

Saisonale chemische Variationen des See Genezareth,
seiner Zuflüsse und deren Ursachen

DISSERTATION

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat.)

dem Fachbereich Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Dipl. Geologe Christian Siebert

aus Jena

2005

Die vorliegende Arbeit wurde von November 2002 bis August 2005 am Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH im Department Hydrogeologie in Halle/Saale durchgeführt.

Als Dissertation vom Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin angenommen am: 02.11.2005

Tag der Verleihung: 05.01.2006

Erstgutachter: Prof. Dr. Peter Möller

Zweitgutachter: Prof. Dr. Asaf Pekdeger

Danksagung

Der Großteil unseres Planeten ist von Wasser bedeckt. Dagegen ist der Lebensraum des Menschen vergleichsweise klein. Aber nur ein Bruchteil davon ist mit relativ günstigen Klimaten und ausreichend Trinkwasser gesegnet. Weitaus größere Areale sind durch Trockenheit und geringe Süßwasservorkommen charakterisiert. Die Ironie besteht darin, dass gerade in diesen Regionen der Erde ein nahezu explosionsartiges Bevölkerungswachstum besteht – so auch im Staat Israel und seinen Nachbarländern. Der See Genezareth ist seit Jahrtausenden ein kulturelles Zentrum, doch weitaus mehr trägt er zur Existenzsicherung von Millionen bei. Und das, obwohl sein Wasser von minderer Qualität ist. Als Mitteleuropäer denkt man zunächst an menschliche Verunreinigungen, Industrieabfälle und Altlasten. Doch in diesem Fall ist es die Natur, die eine solch kostbare Wasserquelle gefährdet. Erst durch diese Arbeit wurde mir bewusst, wie sehr unser Leben von sauberem Wasser abhängt und dass wir all unser Wissen und unsere Energie dafür einsetzen müssen dieses zu schützen. Der See Genezareth ist ein nicht zu ersetzendes Gut und ich hoffe mit dieser Arbeit ein kleines Stückchen in das Puzzle eingefügt zu haben, welches den Prozess der Versalzung klären wird, damit Abhilfe geschaffen werden kann.

Für die Möglichkeit, zum einen an dieser Fragestellung, aber auch in einer Gruppe von hervorragenden Wissenschaftlern aus Deutschland, Israel, Jordanien und Palästina im multilateralen Joint Research Program (02WT0162) zu arbeiten, danke ich dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) sowie dem Ministry of Science, Culture and Sport (MOS). Des Weiteren danke ich dem Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH für die konsequente Unterstützung während der Anfertigung dieser Arbeit. Ein besonderer Dank gilt dabei Frau Brigitte Großer, Prof. Mario Schirmer und Dr. Stefan Geyer, die immer wieder mit innovativen Ideen, hilfreichen Ratschlägen und Engagement aufwarteten.

Für die Analysen der Haupt- und Nebenelemente, der stabilen Isotope und des Tritiums möchte ich mich beim UFZ-Department Analytik in Leipzig, bei Petra Blümel, Gudrun Schäfer und Daniela Reichert bedanken. Bei Brigitte Richert bedanke ich mich für die viele Zeit bei der Einarbeitung in die Labortätigkeiten, die Tricks und Kniffe und die große Hilfsbereitschaft ganz besonders, auch und gerade wegen ihrer schwierigen aber glücklicherweise nur temporär andauernden Umstände. Dr. Peter Dulski danke ich für die reibungslosen, schnellen und hochwertigen Seltenerd-Daten sowie die allzeit vorhandene Hilfsbereitschaft und die Geduld auch simple Fragen zu beantworten und zu diskutieren.

Für die unermüdliche Hilfe bei der Vorbereitung und Durchführung von Probenahme-Kampagnen und bei der Entwicklung von benötigtem Equipment bedanke ich mich sehr herzlich bei Ronald Krieg. Durch ihn und die Hilfe aller Beteiligten von der Mekorot Co. Ltd. bei der Bewältigung logistischer und zolltechnischer Hürden während der Ein- und Ausfuhr des sehr umfangreichen und mitunter exotischen Probenahme-Equipments war die Datenerhebung vor Ort erst möglich. Weiterhin wurden wir durch die Mekorot Co. Ltd. bei den Probenahmen durch nützliche Hinweise, ortskundige Helfer, die Bereitstellung eines Probenahmebootes und von Laborkapazitäten unterstützt. Dafür seien besonders Dr. Yossi Guttman und Dr. Diego Berger gedankt. Bei Prof. Ami Nishri, Dr. Werner Eckert und Dr. Alon Rimmer vom Yigal Alon KLL bedanke ich mich sehr für zur Verfügung gestellte Bohrkerne und hydrogeologische Daten sowie für anregende Diskussionen und wertvolle Kritik.

Während der gemeinsamen Zeit im GIJP-Program entstanden Freundschaften und kam es neben interessanten persönlichen Erfahrungen immer wieder auch zu Fragestellungen, die nur durch die Diskussion mit „territorial Vertrauten“ gelöst werden konnten. Dafür danke ich neben Kobi und Nimrod, Dr. Haim Schulman, Prof. Amitai Katz sowie Prof. Akiva Flexer. Ganz besonders bedanke ich mich in diesem Zusammenhang aber auch für die ständige Unterstützung bei der Durchführung meiner Arbeit sowie für kritische *reviews* bei Prof. Eliyahu Rosenthal.

Prof. Asaf Pekdeger danke ich sehr für die bereitwillige Aufnahme als Doktorand im Fachbereich Geowissenschaften der FU Berlin, für seine Hilfe bei allen anfallenden Belangen und dafür, sich trotz eng bestückten Terminplaners als Gutachter zur Verfügung zu stellen.

An Dr. Stefan Geyer und Prof. Peter Möller geht ein spezieller Dank. Nicht nur dafür, mit mir gemeinsam diese sehr interessante Aufgabe zu formulieren, sondern auch für ihre immer währende Unterstützung bei der Durchführung der Arbeit. Als vierte und sechste Hand im Gelände waren sie genauso wenig zu ersetzen wie bei der Erörterung und Diskussion thematischer Probleme. Ihren persönlichen und fachlichen Rat habe ich sehr gern in Anspruch genommen. Familie Möller danke für die warme und geduldige Gastfreundschaft während meiner häufigen Aufenthalte in Potsdam und Caputh.

Für die gemeinsame Erforschung von mitunter auch aquatischen Aspekten ob mit Fahrrad, Paddel oder per pedes, aber auch für das Mitfiebern während der Entstehung dieser Arbeit danke ich meinen Freunden.

Meiner Familie und ganz besonders meiner Mutter danke ich von ganzen Herzen für die Sorge, Geduld und ihr reges Interesse an der Arbeit sowie für die mitunter notwendige Unterstützung, durch die diese Arbeit erst gelingen konnte. Bei ihr und meinem Utchen bitte ich für die langen Tage und Nächte der Sorge um Verzeihung.

Meinem Utchen danke ich für die Liebe die sie mir gibt und die Unterstützung bei den ganz alltäglichen Dingen, für die mitunter die Zeit fehlt. Ihre Fragen, Anregungen und Lösungsvorschläge waren immer wieder Inspirationen für neue und erfolgreichere Gedankengänge.

Zusammenfassung

Ziel dieser Studie war es, Grundwasserzutritte in den See Genezareth zu erkennen, chemisch zu charakterisieren und zu quantifizieren. Für die Detektion solcher Zuströme war es notwendig die verschiedenen Grund- und Oberflächenwässer, die in diesen Prozess involviert sind, chemisch durch Haupt-, Neben- und Spurenelemente (REE+Y) sowie isotopenchemisch ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$) zu erfassen.

In sämtlichen Grundwässern verdeutlichen saisonale hydrochemische Variationen die jeweilige hydraulische Anbindung an (i) spezifische Aquifere, (ii) unterschiedliche thermo-salinare Grundwässer sowie (iii) von den Infiltrationsgebieten abhängige Neubildungswässer.

5 Grundwassertypen sind im Beq'at Kinarot anhand von **Spider-Mustern** und **Elementverhältnissen** auszuhalten. Diese Gruppierung gibt Aufschluss über die Lithologie der Entlastungsaquifere sowie den Anteil und die Art zutretender thermo-salinarer Wässer.

- **Typ B1** repräsentiert Wässer der Judea-Kalksteine, die in geringen Mengen Halit und Gips aufgenommen haben. Mit Ausnahme von Bohrung D 906 sind die Grundwässer dieses Typs unbeeinflusst von thermo-salinaren Wässern.
- **Typ B2** umfasst Wässer, die überwiegend aus Eozänen Avedat- und nur geringfügig den Judea-Karbonaten entstammen und Beimengungen von Gips und Halit enthalten. Anhand der Elementverhältnisse werden die Subtypen **Typ B2a** (Tabgha Gruppe) und **Typ B2b** (Hammat Gader) unterschieden. Typ B2a ist von aufsteigenden Na-Ca-Mg-Cl-Solen beeinflusst und Typ B2b durch die Verwitterung der Vulkanite beeinflusst.
- **Typ B3** repräsentiert thermo-salinarer Wässer. Sie entstammen ausschließlich dem Unteren Aquifer der westlichen Grabenflanke und weist molare Mg/Ca Verhältnis <1 auf. Cl/Br- und B/Cl Verhältnisse zeigen in Fuliya und Tabgha (KIN 8), dass Solen aus der Ablation verdeckter Evaporite (Halit, Gips) den überwiegenden Anteil der thermo-salinaren Endglieder bilden, während in den Tiberias Quellen die Beimischung von Na-Ca-Mg-Cl-Solen dominiert.
- **Typ C** ist geprägt durch oxidativen Basaltverwitterung. Hohe Nitratgehalte belegen die starke antropogene Beeinflussung aus der Landwirtschaft.
- **Typ D** mit molaren Mg/Ca Verhältnissen >1 und erhöhten bis hohen Salinitäten tritt landseitig nur ufernah in der Ostflanke und südlich Tiberias' auf. Die Elementverhältnisse kennzeichnen Ha'On 1 als Derivat einer primären Evaporationssole. Das Glaukonit-reiche Einzugsgebiet der Gofra-Quellen wird anhand hoher B-Gehalte im Quellwasser angezeigt.

Im Beq'at Kinarot zeigen alle Grundwässer mit erhöhter Mineralisation $2\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})>1$ (molar). Das verweist auf die intensive Laugung von Evaporitkörpern, wie dem in Zemah.

In Tiberias entspricht das salinare Endglied einer Mischung aus einer Ablationssole und einer chemisch modifizierten, residualen Evaporationssole. Eine solche modifizierte Restsole, als Teil des salinaren Endgliedes, ist nur in und nördlich von Tiberias zu beobachten, wobei die Mischungsverhältnisse regional stark schwanken. Die Modifikation der Primärsole ist das Resultat ihrer Migration durch Alkaliolivin-Basalte und Gabbros sowie Kalksteine, wie sie im Graben *sensu stricto* und der westlichen Flanke vorkommen. Durch die Chloritisierung und Albitisierung der Magmatite und die Dolomitisierung der Kalksteine wurde das ursprüngliche Mg/Ca Verhältnis von >1 zu $\text{Mg}/\text{Ca}<1$ verändert. Aufgrund der starken Ähnlichkeiten (Cl/Br, Na/Cl) zwischen Tiberias und Ha'On 1, kann ein salinares Endglied wie in Ha'On 1 der Primärsole entsprechen.

In gut entwickelten Fließsystemen tapezieren **Seltenerd Elemente+Y (REY)** die Aquiferwandungen mit der Initialsignatur des Wassers und das Wasser behält im Unterschied zur makrochemischen, die REY-Signatur des Infiltrationsgebietes bei. Anhand der REY-Muster wurden die Grundwässer klassifiziert.

- **Typ REY-A1** entspricht Wässern aus der karbonatischen und stellenweise mergeligen Judea-Gruppe. Die Muster sind durch einen ausgeprägt glatten Verlauf und einen schwachen Abfall von den leichten zu den schweren REE gekennzeichnet.
- **Typ REY-A2** tritt nur in Tabgha auf und ist gekennzeichnet durch geringe REY-Gehalte sowie ausgeprägte negative Ce- sowie positive Gd- und Y-Anomalien. Sie repräsentieren das sauerstoffreiche, verkarstete System der Eozänen Karbonat-Aquifere.
- **Typ REY-A3** repräsentiert thermo-salinare Wässer aus Tiberias und ist mit seinen sehr flachen Mustern und ausgeprägten Y-Anomalien dem Typ REY-A1 ähnlich. Sie stehen mit den hydrothermal überprägten Kalksteinen des Unteren Aquifers in Kontakt.
- **Typ REY-A4** ist durch einen überwiegend steilen Verlauf der leichten REE (La bis Sm) charakterisiert. Diese ebenfalls thermo-salinaren Grundwässer entstammen Kontaktzonen von Kalken mit intrusiven Magmatiten.
- **Typ REY-B** ist nur in der östlichen Grabenflanke sowie in Ein PoriH vertreten und deutet durch Muster mit variablen Ce-, Gd- und Y-Anomalien auf Verwitterungslösungen aus den Golan- und Cover-Basalten hin, in denen FeOOH-Fällungen stattgefunden haben.

Die **stabilen Isotope** $\delta^{18}\text{O}$ und δD der Grundwässer verweisen auf eine Mischung leichter Neubildungswässer mit isotopisch schweren thermo-salinaren Grundwässern. Aufgrund der Isotopendaten aus dem Quellsystem Tabgha, ist ein bislang unbekannter Zustrom an isotopisch leichtem Wasser aus nördlichen Regionen durch den Korazim-Block in das Beq'at Kinarot nachgewiesen.

Das Wasser des See Genezareth wurde in 12 Seeprofilen auf die Haupt-, Neben- und Spurenelement- sowie Isotopenverteilung untersucht. Abgesehen von „Barbutim“, „Tabgha“ und „G“, drei Profilen, in denen sowohl die Makro- und Isotopenchemie, als auch die REY klar auf einen Zustrom an Grundwasser hinweisen, sind Zutritte in sämtlichen anderen Regionen des Sees nur anhand der Ce-Anomalie und geringfügigen Änderungen der REY-Muster nachweisbar.

Anhand von Daten der Mekorot Company Ltd. wurde für das hydrologische Jahr 2002/2003 die **in den See zutretende Menge an Grundwasser** sowie deren Cl- und Br-Gehalte auf $84 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$, $66 \times 10^6 \text{ kg/a}$ Cl und $0,54 \times 10^6 \text{ kg/a}$ Br bilanziert. Die Unsicherheiten bei der Bestimmung der monatlichen Zu- und Abflüsse des Sees führen zu einer Fehlerbreite, die im Bereich des bilanzierten Grundwasserzuflusses liegt.

Die Kombination von flächenhaften Informationen über spezifische elektrische Widerstände im Porenwasser mit lokalen Informationen zu eintretenden Cl-Mengen durch Diffusion und Advektion aus Bohrdaten ergab einen jährlichen Minimal-Input von $22 \times 10^6 \text{ kg}$ Chlorid. Die Wichtung von Cl-Strömen mit Flächen gleicher spezifischer Widerstände gibt die Realität genauer wider, als eine Berechnung von jährlichen Stoffflüssen auf Basis einer pauschalen Betrachtung der Seegrundfläche.

Aus der Änderungen der Ce-Anomalie an der Sediment-Wasser Grenzfläche wurde ein Netto-Strom von Wasser aus dem Sediment in den See von minimal $44 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser abgeleitet. Unter der Annahme, dass in den oberen 0,3 m des Sedimentes ein durchschnittlicher Cl-Gehalt von 350 mg/l existiert, resultiert ein Netto-Zustrom von $>17 \times 10^6 \text{ kg}$ Cl pro Jahr in den See.

Die Berechnung über Diffusion/Advektion sowie über die Änderung der Ce-Anomalie ergaben einen Zustrom an Chlorid durch den Seegrund, der definitiv $20 \times 10^6 \text{ kg/a}$ überschreitet, ohne eine obere Grenze angeben zu können.

Abstract

The aim of the study was to detect, to characterise and to quantify groundwater-inflows into the Lake Kinneret (Sea of Galilee, Lake Tiberias or See Genezareth). To detect those inflows, it was necessary to chemically acquire all ground- and surface waters, which are involved in this process by using a combination of advanced hydrochemical methods: major and minor elements, trace elements (REE+Y), radiogenic (^3H) and stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$).

Seasonal hydrochemical variations clarify the hydraulic connection of groundwaters to (i) specific aquifers, (ii) different thermo-saline groundwaters, and (iii) to recharge waters, which are chemically dependent on the lithology of their recharge areas.

In the Beq'at Kinarot, **5 types of groundwater** are outlined on the base of *spider-patterns* and *ionic ratios*. That grouping gives information about the lithology of the aquifers of discharge and the mixing with thermo-saline groundwaters.

- **Type B1** represents waters from Judea-limestones, where only small amounts of halite and gypsum occur. With exception of well D 906 no other groundwater of this type is influenced by thermo-saline waters.
- **Type B2** comprises waters mainly from Eocene Avedat- and only minor from Judea-limestones, which also contain some gypsum and halite. Based on ionic ratios this type is subdivided in **type B2a** (Tabgha group) and **type B2b** (Hammat Gader group). Waters of type B2a is compositionally altered by ascending Na-Ca-Mg-Cl-brines, whereas type B2b is influenced by weathering solutions of basalts.
- **Type B3** represents thermo-saline waters. They are solely from Lower Aquifer of the western graben shoulder showing Mg/Ca molar ratios <1 . Cl/Br- and B/Cl ratios in Fuliya and Tabgha (KIN 8) indicate high contributions of ablation brines of still undiscovered evaporate bodies (halite, gypsum). However, in Tiberias mixing with Na-Ca-Mg-Cl-brines dominates.
- **Type C** represents water from oxidative weathering of basalts. High contents of nitrate document a strongly anthropogenic influence by agriculture.
- **Type D** with high Mg/Ca molar ratios >1 and with elevated to high salinities is solely observable along the eastern graben shoulder and south of Tiberias. Ionic ratios of groundwater from Ha'On 1 indicate the presence of a primary evaporation brine of the Sdom Sea. The recharge area of Gofra spring is rich in glauconitic minerals, which may explain the high contents of B in this type of water.

In Beq'at Kinarot, all groundwaters with elevated mineralisation show molar $2\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})>1$, which indicates intensive leaching of evaporate bodies such as that of in Zemah borehole.

In Tiberias, the saline end-member is a mixture of residual evaporation brine chemically modified by albitisation and dolomitisation and a Na dominated ablation brine. As part of the saline end-member, the modified brine is only observable in and north of Tiberias. However, the mixture ratios locally strongly differ. Modification of primary evaporation brine is the result of their migration through alkali-olivine-basalts, gabbros and limestones as they occur in the graben *sensu stricto* and in the western graben flank. The former Mg/Ca molar ratio >1 is turned <1 , because of chloritisation and albitisation of plagioclase and the dolomitisation of the limestones. Waters from Tiberias show strong analogies (Cl/Br, Na/Cl) to those in Ha'On 1. In Tiberias, these refer to a saline end-member which is similar to the primary brine in Ha'On.

In well developed flow systems rare earth elements including yttrium (REY) cover the aquifer walls with the initial signature of the water. In contrast to the major elements, water maintains

the REY-signature of the lithology in the area of infiltration. Using REY-patterns, waters have been classified.

- **Type REY-A1** corresponds to waters from the carbonaceous and sometimes marly Judea-group. The patterns show a distinct flat course with a slight decline from light towards the heavy rare earths.
- **Type REY-A2** occurs only in the Tabgha area and is characterised by low contents of REY and well developed negative Ce-, positive Gd- and Y-anomalies. These waters represent the oxygen rich karstified system of the Eocene limestone aquifers.
- **Type REY-A3** represents thermo-saline waters from Tiberias. With flat patterns and well developed Y-anomalies. They are similar to type REY-A1 but are in contact with hydrothermally altered limestones of the Lower Aquifer.
- **Type REY-A4** is characterised by predominantly steep decline of the light REE (La to Sm). Groundwater of this type is also of thermo-saline origin, for instance, contact zones of limestones and intruded igneous basic rocks.
- **Type REY-B** is present solely along the eastern graben shoulder and in Ein Porih. Patterns with variable Ce-, Gd- and Y-anomalies refer to solutes from weathering of the Golan- and Cover Basalts, where precipitation of FeOOH occurred.

Stable isotopes $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in groundwaters are the results of mixing of (i) isotopically light recharge and (ii) isotopically heavy, ascending thermo-saline groundwaters. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in Tabgha waters establish an inflow of isotopically very light groundwater from the north into the Beq'at Kinarot.

The distribution of major-, minor- and trace elements as well as of isotopes in **the water of Lake Kinneret** was investigated in 12 lake-water profiles. With the exception of profiles "Barbutim", "Tabgha" and "G" were hydrochemistry and isotopes clearly indicate the inlet of groundwater, in all other locations constant inflow of groundwater into the lake water was only provable by the systematic change of Ce-anomalies and marginal changes in REY-patterns at the sediment/water interface.

On the base of data from Mekorot Comp. Ltd., the **amount of inflowing groundwater at the lake bottom** and the contents of Cl and Br were balanced for the hydrological year 2002/03. The results are inflow of $84 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$, Cl and Br equal 66×10^6 and $0.54 \times 10^6 \text{ kg/a}$, respectively. However, the uncertainties of the monthly in- and outflows of the lake fully cover the estimated inflow.

Combination of (i) areal information on specific electric resistivities in pore-waters and (ii) chemical analyses of pore fluids, lead to a yearly minimum input of $22 \times 10^6 \text{ kg}$ chloride by diffusion/advection. Weighting the Cl input by areas of similar specific resistivities describes the reality much better than a lump-sum view of the basal area of the lake.

From the systematic changes of the Ce-anomalies at the sediment/water interface a net-stream of minimal $44 \times 10^6 \text{ m}^3$ pore water into the lake was derived. From the assumption in the upper 0.3m of the sediment chloride is about 350 mg/l a net-inflow of $>17 \times 10^6 \text{ kg}$ Cl per year is derived. The inflow of chloride through the lake bottom as calculated by diffusion/advection and by the changing Ce-anomalies are definitely more than $20 \times 10^6 \text{ kg/a}$, without knowing the upper limit.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Methodik	5
2.1 Auswahl der Probenpunkte	5
2.2 Probenahme und Vor-Ort-Parameter.....	5
2.2.1 Oberflächengewässer	8
2.2.2 Grundwässer	8
2.2.3 Physikochemische Vor-Ort-Parameter	9
2.2.4 Haupt- und Nebenelemente	10
2.2.5 Seltenerd Elemente incl. Y (zukünftig als REE+Y abgekürzt)	12
2.2.6 Isotope.....	13
2.2.7 Porenwasser	16
2.2.8 Gesteine	16
3. Geographie	17
3.1 Klimatische Bedingungen	19
3.2 Der äolische Sedimenteintrag.....	21
3.3 Die Sedimente des Seebodens.....	21
4. Geologie	23
4.1 Regionale Geologie	24
4.2 Die Entwicklung der Region seit dem Mesozoikum.....	26
4.2.1 Die Trias	26
4.2.2 Der Jura.....	27
4.2.3 Die Kreide.....	27
4.2.4 Das Paläogen.....	29
4.2.5 Das Neogen.....	30
4.2.6 Das Quartär	34
4.2.7 Magmatische Gesteine im nördlichen Israel (Miozän – rezent).....	36
5. Struktur des Kinneret Beckens	40
6. Hydrogeologie und Hydrogeochemie	45
6.1 Der See Genezareth und seine Oberflächenzuflüsse.....	45
6.2 Allgemeine Hydrogeologie	47
6.3 Die hydrostratigraphischen Einheiten im Becken des See Genezareth.....	49
6.4 Die salinaren Grundwasseraustritte in der westlichen Grabenflanke.....	51
6.4.1 Regionale hydraulische Bedingungen	52
6.4.2 Tabgha Quellen.....	54
6.4.3 Fuliya Quellen.....	55
6.4.4 Tiberias Quellen.....	58
6.5 Die salinaren Grundwasseraustritte in der östlichen Grabenflanke	58
6.5.1 Regionale hydraulische Bedingungen	58
6.6 Genesen aufsteigender Solen – Stand der Forschung	60
7. Ergebnisse und Diskussion.....	64
7.1 Die physikochemischen Bedingungen im See Genezareth	64
7.2 Haupt-, Neben- und Spurenelemente	66

7.2.1 Darstellung und Charakterisierung der Wässer in Spider Diagrammen.....	66
7.2.2 Cl vs. Br und Cl/Br vs. TDS	77
7.2.2.1 Grundwasser	77
7.2.2.2 See Genezareth.....	79
7.2.2.3 Porenwässer.....	81
7.2.3 B vs. Cl und B vs. SO ₄	82
7.2.3.1 Grundwasser	82
7.2.3.2 See Genezareth.....	84
7.2.3.3 Porenwasser.....	85
7.2.4 Ca vs. Mg.....	85
7.2.4.1 Grundwasser.....	85
7.2.4.2 See Genezareth.....	87
7.2.4.3 Porenwasser.....	88
7.2.5 Ca vs. Sr.....	88
7.2.5.1 Grundwasser.....	88
7.2.5.2 See Genezareth.....	91
7.2.6 Na vs. Cl	91
7.2.6.1 Grundwasser.....	91
7.2.6.2 See Genezareth.....	93
7.2.6.3 Porenwasser.....	94
7.3 Stabile Isotope und radioaktives Tritium	95
7.3.1 Allgemeine Charakteristika der Isotope im aquatischen System.....	95
7.3.2 $\delta^{18}\text{O}$, δD und Salinität (TDS).....	98
7.3.2.1 Grundwasser.....	98
7.3.2.2 See Genezareth.....	102
7.3.3 ^3H vs. TDS; ^3H vs. $\delta^{18}\text{O}$	103
7.3.3.1 Grundwasser.....	103
7.3.3.2 See Genezareth.....	106
7.3.4 $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^2\text{H}$	106
7.3.4.1 Grundwasser.....	106
7.3.4.2 See Genezareth.....	109
7.3.5 $\delta^{34}\text{S}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (SO ₄)	111
7.3.5.1 Grundwasser.....	111
7.3.5.2 See Genezareth.....	114
7.4 Seltenerd Elemente.....	115
7.4.1 Generelle Charakteristika der Seltenerd Elemente	115
7.4.2 Verhalten der REY im aquatischen System.....	118
7.4.2.1 Trans-Aquifer-Fluss	121
7.4.2.2 Limitierende Faktoren	123
7.4.3 REY in Grundwässern	127
7.4.4 REY in den Vorflutern.....	131
7.4.5 REY im See Genezareth	133
7.4.5.1 Die stratifizierte Periode.....	133
7.4.5.2 Die durchmischte Periode	138
7.4.5.3 REY Muster einzelner See-Profile.....	139
7.4.5.4 Wiederfindung von REE	142
7.5 Piper Diagramme.....	145
8. Quantifizierung der unspezifizierten Zutritte von (salinaren) Grundwässern in den See Genezareth.....	148

8.1 Zielsetzung	148
8.2 Volumen- und Stoffmengen-Bilanzierung	148
8.2.1 Ergebnisse und Diskussion	148
8.3 Betrachtung der diffusiven und advektiven Stoffflüsse	151
8.3.1 Ergebnisse und Diskussion	151
8.4 Bilanzierung zutretender Grundwässer auf Grundlage der Änderungen der Ce Anomalien in der Wassersäule	152
8.4.1 Ergebnisse und Diskussion	152
9 Schlussfolgerungen	154
10 Perspektiven	160
11 Literaturverzeichnis	162

Anhang

Anhang A: Kartengrundlage und Digitales Höhenmodell (DHM)	II
Anhang B: Volumen- und Stoffmengenbilanzierung	III
Anhang C: Einträge durch Diffusion und Advektion	XIII
Anhang D: Ce-Bilanz	XVI
Anhang E: Finite Element Modellierung mit FEFLOW® 5	XVII
Anhang F: Legende zu Abb. 6-2	XIX
Anhang G: Legende zu Diagrammen in Kapitel 7.2.2 bis 7.2.6	XX
Anhang H: Datenblätter Haupt- und Nebenelemente	XXI
Anhang I: Datenblätter Isotope	XXXI
Anhang K: Datenblätter Seltenerd Elemente + Yttrium (REY)	XXXVI
Anhang L: Übersicht über die Datenerfassung und -bearbeitung	XLII

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1: Blick nach Westen auf den See Genezareth.	1
Abb. 1-2: Der SDC bei Migdal.	2
Abb. 2-1: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes mit Lage der Probenpunkte und Einzugsgebiete der Quellgruppen.	6
Abb. 2-2: Schematisierte Darstellung der Probenahme auf dem See Genezareth. Die genaue Position des Bootes wurde per GPS-Empfänger ermittelt, die Teufe mittels der metrischen Skala am Fixierseil des Pumpenschlauchs.	7
Abb. 2-3: Die Zeitpunkte der Probenahmen sind durch Pfeile dargestellt. Abgesehen von 2004 lagen diese immer zu Beginn der Wiederauffüllungsperiode.	7
Abb. 2-4: Probenahme auf dem See Genezareth mittels einer 2-Kanal Schlauchpumpe.	8
Abb. 2-5: Probenahme an einer Grundwassermessstelle.	8
Abb. 3-1: Der Jordangraben und wichtige morphotektonische Elemente.	17
Abb. 3-2: Schematisches Profil durch den Jordangraben vom Hula-Tal im Norden bis zum Wadi Arava im Süden (stark überhöht).	18
Abb. 3-3: Landsat TM Aufnahme des Einzugsgebiet des See Genezareth. EDB, NDB und WDB sind östliches, nördliches und westliches Drainagegebiet (in weiß umrandet). (Bandkombination 1,2,3)	18
Abb. 3-4: Monatliche Niederschlagsverteilung in der Neubildungsperiode August 2002 bis April 2003. Datenbasis: 43 Messstationen des Hydrological Service of Israel. Koordinatensystem: Neues Israelisches Gitter.	20
Abb. 4-1: Plattentektonischer Rahmen der Roten Meer – Riftzone.	24
Abb. 4-2: Triassische Fazies des südl. Tethysshelfs. (1): stark dolomitisch, (2): offen marin, epikontinental, (3): Ga'ara Höhen, (4): littoral kontinental, (5): kontinental, (6): präkambrisches Basement.	26
Abb. 4-3: Späte Toarcium-Aalenium Fazies in Israel.(1): Karbonate, (2): Schieferdominanz, (3): Karbonatdominanz mit Tonschiefer und Sanden, (4): Arenitdominanz, Tonschiefer und Kalkstein (5): Arenitdominanz, (6): Dolomitisiert.	27
Abb. 4-4: a)Untere Kreide bis Apt (1):kontinentale Sandsteine, (2): Übergangszone Sandstein, Tonschiefer, Kalkstein, (3):mächtige marine Tonsteine, V: Vulkanite; SG: See Genezareth b):Apt bis Turon (1):dünne Karbonate mit Sandsteineinschaltungen, (2): Kalksteine und Dolomite, (3): pelitische Kalksteine c):Senon (1):Sand, Flint, Kreide, (2) Kreide, Mergel, Flint, (3) Mergeldominanz, Die Anzahl der „Zähne“ symbolisiert die Mächtigkeit der Flinte.	28
Abb. 4-5: a) Mittleres Oligozän, b) Oberes Oligozän und Frühes Miozän.	30
Abb. 4-6: Mittleres Miozän.	31
Abb. 4-7: 3D-Darstellung der Oberfläche der Judea Gruppe (grün-blau) und zum Vergleich die Morphologie und Topgraphie des nördlichen Jordangrabens. Die Judea Gruppe bildet südlich von Tiberias einen mächtigen Trog, der durch den miozänen Vulkanismus mit etwa 1000 m mächtigen Basalten gefüllt ist.	31
Abb. 4-8: a) Spätes Miozän, b) Frühes Pliozän.	32
Abb. 4-9: Spätes Pliozän.	33
Abb. 4-10: Frühes Quartär (Q I).	34
Abb. 4-11 bis 4-19: Palynozoische Einteilung des Quartärs.	35

Abb. 4-20: Dargestellt sind die generalisierte Lithostratigraphie im Untersuchungsgebiet (nördlicher Jordangraben) sowie der Aufbau der einzelnen stratigraphischen Schichten.	39
Abb. 5-1: Profil durch das Beq'at Kinarot bei Tabgha (Lage des Profils in Abb. 2-1 A*-B). Die westliche Grabenflanke des Beckens wird im Unterer Galilee von Oberkretazischen bis Pliozänen und im Golan von eozänen bis pleistozänen Karbonaten, Klastika und Vulkaniten gebildet.	40
Abb. 5-2: Schematische geologische Karte des nördlichen Jordangrabens. Koordinaten: geogr. Länge/Breite	41
Abb. 5-3: Der See Genezareth und seine Umgebung. Darstellung der a) Bouguer-Anomalie (Kontur-Intervall: 4 mgal/km) und b) horizontale Ableitung der Bouguer-Anomalien in a) (Kontur-Intervall: 2 mgal/km) und Skizze des von Ben-Avraham et al., 1996 vorgeschlagenen Pull-Apart-Beckens. Koordinaten: gekürzte Darstellung nach Neuem Israelischen Gitter.	42
Abb. 5-4: Darstellung der Bathymetrie des Sees.(Kartenbasis: Bathymetric Map of Lake Kinneret, 1:50.000; GSI et al., 1990). Störungen nach Ben-Avraham et al. (1996), Hurwitz et al. (2002), Reznikov et al. (2004). Das bathymetrische Tief ist mit KD gekennzeichnet, das gravimetrische Tief mit GL. Profile zeigen seismische Ergebnisse von Hurwitz et al. (2002).	43
Abb. 6-1: 3D-Abbildung des Seebodens (oben) und Profilschnitt durch den See entlang 257 E. Koordinaten: NIG, Bathymetrie: nach Bathymetric Map of Lake Kinneret (GSI et al., 1990). (Darstellungen sind vertikal 50-fach überhöht.)	46
Abb. 6-2: Abbildung der Morphologie und der Geologie des Drainagegebietes des Sees, sowie der Lokation der Quellgruppen. Für Tabgha (pink), Fuliya (weiß), Tiberias (rot) und Gofra (blau) sind die jeweiligen Einzugsgebiete dargestellt. Weiterhin sind Störungen (schwarz), die Bathymetrie des Sees (blau graduiert) und die Vorfluter (blau) eingezeichnet.	47
Abb. 6-3: Quellgruppen entlang des Seeufers und die „chemische Teilung“ der thermo-salinaren Grundwässer in Ca- und Mg-dominant.	48
Abb. 6-4: Geologisches Profil durch das Beq'at Kinarot bei Fuliya (Lage des Profils in Abb. 2-1 C - C*).	49
Abb. 6-5: Konzeptionelles Modell für die hydraulischen Bedingungen a) in Tabgha und Fuliya sowie b) in Tiberias (ohne Oberen Aquifer).	51
Abb. 6-6: Die geologisch bedingten Unterschiede in der Hydraulik von Tabgha und Fuliya.	52
Abb. 6-7: Ergebnis der Simulation: thermo-salinare Konvektion in der Störungszone. Chloridität in g/l und b) Temperatur in °C. (Vektoren linear skaliert, keine vertikale Überhöhung).	53
Abb. 6-8: Schematische Lageskizze der beprobten Grundwassermessstellen in den Quellgruppen Tabgha (a); Fuliya (b) und Tiberias (c).	54
Abb. 6-9: Vergleich der Grundwasserganglinien in Tabgha (KIN 8) und in Fuliya (D 906) als Reaktion auf Niederschlagsereignisse. Zum Vergleich ist der Seespiegel des See Genezareth dargestellt.	55
Abb. 7-1: Teufenabhängige Darstellung der physikochemischen Parameter im See Genezareth im Profil des Probenpunktes „A“, unterschieden nach Frühjahr und Herbst. Lokation „A“: Nr. 45 in Abb. 2-1; direkt an der Station A des KLL im See Genezareth.	64
Abb. 7-2: Charakteristische Spider-Diagramme der Grundwassertypen a) B1, b) B2a und B2b, die sich durch unterschiedlich intensive Minerallösung unterscheiden. In Grundwässern vom Typ B1 dominiert die Karbonatlösung, in Wässern des Typ B2 die des Halit.	70

- Abb. 7-3: Spider-Diagramme der Grundwässertypen von a) Typ B3, thermo-salinare Wässer mit einer hohen Halitfracht, b) Typ C gekennzeichnet durch die Lösung basaltischer Minerale und c) Typ D, nur in der östlichen Grabenflanke auftretende Derivate primärer Evaporationssoolen. 72
- Abb. 7-4: Dünnschliff-Aufnahmen des Cover-Basaltes (gekr. Nic). Das Gestein weist in einer glasarmen Matrix aus überwiegend idiomorphen Plagioklasen, opaken Phasen und Apatit: a) alterierte Olivine und b) Klinopyroxene (überwiegend Augite und Diopside) als porphyrische Einsprenglinge sowie c) Calcit als Hohlraumfüllungen auf. (Vergr. jeweils 5 mal). 73
- Abb. 7-5: Spider-Diagramme der Oberflächenwässertypen E und F. Da die Flüsse (Typ E) den Hauptanteil des Seewassers (Typ F) erbringen, sind die Muster beider Gruppen einander ähnlich. Der Zustrom von salinaren Grundwässern in den See drückt sich in der deutlichen Anreicherung von Na, Cl, Br, SO₄ gegenüber den Wässern vom Typ E aus. 75
- Abb. 7-6: Die molaren Cl- vs. Br-Gehalte der Wässer zeigen 4 lineare Korrelationen an, welche die Wässer von Tiberias/Ha'On, Fuliya, Tabgha und Hammat Gader voneinander separieren. Die Legende zu dieser und der folgenden Abbildungen bis zum Ende des Kapitels 7-3 ist in Anhang G gegeben. 76
- Abb. 7-7: Die molaren Cl/Br Verhältnisse in Kombination mit der Gesamtmineralisation (TDS) der Wässer verdeutlichen deren saisonale Variationen. Der See Genezareth ist in Hinsicht auf dessen Cl/Br Verhältnis zwischen dem Typus Fuliya und Tabgha/Tiberias/Ha'On eingeklammert. 77
- Abb. 7-8: Molare Cl/Br Verhältnisse der unteren Wassersäule (bis 20 m über Grund) des SeeGenezareth. Variationen entstehen durch unterschiedliche Zutritte (Barbutim) und Neubildungsereignisse. Letztere führten zu einem Anstieg des Cl/Br-Verhältnis von 2002 zu 2004. 79
- Abb. 7-9: Veränderung des Cl/Br Verhältnis im Seewasser seit 1964. Zusätzlich sind die Spannen der Cl/Br Verhältnisse der Quellgruppen dargestellt. 80
- Abb. 7-10: Molare Gehalte an B und Cl der untersuchten Wässer. Die östliche Grabenflanke weist Wässer mit deutlich höheren B/Cl Verhältnissen auf, ein Trend der auch im See Genezareth zu beobachten ist. 81
- Abb. 7-11: Molare Gehalte an B und SO₄ in den Wässern des Beckens. Wie in Abb. 7-9 zeigt sich die Separation der östlichen Wässer. Das Porenwasser weist deutlich kleinere B/SO₄ Verhältnisse auf als die meisten Grundwässer. Eine Ähnlichkeit mit Ein Pori, deren Wasser das Bor nicht aus Sulfaten, sondern aus der Basaltverwitterung erhält, ist zu beobachten. 82
- Abb. 7-12: Die Gegenüberstellung der molaren Ca- und Mg-Gehalte der Wässer des Beckens zeigt zum einen die geographische Trennung der untersuchten Wässer: im Osten herrscht Mg- und im Westen Ca-Dominanz. Nur Hammat Gader ist ein typisches Kalksteinwasser mit Ca>Mg. Die Abbildung zeigt 4 lineare Korrelationen: Hammat Gader, Tabgha, Fuliya und Ha'On 1/Gofra. 85
- Abb. 7-13: Die molaren Ca- und Sr-Gehalte in den Wässern gegeneinander aufgetragen zeigen 3 lineare Korrelationen: Tabgha, Fuliya/Tiberias und Ha'On 1/Gofra/Hammat Gader, die sämtlich durch einen Ca-Achsenabschnitt charakterisiert werden. 88
- Abb. 7-14: Die molaren Cl- und Sr-Gehalte in den Wässern zeigen ähnliche Linearkorrelationen wie bei der Gegenüberstellung von Ca und Sr. Im Unterschied zu Abb. 7-13 separieren sich die Wässer aus Hammat Gader von Gofra/Ha'On 1. Gründe dafür sind die moderate Salinität der Wässer, und ein hoher Sr-Eintrag aus der phosphatreichen Mt. Scopus Gruppe in die Hammat Gader Quellen. 89

- Abb. 7-15: Die Gegenüberstellung der molaren Na- und Cl-Gehalte in den Wässern des Beckens zeigt, dass in sämtlichen Wässern (außer Zemah 1), als Folge des Ionenaustausches von Na gegen andere Kationen, Cl über Na dominiert. Nur 2 lineare Trends sind auszumachen: Tiberias/Ha'On 1 zum einen und die übrigen Wässer zum anderen. 91
- Abb. 7-16: Fokus aus Abb. 7-15. Die solitäre Lage von Alonei HaBashan 3 ist deutlich zu erkennen. 92
- Abb. 7-17: Molare Na/Cl vs. 1000Br/Cl Verhältnisse in den Wässern des Beckens. Der See Genezareth befindet sich in einem Mischungsdreieck, welches sich zwischen den Flüssen (Stellvertreter: Jordan), den thermo-salinaren Wässern vom Ostufer und Tiberias sowie Fuliya und den Neubildungswässern aufspannt. 93
- Abb. 7-18: Schematischer Überblick über die $\delta^{13}\text{C}$ Variationen in der Natur, insbesondere die Komponenten, die im hydrologischen Kreislauf eine Rolle spielen. 95
- Abb. 7-19: Schematische Darstellung der $\delta^{34}\text{S}$ (SO_4) Veränderung im marinen Milieu während der Erdgeschichte. 96
- Abb. 7-20: Die ^{18}O - vs. ^2H -Verhältnisse zeigen, dass abgesehen von einigen Wässern aus Tabgha und Alonei HaBashan 3 alle Wässer unterhalb der Lokalen MWL liegen. Der See Genezareth weist durch die hohe Evaporation die schwersten Isotopensignaturen auf. 98
- Abb. 7-21: Die Gegenüberstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der Gesamtmineralisation (TDS) verweist innerhalb der Quellgruppen deutlich auf die Mischung von Neubildungswasser mit thermo-salinarem Tiefenwasser. In Tabgha wird ersichtlich, dass zusätzlich eine isotopisch leichtere Komponente als das Neubildungswasser aus dem Galilee einen Einfluss hat. Ha'On 1 weist im Frühjahr eine deutlichen Zumischung von isotopisch schwerem und zugleich geringer mineralisierten Seewasser auf. 99
- Abb. 7-22: Die Signaturen $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ des Seewassers verdeutlichen die schrittweise Verdünnung des isotopisch schweren Seewassers mit leichterem Neubildungswasser. Das Profil „Barbutim“ ist in Bodennähe durch den Zutritt von Grundwasser stets isotopisch leichter. Durch lateralen Zustrom von isotopisch leichtem Jordanwasser ist die tiefste Probe im Profil „G“(2000) abgereichert. 101
- Abb. 7-23: Die Tritium-Gehalte über die Gesamtmineralisation der Wässer verdeutlicht die saisonale Variabilität der meisten Grundwässer. Die Pfeile geben den Trend an, den Neubildungswässer im Frühjahr verursachen, sowie die Charakteristik der hydraulischen Systeme und der Grundwässer. Eingehende Erläuterungen dazu sind im Text gegeben. Das Seeprofil „Barbutim“ ist durch grau hinterlegte Kreuze gekennzeichnet. 103
- Abb. 7-24: Der Vergleich des ^3H -Gehaltes mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten verdeutlichen die saisonal ansprechenden Aquifer-Systeme in den spezifischen Grundwässern. Eine starke Verdünnung des Seewassers mit leichterem Neubildungswasser und der Trend des Seeprofiles „Barbutim“ (grau hinterlegte Kreuze) zu den Grundwässern aus Tabgha ist deutlich zu erkennen. 104
- Abb. 7-25: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte vs. $\delta^2\text{H}$ in den Grund- und Oberflächenwässern der Region. Neben dem See Genezareth weist die Shamir-Bohrung die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf. Die Stabilitätsfelder des ^{13}C im Boden- CO_2 unter C_3 - und C_4 -Pflanzen und des atmosphärischen ^{13}C sind gekennzeichnet. (Mischungs-) Trends sind durch Linien gekennzeichnet. 106
- Abb. 7-26: Schematisierte $\delta^{13}\text{C}$ -Entwicklung unter a) C_4 -und b) C_3 -Pflanzenbewuchs im Neubildungsgebiet. Vor der Agrarwirtschaft des Menschen (a) bestand ein wesentlich größerer Teil des Bewuchses aus C_4 -Pflanzen. 107

Abb. 7-27: $\delta^{13}\text{C}$ -Signaturen im See Genezareth in Abhängigkeit von der Höhe über Grund für Nov 2002 und b) Mrz 2004. Die Abreicherung an ^{13}C im Hypolimnion 2002 ist deutlich zu erkennen. Die Proben aus dem Seeprofil „Barbutim“ tendieren zu Grundwasser-typischen leichteren Signaturen.	109
Abb. 7-28: $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (SO_4) vs. $\delta^{18}\text{O}$ (SO_4). Die Bereiche, in denen die Isotopensignaturen typischer Weise spezifischen S-Quellen zugeordnet werden können, sind umrandet dargestellt. Die meisten beprobten Wässer liegen im Feld mariner Sulfate und Evaporite. Der See Genezareth liegt typischerweise ebenfalls im Feld des atmosphärischen SO_4 .	111
Abb. 7-29: $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (SO_4) im See Genezareth vs. der Höhe über Seegrund a) 2002, b) 2003 und c) 2004. Die Anreicherung an ^{34}S im reduzierenden Hypolimnion wird deutlich.	112
Abb. 7-30: Sättigungsindex (SI) von Gips über $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im Wasser des See Genezareth für das Probenjahr 2002. Die starke Untersättigung im reduzierenden Hypolimnion durch die DSR ist deutlich zu erkennen.	114
Abb. 7-31: Illustration des Tetraden-Effektes: Darstellung der logarithmischen Verteilungskoeffizienten D für jedes REE normiert auf Gd vs. der Ordnungszahl. [D ist für das System 0,25 M HCl und HDEHP (bis-2-ethyl hexyl Phosphorsäure) in n-Heptan.] (Wood, 1990: Fig. 1)	115
Abb. 7-32: Schematische Darstellung eines sauerstoffreichen Karstaquifers und die Bindung von REY(III) und Ce(IV) an FeOOH-Komplexe. Während der Alteration dieser Komplexe werden REY(III) freigesetzt, während Ce(IV) stabil eingebunden bleibt.	117
Abb. 7-33: Schematisches Profil durch die westliche Grabenflanke, die aus kretazischen Kalksteinen und einer Basaltdecke aufgebaut ist. Dargestellt sind die Änderungen der Grundwasserchemie und der Prozess der „Tapezierung“ des Aquifers durch die REY.	121
Abb. 7-34: Prinzipdarstellung des Phosphateintrages in den See Genezareth und die Phosphor-Spezies im See.	125
Abb. 7-35: REY-Muster der Grundwässer aus a) unveränderten, mergeligen und tonigen kretazischen Kalksteinen (REY-A1), b) aus Eozänen Kalksteinen (REY-A2), c) thermisch überprägten Karbonatgesteinen (REY-A3) und d) stark silifizierten Karbonatgesteinen (REY-A4).	127
Abb. 7-36: REY-Muster der Laugungsprodukte (1h gelaugt) von aufgemahlten kretazischen und eozänen Kalksteinen aus dem Drainagebecken des See Genezareth.	128
Abb. 7-37: Die Abreicherung der mittleren REE charakterisiert die REY-Muster der Grundwässer vom Typ REY-B, die ausschließlich in der östlichen Flanke auftreten.	129
Abb. 7-38: Die REY-Muster der Vorfluter im Untersuchungsgebiet, der Typ REY-C, sind durch einen steten Abfall von La zu Lu und geringe Anomalien gekennzeichnet.	131
Abb. 7-39: Die Ähnlichkeit der REY Verteilungsmuster zwischen Jordan (2000 und 2003) und See Genezareth zeigt sich am Beispiel des Probenprofils „Susita“ im Jahr 2002	132
Abb. 7-40: Vergleichende Darstellung der REY Muster des a) See Genezareth, am Beispiel des Probenprofils „Susita“ im Jahr 2002 mit denen des b) Thyro-Beckens im Mittelmeer (Daten von Bau et al., 1997).	133
Abb. 7-41: Die Mischung von 45% thermo-salinarem KIN 8-Wasser (offenes Quadrat) mit 55% Tiefenwasser des See Genezareth ergibt ein REY-Muster, welches dem des Wassers aus der Bohrung Barbutim (dicke Linie) entspricht.	134
Abb. 7-42: Der Vergleich der REY-Muster des Seeprofiles „Barbutim“ und der Bohrung Barbutim zeigen die Veränderungen der REY-Verteilung als Folge der Migration durch das anoxische Sediment.	134

Abb. 7-43: Variationen der Ce-Anomalie, aufgetragen über die Höhe über dem Seeboden a) für selektierte Profile in den Jahren 2002, 2003 und 2004. Graphik b) zeigt eine schematische Prinzipskizze der Variation der Ce-Anomalie innerhalb der Wassersäule aus Abb. 7-43a.	136
Abb. 7-44: Die REY Muster des Jordans (2004) und des See Genezareth am Beispiel des Probenprofils „Susita“ während der vollständigen Durchmischung des Sees im Jahr 2004.	137
Abb. 7-45: Die REY Muster des Seeprofiles „Shaldag“ während der Stratifizierung des Sees 2002 und 2003. Die Ähnlichkeit der REY-Muster mit denen der Tiberias Haupt-Quelle wird in den bodennächsten Proben deutlich und weist auf einen Zutritt von vergleichbarem thermo-salinaren Wasser hin.	138
Abb. 7-46: REY Muster des Seeprofiles „Ha’On“ während der Stratifizierung 2002 und 2003 sowie der Bohrung Ha’On 1.	139
Abb. 7-47: Die REY Muster des Seeprofiles „Migdal“ - unmittelbar vor der Region Fuliya gelegen - während der Stratifizierung 2002. Die REY-Verteilungsmuster der tiefsten Profilproben sind mit denen der Bohrung KIN 5 vergleichbar.	140
Abb. 7-48: Die REY Muster des Seeprofiles „Maga’an“ - wenige 100m vom Fischerhafen (Maga’an) von Tiberias gelegen - während der Stratifizierung 2003 und der Durchmischung 2004. Die REY-Muster der tiefsten Profilproben sind mit denen der Bohrung KIN 10b vergleichbar.	140
Abb. 7-49: Vergleich der REY Muster des Seeprofiles „Tabgha“ im Jahr 2002 und der Bohrung KIN 7, die sich nur durch eine stärkere negative Ce-Anomalie in KIN 7 unterscheiden.	141
Abb. 7-50: Die REY Muster des Seeprofiles „Ein Gev“ im Frühjahr 2004. Dieser Probenpunkt unterscheidet sich besonders durch die negative Ce-Anomalie in Bodennähe von den übrigen Seeprofilen in der durchmischten Phase.	141
Abb. 7-51: Darstellung der quantitativen Wiederfindungsrate des Tm-spikes in den Wässern des See Genezareth, aufgetragen über die Höhe über dem Seeboden.	142
Abb. 7-52: Darstellung der quantitativen Wiederfindungsrate eines Multi-REE-spikes in den Wässern des See Genezareth, der Tiberias Haupt Quelle und der Hammat Gader Quelle Ein Makla.	143
Abb. 7-53: Piper Diagramm der Grundwässer klassifiziert nach Spider-Diagramm-Typen.	145
Abb. 7-54: Piper Diagramm der Grundwässer klassifiziert nach den REY-Typen.	146
Abb. 8-1: Seespiegelentwicklung seit 1980. Grau hinterlegt ist der Bilanzzeitraum von Herbst 2002 bis Herbst 2003. (Daten: Nishri - KLL, 2004)	149
Abb. 8-2: zeigt die bilanzierten Werte der monatlichen a) Volumina, b) Cl-Fracht und c) Br-Fracht der unspezifizierten Zutritte.	150

Tabellenverzeichnis

Tab. 2-1: Übersicht der analytischen Methoden, Messunsicherheiten und Nachweisgrenzen	11
Tab. 2-2: Material und Reagenzien zur Probenahme der stabilen Isotope	13
Tab. 2-3: Übersicht der Isotopenanalytischen Methoden	14
Tab. 3-1: Mineralogie der Tonfraktion in Böden und Sedimenten im Drainagegebiet	22
Tab. 4-1: jurassische Abfolgen, die Arad Gruppe	27
Tab. 4-2: Die kretazische Abfolgen	29
Tab. 4-3: Überblick über die Entwicklungsphasen und deren Einordnung im Känozoikum	29
Tab. 4-4: Die Embryonische Phase – Lithostratigraphie relevanter Sedimentgesteins – Formationen im Untersuchungsgebiet	37
Tab. 4-5: Eritreische Phase – relevante Sedimentgesteins-Formationen im Untersuchungsgebiet	37
Tab. 4-6: Levantinische Phase – relevante Sedimentgesteins-Formationen im Untersuchungsgebiet	38
Tab. 4-7: neogene Magmatite – relevante Formationen im Untersuchungsgebiet	38
Tab. 6-1: Die Parameter der hydrostratigraphischen Einheiten der Region	50
Tab. 6-2: Die lithologischen und hydrochemischen Charakteristika der untersuchten Grundwasseraustritte im Beq'at Kinarot und dessen Drainagebecken.	56
Tab. 6-3: Mischungsbestimmung der bedeutendsten Grundwässer in Tabgha und Fuliya auf der Basis von Cl, Br, Na, K, Mg, Ca, $\delta^{18}\text{O}$	57
Tab. 7-1: Typisierung der Grund- und Oberflächenwässer nach deren Mineralisation und mittleren molaren Element-Verhältnissen.	68
Tab. 7-2: Elektronenkonfiguration und Ionenradien der REE als Funktion der Koordination	116
Tab. 8-1: Monatssummen [10^6 m^3] der Zu- und Abflüsse des See Genezareth (Mekorot, 2004)	149

Abkürzungsverzeichnis

°C	Grad Celsius	KGA	Kurnub Gruppe Aquifer
µg/g	Mikrogramm pro Gramm	KIN	Kinneret
µg/l	Mikrogramm pro Liter	KLL	The Yigal Allon Kinneret Limnological Laboratory, Tabgha
¹³ C	Kohlenstoff-13 Isotop	km	Kilometer
¹⁴ C	Kohlenstoff-14 Isotop	La	La ³⁺ - Lanthan
¹⁸ O	Sauerstoff-18 Isotop	L-JGA	Unterer Judea Gruppen Aquifer
2D	2-Dimensional	LK	Lake Kinneret (See Genezareth)
³⁴ S	Schwefel-34 Isotop	Ln	Lanthanide
³⁶ Cl	Chlor-36 Isotop	loc. typ.	<i>locus typicus</i> - Typlokation
3D	3-Dimensional	Lu	Lu ³⁺ - Lutetium
⁸⁶ Sr	Strontium-86 Isotop	m NN	Meter über Normalnull
⁸⁷ Sr	Strontium-87 Isotop	m ³	Kubikmeter
∅	Durchmesser	Ma	Millionen Jahre (10 ⁶)
B	B ³⁺ - Bor	Mg	Mg ²⁺ - Magnesium
Br	Br ⁻ - Bromid	mg/l	Milligramm pro Liter
C ₃	Pflanzen, die nach dem Calvin-Mechanismus photosynthetisieren	mGal	Milli-Gal
C ₄	Pflanzen die nach dem Hatch-Slack-Mechanismus photosynthetisieren	Mio	Million
Ca	Ca ²⁺ - Kalzium	mS/cm	Milli-Siemens pro Zentimeter
Ce	Ce ³⁺ - Cer	Mt.	Mountain – Berg
CH ₃ COOH	Acetat	mV	Millivolt
CH ₄	Methan	MWL	Meteoric Water Line – meteorische Wasserlinie
Cl	Cl ⁻ - Chlorid	Na	Na ⁺ - Natrium
CO ₂	Kohlenstoffdioxid	NIG	New Israel Grid – Neues Israelisches Gitter
δ	Isotopenverhältnis	NO ₃	NO ₃ ⁻ - Nitrat
D, ² H	Deuterium Isotop (Wasserstoff-2 Isotop)	nT/km	Nanotesla pro Kilometer
DEM	Digital elevation modell – Digitales Höhenmodell	NWC	National Water Carrier – Nationaler Wasserversorger des Staates Israel
E	Osten	OZ	Ordnungszahl im Periodensystem der Elemente
e ⁻	Elektron	P	partieller Dampfdruck
Eh	Redoxpotential	pH	pH-Wert: negativ dekadischer Logarithmus der Wasserstoffkonzentration
et al.	<i>et alii</i> – und andere	r ²	Korrelationskoeffizient
Eu	Eu ³⁺ - Europium	REE	Rare earth elements – Seltenerd Elemente oder Lanthanide
EZG	Einzugsgebiet	REY	REE inklusive Yttrium
FeOOH	Eisen-Oxihydroxide	SDC	salinity diversion channel – Salzwasserkanal
g/l	Gramm pro Liter	SiO ₂	Siliziumdioxid
Gd	Gd ³⁺ - Gadolinium	Sm	Sm ³⁺ - Samarium
GIJP	German-Israelian-Jordanian-Palestinian Joint Research Program	SO ₄	SO ₄ ²⁻ - Sulfat
GK	Geologische Karte	Sr	Sr ²⁺ - Strontium
GOK	Geländeoberkante	T	Temperatur
GSI	Geological Survey of Israel – Geologischer Dienst von Israel	T, ³ H	Tritium (Wasserstoff-3 Isotop)
H ₂ O	Wasser	TDS	Total dissolved solids – Gesamtlösungsinhalt
H ₂ S	Schwefelwasserstoff	TK	Topographische Karte
H ₄ SiO ₄	Kieselsäure	TU	Tritiumunit - Tritiumeinheit
HCO ₃	HCO ₃ ⁻ - Bikarbonat	überm.	übermittelt
Ho	Ho ³⁺ - Holmium	U-JGA	Oberer Judea Gruppen Aquifer
HSI	Hydrological Service of Israel – Hydrologischer Dienst von Israel	vs.	<i>versus</i> – gegen
JGA	Judea Gruppe Aquifer	WHO	World Health Organisation
K	K ⁺ - Kalium	Y	Y ³⁺ - Yttrium
kg/a	Kilogramm pro Jahr		

1. Einleitung

In einem semi-ariden Land wie Israel ist Wasser der Schlüssel zu einer ökonomischen und sozialen Entwicklung. Der See Genezareth ist das größte Süßwasser-Reservoir des Nahen Ostens und hat daher eine einzigartige sozio-ökonomische Bedeutung für die gesamte Region. Der wesentliche Aspekt besteht heute darin, dass aus ihm etwa 40-50% des jährlichen Trinkwasserbedarfs bzw. 30% des Gesamtwasserbedarfs des Landes und angrenzender Gebiete gewonnen werden (Eckstein et al., 1994; Berman, 1998). Das wird über den seit 1964 arbeitenden Nationalen Wasserversorger (NWC) des Mekorot Co. Ltd. realisiert, der zugleich den größten Abfluss aus dem See darstellt. Die Implementierung dieses Versorgungsstranges ermöglichte unter anderem die landwirtschaftliche Nutzung und dadurch die Urbanisierung des Zentralen und Nördlichen Negev.

Das Ökosystem See Genezareth (Abb. 1-1) und seine Umgebung dienen außerdem als Erholungs-, Urlaubs- und Pilgerregion für unzählige in- und ausländische Touristen und zusätzlich werden jährlich etwa 5 Mio. US\$ durch kommerziellen Fischfang aus dem See erwirtschaftet (Hambricht et al., 2000).



Abb. 1-1: Blick nach Westen auf den See Genezareth.

Die jährliche Entnahmemenge aus dem See entspricht derzeit etwa 400×10^6 m³ Wasser, wobei Ben-Meir (2000) das Entnahme-Potential auf 590×10^6 m³ schätzt. Die Entnahmemengen richten sich jedoch im Wesentlichen nach dem Volumen des Sees, der zu 60-70% vom Fluss Jordan gespeist wird und somit direkt von den Niederschlägen im Drainagegebiet abhängig ist. Da der See inzwischen vollständig gestaut ist, wird dem See nur durch die hohe Verdunstung, den NWC und die lokalen Konsumenten Wasser entzogen. Damit hat der Mensch direkten Einfluss auf die Quantität und die Qualität des Wassers und so auf das Ökosystem des Sees (Håkanson et al., 2000).

Der See wies zu Beginn des 20. Jahrhunderts einen Chloridgehalt (Chloridität) von 300 mg/l auf (Serruya, 1978a). Die mit der wachsenden Bevölkerungszahl zunehmende Nutzung des Sees zur Bewässerung der Agrarflächen führte in den 1940iger Jahren zur Erhöhung des Chloridgehaltes auf 350-395 mg/l (Kolodny et al., 1999; Nishri et al., 1999). Die erhöhte Salinität des Sees ist im Wesentlichen die Folge von thermo-salinaren Wässern, die entlang des Ufers und am Seeboden austreten. Durch den Bau des NWC im Jahr 1964 erhöhte sich die Entnahmemenge aus dem See.

Um eine weitere Versalzung zu vermeiden wurde es notwendig, die am westlichen Ufer austretenden und hochergiebigen salinaren Quellwässer zu kanalisieren und um den See herum in den südlichen Jordan umzuleiten. Der ebenfalls 1964 gebaute Salzwasserkanal (SDC) realisierte diesen Plan (Abb. 1-2) und führte zur deutlichen Verringerung der Chloridität des Seewassers.

Dennoch ist das Seewasser, trotz der Implementierung des SDC, weiterhin deutlich salinärer als durch die bekannten Zuflüsse erbracht oder durch die hohe Evaporation verursacht werden kann (Bergelson et al., 1999). Die nicht salinaren Hauptzuflüsse in den See sind der Fluss Jordan und weitere Vorfluter. Sie sind die Hauptlieferanten (>70%) des Sees und kompensieren zugleich die zutretende salinare Grundwasserkomponente. Daher bewirken trockene Jahre, wie am Ende des 20. Jahrhunderts, in denen die Wasserführung der Vorfluter stark zurückgeht, hohe Cl-Gehalte (2002: ~290 mg/l) im Seewasser. Die im Untersuchungszeitraum (2000-2004) niedrigste Chloridität des Seewassers



Abb. 1-2: Der SDC bei Migdal.

(März 2004) liegt mit ca. 240 mg/l am oberen Akzeptanzlimit (250 mg/l Cl) für Trinkwasser (WHO, 1993).

Nicht nur für das Trinkwasser ist der hohe Mineralisationsgrad des Wassers ungünstig. 50-60% der Menge, die dem See entnommen wird, werden zur landwirtschaftlichen Bewässerung genutzt (Berman, 1998). Die Salinität des Wassers überschreitet den Toleranzbereich einiger Kulturpflanzen (Zitruspflanzen, Avocados) und führt außerdem zur kontinuierlichen Versalzung der damit bewässerten Böden sowie der unterlagernden Aquifere. So stellt die hohe Salinität des Wassers für den anthropogen und geogen stark belasteten Küstenaquifer ein zusätzliches Problem dar. Grund dafür ist, dass Wasser des See Genezareth über Bewässerungsflächen in den Aquifer infiltriert sowie über Infiltrationsbrunnen dafür genutzt wird, Teile des Küstenaquifers wieder aufzufüllen.

In Anbetracht der zunehmenden Wasserknappheit, dem steigenden Pro-Kopf-Verbrauch (Berman, 1998; Ben-Meir, 2000) und der Tendenz zu abnehmenden Niederschlagsmengen (Ragab & Prudhomme, 2002) wird die sozio-ökonomische Bedeutung des See Genezareth in Zukunft weiter zunehmen. Vor allem die Qualität des Seewassers muss verbessert und gesichert werden. Diese Bestrebungen besitzen höchste Priorität und sind von nationalem und internationalem Interesse.

Die Güte und Nutzbarkeit des Seewassers wird nach verschiedenen Kriterien bewertet. Dazu zählen neben der Chloridität die Mikrobiologie (Bakterien, Protozoen, Viren), toxische Anorganika und Organika (z.B. Schwermetalle, Herbizide, Pestizide). Ein weiteres Kriterium ist die Eutrophierung des Sees durch ein Überangebot von Nährstoffen (z.B. Phosphor, Stickstoff). Das kann zur Blüte gesundheitsgefährdender Algenarten führen. So wird im See seit 1994 das potentiell toxische Cyanobakterium *Aphanizomenon ovalisporum* (Banker et al., 1997) beobachtet. Um das Nährstoffangebot im See zu senken, wird der SDC daher inzwischen auch für die Erfassung der Siedlungsabwässer entlang des Westufers genutzt und dient somit dem Schutz vor übermäßiger Eutrophierung.

Der See ist von thermo-salinaren Grundwasseraustritten entlang des Ufers umgeben, die wiederum direkt durch verschiedene Aquifersysteme gespeist werden. Zusätzlich existieren un-spezifizierte Grundwasseraustritte auf dem Seeboden, die als Ursache für die hohe Chloridität des Seewassers angesehen werden. Deren Quantität, Chemie, Herkunft und Transportmechanismen sind seit Jahrzehnten Gegenstand intensiver Forschung. Ein enger Zusammenhang zwischen den Aquiferen, deren hydrogeologischen Mechanismen und den subaquatischen Austritten wird angenommen, konnte aber bislang nicht nachgewiesen werden.

Die geologische Entwicklung des Levants ist durch Trans- und Regressionszyklen gekennzeichnet, in deren Verlauf mächtige marine Sedimente abgelagert wurden. Diagenetisch verfestigt stellten sie für mehrere Generationen von (eingedunsteten) Meerwässern Speichergesteine dar. Seit dem Quartär ist der Jordangraben zur Binnensenke geworden, die mehrere Seestadien aufwies, deren Überreste der heutige See Genezareth und das Tote Meer sind. Als Resultat dieser Vergangenheit sind im tiefen Untergrund Generationen von Solen gespeichert, die residuale Meerwassersolen oder Laugungsprodukte abgelagerter Evaporitkörper darstellen. Die Grabentektonik schaffte entlang der Hauptverwerfungen ausgeprägte und tief reichende Störungssysteme, die von den häufig unter Druck stehenden Solen als hoch permeable Aufstiegswege genutzt werden. Daher treten im Beq'at Kinarot die mit TDS von 1-32 g/l hoch mineralisierten Wasser gruppenförmig (Tabgha, Fuliya, Tiberias, Ha'On, Gofra) und ausschließlich im näheren Umfeld des Grabens *sensu stricto* auf. Die regional sehr komplexen geologischen und tektonischen Verhältnisse führen dazu, dass sich (i) aufsteigende Solen mit meteorischen Süßwässern in variablen Verhältnissen mischen und (ii) die hydraulischen (räumlich) und hydrochemischen (saisonal) Charakteristika der Grundwässer stark ändern.

Der zentrale und tiefste Bereich des See Genezareth liegt in einem pull-apart-Becken, während die flachen Ränder westlich von 254 E (NIG) und östlich der östlichen Grabenrandstörung die Aquifere der Grabenflanken überdecken. In den Ausläufern der Grabenflanken ist der See somit für Grundwässer aus deren Aquifer- und Störungssystemen erreichbar. Der Untergrund des Sees innerhalb des Grabens *sensu stricto* wird von känozoischen Klastika, Gabbros und Evaporiten aufgebaut und ist hydraulisch weitestgehend unabhängig von den Grabenflanken. Daraus folgt, dass in Abhängigkeit von der Lage in Bezug auf den Graben *sensu stricto*, subaquatische Salinar-Flüsse dem See (i) diffusiv (innerhalb) oder (ii) überwiegend advektiv an die regional spezifischen hydraulischen und hydrochemischen Bedingungen in den Flanken gebunden zutreten. Trotz intensiver Forschung waren bislang keine konkreten oder stark voneinander abweichende Aussagen zur Menge und Beschaffenheit der eintretenden salinaren Wässer möglich. Auch in dieser Studie kann nur ein in sich kohärentes Bild gezeichnet werden.

2. Methodik

2.1 Auswahl der Probenpunkte

Die Zielstellung der Untersuchung im Rahmen des German-Israelian-Jordanian-Palestinian Joint Research Program (GIJP) bestand darin, submarine Zutritte in den See Genezareth zu charakterisieren. Als Arbeitshypothese wurde angenommen, dass diese Zutritte im Zusammenhang mit den oberirdisch austretenden salinaren Grundwässern, deren hydraulischen Systemen und hydrochemischen Charakteristika stehen. Daher wurden Wasserproben in allen zugängigen Grundwassermessstellen (Quellen und Bohrungen) in unmittelbarer Nähe des Sees, sowie in peripheren Bohrungen, welche Neubildungswässer repräsentieren, entnommen (Abb. 2-1). Analog zu landseitig gelegenen und bekannten salinaren Quellaustritten, die überwiegend an Störungen gebunden sind, wurden im See Genezareth im Bereich von (i) geophysikalisch belegten Störungsbahnen, (ii) Kreuzungspunkten von Störungen und (iii) bekannten ufernahen Wasserzutritten (Barbutim und Maga'an) Probenpunkte festgelegt. Gleichzeitig mussten die Probenpunkte aber auch über das gesamte Seebecken verteilt werden, um eine repräsentative räumliche Abdeckung zu erhalten (Abb. 2-1). Zur Erkennung von Wasserzutritten am Seeboden und zur Untersuchung der hydrochemischen Variabilität in der Wassersäule des Sees wurden an den Lokationen im See jeweils Proben aus definierten Wassertiefen entnommen. In Abhängigkeit von der Wassertiefe am betreffenden Probenpunkt waren das: 1) unmittelbar oberhalb des Bodens, 2) 0,5 m oberhalb des Bodens, 3) aus der unteren, 4) aus der oberen Wassersäule und 5) 1 m unterhalb des Seespiegels (Abb. 2-2).

Die Flüsse, welche die Hauptlieferanten des Seewassers darstellen, wurden in unmittelbarer Mündungsnähe beprobt.

2.2 Probenahme und Vor-Ort-Parameter

Die Probenahme-Kampagnen waren durch den Transport aus Deutschland nach Israel von notwendigen Probenahmegeräten und –materialien, sowie Chemikalien, die spezifischen Sicherheitsbestimmungen unterliegen, mit einem erheblichen logistischen Aufwand verbunden. Sie waren so ausgelegt, dass die gewonnenen Daten dennoch repräsentative und reproduzierbare Aussagen über das saisonal variierende hydrochemische System des Sees und der Grundwässer liefern. Eine erste Beprobung der Grund- und Oberflächenwässer, sowie eine Sondierung der Seechemie wurden im November 2000 (Möller et al. 2003) durchgeführt.

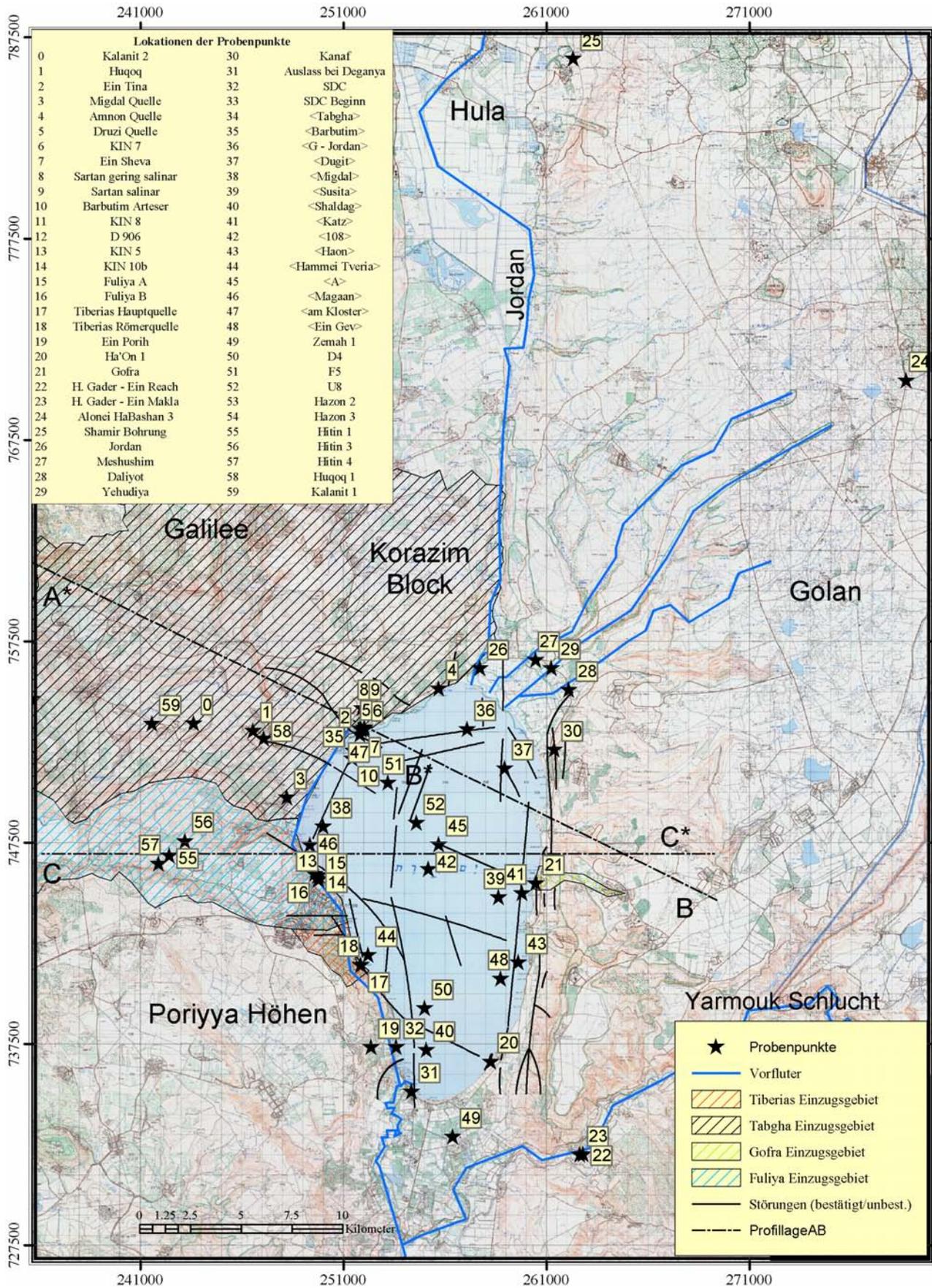


Abb. 2-1: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes mit Lage der Probenpunkte und Einzugsgebiete der Quellgruppen.

Weitere Beprobungen fanden im Rahmen dieser Arbeit im Nov. 2002, Mai 2003, Nov. 2003 und März 2004 statt (Abb. 2-3). Die Grund- und Oberflächenwasserproben wurden in Über-

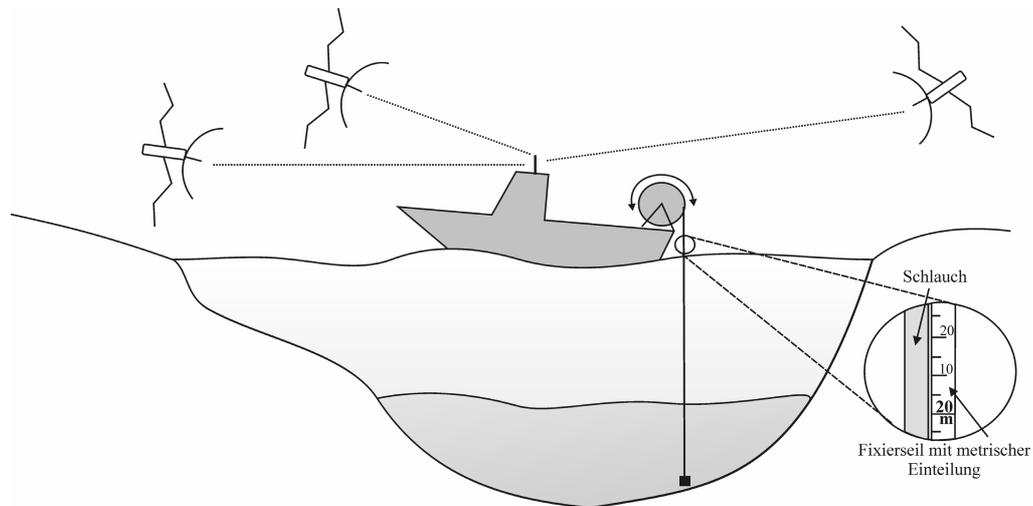


Abb. 2-2: Schematisierte Darstellung der Probenahme auf dem See Genezareth. Die genaue Position des Bootes wurde per GPS-Empfänger ermittelt, die Tiefe mittels der metrischen Skala am Fixierseil des Pumpenschlauchs.

einstimmung mit DVWK (1992) nach dem Erreichen stabiler physiko-chemischer Parameter gewonnen. Sämtliche Wasserproben wurden auf Haupt-, Neben- und Spurenelemente, auf Stabile Isotope (^{18}O , D, ^{34}S , ^{18}O (SO_4), ^{13}C , ^{18}O (CO_2)), auf Tritium am Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH in den Departments Analytik und Isotopenhydrologie sowie auf Lanthaniden am GeoForschungszentrum Potsdam analysiert. Einen Überblick über die element- und methodenspezifischen Nachweisgrenzen ist in Tabelle 2-1 gegeben.

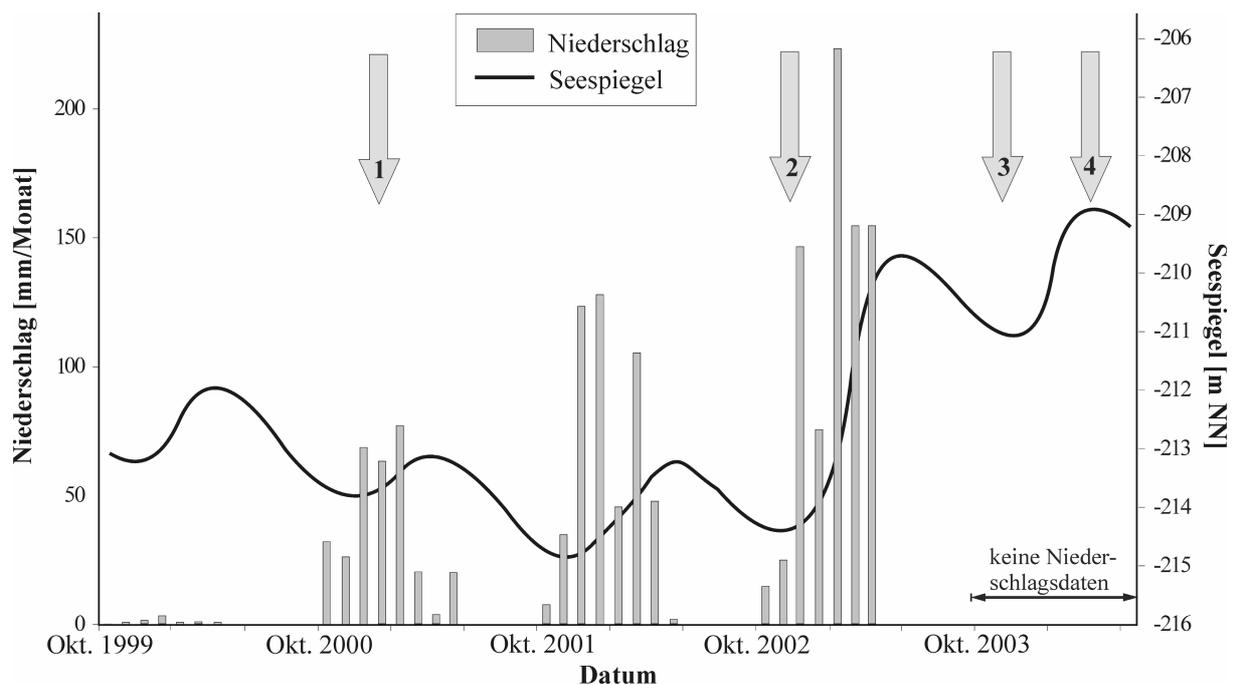


Abb. 2-3: Die Zeitpunkte der Probenahmen sind durch Pfeile dargestellt. Abgesehen von 2004 lagen diese immer zu Beginn der Wiederauffüllungsperiode.

2.2.1 Oberflächengewässer

Die besonderen klimatischen Bedingungen verursachen eine stabile Stratifizierung des Sees vom April bis in den Spätherbst. Während dieser Periode und unmittelbar vor der einsetzenden Regenzeit wurden im November 2002 und 2003 an 11 bzw. 10 Lokationen Seewasserproben entnommen. Im März 2004,



Abb. 2-4: Probenahme auf dem See Genezareth mittels 2-Kanal Schlauchpumpe.

am Ausklang der Regenzeit und während der See noch vollständig durchmischt war, wurden an 8 Lokationen Seeprofile beprobt. Sämtliche Seeproben wurden von einem Boot aus mit Hilfe einer 12V-Schlauchpumpe MASTERFLEX[®] gewonnen (Abb. 2-4). Die Zuflüsse in den See (Jordan, Meshushim, Daliyyot, Yehudiya, Kanaf) und der Auslass aus dem See (Unterer Jordan) bei Deganya wurden im Mai 2003, Nov 2003 sowie im März 2004 vom Ufer aus mit einer Schlauchpumpe beprobt.

2.2.2 Grundwasser

Grundwasserproben von Quellen und Bohrungen wurden stets mit einer Schlauchpumpe gewonnen (Abb. 2-5). Nur bei Entnahmetiefen größer ca. 9 m konnte die Schlauchpumpe prinzipbedingt nicht mehr eingesetzt werden und es wurden stattdessen eine KOMET[®] Kreiselpumpe oder ein Edelstahl-Brunnenschöpfer benutzt.



Abb. 2-5: Probenahme an einer Grundwassermessstelle.

Aufgrund verschiedener Umstände (z.B. Zuständigkeiten, Eigentums- und Sicherheitsfragen)

konnten Grundwasserproben nicht regelmäßig, sondern nur in unterschiedlichen Abständen entnommen werden. Im Nov 2000, Mai 2003, Nov 2003 sowie im März 2004 wurden Proben aus allen aussagekräftigen und zum jeweiligen Zeitpunkt zugängigen Grundwassermessstellen entnommen.

2.2.3 Physikochemische Vor-Ort-Parameter

Die Feldparameter Wassertemperatur, pH-Wert, Redox-Potential und elektrische Leitfähigkeit wurden während der Probenahme in einer geschlossenen Durchflussmesszelle mit einer Multiparametersonde (Typ MultiLine P4, WTW Weilheim) und pH- bzw. Redoxpotentialmessgeräten (Typ Portamess 913pH, Knick Berlin) bestimmt. Teufenabhängige *in-situ* Messungen zur Bestimmung dieser Parameter des Seewassers wurden mittels einer Multiparametersonde (Typ MPS-D, SEBA Kaufbeuren) im Nov 2003 an den Profilpunkten A, Susita, Barbutim und im März 2004 an den Punkten: A, En Gev, Dugit, Maga'an und Barbutim aufgenommen

Das Redox-Potential wurde nach Quentin (1988) temperaturkorrigiert (25°C) und auf die Standard-Wasserstoffelektrode (SWE) nach der Gleichung (Gl. 2-1) umgerechnet.

$$E_{h(SWE)} = -0,7341 \times T + 224,87 + (E_{h_{gemessen}} - 0,198 \times (T - 25)) \quad \text{Gl. 2-1}$$

Die Bestimmung der Säurekapazität $K_{s4,3}$ (m-Wert) wurde sofort nach Probenahme im Gelände mittels eines HACH-Digitaltitrators und H_2SO_4 (1,6 n bzw. 0,16 n) titriert.

2.2.4 Haupt- und Nebenelemente

Alle Proben zur Bestimmung der Kat- und Anionen sowie der Spurenelemente wurden mit $0,45 + 0,2 \mu\text{m}$ Cellulose-Acetat-Filtern (Typ Sartobran, Sartorius Göttingen) filtriert und in 2x 60 ml HDPE-Flaschen (Kat- und Anionen) abgefüllt. Um die Kationen zu stabilisieren wurde 1 ml 6 mol/l HCl in die Probenlösung gegeben. Sämtliche Proben wurden bis zur Analytik lichtgeschützt und gekühlt aufbewahrt. Die Konzentrationen der Kationen wurden mittels Inductive Coupled Plasma – Atomemissionspektrometrie (ICP-AES) und die der Anionen mittels Ionenchromatographie (IC) am UFZ in Leipzig gemessen. Die Nachweisgrenzen der Haupt- Neben und Spurenelemente, sowie deren Analysenmethode sind in Tab. 2-1 dargestellt.

Datenbasis

Neben eigenen Daten wurden chemische Analysen von Grund- und Oberflächengewässern aus vorangegangenen Arbeiten verwendet (Bergelson et al., 1999; Dror et al., 1999; Moise et al., 2000; Nishri et al., 1999; Stiller, 1994; Stiller & Nissenbaum, 1996; Klein-BenDavid et al., 2004). Zudem wurden unveröffentlichte Daten von Grundwässern und Solen aus dem Jordangraben zur Vervollständigung verwendet (Rosenthal, 2004 pers. Komm.).

Die Plausibilität der nicht publizierten Fremddaten wurde mittels der Anionen-/Kationen-Bilanz $[100(\text{Kat}-\text{An})/(\text{Kat}+\text{An})]$ überprüft und lediglich Analysen mit Abweichungen $\leq 7\%$ eingebunden.

Tab. 2-1: Übersicht der analytischen Methoden, Messunsicherheiten und Nachweisgrenzen

Messgröße	Methode/Technik	RSA* [%]	Nachweisgrenzen [mg/l]
Ca ²⁺	ICP-AES ⁺	≤ 1	0,03
Mg ²⁺	ICP-AES	≤ 1	0,04
K ⁺	ICP-AES	≤ 1	0,3
Na ⁺	ICP-AES	≤ 1	0,4
Mn	ICP-MS [#]	≤ 5	0,05
(II,IV,VI,VII)			
Fe (II,III)	ICP-AES	≤ 5	0,05
B ³⁺	ICP-AES	≤ 1	0,04
NH ₄ ⁺	Photometrie	≤ 2	0,01
Ba ²⁺	ICP-AES	≤ 1	0,01
Sr ²⁺	ICP-AES	≤ 1	0,01
Si ⁴⁺	ICP-AES	≤ 1	0,09
Cl ⁻	IC [§]	≤ 2	0,07
SO ₄ ²⁻	IC	≤ 2	0,12
HCO ₃ ⁻	Titration		
Br ⁻	IC	≤ 2	0,18
NO ₃ ⁻	IC	≤ 2	0,12
NO ₂ ⁻	IC	≤ 2	0,05
PO ₄ ²⁻ (P ₂ O ₅)	Photometrie	≤ 1	0,05
Rb ⁺	ICP-MS	≤ 4	6
Cs ⁺	ICP-MS	≤ 4	1
Y ³⁺	ICP-MS	≤ 4	0,9
U (IV,V,VI)	ICP-MS	≤ 4	0,6
REE ³⁺	ICP-MS	≤ 4	
La	ICP-MS	≤ 4	1
Ce	ICP-MS	≤ 8,5	1
Pr	ICP-MS	≤ 4	0,7
Nd	ICP-MS	≤ 4	2
Sm	ICP-MS	≤ 5,9	2
Eu	ICP-MS	≤ 4	0,8
Gd	ICP-MS	≤ 4	1
Tb	ICP-MS	≤ 4,8	0,5
Dy	ICP-MS	≤ 4	0,8
Ho	ICP-MS	≤ 4	0,5
Er	ICP-MS	≤ 4	0,6
Tm	ICP-MS	≤ 4	0,4
Yb	ICP-MS	≤ 4	1
Lu	ICP-MS	≤ 4	0,5

⁺ICP-AES: Inductive-Coupled-AtomEmissionspektrometrie

[#]ICP-MS: Inductive-Coupled-Massenspektrometrie

[§]IC: Ionenchromatographie

*RSA: relative Standardabweichung (Die RSA ist abhängig von der spezifischen Elementkonzentration in der Wasserprobe. Mit zunehmender Annäherung an die elementspezifische Nachweisgrenze (RSA>33%) wird die RSA geräteunabhängig mit <10% angegeben.)

ICP-AES: Insofern die Konzentration der Einzelemente oberhalb des mittleren Konzentrationsbereiches der ICP-AES liegt, wird die Probe soweit verdünnt, dass die Konzentration sich innerhalb dieses Bereiches befindet. Die RSA beträgt 0,5-1%.

ICP-MS: Element-spezifisch bis ± 8,5%

IC: RSA ≤ 2%.

[Quelle: persönliche Kommunikation mit Dr. Wennrich (2005): Departmentleiter Analytik UFZ Leipzig-Halle GmbH]

2.2.5 Seltenerd Elemente inkl. Y (zukünftig als REE+Y abgekürzt)

Die geringe Häufigkeit der REY und deren hohe Affinität an Oberflächen zu adsorbieren oder zu komplexieren macht einen Kontamination vermeidenden Umgang mit den Proben notwendig. Sämtliche Schläuche und Behältnisse, die in den Kontakt mit der Probe kamen, sind zuvor mehrfach mit Reinstwasser (18,2 MΩ) aus einer Milli-Q-Reinstwasseranlage (Millipore, Deutschland) und 0,5-1 mol/l HNO₃ gespült und getrocknet worden. Sämtliche verwendete Säuren (HCl und HNO₃) wurden mit dem analytischen Reinheitsgrad suprapur bei Fa. Merck (Deutschland) erworben und in einem PTFE-Destillierapparat (Berghof, Deutschland) noch einmal unterhalb des Siedepunktes (*subboiled*) gereinigt.

Zur Bestimmung der REY wurden mit Hilfe einer Schlauchpumpe 4,5 l Probe gefiltert (0,45 + 0,2 μm Sartobran) und in eine PE-Flasche abgefüllt. Gleichzeitig wurde die Probe mit 1 ml eines 100 ng/ml Tm-spike versetzt um die analytische Wiederfindung quantitativ zu bestimmen. Um die REY zu stabilisieren wurden 5 ml HCl (6 mol/l) zugegeben. Gegen einen äolischen Staubeintrag wurde die Probenflasche während der Probenahme entweder mittels PARAFILM[®] oder eines Lochdeckels geschützt. Am Abend des Beprobungstages wurde die REY Proben mittels 6 mol/l HCl auf pH-Wert 2 eingestellt. Nur bei erwarteten Ca-Gehalten > 0,01 mol/l wurde der pH-Wert ≥ 3 eingestellt, da sonst ein systematischer Verlust von La und den leichten REE während der folgenden Anreicherung stattfindet (Dulski, in Präp.).

Sämtliche Grund- und Oberflächenwässer der Region weisen geringe Konzentrationen an REY im Bereich von pmol/kg auf. Daher ist zur Bestimmung eine Anreicherung der REY notwendig. Eine am GFZ Potsdam verifizierte und verfeinerte Methode stellt die von Shabani et al. (1992) dar. Nach dieser Methode wird die Vorkonzentration mittels Sep Pak C₁₈-Ionen-Austauscherkartuschen (Waters Corporation USA) durchgeführt, die zuvor mit ca. 0,375 ml (2-Ethylhexyl)-phosphat (45% Monoester/H₂MEHP, 55% Diester/HDEHP) (Merck-Schuchardt, Deutschland) beladen und mit 10 ml 6 mol/l HCl und 100 ml Reinstwasser gespült wurden. Nachdem die Probe über die Austauscherkartuschen gelaufen sind, wurden diese mit 10 ml 0,01 mol/l HCl von Matrix-Elementen befreit und die aufkonzentrierten REE, Y und U mittels 40 ml 6 mol/l HCl eluiert. Die Eluate wurden bis zur Trockene eingeeengt, mit 2 ml 16 mol/l HNO₃ aufgenommen, erneut eingetrocknet und final mit 1 ml 8 mol/l HNO₃ aufgenommen. Um eine Drift-Korrektur während der ICP-MS Messung zu ermöglichen, wurde zusätzlich ein interner 1 μg/ml Ru-Re-Bi-Standart zugesetzt (Dulski, 2001). Zur Messung wurde am GFZ Potsdam ein ELAN 5000A Quadrupol-ICP-Massenspektrometer (Perkin-Elmer/SCIEX, Kanada) verwendet. Der Messfehler ausgedrückt als relative Einzel-Standardabweichung beträgt ± 4%, mit Ausnahme von Ce (± 8,5%), Sm (± 5,9%) und Tb (± 4,8%) (Dulski, 2001; Dulski & Richert, unpubl.). Die Wiederfindung der REY und U ist in Grundwässern > 95% und im Wasser des See Genezareth generell < 90%. Dieser Effekt zeigt die Schwächen der Anreicherungsmethode, die beispielsweise im Gegensatz zur Chelation Ionen Chromatographie (DIONEX), nicht die gesamte Probenmatrix abtrennt und daher für bestimmte natürliche Matrices schlecht geeignet ist. Eine umfassende Gegenüberstellung der verschiedenen Anreicherungs- und Analysemethoden ist in Glöer (2003) zu finden.

2.2.6 Isotope

Isotope sind Atomkerne (Nuklide) eines Elementes, die eine identische Anzahl Protonen haben, jedoch infolge unterschiedlicher Neutronenzahlen verschiedene Massen aufweisen. Solche Nuklide werden durch die Protonen- oder Ordnungszahl Z, die Neutronenzahl N und die Massenzahl (Nukleonenzahl) A definiert. Das Nuklid wird wie folgt dargestellt:

$${}^A_Z \text{Nuklid}_N, \quad \text{dabei gilt } A=Z+N$$

Isotope eines Elementes verhalten sich in chemischen Reaktionen gleichartig, da nur die Hüllenelektronen für das Reaktionsverhalten verantwortlich sind. Die variierenden Atommassen der Isotope führen jedoch zu verschiedenen physikalischen Eigenschaften die wiederum zur Isotopenfraktionierung führen.

Stabile Isotope D, ^{18}O (H_2O), ^{34}S , ^{18}O (SO_4^{2-}), ^{13}C , ^{18}O (CO_3^{2-})

Die benötigten Materialien und Reagenzien für die Beprobung und Stabilisierung der verschiedenen Isotope sind in Tab. 2-2 dargestellt. Alle Proben wurden unfiltriert entnommen und bis zur Analyse (Tab. 2-3) möglichst lichtgeschützt und gekühlt aufbewahrt. Die Messung der Isotope erfolgt massenspektrometrisch und die Angabe erfolgt nach Gleichung 2-1 als δ -Wert relativ zu einem Isotopen-spezifischen, internationalen Standard.

$$\delta R_P [\text{‰}] = \frac{R_P - R_S}{R_S} * 1000 \quad \text{Gl.-2-1}$$

R_P Isotopenverhältnis der Probe ($^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$)

R_S Isotopenverhältnis des Standards

Tab. 2-2: Material und Reagenzien zur Probenahme der stabilen Isotope

Isotope	Materialien und Reagenzien
^{16}O , ^{18}O , ^1H , D	60 ml Flaschen (PET)
^{12}C , ^{13}C	1500 ml Flasche (PET) pH-Wert Anhebung mit NaOH-Pellets bis zum basischen pH (=14) zur Überführung aller anorganischer C-Spezies in gelöstes Karbonat um Luft-CO ₂ auszuschließen: rasche Befüllung nach dem Prinzip des überlaufenden Filters (Fresenius, 1988) und sofortige Fällung des CO ₃ ²⁻ mit BaCl ₂ zu BaCO ₃
^{32}S , ^{34}S	1500 ml Flasche (PET) SO ₄ ²⁻ mit BaCl ₂ zu BaSO ₄ gefällt, wenn organoleptisch H ₂ S als Indikator für Sulfide festgestellt wurde, wurde zunächst die Oxidation der Sulfide mittels Zinkacetat (5 mg/l) unterbunden (Fällung zu ZnS) und durch die Zugabe von Chloroform (1 ml/l) wurde in diesen Fällen die bakterielle Sulfatreduktion unterbunden.

Tab. 2-3: Übersicht der Isotopenanalytischen Methoden

Messgröße	Präparations- und Messmethode	Standart	Messfehler
δD (H_2O)	<ul style="list-style-type: none"> Reduktion bei 850°C über Cr zu H_2 (Gehre et al., 1996) Messung des H_2 im Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) vom Typ delta S (Fa. Finnigan MAT, USA) Keine Korrektur für hochsalinare Wässer notwendig 	VSMOW	$\pm 0,8$ ‰
$\delta^{18}O$ (H_2O)	<ul style="list-style-type: none"> Einstellung pH auf 6-6.5 4h Equilibrierung mit CO_2 (Epstein & Mayeda, 1953) (nach Gl.-2-3: $H_2^{18}O + C^{16}O_2 \leftrightarrow H_2^{16}O + C^{18}O_2$) Messung des CO_2 im IRMS delta S 	VSMOW	± 0.1 ‰
$\delta^{34}S$ (SO_4^{2-})	<ul style="list-style-type: none"> $BaSO_4$-Präzipitat abfiltrieren, waschen, trocknen, homogenisieren Umsetzung des SO_4^{2-} durch Flash-Verbrennung zu SO_2-Gas Online-Messung SO_2 im IRMS delta S 	V-CDT	± 0.3 ‰
$\delta^{18}O$ (SO_4^{2-})	<ul style="list-style-type: none"> Umsetzung des O_2 aus SO_4^{2-} mit Ni bei 1450°C in Carbondglas-Keramik-Reaktor zu CO (Kornexl et al., 1999) He als Trägergas des CO in die IRMS delta S 	VSMOW	± 0.5 ‰
$\delta^{34}S$ (gelöstes Sulfid)	<ul style="list-style-type: none"> ZnS abfiltrieren und umfällen zu Ag_2S Umsetzung des Ag_2S durch Flash-Verbrennung zu SO_2-Gas Online-Messung SO_2 im IRMS delta S 	V-CDT	± 0.3 ‰
$\delta^{13}C$ (DIC)	<ul style="list-style-type: none"> $BaCO_3$-Präzipitat abfiltrieren, waschen, trocknen, homogenisieren Zersetzen des $BaCO_3$ mittels Phosphorsäure zu CO_2 Messung des CO_2 im IRMS delta S 	V-PDB	± 0.05 ‰
Tritium	<ul style="list-style-type: none"> Destillation Probe unter N_2-Atmosphäre, Zugabe von Na_2O_2 in Elektrolysezellen mittels Batchprozess elektrolytisch zersetzt: Anreicherung (T etwa 15-18-fach) schwerer H_2-Isotope im Rückstand (D, T) (Taylor, 1976; Rozanski and Gröning, 2003) Zugabe $PbCl_2$ zur Gewinnung NaOH aus Rückstand Destillation bis zur Trockene, Wasser nach Zugabe von Ultima Gold radiometrische Detektion über 1000 min in Flüssigszintillationsspektrometers Quantulus 1220 Canberra Packard 2770 TR/SL (EG&G Wallac, Finnland) 	Kalibrierung Zählalbeute mit SRM 4361 C (NIST)	0,3 TU

Radioaktive Isotope (^3H)

Isotope, die instabil oder radioaktiv sind, zerfallen spontan mit Isotopen-spezifischen Halbwertszeiten nach Gl. 2-4:

$$N = N_0 * e^{-\lambda t} \quad \text{Gl. 2-4}$$

Wobei N die Anzahl der nach einer Zeit t vorhandenen radioaktiven Atome, N_0 die Anzahl der zum Zeitpunkt $t=0$ vorhandenen Atome und λ die Zerfallskonstante ist.

Beim radioaktiven Zerfall entstehen zumeist instabile Zwischenprodukte und schließlich stabile Endprodukte, die sich chemisch vom Ausgangsisotop unterscheiden. In der oberen Atmosphäre initiiert kosmische Strahlung und der damit verbundene Neutronenbeschuss eine nukleare Reaktion von Stickstoff-14 mit einem Neutron (Gl. 2-5) Daraus bildet sich das Wasserstoffisotop Tritium (^3H) und zerfällt mit einer Halbwertszeit von 4500 ± 8 Tagen, oder entsprechend 12,34 Jahren (Lucas & Unterweger, 2000) unter Abgabe von β -Strahlung (1 Neutron zerfällt zu 1 Proton, 1 Elektron und 1 Antineutrino) zu ^3He (Gl. 2-6). Die Konzentrationsangabe erfolgt in Tritium-Einheiten TU (Tritium-Units) mit einer Nachweisgrenze von maximal 0,5 TU und einem Messfehler von $\leq 10\%$ (2σ). Eine TU entspricht einem Häufigkeitsverhältnis von $^3\text{H}/^1\text{H} = 10^{-18}$ bzw. einem Zerfall von 0,1192 pro Sekunde und Kilogramm.



Konstanten für Tritium sind:

$$\text{Halbwertszeit: } T_{1/2} = 12,34 \text{ a} = 4500 \text{ d} = 3,888 \times 10^8 \text{ s}$$

$$\text{Zerfallskonstante: } \lambda = \ln 2 / T_{1/2} = 0,05576 \text{ a}^{-1} = 1,527 \times 10^{-4} \text{ d}^{-1} = 1,767 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$$

Die Präparations- und Messmethode für Tritium sowie der Messfehler und der internationale Standart sind in Tab. 2-3 angegeben.

2.2.7 Porenwasser

Ein 0,35 m langer Sedimentkern aus dem See Genezareth wurde von A. Nishri vom Kinneret Limnological Laboratory Tabgha (KLL) zur Verfügung gestellt. Die Proben wurden in 5 cm Abschnitten einzeln in Kunststoff-Röhrchen und mit dem Original-Porenwasser angeliefert. Mittels Zentrifugation wurde das enthaltende Porenwasser vom Sediment getrennt und am UFZ in Leipzig auf die Hauptbestandteile (Cl, SO₄, Br, PO₄, Ca, Mg, Na, K, NH₄, Ba, B) hin analysiert. Der verbleibende Sedimentanteil wurde am GFZ in Potsdam getrocknet, mit einer Achatkugelmühle aufgemahlen und mittels HF und HClO₄ (HF/HClO₄=1:1) für 16 h bei 180°C unter Druck vollständig aufgeschlossen, getrocknet und mit HCl erneut aufgenommen. Einer zweimaligen Aufnahme mit HCl und erneuten Einengung bei 130° nahe der Trockene folgte eine finite Zugabe von HCl und H₂O (Reinstwasser) und die Analyse auf REE+Y mittels ICP-MS. Die exakten Schritte während der Lösungs- und REE+Y – Anreicherungsprozedur sind in Dulski (2001) angegeben.

2.2.8 Gesteine

Für die petrologische Charakterisierung Grundwasser-relevanter Gesteine mittels Dünnschliffen wurden Feststoffproben aus sämtlichen auftretenden und zugängigen post-triassischen Formationen entnommen. Die Präparation und Anfertigung der Dünnschliffe wurde im Sedimentlabor am Institut für Geowissenschaften (IGW) der FSU Jena durchgeführt.

3. Geographie

Die tektonische Struktur des Jordangrabens durchzieht als meridionale und markante morphologische Depression das Gebiet des Staates Israel. Der maximal 30 km breite Jordangraben erstreckt sich über 350 km von der Syrisch-Libanesischen Grenze im Norden Israels bis zum Golf von Aqaba im Süden und trennt Israel und Palästina im Westen von dem Königreich Jordanien im Osten.

Höhenzüge flankieren den Graben zu beiden Seiten. Im Westen sind das der Galilee, die Westbank mit Samaria und Judea sowie der Negev. Im Osten bilden das Hermon Massiv, der Golan und der Transjordan die Grabenschulter. Der Graben (Abb. 3-1) ist morphotektonisch in Senken und Rücken segmentiert. Diese sind von Nord nach Süd: das Hulatal, der Korazim-Block, das Becken des See Genezareth (Beq`at Kinarot), das Zentrale und Südliche Jordantal, das Tote Meer, das Nördliche Arava und das Wadi Arava (Horowitz, 2001). Das Hulatal befindet sich auf ~70 m NN. Südlich der Korazim-Schwelle liegt der See Genezareth im Beq`at Kinarot bereits auf ca. -209 m NN. Den tiefsten Bereich des Grabens nimmt das abflusslose Tote Meer ein, dessen 400 m unter NN gelegene Oberfläche den tiefsten terrestrischen Punkt (Abb. 3-2) darstellt. Südlich des Toten Meeres steigt der Graben zunächst bis auf 200 m NN bei Gav Ha`Arava an, um bei Aqaba am Roten Meer erneut das Meeresspiegelniveau zu erreichen.

Der See Genezareth füllt vollständig die pull-apart Beckenstrukturen des Beq`at Kinarot aus. Sein etwa 2800 km² großes Drainagesystem umfasst Teile des Galilee, des Hermon Massiv, des Golan sowie das Hula Tal (Abb. 3-3). Der Jordan als größter Vorfluter und Wasserlieferant des Sees entspringt am Fuße der im äußersten Norden gelegenen und 2.800 m NN hohen Erhebung des Hermon Massivs.

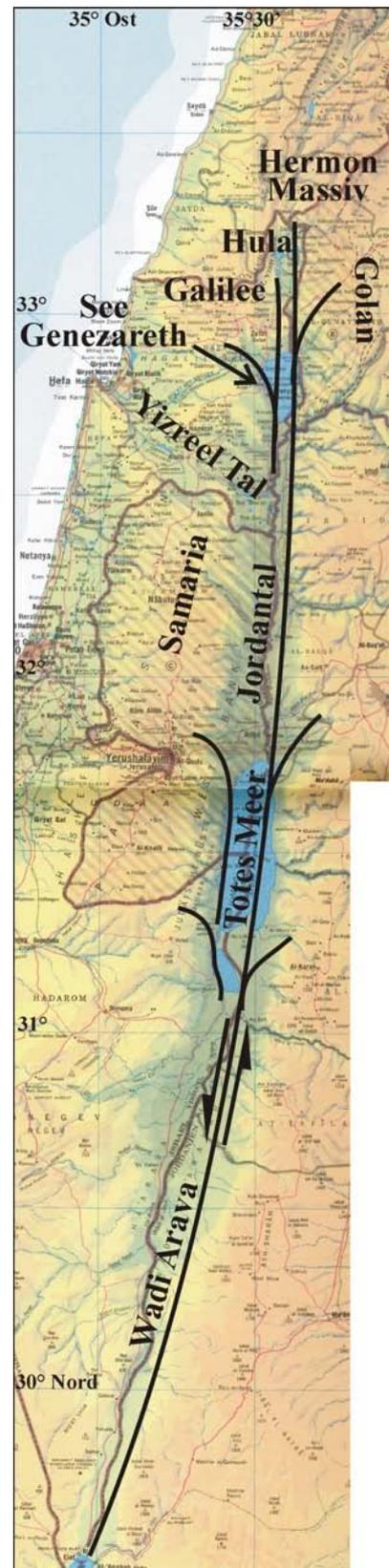


Abb. 3-1: Der Jordangraben und wichtige morphotektonische Elemente

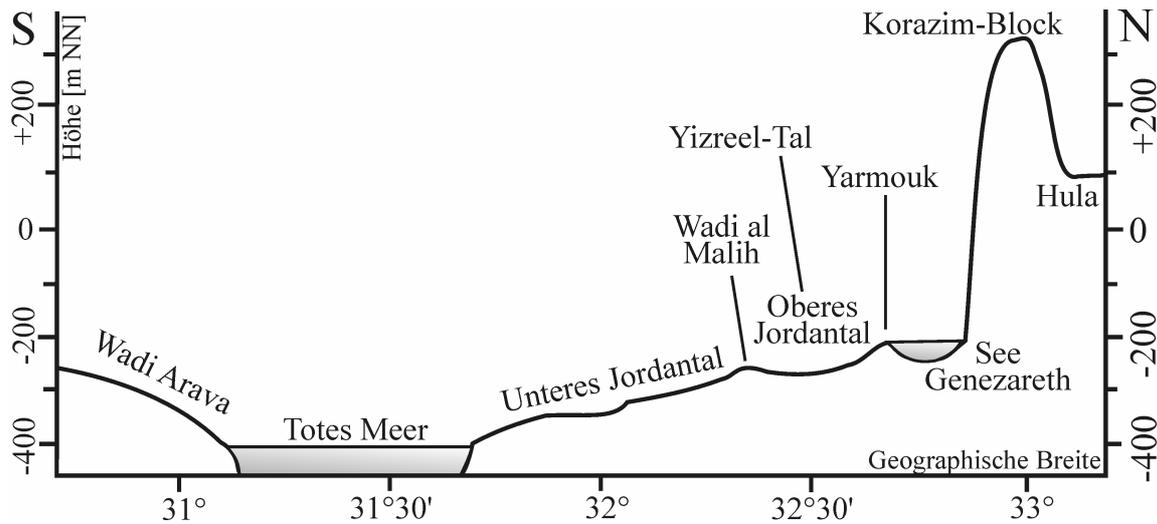


Abb. 3-2: Schematisches Profil durch den Jordangraben vom Hulatal im Norden bis zum Wadi Arava im Süden (stark überhöht).

Die daran angrenzenden Höhenzüge des Golan und des Galilee verflachen nach Süden. Auf Höhe des Hulatal erheben sie sich im Westen noch bis auf 1000 m und im Osten bis auf 1400 m NN. Östlich und westlich des Beq'at Kinarot erheben sich die Gipfel des Unteren Galilee noch höchstens 200 m über NN und die Ausläufer des südlichen Golan bis zu 400 m über NN. Sowohl perennierende als auch episodisch Wasser führende Wadis haben die Flanken des Grabens tief eingeschnitten. Während der Wintermonate, in denen der Jahresniederschlag fällt, schwemmen Flutereignisse durch diese Wadis große Mengen an Feinsedimenten in den See ein.

Die südliche Fortsetzung des Beq'at Kinarot ist das etwa 6 km schmale Zentrale Jordantal, das im Westen vom Unteren Galilee und Samaria und auf jordanischer Seite vom Gil'ad Plateau gesäumt

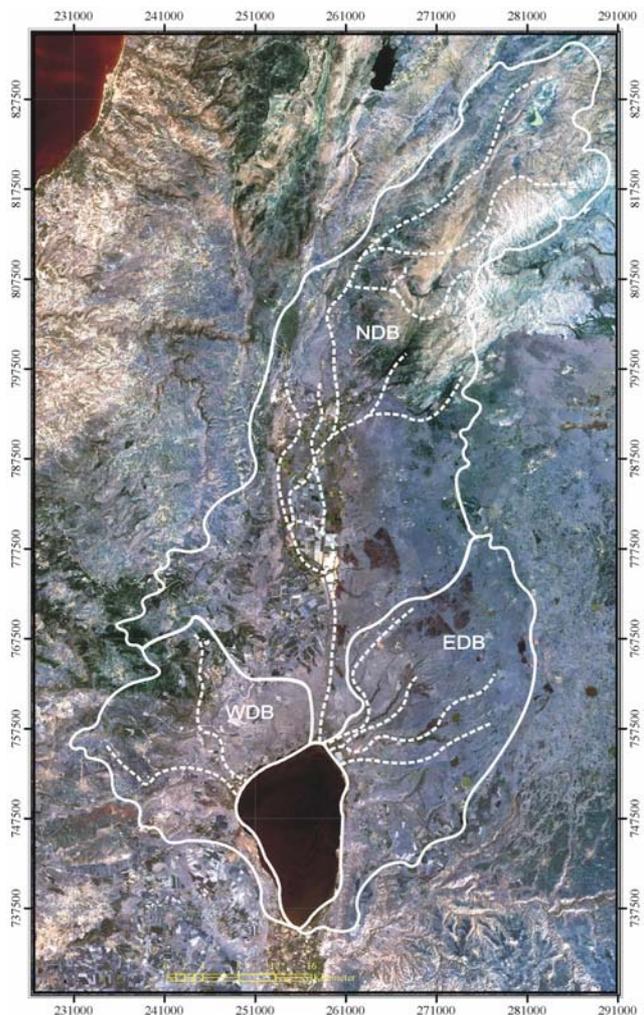


Abb. 3-3: Landsat TM Aufnahme des Einzugsgebietes des See Genezareth. EDB, NDB und WDB sind östliches, nördliches und westliches Drainagegebiet (in weiß umrandet).

