

**Die Klima– und Umweltgeschichte des Balkans während
des letzten Glazials und des Holozäns,
rekonstruiert anhand von Seesedimenten des Prespasees
(Mazedonien/Albanien/Griechenland)**

Inaugural–Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

Anne Böhm

aus Radevormwald

Köln 2012

Berichterstatter: Dr. habil. Bernd Wagner
Prof. Dr. Frank Schäbitz

Tag der mündlichen Prüfung: 7. November 2012

Kurzzusammenfassung

Der Prespasee ist der drittgrößte See auf der Balkanhalbinsel und zählt mit einem geschätzten Alter von ca. 3 Millionen Jahren zu den ältesten Seen Europas. Die Sedimente des Prespasees stellen ein unschätzbar wertvolles und bisher wenig untersuchtes Klimaarchiv für die Balkanregion dar. Vordergründiges Ziel dieser Arbeit im Rahmen des SFB 806 –Unser Weg nach Europa– ist es, die Klima- und Umweltgeschichte des Balkans während des letzten Glazials und des Holozäns hochaufgelöst zu rekonstruieren.

Dazu wurde eine 1776 cm lange Sedimentsequenz aus dem nördlichen zentralen Bereich des Prespasees (Kern Co1215) geborgen und im Rahmen dieser Arbeit biogeochemisch, physikalisch, sedimentologisch und lithologisch analysiert. Dabei konnten anhand der Änderungen in den Proxies und unter Zuhilfenahme ausgewählter palynologischer Ergebnisse und Analysen der Ostrakoden lang- und kurzzeitige Klima- und Umweltänderungen in der Region des Prespasees identifiziert und ihre Auswirkungen auf die Produktivität, Ökologie und Hydrologie des Prespasees sowie die Klima- und Umweltbedingungen im Einzugsgebiet verdeutlicht werden.

Die Chronologie der Co1215-Sedimentsequenz wurde mit Hilfe von Radiokarbondatierungen, ESR-Datierungen, Tephrostratigraphie und „Wiggle-Matching“-Methode erstellt und hat ein Alter von 91.6 ka calBP ergeben. Da in der lithologischen Abfolge keinerlei Hinweise auf einen Hiatus auszumachen sind, kann an der Kernposition eine kontinuierlich erfolgte Sedimentation vom MIS 5b bis heute angenommen werden. Die charakteristischen Sedimente der Lithofazies lassen eine deutliche Unterscheidung zwischen dem letzten Glazial und dem Holozän sowie zwischen interstadialen und stadialen Bedingungen am Prespasee zu. Kältere/wärmere Klimaperioden mit ariden/humiden Bedingungen in der Region, Änderungen des Wasserspiegels und der Trophiestufe des Prespasees, unterschiedliche Redoxbedingungen im See und Sediment sowie Phasen intensiver oder verringerter Bodenerosion im Einzugsgebiet konnten ausgemacht werden.

Lokal auftretende Temperatur- und Niederschlagsänderungen in der Region des Prespasees konnten durch den Vergleich mit anderen Klimaarchiven im nordöstlichen Mittelmeerraum klassifiziert werden. Gleichzeitig wurden aber auch die im gesamten Mittelmeerraum und der Nordhemisphäre auftretenden kurz- und langzeitigen Kalt- bzw. Warmphasen und die ariden bzw. humiden Perioden während der MIS 5 und MIS 3 Interstadiale, der Heinrich Ereignisse, dem LGM, des Bølling/Allerød, der Jüngeren Dryas und dem „8.2 ka Ereignis“ im Sediment des Prespasees identifiziert.

Abstract

Lake Prespa is one of the three largest lakes on the Balkan Peninsula and is, with a supposed age of more than three million years, one of the oldest lakes in Europe. The sediments of Lake Prespa constitute an invaluable climate archive for the Balkan region, which was sparsely investigated. The focus of this study in the CRC 806 –Our way to Europe– is to reconstruct the climatic and environmental history of the Balkan region during the Late Glacial and Holocene on a high resolution.

For this purpose, a 1776 cm long sediment sequence from the northern central part of Lake Prespa (core Co1215) was recovered and investigated in this study using biogeochemical, physical, sedimentological and lithological methods. Based on changes in this proxies and by means of selected palynological and ostracod analyses, long– and short–term climate and environmental changes in the Prespa region were identified and their impact on productivity, ecology and hydrology of Lake Prespa as well as on the climate and environmental conditions in the catchment were clarified.

The chronology of the Co1215 sediment sequence is based on radiocarbon dating, ESR dating, tephrochronology and wiggle–matching and has resulted in an age of 91.6 ka calBP. As there are no hints for a hiatus in the lithological sequence at all, a continuous sedimentation at the coring location can be assumed. The characteristic sediments of the lithofacies allow a obvious distinction between the last Glacial and the Holocene as well as between stadial and interstadial conditions in the region, fluctuations in water level and trophic state, different redox conditions in the lake, and stages of intensified or reduced soil erosion in the catchment.

Changes in climatic and environmental conditions on a local scale were classified by comparison with results from other studies in the northeastern Mediterranean. Although short– and long–term cold/warm stages, and arid/humid periods occurred in the Mediterranean and the northern hemisphere during the MIS 5 and MIS 3 interstadials, Heinrich events, LGM, Bølling/Allerød, Younger Dryas and the „8.2 ka event“ are identified in the Lake Prespa sediments.

Danksagung

Das Gelingen dieser Doktorarbeit geht in großem Maße auf die großartige Unterstützung innerhalb der Arbeits- und der Projektgruppe zurück, ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre, und die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), welche dieses Projekt im Rahmen des SFB 806 finanziert hat. An erster Stelle ist hier mein Doktorvater Dr. Bernd Wagner zu nennen, der mich während der letzten 3 Jahre immer unterstützte und mir, bereits im Vorfeld, ein sehr großes Maß an Vertrauen entgegen brachte. Ihm sei an dieser Stelle von ganzem Herzen gedankt, für das außergewöhnliche wissenschaftliche Arbeiten und die einzigartigen Feldexpeditionen, die er mir ermöglicht hat. Ich schätze unsere detaillierten wissenschaftlichen Diskussionen und seine wertvollen Anregungen sehr und habe von seiner großen wissenschaftlichen Erfahrung profitieren dürfen.

Meinem zweiten Betreuer, Prof. Dr. Frank Schäbitz, gebührt ebenfalls mein allerherzlichster Dank, für seine stets sichere Unterstützung, zahlreiche Gespräche und Diskussionen und sein Vertrauen in mich. Ich habe sehr von seinen wertvollen Anregungen bei Vorträgen, Konferenzen und im Doktorandenkolloquium profitiert. Ganz besonders möchte ich mich auch bei meinem Kollegen Konstantinos Panagiotopoulos bedanken, einem treuen Weggefährten, Diskussions- und Projektpartner, den ich sehr schätze und mit dem das Zusammenarbeiten immer viel Spaß gemacht hat. Mein Dank gebührt auch Yvonne Neukäter und Margret Damaschke, die im Rahmen ihrer Diplomarbeiten einen wichtigen Beitrag zur Umweltgeschichte des Prespasees geliefert haben. Auch allen Kollegen im SFB 806 und in der IRTG sei gedankt für die Projekt übergreifende Zusammenarbeit.

Selbstverständlich hat die Arbeitsgruppe Quartärgeologie einen großen Anteil an der Durchführung des Projekts geleistet. Allen voran Nicole Mandtke als zuverlässige und immer kompetente Laborleiterin und Diskussionspartnerin, Finn Viehberg mit seinem unschätzbaren Wissen von mikrobiologischer Seite, Volker Wennrich bei methodischen und digitalen Fragestellungen und Jens Karls als bester Bürokollege und Helfer bei unzähligen Gelegenheiten. Herzlichen Dank für die gute Zusammenarbeit auch an Hendrik Vogel als erfolgreicher Leiter der ersten Feldexpedition, sowie Peter Hoffmann und Florian Boxberg, die das Team in Mazedonien 2009 komplettierten, und natürlich auch an Alexander Franke und Daniel Treu, welche die Expedition 2011 tatkräftig unterstützten. Danke natürlich auch an Martin Melles, Oliver Stock, Friederike Schürhoff-Goeters, Armine Shahnazarian, Sonja Berg und Maaret Kukkonen für zuverlässige kollegiale Unterstützung. Mein Dank gebührt auch den fleißigen Helfern Florian, Arne, Emilia, Sherin, Daniel und Sven, die mir als Hilfwissenschaftler bei der Laborarbeit zur Hand gingen.

Auch zahlreichen anderen Kollegen, Giovanni Zanchetta und Illaria Baneschi von der University in Pisa, Roberto Sulpizio von der University in Bari, Melanie Leng vom NERC Isotope Geosciences Laboratory in Nottingham und Norbert Nowaczyk vom GFZ in Potsdam vielen Dank für ihre fachliche Unterstützung und die wertvollen Diskussionen. Goce Kostoski, Sasho Trajanoski, Zoran Brdaroski und Robert vom Police Department in Stenje sei herzlich gedankt für die äußerst hilfreiche logistische Hilfe vor Ort in Mazedonien.

Zum Schluss möchte ich ganz besonders meinem Mann Manfred und meiner Familie danken, die fleißig Korrektur gelesen haben, mich immer in allem unterstützt haben und mit einem harmonischen und liebevollen privaten Umfeld einen unschätzbaren wertvollen Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit geleistet haben.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1 Unser Weg nach Europa – Der SFB 806	1
1.2 Fragestellung und Ziele dieser Arbeit	3
2. Regionaler Überblick	6
2.1 Geographische Lage und Hydrogeologie	6
2.2 Geologische Entstehung	8
2.3 Heutige Klimabedingungen und Vegetation	9
3. Material und Methoden	10
3.1 Bergung des Kernmaterials und Hydro–Akustik	10
3.2 Analytik im Labor	10
3.2.1 Kernöffnung und Unterbeprobung	10
3.2.2 Röntgenfluoreszenz (XRF)	11
3.2.3 Magnetische Suszeptibilität (MS)	11
3.2.4 Kohlenstoff (TC, TIC), Stickstoff (TN), Schwefel (TS)	11
3.2.5 Röntgendiffraktometrie (XRD)	12
3.2.6 Korngrößen	12
3.2.7 Pollen und Plankton	13
3.2.8 Ostrakoden	14
3.2.9 Radiokarbondatierungen (¹⁴ C–Datierungen)	14
3.2.12 Tephrostratigraphie	15
3.2.11 Elektronen–Spin–Resonanz–Datierungen (ESR–Datierungen)	15
4. Ergebnisse	17
4.1 Lithologie und Lithofazies	18
4.1.1 Korngrößen, Farbe und Struktur der Lithofazies	18
4.1.3 Magnetische Suszeptibilität (MS)	25
4.2 Tephra– und Kryptotephralagen	25
4.3 AMS–Messungen	29
4.3.1 ¹⁴ C–Datierungen	29
4.3.2 δ ¹³ C –Werte (‰)	29
4.4 ESR–Datierungen	31
4.5 Mikropaläontologische Proxies	33
4.5.1 Palynologie	33
4.5.2 Ostrakodenanalyse	35
5. Diskussion	36
5.1 Indikatoren für Klima– und Umweltänderungen	36
5.1.1 Organischer Gesamtkohlenstoff (TOC)	36
5.1.2 Gesamtstickstoff (TN) und C/N–Verhältnis	38
5.1.3 Anorganischer Kohlenstoff (TIC)	40
5.1.3.1 Calciumcarbonat (CaCO ₃)	40
5.1.3.2 Siderit	41
5.1.4 Eisen (Fe) und Mangan (Mn)	42
5.1.5 Schwefel (TS)	43
5.1.6 Titan (Ti) und Korngröße	45
5.1.7 Pollen und Plankton	46
5.1.8 Ostrakoden	47
5.2 Indikatoren für Tephralagen	47
5.2.1 Magnetische Suszeptibilität (MS)	47

5.2.2 Kalium (K), Rubidium (Rb) und Strontium (Sr)	47
5.3 Chronologie.....	48
5.3.1 Radiokarbonalter.....	48
5.3.2 ESR–Alter.....	49
5.3.3 Tephrostratigraphie.....	50
5.3.4 Alters–Tiefen–Modell.....	56
5.3.5 Sedimentationsrate.....	57
5.4 Korrelation mit anderen Sedimentsequenzen aus dem Prespasee	58
6 Rekonstruktion der Klima– und Umweltgeschichte	61
6.1 Das letzte Glazial.....	62
6.1.1 MIS 5b (ca. 91.6–85.6 ka calBP).....	62
6.1.2 Frühes MIS 5a (85.6–77 ka calBP).....	64
6.1.3 Spätes MIS 5a (77–70.7 ka calBP).....	67
6.1.4 MIS 4 (70.7–60.1 ka calBP)	73
6.1.5 MIS 3 (60.1–32.8 ka calBP)	77
6.1.6 MIS 2, LGM und Spätglazial (32.8–15.7 ka calBP).....	81
6.1.7 Übergang vom späten Glazial zum Holozän (15.7–11.5 ka calBP)	83
6.2 Das Holozän	87
6.2.1 Frühes Holozän (11.5–8.3 ka calBP).....	87
6.2.2 Das „8.2 ka Ereignis“ (8.3–7.9 ka cal BP)	89
6.2.3 Mittleres Holozän (7.9–1.9 ka cal BP)	90
6.2.4 Spätes Holozän (1.9 ka cal BP– Heute).....	91
7. Zusammenfassung.....	93
8. Literaturverzeichnis.....	96
9. Erklärung.....	113

Abkürzungsverzeichnis

Im Folgenden sind die im Text am häufigsten verwendeten Abkürzungen aufgeführt.

SFB	Sonderforschungsbereich	C/N	Org. Kohlenstoff/Stickstoff Verhältnis
XRF	Röntgenfluoreszenz	Fe/Ti	Eisen/Titan Verhältnis
MS	Magnetische Suszeptibilität	Mn/Ti	Mangan/Titan Verhältnis
TC	Gesamtkohlenstoff	Vol%	Volumenprozent
TIC	gesamter anorganischer Kohlenstoff	Gew%	Gewichtsprozent
TOC	gesamter organischer Kohlenstoff	¹⁴C	Radiokarbon
XRD	Röntgendiffraktometrie	Co1215	im Rahmen dieser Dissertation bearbeiteter Sedimentkern
TS	Gesamtschwefel	AP	Baumpollen
TN	Gesamtstickstoff	NAP	Nichtbaumpollen
K	Kalium	L-3	Lithofazies 3
Rb	Rubidium	L-2	Lithofazies 2
Sr	Strontium	L-1	Lithofazies 1
Ti	Titan	L-3a usw.	Sublithofazies 3a usw.
Ca	Calcium	MIS	Marines Isotopenstadium
CaCO₃	Calciumkarbonat	ESR	Elektronen-Spin-Resonanz
HCO₃⁻	Hydrogenkarbonat	CO₂	Kohlendioxid

1. Einleitung

1.1 Unser Weg nach Europa – Der SFB 806

Das übergeordnete Ziel des Sonderforschungsbereiches (SFB) 806 –Unser Weg nach Europa: Kultur–Umwelt Interaktion und menschliche Mobilität im späten Quartär– ist es, komplexe chronologische, regional–strukturelle sowie klimatische, umweltbedingte und soziokulturelle Zusammenhänge von bedeutsamen interkontinentalen und transkontinentalen Ereignissen bei der Ausbreitung des modernen Menschen von Afrika nach West–Eurasien bis zum Sesshaftwerden in Zentraleuropa zu erfassen. Dabei liegt der Schwerpunkt auf der Zeitspanne von 190 ka BP bis heute, welches die vorletzte Kaltzeit (Marines Isotopenstadium MIS 6), den letzten Interglazial–Glazial–Zyklus (MIS 5 bis 2) sowie den Übergang vom Glazial zum Holozän und das Holozän (MIS 1) umfasst (Richter, 2009).

Während die grundsätzliche Feststellung des afrikanischen Ursprungs des modernen Menschen und seine anschließende Ausbreitung von dort aus wissenschaftlich großen Zuspruch findet, wird über den Rhythmus und die Richtung der Migration sowie ihre Bedingungen und Gründe kontrovers diskutiert. Alle heute lebenden Menschen gehören der gleichen Art *Homo sapiens sapiens* an. Die bisher ältesten Knochenfunde des *Homo sapiens* stammen aus Herto in Äthiopien und wurden auf 160–154 ka BP geschätzt (Clark et al., 2003). Die bislang ältesten Nachweise für die Auswanderung des modernen Menschen aus Afrika bilden Knochen– und Zahnfunde des modernen Menschen aus Qafzeh und Skhul in Israel, welche mittels radiometrischer Datierungen auf ein Alter von ca. 130–100 ka BP datiert werden konnten (Grün et al., 2005). Die bisher ältesten Skelettreste des *Homo sapiens* in Südosteuropa wurden 2002 im Peștera cu Oase Höhlensystem in Rumäniens gefunden. Das dort geborgene Unterkieferfragment „Oase 1“ wurde mittels Radiokarbonmethode auf 34.9 ± 0.9 ka BP (39.7 ± 2 ka calBP) datiert (Trinkhaus et al., 2003). Anhand dieser archäologischen Funde kann man einen östlichen Einwanderungskorridor des modernen Menschen von Afrika über die Levante, Anatolien und den Balkan nach Europa relativ gut belegen. Ein möglicherweise zusätzlicher Einwanderungskorridor über Nordwestafrika und Spanien wird diskutiert und im SFB 806 untersucht (Abb. 1–1).

Die Fossilfunde stützen die „Out of Africa II“– und „Black Eve“–Hypothesen, welche Ostafrika als Ursprungsregion des *Homo sapiens* vor etwa 190 ka BP annehmen und seine Ausbreitung von dort aus über Eurasien u.a. nach Europa. Für die Ursprungsregion Ostafrika sprechen des weiteren genetische Untersuchungen, die auf dem weltweiten Vergleich mitochondrialer DNA (mtDNA) heute lebender Menschen beruhen. Bereits in den 80er Jahren konnten Cann et al. (1987) anhand der mtDNA von 147 lebenden Menschen nachweisen, dass sie ihre mtDNA von einer Frau geerbt haben die wahrscheinlich vor ungefähr 200 ka in Afrika lebte und die sie mitochondriale Eva nannten. Sowohl zeitlich als auch räumlich unterstützt die „mitochondriale–Eva–Hypothese“ das „Out of Africa II“–Modell, und spricht gegen den multiregionalen Ursprung, der von einer Entstehung des modernen Menschen aus mehreren verschiedenen regionalen Abzweigen von *Homo erectus sensu lato* zu einer Spezies ausgeht (z.B. Wolpoff et al., 1984).

Das früheste Auftreten des modernen Menschen in Europa fällt mit einem fundamentalen menschheitsgeschichtlichen Umbruch, dem Beginn des Jungpaläolithikums, zusammen. Im Jungpaläolithikum treten zahlreiche Merkmale menschlichen Verhaltens regelhaft auf, die zuvor nur vereinzelt, vorübergehend oder überhaupt nicht vorhanden waren: zum Beispiel organisierte Jagd auf die eiszeitlichen Großsäuger, komplexe Siedlungssysteme und komplexe Behausungen, sowie eine entwickelte Steinbearbeitungstechnik, in deren Mittelpunkt die Herstellung von Serien schlanker, regelmäßiger Abschlüge stand (Richter, 1996). Zur Überlieferung von Ideen,

Techniken und kulturellen Handlungsweisen, sowie zur Entstehung menschlicher Gesellschaften, trugen im wesentlichen Populationsdynamik und Ausbreitungsprozesse bei. Die Hauptfaktoren hierbei, welche die Mobilität von Populationen steuern, sind sicherlich menschliche Einwirkung sowie Klima- und Umweltbedingungen. Das Ziel des SFB 806 ist es, detaillierte Daten zu erheben, die anzeigen, inwieweit einzelne Migrations- und Ausbreitungsereignisse durch Umweltbedingungen im Herkunftsgebiet, den Einwanderungskorridoren und dem Gebiet der Niederlassung gesteuert wurden (Richter, 2009).



Abb. 1–1: Unser Weg nach Europa: Herkunftsgebiet, Einwanderungskorridore und das Gebiet der Niederlassung des modernen Menschen, welche im SFB 806 detailliert betrachtet werden. Um sowohl die kulturellen Faktoren als auch die Umwelt- und Klimabedingungen, welche bei der Migration des modernen Menschen eine Rolle gespielt haben könnten, zu klassifizieren, werden neben archäologischen Fundstellen auch terrestrische und aquatische Archive untersucht. Der Prespasee auf der Balkanhalbinsel liegt entlang des östlichen Einwanderungskorridors (Abbildung verändert nach Richter, 2009).

Das Cluster B des SFB 806, zu dem auch das Prespasee-Projekt (Projekt B2) gehört, setzt mit verschiedenen Projekten entlang des östlichen Einwanderungskorridors genau bei dieser Fragestellung an. Die im späten Quartär im nord- und südöstlichen Mittelmeerraum herrschenden Klima- und Umweltbedingungen sollen rekonstruiert werden und ihr Einfluss auf die Ausbreitung des modernen Menschen und des Ackerbaus bis nach Europa klassifiziert werden. In dieser ersten Phase des SFB liegt der wissenschaftliche Fokus der Projekte in Cluster B auf drei Regionen: dem Jordantal, der Marmararegion und dem Balkan. Besonderes Interesse gilt hierbei den Klima- und Umweltbedingungen im MIS 3 und 2 zwischen 60–18 ka BP, dem Zeitraum der Einwanderung des modernen Menschen nach Europa und des Sesshaftwerdens. Auch die Zeitscheibe <18 ka BP bildet in der Klima- und Umweltrekonstruktion der Region einen Schwerpunkt, da die in dieser Zeit stattgefundenene Wiederbesiedlung Zentraleuropas aus südlich gelegenen

nen Refugien wie dem Balkan nach dem Letzten Glazialen Maximum nach wie vor kontrovers diskutiert wird. Des Weiteren ist das Auftreten des modernen Menschen in dieser Region von besonderem Interesse, da die Gebiete im Cluster B als Ursprungsgebiet für die Neolithisierung (Willis und Bennett, 1994; Berger und Guilaine, 2009) gelten.

1.2 Fragestellung und Ziele dieser Arbeit

Der Prespasee ist der drittgrößte See auf der Balkanhalbinsel und bildet zusammen mit dem Kleinen Prespa-, Ohrid- und trockengelegten Maliqsee (im Korçëbecken) die Dessaretische Seengruppe (Abb. 1–2). Mit einem geschätzten Alter von ca. 3 Millionen Jahren (Stankovic, 1960; Levkov et al., 2007) zählt der Prespasee zu den ältesten Seen Europas. Die Prespasee-Sedimente stellen ein unschätzbar wertvolles und bisher noch wenig untersuchtes Klimaarchiv für die Balkanregion dar. Vordergründiges Ziel des Prespasee-Projekts B2 “Die Klima- und Umweltgeschichte des Balkans während des letzten Glazial-Zyklus” ist es, die Klima- und Umweltbedingungen in der Region während des Glazials und des Holozäns hochaufgelöst zu rekonstruieren. Anhand der Prespasee-Sedimente sollen genauere Erkenntnisse gewonnen werden, welche Gemeinsamkeiten und Unterschiede in den Klima- und Umweltbedingungen während des letzten Glazials und des Holozäns in den kalten Phasen (MIS 4 und 2) und den überwiegend mildereren Perioden (MIS 5, 3 und 1) in der Region bestanden. Außerdem soll untersucht werden, welche kurzzeitigen Klimaereignisse identifiziert werden können und wie sie klimatologisch charakterisiert waren.

Durch die relativ große Oberfläche des Prespasees im Vergleich zum geringen Volumen darf vermutet werden, dass der See sehr sensitiv auf Klima- und Umweltänderungen reagiert hat. Der Prespasee besitzt keinen Oberflächenabfluss, sondern entwässert über Karst Aquifere in den benachbarten Ohridsee (Popovska und Bonacci, 2007). Beide Seen sind bekannt für einen hohen Grad an endemischer Flora und Fauna und formen ein einzigartiges Ökosystem auf der Balkanhalbinsel (Stankovic, 1960; Levkov et al., 2007; Albrecht und Wilke, 2008). In den letzten Jahren wurden zahlreiche limnologische, paläolimnologische und paläoklimatologische Studien über den Ohridsee publiziert (z.B. Belmecheri et al., 2009; Wagner et al., 2009; 2010; Leng et al., 2010; Lézine et al., 2010; Lindhorst et al., 2010; Matter et al., 2010; Reed et al., 2010; Vogel et al., 2010a, c; Wilke et al., 2010; Hauffe et al., 2011). Es existieren auch einige vegetationsgeschichtliche, paläoklimatologische und paläogeographische Studien über den trockengelegten Maliqsee (Denèfle et al., 2000; Bordon et al., 2009; Fouache et al., 2010). Die geborgenen Sedimentabfolgen des Ohridsee reichen bis 148 ka calBP zurück und die vom Maliq See bis ca. 16 ka calBP. Vom Prespasee existiert bisher nur eine einzige längere, auf ca. 50 ka calBP datierte Sedimentabfolge vom nordwestlichen lateralen Teil des Sees (Kern Co1204; Leng et al., 2010; Wagner et al., 2010), welche mit paläoklimatologischem Fokus untersucht wurde.

Schwierigkeiten bei der Rekonstruktion der Klima- und Umweltbedingungen im Gebiet der Dessaretischen Seengruppe entstehen durch die z.T. unterschiedlich gewählten Proxies und abgedeckten Zeitbereiche der Archive. Außerdem ist der Übergang vom letzten Glazial zum Holozän in allen Seen anhand der bisher untersuchten Sedimentkerne nur bedingt vergleichbar. Zum einen liegt das daran, dass die Kerne Co1204 vom Prespasee (Wagner et al., 2010; Leng et al., 2010; Abb. 1–2) und Lz1120 vom Ohridsee (Wagner et al., 2009; Abb. 1–2) jeweils Anzeichen eines Hiatus zwischen der pleistozänen und holozänen Abfolge aufweisen, und zum anderen auf ein verspätetes Einsetzen der komplett-interglazialen Bedingungen hinweisen (Kern Co1202 vom Ohridsee (Vogel et al., 2010a); Abb. 1–2) im Vergleich zu den Eisbohrkernen aus Grönland

(z.B. Grootes et al., 1993; Alley, 2000; Abb. 1–3), den marinen Sedimentkernen (Cacho et al., 1999; 2001; Ehrmann et al., 2007, Hamann et al., 2008; Kotthoff et al., 2011; Abb. 1–3), oder anderen terrestrischen Archiven aus dem Mittelmeerraum (Allen et al., 1999; 2002; Bar-Matthews et al., 1999; 2003; Tzedakis et al., 2002; Lawson et al., 2004; 2005; Tzedakis, 2005; Kotthoff et al., 2008; Fletcher et al., 2010; Müller et al., 2011; Abb. 1–3).

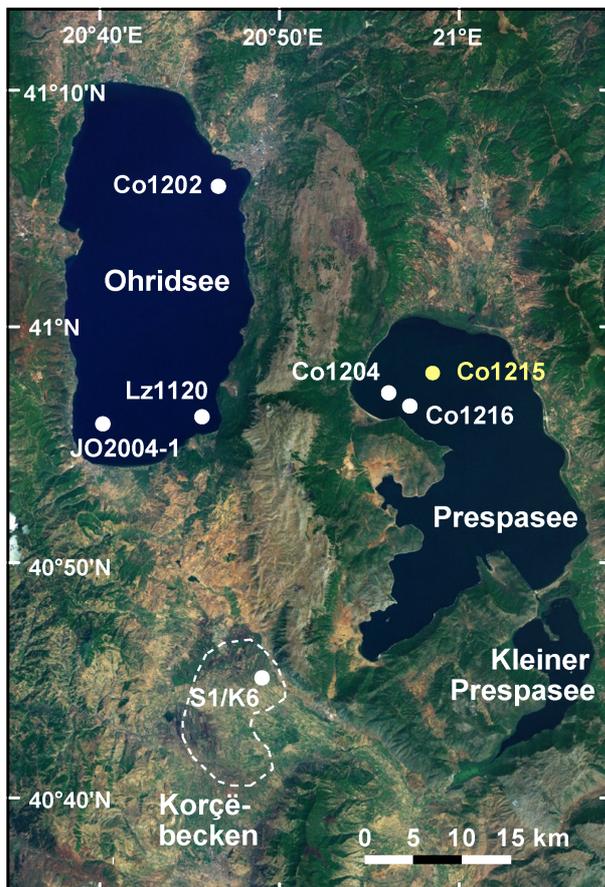


Abb. 1–2: Karte der Dessaretischen Seengruppe mit dem Prespa-, Kleinen Prespa-, Ohrid- und trockengelegten Maliqsee (gestrichelte Linie) im Korçëbecken. Die Position des Co1215 Sedimentkernes (gelber Punkt) ist eingezeichnet (diese Arbeit; Aufgebauer et al., 2012; Panagiotopoulos et al., 2012; Wagner et al., 2012; Leng et al., 2012; Damaschke et al., 2012). Auch die im Text erwähnten Archive in der näheren Umgebung (weiße Punkte) sind vermerkt: Co1204 (Leng et al., 2010; Wagner et al., 2010), Co1202 (Vogel et al., 2010a, b; Wagner et al., 2010), Lz1120 (Wagner et al., 2009), JO2004–1 (Belmecheri et al., 2009; Lézine et al., 2010) und S1/K6 (Denèfle et al., 2000; Bordon et al., 2009). Abb. verändert nach Aufgebauer et al. (2012).

In der hier vorliegenden Arbeit wird anhand eines neuen Sedimentkernes (Kern Co1215) aus dem nördlichen zentralen Becken des Prespasees (40°57'50" N, 20°58'41" E; Abb. 1–2) die lokale Klima- und Umweltgeschichte des Prespasees und seinem Einzugsgebiet während des letzten Glazials und des Holozäns auf einer Jahrzehnte- bis Jahrhunderte reichenden Zeitskala mit biogeochemischen und geophysikalischen Untersuchungsmethoden rekonstruiert. Hierzu wurden von mir Röntgenfluoreszenz-Scans der Sedimentkerne durchgeführt, die Magnetische Suszeptibilität gemessen, Korngrößenanalysen vorgenommen, sowie die Gehalte an Gesamtkohlenstoff, gesamtem anorganischen Kohlenstoff, Gesamtschwefel und Gesamtstickstoff der Sedimentproben bestimmt. Ergänzt um Ergebnisse der palynologischen Analyse der Prespasee-Sedimente, welche mein Kollege Konstaninos Panagiotopoulos im Rahmen seiner Dissertation erhoben hat, und Ergebnisse der Ostrakodenanalyse sowie durch den stratigraphischen Vergleich mit anderen Archiven aus dem Mittelmeerraum und der Nordhemisphäre (Abb. 1–3), lassen sich auch Aussagen über die regionale Klima- und Umweltgeschichte des Balkans sowie überregionale Ereignisse treffen. Die Ergebnisse dieser Studie tragen zu einem besseren Verständnis von kurz- und langfristigen Klimaschwankungen auf dem Balkan, Änderungen in der Produktivität, Ökologie

und Hydrologie des Prespasees und den klimatischen Auswirkungen im Einzugsgebiet während des letzten Glazials und des Holozäns bei. Außerdem liefern die Ergebnisse dieser Studie wichtige Hinweise zur zeitlichen Einordnung des intensiven anthropogenen Einflusses in der Region sowie der Abschmelzungsphase auf dem Balkan am Ende des letzten Glazials.

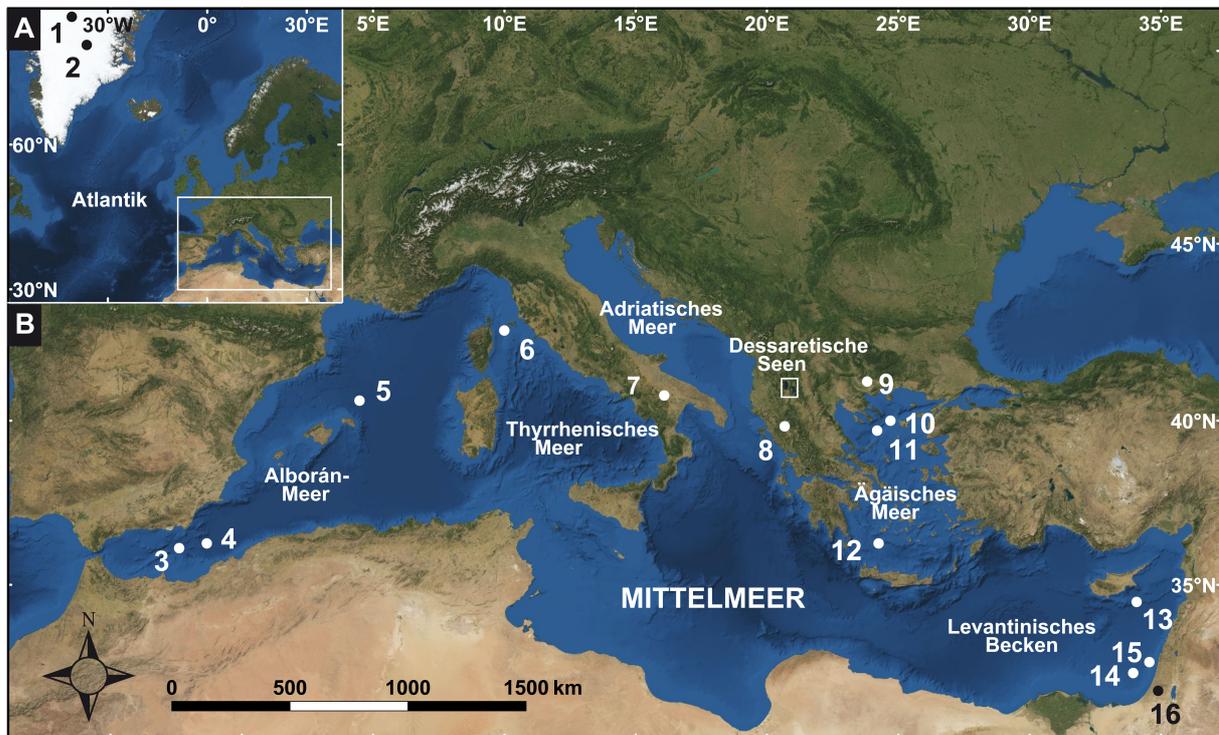


Abb. 1–3: **A** Karte der Nordhemisphäre mit Position der NGRIP (Wolff et al., 2010) (1) und GISP2 (Grootes et al., 1993; Alley et al., 1997; 2000) Eisbohrkerne (2) und Kartenausschnitt der Mittelmeerregion (weißer Rahmen). **B** Vergrößerter Kartenausschnitt der Mittelmeerregion mit Position der Dessaretischen Seengruppe (kleiner weißer Rahmen) und den Paläoklimaarchiven, auf die im Text verwiesen wird: 3 MD95–2043 (Cacho et al., 1999), 4 ODP–977A (Martrat et al., 2004; Toucanne et al., 2012), 5 MD99–2343 (Sierro et al., 2005), 6 MD–2472 (Toucanne et al., 2012), 7 Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 1999, 2002; Fletcher et al., 2010), 8 Ioanninabecken (Tzedakis et al., 2002; Lawson et al., 2004; Fletcher et al., 2010), 9 Tenaghi Philippon (Tzedakis, 2005; Kotthoff et al., 2008; Müller et al., 2011), 10 SL152 (Kotthoff et al., 2008, 2011), 11 SL148 (Ehrmann et al., 2007; Hamann et al., 2008; Kotthoff et al., 2011) 12 C69 (Geraga et al., 2005), 13 Kern 9501 (Almogi–Labin et al., 2009), 14 Kern 9509 (Almogi–Labin et al., 2009; Langgut et al., 2011), 15 SL112 (Hamann et al., 2008), 16 Soreq–Höhle (Bar–Matthews et al., 1999, 2000, 2003).

2. Regionaler Überblick

2.1 Geographische Lage und Hydrogeologie

Der Prespagraben ist ein tektonisches Becken, welches sich in Nord–Süd–Richtung über 57 km und West–Ost–Richtung über 32 km erstreckt. Das Becken ist von bis zu 2420 m ü. NN aufragenden Gebirgsketten umgeben. Den größten Bereich des Beckens nimmt mit einer maximalen Länge von 35 km und eine Breite von 14 km der auf 849 m ü. NN gelegene Große Prespasee (im Folgenden zur Vereinfachung nur Prespasee genannt) ein (Abb. 2–1). Der nördliche Bereich des Sees befindet sich auf dem Gebiet der ehemaligen jugoslawischen Republik Mazedonien (im Folgenden nur Mazedonien genannt), der südöstliche Bereich gehört zu Griechenland und der südwestlichste Bereich zu Albanien. Südlich des Prespasees schließt sich der Kleine Prespasee an (Abb. 2–1), welcher auf 850 m ü. NN liegt und eine Ausdehnung von 17 km Länge und 7 km Breite besitzt. Der kleine Prespasee liegt vollständig auf griechischem Territorium. Die beiden Prespaseen sind seit 1936 über einen künstlich angelegten und kontrollierten Kanal verbunden, bilden aber bei geringen Seespiegelanstiegen (>1m) eine geschlossene Seefläche.

Das Einzugsgebiet des Prespasees, einschließlich des Kleinen Prespasees und seinem Einzugsgebiet, erstreckt sich über den kompletten Beckenbereich von den umgebenen Gebirgskämmen bis zur Talsohle und umfasst eine Fläche von 1300 km² (Matzinger et al., 2006a; Abb. 2–1). Im Westen und Südwesten wird es durch stark verkarstete triassische Kalksteine des Galicica- und Mali i Thatë-Gebirges, sowie im Norden und Nordosten durch nur wenig verkarstete triassische Kalksteine und ordovizische Metamorphite wie Metasandsteine und Quarz-Serizit-Schiefer charakterisiert. Auf der sich über 14 km weit erstreckenden Ebene zwischen der Gebirgskette im Norden und dem Seeufer haben sich pliozäne und quartäre alluviale Sedimente abgelagert. Das Einzugsgebiet im Osten wird durch mesozoische Granite und paläozoische metamorphe Gesteine bestimmt. Im Südosten stehen Syenite und Granodiorite aus dem Pa-

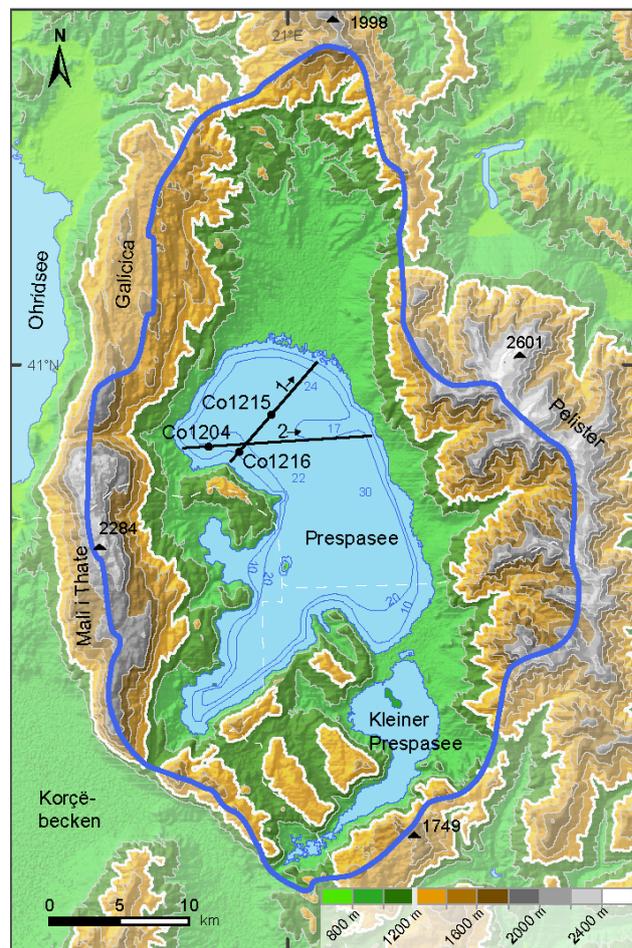


Abb. 2–1: Das Einzugsgebiet des Prespasees (dunkelblaue Linie), einschließlich des Kleinen Prespasees, mit Höhenangaben und Wassertiefen. Die Positionen der Sedimentkerne Co1215 (diese Arbeit; Aufgebauer et al., 2012; Panagiotopoulos et al., 2012; Wagner et al., 2012; Leng et al., 2012; Damaschke et al., 2012), Co1204 (Leng et al., 2010; Wagner et al., 2010) und Co1216 (Wagner et al., 2012) sowie der Verlauf der hydro-akustischen Profile 1 und 2 durch die Bohrpositionen (Abb. 2–2) sind eingezeichnet. Abb. verändert nach Parisopoulos et al. (2009) und Panagiotopoulos et al. (2012).

läozoikum an (Geologische Karten von Jugoslawien, 1977). Im Prespasee selber konnte sich während des Pliozäns und Holozäns im zentralen nördlichen Beckenbereich eine mindestens 1776 cm mächtige, ungestörte Sedimentsequenz ablagern, wie die im Kern Co1215 aufgeschlossene lithologische Abfolge und die planar geschichteten Sedimente im hydro–akustischen Profil durch die Kernposition belegen (Abb. 2–2).

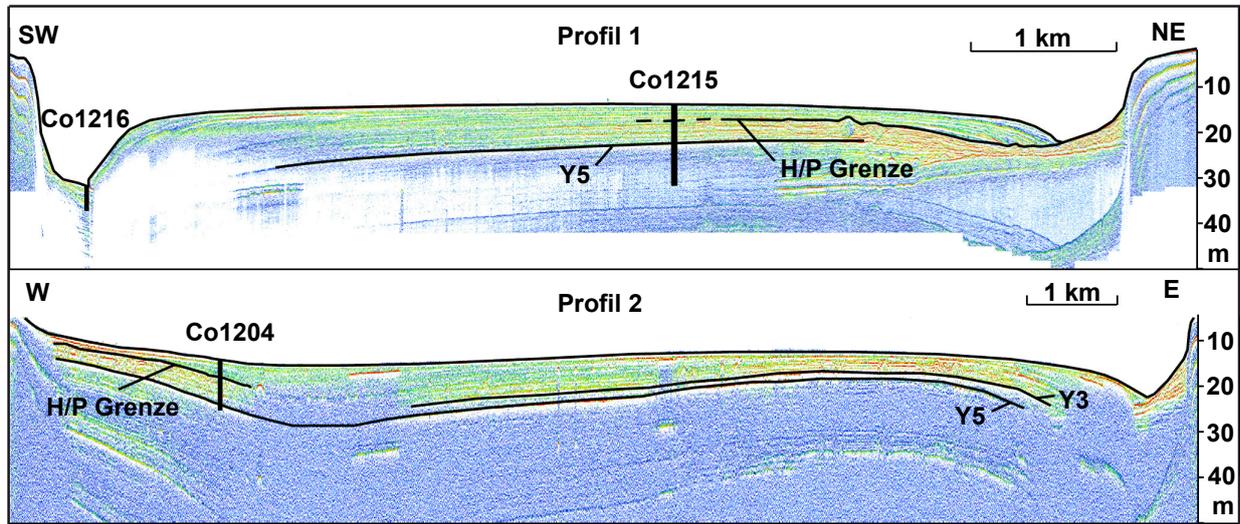


Abb. 2–2: Interpretierte hydro–akustische Profile 1 und 2 durch die Kernpositionen Co1215, Co1216 und Co1204. Die Länge der senkrechten schwarzen Balken an den Bohrpositionen entspricht der Länge der geborgenen Sedimentprofile. Die Tiefe ist in m unterhalb der Wasseroberfläche (2007/2009) angegeben. Die interpretierten Profile zeigen die Sedimentoberfläche und die Holozän/Pleistozän (H/P) Grenze sowie die Y3 und Y5 Tephren. Abb. verändert nach Wagner et al., 2012.

Das heutige Wasser des Prespasees ist relativ Calcium–reich und mit einem pH–Wert von durchschnittlich 8,3 leicht alkalisch. Die Trophiestufe des Prespasees wechselt von mesotroph während der Wintermonate zu eutroph in Verbindung mit anoxischen Bodenwasserbedingungen in der Sommerperiode (Levkov et al., 2007). Die anoxischen Bodenwasserbedingungen während der Sommermonate (Matzinger et al., 2006a; Levkov et al., 2007) werden durch eine Temperaturschichtung des Wasserkörpers hervorgerufen, während der Prespasee von September bis April/Mai durch Windaktivität und Konvektion komplett durchmischt wird (Matzinger et al., 2006a). Der Prespasee weist eine Oberfläche von 254 km² auf, eine maximale Tiefe von 48 m, eine durchschnittliche Wassertiefe von 14 m und ein Volumen von 3.6 km³ (Daten erstmalig veröffentlicht 2001; Matzinger et al., 2006). Der See wird durch zahlreiche kleinere periodisch wasserführende Zuflüsse (56%), direkten Niederschlag auf die Oberfläche (35%) und durch Zufluss vom Kleinen Prespasee (9%) gespeist. Der Prespasee besitzt keinen Oberflächenabfluss. Das Wasservolumen verringert sich hauptsächlich durch Evaporation (52%) und durch unterirdischen Abfluss (46%) und nur gering durch anthropogene Wasserentnahme (2%). Ein Großteil des unterirdisch abfließenden Wassers gelangt durch das Karstsystem in den 156 m tiefer gelegenen Ohridsee (Matzinger et al., 2006a, Popovska und Bonacci, 2007).

Am Prespasee wurde zwischen 1963 und 1995 ein Abfall des Seespiegels von rund 8 m dokumentiert. Dieser Seespiegelabfall geht sowohl auf einen Rückgang des Niederschlages als auch auf intensive Wasserentnahme zur Landwirtschaft zurück (Popovska und Bonacci, 2007). Zusätzlich hat sich der Seespiegel in den Jahren 1995 bis 2009 noch mal um 1 m verringert (Wag-

ner et al., 2010). Ein folgender Anstieg des Wasserspiegels um etwa 2 m konnte während unserer Feldkampagne im Sommer 2011 von uns festgestellt werden. Archäologische Fundstellen menschlicher Siedlungsreste aus dem 11./12. Jahrhundert, die unterhalb der heutigen Wasseroberfläche liegen (Matzinger et al., 2006a), sowie Aufzeichnungen des Hydrobiologischen Institutes in Ohrid über historische Wasserstände (Popovska und Bonacci, 2007) belegen, dass der Wasserspiegel auch in der jüngeren Vergangenheit starken Schwankungen um mehrere Meter unterlag. Isotopenanalysen rezenter Wasserproben haben gezeigt, dass der Prespasee hoch sensitiv auf Schwankungen in der Fechtigkeitsbilanz der Region und saisonale Änderungen reagiert (Leng et al., 2010). Dies äußert sich durch erhöhte Evaporation in den Sommermonaten und Frischwasserzufuhr im Winter (Leng et al., 2010).

2.2 Geologische Entstehung

An den östlichen und westlichen Flanken des Beckens sind Nord–Süd–streichende Störungen auszumachen die einen klar begrenzten Graben formen und sich im späten Miozän durch Extensionstektonik ausgebildet haben. Die neogene Extensionstektonik in Mazedonien wird auf das Abrollen („rollback“) der subduzierten Platte, d.h. auf den ozeanwärts gerichteten Rückzug der Rinne, verursacht durch den gravitativen Zug der Subduktionszunge, im nördlichen Hellenischen Graben zurückgeführt. In der von Extensionstektonik betroffenen Region, die als Süd–Balkan–Extensionsgebiet bezeichnet wird und bis zur Nord–Anatolischen–Störungszone reicht, sind zahlreiche Grabenbrüche entstanden. Der Prespagraben weist eine ca. 330 m mächtige Sedimentfüllung auf, die nur lückenhaft aus Bohrlochdaten bekannt ist (Dumurdzanov et al., 2005).

Der Prespasee ist wahrscheinlich vor über 3 Millionen Jahren im Pliozän entstanden (Stanković, 1960; Popovska und Bonacci, 2007; Levkov et al., 2007) und zählt damit neben dem Ohridsee zu den ältesten Seen Europas. Im Pliozän waren die zentralmazedonischen Becken durch ein ausge dehntes Seensystem miteinander verbunden, die umgebende Umwelt war fluviatil und glaziofluviatil geprägt. Der Prespasee besaß zu dieser Zeit im Norden des Beckens eine Verbindung zum sich unmittelbar östlich anschließenden Pelagonischen Graben, in dem sich das heutige Bitola befindet (Dumurdzanov et al., 2005). Für das Pliozän wird ein wesentlich höherer Seespiegel des Prespasees im Gegensatz zu heute angenommen (Hollis und Stevenson, 1997). Die Austrocknung dieses Seensystems begann noch im Pliozän durch die Subsidenz und Ausformung der heutigen Ägäis und die gleichzeitige Hebung des Zentralbalkans setzte sich im Pleistozän fort. Der Prespasee, sowie auch der Ohridsee, stellen Überreste dieses ausgedehnten Seensystem dar und bestehen –vermutlich kontinuierlich– bis heute als Seen (Dumurdzanov et al., 2005). Die pleistozäne–holozäne Sedimentfolge im Prespabecken besteht aus 50–60 m mächtigen lakustrinen Sedimenten und lakustrin–moorigen Sedimenten im nördlichen Beckenbereich (Dumurdzanov et al., 2004). Das Prespabecken stellt heute ein komplett geschlossenes Becken dar ohne Zu– oder Abflüsse. Die Störungen sind auch in jüngster Zeit noch aktiv und sorgen in der seit 1976 aufgezeichneten Erdbebenhäufigkeit von $M > 3.0$ in der Region für eine deutliche Häufung (Dumurdzanov et al., 2005).

2.3 Heutige Klimabedingungen und Vegetation

Das heutige Klima am Prespasee kann man als kontinental–mediterran bezeichnen. Es wird vom mediterranen Klima im Süden und vom kontinental geprägten Klima im Norden beeinflusst. Heiße und trockene, für die mediterrane Region typische Sommer und mitteleuropäisch typische Winter mit hohen Niederschlagsraten und niedrigen Temperaturen sind in der Region charakteristisch. Im Januar beträgt die Durchschnittstemperatur +1 °C und im Juli +22 °C. Die jährlichen Niederschlagsraten variieren von 750 mm in den Niederungen des Prespagrabens zu 1200 mm auf den umliegenden Gebirgszügen von bis zu 2420 m ü. NN. Den höchsten Wasserstand weist der Prespasee im Mai und Juni auf, nachdem die vielen kleinen Gebirgsbäche nach der Schneeschmelze im Frühjahr für Zufluss gesorgt haben. Der niedrigste jährliche Wasserstand des Prespasees wird im November verzeichnet (Hollis und Stevenson, 1997; Popovska und Bonacci, 2007).

Die Lage des Prespasees in einer klimatischen Übergangszone hat Einfluss auf die rezente Vegetation im Becken, die sich aus endemischen Arten des Balkans sowie zentraleuropäischen und mediterranen Arten zusammensetzt (Polunin, 1980). Auf mazedonischem Gebiet wurde bereits 1948 der Pelister Nationalpark zum Schutz des einzigartigen Bergwald–Ökosystems eingerichtet und umfasst eine Fläche von 125 km². Der Galicica Nationalpark folgte 1958 mit einer Schutzfläche von 250 km². Der griechische Bereich des Prespasees und die angrenzenden Berghänge (256 km²) wurden 1974 zum Prespa Nationalpark erklärt und das Schutzgebiet 2009 auf 327 km² erweitert. Das sich auf albanischem Territorium befindliche Einzugsgebiet von 277 km² wurde 1999 an den Prespa–Nationalpark angeschlossen zur Restaurierung und Schutz des Ökosystems (Society for the Protection of Prespa, 2012). Aufgrund des relativ großen und mannigfaltigen Einzugsgebietes, das auch die Nationalparks umfasst, ist eine Klassifikation des Einzugsgebietes in einzelne Vegetationszonen nur schwer möglich. Die höhenbedingten Hauptvegetationszonen im Einzugsgebiet sind gemischte sommergrüne Eichenwälder bis 1200 m ü. NN, sommergrüne Bergwälder (hauptsächlich Buchenwälder) bis 1800 m ü. NN, montane Nadelwälder bis zu 2000 m ü. NN und den subalpinen und alpinen Grasfluren oberhalb der Baumgrenze (Panagiotopoulos et al., 2012). Die Vegetationszonen sind häufig nicht klar abgegrenzt, sondern variieren aufgrund der lokalen Topographie.

3. Material und Methoden

3.1 Bergung des Kernmaterials und Hydro–Akustik

Der Sedimentkern Co1215 (40°57'50" N, 20°58'41" E) mit den Kernsegmenten Co1215–1 bis –11 wurde im Oktober/November 2009 im zentralen nördlichen Bereich des Sees erbohrt. Im Juni 2011 gelang im Rahmen einer zweiten Feldexpedition an der gleichen Kernlokation die Bergung eines weiteren Co1215–11 und die des Co1215–12 Kernsegmentes. Die Kernlokation wurde aufgrund der hydro–akustischen Untersuchung ausgewählt, die eine Wassertiefe von 14,5 m an der Bohrlokation und eine akustisch gut geschichtete Sedimentabfolge in der näheren Umgebung zeigt (Abb. 2–2). Die hydro–akustische Erkundung wurde zwischen 2007 und 2009 mit einem parametrischen Sediment–Echosounder (SES 2000 kompakt, INNOMAR Co.) mit 10 kHz und 1450 m s^{-1} (Druckwellen–Geschwindigkeit), sowie einem handbetriebenen GPS–Gerät (Garmin 12XL) durchgeführt. Die Profile wurden mit dem INNOMAR 2000 Kompakt–Umwandler und der ISE 2.9.2 Software erstellt (Wagner et al., 2012). Von einer schwimmenden Plattform aus wurden 2009 und 2011 die Oberflächensedimente mit einem Schwerelot und die tieferen Sedimente mit einem 3 m–langen Schlagkolbenlot (UWITEC Co. Austria) gebohrt. Nach der Bergung wurden die überlappenden 3 m–langen Kernsegmente in bis zu 1 m–lange Segmente zerteilt. Die Kernsegmente wurden bis zum Transport nach Köln (max. 20 Tage) bei ca. 8–10°C im Keller des Hydrobiologischen Institutes in Ohrid gelagert.

3.2 Analytik im Labor

3.2.1 Kernöffnung und Unterbeprobung

Die Kernsegmente wurden im Anschluss an die Feldkampagnen nach Köln transportiert und bei 4°C und geschützt vor Tageslicht im Kühlraum des Geologischen Institutes der Universität zu Köln aufbewahrt. Zeitnah wurden die einzelnen Segmente mit den für das Geologische Institut eigens angefertigten Kernspaltgeräten vertikal geöffnet und mit einem Draht oder einer Nylonsehnur in zwei Hälften zertrennt, so dass schließlich eine Arbeits– und eine Archivhälfte jedes Kernsegmentes in jeweils einer Halbschale des Plastikrohrs vorlag. Unmittelbar nach dem Öffnen wurde eine Kernhälfte beschrieben und hochauflösend fotografiert (mit der Kamera des ITRAX Kernscanners).

Die Arbeitshälften der Kerne wurden anschließend unterbeprobt in 2 cm Intervallen, d.h. die Kernhälften wurden kontinuierlich in jeweils 2 cm mächtige Sedimentscheiben geteilt und in Probendöschen umgefüllt. Der Randbereich (1–2 mm) der halbmondförmigen Sedimentscheiben wurde dabei entfernt, um eine mögliche Kontamination des Sedimentes durch den Kontakt zum Plastikrohr nicht mit in die Probe zu übernehmen. Nach Bestimmung ihres Nassgewichtes wurden die Proben für mindestens 24 Std. bei –20°C eingefroren und anschließend ca. 74 Std. gefriergetrocknet. Dafür stand der Gefrietrockner CHRIST Beta 1–8 LD plus des Geologischen Institutes der Universität zu Köln zur Verfügung.

3.2.2 Röntgenfluoreszenz (XRF)

Die Archivhälfte der halbierten Sedimentkerne wurden mittels Röntgenfluoreszenz (XRF = „X-ray fluorescence“) Methode gemessen. Hierzu stand der ITRAX XRF-Kernscanner der Firma COX Analytic Systems, Schweden, des Geologischen Institutes zur Verfügung. Der XRF-Kernscanner war mit einer Molybdän-Röhre und einem Silizium-Driftkammer-Detektor zum besseren Nachweisvermögen der leichten Elemente ausgerüstet. Das XRF-scannen wurde in einer Auflösung von 2 mm, mit 30 kV, 30 mA und einer Analysezeit von 10 Sekunden durchgeführt. Mit dem XRF-Kernscanner wurden zerstörungsfrei Haupt- und Spurenelementen an den halbierten Sedimentkernen gemessen, sowie ein digitaler Linescan und eine digitale Radiographie durchgeführt. Die in dieser Arbeit gezeigten Elemente stellen eine Auswahl der gesamten gemessenen Elemente dar. Die erhaltenen Zählraten (angegeben in Counts, der Maßeinheit für die Zählrate) können als semi-quantitative Abschätzung der relativen Konzentrationen der jeweiligen Elemente verwendet werden (Croudace et al., 2006). In den Counts der gemessenen schweren Elemente Rubidium (Rb) und Strontium (Sr) waren deutliche Unterschiede zwischen den in den Messjahren 2009/10 und im Jahr 2012 erhobenen Daten festzustellen. Dies lässt sich auf den zwischen den Messintervallen erfolgten betriebsbedingten Wechsel der Molybdän-Röhre und die somit differierenden XRF-Energiequellen während den Messungen zurückführen (mündl. Mitt. Nicole Mandtke und Volker Wennrich). Dementsprechend wurden die gemessenen Counts von Rb und Sr normalisiert, indem die jeweiligen Counts durch den bei der XRF-Messung ebenfalls erhobenen Wert der kohärenten Streuung (coh für „coherent“=kohärent) geteilt wurden (vgl. Hoffmann, 2006).

3.2.3 Magnetische Suszeptibilität (MS)

Anschließend wurde an den Archivhälften der halbierten Sedimentkerne ebenfalls die Magnetische Suszeptibilität (MS) in 1 mm Auflösung gemessen. Zur MS-Messung wurde der 2. Generation Halbschalen-Kernlogger (scl-2.3), der am Helmholtz Zentrum/GFZ Deutsches GeoForschungszentrum Potsdam entwickelt wurde, herangezogen. Die Messung der MS erfolgte mit einem Bartington MS2E Punktsensor, der an eine MS2 Kontrolleinheit angeschlossen war. Die MS-Messung der Sedimentkerne erfolgte im Geologischen Institut der Universität zu Köln, an das zu dieser Zeit (Herbst 2009/Frühjahr 2010) der GFZ Halbschalen-Kernlogger ausgeliehen war. Die erhobenen Daten wurden anschließend von Dr. habil. Norbert R. Nowaczyk vom Helmholtz Zentrum/GFZ Potsdam prozessiert.

3.2.4 Kohlenstoff (TC, TIC), Stickstoff (TN), Schwefel (TS)

Ein repräsentativer Teil der gefriergetrockneten und homogenisierten Unterproben wurde mit der Planetenmühle des Geologischen Institutes der Universität zu Köln auf eine Partikelgröße von <63 µm gemahlen. An insgesamt 936 Proben des gemahlten Sediments wurde der Gehalt an Gesamtkohlenstoff (TC = „Total Carbon“) und der Gehalt des gesamten anorganischen Kohlenstoffes (TIC = „Total Inorganic Carbon“) mit dem DIMATOC 200 (DIMATEC Co.) im Geologischen Institut der Universität zu Köln bestimmt. Dazu wurde in einem gläsernen Probengefäß 20 mg Probenmaterial eingewogen und mit 10 g entionisiertem Wasser aufgefüllt. Anschließend wurde jede Probe 3 Minuten dispergiert um eine homogene Probenlösung zu erhalten. Mit einem Rührfisch versehen und mit Alufolie abgedeckt, wurde die Probenlösung anschließend auf die Magnetplatte des DIMATOC 200 Messgerätes gestellt und bis zur Messung im Glasgefäß

automatisch in Dispersion gehalten. Die Messwerte für TC und TIC in mg/l der jeweiligen Proben wurde aus dem Mittelwert von je 3 Messdurchgängen kalkuliert. Zur Kontrolle der Messung wurden in regelmäßigen Abständen zwischen den Proben Blindproben (reines entionisiertes Wasser), der Standard³ mit einem definierten Gehalt an TC und DIMATEC Lehm Boden A-Standard mit einem definierten Gehalt an TOC mitgemessen. Der gesamte organische Kohlenstoffgehalt (TOC = „Total Organic Carbon“) wurde aus der Differenz von TC und TIC errechnet. Die Messwerte wurden anschließend in Gew% umgerechnet.

