

## 3 Grundlagen für die Untersuchung von Baggerseen

### 3.1 Hydraulische Grundlagen

Baggerseen und Grundwasser stehen in einer komplexen Wechselbeziehung, da Baggerseen als Grundwasseraufschlüsse in der Regel über keinen oberirdischen Zu- und Ablauf verfügen. Die Menge des zu- und abfließenden Grundwassers wird durch die hydraulischen Kennwerte des angeschnittenen Grundwasserleiters, das Grundwassergefälle und den Grad der Kolmation des Sees, d. h. das Ausmaß der Abdichtung des Sees gegenüber dem Grundwasserleiter, bestimmt. Die Kolmation wird u. a. stark von der Morphometrie des Sees beeinflusst. Steile Böschungen begünstigen den horizontalen Grundwasserdurchfluss, während der Seeboden sich stärker abdichtet. Dies ist für solche Baggerseen wichtig, deren Tiefe nicht bis auf den Grundwasserstauer reicht. Langfristig ist mit fortschreitender Kolmation eine allmähliche Abnahme der Durchlässigkeit zu erwarten, die zu einer Verringerung der Durchflussraten führt.

In grober Näherung läßt sich die Austauschrate hydraulisch mit Hilfe des Gesetzes von DARCY abschätzen:

$$Q = k_f \cdot i \cdot F$$

$Q$  – Grundwasserstrom [ $m^3/s$ ]

$k_f$  – Durchlässigkeitsbeiwert [ $m/s$ ]

$i$  – hydraulisches Gefälle [-]

$F$  – durchströmte Fläche [ $m^2$ ]

Nimmt man für diese Abschätzung als durchströmte Fläche  $F$  nur den Querschnitt des Sees senkrecht zur Grundwasserfließrichtung, bleibt die Veränderung des Fließbildes durch den Baggersee unberücksichtigt. Der im Vergleich zum Grundwasserleiter geringere Fließwiderstand im See führt zu einer Fokussierung der Fließwege durch den See (Abb. 1). Die Breite des tatsächlich durch den See erfassten Einzugsgebiets ist größer als die Breite des Sees, die mit der Querschnittsfläche des Sees berechnete Zustromrate somit nur ein unterer Grenzwert. Andererseits liefert eine Abschätzung mit dem Durchlässigkeitsbeiwert des Grundwasserleiters immer dann zu große Zustromraten, wenn eine Kolmation vorliegt.

Im Vergleich zum speicherwirksamen Hohlraumanteil des Grundwasserleiters von rund 20–25 % wirkt der See mit 100 % als großer Zwischenspeicher für das Grundwasser. Innerhalb des Sees können große Differenzen in den Aufenthaltszeiten bestehen, wenn einzelne Zonen infolge der Seedynamik in unterschiedlicher Intensität an der aktiven Umsetzung teilnehmen.

### 3.2 Hydrochemische Grundlagen

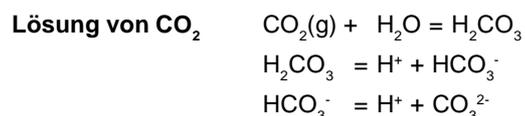
#### 3.2.1 Einflussfaktoren

Zur chemischen Beschaffenheit des Grundwassers tragen viele Einflussfaktoren bei. Der Niederschlag und das Wasser aus einem oberirdischen Gewässer, die in den Boden eindringen, enthalten Inhaltsstoffe geogener und anthropogener Herkunft (LfU Baden-Württemberg 1994). Im Untergrund reagiert das Sickerwasser mit der Bodenluft und den Kontaktgesteinen, wodurch im allgemeinen die Gesamtminalisation zunimmt und der typische chemische Charakter eines Grundwassers entsteht. Beim Übertritt des Grundwassers in einen Baggersee ändern sich die Randbedingungen von einem weitgehend geschlossenen zu einem offenen System, das an der Seeoberfläche mit der Atmosphäre in Kontakt steht und der Sonneneinstrahlung ausgesetzt ist. Die biologischen Vorgänge im See tragen maßgeblich zu den veränderten Randbedingungen bei.

Einige wichtige chemische Prozesse, die die Beschaffenheit des Grund- und Seewassers beeinflussen, sind im Folgenden beschrieben. Für weitergehende Informationen wird auf die entsprechende Fachliteratur verwiesen (z. B. BOOS & STROHM 1999, SCHWOERBEL 1999).

