

Sodaseen im Ostafrikanischen Graben – Ihre Entstehung und Bedeutung

von

Michael Kraml und Andrea Bull, Freiburg i.Br.

Zusammenfassung

Sodaseen sind ein Charakteristikum des ostafrikanischen Grabens, dem größten Grabenbruchsystems auf unserer Erde. Sie kommen im heutigen Oberrheingraben nicht vor, obwohl es Analogien u.a. hinsichtlich Grabenentwicklung und der alkalinen Zusammensetzung der Vulkangesteine gibt. Damit Sodaseen entstehen können, sind neben der Grabenbildung und dem damit verknüpften Vulkanismus noch die hydrologischen und klimatischen Bedingungen, die Art der Sedimentation und biologische Faktoren entscheidend. Die zusammenwirkenden Prozesse führen dabei auch zur Bildung zahlreicher Lagerstätten, die z.T. von überregionaler Bedeutung sind (z.B. Soda zur Glasherstellung). Darüber hinaus ist die Untersuchung der auf Klimaänderungen in vielfältiger Weise reagierenden Sodaseen bedeutend für die globale Rekonstruktion des Paläoklimas und der Hominidenevolution. Die Modellvorstellung durch eine Sodachemie des präkambrischen Urozeans verschiedene für das Präkambrium typische Phänomene besser erklären zu können, kann heute jedoch nicht mehr aufrecht erhalten werden.

Abstract

Soda lakes are a characteristic feature of the East African Rift System, the biggest rift on earth. They do not occur in the Upper Rhine Graben (Germany), in spite of analogies e.g. in respect of graben development and the alkaline composition of the volcanic products.

Anschriften der Verfasser:

Dr. M. Kraml, Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Universität Freiburg,
Albertstr. 23 b, 79104 Freiburg i. Br., A. Bull, Unterlinden 5, 79098 Freiburg i. Br.

This is because hydrological and climatic conditions, the type of sedimentation and biological factors are also important to form a soda lake. Additionally these combined acting processes lead to the formation of numerous economic deposits, which are partly of global importance (e.g. soda for glass production). Moreover the investigation of soda lakes, which react sensitively to slight changes in climate, is important for the reconstruction of terrestrial palaeoclimate and origin of mankind. The model of a Precambrian soda ocean is no longer valid today.

1. Einleitung

Im Unterschied zum heimischen Oberrheingraben kommt es im Ostafrikanischen Graben zur Ausbildung von Eindunstungsseen, deren Wasserchemie eine natriumkarbonatische Zusammensetzung aufweist. Diese Sodaseen enthalten wie alle Salzseen mehr als 5% gelöste Substanz (EUGSTER & HARDIE 1978), aber die Konzentration an Karbonationen ($[\text{CO}_3]^{2-}$) ist höher als die der Erdalkaliionen (Mg^{2+} ; Ca^{2+}). Ihre Lage im Ostafrikanischen Graben, ist in Abbildung 1 dargestellt. Dabei gibt es einen fundamentalen Unterschied bei der Ausprägung der Sodaseen im östlichen und westlichen Ast des Grabens. Während die westlichen Seen i.d.R. in einem hydrologisch offenen Becken liegen und eine beträchtliche Größe sowie Tiefe aufweisen, befinden sich die kleineren und flacheren östlichen Seen zumeist in einem hydrologisch geschlossenen Becken (YURETICH 1982, BAKER 1986).

Seen sind – geologisch gesehen – im allgemeinen kurzlebige Gebilde, da sie je nach Klimazone und Größe des Einzugsgebiets entweder rasch verfüllt werden (der Bodensee ist z.B. in weniger als 20 000 Jahren mit Alpenschutt aufgefüllt; DOMINIK et al. 1981, EINSELE & HINDERER 1997) oder wie der Tschad-See in der Sahara schnell austrocknen können (FAURE & GAC 1981). Auch die Sedimente der Seen erhalten sich zumeist nicht über lange geologische Zeiträume, da sie im Regelfall deutlich oberhalb des Meeresspiegels liegen und somit Abtragungsräumen angehören. Insbesondere bei den großen Sodaseen des Ostafrikanischen Grabens sind jedoch zwei günstige Bedingungen gegeben, nämlich die Lage im Sedimentationsraum eines tiefen Grabens und ihr kleines Einzugsgebiet, weshalb sie zu den ältesten der Erde zählen (JOHNSON et al. 1990; JOHNSON 1996). Die Untersuchung von Sodaseen ist in viererlei Hinsicht ökonomisch und wissenschaftlich bedeutsam, obwohl sie im Vergleich zu den Weltmeeren von der Fläche und dem Volumen ihrer Ablagerungen vernachlässigbar erscheinen, denn

- an Sodaseen besteht ein großes lagerstättenkundliches Interesse

Sodaseen sind von zunehmender Bedeutung für Paläoklimarekonstruktionen

sie spielen eine wichtige Rolle bei der Erforschung der Hominidenevolution

sie dienen als Modell für die Interpretation fossiler Sodaseeablagerungen, die sich bis in das Proterozoikum zurückverfolgen lassen (EUGSTER 1986) und

Sodaseen wurden als Modell für den präkambrischen Urozean vorgeschlagen

Die Erforschung wurde in neuerer Zeit sowohl in gebündelten Einzelstudien (z.B. FROSTICK et al. 1986 Hrsg.) als auch in internationalen multidisziplinären Projekten angegangen (IDEAL = International Decade for the East African Lakes; JOHNSON & ODADA

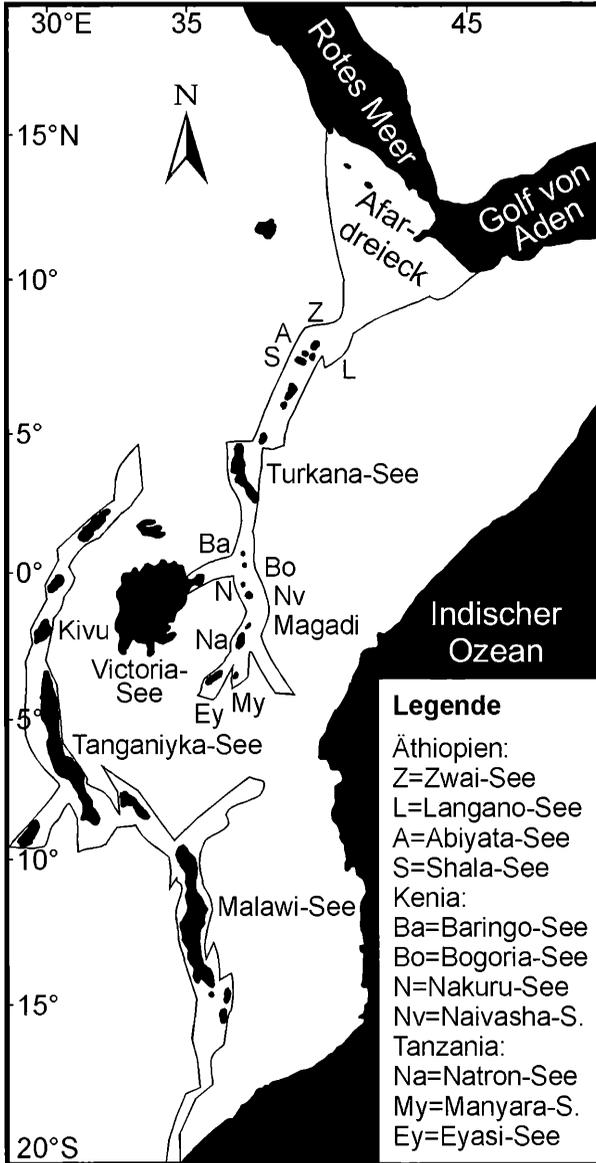


Abb.1: Lage der Sodaseen im Ostafrikanischen Graben

1996 Hrsg.; CASIMIR = Comparative Analysis of Sediment Infill Mechanisms In Rifts) und wird zukünftig u.a. im Rahmen des Pole-Equator-Pole Projekts (PEP III) erfolgen.

Im folgenden werden sich die Ausführungen hauptsächlich auf die Seen des östlichen Astes im Bereich von Äthiopien, Kenia und Tansania beschränken, welche den Verfassern bekannt sind.

2. Entstehung und Bedeutung

Die Entstehung der Sodaseen geht auf ein komplexes Zusammenspiel unterschiedlicher Faktoren zurück. Die Rekonstruktion dieser Prozesse, die auch zur Bildung von Lagerstätten mit z.T. überregionaler Bedeutung geführt haben, sind von großer geowissenschaftlichen Relevanz in Bezug auf die Erforschung des Paläoklimas, der Hominidenevolution und auch des Präkambriums.

2.1 Genese der Sodaseen

Um ein Modell für fossile Sodaseen aufstellen zu können, müssen folgende Prozesse berücksichtigt werden, die in Wechselwirkung miteinander zur Entstehung von Sodaseen führen (**Abb.2**):

- Tektonik und Vulkanismus
Hydrologie und Klima
Sedimentation
biologische und
physiko-chemische Prozesse (Laugenentwicklung)

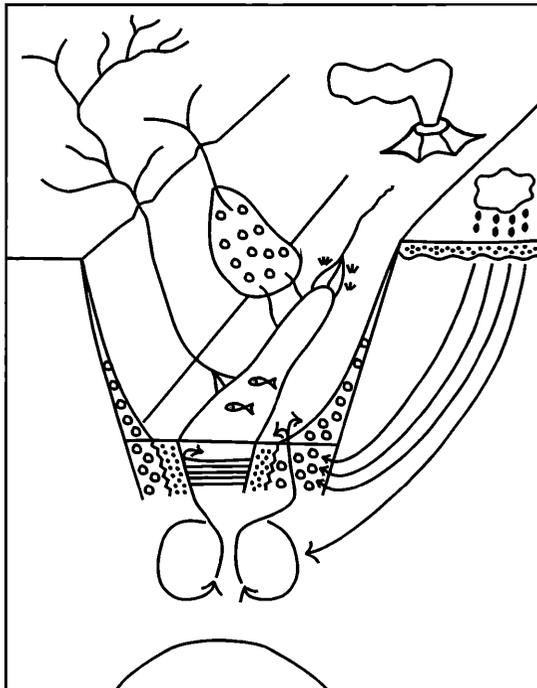


Abb.2: Vereinfachtes Modell eines Sodasees im ostafrikanischen Graben mit den bedeutenden Entstehungsprozessen (modifiziert nach ROBBINS 1983)

Außerdem soll nicht unerwähnt bleiben, daß es eben diese Bedingungen waren, die auch zur Entstehung der Menschheit geführt oder dies zumindest begünstigt haben. So sind die Uferbereiche zahlreicher Sodaseen von unseren menschlichen Vorfahren zu unterschiedlichen Zeiten und z.T. über lange Zeiträume hinweg als Lebensraum genutzt worden (SCHRENK 1997). Dazu gehören z.B. die bedeutenden Fundstellen von *Australopithecus anamensis*, *A. aethiopicus*, *A. boisei*, *Homo rudolfensis* und *H. ergaster* am Turkana-See, *Australopithecus afarensis* am Baringo-See, *Australopithecus boisei* am Natron- und Malawi-See sowie *Homo rudolfensis* am Malawi-See, an denen jeweils widerstandsfähige Teile des Skeletts (Zähne und/oder Knochen) der entsprechenden Hominidenart entdeckt wurden. Dies gilt auch für *Australopithecus boisei* und *Homo habilis* aus der untersten Schicht der berühmten Olduvai-Schlucht, die aus Sedimenten eines ehemaligen Sodasees aufgebaut ist (HAY 1968) und für *Australopithecus afarensis* aus den zum großen Teil aus Seesedimenten bestehenden Fundschichten bei Hadar und im Middle Awash Gebiet in Äthiopien (TIERCELIN 1986, WILLIAMS et al. 1986). Im Middle Awash Gebiet wurden auch die Überreste von *Australopithecus ramidus* bzw. *Ardipithecus ramidus*, des mit 4,4 Millionen Jahren bisher ältesten menschlichen Vorfahrens entdeckt (WHITE et al. 1994).

Daneben gibt es eine Anzahl von altsteinzeitlichen Artefaktfundpunkten, an denen bisher ausschließlich die u.a. aus Obsidian und Feuerstein gefertigten Steinwerkzeuge (Oldowan- und Acheulien-Kultur) aufgespürt werden konnten. Zur Acheulien-Kultur der jüngeren Altsteinzeit zählen z.B. Ologesalie an einem nicht mehr vorhandenen Paläo-See nördlich des heutigen Magadi-Sees und Kariandusi am Elementaita-See. Auch z.B. die jungsteinzeitliche Wohn- und Begräbnisstätte Hyrax Hill am einstmals ausgedehnten Nakuru-See und die Ansiedlungen der heutigen Bewohner an sämtlichen Sodaseen zeugen von der ungebrochenen Attraktivität dieser Lebensräume für den Menschen.