(Bandkombination 1,2,3)

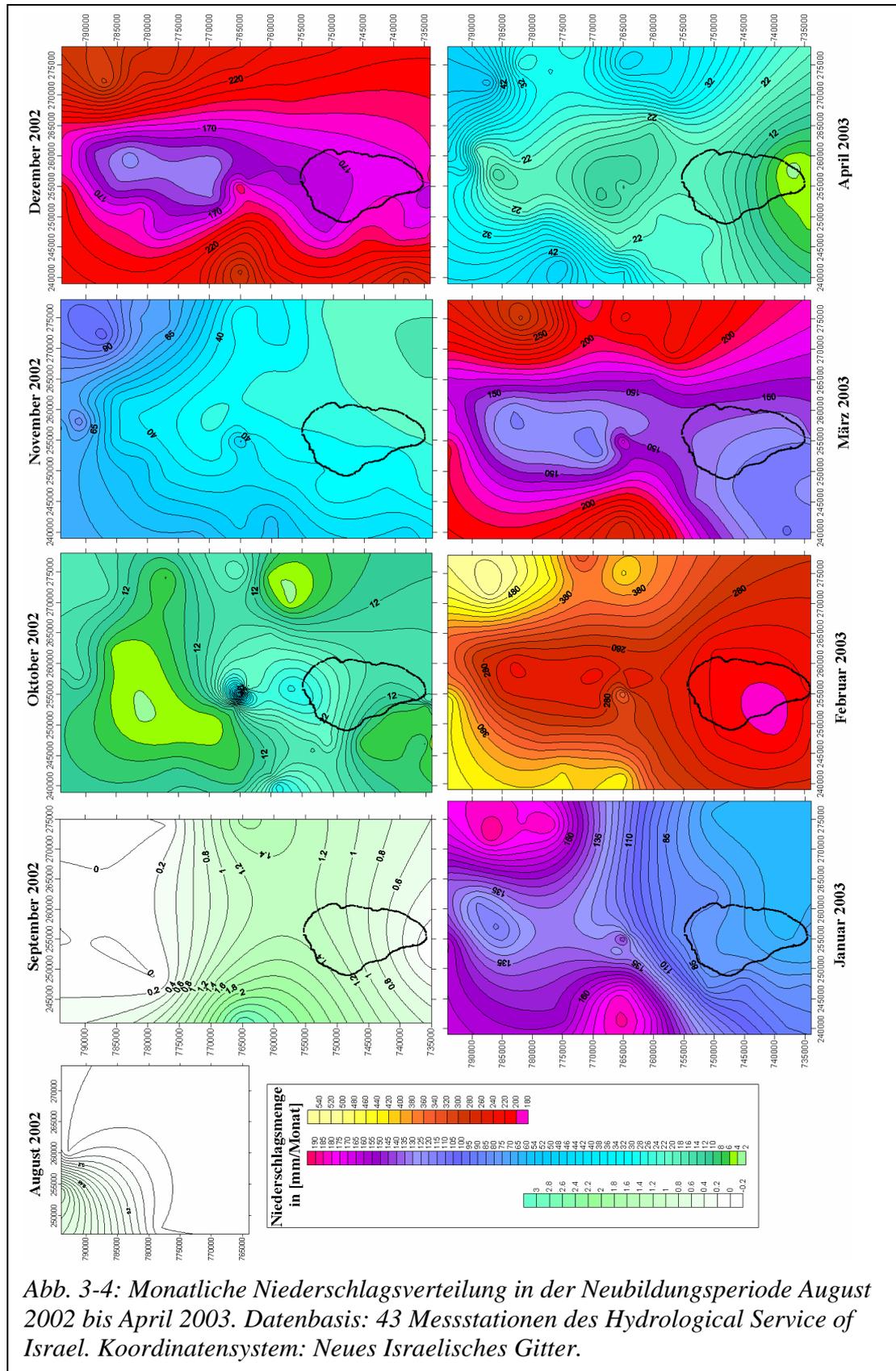
wird. Zwischen dem Unteren Galilee und Samaria tritt vom Mittelmeer das Yizre'el-Tal ins Jordantal ein (Abb. 3-1). Letzteres verbreitert sich hier bis auf 20 km und weist nun einen von pleistozänen Sedimenten verflachten Talboden auf.

3.1 Klimatische Bedingungen

Israel liegt im Übergangsbereich verschiedener Klimaregime, deren Wechselwirkungen eine starke räumliche Variabilität der Klimafaktoren verursacht, jedoch ganzjährig ein relativ stabiles Westwindssystem erzeugt. Im Winter verlagern polare Hochdruckgebiete den globalen Westwindgürtel der nördlichen Hemisphäre nach Süden. Infolge dessen werden dem Levant europäische Kaltluftfronten zugeführt, welche Wärmeenergie aus dem Mittelmeer aufnehmen. Die Quelle der Energie ist zunächst kühles Atlantikwasser, das während des Sommers im höher salinaren Mittelmeer oberflächennah von Gibraltar nach Osten fließt, erwärmt und durch Evaporation aufkonzentriert wird. Die resultierende höhere Dichte führt anschließend zur Versenkung vor der Küste des Levants und zur Wärmeenergiespeicherung (Horowitz & Assaf, 1981). Diese Energie wird im Winter teilweise an die polare Kaltluft abgegeben, wodurch über dem Mittelmeer Zyklone entstehen (Gat & Dansgaard, 1972). Solche, aber auch atlantische Zyklone, werden von den vorherrschenden Westwinden in den Levant transportiert und durch die Höhenzüge des Galilee und der Westbank zum Aufstieg gezwungen, was von Oktober bis März zu subtropischen und hoch variablen Winterniederschlägen führt. In den verbleibenden Monaten kommt es zu keinen nennenswerten Niederschlägen (HSI, 2004). Im direkten Einzugsgebiet des See Genezareth variiert der Jahresniederschlag zwischen 270 mm und 720 mm (HSI, 2004) und beträgt im langjährigen Mittel 400-500 mm/a (EXACT, 1998; Shentsis & Ben-Zvi, 2001). Abbildung 3-4 zeigt, dass durch den steilen Abfall der Grabenflanken (200 m NN im Galilee) auf unter -200 m NN am See Genezareth die Menge an direktem Niederschlag über dem See und innerhalb des Grabens geringer ist als in den Flanken und Höhenlagen (bis 1.100 mm im Hermon Massiv) (Neumann & Stanhill, 1979; EXACT, 1998). Die Niederschläge fallen zumeist als Regen und nur im Gebiet des Hermons häufiger auch als Schnee.

Im Sommer beherrschen die Hochdruckgebiete über der Sahara und die Monsun-Tiefdrucksysteme des Indischen Ozeans die Region und bringen heiße und trockene Luft aus W' und NW' Richtungen. Treffen die Luftmassen auf die morphologische Depression des Jordantals, werden sie aufgrund der Topographie und der beständigen Tiefdruckgebiete über dem Roten Meer nach Süden abgelenkt. Daher sind während des Sommers im Jordangraben Nordwinde typisch (Horowitz, 2001). Im Frühjahr und Herbst dagegen, wenn Hochdruckgebiete über der Arabischen Wüste entstehen, treten im Jordangraben trockene und heiße Süd-

winde auf. Die Tiefenlage des Grabens führt zur Verschleppung des ariden Negev- und Arava-Klimas bis weit nach Norden und zur Erwärmung der Fallwinde von den Grabenflanken. Daher herrschen im Beq'at Kinarot ganzjährig ausgeglichene Temperaturen, während die



Temperaturschwankungen in den umliegenden Höhenlagen des Galilee und des Golan sehr viel ausgeprägter sind. Als Folge der unterschiedlichen Klimaregime und der Morphologie des Landes sind in Israel von Nord nach Süd und von West nach Ost steile Gradienten in der Temperatur, Windrichtung sowie der Niederschlagsverteilung zu beobachten (EXACT, 1998).

3.2 Der äolische Sedimenteintrag

Etwa $40 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ aeolischer Staub (Ganor, 1996) werden im Einzugsgebiet des Sees während Gewitterstürmen, aber auch durch die Wüstenwinde aus der Arabischen Wüste und der Sahara eingetragen. Die Gesamtmenge an äolischer Sedimentablagerung wird von Ganor et al. (2000) mit 10×10^6 - 16×10^6 kg/a angenommen, wobei 30-40% unlösliche anorganische Bestandteile sind und ein ähnlich hoher Anteil wasserlösliche, anorganische Minerale wie Halit und Gips. Die saisonal variierenden Windsysteme führen im Sommer vorwiegend Calcit und Dolomit aus nahe gelegenen Karbonatgebieten zu. Im Winter werden vorwiegend quarzitisches Feinsande aus Nord-Afrika und Tonminerale in das Gebiet des Sees eingetragen. Generell ist nach Ganor et al. (2000) der Anteil an Feldspat in der äolischen Fracht im Jahresdurchschnitt mit 34% am höchsten, gefolgt von Quarz (28%), Calcit (21%) und Dolomit (17%). Die Tonfraktion ist durch die Minerale Kaolinit, Illit und Palygorskit vertreten, die vornehmlich Verwitterungsprodukte der Basalt- und Karbonatböden sind.

3.3 Die Sedimente des Seebodens

Als Folge der räumlich und saisonal stark variablen, jedoch hohen Sedimentationsraten von 2-7 mm/a (Serruya, 1973; Serruya, 1978b; Nishri & Koren, 1993; Thompson et al., 1985) (durchschnittlich 198×10^6 kg/a) ist der Seeboden, bis auf die Kursi Depression, morphologisch geglättet. Auf der Plattform südlich der Transformstörung Tiberias-Ha'On (Reznikov et al., 2005) sedimentieren vorwiegend grobkörnige Silikate aus den neogenen Ablagerungen vom östlichen Seeufer (Nathan, 1969). Am übrigen Seeboden akkumulieren große Mengen an Biomasse, die zu einem erhöhten Methangehalt (0.1-0.66 mg/l) im Sediment und Benthos führen (Ben-Avraham et al., 1986). Die kompakten, grauen Seesedimente werden von 2-5 cm weichem schwarzen Material bedeckt. Diese oberste Schicht wird im Winter durchmischt, weshalb Warven aus winterlichen Flutsedimenten, autochthonen Karbonaten (Frühjahr-Sommer) und organischen Ablagerungen (Sommer) fehlen.

Die Korngröße des Sediments nimmt mit der Wassertiefe ab. Die Tonfraktion bildet unterhalb 12 m Wassertiefe etwa 90-95% des Sediments (Singer et al., 1972). Die Hälfte des Sediments besteht aus Calcit, wovon etwa 75% (entspricht 412 - $588 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$) autochthon gebildet wurden (Serruya, 1978b). Die nicht-karbonatischen, meist alumo-silikatischen Ablagerungen

(Smektit, Kaolinit, Palygorskit und Quarz) werden als Detritus durch die Vorfluter und die Luft eingetragen (Tab. 3-1). Die Silikate und besonders Smektit und Kaolinit stammen aus den Terra Rossa- und Rendzina-Böden der Karbonate sowie den Basaltböden des Galilee und Golans (Gal, 1966; Singer, 1966). Von den durch den Jordan eingetragenen Mineralen der Tonfraktion sedimentiert Kaolinit zuerst. Daher dominiert das Mineral im Mündungsgebiet der Flüsse und als Folge der Corioliskraft entlang des NW' Ufers (Nishri & Koren, 1993; Laval et al., 2003). Im übrigen See überwiegen Smektite. Palygorskit tritt besonders oft in der Nähe der Mg-reichen Quellen am Ostufer auf, jedoch nicht als authigenes Mineral (Millot, 1964), sondern als allochthoner Eintrag aus den neogenen, Palygorskit führenden Sedimenten am Ostufer (Nathan, 1969).

Tab.3-1: Mineralogie der Tonfraktion in Böden und Sedimenten im Drainagegebiet:

Mineral	Basalt-Boden (Galilee) ¹	Basalt. Vertisole (Golan) ²	Braune kalkige Böden von neogenen Sedimenten ²	Terra Rossa auf Kalksteinen (Galilee) ³	Neogene Sedimente östliches Ufer ⁴	Seeboden (karbonatfreie Fraktion) ⁵ (=78% ± 13,2% der Tonfraktion)
Smektit	55-60	50-55	60-65	45-50	45-50	69
Kaolinit	25-30	35-40	25-30	30-35	25-30	18
Palygorskit	-	-	5-10	-	5-10	9
Illit	-	-	0-5	5-10	0-5	-
Quarz	5-10	5-10	0-5	10-15	-	4
Freie Oxide	5-10	5-10	0-5	5-10	-	-

¹⁾ Singer (1966), ²⁾ Singer (1971), ³⁾ Gal (1966), ⁴⁾ Nathan (1969), ⁵⁾ Singer et al. (1972)

4. Geologie

Der See Genezareth und die süßen Grundwässer in den Aquiferen seines Einzugsgebietes sind kontinuierlich durch Solen gefährdet, die vorwiegend aus tieferen Krustenbereichen aufsteigen und sich mit den hochwertigen Wasserressourcen mischen. Sowohl die Hydrochemie als auch die räumliche Verteilung der Solen variieren, so dass unterschiedliche Bildungszeiträume, Milieus und Entstehungsgeschichten angenommen werden müssen. Die Vorkommen der Solen und Evaporitkörper in (post-) triassischen Formationen zeigen, dass die folgende Betrachtung der erdgeschichtlichen Entwicklung des südlichen Levants seit dem Mesozoikum entscheidend ist. Die Frage, ob, wann und wo Solen sowie laugbare Evaporit-Ablagerungen im nördlichen Israel gebildet und gespeichert werden konnten, sollen damit beantwortet werden.

Periodische Transgressionen aus dem Tethys-Ozean, dem Mittelmeer und Persischen Golf, verbunden mit Regressionen durch die kontinuierliche Anhebung und tektonische Beanspruchung der Region, führten zum stetigen Wechsel zwischen flachmarinen und epikontinentalen Bildungsbedingungen. Während Regressionsphasen wurden zumeist Solen und Evaporite durch meteorische und marine Wässer aus den Gesteinen ausgespült, um bei folgenden Transgressionen erneut gebildet und eingelagert zu werden. Die Ausbildung des meridionalen Inlandsgebirgszuges im Pliozän und die damit verbundene Isolierung des Jordangrabens vom offenen Meer führten zu getrennten hydraulischen Verhältnissen im Graben und in der Küstenebene. In dem quartären Graben existierte seitdem eine mehr oder weniger zusammenhängende Seenlandschaft. Die beiden Relikte des letzten, des Lisan-Sees sind der Süßwassersee Genezareth und das hypersalinare Tote Meer. Die heutigen Bedingungen im Jordangraben sind vom Ausspülen der Solen durch modernes Niederschlagswasser und dem erstmaligen aktiven Eingreifen des Menschen in den Wasserhaushalt geprägt.

4.1 Regionale Geologie

Der südliche Levant ist eine komplexe geologische Region, die im Zuge der Pan-Afrikanischen Orogenese (Präkambrium bis Altpaläozoikum) konsolidiert und zu einer stabilen Kontinentalrand-Plattform ausgebildet wurde. Im Präeozän lag dieses Gebiet als Vorlandbecken im Schelfbereich zwischen dem stabilen Kraton des Arabo-Nubischen-Massivs (ANM) im Süden und dem Tethys-Ozean sowie dem mobilen alpidischen Orogengürtel im Norden. Als Folge dessen befand sich das Gebiet des heutigen Israels seit dem Kambrium im ständigen Wechsel zwischen dem geosynklinalen Einfluss der Tethys im Westen und dem kontinentalen Einfluss des Arabischen Schildes im Osten (Picard, 1959). Infolge wiederholter Ingressionen wurden ausgedehnte (flach-) marine Sedimente und lagunäre Evaporite mit eingeschalteten kontinentale Abfolgen abgelagert. Die Zeit zwischen dem Präkambrium und der Kreide war von der allmählichen Anhebung des Massivs und mehreren großen, stark überprägenden tektonischen Phasen gekennzeichnet (Garfunkel, 2001).

Im Eozän begann die initiale Aufwölbung und Hebung des ANM, gefolgt von beginnender krustaler Extension, Verdünnung und Spreizung in der Region des Roten Meeres und des Golfs von Aden im Oligozän und frühen Miozän (Petters, 1991). Zeitgleich, vor ca. 18 Ma (Garfunkel & Ben-Avraham, 1996), entstand als Plattengrenze zwischen der Sinai-Subplatte und der Arabischen Platte (Abb. 4-1) und als Segment des Syrisch-Ostafrikanischen Riftsystems die bis heute aktive, etwa 1.000 km lange Tote Meer-Transform.

Ein nach Süden aufweitender Krustenaufbruch nahe der Kollisionszone des Zyprischen Bogens und des Taurus-Gebirges stellt nach Ben-Avraham & Grasso (1991) die initiale Phase der *strike-slip*-Transform (Garfunkel, 2001) dar. Lyakhovsky et al. (1994) sehen diese in der schrittweisen Öffnung vom Roten Meer her, verursacht durch eine Mantelaufwölbung im Golf von Eilat, die ohne eine scherende Wirkung auf die Tote Meer-Transform (Jordangraben) nicht möglich ist (Garfunkel, 2001). Ben-Avraham & Lyakhovsky (1992) gehen von einer Kombination beider Prozesse aus. Von Beginn an führten die Transformbewegungen entlang der Grabenrand-Störungen zu einem gegenseitigen sinistralen Versatz der beiden Grabenränder von etwa 105 km sowie zur Ausbildung der *pull-apart*-Becken des Toten Mee-

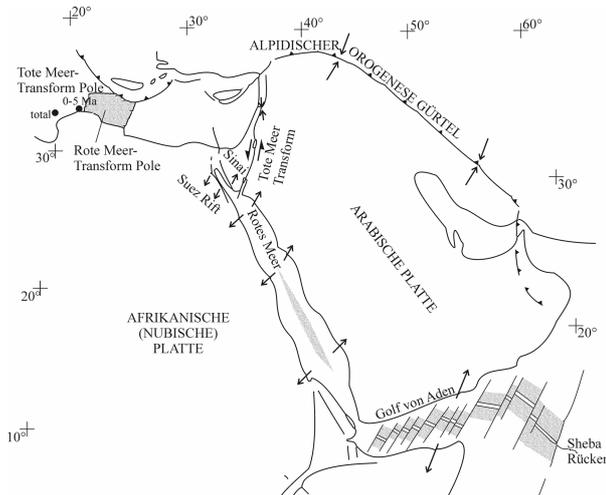


Abb. 4-1: Plattentektonischer Rahmen der Roten Meer – Riftzone. (nach Horowitz, 2001)

res, des See Genezareth und des Hulatal (Maurath & Eckstein, 1995). Diese sind durch topographische Sättel voneinander getrennt und nördlich des Hulatal kreuzt der Sattel des Hermon Massivs die Transform (Abb. 3-1). Das Becken des Sees wird nach Osten und Westen durch die Flanken des Grabens begrenzt, die aus kretazischen und eozänen, überwiegend karbonatischen Gesteinen aufgebaut sind. Der Untergrund des Beckens besteht aus Vulkaniten und post-paläogenen Sedimenten. Trotz der sukzessiven Anhebung der Grabenschultern handelt es sich nicht um einen Graben *sensu stricto*, denn die unterliegende Kruste hat eine normale Mächtigkeit (30-40 km) (Garfunkel, 2001) und der Wärmefluss von $<40 \text{ mWm}^{-2}$ (Eckstein und Maurath, 1995) im Graben unterscheidet sich nicht von der Umgebung. Ein Manteldiapir müsste seit mindestens 26 Ma abkühlen, um sich heute nicht mehr durch einen Wärmegradienten von der Umgebung zu unterscheiden.

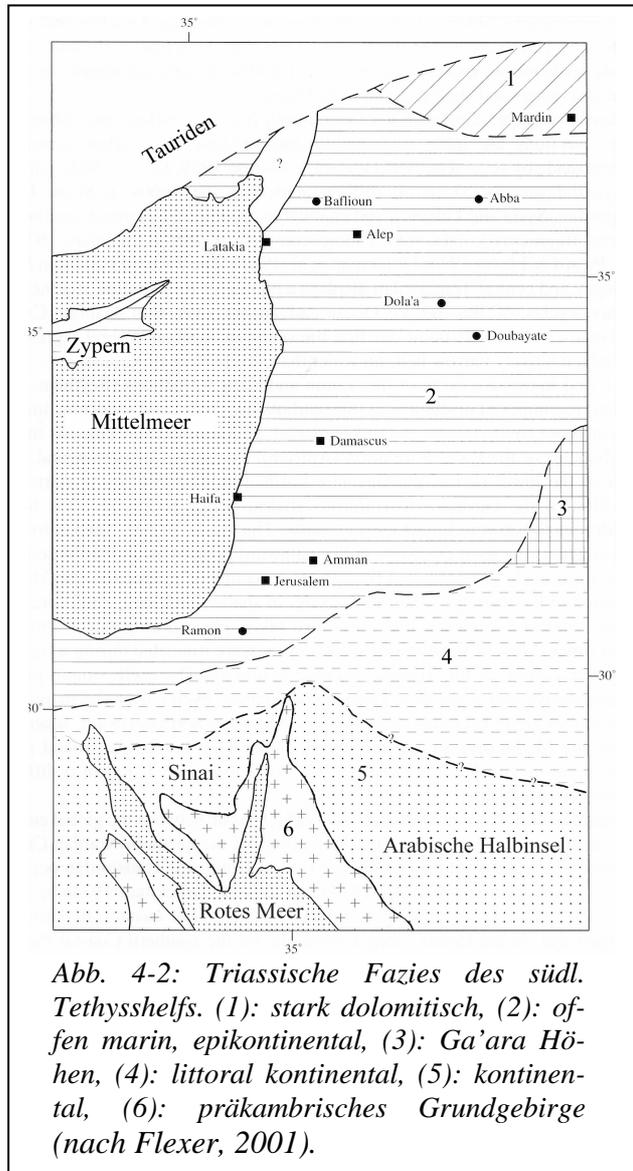
4.2 Die Entwicklung der Region seit dem Mesozoikum

4.2.1 Die Trias

Im Verlauf der triassischen Rift-Phase des Tethys-Ozeans bewegte sich, verbunden mit einer Ausdünnung der Lithosphäre, die Türkische Subplatte nach Norden und das Levant-Becken im heutigen östlichen Mittelmeer wurde gebildet. Im Zuge der darauf folgenden post-rift Subsidenz sind im Norden Israels in einem flachmarinen und epikontinentalen Milieu (Abb. 4-2) ca. 2000 m mächtige Karbonate und Evaporite abgelagert worden (Druckman & Kas-hai, 1981).

In der Obertrias sind durch abwechselnd hypersalinare Lagunen- und flachmarine Faziesmilieus bituminöse Dolomite und mächtige Gipslager bzw. Steinsalze als Mohilla Formation sedimentiert worden (Flexer et al., 2005). Die Bildung von Solen aus der Laugung der Evaporite war in der Trias die Folge. In der Bohrung Devora 2A (Koord. 232401, 733122 NIG; Abb. 2-1) wurden stark gespannte Solen

(~480 bar) in Gesteinen der untertriassischen Zafir Formation erbohrt. Die Hydrochemie der Ca-Cl-Solen weist auf eine anschließende Dolomitisierung (Rosenthal, 1988) und auf einen engen Kontakt mit dem triassischen Vulkanismus (Flexer et al., 2005) hin.



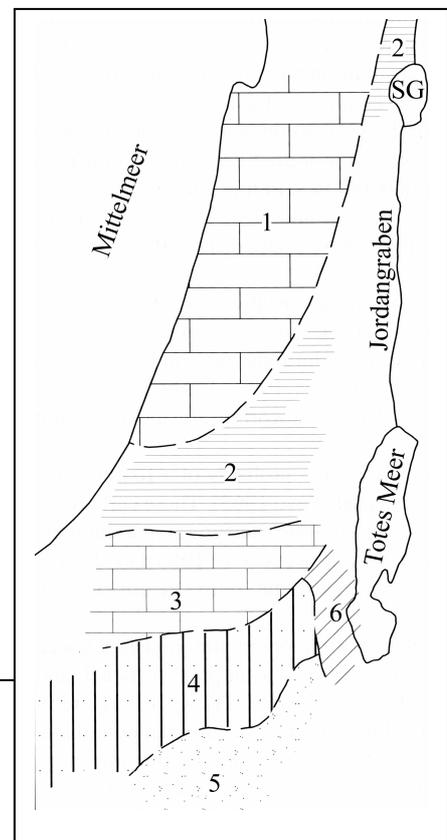
4.2.2 Der Jura

Die triassische Tethys-Rift wurde im Jura reaktiviert und ging mit umfangreichen Blockstörungen in Form von NNE – und NNW – gerichteten Gräben und Horsten (Freud et al., 1975; Flexer, 2001) sowie basaltischem bis ultrabasaltischem Vulkanismus in der Karmel-Struktur einher (Ben-Gai & Ben-Avraham, 1995). Die Regression am Ende der Trias führte zu einer starken Verkarstung der triassischen Gesteine (Ramon Group) und die eingeschlossenen Sohlen wurden nur in geologischen Nischen erhalten. Mit Beginn des Sinemurian ließ ein eustatischer Anstieg Israel zu einer flachmarinen Karbonatplattform werden (Abb. 4-3). Der Wechsel kleinerer Trans- und Regressionen führte zur Ablagerung von Karbonaten und Evaporiten, die als Teil der Arad-Gruppe in Nord-Israel in der Hermon-Antiklinale aufgeschlossen sind (Tab. 4-1). Unter dem Galilee und dem Golan liegt der Top der Arad-Gruppe in - 1.200 m bis - 3.000 m Tiefe (Hurwitz et al., 2000).

Tab. 4-1: jurassische Abfolgen, die Arad Gruppe

	Formation	Lokation	Ausprägung, Lithologie
OBER JURA	Be'er Sheva, Haluza	Hermon	Kalkstein, Mergel
	Kidod	Hermon	Tonstein, Kalkstein, Dolomit
MITTL. JURA	Hermon	Hermon	Kalkstein, Dolomit

Abb. 4-3: Späte Toarcium-Aalenium Fazies in Israel. (1): Karbonate, (2): Schieferdominanz, (3): Karbonatdominanz mit Tonschiefer und Sanden, (4): Arenitdominanz, Tonschiefer und Kalkstein (5): Arenitdominanz, (6): dolomitisiert. (nach Flexer, 2001)



4.2.3 Die Kreide

Am Übergang zur Kreidezeit führte die Anhebung und Verkippung der Arabischen Plattform zu einer starken Regression und folglich zu einer intensiven Erosion und Verkarstung der jurassischen Gesteine. Durch die anschließende Transgression der Tethys wurde Israel erneut zu einem flachen Karbonatschelf. In die verkarstete jurassische Sequenz drang nun mehrfach Meerwasser ein, was zur Ausbildung kleinerer mit Sole gefüllter Taschen geführt hat. Zeitgleich wurde auf Grund der ausgeprägten Riftaktivität in der Unterkreide der jurassische Karmel-Vulkanismus reaktiviert.

Die heutige Küstenlinie Israels entspricht in etwa dem kretazischen NW' Epikontinentalrand des ANM (Abb. 4-4) und bildete die Grenze zur hochmarinen Sedimentationsprovinz des Levant-Beckens im NW. Im Norden Israels sind Sedimente in drei transgressiv-regressiven Zyklen (Tab. 4-2) abgelagert worden, die eng an die regionale Tektonik, vulkanische Ereignisse und eustatische Wechsel gebunden sind (Flexer, 2001). Zunächst führte die Hebung des ANM überwiegend zur Sedimentation von terrigenen Klastika und flachmarinen Sedimenten (Abb. 4-4a) der Kurnub Gruppe. Vom Alb bis in den Turon führte die Okkupation des Kontinentalrandes durch Rudisten zu einem flachmarinen lagunärem Milieu, wodurch Ca- und Ca+Mg-Karbonate (Abb. 4-4b) sowie Anhydrit (Buchbinder et al., 2000; Flexer et al., 2005) der Judea Gruppe sedimentierten.

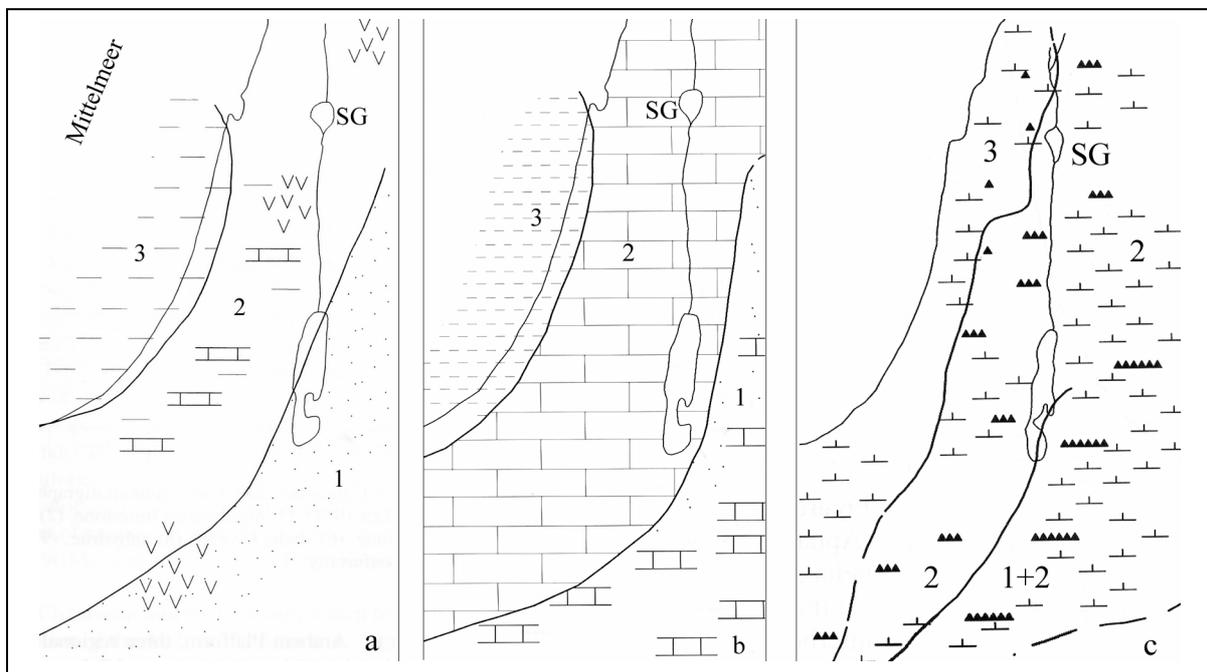


Abb. 4-4: **a)** untere Kreide bis Apt (1): kontinentale Sandsteine, (2): Übergangszone Sandstein, Tonschiefer, Kalkstein, (3): mächtige marine Tonsteine, V: Vulkanite; SG: See Genesareth
b) Apt bis Turon (1): dünne Karbonate mit Sandsteineinschaltungen, (2): Kalksteine und Dolomite, (3): pelitische Kalksteine
c): Senon (1): Sand, Flint, Kreide, (2): Kreide, Mergel, Flint, (3): Mergeldominanz, die Anzahl der „Zähne“ symbolisiert die Mächtigkeit der Flinte. (nach Flexer, 2001)

Am Beginn des Turons sedimentierten die tonig-mergeligen Gesteine der Dir-Hana, die einen Aquitard zwischen Oberer und Unterer Judea Gruppe bildet. Im Turon/Senon setzte entlang des alpidischen Orogenese-Gürtels die Kollision Afrikas mit Eurasia ein, was zur Exhumierung der Karbonatplattform und zur Anlage des Levantinischen Intraplatten-Faltengürtels, dem Syrischen Bogen, führte. Dieser erstreckt sich vom Sinai bis ins Palmyragebirge in Syrien. In der NNE' Streichrichtung der Kompressionsstrukturen des Syrischen Bogens pausen sich die reaktivierten Störungen des triassischen Rift-Stadiums durch (Freund et al., 1975; Ben-Gai & Ben-Avraham, 1995).

Am Übergang zum Senon wurde Nord-Israel als Folge eines globalen eustatischen Meeresspiegelabfalls kontinental, was eine intensive Verkarstung der Oberen Judea Gruppe (Buchbinder et al. 1983) und deren diagenetische Überprägung durch meteorische Wässer zur Folge hatte. Gleichzeitig bildeten sich in Abhängigkeit von den Anti- und Synklinalen des Syrischen Bogens (Eckstein & Maurath, 1995; Flexer, 2001) die mergeligen Kalk- (Aquifer) und Ton- und Mergelsteinformationen (Aquiclude) der Mt. Scopus-Gruppe (Abb.4-4c). Die Bitumen und stellenweise Phosphorit führenden Gesteine beeinflussen die Grundwasserchemie besonders in Hinsicht auf den Br-Gehalt des Wassers (Kafri et al., 2002). Neben den kretazischen Sedimenten, die im Galilee und Golan ausstreichen, sind in den Höhenzügen Basalte und Tuffe der Unter Kreide erhalten geblieben.

Tab. 4-2: kretazische Abfolgen

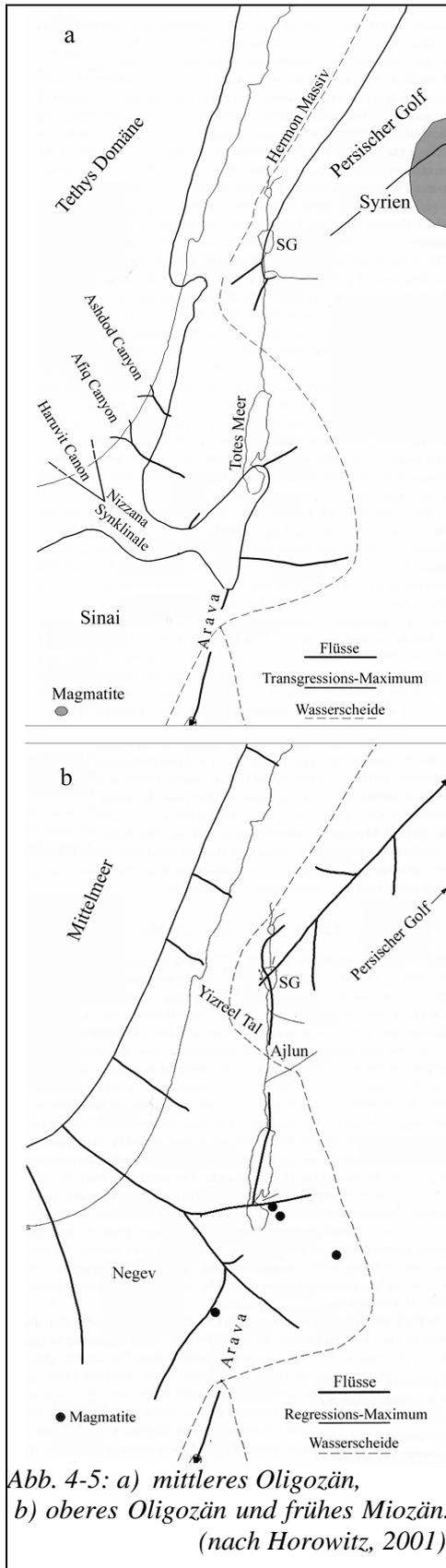
	Gruppe	Ausprägung, Lithologie
OBER-KREIDE	Mt. Scopus	Kalksteine, mergelig, Bitumen-, Chert- und Phosphorit haltig, regionale Aquiclude
	Judea	Kalksteine, Dolomite, Kreide, Mergel
UNTER-KREIDE	Kurnub	Sandstein

4.2.4 Das Paläogen

Tab. 4-3: Überblick über die Entwicklungsphasen und deren Einordnung im Känozoikum

Quartär		Holozän		Levantinische Phase
		Pleistozän		
Tertiär	Neogen	Pliozän		Eritreische Phase
		Miozän	Ober-	
			Mittel-	
	Unter-		Embryonische Phase	
	Paläogen	Oligozän		
		Eozän		
Paläozän				

Eine einsetzende Transgression, die bis zum Ende des Eozäns in Nord-Israel ein marines Milieu verursachte und die mergelig-kreidigen, Flint führenden Karbonate (Hurwitz et al., 2000; Michelson, 1978) der Avedat-Gruppe abgelagerte, markiert den Beginn des Paläogens. Diese Gesteine repräsentieren in den Grabenflanken des See Genezareth den Top des Oberen Aquifers und werden vereinzelt durch oligozäne Konglomerate und Mergel abgedeckt.

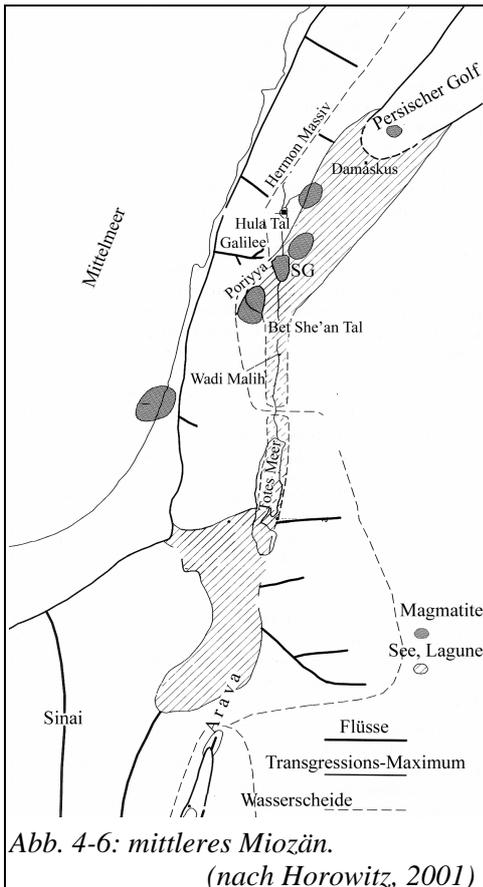


Im Oligozän setzte mit Wiederaufnahme der Kompression der Afrikanischen gegen die Eurasische Platte die zweite und zugleich letzte Phase der Auffaltung des Syrischen Bogens (Horowitz, 2001) ein, die zur Anhebung des südlichen Levants und zur beginnenden Subsidenz des Jordangrabens führte. So öffneten sich im Oligozän (ca. 30 - 26,6 Ma) aufgrund des Auseinanderbrechens Afrikas und Arabiens das Rote Meer und der Golf von Aden zeitgleich mit der Anhebung des Sinai (Lowell & Genike, 1972). Zusätzlich setzte im Spät-Oligozän (ca. 24 Ma) die Divergenz der Sinai-Subplatte von der Afrikanischen Platte ein, was zur Bildung des Golfs von Suez führte. Mit dem Übergang zum Oligozän zog sich das Tethysmeer vollständig aus dem Inneren Israels zurück und stellt damit den Beginn der Embryonischen Phase (Tab. 4-3) dar. Deren Verlauf war von mehreren Trans- und Regressionszyklen bestimmt (Abb. 4-5). Während des Oligozäns wurden im Norden Israels durch eine Transgression des Persischen Golfs (Horowitz, 2001) die marinen und lakustrinen Sedimente der Fiq-, Susita- und Glaukonit führenden En Gev- Formationen abgelagert (Tab. 4-4). Diese sind am See Genezareth am E' Ufer in En Gev erhalten geblieben, denn durch die Anhebung des südlichen Levants wurde der Großteil der paläogenen Sedimente erodiert und tiefe Cañons entstanden (Flexer, 2001).

4.2.5 Das Neogen

Im Miozän setzte die Eritreische Phase ein (Tab. 4-3), die bis ins älteste Pliozän andauerte und durch aktive Tektonik gekennzeichnet ist. Dadurch entstanden aus-

gedehnte Sedimenttröge, wie das Bet She'an-Kinneret Becken (Hurwitz et al., 2002). Zeitgleich stieg der Meeresspiegel erneut an und das Yizre'el-Tal, die neue Verbindung vom Mittelmeer zum anhaltend subsidierenden Graben, beeinflusste die Sedimentation im Rift



(Abb. 4-6), denn durch die beiden Transgressionen des Tortonischen Meeres kam es im Kinneret-Becken zu lakustrinen, lagunären und hypersalinar-lagunären Sedimentationsverhältnissen (Raab, 1998; Sneh, 1993). In diesem Milieu wurden die klastischen Sedimente und Basalte der Horodus-Formation sowie lokal die basalen Konglomerate der Bira Formation abgelagert (Horowitz, 2001) (Tab. 4-5), welche die zuvor entstandenen Cañons und Tröge auffüllten. Die rötliche Matrix der Herod-Formation und die Dolomite weisen auf ein subtropisches Klima hin. Einen Kontakt von lagunärem Meerwasser mit aktivem Vulkanismus fand südlich Tiberias' statt, wo Meerwasser durch eine Depression der kretazischen Formationen zum heutigen Kinneret Becken vordringen konnte. Diese Depression wurde mit bis zu 1000 m mächtigen Basalten aufgefüllt (Abb. 4-7)

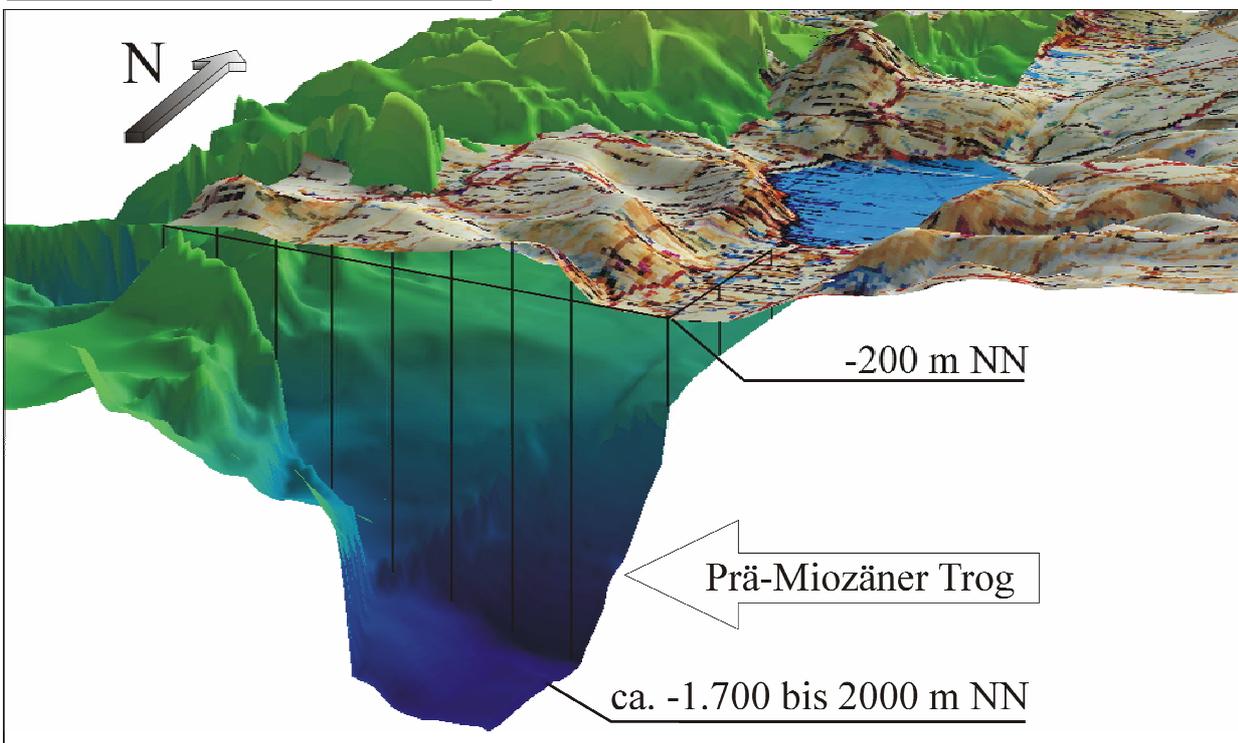
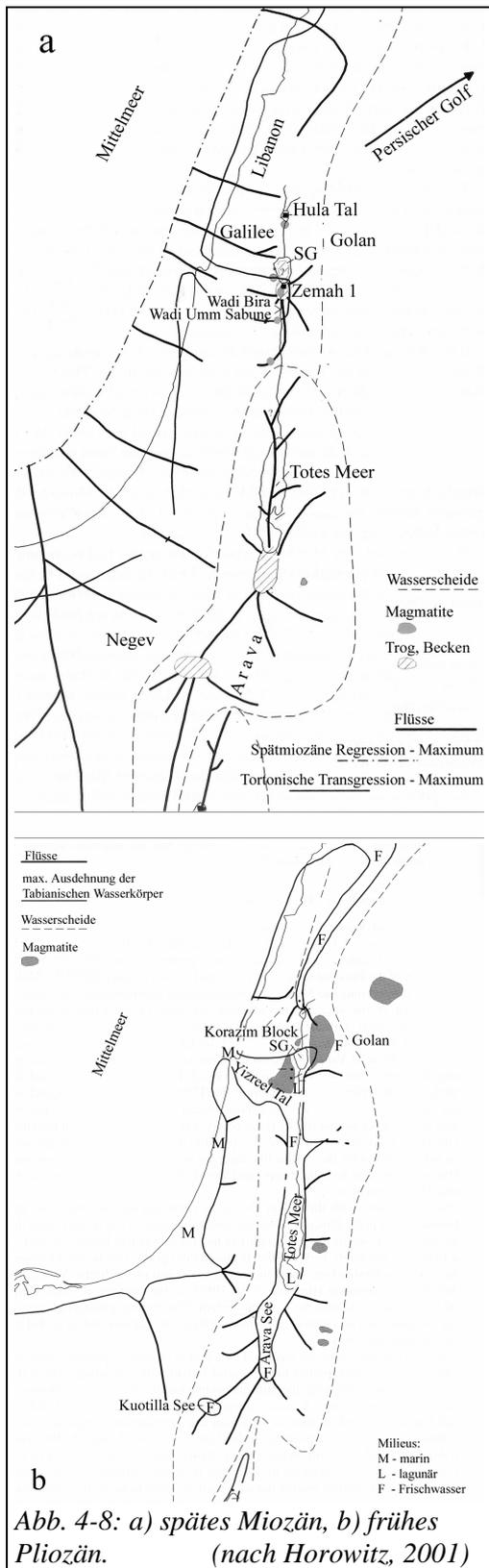


Abb. 4-7: 3D-Darstellung der Oberfläche der Judea Gruppe (grün-blau) und zum Vergleich die Morphologie und Topographie des nördlichen Jordangraben. Die Judea Gruppe bildet südlich von Tiberias einen mächtigen Trog der durch den miozänen Vulkanismus mit etwa 1000 m mächtigen Basalten gefüllt ist.

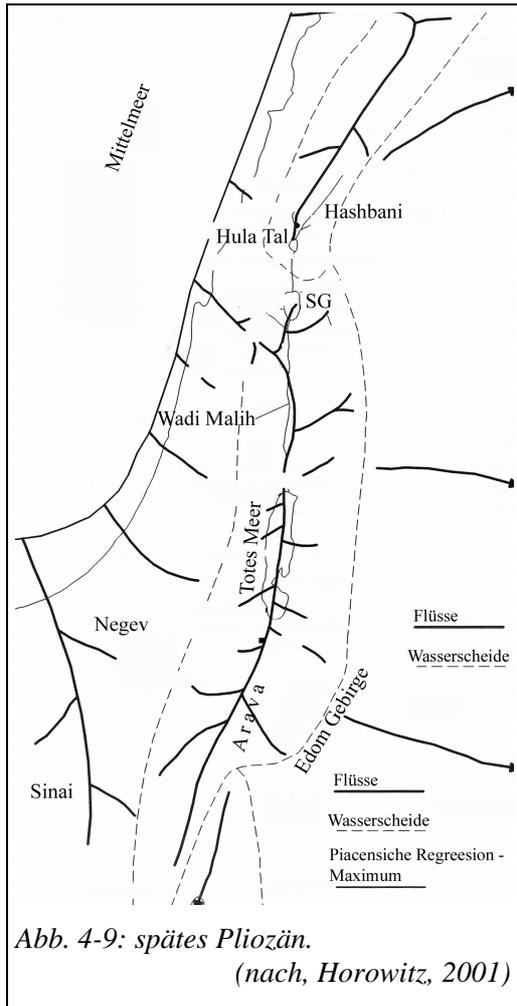
Darstellung: 5-fach überhöht, Oberflächen-DEM: Dr. John Hall, GSI; DEM-JGA: GSI + HSI; TK 250 Nord-Israel: Survey of Israel.



Am Ende des Miozäns (Abb. 4-8a) führte das Messinische Ereignis erneut zur Erosion tiefer Cañons und zur Bildung mächtiger Evaporitlager im Mittelmeer, dem Roten Meer und dem Persischen Golf. In Israel sind nur in Eritreischen Trögen des Jordangrabens wie dem Bet She'an-Kinneret Becken, Ablagerungen des Messiniums erhalten geblieben. Dazu zählen die Umm Sabune Konglomerate, welche in Zemah 1 eingeschaltet Gabbros aufweisen (Marcus & Slager, 1985). Die pliozäne Transgression beendete das Messinische Ereignis (Hsü et al., 1977) und durch die zuvor entstandenen Cañons und das Yizre'el-Tal (Abb. 4-8b) erreichte das Mittelmeer den Jordangraben. Die Laugungsprodukte der messinischen Evaporite wurden in den tiefsten Judea Schichten eingelagert und reagierten mit den Gesteinen des zeitgleich aktiven Vulkanismus (Rosenthal et al., 1999). Diese Paläogeographie spiegelt sich im lateralen Fazieswechsel von lagunären, lakustrinen und fluviatilen Sedimenten wie der Bira und Gesher Formation wider. Die Trennung der pliozänen Formationen ist nur nach deren lithologischer Ausbildung möglich. Die Bira Formation wurde in der Bohrung Zemah 1 in 1.840-2.280 m unter GOK in Form von mächtigen Evaporiten (Gips, Steinsalz und möglicherweise posthalitische Edelsalze) erbohrt (Horowitz, 2001; Raab, 1998; Sneh, 1993;).

Die Bira Formation wurde in einem hypersalinaren bis brackischem Milieu abgelagert. Bei Tiberias herrschte offensichtlich eine Lido-Fazies vor (Eyal,

1984). Die Bira Solen sind nur in geologischen Taschen vor dem Auswaschen bewahrt worden, denn im N (Tel Hai im Hula-Tal) und E (Golanhöhen) kam es zur Bildung der Frischwasserfazies-Kalke der Gesher Formation (Horowitz, 1973) (Abb. 4-9).



Im Neogen wurde der Korazim-Block angehoben, der seitdem das Hulatal vom See Genezareth trennt. Zeitgleich wurde mit der Anhebung der Grabenschultern die Verbindung zum offenen Meer beendet. Diese Isolation führte im Grabeninneren zur Bildung des hypersalinen Sdom-Sees, der anfänglich noch eine Verbindung zum Proto-Mittelmeer durch das Yizre'el-Tal besaß. Dadurch wurden die mächtigen Gips-, Halit-, und möglicherweise auch post-halitischen Evaporitlagen der Sdom Formation ausgefällt (Flexer et al., 2000 Flexer et al., 2005), die in der Bohrung Zemah 1 anzutreffen sind. Dieser Prozess wurde im Östlichen Galilee und Golan von Vulkanismus begleitet. Die Solen des Sdom-Sees migrierten in die karbonatischen Grabenflanken und die permeablen Klastika der Grabenfüllung. Die resultierenden Salze sowie die residualen Ca- und Mg- reichen Solen gefährden heute das Grundwasser und den Süßwassersee Genezareth.

4.2.6 Das Quartär

Das Pleistozän begann mit einem erneuten globalen Meeresspiegelabfall und es wurden Cañons zum Mittelmeer angelegt, die während der Calabrischen und Sizilianischen Transgression (Matmon et al., 1999) landeinwärts genutzt wurden (Abb. 4-10). Die Cañons, und somit auch das transgressiv einströmende Meerwasser, erreichten den Graben jedoch nicht mehr (Picard, 1943). Während der Levantinischen Phase (Tab. 4-3) wurden die Grabenschultern weiter angehoben und die anhaltende Subsidenz des Jordangrabens führte zur Bildung von Sedimentbecken, die während humider Phasen mit Seen gefüllt waren (Abb. 4-11). In diesen Becken sedimentierten die fluviatilen und lakustrinen Ablagerungen der Hula-, Jordan- (z.B. im Beq`at Kinarot) und Tote Meer-Gruppe (Tab. 4-6). Trockene Phasen führten zur Verlandung oder vollständigen Eindunstung der Seen.

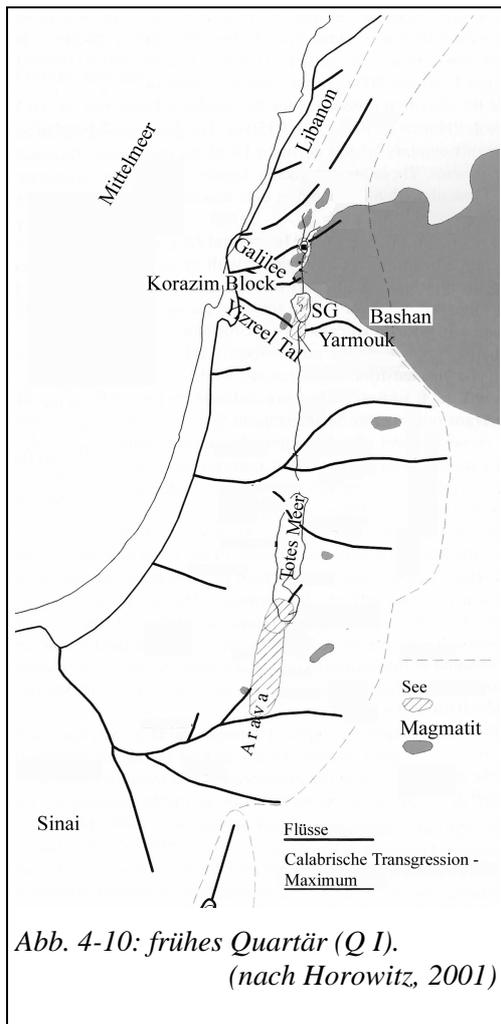


Abb. 4-10: frühes Quartär (Q I).
(nach Horowitz, 2001)

Der Erk El Ahmar Süßwassersee (Q III in: Tab. 4-6), der wahrscheinlich auch Teile des Beq`at Kinarot füllte, hatte brackische Perioden, in denen Gipse abgelagert wurden (Abb. 4-12). Im Palynozone Q IV wurde der Korazim-Block vom Jordan durchbrochen und das Hula-Tal wurde Teil des Drainagesystems des See Genezareth (Abb. 4-13). In der humiden Periode Q V entstand der Ubeidiya-Abu Habil See, der zumindest bis ins südliche Biq`at Kinarot reichte (Abb. 4-14) und hier zur Ablagerung der Ubeidiya-Formation führte (Tab. 4-6). Im Q VII war das zentrale Jordantal von großen Deltas der Flüsse Jordan und Yarmouk eingenommen, welche mächtige Schotter und feinere Sedimente deponierten (Abb. 4-16).

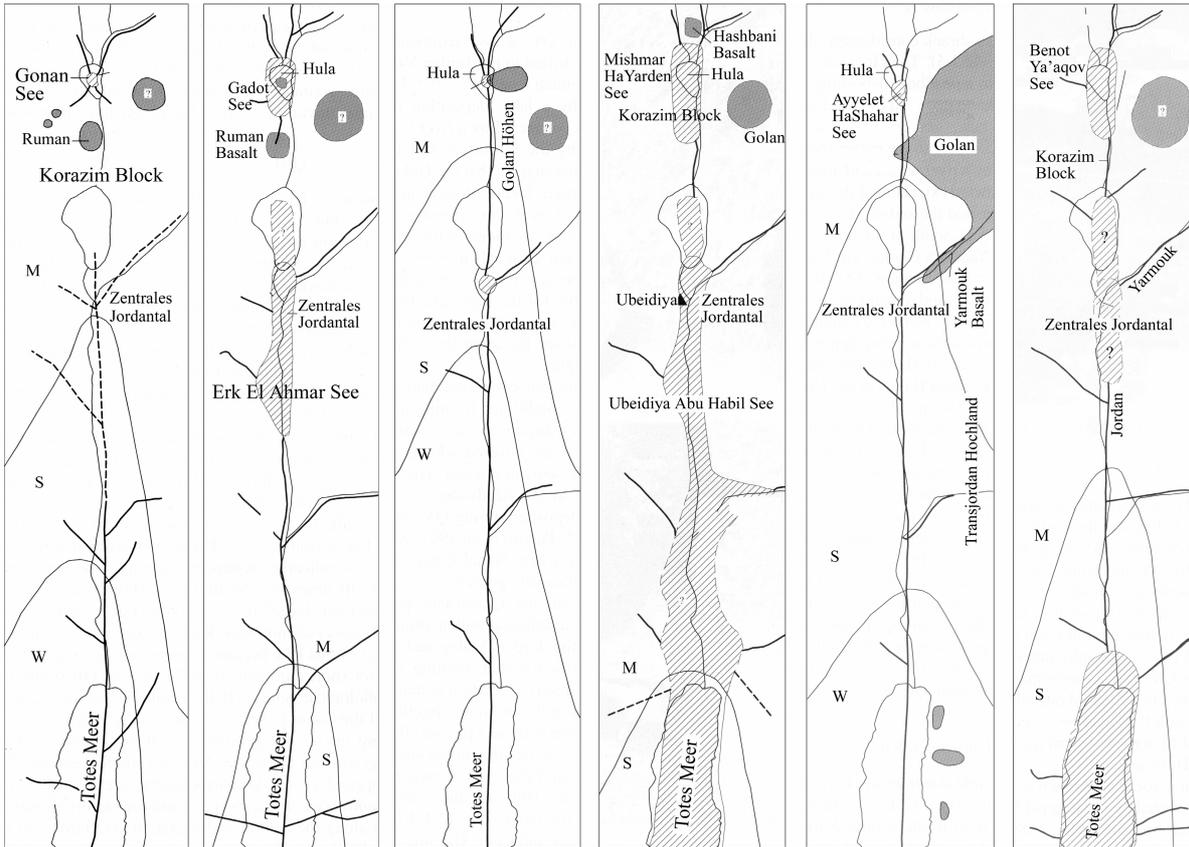


Abb. 4-11
Q II

Abb. 4-12
Q III

Abb. 4-13
Q IV

Abb. 4-14
Q V

Abb. 4-15
Q VI

Abb. 4-16
Q VII

Abb. 4-11 bis 4-19: Palynozoische Einteilung des Quartärs.

(nach Horowitz, 2001)

(M: mediterranes Klima, S: Savannenklima, W: Wüstenklima).

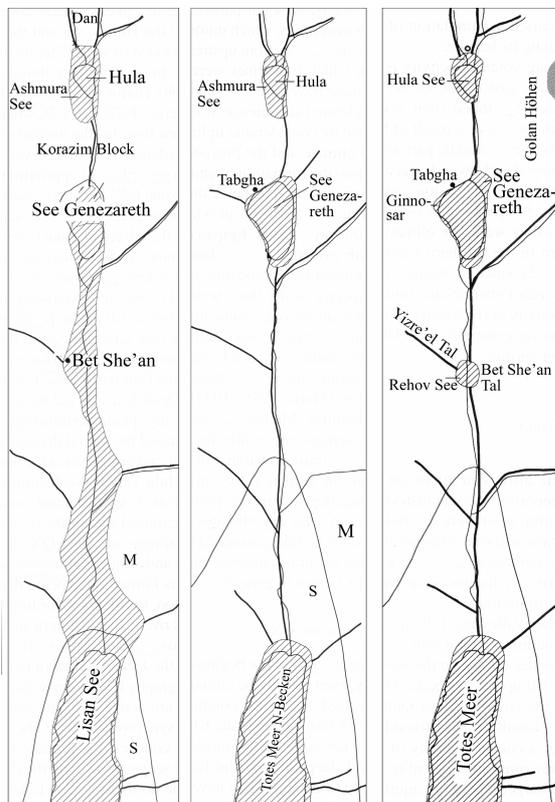


Abb. 4-17
Q IX (früh)

Abb. 4-18
Q IX (spät)

Abb. 4-19
Q X

Vor etwa 70.000 Jahren bildete sich im Q IX der Samra-See (Abb. 4-17) (Haase-Schramm et al., 2004; Flexer et al., 2005). Durch die Ablation von Evaporiten und Ausspülung von Solen durch Neubildungswässer (Picard, 1943; Katz et al., 1977) wurde der dann als Lisan-See bezeichnete See zunehmend salinärer. Seinen höchsten Level erreichte der Lisan Sees mit maximal -180 m NN (Ettinger & Langotzky, 1967; Abb. 3-2). Höhere Bereiche waren mit Süßwasser gefüllt (Beq`at Kinarot) und das tiefe Zentrum wurde zunehmend salinärer (Totes Meer). Hier wurde durch die starke Ein-

dunstung des Lisan Sees im späten Paläozän Q IX (Abb. 4-18) die White-Cliff-Formation abgelagert, die Aragonit, Gips, Steinsalz, Dolomit und Calcit aufweist (Katz & Kolodny, 1988). Zu Beginn des Holozäns bestanden nur noch das hypersalinare nördliche Becken des Toten Meers und der Süßwassersee Genezareth, dessen initiale Sedimente (Tabgha-Schichten) auch im Ginnosar- und Buteiha-Tal auftreten (Abb. 4-19) und anzeigen, dass der See seitdem stark verkleinert wurde.

4.2.7 Magmatische Gesteine im nördlichen Israel (Miozän – rezent)

Als Folge des Anschnittes des El Shamah-Jebel Druze Vulkanfeldes durch den Jordangraben (Horowitz, 2001) eruptierten im nördlichen und zentralen Jordangraben seit dem frühesten Miozän (Tab. 4-7) Alkali-Olivin-Basalte (Garfunkel, 1989) sowie Basanite, Nephelinite und Hawaiiite (Weinstein, 2000). Während des mittleren Miozäns (17,5-12 Ma) ist im Bereich des heutigen See Genezareth, im Yizre'el-Tal, in den Golanhöhen und den Poriyya-Höhen der Untere Basalt (Lower-Basalt) durch WNW' und SW' Spalten eruptiert (Shaliv et al., 1991). Er überfließt kretazische und tertiäre Gesteine und ist mit der Herod-Formation verzahnt. Im späten Miozän kam es noch einmal zu kleineren Basalteruptionen. Am südwestlichen Ende des See Genezareth wurde durch den miozänen Vulkanismus ein etwa 1.000 m mächtiger Trog gefüllt (Abb. 4-7), der für die geochemische Entwicklung der aufsteigenden Solen von besonderer Bedeutung ist. Mit Beginn des Pliozäns kam es zur Eruption der intermediären Basalte (5,5-3,3 Ma) und pyroklastischen Fajjas-Tuffe, die in den Sedimenten der Bira- (Jordan-Graben) bzw. der Gesher-Formation (Golan) eingeschaltet sind (Heimann et al., 1996). Der plio-/pleistozäne Cover-Basalt (seit 2,7 Ma) bedeckt beide Flanken des Jordangrabens und des Korazim-Blocks und ist überwiegend das Produkt von Spalteneruptionen. Die jüngeren Mechki-, Golan- und Leja-Basalte der Bashan Gruppe (Tab. 4-7) bedecken Teile des Golan und werden im zentralen Teil bis 1000m und im südlichen Teil bis 50m mächtig. Im NE' Galilee eruptierten die Dalton-Basalte. Die zeitlichen Pendanten innerhalb des Grabens heißen Yarmouk und Raqqad Basalt (Abb. 4-15). Gabbros, die in Zemar 1 (1.740 - 3.995 m) erbohrt wurden, sind genetisch mit dem Cover-Basalt verwandt, und kommen in der Bohrung in Tiefen von 486 – 1.184 m vor (Marcus & Slager, 1985). Seit dem Neogen eruptierten außerdem im Hohen Galilee der Dalton-Basalt und der Amud-Basalt westlich des See Genezareth. Letzterer ist ebenfalls die Folge von Spalteneruptionen, die zur Verschweißung und Silifizierung, zumindest des durchstoßenen Horodus-Konglomerats (Miozän), führten. Weiterhin sind der Hashbani-Basalt im nördlichen Rift und der Yarda- sowie der Ruman-Basalt des Korazim-Blocks und der Ma'yan Barukh-Basalt im nördlichen Hulatal ausgeflossen (Abb. 4-14).

Tab. 4-4: Die Embryonische Phase – Lithostratigraphie relevanter Sedimentgesteins - Formationen im Untersuchungsgebiet¹

	Formation	Lokation	Ausprägung, Lithologie
OLIGOZÄN	En Gev Sands	loc.typ.: En Gev Siedlung, E` LK	Sand aus gelbem Quarz, unkonsolidiert oder leicht karbonatzement., laminar kreidige & mergelige Kalksteinhorizonte, z.T. Glaukonitpartikel, <u>Bildungsmilieu</u> : kontinent. alluvialer Fächer, flache Playas & episod. Seen (semi-)arid (Giveon, 1984)
	Susita	loc.typ.: Wadi Fiq	kordant auf Fiq, basal Mergelleithorizont, gelbe Mergel, mergel. Kalksteine, sandiger Dolomit, Glaukonit, Detritus: Flint- und Quarz-Kongretionen, Kalksteine, Quarzsande <u>Bildungsmilieu</u> : litoral-neritisch, am Top: zunehmend austrocknendes Küstenmilieu
	Taiyiba	loc.typ.: Wadi Taiyiba, 20km S` LK	diskord. Auf eoänen Sar`a Kalken und Flints (Zor`a-Form.) basal: glaukonit. Mergel+Sande, Mergelsteine mit limonit. Kalknadeln, am Top: Hartkalksteinklippen <u>Bildungsmilieu</u> : litoral-neritisch
	Fiq	loc.typ.: Wadi Faq, E` LK)	Detritische Kalk- und Mergelsteine (Pelbiosparit), Glaukonit, basal: Baryt-Kongretionen, <u>Bildungsmilieu</u> : litoral-neritisch
EOZÄN	Zor`a	Avedad - Gruppe	Mergel und Kreide, kreidige Kalksteine <u>Bildungsmilieu</u> : flach marin, proximale Fazies
PALÄ-OZÄN		Mt. Scopus Gruppe	Kalksteine, mergelig, Chert- und Phosphorit-haltig <u>Bildungsmilieu</u> : flachmarin im Wechsel mit kontinentalen Bedingungen

Tab. 4-5: Eritreische Phase – relevante Sedimentgesteins - Formationen im Untersuchungsgebiet¹

PLIOZÄN	Tanur	loc.typ.: Qiryat Shemona	Kalk-arenitisch zementierte Konglomerate, Süßwasserkalke
	Tel Hai	NW Hulatal	Süßwassermergel und -kalke, Kreide, Schiefer und Konglomerate bis zu 400 m mächtig <u>Bildungsmilieu</u> : fluviatil
	Gesher	NW` LK	Plattenkalke, detritische Kalksteine (teilweise silifiziert und dolomitisiert), verzahnt mit Cover-Basalt und Fajjas-Tuffen, bis 120 m am NW Ufer LK <u>Bildungsmilieu</u> : limnisch, fluviatil (<i>Hydrobia fraasi</i>)
	Bira	zentrales Jordantal	Tonmergel, sandige, kalkige Sedimente, zum Hangenden bis 14m mächtige Gipse und Steinsalz (Zemah 1), pyrit-, eisen- und organikreich, Einschaltungen von intermediären Basalten und Fajjas-Tuffen, <u>Bildungsmilieu</u> : lagunär und limnisch, fluviatil
MIOZÄN	Umm Sabune	loc.typ.: Wadi Umm Sabune	grobkörniges zementarmes Basis-Konglomerat, darüber Rudit, Arenit und Siltit untergeordnet Qz, darüber zementierte erodierte Basalte und Calcit, <u>Bildungsmilieu</u> : Flussbetten, kleine Seen, z.T. überflutet durch Miozänes und Tortonische Meer
	Horodus	Marma Feiyad bis N` LK Klippen zu beiden Seiten des See Genezareth	polymiktische Gerölle aus unterlagernden aufgearbeiteten Gesteinen (Kalkstein, Dolomit, Kreide, Quarz, Basalte), in rötl. Silt- & Tonsteinmatrix, diskordant auf älteren Gesteinen, 6 Basaltlagen eingeschaltet <u>Bildungsmilieu</u> : ästuarin; Grobkiese + Geröll: braided river Sytem, Ton-/Siltmatrix: Überflutungsebenen, Drainage westwärts ins Mittelmeer und nordostwärts in den Pers. Golf; Silt- & Kalksteinhorizonte: lakustrin; Sande E` LK: fluvio-lakustrin

Tab. 4-6: Levantinische Phase – relevante Sedimentgesteins - Formationen im Untersuchungsgebiet¹

	Formation	Lokation/Palynozone	Ausbildung
HOLOZÄN	Tabgha	Bohrg. Im LK bei Tabgha Q X (0-30 ka b.p.) Q IX (30-90 ka b.p.)	dunkle Tone mit Quarzsand, Chert, Basalt, Kalkstein, Dolomit <u>Bildungsmilieu</u> : limnisch (See Genezareth)
	Lisan	Q IX (30-90 ka b.p.)	Basis und Top: klastische Sedimente, dazwischen: Aragonit, Ton, Silt, Gips, Sand (Ami'az-Schichten) <u>Bildungsmilieu</u> : Salzwasser - limnisch (Lisan-See)
PLEISTOZÄN	Naharayim	Zusammenfluss Jordan + Yarmouk Q VII (195-435 ka b.p.)	Kiesablagerungen (Basalte, Kalksteine) mit sandigem Lehm, eingeschaltet in mergelig-siltige Lagen, <u>Bildungsmilieu</u> : Delta und Flutebenen von Jordan und Yarmouk
	Ubeidiya	Q V (0,79-1,18 Ma b.p.)	Tone, Silte und Sande <u>Bildungsmilieu</u> : limnisch
	Q IV	Q IV (1,18-1,53 Ma b.p.)	30 m Sedimente, <u>Bildungsmilieu</u> : flache Seen und Marsche
	Erk El Ahmar	Q III (1,53-1,78 Ma b.p.)	In Zemah 1: überlagert Melek Sedom Sand, Korngrößen: Ton, Silt, Sand, Kies, Gips <u>Bildungsmilieu</u> : limnisch (Rosenthal et al., 1989)
	Amud Konglomerat	loc.typ.: Wadi Amud, NW' LK QII (1,98-1,78 Ma b.p.)	Flussablagerungen, in älteres Gestein geschnitten durch die Drainage nach WNW zum Mittelmeer
	Melek Sedom Sand	Q I (1,98-2,6 Ma b.p.)	Klastische Sedimente, <400 m mächtig, lagert auf spätem Pleistozän wird von Palynozone Q II überlagert

Tab. 4-7: neogene Magmatite – relevante Formationen im Untersuchungsgebiet¹

	Magmatit	Bildungs-Zeitraum (Ma)	Petrographie
PLIOZÄN	Dalton- Basalt	2,7-1,7	Alkali-Olivin-Basalt
	Ruman- Basalt	2,9-1,6 (-0,79)	Alkali-Olivin-Basalt (Abb. 4-12/4-13)
	Amud-Basalt	2,5-2,2	Alkali-Olivin-Basalt
	Mechki- Basalt	3,0-2,5	Alkali-Olivin-Basalt
	Cover-Basalt	5,5 – 3,3	Alkali-Olivin-Basalt: Ol-XX teilweise idingsitisiert, gelegentlich leicht porphyrischer Plagioklas-Basalt, selten Phonolite
MIO ZÄN	intermediärer Basalt	Spät-Miozän	hochalkaline Olivin-Melabasalte, sehr Zeolit-reich, sowohl in der Matrix, als auch in Hohlräumen Fajjas-Tuffe am Top der Basalte
	Lower-Basalt	17,5-12	Alkali-Olivin-Basalt: Ol-Phenokristalle, randlich auch vollständig verwittert zu Idingsit, Px-Phenokristalle, teilweise ersetzt durch Chlorit und Plagioklase Matrix: fein, Plag.-Nadeln umschließen Ol, Px, Fe-Minerales; Risse und Hohlräume: Calcit- und Zeolithgefüllt

¹ Angaben nach Horowitz (2001)

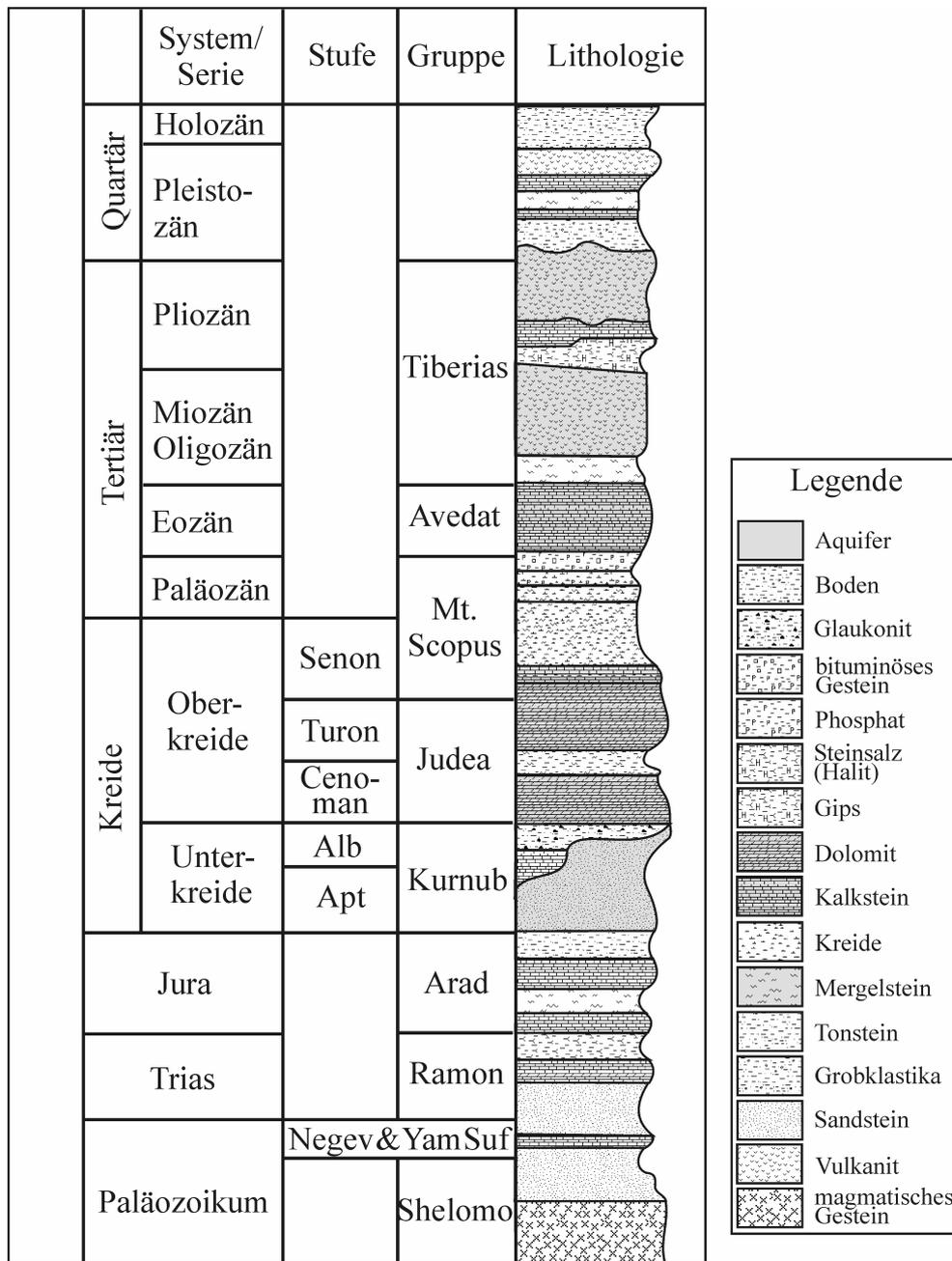


Abb. 4-20: Darstellung der generalisierten Lithostratigraphie im Untersuchungsgebiet (nördlicher Jordangraben) sowie der Aufbau der einzelnen stratigraphischen Schichten.

(nach Möller et al., 2003)

5. Struktur des Kinneret Beckens

Die morphologische Depression des See Genezareth besteht aus dem Beq'at Kinarot und kleineren tektonischen Einheiten. Die oberirdisch und randlich austretenden (thermo-) salinaren Quellen sind an flache und tief reichende Störungen sowie besonders an Kreuzungszonen von Störungen gebunden (Rosenthal, 1988; Ben-Avraham et al., 1990). Der konstante Eintrag von salinaren Fluiden in den See muss auch entlang subaquatischer Störungen geschehen. Aufgrund der weiträumigen Bedeckung des Seebodens mit holozänen Talablagerungen und lakustrinen Sedimenten sind Störungen oft nur indirekt, geophysikalisch nachzuweisen.

Das rhombenförmige *pull-apart*-Becken weist eine komplexe Struktur auf (Ben-Avraham et al., 1996). Diese ist durch (a) die sinistralen Grabenrand- und Sichelstörungen sowie (b) die gehäuft im NW auftretenden WNW-ESE streichenden Internstörungen entstanden (Abb. 3-1). Der vertikale Versatz entlang der sehr steilen, sinistralen Randstörungen erreicht einige 100 m (Ginzburg & Ben-Avraham, 2001; Hurwitz et al., 2002). Im Gegensatz zum südlichen Jordangraben beträgt der laterale Versatz der beiden Grabenschultern am See Genezareth nur 15-20 km (Michelson et al., 1987).

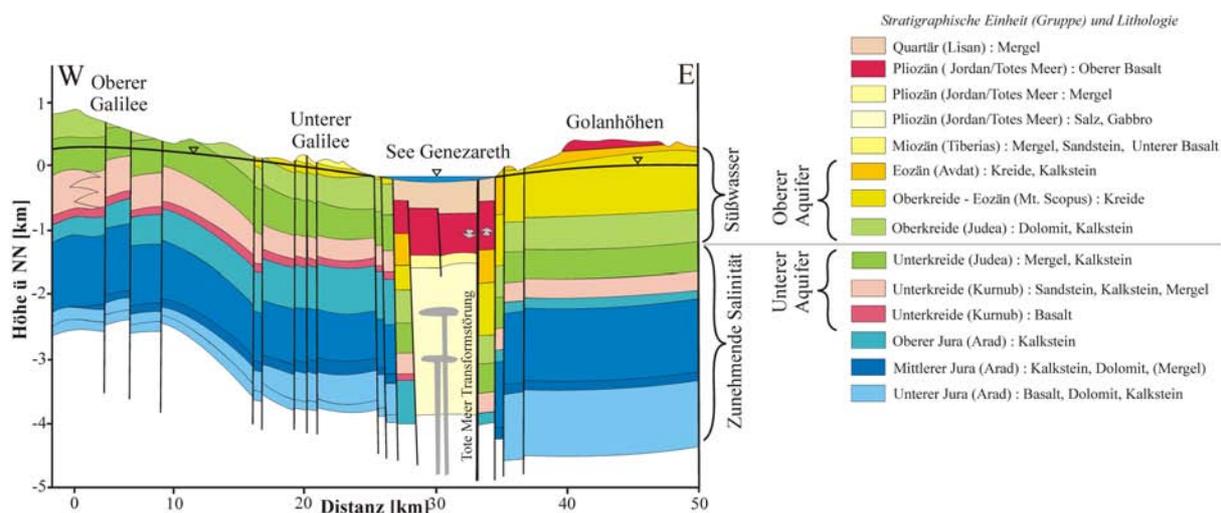


Abb. 5-1: Profil durch das Beq'at Kinarot bei Tabgha (Lage des Profils in Abb. 2-1: A*-B). Die westliche Grabenflanke des Beckens wird im Unterer Galilee von oberkretazischen bis pliozänen und im Golan von eozänen bis pleistozänen Karbonaten, Klastika und Vulkaniten gebildet. (nach Gvirtzman et al., 1997b)

Der Galilee-Libanon ist im Gegensatz zu den umgebenden Krustensegmenten besonders stark von Störungen durchzogen (Ben-Avraham & Ginzburg, 1990; Ben-Avraham & Grasso, 1991; Ben-Avraham et al., 2002; Shulman et al., 2004) (Abb. 5-1). Daher gliedern die NW-SE gerichteten Störungen die westliche Grabenflanke in die Blöcke Hordos, Tiberias, Tel Rakkat

und Tabgha und haben diese mitunter weit gegeneinander versetzt und verkippt (Michelson et al., 1987; Kashai 1988; Frieslander et al., 1997) (Abb. 5-2). Sie setzen sich in dem WNW-ESE-gerichteten Störungsmuster des Unteren Galilee fort. Eppelbaum et al. (2004) zeigen, dass das NW Seebecken eine Verlängerung des südlichen Galilee darstellt und somit an dessen hydraulische Systeme (Tabgha, Fuliya, Tiberias) angeschlossen sein muss. Archäologische

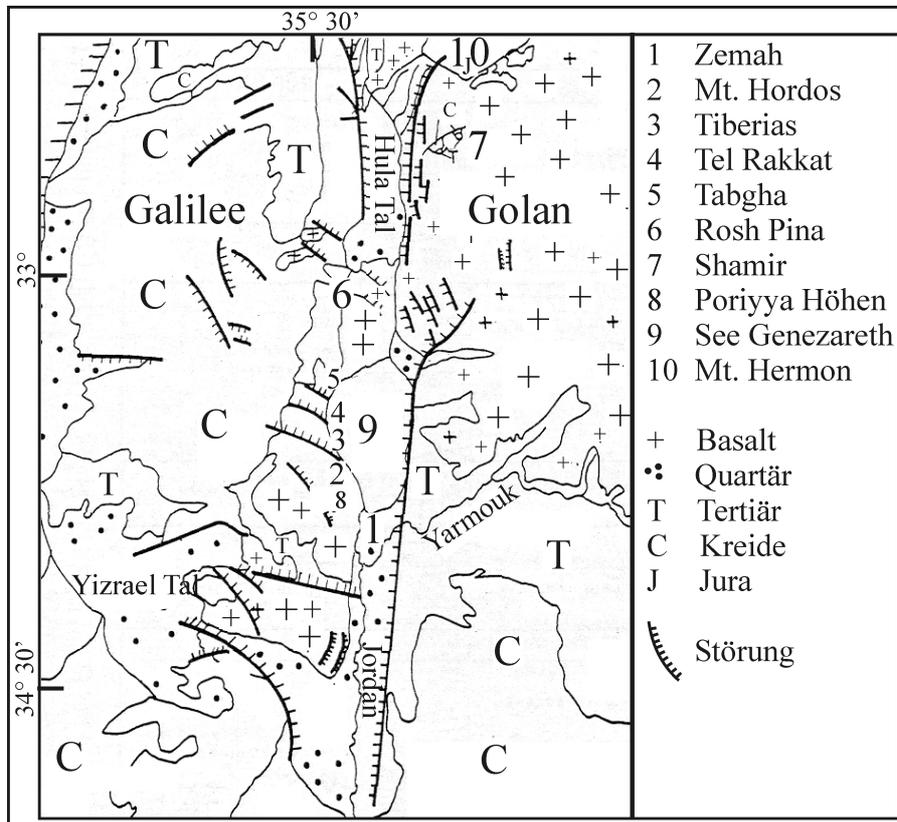


Abb. 5-2: Schematische geologische Karte des nördlichen Jordangrabens. Koordinaten: geogr. Länge/Breite

(nach Michelson et al., 1987).

Rekonstruktionen am Golei Kinneret (Hazan et al., 2004) sowie Störungen und gefaltete Strukturen in den jüngsten Sedimenten (Ben-Avraham et al., 1981; 1986; Belitzky & Ben-Avraham (2005), Tibor et al., 2005) belegen eine aktive Störungstektonik im Kinneret Becken. Gravimetrische Messungen zeigen, dass das Kinneret Becken aus

zwei zusammengesetzten Strukturen besteht (Ben-Avraham et al., 1996). Der östliche Teil des Sees stellt eine tiefe *pull-apart*-Struktur dar (2 mGal/km). Das Zentrum des Beckens unterscheidet sich in der auf Dichte und Mächtigkeit korrigierten Bourguer-Anomalie (-32 mGal) deutlich von den umliegenden Hochländern (0-30 mGal) (Abb. 5-3a). Betrachtet man die Magnitude der horizontalen Ableitung der Bourguer-Anomalie so ist der nördliche, E-W-gerichtete und flachere Beckenbereich mit 2-6 mGal/km kaum von der Umgebung des Sees zu trennen (Abb. 5-3b). Dieser ist durch schrittweise Öffnung, Rotation und Versätze entlang transversaler Störungen entstanden. Die scharfen Gradienten am SW- und E-Ufer des Sees (10 mGal/km) deuten auf die Randstörungen des südlichen Teils des *pull-apart*-Beckens hin (Abb. 5-3b), die sich auch in der Bathymetrie des Sees durchzeichnen (GSI et al., 1990), wel-

che durch einen steilen Abfall des Seebodens am Ostufer, die östliche Grabenrandstörung erkennen lässt (Abb. 5-4).

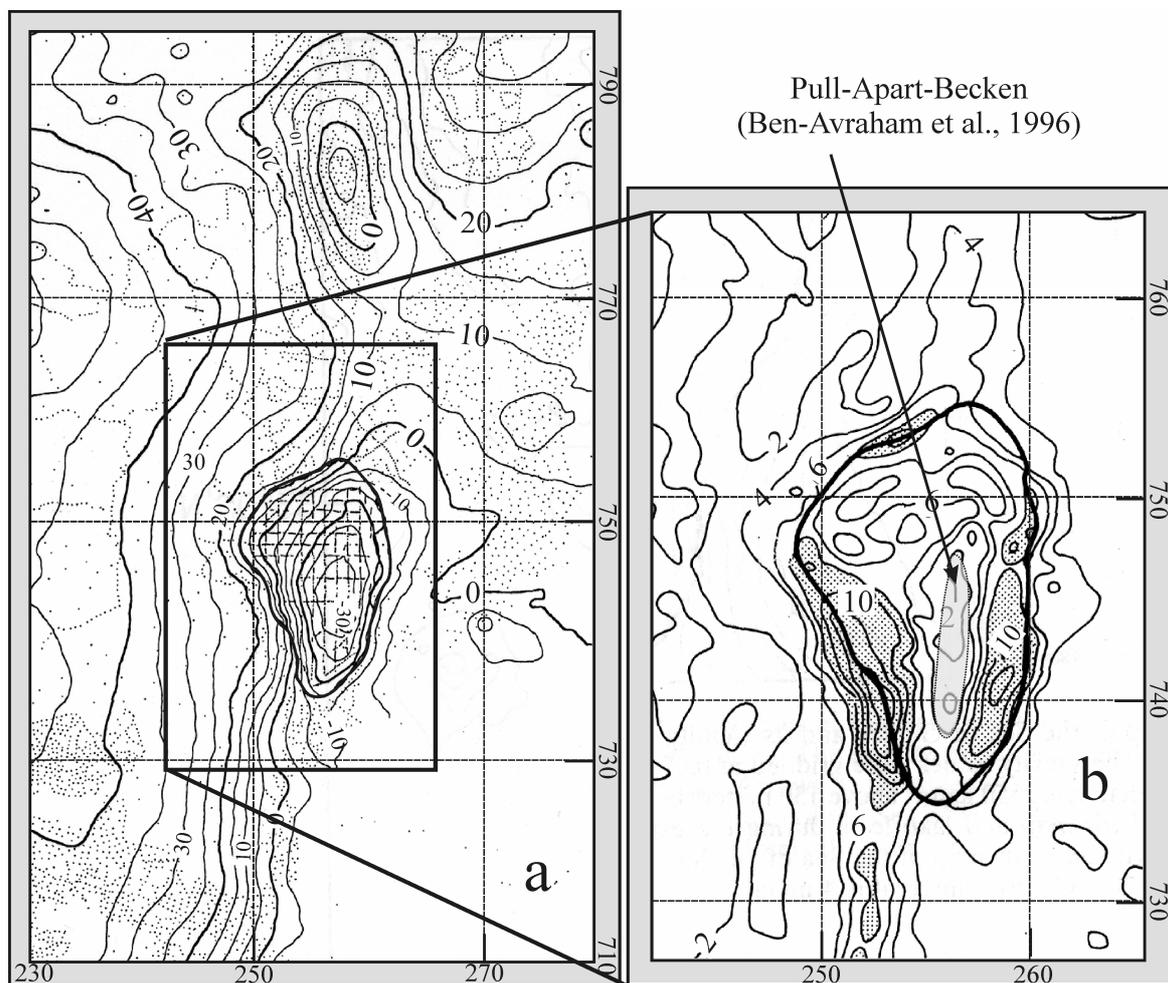


Abb. 5-3: Der See Genezareth und seine Umgebung. Darstellung der a) Bouguer Anomalie (Kontur-Intervall: 4 mgal/km) und b) horizontale Ableitung der Bouguer Anomalien in a) (Kontur-Intervall: 2 mgal/km) und Skizze des von Ben-Avraham et al., 1996 vorgeschlagenen pull-apart-Beckens. Koordinaten: gekürzte Darstellung nach Neuem Israelischen Gitter nach Ben-Avraham et al. (1996).

Eine WNW-gerichtete Stufe am südlichen Ende des Sees (ca. 738-739 N) wird von Ben-Avraham et al. (1986; 1996) als transversale Störung angesehen, die das Kinneret Becken nach Süden hydraulisch abschließt. Hurwitz et al. (2002) und Reznikov et al. (2004) zeigen dagegen auf der Basis seismischer Reflexionsuntersuchungen, dass das N-S gerichtete Kinneret Becken nach Süden bis ins Bet She'an Becken und die *pull-apart*-Struktur bis zum Korazim Plateau reicht (Abb. 5-4). Das nördliche Sub-Becken wird auf eine kleine marginale Depression unter der NW-Ecke des Sees reduziert. Ob diese Transversal-Störung tatsächlich hydraulisch wirksam ist, kann bislang nicht abschließend beantwortet werden (Inbar et al., pers. Komm.). Hinsichtlich möglicher Fluidbewegungen vom Zemah-Körper zum See

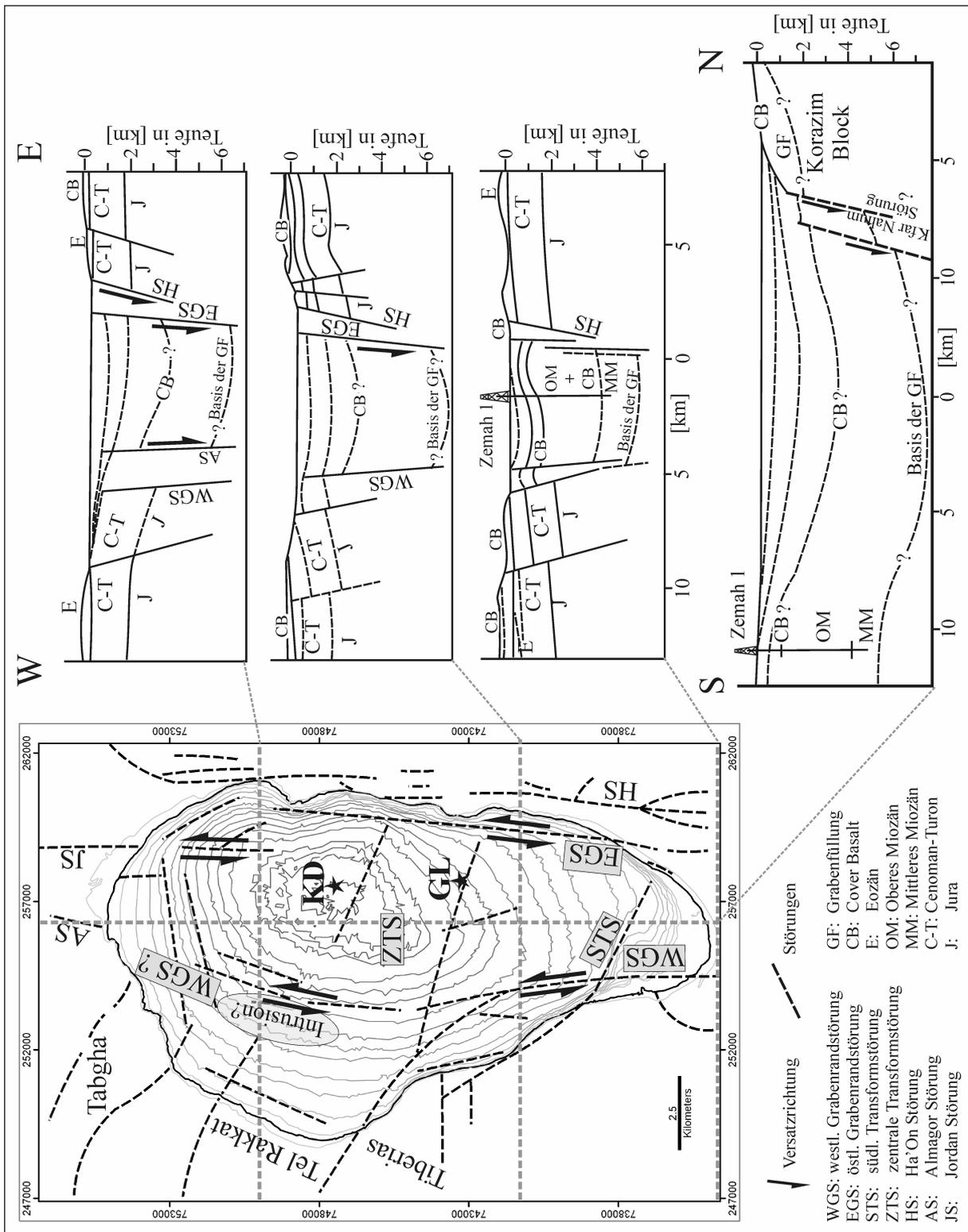


Abb. 5-4: Darstellung der Bathymetrie des Sees. (Kartenbasis: Bathymetric Map of Lake Kinneret, 1:50.000; GSI et al., 1990). Störungen nach Ben-Avraham et al. (1996), Hurwitz et al. (2002), Reznikov et al. (2004). Das bathymetrische Tief ist mit KD gekennzeichnet, das gravimetrische Tief mit GL. Profile zeigen seismische Ergebnisse von Hurwitz et al. (2002).

Genezareth ist diese Fragestellung jedoch sekundär. Die Grabenrandstörungen ermöglichen es salinaren Lösungen in beiden Szenarien in das Becken zu migrieren.

Seismische und magnetische Untersuchungen im Becken des Sees (Ginzburg & Ben-Avraham, 1986, Reznikov et al., 2005) zeigen das Auftreten von basischen Intrusiva und Eruptiva an, die Störungen und Spalten als Aufstiegswege nutzten. Dieser Zusammenhang und die hohen Gradienten der magnetischen Aktivität vom Grabenrand (300-400 nT/km) zum Zentrum des Beckens (50-100 nT/km) zeigen wiederum, dass besonders die Grabenränder und die südliche Fortsetzung des Sees stark gestört sind.

Die nach gravimetrischen und seismischen Daten mit 6000 m tiefste Region (GL in Abb. 5-4) des tektonischen Beckens befindet sich ca. 6 km südlich der morphologischen Kursi Depression (KD in Abb. 5-4) (GSI et al., 1990; Ben-Avraham et al., 1990; 1996; Hurwitz et al., 2002).

6. Hydrogeologie und Hydrogeochemie

Die bekannten Grundwässer des Beq'at Kinarot haben unterschiedliche Bildungs- und Entwicklungsschritte erfahren. Sie erbringen, neben den Vorflutern des Drainagebeckens und dem direkten Niederschlag, etwa 20-25% des jährlichen Wassereintrages in den See Genezareth und beeinflussen die Hydrochemie des Sees nachhaltig. Um die Art und Weise der Zutritte verstehen zu können, muss man zunächst die beteiligten Grundwässer und deren Fließsysteme kennen.

Die Süßwässer der Region sind die Folge der Niederschläge in den Einzugsgebieten der Quellen. Die auftretenden thermo-salinaren Grundwässer sind auf Grund ihres latenten Gefahrenpotentials für die Süßwasser-Reservoirs von immanenter Bedeutung. Im Allgemeinen handelt es sich dabei um Mischungen von Solen aus tiefen krustalen Reservoirs und Süßwässern aus den oberflächennahen Grundwasserleitern.

Im Folgenden werden die daran beteiligten hydrostratigraphischen Einheiten auf der Basis vorhandener Untersuchungen und die regionalen hydraulischen Bedingungen erläutert. Die tektonisch bedingte Komplexität des Beckens macht eine getrennte Betrachtung der Ost- und Westseite sowie eine zusätzlich differenzierte Analyse der Westseite des Beckens notwendig. Um die Gesamtheit dieser Systeme und die Auswirkungen auf den See Genezareth zu verstehen, müssen die hydrochemischen Charakteristika der beteiligten Grundwässer geklärt werden. Die aufsteigenden Solen sind für die konsequente Minderung der Seewasser-Qualität verantwortlich. Daher wird seit Dekaden nach deren Ursächlichkeit im Untergrund geforscht.

6.1 Der See Genezareth und seine Oberflächenzuflüsse

Der warme (16-25 °C) und monomiktische See hat eine Gesamtfläche von ca. 170 km² und ein maximales Volumen von 4.2×10^9 m³. Die Kursi Depression (257.167; 748.050 NIG) ist mit -256 m NN die tiefste Stelle des im Mittel 25,6 m tiefen Sees. Sie bildet den Schnittpunkt der maximalen Breite (12 km) und Länge (22 km) des Sees. Der Seespiegel schwankte im Beobachtungszeitraum zwischen -214 m NN im November 2002 und dem maximal möglichen Wasserstand von -209 m NN im März 2004. Die hypsographische Kurve (Ben-Avraham, 1990) zeigt, dass die Variationen des Wasserstandes durch die steilen Ufer und den flachen Seeboden geringe Auswirkungen auf die Oberfläche, aber einen großen Einfluss auf das Volumen des Sees haben (Abb. 6-1). Sinkt der Wasserstand von -209 m um 8 m ab, verringert sich die Oberfläche um 10% und das Volumen um 36% (Serruya, 1978b).

Das Seevolumen wird im Wesentlichen durch die Oberflächenzuflüsse bestimmt, die ihrerseits unmittelbar an die Niederschläge im Einzugsgebiet gekoppelt sind. Der Fluss Jordan, der mit über 60% größte Zufluss des Sees, entspringt aus drei Quellen am Fuße des Hermon Mas-

siv und entwässert das etwa 1.700 km² große indirekte nördliche Drainagebecken des Sees (Abb. 3-3), welches aus dem nördlichen Galilee, dem Hermon Massiv, den nördlichen Golanhöhen und dem Hulatal besteht. Das ca. 1.000 km² große direkte Drainagegebiet des Sees umfasst das westliche Drainagebecken mit dem Unteren Galilee und das östliche Drainagebecken mit den südlichen Golanhöhen (Abb. 3-3) und wird von kleineren Vorflutern (Meshushim, Yehudiya, Daliyyot, Kanaf und Amnon) sowie durch Wadis entwässert. Mit -209 m NN bildet der See für die Drainagebecken die lokale Erosionsbasis.

Der See ist von April bis in den Dezember hinein stabil in zwei Wasserkörper (Hypo- und

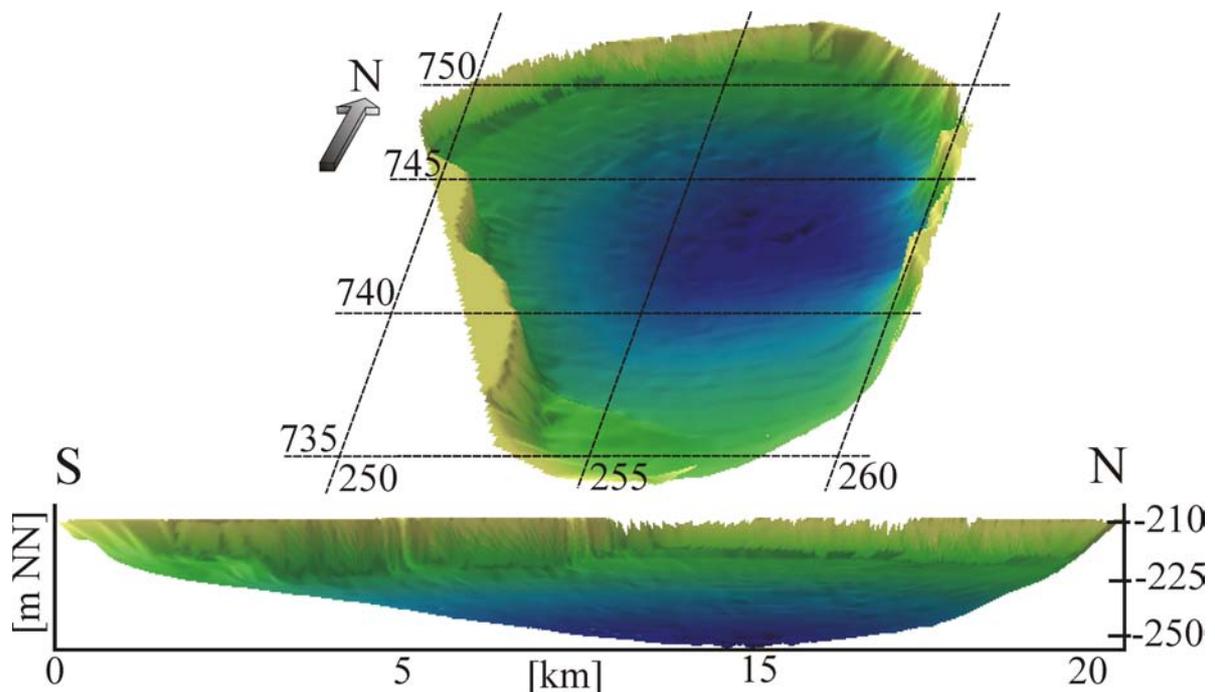


Abb. 6-1: 3D-Abbildung des Seebodens (oben) und Profilschnitt durch den See entlang 257 E. Koordinaten: NIG, Bathymetrie: nach Bathymetric map of Lake Kinneret (GSI et al., 1990). (Darstellungen sind 50-fach überhöht.)

Epilimnion) stratifiziert (Eckert & Trüper, 1993). Die Thermokline, befindet sich in ca. 18-20 m Tiefe.

Bis zur Errichtung des Salzwasserkanals (1964) flossen die meisten der landseitig austretenden salinaren Grundwässer aus Tabgha und Tiberias unkontrolliert dem See zu. Durch den SDC wird ein Großteil dieser Wässer um den See herum abgeleitet, was zur Absenkung der Chloridität des Seewassers führte (Cl-Gehalt 1965: 400 mg/l; 2000-2004: <300 mg/l Cl). Dennoch ist der Cl-Gehalt des Sees (250-300mg/l) deutlich höher als in den bekannten Zuflüssen wie dem Jordan (15-30 mg/l). Diese Diskrepanz kann nur zu etwa 20 % durch die hohe Evaporation erklärt werden (Bergelson et al. 1999; Kapitel 8.2; Anhang B1),

während 80% durch zusätzliche unbekannte Salzwasserquellen verursacht werden müssen.

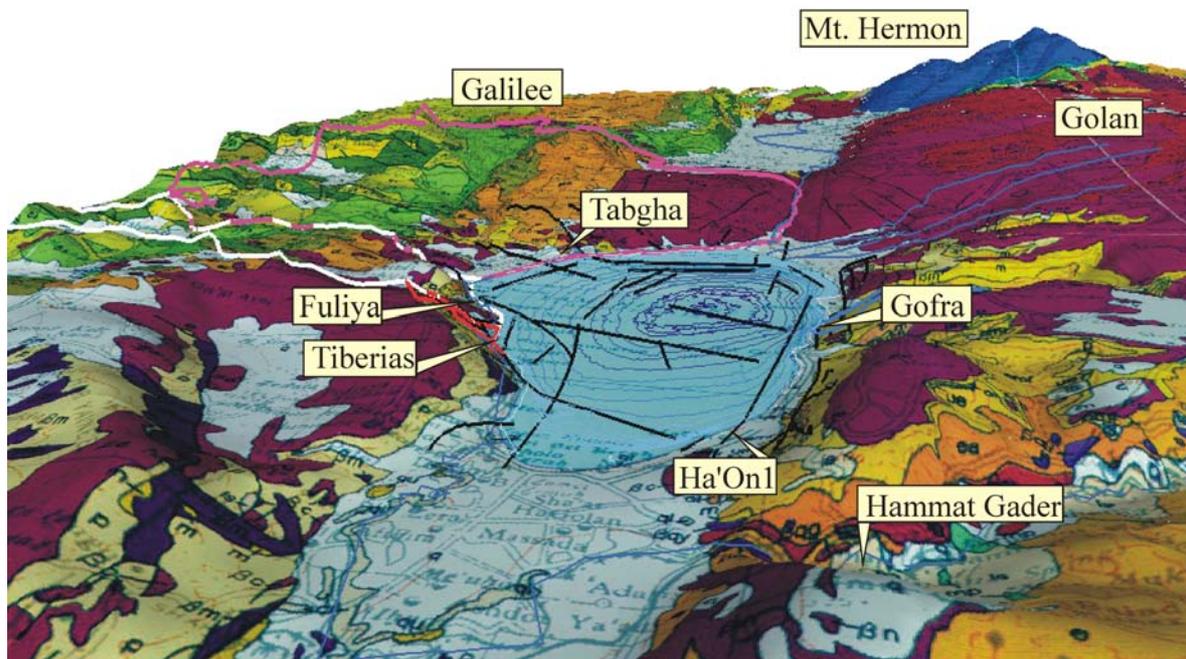


Abb. 6-2: Abbildung der Morphologie und der Geologie des Drainagegebietes des Sees, sowie der Lokation der Quellgruppen. Für Tabgha (pink), Fuliya (weiß), Tiberias (rot) und Gofra (blau) sind die jeweiligen Einzugsgebiete dargestellt. Weiterhin sind Störungen (schwarz), die Bathymetrie des Sees (blau graduiert) und die Vorfluter (blau) eingezeichnet. Die Legende zur Geologie ist in Anhang F gegeben.

Kartenbasis: Geologische Karte von Israel 1:200.000. DEM: mit freundlicher Genehmigung von Dr. J. Hall (GSI). Die Darstellung ist vertikal 3-fach überhöht.

6.2 Allgemeine Hydrogeologie

Die relativ ergiebigen Niederschläge (Abb. 3-4) von 700-1200 mm/a in den Höhenlagen des Einzugsgebietes (EXACT, 1998; HSI, 2004) führen dort auf Grund der ausstreichenden permeablen Basalte und Kalksteine, der Verwitterungsböden (Cerdà, 1998a & 1998b) sowie der geringen Hangneigung (Abb. 6-2) vorwiegend zur Grundwasserneubildung und stellen damit die Primärquelle des Wassers dar. Der See Genezareth ist die regionale Erosions- und Abflussbasis. Daher treten entlang des Ufers, aber auch subaquatisch, Grundwässer aus, die besonders während der Regenzeit von Januar bis April stark schütten (Abbo et al., 2003). Die Quellen entspringen dem Unteren Aquifer, bestehend aus Unterer Judea-, Kurnub- und der Arad Gruppe (Tab. 4-1; 4-2) sowie dem Oberen Aquifer, aufgebaut aus Gesteinen der Mt. Scopus-, Avedat- sowie der verkarsteten Oberen Judea Gruppe (Tab. 4-2). Die beiden Aquifere der Judea Gruppe sind durch den Aquitard der Dir Hana Formation hydraulisch überwiegend voneinander getrennt. Störungen führen zu hydraulischen Kurzschlüssen. Unter hohem

Druck stehende thermo-salinare Wässer steigen entlang tiefer Störungen aus unteren Krustenbereichen auf und mischen sich in den proximalen Bereichen der Judea Aquifere in variierenden Verhältnissen mit den süßen Grundwässern. Die Rift-bedingten Störungssysteme und die Grabenrandstörungen erhöhen die sekundäre Porosität (Bergelson et al. 1998). Daher sind Grundwasseraustritte im Beq'at Kinarot immer mit dichten Störungssystemen assoziiert (Abb. 2-1, 6-3) (Eckstein, 1979; Rosenthal, 1988, Rimmer, 2000).

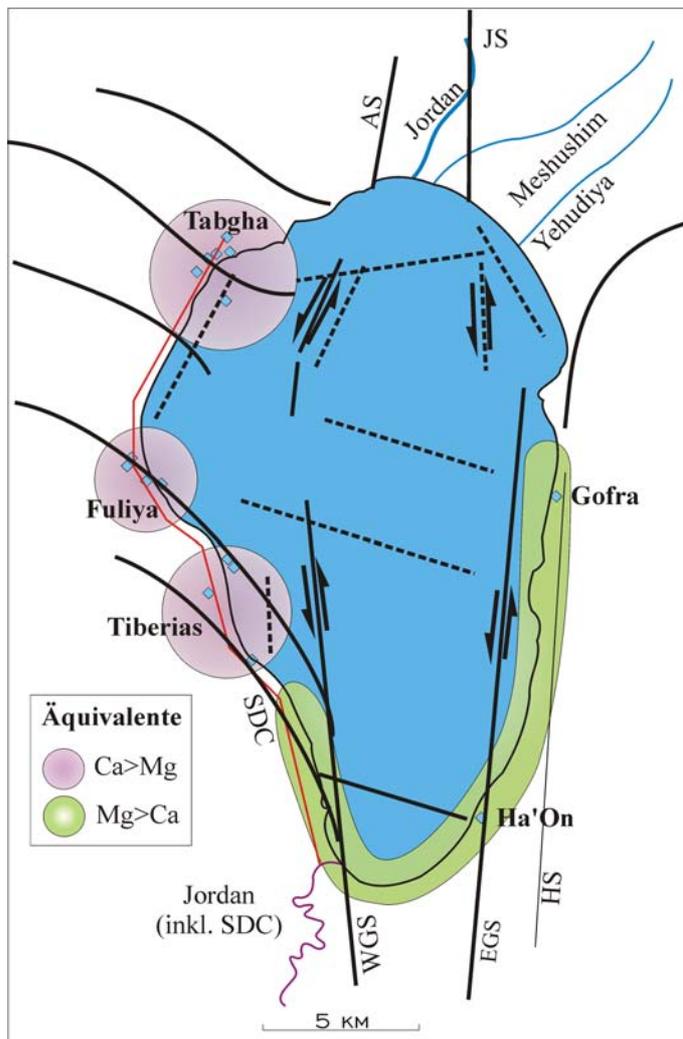


Abb. 6-3: Quellgruppen entlang des Seeufers und die „chemische Teilung“ der thermo-salinaren Grundwässer in Ca- und Mg-dominant. Erläuterung der Abkürzungen: siehe Abb. 5-4.

