



Der Einfluss der Pflanzen auf die Isotopenzusammensetzung des Abflusses in Einzugsgebieten

Diplomarbeit

Katharina Walter



April 2010

Der Einfluss der Pflanzen auf die Isotopenzusammensetzung des Abflusses in Einzugsgebieten

Diplomarbeit

von

Katharina Walter



ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT FREIBURG

INSTITUT FÜR HYDROLOGIE

Betreuer:

Dr. Christoph Külls Prof. Dr. Markus Weiler

Abgabetermin: 07.04.2010

Ehrenwörtliche Erklärung

Ich versichere hiermit, dass ich meine Diplomarbeit mit dem Thema

Der Einfluss der Pflanzen auf die Isotopenzusammensetzung des Abflusses in Einzugsgebieten

selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Freiburg, 07.04.2010

Erweiterte Zusammenfassung

Seit vielen Jahrzehnten stehen der Hydrologie für die Untersuchung von Prozessen im Wasserkreislauf die Analyse der stabilen Isotope Deuterium (²H bzw. D) und Sauerstoff-18 (¹⁸O) zur Verfügung. Dabei wird weitestgehend davon ausgegangen, dass Pflanzen keinen Einfluss auf die Anwendung von Isotopenmethoden haben, d. h. die Isotopensignatur im Wasser nicht verändern.

Jedoch sind in der Biologie von ökologischer und pflanzenphysiologischer Seite her Prozesse bekannt, die das Potential besitzen, eine Änderung des Isotopensignals im Abfluss hervorzurufen. Die Integration dieser Erkenntnisse aus der Biologie in ein hydrologisches Konzept trägt zu einem erweiterten Systemverständnis bei und kann damit die Vorhersagen über den Isotopengehalt im Grundwasser und im Abfluss verbessern.

Diese Arbeit geht nun der Frage nach, ob Pflanzen einen Einfluss auf das Isotopensignal im Abfluss von Einzugsgebieten haben.

Durch eine Literaturstudie wurden verschiedene pflanzeninduzierte Prozesse identifiziert, die Potentiell einen Einfluss auf die Isotope im Wasser ausüben können.

Die Recherche ergab acht Prozesse, die für eine nähere Betrachtung in Frage kamen. Diese Prozesse können aufgrund ihrer Prozessmechanismen in vier Effektgruppen unterteilt werden: Redistribution Effects, Selection Effects, Leakage Effekts und Uptake Effects.

Mittels eines einfachen Modells sollte quantitativ überprüft werden, welche der gefundenen pflanzenassoziierten Isotopeneffekte letztendlich das Potential haben, das Isotopensignal im Abfluss von Einzugsgebieten zu verändern.

Als Modell wurde ein einfaches Speichermodell gewählt, bei dem die Prozesse über einzelne Module realisiert wurden, die auf einem Grundmodell aufgebaut sind. So war es möglich, die Prozesse isoliert auf ihr WirkungsPotential hin zu untersuchen.

Die Ergebnisse des Modells lassen den Schluss zu, dass sechs der gefundenen Prozesse einen Einfluss auf das Isotopensignal im Abfluss ausüben können. Die Modelldurchläufe zeigen für die Prozesse eine Wertespannweite der mengengewichtete Mittel von -8,75 ‰ bis -7,75 ‰ δ^{18} O und -59,35 ‰ bis -52,65 ‰ δ^{2} H für die Isotopen im Abfluss. Die maximale Anreicherung betrug -0,42 ‰ δ^{18} O durch Auskämmen von Nebel und -2,73 ‰ δ^{2} H durch Snow Interception Enrichment. Eine maximale Abreicherung in den mengengewichteten Mitteln zeigte die Tiefenselektive Wasserentnahme mit 0,58 ‰ δ^{18} O und 3,97 ‰ δ^{2} H gegenüber dem mengengewichteten Mittel des Niederschlagsinput. In der Literatur wird von einer Anreicherung im Gewässer durch Snow Interception Enrichment von bis zu 2,0 ‰ δ^{18} O berichtet. Diese Ergebnisse aus Literatur und Modelldurchläufen legen nahe, dass Pflanzen je nach Pflanzenart, Standortbedingungen und meteorologischen Umgebungsgrößen durch verschiedene Prozesse einen Einfluss auf das Isotopensignal im Abfluss haben können.

Extended Summary

In hydrology the analysis of the stabile isotopes deuterium (²H or D respectively) and oxygene-18 (¹⁸O) have been available for process research within the hydrological circle for many decades. In doing so, it is assumed as far as possible that plants do not have any influence on application of isotopic methods, i. e. do not modify the isotopic signature in water.

However, in biology processes are known from ecologic and plant-physiological aspects that have the capability to modify the isotopic signal in the run-off. By integrating this knowledge from biology into a hydrological concept, this contributes to an advanced grasp of the system and can for this reason enhance the forecast of the isotopic level in ground water and run-off.

This thesis investigates, whether plants do have an influence on the isotopic signal within the run-off of catchment areas.

Distinct plant-induced processes which potentially may excert influence on the isotopes in water were indentified through literature survey.

The survey revealed eight processes which came into consideration for closer examination. Due to their process mechanisms, those processes can be classified into four effect groups: Redistribution Effects, Selection Effects, Leakage Effects und Uptake Effects.

Using a simple model, it had to be reviewed quantitatively, which of the found plantassociated isotope effects eventually have the potential to modify the isotope signal of catchment run-off.

A simple bucket model has been chosen, in which processes have been realized via constituent modules that are built-on a basic model. Thus, it was possible to determine the processes isolated on their effectiveness.

The model's achievements lead to the conclusion that six of the found processes may have an influence on the isotopic signal in the run-off. The model runs display a data range from -8,75 ‰ to -7,75 ‰ δ^{18} O and -59,35 ‰ to -52,65 ‰ δ^{2} H for the processes for the isotopes in the run-off. The maximum enrichment amounted to -0,42 ‰ δ^{18} O through fog drip and to -2,73 ‰ δ^{2} H through Snow Interception Enrichment. A maximum depletion in the volume weighted means revealed the root water extraction from distinctive depths with 0,58 ‰ δ^{18} O and 3,97 ‰ δ^{2} H in contrast to the volume weighted means of the precipitation input. In the literature it given an account of an enrichment up to 2,0 ‰ δ^{18} O in the run-off through Snow Interception Enrichment. These results from the literature and the model runs suggest that plants, depending on the plant species, habitat conditions and surrounding meteorological parameters, may have an influence on the isotopic signal in the run-off through different processes.

Danksagung

An erster Stelle möchte ich Herrn Dr. C. Külls und Herrn Prof. Dr. M. Weiler für die Vergabe dieses äußerst interessanten Diplomarbeitsthemas und die umfangreiche Betreuung danken.

Insbesondere möchte ich mich bei Herrn Dr. C. Külls für die vielen Stunden bedanken, die er sich für die Auswahl des Themas und im weiteren Verlauf der Arbeit immer wieder für die Besprechung der Arbeit Zeit genommen hat. In all den Monaten der Bearbeitung konnte ich mich immer mit meinem Thema identifizieren und mich immer wieder aufs Neue dafür begeistern.

Das Leben nimmt keine Rücksicht auf Diplomarbeiten und so musste ich mich während meiner Arbeit von zwei mir nahestehenden Menschen für immer verabschieden.

Sehr dankbar bin ich für das mir in dieser Zeit von meinen beiden Betreuern entgegengebrachte Verständnis und die Unterstützung, die ich erfahren durfte. In diesem Zusammenhang möchte ich auch Frau C. Hauger danken.

Wirkliche Freunde erkennt man in Zeiten der Not. Deshalb geht mein Dank an Thomas Jauß und Robin Weber, nicht nur wegen der technischen Hilfe bei den Grafiken und den vielen geduldigen Diskussionen und Gedankenanstößen, sondern vor allem auch für echten Trost und einfach-da-sein-wenn`s-drauf-ankommt.

Deborah Zwilling möchte ich danken für das kritische Korrekturlesen unterschiedlicher Manuskriptteile und viele hilfreiche Tipps – selbst über weite Distanzen hinweg.