#### 3.2.2 Kalk-Kohlensäure-System

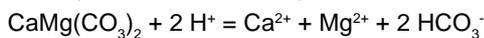
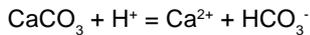
Bei der Passage durch die ungesättigte Zone löst das Sickerwasser  $CO_2$  aus der Bodenluft, das hier im Vergleich zur Atmosphäre etwa um den Faktor 10 bis 100 angereichert ist. Dadurch sinkt der pH-Wert und das Wasser erhält ein verstärktes Kalk-Lösungs-Potential.



Die Löslichkeit von  $CO_2$  ist temperaturabhängig. Sie ist bei niedrigen Temperaturen größer als bei hohen Temperaturen.

Die in der ungesättigten Zone einsetzende Karbonatlösung ist die wichtigste Reaktion des Sickerwassers in karbonatischen Gesteinen. Als Folge dieser Reaktion steigen die Ca-, Mg- und  $HCO_3^-$ -Konzentrationen an, ebenfalls die Gesamthärte.

### Lösung von Karbonaten



Die Zusammensetzung und die Größe der geogenen Komponente sind u. a. abhängig von der Zeitdauer des Kontakts (Abstandsgeschwindigkeit bzw. Mittlere Verweilzeit) sowie der chemischen Zusammensetzung der Bodengase und des Kontaktgesteins.

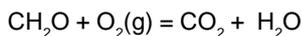
Eine umgekehrte Entwicklung kann einsetzen, wenn das Grundwasser in den Baggersee übertritt und  $\text{CO}_2$  über die Seeoberfläche in die Atmosphäre entweicht. Der  $\text{CO}_2$ -Verlust führt zu einem Anstieg des pH-Werts und zu einer Verschiebung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts. Es tritt eine Übersättigung des Wassers in Bezug auf Karbonate ein, die eine Fällung von Calcit im See nach sich zieht. Diese Prozesse äußern sich in einer Abnahme der Konzentrationen von Calcium und Hydrogenkarbonat, z. T. auch von Magnesium, und damit einer Verringerung der Gesamthärte.

## 3.2.3 Redox-Reaktionen

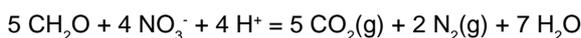
Von den Redox-Reaktionen sind die Redox-sensitiven Elemente betroffen, wozu u. a. Sauerstoff, Kohlenstoff, Schwefel, Stickstoff, Eisen und Mangan gehören. An den Umsetzungen sind Bakterien in größerem Umfang beteiligt. Als starkes Reduktionsmittel wirkt organischer Kohlenstoff, als starkes Oxidationsmittel gelöster Sauerstoff.

Steht organisches Material zur Verfügung, so können sich u. a. die folgenden Redox-Reaktionen nachhaltig auf die Grundwasserbeschaffenheit auswirken (MATTHESS 1994):

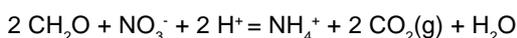
#### Aerobe Atmung



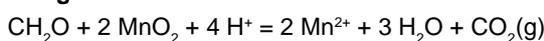
#### Denitrifikation



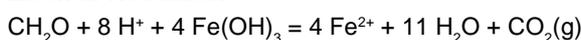
#### Ammonifikation



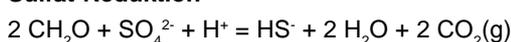
#### Mangan-IV-Reduktion



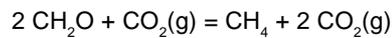
#### Eisen-III-Reduktion



#### Sulfat-Reduktion



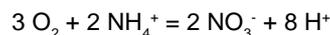
### Methan-Gärung



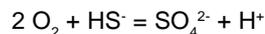
In den quartären Kiesen im Oberrheingraben findet man bereichsweise in größerem Umfang organisches Material, ebenso in den Baggerseen im Hypolimnion und verstärkt im Seesediment. Charakteristische Merkmale einer solchen Entwicklung, bei der das organische Material abgebaut wird, sind verringerte bis fehlende Konzentrationen von  $\text{O}_2$ ,  $\text{NO}_3^-$  und  $\text{SO}_4^{2-}$  sowie erhöhte Konzentrationen von Fe, Mn,  $\text{NH}_4^+$  und  $\text{H}_2\text{S}$ .

