

ISOTOPENZUSAMMENSETZUNG IN NATÜRLICHEN WÄSSERN IN ÖSTERREICH GRUNDLAGEN UND ANWENDUNGSBEISPIELE ZUR WASSER-ISOTOPENKARTE ÖSTERREICHS 1:500.000

IMPRESSUM

Medieninhaber und Herausgeber: BUNDESMINISTERIUM FÜR NACHHALTIGKEIT UND TOURISMUS Stubenring 1, 1010 Wien www.bmnt.gv.at

Gesamtkoordination: Rudolf Philippitsch (BMNT) und Franko Humer (Umweltbundesamt)

Text und Redaktion: AutorInnen siehe Kapitel 13

Gestaltung: Elisabeth Stadler, Umweltbundesamt

Bildnachweis/Copyright: BMNT/Rudolf Philippitsch: Gitschtal (S. 6 u. S. 12), Absam (S. 25), Förolacher Stollen (S. 34), Bodensee (S. 37), Wasserfall (S. 43), Weißensee (S. 47), Obersiebenbrunn (S. 95), Grundwassermessstelle (S. 96); Umweltbundesamt: ANIP-Messstelle Abtenau (Titelseite), Neusiedler See (S. 26), Donau (S. 30), Kamp (S. 58), Leitha (S.65), Donau und Steyr (S. 67), Pulkau (S. 97), Karstgestein (S. 98); GNIP, IAEA: Weltkarte (S. 12); IAEA: Europakarte (S. 13); Elsa Philippitsch: Karnische Alpen (S. 15); Martin Kralik, Stefan Wyhlidal & E. Schwaiger: Sonnblick (S. 18); Albrecht Leis: Onlinemessung (S. 23), Klopeiner See (S. 70); Dieter Rank: Tritiumlabor (S. 32), Fischa-Dagnitz-Quelle (S. 93), Breitenau (S. 119); ZAMG/Andreas Baumgartner: ZAMG Station Wien Hohe Warte (S. 35); Stefan Wyhlidal: Feuerkogel (S. 36), Dobratsch (S. 53); Peter Staubmann/Vorarlberger Illwerke: Silvretta-Stausee (S. 39, rechts); Heike Brielmann: ANIP-Station Patscherkofel (S. 39, links), ANIP-Flaschenlager (S. 40); Hans-Georg Michna: Luftbild von Passau, Deutschland (S. 62); Till Harum: Altausseer See (2 Fotos, S. 71), Taucher (S. 84); Markus Schafheutle: Trichtergrund (S. 84 u. 85); D. Rank et al.: Kochbrunnen (S. 105); Irene Oberleitner: Pasterze (S. 122)

Gestaltungskonzept: WIEN NORD Werbeagentur

Zitiervorschlag: PHILIPPITSCH, R. & HUMER, F. [Hrsg.] (2018): Isotopenzusammensetzung in natürlichen Wässern in Österreich – Grundlagen und Anwendungsbeispiele zur Wasser-Isotopenkarte Österreichs 1:500.000. – 154 S., Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus, Wien.

Alle Rechte vorbehalten. Wien, Juni 2018

INHALTSVERZEICHNIS

IN	IPRESSUM	2
1	EINLEITUNG (R. PHILIPPITSCH)	5
2	ISOTOPENVERHÄLTNISSE IN NATÜRLICHEN WÄSSERN	7
	2.1 GRUNDLAGEN (U. WEMHÖNER, D. RANK, K. SCHOTT & A. LEIS)	7
	2.2 DEUTERIUM UND SAUERSTOFF-18	9
	2.2.1 GRUNDLAGEN (U. WEMHÖNER, D. RANK, K. SCHOTT & A. LEIS)	9
	2.2.2 FRAKTIONIERUNGSEFFEKTE – ISOTOPENTRENNPROZESSE IM WASSERKREISLAUF (U.	
	WEMHÖNER, D. RANK, K. SCHOTT & A. LEIS)	10
	2.2.3 MESSTECHNIK (A. LEIS & S. WYHLIDAL)	16
	2.2.4 ANWENDUNGSMOGLICHKEITEN (U. WEMHONER, D. RANK, S. WYHLIDAL, H.	22
	BRIELMANN & I. HAKUM)	23
	2.5 INTHUM	27
	2.3.1 OKUNDLAGEN (U. WEIMIIONEK, D. RANK & S. WIIIEIDAL).	27
	2.3.2 Miessfechnikk (D. KAUK & S. WHILIDAL) 2.3.3 ANWENDUNGSMÖGLICHKEITEN (D. RANK, M. KRALIK & U. WEMHÖNER)	33
3	ÖSTERREICHISCHES MESSNETZ FÜR ISOTOPE IM NIEDERSCHLAG UND IN	
	OBERFLÄCHENGEWÄSSERN (ANIP)	35
	3.1 ALLGEMEINES (D. RANK, S. WYHLIDAL & U. WEMHÖNER)	35
	3.2 GESCHICHTE (D. RANK, S. WYHLIDAL & U. WEMHÖNER)	36
	3.3 GEGENWART (U. WEMHÖNER & H. BRIELMANN)	38
	3.4 INTERNATIONALER KONTEXT (U. WEMHÖNER)	41
4	WASSER-ISOTOPENKARTE ÖSTERREICHS (M. KRALIK, R. BENISCHKE, A. LEIS, S. WYHLIDAL & U. WEMHÖNER)	43
	4.1 HINTERGRUND	43
	4.2 METHODIK	44
~		40
С		48
	5.1 ISOTOPE IM NIEDERSCHLAG	48
	5.1.1 ISOTOPENSIGNALE IN EINZELNIEDERSCHLAGEN (D. KAINK & S. WYHLIDAL)	
	5.1.2 KLIMASIGNALE IN DEN ISOTOPENHYDROLOGISCHEN ZEITREIHEN (D. KANK, S. WTHLIDAI K. SCHOTT)	_ & 50
	5.1.3 WASSERISOTOPE UND KLIMAWANDEL IN ÖSTERREICH (M. KRALIK)	53
	5.1.4 DIE BEDEUTUNG DES DEUTERIUM-EXZESSES (DEUTERIUM-ÜBERSCHUSSES) IM ALPINEN RAM	UM
	(D. RANK & S. WYHLIDAL)	58
	5.2 ISOTOPE IN OBERFLÄCHENGEWÄSSERN	61
	5.2.1 ORTLICHE UND ZEITLICHE ISOTOPENVERTEILUNG IN ÖSTERREICHISCHEN FLIEßGEWÄSSERN	(D.
	RANK, S. WYHLIDAL & K. SCHOTT)	61
	5.2.2 ISOTOPENSIGNALE IN OSTERREICHISCHEN SEEN (D. RANK & S. WYHLIDAL)	68
	5.2.3 INTERAKTION VON SEEN MIT GRUNDWASSERKORPERN – BEISPIELE DER ANWENDUNG STABI	LER
	UMWELTISOTOPE ALS TRACER FUR NACHWEIS UND QUANTIFIZIERUNG (T. HARUM, C. DESZLED A LEIS & A DALLA VIA)	70
	5.2.4 DADSTELLING LIND ANALYSE VON VEDDINSTLINGSEEEERTEN IN SEEN ANHAND STADILED	70
	UMWELTISOTOPE (C. RESZLER A LEIS & T. HARIIM)	86
	5.3 ISOTOPE IM GRUNDWASSER	89
	5 3 1 ISOTOPENSIGNALE IM GRUNDWASSER (D. RANK S. WYHLIDAL & K. SCHOTT)	
	5.3.2 MITTLERE VERWEILZEIT DES GRUNDWASSERS ("GRUNDWASSERALTER") IN AUSGEWÄHLTER	N
	GRUNDWASSERKÖRPERN (F. HUMER, M. KRALIK, H. BRIELMANN & U. WEMHÖNER)). 94
	5.3.3 ZUR INTERPRETATION VON ISOTOPENHYDROLOGISCHEN DATEN IM NEUSIEDLERSEE-GEBIET	UND
	IM SEEWINKEL (D. RANK & S. WYHLIDAL)	101

INHALT

	5.3.4	.3.4 SAUERSTOFF-18 – SEEHÖHENEFFEKT ALS ZUSATZINFORMATION ZUR ERMITTLUNG DER Hydrografischen Enzugsgeriete im Karst (R. BENISCHKE, T. HARLIM, C. BESZI ER &			
		A LEIS)	106		
	5.3.5	ISOTOPE VON TIEFENGRUNDWÄSSERN (J. E. GOLDBRUNNER)	. 110		
	5.3.6	ISOTOPENSIGNALE IN MÜLLSICKERWÄSSERN (D. RANK & S. WYHLIDAL)	. 119		
6	AUSBI	LICK (U. WEMHÖNER & D. RANK)	. 122		
7	ANHA	NG	. 124		
8	LITERATURVERZEICHNIS				
9	ABKÜI	RZUNGEN UND SYMBOLE	. 136		
10	10 GLOSSAR				
11	TABEL	LENVERZEICHNIS	. 144		
12	ABBIL	DUNGSVERZEICHNIS	. 145		
13	KONTA	AKTINFORMATIONEN ZU DEN AUTORINNEN UND WEITEREN MITARBEITERINN	√EN . 152		

1 EINLEITUNG (r. philippitsch)

AUF UNSEREM BLAUEN PLANETEN ERDE stellt Wasser, eine Verbindung aus den Elementen Wasserstoff und Sauerstoff, eine wesentliche Grundvoraussetzung unseres biologischen Daseins dar. Lebensnotwendige und als selbstverständlich angesehene wichtige chemisch-physikalische Abläufe in der gesamten Natur wären ohne dieses Molekül für den heutigen Entwicklungsstand erst gar nicht möglich gewesen. Diese besondere chemische Verbindung ist jedoch nicht nur lebensformend, sondern – aufgrund seiner wechselnden Eigenschaften von fest-flüssig-gasförmig – auch laufend erdgestaltend und zeichnet sich zusätzlich durch ein hohes technisch-wirtschaftliches Anwendungspotenzial aus.

Die Kenntnis über den atomaren Aufbau und die Eigenschaften der beiden Elemente waren ausschlaggebend, diese auch für wichtige hydrologisch-hydrogeologische Fragestellungen im Bereich der Wasserwirtschaft einzusetzen.

Die Bestimmung der Isotopenverhältnisse von Wasserstoff (Deuterium/²H und Tritium/³H) und Sauerstoff (¹⁸O) in natürlichen Wässern erlaubt maßgebliche Rückschlüsse auf die Herkunft von und die Wechselwirkung zwischen Niederschlägen, Oberflächengewässern und Grundwässern. Dies ist wiederum eine wesentliche Voraussetzung für die Abschätzung von Grundwasseraltern bzw. Grundwasserverweilzeiten, Grundwasserneubildung und Grundwasservorräten und stellt in der Zwischenzeit ein leistungsfähiges Instrumentarium zur Abgrenzung von Einzugsgebieten und Schutzzonen für Grund- und Quellwasser dar. Damit können in weiterer Folge die möglichen Auswirkungen von Schadstoffeinträgen und deren Verschmutzungspotenzial besser erfasst und das Ergreifen von Gegenmaßnahmen leichter gesteuert werden.

Einen besonderen Stellenwert nehmen die oben genannten Isotope im Wasser rund um den schon längst eingesetzten Klimawandel ein. Mit dem Wissen um die Isotopenzusammensetzung der bundesweiten Gewässer in den unterschiedlichen Gesteinsformationen und Klimaregionen, von den Alpen bis in die Tiefebenen, sind auch wichtige Schlussfolgerungen für eine nachhaltige, dem Klimawandel angepasste Bewirtschaftung von Wasserressourcen möglich.

In Österreich wurde neben dem wissenschaftlichen Stellenwert bereits vor Jahrzehnten (Mitte der 1960erbzw. Anfang der 1970er-Jahre) auch der wasserwirtschaftlich praktische Nutzen erkannt und vorausblickend mit dem Aufbau eines bundesweiten Isotopenmessnetzes begonnen. Damit ist es heute möglich, auf wertvolle Messreihen im Hinblick auch auf die zukünftige Entwicklung – wie beispielsweise die von Klimaereignissen und Prognosen der Auswirkungen – zurückzugreifen.

Dieses spezielle Beobachtungsprogramm wurde seinerzeit vom Speläologischen Institut bzw. seiner Nachfolgeorganisation – der Bundesanstalt für Wasserhaushalt in Karstgebieten – und der früheren Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal durchgeführt. Um seine Fortführung auch rechtlich und finanziell für die Zukunft abzusichern, wurde 2006 von der Sektion Wasser im Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW) gemeinsam mit den wasserwirtschaftlichen Abteilungen in den Bundesländern die Aufnahme in die Gewässerzustandsüberwachungsverordnung beschlossen. Seit diesem Zeitpunkt ist es ein fixer Bestandteil des staatlichen Überwachungsprogramms zur Erhebung der Wassergüte in Österreich und stellt diesbezüglich auch eine wichtige Grundlage zur Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG, des Wasserrechtsgesetzes 1959 i.d.g.F. und schließlich des Nationalen Gewässerbewirtschaftungsplanes (NGP) dar. In diesem Zusammenhang werden über den NGP – als politisches Steuerungselement der Wasserwirtschaft in Österreich – einerseits Maßnahmenprogramme zum vorbeugenden Schutz, und andererseits für bereits risikobehaftete und/oder schadstoffbelastete Wasserkörper rechtlich festgelegt. Eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse der Isotopenzusammensetzung in natürlichen Wässern über die letzten Jahrzehnte in Tabellen- und Kartenform sowie ein Kurzbericht wurden im Auftrag des BMLFUW vom Umweltbundesamt verfasst und 2015 im Internet unter folgender Adresse veröffentlicht: https://www.bmnt.gv.at/wasser/wassergualitaet/wasserisotopen.html

Über das nationale Wasserinformationsportal des Bundesministeriums für Nachhaltigkeit und Tourismus (WISA) ist eine Karte mit den Messstellen des österreichischen Isotopenmessnetzes, über die auch interaktiv Datenabfragen möglich sind, verfügbar: <u>https://wasser.umweltbundesamt.at/h2odb/</u>

Zahlreiche Nutzer wie Universitäten, ZiviltechnikerInnen, öffentliche Institutionen (Behörden ...) und sonstige wasserwirtschaftlich Interessierte haben von diesem Angebot bereits reichlich Gebrauch gemacht, was die Notwendigkeit dieses Beobachtungsprogrammes unterstreicht. An den Zielsetzungen des Monitorings hat sich in den vergangenen Jahrzehnten grundsätzlich nur wenig verändert, neu ist jedoch die zunehmende Bandbreite in den Anwendungsmöglichkeiten der Isotopendaten. Regelmäßige Evaluierungen und Adaptierungen des Messnetzes sowie die Erweiterung des Netzwerks um Oberflächengewässer und Grundwässer tragen dazu bei, dass das österreichische Isotopenmessnetz auch zukünftig die notwendigen Isotopenbasisdaten zur Verfügung stellen kann und damit auch weltweit einmalige Zeitreihen ihre Fortsetzung finden.

Um die bisher vorliegenden Ergebnisse samt Österreichkarte auch in ihren inhaltlichen Ausführungen weiter zu vervollständigen und zu aktualisieren und um wichtige Grundbegriffe und Aussagen der Daten über einzelne Regionen zum besseren Verständnis für die breite Bevölkerung und Schulen in einem Gesamtwerk darzustellen, wurde das Umweltbundesamt mit der Durchführung desselben vom BMLFUW/Sektion Wasserwirtschaft im Jahr 2016 beauftragt. Dabei haben namhafte österreichische Expertinnen und Experten aus dem praktischen und wissenschaftlichen Bereich der Isotopenhydrologie mit ihren Fachbeiträgen wesentlich mitgewirkt und so zum Gelingen des nunmehr fertiggestellten Textbandes beigetragen.

Die zukünftige Herausforderung wird – neben der kontinuierlichen Fortsetzung der Isotopenbestimmungen auf Basis der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung – auch die elektronische Erfassung und Zusammenführung von weiteren maßgeblichen älteren Forschungsergebnissen sein. Beispielhaft seien an dieser Stelle die Nördlichen und Südlichen Kalkalpen mit ihren großen Wasserressourcen und auch die trinkbaren Tiefengrundwässer im Osten Österreichs genannt. Damit können in weiterer Folge die bisherigen Ergebnisse zusätzlich abgesichert und gleichermaßen auch die Prognosen betreffend den Klimawandel verbessert werden.



Abbildung 1: Gösseringbach im Gitschtal, Kärnten.

2 ISOTOPENVERHÄLTNISSE IN NATÜRLICHEN WÄSSERN

2.1 GRUNDLAGEN

(U. WEMHÖNER, D. RANK, K. SCHOTT & A. LEIS)

WASSER BZW. JEDES WASSERMOLEKÜL besteht aus den beiden chemischen Elementen Wasserstoff und Sauerstoff mit ihren Isotopen. Diese unterschiedliche Isotopenzusammensetzung in natürlichen Wässern nützt die Isotopenhydrologie zur Bearbeitung hydrologischer Fragestellungen.

WAS SIND ISOTOPE?

Isotope sind Atomarten (= Nuklide) eines Elementes mit:

- gleicher Protonenanzahl und

Summe aus Protonen und Neutronen = Massenzahl

- unterschiedlicher Neutronenanzahl

Somit unterscheiden sich Isotope eines Elements bei gleicher Elektronenhülle durch ihre Massenzahl und haben folglich:

- grundsätzlich gleiche chemische Eigenschaften, jedoch
- unterschiedliche physikalische Eigenschaften.

Isotope können stabil oder instabil (radioaktiv) sein.

Ein Radionuklid (Radioisotop) ist eine Atomart, deren Neutronen-Protonen-Verhältnis im Atomkern energetisch instabil ist und daher einem radioaktiven Zerfall unterliegt. Beim Zerfall, der spontan abläuft, wird α -, β - und/oder γ -Strahlung abgegeben (= Radioaktivität). Die bei der Kernumwandlung entstehenden Nuklide sind entweder stabil oder radioaktiv (d. h. sie unterliegen einem weiteren spontanen Zerfall). Die Umwandlung erfolgt unabhängig von äußeren Einflüssen entsprechend dem statistischen Gesetz des radioaktiven Zerfalls.

ISOTOPE DES WASSERSTOFFS

Wasserstoff (chemisches Symbol "H") hat drei Isotope (siehe Abbildung 2):

- Protium (leichter Wasserstoff, ¹H), das häufigste Wasserstoffisotop, dessen Atomkern aus einem Proton besteht (= Massenzahl 1).
- Deuterium (schwerer Wasserstoff, ²H), dessen Atomkern aus einem Proton und einem Neutron besteht (= Massenzahl 2).
- Tritium (überschwerer Wasserstoff, ³H), das seltenste (radioaktive) Wasserstoffisotop, dessen Atomkern aus einem Proton und zwei Neutronen besteht (= Massenzahl 3)

ISOTOPENVERHÄLTNISSE IN NATÜRLICHEN WÄSSERN



Abbildung 2: Isotope des Wasserstoffs. Die Prozentangaben geben die Häufigkeit der verschiedenen Wasserstoffisotope in natürlichen Wässern an.

Protium und Deuterium sind stabile Isotope, Tritium ist radioaktiv. Die unterschiedliche Masse beeinflusst das physikalische Verhalten. Die angegebenen Häufigkeiten der stabilen Isotope sind BERGLUND & WIESER (2011) entnommen.¹

ISOTOPE DES SAUERSTOFFS

Sauerstoff (chemisches Symbol "O") hat drei stabile Isotope:

- Sauerstoff-16 (¹⁶O): Häufigkeit: 99,757 %, 8 Protonen und 8 Neutronen (= Massenzahl 16)

- Sauerstoff-17 (¹⁷O): Häufigkeit: 0,038 %, 8 Protonen und 9 Neutronen (= Massenzahl 17)

- Sauerstoff-18 (¹⁸O): Häufigkeit: 0,205 %, 8 Protonen und 10 Neutronen (= Massenzahl 18)

Sauerstoff-16 ist das leichteste und in natürlichen Wässern häufigste stabile Sauerstoffisotop. Es gibt weitere, kurzlebige (radioaktive) Sauerstoffisotope, die für die Isotopenhydrologie keine Rolle spielen.

WASSERMOLEKÜLE

Aus diesen Wasserstoff- und Sauerstoffisotopen ergeben sich für das Wassermolekül verschiedene Kombinationsmöglichkeiten mit unterschiedlichen Molekülmassen. Die wichtigsten Wassermolekülarten sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

TABELLE 1: WICHTIGSTE	(HÄUFIGSTE)	WASSERMOLEKÜLE	(HÖLTING &	COLDEWEY 2	013).

Molekül	Molmasse [g/mol]	Häufigkeit [%]
$^{1}\text{H}_{2}^{16}\text{O}$	18	99,730
$^{1}\text{H}_{2}^{18}\text{O}$	20	0,205
${}^{1}\text{H}_{2}{}^{17}\text{O}$	19	0,035
$^{1}\mathrm{H}^{2}\mathrm{H}^{16}\mathrm{O}$	19	0,015

Den Einfluss der Molekülmasse auf die physikalischen Eigenschaften zeigt Tabelle 2 am Beispiel der Moleküle ${}^{1}\text{H}_{2}{}^{16}\text{O}$ und ${}^{2}\text{H}_{2}{}^{16}\text{O}$.

¹ Die angegebenen Häufigkeiten für Protium und Deuterium sowie für die drei Sauerstoff-Isotope beziehen sich auf Untersuchungen an normalen terrestrischen Vorkommen und stellen für diese repräsentative Werte dar. Außergewöhnliche Anomalien wurden nicht berücksichtigt; die Isotopenzusammensetzung des Materials hat sich innerhalb geologisch kurzer Zeiträume nicht signifikant verändert (BERGLUND & WIESER 2011).

	¹ H ₂ ¹⁶ O	² H ₂ ¹⁶ O
Molekülmasse [g/mol]	18,016	20,029
Maximale Dichte [g/ml]	1,0000	1,10597
Dichtemaximum bei [°C]	3,98	11,23
Schmelzpunkt [°C]	0,000	3,813
Siedepunkt [°C]	100,00	101,42

TABELLE 2: PHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN VON ZWEI ISOTOPISCH UNTERSCHIEDLICHEN WASSERMOLEKÜLEN (HÖLTING 1996).

Die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften führen zu Schwankungen der Isotopenverhältnisse im natürlichen Wasserkreislauf. Diese bilden als Moleküleigenschaften somit ideale (konservative) natürliche Tracer zur Erforschung von Zusammenhängen und Wechselwirkungen im Wasserkreislauf, wie z. B. der Bewegung und Verweilzeit von Grundwässern als Basis für den Grundwasserschutz. Im Gegensatz zu chemischen Stoffen unterliegen sie im Untergrund keinen schwer kontrollierbaren Prozessen wie Abbau oder Adsorption.

2.2 DEUTERIUM UND SAUERSTOFF-18

- 2.2.1 GRUNDLAGEN
 - (U. WEMHÖNER, D. RANK, K. SCHOTT & A. LEIS)

Für isotopenhydrologische Fragestellungen werden vor allem die Isotopenverhältnisse Deuterium (²H) zu Protium (¹H) und Sauerstoff-18 (¹⁸O) zu Sauerstoff-16 (¹⁶O) verwendet.

In natürlichen Wässern befinden sich unter einer Million Wassermolekülen mit der "normalen" Isotopenzusammensetzung $^1\mathrm{H_2}^{16}\mathrm{O}$

- circa 2.000 Moleküle ¹H₂¹⁸O mit dem schwereren Sauerstoffisotop ¹⁸O und
- circa 160 Moleküle ¹H²H¹⁶O, bei dem eines der beiden Wasserstoffatome ¹H (Protium) durch das schwerere Wasserstoffisotop ²H (Deuterium) ersetzt ist.

Die Isotopenverhältnisse im natürlichen Wasserkreislauf sind nicht konstant, sondern verändern sich als Folge physikalischer, chemischer und biologischer Prozesse. Die daraus resultierende Isotopensignatur in den Niederschlägen bestimmt in der Folge die Isotopenverhältnisse in Oberflächen- und Grundwässern und bildet die Basis für isotopenhydrologische Untersuchungen.

ANGABE DER MESSWERTE FÜR DEUTERIUM UND SAUERSTOFF-18

Bei der Analyse der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 wird – anders als bei chemischen Analysen – nicht der absolute Gehalt bestimmt, sondern das Mengenverhältnis zwischen seltenerem ("schwerem") und häufigerem ("leichtem") Isotop (²H/¹H bzw. ¹⁸O/¹⁶O) im Wassermolekül in Bezug auf einen international anerkannten Standard. Als Referenzstandard dient weltweit seit den 1970er-Jahren der von der Internationalen Atomenergie-Organisation (International Atomic Energy Agency, IAEA) zur Verfügung gestellte "Vienna Standard Mean Ocean Water" (V-SMOW)² als Nachfolger des früheren "Standard Mean Ocean Water" (SMOW). Dies gewährleistet eine Vergleichbarkeit der Messergebnisse verschiedener Laboratorien.

² Der V-SMOW ist ein aus destilliertem, künstlich gemischtem Wasser hergestellter Standard, der in seinen Absolutwerten dem ehemals verwendeten SMOW sehr ähnelt. Der Absolutwert der Isotopenverhältnisse dieses Standards hat für die Messgenauigkeit keine Bedeutung, sondern dient rein als Kalibrierpunkt.

Die Abweichung des Isotopenhäufigkeitsverhältnisses der Probe gegenüber dem Standard wird als Relativwert in Promille (‰) angegeben, d. h. als δ^2 H [‰ V-SMOW] und δ^{18} O [‰ V-SMOW] und als "Delta-Notation" bezeichnet:

$$\delta^{2}H = \delta D = \left[\frac{\left(\frac{[2H]}{[^{1}H]}\right)_{Probe}}{\left(\frac{[^{2}H]}{[^{1}H]}\right)_{Standard}} - 1\right] * 1000 \qquad \delta^{18}O = \left[\frac{\left(\frac{[^{18}O]}{[^{16}O]}\right)_{Probe}}{\left(\frac{[^{18}O]}{[^{16}O]}\right)_{Standard}} - 1\right] * 1000$$

Kontinentale Wässer enthalten überwiegend einen geringeren Anteil an schweren Isotopen als der Referenzstandard V-SMOW. Die entsprechenden δ-Werte sind daher meist negativ (siehe Abbildung 3, Abbildung 4).



Abbildung 3: Relatives Isotopenverhältnis von Probe und Referenzstandard.

Einige Prozesse, die maßgeblich zur Verschiebung der Isotopenverhältnisse im natürlichen Wasserkreislauf beitragen, werden im folgenden Kapitel vorgestellt.

2.2.2 FRAKTIONIERUNGSEFFEKTE – ISOTOPENTRENNPROZESSE IM WASSERKREISLAUF (U. WEMHÖNER, D. RANK, K. SCHOTT & A. LEIS)

Schwerere Isotope bzw. Moleküle mit schwereren Isotopen sind weniger mobil und weisen eine geringere chemische Reaktivität auf. Zudem verfügen sie über eine höhere Bindungsenergie. Als Folge davon reichern sich schwere Isotope bzw. Moleküle in Phasen bzw. Aggregatzuständen mit niedrigerer chemischer Entropie an (siehe Tabelle 3). Isotopisch schweres Wasser (z. B. ${}^{1}H_{2}{}^{18}O$) weist einen geringeren Dampfdruck auf als Wasser mit leichten Isotopen (z. B. ${}^{1}H_{2}{}^{16}O$). Daher sind alle Phasenübergänge im Wasserkreislauf (Schmelzen, Verdunsten, Kondensieren etc.) mit Isotopentrennprozessen verbunden. Beispielsweise kommt es beim Verdampfen und Kondensieren zu einer Anreicherung der schweren Moleküle in der flüssigen und zu einer Abreicherung in der gasförmigen Phase. Das Ausmaß der Isotopenfraktionierung ist dabei umso größer, je niedriger die Temperatur bei der Phasenumwandlung ist.

Phasenübergang	Isotopentrennprozess
fact -> flüssig	Abreicherung der leichten Isotope in der festen Phase
iest -> nussig	Anreicherung der leichten Isotope in der flüssigen Phase
flüssig -> gasförmig	Abreicherung der leichten Isotope in der flüssigen Phase
nussig -> gastorning	Anreicherung der leichten Isotope in der gasförmigen Phase
gooförmig Alitacia	Abreicherung der schweren Isotope in der gasförmigen Phase
gastorning \rightarrow nussig	Anreicherung der schweren Isotope in der flüssigen Phase
Alteria Strat	Abreicherung der schweren Isotope in der flüssigen Phase
nussig -> test	Anreicherung der schweren Isotope in der festen Phase

TABELLE 3: ÄNDERUNG DER ISOTOPENVERHÄLTNISSE BEI PHASENÜBERGÄNGEN.

Als Folge der Isotopentrennprozesse entlang des gesamten Transportweges der Luftfeuchtigkeit trägt der Niederschlag eine charakteristische Isotopensignatur, einen "Fingerabdruck", der auch zu einer charakteristischen Markierung von Oberflächen- und Grundwasser führt (siehe Abbildung 4).



Abbildung 4: Isotopenfraktionierung durch zunehmendes Ausregnen (Kontinentaleffekt, Mengeneffekt und Höheneffekt), schematische Darstellung.

Abbildung 4 zeigt einige der Effekte, die eine Isotopenfraktionierung im Niederschlag bewirken und in unterschiedlichen räumlichen Skalen die Isotopensignatur beeinflussen. Ein großräumig wirksamer Isotopeneffekt ist beispielsweise der Kontinentaleffekt, verbunden mit dem saisonalen Effekt (von Bedeutung für die Ermittlung von Verweilzeiten). Ein kleinräumigerer Effekt ist beispielsweise der Höheneffekt (von besonderer Bedeutung in alpinen Gebieten für die Abschätzung des Einzugsgebietes von Wässern).

TEMPERATUREFFEKT

Aufgrund der Temperaturabhängigkeit der Isotopenfraktionierung und des Luftfeuchtegehaltes bewirkt die Abnahme der Kondensationstemperatur mit zunehmender Ausregnung bzw. längerem Transportweg (siehe auch Kontinentaleffekt) eine Konzentrationsabnahme der schweren Isotope in den Niederschlägen aus der verbleibenden Luftfeuchtigkeit. Dies führt zu Veränderungen der Isotopensignatur des Niederschlags mit geografischer Breite und im jahreszeitlichen Verlauf.



Abbildung 5: Eisbildungen am Wulzenbach im Gitschtal, Kärnten. Der Phasenübergang von flüssig zu fest bewirkt, dass schwere Isotope in der flüssigen Phase abgereichert und in der festen Phase angereichert werden.

MENGENEFFEKT

Bei der Bildung von Niederschlägen werden bevorzugt die schweren Isotope ausgeregnet. Mit zunehmender Niederschlagsdauer bzw. Niederschlagsmenge wird die verbleibende Luftfeuchtigkeit isotopisch immer leichter und damit auch die Niederschläge (siehe Kontinentaleffekt und auch Kapitel 5.1.1, Abbildung 44).



BREITENEFFEKT

Abbildung 6: Globale Verteilung von Sauerstoff-18 ($\delta^{18}O$, in ‰) im Niederschlag. Interpolation langjähriger Jahresmittelwerte von über 700 GNIP-Stationen.

Der Breiteneffekt beschreibt die Abhängigkeit der isotopischen Zusammensetzung des Niederschlags von der geografischen Breite. Abbildung 6 verdeutlicht diesen Fraktionierungseffekt anhand der globalen Verteilung von Sauerstoff-18. Die Darstellung basiert auf der Interpolation langjähriger δ^{18} O-Mittelwerte von

über 700 Stationen des internationalen Isotopenmessnetzes GNIP der Internationalen Atomenergie-Organisation (IAEA).

Das Pol-Äquator-Gefälle liegt darin begründet, dass es mit zunehmender geografischer Breite (d. h. Richtung Pol) zu einer Abnahme der mittleren Jahrestemperatur kommt. Mit fallender Temperatur geht eine verstärkte Abnahme des Anteils von schweren Isotopen in der Luftfeuchtigkeit und somit im Niederschlag einher. Am Äquator bildet sich demnach isotopisch schwererer Niederschlag, während mit zunehmender geografischer Breite der Anteil an schweren Isotopen im Niederschlag abnimmt. In den Polargebieten erfährt der Breiteneffekt Verstärkung durch den Kontinentaleffekt.

KONTINENTALEFFEKT

Über dem Meer bilden sich feuchte Luftmassen, die landeinwärts ziehen und dort abregnen. Der zuerst fallende Niederschlag hat den höchsten Gehalt an schweren Molekülen. Die verbleibende Luftfeuchtigkeit wird mit zunehmender Entfernung von der Küste durch Ausregnen isotopisch immer leichter, da bevorzugt die schweren Isotope vom Wasserdampf in die flüssige Phase (Regen, Tau) übergehen. So zeigen in Österreich die zum Teil durch mediterrane Luftmassen beeinflussten Stationen des österreichischen Isotopenmessnetzes südlich des Alpenhauptkammes deutlich höhere Sauerstoff-18-Gehalte als die vom Atlantik beeinflussten ANIP-Stationen, da bei letzteren der Transportweg der ankommenden Luftfeuchtigkeit über dem Kontinent wesentlich länger ist.

Mengeneffekt und Temperatureffekt bewirken den Kontinentaleffekt (siehe Abbildung 7), d. h. die Abreicherung des Niederschlags an schweren Isotopen mit zunehmender Kontinentalität bzw. abnehmender Temperatur.



Abbildung 7: Sauerstoff-18 im Niederschlag: Interpolation langjähriger gewichteter δ^{18} O-Jahresmittelwerte in Europa.

JAHRESZEITENEFFEKT (SAISONALER EFFEKT)

Die temperaturabhängige Isotopenfraktionierung entlang des gesamten Transportweges der Luftfeuchtigkeit vom Meer bis zur Niederschlagsmessstelle (siehe Kontinentaleffekt) und der ebenfalls temperaturabhängige Luftfeuchtegehalt führen zu einem Jahresgang der Isotopenverhältnisse im Niederschlag. Sommerniederschläge sind im Allgemeinen isotopisch schwerer, Winterniederschläge leichter. Entscheidend ist die Temperaturamplitude im Jahresverlauf. Je größer diese ausfällt, desto stärker ausgeprägt ist dieser Temperatureffekt im Niederschlag. Die δ^{18} O-Monatsmittelwerte für die Stationen Podersdorf am Neusiedler See und Patscherkofel zeigen typische Jahresgänge für österreichische Niederschlagsstationen (siehe Abbildung 8). Die Isotopengehalte einzelner Niederschlagsereignisse können in Abhängigkeit von der aktuellen klimatischen Situation jedoch deutlich vom abgebildeten Jahresgang abweichen (siehe Kapitel 5.1.1).



Abbildung 8: Jahresgang der δ^{18} O-Monatsmittel des Niederschlags bei den Stationen Podersdorf (120 m ü. A.) und Patscherkofel (2.245 m ü. A.), Mittelwerte 1976–1985; mittlere monatliche Lufttemperatur am Patscherkofel, Mittelwert 1971–1980 (Quelle: RANK 1986).

HÖHENEFFEKT

Beim Aufsteigen feuchter Luftmassen an orografischen Erhebungen verändert sich die Isotopensignatur des Niederschlags. Mit zunehmender Höhe werden die Niederschläge sukzessive isotopisch leichter, da die schweren Isotope bevorzugt ausgeregnet werden.

Für den δ^{18} O-Wert liegt der Höhengradient meist im Bereich von – 0,15 ‰ bis – 0,5 ‰ pro 100 m, für den δ^{2} H-Wert im Bereich von – 1,5 ‰ bis – 4 ‰ pro 100 m. Bei Gebirgen, die weit im Inneren von Kontinentalmassen liegen, sowie für Niederschläge in Form von Schnee oder bei der windabgewandten Seite von Gebirgen ist dieser Effekt kaum feststellbar. In Österreich lässt sich der Höheneffekt in der Niederschlagssignatur gut beobachten.



Abbildung 9: Höhenabhängigkeit der δ^{18} O-Werte im Sommer- und Winterniederschlag. Datengrundlage: mengengewichtete Werte der Jahre 2009–2013 (Bregenz: bis 2012) von 26 Stationen des österreichischen Isotopenmessnetzes ANIP.

Die in Abbildung 9 dargestellten monatlich Niederschlagsmengen-gewichteten δ^{18} O-Werte von 26 österreichischen Niederschlagsstationen zeigen eine lineare Höhenabhängigkeit, die im Sommer (April bis September) stärker ausgeprägt ist als im Winter (Oktober bis März). Zudem ist eine saisonale Verschiebung der Isotopenwerte erkennbar. Die ermittelten δ^{18} O-Höhengradienten (– 0,17 ‰ pro 100 m im Sommer und – 0,21 ‰ pro 100 m im Winter) liegen im Erfahrungsbereich für Österreich bzw. für den Alpenraum. Ausgehend von mengengewichteten Isotopendaten von 14 Stationen des österreichischen Isotopenmessnetzes bestimmten HAGER & FOELSCHE (2015) einen Höheneffekt von – 0,19 ‰ pro 100 m für Österreich. KERN et al. (2014) ermittelten Werte von – 0,15 ‰ bis – 0,22 ‰ pro 100 m (für den Zeitraum Mai bis September) und – 0,56 ‰ bis – 0,60 ‰ pro 100 m (Oktober bis April). Die höchstgelegene Station Villacher Alpe (2.140 m ü. A.) wurde bei der Berechnung ausgenommen, da der Isotopengehalt deutlich vom beobachteten Höhengradienten abweicht. Solche Phänomene sind für große Höhenlagen bekannt und werden häufig mit der Höhenlage der atmosphärischen Grenzschicht in Verbindung gebracht (KERN et al. 2014).



Abbildung 10: Zollnersee in den Karnischen Alpen, Kärnten.

LINEARE BEZIEHUNG ZWISCHEN DEUTERIUM- UND SAUERSTOFF-18-GEHALT

Für Niederschlagswässer vieler über den Globus verteilter Messstationen wurde ein linearer Zusammenhang zwischen Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt gefunden – die **globale Niederschlagsgerade** (Global Meteoric Water Line, GMWL):

$$\delta^2 H = 8 * \delta^{18} O + 10$$

In Mitteleuropa weicht die δ^2 H- δ^{18} O-Beziehung in den Niederschlägen im Allgemeinen nur geringfügig von der GMWL ab. Abweichungen von dieser engen Korrelation zwischen Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt in natürlichen Wässern geben Hinweise auf hydrologische Prozesse, beispielsweise wenn ein Phasenübergang nicht unter Gleichgewichtsbedingungen abläuft, wie bei Verdunstungseinfluss, oder wenn in Ausnahmefällen ein Isotopenaustausch mit dem umgebenden Gestein stattfindet, wie bei hochtemperierten Thermalwässern. Daher werden im Allgemeinen beide Isotope gemeinsam untersucht.

Basierend auf lokal erhobenen Isotopenwerten für den Niederschlag lässt sich eine **Lokale Niederschlagsgerade** (Local Meteoric Water Line, LMWL) ableiten (siehe Abbildung 22, Kapitel 2.2.4), die aufgrund regionaler klimatischer Faktoren und kleinräumiger Gegebenheiten deutlich von der GMWL abweichen kann.

2.2.3 MESSTECHNIK (A. LEIS & S. WYHLIDAL)

Die stabilen Isotope Sauerstoff-18 und Deuterium können mit unterschiedlichen analytischen Verfahren gemessen werden. Für isotopenhydrologische Untersuchungen kommen traditionellerweise massenspektrometrische Verfahren und seit kürzerer Zeit auch laserspektroskopische Methoden zum Einsatz. Die unterschiedlichen analytischen Messtechniken werden im Folgenden hinsichtlich ihrer Methodik, der Vor- und Nachteile und bevorzugten Einsatzgebiete kurz beschrieben. Eine ausführliche Darstellung der für die Bestimmung von stabilen Wasserisotopen eingesetzten Messverfahren einschließlich der dazugehörigen Probenvorbereitung findet sich in zahlreichen Literaturverweisen, z. B. in CLARK & FRITZ (1997) und DE GROOT (2004).

2.2.3.1 ISOTOPENVERHÄLTNIS-MASSENSPEKTROMETRIE

Die Isotopenverhältnis-Massenspektrometrie (IRMS, Isotope Ratio Mass Spectrometry) stellt das traditionelle Verfahren für die Messung von stabilen Wasserisotopen dar. Allen IRMS-Techniken ist gemeinsam, dass die Wasserproben nicht direkt gemessen werden können, sondern erst in ein Gas überführt werden müssen, welches dann im Massenspektrometer gemessen werden kann. Hierfür stehen verschiedene Verfahren zur Verfügung. Die wichtigste Methode stellen Äquilibrierungstechniken dar, mit denen sowohl Deuterium als auch Sauerstoff-18 gemessen werden kann. Zusätzlich kommen verschiedene chemische Reduktionsmethoden zum Einsatz, die traditionell hauptsächlich für die Deuteriumbestimmung (z. B. Chrom-Reduktion) zur Anwendung kommen, aber seit einigen Jahren in Form der Hochtemperaturreduktion auch für die Bestimmung von Sauerstoff-18 eingesetzt werden können.

Der Einlass des Messgases in das Massenspektrometer erfolgt entweder direkt, über ein sogenanntes Dual-Inlet (DI)-Interface oder bei Continuous-Flow (CF)-IRMS-Geräten indirekt über Helium als Trägergas (siehe Abbildung 11). CF-IRMS-Methoden haben den Vorteil, dass sie sich leicht automatisieren lassen und dadurch einen sehr hohen Probendurchsatz ermöglichen. Außerdem lassen sich mit der CF-Methode auch sehr kleine Probemengen (< 2 ml) sehr gut messen. Das Dual-Inlet-Verfahren lässt sich ebenfalls automatisieren, hat aber meist einen deutlich geringeren Probendurchsatz und benötigt insbesondere bei Mehrfachmessungen größere Probenvolumina. Allerdings ist das Dual-Inlet-Verfahren in der Praxis im Vergleich zu CF-Methoden weniger störanfällig und liefert auch im Routinebetrieb äußerst präzise Messungen.



Abbildung 11: Schematische Darstellung der beiden unterschiedlichen Einlassverfahren bei der IRMS, Continuous-Flow (oben) und Dual-Inlet (unten), bei der Isotopenverhältnis-Massenspektroskopie (nach CLARK & FRITZ 1997).

Dual-Inlet Massenspektrometer arbeiten mit einem Doppeleinlasssystem (Dual Inlet), welches das abwechselnde Einleiten von Proben- und Standardgas in die Ionisationskammer unter gleichem Druck ermöglicht. Das Gas wird stoßionisiert und durch ein elektrisches Feld beschleunigt. Ein zusätzliches Magnetfeld bewirkt die Auftrennung der unterschiedlichen Ionen, abhängig von deren Ladung und Masse. Die Ionen ¹H₂⁺ und (¹H²H)⁺ werden anschließend über einen Detektor als Masse 2 bzw. Masse 3 registriert. Bei Sauerstoffisotopenmessungen werden die Ionen $(C^{16}O_2)^+$ und $(C^{16}O^{18}O)^+$ als Masse 44 und Masse 46 detektiert. Aus dem Verhältnis der jeweiligen, am Detektor auftretenden Spannungen lässt sich der Isotopengehalt ermitteln. Die Probenvorbereitung für die DI-Messungen erfolgt meist durch eine automatisierte Äquilibrationseinheit, bei der ein Ventilblock mit den einzelnen Probenpositionen über eine Ventilsteuerung mit dem Massenspektrometer verbunden ist. Vor der eigentlichen Messung wird ein Teil der Wasserproben in kleine Probengefäße (equilibration vessels) überführt. Die Wassermenge ist hierbei so bemessen, dass im Probengefäß oberhalb der Wasserprobe ein ausreichender Gasraum (Headspace) bestehen bleibt. Vor der eigentlichen Äquilibration wird zunächst die im Probengefäß verbliebene Luft im Vakuum abgesaugt und durch das Messgas (CO₂ bzw. H₂) ersetzt. Die Proben werden anschließend über eine vorgegebene Zeit bei konstanter Temperatur (meistens zwischen 20-30 °C) gerührt oder geschüttelt. Dabei tauscht das Messgas mit dem Wasser Atome aus, wobei das Isotopenverhältnis des Wassers auf das Messgas übertragen wird. Dieser auch als Äquilibration bezeichnete Austauschvorgang erfolgt bei den Sauerstoffisotopen über das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht (EPSTEIN & MAYEDA 1953); bei den Wasserstoffisotopen wird der Isotopenaustausch durch einen speziellen Platin-Katalysator erzielt (HORITA 1988). Wenn die Äquilibration zwischen Gas- und Flüssigkeitsphase abgeschlossen ist, wird das äquilibrierte Gas in das Massenspektrometer überführt und massenspektrometrisch gemessen. Die Normalisierung der gemessenen Rohdaten auf die internationale V-SMOW-SLAP-Skala erfolgt auf Grundlage laborinterner Wasserstandards, deren Werte zuvor durch Vergleichsmessungen gegen die international zertifizierten Referenzmaterialien V-SMOW, GISP und SLAP kalibriert wurden.



Abbildung 12: Schematische Darstellung des Aufbaus einer automatisierten Äquilibrationseinheit für die Messung von Sauerstoff-18 und Deuterium.

Neben der Äquilibration kommt bei der Bestimmung von Deuterium teilweise auch die direkte Reduktion von Wasser zu Wasserstoff mit Hilfe von Metallen wie Chrom, Zink oder Uran zum Einsatz. Die aktuell am häufigsten verwendete Methode ist die Chrom-Reduktion. Bei dieser Technik wird die Wasserprobe (ca. 0,4–2 μ l) in einen geheizten Chrom-Reaktor injiziert, wo sie bei einer Temperatur von > 850 °C sofort zu H₂ reduziert wird. Die Methode lässt sich leicht automatisieren und findet beispielsweise beim H/Device der Fa. Thermo kommerzielle Verwendung. Dual-Inlet-Massenspektrometer waren lange Zeit die einzige technische Möglichkeit für die exakte Bestimmung von Stabilisotopenverhältnissen in Wasserproben.



Abbildung 13: Schneeprobenahme am Sonnblick (3.106 m ü. A., Salzburg) für den Aufbau eines Laborstandards mit niedrigem Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt.

ISOTOPENVERHÄLTNISSE IN NATÜRLICHEN WÄSSERN

Erst mit Anfang der 1990er-Jahre wurden zunehmend Techniken entwickelt, die es erlaubten, unterschiedliche Probengase zusammen mit einem Trägergas kontinuierlich in ein Massenspektrometer einzuspeisen und zu analysieren. Dies eröffnete auch für die Isotopenverhältnis-Massenspektrometrie zahlreiche neue Möglichkeiten und führte zur Entwicklung von sogenannten Continuous-Flow (CF)-Massenspektrometern. Bei diesen werden Proben- und Referenzgas über ein Open-Split Interface zu einem Helium-Trägergasstrom dosiert und über eine Kapillare gemeinsam in die Ionenquelle überführt. In der Ionenquelle erfolgt dann, ähnlich wie bei Dual-Inlet-Massenspektrometern, die Ionisierung des zugeführten Gases. Um Interferenzen mit Helium-Ionen aus dem Trägergas bei der Wasserstoffmessung zu unterdrücken, ist die Ionenquelle bei CF-Massenspektrometern mit einem zusätzlichen Energiefilter ausgestattet. Parallel zur Entwicklung der CF-Massenspektrometer erfolgte die Entwicklung neuer Peripheriegeräte für die Probenvorbereitung. Für die Untersuchung der stabilen Isotope im Wasser waren einerseits die Weiterentwicklung der klassischen Äquilibrations- und Reduktionstechniken und andererseits die Entwicklung der Hochtemperaturpyrolyse von maßgeblicher Bedeutung. Ein Beispiel für die Entwicklung solcher Peripheriegeräte ist die sogenannte Gasbench (Thermo Scientific), die ein gängiges, kommerziell erhältliches Probenvorbereitungssystem darstellt, welches für die automatisierte Gasvorbereitung von Headspace-Proben entwickelt wurde und auch für die Wasseräquilibrierung geeignet ist. In Abbildung 14 ist die Messkonfiguration des Gerätes für die Deuteriumbestimmung in Wasserproben schematisch dargestellt.



Abbildung 14: Schematische Darstellung der Messkonfiguration eines kommerziellen Peripheriegerätes (Gasbench II, Thermo Scientific) für die Deuteriumbestimmung in Wasserproben mittels CF-IRMS (nach Thermo Scientific).