Die im Beq'at Kinarot aufsteigenden thermo-salinaren Na-Ca,Mg-Cl-Wässer stammen aus (i) den Schichten der Ramon-, der Arad- und der Kurnub Gruppe sowie (ii) der quartären Grabenfüllung, in der neben den Solen noch Evaporite (Zemah-Körper) auftreten (Starinsky, 1974; Marcus & Slager, 1985; Rosenthal, 1988; Rosenthal et al., 2004; Flexer et al., 2005). Die nördliche Begrenzung der Solen im Jordan Graben liegt im südlichen Hulatal. Hier wird in der Arad Gruppe (Bohrung Rosh Pina 1; NIG 254207, 763055) eine Na-Ca-Mg-Cl-Sole angetroffen. In den Grabenschultern treten in dem neogenen Avedat Aquifer vereinzelt Solen auf, die in geologischen Taschen vor dem Ausspülen durch Neubildungswässer geschützt wurden (Rosenthal et al., 2004).

Die Cl Konzentration der auftretenden und bis zu 60 °C heißen, salinaren Wässer reicht von 0,4 g/l bis 18 g/l. Sie werden in Abhängigkeit ihres Ca/Mg Äquivalent-Verhältnisses (Index „eq“) nach Goldschmidt et al. (1967) und Rosenthal (1988) in zwei hydrochemische Typen unterteilt: Im NNE, E, S und SSW des Sees, zwischen Tiberias und Bet Zayda, treten kühle Na-Mg-Ca-Cl-Wässer ($Ca/Mg_{eq} < 1$) aus (Abb. 6-3). Im N und NW sind Na-Ca-Mg-Cl-Wässer

($Ca/Mg_{eq} > 1$) vom „Devorah-Typ“ anzutreffen, welche stets die Mg-dominanten Grundwässer unterlagern, höher temperiert und oft stark gespannt sind. Alle salinaren Wässer sind durch $Na/Cl_{eq} < 1$ gekennzeichnet.

Die hydro- und physikochemischen Charakteristika der austretenden Wässer schwanken saisonal und räumlich stark zwischen den Quellgruppen (Rosenthal, 1988; Bergelson et al, 1999; Nishri et al., 1999; Rimmer et al., 1999; Moise et al., 2000; Abbo et al., 2003; Siebert et al., 1999).

6.3 Die hydrostratigraphischen Einheiten im Becken des See Genezareth

Die permeablen stratigraphischen Einheiten in den Grabenschultern und in der Antiklinalstruktur des Hermon Massiv bilden die Hauptaquifere der Region. Die hydraulischen Parameter der Aquifere sind auf Grund der sekundären Porosität durch Störungsbahnen stark von der Bezugsskala abhängig (Bergelson et al., 1998; Rimmer & Berger, 1997) (Tab. 6-1). Das heißt, die hydraulische Leitfähigkeit nimmt vor allem in der Nähe der großen Störungsbahnen und des Rifts zu.

Die bis zu 7000 m mächtige Rift-Füllung besteht aus hydraulisch unterschiedlich leitfähigen fluviatilen und lakustrinen Klastika sowie Gabbros und Evaporiten.

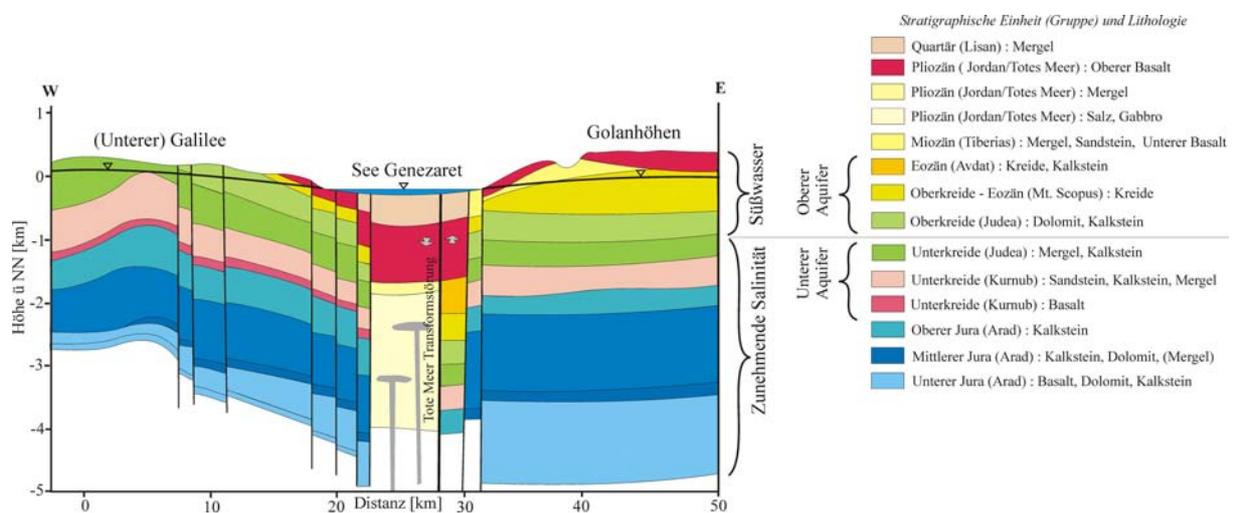


Abb. 6-4: Geologisches Profil durch das Beq'at Kinarot bei Fuliya (Lage des Profils in Abb. 2-1: C - C*).

(verändert nach Gvirtzman et al., 1997a)

Tab 6-1: Die Parameter der hydrostratigraphischen Einheiten der Region

Aquifer	Zusammensetzung	Hydraulische Leitfähigkeit [m/d]	Transmissivität [m ² /d]
Grabenfüllung (Pleistozän)	Klastische Sedimente aller Körnungen	-	-
als Folge der Subsidenz des Jordangrabens vorwiegend fluviatil eingetragene, bis 7000 m mächtige Klastika			
Fiq- bis Gesher-Formation (Neogen)	Kalkig, mergelig, sandig, Glaukonit führend	-	-
in der östlichen Grabenflanke bis 550 m mächtig, von plio- und pleistozänen Vulkaniten überdeckt			
Basaltaquifer (Neogen)	Alkali-Olivin-Basalt	-	-
umfasst den Cover- und Golan-Basalt, im SW Galilee (Yavneel Tal) und im N (Korazim Plateau) hier mit einer Neubildungsfläche von ca. 75 km ² ; bildet im Golan überwiegenden Teil der Neubildungsflächen			
Avedat/Mt. Scopus	Kalkstein, Kreide, Mergel, bituminös	3,9-7,6*	978-1527*
im Galilee: phreatisch, Neubildungsgebiete im EZG Fuliya: 10 km ² und EZG Tabgha: 57 km ² , kein Vorkommen im EZG Tiberias, im Golan: nur Mt. Scopus - Gruppe als etwa 500 m mächtiger Aquifer vorhanden Phosphat- und SiO ₂ führend - in der östlichen Grabenflanke durch Transform -Bewegung der „südlichen Fazies“ nach Norden häufiger als in der westlichen Grabenflanke ⁺ Mt. Scopus: Hornfels führende Schichten: Aquifer, sonst Aquiclude Avedat Gruppe: kreidige Fazies: Aquitard, Kalkstein-Fazies: Aquifer			
Judea	Dolomit, Kalkstein, Mergel, regional verkarstet	Oberer: 0,54-7,5* Unterer: 0,4-4* JGA: 40-83 [#]	Oberer: 1-89* Unterer: 0,3-24*
ca. 600 m mächtig, stellt die beiden Hauptaquifere im Galilee dar: Anteil an Ausstrichflächen in den Neubildungsgebieten: Tiberias: ca.3 km ² , Fuliya: 85 km ² , Tabgha: 250 km ² Oberer Aquifer (Ober-Cenoman bis Turon): phreatisch, nur regional und nur in Grabennähe gespannt Unterer Aquifer (Unter-Cenoman): phreatisch, in Annäherung an den Graben vollständig gespannt			
Kurnub	Sandstein, Kalkstein, Dolomit, Basalt, Glaukonit	Oberer: 0,12 ^{\$} Unterer: 0,22 ^{\$}	Oberer: 49 ^{\$} Unterer: 22 ^{\$}
ca. 400 m mächtig, im Galilee nur kleinräumig phreatisch, geringe direkte Grundwasserneubildung			
Arad	Dolomit, Kalkstein, Basalt, Mergel	0,01-0,12 ^{\$}	-
ca. 2.500 m mächtig, unterhalb des SE' Galilee vollständig gespannt, und der Grundwasserfluss ist dort fast zu vernachlässigen, stellenweise verkarstet ⁺ im Golan: Ausbildung freier Konvektionszellen (Gvirtzman et al., 1997a, 1997b)			

*Bergelson et al. (1998); [#]Abbo et al. (2003); ^{\$}Hurwitz et al. (2000); ⁺Kafri et al. (2002)

Ein Vergleich des stratigraphischen Aufbaus der beiden Flanken zeigt als Folge der Rift-Tektonik einen N-S-Versatz an (Abb. 5-1; 6-4, Tab. 6-1) (Michelson et al., 1987, Bergelson et al., 1998), der zu unterschiedlichen hydraulischen Systemen zu beiden Seiten des Rifts führt (Gvirtzman et al., 1997a). Regional-geologische Unterschiede (Simon & Mero, 1992; Mero & Simon, 1992; Bergelson et al., 1998; Rimmer et al., 1999; Rimmer, 2000), besonders in den morphotektonischen Blöcken von Tiberias, Tel Rakkat und Tabgha an der Basis der westli-

chen Grabenschulter (Abb. 5-4), führen außerdem zu differenzierten hydraulischen Systemen innerhalb der Flanken. Diese beeinflussen den Aufstieg der Salzwässer sowie die Verfügbarkeit von Süßwässern.

6.4 Die salinaren Grundwasseraustritte in der westlichen Grabenflanke

Thermo-salinare, Na-Ca-Mg-Cl dominante Wässer treten oberirdisch und subaquatisch entlang der Westseite des Sees in den drei Quellregionen Tabgha, Fuliya und Tiberias auf. Die

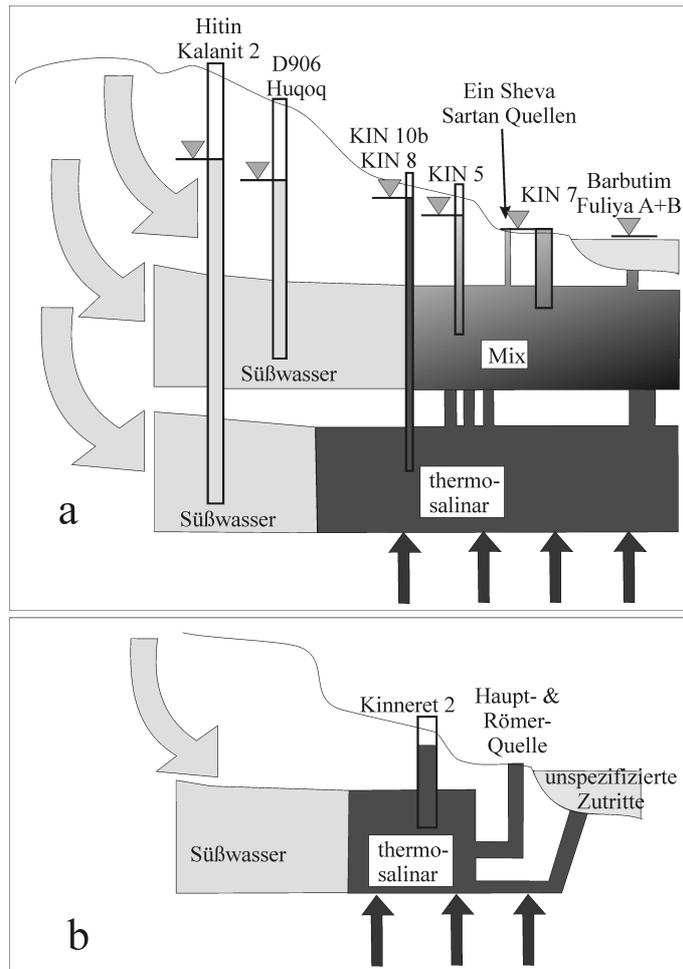


Abb. 6-5: Konzeptionelles Modell für die hydraulischen Bedingungen a) in Tabgha und Fuliya sowie b) in Tiberias (Oberer Aquifer nicht erhalten).

(verändert nach Rimmer et al., 1999)

Wässer entstammen dem Unteren- und Oberen Aquifer (Abb. 6-4). Die höchste Grundwasser-Salinität (TDS ≤ 200 g/l) in den Grabenschultern tritt im Arad Aquifer (Rosh Pina 1) auf (Simon & Mero, 1992). Die Grundwässer in den jurassischen bis kretazischen Partien des Unteren Aquifers weisen in Tiefen bis -500 m GOK maximale Salinitäten von 32 g/l (KIN 10b) auf (Bergelson et al., 1999). Der hohe Salzgehalt im Unteren Aquifer ist eng an das Rift gebunden. Bereits einige Kilometer westlich sind die Grundwässer von hoher Qualität (<100 mg/l Cl in Kalanit 2) (Bergelson, 1999; Rimmer et al., 1999, Siebert et al., einger. a) (Abb. 6-5). Im Gegensatz dazu sind die Grundwässer des Oberen Aquifers nur in der Mischungszone entlang des Seeufers höher mineralisiert und auch

nur im Beckeninneren regional gespannt. Die gering permeable Dir-Hana Formation verhindert einen flächenhaften Aufstieg von thermo-salinarem Wasser in den Oberen Aquifer. In der Mischungszone ist diese Formation durch tektonisch initiierte, hydraulische Kurzschlüsse permeabel und thermo-salinare Grundwässer dringen in den Oberen Aquifer ein. Die regionalgeologischen und tektonischen Unterschiede entlang des Westufers des Sees führen dazu, dass die Abfluss- und Salinitätsmaxima zwischen a) Tabgha und b) Fuliya und Tiberias zeit-

lich variieren (Rimmer et al., 1999). Im Gegensatz zu Tiberias, ist durch die Überdeckung des Unteren durch den Oberen Aquifer in Tabgha und Fuliya ein direkter Austritt von hoch salinaren Wässern durch Quellen unmöglich (Abb. 6-5a). Die wesentlichen Unterschiede, die zu den differenzierten hydraulischen Systemen in den letzteren Quellgruppen führen, sind (i) unterschiedliche hydraulische Leitfähigkeiten zwischen den Aquiferen und dem See sowie (ii) verschiedene hydraulische Druckspiegel. Letzterer liegt in Tabgha deutlich höher als in Fuliya. Daher dominiert - im hydraulischen Sinne - in der Tabgha Gruppe der Aquifer und in der Fuliya Gruppe der Seespiegel. (Abb. 6-6).

6.4.1 Regionale hydraulische Bedingungen

Über die hydraulischen Mechanismen, die thermo-salinare Grundwasseraustritte im westlichen Beq'at Kinarot verursachen, gibt es zwei prinzipiell unterschiedliche Hypothesen:

1.) Nach Mazor & Mero (1969) stehen die tiefen Muttersolen durch Geothermie, Sedimentdiagenese sowie tektonische oder chemische Prozesse unter hohem Druck und steigen „selbständig“ entlang von Störungen auf. Das darüber liegende Grundwasser und der See Genezareth stellen für die aufsteigenden Solen jeweils Antagonisten dar (Simon & Mero, 1992). Auf der Basis dieses Modells wurde die „Rote Linie“ (-213 m NN) eingeführt,

unter die der Seespiegel nicht sinken sollte, wenn die Qualität des Seewassers nicht ernsthaft durch aufsteigende Salzwässer gefährdet werden soll. Dieses Modell wurde auf der Basis der Abfluss-Salinitäts-Beziehung in der Tabgha Quellgruppe erstellt.

2.) Goldschmidt et al. (1967) gehen von einem Modell aus, wonach das Neubildungswasser im Galilee durch die neogenen bis jurassischen Aquifere in die Tiefe migriert, dort zunehmend gespannt wird, sich besonders im Unteren Aquifer mit aufsteigenden Solen mischt und erhitzt wird. Anschließend steigt die resultierende Mischung entlang hoch permeabler Störungszonen am Westufer wieder auf und führt besonders im Gebiet von Tiberias zu dem erhöhten geothermischen Wärmefluss von bis zu $87,1 \text{ mW/m}^2$ (Eckstein, 1978). Somit steuert in

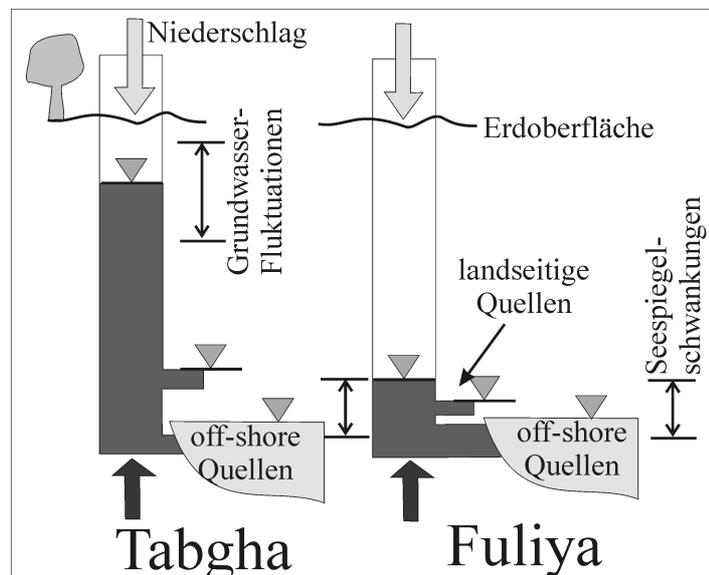


Abb. 6-6: Die geologisch bedingten Unterschiede in der Hydraulik von Tabgha und Fuliya.

(verändert nach Rimmer, 2000).

der westlichen Grabenflanke die Neubildungsrate und die davon abhängige Auflast der darüber liegenden Grundwässer den Wasseraufstieg über die Höhe des Druckspiegels (Goldschmidt et al., 1967; Gvirtzman, 1997a; 1997b; Rimmer et al., 1999). Dieses Modell wurde ursprünglich basierend auf den Abfluss-Salinitäts-Charakteristika der Fuliya Gruppe aufgestellt, konnte aber auf Grund numerischer Modellierungen durch Gvirtzman et al. (1997b) auch für die Tabgha Gruppe belegt werden.

Für die Region der Tiberias Quellen zeigt jedoch eine instationäre 2D-Strömungssimulation (Anhang E), unter den gegebenen Bedingungen im Raum Tiberias, die prinzipielle Möglichkeit eines thermisch bedingten Auftriebs von thermo-salinaren Solen entlang der westlichen Störungszone des Beq'at Kinaret (Siebert et al., eingereicht b). Nach diesem Modell sind die heißen Tiberias Quellen die Folge von Solen, die innerhalb der hoch permeablen Störungszone konvektiv aufsteigen (Abb. 6-7). Die störungsgebundene Konvektionszelle ist durch einen Aufwärtsfluss von Solen charakterisiert, die an der Erdoberfläche 20 g/l gelösten Chlorid mitführen (Abb. 6-7a). Innerhalb des Grabens lateral zuströmendes Süßwasser nährt das System in der tieferen Grabenfüllung. In Verbindung mit dem Aufstieg der Sole treten an der Oberfläche der Störungszone erhöhte Temperaturen auf und die Solen erreichen die Tiberias Quellen mit 60-70°C (Abb. 6-7b). Andererseits ist die Region der abwärts fließenden Süßwässer durch niedrige Temperaturen charakterisiert. Außerhalb der Störungszone treten keine konvektiven Regime auf. Der topographiebeding-

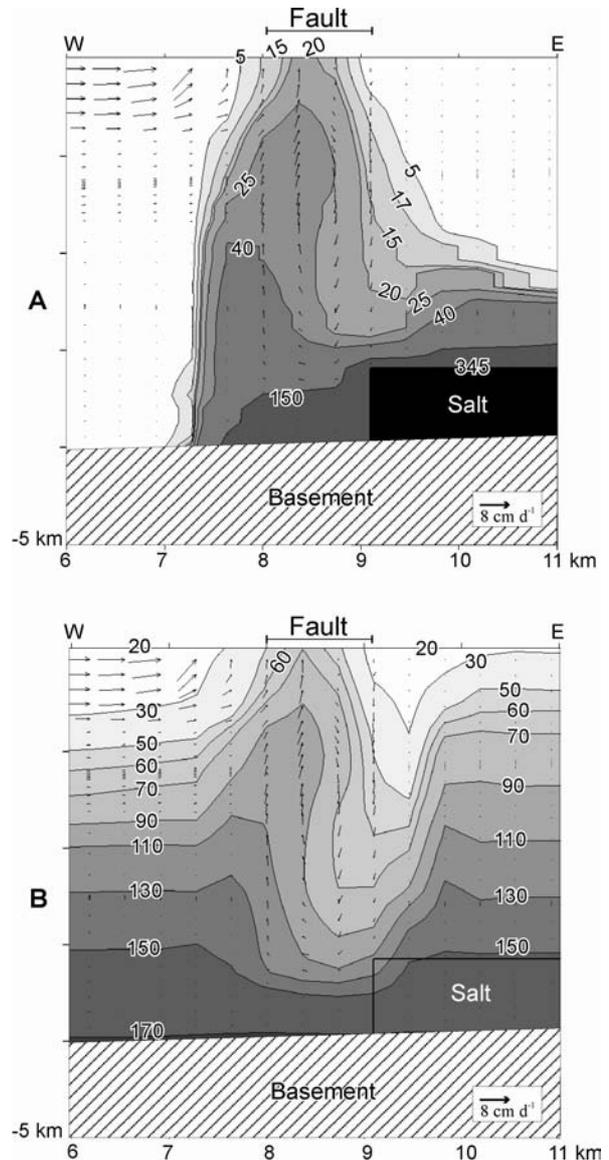


Abb. 6-7: Ergebnis der Simulation: thermo-salinare Konvektion in der Störungszone. a) Chloridität in g/l und b) Temperatur in °C. (Vektoren linear skaliert, keine vertikale Überhöhung)

(Siebert et al., eingereicht b)

te Grundwasserfluss im flachen Aquifer ist ausschließlich im westlichen Teil des Profils anzutreffen (Abb. E1). Gering salinates Grundwasser tritt in den westlich der Störungszone gelegenen Flankenbereichen auf.

6.4.2 Tabgha Quellen

Im Einzugsgebiet von Tabgha streichen die Gesteine der Judea-, der Mt. Scopus- und der Avedat Gruppe aus (Abb. 6-2). Den östlichen Teil bildet der basaltische Korazim-Block. Die Grundwässer der Tabgha Gruppe stammen überwiegend aus dem Oberen und nur partiell aus dem Unteren Aquifer (Abb. 6-5a). Die Tiefbohrung Kinneret 8 (Kinneret-Bohrungen werden im Folgenden mit KIN+Nummer, z.B. KIN 8, abgekürzt) und die subaquatische Bohrung Barbutim werden am stärksten vom Unteren Aquifer versorgt. Die Grundwässer (Abb. 6-8) unterscheiden sich hinsichtlich der Chloridität (0,2-2,4 g/l) und Temperatur (19-39 °C) in Abhängigkeit vom Mischungsgrad der aufsteigenden Sole mit nicht salinarem Grundwasser (Tab. 6-2, 6-3).

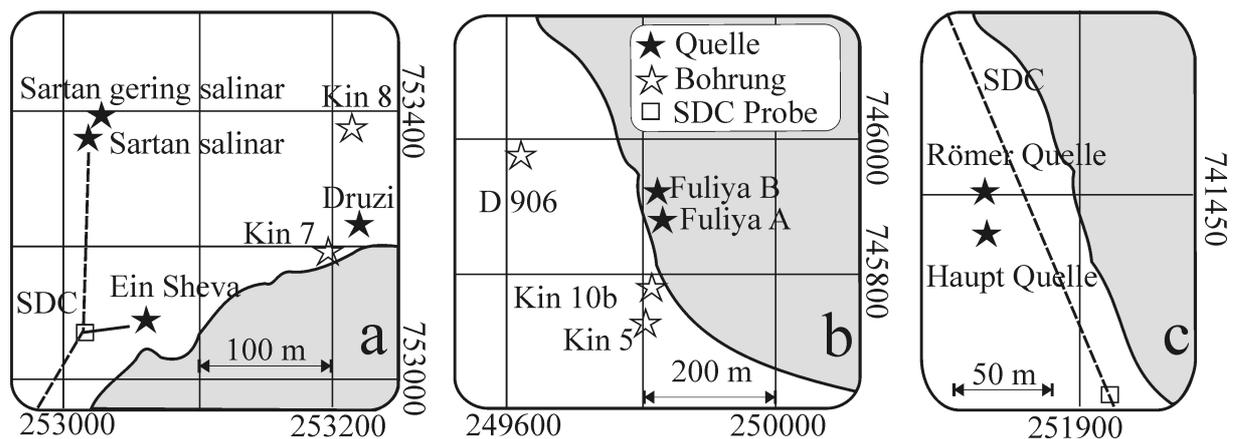


Abb. 6-8: Schematische Lageskizze der beprobten Grundwassermessstellen in den Quellgruppen Tabgha (a); Fuliya (b) und Tiberias (c). Koordinaten: Neues Israelisches Gitter.

Die Tabgha Gruppe weist im Seebecken die höchsten jährlichen Schüttungsmengen auf (Klein-BenDavid et al., 2005), deren Maxima phasengleich zum phreatischen Grundwasserspiegel im Unteren und Oberen Aquifer und unabhängig vom Seespiegel sind (Rimmer et al., 1999; Abbo et al., 2003) (Abb. 6-6).

Als Resultat der stark verkarsteten Stratigraphie und der hohen Störungsdichte des Einzugsgebiets reagiert die Tabgha Gruppe auf die winterlichen Neubildungsereignisse mit einem schnellen und steilen Anstieg des Abflusses (Abb. 6-9), der sein Maximum im März erreicht.

Der Arteser KIN 7 und die Bohrung KIN 8 zeigen den ersten Durchbruch im Dezember oder spätestens im Januar. Der höhere Anteil an Neubildungswässern drückt sich zu dieser Zeit in sinkenden Cl- und steigenden Tritiumgehalten sowie steigenden NO₃-Konzentrationen im Wasser aus. Nitrat kann auf Grund der intensiven Landwirtschaft im Einzugsgebiet als Tracer für Neubildungskomponenten verwendet werden. Mit dem Ende der Regenzeit, spätestens im April, sinkt die Schüttungsmenge bis zum Spätherbst ab. Die Schüttungsabnahme korreliert mit einem ansteigenden Cl- und sinkenden Tritium-Gehalt sowie sinkendem NO₃-Gehalt (Rimmer et al., 1999; diese Studie).

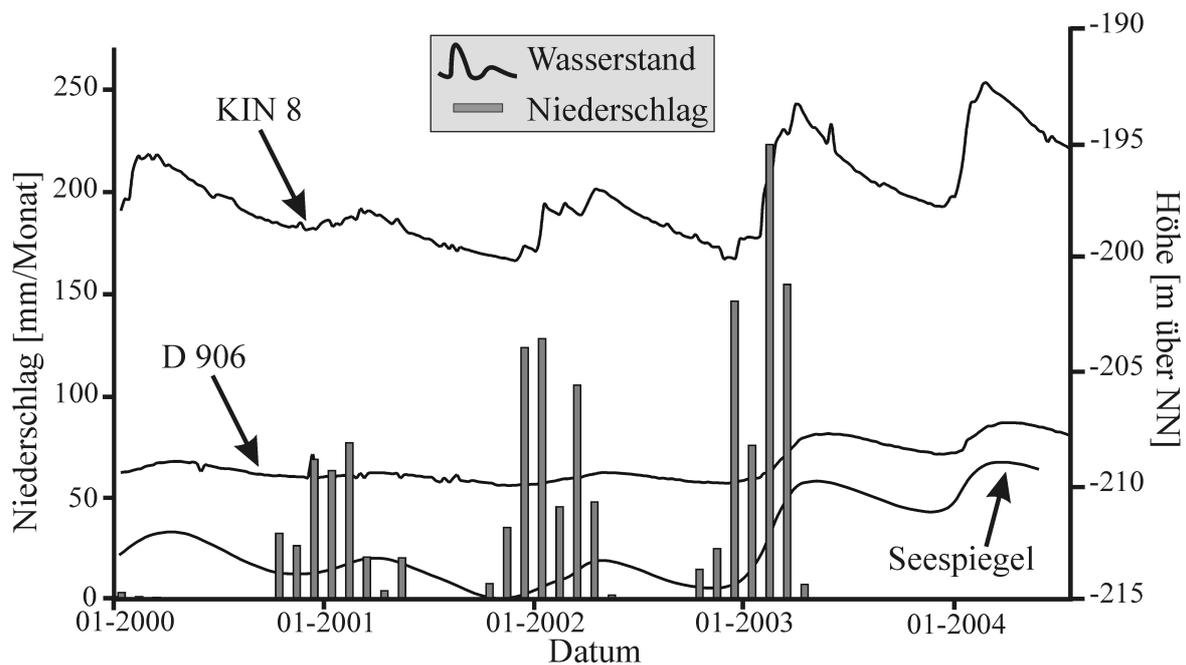


Abb. 6-9: Vergleich der Grundwasserganglinien in Tabgha (KIN 8) und in Fuliya (D 906) als Reaktion auf Niederschlagsereignisse. Zum Vergleich ist der Seespiegel des See Genezareth dargestellt. (Daten: Mekorot Co.; HSI Jerusalem, KLL Tabgha).

Die lang gezogene exponentielle Leerlaufkurve spricht für ein zweites langsames System, mit einem größeren Speicheranteil, welches zunächst von dem schnelleren Karst-System überdeckt wird. Vergleichbare Grundwasserganglinien sind aus verkarsteten Karbonataquifere der Germanischen Trias bekannt (Siebert, 2001). Wie Abb. 6-9 zeigt, sind die Schüttungsmuster in Tabgha unabhängig vom Seespiegel.

6.4.3 Fuliya Quellen

In dem lang gestreckten Einzugsgebiet der Fuliya Quellen streichen die gleichen Formationen wie im Einzugsgebiet von Tabgha aus, wobei die Ausstriche der eozänen Einheiten sehr klein sind (Abb. 6-2). Die Grundwässer (Abb. 6-8) entstammen hauptsächlich dem Oberen Aquifer und zeigen ähnliche Chloriditäten (0,8-1,8 g/l) und Temperaturen (24-30°C) wie in Tabgha

(Tab. 6-2). Auch hier gibt es dem Ufer vorgelagerte subaquatische Zutritte, wie die der Quellen Fuliya A und B sowie der Maga'an Gruppe (Abb. 6-5a).

Tab. 6-2: Die lithologischen und hydrochemischen Charakteristika der untersuchten Grundwasseraustritte im Beq'at Kinarot und dessen Drainagebecken.

Lokation	TDS	Primär-Aquifer	Entlastungs-Aquifer	Wassertyp	Cl/Br [molar]
Tabgha					
KIN 7	690-2049	U-JGA +Avedat*	U-JGA	Ca-Na-Cl-HCO ₃ Na-Ca-Cl **	202-249
Ein Sheva	1327-2792	Avedat	U-JGA	Na-Ca-Cl	231-241
Sartan (gering salinar)	2587-3651	Avedat	U-JGA	Na-Ca-Cl	245-250
Sartan (salinar)	4527-5607	Avedat	U-JGA	Na-Ca-Cl	222-247
Barbutim	5002-5550	U-JGA	U-JGA	Na-Ca-Cl	98-108
KIN 8	24652-26147	L-JGA	L-JGA	Na-(Ca) [#] -Cl	287-293
Druze Quelle	2906	U-JGA	U-JGA	Na-Ca-Cl	215
Ein Tina (separates Sub-Einzugsgebiet)	543	U-JGA	U-JGA	Ca-Mg-HCO ₃	482
Migdal Quelle (separates Sub-Einzugsgebiet)	528-535	U-JGA	U-JGA	Ca-Mg-HCO ₃	459
nördliches Seeufer					
Amnon Quelle	669-688	U-JGA	U-JGA	Ca-Mg-(Na) [#] -HCO ₃ -Cl	429
Fuliya					
D 906	857-1151	U-JGA	U-JGA	Ca-Na-Mg-Cl-HCO ₃ Na-Ca-Mg-Cl-HCO ₃ ***	432-449
Fuliya B	3496-2301	U-JGA	U-JGA	Na-Ca-Cl	324-341
Fuliya A	5382-3603	U-JGA	U-JGA	Na-Cl	330
KIN 5	4327-7184	U-JGA	U-JGA	Na-(Ca) [#] -Cl	246-339
KIN 10b	29566-29957	L-JGA	L-JGA	Na-(Ca) [#] -Cl	318-328
Tiberias					
Haupt Quelle	27286-31728	L-JGA	L-JGA	Na-Ca-Cl	167-176
Römer Quelle	30933	L-JGA	L-JGA	Na-Ca-Cl	174
Poriyya Höhen					
Ein PoriH	3773-3956	Cover-Basalt	Cover Basalt	Na-Mg-Cl-SO ₄	549
östliches Entlastungs-System					
Ha'On 1	19680-25054	Quartär/Basalt	Graben Füllung	Na-Mg-Cl	172-197
Gofra	4564-4834	Basalt/Miozän	Miozän	Na-(Mg) [#] -Cl	173-198
H. Gader Ein Reach	1150-1197	Quartär/Basalt	Eozän	Ca/Na-Cl-HCO ₃	183
H. Gader Ein Makla	1402-1477	Quartär/Basalt	Eozän	Na-Ca-Cl-HCO ₃	168-175
Alonei HaBashan 3	252	Miozän/ Eozän/Basalt	Basalt	Na-Mg-HCO ₃	-
Grundwasser, neu gebildet im Hermon Massiv/Golan					
Shamir Bohrung	1125	Jura	Jura	Ca-Mg-SO ₄	>>300 ⁺
Vorfluter					
Jordan, Oberflächenabfluss	300-500	-	-	Ca-HCO ₃ ,Ca/Mg-Na-HCO ₃	150-450

* KIN 7: im Herbst 2000 Avedat- und Oberer JGA, im Frühjahr 2004 höherer Anteil des Oberen JGA

** KIN 7: im Herbst 2000 Na-dominant, im Frühjahr 2004 höherer Neubildungsanteil, Ca-dominant

*** D 906: im Herbst 2000 Na-dominant, im Frühjahr 2004 höherer Neubildungsanteil, Ca-dominant

Element in Klammern sind nur in der Neubildungsperiode höher konzentriert und beeinflussen dann den Grundwassertyp

⁺ Br konnte nicht nachgewiesen werden

Im Januar reagieren die Fuliya Quellen ebenfalls auf die winterlichen Neubildungsereignisse, jedoch im Kontrast zu Tabgha sehr viel langsamer und flacher (Abb. 6-8). Die saisonalen Fluktuationen der Wasserstände im Oberen Aquifer (Bohrung D 906) sind, ebenfalls im Gegensatz zu Tabgha, immer kleiner als die des Seespiegels. Dies ist ein Resultat der engen hydraulischen Koppelung an den See und dessen Wasserspiegel (Abb. 6-6) (Rimmer et al. 1999; Rimmer, 2000; Abbo et al. 2003). Dessen Höhe wiederum hängt vor allem von der

Schneesmelze im Hermon Massiv, der Evaporation sowie der Wasserentnahme durch den NWC und lokale Verbraucher ab. Daher erreicht der Abfluss der Fuliya Quellen das Maximum erst im April bis Mai (Rimmer et al. 1999), zeitgleich zum Höchststand des Seespiegels (Abb. 6-9) und einen Monat später als in Tabgha. Anschließend sinkt die Schüttungsmenge bis zum Minimum im Spätherbst ab. Der relativ langsame Anstieg der Grundwasserganglinie und der ebenso langsame Abfall der Leerlaufkurve sprechen für ein Einzugsgebiet mit deutlich weniger Karsterscheinungen (Siebert, 2001). In Jahren geringer winterlicher Neubildungsmengen führt die hydraulische Anbindung an den Seespiegel in Kombination mit dem relativ kleinen Einzugsgebiet im Spätsommer zur Absenkung der Grundwasserspiegel unter die Geländeoberkante und somit zum Trockenfallen der höher gelegenen Fuliya Quellen (Abb. 6-6). Der Wasserstand im Unteren Aquifer (KIN 10b) liegt ganzjährig über dem des Seespiegels, variiert aber wie der im Oberen Aquifer phasengleich mit dem See (Rimmer, 2000).

Die subaquatischen Quellen der Fuliya Gruppe hängen vom hydraulischen Gradienten zwischen dem Aquifer und dem Seespiegel ab, das heißt, sie haben ihren höchsten Abfluss während Seespiegeltiefstständen und *vice versa* (Abbo et al., 2003).

Tab. 6-3: Mischungsbestimmung der bedeutendsten Grundwässer in Tabgha und Fuliya auf der Basis von Cl, Br, Na, K, Mg, Ca, $\delta^{18}O$

Mischwasser am Probenpunkt:	Typ 1	Typ 2	Verhältnis Typ 1:Typ 2
Tabgha			
KIN 8 (2000)	Kalanit 2	KIN 10b	9:91
KIN 8 (2004)	Kalanit 2	KIN 8	16:84
Barbutim (2000)	Kalanit 2	KIN 8	82:18
Barbutim (2004)	Kalanit 2	KIN 8	84:16
Sartan salinar (2000)	Huqoq	KIN 8	83:17
Sartan salinar (2004)	Huqoq	KIN 8	85:15
Sartan gering salinar (2000)	Huqoq	KIN 8	89:11
Sartan gering salinar (2004)	Huqoq	KIN 8	92:8
Ein Sheva (2000)	Kalanit 2	KIN 8	92:8
Ein Sheva (2004)	Kalanit 2	KIN 8	97:3
KIN 7 (2000) [#]	Kalanit 2	Barbutim	68:32
KIN 7 (2004) [#]	Kalanit 2	Sartan (süß)	88:12
Fuliya			
D906 (2000)	Huqoq ⁺	KIN 5	91:9
D906 (2004)	Huqoq ⁺	KIN 5	96:4
Fuliya A (2000)	D906	-?-	-?-
Fuliya A (2004)	D906	KIN 5	30:70
Fuliya B (2000)	D906	KIN 5	83:17
Fuliya B (2004)	D906	KIN 5	61:39
KIN 5 (2000)	D906	KIN 5	79:21
KIN 5 (2004)	D906	KIN 10b	89:11

[#] Mischung zwischen Kalanit 2 und KIN 8 wie folgt: Jahr 2000= 94:6 und Jahr 2004= 99:1

⁺ repräsentiert hier nur das typische Süßwasser-Endglied des Oberen Aquifers, denn die Bohrung befindet sich im Einzugsgebiet von Tabgha.

In Fuliya haben im Unterschied zum Einzugsgebiet der Tabgha Quellen noch die tiefsten stratigraphischen Einheiten (Kurnub Aquifer) ein phreatisches Neubildungsgebiet im Galilee, so dass auch diese Aquifere auf Neubildungsereignisse reagieren (Gvirtzman et al., 1997a). Die Folge ist, dass in den Quellwässern mit steigenden Schüttungsmengen als Reaktion auf Neubildungsereignisse der Anteil an brackischem Wasser aus dem Unteren Aquifer und damit der Cl- und Tritium-Gehalt zunimmt und der NO₃-Gehalt abnimmt (Tab. 6-3) (Bergelson et al., 1999; Rimmer et al., 1999; Abbo et al., 2003; diese Studie). Über den Sommer sinkt die Schüttungsmenge und parallel auch der Cl- und Tritium-Gehalt ab. Nach Rimmer & Gal (2003) ist der Korrelationskoeffizient zwischen Salinität und Abflussmenge $r^2 > 0,83$. Folglich liefert der süßwasserführende Obere Aquifer, der im Einzugsgebiet nur vereinzelt auftritt, auch nur einen marginalen Anteil an der gesamten Grundwassermenge.

6.4.4 Tiberias Quellen

In Hammei-Tveria (Tiberias) treten aus den stufenartig gestörten oberkretazischen Kalksteinen und Dolomiten der Grabenflanke Grundwässer aus (Abb. 6-2). Diese weisen unter allen Quellwässern des Beq'at Kinarot ganzjährig die höchsten Chloriditäten (≤ 20 g/l) und höchsten Temperaturen (34-59 °C) (Tab. 6-2) auf. Zu dieser Gruppe gehören auch vorgelagerte subaquatische Quellen mit ähnlich hohen Salinitäten (Abb. 6-5b) (Simon & Mero, 1992). Die Gesteine des Oberen Aquifers sind in dem sehr kleinen Einzugsgebiet nur selten vertreten und bilden keinen Aquifer aus. Die aufsteigende Sole mischt sich auch nur mit geringen Mengen an Süßwasser aus dem Unteren Aquifer (Rimmer et al., 1999). Dies wird vor allem durch geringe saisonale Schwankungen der (Physiko-) Chemie der Wässer, fehlender ¹⁴C- und Tritium-Anteile sowie deren unterhalb der Nachweisgrenze liegenden NO₃-Gehalte deutlich. Strontium-Isotopenverhältnisse von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ und ¹³C-korrigierte ¹⁴C-Alter von >41 ka (Friedman, 1999) authigen aus dem Quellwasser gefällter Karbonate zeigen, dass die Solen während des Aufstieges mit gabbroidem oder basaltischem Material interagieren.

Die Schüttungsmuster der Quellen (Haupt- und Römer Quelle) sind ebenfalls durch den Meeresspiegel beeinflusst und reagieren daher identisch mit denen in Fuliya, jedoch mit einer deutlich kleineren Amplitude (Rimmer, 2000). Die austretenden Grundwässer sind ausschließlich an Störungen gebunden (Simon & Mero, 1992).

6.5 Die salinaren Grundwasseraustritte in der östlichen Grabenflanke

6.5.1 Regionale hydraulische Bedingungen

Die geringere tektonische Beanspruchung (Schulman et al., 2004) und die größere Mächtigkeit der Grundwasserhemmer (Obere Kurnub Gruppe) in der östlichen Grabenflanke, verhin-

dern einen mit der Westseite vergleichbaren, gravitativ bedingten Aufstieg der tiefen Grundwässer (Gvirtzman et al., 1997b). Nach Gvirtzman et al. (1997a) zirkulieren die Grundwässer in den unterkretazischen und jurassischen Aquiferen des südlichen Golans in freien Konvektionszellen ($\varnothing = 6-10$ km), deren treibende Kraft der thermische Auftrieb ist. Durch die erhöhte Wärmeleitfähigkeit der Kalk- und Dolomitsteine (Eckstein & Simmons, 1978) wird das darüber liegende Grundwasser des Judea Aquifers konduktiv erhitzt. Dadurch wird erklärbar, warum gering salinare Wässer wie in Hammat Gader (max. 0,5 g/l Cl), die offensichtlich keinen Anteil an thermo-salinarem Tiefenwasser aufweisen, dennoch höher temperiert sind ($T \leq 50^\circ\text{C}$). Bereiche, wie in der Yarmouk-Schlucht, in denen die Gesteine tektonisch gestört wurden, dienen als prädestinierte Entlastungszonen, in denen diese Wässer austreten (Kafri et al., 2002). Neubildungswässer kühlen wiederum die Gesteine des Oberen Aquifers und führen zum Absinken des Grundwassers, wodurch normale geothermische Gradienten von maximal $3^\circ\text{C}/100$ m (Eckstein, 1979) und zum Unteren Aquifer gegenläufige Konvektionszellen entstehen.

Hurwitz et al. (2000) führen die geringe Salinität der östlichen Grundwässer auf ein mangelndes Dargebot an aufsteigenden Solen zurück, da großräumig betrachtet, der östliche Grabenrand eine geringere Permeabilität aufweist (Schulman et al., 2004). Die im Untergrund anstehenden, schlecht durchlässigen Mergel, Kreiden und Salze der Shefala- und der Jordan Gruppe, verhindern einen dem Westufer vergleichbaren Grundwasseraufstieg und -austritt.

Die Wässer der gering salinaren und wenig ergiebigen Quelle Gofra ($\text{Cl} \leq 2,8$ g/l) und der artesischen Bohrung Ha'On 1 ($\text{Cl} \leq 16$ g/l) als Vertreter der östlichen Rift-Flanke (Abb. 6-3) zeigen im Gegensatz zu den Wässern der westlichen Grabenflanke eine Magnesium-Dominanz ($\text{Mg}_{\text{eq}} > \text{Ca}_{\text{eq}}$) und geringere Temperaturen (max. 35°C).

Südöstlich des Sees, in der Yarmouk-Schlucht befindet sich die Quellgruppe von Hammat Gader, der vier Quellen angehören. Diese Quellen unterscheiden sich in der Chloridität (82-527 mg/l) und Temperatur (25-50 °C). Als Regel gilt, höhere Chloridität bei höherer Temperatur. Alle Quellen treten aus den Avedat oder Hordos Formationen aus, die in der Schlucht und an den nördlichen Hängen des Ajlun ausstreichen. Untersuchungen von Inbar et al. (Tel Aviv Universität, pers. Komm.) verdeutlichen, dass der Haupt-Grundwasserabfluss aus den Golan-Höhen in südliche bis südwestliche Richtung erfolgt und dass dieses daher vorwiegend entlang der Yarmouk-Schlucht oder im Bereich des östlichen Seeufers austritt.

6.6 Genesen aufsteigender Solen – Stand der Forschung

Trotz jahrzehntelanger Untersuchungen ist man bislang zu keinem Konsens gelangt, um die Genese der thermo-salinaren Grundwässer und die aus ihnen resultierenden Versalzungsprozesse der süßen Grundwässer im Beq'at Kinarot und des See Genezareth schlüssig zu erklären. Für die Bildung der Solen gibt es verschiedene Modellvorstellungen. Es ist bislang nicht geklärt, ob die Solen a) primär (Rest-Solen von Meerwassereindunstung), b) sekundär (Auslaugung von Evaporiten), c) tertiär (alterierte primäre/sekundäre Solen) oder d) die Folgen rezenten Meerwasserzustromes sind und wie der Fluid-Austausch zwischen beiden Seiten der Transform ausgebildet ist. Die Auslaugung von Salinartaschen im Untergrund (Kolodny et al., 1999; Moise et al., 2000) und die Mischung der aufsteigenden salinaren Wässer mit Süßwasser ist vorwiegend an die Neubildungsmengen, den Grundwasserspiegel in den Aquiferen (Rimmer et al., 1999) sowie an thermale Konvektion (Gvirtzman et al., 1997a; 1997b) gebunden.

Kafri & Arad (1979) nehmen auf Grund der Tiefenlage des Jordangrabens unterhalb des mittleren Meeresspiegels an, dass rezent Meerwasser in den Graben eindringt. Entlang des Fließpfades wird durch Kationenaustausch aus dem ursprünglich Na- ein Ca-dominantes Wasser. Die Autoren erklären die Anreicherung von Br in den resultierenden Grundwässern durch Herbizid- und Düngemiteleinträge, wobei es keine Belege für einen Br-Austrag aus Kulturfleichen gibt. Bergelson et al. (1999) sehen in der Abreicherung der $\delta^{18}\text{O}$ -, δD - und $\delta^{37}\text{Cl}$ - sowie in der Anreicherung der $\delta^{36}\text{Cl}$ -Isotopenverhältnisse der salinaren Grundwässer gegenüber Meerwasser ein Indiz gegen ein rezentes Meerwassereindringen. Gegen rezentes Meerwasser als Ursache der Grundwassersalinität sprechen ebenfalls die beobachteten Radiumgehalte (^{226}Ra) der Grundwässer, weshalb Moise et al. (2000) von einer >1 Mio. Jahre alten Ursole ausgehen.

Picard (zitiert in Yaron & Heitner, 1952) geht dagegen von einer sekundären Solequelle als Ursache der thermo-salinaren Grundwässer am See Genezareth aus: der reinen Evaporitlaugung. Diese Solen weisen ähnliche $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ Werte wie der Sdom-Diapir auf (Bergelson et al., 1999). Gegen eine reine Steinsalzauflösung durch Süßwasser sprechen jedoch die zu niedrigen Cl/Br-Verhältnisse, isotopisch zu schweren $\delta^{18}\text{O}$ -, δD - und zu leichten $\delta^{37}\text{Cl}$ -Signaturen der thermo-salinaren Grundwässer im Beq'at Kinarot (Eugster & Johnes, 1979; McCaffrey et al., 1987; Bergelson et al. 1999). Allerdings ist eine Evaporitlaugung prinzipiell durch die Existenz des Zemah Körpers als zusätzliche Solequelle sehr wahrscheinlich. Neuere Erkenntnisse belegen, dass in der Zemah 1 Evaporitabfolge neben Steinsalz auch Edelsalze abgelagert wurden (Mazor & Mero, 1969; Simon & Mero, 1992; Flexer et al., 2000; Inbar et al., pers.

Komm.). Das deutet auf eine zumindest regional und temporär deutlich höhere Evaporation von 70-90° (McCaffrey et al., 1987) der ursprünglichen Meerwässer hin. Zirkulierende rezente Grundwässer (Horowitz, 1970; Gvirtzman et al., 1997b; Nativ, 1997) können diese Evaporite ablaugen, woraus Mg-reiche Solen resultieren. Diese würden als leicht erwärmte Lauge aufsteigen, womit (i) der erhöhte Wärmefluss von 70-80 mW/m² unterhalb des See Genezareth (Ben-Avraham et al., 1978; Eckstein & Maurath, 1995; Gvirtzman et al., 1997b) und (ii) das Auftreten von warmen Mg-reichen Grundwässern entlang des Südufers zwischen Tiberias und Gofra erklärt werden könnte (Abb. 6-3). Bewegungen von Fluiden, die solche Lösungen herbeiführen, sind unter anderem aus dem Salzstock Gorleben (BRD) bekannt (Herrmann, 1983).

Mazor & Mero (1969), Gat et al. (1969) und Magaritz & Nadler (1980) gehen von einer urzeitlichen Flutung des Jordangrabens durch Meerwasser (Mittelmeer, Persischer Golf) aus. Dieses wurde durch Verdunstung aufkonzentriert. Die hohe Dichte des aufkonzentrierten Meerwassers führte gegenüber dem darunter liegenden, leichteren Grundwasser zu instabilen Verhältnissen und damit zum Eindringen der Solen in den Untergrund (Goldschmidt, 1967; Gvirtzman & Stanislavsky, 2000; Hurwitz et al., 2000). Diese gerieten in den Speichergesteinen durch tektonische und chemische Prozesse unter Druck.

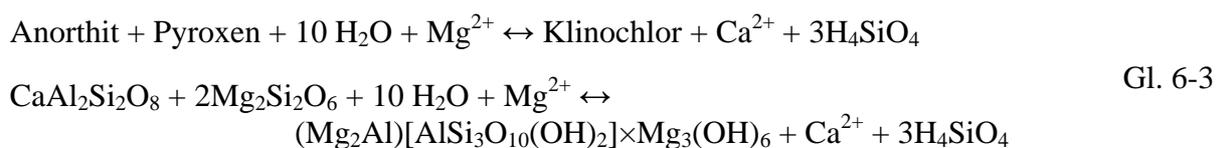
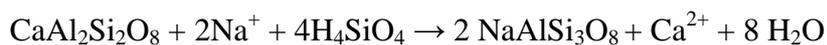
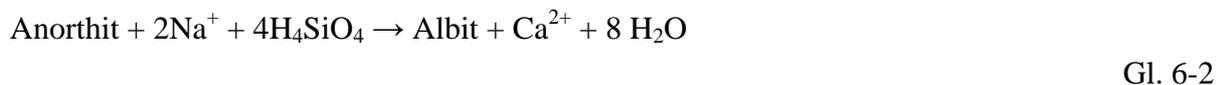
Klein-BenDavid et al. (2004) gehen ebenfalls von einem Meerwasser-Eindunstungsmodell aus. Danach bildete der Jordangraben nach der klassischen Barrentheorie ein Eindunstungsbecken, in dem das Meerwasser bis zur Halitfällung (10,6-fach) aufkonzentriert wurde. Während relativ kurzer Phasen kam es durch tektonische Prozesse zur Isolation des Jordangrabens und zur Eindunstung des Binnensees bis zum Bischofit-Stabilitätsfeld (>70-fach) [Bischofit: MgCl₂×6H₂O]. Die Seltenheit von Bittersalzen im Untergrund ist nach den Autoren durch die niedrigen Wasserstände während der Isolationsphasen des Beckens erklärbar. Sie gehen davon aus, dass der evaporitische Beckenboden für Solen undurchlässig war und nur die höher gelegenen Randstörungen und karbonatischen Grabenränder permeabel waren. Diese waren nach dem Modell jedoch unerreichbar für die Solen, weshalb letztere bei folgenden Transgressionen erneut verdünnt wurden.

Goldschmidt et al. (1967) und Starinsky (1974) gehen ebenfalls von einem neogenen Meerwasser aus, welches den Graben überflutete und einen Golf (Sdom-Lagune) zum Mittelmeer bildete. Die bis zu 10,6-fache Eindunstung des Wassers führte zur Halit-Fällung und Bildung einer Na-armen, residualen Meerwassersole, angereichert an Br, Mg, ¹⁸O und Deuterium. Bergelson et al. (1999) nehmen auf Grund von Cl/Br- und δ¹¹B-Verhältnissen im Wasser der Tiberias Gruppe sogar eine 21- bis 33-fache Eindampfung dieses miozänen Meerwassers an.

Aus der anschließenden Migration der Sole in den karbonatischen Paläoundergrund resultierte eine teilweise Dolomitisierung der Gesteine (Gl. 6-1). Der damit verbundene Austausch von Mg gegen Ca ist mit einer Anreicherung von Ca in den Solen verbunden. Dies muss die Ausfällung von SO_4 zu Gips forciert haben und kann die heutige Ca-Dominanz der thermo-salinaren Grundwässer zwischen Tiberias und Tabgha erklären. Die weiträumige Verbreitung von Dolomit in der Judea- und in der Arad-Gruppe des Jordangrabens (Katz & Kolodny, 1988; Issar, 1993) untermauert diese Theorie.



Neben der Dolomitisierung hat höchst wahrscheinlich auch der intensive Kontakt mit den Alkali-Olivin-Basalten und Gabbros der Region eine Erhöhung des Ca/Mg_{eq}-Verhältnisses im Wasser bewirkt. Entsprechende Prozesse sind beispielsweise die Albitisierung (Gl. 6-2) und Chloritisierung (Gl. 6-3) der Feldspäte und Pyroxene. Magmatite mit entsprechender Mineralogie sind sowohl in Zemah 1 erbohrt (Marcus & Slager, 1985), als auch indirekt im NW' Teilbeckens des Sees (Reznikov et al., 2004) und südlich Tiberias' in einem bis zu 1000 m mächtigen, prämiozänen Trog nachgewiesen worden (Abb. 4-7). Damit sind diese Gesteine für die zirkulierenden Grundwässer zugänglich. Ein deutlicher Einfluss von Magmatiten auf das Grundwasser ist auf Grund von Sr- und C-Isotopendaten an karbonatischen *in situ* Ausfällungen (Dolomit) in den Tiberias Quellen belegbar (Friedman, 1999; Kapitel 6.4.4).



Bohrungen in der Umgebung des Sees (Jordan 1, 2 und Rosh Pina 1) repräsentieren mit TDS von über 200 g/l höchst wahrscheinlich die Originalsolen und deuten auf eine intensive Verdünnung der am See Genezareth austretenden thermo-salinaren Grundwässer hin. Zur heutigen „See Genezareth Sole“ führten nach Bergelson et al. (1999) zwei darauf folgende Verdünnungen durch: (i) den im Beq'at Kinarot süßen Lisansee (Abb. 4-17) und (ii) rezente Neubildungswässer.

Die hohen Drücke von >100 bar (Rosenthal, 1988; Eckstein & Maurath, 1995) der chemisch reduzierenden Ca-Cl-Solen in und um dem Beq'at Kinarot (Jordan 1, Zemah 1, Devorah 2A, Rosh Pina 1) können durch Methanbildung in Folge der Umsetzung organischer Stoffe erklärt werden. Für einen weiträumigen Druckaufbau der Solen ist jedoch zusätzlich (Block-) tekto-

nische Beanspruchung notwendig (Mazor, 1978; Rosenthal, 1988). Zumindest einige der Solen müssen daher älter als von Starinsky (1974) angenommen sein, denn seit dem Pliozän sind keine geologischen Prozesse abgelaufen, die solch hohe Drücke in den Aquiferen erzeugt hätten (Ilani et al., 1988; Rosenthal, 1988; Rosenthal et al., 1989). Das deutet auf mehrere Generationen von Solen hin, die während verschiedener Zeitalter entstanden sind und daher unterschiedlichen Genesen unterlagen. Einige der Hochdruck-Ca-Fluide sind also präkänozoisch und wahrscheinlich im Paläozoikum, in der Trias oder dem Jura gebildet worden (Bentor, 1969; Fleisher, 1969; Issar, 1983; Rosenthal et al., 2004) während die Mg-reichen sowie ein Teil der Ca-reichen Solen känozoischen Ursprungs sind.

7. Ergebnisse und Diskussion

7.1 Die physikochemischen Bedingungen im See Genezareth

Die Messkampagnen im See Genezareth fanden im November 2002, 2003 und März 2004 statt. Während der Probenahmen war der See im chemischen Sinn entweder stabil in zwei Wasserkörper: Epi- und Hypolimnion geschichtet (Herbst), oder vollständig durchmischt (Frühjahr). Die thermisch bedingte Stratifizierung tritt jährlich im April ein und beginnt im Herbst durch die Abkühlung der Seeoberfläche schwächer zu werden. Die Thermokline trennt beide Wasserkörper in einer Tiefe von ca. 20 m. Typischerweise ist das Epilimnion mit 22,2-22,5 °C bedeutend wärmer als das Hypolimnion, dessen Temperatur unterhalb der Thermokline 18,2 °C beträgt und mit der Tiefe auf 15,4 °C abnimmt (Abb. 7-1a).

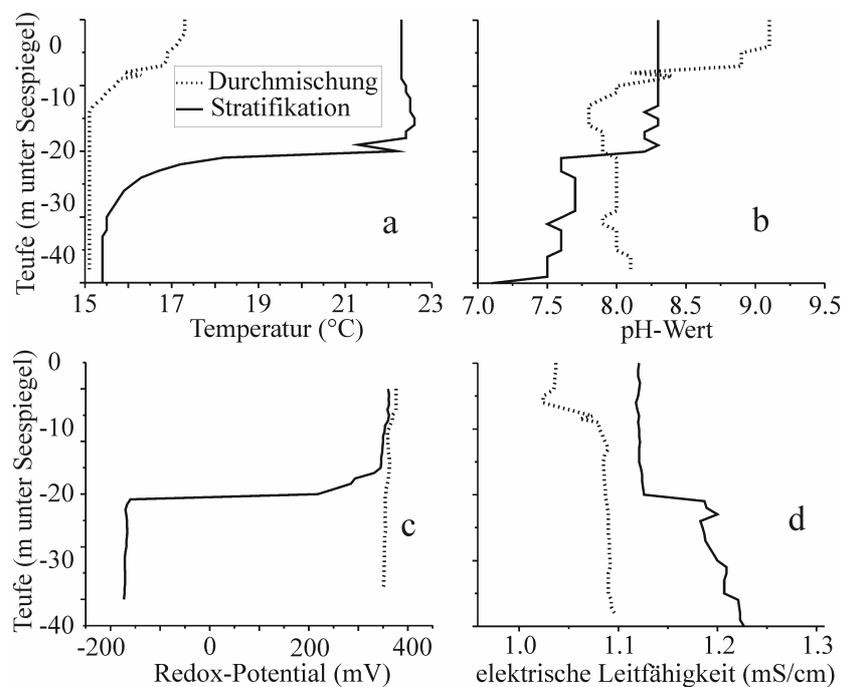


Abb. 7-1: Tiefenabhängige Darstellung der physikochemischen Parameter im See Genezareth im Profil des Probenpunktes „A“, unterschieden nach Frühjahr und Herbst. Lokation „A“: Nr. 45 in Abb. 2-1; direkt an der Station A des KLL im See.

Im Epilimnion führt die Frühjahrsblüte der Dinoflagellata *Peridinium gatunense* durch photosynthetische CO₂-Aufnahme zu pH-Werten von bis zu 9,6 und einer Übersättigung der oberen Wassermasse mit O₂ (Eckert & Trüper, 1993). Im Sommer und Herbst dagegen sind nur noch geringe Mengen nanoplanktonischer Algen (Blau- und Blau-Grün-Algen) vorhanden (Nishri et al., 2000). Die andauernden biologischen Prozesse regulieren in dieser Jahreszeit den im Epilimnion gemessenen pH von etwa 8,4 (Abb. 7-1b). Der untere Wasserkörper wird ab Juni durch die Isolation vom atmosphärischen Sauerstoff und O₂ zehrenden Prozessen anoxisch

(Abb. 7-1c), was zu anaeroben Prozessen und der Akkumulation von CO_2 und H_2S führt. Bis dahin nutzen aerobe denitrifizierende Bakterien im O_2 -armen Hypolimnion O_2 und NO_3^- als Energieträger. Sobald der untere Wasserkörper O_2 -frei ist, wird die mikrobielle Sulfatreduktion dominant. Der pH-Wert im Hypolimnion sinkt unterhalb der Thermokline schlagartig auf 7,7 ab und erreicht an der Oberfläche des Benthos einen Wert von 7,1 (Abb. 7-b). Das *Redox*-Potential von 227-369 mV zeigt an, dass das Epilimnion chemisch oxidierend ist, während im Hypolimnion konstante Eh-Werte von -150 bis -160 mV vorliegen und ein chemisch reduzierendes Milieu anzeigen. Die von Eckert & Trüper (1993) beobachtete Redoxkline in 34 m Wassertiefe wurde weder im Herbst 2002, noch im Herbst 2003 durch unsere Messungen bestätigt. Auf Grund der verschiedenen Lösungs-, Fällungs-, Adsorptions-, Resorptions- und Transformationsprozesse im Epi- und Hypolimnion unterscheidet sich die elektrische Leitfähigkeit beider Wasserkörper um maximal 0,1 mS/cm (Abb. 7-1d). Eine separate Salinitätszunahme eines der beiden Körper findet somit nicht statt.

Im März 2004 änderten sich die physikochemischen Parameter über die Wassersäule in unterschiedlich starker Form. Die Temperatur ließ die beginnende thermische Schichtung des Sees durch die schrittweise Erwärmung des Epilimnions erkennen. Unterhalb 14 m Tiefe war die Temperatur mit 15,1 °C konstant und nahm darüber schrittweise bis zur Wasseroberfläche auf 17,3 °C zu (Abb. 7-1a). Der pH-Wert zeigte die beginnende Algenblüte an, da der pH in der oberen Wassersäule bereits 9,1 und in der unteren Wassersäule 8,1 zeigte (Abb. 7-1b). Die elektrische Leitfähigkeit stieg von oben nach unten von 1,04 auf 1,1 mS/cm am Seeboden an. Das *Redox*-Potential sank von 390 mV am Seespiegel auf 366 mV am Seegrund ab.

Tägliche Westwinde zwischen Mai und Oktober, die Stärken bis 12 m/s erreichen können, initiieren interne Wellenbewegungen, die neben Advektion und Bioprozessen zu täglichen und saisonalen Variationen innerhalb der Wasserkörper und der physikalischen Parameter führen können (Imberger, 1998; Eckert et al., 2002).

7.2 Haupt-, Neben- und Spurenelemente

Für die Diskussion der Thematik werden neben Ionen-Verhältnissen auch erweiterte Equivalent-Verhältnisse angewandt. Dazu zählt der Q-Wert (Gl. 7-1), dessen Wert 1 übersteigt, insofern einem Wasser eine Ca/Mg-Cl-Sole zugemischt wird. Um diese Zumischung quantifizieren zu können, werden der Ca+Mg-Überschuss (Gl. 7-2) und der Cl-Überschuss (Gl. 7-3) verwendet. Diese sollten sich im Wert entsprechen, unterscheiden sich jedoch häufig durch analytische Unsicherheiten. Im Folgenden sind sämtliche Ionen zur Vereinfachung ohne Wertigkeiten angegeben (z.B. wird Ca^{2+} als Ca geschrieben).

$$Q = \text{Ca}^{2+} / (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-) \quad \text{Gl. 7-1}$$

$$\text{Ca+Mg-Überschuss} = (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-) \quad \text{Gl. 7-2}$$

$$\text{Cl-Überschuss} = \text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+) \quad \text{Gl. 7-3}$$

7.2.1 Darstellung und Charakterisierung der Wässer in Spider Diagrammen

Die Grund- und Oberflächengewässer des Beq'at Kinarot sind durch die Auflösung mariner Evaporite (Halit, Gips, Anhydrit), von Kreide, Kalksteinen, Dolomiten und Vulkaniten gekennzeichnet. Für die Fragestellung, welche dieser Komponenten für die Mineralisation der Wässer verantwortlich sind, ist die Darstellung und hydrochemische Gruppierung der Grundwässer in Form von *spider*-Diagrammen geeignet (Möller et al., einger.). Diese Form der Diagramme dient der effizienten Erfassung der Hydrochemie der Grundwässer. So werden Variationen in der Hydrochemie und Versalzung der Wässer, die durch verschiedene gelöste marine Komponenten verursacht werden, schnell erkannt. Dazu wird eine Reihe von gelösten Inhaltstoffen in willkürlicher Reihenfolge auf Meerwasser normiert (Index „sw“) dargestellt. In diesem semi-logarithmischen Diagramm repräsentiert Meerwasser den Wert 0. Alle Konzentrationen darüber entsprechen einer relativen Anreicherung, alle darunter einer Abreicherung gegenüber Meerwasser. Folgende Grundwassereigenschaften sind in Bezug auf die regionalgeologische Situation und die damit verbundenen Prozesse und Ursachen charakteristisch.

Verglichen mit Na_{sw} und Cl_{sw} sind in den meisten Wässern Ba_{sw} , Y_{sw} und die schweren Alkalien_{sw}, angereichert. Letztere und K gelangen durch Na-Ionenaustausch aus Tonmineralen sowie durch residuale marine Evaporationssolen in die Grundwässer. Das U_{sw} der Grundwässer streut stark. Die Ursachen liegen in der Häufigkeit und der Löslichkeit uranföhrer Minerale, die besonders in den phosphat- und bitumenreichen Lagen an der Kreide-Tertiär-Grenze (Moise et al. 2000; Kafri et al., 2002) auftreten. Der Urangehalt der Wässer aus dem Unteren Aquifer ist niedrig, da (i) kaum U-föhrer Minerale in den Aquifergesteinen auftre-

ten und (ii) Uran auf Grund des reduzierenden Milieus offensichtlich als U(IV) vorliegt und daher nur schlecht mobilisiert werden kann.

Y (stellvertretend für die Lanthaniden [REE]) ist schlecht aus Tonmineralen, Gips oder Karbonaten lösbar. Die Häufigkeit von Y und REE ist durch Adsorption an Mineraloberflächen (Johannesson et al., 1999, 2000; Möller 2002; Möller et al., 2003b) und durch die Mitfällung in Sekundärmineralen kontrolliert. Daher sind auf den Mineraloberflächen, die im Kontakt mit dem Grundwasser stehen, die Lanthaniden und Y stark angereichert.

Ba_{sw} ist hoch wenn SO_{4sw} niedrig ist und *vice versa*. Das deutet darauf hin, dass Ba stark durch die Löslichkeit von Baryt im Untergrund bestimmt wird. Die einzige Ausnahme stellt das reduzierende Wasser der Quelle Gofra dar, in dem mikrobielle Sulfatreduktion stattfindet und das daher an Baryt untersättigt ist (berechnet mit PHREEQC). Die Gl. 7-4 stellt einen möglichen Prozess der SO₄-Reduktion dar. Die anaeroben Bakterien *Desulfotomaculum* und *Desulfovibrio desulfuricans* (var. *aestuarii* bzw. var. *thermodesulfuricans*) sind tolerant gegenüber Salinität (≤ 200 g/l Cl) bzw. Temperaturen (≤ 80 °C) und reduzieren SO₄²⁻ bereits bei niedrigen Temperaturen (<96 °C) (Wallhäuser, 1965; Postgate, 1984; Mattheß, 1990).



Ca_{sw}-Sr_{sw}: Die Kalksteine im Einzugsgebiet des See Genezareth sind überwiegend biogenen Ursprungs, wohingegen Kalziumsulfate ausschließlich anorganisch ausgefällt werden. Die biogenen Karbonatminerale Aragonit und Hoch-Magnesium-Calcit sind bei Kontakt mit meteorischen Wässern metastabil (Veizer, 1969; 1978) und können in den gering löslichen Niedrig-Mg-Calcit überführt werden (Möller, 1986). Während der Bildung dieser Ca-Minerale wird Sr in unterschiedlichem Maße mitgefällt. Der Sr-Gehalt des Calcits ist wesentlich höher als der des Dolomits (Barber, 1974). Sr/Ca-Verhältnisse von Aragonit und Anhydrit entsprechen dem des Meerwassers, während die Verhältnisse in Gips und Calcit deutlich niedriger sind (Kinsman & Holland, 1969; Usdowski, 1973). Während der Umbildung von Aragonit und Hoch-Mg-Calcit zu Niedrig-Mg-Calcit wird Sr abgegeben und entweder aus dem Aquifer ausgespült oder kristallisiert zu Strontianit (SrCO₃). Daher zeigen Grundwässer, die junge (tertiäre) Kalksteine und Kreide lösen, horizontale Ca_{sw}-Sr_{sw} Trends, während Grundwässer aus älteren (mesozoischen) Karbonataquiferen durch Ca_{sw}>Sr_{sw} charakterisiert sind. Die Lösung von Anhydrit kann Ca_{sw}<Sr_{sw} bewirken.

Cl_{sw}-Br_{sw}: Verglichen mit dem molaren Cl/Br Verhältnis im Meerwasser (651), deuten die niedrigen Cl/Br Verhältnisse (169-473) der meisten Grundwässer der Region auf (i) eine Auslaugung residualer Solen aus geologischen Taschen in den Aquiferen, oder (ii) einen Zufluss von Br-reichen Niederschlägen (Cl/Br = 16-68) (Rosenthal, 1987; Herut, 1992) hin. Die Ur-

sachen für die hohen Br-Gehalte der Niederschläge sind noch ungeklärt. Wenn der Niederschlag bereits zu Zeiten des Sdom-Sees einen so hohen Br-Gehalt aufgewiesen hat, dann muss dieser und die Evaporation des Seewassers auch zu einem angereicherten Br-Gehalt in allen Grundwässern geführt haben.

$\text{Na}_{\text{sw}}\text{-Cl}_{\text{sw}}$: ein nahezu horizontaler Trend ist im Meerwasser sowie bei der Mehrheit der Wasserproben zu beobachten.

Ein ansteigender Trend von Br_{sw} zu B_{sw} ist charakteristisch für Gipslösung, da dieses Mineral häufig reich an Bor ist (Braitsch, 1971). Für den See Genezareth ist charakteristisch, dass dieser $\text{B}_{\text{sw}} > \text{Cl}_{\text{sw}}$ zeigt, wohingegen alle einmündenden Wässer durch $\text{B}_{\text{sw}} \sim \text{Cl}_{\text{sw}}$ gekennzeichnet sind. Das bedeutet, dass der See eine zusätzliche und noch nicht spezifizierte Bor-Quelle hat.

Tab. 7-1: Typisierung der Grund- und Oberflächenwässer nach deren Mineralisation und mittleren molaren Element-Verhältnissen.

Spider-Typen	B1	B2	B3	C	D	E	BBL	HL	F	EL	MIX
Cl:SO ₄ :HCO ₃	0,6:0,04:1	8,9:0,3:1	120:2,5:1	6,4:1,5:1	31,7:0,3:1	3,8:1,9:1	1,8:0,12:1	2,8:0,2:1	2,8:0,2:1	2,8:0,2:1	2,7:0,2:1
Na/Cl	0,77	0,66	0,62	0,93	0,55	1,48	0,76	0,76	0,77	0,77	0,74
Na/2SO ₄	6,55	10,82	15,15	1,94	26,68	4,02	5,51	4,89	4,98	4,98	4,86
Ca/SO ₄	10,16	5,67	6,20	0,47	6,32	6,67	3,29	2,44	2,41	2,41	2,62
Cl/2SO ₄	8,52	16,33	24,36	2,09	48,79	2,71	7,24	6,46	6,48	6,48	6,54
Q	0,67	2,02	5,14	0,35	2,48	0,58	0,66	0,74	0,73	0,73	0,78
Cl-Na-K	0,81	15,15	118,01	2,82	95,60	-0,40	1,95	2,02	1,94	1,94	1,92
2Ca/Cl	1,19	0,35	0,25	0,23	0,13	2,46	0,45	0,38	0,37	0,37	0,40
2Mg/Cl	0,91	0,15	0,11	0,51	0,28	1,86	0,37	0,37	0,35	0,35	0,37
Mg/Ca	0,76	0,44	0,42	2,25	2,15	0,76	0,82	0,98	0,95	0,95	0,93
1000×Sr/Ca	2,11	9,15	9,5	15,57	31,06	5,76	5,26	5,96	6,02	6,02	5,38
1000×Sr/Cl	1,26	1,59	1,21	1,75	2,01	7,08	1,19	1,13	1,12	1,12	1,08
Mg/SO ₄	7,74	2,50	2,60	1,06	13,56	5,04	2,69	2,39	2,29	2,29	2,43
1000B/Cl	1,81	0,72	0,44	1,23	0,64	5,10	1,27	1,28	1,21	1,21	1,10
1000B/SO ₄	30,83	23,40	21,51	5,15	62,44	27,68	18,34	16,56	15,72	15,72	14,44
Cl/Br	331,48	231,98	223,74	365	181,99	688,92	290,19	291,53	291,46	291,46	307,46
Eigenschaften	HCO ₃ ^{3sw} >>Ca _{3sw} >Sr _{3sw} >SO ₄ ^{3sw}	Ca _{3sw} ≈Sr _{3sw} , Ca _{3sw} >>SO ₄ ^{3sw} , Cl _{3sw} <Br _{3sw}	Cl _{3sw} >SO ₄ ^{3sw} , Cl _{3sw} >Na _{3sw} , Br _{3sw} ~Ca _{3sw} >B _{3sw}	Ca _{3sw} <Sr _{3sw} , SO ₄ ^{3sw} >>B _{3sw} , Na _{3sw} ~Cl _{3sw} ~Br _{3sw} , K _{3sw} <<Na _{3sw} ,	Cs _{3sw} ~Rb _{3sw} ~K _{3sw} ~Na _{3sw} and Sr _{3sw} >Ca _{3sw}	Na _{3sw} >>Cl _{3sw} , Cl _{3sw} >Br _{3sw} , Ba _{3sw} ≤HCO ₃ ^{3sw} , Ca _{3sw} >>SO ₄ ^{3sw}	Na _{3sw} ≤Cl _{3sw} <Br _{3sw} , HCO ₃ ^{3sw} >Ca _{3sw} >SO ₄ ^{3sw} , Y _{3sw} >Cs _{3sw}				
			and mostly Ca _{3sw} ~Sr _{3sw}								

Legende: BBL: *benthic boundary layer*, Wasserschlucht unmittelbar auf dem anoxischen Seesediment, beschränkt auf den zentralen Seebereich
 HL: Hypolimnion
 EL: Epilimnion
 Periode der Stratifikation: April-Dezember,
 Subtypen BBL, HL, EL: berechnet als Daten-Durchschnitt der Proben Nov. 2002 und Nov. 2003
 MIX: Daten-Durchschnitt während der Periode der vollständigen Durchmischung: Januar-April

Im Untersuchungsgebiet sind fünf verschiedene Grundwassertypen bestimmt worden (Siebert et al., einger. b), deren Charakteristika sind in Tab. 7-1, Abb. 7-2 und Abb. 7-3 gegeben.

Typ B1: Die Grundwässer dieses Typs sind durch die molaren Verhältnisse $\text{Cl}:\text{SO}_4:\text{HCO}_3$ von 0,6:0,04:1 gekennzeichnet (Abb. 7-2a) (Tab. 7-1). Das heißt, die Lösung von Karbonaten, geringen Mengen Halit und verschwindend wenig Gips ist deren dominantes Merkmal. Die geringe Halitlösung zeigt sich auch in den molaren Verhältnissen von Na/Cl (0,66-0,92) und dem Cl -Überschuss, der bis auf D 906 (2,3-4) konstant niedrig ist (0-0,6). Diese Wässer kommen ausschließlich am westlichen und nördlichen Rand des Beq'at Kinarot vor und stammen aus den phreatischen Bereichen beider Judea Aquifere (JGA). Nur Alonei HaBashan 3 liegt im Golan und ist in den Golan-Basalten abgeteuft. Das Wasser aus Alonei HaBashan 3 deutet mit Na/Cl : 3,88 auf einen Na-Eintrag aus der Basaltverwitterung hin. Ca_{sw} ist durchgängig größer als Sr_{sw} . Die Q-Werte der Wässer liegen bis auf D 906 (0,87) im Bereich süßer Grundwässer (0,6-0,8) (Vengosh & Rosenthal, 1994).

Mit Ausnahme der Amnon Quelle im Norden und Alonei HaBashan 3, wo keine Salzwässer vorkommen, ändern sich die molaren $\text{Cl}/2\times\text{SO}_4$ und Cl/Br Verhältnisse sowie Q-Werte systematisch mit Annäherung an das Seeufer. Die Bohrung D 906 ist von allen B1-Wässern am nächsten zur Mischungszone von Süß- und aufsteigendem Salzwasser gelegen. Das Wasser aus D 906 zeigt im Herbst deutlich steigende Salzwasseranteile. Daher sind die molaren Verhältnisse Ca/SO_4 und $2\times\text{Ca}/\text{Cl}$ niedriger und der Cl -Überschuss sowie $(\text{Na}+\text{K})/(2\times(\text{Ca}+\text{Mg}))$ höher als im Frühjahr und im Vergleich zu den anderen B1-Wässern. Alle B1-Grundwässer (außer D 906 im Herbst) sind nach PHREEQC an Calcit und Dolomit gesättigt.

Typ B2: Die Grundwässer dieses Typs werden in zwei Subtypen unterteilt, die ähnliche *spider*-Muster, aber deutlich unterschiedliche Ionenverhältnisse aufweisen (Tab. 7-1). **Typ B2a** ist durch die Lösung von überwiegend Halit und untergeordnet Karbonaten und Gips charakterisiert (Abb. 7-2b). Diesem Typ gehören ausschließlich die Wässer aus Tabgha an. Mit steigenden Anteilen an aufsteigenden thermo-salinaren Wässern nimmt der Q-Wert zu: KIN 7 (1,06-1,73) – Ein Sheva (1,39-2,0) – Sartan süß (1,85-2,14) – Sartan salinar (2,39-2,48) – Barbutim (2,26-2,37). **Typ B2b** Grundwässer sind ausschließlich in Hammat Gader in der Yarmouk Schlucht zu finden und durch konstante Q-Werte von 0,5 charakterisiert. Diese Wässer laugen Halit und Karbonate sowie vernachlässigbare Mengen an Gips (Abb. 7-2c). Niedrige $\text{Cl}/2\times\text{SO}_4$ Verhältnisse (4,01) zeigen einen engen Kontakt zu den bituminösen Gesteinen des Senons und Eozäns (Mazor & Rosenthal, 1967).

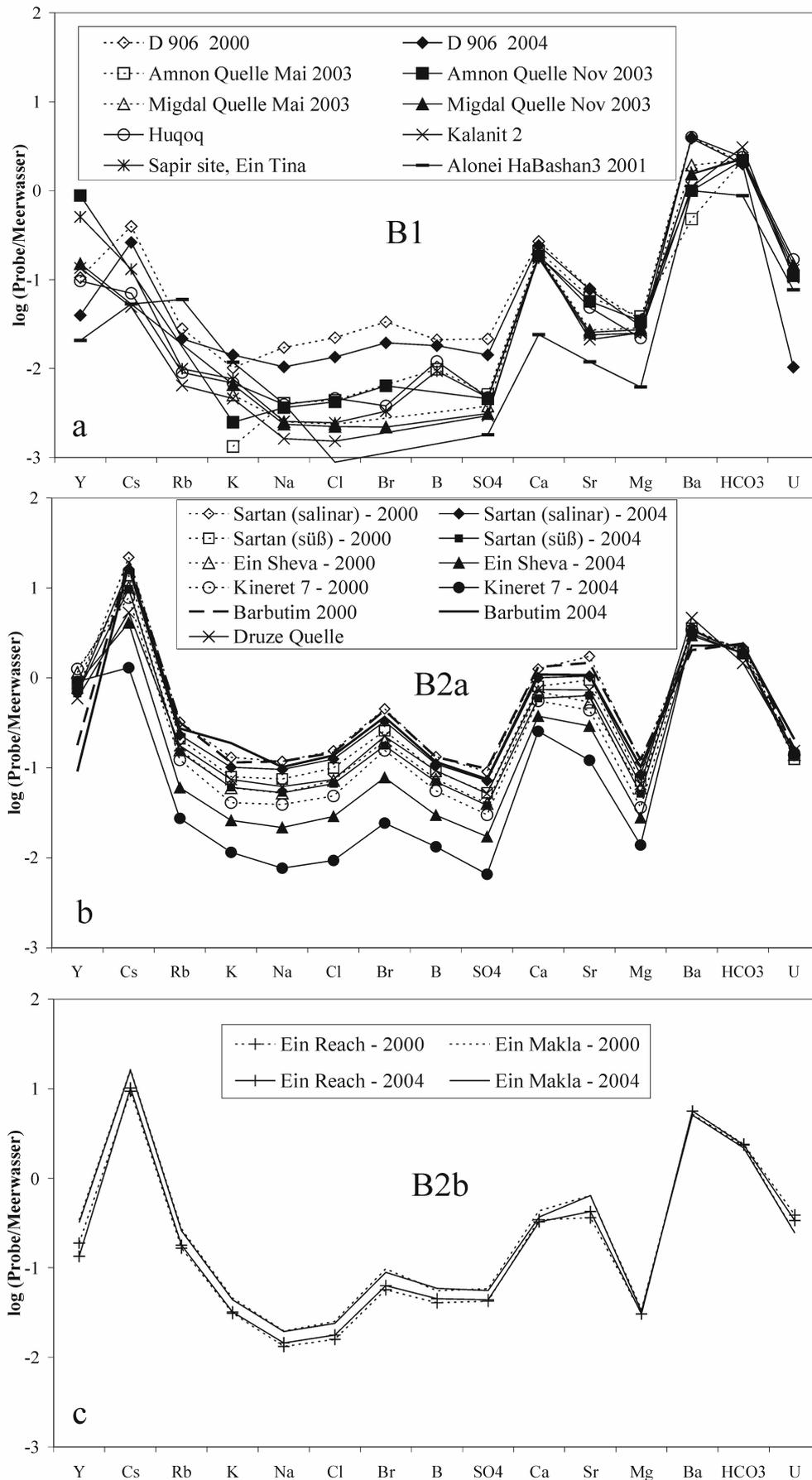


Abb. 7-2: Charakteristische Spider-Diagramme der Grundwassertypen a) B1, b) B2a und c) B2b, die sich durch unterschiedlich intensive Minerallösung unterscheiden. In Grundwässern vom Typ B1 dominiert die Karbonatlösung, in den Wässern des Typs B2 die des Halits.

Die nahezu horizontalen Ca_{sw} - Sr_{sw} Trends zeigen, dass die Wässer im Kontakt mit jungen biogenen Karbonaten der Avedat Gruppe stehen, die im Einzugsgebiet von Tabgha und im Bereich der Yarmouk Schlucht (Kafri et al., 2002) sowie im Golan großflächig vorkommen (Abb. 4-21; 6-2). Die darin enthaltenen Komponenten aus Aragonit und Mg-Calcit sind metastabil im Kontakt mit meteorischen Wässern (Veizer, 1969, 1978). Nur für die Grundwässer aus KIN 7 und Ein Sheva ist durch $Ca_{sw} > Sr_{sw}$ ein höherer Anteil an Wasser aus dem Unteren JGA festzustellen (Tab. 6-3).

Die Mt. Scopus Gruppe im Yarmouk Becken gehört nach Kafri et al. (2002) der südlichen Fazies an und die darin enthaltene Phosphatmengen sind daher vergleichbar mit denen aus dem nördlichen Negev. Diese Phosphate enthalten hohe Gehalte an Uran (Nathan et al., 1979; Gill & Shiloni, 1995). Daher treten in den Hammat Gader Quellen, trotz der vorherrschenden stark reduzierenden Bedingungen (-150 bis -320 mV), erhöhte U-Konzentrationen auf.

Typ B3: Sehr hohe Salinitäten (TDS), die aus der intensiven Lösung von Halit, gefolgt von Gips und Karbonaten resultieren, sind charakteristisch für alle Grundwässer diesen Typs (Abb. 7-3a). Ca_{sw} entspricht häufig Sr_{sw} . Diese Wässer treten in Tiberias, Fuliya und Tabgha auf. Sie stammen ausschließlich aus dem Unteren JGA oder aus der Mischungszone mit dem Oberen JGA (Fuliya Quellen A und B). Die niedrigsten Salinitäten und Temperaturen (24.4-28.4°C) treten in den Quellen Fuliya A, Fuliya B und in der Bohrung KIN 5 in der Fuliya Gruppe auf. Der Typ B3 ist nicht homogen und kann nach den molaren Cl/Br und $Cl/2 \times SO_4$ Verhältnissen sowie den Q-Werten in zwei Sub-Typen unterteilt werden. Abgesehen von KIN 5 im Frühjahr, weisen die Grundwässer der Fuliya Gruppe die höchsten Na/Cl (0.66-0.79) und Cl/Br (318-341) Verhältnisse, aber die niedrigsten $Cl/2 \times SO_4$ (7-17), Ca/SO_4 (2,6-3,6) Verhältnisse und Q-Werte (1.1-7) auf. Mit Ausnahme von KIN 5 im Herbst und KIN 10b generell sind das Verhältnis $2 \times SO_4/HCO_3$ (0.4-1.9) und der Cl -Überschuss (5-23) in den Wässern von Fuliya am kleinsten. Daher hat die Halit- und Gipslösung in den Fuliya Wässern eine höhere Bedeutung als in den B3-Wässer von Tabgha und Tiberias, die durchweg Na/Cl Verhältnisse von 0,33-0,43 und Q-Werte über 6 aufweisen und damit auf die vermehrte Einbeziehung von Ca-Mg-Cl-Solen hindeuten.

Typ C Wässer (Abb. 7-3b) kommen nur in Ein Porih vor, einer Quelle südlich Tiberias, die am Übergang der Bira-Formation zum darüber liegenden Cover-Basalt entspringt. Das Wasser ist durch einen stetigen Anstieg von K_{sw} zu Sr_{sw} charakterisiert. Das Wasser ist stark an Kalium abgereichert. Die molaren Na/K Verhältnisse sind mit 228-259 typisch für basaltische Grundwässer aus dem Cover-Basalt mit $Na/K = 234$ (Rosenthal, pers. Komm.).

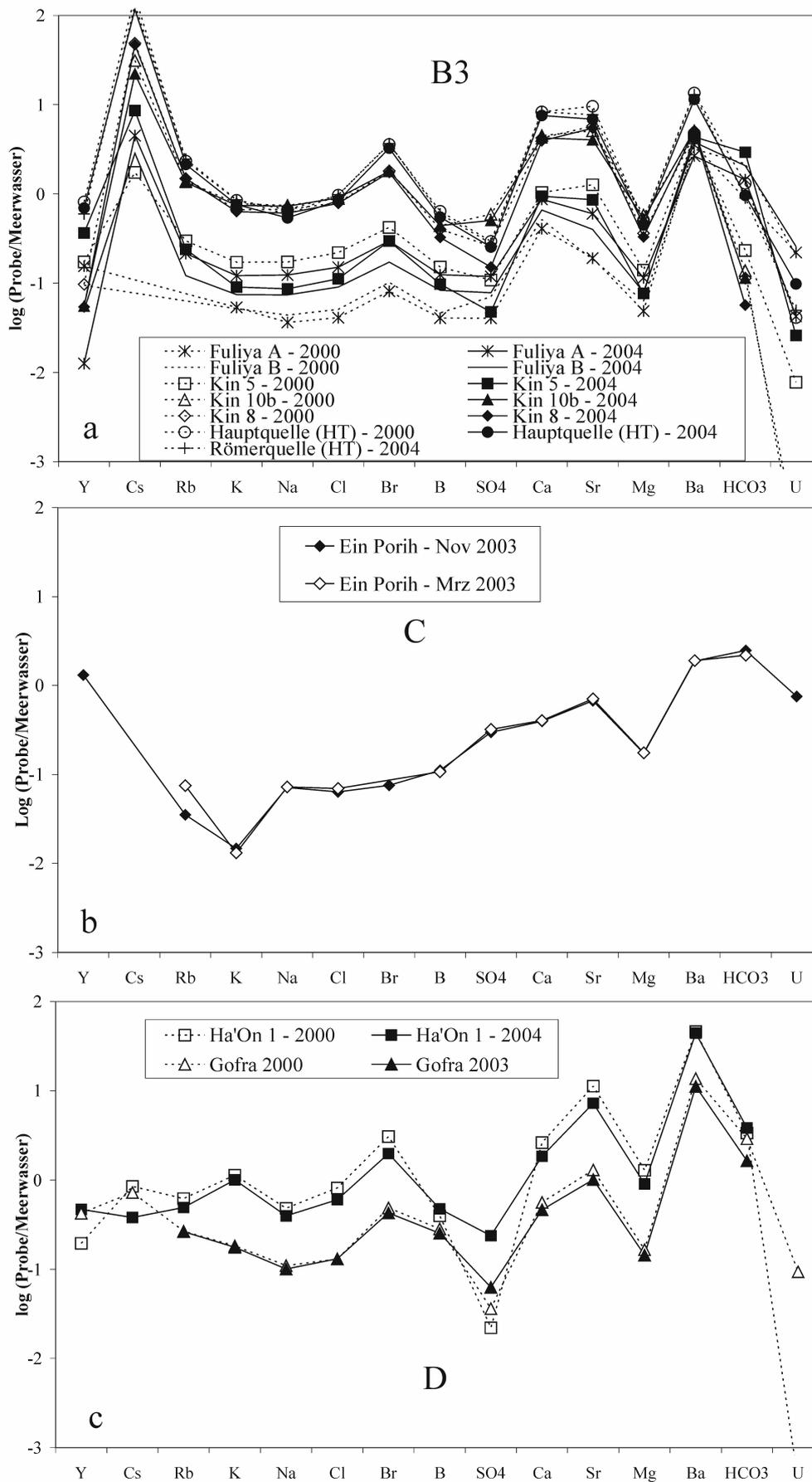
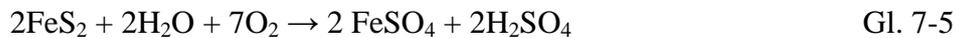


Abb. 7-3: Spider-Diagramme der Grundwässertypen von a) Typ B3, thermo-salinare Wässer mit einer hohen Halitfracht, b) Typ C, gekennzeichnet durch die Lösung basaltischer Minerale und c) Typ D, nur in der östlichen Grabenflanke auftretende Derivate primärer Evaporationssohlen.

Die niedrigen Q-Werte (0,35) zeigen, dass die Karbonat- und Gipslösung eine untergeordnete Rolle spielt. Die Quellen haben die niedrigsten Ion/SO₄ Verhältnisse aller Grundwässer und besonders die molaren Ca/SO₄- (0,47) und 1000B/SO₄ Verhältnisse (5,15) deuten auf die Oxidation von Sulfiden wie Pyrit aus den Basalten und der Bira Formation hin (Gl. 7-5).



Die dabei entstehende freie Säure erleichtert die Minerallösung. Diese fördert die Basaltverwitterung und die Alteration und Umwandlung von Mineralen wie Forsterit, Diopsid und Augit in beispielsweise Nareiche Plagioklase und Calcit. Daraus resultieren durch die Mg-Abgabe hohe Mg/Ca Verhältnisse von 2,25. Calcitische Porenbeläge und stark alterierte Ca-Pyroxene sind in den Cover-Basalten nachweisbar (Abb. 7-4).

Sr/Ca Verhältnisse kleiner 0,012 sind typisch für mafische Gesteine (Rössler & Langer, 1972), wobei Ein Porih Wässer (0,015) möglicherweise zusätzlich Sr aus der unterlagernden Bira Formation mit eingeschalteten Fajjas-Tuffen erhalten. Cl/Br Verhältnisse von 365 sind typisch für Grundwässer ohne Beeinflussung durch Salinar (Typ B1). Die Ein Porih Grundwässer haben neben den Quellen von Hammat Gader (Typ B2b) die höchsten U_{sw}-Gehalte. Die Wässer der Quelle sind extrem durch antropogene Beeinflussung aus der Landwirtschaft gekennzeichnet. Nitrat-Gehalte von 186 mg/l weisen auf mineralische Dünger wie Natronsalpeter (NaNO₃) oder Gülle hin (DVWK, 1993; 1996).

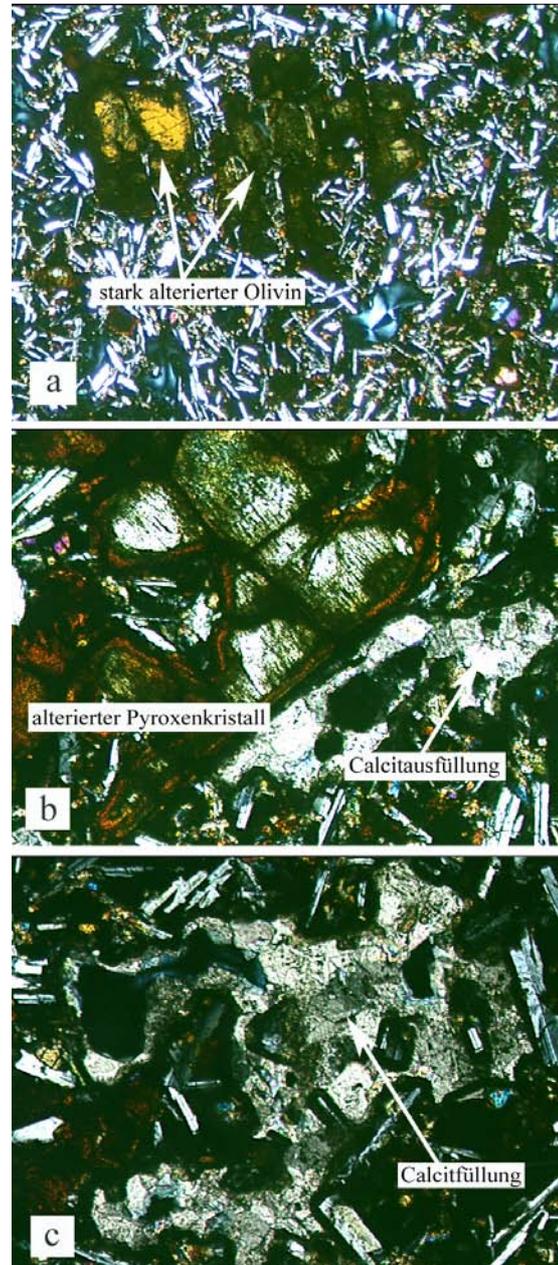


Abb. 7-4: Dünnschliff-Aufnahmen des Cover-Basaltes (gekr. Nic). Das Gestein weist in einer glasarmen Matrix aus überwiegend idiomorphen Plagioklasen, opaken Phasen und Apatit: a) alterierte Olivine und b) Klinopyroxene (überwiegend Augite und Diopside) als porphyrische Einsprenglinge sowie c) Calcit als Hohraumfüllungen auf. (Vergr. jeweils 5 mal)

Typ D Wässer mit Cl:SO₄:HCO₃ von 32:0.3:1 sind nur aus Ha'On 1 und Gofra bekannt (Abb. 7-3c). Sie unterscheiden sich grundsätzlich von den anderen Grundwässern durch $C_{S_{sw}} \sim Rb_{sw} \sim K_{sw} \sim Na_{sw}$ und $Sr_{sw} > Ca_{sw}$. Die Abwesenheit der schweren Alkalien (Rb, Cs und K) ist charakteristisch für diesen Grundwassertyp. Dies schließt die (i) Laugung von Ton-Mineralen aus und (ii) kennzeichnet sie als Derivate von primären Evaporationssoolen. Im Vergleich zum Herbst sind die Cl/2×SO₄ und Ca/SO₄ Verhältnisse im Frühjahr niedriger, während alle anderen Verhältnisse nur insignifikant schwanken. Besonders in den Wässern von Ha'On 1 deuten die, mit den Tiberias Quellen identischen, Na/Cl Verhältnisse (0,51-0,57) und der ebenfalls identische Cl-Überschuss (133-208) auf eine residuale Evaporations-Sole hin. Gofra Wässer zeigen dagegen etwas höhere Na/Cl Verhältnisse (0,66-0,73), aber viel niedrigere Cl-Überschüsse von 18-23. Die hohen Mg/Ca Verhältnisse von 1,5-2,54 zeigen, dass nur wenig Mg durch Dolomitisierung (Gl. 7-1) aus den Wässern entfernt wurde. Ca_{sw} ist niedrig und nahezu gleich mit HCO_{3sw}.

Neben der Mt. Scopus Gruppe (in der östlichen Grabenflanke) sind auch die oligozänen Glaukonite entlang des Ostufers (Abb. 4-21) und besonders im Einzugsgebiet der Gofra Quelle Bor-Lieferanten (Wedepohl, 1978), weshalb die Typ D Wässer die höchsten B/SO₄ Verhältnisse von 62,44 und die steilsten Trends von B_{sw} zu SO_{4sw} zeigen. Die stark reduzierenden Bedingungen der Wässer fördern die bakterielle SO₄-Reduktion (Gl. 7-4) und die daraus resultierende Baryt-Untersättigung. In diesem Fall ist Baryt nicht länger die limitierende Phase und daher sind erhöhte Ba-Gehalte im Wasser möglich.

Typ E repräsentiert den Oberflächenabfluss inklusive aller in den See Genezareth mündenden Wasserläufe (Abb. 7-5). Die Flüsse zeigen ähnliche Trends mit $Na_{sw} \gg Cl_{sw}$, $Cl_{sw} \geq Br_{sw}$ und $Ba_{sw} \leq HCO_{3sw}$. Die Wässer sind durch die Auflösung von Calcit und wenig Gips ($Ca_{sw} \gg SO_{4sw}$) sowie die Abwesenheit von Halit (Cl:SO₄:HCO₃ of 0.2:0.05:1) gekennzeichnet. Die Flüsse, welche in den basaltischen Golan-Höhen entspringen (Meshushim, Daliyyot und Yehudiya) sind durch Mg/Ca Verhältnisse von 1-1,14 gekennzeichnet. Der Jordan, dessen Quellen aus den jurassischen Karbonaten des Hermon Massiv hervortreten, ist dagegen durch Mg/Ca Verhältnisse von 0,22-0,31 charakterisiert.

Typ F: umfasst das Wasser des See Genezareth und dessen saisonale Variationen (Abb. 7-5). Dieser Typ ist gekennzeichnet durch: $Na_{sw} \leq Cl_{sw} < Br_{sw}$; $Cl_{sw} < B_{sw}$; $HCO_{3sw} > Ca_{sw} > SO_{4sw}$; $Y_{sw} > Cs_{sw}$ und einen konsequent abfallenden Trend von Cs_{sw} zu Na_{sw}. Bemerkenswert ist, dass Cl_{sw} kleiner ist als B_{sw}, obwohl sämtliche Flüsse und die meisten zutretenden Grundwässer $Cl_{sw} > B_{sw}$ aufweisen. Nur die Amnon Quelle im Norden (Typ B1) und die Gofra Quelle

(Typ D) zeigen $Cl_{sw} < B_{sw}$. Das bedeutet, dass das notwendige Bor nur durch die un spezifizierten Grundwasserzutritte entlang des Ufers und am Seeboden in den See eingetragen werden kann. Die $Cl:SO_4:HCO_3$ Verhältnisse ändern sich von 1.8:0.12:1 am Boden zu 2.8:0.2:1 im oberen Hypo- und dem Epilimnion. Das ist das Resultat der SO_4 -Reduktion im Hypolimnion, der Auflösung von äolisch eingetragenen Gips oder Anhydrit und der Fällung von Calcit im Epilimnion.

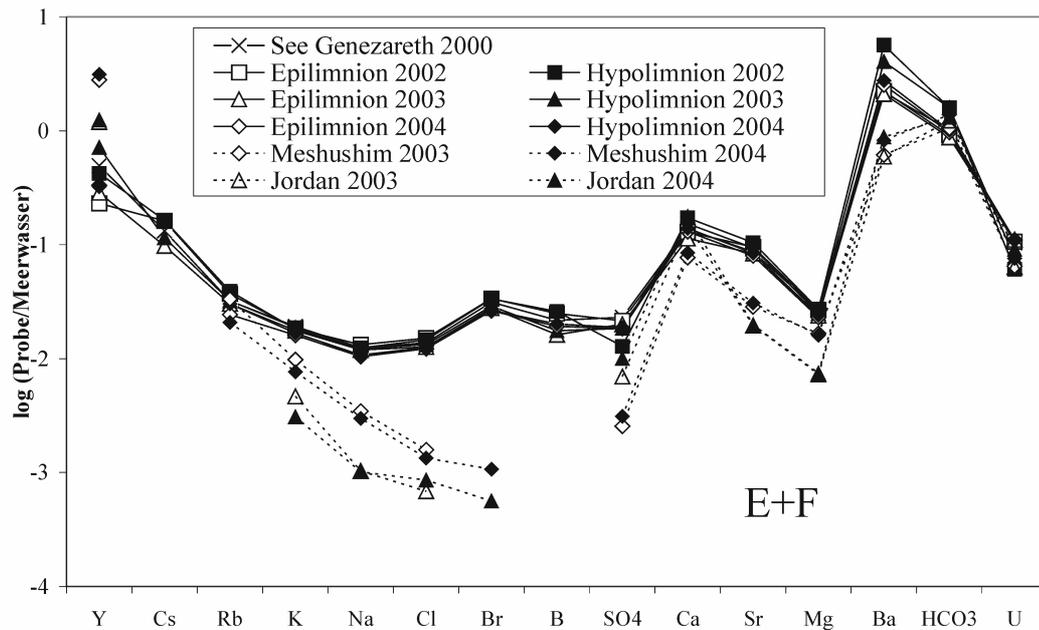


Abb. 7-5: Spider-Diagramme der Oberflächenwassertypen E und F. Da die Flüsse (Typ E) den Hauptanteil des Seewassers (Typ F) erbringen, sind die Muster beider Gruppen einander ähnlich. Der Zustrom von salinaren Grundwässern in den See drückt sich in der deutlichen Anreicherung von Na, Cl, Br, SO_4 gegenüber den Wässern vom Typ E aus.

7.2.2 Cl vs. Br und Cl/Br vs. TDS

7.2.2.1 Grundwasser

Die Cl/Br-Verhältnisse zeigen vier verschiedene lineare Korrelationen, die zugleich im Wesentlichen die Quellgruppen von Tabgha, Fuliya, Tiberias und Hammat Gader voneinander separieren (Abb. 7-6). Lineare Beziehungen, konservativer Elemente wie Br vs. Cl, mit einem gemeinsamen Ursprung, deuten für die Quellgruppen auf unterschiedliche saline Endglieder hin. Nur in Hammat Gader (Typ B2b) deuten die niedrigen Chloriditäten (<460 mg/l), aber zugleich kleinen Cl/Br Verhältnisse von 176, auf eine Brom-Quelle in der Mt. Scopus- und Avedat Gruppe hin. Die Verhältnisse der Gofra und Ha'On 1 Grundwässer (Typ D) entsprechen denen aus den Tiberias Quellen. Sie zeigen mit 158-198 die niedrigsten molaren Cl/Br Verhältnisse und deuten auf ein gemeinsames salinares Endglied hin, welches die für residuale, marine Solen typischen niedrigen Cl/Br Verhältnisse zeigt. Trotz der Abnahme der Konzentrationen im Frühjahr, gegenüber dem Herbst, bleiben die Verhältnisse gleich. Nur Ha'On 1 weist im Herbst (172) ein kleineres Verhältnis als im Frühjahr (197) auf (Abb. 7-7).

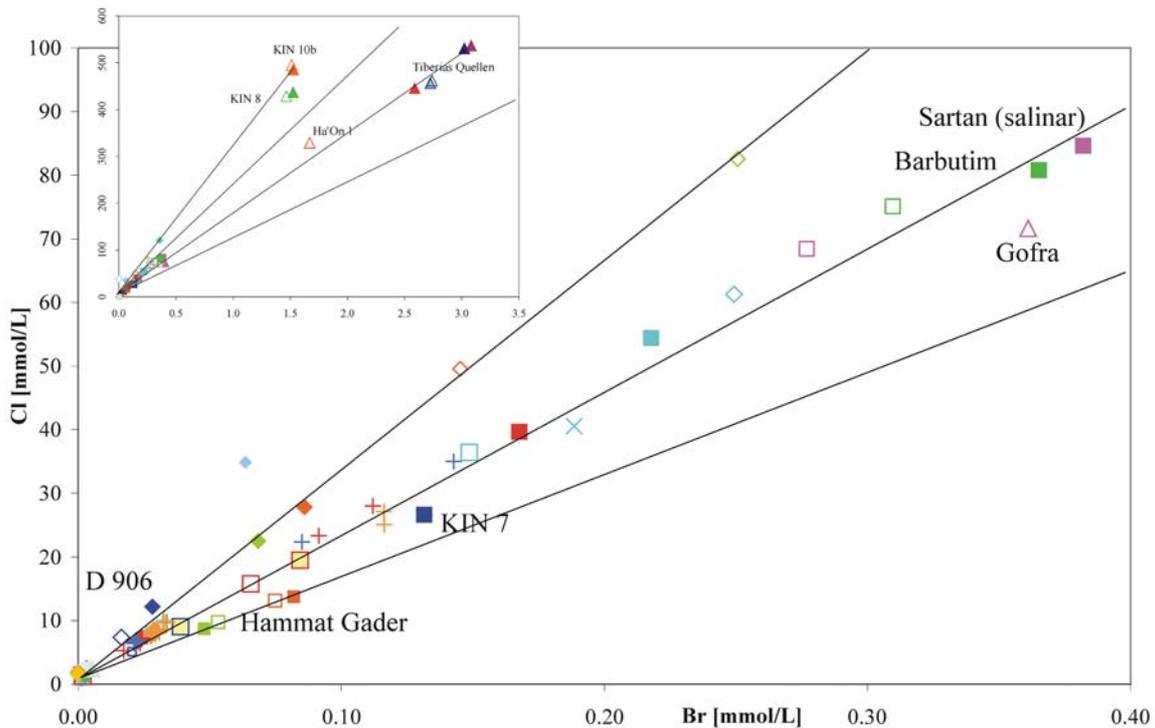


Abb. 7-6: Die molaren Cl- vs. Br-Gehalte der Wässer zeigen 4 lineare Korrelationen an, welche die Wässer von Tiberias/Ha'On, Fuliya, Tabgha und Hammat Gader voneinander separieren. Die Legende zu dieser und der folgenden Abbildungen bis zum Ende des Kapitels 7-3 ist in Anhang G gegeben.

Für die Tabgha Gruppe ist generell festzustellen, dass die Wässer aus dem Oberen Aquifer niedrigere Cl/Br Verhältnisse (202-247) aufweisen als die Wässer aus dem Unteren Aquifer

(KIN 8 = 290) (Abb. 7-7). Damit ist KIN 8 der Fuliya Bohrung KIN 10b ähnlich und deutet für diese beiden Wässer auf eine ähnliche „Ur-Sole“ hin. Die Anreicherung an Br im Oberen Aquifer ist höchst unwahrscheinlich an Br reiche Einschaltungen, sondern eher an den Niederschlag gebunden. Die Konzentrationen aller Tabgha Wässer nehmen im Frühjahr deutlich ab, während die Cl/Br Verhältnisse gleich bleiben oder leicht (KIN 7, KIN 8, Barbutim und Quelle Sartan salinar) zunehmen. Das verweist auf einen höheren Anteil süßer Neubildungskomponenten mit hohen Cl/Br Verhältnissen (Kalanit 2 = 645 und Huqoq = 802).

Die größten Cl/Br Verhältnisse der salinaren Quellgruppen treten in den Wässern der Fuliya Gruppe auf (durchschnittlich 321). Im Gegensatz zu Tabgha, Tiberias und den landseitigen Fuliya Wässern, zeigen die beiden *off-shore* Quellen Fuliya A und B im Frühjahr auf Grund des höheren Anteils an salinarem Wasser aus dem Unteren Aquifer, bei gleich bleibenden Verhältnissen höhere Cl- und Br-Konzentrationen (Abb. 7-6). KIN 10b und D 906 weisen im Frühjahr höhere Cl/Br Verhältnisse auf, ein Resultat der Neubildungswässer. Nur KIN 5 sticht durch deutlich kleinere Verhältnisse im Frühjahr (246) gegenüber den Herbstwerten (339) heraus (Abb. 7-7).