Von den 936 Proben gemahlten Sedimentes wurden ebenfalls jeweils 10 mg Probenmaterial zur Bestimmung des Gehaltes an Gesamtkohlenstoff (TC), Gesamtstickstoff (TN = „Total Nitrogen“) und Gesamtschwefel (TS = „Total Sulfur“) im Vario MICRO Cube Mikro-Verbrennungs-Elementaranalysator der Firma (VARIO Corp.) verwendet. Dazu wurden in einem kleinen Zinn-schiffchen das jeweilige Probenmaterial zur Verbesserung der Messung mit 20 mg Wolfram(VI)-Oxid gemischt und das Schiffchen zusammengefaltet. Die Proben wurden anschließend im Autosampler des Vario MICRO Cube positioniert und automatisch gemessen. Zur Kontrolle der Messung wurden Blindproben (keine Probe), der Standard³ mit definiertem Gehalt an TC, TN und TS und der LKSD-3 Standard mit einem definierten Gehalt an TC und TS in regelmäßigen Abständen zwischen den Proben mitgemessen. Der Gehalt in Gew% wurde aus dem jeweiligen Messintervall für TS, TN und TC berechnet.

3.2.5 Röntgendiffraktometrie (XRD)

Die Bestimmung des Karbonates erfolgte mittels Röntgenbeugungsanalyse (XRD = „X-ray diffraction“) am Bruker D8 ADVANCE (DAVINCI) Pulverdiffraktometer am Kingsley Dunham Zentrum in Keyworth/Nottingham und wurde von Prof. Melanie J. Leng durchgeführt. Die XRD-Messung wurde über den Scanbereich $4-90^\circ 2\theta$ durchgeführt. Die Übereinstimmung mit Calciumkarbonat (CaCO_3) und Siderit ($(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{CO}_3$) (nach Heiss, 1988) wurde mittels der Bruker Diffrac Plus EVA Software, verknüpft mit der ICDD PDF-4+ Wissenschaftler Datenbank, ermittelt.

3.2.6 Korngrößen

Für die Korngrößenanalysen wurden insgesamt 226 Proben aus der gesamten Kernsequenz zu je 1 g vom getrockneten und nicht aufbereiteten Sediment abgenommen. Die Proben weisen ein Intervall von 6–10 cm über die Kernsequenz auf. Sowohl die Aufbereitung als auch die Analyse der Proben wurde im Geologischen Institut der Universität zu Köln durchgeführt. Die jeweiligen Proben wurden zur Lösung von Karbonat und Eisensulfiden im Sediment zuerst mit 10%-iger Salzsäure (HCL) versetzt und 1 Stunde auf 50°C im Wasserbad erhitzt. Anschließend wurden die Proben zentrifugiert, die Flüssigkeit abgesaugt, die Probe mit entionisiertem Wasser gespült und diese Vorgänge solange wiederholt, bis die Probe einen neutralen pH-Wert aufwies. Als zweiter Schritt wurde das Probenmaterial mit 30%-igem Wasserstoffperoxid (H_2O_2) versetzt und erneut auf 50°C im Wasserbad erhitzt, um die enthaltene Organik zu lösen. Die Proben wurden 48 Stunden im heißen Wasserbad stehen gelassen und mehrmals umgerührt während dieser Zeit. Anschließend wurden die Proben wie zuvor zentrifugiert, die Flüssigkeit abgesaugt, mit entionisiertem Wasser gespült und diese Vorgänge solange wiederholt, bis die Proben einen neutralen pH-Wert aufwiesen. Als letzter Schritt wurde das Probenmaterial zum Lösen des biogenen Siliziums mit 1 mol/l Natronlauge (NaOH) versetzt und 30 Minuten im 90°C heißen Wasserbad

erhitzt. Dabei wurden die Proben immer wieder geschüttelt. Danach wurden die Proben zentrifugiert, die Flüssigkeit abgesaugt und der komplette Schritt mit 1 mol/l NaOH wiederholt. Anschließend wurden die Proben wie zuvor jeweils zentrifugiert, die Flüssigkeit abgesaugt, mit entionisiertem Wasser gespült und diese Vorgänge solange wiederholt, bis die Probe einen neutralen pH-Wert aufwies.

Das fertig aufbereitete Probenmaterial wurde schließlich in ein Probengefäß überführt, mit 60 ml entionisiertem und von Luftblasen befreitem Wasser und 1,2 ml Dispersionslösung bestehend aus $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ (Graham'sches Salz) versetzt, so dass die Lösung im Probengefäß schließlich einen Gehalt von 0,05% $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ aufwies. Anschließend wurde das Probengefäß mindestens 12 Stunden auf der Laborvorrichtung SM-30 Edmund Bühler GmbH geschüttelt, um ein gut verteiltes Sediment zu erhalten. Vor der Messung wurden die Proben zur Lockerung des Sedimentes für 3 Minuten ins Ultraschallbad gestellt. Anschließend wurde die $>630 \mu\text{m}$ Fraktion der Proben abgeseibt und 20 ml der Probenlösung in einen offenen Messbecher umgefüllt. Der Messbecher wurde mit entionisiertem und von Luftblasen befreitem Wasser aufgefüllt und erneut mit einer Dispersionslösung aus $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ versetzt, so dass die insgesamt 600 ml umfassende Lösung im Messgerät schließlich ebenfalls einen Gehalt von 0,05% $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ aufweist. Die Probenlösung in den Messbechern wurde mittels Master Tech 52 Multisampler zur Messung im Micromeritics Saturn DigiSizer 5200 Laserpartikel Analysator automatisch aufgenommen. Der Laserpartikel Analysator erfasst Korngrößendurchmesser zwischen $0.1\text{--}1000 \mu\text{m}$ mittels eines 1280×1024 Pixel CCD Detektors in $1 \mu\text{m}$ Auflösung. Das Volumenprozent (Vol%) der einzelnen Korngrößenfraktionen wurde aus dem Mittelwert von je 3 Messdurchgängen kalkuliert. Die statistische Auswertung der Messergebnisse erfolgte mit dem Programm GRADISTAT (Blott und Pye, 2001).

3.2.7 Pollen und Plankton

Die Pollenanalyse an den Sedimenten des Kerns Co1215 wurde von Konstantinos Panagiotopoulos, Seminar für Geographie und seine Didaktik, Universität zu Köln, in Rahmen seiner Dissertation durchgeführt. Die insgesamt 170 Proben wurden in 2–16 cm Intervallen genommen. Zuerst wurde das jeweilige Volumen der einzelnen Proben bestehend aus 1–1,5 g gefriergetrockneten Sedimentes bestimmt und die $>112 \mu\text{m}$ Fraktion zwecks Makrofossilanalyse abgeseibt. Anschließend wurden das Probenmaterial jeweils in einzelnen Schritten mit 10%–iger HCl, 10%–iger Kalilauge (KOH) und 40%–iger Flusssäure (HF), sowie mit einem Gemisch aus 9 Teilen Essigsäureanhydrid ($\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_3$) und 1 Teil Schwefelsäure (H_2SO_4) zwecks Acetolyse behandelt (Fægri et al., 2000). Den aufbereiteten Pollenproben wurde als letzter Schritt eine *Lycopodium*-Tablette mit bekannter Anzahl an Sporen (Stockmarr, 1971) als exotischer Marker zugesetzt. Die Bestimmung der Pollen und der anderen Palynomorphen wurde nach Bestimmungsbüchern und –atlanten (Punt und Clarke, 1980; Moore et al., 1991; Punt und Blackmore, 1991; Reille, 1998; 1999; Beug, 2004) und der Pollen–Referenzsammlung des Palynologischen Labors der Universität zu Köln, Seminar für Geographie und seine Didaktik, durchgeführt. Die relativen Prozentangaben der gezeigten Taxa und Gruppen basieren auf der Summe der terrestrischen Pollen (ausgenommen aquatische Pollen, Sporen und Algen). Pro Probe wurde ein Durchschnitt von 500 terrestrischen Pollenkörnern (Minimum 300 Pollenkörner) gezählt. Die Planktonkonzentration berechnet sich über die Organismenanzahl/cm³.

3.2.8 Ostrakoden

Die Aufbereitung der Ostrakodenproben wurde von Dipl. Geol. Nicole Rohn im Rahmen ihrer Diplomarbeit am Institut für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln durchgeführt. Die hier verwendeten Daten der Ostrakodenanalyse basieren auf insgesamt 114 analysierten Proben zu jeweils 2–6 g getrocknetem Sedimentes aus der Tiefe 1575–0 cm, das in 4–10 cm Intervallen über diesen Kernabschnitt verteilt genommen wurde. Das Probenmaterial wurde mit entionisiertem Wasser versetzt und anschließend gefriergetrocknet, um durch Frostsprengung die Trennung von Sediment und Fossilmaterial zu begünstigen. Dieser Vorgang wurde mehrmals wiederholt. Anschließend wurde die Probe nass gesiebt und die für die Ostrakodenanalyse relevante >125 µm Fraktion erneut gefriergetrocknet. Unter einem Präpariermikroskop wurden die Ostrakoden gepickt und gezählt. Die Ostrakoden der Proben aus der Tiefe 292–0 cm wurden anschließend identifiziert. Die im Diagramm dargestellten Ergebnisse sind standardisiert auf 5 g Trockengewicht. Die Identifikation und Klassifikation wurde von Dr. Finn A. Viehberg, Institut für Geologie und Mineralogie, Universität zu Köln, vorgenommen und erfolgte nach Klie (1939a; 1939b; 1942), Petkovski (1960), Meisch (2000) und Petkovski et al. (2002).

3.2.9 Radiokarbondatierungen (¹⁴C–Datierungen)

Zur chronologischen Einordnung des Kerns Co1215 und für die Erstellung des Alters–Tiefen–Modells wurden Radiokarbondatierungen und Tephrostratigraphie genutzt. Das Material für die Radiokarbondatierungen wurde aus 13 Horizonten entnommen und besteht aus Makrofossilien (Pflanzenreste, Fischknochen –und schuppen, Muschelschalenresten) und Bulkproben. Die Aufbereitung und Graphitisierung der Proben für Radiokarbondatierungen wurden von Prof. Dr. Janet Rethemeyer, Arbeitsgruppe Organische Geochemie und Radiokohlenstoffdatierung, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln, durchgeführt. Die Bulkproben wurden mit 1%–iger HCL und 1%–iger Natronlauge (NaOH) (detaillierte Methodenbeschreibung in Rethemeyer et al. (2005)), die Pflanzenreste und Fischknochen/–schuppen nur mit 1%–iger HCL und der karbonatische Schalenrest mit 85%–iger H₂SO₄ vorbehandelt. Anschließend wurden die Proben bei 900°C verbrannt und das resultierende CO₂ unter Zugabe von 10%–tigem Wasserstoff zu reinem Kohlenstoff (Graphit) reduziert. Als Katalysator und gleichzeitig als Trägermaterial für das Beschleuniger–Target diente Eisenpulver. Die Messung der Proben erfolgte im Laboratorium für Ionenstrahlphysik der Eidgenössischen Technischen Hochschule (ETH) Zürich durch Beschleuniger–Massenspektrometrie („Accelerator Mass Spectrometry“ = AMS). Die Proben Col1030 und Col1032 wiesen sehr geringe Mengen auf und wurden durch direkte Verbrennung ohne Graphitisierung gemessen (Methodenbeschreibung in Ruff et al. (2007)).

Die Radiokarbonalter (a BP) der Proben, mit Ausnahme der Probe ETH–40050, wurden in Kalenderjahre (a calBP) mittels der INTCAL09 Kalibrationskurve (Reimer et al., 2009) kalibriert. Probe ETH–40050 wurde mit dem Levin.14c Datensatz (Levin und Kromer, 2004) kalibriert, welcher für die Kalibrierung von Probenmaterial geeignet ist, das aus der Zeit der Atomwaffentest des 20. Jahrhunderts oder danach stammt.

3.2.12 Tephrostratigraphie

Insgesamt 16 potentiell Tephra-führende Horizonte der Co1215 Kernsequenz wurden durch makroskopische Begutachtung aufgrund von Farb- und oder Korngrößenunterschiede zum Umgebungssediment oder aufgrund von signifikant erhöhten Counts von Strontium (Sr), Kalium (K) und Rubidium (Rb) in den XRF-Scan-Ergebnissen und der Magnetischen Suszeptibilität (MS) identifiziert. Die potentiell Tephra-führenden Horizonte wurden sorgfältig beprobt und etwa 1 cm³ Probenmaterial zur weitem Analyse an das Dipartimento di Scienze della Terra der Universität Pisa, Italien, geschickt. Die Aufbereitung und Analyse der Proben wurde dort unter der Leitung von Dr. Giovanni Zanchetta, Arbeitsgruppe Geochemie und Vulkanologie, durchgeführt. Das Probenmaterial wurde gewaschen und die 125µm sowie 40µm Fraktion abgesiebt. Insgesamt 7 Proben, in denen bei der Begutachtung unter dem Mikroskop Glas-, Bims- oder Schlackepartikel erkennbar waren, konnten so identifiziert werden. Weitere 4 Horizonte mit Partikeln vulkanischen Ursprungs konnten durch das Sieben von etwa 1 cm³ homogenisierter gefriergetrockneter Unterproben des Sedimentkernes (Unterbeprobung in 2 cm Intervallen, siehe oben) im Rahmen der Diplomarbeit von cand. Dipl. Geol. Margret Damaschke noch hinzugefügt werden. Insgesamt wurden von cand. Dipl. Geol. Margret Damaschke 515 Proben bearbeitet aus den Tiefen 192–607 cm, 838–1086 cm und 1126–1463 cm.

Die Tephren (makroskopisch sichtbar) und Kryptotephren (nicht makroskopisch sichtbar) wurden nach ihrer Herkunft (PT für Prespasee Tephra), dem Jahr der Feldkampagne (2009) und den letzten zwei Ziffern der Kernkennzeichnung Co1215 benannt. PT0915–1, –2, –5, –6, –7, –10 und –11 wurden aufgrund von makroskopischer Betrachtung der Kernsegmente, Peaks in der MS und/oder Peaks in den Counts von K, Rb und/oder Sr identifiziert. PT0915–3, –4, –8 und –9 wurden durch Sieben von Probenmaterial gefunden.

Die unter dem Mikroskop ausgelesenen vulkanischen Partikel wurden in Epoxydharz eingebettet und anschließend poliert. Die Hauptkomponentenanalyse von mindestens 10 vulkanischen Partikeln wurde am EDAX–DX Mikroanalysator (EDS) durchgeführt, der an ein Philips Scan Elektronen Mikroskop (SEM) 515 angeschlossen war. Die Analyse erfolgte mit 20 kV und 100s live Auszählung, 10⁻⁹ A° Strahlstrom, einem Strahl Durchmesser von 200–500 nm und 2100–2400 Aufnahmen pro Sekunde mit ZAF Korrektur (Ordnungszahleffekt (Z), Absorptionskorrektur (A), Fluoreszenzfaktor (F)). Eine detaillierte Beschreibung der tephrostratigraphischen Analyseverfahren wurde von Sulpizio et al. (2010), Vogel et al. (2010b) und Damaschke et al. (2012) publiziert.

3.2.11 Elektronen–Spin–Resonanz–Datierungen (ESR–Datierungen)

Zur chronologischen Einordnung der Lagen aus Muschelbruchstücken (*Dreissena* sp.) in 1458–1463 cm im Segment Co1215–11 II (Probe K–5800, geborgen 2009) und in 1458–1488 cm in den Segmenten Co1215–11 II/III (Proben K–5835a und K–5836a, geborgen 2011) wurden die Schalen von mir aus dem Sediment heraus präpariert und zur Altersbestimmung mittels Elektronen–Spin–Resonanz (ESR) an das Geochronologische Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln, Arbeitsgruppe Dr. Alexandra Hilgers, übergeben.

Mit der strahlungsinduzierten ESR–Datierungsmethode werden die Dosimetereigenschaften der Muschelschalen zur Altersbestimmung genutzt. Die Dosimetereigenschaften beruhen darauf, dass durch die natürliche geogene und kosmogene Strahlungsbelastung der Calcitminerale Defekte im atomaren Gitterbau hervorgerufen werden, die Ladungen einfangen können. Die na-

türliche Strahlungsbelastung setzt sich zusammen aus der internen Strahlung im Fossil selbst ($U_{\text{intern}} (\text{‰})$), der Umgebungsstrahlung ($U_{\text{extern}} (\text{‰})$), $\text{Th}_{\text{extern}} (\text{‰})$, $\text{K}_{\text{extern}} (\text{‰})$) und der kosmogenen Strahlung. Die Radionuklidbestimmungen an den Schalen ($U_{\text{intern}} (\text{‰})$) aller Proben erfolgten mittels ICP-MS („Inductively-Coupled-Plasma Mass-Spectrometry“ = Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma), durchgeführt von Prof. e.h. Dr. Haino Uwe Kasper, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität zu Köln. Da die Probenmengen des Umgebungssedimentes für K-5800 außerordentlich gering waren (200 g Trockensediment aus der Tiefe 1434–1482 cm im 30 cm Radius zur Muschellage), erfolgte die Bestimmung der Uran- ($U_{\text{extern}} (\text{‰})$), Thorium- ($\text{Th}_{\text{extern}} (\text{‰})$) und Kaliumgehalte ($\text{K}_{\text{extern}} (\text{‰})$) des Umgebungssedimentes durch das Labor für Umwelt- und Radionuklidanalytik der VKTA Rossendorf e.V., welches über eine entsprechend anwendbare Gammastrahlen Spektroskopie verfügt. Die Bestimmung der Gehalte an $U_{\text{extern}} (\text{‰})$, $\text{Th}_{\text{extern}} (\text{‰})$ und $\text{K}_{\text{extern}} (\text{‰})$ des Umgebungssedimentes (840 g Nasssediment, 130 g Trockensediment) aus der Tiefe 1440–1502 cm der Proben K-5835a und K-5836a konnte mittels hoch auflösender Gammastrahlen-Spektroskopie am Geochronologischen Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln durchgeführt werden.

Da die Anzahl und Füllgeschwindigkeit der paramagnetischen Gitterdefekte in den Muschelschalen individuenspezifisch ist, wird die Äquivalenzdosis mittels adaptiver Technik durch Erstellung einer Dosisaufbaukurve ermittelt. Die Dosisaufbaukurve wird anhand der Dosisleistung von Bestrahlungsgruppen aufgebaut (siehe Abb. 4–1). Die Bestrahlung des Schalenmaterials zur Ermittlung der Dosisleistung erfolgte mit einer Co-60-Gamma-Quelle am Institut für Nuklearmedizin der Universitätsklinik Düsseldorf. Die Berechnung der Äquivalenzdosis erfolgte mit der Software „Simplex-Fit“ (Version 1993), zur Ermittlung der Dosisleistung und ESR-Alter wurde die Software „ESR-Data V.6“ (Version 1999) verwendet (Ergebnisbericht zur Elektronen-Spin-Resonanz-Datierung von Muschelschalen aus dem Prespa See, Mazedonien; Hilgers (unpubl.)), welche die Konversionsfaktoren nach Adamiec und Aitken (1998) berücksichtigt.

Das ESR-Alter der Muschelschalen ist letztlich eine Funktion der Strahlenbelastung und der über die Zeit erzeugten und mit Ladungen gefüllten atomaren Gitterdefekte (vgl. Schellmann und Radtke, 2007). Der für die ESR-Altersbestimmung wichtige Wassergehalt der Proben (Tab. 4–5) wurde mittels Feuchtgewicht der frischen Proben und Trockengewicht der Proben nach dem Gefriertrocknen (in g) bestimmt. Der Wassergehalt des Feuchtgewichtes wurde mit Formel (3.1) bestimmt:

$$F_{\text{nass}}(\text{Gew}\%) = \frac{[(FG - TG) \times 100]}{FG} \quad (3.1)$$

FG = Feuchtgewicht ($\text{Gew}\%$)

TG = Trockengewicht ($\text{Gew}\%$)

Der Wassergehalt des Trockengewichtes wurde mit Formel (3.2) bestimmt:

$$F_{\text{trocken}}(\text{Gew}\%) = \frac{[(FG - TG) \times 100]}{TG} \quad (3.2)$$

4. Ergebnisse

Die einzelnen überlappenden Kernsegmente wurden anhand der MS- und XRF-Daten sowie der lithologischen Kernbeschreibung miteinander korreliert und zu einem Kompositprofil von 1776 cm Tiefe zusammengesetzt (Abb. 4-1). Die Lithologie und Klassifikation der Lithofazies, die Ergebnisse der Korngrößenanalyse und der biogeochemischen Analysen mit Klassifikation der Sublithofazies, die Ergebnisse der MS-Analyse, die identifizierten Tephra- und Kryptotephralagen, die Ergebnisse der Radiokarbondatierungen und ESR-Datierungen sowie zusammengefasste Ergebnisse bzw. Teilergebnisse der mikropaläontologischen Proxy Analysen werden in diesem Kapitel nacheinander beschrieben.

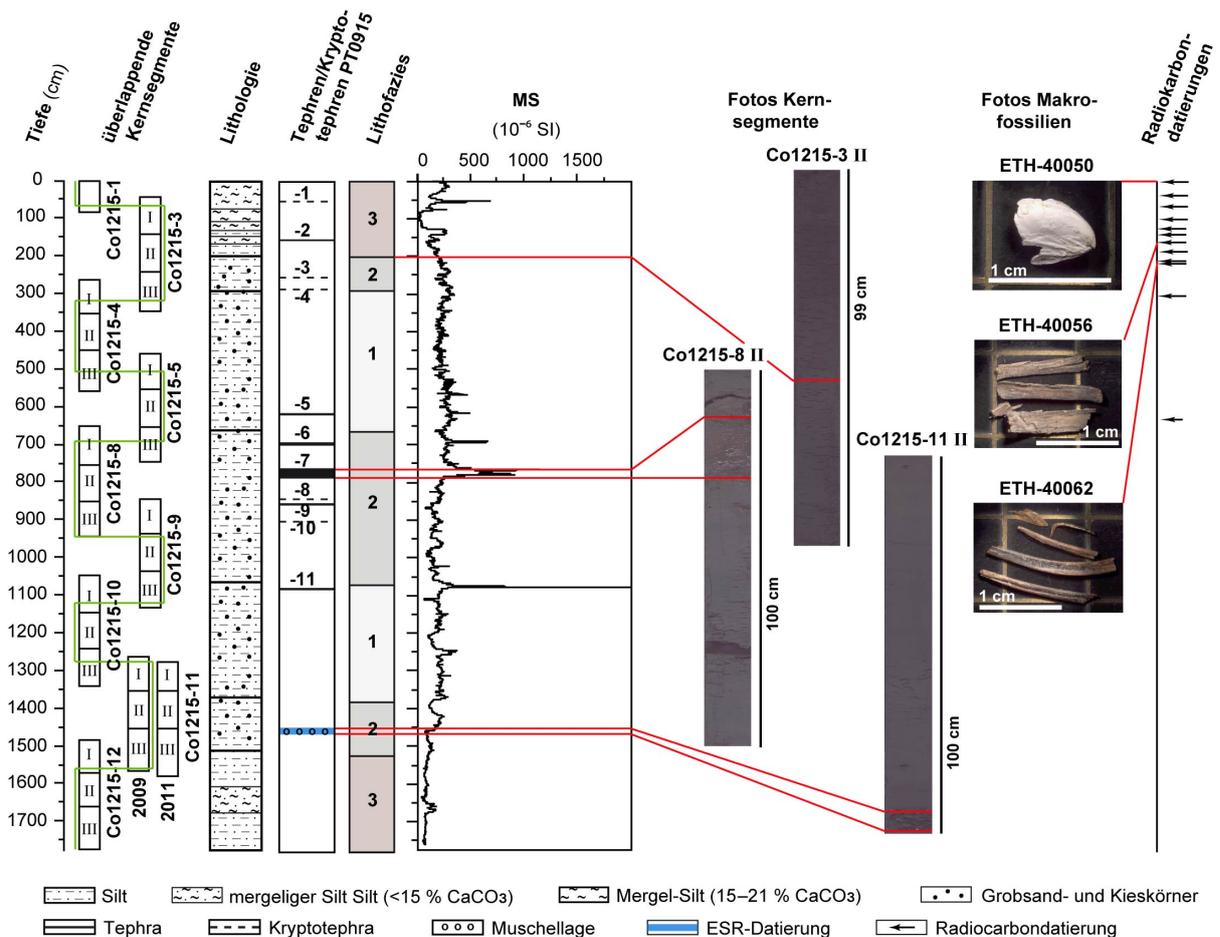


Abb. 4-1: Die überlappenden Kernsegmente Co1215-1 bis -12 wurden zu einem Kompositprofil von 1776 cm Tiefe zusammengesetzt (grüne Linie). Die Lithologie der Sedimentsequenz, die identifizierten Tephra- und Kryptotephralagen sowie die mittels ESR datierten Muschellagen sind schematisch dargestellt. Es folgen die klassifizierten Lithofazies L-3 bis -1 entsprechend ihrer Tiefe in der Sedimentsequenz eingezeichnet. Die dargestellten MS-Werte konnten aufgrund der signifikanten Peaks zur Korrelation der Kernsegmente genutzt werden. Ergänzt wird die Abbildung mit Fotos ausgewählter Kernsegmente (10x vergrößert) und datierter Makrofossilien. Die Radiokarbondatierungen entsprechend ihrer Tiefe sind ganz rechts angegeben.

4.1 Lithologie und Lithofazies

Die Sedimentsequenz des Kerns Co1215 lässt sich in Lithofazies 1 bis 3 (L-1 bis -3) unterteilen, die sich in der Korngröße, Farbe und Struktur, sowie im TOC-, TIC- und TS-Gehalt, sowie den Ti-Counts und im Fe/Ti-, Mn/Ti- und C/N-Verhältnis voneinander unterscheiden. Die einzelnen Lithofazies konnten des Weiteren anhand feiner Unterschiede in den biogeochemischen Proxies in Sublithofazies (L-1a, -1b; L-2a, -2b, -2c; L-3a, -3b, -3c, -3d, -3e) unterteilt werden. Die Einteilung der Litho- und Sublithofazies des Kerns Co1215 für die Tiefe 1776–320 cm erfolgte auf der Basis der bereits für die Teilpublikation Aufgebauer et al. (2012) eingeteilten Lithozonen, in der die Abfolge von 0–320 cm des Kerns beschrieben und interpretiert wurde (d.h. Lithozone 1 entspricht Lithofazies 1 usw.).

4.1.1 Korngrößen, Farbe und Struktur der Lithofazies

Die >630 µm Fraktion wurde vor der Korngrößenanalyse abgesiebt (siehe Kapitel 3.2.6). Die verbliebene Korngrößenverteilung der Prespasee-Sedimente umfasst nach der Udden-Wentworth-Skala (Blott und Pye, 2001) Ton bis Mittelsand (Tab. 4–1). Die Mittelsand- und Feinsandfraktion wurde aufgrund der sehr geringen Mengen (jeweils <1 Vol%) im Diagramm (Abb. 4–2) mit der sehr feinen Sandfraktion zusammengefasst (500–63 µm). Die Korngrößenverteilungskurven von sehr grobem Silt und Grobsilt verlaufen sehr ähnlich. Auch die Verteilungskurven von Feinsilt und sehr feinem Silt verlaufen nahezu identisch. In der grafischen Darstellung wurden diese Korngrößen zur 63–16 µm- bzw. 8–2 µm-Fraktion zusammengefasst (Abb. 4–2), um die Überschaubarkeit der Grafik zu wahren. Die Farb- und Strukturbeschreibung erfolgte unmittelbar nach der Kernöffnung am frischen Sediment im Rahmen der makroskopischen Kernbeschreibung.

Lithofazies 3 Sedimente stehen an der Kernbasis von 1776–1516 cm sowie im obersten Kernabschnitt von 204–0 cm Tiefe an (Abb. 4–2). Die Sedimente zeichnen sich durch eine oliv-braune Farbe aus. Die Korngrößenzusammensetzung in L-3 wird von einem hohen Siltgehalt dominiert (76–86 Vol%), wobei Mittelsilt den Hauptanteil bildet (Abb. 4–3). Der Tongehalt des Sedimentes liegt relativ konstant bei 9–13 Vol%, während der Anteil an Feinsand und sehr feinem Sand zwischen 1–14 Vol% relativ stark fluktuiert. Grobsand- und Kieskörner sind im Sediment nicht auszumachen. Auch Lamination oder andere Sedimentstrukturen sind nicht erkennbar.

Die Kernsequenzen von 1516–1370 cm, 1066–662 cm und 292–204 cm Tiefe werden von Sedimenten der Lithofazies 2 gebildet (Abb. 4–2), die eine grau-oliv bis hellbraune Farbe aufweisen. Die Korngrößenzusammensetzung in L-2 ist relativ konstant mit einem Siltgehalt um 85 Vol%, einem Tongehalt um 14 Vol% und einem Sandgehalt ≤2 Vol%. Die dominierende Korngröße ist Mittelsilt

Tab. 4–1: Einteilung der Korngrößen nach Udden-Wentworth (Blott und Pye, 2001) in Ton bis Mittelsand.

Korngröße		Bezeichnung
phi	µm	
1	500	Mittelsand
2	250	Feinsand
3	125	Sehr feiner Sand
4	63	Sehr grober Silt
5	31	Grober Silt
6	16	Mittelsilt
7	8	Feinsilt
8	4	Sehr feiner Silt
9	2	Ton

(Abb. 4–4). Grobsand- und Kieskörner treten sporadisch im Sediment auf. Die Sedimente in L–2 sind nicht laminiert und größtenteils relativ homogen ausgebildet, bis auf dunkelgrau–schwarze punktförmige Ausfällungen und eine unregelmäßige, nicht kontinuierliche Lamination zwischen 232 und 218 cm Tiefe und eine feine Lage aus kugelförmigen Konkretionen (\varnothing 1 mm) in 236 cm Tiefe. Die signifikante Erhöhung des Korngrößen–Mittelwertes, welche durch Maxima im Sand– (36 Vol%) und Siltgehalt (63–16 μm , 54 Vol%) von 764.8–783.8 cm Tiefe hervorgerufen wird (Abb. 4–2, grauer Balken), korreliert mit dem Auftreten der 19 cm mächtigen PT0915–7 Tephra in der Co1215–Sedimentsequenz.

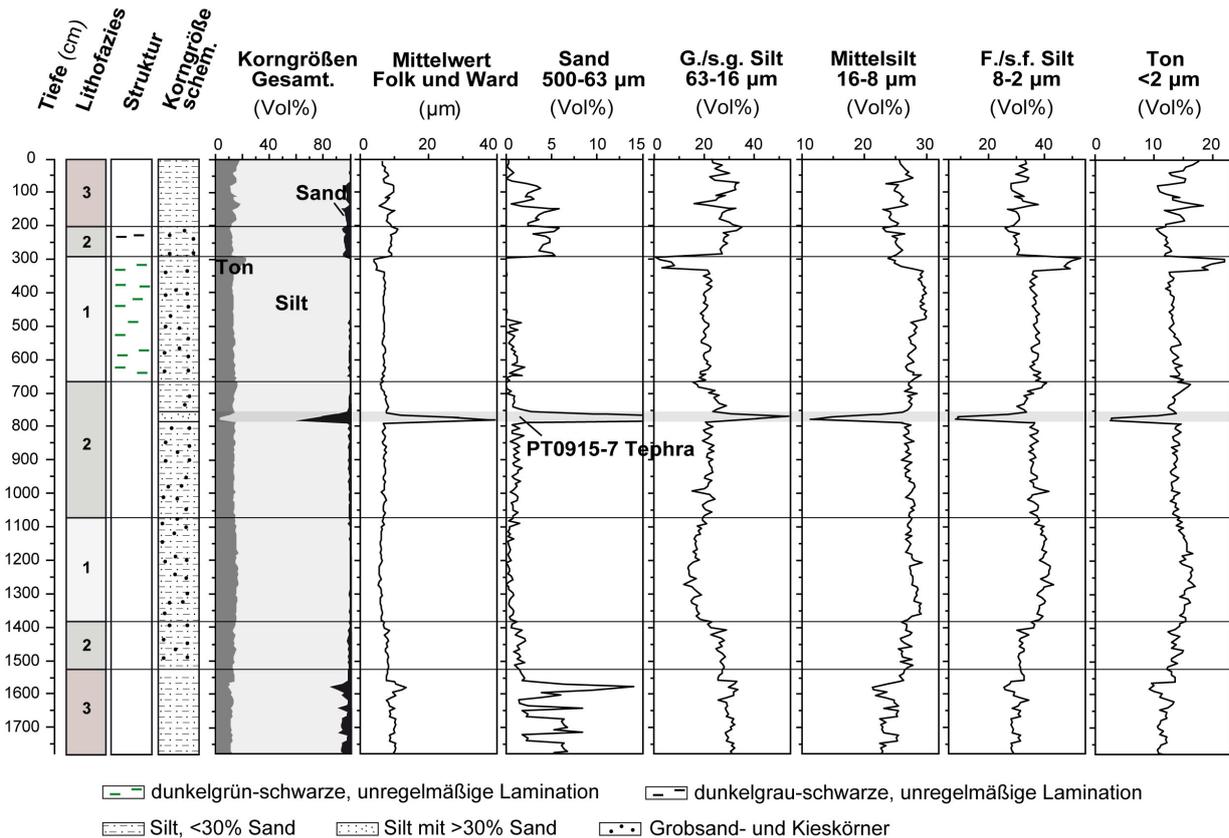


Abb. 4–2: Ergebnisse der Korngrößenanalyse an der <630 μm –Fraktion und auftretende Sedimentstrukturen in den Prespasee–Sedimente des Kerns Co1215. Die klassifizierte Lithofazies L–3 bis –1 der Sedimentsequenz sind entsprechend ihrer Tiefe eingezeichnet (1. Spalte). Die in den Lithofazies auftretenden Sedimentstrukturen (2. Spalte) sowie die dominierenden Korngrößen mit sporadisch im Sediment auftretenden Grobsand- und Kieskörnern (3. Spalte) sind schematisch dargestellt. Des Weiteren ist die Gesamtverteilung der Korngrößen (Ton-, Silt- und Sandanteil in Vol%), der Mittelwert (μm) nach Folk und Ward (Blott und Pye, 2001), der Sandanteil (500–63 μm in Vol%), der zusammengefasste Anteil an sehr grobem Silt und Grobsilt (63–16 μm in Vol%), der Mittelsiltanteil (16–8 μm in Vol%), der zusammengefasste Anteil an sehr feinem Silt und Feinsilt (8–2 μm in Vol%) und der Tonanteil (<2 μm in Vol%) dargestellt. Der graue Balken kennzeichnet die 19 cm mächtige PT0915–7 Tephra, die sich durch einen hohen Anteil an sehr grobem Silt, Grobsilt und Sand auszeichnet.

Lithofazies 1 Sedimente stehen von 1370–1066 cm und 662–292 cm Tiefe an (Abb. 4–2). Die Sedimente in L–1 sind hell- bis mittelgrau gefärbt. Die Korngrößenverteilung setzt sich, fast identisch zu L–2, aus 84 Vol% Silt, 15 Vol% Ton und \leq 2 Vol% Sand zusammen. Dominierende Korngröße ist auch in L–1 Mittelsilt (Abb. 4–5). Grobsand- und Kieskörner treten sporadisch im Sediment auf. Die Sedimente von 1370–1066 cm Tiefe sind nicht laminiert und erscheinen insgesamt sehr homogen. Im Kernabschnitt von 662–292 cm treten eine dunkelgrün–schwarz ge-

färbte, unregelmäßige und nicht kontinuierliche Lamination (1–5 mm mächtig) sowie dunkelgrau–schwarze punktförmige Anreicherungen ($\varnothing \leq 1\text{ mm}$) in den Sedimenten auf. Die Sedimente weisen von 329–292 cm Tiefe signifikante höhere Ton- und Siltgehalte (8–2 μm) auf.

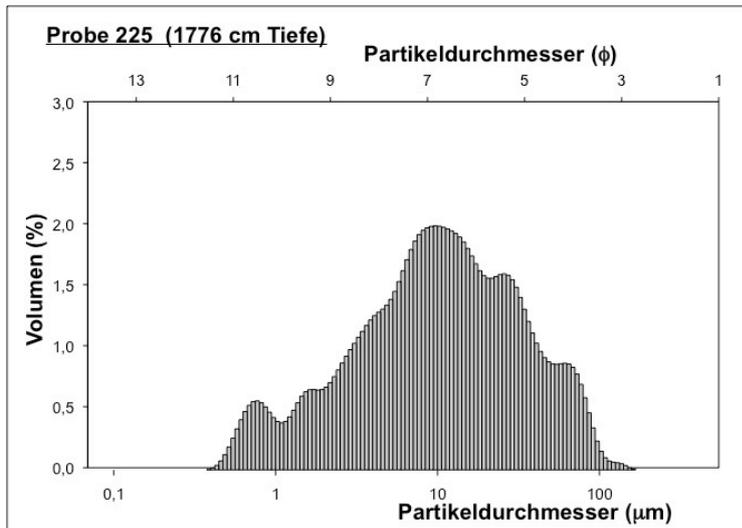


Abb. 4–3: Korngrößenverteilung von Probe 225 aus Lithofazies 3 in Tiefe 1776 cm.

Abb. 4–4: Korngrößenverteilung von Probe 112 aus Lithofazies 2 in Tiefe 892 cm.

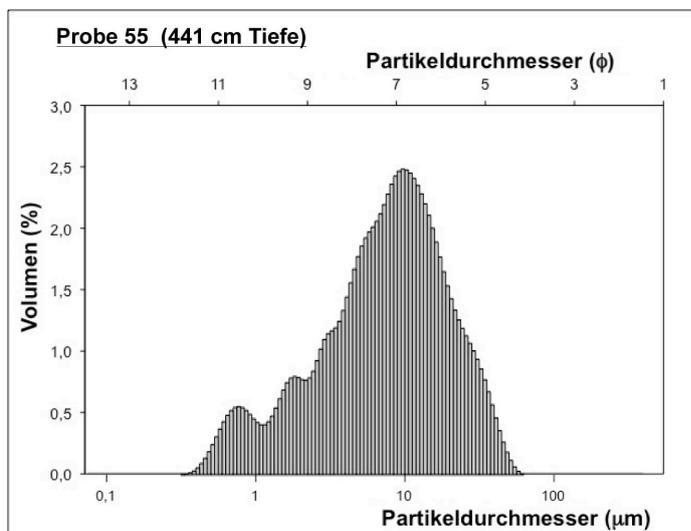
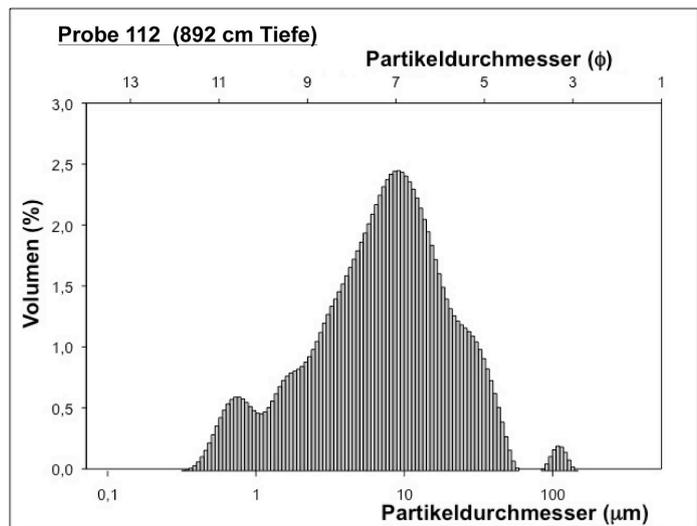


Abb. 4–5: Korngrößenverteilung von Probe 55 aus Lithofazies 1 in 441 cm Tiefe.

4.1.2 Biogeochemische Ergebnisse und Lithologie der Sublithofazies

Obwohl das Sediment in Lithofazies 3 von 1776–1516 cm Tiefe makroskopisch relativ homogen erscheint, lassen deutliche Änderungen in den biogeochemischen Proxies eine Unterteilung in Sublithofazies (L-3a,c-e; Abb. 4–6) zu. L-3a (1776–1680 cm) zeichnet sich durch abfallende TOC-Werte, ein relativ stabiles C/N- und Fe/Ti-Verhältnis sowie graduell ansteigende Ti-Counts aus. Die TS-Werte zeigen große Schwankungen mit Maxima in 1762 und 1688 cm Tiefe. TIC ist bis auf einen deutlichen Peak von 1776–1772 cm Tiefe in L-3b nahezu nicht vorhanden (Bestimmungsgrenze bei 0,1 Gew%). Das Mn/Ti-Verhältnis bleibt bis auf einen kleinen Anstieg in 1725 cm Tiefe sehr niedrig. L-3c (1680–1656 cm) ist durch Minima in TOC, TS und im Fe/Ti-Verhältnis, sowie durch stabile C/N-Werte charakterisiert. Die Ti-Counts steigen zu einem Maximum an. Das Mn/Ti-Verhältnis weist sehr niedrige Werte auf. Von 1680–1670 cm Tiefe steigen die TIC-Werte zuerst zu einem deutlichen Peak an und fallen zum Ende von L-3c auf Werte unterhalb der Bestimmungsgrenze ab. TIC kann aufgrund der guten Korrelation mit den Ca-Counts sehr wahrscheinlich auf Calciumkarbonat (CaCO_3) im Sediment zurückgeführt werden (Abb. 4–6). Zu Beginn von L-3d (1656–1614 cm) steigen die TOC-Werte zu Maximalwerten (8,11 Gew%) in der gesamten Kernsequenz an und bleiben auch anschließend mit Werten um 5 Gew% relativ hoch. Ebenfalls relativ hoch ist auch das Fe/Ti-Verhältnis und der Gehalt an TS mit Maximalwerten von 0,35–0,33 Gew% in 1614 cm Tiefe. TIC weist, bis auf ein deutliches Minimum von 1634–1622 cm relativ hohe Werte auf, welche sehr gut mit Peaks im C/N-Verhältnis sowie den Ca-Counts korrelieren und demnach vermutlich auf CaCO_3 im Sediment zurückzuführen sind. Das Minimum in TIC korreliert sehr gut mit einem Anstieg in den Ti-

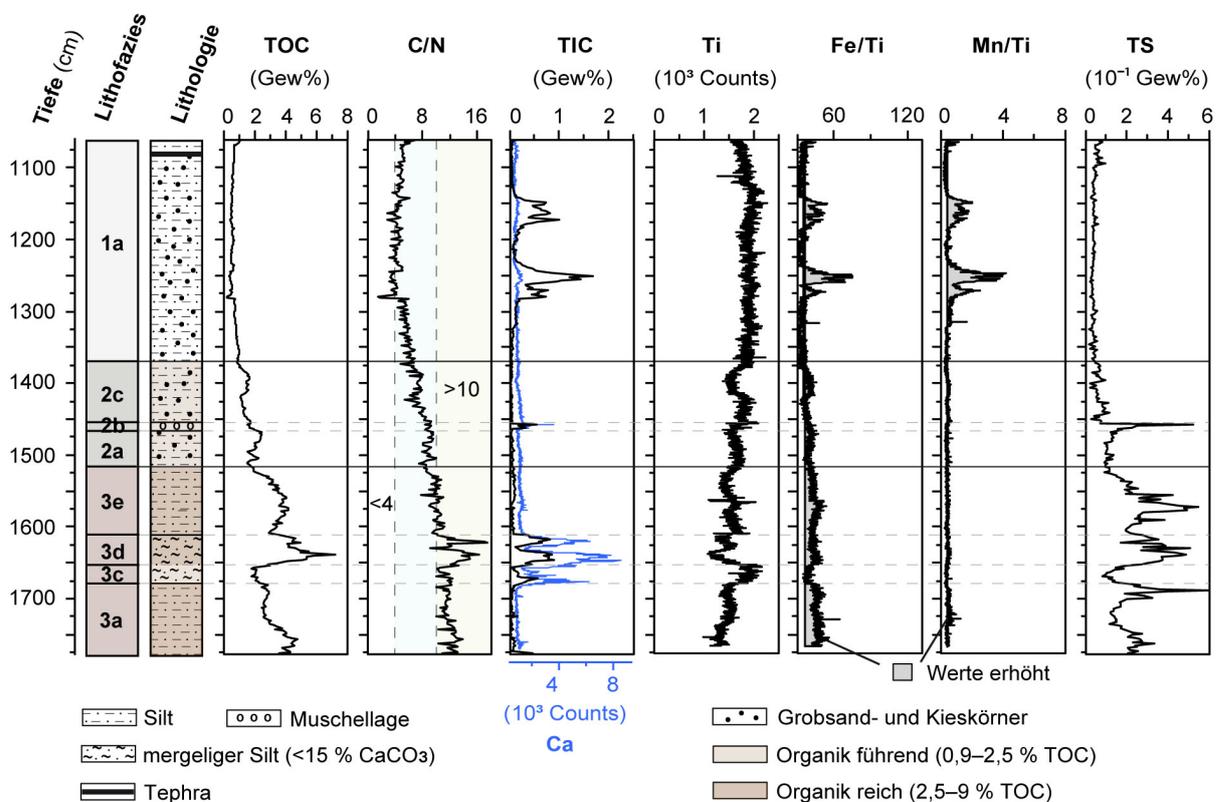


Abb. 4–6: Sublithofazies Klassifikation (L-3a, -3c, -3d, -3e, -2a, -2b, -2c, -1a), Lithologie, TOC-Gehalt (Gew%), C/N-Verhältnis, TIC-Gehalt (Gew%) und Ca (10^3 Counts) in blau dargestellt, Ti (10^3 Counts), Fe/T- und Mn/Ti-Verhältnis sowie TS-Gehalt (10^{-1} Gew%) des Sedimentes von Tiefe 1776–1066 cm des Kerns Co1215.

Counts, die ansonsten in L-3d relativ niedrig liegen. Das Mn/Ti-Verhältnis bleibt durchgängig sehr niedrig in L-3d. In L-3e (1614–1516 cm) ist ein relativ breites Maximum in den TOC- (< 5 Gew%) und TS-Werten ausgebildet. Das Fe/Ti-Verhältnis und die Ti-Counts zeigen relativ hohe Werte. TIC ist nicht im Sediment vorhanden. Das Mn/Ti-Verhältnis bleibt durchgängig sehr niedrig in L-3e.

Kleinere Unterschiede in den Ti-Counts und im TOC-Gehalt in L-2 von 1516–1370 cm lassen eine Unterteilung in L-2a, -2b und -2c zu (Abb. 4–6). L-2a (1516–1463 cm) zeichnet sich durch einen TOC-Gehalt von ca. 2–3 Gew% aus, wobei insgesamt ein Anstieg der Werte zum Ende der Lithofazies hin zu erkennen ist. Dieser Anstieg in TOC korreliert gut mit den sinkenden Ti-Counts. Das C/N-Verhältnis ist mit Werten zwischen 8–10, ebenso wie der TS-Gehalt und das Fe/Ti-Verhältnis, relativ stabil. TIC ist nicht vorhanden und das Mn/Ti-Verhältnis weist sehr niedrige Werte auf. L-2b (1463–1458 cm) ist lithologisch durch eine relativ dichte Ansammlung von *Dreissena* sp. Schalenresten charakterisiert, die in das mittelgrau gefärbte, siltige Umgebungssediment eingebettet sind. Durch die Schalenreste (CaCO_3) kommt der deutliche Peak im TIC-Gehalt zustande. Teilweise haben sich größere blau gefärbte Konkretionen von Vivianit [$\text{Fe}(\text{PO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$] an den Schalenresten im Sediment gebildet. TS bildet in L-2b einen deutlichen Peak aus und fällt in 1458 cm Tiefe rapide auf ähnliche Werte wie in L-2a zurück. Die Werte für TOC, C/N, Ti, Fe/Ti und Mn/Ti bleiben in L-2b relativ stabil. L-2c (1458–1370 cm) zeichnet sich durch einen schwankenden TOC-Gehalt zwischen 1–2 Gew% aus, der gut mit den schwankenden Fe/Ti- und C/N-Verhältnissen korreliert. Die Ti-Counts sind insgesamt relativ hoch und fluktuieren. Steigende/Sinkende Ti-Counts korrelieren mit sinkenden/steigenden TOC-, C/N- und Fe/Ti-Werten. Die TS-Werte und das Mn/Ti-Verhältnis bleiben relativ stabil. Die Werte für TIC liegen unterhalb der Bestimmungsgrenze.

Der gesamte Kernabschnitt von 1370–1066 cm Tiefe ist der L-1a zugeordnet (Abb. 4–6). Der Gehalt an TOC ($\leq 1,2$ Gew%) und TS ist in L-1a relativ niedrig. Im Gegensatz dazu sind die Ti-Counts konstant relativ hoch. Das C/N-Verhältnis sinkt in L-1a deutlich von Werten um 7 in 1370 cm Tiefe auf Minimalwerte ≤ 4 zwischen 1282 cm und 1162 cm Tiefe, und ist auch ab 1162 cm Tiefe mit Werten < 6 relativ niedrig. Die Werte für TIC liegen vor allem zu Beginn und gegen Ende der Sublithofazies unterhalb der Nachweisgrenze und korrelieren gut mit einem relativ niedrigen Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis. Auffällig sind hingegen die deutlichen breiten Peaks im TIC-Gehalt sowie dem Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis von 1380–1236 cm und 1184–1144 cm Tiefe. Der Gehalt an TIC korreliert in L-1 nicht mit den Ca-Counts (Abb. 4–8) und kommt somit nicht durch CaCO_3 zustande. Der Gehalt an TIC in L-1 geht auf das Vorkommen von Siderit [$(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{CO}_3$] im Sediment zurück (Leng et al., 2012).

Von 1066–662 cm Tiefe stehen im Kern Co1215 erneut Sedimente der L-2c an (Abb. 4–7). Ein TOC-Gehalt zwischen 0,5–1,8 Gew%, C/N-Werte < 9 , relativ hohe aber schwankende Ti-Counts und ein relativ niedriges Fe/Ti-Verhältnis sind für L-2c charakteristisch. Sinkende Ti-Counts korrelieren beispielsweise mit steigenden Werten im Fe/Ti-Verhältnis. Ein deutlicher Peak im Fe/Ti-Verhältnis von 1001–983 cm Tiefe korreliert mit Maxima in den ansonsten relativ niedrigen Werten von TIC, TS und im Mn/Ti-Verhältnis. Ein weiterer signifikanter Peak im Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis sowie in den TIC-Werten von 784–770 cm Tiefe korreliert mit einem Minimum in den Ti-Counts und dem Auftreten der 19 cm mächtigen PT0915–7 Tephra in dieser Tiefe. Ein dritter Peak im TIC-Gehalt und im Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis tritt von 674–662 cm Tiefe auf.

Die Sedimente in L-1b von 662–329 cm Tiefe (Abb. 4–7) weisen einen konstant niedrigen Gehalt an TOC und ein sehr niedriges C/N-Verhältnis mit Werten überwiegend <4 auf. Die Ti-Counts sind im Gegensatz dazu konstant relativ hoch. Auffällig sind die fast durchgängig relativ hohen und stark fluktuierenden Fe/Ti- und TS-Werte in L-1b. Erhöhte Werte im ansonsten relativ niedrigen TIC-Gehalt und Mn/Ti-Verhältnis von 627–621 cm, 548–504 cm und 423–393 cm Tiefe korrelieren mit Maximalwerten im Fe/Ti-Verhältnis. L-1c (329–292 cm Tiefe) ist durch relativ niedrige TOC-, TIC- und C/N-Werte sowie relativ hohe Ti-Counts charakterisiert (Abb. 4–7). Das Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis ist ebenfalls relativ niedrig mit Ausnahme von erhöhten Werten in 319 cm Tiefe, welche mit einer Vivianit-Konkretion $[(Fe(PO_4) \times 8H_2O)]$ von 6 mm Durchmesser im Sediment einhergehen. Die TS-Werte sind zu Beginn von L-1c noch relativ hoch (>0,1 Gew%), sinken aber ab 319 cm Tiefe auf niedrige Werte wie in L-1a ab.

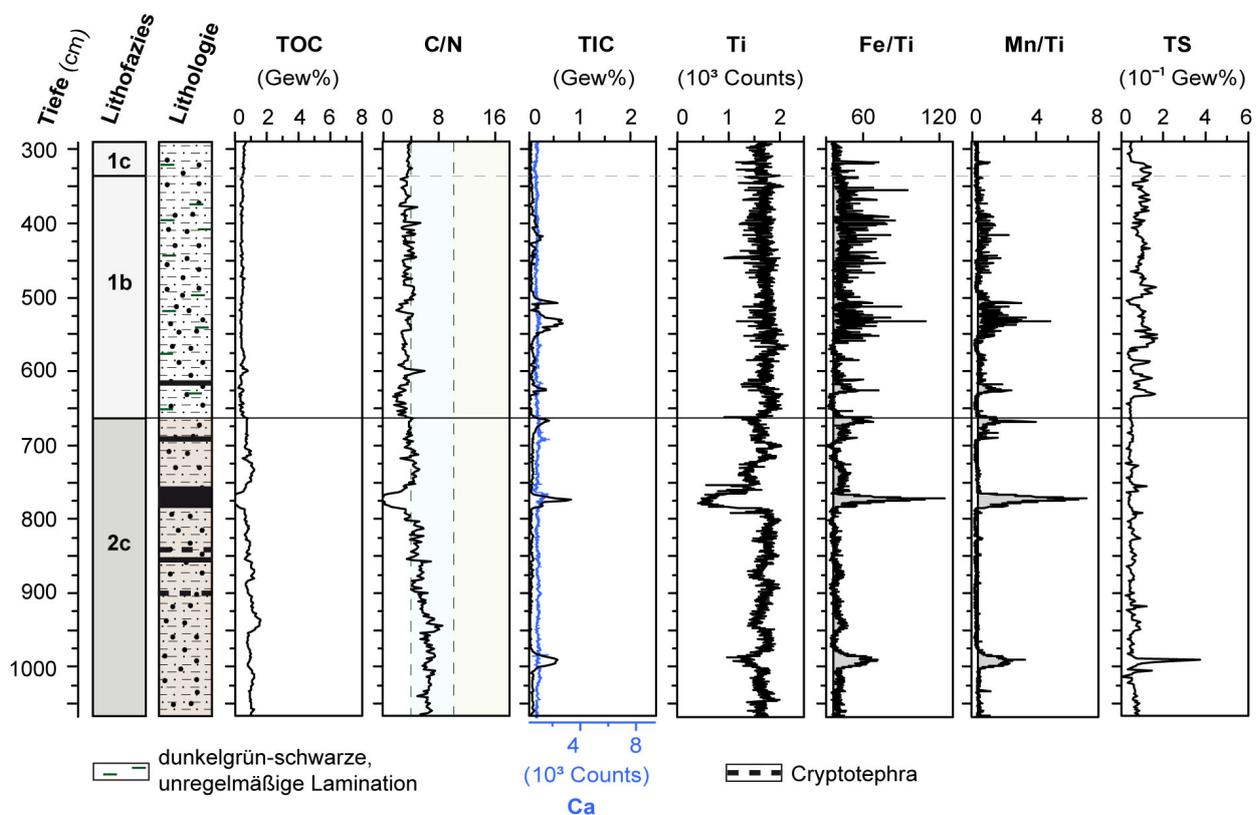


Abb. 4–7: Sublithofazies Klassifikation (L-2c, -1b, -1a), Lithologie, TOC-Gehalt (Gew%), C/N-Verhältnis, TIC-Gehalt (Gew%) und Ca (10^3 Counts) in blau dargestellt, Ti (10^3 Counts), Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis sowie TS-Gehalt (10^{-1} Gew%) des Sedimentes von Tiefe 1066–292 cm des Kerns Co1215. Legende siehe auch Abb. 4–6.

Von 292–204 cm Tiefe treten wieder Sedimente der L-2 auf (Abb. 4–8). L-2a von 292–265 cm Tiefe ist durch einen Anstieg im TOC-Gehalt und den C/N- und Fe/Ti-Verhältnissen, sowie einem deutlichen Abfall in den Ti-Counts charakterisiert. Der TS-Gehalt und das Mn/Ti-Verhältnis bleiben relativ niedrig. TIC ist nicht im Sediment vorhanden. L-2b (265–204 cm Tiefe) hingegen zeichnet sich durch einen stabilen TOC-Gehalt von ca. 2 Gew% aus, konstante C/N-Werte und Ti-Counts und ein leicht höheres Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis. Ein kleiner Peak im TIC-Gehalt von 234–222 cm Tiefe korreliert zwar mit den Ca-Counts, ist aber nicht durch CaCO₃ sondern vielmehr durch Siderit im Sediment klassifiziert (Aufgebauer et al., 2012). In Tiefe

254–256 cm wurde eine Vivianit-Konkretion (\varnothing 2 cm) gefunden. Der Gehalt an TS steigt deutlich an in L-2b, bleibt aber insgesamt <0.3 Gew%. Der Anstieg im TS-Gehalt wird vermutlich durch fein verteiltes Eisensulfid im Sediment verursacht, das als dunkelgrau-schwarze punktförmige Ausfällungen und unregelmäßige, nicht kontinuierliche Lamination zwischen 232 und 218 cm und als feine Lage aus kugelförmigen Konkretionen (\varnothing 1 mm) in 236 cm Tiefe sichtbar wird (Abb. 4-2).

Der oberste Kernabschnitt von 204–0 cm Tiefe wird erneut von L-3 Sedimenten aufgebaut (Abb. 4-8). L-3 ist in fünf Sublithofazies (L-3a, -3b, -3c, -3d, -3e) unterteilt. L-3a von 204–164 cm Tiefe ist durch einen deutlichen Anstieg in den TOC- und TS-Gehalten sowie in den Fe/Ti-, Mn/Ti- und C/N-Werten gekennzeichnet. Die Ti-Counts fallen zu Beginn von L-3a deutlich ab. Der TIC-Gehalt im Sediment ist sehr niedrig. L-3b (164–148 cm Tiefe) zeichnet sich durch einen hohen TOC-, TS- und TIC-Gehalt sowie ein relativ hohes C/N-Verhältnis aus. Die TIC-Werte korrelieren ab 164 cm Tiefe sehr gut mit den Ca-Counts und zeigen somit Akkumulation von CaCO_3 im Sediment an (Abb. 4-8). Im Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis ist in L-3b ein deutliches Maximum ausgebildet. Die Ti-Counts zeigen ein deutliches Minimum. L-3c von 148–130 cm Tiefe ist durch Minimalwerte im TOC-, TS- und TIC-Gehalt, sowie in den C/N-Werten und in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen charakterisiert. Im Gegensatz dazu steigen die Ti-Counts auf ein Maximum an. In L-3d (130–70 cm Tiefe) sind die TOC-, C/N-, TS- und TIC-Werte deutlich höher als in L-3c und fluktuieren. Die Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse zeigen ein breites und ebenfalls fluktuierendes Maximum. Die Ti-Counts hingegen weisen die niedrigsten Werte in der gesamten Kernsequenz auf. In L-3e von 70–0 cm Tiefe schwanken die Werte für TOC, C/N, TS, Fe/Ti und Mn/Ti, bilden aber zwischen 48–35 cm Tiefe ein Maximum und relativ niedrige Werte zu Beginn und Ende von L-3e. Der Gehalt an TIC und die Ti-Counts zeigen ebenfalls Schwankungen mit einem deutlichen Minimum von 48–35 cm Tiefe und nahe der Sedimentoberfläche.