Eine weitere Möglichkeit für die Continuous-Flow-Analyse von Sauerstoff- und Wasserstoff-Isotopenverhältnissen in Wasserproben stellt die Hochtemperaturpyrolyse dar. Bei dieser Methode wird die Wasserprobe in einen Hochtemperaturofen injiziert und durch einen katalytischen Pyrolyseprozess in CO und H₂ umgewandelt. Die beiden bei der Pyrolyse entstandenen Gase werden anschließend gaschromatographisch voneinander getrennt und über ein Open-Split-Interface in das CF-Massenspektrometer überführt und gemessen (siehe Abbildung 15).



Abbildung 15: Schematische Darstellung der Isotopenanalyse von Wasserproben mittels Hochtemperaturpyrolyse (nach Thermo Scientific).

2.2.3.1 LASERSPEKTROSKOPIE

Jüngste Fortschritte bei der Entwicklung von hochsensitiven Gasanalysatoren haben zur Entwicklung einer neuen Klasse von Isotopenmessinstrumenten – den **Laserspektrometern** – geführt. Im Vergleich zu herkömmlichen Isotopenverhältnis-Massenspektrometern sind Laserspektrometer wesentlich kompakter aufgebaut und ihr Betrieb erfordert einen deutlich geringeren technischen Aufwand.

Die meisten Systeme arbeiteten mit einem Nah-Infrarot (near-IR)-Laser, welcher zur Bestimmung der hoch aufgelösten spektralen Signaturen der Moleküle im Probenmaterial verwendet wird. Sehr viele gasförmige Moleküle, wie z. B. CO₂, H₂O, H₂S, NH₃... weisen ein charakteristisches Nah-Infrarot-Absorptionsspektrum auf. Bei subatmosphärischem Druck kann somit eine Serie scharfer Linien bestimmter Wellenlänge sehr gut aufgelöst werden. Da die Linien einzeln erkennbar und die Wellenlängen bekannt sind, wird die Häufigkeit eines zu untersuchenden Moleküls über die Stärke der Absorption ermittelt, also beispielsweise über die Höhe des Absorptionspeaks. Allerdings reicht die analytische Präzision von herkömmlichen IR-Spektrometern nicht aus, um diese geringen Absorptionen für Isotopenmessungen präzise genug zu messen. Mit der sogenannten Cavity Ring Down Spektroskopie (CRDS) steht jedoch ein hochempfindliches optisches Messverfahren zur Verfügung (BERDEN et. al. 2001), welches ebenfalls auf dem Prinzip der Absorptionsspektroskopie beruht, aber eine deutlich höhere Empfindlichkeit besitzt. Das Messverfahren wurde 1988 erstmals von O'KEEFE & DEACON (1988) als neue Methode zur Detektion von Spurenstoffen in der Gasphase vorgestellt. Ein wesentlicher Vorteil der Methode besteht darin, dass während der Messung nicht die absolute Intensität des Laserpulses, sondern das zeitliche Abklingen der Intensität detektiert wird. Das am Ausgang gemessene CRDS-Signal ist deshalb, im Gegensatz zu anderen laserspektroskopischen Verfahren, unabhängig von Intensitätsschwankungen des eingesetzten Lasers. Die hohe Sensitivität der Messung wird dadurch erreicht, dass der Laserstrahl in einem auch als Cavity bezeichneten Hohlraumresonator, welcher durch Spiegel hoher Reflektivität abgeschlossen ist, vielfach reflektiert wird, ehe er die Messzelle verlässt. Auf diese Weise können effektive optische Weglängen von mehreren Kilometern Länge erreicht werden.

Im Folgenden wird beispielhaft das von der Fa. PICARRO Inc. verwendete Messprinzip bei der Messung der Wasserisotope näher erläutert. Das von der Fa. PICARRO Inc. eingesetzte Verfahren der Cavity Ring Down Spektroskopie nutzt den Umstand, dass auch kleine Moleküle, wie z. B. Wasser, ein charakteristisches Spektrum im Nahen Infrarot (NIR) aufweisen, bei dem für die einzelnen Isotopomere verschiedene Banden beobachtet werden können (siehe Abbildung 16).



Abbildung 16: Absorptionsspektrum der verschiedenen Isotopomere des Wassermoleküls (Quelle: PICARRO Inc.).

Die Auflösung und Sensitivität, mit der die verschiedenen Isotopomere gemessen werden können, hängt maßgeblich von der Geometrie des Hohlraumresonators (Cavity) ab. In der von der Firma PICARRO Inc. eingesetzten "Cavity" kommt eine Drei-Spiegel-Optik zum Einsatz (siehe Abbildung 17).



Abbildung 17: Geometrie der von der Firma Picarro Inc. eingesetzten "Cavity" (Quelle: PICARRO Inc.).

Durch diese spezielle Geometrie können in der nur 25 cm großen Messzelle optische Weglängen erreicht werden, die größer als 20 km sind. Für die Isotopenmessung mittels CRDS wird ein Laserstrahl in eine mit dem Messgas (Wasserdampf) gefüllte Cavity eingekoppelt und gleichzeitig wird die Intensität des austretenden Laserlichts gemessen. Wenn der in der Messzelle befindliche Laserstrahl genügend Energie besitzt, wird der Laser abgeschaltet und das Abklingen des Lasersignals gemessen (siehe Abbildung 18).

Für die Messung von Deuterium und Sauerstoff-18 werden der exponentielle zeitliche Abfall des Lasersignals bei den Absorptionswellenlängen der Isotopomere ¹H¹H¹⁶O, ¹H²H¹⁶O und ¹H¹H¹⁸O bestimmt und anschließend die Isotopengehalte aus dem Verhältnis der Abklingzeiten berechnet.



Abbildung 18: Schematische Darstellung des Messprinzips der Cavity Ring Down Spektroskopie (Quelle: PICARRO Inc.).

Als Arbeitsgase werden in der Laserspektroskopie meist reiner Stickstoff (N_2) oder getrocknete Luft eingesetzt. Die CRDS-Messungen erfolgen gewöhnlich in einem vordefinierten und automatisierten Messzyklus, bei dem nach mehrmaligem Spülen des Verdampfers mit dem trockenen Arbeitsgas zunächst mit Hilfe des Probenwechslers ein aliquoter Teil der Wasserprobe von ca. 1–2 µl in eine vorgeheizte Verdampfereinheit injiziert wird. Das entstehende Arbeitsgas/Wasserdampf-Gemisch wird anschließend über eine Ventilsteuerung in die Cavity überführt und dort mehrfach gemessen. Nach Beendigung der Messungen werden die Mittelwerte der gemessenen Isotopengehalte gespeichert, die Messzelle und die Verdampfereinheit evakuiert und erneut mit dem Arbeitsgas gespült. Danach erfolgt die nächste Probeninjektion. Gewöhnlich werden von jeder zu untersuchenden Wasserprobe mehrere aufeinanderfolgende Injektionen durchgeführt, von denen aufgrund gelegentlich beobachteter Memory-Effekte meist die ersten ein bis drei Messungen nicht in die Mittelwertberechnung einbezogen werden. Die Normalisierung der Rohdaten auf die internationale V-SMOW-Skala erfolgt ähnlich wie bei der Isotopenverhältnis-Massenspektrometrie auf der Grundlage hauseigener Wasserstandards, die gegen internationale Referenzmaterialien kalibriert wurden.

Aufgrund ihrer kompakten Bauweise sind Laserspektrometer prinzipiell auch für den direkten Einsatz im Gelände geeignet (siehe Abbildung 19).



Abbildung 19: Online-Messung der Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 bei einer Messkampagne am Klopeiner See, Kärnten, im Rahmen des ETC-Projekts SILMAS.

Neben den interessanten neuen fachlichen Aspekten bietet der Einsatz hochaufgelöster Online-Messungen von Isotopendaten im Gelände unter bestimmten Umständen zukünftig auch wirtschaftliche Vorteile, da einerseits Analysenkosten und andererseits die Kosten für die Probenahme eingespart werden können. Aufgrund des relativ großen Aufwandes werden Online-Messungen von Isotopendaten im Gelände trotz verschiedener technischer Fortschritte jedoch noch länger speziellen fachlichen Fragestellungen vorbehalten sein. Im Labor bieten sie aber bereits jetzt für zahlreiche isotopenanalytische Fragestellungen eine kostengünstige und präzise Möglichkeit für die Messung von Deuterium und Sauerstoff-18 in nicht kontaminierten Wässern. Ungeeignet ist die Anwendung der Laserspektroskopie hingegen bei allen Wasserproben, die organische Kontaminationen aufweisen, wie z. B. Abwässer aus Kläranlagen oder Deponien, oder die aus Wasserkörpern stammen, die mit organisch kontaminierten Wässern in Verbindung stehen. Auch bei der laserspektroskopischen Untersuchung von relativ gering beeinflussten Oberflächenwässern lassen sich in der analytischen Praxis teilweise Abweichungen in den Isotopenwerten beobachten, die wahrscheinlich auf Interferenzen mit organischen Verbindungen zurückzuführen sind. Hier sollten nach Möglichkeit zumindest stichpunktartig Vergleichsmessungen mit herkömmlichen massenspektrometrischen Verfahren durchgeführt werden.

2.2.4 ANWENDUNGSMÖGLICHKEITEN (U. WEMHÖNER, D. RANK, S. WYHLIDAL, H. BRIELMANN & T. HARUM)

Die hydrologische Anwendung von Isotopenverhältnismessungen beruht auf den in natürlichen Wässern auftretenden Häufigkeitsschwankungen von Deuterium, Tritium und Sauerstoff-18. Die unterschiedliche charakteristische Isotopenzusammensetzung in den Niederschlägen führt auch im terrestrischen Teil des Wasserkreislaufes (Oberflächen- und Grundwässer) zu Schwankungen in den Isotopenverhältnissen, die sich für hydrologische und hydrogeologische Interpretationen eignen (siehe Abbildung 20).



Methodik: Vergleich von Eingangs- und Ausgangssignal, Schlussfolgerungen über Systemeigenschaften (= "Datierung": Herkunft, Alter und Weg des Wassers)

Abbildung 20: Arbeitsprinzip der Isotopenhydrologie (Quelle: RANK & WYHLIDAL 2011).

Die Schwankung der Isotopenverhältnisse bei der Eingangsgröße (Niederschlag) umfasst Kurzzeitsignale (siehe Kapitel 5.1.1), jahreszeitliche Signale (siehe Abbildung 8) und Langzeitsignale (siehe Abbildung 47). Diese Variationen liefern Zeitmarkierungen, die sich in Grund- und Oberflächenwässern verfolgen lassen und damit die Ermittlung der Durchgangszeit verschieden schneller Wasserkomponenten ermöglichen.

Routineanwendungen von Isotopenmessungen in der Hydrologie sind beispielsweise:

- Bestimmung der Höhenlage von Einzugsgebieten unter Nutzung des Höheneffektes (siehe z. B. Kapitel 5.3.4).
- Untersuchung der Wechselwirkungen von Oberflächen- und Grundwasser (Infiltration von Oberflächenwasser ins Grundwasser, siehe z. B. Abbildung 95 und Abbildung 96). Viele Flüsse in Österreich haben ein höheres Einzugsgebiet als das lokal neu gebildete Grundwasser und damit niedrigere Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte. Dies ermöglicht die Ermittlung von Mischungsanteilen.
- Abflusskomponententrennung (siehe z. B. Abbildung 97).
- Untersuchung von Verdunstungsprozessen (unterschiedliche Anreicherung von Deuterium und Sauerstoff-18 in Oberflächenwässern bei Verdunstungseinflüssen, siehe z. B. Kapitel 5.2.4).
- Ermittlung der Verweilzeit aus der Dämpfung und Zeitverschiebung des Eingangssignals (Niederschlag) in Grund- und Oberflächenwässern.

Zusätzlich zur hydrologischen Anwendung von Isotopendaten gewinnt die Nutzung langjähriger Isotopenmessreihen in der Klimaforschung zunehmend an Bedeutung. Seit einigen Jahren wird die Messung der stabilen Isotope auch immer mehr dazu eingesetzt, die Herkunft und Authentizität von Lebensmitteln sowie deren Zusatzstoffen zu prüfen. Auch in der Medizin werden Isotopenverhältnisse als natürliche Tracer verwendet.



Abbildung 21: Trinkwasserstollen Absam, Tirol. Der Stollen erschließt in mehreren hundert Metern Tiefe Trinkwasser direkt aus dem Bettelwurfmassiv.

BEISPIEL: BEDINGUNGEN BEI DER GRUNDWASSERNEUBILDUNG

Aus der Bestimmung des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltes im Grundwasser lassen sich Aussagen zur Herkunft und zu den bei der Grundwasserneubildung herrschenden Bedingungen (z. B. jahreszeitliche Einflüsse, Schneeschmelze, Verdunstungsprozesse) ableiten.



Abbildung 22: Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte von Grundwasserproben im Vergleich zum Niederschlag in Graz (Quelle: BMLFUW 2016).

Abbildung 22 zeigt, basierend auf Niederschlagsmessungen der Jahre 2005–2014, die Lokale Niederschlagsgerade (LMWL) für Graz und wie sich Grundwasserproben aus der Region durch ihre Isotopensignatur im Vergleich zum Niederschlag charakterisieren lassen.

Die LMWL für Graz verdeutlicht, dass Sommerniederschläge isotopisch schwerer sind als Winterniederschläge. Für die Grundwasserproben können folgende Aussagen getroffen werden:

- Grundwasserprobe 1 liegt nahe dem mehrjährigen gewichteten Niederschlagsmittel von Graz.
 Winter- und Sommerniederschläge scheinen in gleichem Maße zur Grundwasserneubildung beizutragen. Die mittlere Einzugsgebietshöhe der Grundwassermessstelle entspricht in etwa der Höhenlage der Niederschlagsmessstelle von Graz.
- Grundwasserprobe 2 weist deutlich niedrigere Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte auf. Diese lassen sich entweder auf einen überproportionalen Beitrag der isotopisch leichteren Winterniederschläge zur Grundwasserneubildung zurückführen oder das Einzugsgebiet der Grundwassermessstelle liegt deutlich höher als die Niederschlagsmessstelle (siehe Höheneffekt).
- Grundwasserprobe 3 weist deutlich niedrigere Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte auf als das mehrjährige gewichtete Niederschlagsmittel im Winter. Dies könnte z. B. ein Hinweis darauf sein, dass das Grundwasser aus eiszeitlicher Neubildung stammt, also zu Zeiten mit deutlich niedrigeren Durchschnittstemperaturen als derzeit in den Untergrund infiltriert ist. Ob es sich tatsächlich um sogenanntes "Paläowasser" handelt, lässt sich allerdings nur durch weiterführende Untersuchungen³ klären.
- Bei Grundwasserprobe 4 handelt es sich um Wasser, das vor der Infiltration in den Untergrund der Verdunstung ausgesetzt war (z. B. in einem See), verbunden mit einer Anreicherung der schwereren Isotope im Wasser. Da diese Anreicherung unterschiedlich für Deuterium und Sauerstoff-18 erfolgt, liegen die Isotopenwerte der durch Verdunstungsprozesse beeinflussten Wässer im δ^2 H- δ^{18} O-Diagramm im Allgemeinen auf einer charakteristischen Evaporationsgeraden unterhalb der LMWL.



Abbildung 23: Neusiedler See bei Podersdorf, Burgenland. Charakteristisch für Europas westlichsten Steppensee ist eine starke Verdunstung im Sommerhalbjahr.

³ Eine Methode zur Altersbestimmung älterer Grundwässer ist beispielsweise die Messung von Kohlenstoff-14 (¹⁴C). Die sogenannte Radiokohlenstoff-Methode basiert auf dem radioaktiven Zerfall des Kohlenstoffisotops ¹⁴C, dessen Halbwertszeit 5.730 Jahre beträgt. Diese Methode wird überwiegend zur Datierung von Wässern zwischen etwa 1.000 und einigen 10.000 Jahren angewendet. Methodische Grundlagen können beispielsweise MOSER & RAUERT (1980) entnommen werden.

2.3 TRITIUM

2.3.1 GRUNDLAGEN (U. WEMHÖNER, D. RANK & S. WYHLIDAL)

Neben den stabilen Wasserstoffisotopen enthalten natürliche Wässer in sehr geringer Konzentration auch das **radioaktive Wasserstoffisotop Tritium** (³H, überschwerer Wasserstoff). Das Verhältnis [³H]/[¹H] schwankt zwischen 0 und 10^{-17} bzw. 10^{-14} , wenn das durch Kernwaffenversuche freigesetzte Tritium einbezogen wird. Durch den radioaktiven Zerfall liefert Tritium – als Teil des Wassermoleküls ein idealer Tracer – auch eine Altersinformation im Wasserkreislauf.

Tritium zerfällt unter Freisetzung von β^- -Strahlung mit einer Halbwertszeit⁴ von 4.500 ± 8 Tagen (LUCAS & UNTERWEGER 2000) bzw. 12,32 Jahren zu Helium-3, einem stabilen Isotop des Edelgases Helium:

 ${}^{3}_{1}H \xrightarrow{\tau_{1/2} \cong 12,32 \text{ Jahre}} {}^{3}_{2}He + \beta^{-}$

Die β^- -Strahlung besteht aus Elektronen.

In der Hydrologie wird die Tritiumkonzentration in Tritium-Einheiten (TE, häufig auch englisch TU) angegeben:

1 TE \triangleq 1 Tritium-Atom (³H) pro 10¹⁸ Wasserstoffatome

Die physikalische Einheit der Radioaktivität ist das Becquerel. Ein Becquerel (Bq) entspricht einem Zerfall (Kernumwandlung) pro Sekunde.

Für Wasser gilt folgende Beziehung (GAT et al. 2001):

1 TE = 0,118 Bq/kg bzw. 1 Bq/kg entspricht 8,47 TE

In einem kg Wasser mit 1 TE erfolgen 7,1 Zerfälle pro Minute.

HERKUNFT

Tritium entsteht auf natürliche Weise in den höheren Schichten der Atmosphäre – bevorzugt in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre – durch die Einwirkung kosmischer Strahlung (Neutronen) auf Stickstoffatome, wobei Tritium- und Kohlenstoff-12-Atome (12 C) entstehen:

 ${}^{14}_{7}N + {}^{1}_{0}n \rightarrow {}^{12}_{6}C + {}^{3}_{1}H$

Das gebildete Tritium wird in der Atmosphäre sukzessive zu Wasser oxidiert (¹H³HO) und gelangt so mit dem Niederschlag auf die Erde. Teilweise gelangt Tritium auch durch den Sonnenwind in die Erdatmosphäre.

Ausgehend von altersmäßig zuverlässig datierten Weinproben wurde geschätzt, dass der natürliche Tritiumgehalt des Niederschlags in Mitteleuropa vor Beginn der Kernwaffenversuche in den 1950er-Jahren ca. 5 TE betrug (GAT et al. 2001).

⁴ Radionuklide zerfallen spontan, d. h. unabhängig von äußeren Einflüssen, in andere (stabile oder radioaktive) Nuklide. Als Halbwertszeit wird jene Zeit definiert, nach der die Hälfte der ursprünglichen Anzahl radioaktiver Atome zerfallen ist. Jedes Radionuklid weist eine charakteristische Halbwertszeit auf. Der radioaktive Zerfall verläuft exponentiell.

Die Altersbestimmung von Wässern beruhte in den letzten Jahrzehnten allerdings nur zu einem kleinen Teil auf der Altersinformation aus dem radioaktiven Zerfall des Tritiums. Vielmehr wurde die Tritiummarkierung der Atmosphäre durch die oberirdischen Kernwaffenversuche während der 1950er- und zu Beginn der 1960er-Jahre zur Altersdatierung eingesetzt. Die dabei freigesetzten Tritiummengen führten zu einer weltweiten Markierung der Atmosphäre und damit der Niederschläge mit Tritium. Die maximale Tritiumkonzentration im Niederschlag in Mitteleuropa wurde im Jahr 1963 mit einem im Vergleich zum natürlichen Tritiumgehalt rund 1.000-fach höheren Wert erreicht. Seit 1980 fand kein weiterer derartiger Kernwaffenversuch in der Atmosphäre mehr statt.

Eine weitere Quelle für anthropogenes Tritium stellt die Atomindustrie dar. Abgase und Abwässer von Atomkraftwerken führen zu einer Erhöhung der Tritiumkonzentration in der Umwelt (siehe z. B. Abbildung 25), lassen sich jedoch aufgrund laufender Überprüfungen leicht zuordnen. Schwieriger ist die Erfassung von Beiträgen militärischer Einrichtungen, da diese nicht detailliert veröffentlicht werden.

Andere anthropogene Quellen, die zu lokalen bzw. regionalen Freisetzungen von Tritium in die Umwelt beitragen, sind beispielsweise die Ablagerung von tritiumhaltigen Abfällen (z. B. Abfall von Uhren- und Farbenindustrie, Krankenhausmüll) in Deponien und deren Sickerwässer (siehe auch Kapitel 5.3.6).

VERÄNDERUNGEN DER TRITIUMKONZENTRATIONEN IN DER UMWELT

Mit dem Abklingen des Kernwaffentritiums in der oberen Atmosphäre hat die Tritiumkonzentration im Niederschlag mittlerweile wieder fast das natürliche Niveau von etwa 5–10 TE erreicht. Insgesamt ist davon auszugehen, dass rund 90 % des Tritiums, das zwischen 1945 und den späten 1960er-Jahren in die Umwelt gelangt ist, mittlerweile zerfallen ist. Gemäß Berechnungen für das Jahr 2007 entfiel das verbleibende Tritium überwiegend auf das Wasser der Ozeane (ca. 90 %), zu einem geringen Teil auf Binnengewässer (ca. 10 %) und die Atmosphäre (ca. 1 %) (IRSN 2010).



Abbildung 24: Transport von Tritium in der Umwelt (nach RANK 1986).

Weltmeere und Grundwasser bilden die Senke für Tritium, das aus der Stratosphäre über den Niederschlag auf die Erde gelangt. Der Boden stellt hingegen keine Senke für Tritium dar. Eingetragenes Tritium verbleibt nur kurz im Boden und gelangt entweder ins Grundwasser oder über Verdunstungsprozesse zurück in die Atmosphäre.

Für den Rückgang der Tritiumgehalte im Niederschlag sind im Wesentlichen zwei Gründe anzuführen:

- Der Großteil des bei den Kernwaffenversuchen freigesetzten Tritiums gelangte in die Stratosphäre (mittlere Verweilzeit des Tritiums ungefähr zwei Jahre), von wo es allmählich die Troposphäre erreicht. Troposphäre und Ozeane stehen über die Luftfeuchtigkeit in enger Verbindung. Mit dem Niederschlag wird Tritium rasch aus der Troposphäre ausgewaschen. Die mittlere Verweilzeit des Tritiums in der Troposphäre beträgt wenige Wochen.
- Die verhältnismäßig kurze Halbwertszeit von 12,32 Jahren trägt zusätzlich zum Konzentrationsrückgang im Niederschlag bei.

Abbildung 25 zeigt den Langzeitverlauf des Tritiumgehaltes des Niederschlags und der Donau in Wien. Klar ersichtlich ist das Tritiummaximum im Jahr 1963, gefolgt von kontinuierlich sinkenden Gehalten im Niederschlag und Flusswasser. Die bei einzelnen Probenahmen erhöhten Tritiumwerte der Donau ab den 1990er-Jahren sind eine Folge punktueller Tritiumabgaben bayrischer Kernkraftwerke.



Abbildung 25: Durchgang des Kernwaffentritiums durch das Einzugsgebiet der Donau oberhalb Wiens. Tritium-Zeitreihen des Niederschlags (Monatsmittel) und der Donau (monatliche Stichproben) in Wien. Die bei einzelnen Probenahmeterminen erhöhten Tritiumwerte der Donau sind eine Folge punktueller Tritiumabgaben von Kernkraftwerken in Bayern. Modellrechnungen ergeben für den Basisabfluss der Donau (Grundwasserabfluss) eine mittlere Verweilzeit von ungefähr drei Jahren im Einzugsgebiet (Quellen: RANK et al. 1998, RANK et al. 2009).



Abbildung 26: Donau bei Schönbühel, Wachau, Niederösterreich.

Abbildung 27 zeigt den Langzeitverlauf für Tritium am Beispiel der Mitterndorfer Senke im Wiener Becken. Dargestellt sind die Tritiumgehalte des Niederschlags in Gloggnitz sowie der Fischa-Dagnitz-Quelle, einem ergiebigen Grundwasseraustritt, der aufgrund höherer mittlerer Verweilzeiten des Grundwassers das Tritiummaximum erst in den 1970er-Jahren aufweist.



Abbildung 27: Durchgang des Kernwaffentritiums durch die Mitterndorfer Senke (Südliches Wiener Becken). Tritiumzeitreihen des Niederschlags (Gloggnitz, Monatsmittel) und der Fischa-Dagnitz-Quelle (Stichproben). Modellrechnungen ergeben eine mittlere Durchgangszeit von ungefähr 15 Jahren zwischen der Versickerungsstrecke der Schwarza und der Fischa-Dagnitz-Quelle in ungefähr 20 km Entfernung (Quelle: RANK & PAPESCH 2003a).

NATÜRLICHE VARIABILITÄT DES TRITIUMGEHALTES IM NIEDERSCHLAG

Der Tritiumgehalt des Niederschlags unterliegt auch saisonalen und räumlichen Schwankungen:

 Die r\u00e4umliche Variabilit\u00e4t ist klimatisch bedingt und wird durch Luftmassen unterschiedlicher Herkunft bestimmt. Beispielsweise f\u00fchrt der Einfluss mediterraner Luftmassen dazu, dass s\u00fcdlich des Alpenhauptkammes der Tritiumgehalt des Niederschlags meist niedriger ist als in anderen Regionen des Bundesgebietes (siehe Abbildung 28). Als Folge der k\u00fcrzeren Transportzeit der feuchten Luftmassen vom Mittelmeer her wird weniger tritiumreiche Luft \u00fcber dem Kontinent beigemischt, sodass die Fließgewässer in Südösterreich einen deutlich niedrigeren Tritiumgehalt aufweisen als diejenigen nördlich der Alpen (siehe Kapitel 5.2.1, RANK et al. 2017).

- Saisonale Schwankungen lassen sich auf den jahreszeitlich variierenden Luftmassenaustausch zwischen der Stratosphäre (Tritiumreservoir) und der Troposphäre zurückführen, der bevorzugt in mittleren Breiten stattfindet. Ein stärkerer Eintrag von Tritium aus der Stratosphäre in die Troposphäre setzt gegen Ende des Frühlings ein, wenn die Schichtung der Atmosphäre labiler ist und Austauschprozesse zwischen Stratosphäre und Troposphäre einsetzen. Daher erreichen die Tritiumgehalte im Niederschlag bis zum Sommerbeginn ein Maximum. Ein Minimum ist im Winter zu beobachten, wenn die atmosphärische Schichtung stabil ist. Mit dem Ausregnen der troposphärischen Tritiumvorräte nehmen die Konzentrationen in den Niederschlägen ab.
- Seit 1952 wurden Langzeitänderungen im Bereich von drei Größenordnungen beobachtet, die durch die saisonalen Schwankungen überprägt werden.



Abbildung 28: Tritiumlangzeitverlauf (Jahresmittel) bei einer Niederschlagsmessstation in den Nordalpen (Feuerkogel) und einer in den Südalpen (Villacher Alpe). Der Tritiumgehalt auf der Villacher Alpe liegt um ungefähr 30 % unter dem auf dem Feuerkogel und deutet klar auf den Einfluss von Luftfeuchtigkeit mediterraner Herkunft hin (Quelle: RANK & PAPESCH 2005).

2.3.2 MESSTECHNIK (D. RANK & S. WYHLIDAL)

Neben dem Anspruch an eine entsprechend niedrige Nachweisgrenze ergeben sich aus der Natur der niederenergetischen β -Strahlung des Tritiums ($E_{max} = 18,6 \text{ keV}$, $E_m = 5,7 \text{ keV}$, Halbwertszeit = 12,32 Jahre) gewisse Anforderungen an die Messtechnik, vor allem die, dass die Probe unmittelbar in den Detektor eingebracht werden muss (interne Zählung). Für die Bestimmung des Tritiumgehaltes in natürlichen Wässern hat sich als derzeit nach wie vor rationellstes Messverfahren die elektrolytische Anreicherung von Tritium in der zu untersuchenden Wasserprobe mit anschließender Messung im Flüssigkeitsszintillationsspektrometer durchgesetzt. An der BVFA Arsenal wurde eine solche elektrolytische Anreicherungsanlage erstmals 1966 in Betrieb genommen (RANK 1977, siehe Abbildung 29). Die Anlagen wurden in den folgenden Jahrzehnten jeweils dem neuesten Stand der Messtechnik angepasst. Nahezu alle Tritiumdaten der Wasser-Isotopenkarte beruhen auf diesem Messverfahren (siehe Abbildung 30).



Abbildung 29: Elektrolytische Tritiumanreicherung in Wasserproben (Elektrolysezelle, Kathode, Kühltruhe und Steuereinheit; ehemaliges Tritiumlabor der BVFA Arsenal, Wien).

Für rationelle Serienanalysen von Wasserproben auf Tritium ist wegen der geringen Aktivitäten von natürlichen Wässern eine Anreicherung des Tritiums in den Proben um den Faktor 10–100 zweckmäßig bzw. erforderlich, damit einerseits die Messzeit in der Zählapparatur in vertretbaren Grenzen gehalten werden kann und andererseits die erforderliche Genauigkeit erzielt wird. Die Anreicherungsverfahren beruhen auf dem unterschiedlichen physikalischen Verhalten des ¹H₂O- und des ¹H³HO-Moleküls. Aus einer Reihe von Verfahren (Elektrolyse, Thermodiffusion, Elutionsgaschromatographie etc.) hat sich die Elektrolyse für Serienanalysen allgemein durchgesetzt. Durch Isotopeneffekte wird dabei das ¹H₂O-Molekül rascher zersetzt als das ¹H³HO-Molekül, sodass es zu einer Anreicherung von Tritium im Rückstand kommt. Die Aktivitätsmessung wird für Serienanalysen am wirtschaftlichsten in Flüssigszintillationsspektrometern durchgeführt. Diese Geräte erlauben durch ihre weitgehende Automatisierung und ihren Bedienungskomfort einen hohen Probendurchsatz bei verhältnismäßig geringem Personalaufwand.

Eine etwas bessere Nachweisgrenze wird mit Proportionalzählrohren mit Antikoinzidenzring (SIEGENTHALER et al. 1975) erzielt, doch ist dieses Verfahren wesentlich aufwendiger und damit für Serienanalysen weniger geeignet. Es kommt vor allem dann zur Anwendung, wenn für eine Anreicherung zu wenig Probenmaterial zur Verfügung steht (für Zählrohrmessungen werden 2–5 ml Probe benötigt). Der Wasserstoff der Probe muss dabei in ein Zählgas eingebaut werden (CH₄ oder C_2H_6).

In den letzten beiden Jahrzehnten wurde auch die Messung der Tritiumkonzentration in Wässern über die Bestimmung des beim Tritiumzerfall gebildeten Helium-3 weiterentwickelt. Hierbei wird die zu untersuchende Wasserprobe zunächst entgast und nach einigen Tagen/Wochen wird die beim Tritiumzerfall neu gebildete Helium-3-Menge massenspektrometrisch bestimmt. Derzeit erscheint diese Methodik aber noch zu aufwendig für isotopenhydrologische Serienanalysen und es fehlt auch noch an der entsprechenden Laborkapazität.

Abbildung 30 gibt eine Übersicht über das gängige Messverfahren. Zur Entfernung von unerwünschten Stoffen – bei Flüssigkeitsszintillationsmessung – und nichtflüchtigen radioaktiven Substanzen wird die

Wasserprobe destilliert. Durch Destillation bis zum Trockenen wird dabei erreicht, dass das gesamte Tritium überführt wird, d. h. dass keine Isotopenfraktionierung auftritt. Diese Prozedur ist für natürliche Wässer im Allgemeinen ausreichend. Enthalten die Wasserproben flüchtige organische oder radioaktive Stoffe, so sind zusätzliche Aufbereitungsschritte notwendig.



Abbildung 30: Bestimmung des Tritiumgehaltes von natürlichen Wässern: Prinzip der Messanlage der Abteilung Isotopengeophysik am früheren Forschungszentrum Arsenal (Quelle: RANK 1977).

Bei der Elektrolyseanlage der früheren BVFA Arsenal (jetzt beim AIT) sind 24 Zellen in Serie geschaltet. Sie befinden sich zur Herabsetzung von Verdunstungsverlusten in einer gemeinsamen Kühltruhe (zur Zersetzung von 1 cm³ Wasser werden 2,98 Ah benötigt). Die Zellen werden mit 250 ml (bzw. 800 ml) destilliertem Probenwasser beschickt, dem vorher 1,5 g Na₂O₂ (250 ml-Zellen) zugegeben werden. Das Flüssigkeitsvolumen wird bei der Elektrolyse auf etwa 15 ml eingeengt, in denen 80–85 % des gesamten Tritiums zurückbleiben. Die Elektrolysedauer beträgt etwa 5 Tage, der Anreicherungsfaktor ca. 18. Der Elektrolysevorgang wird dabei über die durchgegangene Ladungsmenge automatisch kontrolliert und beendet, das entstehende Knallgas unter entsprechenden Sicherheitsvorkehrungen abgeführt. Die angereicherten Proben werden mit CO₂ neutralisiert und destilliert. Aus der zersetzten Wassermenge und über mitlaufende Standardproben wird die destillierte Wasserprobe zusammen mit einer Szintillatormischung in ein Messfläschchen abgefüllt.

Derzeit wird ein neues elektrolytisches Anreicherungsverfahren erprobt, das auf der Verwendung von Polymer-Elektrolyt-Membranen (PEM) beruht (WASSENAAR et al. 2017).

2.3.3 ANWENDUNGSMÖGLICHKEITEN (D. RANK, M. KRALIK & U. WEMHÖNER)

Tritium gelangt überwiegend über den Niederschlag in den terrestrischen Teil des Wasserkreislaufes (siehe Abbildung 24). Der Tritiumgehalt des in den Boden infiltrierenden Niederschlagswassers nimmt nach dem Gesetz des radioaktiven Zerfalls ab (siehe Kapitel 2.3.1). Das ermöglicht die Altersbestimmung von jungen Grundwässern (Verweilzeit < 60 Jahre) und den Nachweis junger Komponenten in alten, "tritiumfreien" Wässern (d. h. die Tritiumkonzentration liegt unter der Nachweisgrenze, Wässer älter als ungefähr 100 Jahre). Allerdings beruhte in den letzten Jahrzehnten die Altersbestimmung von Wässern mit Hilfe von Tritium nur zu einem kleinen Teil auf der Altersinformation aus dem radioaktiven Zerfall. Vielmehr wurde die Tritiummarkierung der Atmosphäre durch die oberirdischen Kernwaffenversuche (siehe Abbildung 25) für Modellrechnungen zur Ermittlung von Verweilzeiten bzw. Wasseraltern herangezogen (siehe z. B. MOSER & RAUERT 1980). Ist in einer Region die Tritiumkonzentration der in den Untergrund infiltrierenden Niederschlagswässer bekannt (siehe Abbildung 25), so kann an Brunnen oder Quellen (aufgrund der Abnahme des Tritiumgehaltes durch den radioaktiven Zerfall seit dem Zeitpunkt der Infiltration) die vergangene sogenannte "mittlere Verweilzeit" bzw. das "mittlere Grundwasseralter" berechnet werden (siehe auch Abbildung 20). Nach dem Abklingen des Kernwaffentritiums sind die Tritiumjahresmittel im Niederschlag mit Werten zwischen fünf und zehn Tritiumeinheiten (TE) wieder in der Nähe des natürlichen Hintergrundes (BMLFUW 2015c, KRALIK 2015).

Bei einem näherungsweise konstanten Jahresmittel des Tritiumgehaltes des Niederschlags wird somit eine direkte Altersdatierung über das Zerfallsgesetz (siehe Kapitel 2.3.1) wieder möglich, sofern der Einfluss lokaler anthropogener Tritiumquellen (z. B. Kernkraftwerke, alte Deponien) ausgeschlossen werden kann. Ausgehend von einem Mittelwert des natürlichen Tritiumgehaltes im Niederschlag, der in den Untergrund infiltriert, von 5-10 TE und unter Berücksichtigung einer routinemäßig erreichbaren Nachweisgrenze von 0,1-0,2 TE, ist Tritium nach ca. 70 Jahren im Grundwasser nicht mehr nachweisbar ("tritiumfrei").



Abbildung 31: Wallerquelle an der Stollensohle des Förolacher Stollens in den Gailtaler Alpen, Kärnten.

In Kapitel 5 sind einige Anwendungsbeispiele für Tritium, wie beispielsweise die Altersabschätzung von Grundwässern (siehe Kapitel 5.3.2) oder die Identifizierung von Müllsickerwässern im Grundwasser (siehe Kapitel 5.3.6) enthalten.

3 ÖSTERREICHISCHES MESSNETZ FÜR ISOTOPE IM NIEDERSCHLAG UND IN OBERFLÄCHENGEWÄSSERN (ANIP)

3.1 **ALLGEMEINES** (D. RANK, S. WYHLIDAL & U. WEMHÖNER)

DIE KENNTNIS DER VERTEILUNG der Wasserstoff- und Sauerstoffisotope im Wasserkreislauf ist für viele praktische und auch wissenschaftliche Fragestellungen von Bedeutung. So werden Isotopendaten u. a. in der Hydrologie insbesondere für die wasserwirtschaftliche Planung, Bestimmung der mittleren Verweilzeit von Grundwässern ("Grundwasseralter"), Klimaforschung, Umweltüberwachung und -forensik oder die Bestimmung von Lebensmittelauthentizität verwendet.

Den Ausschlag für die Entwicklung und praktische Anwendung isotopenhydrologischer Methoden sowie den Aufbau von Isotopenmessnetzen gab der starke Anstieg der Tritiumaktivität in der Atmosphäre als Folge der atmosphärischen Kernwaffenversuche in den 1950er- und frühen 1960er-Jahren, mit einer maximalen Aktivität im Jahr 1963. Die damit einhergehende Markierung von Wässern durch Tritium aus Atombombenversuchen ermöglichte es über Dekaden hinweg, verlässliche Abschätzungen der Verweilzeit von Wässern in hydrologischen Systemen vorzunehmen. Die Grundlage hierfür bildet die Kenntnis des Tritiumgehaltes im Niederschlag über einen längeren Zeitraum hinweg. Der Tritiumgehalt in den Flüssen folgt mit einer gewissen Verzögerung - entsprechend der Verweilzeit des Niederschlagswassers im Grundwasser des Einzugsgebietes - jenem der Niederschläge.

Die Internationale Atomenergie-Organisation (International Atomic Energy Agency, IAEA) und die Weltorganisation für Meteorologie (World Meteorological Organisation, WMO) hatten bereits 1958 den Aufbau eines globalen Isotopenmessnetzes zur Beobachtung von Tritium aus radioaktivem Fallout initiiert, das seit 1961 betrieben wird (siehe Kapitel 3.3). In den 1970er-Jahren verlagerte sich der Schwerpunkt des Messnetzes hin zur Beobachtung stabiler Isotope (Deuterium, Sauerstoff-18). Österreich ist im Isotopenmessnetz der IAEA seit 1961 mit der Station Wien (Hohe Warte) vertreten. In den Folgejahren kamen weitere österreichische Stationen hinzu, die jedoch zum Teil wieder aufgelassen wurden.



Abbildung 32: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Wien - Hohe Warte. Hann-Haus und Messgarten.

ÖSTERREICHISCHES MESSNETZ FÜR ISOTOPE IM NIEDERSCHLAG UND IN OBERFLÄCHENGEWÄSSERN (ANIP)

Der Fokus des Isotopenmessnetzes der IAEA liegt auf globalen Beobachtungen. Die Bearbeitung lokaler und regionaler Fragestellungen erfordert jedoch ein weitaus engmaschigeres nationales Messnetz. Insbesondere in Mitteleuropa, wo Luftströmungen atlantischen, kontinentalen und mediterranen Ursprungs aufeinander treffen, ergeben sich in Verbindung mit den orografischen Gegebenheiten kleinräumige Variationen in der Verteilung der Isotopenverhältnisse im Niederschlag. So zeigen beispielsweise die Niederschläge südlich des Alpenhauptkammes aufgrund des mediterranen Einflusses niedrigere Tritiumwerte sowie höhere Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte, verglichen mit den Niederschlagssignaturen nördlich des Alpenhauptkammes. Diesbezügliche Überlegungen gaben schließlich den Anstoß für den Aufbau eines nationalen österreichischen Messnetzes zur Erhebung von Isotopendaten im Niederschlag.

3.2 **GESCHICHTE**

(D. RANK, S. WYHLIDAL & U. WEMHÖNER)

Bereits seit Beginn der 1960er-Jahre wurden in Österreich im Rahmen hydrologischer Untersuchungen an verschiedenen Orten Isotopenmessungen im Niederschlag durchgeführt. Ausgehend von diesen Arbeiten wurde schließlich in Zusammenarbeit von Speläologischem Institut unter F. Bauer und der Bundesversuchsund Forschungsanstalt Arsenal (BVFA Arsenal) ein landesweites Messnetz zur Untersuchung von Isotopen im Niederschlag konzipiert, das 1973 seinen Betrieb aufnehmen konnte. Da das Speläologische Institut – später Bundesanstalt für Wasserhaushalt von Karstgebieten – zu dem für das Wasser zuständigen Landwirtschaftsministerium gehörte, stand F. Bauer dabei die für das Gelingen des Vorhabens wichtige direkte Verbindung zu den meteorologischen Stationen zur Verfügung. Er besuchte mit seinen Mitarbeitern die für die Niederschlagssammlung vorgesehenen Stellen und entwickelte eine genaue Vorschrift für die Sammlung der Monatsdurchschnittsproben.



Abbildung 33: Wetterbeobachtungsstation mit Niederschlagsammler für Isotopenmessungen am Feuerkogel (1.598 m ü. A.), Oberösterreich.

Beide Institutionen trugen je die Hälfte der Kosten für das Gesamtprojekt, das Sammlung, Messung und methodische Arbeiten umfasste. Die Betreuung der schon früher vom Arsenal aus betriebenen Niederschlagssammelstationen sollte auch weiterhin vom Arsenal aus erfolgen. Auf dieser 50:50-Finanzierungsbasis lief das Projekt mehr als 25 Jahre, obwohl mittlerweile die BVFA Arsenal zum Wissenschaftsministerium gehörte und das Speläologische Institut im Umweltbundesamt aufgegangen war. Die Messdaten wurden in jährlichen Berichten veröffentlicht.
Nach dem Tod von F. Bauer im Jahre 1989 bestand einige Jahre die Gefahr, dass das Niederschlagsprojekt eingestellt würde. Es bedurfte langwieriger Überzeugungsarbeit verschiedener Institutionen, um die Weiterführung des Programmes, einschließlich finanzieller Ausstattung, abzusichern. In den folgenden Jahren konnten auch Intentionen abgewehrt werden, beim Messnetz den gesamtösterreichischen Gesichtspunkt zugunsten eines grenznahen Beweissicherungsprogrammes (Tritiummessung) für das tschechische Kernkraftwerk Temelin zurückzustellen.

Das Probensammelnetz für die Isotopenuntersuchungen umfasste bei Inbetriebnahme im Jahr 1973 rund 90 Niederschlagsstationen, wobei unterschiedliche Höhenlagen erfasst wurden. Es waren dies Stationen des Hydrographischen Dienstes, der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, von Kraftwerksgesellschaften sowie von anderen Stellen. Die Auswahl der Stationen für das damals weltweit einzigartige Projekt entsprach einem Interessensausgleich zwischen der BVFA Arsenal und dem Speläologischen Institut. Die BVFA Arsenal war an einer möglichst gleichmäßigen Verteilung der Stationen mit regelmäßiger Isotopenmessung über das gesamte Bundesgebiet interessiert, der Großteil der übrigen Stationen war entsprechend den gesetzlichen Aufgaben des Speläologischen Institutes in den österreichischen Karstgebieten gelegen. Die budgetären Rahmenbedingungen ließen zunächst nur die Messung von Tritium zu. Später wurden auch die Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 in das Messprogramm aufgenommen.

Einen weiteren Schritt in der Entwicklung des Isotopenmessnetzes stellte die Ausdehnung auf Oberflächengewässerstationen dar. Diese Erweiterung geschah aus der Überlegung, dass Isotopenuntersuchungen von Flüssen und Seen neben der reinen Umweltkontrolle aussagekräftige Informationen über das gesamte Einzugsgebiet liefern; d. h. die Isotopendaten von Oberflächengewässern geben sowohl Hinweise auf die Isotopenverhältnisse im Niederschlag als auch über hydrologische Prozesse (z. B. Verweilzeit) im Einzugsgebiet. Die Isotopenmessreihe für die Donau in Wien, die bereits Mitte der 1960er-Jahre begonnen wurde (Tritium), ist heute eine der weltweit längsten Zeitreihen für Isotope in einem großen Fluss. Ab 1976 wurde das Isotopenmessnetz um die bestehenden Wassergütemessstellen an den grenzüberschreitenden Gewässern erweitert, einschließlich Bodensee und Neusiedlersee sowie zusätzlich Fuschlsee. Später kamen weitere Fluss- und Seemessstellen hinzu.



Abbildung 34: Bodensee, Vorarlberg.

Das so entstandene Messnetz erhielt die Bezeichnung "Österreichisches Messnetz für Isotope im Niederschlag und in Oberflächengewässern (Austrian Network of Isotopes in Precipitation and Surface Water = ANIP)". Ziel des österreichischen Isotopenmessnetzes ist es, die räumliche Verteilung und zeitliche Variation der Isotopenverhältnisse im Niederschlag und in Oberflächengewässern zu erfassen, um auf Grundlage dieser Daten wasserbezogene Fragestellungen bearbeiten zu können und darüber hinaus auch eine Datenbasis zur Erforschung klimatologischer Änderungen in sensiblen alpinen Regionen zu schaffen.

Seit Bestehen des Messnetzes kam es einige Male zu ungewöhnlichen regionalen Erhöhungen des Tritiumgehaltes im Niederschlag. Beispielsweise wurden in den Monatsniederschlägen vom Mai und Juni 1974 räumlich begrenzte starke Anstiege der Tritiumkonzentrationen beobachtet. Die Monatsmittel von ca. 90 Niederschlagssammelstationen in Österreich variierten im Mai 1974 zwischen 20 Bq/kg und 360 Bq/kg, gegenüber 10–25 Bq/kg im Mai 1973. Die höchsten Werte traten im Bereich des Toten Gebirges auf, die Anstiege erstreckten sich über ein Gebiet von ca. 20.000 km² (Alpenbereich von Salzburg ostwärts). Die zeitliche Verteilung der Niederschläge im Mai 1974 und die Tritiumgehalte im Folgemonat deuteten darauf hin, dass die erhöhten Tritiumgehalte gegen Monatsende aufgetreten waren. Die Herkunft dieser – zwar aus Sicht des Strahlenschutzes unbedenklichen, jedoch erheblichen – Tritiumkontamination der Niederschläge konnte nicht eindeutig geklärt werden; die bekannt gewordenen Kernwaffenversuche kamen dafür nicht in Frage. Auch eine Analyse der Niederschlagsdaten und der Wetterlagen brachte keine näheren Aufschlüsse, vor allem konnte der Zeitraum der Kontamination nicht näher eingegrenzt werden. Diese Schwierigkeiten bei der zeitlichen Eingrenzung des Ereignisses waren der Anlass für den Beginn der routinemäßigen Sammlung und Analyse von täglichen Niederschlagsproben an der BVFA Arsenal. Diese Analyse von Tagesniederschlägen ließ unter anderem im Jahre 1986 den Schluss zu, dass der Tschernobyl-Unfall zu keiner signifikanten Anhebung des Tritiumgehaltes der Niederschläge in Mitteleuropa geführt hatte.

3.3 GEGENWART

(U. WEMHÖNER & H. BRIELMANN)

Seit 2007 wird das österreichische Isotopenmessnetz ANIP vom Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus (BMNT), vormals: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW) in Zusammenarbeit mit der Umweltbundesamt GmbH sowie den Ämtern der neun Landesregierungen betrieben. Die gesetzliche Grundlage des Isotopenmessnetzes ANIP stellt die Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV 2006 i.d.g.F.) dar. ANIP weist den Status eines GZÜV-Sondermessprogrammes entsprechend § 28 und Anlage 12 der GZÜV auf.

