

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

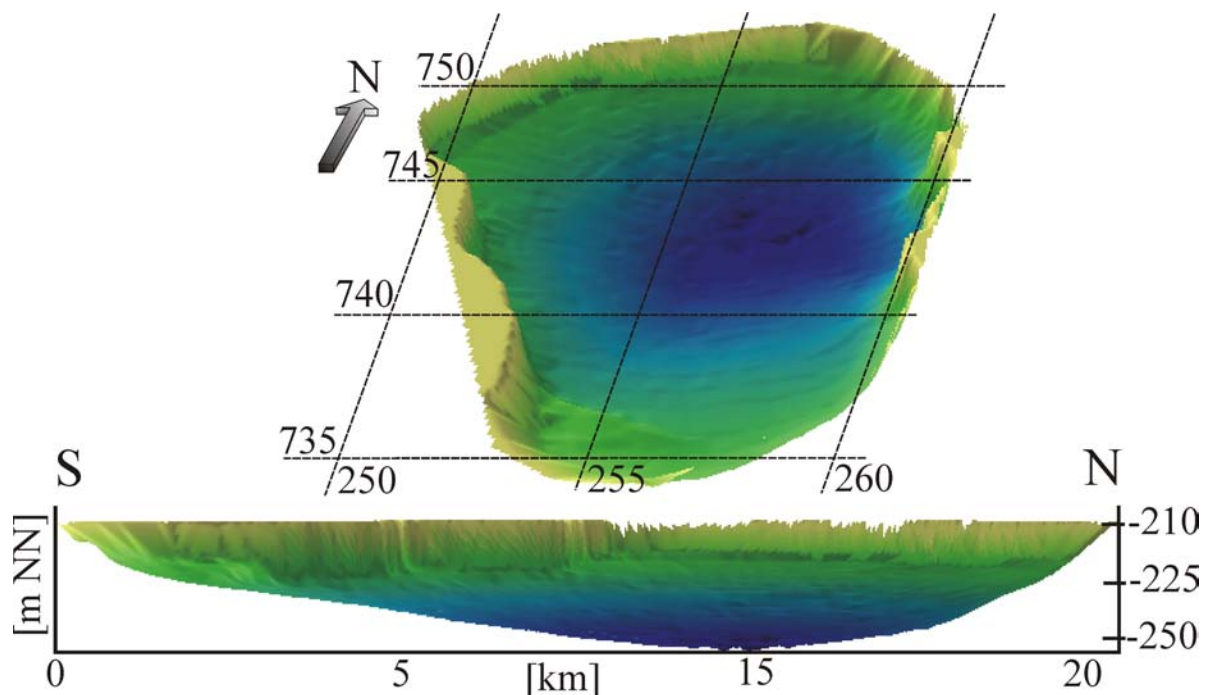


Abb. 6-1: 3D-Abbildung des Seebodens (oben) und Profilschnitt durch den See entlang 257 E. Koordinaten: NIG, Bathymetrie: nach Bathymetric map of Lake Kinneret (GSI et al., 1990). (Darstellungen sind 50-fach überhöht.)

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.