2.1.1 Tektonik und Vulkanismus

Der erste, für die Bildung eines hydrologisch geschlossenen Beckens verantwortliche Prozeß ist der Einbruch des Ostafrikanischen Grabens. Das noch vom Mond aus sichtbare Ostafrikanische Grabenbruchsystem (East African Rift System) erstreckt sich vom Afar-Dreieck in Äthiopien über eine Länge von knapp 4000 km bis zum Sambesi in Mosambik (**Abb.1**), erreicht vertikale Versatzbeträge von mehreren tausend Metern und ist im Schnitt etwa 60 km breit (BAKER et al. 1972). Es besteht hauptsächlich aus einem westlichen und einem östlichen Ast (Gregory Rift), die sich in einer Y-förmigen Kreuzung unterhalb des archaischen Tansania-Kratons treffen. Der Grabenverlauf folgt dabei hauptsächlich Schwächezonen an der Grenze der stabilen und mächtigen Kruste des archaischen Tansania-Kratons zur geringmächtigeren und anisotropen Kruste des proterozoischen Mosambikgürtels (STRECKER 1991; SMITH & MOSLEY 1993). Kennzeichnend ist die asymmetrische Struktur des Grabens, da er im wesentlichen aus miteinander verbundenen Halbgräben besteht (ROSENDAHL et al. 1986, STRECKER 1991, WHEELER & KARSON 1994, WESCOTT et al. 1996). Es handelt sich um ein aktives Riftsystem, d.h. der Einbruch wurde durch aufströmendes heißes Mantelmaterial (Plume) verursacht (TURCOTTE & EMERMAN 1983), weshalb die magmatische Aktivität der Tektonik stets vorausgeht. Der aktive Mechanismus läßt sich allein schon aus der Tatsache ableiten, daß Afrika von Plattengrenzen umgeben ist, die ein kompressives Spannungsfeld bewirken (STRECKER 1991). Afrika hat sich in den letzten 30 Ma nur noch sehr wenig relativ zu

den Rotationspolen der Erde verschoben (POLLITZ 1991, SILVER et al. 1998), weshalb es durch die lokal begrenzte erhöhte Wärmezufuhr zum Hitzestau kam, welches zum Aufbrechen führte. Diese Mantelplumes, die im Bereich des Afardreiecks und unter dem Gregory-Rift (Kenia-dom) für gewaltige Krustenaufwölbungen verantwortlich sind (BAKER et al. 1972), konnten z.B. mittels gravimetrischer und seismischer Messungen (MAGUIRE et al. 1994), Petrologie der Vulkanite (MACDONALD 1994), Entgasung von primordialem ^3He (GRIESSHABER et al. 1994) sowie hohem Wärmefluß im Bereich des Grabens (WHEILDON et al. 1994) nachgewiesen werden. Die Bruchtektonik des Gregory-Rifts begann in Nordkenia im späten Oligozän und Untermiozän (MORLEY 1994), setzte sich im Mittel- und Obermiozän über Zentralkenia (STRECKER et al. 1990) nach S fort und endete mit den pliozänen Aufspaltungen des Rifts in Nordtansania (MACINTYRE et al. 1974). Die tektonische Entwicklungsgeschichte ließ sich dabei durch die Datierung der Vulkanite, die im östlichen Ast rund 100 mal häufiger als im westlichen Ast auftreten (WILLIAMS 1982), zeitlich gut eingrenzen. Die von N nach S zunehmend dicker werdende Erdkruste (HENJES-KUNST & ALTHERR 1992) wurde in Äthiopien bis zu 60 km, in Nordkenia um 35-40 km (HENDRIE et al. 1994), in Zentralkenia um 5-10 km (STRECKER 1991) und in Nordtansania um weniger als 5 km auseinandergezogen (LUBALA & RAFONI 1987). Die geodätisch ermittelten Raten der Krustendehnung liegen mit maximal 1mm pro Jahr (ASFAW et al. 1992) um eine Größenordnung niedriger als die 0,8cm pro Jahr und Flanke im Roten Meer und die 1,0cm pro Jahr und Flanke im Golf von Aden. Aus diesen Gründen und der Tatsache, daß sich im Gregory-Rift in historischer Zeit erst zwei große, teleseismisch nachweisbare Erdbeben ereignet haben, kann geschlossen werden, daß das Gregory-Rift jedoch in der Endphase seiner Entwicklung steckt (BOSWORTH et al. 1992). Diese Einschätzung läßt sich auch aus dem Vergleich mit alten Riftstrukturen ableiten, bei denen im Falle von Tripelpunkten (hier das Afardreieck) immer einer der drei Arme (in unserem Fall wäre dies das Gregory-Rift) abgestorben ist, während sich die anderen beiden (Rotes Meer und Carlsberg Rücken im Golf von Aden) unter Bildung von ozeanischer Kruste zu einem Meer öffnen (z.B. TURCOTTE & EMERMAN 1983, REEVES et al. 1986/87). Die Entwicklungsgeschichte des ostafrikanischen Grabens kann man daher als gescheiterten Versuch betrachten, Ostafrika vom übrigen Kontinent abzuspalten. Auch der Einbruch des Oberrheingrabens hat nicht zur Teilung von Europa, geführt, da dessen Auseinanderdriften in E-W-Richtung (und der Vulkanismus) im Tertiär stoppte (LARROQUE & LAURENT 1988).

Durch den Grabeneinbruch wurde ein tiefer liegendes Gebiet mit lokalem Regenschatten geschaffen. Im östlichen Riftarm liegen die Grabenschultern auf 3200 bis 1600m üNN und die Grabensohle auf 2000 bis 650m Höhe (BAKER et al. 1972). Daneben hat auch die Aufwölbung der Erdkruste durch aufströmendes heißes Mantelmaterial im Bereich des Afar- und Keniadoms um bis zu 1000m eine deutliche Klimaveränderung zur Folge (PARTRIDGE 1997).

Die Beckenentstehung kann auch durch den mit der Tektonik verknüpften Vulkanismus verursacht werden, wenn z.B. durch eine vulkanische Kraterstruktur – wie z.B. die Ngorongoro-Caldera – eine Hohlform für die Bildung eines Sees zur Verfügung steht. Zudem spielen die leicht verwitterbaren vulkanischen Gesteinsgläser eine große Rolle bei der Entstehung der Sodaseen (siehe unten). Ein fundamentaler Unterschied zwischen den Sodaseen beider Riftarme ergibt sich jedoch aus der jeweils unterschiedlichen vulkanischen

Aktivität beider Grabensegmente. Die sich entwickelnde morphologische Hohlform des Gregory-Rifts ist im Gegensatz zum westlichen Riftarm mit voluminösen vulkanischen Eruptionsprodukten fast so schnell aufgefüllt worden, wie sie absank, weshalb im östlichen Gregory-Rift flache, zumeist kurzlebige Seebecken entstanden, während das westliche Rift durch tiefe, langlebige Seen mit mächtigen unterlagernden Sedimentpaketen gekennzeichnet ist (BAKER 1986). Wie Modellrechnungen gezeigt haben, ist die Lebensdauer von Seen um so größer, je kleiner ihr Einzugsgebiet im Verhältnis zur Seefläche ist (EINSELE & HINDERER 1997, YAN 1998).

Die Vulkanite zeigen in ihrer Zusammensetzung die für Grabenbrüche charakteristischen Alkaligesteine, die auch z.B. den Kaiserstuhl-Vulkan im Oberrheingraben aufbauen. Besonders hervorzuheben ist der Ol Doinyo Lengai, welcher eine auf der Welt einmalige natriumkarbonatische Zusammensetzung aufweist (KELLER & KRAFFT 1990). Neben Laven, die mehr als eine Größenordnung dünnflüssiger und über 400°C kälter als Basaltschmelzen sind (KRAFFT & KELLER 1989, KELLER & KRAFFT 1990, NORTON & PINKERTON 1997) und aus kegelförmigen Schloten (Hornitos) am Kraterboden gefördert werden, zeichnet er sich auch durch seine explosive Tätigkeit aus. Dabei entstehen Tephralagen, die z.B. bei den nur schwach verfestigten Eruptionsprodukten im Dezember 1999 aus locker gepackten Lavatröpfchen bestehen (**Abb.3**). Im Dünnschliff sind in der erst unwesentlich zersetzten glasigen Grundmasse vor allem stengelige Nyrereitkristalle $\{(Na_{0,82}K_{0,19})_2(Ca,Sr,Ba)_{0,975}[CO_3]_2\}$ zu erkennen (mündliche Mitteilung Prof. JÖRG KELLER, IMPG Freiburg). Nahezu identische explosive Eruptionsprodukte aus kalziumkarbonatitischen Schmelztröpfchen konnten von KELLER (1981) auch im miozänen Kaiserstuhl nachgewiesen werden, welche jedoch nach ihrer Ablagerung durch sekundäres Karbonat zementiert wurden. Die dunklen Förderprodukte des Ol Doinyo Lengai können neben den natriumkarbonatischen Mineralen auch noch leichter lösliche Salze wie z.B. Sylvin (KCl) enthalten, weshalb sie sich an der Erdoberfläche durch Wassereinwirkung (Luftfeuchtigkeit) innerhalb kürzester Zeit zu einer weißlichen Masse zersetzen (Keller & Krafft 1990). Wenn genügend Kalzium in der angreifenden wässrigen Lösung vorhanden ist, kann das Natrium durch Kalzium ersetzt werden, wodurch die ursprüngliche natriumkarbonatische Lava in einen beständigeren, aus Kalzit aufgebauten Karbonatit übergeht (DAWSON et al. 1987). Diese Autoren erklären mit dieser Umwandlungsreaktion die Existenz von Kalzit-reichen Karbonatitlaven, die es nach den damaligen experimentellen Befunden eigentlich gar nicht geben dürfte. Für den neuesten Stand der Forschung zur Entstehung von Karbonatit und deren silikatischen Begleitgesteine wird auf BELL et al. (1999) verwiesen.

2.1.2 Hydrologie und Klima

Neben der Tektonik und dem Vulkanismus spielen hydrologische und klimatische Bedingungen die wesentliche Rolle bei der Entstehung eines Sodasees (EUGSTER & HARDIE 1978).

Eine der Voraussetzungen ist ein hydrologisch geschlossenes Becken, welches durch einen eingeschränkten Abfluß gekennzeichnet ist. Existiert wie z.B. am Naivasha-See in Kenia ein bedeutender unterirdischer Abfluß (SCHLÜTER 1997), so behält der See die ursprüngliche Süßwasserzusammensetzung. Ähnliches gilt für den Zwai-See in Äthiopien.

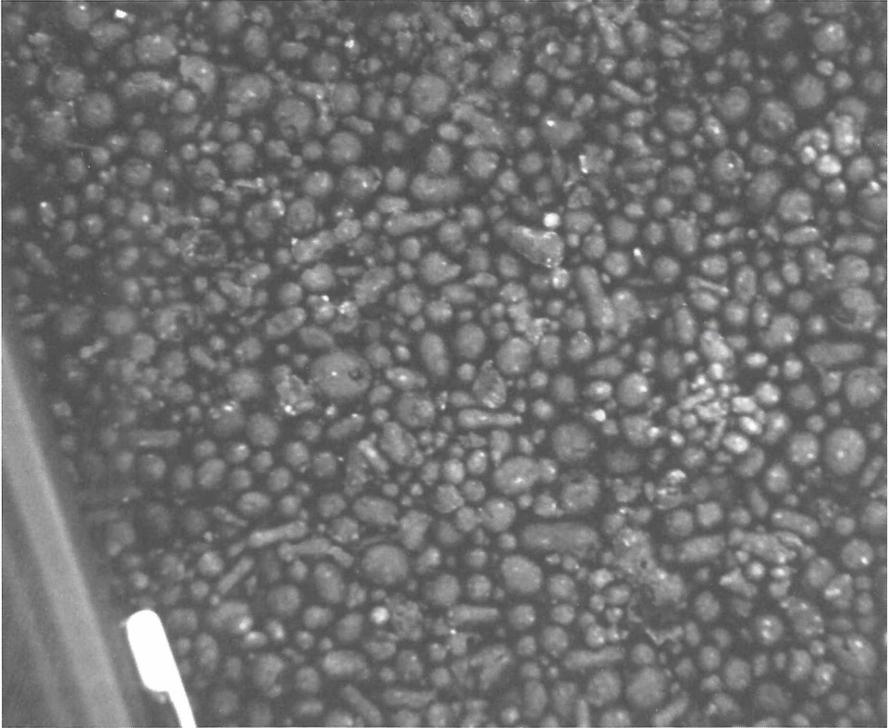


Abb.3: Zerstäubte Lavatröpfchen, die von einem kegelförmigen Förderschlot auf dem Kraterboden des Ol Doinjo Lengai im Dezember 1999 eruptiert und eine Woche danach von einem der Verfasser (MK) und Ralf GERTISSER (IMPG Freiburg) beprobt wurden. Zur Zeit werden diese Proben von Prof. Jörg KELLER (IMPG Freiburg) im Detail untersucht. Die oberen 1 bis 2cm der Lapillitephra sind im gezeigten Bildausschnitt entfernt worden, da sie zum Zeitpunkt der Probenahme schon vollständig zu einer gelblichen erdigen Masse zerfallen waren. Als Maßstab dient ein Minenbleistift.

Desweiteren muß die Verdunstung größer als der Zufluß sein, welches sowohl im subtropischen Hochdruckwüstengürtel als auch bei lokalen Regenschattewüsten gegeben ist.

Ein weiterer Faktor ist ein (salzhaltiger) Zufluß, der genügend groß sein muß, damit ein stehender Wasserkörper aufrecht erhalten wird. Dieser Zufluß setzt sich aus Quellen im Wasserkörper des Sees oder am Seeufer, flächenhaft zuströmendem Grundwasser, Bächen bzw. Flüssen und bei den hochsalinaren Seen der geringen Niederschlagsmenge zusammen (VINCENS & CASANOVA 1987). Die Quellen erreichen z.B. am Bogoria-See in Kenia Siedepunkttemperaturen und werden aus aufgeheiztem Grundwasser gespeist, das an aktiven Störungen aufsteigt. Dadurch ist im Shala-See in Äthiopien durch Temperatur-,

Dichte- bzw. Salinitätsunterschiede bedingt – ein geschichteter Wasserkörper entstanden (BAUMANN et al. 1975).

2.1.3 Sedimentation

Die Sedimentation im Bereich der Sodaseen findet nach HARDIE et al. (1978) in unterschiedlichen Ablagerungsräumen statt. Beginnend mit den randlichen alluvialen Schuttfächern von der Steilstufe (Escarpmnt), über sandige Ebenen, trockene Schlammebenen, dem saisonalen Salzsee bestehend aus innerer Salzpfanne und äußerer salzigen Schlammebene bis hin zum permanenten Salzsee im Zentrum des Beckens.