Wie die vorangegangenen Ausführungen zeigen, ist das Isotopenmessnetz kein statisches Konstrukt, sondern wird regelmäßig evaluiert und im Bedarfsfall adaptiert. Im Rahmen von ANIP werden derzeit an 56 Niederschlags-, 16 Oberflächengewässer- und 4 Grundwassermessstellen monatlich Wasserproben für die Isotopenanalytik entnommen. In den Wasserproben wird in unterschiedlichem Umfang die Analyse der Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte und sowie der Tritiumkonzentrationen vorgenommen. Die Stationsliste mit den jeweils untersuchten Parametern kann dem Anhang entnommen werden.

An fünf weiteren Niederschlagsmessstellen werden aktuell Rückstellproben generiert. Diese Proben können beispielsweise im Rahmen von Detailuntersuchungen für Isotopenmessungen angefordert werden. Niederschlagsmengen werden im Rahmen von ANIP nicht erhoben. Diese Daten stellen der Hydrographische Dienst bzw. die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) zur Verfügung.



Abbildung 35: ANIP-Stationen Patscherkofel, Tirol und Silvretta Stausee, Vorarlberg.

Die Verteilung der einzelnen Messstellen bzw. Messstellentypen über das Bundesgebiet kann Abbildung 36 entnommen werden. Die Stationen decken die gesamte Bandbreite klimatischer und topografischer bzw. orografischer Bedingungen Österreichs ab, da sich die regional variierenden Gegebenheiten aufgrund von Fraktionierungseffekten in charakteristischen Isotopensignalen widerspiegeln (siehe Kapitel 2.2.2). Die mit 120 m ü. A. am tiefsten gelegene Niederschlagsstation in Podersdorf am Neusiedler See ist dem pannonischen Klima zuzuordnen, während die ANIP-Niederschlagsmessstelle Sonnblick (Salzburg, 3.106 m ü. A.) im hochalpinen Bereich lokalisiert ist. Hinsichtlich der Oberflächengewässer werden drei Seen (Bodensee, Neusiedler See, Fuschlsee) sowie größere Flüsse (z. B. Donau, Rhein, Mur, March, Inn) an ausgewählten Punkten beprobt.



Abbildung 36: ANIP – Isotopenmessstellen 2016–2018 (Quelle: UMWELTBUNDESAMT 2017).

Die Sammlung der Monatsproben erfolgt mit Unterstützung zahlreicher freiwilliger ProbenehmerInnen an meteorologischen Stationen des Hydrographischen Dienstes, der ZAMG und an Oberflächenwasserstationen, die weitgehend denen des Hydrographischen Dienstes entsprechen.

An den Niederschlagsstationen werden überwiegend Tagesproben zu Monatsmischproben zusammengefasst. An einzelnen Niederschlagsstationen kommen Monatssammler zum Einsatz.

Seit 2016 werden erstmalig auch an vier Grundwassermessstellen Monatsproben gesammelt und die stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 untersucht. Die Messstellen sind in der Steiermark (Hammerbachquelle), in Niederösterreich (Fischa-Dagnitz-Quelle), in Tirol (Trinkwasserstollen Bettelwurf) und in Vorarlberg (Stollenquelle Lorüns) situiert (siehe Abbildung 36).

Im Laufe der vergangenen Jahrzehnte wurde im Rahmen des österreichischen Isotopenmessnetzes ANIP eine außerordentliche Fülle von Isotopendaten erhoben. Derart lange Zeitreihen gibt es weltweit bisher nur in sehr wenigen Ländern (z. B. Deutschland, Kanada, Schweiz).



Abbildung 37: ANIP-Archiv des Umweltbundesamtes, Wien Lagerung der monatlichen Probenflaschen.

Die im Rahmen der GZÜV erhobenen und qualitätsgeprüften Isotopendaten sind per Internet abrufbar:

- Wasser-Informationssystem Austria (WISA): https://www.bmnt.gv.at/wasser/wisa/
- H2O-Fachdatenbank des Umweltbundesamtes: https://wasser.umweltbundesamt.at/h2odb/

Das gelagerte Probenmaterial (siehe Abbildung 37) – monatliche Niederschlagsdurchschnittsproben von 1973 an – kann jederzeit für Isotopenmessungen eingesetzt werden. Es können somit kurzfristig langjährige Zeitreihen erzeugt und "repräsentative" Mittelwerte bestimmt werden. Isotopenhydrologische Projekte können hierdurch wirkungsvoll unterstützt werden.

Die im Rahmen von ANIP erhobenen Isotopendaten werden für verschiedenste Projekte und Veröffentlichungen herangezogen. Aus den letzten Jahren seien beispielhaft genannt: forensische Untersuchungen zur Qualität von Lebensmitteln und Treibstoffen, Abschätzung der Mittleren Verweilzeit von Grundwässern und des Basisabflusses von Flüssen, Einfluss des Klimawandels auf Gletscher und UVP-pflichtige Projekte zur Energiegewinnung aus Wasserkraft. Hervorzuheben ist zudem die Wichtigkeit eines dichten Sammelmessnetzes im Rahmen der Umweltkontrolle.

3.4 **INTERNATIONALER KONTEXT** (U. WEMHÖNER)

Das Österreichische Isotopenmessnetz ist mit internationalen und weiteren nationalen Isotopenmessnetzen gut vernetzt. Im globalen Kontext ist insbesondere das bereits erwähnte Niederschlagsisotopenmessnetz "Global Network of Isotopes in Precipitation" (GNIP) der Internationalen Atomenergie-Organisation zu nennen (IAEA 2017a). Österreich ist mit der Niederschlagsstation Wien (Hohe Warte; Messung von Tritium, Deuterium und Sauerstoff-18) bereits seit 1961 bei GNIP vertreten. Wien verfügt damit nach Ottawa (Kanada) über eine der längsten Zeitreihen für Tritium im Niederschlag weltweit.

Das "Global Network of Isotopes in Precipitation" (GNIP) ist ein weltweites Netzwerk zur Beobachtung von Wasserstoff- und Sauerstoffisotopen im Niederschlag, das gemeinsam von der IAEA und der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) gegründet wurde. Seit 1961 wird das Netzwerk von IAEA und WMO in Zusammenarbeit mit einer Vielzahl von Institutionen in den Mitgliedsländern betrieben. Insgesamt umfasst das Netzwerk weltweit rund 900 Stationen in mehr als 100 Ländern. Etwa 200 Stationen sind aktuell in Betrieb und liefern monatlich eine gemittelte Niederschlagsprobe zur Bestimmung von Deuterium, Tritium und Sauerstoff-18. Die geprüften Isotopendaten werden bei der IAEA in einer Datenbank erfasst und sind öffentlich verfügbar. Lag der Fokus von GNIP lange vorrangig auf der Unterstützung wasserwirtschaftlicher bzw. hydrologischer Fragestellungen, so gewinnt die Nutzung der Isotopendaten für weitere Themenkreise in den letzten Jahren zunehmend an Bedeutung, beispielsweise für atmosphärische Zirkulationsmodelle, Untersuchungen klimatischer Veränderungen oder Identifikation der Herkunft von Lebensmitteln.

Das "**Global Network of Isotopes in Rivers**" (GNIR, IAEA 2017b) wurde seit 2007 von der IAEA ergänzend zu GNIP aufgebaut. GNIR sammelt weltweit Isotopendaten von großen Flüssen. Als Vorbild diente dabei die langjährige Isotopenzeitreihe der Donau in Wien. Die Daten sollen beispielsweise zu einem verbesserten Verständnis von Interaktionen zwischen Flüssen und Grundwasser, von Einflüssen des Klimawandels in Flusseinzugsgebieten oder anthropogener Einflüsse auf das Abflussverhalten von Flüssen beitragen.

Parallel zu GNIP und GNIR bestehen in vielen Ländern nationale Isotopenmessnetze, wie ANIP in Österreich oder ISOT in der Schweiz. Das **Schweizer Isotopenmessnetz ISOT** ist in das Programm der Nationalen Grundwasserbeobachtung (NAQUA) eingebunden. Landesweit erfolgt die Messung von Isotopen des Wasserstoffs und des Sauerstoffs im Rahmen von ISOT seit 1992. Das Modul umfasst 22 Messstellen: 13 Niederschlags- und neun Fließgewässermessstellen (Stand 2015). Die Niederschlagsstationen sind über das gesamte Staatsgebiet verteilt, um die unterschiedlichen Klimaregionen und Höhenstufen abzudecken. Die Fließgewässermessstellen beobachten die Isotopenverhältnisse der großen Schweizer Flüsse und befinden sich meistens an den Hauptzuflüssen zu den großen Seen. Versuchsweise wurden auch Isotopenverhältnisse bei mehreren Grundwasserstationen gemessen. Seit 2011 werden an den ISOT-Stationen keine Tritiummessungen mehr durchgeführt (SCHOTTERER 2010). Ebenso wie Österreich ist auch die Schweiz mit Stationen im globalen Isotopenmessnetz GNIP vertreten.



Abbildung 38: Schweiz – Messstellen des NAQUA-Moduls ISOT zur Beobachtung der Isotope im Niederschlag und in Fließgewässern einschließlich Naturräume (Quelle: BAFU 2015).

4 WASSER-ISOTOPENKARTE ÖSTERREICHS

(M. KRALIK, R. BENISCHKE, A. LEIS, S. WYHLIDAL & U. WEMHÖNER)

4.1 HINTERGRUND

NEBEN DER UMFASSENDEN, mittels des bundesweiten Isotopenmessnetzes ANIP generierten, Datenbasis werden in Österreich seit Jahrzehnten im Rahmen verschiedenster Projekte Isotopendaten für Niederschlag, Grund- und Oberflächenwässer erhoben. Diese Daten geben zusätzliche Einblicke in lokale und regionale Gegebenheiten des Wasserkreislaufes, die für eine Vielzahl von Fragestellungen von Bedeutung sind.

Anders als die im Rahmen des Isotopenmessnetzes ANIP erhobenen Daten, die über die H₂O-Fachdatenbank des Umweltbundesamtes abgerufen werden können und somit öffentlich verfügbar sind, liegen diese Projektdaten zumeist nicht allgemein zugänglich bei verschiedenen Institutionen vor. Daher wurden im Jahr 2015 erstmals österreichweit Daten für Deuterium, Tritium und Sauerstoff-18 aus einem Zeitraum von rund 45 Jahren für die allgemeine bzw. öffentliche Nutzung in Form der vorliegenden Wasser-Isotopenkarte zusammengefasst und der Öffentlichkeit zugänglich gemacht. Damit wird beispielsweise Amtsorganen, ExpertInnen und Forscherinnen/Forschern eine einzigartige Datengrundlage zur Bearbeitung vielfältiger wasserbezogener Fragestellungen zur Verfügung gestellt. Die zusammengestellten Daten können für Arbeiten in unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Maßstäben herangezogen werden, da sie einerseits lokale Spezifika abbilden, andererseits einen Überblick für ganz Österreich ermöglichen und zum Teil Zeitreihen von mehreren Jahrzehnten umfassen.

Im Hinblick auf eine einfache, rasche und umfassende Verfügbarkeit der erfassten Isotopendaten wurde neben einer reinen Kartendarstellung (PDF) auch eine interaktiv nutzbare Version der Wasser-Isotopenkarte erstellt, die mittels einer Datenbank den Zugriff auf die mehr als 40.000 erfassten Messwerte einschließlich weiterer Einzelheiten der entsprechenden Messstellen gewährleistet (BMLFUW 2015b). Eine laufende Erweiterung der Datenbasis ist vorgesehen.



Abbildung 39: Barbara-Wasserfall bei Rauris, Salzburg.

4.2 METHODIK

DATENGRUNDLAGE

Vom Austrian Institute of Technology (AIT), Joanneum Research und dem Umweltbundesamt wurde eine Fülle von Publikationen, unpublizierten Berichten und auf Datenträgern vorhandenen Daten zu Deuterium, Tritium und Sauerstoff-18 in österreichischen Wässern aus dem Zeitraum 1971–2014 zusammengestellt. Zudem wurden Daten berücksichtigt, die im Rahmen des österreichischen Isotopenmessprogrammes ANIP erhoben wurden.

In einem weiteren Schritt wurden die Messstellen im geodätischen Referenzsystem WGS84 verortet. Entsprechend der Genauigkeit der Koordinaten wurden die Messstellen folgendermaßen klassifiziert:

- Eingemessene Koordinaten, GPS-Messungen
- Koordinaten aus Skizzen: ca. \pm 20 m
- Koordinaten aus Beschreibungen und Vermutungen: ca. ± 200 m

Es wurden bevorzugt jene Daten bzw. Messstellen verortet, an denen die Messung in letzter Zeit erfolgte bzw. für die möglichst mehrere Messwerte vorlagen.

Etwa die Hälfte der mehr als 41.000 Messwerte entfällt auf Sauerstoff-18, jeweils ein Viertel der Werte auf Deuterium und Tritium (siehe Tabelle 4 bis Tabelle 6).

Die erfassten Einzelmessungen stammen von insgesamt mehr als 1.300 Probenahmestellen. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, erfolgten dabei mehrmalige Untersuchungen bei den Probenahmestellen. Überwiegend handelt es sich um Brunnen bzw. Sonden und Quellen, in geringerem Ausmaß wurden Oberflächengewässer (Flüsse und Seen), Niederschlagswässer und Tiefengrundwässer untersucht.

STATISTISCHE BEARBEITUNG

Die statistische Bearbeitung der Daten einer Messstelle wurde wie folgt vorgenommen:

Bei den Niederschlagsdaten wurden bei Vorhandensein von Niederschlags-Monatssummen gewichtete Jahresmittel bestimmt.⁵ Bei einzelnen fehlenden Messwerten wurden diese als Mittel des vorangegangenen und nachfolgenden Monatswertes ergänzt. Aus diesen gewichteten Jahresmitteln wurde über die letzten zehn Jahre, falls vorhanden, ein Medianwert gebildet.

Für alle Oberflächengewässer-, Quellen-, Brunnen- und Tiefenwässerdaten wurden Medianwerte von mindestens zwei zu unterschiedlichen Zeitpunkten genommenen Proben gebildet. Die Grundlage bildeten gewichtete Jahresmittel. Bei langen Zeitreihen wurde aus den gewichteten Jahresmitteln über die letzten zehn Jahre der Medianwert gebildet.

Zur besseren Vergleichbarkeit wurden alle in der Karte dargestellten Messwerte für Tritium mit einer Halbwertszeit von 12,32 Jahren auf den 15.07.2015 zerfallskorrigiert. Von diesen zerfallskorrigierten Jahresmitteln der letzten zehn Jahre wurde der Median errechnet. Die zum Zeitpunkt der Probenahme ermittelten

⁵ Niederschlag weist eine hohe zeitliche Variabilität auf. Daher wird ein gewichtetes Jahresmittel des Isotopenwertes aus der Summe der Produkte (monatliche Niederschlagssumme * monatlicher Isotopenwert) dividiert durch die jährliche Gesamtniederschlagssumme bestimmt.

Tritiumgehalte können über die Datenbank abgefragt werden (siehe nachfolgende Erläuterungen zur interaktiven Version der Wasser-Isotopenkarte).

Einige grundlegende statistische Kenndaten je Isotop und Messstellentyp bzw. Probenart können Tabelle 4 bis Tabelle 6 entnommen werden:

Messstellentyp	Anzahl Messstellen	δ ² H-Mittelwert [‰]	δ ² H-Median [‰]	δ ² H-Standard- abweichung [‰]
Brunnen/Sonden	523	- 72,4	- 72,3	9,5
Quellen	280	- 78,1	- 75,7	9,8
Oberflächengewässer	129	- 75,1	- 77,2	10,8
Niederschlag	67	- 71,6	- 69,9	10,1
Tiefenwässer	23	- 76,3	- 80,0	18,3
Summe	1.022			

TABELLE 4: STATISTISCHE DATEN FÜR ALLE DEUTERIUM-WERTE (δ^2 H) JE PROBENART.

TABELLE 5: STATISTISCHE DATEN FÜR ALLE TRITIUMWERTE (³H) JE PROBENART.

Messstellentyp	Anzahl Messstellen	³ H-Mittelwert [TE]	³ H-Median [TE]	³ H-Standard- abweichung [TE]
Niederschlag	46	6,7	7,2	1,6
Brunnen/Sonden	628	6,6	6,4	3,1
Oberflächengewässer	61	7,1	6,3	3,1
Quellen	358	6,1	6,0	2,1
Tiefenwässer	27	0,7	0,6	0,6
Summe	1.120			

TABELLE 6: STATISTISCHE DATEN FÜR ALLE SAUERSTOFF-18-WERTE (δ^{18} O) JE PROBENART

Messstellentyp	Anzahl	δ ¹⁸ O-Mittelwert	δ ¹⁸ O-Median	δ ¹⁸ O-Standard-
	Messstellen	[%0]	[%0]	abweichung [‰]
Niederschlag	72	- 9,95	- 9,86	1,30
Brunnen/Sonden	667	- 10,04	- 10,05	1,22
Oberflächengewässer	159	- 10,28	- 10,80	1,98
Quellen	434	- 11,47	- 11,36	1,17
Tiefenwässer	27	- 11,15	- 11,40	0,67
Summe	1.359			

Die in der Karte erfassten Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte sind vorwiegend mit einer Messunsicherheit von ± 1 ‰ für δ^2 H und von $\pm 0,1$ ‰ für δ^{18} O bei einfacher Standardabweichung angegeben. Da die Analysen von verschiedenen Labors im Laufe vieler Jahre durchgeführt wurden, können die genauen analytischen Details nur mittels Nachfrage bei dem durch eine Labornummer identifizierten Labor erfragt werden.

KARTENDARSTELLUNG

In der Karte (Maßstab 1:500.000) sind je Probenahmestelle die Sauerstoff-18-Daten als δ^{18} O-Medianwerte (in ‰) sowie die Tritium-Medianwerte (in Tritium-Einheiten [TE]) je Probenahmestelle dargestellt. In der Legende ist den Werteskalen beider Isotope eine häufige Interpretationsmöglichkeit zur Seite gestellt. Im Fall von Sauerstoff-18 hinsichtlich der Herkunft (klimatisch, orografisch) und für Tritium bezüglich der Verweilzeiten von Grund- und Oberflächenwässern. An dieser Stelle ist anzumerken, dass diese Angaben nur eine grobe Charakterisierung darstellen können, die nicht auf alle Messstellen zutrifft. Eine belastbare Interpretation von Isotopendaten erfordert immer fachliche Expertise und die Zusammenschau mit den spezifischen lokalen bzw. regionalen Gegebenheiten (Hydrogeologie, Hydrochemie, Orografie, klimatische Bedingungen etc.).

Die Wasser-Isotopenkarte liegt in zwei Versionen vor: zum einen als **PDF im Format A0**, zum anderen in **interaktiver Form**. Die interaktive Version ist mit einer **Datenbank** hinterlegt, die alle in der Kartendarstellung berücksichtigten Messwerte für Sauerstoff-18 und Tritium enthält. Zudem können über die Datenbank auch die Deuteriumwerte abgefragt werden, die in der Karte nicht dargestellt sind. Die Excel-Datei, die für jede einzelne Probenahmestelle durch Anklicken heruntergeladen werden kann, enthält neben den Messdaten Angaben zur Messstelle selbst, die statistisch bearbeiteten Daten sowie Referenzen. Als Kartenhintergrund können im Fall der interaktiven Karte wahlweise topografische Karte, Luftbild oder geologische Karte gewählt werden. Zudem werden Informationen zur Messstelle, zu den verfügbaren Isotopendaten und – falls als Hintergrundkarte ausgewählt – zur Geologie angezeigt (siehe Abbildung 40, Abbildung 41).



Abbildung 40: Ausschnitt aus der interaktiven Version der Wasser-Isotopenkarte. Hier sind am Bespiel einer Quelle im Gebiet Reißkofel-Jauken (Kärnten) die wesentlichen Informationen zur Probenahmestelle sowie die Möglichkeit zum Herunterladen der Messwerte (inklusive ergänzender Angaben) dargestellt (Quelle: Wasser-Isotopenkarte 1:500.000).



Abbildung 41: Ausschnitt aus der interaktiven Version der Wasser-Isotopenkarte mit eingeblendeter geologischer Karte. Am Beispiel einer Quelle im Gebiet Reißkofel-Jauken (Kärnten) sind die geologischen Informationen dargestellt (Quelle: Wasser-Isotopenkarte 1:500.000).

Beide Versionen der Karte sind im Internet verfügbar:

- Interaktive Karte (inklusive Datenbank)
- <u>A0-Karte</u> (PDF)



Abbildung 42: Jadersdorfer Alm mit Weißensee, Kreuzeck-Reißeck-Gruppe, Kärnten.

Neben der vorliegenden Karte zur Isotopenzusammensetzung natürlicher Wässer in Bezug auf Wasserstoffund Sauerstoffisotope wurde seitens des BMLFUW für weitere Isotope eine österreichweite Zusammenstellung von Daten beauftragt. Im Jahr 2014 erfolgte die Veröffentlichung einer Karte zur Verbreitung ausgewählter natürlicher Radionuklide in Österreich. Die Überblickskarte "**Radionuklide in Grundwässern**, **Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs**" im Maßstab 1:500 000 (BERKA et al. 2014) zeigt die bundesweite Verbreitung von Uran 238, Radium 226, Radon 222, Blei 210, Polonium 210 und Radium 228 im Grundwasser sowie Urangehalte in Bachsedimenten und Gesteinen. Im begleitenden Erläuterungsband werden die methodischen Grundlagen beschrieben und eine Interpretation der erfassten Daten vorgenommen. Die Karte sowie die Erläuterungen sind auf der Homepage des BMNT verfügbar: Wasser > Wasserqualität und Gewässerschutz > Übersichtskarte der natürlich vorkommenden Radionuklide in Grundwässern. <u>Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs</u> (1:500 000).

5 ANWENDUNGSBEISPIELE

NACHDEM IN DEN VORANGEGANGENEN KAPITELN neben den Grundlagen der Anwendung von Wasserstoff- und Sauerstoff-Isotopen deren Erhebung und Zusammenstellung in der Wasser-Isotopenkarte Österreichs erläutert wurde, beinhaltet Kapitel 5 ausgewählte Beispiele zur Anwendung und Interpretation der erhobenen Isotopendaten für hydro(geo)logische Fragestellungen. Die Anwendungsbeispiele sind entsprechend einzelner Abschnitte des Wasserkreislaufes – Niederschlag, Oberflächengewässer, Grundwasser – gegliedert. Darüber hinaus wird auf Wechselwirkungen – beispielsweise zwischen Seen und Grundwasser – sowie auf den Nachweis anthropogener Einflüsse im Grundwasser eingegangen.

5.1 ISOTOPE IM NIEDERSCHLAG

5.1.1 ISOTOPENSIGNALE IN EINZELNIEDERSCHLÄGEN (D. RANK & S. WYHLIDAL)

Die Isotopenverhältnisse der Einzelniederschläge zeigen ausgeprägte Schwankungen (siehe Abbildung 43) und weichen häufig stark vom durchschnittlichen Jahresgang ab – abhängig von der Herkunft der feuchten Luftmassen und vom jeweiligen klimatischen Zustand während des Niederschlagsereignisses. Selbst innerhalb ein und desselben Ereignisses treten zeitliche Änderungen der Isotopenverhältnisse auf, beispielsweise überstreicht der Sauerstoff-18-Gehalt des Niederschlagswassers der Sammelstation Wien-Arsenal während einer Starkregenperiode im August 1985 einen Schwankungsbereich in der Größenordnung der jahreszeitlichen Schwankungen der Monatsmittelwerte (siehe Abbildung 44). Weiter zeichnet sich im Verlauf des Sauerstoff-18-Gehaltes ein deutlicher Mengeneffekt ab: Zu Beginn des Niederschlagswasser isotopisch immer leichter. Auch der Tritiumgehalt ändert sich während des Ereignisses signifikant.



Abbildung 43: Niederschlagshöhe und Sauerstoff-18-Gehalt der Tagesniederschläge der Station Heiling/Pöllau sowie Angabe des Tritiumgehaltes [in TE] für einige Ereignisse im Zeitraum Juni/Juli 1991 (Quelle: RANK et al. 2003b).



Abbildung 44: Verlauf des Tritium- und Sauerstoff-18-Gehaltes in den Niederschlägen vom 6. bis 9. August 1985 bei der Sammelstation Wien-Arsenal (50 mm Niederschlagssumme) (Quelle: RANK 1991).

Ein Einzelniederschlag eignet sich – bei entsprechender Niederschlagsmenge – umso besser für isotopenhydrologische Untersuchungen, je stärker die Isotopenverhältnisse des Niederschlagswassers von den Mittelwerten im betrachteten hydrologischen System abweichen. Bei den Sauerstoff-18-Daten der Tagesniederschläge der Station Heiling im Untersuchungsgebiet Pöllau im Zeitraum Juni/Juli 1991 in Abbildung 43 liefern beispielsweise die Mitte Juli aufeinander folgenden markanten Niederschlagsereignisse mit deutlich unterschiedlichem Sauerstoff-18-Gehalt brauchbare Eingangssignale, die innerhalb des hydrologischen Systems verfolgt werden können.

Am Beispiel der Wulka, dem Oberflächenabfluss aus einem kleinen Einzugsgebiet im Nordburgenland, ist deutlich zu erkennen, wie sich die Auswirkungen von Niederschlagsereignissen als Spitzen dem gedämpften, näherungsweise sinusförmigen Jahresgang des Sauerstoff-18-Gehaltes im Flusswasser überlagern (siehe Abbildung 45). Weiter zeichnet sich ab, dass im Winter und im Sommer – als Folge des Jahresganges des Sauerstoff-18-Gehaltes im Niederschlag mit einem Minimum im Winter und einem Maximum im Sommer – mit den größten Abweichungen der Einzelniederschläge vom Mittelwert im System zu rechnen ist. Da in Österreich die Niederschläge im Winter im Allgemeinen als Schnee fallen und nicht direkt zum Abfluss kommen, bietet sich als günstigste Untersuchungsperiode der Hochsommer an.



Abbildung 45: Zeitlicher Verlauf des Sauerstoff-18-Gehaltes in der Wulka (Wochendurchschnittsproben, Wulkaprodersdorf). Dem näherungsweise sinusförmigen Verlauf sind einzelne Spitzen – positiv und negativ – als Auswirkung von Niederschlagsereignissen überlagert (Quelle: RANK 1991).

Der Einsatz automatischer Probensammler und die Rationalisierung der Isotopenmesstechnik hat die Untersuchung von hydrologischen Einzelereignissen als neues Arbeitsfeld eröffnet. Die große Probenanzahl ergibt sich einerseits aus der zeitlichen Dichte der Probenahmen, andererseits daraus, dass die Proben "auf Verdacht" gesammelt werden müssen, weil weder der Zeitpunkt, die Zeitdauer, noch die isotopische Signifikanz eines Ereignisses im Vorhinein bekannt sind. Ziel solcher Untersuchungen ist es, zusätzlich zur rein mengenmäßigen Betrachtung des Ablaufes hydrologischer Ereignisse – Messungen von Niederschlagshöhen und Wasserständen bzw. Durchflüssen – Information über die Bewegung des einzelnen Wassermoleküls und damit über Verzögerungen bzw. Speicherung im hydrologischen System zu erhalten. Besonders anschaulich wird dieser Unterschied in der Betrachtungsweise beim Schüttungsverhalten von Karstquellen (siehe Kapitel 5.3.1, Abbildung 97).

5.1.2 KLIMASIGNALE IN DEN ISOTOPENHYDROLOGISCHEN ZEITREIHEN (D. RANK, S. WYHLIDAL & K. SCHOTT)

Dass sich die Isotopenzusammensetzung in den Niederschlägen bei starken Klimaänderungen – z. B. während der Eiszeit – signifikant ändert, ist schon lange bekannt. Dieses Isotopensignal wird sowohl in der Paläoklimatologie als auch in der Hydrologie erfolgreich als Untersuchungsinstrument eingesetzt. So können alte – eiszeitliche – Grundwässer im Neusiedlerseegebiet, in dem der isotopenhydrologische Höheneffekt keine nennenswerte Rolle spielt, leicht an ihrem niedrigen Sauerstoff-18-Gehalt erkannt werden (siehe Abbildung 46). Der δ^{18} O-Wert dieser alten Wässer liegt bis zu 2,5 ‰ niedriger als der von Grundwässern, die aus aktuellen Niederschlägen gebildet werden.



Abbildung 46: Sauerstoff-18-Gehalt von Tiefengrundwässern im Neusiedlerseegebiet in Abhängigkeit vom Kohlenstoff-14-Alter (Daten aus BOROVICZÉNY et al. 1992, bezogen auf einen Kohlenstoff-14-Gehalt von 85 % modern, nicht korrigiert).

Die Sauerstoff-18-Zeitreihen des österreichischen Isotopenmessnetzes führten Mitte der 1980er-Jahre zu der Erkenntnis, dass die Mittelwerte des Deuterium- bzw. Sauerstoff-18-Gehaltes in den Niederschlägen einen signifikanten Langzeittrend im Dekadenbereich aufweisen (siehe Abbildung 47), auch ohne extreme Klimaänderungen wie beim Übergang Eiszeit-Nacheiszeit. Es genügt also nicht, für jede Station einmal einen langjährigen Durchschnittswert zu ermitteln, es müssen die aktuellen Werte berücksichtigt werden.

Die Langzeitänderungen des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltes in den Niederschlägen bilden sich in der Folge auch in den Oberflächen- und Grundwässern ab. Für die isotopenhydrologische Praxis bedeutet dies beispielsweise, dass für eine genauere Ermittlung der mittleren Höhe des Einzugsgebietes von Quellen nur Quellwässer mit ähnlicher Altersverteilung miteinander verglichen werden dürfen. Ursache für diese

Langzeittrends des Sauerstoff-18-Gehaltes in den Niederschlägen ist in erster Linie der Anstieg der Lufttemperatur in den letzten Jahrzehnten, aber auch Änderungen der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge (Winterniederschläge haben einen niedrigeren, Sommerniederschläge einen höheren Sauerstoff-18-Gehalt) und die Herkunft der feuchten Luftmassen (Atlantik-/Mittelmeereinfluss) können eine gewisse Rolle spielen.



Abbildung 47: Langzeittrend des Sauerstoff-18-Gehaltes (gleitendes δ^{18} O-Zehnjahresmittel) bei einigen Stationen des österreichischen Niederschlags-Isotopenmessnetzes (Quelle: RANK & PAPESCH 2001, ergänzt). Bei Gebirgsstationen ist der Sauerstoff-18-Gehalt niedriger als bei Talstationen (Höheneffekt), bei Stationen mit signifikantem Mittelmeereinfluss (z. B. Villacher Alpe und Graz) höher als bei Stationen mit vorwiegend atlantischem Einfluss (z. B. Patscherkofel und Bregenz, Kontinentaleffekt). Das klimatische Signal – vor allem der signifikante Anstieg des Sauerstoff-18-Gehaltes während der achtziger Jahre – ist in den Gebirgsregionen wesentlich ausgeprägter.

Ein Vergleich des Verlaufes der Lufttemperatur mit dem des Sauerstoff-18-Gehaltes im Niederschlag belegt, dass die Hauptursache für die Isotopengehaltsschwankungen in Schwankungen der Lufttemperatur zu suchen ist (siehe Abbildung 48). Aber es gibt offensichtlich auch noch andere Einflüsse. Dafür kommen die schon erwähnten möglichen Änderungen in der örtlichen und zeitlichen Niederschlagsverteilung in Frage, weiter Änderungen in der Herkunft der feuchten Luftmassen oder auch ein vom regionalen Trend abweichender klimatischer Verlauf im Herkunftsgebiet (Verdunstung über der Meeresoberfläche). Die Unterschiede im zeitlichen Verlauf sind sicherlich zum Teil auch darauf zurückzuführen, dass die hier verwendete Temperaturmittelung nicht unterscheidet zwischen Niederschlags- und niederschlagsfreien Perioden. Für den Zeitraum 1961–1973 standen nur Sauerstoff-18-Daten der Station Wien, Hohe Warte, zur Verfügung.

Die Schwankungen und Abweichungen sind hier größer, dies kann als Maß für den Einfluss lokaler Unterschiede angesehen werden.



Abbildung 48: Abweichungen der Lufttemperatur und des Sauerstoff-18-Gehaltes des Niederschlags in Österreich vom langjährigen Mittel (1961–1999, Quelle: RANK & PAPESCH 2001). Die Kurven stellen ein gleitendes Zwölfmonatsmittel von sieben meteorologischen Stationen dar (Bregenz, Feuerkogel, Graz, Klagenfurt, Salzburg, Villacher Alpe, Wien). Für den Sauerstoff-18-Gehalt liegen bis 1993 nur Daten der Station Wien – Hohe Warte vor. Die Temperaturwerte sind AUER et al. (2001) entnommen.



Abbildung 49: Lufttemperatur und Sauerstoff-18-Gehalt in Flüssen: Langzeittrend der Lufttemperatur bei (a) Talund (b) Gebirgsstationen in Österreich; (c) Vergleich von Langzeittrends des Sauerstoff-18-Gehaltes in österreichischen Fließgewässern (die δ^{18} O-Skala gilt für die Donau, die Skala für die anderen Flüsse ist so verschoben, dass alle von einer gemeinsamen Basislinie im Jahre 1986 ausgehen; Quelle: RANK et al. 2017).

Mehr als die Isotopenverhältnisse bei einzelnen Niederschlagsbeobachtungsstationen geben die Isotopendaten von Flüssen Hinweise auf Klimaänderungen in größeren Gebieten (siehe Abbildung 49). So wie die Lufttemperatur in den letzten Jahrzehnten signifikant angestiegen ist – schneller im Gebirge (siehe Abbildung 49b) als in den Niederungen (siehe Abbildung 49a), stieg auch der Sauerstoff-18-Gehalt in den Flüssen stetig an (siehe Abbildung 49c), jener der Hochgebirgsflussstrecken stärker bzw. schneller als jener der Flachlandflussstrecken. In allen Ganglinien tritt dabei ein ausgeprägtes Klimasignal während der 1980er-Jahre auf.

Das Auftreten von Klimasignalen im Dekadenbereich macht die Langzeitreihen des österreichischen Isotopenmessnetzes auch zu einem wichtigen Studienobjekt für die Klimaforschung (ROZANSKI & GONFIANTINI 1990). Die festgestellten Langzeittrends des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltes im Niederschlag sind daher sowohl aus hydrologischer als auch aus klimatologischer Sicht ein maßgebliches Kriterium, das österreichische Netzwerk für die Aufnahme isotopenhydrologischer Basisdaten auch künftig im vollen Umfang weiter zu betreiben.



Abbildung 50: Niederschlagsammler für Isotopenmessungen (links) und Wetterstation (rechts) auf der Villacher Alpe, Dobratsch (2.135 m ü. A.), Kärnten.

5.1.3 WASSERISOTOPE UND KLIMAWANDEL IN ÖSTERREICH (M. KRALIK)

5.1.3.1 EINLEITUNG

Die Fraktionierung von Wasserisotopen (Deuterium, Sauerstoff-18) ist abhängig von der Quelle der Luftfeuchtigkeit, den Transportbedingungen und -weiten in der Luft und der Temperatur am Ort des Niederschlags. Wenn die Herkunft des Niederschlags und die Transportbedingungen über die Jahre mehr oder minder gleichbleiben, können die Wasserisotope über die mittlere Jahres-/saisonale Temperatur am Niederschlagsort bzw. deren Langzeitänderungen (Jahrzehnte) Auskunft geben (KRALIK et al. 2003, FRÖHLICH et al. 2008). Für Gebiete, in denen die Isotopenzusammensetzung des Niederschlags und der Oberflächengewässer sowie die Hydrologie- bzw. Klimadaten kontinuierlich gemessen wurden, lassen sich Klimatrends, deren Variabilität und sich daraus ergebende Einflüsse auf die Wasserressourcen abschätzen (BMLFUW 2015c).

In einigen alpinen Gebieten Europas änderte sich die Lufttemperatur bis zu + 2 °C (AUER et al. 2007). Um den Einfluss des Klimawandels auf die Sauerstoff-18-Gehalte in Wässern des hydrologischen Zyklus für Österreich zu bewerten, wurden die monatlichen Wasserisotopendaten von 11 meteorologischen und 10 Flussstationen des ANIP-Messnetzes auf Trends der letzten 40 Jahre untersucht und mit den monatlichen

Lufttemperaturen verglichen. Die Höhenlagen der ANIP-Stationen variieren zwischen 198 m ü. A in Wien bis zu 2.156 m ü. A in der Gipfelregion der Villacher Alpe (siehe Tabelle 7, Tabelle 8). Die mittleren jährlichen Niederschlagssummen variieren zwischen 600 mm und 2.000 mm. Das lokale Klima wechselt von kalt-alpin zu humid-gemäßigt, mit jährlichen mittleren Lufttemperaturen zwischen 1 °C und 11 °C.

5.1.3.2 METHODIK

Der Niederschlag wird täglich in Regensammlern (= Ombrometer, Fläche = 500 cm^2) bei offiziellen meteorologischen Stationen gesammelt und zu monatlichen Mischproben vereinigt. An einigen Stationen wurde seit ca. 2010 ein vergleichbarer spezieller monatlicher Regensammler (GRÖNING et al. 2012) eingesetzt. Für diese statistische Auswertung wurden ca. 9.200 Sauerstoff-18-Messungen verwendet, die vom AIT und dem Vorgängerinstitut BVFA Arsenal sowie dem Helmholtz Zentrum München – Deutsches Forschungszentrum für Gesundheit und Umwelt (Vorgängerinstitut: Institut für Radiohydrometrie bzw. Institut für Hydrologie der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung) über die Jahre durchgeführt wurden. Die Messungen wurden bis 2010 ausschließlich mittels Gasmassenspektrometer, kombiniert mit automatischen Äquilibrationseinheiten, durchgeführt. Seit diesem Zeitpunkt werden die Wasserproben überwiegend laserspektroskopisch (CRDS-System) gemessen. Die Messunsicherheit der δ^2 H- und δ^{18} O-Messungen ist generell geringer als 1,0 ‰ bzw. 0,1 ‰.



Abbildung 51: Die österreichischen Staatsgrenzen (rote Linie) im Zentrum von Europa. Der blaue Pfeil zeigt die Hauptrichtung der Niederschlagsluftmassen vom Nordwesten (Nordatlantik) an. Der gelbe Pfeil zeigt die zweitwichtigste Richtung der Niederschlagsluftmassen vom Südwesten (Mittelmeer), die besonders für den Teil südlich des Alpenhauptkammes wichtig sind.

Von allen monatlichen Sauerstoff-18-Messungen wurden niederschlagsgewichtete Jahresmittelwerte gebildet. Von den monatlichen Lufttemperaturmittelwerten wurde ein Jahresmittelwert errechnet. Von diesen wurde eine lineare Regressionsanalyse über die Periode von 1973–2014 durchgeführt.

5.1.3.3 ERGEBNISSE

Alle 11 "Langzeit"-Niederschlagstationen weisen einen mittleren Lufttemperaturanstieg von 1,7 °C (1,3–2,0 °C) über den Zeitraum von 1973–2014 auf (siehe Abbildung 52). Das entspricht einem mittleren Temperaturanstieg von 0,42 °C (0,3–0,5 °C) pro Jahrzehnt. Alle Niederschlagswässer außer der Station

Villacher Alpe zeigen einen mittleren Anstieg im δ^{18} O von 0,79 ‰ (0,3–1,8 ‰), was einer Zunahme von 0,19 ‰ (0,1–0,5 ‰) pro Jahrzehnt im Zeitraum von 1973–2014 gleichkommt (siehe Abbildung 53).

TABELLE 7: METEOROLOGISCHE STATIONEN MIT UNGEFÄHRER HÖHE, MITTLERER LUFTTEMPERATUR UND SAUERSTOFF-18-GEHALTE (δ^{18} O) DER WÄSSER IN DER PERIODE 1973–2014.

Meteorologische Station	Höhe [m ü. A.]	Lufttemperatur [°C]	δ ¹⁸ Ο [‰ V-SMOW]*
Bregenz-Rieden	410	9,8	- 10,2
Eisenkappel	580	7,2	- 9,8
Feuerkogel	1.618	3,8	- 11,7
Graz Universität	366	9,7	- 8,7
Gutenstein	482	7,5	- 9,8
Klagenfurt Flughafen	450	8,6	- 9,0
Obergurgl	1.938	2,0	- 13,9
Salzburg Flughafen	430	9,0	- 10,0
Seeberg	1.040	6,5	- 10,1
Villacher Alpe	2.156	0,7	- 10,4
Wien Hohe Warte	198	10,3	- 9,7

Anmerkung:

* Mittelwerte niederschlagsgewichteter Jahresmittelwerte 1973–2014

Die Wässer Österreichs großer Flüsse und Seen steigen im Mittel im δ^{18} O um 0,94 ‰ (0,6–1,3 ‰) über den Zeitraum von 1973–2014. Das kommt einem Anstieg von 0,23 ‰ (0,14–0,30 ‰) pro Jahrzehnt gleich (siehe Abbildung 53).

TABELLE 8: FLUSS- UND SEE-STATIONEN MIT UNGEFÄHRER HÖHE UND SAUERSTOFF-18-GEHALTE (δ^{18} O) DER WÄSSER IN DER PERIODE 1973–2014.

Fluss-/See-Station	Höhe [m ü. A.]	δ ¹⁸ Ο [‰ V-SMOW]
Bodensee, Hard	392	- 11,9
Donau, Nußdorf	156	- 11,4
Drau, Neubrücke	412	- 11,4
Fuschlsee, Fuschl	662	- 10,3
Ill, Gisingen Feldkirch	434	- 13,0
Inn, Kirchbichl	484	- 13,5
March, Angern	140	- 9,5
Mur, Spielfeld	244	- 11,1
Neusiedlersee, Podersdorf	114	- 3,3
Salzach, Salzburg	408	- 12,7

Die monatlichen Sauerstoff-18-Gehalte und die mittleren monatlichen Lufttemperaturen aller einzelnen meteorologischen Stationen erlauben, signifikante mittlere δ^{18} O-Anstiege von 0,6 ‰ (0,59–0,77 ‰) pro einem Grad Celsius Lufttemperaturzunahme zu berechnen (1973–2014). Das Bestimmtheitsmaß (R²) variiert zwischen 0,5 und 0,8.

Über die gleiche Periode stiegen bei allen Stationen die Jahressummen der Niederschläge (im Mittel: 637–1.853 mm), mit Ausnahme von Salzburg geringfügig um 1–6 %.



Abbildung 52: Geglättete (Gaußfilter) mittlere Jahrestemperaturen von ausgewählten meteorologischen Stationen. Wegen der Übersichtlichkeit ist der Rest der Stationen in grauen dünnen Linien im Hintergrund dargestellt. Viele Stationen zeigen einen verstärkten Anstieg in der Lufttemperatur zwischen 1980–1990 und 1996–2001.



Abbildung 53: Geglättete (Gaußfilter) jährliche δ^{18} O-Mittelwerte von ausgewählten meteorologischen Stationen und der Flussstation Donau in Wien. Wegen der Übersichtlichkeit ist der Rest der Stationen in grauen dünnen Linien im Hintergrund dargestellt. Viele Stationen zeigen einen verstärkten Anstieg in den Sauerstoff-18-Gehalten zwischen 1980–1990 und 1996–2001.

5.1.3.4 DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Bewertung von Trends meteorologischer oder geochemischer Daten ist häufig schwierig, hängt von der ausgewählten Periode ab und basiert normalerweise auf einer geringen Anzahl von Daten. Trotz dieser Schwierigkeiten sind diese Kriterien ganz wichtig für die Interpretation von hydrologischen und geochemischen Daten und die Voraussage von zukünftigen Entwicklungen.



Abbildung 54: Geglättete Jahresmittelwerte von $\delta^{18}O$ (Gaußfilter) von ausgewählten Fluss-/Seestationen und zum Vergleich die Daten der meteorologischen Station in Wien. Alle Stationen zeigen einen verstärkten Anstieg in Lufttemperatur und $\delta^{18}O$ -Werten zwischen 1980–1990 und einige auch zwischen 1996–2001.

Österreich ist in der bevorzugten Situation, viele Wasserisotopendaten an monatlichen Niederschlags- bzw. Fluss-/Seewasserproben (BMLFUW 2015c, RANK et al. 2017) von vielen Stationen in einem relativ engen Bereich (72 Stationen auf ca. 80.000 km²) gesammelt zu haben. Auf der anderen Seite ist die meteorologische Situation durch das alpine Relief und die Wetterscheide entlang des Alpenhauptkammes kompliziert. Die dominierende Herkunft der Niederschläge in Österreich ist vom Nordwesten aus der Richtung des Nordatlantik, aber häufig kommen Niederschläge auch aus dem Südwesten aus der Richtung des Mittelmeeres (siehe Abbildung 51). Diese weisen eine geringfügig unterschiedliche Isotopensignatur auf (ähnliche Höhenlagen zeigen um ca. 1 ‰ höhere δ^{18} O-Werte).

Obwohl jede meteorologische Station einzigartige klimatische Bedingungen aufweist, zeigen 10 von 11 meteorologischen Stationen einen signifikanten steigenden Trend über eine Periode von 41 Jahren (1973–2014). Auch in den Fluss-/Seestationen, die über große Einzugsgebiete von 1.300 bis 10.400 km² integrieren, zeigen alle δ^{18} O-Werte eine signifikante Erhöhung. Der mittlere Anstieg in allen meteorologischen Stationen liegt mit 0,79 ‰ im gleichen Bereich wie der in den Fluss-/Seestationen (0,94 ‰, siehe Abbildung 54).

Im gleichen Zeitraum von 41 Jahren steigt die mittlere Lufttemperatur aller Stationen um 1,7 °C (1,3 °C bis 2,0 °C) an. Die Korrelation der monatlichen Lufttemperatur- und Sauerstoff-18-Daten jeder einzelnen Station ergibt im Mittel einen Anstieg im δ^{18} O von 0,6 ‰ (0,59–0,64 ‰) pro 1 °C. Wie bereits zuvor erwähnt, können die Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte auch von anderen Einflussfaktoren (z. B. Niederschlagsherkunft) als nur von der mittleren Lufttemperatur am Niederschlagsort abhängen. Trotzdem ist das Bestimmtheitsmaß R² zwischen den monatlichen Sauerstoff-18-Gehalten im Niederschlag und der mittleren Lufttemperatur in jeder einzelnen Station mit 0,5–0,8 relativ gut. Daher ist der Schluss gerechtfertigt, dass

der Anstieg der Sauerstoff-18-Gehalte vorwiegend durch den Lufttemperaturanstieg in den österreichischen meteorologischen Stationen und in den Einzugsgebieten der Fluss-/Seestationen zu suchen ist.

Zusätzlich kommt es zu zeitweise verstärkten mittleren Lufttemperaturanstiegen in den Jahren 1980–1990 und 1996–2001 (siehe Abbildung 52), was sich auch in parallelen Anstiegen in den Sauerstoff-18-Gehalten vieler Stationen äußert (siehe Abbildung 53). Die Gründe für diese periodischen Anstiege und Abflachungen sind gegenwärtig noch unbekannt.

Zusammenfassend zeigt sich, dass der Anstieg der mittleren Lufttemperatur und die parallelen Anstiege der Sauerstoff-18-Gehalte in den Niederschlägen und in den Fluss-/Seewässern von 0,4 °C und 0,2 ‰ im δ^{18} O pro Jahrzehnt eine Folge des Klimawandels in den letzten 40 Jahren sind. Das unterstreicht auch die Notwendigkeit, kontinuierlich den Niederschlag und die Oberflächenwässer zu beobachten (Monitoring), nicht nur für die Klimaforschung, sondern auch für hydrogeologische Praxis-Untersuchungen. Ein vor langer Zeit ermittelter Input-Wert (Niederschlag oder Oberflächengewässer) für eine Region kann nicht über viele Jahre oder Dekaden als gleichbleibend angesehen werden.



Abbildung 55: Kamp bei Schauenstein im Waldviertel, Niederösterreich.

5.1.4 DIE BEDEUTUNG DES DEUTERIUM-EXZESSES (DEUTERIUM-ÜBERSCHUSSES) IM ALPINEN RAUM (D. RANK & S. WYHLIDAL)

Nach neueren Erkenntnissen aus den Langzeitreihen des österreichischen Isotopenmessnetzes kommt dem Deuterium-Exzess d ($d = \delta^2 H - 8 \cdot \delta^{18}O$) der Niederschläge im alpinen Raum eine andere Bedeutung zu als außerhalb der Gebirgsregion. Während im Allgemeinen aus dem Deuterium-Exzess auf die großräumige Herkunft von feuchten Luftmassen geschlossen werden kann – beispielsweise deuten höhere Werte auf mediterrane Herkunft hin –, wird diese Signatur im alpinen Raum durch den Einfluss der lokalen orografischen Verhältnisse und als deren Folge von sekundären Isotopenfraktionierungsprozessen – wie Schneeflockenbildung und partielle Verdunstung der fallenden Regentropfen – weitgehend überdeckt (RANK & PAPESCH 2005).