Auch wenn er hier am Ende der Liste genannt wird, so hat er doch bei weitem nicht das Wenigste dazu beigetragen, um mich bei meiner Arbeit zu unterstützen: Danke Matthias Gimbel für das (Um)Sorgen, das Mitleiden, Begleiten und Unterstützen durch all die Höhen und Tiefen in der Zeit dieser Arbeit.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Ehrenwörtliche ErklärungIII		
1 1.1 1.2	Einleitung Motivation Forschungsfrage	. 1 1 3
2 2.1	Pflanzen und Wasserisotope Grundlagen	.4 4
2.2	Pflanzeneffekte auf Wasserisotope2.2.1 Redistributon Effects2.2.2 Selection Effects2.2.3 Leakage Effects2.2.4 Uptake Effects	. 8 12 14 23 28 30
3	Aufbau Konzeptmodell	32
3.1	Perzeptionelles Modell	32
3.2	S 2 1 Grundmodell	35 35
	3.2.2 Module	37
3.3	Setup für den Modelldurchlauf	43
	3.3.1 Daten	43 44
	3.3.3 Annahmen für Modelldurchlauf	45
4	Eraebnisse	47
4.1		
	Ergebnisse Grundmodell	47
4.2	Ergebnisse Grundmodell Ergebnisse Redistribution Effects	47 49
4.2	Ergebnisse Grundmodell Ergebnisse Redistribution Effects 4.2.1 Hydraulic Redistribution 4.2.2 Tiefenselektive Wasserentnahme	47 49 49 60
4.2	Ergebnisse Grundmodell Ergebnisse Redistribution Effects 4.2.1 Hydraulic Redistribution 4.2.2 Tiefenselektive Wasserentnahme 4.2.3 Taprooting	47 49 60 67
4.2 4.3	Ergebnisse Grundmodell Ergebnisse Redistribution Effects	47 49 60 67 68
4.2 4.3	Ergebnisse Grundmodell Ergebnisse Redistribution Effects	47 49 60 67 68 68 73
4.2 4.3	Ergebnisse Grundmodell Ergebnisse Redistribution Effects	47 49 60 67 68 68 73 78
4.2 4.3 4.4	Ergebnisse Grundmodell. Ergebnisse Redistribution Effects . 4.2.1 Hydraulic Redistribution	47 49 60 67 68 73 78 83 83
4.24.34.44.5	Ergebnisse Grundmodell Ergebnisse Redistribution Effects	47 49 60 67 68 73 78 83 83 84
4.24.34.44.5	Ergebnisse Grundmodell. Ergebnisse Redistribution Effects . 4.2.1 Hydraulic Redistribution . 4.2.2 Tiefenselektive Wasserentnahme . 4.2.3 Taprooting Ergebnisse Selection Effects. 4.3.1 Throughfall Enrichment . 4.3.2 Snow Interception Enrichment. 4.3.3 Auskämmen von Nebel/Fog Drip . Ergebnisse Leakage Effects . 4.4.1 Leaf Enrichment . Ergebnisse Uptake Effects . 4.5.1 Wurzelfraktionierung .	47 49 60 67 68 68 73 78 83 83 83 84 84
 4.2 4.3 4.4 4.5 4.6 	Ergebnisse Grundmodell. Ergebnisse Redistribution Effects . 4.2.1 Hydraulic Redistribution . 4.2.2 Tiefenselektive Wasserentnahme . 4.2.3 Taprooting Ergebnisse Selection Effects . 4.3.1 Throughfall Enrichment . 4.3.2 Snow Interception Enrichment . 4.3.3 Auskämmen von Nebel/Fog Drip . Ergebnisse Leakage Effects . 4.4.1 Leaf Enrichment . Ergebnisse Uptake Effects . 4.5.1 Wurzelfraktionierung . Synthese . 4 6 1 Literaturrecherche	47 49 49 60 67 68 73 83 83 84 89 89
 4.2 4.3 4.4 4.5 4.6 	Ergebnisse Grundmodell. Ergebnisse Redistribution Effects	47 49 49 60 67 68 67 78 83 83 83 84 89 90
 4.2 4.3 4.4 4.5 4.6 	Ergebnisse Grundmodell. Ergebnisse Redistribution Effects	47 49 49 60 67 68 68 73 78 83 83 84 89 90 9
 4.2 4.3 4.4 4.5 4.6 5 5.1 	Ergebnisse Grundmodell. Ergebnisse Redistribution Effects	47 49 49 60 67 68 68 73 83 83 84 89 90 93 93
4.2 4.3 4.4 4.5 4.6 5 5.1	Ergebnisse Grundmodell. Ergebnisse Redistribution Effects 4.2.1 Hydraulic Redistribution 4.2.2 Tiefenselektive Wasserentnahme 4.2.3 Taprooting Ergebnisse Selection Effects 4.3.1 Throughfall Enrichment 4.3.2 Snow Interception Enrichment 4.3.3 Auskämmen von Nebel/Fog Drip Ergebnisse Leakage Effects 4.4.1 Leaf Enrichment Ergebnisse Uptake Effects 4.5.1 Wurzelfraktionierung Synthese 4.6.1 Literaturrecherche 4.6.2 Modellergebnisse Diskussion Ergebnisse aus der Literaturrecherche 5.1.1 Redistribution Effects	47 49 49 60 67 68 68 73 83 83 83 84 89 90 93 93 93

5.2	Modellergebnisse5.2.1 Grundmodell5.2.2 Redistribution Effects5.2.3 Selection Effects5.2.4 Uptake EffectsSynthese	
6	Ausblick	105
Que	llenverzeichnis	107
Anha	ang	116
Anla	ige 1: Zusammenstellung der Eingangswerte für das G	Grundmodell117

Liste der Symbole und Abkürzungen

α	Fraktionierungsfaktor
α·N	Direktabfluss
δ	Abweichung eines Isotopenverhaltnisses von einem Standard [‰]
Δ	Isotopische Separation
¹⁶ O	Sauerstoff-16
¹⁸ O	Sauerstoff-18
² H	Deuterium
А	Speicherausfluss
с	Exponentialkonstante
CO ₂	Kohlenstoffdioxid
D	Deuterium
DA	Direktabfluss
Е	Evaporation
FD	Fog Drip/Auskämmen von Nebel
FK	Feldkapazität
GM	Grundmodell
GMWL	Global Meteoric Water Line
GNIP	Global Network of Isotopes in Precipitation
GW	Grundwasser
HR	Hydraulic Redistribution
Ι	Interzeption
Ι	Input
IAEA	International Atomic Energy Agency

К	Kelvin
KS	Kapillarsaum
LMWL	Lokal Meteoric Water Line,
MWL	Meteoric Water Line
Ν	Niederschlag
Nf	Freier Niederschlag oder auch Freilandniederschlag
PV	Porenvolumen
PW	Perkolierendes Wasser
Q	Abfluss
R	Verhältnis vom schweren zum leichten Isotop
REdukt	Isotopenverhältnisse aus Edukten
RProdukt	Isotopenverhältnisse aus Produkten
S	Speichervolumen
SF	Stammabfluss
SF	Stem Flow
SIE	Snow Interception Enrichment
t	Zeitschritt
Т	Transpiration
TF	Throughfall
TFa	Abtropfender Niederschlag
TFf	Freier Throughfall
Тк	Temperatur [K]
TR	Taprooting
TSW	Tiefenselektive Wasserentnahme

VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
WF	Wurzelfraktionierung
WMO	World Meteorological Organization

Abbildungsverzeichnis

Se	ite

Abbildung 1: Der radiale Transport von Wasser und Nährsalzen in der Wurzel. Weg des Wassers: (a) apoplastisch, (b) symplastisch, (c) transzellulär. (Verändert nach Steuple 2002 und Nabors 2007) 10
Abbildung 2: Laubblatt mit Interzellularraum. Grün hinterlegt: mit flüssigem Wasser gefüllte Räume, nicht hinterlegt: Gasräume (Interzellularenluft und Außenluft). Rote Zahlenwerte geben die Wasserpotentiale an.
(Verändert nach STRASBURGER 2008)
Abbildung 4: Prinzip der Hydraulic Redistribution. (A) Wasseraufnahme aufgrund des Transpirationssogs tagsüber. (B) Hydraulic Uplift. (C) Reverse Hydraulic
Abbildung 5: Wurzelformen bei Bäumen (Beispiele). (A) Pfahlwurzel-, (B) Herzwurzel- und (C) Senkwurzelsysteme. Verändert, nach LARCHER (1994)
Abbildung 6: Verteilung des Wurzelsystems bei (a) Weizen (<i>Triticum aestivum</i>), (b) Gleditsia triacanthos und Sonnenblumen (<i>Helianthos annus</i> , ca. 3 Monate alt), Verändert nach Spassurger (2008)
Abbildung 7: Die Wurzeltiefen der drei Funktionalen Gruppen Bäume, Sträucher und krautigen Pflanzen, sowie Ackerpflanzen. Schmale Striche stellen die Standartabweichung dar. (Verändert nach Canapiu et al. 1996)
Abbildung 8: Maximale in der Literatur berichtete Wurzeltiefen, aufgeführt für die einzelnen Biome. (Zusammenstellung verändert nach CANADELL et al.
Abbildung 9: Aufteilung des freien Niederschlags (N _f) über Vegetationsflächen in Interzeption (I), Freiem Throughfall (TF _f), Stammabfluss (SF) und Abtropfendem Niederschlag (TF _a). (Eigener Entwurf, Bildgrundlage:
Abbildung 10: Perzeptionelles Modell der Pflanzenprozesse. Erläuterung: (SIE) Snow Interception Enrichment, (SF) Stem Flow, (TF) Throughfall, (FD) Fog Drip/Auskämmen von Nebel, (HR) Hydraulic Redistribution, (TSW) Tiefenselektive Wasserentnahme, (WF) Wurzelfraktionierung, (TR) Taprooting, (N _f) freier Niederschlag, (I) Interzeption, (DA) Direktabfluss, (PW) perkolierendes Wasser, (KS) Kapillarsaum, (GW) Grundwasser.(Quelle: Eigener Entwurf, Bildgrundlage: DENES 2001 [URL
1])
Abbildung 12: Schema des Transpirationsmodells aufbauend auf dem Grundmodell. Die Transpiration (T) wird auf alle Speicher gleich angewendet. (Eigene
Abbildung 13: Schema der Tiefenselektiven Wasserentnahme aufbauend auf dem Grundmodell. Entnahme des Wassers anteilig aus den Speichern:
Abbildung 14: Schema des Throughfallmodells, auf den Niederschlag (Eigene Darstellung.) 39
Abbildung 15: Schema des Fog-Drip-Modells, aufbauend auf dem Grundmodell. Der Fog-Drip (FD) ist eine eigenständige Inpugröße. (Eigene Darstellung.)40
Abbildung 16: Schema der Wurzelfraktionierung, aufbauend auf dem Grundmodell. Nur Veränderung der Deuteriumwerte. (Eigene Darstellung.)
Abbildung 17: Schema des Redistributionsmodells, aufbauend auf dem Grundmodell. Umverteilt wird Wasser aus dem Speicher mit dem maximalen Inhalt in
Abbildung 18: δ^2 H-Werte der Speicherinhalte der Speicher 1 bis 3 sowie des Niederschlags (Eigene Darstellung)
Abbildung 19: δ^{18} O-Werte der Speicherinhalte der Speicher 1 bis 3 sowie des Niederschlags. (Eigene Darstellung)

