

Seesedimente als Klimaarchiv - Fallbeispiele: Van See und Totes Meer

Günter Landmann¹ & Stephan Kempe²

Landmann, G. & Kempe, S. (2002): Seesedimente als Klimaarchiv - Fallbeispiele: Van See und Totes Meer.- in: W. Rosendahl & A. Hoppe (Hg.): Angewandte Geowissenschaften in Darmstadt.- Schriftenreihe der deutschen Geologischen Gesellschaft, Heft 15:##; # Abb., # Tab. [ISBN 3-932537-15-7]

Abstract

Geochemical and mineralogical investigations of the sediments of Lake Van (Eastern Turkey) and Lake Lisan (the glacial predecessor of the Dead Sea 16 000 years ago) allows the reconstruction of lake level changes and yield information about the climate history of the Near East for the last 40 000 years. After a phase of smaller lake level oscillations and a positive water balance, which lead presumably in both lakes to maximal water levels, a strong decline of the level of both lakes began about 20 000 years ago. The about 500 m deep Lake Van fell completely dry within less than 5000 years. Water balance modeling shows that the drop in level cannot be explained by decreasing precipitation alone, evaporation and hence wind speed and/or temperature must have increased as well. Both lakes returned to a positive water balance about 15 000 years ago. The sediments of Lake Van are from this time on finely laminated (i.e. varved) and were used to construct a continuous postglacial varve chronology. This record shows several lake level and hence climate changes in the next 5000 years, similar to the abrupt changes documented in ice cores from Greenland. In the Holocene the lake level history of both lakes (about 1000 km apart) have developed differently.

Kurzfassung

Geochemische und mineralogische Untersuchungen der Sedimente des Van Sees (Osttürkei) und des Lisan Sees, der im Bereich des heutigen Toten Meeres bis vor etwa 16 000 Jahren existierte, ermöglichen die Rekonstruktion der Seespiegelschwankungen für die letzten 40 000 Jahre und geben somit Auskunft über die Klimageschichte des Nahen Ostens. Nach einer Phase mit kleineren zyklischen Schwankungen und einer insgesamt positiven Wasserbilanz, die gegen Ende vermutlich in beiden Seen zu maximalen Wasserständen führte, setzte vor etwa 20 000 Jahren ein starker Rückgang beider Seen ein: Der damals über 500 m tiefe Van See fiel innerhalb von nur etwa 5000 Jahren trocken. Dieser Seespiegelrückgang lässt sich nicht ausschließlich durch geringere Niederschlagsraten erklären, sondern setzt auch höhere Verdunstungsraten und somit eine Zunahme der Windgeschwindigkeit und/oder Temperatur voraus. Beide Seen dokumentieren eine Rückkehr zu einer positiven Wasserbilanz vor etwa 15 000 Jahren. Die Sedimente des Van Sees, die sich ab diesem Zeitpunkt auf Grund einer jahreszeitlich bedingten feinen Bänderung (Warven) sehr genau datieren lassen, zeigen in den folgenden 5000 Jahren weitere schnelle Klimaänderungen an. Hinweise auf solche abrupten Klimaänderungen finden sich auch in den grönländischen Eiskernen. Im Holozän hat sich das Klima der nur etwa 1000 km von einander entfernten Seen regional unterschiedlich entwickelt.

Einleitung

Die vergangenen 10 000 Jahre, ein Zeitraum, in dem sich menschliche Zivilisationen

wesentlich entwickelten, sind eine Ausnahmerecheinung in der jüngeren Klimageschichte der Erde: Bohrkerne vom grönländ-

¹ Dr. G. Landmann, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU-Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, D-64287 Darmstadt; landmann@geowiss.uni-hamburg.de

² Prof. Dr. S. Kempe, Institut für Angewandte Geowissenschaften, TU-Darmstadt, Schnittspahnstr. 9, D-64287 Darmstadt; kempe@geo.tu-darmstadt.de

dischen Eisschild belegen, dass nie zuvor während der letzten 100 000 Jahre derart konstante und ausgeglichene Witterungsbedingungen geherrscht haben. Insbesondere seit Beginn des Spätglazials vor etwa 15 000 Jahren ereigneten sich in Grönland innerhalb weniger Jahrzehnte Temperatursprünge um bis zu 10 °C (Taylor et al., 1993). Die letzte 1200 Jahre andauernde Kälteperiode - die Jüngere Dryas, benannt nach einer Tundra-Pflanze die sich in dieser Periode stark in Nordeuropa ausbreitete - endete vor 11 600 Jahren (z. B. Alley et al., 1993). Die aktuelle Klimaforschung sucht nach den Ursachen dieser Klimasprünge: Handelt es sich dabei um regionale Phänomene oder treten sie global und zeitgleich auf?

Da die Sedimentationsprozesse in Seen stark durch das Klima geprägt werden, sind lakustrine Sedimente besonders geeignet um solchen Fragestellungen nachzugehen. Im Vergleich zu marinen Ablagerungen sind die Sedimentationsraten in Seen um ein Vielfaches höher und bieten somit eine bessere zeitliche Auflösung. Es wurden daher in den letzten Jahren zahlreiche Förderprogramme wie etwa das 'European Lake Drilling Programme' (European Science Foundation) oder der DFG-Schwerpunkt 'Wandel der Geo-Biosphäre in den letzten 15 000 Jahren' zur Untersuchung solcher hochauflösender Klimaarchive initiiert.

In diesem Artikel werden die Ergebnisse zweier Paläoklima-Studien zusammengefasst und miteinander verglichen. Durchgeführt wurden die Studien an Sedimenten des Van Sees, Osttürkei und des Lisan Sees, der in der Toten Meer-Senke bis vor etwa 16 000 Jahren (16 ka BP) existierte. Beide Seen sind abflusslos, eine Eigenschaft, die an semiaride oder aride Klimabedingungen gebunden ist. Der Wasserstand solcher Terminalseen reagiert sehr empfindlich auf Klimaänderungen, da er durch ein Gleichgewicht zwischen Niederschlag und Evaporation bestimmt wird. In den Zuflüssen gelöste Stoffe werden im Seewasser bis zur Übersättigung angereichert, und es kommt zu Mineralbildungen. Die Ablagerungen dieser Seen werden somit hauptsächlich durch chemische oder bioche-

mische Ausfällungen und fluviatil transportiertem Material bestimmt.

Der Van See

Der Seespiegel des Van Sees, im anatolischen Hochland der Osttürkei (Abb. 1), liegt 1648 m über dem mittleren Meeresspiegel (m.s.l.). Der See ist 451 m tief, besitzt eine Fläche von 3522 km² und ein Volumen von 576 km³ (Landmann, 1996). Das Seewasser ist mesohalin (Salinität 22) und hat einen ausgeprägten Sodachemismus (pH 9,8): Das Ladungsäquivalent von Hydrogenkarbonat (HCO³⁻) und Karbonat (CO³⁻²⁻) ist höher als das der Erdalkalien (Ca²⁺, Mg²⁺, Sr²⁺, Ba²⁺). Verglichen mit Meerwasser sind die Karbonationen im Van See um etwa das 70-fache angereichert und werden weitgehend durch die Alkali-Elemente Natrium und Kalium bilanziert (Kempe, 1977; Reimer, 1995). Die Calciumkonzentration ist extrem gering (4 mg l⁻¹, Meerwasser 400 mg l⁻¹), und eine Mischung des Seewassers mit Ca-reichen Grund- oder Flusswässern führt zur spontanen Karbonatfällung. An sublakustrinen Grundwasserzutritten bilden sich bis zu 40 m hohe Karbonatsäulen an deren Entstehung Mikroorganismen beteiligt sind (Mikrobia-lithe; Kempe et al., 1991). In den Mischungsbereichen vor den Flußmündungen ist die Karbonatausfällung als 'Whiting' an der Seeoberfläche zu beobachten. Auf Grund der hohen Mg/Ca-Verhältnisse von 40-50 im Seewasser bildet sich dabei überwiegend das Mineral Aragonit.

