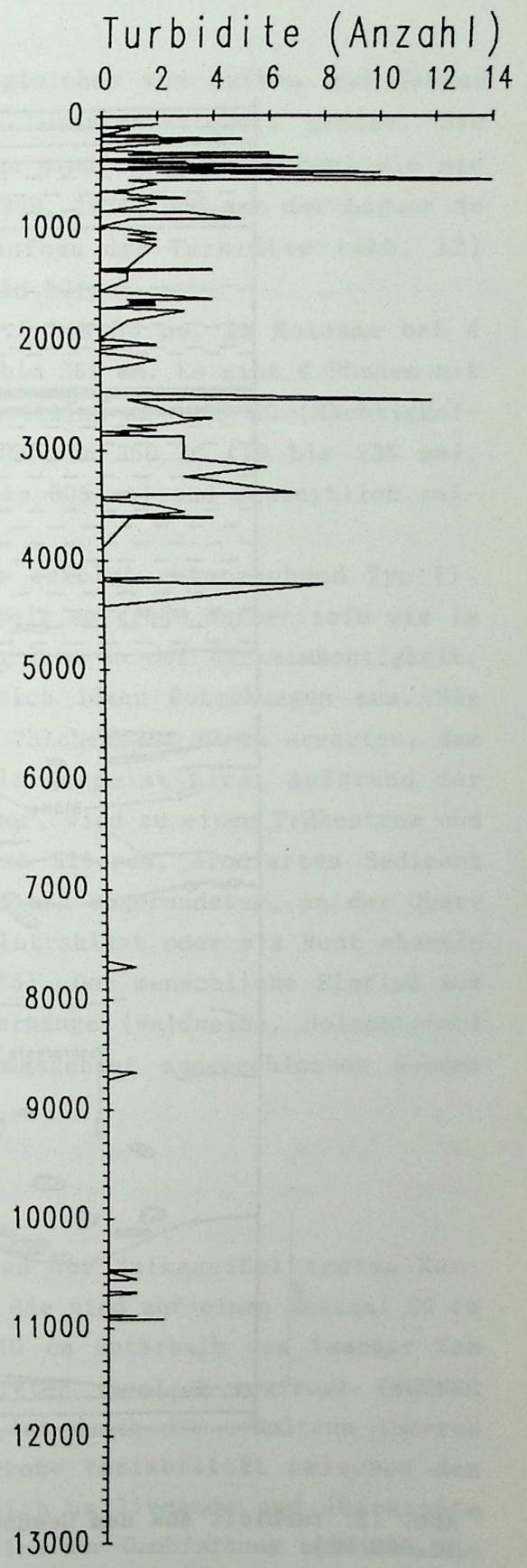


Abb. 11: Anzahl der Turbidite im Profil GMM-A/C (Daten aus Tab. 3A).

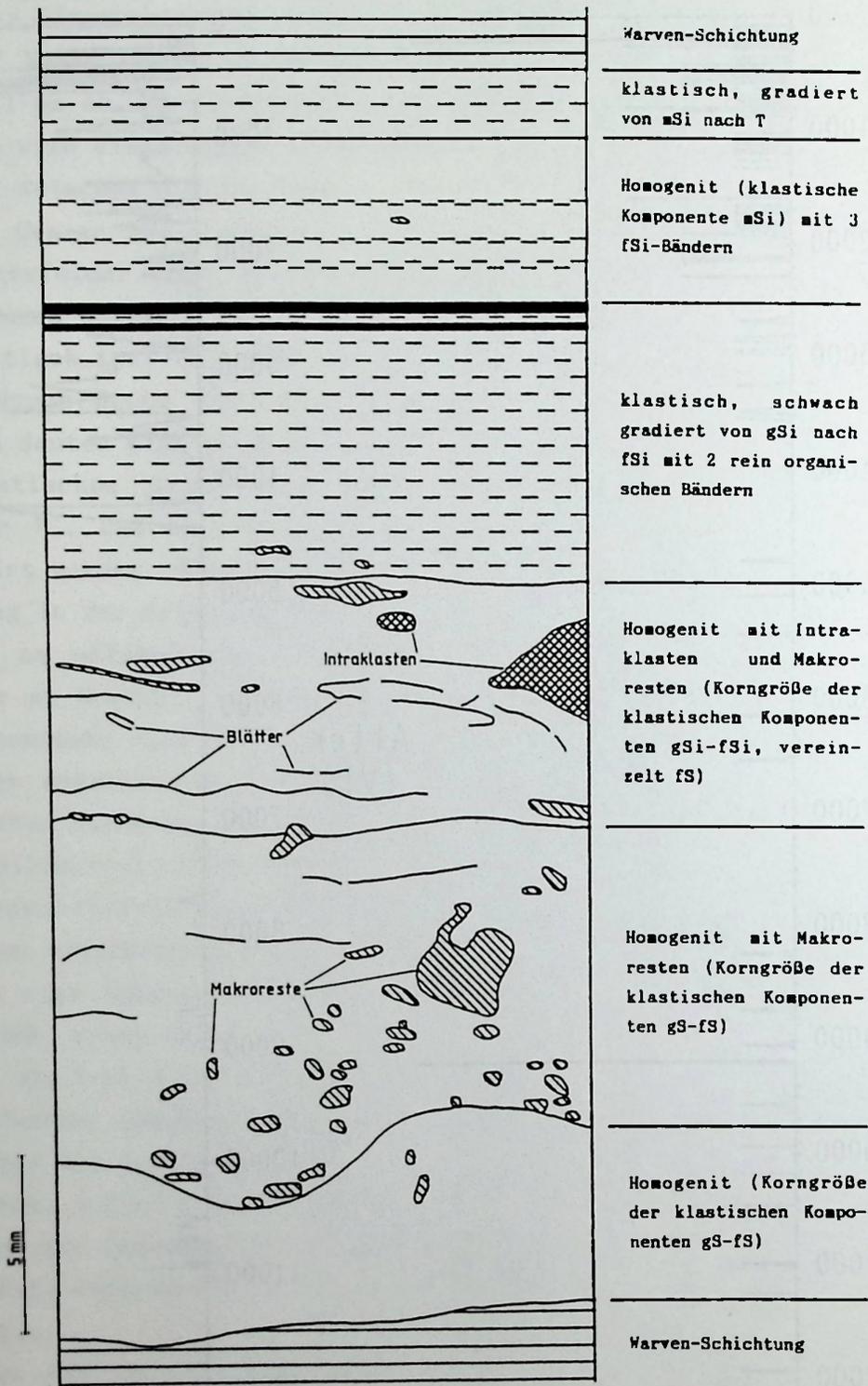


Abb. 12: Turbidit aus dem Gemündener Maar (Profil GMM-C, 645 cm Sedimenttiefe, 10.560 VT).

Die Turbidite im Gemündener Maar (Abb. 11) gleichen von Aufbau und Genese denen aus dem Holzmaar, allerdings ist ihre Gesamtmächtigkeit größer. Sie machen 41 % der untersuchten Sedimente aus. Das sind Größenordnungen, wie sie auch aus dem Fayetteville Green Lake (LUDLAM 1969, 1974) und aus der Laguna de Ayarza (POPPE et al. 1985) vorliegen. Der Aufbau der Turbidite (Abb. 12) gleicht dem der Turbidite aus dem Holzmaar (Bild 20).

Die Mächtigkeiten liegen im Spätglazial bei 4.5 bis 30 mm, im Holozän bei 4 bis 13 mm und bei anthropogenem Einfluß bei 8 bis 369 mm. Es gibt 4 Phasen mit intensivierter Turbidithäufigkeit: frühbronzezeitlich um 1620 BC (Mächtigkeiten: 10 bis 369 mm), römerzeitlich zwischen 260 und 350 AC (10 bis 235 mm), mittelalterlich zwischen 890 und 1330 AC (8 bis 305 mm) und neuzeitlich zwischen 1570 und 1870 AC (10 bis 188 mm).

Die Genese der Turbidite im Gemündener Maar erfolgt entsprechend Typ II. Steile subaquatische Hänge ( $31^\circ$ ) und eine doppelt so große Wassertiefe wie im Holzmaar erklären den höheren Anteil der Turbidite an der Gesamtmächtigkeit. Lokal erhöhte Sedimentationsraten im Uferbereich lösen Rutschungen aus. Sie sind vor allem im Mündungsbereich des kleinen Tälchens im NO zu erwarten, das außer vom Oberflächenabfluß von einer Quelle gespeist wird. Aufgrund der Steilheit vermischt sich das Sediment mit Wasser, wird zu einem Trübestrom und kann im Hangbereich erosiv wirken. Häufig ist älteres, erodiertes Sediment noch in seiner Struktur erhalten und erscheint als abgerundeter, an der Oberfläche mit minerogenem Detritus "gespickter" Intraklast oder als Rest ehemals laminiertes Sedimente (vergl. HSÜ & KELTS 1985). Der menschliche Einfluß muß allein auf die Waldnutzung der steilen Kraterhänge (Waldweide, Holzabtrieb) zurückgeführt werden, da Siedlungen im Einzugsgebiet ausgeschlossen werden können.

#### 6.1.2. Rutschungsstrukturen

In den bisher erbohrten Sedimentprofilen aus der Vulkaneifel treten Rutschungsstrukturen nur im Meerfelder Maar auf. Sie sind auf einen maximal 20 cm mächtigen Bereich beschränkt, der sich ca. 40 cm unterhalb des Laacher See Tuffes befindet. Im Seebecken ist das Auftreten räumlich begrenzt (WEGNER 1989, mündl. Mitt.). Der Aufbau der Faltung ist durch die erhaltene interne Schichtung gut erkennbar. Sie zeigt eine große Variabilität zwischen den einzelnen Kernen (Bild 4, 5). Es handelt sich um liegende und überkippte Falten, die zum Teil abgerissen sind. Zusätzlich zur Großfaltung besitzen die Laminae eine Mikrofältelung. Nach PETTIJOHN & POTTER (1964) könnte diese Struktur als Gekröseschichtung (contorted bedding) bezeichnet werden: gefalte-

te Schichten und regellose Orientierung der überkippten Falten bei ungestörter Lagerung im Liegenden und Hangenden. Allerdings ist das Sediment nur im Hangenden ungestört, im Liegenden sind die Schichten auf einer Länge von 6.5 m  $15^\circ$  bis  $30^\circ$  schräggestellt (Bild 3). Es fällt auf, daß in Kern MFM-A unterhalb der Rutschungszone ca. 40 cm schräggestellt sind, dann 1.7 m Horizontalschichtung aufweisen, bevor die Schrägstellung wieder auftritt. Die Basis der schräggestellten Schichtung wird in beiden Bohrprofilen in gleicher Tiefe erreicht, in der sie nochmals Faltungerscheinungen zeigen (Bild 6). In Kern MFM-A tritt zusätzlich eine Diskordanz auf (Bild 7).

Als Ursache für solche Rutschungserscheinungen werden plötzliche Belastungen des Sedimentes angesehen (LOON & BRODZIKOWSKI 1987). Durch Zunahme der Auflast kann der Abscherwiderstand, er ist eine Funktion aus Hangneigung und überlagernder Masse, überwunden werden, so daß plastisches Fließen einsetzt (BENNET 1986, GILBERT 1975). Der ursprüngliche Schichtzusammenhang bleibt deformiert erhalten (coherent slumping).

Eine zweite Möglichkeit der Genese von Rutschgefüge wird von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) geliefert: der aufwärtsgerichtete Kompaktionsstrom durchströmt das Sediment normalerweise ohne Beeinträchtigung. Kommen aber geschlossene Sand-Ton-Wechselagerungen zur Ablagerung, so können im Sediment überhydrostatische Drucke entstehen, die das Gefüge labilisieren. Bereits Neigungen von wenig mehr als  $1^\circ$  reichen aus, um durch relativ unbedeutende Ereignisse (kleine Erdbeben, unterschiedliche Belastungen) die Rutschung auszulösen.

Eine solche ursächliche Belastung ist im Meerfelder Maar durch den Laacher See Tuff gegeben. Die erste Erklärung, Überwindung des Abscherwiderstandes allein durch die Auflast, kann in diesem Fall nicht angenommen werden, weil dann der Laacher See Tuff mit in die Rutschung einbezogen sein müßte. Wahrscheinlicher ist die Genese in Anlehnung an FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977): der Auflastdruck des Laacher See Tuffes erhöhte den aufwärtsgerichteten Kompaktionsstrom. Unterhalb der im Spätglazial häufigen Turbidite, die zwar den Porenwasserstrom nicht unterbinden aber verlangsamen können, bildete sich ein hydrostatischer Druck, der zur Labilisierung des Schichtpaketes unterhalb der relativ undurchlässigen Turbidite führte. Die gegebene Hangneigung von  $3^\circ$  reichte aus, um plastisches Fließen zu bewirken. - Ob die schräggestellten Schichten im Liegenden als Folge dieser Rutschung anzusehen sind oder ob es sich um eine selbständige ältere Rutschung handelt, muß offen bleiben.

### 6.1.3. Laacher See Tuff

Der Laacher See Tuff ist in allen erbohrten Sedimentprofilen der Vulkaneifel nachweisbar. Er entstand durch hochexplosive plinianische Eruptionen des Laacher Vulkans im Osteifeler Vulkanfeld vor 11.200 Jahren. Die Tephra besitzt phonolitische Zusammensetzung mit folgenden Komponenten (BOGAARD & SCHMINCKE 1985, NEGENDANK 1984, ZOLITSCHKA 1986):

- Leichtminerale: Sanidin, Plagioklas und akzessorisch: Hauyn, Quarz.
- Schwerminerale: Klinopyroxen, Amphibol, Titanit und akzessorisch: Apatit, Titanomagnetit, Phlogopit, Olivin.
- Gesteinsbruchstücke: Quarzit, Grauwacke, Tonschiefer.
- Glas: frisches, farbloses, blasenreiches Glas und braunes, blasenarmes Glas. Die Mächtigkeit schwankt im Profundal der einzelnen Seen zwischen 4 und 10 cm (Tab. 11). Sie ist abhängig von der Intensität des Trichter-Effektes, der als Funktion der subaquatischen Hangneigung interpretiert werden kann. Dies beweisen auch die von BRAUER (1988) im Laacher See Tuff des Weinfelder Maares nachgewiesenen Fragmente limnischer Sedimente, die an der Basis des Laacher See Tuffes häufiger vorkommen. Ähnliche Ergebnisse zeigen die Untersuchungen vom Holzmaar und vom Gemündener Maar. Lediglich der Laacher See Tuff des Meerfelder Maares besteht nur aus vulkanischer Asche.

Die Tephralage ist als kontinuierliches Band im Sediment erhalten. Es sind keine postsedimentären Verformungen feststellbar, wie sie für die Tephra des Mount St. Helens Ausbruches in verschiedenen nordamerikanischen Seen beobachtet wurden (ANDERSON et al. 1984, WELSH et al. 1983). Dort ist die Aschenlage zerbrochen und in cm-großen Tafeln bis 0.8 m tief ins liegende Sediment eingesunken.

In fast allen Seen tritt der Laacher See Tuff zweigeteilt auf, mit einer feinsandigen basalen und einer grobsandigen oberen Lage. Dazwischen ist in keinem Fall limnische Sedimentation nachweisbar. Ursache dieser Zweiteilung sind entweder zwei unmittelbar aufeinander folgende Eruptionen und/oder eine durch Windtransport bedingte Differenzierung (BOGAARD & SCHMINCKE 1985).

Nur im Weinfelder Maar ist die Zweiteilung nicht nachweisbar, vielmehr tritt hier eine normale Gradierung auf. BRAUER (1988) interpretiert dies als Hinweis auf Sedimentation des Laacher See Tuffes auf den zugefrorenen See. Während alle anderen Maarseen tiefer gelegen sind und dort die Asche sofort sedimentierte, kam sie im Weinfelder Maar erst nach dem Auftauen in für Turbidite typischer Gradierung zur Ablagerung. Den gleichen Befund erzielte MERKT (1986, mündl. Mitt.) an Sedimenten des Feldsees und des Titisees (Schwarzwald): während im höher gelegenen Feldsee der Laacher See Tuff gradiert ist, weist er

im Titisee die charakteristische Zweiteilung auf.

Somit ist nach dem Pflanzenbefund unter dem Brohltal-Traß (SCHWEITZER 1958), der Stellung innerhalb des Warvenzyklus im Meerfelder Maar und im Holzmaar nun ein weiterer Hinweis zur zeitlichen Stellung des Ausbruches in das Frühjahr gegeben.

Tab. 11: Profundal-Mächtigkeiten des Laacher See Tuffes (LST) aus verschiedenen Maarseen der Vulkaneifel im Vergleich mit den größten subaquatischen Hangneigungen (berechnet aus Echolotprofilen in BRAUER, 1988).

| Lokalität             | LST-Mächtigkeit | max. subaquatische Hangneigung |
|-----------------------|-----------------|--------------------------------|
| Meerfelder Maar       | 40 mm           | 7°                             |
| Schalkenmehrener Maar | 50 mm           | 15°                            |
| Gemündener Maar       | 71 mm           | 31°                            |
| Holzmaar              | 78 mm           | 32°                            |
| Weinfelder Maar       | 100 mm          | 40°                            |

## 6.2. Mikrostrukturen

### 6.2.1. Entgasungserscheinungen

Vereinzelt kommt es im frühen Kompaktionsstadium durch zunehmenden Auflastdruck und durch biogene Gasproduktion (Methan) in den obersten cm der Sedimentsäule zu Strukturveränderungen durch Entgasung. Wasser und/oder Gas bewegen sich dabei in Richtung Sedimentoberfläche (LOON & BRODZIKOWSKI 1987). Durch das Entweichen hinterlassen sie ein Vakuum, in das Sediment aus der Umgebung einströmt - es entsteht ein "Mikro-Diapir": einzelne Lagen im Hangenden werden dadurch kleinräumig aufgewölbt (Bild 22, 23). Diese Sediment-Migration hinterläßt ein Massendefizit in der unmittelbaren Umgebung des Mikro-Diapirs. Hier kommt es zu Mikrostrukturen, die nach EUGSTER & KELTS (1983) als loop-bedding bezeichnet werden (Bild 23). Es sind kompetente Laminae, die ausdünnen, über wenige mm verschwinden, und dann wieder einsetzen. Dadurch werden Lagen im Liegenden und im Hangenden verbogen.

Diese Mikrostrukturen sind nur in den hoch-organischen Sedimenten des Meerfelder Maares und des Holzmaares nachweisbar, nicht aber in den klastischen Sedimenten des Gemündener Maares und des Weinfelder Maares.

Auch in den eozänen Ölschiefern des Eckfelder Maares (Vulkaneifel) und des pliozänen Zsámbék Beckens (Ungarn) kommen ähnliche Mikrostrukturen vor. Sie sind dort zum Teil mit Störungen verbunden (NEGENDANK 1990, mündl. Mitt., RAVASZ & SOLTI 1980).

## 6.2.2. Biogene Mikrostrukturen

### 6.2.2.1. Kotpillen

Relativ häufig treten in allen untersuchten Sedimenten rundliche bis ovale Strukturen auf (Längsachse bis zu 2 mm), die als Kotpillen oder fecal pellets (ARTHUR et al. 1984, STURM et al. 1982) und als Fischkoprolithen (EUGSTER & KELTS 1983) bezeichnet worden sind (Bild 21). Sie sind aus litoralen Diatomeen, organischer Substanz und Großresten aufgebaut. Zum Teil bestehen sie auch überwiegend aus Silt- und Sandkörnern. Die Veränderung der Sedimentation ist auf die unmittelbare Umgebung beschränkt und führt zu leichten Verbiegungen von 1 bis 2 Jahresschichten.

Die Häufigkeit der Kotpillen im Holzmaar ist in Abb. 13 dargestellt.

### 6.2.2.2. Wohnröhren

Spuren von Bioturbation sind in keinen der untersuchten Seesedimente feststellbar. Lediglich im Gemündener Maar treten Mikrostrukturen auf, die als Wohn- oder Freßgänge von Tubifiziden? interpretiert werden können (Bild 24a, 24b). Es sind röhrenförmige Gebilde mit einem Durchmesser von 0.1 bis 0.25 mm. Der Querschnitt ist rund. Die Wandung besteht aus mineralischen Partikeln der Sand- und Siltfraktion. Sie ist innen glatt und nach außen unregelmäßig. Häufig verklebt organische Substanz die Steinchen. Vereinzelt sind diese Wohnröhren mit Diatomeen (Nahrungsreste?) oder mit einer Chitinhaut (vom Bewohner?) gefüllt.

Ihr Auftreten ist auf die Turbidite beschränkt, so daß nicht von einem belebten Seeboden ausgegangen werden kann. Es handelt sich vielmehr um im Litoral gebildete Strukturen, die durch Massenverlagerungsprozesse (Turbidite) in das Profundal gelangt sind.

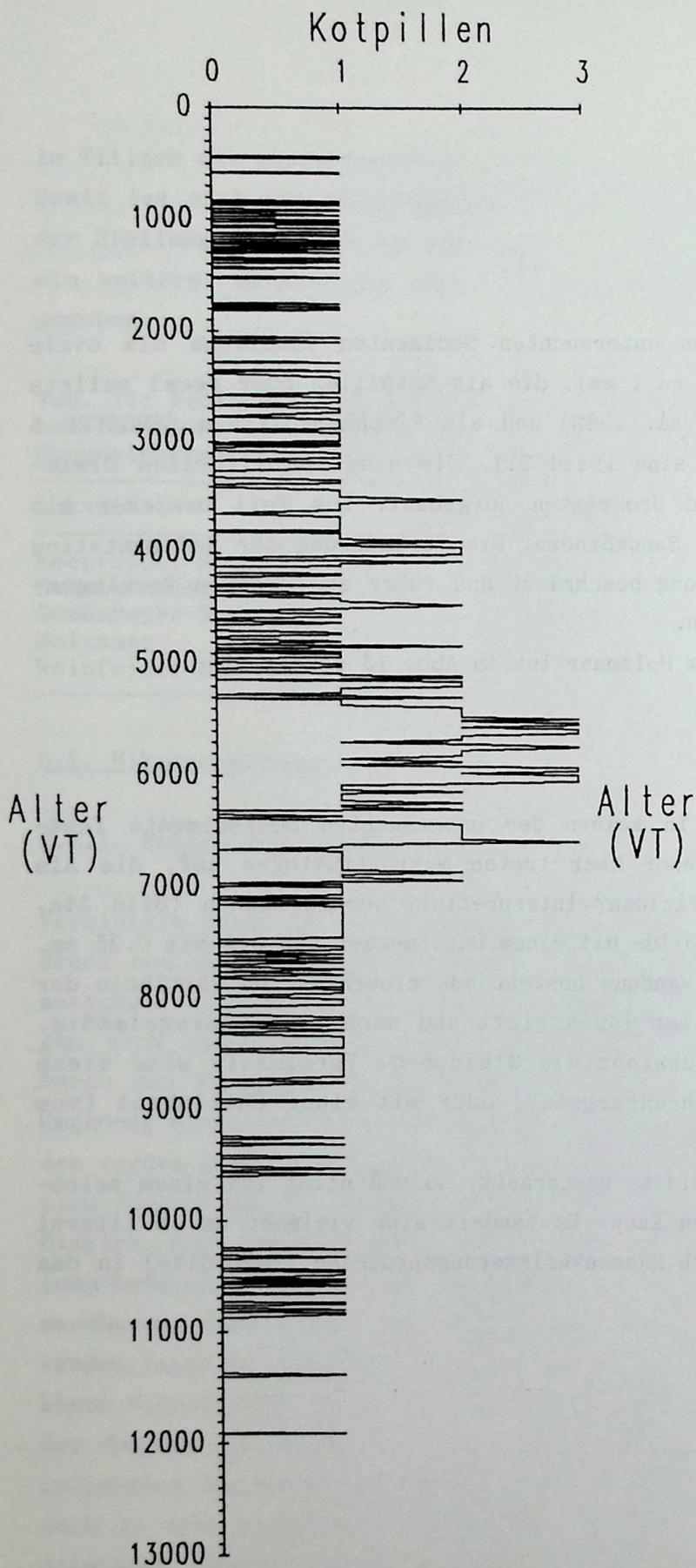


Abb. 13: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung der Kotpillen im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

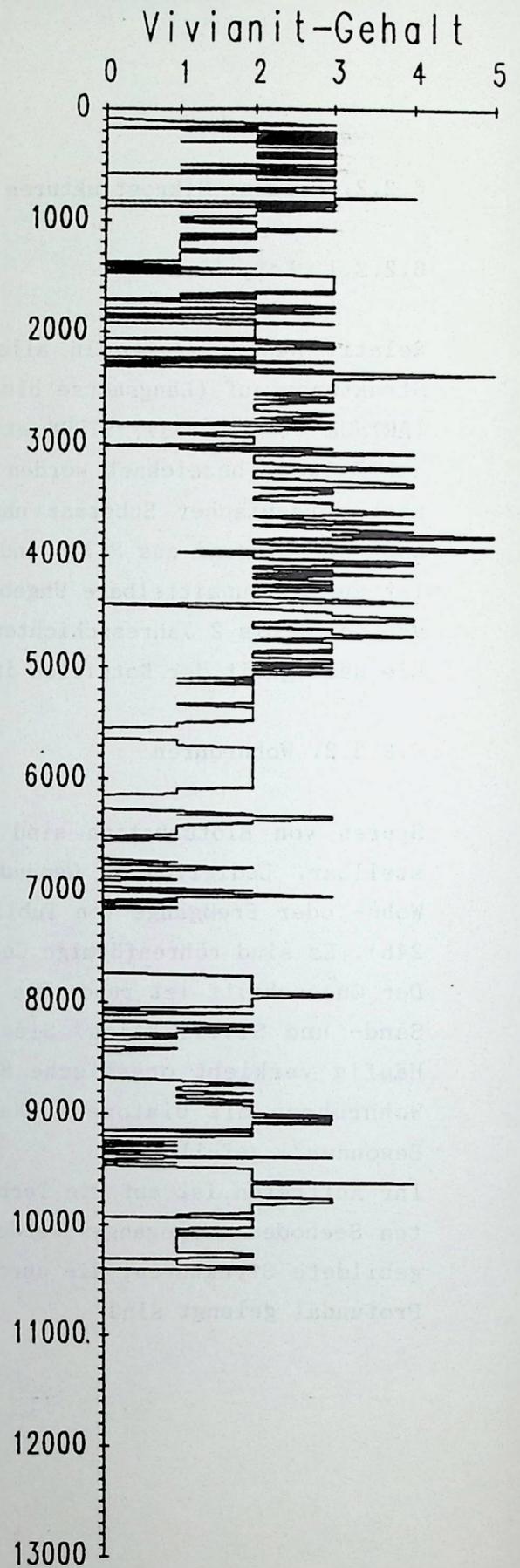


Abb. 14: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Vivianitgehaltes im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

## 7. AUTHIGENE MINERALE

Zu den wichtigsten authigenen Mineralneubildungen in Seesedimenten zählen Kalzit ( $\text{CaCO}_3$ ), Siderit ( $\text{FeCO}_3$ ), Vivianit ( $\text{Fe}(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) und Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ). Kalzit und Siderit werden ausgefällt, während Vivianit und Pyrit frühdiagenetische Bildungen sind. Bis auf Kalzit, das im Gemündener Maar nicht auftritt, sind diese Minerale in allen Sedimenten vertreten.

### 7.1. Kalzit

Die Hauptquelle für Kalzit in Seesedimenten ist die biogen induzierte anorganische Fällung (endogene Kalzitfällung). Daneben kommen biogene Karbonate pflanzlichen und tierischen Ursprungs sowie allochthone, detritische Kalzite von karbonathaltigen Gesteinen der Einzugsgebiete vor (DEAN & FOUCH 1983). Diese Komponenten bleiben nur erhalten, wenn die pH-Werte der Porenwässer und des hypolimnischen Wassers nicht sauer reagieren (LISTER 1988, SCHARF 1988).

Voraussetzungen zur endogenen Kalzitfällung sind nach DUSTON et al. (1986):

- a) ein Einzugsgebiet, in dem Karbonatgesteine anstehen;
- b) Zuflüsse und Oberflächenwässer die dem See zufließen, passieren Böden bzw. Gesteine und nehmen dabei  $\text{Ca}^{2+}$ - und  $\text{HCO}_3^-$ -Ionen auf;
- c) ein Regionalklima mit deutlichen Temperaturschwankungen zwischen Sommer und Winter.

$\text{Ca}^{2+}$ - und  $\text{HCO}_3^-$ -Ionen bleiben so lange in Lösung, bis das Seewasser eine mehrfache Übersättigung erreicht. Dies geschieht bei Temperaturzunahme im epilimnischen Wasser durch intensivierete Einstrahlung während des Sommerhalbjahres. Die so erzielte Übersättigung ist gering und reicht allein nicht zur Ausfällung der Kalzite. Wichtiger ist die ebenfalls durch Temperaturzunahme eingeleitete Entwicklung des Phytoplanktons. Verstärkte Photosynthese bewirkt eine Abnahme des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes und einen Anstieg der pH-Werte bis auf pH 9. Durch diese biochemischen Prozesse nimmt die Löslichkeit des  $\text{CaCO}_3$  ab und eine 10- bis 20-fache Übersättigung wird erreicht (EUGSTER & KELTS 1983). Während der zunehmenden biogen induzierten Übersättigung beginnt die Ausfällung von Kalzit. Dabei ist eine Mikrogradierung zu beobachten: zu Beginn der Präzipitation werden große Kristalle gebildet, die im Laufe des Sommers zu immer kleineren Formen übergehen (CHONDROGIANNI & STABEL 1987, EUGSTER & KELTS 1983, GEYH et al. 1971, JANKOWSKI 1981, KELTS & HSÜ 1978, NIPKOW 1920, PEGLAR et al. 1974, SEIBOLD 1958, WELTEN 1944). Die Korngrößenvariation hängt vom Grad der Übersättigung ab. Zu Beginn der photosynthetischen Aktivitäten ist die Übersätti-

gung gering. Eine ebenfalls geringe Keimbildungsrate führt zu großen Kristallen. Da im weiteren Verlauf des Sommers die Übersättigung steigt, nimmt auch die Keimbildungsrate zu: es entstehen viele kleine Kristalle (BERNER 1980, EUGSTER & KELTS 1983). Die Korngröße der Kalzite liegt in den meisten Seen zwischen 2 und 50  $\mu\text{m}$ .

Die Masse der im Sediment akkumulierten Kalzite ist abhängig von der Produktion im Epilimnion und der Erhaltung während Sedimentation und Diagenese. Rücklösungen und diagenetische Veränderungen sind in Seesedimenten nur von untergeordneter Bedeutung (NIESSEN & STURM 1987). Statt dessen ist eine Anlösung in  $\text{CO}_2$ -reicherem hypolimnischen Wasser mit pH-Werten unter pH 7 möglich, da dort die physiko- und biochemischen Prozesse, die im Epilimnion Temperatur- und pH-Wert-Anstieg und damit die Kalzit-Fällung bewirken, nicht aktiv sind. Es bleibt bei Anlösungsspuren, die nach DICKMAN (1985) durch angeätzte Oberflächen der Kalzite charakterisiert werden (vergl. Bild 11). Die Korngrößenverteilung wird nicht beeinflusst. Nach Untersuchungen von NIESSEN & STURM (1987) kann sie als Indikator für Nährstoff- und Produktivitätsverhältnisse im See genutzt werden. Die Größe endogener Kalzite nimmt im Verlauf der Eutrophierung eines Sees von 4 auf 30  $\mu\text{m}$  zu. Ursache ist der geringe  $\text{PO}_4$ -Gehalt oligotropher bis mesotropher Seen, der nicht zu einer Kristallisationsverzögerung führt. Es entstehen Kristalle mit Korngrößen bis zu 10  $\mu\text{m}$  durch homogene Nukleierung. In eutrophen Seen wird bei steigender Phytoplanktonaktivität und gleichzeitig steigender Karbonatübersättigung eine Ausfällung des Kalzits durch die hohe  $\text{PO}_4$ -Konzentration verhindert.  $\text{PO}_4^{3-}$ -Ionen umhüllen alle Kristallisationskeime. Erst wenn das gesamte Phosphat zur Bildung von Biomasse verbraucht ist, kommt es bei sehr großer Übersättigung schlagartig zur Ausfällung von "Riesenkristallen" mit Durchmessern von über 40  $\mu\text{m}$ . Bei dieser heterogenen Nukleierung nutzen die Kristalle alle verfügbaren Schwebstoffe (Diatomeenschalen, organischen und mineralischen Detritus) als Kristallisationskeime (NIESSEN & STURM 1987, STURM 1985, STURM et al. 1982). Nach diesem Initialereignis werden die Kristalle kleiner, sofern überhaupt noch eine Übersättigung vorliegt. Die mit steigender Trophie zunehmende Korngröße der Kalzite ist durch positive Korrelation der Kalzit-Korngröße mit dem Phosphat-Gehalt des Seewassers belegbar (Abb. 15).

Die Kalzit-Fällung beeinflusst auch den Nährstoffhaushalt des Sees: adsorbierte anorganische Nährstoffe und organische Substanz werden mit den Kalziten präzipitiert (OTSUKI & WETZEL 1974). Dieser Prozeß wirkt als Regelmechanismus der Eutrophierung entgegen (KOSCHEL et al. 1983).

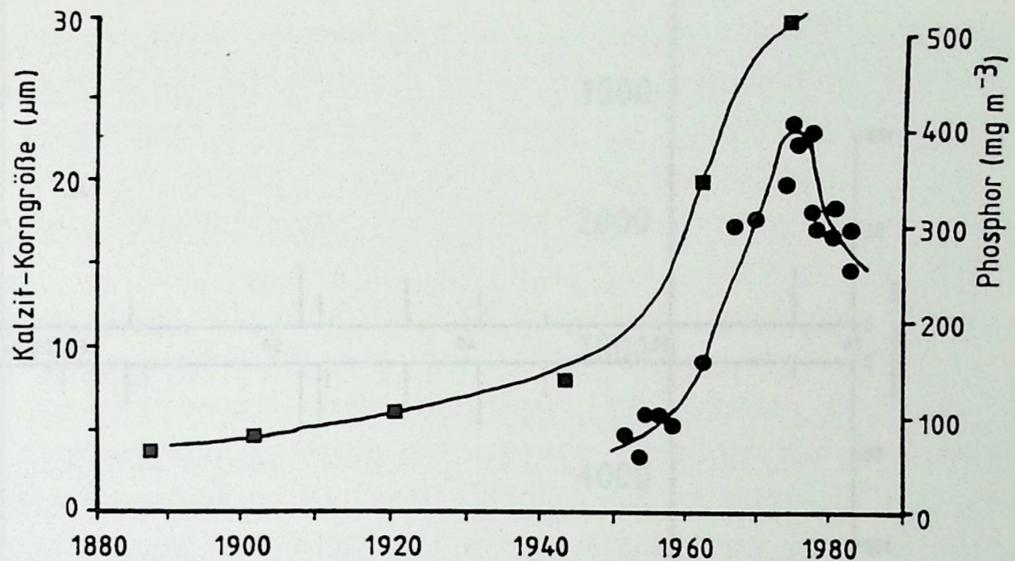


Abb. 15: Phosphor • (Frühjahrskonzentration) im Wasser des Baldeggersees (Schweiz) im Vergleich mit der dominierenden Korngröße autochthon gefällter Kalzite ■ (n. NIESSEN & STURM 1987).

