

Isotopenhydrologie von Baggerseen

Bestimmungen des unterirdischen Zu- bzw. Abflusses und der Evaporation mit Hilfe des natürlichen Deuterium- bzw. Sauerstoff-18-Gehalts des Seewassers

Von U. ZIMMERMANN (Heidelberg)

Inhalt:

	Seite
1. Einleitung	
2. Theoretische Grundlagen der Isotopenmethode	140
2.1. Berechnungen mit Hilfe der Isotopenbilanzgleichung eines Sees	141
2.2. Faktoren, die eine Bestimmung der Evaporationsrate und der Zuflußrate erschweren können	147
2.3. Genauigkeit der Methode	152
3. Ergebnisse von praktischen Anwendungen der Isotopenmethode	155
3.1. Der zeitliche Verlauf des Isotopengehalts des Seewassers	156
3.2. Berechnung der Evaporationsrate und Grundwasserzuflußrate	160
4. Hinweise zur praktischen Durchführung von isotopenhydrologischen Untersuchungen an Baggerseen	163
4.1. Hinweise zur Bestimmung der unterirdischen Zuflußrate	164
4.2. Hinweise zur Bestimmung der Evaporationsrate	164
Zusammenfassung	165
Literaturverzeichnis	166
Summary	167

1. Einleitung

Die starke Belastung der Umwelt mit Schadstoffen hat dazu geführt, daß sehr viele Seen unangenehme Begleiterscheinungen einer Eutrophierung zeigen. Durch die Eutrophierung von Seen wird u. a. die Wasserversorgung aus Seen und der Erholungswert der Seen stark beeinträchtigt. Außerdem besteht die Gefahr, daß durch den unterirdischen Abfluß der Seen das Grundwasser verunreinigt wird.

Um sinnvolle Maßnahmen treffen zu können, mit denen die unangenehmen Begleiterscheinungen einer Eutrophierung auf Dauer beseitigt bzw. bei Seen ohne solche Begleiterscheinungen verhindert werden können, sollten möglichst alle Faktoren bekannt sein, die die Entwicklung eines Sees beeinflussen. Einer dieser Faktoren ist die Wasserbilanz eines Sees.

Seit der internationalen hydrologischen Dekade sind verstärkte Anstrengungen unternommen worden, um neue Methoden zu entwickeln und zu erproben, mit denen die Komponenten der Wasserbilanzgleichung genauer bestimmt werden können als mit den klassischen Methoden (z. B. unterirdischer Zu- und Abfluß und Evaporation). Zu diesen neuen Methoden gehört die in dieser Arbeit beschriebene Isotopenmethode, bei der die stabilen Isotope Deuterium (D) bzw. Sauerstoff-18 zur Berechnung einer Komponente der Wasserbilanzgleichung verwendet werden.

Deuterium (D) und Sauerstoff-18 (O^{18}) kommen in natürlichen Wassern als HDO und H_2O^{18} etwa zu 0,015% bzw. 0,2% vor. Der Variationsbereich beträgt

$$\text{bei D: } 75 \times 10^{-6} \leq D/H \leq 170 \times 10^{-6}$$

$$\text{bei } O^{18}: 1900 \times 10^{-6} \leq O^{18}/O^{16} \leq 2020 \times 10^{-6}$$

Der Isotopengehalt (D, O-18) eines Sees hängt von seiner Wasserbilanz ab. Deshalb ist es naheliegend, außer der Wasserbilanzgleichung die Isotopenbilanzgleichung als weitere Bestimmungsgleichung zur Berechnung einer Komponente der Wasserbilanzgleichung zu verwenden. Es wurden bereits mehrere Arbeiten publiziert, in denen eine Komponente der Wasserbilanzgleichung eines Sees mit Hilfe des Isotopengehalts des Seewassers bestimmt wurde [1-8]. Bei den ersten isotopenhydrologischen Untersuchungen wurde der Isotopenaustausch zwischen Seewasser und Luftwasserdampf nicht berücksichtigt [1]. Die Genauigkeit von anderen Untersuchungen wurde dadurch beeinträchtigt, daß der Isotopengehalt des Luftwasserdampfes nicht direkt gemessen wurde bzw. nicht mit Hilfe des Isotopengehalts eines benachbarten Sees, dessen Wasserbilanz hinreichend gut bekannt ist und der sich im Isotopengleichgewicht befindet, bestimmt werden konnte [2,4,8]. Weitere Schwierigkeiten sind bei isotopenhydrologischen Untersuchungen zu erwarten, wenn ein See, der im Winter längere Zeit zugefroren ist, seinen Isotopengleichgewichtswert nie erreicht und wenn der mittlere Anstieg des Isotopengehalts des Seewassers während der Sommermonate wegen der überlagerten jahreszeitlichen Variation nicht mit ausreichender Genauigkeit bestimmt werden kann [5,6]. Schließlich hat sich gezeigt, daß die Genauigkeit von isotopenhydrologischen Untersuchungen u. U. sehr beeinträchtigt wird, wenn die aerodynamischen Verhältnisse über der Wasseroberfläche, und damit die Größe der kinetischen Trennung, nicht genau genug bekannt ist [7].

Alle bisher durchgeführten isotopenhydrologischen Untersuchungen wurden an natürlichen Seen durchgeführt.

In dieser Arbeit wird beschrieben, wie isotopenhydrologische Untersuchungen an künstlichen Seen durchgeführt werden können, welche Schwierigkeiten zu erwarten sind und unter welchen Voraussetzungen bei künstlichen Seen die unterirdische Zuflußrate und die Evaporationsrate bestimmt werden können. Die Arbeit enthält außerdem die Ergebnisse von isotopenhydrologischen Untersuchungen, die von 1970 bis 1976 an zwei Baggerseen in Baden-Württemberg durchgeführt wurden.

2. Theoretische Grundlagen der Isotopenmethode

Bei isotopenhydrologischen Untersuchungen wird außer der Wasserbilanzgleichung eines Sees die Isotopenbilanzgleichung als zusätzliche Bestimmungsgleichung zur Berechnung einer Komponente der Wasserbilanzgleichung benutzt. Dies ist nur möglich, wenn der Isotopengehalt jeder Komponente der Wasserbilanzgleichung bekannt ist.

Im ersten Abschnitt (2.1.) wird gezeigt, wie man mit Hilfe der Isotopenbilanzgleichung die zeitliche Änderung des Isotopengehalts eines Baggersees und die Evaporations- und Zuflußrate berechnen kann. Diese Berechnungen werden zum besseren Verständnis unter vereinfachenden Annahmen durchgeführt.

Im zweiten Abschnitt (2.2.) wird diskutiert, wie man die Evaporationsrate bzw. die Zuflußrate bestimmen kann, wenn eine oder mehrere Annahmen, die bei den Berechnungen im ersten Abschnitt gemacht wurden, nicht erfüllt sind.

Im letzten Abschnitt (2.3.) wird schließlich die Genauigkeit der Isotopenmethode diskutiert.

2.1. Berechnungen mit Hilfe der Isotopenbilanzgleichung eines Sees

Die im folgenden abgeleiteten Gleichungen gelten sowohl für Deuterium als auch für Sauerstoff-18.

Da die Gleichungen zum besseren Verständnis am D-Gehalt eines Modellsees erläutert werden, wird hier nur auf das Isotop Deuterium Bezug genommen.

2.1.1. Berechnung der zeitlichen Änderung der Seewasserisotopenkonzentration

Der D-Gehalt des Seewassers hängt unter anderem von der Zuflußrate und der Evaporationsrate ab.

Diese Abhängigkeit wird bei der im folgenden beschriebenen Methode benutzt, um die Zuflußrate und die Evaporationsrate mit Hilfe des D-Gehalts des Seewassers zu bestimmen.

Eine Bestimmung der Zuflußrate und der Evaporationsrate ist jedoch nur möglich, wenn alle übrigen Größen, die den D-Gehalt des Seewassers beeinflussen, bekannt sind.

Um zu zeigen, von welchen Größen der D-Gehalt des Seewassers abhängt, wird zunächst der D-Gehalt des Seewassers mit Hilfe der D-Bilanzgleichung eines Sees berechnet. Diese erhält man aus der Wasserbilanzgleichung eines Sees durch Multiplikation der einzelnen Komponenten mit dem entsprechenden D-Gehalt¹ [5].

$$\text{Wasserbilanzgleichung: } \frac{dV}{dt} = Z - E - A$$

$$\text{D-Bilanzgleichung: } \frac{d(V \cdot \delta_s)}{dt} = Z \cdot \delta_z - E \cdot \delta_E - A \cdot \delta_A \quad (1)$$

V = Seevolumen

Z = Zuflußrate²

A = Abflußrate

E = Evaporationsrate

δ_s = D-Gehalt des Seewassers

δ_z = D-Gehalt des Zuflusses

δ_A = D-Gehalt des Abflusses

δ_E = D-Gehalt des Wassers, das durch Evaporation verlorengeht
(D-Gehalt des Nettowasserdampfes)

¹ Der D-Gehalt wird als δ -Wert angegeben. δ ist die relative Abweichung des D-Gehalts einer Probe (pr) von dem eines Standards (St) in ‰:

$$\delta = \frac{R_{pr} - R_{st}}{R_{st}} \cdot 10^3 (\text{‰}); R = \frac{[D]}{[H]}$$

Als Standard wurde, wie international üblich, Standard Mean Ocean Water (SMOW) verwendet.

² Die Zuflußrate Z setzt sich zusammen aus der auf den See fallenden Niederschlagsmenge ZN und dem Grundwasserzufluß ZG: $Z = ZN + ZG$.

(Bei den durchgeführten Berechnungen wird angenommen, daß der Baggersee keinen oberirdischen Zufluß besitzt; bei Baggerseen mit oberirdischem Zufluß Z₀ gilt $Z = ZN + Z_0 + ZG$).

Während die Wasserbilanzgleichung angibt, wie das Seevolumen bzw. die in einem See vorhandene Wassermenge von der Menge der pro Zeiteinheit zu- und abfließenden bzw. durch Evaporation verlorengehenden Wassermenge abhängt, macht die D-Bilanzgleichung eine entsprechende Aussage über die jeweiligen D-Mengen.

Der D-Gehalt des Nettowasserdampfes δ_E läßt sich im Gegensatz zu den D-Konzentrationen des Seewassers δ_s und des Zuflusses δ_z nicht direkt bestimmen, da sich der vom See abgegebene Wasserdampf sofort mit dem atmosphärischen Wasserdampf vermischt.

Der D-Gehalt des Nettowasserdampfes läßt sich jedoch mit der nachstehend angegebenen Gleichung (2) berechnen. [2,9].

$$\delta_E = \frac{\alpha \cdot \delta_s - h \cdot \delta_L - (1 - \alpha) \cdot 10^3 - \epsilon \kappa}{1 - h + \epsilon \kappa} \quad (2)$$

α = Gleichgewichtstrennfaktor³

$\epsilon \kappa$ = kinetische Trennung⁴

h = relative Luftfeuchte bezogen auf die Oberflächentemperatur des Sees

δ_s = D-Gehalt des Seewassers

δ_L = D-Gehalt der Luftfeuchte

Der D-Gehalt des Nettowasserdampfes hängt von zwei Prozessen ab. Der eine Prozeß ist die Verdunstung. Da H_2O^{16} -Moleküle einen höheren Dampfdruck haben als HDO-Moleküle, würde der See als Folge der unterschiedlichen Verdunstungsraten dieser Moleküle im Laufe der Zeit immer mehr an den Molekülen HDO angereichert werden. Der zweite Prozeß ist der Isotopenaustausch zwischen Seewasser und atmosphärischem Wasserdampf. Dieser Austausch bewirkt, daß der Isotopengehalt des Sees einem Gleichgewichtswert zustrebt.

Beide Prozesse wurden bei der Ableitung von Gleichung (2) berücksichtigt. Um eine relativ einfache Berechnung des Isotopengehalts des Seewassers mit Gleichung (1) zu ermöglichen, sollen folgende Annahmen gemacht werden⁵:

1. Alle Größen der D-Bilanzgleichung mit Ausnahme des D-Gehalts des Seewassers δ_s und des D-Gehalts des Nettowasserdampfes δ_E sind zeitlich konstant (z. B. $V = \text{const.}$).

2. Der D-Gehalt des Nettowasserdampfes ändert sich nur als Folge der Änderung des D-Gehalts des Seewassers δ_s (vgl. Gleichung 2; α , h und δ_L werden als konstant betrachtet).

3. Der See ist völlig durchmischt (d. h., der D-Gehalt des Abflusses stimmt mit dem des Seewassers überein [$\delta_A = \delta_s$]).

Unter Berücksichtigung dieser Annahmen läßt sich die Isotopenbilanzgleichung 1 auf folgende Form bringen:

$$\frac{d\delta_s}{dt} + p \cdot \delta_s - q = 0 \quad (3)$$

³ Wenn sich Wasser im thermodynamischen Gleichgewicht mit seinem Dampf befindet, bezeichnet man das Verhältnis der Isotopenkonzentration der flüssigen Phase (R_l) zu der in der Dampfphase (R_d) als Gleichgewichtstrennfaktor α : Die bisher vorliegenden experimentellen Ergebnisse zur Temperaturabhängigkeit der Gleichgewichtstrennfaktoren wurden in zwei neueren Arbeiten zusammengefaßt [10, 11]. – Da α nur wenig größer ist als 1, ist es üblich $\alpha = 1 + \epsilon$ zu setzen und mit der Gleichgewichtstrennung ϵ zu rechnen.