Im Frühling fallen Niederschlagsmaximum und Schneeschmelze zeitlich zusammen, und das Frischwasser überschichtet das schwerere Seewasser. Diese Oberflächenschicht weist eine erhöhte Calciumkonzentration auf und wird im Verlauf des Sommers durch Verdunstung aufkonzentriert. Im Spätsommer wird die Sättigung für Calciumkarbonat überschritten: Auf Satellitenaufnahmen sieht man großflächige 'Whittings', die eine oberflächennahe Karbonatfällung anzeigen (Abb. 1B). Die hellen Karbonate sedimentieren und bilden einen deutlichen Kontrast zum dunklen, fluviatil transportiertem Material. In Wassertiefen von mehr als 30-40 m ist die

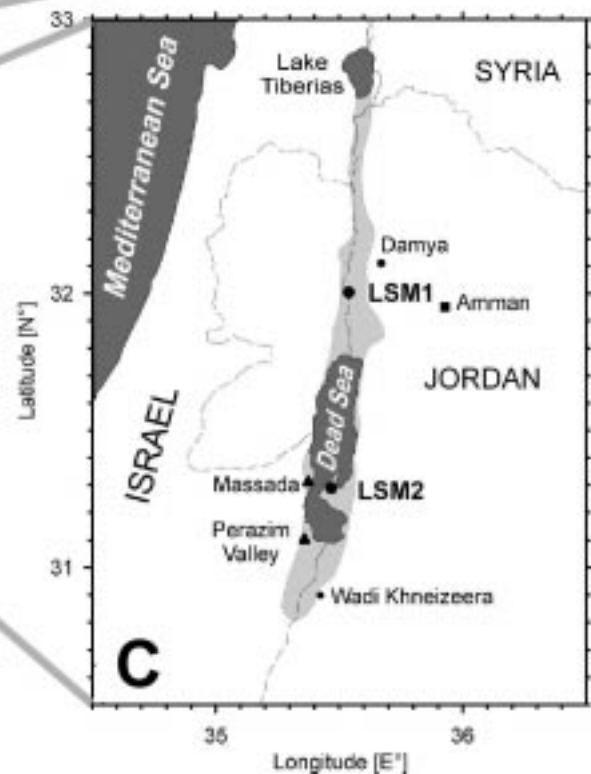
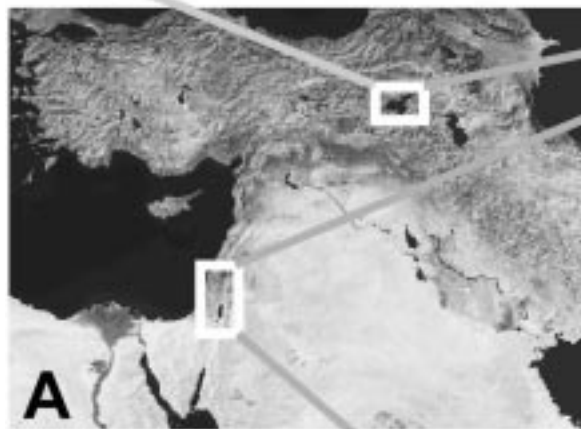
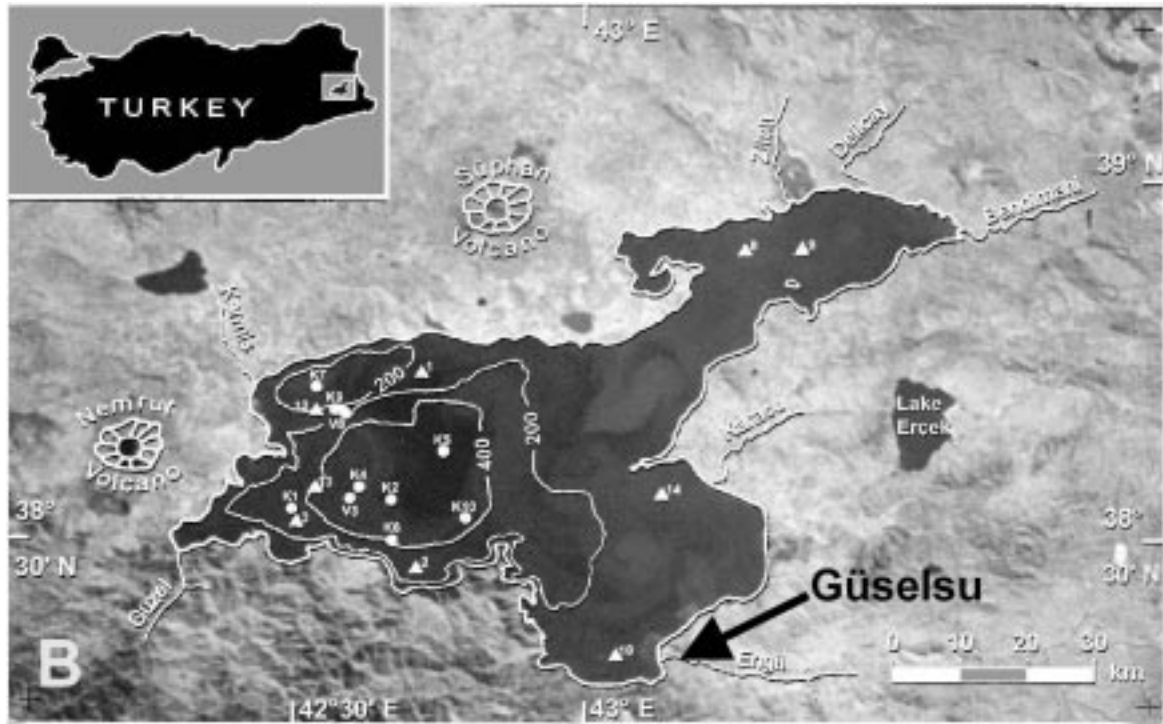


Abb. 1 A) Karte des ‚Nahen Ostens‘ mit Ausschnitten vom Van See und dem Toten Meer. Die beiden Seen sind etwa 1000 km von einander entfernt. B) Bathymetrische Karte des Van Sees mit Lage der Sedimentkerne von 1974 (Dreiecke) und 1990 (Kreise). Der Kartenhintergrund basiert auf einem Luftbild, aufgenommen während der ‚Challenger 6 Mission‘ im Oktober 1984. Karbonatfällung ist an der Seeoberfläche als helle, wolkenartige Verfärbung (Whiting) zu erkennen. C) Verbreitung der Lisan Formation in der Toten Meer Senke (hellgrau schattiert) und Position der Profile LSM1 und LSM2.

Energie der Oberflächenwellen zu gering, um diese Lamination zu zerstören; Sauerstoffarmut am Seeboden verhindert eine Vermischung des Sediments durch wühlende Organismen (Bioturbation). Eine solche Hell-Dunkel-Abfolge repräsentiert die Ablagerungen eines Jahres und kann somit als Warve bezeichnet werden. Das Auszählen der Warven ermöglicht eine sehr genaue Datierung der Sedimente.

Chronologie und Sedimentologie der Van See Ablagerungen

Wesentliche Informationen über den Van See erzielte eine 1974, im Rahmen einer interdisziplinären Studie durchgeführte Expedition, von welcher neun Sedimentkerne mitgebracht wurden (Degens & Kurtmann, 1978). Die Zählung der Jahresschichten, durchgeführt mit einem Binokular an der geglätteten Sedimentoberfläche, ergab ein 'Warven-Modellalter' von 10 420 a BP (Kempe, 1977). Weitere zehn Sedimentkerne erbrachte die Van See Expedition 1990 (Landmann et al., 1992). Einige dieser Kerne wurden geteilt und im Rahmen von drei Doktorarbeiten bearbeitet (Reimer, 1995; Landmann, 1996; Lemcke, 1996). Die Vollständigkeit der Sedimentabfolge - wichtige Voraussetzung zur Erstellung einer Warvenchronologie - konnte durch eine detaillierte Korrelation aller sechs aus dem Hauptbecken stammenden Kerne sichergestellt werden. Zwölf Aschenlagen, die Hell-Dunkel-Bänderung und markante Farbwechsel bilden auffällige Korrelationshorizonte. Die Qualität der Kerne und der Lamination ermöglicht aber auch die Korrelation einzelner Warven über das ganze Seebecken. Der 8,40 m lange Sedimentkern K10 aus 420 m Wassertiefe enthält keine Störungen und erreicht - zusammen mit K6 - die ältesten Schichten (siehe Abb. 1B). Er wurde geteilt und zur Erstellung von zwei weiteren Warvenchronologien benutzt (Landmann, 1996; Lemcke, 1996).

Die Sedimente des K10 sind bis zu einem Alter von 14 570 a BP durchgängig gewarvt (Landmann et al., 1996a). Die Abweichung zwischen den Zählungen von Lemcke - erstellt mittels Binokular an Dünnschliffen -

und Landmann (Bildanalyse an Anschliffen) beträgt maximal 2,4 % (Lemcke, 1996; Abb. 2). Die Korrelation der Chronologien Kempe/Landmann wurde an Kernfotografien durchgeführt.

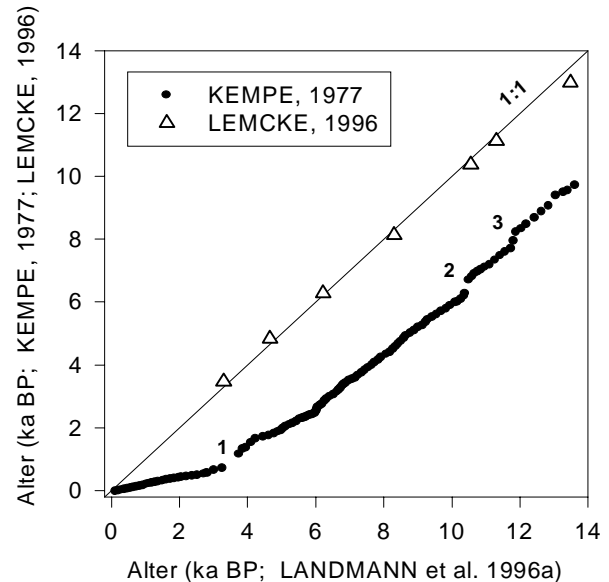


Abb. 2 Vergleich der drei existierenden Warvenchronologien des Van Sees. Die Differenz zwischen den Zählungen von Landmann et al. (1996a) und Lemcke (1996) beträgt maximal 2,4 Prozent. Die Abweichung der von Kempe durchgeführten Zählung erklärt sich durch: (1) Kernverlust und starke Kompression in der oberen Sektion der Kerne von 1974, (2) Mitzählen einer allochthonen Sedimentsequenz, (3) Interpolation der Akkumulationsrate in einer ungewarnten Sequenz.