Das Spektrum der Sedimente umfaßt auch Dünenfelder, d.h. äolische Ablagerungen aufgrund der relativ spärlichen Vegetation und der NNE Winde des Monsuns, die Ausbildung von permanenten Flußniederungen, d.h. ganzjährige Ablagerungen eines verflochtenen Flußlaufs oder mäandrierenden Flusses sowie saisonale Flußniederungen, d.h. regenzeitliche Ablagerungen eines verflochtenen Flußlaufs. Des weiteren können Abscheidungen von Quellen, wie z.B. Travertin in Form von Kuppen und Schichten sowie Bildungen an der Uferlinie, wie z.B. Deltas, Uferwälle oder die bei sinkendem Wasserspiegel entstehenden Seeterrassen angetroffen werden.

Diese Ablagerungsräume wurden am Magadi-See erarbeitet, der im Randbereich ein flaches Relief aufweist sowie hauptsächlich durch heiße Quellen gespeist wird und sich demnach durch einen geringen klastischen Eintrag auszeichnet. Im Gegensatz dazu liegt z.B. am Bogoria-See ein steiles Relief vor (Escarpmnt) und er erhält sein Wasser nicht nur aus heißen Quellen, sondern auch durch Zuflüsse, weshalb Klastika den Hauptanteil der Seesedimente ausmachen (RENAUT et al. 1986). Zusätzlich verhindern beim Bogoria-See zahlreiche geringe Seespiegelschwankungen, daß die zur Delta-Ebene zusammengefaßten Ablagerungsräume der sandigen Ebene und der trockenen Schlammebene praktisch nicht voneinander abgegrenzt werden können (Abb.4).

2.1.4 Biologische Prozesse

Die für die Genese der Sodaseen bedeutsamen biologischen Prozesse sind ebenfalls vielfältig (HARDIE et al. 1978). Die biologische Karbonatfällung kann z.B. durch Cyanobakterien (Stromatolithe) oder Serpuliden (Wurmrohren) verursacht werden (Abb.5).

Bioturbation findet in Sodaseen kaum durch Krebse (*Artemia*) statt, da dieses rücken-schwimmende Salzkrebschen nicht im Substrat lebt (SCHREIBER mündliche Mitteilung), sondern vielmehr durch Fadenwürmer, durch die Aktivität von Termiten in den trockenen Schlammebenen und durch den Bau von bis zu 30cm hohen Flamingonestern (RENAUT et al. 1986). Eine Zerstörung des primären Sedimentgefüges kann auch durch auskristallisierende Salzminerale wie z.B. Trona erfolgen (RENAUT et al. 1986), welches durch biologische Prozesse ausgelöst sein kann (siehe unten).

Ein weiterer bedeutender biologischer Prozeß ist die Ablagerung von organischem Material wie z.B. abgestorbene Rotalgen oder Blaualgen (*Spirulina platensis*). Im Nakuru-See stellt diese Blaualge mit einem Trockengewicht von 150-200mg pro Liter die Hauptnahrungsquelle der Flamingos (*Phoeniconaias minor*) dar (VARESCHI 1978). Die Flamingos düngen mit ihren phosphathaltigen Ausscheidungen das Seewasser mit diesem begrenzenden Nährstoff und sorgen ihrerseits für eine hohe organische Produktion (ROBBINS 1983). Durch den bakteriellen Abbau von organischer Substanz steht eine bedeutende CO₂-

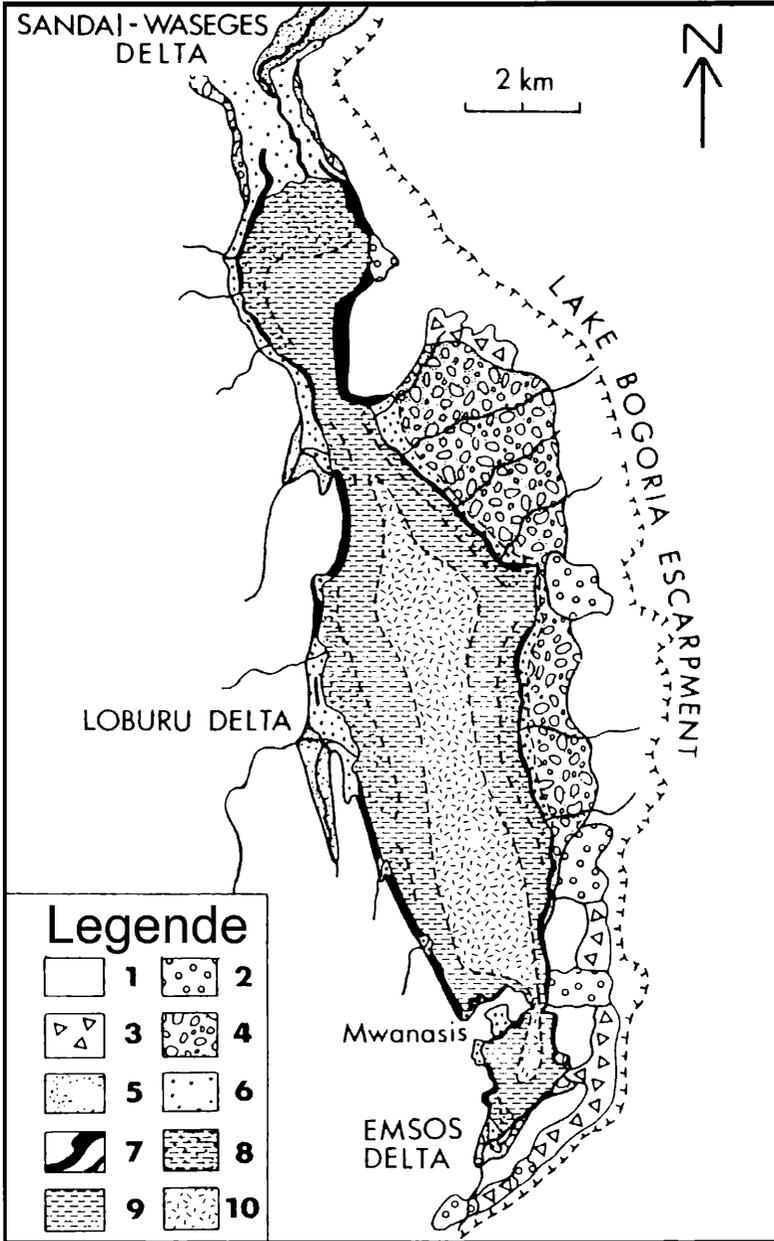


Abb.4: Sedimentationsräume im Bereich des Bogoria-Sees (nach RENAUT et al. 1986) 1 Vulkangesteine und dünne Böden 2 Erdrutschmaterial 3 Hangschutt 4 alluviale Schutfächer 5 saisonale Flußniederung 6 Deltaebene 7 Ufer und Uferterrassen 8 Deltafront-Klastika 9 klastischer Prodelta-Schlamm 10 organischer Schlick und Evaporite.

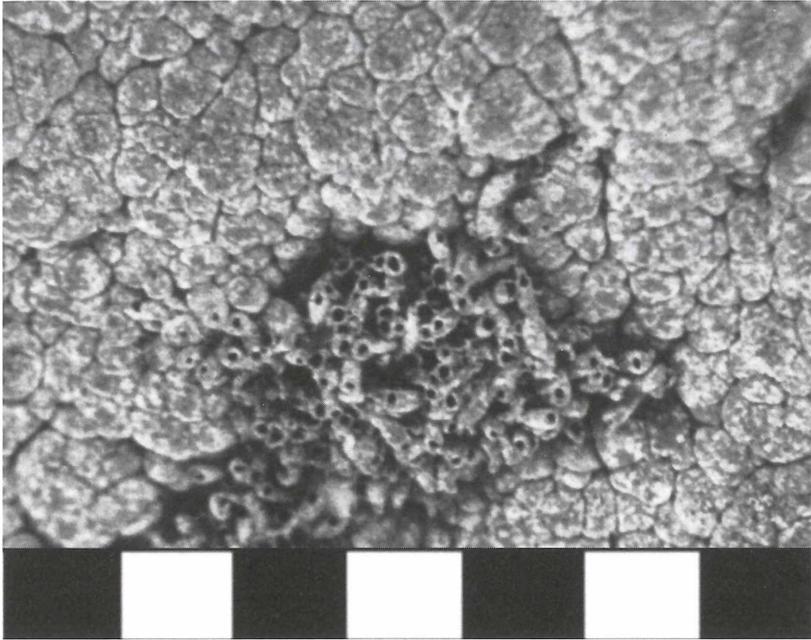


Abb.5: Wurmrohre auf Stromatolith vom Südteil des Bogoria-Sees auf der Landzunge gegenüber der Halbinsel Mwanasis. Die Stromatolithe im Bereich einer Gruppe von heißen Quellen mit Namen Kwaipopei wurden von einem der Verfasser (M.K.) beprobt und z.Z. von Dr. Michael MONTENARI (Tübingen) im Detail untersucht. Die Bildbreite beträgt 7cm.

Quelle zur Verfügung. Steigt der CO_2 -Partialdruck im Wasserkörper führt dies z.B. zur Ausfällung von Trona (EUGSTER & HARDIE 1978).

Seen mit bedeutender Niederschlagsmenge erhalten mit dem Regenwasser zwar größere Mengen an Sulfat, dessen Konzentration wird jedoch durch die Stoffwechselfähigkeit der sulfatreduzierenden Bakterien im Seewasser stets gering gehalten (JONES et al. 1977, EUGSTER & HARDIE 1978, MÜLLER 1988).

Steigt der pH-Wert im Seewasser, kommt es zu einer SiO_2 -Remobilisation durch Anlösung zuvor abgelagerter Kieselalgengehäuse (Diatomeen).

Daneben kann die Evapotranspiration durch höhere salztolerante Pflanzen insbesondere bei wechselnden Wasserständen eine Rolle im Wasserhaushalt der Seen spielen.

Ferner kommen in den Sodaseen und deren warmen Quellen am Ufer kleine Buntbarsche (*Tilapia grahami*) vor, die sich von Salzkrebsen ernähren und auf Dauer Wassertemperaturen bis 39°C sowie einen pH-Wert bis 10,5 ertragen können (REITE et al. 1974).

2.1.5 Physiko-chemische Prozesse

Die Entwicklung der Sodalaug (Abb.6) ist in zahlreichen Studien umfassend diskutiert worden (EUGSTER & HARDIE 1978, VERGOUWEN 1981, MÜLLER 1988).

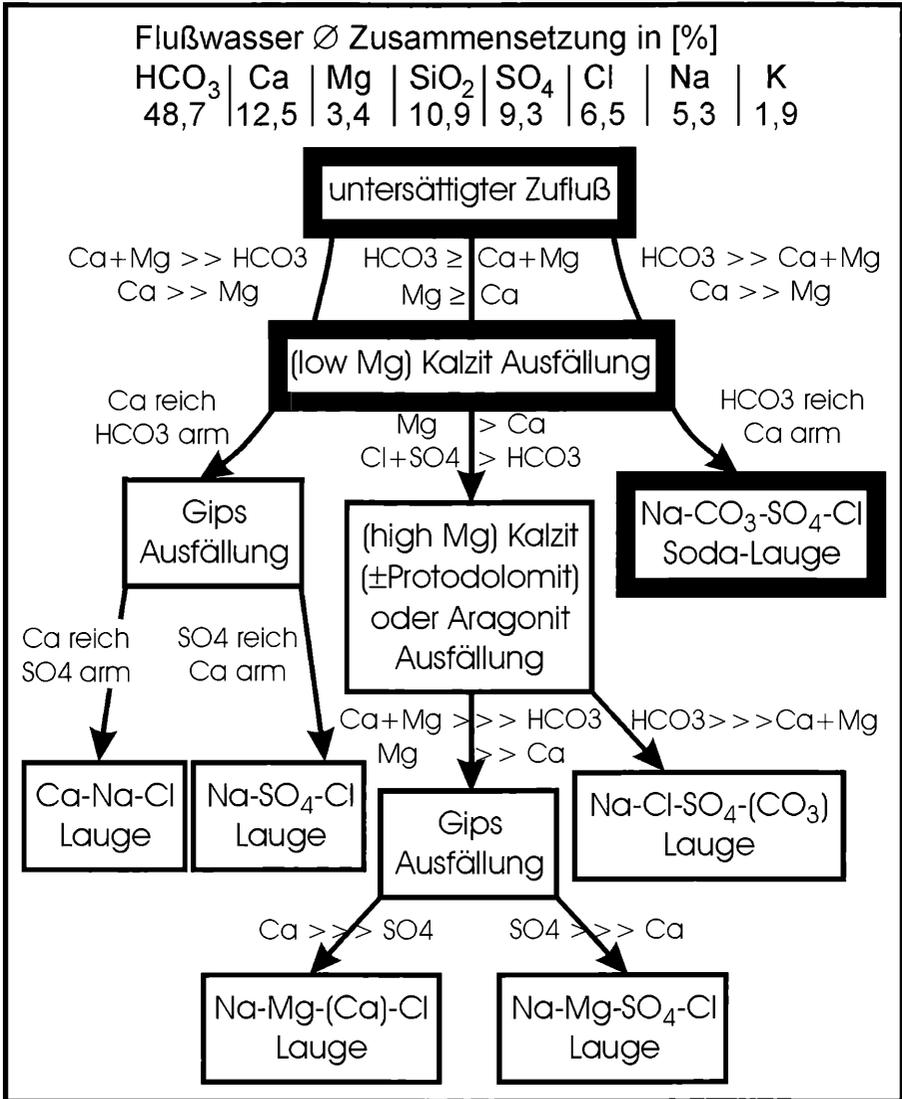


Abb.6: Vereinfachtes Flußdiagramm der Laugenentwicklung (nach EUGSTER & HARDIE 1978; prozentuale Anteile der Lösungsfracht von Flußwasser aus MÜLLER 1988).