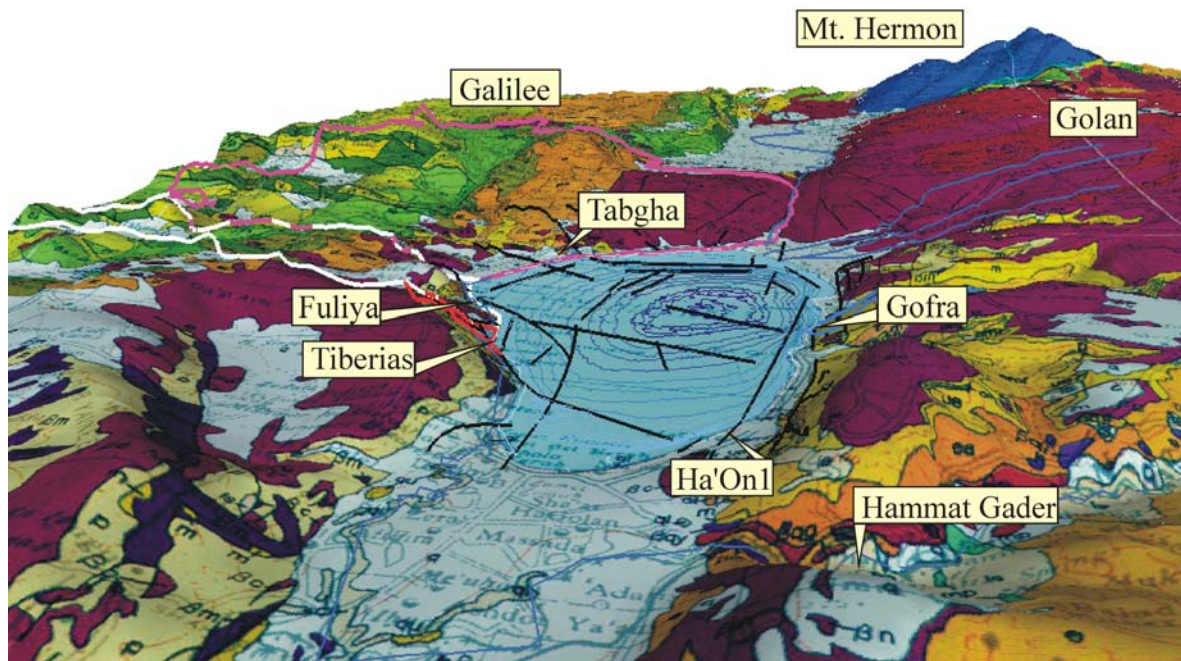


Abb. 6-2: Abbildung der Morphologie und der Geologie des Drainagegebietes des Sees, sowie der Lokation der Quellgruppen. Für Tabgha (pink), Fuliya (weiß), Tiberias (rot) und Gofra (blau) sind die jeweiligen Einzugsgebiete dargestellt. Weiterhin sind Störungen (schwarz), die Bathymetrie des Sees (blau 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).