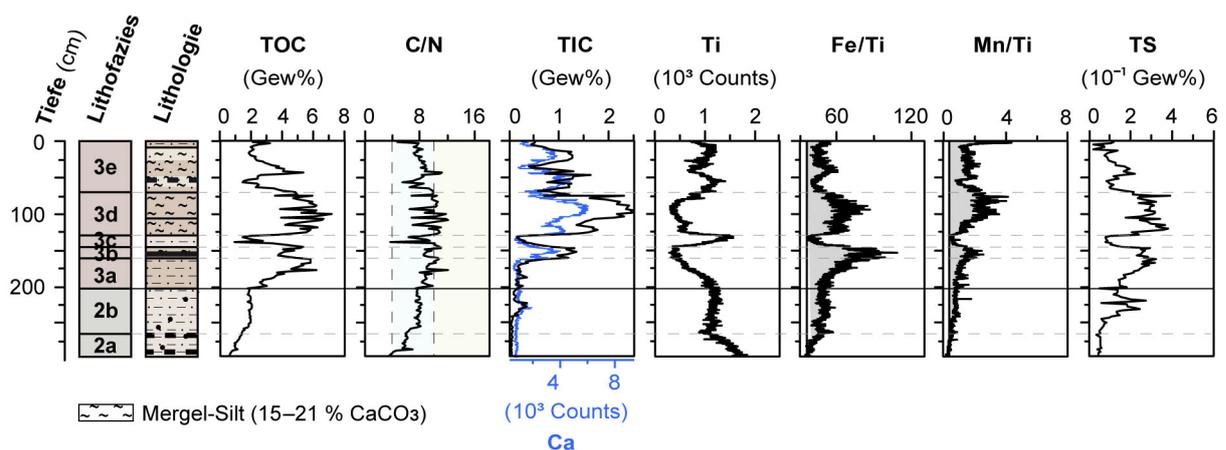


Abb. 4-8: Sublithofazies Klassifikation (L-2a, -2b, -3a, -3b, -3c, -3d, -3e), Lithologie, TOC-Gehalt (Gew%), C/N-Verhältnis, TIC-Gehalt (Gew%) und Ca (10^3 Counts) in blau dargestellt, Ti (10^3 Counts), Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis sowie TS-Gehalt (10^{-1} Gew%) des Sedimentes von Tiefe 292–0 cm des Kerns Co1215. Legende siehe auch Abb. 4-6 und Abb. 4-7.

4.1.3 Magnetische Suszeptibilität (MS)

Während sich die Sedimente der Lithofazies 3 durch generell relativ niedrige MS-Werte und Minimalwerte <20 (10^{-6} SI) auszeichnen, sind die MS-Werte in Lithofazies 2 und 1 mit Werten hauptsächlich zwischen 100–250 (10^{-6} SI) relativ hoch (Abb. 4–1; Abb. 4–9). Abgesehen von diesem generellen Muster, sind signifikante Peaks mit MS-Werten bis zu 2000 (10^{-6} SI) in 55.4–55.6 cm, 616.8–617.8 cm, 690–693.2 cm, 764.8–783.8 cm und 1078,6–1079,6 cm Tiefe in der Sedimentsequenz auszumachen. Diese signifikanten Peaks in den MS-Werten konnten zum Teil auf feinkörnige Bruchstücke vulkanischen Glases und Asche zurückgeführt werden und stellen akkumulierte Tephra- und Kryptotephrahorizonte dar (siehe Kapitel 4.2).

4.2 Tephra- und Kryptotephralagen

Das folgende Kapitel 4.2 ist an die Teilpublikation Damaschke et al. (2012) angelehnt. Insgesamt wurden 11 verschiedene Tephra- und Kryptotephralagen in der Sedimentsequenz des Kerns Co1215 von 1776–0 cm identifiziert. Die Kryptotephra PT0915–1 von 55.4–55.6 cm wurde aufgrund von deutlichen Peaks in der MS und in den Counts von Sr und K, sowie einem kleineren Peak in den Rb-Counts identifiziert (Abb. 4–9). In Mikroskoppräparaten („smear slides“) der Lage sind Glasbruchstücke im Sediment erkennbar. Die geochemischen Analysen der Glasbruchstücke haben im TAS-Diagramm (TAS = „Total-Alkali-Silica“, nach Le Bas et al., 1986), bei der die Summe der Na_2O - und K_2O -Gehalte (Gew%) gegen die SiO_2 -Gehalte (Gew%) dargestellt wird, eine foiditisch bis tephriphonolithische Zusammensetzung ergeben (Tab. 4–2; Abb. 5–1 a). Detaillierte Tabellen mit den Hauptelementanalysen der Glasbruchstücke sind in der Teilpublikation Damaschke et al. (eing.) veröffentlicht.

Tephra PT0915–2 in 155.6–156.2 cm Tiefe ist makroskopisch im Kern durch Farb- und Korngrößenunterschied zum Umgebungssediment erkennbar. Die Tephra besteht aus hellbraunem, feinsandigem Material in linsenförmigen Einschlüssen von ≤ 6 mm Durchmesser im deutlich dunkleren und feinkörnigeren Umgebungssediment. Die Tephra weist deutliche Peaks in den Rb- und K-Counts auf (Abb. 4–9). In Mikroskoppräparaten der Probe treten vermehrt Glasbruchstücke auf. PT0915–2 zeigt eine als homogen phonolithisch zu bezeichnende geochemische Zusammensetzung (Tab. 4–2; Abb. 5–1 b).

In der abgesiebten Fraktion des Probenmaterials aus 265–267 cm Tiefe wurde Kryptotephra PT0915–3 und in der Probe aus 287–289 cm Tiefe Kryptotephra PT0915–4 ausgemacht. In beiden Tiefen sind keine auffälligen Peaks in den Counts von Sr, Rb oder K und/oder in der MS erkennbar (Abb. 4–9). Die Kryptotephren haben eine sehr ähnliche geochemische Zusammensetzung, die als homogen trachytisch beschrieben werden kann (Tab. 4–2; Abb. 5–1 c).

Tephra PT0915–5 in 616.8–617.8 cm Tiefe ist makroskopisch im Kern als ≤ 1 cm längliche linsenförmige Ablagerung von dunkelbraunem siltigem Material erkennbar. Die Lage zeichnet sich durch einen deutliche Peaks in der MS und in den Sr-Counts, sowie einem kleineren Peak in den K-Counts (Abb. 4–9). Im Mikroskoppräparat sind vermehrt Glasbruchstückchen zu erkennen. Die geochemische Zusammensetzung ist homogen trachytisch (Tab. 4–2; Abb. 5–1 d).

Als siltig-feinsandige, dunkle Lage von 2 cm Mächtigkeit erscheint Tephra PT0915–6 im Kern Co1215–5 III. Im Überlappungssegment Co1215–8 I ist die Tephralage deutlich gleichmäßiger und mit 6 cm auch mächtiger ausgebildet. Die Lage weist eine korrelierte Tiefe von 690–693.2 cm auf und zeichnet sich durch deutliche Peaks in der MS und Sr aus (Abb. 4–9). Geochemisch

setzt sich die Tephra aus trachytisch–trachyandesitischen bis basaltisch–trachyandesitischen Bestandteilen zusammen (Tab. 4–2; Abb. 5–1 e).

Tephra PT0915–7 ist die am deutlichsten im gesamten Kern sichtbare Tephra. Die 19 cm mächtige, sehr homogene, braune, feinsandige Tephralage steht in 764.8–783.8 cm Tiefe an. Die Tephra zeichnet sich durch sehr deutliche Peaks in der MS und in den Rb– und K–Counts aus (Abb. 4–9). Im Mikroskoppräparat sind nahezu ausschließlich Glasbruchstückchen zu erkennen, die eine transparent bis hellbraune Färbung aufweisen. Die geochemische Zusammensetzung der Tephra ist phonolithisch–trachytisch (Tab. 4–2; Abb. 5–1 f).

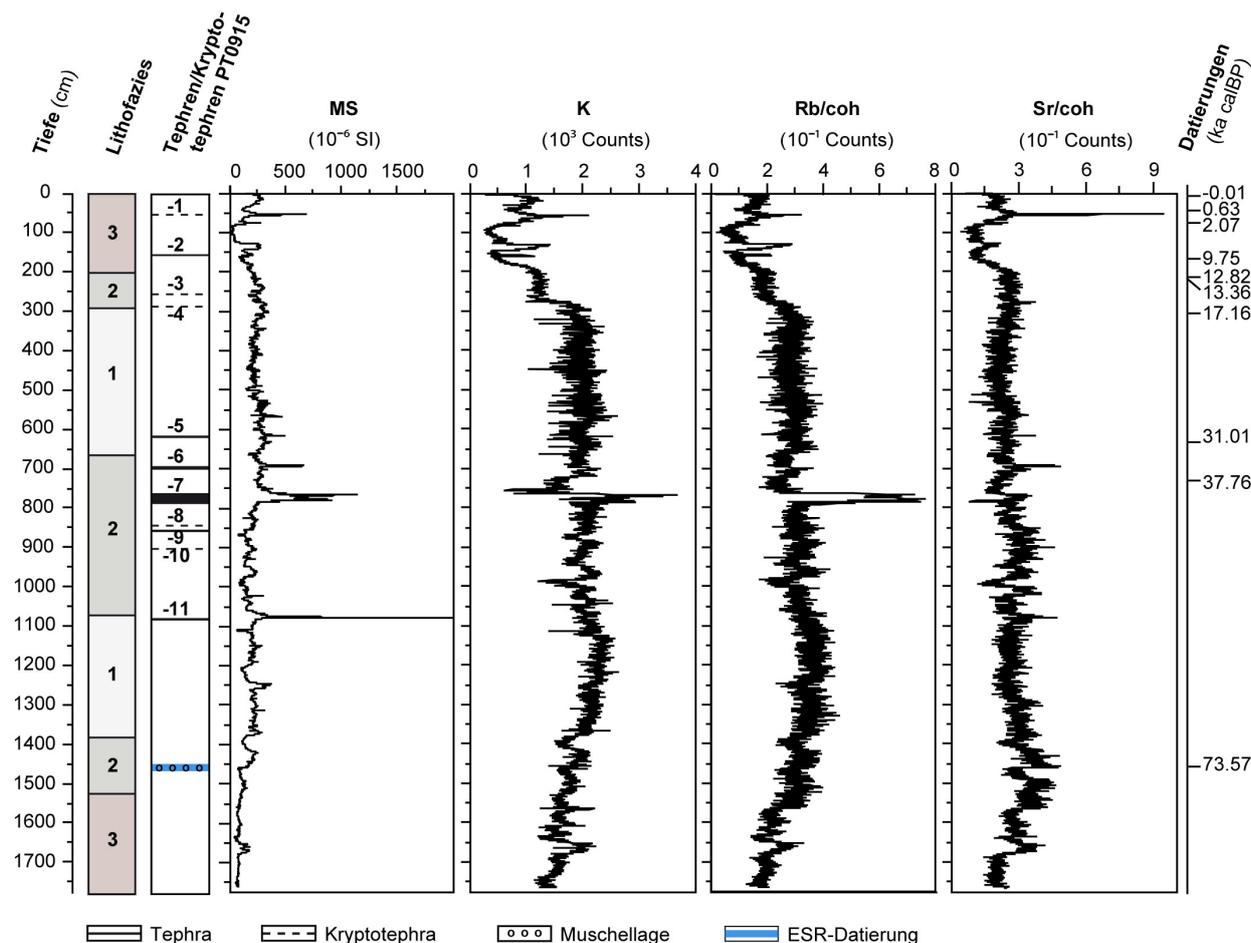


Abb. 4–9: Die Magnetische Suszeptibilität (MS), Kalium– (K) Counts und gegen den Kohärenz Wert (coh) normalisierte Rubidium– (Rb/coh) sowie Strontium– (Sr) Counts, welche zur Identifikation der Tephren und Kryptotephren im Co1215 Kern genutzt wurden. Die ^{14}C -Datierungen von Pflanzenmaterial, Fischknochen und –schuppen und der Muschelschale (in ka calBP) sowie das ESR–Alter der Muschellage sind zur Orientierung angegeben.

Die Kryptotephra PT0915–8 wurde in der abgesiebten Fraktion der Probe aus 842–844 cm Tiefe gefunden, in welcher keine auffälligen Peaks in den Counts von Sr, Rb oder K und/oder in der MS erkennbar (Abb. 4–9). Sie ist als homogen phonolithisch klassifizierbar (Tab. 4–2; Abb. 5–1 g).

Auch in Tiefe 854–858 cm, in welcher die PT0915–9 auf gleiche Weise ausgemacht wurde, sind keine auffälligen Peaks in den Counts von Sr, Rb oder K und/oder in der MS erkennbar (Abb. 4–

9). Bei der makroskopischen Kernbetrachtung fällt jedoch genau in dieser Tiefe eine hellbraune Lage auf und auch im Mikroskoppräparat dieser Probe sind Glasbruchstücke erkennbar. Da eine Färbung des Sedimentes aufgrund höherer Gehalte an Organik und/oder Karbonat ausgeschlossen werden kann (vgl. Abb. 4–7), klassifizieren wir die PT0915–9 als Tephra und nicht als Kryptotephra. Die Tephra hat eine rhyolithisch–trachytische Zusammensetzung (Tab. 4–2; Abb. 5–1 h).

Kryptotephra PT0915–10 in 900.8–901 cm Tiefe wurde aufgrund von Peaks in den Sr– und K–Counts identifiziert (Abb. 4–9). In dieser Tiefe sind keine auffälligen Peaks in den Counts von Rb oder K und/oder in der MS erkennbar. Ihre geochemische Zusammensetzung ist trachytisch–phonolithisch (Tab. 4–2; Abb. 5–1 i).

Tephra PT0915–11 in 1078.6–1079.6 cm Tiefe ist makroskopisch im Kern als hellbraune Lage erkennbar. Die Tephralage zeichnet sich durch den höchsten Peak in der MS im gesamten Kern Co1215 aus, sowie Peaks in den Sr– und K–Counts (Abb. 4–9). Sie hat eine trachytisch–trachyandesitische Zusammensetzung (Tab. 4–2; Abb. 5–1 j).

Weiterhin konnte eine deutlich sichtbare Kontamination im Co1215–9 I Segment (Abb. 4–10) mit der spezifischen, feinsandigen PT0915–7 Tephra durch geochemische Analysen verifiziert werden. Die Kontamination hat eine identische trachytisch bis phonotrachytische geochemische Zusammensetzung und besteht fast ausschließlich aus transparent bis hellbraun gefärbten Glasbruchstückchen, wie in Mikroskoppräparaten zu erkennen ist.

Abb. 4–10: Die im Kernsegment Co1215–9 I (A) sichtbare Kontamination (rot nachgezeichnet, B) mit der feinsandigen PT0915–7 Tephra.



Tab. 4–2: Die Hauptelementzusammensetzung der vulkanischen Glaspartikel der Tephren und Kryptotephren (PT0915–1 bis –11), welche in der Co1215 Sedimentsequenz vom Prespasee identifiziert wurden (aus Damaschke et al., 2012). Mitt. = Mittelwert, SD = Standardabweichung, Ges. = Gesamt.

Tephra/ Kryptoteph.	Tiefe (cm)	Glas	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ClO	Ges.	Ges. Alkali	Alk. Ratio
PT0915–1	55.4	Mitt.	48.61	0.95	20.69	6.85	0.19	2.00	8.43	4.72	6.33	0.20	1.04	100.00	11.05	1.38
	– 55.6	SD	1.50	0.18	1.04	0.82	0.09	0.42	1.41	0.53	1.48	0.12	0.11	n=12	–	–
PT0915–2	155.6	Mitt.	58.34	0.18	21.59	1.92	0.15	0.24	1.97	7.93	6.85	0.09	0.73	100.00	14.79	0.86
	– 156.2	SD	0.31	0.05	0.40	0.12	0.07	0.10	0.44	0.26	0.19	0.19	0.06	n=10	–	–
PT0915–3	265	Mitt.	61.33	0.43	18.98	2.86	0.14	0.55	2.17	4.36	8.62	0.00	0.55	100.00	12.98	1.99
	– 267	SD	0.31	0.11	0.13	0.15	0.08	0.07	0.14	0.31	0.54	0.00	0.03	n=15	–	–
PT0915–4	287	Mitt.	61.07	0.45	19.08	2.83	0.17	0.54	2.19	4.22	8.87	0.00	0.56	99.99	13.09	2.11
	– 289	SD	0.61	0.10	0.69	0.15	0.09	0.08	0.10	0.23	0.25	0.00	0.05	n=16	–	–
PT0915–5	616.8	Mitt.	60.85	0.40	18.92	3.40	0.11	0.79	2.37	3.60	8.94	0.01	0.62	100.00	12.54	2.57
	– 617.8	SD	0.91	0.08	0.28	0.39	0.07	0.20	0.31	0.60	0.58	0.03	0.20	n=12	–	–
PT0915–6	690	Mitt.	57.33	0.58	22.26	3.05	0.11	0.88	6.03	3.38	5.90	0.04	0.43	100.00	9.29	1.78
	– 693.2	SD	3.20	0.20	2.59	1.17	0.10	0.28	2.62	0.56	1.77	0.06	0.28	n=11	–	–
PT0915–7	764.5	Mitt.	60.32	0.43	19.43	2.90	0.23	0.58	1.84	5.79	7.75	0.00	0.72	100.00	13.54	1.47
	– 783.8	SD	0.45	0.13	0.31	0.24	0.11	0.13	0.26	1.22	1.00	0.00	0.19	n=15	–	–
PT0915–8	842	Mitt.	60.60	0.40	19.21	2.89	0.20	0.42	1.73	6.64	7.22	0.00	0.70	100.01	13.86	1.09
	– 844	SD	0.29	0.08	0.12	0.11	0.09	0.11	0.09	0.28	0.15	0.00	0.04	n=10	–	–
PT0915–9	854	Mitt.	71.13	0.51	8.52	8.08	0.33	0.08	0.40	5.67	4.40	0.00	0.89	100.00	10.07	0.78
	– 856	SD	1.40	0.11	0.94	0.17	0.10	0.05	0.11	0.51	0.14	0.00	0.16	n=16	–	–
PT0915–10	900.8	Mitt.	60.81	0.42	19.16	2.87	0.17	0.63	2.24	5.31	7.70	0.00	0.70	100.00	13.00	1.51
	– 901	SD	0.87	0.20	0.23	0.23	0.12	0.11	0.55	0.91	0.72	0.00	0.15	n=12	–	–
PT0915–11	1078.6	Mitt.	60.81	0.79	18.70	4.92	0.14	1.65	3.39	5.55	3.37	0.17	0.53	100.00	8.91	0.64
	– 1079.6	SD	0.95	0.22	1.40	0.93	0.10	0.77	0.66	0.97	0.70	0.09	0.16	n=20	–	–

4.3 AMS-Messungen

4.3.1 ^{14}C -Datierungen

Das Material zur Radiokarbondatierung stammt aus insgesamt 13 Horizonten des Kerns Co1215. Datiert wurden gepickte Makrofossilien (Pflanzenreste, Fischknochen –und schuppen, Muschel-schalenreste) sowie Gesamtkohlenstoff in ausgewählten Bulkproben. Die Bulkproben wurden zum einen in Tiefen ausgewählt, in denen keine Makrofossilien vorhanden waren, und zum anderen als Paralleldatierungen zu Pflanzenresten. Nachfolgende Tabelle (Tab. 4–3) fasst die Ergebnisse der Radiokarbondatierungen zusammen.

Tab. 4–3: Das mittels Radiokarbonmethode datierte Probenmaterial mit Angabe der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (‰), ^{14}C -Alter (a BP) und kalibrierter Alter (a calBP mit 2σ -Fehlerbereich).

Probe	Tiefe (cm)	Kern- segment	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C -Alter (a BP)	kalibr. Alter (a calBP [2σ])
ETH-40050	4– 6	Co1215-1	Muschel (<i>Dreissena presbensis</i>)	-0.8	-1190 ± 30	(-15) ± 1
Co11030	42– 44	Co1215-1	Pflanze (<i>Carex</i> sp.)	-16.5	715 ± 28	630 ± 64
ETH-40051	74– 76	Co1215-1	Pflanze (<i>Phragmites australis</i>)	-27.9	2080 ± 35	2066 ± 84
ETH-40052	74– 76	Co1215-1	Gesamtkohlenstoff (Bulk)	-26.9	3095 ± 35	3312 ± 73
Co11031	104–108	Co1215-3	Gesamtkohlenstoff (Bulk)	-30.2	6003 ± 28	6842 ± 90
ETH-40054	128–130	Co1215-3	Gesamtkohlenstoff (Bulk)	-28.3	7055 ± 40	7892 ± 70
ETH-40055	146–147	Co1215-3	Gesamtkohlenstoff (Bulk)	-26.8	8205 ± 40	9157 ± 127
ETH-40056	166–168	Co1215-3	Pflanze (<i>Phragmites australis</i>)	-26.2	8755 ± 35	9752 ± 152
ETH-40057	166–168	Co1215-3	Gesamtkohlenstoff (Bulk)	-27.8	9090 ± 35	10244 ± 50
ETH-40059	184–186	Co1215-3	Gesamtkohlenstoff (Bulk)	-26.5	9840 ± 35	11241 ± 40
ETH-40060	212–214	Co1215-3	Fischknochen	-12.5	10837 ± 132	12815 ± 261
ETH-40062	214–216	Co1215-3	Fischknochen und –schuppen	-17.1	11466 ± 121	13358 ± 250
ETH-40063	214–216	Co1215-3	Gesamtkohlenstoff (Bulk)	-24.3	11005 ± 40	12889 ± 187
Co11032	301–303	Co1215-3	Pflanze (aquatisch)	-5.4	14056 ± 71	17159 ± 301
ETH-40064	633	Co1215-5	Pflanze	-28.2	26345 ± 105	31011 ± 202
ETH-40065	728–729	Co1215-8	Pflanze	-28.2	33075 ± 210	37762 ± 808

4.3.2 $\delta^{13}\text{C}$ –Werte (‰)

Der bei der AMS-Messung bestimmte $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (‰) des Probenmaterials (Tab. 4–4) kann einen Hinweis auf die Herkunft des datierten Probenmaterials geben. Leider ist der bei der AMS-Messung bestimmte $\delta^{13}\text{C}$ -Wert aufgrund von unterschiedlichen Fraktionierungsprozessen während des Messvorganges nicht mit dem des stabilen Isotopenverhältnisses $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ von Probenmaterial vergleichbar, welches bei der herkömmlichen Radiokarbondatierungsmethode bestimmt wird. Bei der herkömmlichen Radiokarbondatierungsmethode wird die relative Abweichung des $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisses der Probe vom PDB-Standard (Belemnite aus der PeeDee Formation mit definitionsgemäß $\delta^{13}\text{C}=0$ ‰) bestimmt, der notwendig ist um einen Vergleich der Radiokarbonalter unterschiedlicher Probenarten untereinander ungeachtet ihrer biogeochemischen Fraktionierung vorzunehmen (Stuiver und Polach, 1977). Trotzdem ist auch der bei der AMS-Messung

bestimmte $\delta^{13}\text{C}$ -Wert vom Probenmaterial abhängig.

Die meisten Photosynthese betreibenden Landpflanzen (Bäume und Sträucher wie z.B. Kiefern, Fichten, Wacholder etc.), die vorwiegend leichteren ^{12}C Kohlenstoff aus atmosphärisches Kohlendioxid (CO_2) einbauen und dafür den C3-Photosyntheseweg nutzen, weisen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -32 bis -20 ‰ auf (vgl. Meyers und Ishiwatari, 1995; Leng et al., 2004). Viele Gräser, die den C4-Photosynthesewegs nutzen und niedrige CO_2 -Gehalte in der Umgebungsluft besser nutzen können als C3-Pflanzen und sich dadurch an warme trockene Standorte angepasst haben (Peters-Kottig, 2003), besitzen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -17 bis -9 ‰ (vgl. Talbot und Livingstone, 1989; Meyers und Ishiwatari, 1995; Leng et al., 2004). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den seltenen CAM-Pflanzen (z.B. Sukkulente), die C3/C4-Intermediären, variieren zwischen -18 und -8 ‰ (Meyers und Ishiwatari, 1995). Phytoplankton hingegen weist $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -42 bis -26 ‰ und semiaquatische bzw. aquatische Makrophyten von -30 bis -12 ‰ auf (Leng et al., 2004). Nachfolgende Tabelle (Tab. 4–4) fasst diese Werte noch einmal zusammen.

Tab. 4–4: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Pflanzenmaterial in Seesedimenten.

Pflanzenmaterial	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Referenz
Phytoplankton	-42 bis -26	Leng et al., 2004
C3-Landpflanzen	-32 bis -20	Meyers und Ishiwatari, 1995; Leng et al., 2004
semi-/aquatische Makrophyten	-30 bis -12	Leng et al., 2004
CAM Pflanzen	-18 bis -8	Meyers und Ishiwatari, 1995; Leng et al., 2004
C4-Pflanzen	-17 bis -9	Talbot und Livingstone, 1989; Meyers und Ishiwatari, 1995; Leng et al., 2004

Aus dem See stammende Organik von Phytoplankton und Makrophyten ist somit über die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte nur zum Teil von der organischen Substanz der Landpflanzen aus dem Einzugsgebiet zu unterscheiden. Allein aus den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Proben ETH-40064 und -40065 lassen sich keine Rückschlüsse ziehen, ob es sich um semi-/aquatisches oder terrestrisches Pflanzenmaterial handelt. Die Herkunft des Probenmaterials von CAM-Pflanzen lässt sich allerdings ausschließen. Die Proben Col1030, ETH-40051 und ETH-40056 wurden aufgrund ihrer signifikanten Zellstruktur als semiaquatisches Pflanzenmaterial von *Carex sp.* und *Phragmites australis* (siehe Tab. 4–1) bestimmt. Das stimmt sehr gut mit den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Proben überein, welche zwischen -16.5 und -27.9 ‰ liegen. Der sehr hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (-5.4 ‰) von Probe Col1032 repräsentiert kein natürliches in Pflanzen vorkommendes Isotopenverhältnis (vgl. Tab. 4–3; Tab. 4–4). Die unter dem Binokular als Makrorest einer aquatischen Pflanze bestimmte Probe Col1032 (mündl. Mitt. Finn A. Viehberg) spiegelt eine starke Tendenz zur Aufnahme von TDIC (total dissolved inorganic carbon = gelöster anorganischer Gesamtkohlenstoff) aus dem Seewasser wieder (mündl. Mitt. Janet Rethemeyer), welcher in Karstregionen wie dem Prespasee Werte von ungefähr -3 ‰ bis $+3$ ‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ besitzt (vgl. Leng und Marshall, 2004).

4.4 ESR–Datierungen

Zur Bestimmung der Äquivalenzdosis von Probe K–5800 wurden aus dem 200 g zur Verfügung stehendem Umgebungssediment 7 Bestrahlungsgruppen zur Bestimmung der Dosisaufbaukurve verwendet (Abb. 4–11). Für die Proben K–5835a und K–5836a stand insgesamt 970 g Umgebungssediment zur Verfügung und es konnten jeweils 19 Bestrahlungsgruppen zur Ermittlung der Dosisaufbaukurve verwendet werden. Alle zur Dosisleistungsberechnung und Altersbestimmung erforderlichen Parameter fassen nachfolgende Tabellen (Tab. 4–5, Tab. 4–6, Tab. 4–7) zusammen. Die Tabellen 4–5 und 4–6 wurden bereits leicht verändert in der Teilpublikation Damaschke et al. (eing.) veröffentlicht.

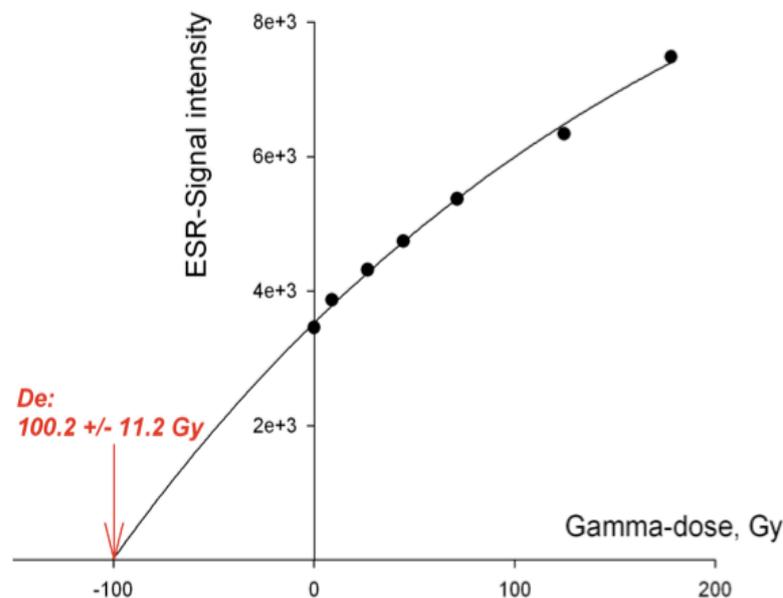


Abb. 4–11: Die mit Hilfe von 7 Bestrahlungsgruppen des Umgebungssedimentes erstellte Dosisaufbaukurve für Probe K–5800. Durch Extrapolation auf die x–Achse konnte die Äquivalenzdosis von $100,2 \pm 11,2$ Gy ermittelt werden (vgl. Schellmann und Radtke, 2007). Die Abbildung wurde dem Ergebnisbericht zur ESR–Datierung von Probe K–5800 entnommen (Hilgers, unpubl.).

Zur Kalkulation der Dosisleistung (Gy/ka) wurde eine Alpha–Effizienz von $0,10 \pm 0,02$, die Schalendicke der Muschelbruchstücke vor und nach der Oberflächenbehandlung ($0,82/0,75$ mm), ein durchschnittlicher Wassergehalt $F_{\text{nass}} = 47 \pm 4,7$ Gew% (siehe Tab. 4–5) und die kosmogene Strahlenbelastung im Prespa–Sediment herangezogen. Die kosmogene Strahlenbelastung im Prespa–Sediment errechnet sich aus der Tiefe der Probe unter der Geländeoberkante (z.B. für K–5800: 1458 cm Tiefe im Sediment und 14,5 m Wassersäule), der Breitenkreislage ($40^{\circ}57'50''$ N, $20^{\circ}58'41''$ E) sowie der Höhe über dem Meer (849 m ü. NN; vgl. Grün, 1989).

Der fehlergewichtete Mittelwert der ESR Alter aller drei Proben ergibt ein durchschnittliches Alter der Muschellage von 73570 ± 7740 a.

Tab. 4-5: Wassergehalte des Umgebungssedimentes in den Kernsegmenten Co1215-11 II und -11 III.

Kernsegment geborgen 2009		Kernsegment geborgen 2011		Tiefe (cm)	Wassergehalt F _{nass} (Gew%)	Wassergehalt F _{trocken} (Gew%)				
Co1215 -11 II	Umgebungssediment oberhalb der Mu- schellage	Co1215 -11 II	Umgebungs- sediment oberhalb der Muschellage	1436	47,79	91,55				
				1438	47,55	90,66				
				1440	47,31	89,66				
				1442	47,05	88,87				
				1444	47,65	91,00				
				1446	47,64	90,98				
				1448	47,66	91,06				
				1450	47,02	88,77				
				1452	46,46	86,79				
				1454	46,70	87,62				
				1456	46,30	86,20				
				1458	42,94	75,25				
				Co1215 -11 III	Umgebungssediment unterhalb der Mu- schellage	Co1215 -11 III	Umgebungs- sediment unterhalb der Muschellage	1460	44,67	80,74
								1462	44,73	80,92
1464	48,70	94,95								
1466	49,03	96,21								
1468	50,99	104,04								
1470	50,53	102,12								
1472	50,90	103,68								
1474	50,99	104,03								
1476	50,77	103,15								
1478	50,64	102,60								
1480	50,68	102,74								
1482	50,38	101,53								
1484	49,83	99,32								
1486	49,82	99,28								
1488	49,64	98,58								
1490	48,99	96,03								
1492	48,71	94,96								
1494	48,09	92,64								
1496	46,78	87,88								
1498	46,13	85,64								
1500	46,35	86,39								
1502	46,68	87,53								

Tab. 4-6: Radionuklidgehalte der Sedimentproben aus drei verschiedenen Kernsegmenten. Alle Werte sind jeweils mit einem 1 σ -Fehlerbereich angegeben.

Probe	Kernsegment	Tiefe (cm)	U _{extern} (‰)	Th _{extern} (‰)	K _{extern} (%)
K-5800	Co1215-11 II	1458-1463	3.80 ± 0.40	17.30 ± 0.60	2.30 ± 0.07
K-5836a	Co1215-11 II	1458-1470	3.53 ± 0.19	17.99 ± 1.03	2.38 ± 0.09
K-5835a	Co1215-11 III	1470-1488	3.59 ± 0.19	17.57 ± 1.02	2.37 ± 0.09

Tab. 4–7: Parameter der Dosisleistungsberechnung, Äquivalenzdosis und Altersberechnung. Alle Werte sind jeweils mit einem 1 σ -Fehlerbereich angegeben.

Probe	Kernsegment	Tiefe (cm)	U_{intern} (‰) der Muschelschalen	Dosisleistung (Gy/ka)	Äquivalenzdosis (Gy)	ESR Alter (ka)
K–5800	Co1215–11 II	1458–1463	0.08 \pm 0.01	1.36 \pm 0.10	100.2 \pm 11.2	73.9 \pm 9.9
K–5836a	Co1215–11 II	1458–1470	0.06 \pm 0.01	1.36 \pm 0.10	114.41 \pm 6.73	81.1 \pm 7.8
K–5835a	Co1215–11 III	1470–1488	0.06 \pm 0.01	1.36 \pm 0.10	93.71 \pm 2.03	68.9 \pm 5.1

4.5 Mikropaläontologische Proxies

Zusätzlich zu den von mir analysierten geochemischen, biogeochemischen und physikalischen Proxies des Sedimentkerns Co1215, werden in dieser Arbeit auch zusammengefasste Ergebnisse bzw. Teilergebnisse der mikropaläontologischen Proxy Analysen, durchgeführt von meinen Kollegen Konstantinos Panagiotopoulos (Pollen) und Finn A. Viehberg (Ostrakoden) gezeigt. Die mikropaläontologischen Proxies ergänzen die hier rekonstruierten Klima- und Umweltbedingungen im See und lassen weitere Aussagen über die Vegetation im Einzugsgebiet und der Region zu (siehe Kapitel 6).

4.5.1 Palynologie

Das gesamte Pollenspektrum der Prespasee–Sedimente umfasst eine Vielzahl von Pflanzenarten, inklusive endemischer Arten der Balkanregion und ist relativ komplex zu interpretieren, wie wir in den Teilpublikationen (Aufgebauer et al., 2012; Leng et al., 2012; Panagiotopoulos et al., 2012) bereits dargelegt haben. Eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Taxa wird in der Dissertation meines Kollegen Konstantinos Panagiotopoulos vorgenommen und würde, auch in einer Zusammenfassung, den Rahmen meiner Dissertation überschreiten. Aus diesem Grund wurden in dieser Arbeit, neben des Baumpollen– (AP) und Nichtbaumpollenanteils (NAP), nur ausgewählte Taxa des Pollenspektrums gruppiert und für die Beschreibung und Interpretation der Klima- und Umweltbedingungen der Prespasee–Region herangezogen.

Die Gruppe der mediterranen Taxa (Abb. 4–12) fasst die Pollen von *Olea* (Ölbaum), *Pistacia* (Pistazie) und *Phillyrea* (Steinlinde) zusammen. In der Gruppe des sommergrünen Laubmischwaldes („temperate trees“) sind die Pollen von *Quercus* (Eiche), *Fagus* (Buche), *Carpinus* (Hainbuchen), *Alnus* (Erle), *Corylus* (Hasel), *Fraxinus* (Esche), *Tilia* (Linde), *Acer* (Ahorn) und *Ulmus* (Ulme) zusammengefasst. Die Steppentaxa–Pollen werden von *Artemisia* (Wermut), *Ephedra* (Meerträubel) und Chenopodiaceae (Gänsefußgewächse) gebildet. In der Gruppe andere Bäume und Sträucher sind alle sonst noch in den Prespasee–Sedimenten des Kerns Co1215 identifizierten Baum- und Strauchpollen zusammengefasst, welche nicht in der Gruppe der mediterranen Taxa oder des sommergrünen Laubmischwaldes erfasst sind. Die Gruppe der anderen Gras- und Krautvegetation beinhaltet alle nicht in den Steppentaxa aufgeführten terrestrischen Nichtbaumpollen. Die Gruppe der anthropogenen Taxa umfasst *Cerealia*, *Juglans*, *Vitis vinifera*, und *Plantago lanceolata* (nur in Abb. 6–6). Die Planktonkonzentration (Organismenanzahl/cm³) setzt sich aus *Pediastrum*, *Botryococcus* und Dinoflagellaten zusammen (Abb. 6–2 und 6–3).

Das Pollenspektrum in L-3 (1776–1516 cm und 204–0 cm Tiefe; Abb. 4–12) ist durch einen hohen Anteil an Baumpollen (AP), darunter besonders die sommergrüne Laubmischwaldvegetation und *Pinus* gekennzeichnet. Signifikant ist der graduelle Rückgang der sommergrünen Laubmischwaldvegetation im untersten Kernabschnitt bis 1614 cm Tiefe und ein deutlicher Anstieg der Nichtbaumpollen (NAP) mit hohem Anteil der Steppentaxa von 1680 und 1614 cm Tiefe. Im obersten Kernabschnitt ist das Auftreten mediterraner Taxa ab 170 cm Tiefe und ein Anstieg der NAP ab 82 cm Tiefe zu verzeichnen.

In L-2 (1516–1370 cm, 1066–662 cm und 292–204 cm Tiefe; Abb. 4–12) ist eine Veränderung in den Pollenspektren erkennbar, die sich besonders in einem höheren Auftreten von NAP und geringerem Anteil von Pollen der sommergrünen Laubmischwaldvegetation bemerkbar macht.

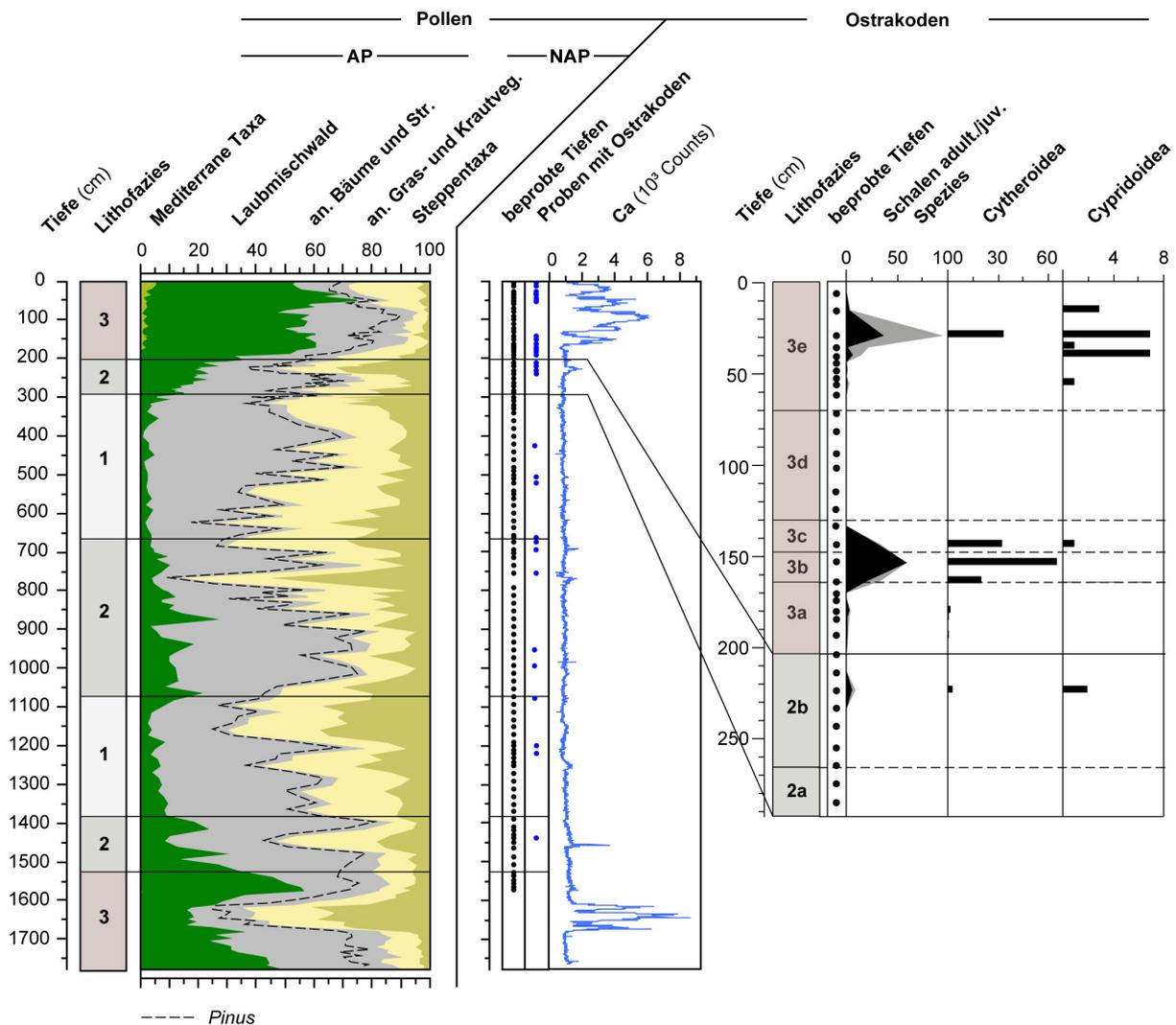


Abb. 4–12: Ergebnisse der Pollen- und Ostrakodenanalyse der Co1215-Sedimente vom Prespasee. Die Lithofazies (L-3 bis -1) Klassifikation ist angegeben. Das Pollenspektrum setzt sich aus Baumpollen (AP) der Gruppe der mediterranen Taxa (%), sommergrünen Laubmischwaldvegetation (%) und anderer Bäume und Sträucher (%) zusammen (der Anteil der *Pinus*-Pollen ist als getrickelte Linie eingezeichnet), sowie aus Nichtbaumpollen (NAP) von Steppentaxa (%) und anderer Gras- und Krautvegetation (%). Für die detaillierte Taxagruppierung siehe Kapitel 4.5.1. Das Diagramm der Ostrakodenanalyse zeigt die für die Ostrakodenanalyse beprobten Tiefen der Sedimentsequenz (schwarze Punkte), die Ostrakodenschalen-führenden Proben (blaue Punkte) und die Ca-Counts der XRF-Analyse (Ca in 10^3 Counts) an. Die identifizierten Ostrakoden im obersten Kernabschnitt von 292–0 cm Tiefe werden als adulte (schwarze Kurve) und juvenile (graue Kurve) Spezies (Schalen pro 5 g) dargestellt. Die adulten Spezies wurden zu Cytheroidea und Cypridoidea gruppiert. Die Sublithofazies (L-3a-e) werden im Diagramm angezeigt.

Im Pollenspektrum sind deutliche Maxima der NAP (z.B. in 1446 cm, 766 cm und 222 cm Tiefe) zu verzeichnen. *Pinus*-Pollen repräsentieren in L-2 den Hauptanteil der AP. In L-2 von 292 – 204 cm Tiefe steigt der Anteil sommergrüner Laubmischwaldvegetation durchgängig an.

Das Pollenspektrum in L-1 (1370–1066 cm und 662–292 cm Tiefe) ist durch einen ungefähr gleich hohen Anteil der AP und NAP charakterisiert. Die Krautvegetation ist durch ein höheres Auftreten von Steppentaxa gekennzeichnet. Der Anteil von Pollen der sommergrünen Laubmischwaldvegetation ist in L-1 sehr gering. Minimale Werte von Pollen dieser Gruppe (<1%) sind in Tiefe 403 cm zu verzeichnen.

4.5.2 Ostrakodenanalyse

Sedimentproben aus der Tiefe 1575–0 cm des Kerns Co1215 wurden auf das Vorkommen von Ostrakodenschalen untersucht. Die Bestimmung der einzelnen Taxa wurde bisher an der obersten Sedimentsequenz von 292–0 cm vorgenommen. Nur 24 der Proben enthielten überhaupt Ostrakodenschalen (Abb. 4–12). Von diesen 24 Proben wurden 13 Proben in dem Bereich von 292–0 cm genommen. Die identifizierten Ostrakoden können sechs verschiedenen benthischen Arten zugeordnet werden: *Amnicythere (Leptocythere) karamani*, *Amnicythere (Leptocythere) prespensis*, *Candona hartmanni*, *Candona cf. vidua*, *Paralimnocythere alata* und *Paralimnocythere karamani*.

In L-1c, L-2a, L-2b und L-3a sind keine oder nur sehr wenige Ostrakodenschalen erhalten, wie beispielsweise ein Einzelvorkommen von Schalen der Taxa *Amnicythere karamani* und *Candona hartmanni* in 224 cm Tiefe und von 194–180 cm. In L-3b und -3c dominieren *Paralimnocythere karamani*, welche mit *Amnicythere karamani* vergesellschaftet auftreten. Eine einzelne Schale von *Candona cf. vidua* ist in 144 cm Tiefe zu finden. L-3d weist keine Ostrakodenschalen auf. L-3e ist durch das sporadische Auftreten von Ostrakoden der Arten *Paralimnocythere karamani* und *Candona cf. vidua* von 70–40 cm Tiefe, sowie der Anwesenheit von *Amnicythere karamani*, *Amnicythere prespensis* und *Candona cf. vidua*, zusammen mit einigen Schalen von *Paralimnocythere alata* und *Candona hartmanni* von 40–0 cm charakterisiert.

Die adulten Ostrakoden wurden in die Überfamilien Cypridoidea (*Candona hartmanni*, *Candona cf. vidua* und *Cypria lacustris*) und Cytheroidea (*Paralimnocythere karamani*, *Paralimnocythere alata* und *Amnicythere karamani*) gruppiert (Abb. 4–12).

5. Diskussion

5.1 Indikatoren für Klima- und Umweltänderungen

5.1.1 Organischer Gesamtkohlenstoff (TOC)

Der TOC-Gehalt repräsentiert die Menge an organischer Substanz im Sediment. Die organische Substanz setzt sich aus Lipiden, Kohlenhydraten, Proteinen und anderen biochemischen Stoffen zusammen, die von den im See lebenden benthischen Mikroorganismen und den Überresten bereits abgestorbener Organismen stammen, welche im See selber oder im Einzugsgebiet gelebt haben (Meyers und Ishiwatari, 1995; Meyers und Teranes, 2002). Der TOC-Gehalt von Seesedimenten kann als Indikator für die Primärproduktion des Sees gesehen werden (z.B. Brauer et al., 2000; Cohen, 2003; Burnett et al., 2011), wobei davon ausgegangen wird, dass die Produktivität des Sees in der Menge der zu Boden gesunkenen Biomasse reflektiert und die Biomasse proportional abgebaut wird nach ihrer Einbettung ins Sediment. Somit würde eine hohe Produktivität des Prespasees in einem höheren TOC-Gehalt im Sedimentes resultieren. Dieser wird jedoch auch wesentlich durch den Grad der Remineralisierung und Verdünnungsprozesse, beispielsweise aufgrund von Änderungen in der Karbonatakkumulation oder im abgelagerten biogenen Silizium, beeinflusst (vgl. Fey et al., 2009; Burnett et al., 2011). Demnach könnte ein Anstieg im TOC-Gehalt im Sediment des Prespasees durch höhere Primärproduktion im See, geringeren Abbau der Organik am Seeboden und/oder einen geringeren Verdünnungseffekt im Sediment hervorgerufen werden.

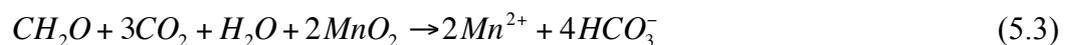
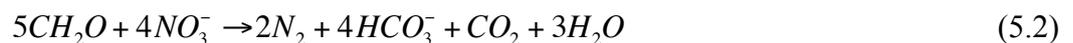
Im Prespasee zählen die Wassertemperatur, Nährstoffeintrag aus dem Einzugsgebiet, Nährstoffzufuhr aus der Wasser-Sediment-Kontaktzone und Seespiegelschwankungen zu den Hauptfaktoren, welche die Produktivität steuern. Wärmere Klimabedingungen und eine ausreichende Nährstoffzufuhr durch Oberflächenabfluss im Einzugsgebiet begünstigen die Primärproduktion im See. Ein deutlich niedrigerer Seespiegel als heute (Wassertiefe durchschnittlich 14 m; vgl. Kapitel 2.1) kann in Phasen höherer Primärproduktion den benthisch-pelagischen Austausch („benthic-pelagic coupling“) in der Wasser-Sediment-Kontaktzone steigern, die Nährstoffverfügbarkeit im See erhöhen und zu einer Intensivierung der photoautotrophen Produktion und höheren Trophiestufe des Sees führen (vgl. Matzinger et al., 2006a).

Die Remineralisierung des organischen Materials im Prespasee hängt von verschiedenen biochemischen und geochemischen Prozessen ab, die sowohl in der Wassersäule als auch im Sediment ablaufen (siehe Reaktionsgleichungen (5.1) bis (5.6)). Die Durchmischung des Sees und die damit verbundene Sauerstoffsättigung im Bodenwasser, sowie die Porosität und Tortuosität (Verhältnis der effektiven Weglänge zur Gerade zwischen zwei Punkten) des Sedimentes spielen dabei eine wichtige Rolle. Kühlere Klimabedingungen und/oder hohe Windaktivität in der Region begünstigen eine gute Durchmischung des Prespasees und somit einen raschen Abbau der Organik unter aeroben Bodenwasserbedingungen in den oberflächennahen Sedimentschichten. Die Porosität und Tortusität des Sedimentes sind dabei ausschlaggebend für die Tiefe der Sauerstoffdurchdringung im Sediment. Der Diffusionsfluss von Sauerstoff (und anderen gelösten Stoffen) im Porenraum vermindert sich mit geringerer Porosität und steigender Tortuosität (Verhältnis der effektiven Weglänge zur Gerade zwischen zwei Punkten) des Sedimentes. In tonhaltigen Sedimenten des Prespasees ist der Diffusionsfluss und die Tiefe der Sauerstoffdurchdringung im Sediment also wesentlich geringer, als in sandigeren Sedimenten.

Anoxische Bodenwasserbedingungen im See hingegen hemmen den raschen aeroben Abbau von Organik und führen zu höheren TOC-Konzentrationen im oberflächennahen Sediment. Im

Prespasee werden anoxische Bedingungen im Bodenwasser durch eine fehlende Zirkulation der Wassersäule hervorgerufen. Die Ursachen dafür können neben einer Temperaturschichtung, wie sie heute während der Sommermonate im Prespasee stattfindet (vgl. Kapitel 2.1), auch eine geringere Windaktivität in der Region und eine winterliche Eisbedeckung der Wasseroberfläche sein. Die Wassertiefe des Prespasees spielt für die Durchmischung der Wassersäule selbstverständlich ebenfalls eine Rolle. Ein relativ niedriger Seespiegel (heutige durchschnittliche Wassertiefe oder niedriger) begünstigt bei der großen Oberfläche des Prespasees generell die Durchmischung der Wassersäule während der kälteren Monate und sorgt für einen raschen Sauerstofftransport in die tieferen Wasserschichten (vgl. Matzinger et al., 2006b). Ein deutlich höherer Wasserspiegel des Prespasees als heute würde die Durchmischung während kälterer Perioden zwar nicht verhindern, da am benachbarten Ohridsee selbst die obersten 150–200 m der Wassersäule im Winter noch komplett durchmischt werden (Matzinger et al., 2006b), aber doch merklich verlangsamen.

Nach den aeroben Abbauprozessen (Gleichung (5.1), die in der Wassersäule und bei ausreichend Sauerstoffverfügbarkeit nach der Einbettung des organischen Materials (vereinfacht mit $\langle CH_2O \rangle$ dargestellt (Cypionka, 2010)) im Sediment ablaufen, setzt der anaerobe Abbau der Organik, also Denitrifikation (Gleichung (5.2)), Mangan- und Eisenreduktion (Gleichung (5.3) und (5.4)), Sulfatreduktion (Gleichung (5.5)) und Methanogenese (Gleichung 5.6) ein. Der anaerobe mikrobielle Abbau organischer Stoffe durch methanogene Bakterien läuft vor allem während der Diagenese ab und führt zur Entstehung von Schwefelwasserstoff (H_2S), Methan (CH_4), und Kohlendioxid (CO_2) (siehe Gleichungen (5.5) und (5.6); nach Schwoerbel (1993) und Garbe–Schönberg et al. (1997)). Im Prespasee macht sich dieser durch Ausgasungen im See bemerkbar, die wir während unserer Feldexpedition im Oktober/November 2009 bei der Bergung des Kernmaterials beobachten konnten. Auch in den hydroakustischen Profilen sind diffuse Bereiche im Sediment erkennbar, die auf einen hohen Gasanteil hinweisen (Abb. 2–2).



5.1.2 Gesamtstickstoff (TN) und C/N-Verhältnis

Stickstoff tritt in Seesedimenten hauptsächlich gebunden in organischer Substanz (N_{org}) und absorbiert an Tonmineralen (N_{anorg}) auf (vgl. Cohen, 2003). Eine Abschätzung darüber, wie viel Stickstoff im Sediment des Prespasees an den Tonmineralen absorbiert ist, liefert die Darstellung des an den Proben gemessenen Gew% von TN gegen TOC (Abb. 5–1). Im Regressionsdiagramm ist eine deutliche Kovarianz der beiden Parameter erkennbar, die sich in dem relativ hohen Korrelationskoeffizienten der Regressionsgerade ($r=0,88$) ausdrückt. Die höchsten Werte treten in L–3 (roter Kreis) auf, welches mit den höchsten Gehalten an TOC in der Co1215–Sedimentsequenz korreliert. Niedrigere Werte (gelber Kreis) treten in den Sedimenten von L–2 und L–1 auf. Der y–Achsenabschnitt der Regressionsgerade repräsentiert den Gehalt an anorganischem Stickstoff im Sediment (Xu et al., 2011; Cremonese et al., 2012). Mit 0.13 Gew% besteht somit 16% des TN aus an Tonmineralen absorbiertem N_{anorg} .

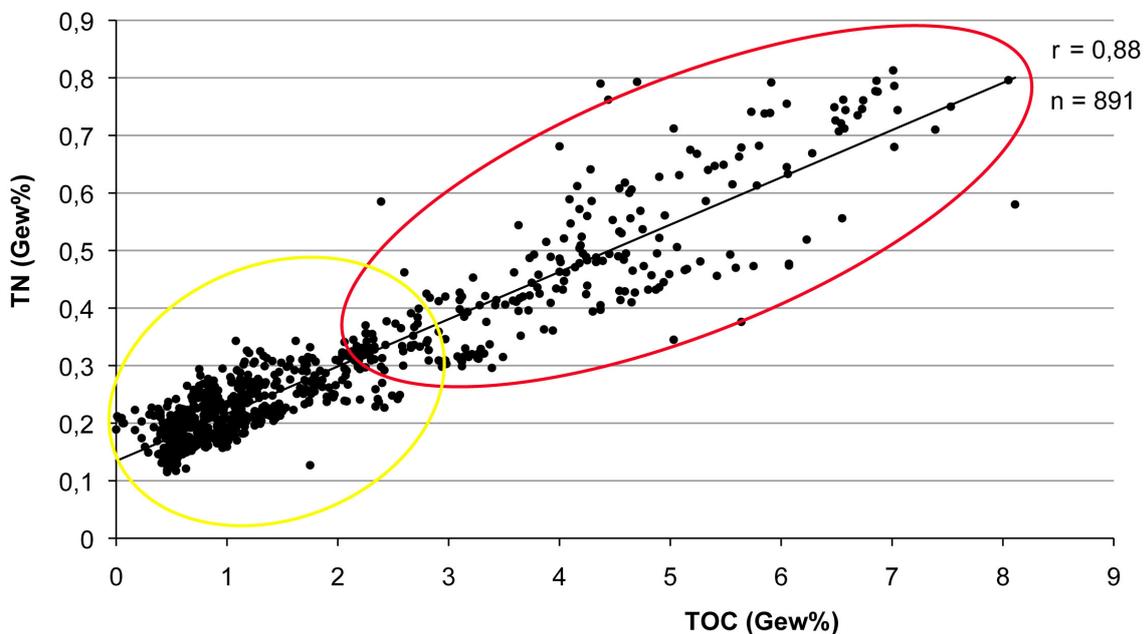


Abb. 5–1: Regressionsdiagramm von TN (Gew%) gegen TOC (Gew%) für den Bereich 1776–0 cm des Kerns Co1215. Hohe Werte (roter Kreis) treten in Lithofazies 3 auf, niedrige Werte (gelber Kreis) in Lithofazies 2 und 1. Der y–Achsenabschnitt von 0.13 Gew% liefert den Anteil von N_{anorg} am Gesamtstickstoff.

Der organisch gebundene Stickstoff (N_{org}) berechnet sich über $TN - N_{\text{anorg}}$. Die Sedimente in L–1 weisen sehr geringe Werte für N_{org} auf (<0.1 Gew%) (Abb. 5–2), welches sehr gut mit den niedrigen TOC–Werten und der geringen Planktonkonzentration im Sediment korreliert und für eine geringe Produktivität des Prespasees sowie einen hohen Grad an Remineralisierung des organischen Materials im Sediment spricht (vgl. Kapitel 5.1.1).

Das atomare TOC/TN-Verhältnis (kurz C/N-Verhältnis) verwendet werden, um die Herkunft der organischen Substanz in Seesedimenten zu bestimmen (Meyers und Ishiwatari, 1995; Punning und Tõugu, 2000; Cohen, 2003). Hierbei kann zwischen überwiegend eingetragener terrestrischer Organik und der von semi-/aquatischen Makrophyten sowie von Plankton stammender organischen Substanz unterschieden werden. Gefäßlose aquatische Pflanzen haben ein niedriges C/N-Verhältnis von typischerweise 4 bis 10 im Gegensatz zu dem relativ hohen C/N-Verhältnis vaskulärer Landpflanzen von 20–100. Dies hängt mit dem hohen Kohlenstoffgehalt von Zellulose zusammen (Meyers und Ishiwatari, 1995). Von semi-/aquatischen Makrophyten sind unterschiedliche C/N-Verhältnisse bekannt (*Phragmites communis* C/N=20, *Typha latifolia* C/N=40; Punning und Tõugu, 2000) und somit ist die von Makrophyten stammende organische Substanz allein über das C/N-Verhältnis nicht von der terrestrischer Landpflanzen zu unterscheiden. Huminstoffe, welche durch Erosion von Bodenmaterial in den See eingetragen werden, weisen C/N-Verhältnisse zwischen 10–20 auf (Punning und Tõugu, 2000).

Durch frühdiagenetische Abbauprozesse des organischen Materials kann allerdings die Elementzusammensetzung und somit das ursprüngliche C/N-Verhältnis des organischen Materials verändert werden. Selektiver Abbau des kohlenstoffreichen Zuckers und der Lipide im eingeschwemmten Holz terrestrischer Landpflanzen kann das C/N-Verhältnis des im Sediment eingebetteten Materials verringern. Im Gegensatz dazu wird das C/N-Verhältnis der abgelagerten organischen Substanz von Plankton durch den selektiven Abbau von stickstoffreichen Proteinen oftmals erhöht (Meyers und Lallier-Vergès, 1999). Letzteres könnte am Prespasee das hohe C/N-Verhältnis von >10 in L-3 im untersten Kernabschnitt erklären, welches mit einem absoluten Maximum der Planktonkonzentration im Sediment zusammenfällt (Abb. 5–2). Das C/N-Verhältnis des eingebetteten organischen Material nimmt durch aerobe und anaerobe Abbauprozesse (vgl. Kapitel 5.1.1) im Sediment kontinuierlich ab (vgl. Meyers und Lallier-Vergès, 1999). Somit deuten die teilweise extrem niedrigen C/N-Werte von <4 in L-1, gleichermaßen wie die niedrigen Werten für N_{org} und TOC im Sediment (Abb. 5–2), auf einen hohen Grad an Remineralisierung des organischen Materials während der Ablagerung der L-1 Sedimente. Dieses wird durch den relativ hohen Sauerstoffindex (OI) der Sedimente in L-1 bestätigt (Leng et al., 2012).