Kalzit wurde polarisationsmikroskopisch, röntgendiffraktometrisch (Abb. 16), raster-elektronenmikroskopisch mit Hilfe des EDAX-Systems und durch Anfärbung mit Alizarin-S nachgewiesen.

Das Auftreten und die Genese der Kalzite im Meerfelder Maar und im Holzmaar sind identisch. Im Folgenden wird deshalb nur auf das detaillierter bearbeitete Holzmaar-Profil eingegangen (Abb. 17).

Es dominieren die endogen gefällten Kalzite. Lediglich im frühen Bölling des Holzmaares und im Hochglazial des Meerfelder Maares sind allochthone detritische Kalzite nachweisbar (BRAUER 1989). Im Spätglazial treten autochthone Kalzite in bis zu 0.25 mm mächtigen Lagen mit Mikrogradierung auf. Dabei nimmt die Korngröße von maximal 12 auf 2 μm ab. Die idiomorphen Kristalle zeigen häufig eine angeätzte Oberfläche (Bild 11). Neben den Kalzitkristallen treten vereinzelt Bruchstücke von kalzitischen Ostracodenschalen auf (Abb. 18, Bild 25). Zu Beginn des Präboreals sind die Kristalle nur 3 μm groß. Die Mächtigkeit der nicht mehr mikrogradierten Lagen hat auf unter 0.1 mm abgenommen. In den jüngsten kalzitführenden Sedimentabschnitten im Atlantikum (7650-7200 VT und 7000-6500 VT) erscheinen Kristalle von 12 μm, vereinzelt bis 18 μm Durchmesser.

Die Korngrößenentwicklung der Kalzite läßt nach NIESSEN & STURM (1987) den Schluß zu, daß eine Eutrophierung vom Spätglazial bis ins Atlantikum stattgefunden hat. Chlorophyll-Gehalt (vergl. Kap. 12.5.) und Diatomeen-Analyse (vergl. Kap. 8.1.1.) bestätigen dies. Das Auftreten von Kalzit im Sediment ist abhängig von der Zufuhr an Ca<sup>2+</sup>-Ionen und dem durch Bioproduktion ausgelösten

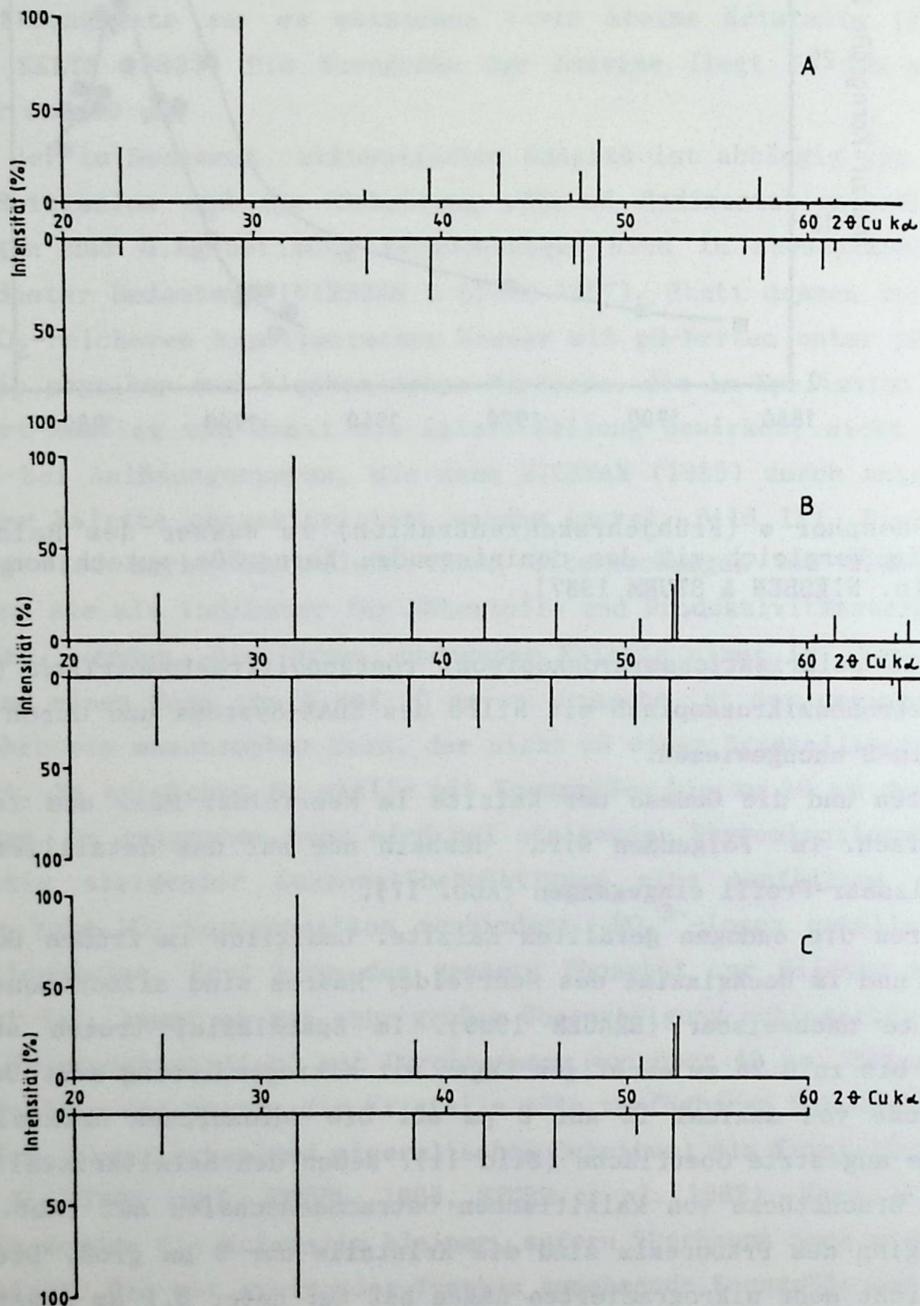


Abb. 16: Röntgenogramme von karbonatführenden Sedimentproben aus dem Holzmaar (A: 1090 cm Sedimenttiefe, 12.650 VT; B: 891 cm Sedimenttiefe, 10.550 VT) und dem Gemündener Maar (205 cm Sedimenttiefe, 1100 VT). Die obere Hälfte zeigt Literaturwerte nach BAYLISS et al. (1986), die untere Hälfte die gemessenen Werte, jeweils für die dominante Mineralphase. - A: Kalzit dominiert, daneben Quarz; B: Siderit dominiert, daneben Kalzit und Glimmer; C: Siderit dominiert, daneben Quarz.

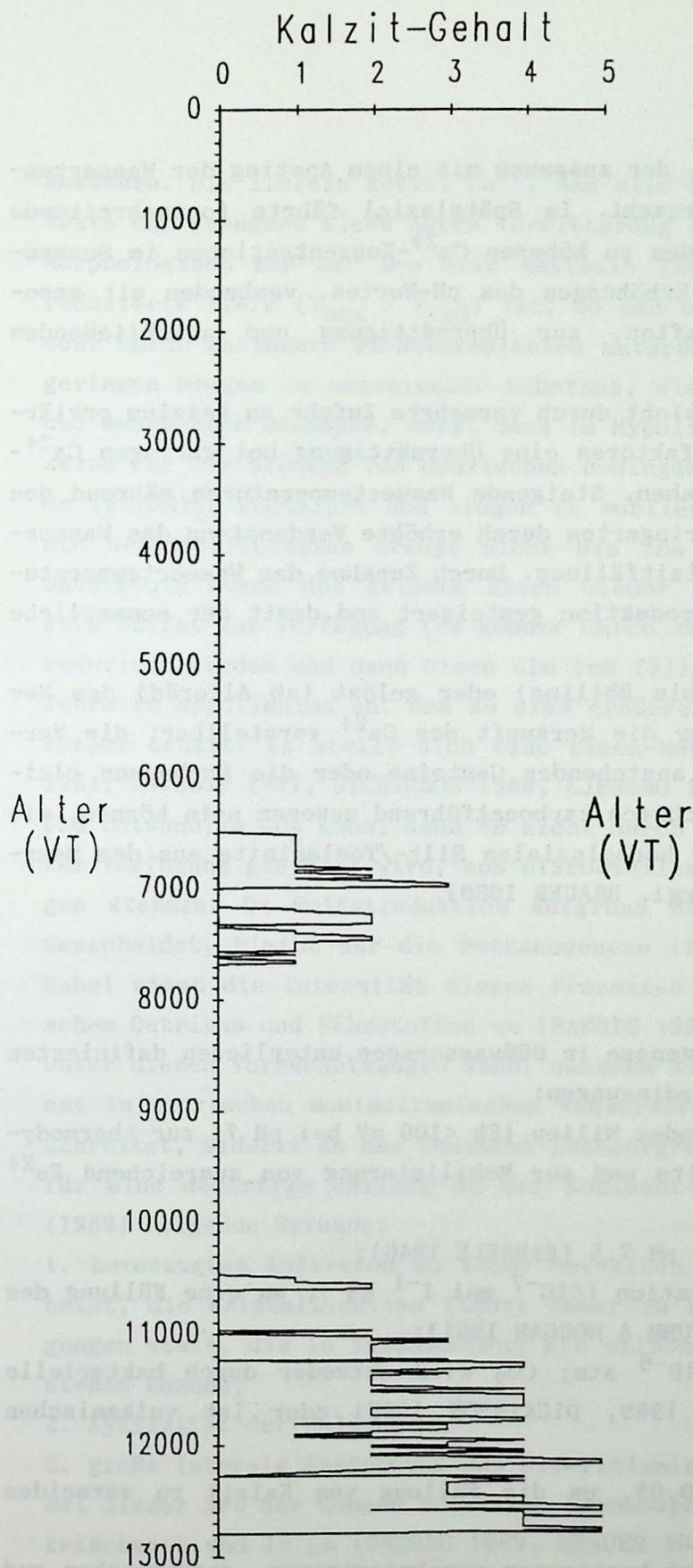


Abb. 17: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Kalzitgehaltes im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

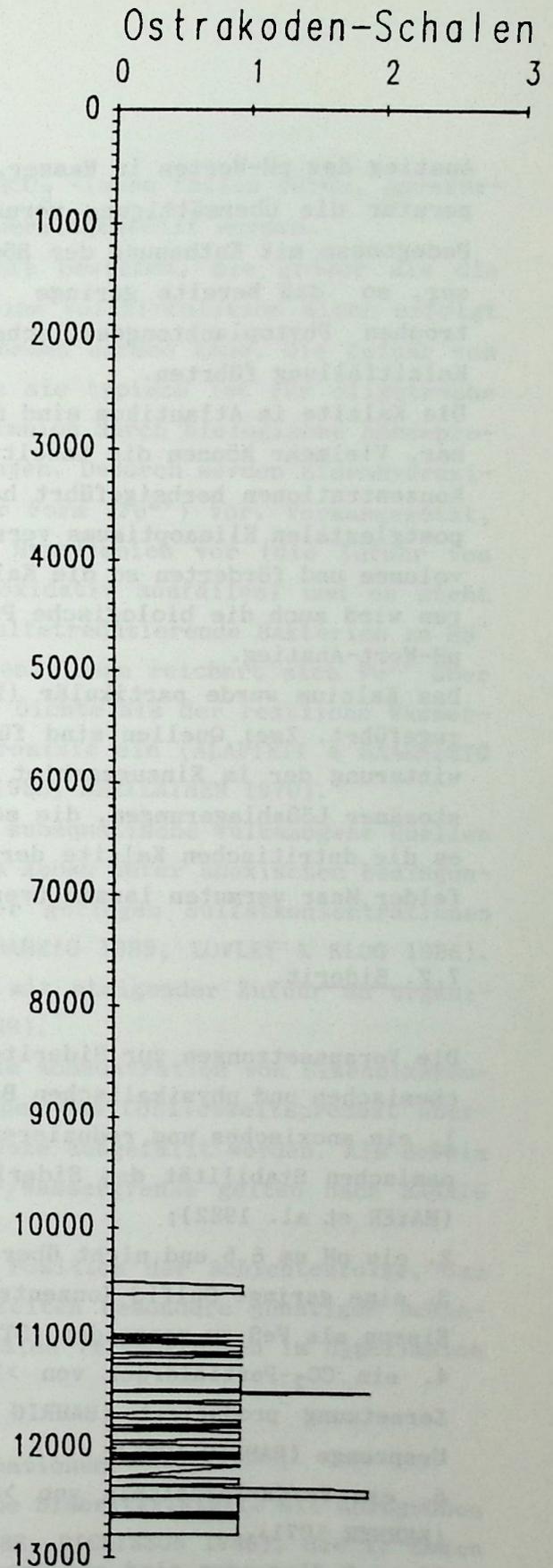


Abb. 18: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Gehaltes an Ostrakoden-Schalen im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

Anstieg des pH-Wertes in Wasser, der zusammen mit einem Anstieg der Wassertemperatur die Übersättigung verursacht. Im Spätglazial führte fortschreitende Pedogenese mit Entbasung der Böden zu höheren  $\text{Ca}^{2+}$ -Konzentrationen im Seewasser, so daß bereits geringe Erhöhungen des pH-Wertes, verbunden mit mesotrophen Phytoplanktongesellschaften, zur Übersättigung und anschließenden Kalzitfällung führten.

Die Kalzite im Atlantikum sind nicht durch vermehrte Zufuhr an Kalzium erklärbar. Vielmehr können die Umweltfaktoren eine Übersättigung bei geringen  $\text{Ca}^{2+}$ -Konzentrationen herbeigeführt haben. Steigende Wassertemperaturen während des postglazialen Klimaoptimums verringerten durch erhöhte Verdunstung das Wasservolumen und förderten so die Kalzitfällung. Durch Zunahme der Wassertemperaturen wird auch die biologische Produktion gesteigert und damit der sommerliche pH-Wert-Anstieg.

Das Kalzium wurde partikulär (bis Bölling) oder gelöst (ab Alleröd) dem See zugeführt. Zwei Quellen sind für die Herkunft des  $\text{Ca}^{2+}$  vorstellbar: die Verwitterung der im Einzugsgebiet anstehenden Gesteine oder die Entbasung pleistozäner Lößablagerungen, die schwach karbonatführend gewesen sein können, wie es die detritischen Kalzite der hochglazialen Silt-/Tonlaminite aus dem Meerfelder Maar vermuten lassen (vergl. BRAUER 1989).

## 7.2. Siderit

Die Voraussetzungen zur Sideritgenese in Süßwasserseen unterliegen definierten chemischen und physikalischen Bedingungen:

1. ein anoxisches und reduzierendes Milieu ( $E_h < 100$  mV bei pH 7) zur thermodynamischen Stabilität des Siderits und zur Mobilisierung von ausreichend  $\text{Fe}^{2+}$  (MAYER et al. 1982);
2. ein pH um 6.5 und nicht über pH 7.5 (EINSELE 1940);
3. eine geringe Sulfid-Konzentration ( $< 10^{-7}$  mol  $l^{-1}$   $\text{HS}^-$ ), um eine Fällung des Eisens als FeS zu vermeiden (STUMM & MORGAN 1981);
4. ein  $\text{CO}_2$ -Partialdruck von  $> 10^{-6}$  atm;  $\text{CO}_2$  wird entweder durch bakterielle Zersetzung produziert (BAHRIG 1989, DICKINSON 1988) oder ist vulkanischen Ursprungs (BAHRIG 1985);
5. ein Fe/Ca-Verhältnis von  $> 0.05$ , um die Fällung von Kalzit zu vermeiden (BERNER 1971).

Diese Bedingungen sind nur unter bestimmten morphologischen, geologischen und klimatologischen Umständen gegeben. Deshalb kann Siderit als Indikator für spezielle limnologische Zustände genutzt werden.

Geologische Voraussetzung ist, daß im Einzugsgebiet keine Karbonatgesteine

anstehen. Sie liefern zuviel  $\text{Ca}^{2+}$ , das alle  $\text{HCO}_3^-$ -Ionen fällen würde. Andererseits muß genügend Eisen durch Verwitterung bereitgestellt werden.

Morphologisch muß der See eine maximale Tiefe besitzen, die größer als die reduzierte Tiefe ( $T_{\text{max}} > T_{\text{red}}$ ) ist, so daß eine Vollzirkulation nicht erfolgt oder durch geringste Dichtegradienten unterbunden werden kann. Die Zufuhr von geringen Mengen an organischer Substanz, wie sie typisch ist für oligotrophe und mesotrophe Gewässer, sorgt dann im Hypolimnion durch biologische Abbauprozesse für die Bildung von anoxischen Bedingungen. Dadurch werden Eisenhydroxide ( $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ) reduziert und liegen in mobiler Form ( $\text{Fe}^{2+}$ ) vor. Vorausgesetzt, die Herbstzirkulation dringt nicht bis ins Hypolimnion vor (die Zufuhr von Sauerstoff würde das gelöste Eisen wieder oxidativ ausfällen) und es steht kein Sulfat zur Verfügung (es könnte durch sulfatreduzierende Bakterien zu  $\text{HS}^-$  reduziert werden und dann Eisen als  $\text{FeS}$  fällen), dann reichert sich  $\text{Fe}^{2+}$  über Jahre im Hypolimnion an, das so eine größere Dichte als der restliche Wasserkörper erhält. Es stellt sich eine Eisen-Meromixie ein (ALAPIETI & SAARNISTO 1981, ANTHONY 1977, DICKINSON 1988, KJENSMO 1968, MERILÄINEN 1970).

Das notwendige  $\text{CO}_2$  kann, wenn es nicht durch subaquatische vulkanogene Quellen zur Verfügung gestellt wird, aus mikrobiellem Abbau unter anoxischen Bedingungen stammen. Da Sulfatreduktion aufgrund der geringen Sulfatkonzentrationen ausscheidet, bleibt nur die Methanogenese (BAHRIG 1989, LOVLEY & KLUG 1986). Dabei nimmt die Intensität dieses Prozesses mit steigender Zufuhr an organischem Detritus und Nährstoffen zu (BAHRIG 1988).

Unter diesen Voraussetzungen kann, nachdem die Konzentration von Eisenbikarbonat im anoxischen monimolimnischen Wasserkörper das Löslichkeitsprodukt überschreitet, Siderit an der Sediment-/Wassergrenze ausgefällt werden. Als Beweis für eine derartige Fällung an der Sediment-/Wassergrenze gelten nach BAHRIG (1989) folgende Befunde:

1. bevorzugtes Auftreten an immer derselben Position der Schichtenfolge, das heißt, die Kristallisation findet immer zu Zeiten besonders günstiger Bedingungen statt, die im Zusammenhang mit saisonalen Veränderungen im Hypolimnion stehen können;
2. Zyklizität der Fällung;
3. große laterale Ausdehnung der Sideritlaminationen.

Bei dieser Art der Genese entstehen xenomorphe Sideritkristalle mit Korngrößen zwischen 1 und 15  $\mu\text{m}$  (BAHRIG 1989, BRAUER 1988, DICKINSON 1988), die in Lagen mit bis zu 0.2 mm Mächtigkeit akkumulieren können (BRAUER 1988). Siderit ist selten in reiner Form ausgebildet, es treten meist variable Anteile an Magnetit ( $\text{MgCO}_3$ ), Rhodochrosit ( $\text{MnCO}_3$ ) und Kalzit ( $\text{CaCO}_3$ ) hinzu (PETTIJOHN 1975).

Siderit kann auch als frühdiagenetische Bildung im Sediment entstehen, wenn

kein Schwefel mehr für die Pyritfällung zur Verfügung steht, die Phosphatkonzentration gering ist, der pH-Wert im alkalischen Bereich liegt und noch genügend lösliches Eisen vorhanden ist (EMERSON 1976, POSTMA 1981, 1982, TROUP et al. 1974).

Durch die fortschreitende Sedimentation im Seebecken wird die Wassersäule verkürzt und das Monimolimnion kann bei  $T_{\max} \leq T_{\text{red}}$  durch Holomixis aufgelöst werden (ANTHONY 1977, MERILÄINEN 1970). Eisenmeromixie ist somit nur eine kurze Phase während der Entwicklungsgeschichte von kleinflächigen, tiefen Seen. Sie beginnt, wenn das Ökosystem See eine leichte Steigerung der Produktivität unter ebenfalls günstigen Randbedingungen erfährt und endet durch sedimentationsbedingte Reduzierung der Wassertiefe mit einsetzender Holomixis.

Siderit konnte in den Sedimenten von allen untersuchten Eifelmaaren mikroskopisch (Bild 12), röntgenographisch (Abb. 16) und raster-elektronenmikroskopisch mit Hilfe des EDAX-Systems nachgewiesen werden. Die Korngrößen schwanken zwischen 1 und 10  $\mu\text{m}$ . Es dominieren Einzelkristalle mit 2  $\mu\text{m}$ , vereinzelt treten Agglomerate mit 12 bis 15  $\mu\text{m}$  Durchmesser auf.

Das Vorkommen der Siderite muß getrennt nach eutrophen und oligotrophen Seen betrachtet werden.

In den Sedimenten der eutrophen Seen Meerfelder Maar und Holzmaar tritt Siderit nur im Spät- und frühen Postglazial in 0.05 bis 0.15 mm mächtigen, rhythmischen Lagen auf (Abb. 19). Diese Lagen werden aus 2  $\mu\text{m}$  großen Kristallen aufgebaut. Vereinzelt kommen 10 bis 13  $\mu\text{m}$  große Agglomerate vor.

Siderit wird ausgefällt, wenn die Kalzitfällung, wahrscheinlich aus Mangel an zugeführten  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen, aussetzt. Gleichzeitig dürfen sich noch nicht voll eutrophe Nährstoffverhältnisse eingestellt haben. Sie würden über intensive Sulfatreduktion  $\text{HS}^-$ -Ionen produzieren, die wiederum lösliches Eisen als Pyrit ausfällen. Diese Bedingungen sind nur bis ins Präboreal gegeben, deshalb hört die Sideritgenese an der Grenze zum Boreal auf.

Im oligotrophen Gemündener Maar ist Siderit erst ab 4150 VT vertreten (Abb. 20), und erscheint in 0.05 bis 1.5 mm mächtige Lagen. Es dominieren Agglomerate mit Durchmessern zwischen 10 und 15  $\mu\text{m}$ , untergeordnet treten weizenkeimförmige 1 bis 5  $\mu\text{m}$  große Kristalle hinzu.

Die Sideritlagen im Gemündener Maar zeigen überwiegend ein azyklisches Verhalten. Sie folgen in mehreren mächtigen Lagen den Turbiditen. Rhythmische Siderit-Laminae, wie im Holzmaar und im Meerfelder Maar, treten nur in einzelnen Abschnitten auf. Das zeitliche Vorkommen der Siderite im Gemündener Maar läßt den Schluß zu, daß menschliche Aktivitäten die Ursache für deren Genese gewe-

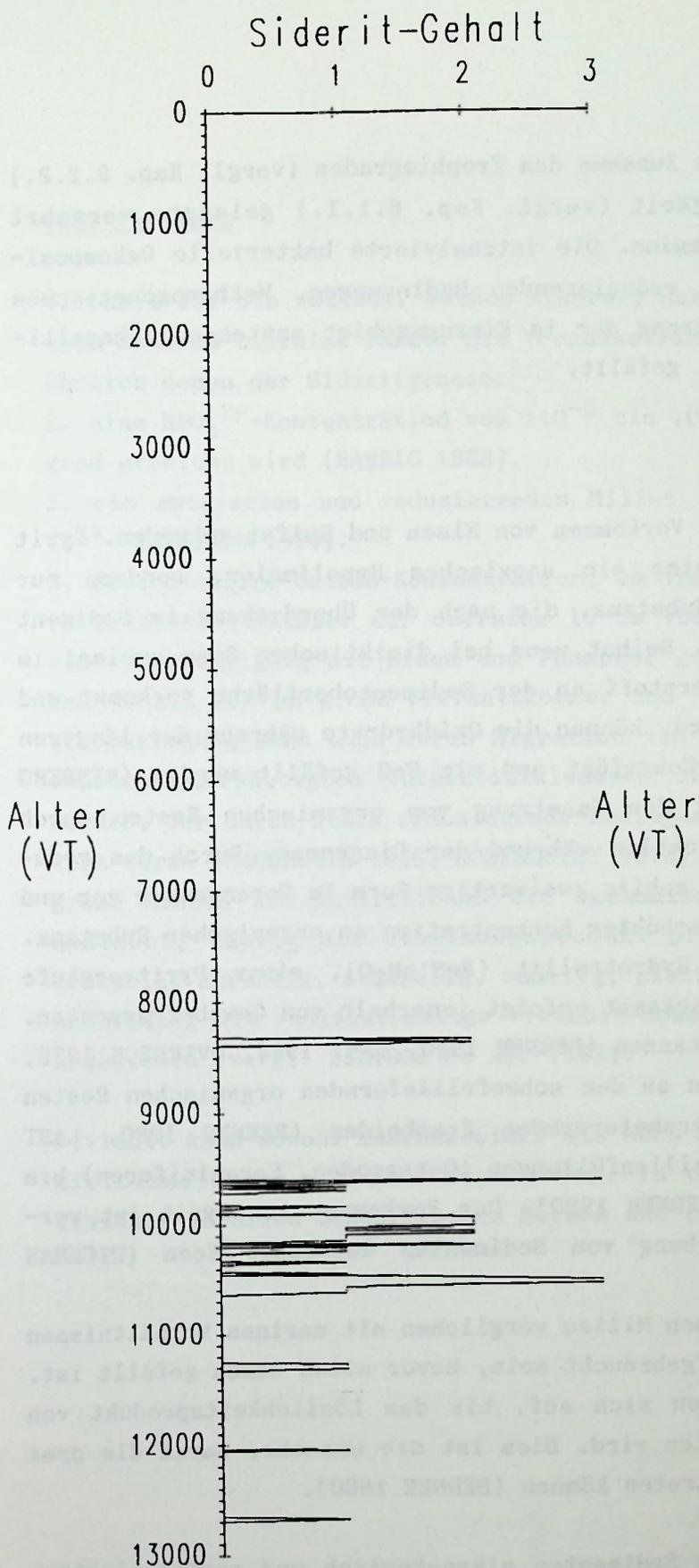


Abb. 19: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Sideritgehaltes im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

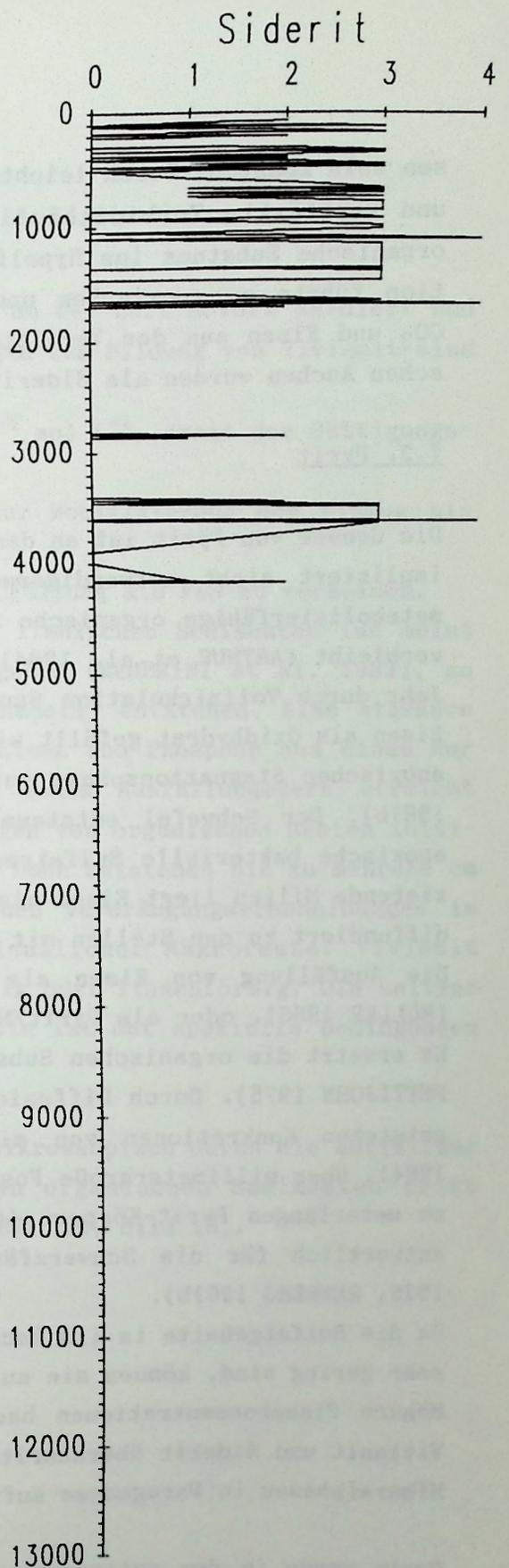


Abb. 20: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Sideritgehaltes im Profil GMM-A/C (Daten aus Tab. 3A).

sen sein könnten. Durch leichte Zunahme des Trophiegrades (vergl. Kap. 8.2.2.) und verstärkte Turbidithäufigkeit (vergl. Kap. 6.1.1.) gelangte vermehrt organische Substanz ins Hypolimnion. Die intensivierete bakterielle Dekomposition führte zu anoxischen und reduzierenden Bedingungen. Methanogenetisches CO<sub>2</sub> und Eisen aus der Verwitterung der im Einzugsgebiet anstehenden basaltischen Aschen wurden als Siderit gefällt.

### 7.3. Pyrit

Die Genese von Pyrit ist an das Vorkommen von Eisen und Sulfat gebunden. Pyrit impliziert nicht notwendigerweise ein anoxisches Hypolimnion, sondern nur metabolisierfähige organische Substanz, die nach der Überdeckung im Sediment verbleibt (ARTHUR et al. 1984). Selbst wenn bei dimiktischen Seen zweimal im Jahr durch Vollzirkulation Sauerstoff an der Sedimentoberfläche vorkommt und Eisen als Oxidhydrat gefällt wird, können die Oxidhydrate während der längeren anoxischen Stagnationsphase zurückgelöst und als FeS gefällt werden (RENBURG 1981b). Der Schwefel entstammt der Umsetzung von organischen Resten durch anoxische bakterielle Sulfatreduktion während der Diagenese. Durch das reduzierende Milieu liegt Eisen als mobile zweiwertige Form im Porenwasser vor und diffundiert zu den Stellen mit erhöhter Konzentration an organischer Substanz. Die Ausfällung von Eisen als Hydrotroilit (FeS·nH<sub>2</sub>O), einer Pyritvorstufe (MÜLLER 1966), oder als Pyrit/Markasit erfolgt innerhalb von Gewebefragmenten. Es ersetzt die organischen Substanzen (BERNER 1980, LAST 1984, OVERBECK 1975, PETTIJOHN 1975). Durch Diffusion zu den schwefelliefernden organischen Resten entstehen Konkretionen von mikrometergroßen Framboiden (BERNER 1980, LAST 1984), über millimetergroße Fossilienfüllungen (Ostracoden, Foraminiferen) bis zu meterlangen Pyrit-Körpern (BERNER 1980). Das Vorkommen von Pyrit ist verantwortlich für die Schwarzfärbung von Sedimenten eutropher Seen (DICKMAN 1979, RENBURG 1981b).

Da die Sulfatgehalte im limnischen Milieu verglichen mit marinen Verhältnissen sehr gering sind, können sie aufgebraucht sein, bevor alles Eisen gefällt ist. Höhere Eisenkonzentrationen bauen sich auf, bis das Löslichkeitsprodukt von Vivianit und Siderit überschritten wird. Dies ist die Ursache, warum die drei Mineralphasen in Paragenese auftreten können (BERNER 1980).

Pyrit wurde in den untersuchten Sedimenten mikroskopisch und raster-elektronenmikroskopisch mit dem EDAX-System nachgewiesen. Es ist in Form von Framboiden (Bild 14, 25) in allen spät- und postglazialen Sedimenten nachweisbar. Die Größe der Pyrit-Framboide schwankt zwischen 5 und 30 µm.

#### 7.4. Vivianit

Vivianit ist ein weiches, weißes Mineral, das an der Luft sofort oxidiert und sich dadurch tiefblau färbt. Die Voraussetzungen zur Bildung von Vivianit sind ähnlich denen der Sideritgenese:

1. eine  $\text{HPO}_4^{2-}$ -Konzentration von  $>10^{-5}$  bis  $10^{-6}$  mol  $\text{l}^{-1}$ , damit der Sättigungsgrad erreicht wird (BAHRIG 1988).
2. ein anoxisches und reduzierendes Milieu zur Mobilisierung des Eisens als  $\text{Fe}^{2+}$  (TESSENOW 1974).
3. eine niedrige Sulfid-Konzentration, um die Fällung als FeS zu vermeiden.

Im Interstitialwasser der obersten 15 cm von limnischen Sedimenten ist meist eine Übersättigung mit Eisen und Phosphor gegeben (NEMBRINI et al. 1983), so daß 10 bis 500  $\mu\text{m}$  große Vivianitkörner und -nadeln entstehen. Eine stärkere Übersättigung kann auch durch Migration von Eisen und Phosphor aus einem nur schwach übersättigten Interstitialwasser zu einem Ausfällungskern erreicht werden, der durch stark reduzierende Bedingungen von organischen Resten initiiert wurde (MACKERETH 1966, ROSENQUIST 1970). Dann entstehen bis zu mehrere cm große Linsen und Konkretionen mit mechanischen Verdrängungserscheinungen im Sediment, häufig als Umsetzungsprodukt pflanzlicher Makroreste. Vivianit erscheint strahlig, stengelig, nadelig, plattig oder linsenförmig. Die seltene Ausbildung als radialstrahlige Vivianit-Rosette ist auf spezielle Bedingungen angewiesen (vergl. ZELIBOR et al. 1988).

Vivianit kann sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch durch die auffallend tiefblaue Farbe nachgewiesen werden. In den organischen Sedimenten tritt Vivianit in allen beschriebenen Formen auf (Abb. 14, Bild 13).

## 8. MIKROFOSSILIEN

Bei den im Sediment vorkommenden Mikrofossilien handelt es sich in erster Linie um planktische Arten. Untergeordnet treten litorale Formen hinzu. Sie sind entweder über den Transport von ufernah abgelagerten Sedimenten durch Resuspension oder Rutschung in die Seemitte gelangt oder sie sind anhaftend an schwimmfähiges organisches Material zum Zentrum des Sees verdriftet und dort sedimentiert worden.

Oligozäne Faunen- und Florenelemente, wie sie von SONNE & WEILER (1984) aus dem Meerfelder Maar beschrieben wurden, konnten nicht nachgewiesen werden.

### 8.1. Holzmaar

#### 8.1.1. Diatomeen

Anhand der Dünnschliff-Detailauswertung werden die in Tab. 12A dargestellten Diatomeen-Zonen ausgewiesen.