⁴ Bei Nichtgleichgewichtsbedingungen ist das Verhältnis aus dem Isotopengehalt des Wassers und dem seines Dampfes größer als bei Gleichgewichtsbedingungen [2, 7, 9, 12, 13]. Der über die Gleichgewichtstrennung ϵ hinausgehende Anteil wird als kinetische Trennung bezeichnet.

⁵ In Kap. 2.2. wird diskutiert, welche Auswirkungen es hat, wenn diese Annahmen nicht gemacht werden können.

$$\text{mit } p = \frac{1}{V} \left[Z - E \cdot \left(1 - \frac{1}{\alpha (1 - h + \epsilon\kappa)} \right) \right] \quad (3a)$$

$$\text{und } q = \frac{1}{V} \left[Z \cdot \delta z + \frac{E}{1 - h + \epsilon\kappa} \cdot \left(h \cdot \delta L + \left(1 - \frac{1}{\alpha} + \epsilon\kappa \right) \cdot 10^3 \right) \right] \quad (3b)$$

Die Abflußrate A wurde mit Hilfe der Wasserbilanzgleichung eliminiert.

Als Lösung der Differentialgleichung (3) ergibt sich für die zeitliche Änderung des D-Gehalts eines Sees [5]:

$$(\delta_s^e - \delta s)_t = (\delta_s^e - \delta s_0) \cdot e^{-t/\tau} \quad (4)$$

Für den D-Gleichgewichtswert δ_s^e und die mittlere Einstellzeit τ , mit der sich der Gleichgewichtswert einstellt, gelten die folgenden Gleichungen:

$$\delta_s^e = \frac{q}{p} = \frac{(1 - h + \epsilon\kappa) \cdot Z \cdot \delta z + E [h \cdot \delta L + (1 - \frac{1}{\alpha} + \epsilon\kappa) \cdot 10^3]}{Z \cdot (1 - h) - E (1 - h + \epsilon\kappa - \frac{1}{\alpha})} \quad (4a)$$

bzw.:

$$\frac{1}{\tau} = p = \frac{1}{V} \cdot [Z - b \cdot E] \quad \text{mit } b = \left(1 - \frac{1}{\alpha (1 - h + \epsilon\kappa)} \right) \quad (4b)$$

Diskussion:

Wenn ein Baggersee ausgehoben wird, entspricht sein D-Gehalt δ_{s0} zunächst dem des Grundwassers. Gleichung 4 sagt aus, daß der D-Gehalt im Laufe der Zeit einem Gleichgewichtswert δ_s^e zustrebt.

Fig. 1 zeigt den zeitlichen Verlauf des D-Gehalts, der sich nach Gleichung 4 für einen 10 m tiefen See ohne Zu- und Abfluß ergibt. Der D-Gleichgewichtswert δ_s^e und die mittlere Einstellzeit τ wurden mit Hilfe der Gleichungen 4a und 4b unter der Annahme berechnet, daß die auf den See fallende jährliche Niederschlagsmenge sowie die jährliche Evaporationsrate 750 mm betragen ($Z_N = E = 750$ mm).

Für die D-Konzentration des Niederschlags δZ_N und der Luftfeuchte δL , den Gleichgewichtstrennfaktor α und die Luftfeuchte h wurden die in Tab. 1 angegebenen, für die Umgebung von Weinheim a. d. Bergstraße charakteristischen Werte eingesetzt. Die kinetische Trennung $\epsilon\kappa$ wurde bei den Modellberechnungen vernachlässigt.

Tabelle 1: Charakteristische isotopische und klimatische Werte für die Umgebung von Weinheim.

δZ_N	-56‰ ⁶
δL	-132‰ ⁷
$1/\alpha$	0,912 ⁸
h	69%

⁶ Nach Eichler stimmt der mittlere D-Gehalt der Niederschläge mit dem des Grundwassers in Mitteleuropa überein [14]. Messungen des D-Gehalts des Grundwassers in der Umgebung von Weinheim ergaben im Mittel einen Wert von -56‰.

⁷ Ein Vergleich der D-Konzentration von Luftwasserdampf δL und Regen δZ_N von mehreren mitteleuropäischen Stationen hat die folgende Korrelation ergeben [15]: $\delta Z_N = \delta L + 76\%$.

Hieraus ergibt sich mit $\delta Z_N = \delta Z_G = -56\%$; $\delta L = -132\%$.

⁸ α = Gleichgewichtstrennfaktor bei 11,1°C [10] (11,1°C ist die mittlere jährliche Oberflächentemperatur der Baggerseen in der Umgebung von Weinheim).

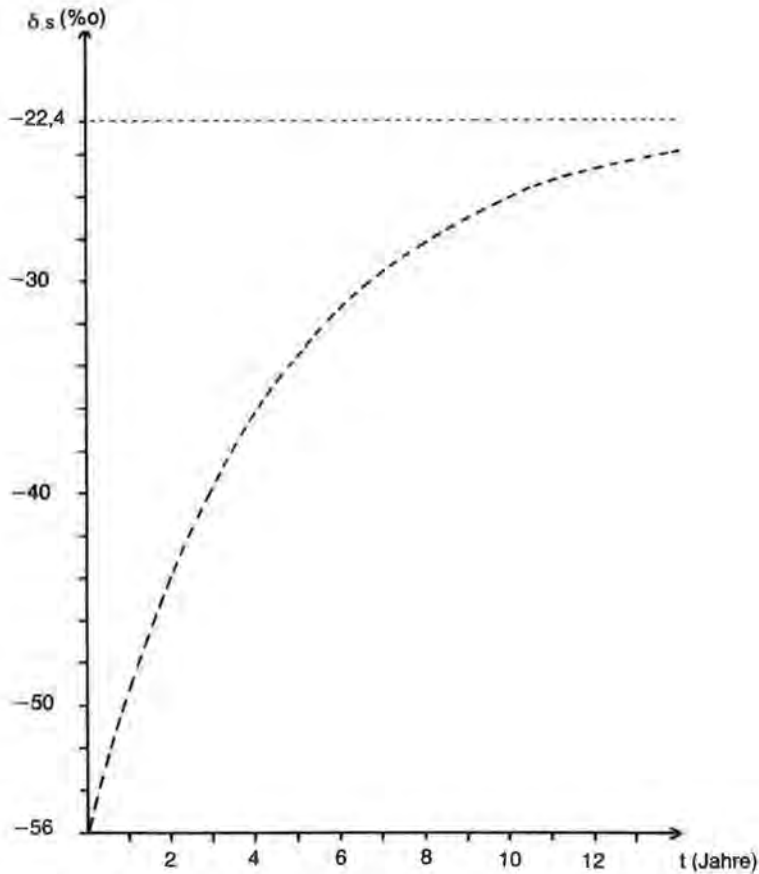


Fig. 1: Zeitlicher Verlauf des D-Gehaltes eines Baggersees nach Gl. 4.

Die Gleichung 4 a zeigt, daß der D-Gleichgewichtswert sowohl von der Zuflußrate Z als auch von der Evaporationsrate E abhängt. Fig. 2 zeigt die aus Gleichung 4 a sich ergebende Abhängigkeit des D-Gleichgewichtswertes δ_s^e von der Zuflußrate Z für mehrere willkürlich angenommene Evaporationsraten E . Zur Berechnung wurden die in Tabelle 1 angegebenen, für die Umgebung von Weinheim charakteristischen isotopischen und klimatischen Werte verwendet.

Aus Fig. 2 läßt sich entnehmen, daß der D-Gleichgewichtswert δ_s^e mit zunehmender Zuflußrate Z abnimmt. Der maximal mögliche D-Gleichgewichtswert ergibt sich, wenn der Zufluß nur aus der auf den See fallenden Niederschlagsmenge besteht, d. h., wenn kein Grundwasserzufluß vorhanden ist. In diesem Fall erwartet man in der Umgebung von Weinheim einen D-Gleichgewichtswert $\delta_s^e = -22,4\%$. Aus Fig. 2 kann man auch entnehmen, daß der D-Gleichgewichtswert nur wenig von Schwankungen der Evaporationsrate beeinflusst wird. Das bedeutet, daß die Zuflußrate auch dann mit hinreichender Genauigkeit aus dem D-Gleichgewichtswert bestimmt werden kann, wenn die Evaporationsrate nicht genau bekannt ist.

Die mittlere Einstellzeit τ hängt im Gegensatz zum D-Gleichgewichtswert auch von dem Seevolumen V ab (vgl. Gl. 4 b). Fig. 3 zeigt die Abhängigkeit der mittleren Einstellzeit τ von der Zuflußrate Z für einen 10 m tiefen See ($V = 10$ m) für mehrere

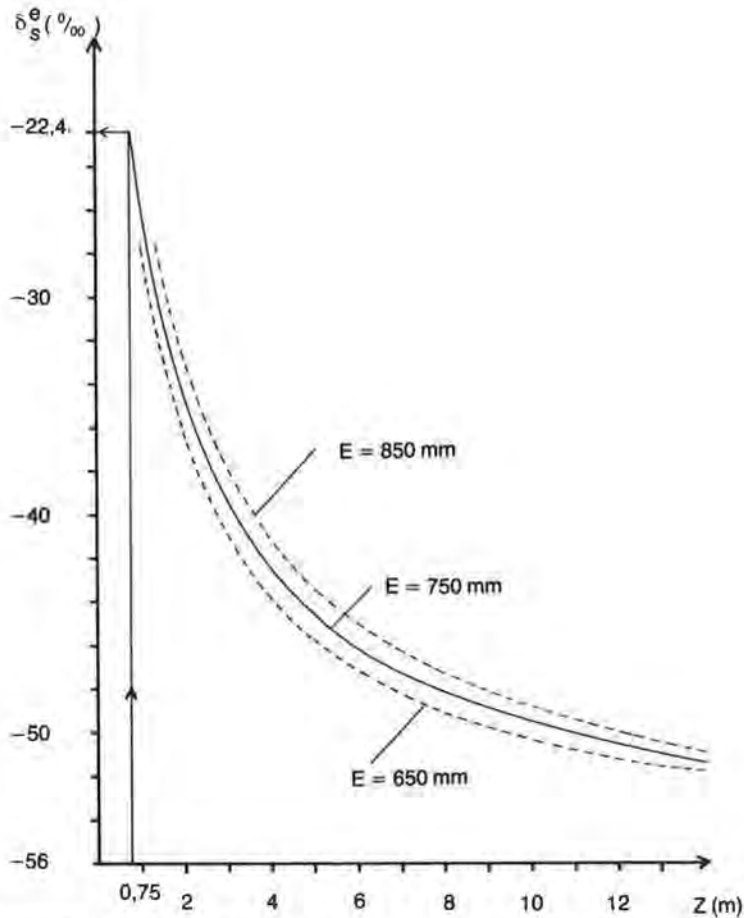


Fig. 2: Abhängigkeit des D-Gleichgewichtswertes von der Zuflußrate Z .

willkürlich angenommene Evaporationsraten E . Die mittlere Einstellzeit ist um so kleiner, je größer die Zuflußrate Z ist.

Für einen 10 m tiefen See ohne Grundwasserzufluß erwartet man in der Umgebung von Weinheim eine mittlere Einstellzeit von 4,5 Jahren; das bedeutet, daß dieser See nach etwa 14 Jahren ($= 3\tau$) seinen Gleichgewichtswert erreichen würde (vgl. Gl. 4).

Außerdem läßt sich aus Fig. 3 entnehmen, daß die mittlere Einstellzeit um so weniger von der Höhe der Evaporationsrate abhängt, je größer die Zuflußrate Z ist.

Nach Gleichung 4b ist die mittlere Einstellzeit τ dem Seevolumen proportional. Tabelle 2 enthält die mittleren Einstellzeiten für verschiedene Seevolumina bzw. mittlere Seetiefen.

Die Werte wurden unter der Annahme berechnet, daß die jährliche Zuflußrate und Evaporationsrate jeweils 750 mm betragen; die berechneten Werte sind daher Maximalwerte, die man erwartet, wenn die auf den See fallenden Niederschläge die einzige Wasserzufuhr darstellen.

Tabelle 2: Mittlere Einstellzeit τ für verschiedene Seevolumina ($Z = E = 750$ mm).