Das in den Prespasee-Sedimenten abgelagerte organische Material mit C/N-Werten zwischen 4–10 wird demnach als autochthonen Ursprungs von Plankton interpretiert (vgl. Meyers und Ishiwatari, 1995; Punning und Tõugu, 2000). Das heißt, dass in den Zeitabschnitten, in denen das C/N-Verhältnis zwischen 4–10 liegt, die Primärproduktion im See wahrscheinlich hauptsächlich von pelagischem Phyto- und Zooplankton dominiert wurde. C/N-Verhältnisse von 10–15 können zum einen als Mischung von vaskulärer und nicht-vaskulärer Organik unterschiedlicher Herkunft, wie beispielsweise von Landpflanzen, semi-/aquatischen Makrophyten, Huminstoffen und Plankton, im Sediment gedeutet werden (vgl. Meyers und Ishiwatari, 1995; Punning und Tõugu, 2000). Zum Anderen können diese hohen Werte aber auch in Verbindung mit hohen TOC- und Fe/Ti-Werten, als selektiv abgebautes organisches Material von Phytoplankton interpretiert werden (vgl. Meyers und Lallier-Vergès, 1999) und würden damit eine hohe Primärproduktion und Trophiestufe des Prespasees anzeigen. C/N-Werte <4 repräsentieren kein natürlich in Pflanzen vorkommendes C/N-Verhältnis (siehe oben).

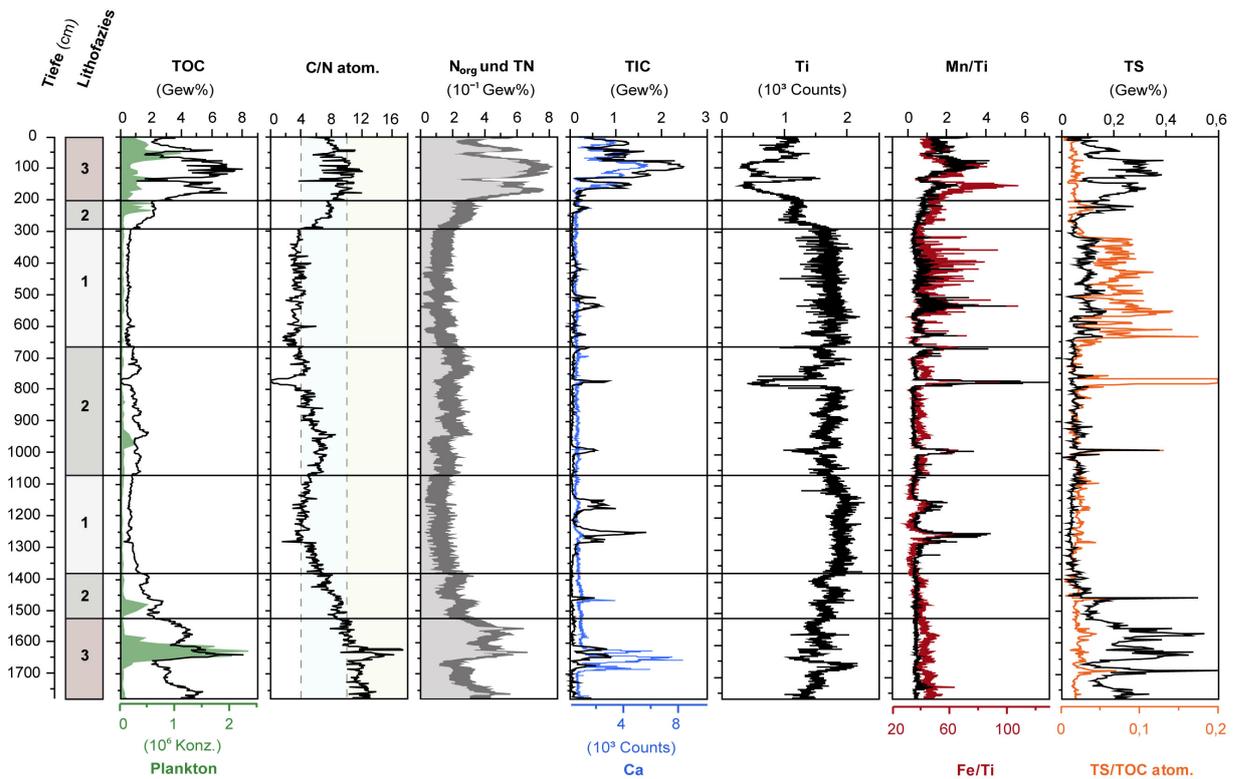


Abb. 5–2: Darstellung des TOC–Gehaltes (Gew%) und der Planktonkonzentration (Organismen/cm³), des atomaren C/N–Verhältnisses, N_{org} und TN (10⁻¹ Gew%), TIC–Gehalt (Gew%), Ca und Ti (10³ Counts), Mn/Ti– und Fe/Ti–Verhältnisse sowie TS–Gehalt (Gew%) und TS/TOC–Verhältnis der Prespasee–Sedimente aus 1776–0 cm Tiefe des Kerns Co1215.

5.1.3 Anorganischer Kohlenstoff (TIC)

5.1.3.1 Calciumcarbonat (CaCO₃)

Der TIC–Gehalt der Prespasee–Sedimente kann in L–3 und L–2, aufgrund der guten Korrelation mit den Ca–Counts (Abb. 5–2) und durch die an den Proben durchgeführte XRD–Analyse (Leng et al., 2012), auf Akkumulation von CaCO₃ im Sediment zurückgeführt werden. Im Prespasee stellt eine hohe Primärproduktion photoautotropher Organismen den Hauptfaktor für die autochthone Calcitausfällung dar, wie die feinkörnigen (<30 µm) idiomorphen Calcitkristalle im Sediment anzeigen (Leng et al., 2012). Die Trophiestufe des Prespasees, d.h. die Intensität der photoautotrophen Produktion im See, spielt dabei sicherlich eine Schlüsselrolle. Autochthone Calcitausfällung in Zusammenhang mit einem gleichzeitigen Anstieg der Primärproduktion ist ein bekanntes Phänomen, dass in Hartwasserseen beobachtet wurde (vgl. Dittrich und Koschel, 2002; De Vicente et al., 2006; Hamilton et al., 2009; Giguët–Covex et al., 2010). Demzufolge kann der gleichzeitige Anstieg von TIC und TOC in den Sedimenten von L–3 (Abb. 5–2) als Indikator für einen Anstieg der Trophie des Sees, eine hohe Nährstoffverfügbarkeit und Primärproduktion gesehen werden.

Die Ausfällung und Lösung von CaCO₃ im Prespasee hängt hauptsächlich vom CO₂–Gehalt sowie der Ionenkonzentration von Calcium und Hydrogencarbonat (Ca²⁺ und HCO₃⁻) im Wasser ab. Wird dem Wasser CO₂ entzogen, wird das Gleichgewicht von Ca(HCO₃)₂ und Kohlensäure

im Wasser verschoben und es kommt zur Ausfällung von CaCO_3 , sofern die Lieferung und Verfügbarkeit von Ca^{2+} - und HCO_3^- -Ionen gewährleistet ist. Ursachen für diese autochthone Calcitfällung können ein Anstieg in der Wassertemperatur oder Salinität (chemische Entkalkung), sowie CO_2 -Entzug durch Photosynthese (biogene Entkalkung) sein (Schwoerbel, 1993).

Die Lieferung von Ca^{2+} - und HCO_3^- -Ionen und Nährstoffen in den Prespasee hängt größtenteils von der chemische Verwitterung der Karbonatgesteine und Pedogenese im Einzugsgebiet, sowie dem Eintrag durch Oberflächenabfluss in den See ab. Warme Klimabedingungen, ausreichend Niederschlag, eine dichte Vegetationsbedeckung und die fortgeschrittene Ausbildung von Bodenprofilen fördern die chemische Verwitterung und begünstigen den Ionen- und Nährstoffeintrag in den Prespasee. Die Ionenkonzentration des Seewassers wird außerdem von der Evaporationsrate beeinflusst, welche primär durch Temperatur und Niederschlagsrate kontrolliert wird. Verstärkte Evaporation und ein drastisches Sinken des Seespiegels des Prespasees würde eine Übersättigung der Wassersäule in Bezug auf Ca^{2+} - und HCO_3^- -Ionen hervorrufen und eine verstärkte Ausfällung von Calcit verursachen. Der Abfluss durch das Karstgebirge zum Ohridsee und direkter Niederschlag auf die Seeoberfläche verdünnen die Ca^{2+} - und HCO_3^- -Ionenkonzentration des Prespaseewassers.

Die Lösung von CaCO_3 im Wasser und in den oberflächennahen Sedimenten wird vor allem durch den aeroben Abbau der organischen Substanz am Seeboden und die dadurch bedingte Hinzufügung von CO_2 zur Wassersäule gesteuert. Durch Zirkulation und ausreichende Sauerstoffverfügbarkeit im Tiefenwasser ist der Abbau der organischen Substanz relativ hoch und akkumuliertes CaCO_3 wird größtenteils wieder gelöst (Cohen, 2003).

5.1.3.2 Siderit

Siderit $[(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{CO}_3]$ kommt am Prespasee in den Sedimenten von L-1 und L-2 in bestimmten Horizonten vor, welche durch Peaks im TIC-Gehalt charakterisiert sind (Leng et al., 2012; Abb. 5-2). Da Calcium in der Siderit-Struktur substituiert für Eisen eingebaut wird, können korrelierende TIC-Werte und Ca-Counts in L-2, wie in 234–222 cm Tiefe, auch auf Siderit im Sediment hinweisen. Die XRD-Analyse der Sedimentproben aus dieser Tiefe hat das Vorkommen von Siderit ohne Vergesellschaftung mit anderen Karbonaten im Sediment von L-2 im oberen Kernabschnitt bestätigt (Aufgebauer et al., 2012; Leng et al., 2012).

Siderit ist ein authigenes Mineral in Seesedimenten, welches als Produkt der Frühdiagenese im Sediment (Felder und Gaupp, 2003; 2006) oder in der Sediment-Wasser-Kontaktzone (Bahrng, 1989; Giresse et al., 1991) sowie durch direkte Ausfällung aus der Wassersäule (Bernard und Symonds, 1989; Wittkop, 2004) gebildet werden kann. Diagenetisch entsteht Siderit unter anoxischen Bedingungen in der methanogenen Zone im Sediment oder der Sediment-Wasser-Kontaktzone, unter denen Eisenoxide gewöhnlich gelöst werden, die Konzentration von Sulfat relativ gering ist und ausreichend CO_2 zur Verfügung steht (vgl. Frederichs et al., 2003; Sabel et al., 2005). Der Gehalt an CO_2 im Prespasee-Sediment wird durch den aeroben (Gleichung 5.1) und anaeroben Abbau von Organik (Gleichungen 5.2 und 5.6) gesteuert. Während die aeroben Abbauprozesse im oberflächennahen Sediment des Prespasees während kühlerer Perioden und Phasen guter Durchmischung besonders hoch sind, findet der anaerobe Abbau von Organik im Sediment während der Diagenese kontinuierlich statt.

Die interne Zirkulation im Prespasee spielt bei der Ausfällung von Siderit aus der Wassersäule eine große Rolle, da sie Einfluss nimmt auf die Redoxbedingungen im Bodenwasser und ober-

flächennahen Sediment. Die Ausfällung von Siderit aus der Wassersäule in Zusammenhang mit anoxischen Bedingungen im Hypolimnion, wie sie beispielsweise im Eckfelder Maar stattfindet (Sabel et al., 2005), kann auch am Prespasee saisonal stattgefunden haben. Anoxische Bedingungen im Bodenwasser des Prespasees können in warmen Perioden beispielsweise aufgrund einer Temperaturschichtung des Wasserkörpers hervorgerufen werden. Die Siderit ausfällung würde sich in diesem Fall durch einen höheren TIC-Gehalt in Verbindung mit einem höheren Organikgehalt (aufgrund des verringerten aeroben Abbaus) im Sediment wie in L-2 von 234–222 cm Tiefe bemerkbar machen.

In L-1 kommt Siderit in den Prespasee-Sedimenten jedoch ausschließlich in einzelnen Horizonten zusammen mit Anreicherungen von Eisen- und Manganoxhydroxiden vor (siehe auch Kapitel 5.1.4). Die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Sideritminerale von durchschnittlich +11.9‰ (Leng et al., 2012) weisen auf Methanogenese (Gleichung (5.6)) hin (vgl. Sabel et al., 2005; Felder und Gaupp, 2003; Leng et al., 2012). Die Bildung dieser Siderithorizonte steht demnach mit Abbauprozessen von Organik durch methanogene Bakterien und der dabei erfolgenden Produktion von CO_2 in Zusammenhang.

5.1.4 Eisen (Fe) und Mangan (Mn)

Die Counts von Fe und Mn der Prespasee-Sedimente sind gegen die Ti-Counts normalisiert (Abb. 5-2), da die teilweise hohen Organik- und Karbonatgehalte in den Prespasee-Sedimenten die XRF-Scannerdaten der anderen lithogenen Komponenten verdünnen (Thomson et al., 2006; Burnett et al., 2011; Kylander et al., 2011; Löwemark et al., 2011). Außerdem ist die Normalisierung der redoxsensitiven Elemente Fe und Mn gegen das konservative Element Ti nützlich, um geochemische Prozesse und Parameter zu beurteilen (Thomson et al., 2006; Burnett et al., 2011).

Ein hohes Fe/Ti-Verhältnis kann als Anreicherung von Eisen im Sediment aufgrund von Redoxprozessen gegenüber dem als konstant angenommenen Eintrag detritischen Eisens und Titans in den Prespasee gedeutet werden (vgl. Thompson et al., 2006). Das erhöhte Fe/Ti-Verhältnis in L-3 im untersten Kernabschnitt und in L-2 und -3 von 292–0 cm Tiefe kann demnach auf eine Stagnation des Wasserkörpers und relativ hohe Trophiestufe des Prespasees hinweisen (vgl. Aufgebauer et al., 2012). Unter anoxischen Bodenwasserbedingungen geht Eisen wegen seiner spezifischen Lösungseigenschaften als Eisenhydrogenkarbonat ($\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$) in zweiwertiger Form in Lösung oder fällt als Siderit ($\text{Fe}(\text{CO}_3)$) aus der Wassersäule aus. Dazu muss die Sauerstoffsättigung im Hypolimnion des Prespasees unter 50% sinken, zersetzbares organisches Material zur Verfügung stehen, ein hoher Gehalt an freiem CO_2 vorhanden sein und der pH-Wert unter 7,5 sinken (vgl. Schwoerbel, 1993). Diese Bedingungen sind im Prespasee vor allem während warmer Klimaperioden mit hoher Primärproduktion im See gegeben, in denen sich im See eine Temperaturschichtung ausbildet und das Hypolimnion zunehmend sauerstoffärmer wird.

Bei einer anschließenden Vollzirkulation und Sauerstoffzufuhr ins Bodenwasser bilden sich aus den Sideritmineralen Eisen(III)oxyhydroxide wie Bernalit ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) und Goethit $\text{FeO}(\text{OH})$, die sich im oberflächennahen Sediment ablagern. Ähnliche Bedingungen gelten auch für die Löslichkeit von Mangan im Wasser, wobei die Freisetzung von Mangan aus den oberflächennahen Sedimentschichten bereits bei deutlich höherer Sauerstoffsättigung stattfindet. Während der Stagnation wird Mn^{2+} zu Mangansulfid (MnS) reduziert und diffundiert ins Hypolimnion. Während der Zirkulationszeit im Anschluss an die saisonale Stagnation erfolgt die Oxidation zu

Mangan(IV)oxiden und -hydroxiden (MnO_2) und ($MnO(OH)$) und die Ausfällung aus der Wassersäule (Schönborn, 2003).

Im Sediment werden die Eisen(III)- und Mangan(IV)oxyhydroxide unter reduzierenden Bedingungen wieder gelöst und wandern durch Diffusion entlang eines Konzentrationsgradienten langsam nach oben in die Wassersäule oder nach unten ins Sediment (Ingri et al., 2011). Die nach oben gerichtete Diffusion führt eventuell in den oberflächennahen Sedimentschichten zur Ausfällung von Eisen- und Manganoxyhydroxiden, während die nach unten gerichtete Diffusion bei Vorhandensein von Schwefel zur Ausfällung von Eisensulfiden (FeS und FeS_2) und Rhodochrosit ($MnCO_3$) in den tieferen Sedimentschichten führen kann (Davison, 1993).

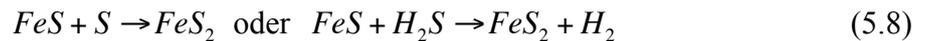
Die Mobilität von Fe und Mn steigt jedoch wesentlich an der Redoxgrenze, welche sich gewöhnlich im oberflächennahen Sediment des Prespasees befindet, während der Stagnation aber auch ins Bodenwasser oder in Phasen sehr guter Durchmischung tiefer ins Sediment bewegen kann. Stagniert die Redoxgrenze über längere Zeiträume im Sediment, können sich zum Teil makroskopisch sichtbare Eisen- und Manganoxyhydroxide entlang der Redoxgrenze anreichern. Solche Anreicherungen von Eisen und Mangan entlang von Redoxgrenzen sind aus Sedimentkernen vom Ohrid- und Prespasee (Vogel et al., 2010a; Wagner et al., 2010; Aufgebauer et al., 2012) und Baikalsee (Müller et al., 2002; Granina et al., 2004) bekannt. Die Bildung der Eisen- und Manganoxyhydroxide entlang der Redoxgrenze im Baikalsee setzen eine niedrige und konstante Sedimentationsrate, einen geringen Gehalt an Organik in der oberen Sedimentschicht, hohe Sauerstoffkonzentrationen im Bodenwasser sowie eine tiefe Durchdringung des Sedimentes mit Sauerstoff voraus. Diese Bedingungen begünstigen eine Stagnierung der Redoxgrenze über längere Zeit in 10–25 cm Tiefe im Sediment (Müller et al., 2002). Verlagert sich schließlich die Redoxgrenze durch Änderungen im Sedimentationsregime weiter nach oben, bleiben die Anreicherungen von Eisen- und Manganoxyhydroxiden erhalten und werden im Sediment eingebettet (Müller et al., 2002; Granina et al., 2004). Demnach können die im Kern Co1215 in L-1 und -2 auftretenden Peaks im Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis als Paläoredoxgrenzen interpretiert werden.

5.1.5 Schwefel (TS)

Eine Hauptrolle in der Sedimentation von Schwefel im Prespasee spielt die Ablagerung von autochthoner Organik am Seeboden, welches durch die relativ gut korrelierenden Profile von TOC und TS in L-3 und L-2, sowie in L-1a von 1370–1066 cm Tiefe (Abb. 4–8; Abb. 5–2) verdeutlicht wird (vgl. Cohen, 2003). Eine Kovarianz der beiden Parameter ist auch im Regressionsdiagramm von TS (Gew%) gegen TOC (Gew%) zu erkennen, welche sich im relativ hohen Korrelationskoeffizienten der Regressionsgeraden ($r = 0,66$) bemerkbar macht (Abb. 5–3). Eine weitere Quelle von Schwefel stellt detritisch durch Niederschlag, Grundwasserzufluss und/oder Oberflächenabfluss im Einzugsgebiet in den Prespasee eingetragenes Eisensulfid, Sulfate ($(SO_4)^{2-}$ bzw. $(HSO_4)^-$ Verbindungen) und allochthones organisches Material dar.

Beim mikrobiellen Abbau der organischen Reste wird Sulfat zu Schwefelwasserstoff (H_2S) reduziert (Gleichung 5.5). In Frischwasserseen kann der Anteil von organischem Schwefel an der H_2S -Produktion bis zu 50% betragen (Smith und Klug, 1981). Dabei kann unter reduzierenden Bedingungen im Hypolimnion oder im Sediment während der Diagenese Eisensulfid gebildet und abgelagert werden (Berner, 1981). Die Voraussetzung für die Bildung von Eisensulfiden ist eine ausreichende Sulfat- und Eisenkonzentration, Verfügbarkeit von Organik und geringe Sau-

erstoff-sättigung im Sediment oder Bodenwasser (Berner, 1981; Watanabe et al., 2004; Nara et al. 2010). Eine ausreichende Sulfatkonzentration kann auch durch Lösung von allochthonem Pyrit erreicht werden, welcher durch Oberflächenabfluss aus dem Einzugsgebiet eingetragen wird. Die Bildung der Eisensulfide im Anschluss an die mikrobielle Sulfatreduktion (Gleichung 5.5) läuft dabei in folgenden Schritten ab (vgl. Nara et al., 2010):



Demnach können der erhöhte TS-Gehalt im Sediment des Prespasees (Abb. 4–8; Abb. 4–10; Abb. 5–2) in L–3 in 1688 cm Tiefe, L–2b von 1463–1456 cm und 244–204 cm Tiefe, L–2c in 991 cm, L–1b und –1c von 662–319 cm Tiefe, welcher sehr gut mit dem relativ hohen TS/TOC–Verhältnis korreliert (Abb. 5–2), mit dem Vorkommen von Eisensulfiden im Sediment interpretiert werden (vgl. Reynolds et al., 1999; Watanabe et al., 2004).

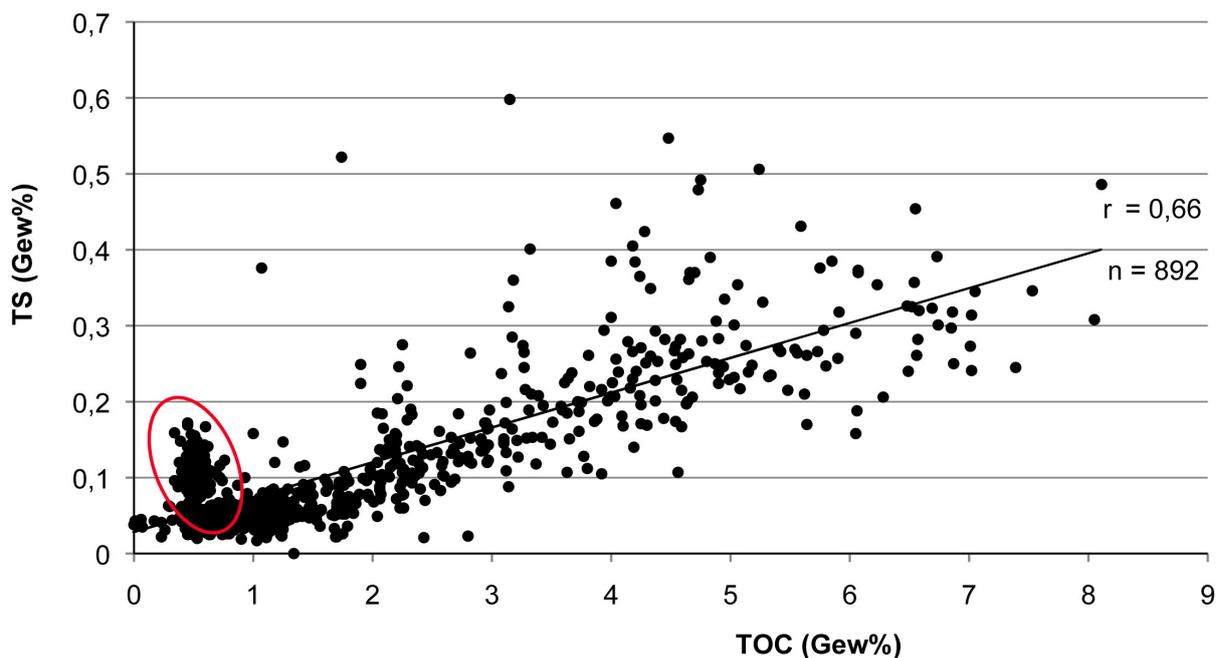


Abb. 5–3: Regressionsdiagramm von TS (Gew%) gegen TOC (Gew%) für den Bereich 1776–0 cm des Kerns Co1215. Hohe TS–Werte wie in L–1b (roter Kreis) können als Vorkommen von Eisensulfiden im Sediment interpretiert werden. Der y–Achsenabschnitt von 0,03 Gew% liefert den Anteil von S_{anorg} am Gesamtschwefel.

5.1.6 Titan (Ti) und Korngröße

In Seen mit Frischwasserzufuhr wie dem Prespasee kann Titan (Ti) als Proxy für detritischen klastischen Eintrag in den See genutzt werden (vgl. Szeroczyńska et al., 2007; Burnett et al., 2011; Ver Straeten et al., 2011). Ti wird als Beiprodukt der Bodenverwitterung und durch Erosion des Grundgebirges im Einzugsgebiet des Prespasees mobilisiert und an Silikatminerale gebunden durch Oberflächenabfluss in den See transportiert (vgl. Cohen, 2003). Titan tritt gebunden in Titanit ($CaTi[O|SiO_4]$), Rutil (TiO_2) und Ilmenit ($FeTiO_3$) auf. Diese Minerale sind häufige Gemengteile in magmatischen und metamorphen Gesteinen (u.a. in kristallinen Schiefen, Gneisen, Glimmerschiefern), sowie in klastisch sedimentären Gesteinen und Pegmatiten. Als Liefergebiet von Titan in den Prespasee lassen sich somit die Gebirgszüge im Nordosten, Osten, Südosten und Süden im Einzugsgebiet klassifizieren, die von Metamorphiten und Magmatiten aufgebaut werden (siehe Kapitel 2.1). Der klastische Eintrag in den Prespasee steigt während Zeiten rapider Erosion und terrestrischer Sedimentschüttung, z.B. während oder unmittelbar anschließend an glaziale Episoden (Wagner et al., 2010; Aufgebauer et al., 2012) oder verstärkte

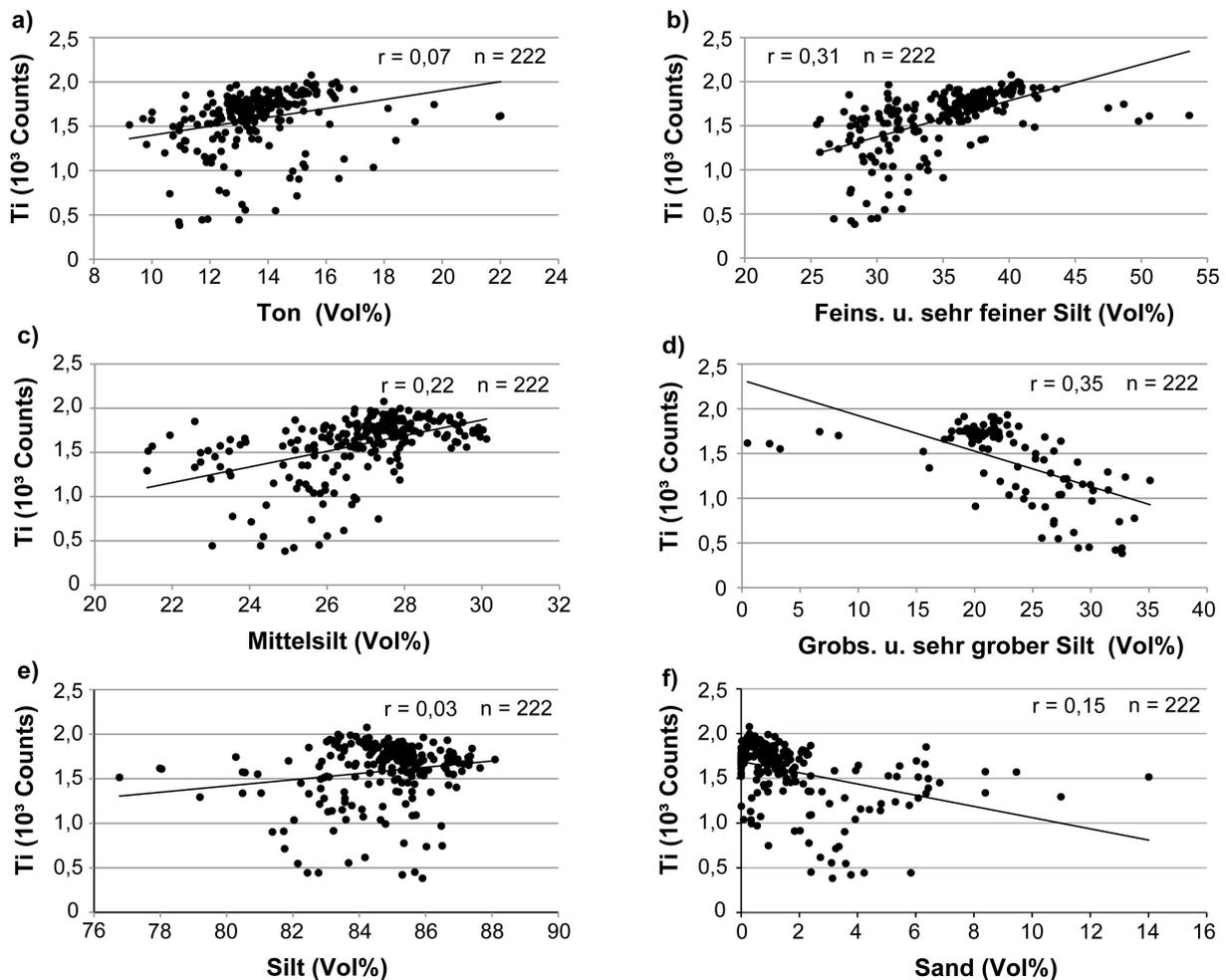


Abb. 5–4: Regressionsdiagramme von Ti (10^3 Counts) gegen a) Tongehalt (Vol%), b) Gehalt an Feinsilt und sehr feinem Silt (Vol%), c) Mittelsiltgehalt (Vol%), d) Gehalt an Grobsilt und sehr groben Silt, e) Gesamtgehalt an Silt (63–2 μ m) (Vol%) und f) Gesamtgehalt an Sand (Vol%) für den Bereich 1776–0 cm des Kerns Co1215. Die Proben in 772 und 780 cm Tiefe, welche aus Glasbruchstücken der PT0915–7 Tephra bestehen, wurden für die Erstellung der Regressionsdiagramme nicht berücksichtigt.

anthropogene Erosion (Aufgebauer et al., 2012; Panagiotopoulos et al., 2012). Hingegen verursachen Vegetation und Pedogenese eine Reduzierung des klastischen Eintrages in den See (Cohen, 2003).

Eine Abschätzung darüber, inwieweit sich der Eintrag von Titan in den Prespasee mit einer bestimmten Korngrößenfraktion korrelieren lässt, liefern die Regressionsdiagramme von Ti (10^3 Counts) gegen die einzelnen Korngrößenfraktionen (Abb. 5–4). Im Regressionsdiagramm von Ton (Abb. 5–4, a), Gesamtgehalt an Silt (Abb. 5–4, e) und Gesamtgehalt an Sand (Abb. 5–4, f) gegen Ti ist eine fehlende Kovarianz der Parameter erkennbar, die sich in sehr niedrigen Korrelationskoeffizienten der Regressionsgeraden ($r < 0,15$) auszeichnet. Auch die niedrigen Korrelationskoeffizienten der Regressionsgeraden ($r < 0,35$) von Ti gegen den Gehalt von Feinsilt und sehr feinem Silt (Abb. 5–4, b), Mittelsilt (Abb. 5–4, c) und Grobsilt und sehr grobem Silt (Abb. 5–4, d) lassen keine hohe Kovarianz erkennen. Daraus lässt sich schließen, dass der Eintrag von Titan in den Prespasee nicht an eine bestimmte Korngrößenfraktion gebunden ist.

Die sporadisch auftretenden Grobsand- und Kieskörner in den Sedimenten von L–2 und L–1 lassen sich als IRD (“ice-rafted debris“ = mit dem Eis geflößter Schutt) erklären, da die Co1215–Kernposition mit über 4 km Entfernung zum Ufer (vgl. Abb. 1–2; Abb. 2–1) so weit ablandig liegt, dass kein wesentlicher Zufluss von Gebirgsbächen mehr die Sedimentation beeinflusst hat.

5.1.7 Pollen und Plankton

Mit Hilfe der im Sediment vorkommenden Pollen lässt sich die Vegetation um den Prespasee während des letzten Glazials und des Holozäns rekonstruieren. Zieht man die Größe des Prespa Einzugsgebietes und seine Oberfläche in Betracht, so ist das Herkunftsgebiet der Pollen im Prespasee–Sediment wahrscheinlich nicht nur lokal, sondern vielmehr regional einzuordnen (Panagiotopoulos et al., 2012). Die ausgewählten und gruppierten Taxa lassen sich aufgrund ihres Vorkommens in ökologischen Klimazonen, welche als Zonobiome (Zonobiom = zonale Klimate mit ihren einhergehenden Vegetationszonen) bezeichnet werden (Walter und Breckle, 1999), für die Beschreibung und Interpretation der Klima- und Umweltbedingungen der Prespa Region heranziehen.

Die mediterranen Taxa gehören zum Zonobiom der Hartlaubgehölze bzw. der arido–humiden Winterregengebiete. Die immergrünen Hartlaubgehölze sind an heiße und trockene Sommer und humide Winter angepasst. Sie können länger winterliche Kälte ertragen, aber nur sporadisch Winterfrost (Walter und Breckle, 1999). Sommergrüne Laubmischwälder wachsen im Zonobiom der winterkahlen Laubwälder bzw. des gemäßigten nemoralen Klimas. Diese Klimazone zeichnet sich durch eine deutlich unterschiedliche Sommer- und Winterperiode aus. Warme Sommer mit genügend Niederschlag und Winter ohne extreme Kälte sind charakteristisch. Die Vegetation zeichnet sich durch Laubabwurf als Anpassung an die Winterkälte aus (Walter und Breckle, 1999). Die Steppentaxa gehören zum Zonobiom der Steppen und kalten Wüsten bzw. des ariden gemäßigten Klimas (Walter und Breckle, 1999). Die Steppentaxa wachsen in Steppen mit einem semiariden Klima, welches sich durch kalte Winter und Dürre während des Spätsommers und Herbstes auszeichnet. Sie kommen aber auch in Halbwüsten mit kalten Wintern und einer ausgeprägten Dürrezeit von mehreren Monaten vor (Tarasov et al., 1998; Walter und Breckle, 1999).

Die Planktonkonzentration kann als Indikator für die Primärproduktion im Prespasee verwendet werden.

5.1.8 Ostrakoden

Die im Prespasee–Sediment gefundenen Ostrakoden repräsentieren nahezu ausschließlich endemische Arten, die sich von denen, die im Ohridsee identifiziert wurden, unterscheiden (vgl. Belmecheri et al., 2010). Bisher ist nur wenig über diese endemischen Arten in Bezug auf ihre spezifische ökologische Anforderungen bekannt. Demnach wird die ökologische Interpretation der Ostrakoden im Prespasee hauptsächlich auf Änderungen in Diversität und Häufigkeit beschränkt. Generell existieren die im Prespa–Sediment vorkommenden Ostrakoden der Überfamilie Cytheroidea unter oligo– bis mesotrophen Bedingungen im See, während die Ostrakoden der Überfamilie Cypridoidea eher in einem eutrophen See günstige Lebensbedingungen vorfinden.

5.2 Indikatoren für Tephralagen

5.2.1 Magnetische Suszeptibilität (MS)

In Seesedimenten ist die Magnetische Suszeptibilität (MS) eine Funktion der Mineralogie, Konzentration und Kornform– bzw. –größe der enthaltenen magnetischen Minerale. Die MS– Werte im Prespasee–Sediment korrelieren generell gut mit den Fe– und Ti–Counts und können demnach hauptsächlich mit Magnetit– ($FeFe_2O_4$) und Titanomagnetitgehalten ($Fe(Fe,Ti)_2O_4$) im Sediment in Verbindung gebracht werden. Die Konzentration und Kornform– bzw. –größe der detritisch eingetragenen magnetischen Minerale im Sediment des Prespasees hängt zum einen vom Transport und Eintrag der Minerale durch Oberflächenabfluss in den See und somit von der Verwitterungsintensität im Einzugsgebiet ab. Zum anderen hängt sie von der Verdünnung durch Organik, biogenes Silizium und Karbonat sowie der Lösung der magnetischen Minerale im Sediment ab.

Signifikante Peaks in MS–Werten von Seesedimenten können auf vulkanische Ablagerungen hinweisen, wie andere Studien in der Region am Shkodrasee (Sulpizio et al., 2009) und Ohridsee (Caron et al., 2010; Vogel et al., 2010b) bestätigt haben. Auch die signifikanten Peaks in den MS–Werten in 55,4–55,6 cm, 616,8–617,8 cm, 690–693,2 cm, 764,8–783,8 cm und 1078,6–1079,6 cm Tiefe in den Prespasee–Sedimenten korrelieren mit Tephra– und Kryptotephrahorizonten (Abb. 4–1; Abb. 4–9), wie in Kapitel 4.2 bereits beschrieben wurde.

5.2.2 Kalium (K), Rubidium (Rb) und Strontium (Sr)

Kalium (K) kann neben Titan als Proxy für detritischen klastischen Eintrag in den Prespasee genutzt werden. K wird vor allem in der Kristallstruktur von Kalifeldspat ($K[AlSi_3O_8]$), Leucit ($K[AlSi_2O_6]$), Nephelin ($KNa_3[AlSiO_4]_4$), Muskovit ($KAl_2[(OH,F)_2AlSi_3O_{10}]$), Biotit ($K(Mg,Fe)_3[(OH)_2(Al,Fe)Si_3O_{10}]$) und Tonmineralen eingebaut. Der Eintrag dieser Minerale in den Prespasee hängt von der Verwitterungsintensität der anstehenden Magmatite, Metamorphite und Sedimentgesteine im Einzugsgebiet und ihrem Transport durch Oberflächenabfluss ab (vgl. Cohen, 2003). Signifikante Peaks in den K–Counts von Seesedimenten können auf vulkanische Ablagerungen hinweisen und zur Identifikation von Tephra– und Kryptotephralagen genutzt werden (Vogel et al., 2010b).

Die Spurenelemente Rubidium (Rb) und Strontium (Sr) funktionieren als Austauscher für andere Elemente bei magmatischen Prozessen. Rb ersetzt K in Kalifeldspat, Biotit und Amphibolen, während in Plagioklas und Kalifeldspat Ca durch Sr ersetzt werden kann (Okrusch und Matthes,

2005). Peaks in K, Rb und Sr können somit auf Feldspat- und/oder Foidreiche Lagen in der Sedimentsequenz des Kerns Co1215 hinweisen, welche häufig mit Tephra- und Kryptotephralagen korreliert werden konnten (Abb. 4–9).

5.3 Chronologie

5.3.1 Radiokarbonalter

Die Radiokarbonalter der Sedimentsequenz des Kerns Co1215 sollten mit Vorsicht betrachtet werden, da Hartwasser- und Reservoireffekte im Prespasee das gemessene Alter erhöhen können (vgl. Björck und Wohlfarth, 2002). Als Hartwassereffekt wird die durch Lösung fossiler (^{14}C -abgereicherter) Kalke im Seewasser zu leichteren Werten hin veränderte Isotopenzusammensetzung bezeichnet. Eine potenzielle Quelle von altem, ^{14}C -freiem Kohlenstoff im Wasser des Prespasees kann eingetragenes Hydrogencarbonat (HCO_3^-) aus den triassischen Kalksteinen im westlichen Einzugsgebiet sein. Hartwassereffekte können die datierten Materialien beeinflusst haben, die das ^{14}C -abgereicherte HCO_3^- aus dem Seewasser eingebaut bzw. aufgenommen haben, wie authigenes Karbonat in Gesamtkohlenstoffproben (Bulkproben), lakustrine Invertebraten (z.B. *Dreissena presbensis*) und Vertebraten oder auch aquatische und semiaquatische Pflanzen. Bulkproben vom Ohridsee sind bekannt dafür, ca. 1500 Jahre irrtümlicherweise ältere Alter der Proben anzuzeigen (Wagner et al., 2008a; Vogel et al., 2010b), wobei hierbei auch der Kohlenstoffeintrag durch terrestrisches Bodenmaterial und Bioturbation im Sediment eine Rolle spielen kann (vgl. Meyers und Ishiwatari, 1995; Cohen, 2003). Reservoireffekte hingegen treten durch Mischungsvorgänge mit altem Tiefenwasser im See und dem dadurch verlangsamten CO_2 -Austausch des Seewassers mit der Atmosphäre auf. Die heutige relativ kurze Verweildauer des Wasser von elf Jahren im Prespasee und sein monomikter Charakter (Matzinger et al., 2006a) sollten allerdings in einem niedrigen Reservoireffekt resultieren (vgl. Cohen, 2003). Die Durchmischungsverhältnisse des Prespasees können aber in der Vergangenheit durchaus komplexer gewesen sein.

Eine Abschätzung darüber, inwieweit die Radiokarbonalter in der Vergangenheit im Prespasee durch Hartwasser- und Reservoireffekte beeinflusst wurden, zeigen die Paralleldatierungen von Pflanzenmakroresten und Bulkproben in zwei Horizonten. Das ^{14}C -Alter des Pflanzenrestes (ETH-40051) und das der Bulkprobe (ETH-40052) aus 74–76 cm Tiefe unterscheidet sich um 1015 Jahre. Der Unterschied zwischen den ^{14}C -Alter der Pflanzenprobe (ETH-40056; Abb. 4–1) und der Bulkprobe (ETH-40057) aus 166–168 cm Tiefe beträgt hingegen nur 335 Jahre. Die Diskrepanz der Paralleldatierungen zeigt, dass die Fehlerquellen in den Radiokarbondatierung der Prespasee-Sedimente offensichtlich nicht kontinuierlich waren. Demnach können die Alter der Bulkproben des Kerns Co1215 nur als Maximalalter gewertet werden. Das Schalenbruchstück von *Dreissena presbensis* (Probe ETH-40050; Abb. 4–1) aus der Tiefe 4–6 cm weist ein kalibriertes Alter von -15 ± 1 a calBP auf. Dieses Alter legt nahe, dass der rezente Hartwassereffekt in lakustrinen Invertebratenschalen im Prespasee auf ≤ 40 Jahre begrenzt ist, und bietet demnach einen guten chronologischen Interpolationspunkt im Alters-Tiefen-Modell (Abb. 5–2). Auch die Alter der Pflanzenmakrofossilien von *Carex* sp. in 42–44 cm Tiefe (Co11030) und *Phragmites australis* in 74–76 cm Tiefe (ETH-40051) und 166–168 cm Tiefe (ETH-40056; Abb. 4–1) können als vertrauenswürdig angesehen werden. Diese Makrophyten wachsen auf terrestrischen und semiaquatischen Standorten und nehmen CO_2 hauptsächlich durch Photosynthese aus der Atmosphäre auf. Die nicht näher bestimmten Pflanzenreste ETH-40064 in 633 cm und ETH-40065 in 728–729 cm Tiefe liegen zwar innerhalb ihres 2σ -Fehlerbereiches relativ

nahe oder auf der Interpolationslinie des Alters–Tiefen–Modells (Abb. 5–2), wurden aber aufgrund ihrer unbestimmten Herkunft nicht als Interpolationspunkte mit einbezogen.

Der in Tiefe 301–303 cm gefundene aquatische Pflanzenrest Co11032 weist vermutlich ein irrtümlich älteres Alter auf. Die Pflanze hat neben atmosphärisches CO_2 auch das HCO_3^- aus der Wassersäule zur Photosynthese genutzt, wie der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Probenmaterials anzeigt (vgl. Kapitel 4.3.2). Auch bei den datierten Fischknochen (ETH–40060 und ETH–40062; Abb. 4–1) aus 212–216 cm Tiefe muss diese Fehlerquelle angenommen werden, da lakustrine Vertebraten Kohlenstoff aus der Wassersäule zum Knochenaufbau nutzen. Die Paralleldatierung der Fischknochen (ETH–40062; Abb. 4–1) und einer Gesamtkohlenstoffprobe (ETH–40063) in 214–216 cm Tiefe offenbart, wie stark sich dieser Effekt auf das Probenalter (ca. 460 Jahre älter) auswirken kann.

Die einzige Bulkprobe, bei der ein vertrauenswürdigeres Alter belegt werden kann, ist Probe ETH–40054 aus 128–130 cm Tiefe. Die Probe ist auf 7892 ± 70 a calBP datiert. Im Kern Co1215 ist diese Tiefe charakterisiert durch einen signifikanten Anstieg im TIC–Gehalt. Dieser signifikante Anstieg im TIC–Gehalt ist mit einem vergleichbaren TIC–Anstieg im Prespasee–Sedimentkern Co1204 (vgl. Wagner et al., 2010) korrelierbar. Ein terrestrisches Makrofossil aus dieser Tiefe im Kern Co1204 wurde auf 7800 ± 50 a calBP datiert.

5.3.2 ESR–Alter

Mit Hilfe der Fit–Kurve durch die Bestrahlungsgruppen des Umgebungssedimentes von Probe K–5800 konnte die Äquivalenzdosis ermittelt werden (Abb. 4–11). Aufgrund der geringen Menge an zur Verfügung stehendem Umgebungssediment im Radius von 30 cm zur Muschellage im 2009 geborgenen Kernsegment Co1215–11 lag die Probeneinwaage mit 0,0525 g jedoch unter der Standardeinwaage von 0,2 g je Teilprobe. Durch die geringe Probenmenge konnten auch nur 7 Bestrahlungsgruppen (statt der üblichen 19) zur Bestimmung der Dosisaufbaukurve verwendet werden. Dadurch ist die Zuverlässigkeit der Messergebnisse für K–5800 natürlich eingeschränkt. Darüber hinaus ist aufgrund der teils geringen Dicke der einzelnen Schalenbruchstücke die Bestimmung der Dosisleistung auch mit großen Unsicherheiten behaftet (Hilgers, unpubl.).

Aus dem 2011 geborgenen Co1215–11 Kernsegment konnten insgesamt vier Proben K–5835a, K–5835b, K–5836a und K–5836b mit Makroresten der Muscheln erstellt werden. Alle vier Proben wurden jeweils dreimal mit wechselnden Messeinstellungen gemessen, um den Einfluss variierender Messparameter zu testen. Dabei haben sich die Messeinstellungen, die bereits für K–5800 verwendet wurden, als optimal herausgestellt. Proben K–5835b und K–5836b mussten jedoch nach den ICP–MS Ergebnissen für die internen Radionuklidgehalte wegen überdurchschnittlich hoher interner Thoriumgehalte verworfen werden. Die an den Proben K–5835a und K–5836a am Geochronologischen Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln unabhängig durchgeführten Gammaskpektrometriemessungen für die Radionuklidanalyse stimmen im 1–sigma Fehlerbereich mit den Ergebnissen von Probe K–5800 überein, die im Labor für Umwelt– und Radionuklidanalytik der VKTA Rossendorf e.V durchgeführt wurden. Dies bestätigt die vom Geochronologischen Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln angewandten Messmethoden und verdeutlicht die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse (Hilgers, unpubl.). Der fehlergewichtete Mittelwert der drei aus den Proben ermittelten ESR Alter beträgt 73.57 ± 7.74 ka. Dieser Mittelwert kann als Mindestalter für die Muschellagen in 1458–1488 cm Tiefe angesehen werden kann.

5.3.3 Tephrostratigraphie

Während mit der Radiokarbon-Methode nur Alter bis ca. 50 ka BP bestimmt werden können und zahlreiche Fehler in der Altersbestimmung auftreten können (Björck und Wohlfarth, 2002), bieten Tephren in lakustrinen Sedimenten unabhängige und verlässliche Zeitmarker (Turkey und Lowe, 2002). In den letzten 30 Jahren wurden quartäre Tephralagen flächendeckend im zentralen und östlichen Mittelmeerraum untersucht um eine hochaufgelöste Event-Stratigraphie für das Spätpleistozän und Holozän zu entwickeln (z.B. Paterne et al., 1986, 1988; Narcisi, 1996; Kuzuoglu et al., 1998; Narcisi und Vezzoli, 1999; Wulf et al., 2004; Pyle et al., 2006). Auch das zentrale Balkangebiet um Mazedonien, Albanien und Montenegro rückt zunehmend in den tephrostratigraphischen und -chronologischen Fokus. In den letzten Jahren waren verschiedene Studien an lakustrinen Sedimentkernen aus der Region diesbezüglich bereits sehr erfolgreich (Wagner et al., 2008b; Sulpizio et al., 2009; Vogel et al., 2010b; Caron et al., 2010; Sulpizio et al., 2010). Welchen hohen Wert die Tephrostratigraphie und -chronologie hinsichtlich Klima- und Umweltrekonstruktionen darstellt, wurde besonders an vorangegangenen Studien mit Sedimentkernen aus dem Ohrid und Prespasee deutlich (Wagner et al., 2009; Belmecheri et al., 2009; Vogel et al., 2010a; Wagner et al., 2010). Auch die Tephren und Kryptotephren im Sedimentkern Co1215 aus dem Prespasee lassen sich zum Teil durch ihre spezifische geochemische Zusammensetzung und ihre stratigraphische Position mit bekannten vulkanischen Ablagerungen im Mittelmeerraum korrelieren.

Die folgenden Diskussionen der vulkanischen Ablagerungen PT0915-1, -2, -3 und -4 wurden bereits leicht verändert in der Teilpublikation Aufgebauer et al. (2012) veröffentlicht. Die Diskussionen der PT0915-5, -6, -7, -8, -9, -10 und -11 Tephren und Kryptotephren basieren hauptsächlich auf den in der Teilpublikation Damaschke et al. (eing.) publizierten Daten, sind aber zum Teil verändert und ergänzt worden. Die Korrelationen der Tephren PT0915-1, PT0915-2, PT0915-5 und PT0915-7 wurden von Dr. Giovanni Zanchetta, Universität Pisa, und Dr. Roberto Sulpizio, Universität Bari, durchgeführt. Die Tephren und Kryptotephren PT0915-3, PT0915-4, PT0915-8 und PT0915-9 wurden von cand. Dipl. Geol. Margret Damaschke korreliert. Die vulkanischen Ablagerungen PT0915-6, PT0915-10 und PT0915-11 konnten nicht mit bekannten Tephren im Mittelmeerraum korreliert werden und sind als unbekannt klassifiziert.

Kryptotephra PT0915-1 von 55.4–55.6 cm wurde nach den Radiokarbonaltern (Tab. 4–3), ihrer stratigraphischen Position und der Lithologie des umgebenen Sedimentes während des späten Holozäns abgelagert. Im späten Holozän gab es eine ganze Serie von Ausbrüchen des Somma-Vesuvius, dessen im zentralen Mittelmeerraum weitverbreitete Ablagerungen eine ähnlich foiditisch bis tephriphonolithische Zusammensetzung (Santacroce et al., 2008) wie die PT0915-1 Kryptotephra (Abb. 5–1 a) zeigen. Die PT0915-1 Kryptotephra ist ein guter Kandidat für die AD472-Eruption, auch als Pollena-Eruption bekannt, die bei einem explosiven Ausbruch des Somma-Vesuvius um 1478 calBP für einen Ascheregen phonolithisch bis tephriphonolithischer Zusammensetzung über Italien und der Adriatischen See sorgte (Sulpizio et al., 2005). Der nur 40 Jahre später um 1438 calBP erfolgte erneute Ausbruch des Somma-Vesuvius, bekannt als AD512-Ereignis, produzierte eine weitere Tephra mit hauptsächlich phonotephritischer Zusammensetzung (Santacroce et al., 2008). Im TAS-Diagramm dargestellt (Abb. 5–1 a) stimmt die PT0915-1 relativ gut mit den proximalen Ablagerungen der AD472 (Santacroce et al., 2008) überein, zeigt jedoch keine Übereinstimmung mit der als AD472 klassifizierten Aschelage vom Shkodrasee (Sulpizio et al., 2009). Mit den proximalen Ablagerungen der AD512-Tephra (Santacroce et al., 2008) zeigt die PT0915-1 eine sehr gute geochemische Übereinstimmung. Außerdem ähnelt die geochemische Zusammensetzung der PT0915-1 sehr der OT0702-1 Kryptote-

phra vom Ohridsee (Vogel et al., 2010b), die als eine Mischung der AD472- und AD512-Ablagerungen klassifiziert wurde, sowie den als TM-2b und TM-2a klassifizierten AD472 und AD512 vom Lago Grande di Monticchio (Wulf et al., 2004; 2008). Kryptotephra PT0915-1 kann demnach ebenfalls als Mischung von AD472- und AD512-Ablagerungen angesehen werden.

Tephra PT0915-2 in 155.6–156.2 cm Tiefe lässt sich aufgrund ihrer homogen phonolithischen Zusammensetzung (Abb. 5-1 b) und ihrer stratigraphischen Position im ausgehenden frühen Holozän (Tab. 4-3) gut mit der Mercato-Eruption des Somma-Vesuvius (Santacroce, 1987; 2008) korrelieren. Ablagerungen der Mercato-Eruption sind vom Somma-Vesuvius und seinem angrenzenden Gebiet (Santacroce et al., 2008; Zanchetta et al., 2011; Sulpizio et al., 2010), vom Lago Grande di Monticchio (Wulf et al., 2004; 2008), aus marinen Sedimentkernen der Adriatischen See (Calanchi und Dinelli, 2008) und der Balkanregion (Sulpizio et al., 2010; Vogel et al., 2010b) bekannt. Die Mercato Eruption ist anhand von ^{14}C -Datierungen an Bodenmaterial von Santacroce et al. (2008) auf ein Maximalalter von 8890 ± 90 a calBP begrenzt worden. Neue Radiokarbondatierungen von Holzkohle an der unmittelbaren Basis von proximalen Mercato-Ablagerungen am S.M. Castello in Italien sprechen für ein jüngerer Alter von 8540 ± 50 a calBP (Zanchetta et al., 2011). Im TAS-Diagramm dargestellt (Abb. 5-1 b) stimmt die PT0915-2 Tephra sehr gut mit den proximalen Mercato-Ablagerungen vom Somma-Vesuvius (Santacroce et al., 2008), den Ablagerungen vom Lago Grande di Monticchio (TM-6a und TM-6b, Wulf et al., 2004; 2008) und der OT0702-1 Kryptotephra vom Ohridsee (Vogel et al., 2010b) überein. Die PT0915-2 Tephra wird somit ebenfalls als Ablagerung der Mercato-Eruption klassifiziert.

Die Kryptotephren PT0915-3 und PT0915-4 in jeweils 265–267 cm und 287–289 cm Tiefe wurden nach den Radiokarbonaltern (Tab. 4-3), der Lithologie des umgebenen Sedimentes und ihrer stratigraphischen Position während des Übergangs vom letzten Glazial zum Holozän abgelagert. Die geochemischen Zusammensetzungen der Kryptotephren PT0915-3 und PT0915-4 (Abb. 5-1 c) sprechen dafür, dass sie aus Eruptionen der Phlegräischen Felder, einem etwa 25 km westlich des Vesuv gelegenen Vulkanfeld, oder aus einer Eruption des Somma-Vesuvius stammen. Die größte bekannte phreatomagmatische Eruption der Phlegräischen Felder in diesem Zeitraum ist die NYT-Eruption, bei der die Gelben Neapolitanischen Tuffe („Neapolitan Yellow Tuff“ = NYT) gefördert wurden (Orsi et al. 1992; 1995). Die NYT-Eruption ist auf 12100 ± 170 a BP datiert wurde (Rosi und Sbrana, 1987; Orsi et al., 1992; Siani et al., 2004). Die NYT-Eruption hat wahrscheinlich als Serie von pyroklastischen Ereignissen innerhalb kurzer Zeit stattgefunden (Siani et al., 2004). Die in einem relativ kurzen Abstand erfolgte Akkumulation von zwei separaten Kryptotephren im Prespasee-Sediment würde hierzu passen. Die NYT-Ablagerungen besitzen jedoch eine polymodale geochemische Zusammensetzung (z.B. Paterne et al., 1988; Siani et al., 2004; Wulf et al., 2004; Orsi et al., 1995; Magny et al., 2007; Lane et al., 2011; siehe Abb. 5-1 c), welche sich von der homogen trachytischen Zusammensetzung der PT0915-3 und -4 unterscheidet. Der NYT-Eruption ist die Lagno Amendolare-Eruption (LAM-Eruption) vorausgegangen (13070 ± 90 a BP; Andronico et al., 1996), welche ebenfalls der vulkanischen Aktivität der Phlegräischen Felder zugeschrieben wird (Siani et al., 2004). Sowohl die geochemische Komposition der Kryptotephren PT0915-3 und PT0915-4 als auch das Aussehen ihrer Glasbruchstückchen weicht jedoch signifikant von der phonolithischen LAM-Tephra mit ihrem spezifischen schwarzen Bimsstein ab. Im TAS-Diagramm dargestellt (Abb. 5-1 c) wird deutlich, dass sich die PT0915-3 und -4 Kryptotephren von der im Lago Grande di Monticchio (TM-9, Wulf et al., 2004) und proximal gefundenen Tephra „Tufi Biancastri“ (14.6 ka BP, Pappalardo et al., 1999) unterscheiden. Die Kryptotephren PT0915-3 und PT0915-4 korrelieren am besten mit den marinen LN1- und LN2-Tephren, die in dem Sedimentkern MD90917 aus der südlichen Adriatischen See ausgemacht wurden und der GM1-Eruption des

Somma–Vesuvius zugeordnet wurden (Siani et al., 2004). Die LN1– und LN2–Tephren wurden auf jeweils 12660 ± 110 a BP und 12870 ± 100 a BP datiert (Siani et al., 2004). Dies entspricht kalibrierten Altern von 14697 ± 519 a calBP und 15551 ± 621 a calBP.

Die Tephra PT0915–5 in 616.8–617.8 cm Tiefe befindet sich in unmittelbarer Nähe eines mittels ^{14}C –Methode auf 31011 ± 202 a calBP datierten terrestrischen Pflanzenrestes in 633 cm Tiefe (Tab. 4–3) und ist in eindeutig glaziale Sedimente eingebettet worden. Geochemisch kann die PT0915–5 Tephra als homogen trachytisch beschrieben werden (Abb. 5–1 d) und zeigt im TAS–Diagramm dargestellt eine sehr gute Übereinstimmung mit der PT0704–1 Tephra aus dem Co1204 Kern vom Prespasee (Wagner et al., 2010), der OT0702–4 (Vogel et al., 2010b) und OT0520–3 Tephra (Wagner et al., 2008b) vom Ohridsee, der TM–15 Tephra vom Lago Grande di Monticchio (Wulf et al., 2004) und der SMP1–e aus dem proximalen Bereich der Phlegräischen Felder (Di Vito et al., 2008). Diese Tephren konnten alle zweifelsfrei mit der Y3 Tephra korreliert werden, die mit einem Alter von 30–31 ka calBP (Zanchetta et al., 2008) einen der wichtigsten stratigraphischen Markerhorizont des späten Pleistozäns im Mittelmeerraum darstellt (z.B. Di Vito et al., 2008; Zanchetta et al., 2008; Vogel et al., 2010b). Die PT0915–5 Tephra aus dem Co1215 Kern vom Prespasee lässt sich somit stratigraphisch als auch geochemisch eindeutig der Y3 Tephra zuordnen.

Tephra PT0915–6 in 690–693.2 cm Tiefe ist aufgrund der Radiokarbonalter (Tab. 4–3), ihrer stratigraphischen Position zwischen der Y3 Tephra und der sehr prägnanten, 19 cm mächtigen, feinsandigen Tephralage im darunter folgenden Kernsegment ein sehr guter Kandidat für vulkanische Ablagerungen der Codola– und Taurano–Eruption, bei welchen es sich wahrscheinlich um plinianische und relativ zeitnah erfolgte Eruptionen der Phlegräischen Felder oder des Somma–Vesuvius im späten Pleistozän handelt (Santacroce et al., 2008). Die Codola–Eruption ereignete sich zwischen 33 ka calBP (Giacco et al., 2008) und 34247 ± 870 a calBP (Paterne et al., 1999). Die exakte stratigraphische Position der Taurano–Tephra hinsichtlich der Codola–Tephra ist noch in Diskussion, da beide Tephren in proximalen Bereichen bis jetzt noch nicht zusammen in einer stratigraphischen Abfolge beschrieben wurden (Di Vito et al., 2008; Santacroce et al., 2008; Sulpizio et al., 2010). Die TM–17c–e Tephren vom Lago Grande di Monticchio werden jedoch mit der Taurano–Eruption in Verbindung gebracht (Sulpizio et al., 2010) und wurden um 35 ka calBP abgelagert (Wulf et al., 2004). Di Vito et al. (2008) ordnen die Taurano–Eruption der Aktivität des Somma–Vesuvius in der Zeit um 33–36 ka calBP zu. Die PT0915–6 Tephra mit trachytisch–trachyandesitisch bis basaltisch–trachyandesitisch Zusammensetzung (Abb. 5–1 e) stimmt relativ gut mit der PT0704–2 Tephra aus dem Co1204 Kern vom Prespasee überein. Jedoch konnten aufgrund der großen Streuung im TAS–Diagramm nur Teilproben der PT0704–2 Tephra als Codola–Tephra klassifiziert werden (Sulpizio et al., 2010). Die PT0915–6 Tephra zeigt zum Teil eine geochemische Übereinstimmung mit proximalen (Di Vito et al., 2008; Giacco et al., 2008) und distalen (TM–16, Wulf et al., 2004; OT0702–5, Vogel et al., 2010b) Ablagerungen der Codola–Tephra. Mit der geochemischen Zusammensetzung der aus dem Proximalen bekannten Taurano–Tephra (Santacroce et al., 2008), sowie der als Taurano–Ablagerung klassifizierten PT0916–1 Tephra aus dem Co1216 Kern vom Prespasee (Sulpizio et al., 2010), zeigt PT0915–6 Tephra keinerlei Übereinstimmung. Demnach kann zum jetzigen Zeitpunkt keine eindeutige Korrelation der PT0915–6 Tephra mit den um 35 ka calBP abgelagerten Tephren im Mittelmeerraum hergestellt werden und die PT0915–6 Tephra muss als unbekannt deklariert werden.