Die Lösungsfracht der Bäche (bzw. Flüsse) und Quellen hängt wesentlich von der Art des anstehenden Gesteins ab (EUGSTER & HARDIE 1978, YURETICH 1982) und ist durch eine Vormacht von Hydrogenkarbonat gegenüber den Erdalkalien ($[\text{HCO}_3^-] \gg [\text{Ca} + \text{Mg}]$) sowie wesentlich höheren Kalzium- als Magnesiumgehalten gekennzeichnet ($[\text{Ca}] \gg [\text{Mg}]$). Bei dem beginnenden Konzentrationsprozeß nimmt die erste Generation der schwer löslichen Minerale (Karbonate, Sulfate und Silikate) die Schlüsselrolle bei der im einfachsten Fall zweiphasigen Entwicklung der Lauge ein. Dieser Prozeß wird durch Verdunstung, Entgasung von z.B. CO_2 bei Quellen am Ufer, Mischung von Wässern (Magadiit-Entstehung) und Temperaturänderung (z.B. im Shala-See in Äthiopien) in Gang gesetzt. Fällt unter den oben genannten Voraussetzungen Kalzit aus, ändert sich das $[\text{Ca}^{2+}]/[\text{HCO}_3^-]$ -Verhältnis, d.h. aufgrund des sinkenden Ca-Gehalts, muß der Hydrogenkarbonat-Anteil entsprechend ansteigen. Dies ist der "point of no return" für die Entwicklung zu einer $[\text{HCO}_3^-]$ -reichen und $[\text{Ca}^{2+}]$ -armen Lösung. Von den möglichen Verzweigungen im Flußdiagramm (**Abb.6**) bleibt somit nur noch die Möglichkeit in Richtung zur Sodalauge. In der nachfolgenden zweiten Phase erfolgt die Fällung von leicht löslichen Salzmineralien. Dazu muß die Lösung nach der Kalzitabscheidung – z.B. für die Ausfällung von Trona – allerdings erst eine 250fache Konzentration erfahren. Dies kann nicht nur durch eine stetig zunehmende evaporative Konzentration erreicht werden, sondern auch durch fraktionierte Lösung von Salzkrusten. Dadurch können sich bei periodisch austrocknenden Seen Abweichungen vom im Flußdiagramm (**Abb.6**) dargestellten Normalverlauf ergeben (EUGSTER & HARDIE 1978).

Wie Modellberechnungen von YAN (1998) gezeigt haben, ist die Entwicklung der Sodalauge nicht nur abhängig von der unterschiedlichen Zusammensetzung der Zuflüsse, dem Entzug der Lösungsfracht durch authigene Mineralbildung, der Remobilisierung von Diatomeen- SiO_2 , der Sulfatreduktion durch Bakterien und den eventuell vorhandenen unterirdischen Abflüssen, sondern wird auch durch die bisher wenig beachtete "reverse Verwitterungsreaktion" von Tonmineralen bestimmt (VON DAMM & EDMOND 1984).

Die Salze treten in vier verschiedenen Erscheinungsformen auf (MÜLLER 1988; **Abb.7**). Dies sind die häufig anzutreffenden Ausblühungen an der Erdoberfläche (Effloreszenzen und Krusten), Kristalle und Kristallaggregate, die im Wasserkörper ausfallen und zu Boden sinken sowie Salzmineralintraklasten. Darüber hinaus wurde auch ein intrasedimentäres Wachstum von Kristallen beobachtet.

Das häufigste evaporitische Mineral der Sodaseen ist Trona (wasserhaltiges Natrium-Karbonat-Hydrogenkarbonat; **Tab.1**). Dies zeigt sich auch im Röntgendiffraktogramm einer Salzkruste vom SE-Ende des Bogoria-Sees (**Abb.7**). Die Linien (Peaks) deuten praktisch ausschließlich auf wasserhaltiges Natrium-Karbonat-Hydrogenkarbonat hin.

In Tabelle 1 sind auch die anderen weniger häufig anzutreffenden Natriumkarbonate, die in Salzkrusten nachgewiesenen Sulfate (VERGOUWEN 1981) und die aus der Sodalauge authigen gebildeten Natriumsilikate aufgelistet.

Bei den Natriumkarbonaten ist anzumerken, daß Gaylussit vor allem bei der diagenetischen Reaktion aus $\text{CaCO}_3 + 2\text{Na}^+ + \text{CO}_3^{2-} + 5\text{H}_2\text{O}$ entsteht und Pirssonit bei sehr hochkonzentrierten Laugen ebenfalls diagenetisch gebildet wird (EUGSTER & HARDIE 1978). Bei den seltenen Sulfaten Eugsterit und Aphotithalit gibt es bisher jeweils erst ein weltweit bekanntes Vorkommen, nämlich in Salzkrusten am Fuße des Kisingiri Vulkans am Victoria-See bzw. am Fuße des Kilimanjaros am temporären Amboseli-See (VERGOUWEN 1981).

Tab.1 Zusammenstellung von einigen Na-karbonaten, Sulfaten und Na-Silikaten, die für Sodaseen charakteristisch sind.

Karbonate	Chem. Formel	Sulfate	Chem. Formel	Silikate	Chem. Formel
Trona	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Gips	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Kenyait	$\text{NaSi}_{11}\text{O}_{20,5}(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Soda (Natrit)	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Thenardit	Na_2SO_4	Makatit	$\text{NaSi}_2\text{O}_3(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Thermonatrit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Eugsterit	$\text{Na}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Magadiit	$\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Nahcolit	NaHCO_3	Aphitalit	$\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$	Kanemit	$\text{NaSi}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Gaylussit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$				
Pirssonit	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$				
Burkeit	$\text{Na}_6(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)_2$				

Das authigene Natriumsilikat Kanemit ist ebenfalls sehr selten und bisher nur am Tschad-See und Bogoria-See nachgewiesen (RENAUT et al. 1986). Bei der Diagenese geben die wasserhaltigen Natriumsilikate das Kristallwasser und das Natrium ab, wodurch kryptokristalliner Quarz (Feuerstein vom Magadi-Typ) entsteht, der Schrumpfrisse aufweist (SCHUBEL & SIMONSON 1990; **Abb.8**). Ein Feuerstein vom SE-Ende des Bogoria-Sees wurde im Rahmen der vorliegenden Studie röntgendiffraktometrisch untersucht, um eventuelle Reste dieser natriumsilikatischen Vorläuferminerale nachweisen zu können. Das Röntgendiffraktogramm (**Abb.8**) zeigt die für Quarz charakteristischen Reflexe. Die wenigen verbleibenden Linien mit geringen Intensitäten können jedoch keinem der wasserhaltigen Natriumsilikate zugeordnet werden. Aufgrund des röntgenographisch festgestellten Quarzes (Magadi-Typ) kann ausgeschlossen werden, daß es sich um einen der seltenen opalartigen Feuersteine handelt, die von RENAUT & OWEN (1988) an zwei Stellen des Bogoria-Sees beschrieben wurden. Eine weitere, bisher noch nicht postulierte Entstehungsmöglichkeit für Feuerstein ist nach unserer Einschätzung in einem Diatomithorizont des Paläo-Naivasha-Sees (**Abb.10**) verwirklicht. Die dort lagenweise auftretenden Feuersteinknollen, die an anderen Stellen auch zusammenhängende Horizonte bilden, können durch "Versinterung" der bei stark alkalischem pH-Wert leicht löslichen Kieselskelette während der Einsickerung von Sodalaug bei einem nachfolgenden Seespiegeltiefstand erklärt werden. Bei einer Überprüfung dieser Hypothese müßten im Dünnschliff zunehmende Auflösungserscheinungen an den Diatomeenskeletten mit zunehmender Annäherung an den kompakten Feuersteinkern zu beobachten sein. Mit diesem Merkmal ließe sich der "Naivasha-Typ" Feuerstein vom Magadi-Typ, der keine Diatomeenskelette aufweist und vom opalartigen Feuerstein, der sich durch bestens erhaltene Diatomeenskelette auszeichnet, gut unterscheiden.

Sodaseen im Ostafrikanischen Graben – Ihre Entstehung und Bedeutung

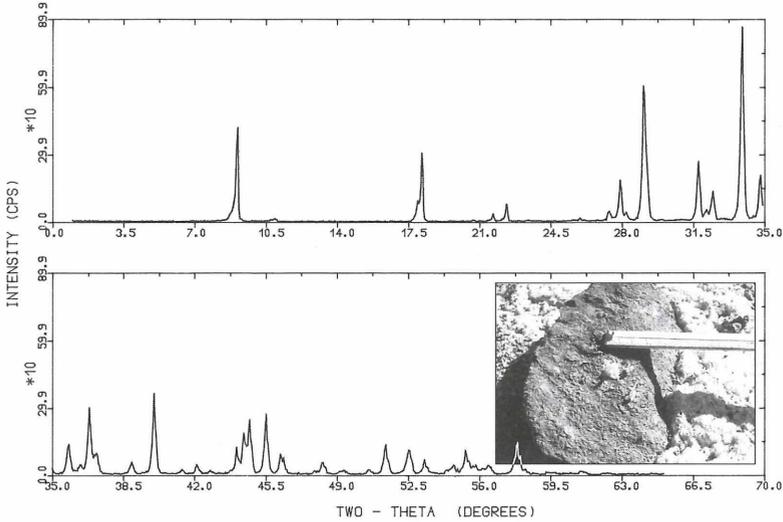


Abb.7: Röntgendiffraktometraufnahme einer Salzkruste vom SE-Ende des Bogoria-Sees. Das eingefügte Foto zeigt Ausblühungen und die Salzkruste der Beprobungsstelle. Ein gut 10cm in das Bild hinein ragender Metermaßstab dient als Größenvergleich.

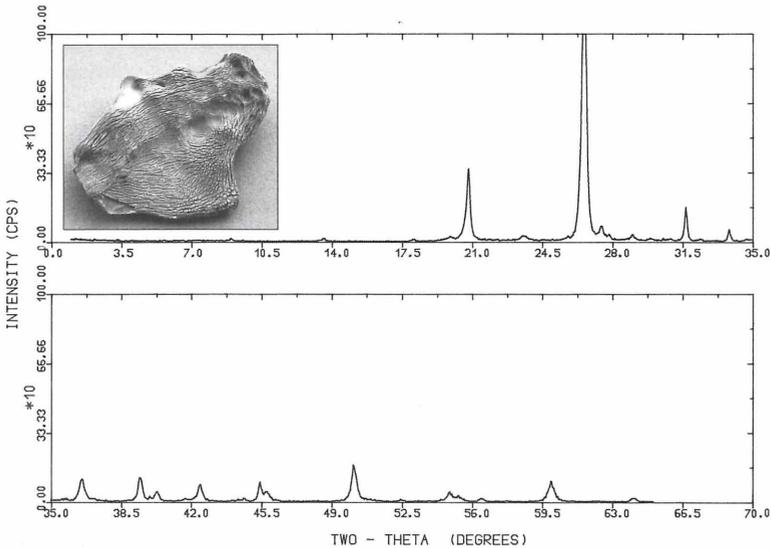


Abb.8: Röntgendiffraktogramm eines wenige Zentimeter großen Feuersteins vom SE-Ende des Bogoria-Sees. Das eingefügte Foto zeigt einen typischen Feuerstein vom Magadi-See mit den ausgeprägten Schrumpfungsrissen. Die maximale Länge des Handstücks beträgt 14cm.



Abb.9: Ausschnitt aus einem gürtelförmig angeordneten Feld aus Stromatolithen am Eyasi-See, welche die Paläouferlinie eines Seespiegelhochstandes nachzeichnen. Daneben treten lagige Strukturen innerhalb von Stromatolithen außerhalb des Bildausschnittes auf, die auf andere Organismen zurückgehen und – wie auch die onkoidischen Stromatolithe – von einem der Verfasser (A.B.) beprobt wurden. Beide Formen werden z.Z. von Dr. Michael MONTENARI (Tübingen) im Detail untersucht. Als Maßstab dient ein Geologenhammer.



Abb.10: Diatomithorizont in der Ol Njorowa Schlucht, der bei einem Seespiegelhochstand des Naivasha-Sees abgelagert wurde. Das Taschenmesser an einer der Feuersteinknollen dient als Größenvergleich. Zur Entstehung dieser Feuersteine siehe Abschnitt 2.1.5.

Weitere Silikatminerale entstehen bei der Einwirkung von Sodalaug auf vulkanisches Glas. Bei der Umwandlung des silikatischen Glases kommt es zu einer Abfolge von verschiedenen Mineralneubildungen, die – bei steigender Alkalinität – von Zeolithen, Analcim bis hin zu Kalifeldspat reicht (MARINER & SURDAM 1970, GOODWIN 1973, SURDAM & EUGSTER 1976). Diese Alkalinitätsanzeiger hat man sich schon in paläoklimatischen Studien zu Nutze gemacht (TRAUTH & STRECKER 1996; siehe Abschnitt 2.3).

2.2 Lagerstätten

An Lagerstätten, die im Ostafrikanischen Graben ihre Entstehung den Sodaseen verdanken, sind folgende zumeist mineralische Rohstoffe zu nennen (siehe auch TIERCELIN 1991 für eine umfassende Diskussion):

- Salze (z.B. Soda bzw. Trona am Magadi-See)
- Diatomit (z.B. Kariandusi am Elmenteita-See)
- Zeolithe (z.B. Clinoptiolit und Erionit am Abiyata-See)
- Metalle (z.B. Pb-Zn-Cu am Kivu-See)
- Phosphat (z.B. Minjingu am Manyara-See)
- Fluorit (z.B. Kimwara am Bogoria-See)
- Tonminerale (z.B. Sepiolit am Amboseli-See)
- Kalk (z.B. Stromatolithe am Manyara-See) und
- Kohlenwasserstoffe (z.B. Methan im Tanganyika-See)

2.2.1 Salze

Durch die hohe Verdunstung reichern sich in den Sodaseen fortlaufend Salze an, die bei überschreiten der Sättigungskonzentration (Löslichkeitsprodukt) als Evaporite ausfallen.

Von besonderem Interesse sind dabei die kontinentalen Evaporitminerale Soda ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) und Trona ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), da sie als Flußmittel bei der Glasherstellung, in der Textilindustrie, zur Seifenerzeugung sowie in der Farbenindustrie und Metallurgie Verwendung finden. Entweder werden ihre in der geologischen Vergangenheit akkumulierten Schichten zum Abbau ausgewählt oder in Salzgärten durch Eindunstung direkt aus dem Seewasser gewonnen.