Aufgrund der räumlich und zeitlich stark wechselnden Redox-Bedingungen in den Baggerseen können reduzierte Spezies, die bei den oben genannten Reaktionen entstanden sind, wieder oxidiert werden. Diese Reoxidation kann dabei sowohl im oxischen Milieu (bei Anwesenheit von gelöstem Sauerstoff) als auch im postoxischen bzw. anoxischen Milieu (bei Abwesenheit von gelöstem Sauerstoff) erfolgen. Beispiele dafür sind:

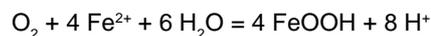
#### Nitrifikation



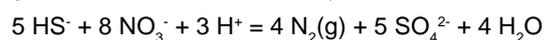
#### Sulfidoxidation



#### Eisenoxidation



#### Oxidation von Sulfidschwefel durch Nitrat (Denitrifikation durch Sulfid)



## 3.2.4 Biochemische Prozesse

Beim Aufbau von Biomasse werden hauptsächlich die biologisch relevanten Elemente Phosphor, Stickstoff, Kohlenstoff, untergeordnet Kalium, Schwefel und Eisen gebunden, Sauerstoff wird freigesetzt. Durch die biologische Sauerstoffproduktion entstehen in Kombination mit der physikalischen Belüftung in weiten Teilen des Sees aerobe Bedingungen (PFEIFFER 2000).

Im Zusammenhang mit dem Wachstum von Kieselalgen wird die gelöste Kieselsäure dem Wasser entzogen und zum Aufbau von Kieselskeletten verwendet.

Beim Abbau von Biomasse wird Sauerstoff gebunden und u. a.  $\text{CO}_2$  freigesetzt. Das Redox-Milieu verschiebt sich dabei in ein postoxisches bzw. anoxisches Milieu (DVWK 1988).

Bei eutrophierten Seen können in größerem Umfang algenbürtige Substanzen entstehen (z. B. Algentoxine), die sich negativ auf die Seewasserqualität auswirken (BOOS & STROHM 1999).

### 3.3 Isotopenhydrologische Grundlagen

#### 3.3.1 Isotopenfraktionierung

Im Wasserkreislauf kommen die Wassermoleküle  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ ,  $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$  und  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  in unterschiedlichen Konzentrationen vor. Die physikalische Ursache dafür ist das unterschiedliche Molekulargewicht und damit der unterschiedliche Dampfdruck der einzelnen Molekülarten. Bei allen Phasenumwandlungen, z. B. bei Kondensations- und Verdunstungsvorgängen, findet eine temperaturabhängige Isotopenfraktionierung statt, wodurch sich für Untersuchungen des Wasserkreislaufs die Möglichkeit ergibt, Deuterium ( $^2\text{H}$ ) und Sauerstoff-18 ( $^{18}\text{O}$ ) als natürliche Tracer zu verwenden (DINCER 1968, ZIMMERMANN 1969, 1978, STICHLER & MOSER 1979, MOSER & RAUERT 1980, STICHLER 1980, GAT & GONFIANTINI 1981, KENDALL & McDONNELL 1998).

Die Konzentrationen von  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  werden international üblicherweise als relative Abweichung gegen einen definierten Standard (VSMOW: Vienna-Standard Mean Ocean Water) angegeben:

$$\delta^2\text{H} \text{ bzw. } \delta^{18}\text{O} = \left( \frac{R_{\text{Probe}}}{R_{\text{Standard}}} - 1 \right) \cdot 1000 \text{ [‰]}$$

$R_{\text{Probe}}$  –  $^2\text{H}$ - bzw.  $^{18}\text{O}$ -Konzentration in der Probe  
 $R_{\text{Standard}}$  –  $^2\text{H}$ - bzw.  $^{18}\text{O}$ -Konzentration im Standard

Die Messgenauigkeiten der Isotopenbestimmungen betragen für  $\delta^2\text{H} \pm 1,0 \text{ ‰}$  und für  $\delta^{18}\text{O} \pm 0,15 \text{ ‰}$ .

Durch Unterschiede im Isotopengehalt einzelner Niederschlagsereignisse wird das Grundwasser signifikant markiert. Dadurch können Fließwege verfolgt und Fließrichtungen bestimmt werden (STICHLER & HERRMANN 1983). Die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags wird für die Messstationen Karlsruhe und Weil am Rhein regelmäßig gemessen. Die  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der monatlichen Niederschlagsproben (Abb. 2) zeigen den üblichen Jahresgang mit höheren Isotopengehalten in den Sommermonaten und niedrigeren Werten in den Wintermonaten, bei einer Schwankungsbreite von etwa  $\Delta \delta^{18}\text{O} = 7 \text{ ‰}$ . Die Messreihen dienen in der vorliegenden Untersuchung für den Oberrheingraben als Inputfunktion für das aus dem lokalen Niederschlag gebildete Grundwasser. Für die beiden Stationen ergeben sich folgende Mittelwerte für den Niederschlag:

Station Karlsruhe:

$\delta^{18}\text{O} = -7,95 \text{ ‰}$

$\delta^2\text{H} = -55,6 \text{ ‰}$

Station Weil am Rhein:

$\delta^{18}\text{O} = -8,39 \text{ ‰}$

$\delta^2\text{H} = -61,6 \text{ ‰}$

Zwischen den Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalten im Niederschlag besteht eine lineare Beziehung, die sich durch die so genannte Niederschlagsgerade (MWL: Meteoritic Water Line) darstellen lässt:

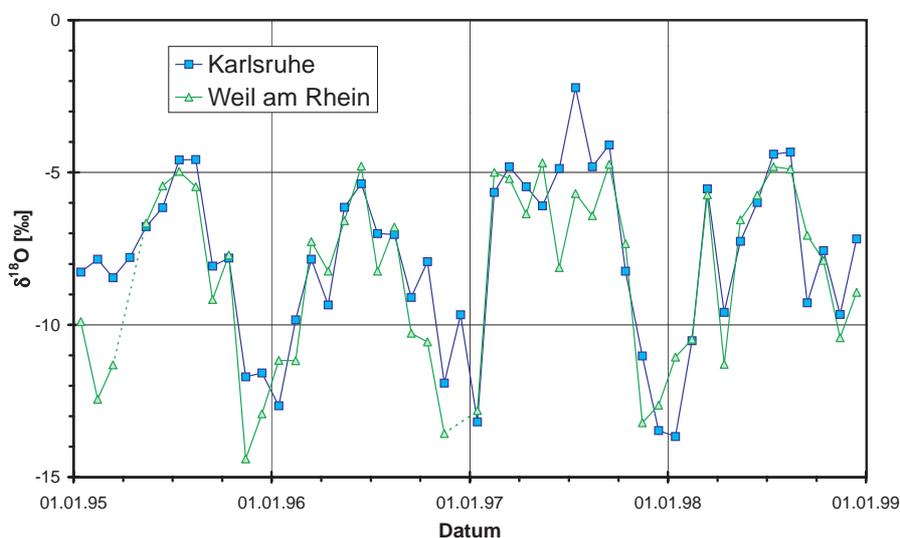


Abb. 2: Jahresgang des  $^{18}\text{O}$ -Gehalts in den Niederschlägen der Messstationen von Karlsruhe und Weil am Rhein (Monatsmittel)

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + d$$

d – Deuterium-Exzess [-]

Für den lokalen Niederschlag der Stationen Karlsruhe und Weil am Rhein (Monatswerte von Niederschlagssammelproben für den Zeitraum 1981 bis einschließlich 1999) lautet die Gleichung der Niederschlagsgeraden (Abb. 3):

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 8$$

Da diese  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Relation in guter Näherung auch für die Gebiete der Testseen gültig ist, wird sie in der vorliegenden Untersuchung allgemein als Bezugsgerade verwendet.

Wird das Grundwasser freigelegt, z. B. durch Baggerseen, entstehen durch die Verdunstung an der See-

oberfläche zusätzliche Fraktionierungseffekte. Da die isotopisch leichten Moleküle bevorzugt in die Atmosphäre übertreten, werden die schweren Isotope sukzessive im Seewasser angereichert, d. h., die  $\delta^2\text{H}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte steigen an. Bei diesem Prozess verändert sich auch das  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ - Isotopenverhältnis und damit der Deuterium-Exzess. Die Wässer, die bei fortschreitender Verdunstung eines Ausgangswassers entstehen, liegen im  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm ebenfalls auf einer Geraden, der so genannten Verdunstungsgeraden (VG; STICHLER & MOSER 1979, GAT & GONFIANTINI 1981, KENDALL & McDONNELL 1998). Eine schematische Darstellung dieser Zusammenhänge ist in Abb. 4 gegeben.

Das Ausmaß der Fraktionierung steigt dabei mit zunehmender Seefläche, die für eine Fraktionierung zur Verfügung steht, an. Dem entgegen wirkt die Vermi-