V (m)	1	5	10	15	20
τ (Jahre)	0,45	2,77	4,53	6,80	9,08

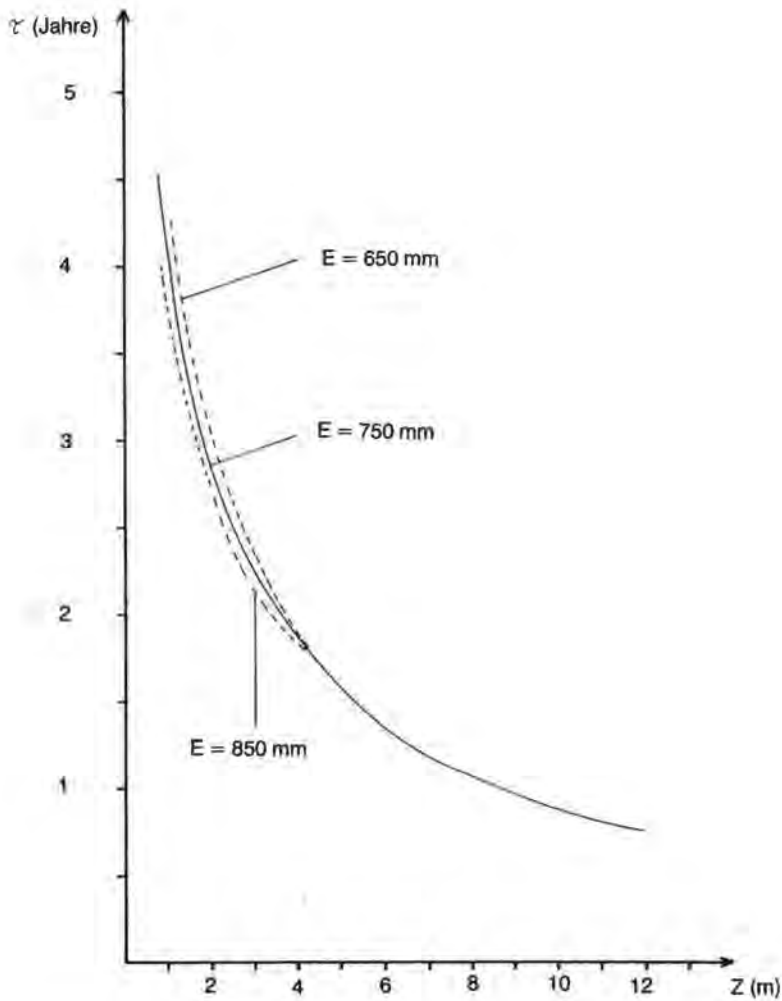


Fig. 3: Abhängigkeit der mittleren Einstellzeit von der Zuflußrate Z .

2.1.2. Berechnung der Evaporationsrate E

Wenn der zeitliche Verlauf der D -Konzentration des Seewassers einige Jahre vor der Einstellung des D -Gleichgewichtswertes und der D -Gleichgewichtswert bekannt sind, läßt sich die Evaporationsrate E mit Hilfe des D -Gehalts des Seewassers bestimmen. Durch Elimination von Z aus den Gleichungen 4 a und 4 b ergibt sich:

$$E = \frac{V}{\tau(a-b)} \quad (5)$$

$$\text{mit } a = \frac{(\delta_s^e + 10^3) \left(1 - \frac{1}{\alpha} + \epsilon\kappa\right) + h \cdot (\delta_L - \delta_s^e)}{(1-h + \epsilon\kappa) \cdot (\delta_s^e - \delta_z)} \quad (5a)$$

$$\text{und } b = \left(1 - \frac{1}{\alpha(1-h + \epsilon\kappa)}\right) \quad (5b)$$

Die zur Berechnung der Evaporationsrate E erforderliche mittlere Einstellzeit τ (vgl. Gl. 5) kann mit Hilfe von Gleichung 4 bestimmt werden.

Logarithmieren der Gleichung 4 ergibt die Gleichung einer Geraden mit der Steigung $-\frac{1}{\tau}$

$$\ln (\delta_s^e - \delta s)_t = -\frac{1}{\tau} \cdot t + \ln (\delta_s^e - \delta s_0) \quad (6)$$

Zur Bestimmung von τ muß man lediglich für jede Seewasserisotopenkonzentration δs , die vor der Einstellung des D-Gleichgewichts bestimmt wurde, den natürlichen Logarithmus der Differenz $(\delta_s^e - \delta s)_t$ bilden und diese Werte gegen die Zeit auftragen.

Aus der Steigung m der Geraden, die sich durch die grafisch dargestellten Werte $\ln (\delta_s^e - \delta s)_t$ legen läßt, kann dann die mittlere Einstellzeit berechnet werden (vgl. Gl. 6):

$$m = -\frac{1}{\tau} \quad (6a)$$

2.1.3. Berechnung der Zuflußrate Z

Die Zuflußrate Z läßt sich mit Hilfe von Gleichung 4 a berechnen.

Auflösung von Gleichung 4 a nach Z ergibt:

$$Z = a \cdot E \quad (7)$$

a ist durch Gleichung 5 a gegeben.

Für die Berechnung der Zuflußrate Z benötigt man nur den D-Gleichgewichtswert und nicht den zeitlichen Verlauf des D-Gehalts des Seewassers, wenn der ungefähre Wert der Evaporationsrate bekannt ist¹⁰.

Ist jedoch außer dem D-Gleichgewichtswert auch der zeitliche Verlauf des D-Gehalts des Seewassers während einiger Jahre bekannt, so kann die Evaporationsrate nach Gleichung 5 berechnet und in Gleichung 7 eingesetzt werden.

Da die Zuflußrate Z sich aus der Grundwasserzuflußrate Z_G und der jährlich auf den See fallenden Niederschlagsmenge Z_N zusammensetzt (vgl. Gl. 1), gilt für die Grundwasserzuflußrate:

$$Z_G = Z - Z_N \quad (8)$$

2.2. Faktoren, die eine Bestimmung der Evaporationsrate und der Zuflußrate erschweren können

Bei der Beschreibung der Methode zur Bestimmung der Evaporationsrate und der Zuflußrate in Kap. 2.1. wurden zum besseren Verständnis einige vereinfachende Annahmen gemacht, die unter natürlichen Verhältnissen nicht erfüllt sind. Im folgenden soll gezeigt werden, welche zusätzlichen Schwierigkeiten unter natürlichen Verhältnissen zu erwarten sind.

⁹ τ Kann auch mit Hilfe der Steigung der Tangente in irgendeinem Kurvenpunkt berechnet werden. Aus Gleichung 3 ergibt sich mit $p = \frac{1}{\tau}$ und $q = \frac{1}{\tau} \delta_s^e$ (vgl. Gleichungen 4 a und 4 b): $\tau = (\delta_s^e - \delta s(t)) / \delta \delta s(t) / dt$.

¹⁰ Fig. 2 zeigt, daß die Zuflußrate bei einem festen Gleichgewichtswert nur wenig von der jeweils angenommenen Evaporationsrate abhängt. Es soll auch erwähnt werden, daß sich Gleichung 7 gut eignet, um in einem Gebiet, in dem viele Seen liegen, die Zuflußrate zweier oder mehrerer Seen, deren Evaporationsraten nicht sehr verschieden sind und die sich alle im Isotopengleichgewicht befinden, zu vergleichen.

Es gilt:

$$Z_1 : Z_2 : Z_3 \dots = a_1 : a_2 : a_3 \dots$$

vgl. Gleichung 7.

2.2.1. Jahreszeitliche Variation des Isotopengehalts des Seewassers

Bei der Beschreibung der Isotopenmethode in Kap. 2.1. wurde angenommen, daß die Größen δ_N , δ_L , h , α und E zeitlich konstant sind. Unter natürlichen Verhältnissen zeigen diese Größen jedoch eine jahreszeitliche Variation.

Wenn man die jahreszeitliche Variation dieser Größen durch eine Kosinusfunktion annähert und in die Isotopenbilanzgleichung (1) einsetzt, so ergibt sich als Lösung dieser Differentialgleichung eine sinusförmige Überlagerung des in Fig. 1 dargestellten Verlaufs des D-Gehalts des Seewassers [16] (vgl. Fig. 4).

In Tabelle 3 ist die Amplitude der jahreszeitlichen Variation des D- und O^{18} -Gehalts des Seewassers für mehrere Seevolumina bzw. mittlere Seetiefen angegeben [16].

Tabelle 3: Amplitude der jahreszeitlichen Variation des D- und O^{18} -Gehalts des Seewassers für völlig durchmischte Seen unterschiedlicher Tiefe.

Mittlere Seetiefe (m)	5	7,5	10	15	20
D-Amplitude (‰)	2,4	1,6	1,2	0,8	0,6
O^{18} -Amplitude (‰)	0,46	0,31	0,23	0,15	0,12

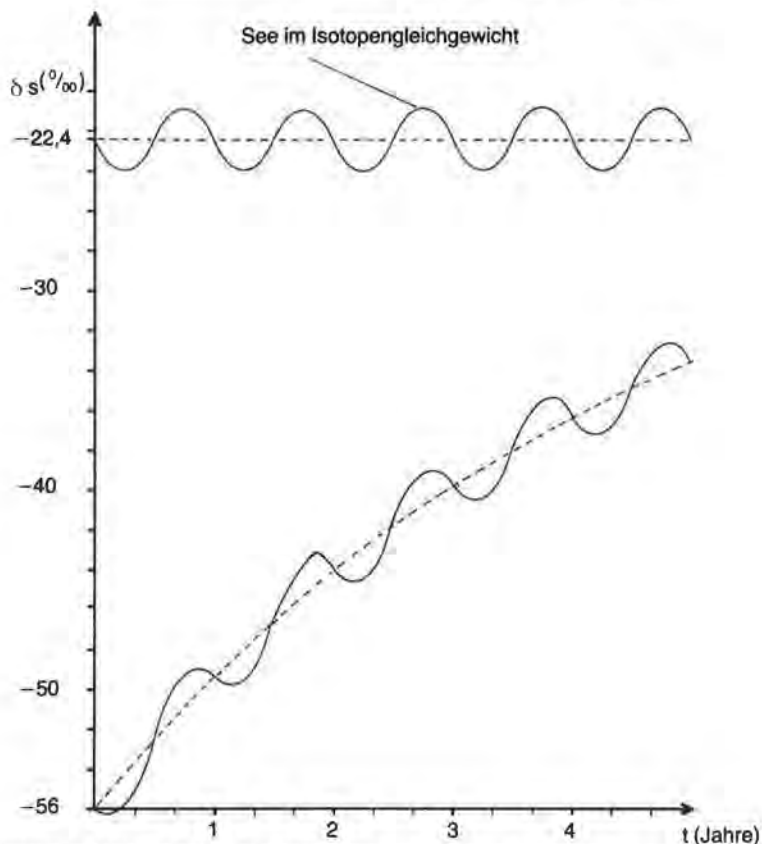


Fig. 4: Zeitlicher Verlauf des D-Gehaltes eines Baggersees unter Berücksichtigung der jahreszeitlichen Variation.

Unter natürlichen Bedingungen können tiefe Seen wegen der thermischen Schichtung des Seewassers nicht als völlig durchmischt betrachtet werden [17]. Deshalb wird man erwarten, daß die Amplituden der jahreszeitlichen Variation des Isotopengehalts von Seen, die nicht als völlig durchmischt betrachtet werden können, bei gleicher Tiefe größer sind als die in Tabelle 3 für völlig durchmischte Seen angegebenen Werte.

Erwähnt werden soll außerdem, daß Abweichungen von dem sinusförmigen Verlauf der in Fig. 4 dargestellten jahreszeitlichen Variation des Seewassers zu erwarten sind. Diese Abweichungen sind darauf zurückzuführen, daß die jahreszeitlichen Variationen der Größen der D-Bilanzgleichung nur angenähert einen kosinusförmigen Verlauf aufweisen und daß von Jahr zu Jahr Phasenverschiebungen und Amplitudenänderungen auftreten können. Abweichungen von dem sinusförmigen Verlauf sind außerdem zu erwarten, weil die effektive Seetiefe infolge der Temperaturschichtung im Sommer kleiner ist als während der Herbst- und Frühjahrszirkulation [17].

Die jahreszeitliche Variation des Isotopengehalts des Seewassers erschwert sowohl eine genaue Bestimmung des Isotopengleichgewichtswertes als auch eine genaue Bestimmung der mittleren Einstellzeit τ mit Hilfe von Gleichung 6. Eine Korrektur der Seewasserisotopenkonzentrationen bezüglich der jahreszeitlichen Variation des Isotopengehalts kann vermieden werden, wenn nur Seewasserproben, die am Ende eines Jahres unmittelbar nach der Herbstzirkulation entnommen wurden, zur Auswertung herangezogen werden.

2.2.2. Keine Isotopengleichgewichtseinstellung während des Untersuchungszeitraumes

Bisher wurde vorausgesetzt, daß der See während des Untersuchungszeitraumes seinen D-Gleichgewichtswert erreicht.

Bei einem tiefen Baggersee mit geringer Zuflußrate kann es jedoch mehr als 15 Jahre dauern, bis der D-Gleichgewichtswert erreicht wird (vgl. Fig. 3). In solchen Fällen läßt sich der D-Gleichgewichtswert aus dem zeitlichen Verlauf des D-Gehalts des Seewassers vor der Einstellung des Gleichgewichtswertes näherungsweise mit dem nachstehend beschriebenen Verfahren bestimmen:

Man trägt für mehrere willkürlich angenommene D-Gleichgewichtswerte δ_S^* den natürlichen Logarithmus der Differenzen $(\delta_S^* - \delta_S)$ gegen die Entnahmezzeit der Seewasserproben auf und stellt fest, für welchen der angenommenen D-Gleichgewichtswerte δ_S^* die Punkte am besten auf einer Geraden liegen (vgl. Gleichung 6).

Je besser die angenommenen Isotopengleichgewichtswerte mit dem tatsächlichen Wert übereinstimmen, desto besser sollten die Punkte auf einer Geraden liegen.