Abbildung	20:	Isotopenwerte des Abflusses und des Niederschlagsinputs. Schwarze
Abbildung	21:	Anzahl der in den Studien untersuchten Arten in den funktionellen Gruppen Bäume, Gräser/Ackerpflanzen, Sträucher und Krautige.
		(Figene Darstellung.)
Abbildung	22:	Menge des pro Nacht und Pflanze umverteilten Wassers in Prozent des am Tag transpirierten Wassers. (Eigene Darstellung.)
Abbildung	23:	Menge des pro Nacht und Pflanze umverteilten Wassers in Litern. Die Namen hinter der Autorenangabe sind die Gattungsnamen der
		untersuchten Pflanzen. (Eigene Darstellung.)53
Abbildung	24:	Lage der zur Hydraulic Redistribution durchgeführten Feldstudien auf der Weltkarte. (Roter Punkt: Studienort) (Eigene Darstellung,
Abbildung	25:	Verteilung der Studien zur Hydraulic Redistribution auf humide, semi-
		humide, semi-aride und aride Gebiete. (Eigene Darstellung)55
Abbildung	26:	Verteilung der Studien zur Hydraulic Redistribution auf die einzelnen Teilklimate nach Köppen. (A) Tropen, (B) Subtropen, (CI) Mittlere Breiten, Zahl bei A: (1) Kalttropen, (2) Warmtropen, Zahl bei B und C:
		(1) beckentinental (2) kentinental (3) maritim (Figure Darctellung) 55
Abbildung	27:	Isotopenwerte des Abflusses bei 10% Direktabfluss und zwischen 25 % und 60 % Umverteilungsanteil. (Schwarze Kreuze: Isotopenwerte
		Niederschlaginput). (Eigene Darstellung)
Abbildung	28:	Gewichtete Mittel der Isotopenwerte im Abfluss bei einem
		Umverteilungsanteil zwischen 25 % und 60 %. (Eigene Darstellung)60
Abbildung	29:	Werte der Isotopen im Abfluss Szenarien G1 und G2. (Eigene
Abbildung	30.	Warte der Icotopon im Abfluce Szonarion B1, B2 und CM (Figono
Abbildulig	50.	Darctellung) 63
Abbildung	31:	Mengengewichtete Mittel der Szenarien G1 bis B2 und GM. Schwarzer Punkt: mengengewichtetes Mittel der Isotopen im Niederschlag. (Eigene
		Darstellung)
Abbildung	32:	Werte der Isotopen im Abfluss Szenarien S1 bis S3 und GM. (Eigene Darstellung)
Abbildung	33:	Mengengewichtete Mittel der Szenarien S1 bis S3 und GM. Schwarzer Punkt: mengengewichtetes Mittel der Isotopen im Niederschlag. (Eigene
		Darstellung) 67
Abbildung	34.	Zusammenstellung der mittleren Anreicherungen aus den Studien
Abbildung	J - .	Ausgefüllte Zeichen: Nadelwald, leere Zeichen: Laubwald. (Eigene Darstellung, Daten Sayena (1986) aus DEWalle & Swistock (1994)) 69
Abbilduna	35:	Anreicherung des Throughfalls und des Stemflows im Monsunregenwald
J		(Wald) und unter den Bäumen einer Gummibaumplantage (Plantage).
	26	(Eigene Darstellung.)
Abbildung	36:	Lage der zum Throughfall Enrichment durchgeführten Feldstudien auf
		der Weltkarte. (Roter Punkt: Studienort) (Eigene Darstellung,
A la la : l al : un a	<u>л</u> .	Bildgrundlage: UKL 2.)
Abbildung	37:	Isotopenwerte im Abriuss für 1 %, 5 %, 10 %, 15 %, 20 % und 25 %
Abbildung	२ ०.	Interzeption. (Eigene Darsteilung)
Abbildung	50:	10 % 15 % 20 % und 25 % Interzention (Figene Darstellung) 73
Abbilduna	39:	Werte für die Anreicherung des Schnees durch Interzeption. *Wert der
,		Anreicherung im Gewässer und nicht im Schnee gemessen. (Figene
		Darstellung)
Abbildung	40:	Isotopenwerte im Abfluss für 30 % und 40 % Schneeinterzeption im
-		Winter. (Eigene Darstellung)77
Abbildung	41:	Mengengewichtete Mittel der Isotopen im Abfluss für 30 % und 40 %
		Schneeinterzeption im Winter. Schwarzer Punkt: Mengengewichtetes
		Mittel des Niederschlags (Eigene Darstellung)
Abbildung	42:	Isotopenwerte im Abfluss für 10 %, 20 %, 30 % und 40 %
Abbildume	17.	Nepermederschlag
Abbildung	43:	30 % und 40 % Nebelniederschlags. (Schwarzer Punkt:

	mengengewichtetes Mittel der Isotopen des Niederschlags [ohne Nebelniederschlag].)	83
Abbildung 44: 9	Separation Δ^2 H des Bodenwassers gegen das Xylemwassers der	
	Pflanzen in verholzten Xerophytenarten. (Eigene Darstellung.)	85
Abbildung 45: I	Die Verbreitung der in Ellsworth und Williams (2007) untersuchten	
	Pflanzenarten in den USA und Canada. (1) 12-15 Arten, (2) 8-11 Arten,	
	(3) 4-7 Arten und (4) 1-3 Arten heimisch. (Quelle: URL 3)	87
Abbildung 46: 1	Isotopenwerte im Abfluss für 7 ‰, 9 ‰, 11 ‰ und 13 ‰ Δ^2 H.	
	(Eigene Darstellung)	88
Abbildung 47: I	Mengengewichtete Mittel der Isotopenwerte im Abfluss für7 ‰, 9 ‰,	
	11 ‰ und 13 ‰ Δ^2 H. Schwarzer Punkt: mengengewichtetes Mittel des	
	Niederschlags (Eigene Darstellung)	89
Abbildung 48: 1	Isotopenwerte im Abfluss aller Prozesse. Bei in Tabelle dargestellten	
	Eingangsdaten. (Eigene Darstellung)	91
Abbildung 49: I	Maximale Werte der mengengewichteten Mittel der einzelnen Prozesse	
- 1	für δ^{18} O-Werte. (Eigene Darstellung)	92
Abbildung 50: I	Maximale Werte der mengengewichteten Mittel der einzelnen Prozesse	
-	für δ^2 H-Werte. (Eigene Darstellung)	92

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Zusammenstellung der Modellinputdaten. Niederschlag und Isotopenwerte. (Eigene Zusammenstellung)	43
Tabelle 2: Zusammenstellung der im Modell verwendeten Eingangsdaten und	
Parameter, dargestellt für das Grundmodell und die einzelnen Module. (Eigene Zusammenstellung.)	44
Tabelle 3: Zusammenstellung der Studien zur Hydraulic Redistribution. Angaben zuumverteiltem Wasser, Höhe, Niederschlag, Evaporation und Temperatur	
soweit in den Studien angegeben. (Eigene Zusammenstellung) Tabelle 4: Wasserentnahmeanteile für die verschiedenen Szenarien G1, G2, B1, B2 des Wasseraufnahmeverhaltens, S1 bis S3: Speicher eins bis drei	56
entsprechend. (Eigene Werte)	62
Tabelle 5: Wasserentnahmeanteile für den Modelldurchlauf mit Wasseraufnahme aus	65
Tabelle 6: Eingangsdaten für die Anreicherung des Throughfalls (Figene Werte)	05
Tabelle 7: Zusammenstellung einiger Werte für den Schneeinterzentionsverlust. Mit *	
gekennzeichnete Autoren zitiert in Lundberg & Haudin (2001)	75
Tabelle 8: Zusammenstellung der Eingangswerte für die Modelldurchläufe der	
Schneeinterzeption. (Eigene Zusammenstellung)	76
Tabelle 9: Zusammenstellung der Isotopenwerte im Nebelniederschlag, Niederschlag	
und Grundwasser (Eigene Zusammenstellung)	80
Tabelle 10: Eingangswerte der Isotopen des Nebelniederschlags. (Quelle: eigene	
Werte)	81
Tabelle 11: Separation Δ^2 H in verschieden Halophyten- und Glycophytenarten. (Werte	
aus LIN und STERNBERG 1993) (Eigene Darstellung.)	86
Tabelle 12: Potentielles Vorkommen der Prozesse in den verschiedenen	
Klimabereichen. (a) arid, (sa) semiarid, (sh) semihumid, (h) humid.	
(Eigene Zusammenstellung)	90

Seite

Anlagenverzeichnis	Seite
Anlage 1: Zusammenstellung der Eingangswerte für das Grundmodell	. 117

1 Einleitung

1.1 Motivation

"We suspect that a major reason why plants have not been considered more explicitly in catchment hydrology is because:

- *a) a lack of an easily applied method at the catchment scale, and*
- b) poor communication among hydrologists and forest tree biologists interested in hydrologic processes at the catchment level."

(KENDALL & MCDONNELL 1998)

Die Hydrologie beschäftigt sich mit Abschnitten des Wasserkreislaufs in unterschiedlicher zeitlicher und räumlicher Auflösung. Sowohl die globale Betrachtung des gesamten Wassers, wie auch eine Untersuchung der Versickerung von Wasser in einem Bodenmonolithen stellen einen Teil dessen dar.