Die bildanalytische Auswertung ermöglicht die statistische Bearbeitung der Merkmale jeder Warve. Die hellen Bereiche, die im Vergleich zu den dunklen Laminae viel regelmäßiger ausgebildet sind, entsprechen dem evaporativ gefällten Aragonit. Der Abstand zwischen zwei Helligkeitsmaxima (durchschnittlich 0,5 mm) wurde daher als jährliche Sedimentakkumulation definiert. Sind Porenwassergehalt und -dichte sowie die Sedimentdichte bekannt, lässt sich die Sedimentdepositionsrate (SDR) errechnen. Abrupte Veränderungen der SDR im Spätglazial werden auf Seespiegelschwankungen zurückgeführt und zeigen Klimawechsel an. Sie gehen einher mit Änderungen der Sedimentzusammensetzung und wurden zur Definition von Zeitabschnitten mit bestimmten charakteristischen Eigenschaften im Sinne

Tabelle 1: Durchschnittliche Zusammensetzung der Van See Sedimente in den Chronozonen in Gewichtsprozent. 'Rest' bezeichnet die nicht analysierte Fraktion. Die Beschreibung der Analysemethoden wird in Landmann et al. (1996a) gegeben. Die Bezeichnung der spätpleistozänen Chronozonen wurde in Anlehnung an die für Nordeuropa etablierte Biostratigraphie gewählt: DR1 = Älteste Dryas, BO = Bølling, AL = Allerød, YD = Jüngere Dryas.

Chronozone	Holozän	YD	AL	BO	DR1
Periode bis (a BP)	-	10 920	12 040	13 380	13 910
Probenanzahl	70	15	21	7	19
Biogenes Opal	16,9	12,1	14,0	13,5	13,5
CaCO ₃	34,5	41,1	39,5	39,1	33,6
Org. Material	9,1	3,3	4,7	1,8	1,3
Rest	39,5	43,5	41,8	45,6	51,6
Quarzgehalt	niedrig	hoch	niedrig	hoch	sehr hoch

von Chronozonen benutzt (Tab.1; Landmann et al., 1996a).

Die SDR ist, zusammen mit der Schneekumulation und den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten der Eiskerne, gegen die Zeit dargestellt (Abb. 3). Zudem wurde die Seespiegelkurve rekonstruiert. Diese Rekonstruktion beruht auf Fixpunkten, die durch folgende Beobachtungen gegeben sind:

- Das Fehlen bzw. Einsetzen der Warbung in Sedimentkernen aus verschiedenen Wassertiefen;
- Die Verwendung von CaMg-Karbonaten und Kotpillen von Crustaceen (*Artemia sp.*) als Salinitätsindikator;
- Akkumulations- und Erosionsterrassen über und unter dem heutigen Wasserspiegel.

Diese Fixpunkte wurden unter Berücksichtigung des Porenwassergehaltes (als Salinitätsindikator) und der SDR (als Indikator für den Seespiegel und den Flusseintrag; siehe Landmann et al., 1996b) manuell verbunden. Niedrige Wasserstände sind durch hohe Quarzgehalte gekennzeichnet, während Hochwasserstände größere Anteile der autochthonen Komponenten wie Karbonat und biogenes Opal aufweisen. Das Austrocknen des Sees, bzw. eine nur temporäre Wasserbe-

deckung des Seebodens in der Zeit vor 15 ka BP, ist in dem untersten Bereich der beiden längsten Sedimentkerne angezeigt durch:

- eine stark veränderte Sedimentzusammensetzung,
- eine Oolithlage (Flachwasserindikator) und bis zu 3 cm große, gerundete Bimse,
- das graduelle Einsetzen der Lamination (die in der untersten Kernsektion fehlt) oberhalb der Oolithlage.

Zudem wird die mit der Sedimenttiefe linear zunehmende Porenwassersalinität als eine Folge dieses Trockenstandes interpretiert: Hochsaline Wässer drangen damals gravitativ in die Sedimente ein und werden seither diffusiv rückgemischt. Diesen Salinitätsgradienten findet man in allen Kernen aus großer Tiefe, was eine weitflächige Verbreitung der Salzakkumulation im Untergrund voraussetzt; in den Sedimenten aus geringerer Wassertiefe ist er schwächer ausgebildet bzw. fehlt ganz. Die Ionen-Verhältnisse im Porenwasser unterscheiden sich nicht von denen des Seewassers und belegen somit eine regressive Entwicklungsphase des Sees als Quelle der Salzakkumulation im Untergrund (Reimer, 1995).

Der ältere Teil der Seespiegelkurve (Abb. 3) stützt sich auf eine 'floating chronology', die

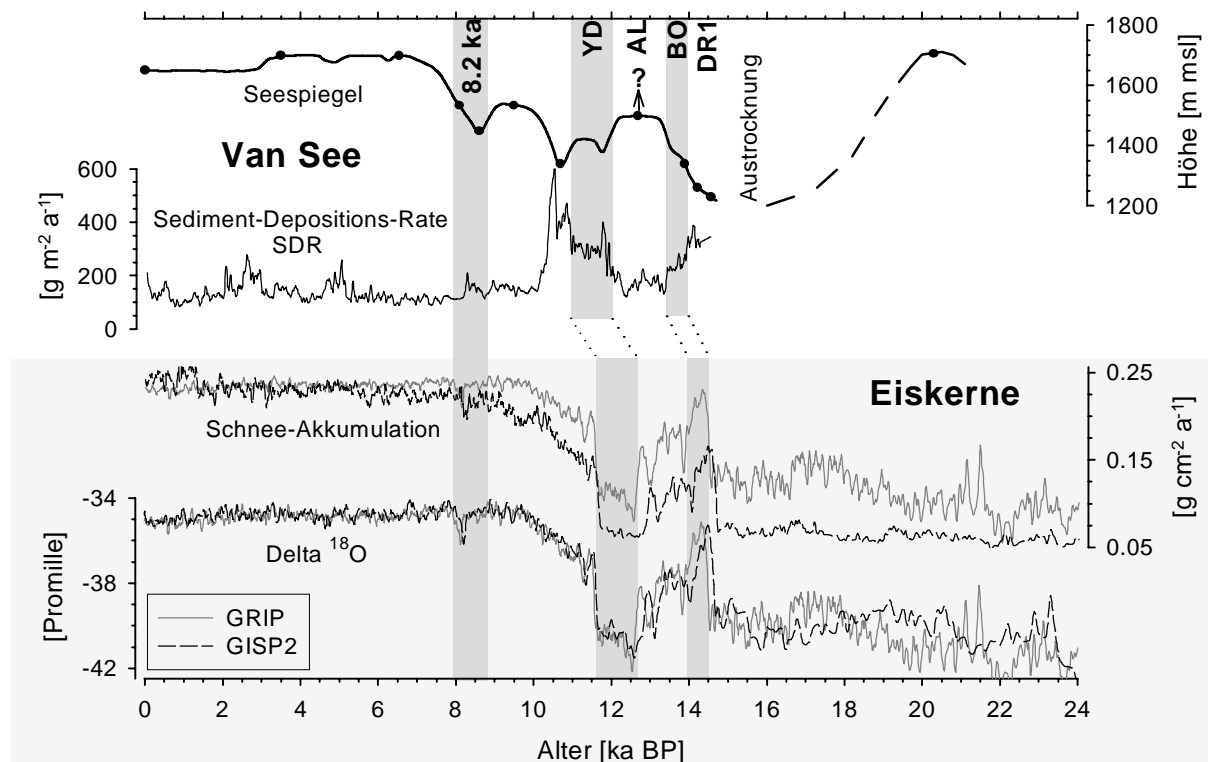


Abb. 3 Vergleich zwischen Van See- und Eiskern-Rekords. Alle Daten (außer die von Hand gezeichnete Seespiegelkurve, siehe Text) wurden auf eine jährliche Auflösung interpoliert, durch Mittelwertbildung über 11 Werte reduziert und mit einer laufenden Mittelwertbildung über 5 Werte geglättet.