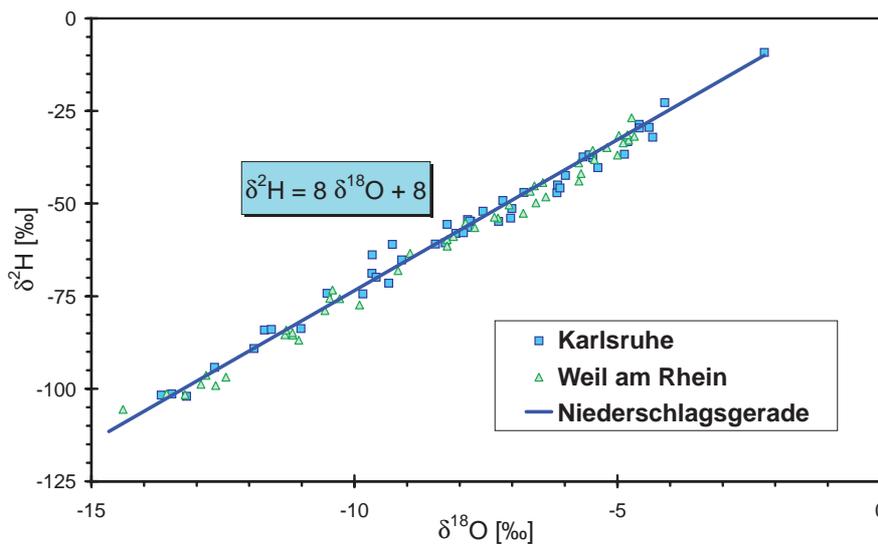


Abb. 3:  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm der monatlichen Niederschläge in den Messstationen Karlsruhe und Weil am Rhein von 1981–1999

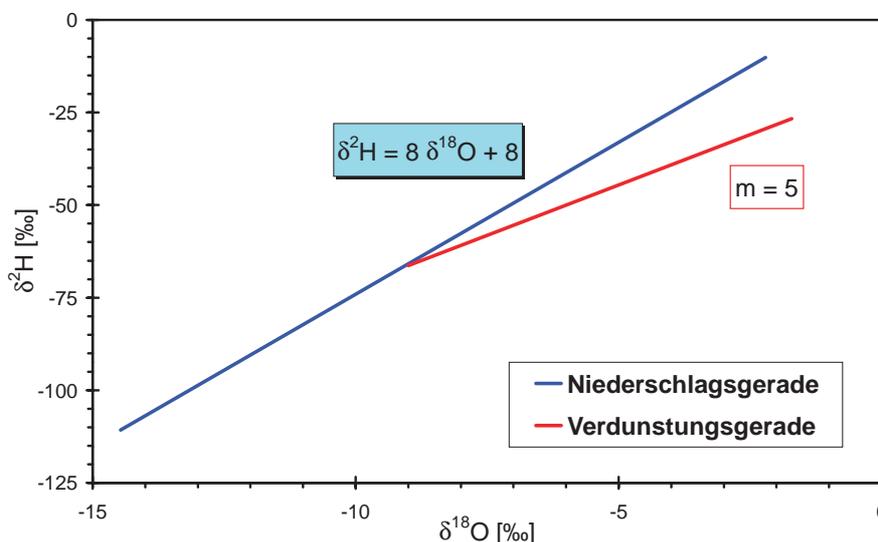


Abb. 4: Schematisches  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm mit Niederschlags- und Verdunstungsgerade

schung mit zuströmendem, isotopisch leichterem Grundwasser. Eine starke Isotopenfraktionierung ist entsprechend in Seen mit großer Seefläche, aber geringer Grundwasseraustauschrates zu erwarten.

Weil das abströmende Seewasser infolge Verdunstung von schweren Isotopen angereichert und damit isotopisch markiert ist, läßt es sich unterstromig des Sees im Grundwasser verfolgen. Quantitativ ermittelt werden können die Vermischung des Seewassers mit vom Seewasser unbeeinflusstem Grundwasser, die Grundwasserfließrichtung und, da in den  $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinien des Seewassers durch den Jahresgang auch eine Zeitmarke enthalten ist, Fließzeiten und Abstandsgeschwindigkeiten. Die aus den Isotopendaten berechneten Fließzeiten und Fließgeschwindigkeiten gelten für den nicht sorptiven Transport, da das Wassermolekül selbst markiert ist und deshalb einen idealen Tracer darstellt.

### 3.3.2 Mischung zwischen Seewasser und Grundwasser

Die Berechnung von Mischungsanteilen setzt voraus, dass die Größen der mischungsrelevanten Parameter, hier die  $\delta^2\text{H}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, für die beiden Endglieder der Mischungsreihe (unbeeinflusstes Grundwasser, Seewasser) bekannt sind. Der prozentuale Anteil von Seewasser in einer Grundwasserprobe kann dann mit Hilfe einer einfachen Mischungsformel berechnet werden:

$$x_{\text{sw}} = (\delta_{\text{Pr}} - \delta_{\text{GW}}) / (\delta_{\text{SW}} - \delta_{\text{GW}}) \cdot 100 \quad [\%]$$

$x_{\text{sw}}$  – Anteil von Seewasser in der Grundwasserprobe (%)

$\delta_{\text{Pr}}$  – Wert des Parameters (hier Wert  $\delta^2\text{H}$  bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ ) in der Probe

$\delta_{\text{GW}}$  – Wert des Parameters (hier Wert  $\delta^2\text{H}$  bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ ) im unbeeinflussten Grundwasser