Analysen des Grundschlammes aus 19 m Wassertiefe durch HUSTEDT (1954) zeigen ein massenhaftes Auftreten von *Cyclotella comta*. Häufig nachweisbar sind: *Cyclotella stelligera*, *Stephanodiscus minutulus* und *Synedra acus* var. *angustissima*.

Die Diatomeenentwicklung im Sediment des Holzmaares begann um 12.800 VT mit litoralen Formen, darunter *Campylodiscus noricus*, eine Art, die nach HAWORTH (1969) typisch für spätglaziale Sedimente ist. Diese Art tritt bis 9670 VT auf. Erste lagenbildende Diatomeenart ist *Stephanodiscus minutulus* ab 12.770 VT, ein Zeiger für meso- bis eutrophe Verhältnisse (BRADBURY 1986). Das zusätzliche Auftreten von *Cyclotella commensis* ab 11.920 VT als massenhaft auftretende Art kann als Hinweis auf leicht abnehmenden Nährstoffgehalt gewertet werden. Zwischen 11.060 und 10.430 VT (Jüngere Dryas und Beginn Präboreal) treten nur vereinzelt Diatomeen auf.

Der Wechsel von zentrischen zu pennaten Diatomeen wird als Indikator für vermehrten Nährstoffgehalt des Wassers, nach HAWORTH (1984) als Übergang von Mesotrophie zu Eutrophie, gewertet. Ab 10.430 VT treten *Asterionella formosa* und *Synedra acus* als pennate Massenformen hinzu und erlangen von 9670 bis 3340 VT die Dominanz. Ebenfalls als Anzeichen höherer Trophie kann *Melosira varians* angesehen werden, die ab 9670 VT erscheint. Zwischen 5420 und 5000 VT tritt *Melosira granulata* var. *angustissima* auf. Sie besitzt noch höhere Nährstoffansprüche. Mit *Stephanodiscus parvus* als dominierende Form von 3340 bis 2220 VT und *Melosira granulata* var. *angustissima* als häufigste Art von 2220 bis 1470

VT werden die höchsten Nährstoffniveaus im ganzen Profil erreicht. Ab 1470 VT nimmt die angezeigte Trophie wieder ab. In dieses Bild passen die Diatomeen-Analysen der Oberflächensedimente (HUSTEDT 1954).

Insgesamt zeigen die Diatomeen einen raschen Anstieg der Bioproduktion um 12.800 VT an, die im Spätglazial auf mesotrophe bis schwach eutrophe Nährstoffverhältnisse hinweist. Die Jüngere Dryas ist deutlich durch einen Einschnitt in dieser Sukzession erkennbar. 180 Jahre nach Beginn des Holozäns setzen die Diatomeen mit mesotrophen bis schwach eutrophen Formen wieder ein. 150 Jahre nach Beginn des Boreals sind eutrophe Bedingungen erreicht. Eine verstärkte Eutrophierung zwischen 5420 und 5000 VT und zwischen 3340 und 1470 VT ist auf den Einfluß des Menschen zurückzuführen.

### 8.1.2. Sonstige Mikrofossilien

Als zweitwichtigste Gruppe der Mikrofossilien sind im Holzmaar die silifizierten Zysten der Chrysophyceen zu nennen (Bild 9). Das Auftreten von Ostracoden-Schalen wurde bereits in Kap. 7.1. diskutiert (Abb. 18, Bild 25). Gemmulae von Süßwasserschwämmen (Bild 26) treten zwischen 12.800 und 10.950 VT hinzu. Silifizierte Spiculae von Schwämmen (Bild 27) sind sporadisch im ganzen Profil zu finden, ebenso wie Pollen und Chitinhüllen von Insekten.

## 8.2. Gemündener Maar

### 8.2.1. Diatomeen

Auch die Sedimente des Gemündener Maares wurden mit Hilfe der Dünnschliff-Detailauswertung in Diatomeen-Zonen (DZ) eingeteilt (Tab. 13A).

Untersuchungen von HUSTEDT (1954) an Material vom Grundschlamm aus unbekannter Tiefe weisen als massenhaft vorkommende Art *Cyclotella stelligera* aus. Weitere häufiger auftretende Arten sind: *Achnanthes minutissima* und *Tabellaria flocculosa*.

Die Diatomeen-Sukzession im Sediment des Gemündener Maares begann um 11.000 VT mit *Campylodiscus noricus*, einer typischen Art für spätglaziale Sedimente (HAWORTH 1969). DZ 2 (10.930-9330 VT), mit einigen nordischen bzw. alpinen Formen, ist eine Übergangszone. Ab 9330 VT herrschen mit *Cyclotella stelligera* und *Achnanthes minutissima* Arten nährstoffarmer Gewässer vor. *Cyclotella stelligera*, nach SMOL et al. (1983) eine Form oligotropher Seen, bleibt dominant bis zur Sedimentoberfläche. Zwischen 9390 und 1690 VT treten vereinzelt *Synedra nana*-Lagen und zwischen 3380 und 1690 VT auch *Asterionella formosa*-

Lagen hinzu. Die Arten weisen auf eine Nährstoffzunahme während dieser Zeitabschnitte hin. Auffallend ist, daß die wenigen deutlichen Lagen pennater Diatomeen in der Folge von Turbiditen vorkommen. Diese Lagen können bis zu 0.5 mm mächtig werden. Zwei Abschnitte bestehen aus nahezu diatomeenfreien Turbiditsequenzen.

### 8.2.2. Sonstige Mikrofossilien

Die Chrysophyceen-Zysten, die in zahlreichen, verschiedenen Formen auftreten, sind wie im Holzmaar nach den Diatomeen die am häufigsten vorkommenden Mikrofossilien. Weitere Arten sind nur sporadisch nachweisbar, so Schwammnadeln von Süßwasserschwämmen (Spiculae), Pollen (Bild 28), Chitinhüllen von Insekten und Grünalgen, wie die in Bild 29 dargestellten Desmidiaceen (Staurastrum spec.). Desmidiaceen sind nach DIGERFELDT (1975) typisch für oligotrophe Seen.

## 9. PHYSIKALISCHE DATIERUNGS-METHODEN

### 9.1. Radiometrische Datierungen

Die Unzulänglichkeiten radiometrischer Zeitskalen für die detaillierte Datierung des Phanerozoikums sind bekannt (HOUSE 1985, NEUSTUPNY 1970, TERASMAE 1984). Versuche eine Eichkurve für die Radiokarbonzeitskala aufzustellen, haben deutlich die Schwierigkeiten dieser Methode aufgezeigt (CLARK 1975, DAMON et al. 1972, FERGUSON 1972, MICHAEL & RALPH 1972, PEARSON et al. 1977, STUIVER 1970, 1971, 1982, STUIVER et al. 1986, SUESS 1980, TAUBER 1970, YANG & FAIRHALL 1972).

Neben den Meßfehlern (CLARK 1975) gibt es mehrere methodisch bedingte Fehler: als LIBBY Ende der 40iger Jahre die Radiokarbonmethode entwickelte, ging er davon aus, daß der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Atmosphäre in der Vergangenheit konstant gewesen ist (LIBBY 1952). Als erster erkannte DE VRIES (1958), daß Schwankungen im Radiokarbon-Gehalt normal sind. Radioaktiver Kohlenstoff entsteht in der Stratosphäre durch Beschuß der Stickstoffatome ( $^{14}\text{N}$ ) mit kosmischer Strahlung. Die Höhenstrahlung wirkt nicht mit konstanter Intensität auf die obersten Luftschichten, sondern variiert mit der Stärke des Erdmagnetfeldes. Ein starkes Magnetfeld lenkt kosmische Strahlung von der Erde ab, dadurch sinkt die Produktion von  $^{14}\text{C}$ . Dies zeigt die enge Korrelation der geomagnetischen Feldstärke mit den atmosphärischen  $^{14}\text{C}$ -Mengen, die man aus Radiokarbonatierungen von Material bekannten Alters erhielt. So besaß das Erdmagnetfeld um

400 bis 100 BC eine um den Faktor 1.6 größere Feldstärke. Dem entsprach ein Minimum in der  $^{14}\text{C}$ -Konzentration der Atmosphäre von 200 BC bis 800 AC mit 1 % weniger  $^{14}\text{C}$  als heute. Von 4000 bis 5000 BC hatte das Magnetfeld der Erde nur 60 % der heutigen Feldstärke. Im gleichen Zeitraum lag die  $^{14}\text{C}$ -Produktion ca. 12 % über der rezenten. Die Langzeitschwankungen der magnetischen Feldstärke verlaufen wahrscheinlich zyklisch mit einer Periode von 8900 (BUCHA 1970) bis 9000 Jahren (RALPH 1972). Einen ebenfalls sinusförmigen Verlauf nehmen die  $^{14}\text{C}$ -Schwankungen der Atmosphäre, allerdings mit einer verlängerten Periode von ca. 10350 Jahren (DAMON et al. 1972, YANG & FAIRHALL 1972). Hinzu treten zahlreiche kürzere Periodizitäten. Ursachen sind Veränderungen der Frequenz und Intensität von Sonnenflecken, die sich über den Sonnenwind auf das Erdmagnetfeld auswirken. Neben dem Einfluß auf die  $^{14}\text{C}$ -Produktionsrate haben Veränderungen der solaren Aktivität Folgen auf die atmosphärische Zirkulation und den Luftaustausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre sowie zwischen Troposphäre und Ozeanen und damit auf die Verteilung des  $^{14}\text{C}$  in den einzelnen Reservoirs der Erde (BAXTER & WALTON 1971).

Die kurzperiodischen Zyklen sind abhängig von der geographischen Breite (FARMER & BAXTER 1972). Damit ist eine weitere Annahme LIBBYs hinfällig: der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Atmosphäre ist global nicht einheitlich.

Es stehen drei Quellen zur Verfügung, um an Informationen über die spezifische Aktivität des terrestrischen  $^{14}\text{C}$  zu gelangen: historisch datierbare Kunst- und Gebrauchsgegenstände, Jahrringe von Bäumen und Warven (YANG & FAIRHALL 1972). Am häufigsten benutzt wurden die Jahrringe (Dendrochronologie), da sie weit ins Holozän zurückreichen und jahrgenau datierbar sind (FERGUSON 1972, STUIVER et al. 1986). Warven haben den Vorteil, daß sogar das Spätglazial erfaßbar wird, allerdings ist die Anwendung der  $^{14}\text{C}$ -Methode an jahreszeitlich geschichteten Sedimenten problematischer und erfordert Korrekturen. Die radiometrische Datierung von historisch datierten Holzgegenständen ist nur für die letzten 2000 Jahre möglich, außerdem ist das historische Alter nicht immer gesichert. Insgesamt hat sich gezeigt, daß die Prämisse einer konstanten  $^{14}\text{C}$ -Produktion in der Vergangenheit nicht beibehalten werden kann.

Eine weitere Voraussetzung zur Erhaltung exakter  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen besteht darin, daß das Probenmaterial während der Entstehung im Austausch mit der Atmosphäre gestanden haben muß, wie es bei Landpflanzen die Regel ist. Bei Wasserpflanzen und auch bei Seesedimenten liegt jedoch eine deutliche Abweichung vor. Besonders in Seen mit warvierten Sedimenten, die durch eine verminderte Wasserzirkulation - eine der Voraussetzungen zur Warvengenese - ausgezeichnet sind, ist der  $\text{CO}_2$ -Austausch zwischen Seewasser und Atmosphäre verzögert (RENBERG 1978). Weiterhin steht Seewasser, wie auch Grundwasser, nicht im

Gleichgewicht mit der Atmosphäre. Es enthält  $\text{CO}_2$  durch Lösung von Karbonaten aus Böden und Gesteinen. Da diese Karbonate "alt" sind, ist ihr  $^{14}\text{C}$ -Gehalt gegenüber dem der Atmosphäre reduziert. Proben von Wasserpflanzen oder von Seesedimenten weisen deshalb ein zu hohes Alter auf. Dieser "Hartwasser-Effekt" oder "See-Effekt" führt zu einem Fehler von bis zu +1700 Jahren (AVERDIECK et al. 1972, ERLLENKEUSER & WILLKOMM 1979, OESCHGER et al. 1985, SHOTTON 1972, WILLKOMM 1976, WILLKOMM & ERLLENKEUSER 1972).

Der See-Effekt kann über  $^{13}\text{C}$ -Bestimmungen nachgewiesen werden, eine Korrektur ist jedoch nicht möglich (FRITZ 1984). Nicht nur Einzugsgebiete mit anstehenden Karbonaten zeigen diese Problematik, auch Regionen mit jungem Glazialeinfluß sind betroffen (LOWE et al. 1988).

In vulkanischen Regionen kommt die Zufuhr von juvenilem  $\text{CO}_2$  aus der Erdkruste hinzu. Die Auswirkungen sind dem See-Effekt vergleichbar: die Datierung ergibt zu hohe Alter.

Auch anthropogene Einflüsse wirken sich auf die Radiokarbonmethode aus. Seit Beginn der Industrialisierung kann eine Verdünnung des  $^{14}\text{C}$  der Atmosphäre durch Verbrennung fossiler Energieträger nachgewiesen werden (Suess-Effekt). Bei diesem auch als Industrie-Effekt bezeichneten Einfluß nimmt die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität bis zu 3 % ab (WILLKOMM 1976).

Seit 1955 wird die natürliche  $^{14}\text{C}$ -Aktivität durch Kernwaffentests verändert. Der "Atombomben-Effekt" überdeckt seither den Suess-Effekt. Anfang der 60iger Jahre erreichte der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt einen Wert von +103 % über dem Normalwert. Bis 1972 ging er zurück auf etwa +50 % (WILLKOMM 1976).

Ein weiterer anthropogener Effekt ist bei der  $^{14}\text{C}$ -Bestimmung von Seesedimenten nachweisbar, die nicht durch den Hartwasser-Effekt beeinträchtigt werden. Die Kontamination mit alter organischer Substanz, die durch menschliche Aktivitäten (Rodung, Landwirtschaft) im Einzugsgebiet des Sees über Erosionsprozesse in den See gelangten (Reservoir-Effekt). Die Fehler liegen bei +240 bis +980 Jahre (EDWARDS & THOMPSON 1984, SAARNISTO et al. 1977, TOLONEN, M. 1978b, TOLONEN, K. 1980). Um diesen Fehler auszuschließen, sollten Seen untersucht werden, die ein relativ kleines und vom Menschen unbeeinflusstes Einzugsgebiet besitzen (O'SULLIVAN 1983).

Schließlich bleibt der Isotopie-Effekt. Wie bei allen chemischen Reaktionen die nicht vollständig ablaufen, kann sich das Verhältnis der Isotope bei den Reaktionspartnern verschieben. Zum Beispiel wird bei der Assimilation  $^{12}\text{C}$  bevorzugt aufgenommen, bei der Diffusion von  $\text{CO}_2$  aus der Luft ins Wasser treten dagegen besonders  $^{14}\text{C}$ -Isotope ins Wasser über. Diese Isotopen-Verschiebungen lassen sich über die massenspektrometrische Bestimmung des stabilen  $^{13}\text{C}$ -Isotops erfassen. Das Verhältnis  $^{13}\text{C}:^{12}\text{C}$  ist konstant und kann sich, da

beide Nuklide stabil sind, nur durch Isotopie-Effekte verschoben. Wird dies nachgewiesen, so müßte sich das Verhältnis  $^{14}\text{C}:^{12}\text{C}$  etwa um das Quadrat der  $^{13}\text{C}$ -Abweichung verändert haben (WILLKOMM 1976).

Damit die Auswirkungen vom See-Effekt, Isotopie-Effekt und zum Teil auch vom Reservoir-Effekt bei der Datierung von Seesedimenten eliminiert werden können, sollte die Bestimmung der  $^{14}\text{C}$ -Konzentrationen an terrestrischen Makroresten mit dem Beschleuniger-Massenspektrometer (AMS) durchgeführt werden (LINICK et al. 1989, LOWE et al. 1988).

Um  $^{14}\text{C}$ -Daten mit Kalenderjahren vergleichen zu können, bedarf es zahlreicher Korrekturen. Allen Radiokarbon-Datierungen liegt die konventionelle Halbwertszeit zu Grunde, die 1951 auf 5568 Jahre festgelegt worden ist (LIBBY 1952). Daraus resultiert das "konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter" oder "Libby-Alter" einer Probe. Aus heute vorliegenden Meßwerten ist bekannt, daß die gegenwärtig beste Schätzung der Halbwertszeit 5730 Jahre beträgt. Diese Halbwertszeit muß für Vergleiche mit absoluten Chronologien herangezogen werden. Daraus ergibt sich das "korrigierte  $^{14}\text{C}$ -Alter", das um 2.9 % (Faktor 1.03) gegenüber dem konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter erhöht ist.

Auch die Schwankungen der  $^{14}\text{C}$ -Aktivität der Atmosphäre in der Vergangenheit müssen berücksichtigt werden. Dazu gibt es Eichkurven, die aus dendrochronologisch oder warvenchronologisch datierten  $^{14}\text{C}$ -Proben entwickelt wurden. Verbreitet ist die "bristlecone pine calibration curve" (SUESS 1980). Älteste noch lebende Exemplare dieser Grannenkiefer (*Pinus aristata*) erreichen ein Alter von 4600 Jahren (LITTLE 1984). Die dendrochronologischen Eichkurven reichen ca. 8000 Jahre zurück. Bis zu 11.000 Jahre umfassen die Eichkurven auf Basis der Warvenchronologie (STUIVER et al. 1986, TAUBER 1970, YANG & FAIRHALL 1972). Eichkurven erlauben eine Umrechnung der korrigierten oder konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Daten in Kalenderjahre.

Bei  $^{14}\text{C}$ -Daten sollte die Altersangabe in before present (BP) mit 1950 als Bezugsjahr (Null-Jahr) gewählt werden, während für historische Dokumente sowie für die Warven- und Dendrochronologie Kalenderjahre benutzt werden sollten. Für diese gilt als Altersangabe v. Chr. (BC) und n. Chr. (AC/AD) (MANGERUD et al. 1974, TERASMAE 1984, WILLKOMM 1976).

DAMON et al. (1978) zitieren 13 Korrekturkurven, die alle den gleichen Trend zeigen, aber im Detail differieren. PEARSON et al. (1977) kommen zu dem Ergebnis, daß keine eindeutige Kalibrierung möglich ist. Es existiert keine anerkannte Eichkurve. Dies führt zu einer Verwirrung, die STUCKENRATH (1977, S. 187) treffend charakterisiert: "eventually, those 'corrected' dates will have to be uncorrected in order to be recorrected in order to be correct".

Der Hartwasser-Effekt und andere lokale Einflüsse lassen sich nur schwer korrigieren. Allgemein ist das konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter von Proben, die nicht mit dem  $\text{CO}_2$  der Atmosphäre im Austausch standen, nur als Näherung zu betrachten, als ein Modellalter, das lediglich eine umgerechnete Aktivitätsangabe darstellt (WILLKOMM 1976).

Die Abweichungen durch Suess- und Atombomben-Effekt können unberücksichtigt bleiben, da heute als Eichsubstanz eine 1957 hergestellte Oxalsäure  $(\text{COOH})_2$  verwendet wird. Sie hat die spezifische Aktivität von 105 % einer rezenten Holzprobe. Es wurde festgelegt, daß 95 % dieser Oxalsäureaktivität den Standartrezentwert im Jahre 1950 darstellen und so keine weitere Alterskorrektur mehr erforderlich wird (OLSSON 1970, WILLKOMM 1976).

Zum Vergleich mit der Warvenchronologie müssen die konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Daten in korrigierte  $^{14}\text{C}$ -Alter überführt werden, anschließend ist die Korrektur der  $^{14}\text{C}$ -Schwankung der Atmosphäre mit einer der Eichkurven notwendig. Als Ergebnis erhält man Kalenderjahre, bei denen im Einzelfall zusätzlich die verschiedenen lokalen Einflüsse berücksichtigt werden müssen.

Radiokarbon-Datierungen wurden bislang nur von SCHARPENSEEL & PIETIG (1973, 1974) an Seesedimenten aus dem Meerfelder Maar, dem Schalkenmehrener Maar und dem Pulvermaar durchgeführt. Ihre Alter für Oberflächensedimente zeigen zu hohe Werte, vermutlich hervorgerufen durch den Reservoir-Effekt (ZOLITSCHKA 1986).

Die  $^{14}\text{C}$ -Daten der Isochrone des Laacher See Tuffes von verschiedenen Lokalitäten bieten sich zum Vergleich mit der warvenchronologischen Datierung an. Insgesamt 30 Datierungen liegen von diesem Leithorizont vor (Tab. 14). Am Beispiel des arithmetischen Mittelwertes aus diesen Radiokarbondatierungen wird gezeigt, wie sich die Korrektur in Kalenderjahre auswirkt:

- |  |                |
|--|----------------|
| - arithm. Mittel aller $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus Tab. 14  | 11.130 BP      |
| - korrigiertes $^{14}\text{C}$ -Alter ( $11.130 \times 1.03$ )   | 11.464 BP      |
| - Korrektur der $^{14}\text{C}$ -Schwankungen nach TAUBER (1970) |                |
| ( $11.464 - 3\%$ )   | 11.120 cal. BP |
| - Umrechnung in heutige Zeitrechnung ( $11.120 - 1950$ )         | 9.170 BC       |

Dieses Ergebnis ist abhängig von der Wahl der Eichkurve. So ergibt sich ein abweichendes Resultat, wenn mit der Formel von STUIVER et al. (1986) kalibriert wird. Diese Formel lautet für  $^{14}\text{C}$ -Alter  $>6500$  BP:

$$\text{cal. BP-Alter} = 1.05 \times \text{BP-Alter} + 470$$

Danach berechnet sich für das arithmetische Mittel aus Tab. 14 ein kalibriertes  $^{14}\text{C}$ -Alter von 12.160 cal. BP (= 10.210 BC). Die Abweichung von 1040 Jahren gegenüber der Kalibration nach TAUBER (1970) erklärt sich durch die Abnahme

der Differenz zwischen  $^{14}\text{C}$ -Jahren und Kalenderjahren nach dem Maximum um  $\approx 5000$  BP zum Spätglazial (TAUBER 1970), während die Differenz nach STUIVER et al. (1986) nahezu konstant bleibt. Trotz dieser Diskrepanz zeigen die nach STUIVER et al. (1986) kalibrierten Radiokarbonaten aus dem Holozän (vergl. Kap. 15.2.) Übereinstimmungen mit der Warvenchronologie. Diese Problematik verdeutlicht, daß  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus dem Spätglazial noch nicht eindeutig kalibriert werden können.

Ein Vergleich der radiometrischen mit den warvenchronologischen Datierungen ist nur möglich, wenn die  $^{14}\text{C}$ -Daten vorher korrigiert und kalibriert worden sind. Für den Mittelwert aller Radiokarbonaten konnte dies bereits demonstriert werden. In gleicher Weise wurde auch die dendrochronologische Datierung des Laacher See Tuffes (11.120 Jahre) von KAISER (1989, mündl. Mitt.) korrigiert und kalibriert. Dies ist notwendig, weil für den Zeitraum der Jüngerer Dryas kein dendrochronologisch datierbares Holz zur Verfügung stand. Deshalb basiert diese spätglaziale Dendrochronologie auf  $^{14}\text{C}$ -Daten. Die Ergebnisse sind zusammen mit Mittelwerten aus den warvenchronologischen Datierungen in Tab. 15 dargestellt.

Insgesamt ergeben sich gute Übereinstimmungen. Im Rahmen des Fehlerbereiches sind sie sogar identisch. Von den warvenchronologischen Daten sind die Mittelwerte aus Holzmaar und Meerfelder Maar am zuverlässigsten, da für das Gemüden Maar kein durchgehender Nachweis der Jahresschichtung erbracht werden konnte.

Tab. 14:  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der Isochrone des Laacher See Tuffes.

| Lokalität         | Methode <sup>1</sup> | Mat. <sup>2</sup> | Lab.-Nr. | Alter (BP)       | Quelle                   |
|-------------------|----------------------|-------------------|----------|------------------|--------------------------|
| Schalkenmehrener  |                      |                   |          |                  |                          |
| Maar/Ost          | $^{14}\text{C}$      | G                 | 304.01   | 11.060 $\pm$ 140 | STRAKA (1975)            |
| Strohner Maarchen | $^{14}\text{C}$      | G                 | 305.01   | 10.940 $\pm$ 120 | STRAKA (1975)            |
| Hinkelsmaar       | $^{14}\text{C}$      | G                 | 306.01   | 10.580 $\pm$ 170 | STRAKA (1975)            |
| Mürmes            | $^{14}\text{C}$      | G                 | 311.01   | 10.900 $\pm$ 120 | STRAKA (1975)            |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3519   | 11.040 $\pm$ 220 | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3520   | 11.070 $\pm$ 100 | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3518   | 11.080 $\pm$ 220 | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3516   | 11.230 $\pm$ 95  | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3517   | 11.290 $\pm$ 95  | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3534   | 11.360 $\pm$ 110 | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3532   | 11.390 $\pm$ 90  | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3533   | 11.460 $\pm$ 90  | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3531   | 11.460 $\pm$ 100 | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | $^{14}\text{C}$      | W                 | Zürich   | 11.840 $\pm$ 95  | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Miesenheim        | AMS                  | K                 | OXA1138  | 10.600 $\pm$ 100 | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Thür              | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN2868   | 11.050 $\pm$ 120 | BRUNNACKER et al. (1982) |
| Thür              | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN2869   | 11.110 $\pm$ 90  | BRUNNACKER et al. (1982) |
| Thür              | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN2870   | 11.250 $\pm$ 95  | BRUNNACKER et al. (1982) |
| Brohltal          | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3800   | 11.240 $\pm$ 100 | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Brohltal          | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3801   | 11.260 $\pm$ 95  | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Brohltal          | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3802   | 11.280 $\pm$ 100 | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Brohltal          | $^{14}\text{C}$      | W                 | KN3803   | 11.510 $\pm$ 90  | HAHN & KRUMSIECK (1988)  |
| Schleinsee        | $^{14}\text{C}$      | W                 | Hv-5494  | 11.080 $\pm$ 155 | MIELKE & MULLER (1981)   |
| Nußbaumersee      | $^{14}\text{C}$      | -                 | -        | 10.960 $\pm$ 90  | RÖSCH (1983)             |
| Dättnau           | $^{14}\text{C}$      | W                 | -        | 11.070           | KAISER (1989)            |
| Lobsigensee       | AMS                  | M                 | C497     | 10.860 $\pm$ 130 | OESCHGER et al. (1985)   |
| Lobsigensee       | AMS                  | M                 | C503     | 11.060 $\pm$ 140 | OESCHGER et al. (1985)   |
| Lobsigensee       | AMS                  | M                 | C613     | 10.900 $\pm$ 130 | OESCHGER et al. (1985)   |
| Rotsee            | AMS                  | M                 | C914     | 10.640 $\pm$ 160 | LOTTER (1988)            |
| Rotsee            | AMS                  | M                 | C779     | 11.260 $\pm$ 140 | LOTTER (1988)            |

Erläuterungen:

<sup>1</sup>: Methode

$^{14}\text{C}$  = konventionelle Radiokarbonmethode

AMS = Beschleuniger-Massenspektrometer

<sup>2</sup>: untersuchtes Material

W = Holz

M = Makroreste

G = Gyttja

K = Knochen

Tab. 15: Datierungen des Laacher See Tuffes in Kalenderjahren

|   |         |
|---|---------|
| Warvenchronologische Datierung (Mittel aus HZM, MFM, GMM) | 9120 BC |
| Warvenchronologische Datierung (Mittel aus HZM, MFM)      | 9210 BC |
| Mittelwert aus allen $^{14}\text{C}$ -Daten der Tab. 14   | 9170 BC |
| Dendrochronologische Datierung                            | 9160 BC |

## 9.2. Thermolumineszenz-Datierungen

Die von VELDE (1988) an 4 Proben aus dem Meerfelder Maar und dem Holzmaar durchgeführte Thermolumineszenz-(TL-)Datierung (Tab. 16) zeigt die Probleme auf, die bei dieser Methode, angewandt auf Seesedimente, noch bestehen (vergl. BERGER 1985). Die größte Schwierigkeit besteht darin, daß die "TL-Uhr" der Sedimente während des Transportvorganges nicht sicher eine TL-Nullstellung über die Bleichung durch Sonnenlicht erfahren hat, wie es für eine korrekte Datierung notwendig wäre (WAGNER & ZÖLLER 1989). Kann eine solche Nullstellung angenommen werden, wie bei der Probe HZM-P15, diese Sedimente bestehen vermutlich aus Seelössen, dann liefert die TL-Datierung zufriedenstellende Ergebnisse. Erfolgte dagegen nur eine unvollständige Nullstellung, wie bei fluviatilem Transport im Meerbach, so ergibt die TL-Datierung eine Altersüberschätzung. Sie ist besonders hoch bei rein fluviatilem Transport (+900 % bei MFM-K1) und wird geringer beim Zusammenwirken von fluviatilem und äolischem Transport (+40 % bei MFM-B18u). Die Altersüberschätzung (+240 %) der Probe HZM-B8 ergibt sich aus Problemen der TL-Datierung an Sedimenten, die reich an Kieselskeletten aber arm an minerogenen Partikeln sind.

VELDE (1988) kommt zu dem Ergebnis, daß TL-Bestimmungen zunächst nur Auskunft über den Grad der Bleichung und damit über sedimentologische Prozesse liefern. Die Datierungsmöglichkeiten lassen sich erst dann optimieren, wenn eine Korngrößenfraktion oder eine Sedimentkomponente gefunden wird, die unter limnischen Sedimentationsbedingungen immer vollkommen gebleicht vorliegt.

Tab. 16: Ergebnisse der TL-Datierung (n. VELDE 1988) im Vergleich mit der Warvenchronologie

| Probe    |          | TL-Alter             | Warvenalter |
|----------|----------|----------------------|-------------|
| MFM-K1   | 50-55 cm | 4.000 a $\pm 30$ %   | 400 VT      |
| MFM-B18u | 35-43 cm | 25.000 a +6500/-2500 | 18.000 VT)* |
| HZM-B8   | 53-55 cm | 40.000 a             | 11.800 VT   |
| HZM-P15  | 0- 8 cm  | 13.500 a $\pm 7$ %   | 13.400 VT)* |

)\*: hochglaziale Sedimentationsraten nach BRAUER (1988) mit 6 mm/a angenommen.

## 10. BIOSTRATIGRAPHIE

### 10.1. Lokale Pollenzonen

Die von H. Usinger und A. Wolf durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen können mit der warvenchronologischen Datierung kalibriert werden. An den Sedimentkernen HZM-B/C wurde eine hochauflösende Pollenstratigraphie erarbeitet (USINGER & WOLF 1988). Die daraus abgeleiteten Biozonen sind in Tab. 17 aufgeführt. Da diese Analyse nur bis zum Laacher See Tuff vorgenommen wurde, fehlen die Biozonen-Grenzen des älteren Spätglazials. Die Grenze Älteste Dryas/Bölling wurde definiert als Wechsel von organischer zu mineralischer Sedimentation.

Aus dem Meerfelder Maar liegen palynologische Ergebnisse von der Bohrung MFM-B4 vor (USINGER 1982, 1984). Der untersuchte Zeitraum ist auf Bölling bis Beginn Boreal beschränkt. Er weist eine Lücke während der Jüngeren Dryas auf. Über die Isochrone des Laacher See Tuffes kann eine Korrelation mit den warvenchronologisch datierten Profilen MFM-K/L und MFM-A/B vorgenommen werden. Die Bestimmung des Alters der Pollenzonengrenzen ist über den relativen Abstand zum Laacher See Tuff möglich (Tab. 17). Da mit abweichenden Sedimentationsraten zwischen den Profilen zu rechnen ist, geben diese Datierungen nur Anhaltswerte wieder. Die Grenze Älteste Dryas/Bölling wurde wie beim Profil HZM-B/C durch den Wandel im Sedimentationsgeschehen von klastischen zu organischen Ablagerungen festgelegt.

Die den Ergebnissen vom Holzmaar und vom Meerfelder Maar gegenübergestellten Chronozonen-Grenzen (MANGERUD et al. 1974) und Klimazonen-Grenzen (BERGLUND et al. 1984) zeigen Abweichungen, die einerseits durch lokale Einflüsse, andererseits durch Schwankungen der  $^{14}\text{C}$ -Konzentrationen der Atmosphäre und deren Auswirkungen auf die Radiokarbondatierung verursacht sind.

Tab. 17: Gliederung des Spät- und Postglazials.

|               | A      | B      | HZM    | MFM    |
|---------------|--------|--------|--------|--------|
| Subatlantikum | 2.500  |        | 2.600  |        |
| Subboreal     | 5.000  |        | 5.050  |        |
| Atlantikum    | 8.000  |        | 8.100  |        |
| Boreal        | 9.000  |        | 9.820  |        |
| Präboreal     | 10.000 | 10.000 | 10.610 |        |
| Jüngere Dryas | 11.000 | 11.050 | 10.980 | 11.050 |
| Alleröd       | 11.800 | 12.100 |        | 11.860 |
| Ältere Dryas  |        | 12.300 |        | 11.930 |
| Bölling       |        | 13.000 | 12.790 | 12.480 |
| Älteste Dryas |        |        |        |        |

A: Chronozonen nach MANGERUD et al. (1974)

B: Klimazonen nach BERGLUND et al. (1984)

HZM: warvenchronologisch datierte Pollenzonen-Grenzen des Holzmaares

MFM: warvenchronologisch datierte Pollenzonen-Grenzen des Meerfelder Maares

## 10.2. Pflanzliche Großreste

Die semiquantitative Erfassung der pflanzlichen Großreste (Makroreste; vergl. Bild 15, 16) erfolgte an den Profilen HZM-B/C und GMM-A/C (Tab. 2A, 3A). Die Daten wurden warvenchronologisch kalibriert (Abb. 21, 23). Abgesehen von der unterschiedlichen zeitlichen Auflösung, die besonders beim Gemündener Maar zwischen 4000 und 10.500 VT auffällt, zeigen beide Seen im Gehalt an Großresten Differenzen. Im Gemündener Maar sind mehr Makroreste abgelagert worden. Dieses hohe Niveau bleibt konstant über das gesamte Profil. Dagegen kann im Holzmaar eine tendentielle Zunahme zur Gegenwart nachgewiesen werden: zwischen 12.800 und 8600 VT ist der Anteil am geringsten, er weist jedoch zwischen 10.000 und 9200 VT ein kleineres Maximum auf. Die folgende Altersstufe (8600 - 6300 VT) zeigt höhere Werte. Zwischen 6300 und 5300 VT gehen die Makroreste leicht zurück, um dann wieder kräftig zuzunehmen. Ab 2300 VT bis zur Gegenwart ist das höchste Niveau erreicht.