Generell ist festzustellen, Cl und Br in den Grundwässern variieren saisonal und sind deutlich

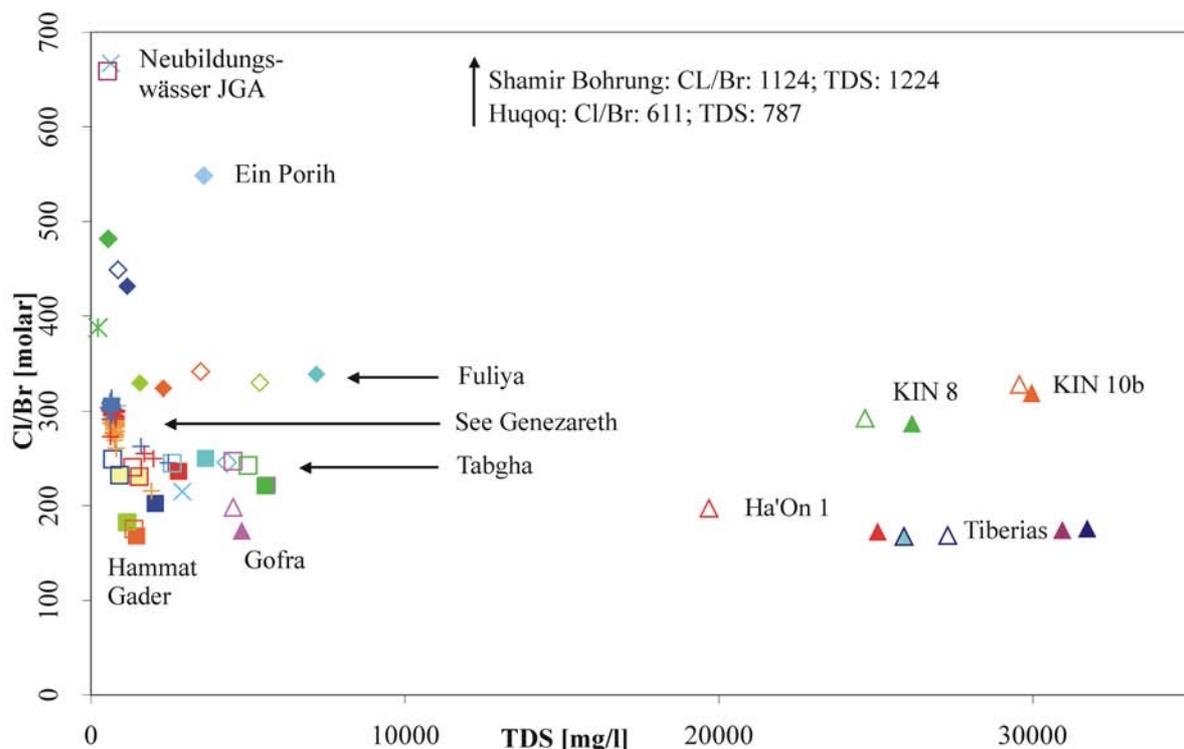


Abb. 7-7: Die molaren Cl/Br Verhältnisse in Kombination mit der Gesamtmineralisation (TDS) der Wässer verdeutlichen deren saisonale Variationen. Der See Genezareth ist in Hinsicht auf dessen Cl/Br Verhältnis zwischen dem Typus Fuliya und Tabgha/Tiberias/Ha'On eingeklammert.

an die Neubildung gekoppelt. Die jeweiligen Cl/Br Verhältnisse sind relativ konstant, steigen aber als Reaktion auf die intensiven winterlichen Neubildungen leicht an. Die Niederschläge sind durch atmosphärisch transportiertes Material (Davis et al., 1998), und in Israel besonders, reich an Br. Niederschlagsanalysen aus dem Golan und dem Galilee weisen Cl/Br Verhältnisse von 4,5-16,5 auf (Herut, 1992). Die Verhältnisse variieren jedoch räumlich (Rosenthal, 1987) und möglicherweise auch temporär durch unterschiedliche Wind- und Wolkensysteme sowie Höhenlagen. Dadurch ist der Niederschlag in den Höhenlagen des Oberen Galilee und Golan gegenüber dem Unteren Galilee an Br angereichert. Die Konsequenz ist, dass die Neubildungswässer in Fuliya von Beginn an ein höheres Cl/Br Verhältnis aufweisen als in Tabgha. Dennoch haben alle Süßwässer der Region (z.B. Huqoq, Kalanit 2, Ein Porih) Cl/Br Verhältnisse von 584-802 (Abb. 7-7). Diese Werte entsprechen etwa dem des Meerwassers (651) oder liegen darüber, was für eine zusätzliche Auflösung von Halit in den Aquifergesteinen oder für eine Mischung mit Solen spricht.

7.2.2.2 See Genezareth

Probenprofile innerhalb des Sees haben zum besseren räumlichen Verständnis häufig Namen von markanten Lokationen am oder im See erhalten. Daher gibt es unter anderem einen Probenpunkt Barbutim, womit die Bohrung gemeint ist. Das Seeprofil, direkt darüber, heißt ebenfalls „Barbutim“, wird aber durch die Führungsstriche als Seeprofil markiert. Im Folgenden sind alle Seeprofile in „ „ gesetzt. Die Cl/Br Verhältnisse im See Genezareth sind von 285 (2002) über 300 (2003) auf 305 in 2004 angestiegen (Abb. 7-8). Dieser Trend ist in dieser Periode eine Folge der intensiven Niederschläge in den Wintern 02/03 und 03/04 und der damit verbundenen Wiederauffüllung des Sees durch die Oberflächenabflüsse und Grundwasser. Allein die Schüttung des Jordans betrug im hydrologischen Jahr 2002/03 mit $774 \times 10^6 \text{ m}^3$ ca. 185% des 16-jährigen Mittels (Berger, pers. Komm.).

Die mittleren Cl/Br Verhältnisse des Jordans betragen 370 und die der kleineren Oberflächenzuflüsse >521 (Abb. 7-7). Das durchweg niedrigere Cl/Br Verhältnis des Seewassers ist demnach die Folge der salinaren Zutritte in den See. Nishri et al. (1999) gehen davon aus, dass die unspezifizierten Zutritte mit $\text{Cl/Br}_w > 302$ charakterisiert sind. Dies basiert auf der Annahme, dass das Cl/Br Verhältnis des Sees seit der Implementierung des SDC von 1964 bis 1995 konsequent von 286 auf 302 gestiegen ist. Sandler et al. (1993) bestimmten jedoch Anfang der 1990iger Jahre $\text{Cl/Br} = 329$ und Kolodny et al. (1999) maßen im Seewasser Ende der 1990iger $\text{Cl/Br} = 343$ (Abb. 7-9). Die heutigen Verhältnisse liegen weit darunter und entsprechen denen in den 1960iger Jahren.

Eine Kombination zweier Wassertypen (90% Fuliya und 10% Tiberias) kann nach Dror et al. (1999) das Cl/Br Verhältnis des Sees erklären, jedoch liefern die Quellen auf Grund der geringen Schüttungsmengen der beiden Quellgruppen (Klein-BenDavid et al., 2005) zu wenig Br. Die Grundwässer von Tabgha haben wie Tiberias kleinere Cl/Br Verhältnisse als der See (Abb. 7-7). Da diese Quellgruppe die höchsten Ergiebigkeiten im Beq'at Kinarot hat (Klein-BenDavid et al., 2005), ist anzunehmen, dass sie einen signifikanten Anteil der un-spezifizierten Wasser ausmacht, die letztlich das niedrige Cl/Br Verhältnis im See erzeugen. Das zeigt beispielsweise das nahe dem Arteser Barbutim gelegene Profil „Barbutim“. Hier hat die Wassersäule zum Seeboden hin deutlich kleinere Cl/Br Verhältnisse (215-250), die denen der Tabgha Wässer entsprechen (Abb. 7-7; 7-8). In 2002 schwankten die Verhältnisse innerhalb der Wassersäule bei sämtlichen Profilen. Bemerkenswert ist, dass die bodennächsten Probenpunkte auf einen Wert von 290 zustreben, was dem Verhältnis des Porenwassers im Kern Fuliya (Dror et al.,

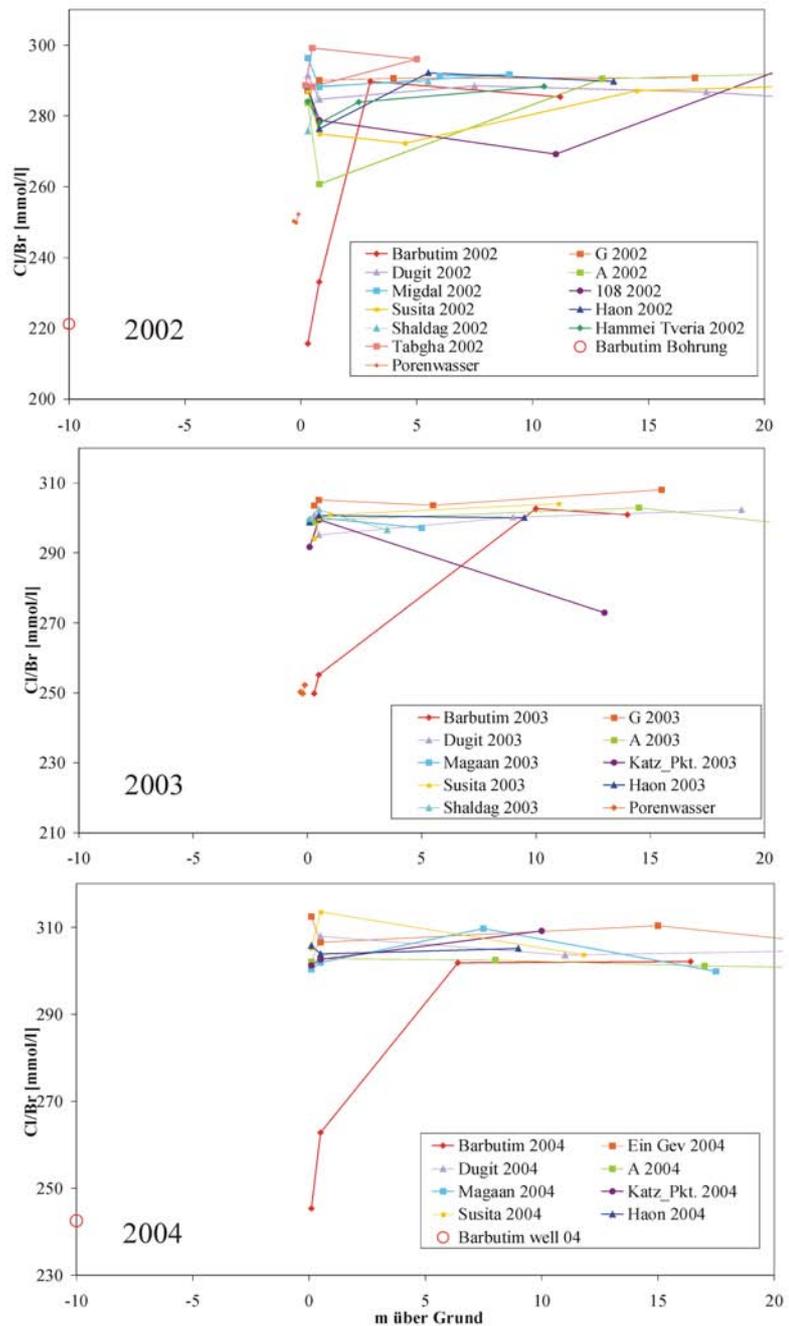


Abb. 7-8: Molare Cl/Br Verhältnisse der unteren Wassersäule (bis 20 m über Grund) des See Genezareth. Variationen entstehen durch unterschiedliche Zutritte (Barbutim) und Neubildungsereignisse. Letztere führten zu einem Anstieg des Cl/Br-Verhältnis von 2002 zu 2004.

1999) entspricht. In 2003 und 2004 waren die Variationen insignifikant und die Bodenwässer zeigten Cl/Br ~ 300 (Abb. 7-8).

7.2.2.3 Porenwässer

Die Porenwässer des Sees weisen lokal sehr unterschiedliche Cl- und Br-Gehalte sowie Cl/Br Verhältnisse auf. Stiller (1994) zeigt, dass die Chloridität der Porenwässer mit der Tiefe stetig zunimmt. Bereits in 0,5 m Tiefe beträgt der Cl-Gehalt >500 mg/l, ein Wert, der im Seewasser auch vor der Installation des SDC nie erreicht wurde und steigt in 4,5 m Tiefe auf 2-3,9 g/l. Das deutet auf einen anstehenden Salzwasserspiegel im Untergrund des Sees hin, dessen Oberfläche heterogen ist (Goldman et al, 2004). Die Cl/Br Verhältnisse der flachsten Porenwässer schwanken regional deutlich (196-230) und nehmen mit der Tiefe auf 125-137 ab (Stiller, 1994). Dror et al. (1999) zeigen anhand von vier Bohrungen in unmittelbarer Nähe des Ufers vor Tiberias, Fuliya, Tabgha sowie vor Ein Tina (Sapir Site), dass die molaren Cl/Br Verhältnisse in einigen cm Sedimenttiefe mit 180, 270, 202, bzw. 270 denen der dort austretenden Wässer entsprechen. Porenwasseranalysen aus einem Sedimentkern (abgeteuft im NW des Sees) zeigen Cl/Br Verhältnisse von 250 (in den oberen 30 cm). Dieses Verhältnis entspricht dem Wertebereich in Tabgha (Abb. 7-7). Betrachtet man den gesamten See, so sind sehr heterogene Cl/Br Verhältnisse der Porenwässer zu beobachten, die innerhalb des Grabens *sensu stricto* mit 124-185 (Dror et al., 1999) sehr niedrig und vergleichbar mit denen in Tiberias und Ha'On 1 sind.

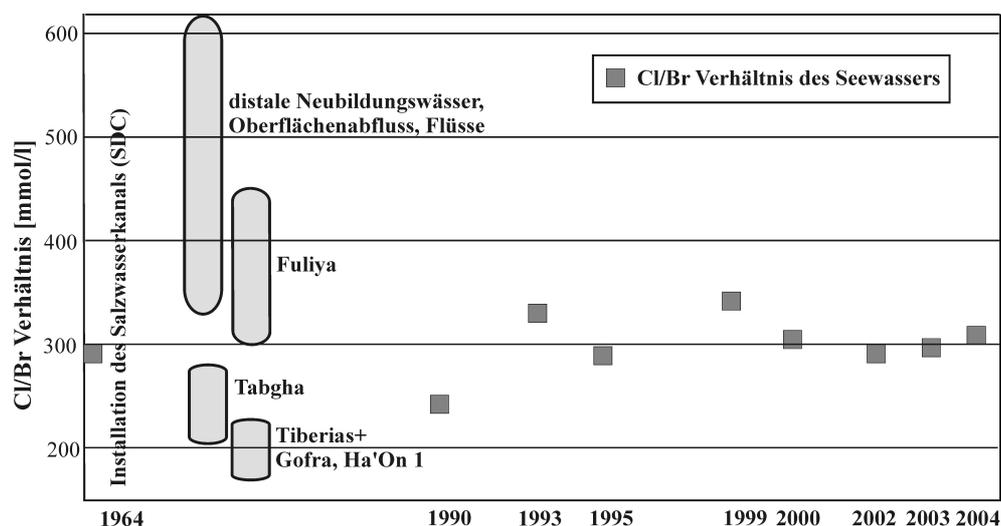


Abb. 7-9: Veränderung des Cl/Br Verhältnisses im Seewasser seit 1964. Zusätzlich sind die Spannen der Cl/Br Verhältnisse der Quellgruppen dargestellt.

Das bedeutet, dass Porenwasser außerhalb des Grabens *sensu stricto* die chemischen Charakteristika der salinaren Endglieder der jeweils angeschlossenen Quellgruppen repräsentieren und innerhalb des Grabens einer Sole mit Cl/Br von 124 bis 185 entstammen.

7.2.3 B vs. Cl und B vs. SO₄

7.2.3.1 Grundwasser

Die Darstellungen von B vs. Cl und B vs. SO₄ (Abb. 7-10, Abb. 7-11) zeigen lineare Zusammenhänge zwischen Wässern mit niedrigen bis intermediären Chloriditäten. Bei denen mit hohen Cl-Gehalten verschwinden diese Korrelationen. Die Abbildungen zeigen, dass die salinaren Endglieder reich an Bor sind. Verschiedene B-Quellen sind möglich: (i) die Auslaugung von Basalten, glaukonitischen En Gev Sanden (Wedepohl, 1978) und Evaporiten durch meteorische Wässer, (ii) residuale Evaporationssole, (iii) die Auflösung von äolischen Gipsen, die aus Gebieten (Unteres Jordantal und Totes Meer) mit unkonsolidierten Lisan Sedimenten herangeweht werden (Ganor et al., 2000), (iv) die Auswaschung der Böden des Hula-tals, dessen Böden gipsreich sind (Markel, 1998), und (v) der atmosphärische Eintrag über den Niederschlag, der in Israel gelöste Evaporite mitführt (Nativ et al., 1997; Al-Momani,

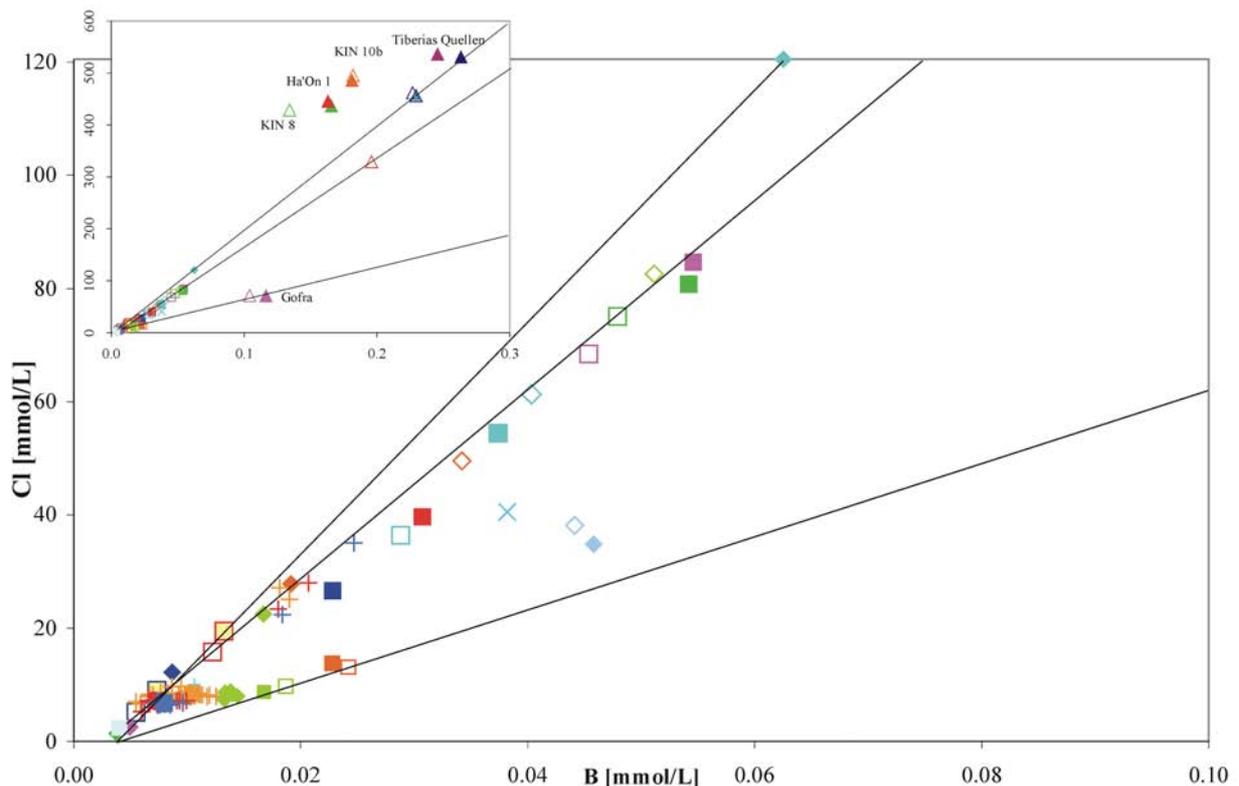


Abb. 7-10: Molare Gehalte an B und Cl der untersuchten Wässer. Die östliche Grabenflanke weißt Wässer mit deutlich höheren B/Cl Verhältnissen auf, ein Trend der auch im See Genezareth zu beobachten ist.

2003). Gips ist an Bor angereichert (Faber et al., 2004). Aus dem Germanischen Zechstein sind Gipse und Anhydrite mit bis zu 200 µg/g B bekannt, was einen 1000B/SO₄ Verhältnis von 14-140 entspricht (Braitsch, 1971).

Die Grundwässer aus Gofra zeigen hohe molare 1000B/Cl Verhältnisse (1.45-1.64) bei

niedrigen Chloriditäten (Abb. 7-10). Hier wird das B höchstwahrscheinlich durch infiltrierende Niederschläge aus alterierten Basalten und den glaukonitischen En Gev-Sanden ausgewaschen. Die molaren $1000B/SO_4$ Verhältnisse der Gofra Quellen (59-114) und des Artesers Ha'On 1 (262) sind deutlich höher als die der übrigen Grund- und Oberflächenwässer (<37) (Abb. 7-11). Einige der süßen Grundwässer ($Cl < 89$ mg/l) aus dem NW des Sees (Huqoq, Ein Tina und Amnon Quelle) zeigen ebenfalls hohe B/Cl und B/ SO_4 Verhältnisse und B-Gehalte von 4-5 μ g/l. Das deutet auf eine Hintergrundkonzentration hin, die durch die Auslaugung des Bors aus anstehenden oberkretazischen oder erdgeschichtlich jüngeren Gesteinen resultiert. Süßwässer aus distalen Bereichen des Unteren Aquifers haben B-Gehalte unterhalb der analytischen Nachweisgrenze. Im Gegensatz dazu weisen die durch aufsteigende Solen beeinflussten Grundwässer der westlichen Flanke und aus Ha'On 1 $1000B/Cl$ Verhältnisse auf, die mit 0,31-0,74 nahe dem des Meerwassers (0,69) liegen. Alle hoch salinaren Wässer (Typ B3 und Ha'On 1) zeigen $1000B/Cl$ Verhältnisse (0,3-0,5), die niedriger sind als im Meerwasser, aber dem des Toten Meeres (0,4) entsprechen. Das zeigt, dass Salze nicht die einzigen Bor-Lieferanten sind.

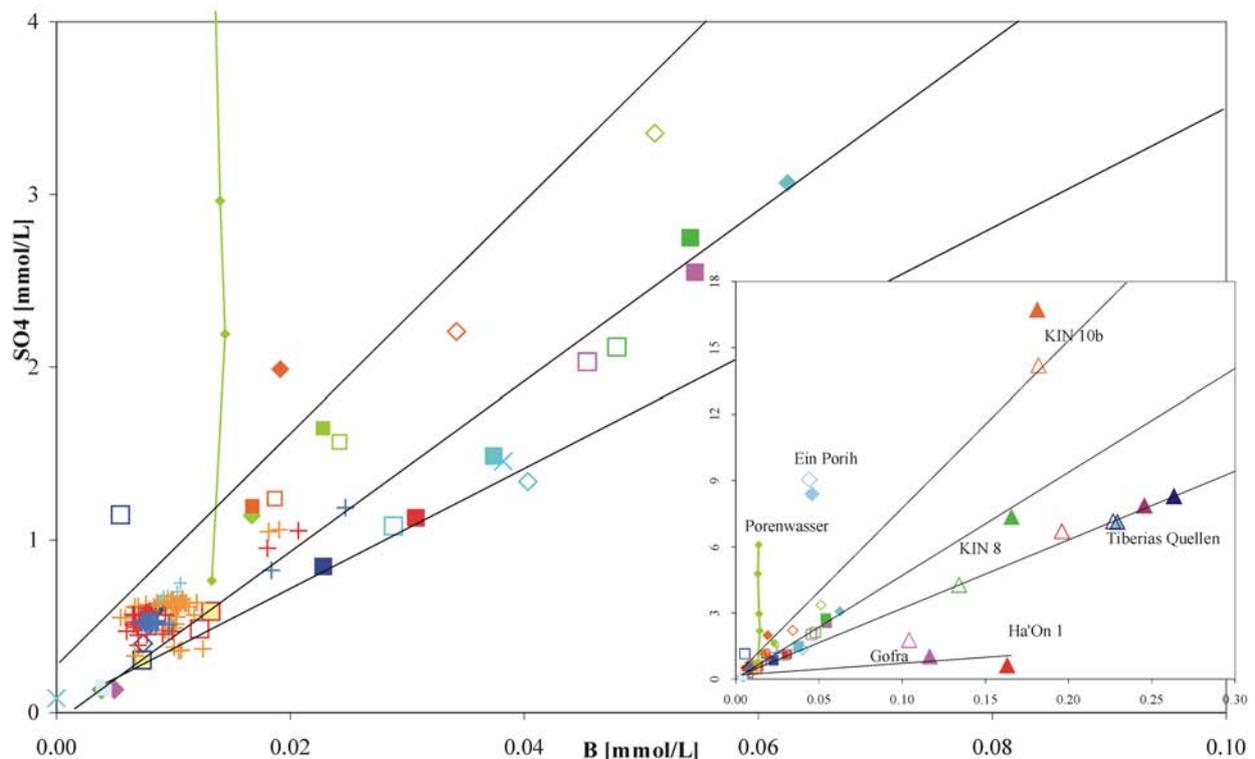


Abb. 7-11: Molare Gehalte an B und SO_4 in den Wässern des Beckens. Wie in Abb. 7-9 zeigt sich die Separation der östlichen Wässer. Das Porenwasser weist deutlich kleinere B/ SO_4 Verhältnisse auf als die meisten Grundwässer. Eine Ähnlichkeit mit Ein Porih, deren Wasser das Bor nicht aus Sulfaten, sondern aus der Basaltverwitterung erhält, ist zu beobachten.

Die B/Cl Verhältnisse in den Grundwässern der Tabgha Gruppe sinken durch den ansteigenden Anteil an Süßwasser vom Herbst zum Frühjahr. Vernachlässigbare Veränderungen der

Cl- und B-Gehalte sind charakteristisch für KIN 8. Die größten Änderungen sind in KIN 7, dem Wasser mit der besten Qualität in Tabgha, zu beobachten. Im Frühjahr zeigen die Wässer von KIN 5 und D 906 (Fuliya Gruppe, Oberer Aquifer) sinkende B- und Cl-Gehalte, aber steigende B/Cl Verhältnisse. Zur gleichen Zeit tritt in den *off-shore* Quellen Fuliya A und B hoch salinates und an B angereichertes Wasser aus dem Unteren Aquifer aus. Die B- und Cl-Konzentrationen in der Bohrung KIN 10b sind über das ganze Jahr hinweg konstant.

Am Ostufer variiert der Cl- und B-Gehalt in Ha'On 1, während in Gofra der Cl-Gehalt statisch ist und sich nur der B-Gehalt ändert. Das deutet in Gofra auf eine andere B-Quelle als Evaporite, insbesondere auf die Glaukonite des Einzugsgebietes, hin. Die Grundwässer aus Ha'On 1 und der Tiberias Gruppe sind im Frühjahr geringer salinar als im Herbst, während das B/Cl Verhältnis nur leicht ansteigt. Auf Grund der Laugung der Mt. Scopus Gruppe und der enthaltenen Phosphate sind die größten und linear korrelierenden 1000B/Cl Verhältnisse (1,8) in Hammat Gader anzutreffen. Dagegen sind deren 1000B/SO₄ Verhältnisse mit 14,6 sehr klein (Tab. 7-1). Ein Porih weist ebenfalls hohe 1000B/Cl Verhältnisse (1,2) bei den zugleich kleinsten 1000B/SO₄ Verhältnissen (5,2) auf. Möglicherweise sind die Gesteine der Bira Formation mit den Einschaltungen aus Salzen und organischem Material (Eyal, 1984) die B-Lieferanten.

7.2.3.2 See Genezareth

Im See Genezareth schwanken die 1000B/Cl Verhältnisse zwischen 1,1 und 1,4 (Abb. 7-10). In den meisten Probenprofilen ändert sich weder B noch Cl signifikant innerhalb der Wassersäule. Weder die Neubildungswässer noch die Flüsse (Jordan) bringen B in signifikanten Mengen in das Grund- oder Seewasser ein. Entsprechend sind die Proben aus der Nähe der Jordanmündung die mit den niedrigsten B- und Cl-Konzentrationen und B/Cl Verhältnissen. Dagegen weist der Probenpunkt „Barbutim“ durch die Mischung des Seewassers mit dem B-reichen salinaren Wasser deutlich höhere B- und Cl-Gehalte, aber niedrigere B/Cl Verhältnisse als die meisten anderen Seeprofile auf. Am Probenpunkt „Dugit“, entlang der östlichen Grabenrandstörung gelegen, zeigen die bodennächsten Proben im Herbst niedrigere B/Cl und B/SO₄ Verhältnisse als der Rest des Sees und sind ähnlich abgereichert an B wie die Proben vor der Jordanmündung. Ein systematischer Verlauf der B/Cl oder B/SO₄ Verhältnisse ist in der Wassersäule nicht zu erkennen. Betrachtet man den See als Gesamtes, so streuen die B/Cl und B/SO₄ Verhältnisse in 2002 am weitesten. Die B/SO₄ Verhältnisse sind im See Genezareth generell klein, aber während der Stratifikation im Epilimnion kleiner als im Hypolimnion. Die Gründe dafür sind (i) ein äolischer Eintrag von Gips und (ii) bakterielle SO₄-Reduktion im Hypolimnion. Daher sind im Benthos des Hypolimnions die größten

1000B/SO₄ Verhältnisse (20-35) zu messen. Während das Hypolimnion im Frühjahr etwa 0,5 mmol/l SO₄ aufweist, sind es im Spätherbst nur noch etwa 0,2 mmol/l. Stöchiometrisch entspricht diese Abnahme der Zunahme an sulfidisch gebundenem Schwefel (0 auf 0,28 mmol/l) im selben Zeitraum (Hadas & Pinkas, 1992). Serruya (1978) und Nishri & Koren (1993) schätzen die Fläche der Zone, in der Sulfidfällung (hauptsächlich als FeS) stattfindet, auf ca. 90 km². Die Sedimentationsrate wird nach den Autoren auf etwa $1,4 \pm 0,4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (entspricht etwa $880 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{a}^{-1}$) geschätzt. „Barbutim“ Profile in der Nähe des Artesers (Typ B2a) zeigen mit Annäherung an den Boden ganzjährig die niedrigsten B/Cl Verhältnisse, aber erhöhte B-Gehalte und B/SO₄ Verhältnisse.

7.2.3.3 Porenwasser

Porenwasseranalysen (Jan. 2004) zeigen, dass die SO₄⁻ (0,8 auf 6,2 mmol/l) und Cl⁻ (7,3 auf 8,9 mmol/l) Konzentrationen mit der Teufe im Sediment zunehmen. Die Anwesenheit von SO₄ im gesamten Bohrkern zeigt, dass der Bohrkern im Sediment des Epilimnions abgeteuft wurde. Denn gerade im Winter ist unter der obersten Sedimentschicht (2 cm) des Hypolimnions kein SO₄ nachweisbar (Hadas & Pinkas, 1992). Anders als SO₄ und Cl, zeigen die B-Gehalte keinen klaren Anstieg, sondern variieren zwischen 0,013-0,014 mmol/l. Alle Ionenkonzentrationen sind im Porenwasser höher als im Seewasser. Mit der Teufe (maximale Tiefe 35 cm) nehmen die 1000B/Cl (1,8-1,5) und 1000B/SO₄ Verhältnisse (17,4-2,2) ab. Die B/SO₄ Verhältnisse des Porenwassers sind im Vergleich zu den Grundwässern niedriger, da die B-Gehalte niedriger, und die SO₄-Gehalte höher sind (Abb. 7-11). Abgesehen von den Neubildungswässern (Typ B1) und den Wässern vom Typ C haben besonders die höher salinaren (Typ B3 und D) niedrige B/Cl Verhältnisse. Ein Zustrom solcher Wässer würde in den oberen Sedimentsschichten verdünnt und „unsichtbar“ werden, da das Seewasser mit dem Porenwasser korrespondiert (Stiller, 1994). Die B-Gehalte des Porenwassers sind unabhängig vom SO₄-Gehalt (Abb. 7-11), aber lassen eine schwache Korrelation mit Cl erkennen (Abb. 7-10). Daher werden als Hauptquelle des B (i) die Verwitterung des basaltischen Detritus und (ii) das zuströmende Porenwasser angesehen.

7.2.4 Ca vs. Mg

7.2.4.1 Grundwasser

Abgesehen von den Grundwassertypen D (Ha'On 1 und Gofra) sowie C (Ein Porih) und Alonei HaBashan 3 (B1) liegen alle Grundwässer im Ca>Mg Feld (Abb. 7-12). Verschiedene Trendlinien verdeutlichen die Mischung von Solen mit variablen Mg/Ca Verhältnissen und Neubildungswässern. Unter den salinaren Grundwässern haben die vom Typ D die größten

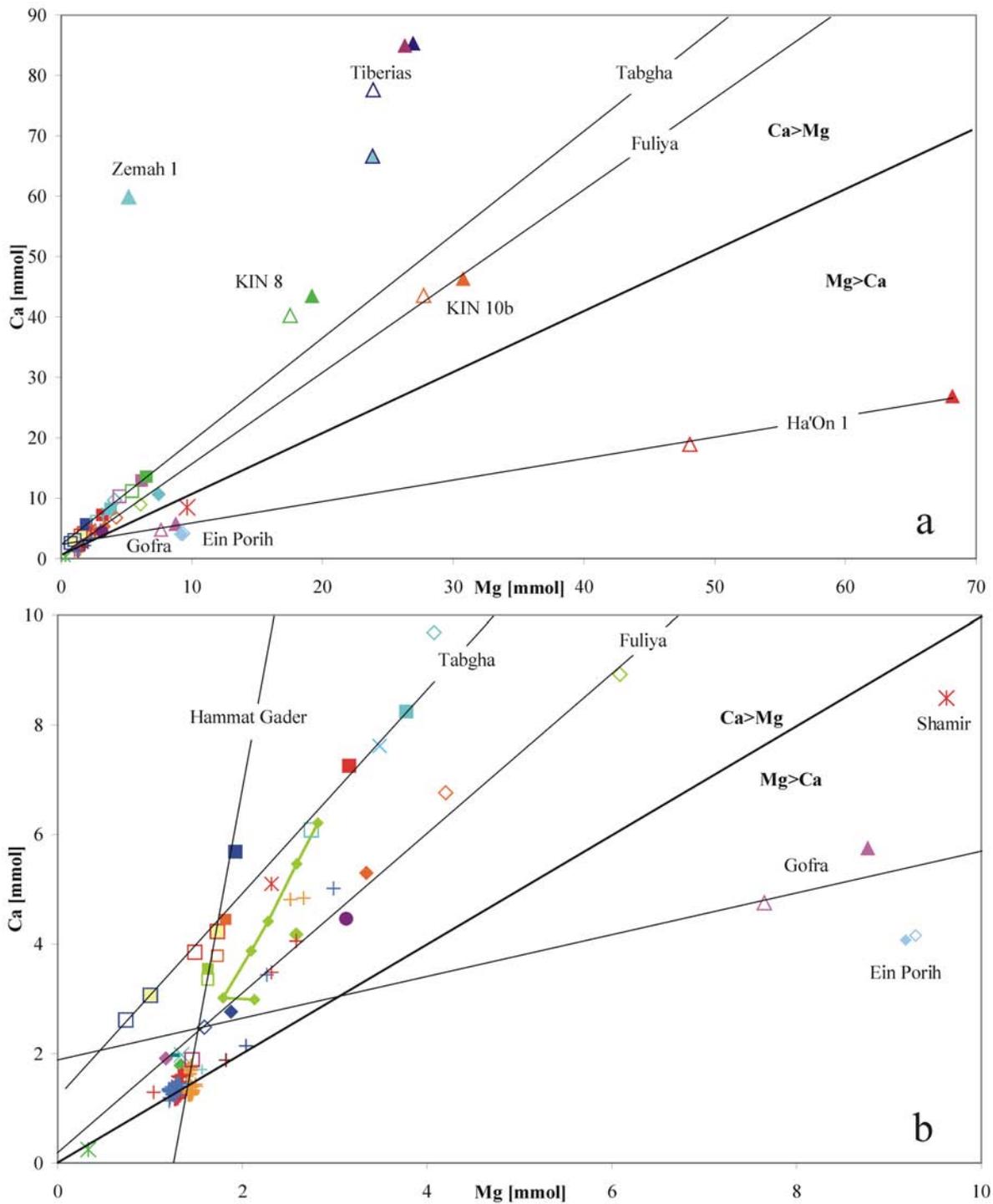


Abb. 7-12: Die Gegenüberstellung der molaren Ca- und Mg-Gehalte der Wässern des Beckens zeigt zum einen die geographische Trennung der untersuchten Wässer: im Osten herrscht Mg- und im Westen Ca-Dominanz. Nur Hammat Gader ist ein typisches Kalksteinwasser mit Ca>Mg. Die Abbildung zeigt 4 lineare Korrelationen: Hammat Gader, Tabgha, Fuliya und Ha'On 1/Gofra.

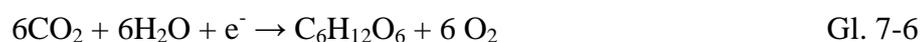
Mg/Ca Verhältnisse (2,15) und deren Trendlinie weist einen Ca-Achsenabschnitt auf. Das verweist auf eine Mischung von Solen mit Ca<Mg und Süßwässern mit Ca>Mg. Der Mg-Überschuss in der Quelle Ein Porih (Mg/Ca = 2,25) stammt aus der Verwitterung des Cover-

Basaltes. In Gofra verursachen die Neubildungswässer auf Grund des überwiegend karbonatischen Einzugsgebiets im Frühjahr $\text{Ca} > \text{Mg}$, während die Quelle im Herbst $\text{Ca} < \text{Mg}$ aufweist. Die Hammat Gader Wässer haben Mg/Ca Verhältnisse (0,45), die typisch für B2-Wässer sind. Die Trendlinie hat jedoch einen Mg-Achsenabschnitt, was möglicherweise auf einen Eintrag von Mg-reicherem Süßwasser aus dem Cover-Basalt des Golan hinweist. Das verdeutlichen höhere Mg/Ca Verhältnisse im Frühjahr im Vergleich zum Herbst. Die Wässer der Tabgha Gruppe (B2a) haben mit steigender Zumischung an aufsteigenden Solen steigende Mg/Ca Verhältnisse: Kin 7 (0,28-0,34) – Ein Sheva (0,39-0,44) – Sartan süß (0,45) – Sartan salinar (0,43-0,48) – Barbutim (0,48), jedoch durch das karbonatische und dolomitarme Neubildungsgebiet einen Ca-Achsenabschnitt. Dieser Abschnitt gibt zugleich einen Hinweis auf thermo-salinales Wasser aus größeren Tiefen als von Kolodny et al. (1999) und Moise et al. (2000) angenommen. Im Frühjahr zeigen die Wässer aus Tabgha und aus den landseitigen Fuliya Brunnen (KIN 5 und KIN 10b) daher kleinere Mg/Ca Verhältnisse und niedrigere Ca- und Mg-Gehalte als im Herbst. Im Gegensatz dazu reagieren die *off-shore* Quellen Fuliya A und B im Frühjahr mit einem Anstieg des Mg/Ca Verhältnisses und einem deutlich höheren Ca- und Mg-Gehalt, was aus dem erhöhten Zustrom von salinarem Wasser aus dem Unteren Aquifer resultiert.

Die Tiberias Quellen und KIN 8 sind durch ähnliche, Ca-reiche Solen, beeinflusst. Der Mischungstrend der gering salinaren Tabgha Wässer führt zu dem Ca/Mg Verhältnis von KIN 10b, und nicht zu dem von KIN 8.

7.2.4.2 See Genezareth

Im See ist das Wasser des Hypolimnions Ca-dominiert, während das Wasser im Epilimnion Mg-dominiert ist. Während der Stratifikation des Sees ist Mg nahezu konstant in der Wassersäule, während Ca im Epilimnion in biologische Prozesse (Algenproduktion) einbezogen wird. Die Frühjahrsblüte von *Peridinium gatunense* (Dinoflagellata) führt im Epilimnion zu hohen pH-Werten. Als Beiprodukt der Algenblüte wird dem Wasser durch die Photosynthese (Gl. 7-6) die freie Kohlensäure entzogen und Calcit ausgeschieden (Gl. 7-7). Dadurch werden jährlich etwa $52 - 100 \times 10^6$ kg CaCO_3 ausgefällt (Serruya, 1978; Smith et al., 1989; Gophen & Gal, 1992; Nishri et al., 1999), was zur Abreicherung von Ca im Epilimnion führt (Mg/Ca=0,95).



Durch die Absenkung der im Frühsommer entstehenden Thermokline und die Diffusion von

Ca aus dem Hypolimnion nach oben, erhöht sich die Ca-Konzentration des Epilimnions während des Sommers (Nishri et al., 1999). Unsere Daten zeigen durch natürliche Schwankungen zwischen den Jahren keine Ca-Konzentrationsunterschiede für das Epilimnion zwischen Herbst 2002, 2003 und März 2004 (1,23-1,45 mmol/l). Das Seewasser ist während der Stratifizierung im Epilimnion an Calcit und Dolomit über- und im Hypolimnion untersättigt (entsprechend Berechnungen mit PHREEQC). Daher werden die gefälltten Karbonate im Hypolimnion teilweise wieder aufgelöst, was zur relativen Anreicherung von Ca im unteren Wasserkörper führt (Mg/Ca=0,82). Gleichzeitig führen die sublakustrinen Zuflüsse dem Seewasser Ca und Mg zu. Abgesehen vom Probenpunkt „Barbutim“, wo ein signifikanter Eintrag an Mg stattfindet (Mg/Ca: 0,52-0,64), zeigen die Mg-Gehalte im Seewasser zu keiner Jahreszeit eine Teufenabhängigkeit. Mg kann als Indikatoren für zutretende Salzwässer verwendet werden. Die Konzentration im See nimmt durch die Verdünnung des Seewassers im Winter ab. Die Mg/Ca Verhältnisse im See (0,82-0,98) sind generell höher als die der Wässer der westlichen Grabenflanke (0,42-0,75) und des Jordans (0,26). Nur die Grundwässer der östlichen Flanke haben Mg/Ca Verhältnisse >1, wobei auch die von Mg > Ca-Solen unbeeinflussten Süßwässer wie Alonei HaBashan 3 (1,5) und die kleineren Vorfluter Meshushim oder Yehudiya und Daliyyot (1-1,1) höhere Mg/Ca Verhältnisse aufweisen. Der Grund dafür ist in den überwiegend basaltischen Infiltrationsgebieten des Golans zu sehen. Aus den aufgeführten Bedingungen kann ein deutlicher Zufluss von Wässern aus der östlichen Grabenflanke entlang des Ostufers abgeleitet werden. Neue seismische Untersuchungen im Südlichen Golan zeigen, dass eine solche, teilweise dem See zugewandte Grundwasserfließrichtung auf Grund der Lagerungsbedingungen der Gesteinsschichten möglich ist (Inbar et al., persönl. Komm.).

7.2.4.3 Porenwasser

Die Porenwasserprobe aus dem NW' Bereich des Sees zeigt mit zunehmender Teufe ein kleiner werdendes Mg/Ca Verhältnis (0,71 → 0,41) bei gleichzeitig ansteigenden Gehalten an Ca und Mg. Das kann durch die Auflösung von Gips und Anhydrit bzw. durch aufsteigende thermo-salinare Wässer bedingt sein. Beide, der Probenpunkt "Barbutim" und das Porenwasser, sind durch deutlich niedrigere Mg/Ca Verhältnisse als in dem darüber stehenden Seewasser charakterisiert. Der Trend des Porenwassers weist eindeutig auf eine Herkunft in der Tabgha Gruppe hin (Abb. 7-12b).

7.2.5 Ca vs. Sr

7.2.5.1 Grundwasser

Betrachtet man Ca vs. Sr (Abb. 7-13), so sind drei lineare Korrelationen zwischen den

Grundwässern festzustellen. Die Grundwässer der östlichen Rift-Flanke korrelieren linear und zeigen die höchsten 1000Sr/Ca Verhältnisse mit 12,7 (Hammat Gader) und 31,1 (Gofra und Ha'On 1). Sie zeigen ebenfalls die höchsten 1000Sr/Cl Verhältnisse (Abb. 7-13). Die hohen Sr-Gehalte der Hammat Gader Quellen stammen aus der phosphatreichen Mt. Scopus Gruppe (Nathan et al., 1979) des Yarmouk Beckens und möglicherweise untergeordnet aus salinaren Quellen. Das zeigt auch das 1000Sr/Cl Verhältnis der Quellen von 4,5. Ebenfalls hohe 1000Sr/Ca (4,4) und 1000 Sr/Cl (2) Verhältnisse zeigt das Wasser der Bohrung Alonei Ha-Bashan 3, die ein basaltisches Neubildungsgebiet hat, welches unter oxidativem Verwitterungseinfluss steht.

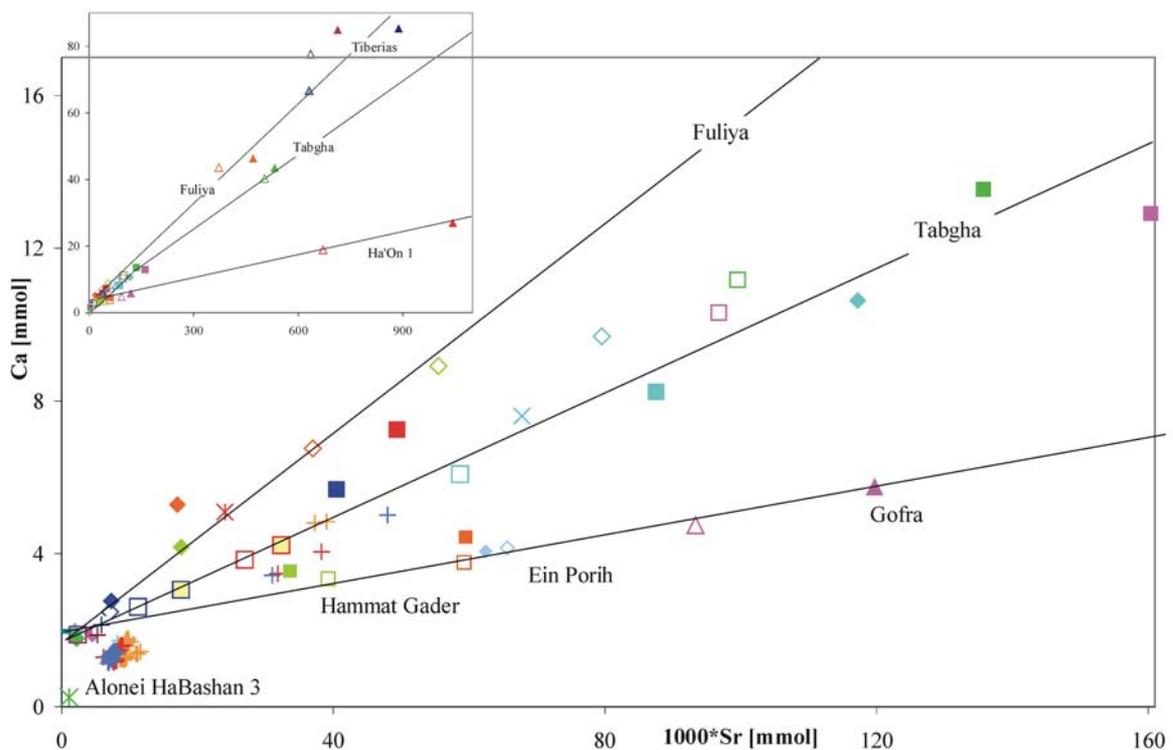


Abb. 7-13: Die molaren Ca- und Sr-Gehalte in den Wässern gegeneinander aufgetragen zeigen 3 lineare Korrelationen: Tabgha, Fuliya/Tiberias und Ha'On 1/Gofra/Hammat Gader, die sämtlich durch einen Ca-Achsenabschnitt charakterisiert werden.

Die Grundwässer vom Typ D (Gofra und Ha'On 1) dagegen haben niedrigere 1000Sr/Cl Verhältnisse (2). Während in diesen Wässern Sr/Cl im Frühjahr abnimmt, bleibt Sr/Ca konstant, was auf salinare Wässer als Sr-Quelle hinweist.

Ein Porih, südlich Tiberias gelegen, hat mit $1000\text{Sr}/\text{Ca} = 15,6$ eine Sonderstellung in der westlichen Rift-Flanke, deren Grundwässer alle $1000\text{Sr}/\text{Ca}$ Verhältnisse $<9,5$ aufweisen. Die hohen Sr/Ca Verhältnisse in Ein Porih sind, wie in Alonei HaBashan 3, der Feldspatverwitterung in den Basalten zuzuschreiben, welche hohe Sr-Gehalte aufweisen (DVWK, 1998). Ein höherer Fluidfluss in den Basalten führt im Frühjahr zur Auswaschung von Erosionsproduk-

ten und daher zu erhöhten Ca- und Sr-Gehalten, bei gleich bleibenden Sr/Ca Verhältnissen (Abb. 7-13).

In der westlichen Grabenflanke sind die niedrigsten Sr/Ca Verhältnisse in den Grundwässern vom Typ B1 zu finden. Diese entsprechen den geringen Sr-Gehalten der Aquifere (Singer & Navrot, 1973; Burg, 1998 in: Kafri et al., 2002). Die Grundwässer B1 haben im Ca vs. Sr Diagramm einen Ca-Achsenabschnitt, während ein Sr-Achsenabschnitt im Cl vs. Sr Diagramm zu beobachten ist. Daraus folgt, dass die Karbonate der distalen Grabenflanken und

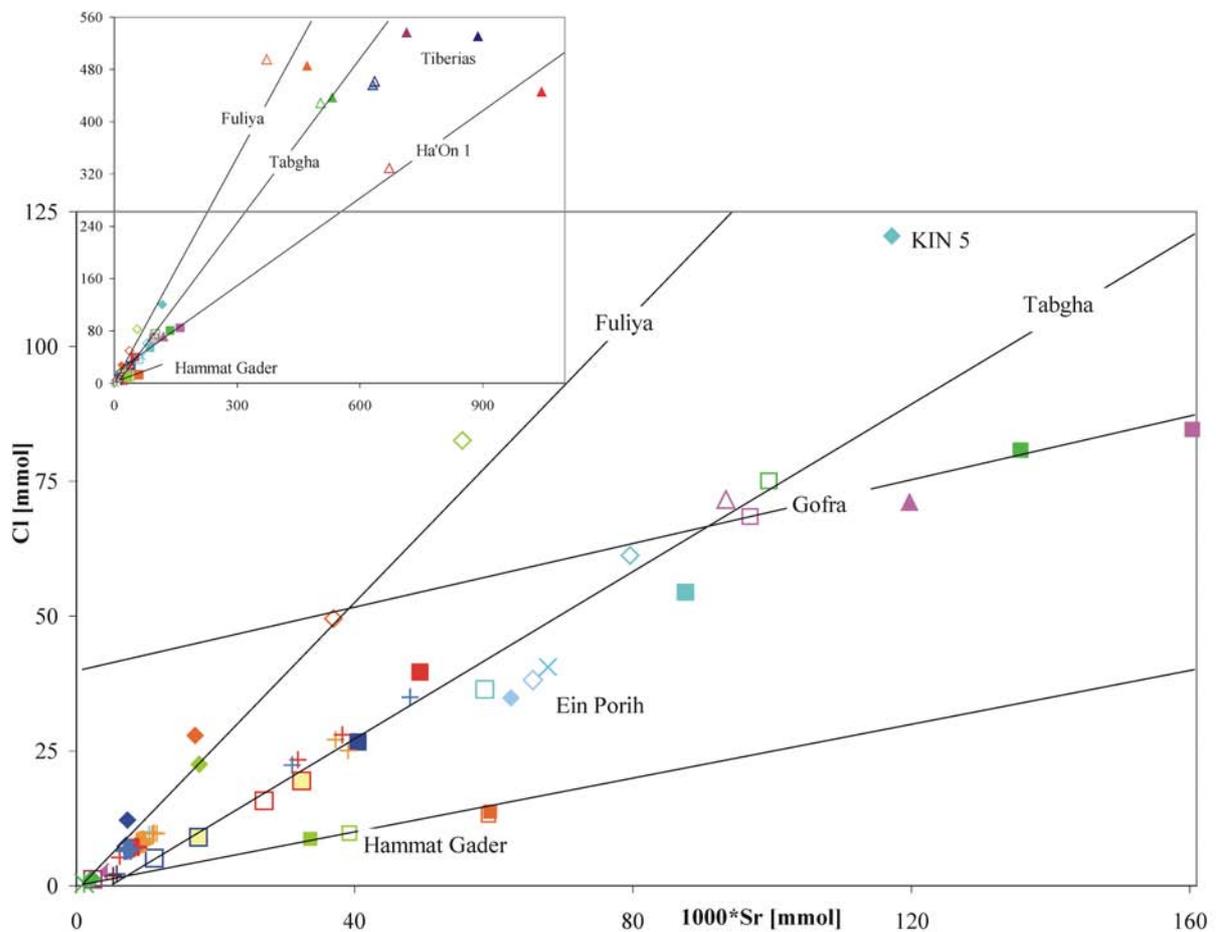


Abb. 7-14: Die molaren Cl- und Sr-Gehalte in den Wässern zeigen ähnliche Linearkorrelationen wie bei der Gegenüberstellung von Ca und Sr. Im Unterschied zu Abb. 7-13 separieren sich die Wässer aus Hammat Gader von Gofra/Ha'On 1. Gründe dafür sind die moderate Salinität der Wässer, und ein hoher Sr-Eintrag aus der phosphatreichen Mt. Scopus Gruppe in die Hammat Gader Quellen.

nicht Salinarwässer die Sr-Quellen sind. Die gering salinaren Grundwässer aus Tabgha (B2a), wie Ein Sheva, KIN 7 und Sartan süß, haben die gleichen Sr/Ca- und Sr/Cl Verhältnisse wie KIN 8 und liegen auf einem linearen Mischungstrend zwischen B1 und KIN 8 (Abb. 7-13, 7-14). Die höher salinaren Tabgha Wässer (Sartan salinar und Barbutim) haben im Herbst höhere 1000Sr/Ca (10,1-12,1) und 1000Sr/Cl (1,7-1,9) Verhältnisse als im Frühjahr und als die

übrigen Typ B2a Wässer ($1000\text{Sr}/\text{Ca}$: 9,2; $1000\text{Sr}/\text{Cl}$: 1,6) und liegen im Cl vs. Sr Diagramm auf dem Linear der D-Wässer (Abb. 7-14).

Die Wässer aus Fuliya und Tiberias haben zum einen auf Grund der Geologie der Einzugsgebiete, welche vorwiegend aus diagenetisch und mitunter thermisch überprägten Karbonaten aufgebaut sind (vgl. Kapitel 7.4.3; Möller et al., 2003a), die niedrigsten $1000\text{Sr}/\text{Ca}$ Verhältnisse (8,5) unter allen thermo-salinaren Wässern. Nur das Verhältnis im Wasser der Fuliya Bohrung KIN 5 ist im Herbst (11,1) deutlich höher (Abb. 7-13) als der übrigen Wässer aus Fuliya. Zum anderen verringert der sehr hohe Ca-Gehalt in Tiberias das resultierende Sr/Ca Verhältnis. Ein anderes Bild für diese beiden Quellgruppen ergibt sich bei den $1000\text{Sr}/\text{Cl}$ Verhältnissen, die in Fuliya (0,74) deutlich niedriger sind als in Tiberias (1,37-1,67). Die hohen Sr-Gehalte der Tiberias Quellen und von Ha'On 1 sind typisch für diese Wässer und deuten einen möglichen gemeinsamen Ursprung des salinaren Endgliedes an. Die hoch salinaren Wässer (KIN 8, KIN 10b, Tiberias Quellen, Ha'On 1) weisen im Frühjahr kleinere Sr/Cl- und Sr/Ca Verhältnisse auf als im Herbst.

7.2.5.2 See Genezareth

Sr-Gehalte im Seewasser zeigen durch die Mitfällung von Sr im Calcit einen identischen Verlauf über die Wassersäule wie Ca (Sandler et al., 1993; 1994). Die molaren $1000\text{Sr}/\text{Ca}$ Verhältnisse (5-12) der biogen präzipitierten Calcite sind untypisch für Süßwassermilieus, jedoch charakteristisch für marine Karbonate (Singer & Navrot, 1973). Das wird dem hohen Sr/Ca Verhältnis des Seewassers (5,26-6,02) zugeschrieben, welches durch die sublakustrinen salinaren Zutritte (9,15-31,06) deutlich höher ist als das des Jordans (1,06). Dies zeigt sich auch am Seeprofil „Barbutim“, dessen bodennächste Proben $1000\text{Sr}/\text{Ca}$ Verhältnisse von 8-10 aufweisen, während Probenpunkte im NE des Sees Verhältnisse von 4,8 anzeigen. Das Sr/Cl Verhältnis ist während der Stratifizierung des Sees im Hypolimnion größer als im Epilimnion. Grund dafür ist der Karbonat-*Recycling* Prozess im See. Während der Durchmischung ist, abgesehen vom Profil „Barbutim“, kein positiver Trend mit Annäherung an das Bodensediment zu erkennen.

7.2.6 Na vs. Cl

7.2.6.1 Grundwasser

In Abb. 7-15 sind verschiedene lineare Zusammenhänge zwischen den Grundwässern zu erkennen. Alonei HaBashan 3 sticht als einziges Wasser mit $\text{Na} > \text{Cl}$ (3,88) deutlich heraus (Abb. 7-16). Der hohe Na-Anteil, und der Umstand dass der Cl-Überschuss -1,5 beträgt, verweist auf eine andere Herkunft als aus Evaporiten. Möglich ist der Abtransport von Na aus

oxidativ verwitterten Basalten durch Neubildungswässer (Möller, 1986). Abgesehen von Ein Pori, die auf der Na/Cl=1 Linie liegt, zeigen alle übrigen Grundwässer Na < Cl. Daher liegt nahe, dass die salinaren Endglieder der thermo-salinaren Wässer durch $Na \leq Cl$ definiert sind. Na < Cl verweist auf residuale Solen und nicht auf Laugungsprodukte von Halit. Die Zemah 1 Sole zeigt dagegen mit Na/Cl ~ 1 die Auflösung von Halit an. Die niedrigsten Na/Cl Verhältnisse sind in Ha'On 1 (0,51-0,57) und den Tiberias Quellen (0,55-0,59) zu beobachten und typisch für die Grundwässer im südlichen Beq'at Kinarot.

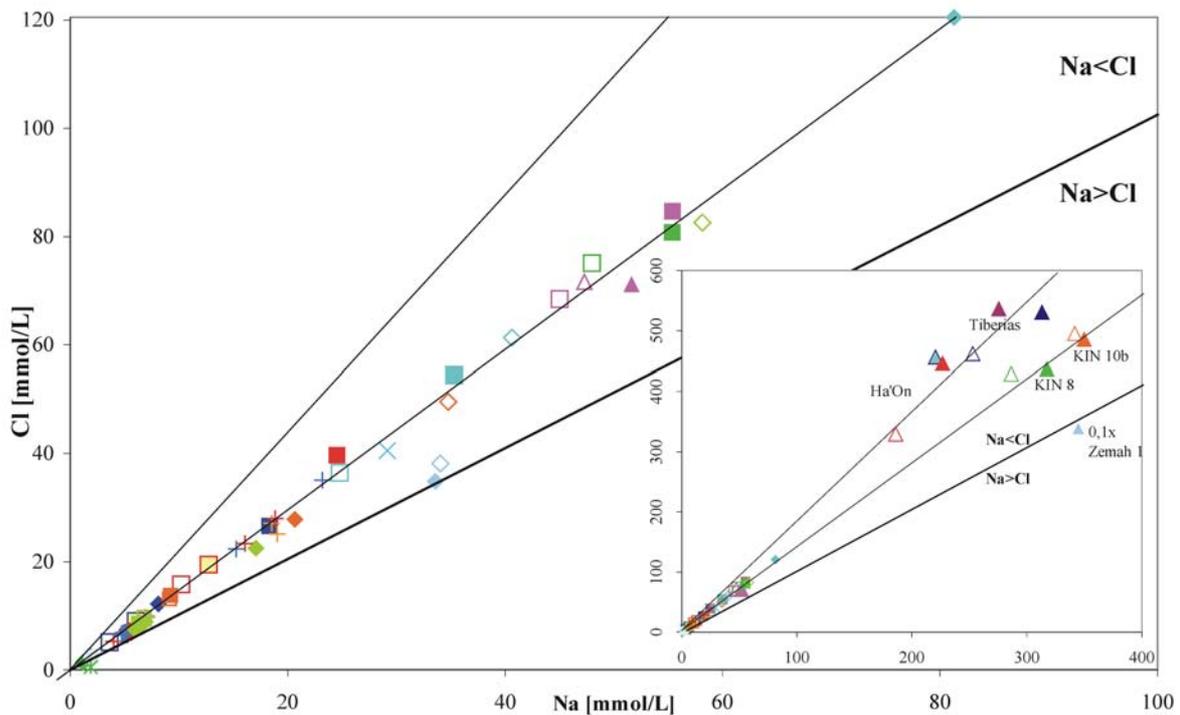


Abb. 7-15: Die Gegenüberstellung der molaren Na- und Cl-Gehalte in den Wässern des Beckens zeigt, dass in sämtlichen Wässern (außer Zemah 1), als Folge des Ionenaustausches von Na gegen andere Kationen, Cl über Na dominiert. Nur 2 lineare Trends sind auszumachen: Tiberias/Ha'On 1 zum einen und die übrigen Wässer zum anderen.

Wässer aus Tabgha (0,62-0,72) und aus Fuliya (0,66-0,79) zeigen immer höhere Verhältnisse. Klare saisonale Veränderungen sind in den Wässern aus dem Oberen Aquifer nicht auszumachen, egal welcher Quellgruppe sie angehören. Dagegen ist für die Grundwässer aus dem Unteren Aquifer der Trend vom Herbst zum Frühjahr hin zu niedrigeren Verhältnissen (KIN 8, Barbutim, KIN 10b, Fuliya A, Tiberias Haupt-Quelle) klar ausgeprägt. Nur Ha'On 1 bildet hier eine Ausnahme. Der Arteser zeigt durch die Zumischung von Seewasser im Frühjahr höhere Na/Cl Verhältnisse als im Herbst, was ebenfalls durch höhere Cl/Br Verhältnisse im Frühjahr gegenüber dem Herbst belegt ist (vgl. Kapitel 7.2.2, Abb. 7-8). Im Gegensatz zum Na/Cl Verhältnis weist der Cl-Überschuss für die Tabgha Wässer einen jahreszeitlichen Gang auf. Ähnlich den Q-Werten steigt naturgemäß der Cl-Überschuss mit steigenden Antei-

len an Solen. Daraus resultiert eine Abnahme des Cl-Überschusses im Frühjahr in allen landseitigen Tabgha und Fuliya Wässern, die an den Oberen Aquifer und dessen Mischungszone angeschlossen sind. Dagegen zeigen alle Wässer, die aus der Mischungszone des Unteren Aquifers stammen eine Zunahme des Cl-Überschusses: die Quellen Fuliya A und B, KIN 10b, KIN 8. Die Wässer der Tiberias Haupt Quelle bleiben weitgehend konstant.

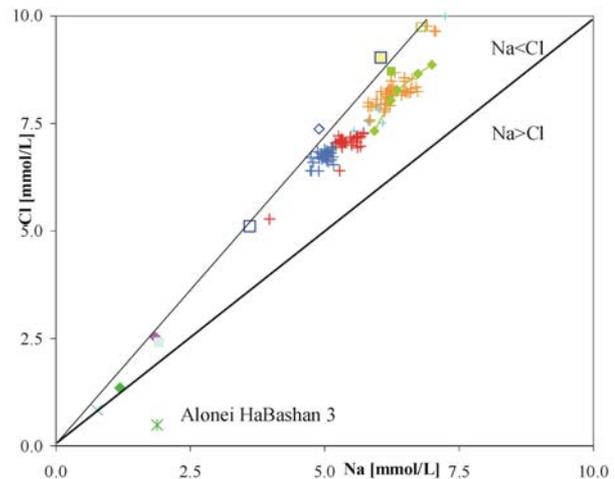


Abb. 7-16: Fokus aus Abb. 7-15. Die solitäre Lage von Alonei HaBashan 3 ist deutlich zu erkennen.

Betrachtet man in Abb. 7-17 die Verteilung der Grundwässer, so ist eine ausschließliche Mischung zweier Endglieder unwahrscheinlich. Die von Klein-BenDavid et al. (2004) vorgeschlagene Mischung zwischen Endgliedern welche im Halit- und im Bischofit-Stabilitätsfeld liegen, kann nicht für alle am See Genezareth austretenden thermo-salinaren Wässer gelten. Die horizontale Auslenkung der Quellgruppen Fuliya, Tiberias, Gofra, Hammat Gader und Ha'On 1 deutet darauf hin, dass Na nicht konsequent mit Cl assoziiert sein muss, sondern auch in Form von NaHCO_3 und/oder Na_2SO_4 aus der Basaltverwitterung stammen kann (Gl. 7-8). Dafür spricht die Häufigkeit von 25-40% Kaolinit in den Verwitterungsböden der Einzugsgebiete (vgl. Tab. 3-1) und der stellenweise großflächige Kontakt der Neubildungswässer dieser Gruppen mit Basalten oder Gabbros im Untergrund.



(Gl. 7-8)



7.2.6.2 See Genezareth

Das horizontale Feld, welches das Wasser des Sees abdeckt (Abb. 7-17), stammt aus der Mischung von thermo-salinaren Wässern, die in der Nähe der Mischungslinie von Klein-BenDavid et al. (2004) liegen und dem Jordan sowie kleinerer Vorfluter, die hohe Na/Cl Verhältnisse aufweisen (1,48). Das beweist, Cl-Quellen, die sich deutlich von den süßen Vorflutern unterscheiden, treten dem See zu. In Abb. 7-17 ist zu erkennen, dass der See in einem Mischungsdreieck zwischen den beiden Gruppen Tabgha, Fuliya und den Vorflutern liegt, was die übrigen Wässer des Beckens jedoch nicht ausgrenzt. Daher weisen die Seewässer Na/Cl Verhältnisse von 0,71-0,82 auf und liegen zwischen der Trendlinie der thermo-

salinaren Wässern und der $\text{Na}/\text{Cl}=1$ Linie (Abb. 7-16). Abgesehen von „Barbutim“ und „Tabgha“, die erhöhte Gehalte in Bodennähe zeigen, gibt es im Herbst über die Wassersäule keine signifikanten Konzentrationserhöhungen oder –schwankungen von Na oder Cl. Das Profil „G“ nahe der Jordanmündung ist, durch mit der Tiefe abnehmende Ionenkonzentrationen und höhere Na/Cl Verhältnisse, einzigartig. Die Ursache dafür ist das auf dem Boden in Richtung Kursi-Depression (KD in Abb. 5-4) fließende Jordanwasser oder ein süßer Grundwasserzutritt. Im Frühjahr, wenn der See vollständig durchmischt ist, gibt es keine Schwankungen der Ionengehalte und nur „Barbutim“ ist in Bodennähe deutlich angereichert.

7.2.6.3 Porenwasser

Das Porenwasser zeigt mit zunehmender Tiefe ansteigende Na- und Cl-Konzentrationen, während die Na/Cl Verhältnisse leicht abnehmen ($0,83 \rightarrow 0,78$). Abbildung 7-16 verdeutlicht, dass die Ionenkonzentration im Porenwasser vom Januar 2004 im Bereich der Seewasserkonzentration vom November 2002 liegt, jedoch deutlich höher ist als im März 2004. Die Cl-Gehalte des Porenwassers entsprechen denen von Dror et al. (1999) für den Kern Tabgha beschriebenen Werten. Auf Grund der Oberflächenheterogenität des anstehenden Salzwassers (Goldman et al., 2004) sind die Porenwässer nicht repräsentativ für die gesamte Seefläche.

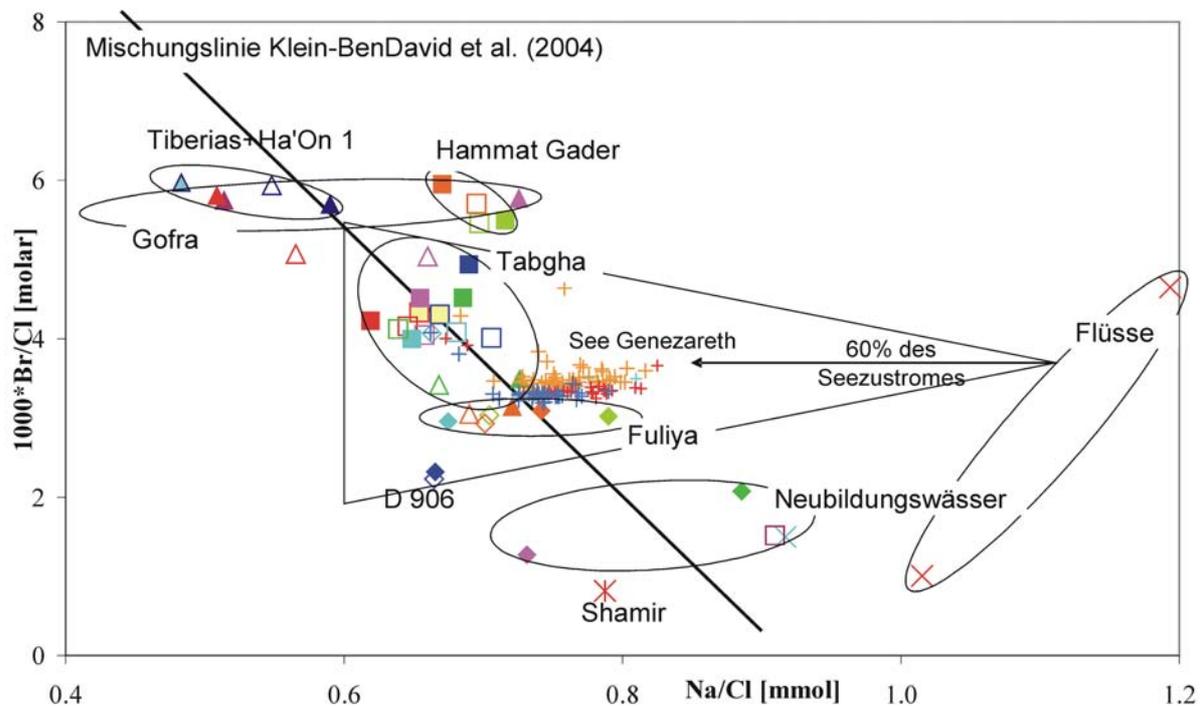


Abb. 7-17: Molare Na/Cl vs. $1000\text{Br}/\text{Cl}$ Verhältnisse in den Wässern des Beckens. Der See Genezareth befindet sich in einem Mischungsdreieck, welches sich zwischen den Flüssen (Stellvertreter: Jordan), den thermo-salinaren Wässern vom Ostufer und Tiberias sowie Fuliya und den Neubildungswässern aufspannt.

7.3 Stabile Isotope und radioaktives Tritium

7.3.1 Allgemeine Charakteristika der Isotope im aquatischen System

Die Fraktionierung der Isotope wird durch Gleichgewichts- und kinetische Effekte gesteuert. Gleichgewichtsprozesse laufen in gut durchmischten Systemen ab, in denen Isotopen-Austausch-Reaktionen die Isotope eines Elementes in den vorhandenen Spezies neu verteilen. In solchen Prozessen akkumulieren die schweren Isotope besonders in den Spezies mit den höheren Oxidationsstufen. Daher ist ^{34}S im SO_4^{2-} , welches bei der Oxidation von H_2S entsteht, angereichert, während das übrige H_2S an ^{34}S abgereichert ist. Irreversible und oft unidirektionale kinetische Prozesse laufen in Systemen ab, die nicht im chemischen Gleichgewicht stehen. Bei Reaktionen, die die Bindungen zwischen Isotopen angreifen, ist der Bindungsbruch zwischen leichten Isotopen durch deren höhere Schwingungsfrequenz bedeutend wahrscheinlicher als bei schweren Isotopen. Daher reagieren leichte Isotope bei kinetischen Fraktionierungsprozessen schneller und werden in den Reaktionsprodukten angereichert. Biologische Prozesse sind generell unidirektional. Leichte Isotope werden bevorzugt, da ein geringerer Energieaufwand nötig ist. Daher wird das Substrat zunehmend angereichert und die biologischen Produkte isotopisch leichter.

Natürlich vorkommende **Wasserstoff- und Sauerstoff-Isotope** werden in stabile (Deuterium: ^2H , Sauerstoff-18: ^{18}O und Sauerstoff-16: ^{16}O) sowie radioaktive (Tritium: ^3H) Isotope unterteilt. Durch die Eigenschaft, verschiedenartig zu fraktionieren, werden die stabilen Isotope dazu genutzt, um Auskünfte über die Herkunft, Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen sowie Mischungsprozesse von Grundwässern zu erhalten.

Die über den Niederschlag in den Wasserkreislauf eingetragenen Isotope variieren temporär und räumlich stark. Durch die variable Isotopenzusammensetzung haben Niederschläge unterschiedliche partielle Dampfdrücke P [$P(^1\text{H}_2^{16}\text{O}) > P(^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}) > P(^1\text{H}_2^{18}\text{O}) > P(^1\text{H}^2\text{H}^{18}\text{O})$], was zur Fraktionierung führt. Diese Fraktionierung ist von besonderer Bedeutung, da sie die Neubildungswässer kontrolliert und isotopisch markiert.

Im hydrologischen Kreislauf sind die bedeutendsten Prozesse (im Gleichgewicht temperaturabhängige) Phasenübergänge des Wassers (Kondensation, Verdunstung, Schmelze). Die leichten Isotope werden in der volatilen Phase angereichert. Daher wird die Fraktionierung im Wesentlichen von der Höhe, der Temperatur, der Verdunstungsrate, der Kontinentalität, den Jahreszeiten und der Herkunft entlang von Luftmassen-Trajektoren gesteuert (Daansgard, 1964; Goodfriend, 1999). Die Werte für δD und $\delta^{18}\text{O}$ nehmen mit steigender orographischer Höhe, geographischer Breite und Entfernung zum Ozean, sowie mit fallenden Temperaturen ab.

Sauerstoff und Wasserstoff sind im Wasser gleichsam von den Fraktionierungsprozessen betroffen, woraus sich für den Niederschlag eine weltweite lineare Korrelation ergibt – die Globale Meteorische Wasserlinie (MWL) (Craig, 1961): $\delta\text{D}=8\times\delta^{18}\text{O}+10$. Neuere Ergebnisse aus dem GNIP der IAEA modifizieren die Lage der Globalen MWL leicht entlang der D-Line: $\delta\text{D}=7,9\times\delta^{18}\text{O}+9$ (Gat, 2001). Auf der Globalen MWL liegen alle atmosphärischen Wässer. Kleinräumiger betrachtet drücken sich die Charakteristika der Neubildungsgebiete und die Zeit der Niederschläge in Lokalen MWL's aus. Auf der Basis von 52 Niederschlagsdatenpaaren (IAEA) der Station Har Kan'an im Oberen Galilee (Neues Israelisches Gitter: 247E; 764N; 934 m NN) wurde die Lokale MWL: $\delta\text{D}=6,1\times\delta^{18}\text{O}+9,5$ berechnet. Der Anstieg der Lokalen MWL ist deutlich kleiner als der der Globalen MWL, der Levantinischen MWL $\delta\text{D}=8\times\delta^{18}\text{O}+22$ (Dansgaard, 1964) und der Paläo MWL ($\delta\text{D}=8\times\delta^{18}\text{O}+16$) (Gat, 1984; Issar et al., 1984). Der See Genezareth ist durch die hohe Verdunstung stark an D und $\delta^{18}\text{O}$ angereichert. Für

die Grundwässer deutet das jedoch auf Mischungsprozesse mit stark eingedampften Wässern oder Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen hin. Mischungen zweier Endglieder drücken sich isotopisch in einer Linie zwischen beiden aus. Bei erhöhten Temperaturen (>80°C) wird der Isotopenaustausch zwischen Gestein und Wasser deutlich bemerkbar. Daraus resultiert eine Sauerstoffisotopen-Verschiebung in Richtung schwerer Werte (Gat, 1996). Denn durch die Omnipräsenz von Sauerstoff und das seltene Vorkommen an Wasserstoff in Mineralen (unter Ausnahme von Eis) ist Sauerstoff dabei wesentlich mehr involviert. Ein anderer häufig vorkommender Fraktionierungsprozess ist die Silikatverwitterung durch Hydrolyse, wobei $\delta^{18}\text{O}$ im Wasser abgereichert wird. Da hier Wasserstoff ebenfalls kaum mit einbezogen wird, liegt das resultierende Wasser links der Lokalen MWL. Eine Fraktionierung von Deuterium findet vor allem bei mikrobiologischen Prozessen statt, bei denen verschiedene Anteile an H_2S und CH_4 in Lösung gehen und welche in aquatischen und chemisch reduzierenden Milieus ablaufen, wie dem Hypolimnion des See Genezareth. Die Bildung von Methan führt zur Anreicherung von Deuterium im residualen Wasser, während bei der Oxidation von CH_4 leichte Wasserstoffisotope freigesetzt werden. Solche Prozesse sind häufig eng an Änderungen im Schwefelhaushalt der Gewässer, wie die mikrobielle Sulfatreduktion, gebunden. Gehalte von stabilen Isotopen (^2H , ^{13}C , ^{18}O und ^{34}S) in organischen und anorganischen Stoffen im Grundwasser werden daher für die Herkunftsbestimmung, aber auch für die Untersuchung chemischer und biologischer Umsetzungsprozesse eingesetzt. Diese Methoden beruhen auf der Kenntnis von Isotopengehalten in Ausgangsmaterialien und der auftretenden Isotopenfraktionierung durch physikalische, biologische und chemische Reaktionen.

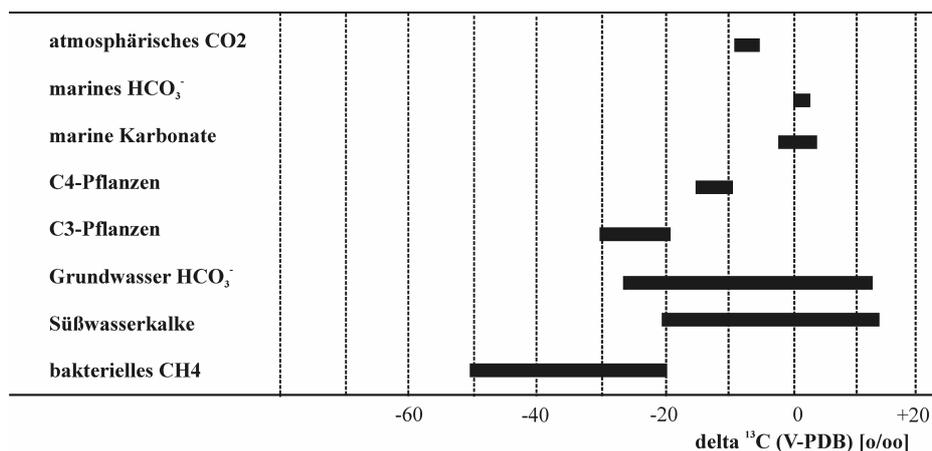


Abb. 7-18: Schematischer Überblick über die $\delta^{13}\text{C}$ Variationen in der Natur, insbesondere die Komponenten, die im hydrologischen Kreislauf eine Rolle spielen

Die $\delta^{13}\text{C}$ Verhältnisse in karbonatischen Kohlenstoff-Phasen natürlicher Grundwässer werden im Wesentlichen durch die Signatur des $\delta^{13}\text{C}$ im CO_2 bestimmt, welches aus der Atmosphäre und durch Pflanzen in den Boden gelangen. Das CO_2 (g) der Bodenluft wird im Bodenwasser zu CO_2 (aq) gelöst und teilweise hydratisiert (Gl. 7-9). Die dadurch entstehende Kohlensäure dissoziiert in 2 Stufen (Gl. 7-10, 7-11). In Abhängigkeit des pH-Wertes wird der gesamte gelöste Kohlenstoff (DIC) dann als CO_2 (aq), HCO_3^- , H_2CO_3 oder CO_3^{2-} mit den Neubildungswässern in die Aquifere transportiert. Bei den vorherrschenden pH-Werten $7,2 < \text{pH} < 8,5$ in den süßen Grundwässern dominiert die Bikarbonatspezies (HCO_3^-), die innerhalb der Äquivalenzpunkte $6,4 < \text{pH} < 10,3$ vorkommt. Die thermosalinaren Tiberias Wässer bilden mit pH Werten (6-6,4) die untere pH-Grenze der Grundwässer.



In den Einzugsgebieten der Quellen und Brunnen des Beq'at Kinarot reagiert die freie Kohlensäure mit den überwiegend karbonatischen Aquifergesteinen (Gl. 7-12).



Die stabilen Isotope des Kohlenstoffs ^{12}C und ^{13}C unterliegen auf Grund vielfältiger chemischer (Base-Säure-Gleichgewicht, Redox-Reaktionen) und biologischer Wechselwirkungen einer hohen Isotopenfraktionierung. Das $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenspektrum ist in Abhängigkeit der unterschiedlichen Kohlenstoffreservoirs in Abbildung 7-18 dargestellt. Atmosphärisches Kohlendioxid wird durch die angereicherten $\delta^{13}\text{C}$ Werte von etwa -7 bis -12 ‰ angezeigt. Dagegen stellen sich in der Pedosphäre auf Grund zahlreicher biologischer Prozesse, wie der pflanzlichen Anreicherung von Kohlenstoff, stark abgereicherte $\delta^{13}\text{C}$ -Signaturen von -30 und -10 ‰ ein. Verantwortlich für den Grad der Abreicherung sind zwei unterschiedliche pflanzen- und klimaspezifische, photosynthetische Pfade. Der C_4 -Photosynthese-Pfad (Hatch-Slack) führt zu $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von ca. -10 bis -15 ‰ und ist charakteristisch für Gräser, Kräuter oder Mais sowie lichtreiches und trockenes (heißes) Klima. Durch winterliche Regenfälle können C_4 Pflanzen trotzdem C_3 -Pfade gehen, und dann $\delta^{13}\text{C}$ von -22,5 bis -27,1 ‰ verursachen (Deines, 1980). Der nach dem Calvin Mechanismus arbeitende C_3 -Photosynthese-Pfad ist typisch für gemäßigte Klimazonen. Marine Karbonate, wie im Norden Israels, sind durch $\delta^{13}\text{C}$ von 0 bis +2,5 ‰ charakterisiert (Kronfeld et al., 1992; Gat, 2001). Erdgase sind durch leichte $\delta^{13}\text{C}$ Signaturen von -20 bis -40 ‰ und bakteriologisch gebildetes CH_4 durch $\delta^{13}\text{C}$ -52 bis -80 ‰ gekennzeichnet (Stevens & Rust, 1982).

Isotopensignaturen von $\delta^{34}\text{S}$ (SO_4) im Wasser können in Form von primären und sekundären Sulfat- und Sulfidmineralen, gelöstem Sulfat (SO_4^{2-}), gelöstem Sulfid (HS^-) und Schwefelwasserstoff (H_2S) über die Atmos-, die Pedos- und die Lithosphäre zugeführt werden. Eine weitere Quelle kann industrieller Schwefel in Form von SO_2 darstellen. Während Schwefel aus der Atmos- und Pedosphäre nur durch infiltrierenden Niederschlag ins Grundwasser eingetragen werden können, stammt lithosphärischer Schwefel aus *in situ* Reaktionen des Grundwassers mit S-führenden Mineralen.

Zwei generelle Fraktionierungsmöglichkeiten gibt es für S-Isotope: (i) Mikrobielle Sulfatreduktion als kinetischer Prozess und (ii) Gleichgewichtsreaktionen zwischen Sulfaten und Sulfiden. Generelle terrestrische Werte liegen zwischen -50 und +50 ‰ (Kendall & Doctor, 2003). Im marinen Milieu fallen Kalziumsulfate als Gips und Anhydrit aus und treten mit variablen Häufigkeiten auch in marinen Karbonaten auf (Staudt & Schoonen, 1994), aus denen sie durch Verwitterung freigesetzt werden können. Da bei der Ausfällung von Kalziumsulfaten aus dem Meerwasser nur eine vernachlässigbare Anreicherung an ^{34}S und ^{18}O in den Präzipitaten stattfindet, sind die Isotopenzusammensetzungen der Sulfate mit denen des Meerwassers vergleichbar (Holser & Kaplan, 1966). Das ^{34}S -Verhältnis der Weltmeere schwankte im Laufe der Erdgeschichte signifikant (Abb. 7-19), wovon wiederum die S-Signatur der marinen Sulfate abhängt. Die Signatur des heutigen Meerwassers und das der modernen marinen Sulfate, beträgt $\delta^{34}\text{S}$: +21 ‰ V-CDT und $\delta^{18}\text{O}$: +9,5 ‰ V-SMOW.

Daher zeigt atmosphärisches Sulfat aus marinen Regionen $\delta^{34}\text{S}$ -Werte zwischen +15 und +21 ‰, während alle anderen atmosphärischen Schwefelquellen demgegenüber abgereichert sind. Im Drainagebecken des See Genezareth sind die jurassischen bis neogenen sedimentären sowie die magmatischen Gesteine lithosphärische S-Quellen. Bis auf Subduktionszonen-Vulkanite, die durch Recycling von marinen Sedimenten $\delta^{34}\text{S}$ von bis zu +20 ‰ aufweisen können, sind die $\delta^{34}\text{S}$ von Basalten und

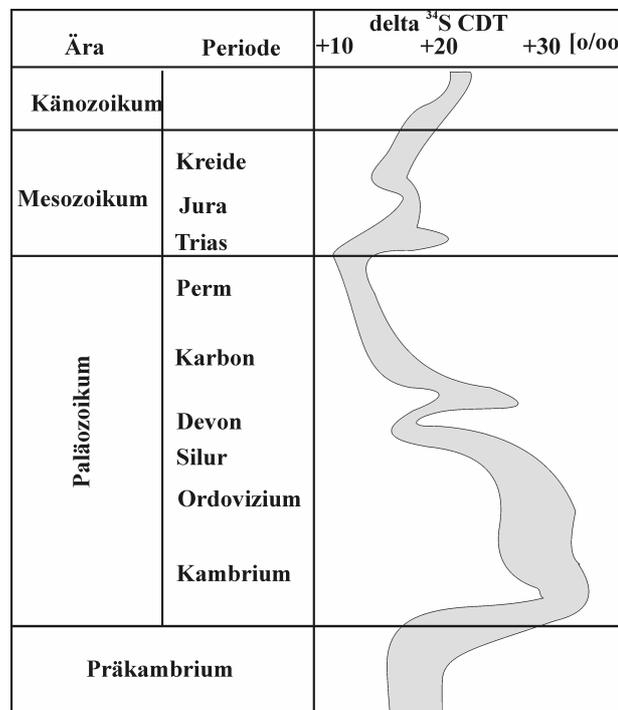


Abb. 7-19: Schematische Darstellung der $\delta^{34}\text{S}$ (SO_4) Veränderung im marinen Milieu während der Erdgeschichte.

(verändert nach Fritz & Clarke, 1997)

Gabbros zwischen 0 und +5 ‰ (Kendall & Doctor, 2003), während kleinere Isotopenverhältnisse (-30 bis +5 ‰) zumeist an Sulfid-Mineralen wie Pyrit [FeS₂] oder sedimentäre Gesteine reich an organischem Material gebunden sind.

Prozesse, die kaum eine Fraktionierung des $\delta^{34}\text{S}$ hervorrufen sind (i) Verwitterung von Sulfid- und Sulfatmineralen, (ii) Adsorptions-Desorptions Prozesse mit organischem Material und (iii) Isotopenaustausch zwischen SO₄²⁻, HS⁻ oder H₂S in niedrig temperierten Umgebungen mit normalem pH-Wert (Chiba & Sakai, 1985, Mook, 2001). Erst bei Temperaturen >100°C und/oder niedrigen pH-Werten (Mizutani & Rafter, 1969) spielt Prozess (iii) eine größere Rolle.

Dagegen werden die S-Isotope im hydrologischen System am stärksten durch biologische Umwandlungsprozesse fraktioniert, wovon die wichtigste die dissimilatorische Sulfatreduktion (DSR) durch *Desulfovibrio* und *Desulfotomaculum* darstellt (Gl. 7-4). Dabei wird ³⁴S im verbleibenden gelösten Sulfat angereichert und ist im produzierten Sulfid abgereichert (Clark und Fritz, 1997). In chemisch reduzierenden Langzeitsystemen kann dadurch ein signifikant höheres $\delta^{34}\text{S}$ am residualen SO₄²⁻ auftreten, als in der primären S-Quelle. Gavrieli et al. (2003) erklären $\delta^{34}\text{S}$ von bis zu 59,6 ‰ in einigen Solen am Toten Meer durch DSR, die jedoch in einem offenen System stattfindet, in das aus den unkonsolidierten Lisan Sedimenten kontinuierlich SO₄²⁻ nachgeliefert wird.

Das radioaktive Wasserstoffisotop Tritium wird in der oberen Atmosphäre durch die nukleare Reaktion von Stickstoff mit kosmischer Strahlung produziert und durch den Niederschlag in das Grundwasser eingebracht. Tritium kann dazu verwendet werden, die mittlere Verweildauer von Grundwässern zu datieren, die nicht älter als etwa 40-60 Jahre sind, da die Halbwertszeit 12,34 Jahre beträgt. Ein absolutes Alter des Grundwassers (reale Verweilzeit) kann jedoch nur dann berechnet werden, wenn keine Mischung mit anderen Grundwässern stattgefunden hat und die Fließwege der Neubildungskomponente und der Grundwässer bekannt sind. Die Kombination ist bei den meisten Grundwässern des Beq'at Kinarot jedoch nicht gegeben. Somit kann nur eine relative Alterseinschätzung auf der Basis der erhobenen Tritium-Daten gemacht werden.

7.3.2 $\delta^{18}\text{O}$, δD und Salinität (TDS)

7.3.2.1 Grundwasser

Die Graphik der Isotopenverhältnisse $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD (Abb. 7-20) zeigt, Grundwässer aus den mesozoischen Kalksteinen liegen auf einer Geraden, die sub-parallel zur Lokalen Meteorischen Wasserlinie (LMWL) verläuft. Das Wasser aus Alonei HaBashan 3 liegt links der Lokalen MWL, was zusammen mit Indikatoren wie hohen Na/Cl Verhältnissen, extrem hohen 1000K/Cl Verhältnissen (242) und dem negativen Cl-Überschuss für eine Herkunft des Wasser aus der Verwitterungszone von Basalten spricht (vgl. Kapitel 7.2). Dagegen befinden sich der See Genezareth sowie die thermo-salinaren Grundwässer KIN 8, KIN 10b, Ha'On 1 und die heißen Quellen von Tiberias auf einer Evaporations- und Mischungslinie. Die isotopisch leichtesten Wässer stammen immer aus den hoch gelegenen (> 1000 m NN) Neubildungsgebieten im Oberen Galilee, dem Golan und Hermon Massiv. Die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ und δD Werte zeigen die thermo-salinaren Wässer. Die Wässer der Quellgruppen sind Mischungen aus isotopisch leichten Neubildungswässern und schweren salinaren Wässern aus dem Unteren Aquifer. Bei gleicher Salinität sind die Grundwässer aus Tabgha gegenüber denen aus Fuliya und Gofra isotopisch abgereichert, da (i) sie unterschiedlich hoch gelegene Einzugsgebiete (Poage & Chamberlain, 2001) haben und (ii) in Tabgha zusätzlich isotopisch leichteres Wasser aus dem nördlichen Hula Tal zuströmt, welches die permeablen Schichten und Störungen

des Korazim-Blocks (Belitzki, 2002) als Fließwege nutzt. Diese Studie und die Arbeit von Bergelson et al. (1999) zeigen, dass die Neubildungswässer von Tabgha (z.B. Huqoq, Kalanit 2 und Hazon) isotopisch leichte Wässer sind, aber $\delta^{18}\text{O}$ und δD Werte aufweisen, die nicht kleiner als -5,59 bzw. -23,05 ‰ sind und denen von Neubildungswässern aus den Judea Bergen gleichen (Kronfeld et al., 1992). Das bedeutet, die sehr leichten Isotopen-Signaturen von Ein Sheva ($\delta^{18}\text{O}$: -5,8 und δD : -28,1 ‰) oder von KIN 7 ($\delta^{18}\text{O}$: -6,1 und δD : -30,7 ‰) werden durch den Zustrom von einem isotopisch leichtem Grundwasser von Norden durch den Korazim-Block verursacht. Ein möglicher Ursprung kann die etwa 50 km nördlich des Sees abge-

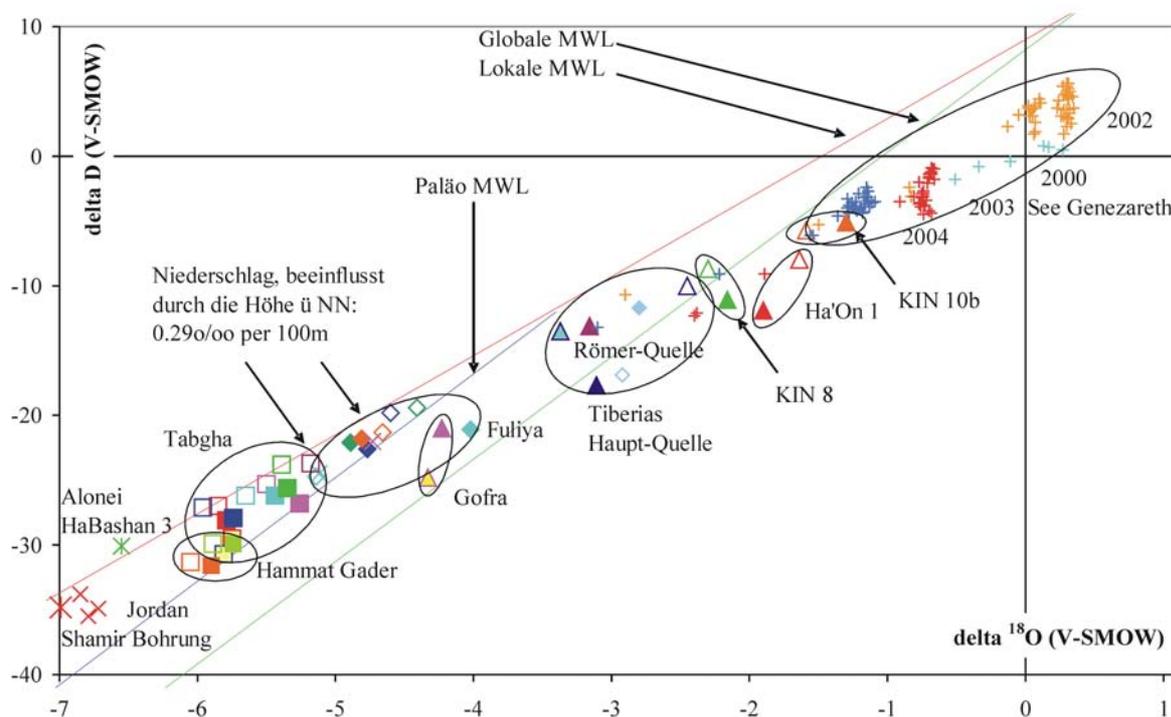


Abb. 7-20: Die ^{18}O - vs. ^2H -Verhältnisse zeigen, dass abgesehen von einigen Wässern aus Tabgha und Alonei HaBashan 3 alle Wässer unterhalb der Lokalen MWL liegen. Der See Genezareth weist durch die hohe Evaporation die schwersten Isotopensignaturen auf.

teufte Shamir Bohrung sein, aus der entsprechend leichtes Wasser bekannt ist ($\delta^{18}\text{O}$: -7,1 und δD : -34,8 ‰) (Abb. 7-20). Auf Grund schneller Abflusskomponenten im Oberen Aquifersystem gelangen die winterlichen Neubildungen schnell nach Tabgha, und die austretenden Wässer sind im Frühjahr durchweg leichter als im Herbst. Die Tabgha Wässer stellen Mischungen aus KIN 8 und isotopisch leichtem Wasser mit $\delta^{18}\text{O} \leq -6$ ‰ (Abb. 7-21) dar. Die Wässer der Quellen Ein Reach und Ein Makla in Hammat Gader haben identische Salinitäten und $\delta^{18}\text{O}$ Signaturen wie Ein Sheva und KIN 7 in Tabgha. Das deutet darauf hin, dass diese Quellen Teile des Neubildungswassers aus dem hohen Nördlichen Golan erhalten.

In der Bohrung Alonei HaBashan 3 im Oberen Golan ist ein solch isotopisch leichtes Wasser anzutreffen ($\delta^{18}\text{O}$: -6,7 und δD : -30,1 ‰). Die Salinität und die $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Hammat Gader Quellwässer sind im Frühjahr kleiner als im Herbst.

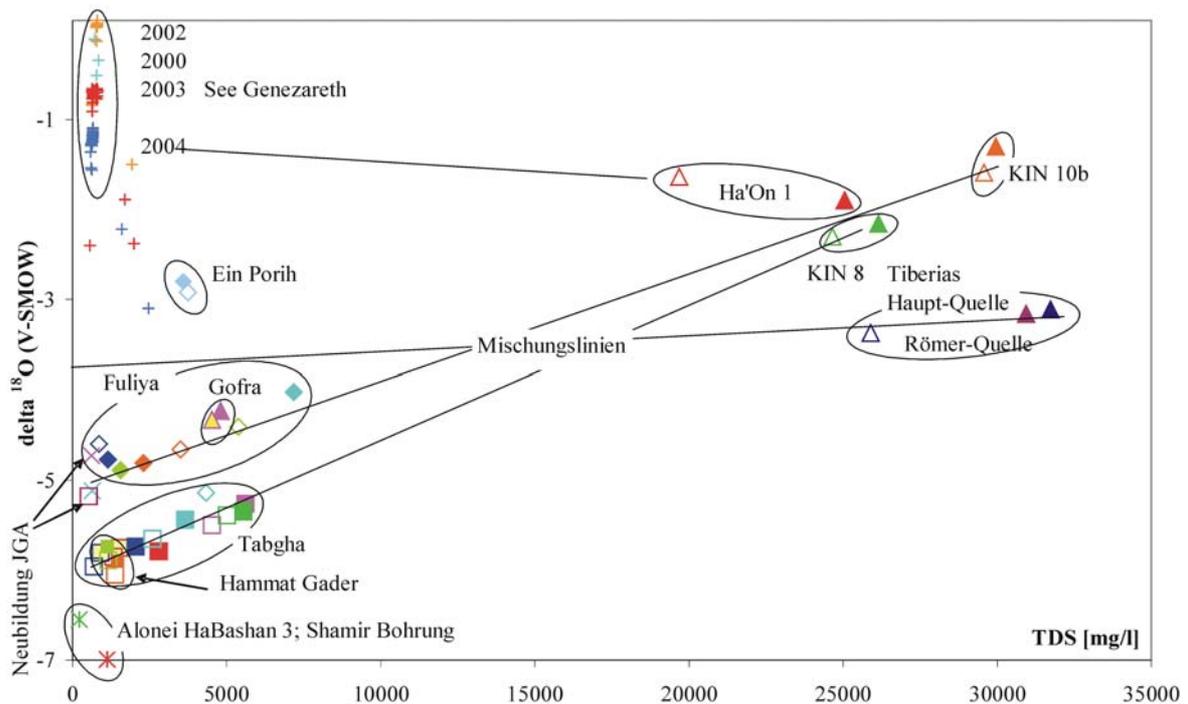


Abb. 7-21: Die Gegenüberstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der Gesamtmineralisation (TDS) verweist innerhalb der Quellgruppen deutlich auf die Mischung von Neubildungswasser mit thermo-salinarem Tiefenwasser. In Tabgha wird ersichtlich, dass zusätzlich eine isotopisch leichtere Komponente als das Neubildungswasser aus dem Galilee einen Einfluss hat. Ha'On 1 weist im Frühjahr eine deutlichen Zumischung von isotopisch schwerem und zugleich geringer mineralisierten Seewasser auf.

Die meisten salinaren Wässer, gleich welcher Quellgruppe zugehörig, weisen erhöhte Isotopenverhältnisse auf. Höhere Salinität korreliert in diesen Wässern direkt mit einer isotopisch schwereren Signatur. In Fuliya liegen die meisten Wässer auf einer Mischungslinie mit KIN 10b und Süßwasser aus den distalen Bereichen des Oberen und Unteren JGA (z.B. Hitin 1, 3, 4 und Typ Kalanit 2). Im Frühjahr sind die Brunnen KIN 5, KIN 10b und D 906 im Vergleich zum Herbst geringer salinar und isotopisch leichter oder, wie in D 906, isotopisch unverändert (Abb. 7-21). Mit zunehmenden Anteilen an salinarem Wasser wird auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur schwerer, was durch das Tiefenprofil von Bergelson et al. (1999) in der Bohrung KIN 10b nachgewiesen wurde. Abgesehen von KIN 5 stammen alle Wässer aus thermisch überprägten Kalksteinen (Möller et al., 2003a), was sehr gut zu den beobachteten Verschiebungen des $\delta^{18}\text{O}$ passt. Typischerweise für das hydraulische System in Fuliya, zeigen die *off-shore* Quellen - im Gegensatz zu den landseitigen Bohrungen - im Frühjahr erhöhte (Fuliya

A) oder unveränderte Isotopensignaturen (Fuliya B), aber höhere Salinitäten als im Herbst. Im Herbst sind sowohl der Seespiegel als auch die Schüttungsmengen der Fuliya Quellen niedrig. Die Salinität in den *off-shore* Quellen ist dann durch den geringen Abfluss aus dem Unteren Aquifer niedrig und isotopisch leichteres Süß- oder Brackwasser hat den größten Anteil an der Schüttung. Mit Beginn der Neubildungszeit im Dezember steigen der Seespiegel und die Abflussmengen beider Aquifere bis zum Maximum im Mai (Abb. 6-9). Im März zeigen die erhöhten Salinitäten und die erhöhten $\delta^{18}\text{O}$ Werte in den *off-shore* Quellen den erhöhten Abfluss aus dem Unteren Aquifer an. Gleichzeitig deuten erhöhte Sr-Gehalte (Abb. 7-2c) auf einen höheren Anteil an Wasser aus kaum alterierten Kalksteinen der Peripherie. Diese Wässer sind isotopisch schwerer, salinärer und haben höhere Tritium-Gehalte als im Herbst.

Die Tiberias Quellen haben ein kleines Einzugsgebiet und erhalten nur geringe Anteile an Neubildungswässern sind jedoch isotopisch leichter als die anderen hoch salinaren Wässer (KIN 8, KIN 10b, Ha'On 1) der übrigen Quellgruppen des Beckens. Letztere deuten auf salinare Endglieder mit einer ähnlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur von -1,4 bis -2,4 ‰ bei 25-30 g/l TDS hin, was mit den Angaben von Moise et al. (2000) und Kolodny et al. (1999) gut korreliert. Entgegen den Autoren unterscheiden sich jedoch auch die Isotopensignaturen der Süßwasserendglieder signifikant. Wasser aus der Tiberias Haupt-Quelle enthält im Frühjahr eine isotopisch leichtere und geringer salinare Komponente. Das Süßwasserendglied muss eine geringe Salinität (TDS < 500) aufweisen und isotopisch leicht ($\delta^{18}\text{O} \sim -5$ ‰) sein, was den Argumenten von Gat et al. (1969), Kolodny et al. (1999) und Moise et al. (2000) entspricht. In der Region von Tiberias ist das einzige Neubildungswasser südlich des Einzugsgebietes der Tiberias Quellen beprobt worden (Ein Porih) und weist schwerere $\delta^{18}\text{O}$ Werte auf als die Tiberias Quellen. Dies wird der abnehmenden Höhe der Grabenflanke nach Süden hin zugeschrieben.

Das Wasser aus Ha'On 1 zeigt eine inverse Korrelation zwischen schwerer Isotopie und der Salinität, wofür eine Mischung mit isotopisch schwererem, aber süßem Seewasser verantwortlich sein kann (Abb. 7-21). Während Seespiegeltiefständen im November 2000 zeigt Ha'On 1 ähnliche $\delta^{18}\text{O}$ Signaturen und TDS wie KIN 8 und KIN 10b. Dagegen sinkt der TDS-Wert bei Höchstständen, während das Wasser schwerere $\delta^{18}\text{O}$ Signaturen zeigt. Das kann nur das Resultat eines infiltrierenden, isotopisch schwereren, aber geringer salinaren Wassers wie dem des Sees sein. Das heißt, während Seespiegelhochständen (2004) weist die Bohrung Ha'On 1 erhöhte Anteile an Seewasser auf, während das Wasser im Nov. 2000 dem der anderen hoch salinaren zu diesem Zeitpunkt gleich. Chemische Analysen der Bohrungen Ha'On 1 und Ha'On 2 (Bergelson et al., 1999), korrelieren jahreszeitlich mit den Probenahmen in dieser Studie und unterstützen diese Hypothese. Die Gofra Quelle zeigt zwischen

Herbst 2000 und Mai 2003 keinerlei Variationen in der Salinität noch in den $\delta^{18}\text{O}$ Werten.

7.3.2.2 See Genezareth

Die Isotopensignatur des Seewassers wird durch seine Zuflüsse, aber auf Grund der geographischen Lage im subtropischen Klima besonders durch die hohe Evaporation kontrolliert. Während der Dürreperiode Mitte der 1990iger bis 2002 fiel der Seespiegel auf -215 m NN, 2 m unter die „Rote Linie“ und die Chloridität stieg von 270 mg/l (2000) auf 300 mg/l im Jahr 2002. Am Ende dieser Periode war das Seewasser am isotopisch schwersten. Im Jahr 2002 unterschied sich die Isotopensignatur des Hypolimnions mit ($\delta^{18}\text{O}$: 0,04 ‰, δD : 1,7 ‰) deutlich von der des Epilimnions ($\delta^{18}\text{O}$: 0,21 ‰, δD : 4,6 ‰) (Abb. 7-22). Durch die folgenden zwei niederschlagsreichen Winter wurde der See verdünnt und die Chloridität sank schrittweise von 260 mg/l (2003) auf 240 mg/l (2004). Die isotopisch leichten Wässer des Niederschlages und der Vorfluter verursachten eine Änderung der Isotopie hin zu leichterem Seewasser und die jährliche Inversion des Sees für eine gute Durchmischung. Trotz der anhaltend hohen Verdunstung war das Seewasser im Nov. 2003 deutlich leichter (Durchschnitt: $\delta^{18}\text{O}$: -0,9 ‰; δD : -2,9

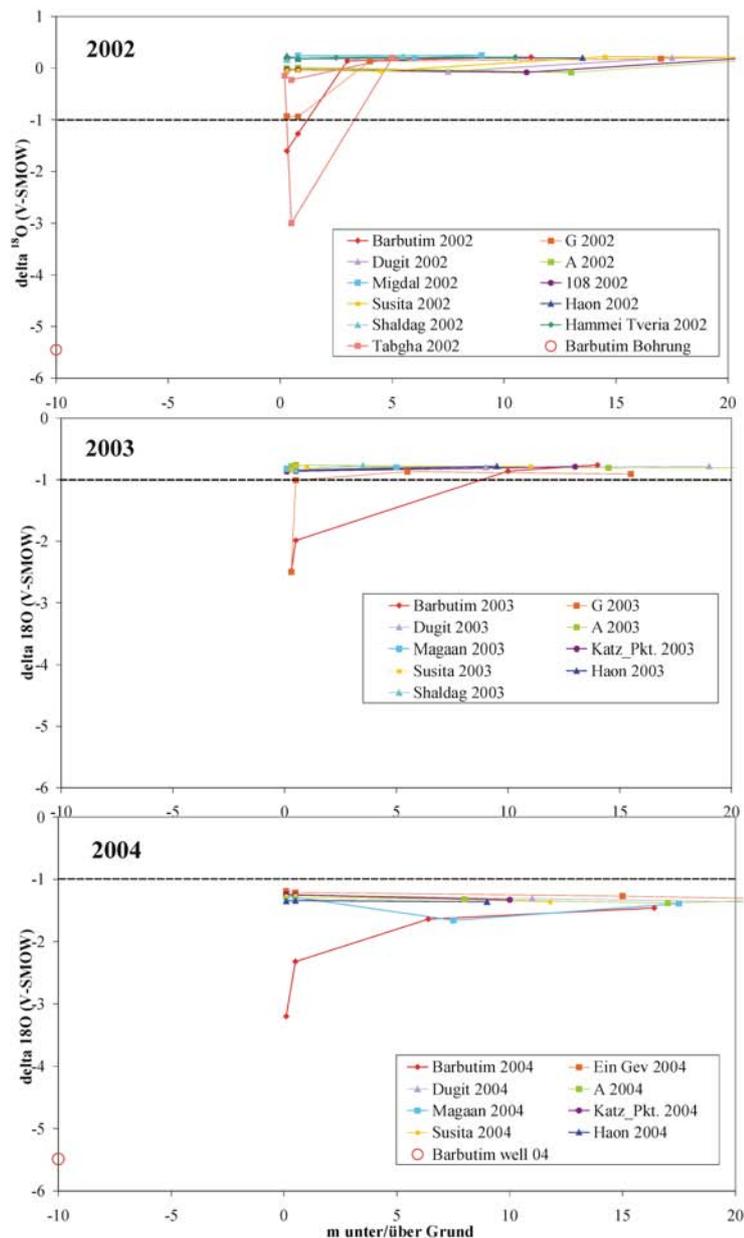


Abb. 7-22: Die Signaturen $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ des Seewassers verdeutlichen die schrittweise Verdünnung des isotopisch schweren Seewassers mit leichterem Neubildungswasser. Das Profil „Barbutim“ ist in Bodennähe durch den Zutritt von Grundwasser stets isotopisch leichter. Durch lateralen Zustrom von isotopisch leichtem Jordanwasser ist die tiefste Probe im Profil „G“ (2000) abgereichert.

‰) als ein Jahr zuvor, und die Unterschiede zwischen Epi- und Hypolimnion waren innerhalb der analytischen Präzision. Das Gleiche konnte im März 2004 beobachtet werden, wo der See durchschnittlich $\delta^{18}\text{O}$: -1.3 ‰ und δD : -3.5 ‰ (Abb. 7-22) aufwies.

Mischungen von See- und Grundwasser verkleinerten die $\delta^{18}\text{O}$ Werte des Seewassers. In 2002, während der deutlichen Zweiseichtung des Sees, zeigte das Hypolimnion Trends zu erhöhten TDS von ca. 800 mg/l. Im Herbst 2003 betrug die Gesamtlösungsfracht (TDS) im Hypolimnion 800 mg/l und im Epilimnion 670 mg/l. Im Herbst zeigen alle Seeprofile ansteigende TDS Werte mit zunehmender Tiefe, während in der durchmischten Phase kein Trend zu erkennen ist und nur „Barbutim“ höhere TDS mit Annäherung ans Sediment zeigt (vgl. Anhang I).

7.3.3 ^3H vs. TDS; ^3H vs. $\delta^{18}\text{O}$

7.3.3.1 Grundwasser

Radioaktive Isotope wie ^3H (Tritium) und ^{228}Ra , mit kurzen Halbwertszeiten, zeigen im Grundwasser eine erhöhte temporäre Heterogenität (Davidson & Dickson, 1986; Osmond & Cowart, 1992). Daher eignet sich Tritium bei den Grundwässern des Beckens als Indikator für schnelle saisonale Fluktuationen und Fluidbewegungen in den einzelnen Grundwasserkörpern.

Für die Zeit der atmosphärischen Wasserstoffbomben-Tests typisch hohen ^3H -Gehalte (~100 TU) wurden von Simpson & Carmi (1983) in den Niederschlägen aus den Jahren 1967-1968 gemessen. Solch hohe ^3H -Gehalte wurden jedoch nie in Grundwasserproben des Beq'at Kinarot nachgewiesen. Als Ursache sehen Bergelson et al. (1999), dass die Grundwässer des Beckens eine Mischung darstellen aus: 1) Neubildungswässern, die vor den 1950iger Jahren infiltrierten und deren Tritium inzwischen zerfallen ist und 2) an Tritium reichen Neubildungswässern, die nach den Nuklearwaffentests infiltrierten. Eine andere Möglichkeit wäre, dass die Grundwässer mit solch hohen ^3H -Gehalten bereits aus den Aquiferen ausgespült wurden. Die allgemein geringen Transmissivitäten der Aquifere (Bergelson et al., 1998) sprechen gegen letztere Möglichkeit, obgleich Grundwässer wie in KIN 7 Tritiumgehalte aufweisen, die denen des modernen Niederschlags entsprechen und hohe Abstandsgeschwindigkeiten belegen. Dies kann nur durch unterschiedliche hydraulische Leitfähigkeiten in den Aquiferen begründet sein. Schnelle Fließwege, verursacht durch tektonische Prozesse oder Lösungserscheinungen (Karst), sind wahrscheinlich und wurden von Bergelson et al. (1998) in Form regional höherer Transmissivitäten (bis $1527\text{ m}^2/\text{d}$) in den Aquiferen beschrieben.