Der Isotopengleichgewichtswert kann allerdings mit diesem Verfahren wegen der jahreszeitlichen Variation des Isotopengehalts des Seewassers (vgl. 2.2.1.) und wegen der Abhängigkeit der zeitlichen Änderung des Isotopengehalts des Seewassers bei nicht völlig durchgemischten Seen von dem Verhältnis der durchmischten Schicht zum gesamten Seevolumen (vgl. 2.2.3.) meist nicht mit großer Genauigkeit bestimmt werden.

2.2.3. Der See kann nicht als völlig durchmischt betrachtet werden

Die meisten Seen können nicht als völlig durchmischt betrachtet werden, da die Sonneneinstrahlung im Sommerhalbjahr zu einer sehr stabilen Temperaturschichtung führt, durch die eine Durchmischung mit dem Tiefenwasser unterbunden wird.

In diesen Fällen unterscheidet sich die zeitliche Änderung des Isotopengehalts des Oberflächenwassers von der des Tiefenwassers [16].

Der Teil des Seevolumens, der vom Frühjahr bis zum Herbst eine Isotopenanreicherung als Folge der Verdunstung aufweist, soll mit V_1 und das restliche Volumen (Tiefenwasser) mit V_2 bezeichnet werden. Wenn man annimmt, daß die beiden Teilvolumina konstant, durchmischt und völlig voneinander getrennt sind, kann die zeitliche Änderung des Isotopengehalts im oberen Teilvolumen V_1 mit Gleichung 4 bestimmt werden [16].

In Fig. 5 ist der zeitliche Verlauf der Isotopenkonzentration eines durchmischten Sees mit dem von teilweise durchmischten Seen verglichen. Bei der Berechnung wurden folgende Annahmen gemacht:

1. Gesamtvolumen $V = 10 \text{ m}$
2. Jährliche Niederschlagsrate = jährliche Evaporationsrate ($Z_N = E = 750 \text{ mm}$)

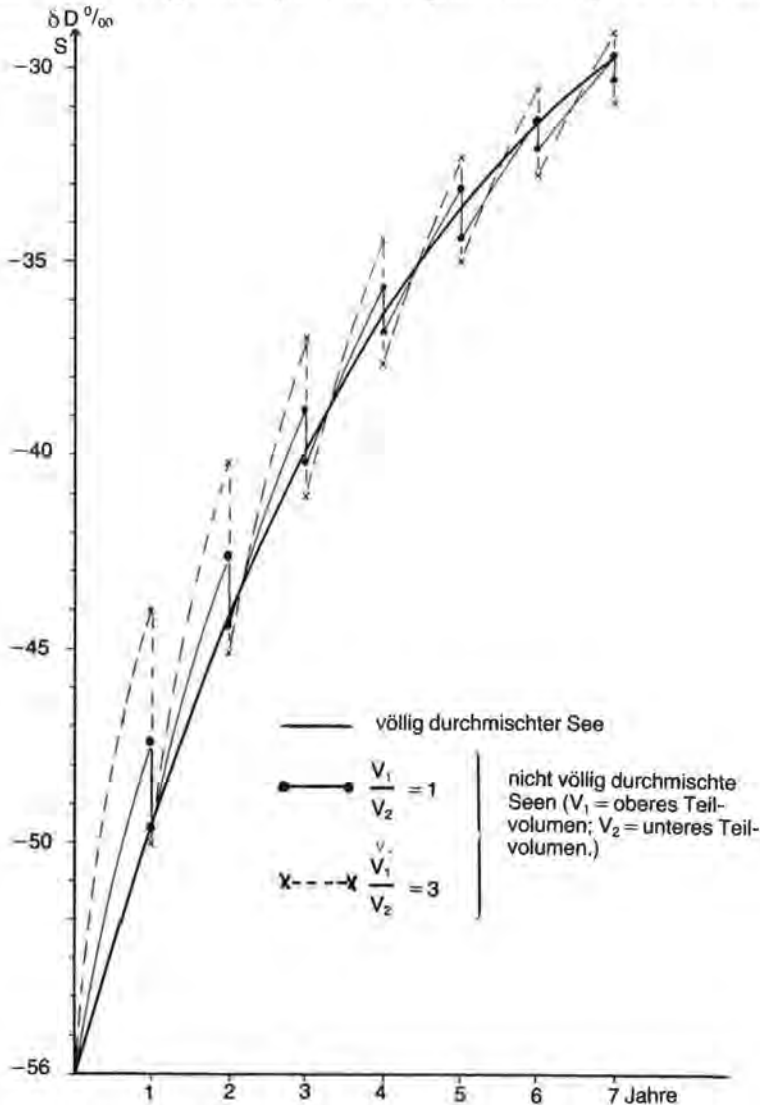


Fig. 5: Zeitlicher Verlauf des D-Gehaltes eines völlig durchmischten Sees und zweier nicht völlig durchmischter Seen ohne Grundwasserzufluß.

3. Kein Grundwasserzufluß

4. Es gelten die in Tabelle 1 angegebenen, für die Umgebung von Weinheim charakteristischen Daten.

5. Am Ende eines Jahres erfolgt jeweils innerhalb einer sehr kurzen Zeitspanne eine vollständige Durchmischung der beiden Teilvolumina V_1 und V_2 (Totalzirkulation).

Fig. 5 zeigt, daß der mittlere zeitliche Verlauf des Isotopengehalts eines nicht völlig durchmischten Baggersees ohne Grundwasserzufluß mit dem eines völlig durchmischten Baggersees recht gut übereinstimmt, wenn das Verhältnis der beiden Teilvolumina V_1/V_2 nicht zu klein ist.

In diesem Fall läßt sich aus dem mittleren zeitlichen Verlauf des Isotopengehalts eines nicht völlig durchmischten Baggersees die mittlere Einstellzeit genauso bestimmen wie bei einem völlig durchmischten Baggersee.

Verbindet man die Isotopengehalte des Seewassers unmittelbar nach der Durchmischung, so zeigt sich, daß die Verbindungslinie nur wenig von der Kurve des durchmischten Sees abweicht (vgl. Fig. 5). Dieses Ergebnis legt es nahe nachzuprüfen, ob die mittlere Einstellzeit und damit die Evaporationsrate mit ausreichender Genauigkeit bestimmt werden kann, wenn jeweils nur die Isotopengehalte nach der Durchmischung eines Sees am Ende eines Jahres bestimmt werden. Berechnungen ergeben, daß die mittlere Einstellzeit in diesem Fall größer ist als die eines Sees, der während des ganzen Jahres als völlig durchmischte betrachtet werden kann.

In Fig. 6 ist die prozentuale Erhöhung der mittleren Einstellzeit ($\frac{\Delta\tau}{\tau}$) für einen 10 m tiefen See ohne Grundwasserzufluß in Abhängigkeit von dem prozentualen Anteil des oberen Teilvolumens V_1 am gesamten Seevolumen V dargestellt. Fig. 6 zeigt, daß die Abweichung der mittleren Einstellzeit um so größer ist, je kleiner das Verhältnis V_1/V ist.

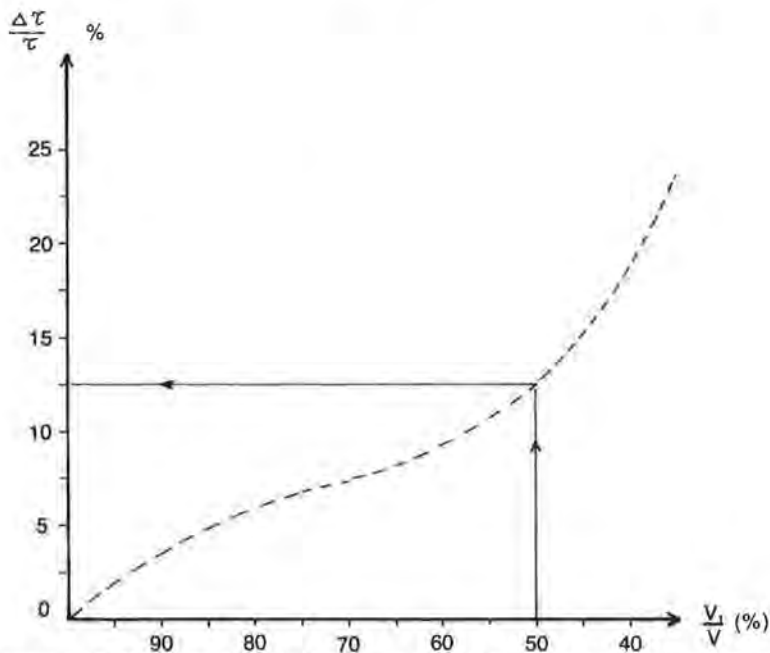


Fig. 6: Prozentuale Erhöhung der mittleren Einstellzeit bei einem nicht völlig durchmischten See ohne Grundwasserzufluß in Abhängigkeit vom prozentualen Anteil des durchmischten oberen Teilvolumens V_1 am gesamten Seevolumen V .

Wenn z. B. das Teilvolumen V_1 die Hälfte des gesamten Seevolumens ausmacht, ist die mittlere Einstellzeit im Vergleich zu einem völlig durchmischten See um 12,5% zu hoch. Für Seen mit starkem Grundwasserzufluß ergeben sich noch wesentlich größere Abweichungen. Aus diesem Grund ist es bei Seen mit höherer Grundwasserzuflußrate im allgemeinen nicht möglich, die Evaporationsrate mit Hilfe der mittleren Einstellzeit des Isotopengleichgewichtswertes mit ausreichender Genauigkeit zu bestimmen. Eine Bestimmung der Grundwasserzuflußrate mit Hilfe des Isotopengleichgewichtswertes ist jedoch möglich.

2.3. Genauigkeit der Methode

2.3.1. Genauigkeit, mit der sich die Zuflußrate bestimmen läßt

Nach Gleichung 7 gilt:

$$Z = a \cdot E \text{ bzw. } \frac{Z}{E} = a$$

Für den relativen Fehler der Zuflußrate Z gilt:

$$\frac{\Delta Z}{Z} = \frac{\Delta a}{a} + \frac{\Delta E}{E} \quad (9)$$

Bei der folgenden Diskussion der Genauigkeit der Zuflußrate Z wird zunächst nur der relative Fehler von a berücksichtigt. a ist nach Gleichung 5a eine Funktion der Größen δ_S^e , δ_Z , δ_L , α , h und ϵ_K . Wenn man annimmt, daß der Fehler der kinetischen Trennung ϵ_K , der durch die ungenaue Kenntnis der aerodynamischen Verhältnisse über der Wasseroberfläche hervorgerufen wird, wesentlich größer ist als der, der aus der Ungenauigkeit des Luftfeuchtigkeitsgehaltes resultiert, so können die Fehler der Größen δ_S^e , δ_Z , δ_L , α , h und ϵ_K als voneinander unabhängig betrachtet werden. Für den Gesamtfehler gilt dann:

$$\frac{\Delta a}{a} = \frac{1}{a} \cdot \sqrt{\left(\frac{\partial a}{\partial \delta_S^e} \cdot \Delta \delta_S^e\right)^2 + \left(\frac{\partial a}{\partial \delta_Z} \cdot \Delta \delta_Z\right)^2 + \left(\frac{\partial a}{\partial \delta_L} \cdot \Delta \delta_L\right)^2 + \left(\frac{\partial a}{\partial \alpha} \cdot \Delta \alpha\right)^2 + \left(\frac{\partial a}{\partial h} \cdot \Delta h\right)^2 + \left(\frac{\partial a}{\partial \epsilon_K} \cdot \Delta \epsilon_K\right)^2}$$

Für die partiellen Ableitungen von a ergibt sich aus Gleichung 5a: (10)

$$\frac{\partial a}{\partial \delta_S^e} = \frac{(1 - \frac{1}{\alpha} + \epsilon_K)(1 - a) - h}{(1 - h + \epsilon_K)(\delta_S^e - \delta_Z)}$$

$$\frac{\partial a}{\partial \delta_L} = \frac{h}{(1 - h + \epsilon_K)(\delta_S^e - \delta_Z)}$$

$$\frac{\partial a}{\partial \alpha} = \frac{(\delta_S^e + 10^3)}{\alpha^2 (1 - h + \epsilon_K)(\delta_S^e - \delta_Z)}$$

$$\frac{\partial a}{\partial \delta_Z} = \frac{a}{(\delta_S^e - \delta_Z)}$$

$$\frac{\partial a}{\partial h} = \frac{\delta_L - \delta_S^e \cdot (\frac{1}{\alpha} - \epsilon_K) + 10^3 (1 - \frac{1}{\alpha} + \epsilon_K) + \epsilon_K (\delta_L - \delta_S^e)}{(1 - h + \epsilon_K)^2 \cdot (\delta_S^e - \delta_Z)}$$

$$\frac{\partial a}{\partial \epsilon_K} = \frac{\frac{1}{\alpha} (\delta_S^e + 10^3) - h (\delta_L + 10^3)}{(1 - h + \epsilon_K)^2 \cdot (\delta_S^e - \delta_Z)}$$

In den Tabellen 4a und 4b sind die relativen Fehler von a angegeben, die durch charakteristische Fehler von isotopischen und meteorologischen Daten hervorgerufen werden.