ANWENDUNGSBEISPIELE

Auffallend ist zunächst dass benachbarte Gebirgs- und Talstationen (beispielsweise Feuerkogel und Ebensee) deutlich unterschiedliche mittlere d-Werte hatten, niedrigere im Tal, höhere im Gebirge. Darüber hinaus unterscheiden sich die jahreszeitlichen Verläufe deutlich (siehe Abbildung 56). Während die Talstationen (z. B. Innsbruck) das erwartete Minimum im Sommer aufweisen, zeigen die Gebirgsstationen ein ausgeprägtes Maximum (ca. 15 ‰) zwischen Juni und Oktober. In diesen Zeitraum fällt auch das jahreszeitliche Niederschlagsmaximum. Ein nicht erwartetes Resultat ist, dass keine signifikanten Unterschiede zwischen nördlichen und südlichen Stationen auftreten, die Stationen mit mediterranem Einfluss wie Villacher Alpe und Graz zeigen einen ähnlichen Verlauf des Deuterium-Exzesses wie die nördlichen Stationen.



Abbildung 56: Jahreszeitlicher Verlauf des Deuterium-Exzesses im Niederschlag an verschiedenen Stellen und Höhenlagen in Österreich (nördlich: Patscherkofel 2.245 m ü. A., Innsbruck 577 m ü. A.; südlich: Villacher Alpe 2.135 m ü. A., Graz 366 m ü. A.); Mittelwerte 1976–1985 (Quelle: RANK & PAPESCH 2005).

Diese Unterschiede treten auch auf, wenn der horizontale Abstand zwischen Gebirgs- und Talstation nur wenige Kilometer beträgt (siehe Abbildung 56, Patscherkofel und Innsbruck). Daraus ist zu schließen, dass die niedrigeren d-Werte bei den Talstationen auf Verdunstung und/oder Isotopenaustausch mit der Luftfeuchtigkeit während des Fallens der Regentropfen zurückzuführen ist (Einzelheiten siehe FRÖHLICH et al. 2008).

Anhand der Seen im Flusssystem der Traun wurde überprüft, wie sich diese Effekte in der Fläche auswirken. Der Einzugsbereich der Traun reicht bis 3.000 m Höhe (siehe Abbildung 57). Die Seen sind verhältnismäßig kalt, tief und gut durchflossen, der Einfluss der Verdunstung auf die Isotopenverhältnisse im Seewasser bleibt somit gering. Die Seen sind am Ende des Winters – vor der Schneeschmelze im Gebirge – gut durchmischt, sodass zu diesem Zeitpunkt aus den Seeabflüssen entnommene Wasserproben Isotopenverhältnisse nahe dem Jahresmittelwert aufweisen. Der Sauerstoff-18-Gehalt des Seewassers repräsentiert dabei näherungsweise die mittlere Höhenlage des Einzugsgebietes des Sees. Der Deuterium-Exzess korreliert gut mit dem Sauerstoff-18-Gehalt (siehe Abbildung 57, Insert) und hängt damit deutlich von der Höhenlage des Einzugsgebietes bzw. von den orografischen Verhältnissen ab.



Abbildung 57: Deuterium-Exzess in alpinen Seen im Flusssystem der Traun zu einem Zeitpunkt guter Durchmischung (Diagrammausschnitt ungefähr 150 km x 110 km). Die Proben wurden beim jeweiligen Seeabfluss entnommen. Insert: Korrelation zwischen Deuterium-Exzess und dem Sauerstoff-18-Gehalt des Seewassers, der die mittlere Höhe des jeweiligen Einzugsgebietes repräsentiert (nach RANK & PAPESCH 2005).

Daraus ergeben sich Folgerungen für die Interpretation des Deuterium-Exzesses im alpinen Raum:

- Die verhältnismäßig großen örtlichen Schwankungen des Deuterium-Exzesses im Niederschlag in den Alpen (höhere Werte auf den Bergen, niedrigere Werte in den Tälern und im Vorland) sind hauptsächlich eine Folge der lokalen orografischen Verhältnisse und nicht das Ergebnis einer unterschiedlichen Herkunft der in die Gebirgsregion transportierten Luftmassen.
- Der Deuterium-Exzess in einer Gebirgsregion ist daher nur sehr eingeschränkt als Indikator für die Bestimmung der Herkunft von Luftmassen geeignet. Hierfür – z. B. zur Unterscheidung von atlantischer und mediterraner Herkunft – muss auf die Interpretation der Deuterium- bzw. Sauerstoff-18-Gehalte und auch des Tritiumgehaltes ausgewichen werden.
- Die aus der Gebirgsregion kommenden Fließgewässer enthalten eine Mischung aus den im Gebirge und in den Tälern fallenden Niederschlägen, sodass der resultierende Deuterium-Exzess mehr oder weniger "normal" ist, wenn der Fluss den Gebirgsbereich verlässt.

5.2 ISOTOPE IN OBERFLÄCHENGEWÄSSERN

5.2.1 ÖRTLICHE UND ZEITLICHE ISOTOPENVERTEILUNG IN ÖSTERREICHISCHEN FLIEßGEWÄSSERN (D. RANK, S. WYHLIDAL & K. SCHOTT)

Die Isotopenzusammensetzung im Flusswasser wird durch die Isotopenzusammensetzung im Niederschlagswasser im Einzugsgebiet bestimmt (Höheneffekt, Kontinentaleffekt, jahreszeitliche Änderungen, Starkregenereignisse). Eine Reihe von hydrologischen Parametern und Prozessen modifiziert diese Isotopensignatur und ihren zeitlichen Verlauf: verzögerter Abfluss der Winterniederschläge (Schneedecke), Verweilzeit des in den Fluss austretenden Grundwassers, Vermischung mit Zuflüssen (siehe Abbildung 59), starke Verdunstung von Seeoberflächen im Flusssystem, hydroklimatische Änderungen (Änderung der Lufttemperatur, örtliche und zeitliche Änderung der Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet) sowie anthropogene Eingriffe in das hydrologische Regime (z. B. Staubecken, künstliche Bewässerung).

Bei den stabilen Isotopen bestimmen vorwiegend Höheneffekt und unterschiedliche Herkunft der Luftfeuchtigkeit die örtliche Verteilung der Isotopenverhältnisse (Mittelwerte) in den österreichischen Fließgewässern (siehe Abbildung 58, Tabelle 9). Der Inn mit seinem hochalpinen Einzugsgebiet hat in seinem Oberlauf den niedrigsten Sauerstoff-18-Gehalt im gesamten Donauraum ($\delta^{18}O = -13,2\%$). Obere Donau (-9,6%) und March (-9,2%) mit ihren niedriger gelegenen Einzugsgebieten die höchsten Werte. Der Einfluss mediterraner Luftfeuchtigkeit – weniger Ausregnen über dem Kontinent – ist verantwortlich für den höheren Sauerstoff-18-Gehalt der südalpinen Flüsse (Drau, Mur) im Vergleich zu den nordalpinen (Rhein, Inn, Salzach).



Abbildung 58: Sauerstoff-18-Gehalt in österreichischen Fließgewässern (δ^{18} O-Mittelwerte 2006–2015 auf der Basis monatlicher Stichproben) (Quelle. RANK et al. 2017).

TABELLE 9: ISOTOPENZUSAMMENSETZUNG IN ÖSTERREICHISCHEN FLIEßGEWÄSSERN (UND IM BODENSEE): SAUERSTOFF-18-GEHALT (8¹⁸O-MITTELWERTE 1976–1985, 1986–1995, 1996-2005, 2006-2015) UND MITTLERER TRITIUMGEHALT 2015 AUF DER BASIS MONATLICHER STICHPROBEN (RANK ET AL. 2017).

	Probenahme-	MQ	δ ¹⁸ Ο [‰]	³ H [TE]			
	stelle	$[m^3/s]$	1976-1985	1986-1995	1996-2005	2006-2015	2015
Donau-Flusssystem							
Donau	Engelhartszell	1416 ¹	- 11,81	- 11,29	- 11,24	- 11,14	8,4
	Wien	1925 ²	- 11,75	- 11,33	- 11,22	- 11,08	8,4
	Hainburg	1940	- 11,62	- 11,16	- 11,10	- 11,01	9,5
Drau	Neubrücke	-	- 11,80	- 11,48	- 11,08	- 11,21	6,6
Inn	Schärding	730	- 12,84	- 12,29	- 12,09	- 11,99	7,6
	Kirchbichl	294	- 14,01	- 13,46	- 13,32	- 13,24	7,3
Leitha	DBrodersdorf	9,4	- 10,75	- 10,67	- 10,46	- 10,41	7,1
March	Angern	107	- 9,88	- 9,34	- 9,33	- 9,20	45,8
Mur	Spielfeld	149 ³	- 11,56	- 11,04	- 10,78	- 10,74	7,0
Salzach	Salzburg	178	- 13,12	- 12,60	- 12,33	- 12,39	7,1
Rhein-Flusssystem							
III	Gisingen	65,6	- 13,45	- 13,00	- 12,79	- 12,63	7,2
Rhein	Lustenau	230	- 13,57	- 12,97	- 12,74	- 12,68	7,2
Bodensee	Bregenz	-	- 12,30	- 11,90	- 11,60	- 11,40	7,0
Anmerkungen							

MQ 1

Durchflussrate (langjähriges Mittel aus dem Hydrographischen Jahrbuch) Aschach (Strom-km 2160)

2 Korneuburg (Strom-km 1941) 3

Mureck



Abbildung 59: Luftbild von Passau, Deutschland; Zusammenfluss von Inn (links, Gebirgswasser mit niedrigerem Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt) und oberer Donau (Mitte, höherer Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt) und Ilz (rechts) in Passau. Bis zur Staustufe Jochenstein (ca. 20 km stromabwärts) sind die Flusswässer noch nicht vollständig durchmischt. © https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Dreifl%C3%BCsseeck-Passau-Aerial (P1140080E).jpg

ANWENDUNGSBEISPIELE

Die Beziehung zwischen Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt zeigt, dass fast alle Flusswasserdaten – mit Ausnahme der Werte der March – nahe der globalen Niederschlagslinie liegen (siehe Abbildung 60). Daraus folgt, dass der Verdunstungseinfluss auf die Isotopenzusammensetzung in den Flusswässern in erster Näherung vernachlässigbar ist, sodass Isotopensignale des Niederschlags durch das gesamte hydrologische System transportiert werden und sich in den Isotopenganglinien des Flusswassers abbilden (Kurz- und Langzeitsignale). Nur die March führt Wasser, dessen Isotopenzusammensetzung starken Verdunstungseinfluss zeigt (Isotopensignal unter der Niederschlagsgeraden) – eine Folge von seichten Staubereichen im Flusssystem.



Abbildung 60: $\delta^2 H$ - $\delta^{18}O$ -Relation für österreichische Fließgewässer. Die Werte der March zeigen eine Anreicherung der schweren Isotope als Folge starker Verdunstungsprozesse in den Staubereichen des Flusssystems (GMWL: Globale Niederschlagsgerade. Quelle: RANK et al. 2017).

ISOTOPENLANGZEITTRENDS IN ÖSTERREICHISCHEN FLIEßGEWÄSSERN

Alle österreichischen Fließgewässer zeigen einen ähnlichen Langzeittrend in den Isotopenganglinien mit Ausnahme von kurzzeitigen Tritiumgehalt-Spitzen in Donau und March (siehe Abbildung 61). Die Langzeittrends der Isotopenverhältnisse im Niederschlag werden auch in den Flüssen abgebildet, wenn andere Einflüsse wie Verdunstungseffekte nur einen vernachlässigbaren Einfluss auf die Isotopenzusammensetzung haben. Der Langzeitanstieg bei den stabilen Isotopen (Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt) ist vorwiegend auf den Temperaturanstieg in der Luft zurückzuführen (siehe Kapitel 5.1.2), aber auch eine geringe Schneebedeckung im Einzugsgebiet durch einige Winter und Änderungen in der Winter/Sommer- oder Gebirgs-/ Tiefland-Verteilung des Niederschlags können einen gewissen Einfluss auf die Langzeittrends haben.



Abbildung 61: Sauerstoff-18-Zeitreihe (monatliche Stichproben, gleitendes δ^{18} O-Zwölfmonatsmittel) und Tritiumzeitreihe (monatliche Stichproben) der Donau in Wien. Die zeitweise höheren Tritiumwerte seit den 90er-Jahren sind auf kurzzeitige Tritiumabgaben bei den bayerischen Kernkraftwerken zurückzuführen (Quelle: RANK et al. 2017).

Der Tritiumgehalt der Fließgewässer folgt mit einer Verzögerung dem Tritiumgehalt im Niederschlag in Abhängigkeit von der Verweilzeit des Niederschlagswassers im Einzugsgebiet (siehe Abbildung 61). Seit dem Kernwaffenmaximum 1963 ist die Tritiumkonzentration der Niederschläge stetig zurückgegangen und liegt derzeit mit Jahresmittelwerten von 7–10 TE in der Nähe des natürlichen Hintergrundes (siehe Tabelle 9). Tritiumabgaben von nuklearen Anlagen überlagern als kurzzeitige Spitzen den allgemeinen Trend bei Donau und March. Alle Flusswasserwerte über ca. 12 TE sind anthropogenen Ursprungs (siehe Abbildung 61). Auch beim Tritiumgehalt der österreichischen Flüsse wird ein Kontinentaleffekt sichtbar. Als Folge der kürzeren Transportzeit der feuchten Luftmassen vom Mittelmeer her wird weniger tritiumreiche Luft über dem Kontinent beigemischt, sodass die Fließgewässer in Südösterreich einen deutlich niedrigeren Tritiumgehalt aufweisen als diejenigen nördlich der Alpen (RANK et al. 2017).

JAHRESZEITLICHE SCHWANKUNGEN DES ISOTOPENSIGNALS IN ÖSTERREICHISCHEN FLIEßGEWÄSSERN

Ein Vergleich des durchschnittlichen jahreszeitlichen Verlaufes der Isotopenverhältnisse im Flusswasser mit dem im Niederschlag zeigt eine Dämpfung des Eingangssignals um ungefähr den Faktor 5 für den Sauerstoff-18-Gehalt (siehe Abbildung 62). Außerdem sind alpine Flüsse durch ein Minimum an Sauerstoff-18-Gehalt im Frühjahr/Sommer wegen des verzögerten Abflusses der Winterniederschläge im Gebirge (Schneeschmelze) charakterisiert. Auch der jahreszeitliche Tritiumverlauf weist ein Schneeschmelz-Minimum im späten Frühjahr auf. Dieses ist schmäler als das Minimum im Sauerstoff-18-Gehalt und tritt etwas früher ein. Die Ursache hierfür ist, dass das jahreszeitliche Tritiummaximum im Niederschlag ungefähr zwei Monate früher auftritt (Mai) als das Maximum im Sauerstoff-18-Gehalt. Als Folge davon kompensiert der höhere Tritiumgehalt der Frühjahrsniederschläge zum Teil die niedrigeren Tritiumgehalte der Schmelzwässer (RANK et al. 2017).



Abbildung 62: Dämpfung des jahreszeitlichen Sauerstoff-18-Niederschlagssignals in alpinen Flüssen (Quelle: RANK et al. 2017).

Ein niedriger gelegenes Einzugsgebiet und einige – zum Teil – seichte Staubereiche charakterisieren das Flusssystem der March. Der jahreszeitliche Zyklus des Sauerstoff-18-Gehaltes zeigt ein schmäleres und früheres Minimum als der von alpinen Flüssen (siehe Abbildung 64). Ein starker Verdunstungseinfluss auf die Isotopenzusammensetzung in der March im Sommer und Herbst führt zu einem ausgeprägten Sommermaximum (Anreicherung der schweren Isotope in den Staubereichen). Die gleichzeitig verhältnismäßig niedrige Wasserführung verstärkt diesen Effekt.

Das Wasser der Leitha besteht hauptsächlich aus austretendem Grundwasser mit einer mittleren Verweilzeit von etwa 10–20 Jahren, zeitweise überlagert von Schneeschmelzwässern und Starkregenabflüssen. Daher ist die durchschnittliche jahreszeitliche Schwankung der Isotopenwerte verhältnismäßig klein im Vergleich zu anderen Fließgewässern.



Abbildung 63: Altarm der Leitha im Herbst, Niederösterreich.



Abbildung 64: Jahreszeitliche Schwankung des Sauerstoff-18-Gehaltes in österreichischen Fließgewässern (Quelle. RANK et al. 2017).

KURZZEITIGE ISOTOPENSIGNALE IN ÖSTERREICHISCHEN FLIEßGEWÄSSERN

Isotopenuntersuchungen auf der Basis von Tagesproben des Donauwassers in Hainburg (1996) und Tulln (2012) brachten eine Übersicht über kurzfristige Änderungen der Isotopenzusammensetzung in Fließgewässern. Die gesamte Variationsbreite im Donauwasser bei Tulln im Jahr 2012 betrug 15 ‰ für δ^2 H und 1,8 ‰ für δ^{18} O (siehe Abbildung 66). Stärkere Kurzzeitänderungen – sowohl der Isotopenzusammensetzung im Flusswasser als auch des Durchflusses – sind bei Starkregenereignissen und bei Schneeschmelzprozessen (im Gebirge und/oder im Tiefland), verbunden mit Temperaturänderungen, im Einzugsgebiet zu erwarten. Niedrige Sauerstoff-18-Gehalte sind eine Folge der Schneeschmelze im Gebirge, hohe Werte eine Folge von Frühjahrs- und Sommerniederschlägen.



Abbildung 65: Donau (links) und Steyr (rechts).



Abbildung 66: Übersichtsinterpretation kurzzeitiger Schwankungen des Sauerstoff-18-Gehaltes im Donauwasser auf der Basis von Tages-Stichproben in Tulln im Jahr 2012 (Quelle. WYHLIDAL et al. 2014).

Mit der Abnahme der von den Kernwaffenversuchen stammenden Tritiumaktivität in der Umwelt und der Annäherung an die natürlichen Werte ist der Einfluss lokaler Tritiumabgaben durch kerntechnische Anlagen stärker sichtbar geworden. Im Jahr 2012 betrug die Tritiumkonzentration im Niederschlag im oberen Donaueinzugsgebiet ungefähr 9 TE, die Tritiumkonzentration in den – nicht von lokalen Tritiumabgaben betroffenen – österreichischen Fließgewässern 8 ± 2 TE. In der Donau bei Tulln traten mehrere Tritiumspitzen in der Größenordnung von 50 TE mit einer Halbwertsbreite von ein bis zwei Tagen auf (WYHLIDAL et al. 2014). Diese Kurzzeitanhebungen des Tritiumgehaltes im Flusswasser sind auf Tritiumabgaben der bayrischen Kernkraftanlagen zurückzuführen. Es wurden keine Korrelationen zwischen Durchfluss und Tritiumspitzen beobachtet, höhere Fließraten führen zu einer stärkeren Verdünnung der abgegebenen Tritiumaktivität. Die Form der Tritiumspitzen wird durch die Staustufen an der Donau und ihren Nebenflüssen nur wenig beeinflusst, dies gilt auch für rasche Änderungen der Verhältnisse der stabilen Isotope im Donauwasser. Die Tritiummaxima in der March – Abgaben des tschechischen Kernkraftwerkes Dukovany – haben Halbwertsbreiten in der Größenordnung von Wochen als Folge der Staubereiche im Flusssystem (RANK et al. 2000).

5.2.2 ISOTOPENSIGNALE IN ÖSTERREICHISCHEN SEEN (D. RANK & S. WYHLIDAL)

Auch die Isotopenverhältnisse in Seen folgen mit einer Verzögerung – abhängig von der Verweilzeit des Wassers im See und davor im Einzugsgebiet – dem Verlauf in den Niederschlägen (siehe Abbildung 67). Bei den meisten alpinen Seen – größere Tiefe und gut durchflossen – spielt dabei der Einfluss der Verdunstung auf die Isotopenverhältnisse – auch der stabilen Isotope – nur eine untergeordnete Rolle. Das Gegenstück dazu ist der seichte und nahezu abflusslose Neusiedlersee, bei dem pro Jahr Wasser im Ausmaß des gesamten Seevolumens verdunstet. Dies führt zu einer Anreicherung der schweren Isotope im Seewasser (siehe Kapitel 5.3.3), die selbst für die Tritiumwerte eine gewisse Rolle spielt.

In Abbildung 67 liegen die Tritiumwerte des Neusiedlersees mit einer mittleren Verweilzeit des Wassers von ungefähr einem Jahr ganz in der Nähe der Niederschlagswerte, während der Tritiumgehalt des Attersees mit einem größeren Zeitabstand dem des Niederschlags folgt. Daraus lässt sich für das Wasser des Attersees eine mittlere Verweilzeit von sieben bis acht Jahren abschätzen (Exponentialmodell).



Abbildung 67: Tritiumzeitreihen von österreichischen Seen im Vergleich mit dem Tritiumgehalt des Niederschlags (Wien, Hohe Warte, gewichtetes Jahresmittel). Die Jahresmittel für Bodensee und Neusiedlersee beruhen auf monatlichen Stichproben; die näherungsweisen Jahresmittel für den Attersee beruhen auf im Frühjahr (Februar/März) beim Ausfluss der Ager entnommenen Wasserproben, wenn der See vollkommen durchmischt ist (RANK 1986).

Auch Schichtungsprozesse in Seen zeichnen sich deutlich in den Isotopenverhältnissen ab. So sind beim Attersee aus dem Verlauf des Sauerstoff-18-Gehaltes in Abhängigkeit von der Wassertiefe eine Schichtungsausbildung im Sommer und die Rückkehr zur vollständigen Durchmischung im Winter zu erkennen (siehe Abbildung 68). Bei den Forschungsarbeiten im Toplitzsee unter Einsatz eines Tauchbootes wurden zur Untersuchung der – von den untersuchenden BiologInnen vermuteten – "uralten" Tiefenwässer auch Wasserproben für Isotopenmessungen entnommen (siehe Abbildung 69). Sowohl aus den Tritium- als auch aus den Sauerstoff-18-Daten folgt, dass zum Zeitpunkt der Probenahme im November 1987 eine ausgeprägte Schichtung des Seewassers vorlag. Aus dem Tritiumgehalt des Tiefenwassers lässt sich eine mittlere Verweilzeit von nicht mehr als ungefähr acht Jahren abschätzen.



Abbildung 68: Hinweise aus Sauerstoff-18-Messungen auf die Ausbildung von Schichtungen im Attersee (die Wasserproben wurden durch das Limnologische Institut der Akademie der Wissenschaften entnommen (Quelle: RANK 1986).



Abbildung 69: Schichtung im Toplitzsee am 27.11.1987; aus dem Tritiumgehalt des Tiefenwassers lässt sich auf eine mittlere Verweilzeit von ungefähr sieben bis neun Jahren schließen (Quelle: RANK 1989).

5.2.3 INTERAKTION VON SEEN MIT GRUNDWASSERKÖRPERN – BEISPIELE DER ANWENDUNG STABILER UMWELTISOTOPE ALS TRACER FÜR NACHWEIS UND QUANTIFIZIERUNG (T. HARUM, C. RESZLER, A. LEIS & A. DALLA-VIA)

5.2.3.1 EINLEITUNG

Anhand von zwei kleinen alpinen Seen (Altausseer See und Klopeiner See, Lage siehe Abbildung 73) mit sehr unterschiedlichen hydrogeologischen Rahmenbedingungen wird dargestellt, dass die stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 und Deuterium relevante Informationen über Verdunstungsprozesse, Zu- und Abstrom von Grundwasser sowie das Zirkulationsverhalten in Seen liefern, wie in HARUM et al. (2016, 2017) dargestellt.

Der im südalpinen Raum (Jauntal, Kärnten) gelegene **Klopeiner See** (siehe Abbildung 70) war eines der Testgebiete des ETC-Alpine-Space-Projekts SILMAS, in dem es unter anderem um die Untersuchung der Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserhaushalt und Zirkulation alpiner Seen ging (BORASI et al. 2013). Es handelt sich um einen kleinen meromiktischen (teildurchmischenden) See (Einzugsgebiet 2,40 km², Seeoberfläche 1,14 km², maximale Tiefe 48 m). Der See steht in Interaktion mit einem quartären Porenaquifer und ist durch ein sehr langsames Zirkulationsverhalten charakterisiert (mittlere Verweilzeit in 48 m Tiefe 6,8 Jahre aus einer Tritium-Helium-Datierung; BORASI et al. 2013).



Abbildung 70: Klopeiner See, Kärnten.

Der Altausseer See (siehe Abbildung 71, Abbildung 72) wurde in einer Studie im Auftrag des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung, Abteilung 15 Energie, Wohnbau, Technik, Gewässeraufsicht und Gewässerschutz untersucht (HARUM et al. 2014). Ziel waren die Erstellung einer Wasserbilanz und der Nachweis und die Quantifizierung von Karstzuflüssen in den See. Der See befindet sich am Südrand des Toten Gebirges in den Nördlichen Kalkalpen und wird in sehr hohem Ausmaß durch unterseeische Karstquellen alimentiert, wie der hohe Abfluss des Sees beweist. An den Seeufern liegen nur kleine Quellaustritte, der größte hat laut ZÖTL (1961) eine Schüttung von 15 l/s.



Abbildung 71: Altausseer See, Steiermark, Blick nach Osten.



Abbildung 72: Altausseer See, Steiermark, Blick nach Süden.

Das orografische Einzugsgebiet beträgt 54 km², die Seefläche 2,1 km², das unterirdische Einzugsgebiet (Karst) ist aber erheblich größer (laut Untersuchungen von ZÖTL 1961). Die Zirkulation erfolgt sehr rasch (theoretische Füllzeit des Seebeckens rund sieben Monate).

Im Zuge neuer Tiefenlotungen wurde am Altausseer See eine große Hohlform entdeckt, die an der tiefsten Stelle rund 73 m unter der Seeoberfläche liegt. Die bisher bekannte tiefste Stelle betrug um über 20 m weniger.

Im Zuge der Untersuchungen sollte geklärt werden, ob in diesem Bereich Karstwasser zutritt und ob es mengenmäßig quantifizierbar ist. Ein weiteres Ziel war die Detektierung weiterer Grundwasserzutritte und Abgrenzung von Grundwasserregimen im See.



Abbildung 73: ANIP-Basismessstellen (Stand 2009) und Lage der beiden Seen (Quelle: Umweltbundesamt).
5.2.3.2 ERGEBNISSE FÜR DEN KLOPEINER SEE

Im Rahmen des Projektes SILMAS fanden ein intensives Langzeitmonitoring der Abflüsse und Untersuchungen der stabilen Isotope Sauerstoff-18 und Deuterium statt. Das Messnetz ist in Abbildung 74 dargestellt.



Abbildung 74: Einzugsgebiet und Messnetz am Klopeiner See (Quelle: BORASI et al. 2013).

In Abbildung 75 ist das Verhältnis Sauerstoff-18 zu Deuterium der untersuchten Wässer im Vergleich zur lokalen Niederschlagsgeraden (LMWL) der ANIP-Station Klagenfurt dargestellt. Es ist deutlich ersichtlich, dass die Zuflusswässer annähernd auf der LMWL liegen, während die Seewässer starke Verdunstungseffekte aufweisen, die auf stärkere verdunstungsbedingte Anreicherung von Sauerstoff-18 zurückzuführen sind.

Das Wasser der Quelle liegt auf einer Mischungslinie zwischen den Isotopengehalten der Grundwasserzuflüsse und des Seewassers, was die Alimentation (Speisung) der Quelle durch den See eindeutig belegt.

Somit lassen sich die Abflusskomponenten der Quelle auf Basis einer einfachen Mischungsgleichung berechnen. Der Schüttungsanteil des Seewassers Q_{LP} lässt sich somit wie folgt schätzen:

$$Q_{LP} = Q_{tot} \frac{(C_{spring} - C_{GW})}{(C_{lake} - C_{GW})}$$

Wobei:

 Q_{tot} = Gesamtschüttung der Quelle in l/s C_{spring} , C_{lake} und C_{GW} = Isotopenkonzentrationen der Quelle, des Sees und des Grundwasserzuflusses

Die Ergebnisse sind in Abbildung 76 dargestellt. Sie zeigen eine gute Vergleichbarkeit der verwendeten Tracer und dass etwa ein Drittel der Quellschüttung – also im Mittel rund 5 l/s – vom See stammt. Des Weiteren ist deutlich ersichtlich, dass eine signifikante Korrelation zwischen Seewasserstand, Gesamtabfluss des Sees und der Quellschüttung besteht. Der Seewasserspiegel ist durch künstlichen Aufstau in den Niedrigwassermonaten des Winters höher als im Sommer und auch die Quellschüttung erreicht ihr Maximum im Winter.



Abbildung 75: Verhältnis Sauerstoff-18 zu Deuterium der untersuchten Wässer im Vergleich zur Local Meteoric Water Line der ANIP-Station Klagenfurt (Quelle: BORASI et al. 2013)



Abbildung 76: Jahreszeitlicher Verlauf der Gesamtquellschüttung im Vergleich zu den mittels der Isotopenkonzentrationen von Sauerstoff-18, Deuterium und des Deuterium-Exzesses ermittelten Anteile von Seewasser an der Quellschüttung sowie zum Gesamtabfluss des Sees und den Schwankungen des Seewasserspiegels (Quelle: BORASI et al. 2013)

Aus der Phasenverschiebung des Isotopeninputsignals des Sees (simuliert durch eine Sinusfunktion) lassen sich Verweilzeiten der Seewasserkomponente in der Quelle berechnen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 77 dargestellt und ergeben eine Verweilzeit von rund 250 bis 270 Tagen entsprechend einer Fließgeschwindigkeit von rund 0,5 m pro Tag.



Abbildung 77: Simulation der Verweilzeit der Seewasserkomponente zur Quelle aus der Dynamik des Sauerstoff-18-Signals (Quelle: BORASI et al. 2013)

Abbildung 78 zeigt den jahreszeitlichen Verlauf der Isotopenkonzentration von Sauerstoff-18 (vierteljährliche Beprobung). Der milde Winter 2009–2010 zeigt eine stärkere Anreicherung und deutlich tiefreichende Zirkulation, der anschließende Sommer zeigt Schichtung mit einer Sprungschicht in etwa 10–15 m. Der nächste Winter ist durch eine relativ einheitliche Isotopenverteilung mit der Tiefe charakterisiert. Auffällig ist, dass auch im tiefsten Bereich ein Jahresgang der Sauerstoff-18-Konzentration nachweisbar ist, was eine langsame Durchströmung des Sees in der Tiefe durch Grundwasser über Zutritte am Südufer und Verluste zu der Quelle nördlich des Sees belegt.

Diese Ergebnisse werden auch durch zeitlich hoch aufgelöste Temperaturmessungen in verschiedenen Tiefen belegt (BORASI et al. 2013).



Abbildung 78: Jahreszeitlicher Verlauf der Isotopenkonzentration von Sauerstoff-18 im Tiefenprofil im Zeitraum 2009 bis 2011 (Quelle: BORASI et al 2013).

Aufgrund des kleinen Einzugsgebietes des Klopeiner Sees war dieser Seewasserverlust unbedingt in der Wasserbilanz des Sees zu berücksichtigen. Es wurde eine Langzeitsimulation des Wasserhaushaltes mittels eines konzeptionellen Niederschlag-Abfluss-Modells durchgeführt (publiziert in BORASI et al. 2013), die Berechnung der Verdunstung von der Wasseroberfläche erfolgte nach PENMAN (1956). Mittels des Modells wurden Szenarien vergangener und möglicher zukünftiger Veränderungen simuliert. Abbildung 79 zeigt den simulierten Langzeitverlauf der Seewassererneuerung und der Verdunstung von der Seeoberfläche. Es sind sehr deutlich klimabedingte Veränderungen erkennbar (Abnahme der Seewassererneuerung, Zunahme der Seewasserverdunstung).



Abbildung 79: Simulierter Langzeitverlauf der Seewassererneuerung und -verdunstung von der Seeoberfläche (Quelle: BORASI et al. 2013).

5.2.3.3 ERGEBNISSE FÜR DEN ALTAUSSEER SEE

Mit dem Ziel der Erforschung von Karstwasserzutritten im See und Nachweis sowie Quantifizierung des Karstwasserzutritts im Trichter an der tiefsten Stelle wurden tiefengestaffelte Untersuchungen auf die stabilen Isotope Sauerstoff-18 und Deuterium durchgeführt, außerdem erfolgten Beprobungen der Zuflüsse und des Abflusses sowie der in der Nähe des Trichters oberirdisch austretenden Referenzkarstquelle Z3. Die Lage der Probenahmestellen ist Abbildung 80 zu entnehmen. Die Beprobungen erfolgten bei sehr unterschiedlichen hydrologischen Bedingungen, wie die Ganglinie des Seeabflusses mit den Probenahmezeitpunkten in Abbildung 81 zeigt. Deutlich erhöhte Abflüsse waren am 08.07.2013 als Folge zweier extremer Hochwasserereignisse im Juni 2013 gegeben.



Abbildung 80: Lage der Probenahmestellen am Altausseer See (Quelle: HARUM et al. 2014).



Abbildung 81: Gesamtseeabfluss zum Zeitpunkt der Probenahmen (Quelle: HARUM et al. 2014).

In Abbildung 82 ist das Verhältnis der stabilen Isotope Sauerstoff-18 zu Deuterium für die Probenahme im August 2012 im Vergleich zur lokalen Niederschlagsgeraden (LMWL) der im Tal gelegenen ANIP-Stationen Bad Aussee und Gößl dargestellt. Es ist deutlich ersichtlich, dass alle Wässer auf einer Geraden parallel zur LMWL nach oben verschoben sind, was mit höchster Wahrscheinlichkeit auf das hoch gelegene Einzugsgebiet des Altausseer Sees zurückzuführen ist. Die an der Seeoberfläche gezogenen Proben zeigen einen leichten Verdunstungseinfluss (unterhalb der LMWL). Die im Juli 2013 nach dem großen Hochwasserereignis beprobten Wässer zeigen gegenüber den beiden anderen Beprobungsterminen eine sehr deutliche Abreicherung.

Als Referenz für die Signatur des Karstwassers wurde die in unmittelbarer Nähe des Trichters am Nordufer gelegene Karstquelle Z3 herangezogen. Am signifikantesten sind die Unterschiede der Isotopensignaturen bei der Probennahme im August 2012, weshalb diese auch in Abbildung 82 für die Probenahmestellen getrennt markiert wurden. Es zeigt sich eine sehr deutliche Mischungslinie zwischen der Isotopensignatur der Karstquelle Z3, den Wässern im tieferen Bereich des Trichters und dem Seewasser. Dies belegt eindeutig, dass der Trichter einen Quellaustritt darstellt.



Abbildung 82: Verhältnis Sauerstoff-18 – Deuterium der im August 2012 beprobten Wässer im Vergleich zur lokalen Niederschlagsgeraden (LMWL) der ANIP-Stationen Bad Aussee und Gößl (Quelle: ANIP). Die Ergebnisse der Beprobungen Oktober 2012 und Juli 2013 sind undifferenziert dargestellt (Quelle: HARUM et al. 2014).

In Abbildung 83 und Abbildung 84 sind die Tiefenverteilungen der Deuteriumgehalte für zwei Probenahmetermine grafisch dargestellt.

Am deutlichsten zeigen sich die Unterschiede für den Termin August 2012 (siehe Abbildung 83). In den obersten Bereichen des Sees sind Verdunstungseffekte erkennbar, die zu einer Anreicherung von Deuterium führen. Der Seeabfluss zeigt die Signatur der obersten Schicht, was belegt, dass der Gesamtabfluss im Sommer durch die Schichtung (siehe auch Temperaturprofil in Abbildung 83) überwiegend oberflächennahes Seewasser abführt. Unterhalb von 10 m Tiefe zeigen die Tiefenprofile einen relativ parallelen Verlauf, allerdings mit signifikanten Unterschieden in der Isotopensignatur, was auf eine unterschiedliche Herkunft und/ oder Verweilzeit der Wässer hinweist. Das in den tieferen Bereichen des Trichters beprobte Wasser ist deutlich angereicherter als das übrige Seewasser, was nur durch den Zutritt von im Sommer infiltriertem Karstwasser im Trichter mit relativ kurzer Verweilzeit erklärbar ist.

Eine völlig veränderte Situation liegt zum Zeitpunkt der Probennahme im Juli 2013 (siehe Abbildung 84) vor. Vorangegangen waren heftige Niederschläge und zum Teil auch Schneefälle in den oberen Bereichen des Einzugsgebietes des Sees, die zu zwei extremen Hochwasserereignissen führten (Tagesmittel Abfluss am Seeausfluss rund 44 m³/s Anfang Juni 2013 und rund 28 m³/s Ende Juni 2013, siehe Abbildung 81), die auch zu extrem hohen Seewasserständen führten. Die Tiefenprofile zeigen nun keine sehr hohen Unterschiede mehr (siehe Abbildung 84) und sind aufgrund des Extremereignisses mit Schneeschmelzanteilen gegenüber den früheren Probenahmen deutlich abgereichert. Der Karstwasserzufluss im Trichter ist nur noch relativ schwach erkennbar. Offensichtlich haben die extremen Hochwasserereignisse vom Juni 2013 zu einem massiven Austausch des Seewasserkörpers geführt und damit viele ansonsten klar erkennbare unterschiedliche Regime stark verwischt.



Abbildung 83: Tiefenprofile für Deuterium im August 2012 (TR1 = Trichter) (Quelle: HARUM et al. 2014).



Abbildung 84: Tiefenprofile für Deuterium im Juli 2013 (TR1 = Trichter) (Quelle: HARUM et al. 2014).

Mit dem Ziel der Visualisierung der verschiedenen Regime und Grundwasserzutritte im See wurde für die beiden Probenahmezeitpunkte im August 2012 und Juli 2013 eine geostatistische Interpolation der jeweils von den tiefsten Probenahmestellen (Seegrund) gemessenen Sauerstoff-18-Gehalte durchgeführt. Mit Ausnahme des punktgenau beprobbaren Trichters ermöglicht diese Darstellung zwar keine genaue Detektierung von Karstwasserzutritten, sie zeigt aber doch aufgrund der Zonierung der Werte Bereiche auf, in denen Zuflüsse vorhanden sein müssen und liefert auch Hinweise auf die unterschiedliche Verweilzeit. Die Ergebnisse sind in Abbildung 85 und Abbildung 86 dargestellt.

Wie bereits aufgrund der Tiefenprofile anzunehmen war, liefert die Darstellung für den August 2012 in Abbildung 85 die signifikanteren Ergebnisse mit Unterschieden in der Isotopensignatur von bis zu 1,8 ‰. Wässer mit längerer Verweilzeit (infiltrierter abgereicherter Winterniederschlag) sind in den blauen Zonen erkennbar, es handelt sich im Osten in der Hauptsache um einen deutlich erkennbaren Grundwasserzustrom aus der Bergsturzmasse der Trisselwand, im Westen aus dem Schwemmfächer des Augstbaches. Im Norden und Süden sind Zuflüsse jüngerer Wässer erkennbar (gelbe und rote Zonen), wobei der Trichter TR1 besonders signifikant hervortritt und das am kürzesten gespeicherte Wasser liefert. Der großflächige grüne Bereich stellt die Vermischung der verschiedenen Regime dar, kann aber durchaus auch Zutritte beinhalten, deren Isotopensignatur zum Messzeitpunkt nicht sehr unterschiedlich war.

In jedem Fall belegt die Darstellung sehr deutlich die große Bedeutung der verschiedenen Grundwasserregimes für den Wasserhaushalt des Sees.

Im Juli 2013 sind die Unterschiede aufgrund der vorangegangenen extremen Hochwassersituation und damit verbundenen starken Durchmischung des Sees mit nur rund 0,3 ‰ sehr gering. Trotzdem ergibt sich auch hier eine relativ ähnliche Zonierung (siehe Abbildung 85).



Abbildung 85: Interpolierte Verteilung des stabilen Isotops Sauerstoff-18 am Seegrund (Probenahme August 2012) (Quelle: HARUM et al. 2014).



Abbildung 86: Interpolierte Verteilung des Sauerstoff-18-Signals am Seegrund (Probenahme Juli 2013 nach dem großen Hochwasser) (Quelle: HARUM et al. 2014).

Für den Fall des Trichters ist es aufgrund der punktgenauen Beprobung möglich, eine quantitative Schätzung des zutretenden Karstwasserzuflusses Q_K mittels einer einfachen Mischungsgleichung, wie in Abbildung 87 dargestellt, vorzunehmen:



Abbildung 87: Abschätzung der Zutrittsmenge im Karsttrichter.

Die Unbekannte Q_{See} kann für eine definierte Wassersäule über dem Trichterrand unter der Voraussetzung abgeschätzt werden, dass die mittlere Füllzeit von rund 210 Tagen auch der mittleren Verweilzeit des

Wassers im See entspricht, was bei der sehr raschen Erneuerung des Sees auch realistisch erscheint. Dadurch können auf Basis der am Pegel zu den Zeitpunkten der Probenahmen gemessenen Abflüsse die entsprechenden abflussabhängigen Verweilzeiten und damit auch Fließgeschwindigkeiten im See geschätzt werden. Diese betragen zu den Zeitpunkten der Probenahmen je nach Wasserführung rund 1,9–9 m/d, bei Mittelwasserführung rund 6,8 m/d. Auf Basis dieser Werte kann der Seeabfluss über dem Trichter Q_{See} unter Annahme einer Abstrombreite von 10 m und einer Mächtigkeit der Wassersäule von 40 m geschätzt werden und liegt je nach Wasserführung am Pegel zwischen rund 8 l/s und 38 l/s.

Der auf dieser Basis ermittelte Karstwasserabfluss aus dem Trichter schwankt je nach verwendetem Tracer und hydrologischen Verhältnissen bei den drei Probenahmen zwischen knapp über 0 l/s und rund 500 l/s.

Mit Ausnahme eines wahrscheinlich auf einer Fehlanalyse beruhenden δ^{18} O-Wertes lassen sich die berechneten Karstwassermengen relativ gut mit den Gesamtabflüssen am Pegel korrelieren, wie Abbildung 88 zeigt, wenn auch eine bessere Absicherung der Ergebnisse nur auf Basis mehrerer Probenahmen möglich ist, was auch zum Zeitpunkt der Drucklegung im Gange ist.



Abbildung 88: Beziehung Tagesmittel Gesamtabfluss am Pegel zu den mit den beiden Isotopen berechneten Karstwasserabflüssen für die drei Probenahmezeitpunkte (Quelle: HARUM et al. 2014).

Die Berechnungen liefern nur Ergebnisse für die drei Probenahmezeitpunkte. Auf Basis einer, wenn auch nur auf drei Punkten basierenden, Regression der berechneten Karstwasserabflüsse im Trichter mit den Tagesmitteln der Abflüsse am Gesamtabfluss kann eine erste grobe Abschätzung des mittleren Jahresganges des Quellabflusses am Trichter vorgenommen werden, der in Abbildung 89 für den Zeitraum 1953–2013 dargestellt ist. Demnach ist der Quellaustritt offensichtlich in den Wintermonaten nicht bis kaum aktiv, erreicht aber im Mai (Schneeschmelze) mittlere Wasserführungen von bis zu rund 1.200 l/s. Im Jahresmittel liegt die Quellschüttung zwischen rund 230 l/s und 330 l/s. Zur Absicherung und Verbesserung dieser ersten Ergebnisse werden derzeit weitere Probenahmen durchgeführt.

Es ist aber insgesamt somit belegt, dass der Trichteraustritt zwar beträchtliche Schüttungen aufweisen muss, dass er aber auf keinen Fall den alleinigen Hauptfaktor der Alimentation des Altausseer Sees durch Grundwasser darstellt.



Abbildung 89: Durch lineare Regression mit den Gesamtabflüssen am Pegel simulierte mittlere Monatsmittel und Jahresmittel der Quellschüttung aus dem Trichter (Zeitraum 1953–2013) (Quelle: HARUM et al. 2014).

Zur Verifizierung der Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen wurden durch M. Schafheutle und G. Derler im Oktober 2012 zwei Tauchgänge bis auf den Grund des Trichters durchgeführt (siehe Abbildung 90) und durch M. SCHAFHEUTLE (2012) auch filmisch dokumentiert. Die Tauchgänge fanden bei Niedrigwasserverhältnissen statt. Die Filmaufnahmen (Beispielfotos siehe Abbildung 91 und Abbildung 92) belegen aufgrund der nachfolgenden Fakten eindeutig, dass es sich beim Trichter um einen Karstwasserzutritt mit temporär sehr hohen Schüttungen und Austrittsgeschwindigkeiten handeln muss:

- Am Grund des Trichters liegen keinerlei Feinsedimente bzw. Schlammablagerungen.
- Durch Korrosion entstandene Karrenbildungen an der Trichterwand belegen, dass der Trichter vor der Bildung des Sees an der Oberfläche gelegen sein muss.
- Ein am Trichtergrund gefilmter lebender Seesaibling belegt, dass selbst in dieser Tiefe ausreichend gelöster Sauerstoff vorhanden ist.



Abbildung 90: Start des Tauchgangs in den Trichter.



Abbildung 91: Gerundete Gerölle und lebender Seesaibling am Grund des Trichters (Quelle: Tauchfilm von M. SCHAFHEUTLE 2012).



Abbildung 92: Karrenbildungen an der Trichterwand (© Tauchfilm von M. SCHAFHEUTLE 2012).

5.2.3.4 ZUSAMMENFASSUNG

Die an den sehr unterschiedlichen Seen Klopeiner See und Altausseer See durchgeführten Untersuchungen der Interaktion zwischen Seen und Grundwasser lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Isotopenuntersuchungen ermöglichen die Charakterisierung und Quantifizierung der Interaktionen zwischen Seen und Grundwasser bezüglich Zuflüssen und Verlusten.
- Sie stellen somit eine wichtige Unterstützung für die Erstellung und Simulation des Wasserhaushaltes von Seen dar.
- Sie ermöglichen die Detektierung von im See befindlichen Quellzutritten sowie die Zonierung unterschiedlicher grundwasserbürtiger Regimes in Seen.
- Im Gegensatz zu chemisch-physikalischen Parametern stellen stabile Isotope einen konservativen Tracer f
 ür die Charakterisierung von Zirkulationsprozessen in Seen dar.
- Die Füllzeit von Seen, die in der klassischen Limnologie auch als Verweilzeit bezeichnet wird, steht bei langsam zirkulierenden Systemen in keinem Zusammenhang mit der mittleren Verweilzeit aus Isotopenuntersuchungen.
- Die Methodik ist unabhängig vom Aquifertyp.

5.2.4 DARSTELLUNG UND ANALYSE VON VERDUNSTUNGSEFFEKTEN IN SEEN ANHAND STABILER UMWELTISOTOPE (C. RESZLER, A. LEIS & T. HARUM)

5.2.4.1 EINLEITUNG

Zur Analyse der Verdunstung von freien Wasserflächen können die als Fraktionierung bezeichneten Veränderungen der Isotopengehalte der stabilen Wasserisotope Sauerstoff-18 und Deuterium genutzt werden, die während des Phasenübergangs von flüssig auf gasförmig – und umgekehrt – auftreten (z. B. MOOK 2000; GAT et al. 2001). Isotopendaten des Niederschlags werden weltweit gemessen, und die Daten liegen ungefähr auf einer Geraden ("Meteoric Water Line", MWL) mit $\delta^2 H = 8*\delta^{18}O + 10$. Auf der lokalen Skala kann es aber durchaus zu leichten Abweichungen kommen, weshalb in regionalen Studien häufig von einer lokalen Niederschlagsgeraden (LMWL) gesprochen wird. Isotopendaten von stehenden Gewässern weichen mehr oder weniger stark von der Niederschlagsgeraden ab, was Hinweise über die Ausprägung der Verdunstungseffekte liefert. Das vorliegende Kapitel zeigt die Ergebnisse des im Jahr 2012 beendeten EU-ETC Alpine Space Projekts SILMAS (BORASI et al. 2013; HARUM et al. 2013), in welchem Isotopendaten eine wichtige Informationsquelle zur Abschätzung des Einflusses des Klimawandels auf die Wasserbilanz und die Zirkulation der Seen darstellte. Die Komponenten der Wasserbilanz und der zugehörigen Isotopendaten wurden in einer detaillierten Untersuchung ermittelt, woraus die charakteristischen Isotopengehalte des Sees bestimmt wurden. Diese werden im Folgenden dargestellt und diskutiert.