$\delta_{\text{SW}}$  – Wert des Parameters (hier Wert  $\delta^2\text{H}$  bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ ) im Seewasser

Für das Seewasser wurden die  $\delta^2\text{H}$ - bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als Mittelwerte der Proben von der Seeoberfläche und aus 2 m Tiefe berechnet, in einigen Fällen zusammen mit den Mittelwerten der Grundwassermessstellen, die zu 100 % Seewasser aufweisen. Die Isotopenkonzentrationen für das unbeeinflusste Grundwasser wurden aus den  $\delta^2\text{H}$ - bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerten der oberstromig des Sees gelegenen Grundwassermessstellen ermittelt. Bei den Wässern aus diesen Messstellen liegen die Exzesswerte meist über  $d = 8 \text{ ‰}$  (vgl. Kap. 3.3.1). Im Vergleich zum Seewasser weist damit auch

der Deuterium-Exzess einen für eine Mischungsrechnung ausreichenden Kontrast auf.

Angesichts der Messgenauigkeit der Isotopengehaltsbestimmungen und der vorliegenden Unterschiede der Isotopengehalte zwischen See- und Grundwasser können prozentuale Anteile von Seewasser im Grundwasser mit einer Genauigkeit von etwa  $\pm 5 \text{ ‰}$  erfasst werden.

### 3.3.3 Verweilzeit und Fließgeschwindigkeit des Grundwassers

Die Mittlere Verweilzeit eines Grundwassers ( $T_o$ ) kann aus dem Vergleich der Isotopenganglinie des Niederschlags (input) mit der des Grundwassers (output) mittels Näherungsverfahren abgeschätzt werden. Es wird dabei vereinfachend angenommen, dass der Jahresgang der Ganglinien jeweils durch eine Sinusfunktion beschrieben werden kann (STICHLER & HERRMANN 1982, 1983). Setzt man eine exponentielle Altersverteilung im Grundwasserleiter voraus, so ergibt sich aus der Dämpfung der Amplitude die Mittlere Verweilzeit nach folgender Gleichung:

$$T_o = 1/(2 \pi) (f^2 - 1)^{1/2}$$

- $T_o$  – Mittlere Verweilzeit [a]
- $1/(2 \pi)$  – Periode der Inputfunktion in einem Jahr [a]
- $f$  – Verhältnis der Amplituden zwischen gedämpfter und ungedämpfter Ganglinie ( $f = A_{\text{out}}/A_{\text{inp}}$ )
- $A_{\text{inp}}$  – Amplitude der Sinuskurve der Niederschlagsganglinie
- $A_{\text{out}}$  – Amplitude der Sinuskurve der Grundwasser-ganglinie

Als Inputamplitude wird die jährliche Schwankung des Isotopengehalts im Niederschlag, hier der Messstation Karlsruhe, verwendet ( $\Delta\delta^{18}\text{O} = 7 \text{ ‰}$ ). Für das Grundwasser wird der  $\Delta\delta^{18}\text{O}$ -Wert der jeweiligen  $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinie entnommen. Analog können für diese Abschätzung auch die Variationen der  $\delta^2\text{H}$ -Werte verwendet werden.

Für eine genauere Bestimmung der Fließzeit des Grundwassers im Abstrom eines Baggersees werden sogenannte Speicher-Durchfluss-Modelle verwendet (DVWK 1995). Ausgehend von einer Inputfunktion  $C_{\text{inp}}(t)$ , hier die Isotopenganglinie des Seewassers, wird der Transport der isotopisch markierten Grundwasserpartikel im Aquifer mit Hilfe einer Wichtungsfunktion ( $\tau$ ) beschrieben, die Annahmen über die Altersverteilung des Grundwassers im Grundwasserleiter enthält. Ziel der Modellierung ist es, durch Variation der Modellparameter die Outputfunktion  $C_{\text{out}}(t)$ ,

d. h. die Isotopenganglinie in der Entnahmestelle, möglichst gut durch die berechnete Modellganglinie zu reproduzieren. Hauptparameter in allen Modellen ist die Mittlere Verweilzeit ( $T_0$ ), die als das gewichtete Mittel der Einzelverweilzeiten ( $\tau$ ) der Wasserpartikel definiert ist. Zur Berechnung der Outputfunktion  $C_{out}(t)$  wird die folgende Gleichung verwendet:

$$C_{out}(t) = \int_0^{\infty} C_{inp}(t-\tau)g(\tau) d\tau$$

$C_{inp}(t)$  – Inputfunktion (Isotopenganglinie des Seewassers)

$C_{out}(t)$  – Outputfunktion (Isotopenganglinie der Grundwasserentnahmestelle)