An der Schnittstelle zwischen Atmosphäre und Boden spielen Pflanzen durch ihren Einfluss auf und Nutzung des Wassers eine bedeutsame Rolle im Wasserkreislauf. Dies wird deutlich, wenn man bedenkt, dass Pflanzen nahezu die gesamte Landoberfläche der Erde besiedeln, allein Wald und forstliche genutzte Flächen bedecken etwa 55 000 000 km² und damit etwa 37 % der nicht vom Meer bedeckten Erdoberfläche (DAWSON 1993; EMERMAN & DAWSON 1996).

Die Bewegung des Wassers durch das Boden-Pflanze-Atmosphäre-Kontinuum wird im hohen Maße durch verschiedenste Pflanzenprozesse beeinflusst. Pflanzen nehmen Wasser auf, verteilen es um, speichern es und geben es wieder ab – als Reaktion auf physiologische Stimulanz oder als Anpassung an die Bedingungen ihrer Umwelt.

Neben noch kleineren Skalen ist der Einfluss der Pflanzen vor allem auf der Skalenebene des Einzugsgebiets und bei seinem zugehörigen Abfluss zu beobachten. Um die Prozesse in Einzugsgebieten nachvollziehen zu können, stehen seit vielen Jahrzehnten der Hydrologie die Analyse der stabilen Isotope Deuterium (²H bzw. D) und Sauerstoff-18 (¹⁸O) zur Verfügung. Da sie Teile des Wassermoleküls sind, gelten sie als ideale Tracer (HERRMANN et al. 1990). Isotope werden darüber hinaus für vielfältige Untersuchung wie z. B. zur Abschätzung von Sickergeschwindigkeiten, Verweilzeiten des Grundwassers, Evaporationsraten und zur Erforschung der Fließbewegungen des Bodenwassers verwendet. Eine weitere weit verbreitete Anwendung finden Isotope bei der Bestimmung der Neubildungsraten des Grundwassers (BARNES & ALLISON 1988).

Die Verhältnisse der schweren und leichten Wasserisotope und ihre Veränderung durch physikalische Prozesse sind, da sie ein wichtiges Werkzeug in der Hydrologie sind, gut untersucht. Während das Verhalten der Isotope in der Atmosphäre und im Niederschlag sowohl gut bekannt und berechenbar, als auch gut messbar ist, ist es im Boden, im Grundwasser und im Abfluss zwar messbar, aber schlecht vorhersagbar.

Auch für die Biologie sind Isotopenmethoden interessant. Da durch einen Vergleich der Isotope im Boden- und Pflanzenwasser eine Methode besteht, die Herkunftstiefe des von den Pflanzen aufgenommenen Wassers zu bestimmen, beschäftigen sich auch Biologen mit den natürlichen Wasserisotopen und den mit ihnen verbundenen Prozessen im Boden (MOONEY et al. 1980; SANCHEZ-PEREZ et al. 2008).

Auf dem Weg des Wassers vom Niederschlag zum Grundwasser und Abfluss wirken Pflanzen- und Bodenprozesse auf die Isotopen ein. Auch wenn in der Hydrologie weitestgehend davon ausgegangen wird, dass Pflanzen keinen Einfluss auf die Anwendung von Isotopenmethoden haben, sind Veränderungen der isotopischen Zusammensetzung des Wassers durch Pflanzen in der Biologie bekannt. Vor allem von ökologischer und pflanzenphysiologischer Seite her wurden die Auswirkungen von Pflanzen auf Isotope in zahlreichen Studien untersucht. Was jedoch bis heute noch nicht vollständig durchgeführt wurde, ist die Integration dieser Erkenntnisse in das hydrologische Prozessverständnis. Besonders die Bedeutung der Pflanzen für die Bildung eines Isotopensignals im Abfluss auf Einzugsgebietsebene ist noch zu klären (KENDALL & MCDONNELL 1998).

Das Verstehen pflanzeninduzierter Prozesse trägt also zu einem besseren Systemverständnis bei und kann zu einer Verbesserung der Vorhersagen über den Isotopengehalt im Grundwasser und Abfluss führen.

1.2 Forschungsfrage

Isotopen sind seit langem ein wichtiges Werkzeug, um ein detailliertes Verständnis von den Prozessen zwischen der Erdoberflache, dem Grundwasser und dem Abfluss von Einzugsgebieten zu erhalten (u.a. ZIMMERMANN et al. 1967, FONTES et al. 1986).

Es ist bekannt, dass die Bewegung des Wassers durch das Boden-Pflanze-Atmosphäre-Kontinuum und seine Verteilung in Raum und Zeit im hohen Maße durch verschiedenste Pflanzenprozesse beeinflusst wird. Unbekannt ist jedoch bis jetzt, wie stark Pflanzen die Isotopensignale in hydrologischen Teilsystemen verändern können.

Der Abfluss eines Einzugsgebiets integriert sämtliche Prozesse – ober- und unterirdisch – von der Wasserscheide bis zum Gebietsauslass und ist deshalb ein wichtiger Untersuchungsgegenstand der Hydrologie.

Ein besseres Verständnis pflanzeninduzierter Isotopenprozesse und ihrer Einordnung in das hydrologische Systemverständnis ermöglicht es, eine Verbesserung der Vorhersagen des Isotopengehalts im Abfluss zu erzielen

Das Ziel dieser Arbeit ist es, das in der Biologie vorhandene Wissen über die Isotopenverändernden Pflanzenprozesse in die Hydrologie zu übertragen. Mit diesem Wissen soll geklärt werden, ob Pflanzen einen Einfluss auf das Isotopensignal im Abfluss von Einzugsgebieten haben.

Um diese Frage zu klären, muss mit interdisziplinären Ansätzen gearbeitet werden. Zuerst sollen mit Hilfe einer intensiven Literaturstudie potenziell isotopenverändernde Pflanzenprozesse identifiziert werden. Diese sollen dann über ein einfach gehaltenes konzeptionelles Modell in ein hydrologisches Konzept eingebettet und qualitativ auf ihre Wirkung im Hinblick auf das Isotopensignal im Abfluss untersucht werden.

Gegenstand dieser Arbeit sind die schweren Wasserisotope ²H (Deuterium) und ¹⁸O (Sauerstoff-18), Tritium (³H) und Sauerstoff-17 (¹⁷O) werden in dieser Arbeit nicht untersucht.

Pflanzen können auf vielfältige Weise Einfluss auf die Wasserisotope nehmen. Ihr Einfluss kann passiver oder aktiver Natur sein. Sie nehmen passiv Einfluss, indem sie die physikalische Voraussetzung für die Veränderung liefern und aktiv, indem sie selbst durch physiologische Vorgänge eine Veränderung hervorrufen.

2.1 Grundlagen

2.1.1 Isotope

Umweltisotope gehören heute fest zum Repertoire der hydrologischen Untersuchungsmethoden. Da die Zusammensetzung der stabilen Isotope im Wasser durch verschiedene physikalische Prozesse bestimmt wird, haben Niederschlagswässer eine charakteristische Isotopensignatur. Diese Signatur, die auch durch spätere Prozesse verändert werden kann, wird als natürlicher Tracer verwendet, um Prozesse im Einzugsgebiet zu beobachten.

Isotopennotation

Die Variationen in der Anzahl der Neutronen in einem Element sind für die Unterschiede in der Masse (Atomgewichte) der Isotope eines Elements und den daraus bestehenden Moleküle verantwortlich. Zum Beispiel hat schweres Wasser ²H₂¹⁶O das Atomgewicht von 20 während "normales" Wasser ¹H₂¹⁶O ein Atomgewicht von 18 aufweist (CLARK & FRITZ 1997).

Umweltisotope werden meist als Verhältnis des häufigsten Isotopes zu einem anderen Isotop des gleichen Elements angegeben. Für Sauerstoff ist das das Verhältnis von ¹⁸O mit einer Abundanz (Häufigkeit) von 0,204 % zu ¹⁶O, das 99,796 % des terrestrischen Sauerstoffs ausmacht. Das heißt, das Verhältnis R ist dann (CLARK & FRITZ 1997):

$${}^{18}R = \frac{{}^{18}O}{{}^{16}O} = 0,00204$$

Bei der Messung im Labor wird, da es technisch aufwendig ist, die absoluten Werte zu ermitteln, gegen einen Standard gemessen und dadurch der Fehler mathematisch eliminiert. Gebräuchlicher ist es, das Verhältnis vom zu bestimmenden Isotopenverhältnis zum Standard zu berechnen und dann als Abweichung vom Standard, dem so genannten δ-Wert, in Promille anzugeben (CLARK & FRITZ 1997).

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\binom{18}{O}}{\binom{18}{O}}_{\text{Probe}} - 1\right) \cdot 1000 \,\% [STANDARD]$$

Um diese Werte vergleichbar zu machen, bezieht man sich im Allgemeinen weltweit auf den Isotopengehalt des Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) als Referenz (CLARK & FRITZ 1997).

Fraktionierung der Isotope

Isotopenfraktionierung kann als Austausch von Isotopen oder Molekülen mit seltenen Isotopen zwischen den verschiedenen Aggregatszuständen oder Molekülspezies oder entlang von Konzentrationsgradienten stattfinden. Die Austauschreaktion kann einfach als Austausch zwischen den beiden Reservoiren betrachtet werden (CLARK & FRITZ 1997).