5.2.4.2 UNTERSUCHUNGSGEBIET

Der Klopeiner See befindet sich im Süden Kärntens (weitere Details siehe Kapitel 5.2.3.1). Der mittlere Jahresniederschlag beträgt in der Region 935 mm, die mittlere Lufttemperatur beträgt 8,8 °C (Station Klopein des Hydrographischen Dienstes Kärnten 1971–2011). Zusätzlich wird ebenfalls vom Hydrographischen Dienst die Seewassertemperatur gemessen, in rund 10 cm Tiefe beträgt sie im Mittel 15,3 °C (1994–2011). Sie ist also höher als die mittlere Lufttemperatur. Zur Erstellung der Wasserbilanz wurden im EU-Projekt SILMAS Daten von Klimastationen in der Region verwendet sowie zusätzliche Abflussmessungen bei Zu- und Abflüssen des Sees durchgeführt.

5.2.4.3 METHODIK

Die Komponenten der Wasserbilanz (Tages- und Monatsbasis) wurden im EU-Projekt SILMAS folgendermaßen ermittelt: Der Niederschlag wurde der nahen Station Klopein entnommen. Der diffuse Zufluss aus dem (kleinen) direkten Einzugsgebiet des Sees wurde über ein Niederschlag-Abflussmodell ermittelt. Der Seeabfluss wurde an einer eigens errichteten Messstelle gemessen. Der See besitzt neben dem oberflächlichen Ausfluss auch einen unterirdischen Abfluss über eine Quelle; die Schüttungswässer dieser Quelle wurden ebenso beprobt und der Anteil an Seewasser wurde über Mischungsrechnungen aus den Isotopendaten ermittelt (siehe Kapitel 5.2.3). Eine Seespeicheränderung im Untersuchungszeitraum wurde aus den Wasserstandsdaten abgeleitet. Somit konnte eine Abschätzung der Verdunstung (Evaporation) aus der Wasserbilanz vorgenommen werden. Zum Vergleich wurde die potenzielle Verdunstung nach PENMAN (1956) aus den Klimadaten der nahegelegenen ZAMG Stationen Klagenfurt Flughafen und Eisenkappel berechnet. Diese wird häufig für die Abschätzung der Verdunstung von freien Wasserflächen verwendet (FINCH & HALL 2005). Bezüglich der Isotopendaten wurde neben Monatsdaten des Niederschlags, die aus den umliegenden ANIP Stationen (KRALIK et al. 2003) regionalisiert wurden, ein detailliertes Messprogramm am See durchgeführt.

Es wurden Proben der oberirdischen Zuflüsse, beim Ausfluss sowie im See in verschiedenen Tiefen zur Abschätzung der Zirkulation gezogen und im Labor von Joanneum Research bzw. JR-AquaConSol analysiert. Die oberirdischen Zuflüsse konnten im Sommer aufgrund Trockenfallens nicht gemessen werden. Die Probenahme beim Ausfluss entspricht der Fraktionierung des Seewassers, wenn die Annahme gerechtfertigt ist, dass der See eine gute Durchmischung aufweist.

Die charakteristischen Isotopengehalte können mit der Seevolumenbilanz verknüpft werden. Die generelle Seevolumenbilanz unter Verwendung langjähriger Mittelwerte, um kurzfristige Seevolumenänderungen vernachlässigen zu können, entspricht:

$$I = O + E \tag{Gl. 1}$$

I ist der gesamte Input (= Niederschlag auf die Seefläche plus Zuflüsse aus dem Einzugsgebiet), *O* der Ausfluss und *E* die Verdunstung (Evaporation) von der Seeoberfläche. Die Seespeicheränderung im Untersuchungszeitraum war sehr gering und wurde daher für die Bestimmung der Isotopengehalte vernachlässigt. Unter Annahme einer vollständigen Durchmischung kann unter Verwendung der Isotopengehalte die Bilanz in folgender Form geschrieben werden:

$$I \cdot \delta_I = O \cdot \delta_L + E \cdot \delta_E \tag{Gl. 2}$$

 δ_I , δ_L und δ_E entsprechen den Isotopengehalten für Input, Seewasser und die Verdunstung bzw. dem evaporierenden Wasserdampf (E).

Gl. 1 und 2 können umgeformt werden zu:

$$\frac{E}{I} = \frac{\delta_I - \delta_L}{\delta_E - \delta_L} = \chi_L \tag{Gl. 3}$$

Dieser Quotient wird häufig verwendet, um verschiedene Seen hinsichtlich ihrer Bilanzkomponenten miteinander zu vergleichen.

5.2.4.4 ERGEBNISSE

Die Ergebnisse der Wasserbilanz und die zugehörigen Isotopengehalte sind als Mittelwerte über die Untersuchungsperiode Juni 2010 bis September 2011 in Tabelle 10 aufgelistet. Die Mengen sind dabei in See-mm angegeben, also auf die Seefläche bezogen. Abbildung 93 zeigt die Isotopendaten in der typischerweise dargestellten Form. Die einzelnen Isotopengehalte der verschiedenen Zuflüsse liegen dabei auf der lokalen Niederschlagsgeraden (LMWL: $\delta^2 H = 7.9 * \delta^{18} O + 9$). Die Werte des Niederschlags (δ_P) und des gesamten Zuflusses, Niederschlag inklusive diffusem Zufluss (δ_I), wurden dabei mit den monatlichen Mengen gewichtet. Es zeigt sich, dass die Werte des selten beprobten Zuflusses (violette Dreiecke) leicht niedriger sind als jene des Niederschlags. Die Proben wurden in den Herbst- und Wintermonaten entnommen, als der Zufluss maßgeblich aus dem lokalen Grundwasser gespeist wurde. Es fehlen daher die Monate im Sommer, in denen generell eine höhere Anreicherung zu erwarten ist. Zur Berechnung von Mittelwerten (siehe Tabelle 10) wurden die Isotopendaten für den diffusen Zufluss daher nicht aus den Messdaten der Zuflüsse abgeschätzt, sondern indem die Isotopenwerte des Niederschlags über einen dreimonatlichen Mittelwert gedämpft wurden. Der gewichtete Wert für δ_I liegt daher leicht unter jenem des Niederschlags, δ_P , aber noch über den Messwerten der Zuflüsse. Die Isotopengehalte des lokalen Grundwassers ($\delta_{lok.GW}$) wurden abgeschätzt, indem die Daten der Quelle, welche Mischwasser von Seewasser und lokalem Grundwasser besitzt, einbezogen wurden. Es ergibt sich daraus eine sogenannte Mischungslinie (engl. "Mixing Line") zwischen Seewasser und Grundwasser. Die Neigung beträgt ungefähr S = 4,9. Der für einen See charakteristische Quotient Evaporation zu Input (Gl. 3) ergab sich zu $\frac{E}{L} = x_L \sim 0.5$ (siehe Gl. 5). Die Verdunstung nach PENMAN (P) zeigt dabei eine ähnliche Summe über die betrachtete Periode, wie die Rückrechnung der Verdunstung aus der Wasserbilanz (B).

Der enge Bereich, in dem sowohl die Isotopendaten des Seeabflusses als auch des Seewassers, gemessen in verschiedenen Tiefen, zu liegen kommen, deutet darauf hin, dass der See relativ gut durchmischt ist. Als δ_L wurde daher der Mittelwert der Isotopendaten des Ausflusses verwendet. Zeichnet man eine Linie zwischen den Isotopengehalten des Inputs und des Sees, erhält man die lokale Verdunstungsgerade (LEL – "Local Evaporation Line") mit einer Neigung von ungefähr S = 4,1. Sie liegt an der unteren Grenze eines Bereiches, den GIBSON et al. (2008) für mittlere Breiten angeben. Die Isotopengehalte des evaporierenden Wasserdampfes (δ_E) können anhand der bekannten Bilanz bzw. aus der daraus abgeschätzten Verdunstung nach der umgeformten Gl. 2 rückgerechnet werden und ergeben für δ^{18} O zu $\delta_E = -13,48$ ‰ und für δ^{2} H zu $\delta_E = -79,7$ ‰. Die berechneten Werte kommen "links" von der LMWL zu liegen, die Moleküle im Dampf sind also leichter als im Niederschlag, was durch die Fraktionierung bei Verdunstung physikalisch begründet ist. Die Isotopenwerte des verbleibenden Wassers weichen "rechts" von der LMWL ab (δ_L), sind also schwerer.

TABELLE 10: MITTELWERTE DER MENGEN UND ISOTOPENGEHALTE IM UNTERSUCHUNGS-ZEITRAUM JUNI 2010 BIS SEPTEMBER 2011 AM KLOPEINERSEE. DIE VERDUNSTUNG WURDE ERMITTELT AUS DER BILANZ (B) UND AUS DER FORMEL NACH PENMAN (P).

Komponente	Menge [See-mm]	δ ¹⁸ Ο [‰]	δ ² Η [‰]
Niederschlag (δ _P)	1.387	- 8,52	- 57,86
Zufluss gesamt (δ _I)	2.214	- 8,88	- 60,7
lokales Grundwasser (δ _{lok.GW})		- 9,9	- 69,6
Seewasser (δ _L) / Ausfluss	1.054	- 3,76	- 39,6
Quelle (siehe Kap. 5.2.3)		- 7,90	- 59,6
Messbarer Zufluss		- 9,47	- 65,8
Evaporierender Wasserdampf	1.168 (B) / 1.100 (P)	- 13,48	- 79,7



Abbildung 93: Beziehung zwischen Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt aus den Daten und aus den Isotopenwerten zur Bestimmung der LEL für den Klopeinersee. $x_L = E/I \sim 0.5$ wurde aus der Wasserbilanz ermittelt.

5.2.4.5 SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK

Das vorliegende Beispiel zeigt die Möglichkeit, Verdunstungseffekte an Seen anhand von Isotopendaten anschaulich darzustellen und zu bewerten. Dazu wurden bestehende Daten eines umfangreichen Messprogramms sowie einer hydrologischen Modellierung am Klopeinersee in Kärnten verwendet. Die dargestellten charakteristischen Isotopengehalte und die daraus abgeleitete Neigung der LEL sind charakteristisch für einen See. Sie hängen vornehmlich vom Verhältnis Zufluss plus Niederschlag zu Verdunstung ab und geben daher erste Hinweise über Durchströmung und somit indirekt über Zirkulationsverhalten und Verweilzeiten des Sees. Vergleichende Untersuchungen mit anderen Seen sind in dieser Hinsicht möglich und wurden in SILMAS am Ossiacher See und am Wörthersee durchgeführt.

Unter Heranziehen eines Modells kann der Isotopengehalt des evaporierenden Wasserdampfes – über die hier dargestellte Bilanz die Verdunstung – aus den Isotopendaten berechnet werden. Die IAEA schlägt als Standard das Modell nach CRAIG & GORDON (1965) vor. Es formuliert den Dampffluss in Analogie zum Ohm'schen Gesetz, sodass der Dampffluss gleichgesetzt werden kann dem Quotienten der Konzentrationsunterschiede (ausgedrückt durch die Feuchtigkeitsunterschiede) und den Transportwiderständen. Allerdings sind Klimadaten notwendig, die direkt an der Seeoberfläche – am Besten in verschiedenen Höhen – gemessen werden sollten. Wie das dargestellte Beispiel zeigt, ist für eine Berechnung eine detaillierte Bearbeitung der notwendigen Eingangsdaten für die Bilanz in einem Pre-Processing Schritt notwendig, der auch die Abschätzung von möglichen (diffusen) Zuflüssen aus dem direkten Einzugsgebiet über ein Niederschlag-Abflussmodell beinhaltet. Grundsätzlich sind Messungen der Isotopengehalte des evaporierenden Wasserdampfes bereits technisch möglich, wodurch derartige Modellberechnungen verifiziert werden können.

5.3 ISOTOPE IM GRUNDWASSER

5.3.1 ISOTOPENSIGNALE IM GRUNDWASSER (D. RANK, S. WYHLIDAL & K. SCHOTT)

Die Isotopenzusammensetzung in Grundwässern leitet sich aus den Isotopenverhältnissen im versickernden Niederschlags- bzw. Oberflächenwasser ab. Die Ergebnisse von Markierungsversuchen bei der Lysimeteranlage Wagna (Leibnitzer Feld) demonstrieren den starken Einfluss der Bewirtschaftung bzw. des Ausgangszustandes des Bodens auf die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone und damit auf die Fortpflanzung bzw. Modifikation des Isotopensignals im versickernden Niederschlagswasser bis zur gesättigten Zone. Hierbei ist der Grad der Ausprägung eines Makroporensystems für den unterschiedlichen Wassertransport entscheidend (siehe Abbildung 94). Der untersuchte Boden besteht vorwiegend aus lehmigen Sanden mit hohen Feldkapazitäten und hohen Permeabilitäten unter Sättigungsbedingungen (FANK & HARUM 1994). Ein Lysimeter wies Raps als winterharte Gründecke mit ungefähr 5 cm hohem Bestand auf, das zweite Schwarzbrache nach Mais. Nach einem Winter ohne Schneedecke und einer langen Trockenperiode wurde auf beiden Lysimetern Wasser aus einem Bergsee aufgebracht, das sich in der Isotopenzusammensetzung stark von dem in den Lysimetertanks vorhandenen – aus lokalen Niederschlägen gebildeten – Sickerwasser unterschied (60 mm in zwei Stunden, siehe Abbildung 94). Mit – 11,4 ‰ liegt der δ^{18} O-Wert des Markierungswassers um 2,5 ‰ unter dem des lokalen Niederschlags (ungefähr - 9 ‰). Lokales Grundwasser (-9,19 ‰, 42 mm) mit gelösten chemischen Markierungsstoffen wurde für einen zweiten Versuch am 15.04.1993 verwendet. Über die gesamte Untersuchungsperiode herrschten Trockenwetterbedingungen (siehe Abbildung 94a und Abbildung 94b, geringe Niederschlagsmengen), die beiden Beregnungsmengen entsprechen etwa Sommergewittern.



Abbildung 94: Einfluss der Vegetation auf die Ankunft von Isotopensignalen des versickernden Niederschlagswassers in der gesättigten Zone: Ergebnis von Markierungsversuchen bei zwei Lysimetern (eines bepflanzt, eines brach) der Lysimeterstation Wagna (Leibnitzer Feld). Bewässerungs- und Niederschlagsmengen (P) sowie Basisabfluss aus den beiden Lysimeterbehältern, (a) bepflanzt, (b) brach; Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte des Basisabflusses, (c) bepflanzt, (d) brach (Quelle: RANK & PAPESCH 1994).

Die Sickerwassermengen bei den beiden Lysimetern zeigen den Einfluss der unterschiedlichen Bewirtschaftung auf das Infiltrationsverhalten. Der Sickerwasserausfluss beim brachen Lysimeter ist durch einen raschen Anstieg nach der Beregnung mit einem ausgeprägten Maximum charakterisiert (siehe Abbildung 94b), gefolgt von einer typischen Auslaufkurve während der folgenden Trockenperiode bis zum zweiten Markierungsversuch. Als Folge der höheren Sättigung des Bodens vor Beginn des Versuchs ist das Auslaufmaximum nach der zweiten Beregnung trotz der geringeren Beregnungsmenge noch höher. Die folgende Abnahme des Sickerwasserausflusses verläuft ähnlich wie nach dem ersten Versuch. Das niedrige Deuterium/Sauerstoff-18-Signal erscheint bereits in der ersten Auslaufprobe, entnommen einen Tag nach der Beregnung 1 (siehe Abbildung 94b), wobei der Anteil an Markierungswasser ungefähr 2/3 beträgt. Der Anteil geht während der folgenden Abnahme des Ausflusses auf ungefähr 50 % zurück. Unmittelbar nach Beregnung 2 wird nahezu unvermischtes Markierungswasser von Beregnung 1 ausgepresst und auch in der Folge bleibt der Anteil von Wasser der Beregnung 1 höher als vor dem 2. Markierungsversuch. Diese Resultate korrespondieren mit Messungen der elektrischen Leitfähigkeit (FANK & HARUM 1994). Nach Markierungsversuch 1 kommt es zu einer raschen Entwässerung eines Makroporensystems, der größere Teil des Wassers wird jedoch im Boden gespeichert. Die zweite Beregnung führt wieder zu einer Entwässerung der Makroporen (Röhrenmodell-Verhalten). Beregnungswasser von Versuch 1, gespeichert im Mikroporensystem, überwiegt auch in der Folge im Sickerwasserausfluss.

Der Sickerwasserausfluss vom Lysimeter mit Vegetationsbedeckung ist über den ganzen Winter wesentlich geringer mit einem stark gedämpften zeitlichen Verlauf und einem Maximum 20 Tage nach dem ersten Beregnungsversuch – eine Folge des hohen Wasserkonsums der Pflanzen sowie von Interzeption und Evapotranspiration (siehe Abbildung 94a). Die Reaktion des Ausflusses auf Beregnung 2 erfolgt rascher (nach vier Tagen) – eine Folge der höheren Sättigung des Bodens vor der Beregnung. Die Interpretation des Verlaufes der Isotopenverhältnisse (siehe Abbildung 94c) ist schwieriger als beim brachen Lysimeter. Die wahrscheinlichste Version ist, dass nach beiden Beregnungsversuchen jeweils ein kleiner Anteil des Beregnungswassers über bevorzugte Fließwege (Makroporen) zum Ausfluss gelangt, mit einem Minimum in der zweiten Märzhälfte und einem Maximum in der ersten Maihälfte. Abgesehen von diesen zwei Spitzen steigt der Anteil des Wassers mit niedrigem Deuterium/Sauerstoff-18-Gehalt vom ersten Markierungsversuch kontinuierlich auf 70–80 % in der zweiten Maihälfte an. Danach dominiert allmählich das Beregnungswasser von Versuch 2.

Die Resultate des Isotopenmarkierungsexperimentes von Wagna führen zu dem Schluss, dass bei ähnlichen Bodenverhältnissen wie am Untersuchungsstandort versickerndes Niederschlagswasser mit seinen Isotopensignalen vorwiegend über ein Mikroporensysem durch die ungesättigte Zone transportiert wird. Stark abhängig vom Vegetationszustand wird ein mehr (brach) oder weniger (vegetationsbedeckt) ausgebildetes Makroporensystem wirksam. Im Allgemeinen weisen die Ergebnisse auf einen Durchgang von Wasserfronten durch den Lysimeterkörper hin, wie in Röhren- bzw. Dispersionsmodellen beschrieben.

In den Grundwasserkörper infiltrierendes Donauwasser – oder auch Wasser anderer alpiner Flüsse – unterscheidet sich wegen seiner Herkunft aus einem höher gelegenen Einzugsgebiet deutlich in seiner Isotopenzusammensetzung von den aus lokalen Niederschlägen gebildeten Grundwässern. So konnten bei Beweissicherungsarbeiten vor dem Bau des Donaukraftwerkes Ottensheim deutlich die vom Donauwasser beeinflussten Grundwasserbereiche abgegrenzt und der Nachweis geführt werden, dass beim damaligen Wasserstand der Donau der Horizontalfilterbrunnen II in Goldwörth/Hagenau (Wasserversorgung der Stadt Linz) fast ausschließlich Uferfiltrat förderte (siehe Abbildung 95). Dies war ein wichtiger Hinweis für die Ausführung des Donaubegleitdammes, da ein Trockenfallen des Brunnens zu befürchten war.



Abbildung 95: Verwendung des Isotopensignals von Flüssen für die Beweissicherung beim Bau von Flusskraftwerken: Herkunft des Wassers im Horizontalfilterbrunnen II in Goldwörth/Hagenau (Wasserversorgung der Stadt Linz): Unterscheidung zwischen infiltriertem Donauwasser und aus lokalen Niederschlägen gebildetem Grundwasser mit Hilfe von Isotopenuntersuchungen (Quelle: RANK 1989).

Das Isotopensignal alpiner Flüsse lässt sich auch für die Verfolgung der Auswirkung von Versickerungsmaßnahmen anwenden. Im Stauraum Greifenstein sind deutlich jene Grundwasserbereiche zu erkennen, wo sich versickerndes Wasser des Gießganges mit aus lokalen Niederschlägen gebildetem Grundwasser mischt (siehe Abbildung 96).



Abbildung 96: Auswirkung eines Be- und Entwässerungssystems: Bestimmung der Herkunft des Grundwassers im Bereich des Gießganges beim Donaustau Greifenstein mit Hilfe von Sauerstoff-18-Messungen (Quelle: RANK 1989).

Bei Quellen mit kurzfristiger Niederschlagsbeeinflussung kann über Isotopensignale von einzelnen Niederschlägen (siehe auch Kapitel 5.1.1) auf die Anteile von Reservoirwasser und Ereigniswasser an der Schüttung geschlossen werden. So trat beispielsweise bei der Wasseralmquelle (Schneealpe) bei einem Niederschlagsereignis am 07.07.2005 – dessen Sauerstoff-18-Gehalt sich stark von dem des Reservoirwassers unterschied – von Beginn an auch Niederschlagswasser aus; während der Schüttungsspitze stieg der Ereigniswasseranteil auf ungefähr 50 % an (siehe Abbildung 97). Gleichzeitig stieg auch die Menge des Reservoirwassers bei der Schüttung an, erreichte ein Maximum kurz nach Beginn des Ereignisses (= Herauspressen von Reservoirwasser) und blieb auch nach dem Ereignis noch einige Zeit erhöht. Die Sättigung der Matrix (Poren, Klüfte etc.) stieg offenbar durch das infiltrierende Ereigniswasser an und führte so zu einer Erhöhung des Basisabflusses. Die Ergebnisse der Komponententrennung ergaben, dass nach drei Tagen ungefähr 8 % der gesamten Niederschlagsmenge im Einzugsgebiet die Quelle passiert hatten.



Abbildung 97: Trennung von Abflusskomponenten für ein Niederschlagsereignis auf der Basis von Sauerstoff-18-Daten bei der Wasseralmquelle (Karstquelle, Schneealpe; Quelle. RANK et al. 2006).

Treten bei der δ^{18} O-Ganglinie von Grundwässern keine über die Messfehlergrenzen von ± 0,1 ‰ hinausgehenden jahreszeitlichen Schwankungen auf, so liegt eine mittlere Verweilzeit von mindestens ungefähr acht Jahren vor (berechnet aus der jahreszeitlichen Amplitude unter Anwendung des Exponentialmodells). Die Ganglinie des Sauerstoff-18-Gehaltes der Fischa-Dagnitz-Quelle (siehe Abbildung 98) im südlichen Wiener Becken (Mitterndorfer Senke) erfüllt diese Voraussetzungen (siehe Abbildung 99). Daraus folgt auch, dass die Versickerung der lokalen Niederschläge – bei verhältnismäßig geringem Flurabstand – nicht nennenswert zur Grundwasserneubildung beiträgt. Weiter bestätigt die Differenz zwischen den Sauerstoff-18-Gehalten von Quelle und lokalem Niederschlag (Gloggnitz), dass das Wasser der Fischa-Dagnitz-Quelle und damit das Grundwasser der Mitterndorfer Senke aus einem im Mittel höher gelegenen Einzugsgebiet und somit – zumindest an dieser Stelle – von der ungefähr 20 km entfernten Flussversickerung der Schwarza und Pitten stammt. Eine Abschätzung der mittleren Laufzeit zwischen den Flussversickerungsstrecken und dem Quellaustritt aus langjährigen Tritiumzeitreihen ergab 13,5–16,5 Jahre (RANK et al. 2016).



Abbildung 98: Fischa-Dagnitz-Quelle in der Mitterndorfer Senke, südliches Wiener Becken (südlicher Quellaustritt, 2006), Niederösterreich.



Abbildung 99: Langzeitisotopensignal im Grundwasser: Zeitreihen des Sauerstoff-18-Gehaltes von Niederschlag (Station Gloggnitz) und Fischa-Dagnitz-Quelle 1971–1973 (Südliches Wiener Becken, Quelle: RANK et al. 2016).

5.3.2 MITTLERE VERWEILZEIT DES GRUNDWASSERS ("GRUNDWASSERALTER") IN AUSGEWÄHLTEN GRUNDWASSERKÖRPERN (F. HUMER, M. KRALIK, H. BRIELMANN & U. WEMHÖNER)

5.3.2.1 EINLEITUNG

Die Wasserrahmenrichtlinie (WRRL 2000/60/EG) bzw. das Wasserrechtsgesetz (WRG 1959 i.d.g.F.) geben vor, dass der gute Zustand des Grundwassers bis zum Jahr 2015 zu erreichen war (bzw. unter Umständen Fristerstreckung bis 2027). Daher ist die Abschätzung jenes Zeithorizontes, innerhalb dessen Maßnahmen zur Verbesserung des chemisches Zustandes des Grundwasserkörpers messbar werden können, von ent-scheidender Bedeutung. Diese Information stellt neben anderen hydro(geo)logischen Kenndaten eine wesentliche Grundlage für die Bewirtschaftung, Nutzung und nicht zuletzt den Schutz der Ressource Grundwasser dar. Insbesondere für die Evaluierung der Wirksamkeit von Maßnahmen zur Verminderung des Eintrages von Schadstoffen aus flächenhaft, diffusen Quellen ist das Grundwasseralter wesentlich, denn es gibt Auskunft darüber, wann Maßnahmen, die den chemischen Zustand des Grundwassers verbessern sollen, frühestens wirksam werden können. Aufgrund unterschiedlich langer Verweilzeiten des Grundwassers im Untergrund kann die Wirksamkeit dieser Maßnahmen nicht sofort gemessen werden, ein entsprechender Zeithorizont ist zu berücksichtigen.

RECHTLICHE GRUNDLAGEN

Seit 1991 wird die Qualität der österreichischen Grundwässer unter einheitlichen, gesetzlich vorgegebenen Kriterien überwacht. Die rechtliche Grundlage für das Überwachungsprogramm selbst (Messstellen, Beobachtungsumfang, Beobachtungsfrequenz und Parameterauswahl) stellt in Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG bzw. des nationalen Wasserrechtsgesetzes 1959 i.d.g.F. die Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV, BGBl. II Nr. 479/2006 i.d.g.F.; bis Ende 2006 die Wassergüte-Erhebungsverordnung/WGEV) dar. Die einzelnen Kriterien für die Zustandsbeurteilung der ausgewiesenen Grundwasserkörper werden durch die Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser (QZV Chemie GW, BGBl. II Nr. 98/2010 i.d.g.F.) geregelt. Die fachliche und administrative Umsetzung des Untersuchungs-auftrages erfolgt durch das Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus (vormals: BMLFUW),

Sektion Wasserwirtschaft, Abteilung Nationale und internationale Wasserwirtschaft, in enger Zusammenarbeit mit dem Umweltbundesamt und den Ämtern der Landesregierungen.

GRUNDWASSERKÖRPER

Die Fläche Österreichs wird durch die Ausweisung von 138 Grundwasserkörpern bzw. Gruppen von Grundwasserkörpern lückenlos erfasst (BMLFUW 2002). Vertikal wird zwischen oberflächennahen Grundwasserkörpern und Tiefengrundwasserkörpern unterschieden. Die Grundwasserkörper bzw. Gruppen von Grundwasserkörpern unterteilen sich in 63 oberflächennahe Einzelporengrundwasserkörper, in 66 Gruppen von oberflächennahen Grundwasserkörpern sowie in 9 Tiefengrundwasserkörper.

Ein Grundwasserkörper ist ein abgegrenztes Grundwasservolumen innerhalb eines oder mehrerer Grundwasserleiter. Die Abgrenzung erfolgt nach (hydro)geologischen und geomorphologischen Aspekten in Verbindung mit den Ergebnissen der qualitativen und quantitativen Grundwasserüberwachung.

Einzelgrundwasserkörper sind durch hydrologisch zusammenhängende, dreidimensional abgrenzbare Grundwasservolumen charakterisiert. Rund 13,5 % des österreichischen Staatsgebietes entfallen auf Einzelgrundwasserkörper, die vorrangig an quartäre Sedimente gebunden, und dementsprechend als Porengrundwasserleiter ausgebildet sind.

Die verbleibende Fläche des Bundesgebietes wird zu Gruppen von Grundwasserkörpern zusammengefasst. Deren Abgrenzung basiert sowohl auf hydrogeologisch relevanten tektonischen Großeinheiten als auch auf den Grenzen der Planungsräume. Jeder Gruppe wird einer der drei vorherrschenden Aquifertypen, d. h. Poren-, Kluft- oder Karstgrundwasserleiter, zugeordnet.



Abbildung 100: Kiesgrube Obersiebenbrunn im Marchfeld: Profil durch einen Grundwasserleiter. Das Marchfeld ist ein Beispiel für Porengrundwasserköper mit stark durchlässigen Sedimenten.

GRUNDWASSERMESSSTELLEN

Die Auswahl der Grundwassermessstellen wurde derart getroffen, dass im Sinne der EU-Wasserrahmenrichtlinie eine umfassende Übersicht über den chemischen Zustand des Grundwassers in jedem Einzugsgebiet gewährleistet wird und gleichermaßen auch der Trend von allfälligen langfristigen Schadstoffeinträgen bestmöglich erfasst werden kann. Die Verteilung der Messstellen der überblicksweisen und operativen Überwachung ist für die Grundwasserkörper bzw. Gruppen von Grundwasserkörpern bundesweit flächendeckend. Das Grundwassermessnetz umfasst gemäß GZÜV grundsätzlich 2.016 Messstellen.



Abbildung 101: Grundwassermessstelle in Lech, Vorarlberg.

WEITERFÜHRENDE INFORMATIONEN

- WISA Wasserinformationssystem Austria: https://www.bmnt.gv.at/wasser/wisa/
- Online-Zugang zu Qualitätsdaten: <u> H_2O -Fachdatenbank</u> des Umweltbundesamtes
- Wassergüte in Österreich (BMNT 2018): Wassergüte Jahresbericht (2013-2015)

5.3.2.2 AUSGEWÄHLTE BEISPIELE

Ausgehend von den eingangs angesprochenen Vorgaben der Wasserrahmenrichtlinie wurde bislang für mehr als 30 österreichische Grundwasserköper die mittlere Verweilzeit (MVZ) – das sogenannte Grundwasseralter – abgeschätzt (BMLFUW 2015a). Ein Überblick über die Ergebnisse der bisherigen Grundwasseralter-Studien sowie die Darstellung der Mittleren Verweilzeiten in einer Karte 1:500.000 sind auf der Internetseite des BMNT verfügbar: <u>https://www.bmnt.gv.at/wasser/wasserqualitaet/grundwasseralter.html</u>

Aufgrund des hohen Bearbeitungsaufwandes und der Kosten können die Grundwasseralter in den einzelnen Grundwasserkörpern bundesweit nur schrittweise bestimmt werden, dafür aber kontinuierlich. Dabei wird prioritär nach der wasserwirtschaftlichen Bedeutung vorgegangen.

Exemplarisch werden vier der untersuchten Grundwasserkörper vorgestellt, die unterschiedliche Grundwasserkörpertypen repräsentieren: Beispielsweise ist das Grazer Feld ein Einzelporengrundwasserkörper mit überwiegend sehr jungem Grundwasser, d. h. die mittlere Verweilzeit beträgt wenige Jahre. Das Weinviertel wiederum umfasst zwei Gruppen von Porengrundwasserkörpern, wobei die Mittleren Verweilzeiten der untersuchten Messstellen zum Teil > 50 Jahre betragen. Die Gruppe der Grundwasserkörper der Zentralzone in den Zentralalpen führt vorwiegend junges Kluft- und Karstgrundwasser mit Mittleren Verweilzeiten von weniger als fünf Jahren.

UNTERSUCHUNGSGEBIETE

Der 166 km² große oberflächennahe Einzelgrundwasserkörper **Grazer Feld** (Graz/Andritz – Wildon) [Mur] liegt in der Steiermark und erstreckt sich vom Grazer Stadtgebiet bis nach Wildon im Süden. Das gesamte Grazer Feld ist in seiner Morphologie von den weit ausgedehnten Terrassenflächen der würmzeitlichen Schotter, die annähernd parallel zur Mur angeordnet sind, geprägt. Das Becken ist mit überwiegend gut durchlässigen quartären sandigen Kiesen aufgefüllt. Einen breiten Raum nimmt die höhere Teilflur der Würm-Niederterrasse mit einem markanten Abfall zur etwa 2 km breiten holozänen Austufe ein. Zwei Grundgebirgsaufbrüche ragen im Stadtgebiet inselförmig aus der breiten Schotterflur: der Schlossberg (Dolomit der Flösserkogel-Formation) und der Kalvarienberg (Grünschiefer der Taschen-Schiefer-Formation). Ältere Hochterrassen sind noch im Süden am westlichen Talrand vorhanden.



Abbildung 102: Pulkau, Niederösterreich. Der Fluss entspringt im Waldviertel und durchströmt anschließend das nördliche Weinviertel.

Das Weinviertel in Niederösterreich umfasst zwei Gruppen von Porengrundwasserkörpern: Weinviertel [Donau unterhalb Jochenstein; DUJ] und Weinviertel [March; MAR]. Die Gruppe von Grundwasserkörpern **Weinviertel [DUJ]** mit einer Fläche von 1.347 km² erstreckt sich nördlich der Donau und des Tullnerfeldes. Die Gruppe von Grundwasserkörpern **Weinviertel [MAR]** mit einer Fläche von 2.008 km² schließt sich nordöstlich an den Grundwasserkörper Weinviertel [DUJ] an. Petrologisch werden die Aquifere des Weinviertels überwiegend aus eher feinkörnigen tertiären Sedimententwicklungen, wie Schluff und Ton, aufgebaut, Sande und Kies bilden lediglich Nebenanteile. Entsprechend dieser feinkörnigen Sedimente ist überwiegend eine eher geringe Grundwasserführung zu verzeichnen. Die Aquifere in beiden Grundwasserkörpern, die faktisch Gruppen von zahlreichen kleinräumigen Grundwasserkörpern darstellen, sind sehr gering-

mächtig und heterogen. Sie liegen entweder in tertiären grobkörnigeren Kiesen und Sanden oder in teilweise quartären Ablagerungen entlang der größeren Bäche.

Geologisch den östlichen Zentralalpen zugehörig, stellt die vorwiegend Kluftgrundwasser führende Gruppe von Grundwasserkörpern Zentralzone [DBJ] mit einer Fläche von rund 9.563 km² den größten Grundwasserkörper Österreichs dar. Da klüftige Kristallingesteine lediglich in geringem Ausmaß Wasser speichern können und daher keine nennenswerte wasserwirtschaftliche Bedeutung aufweisen, wurde im Fall der Zentralzone ein sehr großes Gebiet zu einem Grundwasserkörper zusammengefasst. Karstgrundwasser spielt lediglich eine untergeordnete Rolle. Der Grundwasserkörper umfasst eine Reihe verschiedener Gebirgsgruppen (z. B. Ötztaler Alpen, Zillertaler Alpen) mit jenen Gebieten, die über die Donau in das Schwarze Meer entwässern. Hohe Lagen sind häufig stark vergletschert. Die Gebietshöhe des Grundwasserkörpers variiert zwischen ca. 500 m ü. A. und 3.800 m ü. A. Aufgrund der alpidischen Orogenese umfasst das Gebiet der Zentralzone unterschiedliche geologische Einheiten verschiedener Gesteine vorwiegend kristalliner Natur (z. B. Granite, Gneise, feinblättrige Phyllite und Tonschiefer) mit zum Teil mächtigen eingeschalteten karbonatischen Serien, die aus metamorphen Kalken und Dolomiten zusammengesetzt sind und teilweise Verkarstungen aufweisen.



Abbildung 103: Verkarstetes Gestein am Warscheneck, Oberösterreich.

5.3.2.3 METHODIK

Die Abschätzung der MVZ erfolgte an ausgewählten Grundwassermessstellen, die im Rahmen der GZÜV periodisch untersucht werden. Zusätzlich wurden für die Interpretation relevante Oberflächengewässer stichprobenartig beprobt. Die Isotopenbeprobung des Grundwassers erfolgte in Anlehnung an das Monitoringprogramm der GZÜV bis zu viermal pro Jahr, um unterschiedliche hydrologische Bedingungen und die Dynamik der Grundwasserkörper im Jahresverlauf zu erfassen. Stabile Isotope (Deuterium, Sauerstoff-18) wurden viermal pro Jahr beprobt, Tritium zweimal, Helium-3 einmal. Die Gehalte der Isotope im Niederschlag als Eingangssignal zur Abschätzung der MVZ werden im Rahmen des österreichischen Isotopenmessnetzes ANIP erhoben. Die Auswertung der im Wasser gemessenen Isotopengehalte im Hinblick auf die Abschätzung der MVZ erfolgte mittels Grundwassermodellen (Lumped Parameter Modelle). Diese Ergebnisse wurden in der Zusammenschau mit messstellenspezifischen Daten (z. B. Hydrochemie, Bohrprofil) ausgewertet und die mittleren Verweilzeiten der Grundwassermessstellen den folgenden Alterskategorien zugeordnet: < 5 Jahre, 5–10 Jahre, 11–25 Jahre, 26–50 Jahre, > 50 Jahre (BMLFUW 2016).

Etablierte Methoden, wie beispielsweise die Tritium-Helium-Methode, zur Abschätzung der MVZ sind bei Karst- und Kluftquellen häufig nur eingeschränkt möglich oder erfordern einen deutlich höheren Messaufwand. Daher können die ermittelten MVZ z. B. im Grundwasserkörper Zentralzone mit höheren Unsicherheiten behaftet sein.

5.3.2.4 ERGEBNISSE

Im Grundwasserkörper **Grazer Feld** zeigen 17 von 18 untersuchten Messstellen ein mittleres Grundwasseralter von < 5 Jahren. Die am südlichsten gelegene Messstelle weist mit einem mittleren Alter zwischen 11 und 25 Jahren die ältesten Wässer im Grundwasserkörper auf. Dies ist wahrscheinlich auf einen Anteil an Wässern mit längeren Verweilzeiten aus dem Bereich der Kaiserwaldterrasse zurückzuführen (KRALIK et al. 2014).



Abbildung 104: Mittlere Verweilzeiten der Grundwässer bei den ausgewählten Messstellen im Grundwasserkörper Grazer Feld [MUR] (Quelle: BMLFUW 2015a).

In der Gruppe der Grundwasserkörper **Weinviertel [DUJ]** weist die Hälfte der acht untersuchten Messstellen mit mittleren Verweilzeiten > 50 Jahren recht hohe Grundwasseralter auf. Eine Messstelle zeigt sehr junges Grundwasser < 5 Jahre. Drei Messstellen fallen in die Alterskategorie 5–10 Jahre.



Abbildung 105: Mittlere Verweilzeiten der Grundwässer bei den ausgewählten Messstellen im Grundwasserkörper Weinviertel [DUJ] (Quelle: BMLFUW 2015a).

In der Gruppe der Grundwasserkörper **Weinviertel [MAR]** wurden insgesamt 15 Grundwassermessstellen untersucht. Mehr als zwei Drittel der Messstellen weisen eine mittlere Verweilzeit von > 50 Jahren auf, d. h. recht hohe Grundwasseralter. Von diesen zeigen zwei Messstellen überhaupt nur alte ("tritiumfreie") Wässer. Der Rest der Messstellen dieser Gruppe von MVZ > 50 Jahren enthalten auch kleine Anteile von jüngeren, tritiumhaltigen Wässern. Die Altersgruppen von 5–10 und 26–50 Jahren sind mit einer bzw. zwei Messstellen nur untergeordnet vertreten.



Abbildung 106: Mittlere Verweilzeiten der Grundwässer bei den ausgewählten Messstellen im Grundwasserkörper Weinviertel [MAR] (Quelle: BMLFUW 2015a).

Von den 46 untersuchten Messstellen in der Gruppe der Grundwasserkörper Zentralzone [DBJ] weisen 40 Messstellen (87 %) mittlere Verweilzeiten < 5 Jahre auf. Diese kurzen Verweilzeiten lassen sich auf die geringe Speicherkapazität der Kristallingesteine gegenüber verkarsteten Karbonatgesteinen zurückführen. Zwei Messstellen fallen in die Alterskategorie 5–10 Jahre, bei vier Porengrundwassermessstellen konnten mittlere Verweilzeiten zwischen 11 und 25 Jahren festgestellt werden.



Abbildung 107: Mittlere Verweilzeiten der Grundwässer bei den ausgewählten Messstellen im Tiroler Anteil des Grundwasserkörpers Zentralzone [DBJ] (Quelle: BMLFUW 2015a).

5.3.2.5 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Untersuchungen zeigen ein weites Spektrum Mittlerer Verweilzeiten bzw. Grundwasseralter auf, von (sehr) jungen Quellwässern in den Zentralalpen bis hin zu den Grundwasserkörpern des Weinviertels mit überwiegend mit sehr langen MVZ (> 50 Jahre). Die Ergebnisse verdeutlichen auch, dass jede Messstelle aufgrund spezifischer lokaler Gegebenheiten individuell zu betrachten ist und daher keine pauschale Aussage hinsichtlich der MVZ für einen gesamten Grundwasserkörper abgeleitet werden kann. So finden sich im Weinviertel neben sehr alten Wässern auch junge Grundwässer.

Hinsichtlich der Wirksamkeit von Maßnahmen zur Verbesserung des chemischen Zustandes des Grundwassers ist insbesondere im Osten Österreichs in Bereichen hoher Grundwasseralter ein entsprechend längerer Zeithorizont zu berücksichtigen. Aufgrund der dort überwiegend langen Reaktionszeit des Boden-Wasser-Komplexes spiegeln sich die erwarteten Auswirkungen daher bislang nur zum Teil bzw. nur in geringem Ausmaß in den Wasserqualitätsdaten wider.

5.3.3 ZUR INTERPRETATION VON ISOTOPENHYDROLOGISCHEN DATEN IM NEUSIEDLERSEE-GEBIET UND IM SEEWINKEL (D. RANK & S. WYHLIDAL)

Die hydrologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im Neusiedlerseegebiet führen zu einigen Besonderheiten bei der Interpretation von Isotopendaten. Wegen der verhältnismäßig geringen jährlichen Niederschlagssummen im Neusiedlerseegebiet wirkt sich der jahreszeitlich unterschiedliche Wasserverbrauch durch die Vegetation zum Teil überdurchschnittlich auf die Isotopenzusammensetzung im Grundwasser aus.

Auch die im Schnitt geringen Durchlässigkeiten und das Fehlen von größeren zusammenhängenden Grundwasserleitern im seenahen Bereich östlich des Neusiedlersees und das damit verbundene "Mosaik" von weitgehend getrennten Wasserkörpern komplizieren die Interpretation von Isotopendaten. Andererseits ist dieser "Mosaik"-Befund erst das Ergebnis von langjährigen isotopenhydrologischen Untersuchungen (BOROVICZÉNY et al. 1992). Deren Ergebnisse führten zu einer Modellvorstellung über die hydro(geo)logischen Verhältnisse an der Ost- und Westseite des Neusiedlersees.



Abbildung 108: Schematische Darstellung der hydrogeologischen und isotopenhydrologischen Verhältnisse am (a) Ost- und (b)Westufer des Neusiedlersees (Sauerstoff-18-Werte aus dem Zeitraum 1980–1985; BOROVICZÉNY et al. 1992).

Das Grundwasser im Seewinkel und im anschließenden ungarischen Gebiet ist geschichtet (siehe Abbildung 108a). Im Seeuferbereich tritt diese Schichtung bereits im seichten Grundwasser in Erscheinung. Das oberste Stockwerk enthält junge Grundwässer mit mittleren Verweilzeiten von einigen Jahren bis einigen Jahrzehnten, die mehr oder weniger jahreszeitlichen Einflüssen unterliegen. Vor allem in seenäheren Bereichen kann nicht von einem zusammenhängenden Grundwasserkörper gesprochen werden, sondern von einem mosaikartigen System von Wasserkörpern geringer horizontaler und vertikaler Ausdehnung, die infolge stark schwankender Durchlässigkeiten auf komplizierte Weise miteinander zusammenhängen und kommunizieren. Die starken örtlichen Schwankungen der Isotopenverhältnisse können nur auf das Fehlen einer nennenswerten Horizontalbewegung des Grundwassers zurückgeführt werden. Die tieferen Horizonte enthalten unterschiedlich alte, häufig gespannte Wässer mit Verweilzeiten von einigen 100 bis einigen 10.000 Jahren. Auch dieses Stockwerk zeigt keinen einheitlichen Charakter. Herkunft und Alter der Wässer sind örtlich sehr ver-

schieden. Die Wässer dieses Stockwerkes werden in unterschiedlicher Tiefe angetroffen, die Trennung vom oberen Stockwerk ist nicht immer eindeutig. In einigen Bereichen ist bereits das oberflächennahe Grundwasser "tritiumfrei". In diesen Bereichen findet somit keine für die Grundwasserneubildung bedeutende Versickerung von Niederschlagswasser statt.

An der Südostabdachung des Leithagebirges existiert ein weitverzweigtes Karst- und/oder Kluftwassersystem, dem neben den Purbacher Wässern (Wasserfassung Purbach, Austritte im Schilfgürtel) auch die entfernt gelegene Hackelsbergquelle zuzurechnen ist (siehe Abbildung 108b). Die mittlere Verweilzeit des Karstwassers liegt in der Größenordnung von 100 Jahren. Das Karstwassersystem wird von am Abhang des Leithagebirges versickernden Bächen gespeist, die bevorzugt aus Winterniederschlägen stammendes Wasser aus den höchsten Teilen des Leithagebirges dem Karstsystem zuführen. Mit einem δ^{18} O-Wert von – 11,2 ‰ lassen sich die Wässer dieses Systems leicht von den aus lokalen Niederschlägen gebildeten Grundwässern (– 10 ‰ bis – 10,5 ‰) unterscheiden.

Wird neben dem Absolutwert des Sauerstoff-18-Gehaltes auch dessen zeitlicher Verlauf herangezogen, so zeichnet sich eine Reihe charakteristischer Wassertypen ab (siehe Abbildung 109):

- Von Niederschlag und Verdunstung stark beeinflusstes Oberflächenwasser (Neusiedlersee),
- von Niederschlag und Grundwasser beeinflusstes Oberflächenwasser (Wulka),
- Grundwasser mit langfristigem Seewassereinfluss (Bohrloch I10),
- Grundwasser mit Niederschlagseinfluss und Einfluss von der Verdunstung ausgesetztem Lackenwasser (Bohrloch 124),
- geschichtetes Grundwasser (Brunnen 103, während einer länger andauernden Wasserentnahme im Sommer 1981 wird auch Wasser aus einem zweiten Horizont gefördert, siehe auch Abbildung 110),
- Wasser aus einem höher gelegenen Einzugsgebiet bzw. bevorzugt aus Winterniederschlägen gebildet (Grundwasseraustritte in der westlichen Schilfzone, Herkunft aus den höchsten Teilen des Leithagebirges),
- Grundwässer aus einer anderen Klimaperiode (artesisches Wasser Sandeck, eiszeitliches Wasser).



Abbildung 109: Charakteristische Unterschiede der Wässer des Neusiedlerseegebietes im Sauerstoff-18-Gehalt und in dessen zeitlichem Verlauf (Quelle: BOROVICZÉNY et al. 1992).

Bei den komplexen Untergrundverhältnissen im Neusiedlersee-Gebiet stellt sich häufig die Frage nach der Herkunft von Brunnenwässern. Die Isotopensignale liefern unter anderem Aussagen darüber, ob das Wasser dem aktuellen Kreislauf entstammt oder einem eventuell zu schützenden Vorkommen alten Wassers. Beim Brunnen 103 in Neusiedl beispielsweise, in dem normalerweise altes "tritiumfreies" Wasser gefördert wird, kam es während einer länger andauernden Wasserentnahme zu einer Veränderung der Isotopenverhältnisse und der Leitfähigkeit in Richtung junger Wässer (siehe Abbildung 110).



Abbildung 110: Herkunft von Brunnenwässern im Neusiedlersee-Gebiet: Zeitliche Änderung von Leitfähigkeit, Tritium- und Sauerstoff-18-Gehalt im Brunnen103 (Neusiedl) während einer länger andauernden Wasserentnahme (Quelle: RANK 1989).

Mit zunehmender Entnahmemenge bzw. Entnahmedauer wird an diesem Brunnen neben altem Wasser auch oberflächennahes Wasser gefördert, was einerseits für eine geringe Ergiebigkeit des tieferen Horizontes spricht und andererseits auf mögliche Umweltbeeinflussungen der Wasserqualität hinweist. Nach Beendigung der verstärkten Wasserentnahme stellten sich allmählich wieder die ursprünglichen Werte ein.