In Kenia wurde am Magadi-See, einer der größten Tronalagerstätten der Welt (ANONYMOUS 1999), nach der Fertigstellung der Eisenbahnverbindung im Jahre 1913 Trona in immer größerem Umfang abgebaut (SMITH 1989). Seit 1994 beläuft sich die jährliche Produktion von Sodaasche auf rund 230 000 t (MOBBS 1997).

Der heutige Magadi-See hatte pleistozäne, ebenfalls alkalische Vorläufer (Oloronga-See und High-Magadi-See), die jedoch nie das holozäne bis heutige Stadium der ausgedehnten Tronakristallisation erreicht haben, welches zur Entstehung von bis zu 40m mächtigen Evaporitabfolgen geführt hat. Die Ablagerungen enthalten noch Rohmaterial zur Herstellung von 100 Millionen Tonnen Sodaasche (TIERCELIN 1991). Selbst die Badische Anilin und Soda Fabrik (BASF) in Ludwigshafen am Rhein importiert Soda vom kenianischen Magadi-See (KAHMANN mündliche Mitteilung).

Der im äthiopischen Grabenabschnitt gelegene Abiyata-See enthält ca. 70 Mio. t gelöste Salze (hauptsächlich Natriumkarbonat), die seit 1990 in Verdunstungsteichen mit einer Gesamtfläche von 1 Mio. m² gewonnen werden (WEGNER & HÄUßER 1996).

Der nahegelegene Shala-See bringt es sogar auf ca. 700 Mio. t hauptsächlich natriumkarbonatische Lösungsfracht (DUBOIS 1981, BAUMANN et al. 1975), deren Gewinnung jedoch nicht über ein Pilotprojekt im Versuchsstadium hinausgegangen ist (DUBOIS 1981).

2.2.2 Diatomit

Ein wichtiger biogen entstandener Rohstoff ist Diatomit (Kieselgur; Diatomeenerde), welcher aus Kieselalgen skeletten aufgebaut ist, die aus amorpher Kieselsäure bestehenden. Es gibt zahlreiche Arten dieser mikroskopisch kleinen Kieselalgen, deren Häufigkeit und Artenspektrum von den jeweils herrschenden Umweltbedingungen abhängig ist. Das kreidige, meist weiße Sediment zeichnet sich durch eine hohe Porosität (70-90%) und geringe Dichte ($0,15-0,9\text{g/cm}^3$) aus, die ihm ein hohes Adsorptionsvermögen verleihen. Diatomit ist außerdem ein hervorragender Isolator für Wärme, Schall und Elektrizität sowie beständig gegen Feuer und viele Chemikalien (außer Flußsäure und Laugen). Die Eigenschaften des Diatomits sind u.a. abhängig von der hauptsächlich auftretenden Kieselalgenart (bzw. Art). Stellt z.B. die kurze und zylinderförmige *Melosira* den Hauptanteil, kann der Diatomit aufgrund seiner dann relativ hohen Dichte und relativ geringen spezifischen Oberfläche nur als schlecht bezahlter Füllstoff verwendet werden (DUBOIS 1981). Die hauptsächlichsten Verwendungszwecke für Diatomit reichen von Filtermaterial zur Reinigung von Getränken, Salatöl etc. über Füllstoffe bei der Papierherstellung, Verpackungsmaterial für z.B. Säuren, Insektizide, Nitroglyzerin (Dynamit), Isolierstoffe, Poliermittel, Trägersubstanz für z.B. Enzyme bis hin zur Leichtbausteinherstellung.

Von den Diatomitvorkommen im kenianischen Abschnitt des ostafrikanischen Grabens erreichen wenige eine abbauwürdige Mächtigkeit und Reinheit, wie dies im Nakuru-Elmenteita-Becken der Fall ist, welches im Pleisozän mehrfach von einem zusammenhängenden Gewässer eingenommen wurde (BUTZER et al. 1972). Während dieser klimatisch bedingten Seespiegelhochstände war die Zusammensetzung des Wassers weniger salin, nährstoffreich sowie praktisch ohne detritische Zufuhr und begünstigte das massenhafte Auftreten von süßwasserliebenden planktonischen Diatomeenarten (*Melosira*). Heute werden diese reinen, weißen Diatomitlagen z.B. in Kariandusi seit etwa 1940 abgebaut. Die Reserven der bis zu 30 m mächtigen Lagen werden auf über 1,5 Mio. t geschätzt (TIERCELIN 1991).

Äthiopien verfügt über etwa 20 Diatomitlagerstätten mit 2-12m mächtigen Lagen unter 2-15m mächtigen Deckschichten, deren Gesamtvorräte sich auf 75 Mio. t belaufen. Zwischen dem Shala- und Abiyata-See liegen z.B. drei Teilfelder mit geschätzten Vorräten von 100 000 Tonnen (WEGNER & HÄUBER 1996).

Die ostafrikanischen Diatomit-Vorkommen sind vom selben Typ wie diejenigen am Vogelsberg (SCHILLER 1999), da die hohe Diatomeenproduktivität durch die erhöhten Gehalte an Kieselsäure begünstigt wird, welche bei der Verwitterung von vulkanischen Aschen bereitgestellt werden.

2.2.3 Zeolithe

Zeolithe bilden sich unter anderem durch die Umwandlung von vulkanischen silikatischen Gläsern bei niederen Temperaturen im alkalischen Milieu (SURDAM & EUGSTER 1976).

Zeolith-Mineralen sind wasserhaltige Alumosilikate und weisen aufgrund ihrer Mikroporenstruktur eine große innere Oberfläche auf, weshalb sie durch ein immenses Adsorpti-

onsvermögen für z.B. Wasser ausgezeichnet sind. Außerdem ist die Mobilität ihrer Kationen (zumeist Alkali- und Erdalkalimetalle) in den großen Kanälen und Porenräumen des dreidimensional verknüpften TO_4 -Tetraeder-Gerüsts (T steht für Si und Al) ein Charakteristikum von Zeolithen (FISCHER & TILLMANN 1990). Aus diesen Eigenschaften ergeben sich eine Reihe von Anwendungen wie z.B. Molekularsiebe zur Adsorption von Gasatomen oder Molekülen, Kationenaustauscher, Füllstoff in der Papierindustrie und Herstellung von hydraulischen Zementen.

Aufgrund des relativ häufigen Vorkommens von Sodalaug und vulkanischen Gläsern finden sich im Ostafrikanischen Graben an zahlreichen Stellen geringe Mengen an Zeolithen (z.B. RENAUT 1993, TRAUTH & STRECKER 1996).

In Äthiopien wurde erstmals in pleistozänen Sedimenten am Abiyata-See ein Zeolithvorkommen von Clinoptilolit (= SiO_2 -reicher Heulandit) und Erionit erbohrt, das aufgrund der Tiefe und geringen Menge jedoch ebenfalls nicht abbauwürdig ist (KNOTH & KNUTH 1999).

Bei den klimatisch bedingten Seespiegelhochständen hatten die benachbarten Seen (Zwai, Langanu und Shala) mit dem Abiyata-See einen einzigen zusammenhängenden Wasserkörper (Galla-See).

Die fein im Sediment verteilten Clinoptilolite am Abiyata-See entstanden bei der mit zunehmender Tiefe immer intensiveren Umwandlung von umgelagerten vulkanischen Glasparkeln rhyolithischer Zusammensetzung durch alkalisches Schichtwasser während der Versenkungsdiagenese. Bei der Bildung von den 5 bis 20mm mächtigen Lagen aus praktisch monomineralischem Erionit könnten zusätzlich migrierende Wässer von heißen Quellen eine Rolle gespielt haben (KNOTH & KNUTH 1999).

2.2.4 Fluorit

Die Bildung von größeren Fluoritmengen (Flußspat, CaF_2) ist an den erhöhten Erdwärme-fluß im Ostafrikanischen Graben gebunden, der sich in Form von Heißdampffeldern und heißen Quellen an der Erdoberfläche manifestiert (z.B. geothermische Anomalie am Bogoria-See).

Neben der hydrothermalen Entstehung von gangförmigem Fluorit, der die Hohlräume von Störungsbrekzien ausfüllt (NYAMBOK & GACIRI 1975), kann Fluorit auch im sedimentären Milieu als primäres Präzipitat oder durch Reaktion mit z.B. Kalzit entstehen, da einige heiße Quellen hohe Fluorkonzentrationen aufweisen (RENAUT et al. 1986).

Die bedeutendste ostafrikanische Fluoritlagerstätte befindet sich im südlichen Kerio Valley westlich des Bogoria-Sees. Sie stellt für Kenia nach Trona den zweitwichtigsten mineralischen Rohstoff dar, der zum größten Teil exportiert wird. Die Abbaumengen lagen zwischen 1993 und 1997 bei 53 000 - 83 000 Tonnen (MOBBS 1997), die Reserven mit durchschnittlich 50% CaF_2 belaufen sich auf 9 Mio. t (NYAMBOK & GACIRI 1975).

Von den drei im Abbau befindlichen Fluoritkörpern ist der Tagebau von Kimwarer am größten. Dort haben die an Störungen aufgestiegenen hydrothermalen Lösungen den kristallinen Kalk verdrängt (NYAMBOK & GACIRI 1975).

Verwendung findet der Flußspat z.B. in der Keramikindustrie, zur Spezialzementherstellung, als Flußmittel ("Hüttenspat") in der Metallurgie und zur Gewinnung von Flußsäure sowie anderen Fluorverbindungen.

2.2.5 Metalle

Ein großer Teil der Metallanreicherungen in den Seen des Ostafrikanischen Grabens geht auf hydrothermale Aktivität zurück. So wurden beispielsweise im Kivu-See des westlichen Riftarms neben großen Mengen an Eisenerzen u.a. auch Pb-Zn-Cu-Anreicherungen nachgewiesen, die sich in den letzten 5000 Jahren angesammelt haben (DEGENS & KULBICKI 1973). Die berechneten Mengen liegen bei 60 Mio. t Eisen, 270 000 Tonnen Blei und jeweils 60 000 Tonnen Kupfer und Zink. An Eisenerzen können sich je nach den herrschenden Eh-pH-Bedingungen und den verfügbaren Kationen Pyrit (FeS_2), Siderit (FeCO_3), Goethit ($\alpha\text{-FeOOH}$), Lepidokrokit ($\gamma\text{-FeOOH}$) oder das Eisenphosphat Vivianit ($\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) bilden. So entstand z.B. im Malawi- und Bogoria-See Vivianit durch die Auflösung und erneute Ausfällung von Fischknochenphosphat unter reduzierenden, alkalischen Bedingungen (MÜLLER & FÖRSTNER 1973, RENAUT et al. 1986).

2.2.6 Phosphat

Die sedimentären Phosphatvorkommen entstehen durch Anreicherungen von Kotpillen sowie Zähnen und Knochen verschiedener Organismen (TIERCELIN 1991).

Die für Tansania bedeutende Phosphatlagerstätte Minjingu liegt ca. 5 km östlich des heutigen Manyara-Seeufers und wurde zwischen 1983 und 1991 für Rohmaterial zur Düngerherstellung kommerziell abgebaut (SCHLÜTER 1987, ANONYMOUS 1991, SCHLÜTER 1997). Sie besteht aus bis zu 10m mächtigen umgelagerten Guanoablagerungen des einstmals ausgedehnteren Sees, die sich im Umkreis eines aus proterozoischen Gesteinen bestehenden Inselbergs gebildet haben. Letzterer ragte damals aus dem Paläo-Manyara-See heraus, dessen Wasserspiegel um mindestens 20-30m über dem heutigen lag. Diesen Seespiegelhochstand zeigen Stromatolithe an, die im Paläouferbereich gewachsen sind. Anhand von Funden fossiler Knochen konnte gezeigt werden, daß diese Insel von zahlreichen Kormoranen (*Phalacrocorax*) bevölkert war (\diamond Guano), die auf die Vorfahren der heutigen in Quellen und Lagunen rings um den Manyara-See lebenden Buntbarsche (*Tilapia grahami*) Jagd machten.

An Reserven sind knapp 10 Mio. t an Phosphaterz nachgewiesen mit durchschnittlichen Gehalten von 22% P_2O_5 (ANONYMOUS 1991).

Bei der Phosphatentstehung gibt es ebenfalls eine Parallele zum Oberrheingraben, da in den eozänen Sedimenten des Messelsees in zwei Horizonten angereicherte Phosphatminerale (z.B. Messelit: $\text{Ca}_2\text{Fe}[\text{PO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ und Montgomeryit: $\text{Ca}_2\text{Al}_2[\text{OH}(\text{PO}_4)_3] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) nachgewiesen werden konnten (HARMS et al. 1999).

2.2.7 Kalk

Von lokaler Bedeutung sind Stromatolithen-Kalke z.B. vom Manyara-See, die als Baumaterial verwendet werden. Die Vorräte an massiven stromatolitischen Riffkalken mit Durchmesser der Bioherme bis zu 2m belaufen sich im Manyarabecken auf über 1 Mio. t (TIERCELIN 1991).

Auch in diesem Fall existiert eine bedeutende Analogie zum südlichen Oberrheingraben, denn nach der beginnenden Subsidenz im Mitteleozän wurde im Obereozän und Unterliogozän der Oberrheingraben von einem See eingenommen, an dessen Rändern auf den Geröllen von Schuttfächern Stromatolithe wuchsen (DURINGER & GALL 1993).

2.2.8 Kohlenwasserstoffe

Im westlichen und östlichen Ast des ostafrikanischen Grabens fand eine intensive Exploration auf Kohlenwasserstoffe statt (ROBBINS 1983; CROSSLEY & OWEN 1987), die z.B. den Nachweis von Methan und schwereren gasförmigen Kohlenwasserstoffen in hydrothermalen Wässern des Tanganyika-Sees erbrachte (TIERCELIN et al. 1989).

Wenn auch nur relativ wenige und kleine Vorkommen aufgespürt werden konnten, so kann die Bedeutung von Sodasee-Ablagerungen in Beziehung auf Kohlenwasserstoffvorkommen an der mitteleozänen Green River Formation in Wyoming, Utah und Colorado (USA) ermessen werden. Dort wurden nämlich Ölschiefer entdeckt, welche die größte Ölreserve der Welt darstellen (ROBBINS 1983).