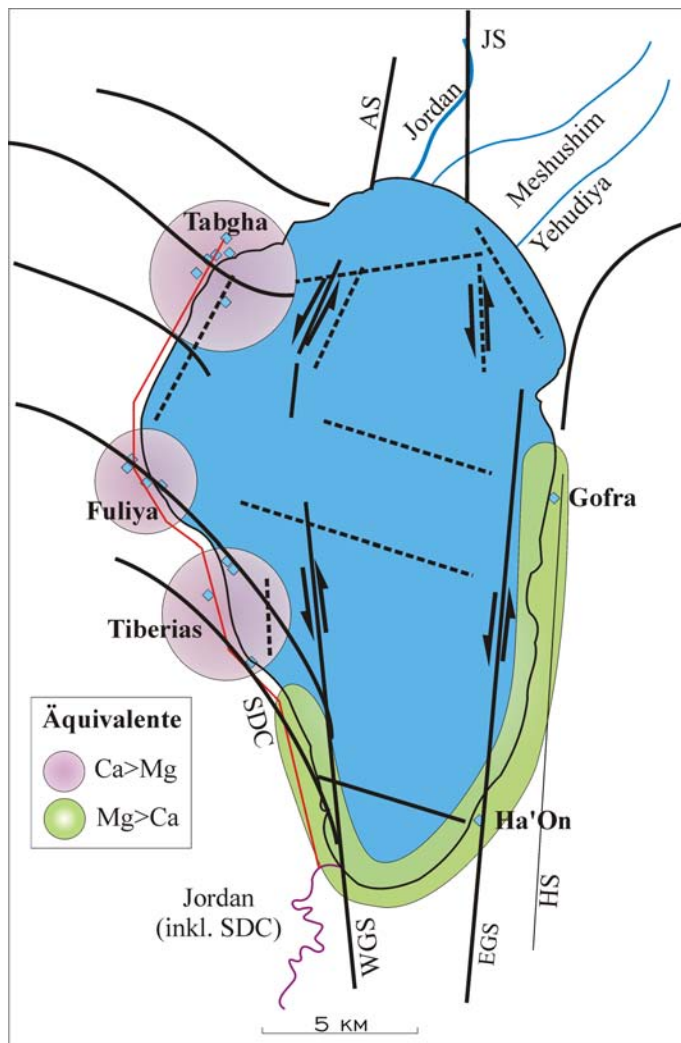


Abb. 6-3: Quellgruppen entlang des Seeufers und die „chemische Teilung“ der thermo-salinaren Grundwässer in Ca- und Mg-dominant. Erläuterung der Abkürzungen: siehe Abb. 5-4.

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.

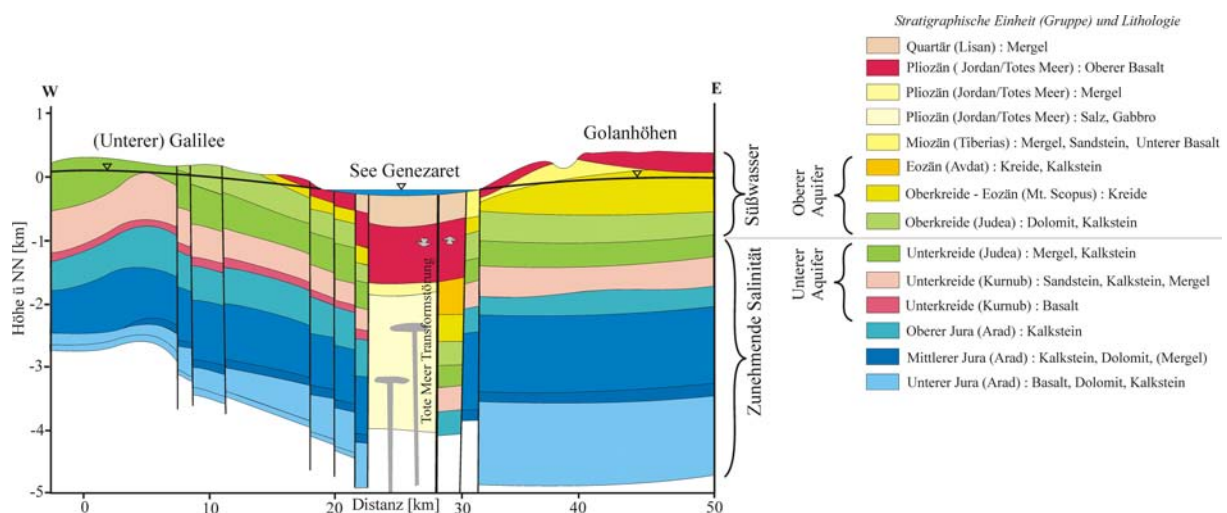


Abb. 6-4: Geologisches Profil durch das Beq'at Kinarot bei Fuliya (Lage des Profils in Abb. 2-1: C - C*).

(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 Ausstrichsflächen 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