Für die Berechnung der partiellen Ableitungen von a wurden isotopische und meteorologische Daten benutzt, die für die Baggerseen in der Umgebung von Weinheim charakteristisch sind (vgl. Tab. 1):

Tabelle 4: Relative Fehler von a, die durch charakteristische Fehler von isotopischen und meteorologischen Daten hervorgerufen werden.

a) Isotopenhydrologische Untersuchungen mit Deuterium:

D	$\Delta \delta_S^e = 1\text{‰}$	$\Delta \delta_L = 1\text{‰}$	$\Delta \delta_Z = 1\text{‰}$	$\Delta \alpha = 1\text{‰}$	$\frac{\Delta h}{h} = 1\%$	$\Delta \epsilon_K = 1\text{‰}$	Gesamtfehler (vgl. Gl. 10)
$\frac{\Delta a}{a} \%$	7,1	4,2	3,5	4,9	2,8	5,6	12%

b) Isotopenhydrologische Untersuchungen mit Sauerstoff-18

¹⁸ O	$\Delta \delta_S^e = 0,1\text{‰}$	$\Delta \delta_L = 0,1\text{‰}$	$\Delta \delta_Z = 0,1\text{‰}$	$\Delta \alpha = 0,1\text{‰}$	$\frac{\Delta h}{h} = 1\%$	$\Delta \epsilon_K = 1\text{‰}$	Gesamtfehler (vgl. Gl. 10)
$\frac{\Delta a}{a} \%$	2,2	2,2	1,8	3,0	1,1	30,6	31%

In der letzten Spalte der Tabellen 4a und b ist der gesamte relative Fehler von a angegeben. Bei der Berechnung des Gesamtfehlers wurde berücksichtigt, daß die Fehler von δ_S^e , δ_L , δ_Z , α , h, und ϵ_K voneinander unabhängig sind (vgl. Gl. 10).

Bei Sauerstoff-18 wird der relative Fehler von a praktisch ausschließlich durch den Fehler der kinetischen Trennung hervorgerufen. Wegen des großen Fehlers von a, der bei isotopenhydrologischen Untersuchungen mit O^{18} durch einen Fehler der kinetischen Trennung hervorgerufen wird, ist es nicht sinnvoll, isotopenhydrologische Untersuchungen mit O^{18} durchzuführen, wenn die aerodynamischen Verhältnisse über dem See nicht sehr genau bekannt sind.

Während die in den Tabellen 4a und b angegebenen Fehler für die Isotopendaten (δ_S^e , δ_L , δ_Z) sowie für α und ϵ_K u. U. erreichbar sind, ist es schwierig, den auf die Oberflächentemperatur des Sees bezogenen Luftfeuchtigkeitsgehalt h auf 1% genau zu bestimmen. Da die Seeoberflächentemperatur von der Lufttemperatur beträchtlich abweichen kann, ist es zu einer genauen Bestimmung von h unbedingt erforderlich, sowohl die Luft- als auch die Seeoberflächentemperatur zu messen. Würde man den Luftfeuchtigkeitsgehalt nicht auf die Seeoberflächentemperatur beziehen, so würde sich bei einer Abweichung der mittleren Lufttemperatur von der mittleren Seeoberflächentemperatur von 1°C ein relativer Fehler des Luftfeuchtigkeitsgehalts von 5% ergeben. Dieser Fehler würde bei D einen relativen Fehler von a von 14% verursachen.

2.3.2. Genauigkeit, mit der sich die Verdunstungsrate bestimmen läßt

Nach Gleichung 5 gilt:

$$E = \frac{V}{\tau(a-b)}$$

E hängt also von den Größen V, τ , a und b ab. Bei der Berechnung des relativen Fehlers von E muß man beachten, daß die Fehler der Größen a und b nicht voneinander unabhängig sind (vgl. Gl. 5a und 5b).

Für den Gesamtfehler von E gilt unter dieser Voraussetzung:

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{1}{E} \cdot \sqrt{\left(\frac{\partial E}{\partial V} \cdot \Delta V\right)^2 + \left(\frac{\partial E}{\partial \tau} \cdot \Delta \tau\right)^2 + \left(\frac{\partial E}{\partial a} \cdot \Delta a\right) + \left(\frac{\partial E}{\partial b} \cdot \Delta b\right)} \quad (11a)$$

bzw.

$$\frac{\Delta E}{E} = \sqrt{\left(\frac{\Delta V}{V}\right)^2 + \left(\frac{\Delta \tau}{\tau}\right)^2 + \left(\frac{\Delta a}{a-b}\right) + \left(\frac{\Delta b}{a-b}\right)} \quad (11b)$$

In den Tabellen 5a und 5b sind die relativen Fehler von E angegeben, die durch charakteristische Fehler von isotopischen und meteorologischen Daten hervorgerufen werden.

Tabelle 5: Relative Fehler von E, die durch charakteristische Fehler von isotopischen und meteorologischen Daten hervorgerufen werden.

a) Isotopenhydrologische Untersuchungen mit Deuterium

D	$\frac{\Delta V}{V} = 10\%$	$\frac{\Delta \tau}{\tau} = 5\%$	$\frac{\Delta a}{a} = 12\%$ vgl. Tab. 4a	$\frac{\Delta b}{b} = 3,6\%$	Gesamt- fehler (vgl. Gl. 11b)
$\frac{\Delta E}{E}$	10%	5%	5,9%	1,8%	18,6%

b) Isotopenhydrologische Untersuchungen mit Sauerstoff-18

¹⁸ O	$\frac{\Delta V}{V} = 10\%$	$\frac{\Delta \tau}{\tau} = 5\%$	$\frac{\Delta a}{a} = 31\%$ vgl. Tab. 4b	$\frac{\Delta b}{b} = 3,3\%$	Gesamt- fehler (vgl. Gl. 11b)
$\frac{\Delta E}{E}$	10%	5%	14,3%	1,8%	27,3%

In der letzten Spalte der Tabellen 5a und b ist der gesamte relative Fehler von E angegeben. Bei der Berechnung des Gesamtfehlers wurde berücksichtigt, daß die Fehler der Größen a und b nicht voneinander unabhängig sind (vgl. Gl. 11a und 11b).

Da die Evaporationsrate von Seen nicht mit wesentlich größerer Genauigkeit bestimmt werden kann als die, die in Tabelle 5a und 5b angegeben ist, ist es nur dann sinnvoll, die Evaporationsrate mit Hilfe von Isotopen zu bestimmen, wenn keine bessere Methode zur Bestimmung der Evaporationsrate eingesetzt werden kann und wenn sich die Evaporationsrate nicht aus bekannten Evaporationsraten vergleichbarer Seen mit ähnlichen klimatischen Verhältnissen abschätzen läßt.

3. Ergebnisse von praktischen Anwendungen der Isotopenmethode

Um festzustellen, ob mit der in Kap. 2 beschriebenen Isotopenmethode die Evaporationsrate und Grundwasserzuflußrate von Baggerseen unter natürlichen Bedingungen bestimmt werden können, wurden von 1970–1976 regelmäßig von zwei Baggerseen in der Umgebung von Weinheim (Waidsee und Wiesensee) Wasserproben entnommen und deren Isotopengehalt bestimmt.

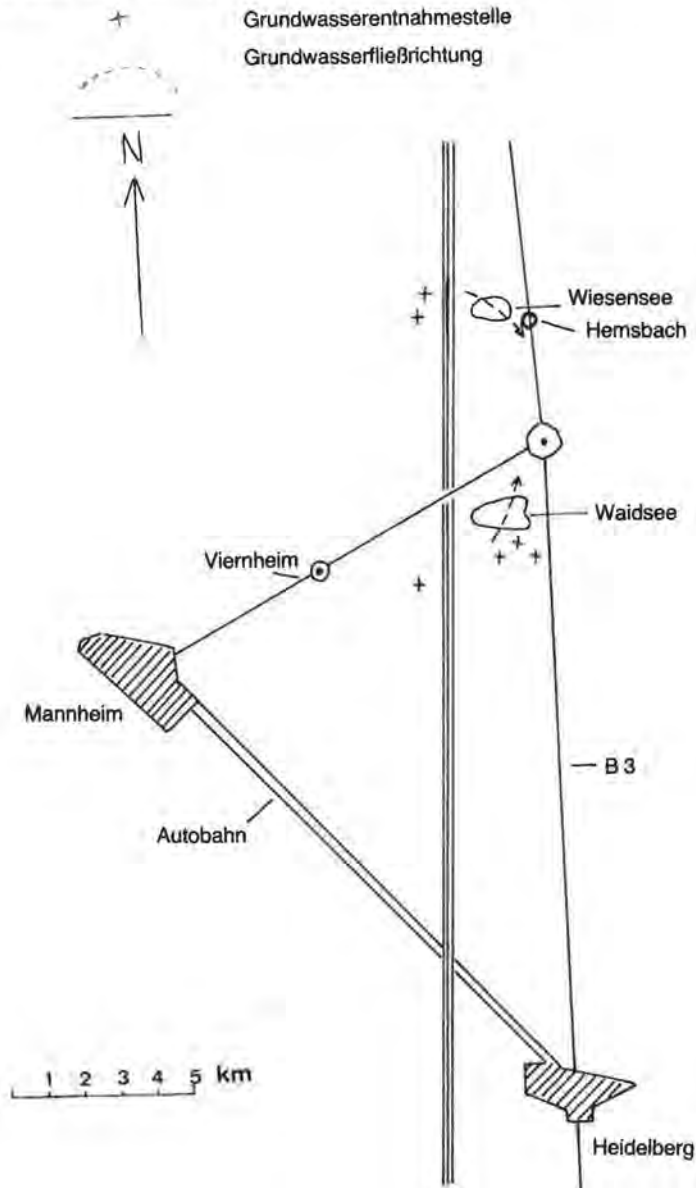


Fig. 7: Lageskizze des Waidsees und des Wiesensees.

Der Waidsee und der Wiesensee sind Baggerseen ohne oberirdischen Zu- und Abfluß. Der Waidsee liegt in südwestlicher Richtung und der Wiesensee in nordöstlicher Richtung von Weinheim zwischen der Autobahn und der Bundesstraße N 3 (vgl. Fig.7). Die beiden Seen sind etwa 6 km voneinander entfernt. Einige Daten der beiden Seen sind in Tabelle 6 zusammengefaßt.

Tabelle 6: Daten des Waidsees und Wiesensees [18].

	Waidsee	Wiesensee
Abschluß der Baggerarbeiten	April 1970	März 1968
entnommene Kiesmenge	$3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$	$1,85 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
entnommene Bodenmenge	$0,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$	$0,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Seefläche bei Abschluß der Baggerarbeiten [22]	$23,6 \cdot 10^4 \text{ m}^2$	$14,6 \cdot 10^4 \text{ m}^2$
Seevolumen bei Abschluß der Baggerarbeiten	ca. $3,07 \cdot 10^6 \text{ m}^3$	ca. $1,9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
mittlere Seetiefe bei Abschluß der Baggerarbeiten	13,0 m	13,0 m
mittlere Seetiefe für die Zeit von April 1970 bis Sept. 1974	11,8 m	ca. 11 m

3.1. Der zeitliche Verlauf des Isotopengehalts des Seewassers

Isotopengleichgewichtswert und mittlere Einstellzeit.

Von 1970 bis 1976 wurden Wasserproben vom Waidsee und Wiesensee entnommen und der Isotopengehalt der Proben massenspektrometrisch bestimmt. Da sowohl die mittlere jährliche Zunahme des Isotopengehalts des Seewassers als auch die Amplitude der überlagerten jahreszeitlichen Variation nur wenig größer sind als die Meßgenauigkeit der Isotopenmessungen, war es notwendig, die Isotopenkonzentrationen des Seewassers jeweils über zwei Monate zu mitteln, um den mittleren Anstieg bzw. die überlagerte jahreszeitliche Variation gut erkennen zu können.

In Fig. 8a sind die jeweils über zwei Monate gemittelten D-Gehalte der Oberflächenwasserproben des Waidsees und des Wiesensees von 1970 bis 1976 aufgetragen. Fig. 8b zeigt den O^{18} -Gehalt der vom Waidsee entnommenen Wasserproben. Zur Bestimmung der Zweimonatsmittel der O^{18} -Konzentrationen wurden jeweils die während der beiden Monate entnommenen Wasserproben zusammengemischt und der O^{18} -Gehalt der Mischung bestimmt.

Da der Wiesensee etwa zwei Jahre älter ist als der Waidsee (vgl. Tab. 6), sind die D-Konzentrationen des Wiesensees höher als die des Waidsees (vgl. Fig. 8a). Die Amplitude der jahreszeitlichen Variation des D-Gehalts beträgt bei beiden Seen etwa 2‰ (vgl. Fig. 8a). Die Amplitude der jahreszeitlichen Variation des O^{18} -Gehalts des Waidsees beträgt 0,35‰.¹¹ Eine Amplitude dieser Größe erwartet man bei einem völlig durchmischten See von etwa 6 m Tiefe (vgl. Tab. 3). Aus der Größe der Amplitude läßt sich daher schließen, daß sowohl beim Waidsee als auch beim Wiesensee im Mittel nur eine Wasserschicht von 6 m Tiefe als durchmischt betrachtet werden kann (vgl. Tab. 3).

¹¹ Am See Tiberias in Israel wurde eine Amplitude des D-Gehalts von 2,6‰ und eine Amplitude des O^{18} -Gehalts von 0,5‰ gefunden [7].