Tephra PT0915–7 ist 19 cm mächtig, reicht von 764.8–783.8 cm Tiefe und ist sehr homogen aus Glasbruchstückchen in Feinsandgröße aufgebaut. Aufgrund der stratigraphischen Position der Tephra, ihrer große Mächtigkeit, sowie der phonolithisch–trachytischen Zusammensetzung (Abb.

5–1 f) lässt sich die PT0915–7 Tephra eindeutig mit der auf 39280 ± 110 a calBP (De Vivo et al., 2001) datierten Y5 Tephra, auch bekannt als Kampanischer Ignimbrit („Campanian Ignimbrite“ = CI), korrelieren. Die PT0915–7 Tephra zeigt im TAS–Diagramm dargestellt (Abb. 5–1 f) eine sehr gute Übereinstimmung mit den proximalen pyroklastischen Ablagerungen und proximalen Ascheablagerungen der Y5–Tephra (Giaccio et al., 2008), sowie mit den aus der Region (PT0704–3, Sulpizio et al., 2010; OT0520–3, Wagner et al., 2008b; OT0702–6, Vogel et al., 2010b) und dem Lago Grande di Monticchio (TM–18, Wulf et al., 2004) bekannten Y5–Ablagerungen. Demnach kann die PT0915–7 Tephra als Y5–Ablagerung klassifiziert werden. Die Y5–Tephra ist durch eines der größten spätquartären explosiven Ereignisse, der plinianischen Eruption der Phlegräischen Felder („Campi Flegrei“) um 39 ka calBP gebildet worden, bei der vulkanisches Material über den gesamten zentralen und östlichen Mittelmeerraum verteilt wurde (Giaccio et al., 2008). Die Y5–Tephra ist eine der wichtigsten stratigraphischen Markerhorizonte im späten Pleistozän in terrestrischen, lakustrinen und marinen Archiven (z.B. Wulf et al., 2004; Giaccio et al., 2008; Sulpizio et al., 2010; Vogel et al., 2010b).

In Tiefe 842–844 cm konnte die Kryptotephra PT0915–8 ausgemacht werden, die eine phonolithisch–trachytische Zusammensetzung aufweist (Abb. 5–1 g). Aus der stratigraphischen Position der PT0915–8 Kryptotephra ca. 60 cm unterhalb der Y5–Tephra kann ein Alter um 40 ka calBP angenommen werden (Abb. 5–2). Tephren mit phonolithisch–trachytischer Zusammensetzung aus dieser Zeit sind von Eruptionen der Phlegräischen Feldern und der Insel Ischia bekannt (Pappalardo et al., 1999). Die PT0915–8 stimmt geochemisch sehr gut mit der aus dem proximalen Bereich (Sorrentina Halbinsel) bekannten SMP1–a Tephra überein (Abb. 5–1 g), die nach Di Vito et al. (2008) zwischen 39 ka calBP und 51 ka calBP abgelagert wurde. Auch die distal gefundenen Ablagerungen der SMP1–a in der Tyrrenischen See (PRAD1752, Bourne et al., 2010) und im Lago Grande di Monticchio (TM–18–1d, Wulf et al., 2006) sind geochemisch nahezu identisch mit der PT0915–8 Tephra. Die SMP1–a Tephra konnte mit der PZ0915–8 Tephra vom Prespasee zum ersten Mal in der Balkanregion ausgemacht werden und ihr bekanntes Ablagerungsgebiet somit weit nach Osten erweitert werden.

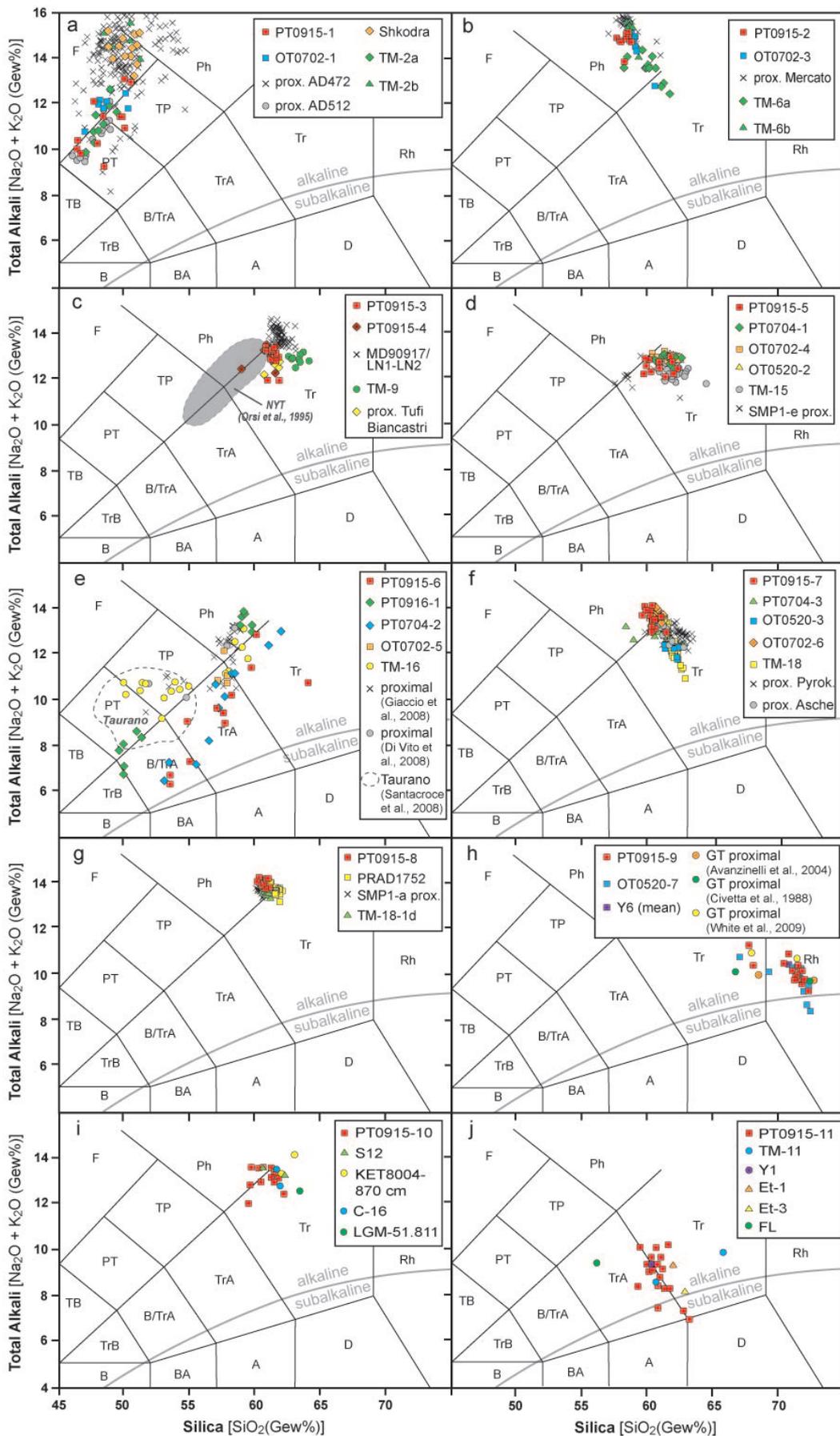
Tephra PT0915–9 in 854–858 cm Tiefe hat eine spezifisch rhyolithisch–trachytische Zusammensetzung und zeigt im TAS–Diagramm (Abb. 5–1 h) eine sehr gute geochemische Übereinstimmung mit der Kryptotephra OT0520–7 vom Ohridsee (Vogel et al., 2010b). Die OT0520–7 Kryptotephra konnte aufgrund der Glaszusammensetzung mit der Eruption der Grünen Tuffe („Green Tuff“ Eruption) der Pantelleria Vulkaninsel (Cornette et al., 1983; Orsi und Sheridan, 1984) korreliert werden (vgl. Vogel et al., 2010b). Die Grüne–Tuffe–Eruption ist auf 50800 ± 3600 a BP bis 44500 ± 3100 a BP datiert (Cornette et al., 1983). Dieses Alter passt stratigraphisch relativ gut zur PT0915–9 Tephra, welche sich bei einer vulkanischen Eruption vor Y5–Eruption gebildet haben muss. Auch die proximalen Ablagerungen der Grünen Tuffe (Civetta et al., 1988; Avanzinelli et al., 2004; White et al., 2009) liegen im TAS–Diagramm sehr nahe an den Werten der PT0915–9 Tephra (Abb. 5–1 h). Die Ablagerungen der grünen Tuffe entsprechen im Distalen der in marinen Sedimentkernen gefundenen Y6–Tephra (Keller et al., 1978; Abb. 5–1 h), für die ein interpoliertes Alter von ca. 45 ka BP ermittelt wurde. Die PT0915–9 Tephra wird aufgrund dieser guten Korrelation den Ablagerungen der Grünen Tuffe Eruption bzw. der Y6–Tephra zugeordnet.

Die trachytisch–phonolithische Zusammensetzung der Kryptotephra PT0915–10 in 900.8–901 cm Tiefe spricht für die Herkunft aus der Kampanischen Vulkanprovinz (Somma–Vesuvius, Phlegräische Felder, Insel Ischia) oder von den Äolischen Inseln. Geochemisch passt die PT0915–10 (Abb. 5–1 i) relativ gut zur proximal gefundenen S12–Tephra (Munno und Petrosino, 2007), welche mit einer im marinen Sedimentkern KET8004 in 870 cm auftretenden Tephra

(Paterne et al., 1988) korreliert wurde. Mit einem Alter von ca. 87 ka BP (Munno und Petrosino, 2007) ist die S12-Tephra jedoch wesentlich älter als durch die stratigraphische Position von 47 cm unterhalb der Grünen Tuffe/Y6-Tephra und wesentlich oberhalb des mittels ESR-Methode auf 73570 ± 7740 a BP datierten Horizonte in 1458–1488 cm Tiefe für die PT0915–10 Kryptotephra im Kern Co1215 angenommen werden kann. In marinen Sedimentkernen aus dem Tyrrhenischen und Adriatischen Meer haben Paterne et al. (1988) mehrere um 50 ka BP abgelagerte Tephren ausgemacht, die aus der Kampanischen Vulkanprovinz stammen. Die heterogen zusammengesetzten Tephren C–16, C–17 und C–18, die auf 51 ± 2.2 ka BP, 55.4 ± 2.2 ka BP und 60.3 ± 2.2 ka BP datiert wurden, sind mögliche Korrelationshorizonte und wurden als “Grüne Tuff Serie” der Barano-/Epomeo-Eruption der Ischia-Vulkaninsel zugeordnet (Paterne et al., 1988). Die C–16 Tephra, dessen Alter sehr gut zu dem Interpolationsalter von ca. 49 ka calBP der PT0915–10 Kryptotephra im Alter-Tiefen-Modell des Kerns Co1215 (Abb. 5–2) passt, wurde ebenfalls in Sedimenten des Lago Grande di Monticchio gefunden (LGM–51.811; Wulf, 2000). Jedoch weist die PT0915–10 Kryptotephra deutlich weniger SiO_2 (durchschnittlich ca. 3%) auf als die C–16 und LGM–51.811 Tephren (Abb. 5–1 i), was eine Korrelation mit den beiden zuletzt genannten unwahrscheinlich macht (mündl. Mitt. Dr. Roberto Sulpizio und Dr. Giovanni Zanchetta). Leider ist somit eine eindeutige Korrelation der PT0915–10 Kryptotephra mit bekannten vulkanischen Ablagerungen aus dem Mittelmeerraum nicht möglich.

Tephra PT0915–11 in 1078.6–1079.6 cm Tiefe zeichnet sich durch eine trachytisch-trachyandesitische Zusammensetzung im TAS-Diagramm (Abb. 5–1 j) und einen deutlich Natrium dominierten Chemismus ($\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$) aus (Damaschke et al., 2012). Beides ist typisch für die vulkanische Aktivität des Ätna auf Sizilien, der die einzige bekannte Quelle von Nalkalischem Vulkanismus im späten Quartär im Mittelmeerraum darstellt (z.B. Cristofolini und Romano, 1982; Coltelli et al., 2000; Branca et al., 2004). Obwohl die geochemische Korrelation der Tephra PT0915–11 zu den bekannten Ablagerungen des Ätna offensichtlich ist (TM–11, Wulf et al., 2006; Et–1/Et–2, Paterne et al., 1988; Y1, Vezzoli, 1991; FL, Vogel et al., 2010b; Abb. 5–1 j), kann aufgrund der stratigraphischen Position zwischen der Y6-Tephra und der auf 73570 ± 7740 a BP datierten Muschelhorizonte im Kern Co1215 keine chronologische Korrelation zu bekannten Ablagerungen hergestellt werden (Damaschke et al., 2012). Eine mögliche Quelle der PT0915–11 könnte der große Caldera-Einsturz des Ätna und das damit in Zusammenhang stehende Freisetzen großer Mengen trachyandesitischer Pyroklastika um 60 ka BP gewesen sein (Damaschke et al., 2012).

Abb. 5–1 (folgende Seite): Klassifikation und Korrelation der in der Co1215 Sedimentsequenz vom Prespasee identifizierten Tephren und Kryptotephren (a–j) anhand der Darstellung im „Total-Alkali-Silica“-Diagramm (TAS-Diagramm; nach Le Bas et al., 1986). Der komplette geochemische Datensatz der identifizierten Tephren und Kryptotephren PT0915–1 bis –11 sowie die Mittelwerte der Daten der zur Korrelation verwendeten Tephren sind in der Teilpublikation Damaschke et al. (2012) veröffentlicht. Die geochemischen Mittelwerte der PT0915–1 bis –11 Tephren und Kryptotephren sind in Tab. 5–1 dargestellt. Abb. leicht verändert nach Damaschke et al. (2012).



5.3.4 Alters–Tiefen–Modell

Das Alters–Tiefen–Modell des Kerns Co1215 (Abb. 5–2 A,B) wurde durch lineare Interpolation zwischen den als vertrauenswürdig erachteten Radiokarbondatierungen (vgl. Kapitel 5.3.1), dem fehlergewichteten Mittelwert der drei ermittelten ESR–Alter (vgl. Kapitel 5.3.2) und den publizierten Altern der vulkanischen Ablagerungen im Mittelmeerraum, zu denen die Tephren und Kryptotephren der Co1215–Sedimentsequenz korreliert wurden (vgl. Kapitel 5.3.3), erstellt. Im tieferen Kernabschnitt (>858 cm Tiefe), in dem nur der fehlergewichtete Mittelwert der ESR–Alter der Muschellagen aus 1458–1488 cm Tiefe als Interpolationspunkt vorlag, wurden zusätzlich vier signifikante und gut datierte Punkte mittels „Wiggle–Matching“-Methode des GICC05–Datensatzes des NGRIP–Eisbohrkernes (Wolff et al., 2010) zur Erstellung des Alters–Tiefen–Modell hinzugenommen. Der Anstieg in TOC im Kern Co1215 in 1066 cm Tiefe wurde mit dem Beginn des Dansgaard–Oeschger Interstadial 17 um 60.1 ka im GICC05–Datensatz des NGRIP–Eisbohrkernes (Wolff et al., 2010) korreliert. Der Abfall in TOC in 1370 cm Tiefe im Kern Co1215 mit dem Ende des Dansgaard–Oeschger Interstadial 19 um 70.4 ka im GICC05–Datensatz des NGRIP–Eisbohrkernes, sowie die TOC Maxima in 1650 und 1750 cm Tiefe im Kern Co1215 mit den Dansgaard–Oeschger Interstadialen 21 und 22 um jeweils 85.3 ka und 90.3 ka im GICC05–Datensatz des NGRIP–Eisbohrkernes korreliert.

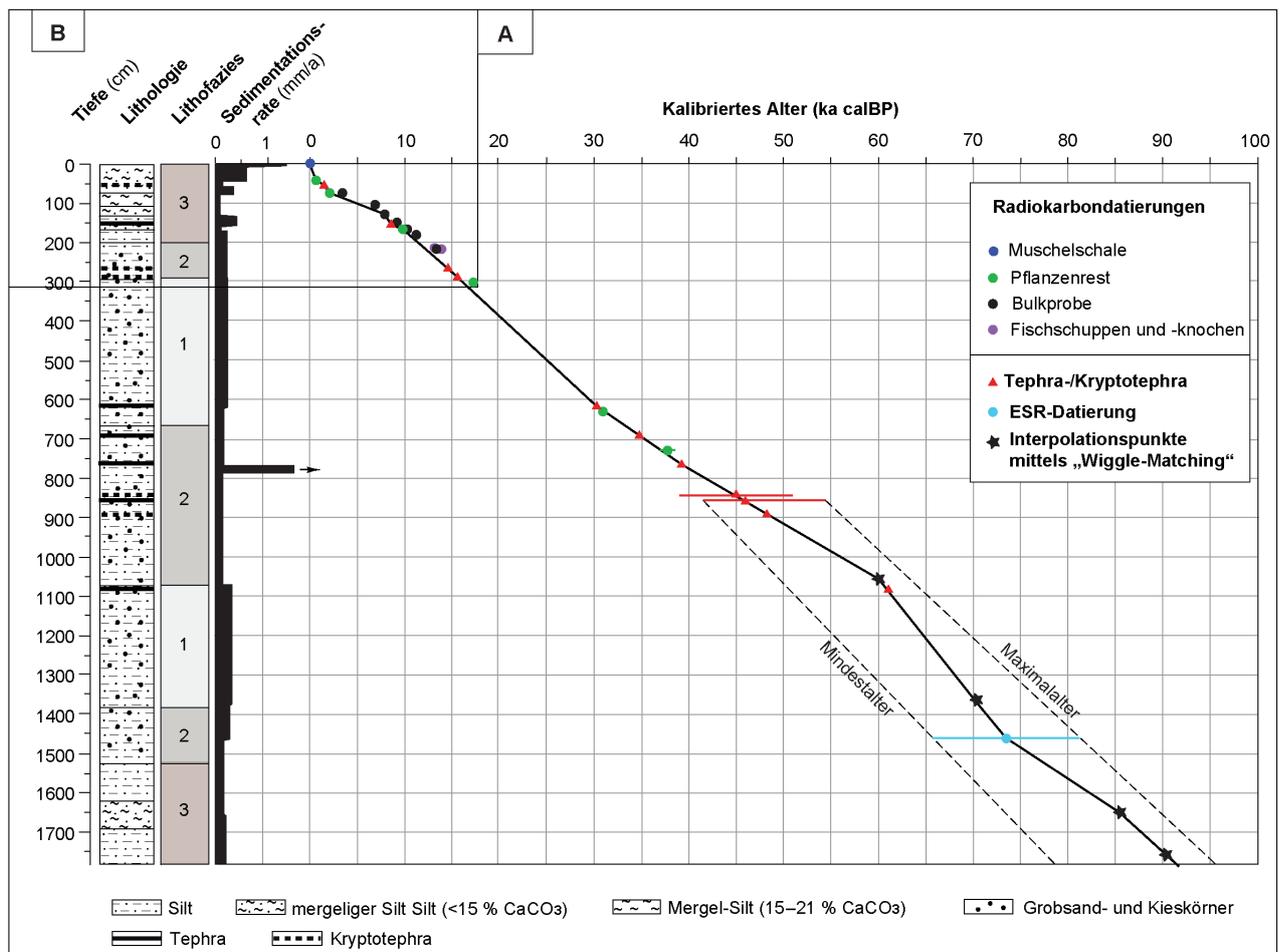
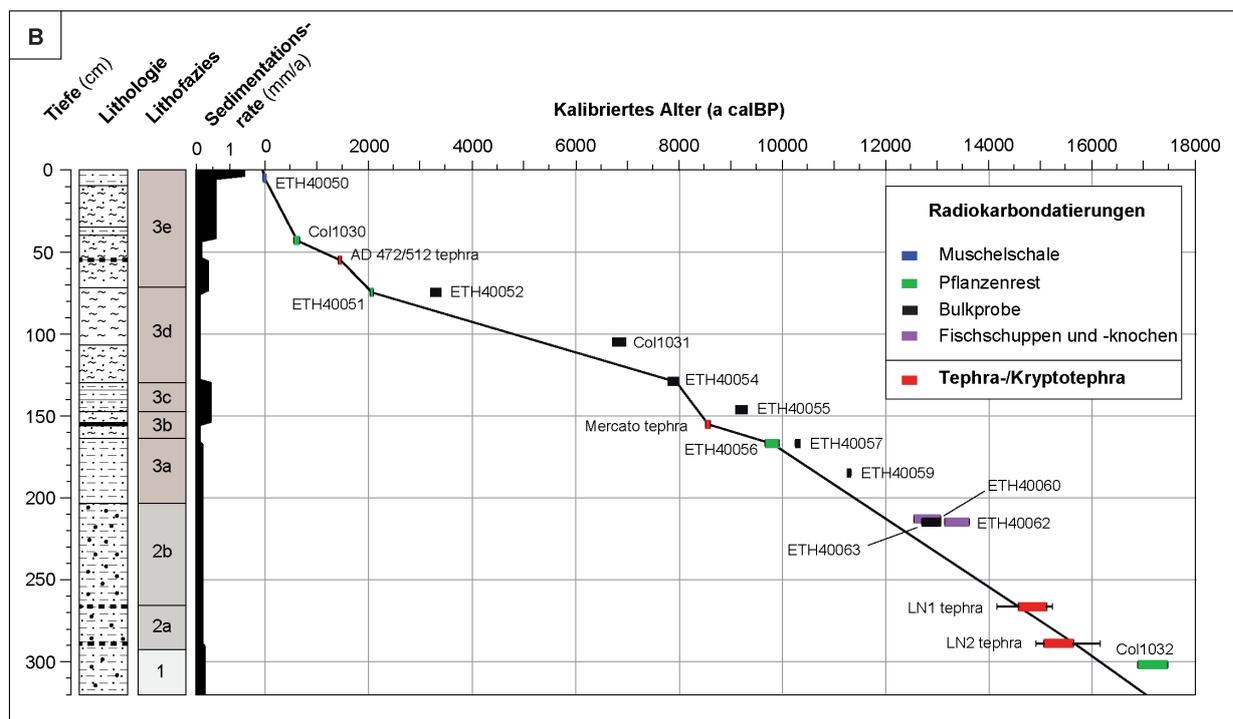


Abb. 5–2: (A, vorige Seite) Alters–Tiefen–Modell des Kerns Co1215 von 1776–0 cm Tiefe mit Lithologie, Lithofazies Klassifikation und Sedimentationsraten (mm/a; → bedeutet eine wesentlich höhere Sedimentationsrate in diesem Bereich, siehe Kapitel 5.3.5). Die vertrauenswürdige Radiokarbonalter (Kapitel 5.3.1; siehe Tab. 4–3), der fehlergewichtete Mittelwert der ESR–Alter (Kapitel 5.3.2), die zu bekannten vulkanischen Ablagerungen im Mittelmeerraum korrelierten Tephren und Kryptotephren (Kapitel 5.3.3) und vier “Wiggle–Matching”–Punkte aus dem GICC05–Datensatz des NGRIP–Eisbohrkern (Wolff et al., 2010) stellen die Interpolationspunkte dar. Die Co1215–Sedimentsequenz reicht demnach bis ca. 91.6 ka calBP zurück. Das mögliche Mindest– und Maximalalter des unteren Kernabschnittes (>858 cm Tiefe), welches sich durch den Fehlerbereich (1σ) des ESR–Alters sowie der publizierten Altersangaben zur Y6–Tephra (PT0915–9) ergibt, ist im Modell eingezeichnet (gestrichelte Linie). **(B)** Detailliertes Alters–Tiefen–Modell für den Kernabschnitt 320–0 cm (17.1 ka calBP bis rezent) mit Lithologie, Lithofazies Klassifikation und Sedimentationsraten (mm/a). Die Radiokarbonatierungen sind mit 2σ –Fehlerbereich eingezeichnet (siehe Tab. 4–3). Das publizierte Alter der LN1– und LN2–Kryptotephren (siehe Kapitel 5.3.3) ist mit 1σ –Fehlerbereich (rote Linie) und 2σ –Fehlerbereich eingezeichnet (dünne schwarze Linie).



Das Alters–Tiefen–Modell für die gesamte Sedimentsequenz des Kerns Co1215 (0–1776 cm; Abb. 5–2 A) wurde verändert bereits in der Teilpublikation Damaschke et al. (2012) veröffentlicht. Das detaillierte Alters–Tiefen–Modell für den Kernabschnitt 320–0 cm (Abb. 5–2 B) wurde leicht verändert in der Teilpublikation Aufgebauer et al. (2012) veröffentlicht.

5.3.5 Sedimentationsrate

Mit Hilfe der Radiokarbonalter (Kapitel 5.3.1; siehe Tab. 4–3), des ESR–Alters (Kapitel 5.3.2), der publizierten Alter der vulkanischen Ablagerungen im Mittelmeerraum, mit denen die Tephren und Kryptotephren des Kerns Co1215 korreliert wurden (Kapitel 5.3.3), sowie der „Wiggle–Matching“–Punkte (Kapitel 5.3.4) des GICC05–Datensatzes des NGRIP–Eisbohrkernes (Wolff et al., 2010) konnten die Sedimentationsraten im Kern Co1215 ermittelt werden (Abb. 5–

2 A, Abb. 5–2 B). Die Sedimentationsraten zwischen den Interpolationspunkten im Alters–Tiefen Modell wurden über folgende Formel berechnet:

$$Sed = \frac{T1 - T2}{A1 - A2} \times 10 \quad (5.9)$$

Sed = Sedimentationsrate [mm/a]

$T1$ = Tiefe in cm des älteren Interpolationspunktes

$T2$ = Tiefe in cm der jüngeren Interpolationspunktes

$A1$ = Alter des älteren Interpolationspunktes

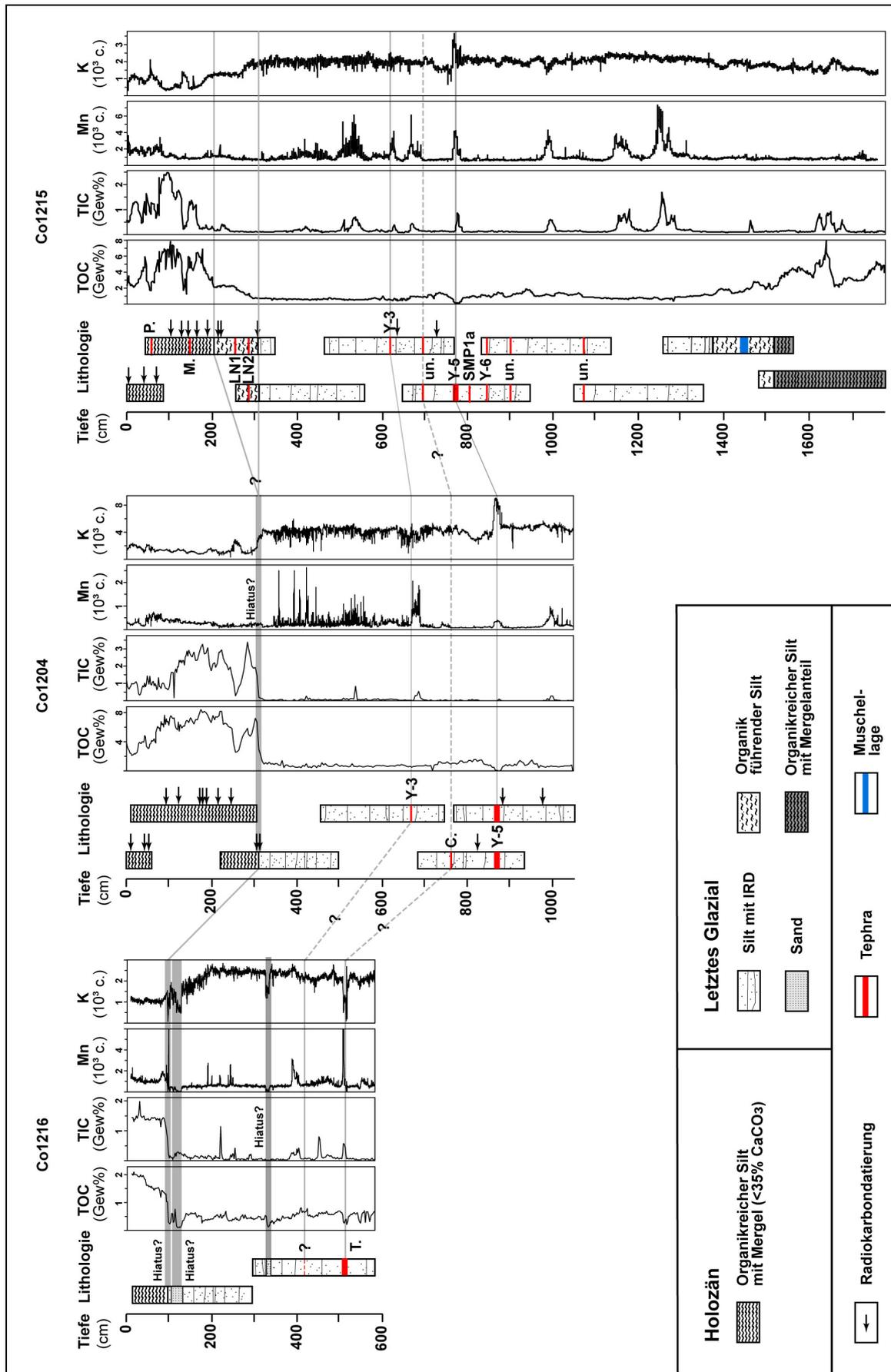
$A2$ = Alter des jüngeren Interpolationspunktes

Die berechneten Sedimentationsraten sind in Abb. 5–2 A und Abb. 5–2 B graphisch dargestellt. Die Ablagerung der 19 cm mächtigen PT0915–7 Tephra, welche mit der Y5–Tephra/dem Kampanischen Ignimbrit korreliert werden konnte (Kapitel 5.3.3), hat wahrscheinlich innerhalb kurzer Zeit (wenige Tage oder Wochen) stattgefunden. Dies verursacht selbstverständlich einen rapiden Anstieg der Sedimentationsrate von durchschnittlich 0,15 mm/a in diesem Zeitraum auf ca. 190 mm/a von 764.8–783.8 cm Tiefe. In Abb. 5–2 A ist dieser Anstieg durch den kleinen Pfeil dargestellt, da diese Werte auf der gewählten Skala nicht mehr dargestellt werden können.

5.4 Korrelation mit anderen Sedimentsequenzen aus dem Prespasee

Anhand der Lithologie, den CNS– und XRF–Daten sowie den identifizierten Tephren und Kryptotephren kann die Co1215–Sedimentsequenz mit den zwei anderen Sedimentkernen aus dem Prespasee (Co1215 und Co1204, vgl. Abb. 1–2; Abb. 2–1; Abb. 2–2) korreliert werden (Abb. 5–3). Die Co1216–Sedimentsequenz ist in der Teilpublikation Wagner et al. (2012) beschrieben worden. Wie bereits in den hydro–akustischen Profilen durch die Kernpositionen (Abb. 2–2) deutlich wird, weist die Co1216–Sedimentsequenz wahrscheinlich mehrere Hiaten auf. Die Hiaten sind durch sprunghafte Änderungen in den Proxy Daten und mehrere Dezimeter mächtige Sandlagen in der Sedimentsequenz charakterisiert (Abb. 5–3). Die in diesem Sedimentkern identifizierte Tephra wird der Taurano–Eruption um 35 ka calBP zugeordnet, welche sich aufgrund ihrer stratigraphischen Position möglicherweise mit der PT0704–2 Tephra im Kern Co1204 und der PT0915–6 Tephra im Kern Co1215 korrelieren lässt (Kapitel 5.3.3).

Abb. 5–3 (folgende Seite): Korrelation der Sedimentsequenzen Co1216, Co1204 und Co1215 aus dem Prespasee anhand der Lithologie und der identifizierten Tephren in den Sedimentkernen. Die Lithologie, der TOC– und TIC–Gehalt sowie die Mn– und K–Counts der jeweiligen Sedimentkerne sind dargestellt.



Die Co1204–Sedimentsequenz ist von Wagner et al. (2010) beschrieben worden und weist eine Abfolge der letzten 50 ka calBP auf. Anhand der PT0704–1 und PT0704–3 Tephren, welche geochemisch mit den PT0915–5 und PT0915–7 Tephren übereinstimmen (Kapitel 5.3.3), kann die Co1204–Sedimentsequenz sehr gut mit dem Co1215–Sedimentkern korreliert werden (Abb. 5–3). Auffällig ist jedoch der signifikant unterschiedliche Übergang vom letzten Glazial zum Holozän in den beiden Sedimentsequenzen. Im Kern Co1215 ist der Übergang vom letzten Glazial zum Holozän durch einen Anstieg im TOC–Gehalt und ein Abfall in den K–Counts charakterisiert. Im Kern Co1204 ist ein vergleichbares Sedimentationsmuster nicht zu erkennen. Der TOC–Gehalt steigt erst zu Beginn des Holozäns rapide an, während in den K–Counts ein gleichzeitiger Rückgang verzeichnet ist. Dies lässt auf einen möglichen Hiatus im Kern Co1204 im späten Glazial schließen (siehe Kapitel 6.1.5).

6 Rekonstruktion der Klima- und Umweltgeschichte

Aus den zuvor vorgestellten Ergebnissen der Proxy Analysen und den durchgeführten Datierungen (Kapitel 4), sowie den diskutierten Indikatoren für Klima- und Umweltänderungen und dem erstellten Alters-Tiefen-Modell für die Kernsequenz Co1215 (Kapitel 5) lässt sich die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte in der Prespasee-Region auf einer Jahrzehnte- bis Jahrhunderte reichenden Zeitskala rekonstruieren. Neben ausführlichen Informationen zu den lokalen Klima- und Umweltbedingungen im Spätquartär im Einzugsgebiet des Prespasee lassen sich durch den stratigraphischen Vergleich mit anderen Archiven aus dem Mittelmeerraum und der Nordhemisphäre auch Aussagen über die regionale Klima- und Umweltgeschichte des Balkans sowie überregionale Ereignisse treffen. Die beschriebenen Änderungen in der Produktivität, Ökologie und Hydrologie des Prespasees, sowie die klimatischen Auswirkungen im Einzugsgebiet liefern wichtige Hinweise zur zeitlichen Einordnung des intensiven anthropogenen Einflusses in der Region, kurz- und langfristigen Klimaschwankungen auf dem Balkan sowie der Abschmelzungsphase in der Balkanregion am Ende des letzten Glazials.

In den folgenden Kapiteln wird die rekonstruierte Klima- und Umweltgeschichte in chronologischer Reihenfolge beschrieben. Dabei werden als Bezeichnung der eingeteilten glazialen Zeitzonen die von der Internationalen Kommission für Stratigraphie (International Commission on Stratigraphy, 2012) publizierten Marinen Isotopenstadien nach Lisiecki und Raymo (2005) ver-

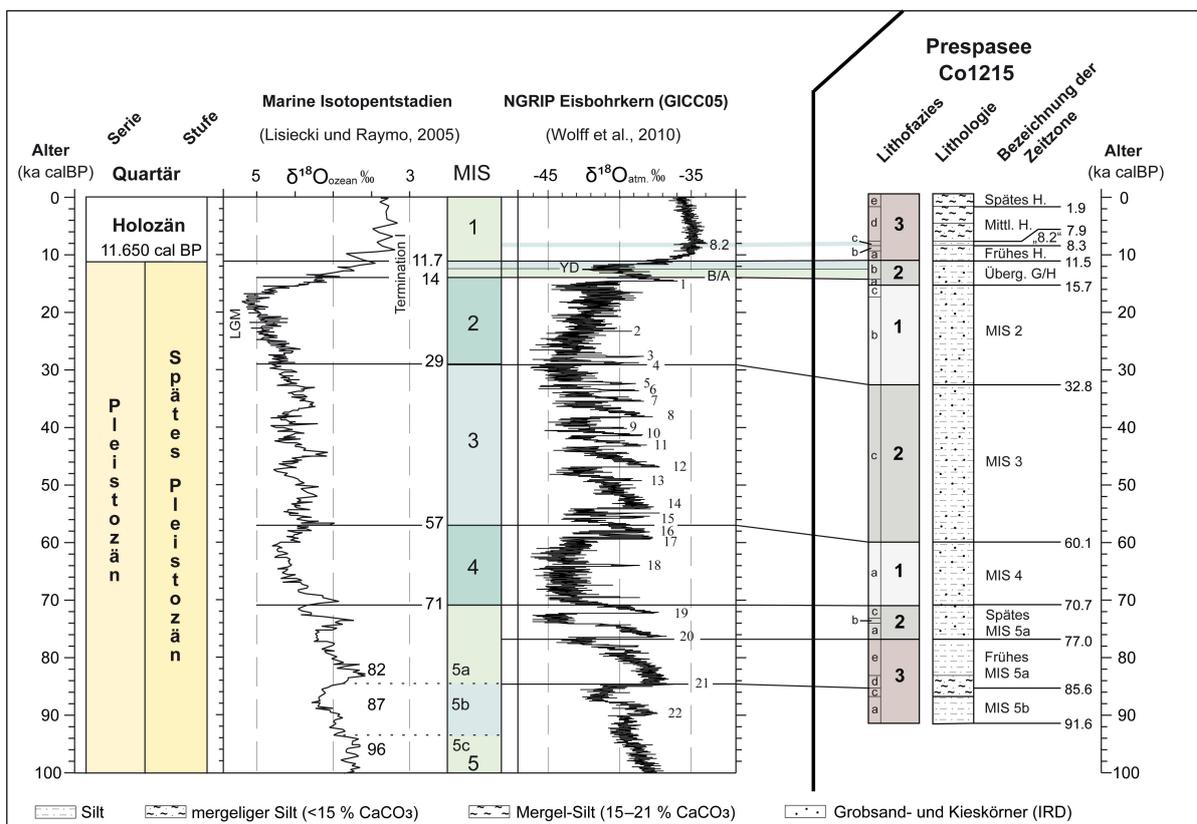


Abb. 6–1: Chronostratigraphische Tabelle der letzten 100 ka calBP mit den $\delta^{18}O_{Ozean}$ -Daten benthischer Foraminiferen und Marinen Isotopenstadien (nach Lisiecki und Raymo, 2005) und den GICC05 $\delta^{18}O_{Atmosphäre}$ -Daten des NGRIP Eisbohrkernes (Wolff et al., 2010) korreliert mit der Co1215-Sedimentsequenz vom Prespasee. Die Lithofazies Klassifikation, Lithologie und die Bezeichnung der Zeitzonen sind angegeben. Abbildung wurde stark verändert nach der Regionalen Chronostratigraphischen Korrelationstabelle der Internationalen Stratigraphischen Kommission (International Commission on Stratigraphy, 2012).

wendet (Abb. 6–1). Der Zeitabschnitt der letzten 15.7 ka wird in den Übergang vom späten Glazial zum Holozän, das frühe Holozän, das „8.2 ka“ Event, das mittlere Holozän sowie das späte Holozän eingeteilt. Das Kapitel 6.1.7 sowie die Kapitel 6.2.1 bis 6.2.4 sind verändert bereits in der Teilpublikation Aufgebauer et al. (2012) veröffentlicht worden.

6.1 Das letzte Glazial

6.1.1 MIS 5b (ca. 91.6–85.6 ka calBP)

Basierend auf dem Alters–Tiefen–Modell des Kerns Co1215 (Abb. 5–2) wurden die Sedimente der Sublithofazies 3a und 3c (L–3a und –3c) von 1776–1656 cm Tiefe in der Zeit von 91.6–85.6 ka calBP abgelagert. Diese Zeitzone kann mit dem Marinen Isotopenstadium 5b (MIS 5b) nach Lisiecki und Raymo (2005) korreliert werden (Abb. 6–1; Abb. 6–2). Das feinkörnige siltige Sediment in L–3a und –3c lässt auf relativ ruhige Sedimentationsbedingungen schließen. Die ruhigen Sedimentationsbedingungen kommen durch die Position des Kerns Co1215 im zentralen nördlichen Beckenbereich zustande (siehe Abb. 1–2; Abb. 2–1). Die Kernposition liegt mit über 4 km Entfernung zum Ufer so weit ablandig, dass kein wesentlicher Zufluss von Gebirgsbächen mehr die Sedimentation beeinflusst hat. Grobsand- und Kieskörner fehlen im Sediment, so dass eine winterliche Eisbedeckung des Sees und die Ablagerung von IRD („ice-rafted debris“ = mit dem Eis geflößter Schutt) im Sediment ausgeschlossen werden kann. Der Feinsandanteil von bis zu 8 Vol% lässt sich demnach mit erhöhter Wellenaktivität oder höherer Strömung im See erklären. Eine erhöhte Wellenaktivität könnte durch einen relativ niedrigen Seespiegel im MIS 5b bedingt sein. Ein Seespiegel–Niedrigstand hat möglicherweise im MIS 5 ebenfalls am nahe gelegenen Ohridsee (Abb. 1–2) stattgefunden und zu Massenbewegungen und einem Hiatus im Sedimentkern Co1202 (97.6–81.7 ka calBP; Vogel et al., 2010a) und vielleicht ebenfalls im Kern JO2004 (ca. 90–103 ka calBP; Belmecheri et al., 2010; Lézine et al., 2010) geführt. Der Feinsandgehalt im Prespasee–Sediment korreliert jedoch nicht mit den an trockene Klimabedingungen angepassten Steppentaxa–Pollen (Abb. 6–3). Demnach könnte der höhere Sandgehalt auch mit einer hohen Strömungsaktivität und einer möglicherweise bereits zu dieser Zeit auftretenden Konturströmung („contourite drift“) im nordöstlichen Bereich des Prespasees in Verbindung stehen (vgl. Wagner et al., 2012). Konturströmungen sind Bodenwasserströmungen, welche vor allem feinkörnige Sedimente transportieren (Stow et al., 2007) und im Prespasee durch eine verstärkte Oberflächenströmung hervorgerufen werden können (Wagner et al., 2012). Das Auftreten einer möglichen Konturströmung im MIS 5b im Prespasee könnte durch eine hohe Windbelastung aufgrund von fehlender Eisbedeckung in den Wintermonaten bedingt sein.

Zu Beginn von L–3a (91.6–86.8 ka calBP) bis 89.8 ka calBP ist der TOC- und TS–Gehalt sowie das C/N–Verhältnis im Sediment relativ hoch (Abb. 6–2), welches zusammen mit dem leicht erhöhten Fe/Ti–Verhältnis und fehlendem CaCO₃–Gehalt auf eine hohe Produktivität des Prespasees und saisonal sauerstoffärmere Bodenwasserbedingungen mit geringerem Abbau von Organik schließen lässt. Eine hohe Primärproduktion im Prespasee kann ebenfalls aus dem relativ hohen Wasserstoff–Index („Hydrogen Index“ = HI) der Sedimente (Leng et al., 2012) abgeleitet werden. Die abgelagerte organische Substanz im Sediment stammt vermutlich von vaskulären und nicht–vaskulären Pflanzen, wie aus dem C/N–Verhältnis >10 und dem relativ hohen Baumpollenanteil im Pollenspektrum (Abb. 6–3) gedeutet werden kann. Der hohe Baumpollenanteil mit Dominanz von sommergrüner Laubwaldvegetation und Pinus–Pollen lässt auf eine dichte Bewaldung im Einzugsgebiet des Prespasees schließen, welche eine ausreichende Wasserverfügbarkeit für die Vegetation zu dieser Zeit in der Region voraussetzt. Daraus kann ge-

geschlossen werden, dass im MIS 5b bis 89.8 ka calBP relativ milde und humide Klimabedingungen in der Prespasee-Region geherrscht haben. In den warmen Sommermonaten hat sich vermutlich eine Temperaturschichtung im Prespasee ausgebildet und zu einem geringeren Abbau der organischen Substanz aufgrund sauerstoffarmer Bedingungen im Hypolimnion geführt. Sauerstoffarme Bedingungen während der Sommermonate entstehen auch heute im Hypolimnion des Prespasees (vgl. Kapitel 2.1). Ähnlich wie heute muss zu dieser Zeit während der Wintermonate im Prespasee eine Vollzirkulation der Wassersäule stattgefunden haben, denn das Fehlen von Lamination und CaCO_3 in den Sedimenten verdeutlicht sauerstoffreiche Bodenwasserbedingungen, Bioturbation und Lösung von Karbonat. Die milden und humiden Klimabedingungen, die dichte Vegetation und die damit zusammenhängende Bodenentwicklung im Einzugsgebiet hat vermutlich zu einem relativ geringen klastischen Eintrag in den Prespasee geführt, weshalb die moderaten Ti-Counts (Abb. 6-3) vor allem auf Eintrag detritischen Materials durch Schmelzwasserzufluss im Frühjahr gedeutet werden. Heute führen ein Großteil der zahlreichen kleinen Gebirgsbäche im Einzugsgebiet nur im Frühjahr während der Schneeschmelze Wasser (vgl. Kapitel 2.3) und weisen eine hohe Sedimentfracht auf.

Nach 89.8 ka calBP nimmt der TOC- und TS-Gehalt im Sediment kontinuierlich ab, während das Fe/Ti- und C/N-Verhältnis relativ stabil bleibt (Abb. 6-2). Dies lässt sich auf eine Abnahme der Produktivität des Prespasees nach 89.8 ka calBP zurückführen, da sich die Durchmischungsverhältnisse im Wasserkörper und die Herkunft der Organik offensichtlich nicht verändert haben. Das zu dieser Zeit ebenfalls leicht erhöhte Mn/Ti-Verhältnis stützt vielmehr das Szenario reduzierender Bedingungen in den tieferen Wasserschichten während der Sommermonate. Niedrigere Temperaturen in der Region könnten den Rückgang der Produktivität besonders während der Frühjahr- und Sommermonate hervorgerufen haben, welche sich ebenfalls durch einen deutlichen Rückgang von Laubmischwaldvegetation in den Pollendaten andeuten (Abb. 6-3). Die Baumpollenwerte bleiben insgesamt stabil, doch der Wechsel zu einer von Koniferen dominierten Vegetation hat wahrscheinlich zu höherer Bodenerosion und klastischem Eintrag in den Prespasee geführt, wie die gestiegenen Ti-Counts verdeutlichen. Erst um ca. 87 ka calBP verdeutlichen der Wiederanstieg im TOC-Gehalt und in der Laubmischwaldvegetation eine kurzzeitige Rückkehr zu höherer Primärproduktion im See und wärmeren Klimabedingungen in der Region. Der Peak im TS-Gehalt zu dieser Zeit lässt sich mit der Bildung von Eisensulfiden in Zusammenhang mit mikrobieller Sulfatreduktion erklären und wird vermutlich durch die höhere Verfügbarkeit von organischer Substanz hervorgerufen (vgl. Kapitel 5.1.5)

In der Zeit von 86.8 bis 85.6 ka calBP in L-3c fallen die TOC-Werte erneut bis auf ein Minimum von rund 2% ab (Abb. 6-2). Zusammen mit den gleichzeitig auftretenden niedrigen Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen und dem Minimum im TS-Gehalt verdeutlicht dies eine niedrigere Produktivität des Prespasees und relativ sauerstoffreiche Bodenwasserbedingungen. Demnach steht die Akkumulation von CaCO_3 zwischen 86.8 und 85.6 ka calBP am Seeboden offensichtlich nicht mit erhöhter Photosyntheseaktivität und damit verbundener autochthoner Calcit ausfällung im Prespasee in Zusammenhang. Auch eine bessere Erhaltung von CaCO_3 aufgrund gehemmten aeroben Abbaus von Organik und reduzierenden Bedingungen im Hypolimnion kann somit ausgeschlossen werden. Wahrscheinlich hat eine erhöhte Ionenkonzentration im Seewasser aufgrund verstärkter Evaporation und einem damit verbundenen deutlichen Abfall des Wasserspiegels zur Ausfällung von Calcit im Prespasee geführt. Signifikant trockenere und vermutlich kältere Klimabedingungen während dieser Zeit werden durch den deutlichen Anstieg der Nichtbaumpollen im Pollenspektrum belegt (Abb. 6-3). Dieser Wechsel in der Vegetation hat wahrscheinlich zu verstärkter Bodenerosion im Einzugsgebiet und einem höheren Eintrag von klastischem Material in den See geführt, wie der rasche Anstieg der Ti-Counts vermuten lässt.

Relativ milde und humide Klimabedingungen in der Region (vgl. Abb. 1–3) um 90 ka calBP werden auch im Pollenspektrum vom Ohridsee durch hohe Baumpollen und minimale Steppentaxa Werte angezeigt (Lézine et al., 2010), während im Ohridsee aufgrund milder Wassertemperaturen eine relativ hohe Primärproduktion herrschte und authigene Calcit ausfällung stattfand (Belmecheri et al., 2010). Der rekonstruierte Temperaturabfall am Prespasee und sinkende Seespiegel im späten MIS 5b zwischen 89.8 und 85.6 ka calBP korreliert gut mit der in diesem Zeitraum auftretenden Dominanz von Steppentaxa im Pollenspektrum vom Ohridsee (Lézine et al., 2010) und aus dem Torfmoor von Tenaghi Philippon (Martrat et al., 2004), dem zu dieser Zeit auftretenden Minimum in der Insolationkurve bei 41° Nord (Abb. 6–5) sowie den auf bis zu 8°C kälter als heute gesunkenen Meeresoberflächentemperaturen im westlichen Mittelmeerraum (Martrat et al., 2004; Abb. 6–5). Auch im Pollenarchiv aus dem Becken von Ioannina (Tzedakis et al., 2004) ist um ca. 89 ka calBP, zeitgleich mit dem Rückgang in der Produktivität des Prespasees, der allmähliche Beginn von kühleren und trockeneren Klimabedingungen in der Region durch einen geringeren Baumpollenanteil verzeichnet. Die Baumpollen im Archiv aus dem Becken von Ioannina (Abb. 6–5) zeigen, gleichzeitig mit dem Anstieg im TOC-Gehalt um 87 ka calBP am Prespasee, ebenfalls einen Wiederanstieg und die kurzzeitige Rückkehr zu wärmeren und humideren Klimabedingungen in der Region. Milde Wintertemperaturen und relativ feuchte Klimabedingungen um 90 ka calBP wurden am Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 1999) rekonstruiert, während der Anstieg der Steppentaxa-Pollen ab 86.8 ka calBP mit kälteren Wintern und reduzierter Wasserverfügbarkeit in der Region interpretiert wurde.

Im südöstlichen Mittelmeerraum hingegen herrschten im späten MIS 5b deutlich feuchtere Bedingungen als in der Balkanregion, wie der Anstieg in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Speleotheme aus der Soreq-Höhle in Israel (Bar-Matthews et al., 2000; Abb. 6–5) auf annähernd moderne $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Speleothemen zeigt. Diese im Vergleich zur Balkan Region gegensätzliche Entwicklung in den Klimabedingungen mit stärkeren Regenfällen im Östlichen Mittelmeerraum ist vermutlich auf Frischwasserzufuhr ins Levantinische Becken aufgrund von stärkeren Monsunniederschlägen über dem Afrikanischen Hochland zurückzuführen (Bar-Matthews et al., 2000).

6.1.2 Frühes MIS 5a (85.6–77 ka calBP)

Die Sedimente in L-3d und L-3e von 1656–1516 cm wurden im frühen MIS 5a (nach Lisiecki und Raymo, 2005; Abb. 6–1) von 85.6–77 ka calBP abgelagert. Die fast identische Korngrößen-Zusammensetzung der Sedimente wie in L-3a und -3c bedeutet, dass im frühen MIS 5a ähnliche Sedimentationsbedingungen wie im MIS 5b im Prespasee geherrscht haben. Der auffällig hohe Feinsandgehalt lässt sich mit erhöhter Wellenaktivität oder einer Zunahme der Strömung im Prespasee erklären, welche durch einen relativ niedrigen Seespiegel und/oder dem Auftreten einer Konturdrift (vgl. Kapitel 6.1.1) verursacht sein könnte. Auch die um ca. 80 ka calBP am Ohridsee nachgewiesene höhere äolische Aktivität in der Region (Vogel et al., 2010a) könnte zur Zunahme der Strömungsaktivität geführt haben, wie der höchste Peak im Sandgehalt zu dieser Zeit in der Co1215-Sedimentsequenz andeutet.

Die TOC-, C/N-, TIC- und TS-Werte steigen nach 85.6 ka calBP an und bilden um 84.5 ka calBP ein deutliches Maximum aus, während das Fe/Ti-Verhältnis in diesem Zeitraum nur leicht höhere Werte als zuvor anzeigt und das Mn/Ti-Verhältnis Minimalwerte aufweist (Abb. 6–2). Die gestiegenen TOC- (>8%) und C/N-Werte (>17) könnten auf eine deutlich höhere Produktivität des Prespasees und selektiv abgebautes organisches Material von Phytoplankton oder einen erhöhten Eintrag von Organik vaskulärer Pflanzen zurückzuführen sein (vgl. Kapitel 5.1.2). Eine erhöhte Produktivität des Prespasees in dieser Zeit könnte durch reichlich Nährstoffeintrag und

wärmere Klimabedingungen bedingt sein, welche vor allem im Frühjahr Algenblüten im Prespasee begünstigen, zu autochthoner Calcitfällung (hohe TIC-Werte) führen, eine Temperaturschichtung und reduzierende Bedingungen im Hypolimnion (erhöhtes Fe/Ti-Verhältnis) und das signifikante Maximum in der Planktonkonzentration zu dieser Zeit im Sediment erklären würden (Abb. 6-2; Abb. 6-3). Allerdings verdeutlichen die zwischen 85.6 und 84.5 ka calBP auf ein Minimum abfallenden Ti-Counts (Abb. 6-3) einen niedrigeren Klastikgehalt im Sediment, welches zum einen natürlich durch die Verdünnung des klastischen Materials aufgrund des hohen Organikgehalts im Sediment, aber zum anderen auch durch einen verringerten klastischen Eintrag in den See hervorgerufen sein könnte. Ein verringerter Eintrag von klastischem Material weist auf relativ niedrige Bodenerosion im Einzugsgebiet und somit einen eher geringen Nährstoffeintrag in den Prespasee hin. Die Pollendaten (Abb. 6-3) widersprechen diesen vermuteten wärmeren Klimabedingungen zwischen 85.6 und 84.5 ka calBP vehement. Das Pollenspektrum ist zu dieser Zeit durch ein deutliches Maximum in den Nichtbaumpollen mit Dominanz von *Steppentaxa* gekennzeichnet, welches auf semiaride bis aride Klimabedingungen und niedrige Temperaturen in der Region hinweist. Möglicherweise haben die trockenen Klimabedingungen in der Region zu einem weiteren Absinken des Wasserspiegels des Prespasees, einem dadurch bedingten verstärkten benthisch-pelagischen Austausch in der Wasser-Sediment-Kontaktzone und höherer Nährstoffverfügbarkeit (vgl. Kapitel 5.1.1) sowie CaCO_3 -Ausfällung aufgrund der erhöhten Ionenkonzentration und photoautotrophen Produktion im See geführt. Dieses Szenario würde ebenfalls die Maxima im TOC- und TIC-Gehalt im Sediment zu dieser Zeit erklären. Die hohe photoautotrophe Produktion im See steht wahrscheinlich mit dem Abfall des Seespiegels und ökologischen Änderungen im Prespasee in Zusammenhang (mündl. Mitt. Konstantinos Panagiotopoulos), zu denen auch ein intensives Makrophyten-Wachstum auf den flachen Uferbereichen des Prespas zu dieser Zeit zählt. Das Makrophyten-Wachstum könnte außerdem den Eintrag von Organik vaskulärer Pflanzen in den See begünstigt haben.

Nach 84.5 ka calBP geht der TOC-Gehalt auf ca. 5% zurück und das C/N-Verhältnis sinkt auf Werte <10 ab (Abb. 6-2). Dies lässt sich, zusammen mit dem deutlichen Rückgang in der CaCO_3 -Akkumulation und der niedrigeren Planktonkonzentration im Sediment nun folgerichtig mit einem Anstieg des Wasserspiegels des Prespasees interpretieren (siehe vorheriger Abschnitt). Die gestiegenen Ti-Counts nach 84.5 ka calBP (Abb. 6-3) kommen durch die geringere Verdünnung des klastischen Materials aufgrund der gesunkenen Akkumulation von Organik im Sediment oder einen höheren Eintrag von klastischem Material in den Prespasee zustande, während die Vegetation im Einzugsgebiet nahezu unverändert bleibt. Ein höherer klastischer Eintrag könnte demnach mit vermehrtem Schmelzwassereintrag im Frühjahr in Zusammenhang stehen und den Anstieg des Wasserspiegels verursacht haben. Der erneute Anstieg im CaCO_3 -Gehalt, im C/N-Verhältnis und der Planktonkonzentration im Sediment um ca. 83 ka calBP (Abb. 6-2), welcher mit hohen TOC- und TS-Werten und niedrigen Ti-Counts (Abb. 6-3) zu dieser Zeit korreliert, lässt auf die Rückkehr zu ähnlichen Bedingungen wie in der Zeit von 85.6 bis 84.5 ka calBP mit einem niedrigen Seespiegel und bewachsenen Uferbereichen schließen.

Nach ca. 83 ka calBP fallen die TOC-, C/N- und TIC-Werte rapide ab (Abb. 6-2). Die TS-Werte sinken auf 0,2% ab, während die Ti-Counts einen deutlichen Anstieg verzeichnen. Aus den gesunkenen TOC- und C/N-Werten kann geschlossen werden, dass die photoautotrophe Produktion im Prespasee sowie der Eintrag von Organik vaskulärer Pflanzen in den See um ca. 83 ka calBP relativ schnell zurückgegangen sein muss. Dies steht wahrscheinlich mit einem Anstieg des Seespiegels und höheren Niederschlagsraten im Einzugsgebiet in Zusammenhang, wie die Ergebnisse der Pollenanalyse belegen. Humide Klimabedingungen in der Region nach 83 ka calBP werden im Rückgang der Nichtbaumpollen (Abb. 6-3) und gleichzeitigem Anstieg der Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum angezeigt. Der höhere Niederschlag hat zu ver-

stärktem Oberflächenabfluss im Einzugsgebiet und einem gestiegenen klastischen Eintrag in den Prespasee geführt, wie die höheren Ti-Counts belegen. Durch den höheren Wasserspiegel ist eine höhere Aufnahme von Ca^{2+} - und HCO_3^- -Ionen in der Wassersäule gewährleistet und die Ausfällung von Calcit wird gehemmt, welches sich wahrscheinlich in der gesunkenen CaCO_3 -Akkumulation am Seeboden widerspiegelt.