Die Fraktionierung von Isotopen tritt in jeder thermodynamischen Reaktion aufgrund von Unterschieden in den Reaktionsgeschwindigkeiten der verschiedenen Molekülspezies auf. Das Ergebnis ist eine überproportionale Konzentration eines Isotops auf einer Seite der Reaktion. Ausgedrückt wird diese Tatsache über den Fraktionierungsfaktor α , der das Verhältnis der Isotopenverhältnisse aus Edukt und Produkt darstellt (CLARK & FRITZ 1997):

$$\alpha = \frac{R_{Edukt}}{R_{Produkt}}$$

Dieser Fraktionierungsfaktor gilt nur bei isotopischen Gleichgewichtsbedingungen und einer gegebenen Temperatur. Da die Fraktionierungseffekte eher klein sind, liegen die Werte für α in den meisten Systemen nahe eins (CRISS 1999).

Der Faktor α kann über folgende Formel berechnet werden:

$$10^3 \ln \alpha = a \left(\frac{10^6}{T_K^2}\right) + b \left(\frac{10^3}{T_K}\right) + c$$

wobei T_K für die Temperatur in Kelvin steht (CLARK & FRITZ 1997). Die Koeffizienten hängen vom betrachteten Isotop und Aggregatszustand ab. Für das System Wasser-Wasserdampf wurden von MAJOUBE (1971, zitiert in CLARK & FRITZ 1997) für Deuterium, z. B. folgende Koeffizienten bestimmt: a = 24,844; b = -76,248; c = 52,612. Weitere Werte können z. B. aus der Zusammenstellung von CLARK & FRITZ (1997) entnommen werden.

Die Fraktionierung von Isotopen ist stark von den Temperaturbedingungen während der Reaktion abhängig, da die Fraktionierung eine thermodynamische Reaktion ist. Der Fraktionierungsfaktor α nähert sich bei hohen Temperaturen der Zahl 1 an. Mit abnehmender Temperatur wird α von eins verschieden und es findet eine isotopische Trennung in Edukte und Produkte statt, da der Massenunterschied an Signifikanz gewinnt (CLARK & FRITZ 1997).

Ein weiterer Reaktionstyp, bei dem die Fraktionierung von Isotopen auftritt, ist die Diffusion von Atomen oder Molekülen entlang eines Konzentrationsgradienten. Dies kann sowohl die Diffusion durch ein anderes Medium, als auch die Diffusion von Gas in ein Vakuum sein. Die Fraktionierung wird im Fall der diffusiven Fraktionierung durch die Differenzen in den Diffusionsgeschwindigkeiten zwischen den Isotopen verursacht (CLARK & FRITZ 1997).

Isotopisches Gleichgewicht

Die Isotopenfraktionierung wird im Allgemeinen für Gleichgewichtsbedingungen (Equilibrium) betrachtet, für die verlässliche Fraktionierungsfaktoren berechnet oder experimentell bestimmet werden können. Für Equilibriumsbedingungen gelten bestimmte Voraussetzungen: Zum einen ist ein chemisches Gleichgewicht vorhanden, wenn die Reaktionsraten in beide Richtungen der Reaktion gleich sind. Zum anderen muss die Reaktion soweit in beide Richtungen fortgeschritten sein, dass genügend Zeit vergangen ist, um ein Equilibrium zwischen dem Reaktanden- und Produktreservoir zu erreichen. Dafür muss auch gewährleistet sein, dass beide Reservoire ausreichend durchmischt sind. Sind sie es nicht, existiert das Equilibrium nur für die augenblicklich entstandenen Edukte und Produkte in unmittelbarer Nähe zum Reaktionsort, wie zum Beispiel die Wasser-Luft-Grenzfläche beim Wasserdampf-Wasser-Equilibrium (CLARK & FRITZ 1997).

Die Global Meteoric Water Line – GMWL

Der Strom des Wasserdampfes vom Meer Richtung Land und ihre Rückkehr via Niederschlag und Abfluss gleicht – auf einer jährlichen Basis und auf einer globalen Skala – einem dynamischen Gleichgewicht (CLARK & FRITZ 1997). Innerhalb des bestehenden Wasserkreislaufs besteht eine signifikante Variabilität und da nur ca. 10 % der Feuchtigkeit, die vom Meer verdunstet, die Landoberfläche erreicht, könnte man eine beachtliche Variation in den Isotopen des terrestrischen Anteils des Wasserkreislaufs erwarten. Tatsächlich variieren die Evaporation über dem Meer, der Niederschlag, die Re-Evaporation, die Schnee- und Eisakkumulation und das Schmelzen, sowie der Abfluss über unterschiedliche klimatische Regime. Jeder Schritt im hydrologischen Kreislauf verändert die Anteile von ¹⁸O und ²H sowohl im zurückbleiben wie auch im weitertransportierten Wasser in den entsprechenden Teilabschnitten (CLARK & FRITZ 1997).

Bedenkt man die Komplexität des hydrologischen Kreislaufs, mag es überraschen, dass ¹⁸O und ²H sich überhaupt vorhersagbar verhalten. 1961 veröffentlichte H. CRAIG (zitiert in CLARK & FRITZ 1997) seine Beobachtung, dass δ^{18} O und δ^{2} H in Niederschlägen auf globaler Skala korrelieren. Aus dieser Erkenntnis heraus formulierte CRAIG das von ihm als <u>*Global Meteoric Water Line*</u> (GMWL) bezeichnete Verhältnis zwischen ¹⁸O und ²H in (jungen) Oberflächengewässern, welches durch folgende Formel definiert ist (CLARK & FRITZ 1997):

 δ^{2} H = 8 · δ^{18} O + 10 [‰]

CRAIGS GMWL ist global anwendbar und ist ein Mittelwert aus vielen lokalen und regionalen MWL (<u>Meteoric Water Lines</u>, auch <u>Lokal Meteoric Water Lines</u>, LMWL), die sich von der GMWL sowohl in der Steigung als auch im Deuteriuminterzept unterscheiden. Eine Schlüsselbeobachtung, die von CRAIG gemacht wurde war, dass isotopisch abgereichertes Wasser mit kalten Regionen assoziiert ist und angereicherte Wässer in warmen Regionen gefunden werden. Diese Aufteilung wurde bald als ein Werkzeug zur Charakterisierung der Grundwasserneubildungsbedingungen anerkannt ist und heute die Grundlage für viele hydrologische Studien bildet (CLARK & FRITZ 1997).

2.1.2 Pflanzen

Pflanzen benötigen Wasser zu mehreren Zwecken: als Lösungs- und Transportmittel, zur Aufrechterhaltung ihres Zellinnendrucks und damit insgesamt zur Aufrechterhaltung ihrer Stabilität. Darüber hinaus benötigen Pflanzen Wasser für die Photosynthese.

Der sogenannte Kormus ist der Morphetypus aller Farn- und Samenpflanzen (= Kormophyten). Er gliedert sich in die drei Organe: Sprossachse, Wurzel und Blatt. Sprossachsen und Wurzeln sind im typischen Fall unifacial (mit zu allen Seiten gleicher Oberfläche), im Querschnitt radiärsymmetrisch und theoretisch zu unbegrenztem Längenwachstum fähig (STRASBURGER 2008).

Dreidimensional betrachtet, bilden die Gewebe der Pflanzen die Form eines Zylinders. Der Zentralzylinder einer Wurzel oder einer Sprossachse wird als Leitbündel oder Stele bezeichnet. Diese bildet das Leitgewebesystem; ein durchlässiges Gewebesystem, das Wasser, Mineralien und Photosyntheseprodukte leitet und aus zwei komplexen Geweben besteht: Dem Xylem und dem Phloem. Das Xylem transportiert Wasser und Mineralstoffe von den Wurzeln zum übrigen Teil der Pflanze. Das Phloem transportiert Zucker und andere organische Nährstoffe – also die durch Photosynthese gewonnenen Assimilate – von den Blättern zu den übrigen Teilen der Pflanze. Während der Transpirationsstrom stets aufwärts gerichtet ist, wird die Richtung des Assimilattransports von den Orten des Bedarfs, den Senken, bestimmt. Das bedeutet, dass die Fließrichtung des Phloems bidirektional ist (STRASBURGER 2008).

Membranen und Zellwände

Zellen sind von einer Plasmamembran (Zellmembran) umgeben, die kontrolliert, was in die Zelle hinein gelangt oder diese verlässt. Die Plasmamembran besteht aus einer Phosphodoppellipidschicht, die die Membran selektiv durchlässig macht. Im Inneren der Zelle befindet sich die Zentralvakuole, die den Großteil einer voll entwickelten Pflanzenzelle einnimmt. Sie speichert Wasser und Stoffwechselprodukte, reguliert die Salzkonzentration und hilft bei der Aufrechterhaltung der Zellform. Die Membran der Vakuole wird als Tonoplast bezeichnet (STRASBURGER 2008).

Im Gegensatz zu tierischen Zellen haben Pflanzenzellen außerhalb der Plasmamembran eine Zellwand. Neben einer (primären) Zellwand, die alle Pflanzen ausbilden, bilden einige Zellen von holzigen Pflanzen eine dicke sekundäre Zellwand, die eine Struktur zwischen der primären Zellwand und der Plasmamembran darstellt. Diese Zellwände bestehen hauptsächlich aus langen Cellulosemolekülen und werden durch starre Moleküle, die Lignine, verstärkt (STRASBURGER 2008).

Wurzeln

Eine zentrale Funktion der Wurzel ist, neben der Verankerung im Boden und der Wasseraufnahme, die Extraktion und Aufnahme von mineralischen Ionen aus der Bodenlösung. Die Wurzel dringt mit ihren Wurzelhaaren in die Hohlräume des Bodens vor und kommt dort mit dem Kapillarwasser und mit Bodenkolloiden in Kontakt. Die Absorption des Wassers findet nur in den äußersten Wurzelspitzen statt und selbst bei großen Laubbäumen dient ein Großteil der Wurzeln dazu, Wurzelhaare an Stellen im Erdreich zu bringen, an denen ausreichend Feuchtigkeit und Nährstoffe vorhanden sind (NABORS 2007).