Wieder zeigt sich eine Parallele zum ebenfalls mitteleozänen Messensee mit seinen Ölschiefen, die bis 1971 abgebaut wurden (HARMS et al. 1999) und zu Erdöllagerstätten im Oberrheingraben, wie z.B. dem Erdölfeld Landau (SIMON 1962).

2.2.9 Tonminerale

An lagerstättenkundlich interessanten Tonmineralen, die mit der Genese von Sodaseen in Zusammenhang stehen, sind besonders die Vorkommen von Sepiolit am Amboseli-See zu erwähnen. Dieser reine Sepiolit (Meerschaum) wurde in der Sinya Mine mechanisch abgebaut und hauptsächlich für kunsthandwerkliche Gegenstände, Pfeifenköpfe und in der kosmetischen Industrie verwendet (TIERCELIN 1991).

2.3 Paläoklima

Das Interesse an den ostafrikanischen Sodaseen, als Untersuchungsobjekt zur Rekonstruktion des bisher am wenigsten bekannten Paläoklimas der Tropen, ist in den letzten Jahren stetig gewachsen. Dies hat mehrere Gründe (nach JOHNSON et al. 1990 und JOHNSON 1996):

- lange Lebensdauer: Vor allem die großen Seen des westlichen Astes gehören zu den ältesten der Erde. Es liegen lange, d.h. bis über 4 km mächtige und kontinuierliche Sedimentabfolgen vor, die einen direkten Vergleich mit dem Klimabefund an Tiefseesedimenten möglich machen

hohe Sedimentationsraten (ca. 1mm/Jahr): Dadurch ist eine hohe zeitliche Auflösung gewährleistet, die einen direkten Vergleich mit dem Klimabefund an Baumringen und Eisbohrkernen ermöglicht

es sind moderne verlässliche Datierungsmethoden anwendbar. Die eingeschalteten vulkanischen Förderprodukte erlauben z.B. hochpräzise Altersbestimmungen mittels Laser-Ar/Ar-Analysen (TRAUTH et al. 2000)

geringe Bioturbation in den tiefen Becken aufgrund anoxischer Bedingungen

die saisonale Variabilität des Klimas kann an laminierten Sedimenten (Warven) und Wachstumslaminae der lakustrinen Stromatolithe abgelesen werden

drastische Seespiegelschwankungen, die sich u.a. in der Mikrofossilvergesellschaftung (z.B. Diatomeen), Mineralogie und chemischen sowie isotopischen Zusammensetzung der Sedimente bzw. deren Komponenten widerspiegeln

Dabei muß im Falle von einzelnen Bohrkernen oder Einzelprofilen berücksichtigt werden, daß insbesondere bei flachen Sodaseen ein starker lateraler Fazieswechsel vorliegt und durch episodische Ausdehnung oder Schrumpfung die stratigraphische Abfolge der Schich-

ten nicht an allen Lokalitäten vollständig ist (VANDERVOORT 1997). Dies trifft jedoch nicht auf Seen zu (z.B. Tanganyika-See mit 1500m Wassertiefe), deren tiefe Becken auch in den trockensten Klimaperioden permanent mit Wasser bedeckt waren (JOHNSON 1996). Zusätzlich muß in jedem Einzelfall sichergestellt werden, daß die in den aufgeschlossenen Sedimentabfolgen dokumentierten Wechsel von Süßwasser- und alkalinen Ablagerungsbedingungen nicht durch Änderungen der lokalen hydrologischen Bedingungen (z.B. Tektonik und damit verknüpfter Erosion) verursacht wurde, sondern auf regionale klimatische Ereignisse zurückgehen (TRAUTH & STRECKER 1996).

Eine besondere Bedeutung kommt bei der klassischen paläolimnologischen Rekonstruktion den Stromatolithen zu (CASANOVA 1986, VINCENS et al. 1986, COHEN et al. 1997). Sie liefern Informationen zu Seespiegeländerungen basierend auf deren Höhenlage ober- oder unterhalb des heutigen Seespiegels, lassen mittels Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenanalysen an stromatolithischem Karbonat paläohydrologische Parameter ableiten, ermöglichen paläoökologische Studien anhand deren Wachstumsformen und eine Alterseinstufung mittels ^{14}C -Analysen an Stromatolithproben im Anwendungsbereich der Methode, d.h. etwa innerhalb der letzten 40 Tausend Jahre (ka).

Es gibt zwar genügend zuverlässige Klimaindikatoren, aber die sichere zeitliche Rekonstruktion der untersuchten klimatischen Veränderungen ist nicht trivial und selten im erwünschten Umfang gewährleistet. Dies liegt zum einen an der nicht unbegrenzten Verfügbarkeit datierbaren Materials und zum anderen an der z.T. nicht einfachen Erkennung möglicher Fehlerquellen bei der jeweiligen Altersbestimmung. Bei der ^{14}C -Datierung von Stromatolithen muß z.B. auf eine Reihe von Kontaminationsmöglichkeiten (z.B. organisches Material an der Oberfläche und Füllungen in Zwischenräumen) sowie diverse, mit zusätzlichem analytischem Aufwand zumeist korrigierbare Effekte (z.B. Atombomben- ^{14}C , Zumischung von altem vulkanischen $^{12}\text{CO}_2$, Reservoir-Effekt) geachtet werden, welche die Autoren von früheren Studien z.T. nicht berücksichtigt haben (COHEN et al. 1997).

Mit den bisherigen ^{14}C -Datierungen konnte jedoch z.B. das Modell von der Gleichzeitigkeit der Vereisungen der hohen Breiten und den "Regenzeiten" (sogenannten Pluvialzeiten) der niederen Breiten, die in Seespiegelhochständen dokumentiert sind, widerlegt werden (BUTZER et al. 1972). Im Gegensatz zum Pluvial-Modell zeichnen sich die Sodaseen bis hinunter zum Tanganyika-See während der letzten Eiszeit durch einen Seespiegeltiefstand aus, welches trockene Bedingungen anzeigt (z.B. JOHNSON 1996). Die mit den globalen Meerwasserspiegel- und Eisvolumenschwankungen korrelierten Klimaänderungen während des letzten Glazials und Postglazials konnten vor allem anhand der Diatomeenvergesellschaftung in Seesedimentkernen kontinuierlich rekonstruiert und deren Gleichzeitigkeit mittels ^{14}C -Analysen an organischem Kohlenstoff belegt werden (GASSE et al. 1989). Die zeitliche Übereinstimmung im Klimaverlauf gilt auch für das in hohen und niederen Breiten synchron während der letzten Enteisung erfolgte Abkühlungsereignis der Jüngeren Dryas (ROBERTS et al. 1993).

Eine Bestätigung der aus der Untersuchung von Sodassen gewonnenen paläoklimatischen Erkenntnisse lieferten Pollenanalysen an ^{14}C -datierten, bis 40 ka zurück reichenden Sumpfablagerungen nördlich des Tanganyika-Sees, die z.B. auch einen Rückgang der Niederschlagsmenge und der Temperatur im letzten Glazial anzeigen (BONNEFILLE et al. 1990).

Wenn kein karbonatischer oder organischer Kohlenstoff in den Sedimentabfolgen vorhanden ist und im Falle von älteren Zeitabschnitten >40 ka, ist eine Datierung mittels ^{14}C nicht möglich, weshalb andere Methoden zur Altersbestimmung herangezogen werden müssen. Bei Stromatolithen, die gut 50m oberhalb des heutigen Seespiegels ringförmig um das Magadi-Natron-Becken vorkommen und aus drei Generationen bestehen, sind z.B. schon U/Th-Ungleichgewichtsdaterungen eingesetzt worden, um deren Bildungsalter zu ermitteln. Dabei lieferte die 1. Generation ein U/Th-Alter von $240 +34 -52$ ka, die 2. Generation ein U/Th-Alter von $136 +12 -11$ ka und die 3. Generation wurde mit über 30 ^{14}C -Analysen auf 9650 ± 200 Jahre vor Heute bis 12450 ± 100 Jahre v.H. datiert (CASANOVA & HILLAIRE-MARCEL 1987). Diese Seespiegelhochstände belegen eine humide Phase in Ostafrika am Übergang vom jeweiligen Glazial zum Interglazial (Termination I, II und III). Im Gegensatz zu den U/Th-Altern müssen die, aus Gründen der Vergleichbarkeit mit einer nicht mehr gültigen Halbwertszeit und ohne Berücksichtigung von Schwankungen im atmosphärischen ^{14}C -Gehalt berechneten konventionellen ^{14}C -Daten, mittels der aktuellen Kalibrierung (STUIVER et al. 1998a,b) erst auf Kalenderjahre umgerechnet werden. Das Hauptmaximum in der Altersverteilung der 3. Stromatolith-Generation von 10300 Jahren vor Heute (CASANOVA & HILLAIRE-MARCEL 1987) entspricht dabei rund 10200 Jahren kalibrierten Kalenderjahren vor Christus, d.h. einem knapp 2000 Jahre höheren Alter.

Besonders günstig für die zeitliche Einstufung sind in den Seesedimenten eingeschaltete Aschenlagen von explosiven Vulkanausbrüchen, da dann hochpräzise und zuverlässige Alter mittels Laser-Ar/Ar-Analysen an einzelnen vulkanischen Hochtemperaturfeldspäten (Sanidin, Anorthoklas) erzielt werden können. Die Altersspanne dieser in den letzten 20 Jahren entwickelten und immer weiter perfektionierten Meßmethode reicht von größer als Erdalter bis hinunter zu 2000 Jahre alten Proben (RENNE et al. 1997). Das Paradebeispiel zur zeitlichen Rekonstruktion des Paläoklimas in Ostafrika an der Wende der vorletzten Eiszeit zur Eem-Warmzeit, stellt die Studie von TRAUTH et al. (2000) dar. Diese Autoren haben mit 18 hochpräzisen Laser-Ar/Ar-Datierungen die Seespiegeländerungen des Naivasha-Sees, deren Anstieg bzw. Abfall in der Ol Njorowa Schlucht ("Hells Gate") durch frisches vulkanisches Glas und Diatomitlagen (**Abb.10**) bzw. durch diagenetisch umgewandelte vulkanische Gesteinsgläser dokumentiert sind (TRAUTH & STRECKER 1996), mit höchster zeitlicher Auflösung erfaßt, wie dies mit U/Th-Datierungen nicht möglich gewesen wäre.

Ein weiterer Vorteil dieser Chronologie besteht darin, daß über die Korrelation der Tuffe mittels "geochemischem Fingerabdruck" die an der lokalen Abfolge ermittelten Alter dann als großflächig anwendbare Zeitmarken zur Verfügung stehen. So wurde z.B. die 3,4 Millionen Jahre alte Aschenlage des Tulu Bor Tuffs vom Turkana-See in Nordkenia nicht nur mit dem Sidi Hakoma Tuff der Hominidenfundstelle Hadar in Äthiopien, sondern auch mit einem geochemisch identischen Tuff in den marinen Sedimenten des Golfs von Aden über mehr als 2000 km hinweg erfolgreich korreliert (SARNA-WOJCICKI et al. 1985).

2.4 Modell für den präkambrischen Urozean

Auch die Präkambriumsforchung erhielt durch die Beschäftigung mit rezenten Sodaseen wichtige Impulse, denn KEMPE & DEGENS (1985) haben das Modell eines präkambrischen Soda-Ozeans aufgestellt. In der Tat vermittelt z.B. am Ufer des Bogoria-Sees der

Anblick der heißen Quellen und Stromatolithen, die es seit 3,45 Milliarden Jahren gibt (HOFMANN et al. 1999), einen Eindruck von einigen der Umweltbedingungen, die im Präkambrium geherrscht haben. Vergewagt man sich die Entstehungsbedingungen der rezenten Sodaseen (Abschnitt 2.1), so wäre es geochemisch durchaus möglich, daß der präkambrische Ozean ebenfalls eine Sodachemie gehabt haben könnte (KEMPE & DEGENS 1985). Durch eine Serie von Mineralgleichgewichten, der Differenzierung der Erdkruste und dem Entzug von gelöstem Karbonat durch Organismen, könnte die ursprüngliche Sodazusammensetzung dann innerhalb kurzer Zeit in die heutige Kochsalzzusammensetzung übergegangen sein. Dies würde nach KEMPE & DEGENS (1985) folgende geochemische Probleme des Präkambriums besser erklären:

- die Ausfällung von Dolomit
- die Entstehung von Feuerstein (Chert)
- die Bildung von gebänderten Eisensteinen (BIFs) mit Chert, Siderit und Eisensilikaten
- die Dominanz von Illit und Chlorit über Kaolinit und Smektit bei den Tonmineralen
- die Beschleunigung der Entstehung des Lebens
- die späte Biomineralerfindung und
- die nahezu konstante Kohlenstoffisotopie ($\delta^{13}\text{C}$) präkambrischer Kalke

Dazu ist anzumerken, daß Szenarien für die Bildung von sedimentären BIFs des ökonomisch bedeutendsten Superior-Typs denkbar sind, die sich in ausgedehnten flachmarinen Bereichen analog zum heutigen Persischen Golf abspielen und ohne Sodachemie des proterozoischen Ozeans auskommen (z.B. LOUGHEED 1983). Außerdem schwanken die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte präkambrischer Kalke nicht mehr oder weniger als die um den gleichen Mittelwert streuenden Kalke der jüngeren Erdgeschichte, woraus u.a. hervorgeht, daß die vom pH-Wert unabhängige Isotopenfraktionierung zwischen organischem Kohlenstoff und Karbonatkohlenstoff im Präkambrium die gleiche war wie im Phanerozoikum (SCHIDLOWSKI et al. 1976). Letztlich haben SEE-Untersuchungen an chemisch gefällten Mineralen sedimentärer BIFs das Modell des Sodaozeans definitiv widerlegt (MÖLLER & BAU 1993, BAU & MÖLLER 1994, BICKLE et al. 1999), denn aufgrund des Fehlens einer positiven Cer-Anomalie, die für alkalische Wässer mit hohem pH-Wert typisch ist, kann der pH-Wert des präkambrischen Meerwassers nicht größer als 8,5 gewesen sein. Die – erdgeschichtlich gesehen – späte Entfaltung höherer Lebensformen kann mit einem 1,5 bis zweifach höheren Salzgehalt des präkambrischen Meerwassers erklärt werden und fand erst statt, als ein großer Teil des NaCl durch Bildung von Salzlagerstätten auf den kontinentalen Plattformen und durch saline Grundwässer den Ozeanen entzogen wurde (KNAUTH 1998).