Im folgenden Zeitabschnitt von 83 bis 77 ka calBP bilden die TOC- und TS-Werte ein breites Maximum aus, während das C/N-Verhältnis relativ stabil bei Werten um 10 liegt und das Sediment nur einen vernachlässigbar geringen TIC-Gehalt (und somit CaCO_3 -Gehalt) aufweist (Abb. 6-2). Dies lässt auf eine höhere Produktivität des Prespasees und eine relativ gute Durchmischung der Wassersäule mit sauerstoffreichen Bodenwasserbedingungen, aerobischer Abbau und damit in Zusammenhang stehender Lösung von CaCO_3 im oberflächennahen Sediment schließen. Das Maximum im TS-Gehalt korreliert gut mit dem Maximum im TOC-Gehalt und ist wahrscheinlich diagenetisch durch sekundär ausgefälltes Eisensulfid in Zusammenhang mit dem mikrobiellen Abbau der organischen Reste entstanden (vgl. Kapitel 5.1.5). Die höhere Produktivität des Prespasees während dieser Zeit deutet einen Anstieg der Temperaturen vor allem während der Sommermonate in der Region an, welches der signifikant ansteigende Baumpollenanteil mit einer Dominanz von Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum nach 83 ka calBP bestätigt (Abb. 6-3). Das Fehlen von mediterranen Taxa im Pollenspektrum während des frühen MIS 5a lässt auf relativ kalte Winter mit regelmäßigem und anhaltendem Frost im Einzugsgebiet schließen, die aber nicht zu einer Eisbedeckung des Sees und der Ablagerung von IRD in den Sedimenten geführt haben. Der hohe Anteil von Pollen der Laubmischwaldvegetation kann gleichzeitig als Anzeiger für feuchtere Klimabedingungen in der Region gewertet werden und kennzeichnet den Zeitabschnitt von 83 bis 80 ka calBP als humide Klimaperiode. Um ca. 80 ka calBP ist das Maximum dieser Taxa im MIS 5 im Pollenspektrum des Prespasees erreicht. Der anschließende Rückgang der Laubmischwald-Taxa geht mit einem gleichzeitigen Abfall des TOC-Gehaltes im Sediment einher, während sich vor allem Koniferen (hoher Anteil von Pinus-Pollen) nach 80 ka calBP im Einzugsgebiet des Prespasees auszubreiten scheinen. Das lässt auf einen Rückgang der Temperatur und geringere Niederschläge in der Region schließen, da Pinus deutlich höhere Temperaturschwankungen und trockenere Klimabedingungen tolerieren kann als die sommergrüne Laubmischwaldvegetation. Die Ti-Counts (Abb. 6-3) bleiben während des gesamten Zeitraumes von 83 bis 77 ka calBP konstant relativ hoch und scheinen somit nicht durch erhöhte Bodenerosion aufgrund des Vegetationswechsels beeinflusst worden zu sein. Aufgrund dessen wird der relativ hohe klastische Eintrag in den Prespasee auf Schmelzwassereintrag im Frühjahr zurückgeführt.

Der angenommene niedrige Wasserspiegel des Prespasees in der Zeit von 85.6–83 ka calBP im frühen MIS 5a (Abb. 6-2) und die kalten und trockenen Klimabedingungen im Einzugsgebiet, korrelieren sehr gut mit dem hohen Anteil von Steppentaxa in den anderen terrestrischen Pollenarchiven im nordöstlichen Mittelmeerraum (Abb. 1-3) vom Ohridsee (Lézine et al., 2010), von Tenaghi Philippon (Martrat et al., 2004) und vom Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 1999), sowie mit der Dominanz von Nichtbaumpollen im Archiv aus dem Becken von Ioannina (Tzedakis et al., 2004). Dies lässt darauf schließen, dass nicht nur in der Balkanregion sondern im gesamten terrestrischen nordöstlichen Mittelmeerraum zu dieser Zeit noch stadiale Bedingungen geherrscht haben, während die Meeresoberflächentemperaturen im westlichen Mittelmeerraum bereits rapide ansteigen (Martrat et al., 2004; Abb. 6-5). Im Gegensatz zu den trockenen Klimabedingungen in der Balkanregion ist in marinen Sedimentkernen aus dem Meer vor Korsika zu dieser Zeit ein Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in benthischen Foraminiferen (Toucanne et al., 2012) auszumachen, welcher mit verstärkter Durchmischung der Wassermassen interpretiert wird und auf höhere Niederschläge im östlichen marinen Mittelmeerraum zurückgeführt wird.

Humide Bedingungen im Levantinischen Becken wurden auch von Langgut et al. (2011) anhand von Pollen- und Isotopenanalysen für diesen Zeitraum rekonstruiert, welche mit der Bildung des Sapropel 3 (S3) im südöstlichen Mittelmeerraum in Zusammenhang gebracht werden. Die Entstehung des S3 wird mit gesteigerter hydrologischer Aktivität im südöstlichen Mittelmeerraum aufgrund intensiver Monsunniederschläge und verstärktem Zustrom von Nilwasser erklärt (Bar-Matthews et al., 2000; Langgut et al., 2011), welches sehr gut mit den niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in den Speleothemen und den damit assoziierten verstärkten Regenfällen in der Region korreliert (Bar-Matthews et al., 2000; Abb. 6–5).

Die hohe Produktivität des Prespasees (Abb. 6–2) sowie der Anstieg des Wasserspiegels und der sommergrünen Laubmischwaldvegetation ab 83 ka calBP (Abb. 6–3), welche auf warmen und humiden Klimabedingungen vor allem während der Sommermonate im Einzugsgebiet zurückgeführt werden, korrelieren sehr gut mit dem Maximum in der Sommer-Insolationskurve bei 41°Nord (Abb. 6–5) sowie mit den rekonstruierten Klimabedingungen aus anderen Archiven der Region (Abb. 1–3). Im Pollenarchiv vom Ohridsee werden ebenfalls um 83 ka calBP mildere Sommertemperaturen aber noch relativ kalte Winter in der Region angezeigt (Lézine et al., 2010), während u.a. das Vorkommen von mediterranen Taxa in den tiefer liegenden Regionen wie dem Becken von Ioannina (470 m ü. NN) und dem Tenaghi Philippon (40 m ü. NN) auf wärmere Temperaturen ohne strengen Winterfrost deuten (Fletcher et al., 2010; Müller et al., 2011). Am 640 km nordwestlich vom Prespasee gelegenen Lago Grande die Monticchio scheinen sich bereits etwa 1000 Jahre früher als in der Balkanregion humidere Bedingungen und ein Anstieg der Durchschnittstemperatur des kältesten Monats um 8°C ereignet zu haben (Allen et al., 1999; Abb. 6–5).

Die nach ca. 80 ka calBP in den hydrologischen Proxies und im Pollenspektrum des Prespasees signalisierten kälteren und trockeneren Klimabedingungen in der Region wurden auch am Ohridsee anhand des Pollenspektrum und abrupten Rückganges im Calcitgehalt der Sedimente (Lézine et al., 2010; Belmecheri et al., 2010) sowie dem Auftreten von IRD, der geringen Primärproduktion und gut durchmischten Wassersäule (Vogel et al., 2010a) rekonstruiert. Auch im Pollenrekord vom Tenaghi Philippon (Martrat et al., 2004) und Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 1999; 2000) sowie in den Speleothemen im südöstlichen Mittelmeerraum (Bar-Matthews et al., 2000; Abb. 6–5) werden ab ca. 80 ka calBP kältere und trockenere Bedingungen angezeigt. Diese im gesamten nord- und südöstlichen Mittelmeerraum zu beobachteten Klimaänderungen im frühen MIS 5a sind im Becken von Ioannina offensichtlich nicht aufgetreten (Tzedakis et al., 2004; Fletcher et al., 2010), welches auf die intramontane Plateaulage und signifikant hohe Niederschläge >300 mm (Grenzwert für Baumbestände in der Region) während des Glazials im Becken von Ioannina zurückzuführen ist (Tzedakis et al., 2004).

6.1.3 Spätes MIS 5a (77–70.7 ka calBP)

Die Sedimente in L–2 von 1516–1380 cm sind im Zeitraum zwischen 77 und 70.7 ka calBP abgelagert worden und lassen sich mit dem ausgehenden MIS 5a (nach Lisiecki und Raymo, 2005; Abb. 6–1) korrelieren. Die mittlere bis feine Korngröße in LZ–2 lässt auf relativ konstante und ruhige Sedimentationsbedingungen schließen. Das gelegentliche Vorkommen von Grobsand- und Kieskörnern in den glazialen Sedimenten kann am besten durch von Eisschollen transportierten Gesteinsschutt, IRD, interpretiert werden. Das Auftreten von IRD und die mittlere bis feine Korngröße in L–2 bedeuten mehr Eisbedeckung am Prespa im Vergleich zum MIS 5b und frühen MIS 5a (Abb. 6–2), sowie zu den heutigen Wintern, in denen der See größtenteils eisfrei bleibt (Wagner et al., 2010). Das Fehlen von Lamination in den L–2 Sedimenten lässt auf Bio-

turbation und ausreichend Sauerstoffverfügbarkeit für Benthos schließen. Die zumindest teilweise Eisbedeckung im Winter hat möglicherweise zu einer saisonalen Stagnation des Wasserkörpers geführt.

Hingegen wurde die Wassersäule des Prespasees während der kühleren Sommermonate im späten MIS 5a wahrscheinlich gut durchmischt, wie der relativ niedrige Organik- und Karbonatgehalt sowie die niedrigen Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse in den Sedimenten anzeigen (Abb. 6-2). Die nach 77 ka calBP abfallenden TOC- und die niedrigen TS-Werte, sowie das C/N-Verhältnis von <10 verdeutlichen einen Rückgang in der Produktivität und sauerstoffreichere Ablagerungsbedingungen als im frühen MIS 5a, sowie eine autochthone Herkunft des abgelagerten Pflanzenmaterials von Phytoplankton. Die sauerstoffreichen Ablagerungsbedingungen werden ebenfalls durch die niedrigen Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse und den geringen TIC-Gehalt im Sediment gestützt. Der geringe TIC-Gehalt wurde vermutlich durch die Lösung von CaCO_3 im Zusammenhang mit aerobem Abbau von Organik im oberflächennahen Sediment verursacht. Die niedrigere Produktivität des Prespasees nach 77 ka calBP lässt sich wahrscheinlich auf die kühleren Klimabedingungen in der Region zurückführen, welche durch das Auftreten von IRD im Sediment rekonstruiert wurden. Die Pollendaten bestätigen den Temperaturrückgang im späten MIS 5a in der Prespasee-Region (Abb. 6-3). Der Anteil der sommergrünen Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum geht nach 77 ka calBP weiter zurück, während der hohe Anteil von Pinus-Pollen zu dieser Zeit die Ausbreitung von höherer Temperaturschwankungen tolerierenden Koniferen im Einzugsgebiet vermuten lässt. Der Wandel in der Vegetation zeigt gleichzeitig weniger Wasserverfügbarkeit für das Pflanzenwachstum und somit trockenere Klimabedingungen in der Region an. Die in diesem Zeitraum ansteigenden Ti-Counts sind auf einen höheren klastischen Eintrag in den See zurückzuführen und wurden wahrscheinlich durch stärkere Bodenerosion aufgrund des Vegetationswandels im Einzugsgebiet verursacht.

In dem kurzen Zeitabschnitt von 75.8 bis 74 ka cal BP steigen die TOC- und TS-Werte (Abb. 6-2), gleichzeitig mit dem Anteil der Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum (Abb. 6-3), wieder an. Die Ti-Counts fallen zu dieser Zeit ab. Dies lässt auf eine kurzzeitige Rückkehr zu wärmeren und humiden Klimabedingungen in der Region mit höherer Produktivität des Prespasees, dichter Laubmischwaldvegetation im Einzugsgebiet und dadurch bedingter geringerer Bodenerosion schließen. Die hohe Produktivität des Prespasees zu dieser Zeit wird durch ein deutliches Maximum in der Planktonkonzentration im Sediment bestätigt (Abb. 6-2). Das C/N-Verhältnis bleibt mit Werten um 9 konstant und zeigt eine autochthone Herkunft des abgelagerten Pflanzenmaterials von Phytoplankton an.

Nach 74 ka calBP lassen sich der sinkende TOC-Gehalt und das niedrigere C/N-Verhältnis, zusammen mit dem sehr geringen TIC-Gehalt und den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen (Abb. 6-2), mit einem Rückgang der Produktivität des Prespasees und sauerstoffreichen Bedingungen im gesamten Wasserkörper interpretieren. Die gute Durchmischung des Prespasees hat zu aerobem Abbau der abgelagerten Organik und damit in Zusammenhang stehender Lösung von CaCO_3 in den oberflächennahen Sedimentschichten geführt, wie durch den geringen TIC-Gehalt und das Fehlen von Ostrakodenschalen im Sediment angezeigt wird. Der klastische Eintrag in den See ist zu dieser Zeit etwas angestiegen, wie die höheren Ti-Counts vermuten lassen. Dies hängt wahrscheinlich mit erhöhter Bodenerosion aufgrund der signifikant zurückgehenden Bewaldung im Einzugsgebiet zusammen. Das Pollenspektrum (Abb. 6-3) zeigt nach 74 ka calBP einen deutlich höheren Anteil von Nichtbaumpollen und Rückgang der Laubmischwaldvegetation an. Die niedrigere Produktivität des Prespasees, die gute Durchmischung des Wasserkörpers und der Vegetationswandel lässt auf erheblich trockenere und kühlere Bedingungen in der Region schließen.

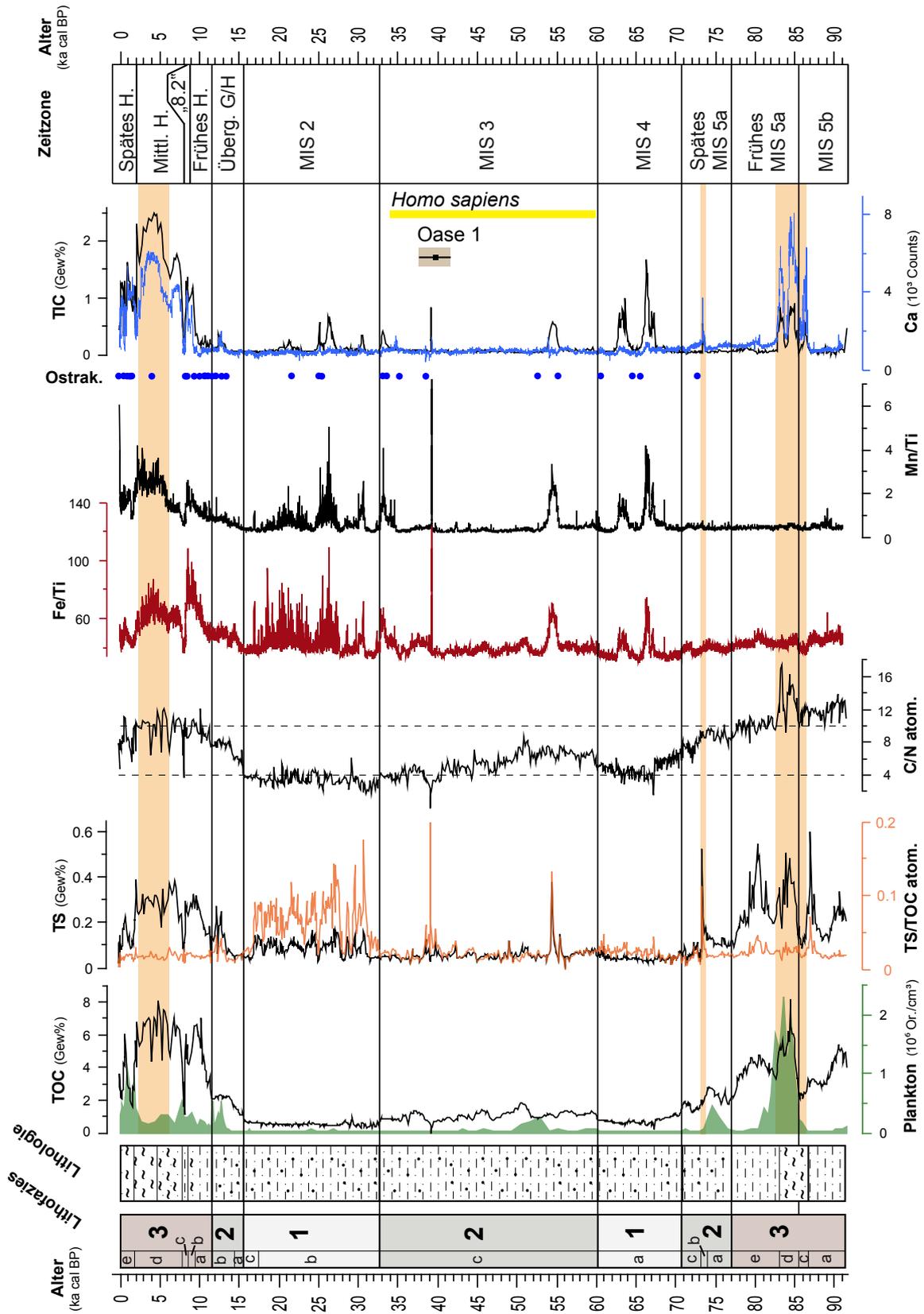


Abb. 6–2 (vorige Seite): Lithofazies, Lithologie, TOC-Gehalt (Gew%), Plankton Konzentration (10^6 Organismen/cm³), TS-Gehalt (Gew%), atomares TS/TOC-Verhältnis, atomares C/N-Verhältnis, Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis, Ostrakoden-führende Sedimentproben, TIC-Gehalt (Gew%) und Ca (10^3 Counts) der Co1215-Sedimentsequenz aus dem Prespasee gegen Alter (ka calBP) dargestellt. Zeitabschnitte, in denen der Wasserspiegel des Prespasees deutlich niedriger war, sind mit einem orangefarbenen Balken markiert. Die ältesten gefundenen *Homo sapiens* Skelettreste in Südosteuropa („Oase 1“, 39.7 ± 2 ka calBP; siehe Kapitel 1.1) sowie die für die Migration des modernen Menschen entlang des östlichen Einwanderungskorridor relevante Zeitscheibe (vgl. Kapitel 1.1) sind eingezeichnet. Lithologie Legende siehe Abb. 5–2.

Trockenere Bedingungen im Einzugsgebiet werden ebenfalls durch das Auftreten einer 6,5 cm mächtigen Schilllage aus *Dreissena* sp. Muschelschalen (L–2b) um 73.6 ka calBP angezeigt, die sich durch einen deutlichen Peak im TIC- und TS-Gehalt (Abb. 6–2) sowie zahlreichen Vivianit-Konkretionen in der Schilllage auszeichnet. Die Muschelschalen kommen in unterschiedlichen Größen vor und sind nur in Bruchstücken erhalten. Dies deutet auf einen Transport von Schalenmaterial juveniler und adulter Spezies durch verstärkte Wellenaktivität hin. Die verstärkte Wellenaktivität könnte durch einen deutlich niedrigeren Seespiegel als heute mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 14 m im nördlichen Beckenbereich (Kapitel 2.1) hervorgerufen worden sein. *Dreissena* sp. ist ein sessiler Suspensionsfilterer und haftet mithilfe von Byssusfäden auf Hartsubstraten im Litoral oder im Flachwasserbereich. Die Muscheln können massenhaft in Gewässern auftreten und eine enorme Biomasse aufbauen, wie rezent im stark eutrophen Oderhaff in Mecklenburg–Vorpommern an *Dreissena polymorpha* beobachtet werden kann (Radziejewska, 2009; Stybel et al., 2009). Auch im heute eutrophen bis mesotrophen Prespasee (Kapitel 2.1) kommen *Dreissena* sp. im Litoral vor (persönliche Beobachtung; Wilke et al., 2010) und wurden ebenfalls in den obersten 6 cm des Kerns Co1215 im Sediment gefunden (siehe Tab. 4–3). Die Kernposition befindet sich mit über 4 km zum Ufer (Abb. 1–2; Abb. 2–1) allerdings zu weit ablandig, als dass das zerbrechliche Schalenmaterial vom Litoral aus ins Beckenzentrum transportiert sein könnte. Die Muscheln müssen demnach um 73.6 ka calBP, genau wie rezent, in naher Umgebung zur Kernposition gelebt haben.

Möglicherweise konnten um 73.6 ka calBP durch den niedrigen Wasserstand des Prespasees semiaquatische Makrophyten wie *Phragmites communis* auf dem flachen Plateau im nördlichen Beckenbereich (vgl. Abb. 2–2) wachsen, welches durch einen Anstieg dieser Taxa im Pollenspektrum angedeutet wird (mündl. Mitt. Konstantinos Panagiotopoulos). Solche Pflanzen bieten einen möglichen Haftgrund für *Dreissena* sp. (vgl. Fenske, 2003) und würden somit günstige Lebensbedingungen für die Muscheln im zentralen Beckenbereich schaffen. Der niedrige Seespiegel könnte zu einer höheren Verfügbarkeit von Nährstoffen im Wasser und einer ausreichenden Nahrungsgrundlage für eine *Dreissena* sp.-Population geführt haben. Durch ihre hohe Filtrationsrate können große *Dreissena* sp.-Populationen, wie auch Makrophyten, wesentlich zur Verbesserung der Wasserqualität und Wassertransparenz beitragen (Fenske, 2003; Stybel et al., 2009), welches um 73.6 ka calBP im Prespasee möglicherweise dazu führte, dass ein Großteil der Nährstoffe aus der Wassersäule herausgefiltert und das Bodenwasser gut durchlüftet wurde. Trotz des niedrigen Wasserstandes hat sich während dieser Zeit keine Stagnation mit anoxischen Bedingungen im Hypolimnion des Prespasees ausgebildet, wie der geringe TOC-Gehalt und die niedrigen Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse im Sediment anzeigen (Abb. 6–2). Allerdings weisen die erhaltenen Muschelschalen auf eine bessere Erhaltung von CaCO₃ im Sediment hin. Der niedrige Wasserstand des Prespasees zu dieser Zeit passt gut zu der von Wilke et al. (2010) anhand durchgeführter genetischer Analysen angenommenen demographischen und räumlichen Ausbreitung von *Dreissena presbensis* vor 110–70 ka im Prespasee. Die Ausbreitung dieser Spezies im Prespasee wird mit einem Niedrigstand des Wasserspiegels und einer wahrscheinlich durch Wasservögel erfolgten passiven Eintragung der Muschellarven assoziiert. Ein komplettes

Trockenfallen des Prespasees um 73.6 ka calBP kann ausgeschlossen werden, da keine Bodenbildungs- oder Durchwurzelungshorizonte, gröbere Sedimente wie Sand- oder Kieslagen oder Ansammlungen terrestrischen Pflanzenmaterials im Hangenden oder Liegenden der Schilllage auftreten. Die Eisensulfide, angezeigt durch den hohen TS-Gehalt in der Schilllage, sowie die Vivianit-Konkretionen haben sich wahrscheinlich unter reduzierenden Bedingungen während der Diagenese gebildet, bei denen Eisen mit dem in der Organik gebundenen Phosphor oder Schwefel stabile Verbindungen eingeht.

Nach 73.6 ka calBP geht der TOC-Gehalt im Sediment weiter zurück, der TS-Gehalt sinkt rapide ab und der niedrige TIC-Gehalt verdeutlicht die Lösung von CaCO_3 im Sediment (Abb. 6–2), welches mit einer sinkenden Produktivität des Prespasees und sauerstoffreichen Bodenwasserbedingungen interpretiert werden kann. Allerdings verdeutlicht das Auftreten von Ostrakodenschalen in einer einzelnen Probe um 72.9 ka calBP eine kurzzeitig verbesserte Erhaltung von Karbonat im Sediment. Gegen Ende des späten MIS 5a um ca. 71.2 ka calBP steigt der TOC-Gehalt wieder an und kann zusammen mit dem Anstieg der Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum (Abb. 6–3) mit höherer Produktivität des Prespasees sowie wärmeren und humideren Klimabedingungen in der Region in Zusammenhang gebracht werden. Das zu dieser Zeit auftretende Minimum in den Ti-Counts geht vermutlich auf geringeren klastischen Eintrag und weniger Bodenerosion aufgrund der dichteren Bewaldung im Einzugsgebiet (hoher Baumpollenanteil im Pollenspektrum) zurück. Die höhere Produktivität im Prespasee während dieser Zeit hat aber nicht zu einer saisonalen Schichtung des Wasserkörpers geführt, da die Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse niedrig bleiben und auch der TS-Gehalt relativ niedrige Werte aufweist. Das C/N-Verhältnis steigt während dieser Zeit leicht an auf Werte um 8, verdeutlicht damit aber weiterhin eine allochthone Herkunft des abgelagerten Pflanzenmaterials von Phytoplankton.

Die kälteren und trockeneren Klimabedingungen am Prespasee im späten MIS 5a korrelieren gut mit den abfallenden Werten der Sommer-Insolationkurve bei 41°Nord (Abb. 6–5) und den anhand von anderen terrestrischen und marinen Klimaarchiven im nord- und südöstlichen Mittelmeerraum (Abb. 1–3) rekonstruierten Klimabedingungen. Die niedrige Produktivität des Ohridsees und die geringe Calcitfällung im See (Belmecheri et al., 2010; Vogel et al., 2010a) sowie der hohe klastische Eintrag und das Auftreten von IRD in den Ohridsee-Sedimenten (Vogel et al., 2010a) im späten MIS 5a zeigen ähnliche Klima- und Umweltbedingungen in der Region an, wie anhand der Prespasee-Sedimente rekonstruiert wurden. Allerdings weist der deutliche Anstieg von Nichtbaumpollen in diesem Zeitraum auf ein deutlich weniger bewaldetes Einzugsgebiet als am Prespasee hin (Lézine et al., 2010). Während der Rückgang in der sommergrünen Laubmischwaldvegetation („temperate trees“) zu dieser Zeit am Tenaghi Philippon (Tzedakis et al., 2004) vor allem auf eine geringere Wasserverfügbarkeit in der Region zurückzuführen ist (Müller et al., 2011), wurden am Lago Grande di Monticchio für diese Periode trockenere Klimabedingungen und ein Rückgang in der Durchschnittstemperatur des kältesten Monats um ca. 13°C (Allen et al., 1999; Abb. 6–5) rekonstruiert. Der kurzzeitige Rückgang der sommergrünen Laubmischwaldvegetation um 73 ka calBP im Pollenspektrum aus dem Becken von Ioannina (Tzedakis et al., 2002; Fletcher et al., 2010; Abb. 6–5), liefert etwa zeitgleich mit der Bildung der Muschellage im Prespasee einen weiteren deutlichen Anzeiger für einen Temperatur- und/oder Niederschlagsrückgang in der Region. Die Baumpollenwerte bleiben im späten MIS 5a im Pollenspektrum aus dem Becken von Ioannina abgesehen davon generell stabil, welches durch die geschützte Lage des Beckens zustande kommt und diese Region somit als Refugium für Bäume der gemäßigten Klimazone interpretiert wird (Tzedakis et al., 2002). Im marinen Pollenarchiv aus dem Levantinischen Becken (Langgut et al., 2011) und in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Speleotheme der Soreq Höhle (Bar-Matthews et al., 2003) machen sich die trockeneren Bedin-

gungen im südöstlichen Mittelmeerraum, vermutlich durch den anhaltenden Einfluss der Monsunniederschläge, erst ab ca. 75.5 ka calBP bemerkbar.

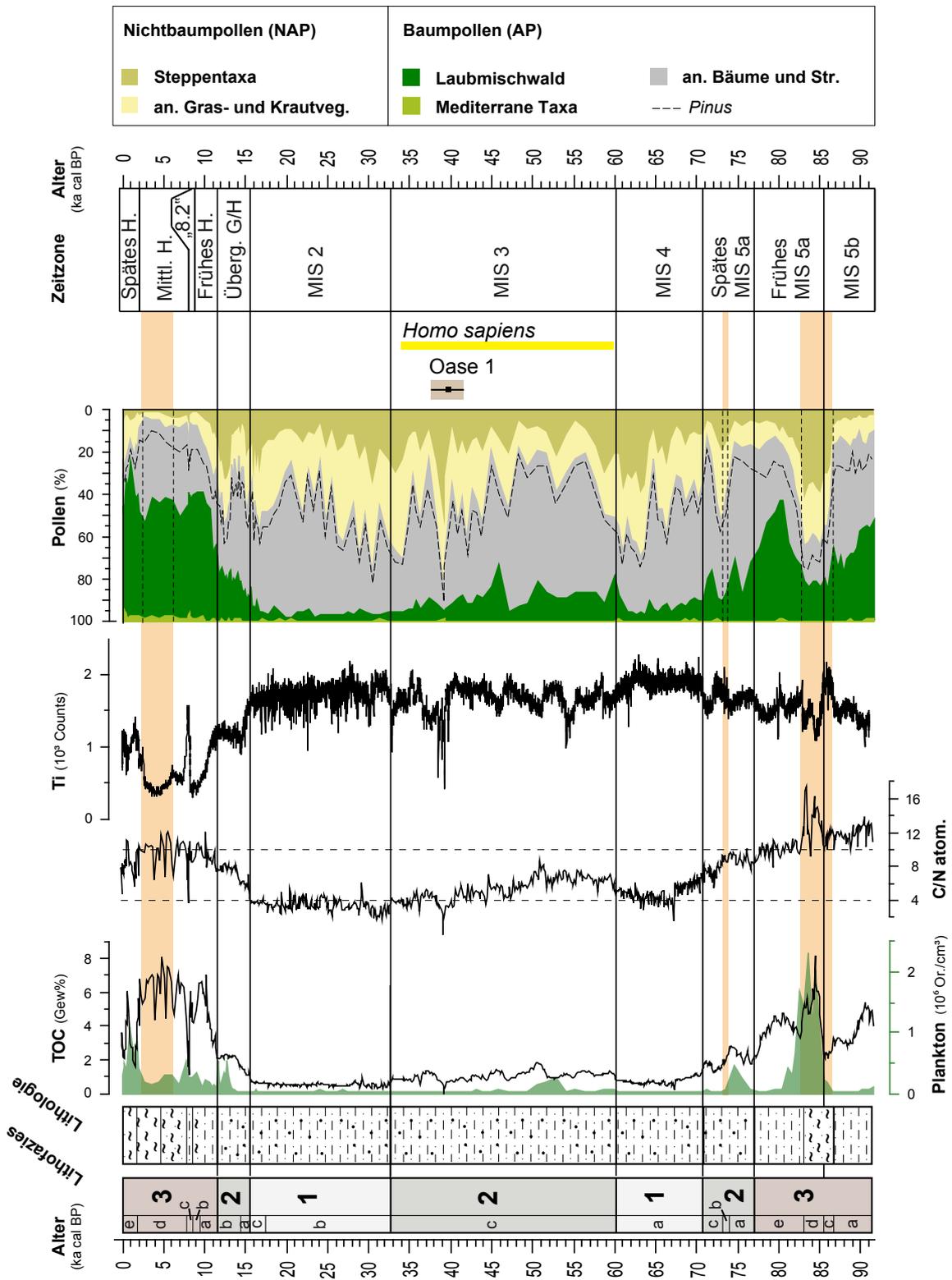


Abb. 6–3 (vorige Seite): Lithofazies, Lithologie, TOC-Gehalt (Gew%), Plankton Konzentration (10^6 Organismen/cm³), atomares C/N-Verhältnis, Ti (10^3 Counts) und das Pollenspektrum (Pollen %) mit mediterranen Taxa, Laubmischwaldvegetation, anderen Bäumen und Sträuchern (*Pinus*-Anteil ist gestrichelt dargestellt), anderer Gras- und Krautvegetation sowie Steppentaxa der Co1215-Sedimentsequenz aus dem Prespasee gegen Alter (ka calBP) dargestellt. Zeitabschnitte, in denen der Wasserspiegel des Prespasees deutlich niedriger war, sind mit einem orangefarbenen Balken markiert. Die ältesten gefundenen *Homo sapiens* Skelettreste in Südosteuropa („Oase 1“, 39.7 ± 2 ka calBP; siehe Kapitel 1.1) sowie die für die Migration des modernen Menschen entlang des östlichen Einwanderungskorridor relevante Zeitscheibe (vgl. Kapitel 1.1) sind eingezeichnet. Lithologie Legende siehe Abb. 5–2.

Die zwei kurzen Phasen wärmerer und humiderer Bedingungen von 75.8–74 ka calBP und 72.2–70.7 ka calBP am Prespasee sind in den anderen Archiven der Region nicht deutlich auszumachen. Letztere fällt jedoch mit einem signifikanten Anstieg der Meeresoberflächentemperatur im Alborán-Meer um 72 ka calBP von +13°C auf mit rezenten Oberflächentemperaturen vergleichbare +18°C (Martrat et al., 2004; Abb. 6–5) zusammen.

6.1.4 MIS 4 (70.7–60.1 ka calBP)

In 1380–1066 cm Tiefe stehen Sedimente der L–1 an, welche im MIS 4 (nach Lisiecki und Raymo, 2005; Abb. 6–1) in der Zeit von 70.7–60.1 ka calBP gebildet wurden. Das feinkörnige siltige Sediment in L–1 lässt auf sehr ruhige Sedimentationsbedingungen schließen ohne wesentliche Strömungs- oder Wellenaktivität. Die feine Korngröße und das Auftreten von IRD bedeuten eine zumindest teilweise Eisbedeckung des Prespasees im Winter während des MIS 4. Die Eisbedeckung kann zu einer saisonalen Stagnation im See geführt haben. Der TOC-Gehalt im Sediment fällt bis 67.5 ka calBP kontinuierlich ab und bleibt anschließend auf einem konstant niedrigen Niveau von rund 0,6 % (Abb. 6–2), welches zusammen mit den konstant relativ niedrigen TS-Werten für eine niedrige Produktivität des Sees mit oligotrophen Bedingungen und einen relativ hohen Abbau von organischem Material spricht. Auch das C/N-Verhältnis sinkt bis 67.5 ka calBP kontinuierlich von Werten um 8 auf >4 ab und signalisiert damit eine von pelagischem Phytoplankton dominierte Primärproduktion im See. Die ab 67.5 ka calBP sehr niedrigen C/N-Werte von <4 werden vermutlich durch intensive Abbauprozesse der Organik während oder nach der Ablagerung zustande (Kapitel 5.1.2) und stützen das Szenario von sauerstoffreichen Verhältnissen im Tiefenwasser. Ausreichend Sauerstoffverfügbarkeit für Benthos während des gesamten Zeitraumes kann auch aus dem Fehlen von Lamination geschlossen werden, welche auf Bioturbation in den Sedimenten zurückzuführen ist. Die niedrige Produktivität des Prespasees sowie die sauerstoffreichen Bedingungen im Wasserkörper lassen sich auf kalte Klimabedingungen in der Region und eine sehr gute Durchmischung der Wassersäule während der eisfreien Monate im MIS 4 zurückführen. Der TIC-Gehalt in den Sedimenten kommt nicht durch die Ablagerung von CaCO₃ (TIC-Werte korrelieren nicht mit den Ca-Counts) zustande. Daraus lässt sich schließen, dass durch die aeroben Abbauprozesse akkumuliertes CaCO₃ in den oberflächennahen Sedimentschichten wieder gelöst wurde oder die Verfügbarkeit von Ca²⁺- und HCO₃⁻-Ionen sehr begrenzt war. Nur isoliert auftretende Ostrakodenschalen in einzelnen Sedimentproben lassen auf sporadische Verfügbarkeit von Ca²⁺- und HCO₃⁻-Ionen bzw. bessere Erhaltung von CaCO₃ im Sediment schließen. Die Akkumulation von CaCO₃ im Sediment könnte durch die Bildung lokaler Eiskappen auf den Gebirgszügen im Einzugsgebiet (Hughes et al., 2006; Belmecheri et al., 2009) begrenzt gewesen sein, da die Eiskappen zu gehemmter Lösung der anstehenden Karbonatgesteine, geringerem Oberflächenabfluss im Winter und somit einem niedrigen Eintrag von Ca²⁺- und HCO₃⁻-Ionen in den Prespasee führen würden. Typisch stadiale Bedingungen in der Region werden auch in den Pollendaten im MIS 4 angezeigt. Der hohe An-

teil von Nichtbaumpollen im Pollenspektrum (Abb. 6–3) mit einer deutlichen Präsenz von Steppentaxa ist auf trockene und kalte Klimabedingungen zurückzuführen. Der Baumpollenanteil wird hauptsächlich von kältetoleranten Koniferen (*Pinus*) bestimmt. Die aufgrund der spärlichen Vegetation und niedrigen Temperaturen gehemmten Bodenbildungsprozesse haben wahrscheinlich zu höherer Erosion von Bodenmaterial und somit verstärkten Eintrag von klastischem Material in den Prespasee geführt, wie die konstant relativ hohen Ti-Counts während des MIS 4 anzeigen. Auch das Abfließen von Schmelzwasser im Frühjahr und während der Sommermonate im Einzugsgebiet hat vermutlich einen erheblichen Eintrag von klastischem Material in den Prespasee verursacht.

In den Sedimenten des MIS 4 treten in der Zeit von 67.4–65.8 ka calBP (1282–1234 cm Tiefe) und 64.2–62.7 ka calBP (1186–1144 cm) stark erhöhte Werte im TIC-Gehalt sowie in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen auf (Abb. 6–4). Der erhöhte TIC-Gehalt im Sediment kommt durch die diagenetische Bildung von Sideritmineralen in Zusammenhang mit Abbauprozessen von Organik in der reduzierenden Zone im Sediment zustande (Kapitel 5.1.3.2). Die Bildung der Sideritminerale in Zusammenhang mit anoxischen Bedingungen im Bodenwasser, beispielsweise durch eine permanente Eisbedeckung in der Zeit von 67.4–65.8 ka calBP und 64.2–62.7 ka calBP, kann aufgrund der sehr niedrigen TOC- und TS-Werte ausgeschlossen werden. Das gleichzeitig erhöhte Fe/Ti-Verhältnis kommt zum einen natürlich durch das Eisen in den Sideritmineralen zustande. Zum anderen werden die erhöhten Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse in den Sedimenten des MIS 4 als erhalten gebliebene Anreicherungen von Eisen- und Manganoxhydroxiden entlang der Redoxgrenze und somit als Paläoredoxgrenze interpretiert (Kapitel 5.1.4). Ähnliche Anreicherungen von Eisen- und Manganoxhydroxiden entlang von Redoxgrenzen sind auch aus anderen Sedimentkernen vom Ohrid- und Prespasee (Vogel et al., 2010a; Wagner et al., 2010; Aufgebauer et al., 2012) sowie vom Baikalsee (Müller et al., 2002; Granina et al., 2004) bekannt. Die Bildung der Eisen- und Manganoxhydroxide im Baikalsee setzen eine niedrige und konstante Sedimentationsrate, einen geringen Gehalt an Organik in der obersten Sedimentschicht, hohe Sauerstoffkonzentrationen im Bodenwasser sowie eine tiefe Durchdringung des Sedimentes mit Sauerstoff voraus (Müller et al., 2002).

Demnach sind die Anreicherungen der Sideritminerale und Eisen- und Manganoxhydroxide wahrscheinlich durch zwei nacheinander ablaufende Prozesse zustande gekommen, bei denen unterschiedliche Redoxbedingungen eine Rolle gespielt haben. In rezenten Sedimenten des Baikalsees werden massive Eisen- und Manganoxhydroxid-Lagen in 10–15 cm Tiefe im Sediment an der über längere Zeit stagnierenden Redoxgrenze gebildet (Müller et al., 2002; Granina et al., 2004). Diese Eisen- und Manganoxhydroxid-Lagen sind makroskopisch im Baikalsee-Sediment, im Gegensatz zu den nur in den geochemischen Proxies auszumachenden Akkumulationen im Prespasee, deutlich als dunkle Lagen im grau-braunen Sediment zu erkennen. Der heutige Baikalsee ist, als oligotropher Kaltwassersee mit relativ geringer Produktivität und einer gleichmäßigen Durchmischung der Wassersäule, jedoch sehr gut mit dem Prespasee während des MIS 4 vergleichbar. Somit könnte am Prespasee im MIS 4 in der Zeit von 67.4 bis 65.8 ka calBP und 64.2 bis 62.7 ka calBP eine verstärkte und möglicherweise ganzjährig anhaltende Durchmischung der Wassersäule die Redoxgrenze tiefer ins Sediment verlagert haben und die Anreicherungen von Eisen- und Manganoxhydroxiden verursacht haben. Die verstärkte Durchmischung des Prespasees zu dieser Zeit könnte durch einen relativ niedrigen Seespiegel aufgrund sehr trockener und kalter Klimabedingungen verursacht worden sein, welche in den Pollendaten durch einen hohen Anteil von Nichtbaumpollen und Maxima in den Steppentaxa angezeigt werden (Abb. 6–2). Aber auch eine Zunahme der äolischen Aktivität in der Region um ca. 64 ka calBP, worauf Analyseergebnisse an einem Sedimentkern vom Ohridsee hindeuten (Vogel et al., 2010a), könnte eine verstärkte Durchmischung der Wassersäule am Prespasee verursacht haben.

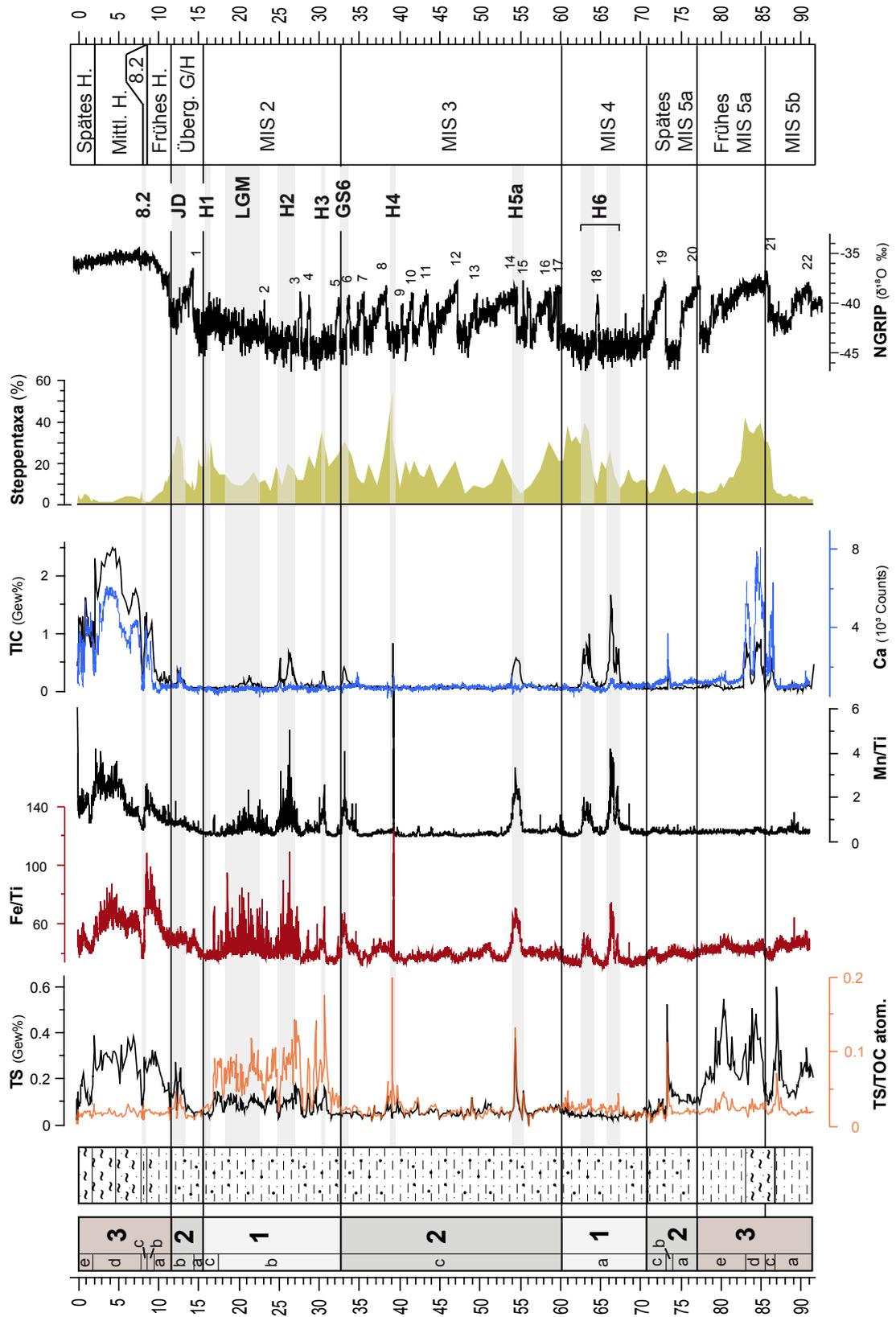


Abb. 6-4 (vorige Seite): Lithofazies, Lithologie, TS-Gehalt (Gew%), atomares TS/TOC-Verhältnis, Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis, TIC-Gehalt (Gew%), Ca (10^3 Counts) sowie Steppentaxa der Co1215-Sedimentsequenz aus dem Prespasee gegen Alter (ka calBP) dargestellt, ergänzt durch die GICC05 $\delta^{18}\text{O}$ Werte (‰) des NGRIP Eisbohrkernes (Wolff et al., 2010). Die Nummern 1–22 am Datensatz des NGRIP Eisbohrkernes kennzeichnen die Grönland Interstadiale (GI), welchen die Grönland Stadiale (GS) mit der gleichen Nummerierung folgen (Wolff et al., 2010). Signifikant kalte und trockene Perioden, in denen die Wassersäule des Prespasees verstärkt durchmischte wurde, sind mit einem grauen Balken gekennzeichnet und mit Abkühlungsphasen im Mittelmeerraum bzw. der Nordhemisphäre korreliert (H6–H1 = Heinrich Ereignisse 6–1, GS6 = Grönland Stadial 6, LGM = Letztes Glaziales Maximum, JD = Jüngere Dryas, 8.2 = „8.2 ka Ereignis“). Lithologie Legende siehe Abb. 5–2.

Nach 65.8 und 62.7 ka calBP scheinen sich die Sedimentationsbedingungen im Prespasee verändert und/oder die Durchmischung der Wassersäule abgeschwächt zu haben, so dass sich die Redoxgrenze wieder kontinuierlich im Sediment nach oben verlagern konnte und keine ausgeprägten Anreicherungen von Eisen- und Manganoxyhydroxiden mehr ausgebildet wurden (Abb. 6–4). Die Änderungen stehen möglicherweise mit mildereren und humiden Klimabedingungen in der Region des Prespasees in Zusammenhang, welche durch den Anstieg der Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum um 64.8 ka calBP und nach 62.7 ka calBP angedeutet werden. Die Anreicherungen der Eisen- und Manganoxyhydroxide befanden sich nun in der reduzierenden Zone und das akkumulierte Eisen wurde wahrscheinlich teilweise wieder mobilisiert, wie das auch am Baikalsee rezente der Fall ist (vgl. Müller et al., 2002). Die lokale Konzentration an Eisen im Porenwasser entlang der Paläoredoxgrenze war wahrscheinlich so hoch, dass sich neue sekundäre Minerale wie Siderit im Sediment bilden konnten. Die hohe Konzentration von Eisen spielte wahrscheinlich die entscheidende Rolle für die Fällung der Siderite, da durch den Abbau von Organik während des Glazials CO_2 ausreichend im Sediment zur Verfügung stand (Kapitel 5.1.1 und Kapitel 5.1.3.2).

Stadiale Bedingungen mit niedrigen Temperaturen und wenig Wasserverfügbarkeit für die Vegetation werden auch in anderen terrestrischen und marinen Archiven im nord- und südöstlichen Mittelmeerraum (Abb. 1–3) während des MIS 4 angezeigt. Am Ohridsee zeigen die niedrigen TOC- und CaCO_3 -Gehalte, hohen Ti-Counts und das Vorkommen von IRD im Sediment (Vogel et al., 2010a) nahezu identische hydrologische Bedingungen und einen hohen Eintrag von klastischem Material wie am Prespasee während des MIS 4 an. Belmecheri et al. (2010) nehmen zu dieser Zeit die Ausbildung lokaler Eiskappen im Galicica- und Mali i Thatë-Gebirgszug (Abb. 2–1) an (siehe oben), welches sehr gut zu den rekonstruierten Klima- und Umweltbedingungen am Prespasee passt. In den Pollenspektren aus dem Ohridsee und von Tenaghi Philippon sind um ca. 70 ka calBP, gleichzeitig wie im Pollenspektrum vom Prespasee, hohe Anteile von trockenen und kalten Klimabedingungen tolerierenden Taxa angezeigt (Lézine et al., 2010; Müller et al., 2011). Die mildereren und humiden Klimabedingungen in der Region des Prespasees um 64.8 ka calBP werden ebenfalls in diesen Archiven angedeutet (± 1 ka im Vergleich zum Prespasee) und lassen sich wahrscheinlich mit dem Grönland Interstadial 18 (GI18) und damit in Zusammenhang stehenden höheren Niederschlägen im nordöstlichen Mittelmeerraum sowie um 2°C gestiegenen Meeresoberflächentemperaturen im westlichen Mittelmeerraum (Martrat et al., 2004; Abb. 6–5) korrelieren. Auch die am Lago Grande di Monticchio im späten MIS 4 rekonstruierten trockeneren Bedingungen und ab ca. 62 ka calBP deutlich mildereren Wintertemperaturen (Allen et al., 1999; Abb. 6–5) stimmen sehr gut mit den von uns rekonstruierten Klimabedingungen am Prespasee überein, während die stadialen Bedingungen im Ioannina Becken etwas später als am Prespasee aufgetreten zu sein scheinen (Tzedakis et al., 2004). In marinen Sedimentkernen aus dem Levantinischen Becken steigen ebenso wie im Pollenspektrum des Prespasees vor allem gegen Ende des MIS 4 Trockenheit tolerierende Taxa an, welche sehr gut mit den hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Speleotheme aus der Soreq-Höhle und den damit assoziierten geringe-

ren Niederschlägen in der südöstlichen Mittelmeerregion im MIS 4 (Bar–Matthews et al., 2000; Abb. 6–5) korrelieren.

Die verstärkte Durchmischung des Praspasees von 67.4 bis 65.8 ka calBP und 64.2 bis 62.7 ka calBP steht wahrscheinlich mit Änderungen im Klima und der atmosphärischen Zirkulation im Mittelmeerraum während des Heinrich Ereignisses 6 (H6) zurück (Abb. 6–4). Die Heinrich Ereignisse („Heinrich events“) stehen in Zusammenhang mit maximalen Abkühlungsphasen während rascher Klimaänderungen (Bond et al., 1993), den Dansgaard–Oeschger–Zyklen, die in den grönländischen Eisbohrkernen ausgemacht wurden (z.B. Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993) und mit einem massiven Eisbergkalben und dadurch verursachter Frischwasserzufuhr im Nordatlantik (z.B. Bond et al., 1993; Bond und Lotti, 1995) einhergehen. Über die Straße von Gibraltar ist das kalte Nordatlantikwasser ins Mittelmeer eingeströmt und hat kurzzeitige aber signifikante Rückgänge in der Wassertemperatur sowie Änderungen in den Strömungsverhältnissen verursacht (z.B. Cacho et al., 1999; Pérez–Folgado et al., 2003; Sierro et al., 2005; Frigola et al., 2008; Toucanne et al., 2012). Während des H6 um ca. 66 ka calBP fällt im westlichen Mittelmeerraum die Meeresseroberflächentemperatur während der Wintermonate um 7°C ab (Pérez–Folgado et al., 2003). Die kalten Klimabedingungen während der Heinrich Ereignisse werden durch die Verschiebung der Polarfront südlich von 37°Nord verursacht (Cacho et al., 1999) und gehen möglicherweise auch im H6 mit erhöhter Windstärke in der Region einher, wie sie von Cacho et al. (1999) für die Heinrich Events H1 bis H5 in der Region beschrieben wurde.

6.1.5 MIS 3 (60.1–32.8 ka calBP)

Die von 1066–662 cm Tiefe abgelagerten Sedimente, die der L–2 zugeordnet sind, wurden zwischen 60.1 und 32.8 ka calBP gebildet. Diese Zeitzone kann mit dem MIS 3 (nach Lisiecki und Raymo, 2005; Abb. 6–1) korreliert werden. Die mittlere bis feine Korngröße der Sedimente und das Auftreten von IRD zeigen relativ ruhige Sedimentationsbedingungen und eine zumindest teilweise winterliche Eisbedeckung des Praspasees in diesem Zeitraum an. Die winterliche Eisbedeckung hat die Zirkulation des Wasserkörpers wahrscheinlich eingeschränkt und könnte zu einer saisonalen Stagnation geführt haben. Das Fehlen von Lamination in den Sedimenten kommt durch Bioturbation zustande, so dass zumindest in Phasen guter Durchmischung ausreichend Sauerstoff für Benthos zur Verfügung gestanden haben muss.

Der TOC–Gehalt im MIS 3 zeichnet sich durch intermediäre aber schwankende Werte zwischen 0,8–1,8 % aus (Abb. 6–2). Dies spricht für eine höhere Produktivität des Praspasees und/oder geringeren aeroben Abbau als im MIS 4 aufgrund einer saisonalen Stagnation des Wasserkörpers. Die höhere Produktivität des Praspasees könnte mit wärmeren und humiden Klimabedingungen in der Region zusammenhängen, welche zu verstärkter Bodenbildung im Einzugsgebiet, dadurch bedingtem verstärkten Oberflächenabfluss und Nährstoffeintrag in den See und somit einer hohen Primärproduktion führen würden. Das im Sediment abgelagerte organische Pflanzenmaterial stammt ausschließlich von aquatischen Pflanzen und ist somit autochthonen Ursprungs, wie das größtenteils zwischen 4–10 liegende C/N–Verhältnis verdeutlicht. Die hauptsächlich relativ niedrigen Werte in TS–Werte, die niedrigen Fe/Ti– und Mn/Ti–Verhältnisse sowie die Abwesenheit von CaCO₃ in den Sedimenten des MIS 3 zeigen eine relativ gute Durchmischung des Praspasees an und lassen sich mit überwiegend sauerstoffreichen Bedingungen im oberflächennahen Sediment und Bodenwasser interpretieren, so dass eine Temperaturschichtung des Praspasees während der Sommermonate in diesem Zeitraum als unwahrscheinlich angenommen werden kann. Milde Klimabedingungen vor allem während der Sommermonate und eine höhere Verfügbarkeit von Wasser für das Pflanzenwachstum werden auch im Pollenspek-

trum durch den höheren Anteil der sommergrünen Laubmischwaldvegetation angezeigt (Abb. 6–3). Die dichtere Bewaldung und die durch die wärmeren Klimabedingungen geförderte Bodenbildung im MIS 3 im Einzugsgebiet haben vermutlich zu verringerter Bodenerosion und dadurch bedingtem geringeren klastischen Eintrag in den Prespasee geführt, wie die im Vergleich zum MIS 4 geringeren Ti-Counts vermuten lassen. Ein großer Teil des abgelagerten klastischen Materials wird jedoch sehr wahrscheinlich durch Schmelzwassereintrag im Frühjahr in den Prespasee transportiert, da die zumindest teilweise Eisbedeckung des Prespasees weiterhin sehr niedrige Wintertemperaturen und die Bildung lokaler Eiskappen auf den Gebirgszügen im Einzugsgebiet vermuten lässt.

Diese im Vergleich zum späten MIS 5a relativ ähnlichen Proxywerte und die Übereinstimmungen in der Lithologie (Abb. 6–2; Abb. 6–3) lassen darauf schließen, dass im MIS 3 vergleichbar milde Sommer und kalte Winter wie im späten MIS 5a in der Region des Prespasees geherrscht haben müssen. Die fluktuierenden TOC- und C/N-Werte sowie die Schwankungen in den Ti-Counts im gesamten Zeitraum weisen jedoch auf generell relativ instabile Klima- und Umweltbedingungen in der Region des Prespasees im MIS 3 hin.

Deutliche Peaks in der Grass- und Trockensavannen Vegetation mit Prozentwerten von 55 % sowie in den xerophytischen Steppentaxa von 35 % um 39.3 ka calBP (Abb. 6–3) zeigen zur Zeit der Ablagerung der prominenten Y5-Tephra im Prespasee sehr trockene und kalte Bedingungen in der Region an, die mit dem Auftreten des äußerst kalten HE4 im Mittelmeerraum korreliert werden können (Pérez-Folgado et al., 2003; Abb. 6–4).

Auffällig sind die deutlichen Maxima im TIC-Gehalt und in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen von 55.3 bis 54 ka calBP (1001–983 cm), um 39.3 ka calBP (784–770 cm) und von 33.5 bis 32.8 ka calBP (674–662 cm) in den Sedimenten (Abb. 6–4). Der TS-Gehalt ist nur von 55.3 bis 54 ka calBP signifikant erhöht und geht auf Eisensulfid-Bildungen während der Diagenese zurück. Der erhöhte TIC-Gehalt im Sediment kommt durch die diagenetische Bildung von Sideritmineralen zustande (Kapitel 5.1.3.2), während die erhöhten Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse in den Sedimenten des MIS 3 als Anreicherungen von Eisen- und Manganoxyhydroxiden entlang der Redoxgrenze interpretiert werden können (Kapitel 5.1.4). Die Anreicherungen der Eisen- und Manganoxyhydroxide setzen eine niedrige und konstante Sedimentationsrate, einen geringen Gehalt an Organik in der oberen Sedimentschicht, hohe Sauerstoffkonzentrationen im Bodenwasser sowie eine tiefe Durchdringung des Sedimentes mit Sauerstoff voraus (vergl. Kapitel 6.1.4). Die Anreicherungen werden mit einer verstärkten Durchmischung der Wassersäule, oligotrophen Bedingungen im See und einen möglicherweise niedrigen Wasserspiegel des Prespasees während kurzzeitig kühlerer Klimaperioden in Verbindung gebracht.

Die Maxima im TIC- und TS-Gehalt sowie in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen im Prespasee Sediment von 55.3 bis 54 ka calBP stehen vermutlich mit Änderung der atmosphärischen Zirkulation in der Region in Zusammenhang und lassen sich stratigraphisch gut mit dem Grönland Stadial 15 (GS15) im NGRIP Eisbohrkern (Wolff et al., 2010) und dem Auftreten des Heinrich Ereignisses 5a (H5a) im Mittelmeerraum (Toucanne et al., 2012) korrelieren (Abb. 6–4). Während dieses Stadials sind deutlich niedrigere Temperaturen und trockenere Klimabedingungen im Mittelmeerraum aufgetreten (z.B. Allen et al., 1999; Martrat et al., 2004; Fletcher et al., 2010; Müller et al., 2011). Die kalten und trockenen Klimabedingungen sowie die zu dieser Zeit in der Region aufgetretene höhere Windaktivität (Vogel et al., 2010a), begünstigen eine gute und lang anhaltende Durchmischung des Prespasees, welche für die Anreicherungen der Eisen- und Manganoxyhydroxide wahrscheinlich ursächlich ist. Die Peaks im TIC-Gehalt und in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen um 39.3 ka calBP korrelieren mit einem signifikanten Maximum in

den Nichtbaumpollen im Pollenspektrum (Abb. 6–3; Abb. 6–4) und treten zeitgleich mit der Ablagerung der Y5–Tephra im Prespasee auf (Kapitel 5.3.3). Deutliche Maxima um 39 ka calBP in den Nichtbaumpollen werden auch in anderen Pollenarchiven vom Prespa- und Ohridsee (Wagner et al., 2009; Lézine et al., 2010) sowie von Tenaghi Philippon (Müller et al., 2011) angezeigt und signalisieren die kurzzeitige Rückkehr zu stadialen Klima- und Umweltbedingungen in der Region, welche wahrscheinlich mit dem Auftreten des durch kalte und trockene Bedingungen gekennzeichneten Heinrich Ereignisses 4 (H4) im Mittelmeerraum in Zusammenhang stehen (vgl. Bar-Matthews et al., 1999; Tzedakis et al., 2002; Martrat et al., 2004; Geraga et al., 2005; Fletcher et al., 2010; Wagner et al., 2010; Langgut et al., 2011; Toucanne et al., 2012). Die Änderungen der atmosphärischen Zirkulation in der Zeit von 33.5 bis 32.8 ka calBP lassen sich mit stadialen Klima- und Umweltbedingungen im Mittelmeerraum während des Grönland Stadials 6 (GS6) korrelieren (Abb. 6–4; Allen et al., 1999; Müller et al., 2011; Toucanne et al., 2012).