an einer etwa 15 m mächtigen Seeterrasse der Lokalität Güsselsu erstellt wurde (Müller, 1994; Kempe et al., 2002). Diese ehemaligen Seesedimente liegen etwa 30 m über dem heutigen Wasserspiegel, nahe des Flusses Engil (siehe Abb. 1B) und sind im unteren Teil des Profils grob laminiert. Darüber wird die Laminiierung feiner und reflektiert durch eine saisonale Änderung der Sedimentzusammensetzung und der Transportgeschwindigkeit einen 3-phasigen Warvenzyklus. Im mittleren Abschnitt dieses Profils konnten 606 Jahre ausgezählt werden, deren jährliche Akkumulationsrate im Durchschnitt etwa 1 cm beträgt (Müller, 1994). Drei ^{14}C -Datierungen an Pflanzenresten aus diesem gewarteten Abschnitt ergaben ein Alter um 17,5 ka BP. Da die Anfangsaktivität des ^{14}C -Isotops zeitlichen Schwankungen unterliegt, müssen ^{14}C -Alter generell durch andere Datierungsmethoden kalibriert werden (Stuiver & Kra, 1986). Nach der U/Th-Kurve von Bard et al. (1998) ergibt sich ein kalibriertes Alter von 20,3 ka BP, welches diese 'floating

chronology' auf die Periode 20,7-20,1 ka BP fixiert. Die Korngröße, die Eigenschaft der Warven, die Variation der Akkumulationsrate sowie die zahlreichen Rutschkörper (Slumps) im oberen Profilabschnitt charakterisieren die Fazies als Delta-Ablagerungen einer intensiven transgressiven Phase, die vor etwa 21 ka BP begann. Etwa 500 Jahre später erreichte der Seespiegel mit 50-60 m über dem heutigen Level sein Maximum (Kempe et al., 2002). In der Periode 20,5 – 15,5 ka BP fiel demnach der Seespiegel um mehr als 500 m (Landmann et al., 1996b).

Ein Problem bei Datierungen, die auf Zählungen der Lagen beruhen, ist ihre Normierung gegen nur einen Fixpunkt. Bei der Van See Chronologie ist dies die Sedimentoberfläche (0 Jahre = 1990). Das Alter einer bestimmten Sedimenttiefe ist daher immer mit dem kumulativen Fehler aller vorangegangenen Ungenauigkeiten behaftet. Es ist daher naheliegend, die Warvenchronologie mit anderen Datierungsmethoden abzugleichen oder durch einen Vergleich mit unabhängigen

gen Chronologien zu überprüfen. Die grönländischen Eiskerne verfügen durch Jahres-schichtenzählungen über eine absolute Chronologie (z. B. Alley et al., 1993). Der Vergleich zwischen der SDR des Van Sees und den Eiskern-Rekords zeigt Parallelen:

- Das '8,2 ka event' entspricht am Van See einer regressiven Seespiegelphase mit erhöhter SDR. Die Zunahme des Mg/Ca-Verhältnisses im Wasser führt zur Anreicherung von Magnesium in den Karbonaten. Die Sedimente enthalten eine große Anzahl an Kotpillen der halophilen Crustacee *Artemia sp.* Diese Crustaceen bilden resistente Dauereier, aus welchen bei Salinitäten von 80-100 die Larven schlüpfen (Gruner, 1993).
- SDR, Schneeakkumulation und $\delta^{18}\text{O}$ sind über die Periode 0-10 ka BP relativ konstant.
- Der Wechsel von einer negativen zu einer positiven Wasserbilanz am Van See vor etwa 14,5 ka BP korrespondiert mit dem starken Anstieg von Schneeakkumulation und $\delta^{18}\text{O}$ in den Eiskernen.

Die abrupten Änderungen der SDR im Spätglazial - benutzt zur Definition der Chronozonen am Van See - korrelieren mit einem zeitlichen Versatz von 600 (GRIP) bis 700 (GISP2) Jahren mit Änderungen von Schneeakkumulation und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in Grönland (Abb. 3).

Einen auffälligen Unterschied zwischen Van See- und Eiskern-Lagen gibt es vor allem um 10,5 ka BP. Die SDR ist extrem hoch und die Sedimente enthalten eine 1 cm mächtige Sequenz ('Markerlage' ca. 10 530 a BP) mit stark erhöhtem Gehalt an organischem Kohlenstoff. Dieser weist eine hohe Konzentration an langkettigen Alkenonen auf und dokumentiert vermutlich eine plötzliche Freisetzung von Nährstoffen infolge einer Durchmischung des Sees nach einer längeren Stagnation (Thiel et al., 1997). Die Karbonate dieser Periode sind sehr stark mit Magnesium angereichert (Ca_{10} , Mg_{90} ; s. Landmann et al., 1996b). Geplante Untersuchungen mit der Mikrosonde sollen die Elementverteilung in den Sedimenten aus dieser Periode besser

auflösen. Dadurch kann vermutlich geklärt werden ob die Bänderung dem saisonalen Sedimentationsmuster entspricht und somit Jahresschichten vorliegen oder ob diese durch diagenetische Prozesse überprägt wurden.

Eine Überprüfung der Van See Chronologie durch ^{14}C -Datierungen ist bisher nicht gelungen. Die Sedimente enthalten keine genügend großen Makroreste zur Datierung des organischen Materials. Die Karbonate wiederum weisen stark unterschiedliche ^{14}C -Anfangsaktivitäten auf: Gegenüber der Warvenchronologie ändert sich der Reservoir-Effekt (das Alter des zur Karbonatbildung genutzten Kohlenstoffs) zwischen 6,5 und 2,8 ka BP von 4680 auf 2600 Jahre (Lemcke, 1996).

Das Tote Meer

Der Wasserspiegel des Toten Meeres, derzeit bei 414 m unter dem Meeresspiegel und somit tiefster Punkt der Erde, sinkt in den letzten Jahren mit einer durchschnittlichen Rate von 80 cm pro Jahr (Abb. 1; Stein, 2001). Diese Entwicklung ist nicht nur auf eine Klimaänderung zurückzuführen, sondern erklärt sich zum Teil auch durch den gestiegenen Wasserverbrauch im Einzugsbereich des Toten Meeres. Der Jordan, einst Hauptzufluss und noch 1848 von dem amerikanischen Marineleutnant William F. Lynch, 4 Offizieren und 9 Seeleuten zur Bootspassage vom See Tiberias zum Toten Meer benutzt (Lynch, 1849), ist heute im Unterlauf nahe der Ortschaft Damya/Jordanien ein langsam fließender Bach von allenfalls 2 m Breite (Abb. 1C). Der Fahrtbericht von Lynch weckte das Interesse von Forschern zur Untersuchung des hochsalinen Toten Meeres (Wrede, 1866; Roth, 1879).

Umfassende Untersuchungen von Wasser und Sediment des Toten Meeres wurden 1959 und 1960 durchgeführt (Neev & Emery, 1967). Mehrere Schiffsfahrten gaben Aufschluss über die jahreszeitliche Variation des Sees. Besonders in den Sommermonaten zeigte sich im Oberflächenwasser ein Temperatur- und Salinitätsgradient in Nord-Süd Richtung mit maximalen Werten in dem fla-

chen, südlichen Teilbecken. Die Temperatur in der etwa 40 m mächtigen Oberflächenschicht variierte zwischen 16 und 35 °C, während im unteren Wasserkörper konstante 21,7 °C gemessen wurden. Die Salinität im oberen Wasserkörper lag bei 300 g l⁻¹ (pH 6,4), im unteren Wasserkörper bei 332 g l⁻¹ (pH 6,2). Entscheidend für authigene Mineralbildungen ist das Ionenverhältnis zwischen Ca und der Summe von Sulfat und Bikarbonat von ~ 24. Verglichen mit dem Van See ist im Toten Meer die Ca-Konzentration 4200-fach höher (16,86 g l⁻¹), die Konzentration an HCO₃⁻ (0,22 g l⁻¹) etwa 14-fach geringer. Whitings - beobachtet im Spätsommer - und Krusten aus kristallinem Gips an Bootsrümpfen und Verankerungseilen dokumentierten die Übersättigung von Aragonit und Gips im Oberflächenwasser (Neev & Emery, 1967).

Der weitere Rückgang des Seespiegels unterbrach 1976 die Verbindung zwischen dem damals etwa 390 m tiefen Nordbecken und dem flachen, zur Gewinnung von Carnallit (KMgCl₃ * 6H₂O) genutzten Südbecken. Die Salinität der Oberflächenschicht nahm weiter zu und im Februar 1979, nach fast 300 Jahren mit einer stabilen Schichtung, kam es zu einer vollständigen Durchmischung des Wasserkörpers (Steinhorn et al., 1979; Stiller & Chung, 1984). Ein erneutes Mischungsereignis im Dezember 1983 initiierte eine acht Jahre andauernde Periode mit jährlicher Durchmischung. Die in Folge des Seespiegelmrückgangs für den Zeitraum 1976-1991 präzipitierte Menge an Halit (NaCl) berechnet Gavrieli (1997) auf 2,2*10⁹ Tonnen.

Die Chronologie und Sedimentologie der Lisan und Dama Formationen

Das Becken des Toten Meeres ist Teil einer tektonischen Senke entlang des Dead Sea Rift Systems, die im Laufe der jüngeren Erdgeschichte von verschiedenen Wasserkörpern gefüllt war. Salzablagerungen von bis zu 3,5 km Mächtigkeit wurden auf der Lisan Halbinsel erbohrt und sind zum Teil an dem Salzdiapir Mount Sedom, Israel, aufgeschlossen. Diese Sedom Formation wird auf periodische

Ingressionen des Mittelmeeres, die vermutlich vor 5-10 Millionen Jahren stattfanden, zurückgeführt (Zak, 1967; Neev & Emery, 1967; Garfunkel, 1997).