Die Unterschiede können durch die Lage der Seen und die Siedlungsgunst im Einzugsgebiet erklärt werden. Das Gemündener Maar befindet sich windgeschützt in einem steilen Kraterkessel, dessen Wände bis ans Seeufer eine geschlossene

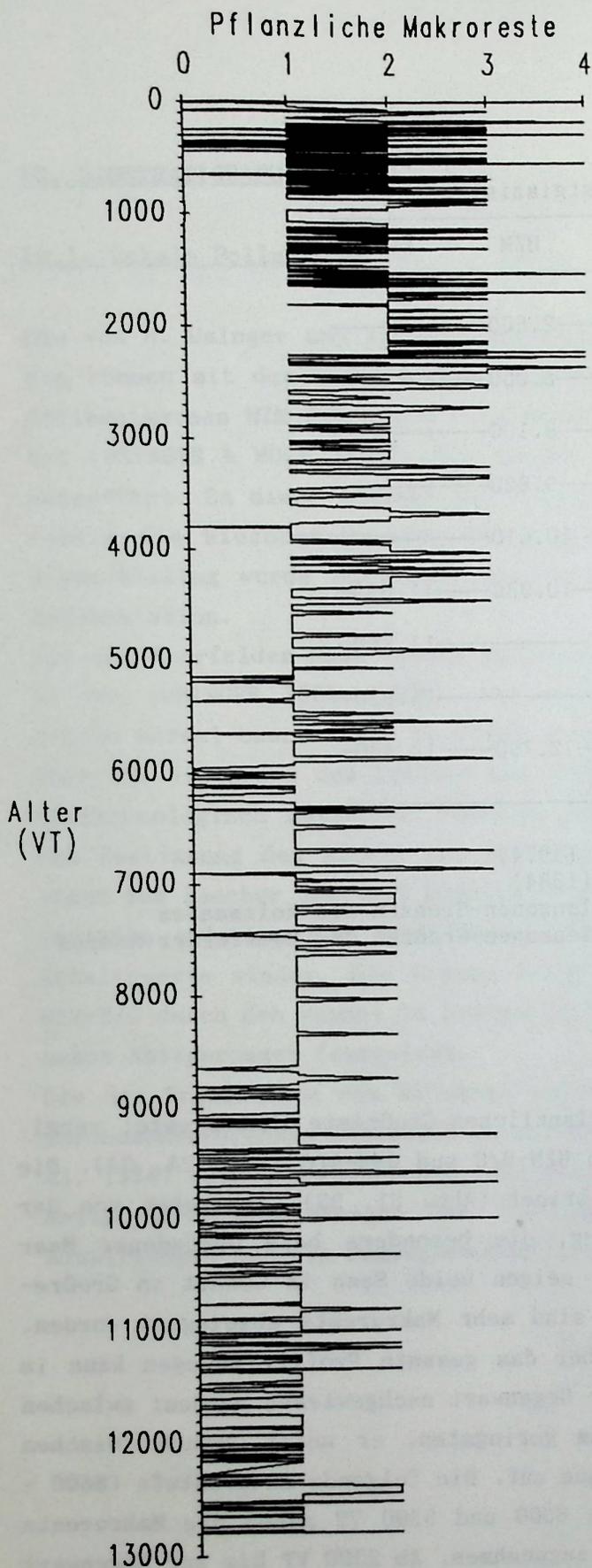


Abb. 21: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Gehaltes an pflanzlichen Makroresten im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

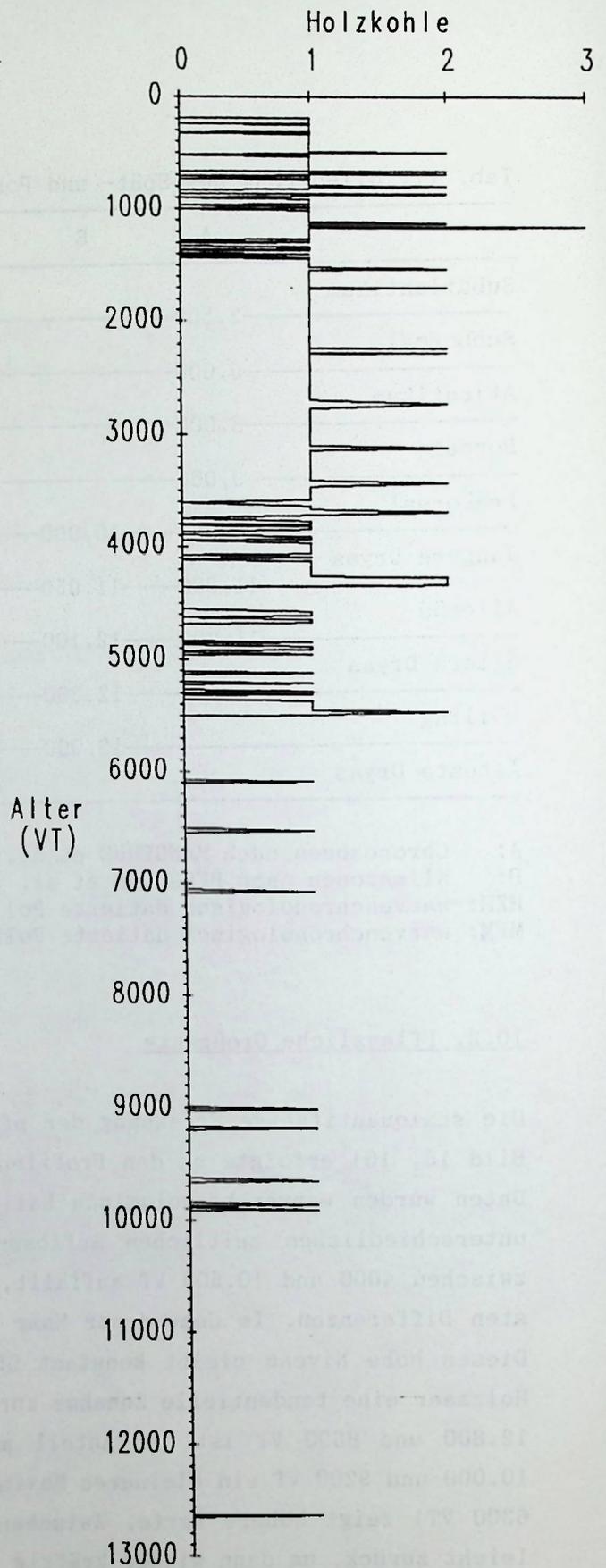


Abb. 22: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Gehaltes an Holzkohle im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

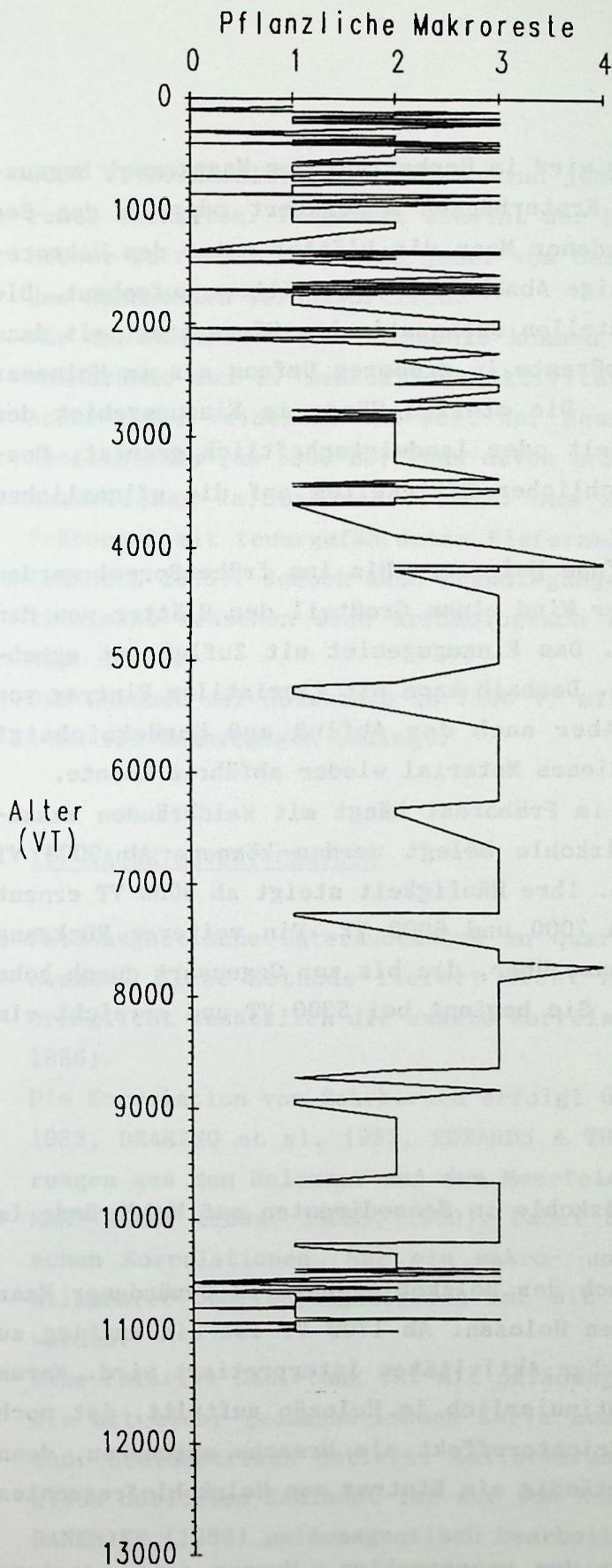


Abb. 23: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Gehaltes an pflanzlichen Makroresten im Profil GMM-A/C (Daten aus Tab. 3A).

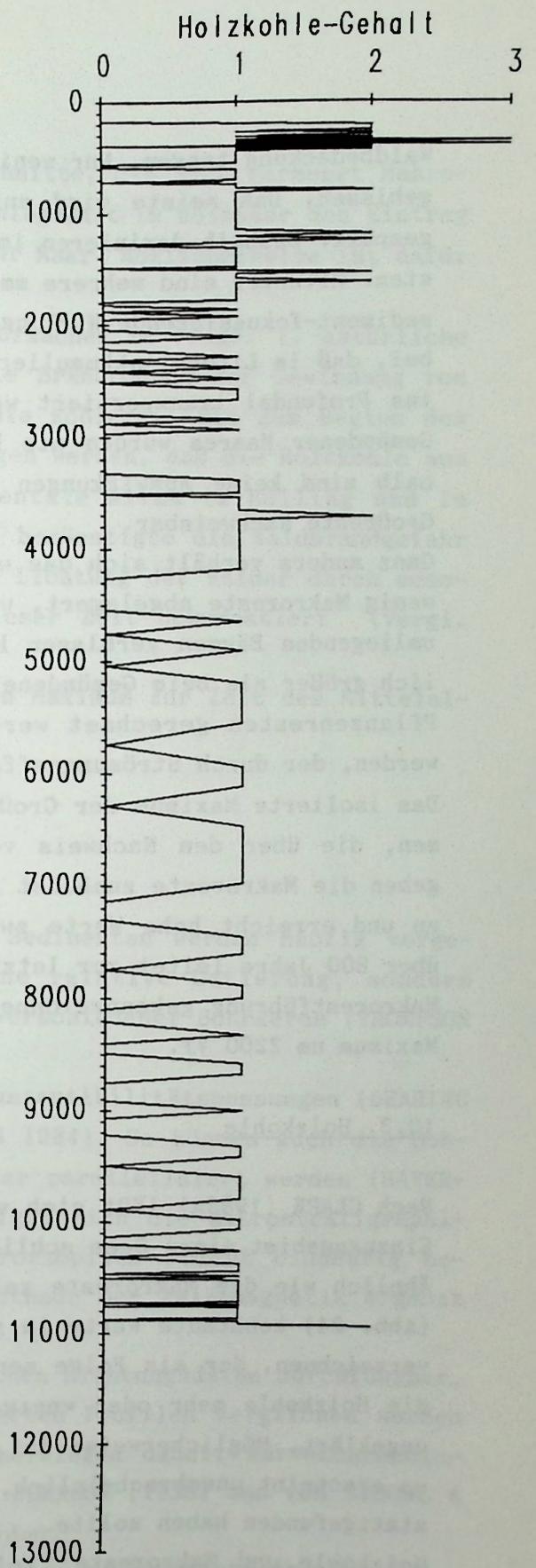


Abb. 24: Semiquantitative mikrostratigraphische Erfassung des Gehaltes an Holzkohle im Profil GMM-A/C (Daten aus Tab. 3A).

Waldbedeckung tragen. Nur wenig Laub wird im Herbst aus dem Maarkessel herausgeblasen. Das meiste wird auf den Kraterhängen abgelagert oder in den See gespült. Deshalb dominieren im Gemündener Maar die Blätter unter den Makroresten. Mitunter sind mehrere mm mächtige Abschnitte aus Blättern aufgebaut. Die sediment-fokussierende Wirkung der steilen subaquatischen Hänge trägt mit dazu bei, daß im Litoral akkumulierte Großreste in größerem Umfang als im Holzmaar ins Profundal transportiert werden. Die steilen Hänge im Einzugsgebiet des Gemündener Maares wurden nie besiedelt oder landwirtschaftlich genutzt. Deshalb sind keine Auswirkungen menschlicher Tätigkeiten auf die pflanzlichen Großreste nachweisbar.

Ganz anders verhält sich das windoffene Holzmaar. Bis ins frühe Boreal wurden wenig Makroreste abgelagert, weil der Wind einen Großteil der Blätter von den umliegenden Bäumen verblasen konnte. Das Einzugsgebiet mit Zufluß ist erheblich größer als beim Gemündener Maar. Deshalb kann mit fluviatilem Eintrag von Pflanzenresten gerechnet werden. Aber auch der Abfluß muß berücksichtigt werden, der durch Strömungseffekte dieses Material wieder abführen konnte.

Das isolierte Maximum der Großreste im Präboreal hängt mit Waldbränden zusammen, die über den Nachweis von Holzkohle belegt werden können. Ab 9000 VT gehen die Makroreste zunächst zurück. Ihre Häufigkeit steigt ab 8000 VT erneut an und erreicht hohe Werte zwischen 7000 und 6000 VT. Ein weiterer Rückgang über 800 Jahre leitet zur letzten Phase über, die bis zur Gegenwart durch hohe Makrorestführung gekennzeichnet ist. Sie beginnt bei 5300 VT und erreicht ein Maximum um 2200 VT.

### 10.3. Holzkohle

Nach CLARK (1988a) läßt sich von Holzkohle in Seesedimenten auf Waldbrände im Einzugsgebiet eines Sees schließen.

Ähnlich wie die Makroreste zeigt auch der Holzkohlegehalt im Gemündener Maar (Abb. 24) konstante Werte im gesamten Holozän. Ab 1700 VT ist ein Anstieg zu verzeichnen, der als Folge menschlicher Aktivitäten interpretiert wird. Warum die Holzkohle mehr oder weniger kontinuierlich im Holozän auftritt, ist noch ungeklärt. Möglicherweise ist der Trichtereffekt als Ursache anzusehen, denn es erscheint unwahrscheinlich, daß ständig ein Eintrag von Holzkohlefragmenten stattgefunden haben sollte.

Holzkohle und Makroreste zeigen in den untersuchten Maaren eine gewisse Parallelität. Dies wird besonders deutlich im Sediment des Holzmaares (Abb. 21, 22). Kontinuierlich tritt Holzkohle ab 5300 VT auf. Vorher sind nur einzelne Bereiche um 12.600 VT, zwischen 10.000 und 9000 VT und zwischen 7000 und

6000 VT holzkohleführend. Dies sind jene Abschnitte, die auch vermehrt Makroreste enthalten. Insgesamt scheint der Holzkohlegehalt im Holzmaar den Eintrag besser zu reflektieren als jener vom Gemündener Maar. Möglicherweise ist dafür der Sammetbach verantwortlich.

Für das Auftreten der Holzkohle kommen zwei Ursachen in Frage: 1. natürliche Waldbrände und 2. menschliche Aktivitäten wie Brandrodung zur Gewinnung von Acker- oder Weideland und seit der Neuzeit die Köhlerei. Bis zum Beginn des Neolithikums (um 5300 BC) kann davon ausgegangen werden, daß die Holzkohle aus natürlichen Waldbränden stammt. Das kontinentale Klima im Bölling und im Präboreal mit feuergefährdeten Kiefernwäldern begünstigte die Waldbrandgefahr (FRENZEL 1985). Jedoch auch Brandlegungen zur Lichtung der Wälder durch mesolithische Menschen sind archäologisch aus dieser Zeit dokumentiert (vergl. Kap. 2.6.).

Die Zunahme der Holzkohle ab 7100 VT mit einem Maximum zur Zeit des Mittelalters ist anthropogen bedingt.

## 11. MAGNETOSTRATIGRAPHIE

Paläomagnetische Untersuchungen an quartären Sedimenten werden häufig vorgenommen. Diese Methode liefert nicht nur eine relative Datierung, sondern ermöglicht zusätzlich die exakte Korrelation verschiedener Bohrkerne (THOMPSON 1986).

Die Korrelation von Bohrkernen erfolgt über Suszeptibilitätsmessungen (DEARING 1983, DEARING et al. 1981, EDWARDS & THOMPSON 1984). So können auch die Bohrungen aus dem Holzmaar und dem Meerfelder Maar parallelisiert werden (HAVERKAMP 1986, 1988a, 1988b, 1990). Dabei bestätigen sich die mikrostratigraphischen Korrelationen. Nur ein makro- und mikroskopisch nicht eindeutig bestimmbarer Überlappungsbereich ist mit der Methode der Paläomagnetik ergänzt worden.

Eine relative Datierung ist mit paläomagnetischen Richtungsdaten durchführbar, die mit einer geomagnetischen Kurve aus datierten Profilen verglichen werden muß. Radiometrisch datierte Kalibrierungen überwiegen dabei. Warvenchronologisch datiertes Sediment ist nur von McNISH & JOHNSON (1938) und von SPROWL & BANERJEE (1989) paläomagnetisch bearbeitet worden.

Erstmals wurden am Meerfelder Maar und am Holzmaar paläomagnetische Detailuntersuchungen an einem 12.800 Jahre umfassenden warvenchronologisch datierten Sedimentprofil durchgeführt. Die Übereinstimmungen von paläomagnetischen und warvenchronologischen Untersuchungen zeigt der Vergleich der Sedimentationsra-

te mit der Suszeptibilität (Abb. 25). Die Suszeptibilität ist ein Maß für den Gehalt an magnetischen Trägern im Sediment. Sie schwankt deshalb entsprechend dem Anteil an minerogener Substanz. Der Gehalt an minerogenen Partikeln steuert auch die Sedimentationsrate. Deshalb verlaufen beide Kurven parallel. Abb. 26 zeigt Suszeptibilitätskurven aus dem Meerfelder Maar und dem Holzmaar. Beide deuten den gleichen Trend an: die hohen Werte während des ausklingenden Weichsel-Glazials nehmen im Verlauf des Spätglazials ab. In der ersten Hälfte des Holozäns sind die Suszeptibilitätswerte am geringsten. Durch die menschlichen Aktivitäten (Zunahme der Bodenerosion) steigen sie zur Gegenwart erneut an (Abb. 27). Ein deutlicher Unterschied zwischen Holzmaar und Meerfelder Maar besteht darin, daß die Suszeptibilität der Holzmaar-Sedimente während des holozänen Klimaoptimums Werte an der Nachweisgrenze erreicht. Im Meerfelder Maar liegen sie dagegen höher. Dies ist auf den Transport von klastischem Sediment durch den Meerbach ins Meerfelder Maar erklärbar. Die Transportleistung des Sammetbaches war zu dieser Zeit gering und hatte keinen Einfluß auf die Sedimentation im Holzmaar.

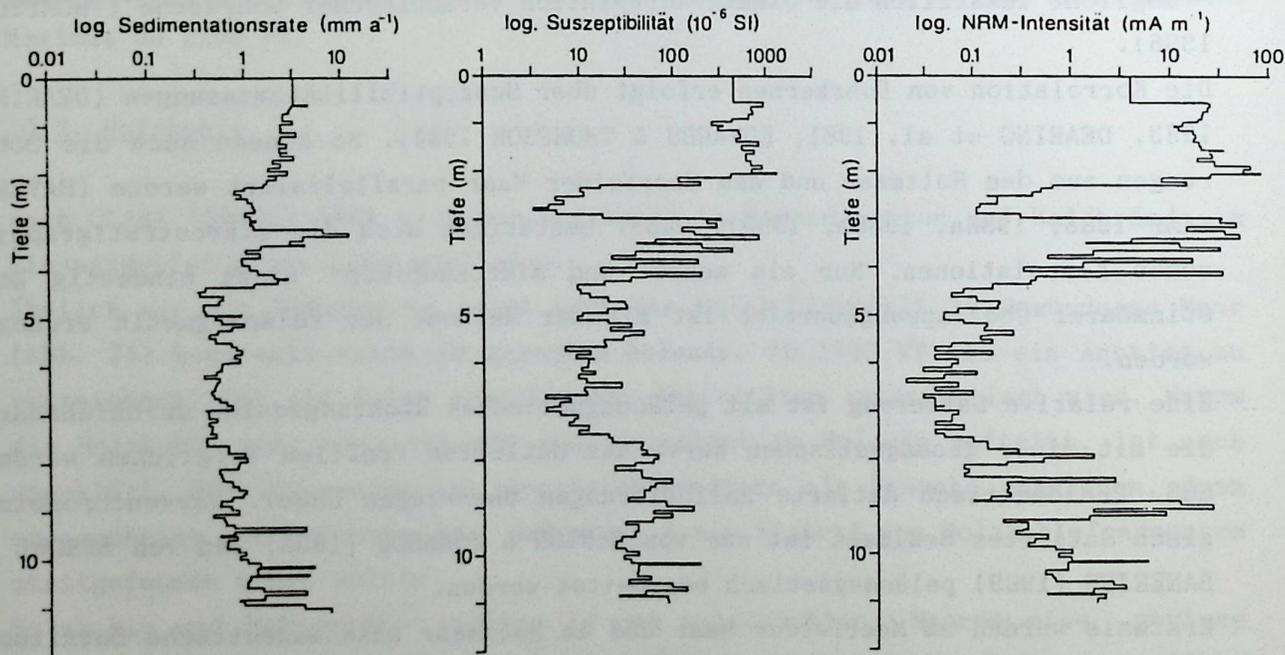


Abb. 25: Sedimentationsraten, Suszeptibilität und NRM-Intensität im Profil HZM-B/C (HAVERKAMP 1986).

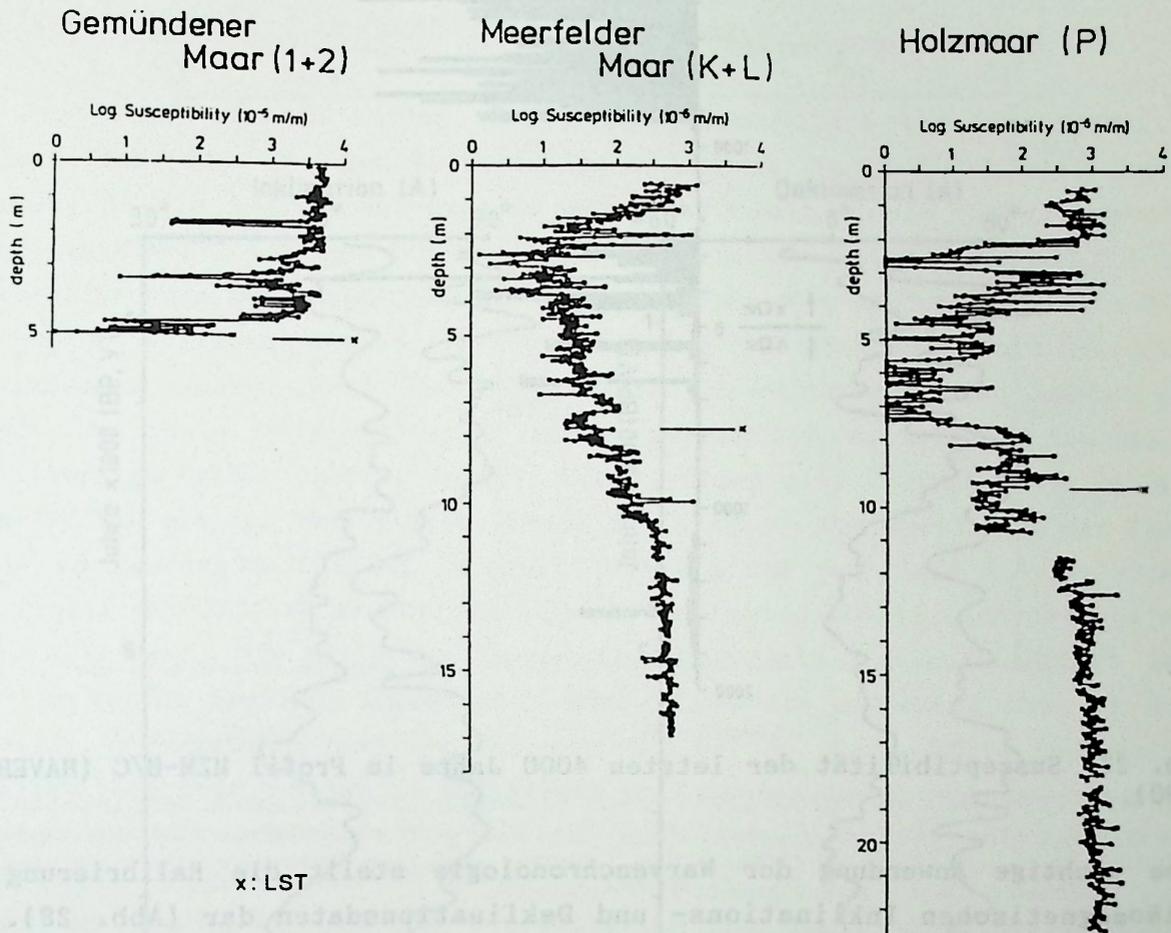


Abb. 26: Suszeptibilität der Sedimente aus dem Gemündener Maar, dem Meerfelder Maar und dem Holzmaar (HAVERKAMP 1986).

Auch von Sedimenten aus dem Gemündener Maar gibt es eine Suszeptibilitätskurve (Abb. 26). Die beiden 5 m langen Kerne (GMM-1/2) wurden von Prof. Creer (Universität Edinburgh) mit einem Mackereth-Corer entnommen. Die genaue Lage der Bohrungen und eine Profilbeschreibung der Kerne liegt nicht vor. Einige generelle Aussagen können nach HAVERKAMP (1986) dennoch getroffen werden: die Suszeptibilitätswerte sind im Vergleich zu denen aus dem Meerfelder Maar und dem Holzmaar relativ hoch. Ursache ist der generell höhere mineralische Sedimentanteil. Es bestehen große Unterschiede in den Mächtigkeiten einzelner Sedimentabschnitte zwischen GMM-1 und GMM-2. Dies ist durch die Variabilität der Turbiditmächtigkeiten im Seebecken erklärbar. Sie konnten im Profil GMM-A/C nicht nachgewiesen werden, weil diese Kerne in geringem lateralen Abstand zueinander entnommen wurden.

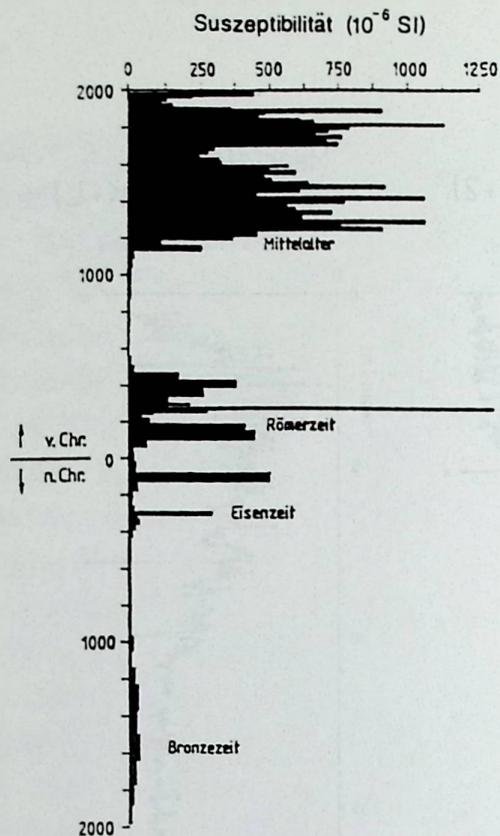


Abb. 27: Suszeptibilität der letzten 4000 Jahre im Profil HZM-B/C (HAVERKAMP 1990).

Eine wichtige Anwendung der Warvenchronologie stellt die Kalibrierung der paläomagnetischen Inklinations- und Deklinationsdaten dar (Abb. 28). Ein Vergleich mit den "UK type curves" von TURNER & THOMPSON (zit. n. CREER 1985) zeigt deutliche Übereinstimmungen, obwohl die britischen Richtungskurven mit der  $^{14}\text{C}$ -Methode datiert wurden und eine stärkere Abweichung aufgrund der Differenzen zwischen siderischen und  $^{14}\text{C}$ -Jahren zu erwarten wäre.

Zusätzlich wurden die geomagnetischen Paläosäkular-Variationen der letzten 1000 Jahre von Paris (THELLIER 1981) mit den paläomagnetischen Säkularvariationen aus dem Holzmaar verglichen (Abb. 29). Dabei zeigt sich erst dann eine Übereinstimmung, wenn die Holzmaar-Kurve mit ca. 100 Jahre jüngeren Werten der Pariser Kurve parallelisiert wird. Dies entspricht der sogenannten "lock-in Zeit" bzw. "lock-in Tiefe", bei der die Magnetisierungsträger im Sediment entsprechend dem geomagnetischen Feld festgelegt werden (VEROSUB 1977). Bei sehr hohen Wassergehalten, wie sie in den obersten Dezimetern der Sedimente vorkommen, können sich die Magnetisierungsträger noch frei bewegen und einem sich ändernden äußeren Magnetfeld anpassen. Im Holzmaar beträgt die "lock-in Tiefe" bei nachweislicher "lock-in Zeit" von 100 Jahren etwa 39 cm.

Die Parallelität der Kurven aus dem Holzmaar und aus Paris (Abb. 29) liefert einen weiteren Beweis für den jahreszeitlichen Charakter der laminierten Ablagerungen.

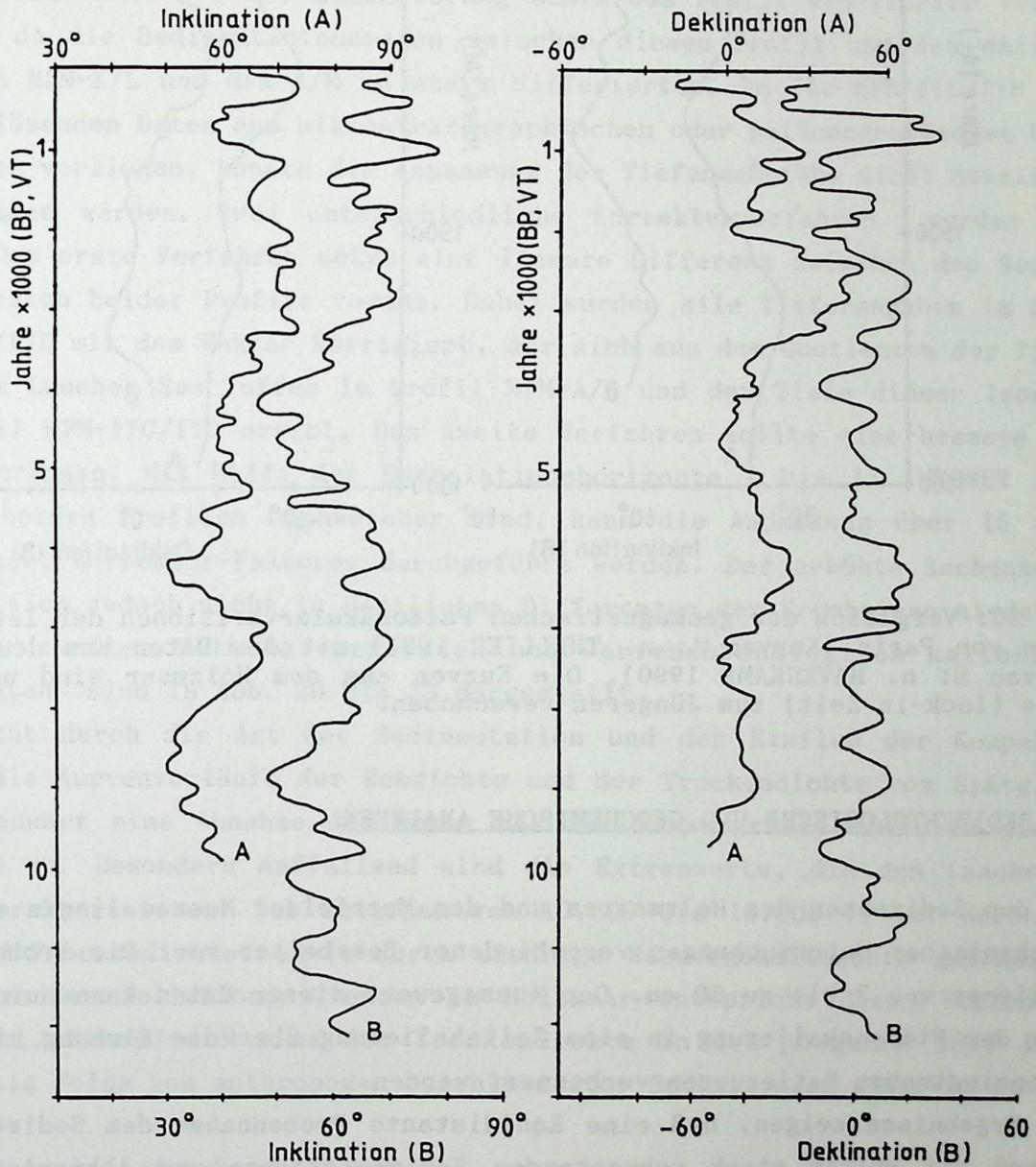


Abb. 28: Warvenchronologisch datierte Inklinations- und Deklinationskurven des Profils HZM-B/C (Kurven B: n. HAVERKAMP 1988) im Vergleich mit den radiokarbon-datierten "UK type curves" (Kurven A: n. TURNER & THOMPSON in: CREER 1985).