Die "Kochbrunnen" im Neusiedlersee (siehe Abbildung 111) werden in der Literatur als unterseeische Gasund Wasseraustritte entlang von Bruchzonen beschrieben (GATTINGER 1975). Sowohl die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen (siehe Abbildung 112) als auch der chemischen Analysen bei den Ruster "Kochbrunnen" lassen keine signifikanten Unterschiede zwischen Kochbrunnen- und Seewasser erkennen, ein Einfluss von Grundwasser – repräsentiert durch die Messwerte der Quellen im Schilfgürtel – liegt nicht vor. Auch die Verschiebung der Beziehung von Deuterium-/Sauerstoff-18-Gehalt durch Verdunstungseinflüsse ist für Kochbrunnen und Seewasser gleich. Das aufsteigende Gas besteht überwiegend aus Methan – vermutlich biogener Herkunft. Offene Stellen in der Eisdecke des Neusiedlersees sind demnach nicht notwendigerweise mit Grundwasseraustritten – unterseeischen Quellen – gleichzusetzen. Die Temperatur des Gases und die durch die aufsteigenden Gasblasen erzeugte Turbulenz reichen offensichtlich aus, um diese Stellen eisfrei zu halten (RANK et al. 1985).



Abbildung 111: "Kochbrunnen" im Neusiedlersee bei Rust (17.01.1985). Die Eis-Dicke betrug zu diesem Zeitpunkt ungefähr 25 cm. Deutlich sind die aufsteigenden Gasblasen zu erkennen (Quelle: RANK et al.1985).



Abbildung 112: Beziehung zwischen Deuterium-und Sauerstoff-18-Gehalt für Ruster "Kochbrunnen", Neusiedlersee, Quellen und Wulka im Jänner 1985 (Quelle: RANK et al. 1985).



Abbildung 113: Stinkersee, Niederösterreich - ein Beispiel für die einzigartigen Salzlebensräume des Seewinkels. Salzlacken entstehen in enger Interaktion mit dem Grundwasser und zeichnen sich durch einen außergewöhnlichen Chemismus aus.

5.3.4 SAUERSTOFF-18 – SEEHÖHENEFFEKT ALS ZUSATZINFORMATION ZUR ERMITTLUNG DER HYDROGRAFISCHEN EINZUGSGEBIETE IM KARST (R. BENISCHKE, T. HARUM, C. RESZLER & A. LEIS)

5.3.4.1 EINLEITUNG

In Österreich stellen Karstquellen eine bedeutende Trinkwasserressource dar, da ungefähr 50 % der Bevölkerung daraus versorgt werden. Die Komplexität von Karstaquiferen drückt sich darin aus, dass die orografischen Einzugsgebiete mit den hydrografischen selten übereinstimmen. Die Kenntnis über die hydrografischen Einzugsgebiete von Quellen ist aber die Voraussetzung für eine entsprechende Bewirtschaftung auf Basis einer Abschätzung des vorhandenen Dargebots, der Ausweisung von Schon- und Schutzgebieten oder von Vulnerabilitätsuntersuchungen. Isotopendaten können einen wichtigen Beitrag zur Bestimmung der Einzugsgebiete liefern. Erfahrungsgemäß und in guter Näherung repräsentiert das Mittel des Sauerstoff-18-Gehalts in einer Quelle oder eines Oberflächengerinnes jenen Gehalt, der der mittleren Seehöhe des Einzugsgebietes der jeweiligen Quelle oder eines Messpunktes in einem Oberflächengerinne entspricht und somit einen Hinweis auf die Lage des Einzugsgebietes bzw. auf gebietsübergreifende Entwässerungen gibt (z. B. MOSER & RAUERT 1980, CLARK & FRITZ 1997, ETCHEVERRY & VENNEMANN 2009). Das vorliegende Kapitel zeigt am Beispiel des Kaisergebirges in Tirol die Verwendung von Isotopendaten als Zusatzinformation zur Ermittlung der hydrografischen Einzugsgebiete im Karst (BENISCHKE et al. 2010). In interdisziplinärer Weise werden Wasserbilanzsimulationen mit einem hydrologischen Modell auf Basis der orografischen Einzugsgebiete und verschiedene hydrogeologische Informationen mit den erhobenen Isotopendaten in Quellen und Bächen kombiniert.

5.3.4.2 UNTERSUCHUNGSGEBIET

Das zu den Nordtiroler Kalkalpen zählende Kaisergebirge ist in zwei größere Bereiche gegliedert – im Norden der Zahme Kaiser und im Süden der Wilde Kaiser mit der Ellmauer Halt (2.344 m) als Kulminationspunkt des gesamten Gebirges. Mit einer West-Ost-Erstreckung von ca. 21 km und einer Nord-Süd-Erstreckung von ca. 14 km nimmt es eine Fläche von ungefähr 230 km² ein. Nach Norden und nach Süden

wird das Gebiet über einige kleinere Bäche, nach Westen durch den Sparchenbach und nach Osten durch den Kaisertalbach entwässert. Am Wilden Kaiser zeigen sich vorwiegend wasserarme bis wasserlose, steil aufragende Felskämme, mit Wandfluchten, Graten und Felstürmen, tief eingeschnittene Kare und mächtige Schutthalden. Der Zahme Kaiser ist geprägt von plateauartigen Abschnitten mit verkarsteten, wasserlosen Hochflächen buckeliger und kuppiger Oberflächengestaltung, mit Karrenfeldern und Dolinen. Die durch intensive Verkarstung geprägte ursprüngliche Altlandschaft wurde während des Pleistozäns glazial kräftig überformt. Eine der auffälligsten Ergebnisse glazialer Prozesse stellt der Hintersteiner See an der Südseite des Gebirges dar. Die Kombination aus der exponierten Lage am Alpennordrand mit den dort auftretenden Konvektionsniederschlägen einerseits sowie den weniger exponierten Südhängen andererseits ergeben im Kaisergebirge ein sehr heterogenes Lokalklima. In den Hochlagen, insbesondere in den Kammbereichen des Wilden und des Zahmen Kaisers, dominieren vegetationslose freie Felsflächen, vereinzelt sind kleinere Ebenheiten mit schütterem Grasbewuchs anzutreffen. Unterhalb von 2.000 m beginnt die Krummholzstufe mit zum Teil dichter Legföhrenvegetation. In tieferen Lagen konnten sich durch die menschliche Nutzung, je nach Untergrund und Nährstoffgehalt des Bodens, nährstoffreiche Mähwiesen, Weiden und Trittrasen, Trocken- und Magerrasen entwickeln. Zu den geologischen Grundlagen des Untersuchungsgebietes existiert zahlreiche Literatur. Der Gesteinsbestand des Kaisergebirges umfasst die gesamte überwiegend karbonatische Gesteinsfolge der Trias. Im Miozän wurde das Kaisergebirge als Scholle durch eine Nord-Süd gerichtete Einengungstektonik aus dem übrigen Tirolikum herausgehoben und damit eine Erosionsphase eingeleitet.

5.3.4.3 METHODIK

Wie generell im Karst üblich, stellt die die Basis der hydrogeologischen Untersuchungen ein regionales Abfluss- und Schüttungsmessprogramm (2006–2007) dar. Anhand von Geländebegehungen und der geologischen Unterlagen wurden Stellen für Abflussmessungen ausgewählt und die auf diese Messstellen bezogenen orografischen Einzugsgebiete aus dem digitalen Höhenraster abgegrenzt. Abgrenzungskriterien waren die möglichst vollständige Erfassung des Abflusses sowie die praktischen Messmöglichkeiten an Teilabschnitten der verschiedenen Bäche des Gewässernetzes. Für die Teilgebiete wurden die jeweiligen Abflussdifferenzen gebildet. Im Zuge der Abflussmessungen (sechs Messtouren) erfolgte an den Messstellen eine Probenentnahme zur Bestimmung der stabilen Umweltisotope Sauerstoff-18 und Deuterium. Für Teileinzugsgebiete mit Zuflüssen aus anderen Gebieten wurden die Isotopengehalte mit Hilfe der Mischungsgleichung auf das Teileinzugsgebiet rückgerechnet. Bestimmt wurden Mittelwerte und Standardabweichung. Zur Analyse des Höheneffektes wurden die Werte des stabilen Isotops Sauerstoff-18 gegen die Seehöhe aufgetragen und mit der Seehöhenabhängigkeit der Sauerstoff-18-Gehalte im Niederschlag verglichen. Bei Quellen gilt als Bezugshöhe die Austrittsseehöhe, bei Oberflächengerinnen die mittlere Seehöhe des orografischen Einzugsgebietes.

Die Einschätzungen aus den Isotopendaten bezüglich Seehöhe des möglichen Einzugsgebietes wurden kombiniert mit Wasserbilanzsimulationen mit einem flächendetaillierten, physikalisch basierten hydrologischen Modell (z.B. "MIKE SHE" in REFSGAARD & STORM 1995). Zur Modellerstellung wurden anhand von Geländemessungen bzw. Kartierungen umfangreiche räumliche Daten (Vegetation, Böden) erhoben und eine sorgfältige Bearbeitung der Modelleingangsdaten, vor allem des Niederschlags als bestimmende Größe der Wasserbilanz, vorgenommen. Dies ist besonders wichtig, da eine Kalibrierung des Modells im Karst nur eingeschränkt möglich ist. Das Ziel der hydrologischen Modellierung war daher die Identifikation von Defiziten und Überschüssen in der Wasserbilanz durch einen Vergleich von simulierten Abflüssen unter Verwendung der orografischen Einzugsgebiete mit den an den jeweiligen Gebietsauslässen gemessenen Abflüssen. Da es sich bei den Isotopen- und den Abflussdaten um voneinander gänzlich unabhängige, komplementäre Arten von Daten handelt, kann bei gleichzeitiger Verwendung grundsätzlich eine Verringerung der Unsicherheiten hinsichtlich der Lage der Einzugsgebiete und der Modellvorstellung über die Entwässerung im Karststock erzielt werden. Zusätzlich von Bedeutung für die vorliegende Methodik ist die Auswertung der vorhandenen Unterlagen, vor allem der hydrogeologischen Aufnahmen, wie Quellenaufnahmen und Markierungsversuche, und der vorhandenen Literatur zu Geologie und Tektonik im betrachteten Gebiet.

5.3.4.4 ERGEBNISSE

In Abbildung 114 ist die Beziehung Seehöhe zu den mittleren Sauerstoff-18-Gehalten und deren Standardabweichung dargestellt. Für die Isotopendaten aus dem Niederschlag standen Werte von den nächstgelegenen Stationen Patscherkofel (außerhalb des Untersuchungsgebietes) und Kufstein aus dem Österreichischen Isotopenmessnetzwerk ANIP (KRALIK et al. 2003) zur Verfügung. Zusätzlich wurde in der Niederschlagsgeraden eine Bandbreite von \pm 0,1 ‰ angenommen. Diese soll mögliche Unsicherheiten durch Übertragung der Stationsdaten auf das Untersuchungsgebiet und – da es sich teilweise auch um ältere Daten handelt – durch den Temperaturanstieg zufolge des Klimawandels in den letzten Jahren abdecken. Bei Einzugsgebieten, die im Schwankungsbereich des Niederschlags liegen, kann näherungsweise eine Übereinstimmung zwischen orografischem und unterirdischem Einzugsgebiet angenommen werden. Abweichungen von der Niederschlagsgeraden lassen Rückschlüsse auf die tatsächliche mittlere Seehöhe des hydrografischen Einzugsgebietes zu. Liegen die Messungen über der Niederschlagsgeraden bzw. dem aufgespannten Bereich für die Seehöhenabhängigkeit der Sauerstoff-18-Gehalte im Niederschlag, liegt das tatsächliche hydrografische Einzugsgebiet niedriger als das orografisch bestimmte und umgekehrt. Außerdem kann aus dieser Auswertung aufgrund der generell im Gebirge zu beobachtenden Zunahme der Niederschläge mit der Seehöhe auch auf Überschüsse und Defizite, verglichen mit den gemessenen Abflüssen, geschlossen werden.



Abbildung 114: Beziehung Seehöhe zu Sauerstoff-18-Gehalt ($\delta^{18}O$) in den Einzugsgebieten der Oberflächengerinne und in ausgewählten Quellen (Mittelwert und Standardabweichung), verglichen zum Niederschlag (geschätztes Jahresmittel 2007 mit angenommener Fehlerbreite der Schätzung von $\pm 0,1$ ‰) (modifiziert nach BENISCHKE et al. 2010).

Sind die Aussagen zu den Überschüssen und Defiziten aus den Isotopendaten mit jenen aus der Wasserbilanzmodellierung konsistent, kann unter Zuhilfenahme von vorhandenen hydrogeologischen Informationen (frühere Markierungsversuche und geologisch-tektonische Situation) die räumliche Lage des hydrografischen Einzugsgebietes zuverlässig eingeschätzt werden. Daraus kann ein Konzeptmodell der Karstentwässerung mit Abschätzung unterirdischer Entwässerungsrichtungen entwickelt werden. Abbildung 115 zeigt das Entwässerungskonzept am Beispiel des Kaisergebirges. Eine gebietsübergreifende Entwässerung
ANWENDUNGSBEISPIELE

wurde durch mehr oder weniger starke Pfeile gekennzeichnet. Die Erstellung der Karte erfolgte manuell unter Berücksichtigung der Ergebnisse und Einschätzungen aus den einzelnen Bearbeitungsschritten. Unterlegt ist die Karte der geologischen Verhältnisse. Beispielsweise zeigen sich im Westteil des Gebietes, geologisch im Bereich des Kalks, zwei markante gebietsübergreifende Entwässerungsrichtungen: Zum einen erhält der Sparchenbach mit der wichtigsten Quelle, der Hofingerquelle (HOF), Zuflüsse aus den benachbarten Gebieten. Dies wird deutlich belegt durch die Ergebnisse eines Markierungsversuches aus dem Jahre 1979 (VÖLKL 1988) und die Ergebnisse der Isotopenuntersuchungen an der Hofingerquelle, nach denen die mittlere Einzugsgebietsseehöhe deutlich höher liegt als der Quellaustritt. Zusätzlich wird dies durch die Isotopendaten am unteren Sparchenbach gestützt. Die zweite Entwässerungsrichtung ist jene nach Südwesten in das Gebiet des Hintersteiner Sees. Die Gesamtabflussmenge (Kraftwerksdaten des Kaiserwerks) aus dem überwiegend durch teilweise auch unterseeischen Quellen gespeisten Hintersteiner See zeigt einen deutlichen Abflussüberschuss und nach den Isotopenergebnissen ein sehr hoch gelegenes Einzugsgebiet. Im Ostteil des Untersuchungsgebietes wiederum ist eine deutliche Südwest-Nordost-Entwässerung zu den großen Quellen im Bereich Gages und im Weißenbachtal gegeben. Die Isotopenuntersuchungen weisen für beide Quellgruppen höher gelegene Einzugsgebiete aus. Ebenso zeigt das Teilgebiet des unteren Weißenbachs gemäß der hydrologischen Modellierung einen deutlichen Abflussüberschuss und ein hochgelegenes Einzugsgebiet.

Ziel ist ein konsistentes Bild der Entwässerung aus der regionalen Zusammenschau. Allerdings sind verbleibende Restunsicherheiten bei der beschriebenen Methodik nicht auszuschließen. Neben den Schwankungsbreiten in den Isotopendaten ist auch die Erfassung der Abflüsse aus einem Karststock nicht immer zur Gänze möglich (Umläufigkeiten bei den Messstellen, nicht messbare Austritte oder unterirdischer Abstrom in die Vorfluter). Diese Unsicherheiten müssen sorgfältig interpretiert werden.



Abbildung 115: Konzept der Entwässerungsrichtungen (violette Pfeile) im Kaisergebirge, hinterlegt mit der hydrogeologisch bewerteten Geologie sowie Verteilung der Abflussmessstellen (rote Dreiecke) mit zugehörigen orografischen Einzugsgebieten (schwarze Polygone) und Quellen (dunkelviolett) (modifiziert nach BENISCHKE et al. 2010).

5.3.4.5 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Das vorliegende Beispiel zeigt die Verwendung von Isotopendaten in Quellen und Oberflächengerinnen als wichtige Zusatzinformation zur Ermittlung der hydrografischen Einzugsgebiete und somit zur Erstellung eines Konzeptmodells der Entwässerung in Karstgebieten. Wie in der Karsthydrologie üblich, werden in einem integrativen Ansatz verschiedene Methoden und Informationen kombiniert, um zuverlässige Ergebnisse zu erzielen. Auf Basis von orografischen Teileinzugsgebieten werden der Seehöheneffekt des stabilen Isotops Sauerstoff-18 ausgewertet und Höhenlage sowie Abflussdefizite und Abflussüberschüsse zusammen mit Wasserbilanzsimulationen mit einem hydrologischen Modell und vorhandenen hydrogeologischen Unterlagen bewertet. Voraussetzung für eine effiziente Bearbeitung, die durchaus auf andere alpine Karstgebiete übertragbar ist, sind ein intensives Monitoring der Abflüsse und Isotopendaten über einen längeren Zeitraum, mindestens über ein Jahr, um die jahreszeitliche Dynamik ausreichend zu erfassen. Ein derartiges Konzeptmodell stellt eine wichtige Basis für Ressourcenbewertung und -schutz in den für die österreichische Trinkwasserversorgung wichtigen Quelleinzugsgebieten im Karst dar.

5.3.5 ISOTOPE VON TIEFENGRUNDWÄSSERN (J. E. GOLDBRUNNER)

5.3.5.1 EINLEITUNG

Isotopenuntersuchungen spielen in der Tiefengrundwasser-Forschung und in der praktischen Anwendung eine wichtige Rolle, besonders in Bereichen von Sedimentbecken mit regional entwickelten Zirkulationssystemen. Von besonderer Bedeutung ist hierbei die Grundwasser-Altersverteilung, da daraus Größen, wie die Verweildauer und Abstandsgeschwindigkeiten, ableitbar sind. Bei Untersuchungen der stabilen Isotope von artesischen Grundwässern des Steirischen Beckens wurde erkannt, dass Grundwässer mit einem Kohlenstoff-14-Alter von mehr als 12.000 Jahren gegenüber lokalen jungen Grundwässern deutlich abgereicherte Werte der beiden schweren Isotope des Sauerstoffs und Wasserstoffs aufwiesen. Dies wurde als Zeiteffekt interpretiert, was die Unterscheidung von holozänen und pleistozänen Wässern ermöglichte (DAVIS et al. 1968, ZÖTL 1971, MOSER et al. 1972).

Die Abgrenzung von Tiefengrundwässern zu jungen Grundwässern wird durch den Tritiumgehalt ermöglicht. So haben ZÖTL (1978) und GOLDBRUNNER (1984) einen Wert von < 1 TE (neben dem fehlenden Gehalt an gelöstem Sauerstoff) als Kriterium für die Definition von "Tiefengrundwasser" herangezogen. Der Wert von 1 TE entsprach der zu dieser Zeit gängigen Nachweisgrenze der Labors. Mit dem Fortschritt der Analysentechnik und der aktuell längeren Dauer des radioaktiven Zerfalls gegenüber den 1980er-Jahren $(T_{1/2} {}^{3}H = 12,32 Jahre)$ sollte aktuell die Grenze bei 0,3 TE gezogen werden, um Wässer, die vor der thermonuklearen Ära – d. h. vor 1954 – neu gebildet wurden, als Tiefengrundwässer zu definieren.

Durch die Intensivierung der Erschließung von Tiefengrundwässern für die geothermische Nutzung ab den 1980er-Jahren wurden nicht nur Tiefengrundwässer meteorischer Genese, sondern auch Wässer aus abgeschlossenen Systemen erschlossen, die von ihrer Charakteristik als "Formationswässer" oder "konnate Wässer" zu bezeichnen sind. Diese Zuordnung wird durch die stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 ermöglicht.

5.3.5.2 DIE EINZELNEN BEREICHE

5.3.5.2.1 STEIRISCHES BECKEN (OSTSTEIERMARK/BURGENLAND)

Im Rahmen einer in den Jahren 2000–2005 durchgeführten Studie wurden in den oststeirischen und burgenländischen Anteilen am Steirischen und Westpannonischen Becken ca.1.950 Brunnen erhoben, die gespanntes und artesisch gespanntes Tiefengrundwasser fördern (JOANNEUM RESEARCH et al. 2005). Sie stammen aus Aquiferen des Pannon und Sarmat, am Beckenrand auch des Baden und Karpat mit Tiefen von unter 300 m. Das Tiefengrundwasser hat zumeist Trinkwassereigenschaften und Temperaturen unter 20 °C.

In Abbildung 116 wurden die Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte aus Publikationen und Studien aus fünf Jahrzehnten (DAVIS et al. 1968, ANDREWS et al. 1984, GOLDBRUNNER & SCHUBERT 1993a, GOLDBRUNNER 1997, ERHART-SCHIPPEK 1998, JOANNEUM RESEARCH et al. 2005) dargestellt. Es handelt sich um 218 Datensätze.

Die Datenpunkte orientieren sich an der globalen Niederschlagsgeraden (GMWL). Die Spannweite im Sauerstoff-18 (δ^{18} O) liegt zwischen – 7,6 ‰ und – 12,5 ‰, im Deuterium (δ^{2} H) zwischen – 60 und – 89 ‰. Farblich gekennzeichnet sind Proben mit Kohlenstoff-14-Altern von größer bzw. kleiner als 12.000 Jahre. Die älteren Wässer haben im Allgemeinen δ^{2} H-Werte von < – 70 ‰ und δ^{18} O-Werte von < – 10 ‰. Es ist zu erkennen, dass eine große Anzahl der Proben dieses Kriterium – d. h. pleistozänes Grundwasseralter – erfüllt. Eine Bestätigung der Altersabgrenzung brachten die aufgrund der Edelgasgehalte ermittelten Neubildungstemperaturen im Raum Großwilfersdorf–Blumau, die für Wässer mit δ^{2} H-Werten von – 75,6 bzw. – 83,4 ‰ Temperaturen von 4,7 °C bzw. 4,6 °C bei ihrer Neubildung brachten (ANDREWS et al. 1984).



Abbildung 116: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des Steirischen und Westpannonischen Beckens mit Temperaturen < 20 °C.

Wässer mit $\delta^2 H < -80 \%$ und $\delta^{18}O < -11 \%$ treten überwiegend im steirisch-burgenländischen Grenzraum an der Lafnitz und der Rittschein auf. Sie sind aufgrund ihrer Abreicherung vermutlich die ältesten des Untersuchungsgebietes, was durch die vereinzelt vorliegenden Kohlenstoff-14-Daten gestützt wird. Da sie aus Brunnen mit Tiefen von teilweise weniger als 100 m stammen, wurde von GOLDBRUNNER (1997) auf die Existenz einer Tiefengrundwasser-Entlastungszone östlich und südlich von Fürstenfeld mit aufsteigender Wasserbewegung geschlossen.

Die Kohlenstoff-13-Werte der untersuchten Wässer zeigen eine Bandbreite von – 5,4 und – 17,9 ‰ PDB bei einem Mittelwert von – 11,9 ‰ PDB. Dies zeigt das Dominieren eines stöchiometrischen Gleichgewichtes zwischen dem CO_2 der Bodenluft und dem gelösten Kalzit der Bodenzone bzw. des Aquifers. Kationen-Austauschvorgänge (Natrium aus dem Untergrund gegen Calcium aus dem Fluid), die ein Verschieben gegen schwere Kohlenstoff-13-Werte bewirken, spielen im Steirischen Becken eine wesentlich geringere Rolle als im Oberösterreichischen Molassebecken (siehe Kapitel 5.3.5.2.2).

Bei den Wässern über 20 °C (Thermalwässer) des Steirischen Beckens hebt sich eine Gruppe, die auf der Globalen Meteorischen Linie liegt, von jenen Wässern ab, die aufgrund von Isotopen-Austauschvorgängen zwischen Gestein und Fluid vor allem im Sauerstoff-18 angereichert sind (siehe Abbildung 117). Die meteorischen Thermalwässer stammen im Oststeirischen Becken überwiegend aus Aquiferen des Mittel- und Untersarmat, ihre Chloridgehalte erreichen aufgrund von Flushing Prozessen nur Werte von weniger als 400 mg/l (siehe Abbildung 118). Zu dieser Gruppe gehören auch die Thermalwässer von Waltersdorf aus dem Grazer Paläozoikum auf der Hochscholle des Blumau-Verwurfs. Die Wässer aus dem Trachyandesit von Gleichenberg zeigen aufgrund ihres negativen δ^{18} O-shifts deutlich den Austausch mit Kohlenstoffdioxid, wie von FONTES (1976), zitiert in MOSER & RAUERT (1980), beschrieben. Ebenso jenes aus dem Triasaquifer von Bad Radkersburg (Pannonisches Becken). Ins Diagramm aufgenommen wurden auch die Werte der Bohrung Puntigam 2, der Tobelbader Thermen und der Bohrung Köflach Th 1, deren Aquifer in Gesteinen des Grazer Paläozoikums liegt. Sie führen meteorische Wässer mit Chloridgehalten unter 10 mg/l.



Abbildung 117: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des Steirischen und Westpannonischen Beckens mit Temperaturen > 20 °C. Anmerkungen: Blum = Blumau, Fru GT2 = Frutura GT2, Glei = Gleichenberg, Gleis = Gleisdorf, Ilz = Ilz,

Th1, P2 = Puntigam 2, Graz, Radk = Radkersburg, Tobel = Tobelbad, Tatz = Tatzmannsdorf, Walt = Waltersdorf

Wässer mit angereicherten Sauerstoff-18-Gehalten und hohen Chloridgehalten stammen aus Aquiferen des Baden (Sandschalerzone) und des karbonatischen Paläozoikums des Fürstenfelder Beckens. Den Endpunkt dieser Entwicklung stellt das konnate Wasser der Tiefbohrung Frutura GT2 nördlich von Fürstenfeld dar. Sie erschließt Wässer aus dem karbonatischen Grazer Paläozoikum ab einer Teufe von 2.737 m (TVD) bei einer

Temperatur bei Endteufe (3.188 m TVD) von 143 °C (GOLDBRUNNER 2015). Der Chloridgehalt liegt mit 39 g/l mehr als doppelt so hoch wie von Meerwasser; es handelt sich um einen reinen Natrium-Chlorid Wassertypus. Die durch die mit Sauerstoff-18 angereicherten Wässer gelegte Gerade schneidet die meteorische Linie bei einem δ^{18} O-Wert von – 10,2 ‰. Auf ihr liegen auch die Wässer aus dem Paläozoikums-Aquifer von Blumau und IIz (siehe Abbildung 118).



Abbildung 118: Sauerstoff-18 und Chlorid-Korrelation von Tiefengrundwässern des Steirischen und Westpannonischen Beckens mit Temperaturen > 20 °C. Eingetragen ist die Mischungslinie zwischen dem SMOW und Recharge-Wasser mit einem δ^{18} O-Wert von -10,5 ‰. Anmerkungen: Blum = Blumau, FF = Fürstenfeld, Fru GT2 = Frutura GT2, Glei = Gleichenberg,

Gleis = Gleisdorf, Köfl = Köflach Th1, Ilz = Ilz Th1, Loip = Loipersdorf 1, P2 = Puntigam 2, Graz, Radk = Radkersburg, Steg = Stegersbach TH1, Tobel = Tobelbad, Tatz = Tatzmannsdorf, Walt = Waltersdorf.

5.3.5.2.2 OBERÖSTERREICHISCHES MOLASSEBECKEN

Basierend auf einer von 1980–1987 vorgenommenen Aufnahme der artesischen Brunnen des Inn- und Hausruckviertels wurden im Rahmen von Forschungsprojekten Isotopenuntersuchungen an ausgewählten Brunnen durchgeführt (ANDREWS et al. 1985, GOLDBRUNNER 1988, GOLDBRUNNER & SCHUBERT 1993b). Die Brunnen liegen in der Innviertel Gruppe des Ottnangiums und haben Tiefen von bis zu 450 m.

Die Maximal- und Minimalwerte der Wässer der Innviertel Gruppe liegen für δ^2 H zwischen – 92 ‰und – 69 ‰ und für δ^{18} O zwischen – 12,9 ‰ und – 9,6 ‰. Die Wertepaare der stabilen Isotope orientieren sich an der Globalen Meteorischen Linie (siehe Abbildung 119). Die Tiefengrundwässer der Innviertel Gruppe wurden aufgrund des Grades ihrer hydrogeochemischen Evolution in Gruppen unterteilt, deren Differenzierung durch den Zeiteffekt der stabilen Isotope gestützt wurde (GOLDBRUNNER 1988). Einzugsgebietsnahe Calcium-Hydrogencarbonat-Wässer mit geringer geochemischer Evolution und geringer Verweildauer unterschieden sich hinsichtlich des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltes nicht von den rezenten seicht-liegenden Grundwässern. Die Grenze wurde bei einem δ^2 H-Wert von ca. – 75 ‰ und einem δ^{18} O-Wert von – 10,5 ‰ gezogen. Die zweite geochemische Gruppe, die Calcium-Magnesium-Hydrocarbonat bis Natrium-Hydrogencarbonat-Wässer umfasste, zeigte überwiegend eine deutliche Abreicherung an den stabilen Isotopen und erreichte Minimalwerte von – 91 ‰ für δ^2 H und – 12,6 ‰ für δ^{18} O. Aufgrund der Abreicherung sind diese Wässer als pleistozän und damit älter als 12.000 Jahre einzustufen.



Abbildung 119: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des Oberösterreichischen Molassebeckens mit Temperaturen < 20 °C.

Die geochemisch höchstentwickelte Gruppe mit Natrium-Hydrogencarbonat-Wässern und niedrigen CO₂-Partialdrücken umfasste mit einer Ausnahme Wässer mit $\delta^2 H < -85 \%$ und $\delta^{18}O < -11,9 \%$.

Im Gegensatz zu den Wässern des Steirischen Beckens spielen in den artesischen Wässern der Innviertel-Gruppe Kationenaustauschvorgänge eine große Rolle. Die damit verbundene Störung des Kalk-Kohlensäuregleichgewichts bedingt Lösungsreaktionen von marinen Karbonaten im Grundwasserleiter und damit eine Verschiebung in Richtung schwererer Kohlenstoff-13-Gehalte (bis zu – 4,6 ‰ PDB). Mit der Lösung von ¹⁴C-totem Kohlenstoff ist auch eine Verringerung der Kohlenstoff-14-Gehalte verbunden.

Wässer mit abgereicherten Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalten wiesen Kohlenstoff-14-Werte nahe an der Bestimmungsgrenze bei angereicherten Kohlenstoff-13-Werten auf. Dieses Faktum und hydraulische Überlegungen legen nahe, dass dies keine Folge einer Verweildauer von > 50.000 Jahren ist.

Für die geochemisch höchstentwickelte und damit vermutlich älteste Gruppe wurden Edelgas-Infiltrationstemperaturen von 6,4 bis 4,2 °C ermittelt, der δ^{18} O-Temperatur-Beziehung genügt die Gleichung δ^{18} O = 0,42 t – 14,19 ‰ (ANDREWS et al. 1987, GOLDBRUNNER 1988).

Abbildung 120 zeigt die δ^2 H- δ^{18} O-Beziehung der Thermal- und Formationswässer der stratigrafisch tieferen Einheiten des Molassebeckens und seiner Unterlage (Eggenburg bis Oberjura). Die isotopisch schwersten Wässer stammen aus der Hall Formation und der Puchkirchen Formation. Die durch die Wässer der Hall Formation, Puchkirchen Formation, Kiscell, Obereozän und Oberkreide gelegte Ausgleichsgerade hat eine ähnliche Steigung wie jene des Steirischen Beckens, obwohl sich die δ^{18} O-Chlorid-Beziehungen der Wässer deutlich unterscheiden, wie die Position der Datenpunkte gegenüber der Meerwasser-Verdünnungslinie zeigt (Mischung mit meteorischem Wasser mit δ^{18} O = – 10,5 ‰, siehe Abbildung 121). Die Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens, besonders die im Sauerstoff-18 gegenüber dem V-SMOW angereicherten Wässer liegen deutlich links dieser Linie, d. h. sie haben deutlich niedrigere Chloridgehalte als Meerwasser. Dies ist bei den stark an Sauerstoff-18 angereicherten Wässern des Steirischen Beckens nicht der Fall.



Abbildung 120: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des Oberösterreichischen Molassebeckens mit Temperaturen > 20 °C (Daten nach GOLDBRUNNER 1988, 1997 und PYTLAK et al. 2017). Anmerkungen: Atz = Atzbach 5, Hain = Haindorf 1, Gries = Griesbach T3, OberSt = Oberaustall 6, Puch = Puchkirchen Ost 1, Schall = Schallerbach 1 und 2.

Die Ausgleichsgerade schneidet die Globale Meteorische Linie bei einem δ^{18} O-Wert von – 12,7 ‰. Die Thermalwässer des Oberjura (Malm), des wichtigsten Thermalwässer-Aquifers des Bayerischen und Oberösterreichischen Molassebeckens, bilden ein relativ enges Cluster im Nahbereich der GMWL. Der hohe meteorische Anteil kommt auch im geringen Chloridgehalt zum Ausdruck (siehe Abbildung 121).



Abbildung 121: Deuterium- und Chlorid-Korrelation von Tiefengrundwässern des Oberösterreichischen Molassebeckens mit Temperaturen > 20 °C. Eingetragen ist die Mischungslinie zwischen dem SMOW und Recharge-Wasser mit einem δ^{18} O-Wert von – 10,5 ‰. Anmerkungen: Atz = Atzbach 5, Hain = Haindorf 1, Mühl = Mühlreith 1, Puch = Puchkirchen Ost 1,

Anmerkungen: Atz = Atzbach 5, Hain = Haindorf 1, Mühl = Mühlreith 1, Puch = Puchkirchen Ost 1 Schall = Schallerbach 1 und 2

5.3.5.2.3 WIENER BECKEN, NIEDERÖSTERREICHISCHE MOLASSEZONE, WESTPANNONISCHES BECKEN

In Abbildung 122 sind die Thermalwässer des Wiener Beckens (und ihrer Umrahmung), der Niederösterreichischen Molassezone und des Westpannonischen Beckens zusammengefasst, der Temperaturbereich umfasst 25 °C (Bad Deutsch Altenburg) bis 65 °C (Laa Süd 1; bereits liquidiert). Mit Ausnahme von Laa Nord 1, Laa Süd 1 und Bad Pirawarth, Sophienquelle, liegen alle Wässer auf der GMWL. Diese umspannen einen Chloridgehalt von 17 mg/l (Linsberg) bis 2.500 mg/l (Engelhartstetten Th 1). Im Chlorid- δ^{18} O-Diagramm (siehe Abbildung 123) liegen sie zwischen den Verdünnungslinien – 11 ‰ bzw. – 13,5 ‰ V-SMOW, was eine Mischung von Formationswässern mit kaltzeitlichem meteorischem Recharge nahelegt. Gespanntes Wasser führende Trinkwasserbrunnen in Wolkersdorf und Obersiebenbrunn hatten bei einem Kohlenstoff-14-Alter von 23.000 bzw. 27.500 Jahren δ^{18} O-Werte von – 13,7 ‰ bzw. – 13,6 ‰ (NIEDERBACHER et al. 1995, siehe auch SCHUBERT 2015).

Laa Süd 1 (Sandstein des Egeriums) ist sowohl im Sauerstoff-18-Gehalt als auch im Chloridgehalt gegenüber dem V-SMOW angereichert und stellt unverdünntes Formationswasser dar.



Abbildung 122: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des Wiener Beckens mit Temperaturen > 20 °C (Daten aus ELSTER et al. 2016).

Anmerkungen: BAlt = Bad Deutsch Altenburg, BSaue = Bad Sauerbrunn, BVös = Bad Vöslau, Lutz = Lutzmannsburg, Laa = Laa a.d. Thaya (Nord 1 bzw. Süd 1), Linsb = Linsberg, Pira = Bad Pirawarth, Seew = Seewinkel Th1, Frauenkirchen



Abbildung 123: Deuterium- und Chlorid-Korrelation von Tiefengrundwässern des Wiener Beckens mit Temperaturen > 20 °C. Eingetragen sind die Mischungslinien zwischen dem V-SMOW und Recharge-Wasser mit einem δ^{18} O-Wert von – 10,5 ‰ bzw. – 13 ‰.

Anmerkungen: BAlt = Bad Deutsch Altenburg, BSaue = Bad Sauerbrunn, BVös = Bad Vöslau, Engel = Engelhartstetten Th1, Lutz = Lutzmannsburg, Laa = Laa a.d. Thaya (Nord 1 bzw. Süd 1), Linsb = Linsberg, Pira = Bad Pirawarth, Seew = Seewinkel Th1, Frauenkirchen

5.3.5.2.4 ALPEN

Die Thermalwassererschließung in den Ostalpen setzte in den 1990er-Jahren ein. Die erschlossenen Tiefengrundwässer liegen mit Ausnahme der Bohrungen in St. Kanzian (Kärnten) und St. Jakob im Defereggental auf der GMWL (siehe Abbildung 124). Aufgrund der hoch liegenden Einzugsgebiete, verbunden mit einem Zeiteffekt, sind teilweise erheblich abgereicherte Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte festzustellen. Die Minimumwerte werden durch die in den Nördlichen Kalkalpen stehende Bohrung Saalachtal Th1 mit – 124,4 ‰ im δ^2 H und – 17 ‰ im δ^{18} O repräsentiert. Diese Werte sprechen auf jeden Fall für pleistozäne Klimabedingungen beim Recharge dieser Wässer, da z. B. das langjährige rezente Mittel des δ^{18} O der Station Patscherkofel (Seehöhe 2.245 m ü. A.) bei – 13,5 ‰ liegt (HAGER & FOELSCHE 2015).

Verbunden mit dem meteorischen Einfluss ist die Salinität der Thermalwässer, repräsentiert durch den Chloridgehalt, bei der überwiegenden Zahl der Wässer gering (unter 120 mg/l, siehe Abbildung 125). Hohe Chloridgehalte wurden bei den Wässern der Bohrungen von St. Kanzian Th 1 (8,9 g/l) und St. Jakob im Defereggental (11,9 g/l) festgestellt; diese Wässer weisen deutliche Abweichungen von der GMWL auf. Bei St. Kanzian, das aus geklüfteten Abschnitten in Glimmerschiefern, Quarziten und Marmor im Tiefenabschnitt 1.445 bis 1.550 m fördert, wurde aufgrund der erheblichen Methangasführung (Gas-Wasser-Verhältnis 13 : 1; CH₄ 16 Vol%, CO₂ 50 Vol%) eine Verbindung mit dem tief eingesenkten Klagenfurter Becken als wahrscheinlich angenommen (GOLDBRUNNER 2010). Die erschlossenen thermalwasserführenden Horizonte der Bohrung St. Jakob im Defereggental liegen in teilweise verkieselten kristallinen Schiefern zwischen 1.564 und 1.735 m (ELSTER et al. 2016). Die frei aufsteigenden Gase enthalten 68 Vol% Methan. Die Durchlässigkeit ist äußerst gering. Schwer zu interpretieren ist der schwere δ^2 H-Wert von – 43 ‰.



Abbildung 124: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern der Alpen mit Temperaturen > 20 °C (Ausnahme Kaprun Th 1; Daten nach ELSTER et al. 2016).

Anmerkungen: BGast = Bad Gastein, Emb = Tiefbohrung Embach, Lend, Gab = Gabelhofen Th1, Fohnsdorf, Heilb = Heilbrunn, Bad Mitterndorf, Kapr = Kaprun, Läng = Längenfeld, StKanz = St. Kanzian, St Jako = St. Jakob im Defereggental, Saala = Saalachtal Th1



Abbildung 125: Deuterium- und Chlorid-Korrelation von Tiefengrundwässern der Alpen mit Temperaturen > 20 °C. Eingetragen sind die Mischungslinien zwischen dem V-SMOW und Recharge-Wasser mit einem δ^{18} O-Wert von – 13 bzw. – 15 ‰.

Anmerkungen: BGast = Bad Gastein, BHär = Bad Häring, BMitt = Bad Mitterndorf, Emb = Tiefbohrung Embach, Lend, Gab = Gabelhofen Th1, Fohnsdorf, Kapr = Kaprun, Läng = Längenfeld, StKanz = St. Kanzian, St Jako = St. Jakob in Defereggental, Saala = Saalachtal Th1, Vigau = Vigaun

5.3.6 ISOTOPENSIGNALE IN MÜLLSICKERWÄSSERN (D. RANK & S. WYHLIDAL)

Müllsickerwässer und Deponiegase sind im Allgemeinen durch ihre Isotopenverhältnisse eindeutig charakterisiert. Damit lassen sich sowohl Sickerwasseranteile im Grundwasser als auch migrierende Deponiegase über Isotopenuntersuchungen identifizieren. Wichtigste Isotopensignale sind dabei ein erhöhter Tritiumgehalt des Sickerwassers – verursacht durch offensichtlich mit dem Müll abgelagerte Tritiumquellen – sowie eine starke Deuteriumanreicherung im Sickerwasser als Folge der Methanproduktion.



Abbildung 126: Versuchsdeponie Breitenau mit drei Versuchsfeldern, Gassammelstation und Pumpenhaus, Niederösterreich.

Mehrjährige Isotopenuntersuchungen bei der Hausmüll-Versuchsanlage Breitenau (Südliches Wiener Becken, siehe Abbildung 126) der Technischen Universität Wien brachten Einblick in die zeitliche Entwicklung der Isotopenverhältnisse im Müllsickerwasser (RANK & PAPESCH 1997). Die Sickerwässer an der Basis des Müllkörpers wiesen wesentlich höhere Tritiumgehalte auf, als sie dem allgemeinen Verlauf des Tritiumgehaltes in der Umwelt entsprächen. Der Tritiumgehalt des Niederschlagswassers aus dem gleichen Zeitraum und auch der des Einbauwassers (= mit der Dichtschicht und dem Müll eingebrachtes Wasser) liegen ein bis zwei Größenordnungen unter diesen Werten. Offenbar wurden mit dem Hausmüll eine oder mehrere – nicht identifizierte – Tritiumquelle(n) in die Deponie eingebracht. Als Quellen kommen in erster Linie Uhren und andere Gebrauchsartikel mit Leuchtskalen in Frage, eventuell auch Krankenhausabfälle. Die Tritiumkonzentration im Sickerwasser stieg auf über 3.000 TE an (siehe Abbildung 127) und ging in den folgenden Jahren durch den Einfluss von einsickerndem Niederschlagswasser und den radioaktiven Zerfall -Halbwertszeit 12,32 Jahre – langsam zurück. Die verhältnismäßig starken Schwankungen im Tritiumverlauf dürften mit dem Rückpressen von Sickerwässern in den Müllkörper zusammenhängen. Eine überschlagsmäßige Abschätzung der bis 1993 ausgesickerten Tritiumgesamtmenge ergibt ungefähr 10⁹ Bq. Unter einer gut ausgeführten mineralischen Basisdichtung (Feld I der Versuchsdeponie) stieg der Tritiumgehalt des Sickerwassers erst nach einigen Jahren langsam an (siehe Abbildung 128).



Abbildung 127: Verlauf des Tritiumgehaltes des Sickerwassers an der Basis des Müllkörpers in Feld III der Hausmüll-Versuchsanlage Breitenau (RANK & PAPESCH 1997).



Abbildung 128: Verlauf des Tritiumgehaltes unter der mineralischen Basisdichtung im Feld I der Hausmüll-Versuchsanlage Breitenau (RANK & PAPESCH 1997).

Erhöhte Tritiumkonzentrationen im Sickerwasser wurden auch bei anderen Deponien in Österreich gefunden. Bei der Deponie Seebenstein-Steinthal wurden Werte um 600 TE gemessen. Wesentlich höhere Konzentrationen – um 5.000 TE – hat BRUNNER (1992) im Sickerwasser einer Deponie im Ahrntal südlich von Innsbruck festgestellt, hier wurden wahrscheinlich tritiumhaltige Industrieabfälle abgelagert. Es ist damit zu rechnen, dass bei der Mehrzahl der in den letzten Jahrzehnten betriebenen Deponien erhöhte Tritiumkonzentrationen auftreten. Dies bestätigte auch eine Studie von SPENDLINGWIMMER (2001).

Im zeitlichen Verlauf des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltes fallen die charakteristischen Änderungen beim Übergang von der sauren Gärung zur Methanphase im Müllkörper auf. Während davor die Beziehung zwischen Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt des Sickerwassers der von Niederschlägen entspricht, zeigen die Werte ab dem Übergang zur Methanphase eine starke Deuteriumanreicherung. Die δ^2 H-Werte steigen um 30 bis 40 ‰ an (siehe Abbildung 129). Im δ^2 H- δ^{18} O-Diagramm liegen diese Werte oberhalb der Niederschlagsgeraden, hingegen die Anfangswerte – vor der Methanphase – im Bereich der Geraden (siehe Abbildung 130). Im längerfristigen Verlauf des Deuteriumgehaltes sind kurzzeitige Minima und Maxima zu erkennen, die einem unmittelbaren Einfluss einsickernden Niederschlagswassers zuzuschreiben sind (siehe Abbildung 129). Mit dem Rückgang der Methanproduktion und der zunehmenden Verdünnung des Deponiewassers durch Niederschlagswasser nimmt auch der Deuteriumgehalt des Sickerwassers langsam ab und nähert sich langfristig dem Werte im Niederschlagswasser.



Abbildung 129: Zeitlicher Verlauf des Deuteriumgehaltes im Sickerwasser und des Kohlenstoff-13-Gehaltes des gelösten anorganischen Kohlenstoffs an der Basis des Müllkörpers in Feld I (m = Beginn der Methanphase). Neben der Langzeitabhängigkeit von der Methanproduktion zeichnet sich im Deuteriumgehalt deutlich der kurzfristige Einfluss von infiltrierendem Niederschlagswasser ab (RANK et al. 1995).



Abbildung 130: Beziehung zwischen Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt der Müllsickerwässer an der Basis des Müllkörpers in Feld I mit eingetragener Niederschlagsgeraden (RANK & PAPESCH 1997).

Der δ^{13} C-Wert des gelösten Bikarbonates in unbeeinflussten Grundwässern bewegt sich um – 10 ‰. Das aus dem Abbau organischer Stoffe (Fermentation der Essigsäure) aus CO₂ gebildete Bikarbonat weist hingegen Werte um + 20 ‰ auf (ARNETH & HOEFS 1988). Die Kohlenstoff-13-Gehalte im Sickerwasser an der Basis des Müllkörpers zeigen die erwarteten Ergebnisse (siehe Abbildung 129).

6 AUSBLICK (U. WEMHÖNER & D. RANK)

NUTZUNG DER DATEN

NEBEN DER HYDROLOGISCHEN ANWENDUNG von Isotopendaten gewinnt die Nutzung langjähriger Isotopenmessreihen in der Klimaforschung zunehmend an Bedeutung. In diesem Kontext steht in Österreich mit dem engmaschigen ANIP-Messnetz und den zum Teil mehrere Jahrzehnte umfassenden Messreihen für Isotope im Niederschlag und in Oberflächengewässern ein umfassender und weltweit betrachtet einmaliger Datenpool zur Verfügung. Die bislang ermittelten Langzeitänderungen des mittleren Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltes des Niederschlags im Bereich von Dekaden sind daher sowohl aus hydrologischer als auch aus klimatologischer Sicht ein bedeutsames Argument für die fortlaufende Erhebung isotopenhydrologischer Basisdaten. Die einmalige Bestimmung eines langjährigen Mittels ist für derartige Fragestellungen unzureichend.



Abbildung 131: Pasterze am Großglockner, Kärnten.

METHODISCHE VERÄNDERUNGEN

Die Abnahme des Tritiumgehaltes der Niederschläge seit dem Kernwaffenmaximum im Jahr 1963 hin zu mittlerweile natürlichen Hintergrundkonzentrationen führt dazu, dass das Kernwaffentritium als Markierung der Atmosphäre nur noch für die Altersdatierung von Grund- und Quellwässern dienen kann, für die Isotopendaten aus dem Zeitraum des Durchgangs des Markierungsimpulses durch die hydrologischen Systeme zur Verfügung stehen (ungefähr 1950–2010; siehe z. B. Abbildung 27). Die Altersinformation durch den radioaktiven Zerfall des Tritiums gewinnt damit wieder an Bedeutung, ergänzt durch die neueren Möglichkeiten der massenspektrometrischen Bestimmung von Helium-3, dem Zerfallsprodukt des Tritiums ("tritiogenes Helium", siehe Kapitel 2.3.1). Helium-3 ist ein stabiles gasförmiges Isotop, chemisch inert, bleibt im Wasser gelöst und reichert sich dementsprechend im Grundwasser an. Die Anreicherung beginnt allerdings erst in der gesättigten Zone (jener Bereich des Untergrundes, dessen Hohlräume vollständig mit Wasser gefüllt sind), da Helium in der ungesättigten Zone durch Gasaustausch und Diffusion verloren geht (siehe Abbildung 132, rechte Seite). Aus der Kenntnis der bereits zerfallenen Tritiummenge (= Helium-3) in Relation zur noch in der Probe vorhandenen Tritiumkonzentration lässt sich die Bildungsdauer von Helium-3

AUSBLICK

ermitteln und für die Abschätzung von Verweilzeiten verwenden. Gegenwärtig stellt die Tritium/Helium-3-Methode eine der zuverlässigsten Methoden zur Datierung jüngerer Grundwässer (bis zu 40 Jahren) dar. Wie weit sich diese Methode auch für die Altersdatierung von Quellwässern einsetzen lässt, ist noch nicht ausreichend untersucht (Heliumverlust). Zu unterscheiden ist in Zukunft jedenfalls zwischen der Gesamtdurchgangszeit (Transitzeit) des Niederschlagswassers durch das hydro(geo)logische System (Zeit vom Auftreffen des Niederschlagswassers auf der Erdoberfläche bis zur Probenentnahme, bestimmt aus dem Vergleich der Tritiumgehalte im Niederschlag bzw. im Grundwasser) und der Verweilzeit in der gesättigten Grundwasserzone (bestimmt durch die Tritium-Helium-Messung). Die Differenz zwischen beiden ist dann die Durchgangszeit durch die ungesättigte Zone bzw. durch andere Teile des Wasserkreislaufes.