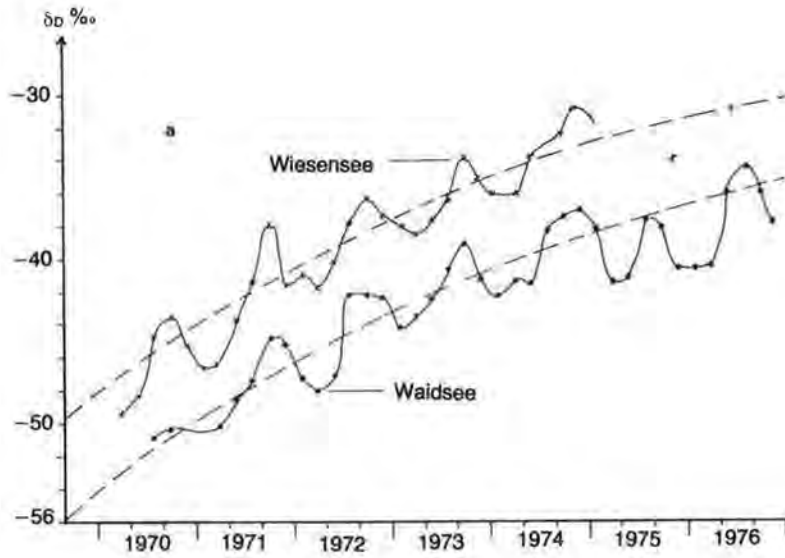
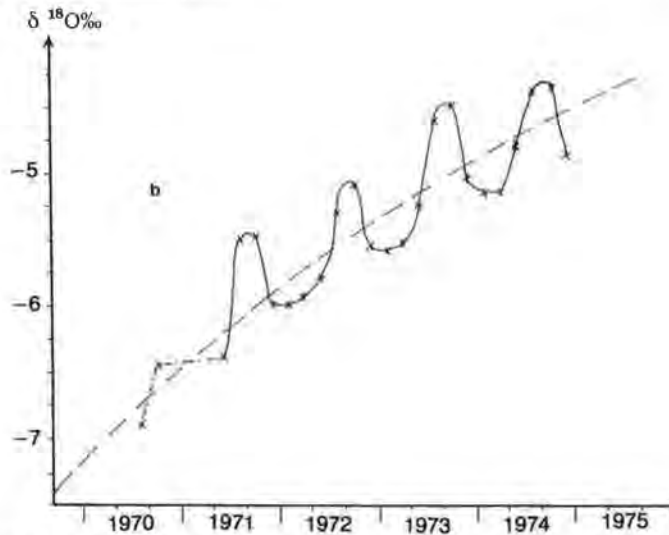


Fig. 8: a) Zeitlicher Verlauf des D-Gehaltes des Oberflächenwassers von Waidsee und Wiesensee (Zweimonatsmittel).



b) Zeitlicher Verlauf des O^{18} -Gehaltes des Oberflächenwassers des Waidsees (Zweimonatsmittel).

Obwohl die beiden Baggerseen nicht als völlig durchmischt betrachtet werden können und obwohl sich das Seevolumen der beiden Baggerseen während des Untersuchungszeitraumes geändert hat, kann der zeitliche Verlauf des Isotopengehaltes mit Hilfe von Gl. 4 beschrieben und die Evaporationsrate und Zuflußrate mit der gleichen Methode bestimmt werden wie bei einem vollständig durchmischten See. Dies ist aus den nachstehenden Gründen möglich:

- a) Die GrundwasserzulufluBrate der Baggerseen ist relativ gering. Aus Messungen des D-Gehalts von Tiefenwasserproben (Tiefe ≥ 10 m) konnte in der Zeit von April 1970 bis September 1974 innerhalb der Genauigkeit der D-Messungen ($\pm 1\%$) keine Anderung des D-Gehalts des Tiefenwassers vom Fr \ddot{u} hjahr bis zum Herbst nachgewiesen werden [16]. Da ein GrundwasserzulufluB von mehr als 600 mm den D-Gehalt des Tiefenwassers um mehr als 1%o reduzieren w \ddot{u} rd, kann aus den Messungen des D-Gehalts des Tiefenwassers bereits auf einen relativ geringen GrundwasserzulufluB geschlossen werden.
- b) Die Anderung des Seevolumens in der Zeit von April 1970 bis September 1974 ist in erster Linie eine Folge der starken Grundwasserabsenkung und der damit verbundenen relativ hohen AbfluBrate (vgl. Fig. 9). Setzt man in Gl. 4b die mittlere Seetiefe w \ddot{a} hrend des Untersuchungszeitraumes ein, so kann die zeitliche Anderung

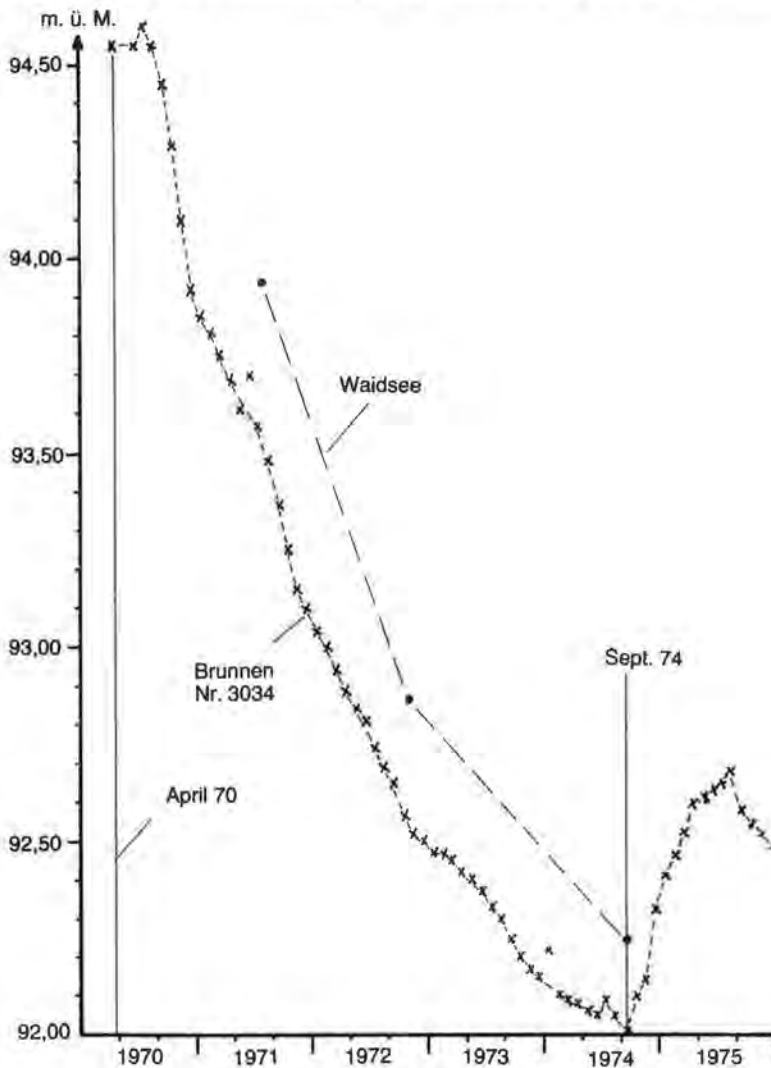


Fig. 9: Schwankungen des Grund- und Seewasserspiegels von 1970 bis 1975.

zung des D-Gehalts des Seewassers mit hinreichender Genauigkeit mit Gl. 4 beschrieben werden.

Die Fig. 8a und 8b zeigen, daß die beiden Baggerseen Ende 1974 ihren Isotopengleichgewichtswert noch nicht erreicht haben. Deshalb wurden die Gleichgewichtswerte mit dem in Kap. 2.2.2. beschriebenen Verfahren mit Hilfe der von 1970 bis 1974 gemessenen Seewasserisotopenkonzentrationen δ_S bestimmt. Hierzu wurden jeweils für mehrere willkürlich angenommene Isotopengleichgewichtswerte δ_S^e die natürlichen Logarithmen der Differenzen ($\delta_S^e - \delta_{S \text{ korrt}}(t)$) gegen das Entnahmedatum der Seewasserproben aufgetragen.¹² Je besser die angenommenen Isotopengleichgewichtswerte mit dem tatsächlichen Gleichgewichtswert übereinstimmen, desto besser sollten die Punkte, die man beim Auftragen von $\ln(\delta_S^e - \delta_{S \text{ korrt}}(t))$ gegen die Zeit erhält, auf einer Geraden liegen (vgl. Kap. 2.2.2. und Fig. 10).

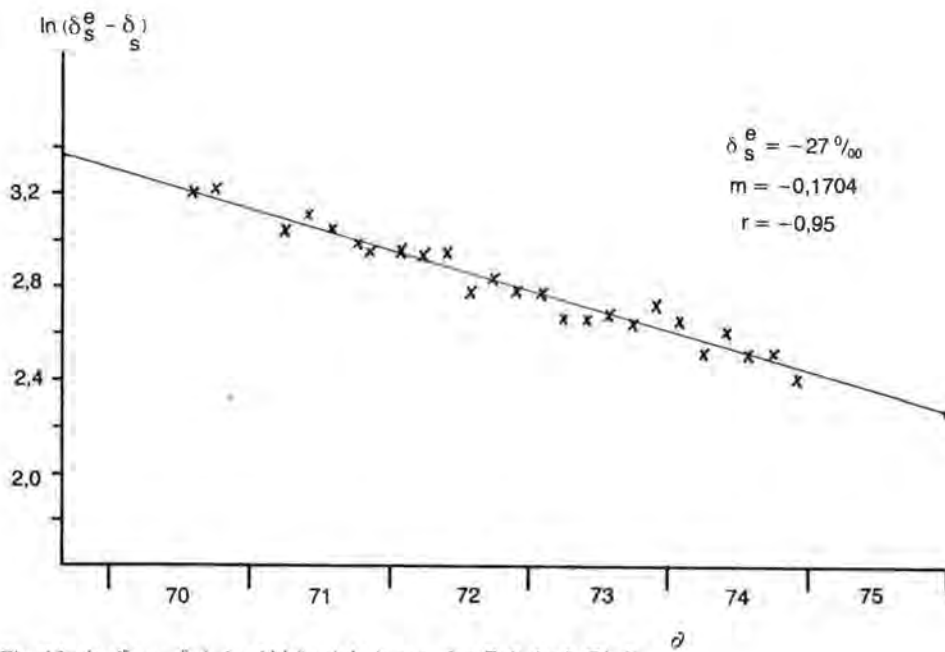


Fig. 10: $\ln(\delta_S^e - \delta_S)$ in Abhängigkeit von der Zeit (vgl. Gl. 6).

Berechnungen mit verschiedenen D-Gleichgewichtswerten haben ergeben, daß die Punkte beim Waidsee für $\delta_S^e = -27\text{‰}$ und beim Wiesensee für $\delta_S^e = -24\text{‰}$ am besten auf einer Geraden liegen. In Fig. 10 ist die Gerade, die sich mit $\delta_{SD}^e = -27\text{‰}$ mit den D-Konzentrationen des Waidsees ergibt, dargestellt. Aus der Steigung der Geraden wurde die mittlere Einstellzeit berechnet (vgl. Gl. 6a).

In Tabelle 7 sind die D-Gleichgewichtswerte und die mit Hilfe der D-Daten aus den Steigungen der besten Geraden berechneten mittleren Einstellzeiten τ_D für den Waidsee und für den Wiesensee angegeben. Für den Waidsee ist außerdem der O^{18} -Gleichgewichtswert und die mit den O^{18} -Daten berechnete mittlere Einstellzeit τ_{18} angegeben.

¹² Die gemessenen Seewasserisotopenkonzentrationen δ_S wurden mit Hilfe der Amplitude der jahreszeitlichen Variation des Seewassers korrigiert.

Tabelle 7: Isotopengleichgewichtswerte δ_S^e und mittlere Einstellzeiten τ von Waidsee und Wiesensee.

	Waidsee	Wiesensee
D-Gleichgewichtswert δ_S^e	- 27‰	- 24‰
Mittlere Einstellzeit τ_D	5,9 Jahre	5,1 Jahre
O^{18} -Gleichgewichtswert	- 2,4	-
Mittlere Einstellzeit τ_{18}	6,0 Jahre	-

Aus den mittleren Einstellzeiten in Tabelle 7 kann man schließen, daß die beiden Baggerseen erst nach etwa 15 bis 18 Jahren ($\approx 3 \tau$) ihren Isotopengleichgewichtswert erreichen (vgl. Gl. 4).

Die gestrichelten Kurven in Fig. 8a und 8b wurden mit den in Tab. 7 angegebenen Isotopengleichgewichtswerten und mittleren Einstellzeiten mit Hilfe von Gl. 4 berechnet.

Für den Waidsee wurden die D-Konzentrationen auch während der Jahre 1974 und 1975 regelmäßig bestimmt. Fig. 8a zeigt, daß diese D-Konzentrationen geringer sind, als man auf Grund einer Extrapolation der Werte von 1970 bis 1974 erwarten würde.

Die geringen D-Gehalte sind darauf zurückzuführen, daß von Ende 1974 bis etwa Mitte 1975 mehr Grundwasser in den See geflossen ist als in entsprechenden Zeitintervallen der zurückliegenden Jahre.