Die Samra Formation (stratigraphisch identisch mit der Amora Formation) ist mit etwa 450 m Mächtigkeit nahe des Mount Sedom aufgeschlossen. Sie wird aus Karbonat, Gips, Halit und klastischen Komponenten aufgebaut (Zak, 1967; Stein, 2001). U/Th-Datierungen aus dem oberen Bereich ergaben Alter von > 200-80 ka BP (Kaufman, 1971; Kaufman et al., 1992). Meist ist die Samra Formation durch eine Diskontinuitätsfläche von der darüber liegenden Lisan Formation getrennt. Verglichen mit dieser ist der detritische Sedimentanteil in den oberen Profilschnitten der Samra Formation höher (Begin et al., 1974).

Ablagerungen des Lisan Sees bedecken weite Areale des Dead Sea Rifts (Abb. 1C). Sie finden sich bis zu Höhenlagen von -130 m m.s.l (Plakh, 2000) und sind durch U/Th- und ¹⁴C-Analysen auf 70-16 ka BP datiert (Kaufman, 1971; Kaufman et al., 1992; Schramm, 1997; Schramm et al., 2000). Untersuchungen an 13 Aufschlüssen erlauben eine Unterscheidung zwischen einer Diatomeen (Kieselalgen)-Fazies für den nördlichen Bereich, einer Aragonit-Fazies südlich und nördlich des Toten Meeres und einer Gips-Fazies im zentralen Küstenbereich des Toten Meeres (Begin et al., 1974). Charakteristisch für die Lisan Formation ist die feine Hell-Dunkel-Lamination, deren Entstehung auf die jährlichen Klimazyklen zurückgeführt wird (Landmann et al., 2000): Die hellen Bereiche dieser Warven bestehen meistens aus reinem Aragonit, der im Spätsommer evaporativ im Oberflächenwasser gefällt wird. Die dunklen Detrituslagen repräsentieren die feuchtere Jahreszeit mit erhöhtem fluvialem Transport. Gelegentlich besteht die helle Lage aus einer Abfolge von Aragonit und Gips.

In einem 26 m mächtigen Profil auf der Lisan Halbinsel (Abb. 1C; Profil LSM2) bilden Aragonit und Gips mit je etwa 30 Gewichtsprozent (wt %) die Hauptkomponenten der Lisan Formation (Abb. 4; Landmann et al.,

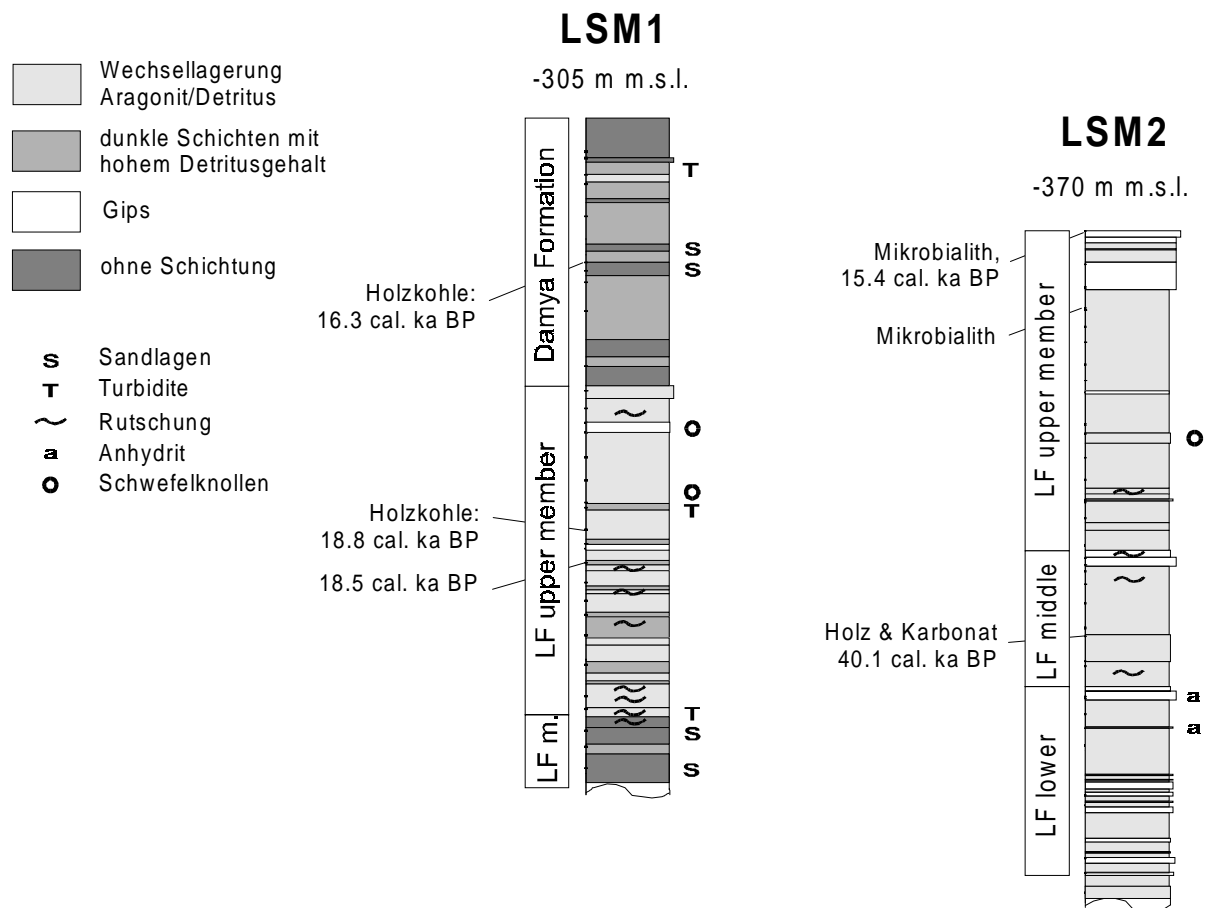


Abb. 4 Stratigraphie und Sedimentologie der Lisan- und Damya Formation. Der Anteil chemischer Sedimente ist in dem tiefer, näher zum zentralen Becken gelegenen Profil LSM2 erheblich höher. Profil LSM1 enthält im unteren Bereich zahlreiche subaquatische Rutschungen (slumps).

2002). Die Halbinsel formt eine flache Domstruktur, deren oberstes Plateau auf etwa -370 m m.s.l. liegt. Massive Gipshorizonte bilden Härtlinge in 18 m, 12,5 m und insbesondere am oberen Abschluss der Formation aus. Die untere Einheit enthält zahlreiche dünnere Gipslagen. Geringe Gehalte an Gips (1-5 wt %) wurden in allen Proben gefunden (disseminated gypsum; Stein et al., 1997) und als sekundäre Bildungen identifiziert (Landmann et al., 2002): Auf Dünnschliffen erkennt man Konkretionen, die in den dunklen, detritischen Bereichen der Warven entstehen und die ursprüngliche Lamination verdrängen.

Das obere Plateau der Halbinsel ist partiell von harten mikrobialithischen Krusten bedeckt. Diese entstehen im flachen Wasser, da an ihrer Bildung photosynthetisierende Organismen beteiligt sind (Buchbinder et al., 1974; Buchbinder, 1981; Kempe et al., 1991). Sie bilden somit ausgezeichnete Wasserstandsmarken, welche mit der ^{14}C -

Methode datiert werden können. Bei der Bewertung und Umrechnung dieser, an Karbonaten gemessenen ^{14}C -Alter sind folgende Faktoren von Bedeutung:

- Eine Kontamination mit jungem Kohlenstoff durch nachträgliche Umkristallisation muss geprüft und gegebenenfalls korrigiert werden. Die hier angegebenen Alter (Abb. 4) resultieren aus mehreren Datierungen desselben Materials nach unterschiedlichen Säurebehandlungen (siehe Landmann et al., 2002).
- Der Reservoir-Effekt, d. h. das Alter des Kohlenstoffs bevor dieser in die Karbonate eingebaut wurde, muss berücksichtigt werden. Hier wurde das von Neev & Emery (1967) bestimmte Alter des oberen Wasserkörpers von 2000 Jahren benutzt.

Die resultierenden ^{14}C -Alter wurden nach der Kalibrierungskurve von Bard et al. (1998;

benutzt für ^{14}C -Alter < 15 ka) und Schramm et al. (2000) in Kalenderjahre umgerechnet. Eine Kontrolle dieser Alter bietet eine Korrelation mit dem U/Th-datierten Profil des Pezazim Tals (Abb. 1C), die an zwei Gipshorizonten etabliert wurde (Bartov, 1999). Danach entsprechen die Gipslagen in 22 m Profiltiefe einem Alter von etwa 58 ka BP, jene in 12,5 m einem Alter von etwa 37 ka BP.