3. Ausblick

Wenn auch das bestechende Modell eines präkambrischen Sodaozeans heute nicht mehr aufrecht erhalten werden kann, so verlangt z.B. die verblüffende Ähnlichkeit von hoch aufgewölbten präkambrischen Stromatolithbiohermen mit rezenten von Stromatolithen aufgebauten Travertinkuppen, die sich an Quellaustritten von Sodaseen gebildet haben (ARP et al. 1998) nach einer anderen plausiblen Erklärung.

Die Bedingungen, die zur Bildung von Sodaseen führen, sind – wie oben gezeigt – an einzelnen gut untersuchten Fallbeispielen herausgearbeitet worden. Mit der weiteren syste-

matischen Erforschung von sämtlichen sedimentären Becken mit fossilen und rezenten Sodaseen im ostafrikanischen Graben ist insbesondere bei den afrikanischen Kollegen auch die Hoffnung verknüpft, neue ökonomisch bedeutende Lagerstätten zu finden (z.B. Erdöl).

Beim Paläoklima wird die mit Spannung erwartete Datenauswertung insbesondere der noch wenig bekannten älteren Zeitabschnitte wichtige Impulse zum Verständnis des globalen Klimas auf der Erde liefern. Eine wesentliche Rolle werden dabei die modernen zuverlässigen Datierungsmethoden spielen (z.B. Laser-Ar/Ar-Analysen), die auch schon verlässliche Daten für die Hominidenevolution erbrachten, welche in Ostafrika im Bereich der Sodaseen ihren Ursprung genommen hat.

4. Danksagung

Wir danken Dr. Reinhard Oehmig für die Durchführung der beiden Röntgendiffraktometeraufnahmen am Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg und Udo Eggenweiler (Kristallographisches Institut Freiburg) für die Mithilfe bei der Identifikation der Mineralphasen.

Ralf Gertisser sei für die Mithilfe bei der Beprobung der Karbonatitlapilli sowie für die Beharrlichkeit am Eyasi-See doch noch das Ufer erreichen zu wollen herzlich gedankt und wir danken ihm sowie Marika Vespa für das Durchhaltevermögen bei gemeinsam bewältigten Strapazen während der gesamten Ostafrika-Expedition zum Jahrtausendwechsel 1999/2000.

Prof. Jörg Keller (IMPG Freiburg) sind wir für wertvolle logistische und fachliche Hinweise zu seinem in der Welt einmaligen Lieblingsvulkan Ol Doinyo Lengai zu größtem Dank verpflichtet.

Ferner gebührt Dr. Arnd Schreiber (Zoologisches Institut Heidelberg) für die Einführung in die biologischen Besonderheiten Ostafrikas auf der Kenia-Exkursion im Jahre 1984, Prof. Guzzetta (Geologisches Institut Addis Abeba) für die wunderschöne Exkursion zu den Sodaseen im äthiopischen Abschnitt des Ostafrikanischen Grabens im Jahre 1985 und Diplomeologe Tom Neuffer (Speyer) für die souverän organisierte geologische Exkursion im Jahre 1989 inkl. "Lebensrettung" in der "hells gate"-Schlucht am Naivasha-See größter Dank.

Freddy Jäger (Kirchzarten) scannte dankenswerterweise die Bildvorlagen ein und holte das letzte an Schärfe bei der Erstellung der druckreifen Abbildungen heraus.

Außerdem danken wir Dr. Barth und Dr. Dalheimer von der BGR in Hannover für aktuelle Literatur zum Thema Rohstoffe.

Schließlich ein herzliches Dankeschön an den Leiter des Instituts für Sedimentforschung, Prof. German Müller (Heidelberg), u.a. für das Wecken des Interesses an Seesedimenten, der vermittelten Begeigerungsfähigkeit sowie für anregende Diskussionen über Ostafrika.

5. Angeführte Schriften

ANONYMOUS (1991): Tanzania – Opportunities for Mineral Resource Development - Ministry of Water, Energy and Minerals United Republic of Tanzania 108 pp

- ANONYMOUS (1999): Kenya - In: Mining Annual Review 1999: A87
- ARP, G., HOFMANN, J. & REITNER, J. (1998): Microbial Fabric Formation in Spring Mounds ("Microbialites") of Alkaline Salt Lakes in the Badain Jaran Sea, PR China - *Palaios* 13: 581-592
- ASFAW, L. M., BILHAM, R., JACKSON, M. & MOHR, P. (1992): Recent inactivity in African rift - *Nature*, 357: 447
- BAKER, B. H. (1986): Tectonics and volcanism of the southern Kenya Rift Valley and its influence on rift sedimentation - In: L. E. FROSTICK et al. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication, 25: 45-57
- BAKER, B. H., MOHR, P. A. & WILLIAMS, L. A. J. (1972): Geology of the Eastern Rift System of Africa - *GSA Special Paper*, 136: 1-67
- BAU, M. & MÖLLER, P. (1994): Präkambrische chemisch-sedimentäre Mineralisationen - *Geowissenschaften*, 12, 10-11: 333-336
- BAUMANN, A., FÖRSTNER, U. & ROHDE, R. (1975): Lake Shala: Water Chemistry, Mineralogy and Geochemistry of Sediments in an Ethiopian Rift Lake *Geol. Rundsch.*, 64: 593-609
- BELL, K., KJARSGAARD, B. A. & SIMONETTI, A. (1999): Carbonatites—Into the Twenty-First Century - *Journal of Petrology*, 39, 11&12: 1839-1845
- BICKLE, M. J., GRASSINEAU, N., FOWLER, M. R., NISBET, E. G., CHAPMAN, H. J., HUNTER, M. & MARTIN, T. (1999): Geochemistry of the Early Oceans - *EUG 10 Strasbourg (France) 1999, J. Conf. Abs.*, 4: 144
- BONNEFILLE, R., ROELAND, J. C. & GUIOT, J. (1990): Temperature and rainfall estimates for the past 40,000 years in equatorial Africa - *Nature*, 346: 347-349
- BOSWORTH, W., STRECKER, M. R. & BLISNIUK, P. M. (1992): Integration of East African Paleostress and Present-Day Stress Data: Implications for Continental Stress Field Dynamics - *J. Geophys. Res.*, 97, B8: 11851-11865
- BUTZER, K. W., ISAAC, G. L., RICHARDSON, J. L. & WASHBOURN-KAMAU, C. (1972): Radiocarbon dating of East African lake levels - *Science*, 175: 1069-1076
- CASANOVA, J. (1986): East African Rift stromatolites In: L. E. Frostick et al. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication, 25: 201-210
- CASANOVA, J. & HILLAIRE-MARCEL, C. (1987): Chronologie et Paléohydrologie des Hauts Niveaux Quaternaires du Bassin Natron-Magadi (Tanzanie-Kenya) D'Après la Composition Isotopique (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C , U/Th) des Stromatolites Littoraux - *Sci. Géol., Bull.*, 40, 1-2: 121-134 Strasbourg

- COHEN, A. S., TALBOT, M. R., AWRAMIK, S. M., DETTMAN, D. L. & ABELL, P. (1997): Lake level and paleoenvironmental history of Lake Tanganyika, Africa, as inferred from late Holocene and modern stromatolites - *GSA Bulletin*, 109, 4: 444-460
- CROSSLEY, R. & OWEN, B. (1987): Sedimentation in the Malawi rift and some implications for hydrocarbon exploration in Africa - In: Matheis & Schandelmeier (Eds.): *Current research in African earth sciences*. 227-230 Balkema Rotterdam
- DAWSON, J. B., GARSON, M. S. & ROBERTS, B. (1987): Altered former alkalic carbonatite lava from Oldoinyo Lengai, Tanzania: Inferences for calcite carbonatite lavas - *Geology*, 15: 765-768
- DEGENS, E. T. & KULBICKI, G. (1973): Hydrothermal Origin of Metals in Some East African Lakes - *Mineral. Deposita (Berl.)*, 8: 388-404
- DOMINIK, A., MANGINI, A. & MÜLLER, G. (1981): Determination of Recent Deposition Rates in Lake Constance with Radioisotopic Methods – *Sedimentology*, 28: 653-677
- DUBOIS, C.G.B. (1981): Soda and diatomite deposits from the Ethiopian rift valley - In: S. CHEWAKA & M. J. DE WIT (Eds.): *Plate tectonics and metallogensis: some guidelines to Ethiopian mineral deposits*. Ministry of mines, energy and water resources; Ethiopian institute of geological surveys Bulletin No. 2, chapter 8: 40-43
- DURINGER, P. & GALL, J.-C. (1993): Les écosystèmes microbiens marqueurs des variations des niveaux lacustres en contexte de fan-deltas. Exemple du rift rhénan méridional (Europe occidentale) - *Geol. Rundsch.*, 82: 30-41
- EINSELE G. & HINDERER, M. (1997): Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins - *Geol. Rundsch.*, 86: 288-310
- EUGSTER, H. P. (1986): Lake Magadi, Kenya: a model for rift valley hydrochemistry and sedimentation? In: L. E. FROSTICK et al. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication, 25: 177-189
- EUGSTER, H. P. & HARDIE, L. A. (1978): *Saline Lakes* - In: A. Lerman (Ed.) *Physics and Chemistry of Lakes*. Chapter 8: 237-293 Springer New York
- FAURE, H. & GAC, J.-Y. (1981): Will the Sahelian drought end in 1985? - *Nature*, 291: 475-478
- FISCHER, R. X. & TILLMANN, E. (1990): Zeolithe-Vom mineralogischen Liebhaberstück zur großtechnischen Nutzung - *Die Geowissenschaften*, 8, 1: 13-18
- FROSTICK, L. E., RENAUT, R. W., REID, I. & TIERCELIN, J. J. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts* - Geological Society Special Publication, 25: 382 pp Blackwell Oxford

- GASSE, F., LÉDÉE, V., MASSAULT, M. & FONTES, J.-C. (1989): Water-level fluctuations of Lake Tanganyika in phase with oceanic changes during the last glaciation and deglaciation - *Nature*, 342: 57-59
- GOODWIN, J. H. (1973): Analcime and K-Feldspar in Tuffs of the Green River Formation, Wyoming - *American Mineralogist*, 58: 93-105
- GRIESSHABER, E., WEISE, S. & DARLING, G. (1994): Hotspot helium in geothermal waters from Ethiopia and Djibuti (East-African Rift system) - In: Abstracts of the Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology (Berkeley California USA, June 5-11, 1994) (Edited by LANPHERE, M. A., DALRYMPLE, G. B. & TURRIN, B. D.) U.S. Geological Survey Circular, 1107: 118
- HARDIE, L. A., SMOOT, J. P. & EUGSTER, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach - In: A. MATTER & M. E. TUCKER (Eds.): *Modern and Ancient Lake Sediments*. Internat. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ., 2: 7-41
- HARMS, F.-J. mit Beiträgen von ADERHOLD, G., HOFFMANN, I., NIX, T. & ROSENBERG, F. (1999): Erläuterungen zur Grube Messel bei Darmstadt (Südhessen) - In: A. HOPPE & F. F. STEININGER (Hrsg.): *Exkursionen zu Geotopen in Hessen und Rheinland-Pfalz sowie zu naturwissenschaftlichen Beobachtungspunkten Johann Wolfgang von Goethes in Böhmen*. Schriftenreihe Dt. Geol. Ges., 8: 181-222
- HAY, R. L. (1968): Chert and Its Sodium-Silicate Precursors in Sodium-Carbonate Lakes of East Africa - *Contr. Mineral. and Petrol.*, 17: 255-274
- HENDRIE, D. B., KUSZNIR, N. J., MORLEY, C. K. & EBINGER, C. J. (1994): Cenozoic extension in northern Kenya: a quantitative model of rift basin development in the Turkana region - *Tectonophysics*, 236: 409-438
- HENJES-KUNST, F. & ALTHERR, R. (1992): Metamorphic petrology of xenoliths from Kenya and northern Tanzania and implications for geotherms and lithospheric structures - *Journal of Petrology*, 33: 1125-1156
- HOFMANN, H. J., GREY, K., HICKMAN, A. H. & THORPE, R. I. (1999): Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia.- *GSA Bulletin*, 111, 8: 1256-1262
- JOHNSON, T. C. (1996): Sedimentary Processes and Signals of Past Climatic Change in the Large Lakes of the East African Rift Valley - In: T. C. Johnson & E. O. Odada (Eds.): *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*. Gordon and Breach, Toronto, 367-412
- JOHNSON, T. C., TALBOT, M. R., KELTS, K., COHEN, A. S., LEHMAN, J. T., LIVINGSTONE, D. A., ODADA, E. O., TAMBALA, A. F., MCGILL, J., ARQUIT, A. & TIERCELIN, J.-J. (1990): IDEAL An International Decade for the East African Lakes - Workshop Report 1 on the Paleoclimatology of African Rift

Lakes, Bern, Switzerland, March 29-31 1990, Technical Report Duke University Marine Laboratory Beaufort, North Carolina U.S.A. December 1990, 1-35