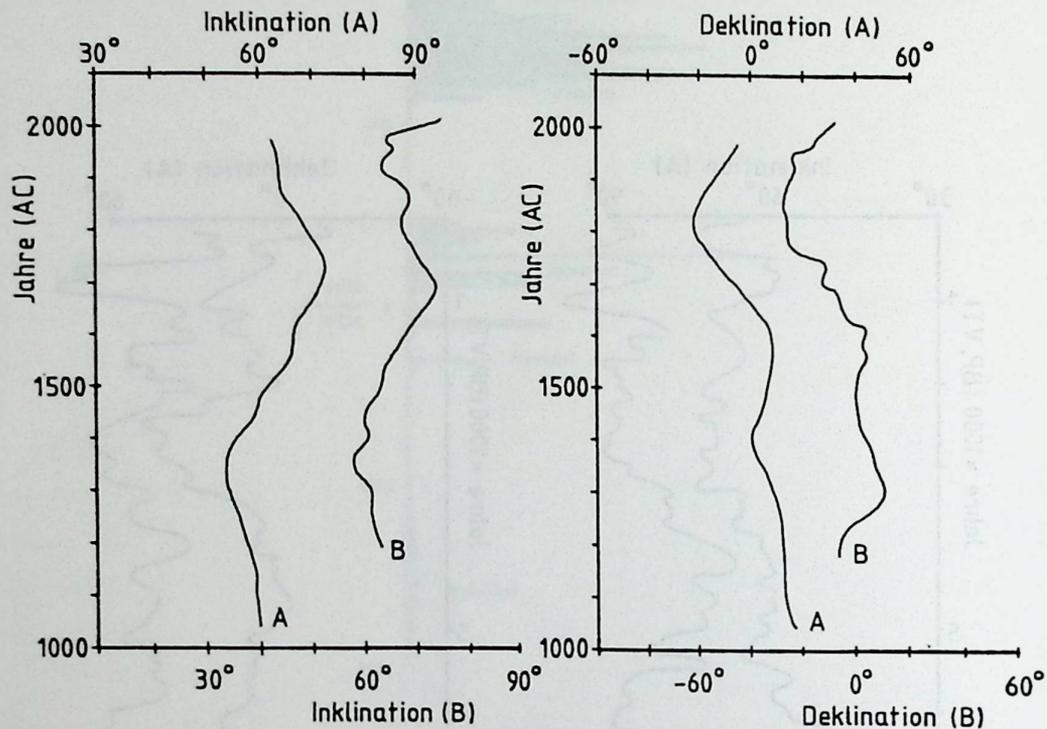


Abb. 29: Vergleich der geomagnetischen Paläosäkularvariationen der letzten 1000 Jahre von Paris (Kurven A: n. THELLIER 1981) mit den Daten aus dem Holzmaar (Kurven B: n. HAVERKAMP 1990). Die Kurven aus dem Holzmaar sind um ca. 100 Jahre (lock-in Zeit) zum Jüngeren verschoben.

## 12. SEDIMENTOLOGISCHE UND GEOCHEMISCHE ANALYSEN

Von den Sedimenten des Holzmaares und des Meerfelder Maares liegen eine Reihe geochemischer Untersuchungen verschiedener Bearbeiter vor. Die Probenabstände variieren von 2 bis zu 50 cm. Der Aussagewert dieser Daten kann durch Umwandlung der Tiefenskalierung in eine Zeitskalierung über die Eichung mit warvenchronologischen Datierungen verbessert werden.

Die Ergebnisse zeigen, daß eine äquidistante Probennahme dem Sedimentationsprozeß mit seinen stark schwankenden Sedimentations- und Akkumulationsraten nicht gerecht wird. Dies trifft umso mehr zu, je größer die Probenabstände werden. Eine an der Sedimentationsrate orientierte Beprobung ist wünschenswert. Dadurch könnte gewährleistet werden, daß die Proben einen gleichlangen Zeitabschnitt umfassen.

### 12.1. Rohdichte, Trockendichte und Wassergehalt

Am Profil MFM-IIC/IID wurden Rohdichte, Trockendichte und Wassergehalt bestimmt (Tab. 6A). Vor der Kalibrierung mußte das Profil MFM-IIC/IID verkürzt werden, da die Sedimentationsraten zwischen diesem Profil und den datierten Profilen MFM-K/L und MFM-A/B zu stark differierten. Da für MFM-IIC/IID keine hochauflösenden Daten aus mikrostratigraphischen oder paläomagnetischen Untersuchungen vorliegen, konnte die Anpassung der Tiefenmaßstäbe nicht detailliert vorgenommen werden. Zwei unterschiedliche Korrekturverfahren wurden angewandt. Das erste Verfahren setzt eine lineare Differenz zwischen den Sedimentationsraten beider Profile voraus. Dabei wurden alle Tiefenangaben im Profil MFM-IIC/IID mit dem Faktor korrigiert, der sich aus dem Quotienten der Tiefenlage des Laacher See Tuffes im Profil MFM-A/B und der Tiefe dieser Isochrone im Profil MFM-IIC/IID ergibt. Das zweite Verfahren sollte eine bessere Annäherung bringen. Mit Hilfe der Korrelationshorizonte 1 bis 15 (WEGNER 1989), die in beiden Profilen nachweisbar sind, kann die Anpassung über 15 unterschiedliche Korrektur-Faktoren durchgeführt werden. Der erhöhte Rechenaufwand schlägt sich jedoch nicht in deutlichen Differenzen der Ergebnisse nieder. Die nach der zweiten Methode verkürzten und warvenchronologisch kalibrierten Tiefendaten sind in Abb. 30 bis 32 dargestellt.

Verursacht durch die Art der Sedimentation und den Einfluß der Kompaktion, zeigen die Kurvenverläufe der Rohdichte und der Trockendichte vom Spätglazial zur Gegenwart eine Abnahme der Werte an. Der Wassergehalt nimmt im gleichen Zeitraum zu. Besonders auffallend sind die Extremwerte, die den Laacher See Tuff charakterisieren. Der Zeitraum von 10.600 bis 10.000 VT ist durch hohe Roh- und Trockendichte- sowie durch niedrige Wassergehaltswerte gekennzeichnet. Nach den Pollenzonen-Grenzen im Holzmaar entspricht diese Periode dem Präboreal. Einzelne Maxima der Trockendichte in den jüngsten 3000 Jahren können als Folge von anthropogen beschleunigter Bodenerosion gewertet werden.

### 12.2. Akkumulationsraten

Aus Sedimentationsraten (in  $\text{mm a}^{-1}$ ) und Trockendichte-Daten (in  $\text{g cm}^{-3}$ ) können durch Multiplikation Akkumulationsraten (in  $\text{mg cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ ) berechnet werden (Tab. 18A). Die warvenchronologisch datierten Akkumulationsraten (Abb. 33) stellen den absolut datierten jährlichen Sedimenteintrag für eine definierte Fläche des Seebodens dar. Es ergibt sich ein anderer Kurvenverlauf als bei der Sedimentationsrate (Abb. 7), da die Faktoren Wassergehalt und Kompaktion mit Hilfe der Trockendichte eliminiert worden sind.

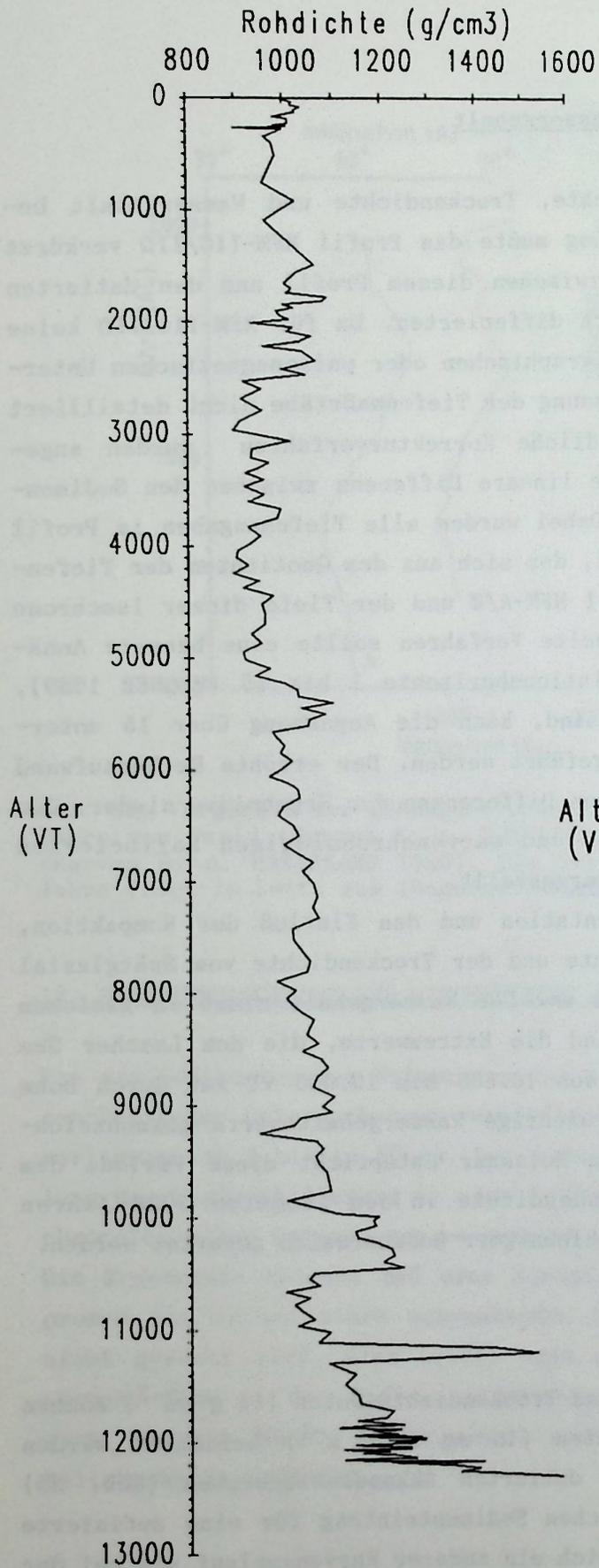


Abb. 30: Rohdichte-Bestimmungen am Profil MFM-IIC/IID (Daten aus Tab. 6A).

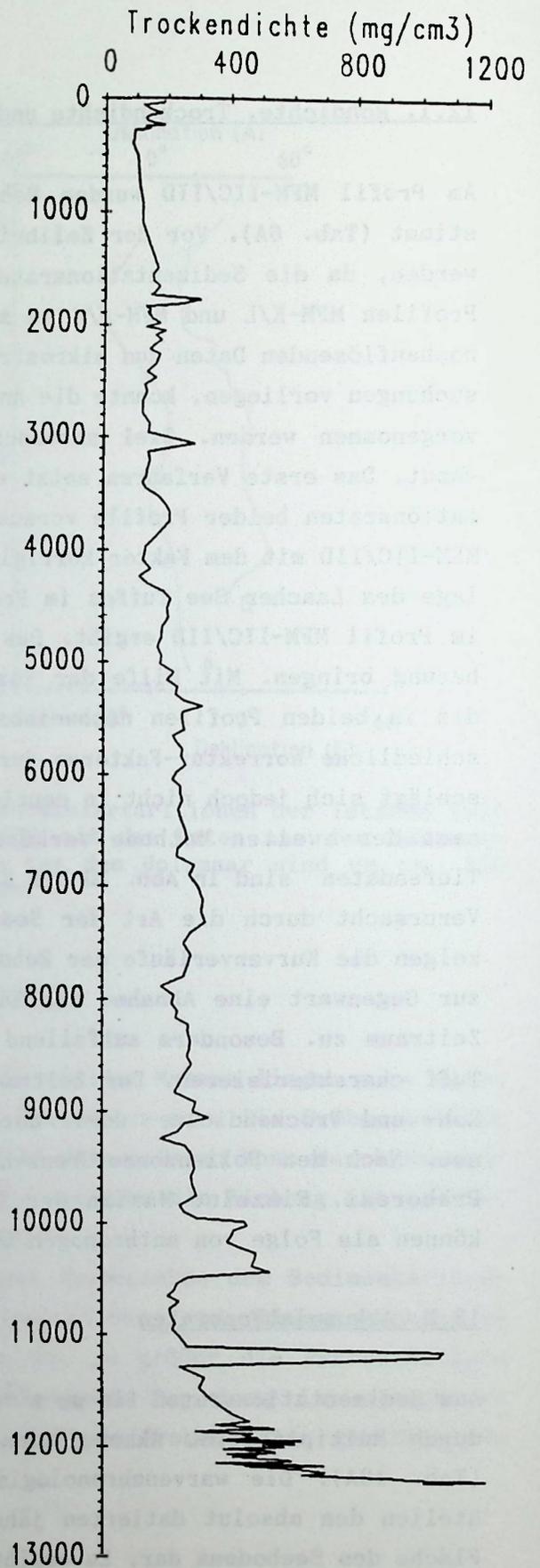


Abb. 31: Trockendichte-Bestimmungen am Profil MFM-IIC/IID (Daten aus Tab. 6A).

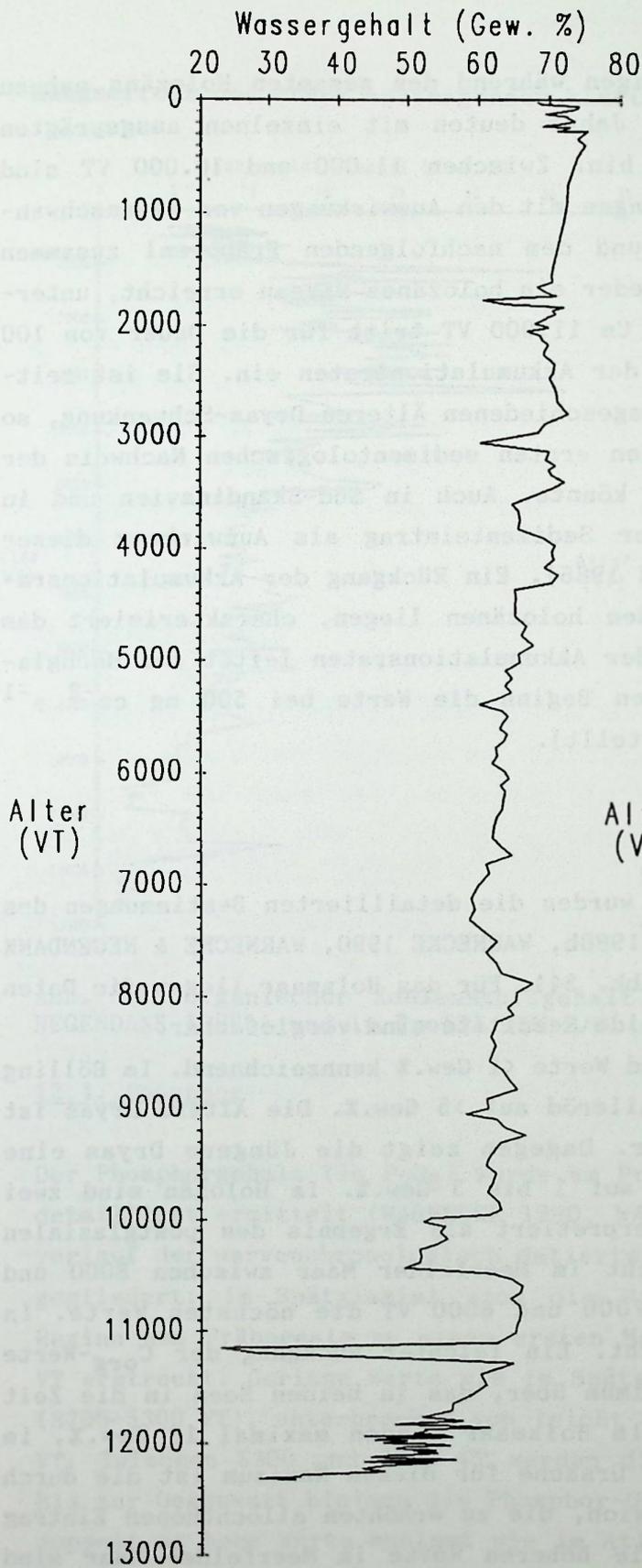


Abb. 32: Wassergehalts-Bestimmungen am Profil MFM-IIC/IID (Daten aus Tab. 6A).

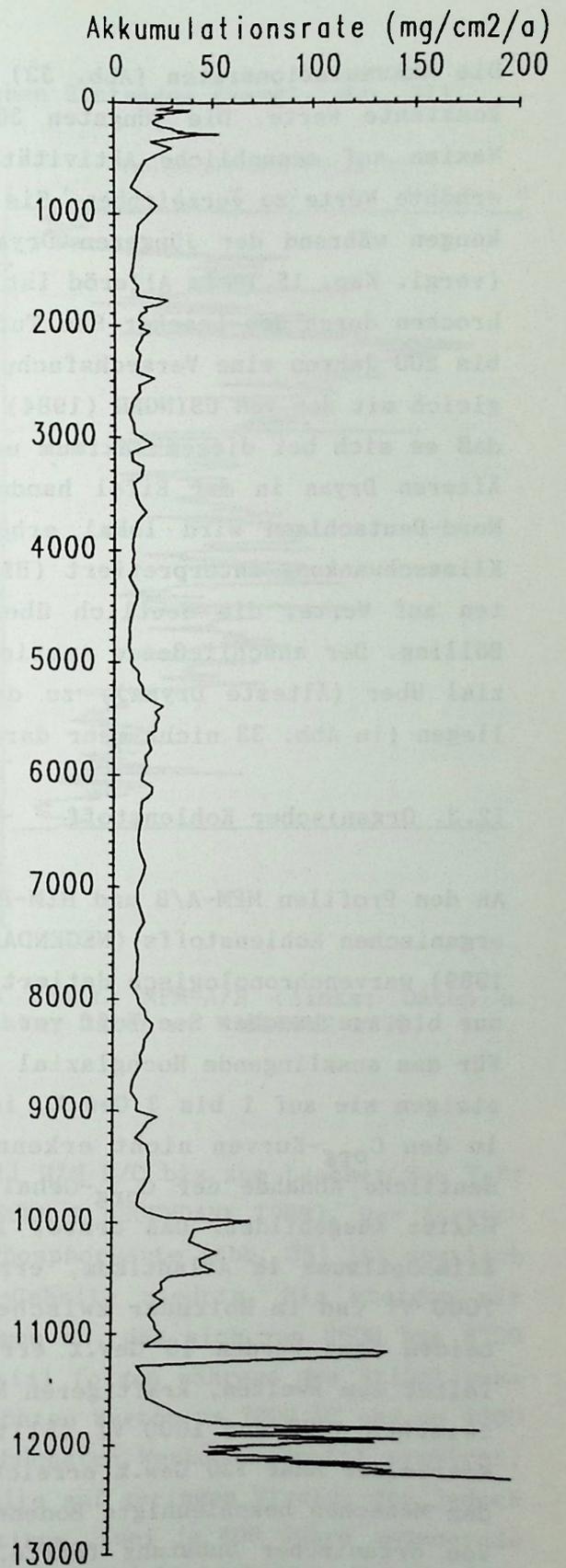


Abb. 33: Akkumulationsraten am Profil MFM-IIC/IID (Daten aus Tab. 18A).

Die Akkumulationsraten (Abb. 33) zeigen während des gesamten Holozäns nahezu konstante Werte. Die jüngsten 3000 Jahre deuten mit einzelnen ausgeprägten Maxima auf menschliche Aktivitäten hin. Zwischen 11.000 und 10.000 VT sind erhöhte Werte zu verzeichnen. Sie hängen mit den Auswirkungen von Klimaschwankungen während der Jüngeren Dryas und dem nachfolgenden Präboreal zusammen (vergl. Kap. 15.). Im Alleröd ist wieder ein holozänes Niveau erreicht, unterbrochen durch den Laacher See Tuff. Um 11.900 VT tritt für die Dauer von 100 bis 200 Jahren eine Versechsfachung der Akkumulationsraten ein. Sie ist zeitgleich mit der von USINGER (1984) ausgeschiedenen Älteren Dryas-Schwankung, so daß es sich bei diesem Maximum um den ersten sedimentologischen Nachweis der Älteren Dryas in der Eifel handeln könnte. Auch in Süd-Skandinavien und in Nord-Deutschland wird lokal erhöhter Sedimenteintrag als Auswirkung dieser Klimaschwankung interpretiert (BIRKS 1986). Ein Rückgang der Akkumulationsraten auf Werte, die deutlich über den holozänen liegen, charakterisiert das Bölling. Der anschließende Anstieg der Akkumulationsraten leitet zum Hochglazial über (Älteste Dryas), zu dessen Beginn die Werte bei  $500 \text{ mg cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  liegen (in Abb. 33 nicht mehr dargestellt).

### 12.3. Organischer Kohlenstoff

An den Profilen MFM-A/B und HZM-B/C wurden die detaillierten Bestimmungen des organischen Kohlenstoffs (NEGENDANK 1988b, WARNECKE 1990, WARNECKE & NEGENDANK 1989) warvenchronologisch datiert (Abb. 34). Für das Holzmaar liegen die Daten nur bis zum Laacher See Tuff vor. Beide Resultate sind vergleichbar. Für das ausklingende Hochglazial sind Werte  $<1$  Gew.% kennzeichnend. Im Bölling steigen sie auf 1 bis 3 Gew.%, im Alleröd auf  $>5$  Gew.%. Die Ältere Dryas ist in den  $C_{\text{org}}$ -Kurven nicht erkennbar. Dagegen zeigt die Jüngere Dryas eine deutliche Abnahme der  $C_{\text{org}}$ -Gehalte auf 1 bis 3 Gew.%. Im Holozän sind zwei Maxima ausgebildet. Das erste, interpretiert als Ergebnis des postglazialen Klimaoptimums im Atlantikum, erreicht im Meerfelder Maar zwischen 8000 und 7000 VT und im Holzmaar zwischen 7000 und 6000 VT die höchsten Werte. In beiden Seen werden 13 Gew.% erreicht. Ein leichter Rückgang der  $C_{\text{org}}$ -Werte leitet zum zweiten, kräftigeren Maximum über, das in beiden Seen in die Zeit zwischen 4000 und 1000 VT fällt. Im Holzmaar werden maximal 18 Gew.%, im Meerfelder Maar  $>30$  Gew.% erreicht. Ursache für dieses Maximum ist die durch den Menschen beschleunigte Bodenerosion, die zu erhöhtem allochthonen Eintrag von organischer Substanz führte. Die höheren Werte im Meerfelder Maar sind durch den Einfluß des Meerbaches erklärbar. In den jüngsten 1000 Jahren sinkt der  $C_{\text{org}}$ -Gehalt in beiden Seen auf Werte um 5 Gew.%, bedingt durch den Verdün-

nungseffekt des stark ansteigenden klastischen Eintrages (vergl. Abb. 31).

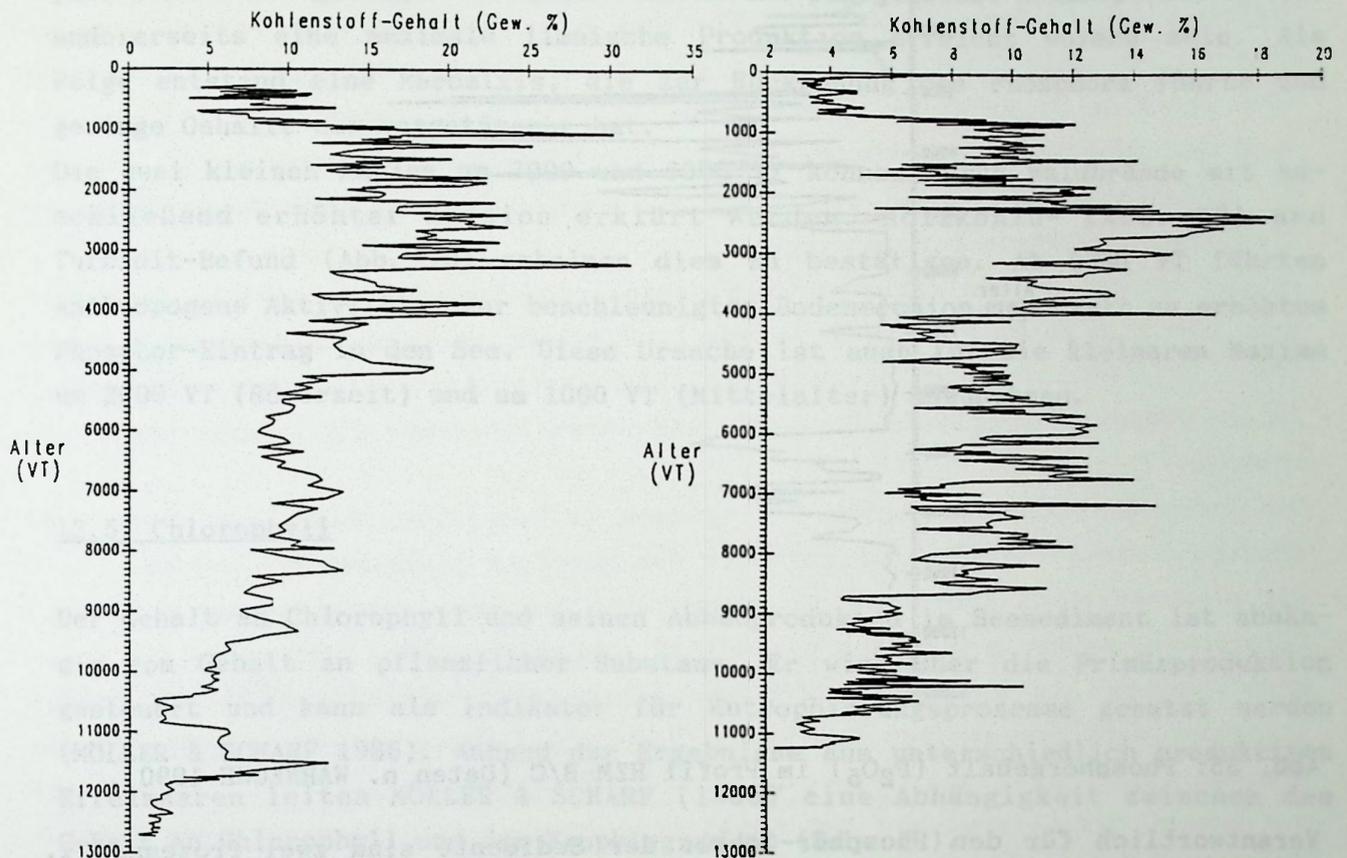


Abb. 34: Organischer Kohlenstoffgehalt im Profil MFM-A/B (links; Daten n. NEGENDANK 1988b) und im Profil HZM-B/C (rechts; Daten n. WARNECKE 1990).

#### 12.4. Phosphor

Der Phosphorgehalt (in  $P_2O_5$ ) wurde am Profil HZM-B/C bis zum Laacher See Tuff detailliert ermittelt (WARNECKE 1990, WARNECKE & NEGENDANK 1989). Der Kurvenverlauf der warvenchronologisch datierten Phosphorwerte (Abb. 35) ist deutlich gegliedert: im Spätglazial sind die  $P_2O_5$ -Gehalte niedrig. Sie steigen mit Beginn des Präboreals zu einem ersten Maximum an, das sich von 9600 bis 8700 VT erstreckt. Geringe Werte wie im Spätglazial folgen während des Atlantikums (8700-5300 VT), unterbrochen von leicht erhöhten Werten um 7000 VT und um 6000 VT. Zwischen 5300 und 2800 VT werden die höchsten Werte im Profil erreicht. Bis zur Gegenwart bleiben die Phosphor-Gehalte auf geringem Niveau, das jedoch doppelt so hohe Werte annimmt wie im Atlantikum. Zwei je 400 Jahre andauernde Maxima um 2000 VT und um 1000 VT gliedern diesen Zeitabschnitt. Der Verlauf der Kurve spiegelt sich in der mikrostratigraphischen Erfassung des Vivianits wider (vergl. Abb. 14).

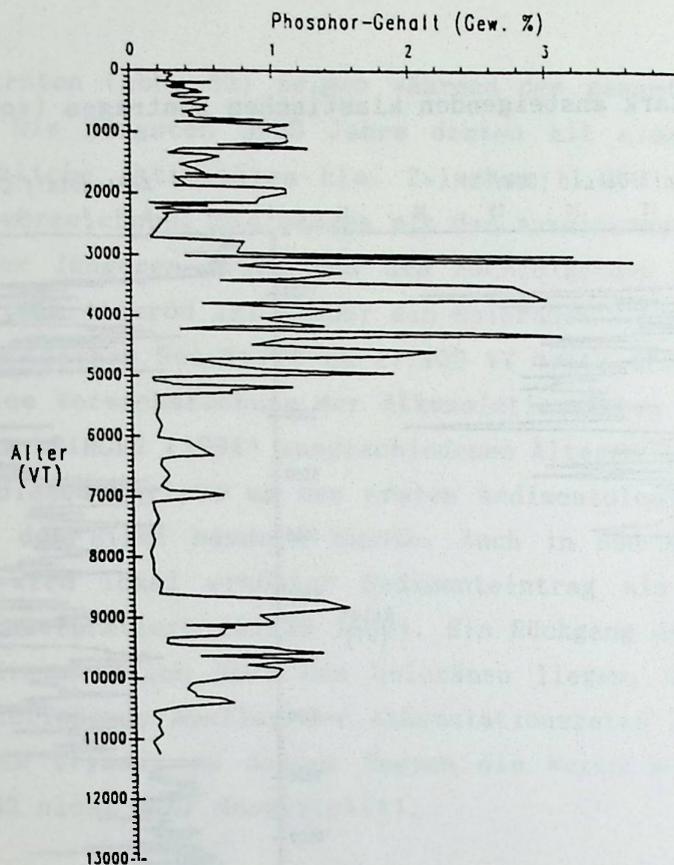


Abb. 35: Phosphorgehalt ( $P_2O_5$ ) im Profil HZM-B/C (Daten n. WARNECKE 1990).

Verantwortlich für den Phosphor-Gehalt der Sedimente sind zwei Prozesse: 1. die Zufuhr von Phosphor in den See. Da Phosphor im Milieu der Boden- und Oberflächenwässer praktisch unlöslich ist, gelangt es nur an erodierten Bodenpartikeln anhaftend oder als Baustein der organischen Substanz in das limnische System. 2. Unter oxidierenden Bedingungen an der Sediment-/Wassergrenze bildet das Sediment eine Falle für Phosphor. Ins Hypolimnion gelangtes Phosphor wird aus dem Seewasser eliminiert und im Sediment festgelegt. Ändert sich das Redox-Potential und es treten anaerobe und reduzierende Bedingungen an der Sedimentoberfläche auf, so wird Phosphor gelöst und führt zu einem internen Düngungseffekt im See. Da keine Paläo-Redox-Daten vorliegen, über die solche Prozesse erkennbar wären, ist eine Interpretation der Phosphor-Gehalte mit Unsicherheiten verbunden.

Erst mit Beginn des Präboreals stieg der Phosphor-Gehalt der Böden im Einzugsgebiet an, so daß erosive Prozesse Phosphor zum See transportieren konnten. Die minerogene Sedimentzufuhr wird durch die Turbidithäufigkeit (Abb. 10) und erhöhte Sedimentationsraten (Abb. 6) nachgewiesen. Nahezu gleichzeitig mit dem deutlichen Rückgang des Phosphors sinkt auch die Häufigkeit der Turbidite. Der niedrige  $P_2O_5$ -Gehalt im Atlantikum kann auf zwei Vorgänge zurückgeführt werden. Eine maximale Bindung des Phosphors an die terrestrischen Ökosysteme

erfolgte während des Klimaxstadiums der Vegetation. Deshalb konnte kein Phosphor in den See gelangen. Ausgelöst durch das postglaziale Klimaoptimum könnte andererseits eine maximale limnische Produktion erreicht worden sein. Als Folge entstand eine Meromixis, die zur Rücklösung des Phosphors führte und geringe Gehalte nur vorgetäuscht hat.

Die zwei kleinen Maxima um 7000 und 6000 VT können durch Waldbrände mit anschließend erhöhter Erosion erklärt werden. Holzkohle- (Abb. 22) und Turbidit-Befund (Abb. 10) scheinen dies zu bestätigen. Ab 5300 VT führten anthropogene Aktivitäten zur beschleunigten Bodenerosion und damit zu erhöhtem Phosphor-Eintrag in den See. Diese Ursache ist auch für die kleineren Maxima um 2000 VT (Römerzeit) und um 1000 VT (Mittelalter) anzunehmen.

### 12.5. Chlorophyll

Der Gehalt an Chlorophyll und seinen Abbauprodukten im Seesediment ist abhängig vom Gehalt an pflanzlicher Substanz. Er wird über die Primärproduktion gesteuert und kann als Indikator für Eutrophierungsprozesse genutzt werden (MÖLLER & SCHARF 1986). Anhand der Ergebnisse aus unterschiedlich produktiven Eifelmaaren leiten MÖLLER & SCHARF (1986) eine Abhängigkeit zwischen dem Gehalt an Chlorophyll und dem Trophiegrad ab (Tab. 19).

Tab. 19: Gehalt an Chlorophyll a + Phaeopigmenten im Sediment einiger Eifelmaare im Verhältnis zum Trophiegrad (MÖLLER & SCHARF 1986).

| Trophiegrad | Chlorophyll a + Phaeopigmente<br>( $\mu\text{g g}^{-1}$ TS) |
|-------------|---|
| oligotroph  | < 13  |
| mesotroph   | 13 - 60   |
| eutroph     | 60 - 120  |
| hypertroph  | > 120   |

Die Chlorophyll-Daten der Sedimente des Meerfelder Maares und des Holzmaares (MÖLLER 1985) wurden warvenchronologisch datiert (Abb. 36). Die obersten 50 cm dieser Profile entstammen nicht den Kernserien HZM-P bzw. MFM-L, sondern aus mit einem Kajak-Sampler gezogenen Kurzkernen.

Beide Seen zeigen einen ähnlichen Kurvenverlauf. Während des Hochglazials weisen die Chlorophyll-Werte ( $< 2 \mu\text{g g}^{-1}$  TS) auf ein oligotrophes Milieu hin. Diese Daten sind graphisch nicht erfaßt, da keine Datierung möglich war. Im Bölling begann der Anstieg auf Mesotrophie induzierende Werte. Eutrophe bis

hypertrophe Verhältnisse setzten im Meerfelder Maar bei 10.600 VT ein, dies entspricht der pollenanalytischen Grenze Jüngere Dryas/Präboreal. Im Holzmaar begann dieser Abschnitt um 9300 VT. Das hohe Trophieniveau reicht bis zur Neuzeit. Maximale Chlorophyll-Werte wurden mit 400 bis 600  $\mu\text{g g}^{-1}$  TS zwischen 3000 und 1000 VT erreicht. Diese Phase fällt mit intensiver Landnutzung während der Eisenzeit, der Römerzeit und dem Mittelalter zusammen. Die Abnahme der Chlorophyllgehalte ab etwa 1000 VT wird auf den Verdünnungseffekt der klastischen Substanz zurückgeführt.

In den letzten beiden Jahrhunderten dominierten zunächst mesotrophe Bedingungen, die sich ab 50 VT (1934) zu nährstoffreicheren Verhältnissen veränderten (Abb. 37). Deutlich ist der Anstieg im Chlorophyll-Gehalt seit den 30iger Jahren dieses Jahrhunderts durch die Industrialisierung der Landwirtschaft zu erkennen.

Das frühe Einsetzen eutropher Bedingungen im Meerfelder Maar kann durch vermehrten Eintrag von Nährstoffen durch den Meerbach interpretiert werden.