Mildere Klimabedingungen vor allem während der Sommermonate im MIS 3 werden auch in anderen Sedimentkernen vom Ohrid- und Prespasee (Lézine et al., 2010; Vogel et al., 2010a; Wagner et al., 2010; Abb. 1–2) angezeigt, wobei nur geringe Änderungen in der Sedimentzusammensetzung in diesen Archiven auf relativ stabile Umweltbedingungen in der Region der beiden Seen hinweisen (Wagner et al., 2010). Hingegen wird das MIS 3 mit deutlichen Maxima im Illit-Gehalt in einem anderen Sedimentkern vom Ohridsee als niederschlagsreiche Periode mit verstärkter Erosion im Einzugsgebiet gedeutet (Lézine et al., 2010), welches gut mit den hier rekonstruierten Bedingungen am Prespasee übereinstimmt. Ebenso wie im Pollenspektrum vom Prespasee zeigen auch die palynologischen Analysen an den Sedimentkernen vom Ohridsee einen deutlich von Koniferen und Gras- und Krautvegetation dominierten Pflanzenwuchs in der Region der beiden Seen an (Wagner et al., 2009; Lézine et al., 2010).

Höhere Temperaturen und humide Klimabedingungen im MIS 3 wurden auch anhand anderer Archive aus der Region (Abb. 1–3), wie am Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 1999; Fletcher et al., 2010), rekonstruiert. Im Ioannina Becken treten zeitgleich mit dem Anstieg der Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum vom Prespasee um 60 ka calBP deutlich höhere Baumpollenwerte auf, während die Zeit ab 50 ka calBP in der Region nördlich des Ägäischen Meeres, wie im Torfmoorkern von Tenaghi Philippon während des MIS 3 (Müller et al., 2011) angezeigt, von deutlichen Minima in den Baumpollenwerten aufgrund lokaler Trockenheit geprägt ist (Tzedakis et al., 2002). Im gesamten marinen mediterranen Raum wurden im MIS 3 mit 20–28°C in der Ägäis (Geraga et al., 2005), 14–17°C im Levantinischen Becken (Almogi-Labin et al., 2009) und bis zu 16°C im Alborán-Meer die höchsten Meeresoberflächentemperaturen während des Letzten Glazials rekonstruiert, welche das Szenario von wärmeren Klimabedingungen auf dem nordöstlichen mediterranen Festlandbereich stützen.

Ähnlich wie am Tenaghi Philippon nördlich des Ägäischen Meeres wird die Pollenverteilung im marinen Sedimentkern aus dem Levantinischen Becken zu Beginn des MIS 3 von Langgut et al. (2011) mit generell trockenen Bedingungen in der Region in Zusammenhang gebracht, welche von kurzzeitigen humiden Phasen wie während der Sapropel 2 (S2) Ablagerung unterbrochen wurden (Bar-Matthews et al., 2003; Langgut et al., 2011). Die Pollenverteilung gegen Ende des MIS 3 signalisiert hingegen deutlich trockenere Bedingungen im südöstlichen Mittelmeerraum, welches sich mit den von Bar-Matthews et al. (2000, 2003; Abb. 6–5) anhand von stabilen Isotopen in Speleothemen der Soreq-Höhle rekonstruierten Klimabedingungen in der Region während dieser Zeit deckt.

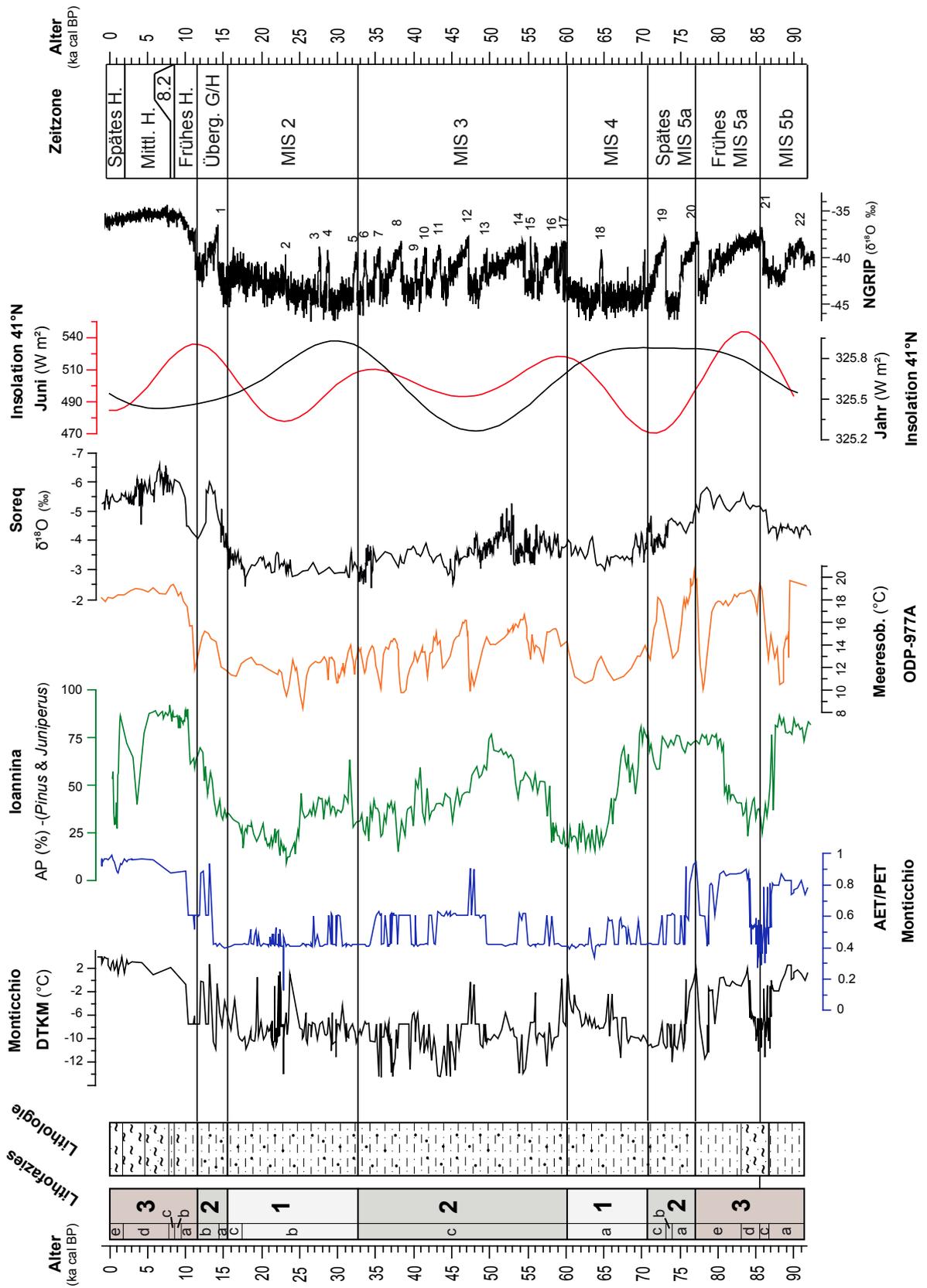


Abb. 6–5 (vorige Seite): Lithofazies und Lithologie der Co1215–Sedimentsequenz im Vergleich zu anderen Archiven: Durchschnittstemperatur des kältesten Monats (DTKM) (°C) und Aktuelle Evapotranspiration/Potentielle Evapotranspiration (AET/PET) vom Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 1999), AP (%) minus *Pinus* und *Juniperus* aus dem Becken von Ioannina (Tzedakis et al., 2002), Meeresoberflächentemperaturen (°C) des Kerns ODP–766A (Martrat et al., 2004), $\delta^{18}\text{O}$ Werte (‰) der Speleotheme aus der Soreq–Höhle (Bar–Matthews et al., 2000), Juniinsolationskurve und Jahresinsolationskurve (Wm^2) bei 41°N (Berger und Loutre, 1991) und GICC05 $\delta^{18}\text{O}$ Werte (‰) des NGRIP Eisbohrkernes (Wolff et al., 2010) mit Kennzeichnung der Grönland Interstadiale (GI) 1–22. Lithologie Legende siehe Abb. 5–2.

6.1.6 MIS 2, LGM und Spätglazial (32.8–15.7 ka calBP)

Die Sedimente der L–1 von 662–292 cm wurden im Zeitraum von 32.8–15.7 ka calBP während des MIS 2 einschließlich des Letzten Glazialen Maximums (LGM) von ca. 23–19 ka calBP (Kuhlemann et al., 2008) und des Spätglazials (<19 ka calBP) gebildet. Die feine Korngröße in L–1 und das Auftreten von IRD in den Sedimenten bedeuten Sedimentation unter relativ ruhigen Bedingungen und winterliche Eisbedeckung am Prespasee, welche die Durchmischung des Wasserkörpers während der Wintermonate möglicherweise eingeschränkt hat. Die niedrigen Temperaturen im MIS 2 haben vermutlich zu einer Vollzirkulation während der eisfreien Monate und oligotrophen Bedingungen im Prespasee geführt. Dieses Szenario wird durch den geringen TOC–Gehalt, das niedrige C/N–Verhältnis und das Fehlen von CaCO_3 in den Sedimenten des MIS 2 gestützt (Abb. 6–2), die eine sauerstoffreiche Umgebung mit niedriger Produktivität des Prespasees anzeigen, in welcher der Abbau von organischer Substanz und die Lösung von CaCO_3 begünstigt wird. Diese Bedingungen erklären höchstwahrscheinlich auch das nur sehr geringe Vorkommen von Ostrakodenschalen in Einzelproben der spätglazialen Sedimente. Die Abwesenheit von CaCO_3 während des MIS 2 könnte natürlich zum Teil auch durch eine gehemmte Lieferung von Ca^{2+} – und HCO_3^- –Ionen aus dem Einzugsgebiet des Prespasees begründet sein. Die gehemmte Lieferung von Ca^{2+} – und HCO_3^- –Ionen in den Prespasee kann zum einen durch die niedrigen Temperaturen und die von Gras– und Krautvegetation sowie Wachstum von Kiefern dominierte offene Vegetation im Einzugsgebiet (Abb. 6–3) bedingt sein, welche Bodenbildungsprozesse und die daran gekoppelte chemische Verwitterung der anstehenden Karbonatgesteine hemmen. Zum anderen verursacht die Bildung lokaler Eiskappen während des MIS 2 auf den Gebirgszügen im Einzugsgebiet (Hughes et al., 2006; Belmecheri et al., 2009) einen geringen Oberflächenabfluss und Ioneneintrag in den Prespasee im Winter, aber impulsartige Schmelzwasserabflüsse im Frühjahr und Sommer, welche einen hohen Gehalt an detritischem Material in den Prespasee eintragen und durch die hohen Ti–Counts verursachen.

Die im MIS 2 hohen Anteile der Nichtbaumpollen und die Dominanz von *Pinus* im Pollenspektrum (Abb. 6–3) zeigen, wie die hydrologischen Proxies, typisch stadiale Klima– und Umweltbedingungen im Einzugsgebiet mit niedrigen Temperaturen und wenig Wasserverfügbarkeit für das Pflanzenwachstum an. Diese Bedingungen sind mit den rekonstruierten Klimabedingungen während des MIS 4 in der Region des Prespasees vergleichbar. Das absolute Minimum (<3%) um 21 ka calBP im Anteil der sommergrünen Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum deutet die niedrigsten Temperaturen und signifikant aride Bedingungen in der Region während des LGM an. Das Vorkommen dieser Taxa während des späten Glazials lässt vermuten, dass die Region des Prespasees ein Refugium für diese Vegetationsgruppe darstellte. In geschützten Bereichen müssen eine ausreichende Wasserverfügbarkeit und geringer Winterfrost als Voraussetzung für das Wachstum dieser Bäume geherrscht haben (vgl. Bennett et al., 1991; Birks and Willis, 2008; Tzedakis et al., 2002; Panagiotopoulos et al., 2012). Belmecheri et al. (2009) erwähnen

eine Untergrenze von -2°C bis $+3^{\circ}\text{C}$ für die durchschnittliche Jahreslufttemperatur während des MIS 2, bis zu der Laubmischwaldvegetation in lokalen Refugien in der Region überleben kann.

Auffällig ist der erhöhte Gehalt an TS und die relativ hohen Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse in den Sedimenten des MIS 2 (Abb. 6–4). Der Gehalt an TS weist Werte zwischen 0,04 und 0,17 Gew% auf und kommt wahrscheinlich durch sekundär gebildetes Eisensulfid zustande (Kapitel 5.1.5). Die für die Bildung der Eisensulfide notwendigen reduzierenden Bedingungen herrschen im tieferen Sediment oder können während einer saisonalen Stagnation des Prespasees im oberflächennahen Sediment und Bodenwasser entstehen. Im MIS 2 könnte die Eisbedeckung im Winter eine saisonale Stagnation im Prespasee hervorgerufen haben. Allerdings werden die erhöhten Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse in den Sedimenten als Anreicherungen von Eisen- und Manganoxyhydroxiden entlang der Paläoredoxgrenze interpretiert (Kapitel 5.1.4) und stehen mit einer verstärkten Durchmischung der Wassersäule, oligotrophen Bedingungen im See und einem möglicherweise niedrigen Wasserspiegel des Prespasees während kühlerer Klimaperioden in Zusammenhang. Die Anreicherungen von Eisen- und Manganoxyhydroxiden sind in den Sedimenten des MIS 2 makroskopisch sichtbar und bilden dunkelgrün-schwarz gefärbte, unregelmäßige, nicht kontinuierliche Laminae und dunkelgrau-schwarze Konkretionen ($\varnothing < 1$ mm). Die verstärkte Durchmischung des Prespasees und ein möglicherweise niedriger Wasserspiegel könnten durch sehr trockene Bedingungen und erhöhte Windaktivität in der Region hervorgerufen werden, welche vermutlich mit Änderungen der atmosphärischen Zirkulation im Mittelmeerraum während des MIS 2 und LGM in Zusammenhang stehen. Die gleichzeitig mit den Maxima in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen von 30.6 bis 30.3 ka calBP, 27 bis 24.9 ka calBP und 22.7 bis 18.3 ka calBP auftretenden erhöhten TIC-Werte kommen durch die diagenetische Bildung von Sideritmineralen entlang der Paläoredoxgrenze zustande (Kapitel 5.1.3.2). Die verstärkte Durchmischung des Prespasees und der möglicherweise niedrige Wasserspiegel in der Zeit von 30.6 bis 30.3 ka calBP und 27 bis 24.9 ka calBP lassen sich wahrscheinlich mit den jeweils durch Aridität, niedrige Temperaturen und verstärkte Windaktivität gekennzeichneten Heinrich Ereignissen 3 und 2 (H3 und H2) im Mittelmeerraum korrelieren (Abb. 6–5; vgl. Cacho et al., 1999; Sierro et al., 2005; Fletcher et al., 2010; Sanchez Goñi und Harrison, 2010; Wagner et al., 2010; Toucanne et al., 2012). Das um 22.7–18.3 ka calBP auftretende breite Maximum in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen ist hingegen wahrscheinlich auf die stadialen Klima- und Umweltbedingungen während des LGM zurückzuführen (Abb. 6–5). Das LGM zeichnet sich durch die niedrigsten Meeresoberflächentemperaturen während des gesamten letzten Glazials im Ägäischen Meer (Almogi-Labin et al., 2009) sowie aride Bedingungen im nordöstlichen Mittelmeerraum (z.B. Allen et al., 1999; Hamann et al., 2008; Kotthoff et al., 2008; 2011; Fletcher et al., 2010; Müller et al., 2011) mit zeitweise verstärkter Windaktivität (Hamann et al., 2008; Vogel et al., 2010a) aus.

Das um 16 ka calBP im Spätglazial stattgefundenene Heinrich Ereignis 1 (H1; Abb. 6–5), welches mit kalten und trockenen Bedingungen im südöstlichen Mittelmeerraum (Hamann et al., 2008; Bar-Matthews et al., 1999) und dem Ägäischen Meer (Geraga et al., 2005; Kotthoff et al., 2011) einherging, scheint sich im Co1215-Sedimentkern durch einen höheren feinklastischen Anteil und relativ hohen Anteil von Nichtbaumpollen mit deutlicher Präsenz von Steppentaxa im Pollenspektrum (Abb. 6–3) bemerkbar zu machen. Dies lässt auf kalte und sehr trockene Klima- und Umweltbedingungen in der Region des Prespasees schließen und stimmt gut mit den von Wagner et al. (2010) anhand eines anderen Sedimentkernes vom Prespasee rekonstruierten Bedingungen überein. Der höhere feinklastische Anteil im Sediment deutet auf eine sehr niedrige Strömungsaktivität im Prespasee hin und wurde wahrscheinlich durch eine geringe Windaktivität in der Region hervorgerufen (vgl. Vogel et al., 2010a).

Das generelle Bild von relativ kalten und trockenen Klimabedingungen während des MIS 2 am oligotrophen Prespasee stimmt gut mit den anhand anderer Sedimentkerne vom Prespa- und Ohridsee (Belmecheri et al., 2009; Wagner et al., 2009; 2010; Lézine et al., 2010; Vogel et al., 2010a) rekonstruierten Bedingungen überein. An marinen Sedimentkernen aus der Ägäis (Abb. 1–3) wurden 7°C niedrigere Meeresoberflächentemperaturen während des MIS 2 (12,5 °C; Geraga et al., 2005) im Vergleich zu heute (19,5 °C; Skliris et al., 2011) rekonstruiert. Solch ein Temperaturunterschied würde in Temperaturen von ungefähr +15°C im wärmsten Monat (heutige Durchschnittstemperatur im Juli 22°C) und in –6°C während des kältesten Monat (heutige Durchschnittstemperatur 1°C im Januar; vgl. Hollis and Stevenson, 1997) am Prespasee während des MIS 2 resultieren. Diese Temperaturen decken sich relativ gut mit den pollen-basierten terrestrischen Temperaturrekonstruktionen für das Letzte Glaziale Maximum, welche 8°C niedrigere Temperaturen als heute in Nordgriechenland und 7–10°C niedrigere Temperaturen in Italien anzeigen (Peyron et al., 1998).

Auch die Pollenarchive von Tenaghi Philippon (Müller et al., 2011) und vom Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 1999; 2002; Fletcher et al., 2010; Abb. 6–5) zeigen relativ trockene Bedingungen und die Vorherrschaft von offener Steppenvegetation an, während im Becken von Ioannina die relativ hohen Werte von Laubmischwaldvegetation mit lokalen Niederschlägen aufgrund feuchter Luftmassen vom Adriatischen und Tyrrenischen Meer (Abb. 1–3) erklärt werden (Lawson et al., 2004). Im südöstlichen Mittelmeerraum weist das Pollenspektrum aus dem Levantinischen Becken auf sehr trockene und kalte Klimabedingungen in der Region hin (Langgut et al., 2011), welches gut mit den anhand von Speleothemen rekonstruierten niedrigen Niederschlagsraten in dieser Region korreliert (Bar-Matthews et al., 1999; 2000; 2003; Abb. 6–5).

6.1.7 Übergang vom späten Glazial zum Holozän (15.7–11.5 ka calBP)

Der Übergang vom späten Glazial zum Holozän von 15.7 bis 11.5 ka calBP wird repräsentiert durch L-2 Sedimente von 292–204 cm Tiefe. Das Auftreten von IRD in den Sedimenten (Abb. 6–2) bedeutet, dass der Prespasee während dieser Zeit zumindest teilweise während der Wintermonate mit Eis bedeckt war. Erhöhte Wellenaktivität und/oder höhere Strömung erklärt wahrscheinlich den höheren Anteil von Sand im Sediment. Eine erhöhte Wellenaktivität könnte durch einen Niedrigstand des Seespiegel bedingt sein, der zeitgleich möglicherweise ebenfalls am Ohridsee stattfand und zu Massenbewegungen und möglichen Hiaten in den Sedimentkernen geführt hat (Wagner et al., 2009; Vogel et al., 2010a). Allerdings korreliert der Anteil der trockene Klimabedingungen anzeigenden Steppentaxa im Pollenspektrum nicht mit dieser geänderten Korngrößenverteilung während des Übergangs vom späten Glazial zum Holozän (Abb. 6–3). Demnach ist der höhere Sandgehalt wahrscheinlich eher bedingt durch höhere äolische Aktivität in der Region (Vogel et al., 2010a) und steht in Zusammenhang mit dem Auftreten einer Konturströmung (Wagner et al., 2012) und dadurch bedingter Formation der Erosionsrinnen in den lateralen Bereichen der hydro—akustischen Profile im nördlichen Becken des Prespasees (Abb. 2–2).

Der Anstieg im TOC-Gehalt und C/N-Verhältnis im Sediment von 15.7 bis 14.5 ka calBP (Abb. 6–2; Abb. 6–6) bedeutet eine gesteigerte Produktivität des Prespasees und einen verringerten Abbau der organischen Substanz. Das C/N-Verhältnis deutet darauf hin, dass das abgelagerte organische Pflanzenmaterial zu dieser Zeit fast ausschließlich autochthoner Herkunft ist und von nicht-vaskulären Pflanzen stammt. Die höhere Produktivität des Prespasees und der gleichzeitig höhere Baumpollenanteil im Pollenspektrum lassen darauf schließen, dass die Temperaturen in

der Region gestiegen sind. Der höhere Baumpollenanteil kommt vor allem durch einen deutlichen Anstieg der sommergrünen Laubmischwaldvegetation und Koniferen im Pollenspektrum (Abb. 6–3; Abb. 6–6) zustande, welches auf die Ausbreitung der Waldvegetation auf die Höhenlagen im Einzugsgebiet des Prespasees und einen dichteren Baumbestand schließen lässt. Der dichtere Baumbestand hat wahrscheinlich zu einem geringeren Abtrag von Bodenmaterial im Einzugsgebiet und einem dadurch gehemmten Eintrag von klastischem Material in den Prespasee geführt, welches durch die sinkenden Ti-Counts angedeutet wird. Des Weiteren ist durch den Temperaturanstieg der Eintrag von klastischem Material durch Schmelzwasser im Frühjahr und Sommer zu dieser Zeit wahrscheinlich stark zurückgegangen und die lokalen Eiskappen auf den Gebirgszügen im Einzugsgebiet abgeschmolzen. Diese Abschmelzungsphase wird auch in anderen terrestrischen Klimaarchiven im südöstlichen Mittelmeerraum (Bar-Matthews et al., 1999; 2003; Abb. 6–6) sowie in marinen Sedimentkernen aus dem Ägäischen Meer (Ehrmann et al., 2007) und dem westlichen Mittelmeerraum (Cacho et al., 2001; Abb. 6–6) angezeigt. Der infolge gestiegener Wassertemperaturen verringerte Abbau von Organik und die stärker reduzierenden Bodenwasserbedingungen kommen durch eine Temperaturschichtung im Prespasee in der Zeit von 15.7 bis 14.5 ka calBP zustande und werden durch den gemäßigten Anstieg in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen bestätigt. Der geringe TIC-Gehalt im Sediment lässt auf wenig allochthonen Karbonateintrag und eine begrenzte Ausfällung von CaCO_3 sowie postsedimentäre Lösung schließen, welches durch das Fehlen von Ostrakodenschalen im Sediment gestützt wird.

In der Zeit von 14.5 bis 13.2 ka calBP, die dem Bølling/Allerød Interstadial entspricht, sind relativ stabile hydrologische Bedingungen am Prespasee dokumentiert (Abb. 6–2; Abb. 6–6). Die konstant niedrig bleibenden Ti-Counts legen nahe, dass die lokalen Eiskappen im Einzugsgebiet abgetaut sind und der klastische Eintrag durch Schmelzwasser in den See fast vollständig zurückgegangen ist. Der relativ konstante TOC-Gehalt, das gleichbleibende C/N-Verhältnis sowie die konstanten Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse bedeuten, dass sich die Akkumulation von Organik und die Herkunft des organischen Materials sowie die Durchmischung des Prespasees nicht wesentlich verändert haben. Das Maximum in den *Pinus*-Pollen und der graduelle Anstieg der Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum (Abb. 6–3; Abb. 6–6) während des Bølling/Allerød lassen auf wärmere und humidere Klimabedingungen in der Region des Prespasees schließen. Der gleichzeitige Anstieg in der Diversität der Bäume (Aufgebauer et al., 2012; Panagiotopoulos et al., 2012) ist möglicherweise auf die Ausbreitung der Laubbäume in der Region aus lokalen Refugien zurückzuführen.

Quantitative Temperaturrekonstruktionen an Sedimenten aus dem Maliqsee und dem Ägäischen Meer (Abb. 1–3) zeigen einen Anstieg der Jahresdurchschnittstemperatur von ca. 10°C zu Beginn des Bølling und nachfolgend relativ stabile Temperaturen (Bordon et al., 2009; Kotthoff et al., 2011). Interessanterweise hatte dieser Temperatursprung offensichtlich wenig Auswirkungen auf die Produktivität und die Durchmischung des Prespasees. Daraus kann geschlossen werden, dass der hohe Anteil von Baumpollen im Pollenspektrum vom Prespasee während dieser Zeit vor allem mit höheren Wintertemperaturen und humiden Klimabedingungen in der Region in Verbindung steht. Humide Bedingungen in der Region des Prespasees während des Bølling/Allerød stehen im Einklang mit den rekonstruierten hohen Niederschlagsraten vom Maliqsee (Bordon et al., 2009), höheren Niederschlägen im südöstlichen Mittelmeerraum (Bar-Matthews et al., 1999; 2003; Abb. 6–6) und deutlich feuchteren Klimabedingungen am Lago Grande di Monticchio in Italien (Allen et al., 1999; 2002). Der Kälteeinbruch während der Älteren Dryas, welcher in marinen Sedimentkernen aus dem Ägäischen Meer um 13.8 ka calBP (Kotthoff et al., 2011) und in den grönländischen Eisbohrkernen (Grootes et al., 1993; Wolff et al., 2010; Abb. 6–6) dokumentiert ist, kann in der Co1215-Sedimentsequenz nicht identifiziert werden.

Der signifikante Wandel um 13.2 ka calBP in der Vegetation am Prespasee (Abb. 6–3; Abb. 6–6) kann mit dem Beginn der Jüngerer Dryas (Abb. 6–4) (vgl. Kotthoff et al., 2008) korreliert werden. Der deutliche Abfall der Baumpollen im Pollenspektrum und der gleichzeitig steigende Anteil von Steppentaxa um 12.6 ka calBP deuten auf einen signifikanten Temperaturrückgang und aride Klimabedingungen in der Region hin. Nach 12.6 ka calBP steigt der Baumpollenanteil wieder und der Anteil von Steppentaxa geht zurück, welches auf die Rückkehr zu wärmeren und humiden Klimabedingungen hinweist. Die sommergrüne Laubmischwaldvegetation scheint sich in der Zeit von 13.2 bis 11.5 ka calBP kontinuierlich im Einzugsgebiet auszubreiten. Daraus kann geschlossen werden, dass die Wasserverfügbarkeit und die Temperaturen zu dieser Zeit nicht die begrenzenden Faktoren für das Wachstum der Laubmischwaldvegetation im Einzugsgebiet des Prespasees sind. Die Laubmischwaldvegetation hat sich wahrscheinlich in der geschützten Talsohle ausgebreitet und die Koniferenstandorte begrenzt. Dies könnte den deutlichen Rückgang in der kältetoleranten Kiefernbebauung während der Jüngerer Dryas erklären.

Im Gegensatz zu dem deutlichen Vegetationswandel bleiben die Ti-Counts, der TOC-Gehalt sowie die C/N-, Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse während des Bølling/Allerød Interstadials und der Jüngerer Dryas nahezu konstant (Abb. 6–2; Abb. 6–6). Nur gering höhere Werte im TIC-Gehalt von 13.2 bis 12.3 ka calBP gehen auf das Vorkommen von Sideritmineralen im Sediment zurück. Der in dieser Zeit und von 12.5 bis 11.5 ka calBP ebenfalls erhöhte TS-Gehalt im Sediment kommt durch die Bildung von Eisensulfiden zustande (Kapitel 5.1.5). Sowohl die Sideritminerale als auch die Eisensulfide werden unter reduzierenden Bedingungen im Sediment oder Tiefenwasser des Prespasees gebildet. Reduzierenden Bedingungen im Tiefenwasser des Prespasees kommen möglicherweise durch eine verstärkte Eisbedeckung in den Wintermonaten während der Jüngerer Dryas zustande. Da in den Sedimenten der Jüngerer Dryas Ostrakodenschalen erhalten geblieben sind, kann auch eine geringere Lösung von CaCO₃ im oberflächennahen Sediment aufgrund der reduzierenden Bedingungen angenommen werden.

Das kalte und trockene Klima während der Jüngerer Dryas am Prespasee stimmt gut mit den rekonstruierten Klimabedingungen anhand anderer Archive (Abb. 1–3) aus dem Mittelmeerraum überein (Allen et al., 2002; Bar-Matthews et al., 1999; 2003; Lawson et al., 2005; Kotthoff et al., 2008; Bordon et al., 2009; Müller et al., 2011; Abb. 6–5; Abb. 6–6). Die Sedimentkerne vom Maliqsee (Bordon et al., 2009), vom Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 2002) und aus dem Ägäischen Meer (Kotthoff et al., 2011) legen nahe, dass dieser Zeitabschnitt durch einen Temperaturrückgang von ca. 10°C im terrestrischen Milieu sowie durch ca. 3–4°C kältere Meeresoberflächentemperaturen im Alborán-Meer (Cacho et al., 2001; Abb. 6–6) gekennzeichnet ist. Die deutlichen Temperatur- und Niederschlagsänderungen während der Jüngerer Dryas werden durch eine stabile Hochdruckzelle über dem weit nach Süden reichenden Nordeuropäischen Eisschild erklärt, die zu einer nach Süden gerichteten Strömung von kalten und trockenen Luftmassen in den Mittelmeerraum (Bordon et al., 2009) und kälteren Bedingungen im Ägäischen Meer (Kotthoff et al., 2011) geführt hat. Es ist sehr erstaunlich, dass diese extremen Änderungen in Temperatur und Niederschlag sich, abgesehen von Eisensulfid-Ausfällungen, nicht in der Hydrologie des Prespasees bemerkbar gemacht haben. Daraus kann geschlossen werden, dass der Vegetationswandel während der Jüngerer Dryas in der Region des Prespasees hauptsächlich mit niedrigeren Wintertemperaturen und begrenzter Wasserverfügbarkeit für das Pflanzenwachstum in Zusammenhang stehen muss. Die niedrigeren Wintertemperaturen haben durch die möglicherweise verstärkte Eisbedeckung des Prespasees wenig Einfluss auf die internen Prozesse im See gehabt.

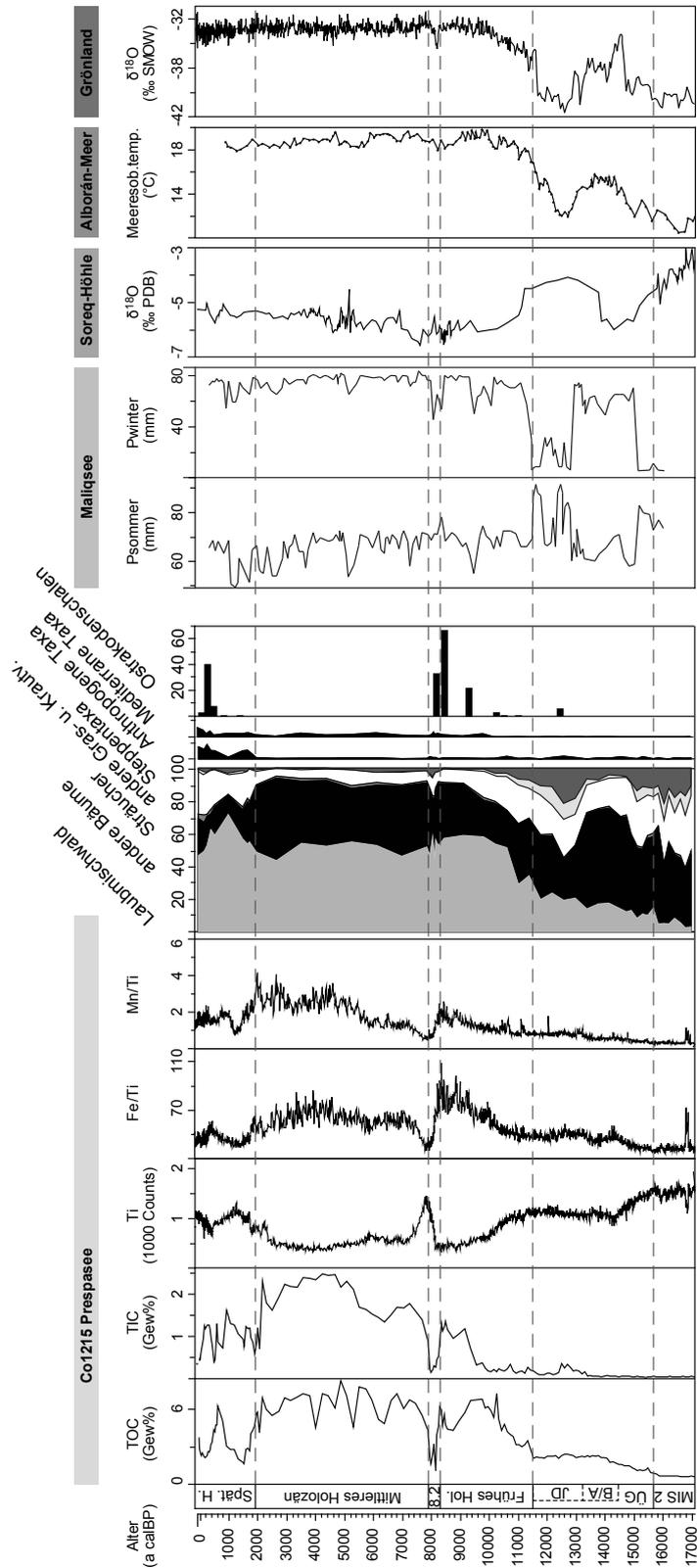


Abb. 6–6 (vorige Seite): Detaillierte Abbildung der letzten 17 ka calBP der Co1215–Sedimentsequenz im Vergleich mit anderen Archiven: TOC–Gehalt (Gew%), TIC–Gehalt (Gew%), Ti (1000 Counts), Fe/Ti– und Mn/Ti–Verhältnisse sowie das Pollenspektrum (Pollen %) des Kerns Co1215 mit Laubmischwaldvegetation, anderen Bäumen, Sträuchern, anderer Gras– und Krautvegetation und Steppentaxa. Anthropogene und mediterrane Taxa sind separat aufgeführt. Ergänzt werden die Proxies des Co1215–Sedimentkernes durch die Anzahl der adulten Ostrakodenschalen (Schalen/5g). Rekonstruierte Niederschlagsraten im Sommer (Psummer) (mm) und im Winter (Pwinter) (mm) vom Maliqsee (Bordon et al., 1999), $\delta^{18}\text{O}$ –Werte (‰ PDB) der Speleotheme aus der Soreq–Höhle (Bar–Matthews et al., 2003), Meeresoberflächentemperaturen (°C) rekonstruiert anhand des MD95–2043 Kernes (Cacho et al., 1999) und $\delta^{18}\text{O}$ –Werte (‰ SMOW) des GISP2 Eisbohrkernes (Grootes et al., 1993). ÜG= Übergang vom späten Glazial zum Holozän, B/A= Bølling/Allerød, JD= Jüngere Dryas. Die Abbildung ist verändert bereits in der Teilpublikation Aufgebauer et al. (2012) erschienen.

6.2 Das Holozän

6.2.1 Frühes Holozän (11.5–8.3 ka calBP)

Das frühe Holozän von 11.5 bis 8.3 ka calBP wird von den Sedimenten der L–3a und –3b von 204–148 cm Tiefe repräsentiert. Der Rückgang des Sandgehaltes im Sediment zu Beginn des Holozäns könnte durch weniger Strömungs– und/oder Wellenaktivität im Prespasee bedingt sein. Beides könnte durch eine geringere äolische Aktivität in der Region gesteuert sein, welche allerdings nicht in anderen Sedimentkernen aus dem Ohrid– und Prespasee sowie den hydroakustischen Profilen angezeigt wird (Abb. 2–2; vgl. Vogel et al., 2010a; Wagner et al., 2010; 2012). Eine verringerte Wellenaktivität im Prespasee könnte auch mit einem höheren Seespiegel in Zusammenhang stehen. Analysen stabiler Isotope in den Prespasee–Sedimente (Leng et al., 2010; 2012) deuten allerdings nur einen schwachen Seespiegelanstieg an. Auch können Niederschlagsänderungen während des Frühen Holozäns nur schwer aus der Co1215–Sedimentsequenz abgeleitet werden. Eine Zunahme des Niederschlags nach ca. 11.5 ka calBP in der Region wurde anhand von Sedimentkernen aus dem Ägäischen Meer (Kotthoff et al., 2011), dem Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 1999; 2002; Abb. 6–5) sowie ab 11.3 ka calBP vom Maliqsee (Bordon et al., 2009; Abb. 6–6) rekonstruiert. Einen Hinweis auf humidere Bedingungen am Prespasee liefern die Pollendaten, die einen signifikanten steigenden Anteil von Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum vom Prespasee während des frühen Holozäns anzeigen. Allerdings korreliert dieser kontinuierliche Vegetationswandel nicht mit dem stufenartigen Anstieg der rekonstruierten Niederschlagsraten vom Maliqsee (Bordon et al., 2009) und Ägäischen Meer (Kotthoff et al., 2011).

Eine signifikante Erwärmung nach 11.5 ka calBP wird am Prespa durch einen deutlichen Anstieg der Baumpollen im Pollenspektrum angezeigt (Abb. 6–3; Abb. 6–6), welcher auf die Ausbreitung der Waldvegetation im Einzugsgebiet zurückgeführt werden kann. Des Weiteren lässt das Fehlen von IRD im Sediment auf deutlich gestiegene Wintertemperaturen am Prespasee schließen. Der höhere TOC–Gehalte im Sediment und das gestiegene C/N–Verhältnis auf Werte zwischen 8 und 12 verdeutlichen eine höhere Produktivität des Prespasees und/oder die bessere Erhaltung von vaskulärer und nicht–vaskulärer Organik, welche auf höhere Sommertemperaturen in der Region des Prespasees zurückgeführt werden können. Der niedrige TIC–Gehalt im Sediment bedeutet, dass die gestiegene Produktivität des Prespasees nicht mit der Ausfällung von CaCO_3 oder besserer Karbonaterhaltung am Seeboden einhergeht. Dies ist wahrscheinlich auf die durch aeroben Abbauprozesse der Organik begünstigte Lösung von CaCO_3 am Seeboden und eine gute saisonale Durchmischung der Wassersäule zurückzuführen. Während der Sommermo-

nate führten die warmen Klimabedingungen im frühen Holozän jedoch zu einer Stratifikation des Wasserkörpers, welches durch die gestiegenen Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse gestützt wird.

Der Temperaturanstieg zu Beginn des Holozäns korreliert gut mit den Ergebnissen anderer Studien aus der Region (Abb. 1–3) wie denen vom Maliqsee (Bordon et al., 2009), aus dem Alborán-Meer (Cacho et al., 2001; Abb. 6–6) und Ägäisches Meer (Kotthoff et al., 2011). Allerdings legen die Proxies, welche die hydrologischen Bedingungen im Prespasee repräsentieren, eine eher kontinuierliche Erwärmung nahe und keinen rasanten Anstieg von 10°C, wie er anhand der Sedimentkerne aus dem Ägäischen Meer (Kotthoff et al., 2011) und vom Maliqsee (Bordon et al., 2009) rekonstruiert wurde. Der in der Region des Prespasee angezeigte allmähliche Temperaturanstieg könnte durch eine verzögerte Reaktion der Proxies, welche die Klima- und Umweltbedingungen im Einzugsgebiet anzeigen, auf die rapiden Klimaschwankungen begründet sein. Beispielsweise verursacht die verzögerte Ausbreitung der Baumvegetation, wie aus dem graduell ansteigendem Anteil von Baumpollen im Pollenspektrum geschlossen werden kann, auch eine gehemmte Bodenentwicklung im Einzugsgebiet und somit einen geringeren Eintrag von Nährstoffen und Ionen in den Prespasee, welches die Produktivität des Sees und die Ausfällung sowie Erhaltung von CaCO₃ verringert.

Im Sedimentkern Co1204 aus dem lateralen Bereich des Prespasees (Abb. 5–3) konnte ein rascher Anstieg im TOC- und TIC-Gehalt im Sediment, der gleichzeitiger Abfall der Ti-Counts, die deutliche Vergrößerung der Korngröße und der Wechsel in der Lithologie um 10.5 ka calBP mit dem Übergang vom Glazial zum Holozän korreliert werden (Wagner et al., 2010). Wie bereits oben beschrieben, kann die zu dieser Zeit möglicherweise stattgefundenere höhere Strömungsaktivität im Prespasee zu einem Hiatus im Kern Co1204 geführt haben, welcher die Diskrepanzen zwischen der Co1215- und der Co1204-Sedimentsequenz in diesem Zeitabschnitt erklären würde.

Der Rückgang der Ti-Counts in der Zeit von 10.9 bis 10.0 ka calBP (Abb. 6–3; Abb. 6–6) deutet auf eine höhere Akkumulation von organischer Substanz (Anstieg um 3 Gew%) oder einen geringeren Eintrag von klastischem Material in den Prespasee, welche durch dichtere Vegetationsbedeckung im Einzugsgebiet bedingt sein könnten. Der steigende Anteil der Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum kann zum einen mit einer dichteren Bewaldung und zum anderen mit dem Vorrücken der Baumgrenze in größere Höhenlagen des Einzugsgebietes erklärt werden. Höhere Temperaturen vor allem während der Wintermonate werden durch das deutliche Auftreten von mediterranen Taxa ab 10 ka calBP dokumentiert.

Die wärmsten Temperaturen während des frühen Holozäns können für den Zeitraum von 9.3 bis 8.3 ka calBP angenommen werden. Die Akkumulation von CaCO₃ ab etwa 9.3 ka calBP (Abb. 6–2; Abb. 6–6) kann mit gesteigerter Produktivität des Prespasees in Verbindung gebracht werden, da eine hohe Primärproduktion photoautotropher Organismen den Hauptfaktor für die autochthone Calcitausfällung im Prespasee darstellt (Leng et al., 2012; Kapitel 5.1.3.1). Die Karbonatfällung im Prespasee wird außerdem durch die Ionenkonzentration im Wasserkörper gesteuert. Eine höhere Konzentration von Ca²⁺- und HCO₃⁻-Ionen im Prespasee kann durch verstärkte Evaporation oder eine höhere Ionen-Lieferung aus dem Einzugsgebiet bedingt sein. Eine bessere Karbonaterhaltung zu dieser Zeit aufgrund reduzierender Bedingungen während der saisonalen Stratifikation wird durch das Auftreten von Ostrakodenschalen im Sediment gestützt. Warme Temperaturen, gestiegene Niederschlagsraten, eine dichte Vegetationsdecke und Bodenbildung können die Lösung von CaCO₃ im Einzugsgebiet des Prespasees begünstigt (vgl. Vogel et al., 2010a) und die Erosion verringert haben, was sich in den niedrigen Ti-Counts und dem Minimum in der Sedimentationsrate widerspiegelt. Der Rückgang im TOC-Gehalt während dieser

Zeit kann durch die erhöhte Akkumulation von CaCO_3 erklärt werden, die wahrscheinlich die akkumulierte organische Substanz verdünnt hat. Wärmere Temperaturen und die hohe Produktivität des Prespasees begünstigten den Abbau von Organik und reduzierende Bedingungen in den Oberflächensedimenten, welches durch ein breites Maximum im Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnis angezeigt wird. Allerdings weist das Auftreten von Ostrakoden im Sediment darauf hin, dass das Bodenwasser zumindest zum Teil mit Sauerstoff angereichert war. Ostrakoden der Gattung Cytheroidea, welche oligo- bis mesotrophe Bedingungen anzeigen (Petkovski and Keyser, 1992; Meisch, 2000), dominieren die Zusammensetzung der Ostrakoden, aber auch Cypridoidea treten auf, welche unter eher eutrophen Bedingungen leben. Das gleichzeitige Auftreten beider Überfamilien kann als Anzeiger für deutliche Wechsel in den Bodenwasserbedingungen und eine bessere Erhaltung von CaCO_3 gesehen werden. Diese Bedingungen sind möglich, wenn sich während der Sommermonate im Wasserkörper eine Temperaturschichtung ausbildet und der See im Winter komplett durchmischt wird.

6.2.2 Das „8.2 ka Ereignis“ (8.3–7.9 ka cal BP)

Der Zeitabschnitt von 8.3 bis 7.9 ka calBP ist durch Sedimente der L-3c in 148–130 cm Tiefe charakterisiert. Das Minimum im Sandgehalt um 8.3 ka calBP ist wahrscheinlich durch einen signifikanten Rückgang in der Strömungsaktivität bedingt. Weniger Wellenaktivität verursacht durch einen Seespiegelanstieg ist unwahrscheinlich, da der Winterniederschlag während dieser Zeit am Malijsee relativ niedrig ist (Bordon et al., 2009). Eine geringe Schneeschmelze in diesem Zeitraum würde in einem niedrigen Wasserspiegel des Prespasees resultieren. Dieses Szenario wird durch einen höheren Anteil der trockene Klimabedingungen anzeigenden Steppentaxa im Pollenspektrum gestützt. Das zu dieser Zeit auftretende deutliche Minimum in akkumulierter organischer Substanz und im TS-Gehalt sowie die niedrigen Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse (Abb. 6–4; Abb. 6–6) zeigen eine geringe Produktivität des Prespasees und eine gut durchmischte Wassersäule an. Dies lässt sich mit deutlich kälteren und trockeneren Klimabedingungen in der Region des Prespasees interpretieren. Die gute Durchmischung des Prespasees kann die Lösung von CaCO_3 begünstigt und somit zur gesunkenen Anzahl von Ostrakodenschalen in der Cytheroidea- dominierten Zusammensetzung geführt haben. Die Pollendaten lassen auf eine offene Bewaldung und ein Absenken der Baumgrenze im Einzugsgebiet schließen, welche die Bodenerosion begünstigt hat und sich in der hohen Sedimentationsrate widerspiegelt. Der niedrige Sandgehalt und das Maximum in den Ti-Counts bedeuten, dass der Anstieg in der Sedimentationsrate hauptsächlich durch die Zunahme an klastischem Material bedingt ist. Das Maximum im klastischen Eintrag ganz am Ende der Periode von 8.3 bis 7.9 ka calBP weist auf eine kurze Verspätung zwischen der Klimaänderung und dem daraus resultierenden Effekt auf die Vegetation und Erosion im Einzugsgebiet hin.

Die deutlichen Klimaänderungen im Zeitraum von 8.3 bis 7.9 ka calBP stehen sehr wahrscheinlich mit einem weitverbreiteten Abkühlungsereignis, dem „8.2 ka Ereignis“ (Abb. 6–4), in Zusammenhang. Dieses extreme und drastische Abkühlungsereignis dauerte zwischen 200 und 600 Jahren und scheint sich im Zeitraum von 8.6 bis 7.8 ka calBP in der gesamten Nordhemisphäre (z.B. Magny et al., 2003; Rohling and Pälike, 2005) und von 8.4 bis 8.0 ka calBP im Nordatlantik und Zentralgrönland (Alley et al., 1997; Barber et al., 1999) ausgewirkt zu haben. Auf Pollenanalysen basierende Temperaturrekonstruktionen vom Malijsee und von Tenaghi Philippon zeigen bis zu 3°C kühlere Wintertemperaturen während des „8.2 ka Ereignisses“ bei relativ stabilen Sommertemperaturen und einer Abnahme in der durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsrate von 200 mm (Bordon et al., 2009; Pross et al., 2009).

6.2.3 Mittleres Holozän (7.9–1.9 ka cal BP)

In 130–70 cm Tiefe stehen die Sedimente der L-3d an, welche im mittlere Holozän von 7.9 bis 1.9 ka calBP abgelagert wurden. Aus den Pollendaten kann abgeleitet werden, dass sich die Vegetation offensichtlich relativ schnell nach dem „8.2 ka Ereignis“ wieder erholt hat (Aufgebauer et al., 2012; Panagiotopoulos et al., 2012). Der relativ hohe Anteil von Baumpollen im Pollenspektrum lässt auf eine dichte Waldbedeckung im Einzugsgebiet des Prespasees schließen. Die Pollendaten in Verbindung mit dem Fehlen von IRD, der hohen Akkumulation von organischer Substanz, der guten Erhaltung von CaCO_3 und dem C/N-Verhältnis von 6–12 deuten auf eine rapide Erwärmung mit relativ milden Wintertemperaturen, eisfreien Bedingungen während des gesamten Jahres, einer hohen Primärproduktion im See und terrestrischem Eintrag von Organik sowie stärker reduzierenden Bedingungen um 7.9 ka calBP (Abb. 6–2; Abb. 6–6). Allerdings deuten die relativ langsam abfallenden Ti-Counts und die nur allmählich ansteigenden Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse auf ähnliche Werte wie vor dem „8.2 ka Ereignis“ darauf, dass die Sedimentation im Prespasee immer noch von hoher äolischer Aktivität beeinflusst wurde. Dies konnte ebenfalls am Ohridsee zwischen 7.5 und 7.0 ka calBP festgestellt werden (Vogel et al., 2010a). Eine andere Erklärung für das relativ langsame Abfallen der Ti-Counts und Anstieg in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen wären höhere Niederschlagsraten und ein Anstieg des Seespiegels, wie zu dieser Zeit am Maliqsee rekonstruiert wurde (Bordon et al., 2009; Fouache et al., 2010).

Die relativ niedrigen und stabilen Ti-Counts nach 7.2 ka calBP (Abb. 6–3; Abb. 6–6) lassen auf einen niedrigen Eintrag von detritischem klastischem Material aufgrund geringer Erosion im Einzugsgebiet schließen. Der relativ hohe Gehalt an organischer Substanz und CaCO_3 im Sediment zwischen 7.0 und 5.1 ka calBP bedeutet eine höhere Produktivität des Prespasees, und dass Abbau und Lösung weitestgehend durch relativ milde Wintertemperaturen und fehlende Mixis unterdrückt waren. Die hohe Trophiestufe während dieses Zeitabschnittes hat sehr wahrscheinlich zu sauerstoffarmen Bodenwasserbedingungen geführt, welche sich in den breiten und fluktuierenden Maxima im Fe/Ti- und graduell ansteigenden Mn/Ti-Verhältnisses sowie in der vollständigen Abwesenheit von Ostrakodenschalen im Sediment bemerkbar machen. Das Maximum in der Karbonatakkumulation während des mittleren Holozäns belegt, dass das geringe Auftreten von Ostrakodenschalen während dieser Zeit nicht durch die Lösung von CaCO_3 verursacht wurde. Viel wahrscheinlicher hängt die Abwesenheit von Ostrakoden mit ungünstigen Lebensbedingungen am Seeboden zusammen (Abb. 6–2; Abb. 6–6). Die hohe Karbonatfällung im Prespasee könnte mit relativ warmen Temperaturen, einer hohen Trophiestufe und einem möglichen niedrigeren Seespiegel und somit hohen Ionenkonzentration in der Wassersäule in Zusammenhang stehen. Dies korreliert relativ gut mit den Isotopendaten vom Prespasee, welche ab 6.4 ka calBP zunehmend trockenere Bedingungen am Prespasee anzeigen (Leng et al., 2010). In den lateralen Bereichen des Ohrid- und Prespasees steigt die CaCO_3 -Konzentration an oder befindet sich auf einem hohen Niveau während der ersten Hälfte des mittleren Holozäns und erreicht in der zweiten Hälfte um 6 ka calBP stabile Werte (Wagner et al., 2009; 2010; Vogel et al., 2010a). Die Unterschiede zwischen den Archiven aus lateralen Bereich im Vergleich zur Co1215-Sedimentsequenz aus dem zentralen Bereich kann durch den höheren Einfluss von Zuströmen aus dem Karstgebiet, höhere Ionen- und Nährstofflieferung und möglicherweise ebenfalls höhere Wassertemperaturen erklärt werden.

Die deutlichste Änderung in den Proxydaten im Kern Co1215 während des mittleren Holozäns findet um 5.4 ka calBP statt und zeichnet sich durch einen Anstieg im Karbonatgehalt zu einem breiten Maximum aus (Abb. 6–2; Abb. 6–6). Bis 2.8 ka calBP verdeutlichen die niedrigsten Ti-Counts in der gesamten Kernsequenz und der sehr geringe Anteil von Nichtbaumpollen im Pol-

lenspektrum sehr geringe Erosion und eine relativ dichte Vegetation im Einzugsgebiet. Der geringfügig niedrigere TS-Gehalt, die breiten und fluktuierende Maxima in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen und die hohen und fluktuierenden Werte des TOC-Gehaltes und C/N-Verhältnisses können auf einen weiteren Abfall des Seespiegels, gestiegene Ionenkonzentration in der Wassersäule, hohe Primärproduktion im See und einen stratifizierten Wasserkörper zurückgeführt werden. Das Absinken des Seespiegels könnte durch eine kurze Trockenperiode um 5.2 ka calBP ausgelöst worden sein, die anhand des Maliqsee-Archivs rekonstruiert wurde (Bordon et al., 2009; Abb. 6–6) und durch zunehmend aride Klimabedingungen, die zu dieser Zeit in zahlreichen Archiven im Mittelmeerraum angezeigt werden (z.B. Magny et al., 2007; Roberts et al., 2008; Wagner et al., 2009; Leng et al., 2010; Peyron et al., 2011), unterstützt worden sein. Alternativ kann ein höherer Ioneneintrag in den Prespasee auch durch verstärkte Bodenbildung und chemische Verwitterung im Einzugsgebiet bedingt sein. Hinweise auf einen kurzen Zeitraum von kühleren und/oder trockeneren Bedingungen um 4.2 ka calBP, wie aus anderen Klimaarchiven in der Region abgeleitet wurde (z.B. Magny et al., 2009; Wagner et al., 2009; 2010; Vogel et al., 2010a), gibt es im Co1215 Kern nicht.

Der sinkende TIC-, TOC- und TS-Gehalt sowie die niedrigeren Fe/Ti-, Mn/Ti- und C/N-Verhältnisse und der Anstieg der Ti-Counts um 2.7 ka calBP (Abb. 6–2; Abb. 6–6) korreliert mit einem Rückgang im Baumpollenanteil im Pollenspektrum und ist vermutlich auf die verstärkte Einwirkung des Menschen im Einzugsgebiet zurückzuführen. Die kulturelle Entwicklung blühte nach dem Ausklang der Bronzezeit im östlichen Mittelmeerraum mit Beginn der Eisenzeit in diesem Zeitraum erneut auf (Roberts et al., 2011). Waldrodung, verstärkte Aktivität im Ackerbau und erhöhte Erosion ist auch 200–300 Jahre später in den anderen Sedimentkernen vom Prespa- und Ohridsee sichtbar (Wagner et al., 2009; 2010; Vogel et al., 2010a) und geht vermutlich mit der Besiedlung des Ufergebietes einher, wie archäologische Ausgrabungen am Ohridsee nahelegen (Kuzman, 2010a; 2010b). Eine Korrelation zwischen der verstärkten Einwirkung des Menschen und einem gleichzeitigen stattfindenden Klimawandel ist wahrscheinlich (Peyron et al., 2011; Roberts et al., 2011), allerdings scheinen die Niederschlagsraten und Seespiegelkurven vom Maliqsee für den Zeitabschnitt von 2.7 bis 1.9 ka calBP kontrovers (vgl. Bordon et al., 2009; Fouache et al., 2010) und auch die Archive vom Lago Grande di Monticchio (Allen et al., 2002), dem östlichen Mittelmeerraum (Bar-Matthews et al., 1999) und dem Ägäischen Meer (Kotthoff et al., 2008) zeigen keine signifikanten Klimaänderungen während dieser Zeit an.

6.2.4 Spätes Holozän (1.9 ka cal BP– Heute)

Das späte Holozän ab 1.9 ka calBP ist durch die Sedimente der Lithofazies 3e von 70–0 cm Tiefe gekennzeichnet. Der Rückgang im TOC-Gehalt von 1.9 bis 1.5 ka calBP und der niedrige Karbonatgehalt der Sedimente in Verbindung mit dem Minimum in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen sowie im TS-Gehalt (Abb. 6–2; Abb. 6–6) lassen auf einen verstärkten Abbau von Organik im Prespasee und hohe Lösung von Karbonat unter sauerstoffreichen Bodenwasserbedingungen schließen. Das C/N-Verhältnis mit Werten um 7 spiegelt eine Herkunft des Pflanzenmaterials von Phytoplankton wider und verdeutlicht, trotz niedrigen TOC-Gehalts, eine wahrscheinlich hohe Primärproduktion im Prespasee zu dieser Zeit. Die gute Durchmischung des Wasserkörpers könnte durch eine höhere Windintensität oder einen Temperaturrückgang unterstützt worden sein. Jedoch gibt es für beides zu dieser Zeit keinerlei Hinweise am Ohridsee (Vogel et al., 2010a) oder Maliqsee (Bordon et al., 2009). Am Maliqsee wurden für diesen Zeitabschnitt geringere Sommerniederschlagsraten und ein gesunkener Seespiegel rekonstruiert (Bordon et al., 2009; Fouache et al., 2010; Abb. 6–6). Trockenere Klimabedingungen ab 1.9 ka calBP

können ebenfalls auch aus den Prespasee-Sedimenten geschlossen werden, da der Anteil der Nichtbaumpollen im Pollenspektrum deutlich anzusteigen beginnt. Allerdings lässt sich dieser Anstieg zeitgleich mit dem Auftreten anthropogen angepflanzter Taxa im Einzugsgebiet (Aufgebauer et al., 2012; Panagiotopoulos et al., 2012; Abb. 6–6) auch mit einer intensiven Landnutzung des Menschen in der Region in Einklang bringen. Waldrodung, verstärkte landwirtschaftliche Aktivität und damit zusammenhängende zunehmende Bodenerosion zu einem höheren Eintrag von klastischem Material in den Prespasee geführt. Das wird in den erhöhten Ti-Counts deutlich, der Dominanz von Silt und Ton, dem Anstieg in der Sedimentationsrate und ebenfalls im geringeren TOC- und CaCO_3 -Gehalt (durch den klastischen Verdünnungseffekt) im Sediment. Sehr wahrscheinlich hat die anthropogene Aktivität in der Region das Signal der natürlichen Klimavariabilität zu dieser Zeit überprägt (vgl. Wagner et al., 2009; 2010; Vogel et al., 2010a).

Der Anstieg im TOC- und TS-Gehalt sowie in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen in der Zeit von 1.5 bis 0.6 ka calBP (Abb. 6–6) lässt eine Rückkehr zu einer höheren Trophiestufe des Prespasees mit reduzierenden Bodenwasserbedingungen und verringertem Abbau vermuten. Dies kann durch leicht gestiegene Sommertemperaturen bedingt sein, wie sie am Maliqsee zu dieser Zeit rekonstruiert wurden (Bordon et al., 2009). Allerdings deutet das sporadische Auftreten von Ostrakodenschalen auf relativ günstige Lebensbedingungen für Benthos hin. Historische Siedlungsreste aus der Zeit von 0.85 bis 0.75 ka calBP, die im heute überfluteten Uferbereich gefunden wurden, bezeugen einen zu dieser Zeit zwingend niedrigeren Wasserspiegel des Prespasees im Vergleich zu heute (Matzinger et al., 2006a). Auch in einem Sedimentkern vom Ohridsee gibt es aus dieser Zeit Hinweise auf einen niedrigeren Wasserstand (Wagner et al., 2009). Der Abfall der Ti-Counts und die niedrige Sedimentationsrate in der Zeit von 1.5 bis 0.6 ka calBP korrelieren mit einem Anstieg im C/N-Verhältnis (Werte bis 11), einem relativ hohen Anteil von Laubmischwaldvegetation im Pollenspektrum und einem geringen Vorkommen anthropogener Taxa (Aufgebauer et al., 2012), welches eine dichte Vegetation und Eintrag von terrestrischer Organik in den See sowie eine relativ geringe menschliche Aktivität und eingeschränkte Erosion im Einzugsgebiet nahelegt. Der verringerte Eintrag von klastischem Material ist auch am Ohridsee dokumentiert (Vogel et al., 2010a).