Die rezenten ^3H -Gehalte im Niederschlag entsprechen denen im Jordan oder denen im See Genezareth und betragen 4,3-5,9 TU. Eine Niederschlagsprobe vom November 2002, direkt am Seeufer gesammelt, wies 4,1 TU auf.

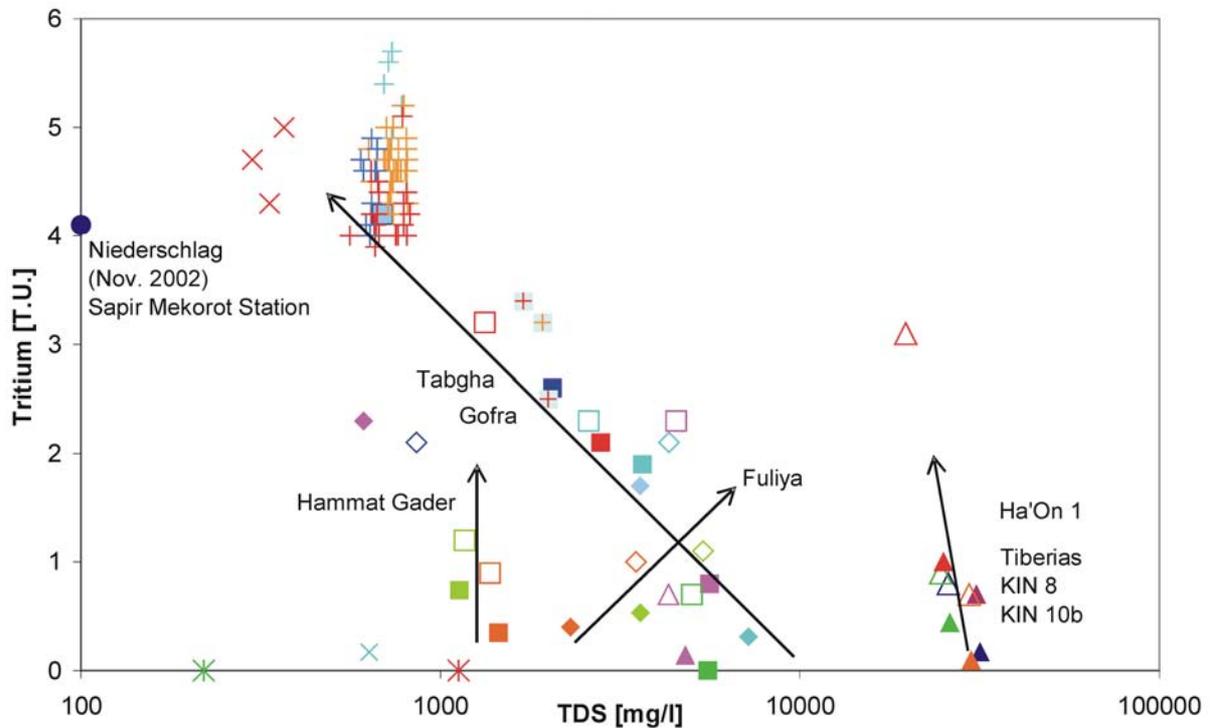


Abb. 7-23: Die Tritium-Gehalte über die Gesamtmineralisation der Wässer verdeutlicht die saisonale Variabilität der meisten Grundwässer. Die Pfeile geben den Trend an, den Neubildungswässer im Frühjahr verursachen, sowie die Charakteristik der hydraulischen Systeme und der Grundwässer. Eingehende Erläuterungen dazu sind im Text gegeben. Das Seeprofil „Barbutim“ ist durch grau hinterlegte Kreuze gekennzeichnet.

In sämtlichen Grundwässern steigt im Frühjahr der Anteil an Jungwasser. Das drückt sich in höheren Tritiumgehalten (in Tritiumeinheiten [TU]) als im Herbst aus, denn der ^3H -Gehalt der aufsteigenden thermo-salinaren Wässer liegt unterhalb der Nachweisgrenze von 1 TU. Des Weiteren verdeutlichen die niedrigeren TDS (Abb. 7-23) im Frühjahr, dass die austretenden salinaren Grundwässer, bis auf die *off-shore* Quellen Fuliya A und B, dadurch verdünnt werden. Im Herbst ist der Jungwasseranteil dagegen geringer, da die Aquifersysteme im letzten Abschnitt der Leerlaufkurve sind. Die höchsten Tritiumgehalte werden in den am wenigsten salinaren Quellen der Tabgha Gruppe (KIN 7: 4,2 TU; Ein Sheva: 3,2 TU) gemessen. Als Ursache wird das schnelle Fließsystem des teilweise verkarsteten Einzugsgebietes angesehen (Siebert et al., einger. a; b). Bereits geringfügig höhere Anteile an aufsteigenden Solen, wie in Sartan süß und salinar, haben niedrigere ^3H -Gehalte (2,3 TU) zur Folge. Das deutet auf eine etwas längere mittlere Verweilzeit des Wassers im Untergrund hin. In Fuliya ist das jüngste Wasser, mit 2,1 TU, in KIN 5 im Frühjahr anzutreffen, während die *off-shore* Quellen Triti-

umgehalte von etwa 1 TU aufweisen. Die hoch salinaren Wässer von Tiberias, KIN 8 und KIN 10b sowie der *off-shore* Arteser Barbutim haben ^3H -Gehalte von 0,7-0,9 TU. Nur die Shamir Bohrung im nördlichen Hula Tal hat keinen messbaren Tritiumgehalt mehr. Für Hammat Gader sind ähnlich niedrige Gehalte im Frühjahr zu beobachten (0,9-1,1 TU). Die Quellen von Hammat Gader stellen keine direkte Mischung rezenter Süßwässer mit alten Solen dar. Die Mineralisation der Grundwässer ist ausschließlich die Folge der Laugung löslicher Minerale im Aquifer, weshalb der ^3H -Gehalt variiert, jedoch die Salinität (Abb. 7-22) und die $\delta^{18}\text{O}$ -Signaturen (Abb. 7-24) relativ unverändert bleiben. Indizien, wie die relativ hohe Mineralisation, die sehr geringern ^3H - sowie NO_3 -Konzentrationen (0 mg/l) verweisen auf eine lange Aquiferpassage.

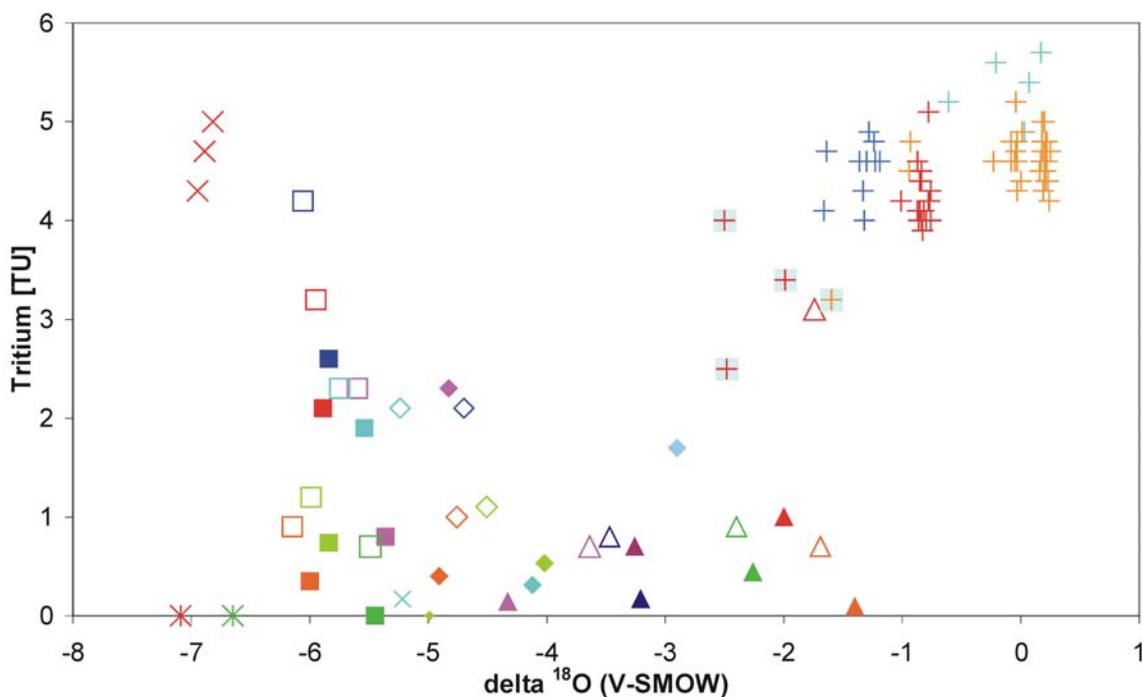


Abb. 7-24: Der Vergleich des ^3H -Gehaltes mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten verdeutlichen die saisonal ansprechenden Aquifer-Systeme in den spezifischen Grundwässern. Eine starke Verdünnung des Seewassers mit leichterem Neubildungswasser und der Trend des Seeprofiles „Barbutim“ (grau hinterlegte Kreuze) zu den Grundwässern aus Tabgha sind deutlich zu erkennen.

In den landseitig gelegenen Fuliya-, allen Tabgha- und Tiberias- sowie den Gofra Wässern korrelieren höhere Tritiumgehalte mit niedrigeren Salinitäten. Betrachtet man $\delta^{18}\text{O}$ gegen ^3H , so ergibt sich ein ähnliches Bild, da alle Neubildungswässer isotopisch leichter sind als die isotopisch schweren Solen (Abb. 7-24). Daher korrelieren in den Wässern aus Tiberias, Tabgha, Hammat Gader und der landseitigen Fuliya Quellen zunehmende ^3H -Gehalte direkt mit abgereicherten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten.

Nur die *off-shore* Quellen Fuliya A und B sind auf Grund des stärker schüttenden Unteren Aquifers höher mineralisiert (vgl. Kapitel 6.4.3). Auch die Einbeziehung der $\delta^{18}\text{O}$ -Signaturen beider *off-shore* Quellen verdeutlicht (Abb. 7-24), dass im Frühjahr nicht das isotopisch schwerere saline Endglied, sondern der Untere Aquifer stärker schüttet. Dieser führt isotopisch leichtes und junges Neubildungswasser der Mischungszone des Sees zu und mischt sich erst hier mit dem aufsteigenden, angereicherten, alten und salinaren Endglied. Der Untere Aquifer ist in Grabennähe durchweg höher mineralisiert als der Obere Aquifer. Der noch niedrige Seespiegel erlaubt eine höhere Schüttung dieses Aquifersystems und daher weist das Wasser der *off-shore* Quellen im Frühjahr höhere ^3H -Gehalte auf und ist isotopisch leichter, aber salinarer.

Im Frühjahr zeigen in Ha'On 1 die höheren ^3H - und TDS-Gehalte eine Verdünnung der Sole. Aber die schwereren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte verdeutlichen, dass es sich nicht um eine Verdünnung mit gering salinarem, isotopisch leichtem Neubildungswasser, sondern mit isotopisch schwererem Wasser des See Genezareth handelt. In Gofra könnte die Anreicherung an $\delta^{18}\text{O}$ im Frühjahr ebenfalls durch einen Kontakt mit dem Seewasser begründet sein.

7.3.3.2 See Genezareth

Im Seewasser gibt es keine direkte Korrelation zwischen ^3H -Gehalten und der Gesamtmineralisation oder zwischen ^3H und $\delta^{18}\text{O}$ (Abb. 7-23; 7-24). Nur das Probenprofil „Barbutim“ zeigt einen eindeutigen Trend. Mit zunehmender Tiefe steigt hier die Salinität (max. 1993 mg/l) des Seewassers, $\delta^{18}\text{O}$ fällt auf -2,5‰ und der Tritiumgehalt sinkt auf 2,5 TU ab.

7.3.4 $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^2\text{H}$

7.3.4.1 Grundwasser

In der Darstellung $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^2\text{H}$ (Abb. 7-25) zeigen alle Wässer des Untersuchungsgebietes negative $\delta^{13}\text{C}$ -Signaturen am gelösten anorganischen Kohlenstoff (DIC). Die Grundwässer der Region liegen im natürlichen Bereich für Grundwässer (Kendall & Doctor, 2003) von $\delta^{13}\text{C}$: -21,9 bis -5,3 ‰, wobei keine direkte Abhängigkeit von der Salinität besteht. Dennoch sind für die Quellgruppen Tabgha und Fuliya lineare Korrelationen zwischen den süßen und den höher salinaren Wässern zu erkennen. Die distalen Grundwässer aus dem Galilee (Huqoq, Kalanit 2, Ein Pori und Migdal Quelle) haben $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -12,5 und -13,3 ‰. Auf Grund der ausgeprägten Bewässerungskultur in den landwirtschaftlich genutzten Gegenden und des etwas feuchteren Klimas in den Infiltrationsgebieten im Galilee, sind die Neubildungsflächen heute vorwiegend von C_3 -Pflanzen (z.B. Pinien, Apfelbäume) bedeckt. Diese

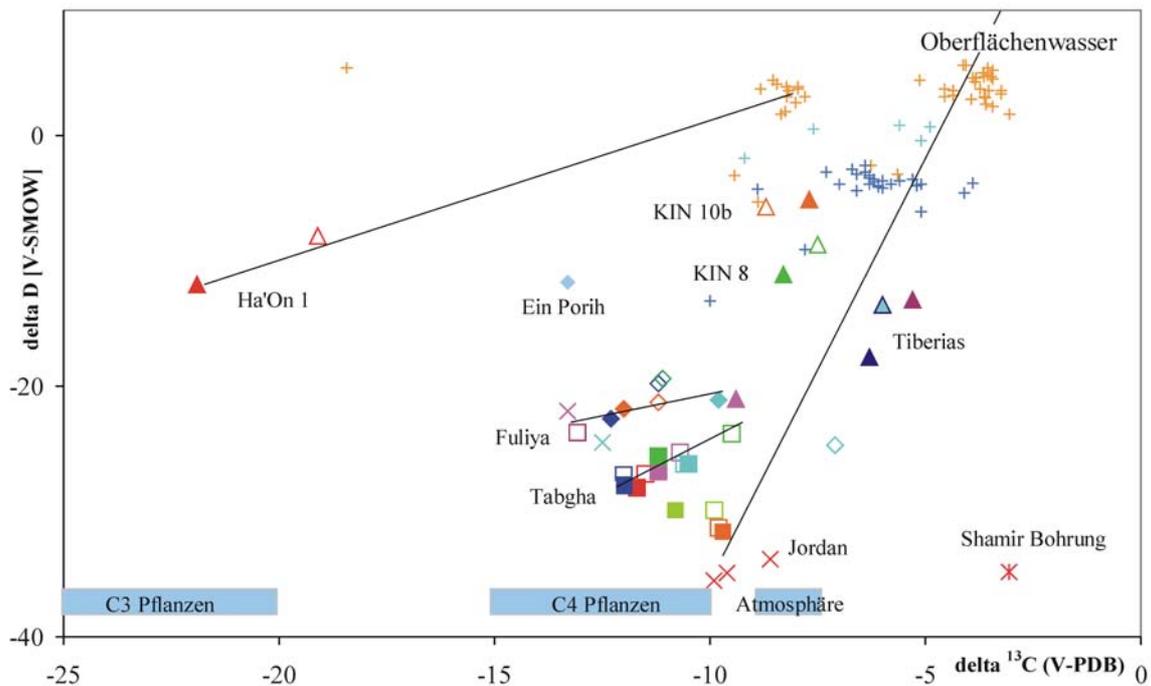


Abb. 7-25: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte vs. $\delta^2\text{H}$ in den Grund- und Oberflächenwässern der Region. Neben dem See Genezareth weist die Shamir-Bohrung die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf. Die Stabilitätsfelder des ^{13}C im Boden- CO_2 unter C_3 - und C_4 -Pflanzen und des atmosphärischen ^{13}C sind gekennzeichnet. (Mischungs-) Trends sind durch Linien gekennzeichnet.

verursachen im Boden- CO_2 , und somit im Bodenwasser, eine $\delta^{13}\text{C}$ -Signatur von -20 bis -25 ‰ (Abb. 7-17). Während der Aquiferpassage lösen die Neubildungswässer nach Gl. 7-12 die marinen Karbonate der Aquifere, die mit $\delta^{13}\text{C}$ von 0 bis 2,5 ‰ gekennzeichnet sind. Dadurch erhält das resultierende Grundwasser eine $\delta^{13}\text{C}$ -Signatur von -11 bis -16 ‰. Diese treten daher auch in den gering salinaren Grundwässern aus Fuliya (D 906) und Tabgha (KIN 7, Ein Sheva) auf (Abb. 7-25; 7-26). Die variierenden $\delta^2\text{H}$ -Werte der süßen Endglieder der Quellgruppen sind die Folge der unter Kapitel 7.3.2. beschriebenen, unterschiedlich hoch gelegenen Neubildungsgebiete. Je höher der Einfluss der Salinarkomponente in den Grundwässern wird, um so isotopisch schwerer werden ihre $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte. Die salinaren Endglieder (KIN 10b, KIN 8) liegen mit $\delta^{13}\text{C}$: -7,5 bis -8,7 ‰ im Bereich des atmosphärischen CO_2 . Doch kann es sich dabei nicht um atmosphärische Signaturen, sondern möglicherweise um den Einfluss von Grundwässern handeln, deren Neubildungszeiträume weit zurückliegen. Einen Hinweis darauf gibt das Wasser in KIN 10b, welches von Bergelson et al. (1998) auf 15 ka datiert wurde. Doch bereits bei einem Infiltrationszeitpunkt vor 100 Jahren ist davon auszugehen, dass der agrarwirtschaftliche Einfluss vernachlässigbar war. Das heißt, dem mediterranen bis steppenartigen Naturraum (Horowitz, 2000) angepasste, lichte C_4 -Pflanzen dominierten die Infiltrationsgebiete (Abb. 7-26a). Das wiederum würde, wie aus

Abb. 7-26a hervorgeht, in den resultierenden hoch salinaren Grundwässern $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von etwa $-7,5\text{‰}$ verursachen.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Signatur ($-3,5\text{‰}$) im Wasser der Shamir Bohrung (Hula-Tal) deutet auf einen Kontakt mit Karbonatgestein hin. Ein Neubildungswasser (ca- $-7,5\text{‰}$), welches direkt, ohne Bodenkontakt, in einen marin gebildeten Karbonataquifer ($\sim 0\text{‰}$) infiltriert und mit diesem im Gleichgewicht steht, besitzt einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert, wie er in der Shamir-Bohrung zu beobachten ist. Der schwere $\delta^{13}\text{C}$ - und der leichte $\delta^2\text{H}$ -Wert ($-34,8\text{‰}$) verweisen auf ein hoch gelegenes und nahezu vegetationsfreies, karbonatisches Neubildungsgebiet. Das bis 2.800 m hohe und überwiegend aus jurassischen und kretazischen Karbonatgesteinen bestehende Hermon Massiv käme dafür in Frage.

In Tiberias treten mit $\delta^{13}\text{C}$ $-5,3$ bis $-6,3\text{‰}$ die isotopisch schwersten Wässer des Beq'at Kinarot aus. Eine Mischung 2/3 atmosphärisch markierten Neubildungswassers mit 1/3 Wasser aus Karbonataquiferen ($\delta^{13}\text{C}$: $\sim 0\text{‰}$) könnte diese Signaturen erzeugen. Gegen einen derartig hohen Anteil von Frischwasser sprechen die hohen Salinitäten der Wässer sowie die unterhalb

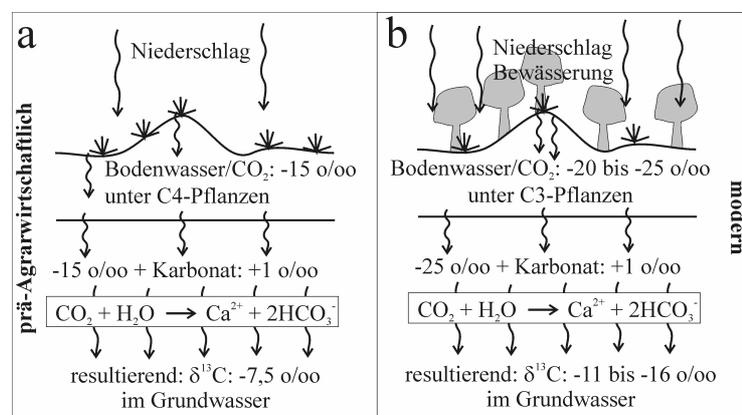


Abb. 7-26: Schematisierte $\delta^{13}\text{C}$ -Entwicklung unter a) C_4 - und b) C_3 -Pflanzenbewuchs im Neubildungsgebiet. Vor der Agrarwirtschaft des Menschen (a) bestand ein wesentlich größerer Teil des Bewuchses aus C_4 -Pflanzen.

der Nachweisgrenze liegenden Tritium- und NO_3 -Gehalte (vgl. Kap. 6.4.4).

Endogenes oder vulkanisches CO_2 , welches $\delta^{13}\text{C}$ von -8 bis -4‰ aufweist (Barnes et al., 1978), ist wesentlich wahrscheinlicher der Ursprung der $\delta^{13}\text{C}$ -Signatur. Nach Friedman (1999) weisen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotopenverhältnisse im Quellwasser sowie authigen und rezent ausgefällte Dolomite mit ^{14}C -Altern von über 40.000 Jahren auf einen Kontakt der aufsteigenden Solen mit Magmatiten oder endogenem CO_2 hin.

Im Gegensatz zu Tiberias sind im Wasser aus Ha'On 1 deutlich abgereicherte Werte von $\delta^{13}\text{C}$: $-21,9\text{‰}$ messbar. Im Frühjahr sind die Signaturen durch die Zumischung von Seewasser (vgl. Kap. 7.2) etwas schwerer ($-19,1\text{‰}$), was sich deutlich in einer linearen Korrelation zwischen beiden Wassertypen (Abb. 7-25) zeigt.

Als Ursache für die verhältnismäßig leichten $\delta^{13}\text{C}$ ist Methan (CH_4) denkbar (Clark & Fritz, 1997; Hoefs, 2004). CH_4 ist das Produkt der Acetat-Fermentation bzw. Methanogenese durch

methanogene Organismen (Gl. 7-14). Voraussetzung dafür ist die anaerobe mikrobielle Zersetzung organischen Materials durch acetogene Mikroben (Gl. 7-13) (Zinder, 1984).



Der Prozess der Acetogenese (Gl. 7-13) setzt verhältnismäßig viel Bikarbonat frei, was die außerordentlich hohen HCO_3^- -Konzentrationen von 505-576 mg/l in Ha'On 1 erklären kann.

Im Falle der Bohrung Ha'On 1 sind für die Bildung isotopisch stark abgereicherten CO_2 folgende Szenarien vorstellbar:

(i) *Aerobe Methan-Oxidation*: Das artesisch aufsteigende Wasser führt CH_4 aus tieferen, anoxischen und methanogenen Sedimentschichten an die Sedimentoberfläche. Da die Bohrung im sauerstoffreichen Littoral des Sees liegt, ist eine oxidative Umsetzung des CH_4 durch methanotrophe Organismen zu erwarten, woraus nach Gl. 7-15 (King, 1992) isotopisch stark abgereichertes CO_2 entsteht.



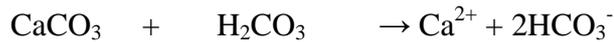
(ii) *Anaerobe Methan-Oxidation*: Die Oxidation des CH_4 findet, gekoppelt mit SO_4^- -Reduktion bereits in anoxischen Bereichen des Sedimentes statt (Gl. 7-16) (Martens & Berner, 1977). Dabei wird zusätzlich isotopisch abgereichertes HCO_3^- freigesetzt und SO_4^{2-} dem Wasser entzogen, was die sehr niedrigen SO_4^- -Gehalte in Ha'On 1 (0,6 mmol/l) und den fehlenden H_2S -Anteil (der in Gl. 7-4 entstehen würde) im Wasser des Artesers erklären würde.



Dieser Prozess ist bislang nur in marinen Sedimenten beobachtet worden. Obwohl das anstehende Wasser in Ha'On 1 als residuale Meerwasserssole marinen Ursprungs ist (vgl. Kap. 7.2.2.1 ff), so ist eine derartige Vergesellschaftung von marinen Organismen in einem Süßwassersee als unwahrscheinlich anzusehen. Daher wird die aerobe Methan-Oxidation als vorherrschender Prozess betrachtet.

7.3.4.2 See Genezareth

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Signaturen des See Genezareth sind mit -6,6 bis -3,6 ‰ deutlich höher als die des Jordans (-10 bis -8,6 ‰). Da der Jordan primär aus drei Karstquellen des Hermon Massiv entspringt, besteht er zu einem Großteil aus Grundwasser. Das $\delta^{13}\text{C}$ des Grundwassers wird durch die Lösung der Kalksteine des Aquifers mittels freier Kohlensäure aus dem Boden definiert (Gl. 7-17).



Gl. 7-17

$\delta^{13}\text{C}$: (0 bis +2 ‰) + (-26 bis -22‰) → (-13 bis -10 ‰)

Bezieht man die meteorischen Niederschlagswässer ($\delta^{13}\text{C}$: -7 ± 1 ‰) mit ein, die beinahe unverändert als Oberflächendrainage dem Fluss zuströmen, so erhält man als resultierendes $\delta^{13}\text{C}$ das vom heutigen Jordan (Abb. 7-25).

Der See weist im Epilimnion $\delta^{13}\text{C}$ von -3 bis -5 ‰ auf. Unterhalb der Thermokline sinken die ^{13}C -Verhältnisse auf -5,7 bis -10 ‰ (Abb. 7-27). Diese Absenkung ist die Folge der biologischen Aktivität während des Frühsommers im Epilimnion. Zur Zeit der Algenblüte wird photosynthetisch dem Wasser CO_2 entzogen und Glukose gebildet (Gl. 7-6). Bei diesem unidirektionalen kinetischen Prozess wird dem Wasser bevorzugt das leichte $^{12}\text{CO}_2$ entzogen und $^{13}\text{CO}_2$ bleibt zurück. Zudem wird biogen Calcit als Skelettmaterial ausgefällt (Gl. 7-7), wobei

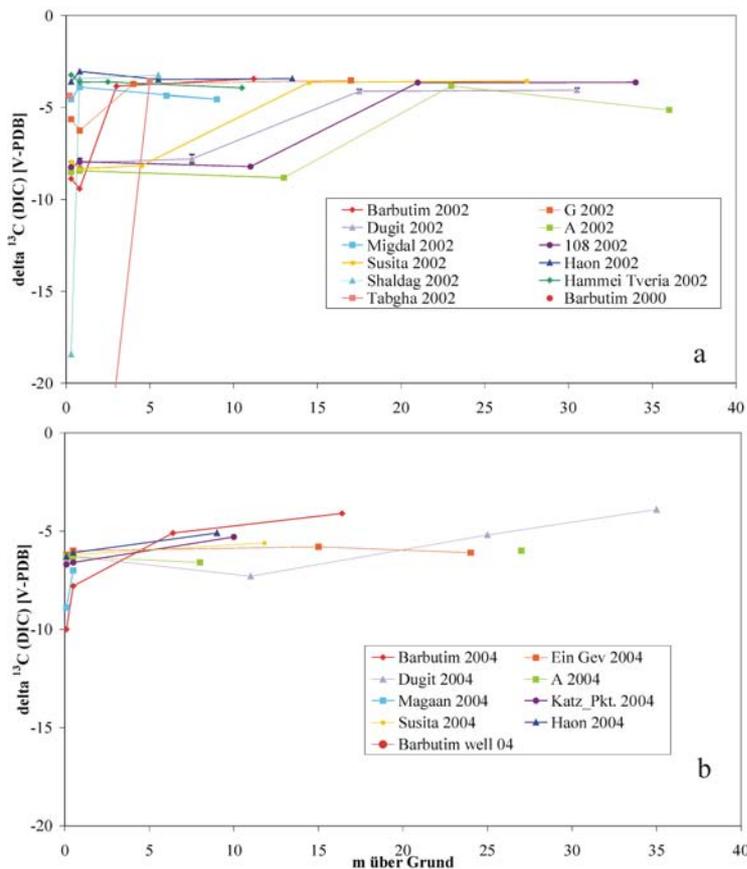


Abb. 7-27: $\delta^{13}\text{C}$ -Signaturen im See Genezareth in Abhängigkeit von der Höhe über Grund für a) Nov 2002 und b) Mrz 2004. Die Abreicherung an ^{13}C im Hypolimnion 2002 ist deutlich zu erkennen. Die Proben aus dem Seeprofil „Barbutim“ tendieren zu Grundwasser-typischen leichteren Signaturen.

ebenfalls der leichte Kohlenstoff eingebaut wird. Bei der gleichfalls stattfindenden anorganischen Fällung von Calcit, die ein Gleichgewichtsprozess ist, findet keine oder nur eine geringe Fraktionierung statt. Aus der Summe dieser Prozesse resultiert eine relative Anreicherung an $\delta^{13}\text{C}$ im Epilimnion. Auf Grund der Stratifizierung bleibt dieser Zustand bis zur Durchmischung im Winter nahezu gleich.

Demgegenüber ist das Hypolimnion an ^{13}C ärmer. Absinkender authigener Calcit wird nach Gl. 7-12 teilweise aufgelöst und verhält sich isotopisch neutral. Im Bereich des chemisch stark reduzierenden Benthos des Hypolimnions

findet eine mikrobielle Umsetzung des an ^{13}C abgereicherten organischen Detritus statt (Gl. 7-13). Die dabei frei werdenden Gase CH_4 und CO_2 (Gl. 7-13, 7-14) sind ^{13}C -isotopisch sehr viel leichter als die Kohlenstoffspezies im Wasser. Das ist sehr gut am Probenpunkt „Tabgha“ mit bodennahen $\delta^{13}\text{C}$ von -40 ‰ festzustellen (Abb. 7-27a). Auch der Probenpunkt „Shaldag“ zeigt mit $\delta^{13}\text{C}$: -18,4 ‰ einen ähnlichen Effekt. Da beide Probenpunkte, wie Ha’On 1, außerhalb des Hypolimnions liegen, findet auch analog dazu aerobe Oxidation des anstehenden CH_4 statt. Das Vorkommen an CH_4 in den O_2 -gesättigten Regionen von „Tabgha“ und „Shaldag“ lässt auf einen advektiven Zustrom von reduzierendem salinarem Grundwasser schließen. Im Bereich des Hypolimnions gibt es während der gesamten stratifizierten Zeit eine CH_4 - und Sulfid-Akkumulation (Eckert & Trüper, 1993).

Vertikale Variationen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den littoralen Regionen des Sees, in denen also kein Hypolimnion auftritt, fehlen (Abb. 7-27). Im Probenpunkt „Barbutim“ zeigt $\delta^{13}\text{C}$ mit -9,5 ‰ das zuströmende Wasser der Barbutim Bohrung ($\delta^{13}\text{C}$: -10 ‰) (Abb. 7-27) an. Abgesehen von „Barbutim“ und „Maga’an“ zeigt das Seewasser im Frühjahr, in der Phase vollständiger Durchmischung, einen homogenen Verlauf des $\delta^{13}\text{C}$ über die gesamte Wassersäule an (Abb. 7-26b). Insgesamt ist der See nach dem Winter als Folge des starken Zustromes an isotopisch leichterem Jordanwasser isotopisch leichter als im Herbst zuvor (Abb. 7-25; 7-27). Der Beginn der Algenblüte und die damit verbundene Anreicherung von ^{13}C in der oberen Wassersäule, sind in den Oberflächenproben der Profile „Dugit“ und „Barbutim“ zu erkennen (Abb. 7-27b). Trotz der relativ großen Variabilität des $\delta^{13}\text{C}$ Wertes streben alle Benthos Proben des Sees dem Wert $\delta^{13}\text{C}$: -6 bis -6,6 ‰ zu. Diese Werte passen gut zu den von Nüsslein et al. (2003) gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ von etwa -5 bis -6 ‰ für das CO_2 des Porenwassers im Hypolimnion. Dort, wo während der Stratifizierung ein reduzierendes Bodenmilieu im Wasser ausgebildet ist, bleibt das Sediment unterhalb der oberen 1-2 cm ganzjährig anoxisch und ermöglicht dadurch auch im Frühjahr die beobachteten CO_2 -Exhalationen aus dem Seesediment. Einzige Ausnahmen sind „Barbutim“ und „Maga’an“. Beide Profile sind in Bodennähe durch ausströmendes salinares Grundwasser anoxisch und daher von Methanogenese betroffen.

7.3.5 $\delta^{34}\text{S}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (SO_4)

7.3.5.1 Grundwasser

Die $\delta^{34}\text{S}$ gegen $\delta^{18}\text{O}$ am SO_4 aller Grund- und Oberflächenwässer (Abb. 7-28) liegen im weiten Bereich terrestrischer Wässer. Alle Wässer sind (nach PHREEQC) an Gips und Anhydrit untersättigt. Eine deutliche Häufung an Grundwässern ähnlicher $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopensignatur ist zwischen +14 bis +18 ‰ festzustellen, dem Wertebereich mariner Sedimente der Kreide und

des Tertiärs (+13 bis +22 ‰) (Abb. 7-12). Die beprobten Wässer sind alle an SO_4 gegenüber Cl abgereichert ($\text{Cl}/2 \times \text{SO}_4 \gg 1$). Ammonium ist in sämtlichen reduzierenden Wässern mit Gehalten von 1 mg/l (Gofra und Hammat Gader) sowie in den höher salinaren Grundwässern generell mit 4,14-34 mg/l (KIN 8, KIN 10b, Tiberias Quellen und Ha'On 1) anzutreffen. Im Gegensatz zu KIN 10b, Gofra und den Hammat Gader Quellen wurde in den Tiberias Quellen, KIN 8 und Ha'On 1 kein H_2S detektiert. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte am Sulfid (HS^-) sind mit +15,3 ‰ (KIN 10b), +10,2 ‰ (Gofra) bzw. -8,53 und -9,48 ‰ (Hammat Gader Quellen) sehr variabel, sprechen jedoch generell für dissimilatorische Sulfatreduktion (DSR). In Hammat Gader ist die Fraktionierung zwischen $\delta^{34}\text{S}$ am Sulfid und $\delta^{34}\text{S}$ am SO_4 (+21 bis +25 ‰) mit maximal 34,5 ‰ Differenz am deutlichsten zu sehen. In beiden, KIN 10b und Gofra, betragen die Differenzen etwa 10 ‰, was niedriger ist, als für bakteriologische SO_4 Reduktion zu erwarten ist (Clark & Fritz, 1997). Die höchsten $\delta^{34}\text{S}$ mit +39,6 bis +53 ‰ sind im Grundwasser aus KIN 8 anzutreffen. Diese Gehalte an ^{34}S weisen auf eine SO_4 -Reduktion in einem offenen System hin, in welches kontinuierlich SO_4 nachgeliefert wird.

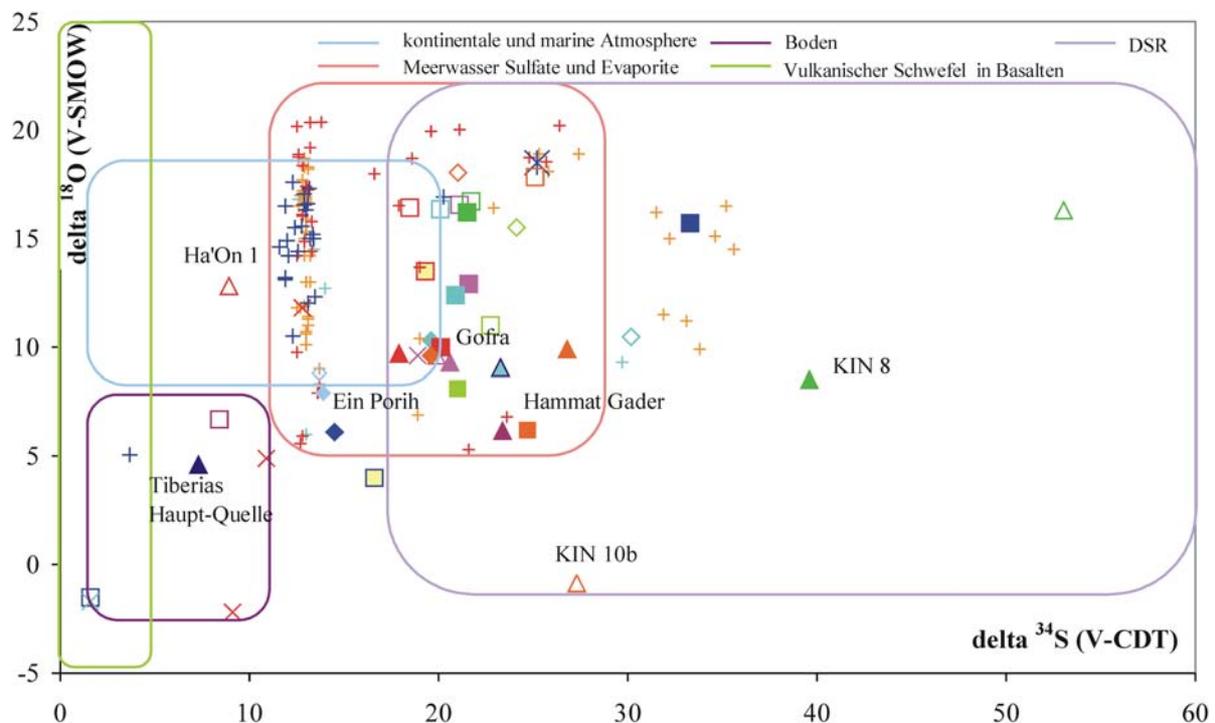


Abb. 7-28: $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (SO_4) vs. $\delta^{18}\text{O}$ (SO_4). Die Bereiche, in denen die Isotopensignaturen typischer Weise spezifischen S-Quellen zugeordnet werden können, sind umrandet dargestellt. Die meisten beprobten Wässer liegen im Feld mariner Sulfate und Evaporite. Der See Genezareth liegt typischerweise ebenfalls im Feld des atmosphärischen SO_4 .

Die relativ niedrigen $\delta^{34}\text{S}$: +13,7 bis +13,9 ‰ in Ein Porih und $\delta^{34}\text{S}$: +7,3 ‰ in Tiberias' Haupt-Quelle sprechen für die Oxidation von Sulfiden aus magmatischen Gesteinen und/oder organikreichen Gesteinen, wie die der Bira-Formation (Abb. 7-28).

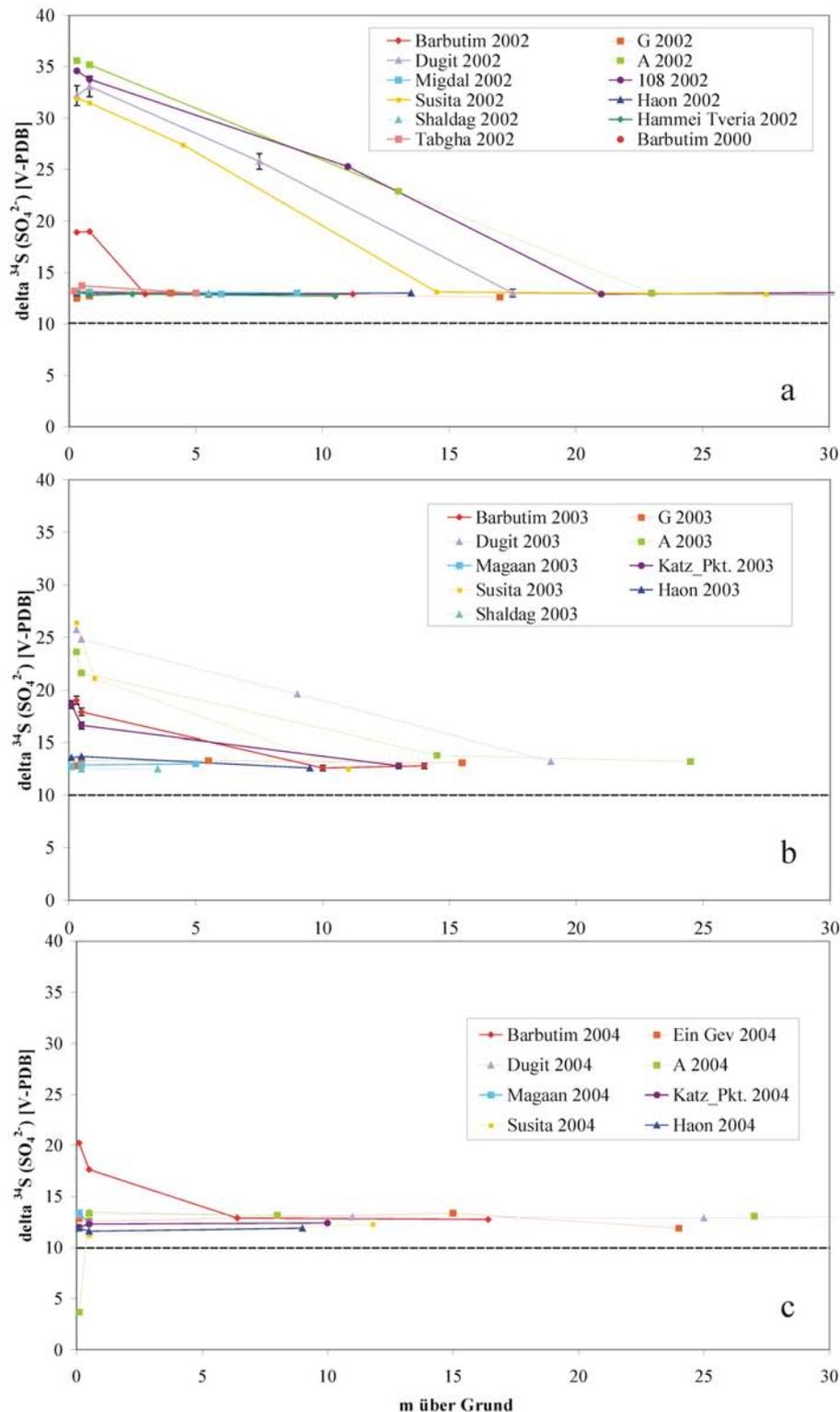


Abb. 7-29: $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (SO₄) im See Genezareth vs. der Höhe über Seegrund a) 2002, b) 2003 und c) 2004. Die Anreicherung an ^{34}S im reduzierenden Hypolimnion wird deutlich.

7.3.5.2 See Genezareth

Der Jordan weist ein $\delta^{34}\text{S}$ von +9,1 ‰ (Frühjahr) bis +12,8 ‰ (Herbst) auf. Diese Verhältnisse sind die Folge der Mischung von Grundwässern mit höheren, marinen Signaturen und dem Niederschlag mit $\delta^{34}\text{S}$ von +7,2 ‰ (Issar et al., 1988). Der Zulauf von SO_4 -reicherem Wasser aus dem Baniyas Drainagesystem im Sommer (Nishri et al., 1999) und die fehlenden Niederschläge im Herbst führen in dieser Zeit zur Anhebung der Signaturen im Fluss (Abb. 7-28). Die $\delta^{34}\text{S}$ -Signaturen im Wasser des See Genezareth ($\delta^{34}\text{S}$: 11,6 bis 14 ‰; Median $\delta^{34}\text{S}$: +13 ‰) liegen überwiegend am unteren Bereich für marine Gesteine. Das ist die Folge der Mischung aus an $\delta^{34}\text{S}$ leichterem Jordanwasser, Niederschlag und an $\delta^{34}\text{S}$ schwererem Grundwasser. Diese Werte sind im Untersuchungszeitraum im Epilimnion und in der durchmischten Phase im gesamten Seekörper konstant geblieben (Abb. 7-29). Eine klare Unterscheidung ergibt sich während der Stratifizierung zwischen Epi- und Hypolimnion.

Unterhalb der Thermokline steigen die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte sofort auf bis zu 35,6 ‰ (2002) bzw. 26,4 ‰ (2003) an, was die Folge der DSR im anoxischen Hypolimnion ist (Abb. 7-29a, b). Das zeigt sich in der extremen Gips-Untersättigung im Hypo- (bis -14000) gegenüber dem Epilimnion (-3 bis -4) (Abb. 7-30). In Benthosnähe war in allen Proben aus dem Hypolimnion H_2S detektierbar. $\delta^{34}\text{S}$ -Werte am Sulfid lagen zwischen -2,4 und -3,6 ‰, was einer mittleren mikrobiell gesteuerten Fraktionierung von 29-39 ‰ entspricht.

Die gegenüber 2003 deutlich höheren $\delta^{34}\text{S}$ -Signaturen im Hypolimnion 2002 können verschiedene Ursachen haben: (i) im Winter 2001/2002 fand möglicherweise keine vollständige Durchmischung des Sees statt, so dass die Redox-Konditionen im unteren Hypolimnion über einen längeren Zeitraum stabil waren oder (ii) im Jahr 2002 fand ein stärkerer Eintrag an SO_4 ins Hypolimnion statt. Im Frühjahr 2004 ist auf Grund der vollständigen Durchmischung und des Fehlens eines anoxischen Bereiches im See keine Variation der $\delta^{34}\text{S}$ über die Wassersäule zu bemerken (Abb. 7-29). Nur in „Barbutim“ ist durch das austretende und chemisch reduzierende Wasser des Artesers Barbutim ein „Redox-Plum“ und eine damit verbundene Dissimilatorische Sulfatreduktion zu beobachten.

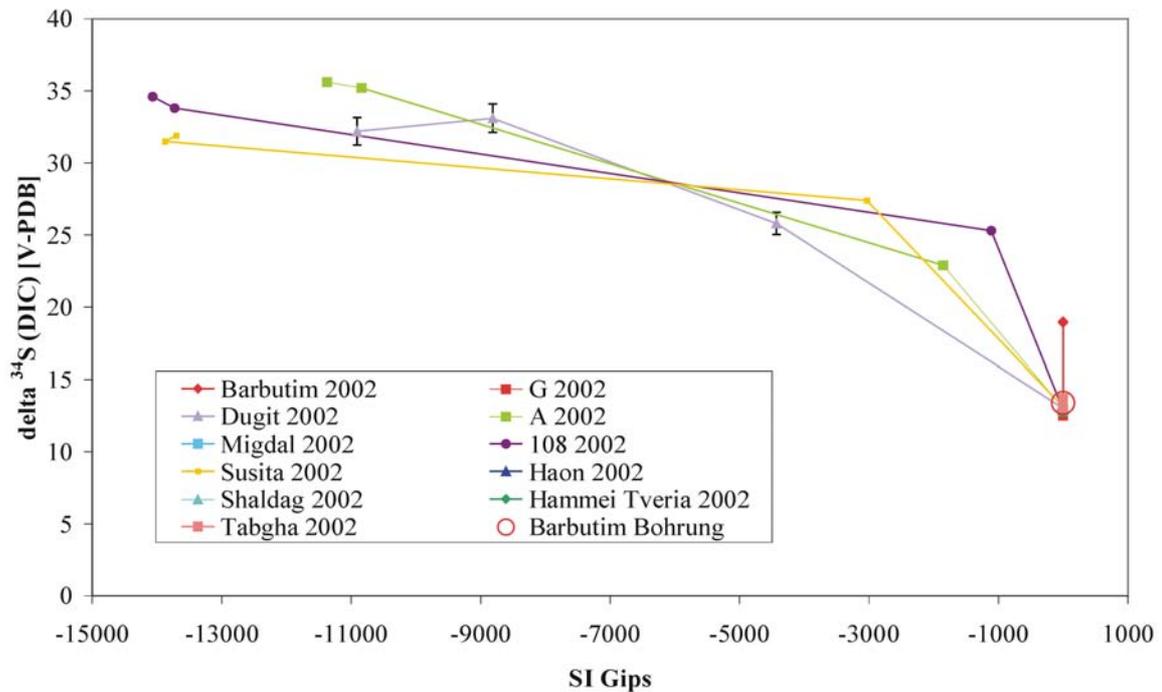


Abb. 7-30: Sättigungsindex (SI) von Gips über $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im Wasser des See Genezareth für das Probenjahr 2002. Die starke Untersättigung im reduzierenden Hypolimnion durch die DSR ist deutlich zu erkennen.

7.4 Seltenerd Elemente

7.4.1 Generelle Charakteristika der Seltenerd Elemente

Die Elemente von La bis Lu werden als Lanthaniden oder Seltenerd Elemente bezeichnet. In dieser Arbeit wird die englische Schreibweise REE (für **R**are **E**arth **E**lements) bevorzugt. Die REE unterscheiden sich hinsichtlich der Elektronenkonfiguration nur durch die Besetzung der $4f$ -Schale, die von La (0) bis Lu (14) aufgefüllt wird (Tab. 7-2). Damit verbunden ist die stetige Abnahme der Ionenradien (Lanthaniden-Kontraktion). Da Y in magmatischen Gesteinen (Bau & Dulski, 1995) und hydrothermalen Systemen (Douville et al. 1999) wie REE reagiert, wird Y in die Lanthanide integriert. Auf Grund der ähnlichen Ionenradien wird es zwischen Dy und Ho (Tab. 7-2) platziert. Im Folgenden, insofern Y in die REE Muster mit einbezogen ist, wird von REY Mustern gesprochen. REE kommen in der Natur als REE(III) vor. Ausnahmen bilden unter oxidierenden Bedingungen Ce(IV) und unter extremen Bedingungen Eu(II).

REE können in aquatischen Systemen durch verschiedene Prozesse gebunden werden: (i) Adsorption/Komplexbildung an Mineraloberflächen, (ii) Komplexbildung in der Lösung und (iii) Mitfällung in Mineralphasen. In den ersten beiden Prozessen komplexieren REE(III) mit anorganischen Liganden wie HCO_3^- , H_2PO_4^- , SO_4^{2-} oder OH^- . Komplexe sind für den Transport, die Mobilisierung und Immobilisierung der REY von großer Bedeutung. Nach Choppin (1984) sind die Bindungen zwischen REE(III) und den Liganden überwiegend elektrostatisch und die thermodynamischen Eigenschaften bilden einen nahezu linearen Zusammenhang zur inversen Summe der Kat- und Anionenradien ($1/(r_{\text{KI}}+r_{\text{AI}})$) oder zur Ordnungszahl. Dennoch gibt es bei gleichen Liganden innerhalb der Elementserie Abweichungen der thermodynamischen Eigenschaften. Dieser „Tetraden-Effekt“ wird durch die schrittweise Auffüllung der $4f$ -Schale zu $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$, $\frac{3}{4}$ und 1 (Tab. 7-2) erzeugt und drückt sich in einer 4×4 Gruppierung der REE und damit der Komplexeigenschaften für das jeweilige REE(III)-Ion aus (Abb. 7-31).

Wood (1990) und Johannesson et al. (1996; 1999) führen an, dass im neutralen pH-Bereich Karbonat-Komplexe wie LnCO_3^+ , $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ und LnHCO_3^{2+} mit 99% für die gelösten REE(III) verantwortlich sind ($\text{Ln} = \text{REE}$). Möller (1998) stellt fest, dass Cl-Komplexe auf Grund der geringen Bindungsstärke erst in hoch salinaren Wässern eine Rolle spielen. Die Gleichgewichtskonstanten von Mono-REY-Komplexen haben eine Tendenz von La zu Lu (Y ähnlich wie Lu) anzusteigen, weshalb die schweren REE (HREE) und Y bevorzugt in Lösung verbleiben (Byrne & Sholkovitz, 1996).

Aquiferwandungen (Mineraloberflächen) stellen einen Ionenaustauscher dar. Daher können in Lösung befindliche Komplexe durch Sorption an Mineraloberflächen immobilisiert werden. Sie adsorbieren REE als Oberflächenkomplexe und konkurrieren mit Komplexen in der Lösung. Bei der Reaktion von Grundwasser mit Gesteinen verbleiben die schwach geladenen und die stabilen Komplexe eher in der Lösung (Möller, 1998). Ein weiterer Adsorptionshemmer sind die häufig negativ geladenen Sorptionsflächen. Negative Komplexe wie $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ werden daher im Grundwasser als relativ inert bezüglich Oberflächenadsorption angesehen und verbleiben im Fluid, während positiv geladene wie LnCO_3^+ an die Oberflächen adsorbiert und immobil werden (Möller et al., 1998; Johannesson et al., 1999; Johannesson & Hendry, 2000). Johannesson et al. (1996) berichten, dass leichte REE (LREE) bevorzugt positive LnCO_3^+ -Komplexe bilden, während die Affinität negative $\text{Ln}(\text{CO}_3)_2^-$ -Komplexe zu bilden mit steigender Ordnungszahl zunimmt.

Neben der chemischen Komplexierung, ist auch der Einbau von REY in Minerale von großer Bedeutung. In neutralen bis alkalischen Fluiden werden die meisten REE(III) dominant in Ca-Minerale (Calcit, Apatit) eingebunden (Möller, 2002), wobei sie Ca^{2+} ersetzen. Eu^{2+} kann Sr^{2+} ersetzen. Bei identischen Kristallisationsbedingungen werden die LREE schneller und häufiger eingebaut als die HREE (Zhong & Mucci, 1995). Auf Grund von Laugungsexperimenten stellt Möller (1998; 2001) fest, dass REY bevorzugter in Oberflächenbezügen oder akzessorischen Mineralen als in gesteinsbildenden Mineralen eingebaut werden. Daraus resultiert, dass REY-Muster von Grundwässern selten die der Aquifergesteine wiedergeben, da sie überwiegend aus der Auflösung von Akzessorien (hauptsächlich phosphatische und karbonatische Minerale) stammen, welche hoch variable REY beinhalten (Hannigan & Sholkovitz, 2001; Möller, 2001) und vollkommen andere Muster als die Gesteinsbildner. Einzige Ausnahmen sind tonarme Kalk- und Dolomitgesteine (Johannesson et al., 1999; Möller, 2002).

Bei all diesen Prozessen kommt es zur selektiven Bindung/Lösung spezifischer REY, was als Fraktionierung bezeichnet wird. REY fraktionieren, da (i) sie verschiedene Ionenradien haben, (ii) sie verschiedene Koordinations-Polyeder (7-12-fach) in Mineralphasen bevorzugen und (iii) La (f^0), Gd ($4f^7$) und Lu ($4f^{14}$) stabilere Elektronenkonfigurationen haben als die benachbarten REE (Tab. 7-2).

Durch die Oxidation von Ce(III) zu Ce(IV) und die Reduktion von Eu(III) zu Eu(II) ändern sich deren Ionenradien. Folglich unterscheiden sich ihre Eigenschaften stärker von den direkten Nachbarn, was zu anomalem Verhalten in Lösungen und bei der Komplexierung an Oberflächen führen kann. Gleiches gilt trotz identischer Ionenradien und Ladung zwischen Y und Ho.

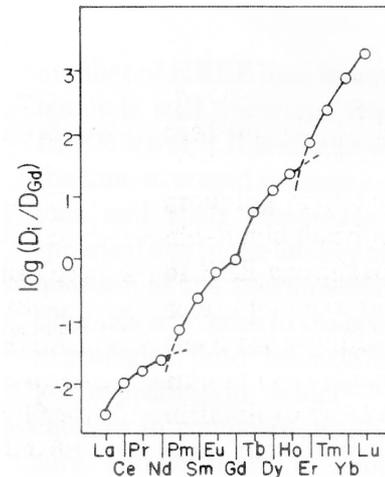


Abb. 7-31: Illustration des Tetraden-Effektes: Darstellung der logarithmischen Verteilungskoeffizienten D für jedes REE normiert auf Gd vs. der Ordnungszahl. [D ist für das System 0,25 M HCl und HDEHP (bis-2-ethyl hexyl Phosphorsäure) in *n*-Heptan.] (Wood, 1990: Fig. 1)

Tab. 7-2: Elektronenkonfiguration und Ionenradien der REE als Funktion der Koordination

OZ	Element	Ion	Ionenkonfiguration ¹	Radius [nm] für Koordinationszahl ²		
				3+	VI	VIII
57	Lanthan	La ³⁺	[Xe] 4f ⁰	0.1032	0.1160	0.1216
58	Cer	Ce ³⁺	[Xe] 4f ¹	0.101	0.1143	0.1196
		Ce ⁴⁺		0.087	0.097	
59	Praseodym	Pr ³⁺	[Xe] 4f ²	0.099	0.1126	0.1179
60	Neodym	Nd ³⁺	[Xe] 4f ³	0.0983	0.1109	0.1163
61	Prometium	Pm ³⁺	[Xe] 4f ⁴			
62	Samarium	Sm ³⁺	[Xe] 4f ⁵	0.0958	0.1079	0.1132
63	Europium	Eu ²⁺	[Xe] 4f ⁶	0.117	0.125	0.130
		Eu ³⁺		0.0947	0.1066	0.1120
64	Gadolinium	Gd ³⁺	[Xe] 4f ⁷	0.0938	0.1053	0.1107
65	Terbium	Tb ³⁺	[Xe] 4f ⁸	0.0923	0.1040	0.1095
66	Dysprosium	Dy ³⁺	[Xe] 4f ⁹	0.0912	0.1027	0.1083
39	Yttrium	Y ³⁺	[Kr] 4d ¹	0.0900	0.1019	0.1075
67	Holmium	Ho ³⁺	[Xe] 4f ¹⁰	0.0901	0.1015	0.1072
68	Erbium	Er ³⁺	[Xe] 4f ¹¹	0.0890	0.1004	0.1062
69	Thulium	Tm ³⁺	[Xe] 4f ¹²	0.0880	0.0994	0.1052
70	Ytterbium	Yb ³⁺	[Xe] 4f ¹³	0.0868	0.0985	0.1042
71	Lutetium	Lu ³⁺	[Xe] 4f ¹⁴	0.0861	0.0977	0.1032

[Xe] = Elektronenkonfiguration von Xenon: 1s²2s²2p⁶3s²3p⁶3d¹⁰4s²4p⁶4d¹⁰5s²5p⁶

[Kr] = Elektronenkonfiguration von Krypton: 1s²2s²2p⁶3s²3p⁶3d¹⁰4s²4p⁶

(¹ Möller 1998; ² Stosch, 2000)

REY Muster von Grundwässern können ererbte und angenommene Anomalien aufweisen. Ererbte *features* sind direkt aus den Ursprungsgesteinen übernommen. Ce und Eu können unter natürlichen Bedingungen in einer Oxidationsform auftreten, die entweder leichter (Eu²⁺) oder schwerer (Ce⁴⁺) löslich ist. Angenommene *features* sind dagegen entweder während der Fluid-Migration durch Sorptionsprozesse an Porenwänden der Ursprungsgesteine oder durch selektive Mitfällung und Komplexierung hinzugekommen. Dazu zählt auch die Oxidation bzw. Reduktion von Ce und Eu (Möller, 1998). Die Ln-Anomalien, die in den Verteilungsmustern der REY auftreten, werden im Normalfall durch Interpolationen zwischen den benachbarten REE(III) berechnet (Gl. 7-18). Zur Berechnung der Ce- und Gd-Anomalien schlagen Möller & Dulski (pers. Mitteilung) jedoch vor, diese stattdessen aus den Trends von Pr → Sm, bzw. Tb → Ho zu extrapolieren (Gl. 7-19; 7-20; 7-21).

$$\text{Eu/Eu}^* = \log[2\text{Eu}_n / (\text{Sm}_n + \text{Gd}_n)] \quad \text{Gl. 7-18}$$

$$\log(\text{Ce/Ce}^*) = (4\log\text{Pr}_n - \log\text{Sm}_n) / 3 \quad \text{Gl. 7-19}$$

$$\log(\text{Gd/Gd}^*) = (3\log\text{Tb}_n - \log\text{Ho}_n) / 2 \quad \text{oder} \quad \text{Gl. 7-20}$$

$$\text{Gd/Gd}^* = (\text{Tb}_n^3 / \text{Ho}_n)^{0.5} \quad \text{Gl. 7-21}$$

7.4.2 Verhalten der REY im aquatischen System

Die natürlichen Häufigkeiten der Lanthaniden oder Seltenerd Elemente führen bei einer Darstellung mit fortlaufenden Ordnungszahlen zu einem „Zick-Zack-Muster“, da Elemente mit geraden Ordnungszahlen häufiger vorkommen als solche mit ungeraden (Oddo-Harkins Regel). Daher werden die Konzentrationen der REE normiert dargestellt. In dieser Arbeit wurde C1-Chondrit als Normierungsstandard gewählt (Anders & Grevesse, 1989), wobei es irrelevant ist, gegen welchen Standard man die REE normiert, denn die Normierung hat nur das Ziel, die Verteilungsmuster zu glätten. Die Elemente Ce, Eu und Gd können jedoch in anomalen Konzentrationen vorliegen. Die Verteilungsmuster der REY sind für die jeweiligen Gesteine und Sedimente typisch und charakterisieren gemeinsam mit dem Verhalten von Ce, Eu, Gd und Y Prozesse, bei denen die REY fraktioniert werden.

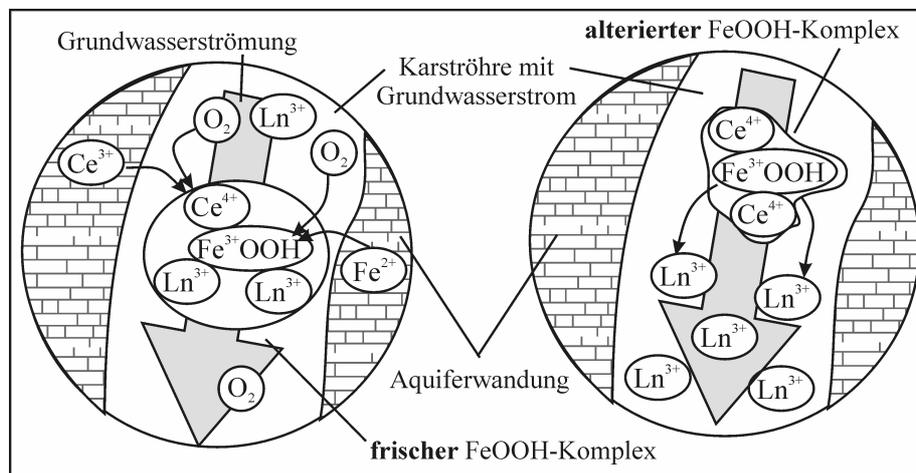


Abb. 7-32: Schematische Darstellung eines sauerstoffreichen Karstaquifers und die Bindung von REY(III) und Ce(IV) an FeOOH-Komplexe. Während der Alteration dieser Komplexe werden REY(III) freigesetzt, während Ce(IV) stabil eingebunden bleibt.

Negative **Ce-Anomalien** sind nach Johannesson et al. (2000) für Grundwässer aus marinen Karbonatgesteinen typisch. In oxischem Milieu wird Eisen in Form von FeOOH gefällt, das sämtliche REE mitfällt. Dabei wird Ce(III) zu Ce(IV) aufoxidiert. Während der Alterung des Präzipitates wird ein hoher Anteil der REE(III), abgesehen von Ce(IV) wieder freigesetzt (Abb. 7-32). Ce(IV) bleibt an den Komplexen adsorbiert, was zu einer positiven Ce-Anomalie im verbleibenden Präzipitat führt (Bau, 1999; Kawabe et al., 1999a, b). Alle sauerstoffreichen Wässer, wie Karst-Wässer, zeigen daher variable, aber negative Ce-Anomalien. Es wird angenommen, dass die Bedingungen die zur Fällung von FeOOH entlang der Migrationspfade infiltrierender meteorischer Wässer führen, eine katalytische Oxidation des Ce(III) zu Ce(IV) herbeiführen. Da die meisten magmatischen und metamorphen Gesteine Grundwässer mit niedrigen Eh-Werten führen, kann eine negative Ce-Anomalie in solchen Wässern nicht aus-

gebildet werden. Positive Ce-Anomalien werden ausgebildet, wenn Ce-reiche FeOOH Partikel oder Oberflächenbeläge in chemisch reduzierende Milieus, wie dem Hypolimnion des See Genezareth gelangen, wo die sedimentierenden Partikel wieder aufgelöst werden (Siebert et al, einger. a). Die Ce-Anomalie (Ce/Ce^*) wird nach Gl. 7-19 aus Pr und Sm extrapoliert.

Die meisten **Eu-Anomalien** (Gl. 7-18), die in Grundwässern auftreten, stammen aus Sedimentgesteinen. So zeigt Meerwasser eine deutlich negative Eu-Anomalie und daher auch alle marinen Sedimente. Grundwässer aus Kalksteinaquiferen oder marinen Evaporiten, wie Gips und Anhydrit, sind daher durch eine geringfügige negative Eu-Anomalie gekennzeichnet. Positive Eu-Anomalien stammen aus der Feldspatverwitterung (Bence et al., 1980; Taylor & McLennan, 1985), vor allem der Plagioklase der Alkali-Olivin-Basalte der Region. Da die meisten magmatischen Feldspäte positive Eu-Anomalien aufweisen, muss ihre Auflösung in den Fluiden eine Eu Anreicherung bewirken. Eine andere Möglichkeit ist, dass Eu im finalen Fluid bei erhöhten Temperaturen ($>250^\circ\text{C}$) angereichert wird, wenn es teilweise als Eu(II) vorliegt. Wenn man nur Coulomb-Kräfte betrachtet, so ist bivalentes Eu(II) weniger stark an die Oberflächen sorbiert als die trivalenten Spezies. Daraus resultiert, dass Eu(II) schneller durch den Porenraum migriert als die REE(III), was eine Fraktionierung gegenüber den Nachbarn Sm und Gd verursacht (Möller & Holzbecher, 1998). Der Ionenradius (Tab. 7-2) von Eu(II) ist größer als der der REY(III), weshalb Eu(II) in der bivalenten Oxidationsform das Sr(II) in Feldspäten ersetzen kann (Taylor and McLennan, 1985).

In aquatischen bis hochsalinaren Systemen sind **Gd-Anomalien** (Gl. 7-20; 7-21) entweder durch Fällung oder den Fluidfluss kontrolliert. Die Ursache ist, dass Gd einen inner-sphärischen Aquo-Komplex formt, der weniger reaktiv ist als der seiner Nachbarn. Meteorisches Wasser reagiert mit den mafischen Gesteinen (Basalt, Gabbro) der Region, was zu Mustern führt, die typisch für Niederschläge und Verwitterung von FeOOH sind. Gd und Y sind signifikant weniger an FeOOH adsorbiert als die anderen REE. Das führt zu positiven Gd- und Y-Anomalien in den resultierenden Fluiden. In Systemen mit erhöhten Ionenstärken oder Salinitäten wird die positive Gd-Anomalie noch erhöht, da die benachbarten REE reaktiver werden. Daher steigt in Solen nicht der Gd-Gehalt, sondern die Konzentration der anderen REE nimmt ab. Unter reduzierenden Bedingungen, wenn FeOOH nicht gebildet werden, bilden sich selbst in Solen keine Gd-Anomalien aus. In anoxisches Milieu eingetragene FeOOH-Komplexe haben negative Gd-Anomalien und werden aufgelöst. Das Umgebungswasser erhält dann ein an Gd verarmtes REY-Muster zugemischt, woraus eine effektive Abreicherung der Gd-Gehalte der Lösung resultiert. Gd-Anomalien sind Teil des „Tetraden-Effektes“ (Masuda & Ikeuchi, 1979), treten aber auch solitär auf. Unter statischen oder Gleichgewichtsbe-

dingungen treten Gd-Anomalien nicht auf, selbst dann nicht, wenn andere Parameter diese ermöglichen würden. In dynamischen oder oxidierenden Systemen sind sie zu erwarten, insofern sie nicht durch andere Prozesse, wie das *REE-Recycling* in stratifizierten Seen (Siebert et al., einger. a) oder in marinen Becken (de Baar et al., 1988), überdeckt werden.

Die weitaus höchsten Gd-Anomalien mit bis zu 3,5-fachem Faktor (Knappe et al. 2005), sind jedoch anthropogenen Ursprungs. Sie sind das Resultat von äußerst stabilen organischen Gd-Komplexen (Gd-DTPA, Gadobutrol™). Diese werden als diagnostisches Kontrastmittel in der Magnetresonanztomographie (MRT) und in der Computertomographie (CT) verwendet (Woods et al., 2002). Nachdem sie vom menschlichen Körper unverändert ausgeschieden werden, gelangen sie ins Grundwasser und sind dort für viele Monate nachweisbar.

Y wurde auf Grund seiner Ähnlichkeit mit Ho (Größe und Ladung identisch) in magmatischen Gesteinen (Bau & Dulski, 1995) in die Serie der REE integriert. Im aquatischen Raum sind Y und Ho jedoch fraktioniert. Y verhält sich durch kleine Unterschiede in Löslichkeitsprodukten der Hydroxide (Diakonov et al., 1998) leicht anomal. Signifikante ***Y-Ho Fraktionierung*** findet während Alterationsprozessen statt. Die geringen Unterschiede bei der Sorption an Mineraloberflächen durch Oberflächenkomplexierung (Bau, 1996; Diakonov et al., 1998) haben in fließenden Grundwässern einen großen Einfluss auf die Y-Ho Fraktionierung. Obwohl Y in den meisten thermalen Wässern angereichert ist (Möller et al. 2003b; 2004), sind die Y/Ho Verhältnisse, im Gegensatz zu Eu, nicht prinzipiell temperaturabhängig. Die hohen Y/Ho Verhältnisse in thermalen Wässern sind vom Wasser angenommen, insofern die Mineraloberflächen mit dem Wasser, aber die Oberflächen nicht mit dem Sediment im Gleichgewicht stehen. Wird dagegen durch einen langfristigen Wasser-Gesteins-Kontakt ein stationäres Gleichgewicht erreicht, so verschwindet die Y-Anomalie (Douville et al., 1999).

Da Halit extrem niedrige REY-Gehalte aufweist (Taylor & McLennan, 1985), beeinflusst die Lösung von Halit den REY Haushalt der Lauge nur geringfügig. In Sulfaten dagegen sind REY in bedeutenden Mengen vorhanden (Kagi et al., 1993; Toulkeridis et al. 1998), während die Komplexierung von REY an Sulfat niedrig ist (Haas et al., 1995) und nur im sauren Milieu eine bedeutende Größe wird (Wood, 1990). REY-Gehalte in Karbonaten sind ähnlich hoch wie in Sulfaten, nur sind letztere besser löslich. Unabhängig von der Löslichkeit sind die REY-Gehalte in Grundwässern einige Größenordnungen niedriger, als es die Auflösung von Ca-Mineralen ermöglichen würde (Möller, 2002). Unter Bedingungen von mindestens pH 5 ist der überwiegende Anteil an REY an Oberflächen komplexiert gebunden. Daher hängen die REY-Gehalte in Grundwässern im Wesentlichen vom pH-Wert, der Auflösung von Mineralen

sowie der Komplexbildung in der Lösung und an Oberflächen ab. Die REY Muster sind in Karbonaten und Sulfaten unterschiedlich. Die resultierenden REY-Gehalte im Grundwasser sind von dem Mineral abhängig, welches zuerst gelöst wird. Wenn Wasser primär Sulfate löst, werden REY freigesetzt. Diese werden daraufhin an den Oberflächen der Karbonatminerale adsorbiert. Dadurch wird die resultierende REY-Signatur des Grundwassers von den Sulfaten dominiert, denn die Karbonate sind durch die REY der Sulfate tapeziert. Andererseits können die REY Muster von Grundwasser, welches hauptsächlich Karbonate gelöst hat, sich nachträglich ändern, wenn das Wasser später in Kontakt mit Gips tritt, denn dann dominiert der höhere Input aus dem gelösten Gips.

7.4.2.1 Trans-Aquifer-Fluss

So lange Grundwässer auf einen Aquifer beschränkt sind, ändern sich die REY Muster der Wasser nicht. REY sind an den Oberflächen der Minerale der Aquifergesteine sorbiert. Das ist der primäre Mechanismus zur Entfernung von REY aus dem Grundwasser. In den Fällen, in denen das Grundwasser in einen lithologisch anderen Aquifer eintritt, werden Änderungen in den REY Mustern des Grundwassers erwartet. Während die Wasser-Gesteins-Interaktionen jedoch lang genug, so bildet sich entlang des Fließweges ein stationäres Gleichgewicht zwischen dem Wasser und dem Aquifergestein aus. Das heißt, in gut ausgebildeten hydrologischen Systemen ändern sich die REY Muster nicht mehr oder nur noch insignifikant.

Wenn Grundwasser, durch Zumischung von thermo-salinaren Wässern oder Solen versalzen wird, so sind häufig nur geringe Mengen an Solen notwendig und daran beteiligt. Wenn diese Solen aus Aquiferen mit ähnlicher mineralogischer Zusammensetzung kommen, sind Änderungen der REY Muster der resultierenden Mischung kaum zu erwarten. Folglich zeigen diese REY Muster die dominante Quelle des Wassers an. Im Untersuchungsgebiet sind das Kalksteine und Basalte, welche die Hauptneubildungsgebiete der Grundwässer sind oder die Basalt-Kalkstein Interaktionszonen, in denen verschiedene lösliche und REY-führende Minerale auftreten.

Die Gruppierung der Grundwässer nach (i) deren REY Mustern, ermöglicht es deren Herkunft und Fließwege präziser zu bestimmen als es (ii) eine Gruppierung nach der Lithologie des Entlastungsgebietes tun würde. Mittels der zweiten Methode können keine klaren Aussagen über die Genese der Wässer getroffen werden, vor allem dann nicht, wenn sich Neubildungs- und Entlastungsgebiet lithologisch voneinander unterscheiden. Dies ist im Drainagebecken des Sees beispielsweise im Golan oder Galilee gegeben, die beide dominant aus Kalk- und Dolomitgesteinen bestehen, aber stellenweise (Galilee) oder fast vollständig (Golan) durch

Basalte bedeckt sind. Die initialen Wasser-Gesteins Wechselwirkungen zwischen Neubildung und Aquifer definieren die primäre chemische Charakteristik des Grundwassers. Wenn das Wasser einmal ein REY Muster erhalten hat, ist es in gut ausgebildeten hydrologischen Systemen schwer, dieses radikal zu ändern. Daher kontrolliert die Lithologie der Entlastungszone durch Lösungsprozesse die chemischen Eigenschaften des Wassers, aber nicht dessen REY-Signatur. Denn für die Verteilung der REY verhalten sich die Mineraloberflächen entlang des Fließweges wie eine Ionenaustauschersäule. Im stationären Zustand werden die REY im gleichen Maße an die Aquiferwandungen gebunden wie sie im vorbeiströmenden Wasser vorkommen. Das heißt, hinsichtlich der REY prägt nicht die Lithologie das Grundwasser sondern das Grundwasser das Gestein, indem es seinen Fließweg mit den für das Wasser typischen REY tapeziert (Abb. 7-33).

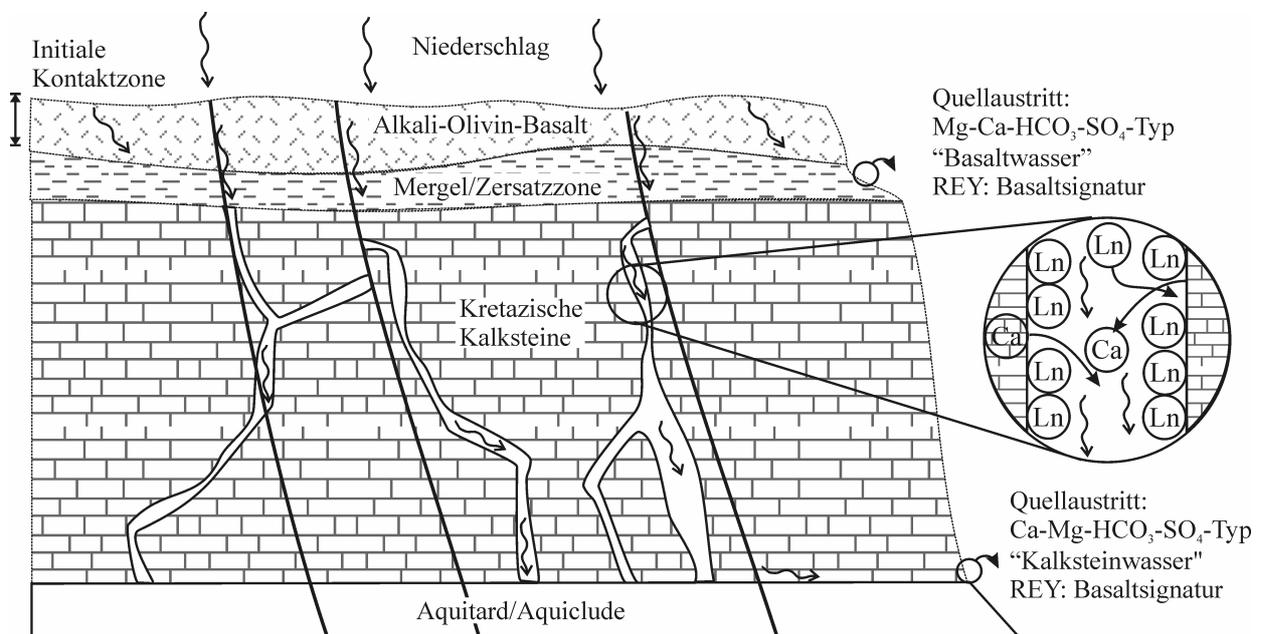


Abb. 7-33: Schematisches Profil durch die westliche Grabenflanke, die aus kretazischen Kalksteinen und einer Basaltdecke aufgebaut ist. Dargestellt sind die Änderung der Grundwasserchemie und der Prozess der „Tapezierung“ des Aquifers durch die REY.

7.4.2.2 Limitierende Faktoren

Eisen und Mangan im Seewasser: Das Verhalten und die Speziation von Eisen und Mangan im aquatischen Raum ist für die Betrachtung und das Auftreten der REY von großer Bedeutung. Die REE(III) und besonders Ce(IV) werden bei der oxidativen Komplexbildung von Eisenoxihydroxiden stark adsorbiert (Bau, 1999). Daher soll im Folgenden ein Überblick über die Verteilung der Eisenspezies im See Genezareth gegeben werden.

Eisen kommt im hydrologischen Kreislauf als reduziertes Fe(II) und in oxidiert Form als Fe(III) vor. Seine Verteilung in II- und III-wertiger Form ist redox- und pH-sensitiv. In oxidischer Umgebung liegt es III-wertig und häufig in Mineralen wie Goethit (α -FeOOH) oder Ferrihydriten ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 9\text{H}_2\text{O}$) eingebaut vor, oder ist als Eisenoxihydroxid (FeOOH) ausgefallen. In chemisch reduzierenden Milieus ist es als II-wertiges Metall mobil. In diese Milieus eingetragenes FeOOH wird reduziert, wobei mobiles Fe(II) entsteht. Andererseits ist Fe(II) in einer oxischen Umgebung, wie dem Epilimnion des See Genezareth, binnen Sekunden aufoxidiert (Millero et al., 1987).

Eisen ist im hydrologischen Kreislauf in geringen Konzentrationen in allen Gewässern vorhanden, ist aber wie die meisten Metalle im Wasser unter niedrigen pH Bedingungen besser löslich und mobiler als im neutralen oder alkalischen Bereich. Eisen liegt demnach in den meisten süßen und brackischen Grundwässern der Region sowie dem Epilimnion des Sees ($E_h > 200$ mV; pH: 7-9,6) als gering mobiles Fe(III) vor. Thermo-salinare Grundwässer und das Wasser des Hypolimnions mit $E_h < -150$ mV und pH-Werten von 5-7 enthalten verhältnismäßig viel gelöste Eisenspezies (bis 21 mg/l Fe_{tot}).

In den See Genezareth gelangt Eisen durch fluviatile ($1,5-3,5 \times 10^5$ kg/a; Shaked et al., 2004) und atmosphärische Einträge (bis $1,7 \times 10^5$ kg/a; Ganor et al., 2000), durch Grundwasserzutritte, sowie durch die Auflösung von Suspension und *Redox*-Remobilisierung aus Sedimenten. Die Hauptlieferanten von Eisen sind der Jordan (Sandler et al., 1994) und kleinere Vorfluter. Daraus resultiert die höchste Eisenkonzentration im See im (Spät-) Winter, wenn die Schüttung der Flüsse am stärksten ist. Im Frühjahr nimmt der Gehalt ab und bleibt bei zunehmender Schichtung des Sees auf einem niedrigen Stand von 15 ± 6 nmol/l im Epilimnion (Sandler et al., 1994; Sivan et al., 1998; Shaked et al., 2004).

Das eingetragene Eisen liegt vorwiegend in partikulärer Form (Fe-Oxide, hydratisierte Oxide; Shaked et al., 2004), in organischen Eisen-Chelat-Komplexen (Sandler et al. 1988) oder assoziiert an Alumosilikaten (Davison, 1993) vor. Obwohl all diese Partikel gravitativ dem Seeboden zustreben, sinken die Tonminerale zuerst ab und lassen die amorphen Oxide im Epilimnion zurück. Die Flüsse münden mit pH-Werten von zumeist < 8 in den See Genezareth.

Das Epilimnion des Sees weist beinahe ganzjährig höhere pH-Werte auf und es herrschen zudem stark oxidierende Bedingungen. Daher ist anzunehmen, dass ein Großteil des eingetragenen Eisens im Epilimnion kolloidal oder als Hydroxide gefällt wird. Dieser Prozess läuft sehr schnell im Bereich von 8-12 Tagen ab (Shaked et al., 2004). Thermodynamisch instabiles Fe(II) kommt im Epilimnion nur in nanomolaren Gehalten vor und ist die Folge der dynamischen *Redox*-Transformation von Fe(III) durch phototrophes Phytoplankton (Sivan et al., 1998). Sinken die Fe-Komplexe und das in Suspension befindliche Eisen unter die *Redox*-Grenze der Thermokline, so unterliegen sie der Alteration und werden auch unter Einbeziehung des im See vorkommenden CH₄ (Nüsslein et al., 2003) nach Gl. 7-22 zu Fe(II) reduziert.



Unterstützt wird die Reduktion der Eisenkomplexe durch mikrobielle Fe³⁺-Respiration (Gl. 7-23) (Magonigal et al., 2003).



Die reduzierte Fe²⁺ Spezies dominiert im Hypolimnion, und nur während der Durchmischung des Sees tritt ein höherer Anteil partikulärem Eisen im unteren Wasserkörper auf (Shaked et al., 2004).

Teile des Eisens fallen als schwer lösliche Eisenkarbonate (Siderit: Fe^(II)CO₃) aus und sedimentieren im Hypolimnion (Serruya, 1978b). Lateraler Zustrom von Eisen-Suspension aus dem Jordan ins Hypolimnion ist stark anzunehmen, da das Seezentrum sensitiv auf die Schüttung des Jordans reagiert (Shaked et al., 2004) und laterale Strömungen mit bis zu 10 cm/s (Serruya, 1978c) nachgewiesen worden sind. Die präzipitierten Siderite können bei gleichzeitiger Reduktion von Nitrat (NO₃⁻), was in großen Mengen durch die Vorfluter eingetragen wird (etwa 1,6×10⁶ kg/a nach Smith et al., 1989), auch durch anaerobe Denitrifizierer oxidiert werden (Gl. 7-24) (Straub et al., 1996).



Als Produkt aus der Denitrifizierung kann Ammonium gebildet werden, was die nachweisbaren NH₄⁺-Gehalte (bis zu 3,4 mg/l) und fehlenden NO₃⁻-Gehalte im Benthos des Hypolimnions erklären würde. Andererseits kann das entstandene N₂ auch durch Cyanobakterien fixiert werden (Pollinger, 1986). In jedem Fall findet im See eine signifikante Reduktion von NO₃⁻ von etwa 1,1×10⁶ kg/a (Smith et al., 1989) statt. Die gebildeten Eisenhydroxide werden wie auch die gravitativ ins Hypolimnion abgesunkenen sofort durch die vorherrschenden reduzierenden Bedingungen im Hypolimnion zu Fe(II) reduziert (Shaked et al., 2004). Die freigesetz-

te Fe(II) Spezies wird im Sediment teilweise durch freies Sulfid aus der DSR (Gl. 7-4) in Eisensulfiden (z.B. Pyrit: [FeS₂]) immobilisiert (Serruya, 1978b; Hadas & Pinkas, 1992).

Phosphat im Seewasser: Die Betrachtung von PO₄³⁻ in natürlichen Wässern ist auf Grund der Komplexierung von REE mit Phosphaten essentiell für die Verteilung von REE in der Natur (Byrne & Kim, 1993). Johannesson et al. (1996) zeigen jedoch, dass Phosphatkomplexe bei den geringen PO₄³⁻-Gehalten von <4 µmol/l im See Genezareth nur einen marginalen Einfluss auf die gelösten REE hat. Die natürlichen Quellen des Phosphors sind die Alkali-Olivin-Basalte mit Apatit in der Matrix (Abb. 7-4) und Böden, die den Golan bedecken, während Abwässer, Fischteiche, Dünger und industrielle Abfälle die menschlichen P-Quellen darstellen (Salinger et al., 1993). Der Haupteintrag an P erfolgt über den Jordan und kleinere Vorfluter (Meshushim, Kanaf). Durch den höheren pH-Wert im Epilimnion (siehe oben) fällt Apatit [Ca₅(PO₄)₃(F,Cl,OH)] unmittelbar nach der Einmündung des Jordans noch in dessen Delta aus (Markel et al., 1994). Gelangt dieser Apatit (möglicherweise Hydroxylapatit) durch Gravitation und Strömung in den Bereich des Hypolimnions, wird er auf Grund der niedrigeren pH-Werte wieder aufgelöst. Als Detritus gelangt ein phosphatischer Oberflächenkomplex (POK) an Calcit-Kristallen [Ca₃(HCO₃)₃(PO₄)] in den See (Salinger et al., 1993; Markel et al., 1994). Im Jordandelta wird dieser auf Grund des hohen pH 8 aufgelöst, bildet sich jedoch im Unteren Epilimnion/Oberem Hypolimnion (pH 7-7,6) erneut als metastabiler Komplex (Gl. 7-25) und kristallisiert dort möglicherweise zu Apatit (Markel et al., 1994).



Auf Grund der gegensätzlichen pH-Stabilitäts-Trends kristallisiert Apatit authigen im Epilimnion. Wird dieser durch die intensive Strömung im Jordandelta in das Hypolimnion verfrachtet, wird er dort bei niedrigen pH-Werten instabil und geht erneut in Lösung. Der eingetragene POK dagegen ist im höheren pH des Epilimnions instabil, wird im Bereich der Thermokline auf Grund niedriger pH-Werte erneut gebildet, kristallisiert teilweise zu Apatit um und dieser wird daraufhin im Hypolimnion ebenfalls aufgelöst (Abb. 7-34). Der überwiegende Teil des im Sediment gefundenen Apatites ist basaltischen Ursprungs und im Detritus in den See gelangt (Eckert et al. 2003) und auf Grund seiner großen Dichte zügig in das Benthos abgesunken. Er ist vollständig kristallisiert und daher im Seewasser schlechter löslich. Das heißt im Phosphorkreislauf spielt er keine Rolle.

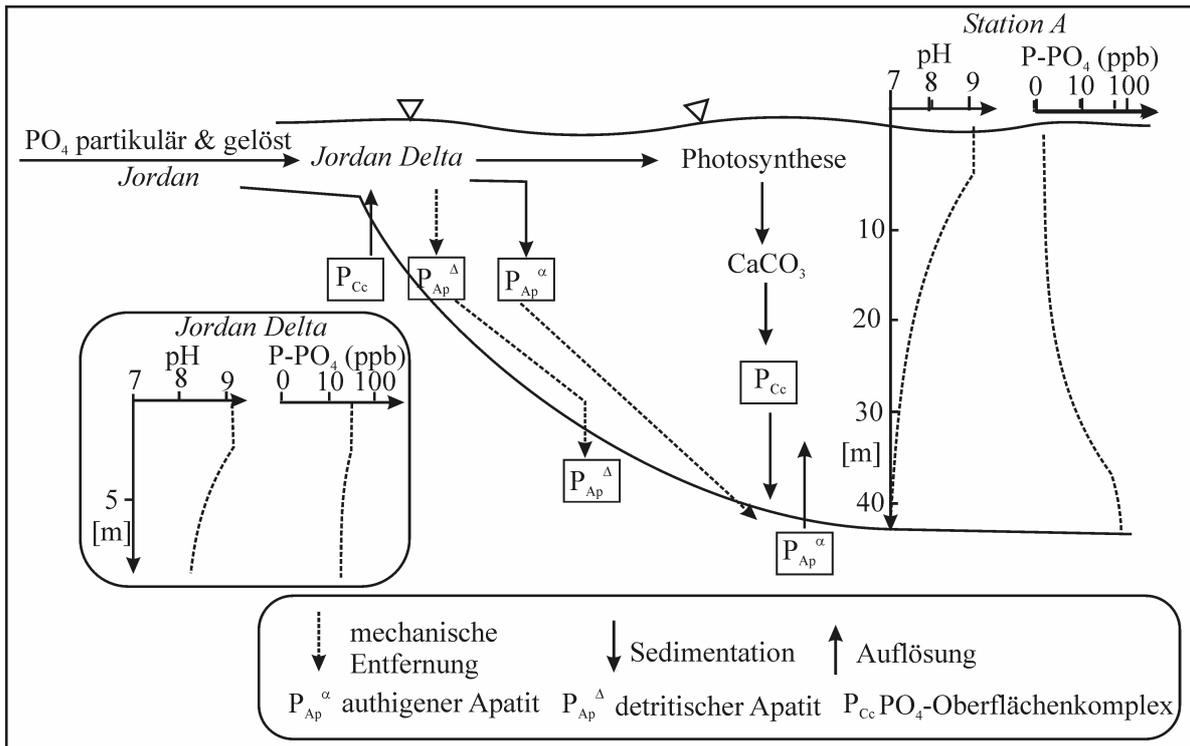


Abb. 7-34: Prinzipdarstellung des Phosphateintrages in den See Genezareth und die Phosphor-Spezies im See. (nach Markel et al., 1994: Abb. 10)

Daraus folgen die niedrigen durchschnittlichen PO_4 -Konzentrationen im Epilimnion (3-5 ppb) gegenüber den hohen PO_4 -gehalten im Hypolimnion mit 60-80 ppb. Jährlich sedimentieren etwa 1×10^5 kg/a Phosphor am Seeboden (Smith et al., 1989; Eckert et al., 2003).

7.4.3 REY in Grundwässern

Typ REY-A

Alle Grundwässer in Abb. 7-35 sind durch eine stetige Abnahme der REY Muster von La zu Lu und durch variable negative Ce, Eu und positive Gd und Y-Anomalien gekennzeichnet, die teilweise denen von Kalksteinen entsprechen. Diese Wässer sind in nach den auftretenden REY Trends in 4 Subtypen unterteilt.

Die Muster der *Typ REY-A1* Grundwässer (Abb. 7-35a) korrespondieren mit denen der beiden Kalksteinaquifere der Judea Gruppe und den hydraulisch leitfähigen Schichten des Senons und deren Laugungsprodukten (Abb. 7-36). In den mergeligen oberkretazischen Schichten verschwinden sämtliche Anomalien durch den REY Ionenaustauscheffekt an den Tonmineralen. Generell verlaufen alle Muster des Typs REY-A1 sub-parallel, zeigen aber definitive Unterschiede in der REY-Konzentration. Das liegt an Fluiden, die durch den Kalkstein zirkulierten, als dieser durch die in der Umgebung eruptierten Basalte und Gabbros erhitzt wurde. Das führte zur hydrothermalen Überprägung des Kalksteines. So deuten die REY Muster der Bohrung KIN 5 (2000) und der Gofra Quelle auf eine leichte hydrothermale Überprägung der Kalksteine hin, in deren Folge REY von unterschiedlicher Herkunft in akzessorischen Mineralen und Calcit mitgefällt wurden. KIN 5 zeigt im Frühjahr gegenüber dem Herbst eine leicht negative Ce-Anomalie und eine kleinere Y-Anomalie. Das deutet auf einen höheren Anteil an O₂-reicherem Wasser hin. Im Herbst dagegen zeigt KIN 5 einen steileren Verlauf von La zu Gd, was durch einen erhöhten Anteil O₂-armer Solen verursacht wird. Für die meisten Proben ist die lithologische und hydrochemische Charakterisierung des Ursprungs gleich. Nur für Ein Tina (lithologisch eozäner Kalk) verweisen die REY auf oberkretazischen Kalkstein als Ursprungsquifer. Für die Bohrung Alonei HaBashan 3 zeigen die REY eindeutig, dass der Großteil des Wassers kein Infiltrationsgebiet im basaltischen Golan hat, sondern dieses im Bereich der Kalksteine des Mt. Hermon liegen muss. Dennoch verweisen die makrochemischen Charakteristika auf einen zweifelsfreien Einfluss der Basaltverwitterung. Die offensichtlich stattfindende Veränderung der REY-Signatur kann durch zwei Möglichkeiten verursacht werden: (i) das Neubildungsgebiet ist basaltisch und das Fließsystem noch nicht gut genug ausgebildet oder (ii) es handelt sich um ein Mischwasser, dessen größere Fraktion ein karbonatisches Neubildungsgebiet aufweist.

Grundwässer des *Typs REY-A2* sind durch geringe REY-Gehalte gekennzeichnet und deutlichen negativen Ce und positiven Gd und Y-Anomalien (Abb. 7-35b). Diese Charakteristika sind, abgesehen von KIN 8, in allen Tabgha Wässern anzutreffen. Die Tabgha Wässer haben damit alle *features*, die ein Wasser aufweist, welches durch ein verkarstetes System zirkuliert.

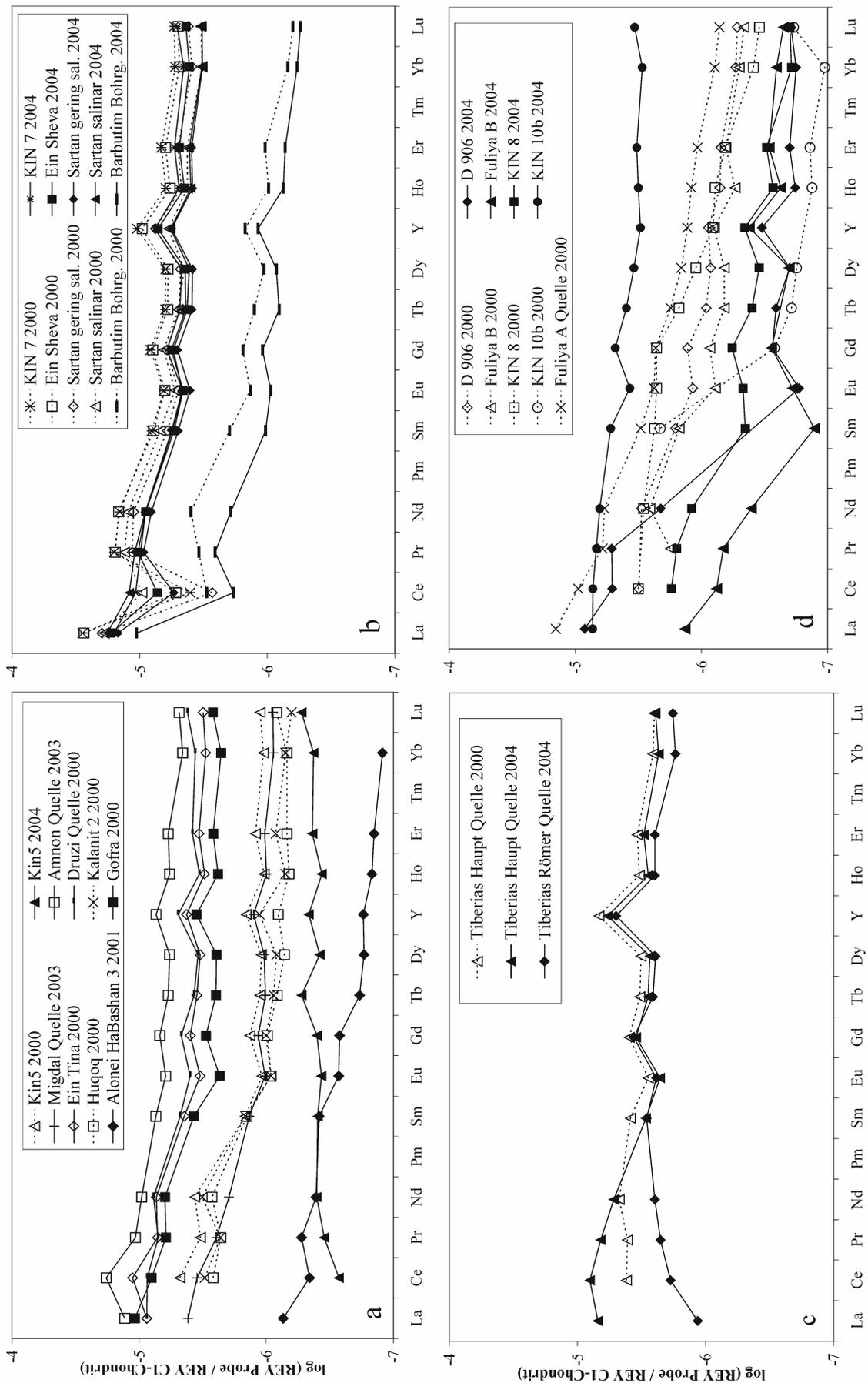


Abb. 7-35: REY-Muster der Grundwässer aus a) unveränderten, mergeligen und tonigen kretazischen Kalksteinen (REY-A1), b) aus eozänen Kalksteinen (REY-A2), c) thermisch überprägten Karbonatgesteinen (REY-A3) und d) stark silifizierten Karbonatgesteinen (REY-A4).

Die starken negativen Ce-Anomalien und die positiven Gd-Anomalien sind von dem verkarsteten oberkretazischen Kalksteinaquifer geerbt und die Folge der REY-Fraktionierung durch die Präzipitation von Fe-OOH. Saisonale Änderungen der REY-Muster sind deutlich. Verglichen mit den Mustern aus dem

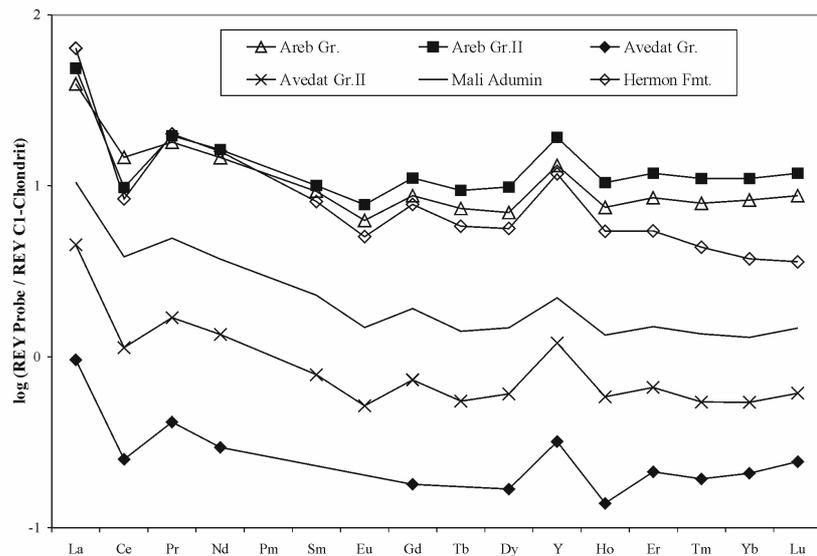


Abb. 7-36: REY-Muster der Laugungsprodukte (1h gelaugt) von aufgemahlten kretazischen und eozänen Kalksteinen aus dem Drainagebecken des See Genezareth.

Herbst 2000 sind die REY-Gehalte im März 2004 deutlich niedriger und die stark negativen Ce und positiven Y-Anomalien sind kleiner. Das deutet im Frühjahr auf einen erhöhten Zufluss von Süßwasser aus dem mergeligen und kaum verkarsteten Avedat Aquifer.

Die thermo-salinaren Wässer vom **Typ REY-A3** zeigen sehr flache Muster mit ausgeprägten Y-Anomalien (Abb. 7-35c). Die Ähnlichkeit zum Typ REY-A2 zeigt, dass die Grundwässer der Tiberias Quellen fast ausschließlich mit Kalksteinen in Kontakt stehen. Lithologisch sind diese Wässer auf Kalksteine des Unteren JGA zurückzuführen, die sich nicht von denen des Typs REY-A1 (Abb. 7-35a) unterscheiden. Durch die Zirkulation von hydrothermalen Fluiden in den thermisch leicht überprägten Kalksteinen sowie den intrudierten Basalten und die dadurch stattfindende Alteration von Mineralen sind die REY jedoch neu verteilt worden. Die Muster vom Typ REY-A3 zeigen, dass die REY aus einer inhomogenen Gruppe von akzessorischen Mineralen gelöst werden. Die positiven Y-Anomalien sind aus den Kalksteinen geerbt, während die negativen Eu-Anomalien auf eine Neuverteilung der REY unter erhöhten Temperaturen hindeuten, Bedingungen unter denen Eu hauptsächlich bivalent ist und weniger an Mineraloberflächen sorbiert wird (Bau & Möller, 1992).

Thermo-salinare Grundwässer des **Typs REY-A4** sind durch REY-Muster gekennzeichnet, die einen überwiegend steilen Verlauf der LREE (La bis Sm) zeigen (Abb. 7-35d). Diese Wässer haben mit, durch den Kontakt mit intrusiven Magmatiten, stark veränderten und/oder rekristallisierten Kalksteinen unter leicht erhöhten Temperaturen (25-42°C) reagiert. Das Lösungsverhalten von silifiziertem Kalkstein unterscheidet sich deutlich von denen eines Basaltes oder eines unveränderten Kalksteins. Denn durch die Silifizierung werden neue ak-

zessorischen Minerale gebildet, deren Laugung zu einer Neuverteilung der REY führt. Daher sind die hoch variablen REY Muster und die Ab- oder Anwesenheit von Anomalien eine Folge der: (i) Laugung verschiedener Alterationsminerale in Abhängigkeit der Ursprungsgesteine sowie der Temperatur während der hydrothermalen Überprägung und (ii) Mischung variabler Anteile an Süßwasser aus den postjurassischen Aquiferen und aufsteigenden thermo-salinaren Wässern.

Typ REY-B

Typ REY-B Wässer kommen ausschließlich in der östlichen Grabenflanke in Ha'On 1 und Hammat Gader vor und sind durch REY-Muster gekennzeichnet, die eine Abreicherung der Mittleren REE gegenüber den LREE und HREE aufweisen. Diese Muster zeigen variable Ce, Gd und Y-Anomalien (Abb. 7-37). Solche Muster sind typisch für Wässer, die (i) Gesteine mit einem signifikanten Verlust an Phosphat (Irber, 1996; Hannigan & Sholkovitz, 2001) und Sulfat (Kagi et al., 1993; Toulkeridis et al., 1998) laugen oder (ii) in denen FeOOH Ausfällung stattgefunden hat (Bau, 1999). Für die Hammat Gader Wässer ist ein Kontakt zur phosphatreichen Mt. Scopus Gruppe nachgewiesen (Kafri et al., 2002). Das Fe stammt mögli-

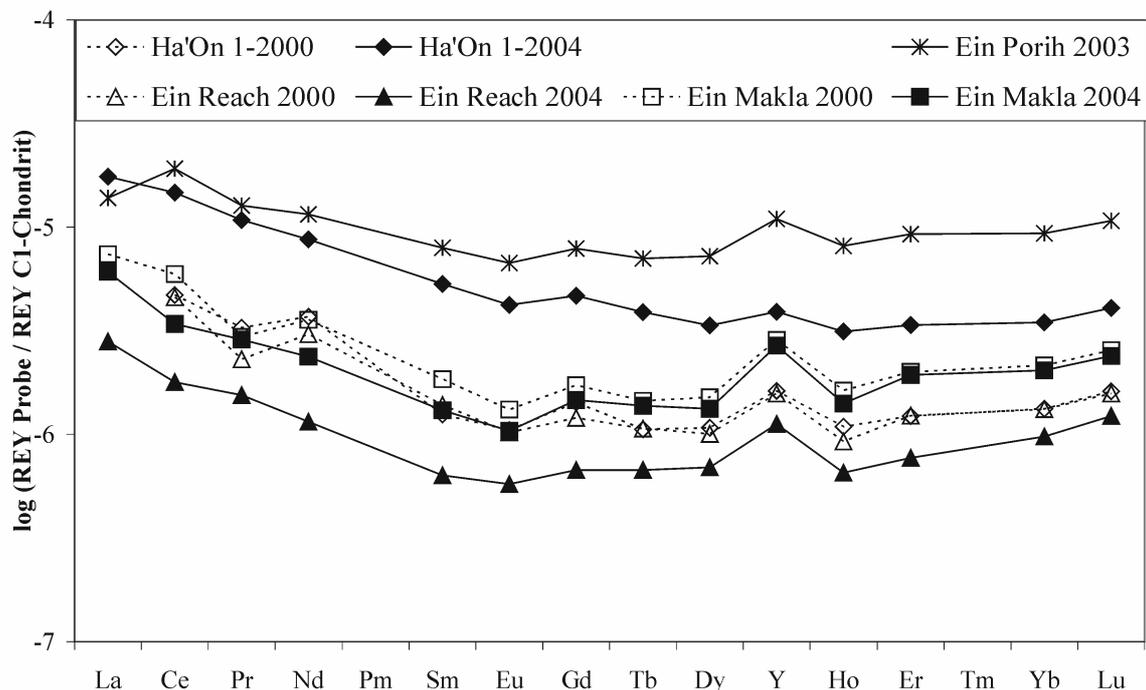


Abb. 7-37: Die Abreicherung der mittleren REE charakterisiert die REY-Muster der Grundwässer vom Typ REY-B, die ausschließlich in der östlichen Flanke auftreten.

cherweise aus der Basaltverwitterung (Bau, 1999; Paces et al., 2001) oder aus der Lösung eisenführender Kalksteine. Auf Grund der oxischen Bedingungen, die zur Bildung von FeOOH führen, wiesen die Wässer ursprünglich Ce-Anomalien auf. Die Sulfid-Oxidation in

Basalten führt jedoch zur Versauerung des Grundwassers (Gl. 7-5), was wiederum zur Auflösung der FeOOH führt. Die durchweg hohen pH-Werte (>6,5) deuten daher auf eine Passage durch Kalksteine, in denen die Karbonate die Säure neutralisieren.

All diese Wässer sind inzwischen arm oder frei an Sauerstoff, weshalb keine negativen Ce-Anomalien auftreten. In der Bohrung Ha'On 1 sind die REY-Gehalte im Frühjahr höher als im Herbst - ähnlich wie in KIN 10b. Die im Herbst deutlichen positiven Gd und Y, sowie die negativen Eu-Anomalien, verschwinden nahezu im Frühjahr. Das deutet im Frühjahr auf eine deutliche Zumischung von Seewasser in der Bohrung. Die Muster der beiden Hammat Gader Quellen Ein Reach und Ein Makla verlaufen jeweils sub-parallel. Beide haben durch einen erhöhten Zustrom an geringer mineralisiertem Wasser im Frühjahr niedrigere REY-Gehalte als im Herbst. Die Ausbildung der Muster ändert sich jedoch nicht, was zeigt, dass der Charakter des Wassers keinen saisonalen Schwankungen unterliegt und ganzjährig konstant bleibt. Die Wässer von Ha'On 1 und Ein Porih weisen im Jahr 2000 keine positive Ce-Anomalie auf, auch wenn der Sm-Pr Trend rechnerisch $Ce/Ce^* > 1$ (1,2-1,72) ergibt, denn offensichtlich ist Pr anomal gering konzentriert nachgewiesen.

7.4.4 REY in den Vorflutern

Die Vorfluter der Region zeigen REY Muster, die häufig von La zu Lu abfallen (Abb. 7-38). Die Flüsse, deren Drainagegebiet der basaltische Golan ist (Yehudiya, Meshushim und Daliyyot), zeigen den steilsten Gradienten, während die Flüsse, die ein überwiegend karbonatisches Einzugsgebiet haben (Jordan und Kanaf), die flachsten Muster aufweisen. Unterschiedlich stark ausgebildete Y-Anomalien und variable Ce-Anomalien treten auf. Negative Eu-Anomalien treten in allen Flüssen auf, wobei sie in denen mit basaltischen Drainagegebieten nahezu verschwinden. Auf Grund seines überwiegend sedimentären Einzugsgebietes zeigt der Jordan die stärksten Eu-Anomalien. Der Meshushim und der Yehudiya zeigen immer negative Ce-Anomalien.

In den Flüssen resultiert die Abwesenheit von ausgeprägten Ce-Anomalien, trotz stark oxidierenden Bedingungen (Eh: 400-500 mV), aus einer, bereits im Oberlauf stattfindenden, extrem schnellen Fällung von FeOOH. Damit ist der Effekt verbunden, dass Ce(III) nicht genügend Zeit hat, zu Ce(IV) aufzuoxidieren. Ce(III) wird nicht bevorzugt in den FeOOH eingebaut (Wood et al. 2005). Eine andere Möglichkeit für eine verhältnismäßig selektionsfreie Komplexierung der REY, was zum Fehlen von Anomalien führt, stellen die gelösten Phosphate im Flusswasser dar.

Der Jordan zeigt im Herbst 2000 eine deutliche Anreicherung der LREE gegenüber dem Frühjahr 2004. Grund dafür waren gesunkene LREE-Gehalte im Flusswasser, während die HREE-

Gehalte konstant blieben. Ein selektiver Entzug von LREE wird von Grandjean-Lécuyer et al. (1993) während der FeOOH-Bildung in Flusswässern beschrieben.

Bau (1999) dagegen weist eine Anreicherung der LREE (außer Ce) von La zu Nd im residuellen Fluid und eine Anreicherung der HREE+Ce in den FeOOH nach. Der Jordan führt unmittelbar nach dem Winter durch die intensive Auslaugung der Böden im Hulatal erhöhte Gehalte an SO₄ (Nishri et al., 1999). Die LREE zeigen jedoch gegenüber HREE keine Präferenz an SO₄-Komplexen zu adsorbieren (Wood, 1990).