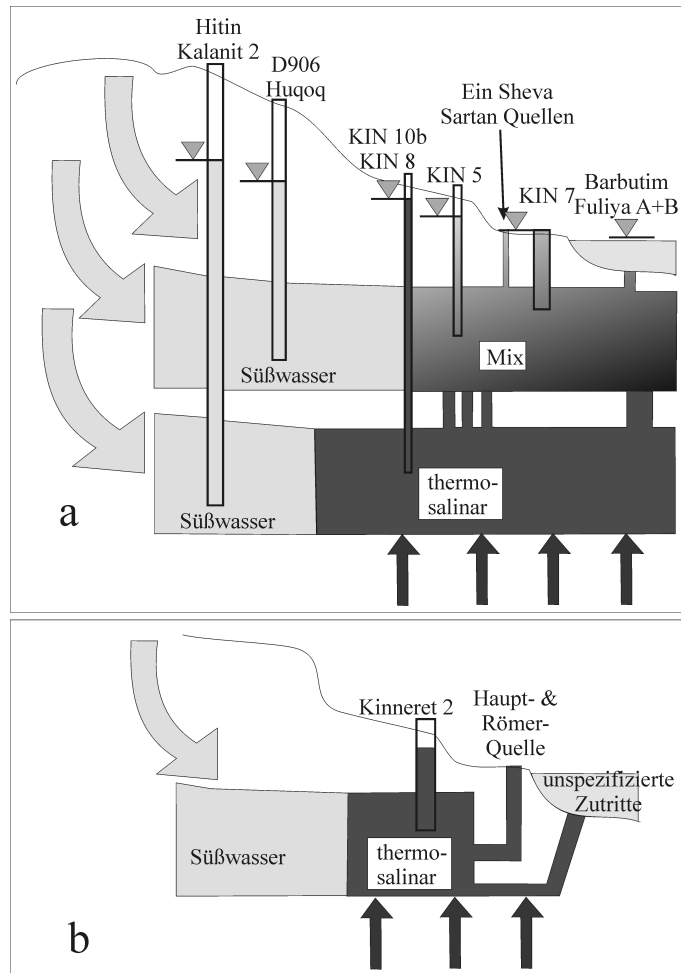


Abb. 6-5: Konzeptionelles Modell für die hydraulischen Bedingungen a) in Tabgha und Fuliya sowie b) in Tiberias (Oberer Aquifer nicht erhalten).

(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

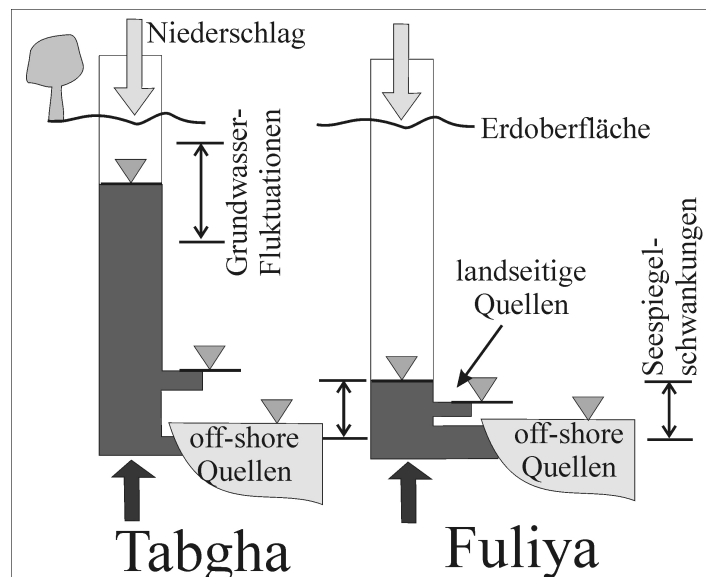


Abb. 6-6: Die geologisch bedingten Unterschiede in der Hydraulik von Tabgha und Fuliya.