Der erhöhte Grundwasserzufluß ist eine Folge des Anstiegs des Grundwasserspiegels von Oktober 1974 bis Juli 1975 (vgl. Fig. 9). Eine Verringerung des D-Gehalts des Oberflächenwassers als Folge des erhöhten Grundwasserzufflusses ist erst nach der Totalzirkulation im Frühjahr 1975 zu erkennen.

Aus Fig. 8a kann man entnehmen, daß die D-Konzentrationen im Frühjahr 1974 und Frühjahr 1975 ungefähr übereinstimmen, während in den vorausgegangenen Jahren der Unterschied von Jahr zu Jahr mindestens 2‰ beträgt.

Aus dem um etwa 2‰ reduzierten Isotopengehalt des Seewassers im Frühjahr 1975 läßt sich mit Hilfe der mittleren Seetiefe abschätzen, daß im Winter 1974/75 eine Grundwassermenge von etwa 1300 mm als Folge des ansteigenden Grundwasserspiegels in den See geflossen ist. Obwohl dieser Wert nicht sehr genau ist, kann man sagen, daß die im Winter 1974/75 zusätzlich in den See geflossene Grundwassermenge ein Vielfaches des jährlichen Grundwasserzufflusses in den Jahren 1970–1974 beträgt.

Da der D-Gehalt des Seewassers im Frühjahr 1976 nur etwa um 1‰ höher ist als im Frühjahr 1975, ist zu vermuten, daß die Grundwasserzuflußrate auch vom Frühjahr bis Herbst 1975 höher war als in den Jahren 1970–1974. Da in Fig. 9 der zeitliche Verlauf des Grundwasserpegels nur bis Ende 1975 dargestellt ist, soll noch erwähnt werden, daß der Grundwasserpegel auch im Jahre 1976 etwa den Wert von September 1974 erreicht hat.

3.2. Berechnung der Evaporationsrate und Grundwasserzuflußrate¹³

Die Daten, die zur Berechnung der mittleren Evaporationsrate nach Gleichung 5 und der mittleren Zuflußrate nach Gleichung 7 für den Untersuchungszeitraum 1970–1974 benötigt werden, sind in Tabelle 8 zusammengefaßt [16].

¹³ Der Luftwasserdampf wurde mit einer automatischen Luftwasserdampfsammelmaschine gesammelt [19].

Tabelle 8: Daten, die zur Berechnung der Evaporationsrate und der Grundwasserzuflußrate der Baggerseen benötigt werden.

	Waidsee		Wiesensee
	D	O ¹⁸	D
Mittlere Niederschlagsrate Z_N	762 mm/Jahr	762 mm/Jahr	762 mm/Jahr
Mittlere Oberflächentemperatur des Seewassers	11,1° C	11,1° C	11,1° C
Gleichgewichtstrennfaktor bei 11,1° C [9]	1,0964	1,0106	1,0964
Mittlere Seetiefe V (m)	11,8 m	11,8 m	ca. 11 m
Mittlerer relativer Luftfeuchtigkeitsgehalt (auf die Oberflächentemperatur des Sees bezogen)	0,69	0,69	0,69
Kinetische Trennung bei $h=69\%$ [13]	3,8‰	4,4‰	3,8‰
Isotopengehalt des Luftwasserdampfes ¹³	-132‰	-17,40‰	-132‰
Isotopengehalt des Zuflusses	-56‰	-7,88	-56‰
Isotopengleichgewichtswert des Seewassers (vgl. Tab.7)	-27‰	-2,19	-24‰
Korrigierte mittlere Einstellzeit (Jahre) (vgl. Tab. 7 u. Fig. 6)	5,1	5,7	4,5

Da die mittlere Einstellzeit eines völlig durchmischten Sees von der eines nicht völlig durchmischten Sees abweicht, mußten die in Tabelle 8 angegebenen mittleren Einstellzeiten korrigiert werden (vgl. 2.2.3. bzw. Fig. 6). Aus der Amplitude der jahreszeitlichen Variation des Isotopengehalts des Seewassers ergibt sich, daß bei beiden Baggerseen im Mittel eine Schicht von etwa 6 m Tiefe als durchmischt betrachtet werden kann (vgl. Tab. 3).

Mit den in Tab. 8 angegebenen mittleren Seetiefen ergibt sich für den Anteil des oberen Teilvolumens V_1 an dem gesamten Seevolumen V beim Waidsee ein Wert von 51% und beim Wiesensee ein Wert von 55%. Die mittlere Einstellzeit muß daher beim Waidsee um ca. 14% und beim Wiesensee um 11% reduziert werden (vgl. Fig. 6).

Setzt man die in Tab. 8 aufgeführten Daten in Gl. 5 ein, so ergeben sich die in Tab. 9 angegebenen Werte für die Evaporationsrate E .

Tabelle 9: Jahresmittel der Verdunstung E , des Zuflusses Z , des Grundwasserzuflusses Z_G und des Abflusses A von Waidsee und Wiesensee im Untersuchungszeitraum 1970-1974.

	Waidsee		Wiesensee	Mittelwert
	D	O ¹⁸	D	
E (mm/Jahr)	617	478	719	670
Z (mm/Jahr)	1237	1751	1001	-
Z_G (mm/Jahr)	475	889	239	-
$A=Z-E-\Delta V$ (mm/Jahr)	1210	-	1030	-

Ein Vergleich der in der Tabelle 9 angegebenen Verdunstungsraten mit der Verdunstung, die mit verschiedenen Methoden von Februar bis Oktober 1975 an einem Baggersee bei Bad Langenbrücken in Baden-Württemberg bestimmt wurde [20], zeigt eine relativ gute Übereinstimmung der mit Hilfe der D-Daten berechneten Werte und Werten, die nach den Formeln von Thornthwaite und Haude aus meteorologischen Daten berechnet wurden (vgl. Tab. 10). Die Werte, die mit einer Pan Class A und mit der Formel von Penman bestimmt wurden, liegen dagegen wesentlich höher. Da die mit der Pan Class A gemessene Verdunstung wegen der starken Aufwärmung des Wassers und anderer Faktoren mit einem großen Fehler behaftet ist [20], muß man auch annehmen, daß der hohe Wert, der mit der Penman-Formel berechnet wurde, sehr ungenau ist.

Tabelle 10: Gesamtverdunstung der freien Wasserfläche eines Baggersees in Bad Langenbrücken von Februar bis Oktober 1975 [20].

	Evaporation von Februar bis Oktober 1975 (mm)
Pan Class A	831
Penman	839
Haude	701
Thornthwaite	620

Die mit den O^{18} -Daten berechnete Evaporationsrate des Waidsees ist wesentlich geringer als die mit den D-Daten berechneten Werte (vgl. Tab. 9) und wesentlich geringer als die mit anderen Methoden bestimmten Werte (vgl. Tab. 10).

Da die Genauigkeit der Ergebnisse, die mit O^{18} -Daten erzielt werden kann, geringer ist und da die mit den O^{18} -Daten berechnete Evaporationsrate wesentlich geringer ist, als man bei den meteorologischen Verhältnissen dieses Baggersees erwarten kann (vgl. Tab. 10), sollen die mit Hilfe der O^{18} -Daten berechneten Werte lediglich als Beweis dafür angeführt werden, daß O^{18} für isotopehydrologische Untersuchungen weniger geeignet ist als D (vgl. 2.3.2.). Für den größeren Fehler des mit Hilfe der O^{18} -Daten berechneten Wertes von E ist nicht nur die große Abhängigkeit des Fehlers von der Genauigkeit der kinetischen Trennung verantwortlich. Auch der Fehler der mittleren Einstellzeit ist wegen der im Verhältnis zur Meßgenauigkeit von O^{18} -Messungen (0,1%) größeren Amplitude der jahreszeitlichen Variation größer (vgl. Tab. 3).

Wegen der übereinstimmenden meteorologischen Verhältnisse an den beiden Baggerseen muß man annehmen, daß die Verdunstungsraten der beiden Seen praktisch gleich groß sind.

Deshalb ist der Mittelwert der mit Hilfe der D-Daten berechneten Verdunstungsraten, die innerhalb der Genauigkeit der Methode übereinstimmen, der beste Wert, der sich mit Hilfe der D-Daten berechnen läßt (vgl. Tab. 9).

Zur Berechnung der Zuflußrate der beiden Baggerseen mit Hilfe von Gl. (7) wurde daher dieser Mittelwert der Verdunstungsrate verwendet (vgl. Tab. 9).

Da die Zuflußrate Z aus der Niederschlagsrate Z_N und der Grundwasserzuflußrate Z_G zusammengesetzt ist, läßt sich die Grundwasserzufuhr Z_G aus der Differenz der Zuflußrate und der Niederschlagsrate berechnen. Da für den Fehler der gesamten Zuflußrate Z ein Fehler von mindestens 20% angenommen werden muß (vgl. 2.3.) und da der Fehler der gesamten Zuflußrate etwa dem Fehler des Grundwasserzuflusses entspricht, stimmen die mit Hilfe der D-Daten berechneten Werte des Waidsees und Wiesensees innerhalb der Fehlergrenzen noch überein (vgl. Tab. 9).

Mit Hilfe der Zuflußrate, der Evaporationsrate und der mittleren Seetiefe läßt sich die mittlere Aufenthaltsdauer T des Wassers in den Seen zu 20 bis 30 Jahren abschätzen ($T = \frac{V}{Z-E}$). Das bedeutet, daß die physikalische Wassererneuerung praktisch keine Rolle für die Wassererneuerung der beiden Baggerseen spielt [21].

Es soll noch erwähnt werden, daß das Grundwassergefälle des oberstromigen Grundwassers der beiden Seen etwa 0,2‰ beträgt und daß Messungen des Stickstoffgehalts des Waidseewassers nicht nachweisbare Ammoniumstickstoffgehalte und nicht nachweisbare oder nur geringe Nitratstickstoffwerte ergeben haben.

Der Gesamtphosphorgehalt des Waidseewassers lag dagegen über dem Wert ($>20 \mu\text{g/l}$), der als Grenzwert für den Übergang vom nährstoffarmen zum nährstoffreichen Zustand angesehen wird [22].

Da Grundwasser im allgemeinen wesentlich höhere Nitratgehalte aufweist als das Waidseewasser, steht die mit den D-Daten bestimmte relativ geringe Grundwasserzuflußrate im Einklang mit den geringen Nitratgehalten des Waidseewassers [22].

Eine Berechnung der unterirdischen Abflußrate des Wiesensees und des Waidsees mit Hilfe der Wasserbilanzgleichung der Seen zeigt, daß die unterirdische Abflußrate beim Waidsee das 2,6fache und beim Wiesensee das 4,3fache der Grundwasserzuflußrate beträgt (vgl. Tab. 9).

Der im Vergleich zum Grundwasserzufluß relativ hohe unterirdische Abfluß der Seen ist eine Folge der starken Absenkung des Grundwasserspiegels während des Untersuchungszeitraumes (vgl. Fig. 9).

4. Hinweise zur praktischen Durchführung von isotopehydrologischen Untersuchungen an Baggerseen

Wegen der jahreszeitlichen Variation des Isotopengehalts des Seewassers (vgl. 2.2.1.) und der Abhängigkeit des zeitlichen Verlaufs der Seewasserisotopenkonzentration an der Seeroberfläche von der Tiefe der durchmischten Oberschicht des Seewassers (vgl. 2.2.3.) kann die Zuflußrate und u. U. die Evaporationsrate eines Sees mit Hilfe des Isotopengehalts von Oberflächenwasserproben des Sees meist nur dann zuverlässig bestimmt werden, wenn regelmäßig in relativ kurzen Zeitintervallen Seewasserproben entnommen werden.

Bei Seen, die im Herbst vollständig umgewälzt werden, kann man die Zuflußrate und u. U. die Evaporationsrate auch dann bestimmen, wenn jeweils nur einmal jährlich unmittelbar nach der Herbstzirkulation Seewasserproben entnommen werden. Vor der Probenentnahme ist sicherzustellen, daß der See tatsächlich als vollständig durchmischt betrachtet werden kann. Dies ist in vielen Fällen durch direkte Bestimmung des Sauerstoffgehalts des Tiefenwassers mit einem Sauerstoffmeßgerät möglich.

Da dem Tiefenwasser während der Sommermonate wegen der stabilen Temperaturschichtung praktisch kein Sauerstoff aus der Atmosphäre zugeführt wird, nimmt der Sauerstoffgehalt während der Sommermonate stark ab. Eine Sauerstoffsättigung des Tiefenwassers im Herbst ist daher ein recht sicheres Zeichen dafür, daß der See vollständig umgewälzt wurde.

Ein weiteres Indiz für die vollständige Durchmischung sind die homogene vertikale Temperaturverteilung und die homogene vertikale Isotopenverteilung, die allerdings erst nachträglich durch Bestimmung des Isotopengehalts der aus verschiedenen Tiefen entnommenen Wasserproben bestimmt werden kann.