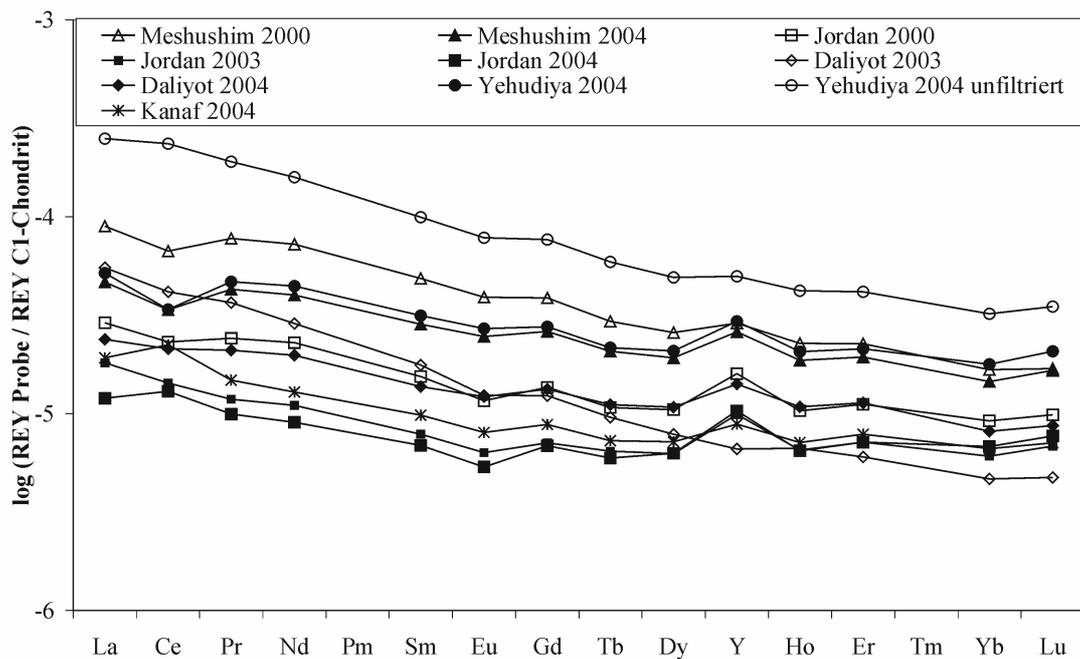


Abb. 7-38: Die REY-Muster der Vorfluter im Untersuchungsgebiet, der Typ REY-C, sind durch einen steten Abfall von La zu Lu und geringe Anomalien gekennzeichnet.

Auf Grund der intensiven und lang anhaltenden Regenfälle im Winter 2003/04 ist ein erhöhter Anteil von Oberflächenabfluss im Jordanwasser anzunehmen. Das heißt, der Partikeltransport im Flusswasser ist bedeutend höher als im Herbst, wenn der Jordan im Wesentlichen aus Grundwässern gespeist wird. Die Affinität der LREE, an organischen und anorganischen Partikeln (Oberflächen) zu sorbieren, ist gegenüber der der HREE bedeutend größer (Leleyter et al., 1999; Gaillardet et al., 2003), ergo ist das Flusswasser im Frühjahr an leichten REE abgereichert und die REY Muster weisen einen horizontalen Verlauf auf (Abb. 7-38). Die mittleren REE sorbieren bevorzugt an karbonatischer Suspensionsfracht (Leleyter et al., 1999), was die minimale Abreicherung der mittleren REE gegenüber den LREE und HREE im Frühjahr bewirken kann.

7.4.5 REY im See Genezareth

Die REY Muster des See Genezareth sind denen des Jordans naturgemäß sehr ähnlich (Abb. 7-39), da der Fluss 2/3 des Zustromes liefert.

Von insgesamt 12 Probenpunkten im See Genezareth zeigen 7 nahezu identische Muster und sind in den Regionen des Sees lokalisiert, in denen während der Stratifizierung des Sees sowohl das Epi- als auch Hypolimnion mit der trennenden Thermokline bei ca. -20 m auftritt. Repräsentativ für diese 7 Probenpunkte wird „Susita“ im Einzelnen diskutiert (Abb. 7-39). Die REY Muster sind durch negative Eu-, positive Gd-, meist positive Y- und variierende Ce-Anomalien gekennzeichnet. Die REY-Gehalte ändern sich beträchtlich mit der Tiefe und der Saison und zeigen deutliche Unterschiede zwischen Epi- und Hypolimnion.

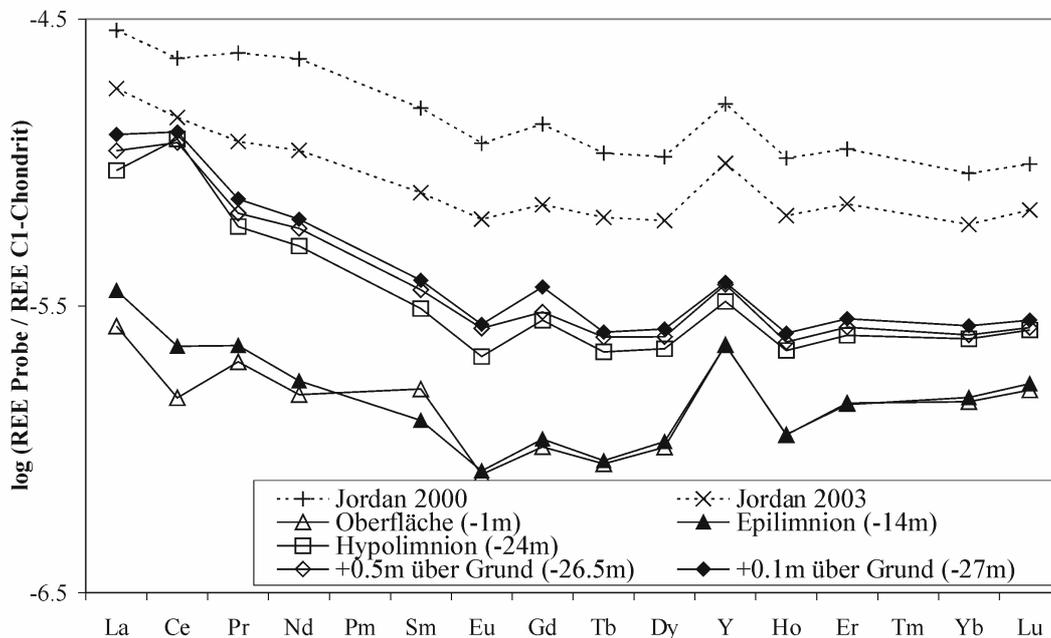


Abb. 7-39: Die Ähnlichkeit der REY Verteilungsmuster zwischen Jordan (2000 und 2003) und See Genezareth zeigt sich am Beispiel des Probenprofils „Susita“ im Jahr 2002.

7.4.5.1 Die stratifizierte Periode

Im Herbst zeigen alle Proben aus dem Epilimnion schüsselförmige Muster mit negativen Ce- und Eu-, positiven Gd- und Y-Anomalien (Abb. 7-39). Wasser aus dem Hypolimnion zeigen dagegen REY Muster mit positiven Ce-, Gd- und Y-Anomalien und sind, verglichen mit dem Epilimnion, an REY um bis zu einer Größenordnung angereichert. Die Ce-Anomalie ändert sich von stark negativ an der Wasseroberfläche zu deutlich positiv unterhalb der Thermokline und verschwindet mit zunehmender Annäherung an das Bodensediment. Y-Anomalien sind im Hypolimnion kleiner als im oxischen Wasserkörper. Während der Stratifizierung bestimmt

das *redox-cycling* die REY Verteilung im Wasser. Das *redox-cycling* ist ein verbreitetes Phänomen, was auch aus stabil geschichteten marinen Becken bekannt ist (Schijf et al., 1995; Bau et al., 1997). Im Herbst zeigen die REY Muster der Oberflächenwässer die REY, die nicht durch die Bildung der Fe-Mn-Oxidhydroxide temporär, aber effektiv, aus der Lösung entfernt

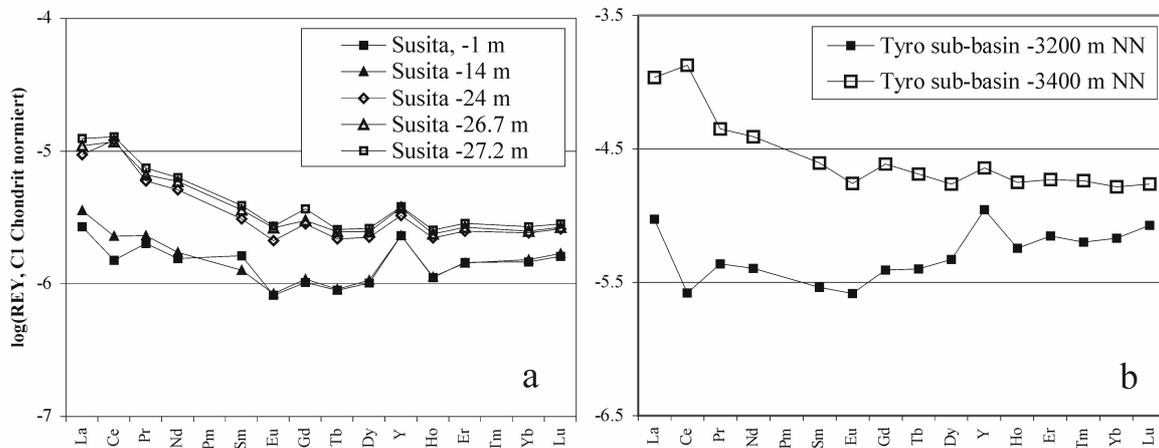


Abb. 7-40: Vergleichende Darstellung der REY Muster des a) See Genezareth, am Beispiel des Probenprofils „Susita“ im Jahr 2002 mit denen des b) Thyro-Beckens im Mittelmeer (Daten von Bau et al., 1997).

wurden. Bei diesem Prozess werden die mittleren REE stärker eingebunden als die LREE und HREE (Bau & Dulski, 1996; Bau et al., 1997; Kawabe et al., 1999). Gd und Y bleiben dabei bevorzugt in Lösung, was zur positiven Anomalie beider Elemente führt. Im reduzierenden Hypolimnion dagegen werden die absinkenden FeOOH, die zumeist als Oberflächenbezüge an Partikeln sorbiert sind, partiell aufgelöst. Das führt zur Freisetzung der sorbierten REY und *ergo* zur Erhöhung derer Gehalte im Wasser. Dadurch verkleinern sich die Gd- und Y-Anomalien. Wenn die Metallkomplexe vollständig aufgelöst sind, wird auch Ce(IV) reduziert und Ce(III) freigesetzt. Dadurch entsteht im Wasser die beobachtbare positive Ce-Anomalie. Die Ausbildung der REY-Muster und der Ce-Anomalie ähnelt stark denen im Thyro Becken im Mittelmeer (Bau et al., 1997). Die dort auftretenden stark reduzierenden Wässer haben ein Alter von etwa 5×10^6 Jahren und zeigen die gleichen *features* wie im See Genezareth (Abb. 7-40), obwohl der See jährlich durchmischt wird. Der *off-shore* Arteser Barbutim ist hydraulisch an die Tabgha Gruppe angeschlossen und wird von beiden JGA versorgt. Das Wasser der Bohrung repräsentiert eine Mischung aus thermo-salinarem Wasser, Süßwasser aus der Region und Wasser vom Boden des Sees (Abb. 7-41), wobei letzteres identisch ist mit dem diffusen Wasser des Probenpunktes „Barbutim“ (Siebert et al., 2004).

Wenn man diese Mischung annimmt, so muss das thermo-salinare Wasser isotopisch leicht sein: $\delta^{18}\text{O}$: -8‰ und $\delta^2\text{H}$: -60‰. Solches Wasser ist typisch für Wasser aus dem nördlichen Hulatal (Shamir, Abb. 7-20) und aus den Höhenlagen des Hermon Massiv.

Die meisten der thermo-salinaren Wasser (Typ REY-A4) zeigen steilere REY-Muster als Barbutim, jedoch identische Anomalien (Abb. 7-35d). Der Seepunkt „Barbutim“, nahe dem Barbutim Arteser gelegen, weist REY-Muster auf, die mit denen aus dem Hypolimnion korrespondieren, obwohl das Profil ausschließlich im Epilimnion liegt und *redox-cycling* unmöglich ist (Abb. 7-42). Grund dafür ist thermo-salines Wasser vom

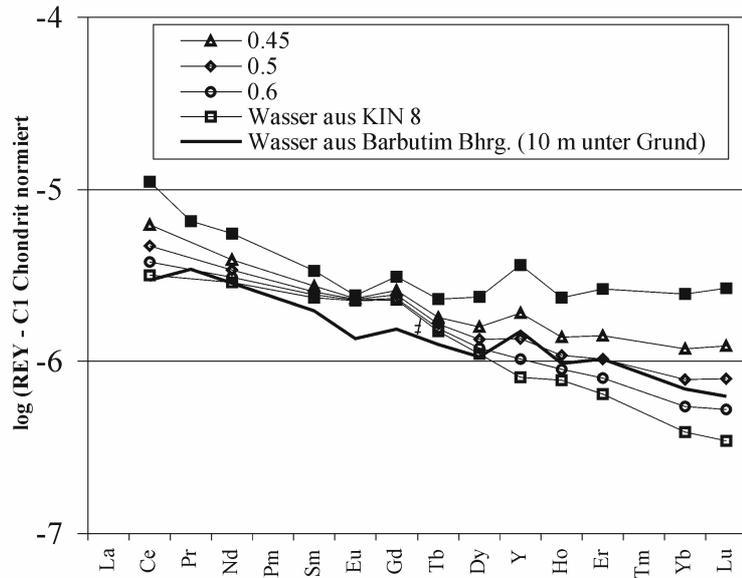


Abb. 7-41: Die Mischung von 45% thermo-salinaren KIN 8-Wasser (offenes Quadrat) mit 55% Tiefenwasser des See Genezareth ergibt ein REY-Muster, welches dem des Wassers aus der Bohrung Barbutim (dicke Linie) entspricht.

Typ Barbutim, welches in den See zutritt. Das chemisch reduzierende Wasser der artesischen Bohrung, die 10 m ins Seesediment abgeteuft wurde, zeigt jedoch REY Muster, die sich klar von denen unterscheiden, die in „Barbutim“ an der Sediment-Wasser-Grenzfläche zu beobachten sind (Abb. 7-42). Das zeigt, dass zumindest in der Region Barbutim thermo-salinare

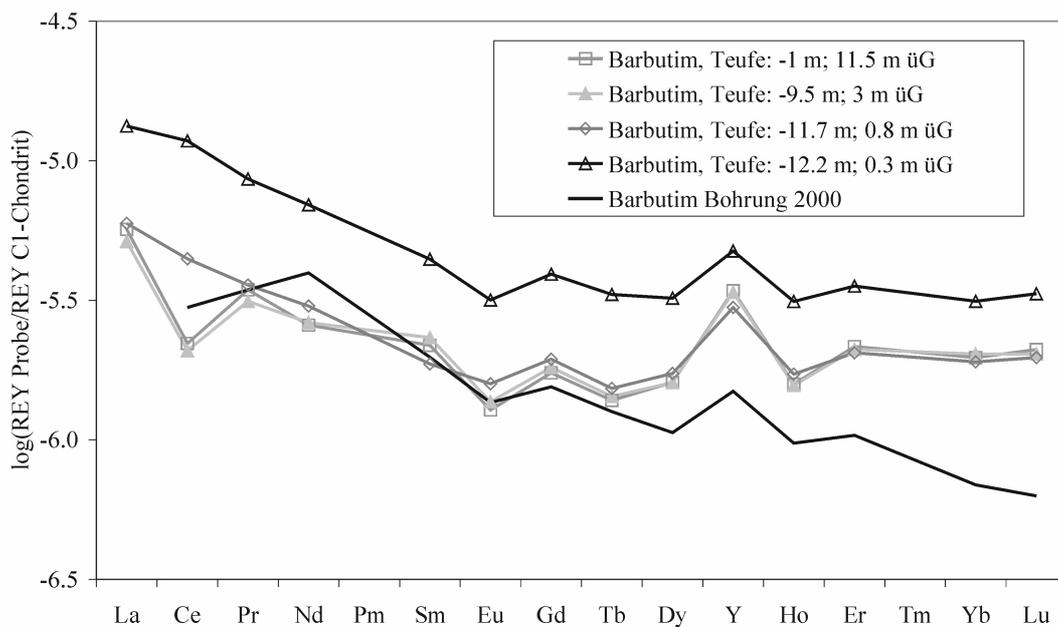


Abb. 7-42: Der Vergleich der REY-Muster des Seeprofiles „Barbutim“ und der Bohrung Barbutim zeigen die Veränderungen der REY-Verteilung als Folge der Migration durch das anoxische Sediment.

Wässer durch das reduzierende Sediment aufsteigen, dabei alteriert werden und chemisch verändert in den See eintreten. Dabei werden die LREE und besonders die schweren REE stärker angereichert als die mittleren REE (Elderfield & Sholkovitz, 1987). Im Hypolimnion sind die positiven Ce-Anomalien an der Sediment-Wasser-Grenzfläche am kleinsten (Abb. 7-39), während die höchsten immer einige Meter über dem Seegrund zu beobachten sind (Abb. 7-43a). Das suggeriert, dass Wasser mit REY Mustern ähnlich dem der Bohrung Barbutim durch den Boden in den See zutritt.

Das artesische Wasser vom Typ Barbutim migriert durch das ganzjährig anoxische Sediment. Dadurch wird die negative Ce-Anomalie des Barbutim Wassers eliminiert oder zu einer schwach positiven Anomalie, wie am tiefsten Punkt von „Barbutim“. Tritt solches Wasser nun in Regionen des Hypolimnions zu und mischt sich mit dem bodennächsten Wasser, so wird die oberhalb des Seebodens existierende stark positive Ce-Anomalie stark reduziert (Abb. 7-43b). Dieser Prozess ist während der Stratifizierung im gesamten Hypolimnion zu beobachten. Das bodennahe Wasser ist demnach eine Mischung aus (i) Seewasser mit einer positiven Ce-Anomalie, die aus dem *redox-cycling* stammt und (ii) aufsteigendem thermohalinen Wasser mit keiner oder einer maximal leicht positiven Ce-Anomalie. Interne Strömung und Wellenbewegungen im Wasserkörper (Serruya, 1978c; Eckert et al., 2002) führt zur schnellen Durchmischung im Bereich des Benthos. Grundwässer aus tiefen Krustenbereichen treten demnach überall am Seeboden aus, was nach Messungen der spezifischen Widerstände im Seesediment von Goldman et al. (2004) ebenfalls angenommen wird. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass derselbe oder ein ähnlicher Wassertyp in die durchweg oxischen Bereiche des Sees zutritt, die ganzjährig durch variierende aber meist negative Ce-Anomalien gekennzeichnet sind. Solche Zutritte sind nur sehr undeutlich zu erkennen, oder werden verschleiert, da (i) das Sediment in diesen Regionen nicht anoxisch sein muss und (ii) das zutretende Grundwasser daher seine oftmals typische negative Ce-Anomalie beibehält.

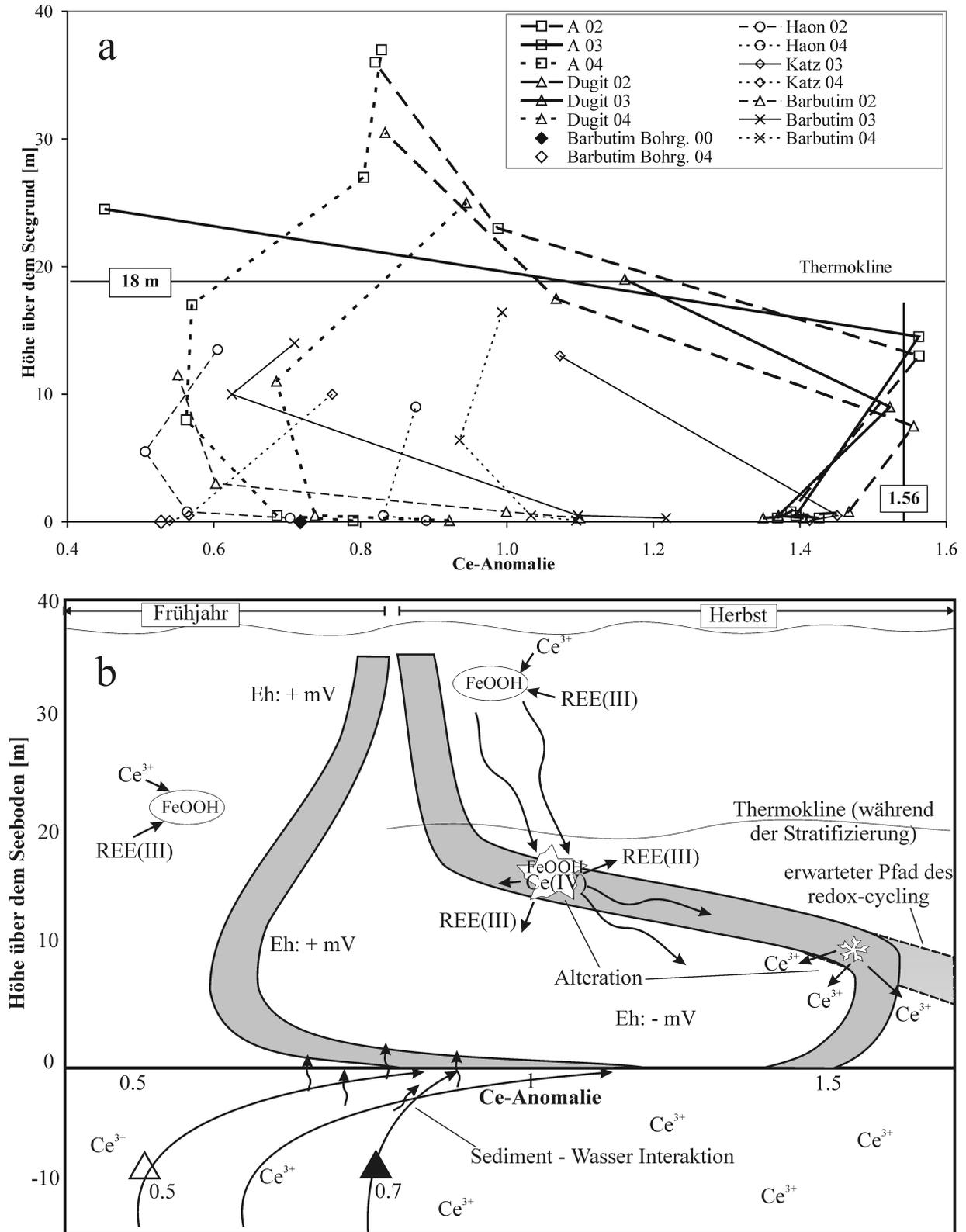


Abb. 7-43: Variationen der Ce Anomalie, aufgetragen über die Höhe über dem Seeboden a) für selektierte Profile in den Jahren 2002, 2003 und 2004. Graphik b) zeigt eine schematische Prinzipskizze der Variation der Ce Anomalie innerhalb der Wassersäule aus Abb. 7-43a.

7.4.5.2 Die durchmischte Periode

Im Frühjahr ist der gesamte See durchmischt und bezüglich der Elementverteilung und Salinität nahezu homogen. Wasser aus der unteren Wassersäule ist an REY und besonders an HREE angereichert (Abb. 7-44), mit keiner oder kleinen positiven Ce- und Gd- und positive Y-Anomalien. Die negative Ce-Anomalie und die positive Y-Anomalie verschwinden zur Oberfläche hin. Da der Barbutim Arteser der Tabgha Gruppe angeschlossen ist, ist seine Schüttung zwischen Februar und März am größten (Rimmer, 2000), was im Vergleich zum Herbst, durch eine stark erhöhte reduzierende Salzwasserwolke im Wasser darüber und eine deutlich negativere Ce-Anomalie im Profil „Barbutim“ belegt ist. Das zeigt deutlich einen höheren Anteil an Wasser aus dem Oberen JGA im Frühjahr. In Barbutim variierten die Ce-Anomalien von 0,7 im Jahr 2000 zu 0,5 in 2004 (geschlossene und offene Dreiecke in Abb. 7-43b).

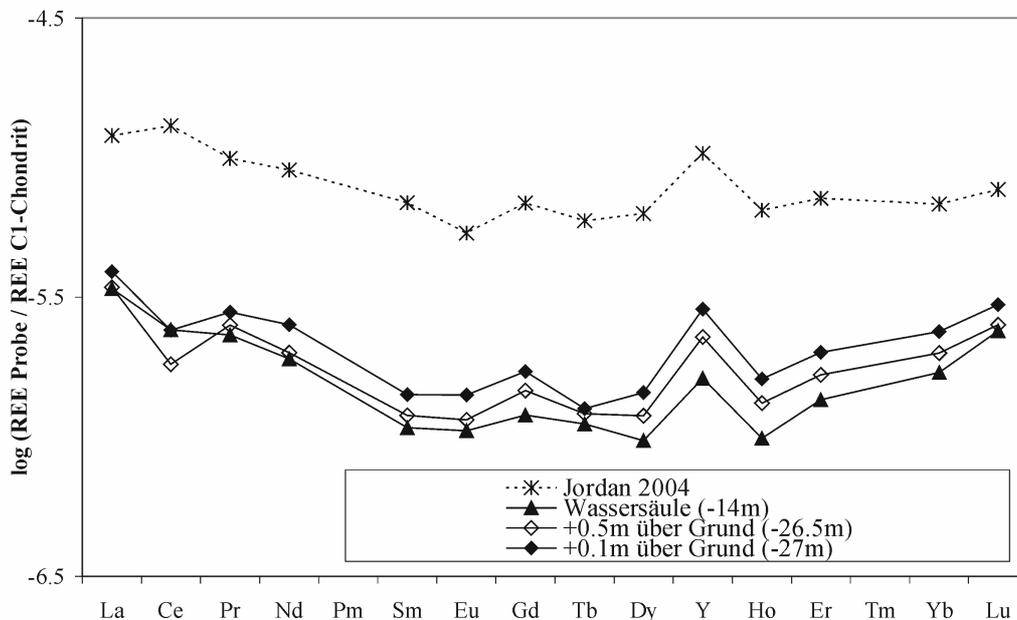


Abb. 7-44: Die REY Muster des Jordans (2004) und des See Genezareth am Beispiel des Probenprofils „Susita“ während der vollständigen Durchmischung des Sees im Jahr 2004.

Im Frühjahr passiert das aufsteigende Wasser in den zentraleren Regionen des Sees das hier ganzjährig noch anoxische Sediment (Serruya, 1973; 1978b). Das führt zu einem Zustrom von Wasser, welches exakt dieselbe schwach positive oder keine Ce-Anomalie aufweist wie im Herbst. Der einzige Unterschied ist nun, dass die darüber stehende Wassersäule durch die Sorption der REY an die im gesamten See stabilen FeOOH eine deutlich negative Ce-Anomalie aufweist. Im Frühjahr zeigt der Jordan eine schwach positive Ce-Anomalie, welche das Oberflächenwasser des Sees beeinflusst und dort einen Trend zu positiven Ce-Anomalien verursacht. Am Seeboden findet dieselbe Mischung statt wie im Herbst, aber nun ist das Bo-

dennahe Wasser durch eine negative Ce-Anomalie gekennzeichnet. Das aufsteigende Wasser hat nach wie vor eine schwach positive Ce-Anomalie von 1,2 (Abb. 7-43b), was zu einer Traktion der negativen Ce-Anomalie des Bodenwassers hin zu weniger negativen oder sogar zu einer leicht positiven führt. Im Frühjahr ist das eintretende Wasser durch eine Anreicherung an schweren REE gekennzeichnet. Daher weisen die bodennahen Muster, im Gegensatz zur oberen Wassersäule, einen horizontalen Verlauf auf.

7.4.5.3 REY Muster einzelner See-Profile

Abgesehen von der oben beschriebenen saisonal variierenden Ce-Anomalie gibt es auch in flacheren Seeprofilen Hinweise auf zutretende Grundwässer. Solche Profile liegen zumeist außerhalb des Grabens *sensu stricto* (Abb. 2-1). Daher muss angenommen werden, dass diese in Gebieten des Sees liegen, die von den Aquifergesteinen unterlagert sind und *ergo* direkt an deren Grundwässer angeschlossen sind.

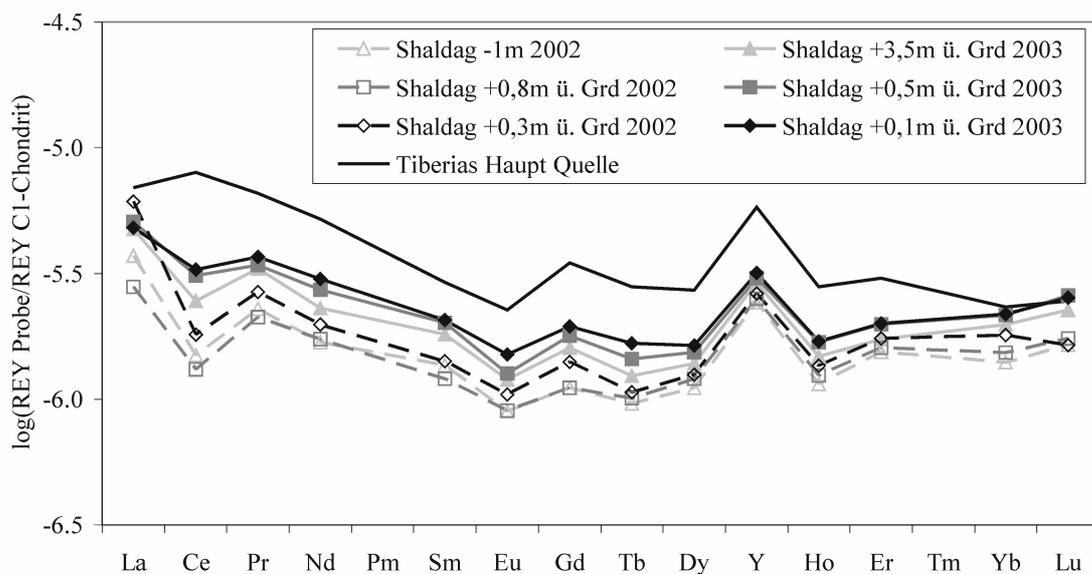


Abb. 7-45: Die REY Muster des Seeprofiles „Shaldag“ während der Stratifizierung des Sees 2002 und 2003. Die Ähnlichkeit der REY-Muster mit denen der Tiberias Haupt-Quelle wird in den bodennächsten Proben deutlich und weist auf einen Zutritt von vergleichbarem thermo-salinaren Wasser hin.

„Shaldag“, im äußersten Süden und innerhalb des oxischen Epilimnions des Sees gelegen, (Abb. 2-1) zeigt in den Jahren 2002 und 2003 mit zunehmender Annäherung an den Seegrund eine verminderte negative Ce-Anomalie und eine leichte Anreicherung von LREE gegenüber dem Oberflächenwasser (Abb. 7-45). *Redox-cycling* kann in „Shaldag“ nicht vorkommen, da die Wassersäule bis zum Boden oxidierend ist. Die thermo-salinaren Wässer von Tiberias (Typ REY-A3) zeigen konsequent positive Ce-Anomalien, welche offensichtlich in „Shaldag“ dem See zutreten und die Minderung der Ce-Anomalie im Tiefenwasser verursachen. Diese

aufsteigenden Wässer migrieren durch das tonmineralarme, überwiegend aus groben (Alumo-) silikatischen Klastika wie Quarz und Palygorskit bestehende Sediment der Plattform (Seruya, 1978b; vgl. Kap. 3.3). Dadurch wird eine Anreicherung der REY verhindert.

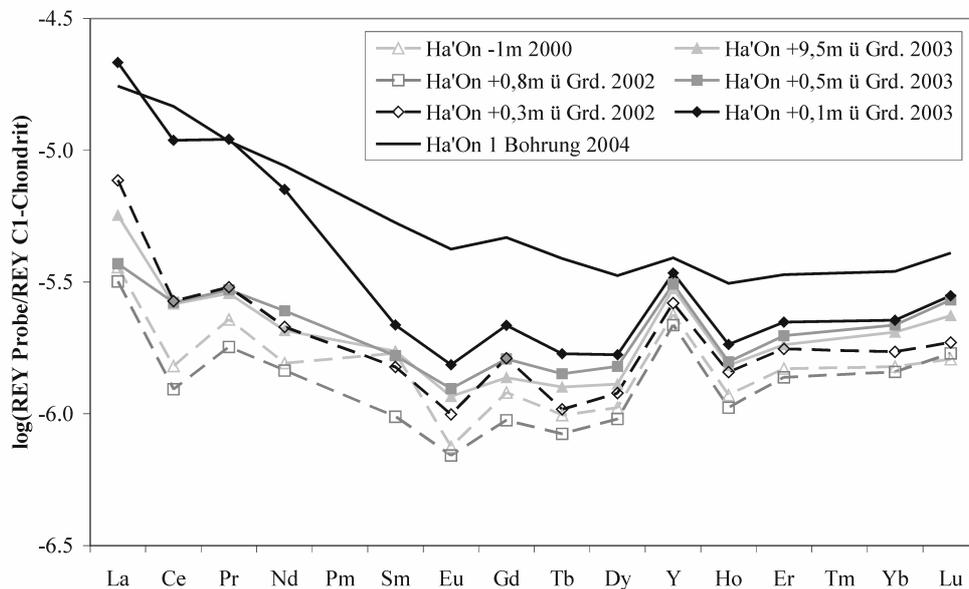


Abb. 7-46: REY Muster des Seeprofiles „Ha'On“ während der Stratifizierung 2002 und 2003 sowie der Bohrung Ha'On 1.

In den Jahren 2002 und 2003 wies auch der Probenpunkt „**Ha'On**“ (Abb. 2-1) einen deutlich steileren Abfall von La zu Lu im Tiefenwasser als an der Seeoberfläche auf (Abb. 7-46). Diese Anreicherung an LREE ist typisch für Tiefenwässer im Hypolimnion. „Ha'On“ liegt jedoch wie „Shaldag“ im Epilimnion. Dennoch wurde im Herbst 2003 in Bodennähe ein leicht reduzierendes Redox-Potential von -21 mV gemessen. Hier wird ein Zutritt von reduzierenden, thermo-salinaren Wässern vom Typ REY-B (Ha'On 1) angenommen. Sowohl für das Gebiet „Ha'On“ als auch „Shaldag“ ist ein Zutritt solch thermo-salinarer Grundwässer zudem durch die niedrigen spezifischen Widerstände im Sediment (Abb. C1 in Anhang C) sehr wahrscheinlich. Der Probenpunkt „**Migdal**“, direkt vor Fuliya im Epilimnion beprobt (Abb. 2-1), zeigte im Herbst 2002 (Abb. 7-47) ebenso eine Anreicherung der REY in Bodennähe wie der Probenpunkt „**Maga'an**“ 2003 und 2004 (Abb. 2-1). In „Maga'an“ ist in beiden Jahren eine Zunahme sämtlicher REE in Bodennähe und ein deutliches Absinken des Eh-Wertes auf -130 mV (2003) bis -114 mV (2004) zu beobachten. Zusätzlich verweist die in 2003 verschwindende und in 2004 nur leicht negative Ce- sowie die deutlich positiven Y-Anomalien auf zutretendes Grundwasser ähnlich dem in Fuliya B (2004). Das Oberflächenwasser weist in 2004 bis auf eine geringe Gd-Anomalie keine weiteren Anomalien auf (Abb. 7-48).

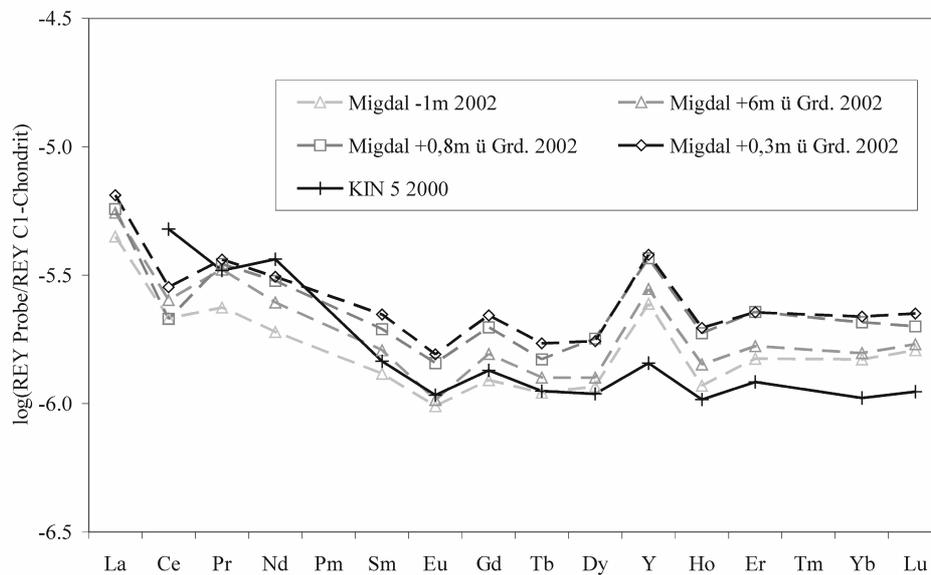


Abb. 7-47: Die REY Muster des Seeprofils „Migdal“ - unmittelbar vor der Region Fuliya gelegen - während der Stratifizierung 2002. Die REY-Verteilungsmuster der tiefsten Profilproben sind mit denen der Bohrung KIN 5 vergleichbar.

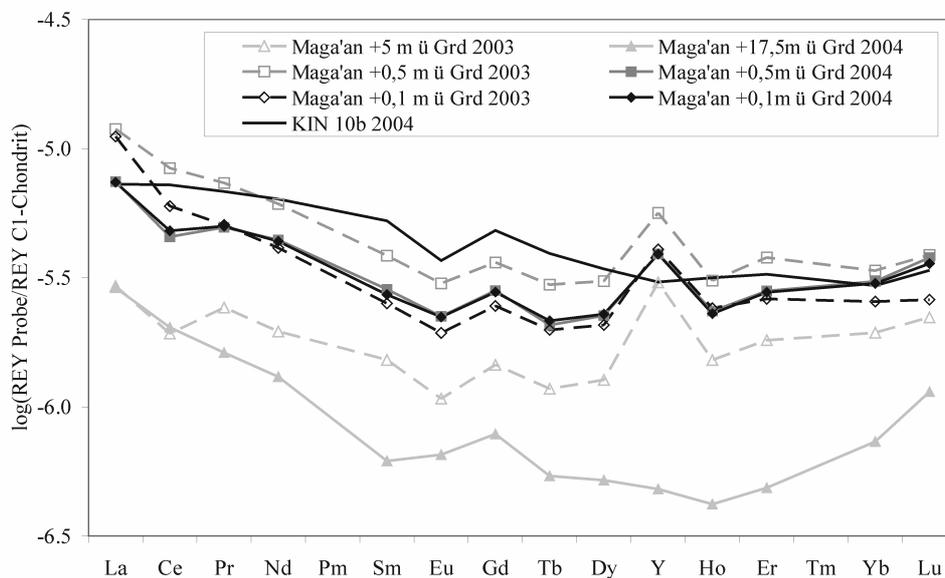


Abb. 7-48: Die REY Muster des Seeprofils „Maga'an“ - wenige 100m vom Fischerhafen (Maga'an) von Tiberias gelegen - während der Stratifizierung 2003 und der Durchmischung 2004. Die REY-Muster der tiefsten Profilproben sind mit denen der Bohrung KIN 10b vergleichbar.

In „**Tabgha**“ 2002 (Abb. 2-1) ist die negative Ce-Anomalie in Bodennähe ausgeprägter als in der oberen Wassersäule, was auf einen Zustrom von Wasser vom Typ REY-A2 der Tabgha Gruppe deutet (Abb. 7-49). Auf der Ostseite des Grabens zeigt der Probenpunkt „**Ein Gev**“ 2004 (Abb. 2-1) ein anderes Bild. Die Tiefenproben sind gegenüber dem Oberflächenwasser stark an LREE abgereichert und am Seeboden ist eine deutlich negative Ce-Anomalie zu beobachten (Abb. 7-50). Der gegenüber dem Flachwasser (+260 mV) erhöhte Eh-Wert von +406 mV im Tiefenwasser deutet auf zutretendes, möglicherweise süßes Grundwasser, oder eine Tiefenströmung hin, die O₂-reiches Wasser liefert.

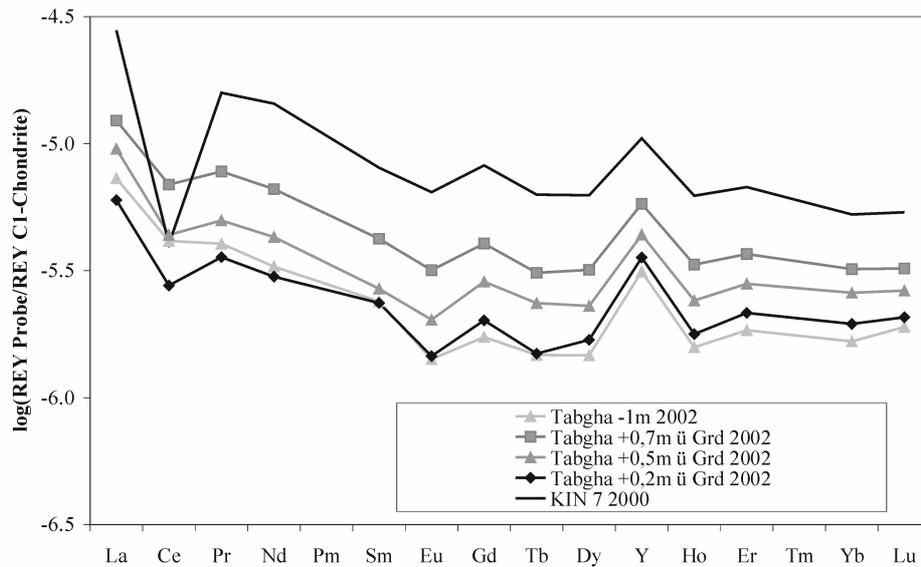


Abb. 7-49: Vergleich der REY Muster des Seeprofils „Tabgha“ im Jahr 2002 und der Bohrung KIN 7, die sich nur durch eine stärkere negative Ce-Anomalie in KIN 7 unterscheiden.

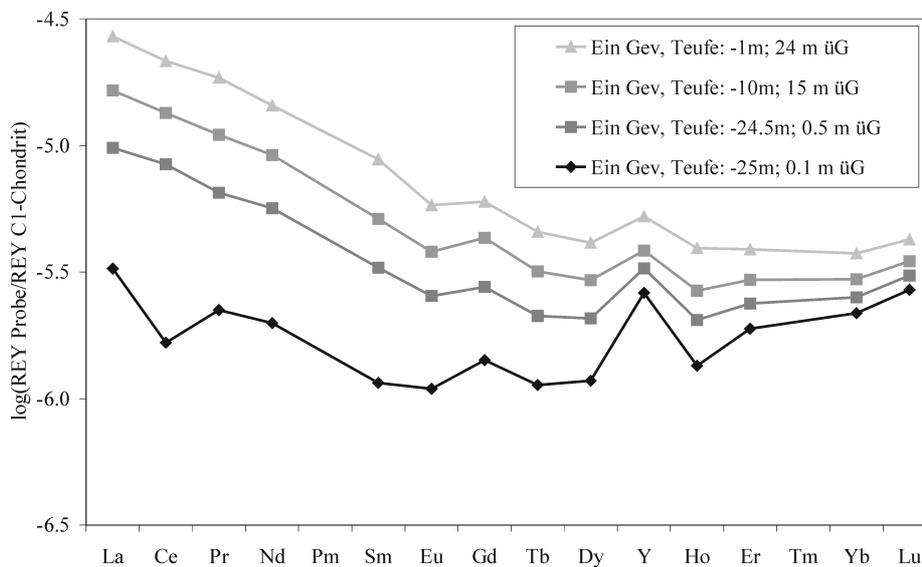


Abb. 7-50: Die REY Muster des Seeprofils „Ein Gev“ im Frühjahr 2004. Dieser Probenpunkt unterscheidet sich besonders durch die negative Ce-Anomalie in Bodennähe von den übrigen Seeprofilen in der durchmischten Phase.

7.4.5.4 Wiederfindung von REE

Um zu überprüfen, wie hoch die quantitative Wiederfindung der REY durch die Analytik ist, wurden sämtliche Proben nach dem Filtrieren (0,2 µm) mit 1 ml Tm-spike versetzt. Sämtliche Proben aus dem Grundwasser und den Vorflutern zeigen Wiederfindungsraten (WR) des *spikes* >90%. Alle Proben aus dem See zeigen WR von 61,3-87%. Ein derartig niedriges Ergebnis ist bislang nur im Aralsee festgestellt worden (Dulski, pers. Komm.). Interessanter Weise erhöht sich die WR in dem Moment, indem (thermo-salinales) Fremdwasser in hohen Dosen

dem See zugemischt wird. So erhöhen sich die WR in den bodennahen (bis 0,8 m über Grund) Proben des Profils „Barbutim“ auf 91,4-99% (Abb. 7-51).

Da der *spike* direkt nach dem Filtrieren in die Probe zugegeben wird und diese anschließend direkt über die Ionenaustauschersäule läuft, kann ein Verlust/Fraktionierung der REY auf Grund der Filtrierung ausgeschlossen werden. Dennoch durchlaufen bis zu 38% des *spikes* die Austauschersäule ungehindert, was auf eine starke Komplexbildung der REY hindeutet. Die Probe wird nach dem Filtrieren auf pH 2 eingestellt, wodurch auch sehr stabile Komplexe in Lösung gehen. Davon ist auszugehen, da ein sehr stabiler organischer Gd-Komplex (Gd-DTPA) bei dem angewandten Verfahren nach Shabani et al. (1992) in Lösung überführt wird. In Frage kommen als Sorptions-Liganden nur Kolloide (Größe $<0,2\mu\text{m}$), die unter den pH-Bedingungen stabil bleiben, während Liganden wie Fe-Mn-Oxidhydroxide, Phosphate, Karbonate oder Sulfate ausscheiden. Auf Grund der Tatsache, dass die niedrigen Wiederfindungsraten auf den See beschränkt sind und im Falle einer zutretenden Grundwasserkomponente ansteigen, ist anzunehmen, dass der limitierende Ligand im Grundwasser fehlt. Das deutet bei

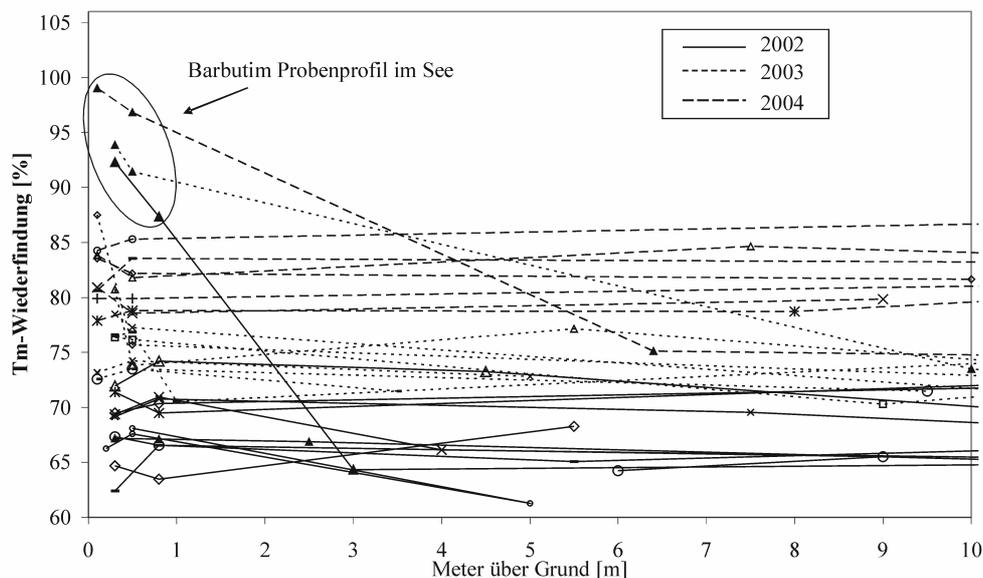


Abb. 7-51: Darstellung der quantitativen Wiederfindungsrate des Tm-spike in den Wässern des See Genezareth, aufgetragen über die Höhe über dem Seeboden.

den kaum vorhandenen organischen Bestandteilen in den Grundwässern der Region auf Huminsäuren. Diese sind bei niedrigen pH-Werten stabil. Wasserunlösliche Huminsäuren, die der kolloidalen Phase ($>1\text{nm}$, $<0,2\mu\text{m}$) zugeordnet werden, können Kationen irreversibel binden und damit in eine schwer reduzierbare Form festlegen (Mattheß, 1990).

Der Prozess, der zum quantitativen Verlust der REY in der Probe führt, muss durch einen Liganden verursacht werden, der im neutralen pH-Wertbereich schlechter höherwertige Kati-

onen sorbiert als im sauren, oder durch einen sinkenden pH-Wert eine andere Speziation verursacht. Im Allgemeinen wird die Bindung von Metallen an Huminsäuren durch einen zunehmenden pH begünstigt, dennoch komplexieren einige Metalle bei niedrigem pH-Wert (pH 3) stabiler als im neutralen Bereich (Killops & Killops, 1997). Bei niedrigen pH-Werten sind

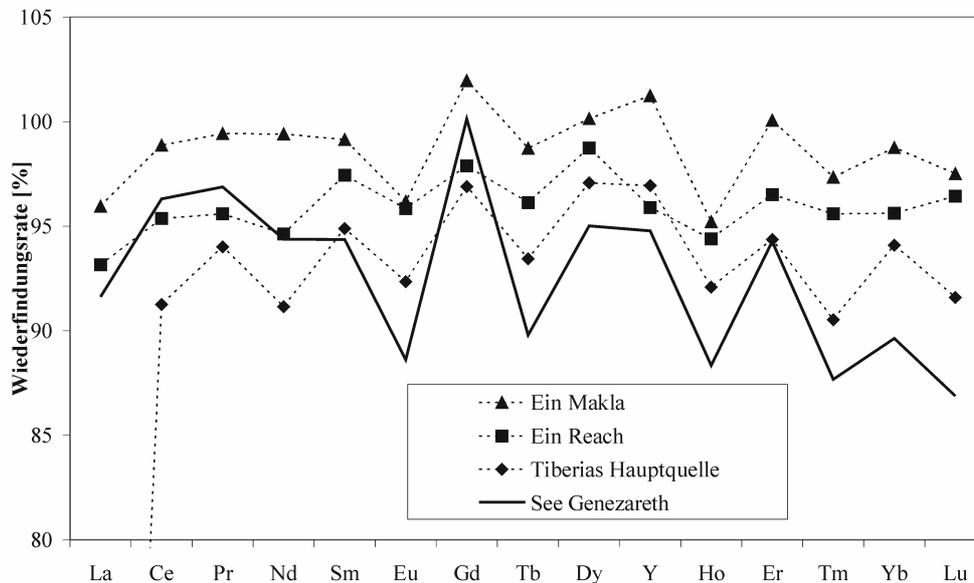


Abb. 7-52: Darstellung der quantitativen Wiederfindungsrate eines Multi-REE-spikes in den Wässern des See Geneareth, der Tiberias Haupt Quelle und der Hammat Gader Quelle Ein Makla.

Huminsäuren wasserunlöslich und komplexieren sehr stabil höherwertige Metallionen zu Humaten (Schachtschabel et al., 1998). Weiterhin wird die Kolloid-Komplexierung durch höhere Gehalte an gelöstem Kohlenstoff (DOC) begünstigt (Tang & Johannesson, 2003), die im See Geneareth mit 3,5-5 mg/l moderat hoch sind (Berman et al., online.). Artinger et al. (1998) zeigt anhand von Batch-Versuchen mit Am(III), dass bei Bedingungen von pH 4 und Anwesenheit von Huminsäuren (HS), die vorherrschende Am(III)-Spezies das stabile Humat AmHS(III) ist. Das heißt, REY(III) könnten in säureresistenten Huminsäure-Komplexen festgelegt werden und sind damit für den Ionenaustauscher in der Kartusche nicht „greifbar“. Eine Fraktionierung zwischen LREE und HREE durch die Komplexierung, wie von Nelson et al. (2003) beschrieben, zu erkennen, wurde eine Multi-REE-spike zugegeben. Im Seewasser sind die LREE gegenüber den HREE quantitativ besser zu bestimmen (Abb. 7-52). Das deutet auf eine geringfügig bevorzugte Sorption von HREE an den Liganden. In den Grundwässern (Tiberias Hauptquelle und Hammat Gader Quellen) wurde kein Effekt festgestellt. Ohne eine eingehende Untersuchung der vorherrschenden REY-Spezies ist jedoch jegliche Aussage zu den geringen Wiederfindungsraten reine Spekulation. Die Ursachen bedürfen daher weiterer Forschungsarbeit.

7.5 Piper Diagramme

Stellt man die Grundwässer der Region in einem Piper-Plot zusammen und gruppiert sie nach den *Spider-Klassen* (Abb. 7-53), so werden deutliche Unterschiede zwischen den Grundwässern ersichtlich. Im Anionen-Dreieck liegen bis auf die Shamir Bohrung alle Wässer zwischen HCO_3 und Cl , was (i) die geringen Mengen an löslichen SO_4 -Mineralen und/oder (ii) die starke Reduzierung von SO_4 zu Sulfiden in den Aquiferen verdeutlicht. Besonders die Wässer der Typen B3, D und die meisten von Typ B2a liegen in der Cl -Ecke (>80 eq.-%). Die Wässer vom Typ C zeigen dagegen klar eine Anreicherung von SO_4 durch die oxidative Basaltverwitterung an, die sich auch in dem erhöhten Mg -Gehalt ausdrückt, der in Äquivalent-% ausgedrückt dem von Gofra und Ha'On 1 gleicht.

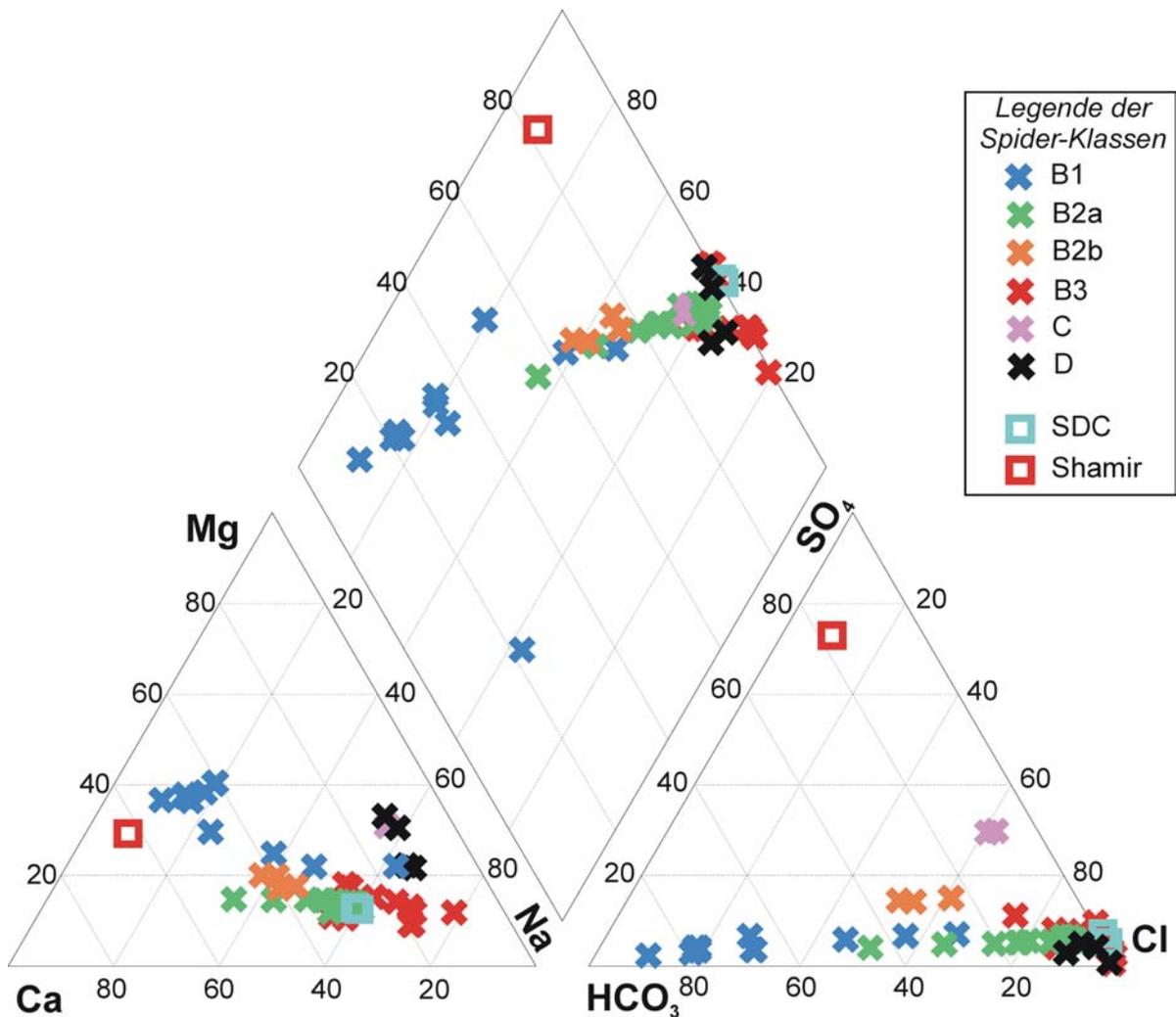


Abb. 7-53: Piper Diagramm der Grundwässer klassifiziert nach Spider-Diagramm-Typen.

Im Kationen-Dreieck werden die Gemeinsamkeit innerhalb der *Spider*-Gruppen und deren Genese durch Mischungsprozesse anhand der länglichen Ellipsen der Gruppen deutlich. Die Wässer vom Typ B1 bilden mit einigen aus Typ B3 eine Mischungslinie zwischen einem Na-Wasser und einem süßen Endglied mit etwa Mg:Ca = 55:45 eq.-%. Letzteres verweist auf höhere Mg-Gehalte, möglicherweise die Folge von Zumischung von Mg-reichem Wasser oder Dolomitlösungen in den Aquiferen. Die Gruppe B2a dagegen liegt auf einer nahezu horizontalen Linie mit dem süßen Endglied bei Mg:Ca = 15:85 eq-% aus einem dominant calcitischen Aquifer. Typ D zeigt einen klaren Trend zur Mg-Ecke. Im kombinierten Rhombus wird der Versalzungstrend deutlich. Die Wässer ändern sich im Maße der steigenden Chloridität von B1 über B2b zu B2a, B3 und D. An der Cl-SO₄-Linie kommen die hoch salinaren Wässer zum liegen und variieren dort zwischen Na-Cl- (Halit-Ablation) oder Ca-Mg-Cl-Typ (residuale Sole).

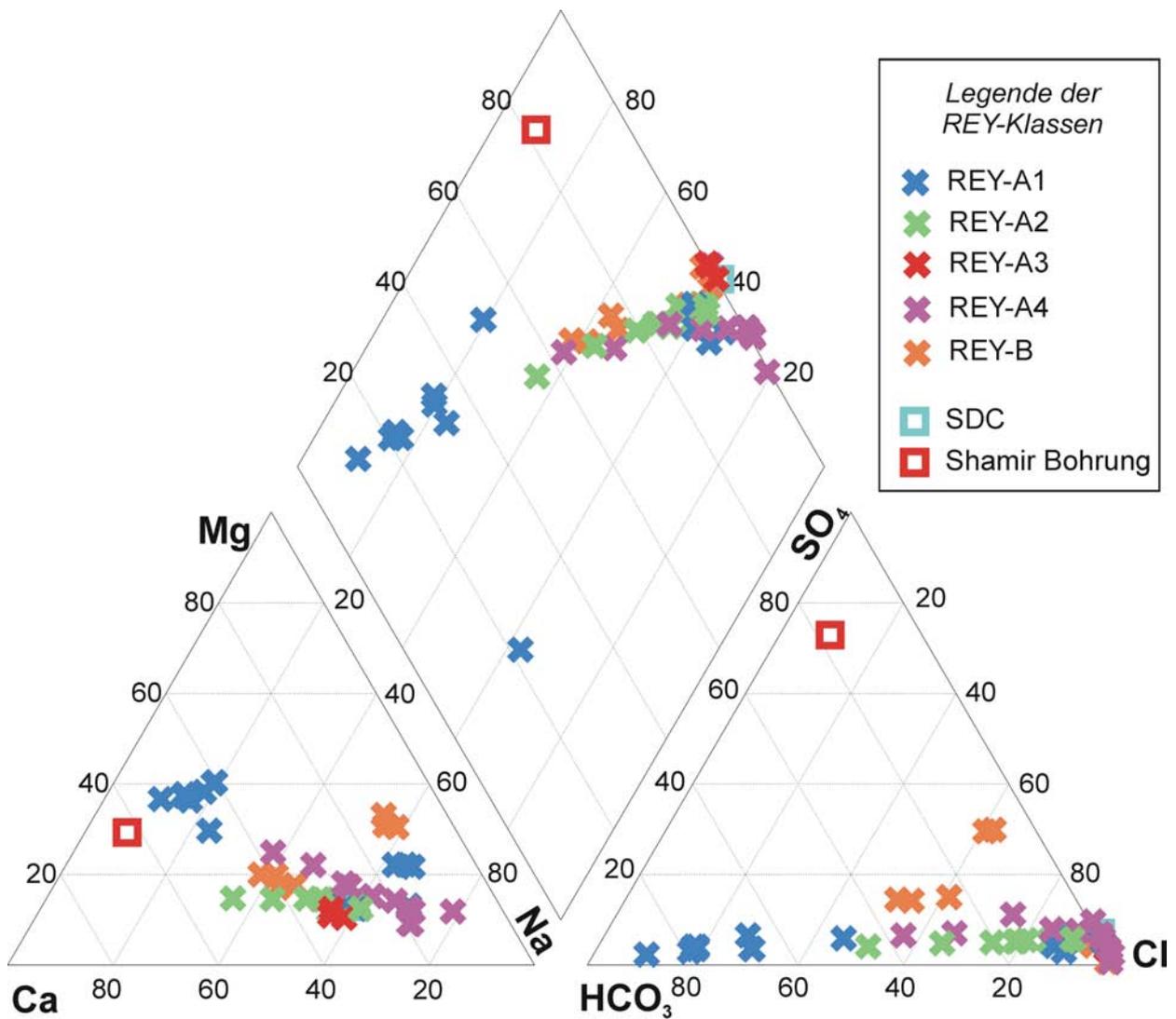


Abb. 7-54: Piper Diagramm der Grundwässer klassifiziert nach den REY-Typen.

Gruppieren man die Wässer nach den REY-Gruppierungen (Abb. 7-54) entsteht ein leicht abgeändertes Bild. Die Gruppe REY-A4 (dazu gehören nach *Spider* Teile von B1 und B3) zeigt nun einen noch deutlicheren Zusammenhang zu einem Ca-Mg-Wasser als süßem Endglied. Da Ha'On 1, Ein Porih und die Hammat Gader Wässer (Typ REY-B) nur durch basaltische Neubildungsgebiete aber gänzlich unterschiedliche Mineralisationspfade gekennzeichnet sind, streut die Gruppe stark.

Eine Gruppierung der Seewässer im Piper-Diagramm verdeutlicht nur die prinzipielle Art der Wässer, vom Na-Ca,Mg-Cl-HCO₃-Typ. Die Proben aus Barbutim, von Jahr zu Jahr variierend fallen bis 5 m über dem Grund als Na-Ca-Cl-Typ auf die Cl-Line und sind mit dem Typus der Bohrung Barbutim identisch. Das Epilimnion ist durchgängig vom Na-Mg-Ca-Cl-HCO₃ Typ. Während der Stratifizierung ändert sich das Verhältnis Ca/Mg im Hypolimnion und diese Wässer sind dann vom Na-Ca-Mg-Cl-HCO₃ Typ. Sulfat spielt im See keine Rolle.

8. Quantifizierung der unspezifizierten Zutritte von (salinaren) Grundwässern in den See Genezareth

8.1 Zielsetzung

Die unspezifizierte Wassermenge, die in den See Genezareth zutritt und maßgeblich zur Versalzung des Sees beiträgt, sollte hinsichtlich der Schüttungsmengen und Hydrochemie charakterisiert werden.

Dazu wurde (1) mittels Daten der Mekorot Co. (Berger, pers. Komm.) eine Volumen- und Stoffmengenbilanz auf Monatsbasis für das hydrologische Jahr 2002/2003 erstellt und bewertet und (2) die variable Ce-Anomalie an der Sediment-Wasser-Grenzfläche genutzt, um eine Abschätzung über die Zutrittsraten durch das Sediment zu erhalten. Zur Validierung dieser Raten wurden (3) Diffusions- und Advektionsraten aus der Literatur (Stiller, 1994; Dror et al., 1999) mit Flächen gleicher spezifischer Widerstände im Seesediment (Goldman et al. 2004) gewichtet.

8.2 Volumen- und Stoffmengen-Bilanzierung

8.2.1 Ergebnisse und Diskussion

Der Bilanzzeitraum lag am Ende einer mehrjährigen Trockenperiode in einem überdurchschnittlich niederschlagsreichen hydrologischen Jahr ($N = 152\%$ des 16-jährigen Mittels) (Tab. 8-1; Abb. 8-1). Die Niederschlagsmenge beeinflusst direkt das Seevolumen, nahezu direkt die Wasserführung der Vorfluter, durch die Grundwasserneubildung zeitlich verzögert die Schüttung der Quellsysteme im Beq'at Kinarot, sowie die unspezifizierten Grundwasser-austritte – insofern sie an den meteorischen Wasserkreislauf angeschlossen sind. Durch die erhöhte Wasserführung der Zuflüsse stieg der Seespiegel innerhalb des Bilanzzeitraumes um etwa 3,5 m (Abb. 8-1).

Das Volumen der unspezifizierten Zutritte wurde nach dem in Anhang B2 erläuterten Verfahren mit $84,3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ (Abb. 8-2a) und deren Chlorid-Fracht mit $65,5 \times 10^6 \text{ kg/a}$ (Abb. 8-2b) berechnet. Eine Bilanzierung der Br-Fracht auf der Basis der Volumenbilanzierung führte zu einem Ergebnis von $0,54 \times 10^6 \text{ kg/a}$ (Abb. 8-2c). Dabei wurde auf der Basis eigener Messungen im Seewasser im November 2002 und November 2003 eine kontinuierliche Änderung des Cl/Br-Gewichts-Verhältnisses des Sees von 128 zu 131 angenommen. Die Messergebnisse (Cl, Br) sämtlicher beprobter Seeprofile wurden entsprechend der Probenahmetiefe mit den Volumina des Hypo- und des Epilimnions gewichtet.

Tab. 8-1: Monatssummen [10^6 m^3] der Zu- und Abflüsse des See Genezareth (Mekorot, 2004)

Datum	J	OA	SDC	KIN7	Y	N	D	LK	NWC	E	X
Okt. 02	18.6	0.83	0.65	0.43	1.44	1.70	0.70	10.6	6.35	22.4	2.42
Nov. 02	19.1	0.87	0.30	0.41	3.05	4.49	0.32	7.04	7.18	26.8	0.88
Dez. 02	40.2	4.14	0.02	0.43	5.92	26.5	0.15	3.83	5.49	15.3	0.98
Jan. 03	52.8	9.18	0.05	0.47	5.34	12.2	0.04	0.83	6.00	6.50	1.92
Feb. 03	162	91.4	0.07	0.41	10.2	34.8	0.002	0.77	2.60	8.05	16.3
Mrz. 03	171	75.9	0.99	0.45	11.4	21.4	0.05	3.31	26.3	7.63	15.0
Apr. 03	102	9.69	0.43	0.57	6.53	2.37	0.26	7.14	31.5	7.08	9.83
Mai. 03	67.6	2.61	0.14	0.46	0	0	1.00	8.07	44.0	20.8	9.75
Jun. 03	48.7	1.27	0.07	0.42	0	0	1.02	10.5	44.6	21.8	4.14
Jul. 03	35.4	0.90	0.05	0.43	0	0	1.99	11.3	45.1	25.3	6.14
Aug. 03	28.0	0.83	0.05	0.44	0	0	2.04	10.8	48.1	28.6	10.1
Sep. 03	29.0	0.79	0.19	0.43	0	0	1.06	9.74	44.9	30.9	6.89
Anteil [%] % des 16- jährigen Mittels	63.9	16.4	0.2	0.4	3.6	8.5	1.4	13.4	49.9	35.3	7.0
	186	284	57	97		152				88	122

Zutritte: X: unspezifizierte Zutritte, J: Jordan; OA: Oberflächenabfluss; SDC: Überlauf des Salzwasserkanals in Tabgha; KIN7: Arteser KIN 7 (Tabgha); Y: Yarmouk; N: direkter Niederschlag; **Abflüsse:** D: Damm bei Deganya, Auslass See Genezareth; LK: lokale Konsumenten; NWC: Nationaler Wasserversorger (Mekorot Co.); E: Evaporation.

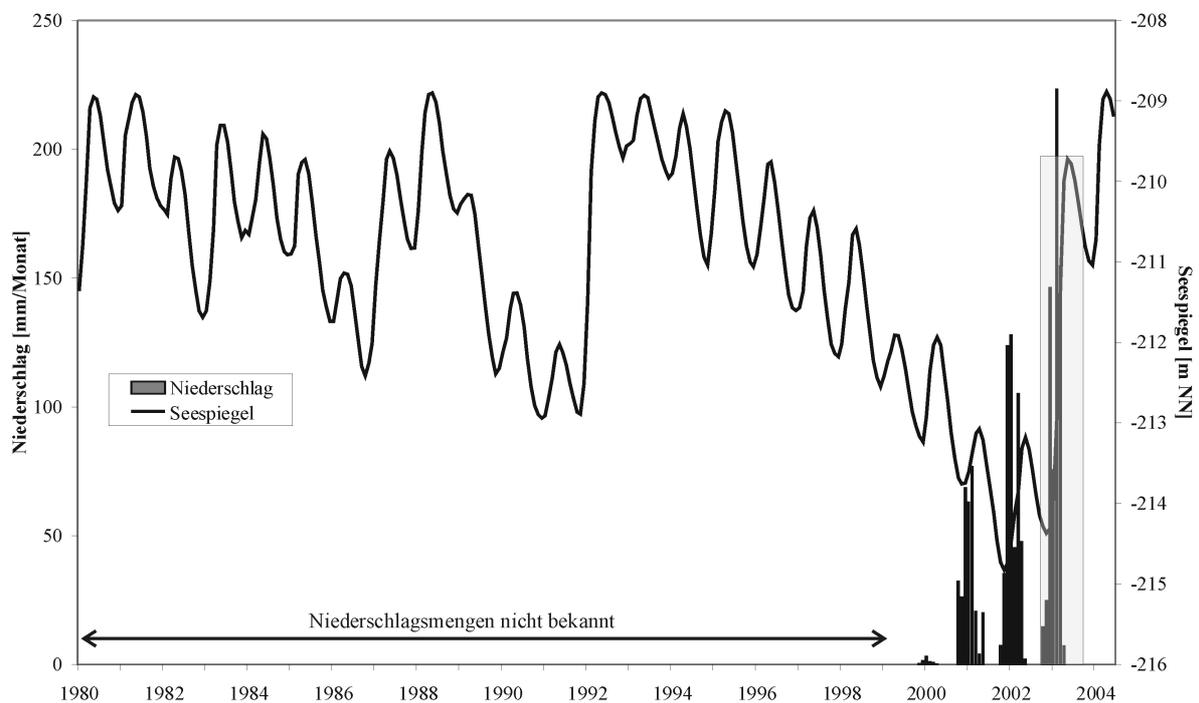


Abb. 8-1: Seespiegelentwicklung seit 1980. Grau hinterlegt ist der Bilanzzeitraum von Herbst 2002 bis Herbst 2003. (Daten: Nishri – KLL, 2004)

Volumen- und Massenbilanzen des Systems See Genezareth sind besonders für einen kurzen Zeitraum von einem Jahr stark fehlerbehaftet. Andererseits ergibt sich aus der Betrachtung der Ergebnisse ein homogenes und logisches Bild. Die Möglichkeit einer Korrelation der unspezifizierten Zutritte mit den Quellgebieten sowie deren hydrochemischen und hydraulischen

Charakteristika ist auf Basis der vorliegenden Bilanz nahe liegend, jedoch nicht belegbar. Auf Grund der Unsicherheiten bei der Berechnung der Volumen- und Stoffmengenbilanz (Anhang B3) wird auf eine weitere Interpretation der Daten verzichtet.

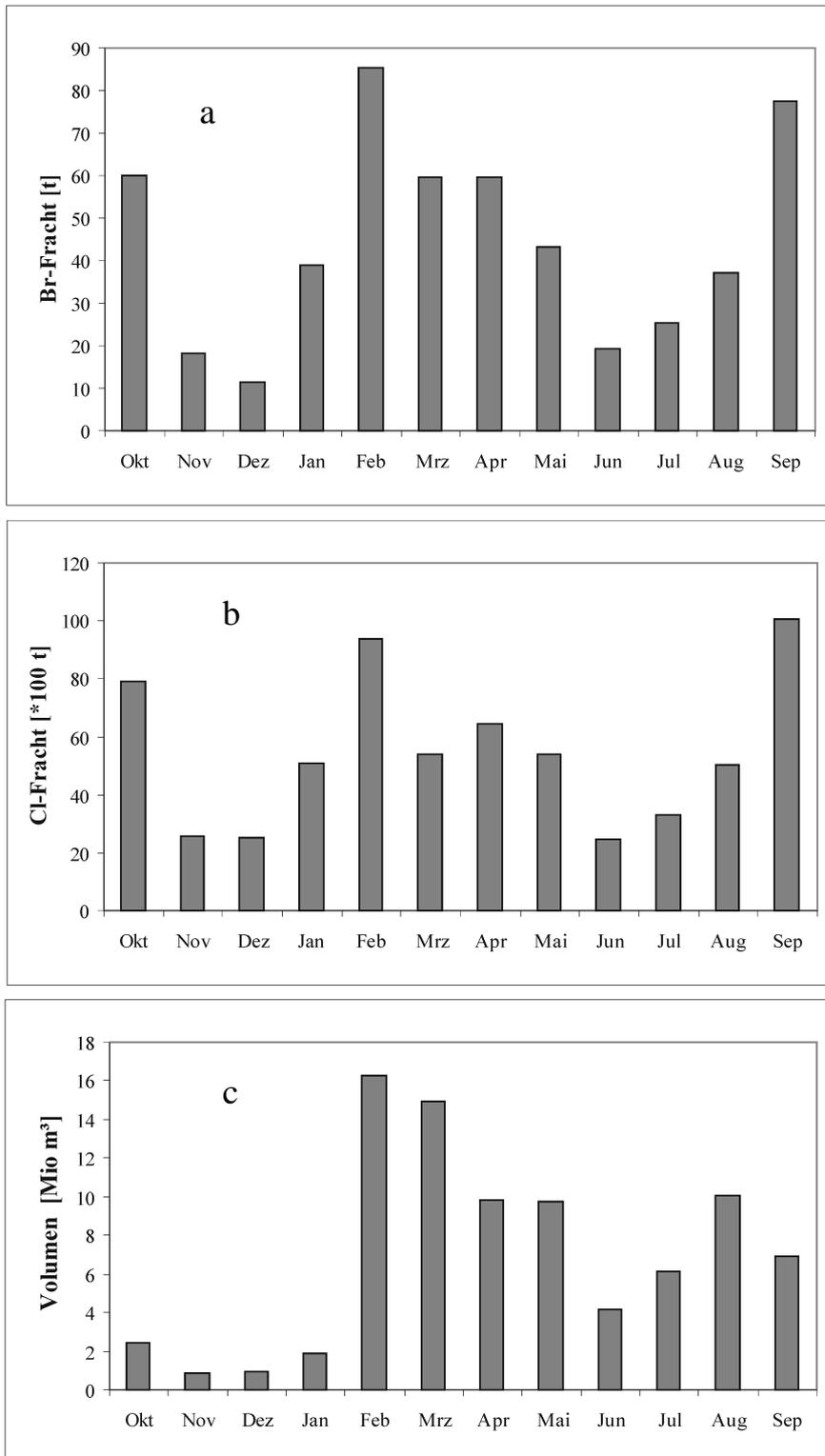


Abb. 8-2: zeigt die bilanzierten Werte der monatlichen a) Volumina, b) Cl-Fracht und c) Br-Fracht der unspezifizierten Zutritte.

8.3 Betrachtung der diffusiven und advektiven Stoffflüsse

8.3.1 Ergebnisse und Diskussion

Diffusiver Stofftransport durch das Seesediment basiert auf Konzentrationsgradienten im Porenwasser. Die Betrachtung dieses Flusses in den Regionen, in denen er gemessen wurde (Stiller, 1994; Dror et al., 1999), unter Einbeziehung neuerer geophysikalischer Messungen, ermöglicht eine Abschätzung der diffusiv und advektiv in den See zutretenden Mengen (Anhang C) an Chlorid. Dabei wird ein Zustrom entlang von Störungen prinzipbedingt nicht mitbewertet. Die jährliche Menge, die darüber dem See zutritt, beläuft sich auf ein Minimum von 22×10^6 kg Cl pro Jahr. Diese Menge entspricht einem Cl-Zustrom von $5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, oder anders ausgedrückt einem Anstieg der durchschnittlichen Chloridität des Seewassers (260 mg/l) bei einem durchschnittlichen Volumen von $4,2 \times 10^9 \text{ m}^3$ um 2 %. Diese Menge liegt am Rand der analytischen Nachweisgrenze und ist somit nicht detektierbar.

Stiller (1994) schätzt den gekoppelten diffusiv/advektiven Zustrom, integriert auf die Gesamtgrundfläche des Sees, auf 9×10^6 kg Cl pro Jahr. Die Bohrungen KIN U8, KIN D4, KIN F5 und A-G (Stiller, 1994) weisen ähnliche Konzentrationsgradienten auf, während die Lokation E einen erhöhten Gradienten aufweist (Abb. C1). Im Gegensatz dazu ist die Chloridität bereits 10 cm unter dem Seegrund in den Bohrungen Fuliya (1,15 g/l) und Tiberias (14 g/l) konstant (Dror et al., 1999) (Abb. C1). In diesen Regionen steigt salinares Wasser aktiv auf und repräsentiert den lokalen Salzwasserspiegel im Sediment. Beide Bohrlöcher sind nahe des Ufers abgeteuft und die Porenwasserchemie (Cl/Br Verhältnis) ist denen der landseitig gelegenen Quellgruppen sehr ähnlich. Diese sind beide hydraulisch mit dem See verbunden (Rimmer et al., 1999). Ein advektiver Fluss (q_v) ist von Dror et al. (1999) in den Bohrungen Fuliya (0,56 m/a) und Tiberias (0,25 m/a) bestimmt worden. Daher ist es höchst wahrscheinlich, dass die Porenwässer hydraulisch an die Aquifersysteme der Quellgruppen angeschlossen sind und der Fluidfluss deren saisonalen Schwankungen unterliegt. Stiller et al. (1975) haben einen sehr viel geringeren advektiven Fluss von 0,04 m/a in der Bohrung A (Abb. C1) (Tab. C1) im zentralen Teil des Sees bestimmt. Diese großen Unterschiede reflektieren die unterschiedlichen Fließsysteme innerhalb und außerhalb des Grabens *sensu stricto*. Weil die Regionen außerhalb des Grabens an die Aquifere angeschlossen sind, treten in den Bohrungen KIN F5 (2.5 g/l) und KIN U8 (3.3 g/l) hohe Chloriditäten auf. Innerhalb des Grabens ist die Chloridität in 4 m Sedimenttiefe in KIN D4 (1.7 g/l) am niedrigsten (Stiller, 1994). Daher wird angenommen, dass westlich der geographischen Länge 254 (NIG) die Advektion der dominante Prozess ist und innerhalb des Grabens *sensu stricto* die Diffusion die Hauptrolle spielt.

8.4 Bilanzierung zutretender Grundwässer auf Grundlage der Änderungen der Ce-Anomalien in der Wassersäule

8.4.1 Ergebnisse und Diskussion

Die Änderungen der Ce-Anomalien an der Sediment-Wasser-Grenzfläche wurden genutzt, um einen Netto-Strom von Wasser aus dem Sediment in das Hypolimnion zu bestimmen (Anhang D). Unter der Annahme, dass der Zustrom überall im See gleich ist, wurde eine Mindestmenge von $44 \times 10^6 \text{ m}^3$ Wasser bestimmt, die jährlich unkontrolliert dem See zuströmen. Unter der weiteren Annahme, dass in den oberen 0,3 m des Sedimentes ein durchschnittlicher Cl-Gehalt von 350 mg/l (Stiller, 1994) existiert, resultiert ein Netto-Zustrom von mindestens $17,4 \times 10^6 \text{ kg Cl}$ pro Jahr in den See.

Die Mengen des Cl-Zustromes, die aus der Änderung der Ce-Anomalie in der Wassersäule bestimmt wurden, sind mit denen vergleichbar, die aus dem diffusiv und advektiv basierten Transport berechnet wurden. Der Zustrom, der entlang von Störungen und anderen hochpermeablen Zonen eintritt, ist nicht betrachtet worden, obwohl er indirekt in der Ce Bilanz enthalten ist. Andererseits reagiert die Ce Bilanz sensitiv auf die angenommenen Durchschnittsgehalte an Ce im Hypolimnion. Das heißt, beide Berechnungsweisen ergeben nur Mindestmengen für den Cl-Zustrom in den See an.

Es gibt seit Jahrzehnten Versuche, die unspezifizierten Zutritte in den See Genezareth zu bilanzieren. Langzeitbilanzierungen auf Zeiträume von mehreren Dekaden (z.B. Rimmer & Gal, 2003) zeigen unter allen Versuchen die kleinsten Unsicherheiten. Jedoch ist eine Aussage in Bezug auf die Charakterisierung der Schüttungsdynamik der unspezifizierten Zutritte nicht möglich. Neben verschiedenen anderen Autoren benennen Nishri et al. (1999), Klein-BenDavid et al. (2005) und Mero (1978) die unspezifizierten Zutritte jeweils mit $61 \times 10^6 \text{ m}^3$, $65 \times 10^6 \text{ m}^3$ und $90 \times 10^6 \text{ m}^3$ pro Jahr. Mit diesen Angaben stimmt das bilanzierte Volumen von etwa $84 \times 10^6 \text{ m}^3$ pro Jahr gut überein. Die an die Tabgha Quellgruppe angeschlossene Region Barbutim schüttet jährlich etwa $16 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Mercado and Mero, 1984) und repräsentiert damit ein Viertel des unspezifizierten Zuflusses. Allerdings sind indirekt bestimmte Schüttungsmengen von *off-shore* Quellen wie Barbutim sehr kritisch zu betrachten, denn neben Bestimmungsschwierigkeiten unterliegen sie den charakteristischen saisonalen und langfristigeren Fluktuationen des speisenden Aquifersystems.

Die Unsicherheiten bei der Bilanzierung von Stoffflüssen sind ungleich größer als die reiner Volumenabschätzungen, besonders in sehr großen hydrologischen Systemen wie dem des See Genezareth (Assouline, 1993; Rimmer & Gal, 2003). Unabhängig davon geben unter anderem

Mero (1978), Smith et al. (1989) und Goldman et al. (2004) jährliche Cl-Frachten für die unspezifizierten Zutritte in der Größenordnung von 65×10^6 kg bis 90×10^6 kg an. Dror et al. (1999) geben weiterhin einen Zutritt von $0,65 \times 10^6$ kg Br durch unbekannte Quellen an. Die für das Jahr 2002/03 bilanzierte Cl- (66×10^6 kg) als auch Br-Fracht ($0,54 \times 10^6$ kg) stimmt mit denen dieser Autoren nahezu überein.

Im Gegensatz dazu sind die Ergebnisse aus den Berechnungsansätzen des (1) diffusiven und advektiven Zustroms sowie über (2) die Änderung der Ce-Anomalie in der Wassersäule viel niedriger. Betrachtet man sich jedoch die Angaben von Rimmer & Gal (2003) bezüglich der Unsicherheiten bei einer Stoffmengenbilanzierung, so sind die Bilanzergebnisse äußerst kritisch zu betrachten und liegen innerhalb der Spannweite der Gesamtunsicherheit (1σ).

Der Zustrom an Chlorid durch den Seegrund ist definitiv $>20 \times 10^6$ kg/a, ohne eine obere Grenze als sicher zu kennen.

9 Schlussfolgerungen

Sämtliche Grundwässer im Beq'at Kinarot sind durch die Auflösung von Kreide-, Kalk-, Dolomitgesteinen sowie Evaporiten charakterisiert. Im Graben *sensu stricto* und in dessen unmittelbarer Nähe aufsteigende Evaporations- und Ablationssole werden durch meteorische Grundwässer verdünnt. Daraus resultieren, abgesehen von distalen Neubildungswässern, die gering bis hoch mineralisierten Grundwässer im Beq'at Kinarot.

Anhand von **Spider-Mustern und Elementverhältnissen** werden die **Grundwässer** aus dem Umfeld des Beq'ot Kinarot gruppiert. Sie repräsentieren die gesteinsbildende Mineralogie der Entlastungsaquifere sowie die makrochemischen Charakteristika der süßen und thermo-salinaren Endglieder. Die spezifische Anbindung der jeweiligen Grundwässer an einen oder mehrere lithologisch verschiedene Aquifere sowie an aufsteigende thermo-salinare Tiefenwässer führt dazu, dass die *Spider*-Typen nicht notwendigerweise den Quellgruppen entsprechen.

Typ B1 Wässer (Alonei HaBashan 3, Huqoq, Kalanit 2, D 906, Amnon Beach, Migdal Quelle, Ein Tina) sind kaum oder unbeeinflusst von thermo-salinaren Wässern und lösen hauptsächlich Kalksteine der Judea Gruppe und jeweils geringe Mengen an Halit und Gips. Ein höherer Cl-Überschuss, höhere $(Na+K)/(Mg+Ca)$ Verhältnisse und niedrigere Ca/Cl- und Ca/SO₄ Verhältnisse zeigen nur in D 906 im Frühjahr einen deutlichen Anteil an aufsteigendem Salzwasser.

Wässer vom **Typ B2** sind durch die überwiegende Lösung junger biogener Avedat- und nur geringfügig der Judea-Karbonate gekennzeichnet, in denen jeweils Beimengungen von Gips und Halit vorhanden sind. Der Typ B2 ist untergliedert in **B2a** (Tabgha Gruppe) und **B2b** (Hammat Gader), welche sich in den Elementverhältnissen (Na/SO₄, Cl/SO₄, Sr/Cl), dem Q-Wert und dem Cl-Überschuss unterscheiden. Grund dafür ist die Zumischung von aufsteigenden Na-Ca-Mg-Cl-Solen in Tabgha, wohingegen die Grundwässer in Hammat Gader davon unbeeinflusst sind. Niedrige Cl/Br Verhältnisse und hohe U-Gehalte zeigen in Hammat Gader einen Kontakt zu der bituminösen und phosphatreichen Mt. Scopus Gruppe an. Mg/Ca- und Br/Na Verhältnisse belegen den Einfluss von Vulkaniten.

Das **Typ C**-Wasser (Ein Pori) ist durch geringe K- und erhöhte SO₄-Gehalte, niedrige Sr/Ca- sowie hohe Mg/Ca Verhältnisse gekennzeichnet, die charakteristisch für die oxidative Basaltverwitterung sind. Hohe Cl/Br Verhältnisse belegen die Abwesenheit von residualen Solen und sehr hohe NO₃-Gehalte die starke antropogene Beeinflussung aus der Landwirtschaft.

Thermo-salinare Wässer (**Typ B3** und **Typ D**) entstammen ausschließlich dem Unteren Aquif-

fer. Typ B3 (Tiberias Quellen, KIN 8, KIN 10b, Fuliya A, Fuliya B), mit einem molaren Mg/Ca Verhältnis <1 , tritt in der westlichen Flanke aus. Anhand der Cl/Br- und Cl/SO₄ Verhältnisse sowie der Q-Werte kann Typ B3 unterteilt werden: (1) Fuliya und Tabgha (KIN 8) wo die Halit- und Gipslösung eine höhere Bedeutung hat als in (2) den Tiberias Quellen, die zudem hohe Anteile an Na-Ca-Mg-Cl-Solen aufweisen. Gering mineralisierte Wässer in Fuliya und Tabgha haben niedrigere Cl/Br Verhältnisse als die zu diesen Gruppen gehörenden thermo-salinaren Endglieder KIN 10b und KIN 8, die ihrerseits deutlich höhere Cl/Br Verhältnisse aufweisen als in den Tiberias-Quellen. Für KIN 8 und KIN 10b resultiert daraus eine verstärkte Halit-Ablation von verdeckten Evaporitkörpern, ähnlich dem in Zemah. Für die Ablation solcher Evaporite spricht, dass der Na-Überschuss (molar 2Na-Ca-Mg) in den höher salinaren Wässern des Beq'at Kinarot stets >0 ist.

Typ D umfasst ausschließlich Grundwässer der östlichen Grabenflanke (Ha'On 1, Gofra), die generell ein molares Mg/Ca Verhältnis >1 zeigen. Die Grundwässer in Ha'On 1 sind durch geringe Mengen an schweren Alkalien und besonders durch die niedrigen Cl/Br- und hohen Mg/Ca (>1) Verhältnisse als Derivate einer primären Evaporationssole charakterisiert.

Deutlich erhöhte B-Gehalte sind in Gofra durch die Laugung der oligozänen Glaukonite im Einzugsgebiet festzustellen.

Das saline Endglied in Tiberias entspricht einer Mischung aus einer Ablationssole und einer chemisch modifizierten, residualen Evaporationssole. Eine solche modifizierte Restsole als Teil des salinaren Endgliedes ist im Beq'at Kinarot nur in und nördlich von Tiberias zu beobachten, wobei die Mischungsverhältnisse regional stark schwanken. Die Modifikation der Primärsole ist das Resultat ihrer Migration durch Alkali-Olivin-Basalte und Gabbros sowie Kalksteine, wie sie im Graben *sensu stricto* und der westlichen Flanke vorkommen. Durch die Chloritisierung und Albitisierung der Magmatite und die Dolomitisierung der Kalksteine wurde das ursprüngliche Mg/Ca Verhältnis von >1 zu Mg/Ca <1 verändert. Aufgrund der starken Ähnlichkeiten (Cl/Br, Na/Cl) zwischen Tiberias und Ha'On 1, kann die Primärsole in Tiberias einem salinaren Endglied ähnlich dem in Ha'On 1 entsprechen.

Der **monomiktische See Genezareth** ist saisonal stratifiziert. Das Porenwasser ist bereits vor seinem Austritt makrochemisch an den See angeglichen. Die überwiegende Mehrheit der Seeprofile zeigt daher keine signifikanten makrochemischen Veränderungen in Bodennähe. Nur in den Seeprofilen „Barbutim“, „G“ und „Tabgha“ wurden deutliche und wiederholt messbare Veränderungen von Na, Cl, Br, $\delta^{18}\text{O}$ und δD im Sedimentnähe beobachtet. Wie Punkt „G“ zeigt, handelt es sich nicht generell um saline Zutritte, sondern auch um, entweder am Seeboden entlang fließendes kälteres und daher dichteres Jordan-Wasser, oder um

süßes Grundwasser.

Das Seewasser unterscheidet sich von den großen Vorflutern durch Anreicherung von Na, Cl, Br, B und SO₄. Der See weist ganzjährig höhere Mg/Ca-Verhältnisse auf als die Wässer der Westflanke oder der Vorfluter, was neben der Calcitfällung auf einen Grundwasserzustrom aus der östlichen Grabenflanke hinweist. Das Profil „Barbutim“ zeigt einen Mg-Eintrag durch thermo-salinare Grundwässer an. Grundwasserzuflüsse und das Karbonat-Recycling im Hypolimnion verursachen ein generell höheres Sr/Ca Verhältnis im Seewasser als im Jordan.

Die Cl/Br Verhältnisse im Seewasser liegen zwischen denen von Tabgha und Fuliya. Die Porenwässer zeigen außerhalb des Grabens *sensu stricto* die chemischen Charakteristika der angeschlossenen Quellsysteme, während die Cl/Br Verhältnisse des Porenwassers innerhalb des Grabens ausschließlich die niedrigen Werte residualer Solen aufweisen. Im Porenwasser ist mit zunehmender Teufe ein Anstieg der regional stark unterschiedlichen Na- und Cl-Gehalte und eine leichte Abnahme der Na/Cl Verhältnisse zu verzeichnen.

Bor wird in den See durch äolische Fracht, Basaltverwitterung, Gipslösung und Salinarwässer eingetragen. Im Porenwasser werden die B-Gehalte von zuströmenden Salzwässern und der Verwitterung des basaltischen Detritus bestimmt.

Die Signaturen der **stabilen Isotope** $\delta^{18}\text{O}$ und δD der **Grundwässer** im Beq'at Kinarot liegen auf einer zur lokalen MWL subparallelen Geraden. Die salinaren Grundwässer sind Mischungen aus isotopisch schweren, thermo-salinaren Wässern (Tiberias, KIN 8, KIN 10b und Ha'On 1) mit isotopisch leichten Neubildungswässern. Letztere unterscheiden sich durch isotopisch unterschiedliche Niederschläge, die aus topographischen Höhendifferenzen zwischen den Infiltrationsflächen abzuleiten sind. Die $\delta^{18}\text{O}$ und δD in den gering salinaren Quellwässern in Tabgha (Ein Sheva, KIN 7) sind isotopisch leichter als deren Neubildungswässer im Galilee. Dadurch ist ein unbekannter oder bislang mengenmäßig unterschätzter, isotopisch stark abgereicherter Grundwasserzustrom durch den permeablen Korazim-Block in das Beq'at Kinarot nachweisbar. Aufgrund der geologischen Gegebenheiten kann ein Grundwasser vom Typ Shamir, das im Hula-Tal angetroffen wurde, dafür in Frage kommen. Dessen Gehalte an $\delta^{18}\text{O}$ und δD verweisen wiederum auf ein Neubildungsgebiet im Hermon Massiv. Auch in Alonei HaBashan 3 und Hammat Gader sind isotopisch ähnliche Wässer wie in KIN 7 und Ein Sheva anzutreffen. Daraus wird auch hier ein Grundwasserstrom abgeleitet, der südwärts durch den Golan strömt und dessen Ursprung sich in den hoch gelegenen Gebieten des nördlichen Golan oder der Hermon-Antiklinale befindet.

Das Wasser des See Genezareth ist auf Grund der hohen Evaporation hinsichtlich $\delta^{18}\text{O}$ und δD generell schwerer als jedes Grundwasser der Region. Signifikante Abreicherungen der

stabilen Isotope auf Grund von Fremdwasserzutritten sind in Bodennähe nur in den Profilen „G“ und „Barbutim“ beobachtet worden. Ein unterirdischer Zustrom von isotopisch leichtem Grundwasser (Typ Shamir), auch in den See Genezareth hinein, ist anhand der stabilen Isotopensignatur und der Makrochemie in der Bohrung Barbutim nachgewiesen. Das Wasser der Bohrung ist eine Mischung aus (1) thermo-salinarem Wasser des Typs KIN 8, (2) Tiefenwasser des Sees, (3) Neubildungswasser aus dem Tabgha EZG und (4) einem Wasser vom Typ Shamir.

Durch biogene Calcitfällung ist das Seewasser gegenüber den Grundwässern des Beckens an $\delta^{13}\text{C}$ angereichert. Eintretende Grundwässer sind nur in „Barbutim“ und „G“ anhand leichter $\delta^{13}\text{C}$ -Signaturen nachweisbar. Die generelle Abreicherung im Hypolimnion kann sowohl die Folge des Karbonat-*recycling* als auch zutretender Grundwässer sein.

Anhand der **REY-Muster** wurden 5 *Grundwassertypen* klassifiziert. **Typ REY-A1** (KIN 5, Kalanit 2, Huqoq, Ein Tina, Migdal Quelle, Amnon Beach, Alonei HaBashan 3, Gofra, Druzi Quelle) repräsentiert Wässer aus Karbonaten der Judea Gruppe mit mergeligen Einschaltungen, die als Ionenaustauscher eventuell primär vorhandene REY-Anomalien ausgleichen. Muster mit einem ausgeprägt glatten Verlauf und einem schwachen Abfall von den leichten REE zu den schweren REE sind daher typisch. Der **Typ REY-A2** (KIN 7, Ein Sheva, Sartan gering salinar, Sartan salinar, Barbutim), gekennzeichnet durch geringe REY-Gehalte sowie ausgeprägte negative Ce- und positive Gd- und Y-Anomalien, repräsentiert das sauerstoffreiche, verkarstete System der eozänen Karbonat-Aquifere. Alle Tabgha Wässer (bis auf KIN 8) gehören diesem Typ an. Die thermo-salinaren Wässer vom **Typ REY-A3** (Tiberias Quellen) zeigen sehr flache Muster mit ausgeprägten Y-Anomalien, die denen des Typs REY-A1 stark ähneln. Sie treten nur in Tiberias auf und stehen mit den hydrothermal überprägten Kalksteinen des Unteren Aquifers in Kontakt. Thermo-salinare Grundwässer des **Typs REY-A4** (D 906, Fuliya A, Fuliya B, KIN 10b, KIN 8) sind durch REY Muster gekennzeichnet, die einen überwiegend steilen Verlauf der leichten REE (La bis Sm) zeigen. Diese Wässer haben mit stark veränderten Kalksteinen, die durch den Kontakt mit intrusiven Magmatiten rekristallisiert und silifiziert sind, unter erhöhten Temperaturen reagiert. Diesem Typ gehören KIN 8 und abgesehen von KIN 5 alle Wässer aus Fuliya an. Der **Typ REY-B** kommt nur in der östlichen Grabenflanke (Ha'On 1, Hammat Gader Quellen) sowie in Ein Porih vor. Die variablen Ce-, Gd- und Y-Anomalien der Muster sind typisch für Verwitterungslösungen aus den Golan- und Cover-Basalten, in denen FeOOH-Fällungen stattgefunden haben.

Die **REY-Muster im See Genezareth** ähneln denen des Jordans. In der Wassersäule zeigen sich Variationen, die besonders den *Redox*-Verhältnissen geschuldet sind. Jedoch zeigt das

Verhalten der REY, und besonders das des Ce, im Gegensatz zu Haupt- und Nebenelementen sowie den analysierten Isotopen einen signifikanten und über das gesamte Jahr hinweg reproduzierbaren Zufluss an Fremdwasser in den See an. Besonders deutlich ist das am Seeprofil „Barbutim“ zu sehen, welches REY-Muster aufweist, die mit denen aus dem Hypolimnion korrespondieren, obwohl das Profil ausschließlich im Epilimnion liegt und *redox-cycling* der REY unmöglich ist. Grund dafür ist thermo-salines Wasser vom Typ Barbutim, welches in den See Zutritt. Dieses artesische und chemisch reduzierende Wasser zeigt jedoch REY-Muster, die sich klar von denen unterscheiden, die in „Barbutim“ an der Sediment-Wasser Grenzfläche zu beobachten sind. Entscheidend dafür ist der Aufstieg thermo-salinerer Wässer durch das reduzierende Sediment, wobei sie chemisch verändert in den See eintreten. Dabei werden besonders die leichten und schweren REE stärker angereichert als die mittleren, was aus der Auflösung von Fe-Fällungen folgt. Weitere Zutritte werden in „Shaldag“, „Ha’On“, „Maga’an“, „Tabgha“ und „Ein Gev“ angezeigt. In diesen Profilen zeigen die REY-Muster des Bodenwassers starke Ähnlichkeiten zu nahen, aber landseitig gelegenen, thermo-salinen Grundwässern.

Die in nahezu allen Seeprofilen auftretende, charakteristische Änderung der *redox*-sensitiven Ce-Anomalie in Bodennähe beweist zudem einen steten, flächenhaft diffusen oder konzentrierten Zustrom an Fremdwasser. Die Ce-Anomalie im bodennahen Seewasser variiert auf Grund der regional und saisonal wechselnden *Redox*-Konditionen. Sie wird jedoch durch die ganzjährig konstante Ce-Anomalie der austretenden Salinarströme minimiert, bzw. in deren Richtung verändert, anhand dessen erstmalig ein flächenhafter Fremdwasserzutritt in den See direkt nachgewiesen wurde.

Die vorliegende Untersuchung zeigt dass die Herkunft der Grundwasserkomponenten und ihrer Fließpfade nur durch eine kombinierte Betrachtung von hydrochemischen und isotopenchemischen Parametern abzuleiten ist. Die Erfassung saisonaler hydrochemischer Unterschiede erbringt ein klares Verständnis für die quellspezifischen hydraulischen Verhältnisse und daher des Gefährdungsgrades jeder einzelnen Grundwassermessstelle.

Für die **zutretende Menge an Grundwasser in den See**, sowie deren Cl- und Br-Gehalte, ergab die auf Monatsbasis berechnete Volumen- und Massenbilanz: $84 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$, $66 \times 10^6 \text{ kg/a}$ Cl und $0,54 \times 10^6 \text{ kg/a}$ Br. Die Unsicherheiten bei der Bestimmung der Zu- und Abflüsse, der Elementkonzentration des Sees und dessen Volumen führen zu einer Fehlerbreite, die im Bereich des bilanzierten Grundwasserzuflusses und dessen Cl- und Br-Fracht liegt. Der Verschnitt von flächenhaften Informationen zu spezifischen Widerständen im Porenwasser mit lokalen Informationen zu eintretenden Cl-Mengen durch Diffusion und Advektion aus

Bohrdaten ergab einen jährlichen Minimal-Input von 22×10^6 kg Chlorid. Die Wichtung von Cl-Strömen mit Flächen gleicher spezifischer Widerstände gibt die Realität genauer wieder, als eine Berechnung von jährlichen Stoffflüssen auf Basis einer pauschalen Betrachtung der See-grundfläche.

Aus der Änderungen der Ce-Anomalien an der Sediment-Wasser-Grenzfläche wurde ein Netto-Strom von Wasser aus dem Sediment in den See von minimal 44×10^6 m³ Wasser abgeleitet. Unter der Annahme, dass in den oberen 0,3 m des Sedimentes ein durchschnittlicher Cl-Gehalt von 350 mg/l (Stiller, 1994) existiert, resultiert ein Netto-Zustrom von $>17 \times 10^6$ kg Cl pro Jahr in den See.

Auf Grund der bestehenden hohen Unsicherheiten und geringen Datendichte sind alle Bilanzierung zutretender Wässer schwierig. Die Berechnung über Diffusion/Advektion sowie über die Änderung der Ce-Anomalie ergaben einen Zustrom an Chlorid durch den Seegrund, der definitiv $>20 \times 10^6$ kg/a ist, ohne eine obere Grenze angeben zu können.

10 Perspektiven

Die Aufstiegsmechanismen der Solen, deren Mischung miteinander und mit rezenten Neubildungswässern, hängen stark von der regionalen tektonischen Entwicklung, dem geologischen Aufbau des Untergrundes und dem hydraulischen Anschluss an den See Genezareth ab. Erst durch die separate Betrachtung der saisonalen Variationen jeder Quellgruppe und innerhalb derer jeder einzelnen Quelle, werden die Komplexität und die Individualität der einzelnen Systeme verständlich. Eine zeitlich höher auflösende, wöchentliche Beobachtung (*monitoring*) der Hydrochemie und des Abflussverhaltens der Quellsysteme, über eine Zeitspanne von mindestens einem hydrologischen Jahr ist daher für einen vertieften Kenntnisstand notwendig. Darin einbezogen werden muss eine Bodenwasser- und Grundwasser-Haushaltsbilanzierung der jeweiligen Einzugsgebiete. Diese Kombination gibt die Möglichkeit die aus großen Tiefen aufsteigenden hoch salinaren Komponenten zu quantifizieren und noch eindeutiger zu charakterisieren.

Eine mengenmäßige Erfassung der Zu- und Abflüsse des See Genezareth auf einer zeitlich hochauflösenden Skala würde die großen, noch existenten Messunsicherheiten minimieren. Nur mittels einer solchen Bilanz können die Schüttungsmuster der subaquatischen Zutritte erkannt werden und gegebenenfalls den bekannten Quellsystemen auf der Basis derer spezifischen Schüttungsmuster zugewiesen werden.

Eine zeitgleiche, aber engmaschigere Untersuchung der REY in Hinsicht auf die Ce-Anomalie ist für die Lokation von Zutritten Erfolg versprechend. Die angewandte Methode der Probenahme über Probenprofile hat sich als erfolgreich herausgestellt, so dass dieses Prinzip beibehalten werden sollte. Die räumlich und zeitlich engere Untersuchung des Verhaltens der Ce-Anomalie in Verbindung mit einer exakteren Volumenbestimmung auf der Basis der See-Bathymetrie ist für eine sichere Abschätzung der Zutritte empfehlenswert. Zugleich sollten Porenwasserproben in einem Messraster entnommen werden, die ebenfalls auf REY analysiert werden. Unabhängig davon, ist der Einsatz eines unter Wasser einsetz- und fernsteuerbaren Messgerätes, zur Erfassung physikochemischer Parameter (EC, Temperatur und pH-Wert) in Kombination mit einem Vor-Ort-Probennehmer, für die exakte Lokalisierung eventueller Zutritte sinnvoll. Besonderes Augenmerk ist bei einer weiteren Untersuchung auf die randlichen Seebereiche zu legen, da hier der Hauptzustrom durch die Aquifere zu erwarten ist. Denn es ist anzunehmen, dass die Menge an Cl, die über advektiven Zustrom dem See zugeführt wird, die des diffusiven weit übertrifft.

Die Ergebnisse der Bilanzierung sowie der Grund- und Oberflächenwasserchemie müssen in

einem dichteabhängigen Strömungs- und Transportmodell münden. Unter Einbeziehung der bereits gewonnen geologischen, geophysikalischen und hydrochemischen Kenntnisse würde dieses Modell ein Instrumentarium darstellen, mit dessen Hilfe Szenarien überprüft werden können, die aus koordinierten Eingriffen in den Grundwasserhaushalt resultieren würden.

Aus geologischer Sicht kann damit ein erfolgreicher Managementplan konstruiert werden, in dem gezielte Eingriffe in die einzelnen Grundwassersysteme langfristig den Aufstieg von thermo-salinaren Wässern reduzieren. Da die Neubildungsmengen für süßes Grundwasser nicht steuerbar sind, kann nur die Reduktion der Salzwasserkomponente das hochwertige Trinkwasser in den Aquiferen und im See Genezareth und damit eine anhaltende sozio-ökonomische Entwicklung der Region sichern.

11 Literaturverzeichnis

- Abbo H., Shavit U., Markel D. & Rimmer A. (2003): A numerical study on the influence of fractured regions on lake/groundwater interaction; the Lake Kinneret (Sea of Galilee) case. *J. Hydrol.* **283** (1-4): 225-243.
- Al-Momani, I.F. (2003): Trace elements in atmospheric precipitation at Northern Jordan measured by ICP-MS: acidity and possible sources. *Atm. Environm.*, **37**: 4507-4515.
- Artinger R., Kienzler B., Schussler W. & Kim J.I. (1998): Effects of humic substances on the Am-241 migration in a sandy aquifer: column experiments with Gorleben groundwater/sediment systems. *J. Contam. Hydrol.* **35** (1-3): 261-275.
- Banker R., Carmeli S., Hadas O., Telsche B., Porat R. & Sukenik A. (1997): Identification of cylin-drospormopsin in the cyanobacterium *Aphanizomenon ovalisporum* (Cyanophyceae) isolated from Lake Kinneret. *Israel J. Phycol.* **33**: 613-616.
- Barber, C. (1974): Major and trace element associations in limestones and dolomites. *Chem. Geol.* **14**: 273-280.
- Barnes I., Irwin W.P. & White D.E. (1978): Global distribution of carbon dioxide discharges and major zones of seismicity. US Geol. Survey, Water-Resources investigation 78-39, open file Report.
- Bau M. (1996): Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence for Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.* **123**: 323-333.
- Bau M. (1999): Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **63**: 67-77.
- Bau M. & Möller P. (1992): Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineral. Petrol.* **45**: 231-246.
- Bau M. & Dulski P. (1995): Comparative study of yttrium and rare earth element behaviour in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contrib. Mineral. Petrol.* **119**: 213-223.
- Bau M. & Dulski P. (1996): Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxides: experimental evidence for Ce- oxidation, Y/Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **63**: 67-77.
- Bau M., Möller P. & Dulski P. (1997): Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling. *Mar. Chemistry.* **56**: 123-131.
- Belitzky S. & Ben-Avraham Z. (2005): The morphotectonic pattern of Lake Kinneret. *J. Earth Sci.* **53**: 121-130.
- Ben-Avraham Z., Amit G., Golan A. & Begin Z.B. (1990): The bathymetry of Lake Kinneret and its structural significance. *Isr. J. Earth Sci.* **39**: 77-84.
- Ben-Avraham Z. & Ginzburg A. (1990): Displaced terranes and crustal evolution of the Levant and eastern Mediterranean. *Tectonics.* **9**: 613-622.

- Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Makris J. & Eppelbaum L. (2002): Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean. *Tectonophysics*. **346**: 23-43.
- Ben-Avraham Z., Ginzburg A. & Yuval Z. (1981): Seismic reflection and refraction investigations of Lake Kinneret – Central Jordan Valley, Israel. *Tectonophysics*. **80**: 165-181.
- Ben-Avraham Z. & Grasso M. (1991): Crustal structure variations and transcurrent faulting at the eastern and western margins of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*. **196**: 269-277.
- Ben-Avraham Z., Hanel R. & Villinger H. (1978): Heat flow through the Dead Sea rift. *Marine Geology*. **28**: 253-267.
- Ben-Avraham Z. & Lyakhovsky V (1992): Faulting processes along the northern Dead Sea transform and the Levant margin. *Geology*. **20**: 1139-1142.
- Ben-Avraham Z., Shaliv G. & Nur A. (1986): Acoustic reflectivity and shallow sedimentary structure in the Sea of Galilee, Jordan Valley. *Marine Geology*. **70**: 175-189.
- Ben-Avraham Z., tenBrink U., Bell R. & Reznikov M. (1996): Gravity field over the Sea of Galilee: Evidence for a composite basin along a transform fault. *J. Geophys. Res.* **101(B1)**: 533-544.
- Ben-Gai Y. & Ben-Avraham Z. (1995): Tectonic processes in offshore northern Israel and the evolution of the Carmel structure. *Marine and Petroleum Geology*. **12 (5)**: 533-548.
- Ben-Meir M. (2000): Water storage capacity in Israel. *Arch. Hydrobiol. Spec. Issues Advanc. Limnol.: Limnology and Lake Management 2000+*. **55**: 1-5;
- Bence A.E., Grove T.L. & Papike J.J. (1980): Basalts as probes of planetary interiors: constraints on the chemistry and mineralogy of their source regions. *Precamb. Res.* **10**: 249-279.
- Bentor Y.K. (1969): On the evolution of subsurface brines in Israel. *Chem. Geol.* **4**: 83-110.
- Bergelson G., Nativ R. & Bein A. (1998): Assessment of hydraulic parameters of the aquifers around the Sea of Galilee. *Ground Water*. **36 (3)**: 409-417.
- Berger D. (pers. Komm.): WaterShed Unit, Mekorot Co. Ltd. Bereitstellung der Abflussdaten für die Zu- und Abflüsse aus dem Hydrologischen Jahr 2002/2003 auf der Basis der vom Mekorot Co. Ltd. gemessenen Daten.
- Berman T. (1998): Lake Kinneret and its catchment: international pressures and environmental impacts. *Water Policy*. **1**: 193-207.
- Berman T., Parparov A., Yacobi Y.Z., Chava S. & Kaplan B. (online): Lake Kinneret: planktonic community production and respiration and the impact of bacteria on photic zone carbon cycle. Yigal Alon Kinneret Limnological Laboratory.
<http://www.iii.to.cnr.it/ecolmicro/ppt/Berman.pdf>
- BGR (1988): Hydrogeologische, geohydraulische und geothermische Untersuchungen an geplanten Standorten für die Endlagerung radioaktiver Abfälle – Teilprojekt Geothermik. Forschungsvorhaben KWA 53090, KWA 85050, KWA 8504 9/2 Bericht, Arch.-Nr. 103872; Hannover.
- Braitsch O. (1971): Salt deposits. Their origin and composition. Springer-Verlag, Berlin, 297 S.
- Braudo C.J., Mero F. & Mercado A. (1970): Detection of upward percolation of saline lake water. *J. Hydraulics Div. Proc. Am. Soc. Civil Eng.* **96**: 1795-1802.