Abbildung 132: Zeitlicher Verlauf des Tritiumzerfalls und Helium-3-Bildungim Grundwasser (links, schematische Darstellung). Verlust von Helium-3 in der ungesättigten Zone (rechts) (Quelle: BMLFUW 2016).

Der global gesunkene Tritiumgehalt in der Umwelt bietet auch die Chance, die Einflüsse lokaler und regionaler Tritiumfreisetzungen besser untersuchen und bewerten zu können. Für die hydrologische Anwendung von Tritiummessungen folgt daraus, dass in Zukunft noch mehr Wert auf ein räumlich und zeitlich verhältnismäßig engmaschiges nationales Basismessnetz gelegt werden muss. Die Anforderungen gehen dabei erheblich über die Notwendigkeiten der Umweltüberwachung – des Strahlenschutzes – hinaus. Umgekehrt lassen sich aber aus diesen Basisdaten auch für die Umweltüberwachung bedeutsame Aussagen über Trends und den Ablauf lokaler Kontaminationen in der Umwelt ableiten.

7 ANHANG



Abbildung 133: Österreichisches Messnetz für Isotope im Niederschlag und in Oberflächengewässern (ANIP), (Stand 11.09.2016).

TABELLE 11: ÖSTERREICHISCHES MESSNETZ FÜR ISOTOPE IM NIEDERSCHLAG UND IN OBERFLÄCHENGEWÄSSERN (ANIP) – STATIONSLISTE (STAND 11.09.2016).

GZÜV-ID	Bundesland	Stationsname	Seehöhe	Parameter
NIFDERSCH				
IN10000115	Burgenland	Podersdorf	120	δ^{18} O δ^{2} H und ³ H
IN20000003	Kärnten	Flattnitz	1 440	δ^{18} O δ^{2} H
IN20000006	Kärnten	Iselsherg	1 210	$\delta^{18}O$ $\delta^{2}H$
IN20000009	Kärnten	St Peter im K	1 220	δ^{18} O δ^{2} H und ³ H
IN20000000	Kärnten	Klagenfurt	448	δ^{18} O δ^{2} H und ³ H
IN20000011	Kärnten	Preitenegg	1 034	$\delta^{18}O$ $\delta^{2}H$
IN20000013	Kärnten	Eisenkappl	550	$\delta^{18}O$ $\delta^{2}H$
IN20000014	Kärnten	Seeberg	1 040	dzt_nicht in Betrieb
IN20000018	Kärnten	Villacher Alpe	2 140	δ^{18} O δ^{2} H und ³ H
IN3000084	Niederösterreich	Nasswald	774	nur Sammlung
IN30000103	Niederösterreich	Gloggnitz	440	δ^{18} O. δ^{2} H
IN30000110	Niederösterreich	Gutenstein	475	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN30000111	Niederösterreich	Moosbrunn	186	δ^{18} O, δ^{2} H
IN30000129	Niederösterreich	Ottenstein	530	δ^{18} O δ^{2} H und ³ H
IN3000207	Niederösterreich	Lackenhof	882	δ^{18} O. δ^{2} H
IN30000211	Niederösterreich	Niederabsdorf	157	δ 18O. δ 2H und 3H
IN4000021	Oberösterreich	Huttererböden	1.370	$\delta^{18}O, \delta^2H$
IN4000031	Oberösterreich	Pötschen	1.000	$\delta^{18}O, \delta^2H$
IN4000032	Oberösterreich	Lahn	510	nur Sammlung
IN4000034	Oberösterreich	Bad Ischl	500	$\delta^{18}O, \delta^2H$
IN4000036	Oberösterreich	Feuerkogel	1.598	δ^{18} O, δ^{2} H und 3H
IN4000038	Oberösterreich	Almsee	574	$\delta^{18}O, \delta^2H$
IN4000085	Oberösterreich	Weyregg	469	$\delta^{18}O, \delta^2H$
IN4000086	Oberösterreich	Braunau / Inn	360	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN4000087	Oberösterreich	Breitenau	514	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN40000200	Oberösterreich	Windischgarsten	600	nur Sammlung
IN40000201	Oberösterreich	Reichraming	360	δ^{18} O, δ^{2} H
IN40000203	Oberösterreich	Krippenstein	2.050	nur Sammlung
IN40000204	Oberösterreich	Molln (Zöbelboden)	1.530	nur Sammlung
IN40000208	Oberösterreich	Pöstlingberg	490	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN5000039	Salzburg	Salzburg	430	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN5000040	Salzburg	Golling	476	δ^{18} O, δ^{2} H
IN5000041	Salzburg	Abtenau	710	δ^{18} O, δ^{2} H
IN5000046	Salzburg	Flachau	925	δ^{18} O, δ^{2} H
IN5000049	Salzburg	Böckstein	1.140	δ^{18} O, δ^{2} H
IN5000052	Salzburg	Hütten	940	δ^{18} O, δ^{2} H
IN5000055	Salzburg	Saalfelden	765	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN5000091	Salzburg	Dienten 2	1.125	δ^{18} O, δ^{2} H
IN5000094	Salzburg	Sonnblick	3.106	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN6000017	Steiermark	Graz	340	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN6000029	Steiermark	Gößl	710	δ^{18} O, δ^{2} H
IN6000080	Steiermark	Wildalpen	610	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN6000081	Steiermark	Weichselboden	680	δ^{18} O, δ^{2} H
IN6000083	Steiermark	Karlgraben	775	δ^{18} O, δ^2 H
IN60000209	Steiermark	Planneralm	1.605	δ^{18} O, δ^2 H und ³ H
IN60000212	Steiermark	Wagna Lysimeterstation	267	δ^{18} O, δ^2 H
IN7000007	Tirol	Sillian	1.075	δ^{18} O, δ^2 H und ³ H
IN7000056	Tirol	Kufstein	491	δ^{18} O, δ^2 H und ³ H
IN70000058	Tirol	Achenkirch	906	δ^{18} O, δ^{2} H

GZÜV-ID	Bundesland	Stationsname	Seehöhe [m ü. A.]	Parameter
IN7000061	Tirol	Scharnitz	964	δ^{18} O, δ^{2} H
IN7000067	Tirol	Gerlos	1.263	$\delta^{18}O, \delta^2H$
IN7000068	Tirol	Obergurgl	1.938	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN7000069	Tirol	Längenfeld	1.180	$\delta^{18}O, \delta^2H$
IN7000070	Tirol	Haiming	695	$\delta^{18}O, \delta^2H$
IN7000072	Tirol	Reutte	843	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN7000089	Tirol	Innsbruck / Flug.	580	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN7000093	Tirol	Obernberg a. B.	1.367	δ^{18} O, δ^{2} H
IN7000095	Tirol	Patscherkofel 2	1.945	δ^{18} O, δ^{2} H
IN8000077	Vorarlberg	Bregenz	430	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN8000078	Vorarlberg	Schoppernau	835	δ^{18} O, δ^{2} H
IN8000092	Vorarlberg	Silvretta Stausee	1.975	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IN90000109	Wien	Wien Hohe Warte	203	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
OBERFLÄCH	IENWASSER			
IO1000022	Burgenland	Neusiedlersee / Podersdorf	121	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO2000010	Kärnten	Drau / Neubrücke	390	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO3000009	Niederösterreich	Donau / Hainburg	144	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO3000014	Niederösterreich	Leitha / Deutsch Brodersdorf	197	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO3000015	Niederösterreich	March / Angern	146	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO4000001	Oberösterreich	Donau / Engelhartszell	290	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO4000012	Oberösterreich	Inn / Schärding	312	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO5000018	Salzburg	Salzach / Salzburg	492	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO5000020	Salzburg	Fuschlsee / Fuschl am See	660	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO6000016	Steiermark	Mur / Spielfeld	240	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO7000013	Tirol	Inn / Kirchbichl	493	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO8000011	Vorarlberg	Ill / Gisingen	458	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO8000017	Vorarlberg	Rhein / Lustenau	404	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO8000019	Vorarlberg	Bodensee / Bregenz	398	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO9000005	Wien	Donau / Wien-Nußdorf	160	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
IO9000007	Wien	Donaukanal / unterhalb Reaktor	160	δ^{18} O, δ^{2} H und ³ H
GRUNDWASSER				
IO30000103	Niederösterreich	Fischa-Dagnitz-Quelle	230	δ^{18} O, δ^{2} H
IO60000104	Steiermark	Hammerbachquelle	584	$\delta^{18}O, \delta^{2}H$
IO70000101	Tirol	TW-Stollen Bettelwurf	1.081	δ^{18} O, δ^{2} H
IO80000102	Vorarlberg	Stollenquelle Lorüns	607	δ^{18} O, δ^{2} H

8 LITERATURVERZEICHNIS

ANDREWS, J.N.; BALDERER, W.; BATH, A.H.; CLAUSEN, H.B.; EVANS, G.V.; FLORKOWSKI, T.; GOLDBRUNNER, J.E.; IVANOVICH, M.; LOOSLI, H.H. & ZOJER, H. (1984): Environmental isotope studies in two aquifer systems. A comparison of groundwater dating methods. Isotope Hydrology 1983, IAEA-SM-270/93, 535–575.

ANDREWS, J.N.; GOLDBRUNNER, J.E.; DARLING, W.G.; HOOKER, P.J.; WILSON, G.B.; YOUNGMAN, M.J.;EICHINGER, L.; RAUERT, W. & STICHLER, W. (1985): A radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwaters in the Molasse Basin of Upper Austria. Earth and Planetary Science Letters, 73, 317–332.

ANDREWS, J.N.; GOLDBRUNNER, J.N.; DARLING, W.G. & YOUNGMAN, M.J. (1987): The Geochemistry of Formation Waters in the Molasse Bain of Upper Austria. Environmental Geology and Water Sciences, 10, 43–57.

ANIP – AUSTRIAN NETWORK OF ISOTOPES IN PRECIPITATION (2017): Österreichisches Netzwerk für Isotopen (¹⁸O, ²H, ³H) in Niederschlägen und Oberflächengewässern. BMLFUW, Ämter d. Landesregierungen, AIT und Umweltbundesamt, Wien. Homepage des Umweltbundesamtes > Umweltsituation > Wasser > Isotope > Isotopenmessnetz ANIP

ARNETH, J.D. & HOEFS, J. (1988): Anomal hohe ¹³C-Gehalte im gelösten Bicarbonat von Grundwässern im Umfeld einer Altmülldeponie. Naturwissenschaften, 75, 515–517.

AUER, I.; BÖHM, R. & SCHÖNER, W. (2001): Austrian long-term climate: Multiple instrumental climate time series in central Europe (1767–2000). Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, 25, 147 S.

AUER, I.; BÖHM, R.; JURKOVIC, A; LIPA, W.; ORLIK, A.; POTZMANN, R.; SCHÖNER, W.; UNGERSBÖCK, M.; MATULLA, C.; BRIFFA, K.; JONES, P.D.; EFTHYMIADIS, D.; BRÜNETTE, M.; NANNI, T.; MAUGERI, M.; MERCALLI, L.; MESTRE, O.; MOISSELIN, J.-M.; BEGERT, M.; MÜLLER-WESTERMEIER, G.; KVETON, V.; BOCHNICEK, O.; STASTNY, P.; LAPIN, M.; SZALAI, S.; SZENTIMREY, T.; CEGNAR, T.; DOLINAR, M.; GAJIC-CAPKA, M.; ZANINOVIC, K.; MAJSTOROVIC, Z. & NIEPLOVA, E. (2007): HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760–2003. International Journal of Climatology, 27, 17–46.

BAFU – BUNDESAMT FÜR UMWELT (2015): Nationale Grundwasserbeobachtung NAQUA, Modul ISOT (Stand 2015). <u>http://www.bafu.admin.ch/</u> (abgerufen am 5.12.2017)

BENISCHKE, R.; HARUM, T.; RESZLER, C.; SACCON, P.; ORTNER, G. & RUCH, C. (2010): Karstentwässerung im Kaisergebirge (Tirol, Österreich): Abgrenzung hydrographischer Einzugsgebiete durch Kombination hydrogeologischer Untersuchungen mit Isotopenmethoden und hydrologischer Modellierung. Grundwasser, 15, 43–57. doi:10.1007/s00767-009-0124-y.

BERDEN, G.; PEETERS, R. & MEIJER, G. (2001): Cavity ring-down spectroscopy: Experimental schemes and applications [Review]. International Reviews in Physical Chemistry, 19(4), 565–607.

BERGLUND, M. & WIESER, M.E. (2011): Isotopic compositions of the elements 2009 (IUPAC Technical Report). Pure and Applied Chemistry, 83, 2, 397–410. doi:10.1351/PAC-REP-10-06-02.

BERKA, R. KATZLBERGER, CH., PHILIPPITSCH, R., SCHUBERT, G., KORNER, M., LANDSTETTER, C., MOTSCHKA, K., PIRKL, H., GRATH, J., DRAXLER, A. & HÖRHAN, TH. (2014): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Radionuklide in den Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500 000. Wien. 109 S.

BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (2002): Lage und Abgrenzung von Grundwasserkörpern. Strategiepapier ausgearbeitet vom Arbeitskreis E – Grundwasser. 38 S., Wien. WISA > Fachthemen > Gewässerbewirtschaftungsplan > NGP 2009 > Hintergrunddokumente > Methodik > Lage und Abgrenzung von Grundwasserkörpern

BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (2015a): Grundwasseralter in Österreich. Mittlere Verweilzeiten in ausgewählten Grundwasserkörpern (Stand: Dezember 2015). Bericht und Karte 1 500.000. Wien. 44 S. Homepage des BMLFUW > Wasser > Wasserqualität und Gewässerschutz > <u>Grundwasseralter – Bericht und Karte</u>

BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (2015b): KRALIK, M.; BENISCHKE, R.; LEIS, A.; HEISS, G.; WYHLIDAL, S.; GRATH, J.; HADRBOLEC, M.; ZIERITZ, I. & PHILIPPITSCH, R.: Wasserisotopenkarte Österreichs. https://secure.umweltbundesamt.at/webgis-portal/isotopen/map.xhtml

BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (2015c): KRALIK, M.; BENISCHKE, R.; WYHLIDAL, S. & PHILIPPITSCH, R.: Erläuterungen zur Wasserisotopenkarte Österreichs der Niederschlags-, Oberflächenwasser-, Grund-wasser- und Tiefengrundwasserstationen. Wien. 30 S. Homepage des BMLFUW > Wasser > Wasserqualität und Gewässerschutz > <u>Wasserisotope - Karte und Erläuterungen</u>

BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (2016): BRIELMANN, H.; WEMHÖNER, U.; HUMER, F & PHILIPPITSCH, R.: Grundwasseralter ausgewählter Grundwasserkörper, 2014–2015. Böhmische Masse, Hügelland Zwischen Mur und Raab, Lafnitztal, Mittleres Ennstal, Stooberbachtal, Weststeirisches Hügelland, Zentralzone. Wien. 124 S. Homepage des BMLFUW > Wasser > Wasserqualität und Gewässerschutz > Grundwasseralter 2014-2015

BMNT – Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus & Umweltbundesamt (2018): Wassergüte in Österreich, Jahresbericht (2013–2015). Wien. 206 S. Homepage des BMNT > Wasser > Wasserqualität und Gewässerschutz > <u>Wassergüte Jahresbericht (2013 - 2015)</u>.

BORASI, L.; CANE, D.; FRESNER, R.; VON HARDENBERG, J.; HARUM, T.; LEIS, A.; MAFFIOTTI, A.; PROVENZALE, A.; RESZLER, C.; SANTNER, G.; SCHULZ, L.; SILIGARDI, M.; WAHL, B.; WOLF, T. & ZENNARO, B. (2013): Climate Change Impacts on Alpine Lakes. 208 S. <u>http://www.alpine-space.org/2007-2013/projects/detail/SILMAS/show/ (</u>Stand der Abfrage: 5.12.2017)

BOROVICZENY, F.; DEAK, J.; LIEBE, P.; MAHLER, H.; NEPPEL, F.; PAPESCH, W.; PINCZÉS, J.; RAJNER, V.; RANK, D.; REITINGER, J.; SCHMALFUß, R. & TAKÁTS, T. (1992): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980–1990. Institut für Hydraulik, Gewässerkunde & Wasserwirtschaft der TU Wien, Forschungsbericht 16. Wien. 214 S.

BRUNNER, P. (1992): Persönliche Mitteilung.

CLARK, I.D. & FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, Boca Raton. 328 S.

CRAIG, H. & GORDON, L.I. (1965): Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: TONGIORGI, E. (Ed.): Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, 9–130, Lab. Geologia Nucleare, Pisa.

DAVIS, G.H.; MEYER, G.L. & YEN, C.K. (1968): Isotope Hydrology of the Artesian Aquifers of the Styrian Basin, Austria. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 20, 51–62.

DE GROOT, P. (Ed.) (2004): Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques, Vol. 1. Elsevier, Amsterdam. 1258 S.

ELSTER, D.; GOLDBRUNNER, J.; WESSELY, G.; NIEDERBACHER, P.; SCHUBERT, G.; BERKA, R.; PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, Th. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500.000. Wien. 296 S.

EPSTEIN, S. & MAYEDA, T. (1953): Variation of the 18-O content of waters from natural sources. Geochimica et Cosmochimica Acta, 4, 213–224.

ERHART-SCHIPPEK, W. (1998): Untersuchung artesischer Wasservorkommen im Bereich der Südoststeiermark (Wasserwirtschaftliche Grundlagenerhebung). Vereinheitlichte Darstellung der Studie 1994 mit den Studien 1997 – Bericht. Ber. GZ 2750298, 4 Anhänge, Graz.

ETCHEVERRY, D. & VENNEMANN, T. (2009): Isotope im Grundwasser, Methoden zur Anwendung in der hydrogeologischen Praxis. Umwelt-Wissen Nr. 0930 (2009). Bundesamt für Umwelt, Bern. 121 S.

FANK, J. & HARUM, T. (1994): Wasserbewegung in Lockersedimenten des nordöstlichsten Leibnitzer Feldes. In: Hydrologie Österreichs. Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen. Endbericht Teil III. Teilprojekt 8. Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, Wien. 40 S.

FINCH, J.W. & HALL, R.L. (2005): Evaporation from lakes. In: ANDERSON, M.G. (Ed.): Encyclopedia of Hydrological Sciences. John Wiley & Sons.

FRÖHLICH, K.; KRALIK, M.; PAPESCH, W.; RANK, D.; SCHEIFINGER, H. & STICHLER, W. (2008): Deuterium Excess in Precipitation of Alpine Regions – Moisture Recycling. Isotopes in Environmental and Health Studies, 44(1), 61–70. doi:10.1080/10256010801887208.

GAT, J. R.; MOOK, W. G. & MEIJER, H.A.J. (2001): Volume II: Atmospheric water. In: IAEA (Ed.): Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle – Principles and Applications. International Atomic Energy Agency and United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (reprinted with minor corrections).

GATTINGER, T. (1975): Das hydrologische Einzugsgebiet des Neusiedlersees. Verh. Geol. B.-A., 1975(4), 331–346.

GIBSON, J.J.; BIRKS, S.J. & EDWARDS, T.W.D. (2008): Global prediction of δA and $\delta^2 H$ - $\delta^{18}O$ evaporation slopes for lakes and soil water accounting for seasonality. Global Biogeochemical Cycles, 22, GB2031. doi:10.1029/2007GB002997.

GOLDBRUNNER, J. (1984): Zur Hydrogeologie des Oberösterreichischen Molassebeckens. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 36, 83–102.

GOLDBRUNNER, J. (1987): Endbericht "Hydrogeologische Untersuchungen artesischer Wässer im Alpenvorland (Detailprogramm 1985, Teil V, HÖ 17). Unveröff. Ber., Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz. 12 S.

GOLDBRUNNER, J. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 39, 5–94.

GOLDBRUNNER, J. (1997): Vergleich von Isotopenuntersuchungen an Tiefengrundwässern des Steirischen Beckens und des Oberösterreichischen Molassebeckens. Mitt. Österr.Geol.Ges., 99, 31–39.

GOLDBRUNNER, J. (2010): Austria – Country Update. Proceedings World Geothermal Update, Bali, Indonesia, 25–29 April 2010. 14 S.

GOLDBRUNNER, J. (2015): Neue Geothermiebohrungen im Steirischen Becken. bbr 10-2015, 64-70.

GOLDBRUNNER J. & SCHUBERT, A. (1993a): Aquifereigenschaften jungtertiärer Vulkanite im Oststeirischen Becken. Arch.f.Lagerst.Forsch.Geol.B.-A., 14, 81–91.

GOLDBRUNNER, J. & SCHUBERT, A. (1993b): Endbericht zu Projekt (O-A-8-1/91) Tiefengrundwasseruntersuchungen im seichten NE-Teil des Oberösterreichischen Molassebeckens westlich von Linz. Unveröff. Ber., Joanneum Research, Graz. 99 S.

GRÖNING, M. & SUCKOW, A. (2008): Einführung in Isotopen- und Datierungsmethoden in Grundwasser. In: ÖWAV (Hg.): Isotopenmethoden – Grundlagen, Anwendungen und praktische Beispiele. ÖWAV-Tagung 24. Jänner 2008. Unpubl. Tagungsband, Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien.

GRÖNING, M.; LUTZ, H.O.; ROLLER-LUTZ, Z.; KRALIK, M.; GOURCY, L. & PÖLTENSTEIN, L. (2012): A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for δ^{18} O and δ^{2} H analysis of cumulative precipitation samples. Journal of Hydrology, 448–449, 195–200.

HAGER, B. & U. FOELSCHE (2015): Stable isotope composition of precipitation in Austria. Austrian Journal of Earth Sciences, 108(2), 2–13. doi:10.17738/ajes.2015.0012.

HARUM, T.; LEIS, A.; RESZLER, C.; SCHULZ, L.; FRESNER, R. & SANTNER, G. (2013): Interaction of lakes with local groundwater systems – environmental isotopes as tool for water balance investigations. In: RICHOZ S., DIETZEL M. & LEIS A. (Eds.) (2013): 12th Austrian Stable Isotope Network Meeting, Graz, 15.–16.11.2013, Programme and Abstract volume, Ber. Inst. Erdw. K.-F.-Universität Graz, Band 18, Graz.

HARUM, T.; LEIS, A.; RESZLER, C.; DALLA-VIA, A. & STADLER, H. (2014): Hydrologische Untersuchung Altausseer See. Veröff. Bericht, Graz. 51 S. demnächst online auf <u>www.steiermark.at/</u>

HARUM, T.; LEIS, A., RESZLER, C. & DALLA-VIA, A. (2016): Interaktion von Seen mit Grundwasserkörpern – Stabile Umweltisotope als Tracer für Nachweis, Quantifizierung und Unterstützung für die Modellierung der Seewasserbilanz. Vortrag und Abstract volume, Grundwasser – Mensch – Ökosysteme, 25. Tagung der Fachsektion Hydrogeologie in der DGGV 2016, 16.04.2016, Karlsruhe. HARUM, T.; LEIS, A., RESZLER, C. & DALLA-VIA, A. (2017): Interaction of lakes with local groundwater systems using environmental isotopes as tracer for detection and quantification. Vortrag und Abstract Volume, EGU Leonardo Conference 2017 - Water stable isotopes in the hydrological cycle, 16.–18.10.2017, Hotel Saigerhöh, Schwarzwald, Deutschland.

HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 5. überarb. u. erw. Aufl., F. Enke Verlag, Stuttgart.

HÖLTING, B. & COLDEWEY, W.G. (2013): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 8. Aufl., Springer Verlag, Berlin Heidelberg.

HORITA, J. (1988): Hydrogen isotope analysis of natural waters using H₂-water equilibration method: A special implication to brines. Chemical Geology, 72, 89–94.

HORITA, J. & KENDALL, C. (2004): Stable isotope analysis of water and aqueous solutions by conventional dual-inlet mass spectrometry. In: DE GROOT, P. (Ed.): Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques, Volume 1, 1–37. Elsevier, Amsterdam.

IAEA – INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (2001): GNIP Maps and Animations, International Atomic Energy Agency, Vienna. <u>http://www-</u>naweb.iaea.org/napc/ih/documents/userupdate/Waterloo/ (abgerufen am 05.12.2017)

IAEA – INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (2017a): GNIP – Global Network of Isotopes in Precipitation. <u>http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html</u> (abgerufen am 05.12.2017)

IAEA – INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY (2017b): GNIR – Global Network of Isotopes in Rivers. <u>http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnir.html</u> (abgerufen am 05.12.2017)

IRSN – INSTITUT DE RADIOPROTECTION ET DE SÛRETÉ NUCLÉAIRE (2010): Tritium and the environment. Radionuclide fact sheet. <u>http://www.irsn.fr/EN/Research/publications-</u> <u>documentation/radionuclides-sheets/environment/Documents/Tritium_UK.pdf</u> (abgerufen am 05.12.2017)

JOANNEUM RESEARCH; Dr. NIEDERBACHER; GEOTEAM GMBH; DR. MEYER; ERHART-SCHIPPEK & TU GRAZ (2005): Hydrogeologische Grundlagen für eine nachhaltige Nutzung der Tiefengrundwässer im Bereich des Oststeirischen und Pannonischen Beckens. Endbericht. Graz. 558 S.

KERN, Z.; KOHÁN, B. & LEUENBERGER, M. (2014): Precipitation isoscape of high reliefs: interpolation scheme designed and tested for monthly resolved precipitation oxygen isotope records of an Alpine domain. Atmospheric Chemistry and Physics, 14, 1897–1907.

KRALIK, M. (2015): How to Estimate Mean Residence Times of Groundwater. Procedia Earth and Planetary Science, 13, 301–306, 11th Applied Isotope Geochemistry Conference, AIG-11 BRGM, Orleans.

KRALIK, M.; PAPESCH, W.; STICHLER, W.; RANK, D. & SCHEIFINGER, H. (2003): Austrian Network of Isotopes in Precipitation (ANIP): Quality assurance and climatological phenomenon in one of the oldest and densest networks in the world. In: Isotope Hydrology and Integrated Water Resources Management, C&S Pap., 23, 146–149, International Atomic Energy Agency, Vienna.

KRALIK, M., HUMER, F.; FANK, J.; HARUM, T.; KLAMMLER, D.; GOODDY, D.; SÜLTENFUβ, J.; GERBER, C. & PURTSCHERT, R. (2014): Using ¹⁸O/²H, ³H/³He, ⁸⁵Kr and CFCs to determine mean

residence times and water origin in the Grazer and Leibnitzer Feld groundwater bodies (Austria). Applied Geochemistry, 50, 150–163. doi:10.1016/j.apgeochem.2014.04.001.

LUCAS, L.L. & UNTERWEGER, M.P. (2000): Comprehensive Review and Critical Evaluation of the Half-Life of Tritium. - Journal of research of the National Institute of Standards and Technology National Institute of Standards and Technology, 105, 541–549.

MOOK, W. (2000): VOLUME I: Introduction, theory, methods, review. In: IAEA (Ed.): Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle - Principles and Applications. International Atomic Energy Agency and United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (reprinted with minor corrections).

MOSER, H.; STICHLER, W. & ZÖTL, J. (1972): Altersgliederung von tiefliegenden artesischen Wässern durch Messung des Deuteriumgehalts. Naturwissenschaften, 59, 122–123.

MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie. In: MATTHESS, G. (Hrsg.): Lehrbuch der Hydrogeologie. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart. 400 S.

MÜLLER, T. (1999): Wörterbuch und Lexikon der Hydrogeologie. Springer Verlag, Berlin Heidelberg. 367 S.

NIEDERBACHER, P.; ERHART-SCHIPPEK, W.; WESSELY, G. & GOLDBRUNNER, J. (1995): Tiefengrundwasseruntervorkommen in Niederösterreich, Schwerpunkt Nördliches Inneralpines Wiener Becken. Unveröff.Ber. 74 S.

O'KEEFE, A. & DEACON, D.A.G. (1988): Cavity Ring-down Spectroscopy for absorption measurements using pulsed laser sources. Review of Scientific Instruments, 59, 2544–2551.

PENMAN, H.L. (1956): Estimating Evaporation. Transactions American Geophysical Union, 37(1), 43-51.

PYTLAK, L.; LEIS, A.; PROCHASKA, W.; SACHSENHOFER, R.F.; GROSS, D. & LINZER, H.-G. (2017): Light Hydrocarbon Geochemistry of Oils in the Alpine Foreland Basin: Impact of Geothermal Fluids on the Petroleum System. Geofluids, 2017, Article ID 7182959, 15 S. doi:10.1155/2017/7182959.

RANK, D. (1977): Messtechnik zum Nachweis niederenergetischer Betastrahler (³H, ¹⁴C) in Umweltproben. Tagungsbericht der 2. Informationstagung der ÖSRAD (Österreichische Studiengruppe für Radioaktivitätsmessungen im Donauraum) 1976, 22–28, Geotechn. Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien.

RANK, D. (1986): Isotopenverhältnisse im natürlichen Wasserkreislauf. Österreichische Wasserwirtschaft, 38, 142–148.

RANK, D. (1989): Isotopenverhältnisse – die Fingerabdrücke des Wassers. Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien, 127, 147–176.

RANK, D. (1991): "Umweltisotope" – Fortschritte in Forschung und Anwendung. Mitt. österr. geol. Ges., 83, 91–108.

RANK, D. (2008): Abflusskomponententrennung mit Isotopen bei hydrologischen Ereignissen. In: ÖWAV (Hrsg.): Isotopenmethoden – Grundlagen, Anwendungen und praktische Beispiele. ÖWAV Tagung 24. Jänner 2008. Unpubl. Ber. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien.

RANK, D.; TSCHULIK, M.; PAPESCH, W. & DOLEZEL, P. (1985): Untersuchungen an den "Kochbrunnen" im Neusiedler See bei Rust. Biologisches Forschungsinstitut für das Burgenland, Bericht 55, 45–49, Illmitz.

RANK, D. & PAPESCH, W. (1994): Isotopenuntersuchungen zur Erfassung der Wasserbewegung in der ungesättigten und gesättigten Zone. In: Hydrologie Osterreichs. Schutz des Grundwassers in Tal- und Beckenlagen. Endbericht Teil III. Teilprojekt 9, Wien. Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung. Wien. 42 S.

RANK, D.; PAPESCH, W. & RAJNER, V. (1995): Environmental isotopes study at a research landfill (Breitenau, Lower Austria). In: IAEA (Ed.): Isotopes in Water Resources Management, Proceedings of a Symposium, 301/302. Wien.

RANK, D. & PAPESCH, W. (1997): Isotopische Charakterisierung von Müllsickerwässern und die Verfolgung der Wasserbewegung in der Versuchsdeponie Breitenau. In: Barbara-Gespräche Payerbach 1995, Tagungsband 2, 257–269, Payerbach, Wien.

RANK, D.; ADLER, A.; ARAGUÁS ARAGUÁS, L.; FROEHLICH, K.; ROZANSKI, K. & STICHLER. W. (1998): Hydrological parameters and climatic signals derived from long-term tritium and stable isotope time series of the River Danube. In: IAEA (Ed.): Isotope Techniques in the Study of Environmental Change. IAEA-SM-349, 191–205. Wien.

RANK, D.; PAPESCH, W.; RAJNER, V. & TESCH, R. (2000): Kurzzeitige Anstiege der ³H Konzentration in Donau und March. Limnological Reports der 33. Konferenz der internationalen Arbeitsgemeinschaft Donauforschung, 35–40. Osijek, Kroatien.

RANK, D. & PAPESCH, W. (2001): Isotopenverhältnisse im natürlichen Wasserkreislauf – Indikatoren für Klimaänderungen. In: Barbara-Gespräche Payerbach 1998, Tagungsband, 241–258, Payerbach. Wien.

RANK, D. & PAPESCH, W. (2003a): Determination of groundwater flow velocity in the Southern Vienna Basin from a long-term environmental isotope record. In: UMWELTBUNDESAMT (Hrsg.): First Conference on Applied Environmental Geology in Central and Eastern Europe. BE-228, 206–207, Umweltbundesamt, Wien.

RANK, D.; HÄUSLER, H. & PAPESCH, W. (2003b): Modellvorstellung zur Abflussentstehung bei Starkregenereignissen im kristallinen Randgebirge der Oststeiermark – Erkenntnisse aus Isotopenuntersuchungen. Mitt. österr. geol. Ges., 93, 139–159.

RANK, D. & PAPESCH. W. (2005): Isotopic composition of precipitation in Austria in relation to air circulation patterns and climate. In: IAEA (ed.): Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. IAEA-TECDOC-1453, 19–36, Wien.

RANK, D.; WIESELTHALER, F.; PAPESCH, P. & KUSCHNIG, G. (2006): Separation of discharge components at a karst spring on the basis of event investigation (Wasseralmquelle, Austria). Austrian Journal of Earth Sciences, 102(2), 170–180.

RANK, D.; PAPESCH, W.; HEISS, G. & TESCH, R. (2009): Isotopic composition of river water in the Danube Basin – results from the Joint Danube Survey 2 (2007). Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 170–180.

RANK, D. & WYHLIDAL, S. (2011): Zur Geschichte des österreichischen Messnetzes für isotopenhydrologische Basisdaten (ANIP). In: ÖWAV (Hrsg.): Praktische Isotopenanwendung – 40 Jahre Isotopenmessnetz ANIP. Tagung ÖWAV 15. März 2011. Unpubl. Tagungsband, Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien.

RANK, D.; WYHLIDAL, S.; HEISS, G.; PAPESCH, W. & SCHOTT, K. (2016): Arsenal environmentalisotope laboratories 1964-2010 – more than 45 years production/application/interpretation of basic isotopehydrological data for Central Europe. Austrian Journal of Earth Sciences, 2016. doi:10.17738/ajes.2016.0001

RANK, D.; WYHLIDAL, S.; SCHOTT, K.; WEIGAND, S. & OBLIN, A. (2017): Temporal and spatial distribution of isotopes in river water in Central Europe: 50 year's experience with the Austrian network of isotopes in rivers. Isotopes in Environmental and Health Studies. doi:10.1080/10256016.2017.1383906.

REFSGAARD, J.C. & STORM, B. (1995): MIKE SHE. In: SINGH VP (Ed.): Computer Models of Watershed Hydrology, 809–846. Water Resources Publications, Colorado.

ROZANSKI, K. & GONFIANTINI, R. (1990): Isotopes in climatological studies. IAEA Bulletin 32(4), 9–15. International Atomic Energy Agency, Wien.

SCHAFHEUTLE, M. (2012): Große Karstquelle am Nordufer des Altausseer Sees – Tauchgänge 02.10. bis 03.10.2012. Videodokumentation.

SCHOTTERER, U. (2010): Wasserisotope in der Schweiz. Neue Ergebnisse und Erfahrungen aus dem nationalen Messnetz ISOT. gwa, 2010/12, 1073–1081.

SCHUBERT, G. (2015): Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer in Österreich. Abh. Geol. B.-A., 64, 11–69.

SIEGENTHALER, U.; OESCHGER, H.; SCHOTTERER, U. & HÄNNI, K. (1975): Conversion of water to a counting gas for low-level tritium measurements by means of aluminium carbide. The International journal of applied radiation and isotopes, 26, 459–64.

SPENDLINGWIMMER, R. (2001): Isotopenhydrologische Indikatoren zur Bewertung des Gefährdungspotenzials durch Müllsickerwässer. Studie zur Evaluierung von isotopenhydrologischen Beweissicherungsverfahren. ARC-UL-0555, ARC Seibersdorf. 19 S.

UMWELTBUNDESAMT (2005): Tritiummessnetz Österreich. Jahresbericht 1997–2002. Berichte, Bd. BE-264. Umweltbundesamt Wien in Zusammenarbeit mit Arsenal/Seibersdorf Research. 29 S.

UMWELTBUNDESAMT (2017): ANIP - Isotopenmessstellen, Messnetz Stand 2016-2018.

VÖLKL, G. (1988): Karsthydrologische Untersuchungen im Kaisergebirge. Markierungsversuche zur Feststellung der Quelleinzugsgebiete als Grundlage für Schutz- und Schongebietsverordnungen. Report UBA-88-024. Umweltbundesamt, Wien. 60 S.

WASSENAAR, L.I.; HAN, L.-F.; SCHIEFER, T.; KAINZ, G.; ARAGUAS-ARAGUAS, L. & AGGARWAL, P.K. (2017): A simple polymer electrolyte membrane system for enrichment of low-level tritium (³H) in environmental water samples. Isotopes in Environmental and Health Studies. doi:10.1080/10256016.2017.1403914.

WYHLIDAL, S.; RANK, D.; SCHOTT, K.; HEISS, G. & GOETZ, J. (2014): Analysis of isotopic signals in the Danube River water at Tulln (Austria) based on daily grab samples 2012. Isotopes in Environmental and Health Studies, 60, 448–460. doi:10.1080/10256016.2014.933214.

ZÖTL, J. (1961): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 1960/61(2). 183 S.

ZÖTL, J. (1971): Isotopenmessungen in der Hydrogeographie als Hilfsmittel zur Untersuchung der Klimaschwankungen in der Spät- und Nacheiszeit. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 101, 195–202.

ZÖTL, J. (1978): Tiefenwässer – Nutzung und Beherrschung. Österreichische Wasserwirtschaft, 30(3/4), 46–52.

RECHTLICHE GRUNDLAGEN

BMLFUW – Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (2017): Nationaler Gewässerbewirtschaftungsplan 2015 – NGP 2015. Wien.

GEWÄSSERZUSTANDSÜBERWACHUNGSVERORDNUNG (GZÜV; BGBl. II Nr. 479/2006 i.d.g.F.): Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft über die Überwachung des Zustands von Gewässern.

QUALITÄTSZIELVERORDNUNG CHEMIE GRUNDWASSER (QZV Chemie GW; BGBl. II Nr. 98/2010 i.d.g.F.): Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft über den guten chemischen Zustand des Grundwassers.

WASSERRECHTSGESETZ 1959 (WRG; BGBl. Nr. 215/1959 i.d.g.F.): Kundmachung der Bundesregierung vom 8.9.1959, mit der das Bundesgesetz, betreffend das Wasserrecht, wiederverlautbart wird.

WASSERRECHTSGESETZNOVELLE 2003 (WRG 2003; BGBl. I Nr. 82/2003 i.d.g.F.): Bundesgesetz, mit dem das Wasserrechtsgesetz 1959 und das Wasserbautenförderungsgesetz 1985 geändert werden sowie das Hydrografiegesetz aufgehoben wird.

WASSERRAHMENRICHTLINIE (WRRL; RL 2000/60/EG): Richtlinie des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. ABl. Nr. L 327. Geändert durch die Entscheidung des Europäischen Parlaments und des Rates 2455/2001/EC. ABl. L 331, 15/12/2001.

NORMEN

DIN EN ISO 772:2011: Hydrometrie – Begriffe und Symbole (ISO 772:2011); dreisprachige Fassung. 200 S.

ÖNORM B 2400:2016-03: Hydrologie – Hydrographische Begriffe und Zeichen. Ergänzende Bestimmungen zur ÖNORM EN ISO 772. 52 S.

$^{1}\mathrm{H}$	Protium (leichter Wasserstoff)
² H	Deuterium (schwerer Wasserstoff)
³ H	Tritium (überschwerer Wasserstoff)
³ He	Helium-3
¹² C	Kohlenstoff-12 (stabiles Isotop)
¹³ C	Kohlenstoff-13 (stabiles Isotop)
¹⁴ C	Kohlenstoff-14 (Radionuklid)
¹⁶ O	Sauerstoff-16
¹⁷ O	Sauerstoff-17
¹⁸ O	Sauerstoff-18
a	Jahre
Ah	Amperestunde
AIT	Austrian Institute of Technology GmbH
Al ₂ O ₃	Aluminiumoxid
ANIP	Austrian Network of Isotopes in Precipitation and Surface Water (Österreichisches Messnetz für Isotope im Niederschlag und in Oberflächengewässern)
BGB1.	Bundesgesetzblatt
BMLFUW	Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
BMNT	Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus
Bq	Becquerel (1 Bq/kg entspricht 8,39 TE)
Bq/kg	Becquerel pro Kilogramm
BVFA Arsenal	Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal
°C	Grad Celsius
CF	Continuous-Flow
CH ₄	Methan
C_2H_6	Ethan

Cl	Chlorid
cm^2 , km^2	Flächeneinheiten
СО	Kohlenstoffmonoxid
CO ₂	Kohlenstoffdioxid
Cr	Chrom
CRDS	Cavity Ring Down Spektroskopie (Absorptionsspektroskopie mittels optischer Resonatoren)
d	Deuterium-Excess (Deuterium-Überschuss)
D	Deuterium
DBJ	Planungsraum "Donau bis Jochenstein"
DI	Dual-Inlet
DUJ	Planungsraum "Donau unterhalb Jochenstein"
E _m	mittlere Energie
E _{max}	maximale Energie
EZG	Einzugsgebiet
GBA	Geologische Bundesanstalt
GC	Gaschromatographie
GISP	Greenland Ice Sheet Precipitation
GMWL	Global Meteoric Water Line (globale Niederschlagsgerade)
GNIP	Global Network of Isotopes in Precipitation
GNIR	Global Network of Isotopes in Rivers
GPS	Global Positioning System
GZÜV	Gewässerzustandsüberwachungsverordnung
H, H ₂	Wasserstoff
H ₂ O	Wasser
H_2S	Schwefelwasserstoff
Не	Helium
IAEA	International Atomic Energy Agency (Internationale Atomenergie-Organisation)

i.d.g.F.	in der geltenden Fassung
IR	Infrarot
IRMS	isotope ratio mass spectrometry (Isotopenverhältnis-Massenspektrometrie)
ISOT	Schweizer Isotopenmessnetz im Rahmen der Nationalen Grundwasserbeobachtung
keV	Kiloelektronenvolt
l/s	Liter pro Sekunde
LEL	Local Evaporation Line (lokale Verdunstungsgerade)
LMWL	Local Meteoric Water Line (Lokale Niederschlagsgerade)
m ü. A.	Meter über Adria (österreichisches Höhenbezugssystem, referenziert auf den Pegel von Triest an der Adria)
mm, cm, m, km	Längeneinheiten
m^2 , km^2	Flächeneinheiten
m/d	Meter pro Tag
m ³ /s	Kubikmeter pro Sekunde
mg, g, kg	Masseeinheiten
μl, ml, l	Volumeneinheiten
MAR	Planungsraum "March"
MQ	Mittelwert für den Abfluss im betrachteten Zeitabschnitt
MVZ	mittlere Verweilzeit
MWL	Meteoric Water Line (meteorische Wasserlinie)
N ₂	Stickstoff
Na ₂ O ₂	Natriumperoxid
NAQUA	Nationale Grundwasserbeobachtung (Schweiz)
NGP	Nationaler Gewässerbewirtschaftungsplan
NH ₃	Ammoniak
NIR	Nahes Infrarot
O, O ₂	Sauerstoff
PDB	Peedee-Belemnite (auch Pee Dee Belemnite)

PEM	Polymer-Elektrolyt-Membran
ppm	parts per million (10^{-6})
Q	Abfluss
QZV Chemie GW	Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser
R ²	Bestimmtheitsmaß
SLAP	Standard Light Antarctic Precipitation
SMOW	Standard Mean Ocean Water
Т	Temperatur
T _{1/2}	Halbwertszeit
TC/EA	Temperature Conversion Elemental Analyzer
TE	Tritium-Einheit
TU	Tritium Unit (=Tritium-Einheit)
TVD	total vertical depth (wahre, vertikale Teufe einer Bohrung)
UVP	Umweltverträglichkeitsprüfung
Vol%	Volumenprozent
V-SMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
WGEV	Wassergüte-Erhebungsverordnung
WGS84	World Geodetic System 1984 (geodätisches Referenzsystem)
WISA	Wasserinformationssystem Austria
WMO	World Meteorological Organization (Weltorganisation für Meteorologie)
WRG 1959	Wasserrechtsgesetz 1959
WRRL	EU Wasserrahmenrichtlinie
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
δ	Delta-Wert, Abweichung des Isotopenhäufigkeitsverhältnisses der Probe gegenüber dem Referenzstandard, Angabe in ‰

10 GLOSSAR

Aktivität: definiert als Anzahl der zerfallenen Atomkerne eines Elementes pro Massen- und Zeiteinheit

- Aquifer (Grundwasserleiter): gut durchlässiger Boden- oder Gesteinskörper, in dessen Hohlräumen Grundwasser fließen oder stehen kann (ÖNORM B 2400: 2016-03-01). Unterschieden werden Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleiter.
- Cavity (Hohlraumresonator): Der Begriff Cavity bezeichnet einen Hohlraumresonator, in dem sich üblicherweise eine Mehrspiegeloptik befindet. In diesen Resonator wird ein Laserstrahl eingekoppelt, der dann von den im Hohlraum befindlichen Spiegeln reflektiert wird, bis der Laserpuls nach einigen Mikrosekunden abklingt. In dieser Zeit finden mehrere tausend Durchläufe statt, sodass optische Weglängen von mehreren Kilometern erzielt werden können.
- **Cavity Ring Down Spektroskopie**: Die Cavity-Ring-Down-Spektroskopie (CRDS) ist ein laserspektroskopisches Verfahren, bei dem eine spezielle Messzelle, die auch als Cavity oder Hohlraumresonator bezeichnet wird, als optischer Resonator fungiert. Übersetzen lässt sich der englische Begriff mit Hohlraum- oder Resonatorabklingzeitspektroskopie. Gemessen wird bei der CRDS die Abklingzeit von Laserpulsen variabler Frequenz im Resonanzbereich der Molekülschwingungen des Messgases. Aus dem Verhältnis der Abklingzeiten bei unterschiedlichen Resonanzfrequenzen lassen sich rechnerisch die Konzentration und die Isotopengehalte des Messgases ermitteln.
- **Deuterium**: schwerer Wasserstoff, chemisches Symbol D oder ²H. Natürliches stabiles Isotop des Wasserstoffs mit der Massenzahl 2. Es besteht im Gegensatz zum ¹H-Wasserstoff, bei dem der Atomkern aus einem einzigen Proton besteht, aus einem Proton und einem Neutron. Der Anteil an Deuterium in natürlich vorkommendem Wasserstoff beträgt 0,0115 %. In natürlichen Wässern befinden sich unter einer Million Wassermolekülen mit der "normalen" Isotopenzusammensetzung ¹H₂¹⁶O etwa 160 Moleküle ²H¹H¹⁶O, bei denen eines der beiden Wasserstoffatome ¹H durch das schwere Wasserstoffisotop ²H (Deuterium) ersetzt ist. Die Abweichung des Isotopenhäufigkeitsverhältnisses der Probe gegenüber dem des Standards wird als δ-Wert in Promille (‰) angegeben. δ²H-Werte beziehen sich auf den internationalen Standard V-SMOW. Prinzipiell ist bei Niederschlägen eine lineare Korrelation zwischen dem Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt zu verzeichnen.
- **Deuterium-Excess** (Deuterium-Überschuss): definiert als $d = \delta^2 H 8 * \delta^{18} O$. Maß für die Abweichung der Deuterium-Sauerstoff-18-Beziehung von der GMWL. Der Deuterium-Excess kann als Indikator für die Herkunft von Luftmassen genutzt werden. So weisen Winterniederschläge aus dem Mittelmeerraum aufgrund besonderer klimatischer Bedingungen während der Bildung der Luftfeuchte deutlich erhöhte d-Werte auf.
- **Entropie**: Zustandsgröße eines thermodynamischen Systems, die das Maß der Unordnung des Systems angibt. Je zufälliger die Objekte eines Systems verteilt sind, desto größer ist seine Entropie. Daher weist allgemein ein reiner Stoff im gasförmigen Zustand eine höhere Entropie als im flüssigen Zustand auf und im flüssigen Zustand eine höhere Entropie als im festen Zustand. Dementsprechend spielt die Entropie bei Phasenumwandlungen eine wesentliche Rolle. Die Entropie nimmt mit abnehmender Temperatur ab.
- **Exponentialmodell:** Lumped-Parameter-Modell (Zusammenfassung aller Eigenschaften des Grundwasserleiters zu einer Transferfunktion) zur Abschätzung von Grundwasserverweilzeiten. Im Exponentialmodell erfolgt eine exponentielle Darstellung der Altersverteilung des Wassers. Diese Verteilung

GLOSSAR

ergibt sich, wenn sich neu hinzukommendes Wasser im Grundwasserleiter mit dem bereits länger verweilenden Wasserreservoir zunehmend durchmischt (zumindest an der Austrittsstelle bzw. Probenahmestelle). Diese Annahme trifft z. B. auf ein Grundwasservorkommen zu, welches einen Einzug über eine sehr große Fläche aufweist, verglichen mit dem Grundwasserleiter beim Austritt.