Mit einer Ausnahme steht die Interpretation der warvenchronologisch datierten Chlorophyll-Werte im Einklang mit MÖLLER & SCHARF (1986). Dort wurde die maximale Trophie als Auswirkung des postglazialen Klimaoptimums im Atlantikum interpretiert. Die absolut datierten Chlorophyll-Daten zeigen jedoch, daß die maximale Trophie in den Zeitraum um 3000 VT (Bronzezeit) fällt. Deshalb muß der Mensch als Verursacher der Eutrophierung angesehen werden. Diese Fehlinterpretation beruht auf einer falschen zeitlichen Zuordnung der Sedimentprofile. Sie erfolgte bei MÖLLER & SCHARF (1986) über eine angenommene lineare Sedimentationsrate zwischen dem Laacher See Tuff und der Sedimentoberfläche. Nach den Ergebnissen der Warvenchronologie muß jedoch von einer schwankenden Sedimentationsrate ausgegangen werden.

An einem 38 cm langen Kurzkern wurde der Chlorophyll-Gehalt auch an Sedimenten aus dem Gemündener Maar bestimmt (MÖLLER 1985). Erwartungsgemäß liegen die Werte niedriger. Sie schwanken zwischen 1.9 und 84.8  $\mu\text{g g}^{-1}$  TS. Es lassen sich zwei deutlich verschiedene Bereiche ausgliedern: zwischen 38 und 11 cm Sedimenttiefe liegen die Chlorophyll-Gehalte unter 10  $\mu\text{g g}^{-1}$  TS, oberhalb 11 cm sind die mittleren Werte mit  $\approx 50 \mu\text{g g}^{-1}$  TS, als Folge der kulturellen Eutrophierung der letzten Jahrhunderte, erheblich höher.

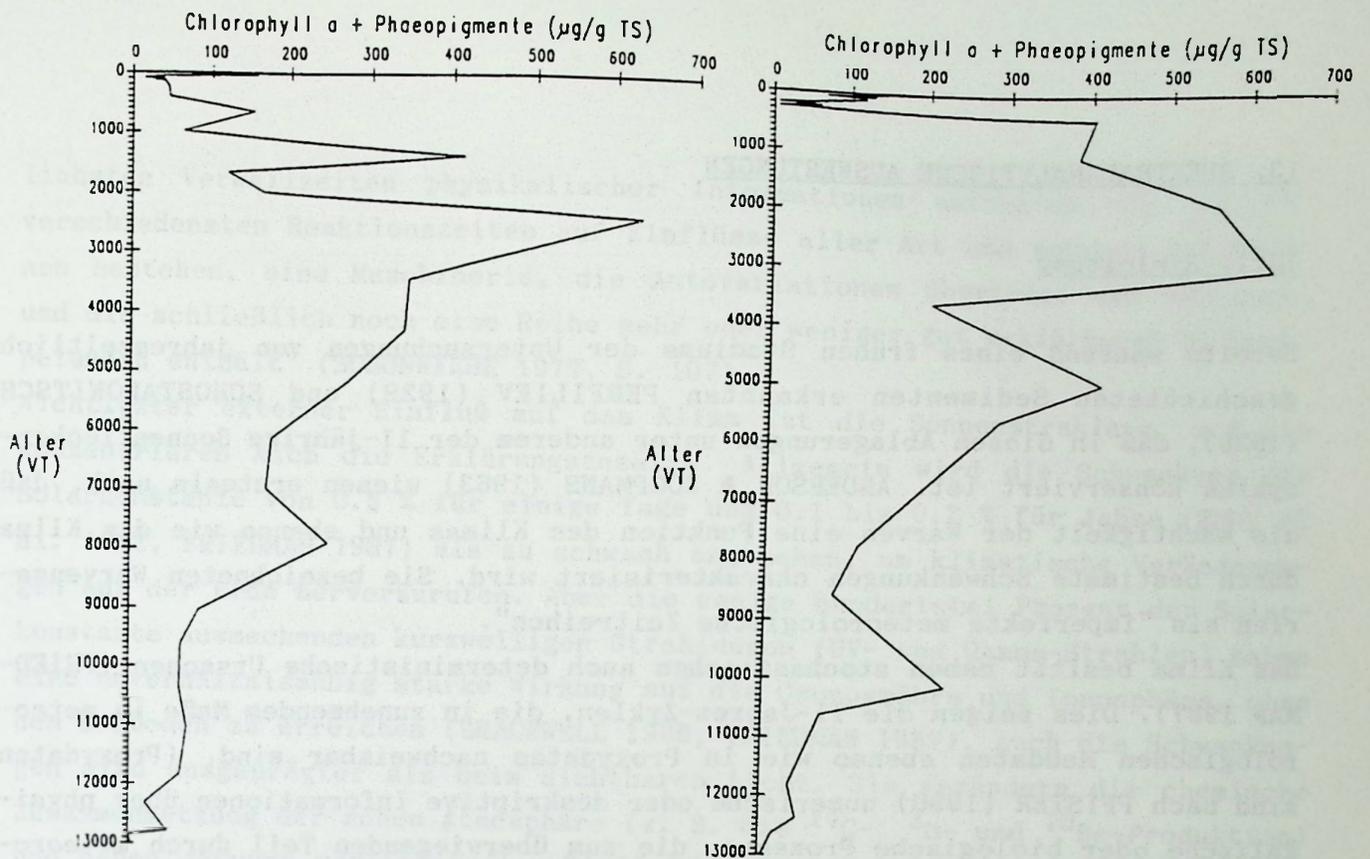


Abb. 36: Gehalt an Chlorophyll a + Phaeopigmenten im Profil HZM-P (links) und im Profil MFM-L (rechts) (Daten n. MÖLLER 1985).

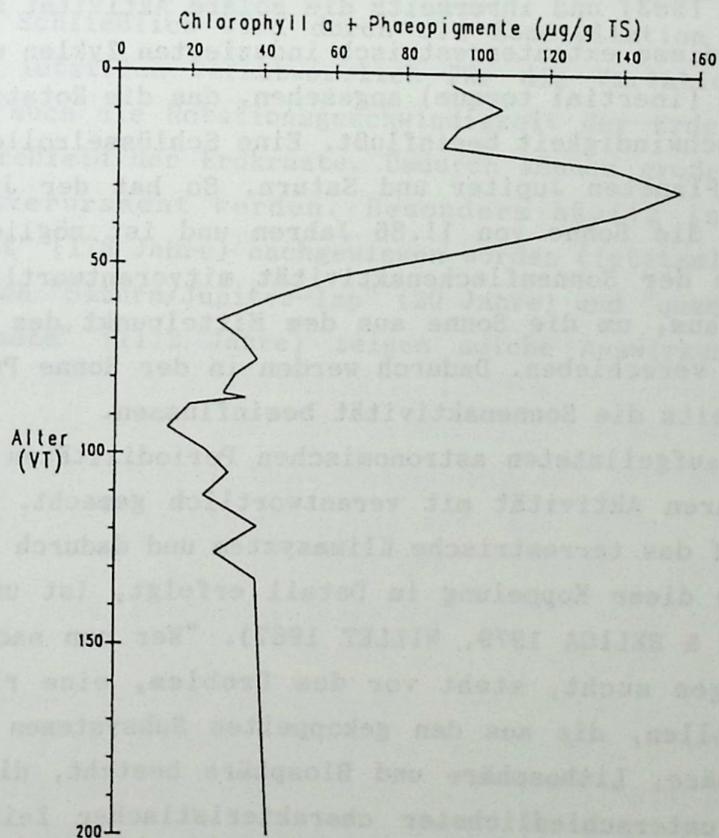


Abb. 37: Chlorophyll a + Phaeopigmente der letzten 200 Jahre im Profil HZM-P (Daten n. MÖLLER 1985).

## 13. SPEKTRALANALYTISCHE AUSWERTUNGEN

### 13.1. Einleitung

Bereits während eines frühen Stadiums der Untersuchungen von jahreszeitlich geschichteten Sedimenten erkannten PERFILIEV (1929) und SCHOSTAKOWITSCH (1936), daß in diesen Ablagerungen unter anderem der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus konserviert ist. ANDERSON & KOOPMANS (1963) wiesen erstmals nach, daß die Mächtigkeit der Warven eine Funktion des Klimas und ebenso wie das Klima durch bestimmte Schwankungen charakterisiert wird. Sie bezeichneten Warvenserien als "imperfekte meteorologische Zeitreihen".

Das Klima besitzt neben stochastischen auch deterministische Ursachen (FRIEDMAN 1987). Dies zeigen die 11-Jahres-Zyklen, die in zunehmendem Maße in meteorologischen Meßdaten ebenso wie in Proxydaten nachweisbar sind. (Proxydaten sind nach PFISTER (1990) numerische oder deskriptive Informationen über physikalische oder biologische Prozesse, die zum überwiegenden Teil durch meteorologische Parameter gesteuert werden.) Hinzu kommen zahlreiche planetarische Periodizitäten, die ein Vielfaches der 11-jährigen Sonnenfleckenzyklen ausmachen (FAIRBRIDGE 1983) und ihrerseits die solare Aktivität beeinflussen.

Als Ursache für diese extraterrestrisch induzierten Zyklen wird das Trägheitsmoment der Sonne (inertial torque) angesehen, das die Rotation (spin rate) und die orbitale Geschwindigkeit beeinflußt. Eine Schlüsselrolle spielen dabei die großen äußeren Planeten Jupiter und Saturn. So hat der Jupiter eine Umdrehungsperiode um die Sonne von 11.86 Jahren und ist möglicherweise für den 11-Jahres-Zyklus der Sonnenfleckenaktivität mitverantwortlich. Die Masse des Saturns reicht aus, um die Sonne aus dem Mittelpunkt des Sonnensystems, dem Baryzenter, zu verschieben. Dadurch werden in der Sonne Prozesse hervorgerufen, die ihrerseits die Sonnenaktivität beeinflussen.

Die in Tab. 20 aufgelisteten astronomischen Periodizitäten werden für Schwankungen der solaren Aktivität mit verantwortlich gemacht. Sie haben wiederum Auswirkungen auf das terrestrische Klimasystem und dadurch auf die Mächtigkeit der Warven. Wie diese Koppelung im Detail erfolgt, ist ungeklärt (BRACEWELL 1988, McCORMACK & SELIGA 1979, WILLET 1967). "Wer nun nach den Ursachen der Klimaschwankungen sucht, steht vor dem Problem, eine riesige Maschinerie verstehen zu wollen, die aus den gekoppelten Subsystemen Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Lithosphäre und Biosphäre besteht, die eine ganze Reihe von Wirkungen unterschiedlichster charakteristischer Zeiten und räumlicher Dimensionen erzeugt, in der alle physikalischen Größen irgendwie nach bekannten und unbekanntem Gesetzmäßigkeiten zusammenhängen, in der die unterschied-

lichsten Verweilzeiten physikalischer Informationen auftreten, in der die verschiedensten Reaktionszeiten auf Einflüsse aller Art und mehrere Pufferzonen bestehen, eine Maschinerie, die Autovariationen überträgt und umwandelt und die schließlich noch eine Reihe mehr oder weniger gut erklärbarer Rückkopplungen enthält" (SCHÖNWIESE 1979, S. 107).

Wichtigster externer Einfluß auf das Klima ist die Sonnenstrahlung. Auf sie konzentrieren sich die Erklärungsansätze. Allgemein wird die Schwankung der Solarkonstante von 0.5 % für einige Tage und 0.1 bis 0.2 % für Jahre (EDDY et al. 1982, FRIEDMAN 1987) als zu schwach angesehen, um klimatische Veränderungen auf der Erde hervorzurufen. Aber die wenige hundertstel Prozent der Solarkonstante ausmachenden kurzwelligeren Strahlungen (UV- und Gamma-Strahlen) haben eine unverhältnismäßig starke Wirkung auf die Ozonosphäre und Ionosphäre, ohne den Erdboden zu erreichen (BRACEWELL 1988, FRIEDMAN 1987). Auch die Schwankungen sind ausgeprägter als beim sichtbaren Licht. Sie verändern die chemische Zusammensetzung der hohen Atmosphäre (z. B. die  $^{14}\text{C}$ -,  $^3\text{O}$ - und  $^{10}\text{Be}$ -Produktion) und haben dadurch möglicherweise Einfluß auf die Durchlässigkeit langwelliger Wärmestrahlung zur Troposphäre. Auch das Erdmagnetfeld erfährt Veränderungen durch die kosmische Strahlung, was ebenfalls Rückwirkungen auf das Klimasystem hervorrufen kann. Schließlich wird durch die Konstellation der Planeten im Sonnensystem, die letztlich verantwortlich für die Variationen der solaren Aktivitäten sind, auch die Rotationsgeschwindigkeit der Erde beeinflusst, mit Folgen für das Streifsfeld der Erdkruste. Dadurch können große Vulkanausbrüche und Erdbeben mitverursacht werden. Besonders häufig ist dies für den "Sun/Jupiter-repeat" (178 Jahre) nachgewiesen worden (letztmals 1811, erwartet für 1990). Aber auch "Saturn/Jupiter-lap" (20 Jahre) und "quadrature alignment of the outer planets" (1112 Jahre) zeigen solche Auswirkungen (FAIRBRIDGE 1983).

Tab. 20: Orbitale Periodizitäten (in Jahren) nach FAIRBRIDGE (1983) und FAIRBRIDGE & SANDERS (1987).

| Periode         | Bezeichnung  |
|-----------------|--|
| 11.12 ±6        | Sun spot cycle (Schwabe-Zyklus)                              |
| 11.86           | Jupiter orbital period                                       |
| 13.81           | Uranus/Jupiter-lap   |
| 18.53           | polar axis precession  |
| 19.86           | Saturn/Jupiter-lap   |
| 22.24           | heliomagnetic cycle (Hale-Zyklus)                            |
| 29.46           | Saturn orbital period  |
| 44.48           | double Hale cycle  |
| 45.39           | Uranus/Saturn-lap  |
| 59.57           | Sun's orbital symmetry progression triad cycle (Wolf-Zyklus) |
| 79.4            | 8 x Schwabe-Zyklus (Gleisberg-Zyklus)                        |
| 84.01           | Uranus orbital period  |
| 164.79          | Neptune orbital period                                       |
| 171.39          | Neptune/Uranus-lap (NUL)                                     |
| 177.92          | Sun/Jupiter repeat   |
| 178.73          | Sun's orbital symmetry progression cycle (OSP)               |
| 180             | 16 x Schwabe-Zyklus  |
| 317.74          | Uranus/Saturn/Jupiter-lap                                    |
| 357.46          | 2 x OSP  |
| 370.65          | minimum sunspot cycle  |
| 417 oder 476.57 | triad length cycle   |
| 556             | progression of lunar perigee                                 |
| 1092            | Jupiter/Earth-lap  |
| 1112            | quadrature alignment of the outer planets                    |
| 1668            | zero check cycle   |
| 2135            | Mars/Earth-lap   |
| 2224            | 13 x NUL   |
| 2235            | Jupiter/Mars-lap   |
| 2859.7          | triple synod   |
| 3336            | Earth-Moon alignment and nodes                               |
| 4448            | outer planet restart = quadruple synod                       |

Die Auswirkungen der astronomischen Periodizitäten lassen sich in vielfältiger Weise auf der Erde nachweisen:

1. Wichtigstes Instrument sind die Sonnenflecken-Relativzahlen, deren Daten einige Jahrhunderte zurückreichen (KIRSTEIN 1981, LIBBY 1987, MÖRTH & SCHLAMMINGER 1979, SONETT & WILLIAMS 1985).
2. Als Hinweis auf chemische Reaktionen in der hohen Atmosphäre können gelten: Schwankungen von  $^{14}\text{C}$  in Jahrringen der Bäume (CASTAGNOLI et al. 1989, FARMER & BAXTER 1972, GRIBBIN 1975, LONG 1982, SCHOVE 1983, STUIVER & BRAZIUNAS 1989, SUESS 1980), von  $^{10}\text{Be}$  (BEER 1988) und  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  (DANS-GAARD et al. 1981) in grönländischen Eiskernen, von  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  in Baumringen (LIBBY 1987) ebenso wie vom Deuterium/Wasserstoff-Verhältnis (D/H-Ratio) in Baumringen (EPSTEIN & YAPP 1976).
3. Geomagnetische Zyklen sind ebenfalls nachweisbar (BONIFAY et al. 1987, CURRIE 1976, ERNESTO & PACCA 1981).
4. Auch die Klimaelemente unterliegen diesen Schwankungen, sind aber meist durch stochastische Prozesse abgewandelt, so daß die Zyklen nur unter besonderen Bedingungen nachweisbar sind. Es gibt dennoch eine Reihe von Arbeiten über Zyklen der Temperatur (CURRIE 1987, KIRSTEIN 1981, MICHELL zit. n. LAMB 1972, SCHÖNWIESE 1979, THALER 1987) und des Luftdrucks (CURRIE 1987). Korrelationen mit dem Niederschlag sind schwach bis

nicht nachweisbar (KIRSTEIN 1981). Einige weitere Periodizitäten zitiert LAMB (1972).

5. Neben den direkten Meßdaten liefern Proxydaten eine Vielzahl von weiteren Periodizitäten. Sie bieten vor allem den Vorteil, daß sie bis weit in das Holozän verfügbar sind. Vereinzelt Untersuchungen liegen sogar aus dem Präkambrium vor. Nicht immer ist der Ursache/Wirkung-Komplex solcher Proxydaten geklärt. Mit Ausnahme von Warven und Baumringen ist die zeitliche Auflösung der Proxydaten gering, so daß nur tiefe Frequenzen erfaßbar sind.

Zu diesen Daten gehören Trocknis-Indices (MITCHELL et al. 1979), historische Aufzeichnungen (KUTZBACH & BRYSON 1974), Pollen-Daten (OVERPECK 1987), die Weite von Baumringen (MITCHELL zit. n. LAMB 1972, SONETT & SUESS 1984), die Häufigkeit von Waldbränden (CLARK 1988c, CWYNAR 1978), Schwankungen des Hochmoorwachstums (AABY 1976) und der Gletscherhochstände (BRAY 1970, 1972, DENTON & KARLÉN 1973).

6. Vereinzelt wurden auch Korrelationen zwischen ökonomischen Daten (Getreide- und Viehproduktion) und dem Klima hergestellt. Zyklen der ökonomischen Daten wurden als Folge der Klimazyklen interpretiert (CURRIE 1987). Die Ergebnisse sind jedoch umstritten.

7. Am besten geeignet für spektralanalytische Untersuchungen sind jahreszeitlich geschichtete Sedimente, die hochauflösende Ergebnisse liefern (ANDERSON 1982, ANDERSON & KIRKLAND 1960, ANDERSON & KOOPMANS 1963, BRACEWELL 1988, ERNESTO & PACCA 1981, RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 1989, RENBERG et al. 1984, RICHTER-BERNBURG 1964, STEVENS 1986, TRENDALL 1972, WILLIAMS 1981, WILLIAMS & SONETT 1985).

8. Auch an Tiefseesedimenten konnten sedimentologisch niederfrequente Zyklen ermittelt werden (BERGER 1981, PESTIAUX et al. 1987, PISIAS et al. 1973).

Die Spektren der zitierten Untersuchungen sind in Tab. 21 zusammengestellt.

Tab. 21: Spektren astronomischer Periodizitäten (in Jahren) gewonnen aus verschiedenen terrestrischen Quellen: 1. Sonnenfleckenzyklen; 2. Isotopen-Analysen; 3. geomagnetischen Untersuchungen; 4. Klimaelementen; 5. Klima-Proxydaten (außer Warven); 6. ökonomischen Daten; 7. Warvenmächtigkeiten; 8. Tiefseesedimenten (Quellen siehe Text). Unter der Rubrik "Mittel" sind die Periodizitäten zusammengefaßt, die in mehr als 3 Fällen auftreten, unterstrichen sind jene, die in mindestens 4 Fällen vorkommen.

| Mittel           | 1        | 2         | 3    | 4         | 5      | 6  | 7       | 8         |
|------------------|----------|-----------|------|-----------|--------|----|---------|-----------|
|                  |          |           | 5.6  |           |        |    | 5.5     |           |
|                  |          |           | 6.9  |           |        |    | 6.7     |           |
|                  |          |           |      |           |        |    | 8.6     |           |
| <u>10-13</u>     | 10-13    | 11        | 11.5 | 11        | 11     | 11 | 10-13   |           |
| 17-19            |          |           |      | 17.3-18.6 | 18     | 18 |         |           |
| <u>21-23</u>     |          | 22        | 22.9 |           | 22     |    | 21-22   |           |
|                  |          |           |      | 25        |        |    | 24.5    |           |
| 28-36            |          |           |      | 28        | 30-36  |    | 32-33   |           |
| 40-46            |          | 45        |      |           | 43-46  |    | 40      |           |
| 50-60            |          | 52-60     |      |           | 50     |    | 60      |           |
|                  |          | 67-69     |      |           | 50-70  |    |         |           |
| <u>78-85</u>     | 80-83    | 78-85     |      | 80        | 80     |    | 80-85   |           |
| <u>85-110</u>    | 89.6-110 | 90-110    |      | 89-90     | 95-100 |    | 85-105  |           |
|                  |          | 116       |      |           | 114    |    |         |           |
|                  |          | 127-133   |      |           |        |    |         |           |
|                  |          | 143-150   |      |           |        |    | 145     |           |
|                  |          | 162       |      |           |        |    | 158     |           |
| <u>170-218</u>   |          | 180-181   |      |           |        |    | 170-210 |           |
|                  |          | 200-206   |      |           | 208    |    | 200     |           |
|                  |          | 218       |      |           |        |    |         |           |
|                  |          |           |      |           | 260    |    | 290     |           |
|                  |          |           |      |           |        |    | 314     |           |
|                  |          |           |      |           |        |    | 333     |           |
|                  |          |           |      |           |        |    | 345-350 |           |
| <u>380-420</u>   | 391      | 420       |      |           |        |    | 400     | 380-400   |
|                  |          | 500       |      |           | 520    |    |         |           |
| 1000-1100        |          | 1000      | 1000 |           | 1100   |    |         |           |
| ≈1300            |          |           | 1250 |           | 1300   |    |         | 1300      |
|                  |          |           | 1700 |           |        |    | 1750    |           |
| ≈2000            |          | 2000      | 1950 |           | 2000   |    |         |           |
| <u>2300-2750</u> |          | 2400-2500 | 2750 |           | 2500   |    |         | 2300-2700 |
|                  |          |           | 4600 |           |        |    |         | 4600      |
|                  |          |           |      |           |        |    |         | 10200     |

### 13.2. Auswahl der bearbeiteten Daten

Für die Spektralanalyse wurden 1128 Warven des Holzmaar-Profiles HZM-B/C einzeln vermessen (Tab. 5A). Es wurde dazu ein Altersabschnitt von Mitte Boreal bis Anfang Atlantikum ausgewählt (8982-7855 VT). Dieser Zeitabschnitt hat den Vorteil, daß die Warven sehr deutlich ausgebildet (vergl. Abb. 9) und daher genau zähl- und meßbar sind. Ein Trend ist nicht erkennbar, so daß der Einfluß der Kompaktion als vernachlässigbar gering anzusehen ist. Ein wesentlicher

Grund für die Auswahl dieses Zeitabschnittes war, daß der Mensch noch nicht in das Ökosystem See eingegriffen hat. Dies könnte zu nicht nachvollziehbaren Modifikationen des klimatischen Signals im Sediment führen. Mit diesen über 1000 Jahresdaten konnten die hochfrequenten Zyklen mit Perioden zwischen 10 und 200 Jahren nachgewiesen werden. Perioden von unter 10 und über 200 Jahren (<10 und >65 Jahren bei halbiertem Datensatz) sind aufgrund der Datenstruktur weniger signifikant. Sie wurden trotzdem in Tab. 22 aufgenommen. Signifikanztests konnten mit dem benutzten Statistik-Programm nicht durchgeführt werden. Die Spektralanalyse wurde mit den geglätteten (gleitendes 7-Punkte-Mittel) Warvenmächtigkeitsmessungen (Tab. 5A) durchgeführt. Der zu berechnende Datensatz ist im 3. Durchlauf vollständig, im 1. und 2. Durchlauf jeweils mit den Daten der jüngeren bzw. älteren Hälfte benutzt worden (Tab. 22, Abb. 38, 39, 40).

Aufschluß über die niederfrequenten Zyklen liefern die Sedimentationsraten der Detailauswertung. Bevor die Spektralanalyse durchgeführt werden konnte, mußten die Daten durch Spline-Interpolation äquidistant gemacht werden. Von drei durchgeführten Interpolationen mit 6.25, 12.5 und 25 Jahren Schrittweite, ergab die Variante mit 25 Jahren die besten Ergebnisse. Nur sie ist in Tab. 22 und Abb. 41 dargestellt. Es können kurze Perioden ab 200 Jahren erfaßt werden. Bei dem insgesamt 12.800 Jahre umfassenden Datensatz liegt die längste zuverlässige Periode bei 1600 Jahren. Mit Einschränkungen können sogar Zyklen bis zu 4700 Jahren nachgewiesen werden.

Vermutlich wird nicht nur die Warvenmächtigkeit klimatisch gesteuert, sondern auch der  $C_{org}$ -Gehalt. Deshalb wurden die datierten  $C_{org}$ -Werte vom Holzmaar ebenfalls einer Spektralanalyse unterzogen. Die Äquidistanz bei diesen Daten beträgt 22 Jahre. Die Ergebnisse (Tab. 22, Abb. 42) zeigen vergleichbare Zyklen wie die Spektralanalyse der Warvenmächtigkeitsmessungen. Eine klimatische Steuerung der organischen Produktion scheint dadurch erwiesen zu sein.

### 13.3. Interpretation der spektralanalytischen Ergebnisse

Die Ergebnisse der spektralanalytischen Auswertung (Tab. 22) zeigen Periodizitäten, die sowohl in Spektren von verschiedenen terrestrischen Daten (Tab. 21) als auch in den Periodizitäten von Umlaufbahnen der Planeten (Tab. 20) wiederzufinden sind. Es kann davon ausgegangen werden, daß die orbitalen Periodizitäten die Sonnenaktivität beeinflussen. Die solare Aktivität wiederum modifiziert das terrestrische Klima. Über unterschiedliche Steuermechanismen schlagen sich diese Variationen in der Warvenmächtigkeit und im Gehalt an organischer Substanz nieder.

Mit Hilfe der Spektralanalyse läßt sich der Einfluß des Klimas auf die Sedimentationsprozesse in den Eifelmaaren sowohl über die Warvenmächtigkeit als auch über den Gehalt an organischer Substanz nachweisen.

Tab. 22: Spektralanalytische Ergebnisse der geglätteten Warvenmächtigkeitsmessungen (A: 1-512 Jahre, B: 513-1024 Jahre, C: 1-1024 Jahre), der zusammengefaßten Warvenmächtigkeiten der Detailauswertung (D) und der C<sub>org</sub>-Analyse (E). Zum Vergleich sind die charakteristischen Perioden aus Tab. 21 (Mittel) diesen Daten gegenübergestellt.

| Mittel           | A       | B       | C       | D           | E           |
|------------------|---------|---------|---------|-------------|-------------|
|                  | 3-5     | 5       |         |             |             |
|                  | 7       |         | 7       |             |             |
|                  | 10      | 10      | 10      |             |             |
| <u>10-13</u>     | 12      | 11      | 13      |             |             |
| <u>17-19</u>     | 18      | 17-19   | 18      |             |             |
| <u>21-23</u>     | 22-24   | 22-25   | 21-24   |             |             |
|                  | 27-29   | 28-29   | 27-29   |             |             |
| <u>28-36</u>     | 31      |         | 31      |             |             |
|                  | 36-38   | 33-35   | 34-36   |             |             |
| <u>40-46</u>     | 41-43   | 41-47   | 44-47   |             |             |
| <u>50-60</u>     | 52-54   | 51-53   | 51-55   |             |             |
|                  | 61      | 62      | 58-61   |             |             |
|                  |         |         | 69-70   |             |             |
| <u>78-85</u>     |         |         | 83-84   |             |             |
|                  | 94      | 91      | 90      |             |             |
| <u>85-110</u>    | 101     | 100     |         |             |             |
|                  | 110     |         | 108     |             | (110)       |
|                  | 116-117 | 120     |         |             |             |
| <u>170-218</u>   | 190     | 169-191 | 180-220 | 175         | 176         |
|                  |         |         | 256     |             | 264         |
| <u>380-420</u>   |         |         | 380     | 325         | 375         |
|                  |         |         |         | 375-450     | 418         |
|                  |         |         |         |             | 462-484     |
|                  |         |         |         | 550-600     | 550         |
|                  |         |         |         |             | 638-660     |
|                  |         |         |         |             | 704         |
|                  |         |         |         | 775-775     | 792         |
|                  |         |         |         |             | 924         |
|                  |         |         |         | 975-1000    | 990-1012    |
| 1000-1100        |         |         |         | 1100-1175   | 1078-1100   |
|                  |         |         |         |             | 1188-1210   |
| ≈1300            |         |         |         |             | 1320-1386   |
|                  |         |         |         |             | 1474-1496   |
|                  |         |         |         | 1650-1700   | 1628-1694   |
|                  |         |         |         | (1825-1875) |             |
| ≈2000            |         |         |         | (2000-2075) | (1936-1958) |
|                  |         |         |         | (2225-2250) | (≈ 2200)    |
|                  |         |         |         |             | (≈ 2750)    |
| <u>2300-2750</u> |         |         |         | (≈ 3050)    | (≈ 3190)    |
|                  |         |         |         |             | (≈ 3870)    |
|                  |         |         |         | (4550-4725) | (≈ 4334)    |

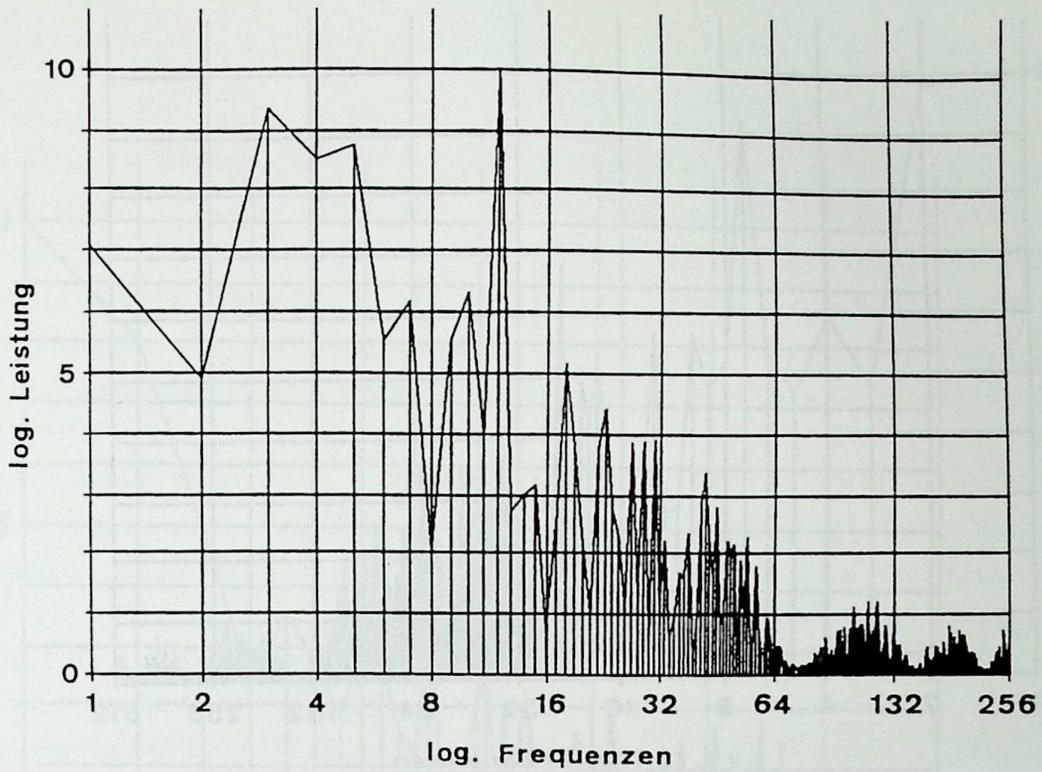


Abb. 38: FFT-Spektren der Warvenmächtigkeit im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 5A: lfd. Nr. 1-512).

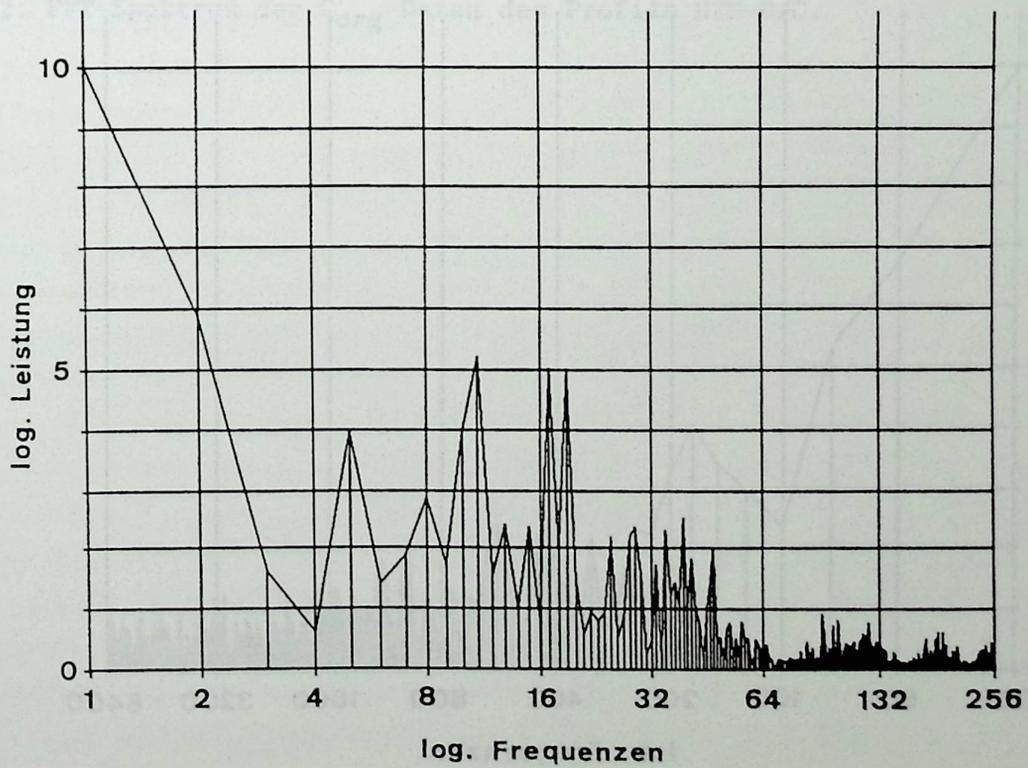


Abb. 39: FFT-Spektren der Warvenmächtigkeit im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 5A: lfd. Nr. 513-1024).