- Buchbinder B., Magaritz M. & Buchbinder L.G. (1983): Turonian to Neogene paleokarst in Israel. *Paleogeog. Paleoclimatol. Paleoecol.* **43 (3-4)**: 329-350.
- Buchbinder B., Benjamini C. & Lipson-Benitah S. (2000): Sequence development of Late Cenomanian–Turonian carbonate ramps, platforms and basins in Israel. *Cretaceous Res.* **21**: 813–843.
- Burg A. (1998): Geochemistry and hydrology of perched carbonate aquifers in northern and central Israel (in Hebräisch). Dissertation, Hebrew University of Jerusalem.
- Byrne R.H. & Kim K-H (1993): Rare earth precipitation and coprecipitation behaviour: The limiting role of PO₄³⁻ on dissolved rare earth concentrations in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**: 519-526.
- Byrne R.H. & Sholkovitz E.R. (1996): Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. Ch. 158 *In: Gschneidner K. A. Jr. & Eyring L.R. [ed.]: Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths.* 23: 1-648.
- Cerdà A., (1998a): Effect of climate on surface flow along a climatological gradient in Israel: a field rainfall simulation approach. *J. Arid Environments.* **38**: 145-159.
- Cerdà A. (1998b): Relationships between climate and soil hydrological and erosional characteristics along climatic gradients in Mediterranean limestone areas. *Geomorphology.* **25**: 123–134.
- Chiba H. & Sakai H. (1985): Oxygen isotope exchange rate between dissolved sulphate and water at hydrothermal temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **49**: 933-1000.
- Choppin G.R. (1984): Lanthanide complexation in aqueous solutions. *J. Less-Common Met.* **100**: 141-151.
- Clifford J. & Mugnier C.P. (2000): The State of Israel – Column Grid and Datums, *Photogramm. Engineer. & Remote Sensing.* **66 (8)**: 515.-517.
- Craig H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**: 1702-1703.
- Dansgaard W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus.* **16**: 436-468.
- Davidson M. R. & Dickson B. L. (1986): A porous flow model for steady state transport of radium in groundwater. *Water Res. Res.* **22**: 34–44.
- Davis S.N., Whittemore D.O. & Fabryka-Martin J. (1998): Uses of Chloride/Bromide Ratios in Studies of Potable Water. *Ground Water.* **36 (2)**: 338-350.
- Davison W. (1993): Iron and manganese in lakes. *Earth Sci Rev.* **34**: 116-163.
- De Baar H.J.W., German C.R., Elderfield H. & van Gaans P. (1988): Rare earth element distribution in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **52**: 1203-1219.
- Deines P. (1980): The isotopic composition of reduced organic carbon. P. 329-406. *In* Fritz P. & Fontes J.Ch. [Edn]: *Handbook of environmental isotope geochemistry.* Vol. I. Elsevier, Amsterdam.
- Diakonov I.I., Ragnarsdottir K.V. & Tagirov B.R. (1998): Standard thermodynamic properties and heat capacity equations of rare earth hydroxides: I. Ce(III)-, Pr-, Sm-, Eu(III)-, Gd-, Tb-, Dy-, Ho-, Er-, Tm-, Yb-, and Y-hydroxides. Comparison of thermochemical and solubility data. *Chem. Geol.* **151**: 327-347.

- Douville E., Bienvenu P., Charlou J.L., Donval J.P., Fouquet Y., Appriou P. & Gamo T. (1999): Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **63 (5)**: 627-643.
- Dulski P. (2001): Reference Materials for Geochemical Studies: New Analytical Data by ICP-MS and Critical Discussion of Reference Values. *Geostand. Newsletter.* **25**: 87-125.
- Dulski P. & Richert B.(unveröff.): Determination of Y and rare earth elements in natural aqueous fluids after preconcentration and matrix separation.
- Druckman Y. & Kashai E. (1981): The Helez Deep and Devorah 1A boreholes and their implication to oil prospects in Pre-Jurassic strata in Israel. Jerusalem: Geol. Surv. Israel Rep. OD/1/81: 23 S.
- DVWK (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. – Regeln zur Wasserwirtschaft. **128**. Parey. Hamburg, Berlin
- DVWK (1993): Stoffeintrag und Grundwasserbewirtschaftung - DVWK-Fachausschuss “Grundwasserernutzung”. **104**. Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- DVWK (1996): Hydrogeochemische Stoffkreisläufe Teil 1. **110**. Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- DVWK (1998): Hydrogeochemische Stoffkreisläufe Teil 2. **117**. Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn.
- Eckert W. & Trüper H.G. (1993): Microbially-related redox changes in a subtropical lake 1. In situ monitoring of the annual redox cycle. *Biogeochem.* **21**: 1-19.
- Eckert W., Imberger J. & Saggio A. (2002): Biogeochemical response to physical forcing in the water column of a warm monomictic lake. *Biogeochem.* **61**: 291-307.
- Eckert W., Didenko J., Efrat U. & Dganit E. (2003): Spatial and temporal variability of particulate phosphorus fractions in seston and sediments of Lake Kinneret under changing loading scenario. *Hydrobiologia.* **494**: 223-229.
- Eckstein Y. (1979): Heat flow and the hydrologic cycle: examples from Israel. *In: Čermák V. & Rybach L. [ed.] Terrestrial heat flow in Europe.* Springer, Berlin Heidelberg.
- Eckstein Y. & Maurath G. (1995): Terrestrial Heat Flow Density and Geothermal Regime in Israel. *In: Gupta M.L. & Yamano M. [ed.] Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia.* Oxford & IBH Publishing Co. PVT. Ltd. New Delhi Bombay Calcutta.
- Eckstein Y. & Simmons G. (1978): Measurement and interpretation of terrestrial heat flow in Israel. *Geothermics.* **6**: 117-142.
- Eckstein Z., Zakai D., Nachtom Y. & Fishelson G. (1994): The Allocation of Water Sources between Israel, the West Bank and Gaza: An economic viewpoint. Tel-Aviv Universität, Tel Aviv.
- Elderfield H. & Sholkovitz E.R. (1987): Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Earth Planet. Sci. Let.* **82**: 280-288.
- Eppelbaum L., Ben-Avraham Z., Katz Y. & Marco S. (2004): Sea of Galilee: Comprehensive analyses of magnetic anomalies. *Isr. J. Earth Sci.* **53**: 151-171.
- Epstein S. & Mayeda T. (1953): Variation of O-18 content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **4**: 213-224.

- Ettinger M. & Langotzky Y. (1967): Hydrodynamics of the Mesozoic formations in the northern Negev. Semi-annual progress report on the geological research projects for the period Oct. 1966 – March 1967. Inst. Petrol. Res. And Geophysics Rep. 1023 und GSI Rep. OD/6/67.
- EXACT (1998): Water Resources of Palestinian, Jordanian, and Israeli Interest. Overview of Middle East Water Resources.
- Eugster H.P. & Jones B. (1979): Behaviour of major solutes during closed-basin brine evolution. *Am. J. Sci.* **179**: 609-631.
- Eugster H.P., Harvie C.E. & Weare J.H. (1980): Mineral equilibria in a six-component seawater system, Na-K-Mg-Ca-SO₄-Cl-H₂O, at 25°C. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **44**: 1335-1347.
- Eyal A. (1984): The geology of the northern Arava Valley and its western margins in the En Yahav-Hazeva region. Jerusalem: Geol. Surv. Israel Rep. GSI/10/91, 63 p. (in Hebräisch, Englische Zusammenfassung).
- Farber E., Vengosh A., Gavrieli I., Marie A., Bullen T.D., Mayer B., Holtzman R., Segal M., Shavit U. (2004): The origin and mechanism of salinisation of the Lower Jordan River. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **68**: 1989-2006.
- Flexer A., Yellin-Dror A., Kronfeld J., Rosenthal E., Ben-Avraham Z., Artsztein P.P., Davidson L. (2000): A Neogene salt body as the primary source of salinity in Lake Kinneret. *Arch. Hydrobil. Spec. Issues Advanc. Limnol.: Limnology and Lake Management 2000+*. **55**: 69-85.
- Flexer A. (2001): The Pre-Neogene Geology of the Near East. *In*: Horowitz, A. [Ed]: The Jordan Rift Valley. Balkema Publ., 730 p.
- Flexer A., Rosenthal E. & Möller, P. (2005): The paleoenvironment and the evolution of brines in the Jordan-Dead Sea Transform and in adjoining areas. *Int. J. Earth Sci.* DOI 10.1007/s00531-005-0057-3. paper: **94 (5)**: -.
- Fresenius W., Quentin K.-E. & Schneider W. (1988): *Water Analyses*. Springer, Berlin.
- Friedman G.M. (1999): Thermal anomalies associated with forced and free ground-water convection in the Dead Sea rift valley: Discussion and reply. *GSA Bulletin.* **111 (7)**: 1098-1102.
- Frieslander A., Bartov Y. & Garfunkel Z. (1997): The structure of the Arava – new results from geological and geophysical studies. *Terra Nostra* 4/97
- Freund R., Goldberg M., Weissbrod T., Druckman Y. & Derin B. (1975): The Triassic-Jurassic structure of Israel and its relation to the origin of the eastern Mediterranean. *Geol. Surv. Isr.* **65**: 1-26.
- Gaillardet J., Viers J. & Dupré B. (2003): Trace elements in river waters. S. 225-272. *In* Drever I. [Volume-ed]: Vol. 5: Surface and Ground Water, Weathering, and Soils. *In* Holland H.D. & Turekian K.K. [Edn]: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Pergamon.
- Gal M. (1966): Clay mineralogy in the study of the genesis of Terra Rossa and Rendzina soils originating from calcareous rocks. *In*: Proc. Of Int. Clay Conf., 1966, Jerusalem. **1**: 199-207.
- Ganor E. (1996): The depositional flux and velocity of the Sahara aerosol to the ground in Israel. *J. of Aerosol Sciences.* **27 (5)**: 824 (1).

- Ganor E., Deutsch Y. & Foner H.A. (2000): Mineralogical composition and sources of airborne settling particles on Lake Kinneret (The Sea of Galilee), Israel. *Water, Air and Soil Poll.* **118**: 245–262.
- Garfunkel Z. (1989): Tectonic setting of Phanerozoic Magmatism in Israel. *Israel J. Earth Sci.* **38 (3-4)**: 51-74.
- Garfunkel Z. (2001): The nature and history of motion along the Dead Sea Transform (Rift). *In*: Horowitz, A. [Ed]: *The Jordan Rift Valley*. Balkema Publ., 730 p.
- Garfunkel Z. & Ben-Avraham Z. (1996): The structure of the Dead Sea Basin. *Tectonophysics.* **266**: 155-176.
- Gat J.R. (2001): UNESCO/IAEA Series on Environmental Isotopes in the Hydrological Circle – Principles and Applications. Vol. II, IAEA, online-Publikation: www.iaeh.org/programmes/ripc/ih/volumes.htm
- Gat J.R & Dansgaard W. (1972): Stable isotope survey of freshwater occurrences in Israel and the Jordan Rift Valley. *J. Hydrol.* **16**: 177-211.
- Gat J., Mazor E. & Tzur Y. (1969): The stable isotope composition of mineral waters in the Jordan Rift Valley, *J. Hydrol.* **7**: 334-352.
- Gavrieli I., Yechieli Y., Halicz L., Spiro B., Bein A. & Efron D. (2003): The sulfur system in anoxic subsurface brines and its implication in brine evolutionary pathways: the Ca-chloride brines in the Dead Sea area. *Earth and Planetary Sci. Letters.* **186**: 199-213.
- Gehre M., Hoefling R., Kowski P., Strauch G. (1996): Sample preparation device for quantitative hydrogen isotope analysis using chromium metal. *Anal. Chem.* **68 (24)**: 4414–4417.
- Gill D. & Shiloni Y. (1995): Abundance and distribution of uranium in Senonian phosphorites, Arad basin, southern Israel. *J. Afr. Earth Sci.* **20 (1)**: 17-28.
- Ginzburg A. & Ben-Avraham, Z. (1986): Structure of the Sea of Galilee Graben, Israel, from magnetic measurements. *Tectonophysics.* **126**: 153-164.
- Ginzburg A. & Ben-Avraham, Z. (2001): Geophysics. *In*: Horowitz, A. [Ed]: *The Jordan Rift Valley*. Balkema Publ., 730 p.
- Givon M. (1984): Paleogeographic studies: Hordos Formation and Ein Gev Sands in eastern Lake Kinneret. Unveröff. MSc Arbeit, Dept. Geol., Hebrew University of Jerusalem, 86 p. (in Hebräisch).
- Glöer D. (2003): Entwicklung und Anwendung eines Anreicherungsverfahrens für Seltene Erden Elemente als geogene Tracer in einem ehemaligen Uranbergbauegebiet bei Ronneburg. unveröff. Diplomarbeit FSU Jena, IGW, 82 S.
- Goldman M., Gvirtzman H. & Hurwitz S. (2004): Mapping saline groundwater beneath the Sea of Galilee and its vicinity using time domain electromagnetic (TDEM) geophysical technique. *Isr. J. Earth Sci.* **53**: 187-197.
- Goldschmidt M. J., Arad A. & Neev, D. (1967): The mechanism of the saline springs in the Lake Tiberias depression. *Geol. Surv. Israel Bull.* **45**: 14.
- Goodfriend G.A. (1999): Terrestrial stable isotope records of Late Quaternary paleoclimates in the eastern Mediterranean region. *Quat. Sci. Rev.* **18**: 501-513.

- Gophen, M. & Gal I. (1992): Lake Kinneret. Tel Aviv: Ministry of Defence-Israel Publisher and Kinneret Authority, Water Commission. 335 S. (in Hebräisch).
- Grandjean-Lécuyer P., Feist R- & Albarède F. (1993): Rare earth elements in biogenic apatites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**: 2507-2514.
- GSI, Ben-Avraham Z., Amit G., Golan A. & Begin Z.B. (1990): Sea of Galilee - The bathymetric map. 1: 50.000. Geological Survey of Israel, 30 Malkhei Israel St., 95501 Jerusalem, Israel.
- Gvirtzman H., Garven G. & Gvirtzman D. (1997a): Thermal anomalies associated with forced and free ground-water convection in the Dead Sea rift valley. *GSA Bulletin.* **109 (9)**: 1167-1176.
- Gvirtzman H., Garven G. & Gvirtzman D. (1997b): Hydrogeological modelling of the saline hot springs at the Sea of Galilee, Israel. *Water Res. Res.* **33 (5)**: 913-926.
- Gvirtzman H. & Stanislavsky E. (2000): Large – scale flow of geofluids at the Dead Sea Rift. *J. Geochem. Exploration.* **69-70**: 207-211.
- Haas J.R., Shock E.L. & Sassani D.C. (1995): Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **59**: 4329-4350.
- Haase-Schramm A., Goldstein S.L. & Stein M. (2004): U-Th dating of Lake Lisan (late Pleistocene Dead Sea) aragonite and implications for glacial East Mediterranean climate change. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **68 (5)**: 985-1005.
- Hadas O. & Pinkas R. (1992): Sulfate-reduction process in sediments of Lake Kinneret, Israel. *Hydrobiologica.* **235/236**: 295-301.
- Håkanson L., Parparov A., Hambright K.D. (2000): Modelling the impact of water level fluctuations on water quality (suspended particulate matter) in Lake Kinneret, Israel. *Eco Modell.* **128**: 101–125.
- Hambright K.D., Parparov A. & Berman T. (2000): Indices of water quality for sustainable management and conservation of an arid region lake, Lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel. *Aquatic Conserv. Mar. Freshw. Ecosyst.* **10**: 393-406.
- Hannigan R.E. & Sholkovitz E.R. (2001): The development of middle rare earth elements in freshwaters: weathering of phosphate minerals. *Chem. Geol.* **175**: 495-508.
- Hazan N., Stein M. & Marco S. (2005): Lake Kinneret levels and active faulting in the Tiberias area. *J. Earth Sci.* **53**: 199-205.
- HSI (2004): Hydrological Service of Israel. PO Box 6381, Jerusalem 91063, Israel.
- Heimann A., Steinitz G., Mor D. & Shaliv G. (1996): The Coverbasalt formation, its age and its regional and tectonic setting: implications from K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Israel J. Earth Sci.* **38**: 173-184.
- Herrmann B. (1990): Lösungen im Salzstock. in: Fortsachreibung des Zusammenfassenden Zwischenberichtes über bisherige Ergebnisse der Standortuntersuchung Gorleben vom Mai 1983. – ET-2/90. Bundesamt für Strahlenschutz, Fachbereich Nukleare Entsorgung und Transport, Salzgit-ter.

- Herut B. (1992): The chemical composition and sources of dissolved salts in rainwater in Israel. Dissertation, Hebrew University of Jerusalem (in Hebräisch, Englische Zusammenfassung).
- Herut B., Gavrieli I. & Halicz L. (1998): Coprecipitation of trace and minor elements in modern authigenic halites from the hypersaline Dead Sea brine. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **62 (9)**: 1587-1598.
- Holser W.T. & Kaplan I.R. (1966): Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. *Chem. Geol.* **1**: 93-135.
- Horowitz A. (1973): Development of the Hula Basin. *Israel J. Earth Sci.* **22**: 107-139.
- Horowitz A. (2001): The Jordan Rift Valley. Balkema Publ., 730 p.
- Horowitz A. & Assaf G. (1981): Configuration of interpluvial and pluvial climates in the Levant. *Beihefte Tübinger Atlas des vorderen Orients.* **8(A)**: 110-120.
- Hsü K.J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M.B., Erickson A., Garrison R.E., Kidd R.B., Mèlières F., Müller C. & Wright R. (1977): History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature.* **267**: 399-403.
- Hurwitz S., Garfunkel Z., Ben-Gai Y., Reznikov M., Rotstein Y. & Gvirtzman H. (2002): The tectonic framework of a complex pull-apart basin: seismic reflection observations in the Sea of Galilee, Dead Sea transform. *Tectonophysics.* **359**: 289-306.
- Hurwitz S., Stanislavsky E., Lyakhovsky V., Gvirtzman H. (2000): Transient groundwater-lake interactions in a continental rift: Sea of Galilee. *Israel. GSA Bulletin.* **112 (11)**: 1694–1702.
- Imberger J. (1998): Flux paths in a stratified lake: A review. S. 1-18. *In*: Imberger J. [Ed], *Physical processes in lakes and oceans. Coastal and Estuarine Studies.* Vol. 54. Am. Geophys. Union.
- Inbar N., Flexer A. & Yellin-Dror A. (mdl. Mitteilung): The Zemah Salt body and its implication on the salinity of Lake Kinneret. Präsentation im Rahmen des Doktoranden-Programms im German-Israelian-Jordanian-Palestinian Joint Research Programm (02WT0162) des BMBF.
- Irber, W. (1996): Laugungsexperimente an peraluminischen Graniten als Sonde für Alterationsprozesse im finalen Stadium der Granitkristallisation mit Anwendung auf das Rb-Sr-Isotopensystem. Dissertation. Freie Universität. Berlin.
- Issar A.S. (1993): Recharge and salination processes in the carbonate aquifers in Israel. *Environmental Geology.* **21**: 152-159.
- Issar A.S., Bahat D. & Wakshal E. (1988): Occurrence of secondary gypsum veins in joints in chalks in the Negev. *Catena.* **15**: 241-247.
- Johannesson K.H., Stetzenbach K.J., Hodge V.F. & Lyons W.B. (1996): Rare earth element complexation behavior in circumneutral pH groundwaters: Assessing the role of carbonate and phosphate ions. *Earth Plan. Sci. Let.* **139**: 305-319.
- Johannesson K.H., Farnham I.M., Guo C. & Stetzenbach K.J. (1999): Rare earth element fractionation and concentration variations along a groundwater flow path within a shallow, basin-fill aquifer, southern Nevada, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **63 (18)**: 2697-2708.
- Johannesson K.H. & Hendry M.J. (2000): Rare earth element geochemistry of groundwaters from a thick till and clay-rich aquitard sequence, Saskatchewan, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64 (9)**: 1493-1509.

- Kagi H., Dohmoto Y., Takano S. & Masuda A. (1993): Tetrad effect in lanthanides partitioning between calcium sulfate crystal and its saturated solution. *Chem, Geol.* **107**: 71-82.
- Kafri U., Lang B., Halicz L. & Yoffe O. (2002): Geochemical characterisation and pollution phenomena of aquifer waters in northern Israel. *Environm. Geology.* **42 (4)**: 370-386.
- Kashai E.L. (1988): A review of the relations between the tectonics, sedimentation and petroleum occurrences of the Dead-Sea – Jordan Rift System. S. 883-909. *In*: W. Manspeizer [Ed]: Triassic-Jurassic rifting. Amsterdam, Elsevier.
- Katz A., Kolodny Y. & Nissenbaum A. (1977): The geochemical evolution of the Pleistocene Lake Lisan – Dead Sea system. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **41**: 1609-1626.
- Katz A. & Kolodny N. (1988): Hypersaline brine diagenesis and evolution in the Dead Sea – Lake Lisan system (Israel). *Geochim. Cosmochim. Acta.* **53**: 59-67.
- Kawabe I., Ohta A., Ishii S., Tokumura M. & Miyauchi K. (1999): REE partitioning between Fe-Mn oxyhydroxides precipitates and weakly acid NaCl solution: convex tetrad effect and fractionation of Y and Sc from heavy lanthanides. *Geochem. J.* **33**:167-179.
- Kendall C. & Doctor D.H. (2003): Stable Isotope Applications in Hydrologic Studies. P. 319-364. *In* Drever I. [Volume-ed]: Vol. 5: Surface and Ground Water, Weathering, and Soils. *In* Holland H.D. & Turekian K.K. [Edn]: Treatise on Geochemistry. Elsevier Pergamon.
- Killops S.D. & Killops V.J. (1997): Einführung in die organische Geochemie. Enke, Stuttgart. 225 S.
- King G.M. (1992): Ecological aspects of methane oxidation, a key determinant of global methane dynamics. *Adv. Microb. Ecol.* **12**: 431-468.
- Kinsman D.J.J. and Holland H.D. (1969): The co-precipitation of cations with CaCO₃ – IV. The co-precipitation of Sr²⁺ with aragonite between 16° and 96°C. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **33**: 1-17
- Klein-BenDavid O., Sass E. & Katz A. (2004): The evolution of marine evaporitic brines in inland basins: The Jordan–Dead Sea Rift valley. *Geochim. Cosmochim Acta.* **68 (8)**: 1763-1775.
- Klein-BenDavid O., Gvirtzman H. & Katz A. (2005): Geochemical identification of fresh water sources in brackish groundwater mixtures; the example of Lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel. *Chem. Geol.* **214**: 45-59.
- Knappe A., Möller P., Dulski P. & Pekdeger A. (2005): Positive gadolinium anomaly in surface water and ground water of urban area Berlin, Germany. *Chemie der Erde/Geochemistry.* **65**: 167-189.
- Kolodny Y., Katz A., Starinsky A., Moise T. & Simon E. (1999): Chemical tracing of salinity sources in Lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel. *Limnol. Oceanogr.* **44 (4)**: 1035-1044.
- Kornexl B.E., Gehre M., Höfling R. & Werner R.A. (1999): On-line d18O Measurements of Organic and Inorganic Substances. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* **13**: 1685-1693.
- Kronfeld J., Vogel J.C. & Rosenthal A. (1992): Natural isotopes and water stratification in the Judea Group aquifer (Judea Desert). *Israel J. Earth Sci.* **39**: 71-77.
- Laval B., Imberger J., Hodges B.R. & Stocker R. (2003): Modeling circulation in lakes: Spatial and temporal variations. *Limnol. Oceanogr.* **48 (3)**: 983-994.

- Leleyter L., Probst J.L., Depetris P., Haida S., Mortatti J., Pouault R. & Samuel J. (1999): Distribution des terres rares dans les sédiments fluviaux: fractionnement entre les phases labiles et résiduelles. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes/Earth Planet. Sci.* **329**: 45-52.
- Levitte D., Maurath G. & Eckstein, Y. (1984): Terrestrial heat flow in a 3.5 km deep borehole in the Jordan–Dead Sea rift valley. *Geol. Soc. of Am. Abstr. with Progs.* **16**: 575.
- Lowell J.D. & Genike G.J. (1972): Seafloor spreading and structural evolution of the southern Red Sea. *AAPG Bull.* **56**: 247-259.
- Lucas L.L. & Unterweger M.P. (2000): Comprehensive Review and Critical Evaluation of the Half-Life of Tritium. *J. Res. of NIST*, 105 (4): 541-549.
- Lyakhovsky V., Ben-Avraham Z. & Achmon M. (1994): The origin of the Dead Sea Rift. *Tectonophysics.* **240**: 29-43.
- Marcus E. & Slager J. (1985): The sedimentary-magmatic sequence of the Zemah 1 well (Dead Sea Rift, Israel) and its emplacement in time and space. *Israel J. Earth Sci.* **34 (1)**: 1-10.
- Markel D. (1998): The biogeochemical cycles of sulphur and iron in marsh sediments (Agmon Lake, Israel). Dissertation, Hebrew University of Jerusalem.
- Markel D., Kolodny Y., Luz B. & Nishri A. (1994): Phosphorus cycling and phosphorus sources in Lake Kinneret: tracing by oxygen isotopes in phosphate. *Isr. J. Earth Sci.* **43**: 165-178.
- Martens C.S. & Berner R.A. (1977): Interstitial water chemistry of anoxic Long Island Sound sediments: 1. Dissolved Gases. *Limnol. Oceanogr.* **22**: 10-25.
- Masuda A. & Ikeuchi Y. (1979): Lanthanide tetrad effect observed in marine environment. *Geochem. J.* **13**: 19-22.
- Matmon A., Enzel Y., Zilberman E. & Heimann A. (1999): Late Pliocene and Pleistocene reversal of drainage systems in northern Israel: tectonic implications. *Geomorphology.* **28**: 43-59.
- Mattheß G. (1990): *Lehrbuch der Hydrogeologie 2: Die Beschaffenheit des Grundwassers.* 2. Aufl., 498 S. Gebr. Bornträger.
- Matthes S. (1990): *Mineralogie.* Springer Berlin, 448 S.
- Mazor E. & Rosenthal E. (1967): Notes on the sulphur cycle in the mineral waters and rocks of the Lake Tiberias – Dead Sea rift valley, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* **16**: 198-205.
- Maurath G. & Eckstein A. (1995): Heat Flow and Tectonics of South-West Asia. Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia. South-Asia edition. *In: Gupta M.L. & Yamano M. [ed.]: Oxford & IBH Publishing Co. PVT. Ltd. New Delhi Bombay Calcutta.*
- McCaffrey M.A., Lazar B. & Holland H.D. (1987): The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. *J. of Sedimentary Petrology.* **57 (5)**: 928-937.
- Megonigal J.P., Hines M.E. & Visscher P.T. (2003): Anaerobic Metabolism: Linkages to trace gases and aerobic processes. S. 317-424. *In: Schlesinger W.H. [Vol.-ed.]: Vol. 8, Biogeochemistry. In: Holland H.D. & Turekian K.K. [Edn]: Treatise on Geochemistry. Elsevier Pergamon.*
- Mero F. (1978): Hydrology. *In: Serruya C. [ed.]: Lake Kinneret. Monographiae Biologicae, 32, Dr. W Junk bv Publishers The Hague-Boston-London.*

- Mero F. & Simon E. (1992): The simulation of chloride inflows into Lake Kinneret. *J. Hydrol.* **138**: 345-360.
- Michelson H. (1978): Stratigraphy of the lake area. *In*: Serruya C. [ed.]: Lake Kinneret. *Monographiae Biologicae*, 32, Dr. W Junk bv Publishers The Hague-Boston-London.
- Michelson H., Flexer A. & Erez Z. (1987): A comparison of the eastern and the western sides of the Sea of Galilee and its implication on the tectonics of the northern Jordan Rift Valley. *In*: Ben-Avraham Z. (editor), *Sedimentary Basins within the Dead Sea and Other Rift Zones. Tectonophysics.* **141**: 125-134.
- Millero F.J., Sotolongo S. & Izaguirre M. (1987): The oxidation kinetics of Fe(II) in seawater. *Cosmochim. Geochim. Acta.* **51**: 793-801.
- Millot G. (1964): *Geologie des Argiles*. Masson et Cie, Paris, 499 p.
- Mizutani Y. & Rafter T.A. (1969): Oxygen isotopic composition of sulphates, Part 3: Oxygen isotopic fractionation in the bisulphate ion-water system. *N.Z.J. Sci.* **12**: 54.
- Moise T., Starinsky A., Katz A. & Kolodny Y (2000): Ra isotopes and Rn in brines and ground waters of the Jordan-Dead Sea Rift Valley: Enrichment, retardation, and mixing. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64 (14)**: 2371–2388.
- Möller P. (1986): *Anorganische Geochemie*. Heidelberger Taschenbücher, Springer Berlin, 326 S.
- Möller P. (1998): Rare earth elements and yttrium fractionation caused by fluid migration. S. 9-31. *In*: Novák M. & Rosenbaum J. [eds.]: *Challenges to chemical geology. Refereed papers from MAEGS-10*. Czech Geological Survey.
- Möller P. (2001): The behaviour of REE and Y in water rock interactions. S. 989-992. *In*: Cidu [ed.]: *Water-Rock Interaction 2001*. Swets & Zeitlinger, Lisse.
- Möller P. (2002): The distribution of rare earth elements and yttrium in water-rock interactions: field observations and experiments. S. 97-123. *In*: Stober I. & Bucher K. [ed.]: *Water-Rock Interaction*. Kluwer Academic Press.
- Möller P., (einger.): The hydrochemical composition of groundwaters and salinisation processes in the Jordan-Dead Sea Rift system. *In*: Hötzel [ed.]: *Sustainable water resources management in the Jordan-Dead Sea Rift System*. Springer, Berlin.
- Möller P. & Holzbecher E. (1998): Eu anomalies in hydrothermal fluids and minerals: A combined thermochemical and dynamic phenomenon. *Freiberger Forschungshefte C 475 - Hans-Jürgen Behr Festschrift - 73-84*.
- Möller P. Bau M., Dulski P. & Lüders V. (1998): REE and yttrium fractionation in fluorite and their bearing on fluorite formation. S. 575-592. *In*: *Proceedings of the Ninth Quadrennial IAGOD Symposium*. E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller).
- Möller P., Rosenthal E., Dulski P., Geyer S. & Guttman Y. (2003a): Rare earths and yttrium hydrostratigraphy along the Lake Kinneret–Dead Sea–Arava transform fault, Israel and adjoining territories. *Appl. Geochem.* **18**: 1613–1628.
- Möller P., Dulski P. & Morteani G. (2003b): Partitioning of rare earth elements, yttrium, and major elements among source rocks, liquid and vapor of Larderello-Travale Geothermal Field, Tuscany (Central Italy). *Geochim. Cosmochim. Acta.* **76**: 171-183.

- Möller P., Geyer S., Rosenthal E., Guttman Y., Dulski P. & Flexer A. (einger.): Sources of salination of groundwater along the Jordan - Dead Sea - Red Sea transform: around Lake Kinneret, the Arava Valley (Israel), and in adjoining territories, *Chem. Geol.*
- Mook W.G. (2001): UNESCO/IAEA Series on Environmental Isotopes in the Hydrological Circle – Principles and Applications. Vol. I, IAEA, online-Publikation: www.iaeh.org/programmes/ripc/ih/volumes.htm
- Nathan Y. (1969): Studies on Palygorskite. unveröff. MSc.-Arbeit, Hebrew University of Jerusalem, 153 p. (in Hebräisch).
- Nathan Y., Shiloni Y., Roded R., Gal I. & Deutsch Y. (1979): The geochemistry of the northern and central Negev phosphorites (southern Israel). *Geol. Surv. Isr. Bull.* **43**: 41.
- Nativ R., Adar E., Dahan O. & Nissim I. (1997): Water salinization in arid regions – observations from the Negev dessert, Israel. *J. Hydrol.* **196**: 271-296.
- Nelson B.J., Wood S.A. & Osiensky J.I. (2003): Partitioning of REE between solution and particulate matter in natural waters: a filtration study. *J. Solid State Chem.* **171**: 51-56.
- Neumann J. & G. Stanhill (1979): The general meteorological background. *In*: Serruya C. [ed.]: Lake Kinneret. *Monographiae Biologicae*, 32, Dr. W Junk bv Publishers The Hague-Boston-London.
- Nishri A. & Koren N. (1993): Sediment transport in Lake Kinneret. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* **25**: 290-292.
- Nishri A., Stiller M., Rimmer A., Geifman Y. & Krom M. (1999): Lake Kinneret (The Sea of Galilee): the effects of diversion of external salinity sources and the probable chemical composition of the internal salinity sources. *Chem. Geol.* **158**: 37-52.
- Nishri A., Imberger J., Eckert W., Ostrovsky I. & Geifman Y. (2000): The physical regime and the respective biogeochemical processes in the lower water mass of Lake Kinneret. *Limnol. Oceanogr.* **45** (4): 972-981.
- Nüsslein B., Eckert W. & Conrad R. (2003): Stable isotope biogeochemistry of methane formation in profundal sediments of Lake Kinneret (Israel). *Limnol. Oceanogr.* **48** (4): 1439-1446.
- Osmond J. K. & Cowart J. B. (1992): Ground water. S. 290–334. *In*: Ivanovich M. & Harmon R.S. [Edn]: Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Marine and Environmental Problems Clarendon Press, 2. Auflage.
- Paces T., Möller P., Fuganti A., Morteani G. & Pecek J. (2001): Sparkling mineral water at western rim of the Doupovske hory Mountains (Czech Republic): genesis by water-rock interaction and deep-seated CO₂. *Bull. Czech Geol. Surv.* **76**: 189-202.
- Petters S.W. (1991): Regional Geology of Africa. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 40, p. 608-621. (aus: http://www.geo.tu-freiberg.de/oberseminar/os02_03/claudia_twarz.pdf)
- Picard L. (1931): Geological researches in the Judean Dessert. Goldberg Press Jerusalem. 108 S.
- Picard L. (1959): Geology and oil exploration in Israel. *Bull. Res. Coun. Israel.* **8G** (1): 1-30.
- Pollinger U. (1986): Phytoplankton periodicity in a subtropical lake (Lake Kinneret, Israel). *Hydrobiologia.* 138: 127-138.

- Postgate J.R. (1984): The sulphate-reducing bacteria. Cambridge University Press. 2. Aufl. 208 S.
- Raab M. (1998): The origin of the evaporates in the Jordan-Dead Sea Valley in view of the evolution of brines and evaporates during seawater evaporation. Jerusalem: Geol. Surv. Israel Rep. GSI/1/98: 134 S.
- Ragab R. & Prudhomme C. (2002): Climate Change and Water Resources Management *In* Arid and Semi-arid Regions: Prospective and Challenges for the 21st Century. Biosys. Eng. **81 (1)**: 3-34.
- Reznikov M., Ben-Avraham Z., Garfunkel Z., Gvirtzman H. & Rotstein Y. (2005): Structural and stratigraphic framework of Lake Kinneret. Israel J. Earth Sci. **53**: 131-149.
- Rimmer A. (2000): The influence of lake level on the discharge of the Kinneret saline springs. Arch. Hydrobiol. Spec. Issues Advanc. Limnol. Limnology and Lake Management 2000+. **55**: 55-67.
- Rimmer A. & Berger D. (1998): Kinneret 10b pump test analysis, WaterShed Unit, Mekorot, Israel. (in Hebräisch). *In*: Abbo H., Shavit U., Markel D. & Rimmer A. (2003): A numerical study on the influence of fractured regions on lake/groundwater interaction; the Lake Kinneret (Sea of Galilee) case. J. Hydrol. **283 (1-4)**: 225-243.
- Rimmer A., Hurwitz S. & Gvirtzman H. (1999): Spatial and temporal characteristics of saline springs: Sea of Galilee, Israel. Ground Water, **37 (5)**: 663-673.
- Rosenthal E. (1987): Chemical composition of rain and groundwater in replenishment areas of the Bet Shean-Harod multiple aquifer system, Israel. J. Hydrol. **89**: 329-352.
- Rosenthal E. (1988): Hydrochemistry of groundwater at unique outlets of the Bet She'an-Harod multiple aquifer system. J. Hydrol. **97**: 75-87.
- Rosenthal E., Weinberger G. & Kronfeld J. (1999): Groundwater salinization caused by residual neogene and pliocene sea water – An example from the Judea group aquifer, southern Israel. Ground Water, **37 (2)**: 261-270.
- Rosenthal E., Flexer A., Möller P. & Davidson L. (2004): The evolution of brines in the Jordan Valley and in adjoining areas. S: 1550-1553. *In*: Chatzipetros A. A. & Pavlides S. B. [ed.]: 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Tessaloniki.
- Rosenthal Y., Katz A. & Tchernov E. (1989): The reconstruction of quaternary freshwater lakes from the chemical and isotopic composition of gastropod shells: the Dead Sea Rift, Israel. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **74**: 241-253.
- Rozanski K. & Gröning M. (2003): Quantifying uncertainties of tritium in ay samples using electrolytic enrichment and scintillation spectrometry.
<http://www.iaea.or.at/programmes/rial/pci/isotopehydrology/docs/intercomparison/ViennaH3-v12.htm>.
- Roessler H.J. & Lange H. (1972) Geochemical tables. VEB Deutscher Verlag f. Grundstoffindustrie Leipzig. 468 S.
- Salingar Y., Geifman Y. & Aranovich M. (1993): Orthophosphate and calcium carbonate solubilities in the Upper Jordan watershed basin. J. Environ. Qual. **22**: 672-677.
- Sandler A., Brenner I. & Halicz L. (1988): Trace element distribution in waters of the northern catchment area of Lake Kinneret, northern Israel. Environ. Geol. Water Sci. **11**: 35-44.

- Sandler A., Hambright K.D., Brenner I. & Halicz L. (1993): Temporal and vertical patterns of trace and major elements in Lake Kinneret. Report GSI/17/93.
- Sandler A., Hambright K.D., Brenner I. & Halicz L. (1993): Seasonal depth profiles of trace and major elements in Lake Kinneret. *Isr. J. Earth Sci.* **43**: 117-128.
- Schachtschabel P., Blume H.-P., Brümmer G., Hartge K.H. & Schwertmann U. (1998): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. Enke, Stuttgart. 476 S.
- Schijf J., de Baar H.J.W., Millero F.J. (1995): Vertical distributions and speciation of dissolved rare earth elements in the anoxic brines of Bannock Basin, eastern Mediterranean Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **59 (16)**: 3285-3299.
- Schulman H., Reshef M. & Ben-Avraham Z. (2004): The structure of the Golan Heights and its tectonic linkage to the Dead Sea Transform and the Palmyrides folding. *Isr. J. Earth Sci.* **53**: 225-237.
- Serruya C. (1971): Lake Kinneret: The nutrient chemistry of the sediments. *Limnol. Oceanogr.* **16**: 510-521.
- Serruya C. (1973): Sediments. *In*: Berman T. [ed.]: Lake Kinneret Data Record, Israel Nat. Council. Res. Dev., **13-73**: 39-45.
- Serruya C. (1978a): The chemical environment. *In*: Serruya C. [ed.]: Lake Kinneret. *Monographiae Biologicae*, 32, Dr. W Junk bv Publishers The Hague-Boston-London.
- Serruya C. (1978b): Sediments. *In*: Serruya C. [ed.]: Lake Kinneret. *Monographiae Biologicae*, 32, Dr. W Junk bv Publishers The Hague-Boston-London.
- Serruya C. (1978c): Water Motions. *In*: Serruya C. [ed.]: Lake Kinneret. *Monographiae Biologicae*, 32, Dr. W Junk bv Publishers The Hague-Boston-London.
- Shabani M.B., Tasuku A. & Masuda A. (1992): Preconcentration of Trace Rare-Earth Elements in Seawater by Complexation with Bis(2-ethylhexyl) Hydrogen Phosphate and 2-Ethylhexyl Dihydrogen Phosphate Adsorbed on a C18 Cartridge and Determination by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Anal. Chem.* **64**: 737-743.
- Shaked Y., Erel Y. & Sukenik A. (2004): The biogeochemical cycle of iron and associated elements in Lake Kinneret. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **68 (7)**: 1439-1451.
- Shaliv G., Mimran Y. & Hatzor, Y. (1991): The sedimentary and structural history of the Bet She'an area and its regional implications. *Israel J. Earth Sci.* **40 (1-4)**: 161-179.
(aus Horowitz 2001)
- Shavit U. & Furman A. (2001): the location of deep salinity sources in the Israeli Coastal aquifer. *J. Hydrol.* **250**: 63-77.
- Shentsis I. & Ben-Zvi A. (2001): Considering diversity in precipitation variability when updating seasonal flow forecasts. *J. Hydrol.* **249**: 87-101.
- Siebert C. (2001): Untersuchung des hydraulisch-hydrochemischen Verhaltens eines Muschelkalk-Karstgrundwasserleiters am Beispiel der Mühlthalquellen bei Jena. Friedrich Schiller Universität Jena, unveröffentlichte Diplomarbeit. 115 S.

- Siebert C., Möller P., Geyer S., Guttman Y. & Berger D. (2004): Tracing saline water entries in Lake Kinneret. S. 1568-1571. *In: Chatzipetros A. A. & Pavlides S. B. [ed.]: Proceeding of 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. Thessaloniki.*
- Siebert C., Möller P., Geyer S. & Berger D. (2005): The dynamic hydrochemical environment of Lake Tiberias, Israel. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **69 (10S)**: A424.
- Siebert C., Geyer S., Möller P., Rosenthal E., Berger D. & Guttman J. (einger. a): Lake Tiberias and its dynamic hydrochemical environment - Seasonal changes of hydrochemistry of ground- and lake water. *In: Hötzel [ed.]: Sustainable water resources management in the Jordan-Dead Sea Rift System. Springer, Berlin.*
- Siebert C., Möller P., Magri F., & Geyer S. (einger.b): Sources of salinity in Lake Kinneret, Israel. *Limnol. Oceanogr.*
- Simon E. & Mero F. (1992): The salinisation mechanism of Lake Kinneret, *J. Hydrol.* **138**: 327-343.
- Simpson B. & Carmi I. (1983): The hydrology of the Jordan River (Israel): hydrographic and isotopic investigations. *J. Hydrol.* **62**: 225-242.
- Singer A. (1966): The mineralogy of the clay fraction from basaltic soils in the Galilee. *Israel J. Earth Sci.* **17**: 138-146.
- Singer A. (1971): Clay minerals in the soils of Ramat Hagolan. *Isr. J. of Earth Sci.* **20**: 105-112.
- Singer A., Banin A. & Gal M. (1971): Note Electron micrographs of Lake Kinneret sediments. *Isr. J. of Earth-Sci.* **20**: 125-128.
- Singer A., Gal M. & Banin A. (1972): Clay minerals in recent sediments of Lake Kinneret (Tiberias), Israel. *Sediment Geology.* **8 (4)**: 289-308.
- Singer A. & Navrot J. (1973): Some aspects of the Ca and Sr weathering cycle in the Lake Kinneret (Lake Tiberias) drainage basin. *Chem. Geol.* **12**: 209-218.
- Sivan O., Erel Y., Mandler D. & Nishri A. (1998): The dynamic redox chemistry of iron in the epilimnion of Lake Kinneret (Sea of Galilee). *Geochim. Cosmochim. Acta.* **62 (4)**: 565-576.
- Smith S.V., Serruya S., Geifman Y. & Berman T. (1989): Internal sources and sinks of water, P, N, Ca and Cl in Lake Kinneret, Israel. *Limnol. Oceanogr.* **34**: 1202-1213.
- Sneh A. (1993): Stratigraphic position of marine Pliocene deposits in the Lower Galilee and the Yizre'el Valley. *Geol. Surv. Israel, Curr. Res.* **8**: 74-75
- Stanislavsky E. & Gvirtzman H. (1999): Basin – scale migration of continental – rift brines: Paleohydrologic modeling of the Dead Sea basin. *Geology.* **27 (9)**: 791-794.
- Starinsky A. (1974): Relationship between Ca-chloride brines and sedimentary rocks in Israel. PhD thesis, The Hebrew University of Jerusalem, Israel. 176 p. (in Hebräisch, englische Zusammenfassung).
- Staudt W. & Schoonen M.A.A. (1994): Sulfate in sedimentary carbonates. Kapitel 26, 8 S. *In: Vairavamurthy A. & Schoonen M.A.A. [Edn]: ACS Symp. 612: Geochemical Transformations of Sedimentary Sulfur.*
- Stevens C.M. & Rust F.E. (1982): The carbon isotopic composition of atmospheric methane. *J. Geophys. Res.* **87**: 4879-4882.

- Stiller M., Carmi I. & Münnich K.O. (1975): Water transport through Lake Kinneret sediments traced by tritium. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **25**: 297-304.
- Stiller M. (1994): The chloride content in pore water of Lake Kinneret sediments. *Isr. J. Earth Sci.* **43**: 179-185.
- Stiller M. & Nissenbaum A. (1996): Cl/Br ratio in pore water from Lake Kinneret (Sea of Galilee). *Isr. J. Earth Sci.* **45**: 153-160.
- Stosch H.-G. (2000): *Geochemie der Seltenen Erden*. online-Manuskript. 196 S. <http://www.geologie.uni-freiburg.de/root/people/fschaft/SeltenErden.pdf>
- Straub K.L., Benz M., Schlink B & Widdel F. (1996): Anaerobic, nitrate dependent microbial oxidation of ferrous iron. *Appl. Environ. Microbiol.* **62**: 1458-1460.
- Sulin V.A. (1935): Oil field waters of the USSR. *Red. Gorno-Toplivoy Lit., Moscow-Leningrad*, p. 104-124 (in Russisch).
- Sulin V.A. (1946): Waters of petroleum formations in the system of natural waters. *Gostoptekizdat, Moscow*, p. 33-96 (in Russisch).
- Tang J. & Johannesson K.H. (2003): Speciation of rare earth elements in natural terrestrial waters: Assessing the role of dissolved organic matter from the modelling approach. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **67 (13)**: 2321-2339.
- Taylor C.B. (1976): Isotope hydrology laboratory technical procedure. Note **No.19**, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. An Examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. *Blackwell Sci. Pub., Oxford*. 301 S.
- Tibor G. & Ben-Avraham Z. (1991): Late tertiary seismic facies and structures of the Levant passive margin off central Israel, eastern Mediterranean. *Marine Geology.* **105**: 253-273.
- Tibor G., Ben-Avraham Z., Herut B., Nishri A. & Zurieli A. (2005): Bottom morphology and shallow structures in the northwestern part of Lake Kinneret. *J. Earth Sci.* **53**: 173-186.
- Thompson R., Turner G.M., Stiller M. & Kaufman A. (1985): Near East paleomagnetic secular variation recorded in sediments from the Sea of Galilee (Lake Kinneret). *Quart. Res.* **23**: 175-188.
- Toulkeridis T., Podwojewski P. & Clauer N (1998): Tracing of the source of gypsum in New Caledonian soils by REE contents and S - Sr isotopic compositions. *Chem. Geol.* **145**: 61-71
- Uzdowski, E. (1973): Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat- und Ca-Sulfat-Mineralen. *Contrib. Mineral. Petrol.* **38**: 177-195.
- Veizer J., (1969): Reactions controlling strontium abundance in natural waters. *In: K.H.Wedepohl [ed.] Handbook of geochemistry II/4, 38-H-1 38-H-13.*
- Veizer J., (1978): Simulation of limestone diagenesis: a model based on strontium depletion: Discussion. *Can. J. Earth Sci.* **15**: 1683 – 1685.
- Vengosh A. & Rosenthal E. (1994): Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. *J. Hydrol.* **156**: 389-430.

- Wallhäuser K.H. (1965): Mikrobiologische Untersuchungen über Flutwässer bei der Erdölgewinnung. Erdöl u. Kohle. **18**: 328-335. (aus Matthes in spider)
- Wedepohl K.H. (1978): Handbook of Geochemistry. Springer Verlag, Berlin.
- Weinstein Y. (2000): Spatial and temporal geochemical variability in basin-related volcanism, northern Israel. J. Afr. Earth Sci. **30** (4): 865-886.
- WHO (1993): WHO's Guidelines for Drinking-water Quality. Geneva.
- Wood S.A. (1990): The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. Chem. Geol. **82**: 159-186.
- Wood S.A., Shannon W.M. & Baker L. (2005): The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. Part 13: REE geochemistry of mine drainage from pine creek area, Coeur D'Alene River Valley, Idaho, USA. S. 89-110. *In*: Johannesson K.H. [ed.]: Rare earth elements in groundwater flow systems. Water Sci Techn. Libr. Vol. 51. Springer, Dordrecht.
- Woods M., Kovacs Z. & Sherry A.D. (2002): Targeted complexes of lanthanide(III) ions as therapeutic and diagnostic pharmaceuticals. J Supramolecular Chemistry. **2**: 1-15.
- Yaalon D.H. & Katz A. (1962): The chemical composition of precipitation in Israel. S. 189-190. *In*: Proceeding of the 4th Congress of the Israel Association for the Advancement of Israel: Rehovoth, Weizmann Science Press.
- Yanagisawa F. & Sakai H. (1983): Thermal decomposition of barium sulphate – vanadium pentoxide – silica glass mixtures for preparation of sulfur dioxide in sulfur isotope ratio measurements. Anal. Chem. **55**: 985–987.
- Yaron F. & Heitner M. (1952): The chloride-bromide ratio of water sources of eastern Emek Israel and Beit Shean Valley. Bull. Res. Council, Israel, 2.
- Yecheili Y. & Wood W.W. (2002): Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas and saline lakes. Earth-Sci. Rev. **58**: 343-365.
- Zinder S.H. (1984): Microbiology of anaerobic conversion of organic wastes to methane: recent developments. Am. Soc. Microbiol. News. **50**: 294-298.
- Zhong S. & Mucci A. (1995): Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. Geochim. Cosmochim. Acta. **59** (3): 443-453.
- Kartenbasis:**
- Survey of Israel [Hrsg.] (1996-2001): Topographical Maps 1:50.000. Sheets: 2-2; 2-2E; 2-3; 2-4; 2-4E; 4-1; 4-2; 4-2E; 4-3; 4-4; 6-1; 6-2. Jerusalem.
- Sneh A., Bartov Y. & Rosensaft M. (1998): Geological Map of Israel 1:200.000. Sheet 1. *In*: State of Israel, Ministry of National Infrastructures [Hrsg.]: Geological Map of Israel 1:200.000 (4 Sheets). Jerusalem.
- GSI, Ben-Avraham Z., Amit G., Golan A. & Begin Z.B. (1990): Sea of Galilee - The bathymetric map. 1: 50.000. Geological Survey of Israel [Hrsg.] 30 Malkhei Israel St., 95501 Jerusalem.

Register

¹⁴C-Alter 58
2D-Strömungssimulation 53
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 58, 108

A

Ablation 5, 35, 146, 155
Acetat-Fermentation 108
Acetogenese 109
Advektion 6, 9, 65, 152, 158, 159
Ajlun 59
Albitisierung 5, 62, 155
Alkali-Olivin-Basalte 36, 119, 125, 155
Anhydrit 28, 66, 67, 76, 88, 97, 111, 119
ANM 24, 28
Anreicherung 12, 14, 12, 14, 60, 62, 66, 78, 88, 96, 97,
106, 110, 111, 119, 131, 132, 139, 140, 145, 156
Apatit 12, 116, 125
Aphanizomenon ovalisporum 3
Arabo-Nubisches Massiv (siehe ANM)
Aragonit 36, 38, 67, 72

B

Barrentheorie 61
Baryt 37, 67, 75
Basaltverwitterung 5, 12, 70, 74, 93, 127, 130, 145, 154,
156
Bathymetrie 11, 41, 160
Bindungsbruch 95
Bischofit 61, 93
Bourguer-Anomalie 41

C

C₃-Pflanzen 106
C₄-Pflanzen 13, 107
Calcit 12, 21, 36, 37, 38, 67, 70, 72, 74, 75, 76, 87, 88,
91, 110, 116, 125, 127
Calvin Mechanismus 97
Chloritisierung 5, 62, 155
Cl-Überschuss 66, 70, 72, 75, 91, 92, 98, 154
Corioliskraft 22
Cyanobakterien 124

D

Desulfotomaculum 67, 98
Desulfovibrio 67, 98
Detritus 22, 37, 85, 111, 125, 156
Devora 2A 26
Diffusion 6, 9, 87, 152, 158, 159
Dinoflagellata 64, 87
dissimilatorische Sulfatreduktion (siehe DSR)
Dolomit 21, 27, 36, 37, 38, 50, 62, 70, 88
Dolomitisierung 5, 26, 62, 75, 155
Druckspiegel 52
DSR 14, 98, 112, 114, 125

E

Eisenoxihydroxid (siehe FeOOH) 123
El Shamah-Jebel Druze 36
Epilimnion 64
Erk El Ahmar 34

Eutrophierung 3
Evaporation 13, 2, 19, 46, 57, 61, 68, 102, 149, 156
Evaporationssole 5, 155
Evaporite 5, 14, 23, 24, 26, 32, 48, 61, 66, 82, 84, 155
Evaporitlaugung 60

F

Feldspat 21
Feldspatverwitterung 89, 119
FeOOH 6, 14, 17, 118, 119, 123, 129, 130, 131, 132,
134, 138, 157
Fraktionierung 95, 96, 98, 110, 112, 114, 116, 119, 120,
129, 143, 144

G

Gesamtwasserbedarf 1
Gips 5, 14, 21, 32, 33, 36, 38, 62, 66, 67, 70, 72, 75, 76,
82, 84, 88, 97, 111, 114, 119, 121, 154
Glaukonit 5, 30, 37, 50
Grundwasserneubildung 47, 50, 148
Grundwasserspiegel 54, 57, 60

H

Halit 5, 11, 21, 33, 61, 66, 70, 72, 75, 79, 92, 93, 120,
146, 154, 155
Hatch-Slack 17, 97
Hordos 40
hydraulische Kurzschlüsse 51
Hydrolyse 96
Hypolimnion 64
hypsographische Kurve 45

I

Illit 21, 22
Isotopenaustausch 96, 98

J

Judea Gruppe Aquifer (siehe JGA)
JGA 17, 50, 56, 70, 72, 100, 129, 134, 138

K

Kaolinit 21, 22, 93
Karbonat-Recycling 91, 156
Karst 55, 103, 118
Kationenaustausch 60
Kohlensäure 87, 96, 109
Konvektionszelle 53
Kursi Depression 21, 44, 45

L

Lanthaniden 7, 67, 115, 118
Lanthaniden-Kontraktion 115
Lisan-See 35

M

Manteldiapir 25

Meerwasser 27, 31, 34, 60, 61, 66, 67, 68, 83, 97, 119
Meteorische Wasserlinie (siehe MWL)
Methan 17, 96, 108
Methanogenese 108, 111
Methan-Oxidation 109
Mischungszone 51, 70, 72, 93, 106
Mittelmeer 14, 19, 23, 26, 30, 32, 33, 34, 37, 38, 61, 134
MWL 13, 17, 95, 98, 156

N

Na-Ca-Mg-Cl-Wässer 48
Na-Mg-Ca-Cl-Wässer 48
Nationaler Wasserverorgungskanal (siehe NWC)
Nitrat 17, 55, 74, 124
NO₃ 17, 11, 55, 58, 65, 105, 108, 124, 154
NWC 17, 1, 2, 57, 149

O

Oddo-Harkins Regel 118

P

Palygorskit 21, 22, 140
Peridinium gatunense 64, 87
Phosphate 72, 84, 131, 143, 174
Phosphorit 29, 37
Photosynthese 87, 97
pH-Wert 9, 12, 13, 65, 98, 120, 125, 144, 160
Plagioklas 38
Poriyya-Höhen 36
Pyrit 74, 98, 125
Pyroxene 62, 74

Q

Quarz 21, 22, 37, 140
Q-Werte 70, 72, 74, 155

R

redox-cycling 134, 135, 136, 158, 161
REE-Recycling 120
residuale Solen 92
Restsole 5, 155
Rosh Pina 1 48, 51, 62
Rote Linie 52, 102

S

Salzwasserquellen 47
Salzwasserspiegel 81, 151

Salzwasserkanal (siehe SDC)
Samra-See 35
Schwingungsfrequenz 95
SDC 10, 17, 2, 3, 46, 79, 81, 149
Sdom 33, 60, 61, 68
Sdom-Diapir 60
See Genezareth Sole 62
sekundäre Porosität 48
Shamir 13, 56, 99, 105, 108, 134, 145, 156, 157
Siderit 124
Silikatverwitterung 96
Smektit 22
Sorption 116, 120, 138, 144
spider-Diagrammen 66
Steinsalz 32, 36, 37, 60
strike-slip-Transform 24
Strontianit 67
Strontium-Isotopenverhältnisse (siehe auch ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) 58
Sulfatreduktion 13, 67, 96, 97, 98, 112, 114
Sulfidfällung 85

T

Tel Rakkat 40, 50
Tethys-Ozean 23, 24
Tetraden-Effekt 115
Thermokline 64
Trinkwasserbedarfs 1

U

Ubeidiya-Abu Habil 34
Uran 67, 72
Ursole 60

V

Verwitterungsböden 47, 93

W

Wärmefluss 25, 52, 61
Westwinde 65
Westwindssystem 19
Wiederauffüllung 79
Wiederfindung 8, 12, 142

Z

Zemah (Zemah 1) 5, 12, 32, 33, 36, 37, 38, 42, 48, 60,
62, 92, 155, 168, 170

ANHANG

Anhang A: Kartengrundlage und Digitales Höhenmodell (DHM)	II
Anhang B: Volumen- und Stoffmengenbilanzierung	III
Anhang C: Einträge durch Diffusion und Advektion	XIII
Anhang D: Ce-Bilanz	XVI
Anhang E: Finite Element Modellierung mit FEFLOW [®] 5	XVII
Anhang F: Legende zu Abb. 6-2	XIX
Anhang H: Datenblätter Haupt- und Nebenelemente	XXI
Anhang G: Legende zu Diagrammen in Kapitel 7.2.2 bis 7.2.6	XX
Anhang I: Datenblätter Isotope	XXXI
Anhang K: Datenblätter Seltenerd Elemente + Yttrium (REY).	XXXVI
Anhang L: Übersicht über die Datenerfassung, -bearbeitung	XLII

Anhang A: Kartengrundlage und Digitales Höhenmodell (DHM)

Als Kartengrundlage standen das Kartenblatt 1 der GK 200 des Geologischen Dienstes von Israel sowie die topographischen Blätter: 2-II (II Ost) → 2-IV (IV Ost), 4-I → 4-IV (II Ost, IV Ost) und 6-I → 6-II des Survey of Israel im Maßstab 1:50.000 zur Verfügung. Die Kartenblätter wurden gescannt und mit Hilfe der Software Erdas Imagine 8.2 (Leica Geosystems GIS & Mapping LLC) auf das Neue Israelische Koordinatensystem georeferenziert (Clifford & Mugnier, 2000). Das Israelische Koordinatensystem wurde mittels der Cassini-Soldner Projektion, einer Transvers Mercator Projektion, dargestellt. Die dafür benötigten Eingangsparameter sind in Tab. A1 gegeben:

Tabelle A1: Eingangsparameter zur Reprojektion ins Neue Israelische Gitter

Parameter	Wert
Ellipsoid:	Cassini-Soldner Projection
Datum:	Clarke 1880
elongationen:	31° 44'03.817" N (31.734394 deg) 35° 12'16.261" E (35.204517 deg)
false northing:	626907.39 m
false easting:	219529.584 m
scale faktor at origin:	1.0000067

Für die Bestimmung der Probenahmepunkte wurde ein GPS 12 (Garmin) eingesetzt. Für die Anpassung des Gerätes auf das Israelische Koordinatensystem mussten folgende Variablen im Messgerät abgeändert werden (Tab. A2):

Tabelle A2: Parameter zur Modifizierung eines Garmin GPS 12 Empfängers für das Israelische Gitter

Parameter	Wert
latitude of origin	31.73409 deg
longitude of origin	35.20452 deg
false easting	220251 m
false northing	-2885259 m
scale faktor at origin	1,0000067
dx	-235 m
dy	-85 m
dz	264 m
da	-164 m
df	-0.5473908

Das digitale Höhenmodell hat eine Auflösung von 25 m und wurde freundlicherweise von Dr. John Hall (Geological Survey of Israel - GSI) zur Verfügung gestellt. Prof. Eliahu Rosenthal (Hydrological Service of Israel – HSI) stellt freundlicherweise ein digitales Höhenmodell der Oberfläche der kretazischen Judea-Gruppe zur Verfügung, dessen räumliche Auflösung 14 m beträgt. Dieses DHM deckt jedoch nur die westliche Grabenflanke vom Bet She'an Tal im Süden bis ins nördliche Hulatal ab.

Anhang B: Volumen- und Stoffmengenbilanzierung

B1: Bewertung der Eingangsparameter für die Bilanzierung

In Tabelle B1 sind die Quellen der Eingangsdaten zur Berechnung der Volumen- und Stoffmengen-Bilanzierung von Berger (2004) aufgeführt.

Tab. B1: Quellen der Daten und Erfassungsintervalle.

Daten	Basiseinheit	Quelle
Seespiegelhöhe	täglich	Mekorot ¹ ; KLL ²
Cl - Konzentration Seewasser	wöchentlich	Mekorot
Niederschlag	täglich	Mekorot; HSI ³
Evaporation	täglich	Mekorot; HSI
Volumina Zu- und Abflüsse	monatlich	Mekorot
Konzentration Zu- und Abflüsse	monatlich	Mekorot

¹ Mekorot Co. Ltd. – Wasserversorger des Staates Israel

² Hydrological Service of Israel, ³ Yigal Alon Kinneret Limnological Laboratory,

Die Beziehung zwischen Seespiegel und Seevolumen

Der See Genezaret erreicht bei einem Wasserspiegel von -209 m NN seine maximale Größe (166 km², 4,15 km³). Die Oberfläche und das Volumen des Sees ist abhängig vom Seespiegel und mit Hilfe der Hypsographischen Kurve zu berechnen (Abb. B1, B2), die aus der Topographie und Bathymetrie des Seebeckens (Ben-Avraham et al., 1990) berechnet wurde (Nishri, pers. Komm.).

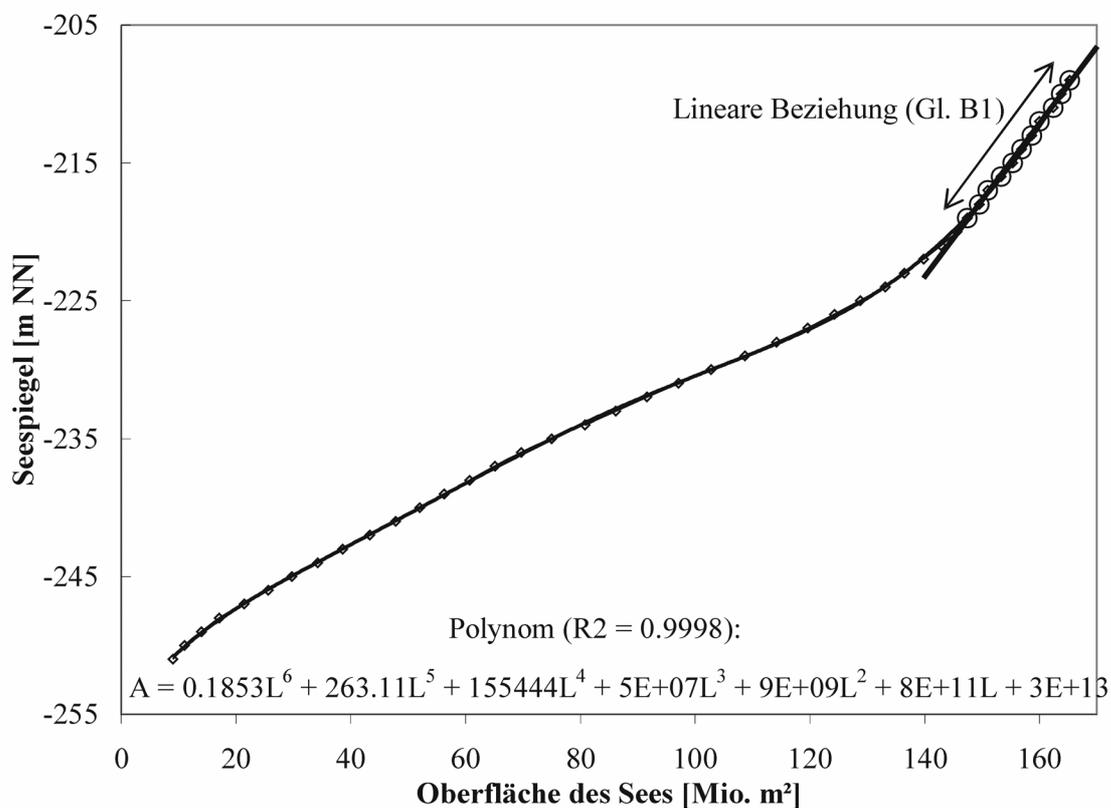


Abb. B1: Beziehung zwischen Oberfläche des Sees und der Höhe des Seespiegels

Die Seeoberfläche ist die Basis der Berechnungen des direkten Niederschlagseintrag und der Evaporation. Aufgrund der natürlichen Beckenmorphologie, ist die Seespiegel (L) – Oberflächen (A) – Beziehung bei Betrachtung aller möglichen Seespiegelstände annäherungsweise durch eine Polynomgleichung 6. Ordnung zu berechnen (Abb. B1).

Da der Wasserspiegel jedoch in historischer Zeit nicht unter -219 m abgefallen ist (Abb. B1), kann eine einfachere, lineare Funktion (Gl.-B1) zur Beschreibung der Teufen-Flächenbeziehung innerhalb der oberen 10 m herangezogen werden ($R^2 = 0.9998$):

$$A = \frac{L + 300,98473}{0,555136} \times 10^6 [m^2] \quad \text{Gl.-B1}$$

Das dem Seespiegel entsprechende Volumen V in [Mio m^3] wird ebenfalls anhand der Bathymetrie des Beckens berechnet (Abb. B2). Über den gesamten Teufenbereich gilt eine polynomiale Beziehung, die in Abb. B2 angegeben ist. Unter der Voraussetzung, dass der Seespiegel nicht unter -219 m NN sinkt, ist die Beziehung vereinfacht nach Gl.-B2 linear zu beschreiben ($R^2 = 0.9998$):

$$V = \frac{L + 235,31055}{0,00634} \times 10^6 [m^3] \quad \text{Gl.-B2}$$

In diese Gleichungen (B1; B2) geht der Seespiegel mit Meter über NN ein. Der Fehler der Seespiegelmessungen liegt nach Berger (2004) bei 0,7 cm (0,7%).

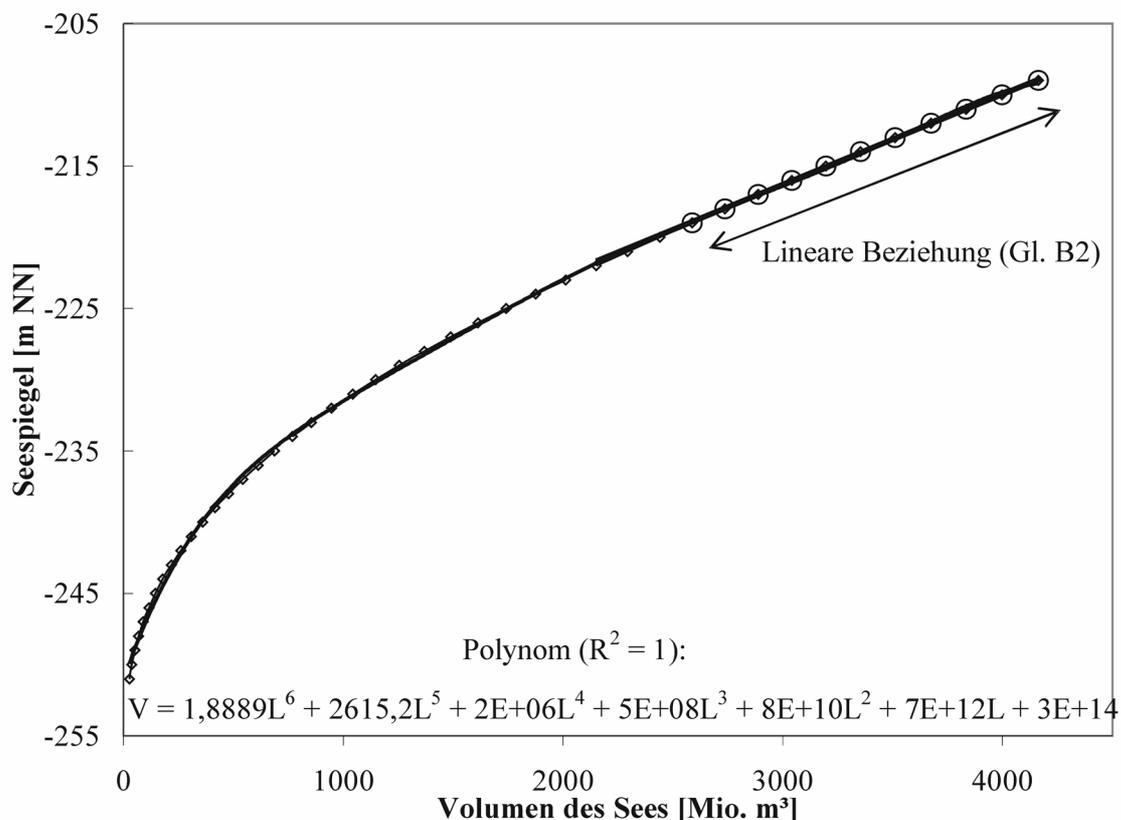


Abb. B2: Beziehung zwischen Volumen des Sees und der Höhe des Seespiegels

Chlorid-Konzentration im Seewasser

Die wöchentlichen Messungen der Chlorid-Konzentration im Seewasser wurden vom Meko-rot an 36 Lokationen im See Profilproben entnommen. Die Salinität des Sees wurde aus der Kombination der Einzel-Profile multipliziert mit dem Seevolumen berechnet (Berger, 2004).

Volumina der Zu- und Abflüsse

Die Volumina des Jordans (J) und der Oberflächenabflüsse (R), die in den See münden (Meshushim, Daliyyot und Kanaf) werden mittels Pegelstandmessungen in Mündungsnähe berechnet. Vertraglich festgelegte Mengen an Wasser des jordanischen Yarmouk (Y) werden durch einen Kanal dem See zugeführt. Der Zufluss durch den Arteser KIN 7 in Tabgha (Abb. B3) wird mittels Magnet-Induktionsmethode erfasst. Bei dieser Methode schneidet Wasser als bewegte Leiter die magnetischen Feldlinien und induziert eine Spannung (Faraday'sches



Abb. B3: Messung des Abflusses an KIN 7 durch einen Mitarbeiter der Meko-rot Co.

Prinzip), die proportional zur Strömungsgeschwindigkeit ist. Der höher saline Überlauf des Salzwasserkanals (SDC) in Tabgha ist aufgrund fehlender präziser Messvorrichtung nur sehr ungenau messbar. Der Abfluss des Sees wird bei Deganya (D) durch ein Wehr reguliert. Der Nationale Wasserversorger (NWC) wird über die Pumpstation in Kare Deshe mit Seewasser versorgt. Die lokalen Konsumenten (LK) entnehmen das Wasser über eigene Installationen. Beide, der NWC und (LK) entnehmen dem See die Hauptmenge an Wasser.

Chlorid-Konzentration der Zuflüsse

Die Hydrochemie der zuströmenden Wasser wird monatlich analysiert. Die Hydrochemie des Auslasses bei Deganya entspricht der Chemie des Sees.

Niederschlag und Evaporation

Die direkte Niederschlagsmenge wird nach Angaben von Berger (pers. Komm.) aus einer Punktmessung 100 m vor Kare Deshe auf die Seefläche extrapoliert. Um räumliche Variationen der Niederschläge über dem etwa 170 km² großen See abzuschätzen, wurden Niederschlagsdaten von Messstationen des HSI aus der gesamten Region verwendet. Die zugehörigen Flächen zu den Stationen wurden nach der Thiessen-Polygon Methode bestimmt. Für die Bestimmung der direkten Niederschlagsmengen auf dem See, wurden die Messungen der Einzelstationen in unmittelbarer Umgebung des Sees mit dem Flächenanteil des jeweiligen Polygons gewichtet und die resultierenden Mengen über dem See bestimmt. Die berechneten wurden mit den Daten der Mekorot Co. verglichen und große Diskrepanzen festgestellt (Tab. B2).

Tab. B2: Vergleich des direkten Niederschlags auf dem See aus Berechnung nach HSI-Stationen (arithmetisches Mittel) und Daten vom Mekorot Co. (Berger, 2004) Mengenangaben in [m³]

Monat	HDI (2004)	Mekorot (2004)	Abweichung [%]
Okt. 02	2.72E+06	1.70E+06	-60.3
Nov. 02	4.62E+06	4.49E+06	-2.8
Dez. 02	2.75E+07	2.65E+07	-3.6
Jan. 03	1.17E+07	1.22E+07	4.4
Feb. 03	3.60E+07	3.48E+07	-3.6
Mrz. 03	2.19E+07	2.14E+07	-2.7
Apr. 03	1.16E+06	2.37E+06	51.2
Mai. 03	0	0	-
Jun. 03	0	0	-
Jul. 03	0	0	-
Aug. 03	0	0	-

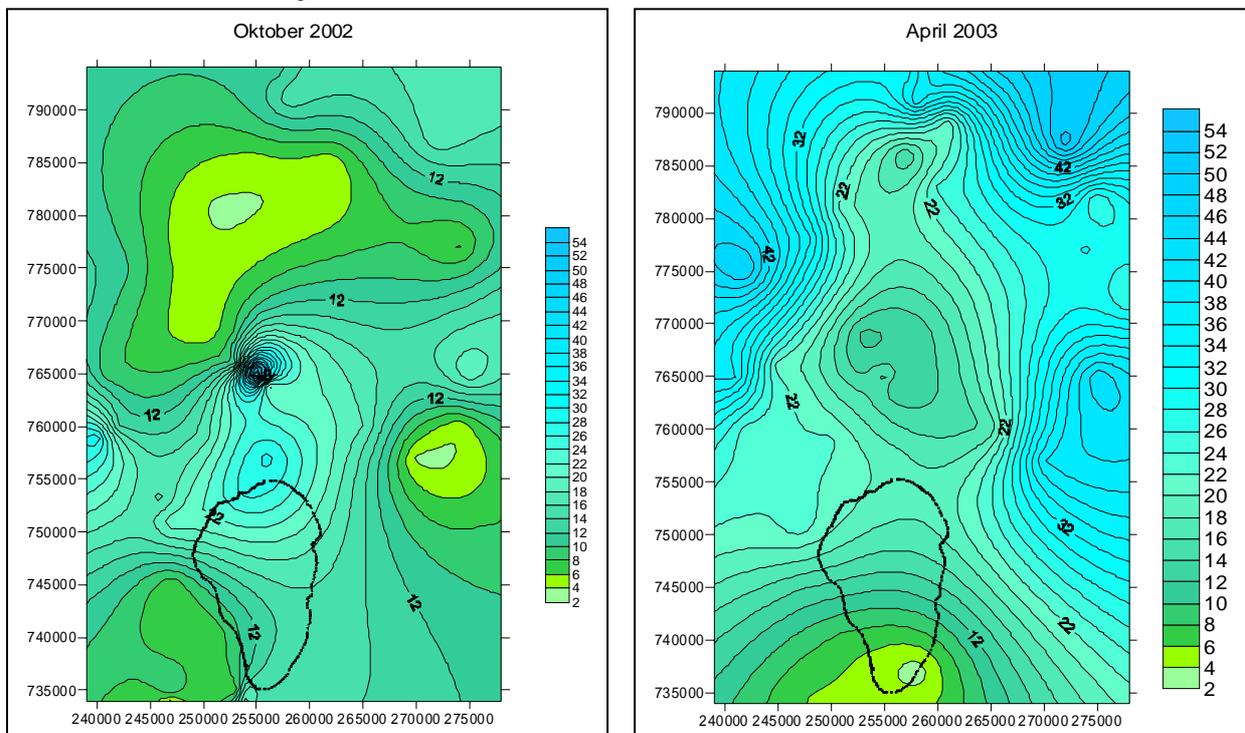


Abb. B4: Niederschlagsverteilung [mm/Monat] im Drainagegebiet des See Genezareth für a) Oktober 2002 und b) April 2003. Koordinatensystem: Neues Israelisches Gitter.

Mittels der Software Surfer® 8 und dem kriging -Verfahren wurde die räumliche Niederschlagsverteilung im Drainagebecken des Sees ermittelt. Die Niederschlagsverteilung ist aufgrund der ausgeprägten Morphologie des Beq'at Kinarot und seiner umliegenden Höhenzüge (-210 m - +450 m NN) sehr heterogen (Abb. B4). Die geringeren Niederschläge im Windschatten der westlichen Grabenflanke und damit über dem See, sind das Resultat der vorherrschenden Westwinde während der Regenzeit.

Assouline (1993) zeigt, dass die Vernachlässigung des netto Energie-Flusses des Sees, in trockenen Wintern zur Über- (1991: +55%) und in nassen Wintern zur Unterschätzung (1992: -29%) der Evaporation führt. Daher wird vom Mekorot die Evaporation nach einem kombinierten Energie-Balance-Modell berechnet, in welches klimatische Daten wie Luft- und Oberflächenwasser-Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Radiation eingehen. Sowohl diese Parameter als auch der Niederschlag über dem See werden an der 200m vor der Mekorot-Station Sapir Site gelegenen Klimastation gemessen.

B2: Berechnung der Volumen- und Stoffmengenbilanz

Der überwiegende Teil der Volumenströme, die am System See Genezareth beteiligt sind direkt messbar. Die Mengen bekannter aber unterseeisch gelegener Zutritte wie Barbutim oder Maga'an sind nur indirekt und äußerst ungenau bestimmbar (Mero, 1978; Mercado & Mero, 1984). Sie werden daher den unspezifizierten Zutritten X zugeordnet.

Das Volumen V_X und die Stofffracht A_X der unspezifizierten Zutritte wurden mittels Daten von Berger (2004) für das hydrologische Jahr 2002/2003 summarisch nach Gleichung B3-B7 und Box 1 bilanziert. Für die Berechnung der Stoffströme wurde Chlorid als nichtreaktives und quantitativ zuverlässig analysierbares Element betrachtet.

$$V_X = \delta V_{SG} + V_{out} - V_{in} \quad \text{Gl-B3}$$

$$V_{in} = \sum (V_J + V_R + V_Y + V_{KIN7} + V_{SDC} + V_N) + V_X \quad \text{Gl-B4}$$

$$V_{out} = \sum (V_{DG} + V_{LK} + V_{NWC} + V_E) \quad \text{Gl-B5}$$

$$A_X = \delta A_{SG} + A_{out} - A_{in} \quad \text{Gl-B6}$$

$$A [i] = V [i] * C [i] \quad \text{Gl-B7}$$

Box 1: Erläuterung der Indizes in Gleichungen B3-B6 und Tabelle B3

Zuflüsse	Abflüsse
$\delta V, A_{SG}$ = Änderungen im See des Volumens V oder der Fracht A ; X = unspezifizierter Zustrom; J = Jordan; R = direkter Oberflächenabfluss; Y = Kanal vom Yarmouk; $KIN7$ = Arteser Kinneret 7 (Tabgha Gruppe); SDC = Überlauf vom Salzwasserkanal; N = Niederschlag	DG = Auslass des Sees am Süden bei Deganya; LK = lokale Konsumenten; NWC = Nationale Wasserversorgung Mekorot Co.; E = Evaporation A = Masse 1000 kg Cl V = Volumen [Mm ³] C = Konzentration [mg/l]

Box 2: Erklärung der Berechnung von δA_{SG} :

Zuflüsse	Abflüsse
A_1 = Cl-Fracht im See am Ersten des Monats ($V_1 \times C_1$); A_2 = Cl-Fracht im See am Letzten des Monats ($V_2 \times C_2$); A_{in} = $\sum (V_{in} \times C_{in})_{\text{bekannte Zuflüsse}}$ A_X = Fracht des unbekanntes Wassers	$A_{out} = \sum (V_{out} \times C_{out})_{\text{bekannte Abflüsse}}$; wobei $C_{out} = \emptyset C_1 C_2 = \Delta C_{SG}$ inner halb eines Monats

Die Änderung δA_{SG} im See Genezareth wird aus der Differenz der Chloridfracht A_1 und A_2 im See berechnet.

Tabelle B3: zeigt die Ergebnisse der Bilanzierung für das hydrologische Jahr 2002/03 mit (A) der Chloridfracht und (B) der Bromidfracht der Zu- und Abflüsse des Sees sowie der un spezifizierten Zutritte.

A											
Monat	J	N	OA	KIN 7	SDC	Y	NWC	LK	D	X	dm SG
10-02	260	8	25	424	1078	172	1848	3069	204	7896	4744
11-02	254	22	27	410	481	399	2101	2059	93	2543	-116
12-02	736	133	147	372	23	699	1603	1118	43	2540	1885
01-03	1010	61	290	334	52	680	1739	241	12	5064	5498
02-03	5610	174	1454	124	42	753	715	212	1	9399	16629
03-03	6099	107	1426	58	1076	713	6747	849	13	5372	7243
04-03	2608	12	244	77	358	454	7892	1789	66	6435	440
05-03	1023	0	78	140	114	0	10675	1959	242	5404	-6118
06-03	753	0	37	165	59	0	10538	2476	241	2440	-9801
07-03	583	0	26	210	42	0	10821	2706	478	3296	-9848
08-03	401	0	24	270	53	0	11593	2597	491	5025	-8908
09-03	399	0	22	301	238	0	11055	2399	260	10070	-2684
total	19737	517	3801	2885	3615	3870	77327	21473	2144	65484	-1035

B											
Monat	J	N	OA	KIN 7	SDC	Y	NWC	LK	DG	X	dm SG
<i>Cl/Br</i>	<i>250</i>	<i>10</i>	<i>300</i>	<i>108</i>	<i>108</i>	<i>160</i>	<i>Identisch mit See Genezareth: 128-131</i>			<i>variabel</i>	
10-02	1	1	0	4	10	1	14	24	2	60	37
11-02	1	2	0	4	4	2	16	16	1	18	-1
12-02	3	13	0	3	0	4	12	9	0	12	15
01-03	4	6	1	3	0	4	14	2	0	39	42
02-03	22	17	5	1	0	5	6	2	0	85	129
03-03	24	11	5	1	10	4	52	7	0	60	56
04-03	10	1	1	1	3	3	61	14	1	60	4
05-03	4	0	0	1	1	0	82	15	2	43	-49
06-03	3	0	0	2	1	0	81	19	2	19	-77
07-03	2	0	0	2	0	0	83	21	4	25	-77
08-03	2	0	0	3	0	0	89	20	4	37	-71
09-03	2	0	0	3	2	0	85	18	2	77	-21
total	79	52	13	27	33	24	595	166	17	536	-14

Zutritte: X: un spezifizierte Zutritte, J: Jordan; OA: Oberflächenabfluss; SDC: Überlauf des Salzwasserkanals in Tabgha; KIN 7: Arteser KIN 7 (Tabgha); Y: Yarmouk; N: direkter Niederschlag; **Abflüsse:** D: Damm bei Deganya, Auslass See Genezareth; LK: lokale Konsumenten; NWC: Nationaler Wasserversorger (Mekorot Co.); E: Evaporation.

B3: Unsicherheiten bei der Bilanzierung

Unsicherheiten bei den Messungen der Volumina

Die Messung der Volumina sämtlicher Zu- und Abflüsse des See Genezareth sind, wie in Tab. B4 gegeben, durch hohe Unsicherheiten charakterisiert. Aufgrund eigener Berechnungen (Tab. B2) und Beobachtungen sind die Angaben in Tab. B4 nur teilweise richtig bzw. unvollständig. Die Niederschlagsabweichung um $\pm 5\%$ (1σ) ist mit hoher Wahrscheinlichkeit zu gering. Abflussmessungen der Oberflächengewässer sowie der Quellabflüsse (SDC) und des Arteser KIN 7 können durch geräte-, prinzip- und bearbeiterspezifische Fehler hohe Abweichungen aufweisen. Die Angaben für den Überlauf der Quellen des SDC bei Tabgha sind zudem durch die vorhandenen Messvorrichtungen äußerst ungenau.

Unsicherheiten in der Bilanzberechnung

Für die Berechnung der Bilanzunsicherheit wurden Gl.-B8 bis Gl.-B10 (nach Rimmer & Gal, 2003) die in Tab. B4 aufgeführten Messwertabweichungen zugrunde gelegt.

$$\sigma_{Q_{\text{gemessen}}} = \sqrt{\sum_i (\sigma_{Q_{\text{in}}})^2 + (\sigma_{Q_{\text{out}}})^2} \quad \text{Gl.-B8}$$

$$\sigma_{A_{\text{gemessen}}} = \sqrt{\sum_i [(C_{\text{in}} \cdot \sigma_{Q_{\text{in}}})^2 + (\sigma_{C_{\text{in}}} \cdot Q_{\text{in}})^2] + [(C_{\text{SG}} \cdot \sigma_{Q_{\text{out}}})^2 + (\sigma_{C_{\text{SG}}} \cdot Q_{\text{out}})^2]} \quad \text{Gl.-B9}$$

$$\sigma_{A_{\text{SG}}} = \sqrt{\sum_i (C_{\text{SG}} \cdot \sigma_{V_{\text{SG}}})^2 + (V_{\text{SG}} \cdot \sigma_{C_{\text{SG}}})^2} \quad \text{Gl.-B10}$$

Tab. B4: Messunsicherheiten bei der Erhebung und Berechnung der Parameter für die Bilanzierung des See Genezareth (Mekorot, 2005) [* Daten von Rimmer & Gal, 2003, ^s angenommener Wert – keine offiziellen Angaben]

Komponente	Fehler-Einheit	Messunsicherheit	Dimension
Jordan	%	10	m ³
Yarmouk	%	5	m ³
Lokale Verbraucher	%	10	m ³
NWC	%	2	m ³
Niederschlag	%	5	m ³
Evaporation	%	14	m ³
Deganya Damm	%	10	m ³
Chlorid-Konzentration Seewasser	mg/l	2	mg Cl/l
Hypsographische Beziehung zwischen Seespiegel und Seevolumen	Mio. m ³	0,6*	Mio. m ³ /cm
Volumenänderung des Seekörpers	Mio. m ³	1,66*	Mio. m ³
KIN 7	%	10 ^s	m ³
Überlauf SDC	%	10 ^s	m ³
Oberflächenabfluss	%	10 ^s	m ³

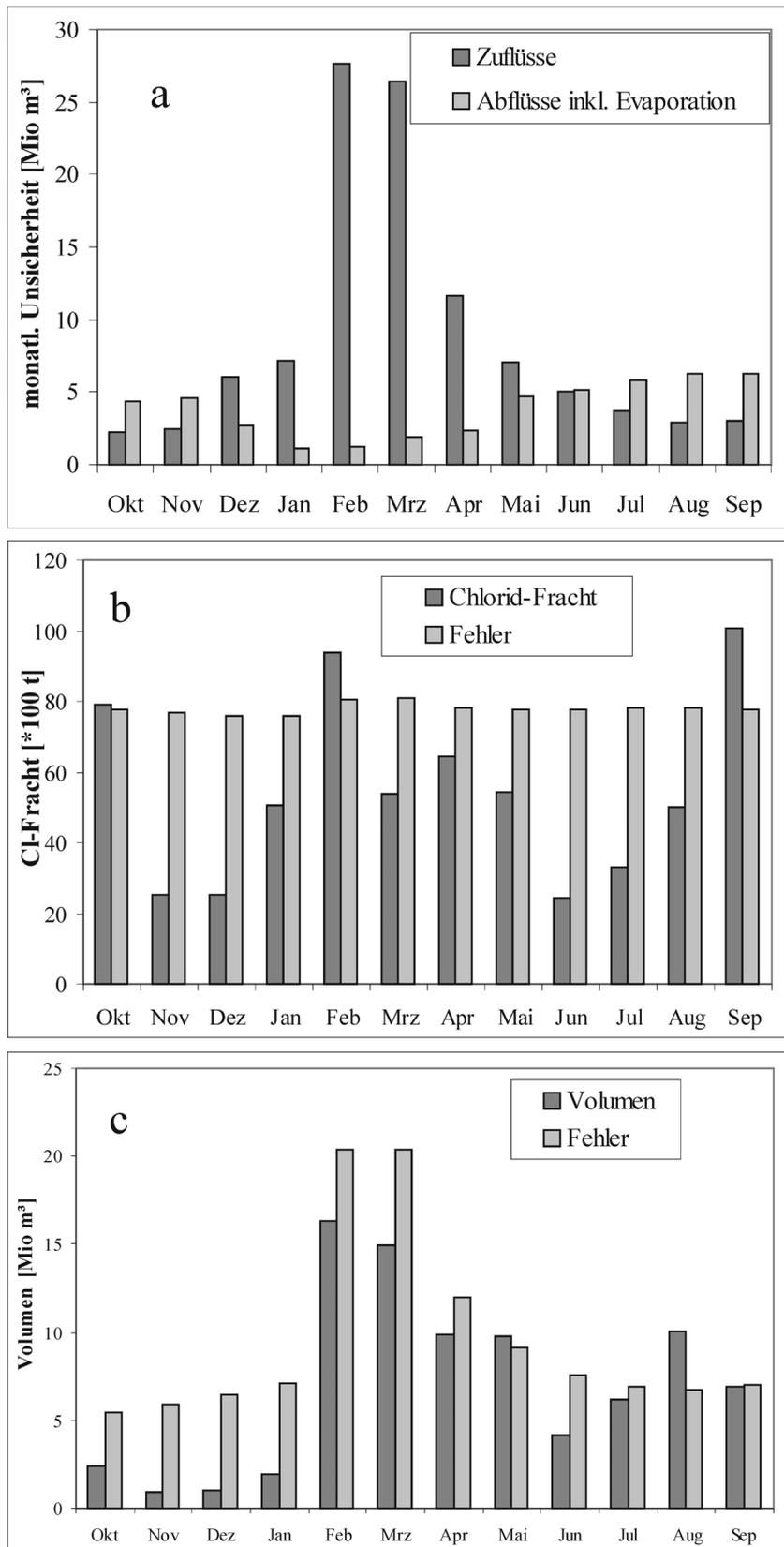


Abb. B5: Darstellung der a) monatlichen Unsicherheiten der Volumina der Zu- und Abflüsse sowie der bilanzierten Werte der un spezifizierten Zuflüsse X und die zugehörigen Fehler für b) die Volumenbilanz V_X und c) die Stoffmengenbilanz A_X für Chlorid.

Die Unsicherheiten der gemessenen Zufluss- (V_{in}) und Abflussmengen (V_{out}) für die Volumenbilanz betragen jeweils monatlich $2-18 \times 10^6 \text{ m}^3$ und $1-4.5 \times 10^6 \text{ m}^3$. Die Unsicherheit für die Änderung des Seevolumens, die mit der Seespiegelmessung zusammenhängt, wird nach Assouline (1993) und Rimmer & Gal (2003) mit $1,6 \times 10^6 \text{ m}^3$ angenommen. Während der Neubildungsperiode ist die Messunsicherheit im Wesentlichen durch die Zuflüsse in den See bestimmt und beträgt im Februar und März ca. $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Abb. B5a). Dagegen bestimmen die Abweichungen der berechneten Evaporation zur Trockenzeit den totalen Fehler von etwa $5 \times 10^6 \text{ m}^3$. Als Folge des sehr niederschlagsreichen Winters (vgl. Tab. 8-1) sind die totalen Fehlerbeträge während der Neubildungszeit höher als von Rimmer & Gal (2003) bestimmt. Die Ursachen der Messunsicherheit sind detailliert in Assouline (1993) angegeben. Die

Hauptursache für die Messunsicherheit der Stoffmengenbilanz sind Messungenauigkeiten bei der Bestimmung der Konzentration von Cl (oder Br) im Seewasserkörper. Der maßgebliche Faktor ist dabei das Volumen des Sees ($3,3 - 4,07 \times 10^9 \text{ m}^3$ im Bilanzzeitraum). Bezüglich der Stoffmengenbilanzierung sind gegenüber der Unsicherheit der Stofffracht im See sämtliche andere Messunsicherheiten vernachlässigbar klein. Eine Reproduzierbarkeit von „nur“ 2 mg/l Cl ($< 1\sigma$) bei der Cl-Bestimmung im Seewasser entspricht einer Fracht von $6,6 - 8,1 \times 10^6 \text{ kg Cl}$. Bereits diese Unsicherheit überdeckt an 9 von 12 Monaten die monatlich bilanzierte Stofffracht der unspezifizierten Zutritte von $2,5 - 10 \times 10^6 \text{ kg Cl/Monat}$.

Anhang C: Einträge durch Diffusion und Advektion

C 1 Berechnung der Diffusions- und Advektionsprozesse

Konzentrationsgradienten von Cl^- in Sedimenten mit der Porosität p ermöglichen diffusive und möglicherweise advective Ströme F_{AD} die nach Gl.-C1 berechnet werden können:

$$F_{\text{AD}} = -p^2 \cdot D_{\text{Cl}} \cdot \frac{dc}{dz} + v \cdot C_{\text{z}p} \quad \text{Gl.-C1}$$

Die Porosität des Seesedimentes von 0,89 (Stiller, 1994) wurde für den Seeboden als homogen angenommen. Der molekulare Diffusionskoeffizient D_{Cl} beträgt nach Stiller et al. (1975) $505 \text{ cm}^2/\text{a}$ bei 15°C . Die Fließgeschwindigkeit des Porenwassers ist v und c_z ist die Element-

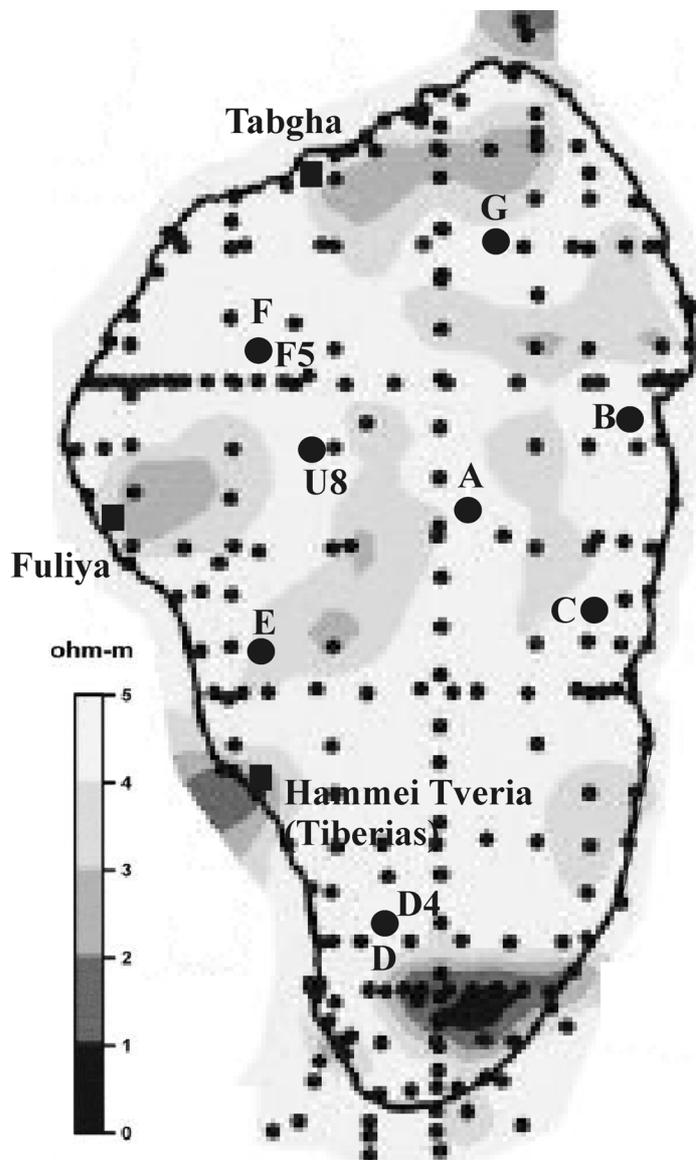


Abb. C1: Flächen gleicher spezifischer Widerstände (nach Goldman et al., 2004) und die Probenpunkte der Porenwässer (Stiller et al., 1975; Dror et al., 1999).

konzentration in der Tiefe z . Porenwasseranalysen (Stiller, 1994; Dror et al. 1999) aus verschiedenen Bohrungen, die über den gesamten Seeboden verteilt sind, und deren zugehörige Cl^- -Ströme wurden in 4 Gruppen klassifiziert (Tab. C1). Diese Gruppierung basiert auf Messungen der spezifischen Widerstände mittels TDEM (Box 3) und der ermittelten Flächen gleicher Widerstände (Goldman et al., 2004) (Abb. C1). Die Verteilung von Bereichen variabler Salinität wird als anstehender Salzspiegel mit heterogener Oberfläche interpretiert, der sich mit abnehmender Konzentration bis in den oberen Teil der Sedimentsäule durchpaust. Unter dieser Annahme wurde der See in identische Flächen klassifiziert, in denen die Diffusions- und Advektionsraten ebenfalls näherungsweise übereinstimmen (Tab. C1). Die Cl^- -Ströme in den einzelnen Bohrungen wurden mit dem Flächeninhalt der Areale mit gleichen spezifischen Widerständen gewichtet (Tab. C1). Aus geophy-

sikalischen und hydraulischen Untersuchungen (Ben-Avraham et al., 1996; Reznikov et al., 2004; Rimmer, 2000; Abbo et al., 2003) ist bekannt, dass etwa 1/3 des Sees (westlich der geogr. Länge 254 NIG) außerhalb des Grabens *sensu stricto* liegt (vgl. Kapitel Strukturgeologie) und die Aquifersysteme des Unteren Galilee (Tiberias, Fuliya, Tabgha) bedeckt. In diesem Gebiet wird angenommen, dass advektiver über den diffusiven Salztransport dominiert. Diesem Gedankengang folgend ist innerhalb des Grabens *sensu stricto* der diffusive Prozess vorherrschend, während advektive Ströme vorwiegend an Zonen höherer hydraulischer Leitfähigkeit gebunden sind (Störungsbahnen).

Table C1: Klassifizierung der Porenwässer. Angegeben sind die Eingangsparameter und die spezifischen Cl-Ströme die durch Diffusion und Advektion entstehen sowie die Größe der jeweiligen Flächen gleicher spezifischer Widerstände.

Porenwasser Probe	Diffusion [mg/cm ² a]	Advektion [mg/cm ² a]	v [cm/a]	dc/dz (Durchschnitt der Klasse) [mg/cm ⁴]	F_{AD} Gl.-C1 [mg/cm ² a]	Fläche [km ²]	Masse Cl [10 ⁶ kg]
A (B-D, D4, F, F5, U8 G) ^S	4,37	1,04	3,8 ^S	0.012	5,4	117	6.3
E ^S	7,16	0,95	3,8 ^S	0.020	7,5	36	2.7
Fuliya ^D	-	64	56 ^D	0.771	64	15	9.6
Tiberias ^D	-	340	25 ^D	1.546	340	1-3*	3.5-10
total							22-29

^D nach Dror et al. (1999): ^S nach Stiller et al. (1994) * 1 km² nach Goldman et al. (2004) und 3 km² nach Braudo et al. (1970)

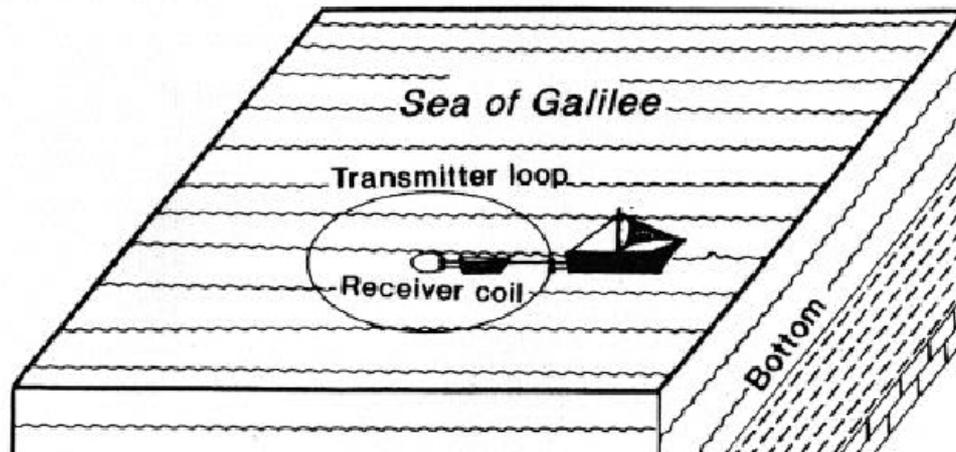
C 2: Unsicherheiten bei der Diffusions- und Advektionsberechnung

Die Berechnung des Chloridtransportes durch den gesamten Seeboden (ca. 170 km²) auf der Basis von 12 Bohrungen sowie der Wichtung der Diffusions- und Advektionsraten mit den Flächen gleicher spezifischer Widerstände im Seesediment kann nur eine grobe Annäherung an die Realität geben. Zudem ist die Repräsentativität der Probenpunkte fraglich, da gerade außerhalb des Grabens Regionen mit höherer Störungsdichte zu kleinräumigen Heterogenitäten der Strömungsgeschwindigkeit v führen. Die Abschätzung der Flächeninhalte gleicher spezifischer Widerstände unterliegt ebenfalls großen Fehlern.

Weiterhin muss angenommen werden, dass die saisonalen Schwankungen des Seespiegels und des Grundwasserangebotes in den Aquifersystemen des Unteren Galilee die Advektionsraten in den Bereichen in denen die Advektion dominiert (Fuliya, Tiberias) stark beeinflussen.

Box B-3: TDEM-Messungen

Die **t**ime **d**omain **e**lectromagnetic (TDEM) Messung gehört zu den geophysikalischen Potential-Methoden, die zur Charakterisierung des Untergrundes elektromagnetische Felder nutzen. Die TDEM-Methode misst die Leitfähigkeitsunterschiede des Untergrundes in z-Richtung. Als Ergebnisse werden Vertikalprofile des spezifischen Widerstandes ρ in [Ωm] ausgegeben.



Prinzip der TDEM-Messung im See Genezareth (Goldman et al., 2004).

Während der Messung wird mittels einer Kabelschleife (Transmitter-Loop) ein primäres Elektromagnetisches Feld im Untergrund induziert. In diesem Kabel fließt ein Wechselstrom, der periodisch mit 3-75 Hz aus- und angestellt wird. Die abrupte Unterbrechung des Stromflusses auf Null induziert nach dem Faraday'schen Gesetz einen kurzen Spannungsimpuls in den Untergrund. Dadurch wiederum bildet sich eine Stromschleife, die als Abbild der Transmitterschleife (T-Schleife) im Untergrund angesehen werden kann. Durch den Untergrundwiderstand nimmt die Amplitude des Stromes jedoch sofort ab. Allerdings induziert auch diese Schleife erneut einen Spannungspuls in den tieferen Untergrund, der ebenfalls durch den Untergrundwiderstand eine abnehmende Stromschleife bildet, die erneut einen Spannungsimpuls induziert und so weiter. Die Amplitude des Stromflusses als Funktion der Zeit wird gemessen, indem man mittels einer mehrfach gewickelten Empfängerspule (Receiver coil) das abnehmende magnetische Feld misst. Bei der Zentralen-Schleifen-Anordnung befindet sich die Empfängerspule (E-Spule) direkt in der Mitte der T-Schleife. Die Empfängerspule hat gewöhnlich mehrere sequenziell geöffnete Zeitfenster, in denen die Amplituden der abnehmenden Spannung gemessen werden.

Je größer der Durchmesser der T-Schleife gewählt wird, umso größer ist die Eindringtiefe. Anordnungen von 50x50 m erreichen eine Erkundungstiefe von 100m, während 500x500 m Durchmesser bis in Tiefen von rund 1000 m eindringen. Im Falle der TDEM-Messungen im See Genezareth wurden die T-Schleife und die E-Spule schwimmend auf dem Seespiegel eingesetzt.

Anhang D: Ce-Bilanz

D 1: Berechnung der Ce-Bilanz

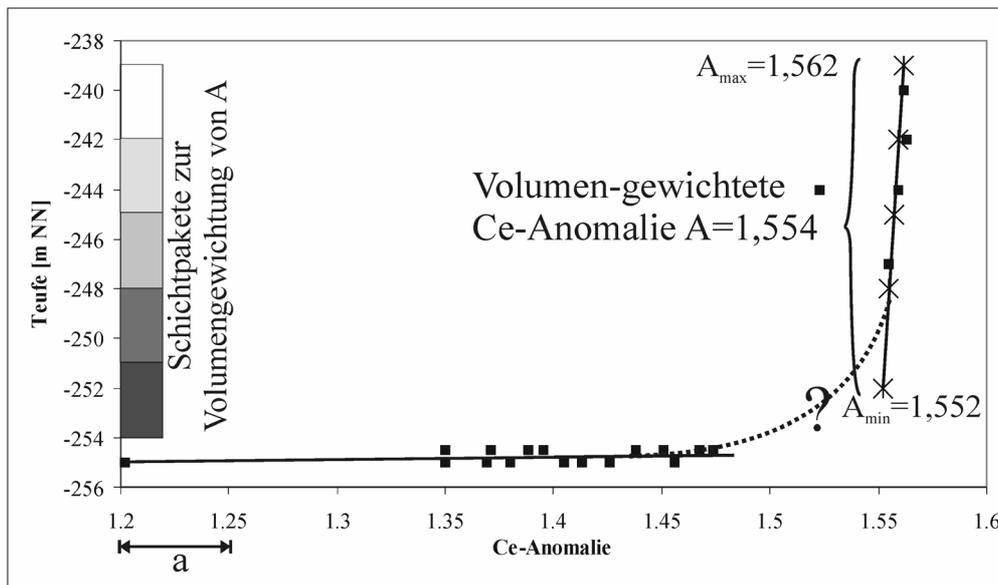


Abb. D-1: Prinzip der Berechnung der volumengewichteten Ce-Anomalie in Benthosnähe

Die auffälligste Änderung der chemischen Zusammensetzung an der Sediment-Wasser-Grenzschicht ist die Ce-Anomalie im Hypolimnion des See Genezareth. Die beobachteten Trends zeigen, dass die maximal beobachtete Ce-Anomalie im Hypolimnion während der stratifizierten Periode etwa $A_{\max}=1,562$ und während der durchmischten Zeit $a=1,2$ bis $1,25$ ist (Abb. D1). Unter der Annahme, dass erstere Werte typisch für das System von Mai bis Dezember sind, ergibt die Bilanzgleichung (Gl.-D1) den prozentualen Anstieg des Volumens des Hypolimnions der durch das exfiltrierende Porenwasser ε verursacht wird

$$A(1 + \varepsilon) = a\varepsilon + A_{\max} \quad \text{Gl.-D1}$$

Die volumengewichtete durchschnittliche Ce Anomalie $A=1,554$ in den unteren 18 m des Sees ist schichtweise abgeschätzt worden (Abb. D2). Das Volumen der Schichten ist nach der hypsographischen Kurve (Abb. B2) (Ben-Avraham et al., 1990) und der Schichtmächtigkeit von jeweils 3 m bestimmt worden. Die Angaben zur Größe der Ce Anomalien entstammen der Abb. 7-41. Um die höchstmögliche Übereinstimmung der analysierten Ce Anomalien mit den gewichteten Mittelwerten zu erhalten, wurden letztere auf die real gemessenen Ce Anomalien angepasst. Daraus ist ein volumengewichtetes Minimum für A von $1,552$ abzuleiten. Gl.-D2 nach der gesuchten prozentualen Volumenerhöhung ε des Hypolimnions umgestellt ergibt:

$$(1,562 - 1,552) / \left(1,552 - \frac{1,20}{1,25} \right) = \frac{0,029}{0,033} \quad \text{Gl.-D2}$$

Das Volumen des Hypolimnions (bis zu einer Höhe von -237 m NN) beträgt $543 \times 10^6 \text{ m}^3$ und wird um schätzungsweise $3,1 \%$, was einer Menge von $17 \times 10^6 \text{ m}^3$ entspricht, erhöht. Ver-

gleicht man das mit der Fläche, die das Hypolimnion einnimmt ($65 \times 10^6 \text{ m}^2$), beträgt die

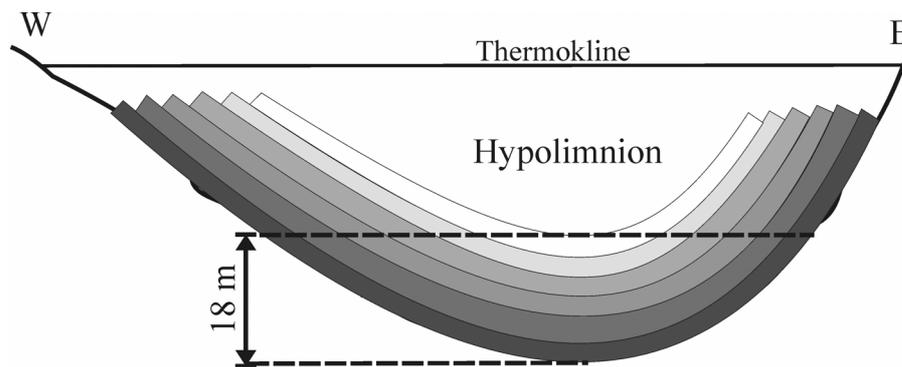


Abb. D2: Aufbau der schichtweisen Gewichtung des Volumens des Hypolimnions

durchschnittliche lineare Flussrate etwa 26 cm/a. Setzt man diese Rate für die gesamte Seefläche an ($170 \times 10^6 \text{ m}^2$), so beträgt der jährliche Zustrom von Wasser aus dem Boden etwa $44 \times 10^6 \text{ m}^3$. Das

entspricht etwa 1 % des Seevolumens. Nimmt man diese Menge und multipliziert sie mit einem durchschnittlichen Cl-Gehalt von 350 mg/l in den oberen 0,3 m des Sedimentes (Stiller et al, 1975), wird dem See auf diese Weise ein Minimum von $15 \times 10^6 \text{ kg Cl}$ pro Jahr zugeführt. Das wiederum entspricht mit $100 \times (44 \times 10^6 \times 0,35 / 4,2 \times 10^9 \times 0,26) = 1,4 \%$ Anstieg des Cl-Gehaltes des Sees, was unterhalb der analytischen Nachweisgrenze von 2 % liegt.