(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-

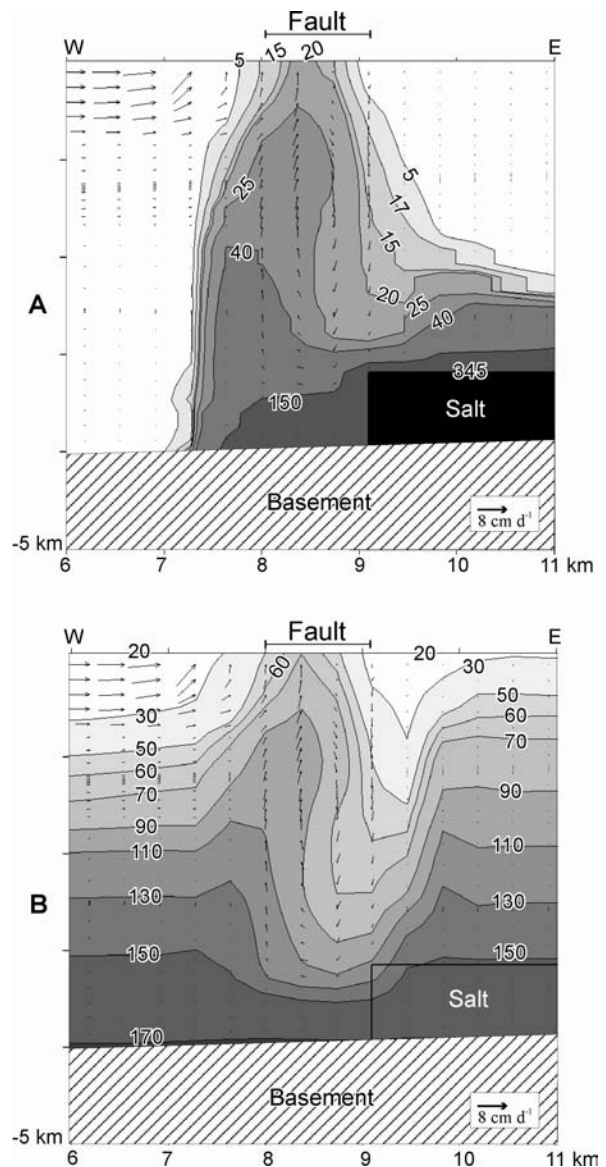


Abb. 6-7: Ergebnis der Simulation: thermo-salinare Konvektion in der Störungszone. a) Chloridität in g/l und b) Temperatur in °C. (Vektoren linear skaliert, keine vertikale Überhöhung)

(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).

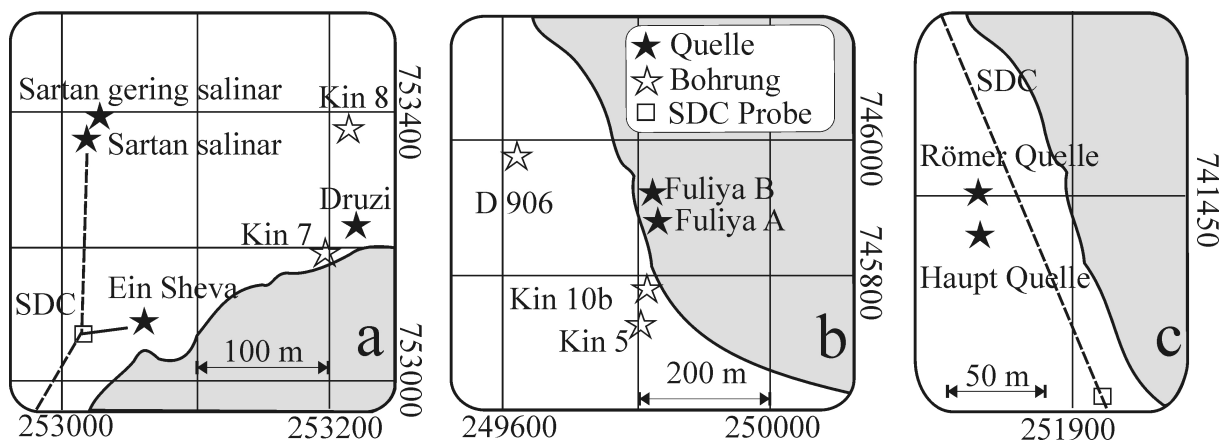


Abb. 6-8: Schematische Lageskizze der beprobten Grundwassermessstellen in den Quellgruppen Tabgha (a); Fuliya (b) und Tiberias (c). Koordinaten: Neues Israelisches Gitter.

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).