$g(\tau)$  – Wichtungsfunktion (modellspezifisch)

Die Form der Wichtungsfunktion wird durch die Wahl des Speicher-Durchfluss-Modells definiert. Im vorliegenden Fall wird ein Dispersionsmodell mit folgender Wichtungsfunktion verwendet:

$$g(\tau) = \frac{1}{T_0 4\pi P_D (\tau/T_0)^3} \exp - \frac{(1-\tau/T_0)^2}{4P_D (\tau/T_0)}$$

$g(\tau)$  – Wichtungsfunktion für das Dispersionsmodell

$T_0$  – Mittlere Verweilzeit

$\tau$  – Verweilzeit der einzelnen Partikel im System

$P_D$  – Dispersionsparameter

Das Dispersionsmodell besitzt zwei Anpassungsparameter: Die Mittlere Verweilzeit des Wassers  $T_0$  und den Dispersionsparameter  $P_D$ , deren Größen durch Anwendung von Fitting-Verfahren bestimmt werden (DVWK 1995).

Für die Bestimmung der Fließzeit des Seewassers zu unterstromig gelegenen Grundwasserentnahmestellen wurden die  $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinien des Seewassers (Seeoberfläche und 2 m Tiefe) und die jeweilige  $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinie des Grundwassers ausgewertet. Während die mittleren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von See- und Grundwasser aus seebeeinflussten Grundwassermessstellen in unmittelbarer Seenähe etwa gleich sind, sind die jahreszeitlichen Variationen in den Grundwasserganglinien im Vergleich zu den Variationen in der Ganglinie des Seewassers gedämpft und zeitlich verschoben. Derartige Effekte lassen sich nur nachweisen, wenn eine ausreichend dichte, d. h. wöchentliche Beprobung vorliegt.

Die Auswertung der Isotopendaten mit Hilfe des Dispersionsmodells wurde exemplarisch für den Leissee durchgeführt und ist im entsprechenden Teilbericht ausführlich dokumentiert (LGRB 2000, STICHLER et al. 1999).

In den meisten Fällen konnte nur für die nächstgelegenen unterstromigen Grundwasserentnahmestellen aus der zeitlichen Verschiebung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Seewasserganglinie zur jeweiligen Grundwasserganglinie eine grobe Abschätzung der Fließzeit des Seewassers vorgenommen werden. Hieraus wurden dann die entsprechenden Abstandsgeschwindigkeiten abgeleitet.

### 3.3.4 Grundwasserzustrom und Mittlere Aufenthaltszeit

Mit Hilfe der  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Konzentrationen im Seewasser lassen sich weiterhin, unabhängig von den hydraulischen Methoden (Kap. 3.1), die Austauschraten zwischen Baggersee und Grundwasser bestimmen. Dazu wird die Vermischung des isotopisch schwereren Baggerseewassers mit dem zuströmenden, isotopisch leichteren Grundwasser ausgewertet (KENDALL & McDONNELL 1998). Betrachtet wird der Zeitraum der Zirkulation mit einheitlicher Beschaffenheit des gesamten Seewassers. Endglieder der Mischungsreihe sind:

- Seewasser (SW): Isotopisch schweres Seewasser, vermischt über die gesamte Tiefe nach erfolgter Zirkulation im Spätherbst
- Grundwasser (GW): Isotopisch leichtes Grundwasser im Zustrom
- Mischwasser (MW): Seewasser, vermischt über die gesamte Tiefe nach erfolgter Verdünnung durch den direkten Niederschlagseintrag und zuströmendes, isotopisch leichtes Grundwasser – in der Regel am Ende der Zirkulation.

Die Abschätzung der Zustromrate erfolgt mit Hilfe der linearen Mischungsgleichung:

$$x_{\text{GW}} = (\delta_{\text{MW}} - \delta_{\text{SW}}) / (\delta_{\text{GW}} - \delta_{\text{SW}}) \cdot 100 \quad [\%]$$

$x_{\text{GW}}$  – Anteil von Grundwasser im Seewasser (in %)

$\delta_{\text{MW}}$  – Wert des Parameters (hier Wert  $\delta^2\text{H}$  bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ ) im Mischwasser, korrigiert um den Niederschlagseintrag

$\delta_{\text{GW}}$  – Wert des Parameters (hier Wert  $\delta^2\text{H}$  bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ ) im Grundwasser

$\delta_{\text{SW}}$  – Wert des Parameters (hier Wert  $\delta^2\text{H}$  bzw.  $\delta^{18}\text{O}$ ) im Seewasser

Der Einfluss des direkt auf die Seefläche fallenden Niederschlags wurde unter Verwendung von Menge und isotopischer Zusammensetzung des Niederschlags im betrachteten Zeitraum berücksichtigt.