- Flushing-Prozesse: Auswaschungsprozesse, bei denen die vorhandenen Porenlösungen durch meteorische Wässer ersetzt werden.
- **Gaußfilter**: Verfahren zur Zeitreihenglättung, basierend auf einer gewichteten Mittelwertbildung der Daten. Langfristige Schwankungen werden hervorgehoben und kurzfristigen Schwankungen unterdrückt. Der Filterbereich wird als laufendes Fenster um einen Zeitschritt zum nächsten Wert verschoben.
- GISP (Greenland Ice Sheet Precipitation): Referenzmaterial für Sauerstoff-18 und Deuterium zur Kontrolle der mittels V-SMOV und SLAP vorgenommenen Kalibrierung
- Globale meteorische Wasserlinie (GMWL): globale Niederschlagsgerade mit d = 10 ‰

Grundwasseralter: siehe mittlere Verweilzeit (MVZ)

- **Grundwasser-Modelle:** Zahlreiche Fragestellungen im Bereich der Hydrogeologie, z. B. Einflüsse großer Entnahmen in ausgedehnten inhomogenen Grundwasserleitern, Infiltration und Abfluss zu nahen Vorflutern, erfordern aufwändige mathematische Berechnungen. Besonders hervorzuheben sind hier die numerischen Grundwassermodelle. Sie basieren auf der Zerlegung eines Systems in Teilgebiete (Elemente) und der Aufstellung einer Bilanzgleichung für jedes Element. Die Bilanz kann Volumenströme (Massenströme) und Inhaltsstoffströme betreffen (HÖLTING & COLDEWEY 2013). Isotopenuntersuchungen liefern hier erhebliche Randbedingungen, wie z. B. die Anteile von Oberflächeninfiltrat in Grundwasserbrunnen, die Höhenlage des Einzugsgebietes oder die mittlere Verweilzeit (MVZ).
- **Grundwasserkörper:** hydrologisch abgegrenztes Grundwasservolumen in einem oder mehreren Grundwasserleitern (ÖNORM B 2400:2016-03)
- **Grundwasserleiter:** Schicht, Gruppe von Schichten oder Teil einer Schicht, die/der ausreichend gesättigtes durchlässiges Material enthält, um bedeutsame Mengen an Wasser an Brunnen, Bohrlöcher oder Quellen abzugeben (DIN EN ISO 772:2011)
- Halbwertszeit: definiert als jene Zeit, nach der die Hälfte der ursprünglichen Anzahl radioaktiver Atome zerfallen ist
- Isotopomere: Moleküle mit identischer Strukturformel, aber unterschiedlicher isotopischer Zusammensetzung
- Karren: kleine Karstform, entsteht durch Lösungsverwitterung
- konnates Wasser: in Sedimenten enthaltenes Wasser, das während des Sedimentationsprozesses in den Poren des Gesteins eingeschlossen und später nicht wieder verdrängt wurde (MÜLLER 1999)
- Lokale Niederschlagsgerade (LMWL): beste Anpassung der Isotopenzusammensetzung des Niederschlags an einen bestimmten Ort; die Steigung der Geraden kann dabei einen anderen Wert als 8 aufweisen.

GLOSSAR

- **meromiktisch:** Bezeichnung für ein stehendes Gewässer, bei dem die temperaturbedingte jahreszeitliche vertikale Wasserzirkulation das Tiefenwasser nicht oder nur teilweise erfasst, während die oberflächennahe Wasserschicht durchmischt wird. Diese teilweise Durchmischung führt zur Ausbildung von Zonen unterschiedlich alten Wassers.
- meteorisches Wasser ("Umsatzwasser): jährlich oder in mehrjährigen Perioden am Wasserkreislauf und dessen Umsatz beteiligt
- **Meteorische Wasserlinie (MWL):** Gerade von δ^2 H vs. δ^{18} O mit einer Steigung von 8
- **mittlere Verweilzeit (MVZ)** (= Grundwasseralter): Mittlere Aufenthaltsdauer des Wassers im Untergrund (in Jahren) vom Zeitpunkt der Infiltration bis zum Abfluss in einer Quelle oder der Förderung in einem Brunnen. Die MVZ nimmt an, dass eine Wasserprobe eine gute Mischung unterschiedlicher Komponenten darstellt, die mathematisch mittels eines Integrals dargestellt werden kann ("lumped parameter model") und als "Anpassungsparameter" in diesem Modell das "gewichtete Mittel" von Teilverweilzeiten beschreibt.
- **Open-Split Interface**: Der Begriff bezeichnet ein in der Gaschromatographie häufig verwendetes Bauteil des Probeneinlasssystems, welches einerseits eine definierte Verdünnung der Probenmenge im Trägergasstrom gestattet bzw. andererseits auch die variable Zufuhr von Standardgasen in den Trägergasstrom erlaubt. Dadurch ist es bei der Isotopenverhältnismassenspektroskopie möglich, alternierend Referenz- und Probengas in den Trägergasstrom einzukoppeln und zu messen. Gleichzeitig wird durch das Open-Split Interface die Konzentration der zu analysierenden Stoffe im Trägergasstrom so gesteuert, dass optimale Trenn- und Detektionsbedingungen vorherrschen.
- pannonisches Klima: Das pannonische Klima ist bereits kontinental beeinflusst, während in weiten Teilen Österreichs atlantischer Einfluss dominiert. Die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge liegt weitaus niedriger als in anderen Gebieten Österreichs. Die Kombination aus geringer Niederschlagsmenge und hoher Verdunstungsrate bedingt eine negative mittlere klimatische Wasserbilanz.
- PDB (PeeDee Belemnit): Referenzstandard für die Messung natürlicher Variationen des Kohlenstoff-13-Isotopengehalts. Unterschiede im Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope Kohlenstoff-12 (¹²C) und Kohlenstoff-13 (¹³C) werden in δ ‰-Konzentration gegen das Verhältnis in den Peedee-Belemniten (PDB) angegeben. Da das ursprüngliche PDB-Referenzmaterial (Calciumkarbonat aus einem cretaceischen Belemnit der Pee-Dee Formation in South Carolina (USA)) seit langem erschöpft ist, basiert die Angabe der Abweichung des Isotopenhäufigkeitsverhältnisses der Probe gegenüber dem Standard daher auf dem von der IAEA herausgegebenen artifiziellen V-PDB.
- Quelle: räumlich begrenzte, natürliche Austrittsstelle von unterirdischem Wasser (ÖNORM B 2400:2016-03)
- **Radionuklid**: instabiles Nuklid, das sich durch radioaktiven Zerfall (Radioaktivität), vor allem unter Aussendung von α -, β oder γ -Strahlung, in ein anderes Nuklid umwandelt
- Sauerstoff-18 (¹⁸O): stabiles Isotop des Sauerstoffs. Häufigkeit: 0,205 %. Enthält im Unterschied zum normalen Sauerstoffisotop (¹⁶O) acht Protonen und zehn Neutronen (= Massenzahl 18). Die Abweichung des Isotopenhäufigkeitsverhältnisses der Probe gegenüber dem des Standards wird als δ-Wert in Promille (‰) angegeben. δ¹⁸O-Werte beziehen sich auf den internationalen Standard V-SMOW.

SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation): internationaler Referenzstandard der IAEA für stabile Isotope; herausgegeben für Wässer, die gegenüber Meerwasser isotopisch stark abgereichert sind (SLAP: $d^{18}O_{SLAP} = -55,5 \%$ V-SMOW; $\delta^{2}H_{SLAP} = -428,0 \%$ V-SMOW)

Stratosphäre: zweite Schicht der Erdatmosphäre, befindet sich über der Troposphäre

- Tracer (Markierungsstoff): eine Verbindung, die in ein Strömungssystem eingeleitet wird, um das Verhalten bestimmter Komponenten (z. B. Wasser, Sedimentpartikel etc.) dieses Systems zu verfolgen. Es ist notwendig, dass sich der Tracer, der beobachtet werden kann, ebenso verhält wie die zu verfolgende Komponente, deren Verhalten nicht leicht beobachtet werden kann (DIN EN ISO 772:2011). Die bekanntesten Umweltisotopentracer sind die stabilen Isotope des Wassers, d. h. Sauerstoff-18 (¹⁸O) und Deuterium (²H), sowie das häufig zur Datierung benutzte Tritium (³H).
- **Tritium (³H)**: Tritium ist das radioaktive Isotop des Wasserstoffs. Tritium entsteht auf natürliche Weise vor allem in der Stratosphäre. Schnelle Protonen der kosmischen Strahlung bilden durch Spallation (Kernspaltung) teilweise direkt Tritium, vor allem aber sekundäre Neutronen, die in der Stratosphäre und oberen Troposphäre in Reaktionen mit Stickstoff Tritium bilden. Bedeutung als Umwelttracer erlangte Tritium durch den Eintrag während der oberirdischen thermonuklearen Wasserstoffbombentests in den 1950er- und 1960er-Jahren. Die Konzentration von Tritium wird als "**Tritium Einheit" (TE)** oder auch "Tritium Unit" (TU) angegeben, wobei eine TE (TU) einem Tritiumatom in 10¹⁸ Wasserstoffatomen (¹H und ²H) entspricht. Die aus 1 TE resultierende Radioaktivität entspricht 0,118 Bq/kg. Tritium zerfällt über einen β⁻-Zerfall zu Helium-3 mit einer Halbwertszeit von 12,32 Jahren.

Troposphäre: unterste Schicht der Erdatmosphäre, Ort des Wettergeschehens

- **ungesättigte Zone**: Erd- oder Gesteinsstoffe zwischen der Bodenoberfläche und der freien Grundwasseroberfläche (ÖNORM B 2400:2016-03)
- V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water): internationaler Referenzstandard für stabile Isotope (²H, ¹⁸O)
- Verweildauer in der gesättigten Zone: Zeitspanne vom Eintritt eines Wassers in das Grundwasser (Aquifer) und seinem Austritt aus diesem

11 TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 1:	Wichtigste (häufigste) Wassermoleküle (Hölting & Coldewey 2013).	8
Tabelle 2:	Physikalische Eigenschaften von zwei isotopisch unterschiedlichen Wassermolekülen	
	(Hölting 1996).	9
Tabelle 3:	Änderung der Isotopenverhältnisse bei Phasenübergängen.	11
Tabelle 4:	Statistische Daten für alle Deuterium-Werte (δ^2 H) je Probenart	45
Tabelle 5:	Statistische Daten für alle Tritiumwerte (³ H) je Probenart	45
Tabelle 6:	Statistische Daten für alle Sauerstoff-18-Werte (δ^{18} O) je Probenart	45
Tabelle 7:	Meteorologische Stationen mit ungefährer Höhe, mittlerer Lufttemperatur und Sauerstoff-	
	18-Gehalte (δ^{18} O) der Wässer in der Periode 1973–2014	55
Tabelle 8:	Fluss- und See-Stationen mit ungefährer Höhe und Sauerstoff-18-Gehalte (δ^{18} O) der	
	Wässer in der Periode 1973–2014	55
Tabelle 9:	Isotopenzusammensetzung in österreichischen Fließgewässern (und im Bodensee):	
	Sauerstoff-18-Gehalt (δ^{18} O-Mittelwerte 1976–1985, 1986–1995, 1996–2005, 2006–2015)	
	und mittlerer Tritiumgehalt 2015 auf der Basis monatlicher Stichproben (RANK et al.	
	2017)	62
Tabelle 10:	Mittelwerte der Mengen und Isotopengehalte im Untersuchungszeitraum Juni 2010 bis	
	September 2011 am Klopeinersee. Die Verdunstung wurde ermittelt aus der Bilanz (B)	
	und aus der Formel nach Penman (P).	88
Tabelle 11:	Österreichisches Messnetz für Isotope im Niederschlag und in Oberflächengewässern	
	(ANIP) – Stationsliste (Stand 11.09.2016)	.125
12 ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1:	Gösseringbach im Gitschtal, Kärnten.	6
Abbildung 2:	Isotope des Wasserstoffs. Die Prozentangaben geben die Häufigkeit der verschiedenen	
C	Wasserstoffisotope in natürlichen Wässern an.	8
Abbildung 3:	Relatives Isotopenverhältnis von Probe und Referenzstandard.	10
Abbildung 4:	Isotopenfraktionierung durch zunehmendes Ausregnen (Kontinentaleffekt,	
	Mengeneffekt und Höheneffekt), schematische Darstellung.	11
Abbildung 5:	Eisbildungen am Wulzenbach im Gitschtal, Kärnten. Der Phasenübergang von flüssig	
	zu fest bewirkt, dass schwere Isotope in der flüssigen Phase abgereichert und in der	
	festen Phase angereichert werden.	12
Abbildung 6:	Globale Verteilung von Sauerstoff-18 (δ^{18} O, in ‰) im Niederschlag. Interpolation	
	langjähriger Jahresmittelwerte von über 700 GNIP-Stationen	12
Abbildung 7:	Sauerstoff-18 im Niederschlag: Interpolation langjähriger gewichteter δ^{18} O-	
	Jahresmittelwerte in Europa	13
Abbildung 8:	Jahresgang der δ^{18} O-Monatsmittel des Niederschlags bei den Stationen Podersdorf	
	(120 m ü. A.) und Patscherkofel (2.245 m ü. A.), Mittelwerte 1976–1985; mittlere	
	monatliche Lufttemperatur am Patscherkofel, Mittelwert 1971–1980 (RANK 1986)	14
Abbildung 9:	Höhenabhängigkeit der δ^{18} O-Werte im Sommer- und Winterniederschlag.	
	Datengrundlage: mengengewichtete Werte der Jahre 2009–2013 (Bregenz: bis 2012)	
	von 26 Stationen des österreichischen Isotopenmessnetzes ANIP	15
Abbildung 10:	Zollnersee in den Karnischen Alpen, Kärnten.	15
Abbildung 11:	Schematische Darstellung der beiden unterschiedlichen Einlassverfahren bei der IRMS,	
	Continuous-Flow (oben) und Dual-Inlet (unten), bei der Isotopenverhältnis-	
	Massenspektroskopie (nach CLARK & FRITZ 1997)	17
Abbildung 12:	Schematische Darstellung des Aufbaus einer automatisierten Äquilibrationseinheit für	
	die Messung von Sauerstoff-18 und Deuterium.	18
Abbildung 13:	Schneeprobenahme am Sonnblick (3.106 m ü. A., Salzburg) für den Aufbau eines	
	Laborstandards mit niedrigem Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt	18
Abbildung 14:	Schematische Darstellung der Messkonfiguration eines kommerziellen	
	Peripheriegerätes (Gasbench II, Thermo Scientific) für die Deuteriumbestimmung in	
	Wasserproben mittels CF-IRMS (nach Thermo Scientific).	19
Abbildung 15:	Schematische Darstellung der Isotopenanalyse von Wasserproben mittels	•
	Hochtemperaturpyrolyse (nach Thermo Scientific).	20
Abbildung 16:	Absorptionsspektrum der verschiedenen Isotopomere des Wassermoleküls (Quelle:	21
A11.11	PICARRO).	21
Abbildung 1/:	Geometrie der von der Firma Picarro Inc. eingesetzten "Cavity" (Queile: PICARRO)	21
Additional 18:	Schematische Darstellung des Messprinzips der Cavity King Down Spektroskopie	22
Abbildung 10.	(Quelle: PICARRO).	22
Abbildung 19:	Masshammanna am Klanginger Sag. Körmtan, im Dahman das ETC Dreichte SH MAS	22
Abbildung 20.	Arbeitanringin der Isotenenbudrologie (DANK & WVIII IDAL 2011)	23
Abbildung 21:	Triplyuggaratellan Abam Tiral Dar Stallan arsahliaßt in mahraran hundart Matarn	24
Abbildung 21.	Tiefe Trinkwasser direkt aus dem Bettelwurfmassiv	25
Abbildung 22.	Deuterium- und Sauerstoff-18-Gebalte von Grundwassernroben im Vergleich zum	25
Abbildung 22.	Niederschlag in Graz	25
Abbildung 23.	Neusiedler See bei Podersdorf Burgenland Charakteristisch für Europas westlichsten	25
Roondung 25.	Stennensee ist eine starke Verdunstung im Sommerhalbiahr	26
Abbildung 24.	Transport von Tritium in der Umwelt (nach RANK 1986)	20
Abbildung 25:	Durchgang des Kernwaffentritiums durch das Einzugsgebiet der Donau oberhalb	20
110011 u ung 20.	Wiens Tritium-Zeitreihen des Niederschlags (Monatsmittel) und der Donau	
	(monatliche Stichproben) in Wien Die bei einzelnen Probenahmeterminen erhöhten	
	Tritiumwerte der Donau sind eine Folge punktueller Tritiumabgaben von	
	Kernkraftwerken in Bavern. Modellrechnungen ergeben für den Basisabfluss der	
	Donau (Grundwasserabfluss) eine mittlere Verweilzeit von ungefähr drei Jahren im	
	Einzugsgebiet (RANK et al. 1998, RANK et al. 2009).	29
Abbildung 26:	Donau bei Schönbühel, Wachau, Niederösterreich.	30
•		

Abbildung 27:	Durchgang des Kernwaffentritiums durch die Mitterndorfer Senke (Südliches Wiener	
	Eicele Degritz Qualla (Sticharder) Madellacherungen angehen eine mittlens	
	Fischa-Dagnitz-Quelle (Stichproben). Modelifectnungen ergeben eine mittlere	
	Durchgangszeit von ungefant 15 Jahren zwischen der Versickerungsstrecke der	
	Schwarza und der Fischa-Dagnitz-Quelle in ungefahr 20 km Entfernung (KANK &	20
A11.11	PAPESCH 2003a).	
Abbildung 28:	I ritiumiangzeitveriauf (Janresmitter) bei einer Niederschlagsmessstation in den	
	Nordalpen (Feuerkogel) und einer in den Sudalpen (Villacher Alpe). Der Tritiumgenalt	
	auf der Villacher Alpe liegt um ungefahr 30 % unter dem auf dem Feuerkögel und	
	deutet klar auf den Einfluss von Luftfeuchtigkeit mediterraner Herkunft hin (RANK &	2.1
	PAPESCH 2005).	31
Abbildung 29:	Elektrolytische Tritiumanreicherung in Wasserproben (Elektrolysezelle, Kathode,	
	Kühltruhe und Steuereinheit; ehemaliges Tritiumlabor der BVFA Arsenal, Wien)	32
Abbildung 30:	Bestimmung des Tritiumgehaltes von natürlichen Wässern: Prinzip der Messanlage der	
	Abteilung Isotopengeophysik am früheren Forschungszentrum Arsenal (RANK 1977)	33
Abbildung 31:	Wallerquelle an der Stollensohle des Förolacher Stollens in den Gailtaler Alpen,	
	Kärnten	34
Abbildung 32:	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Wien - Hohe Warte. Hann-	
	Haus und Messgarten.	35
Abbildung 33:	Wetterbeobachtungsstation mit Niederschlagsammler für Isotopenmessungen am	
	Feuerkogel (1.598 m ü. A.), Oberösterreich	36
Abbildung 34:	Bodensee, Vorarlberg	37
Abbildung 35:	ANIP-Stationen Patscherkofel, Tirol und Silvretta Stausee, Vorarlberg.	39
Abbildung 36:	ANIP – Isotopenmessstellen 2016–2018 (UMWELTBUNDESAMT 2016)	39
Abbildung 37:	ANIP-Archiv des Umweltbundesamtes, Wien Lagerung der monatlichen	
	Probenflaschen	40
Abbildung 38:	Schweiz – Messstellen des NAQUA-Moduls ISOT zur Beobachtung der Isotope im	
	Niederschlag und in Fließgewässern einschließlich Naturräume (BAFU 2015)	42
Abbildung 39:	Barbara-Wasserfall bei Rauris, Salzburg.	43
Abbildung 40:	Ausschnitt aus der interaktiven Version der Wasser-Isotopenkarte. Hier sind am	
e	Bespiel einer Quelle im Gebiet Reißkofel-Jauken (Kärnten) die wesentlichen	
	Informationen zur Probenahmestelle sowie die Möglichkeit zum Herunterladen der	
	Messwerte (inklusive ergänzender Angaben) dargestellt. (Quelle: Wasser-Isotopenkarte	
	1:500.000).	46
Abbildung 41:	Ausschnitt aus der interaktiven Version der Wasser-Isotopenkarte mit eingeblendeter	
e	geologischer Karte. Am Beispiel einer Quelle im Gebiet Reißkofel-Jauken (Kärnten)	
	sind die geologischen Informationen dargestellt. (Quelle: Wasser-Isotopenkarte	
	1:500.000).	46
Abbildung 42:	Jadersdorfer Alm mit Weißensee. Kreuzeck-Reißeck-Gruppe. Kärnten	47
Abbildung 43:	Niederschlagshöhe und Sauerstoff-18-Gehalt der Tagesniederschläge der Station	
0	Heiling/Pöllau sowie Angabe des Tritiumgehaltes [in TE] für einige Ereignisse im	
	Zeitraum Juni/Juli 1991 (RANK et al. 2003b).	48
Abbildung 44:	Verlauf des Tritium- und Sauerstoff-18-Gehaltes in den Niederschlägen vom 6. bis 9.	
	August 1985 bei der Sammelstation Wien-Arsenal (50 mm Niederschlagssumme)	
	(RANK 1991)	49
Abbildung 45.	Zeitlicher Verlauf des Sauerstoff-18-Gehaltes in der Wulka	17
received ang to:	(Wochendurchschnittsproben, Wulkaprodersdorf). Dem näherungsweise sinusförmigen	
	Verlauf sind einzelne Snitzen – positiv und negativ – als Auswirkung von	
	Niederschlagsereignissen überlagert (RANK 1991)	49
Abbildung 46.	Sauerstoff-18-Gehalt von Tiefengrundwässern im Neusiedlerseegehiet in Abhängigkeit	
Roondung 40.	vom Kohlenstoff $14-\Delta$ lter (Daten aus BOROVICZÉNV et al. 1992) bezogen auf einen	
	Kohlenstoff-14-Gehalt von 85 % modern nicht korrigiert)	50
Abbildung 47.	I angreittrend des Sauerstoff-18-Gebaltes (gleitendes δ^{18} O Zehnishresmittel) bei	
Abblidulig 47.	ainigan Stationan des österreichischen Niederschlags Isotononmossnotzos (DANIV fr	
	DADESCH 2001 arganzt) Bai Cabirgastationan ist dar Savarataff 19 Cabalt niedriger	
	ala hai Talatatianan (Hähanaffaltt), hai Statianan mit ajanifikantam Mittalmananifikanta	
	ais oci i aistauonen (noneneneki), oci Stationen init signifikantem Mitteimeereiniluss	
	(Z. D. v macher Alpe und Graz) noner als der Stationen mit vorwiegend atlantischem	
	Emnuss (z. B. Patscherkolei und Bregenz, Kontinentaleffekt). Das klimatische Signal	

	- vor allem der signifikante Anstieg des Sauerstoff-18-Gehaltes während der achtziger	
	Jahre – ist in den Gebirgsregionen wesentlich ausgeprägter	51
Abbildung 48:	Abweichungen der Lufttemperatur und des Sauerstoff-18-Gehaltes des Niederschlags	
	in Österreich vom langjährigen Mittel (1961–1999, RANK & PAPESCH 2001). Die	
	Kurven stellen ein gleitendes Zwölfmonatsmittel von sieben meteorologischen	
	Stationen dar (Bregenz, Feuerkogel, Graz, Klagenfurt, Salzburg, Villacher Alpe, Wien).	
	Für den Sauerstoff-18-Gehalt liegen bis 1993 nur Daten der Station Wien – Hohe	
	Warte vor. Die Temperaturwerte sind AUER et al. (2001) entnommen.	52
Abbildung 49:	Lufttemperatur und Sauerstoff-18-Gehalt in Flüssen: Langzeittrend der Lufttemperatur	
C	bei (a) Tal- und (b) Gebirgsstationen in Österreich; (c) Vergleich von Langzeittrends	
	des Sauerstoff-18-Gehaltes in österreichischen Fließgewässern (die δ^{18} O-Skala gilt für	
	die Donau, die Skala für die anderen Flüsse ist so verschoben, dass alle von einer	
	gemeinsamen Basislinie im Jahre 1986 ausgehen: RANK et al. 2017).	52
Abbildung 50:	Niederschlagsammler für Isotonenmessungen (links) und Wetterstation (rechts) auf der	
	Villacher Alpe Dobratsch (2 135 m ü A) Kärnten	53
Abbildung 51.	Die österreichischen Staatsgrenzen (rote Linie) im Zentrum von Europa Der blaue	
11001144118011	Pfeil zeigt die Hauntrichtung der Niederschlagsluftmassen vom Nordwesten	
	(Nordatlantik) an Der gelbe Pfeil zeigt die zweitwichtigste Richtung der	
	Niederschlagsluftmassen vom Südwesten (Mittelmeer) die besonders für den Teil	
	südlich des Alnenhauntkammes wichtig sind	54
Abbildung 52.	Geglättete (Gaußfilter) mittlere Jahrestemperaturen von ausgewählten	
rioondung 52.	meteorologischen Stationen. Wegen der Übersichtlichkeit ist der Rest der Stationen in	
	grauen dünnen Linien im Hintergrund dargestellt. Viele Stationen zeigen einen	
	verstärkten Anstieg in der Luftemperatur zwischen 1980–1990 und 1996–2001	56
Abbildung 53.	Geglättete (Gaußfilter) jährliche δ^{18} O-Mittelwerte von ausgewählten meteorologischen	
Abbildung 55.	Stationen und der Elussstation Donau in Wien. Wegen der Übersichtlichkeit ist der	
	Rest der Stationen in grauen dünnen Linien im Hintergrund dargestellt. Viele Stationen	
	zeigen einen verstärkten Anstieg in den Sauerstoff-18-Gehalten zwischen 1980–1990	
	und 1006_2001	56
Abbildung 54.	Geglättete Jahresmittelwerte von δ^{18} O (Gaußfilter) von ausgewählten Fluss-	
Abbildung 54.	/Saestationen und zum Vergleich die Daten der meteorologischen Station in Wien. Alle	
	Stationan zoigan ainan varstärktan Anstiag in Luftamparatur und δ^{18} O Warton	
	zwischen 1080, 1000 und einige auch zwischen 1006, 2001	57
Abbildung 55:	Zwischen 1760–1770 und einige auch Zwischen 1770–2001.	
Abbildung 55:	Jahreszeitlicher Verlauf des Deuterium Exzesses im Niederschlag an verschiedenen	
Autoniung 50.	Stallen und Höhenlegen in Österreich (nördlich: Detscherkofel 2.245 m.ü. A	
	Innsbruck 577 m ü A : südlich: Villacher Alne 2 135 m ü A Graz 366 m ü A):	
	Mittalwarta 1076, 1085 (DANK & DADESCH 2005)	50
Abbildung 57.	Deuterium Evzegg in alninen Seen im Eluggevetem der Treun zu einem Zeitnunkt guter	
Abbildung 57.	Durahmischung (Diagrammausschnitt ungefähr 150 km x 110 km). Die Proben wurden	
	baim jawailigan Saaahfluss antnommon Insort: Karralation zwischen Doutarium	
	Excass und dem Squarstoff 18 Coholt des Securessore, der die mittlere Höhe des	
	Exzess und dem Sauerston-18-Oenan des Seewassers, der die mittere frome des	60
Abbildung 50.	Severate ff 18 Coholt in österreichischen Eließgewössern (S ¹⁸ O Mittelworte 2006, 2015	00
Additioning 38.	Sauerston-18-Genait in Osterreichischen Friedgewassenn (ö. O-Mittelweite 2000–2015	61
Abbildung 50.	auf der Basis monaufcher Suchproben) (KANK et al. 2017)	01
Abbildung 59:	Luitolid von Passau, Deutschland, Zusammenliuss von Inn (links, Gebirgswasser mit	
	Deuterium und Sauerstoff 18 Calalt) und Un (maleta) in Deacea. Die zum Stauerstoff	
	Deuterium- und Sauerston-18-Genait) und liz (rechts) in Passau. Bis zur Stausture	
	Jochenstein (ca. 20 km stromabwarts) sind die Flusswasser noch nicht vollstandig	
	durchmischt. © https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Dreifl%C3%BCsseeck-	<i>(</i>)
A11.11 CO	rassau-Aeriai (P1140080E).jpg	62
Abbildung 60:	o H-o U-Relation für österreichische Fließgewässer. Die Werte der March zeigen eine	
	Anreicherung der schweren Isotope als Folge starker Verdunstungsprozesse in den	
	Staupereichen des Flusssystems (GMWL: Globale Niederschlagsgerade; KANK et al.	()
ALL:11 C1	2017	63
Abbildung 61:	Sauerstoll-18-Zeitreihe (monatliche Stichproben, gleitendes d'U-Zwöltmonatsmittel)	
	und i ritiumzeitreine (monatiicne Stichproben) der Donau in Wien. Die zeitweise	

	höheren Tritiumwerte seit den neunziger Jahren sind auf kurzzeitige Tritiumabgaben bei den bayerischen Kernkraftwerken zurückzuführen (RANK et al. 2017)	64
Abbildung 62.	Dämpfung des jahreszeitlichen Sauerstoff-18-Niederschlagssignals in alninen Flüssen	
roondung 02.	(PANK at al. 2017)	65
Abbildung 62.	(RAINK Cl al. 2017).	05
Abbildung 64	Altanni dei Letuia ini ficiosi, Niedelosieneicii.	05
Additiong 64:	Janreszeitliche Schwankung des Sauerstoff-18-Genaltes in österreichischen	66
Abbildung 65.	Deneu (linka) und Staur (realita)	67
Abbildung 65.	Donau (IIIKS) und Steyi (Techts).	0/
Abbildung 66.	Ubersichtsinterpretation kurzzeitiger Schwankungen des Sauerstoff-18-Genaties im	
	Donauwasser auf der Basis von Tages-Stichproben in Tulin im Jahr 2012	
	(WYHLIDAL et al. 2014).	67
Abbildung 67:	Tritiumzeitreihen von österreichischen Seen im Vergleich mit dem Tritiumgehalt des	
	Niederschlags (Wien, Hohe Warte, gewichtetes Jahresmittel). Die Jahresmittel für	
	Bodensee und Neusiedlersee beruhen auf monatlichen Stichproben; die	
	näherungsweisen Jahresmittel für den Attersee beruhen auf im Frühjahr (Februar/März)	
	beim Ausfluss der Ager entnommenen Wasserproben, wenn der See vollkommen	
	durchmischt ist.	68
Abbildung 68:	Hinweise aus Sauerstoff-18-Messungen auf die Ausbildung von Schichtungen im	
e	Attersee (die Wasserproben wurden durch das Limnologische Institut der Akademie	
	der Wissenschaften entnommen: RANK 1986)	69
Abbildung 69.	Schichtung im Toplitzsee am 27.11.1987: aus dem Tritiumgehalt des Tiefenwassers	
i loondung oy.	lässt sich auf eine mittlere Verweilzeit von ungefähr siehen his neun Jahren schließen	
	(PANK 1020)	60
Abbildung 70.	Vlanging Son Körnton	09
Abbildung 70.	Alterrageon See, Stainmank, Diele noch Osten	/0
Abbildung /1.	Alta usseel See, Stelenmark, Blick nach Osten.	/1
Abbildung 72:	Anausseer See, Stelermark, Blick nach Suden.	/ 1
Abbildung /3:	ANIP-Basismessstellen (Stand 2009, Quelle: UMWELTBUNDESAMT) und Lage der	= 0
	beiden Seen.	72
Abbildung 74:	Einzugsgebiet und Messnetz am Klopeiner See	73
Abbildung 75:	Verhältnis Sauerstoff-18 zu Deuterium der untersuchten Wässer im Vergleich zur	
	Local Meteoric Water Line der ANIP-Station Klagenfurt.	74
Abbildung 76:	Jahreszeitlicher Verlauf der Gesamtquellschüttung im Vergleich zu den mittels der	
	Isotopenkonzentrationen von Sauerstoff-18, Deuterium und des Deuterium-Exzesses	
	ermittelten Anteile von Seewasser an der Quellschüttung sowie zum Gesamtabfluss des	
	Sees und den Schwankungen des Seewasserspiegels.	74
Abbildung 77:	Simulation der Verweilzeit der Seewasserkomponente zur Quelle aus der Dynamik des	
U	Sauerstoff-18-Signals.	75
Abbildung 78:	Jahreszeitlicher Verlauf der Isotopenkonzentration von Sauerstoff-18 im Tiefenprofil	
11001144118 701	im Zeitraum 2009 bis 2011	75
Abbildung 79.	Simulierter Langzeitverlauf der Seewassererneuerung und Verdunstung von der	
roondung /).	Seeoherfläche	76
Abbildung 80.	I age der Probenahmestellen am Altausseer See	70
Abbildung 81.	Casamtaaaahfluga zum Zaitnunkt dar Drahanahman	// 77
Abbildung 81.	Vestalliseedolluss zulli Zelipuliki del Plobenalillell.	//
Abbildung 82:	vernalinis Sauerston-18 - Deuterium der im August 2012 beproblen wasser im	
	vergleich zur lokalen Niederschlagsgeraden (LMWL) der ANIP-Stationen Bad Aussee	
	und Goßl (Quelle: ANIP). Die Ergebnisse der Beprobungen Oktober 2012 und Juli	-
	2013 sind undifferenziert dargestellt.	
Abbildung 83:	Tiefenprofile für Deuterium im August 2012 (TR1 = Trichter)	79
Abbildung 84:	Tiefenprofile für Deuterium im Juli 2013 (TR1 = Trichter).	79
Abbildung 85:	Interpolierte Verteilung des stabilen Isotops Sauerstoff-18 am Seegrund (Probenahme	
	August 2012)	80
Abbildung 86:	Interpolierte Verteilung des Sauerstoff-18-Signals am Seegrund (Probenahme Juli 2013	
-	nach dem großen Hochwasser).	81
Abbildung 87:	Abschätzung der Zutrittsmenge im Karsttrichter.	81
Abbildung 88:	Beziehung Tagesmittel Gesamtabfluss am Pegel zu den mit den beiden Isotopen	
0	berechneten Karstwasserabflüssen für die drei Probenahmezeitnunkte	82

Abbildung 89:	Durch lineare Regression mit den Gesamtabflüssen am Pegel simulierte mittlere Monatsmittel und Jahresmittel der Quellschüttung aus dem Trichter (Zeitraum 1953 – 2013).	83
Abbildung 90:	Start des Tauchgangs in den Trichter.	84
Abbildung 91:	Gerundete Gerölle und lebender Seesaibling am Grund des Trichters (Quelle: Tauchfilm von M. SCHAFHEUTLE 2012)	84
Abbildung 92:	Karrenbildungen an der Trichterwand (Quelle: Tauchfilm von M. SCHAFHEUTLE 2012)	85
Abbildung 93:	Beziehung zwischen Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalt aus den Daten und aus den Isotopenwerten zur Bestimmung der LEL für den Klopeinersee. $x_L = E/I \sim 0.5$ wurde	
Abbildung 94:	aus der Wasserbilanz ermittelt. Einfluss der Vegetation auf die Ankunft von Isotopensignalen des versickernden Niederschlagswassers in der gesättigten Zone: Ergebnis von Markierungsversuchen bei zwei Lysimetern (eines bepflanzt, eines brach) der Lysimeterstation Wagna (Leibnitzer Feld). Bewässerungs- und Niederschlagsmengen (P) sowie Basisabfluss aus den beiden	88
Abbildung 95:	Lysimeterbehältern, (a) bepflanzt, (b) brach; Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte des Basisabflusses, (c) bepflanzt, (d) brach (RANK & PAPESCH 1994) Verwendung des Isotopensignals von Flüssen für die Beweissicherung beim Bau von Flusskraftwerken: Herkunft des Wassers im Horizontalfilterbrunnen II in Goldwörth/Hagenau (Wasserversorgung der Stadt Linz): Unterscheidung zwischen infiltriertem Donauwasser und aus lokalen Niederschlägen gebildetem Grundwasser	90
Abbildung 96:	mit Hilfe von Isotopenuntersuchungen (RANK 1989). Auswirkung eines Be- und Entwässerungssystems: Bestimmung der Herkunft des Grundwassers im Bereich des Gießganges beim Donaustau Greifenstein mit Hilfe von	91
Abbildung 97:	Trennung von Abflusskomponenten für ein Niederschlagsereignis auf der Basis von Sauerstoff-18-Daten bei der Wasseralmquelle (Karstquelle, Schneealpe; RANK et al. 2006).	92
Abbildung 98:	Fischa-Dagnitz-Quelle in der Mitterndorfer Senke, südliches Wiener Becken (südlicher Ouellaustritt, 2006), Niederösterreich.	93
Abbildung 99:	Langzeitisotopensignal im Grundwasser: Zeitreihen des Sauerstoff-18-Gehaltes von Niederschlag (Station Gloggnitz) und Fischa-Dagnitz-Quelle 1971–73 (Südliches Wiener Becken, RANK et al. 2016)	94
Abbildung 100): Kiesgrube Obersiebenbrunn im Marchfeld: Profil durch einen Grundwasserleiter. Das Marchfeld ist ein Beispiel für Porengrundwasserköper mit stark durchlässigen Sedimenten.	95
Abbildung 101	I: Grundwassermessstelle in Lech, Vorarlberg	96
Abbildung 102	2: Pulkau, Niederösterreich. Der Fluss entspringt im Waldviertel und durchströmt anschließend das nördliche Weinviertel	97
Abbildung 103	3: Verkarstetes Gestein am Warscheneck, Oberösterreich	98
Abbildung 104	4: Mittlere Verweilzeiten der Grundwässer bei den ausgewählten Messstellen im Grundwasserkörper Grazer Feld [MUR]	99
Abbildung 105	5: Mittlere Verweilzeiten der Grundwässer bei den ausgewählten Messstellen im Grundwasserkörper Weinviertel [DUJ]	.100
Abbildung 106	6: Mittlere Verweilzeiten der Grundwässer bei den ausgewählten Messstellen im Grundwasserkörper Weinviertel [MAR]	.100
Abbildung 107	7: Mittlere Verweilzeiten der Grundwässer bei den ausgewählten Messstellen im Tiroler Anteil des Grundwasserkörpers Zentralzone [DBJ]	.101
Abbildung 108	8: Schematische Darstellung der hydrogeologischen und isotopenhydrologischen Verhältnisse am (a) Ost- und (b)Westufer des Neusiedlersees (Sauerstoff-18-Werte aus dem Zeitraum 1980–1985; BOROVICZÉNY et al. 1992)	102
Abbildung 109	9: Charakteristische Unterschiede der Wässer des Neusiedlerseegebietes im Sauerstoff- 18-Gehalt und in dessen zeitlichem Verlauf (BOROVICZÉNY et al. 1992).	. 104
Abbildung 110): Herkunft von Brunnenwässern im Neusiedlersee-Gebiet: Zeitliche Änderung von Leitfähigkeit, Tritium- und Sauerstoff-18-Gehalt im Brunnen103 (Neusiedl) während einer länger andauernden Wasserentnahme (RANK 1989).	.104

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 111: "Kochbrunnen" im Neusiedlersee bei Rust (17.01.1985). Die Eis-Dicke betrug zu	
diesem Zeitpunkt ungefähr 25 cm. Deutlich sind die aufsteigenden Gasblasen zu erkennen (RANK et al 1985)	105
Abhildung 112: Beziehung zwischen Deuterium-und Sauerstoff-18-Gehalt für Ruster Kochbrunnen"	. 105
Neusiedlersee Ouellen und Wulka im Jänner 1985 (RANK et al. 1985)	105
Abbildung 113: Stinkersee, Niederösterreich - ein Beispiel für die einzigartigen Salzlebensräume des	
Seewinkels. Salzlacken entstehen in enger Interaktion mit dem Grundwasser und	
zeichnen sich durch einen außergewöhnlichen Chemismus aus.	.106
Abbildung 114: Beziehung Seehöhe zu Sauerstoff-18-Gehalt (δ^{18} O) in den Einzugsgebieten der	
Oberflächengerinne und ausgewählten Quellen (Mittelwert und Standardabweichung)	
verglichen zum Niederschlag (geschätztes Jahresmittel 2007 mit angenommener	
Fehlerbreite der Schätzung von $\pm 0,1$ ‰). Modifiziert nach BENISCHKE et al. (2010)	.108
Abbildung 115: Konzept der Entwässerungsrichtungen (violette Pfeile) im Kaisergebirge, hinterlegt	
mit der hydrogeologisch bewerteten Geologie sowie Verteilung der Abflussmessstellen	
(rote Dreiecke) mit zugehörigen orografischen Einzugsgebieten (schwarze Polygone)	
und Quellen (dunkelviolett) (modifiziert nach BENISCHKE et al. 2010)	.109
Abbildung 116: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des Steirischen	
und Westpannonischen Beckens mit Temperaturen < 20 °C	.111
Abbildung 117: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des Steirischen	
und Westpannonischen Beckens mit Temperaturen > 20 °C	.112
Abbildung 118: Sauerstoff-18 und Chlorid-Korrelation von Tiefengrundwässern des Steirischen und	
Westpannonischen Beckens mit Temperaturen > 20 °C. Eingetragen ist die	
Mischungslinie zwischen dem SMOW und Recharge-Wasser mit einem δ ¹⁰ O-Wert von	
-10,5 ‰	
Abbildung 119: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des	114
Abbildung 120. Deutenium und Schennetz ff 19. Kompletien von Tiefen num deutenium de	.114
Abbildung 120: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tietengrundwassern des Oberästermeishischen Melasschestens mit Temperaturen ≥ 20 °C	115
Abbildung 121: Doutarium und Chlorid Korrelation von Tiefongrundwössern des	.113
Additional 121. Deuterium - und Chiofid-Konenanit Tomparaturan > 20 °C. Eingetragen ist die	
Mischungslinie zwischen dem SMOW und Becharge-Wasser mit einem δ^{18} O-Wert von	
-10.5 %	115
Abbildung 122: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern des Wiener	
Beckens mit Temperaturen > 20 °C (Daten aus ELSTER et al. 2016)	116
Abbildung 123: Deuterium- und Chlorid-Korrelation von Tiefengrundwässern des Wiener Beckens	
mit Temperaturen > 20 °C. Eingetragen sind die Mischungslinien zwischen dem V-	
SMOW und Recharge-Wasser mit einem δ^{18} O-Wert von -10.5 bzw13 ‰.	.117
Abbildung 124: Deuterium- und Sauerstoff-18-Korrelation von Tiefengrundwässern der Alpen mit	
Temperaturen > 20 °C (Ausnahme Kaprun Th 1; Daten nach ELSTER et al. 2016)	.118
Abbildung 125: Deuterium- und Chlorid-Korrelation von Tiefengrundwässern der Alpen mit	
Temperaturen > 20 °C. Eingetragen sind die Mischungslinien zwischen dem V-SMOW	
und Recharge-Wasser mit einem δ^{18} O-Wert von -13 bzw15 ‰	.118
Abbildung 126: Versuchsdeponie Breitenau mit drei Versuchsfeldern, Gassammelstation und	
Pumpenhaus, Niederösterreich	.119
Abbildung 127: Verlauf des Tritiumgehaltes des Sickerwassers an der Basis des Müllkörpers in Feld	
III der Hausmüll-Versuchsanlage Breitenau (RANK & PAPESCH 1997)	120
Abbildung 128: Verlauf des Tritiumgehaltes unter der mineralischen Basisdichtung im Feld I der	
Hausmüll-Versuchsanlage Breitenau (RANK & PAPESCH 1997)	.120
Abbildung 129: Zeitlicher Verlauf des Deuteriumgehaltes im Sickerwasser und des Kohlenstoff-13-	
Gehaltes des gelösten anorganischen Kohlenstoffs an der Basis des Müllkörpers in Feld	
I (m = Beginn der Methanphase). Neben der Langzeitabhängigkeit von der	
Methanproduktion zeichnet sich im Deuteriumgehalt deutlich der kurztristige Einfluss	101
von inflittrierendem Niederschlagswasser ab (KANK et al. 1995)	.121
Autonuung 150. Bezienung zwischen Deuternum- und Sauerston-18-Genalt der Mullsickerwasser an der Dasis des Müllkärpers in Fald I mit eingetrogener Miederschlasserender (DANU 9-	
UCI DASIS UCS MUNIKOLPEIS III FEIU I IIII EIIISEUASEITEI NIEUEISEITASSETAUEII (KAINK & DADESCH 1007)	101
rArLoUII 177/) Abbildung 131: Desterze em Großglockner Kärnten	121
voondung 191. 1 asterze am Orobgrochief, Kalineli.	.144

Abbildung 132: Zeitlicher Verlauf des Tritiumzerfalls und Helium-3-Bildungim Grundwasser (links,	
schematische Darstellung). Verlust von Helium-3 in der ungesättigten Zone (rechts)	123
Abbildung 133: Österreichisches Messnetz für Isotope im Niederschlag und in Oberflächengewässern	
(ANIP), (Stand 11.09.2016).	124

13 KONTAKTINFORMATIONEN ZU DEN AUTORINNEN UND WEITEREN MITARBEITERINNEN

Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus

Abteilung IV/3: Nationale und internationale Wasserwirtschaft Postanschrift: Stubenring 1, 1010 Wien Besuchsadresse: Marxergasse 2, 1030 Wien E-Mail: service@bmnt.gv.at Tel.: +43-1-71100-7130

Dr. Rudolf Philippitsch Tel.: +43-1-71100-607118; rudolf.philippitsch@bmnt.gv.at

Umweltbundesamt

Spittelauer Lände 5, 1090 Wien E-Mail: office@umweltbundesamt.at Tel.: +43-1-31304

Mag. Franko Humer Tel.: +43-1-31304-3470; franko.humer@umweltbundesamt.at

Dipl. Geoök.ⁱⁿ Uta Wemhöner Tel.: +43-1-31304-3592; uta.wemhoener@umweltbundesamt.at

Dr.ⁱⁿ Heike Brielmann Tel.: +43-1-31304-3546; heike.brielmann@umweltbundesamt.at

DI Johannes Grath Tel.: +43-1-31304-3510; johannes.grath@umweltbundesamt.at

JR-AquaConSol GmbH, ein Unternehmen der JOANNEUM RESEARCH

Steyrergasse 21, 8010 Graz E-Mail: office@jr-aquaconsol.at Tel.: +43 316 384545 0

Till Harum till.harum@jr-aquaconsol.at

Dipl. Chem. Dr. Albrecht Leis albrecht.leis@jr-aquaconsol.at

Mag. Dr. Andreas Dalla-Via andreas.dalla-via@jr-aquaconsol.at

Dipl.-Ing. Dr. Christian Reszler christian.reszler@jr-aquaconsol.at

Austrian Institute of Technology GmbH (AIT)

Konrad Lorenz Straße 24, 3430 Tulln Tel.: +43(0) 50550-3615

Dr. Stefan Wyhlidal stefan.wyhlidal@ait.ac.at

Dipl.-Ing.ⁱⁿ Katharina Schott katharina_schott@gmx.at

Geoteam - Technisches Büro für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt Ges.m.b.H.

Bahnhofgürtel 77, 8020 Graz office@geoteam.at Tel.: +43 316 269 269 - 0

Univ.-Prof. Dr. Johann E. Goldbrunner goldbrunner@geoteam.at

Universität Wien, Erdwissenschaftliches Zentrum

Althanstraße 14, 1090 Wien

Hon.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Dieter Rank dieter.rank@univie.ac.at

Univ.-Doz. Dr. Martin Kralik martin.kralik@univie.ac.at

Technische Universität Graz, Institut für Angewandte Geowissenschaften Rechbauerstraße 12, 8010 Graz

Dr. Ralf Benischke ralf.benischke@tugraz.at

BUNDESMINISTERIUM FÜR NACHHALTIGKEIT UND TOURISMUS