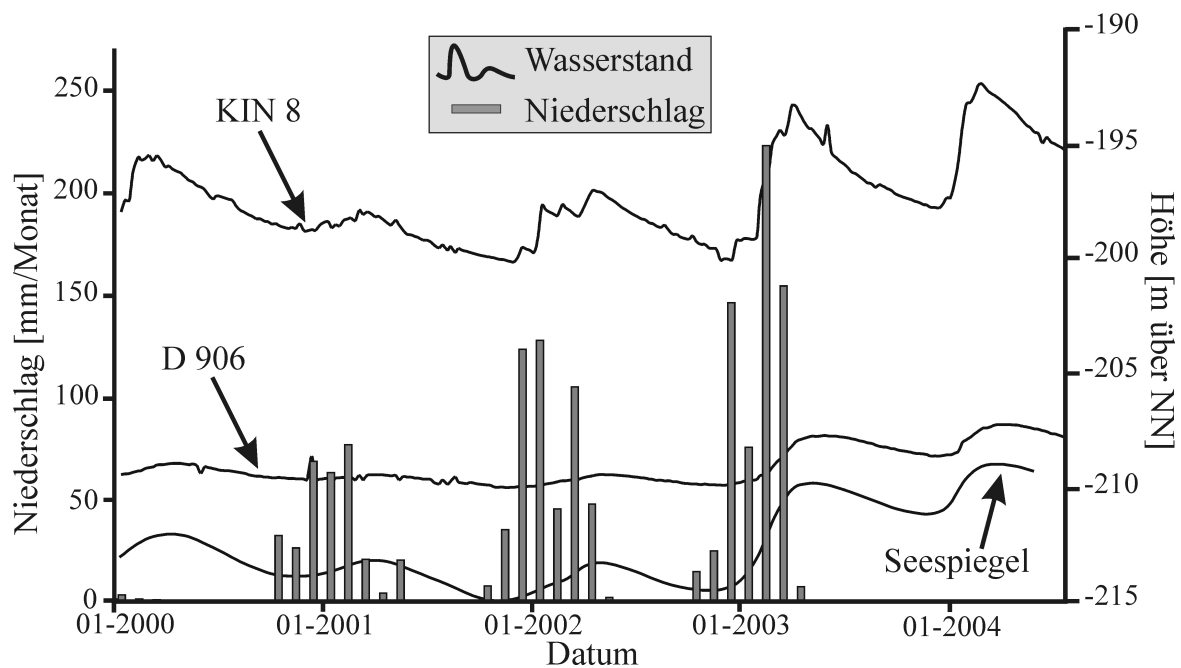


Abb. 6-9: Vergleich der Grundwasserganglinien in Tabgha (KIN 8) und in Fuliya (D 906) als Reaktion auf Niederschlagsereignisse. Zum Vergleich ist der Seespiegel des See Genezareth dargestellt. (Daten: Mekorot Co.; HSI Jerusalem, KLL Tabgha).

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 (Laugung 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 Kulturf lächen 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.

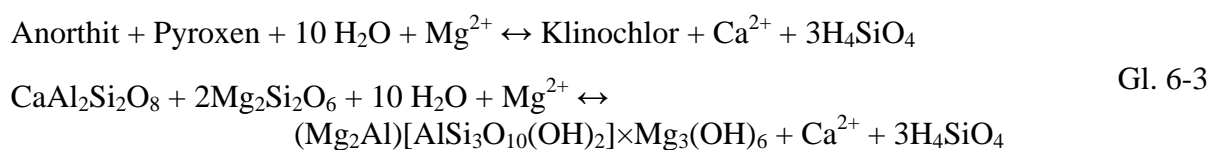
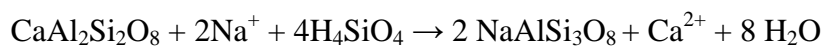
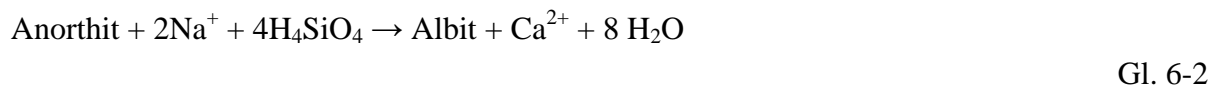
Klein-BenDavid et al. (2004) gehen ebenfalls von einem Meerwasser-Eindunstungsmodell aus. Danach bildete der Jordangraben nach der klassischen Barrentheorie ein Eindunstungsbecken, in dem das Meerwasser bis zur Halitfällung (10,6-fach) aufkonzentriert wurde. Während relativ kurzer Phasen kam es durch 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.