Der radiale Transport von Wasser und Nährsalzen quer durch die Wurzel kann durch die Wurzelhaare und die primäre Wurzelrinde von Zelle zu Zelle sowohl im Syplasten (b), entlang der Zellwände im Apoplasten (a), als auch transzellulär (c) erfolgen (siehe Abbildung 1 B). Der Apoplastische Wasser- und Nährstofftransport wird jedoch in den Radiärwänden der Endodermis durch den Caspry'schen Streifen unterbrochen. Der Caspary'sche Streifen erzwingt beim radialen Transport der Bodenlösung spätestens an der Endodermis eine Kontrolle durch den Membrantransport am Plasmalemma. (Abbildung 1 A) Beschreiben lässt sich der Caspary'sche Streifen als eine Art wachsartiger Gürtel aus Endodermin, ein dem Suberin ähnlicher Stoff, der sich im Inneren jeder Endodermiszelle befindet. Im sekundären Zustand ist der Caspary'sche Streifen nur noch durch einige Durchlasszellen symplastisch passierbar (NABORS 2007, STEUDLE 2000).

Grundlagen



Abbildung 1: Der radiale Transport von Wasser und Nährsalzen in der Wurzel. Weg des Wassers: (a) apoplastisch, (b) symplastisch, (c) transzellulär. (Verändert nach STEUDLE 2002 und NABORS 2007)

Da die Bodenlösung meist eine ungünstige Zusammensetzung und eine niedrige Konzentration an Ionen besitzt, ist der parallel zum Wassertransport ablaufende Ionentransport vom Boden in die Gefäße nicht nur selektiv, sondern auch akkumulativ. Dies erfordert einen hohen Aufwand an Energie, die durch Wurzelatmung bereitgestellt werden muss. Jenseits der Endodermis kann der Wasser- und Nährsalztransport prinzipiell weiter symplastisch oder erneut apoplastisch erfolgen, bis die Zellen des Xylemgewebes erreicht sind. Hier tritt das Wasser in die Xylembahnen ein und wird mit dem Transpirationsstrom in den oberirdischen Pflanzenkörper transportiert (NABORS 2007; STEUDLE 2000) (siehe Abbildung 1 A).

Transpiration und Blatt

Die Blätter einer Pflanze benötigen sowohl Wasser als auch Mineralstoffe, um Photosynthese betreiben zu können. Die Notwendigkeit für die Photosynthese, CO₂ aufnehmen zu müssen, führt dazu, dass die Pflanzen gezwungen sind, ihren Gasraum offen zu halten. Dadurch verliert die Pflanze kontinuierlich Wasser. Die zwangsläufige Kopplung von CO₂-Aufnahme und Wasserdampfabgabe – die Transpiration – verursacht einen unvermeidbaren Verlust von Wasser an die Atmosphäre, der durch Nachlieferung aus dem Boden ausgeglichen werden muss. Der Übertritt von Wassermolekülen aus der flüssigen Phase in die Gasphase erfolgt an allen Grenzflächen der Pflanze zur wasserdampfungesättigten Luft hin. Bei Kormophyten sind das zum einen die äußeren Sprossoberflächen, die meist zur Transpirationsreduktion cutinisiert (Cutin = Wachs) oder lignifiziert sind, zum anderen die Grenzflächen der Zellen im Kormusinneren zu den Räumen zwischen den Zellen (Interzellularen). Aus den Interzellularen diffundiert der Wasserdampf durch die Spaltöffnungen (Stomata) aus der Pflanze heraus, wobei er zunächst die Grenzschicht (eine dünne Schicht unbewegter Luft an der unmittelbaren Oberfläche der Pflanze) überwinden muss, bevor er in die freie Atmosphäre gelangt. Dort wird der Wasserdampf dann über Konvektion abtransportiert (Abbildung 2).



Abbildung 2: Laubblatt mit Interzellularraum. Grün hinterlegt: mit flüssigem Wasser gefüllte Räume, nicht hinterlegt: Gasräume (Interzellularenluft und Außenluft). Rote Zahlenwerte geben die Wasserpotentiale an. (Verändert nach STRASBURGER 2008) Die Cuticula ist die äußerste Schicht der Pflanze. Diese besteht aus Cutin, einem Wachs. Ihr molekularer Bau ist darauf ausgerichtet, den Austritt von Wasser zu verhindern. Der Anteil der cuticulären Transpiration entspricht deshalb auch an feuchten Standorten weniger als 10 % der Verdunstung einer freien Wasserfläche gleicher Größe. Bei Koniferennadeln und Hartlaub beträgt sie nur 0,5 %, bei Kakteen, die ihr gespeichertes Wasser schützen müssen, sogar nur 0,05 % der Evaporation. Jedoch sind Cuticulae an Stellen, an denen eine Durchlässigkeit benötigt wird, wie z. B. bei Drüsenzellen, porös oder rissig. Stark verdickte Cuticulae mit zusätzlichen Cuticularschichten lassen sich an ausdauernden Blättern und Sprossachsen von Pflanzen sehr trockener Standorte finden (STRASBURGER 2008).

Da ein lückenloser Abschluss der Pflanzenorgane mit Cutin oder Suberin nicht nur den Wasserdampfaustritt, sondern auch die Diffusion von CO₂ behindern würde, haben die Pflanzen an den Blättern aber auch an anderen grünen Teilen (primäre Sprossachse, Früchte), regulierbare Poren, die Stomata entwickelt. Gehäuft finden sie sich meistens an Laubblattunterseiten. An Wurzeln kommen sie gar nicht vor.

Jedes Stoma besteht aus zwei länglichen Schließzellen, die nur an den Enden miteinander verbunden sind. Sie bilden den Interzellularspalt (Porus), der durch die Epidermis und die Cuticula hindurch eine Verbindung zwischen der Außenluft und einem großen Interzellularraum herstellt. Die Weite des Porus kann kurzfristig durch Verformungen der Schließzellen reguliert werden. Der Spalt ist umso weiter geöffnet, je höher der Turgor (Zelldruck) ist. Nimmt der Turgor ab, z. B. weil der Pflanze zu wenig Wasser zur Verfügung steht, schließt sich der Porus (Abbildung 2).

2.2 Pflanzeneffekte auf Wasserisotope

Die Vegetation kann auf sehr unterschiedliche Prozesse auf die schweren Wasserisotope in, an und um die einzelne Pflanze Einfluss nehmen. Die in der Literatur gefundenen Prozesse wurden nach den durch sie verursachten Effekten geordnet und nach dem jeweiligen Prozessort und Prozessmechanismus in insgesamt vier Gruppen eingeteilt. So ergaben sich die Gruppen Redistribution Effects, Selection Effects, Leakage Effects und die Gruppe der Uptake Effects. Diese Gruppen und die ihnen zugeordneten Prozesse sind in Abbildung 3 dargestellt.



Abbildung 3: Zusammenstellung der in der Arbeit vorgestellten vegetationsinduzierten Isotopenprozesse. (Eigene Darstellung, Bildgrundlage: DENES 2001 [URL 1])

2.2.1 Redistributon Effects

Hydraulic Redistribution

Aus hydrologischer Sicht wird die Wasseraufnahme von Pflanzen meist als ein durch den Transpirationssog gesteuerter Prozess betrachtet, bei dem die Pflanze über den gesamten Wurzelraum gleichmäßig Wasser entnimmt und vollständig bis zu den Blättern transportiert (AMENU & KUMAR 2008). Dieser Prozess muss aber keineswegs immer so linear ablaufen. Das Wasser kann nämlich aus den Wurzeln wieder entweichen und so in andere Bodenschichten umverteilt werden. Diese Umverteilung von Wasser wird als *Hydraulic Redistribution* bezeichnet. Dabei wird das Wasser von feuchteren in trockenere Bereiche im Boden durch die lebenden Wurzeln von Pflanzen transportiert. Das Wasser kann sowohl von den unteren Schichten nach oben (*Hydraulic Lift*) und umgekehrt (*Reverse Hydraulic Lift*), als auch lateral (*Lateral Hydraulic Redistribution*) transportiert werden. Im Allgemeinen wird dieser Vorgang als passive, rein physikalischen Zwängen folgende, Verteilung angesehen (LEFFLER et al. 2005).

Damit dieser Effekt zu beobachten ist, müssen mehrere Voraussetzungen gegeben sein: Zum einen muss ein ausreichend großer Feuchtigkeitsgradient im Boden vorherrschen, zum anderen muss dieser größer sein als der Sog, der durch die Transpiration der Pflanze entsteht (RICHARDS & CALDWELL 1987). Deshalb findet Hydraulic Redistribution meist nachts statt. Eine weitere Bedingung, die erfüllt sein muss, damit Hydraulic Redistribution stattfinden kann, ist, dass die Beschaffenheit der Wurzeln die Umverteilung begünstigt. Die Wurzeln müssen bis in die Bereiche der verschiedenen Bodenfeuchtigkeiten gewachsen sein und sie müssen durch ihre Physiologie geeignet sein, Wasser zu transportieren. Sind die Wurzeln mit speziellen Membranen ausgestattet, die einen Ausfluss des Wassers aus den Wurzeln verhindern, oder gar nur aktiven Transport des Wassers ins Gewebe zulassen, so ist eine solch beschriebene Umverteilung nicht möglich oder zumindest stark eingeschränkt (NOBEL & SANDERSON 1984).