Eine isotopehydrologische Bestimmung des Grundwasserzuflusses oder der Verdunstungsrate ist im allgemeinen nur möglich, wenn außer den Isotopenkonzentrationen des Seewassers die nachstehenden Daten bekannt sind bzw. bestimmt werden können;

- a) Mittlere jährliche Niederschlagsmenge;
- b) Änderung des Seevolumens während des Untersuchungszeitraumes;
- c) Mittlerer Luftfeuchtigkeitsgehalt, bezogen auf die Seeoberflächentemperatur (Luftfeuchtigkeitsgehalt, Lufttemperatur und Seeoberflächentemperatur);
- d) Jahresmittel der Isotopkonzentrationen der folgenden Größen:
 - Luftwasserdampf
(Wenn sich in der Nähe des Sees, dessen Wasserbilanz bestimmt werden soll, ein anderer See befindet, dessen Wasserbilanz bekannt ist und der sich bereits im Isotopgleichgewicht befindet, so kann der Isotopengehalt des Luftwasserdampfes mit Hilfe des Isotopgleichgewichtswertes und der Wasserbilanz des zweiten Sees berechnet werden [3]).
 - Oberirdische und unterirdische Zuflüsse
(z. B. Niederschläge, oberstromiges Grundwasser usw.).

4.1. Hinweise zur Bestimmung der unterirdischen Zuflußrate (z. B. Grundwasserzuflußrate)

Die unterirdische Zuflußrate eines Sees kann mit Hilfe von Gleichung (7) bestimmt werden. Die Bestimmung ist besonders einfach, wenn der See seinen Isotopgleichgewichtswert bereits erreicht hat. In diesem Fall genügt es im Prinzip, den Isotopengehalt des Seewassers einmal im Herbst zu bestimmen. Um sicherzustellen, daß der See sich tatsächlich im Isotopgleichgewicht befindet, und um festzustellen, ob sich der Isotopgleichgewichtswert z. B. als Folge einer Änderung der Wasserbilanz des Sees ändert, ist es aber besser, den Isotopengehalt des Seewassers mindestens zweimal im Abstand von einem Jahr jeweils nach der Herbstzirkulation zu bestimmen. Zur Berechnung der unterirdischen Zuflußrate müssen außer dem Isotopgleichgewichtswert die oberirdische Zuflußrate sowie die Verdunstungsrate des Sees bekannt sein.

Hat ein See seinen Isotopgleichgewichtswert noch nicht erreicht, so kann der Isotopgleichgewichtswert u. U. bestimmt werden, wenn der Isotopengehalt des Seewassers mehrere Jahre lang jeweils unmittelbar nach der Herbstzirkulation bestimmt wird (vgl. 2.2.2. und 2.2.3.). Dies ist jedoch nur dann möglich, wenn die Wasserbilanz während des Untersuchungszeitraumes als konstant betrachtet werden kann.

Bei Seen mit hoher Zuflußrate und geringer Seetiefe, die im Winter längere Zeit zugefroren sind, ist eine Bestimmung der Zuflußrate mit Gleichung (7) oft nicht möglich, da sich überhaupt kein Isotopgleichgewichtswert einstellen kann [5].

4.2. Hinweise zur Bestimmung der Evaporationsrate

Die Evaporationsrate kann nur bei relativ jungen Seen, die ihren Isotopgleichgewichtswert noch nicht erreicht haben, mit Hilfe von Gleichung (5) bestimmt werden.

Zur Bestimmung der Evaporationsrate muß der Isotopengehalt des Seewassers mehrere Jahre lang z. B. jeweils unmittelbar nach der Herbstzirkulation bestimmt werden. Wenn der See seinen Isotopgleichgewichtswert während des Untersuchungszeitraumes nicht erreicht, kann der Isotopgleichgewichtswert u. U. näherungsweise bestimmt werden (vgl. 2.2.2.). Dies ist jedoch nur dann möglich, wenn die Wasserbilanz des Sees während des Untersuchungszeitraumes als konstant betrachtet werden kann (z. B. konstanter oder gleichmäßig zu- bzw. abnehmender See- bzw. Grundwasserspiegel).

Der näherungsweise bestimmte Isotopengleichgewichtswert kann später, wenn der See seinen Isotopengleichgewichtswert erreicht hat, überprüft und gegebenenfalls korrigiert werden.

Wenn die Isotopenkonzentrationen des Seewassers vor der Einstellung des Isotopengleichgewichtswertes während einer Trockenperiode, Naßperiode oder Normalperiode bestimmt wurden, muß später – wenn der See seinen Isotopengleichgewichtswert erreicht hat – die Wasserprobenentnahme zur Überprüfung des näherungsweise berechneten Isotopengleichgewichtswertes in einer entsprechenden Periode erfolgen.

Die Evaporationsrate kann nur hinreichend genau bei Seen bestimmt werden, deren Zuflußrate relativ gering ist und die mindestens einmal im Jahr vollständig durchmischt werden. Außerdem müssen das Seevolumen und der Anteil der durchmischten Oberschicht des Seewassers am gesamten Seevolumen bekannt sein.

Zusammenfassung

Es wird eine Isotopenmethode beschrieben, mit der der unterirdische Zu- und Abfluß sowie die Evaporation von künstlichen Seen bestimmt werden kann.

Die Isotopenmethode wurde von 1970 bis 1976 an zwei Grundwasserseen, die kurze Zeit vor dem Beginn der Untersuchungen in der Umgebung von Weinheim bei Heidelberg ausgebaggert wurden, erprobt.

Die Erprobung hat zu folgenden Ergebnissen geführt:

1. Mit Hilfe des natürlichen Deuteriumgehaltes des Seewassers können genauere isotopenhydrologische Untersuchungen durchgeführt werden als mit Hilfe des Sauerstoff-18-Gehalts des Seewassers.
2. Die jahreszeitliche Variation des Isotopengehalts des Seewassers erschwert eine genaue Bestimmung einer Komponente der Wasserbilanzgleichung mit Hilfe von Isotopen.

Die Amplitude der jahreszeitlichen Variation des Waidsees und des Wiesensees beträgt bei D 2‰ und bei O¹⁸ 0,35‰.

3. Für die Evaporationsrate der beiden Baggerseen wurde mit Hilfe des D-Gehalts der Seewasserproben ein Wert von 670 mm/Jahr berechnet. – Der Fehler dieses Wertes beträgt etwa 20%.
4. Für die Grundwasserzuflußrate des Waidsees wurde mit Hilfe des D-Gehalts der Seewasserproben ein Wert von 475 mm/Jahr und beim Wiesensee ein Wert von 240 mm/Jahr berechnet. Der relative Fehler der Berechnung der Grundwasserzuflußrate beträgt etwa 20%. Bei älteren Seen, die ihren Isotopengleichgewichtswert bereits erreicht haben, kann die Grundwasserzuflußrate mit größerer Genauigkeit bestimmt werden. Eine Berechnung der mittleren Aufenthaltsdauer des Wassers im See ergibt für den Waidsee etwa 20 Jahre und für den Wiesensee etwa 30 Jahre.
5. Für die Abflußrate des Waidsees wurde ein Wert von 1210 mm/Jahr und für die des Wiesensees ein Wert von 1030 mm/Jahr berechnet. Die im Vergleich zu den Grundwasserzuflußraten wesentlich höheren Abflußraten sind eine Folge der Tatsache, daß der Grundwasserspiegel während des Untersuchungszeitraumes (1970–1974) gefallen ist.

Literatur

- [1] FRIEDMAN, J., REDFIELD, A. C., SCHOEN, B., und HARRIS, J.: The Variation of the Deuterium Content of Natural Waters in the Hydrological Cycle. Review of Geophysics 2, No. 1, 177–224, 1964.
- [2] CRAIG, H., GORDON, L. J.: Isotope Oceanography. Spoleto Meeting on Nuclear Geology, 1965.
- [3] DINCER, T.: The Use of O-18 and D-Concentration in the Water Balance of Lakes. Water Resources Research, A. G. U., 1968.
- [4] EHHALT, D.: On the Deuterium-Salinity Relationship in the Baltic Sea. Tellus, 21, 3, 429–435, 1969.
- [5] ZIMMERMANN, U.: Bilanzierung von Seen mit Hilfe von stabilen Isotopen. Dissertation, Heidelberg 1969.
- [6] ZIMMERMANN, U., EHHALT, D.: The Use of Stable Isotopes in the Water Balance of Lake Neusiedl – Investigation of the Reliability of the stable isotope method. „Isotopes in Hydrology“, Wien (IAEA) 1970.
- [7] GAT, J. R.: Environmental Isotope Balance of Lake Tiberias. Isotopes in Hydrology, 1970 pp. 109–127. International Atomic Energy Agency, Vienna 1970.
- [8] FONTES, J.-Ch., GONFIANTINI, R.: Composition Isotopique au Cours de l'Evaporation de deux Bassins Sahariens. Earth and Planetary Science Letters, 3, p. 258–266, 1967.
- [9] EHHALT, D., KNOTT, K.: Kinetische Isotopentrennung bei der Verdampfung von Wasser. Tellus XVII, 17, 3, 1965.
- [10] MAJOUBE, M.: Fractionnement en Oxygene-18 et en Deuterium entre l'Eau et sa Vapeur. J. Chim. Phys., 68, 1423–1436, 1971.
- [11] STEWART, M. K., FRIEDMAN I.: Deuterium Fractionation between Aqueous Salt Solutions and Water Vapor. J. Geophys. Res., 80, 27, 3812; 1975.
- [12] STEWART, M. K.: Stable Isotope Fractionation due to Evaporation and Isotopic Exchange of falling Water Drops: Application to Atmospheric Processes and Evaporation of Lakes. J. Geophys. Res., 80, 9, 1133; 1975.
- [13] VOGT, H.-J.: Isotopentrennung bei der Verdampfung von Wasser. Staatsexamensarbeit; Institut für Umweltp Physik, Universität Heidelberg 1976.
- [14] EICHLER, R.: Deuterium-Isotopengeochemie des Grund- und Oberflächenwassers. Geologische Rundschau, 55, 144–159, 1965.
- [15] SCHWABE, O., ZIMMERMANN, U.: Deuterium- und O¹⁸-Gehalt von Wasserdampf und Regen. Jahresbericht II. Physikalisches Institut der Uni Heidelberg 1972.
- [16] ZIMMERMANN, U.: Isotopenhydrologie von Baggerseen, Bericht; Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg 1977.
- [17] BLOSS, S., GRIGULL, U.: Temperaturverteilung in Seen, Wasser- und Abwasserforschung 7, 4, 1974.
- [18] Persönliche Mitteilung des Regierungspräsidiums Karlsruhe, Neubauleitung Heidelberg.
- [19] ZIMMERMANN, U.: An Automatic Water Vapour Sampler for Stable Isotope Investigation. Int. Journ. of Applied Radiation and Isotopes, 23, 1972.
- [20] Wasserwirtschaftliche Untersuchungen Baggersee, I. Bericht der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg. Institut für Wasser- und Abfallwirtschaft, Karlsruhe 1975.
- [21] ZIMMERMANN, U.: Gutachten über die Wasserbilanz und die Wassererneuerung des Waidsees bei Weinheim an der Bergstraße 1976.
- [22] HAMM, A.: Gutachtliche Stellungnahme zu Fragen einer eventuellen Eutrophierungsgefährdung des Waidsees bei Weinheim/Bergstraße 1976.

Dank

Den nachstehenden Personen bin ich sehr zu Dank verpflichtet:

- dem Direktor des Instituts für Umweltphysik, Herrn Prof. Dr. K. O. Münnich, für sein Interesse an der Arbeit und seine Bereitschaft, die Isotopenuntersuchungen an seinem Institut durchführen zu lassen,
- Frau Christel Kalinke für die Durchführung aller Isotopenanalysen und die Berechnung von Korrelationsgeraden,
- der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Bereitstellung finanzieller Mittel zur Durchführung der Isotopenanalysen,
- dem Technischen Bürgermeister der Stadt Weinheim, Herrn Brokhausen, für sein Interesse und seine Hilfe bei der Beschaffung von hydrologischen Daten,
- dem Bürgermeister der Gemeinde Hemsbach, Herrn Michel, für seine Unterstützung bei der Aufstellung einer Wasserdampfsammelmaschine am Wiesensee,
- dem Bademeister des Waidsees, Herrn Zimmermann, für seine Unterstützung beim Sammeln von Wasserproben,
- Christine für ihre Geduld und für das Tippen der Arbeit.

Summary

A method is described which allows to determine the subsurface in- and outflow of artificial lakes as well as the evaporation of young lakes by using the natural stable isotope content (Deuterium resp. Oxygen-18) of the lake water.

Two young groundwater lakes in the surrounding of Weinheim near Heidelberg were selected to test the isotope method. Sampling of lake water was started short time after the construction of the lakes.

The main results of the research performed can be summarized as follows:

1. Deuterium (D) is better suited to determine a component of the water balance of a lake than Oxygen-18 (O^{18}).
2. The seasonal variation of the isotope content of the surface lake water reduces the accuracy of the stable isotope method.
The amplitude of the seasonal variation of the two groundwater lakes was found to be 2‰ for D and 0,35‰ for O^{18} .
3. The evaporation rate of the groundwater lakes ($E = 670$ mm/year) could be determined with an accuracy of about 20%.
4. The subsurface inflow (Wiesensee: 240 mm/year; Waidsee: 475 mm/year) could be determined with an accuracy of about 20%.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Uwe ZIMMERMANN, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 366, D-6900 Heidelberg.