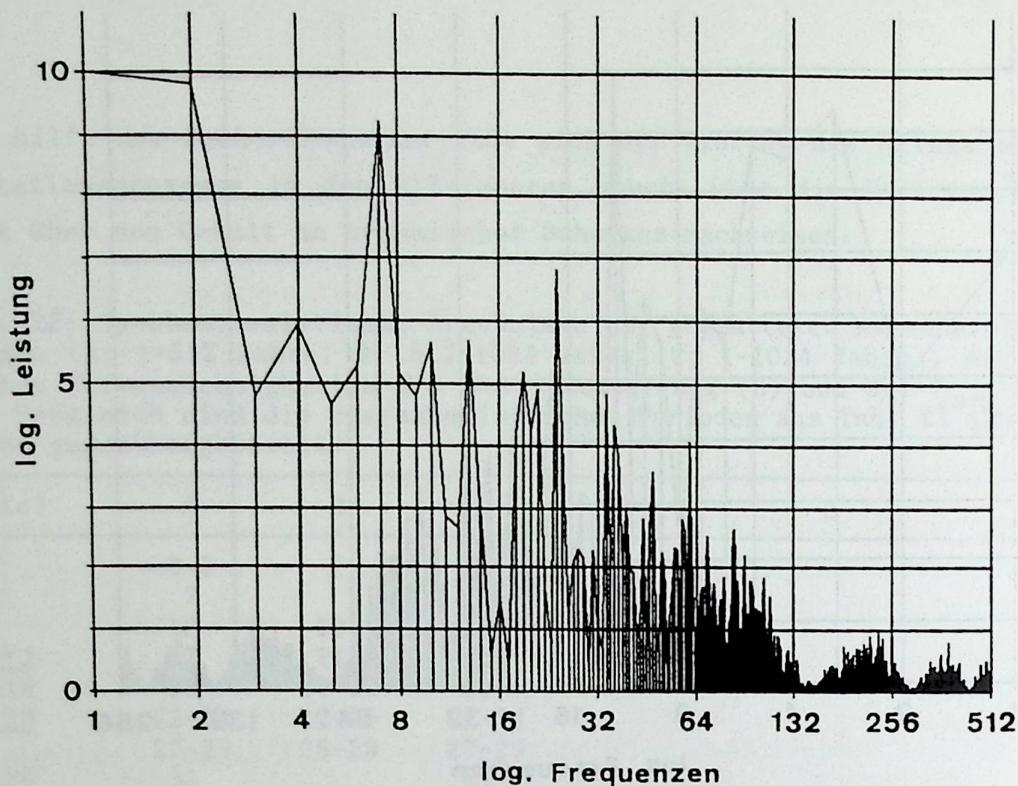


Abb. 40: FFT-Spektren der Warvenmächtigkeit im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 5A: lfd. Nr. 1-1024).

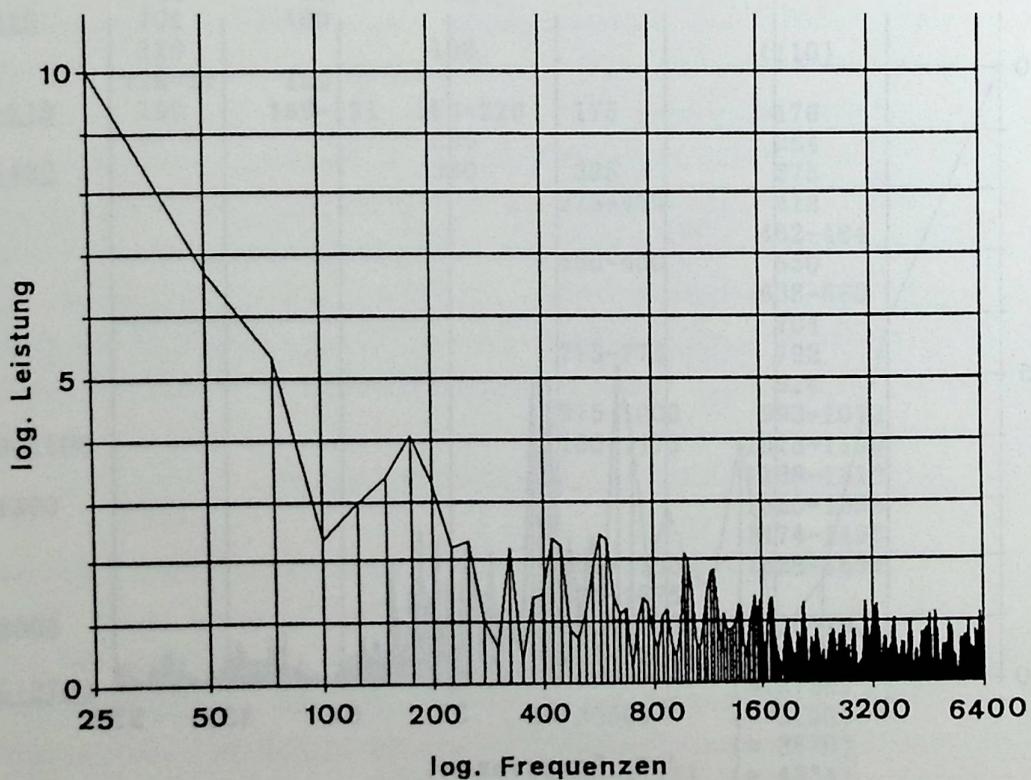


Abb. 41: FFT-Spektren der Sedimentationsraten aus der Detailauswertung im Profil HZM-B/C (Daten aus Tab. 2A).

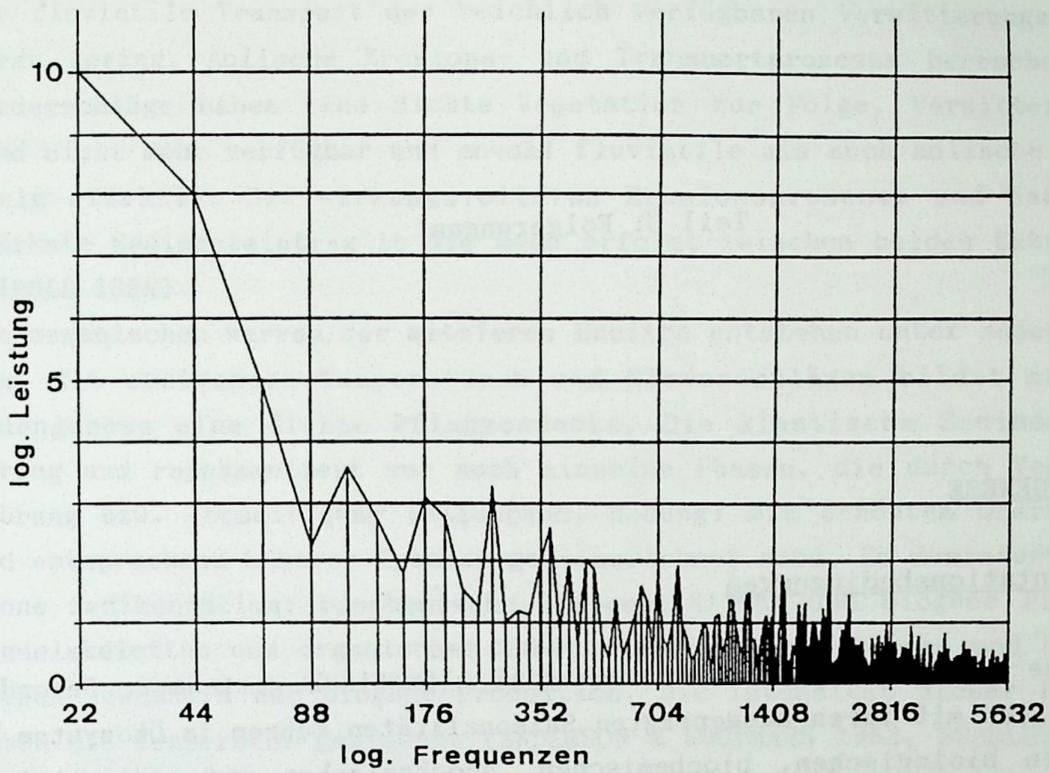


Abb. 42: FFT-Spektren der C<sub>org</sub>-Daten des Profils HZM-B/C.

## Teil C: Folgerungen

### 14. SEDIMENTGENESE

#### 14.1. Sedimentationsbedingungen

Die limnische Sedimentation wird überwiegend klimatisch gesteuert. Besonders die Jahreszeiten mit ihren ausgeprägten Saisonalitäten führen im Ökosystem See zu zyklischen biologischen, biochemischen, geochemischen und sedimentologischen Prozessen, die in allen Seen eine Lamination verursachen können. Ihre Erhaltung im Sediment hängt jedoch von speziellen Rahmenbedingungen ab (vergl. Kap. 5.1.3.). Eine solche Schichtung ist nicht zwangsläufig jahresrhythmisch. Bei einer Feinstlaminierung, die über einen längeren Zeitraum anhält, kann jedoch meist von Jahreslagen ausgegangen werden. Bereits BRADLEY (1929) hob hervor, daß Jahreszeiten die einzigen natürlichen Zyklen sind, die neben Auswirkungen auf den Kontrollmechanismus der Sedimentation (das Klima) auch eine Rhythmizität aufweisen, die eine lange, regelmäßige Sedimentation von dünnen mehr oder weniger einheitlich aufgebauten Laminae erklären kann.

Klastische glaziale Warven zeigen den klimatischen Einfluß am eindrucksvollsten. Ihre Mächtigkeiten korrelieren eng mit der Sommertemperatur: je höher sie steigt, umso mehr klastisches Material wird vom Schmelzwasser in den See transportiert (ANDERSON & KOOPMANS 1963, LEONHARD 1985). Die Mächtigkeit klastischer, nichtglazialer Warven unterliegt dem Einfluß des Niederschlags (ANDERSON & KOOPMANS 1963, ANDERSON et al. 1985b, CROWLEY et al. 1986) und des Schneefalls (PERKINS & SIMS 1983). Voraussetzung ist jedoch eine ausreichende Sedimentverfügbarkeit (LEONHARD 1985), deshalb treten klastische Warven nur in Klimaten mit geringer Vegetationsbedeckung oder in Gebieten mit hoher Reliefenergie auf.

Nach SELLEY (1985) ist der Ariditätsgrad einer der wichtigsten sedimentationssteuernden Parameter: bei fehlendem Niederschlag und spärlicher Vegetation ist

der fluviatile Transport der reichlich verfügbaren Verwitterungsprodukte äußerst gering. Äolische Erosions- und Transportprozesse herrschen vor. Hohe Niederschläge haben eine dichte Vegetation zur Folge, Verwitterungsprodukte sind nicht mehr verfügbar und sowohl fluviatile als auch äolische Erosion sind wenig effektiv. Die wirkungsvollsten Erosionsprozesse und damit auch der stärkste Sedimenteintrag in die Seen erfolgt zwischen beiden Extremen (vergl. SEIBOLD 1988).

Die organischen Warven der mittleren Breiten entstehen unter anderen Bedingungen. Mit steigenden Temperaturen und Niederschlägen bildet sich nach der Bodengenese eine dichte Pflanzendecke. Die klastische Sedimentzufuhr ist gering und repräsentiert nur noch einzelne Phasen, die durch Vegetationszerstörung bzw. -beseitigung (Waldbrand, Rodung) mit erhöhtem Oberflächenabfluß und entsprechend höherer Erosion gekennzeichnet sind. Es dominiert die autochthone Sedimentation: biochemische Karbonatfällung und biogene Produktion von Kieselskeletten und organischer Substanz bei Hartwasserseen und bei karbonatfreien Gewässern nur biogene Produktion. Die Intensität dieser Prozesse wird durch die Temperatur gesteuert (ANDERSON & KOOPMANS 1963, BRADLEY 1929, CROWLEY et al. 1986, PERKINS & SIMS 1983). Zum einen begünstigen höhere Temperaturen die Lebensbedingungen der meisten Organismen im See, zum anderen wird die Nährstoffverfügbarkeit im Seewasser durch intensive biochemische Verwitterungsprozesse und vermehrte Auswaschung der Böden erhöht.

Sedimentologische Informationen ermöglichen immer mehrere Interpretationen. Jeder Erklärungsversuch sollte deshalb alle internen und externen Kontrollmechanismen des Systems berücksichtigen (HARBOR 1985).

#### 14.2. Vergleich der Sedimentation in den eutrophen Seen Meerfelder Maar und Holzmaar

Die Sedimente aus dem Meerfelder Maar und dem Holzmaar zeigen in vielen Einzelheiten gleiche Eigenschaften. Beide besitzen feinste Laminationen, die sich nach mikrostratigraphischer Untersuchung als Warven erweisen und den Aufbau einer Warvenchronologie für das Spät- und Postglazial ermöglichen. Auch die paläomagnetischen Ergebnisse sind vergleichbar. Es fällt auf, daß während des mittleren Holozäns im Holzmaar nur sehr niedrige Intensitäten meßbar sind, die bereits die Nachweisgrenze erreichen. Dies weist auf den unterschiedlichen minerogenen Sedimenteintrag in beide Seen hin. Auch die Differenzen der Sedimentationsraten, die für die einzelnen Biozonen ermittelt wurden (Tab. 23), lassen sich darauf zurückführen.

Tab.23: Sedimentationsraten (in  $\text{mm a}^{-1}$ ) der einzelnen Biozonen im Holzmaar (HZM), Meerfelder Maar (MFM) und im Gemündener Maar (GMM). Es wird davon ausgegangen, daß die Biozonen-Grenzen in allen Maaren zeitgleich sind. Als Durchschnittswert wurde die Sedimentationsrate zwischen der Sedimentoberfläche und dem Laacher See Tuff berechnet.

| Biozone       | Zeitraum    | HZM  | MFM  | GMM   |
|---------------|-------------|------|------|-------|
| Subatlantikum | 0- 2600     | 1.74 | 1.05 | 1.26  |
| Subboreal     | 2600- 5050  | 0.49 | 0.59 | 0.61  |
| Atlantikum    | 5050- 8100  | 0.55 | 0.56 | 0.27  |
| Boreal        | 8100- 9600  | 0.59 | 0.54 | 0.32  |
| Präboreal     | 9600-10600  | 0.74 | 1.03 | 0.50  |
| Jüngere Dryas | 10600-11000 | 0.74 | 0.97 | 1.19  |
| Alleröd       | 11000-11800 | 0.68 | 0.67 |       |
| Ältere Dryas  | 11800-12000 | 0.86 | 2.11 |       |
| Bölling II    | 12000-12300 | 1.38 | 1.77 |       |
| Bölling I     | 12300-12800 | 1.48 | 5.08 |       |
| Durchschnitt  | 0-11200     | 0.84 | 0.72 | 0.65* |

\* ermittelt unter Einbeziehung der Turbidite, ohne Turbidite:  $0.37 \text{ mm a}^{-1}$

Im Holzmaar nimmt die Sedimentationsrate vom Bölling bis ins Subboreal kontinuierlich ab. Lediglich Jüngere Dryas und Präboreal sind durch einen geringfügigen Anstieg gekennzeichnet. Erst im Subatlantikum steigt die Sedimentationsrate wieder an.

Im Meerfelder Maar geht die Sedimentationsrate vom Maximum zu Beginn des Bölling auf ein erstes Minimum in der zweiten Böllinghälfte zurück. Die Ältere Dryas zeigt leicht erhöhte Sedimentationsraten, die im Alleröd auf ein zweites Minimum sinken. Jüngere Dryas und Präboreal weisen wiederum erhöhte Werte auf, bevor im Boreal das absolute Minimum erreicht wird. Seit Atlantikum steigt die Sedimentationsrate und erreicht im Subatlantikum ihr letztes Maximum.

Die erhöhten Sedimentationsraten während der Älteren und der Jüngeren Dryas gehen auf vermehrte klastische Sedimentzufuhr zurück. Sie wird durch die Klimarückschläge verursacht, die mit diesen Altersabschnitten verbunden sind. Periglaziale Prozesse mit erhöhter Sedimentverfügbarkeit im Einzugsgebiet setzten wieder ein. Da dieser Vorgang nicht auf das Meerfelder Maar beschränkt war, kann er allein nicht die Differenz der Sedimentationsraten erklären. Auch die Transportprozesse zum See sind entscheidend: dem Meerbach steht eine größere Reliefenergie zur Verfügung als dem Sammetbach. Er besitzt deshalb eine höhere Transportkraft. In Zeiten mit dominierender autochthoner Sedimentation (Alleröd, Boreal bis Subboreal), sind die Sedimentationsraten beider Seen fast identisch. Allochthoner Sedimenteintrag ist dagegen im Spät- und frühen Postglazial des Meerfelder Maares kräftiger ausgebildet. Dies führt

möglicherweise auch zur Verzögerung des Beginns der organogenen Sedimentation im Bölling, die im Meerfelder Maar 300 Jahre später als im Holzmaar einsetzte. Die anthropogen beeinflussten Sedimentationsraten im Subatlantikum sind im Meerfelder Maar geringer, da hier der Mensch allein über die Steigerung der Sedimentverfügbarkeit im Einzugsgebiet und den dadurch erhöhten fluviatilen Eintrag in das Sedimentationsgeschehen eingegriffen hat. Im Holzmaar war der fluviatile Eintrag gering, stattdessen wurden zahlreiche Turbidite im Litoralbereich des Sees durch menschliche Aktivitäten ausgelöst. Diese Turbidite vom Typ II (vergl. Kap. 6.1.1.) tragen dazu bei, daß die Sedimentationsraten während des Subatlantikums im Holzmaar deutlich über denen des Meerfelder Maares liegen.

Die datierten  $C_{org}$ -Kurven (Abb. 34) aus dem Holzmaar und dem Meerfelder Maar sind vergleichbar. Das atlantische  $C_{org}$ -Maximum wird im Meerfelder Maar allerdings 1000 Jahre eher erreicht. Auch der anthropogen bedingte drastische Anstieg um 8 Gew.% tritt im Meerfelder Maar 1000 Jahre früher (5200 VT) als im Holzmaar (4050 VT) ein. In gleicher Weise differieren die absoluten  $C_{org}$ -Werte seit Beginn der menschlichen Aktivitäten. Sie sind im Meerfelder Maar doppelt so hoch wie im Holzmaar.

Diese unterschiedlichen Ergebnisse sind durch verstärkte Zufuhr von Nährstoffen bzw. durch den Eintrag von allochthonen organischen Substanzen aus dem Einzugsgebiet erklärbar. Erhöhte  $C_{org}$ -Gehalte setzten daher im Meerfelder Maar früher als im Holzmaar ein. Ein Anstieg der organischen Substanz ist nicht unbedingt gleichzusetzen mit verstärkter biogener Produktion, da die Diatomeen unberücksichtigt bleiben.

Die Chlorophyll-Daten (Abb. 36) zeigen vergleichbare Trends. Wesentlicher Unterschied ist das Auftreten eines Maximums im Präboreal des Meerfelder Maares. Dafür kann ebenfalls allochthoner Sedimenteintrag verantwortlich gemacht werden, der im Meerfelder Maar ausgeprägter ist und bis ins Präboreal anhält. Die mitgeführten Nährstoffe steuerten dabei die interne Produktion. Der Einfluß dieser natürlichen Eutrophierung ist wahrscheinlich auf das Präboreal beschränkt. Im Boreal setzt mit der Annäherung an das postglaziale Klimaoptimum die Eutrophierung beider Maare ein. Ab 5000 VT wird dieser Prozeß durch Folgen der kulturellen Eutrophierung überlagert, die im Meerfelder Maar stärker ausgeprägt sind.

Zusammengefaßt zeigen Meerfelder Maar und Holzmaar unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Sedimentationsraten eine gleichartige Sedimentationsgeschichte. Dies zeigt auch der integrale Profilzuwachs (Abb. 43): die Kurven beider Maare verlaufen zwischen 10.000 und 2000 VT nahezu parallel. Die Sedimentationsgeschichte beider Seen kann daher im Hinblick auf klimatische und

menschliche Einflußfaktoren für die Region der Vulkaneifel als repräsentativ angesehen werden.

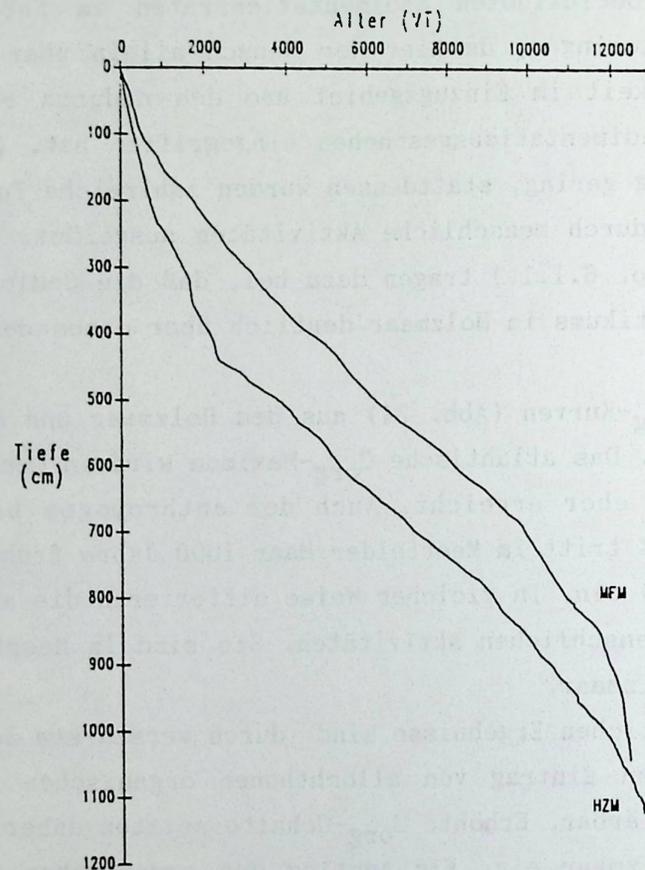


Abb. 43: Integraler Profilzuwachs im Sediment des Holzmaares und des Meerfelder Maares (Daten aus Tab. 2A und 4A).

#### 14.3. Vergleich der Sedimentation zwischen den eutrophen Maarseen und dem oligotrophen Gemündener Maar

Der auffälligste Unterschied zwischen den Sedimenten der eutrophen Seen im Holzmaar und im Meerfelder Maar zu den Sedimenten des oligotrophen Gemündener Maares ist das Fehlen makroskopisch erkennbarer Feinschichtung. Die mikroskopisch feststellbare Lamination ist zumeist nicht nachweisbar jahreszyklisch abgelagert worden. Die Bedingungen für die Warvengeneese und -erhaltung müssen demnach ungünstiger gewesen sein. Als Ursache kommt vor allem die geringere Produktivität in Frage, denn die morphologischen Bedingungen zur Erhaltung der Warven sind ebenso günstig wie in den anderen Maarseen. Grundsätzlich können Warven auch in oligotrophen Seen gebildet werden, da auch in diesen Seen Produktion und Sedimentation im jährlichen Rhythmus ablaufen.

Geringe Produktivität und ein kleines Einzugsgebiet führten im Gemündener Maar

zu niedrigen Sedimentationsraten. Dies zeigt auch der integrale Profilzuwachs (Abb. 44), dessen Kurvenverlauf deutlich flacher verläuft als bei den eutrophen Maaren. Ab 4000 VT ist eine Treppung erkennbar, die sich auf die zahlreichen mächtigen Turbidite zurückführen läßt. Ohne Berücksichtigung der Turbidite liegt die Sedimentationsrate im Gemündener Maar bei  $0.37 \text{ mm a}^{-1}$ , im Meerfelder Maar und im Holzmaar dagegen doppelt so hoch (vergl. Tab. 23). Nicht nur die niedrige Sedimentationsrate erschwert die Erkennbarkeit von Warven, sondern auch das Fehlen von hellen Komponenten (Diatomeen, Karbonate). Sobald einzelne Diatomeen- oder Sideritlagen im Sediment auftreten, können sie als Warven angesprochen werden. Die Aufstellung einer Warvenchronologie in oligotrophen Seen ist daher nur mit Einschränkungen möglich.

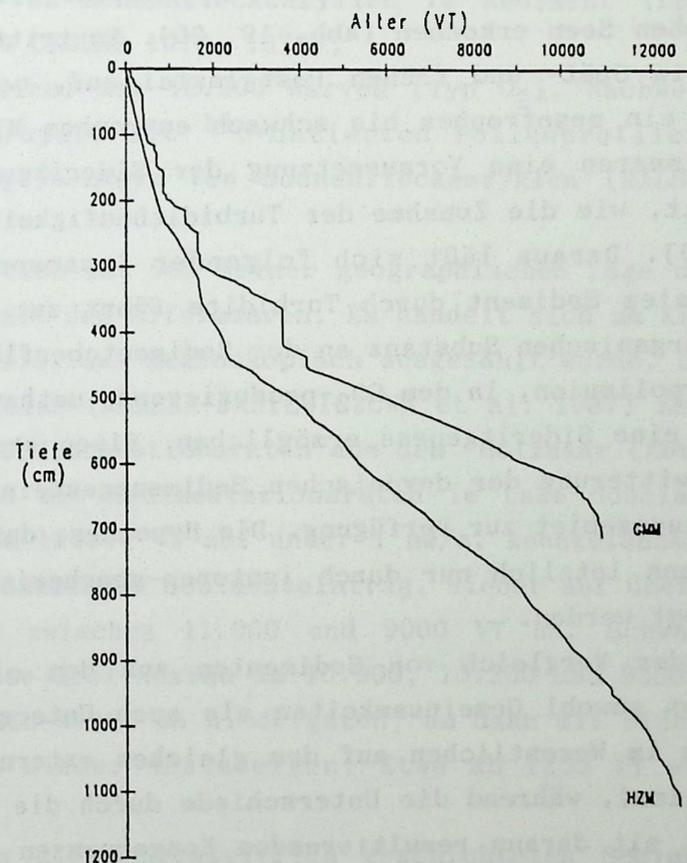


Abb. 44: Integraler Profilzuwachs im Sediment des Holzmaares und des Gemündener Maares (Daten aus Tab. 2A und 3A).

Das Sedimentprofil des Gemündener Maares läßt sich wie die Profile der eutrophen Maare, in drei Abschnitte unterteilen: einen spätglazialen bis frühholozänen Abschnitt mit erhöhter Sedimentationsrate und vermehrtem Auftreten von Turbiditen. Es folgt das mittlere Holozän mit geringsten Sedimentationsraten und wenigen Turbiditen. Dieser Abschnitt wird in den eutrophen Seen um 2500 VT

durch kulturell gesteigerte Sedimentationsraten und Turbidithäufigkeiten abgelöst. Im Gemündener Maar sind die menschlichen Einflüsse geringer, die Auswirkungen ausgeprägter: durch die steilen subaquatischen Hänge können schon kleine Eingriffe im Uferbereich zu mächtigen Turbiditen führen. Die anthropogenen Einflüsse sind bereits ab 4500 VT mit kräftigeren Amplituden der Sedimentationsraten als im Holzmaar nachweisbar.

Entsprechend diesen drei Phasen ist auch die Variation der minerogenen Substanz im Gemündener Maar zu interpretieren (Tab. 3A). Ebenso weist das Vorkommen von Vivianit (Tab. 3A), das als Ausdruck des Phosphor-Gehaltes im Sediment gewertet werden kann (vergl. Kap. 12.4.), auf die überwiegend allochthone Herkunft des Phosphors hin.

Das Auftreten von Siderit läßt deutliche Unterschiede zwischen den eutrophen und den oligotrophen Seen erkennen (Abb. 19, 20). Es tritt im Meerfelder Maar und im Holzmaar im Spät- und frühen Postglazial auf, wenn die Chlorophyll-Kurven (Abb. 36) ein mesotrophes bis schwach eutrophes Milieu anzeigen. Dies ist in den Eifelmaaren eine Voraussetzung der Sideritgenese. Im Gemündener Maar setzt Siderit, wie die Zunahme der Turbidithäufigkeit, erst ab 4200 VT ein (Abb. 11, 20). Daraus läßt sich folgender Zusammenhang ableiten: die Zufuhr von litoralem Sediment durch Turbidite führt zur deutlichen Erhöhung der verfügbaren organischen Substanz an der Sedimentoberfläche. Es bildet sich ein anoxisches Hypolimnion, in dem CO<sub>2</sub>-produzierende methanogenetische Prozesse ablaufen, die eine Sideritgenese ermöglichen. Eisen steht in ausreichendem Maße aus der Verwitterung der devonischen Sedimentgesteine und der quartären Vulkanite im Einzugsgebiet zur Verfügung. Die Hypothese der methanogenetischen CO<sub>2</sub>-Produktion kann letztlich nur durch isotope-geochemische Analysen bestätigt oder widerlegt werden.

Insgesamt zeigt der Vergleich von Sedimenten aus den oligotrophen und den eutrophen Maarseen sowohl Gemeinsamkeiten als auch Unterschiede. Die Gemeinsamkeiten beruhen im Wesentlichen auf dem gleichen externen Steuerfaktor der Sedimentation (Klima), während die Unterschiede durch die Morphologie von See und Einzugsgebiet mit daraus resultierenden Konsequenzen für den Trophiegrad und die Besiedlung verursacht werden.

#### 14.4. Vergleich mit anderen warvenchronologisch datierten, spätquartären Sedimentsequenzen

Es gibt bisher außer den Sedimentprofilen aus dem Holzmaar und dem Meerfelder Maar nur fünf weitere, mehr als 9000 Jahre umfassende, warvenchronologisch datierte Spätquartärprofile:

- Lake of the Clouds (Minnesota, USA) mit 9349 Warven (Typ O<sub>3</sub>), Nachweis durch Vergleich mit <sup>14</sup>C-Datierungen (ANTHONY 1977, CRAIG 1972, STUIVER 1970, 1971);
- Lake Valkiajärvi (Finnland) mit 9600 Warven (Typ K/O<sub>1</sub>), Nachweis durch rhythmischen Aufbau der Laminae aus minerogenen (Schneesmelze) und organischen Sublaminae (ALAPIETI & SAARNISTO 1981, MERILÄINEN 1970, SAARNISTO 1985);
- Elk Lake (Minnesota, USA) mit 10.400 Warven (Typ O<sub>2</sub>), Nachweis durch petrographische Untersuchung der Laminae, Vergleich mit rezenter Sedimentation mittels Sedimentfallen, Vergleich mit <sup>14</sup>C-Datierungen und Vergleich der Pollenstratigraphie mit <sup>14</sup>C-datierten Profilen naher Hochmoore (ANDERSON & DEAN 1988, ANDERSON et al. 1985a, 1990, DEAN et al. 1984, SPROWL & BANERJEE 1989);
- Lake Van (Türkei) mit 10.420 Warven (Typ O<sub>2</sub>), Nachweis durch spektralanalytische Bestimmung von Sonnenfleckenzyklen im Sediment (DEGENS et al. 1984, KEMPE 1977, KEMPE & DEGENS 1978, 1979);
- Lake Gosciuz (Polen) mit 12.900 Warven (Typ O<sub>2</sub>), Nachweis durch Vergleich der Pollenstratigraphie mit <sup>14</sup>C-datierten Pollenprofilen aus der näheren Umgebung und durch Nachweis von Sonnenfleckenzyklen (RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 1987, 1989).

Lediglich Lake Gosciuz ist von seiner geographischen Lage und der Sedimentgenese vergleichbar mit den Eifelmaaren. Es handelt sich um Karbonatwarven eines 15.8 m langen Profils, das makroskopisch ausgezählt wurde. Die Sedimentationsraten aus Lake Gosciuz (RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 1987) zeigen viele Gemeinsamkeiten mit den Sedimentationsraten aus dem Holzmaar (Abb. 47).

Vor 11.500 VT sind die Sedimentationsraten im Lake Gosciuz hoch und sinken zwischen 11.500 und 11.000 VT auf unter 1 mm/a, kennzeichnend für das Alleröd mit reduziertem klastischen Sedimenteintrag. Wieder auf über 1 mm/a steigt die Sedimentationsrate zwischen 11.000 und 9000 VT an. Schwach erkennbar sind während dieser Phase drei Maxima um 10.900, 10.300 und 9300 VT. Zwischen 9000 und 5200 VT sind die Werte am niedrigsten, um dann mit einem deutlichen Sedimentationswechsel wieder anzusteigen. Etwa ab 1200 VT wird dieser Prozeß verstärkt.

Insgesamt scheinen die jahreszeitlich geschichteten Sedimente aus dem Lake Gosciuz mit denen der eutrophen Eifelmaare vergleichbar zu sein (vergl. Kap. 17.). Allerdings müssen die aufgezeigten Parallelitäten der Sedimentationsraten einer detaillierten Analyse noch standhalten.

## 15. KLIMAGESCHICHTE

Seesedimente sind aufgrund der hohen Sedimentationsraten geeignete Informationsquellen für die regionale und globale Klimageschichte. Auf überregionale klimatische Zusammenhänge weisen die deutlichen Parallelitäten der Sedimentationsraten aus dem Holzmaar und aus Lake Gosciarz, Polen (vergl. Kap. 14.4., 17., Abb. 47) sowie der Nachweis von astronomischen Periodizitäten, wie sie global von unterschiedlichen Klimaproxydaten vorliegen (vergl. Kap. 13.), hin. Das klimabezogene Informationspotential jahreszeitlich geschichteter Seesedimente wird durch den Vergleich der geglätteten  $C_{org}$ -Kurve mit der Paläotemperaturkurve nach  $^{16}O/^{18}O$ -Bestimmungen am Camp Century Eiskern (Grönland) bestätigt (DANSGAARD et al. 1971). Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen Temperatur und organischer Produktion (Abb. 45).

Ein Hauptanliegen dieser Arbeit bestand darin, die Auswirkungen des Klimas auf die Sedimentgenese nachzuweisen und Rückschlüsse aus dem Sediment auf das Paläoklima zu ziehen. Für diese Untersuchungen waren die Sedimente des Holzmaares besonders geeignet, da dort die Auswertung in 1.0 cm-Abschnitten, das entspricht durchschnittlich 12 Jahren (vergl. Tab. 2A), erfolgte. Die zeitliche Auflösung ist damit höher als bei der Untersuchung der Sedimente des Meerfelder Maares, bei denen durchschnittlich 7.6 cm-Abschnitte, das entspricht durchschnittlich 92 Jahren (vergl. Tab. 4A), ausgewertet worden sind. Von allen am Holzmaar-Profil untersuchten Parametern, wie Sedimentationsrate, Pollenführung, Suszeptibilität, Gehalt an organischer Substanz, Phosphor und Chlorophyll, ist die Sedimentationsrate am aussagekräftigsten für die klimatische Interpretation. Sie integriert alle sedimentationsrelevanten Faktoren, wie den Eintrag minerogener Partikel, den Umfang der allochthonen und der autochthonen organischen Substanzen ebenso wie die Produktion biogener Kieselsäure.