Nahe der Stadt Damya in Jordanien vermittelt ein etwa 1 km breites, 60 m tiefes Tal ein eindruckvolles Bild der erosiven Kraft des Jordan im Holozän (Abb. 1C; Profil LSM1). Der Fluss hat die hier über 30 m mächtige Lisan Formation und etwa 20 m der Samra Formation durchschnitten (Landmann et al., 2002). Bisher wurden nur die oberen 16 m der Lisan Formation beprobt, welche hier, verglichen mit dem Profil LSM2, deutlich weniger Gips enthält.

Über der Lisan Formation liegt eine etwa 10 m mächtige Abfolge, die Damya Formation (Abb. 4, LSM1). Das Alter dieser Formation wird mit 16-15 ka BP an der Basis und 12 ka BP am Top angegeben (Abed & Yaghan, 2000). Gegenüber der Lisan Formation ist der klastische Sedimentanteil nochmals deutlich erhöht und einige Sandlagen zeigen Küstennähe und eine Flachwasserfazies an. Sie enthalten Ostracoden (Muschelkrebse) der Arten *Cyprideis torosa* und *Ilyocypris gibba*, die in Frisch- bis Brackwasser vorkommen und deren exzellenter Erhaltungszu-

stand eine Umlagerung ausschließt (Abed & Helmdach, 1981; A. Viehofen, persönliche Mitteilung). Da es für die Existenz eines Teilbeckens keine morphologischen Hinweise gibt, wird vermutet, dass die Ostracoden während einer Periode mit positiver Wasserbilanz und einem sehr stabil geschichteten Wasserkörper abgelagert wurden.

Bisher liegen drei ^{14}C -Datierungen von inkohlten Pflanzenresten für das Profil LSM1 vor (Abb. 4). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -19 und -26 Promille lassen auf einen terrestrischen Ursprung dieser Pflanzen schließen. Das Alter der Proben aus 16 m und 17 m Profiltiefe folgt nicht der stratigraphischen Ordnung; es wird daher angenommen, dass die Pflanzenreste der oberen Probe umgelagert wurden. Auch das Alter der Probe aus 5 m Profiltiefe lässt sich stratigraphisch nicht einordnen: Bei einem Abstand von 12 m und einer Zeitdifferenz von nur 2200 Jahren errechnet sich eine Akkumulationsrate von mehr als 5 mm pro Jahr zwischen den datierten Horizonten. Eine bei der Probennahme durchgeführte überschlägige Warvenzählung lässt auf eine mittlere Akkumulationsrate von etwa 1,2 mm pro Jahr schließen (Landmann et al., 2002). Zudem passt diese Datierung nicht in den durch Abed & Yaghan (2000) vorgegebenen Zeitrahmen der Damya Formation. Es wird daher davon ausgegangen, dass auch dieses Material umgelagert wurde.

Tabelle 2: Durchschnittliche Zusammensetzung der Sedimente der Damya- und Lisan Formationen (LF) in Gewichtsprozent. Salz wurde als Chlorid bilanziert. 'Rest' bezeichnet das Material, das durch eine Wasser- und Säureextraktion nicht aufgeschlossen wird. Eine Beschreibung der Analysemethoden wird in Landmann et al. (2001) gegeben.

	LSM1			LSM2		
	Damya F.	LF upper	LF middle	LF upper	LF middle	LF lower
Probenanzahl	12	20	5	20	9	11
Gips	8.7	12.0	4.6	25.4	20.5	49.3
Aragonit	10.6	30.6	21.4	33.7	34.3	19.1
Calcit	14.2	5.6	12.4	7.2	5.5	3.8
MgFe(CO ₃)	8.1	7.2	6.8	3.6	3.2	2.2
Salz	7.7	6.9	7.3	3.3	14.4	11.2
Org. Material	1.1	1.0	0.8	0.9	0.9	0.6
Rest	49.6	36.7	46.9	25.8	21.2	13.9

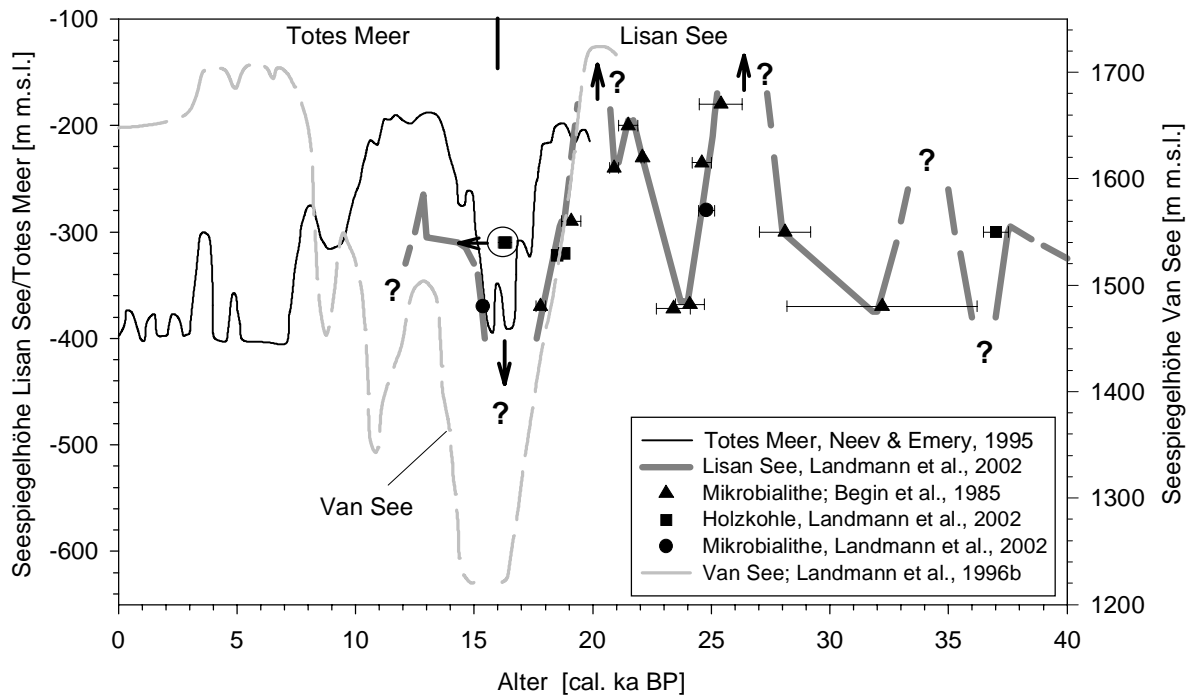


Abb. 5 Vergleich der Wasserstandschwankungen des Lisan Sees / Toten Meeres und des Van Sees. Die Kalibration der ^{14}C -Daten auf Kalenderalter (siehe Text) erlaubt den direkten Vergleich mit der Warvenchronologie des Van Sees. Die für beide Seen unterschiedlichen y-Achsen haben den gleichen Größenmaßstab.

Seespiegelschwankungen und Paläoklima im Nahen Osten

Die Geochemie und Mineralogie der Lisan- und Damya Formationen lassen Rückschlüsse auf die Klimaentwicklung zu (Tab. 2). Gipshorizonte dokumentieren Perioden mit negativer Wasserbilanz und sinkendem Seespiegel (Stein et al., 1997). Da Bikarbonat überwiegend durch die Zuflüsse geliefert wird, zeigen hohe Aragonitgehalte feuchte Zeitabschnitte an. Bei einem gegebenen Gehalt an gelöstem Calcium im Seewasser muss die Konzentration von Sulfat weit höher sein als diejenige von Bikarbonat um die Sättigung von Gips zu erreichen. Das Sulfat/Bikarbonat-Molverhältnis des Jordan am Ausgang des Tiberias Sees ist 0,34 (Stein et al., 1997). Ein hohes Gips/Aragonit-Verhältnis im Sediment setzt folglich eine vorhergehende Periode mit positiver Wasserbilanz voraus, um Sulfat im Wasserkörper zu akkumulieren. Der Anteil an klastischem Material wird durch die Transport- und Erosivkraft der Zuflüsse beeinflusst, steht zum anderen aber auch in starker Abhängigkeit

von der Entfernung der untersuchten Sediment zur Küste und den Flussmündungen (Landmann et al., 1996b).

Die hier gegebenen geochemischen Zusammenhänge wurden zur Rekonstruktion der Seespiegelschwankungen des Lisan Sees bzw. Toten Meeres der vergangenen 40 000 Jahre benutzt (Abb. 5). Zusätzliche Zeit- und Wasserstandsmarken liefern ^{14}C -datierte

- Pflanzenreste einer Flachwasserfazies aus dem Wadi Khneizeera (Abb. 1C),
- Mikrobialithe aus der Umgebung des Profils LSM1 (Landmann et al., 2002) und
- Mikrobialithe, deren Fundhöhe und ^{14}C -Alter durch Begin et al. (1985)³ publiziert wurden.