Abnehmende TOC- und TS-Gehalte sowie niedrigere C/N-, Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnisse nach 0.6 ka calBP (Abb. 6–6) weisen auf höheren Abbau und verbesserte Mixis mit sauerstoffgesättigten Bodenwasserbedingungen im Prespasee hin. Die Zusammensetzung der Ostrakoden mit einer Dominanz von Mitgliedern der Überfamilie Cypridoidea deutet jedoch einen mesotrophen bis eutrophen Zustand des Prespasees an (vgl. Petkovski and Keyser; 1992; Meisch, 2000). Die gestiegenen Ti-Counts in Verbindung mit dem signifikanten Anstieg der Sedimentationsrate, dem Rückgang im Baumpollenanteil im Pollenspektrum und dem Anstieg der anthropogen zugeordneten Taxa in den Pollendaten (Aufgebauer et al., 2012; Panagiotopoulos et al., 2012) lässt einen zunehmenden Eingriff des Menschen in die Umwelt am Prespasee vermuten. Der deutliche Anstieg in der Sedimentationsrate sowie im TOC-Gehalt und in den Fe/Ti- und Mn/Ti-Verhältnissen im obersten Abschnitt des Kerns kann sehr wahrscheinlich mit intensiver landwirtschaftlicher Nutzung in der Region und zunehmender Eutrophisierung des Sees in den letzten Jahrzehnten korreliert werden (Matzinger et al., 2006a).

7. Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurde an der 1776 cm langen Co1215–Sedimentsequenz aus dem nördlichen zentralen Bereich des Prespasees die Klima– und Umweltgeschichte des Balkan während des letzten Glazials und des Holozäns rekonstruiert. Dabei konnten anhand der Änderungen in den biogeochemischen, physikalischen und biologischen Proxies lang– und kurzzeitige Klima– und Umweltänderungen in der Region des Prespasees identifiziert und ihre Auswirkungen auf die Produktivität, Ökologie und Hydrologie des Prespasees sowie die Klima– und Umweltbedingungen im Einzugsgebiet verdeutlicht werden. Die Chronologie der Co1215–Sedimentsequenz wurde mit Hilfe von Radiokarbondatierungen, ESR–Datierungen, Tephrostratigraphie und „Wiggle–Matching“–Methode erstellt und hat ein Alter von 91.6 ka calBP ergeben. Da in der lithologischen Abfolge keinerlei Hinweise auf einen Hiatus auszumachen sind, kann an der Kernposition eine kontinuierlich erfolgte Sedimentation vom MIS 5b bis heute angenommen werden. Die charakteristischen Sedimente der Lithofazies lassen eine deutliche Unterscheidung zwischen dem letzten Glazial und dem Holozän sowie zwischen interstadialen und stadialen Bedingungen am Prespasee zu. Kältere und wärmere Klimaperioden mit ariden oder humiden Bedingungen in der Region, Änderungen des Wasserspiegels und der Trophiestufe des Prespasees mit unterschiedlichen Redoxbedingungen im See und Sediment sowie Phasen intensiver oder verringerter Bodenerosion im Einzugsgebiet konnten ausgemacht werden und sind im Folgenden zusammengefasst.

Das MIS 5b von 91.6–85.6 ka calBP zeichnete sich zu Beginn durch relativ milde und humide Klimabedingungen in der Region mit einer hohen Produktivität und Temperaturschichtung des Prespasees während der Sommermonate, klastischem Eintrag durch Schmelzwasserzufluss im Frühjahr sowie einer relativ dichten Vegetation im Einzugsgebiet aus. In den Wintermonaten war der Prespasee eisfrei. Ab 89.6 ka calBP ging die Produktivität des Sees zurück und der Wasserspiegel begann abzusinken. Die dadurch verursachte Karbonatfällung im See sowie die verstärkte Bodenerosion zusammen mit dem Vegetationswandel im Einzugsgebiet lässt auf signifikant trockenere und kältere Klimabedingungen schließen. Die hohe Primärproduktion während des frühen MIS 5a (85.6–77 ka calBP) im Prespasee wurde durch einen sehr niedrigen Wasserstand hervorgerufen, welcher eine trockene Klimaperiode von 85.6 bis 83 ka calBP kennzeichnet. Der anschließende Seespiegelanstieg, die hohe Produktivität und gute Durchmischung des Prespasees sowie die dichtere Bewaldung des Einzugsgebietes verdeutlichen die Rückkehr humider Klimabedingungen in der Region. Im Frühjahr erfolgte reichlich Schmelzwasserzufluss in den See. Die Sommer zeichneten sich durch milde Klimabedingungen aus. Trotz relativ niedriger Temperaturen blieb der See während der Wintermonate eisfrei. Nach ca. 80 ka calBP deuten die Änderungen in den hydrologischen Proxies und der Vegetation kältere und trockenere Klimabedingungen in der Region des Prespasees an, welche sich im späten MIS 5a (77–70.7 ka calBP) durch sauerstoffreiche Ablagerungsbedingungen, eine niedrigere Produktivität des Prespasees, eine teilweise Eisbedeckung des Sees in den Wintermonaten, den Rückgang von Laubmischwaldvegetation und verstärkte Bodenerosion im Einzugsgebiet bemerkbar machten. Um 73.6 ka calBP verursachte eine sehr trockene Klimaperiode einen niedrigen Wasserstand des Prespasees und dicht bewachsene Uferbereiche, welche gute Lebensbedingungen für die zu dieser Zeit massenhaft im See auftretenden *Dreissena* sp. Muscheln bot. Ein komplettes Trockenfallen des Prespasees um 73.6 ka calBP kann allerdings ausgeschlossen werden.

Typisch stadiale Klima– und Umweltbedingungen im MIS 4 (70.7–60.1 ka calBP) führten zu einer niedrigen Produktivität des Prespasees mit oligotrophen Bedingungen, teilweiser Eisbedeckung des Sees im Winter und einem hohen klastischen Eintrag aufgrund glazialer Erosion und offener Gras– und Krautvegetation im Einzugsgebiet sowie Schmelzwasserzufluss im Frühjahr

in den See. Die verstärkte Durchmischung des Prespasees und Maxima in den Stepentaxa-Pollen von 67.4–65.8 ka calBP und 64.2–62.7 ka calBP stehen wahrscheinlich mit kalten und trockenen Klimabedingungen in der Region und den Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation im Mittelmeerraum während des Heinrich Ereignisses 6 (H6) in Zusammenhang.

Die im MIS 3 (60.1–32.8 ka calBP) herrschende höhere Produktivität des Prespasees, der während der Sommermonate stratifizierte Wasserkörper und die Ausbreitung von Laubmischwaldvegetation im Einzugsgebiet zeigen interstadiale Klima- und Umweltbedingungen mit gestiegenen Sommertemperaturen an. Die Winter zeichneten sich jedoch durch niedrige Temperaturen mit teilweiser Eisbedeckung des Prespasees aus. Glaziale Erosion und reichlich Schmelzwasserzufluss im Frühjahr verursachten einen hohen Eintrag von klastischem Material in den See. Maxima in den redoxsensitiven Proxies in der Zeit von 55.3–54 ka calBP, um 39.3 ka calBP und von 33.5–32.8 ka calBP werden mit einer verstärkten Durchmischung der Wassersäule, niedrigen Temperaturen, oligotrophen Bedingungen im See und einem möglicherweise niedrigen Wasserspiegel des Prespasees in Verbindung gebracht. Sie stehen vermutlich mit kalten und trockenen Klimabedingungen während des Grönland Stadials 15 (GS15) und dem Auftreten des Heinrich Ereignisses 5a (H5a) um 55–54 ka calBP, des Heinrich Ereignisses 4 (H4) um 39 ka calBP und dem Grönland Stadial 6 (GS6) um 33 ka calBP in Zusammenhang.

Die stadialen Klima- und Umweltbedingungen während des MIS 2 (32.8–15.7 ka calBP) in der Region des Prespasees sind mit denen während des MIS 4 vergleichbar. Es herrschten oligotrophe Bedingungen im See mit einer niedrigen Primärproduktion. Die hohe glaziale Erosion aufgrund offener Gras- und Krautvegetation und geringer Bodenbildungsprozesse im Einzugsgebiet führte zu einem hohen Eintrag von klastischem Material vor allem im Frühjahr während der Schneeschmelze. Ausfällungen von Eisensulfid und Lamination im Sediment weisen auf eine permanente Eisbedeckung des Sees während der Wintermonate hin, während die verstärkte saisonale Durchmischung und der niedrigere Seespiegel in der Zeit von 30.6–30.3 ka calBP, 27–24.9 ka calBP und 22.7–18.3 ka calBP mit niedrigen Temperaturen und verstärkter Windaktivität während der Heinrich Ereignisse 3 und 2 (H3 und H2) und dem Letzten Glazialen Maximums (LGM) korreliert werden können. Der um 16 ka calBP höhere feinklastische Anteil im Sediment und das gleichzeitig auftretende Maximum in den Stepentaxa-Pollen zeigen kalte und sehr trockene Klimabedingungen während des Heinrich Ereignisses 1 (H1) in der Region des Prespasees an.

Während des Übergangs vom späten Glazial zum Holozän in der Zeit von 15.7–11.5 ka calBP hat eine durch höhere Windaktivität verursachte Zunahme der Strömung im Prespasee die Ablagerung grobkörnigerer Sedimente hervorgerufen. Ab 15.7 ka calBP ist die Produktivität des Prespasees gestiegen und es bildete sich eine saisonale Temperaturschichtung im See aus, welche zusammen mit dem dichteren Baumbestand im Einzugsgebiet auf gestiegene Temperaturen in der Region zurückzuführen ist. Der deutlich geringere Eintrag von klastischem Material lässt auf das Abschmelzen der lokalen Eiskappen auf den Gebirgszügen im Einzugsgebiet schließen. Während des Bølling/Allerød (14.5–13.2 ka calBP) und der Jüngerer Dryas (13.2–11.5 ka calBP) bleiben die hydrologischen Proxies relativ konstant und zeigen eine gleichbleibende Produktivität und Durchmischung des Prespasees an. Nur die Ausfällungen von Sideritmineralen und Eisensulfiden während der Jüngerer Dryas lassen auf eine möglicherweise verstärkte Eisbedeckung während der Wintermonate schließen. Der Vegetationswandel von dichtem Baumbestand während des Bølling/Allerød zu dem von Gras- und Krautvegetation dominiertem Pflanzenwachstum während der Jüngerer Dryas kann vor allem auf niedrigere Wintertemperaturen und trockenere Klimabedingungen zurückgeführt werden.

Signifikant wärmere Klimabedingungen zu Beginn des frühen Holozäns (11.5–8.3 ka calBP) verursachten einen Anstieg der Primärproduktion im See, eine Temperaturschichtung während der Sommermonate und gute Durchmischung während der eisfreien Winterperiode sowie einen dichten Baumbestand und wenig Bodenerosion im Einzugsgebiet. Das Auftreten mediterraner Taxa ab 10 ka calBP zeigt deutlich höhere Wintertemperaturen in der Region an. Die höchsten Temperaturen während des frühen Holozäns können für die Zeit von 9.3–8.3 ka calBP angenommen werden, in der die einsetzende Karbonatakkumulation im Prespasee eine hohe photoautotrophe Produktion und Ionenkonzentration im Wasserkörper anzeigt. Der signifikante Rückgang der Produktivität des Prespasees mit gesunkener Organik- und Karbonatakkumulation und einer sehr guten Durchmischung der Wassersäule sowie der gleichzeitige Anstieg der Steppentaxa im Pollenspektrum kann auf deutlich trockenere und kältere Klima- und Umweltbedingungen in der Zeit von 8.3–7.9 ka calBP zurückgeführt werden. Diese kurzzeitige kalte und aride Periode in der Region des Prespasees kann mit dem Auftreten des „8.2 ka Ereignisses“ im Mittelmeerraum in Zusammenhang gebracht werden. Die Rückkehr zu warmen und humiden Klimabedingungen ab 7.9 ka calBP im mittleren Holozän (7.9–1.9 ka calBP) zeichnete sich durch eine hohe Primärproduktion und Karbonatakkumulation im See, eine Temperaturschichtung auch während der Winterperiode und einen dichten Baumbestand mit Laubmischwaldvegetation im Einzugsgebiet aus. Um 5.4 ka calBP hat eine Trockenperiode zu einem Absinken des Seespiegels geführt, welcher in der folgenden Zeit relativ niedrig blieb und zu hoher Karbonatakkumulation und lang anhaltend reduzierenden Bedingungen im Hypolimnion geführt hat. Im späten Holozän ab 1.9 ka calBP hat der zunehmende anthropogene Eingriff in die Umwelt zu signifikanten Änderungen in der Hydrologie und Trophiestufe des Prespasees mit verstärkter Bodenerosion und einem deutlichen Vegetationswandel im Einzugsgebiet geführt.

Insgesamt betrachtet scheint der Prespasee und die Vegetation im Einzugsgebiet und der Region während des letzten Glazials und des Holozäns sehr sensitiv auf Klima- und Umweltänderungen reagiert zu haben. Lokal auftretende Temperatur- und Niederschlagsänderungen in der Region des Prespasees konnten durch den Vergleich mit anderen Klimaarchiven im nordöstlichen Mittelmeerraum klassifiziert werden. Gleichzeitig wurden aber auch die im gesamten Mittelmeerraum und der Nordhemisphäre auftretenden kurz- und langzeitigen Kalt- bzw. Warmphasen und die ariden bzw. humiden Perioden wie während der MIS 5 und MIS 3 Interstadiale, der Heinrich Ereignisse, dem LGM, des Bølling/Allerød, der Jüngeren Dryas und dem „8.2 ka Ereignis“ im Sediment des Prespasees identifiziert. Damit stellen die Sedimente des Prespasees ein unschätzbar wertvolles Klimaarchiv für die Balkanregion sowie den terrestrischen nordöstlichen Mittelmeerraum dar und konnten für die hochaufgelöste Rekonstruktion der Klima- und Umweltrekonstruktionen während des letzten Glazials und des Holozäns genutzt werden.

8. Literaturverzeichnis

- Adamiec, G., Aitken, M.L., 1998. Dose–rate conversion factors: new data. *Ancient TL* 16, 37–50.
- Albrecht, C., Wilke, T., 2008. Ancient Lake Ohrid: biodiversity and evolution. *Hydrobiologia* 615, 103–140.
- Allen, J.R.M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.–W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F.W., Nowaczyk, N.R., Oberhänsli, H., Watts, W.A., Wulf, S., Zolitschka, B., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400, 740–743.
- Allen, J.R.M., Watts, W.A., Huntley, B., 2000. Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment; the record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International* 73/74, 91–110.
- Allen, J.R.M., Watts, W.A., McGee, E., Huntley, B., 2002. Holocene environmental variability – the record from Lago Grande di Monticchio, Italy. *Quaternary International* 88, 69–80.
- Alley, R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19, 213–226.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 6, 483–486.
- Almogi–Labin, A., Bar–Matthews, M., Shriki, D., Kolosovsky, E., Paterne, M., Schilman, B., Ayalon, A., Aizenshtat, Z., Matthews, A., 2009. Climatic variability during the last ~90 ka of the southern and northern Levantine Basin as evident from marine records and speleothems. *Quaternary Science Reviews* 28, 2882–2896.
- Andronico, D., Calderoni, G., Cioni, R., Donahue, D.J., Marianelli, P., Santacroce, R., Sbrana, A., Sulpizio, R., 1996. In: An updated chronostratigraphic scheme of the last 19,000 years of Vesuvius magmatic and eruptive history. Supplement of EOS November 7, 671–672.
- Andronico, D., 1997. La stratigrafia dei prodotti dell'eruzione di Lago Amendolare, Campi Flegrei, Napoli. *Atti della Societa toscana di scienze naturali residente in Pisa, Memorie. Serie A* 104, 165–178.
- Aufgebauer, A., Panagiotopoulos, K., Wagner, B., Schaebitz, F., Viehberg, F.A., Vogel, H., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Leng, M., Damaschke, M., 2012. Climate and environmental change in the Balkans over the last 17 ka recorded in sediments from Lake Prespa (Albania/F.Y.R. of Macedonia/Greece). *Quaternary International*. Im Druck. Verfügbar unter: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.02.015>.
- Avanzinelli, R., Bindi, L., Menchetti, S., and Conticelli, S., 2004. Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria volcano, Italy: An integrated petrological and crystal–chemical study. *Lithos* 73, 41–69.

- Bahrig, B., 1989. Stable Isotope Composition of Siderite as an Indicator of the paleoenvironmental history of Oil Shale Lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70, 139–151.
- Bar–Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., Wasserburg, G.J., 1999. The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq cave, Israel. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 85–95.
- Bar–Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., 2000. Timing and hydrological conditions of Sappropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel. *Chemical Geology* 169, 145–156.
- Bar–Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J., 2003. Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3181–3199.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire–Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.–M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344–348.
- Belmecheri, S., Namiotko, T., Robert, C., von Grafenstein, U., Danielopol, D.L., 2009. Climate controlled ostracod preservation in Lake Ohrid (Albania, Macedonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 277, 236–245.
- Belmecheri, S., von Grafenstein, U., Andersen, N., Eymard–Bordon, A., Régnier, D., Grenier, C., Lézine, A.–M., 2010. Ostracod–based isotope record from Lake Ohrid (Balkan Peninsula) over the last 140 ka. *Quaternary Science Reviews* 29, 3894–3904.
- Bennett, K.D., Tzedakis, P.C., Willis, K.J., 1991. Quaternary refugia of north European trees. *Journal of Biogeography* 18, 103–115.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317.
- Berger, J.–F., Guilaine, J., 2009. The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International* 200, 31–49.
- Bernard, A., Symonds, R.B., 1989. The significance of siderite in the sediments from Lake Nyos, Cameroon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 39, 187–194.
- Berner, R. A., 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 359–365.
- Beug, H.–J., 2004. Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. Pfeil, München.
- Birks, H.J.B., Willis, K.J., 2008. Alpines, trees, and refugia in Europe. *Plant Ecology and Diversity* 1, 147–160.
- Björck, S., Wohlfarth, B., 2002. Chronostratigraphic Techniques in Paleolimnology. *In*: Last, W.M., Smol, J.P. (Hrsg.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volu-

- me 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, New York. 548 S.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Bond, G., Lotti, R., 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science* 267, 1005–1010.
- Bordon, A., Peyron, O., Lézine, A.–M., Brewer, S., Fouache, E., 2009. Pollen–inferred Late–Glacial and Holocene climate in southern Balkans (Lake Maliq). *Quaternary International* 200, 19–30.
- Bourne, A.J., Lowe, J.J., Trincardi, F., Asioli, A., Blockley, S.P.E., Wulf, S., Matthews, I.P., Piva, A., Vigliotti, L., 2010. Distal tephra record for the last ca 105,000 years from the core PRAD 1–2 in the central Adriatic Sea: implications for marine tephrostratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 29, 3079–3094.
- Branca, S., Coltelli, M., Groppelli, G., 2004. Geological evolution of Etna volcano. *In*: Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla, S. (Hrsg.). *Mt. Etna: Volcano Laboratory. Geophysical Monograph Series 143*, American Geophysical Union, Washington, D.C, 49–63.
- Brauer, A., Mingram, J., Frank, U., Günter, C., Schettler, G., Wulf, S., Zolitschka, B., Negen-dank, J., 2000. Abrupt environmental oscillations during the Early Weichselian recorded at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International* 73/74, 79–90.
- Burnett, A.P., Soreghan, M.J., Scholz, C.A., Brown, E.T., 2011. Tropical East African climate change and its relation to global climate: A record from Lake Tanganyika, Tropical East Africa, over the past 90+ kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 303, 155–167.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N.J., 1999. Dansgaard–Oeschger and Heinrich event imprints in the Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698–705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R. 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanogra-phy* 16, 40–52.
- Calanchi, N., Dinelli, E., 2008. Tephrostratigraphy for the last 170 ka in sedimentary successions from the Adriatic sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 81–95.
- Cann, R.L., Stoneking, M., Wilson, A.C., 1987. Mitochondrial DNA and human evolution. *Nature* 325, 31–36.

- Caron, B., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Siani, G., Santacroce, R., 2010. The Late Holocene to Pleistocene tephrostratigraphic record of Lake Ohrid (Albania). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 342, 453–466.
- Civetta, L., Cornette, Y., Gillot, P.-Y., Orsi, G., 1988. The eruptive history of Pantelleria (Sicily Channel) in the last 50 ka. *Bulletin of Volcanology* 50, 47–57.
- Clark, J.D., Beyene, Y., WoldeGabriel, G., Hart, W.K., Renne, P.R., Gilbert, H., Defleur, A., Suwa, G., Katoh, S., Ludwig, K.R., Boisserie, J.-R., Asfaw, B., White, T.D., 2003. Stratigraphic, chronological and behavioural contexts of Pleistocene *Homo sapiens* from Middle Awash, Ethiopia. *Nature* 423, 747–752.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology. The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, Oxford. 500 S.
- Coltelli, M., Del Carlo, P., Vezzoli, L., 2000. Stratigraphic constrains for explosive activity in the past 100 ka at Etna volcano, Italy. *International Journal of Earth Sciences* 89, 665–677.
- Cornette, Y., Crisci, G. M., Gillot, P. Y., Orsi, G., 1983. The recent volcanic history of Pantelleria: a new interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17, 361–373.
- Cremonese, L., Shields-Zhou, G., Struck, U., Ling, H.-F., Ocha, L., Chen, X., Li, D., 2012. Marine biogeochemical cycling during the early Cambrian constrained by a nitrogen and organic carbon isotope study of the Xiaotan section, South China. *Precambrian Research*, im Druck.
- Cristofolini, R., Romano, R., 1982. Petrologic features of the Etnean volcanic rocks. *Memorie della Società Geologica Italiana* 23, 99–115.
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *In: Rothwell, R.G. (Hrsg.). New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society of London, Special Publications 267, 51–63.
- Cypionka, H., 2010. *Grundlagen Der Mikrobiologie*. Springer-Verlag, Berlin. 340 S.
- Damaschke, M., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Wagner, B., Boehm, A., Nowaczyk, N., Rethemeyer, J., Hilgers, A.. Tephrostratigraphic studies on a sediment core from Lake Prespa in the Balkans. *Climate of the Past*. Eingereicht.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- Davison, W., 1993. Iron and Manganese in Lakes. *Earth-Science Reviews* 34, 119–163.
- Denèfle, M., Lézine, A.-M., Fouache, E., Dufaure, J.-J., 2000. A 12,000-year pollen record from Lake Maliq, Albania. *Quaternary Research* 54, 423–432.
- De Vicente, I., Cattaneo, K., Cruz-Pizarro, L. Brauer, A., Guilizzoni, P., 2006. Sedimentary phosphate fractions related to calcite precipitation in an eutrophic hardwater lake (Lake Alserio, northern Italy). *Journal of Paleolimnology* 35, 55–64.

- De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P.B., Calvert, A., Bohron, W.A., Spera, F.J., Belkin, H.E., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic plain (Italy). *Mineralogy and Petrology* 73, 47–65.
- Di Vito, M., Sulpizio, R., Zanchetta, R., and D’Orazio, M., 2008. The late Pleistocene pyroclastic deposits of the Campanian Plain: new insights on the explosive activity of Neapolitan volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 19–48.
- Dittrich, M., Koschel, R., 2002. Interactions between calcite precipitation (natural and artificial) and phosphorus cycle in the hardwater lake. *Hydrobiologia* 469, 49–57.
- Dumurdzanov, N., Serafimovski, T, Burchfiel, B.C., 2004. Evolution of the Neogene–Pleistocene Basins of Macedonia. *In: Geological Society of America Digital Map and Chart Series 1 (begleitende Anmerkungen)*. Boulder, Colorado. 20 S.
- Dumurdzanov, N., Serafimovski, T, Burchfiel, B.C., 2005. Cenozoic tectonics of Macedonia and its relation to the South Balkan extensional regime. *Geosphere* 1, 1–22.
- Ehrmann, W., Schmiedl, G., Hamann, Y., Kuhnt, T., Hemleben, C., Siebel, W., 2007. Clay minerals in late glacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 249, 36–57.
- Fægri, K., Iversen, J., Kaland, P.E., Krzywinski, K., 2000. *Textbook of pollen analysis*. 4th edition, Blackburn Press, Caldwell.
- Felder, M., Gaupp, R., 2003. Zur Genese von Sideritanreicherungen in den See–Sedimenten von Baruth, Sachsen. *Zeitschrift für geolische Wissenschaften* 31, 313–329.
- Felder, M., Gaupp, R., 2006. The d13C and d18O signatures of siderite – a tool to discriminate mixing patterns in ancient lakes.– *Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 157, 387–410.
- Fenske, C., 2003. Die Wandermuschel (*Dreissena polymorpha*) im Oderhaff und ihre Bedeutung für das Küstenzonenmanagement. Dissertation, Universität Greifswald.
- Fey, M., Korr, C., Maidana, N.I., Carrevedo, M.L., Corbella, H., Dietrich, S., Haberzettl, T., Kuhn, G., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Paez, M.M., Quintana, F.A., Schäbitz, F., Zolitschka, B., 2009. Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern Patagonia (Laguna Las Vizcachas, Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 363–375.
- Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Combourieu–Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., Müller, U.C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K., Tzedakis, P.C., 2010. Millennial–scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* 29, 2839–2864.
- Fouache, E., Desrullés, S., Magny, M., Bordon, A., Oberweiler, C., Coussot, C., Touchais, G., Lera, P., Lézine, A.–M., Fadin, L., Roger, R., 2010. Palaeogeographical reconstructions of Lake Maliq (Korça Basin, Albania) between 14,000 BP and 2000 BP. *Journal of Archaeological Science* 37, 525–535.

- Frederichs, T., von Dobeneck, T., Bleil, U., Dekkers, M.J., 2003. Towards the identification of siderite, rhodochrosite, and vivianite in sediments by their low-temperature magnetic properties. *Physics and Chemistry of the Earth* 28, 669–679.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., 2008. Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International* 181, 88–104.
- Garbe-Schönberg, C.-D., Zeiler, M., Stoffers, P., 1997. In: Matschullat, J., Tobschall, H.J., Voigt, H.-J., (Hrsg.). *Geochemie und Umwelt. Relevante Prozesse in Atmo-, Pedo- und Hydrosphäre*. Springer-Verlag, Berlin. 442 S.
- Geologische Karten von Jugoslawien, 1977. Karte 1:100 000; Blatt K34–114 Podgradec, K34–102 Ohrid, K34–103 Bitola, K34–115 Lerin. Geologisches Institut Belgrad (Hrsg.).
- Geraga, M., Tsaila-Monopolis, S., Ioakim, C., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2005. Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 220, 311–332.
- Giaccio, B., Isaia, R., Fedele, F. G., Di Canzio, E., Hoffecker, J., Ronchitelli, A., Sinitsyn, A., Anikovich, M., Lisitsyn, S. N., 2008. The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/ stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 208–226.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Enters, D., Reyss, J.-L., Millet, L., Lazzaroto, J., Vidal, O., 2010. Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 43, 171–190.
- Giresse, P., Maley, J., Kelts, K., 1991. Sedimentation and palaeoenvironment in crater lake Barombi Mbo, Cameroon, during the last 25,000 years. *Sedimentary Geology* 71, 151–175.
- Granina, L., Müller, B., Wehrli, B., 2004. Origin and dynamics of Fe and Mn sedimentary layers in Lake Baikal. *Chemical Geology* 205, 55–72.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552–554.
- Grün, R. 1989. *Die ESR-Altersbestimmungsmethode*. Springer Verlag, Berlin. 132 S.
- Grün, R., Stringer, C., McDermott, F., Nathan, R., Porat, N., Robertson, S., Taylor, L., Mortimer, G., Eggins, S., McCulloch, M., 2005. U-series and ESR analyses of bones and teeth relating to the human burials from Skhul. *Journal of Human Evolution* 49, 316–334.
- Hamann, Y., Ehrmann, W., Schmiedl, G., Krüger, S., Stuut, J.-B., Kuhnt, T., 2008. Sedimentation processes in the Eastern Mediterranean Sea during the Late Glacial and Holocene revealed by end-member modelling of the terrigenous fraction in marine sediments. *Marine Geology* 248, 97–114.
- Hamilton, S.K., Bruesewitz, D.A., Horst, G.P., Weed, D.B., Sarnelle, O., 2009. Biogenic calcite-phosphorus precipitation as a negative feedback to lake eutrophication. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 66, 343–350.

- Hauffe, T., Albrecht, C., Schreiber, K., Birkhofer, K., Trajanovski, S., Wilke, T., 2011. Spatially explicit analysis of gastropod biodiversity in ancient Lake Ohrid. *Biogeosciences* 8, 175–188.
- Heiss, G., 1988. Crystal structure refinement of a synthetic Fe–Mg–Ca–carbonate phase. *Zeitschrift für Kristallographie* 185, 604.
- Hilgers, A.. Ergebnisbericht zur Elektronen–Spin–Resonanz–Datierung von Muschelschalen aus dem Prespa See, Mazedonien. Unpubliziert.
- Hoffmann, P., 2006. Non–Invasive Identification of Chemical Compounds by EDXRS. *In*: Beckhoff, B., Kanngießer, B., Langhoff, N., Wedell, R., Wolff, H. (Hrsg.). *Handbook of Practical X–ray Fluorescence Analysis*. Springer–Verlag, Berlin, 769–783.
- Hollis, G.E., Stevenson, A.C., 1997. The physical basis of the Lake Mikri Prespa systems: geology, climate, hydrology and water quality. *Hydrobiologia* 351, 1–19.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., 2006. Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography* 30, 334–364.
- Ingri, J., Pekka, L., Dauvalter, V., Rodushkin, I., Peinerud, E., 2011. Manganese redox cycling in Lake Imandra: impact on nitrogen and the trace metal sediment record. *Biogeosciences Discussions* 8, 273–321.
- International Commission on Stratigraphy:
http://www.stratigraphy.org/upload/Quaternary_last270ka.jpg, letzter Zugang 24. August 2012.
- Keller, J., Ryan, W.B.F., Ninkovich, D., Altherr, R., 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep–sea sediments. *Geological Society of America Bulletin* 89, 591–604.
- Klie, W., 1939a. Studien über Ostracoden aus dem Ohridsee; I: Candocyprinae. *Archiv für Hydrobiologie* 35, 28–45.
- Klie, W., 1939b. Studien über Ostracoden aus dem Ohridsee; II: Limnocythereinae und Cytherinae. *Archiv für Hydrobiologie* 35, 631–646.
- Klie, W., 1942. Studien über Ostracoden aus dem Ohridsee; III: Erster Nachtrag. *Archiv für Hydrobiologie* 38, 254–259.
- Kotthoff, U., Müller, U.C, Pross, J., Schmiedl, G., Lawson, I.T., van de Schootbrugge, B., Schulz, H., 2008. Late Glacial and Holocene vegetation dynamics in the Aegean region: an integrated view based on pollen data from marine and terrestrial archives. *The Holocene* 18, 1019–1032.
- Kotthoff, U., Koutsodendris, A., Pross, J., Schmiedl, G., Bornemann, A., Kaul, C., Marino, G., Peyron, O., Schiebel, R., 2011. Impact of Lateglacial cold events on the northern Aegean region reconstructed from marine and terrestrial proxy data. *Journal of Quaternary Science* 26, 86–96.
- Kuhlemann, J., Rohling, E. J., Krumrei, I., Kubik, P., Ivy–Ochs, S., , Kucera, M., 2008. Regional Synthesis of Mediterranean Atmospheric Circulation During the Last Glacial Maximum.

- Science 321, 1338–1340.
- Kuzman, P., 2010a. Important archaeological explorations. Verfügbar unter: <http://www.ohrid.com.mk/archaeology/archaeology.asp?ID=381>. Letzter Zugang 8. März 2011.
- Kuzman, P. 2010b. Plaoshnik – Ohrid. Macedonian Archaeological News Number 7, II, May/June 2010. Electronic newsletter, joint project of the Cultural Heritage Protection Office of the Republic of Macedonia and the Institute for Social Sciences and Humanities Euro–Balkan. Verfügbar unter: <http://www.mav.mk/article.php?lang=en&article=42>, letzter Zugang 12. Juli 2011.
- Kuzucuoglu, C., Pastre, J.–F., Black, S., Ercan, T., Fontugne, M., Guillou, H., Hatté, C., Karabiyikoglu, M., Orth, P., Türkecan, A., 1998. Identification and dating of tephra layers from Quaternary sedimentary sequences of Inner Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 155–172.
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D., 2011. High–resolution X–ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science* 26, 109–117.
- Lane, C.S., Andric, M., Cullen, V.L., 2011. The occurrence of distal Icelandic and Italian tephra in the Lateglacial of Lake Bled, Slovenia. *Quaternary Science Reviews* 30, 1013–1018.
- Langgut, D., Almogi–Labin, A., Bar–Matthews, M., Weinstein–Evron, M., 2011. Vegetation and climate changes in the South Eastern Mediterranean during the Last Glacial–Interglacial cycle (86 ka): new marine pollen record. *Quaternary Science Reviews* 30, 3960–3972.
- Lawson, I.T., Frogley, M., Bryant, C., Preece, R., Tzedakis, P., 2004. The Lateglacial and Holocene environmental history of the Ioannina basin, north–west Greece. *Quaternary Science Reviews* 23, 1599–1625.
- Lawson, I.T., Al–Omari, S., Tzedakis, P.C., Bryant, C.L., Christanis, K., 2005. Lateglacial and Holocene vegetation history at Nisi Fen and the Boras mountains, northern Greece. *The Holocene* 15, 873–887.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Leng, M.J., Marshall, J.D., 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* 23, 811–831.
- Leng, M.J., Baneschi, I., Zanchetta, G., Jex, C.N., Wagner, B., Vogel, H., 2010. Late Quaternary palaeoenvironmental reconstruction from Lakes Ohrid and Prespa (Macedonia/Albania border) using stable isotopes. *Biogeosciences* 7, 3109–3122.
- Leng, M.J., Wagner, B., Boehm, A., Panagiotopoulos, K., Vane, C.H., Snelling, A., Haidon, C., Woodley, E., Vogel, H., Zanchetta, G., Baneschi, I., 2012. Understanding past climatic and hydrological variability in the Mediterranean from lake sediment isotope and geochemical data. *Quaternary Science Reviews*. Im Druck. Verfügbar unter: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.015>.

- Levin, I., Kromer, B., 2004. The tropospheric $^{14}\text{CO}_2$ level in mid-latitudes of the Northern Hemisphere (1959–2003). *Radiocarbon* 46, 1261–1272.
- Levkov, Z., Krstic, S., Metzeltin, D., Nakov, T., 2007. Diatoms of lakes Prespa and Ohrid. About 500 taxa from ancient lake system. *Ganter, Ruggell*. 613 S.
- Lézine, A.-M., von Grafenstein, U., Andersen, N., Belmecheri, S., Bordon, A., Caron, B., Cazet, J.P., Erlenkeuser, H., Fouache, E., Grenier, C., Huntsman–Mapila, P., Hureau–Mazaudier, D., Manelli, D., Mazaud, A., Robert, C., Sulpizio, R., Tiercelin, J.J., Zanchetta, G., Zeqol-lari, Z., 2010. Lake Ohrid, Albania, provides an exceptional multi-proxy record of environmental changes during the last glacial–interglacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 287, 116–127.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17.
- Lindhorst, K., Vogel, H., Krastel, S., Wagner, B., Hilgers, A., Zander, A., Schwenk, T., Wessels, M., Daut, G., 2010. Stratigraphic analysis of lake level fluctuations in Lake Ohrid: an integration of high resolution hydro–acoustic data and sediment cores. *Biogeosciences* 7, 3531–3548.
- Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R., 2011. Normalizing XRF–scanner data: A cautionary note on the interpretation of high–resolution records from organic–rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 1250–1256.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* 22, 1589–1596.
- Magny, M., de Beaulieu, J.-L., Drescher–Schneider, R., Vannièrè, B., Walter–Simonnet, A.-V., Miras, Y., Millet, L., Bossuet, G., Peyron, O., Brugiapaglia, E., Leroux, A., 2007. Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake–level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 1736–1758.
- Magny, M., Vannièrè, B., Zanchetta, G., Fouache, E., Touchais, G., Petrika, L., Coussot, C., Walter–Simonnet, A.-V., Arnaud, F. 2009. Possible complexity of the climatic event around 4300–3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene* 19, 1–11.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Lopez–Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H., Hodell, D.A., 2004. Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years. *Science* 306, 1762–1765.
- Matter, M., Anselmetti, F.S., Jordanoska, B., Wagner, B., Wessels, M., Wüest, A., 2010. Carbonate sedimentation and effects of eutrophication observed at the Kališta subaquatic springs in Lake Ohrid (Macedonia). *Biogeosciences* 7, 3755–3767.
- Matzinger, A., Jordanoski, M., Veljanoska–Sarafiloska, E., Sturm, M., Müller, B., Wüest, A., 2006a. Is Lake Prespa jeopardizing the ecosystem of ancient Lake Ohrid? *Hydrobiologica* 553, 89–109.

- Matzinger, A., Spirkovski, Z., Patceva, S., Wüest, A., 2006b. Sensitivity of Ancient Lake Ohrid to Local Anthropogenic Impacts and Global Warming. *Journal of Great Lakes Research* 32, 158–179.
- Meisch, C., 2000. Freshwater ostracoda of Western and Central Europe. In: Schwoerbel, J., Zwick, P. (Eds.), *Süßwasserfauna von Mitteleuropa*, 8/3. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg/Berlin.
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1995. Organic matter accumulation records in lake sediments. In: Lerman, A., Imboden, D.M., Gat, J.R. (Eds.), *Physics and chemistry of lakes*. Springer, Berlin, pp. 279–328.
- Meyers, P.A., Lallier-Vergès, E., 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* 21, 345–372.
- Meyers, P.A., Teranes, J.L., 2002. Sediment Organic Matter. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Hrsg.): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, New York. 548 S.
- Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E., 1991. *Pollen analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 216 S.
- Müller, B., Granina, L., Schaller, T., Ulrich, A., Wehrli, B., 2002. P, As, Sb, Mo, and other Elements in Sedimentary Fe/Mn Layers of Lake Baikal. *Environ. Sci. Technol.* 36, 411–420.
- Müller U.C., Pross, J., Tzedakis, P.C., Gamble, C., Kotthoff, U., Schmiedl, G., Wulf, S., Christianis, K., 2011. The role of climate in the spread of modern humans into Europe. *Quaternary Science Reviews* 30, 273–279.
- Munno, R., Petrosino, P., 2007. The late Quaternary tephrostratigraphical record of the San Gregorio Magno basin (southern Italy). *Journal of Quaternary Science* 22, 247–266.
- Nara, F.W., Watanabe, T., Kakegawa, T., Seyama, H., Horiuchi, K., Nakamura, T., Imai, A., Kawasaki, N., Kawai, T., 2010. Climate control of sulfate influx to Lake Hovsgol, northwest Mongolia, during the last glacial–postglacial transition: Constraints from sulfur geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298, 278–285.
- Narcisi, B., 1996. Tephrochronology of the Late Quaternary lacustrine record from the Monticchio Maar (Vulture Volcano, Southern Italy). *Quaternary Science Reviews*, 15, 155–165.
- Narcisi, B., Vezzoli, L., 1999. Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean – an overview. *Global Planetary Change* 21, 31–50.
- Okrusch, M., Matthes, S., 2005. *Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*. Springer Verlag, Berlin. 526 S.
- Orsi, G., Sheridan, M. F., 1984. The Green Tuff of Pantelleria: rheoignimbrite or rheomorphic fall? *Bulletin Volcanologique* 47, 611–626.
- Orsi, G., D’Antonio, M., de Vita, S., Gallo, G., 1992. The Neapolitan Yellow Tuff, a large magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53, 275–287.

- Panagiotopoulos, K., Aufgebauer, A., Schaebitz, F., Wagner, B., 2012. Vegetation history of the Lake Prespa region since the Lateglacial. *Quaternary International*. Im Druck. Verfügbar unter: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.05.048>.
- Pappalardo, L., Civetta, L., D' Antonio, M., Deino, A., Di Vito, M., Orsi, G., Carandente, A., de Vita, S., Isaia, R., Piochi, M., 1999. Chemical and Sr-isotopical evolution of the Phlegrean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 141–166.
- Parisopoulos, G.A., Malakou, M., Giamouri, M., 2009. Evaluation of lake level control using objective indicators: The case of Micro Prespa. *Journal of Hydrology* 367, 86–92.
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., Gillot, P.Y., Duplessy, J.C., 1986. Tyrrhenian Sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years. *Marine Geology* 72, 259–285.
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., 1988. Explosive activity of the South Italian Volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 34, 153–172.
- Paterne, M., Kallel, N., Labeyrie, L., Vautravers, M., Duplessy, J.C., Rossignol-Strick, M., Cortijo, E., Arnold, M., Fontugne, M., 1999. Hydrological relationship between the North Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea during the past 15–75 kyr. *Paleoceanography* 14, 626–638.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N., 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology* 48, 49–70.
- Peters-Kottig, W.H., 2003. Untersuchungen zur Kohlenstoffisotopenzusammensetzung von terrestrischem organischen Material des jüngeren Paläozoikums. Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster.
- Petkovski, T.K., 1960. Zur Kenntnis der Crustaceen des Prespasees. *Fragmenta Balcanica Musei Macedonici Scientiarum Naturalium*, Skopje, 117–131.
- Petkovski, T.K., Keyser, D., 1992. *Leptocythere ostrovskensis* sp. n. (Crustacea, Ostracoda, Cytheridae) from Lake Vegoritis (Ostrovsko Ezero) NW Greece. *Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologischen Museum und Institut* 89, 227–237.
- Petkovski, T.K., Scharf, B.W., Keyser, D., 2002. New and little known species of the genus *Candona* (Crustacea, Ostracoda) from Macedonia and other Balkan areas. *Limnologica* 32, 114–130.
- Peyron, O., Guiot, J., Cheddadi, R., Tarasov, P., Reille, M., de Beaulieu, J.-L., Bottema, S., Andrieu, V. 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr B.P. from pollen data. *Quaternary Research* 49, 183–196.
- Peyron, O., Goring, S., Dormoy, I., Kotthoff, U., Pross, J., de Beaulieu, J.L., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vannièrè, B. Magny, M., 2011. Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene* 21, 131–146.

- Polunin, O., 1980. *Flowers of Greece and the Balkans. A field guide.* Oxford University Press, Oxford. 592 S.
- Popovska, C., Bonacci, O., 2007. Basic data on the hydrology of Lakes Ohrid and Prespa. *Hydrological Processes* 21, 658–664.
- Pross, J., Kotthoff, U., Müller, U.C., Peyron, O., Dormoy, I., Schmiedl, G., Kalaitzidis, S., Smith, A.M., 2009. Massive perturbation in terrestrial ecosystems of the Eastern Mediterranean region associated with the 8.2 kyr B.P. climatic event. *Geology* 37, 887–890.
- Punt, W., Clarke, G.C.S. (Eds.), 1980. *The Northwest European Pollen Flora II.* Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 265 S.
- Punt, W., Blackmore, S. (Eds.), 1991. *The Northwest European Pollen Flora VI.* Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 275 S.
- Punning, J.–M., Tõugu, K., 2000. C/N Ratio and Fossil Pigments in Sediments of some Estonian Lakes: An Evidence of human impact and Holocene Environmental Change. *Environmental Monitoring and Assessment* 64, 549–567.
- Pyle, D. M., Ricketts, G. D., Margari, V., van Andel, T. H., Sinitsyn, A. A., Praslov, N., Lisitsyn, S., 2006. Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene “Campanian Ignimbrite/Y5” eruption, Italy. *Quaternary Science Reviews* 25, 2713–2728.
- Radziejewska, T., Fenske, C., Wawrzyniak–Wydrowska, B., Riel, P., Woźniczka, A., Gruszka, P., 2009. The zebra mussel (*Dreissena polymorpha*) and the benthic community in a coastal Baltic lagoon: another example of enhancement? *Marine Ecology* 30, 138–150.
- Reed, J.M., Cvetkoska, A., Levkov, Z., Vogel, H., Wagner, B. 2010. The last glacial–interglacial cycle in Lake Ohrid (Macedonia/Albania): testing diatom response to climate. *Biogeosciences*, 7, 3083–3094.
- Reille, M., 1998. *Pollen et spores d’Europe et d’Afrique du nord (Supplément 2).* Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille. 551 S.
- Reille M., 1999. *Pollen et spores d’Europe et d’Afrique du nord.* Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille. 535 S.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Rethemeyer, J., Kramer, C., Gleixner, G., John, B., Yamashita, T., Flessa, H., Andersen, N., Nadeau, M.–L., Grootes, P.M., 2005. Transformation of organic matter in agricultural soils: radiocarbon concentration versus soil depth. *Geoderma* 128, 94–105.
- Reynolds, R.L., Rosenbaum, J.G., van Metre, P., Tuttle, M., Callender, E., Goldin, A., 1999. Greigite (Fe₃S₄) as an indicator of drought – The 1912–1994 sediment magnetic record from White Rock Lake, Dallas, Texas, USA. *Journal of Paleolimnology* 21, 193–206.

- Richter, J., 1996. Out of Africa II – Die Theorie über die Einwanderung des modernen Menschen nach Europa auf dem archäologischen Prüfstand. *Archäologische Informationen* 19, 67–73.
- Richter, 2009. Our Way to Europe: Culture–Environment Interaction and Human Mobility in the Late Quaternary. Proposal Collaborative Research Centre 806.
- Roberts, N., Jones, M.D., Benkaddour, A., Eastwood, W.J., Filippi, M.L., Frogley, M.R., Lamb, H.F., Leng, M.J., Reed, J.M., Stein, M., Stevens, L., Valero–Garcés, B., Zanchetta, G., 2008. Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: the ISOMED synthesis. *Quaternary Science Reviews* 27, 2426–2441.
- Roberts, N., Eastwood, W., Kuzucuoğlu, C., Fiorentino, G., Caracuta, V., 2011. Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid–Holocene environmental transition. *The Holocene* 21, 147–162.
- Rohling, E.J., Pälike, H., 2005. Centennial–scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature* 434, 975–979.
- Rosi, M., Sbrana, A., 1987. Phlegrean Fields. CNR, Quaderni della Ricerca Scientifica, 114(9), 175 S.
- Ruff, M., Wacker, L., Gäggeler, H.W., Suter, M., Synal, H.–A., Szidat, S., 2007. A gas ion source for radiocarbon measurements at 200 kV. *Radiocarbon* 49, 307–314.
- Sabel, M., Bechtel, A., Püttmann, W., Hoernes, S., 2005. Palaeoenvironment of the Eocene Eckfeld Maar lake (Germany): implications from geochemical analysis of the oil shale sequence. *Organic Geochemistry* 36, 873–891.
- Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial–scale climate variability and vegetation changes during the last glacial: concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823–2827.
- Santacroce, R., 1987. Somma–Vesuvius. Quaderni de la Ricerca Scientifica, CNR, 114, Progetto Finalizzato Geodinamica, Monografie Finali, 8, CNR, Rome.
- Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Donahue, D.J., Joron, J.L., 2008. Age and whole rock–glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma–Vesuvius: a review as a tool for distal tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 177, 1–18.
- Schellmann, G., Radtke, U., 2007. Zur ESR – Datierung holozäner und jungpleistozäner Muschelschalen – aktuelle Möglichkeiten und Grenzen. *Bamberger Geographische Schriften* 22, 113–152.
- Schönborn, W., 2003. Lehrbuch der Limnologie. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 588 S.
- Schwoerbel, J., 1993. Einführung in die Limnologie. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart. 387 S.
- Siani, G., Sulpizio, R., Paterne, M., Sbrana, A., 2004. Tephrostratigraphy study for the last 18,000 ¹⁴C years in a deep–sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quaternary Science Reviews* 23, 2485–2500.

- Sierro, F. J., Hodell, D. A., Curtis, J.H., Flores, J. A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M.A., Grimalt, J.O., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography* 20, 1–13.
- Skirris, N., Sofianos, S.S., Gkanasos, A., Axaopoulos, P., Mantziafou, A., Vervatis, V., 2011. Long-term sea surface temperature variability in the Aegean Sea. *Advances in Oceanography and Limnology* 2, 125–139.
- Smith, A.D., Klug, M.J., 1981. Electron donors utilized by sulfate-reducing bacteria in eutrophic lake sediments. *Applied Environmental Microbiology* 42, 116–121.
- Society for the Protection of Prespa: http://www.spp.gr/spp/index.php?option=com_content&view=article&id=4&Itemid=4&lang=en#5, letzter Zugang 15. Februar 2012.
- Stankovic, S., 1960. The Balkan Lake Ohrid and its living world. *Monographiae Biologicae IX*. Dr. W. Junk, Den Haag, The Netherlands.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with Spores Used in Absolute Pollen Analysis. *Pollen et spores*.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collinson, J.D., 2007. Deep seas. *In*: Reading (Hrsg.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Publishing, Malden. 688 S.
- Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion: Reporting of ¹⁴C Data. *Radiocarbon* 19, 355–363.
- Stybel, N., Fenske, C., Schernewski, G., 2009. Mussel cultivation to improve water quality in the Szczecin Lagoon. *Journal of Coastal Research, Special Issue* 56, 1459–1463.
- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L., 2005. A complex, Subplinian-type eruption from low-viscosity, phonolitic to tephri-phonolitic magma: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Bulletin of Volcanology* 67, 743–767.
- Sulpizio, R., van Welden, A., Caron, B., Zanchetta, G., 2009. The Holocene tephrostratigraphic record of Lake Shkodra (Albania and Montenegro). *Journal of Quaternary Science* 25, 633–650.
- Sulpizio, R., Zanchetta, G., D’Orazio, M., Vogel, H., Wagner, B., 2010. Tephrostratigraphy and tephrochronology of lakes Ohrid and Prespa, Balkans. *Biogeosciences* 7, 3273–3288.
- Szeroczyńska, K., Tatur, A., Weckström, J., Gąsiorowski, M., Noryśkiewicz, A.M., Sienkiewicz, E., 2007. Holocene environmental history in northwest Finnish Lapland reflected in the multi-proxy record of a small subarctic lake. *Journal of Paleolimnology* 38, 25–47.
- Talbot, M.R., Livingstone, D.A., 1989. Hydrogen Index and Carbon Isotopes of Lacustrine Organic Matter as Lake Level Indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70, 121–137.
- Tarasov, P.E., Webb III, T., Andreev, A.A., Afanas’eva, N.B., Berezina, N.A., Bezusko, L.G., Blyakharchuk, T.A., Bolikhovskaya, N.S., Cheddadi, R., Chernavskaya, M.M., Chernova, G.M., Dorofeyuk, N.I., Dirksen, V.G., Elina, G.A., Filimonova, L.V., Glebov, F.Z., Guiot, J., Gunova, V.S., Harrison, S.P., Jolly, D., Khomutova, V.I., Kvavadze, E.V., Osipova, I. M., Panova, N.K., Prentice, I.C., Saarse, L., Sevastyanov, D.V., Volkova, V.S., Zer-

- nitskaya, V.P., 1998. Present-day and mid-Holocene biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from the former Soviet Union and Mongolia. *Journal of Biogeography* 25, 1029–1053.
- Thomson, J., Croudace, I.W., Rothwell, R.G., 2006. Geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. *In*: Rothwell, R.G. (Hrsg.). *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society, London, Special Publications 267, 65–77.
- Toucanne, S., Jouet, G., Ducassou, E., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Angue Minto'o, C.M., Lahmi, M., Touyet, N., Charlier, K., Lericolais, G., Mulder, T., 2012. A 130,000-year record of Levantine Intermediate Water flow variability in the Corsica Trough, western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews* 33, 55–73.
- Trinkaus, E., Moldovan, O., Milota, S., Bilgär, A., Sarcina, L., Athreya, S., Bailey, S.E., Rodrigo, R., Mircea, G., Higham, T., Ramsey, C.R., van der Plicht, J., 2003. An early modern human from the Peștera cu Oase, Romania. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)* 100, 11231–11236.
- Turkey, C.S., Lowe, J.J., 2002. Tephrochronology. *In*: Last, W.M., Smol, J.P. (Hrsg.): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*. Kluwer Academic Publishers, New York. 548 S.
- Tzedakis, P.C., Lawson, I. T., Frogley, M. R., Hewitt, G. M., Preece, R. C., 2002. Buffered Tree Population Changes in a Quaternary Refugium: Evolutionary Implications. *Science* 297, 2044–2047.
- Tzedakis, P.C., Frogley, M.R., Lawson, I.T., Preece, R.C., Cacho, I., de Abreu, L., 2004. Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: The response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology* 32, 109–112.
- Tzedakis, P.C., 2005. Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability. *Quaternary Science Reviews* 24, 1585–1599.
- Ver Straeten, C.A., Brett, C.E., Sageman, B.B., 2011. Mudrock sequence stratigraphy: A multi-proxy (sedimentological, paleobiological and geochemical) approach, Devonian Appalachian Basin. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 304, 54–73.
- Vezzoli, L., 1991. Tephra layers in Bannock Basin (Eastern Mediterranean). *Marine Geology* 100, 21–34.
- Vogel, H., Wagner, B., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Rosén, P., 2010a. A paleoclimate record with tephrochronological age control for the last glacial–interglacial cycle from Lake Ohrid, Albania and Macedonia. *Journal of Paleolimnology* 44, 295–310.
- Vogel, H., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Wagner, B., Nowaczyk, N., 2010b. A tephrostratigraphic record for the last glacial–interglacial cycle from Lake Ohrid, Albania and Macedonia. *Journal of Quaternary Science* 25, 320–338.
- Vogel, H., Wessels, M., Albrecht, C., Stich, H.-B., Wagner, B., 2010c. Spatial variability of recent sedimentation in Lake Ohrid (Albania/Macedonia). *Biogeosciences* 7, 3333–3342.

- Wagner, B., Reicherter, K., Daut, G., Wessels, M., Matzinger, A., Schwalb, A., Spirkovski, Z., Sanxhaku, M., 2008a. The potential of Lake Ohrid for long-term palaeoenvironmental reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, 341–356.
- Wagner, B., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Wulf, S., Wessels, M., Daut, G., 2008b. The last 40 ka tephrostratigraphic record of Lake Ohrid, Albania and Macedonia: a very distal archive for ash dispersal from Italian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 71–80.
- Wagner, B., Lotter, A.F., Nowaczyk, N., Reed, J.M., Schwalb, A., Sulpizio, R., Valsecchi, V., Wessels, M., Zanchetta, G., 2009. A 40, 000-year record of environmental change from ancient Lake Ohrid (Albania and Macedonia). *Journal of Paleolimnology* 41, 407–430.
- Wagner, B., Vogel, H., Zanchetta, G., Sulpizio, R., 2010. Environmental changes on the Balkans recorded in the sediments from lakes Prespa and Ohrid. *Biogeosciences* 7, 3187–3198.
- Wagner, B., Aufgebauer, A., Vogel, H., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Damaschke, M. 2012. Late Pleistocene and Holocene contourite drift in Lake Prespa (Albania/F.Y.R. of Macedonia/Greece). *Quaternary International*, im Druck. Verfügbar unter: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.02.016>.
- Walter, H., Breckle, S.–W., 1999. *Vegetation und Klimazonen. Grundriß der globalen Ökologie.* Ulmer, Stuttgart. 544 S.
- Watanabe, T., Naraoka, H., Nishimura, M., Kawai, T., 2004. Biological and environmental changes in Lake Baikal during the late Quaternary inferred from carbon, nitrogen and sulfur isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 285–299.
- White, J.C., Parker, D.F., Ren, M., 2009. The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: Insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179, 33–55.
- Wilke, T., Schultheiß, R., Albrecht, C., Bornmann, N., Trajanovski, S., Kevrekidis, T., 2010. Native *Dreissena* freshwater mussels in the Balkans: in and out of ancient lakes. *Biogeosciences* 7, 3051–3065.
- Willis, K.J., Bennett, K.D., 1994. The Neolithic transition – fact or fiction? Palaeoecological evidence from the Balkans. *The Holocene* 4, 326–330.
- Wittkop, 2004. *Paleoenvironmental reconstruction using laminated sediments containing authigenic carbonate minerals: case studies from the Great Lakes Region of North America.* Dissertation, University of Minnesota.
- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews* 29, 2828–2838.
- Wolpoff, M.H., Wu, X.Z., Thorne, A.G., 1984. Modern *Homo sapiens* origins: a general theory of hominid evolution involving the fossil evidence from east Asia. In: F.H. Smith und F. Spencer (Hrsg.): *The origins of modern humans: A world survey of the fossil evidence.* John Wiley and Sons, New York. 612 S.
- Wulf, S., 2000. Das tephrochronologische Referenzprofil des Lago Grande di Monticchio – Eine

- detaillierte Stratigraphie des süditalienischen explosiven Vulkanismus der letzten 100.000 Jahre. Dissertation, Universität Potsdam.
- Wulf, S., Kraml, M., Brauer, A., Keller, J., Negendank, J.F.W., 2004. Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). *Quaternary International* 122, 7–30.
- Wulf, S., Brauer, A., Mingram, J., Zolitschka, B., Negendank, J.F.W., 2006. Distal tephra in the sediments of Monticchio maar lakes. *In*: Principe, C. (Hrsg.). *La geologia del Monte Vulture. Regione Basilicata – Consiglio Nazionale delle Ricerche*, 105–122.
- Wulf, S., Kraml, M., Keller, J., 2008. Towards a detailed distal tephrostratigraphy in the Central Mediterranean: the last 20,000 yrs record of Lago Grande di Monticchio. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 118–132.
- Xu, L.-Q., Liu, X.-D., Sun, L.-G., Yan, H., Liu, Y., Luo, Y.-H., Huang, J., 2011. Geochemical evidence for the development of coral island ecosystem in the Xisha Archipelago of South China Sea from four ornithogenic sediment profiles. *Chemical Geology* 286, 135–145.
- Zanchetta, G., Sulpizio, R., Giaccio, B., Siani, G., Paterne, M., Wulf, S., D'Orazio, M., 2008. The Y-3 tephra: A Last Glacial stratigraphic marker for the central Mediterranean basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 145–154.
- Zanchetta, G., Sulpizio, R., Roberts, N., Cioni, R., Eastwood, W.J., Siani, G., Paterne, M., Santacroce, R., 2011. Tephrostratigraphy, chronology and climatic events of the Mediterranean basin during the Holocene: an overview. *The Holocene* 21, 33–52.

9. Erklärung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist, sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen der Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Dr. habil. Bernd Wagner betreut worden.

Nachfolgend genannte Teilpublikationen liegen vor:

Aufgebauer, A., Panagiotopoulos, K., Wagner, B., Schaebitz, F., Viehberg, F.A., Vogel, H., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Leng, M., Damaschke, M., 2012. Climate and environmental change in the Balkans over the last 17 ka recorded in sediments from Lake Prespa (Albania/F.Y.R. of Macedonia/Greece). *Quaternary International* 274, 122–135.

Damaschke, M., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Wagner, B., Boehm, A., Nowaczyk, N., Rethemeyer, J., Hilgers, A., Tephrostratigraphic studies on a sediment core from Lake Prespa in the Balkans. *Climate of the Past Discussions* 8, 4443–4492.

Leng, M.J., Wagner, B., Boehm, A., Panagiotopoulos, K., Vane, C.H., Snelling, A., Haidon, C., Woodley, E., Vogel, H., Zanchetta, G., Baneschi, I., 2012. Understanding past climatic and hydrological variability in the Mediterranean from lake sediment isotope and geochemical data. *Quaternary Science Reviews*. Im Druck.

Verfügbar unter: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.015>

Panagiotopoulos, K., Aufgebauer, A., Schaebitz, F., Wagner, B., 2012. Vegetation history of the Lake Prespa region since the Lateglacial. *Quaternary International*. Im Druck.

Verfügbar unter: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.05.048>

Wagner, B., Aufgebauer, A., Vogel, H., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Damaschke, M., 2012. Late Pleistocene and Holocene contourite drift in Lake Prespa (Albania/F.Y.R. of Macedonia/Greece). *Quaternary International* 274, 112–121.

Widlok, T., Aufgebauer, A., Bradtmöller, M., Dikau, R., Hoffmann, T., Kretschmer, I., Panagiotopoulos, K., Pastoors, A., Peters, R., Schaebitz, F., Schlummer, M., Solich, M., Wagner, B., Weniger, G.-C., Zimmermann, A., 2012. Towards a theoretical framework for analyzing integrated socio–environmental systems. *Quaternary International* 274, 259–272.

Köln, den 29. August 2012