### 15.1. Das Klima im Spätglazial

Die klimatische Entwicklung im Spätglazial begann mit der Erwärmung am Übergang von Ältester Dryas zum Bölling. Eine vermutete Klimaschwankung während der Älteren Dryas und der Temperaturrückschlag der Jüngeren Dryas kennzeichnen das Spätglazial als Übergang vom Glazial zum Interglazial. Nach BERGLUND et al. (1984) gibt es zwei Modelle zur paläoklimatischen Entwicklung dieser Periode:

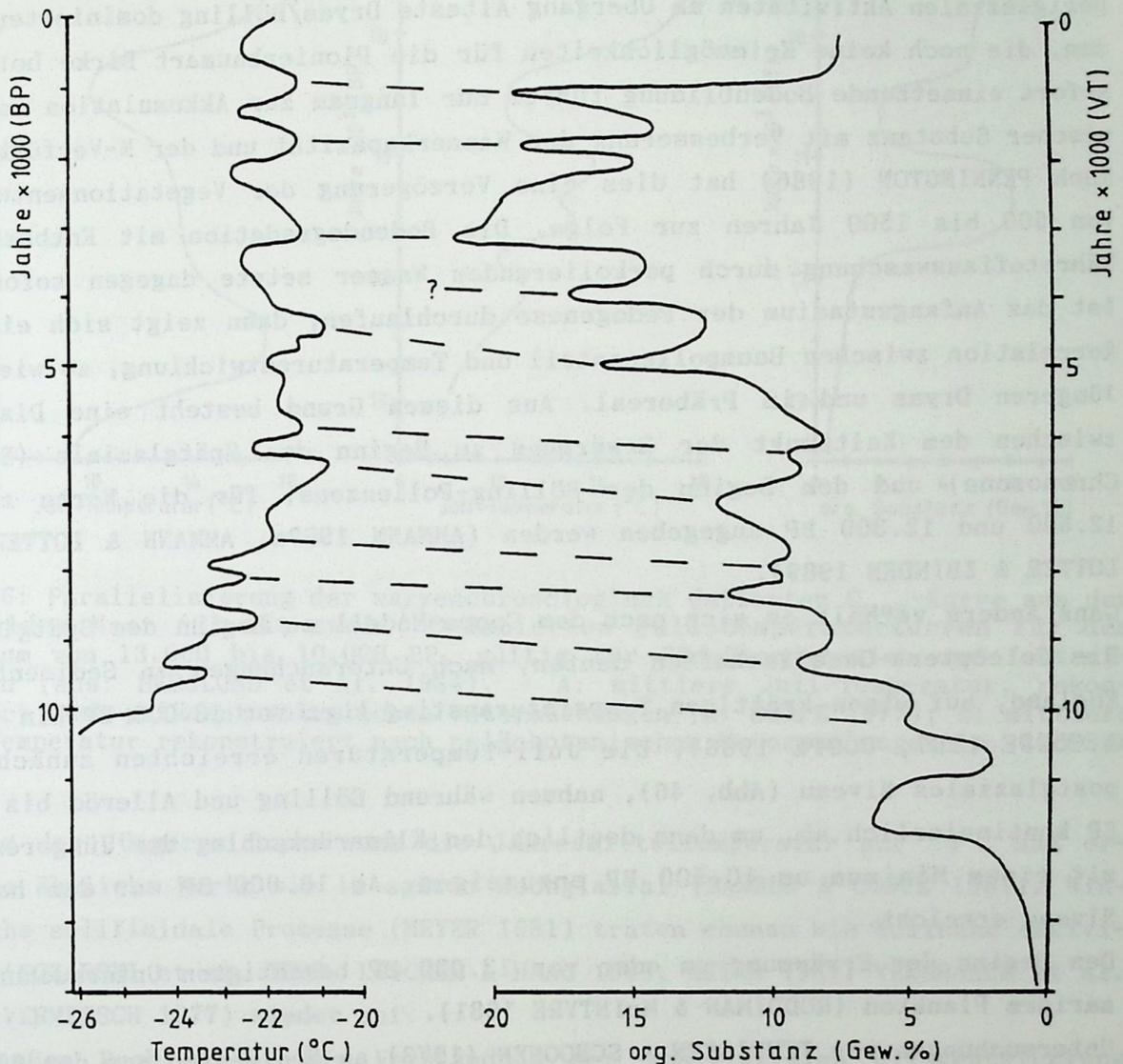


Abb. 45: Parallelisierung der warvenchronologisch datierten  $C_{org}$ -Kurve aus dem Meerfelder Maar mit der  $^{14}C$ -datierten  $^{18}O/^{18}O$ -Paläotemperaturkurve vom Camp Century Eiskern, Grönland (n. DANSGAARD et al. 1971).

1. das paläobotanische Modell: das Erscheinen von vorher nicht nachweisbaren Pflanzenarten im Pollenspektrum läßt über deren rezentes Auftreten Rückschlüsse auf die Temperatur zu.

2. das paläoentomologische Modell (Coope-Modell): Es basiert auf der Käfer-Fauna. Käfer (Coleoptera) sind mobil und verbreiten sich entsprechend den ökologischen Bedingungen schneller als die Pflanzen. Deshalb liefert dieses Modell bessere Daten zur Rekonstruktion des Paläoklimas als das paläobotanische Modell.

Die Ursache für das Versagen des paläobotanischen Modells als Klimaindikator im frühen Spätglazial (Bölling) ist vor allem die Bodenentwicklung (AMMANN 1989b, PENNINGTON 1986, PRENTICE 1986, WRIGHT 1972). Nach dem Aussetzen der

periglazialen Aktivitäten am Übergang Älteste Dryas/Bölling dominierten Rohböden, die noch keine Keimmöglichkeiten für die Pionierbaumart Birke boten. Die sofort einsetzende Bodenbildung führte nur langsam zur Akkumulation von organischer Substanz mit Verbesserung der Wasserkapazität und der N-Verfügbarkeit. Nach PENNINGTON (1986) hat dies eine Verzögerung der Vegetationsentwicklung von 500 bis 1500 Jahren zur Folge. Die Bodendegradation mit Entbasung und Nährstoffauswaschung durch perkolierendes Wasser setzte dagegen sofort ein. Ist das Anfangsstadium der Pedogenese durchlaufen, dann zeigt sich eine enge Korrelation zwischen Baumpollenanteil und Temperaturentwicklung, so wie in der Jüngeren Dryas und im Präboreal. Aus diesem Grund besteht eine Diskrepanz zwischen dem Zeitpunkt der Erwärmung zu Beginn des Spätglazials (Bölling-Chronozone) und dem Beginn der Bölling-Pollenzone, für die Werte zwischen 12.600 und 12.300 BP angegeben werden (AMMANN 1989a, AMMANN & LOTTER 1989, LOTTER & ZBINDEN 1989).

Ganz anders verhält es sich nach dem Coope-Modell zu Beginn des Spätglazials. Die Coleoptera-Gesellschaften deuten, nach Untersuchungen an Sedimenten aus England, auf einen kräftigen Temperaturanstieg kurz vor 13.000 BP hin (BARBER & COOPE 1987, COOPE 1986). Die Juli-Temperaturen erreichten zunächst ein postglaziales Niveau (Abb. 46), nahmen während Bölling und Alleröd bis 11.000 BP kontinuierlich ab, um dann deutlich den Klimarückschlag der Jüngeren Dryas mit einem Minimum um 10.500 BP anzuzeigen. Ab 10.000 BP war das holozäne Niveau erreicht.

Den Beginn der Erwärmung um oder vor 13.000 BP bestätigten Untersuchungen an marinem Plankton (RUDDIMAN & McINTYRE 1981).

Untersuchungen von TEUNISSEN & SCHOONEN (1973) an Sedimenten aus dem 800 m ü. NN gelegenen Grand Etang (Vogesen, Frankreich), lassen folgende Interpretation zu: die gezählten 1440 (+180 undeutlichen) klastischen Warven setzten mit Beginn der Alleröd-Pollenzone aus. Wird der Beginn des Alleröd auf 11.860 VT (Ergebnis aus dem Meerfelder Maar) festgelegt, so ergibt sich für den Beginn der Bildung dieser klastischen Warven der Zeitraum zwischen 13.300 und 13.500 VT. Diese zeitliche Einstufung stimmt mit dem Coope-Modell überein. Eine kräftige Erwärmung muß als Voraussetzung zur Warvengese angenommen werden, damit das Karbecken des Grand Etang eisfrei und eine limnische Sedimentation ermöglicht werden konnte. Ungeschichtete Abschnitte dieser Warvensequenz, von TEUNISSEN & SCHOONEN (1973) interpoliert und in ihre Berechnungen einbezogen, blieben hier unberücksichtigt, da sie wahrscheinlich als Sedimentationsereignisse weniger Jahre (Turbidite) zu deuten sind und nicht als kontinuierliche Sedimentation mit zerstörter Lamination aufgefaßt werden dürfen.

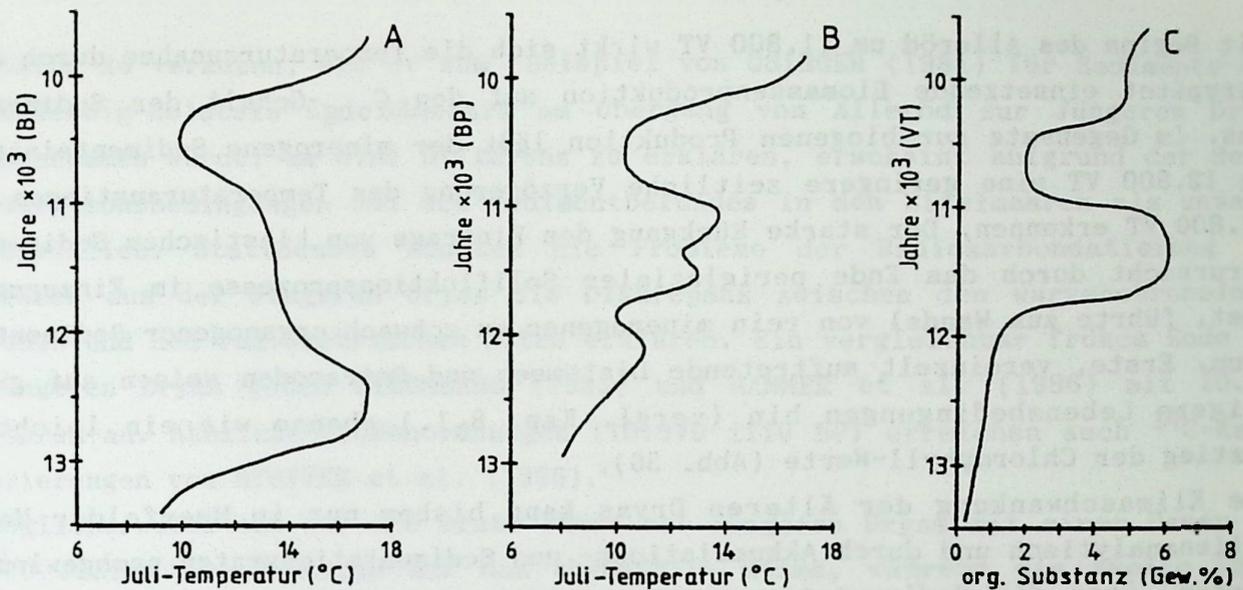


Abb. 46: Parallelisierung der wäryenchronologisch datierten  $C_{org}$ -Kurve aus dem Meerfelder Maar (C) mit zwei  $^{14}C$ -datierten Paläotemperaturkurven für den Zeitraum von 13.000 bis 10.000 BP, gültig für Süd-Skandinavien und Zentral-England (aus: BERGLUND et al. 1984). - A: mittlere Juli-Temperatur, rekonstruiert nach paläoentomologischen Untersuchungen (n. COOPE 1977); B: mittlere Juli-Temperatur rekonstruiert nach paläobotanischen Untersuchungen (n. IVERSEN 1973).

Während der Jüngeren Dryas sank die Jahresmitteltemperatur auf  $<0^{\circ}C$  und erreichte ähnliche Werte wie im späten Hochglazial (BARBER & COOPE 1987). Winterliche solifluidale Prozesse (MEYER 1981) traten ebenso wie äolische Aktivitäten (KOZARSKI et al. 1969, LÖSCHER & HAAG 1989, MEYER 1981, VERBRAECK et al. 1974, VERMERSCH 1977) wieder auf.

Ein großes Problem für das Verständnis der spätglazialen Klimaentwicklung stellt die  $^{14}C$ -Datierung dar, auf der fast alle paläoklimatischen Untersuchungen basieren. Während des Überganges von relativ kalten zu wärmeren Perioden (Älteste Dryas/Bölling und Jüngere Dryas/Präboreal) liefert die Radiokarbonmethode über einen mehrere Jahrhunderte umfassenden Zeitraum konstante Alter, sogenannte  $^{14}C$ -Plateaus (AMMANN 1989a, AMMANN & LOTTER 1989, LOTTER & ZBINDEN 1989). Sie werden vermutlich durch  $^{14}C$ -Schwankungen der Atmosphäre hervorgerufen. Damit sind  $^{14}C$ -Daten dieser Zeitabschnitte mehrdeutig und wenig zuverlässig. Ein ins Detail gehender Vergleich mit den Kalenderjahren der Warvenchronologie wird dadurch problematisch.

Die Sedimente der eutrophen Eifelmaare weisen eine pedogenetisch bedingte Verzögerung der Reaktion auf die erste Erwärmung an der Wende Älteste Dryas/Bölling von mehr als 1200 Jahren auf. Dies wird durch den Gehalt an organischer Substanz belegt (Abb. 34), der im Bölling sehr gering ist. Erst

mit Beginn des Alleröd um 11.800 VT wirkt sich die Temperaturzunahme durch die verspätet einsetzende Biomassenproduktion auf den  $C_{org}$ -Gehalt der Sedimente aus. Im Gegensatz zur biogenen Produktion läßt der minerogene Sedimenteintrag um 12.800 VT eine geringere zeitliche Verzögerung des Temperaturanstieges um 12.800 VT erkennen. Der starke Rückgang des Eintrags von klastischem Sediment, verursacht durch das Ende periglazialer Solifluktuationsprozesse im Einzugsgebiet, führte zum Wandel von rein minerogener zu schwach organogener Sedimentation. Erste, vereinzelt auftretende Diatomeen und Ostracoden weisen auf günstigere Lebensbedingungen hin (vergl. Kap. 8.1.) ebenso wie ein leichter Anstieg der Chlorophyll-Werte (Abb. 36).

Die Klimaschwankung der Älteren Dryas kann bisher nur im Meerfelder Maar pollenanalytisch und durch Akkumulations- und Sedimentationsraten nachgewiesen werden. Über die Sedimentationsraten und die pollenanalytisch festgestellte Mächtigkeit der Zone (USINGER 1984) wird eine Dauer von 70 Jahren für dieses Klimaereignis berechnet. Die erhöhte Sedimentationsrate beruht auf vermehrtem klastischen Eintrag. Als Ursache ist die Wiederbelebung solifluidaler Prozesse während eines Temperatursturzes, ähnlich der Jüngeren Dryas, denkbar, für den es jedoch nach BARBER & COOPE (1987) paläoentomologisch keinen Hinweis gibt. Wahrscheinlicher ist eine reduzierte Niederschlagstätigkeit (trockeneres Klima), wie sie AMMANN & TOBOLSKI (1983) aus biostratigraphisch untersuchten Sedimenten des Lobsigensees (Schweiz) ableiten.

Der deutliche Anstieg der organischen Produktion um 11.800 VT, mehr als 1200 Jahre nach dem spätglazialen Temperaturanstieg, kennzeichnet den Beginn des Alleröd. Diese Biozone dauert 880 Jahre und wird besonders durch die authigene Kalzitfällung charakterisiert (vergl. Kap. 7.1., Abb. 17).

Der Beginn der Jüngeren Dryas ist durch erhöhten Anteil an klastischer Sedimentzufuhr, durch Aussetzen der Karbonatfällung und durch Rückgang der organogenen Sedimentation gekennzeichnet (Tab. 24: Phase B). 150 Jahre nach Einsetzen der Jüngeren Dryas tritt im Sediment ein deutlicher Farbwechsel auf, der mikroskopisch als kontinuierlicher Übergang mit Abnahme der klastischen Komponente und leichter Zunahme der Diatomeen beschrieben werden kann (Tab. 24: Phase C). Nach nur 370 Jahren endet die Jüngere Dryas 10.610 VT mit einem erneuten Farbwechsel im Sediment, der den Übergang zu organischer Sedimentation markiert. Die Übergangsphase dauert nur 35 Jahre.  $C_{org}$ , Diatomeen und Kalzitfällung setzen wieder ein und kennzeichnen den Beginn des Holozäns.

Der Klimarückschlag ist im Sediment deutlich dokumentiert. Die Kürze dieser Periode mit nur 370 Jahren steht im Widerspruch zu den bekannten Befunden der Pollenanalyse, die zum Teil mehr als doppelt so lange Zeitabschnitte für die Jüngere Dryas ausweisen (BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA 1986). Hier einen

Hiatus zu vermuten, wie er zum Beispiel von USINGER (1981) für Sedimente aus Schleswig-Holstein und Dänemark am Übergang von Alleröd zur Jüngeren Dryas angenommen wurde, um eine Differenz zu erklären, erscheint aufgrund der Sedimentationsbedingungen und des Sedimentbefundes in den Eifelmaaren als unwahrscheinlich. Stattdessen könnten die Probleme der Radiokarbondatierung bei Proben aus der Jüngeren Dryas die Diskrepanz zwischen den warvenchronologischen und den radiometrischen Daten erklären. Ein vergleichbar frühes Ende der Jüngeren Dryas geben STRÖMBERG (1985) und HAMMER et al. (1986) mit 10.700 Jahren an. Ähnliche Größenordnungen ( $10.970 \pm 110$  BP) erreichen auch  $^{14}\text{C}$ -Kalibrierungen von STUIVER et al. (1986).

Möglicherweise ist nur die erste Phase der Jüngeren Dryas mit einer Dauer von 150 Jahren die Reaktion auf das abgekühlte Klima, während die zweite Phase (220 Jahre) die Zeit umfaßt, die zur Reorganisation von Böden und Vegetation nach dem Klimarückschlag mit solifluidalen Aktivitäten notwendig war.

Der Klimasturz muß beachtlich gewesen sein, denn die Baumpollenkurve bricht ein (USINGER & WOLF 1988). Nach BARBER & COOPE (1987) fiel die Juli-Temperatur vom Alleröd zur Jüngeren Dryas von  $15 \pm 2^\circ\text{C}$  auf  $10 \pm 2^\circ\text{C}$  und die Februar-Temperatur von  $-5 \pm 4^\circ\text{C}$  auf  $-20 \pm 10^\circ\text{C}$ . Nach der ersten 150 Jahre dauernden Phase mit einem Minimum der Baumpollenkurve, steigen die Baumpollenwerte anschließend wieder langsam auf die präborealen Werte an. Vielleicht ist die Dauer des eigentlichen Klimarückschlages der Jüngeren Dryas nicht viel länger als während der Älteren Dryas gewesen. Nur durch die unterschiedlichen Stadien der Bodengenese waren die Auswirkungen der Jüngeren Dryas auf den Naturhaushalt größer.

### 15.2. Das Klima im Holozän

Trotz der Temperaturdepression im ausklingenden Spätglazial besitzt der Beginn des Holozäns, im heutigen Sinne am Übergang von Jüngerer Dryas zum Präboreal, weniger den Charakter eines Wechsels vom Glazial zum Interglazial als die Grenze Älteste Dryas/Bölling mit sehr deutlichen klimatischen, pedogenetischen und sedimentologischen Unterschieden.

Das Frühpostglazial wird zunächst durch einen leicht erhöhten Trophiegrad der Seen gekennzeichnet. Ursache ist die noch nicht im ökologischen Gleichgewicht stehende Boden- und Vegetationsdecke, die eine Abfuhr der durch biochemische Verwitterungsprozesse verfügbaren Nährstoffe über die Bodenerosion nicht unterbinden kann. Die erst mit dem Boreal einsetzende Stabilisierung der Böden führt zu einem leichten Rückgang der Trophie bis zum Beginn der kulturellen Eutrophierung (MANNION 1982, MICHLER 1985).

Deutliche Klimaschwankungen werden aus dem Präboreal beschrieben. BEHRE (1978) schlägt eine Dreiteilung des Präboreals vor, die jedoch von KÜTTEL (1979) aufgrund unzureichender Datierungen in Frage gestellt wird:

10.200 - 10.000 BP (11.180 - 10.970 cal. BP): Friesland (gemäßigt);

10.000 - 9.600 BP (10.970 - 10.550 cal. BP): Jüngste Dryas (kalt);

9.600 - 9.000 BP (10.550 - 9.920 cal. BP): Spätpräboreal (warm).

Eine ähnliche Gliederung wird von BARBER & COOPE (1987) vorgestellt:

10.150 - 9.850 BP (11.130 - 10.810 cal. BP): Friesland-Phase

(Temperaturanstieg);

9.850 - 9.700 BP (10.810 - 10.660 cal. BP): Rammelbeek-Phase

(Temperaturabnahme, trockener, kühler).

Die nach STUIVER et al. (1986) kalibrierten Datierungen lassen erkennen, daß es sich bei der "Jüngsten Dryas" und der "Rammelbeek-Phase" vermutlich um die Jüngere Dryas handelt. Einschränkend muß jedoch noch einmal auf die Problematik der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen gerade während der Jüngeren Dryas hingewiesen werden (vergl. Kap. 9.1. und 15.1.).

Charakteristisch für die Klimaentwicklung in Mitteleuropa scheinen Trockenphasen im Präboreal und im Boreal zu sein, die zu Seespiegeltiefständen (BOEHM-HARTMANN 1973, DIGERFELDT 1972) und im Boreal zu vermindertem Torfwachstum (GODWIN 1966) führten.

Solche Trockenphasen können auch aus äolischen Aktivitäten abgeleitet werden. Aus dem Präboreal der Niederlande berichten VERMERSCH et al. (1973) von Dünenbildungen. In Polen treten äolische Prozesse sogar bis ins Boreal auf (KOZARSKI et al. 1969).

Weitere Indizien für Klimaschwankungen liefern Gletscherhochstände, wie sie von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1973) für die Schlaten-Schwankung (um 9500 BP = um 10.400 cal. BP), die Venediger-Schwankung (8700-8000 BP = 9600-8850 cal. BP), die Frosnitz-Schwankung (6600-6000 BP = 7400-6900 cal. BP), die Rotmoos-Schwankung (5300-4500 BP = 6100-5300 cal. BP) und die Löbber-Schwankung (3500-3100 BP = 3850-3400 cal. BP) in den Ostalpen ermittelt wurden. Die  $^{14}\text{C}$ -Daten wurden für Alter  $\geq 6500$  BP nach STUIVER et al. (1986) und für Alter  $< 6500$  BP nach CLARK (1975) kalibriert.

Gletscherhochstände aus den Westalpen weist ZOLLER (1960) nach: die Piottino-Schwankung (10.100-9700 BP = 11.075-10.650 cal. BP), die dreiphasige Misox-Schwankung (7500-6500 BP = 8350-7400 cal. BP) und die Piora-Schwankung (5400-5000 BP = 6300-5800 cal. BP). Bereits KÜTTEL (1977) konnte nachweisen, daß die Piottino-Schwankung der Jüngeren Dryas entspricht und lehnt deshalb diese Bezeichnung ab.

FURRER (1977) parallelisiert die Gletscherhochstände der Westalpen mit denen

der Ostalpen. Danach entsprechen in etwa die Misox- der Frosnitz-Schwankung und die Piora- der Rotmoos-Schwankung.

Für die letzten 400 Jahre des Atlantikums (5400-5000 BP = 6300-5800 cal. BP) und das Ende des Subboreals (subatlantischer Klimasturz:  $\approx$ 2500 BP = 2700 cal. BP) sind Perioden kälteren Klimas nachweisbar (FRENZEL 1966, LAMB 1977).

Die klimatische Entwicklung verläuft im Holozän von einer warm-trockenen (kontinentalen) zu einer warm-feuchten (ozeanischen) Phase, die im Atlantikum um 6600 BP (= 7400 cal. BP) mit der atlantischen Transgression einsetzt und in der kühl-feuchten (ebenfalls ozeanischen) Gegenwart ihre Fortsetzung findet (LAMB 1977).

Die skizzierte klimatische Entwicklung läßt sich in der Eifel am besten anhand der hochauflösenden, jahreszeitlich geschichteten Sedimente des Holzmaares nachweisen. Die Ergebnisse sind auch auf das Meerfelder Maar übertragbar.

Die genannten Klimaproxydaten (alpine Gletscherhochstände, Torfwachstumskurven) sind ein wichtiges Hilfsmittel, da die Sedimente allein nur eingeschränkte und mehrdeutige Aussagen erlauben. Erst mit Hilfe der Proxydaten ist eine weitergehende Differenzierung möglich.

Bereits makroskopisch zeigen die Ablagerungen des Profils HZM-B/C (Bild 1) deutliche Sedimentationsunterschiede durch Wechsel von braunen zu grauen Farbtönen. Diese Wechsel sind in Tab. 24 zusammengestellt und durch Alter und eine schematisierte mikroskopische Sedimentansprache ergänzt.

Die grauen Sedimentabschnitte werden durch einen erhöhten Anteil an minerogenen Komponenten charakterisiert. Sie enthalten Vivianit, das bis zum Atlantikum nur in diesen Abschnitten auftritt. Das in diesem Mineral gebundene Phosphat ist offensichtlich im frühen Holozän auf verstärkten allochthonen Sedimenteintrag angewiesen. Der Gehalt an organischer Substanz und an Diatomeen ist in den grauen Abschnitten niedriger. Holzkohle ist auf diese Bereiche beschränkt.

Die braunen Abschnitte sind reicher an organischer Substanz, führen weniger mineralische Anteile und keine Holzkohle. Vivianit ist erst im Spätholozän nachweisbar, während Karbonate nur in den dunklen Lagen im Spät- und Frühpostglazial auftreten.

Mit dem Beginn des Präboreals steigt der organogene und sinkt der minerogene Anteil im Sediment (Tab. 24: Phase D). Sideritfällung tritt auf. Das weist auf eine schwach anoxische Sedimentoberfläche und ein mäßiges Nährstoffniveau hin (vergl. Kap. 7.2.). Die Sedimentationsrate während dieser 200 Jahre dauernden Periode ist geringer als in der Jüngeren Dryas. Mit Phase D ist eine deutliche Erwärmung verbunden. Die folgende, durch verstärkten klastischen Eintrag

gekennzeichnete Phase E zeigt keine Veränderung der organischen Produktion. Siderit nimmt ab. Der verstärkte allochthone Sedimenteintrag kann nicht durch einen deutlichen Temperaturrückschlag, wie er in der Jüngeren Dryas für die klastische Sedimentation verantwortlich ist, erklärt werden, da keine Hinweise für ein solches Ereignis vorliegen. Pollenanalytische Untersuchungen an Sedimenten des Meerfelder Maares liefern ebenfalls keinen Hinweis auf eine Temperaturdepression im Präboreal (USINGER 1984). Stattdessen wären die aus dem Präboreal bekannten äolischen Aktivitäten eine mögliche Ursache und könnten als Indikator für trockenes Klima angesehen werden. Die Baumpollenkurve aus dem Holzmaar (USINGER & WOLF 1988) zeigt einen leichten Rückgang an, der als Hinweis auf schwache klimatische Veränderungen gewertet werden könnte. Zeitlich stimmt diese Phase mit der alpinen Schlaten-Schwankung überein.

150 Jahre nach Beginn des Boreals setzte wieder rein organische Sedimentation ein (Phase F), die für 280 Jahre zu niedrigen Sedimentationsraten führte. Temperaturzunahme und feuchtes Klima könnten dafür gesorgt haben, daß die äolische Sedimentzufuhr aussetzte. Ein letztes Mal wird in Phase G über 500 Jahre ein erhöhter klastischer Sedimenteintrag verzeichnet, der sich wiederum deutlich auf die Sedimentationsrate auswirkt. Als Auslöser wird eine ähnliche Ursache wie für die präboreale Schwankung angenommen: trockenes Klima mit erhöhter äolischer Aktivität. Diese Sedimentationsraten-Schwankung läßt sich zeitlich mit der alpinen Venedigerschwankung parallelisieren.

Die Reaktionskette aus Niederschlagsrückgang, gesteigerten äolischen Aktivitäten und daraus resultierender klastischer Sedimentation ist auch auf das Spät- und Hochglazial übertragbar. Allerdings tritt die im Holozän auch während klastischer Sedimentationsereignisse immer nachweisbare biogene Produktion im Spätglazial nur noch in sehr geringem Umfang und im Hochglazial nicht mehr auf. Umgekehrt nimmt der klastische Anteil zum Hochglazial zu, weil die aus der Frostverwitterung leicht verfügbaren Verwitterungsprodukte bei fehlender Pflanzendecke der Winderosion ausgesetzt sind.

Mit Beginn der Phase H um 8890 VT kommt es zur Dominanz organischer Sedimente. Bis zum Einsetzen intensiver menschlicher Aktivitäten während der Jüngeren Eisenzeit (Latène) um 2300 VT ist der klastische Eintrag auf maximal 180 Jahre dauernde Episoden begrenzt.

Schwankungen der Sedimentationsraten bleiben auch nach 8890 VT deutlich erkennbar. Sie sind jedoch nicht mehr durch verstärkten klastischen Eintrag gekennzeichnet, sondern werden durch vermehrte Diatomeenproduktivität gesteuert. Als Ursache für diese Eutrophierung können Klimaschwankungen angenommen werden.

Da höhere Temperaturen die biogene Produktion im See steigern und hohe Niederschläge für den Transport der verfügbaren Nährstoffe aus dem Einzugsgebiet in den See notwendig sind, kommt für den natürlichen Eutrophierungsprozeß nur warm/feuchtes Klima in Frage.

Damit charakterisieren die Maxima der Sedimentationsraten warm/feuchte Perioden, während die Minima auf trockenes oder kühl/feuchtes Klima hinweisen. Zu klären bleibt, warum die trockenen Klimate nach 9000 VT nicht mehr zu erhöhtem klastischen Eintrag führten, wie in den vorangegangenen Jahrhunderten. Klimatische, bodengenetische und vegetationsgeschichtliche Faktoren führten zu diesen Veränderungen. Um 9000 VT wurden die lichten Kiefern-/Birkenwälder, die auf noch wenig entwickelten, erosionsanfälligen Böden stockten, durch Eichenmischwälder auf voll entwickelten, stabilen Böden abgelöst. Diese Veränderung dürfte für die reduzierte Erosion verantwortlich gewesen sein.

Die Phasen H und K zeigen über 4220 Jahre rein organogene Sedimente. Lediglich für 130 Jahre (Phase I: 6440-6310 VT) ist der minerogene Eintrag erhöht. Da zusätzlich Holzkohle auftritt, wird auf erste menschliche Brandrodungen geschlossen, aber auch natürliche Waldbrände können als Ursache in Frage kommen. Die zweiphasige Kalzitfällung zu Beginn des Atlantikums (7660-7180 VT und 6980-6510 VT) kann als Hinweis auf einen Seespiegeltiefstand angesehen werden. Ein Konzentrationsanstieg der im Wasser gelösten Ionen durch verringertes Wasservolumen und erhöhte Wassertemperaturen im Sommer sorgten für die Überschreitung des Löslichkeitsproduktes von Kalzit. Dafür spricht auch die gute Übereinstimmung des Zeitraumes der Kalzitfällung mit dem postglazialen Klimaoptimum, das anhand der von GODWIN (1966) ausgewerteten Torfwachstumskurven als gemäßigt trocken bezeichnet wird und den Zeitabschnitt von 6600 bis 5500 BP (7500-6400 cal. BP) umfaßt. Bei Berücksichtigung einer angenommenen 100-jährigen Reaktionszeit des Torfwachstums auf die Klimaänderung ist die Übereinstimmung sehr gut. Auch die niedrigen Sedimentationsraten weisen auf eine Trockenphase hin.

Ab 4670 VT bis 2300 VT wird die rein organische Sedimentation viermal von kurzen (40 bis 180 Jahre), verstärkt klastische Komponenten führenden Phasen (Phasen L, N, P, S) unterbrochen (vergl. Kap. 16.). Diese allochthone Sedimentation hat zwar Einfluß auf die Sedimentationsraten (vergl. Tab. 24), kann jedoch nicht die 300 bis 800 Jahre umfassenden Maxima der Sedimentationsraten-Kurve (Abb. 6) um 7150, 6150, 5200, 4150 und 3050 VT erklären. Eine weitere mögliche Ursache für den Beginn stärkerer Schwankungen der Sedimentationsraten seit dem Beginn rein organischer Sedimentation um 9000 VT kann mit dem Beginn der atlantischen Transgression in Zusammenhang gebracht werden, die auf 7400 cal. BP datiert wird. Zusammen mit dem abnehmen-

den Einfluß des polaren Hochdruckgebietes, verursacht durch das Zurückschmelzen des nordischen Eisschildes, könnte die Transgression des Atlantiks zur Veränderung der atmosphärischen Zirkulation und dadurch zu maritimeren Klimaten in Mitteleuropa geführt haben. Erhöhte Niederschläge und seltene Trockenphasen waren die Folge. Eine solche Entwicklung scheint auch im Sediment aufgezeichnet zu sein.

Die Sedimentationsraten-Schwankungen zeigen eine auffällige Periodizität von 950 bis 1100 Jahren (vergl. Tab. 22). In dieses Muster passen auch die präborealen und borealen Schwankungen um 10.250 und 9250 VT, ebenso wie das Maximum um 1900 VT und 900 VT. Es fehlt lediglich ein Maximum um 8100 VT. Ähnliche Zyklen (1000 bis 1200  $^{14}\text{C}$ -Jahre) konnte OVERPECK (1987) über Pollen-Zeitreihen bei der Vegetationsentwicklung in den USA nachweisen. Dort sind Klima-Rhythmen (humid-arid) für diese Periodizitäten ausschlaggebend. Es liegt nahe, für die Zyklen global-klimatische Zusammenhänge zu vermuten. Wahrscheinlich wird das Klima über astronomische, periodisch wiederkehrende Ereignisse gesteuert (vergl. Kap. 13). Deshalb können sowohl die 1000- bis 1200-Jahreszyklen in Nordamerika als auch die 950- bis 1100-Jahreszyklen der Eifelmaare auf eine gemeinsame Ursache zurückgeführt werden.

Ein Vergleich mit den Gletscherstandsschwankungen der Alpen bestätigt den Einfluß des Klimas auf die Sedimentgenese. So sind die Frosnitz-, Rotmoos- und Löbber-Schwankung ebenso wie der subatlantische Klimasturz im Sediment durch erniedrigte Sedimentationsraten erkennbar. Diese Phasen werden durch verringertes Diatomeenwachstum gekennzeichnet. Es ist zu vermuten, daß sich die kühl/feuchten Klimate der Gletscherhochstände über reduzierte biogene Produktion auf die Sedimentationsraten niederschlagen.

Aus dem Auftreten der Kalzitfällung während des atlantischen Klimaoptimums in Phasen relativ geringer Sedimentationsraten, läßt sich ableiten, daß auch warm/trockene Perioden zur Reduzierung der Sedimentationsraten führten, da vermehrtes Niederschlagswasser feuchter Klimate eine Kalzitfällung unwahrscheinlicher werden läßt.

Dieser Befund belegt, daß für Sedimentationsraten-Minima die Annahme von kühl/feuchten oder von warm/trockenen Klimaten, während für die Sedimentationsraten-Maxima warm/feuchte Klimate angenommen werden können. Erhöhte Temperatur und vermehrte Nährstoffauswaschung aus den Böden des Einzugsgebietes in den See sind dann verantwortlich für den Anstieg der biogenen Produktion durch natürliche Eutrophierung und damit auch für den Anstieg der Sedimentationsraten.