³ Die ^{14}C -Alter, von verschiedenen Autoren ermittelt und von Begin et al. (1985) zusammengefasst, wurden nach dem hier beschriebenen Verfahren in Kalenderjahre umgerechnet. Es ist nicht bekannt ob bei diesen ^{14}C -Analysen eine Kontamination mit jungem Kohlenstoff geprüft wurde.

Die Wasserstandsmarken und die geochemischen Befunde lassen sich gut miteinander vereinbaren. Die Seespiegel-Tiefstände um 37, 32, 24 und 16 ka BP korrelieren mit Gipslagen in 12,6 m, 10,3 m 6,2 m und 2 m Profiltiefe. Die große Mächtigkeit der oberen Gipslage sowie die Anreicherung von Magnesium in den Karbonaten im Liegenden dieser Gipslage dokumentieren eine besonders starke Reduzierung des Wasservolumens in der Periode 20-16 ka BP. Der Zeitpunkt für den von Plakht (2000) beschriebenen, bisher aber noch nicht datierten Seespiegel-Hochstand von -130 m m.s.l. wird daher um 20,5 ka BP vermutet. Die Rückkehr zu einer positiven Wasserbilanz ab 15,4 ka BP ist durch eine Datierung und die Seespiegel-Rekonstruktion von Neev & Emery (1995) belegt (Abb. 5). Mehrere Sandlagen, unlaminierte Horizonte und der hohe Gehalt an klastischem Material in der Damya Formation dokumentieren kleinere Wasserstandsschwankungen um -300 m m.s.l. Nur in 2 m Tiefe des Profils LSM1 zeigt ein 40 cm mächtiger Horizont mit hohem Aragonitgehalt eine etwa 200 Jahre andauernde Periode mit höherem Wasserstand an.

Die Seespiegelkurven des Lisan Sees/Toten Meeres und des Van Sees zeigen in der Periode 21-13 ka BP ähnliche Charakteristika:

- Eine kurze transgressive Phase gipfelt etwa um 20.5 ka BP.
- Eine sehr starke regressive Phase, die bis etwa 15 ka BP andauert.

Das Seespiegel-Minimum dieser regressiven Phase ist für den Lisan See noch nicht eindeutig bestimmt. Neev & Emery (1967) bewerteten die Existenz und Oberflächenbeschaffenheit sublakustriner Canyons als Trockenstand für weite Teile des tiefen Nordbeckens, nahmen diese Interpretation aber in einer späteren Publikation zurück (Neev & Emery, 1995). Seismische Profile zeigen deutliche Reflektionshorizonte bis in das Hauptbecken, die als Erosionsflächen bewertet wurden (Niemi, 1997). Ähnliche Reflektionen ergeben sich aber auch an den Kontaktflächen zwischen Salz- und laminierten Ablagerungen (Ben-Avraham et al., 1999). Bohrungen im nördlichen Becken des Toten Meeres, die im Rahmen des 'International Continental Drilling Program' geplant sind, werden vermutlich klären, wie weit der See in dieser Phase trocken fiel.

Grobe Aussagen über die klimatischen Ursachen der Wasserstandsänderungen erlaubt ein Vergleich der Seebecken und deren Einzugsgebiete (Tab. 3). Während des Hochstandes im letzten Glazial war der Größenunterschied der beiden Seen nur gering. Die Evaporation wird durch hohe Salinitäten stark reduziert (Steinhorn, 1997). Die geringere Salinität und das höhere Fläche/Volumenverhältnis machen daher den Van See empfindlicher hinsichtlich Änderungen der Verdunstung. Aufgrund des 2,5-fach größeren Einzugsgebietes wird das Tote Meer dagegen stärker auf Niederschlagsänderungen reagieren.

Für den Van See wurden verschiedene Mo-

Tabelle 3: Charakteristika der Becken des Van Sees und des Toten Meeres.

	Van See		Totes Meer	
Einzugsgebiet [km ²]	16 096 ^a		40 000 ^b	
Seespiegel [m m.s.l.]	1648	1703	-413	-130
Fläche F [km ²]	3522 ^c	4200 ^d	630 ^e	3530 ^e
Volumen V [km ³]	576 ^c	780 ^d	130 ^e	725 ^e
F/V	6,1	5,4	4,8	4,9

^a Angaben der Türkischen Elektrizitätsgesellschaft 'Elektrik Isleri Etüt Idarsi'; ^b Bentor (1961); ^c Landmann (1996); ^d Kempe (1977); ^e Hall (1997); Neev & Emery (1967)

dellrechnungen zur Wasserbilanz durchgeführt (Landmann, 1996). Unbekannt sind die historischen Werte für die Evaporation (heute ca. 1079 mm), Präzipitation (heute ca. 478 mm) und den Abflusskoeffizienten (derzeit $r = 0,35$). Die Ergebnisse dieser Berechnungen zeigen, dass sich die starken Seespiegelrückgänge nicht ausschließlich über eine Reduzierung der Niederschlagsrate erklären lassen, sondern zusätzlich eine Erhöhung der Evaporation voraussetzen. Untersuchungen an amerikanischen Endseen dokumentieren eine Proportionalität zwischen Evaporation und Temperatur, die sich aus dem hohen Energieverbrauch der Verdunstung erklärt (Langbein, 1961). Zudem besteht eine starke Abhängigkeit zwischen Evaporation und Windgeschwindigkeit. Die Seespiegelrückgänge ab etwa 20 und 12 ka BP implizieren somit eine Zunahme von Temperatur und/oder Windgeschwindigkeit für den Nahen Osten. In Deutschland sind diese Perioden durch Akkumulation windtransportierter Sedimente (Brauer, 1994; Thiemeyer, mündliche Mitteilung) und niedrige Seespiegel gekennzeichnet (Eusterhues, 2000).

Hinweise auf starke, abrupte Seespiegelschwankungen während der Übergangsperiode Pleistozän/Holozän gibt es von zahlreichen Seen aus unterschiedlichen Kontinenten. Der Viktoria See, Ostafrika, wurde nach einem Trockenstand um 15,2 ka BP (kalibriertes ^{14}C -Alter gemessen an terrestrischer organischer Substanz) rasch überflutet (Talbot & Lærdal, 2000). Für den Lake Lahontan in Nevada sind transgressive Phasen um etwa 22, 15 und 11 ka BP und regressiven Phasen um etwa 16, 13,6 und 10 ka BP dokumentiert (Benson et al., 1995). Die Datierung dieser Phasen beruht auf zahlreichen ^{14}C -Analysen, die überwiegend an karbonatischem Kohlenstoff mit unbekanntem Reservoiralter durchgeführt wurden. Auch die Hochstände des Lake Estancia in New Mexiko um 19,7 und 13,7 ka BP wurden an aquatischem Material datiert und beinhalten noch einen unbekanntes Reservoirfehler (Allen & Anderson, 1993). Eine Aufgabe zukünftiger Projekte liegt somit in der genauen Datierung dieser abrupten Klimaänderungen um deren regionalen Zeitversatz zu bestimmen. Sind Zeit-

raum und Amplituden von Seespiegeländerungen bekannt, lassen sich durch Wasserbilanzen an Seen mit unterschiedlicher Beckencharakteristik Aussagen über Art und Ausmaß der Klimaänderung treffen. Ein Kooperationsprojekt zur Bestimmung und Datierung des maximalen Hochstandes des Lisan Sees im letzten Pleistozän (siehe Fragezeichen in Abb. 5) ist bei der 'German Israel Foundation' beantragt.

Schriftenverzeichnis

- Abed, A.M., Helmdach, F.F., 1981. Biostratigraphy and mineralogy of the Lisan Series (Pleistocene) in the Jordan Valley. *Berliner Geowiss. Abh. A* 23, 123-133.
- Abed, A.M., Yaghan, R., 2000. On the paleoclimate of Jordan during the last glacial maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 23-33.
- Allen, B.D., Anderson, R.Y., 1993. Evidence from Western North America for rapid shifts in climate during the Last Glacial Maximum. *Science* 260, 1920-1923.
- Alley, R.B., Meese, D.A., Shuman, C.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Grootes, P.M., White, J.W.C., Ram, M., Waddington, E.D., Mayewski, P.A., Zielinski, G.A., 1993. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature* 362, 527-529.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N., Cabioch, G., 1998. Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals: an updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon* 40/3, 1085-1092.
- Bartov, Y., 1999. The geology of the Lisan Formation in Massada Plain and the Lisan peninsula. M.Sc. Thesis, Inst. of Earth Sci., The Hebrew Univ., Jerusalem, Israel, pp. 61.
- Begin, Z.B., Broecker, W., Buchbindet, B., Druckman, Y., Kaufman, A., Magaritz, M., Neev, D., 1985. Dead Sea and Lake Lisan levels in the last 30,000 years. *Geol. Survey of Israel, Preliminary report* 29/85, 1-18.
- Begin, Z.B., Ehrlich, A., Nathan, Y., 1974. Lake Lisan: (oder Komma?) the Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Geological Survey of Israel* 63, Jerusalem, pp. 30.
- Ben-Avraham, Z., Niemi, T.M., Heim, C., Negendank, J., Nur, A., 1999. Holocene stratigraphy of the Dead Sea: Correlation of high-resolution seismic reflection profiles to sediment cores. *J. Geophys. Res.* 104, B8, 17617-17625.
- Bentor, Y., 1961. Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. *Geochim. Cosmochim. Acta* 25, 239-260.