Hydraulic Lift lässt sich z. B. an der Art *Artemisia tridentata* (Wüstensalbei), einem Strauch, beobachten. Untersuchungen des Bodenwasserpotentials in ihrem Wurzelraum zeigen tägliche, gleichmäßige Schwankungen im Feuchtegehalt. Nachts, wenn der Transpirationssog nachlässt, der als "Motor" der Wasseraufnahme betrachtet wird, nimmt die Pflanze Wasser aus tieferen und feuchteren Schichten auf und gibt es in höher gelegenen trockeneren Schichten über ihr Wurzelsystem wieder ab. (Abbildung 4 B) Werden diese Pflanzen durch Beleuchtung gezwungen, nachts zu transpirieren, verschwindet der Effekt und die Bodenfeuchte nimmt kontinuierlich ab. Werden sie tags-über am Transpirieren gehindert, nimmt der Bodenfeuchtegehalt stetig zu (RICHARDS & CALDWELL 1987).



Abbildung 4: Prinzip der Hydraulic Redistribution. (A) Wasseraufnahme aufgrund des Transpirationssogs tagsüber. (B) Hydraulic Uplift. (C) Reverse Hydraulic Lift. (Eigene Darstellung, Bildgrundlage: DENES 2001 [URL 1])

Reverse Hydraulic Lift (Abbildung 4 C) bezeichnet den umgekehrten Fall des Hydraulic Lifts: Wasser wird von den oberen Bodenschichten über die Wurzeln in tiefere Boden-

schichten transportiert und dort wieder abgegeben (SCHULZE et al. 1998, BURGESS et al. 1998, HULTINE et al. 2003). Das so transportierte Wasser ist um Größenordnungen schneller, als wenn es nur durch Diffusion und Perkolation in die tieferen Bodenschichten gelangen würde (SCHULZE et al. 1998).

Hydraulic Redistribution kann im Labor beobachtet werden, wenn z. B. das Wurzelsystem von Pflanzen geteilt und in verschiedene Töpfe gepflanzt wird, von denen nur ein Topf bewässert wird. Bald stellt sich in den nur durch die Wurzeln miteinander in Verbindung stehenden Töpfen ein Feuchtigkeitsausgleich ein. BORMAN (1957) führte diesen Versuch mit Tomatenpflanzen durch, bei dem ein Teil der Wurzeln der einen Pflanze den Topf einer anderen mit Wasser versorgte, sodass diese nicht verwelkte, obwohl sie nicht gegossen wurde.

Belege für eine Umverteilung des Wassers durch Wurzeln bei Feldversuchen wurde bei *Prosopis tamarugo* in der Atacama Wüste gefunden. In dieser Wüste gibt es fast keinen Niederschlag, dennoch fanden sich in geringer Tiefe dichte Wurzelmatten und unerwartet eine gewisse Bodenfeuchtigkeit. Daraus lässt sich schließen, dass das Wasser vom Wurzelsystem selbst stammen musste (MOONEY et al. 1980)

Wie bei dem Beispiel aus der Atacama wurden die ersten Belege für Hydraulic Redistribution in ariden und semiariden Gebieten gefunden. Da Hydraulic Redistribution durch Gradienten im Wasserpotential gesteuert wird und die Pflanze diesen Prozess nicht steuert, d. h. eine passive Rolle einnimmt, wurde anfangs angenommen, dass das Phänomen Hydraulic Redistribution auf trockene Klimate beschränkt ist (CALDWELL et al. 1998). Fortlaufende Untersuchungen zeigen an einer zunehmenden Anzahl von Arten in einer Reihe von Klimazonen Hydraulic Redistribution. Trockenperioden, auch wenn sie nur für kurze Zeit bestehen, sind in den meisten Biomen normal (CALDWELL et al. 1998) und können die für die Hydraulic Redistribution notwendigen Gradienten im Bodenwasserpotential sporadisch oder regelmäßig saisonal erreichen (CALDWELL et al. 1998). Deutlich zeigen dies Beispiele aus dem amazonischen Regenwald (OLIVEIRA et al. 2005). Obwohl der mittlere Niederschlag in diesen Gebieten hohe Werte erreicht, ist im Amazonischen Becken die Hälfte des immergrünen Regenwaldes Trockenperioden von mindestens drei Monaten Dauer mit weniger als 0,5 mm/Tag ausgesetzt (NEPSTAD et al. 1994). Außerdem unterliegt das Amazonasgebiet während der El Niño Southern Oszillation (ENSO) schweren Trockenperioden, die z. B. 2001 zu einer Verringerung der pflanzenverfügbaren Bodenfeuchte um über 70 % in den oberen 10 m des Bodens geführt haben (NEPSTAD et al 2004).

Trotz dieser Trockenheit zeigen sich an den Wäldern, die unter dem Einfluss dieser saisonalen Klimaschwankungen liegen, keine signifikanten Zeichen von Trockenstress. Beispielsweise blieben der Blattflächenindex, das Wasserpotential in den Pflanzen und die Produktivität unverändert hoch (NEPSTAD et al. 1994 & 2004, DAROCHA et al. 2004). Zusätzlich zur Aufnahme von Wasser aus tiefen Schichten, die zur Verbesserung der
Wasserversorgungsbedingungen beiträgt, fanden sich an den Amazonasbäumen sowohl Hydraulic Lift, als auch Reverse Hydraulic Lift, was das Fehlen der Stressindikatoren erklärt (OLIVEIRA et al. 2005). Die untersuchten Arten *Coussarea racemosa, Manilkara huberi* und *Protium robustum*, die jeweils Stellvertreter für ihre funktionalen Gruppen Unterwuchs, mittleres Kronenstockwerk und Baumriesen darstellen, zeigen, dass das Phänomen der Hydraulic Redistribution nicht nur auf bestimmte funktionelle Gruppen oder Phänotypen beschränkt ist (OLIVEIRA et al. 2005).

Eine einzelne Pflanze kann eine signifikante Menge an Wasser umverteilen. Je nach Taxa, Phänotyp und Bodenbedingungen kann bis zu 81 % des am Tag von der Pflanze transpirierten Wassers wieder aus anderen Bodenschichten nachgeliefert werden (KURZ-BESSON et al. 2006). Diese Abschätzungen wurden durch die Umrechnung von Matrixpotential in Bodenwassergehalt und anschließender Extrapolation über die Tiefe und seitliche Ausdehnung des Wurzelsystems erhalten. Zum Beispiel errechneten EMERMAN und DAWSON (1996), dass ein etwa 20 m hoher Zuckerahorn (Acer saccharum) pro Nacht 102 ± 54 l Wasser umverteilt. Der gleiche Baum transpirierte im gleichen Zeitraum tagsüber ca. 400 bis 475 l. D. h. etwa 25 % des täglichen Wasserverbrauchs wurden durch Hydraulic Lift zur Verfügung gestellt. Bei Artemisia tridentata kann die Transpiration um 25 % bis 50 % reduziert sein, wenn man die nächtliche Umverteilung unterbindet (CALDWELL & RICHARDS 1989). D. h. die über Hydraulic Redistribution bewegte Menge an Wasser ist nicht zu vernachlässigen und trägt zu einem erheblichen Teil des zur Versorgung der Pflanze benötigtem Wassers bei. Darüber hinaus transpirieren Pflanzen, die Hydraulic Lift betreiben, mehr als Pflanzen denen umverteiltes Wasser nicht zur Verfügung steht (CALDWELL et al. 1998) was ihnen gegenüber Pflanzen ohne diese Möglichkeit einen Vorteil verschaffen könnte. Außerdem ist dadurch das Potential gegeben, dass diese Pflanzen zwar nicht als Einzelpflanze, jedoch auf Bestandesebene oder auf größerer Skala Einfluss auf den Wasserumsatz nehmen (DAWSON 1996)

Tiefenselektive Wasserentnahme

Im Winter ist die Photosynthese im Allgemeinen reduziert und die Transpiration auf ein Minimum gedrosselt. Deshalb entnehmen Pflanzen dem Boden in dieser Jahreszeit kaum Wasser. Gleichzeitig fällt in unseren Breiten zu dieser Zeit viel Niederschlag mit einer deutlich vom Sommerniederschlag verschiedenen Isotopensignatur. Im Frühjahr und Sommer hingegen läuft die Photosynthese und die Pflanzen bilden Biomasse (Blätter, etc.). Dafür benötigen sie Wasser, sowohl zur Transpiration, als auch zur Aufrechterhaltung ihres Turgors und zur Bildung neuer Zellen.

Dadurch, dass Pflanzen die unterschiedlichsten Böden und Klimabereiche besiedeln, werden besondere Anforderungen durch die dort vorherrschenden Standortfaktoren, wie z. B. Bodenart, -mächtigkeit und -durchlässigkeit, Niederschlag und Temperaturverlauf an sie gestellt. Ein Teil der Anpassung an die Bodenbedingungen leisten die Pflanzen durch die Form ihres Wurzelsystems; so bilden z. B. Bäume verschiedene Wurzelformen wie Senk-, Herz- und Pfahlwurzelsystem aus, wie in Abbildung 5 gezeigt. Es gibt jedoch neben diesen klar definierten Morphetypen auch alle denkbaren Mischformen (LARCHER 1994). Auch Krautige Pflanzen und Gräser weisen eine Vielzahl von Wurzelformen auf. Beispiele für Wurzelformen bei diesen Phänotypen finden sich in Abbildung 6. Darüber hinaus bestimmt die Verteilung der Feinwurzeln den Wasseraufnahmeschwerpunkt. Da Pflanzen ihre Feinwurzelmasse an Umweltbedingungen anpassen können, kann der Schwerpunkt in der Wasseraufnahme sich von Pflanze zu Pflanze und innerhalb eines Wurzelsystems über die Zeit ändern (Asbjornsen et al. 2008) Weist ein Wurzelsystem eine deutliche Teilung in bodenoberflächennahe und in tiefe Wurzeln, so wird es als dimorphes Wurzelsystem bezeichnet.