Die Grundwasserzustromrate für den betrachteten Zeitraum ergibt sich aus:

$$Q_{GW} = (V_{See} \cdot x_{GW})/t$$

- $Q_{GW}$  – Grundwasserzuströmrate [ $m^3/s$ ]  
 $V_{See}$  – Volumen des Sees [ $m^3$ ]  
 $x_{GW}$  – Anteil von Grundwasser im Seewasser [%]  
 $t$  – Zeit [s] zwischen der Messung der Seewasserbeschaffenheit ( $\delta_{sw}$ ) und der Messung der Mischwasserbeschaffenheit ( $\delta_{MW}$ ); Verdünnungszeitraum

Schließlich liefern diese Ergebnisse noch einen Anhaltswert für die Mittlere Aufenthaltszeit des Grundwassers im See:

$$T_m = V_{See} / Q_{GW}$$

- $T_m$  – Mittlere Aufenthaltszeit des Grundwassers im See [s]  
 $Q_{GW}$  – Grundwasserzuströmrate [ $m^3/s$ ]  
 $V_{See}$  – Volumen des Sees [ $m^3$ ]

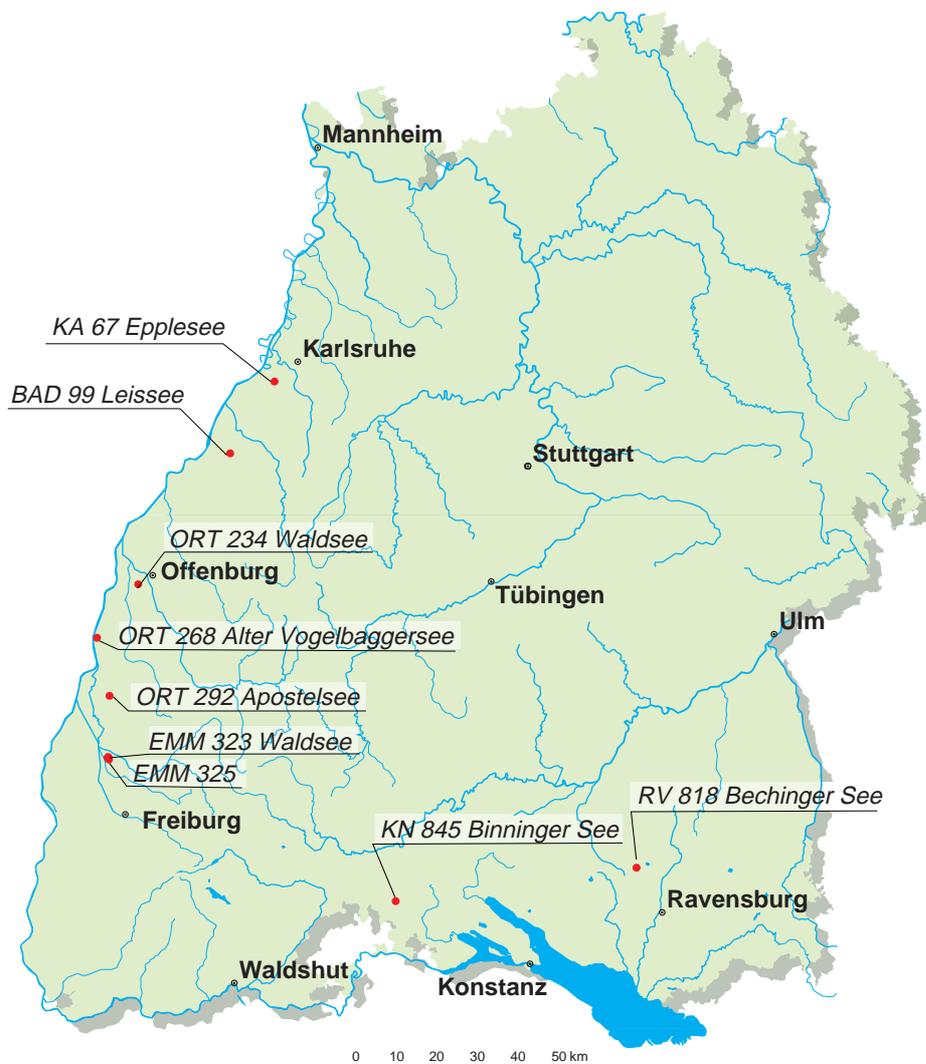


Abb. 5: Geographische Lage der im Rahmen des KaBa-Teilprojekts 6 detailliert untersuchten Baggerseen