Anhang E: Finite Element Modellierung mit FEFLOW[®] 5

Für die Region der heißen Tiberias Quellen konnte vom F. Magri (GFZ Potsdam) durch eine instationäre Strömungssimulation die prinzipielle Möglichkeit eines thermisch bedingten Auftriebs von thermo-salinaren Solen entlang der westlichen Störungszone des Beq'at Kinarot nachgewiesen werden (Siebert et al., in review.). Die gekoppelten Gleichungen von Fluidfluss, Massen und Wärmetransport wurden mittels der finiten Elemente Software FEFLOW[®] 5 (WASY-GmbH) gelöst. Das Gebiet, die Modellgrenzen und die Startbedingungen für die Simulation sind in Abb. A8 und die physikalischen Rahmenbedingungen in Tab. A11 dargestellt. Der Druckspiegel ist an der Oberfläche festgemacht: $h=800 \text{ m}$ entsprechend der Flankenhöhe am westlichen Ende des Profils und im übrigen Profil 0. Für die Temperatur und Konzentration wurden open boundary Bedingungen (Cauchy Typ) an der Oberfläche der Störungszone mit $T^*=20^\circ\text{C}$ und $C^*=0 \text{ g/l Cl}$ definiert. Eine first kind boundary condition (Dirichlet Typ) wurde in direktem Bezug zum Seeboden definiert. Detaillierte Informationen über die Physik der open boundary Bedingungen sind in Magri et al. (überm.) angegeben. Die existierenden See-Aquifer-Beziehungen wurden in die Simulation nicht mit einbezogen. Am Top des Salzkörpers (z.B. des Zemah 1 Körpers) wurde eine Solenkonzentration von 345 g/l Cl und an dessen Basis eine konstante Temperatur (200°C) festgelegt, die einem linearen vertikalen Gradienten von 40°C/km entspricht. Die seitlichen Modellgrenzen sind impermeabel für Fluide, Massen und Wärme. Zu Beginn der Simulation befindet sich, abgesehen von der Halit-gesättigten Salzschrift unter dem See überall Süßwasser (Abb. E1). Das initiale Temperaturprofil wurde aus einer steady state Simulation für konduktiven Wärmetransport abgeleitet.

Tabelle E1: Physikalische Parameter der einzelnen stratigraphischen Schichten.

Einheit	Permeabilität [m ²]	Porosität [--]	ρ_s [kg/m ³]	Wärme Kapazität [J/(kg*K)]	Wärmeleit- fähigkeit [J/(K*m*s)]
1	1.e-12	0.23	2670	1180	1.5
2	1.e-13	0.10	2400	1000	1.9
3	1.e-14	0.13	2700	1180	2
Störungszone	1.e-11	0.3	2700	1180	1.6
Salz	~0.0	~0.0	2160	840	3.5
Basis	~0.0	~0.0	2700	1000	2.6

Die Simulation zeigt, dass das System eine starke Konvektionszelle innerhalb der Störungszone ausbildet. In dem thermo-salinaren Konvektionsstrom sind Masse und Temperatur eng gekoppelt. Die berechneten Konzentrations- und Temperaturprofile der Störungszone sind in Abb. 6-7 dargestellt. In dieser hoch permeablen Region steigt die Sole fingerartig aufwärts (Abb. 6-7a). Diese Störungsgebundene Konvektionszelle ist charakterisiert durch Solen, die an der Erdoberfläche mit etwa 20 g/l gelöstem Halit austreten. Ein abwärts gerichteter Strom von Süßwasser aus südlichen oder nördlichen Richtungen nährt das System innerhalb des Grabens mit gering salinarem Wasser. In Verbindung mit diesem aufsteigenden Solenstrom

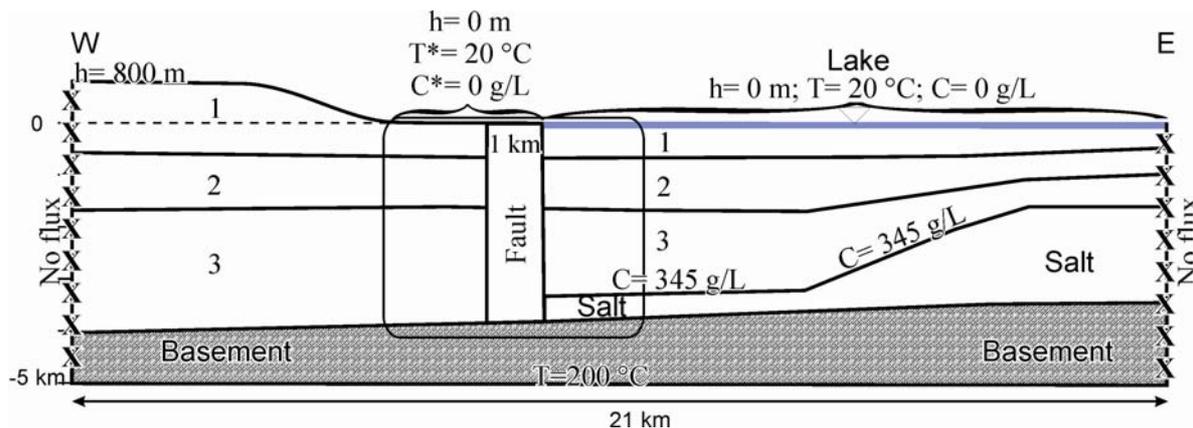


Abb. E1: stellt die Lage, die Rand- und Initialbedingungen für eine vertikale 2d-Modellierung dar. Das Profil ist 5 km mächtig und beeinflusst durch eine vertikale Störung, die bis in den tief liegenden Salzkörper reicht. Die gezeigten Simulationsergebnisse beziehen sich auf das Rechteck um die Störungszone.

treten hohe Temperaturen von bis zu 70°C in den austretenden Wässern auf (Abb. 6-7b). Die Grabenbereiche, in der das Wasser abwärts fließt werden zu einer großräumigen Zone mit niedrigeren Temperaturen. Westlich der Störungszone gibt es keine konvektiven Bereiche und der topographisch bedingte Abfluss findet in den Aquiferen statt. Das zeigt, dass die Störungszone die bevorzugten Fließwege, dass heißt für den Wärme- und Stofftransport) für konzentrierte Solen sind. Die numerische Modellierung macht weiterhin die Bedeutung von Temperaturgradienten für einen Auftrieb von Solen an die Oberfläche deutlich. Innerhalb des Störungssystems sind daher sehr wahrscheinlich thermisch induzierte Fluidbewegungen die Hauptprozesse, die zum Auftreten der thermo-salinaren Wässer in Tiberias führen.

**Anhang F:
Legende zu Abb. 6-2**

q	Aluvium
ls	quartäre Rutschung
qu	Gasdot und Mishmar Ha'Yarden Fmt. (Quartär)
	Eruptionskegel (Quartär)
β qg	Golan Basalt, Raqqat Basalt (Quartär)
β qy	Yarmouk Basalt (Quartär)
β qyr	Yarda Basalt (Quartär)
β gh	Hasbani Basalt (Quartär)
npc	undifferenzierte Konglomerate (Neogen-Quartär)
β n	undifferenzierte Basalte (Neogen-Quartär)
β pd	Dalton Basalt (Pliozän)
β c	Cover Basalt (Plio-Pleistozän)
p	Bira und Gesher Fmt. (Pliozän)
β m	Lower und Intermediärer Basalt (Miozän)
m	Hordos Fmt. und Umm Sabune Konglomerat (Miozän)
ol	Susita Fmt. (Oligozän)
e	Eozäne Kalk- und Kreidesteine
ue	Fiq Fmt. (Oberes Eozän)
ebk	Bar Kokba Fmt. (Mittleres Eozän)
emr	Maresha Fmt. (Mittleres Eozän)
et	Timrat Fmt. (Unter-Mittel Eozän)
ea	Adulam Fmt. (Unter-Mittel Eozän)
sp	Mt. Scopus Gruppe (Senon-Paläozän)
mp	Kalksteine und Mergel (Mastricht-Paläozän)
t	Bina Fmt. (Turon)
c ₃	Sakhnin und Yanuh Fmt. (Cenoman)
c ₂	Dir Hana Fmt. (Cenoman)
c ₁	Yagur Fmt. (Alb-Cenoman)
lc	Unter Kreide (Kalk-, Kreide-, Mergel-, Sandstein)
lck	Kurnub Gruppe
ju ₂	Be'er Sheva und Haluza Fmt. (Ober Jura)
ju ₁	Kidod Fmt. (Ober Jura)
jm	Hermon Fmt. (Mittel Jura)

Anhang G:

Legende zu Abb. 7-6 bis 7-28

- + See Genezareth 2000
- + See Genezareth 2002
- + See Genezareth Nov 2003
- + See Genezareth 2004
- ▲ Haupt-Quelle (HT) 2000
- △ Haupt-Quelle (HT) 2004
- ▲ Römer-Quelle (HT) 2004
- ◆ D 906 2000
- ◇ D 906 2004
- ◆ KIN 5 2000
- ◇ KIN 5 2004
- ◆ Fuliya B 2000
- ◇ Fuliya B 2004
- ◆ Fuliya A 2000
- ◇ Fuliya A 2004
- ▲ KIN 10b 2000
- △ KIN 10b 2004
- Ein Sheva 2000
- Ein Sheva Mai 2003
- Ein Sheva 2004
- KIN 7 2000
- KIN 7 Mai 2003
- KIN 7 2004
- Sartan gering salinar 2000
- Sartan gering salinar 2004
- Sartan salinar 2000
- Sartan salinar 2004
- Barbutim 2000
- Barbutim 2004
- ▲ KIN 8 2000
- △ KIN 8 2004
- ◆ Ein Tina 2000
- Migdal Quelle Nov 2003
- ✖ Shamir Bohrg. Nov 2003
- Amnon Quelle Mai 2003
- Amnon Quelle Nov 2003
- ✖ Huqoq 2000
- ✖ Kalanit 2 2000
- ◇ Ein Porih Mai 2003
- ◆ Ein Porih Nov 2003
- Ein Makla 2000
- Ein Makla 2004
- Ein Reach 2000
- Ein Reach 2004
- ✖ Alonei HaBashan3 2000
- ▲ Ha'On 1 2000
- △ Ha'On 1 2004
- ▲ Gofra 2000
- ▲ Gofra Mai 2003
- ✖ Jordan

Anhang H: Datenblätter Haupt- und Nebenelemente. Spalte 2 repräsentiert den Zahlencode der Probenahme - Lokalitäten in Abb. 2-1, Koordinaten: Neues Israelisches Gitter

Spüder Typ	ID	Lokalität	X	Y	T °C	pH	Eh mV	Lf mS/cm	TDS mg/l	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Sr mg/l	Rb µg/l	Cs µg/l	Ba µg/l	Y ng/l	U ng/l	SiO ₂ mg/l	Cl mg/l	Br mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	B mg/l	
																											NIG
B1	12	82	D 906	249571	745961	25.0	7.22	-85	1178	186	4.00	45.6	111	0.641	3.37	0.114	83.3	1.37	52.3	14.9	432	2.25	58.3	312	111.8	0.09	
B1	526		D 906			25.0	7.37	275	884	113	5.57	38.6	99.4	0.625	2.59	0.0752	81.3	0.517	34.2	15.8	261	1.31	38.5	300	111.2	0.08	
B1	1	92	Huqoq	246548	753074	18.6	7.30	210	883	667	2.70	28.5	76.6	0.394	1.08	0.0202	84.3	1.25	558	22.0	89.6	0.26	12.8	357	34.5	0.05	
B1	2	93	Ein Tina	250639	752807	19.0	7.63	230	683	567	3.00	32.4	71.5	0.194	1.19	0.0377	32.5	6.59	425	13.7	47.7	0.22	12.8	348	10.2	0.04	
B1	0	105	Kalani 2	243614	753439	25.5	7.19	22	657	658	1.80	32.6	79.3	0.172	0.776	0.0142	23.1	1.76	349	13.1	29.6	<NG	8.00	464	12.1	-	
B1	3	11	Migdal Quelle	248216	749760	26.9	7.36	478	730	567	1.98	37.1	80.3	0.220	-	-	40.6	-	-	16.9	46.0	-	10.2	333	13.9	-	
B1	373		Migdal Quelle			25.0	7.22	422	713	555	2.58	35.3	75.6	0.207	-	-	32.1	1.96	488	15.7	43.2	0.15	8.45	337	10.6	-	
B1	4	2	Annon Quelle	255698	755175	25.0	8.19	421	688	44	0.52	49.5	85.8	0.511	-	3.00	10.1	-	-	52.4	85.5	-	13.9	326	29.9	0.04	
B1	374		Annon Quelle			24.1	8.19	319	844	669	0.98	44.3	75.4	0.461	-	-	-	11.5	364	51.0	81.8	0.43	12.4	331	31.7	-	
B1	24	168	Alonei HaBas-han 3	278729	770488	20.9	8.46	228	293	252	4.60	8.00	9.90	0.096	7.20	0.0153	-	0.269	253	23.4	17.2	-	4.90	132	8.60	-	
B2a	5	91	Druzi Quelle	252018	753170	18.3	7.60	108	513	2931	29.1	84.7	305	5.94	21.2	1.53	97.9	7.67	511	13.7	1437	15.1	140	219	10.9	0.41	
B2a	6	89	KIN 7	252012	753138	24.3	7.07	190	3.65	2082	422	16.1	46.7	228	3.55	14.7	2.24	72.0	16.4	459	15.2	944	10.5	81.4	298	16.9	0.25
B2a	6		KIN 7			23.2	7.19	440	1.59	950	6.55	24.4	123	1.54	6.50	3.00	61.4	-	-	15.7	320	3.11	29.4	265	21.8	0.08	
B2a	520		KIN 7			24.0	7.19	417	1.07	727	82.9	4.50	17.9	105	0.98	3.29	0.372	65.4	11.9	487	14.7	181	1.64	17.8	278	22.6	0.06
B2a	7	88	Ein Sheva	251894	753126	25.2	7.06	148	4.66	2820	564	23.5	76.7	291	4.33	18.9	2.92	71.0	14.9	463	14.1	1405	13.4	109	306	13.6	0.33
B2a	7		En Sheva			23.9	7.06	446	2.71	1565	293	12.1	42.0	170	2.84	11.6	13.0	62.3	-	15.4	690	6.74	56.5	259	17.2	0.14	
B2a	519		Ein Sheva			24.8	7.09	436	2.31	1362	234	10.2	36.1	154	2.36	7.23	1.17	62.0	11.2	491	14.1	559	5.24	46.6	279	20.1	0.13
B2a	8	87	Sartan gering salinar	251905	754200	27.8	6.85	122	5.97	3679	812	31.2	91.7	330	7.67	25.3	3.95	74.6	11.7	410	15.4	1930	17.4	143	287	13.1	0.40
B2a	518		Sartan gering salinar			38.4	6.95	286	4.61	2623	570	23.8	66.7	244	5.14	18.0	2.80	73.4	8.77	438	16.9	1291	11.9	104	270	18.7	0.31
B2a	9	86	Sartan salinar	251900	754200	28.8	6.79	61	9.07	5628	1274	51.4	149	518	14.1	38.7	6.31	63.0	9.26	493	13.1	3000	30.5	245	325	7.10	0.59
B2a	517		Sartan salinar			39.5	6.85	187	8.42	4557	1035	39.8	109	413	8.48	27.8	4.65	71.0	8.89	501	15.2	2426	22.1	195	279	14.5	0.49
B2a	10	94	Barbutim	250971	752050	28.3	6.89	105	9.18	5566	1273	44.9	158	543	11.9	38.5	5.63	42.8	2.33	541	12.5	2864	29.2	264	361	4.20	0.59
B2a	527		Barbutim			251424	751706	23.0	7.10	294	-	5024	1103	73.9	132	448	8.72	47.9	1.19	687	13.4	2662	24.7	203	346	8.59	0.52
B2b	22	107	Ein Reach	262814	732035	38.0	6.85	-290	1.73	1150	143	12.2	39.5	142	2.94	20.0	2.70	118	2.45	1281	20.35	309	3.82	115	362	<NG	0.181
B2b	585		Ein Reach			41.5	6.8	-147	1.76	1197	156	12.6	39.5	134	3.44	21.4	2.92	118	1.75	1118	23.51	345	4.25	119	353	5.27	0.202
B2b	23	108	Ein Makla	262640	732016	47.3	6.64	-317	2.19	1477	212	18.0	44.2	178	5.21	32.5	4.71	109	4.46	811	26.19	488	6.55	158	340	<NG	0.246
B2b	586		Ein Makla			49.6	6.7	-166	2.16	1402	210	17.2	42.0	152	5.19	31.1	4.60	106	4.18	807	27.53	465	5.98	151	326	<NG	0.262

Anhang H: Fortsetzung Datenblätter Haupt- und Nebenelemente.

Spider Typ	Abt. 2-1	ID	Lokalität	X	Y	T °C	pH	Eh mV	Lf mS/cm	TDS mg/l	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Sr µg/l	Rb µg/l	Cs µg/l	Ba µg/l	Y ng/l	U ng/l	SiO ₂ mg/l	Cl mg/l	Br mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	B mg/l
B3	17	80	Haupt-Quelle, HT	251842	741438	59.0	5.98	-227	44.0	31777	7197	333	655	3418	77.8	280	47.3	284	10.6	136	28.2	18810	242	796	197	20.1	2.85
B3		524	Haupt-Quelle, HT			55.0	6.27	88	41.5	25935	5068	297	579	2671	55.3	-	-	244	-	-	32.9	16175	218	684	145	8.08	2.48
B3		577	Haupt-Quelle, HT			46.7	6.40	197	41.5	27321	5818	298	580	3112	55.7	257	33.5	241	9.04	324	34.4	16369	219	687	145	-	2.45
B3	18	523	Römer-Quelle, HT	251840	741445	57.5	6.41	51	46.0	30974	6335	336	639	3403	62.5	295	37.6	272	7.76	164	35.0	19018	246	755	135	5.30	2.66
B3	11	90	KIN 8	252034	753239	27.8	6.97	-50	39.5	26158	7296	260	466	1742	46.6	178	14.0	95.4	1.26	0.535	0.257	15490	122	706	17.1	10.5	1.79
B3		525	KIN 8			25.0	6.52	247	39.3	24660	6585	248	426	1614	44.1	179	13.5	107	0.707	0.000	0.377	15198	117	410	8.5	8.10	1.45
B3	13	85	KIN 5	249779	745681	25.0	7.99	-75	11.8	7186	1869	67.4	181	426	10.3	35.6	0.500	88.8	2.25	25.6	2.12	4271	28.4	295	34.8	-	0.68
B3		574	KIN 5			17.8	9.11	341	1.06	4236	934	35.5	99.0	388	6.97	28.9	2.48	91.3	4.75	85.8	6.23	2173	19.9	129	440	3.76	0.44
B3	14	84	KIN 10b	249766	745712	27.0	8.90	-300	46.2	29969	8044	306	748	1856	41.2	166	8.94	102	-	0.323	-	17213	122	1606	20.7	10.8	1.96
B3		573	KIN 10b			16.4	8.67	330	1.07	29677	7856	292	674	1746	32.6	162	6.35	109	0.720	-	6.27	17563	121	1364	17.1	3.77	1.97
B3	15	102	Fuüiya A	249753	745879	28.4	7.03	283	3.37	1597	392.4	21.0	62.8	167	1.55	-	-	74.6	2.01	729	20.6	797	5.46	110	-	18.5	0.18
B3		560	Fuüiya A			24.4	7.35	54	9.40	5394	1337	47.6	148	358	4.86	25.8	1.29	55.8	0.164	140	12.1	2927	20.0	322	217	-	0.55
B3	16	101	Fuüiya B	249725	745913	28.1	6.99	188	3.76	2341	475	20.3	81.2	212	1.50	-	-	66.9	1.23	678	21.8	987	6.87	191	326	18.3	0.21
B3		561	Fuüiya B			30.0	7.01	257	6.00	3536	799	29.1	102	271	3.24	14.6	0.821	80.1	0.648	854	20.6	1757	11.6	212	310	19.8	0.37
C	19	10	Ein Porith	252367	737365	25	7.83	297	6.08	3956	783	5.15	226	167	5.75	9.00	-	40.0	-	-	33.2	1352	870	329	186.02	0.477	
C		371	Ein Porith			22	8	337	5.62	3773	772	5.77	223	163	5.47	4.23	-	39.6	17.1	2487	31.9	1236	5.08	807	372	151	0.495
D	20	103	HaOn 1	258243	736641	24.2	6.62	-235	42.80	25124	5212	442	1657	1078	91.4	74.3	0.244	967	2.53	1.4	53.3	15800	207	59.8	504	17.3	1.76
D		522	HaOn 1			34.8	6.59	145	28.10	19742	4276	394	1169	758	58.8	59.0	0.109	931	6.09	-	62.8	11668	133	644	576	<2	2.12
D	21	104	Gofra	260459	745501	25.5	7.36	-305	8.74	4834	1187	71.5	213	230	10.5	32.0	0.208	287	5.50	308	32.9	2522	32.8	97.9	436	-	1.26
D		5	Gofra			31.9	6.88	-132	7.68	4564	1087	69.2	186	191	8.18	31.7	33.0	235	-	-	37.4	2540	28.8	170	246	<6.35	1.13

Anhang H: Fortsetzung Datenblätter Haupt- und Nebenelemente.

Spider Typ	ID	Lokalität	Analyseparameter														NO ₃ mg/l	B mg/l							
			X NIG	Y NIG	T °C	pH	Eh mV	Lf mS/cm	TDS mg/l	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Sr mg/l	Rb µg/l	Cs µg/l			Ba µg/l	Y ng/l	U ng/l	SiO ₂ mg/l	Cl mg/l	Br mg/l	SO ₄ mg/l
E	27	99 Meshushim	260460	756600	16.0	8.34	170	0.515	445	43.5	4.10	23.6	36.4	0.233	-	-	44.9	299	32.8	41.8	<NG	13.2	241	8.70	-
E	378	Meshushim			19	8.5	280	0.47	331	37.3	3.84	21.4	31.6	0.231	3.99	-	12.9	36.3	32.1	30.8	-	6.92	158	8.64	-
E	515	Meshushim			19	8.6	409	0.44	365	32.3	3.00	20.7	34.8	0.249	2.50	-	17.3	40.7	26.7	26.0	0.0721	8.43	207	6.06	-
E	26	100 Jordan	257717	756193	14.9	8.29	180	0.436	388	16.2	2.50	14.2	75.4	0.168	-	-	12.6	24.9	220	13.1	15.1	<NG	27.2	217	8.00
E	3	Jordan			23	8.59	408	0.4	351	10.3	1.25	8.63	63.5	0.145	-	-	12.4	-	10.2	13.4	-	21.8	214	7.97	-
E	375	Jordan			19	8.6	333	0.39	318	11.1	1.83	9.40	60.5	0.158	-	-	12.5	15.5	210	10.4	13.3	-	18.8	185	7.25
E	23	516 Jordan	262101	755108	21.9	8.65	383	0.429	447	33.9	2.6	24.6	42.4	0.517	0.665	2.00	18.5	16.2	300	8.96	16.7	0.0378	27.2	197	8.23
E	28	4 Daliyot			20	8.4	372	0.6	459	43.2	3.19	30.4	44.0	0.632	1.33	-	57.9	10.3	381	29.3	46.3	0.158	15.0	246	0.690
E	376	Daliyot			19	8.8	389	0.18	322	24.1	2.13	18.4	39.0	0.387	-	-	35.5	22.1	183	19.0	22.4	0.0511	13.4	182	0.560
E	512	Daliyot			261250	756200	16.4	8.54	405	36.8	2.35	26.7	43.3	0.334	1.16	-	18.0	45.9	223	26.3	31.0	0.097	9.9	262	3.08
E	29	513 Yehudiya	261374	752138	22.0	9.00	389	0.629	466	45.3	2.56	26.4	51.9	1.77	0.749	-	126.4	13.8	1042	23.1	60.5	0.254	29.1	217	8.36
E	30	511 Kanaf	250990	744500	19.6	8.10	102	1.21	721	139.8	6.70	30.7	55.2	0.709	3.81	0.0447	44.7	5.96	335	5.22	266	2.10	64.6	150	0.100
F	35	95 "Barbutim" - 1m	256793	747739	18.3	7.44	-296	1.26	790	127.5	7.00	33.3	69.0	0.719	3.92	0.0335	86.0	8.12	223	10.4	260	1.99	49.6	231	-
F	45	111 "A", -39 m	256921	747706	18.7	7.92	-228	1.26	739	137.1	7.20	35.0	57.8	0.734	3.83	0.0409	53.3	6.12	334	6.10	279	2.09	67.4	146	-
F	112	"A", -20 m	257050	747706	18.6	8.19	-70	1.25	737	138.0	7.10	34.3	56.5	0.726	3.82	0.0371	53.4	6.77	349	5.86	278	2.08	65.0	149	0.100
F	113	"A", -5m			251871	753136	26.3	8.30	300	159	7.20	35.2	55.4	0.978	5.02	0.165	50.4	9.05	371	6.93	346	2.71	61.2	108	0.6
F	34	151 "Tabgha", -5.50 m; 0.5 m üG			28.6	8.45	247	1.29	729	143	6.60	31.9	49.1	0.806	4.34	0.0507	48.6	4.89	366	6.84	301	2.29	59.1	128	<NG
F	153	"Tabgha", -1 m; 5 m üG			29.9	8.46	217	-	676	162	7.20	36.3	56.1	0.958	4.91	0.127	49.8	6.83	374	7.16	342	2.57	61.0	-	0.5
F	154	"Tabgha", -5.5 m; 0.5 m üG			25.7	8.28	280	1.45	678	162	7.20	36.2	57.6	1.01	5.10	0.201	50.2	5.56	370	7.25	342	2.67	60.4	-	0.9
F	155	"Tabgha", -5.8 m; 0.2 m üG			25.7	8.28	280	1.45	678	162	7.20	36.2	57.6	1.01	5.10	0.201	50.2	5.56	370	7.25	342	2.67	60.4	-	0.9
F	35	160 "Barbutim", -12.2 m; 0.3 m üG	251476	752076	25.7	7.27	264	4.22	1933	437	16.6	64.7	194	3.42	18.3	2.36	49.1	7.41	512	8.87	890	9.29	101.8	206	1.2
F	161	"Barbutim", -11.7 m; 0.8 m üG			26.0	7.39	259	4.27	1781	426	16.8	61.2	193	3.26	12.1	1.35	49.6	4.65	435	8.72	961	9.29	100.7	-	1.3
F	163	"Barbutim", -9.5 m; 3 m üG			25.8	8.34	261	1.33	738	145	7.10	34.7	51.1	0.839	4.42	0.0564	47.9	5.27	365	6.35	308	2.39	60.1	122	0.1
F	164	"Barbutim", -1 m; 11.5 m üG			-	-	-	1.28	719	141	7.30	35.1	51.2	0.775	4.55	0.0438	48.1	5.34	364	6.26	290	2.29	59.3	126	<NG
F																									0.0758

Anhang H: Fortsetzung Datenblätter Haupt- und Nebenelemente.

Spider Typ	Abt. 21	ID	Lokalität	X		Y		T	pH	Eh	Cond.	TDS	Na	K	Mg	Ca	Sr	Rb	Cs	Ba	Y	U	SiO ₂	Cl	Br	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	B
				NIG	NIG	°C	mV	mS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	µg/l	µg/l	ng/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
F	36	170	"G", -17,7 m; 0,3 m üG	257092	753162	23,7	8,35	332	1,13	640	118	6,20	31,2	52,9	6,83	3,86	0,0298	42,6	8,41	344	7,13	238	1,87	52,8	131	1	0,0637		
F	171		"G", -17,2 m; 0,8 m üG			23,8	8,35	328	1,14	649	120	6,00	30,6	51,8	0,684	3,82	0,0360	42,2	7,67	340	6,99	247	1,92	52,9	131	1	0,0593		
F	172		"G", -14 m; 4 m üG			25,7	8,51	276	1,27	723	141	7,20	34,7	49,8	0,765	4,28	0,0426	45,7	4,54	357	6,35	288	2,23	58,5	134	0,1	0,0726		
F	173		"G", -1 m; 17 m üG			26,0	8,49	272	1,27	715	149	7,30	35,0	51,2	0,762	4,33	0,0430	45,6	4,12	347	6,35	293	2,27	59,1	111	<NG	0,0722		
F	37	180	"Digit", -31,2 m; 0,3 m üG	258935	751213	24,0	7,35	-81	1,35	808	139	7,20	35,0	69,0	0,827	4,70	0,0462	109	6,21	211	9,95	282	2,18	31,6	231	<NG	0,0724		
F	181		"Digit", -30,7 m; 0,8 m üG			23,4	7,32	-65	1,35	816	141	7,00	35,4	71,6	0,857	4,46	0,0402	118	5,44	209	10,2	282	2,23	35,4	230	<NG	0,136		
F	182		"Digit", -24 m; 7,5 m üG			24,1	7,50	-33	1,25	802	141	7,10	34,9	67,6	0,847	4,50	0,0366	94,6	6,00	251	8,64	278	2,17	54,5	207	<NG	0,127		
F	183		"Digit", -14 m; 17,5 m üG			26,2	8,42	46	1,28	735	150	7,00	34,6	52,3	0,790	4,38	0,0444	49,4	3,07	344	6,50	292	2,30	59,0	131	0,1	0,122		
F	184		"Digit", -1 m; 30,5 m üG			25,3	8,55	148	1,28	728	144	7,10	34,4	59,1	0,790	4,48	0,0475	52,8	3,05	355	6,37	296	2,37	60,9	117	<NG	0,118		
F	45	190	"A", -36,7 m; 0,3 m üG	255760	747791	23,1	7,32	-84	1,35	817	134	7,10	35,0	70,9	0,845	4,69	0,0471	119	5,49	201	10,3	283	2,25	34,8	239	<NG	0,115		
F	191		"A", -36,2 m; 0,8 m üG			23,2	7,32	-80	1,35	815	137	7,10	34,7	69,4	0,842	4,52	0,0412	117	5,37	203	10,2	286	2,47	34,4	232	<NG	0,113		
F	192		"A", -24 m; 13 m üG			23,2	7,32	-14	1,31	772	135	7,00	34,7	65,0	0,828	4,44	0,0333	76,0	4,75	306	7,46	280	2,17	49,3	191	<NG	0,110		
F	193		"A", -14 m; 23 m üG			26,1	8,28	83	1,27	737	143	7,20	34,6	53,2	0,771	4,44	0,0464	46,9	3,00	351	6,34	293	2,26	58,3	137	0,1	0,111		
F	194		"A", -1 m; 36 m üG			26,8	8,38	149	1,27	708	143	7,30	34,5	51,1	0,779	4,45	0,0399	49,6	2,90	357	6,32	292	2,24	58,4	112	<NG	0,108		
F	38	200	"Migdal", -9,7 m; 0,3 m üG	249997	748326	24,2	8,37	220	1,32	743	149	7,30	35,1	51,2	0,796	4,69	0,0483	51,7	5,92	359	6,56	304	2,31	59,5	127	0,2	0,112		
F	201		"Migdal", -9,2 m; 0,8 m üG			24,3	8,36	199	1,31	746	149	7,60	35,5	51,1	0,800	4,54	0,0475	51,3	5,75	358	6,44	301	2,35	60,0	132	0,2	0,109		
F	202		"Migdal", -1 m; 9 m üG			26,3	8,43	261	1,28	721	139	7,30	34,9	51,1	0,778	4,43	0,0403	49,8	3,82	367	6,42	292	2,26	58,5	128	<NG	0,110		
F	203		"Migdal", -4 m; 6 m üG			25,0	8,42	246	1,29	711	145	7,40	34,8	51,1	0,796	4,40	0,0479	51,1	4,36	362	6,61	292	2,26	59,1	112	0,1	0,110		
F	42	210	"108", -34,7 m; 0,3 m üG	255187	746207	22,6	7,31	121	1,35	814	137	7,10	34,1	68,3	0,871	4,51	0,0417	122	5,64	213	10,6	282	2,20	36,4	236	<NG	0,109		
F	211		"108", -34,2 m; 0,8 m üG			22,6	7,28	120	1,35	821	141	7,00	34,4	68,5	0,861	4,53	0,0388	121	5,73	226	10,4	276	2,23	53,3	228	<NG	0,111		
F	212		"108", -24 m; 11 m üG			22,6	7,50	-8	1,32	769	135	7,00	33,9	63,6	0,824	4,39	0,0352	84,3	4,99	289	8,02	280	2,34	47,2	191	<NG	0,109		

Anhang H: Fortsetzung Datenblätter Haupt- und Nebenelemente.

Spider Typ	Abz.	ID	Lokalität	X NIG	Y NIG	T °C	pH	Eh mV	Cond. mS/cm	TDS mg/l	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Sr µg/l	Rb µg/l	Cs µg/l	Ba µg/l	Y ng/l	U ng/l	SiO ₂ mg/l	Cl mg/l	Br mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	B mg/l
F	213		"108", -14 m; 21 m üG			25.1	8.22	59	1.28	745	146	7.40	35.2	50.1	0.788	4.39	0.0402	49.3	3.28	364	6.38	293	2.25	58.9	145	<NG	0.111
F	214		"108", -1 m; 34 m üG			25.0	8.35	155	1.28	733	142	7.40	35.2	52.5	0.806	4.41	0.0426	50.5	3.14	362	6.59	290	2.26	61.1	135	<NG	0.108
F	39	220	"Susita", -27.2 m; 0.3 m üG	258638	744801	23.6	7.33	-105	1.34	819	134	7.20	34.7	69.4	0.843	4.43	0.0402	114	5.96	208	10.2	280	2.20	54.8	226	<NG	0.106
F	221		"Susita", -26.7 m; 0.8 m üG			23.3	7.34	-111	1.34	800	134	7.10	34.0	68.3	0.830	4.57	0.0412	108	5.85	202	9.60	269	2.20	45.1	230	<NG	0.103
F	222		"Susita", -24 m; 4.5 m üG			24.0	7.48	-23	1.33	774	134	7.20	34.7	65.5	0.811	4.25	0.0340	87.3	5.12	273	8.15	269	2.22	46.0	207	<NG	0.100
F	223		"Susita", -14 m; 14.5 m üG			26.4	8.25	51	1.28	715	142	7.40	35.1	51.5	0.781	4.75	0.0490	48.7	3.59	408	6.42	286	2.25	60.8	123	<NG	0.106
F	224		"Susita", -1 m; 27.5 m üG			24.9	8.37	144	1.28	721	144	7.20	34.3	50.1	0.757	4.36	0.0423	47.1	3.60	369	6.07	289	2.25	60.7	127	<NG	0.100
F	43	230	"Haon", -14.2 m; 0.3 m üG	259622	741579	24.2	8.32	218	1.28	734	142	7.40	35.4	51.4	0.767	4.41	0.0436	52.3	4.11	380	6.45	295	2.30	61.9	131	<NG	0.107
F	231		"Haon", -13.7 m; 0.8 m üG			24.4	8.34	140	1.28	703	143	7.20	34.4	51.3	0.807	4.48	0.0433	53.1	3.39	369	6.62	281	2.29	62.4	114	<NG	0.108
F	232		"Haon", -9 m; 5.5 m üG			26.4	8.39	215	1.28	738	142	7.20	34.4	51.5	0.798	4.24	0.0398	51.1	3.81	343	6.52	292	2.25	62.2	139	<NG	0.107
F	233		"Haon", -1 m; 13.5 m üG			24.9	8.41	232	1.28	744	151	7.20	34.9	51.2	0.792	4.31	0.0420	49.6	3.72	353	6.48	291	2.26	61.8	138	<NG	0.103
F	40	240	"Shaldag", -6.2 m; 0.3 m üG	255075	737227	23.7	8.31	284	1.28	747	154	7.30	34.6	51.4	0.777	4.21	0.0453	51.2	4.10	342	6.51	296	2.42	62.0	132	<NG	0.106
F	241		"Shaldag", -5.7 m; 0.8 m üG			23.7	8.33	288	1.28	723	148	7.30	34.6	51.4	0.800	4.23	0.0445	48.7	3.91	340	6.40	289	2.26	61.2	121	<NG	0.130
F	242		"Shaldag", -1 m; 5.5 m üG			24.6	8.43	277	1.29	729	152	7.30	35.0	51.2	0.785	4.48	0.0411	49.1	3.80	348	6.32	292	2.27	61.1	121	<NG	0.120
F	44	250	"Hammei Tveria", -11.2 m; 0.3 m üG	252225	741931	24.9	8.29	291	1.30	759	152	7.60	35.6	53.0	0.816	4.40	0.0411	49.1	4.00	368	6.37	303	2.40	63.3	135	<NG	0.117
F	251		"Hammei Tveria", -10.7 m; 0.8 m üG			24.7	8.30	289	1.29	720	155	7.50	35.3	53.4	0.826	4.40	0.0418	50.3	4.01	353	6.52	292	2.37	61.2	106	<NG	0.116
F	252		"Hammei Tveria", -9 m; 2.5 m üG			24.8	8.39	266	1.30	748	152	7.20	35.0	50.6	0.824	4.38	0.0491	50.3	4.16	361	6.39	294	2.34	60.9	138	0.1	0.114
F	253		"Hammei Tveria", -1 m; 10.5 m üG			25.0	8.42	268	1.29	721	150	7.10	34.6	50.8	0.798	4.31	0.0382	48.1	3.89	350	6.34	292	2.28	60.7	117	<BG	0.111

Anhang H: Fortsetzung Datenblätter Haupt- und Nebenelemente.

Spider Typ	Tiefe [m]	Lokalität	X NIG	Y NIG	T °C	pH	Eh mV	Cond. mS/cm	TDS mg/l	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Sr µg/l	Rb µg/l	Cs µg/l	Ba µg/l	Y ng/l	U ng/l	SiO ₂ mg/l	Cl mg/l	Br mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	B mg/l
F	40	"Shaldag", -8,4 m; 0,1 m üG	254508	736711	20,4	8,10	275	1,13	664	123	7,17	32,3	49,9	0,700	3,64	0,0293	48,6	4,95	374	5,50	251	1,89	55,0	1,37	0,33	0,084
F	391	"Shaldag", -8 m; 0,5 m üG			20,4	8,10	275	1,13	679	122	7,14	31,9	49,2	0,69	4,35	0,0000	48,9	4,72	376	5,48	251	1,87	54,8	1,54	0,33	0,0810
F	395	"Shaldag", -5 m; 3,5 m üG			20,5	8,10	271	1,13	673	130	7,08	31,9	49,4	0,69	3,99	0,0261	48,0	4,54	359	5,62	247	1,88	55,6	1,43	0,33	0,084
F	43	"Haon", -14,4 m; 0,1 m üG	257788	737195	20,3	7,40	-29	1,14	676	129	7,06	32,2	49,9	0,7	3,83	0,0284	47,8	5,34	360	5,56	250	1,89	54,2	1,45	0,35	0,084
F	401	"Haon", -14 m; 0,5 m üG			20,3	7,40	-29	1,14	679	122	7,06	32,0	49,8	0,69	3,62	0,0233	47,6	4,85	358	5,54	251	1,88	55,8	1,53	0,33	0,084
F	405	"Haon", -5 m; 9,5 m üG			20,7	8,10	285	1,13	662	121	6,89	31,7	49,2	0,69	3,74	0,0292	46,3	4,66	341	5,52	251	1,88	54,2	1,40	0,32	0,083
F	41	"Katz", -27,9 m; 0,1 m üG	259792	745016	16,3	7,10	-104	1,20	797	122	7,08	32,2	59,8	0,740	4,69	0,0000	71,1	9,90	308	6,74	246	1,90	51,2	2,69	<NG	0,083
F	411	"Katz", -27,5 m; 0,5 m üG			17,1	7,10	-46	1,18	758	123	7,03	31,8	58,7	0,73	4,01	0,0000	68,0	8,73	308	6,67	253	1,90	43,6	2,32	<NG	0,084
F	415	"Katz", -15 m; 1,3 m üG			21,2	8,30	250	1,13	633	121	6,90	31,5	48,9	0,68	3,69	0,0268	47,2	8,50	393	5,47	227	1,87	53,9	1,35	0,33	0,08
F	46	"Magan", -9,9 m; 0,1 m üG	249349	747410	21,4	7,10	-130	1,13	661	122	6,93	31,4	48,3	0,68	3,65	0,0317	46,6	6,36	367	5,37	249	1,88	54,6	1,41	0,36	0,084
F	421	"Magan", -9,5 m; 0,5 m üG			21,4	7,20	-52	1,13	668	124	7,02	32,1	49,3	0,700	3,65	0,0319	46,1	8,80	360	5,41	250	1,88	54,7	1,42	0,36	0,085
F	425	"Magan", -5 m; 5 m üG			21,4	8,30	235	1,13	668	127	7,09	32,3	49,7	0,7	3,52	0,0000	46,8	4,73	359	5,47	248	1,88	54,6	1,42	0,34	0,086
F	35	"Barbutim", -17,3 m; 0,1 m üG	251424	751706	22,3	7,14	-71	5,13	2483	533	21,1	72,6	201	4,20	15,86	2,17	51,9	6,60	507	9,36	1241	11,4	114	2,68	6,67	0,267
F	531	"Barbutim", -16,8 m; 0,5 m üG			21,4	7,43	10	2,89	1607	351	14,9	55,0	138	2,72	10,55	1,31	53,1	6,29	458	8,11	793	6,80	79,3	1,52	6,51	0,199
F	535	"Barbutim", -1 m; 16,4 m üG			20,0	8,86	217	1,02	603	109	6,21	29,4	45,6	0,600	3,04	0,0000	48,0	4,58	322	6,36	227	1,69	49,8	1,23	4,13	0,082
F	536	"Barbutim", -10 m; 6,40 m üG			21,0	9,00	214	1,03	610	109	6,15	29,5	52,2	0,63	3,01	0,0000	50,4	3,64	335	6,18	227	1,70	50,0	1,24	3,86	0,082
F	45	"A", -38 m; 0,1 m üG	255695	747420	15,1	7,75	295	1,12	669	116	6,55	31,0	57,2	0,68	3,63	0,0000	57,9	4,20	363	6,57	243	1,79	50,8	1,51	4,04	0,09

Anhang H: Fortsetzung Datenblätter Haupt- und Nebenelemente.

Spider Typ	ID	Lokalität	X	Y	T °C	pH	Eh mV	Cond. mS/cm	TDS mg/l	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Sr µg/l	Rb µg/l	Cs µg/l	Ba µg/l	Y ng/l	U ng/l	SiO ₂ mg/l	Cl mg/l	Br mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	B mg/l	
																											NIG
F	45	541	"A", -37.5 m; 0.5 m üG	255695	747420	15.1	7.80	316	1.12	681	118	6.59	31.4	57.8	0.68	3.40	0.0000	58.2	4.14	373	6.57	241	1.78	50.1	163	3.99	0.087
F	542	"A", -30 m; 8 m üG																									
F	545	"A", -1 m; 37 m üG																									
F	546	"A", -10 m; 27 m üG																									
F	547	"A", -20 m; 17 m üG																									
F	46	550	"Maga'an", -18.5m; 0.1 m üG	250976	745050	15.8	7.91	-114	1.10	653	114	6.25	30	55.9	0.66	3.24	0.0000	54.8	6.10	355	6.23	238	1.79	49.9	146	3.69	0.081
F	551	"Maga'an", -18.0m; 0.5 m üG																									
F	555	"Maga'an", -1 m; 17.5 m üG																									
F	556	"Maga'an", -10 m; 7.5 m üG																									
F	37	570	"Dugit", -36 m; 0.1 m üG	259036	751030	15.1	7.80	-14	1.11	672	115	6.54	30.0	54.3	0.63	3.16	0.0000	56.0	4.34	353	6.48	241	1.80	49.0	163	3.9	0.104
F	571	"Dugit", -35.5 m; 0.5 m üG																									
F	572	"Dugit", -25 m; 1.1 m üG																									
F	575	"Dugit", -1 m; 35 m üG																									
F	576	"Dugit", -10 m; 25 m üG																									
F	47	582	"Am Kloster", -1m	251810	752900	18.0	9.00	263	1.03	836	188	9.02	34.6	85.9	1.34	5.49	0.455	50.3	10.3	414	8.61	435	3.53	60.5	-	9.06	0.121
F	48	590	"Ein Gev", -25m; 0.1 m üG	258742	740770	15.1	7.86	406	1.11	675	118	6.63	31.1	55.3	0.64	3.22	0.000	55.4	5.10	358	6.33	244	1.76	50.9	156	4.04	0.084
F	591	"Ein Gev", -24.5m; 0.5 m üG																									
F	595	"Ein Gev", -1m; 24 m üG																									
F	596	"Ein Gev", -10m; 15 m üG																									

Anhang H: Fortsetzung Datenblätter Haupt- und Nebenelemente.

Spider Typ	Abt. ID	Intern-ID	Lokalität	X NIG	Y NIG	T °C	pH	Eh mV	Cond. mS/cm	TDS mg/l	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Sr mg/l	Rb µg/l	Cs µg/l	Ba µg/l	Y ng/l	U ng/l	SiO ₂ mg/l	Cl mg/l	Br mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	B mg/l
F	43	600	"Haon", -14m; 0.1 m üG	257998	737155	15.9	8.02	392	1.09	652	117	6.83	31.8	55.6	0.65	3.15	0.000	55.9	4.32	365	6.74	239	1.76	49.6	140	3.66	0.089
F	601		"Haon", -13.5m; 0.5 m üG			15.9	8.02	387	1.09	664	114	6.84	31.7	56.2	0.66	3.05	0.000	56.0	3.75	349	6.73	237	1.75	49.2	157	3.67	0.086
F	605		"Haon", -5m; 9 m üG			16.1	8.49	265	1.07	646	118	6.65	31.0	51.7	0.630	3.06	0.000	52.5	2.86	364	6.70	236	1.74	49.8	140	3.64	0.083
F	39	610	"Susita", -26.8m; 0.1 m üG	259588	744322	15.1	7.75	368	1.11	672	117	6.68	30.9	56.5	0.65	3.08	0.000	56.4	4.48	372	6.63	242	1.79	49.8	156	3.98	0.084
F	611		"Susita", -26.3m; 0.5 m üG			15.1	7.75	360	1.11	671	119	6.65	31.1	55.8	0.65	3.79	0.000	56.1	3.55	362	6.69	246	1.77	50.8	148	4.01	0.082
F	615		"Susita", -15m; 11.8 m üG			15.5	8.32	385	1.11	652	115	6.53	30.6	52.2	0.63	3.41	0.000	52.0	2.53	361	6.50	238	1.77	49.8	146	3.72	0.079
F	41	620	"Katz", -30m; 0.1 m üG	259705	745032	15.1	7.72	348	1.11	677	115	6.93	32.1	58.4	0.69	3.23	0.000	57.6	4.28	371	6.89	241	1.81	49.2	161	3.98	0.087
F	621		"Katz", -29.5m; 0.5 m üG			15.1	7.76	342	1.11	664	115	6.92	32.1	58.0	0.68	3.04	0.000	58.3	3.74	343	6.92	240	1.79	48.9	149	3.93	0.083
F	625		"Katz", -20m; 10 m üG			15.1	8.52	343	1.11	653	114	7.19	31.3	56.0	0.72	3.08	0.000	50.3	2.88	346	6.29	238	1.74	50.5	143	3.74	0.090
F	31	370	Deganya	254345	735156	22.3	8.29	290	1.12	661	122	6.94	31.4	47.1	0.68	3.64	0.03	45.5	4.66	359	5.18	252	1.87	56.5	137	0.340	0.086
F	510		Deganya			20.8	8.62	270	1.07	621	112	6.42	30.1	50.3	0.63	3.47	0.00	52.9	4.16	376	6.27	227	1.75	51.2	131	3.77	0.092
	32	110	SDC	253588	737366	-	-	-	-	-	1023	44.1	114	436	9.81	37.7	5.10	80.6	5.26	428	17.2	2361	25.6	227	-	5.50	0.627
	261		SDC			26.3	7.48	194	7.53	-	1126	51.4	120	464	9.37	44.5	5.28	77.9	5.58	395	17.2	2723	30.2	183	-	0.400	0.580
	33	8	SDC Beginn	251816	753188	23.6	7.09	402	2.91	1625	308	12.8	43.8	173	3.01	12.1	17.0	59.4	-	-	15.6	723	7.05	59.8	262	16.7	0.149
	9		SDC Beginn			27.1	7.04	322	6.55	3798	847	32.3	90.6	350	6.89	27.5	33.0	67.0	-	-	16.0	1951	17.6	162	314	10.1	0.382
	254		Niederschlagswasser	251033	752807	-	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1		Meerwasserstandard							35231	10800	392	1290	411	8.1	120	0.287	21.0	13.0	3300	-	19400	67.3	2709	150	-	4.45
	25	377	Shamir Hula	262322	786479	27.7	7.54	-74	1.38	1135	27.7	5.87	56.2	204	2.11	-	-	20.5	-	-	9.96	54.3	-	585	189	-	-
	49	r-1	Zemah 1	256374	732906	-	-	-	-	-	79274	140	126	2400	-	-	-	-	-	-	-	119813	54.1	7978	110	-	-
	r-2		Kinneret 2	251694	741714	-	-	-	-	-	6871	372	597	3501	-	-	-	-	-	-	-	18192	234	757	24	-	-
	50	st-D4	LK-core D4	255000	739300	-	-	-	-	-	anstiegende Werte mit zunehmender Tiefe		0.06-4.8 m:		280-1955	2.9-35.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	51	st-F5	LK-core F5	253200	750500	-	-	-	-	-			0.18-5.1 m:		282-3013	3.3-51.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	52	st-U8	LK-core U8	254600	748500	-	-	-	-	-	0-4.27 m		273-3314	2.7-54.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Anhang H: Fortsetzung Datenblätter Haupt- und Nebenelemente.

Spider Typ	Abz. 21	Item-ID	Lokalität	X NIG	Y NIG	T °C	pH	Eh mV	Cond. mS/cm	TDS mg/l	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Sr mg/l	Rb µg/l	Cs µg/l	Ba µg/l	Y ng/l	U ng/l	SiO ₂ mg/l	Cl mg/l	Br mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	B mg/l
			Porenwasser (0-5 cm uG)	-	-	-	-	-	-	574	135	13.2	51.8	120	-	-	-	237	-	-	-	251	3.48	<NG	-	-	0.143
			Porenwasser (5-10 cm uG)	-	-	-	-	-	-	644	136	7.36	43.5	121	-	-	-	206	-	-	-	260	2.32	73.6	-	-	0.144
			Porenwasser (10-15 cm uG)	-	-	-	-	-	-	856	143	9.10	50.9	155	-	-	-	244	-	-	-	285	2.57	210	-	-	0.156
			Porenwasser (15-20 cm uG)	-	-	-	-	-	-	968	146	8.74	55.4	177	-	-	-	241	-	-	-	293	2.64	285	-	-	0.151
			Porenwasser (20-25 cm uG)	-	-	-	-	-	-	1213	155	10.6	62.9	219	-	-	-	250	-	-	-	307	-	459	-	-	0.144
			Porenwasser (25-30 cm uG)	-	-	-	-	-	-	1389	161	11.8	68.5	249	-	-	-	205	-	-	-	314	-	585	-	-	0.149
			Porenwasser (30-35 cm uG)	-	-	-	-	-	-	1793	167	13.4	79.0	321	-	-	-	115	-	-	-	325	-	887	-	-	-
	53	bg-61	Hazon 2	235630	754660	-	-	-	-	-	17.9	2.00	35.0	64.9	0.25	-	-	90.0	-	-	7.00	35.1	-	2.20	354	-	-
	54	bg-62	Hazon 3	234470	755450	-	-	-	-	-	19.1	2.00	39.0	67.9	0.200	-	-	95.0	-	-	6.50	36.2	-	2.50	338	-	-
	55	bg-63	Hitin 1	242420	746870	-	-	-	-	-	46.0	3.10	30.4	80.2	0.45	-	-	230	-	-	10.5	60.3	-	2.40	335	-	-
	56	bg-64	Hitin 3	243180	747600	-	-	-	-	-	39.1	2.00	32.8	32.1	0.51	-	-	235	-	-	11.5	67.4	-	2.40	342	-	-
	57	bg-65	Hitin 4	241880	746480	-	-	-	-	-	28.0	2.00	34.0	68.9	0.42	-	-	220	-	-	9.50	55.0	-	1.80	360	-	-
	58	bg-66	Huqoq 1	247070	752690	-	-	-	-	-	48.3	3.10	27.9	96.2	0.870	-	-	555	-	-	14.5	106	-	2.90	329	-	-
	59	bg-67	Kalamit 1	241570	753430	-	-	-	-	-	17.9	2.00	32.0	67.1	0.350	-	-	160	-	-	9.00	34.0	-	0.100	262	-	-
	14	bg-18	KIN 10b (453m)	249766	745712	46	-	-	-	-	6480	233	584	1616	0	-	-	0.0	-	-	0.00	13560	83.0	1680	212	-	-
		bg-19	KIN 10b (640m)			52	-	-	-	-	7360	305	730	2026	0	-	-	0.0	-	-	0.00	17027	113	2320	210	-	-
		bg-20	KIN 10b (882m)			47	-	-	-	-	8060	302	782	2096	0	-	-	0.0	-	-	0.00	17080	120	2200	215	-	-

ID: Zahlen repräsentieren Probenahme-Kampagnen		
80-200	November 2000 oder 2001	HT Hamney Tvertia (Tibetias)
201-300	November 2002	SDC Salzwasserkanal
0-12	Mai 2003	
301-400	November 2003	
401-700	März 2004	
r-	Daten von Rosenthal, pers. Mitt. 2004	uG unter Grund
st-	Daten von Stiller & Nissenbaum (1996)	üG über Grund
bg-	Daten von Bergelson et al. (1999)	- keine Daten
		<NG < Nachweisgrenze

Anhang I: Datenblätter Isotope. Spalte 1 repräsentiert den Zahlencode der Probenahme

ID in Abb. 2-1	Intern-ID	Lokalität	d ¹⁸ O	d ² H	³ H	d ³⁴ S	d ¹⁸ O (SO ₄)
			‰	‰	T.U.	‰	‰
12	82	D 906	-4.87	-22.6	-	14.5	6.1
	526	D 906	-4.70	-19.8	2.1	-	-
1	92	Huqoq	-4.83	-22.0	2.3	18.9	9.6
2	93	Ein Tina	-	-	-	-	-
0	105	Kalanit 2	-5.22	-24.5	0.2	1.6	-1.7
3	11	Migdal Quelle	-5.25	-26.2	-	2.3	3.2
	373	Migdal Quelle	-5.28	-23.7	<0.7	8.4	6.7
4	2	Amnon Quelle	-4.90	-24.4	-	9.7	-7.6
	374	Amnon Quelle	-4.94	-21.1	1.5	5.4	-2.0
24	168	Alonei HaBashan 3	-6.65	-30.10	<NG	-	-
5	91	Druzi Quelle	-3.08	-16.8	2.9	23.2	10.1
6	89	KIN 7	-5.84	-27.9	2.6	33.3	15.7
	6	KIN 7	-5.91	-30.7	-	16.6	4.0
	520	KIN 7	-6.06	-27.1	4.2	1.6	-1.5
7	88	Ein Sheva	-5.89	-28.1	2.1	20.1	10.0
	7	En Sheva	-5.85	-29.5	-	19.3	13.5
	519	Ein Sheva	-5.95	-27.0	3.2	18.5	16.4
8	87	Sartan gering salinar	-5.54	-26.2	1.9	20.9	12.4
	518	Sartan gering salinar	-5.75	-26.2	2.3	20.1	16.4
9	86	Sartan salinar	-5.36	-26.8	0.8	21.6	12.9
	517	Sartan salinar	-5.60	-25.3	2.3	21.1	16.6
10	94	Barbutim	-5.45	-25.6	0.0	21.5	16.2
	527	Barbutim	-5.49	-23.8	0.7	21.7	16.7
22	107	Ein Reach	-5.84	-29.9	0.7	21.0	8.1
	585	Ein Reach	-5.99	-29.9	1.2	22.7	11.0
23	108	Ein Makla	-6.00	-31.6	0.4	24.7	6.2
	586	Ein Makla	-6.15	-31.3	0.9	25.1	17.8
17	80	Haupt-Quelle, HT	-3.21	-17.7	0.2	7.3	4.6
	524	Haupt-Quelle, HT	-3.47	-13.5	0.8	23.3	9.1
	577	Haupt-Quelle, HT	-2.55	-10.0	-	-	-
18	523	Römer-Quelle, HT	-3.26	-13.1	0.7	23.4	6.2
11	90	KIN 8	-2.26	-11.1	0.4	39.6	8.5
	525	KIN 8	-2.40	-8.7	0.9	53.0	16.3
13	85	KIN 5	-4.12	-21.1	0.3	19.6	10.3
	574	KIN 5	-1.38	-3.8	-	13.1	12.0
14	84	KIN 10b	-1.40	-5.1	0.1	26.8	9.9
	573	KIN 10b	-1.39	-4.0	-	12.9	17.0
15	102	Fuliya A	-4.99	-22.1	-	-	-
	560	Fuliya A	-4.51	-19.4	1.1	24.1	15.5
16	101	Fuliya B	-4.91	-21.8	0.4	19.6	9.6
	561	Fuliya B	-4.76	-21.3	1.0	21.0	18.0
19	10	Ein Porih	-3.02	-16.9		13.7	8.8
	371	Ein Porih	-2.90	-11.7	1.7	13.9	7.9

Anhang I: Fortsetzung Datenblätter Isotope.

ID in Abb. 2-1	Intern-ID	Lokalität	d ¹⁸ O	d ² H	³ H	d ³⁴ S	d ¹⁸ O (SO ₄)
			‰	‰	T.U.	‰	‰
20	103	Ha'On 1	-2.00	-11.9	1.0	17.9	9.7
	522	Ha'On 1	-1.74	-8.0	3.1	8.9	12.8
21	104	Gofra	-4.33	-21.0	0.1	20.6	9.3
	5	Gofra	-4.43	-24.8	-	19.9	9.6
27	99	Meshushim	-5.73	-25.5	2.2	14.0	4.6
	378	Meshushim	-5.90	-26.5	1.2	9.5	-6.6
	515	Meshushim	-5.77	-25.1	2.0	11.0	-1.7
26	100	Jordan	-6.82	-34.9	5.0	12.8	11.8
	3	Jordan	-7.12	-37.0	-	9.1	-2.2
	375	Jordan	-6.89	-35.5	4.7	10.9	4.9
23	516	Jordan	-6.95	-33.8	4.3	-	-
28	4	Daliyot	-5.0	-21.8	4.0	9.5	-2.3
	376	Daliyot	-4.67	-19.7	4.1	10.9	4.9
	512	Daliyot	-5.45	-22.1	3.9	8.3	-
29	513	Yehudiya	-5.29	-22.4	2.9	11.2	-
30	511	Kanaf	-4.34	-16.3	3.9	8.6	13.6
35	95	"Barbutim" -1m	-0.21	-0.4	5.6	14.0	12.7
45	111	"A", -39 m	-0.61	-1.8	5.2	29.7	9.3
	112	"A", -20 m	0.17	0.5	5.7	13.0	6.0
	113	"A", -5m	0.03	0.8	4.9	12.6	16.8
	151	"Tabgha", -5.50 m; 0.5 m üG	-0.2	2.3	4.6	13.7	9.0
34	153	"Tabgha", -1 m; 5 m üG	0.2	5.4	4.7	13.0	16.7
	154	"Tabgha", -5.5 m, 0.5 m üG	-3.0	-10.7	-	-	-
	155	"Tabgha", -5.8 m; 0.2 m üG	-0.2	3.2	-	13.2	13.0
	160	"Barbutim", -12.2 m; 0.3 m üG	-1.6	-5.3	3.2	18.9	6.9
35	161	"Barbutim", -11.7 m; 0.8 m üG	-1.3	-3.2	-	19.0	10.4
	163	"Barbutim", -9.5 m; 3 m üG	0.1	4.3	-	12.9	14.2
	164	"Barbutim", -1 m; 11.5 m üG	0.2	4.5	4.7	12.9	11.9
	170	"G", -17.7 m; 0.3 m üG	-0.9	-3.1	4.8	12.5	11.8
36	171	"G", -17.2 m; 0.8 m üG	-0.9	-2.4	4.5	12.7	11.8
	172	"G", -14 m; 4 m üG	0.1	3.7	-	13.0	13.0
	173	"G", -1 m; 17 m üG	0.2	3.6	5.0	12.6	16.5
	180	"Dugit", -31.2 m; 0.3 m üG	-0.1	3.1	4.6	32.2	15.0
37	181	"Dugit", -30.7 m; 0.8 m üG	0.0	2.6	4.6	33.1	11.2
	182	"Dugit", -24 m; 7.5 m üG	-0.1	3.1	-	25.8	18.1
	183	"Dugit", -14 m; 17.5 m üG	0.2	5.6	-	13.0	15.3
	184	"Dugit", -1 m; 30.5 m üG	0.2	5.6	4.4	12.8	17.6
	190	"A", -36.7 m; 0.3 m üG	0.0	4.4	4.4	35.6	14.5
45	191	"A", -36.2 m; 0.8 m üG	0.0	4.1	4.9	35.2	16.5
	192	"A", -24 m; 13 m üG	-0.1	3.7	4.8	22.9	16.4
	193	"A", -14 m; 23 m üG	0.2	4.6	4.8	13.0	16.9
	194	"A", -1 m; 36 m üG	0.2	4.4	4.7	12.8	17.2
	200	"Migdal", -9.7 m; 0.3 m üG	0.2	3.1	4.5	13.0	13.0
38	201	"Migdal", -9.2 m; 0.8 m üG	0.24	4.6	4.2	13.1	18.2
	202	"Migdal", -1 m; 9 m üG	0.25	3.7	4.7	13.0	15.9
	203	"Migdal", -4 m; 6 m üG	0.20	3.6	-	12.9	15.0

Anhang I: Fortsetzung Datenblätter Isotope.

ID in Abb. 2-1	Intern-ID	Lokalität	d ¹⁸ O	d ² H	³ H	d ³⁴ S	d ¹⁸ O (SO ₄)
			‰	‰	T.U.	‰	‰
42	210	"108", -34.7 m; 0.3 m üG	-0.03	1.9	4.8	34.6	15.1
	211	"108", -34.2 m; 0.8 m üG	-0.03	3.9	4.3	33.8	9.9
	212	"108", -24 m; 11 m üG	-0.08	3.9	4.6	25.3	18.9
	213	"108", -14 m; 21 m üG	0.20	5.0	5.0	12.9	18.3
	214	"108", -1 m; 34 m üG	0.21	4.7	4.5	13.1	11.0
39	220	"Susita", -27.2 m; 0.3 m üG	-0.04	3.7	4.7	31.9	11.5
	221	"Susita", -26.7 m; 0.8 m üG	-0.04	1.7	5.2	31.5	16.2
	222	"Susita", -24 m; 4.5 m üG	-0.06	3.6	-	27.4	18.9
	223	"Susita", -14 m; 14.5 m üG	0.22	5.0	-	13.1	11.4
	224	"Susita", -1 m; 27.5 m üG	0.19	4.8	4.3	12.9	17.1
43	230	"Haon", -14.2 m; 0.3 m üG	0.23	2.5	4.4	13.0	10.1
	231	"Haon", -13.7 m; 0.8 m üG	0.18	1.7	4.7	13.0	10.7
	232	"Haon", -9 m; 5.5 m üG	0.20	4.7	-	12.9	14.4
	233	"Haon", -1 m; 13.5 m üG	0.20	2.3	4.5	13.0	10.6
40	240	"Shaldag", -6.2 m; 0.3 m üG	0.17	5.4	4.6	13.2	14.2
	241	"Shaldag", -5.7 m; 0.8 m üG	0.21	5.2	4.7	13.1	11.3
	242	"Shaldag", -1 m; 5.5 m üG	0.22	3.3	4.8	13.0	16.8
44	250	"Hammei Tveria", -11.2 m; 0.3 m üG	0.22	3.6	4.6	13.1	18.3
	251	"Hammei Tveria", -10.7 m, 0.8 m üG	0.18	3.1	4.8	12.8	17.7
	252	"Hammei Tveria", -9 m; 2.5 m üG	0.20	3.0	-	12.9	18.7
	253	"Hammei Tveria", -1 m; 10.5 m üG	0.21	2.90	4.7	12.7	17.0
36	320	"G", -20,2 m; 0.3 m üG	-2.50	-12.3	4.0	12.8	5.9
	321	"G", -20 m; 0.5 m üG	-1.01	-3.5	4.2	13.3	14.4
	325	"G", -5 m; 15.5 m üG	-0.87	-2.0	4.6	13.3	15.8
	326	"G", -15 m; 5.5 m üG	-0.91	-3.1	-	13.1	17.3
45	330	"A", -39,2 m; 0.3 m üG	-0.78	-4.4	5.1	23.60	6.8
	331	"A", -39 m; 0.5 m üG	-0.76	-1.0	4.3	21.60	5.3
	335	"A", -15 m; 24.5 m üG	-0.81	-2.1	-	13.8	20.4
	336	"A", -25 m; 14.5 m üG	-0.80	-1.6	-	13.2	19.2
37	340	"Dugit", -33,7 m; 0.3 m üG	-0.80	-4.2	4.0	25.7	18.5
	341	"Dugit", -33,5 m; 0.5 m üG	-0.76	-1.8	4.0	24.8	18.7
	345	"Dugit", -15 m; 19 m üG	-0.80	-1.7	-	19.6	19.9
	346	"Dugit", -25 m; 9 m üG	-0.78	-0.9	-	13.2	20.4
39	350	"Susita", -25,7 m; 0.3 m üG	-0.84	-4.5	4.4	26.4	20.2
	351	"Susita", -25,5 m; 0.5 m üG	-0.78	-1.2	4.2	-	-
	355	"Susita", -15 m; 11 m üG	-0.80	-1.4	-	21.1	20.0
	356	"Susita", -25 m; 1 m üG	-0.78	-1.4	-	12.5	20.2
35	360	"Barbutim", -14,7 m; 0.3 m üG	-2.48	-12.1	2.5	19	13.7
	361	"Barbutim", -14,5 m; 0.5 m üG	-1.99	-9.1	3.4	17.9	16.5
	365	"Barbutim", -5 m; 10 m üG	-0.86	-3.6	-	12.6	18.8
	366	"Barbutim", -1 m; 14 m üG	-0.76	-1.8	-	12.8	18.4
40	390	"Shaldag", -8,4 m; 0,1 m üG	-0.83	-3.8	3.9	12.8	16.1
	391	"Shaldag", -8 m; 0,5 m üG	-0.84	-2.9	4.0	12.5	9.8
	395	"Shaldag", -5 m; 3,5 m üG	-0.77	-1.0	4.2	12.5	14.2
43	400	"Haon", -14,4 m; 0,1 m üG	-0.84	-2.7	4.5	13.6	7.9
	401	"Haon", -14 m; 0,5 m üG	-0.85	-2.9	4.4	13.7	8.3
	405	"Haon", -5 m; 9,5 m üG	-0.78	-1.2	-	12.6	18.9

Anhang I: Fortsetzung Datenblätter Isotope.

ID in Abb. 2-1	Intern-ID	Lokalität	d ¹⁸ O	d ² H	³ H	d ³⁴ S	d ¹⁸ O (SO ₄)
			‰	‰	T.U.	‰	‰
41	410	"Katz", -27,9 m; 0,1 m üG	-0.87	-3.7	4.1	18.6	18.7
	411	"Katz", -27,5 m; 0,5 m üG	-0.86	-3.9	4.0	16.6	18.0
	415	"Katz", -15 m; 13 m üG	-0.79	-1.3	-	12.8	16.0
46	420	"Maga'an", -9,9 m; 0,1 m üG	-0.82	-3.4	4.1	12.7	5.6
	421	"Maga'an", -9,5 m; 0,5 m üG	-0.85	-3.2	4.1	12.9	14.9
	425	"Maga'an", -5 m; 5 m üG	-0.80	-1.4	-	13.0	17.4
35	530	"Barbutim", -17.3 m; 0.1 m üG	-3.20	-13.2	-	20.3	16.9
	531	"Barbutim", -16.8 m; 0.5 m üG	-2.32	-9.1	-	17.6	-
	535	"Barbutim", -1 m; 16,4 m üG	-1.64	-6.1	4.7	12.8	15.6
	536	"Barbutim", -10 m; 6,40 m üG	-1.46	-4.6	-	12.9	16.6
45	540	"A", -38 m; 0.1 m üG	-1.23	-3.9	4.6	3.67	5.1
	541	"A", -37.5 m; 0.5 m üG	-1.24	-3.4	-	13.4	15.2
	542	"A", -30 m; 8 m üG	-1.28	-4.4	-	13.2	17.3
	545	"A", -1 m; 37 m üG	-1.30	-4.1	4.6	-	-
	546	"A", -10 m; 27 m üG	-1.32	-4.2	4.0	13.1	16.6
	547	"A", -20 m; 17 m üG	-1.38	-4.4	-	-	-
46	550	"Maga'an", -18.5m; 0.1 m üG	-1.28	-4.3	4.9	13.4	15.0
	551	"Maga'an", -18.0m; 0.5 m üG	-1.29	-3.9	-	12.4	-
	555	"Maga'an", -1 m; 17,5 m üG	-1.66	-6.1	4.1	-	-
	556	"Maga'an", -10 m; 7,5 m üG	-1.39	-3.3	-	-	-
37	570	"Dugit", -36 m; 0.1m üG	-1.25	-2.4	-	13.2	15.0
	571	"Dugit", -35.5 m; 0.5 m üG	-1.25	-3.2	-	13.5	12.3
	572	"Dugit", -25 m; 11 m üG	-1.31	-2.9	-	13.0	16.3
	575	"Dugit", -1 m; 35 m üG	-1.69	-5.7	0.7	27.3	-0.9
	576	"Dugit", -10 m; 25 m üG	-5.24	-24.7	2.1	30.2	10.5
47	582	"Am Kloster", -1m	-	-	-	-	-
48	590	"Ein Gev", -25m; 0.1 m üG	-1.19	-3.5	4.6	12.9	-
	591	"Ein Gev", -24.5m; 0.5 m üG	-1.21	-3.6	-	12.6	14.4
	595	"Ein Gev", -1m; 24 m üG	-1.27	-3.9	-	11.9	13.1
	596	"Ein Gev", -10m; 15 m üG	-1.33	-4.1	-	13.38	15.0
43	600	"Haon", -14m; 0.1 m üG	-1.35	-3.9	-	11.9	16.5
	601	"Haon", -13.5m; 0.5 m üG	-1.34	-4.0	-	11.6	14.6
	605	"Haon", -5m; 9 m üG	-1.36	-3.9	-	11.9	13.2
39	610	"Susita", -26.8m; 0.1 m üG	-1.27	-2.9	-	11.8	-
	611	"Susita", -26.3m; 0.5 m üG	-1.26	-3.7	-	11.2	-
	615	"Susita", -15m; 11.8 m üG	-1.36	-3.6	-	12.3	17.6
41	620	"Katz", -30m; 0.1 m üG	-1.24	-2.7	4.8	12.0	14.9
	621	"Katz", -29.5m; 0.5 m üG	-1.25	-3.1	-	12.3	10.5
	625	"Katz", -20m; 10 m üG	-1.33	-3.5	4.3	12.4	15.5

Anhang I: Fortsetzung Datenblätter Isotope.

ID in Abb. 2-1	Intern-ID	Lokalität	d ¹⁸ O	d ² H	³ H	d ³⁴ S	d ¹⁸ O (SO ₄)			
			‰	‰	T.U.	‰	‰			
31	370	Deganya	-0.84	-3.1	-	-	-			
	510	Deganya	-1.36	-4.0	4.6	12.1	14.2			
32	110	SDC	-	-	-	-	-			
	261	SDC	-	-	-	-	-			
33	8	SDC Beginn	-5.83	-28.9	-	19.4	10.3			
	9	SDC Beginn	-5.61	-28.6	-	20.9	14.8			
	254	Niederschlagswasser	-3.92	-15.2	4.1	-	-			
	1	Meerwasserstandart	-	-	-	-	-			
25	377	Shamir Hula	-7.09	-34.8	<0.5	25.2	18.5			
49	r-1	Zemah 1	-	-	-	-	-			
	r-2	Kinneret 2	-	-	-	-	-			
50	st-D4	LK-core D4	-	-	-	-	-			
51	st-F5	LK-core F5	-	-	-	-	-			
52	st-U8	LK-core U8	-	-	-	-	-			
		Porenwasser (0-5 cm uG)	-	-	-	-	-			
		Porenwasser (5-10 cm uG)	-	-	-	-	-			
		Porenwasser (10-15 cm uG)	-	-	-	-	-			
		Porenwasser (15-20 cm uG)	-	-	-	-	-			
		Porenwasser (20-25 cm uG)	-	-	-	-	-			
		Porenwasser (25-30 cm uG)	-	-	-	-	-			
53	bg-61	Hazon 2	-5.59	-23.1	3.5	-	-			
		54	bg-62	Hazon 3	-5.46	-23.4	7.4	-	-	
				55	bg-63	Hitin 1	-5.21	-20.1	0.3	-
		56	bg-64			Hitin 3	-4.98	-21.3	0.0	-
				57	bg-65	Hitin 4	-5.02	-21.2	1.1	-
		58	bg-66			Huqoq 1	-4.72	-20.6	4.5	-
				59	bg-67	Kalanit 1	-5.38	-23.9	0.7	-
		14	bg-18			KIN 10b (453m)	-2.18	-9.8	0.0	-
				bg-19	KIN 10b (640m)	-1.73	-4.0	0.0	-	-
						bg-20	KIN 10b (882m)	-1.62	-4.8	0.0

Intern-ID: Zahlen repräsentieren Probenahme-Kampagnen			
80-200	November 2000 oder 2001	HT	Hammey Tveria (Tiberias)
201-300	November 2002	SDC	Salzwasserkanal
0-12	Mai 2003		
301-400	November 2003		
401-700	März 2004	uG	unter Grund
r-	Daten von Rosenthal, pers. Mitt. 2004	üG	über Grund
st-	Daten von Stiller & Nissenbaum (1996)	-	keine Daten
bg-	Daten von Bergelson et al. (1999)	<NG	< Nachweisgrenze

Anhang K: Datenblätter Seltenerd-Elemente + Yttrium (REY). Spalte 2 repräsentiert den Zahlencode der Probenahme

REY Typ	Intem- ID	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Lokalität																	
pmol/l																	
A1	13	<BG	20,6	2,08	11,4	1,43	0,398	1,69	0,254	1,63	25,3	0,353	1,15	219	0,99	0,153	
A1	574	<BG	1,16	0,221	1,25	0,385	0,135	0,500	0,119	0,567	8,09	0,124	0,412	109	0,401	0,0722	
A1	1	<BG	11,2	1,44	8,37	1,39	0,338	1,23	0,186	1,08	14,1	0,225	0,654	168	0,647	0,113	
A1	2	14,7	48,4	4,53	22,9	4,31	1,22	4,94	0,796	4,95	74,1	1,04	3,22	183	2,82	0,430	
A1	0	<BG	13,1	1,45	10,0	1,43	0,337	1,26	0,198	1,24	19,8	0,239	0,801	176	0,665	0,0865	
A1	3	6,97	15,1	1,56	6,17	1,33	0,376	1,45	0,229	1,55	22,0	0,339	0,974	165	0,828	0,121	
A1	4	37,4	78,0	6,75	30,0	7,21	2,28	8,62	1,34	8,61	129	1,95	5,62	173	4,28	0,665	
A1	24	168	Alonei Habashan 3	1,24	1,97	0,332	1,27	0,375	0,0418	0,255	3,03	0,0501	0,135	116	0,115	<BG	
A1	21	104	Gofra	18,3	34,3	3,89	19,6	3,63	0,563	3,69	61,8	0,813	2,48	181	2,13	0,360	
A1	5	91	Druzi Quelle	14,7	37,1	4,48	24,1	4,65	5,83	5,15	86,3	1,14	3,62	166	3,41	0,570	
A2	6	89	KIN 7	47,3	17,3	10,0	45,1	7,86	10,3	9,36	184	2,12	6,41	175	4,96	0,736	
A2	520	KIN 7	26,8	46,3	6,21	28,2	5,42	1,69	7,66	7,01	133	1,66	5,07	117	4,26	0,695	
A2	7	88	Ein Sheva	46,2	22,4	9,80	45,7	7,60	9,90	8,98	168	1,96	5,96	185	4,60	0,688	
A2	519	Ein Sheva	28,3	31,2	6,51	28,1	5,26	1,68	7,06	6,58	126	1,52	4,63	119	3,83	0,596	
A2	8	87	Sartan gering salinar	33,3	11,6	7,23	35,0	5,92	7,63	7,14	132	1,60	4,73	189	3,66	0,570	
A2	518	Sartan gering salinar	25,0	23,3	5,88	25,4	4,87	1,49	6,33	5,76	98,6	1,31	3,73	116	3,02	0,447	
A2	9	86	Sartan salinar	32,1	41,3	8,31	38,4	6,76	8,08	6,68	104	1,43	4,02	153	3,06	0,455	
A2	517	Sartan salinar	30,3	51,7	6,90	28,3	5,49	1,71	6,83	6,12	100	1,35	3,87	117	3,07	0,444	
A2	10	94	Barbutim	<BG	12,8	2,18	12,4	1,93	0,501	1,59	26,2	0,331	0,986	186	0,649	0,0864	
A2	527	Barbutim	17,8	7,89	1,62	6,06	1,01	0,35	1,36	1,27	20,7	0,25	0,69	116	0,549	0,0753	
A3	17	80	Haupt-Quelle, HT	<BG	17,8	2,58	14,8	3,76	4,94	4,77	119	1,11	3,25	187	2,42	0,343	
A3	577	Haupt-Quelle, HT	11,7	34,4	4,17	16,3	2,85	0,833	4,36	4,06	102	0,950	2,88	117	2,19	0,337	
A3	18	523	Römer-Quelle, HT	1,94	8,06	1,42	7,79	2,81	4,55	3,68	87,3	0,844	2,36	115	1,62	0,247	
A4	12	82	D 906	<BG	13,5	<BG	9,36	1,57	1,61	1,27	15,4	0,241	0,664	229	0,503	0,0715	
A4	526	D 906	14,3	21,9	3,25	6,58	0,0397	0,0620	0,34	0,298	5,82	0,0613	0,19	118	0,167	0,0267	
A4	11	90	KIN 8	<BG	13,6	<BG	9,00	2,30	2,84	1,65	14,2	0,265	0,613	187	0,365	0,0475	
A4	525	KIN 8	<BG	7,44	0,99	3,73	0,439	0,172	0,71	0,0898	0,521	0,0917	0,29	117	0,182	0,0272	
A4	14	84	KIN 10b	<BG	<BG	<BG	4,87	2,07	0,33	0,044	0,26	<BG	0,0450	0,131	0,0991	0,0255	
A4	573	KIN 10b	12,3	31,2	4,31	20,0	5,14	1,36	6,04	5,12	53,4	1,07	3,10	117	2,78	0,464	
A4	15	102	Fulya A	24,1	40,8	3,84	18,5	2,96	2,89	2,16	22,7	0,408	1,02	191	0,736	0,099	
A4	560	Fulya A	<BG	1,60	0,179	<BG	<BG	<BG	0,119	0,111	1,84	<BG	<BG	120	0,101	<BG	
A4	16	101	Fulya B	<BG	<BG	1,11	8,04	1,46	0,285	0,983	13,8	0,184	0,608	178	0,47	0,063	
A4	561	Fulya B	2,27	3,25	0,424	1,26	0,125	0,0699	0,348	0,301	7,29	0,08	0,276	113	0,239	0,0307	

Anhang K: Fortsetzung Datenblätter Seltenerd Elemente + Yttrium (REY).

REY Typ	ID #	Int #	Lokalität	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
				pmol/l															
B	20	103	Ha'On 1	BW	20.3	2.07	11.6		1.22	0.387	1.79	0.240	1.61	28.5	0.370	1.17	198	1.25	0.221
B		522	Ha'On 1	29.7	63.2	6.84	27.4		5.20	1.55	5.85	0.880	5.01	68.5	1.06	3.21	116	3.27	0.559
B	22	107	Ein Resch	BW	19.7	1.46	9.53		1.35	0.377	1.50	0.242	1.50	27.6	0.314	1.17	186	1.25	0.216
B		585	Ein Resch	4.75	7.70	0.98	3.61		0.62	0.21	0.84	0.152	1.04	19.7	0.222	0.73	120	0.922	0.168
B	23	108	Ein Makla	12.5	25.6	1.87	11.2		1.81	0.486	2.16	0.329	2.26	50.1	0.553	1.91	192	2.03	0.350
B		586	Ein Makla	10.3	14.7	1.81	7.43		1.28	0.38	1.83	0.311	1.99	47.0	0.479	1.84	118	1.92	0.328
B	19	371	Ein Porth	23.4	82.4	8.03	36.2		7.77	2.48	9.85	1.60	10.8	192	2.76	8.79	164	8.78	1.47
E	27	99	Meshushim	152	288	49.0	228		47.5	14.4	48.4	6.66	38.6	505.2	7.73	21.5	191	15.8	2.32
E		378	Meshushim	117	271	38.4	172		36.0	10.9	37.5	5.24	31.0	408	6.52	17.6	143	13.1	2.01
E		515	Meshushim	78.9	145	27.1	126		27.9	9.10	32.8	4.71	28.7	457	6.33	18.5	134	13.7	2.27
E	26	100	Jordan am Ponton	48.9	99.4	15.2	72.0		15.1	4.30	17.0	2.44	15.7	280	3.52	10.6	196	8.65	1.35
E		375	Jordan am Ponton	30.6	61.7	7.46	34.6		7.67	2.34	8.91	1.46	9.36	174	2.22	6.81	170	5.72	0.937
E		516	Jordan am Ponton	20.3	55.9	6.28	28.3		6.74	1.98	8.60	1.35	9.42	182	2.20	6.80	117	6.43	1.06
E	28	376	Daliyot	93.5	179	23.2	90.1		17.2	4.57	15.4	2.17	11.7	116	2.26	5.72	167	4.39	0.650
E		512	Daliyot	40.4	91.8	13.3	62.0		13.4	4.50	16.7	2.52	16.1	248	3.68	10.8	119	7.67	1.20
E	29	513	Yehudiya	87.5	146	29.6	140		30.7	9.95	34.5	4.90	31.1	517	7.02	20.3	120	16.8	2.84
E	30	511	Kanaf-river	32.5	96.3	9.35	40.4		9.60	2.96	11.0	1.65	10.7	156	2.42	7.48	121	6.26	0.976
F	35	95	"Barbutim" -1m	<BG	10.3	2.10	13.5		2.20	0.669	2.80	0.409	2.85	67.0	0.681	2.23	151	2.05	0.336
F	45	111	"A", -39 m	45.2	120	11.1	46.8		8.35	2.11	8.08	1.10	6.50	91.3	1.38	3.97	169	3.13	0.452
F		112	"A", -20 m	17.9	43.3	4.33	18.9		3.23	1.03	3.88	0.585	3.48	68.8	0.797	2.50	202	2.22	0.361
F		113	"A", -5m	19.2	38.7	4.45	19.0		3.52	1.08	3.80	0.596	3.69	76.1	0.839	2.57	200	2.40	0.357
F	34	151	"Tabgha", -5.50 m; 0.5 m üG	20.9	29.7	4.91	20.8		4.12	1.17	5.06	0.702	4.76	102	1.13	3.49	192	3.02	0.442
F		153	"Tabgha", -1 m; 5 m üG	12.4	17.8	2.55	10.3		2.34	0.522	2.17	0.334	2.19	55.0	0.536	1.75	188	1.57	0.260
F		154	"Tabgha", -5.5 m, 0.5 m üG	16.2	18.8	3.15	13.4		2.62	0.747	3.59	0.533	3.43	76.8	0.819	2.67	205	2.44	0.362
F		155	"Tabgha", -5.8 m; 0.2 m üG	10.2	11.9	2.26	9.38		2.31	0.537	2.52	0.338	2.53	62.5	0.604	2.05	196	1.84	0.284
F	35	160	"Barbutim", -12.2 m; 0.3 m üG	22.5	50.7	5.43	21.8		4.34	1.17	4.91	0.752	4.81	83.4	1.06	3.38	193	2.95	0.458
F		161	"Barbutim", -11.7 m; 0.8 m üG	10.1	19.1	2.26	9.45		1.83	0.585	2.43	0.346	2.58	52.3	0.584	1.95	163	1.79	0.270
F		163	"Barbutim", -9.5 m; 3 m üG	8.69	8.98	1.98	8.24		2.27	0.504	2.28	0.324	2.40	59.2	0.532	2.00	176	1.91	0.278
F	36	170	"G", -17.7 m; 0.3 m üG	9.61	9.52	2.18	8.08		2.13	0.471	2.17	0.314	2.40	60.0	0.537	2.05	163	1.86	0.289
F		171	"G", -17.2 m; 0.8 m üG	15.4	25.3	3.87	17.0		3.55	0.985	3.98	0.560	3.86	94.6	0.918	2.96	191	2.75	0.429
F		172	"G", -1.4 m; 4 m üG	13.7	22.3	3.40	14.8		3.15	0.851	3.57	0.521	3.55	86.2	0.800	2.60	178	2.55	0.436
F		173	"G", -1 m; 17 m üG	6.47	10.4	1.72	7.79		1.40	0.379	1.77	0.272	1.93	51.0	0.469	1.56	189	1.55	0.240
F				5.47	6.48	1.38	5.77		1.28	0.347	1.54	0.218	1.65	46.3	0.404	1.41	154	1.42	0.226

Anhang K: Fortsetzung Datenblätter Seltenerd Elemente + Yttrium (REY).

REY Typ	Abz. I-III	Intern-ID	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
			pmol/l															
F	37	180	"Dugit", -31,2 m; 0,3 m üG	17.1	45.9	4.02	17.4	3.25	0.875	3.90	0.568	3.67	69.8	0.813	2.57	186	2.42	0.389
F	181	"Dugit", -30,7 m; 0,8 m üG	15.6	43.9	3.56	15.8	2.93	0.812	3.57	0.498	3.27	61.2	0.773	2.29	187	2.15	0.335	
F	182	"Dugit", -24 m; 7,5 m üG	19.1	59.1	4.61	19.3	4.04	0.929	4.03	0.541	3.62	67.5	0.816	2.66	179	2.54	0.374	
F	183	"Dugit", -14 m; 17,5 m üG	5.21	10.1	1.27	4.76	1.52	0.230	1.17	0.176	1.24	34.5	0.335	1.21	169	1.15	0.193	
F	184	"Dugit", -1 m; 30,5 m üG	5.09	6.46	1.08	4.12	1.45	0.189	1.10	0.164	1.22	34.3	0.299	1.12	175	1.13	0.176	
F	45	190	"A", -36,2 m; 0,3 m üG	17.1	42.9	3.68	15.4	2.93	0.803	3.38	0.490	3.18	61.8	0.745	2.35	187	2.15	0.361
F	191	"A", -36,2 m; 0,8 m üG	16.9	42.5	3.60	14.9	2.86	0.847	3.40	0.482	3.11	60.4	0.710	2.41	174	2.14	0.361	
F	192	"A", -24 m; 13 m üG	15.3	48.5	3.57	14.1	2.66	0.672	2.94	0.433	2.81	53.4	0.621	2.24	174	2.11	0.341	
F	193	"A", -14 m; 23 m üG	6.05	9.79	1.29	4.80	1.38	0.227	1.08	0.173	1.22	33.7	0.282	1.12	164	1.11	0.188	
F	194	"A", -1 m; 36 m üG	5.27	6.83	1.07	3.85	1.12	0.218	0.98	0.146	1.15	32.6	0.289	0.983	164	1.09	0.185	
F	38	200	"Migdal", -9,7 m; 0,3 m üG	11.0	12.2	2.30	9.76	2.17	0.573	2.76	0.389	2.62	66.6	0.669	2.15	188	2.06	0.308
F	201	"Migdal", -9,2 m; 0,8 m üG	9.68	9.19	2.21	9.41	1.91	0.530	2.48	0.337	2.68	64.6	0.638	2.16	170	1.95	0.274	
F	202	"Migdal", -1 m; 9 m üG	7.56	9.27	1.49	5.95	1.28	0.360	1.55	0.250	1.75	42.9	0.398	1.42	170	1.40	0.221	
F	203	"Migdal", -4 m; 6 m üG	9.36	10.9	2.10	7.77	1.58	0.381	1.96	0.286	1.89	49.0	0.483	1.59	150	1.48	0.233	
F	42	210	"108", -34,7 m; 0,3 m üG	20.0	45.8	3.99	17.0	3.19	0.857	3.74	0.496	3.52	63.5	0.773	2.48	185	2.27	0.345
F	211	"108", -34,2 m; 0,8 m üG	19.5	45.2	4.16	17.3	3.32	0.914	3.65	0.585	3.59	64.4	0.819	2.41	196	2.32	0.355	
F	212	"108", -24 m; 11 m üG	15.8	49.7	3.73	14.7	2.93	0.755	3.20	0.453	3.03	56.1	0.681	2.22	185	2.31	0.336	
F	213	"108", -14 m; 21 m üG	8.15	11.8	1.38	5.39	1.26	0.303	1.20	0.164	1.36	36.9	0.329	1.31	189	1.36	0.198	
F	214	"108", -1 m; 34 m üG	3.84	5.54	1.03	3.92	1.02	0.215	1.11	0.163	1.37	35.3	0.320	1.22	177	1.12	0.182	
F	39	220	"Susia", -27,2 m; 0,3 m üG	21.2	55.0	4.71	19.9	3.79	1.00	4.61	0.581	3.93	67.1	0.863	2.71	206	2.54	0.387
F	221	"Susia", -26,7 m; 0,8 m üG	18.6	50.5	4.20	18.5	3.51	0.974	3.77	0.558	3.69	65.9	0.803	2.53	195	2.36	0.365	
F	222	"Susia", -24 m; 4,5 m üG	15.8	51.9	3.78	16.0	3.02	0.776	3.53	0.495	3.35	57.5	0.751	2.37	184	2.29	0.357	
F	223	"Susia", -14 m; 14,5 m üG	6.06	9.84	1.45	5.43	1.23	0.309	1.36	0.207	1.59	40.4	0.382	1.36	190	1.43	0.232	
F	224	"Susia", -1 m; 27,5 m üG	4.55	6.51	1.27	4.87	1.58	0.301	1.28	0.201	1.52	40.5	0.381	1.38	164	1.38	0.221	
F	43	230	"Haon", -14,2 m; 0,3 m üG	13.0	11.5	1.91	6.69	1.47	0.366	2.04	0.235	1.79	46.3	0.489	1.68	168	1.62	0.256
F	231	"Haon", -13,7 m; 0,8 m üG	5.39	5.33	1.13	4.57	0.953	0.256	1.18	0.190	1.43	38.1	0.359	1.31	176	1.36	0.233	
F	232	"Haon", -9 m; 5,5 m üG	5.64	5.98	1.43	4.78	1.24	0.301	1.53	0.218	1.61	42.8	0.375	1.40	181	1.39	0.223	
F	233	"Haon", -1 m; 13,5 m üG	6.09	6.54	1.44	4.88	1.66	0.276	1.51	0.224	1.58	41.8	0.399	1.41	182	1.42	0.221	
F	40	240	"Shaldag", -6,2 m; 0,3 m üG	10.3	7.77	1.69	6.21	1.39	0.384	1.76	0.242	1.87	46.1	0.461	1.66	188	1.70	0.225
F	241	"Shaldag", -5,7 m; 0,8 m üG	4.74	5.65	1.34	5.43	1.18	0.332	1.39	0.229	1.80	44.0	0.423	1.52	122	1.45	0.239	
F	242	"Shaldag", -1 m; 5,5 m üG	6.29	6.45	1.45	5.29	1.33	0.330	1.39	0.218	1.66	42.7	0.391	1.47	185	1.32	0.226	
F	44	250	"Hammei Tveria", -11,2 m; 0,3 m üG	5.99	5.77	1.35	5.33	1.30	0.333	1.64	0.236	1.76	45.0	0.452	1.53	136	1.49	0.250
F	251	"Hammei Tveria", -10,7 m; 0,8 m üG	6.33	5.78	1.47	5.29	1.45	0.328	1.69	0.268	1.72	45.1	0.431	1.43	188	1.52	0.237	
F	252	"Hammei Tveria", -9 m; 2,5 m üG	6.27	6.39	1.59	5.96	1.36	0.365	1.62	0.237	1.81	46.8	0.441	1.55	182	1.53	0.254	

Anhang K: Fortsetzung Datenblätter Seltenerd Elemente + Yttrium (REY).

REY Typ	Abz. 2-1	Intern-ID	Lokalität	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
F	253	"Hammei Tveria", -1 m; 10,5 m üG	6,89	8,69	1,33	5,17			1,32	0,285	1,50	0,242	1,66	43,8	0,426	1,53	198	1,51	0,277
F	36	"G", -20,2 m; 0,3 m üG	27,6	57,4	5,71	25,2			4,77	1,54	6,30	0,935	6,44	145	1,58	4,95	197	4,67	0,743
F	321	"G", -20 m; 0,5 m üG	11,8	14,5	2,75	11,3			2,36	0,675	2,90	0,395	2,93	76,5	0,698	2,30	170	2,38	0,383
F	325	"G", -5 m; 15,5 m üG	8,35	9,25	1,91	8,21			1,59	0,493	2,07	0,322	2,13	58,8	0,502	1,73	156	1,71	0,317
F	326	"G", -15 m; 5,5 m üG	9,04	9,34	2,11	8,96			1,92	0,492	2,36	0,323	2,42	64,4	0,588	2,07	169	1,98	0,334
F	45	"A", -39,2 m; 0,3 m üG	28,4	80,0	6,86	30,9			6,16	1,72	7,24	0,939	6,00	105	1,36	4,24	165	4,01	0,664
F	331	"A", -39 m; 0,5 m üG	29,0	79,5	6,89	31,2			5,96	1,65	6,98	0,945	5,86	105	1,33	4,16	149	3,93	0,647
F	335	"A", -15 m; 24,5 m üG	4,65	3,73	1,03	4,10			0,994	0,259	1,29	0,176	1,49	41,9	0,382	1,29	167	1,29	0,238
F	336	"A", -25 m; 14,5 m üG	28,3	94,8	7,25	32,4			6,05	1,71	7,07	0,987	6,37	109	1,46	4,55	171	4,32	0,711
F	37	"Dugit", -33,7 m; 0,3 m üG	30,1	87,6	7,53	33,3			6,48	1,86	7,40	1,03	6,64	110	1,48	4,60	167	4,09	0,666
F	341	"Dugit", -33,5 m; 0,5 m üG	30,8	89,4	7,75	33,7			6,38	1,78	7,67	1,00	6,38	111	1,45	4,51	170	4,07	0,649
F	345	"Dugit", -15 m; 19 m üG	9,06	20,1	2,07	8,06			1,76	0,391	1,86	0,275	1,88	47,3	0,467	1,56	169	1,47	0,262
F	346	"Dugit", -25 m; 9 m üG	30,5	102	7,96	35,3			6,61	1,86	7,76	1,04	6,40	108	1,47	4,77	156	4,32	0,675
F	39	"Susita", -25,7 m; 0,3 m üG	28,0	90,3	7,34	33,1			6,38	1,76	7,36	1,04	6,56	109	1,48	4,73	172	4,24	0,705
F	351	"Susita", -25,5 m; 0,5 m üG	29,2	90,6	7,57	33,8			6,66	1,91	7,66	1,02	6,52	110	1,51	4,82	175	4,32	0,679
F	355	"Susita", -15 m; 11 m üG	5,01	6,60	1,20	4,93			1,13	0,287	1,39	0,220	1,45	44,5	0,406	1,34	147	1,46	0,243
F	356	"Susita", -25 m; 1 m üG	28,7	90,6	7,49	34,5			6,62	1,80	7,57	1,05	6,62	112	1,57	4,79	187	4,46	0,732
F	35	"Barbutim", -14,7 m; 0,3 m üG	10,3	26,3	2,63	11,2			2,32	0,729	2,93	0,430	2,94	57,3	0,683	2,24	155	2,03	0,361
F	361	"Barbutim", -14,5 m; 0,5 m üG	12,4	24,8	2,79	11,4			2,56	0,670	2,88	0,417	3,13	63,5	0,765	2,26	169	2,17	0,340
F	365	"Barbutim", -5 m; 10 m üG	7,58	8,79	1,78	7,33			1,77	0,427	2,17	0,324	2,25	57,7	0,576	1,95	169	1,81	0,296
F	366	"Barbutim", -1 m; 14 m üG	9,17	11,7	2,07	8,90			2,02	0,522	2,47	0,334	2,31	63,4	0,615	2,07	175	2,00	0,351
F	40	"Shaldag", -8,4 m; 0,1 m üG	8,15	14,1	2,32	9,43			2,02	0,555	2,44	0,378	2,45	55,7	0,577	1,90	172	2,05	0,348
F	391	"Shaldag", -8 m; 0,5 m üG	8,59	13,3	2,16	8,53			1,97	0,466	2,24	0,328	2,30	53,1	0,574	1,89	174	2,03	0,355
F	395	"Shaldag", -5 m; 3,5 m üG	8,03	10,6	2,09	7,22			1,77	0,441	2,01	0,280	2,08	51,1	0,504	1,65	167	1,87	0,311
F	43	"Haon", -14,4 m; 0,1 m üG	36,4	47,0	6,96	22,3			2,13	0,566	2,72	0,383	2,50	60,0	0,622	2,12	169	2,14	0,385
F	401	"Haon", -14 m; 0,5 m üG	6,28	11,4	1,87	7,72			1,63	0,459	2,02	0,321	2,26	54,6	0,534	1,88	155	2,05	0,371
F	405	"Haon", -5 m; 9,5 m üG	9,61	11,2	1,81	6,50			1,69	0,429	1,72	0,286	1,94	52,4	0,519	1,74	175	1,92	0,323
F	41	"Katz", -27,9 m; 0,1 m üG	24,6	81,4	6,94	31,0			5,94	1,72	6,62	0,993	6,24	111	1,50	4,41	156	4,28	0,703
F	411	"Katz", -27,5 m; 0,5 m üG	19,3	67,9	5,65	25,9			4,87	1,42	5,72	0,779	5,38	98,2	1,26	3,92	164	3,82	0,597
F	415	"Katz", -15 m; 13 m üG	40,1	100	10,9	43,8			8,35	2,12	7,80	0,985	5,61	95,7	1,16	3,36	175	2,93	0,498
F	420	"Mega'an", -9,9 m; 0,1 m üG	18,9	25,8	3,20	12,9			2,46	0,713	3,08	0,450	3,10	71,5	0,819	2,49	167	2,41	0,357
F	421	"Mega'an", -9,5 m; 0,5 m üG	20,1	36,2	4,66	19,2			3,77	1,11	4,54	0,674	4,59	99,0	1,05	3,60	169	3,17	0,532
F	425	"Mega'an", -5 m; 5 m üG	4,97	8,28	1,53	6,14			1,49	0,397	1,82	0,266	1,90	53,2	0,516	1,72	127	1,83	0,305

Anhang K: Fortsetzung Datenblätter Seltenerd Elemente + Yttrium (REY).

REY Typ	ID Z A B S	Int T P	Lokalität	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
F	35		"Barbutim", -17,3 m; 0,1 m üG	24,6	54,2	5,75	24,3	4,40	1,32	5,30	0,779	4,84	74,2	1,04	3,06	118	2,85	0,456	
F	531		"Barbutim", -16,8 m; 0,5 m üG	27,9	57,2	6,46	26,8	5,02	1,39	5,62	0,806	4,82	70,7	1,04	3,05	122	2,83	0,478	
F	535		"Barbutim", -1 m; 16,4 m üG	33,1	74,2	8,43	33,2	5,94	1,61	5,99	0,729	4,21	51,5	0,784	2,24	117	1,99	0,337	
F	536		"Barbutim", -10 m; 6,40 m üG	11,6	23,8	2,96	11,7	2,28	0,704	2,36	0,351	2,23	41,0	0,519	1,62	118	1,79	0,338	
F	45		"A", -38 m; 0,1 m üG	5,34	9,75	1,53	6,46	1,42	0,436	1,99	0,289	1,90	47,2	0,482	1,61	121	1,86	0,352	
F	541		"A", -37,5 m; 0,5 m üG	4,64	8,02	1,41	6,50	1,21	0,427	1,93	0,269	1,85	46,5	0,482	1,58	120	1,91	0,358	
F	542		"A", -30 m; 8 m üG	7,91	9,36	1,99	8,51	1,67	0,561	2,57	0,358	2,20	57,3	0,589	2,05	119	2,29	0,440	
F	545		"A", -1 m; 37 m üG	12,5	11,8	1,59	6,64	1,10	0,347	1,29	0,180	1,09	13,3	0,202	0,616	119	0,761	0,150	
F	546		"A", -10 m; 27 m üG	12,2	17,3	2,54	10,2	2,03	0,607	2,43	0,336	2,18	48,6	0,575	1,97	125	2,22	0,401	
F	547		"A", -20 m; 17 m üG	15,3	13,6	2,78	11,6	2,12	0,684	3,00	0,429	2,95	64,3	0,697	2,48	117	2,72	0,479	
F	46		"Maga'an", -18,5m; 0,1 m üG	12,5	20,7	3,17	13,7	2,66	0,821	3,49	0,489	3,42	68,6	0,780	2,64	119	2,84	0,493	
F	551		"Maga'an", -18,0m; 0,5 m üG	12,6	19,6	3,13	13,9	2,79	0,826	3,54	0,470	3,38	68,6	0,798	2,67	117	2,88	0,519	
F	555		"Maga'an", -1 m; 17,5 m üG	4,90	8,75	1,02	4,10	0,604	0,241	0,984	0,122	0,778	8,44	0,143	0,462	118	0,691	0,157	
F	556		"Maga'an", -10 m; 7,5 m üG	11,8	26,7	3,08	12,3	2,50	0,682	2,92	0,410	2,70	41,7	0,608	1,79	119	2,01	0,368	
F	37		"Dugit", -36 m; 0,1m üG	5,57	11,6	1,61	8,06	1,63	0,524	2,01	0,294	2,04	48,8	0,543	1,94	119	2,25	0,393	
F	571		"Dugit", -35,5 m; 0,5 m üG	4,35	8,25	1,36	6,08	1,19	0,367	1,76	0,258	1,72	38,2	0,405	1,58	120	1,88	0,373	
F	572		"Dugit", -25 m; 11 m üG	7,80	12,1	2,07	8,62	1,63	0,558	2,26	0,307	2,18	47,3	0,553	1,91	122	2,26	0,410	
F	575		"Dugit", -1 m; 35 m üG	5,06	10,7	1,07	4,39	0,796	0,244	1,12	0,145	0,844	12,8	0,218	0,667	116	0,933	0,175	
F	576		"Dugit", -10 m; 25 m üG	4,84	9,97	1,23	4,86	0,943	0,316	1,17	0,194	1,22	21,4	0,283	1,01	119	1,30	0,267	
F	47		"Am Kloster", -1m	37,1	90,1	10,1	41,4	8,18	2,29	8,32	1,28	7,77	116	1,70	5,01	120	4,36	0,726	
F	48		"Ein Gev", -25m; 0,1 m üG	16,5	36,3	4,11	17,7	3,22	0,94	3,46	0,480	3,10	57,4	0,694	2,26	117	2,37	0,420	
F	591		"Ein Gev", -24,5m; 0,5 m üG	5,52	7,16	1,41	6,23	1,13	0,40	1,78	0,256	1,76	45,9	0,458	1,80	119	2,05	0,369	
F	595		"Ein Gev", -1m; 24 m üG	45,7	92,8	11,7	45,1	8,63	2,14	7,52	1,03	6,17	92,0	1,34	3,69	119	3,53	0,584	
F	596		"Ein Gev", -10m; 15 m üG	27,9	57,9	6,96	28,7	5,02	1,40	5,40	0,721	4,40	67,4	0,907	2,80	118	2,79	0,479	
F	43		"Haon", -14m; 0,1 m üG	9,80	17,2	2,31	9,92	1,92	0,58	2,47	0,366	2,42	48,6	0,552	1,92	116	2,27	0,402	
F	601		"Haon", -13,5m; 0,5 m üG	10,5	18,8	2,62	10,8	2,00	0,64	2,46	0,368	2,15	42,2	0,520	1,74	111	2,07	0,408	
F	605		"Haon", -5m; 9 m üG	9,37	17,9	2,36	9,40	1,76	0,51	2,14	0,325	1,91	32,2	0,418	1,45	120	1,61	0,296	
F	39		"Susita", -26,8m; 0,1 m üG	6,61	10,4	1,76	7,89	1,38	0,52	2,15	0,286	2,15	50,3	0,547	1,90	130	2,25	0,408	
F	611		"Susita", -26,3m; 0,5 m üG	5,81	7,82	1,59	6,27	1,16	0,42	1,83	0,274	1,78	40,0	0,448	1,58	116	1,88	0,345	
F	615		"Susita", -15m; 11,8 m üG	5,74	10,4	1,46	5,96	1,05	0,39	1,50	0,252	1,45	28,4	0,336	1,29	123	1,60	0,328	
F	41		"Katz", -30m; 0,1 m üG	5,09	7,26	1,65	7,33	1,48	0,47	1,99	0,291	2,09	48,1	0,523	1,82	116	2,04	0,388	
F	621		"Katz", -29,5m; 0,5 m üG	4,54	7,14	1,49	6,12	1,20	0,39	1,62	0,246	1,67	42,1	0,483	1,47	118	1,92	0,356	
F	625		"Katz", -20m; 10 m üG	6,57	10,4	1,63	6,67	1,36	0,40	1,88	0,258	1,69	32,4	0,386	1,43	119	1,70	0,357	

Anhang L: Übersicht über die Datenerfassung und -bearbeitung

Art des Datensatzes	Eigenleistung	Fremdleistung
Hydrochemische Parameter (Grund- und Oberflächenwasserproben)		
Ca, Mg, K, Na, Mn, Fe, B, NH ₄ , Ba, Sr, Si, Cl, SO ₄ , HCO ₄ , Br, NO ₃ , NO ₂ , PO ₄	- Probenahme, - Titration (HCO ₃), - Auswertung der Analysen	- Messung am UFZ
REE, Y, Cs, Rb, U	- Konditionierung der Austauscher, - Probenahme, - Anreicherung - Aufbereitung für Analyse, - Auswertung der Analysen	- Messung am GFZ
Isotopenhydrochemische Parameter (Grund- und Oberflächenwasserproben)		
¹⁶ O, ¹⁸ O, ¹ H, ² H, ¹² C, ¹³ C, ³² S, ³⁴ S, ³ H	- Probenahme - Auswertung	- Messung am UFZ
Hydrochemische Parameter (Porenwasseranalysen aus Seesedimentkern)		
Ca, Mg, Na, K, NH ₄ , Ba, B, Br, Cl, SO ₄ , PO ₄	- Separation der Porenwässer aus Sedimentkern - Auswertung	- Messung am UFZ
REY im Sediment (Kern und gestörte Proben aus dem See) und in Gesteinen		
Kerngewinnung	- Separation der Sedimente aus Se- dimentkern	- KLL - Messung am GFZ
REE, Y	- Probenahme, Aufbereitung - Auswertung	
Gesteinsdünnchliffe (stratigraphisches Profil)		
Dünnchliffe	- Probenahme - Aufbereitung - Auswertung	- Anfertigung der Dünnchliffe im Sedimentpetrographischen Labor des IGW, FSU Jena ¹
Hydraulische Modellierung		
	- Datenaquise, -bewertung	- Modellierung F. Magri (GFZ)
Diffusive/Advektive Zutritte		
	- Datenaquise, -bewertung - Flächenberechnung, - Klassifizierung, - Interpretation, - Auswertung	
Volumen-/Stoffmengenbilanz		
	- Datenzusammenstellung - Bilanzierung/Fehleranalyse - Bathymetrische Funktion - Niederschlagsverteilung	

1: Institut für Geowissenschaften an der Friedrich Schiller Universität Jena

Lebenslauf

Persönliche Angaben

Name, Vorname: Siebert, Christian
geboren: 25. Januar 1975 in Jena
Anschrift: Karl Liebknecht Straße 58, 07749 Jena
Familienstand: ledig

Schulbildung

1981 – 1984 Grundschule „POS Karl Liebknecht“, Jena
1984 – 1990 Regelschule „POS Karl Liebknecht“, Jena
1990 – 1993 Gymnasium „Albert Schweitzer“, Jena
Mai 1993 Abitur

Wehrdienst

1993 – 1995 15-monatiger Ersatzdienst in Jena

Studium

1995 – 2002 Studium der Geologie an der Friedrich – Schiller –
Universität Jena, Schwerpunkt: Hydrogeologie
1999 Diplomkartierung: Geologische Kartierung im Gebiet
Pelm - Berlingen - Kirchweiler - Gees (Westefel)
2001 Diplomarbeit zum Thema „Untersuchung des hydraulisch –
hydrochemischen Verhaltens eines Kalkstein-Karstgrund-
wasserleiters am Beispiel der Mühlthalquellen bei Jena“
2001/2002 Diplom-Hauptprüfungen
Januar 2002 Abschluss des Diplomstudiengangs
2002 - 2005 Promotion am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Uni-
versität Berlin zum Thema: „Saisonale chemische Variationen
des See Genezareth, seiner Zuflüsse und deren Ursachen

Studentische Nebentätigkeiten

1997-2002 studentische Tätigkeit im Ingenieurbüro Jena-GEOS GmbH,
Jena (Arbeitsfelder: Baugrund-Untersuchung, Altlastenerkun-
dung)
1999-2002 stud. Hilfskraft am Lehrstuhl für Angewandte Geologie,
Fachbereich Hydrogeologie, Universität Jena

Projekt-Mitwirkungen / Eigene Projekte

- 2000-2001 COST-Action 620 (Leitung: Prof. Sauter, Dr. Herch): „Kartierung der Grundwasserverschmutzungsempfindlichkeit eines Muschelkalk-Grundwasserleiter am Beispiel des Einzugsgebietes der Mühlthalquellen bei Jena, Thüringen.“ Im Auftrag der BGR, Hannover.
- 2002-2005 „German-Israeli-Jordanian-Palestinian Joint Research Project: Water Resources Evaluation for a Sustainable Development in the Jordan Rift Basin“. (BMBF, Förderzeichen: 02WT0162).
- 2004-2005 Fließwegcharakterisierung und Klärung der Herkunft von Nitrat mittels Seltenerd Elementen und Isotopen in einem Karbonatquifer in einem stark besiedelten Wirtschaftsraum.
(Zulassungsverfahren zur Mineralwassergewinnung)

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die vorliegende Arbeit ohne unzulässige Hilfe und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde. Aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommene Gedanken in der Arbeit wurden als solche kenntlich gemacht.

Die vorliegende Arbeit wurde weder im Inland noch im Ausland in gleicher oder ähnlicher Form einer Prüfungsbehörde zum Zwecke der Promotion oder eines ähnlichen Prüfungsverfahrens vorgelegt, bzw. auch nicht in ihrer Gesamtheit veröffentlicht.

Halle, 31. Oktober 2005

Christian Siebert