- JOHNSON, T. C. & ODADA, E. O. (1996 Eds.): The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes - Gordon and Breach, Toronto, 664 pp
- JONES, B. F., EUGSTER, H. P. & RETTIG, S. L. (1977): Hydrochemistry of the Lake Magadi basin, Kenya - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41: 53-72
- KELLER, J. (1981): Carbonatitic volcanism in the Kaiserstuhl alkaline complex: evidence for highly fluid carbonatitic melts at the earth's surface *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9: 423-431
- KELLER, J. & KRAFFT, M. (1990): Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988 - *Bull. Volcanol.*, 52: 629-645
- KEMPE, S. & DEGENS, E. T. (1985): An Early Soda Ocean? – *Chem. Geol.* 53: 95-108
- KNAUTH, P. L. (1998): Salinity history of the Earth's early ocean - *Nature*, 395: 554-555
- KNOTH, W. & KNUTH, G. (1999): Zeolites in Pleistocene sediments of an Ethiopian Rift lake - *Z. dt. geol. Ges.*, 150, 1: 159-166
- KRAFFT, M. & KELLER, J. (1989): Temperature Measurements in Carbonatite Lava Lakes and Flows from Oldoinyo Lengai, Tanzania - *Science*, 245: 168-170
- LARROQUE, J. M. & LAURENT, P. (1988): Evolution of the stressfield in the south of the Rhinegraben from Eocene to present - *Tectonophysics*, 148: 41-58
- LOUGHEED, M. S. (1983): Origin of Precambrian iron formations in the Lake Superior region - *Geol. Soc. America Bull.*, 94: 325-340
- LUBALA, R. T. & RAFONI, A. (1987): Pétrologie et Signification Géodynamique du Volcanisme Alcalin Mio-Pliocène de la Région du Lac Natron (Rift Est-Africain, Tanzanie) - *Sci. Géol., Bull.*, 40, 1-2: 41-55
- MACDONALD, R. (1994): Petrological evidence regarding the evolution of the Kenya rift valley - *Tectonophysics* 236: 373-390
- MACINTYRE, R. M., MITCHELL, J. G. & DAWSON, J. B. (1974): Age of Fault Movements in Tanzanian Sector of East African Rift System - *Nature*, 247: 354-356
- MAGUIRE, P. K. H., SWAIN, C. J., MASOTTI, R. & KHAN, M. A. (1994): A crustal and uppermost mantle cross-sectional model of the Kenya Rift derived from seismic and gravity data - *Tectonophysics*, 236: 217-249
- MARINER, R. H. & SURDAM, R. C. (1970): Alkalinity and Formation of Zeolites in Saline Alkaline Lakes - *Science*, 170: 977-980

- MOBBS, P. M. (1997): The Mineral Industry of Kenya - Data sources: Ministry of Environment and Natural Resources and Mines and Geological Department Nairobi, Kenya
- MÖLLER, P. & BAU, M. (1993): Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117: 671-676
- MORLEY, C. K. (1994): Interaction of deep and shallow processes in the evolution of the Kenya rift - *Tectonophysics*, 236: 81-91
- MÜLLER, G. (1988): Salzgesteine (Evaporite) - In: H. FÜCHTBAUER (Hrsg.) *Sediment-Petrologie II Sedimente und Sedimentgesteine Kapitel 7: 435-500 Schweizerbart Stuttgart*
- MÜLLER, G. & FÖRSTNER, U. (1973): Recent Iron Ore Formation in Lake Malawi, Africa - *Mineral. Deposita (Berl.)*, 8: 278-290
- NORTON, G. & PINKERTON, H. (1997): Rheological properties of natrocarbonatite lavas from Oldoinyo Lengai, Tanzania - *Eur. J. Mineral.*, 9: 351-364
- NYAMBOK, I. O. & GACIRI, S. J. (1975): Geology of Fluorite Deposits In Kerio Valley, Kenya - *Economic Geology*, 70: 299-307
- PARTRIDGE, T. C. (1997): Late Neogene Uplift in Eastern and Southern Africa and Its Paleoclimatic Implications - In: W. F. RUDDIMAN (Ed.) *Tectonic Uplift and Climate Change. Chapter 4: 63-86 Plenum Press, New York*
- POLLITZ, F. F. (1991): Two-stage model of African absolute motion during the last 30 million years - *Tectonophysics*, 194: 91-106
- REEVES, C. V., KARANJA, F. M. & MACLEOD, I. N. (1986/87): Geophysical evidence for a failed Jurassic rift and triple junction in Kenya - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81: 299-311
- REITE, O. B., MALOIY, G. M. O., AASEHAUG, B. (1974): pH, Salinity and Temperature Tolerance of Lake Magadi *Tilapia* - *Nature*, 247: 315
- RENAUT, R. W. (1993): Zeolitic diagenesis of late Quaternary fluviolacustrine sediments and associated calcrete formation in the Lake Bogoria Basin, Kenya Rift Valley - *Sedimentology*, 40: 271-301
- RENAUT, R. W. & OWEN, R. B. (1988): Opaline chert associated with sublacustrine hydrothermal springs at Lake Bogoria, Kenya Rift valley - *Geology*, 16: 699-702
- RENAUT, R. W., TIERCELIN, J. J. & OWEN, R. B. (1986): Mineral precipitation and diagenesis in the sediments of the Lake Bogoria basin, Kenya Rift Valley - In: L. E. FROSTICK et al. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts. Geological Society Special Publication*, 25: 159-175

- RENNE, P. R., SHARP, W. D., DEINO, A. L., ORSI, G. & CIVETTA, L. (1997): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating into the Historical Realm: Calibration Against Pliny the Younger - *Science*, 277: 1279-1280
- ROBERTS, N., TAIEB, M., BARKER, P., DAMNATI, B., ICOLE, M. & WILLIAMSON, D. (1993): Timing of the Younger Dryas event in East Africa from lake-level changes - *Nature*, 366: 146-148
- ROBBINS, E. I. (1983): Accumulation of Fossil Fuels and Metallic Minerals in Active and Ancient Rift Lakes - *Tectonophysics*, 94: 633-658
- ROSENDAHL, B. R., REYNOLDS, D. J., LORBER, P. M., BURGESS, C. F., MCGILL, J., SCOTT, D., LAMBIASE, J. J. & DERKSEN, S. J. (1986): Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa.- In: L. E. FROSTICK et al. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication, 25: 29-43
- SARNA-WOJCICKI, A. M., MEYER, C. E., ROTH, P. H. & BROWN, F. H. (1985): Ages of tuff beds at East African early hominid sites and sediments in the Gulf of Aden - *Nature*, 313: 306-308
- SCHIDLOWSKI, M., EICHMANN, R. & FIEBINGER, W. (1976): Isotopic fractionation between organic carbon and carbonate carbon in Precambrian banded ironstone series from Brasil - *N. Jb. Miner. Mh.*, 1976, 8: 344-353
- SCHILLER, W. (1999): Ein wiederentdecktes Kieselgur-Vorkommen am Hohenberg bei Nieder-Ofleiden nördlich von Homberg/Ohm im Vogelsberg - In: A. HOPPE & A. HEINRICH (Hrsg.) *Geotope - lesbare Archive der Erdgeschichte*. Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft 7: 92-94
- SCHLÜTER, T. (1987): Paleoenvironment of lacustrine phosphate deposits at Minjingu, northern Tanzania, as indicated by their fossil record - In: MATHEIS & SCHANDELMEIER (Eds.): *Current research in African earth sciences*. 223-226 Balkema Rotterdam
- SCHLÜTER, T. (1997): *Geology of East Africa* - Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 484 pp
- SCHRENK, F. (1997): *Die Frühzeit des Menschen – Der Weg zum Homo sapiens*. C.H. Beck Wissen, Beck'sche Reihe 2059, München 128 Seiten
- SCHUBEL, K. A. & SIMONSON, B. M. (1990): Petrography and Diagenesis of Cherts From Lake Magadi, Kenya - *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 5: 761-776
- SILVER, P. G., RUSSO, R. M. LITHGOW-BERTELLONI, C. (1998): Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation - *Science*, 279: 60-63
- SIMON, W. (1962): *Erdöl am Oberrhein* - Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 4: 9-12

- SMITH, A. (1989): *The Great Rift – Africa's Changing Valley* - Sterling Publishing Co., Inc., New York, 224 pp
- SMITH, M. & MOSLEY, P. (1993): *Crustal Heterogeneity and Basement Influence on the Development of the Kenya Rift, East Africa* - *Tectonics*, 12, 2: 591-606
- STRECKER, M. R. (1991): *Das Zentrale und Südliche Kenia-Rift Unter Besonderer Berücksichtigung der Neotektonischen Entwicklung* - *Habilitationsschrift Universität Karlsruhe*, 182 S.
- STRECKER, M. R., BLISNIUK, P. M. & EISBACHER, G. H. (1990): *Rotation of extension direction in the central Kenya Rift* - *Geology*, 18: 299-302
- STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MCCORMAC, F. G., V.D.PLICHT, J. & SPURK, M. (1998a): *INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 - 0 cal BP* - *Radiocarbon*, 40: 1041-1083.
- STUIVER, M., REIMER, P. J. & BRAZIUNAS, T. F. (1998b): *High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples* - *Radiocarbon*, 40: 1127-1151.
- SURDAM, R. C. & EUGSTER, H. P. (1976): *Mineral reactions in the sedimentary deposits of Lake Magadi region, Kenya* - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87: 1739-1752
- TIERCELIN, J. J. (1986): *The Pliocene Hadar Formation, Afar depression of Ethiopia* - In: L. E. FROSTICK et al. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society Special Publication, 25: 221-240
- TIERCELIN, J. J. (1991): *Natural resources in the lacustrine facies of the Cenozoic rift basins of East Africa* - *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 13: 3-37
- TIERCELIN, J. J., THOUIN, C., KALALA, T. & MONDEGUER, A. (1989): *Discovery of sublacustrine hydrothermal activity and associated massive sulfides and hydrocarbons in the north Tanganyika trough, East African Rift* - *Geology*, 17: 1053-1056
- TRAUTH, M. H., DEINO, A. & STRECKER, M. R. (2000): *Response of the East African climate to orbital forcing at termination II* - *European Geophysical Society XXV General Assembly, Nice, France, 25-29 April 2000 Abstract*
- TRAUTH, M. H. & STRECKER, M. R. (1996): *Late Pleistocene Lake-Level Fluctuations in the Naivasha Basin, Kenya* - In: T. C. JOHNSON & E. O. ODADA (Eds.): *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*. Gordon and Breach, Toronto, 549-557
- TURCOTTE, D. L. & EMERMAN, S. H. (1983): *Mechanisms of Active and Passive Rifting* - *Tectonophysics*, 94: 39-50

- VANDERVOORT, D. S. (1997): Stratigraphic response to saline lake-level fluctuations and the origin of cyclic nonmarine evaporite deposits: The Pleistocene Blanca Lila Formation, northwest Argentina - *GSA Bulletin*, 109, 2: 210-224
- VARESCHI, E. (1978): The Ecology of Lake Nakuru (Kenya) I. Abundance and Feeding of the Lesser Flamingo - *Oecologia (Berl.)*, 32: 11-35
- VERGOUWEN, L. (1981): Mineralogical composition and origin of salt efflorescences in the Konya basin, Turkey and in Kenya - *N. Jb. Miner. Mh.*, 1981, 1: 23-34 Stuttgart
- VINCENS, A. & CASANOVA, J. (1987): Modern Background of Natron-Magadi Basin (Tanzania-Kenya): Physiography, Climate, Hydrology and Vegetation - *Sci. Géol., Bull.*, 40, 1-2: 9-21
- VINCENS, A., CASANOVA, J. & TIERCELIN, J. J. (1986): Palaeolimnology of Lake Bogoria (Kenya) during the 4500 BP high lacustrine phase - In: L. E. FROSTICK et al. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts. Geological Society Special Publication*, 25: 323-330
- VON DAMM, K. L. & EDMOND, J. M. (1984): Reverse Weathering in the Closed-Basin Lakes of the Ethiopian Rift - *American Journal of Science*, 284: 835-862
- WEGNER, H.-U. & HÄUSSER, I. (1996): Äthiopien - Rohstoffwirtschaftliche Länderberichte, XXXIX: 1-81, 14 Tab., 3 Anl.; Hannover, Berlin
- WESCOTT, W. A., MORLEY, C. K. & KARANJA, F. M. (1996): Tectonic Controls on the Development of Rift-Basin Lakes and Their Sedimentary Character: Examples from the East African Rift System - In: T. C. JOHNSON & E. O. ODADA (Eds.): *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*. Gordon and Breach, Toronto, 3-21
- WHEELER, W. H. & KARSON, J. A. (1994): Extension and subsidence adjacent to a "weak" continental transform: An example from the Rukwa rift, East Africa - *Geology*, 22: 625-628
- WHEILDON, J., MORGAN, P., WILLIAMSON, K. H., EVANS, T.R. & SWANBERG, C. A. (1994): Heat flow in the Kenya rift zone - *Tectonophysics*, 236: 131-149
- WHITE, T. D., SUWA, G. & ASFAW, B. (1994): *Australopithecus ramidus*, a new species of early hominid from Aramis, Ethiopia - *Nature*, 371: 306-312
- WILLIAMS, L. A. J. (1982): Physical aspects of magmatism in continental rifts - In: G. PALMASON (Ed.) *Continental and Oceanic rifts. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, 8: 193-222
- WILLIAMS, M. A. J., GETANEH ASSEFA & ADAMSON, D. A. (1986): Depositional context of Plio-Pleistocene hominid-bearing formations in the Middle Awash valley, southern Afar Rift, Ethiopia - In: L. E. FROSTICK et al. (Eds.) *Sedimentation in the African Rifts. Geological Society Special Publication*, 25: 241-251

YAN, J. (1998): Numerical Modeling of Topographically-closed Lakes: Impact of Climate on Lake levels, Hydrochemistry and Chemical Sedimentation - Tüb. Geowiss. Arb., Reihe C, 46: 1-145

YURETICH, R. F. (1982): Possible Influences Upon Lake Development in the East African Rift Valleys - Journal of Geology, 90: 329-337

Eingang des Manuskripts 14.04.2000

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 1998/1999

Band/Volume: [88-89](#)

Autor(en)/Author(s): Kraml Michael, Bull Andrea

Artikel/Article: [Sodaseen im Ostafrikanischen Graben - Ihre Entstehung und Bedeutung 85-118](#)