- Benson, L., Kashgarian, M., Rubin, M., 1995. Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 2. Lake levels and polar jet stream position reconstructed from radiocarbon ages and elevations of carbonates (tufas) deposited in the Lahontan basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 117, 1-30.
- Brauer, A. 1994. Weichselzeitliche Sedimente des Holzmaares – Warvenchronologie des Hochglazials und Nachweis von Klimaschwankungen. *Documenta naturae* 85, 1-210.
- Buchbinder, B., 1981. Morphology, microfabric and origin of stromatolites of the Pleistocene precursor of the Dead Sea, Israel. In: Monty, C. (ed.), *Phanerozoic Stromatolites*, Springer Verlag, Berlin, 181-196.
- Buchbinder, B., Begin, Z.B., Friedman, G.M., 1974. Pleistocene algal tufa of Lake Lisan, Dead Sea area, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 23, 131-138.
- Degens, E.T., Kurtmann, F., 1978. *The Geology of Lake Van*, MTA Press, Ankara, pp. 158.
- Eusterhues, K., 2000. Die Sedimente des Steißlinger Sees (Hegau, Süddeutschland) - Ein Archiv für zeitlich hochaufgelöste geochemische Untersuchungen zu Umweltveränderungen im Holozän. Ph.D. Thesis, Math.-Naturwiss. Fak., Univ. Göttingen, Germany, pp. 164.
- Garfunkel, Z., 1997. The history and formation of the Dead Sea basin. In: T.M. Niemi, Z. Ben-Avraham and J.R. Joel (eds.), *The Dead Sea. The Lake and its Setting*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics No. 36, 36-56.
- Gavrieli, I., 1997. Halite deposition from the Dead Sea: 1960-1993. In: T.M. Niemi, Z. Ben-Avraham and J.R. Joel (eds.), *The Dead Sea. The Lake and its Setting*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics No. 36, 161-170.
- Gruner, H.E., 1993. *Lehrbuch der Speziellen Zoologie*, Vol. 1. Gustav Fischer Verlag, Jena, pp. 678.
- Hall, J.K., 1997. Topography and bathymetry of the Dead Sea depression. In: T.M. Niemi, Z. Ben-Avraham and J.R. Joel (eds.), *The Dead Sea. The Lake and its Setting*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics No. 36, 10-21.
- Kaufman, A., 1971. U-Series dating of Dead Sea basin carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 1269-1281.
- Kaufman, A., Yechieli, Y., Gardosh, M., 1992. Re-evaluation of the lake-sediment chronology in the Dead Sea basin, Israel, based on new $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dates. *Quat. Res.* 38, 292-304.
- Kempe, S., 1977. Hydrographie, Warvenchronologie und organische Geochemie des Van Sees, Osttürkei. Ph.D. Thesis, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 47, 125-228.
- Kempe, S., Kazmierczak, J., Landmann, G., Konuk, T., Reimer, A., Lipp A., 1991. Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature* 349, 605-608.
- Kempe, S., Landmann, G., Müller, G., 2002. A floating varve chronology from the Last Glacial Maximum terrace of Lake Van/Turkey. *Zeitschrift f. Geomorphologie* 126, 97-114.
- Landmann, G., 1996. Van See/Türkei: Sedimentologie, Warvenchronologie und regionale Klimageschichte seit dem Spätpleistozän. Ph.D. Thesis, Fac. Geo sciences, Univ. Hamburg, Germany, pp. 123.
- Landmann, G., Reimer, A., Kempe, S., 1992. Sedimentologie und Warvenchronologie des Van Sees. In: G. Landmann (ed.) *Abschlußbericht DFG Projekt Wo 395/2-1 bis 2-4*. Univ. Hamburg, (unpublished).
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G., Kempe, S., 1996a. Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14 570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 122, 107-118.
- Landmann, G., Reimer, A., Kempe, S., 1996b. Climatically induced lake level changes at Lake Van, Turkey, during the Pleistocene/Holocene transition. *Global Biogeochemical Cycles* 10 (4), 797-808.
- Landmann, G., Kaselow, M., Kempe, S., 2000. Lake level fluctuation of Lake Lisan/Dead Sea and Lake Van (Turkey). PAGES Conference, Prague, Czech Republic. In: Svojtka, M. (ed.) *GeoLines 11*, Inst. of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, 41-44.
- Landmann, G., Abu Qudaira, G.M., Shawabkeh, K. and Wrede, V., 2002. Geochemistry of Lisan Formation in Jordan and implications on palaeoclimate. *Quaternary International* 89/1, 45-57.
- Langbein, W.B., 1961. Salinity and hydrology of closed lakes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 412, 1-20.
- Lemcke, G., 1996. Paläoklimarekonstruktion am Van See (Ostanatolien, Türkei). Ph.D. Thesis, ETH, Zürich, Switzerland, pp. 182.
- Lynch, W.F., 1849. *Narrative of the United States Expedition to the River Jordan and the Dead Sea*. Lea and Blanchard, Philadelphia, pp. 509.
- Müller, G., 1994. Chronologie und Sedimentologie laminiertes Sedimente bei Güselsu, Van See (Türkei), Dipl. Thesis, Fac. Geosciences, Univ. Hamburg, Germany, pp. 86 (unpublished).
- Neev, D., Emery, K.O., 1967. The Dead Sea. Depositional Processes and Environments of Evaporites. *Geol. Surv. Isr. Bull.* 41, Jerusalem. pp. 147.
- Neev, D., Emery, K.O., 1995. The destruction of Sodom, Gomorrah, and Jericho: geological, climatological, and archaeological background. Oxford Univ. Press, Oxford, pp. 175.
- Niemi, T.M., 1997. Fluctuations of Late Pleistocene Lake Lisan in the Dead Sea Rift. In: T.M. Niemi, Z. Ben-Avraham and J.R. Joel (eds.), *The Dead Sea. The Lake and its Setting*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics No. 36, 226-236.
- Plakht, J., 2000. Quaternary units in makhteshim, Negev Desert: Similarities and peculiarities. *Isr. J. Earth Sci.* 49, 179-187.

- Reimer, A., 1995: Hydrochemie und Geochemie der Sedimente und Porenwässer des hochalkalinen Van Sees in der Osttürkei. Ph.D. Thesis, Univ. Hamburg, Germany, pp. 123.
- Roth, J., 1879. Allgemeine und chemische Geologie, Erster Band. Verlag Wilhelm Herz, Berlin, pp. 633.
- Schramm, A., 1997. Uranium Series and ^{14}C dating of Lake Lisan (Paleo-Dead Sea) sediments: Implication for ^{14}C time scale calibration and relation to global paleoclimate. Ph.D. thesis, Fac. Math. & Nat. Sci., Univ. Göttingen, Germany, pp. 115.
- Schramm, A., Stein, M., Goldstein, S.L., 2000. Calibration of the ^{14}C time scale to > 40 ka by ^{234}U - ^{230}Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead Sea). *Earth Planetary Science Letters* 175, 27-40.
- Stein, M., 2001, The sedimentary and geochemical record of Neogen-Quaternary water bodies in the Dead Sea Basin – inferences for the regional paleoclimatic history. *J. Paleolimnology* 26, 271-282.
- Steinhorn, I., 1997. Evaporation estimate for the Dead Sea: Essential considerations for saline lakes. In: T.M. Niemi, Z. Ben-Avraham and J.R. Joel (eds.), *The Dead Sea. The Lake and its Setting*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics No. 36, 122-132.
- Steinhorn, I., Assaf, G., Gat, J.R., Nishri, A., Nissenbaum, A., Stiller, M., Betyth, M., Neev, D., Grader, R., Friedman, G.M., Weiss, W. 1979. The Dead Sea – Deepening of the mixolimnion signifies the overturn of the water column. *Science* 206, 55-57.
- Stiller, M., Chung, Y., 1984. Radium in the Dead Sea – A possible tracer for the duration of meromixis. *Limnol. Oceanogr.* 29, 574-586.
- Stuiver, M., Kra, R., 1986. Radiocarbon calibration issue. *Radiocarbon* 28, 805-1030.
- Talbot, M.R., Lærdal, T., 2000. The late Pleistocene-Holocene palaeolimnology of Lake Viktoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter. *J. Paleolimnology* 23, 141-164.
- Taylor, K.C., Hammer, C.U., Alley, R.B., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gow, A.J., Gundestrup, N.S., Kipfstuhl, J., Moore, J.C., Waddington, E.D., 1993. Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 549-552.
- Wrede, H.A.L., 1866. *Das Todte Meer. Eine geographische und geologische Abhandlung nebst Wasseranalyse*. Julius Sittenfeld Verlag, Berlin, p. 30.
- Zak, I., 1967. *The Geology of Mount Sedom*. Ph.D. Thesis, The Hebrew Univ., Jerusalem, Israel, pp. 208.