Die gedämpften Sinusschwingungen, die sich typisch für das sich jahreszeitlich verändernde Isotopeninputsignal im Niederschlag im Boden fortsetzen, werden in der Hydrologie dazu benutzt, um z. B. die Bodenwasserbewegung in der ungesättigten Zone zu untersuchen und mittlere Verweilzeiten in verschiedenen Bodenschichten zu bestimmen. Dazu werden die saisonalen Schwingungsamplituden der Isotopensignaturen in unterschiedlichen Tiefenlagen und deren zunehmende Dämpfungen betrachtet. (MALOSZEWSKI et al. 1983; DEWALLE et al. 1997).



Abbildung 5: Wurzelformen bei Bäumen (Beispiele). (A) Pfahlwurzel-, (B) Herzwurzel- und (C) Senkwurzelsysteme. Verändert nach LARCHER (1994).



Abbildung 6: Verteilung des Wurzelsystems bei (a) Weizen (*Triticum aestivum*), (b) Gleditsia triacanthos und Sonnenblumen (*Helianthos annus*, ca. 3 Monate alt). Verändert nach SRASBURGER (2008).

Entzieht nun die Pflanze mit einem deutlichen tiefendifferenten Wurzelsystem dem Boden Wasser, so entnimmt sie, bei noch nicht vollständig gedämpftem Isotopensignal, immer einen bestimmten Teil des über die vergangene Zeit eingebrachten Niederschlagssignals. Das heißt, je nach Entnahmetiefe und Fortschreiten des Isotopensignals mit Zeit und Tiefe wird ein Teil des Isotopensignals entfernt und kann sich nicht bis in das Grundwasser und den Abfluss durchpausen. Da beide Prozesse, die selektive Entnahme und der Neueintrag der verschieden schweren Niederschlagswässer, in ähnlichen Zyklen ablaufen, wird auch immer ein bestimmter Teil des Bodenwassers und damit ein bestimmter Teil des Isotopensignals entfernt. Je nachdem, um welchen Teil es sich handelt, wird das Wasser im Abfluss leichter oder schwerer sein als erwartet. Wie stark sich dieser Verlust auch als Differenz von dem theoretischen zum beobachteten Isotopenwert im Abfluss auswirkt, hängt von der Homogenität des Bodens, der Bodentiefe, dem Fortschreiten des Isotopenprofils im Boden und der oben erwähnten selektierenden Eigenschaften der Wurzelsysteme ab.

Am deutlichsten sollte sich der Effekt bei relativ flachgründigen Böden zeigen, die nahe der Wasserscheide liegen, da hier die Niederschlagswässer im Boden weniger durch horizontale Fließprozesse beeinflusst und deshalb eher wenig gemischt sind und bei großflächiger und homogener Pflanzenbedeckung.

Betrachtet man nun Isotopenprofile im Boden, die unter Pflanzenbewuchs aufgenommen wurden, so weichen diese tatsächlich häufig stark von den Idealprofilen unbewachsener Böden ab (ASBJORNSEN et al. 2008).

Taprooting

Wenn Pflanzen einzelne tiefe Wurzeln ausbilden, die sogar bis zum Grundwasser oder bis zum Kapillarsaum reichen können, so werden diese als *Taproots* bezeichnet (von *tap* – engl. Wasserhahn, *root* – Wurzel). Mit diesen Wurzeln können die Pflanzen auch dann ihre Wasserversorgung sicher stellen, wenn der Bodenwassergehalt unter den für die Pflanzen nutzbaren Wert fällt und dadurch auch in Trockenzeiten eine ständige Wasserversorgung und damit eine durchgehende Transpiration sicherstellen (DAWSON 1993, CANADELL et al. 1996, JACKSON et al. 1996, STEWARD & AHRING 2009).

Meist bilden Pflanzen eine Taproot aus, die viel länger ist als die restlichen Wurzeln. Diese kann beträchtliche Tiefen erreichen, die sich je nach Pflanze und ihrer Zugehörigkeit zu einer funktionalen Gruppe (Baum, Strauch, Krautige) und dem Biom, in dem die Pflanze wächst, unterscheidet. Eine gute Zusammenstellung der maximalen Wurzeltiefen für die verschiedenen Biome und funktionalen Gruppen findet sich bei CANADELL et al. (1996), die auch in Abbildung 7 und Abbildung 8 wiedergegeben ist.



Abbildung 7: Die Wurzeltiefen der drei Funktionalen Gruppen Bäume, Sträucher und krautigen Pflanzen, sowie Ackerpflanzen. Schmale Striche stellen die Standartabweichung dar. (Verändert nach CANADELL et al. 1996)



Abbildung 8: Maximale in der Literatur berichtete Wurzeltiefen, aufgeführt für die einzelnen Biome. (Zusammenstellung verändert nach CANADELL et al. 1996).

Mit diesen Wurzeln können Pflanzen sogar durch harte Schichten dringen, die sonst für andere Wurzeln nicht überwindbar wären und dort an Wasserressourcen gelangen, die sie sonst nicht erschließen könnten (DAWSON 1993).

Tritt ein Wechsel in der Zusammensetzung der Pflanzengesellschaft auf, kann auch ein Wechsel in der Nutzung der Wasserressourcen in verschiedenen Tiefen stattfinden. KULMATISKI et al. (2006) fanden nach einem Wechsel in der Pflanzengemeinschaft in einer offenen Buschlandschaft in Washington (USA) durch invasive Arten einen Unterschied im Isotopengehalt des Bodenwassers. Dabei war das Wasser im Boden unter den Arten, die Taprooting betreiben, im Vergleich zum Bodenwasser unter den Arten die kein Taprooting betreiben, abgereichert. Da die Transpiration im Allgemeinen keinen fraktionierenden Einfluss hat (ZIEGLER et al. 1976, WHITE et al. 1985, DAWSON & EHLERINGER 1991) und das Grundwasser isotopisch gesehen gut durchmischt ist und einen Mittelwert des über das Jahr gefallenen Niederschlags darstellt, verändert die Entnahme durch Taprooting an sich das Verhältnis der schweren und leichten Isotopen nicht. Eine Veränderung des Isotopengehaltes, wie in der Studie von KULMATISKI et al. (2006), ist deshalb in Verbindung mit weiteren Prozessen, wie z. B. Hydraulic Redistribution (Kapitel 0) und Tiefenselektiver Wasserentnahme (Kapitel 0) zu erwarten (CANADELL et al. 1996, STEWARD & AHRING 2009).

2.2.2 Selection Effects

Throughfall Enrichment

Die die Landoberfläche bedeckende Vegetation hat einen tiefgreifenden Einfluss auf den hydrologischen Kreislauf. Ein Teil des Niederschlags fällt auf die Pflanzen, verbleibt auf ihnen und verdunstet von dort zurück in die Atmosphäre oder tropft später wieder zu Boden (LIU et al. 2008). Diese Komponente im Wasserkreislauf weißt deshalb eine hohe zeitliche und räumliche, aber auch (bio)chemische Variabilität auf (LEVIA & FROST 2006).



Abbildung 9: Aufteilung des freien Niederschlags (N_f) über Vegetationsflächen in Interzeption (I), Freiem Throughfall (TF_f), Stammabfluss (SF) und Abtropfendem Niederschlag (TF_a). (Eigener Entwurf, Bildgrundlage: DENES 2001 [URL 1])

Interzeption ist der Vorgang, bei dem der freie Niederschlag auf die Oberflächen der Vegetation fällt und anschließend umverteilt wird. Der Regen, der die Pflanzen trifft, wird kurze Zeit zurückgehalten und gespeichert und verdunstet entweder in die Atmosphäre (Interzeptionsverlust, engl. Interception Loss) oder erreicht den Boden, indem er abtropft (abtropfender Niederschlag) oder über die Äste und den Stamm abfließt (Stammabfluss, engl. Stemflow). Niederschlag, der auf keine Pflanzenoberfläche trifft, heißt frei durchtropfender Niederschlag (engl. Free Throughfall); zusammen mit dem abtropfenden Niederschlag wird er oft als durchtropfender Niederschlag (engl. Through-Throughfall Stammabfluss fall) bezeichnet. und werden zusammen als Bestandesniederschlag (freier Niederschlag, engl. Net Rainfall) bezeichnet (siehe Abbildung 9) (LEVIA & FROST 2006). Der Interzeptionsverlust hängt stark von der von der zeitlichen Verteilung und der Intensität des Niederschlags, der Vegetationsstruktur und den meteorologischen Bedingungen, die die Verdunstung während und nach dem Niederschlagsereignis kontrollieren, ab (RUTTER et al. 1971, LEVIA & FROST 2006, MUZYLO et al. 2009).

Besonders in bewaldeten Gebieten zeigt sich der große Einfluss der Interzeption auf den Wasserkreislauf, da sich hier der Interzeptionsverlust auf 10 - 40 % oder mehr der jährlichen Niederschlagsmenge belaufen kann (DINGMAN 2002).

Das durch Interzeption an der Pflanze zurückgehaltene Wasser ist potentiell Fraktionierungsprozessen ausgesetzt, die die isotopische Zusammensetzung verändern. Je stärker die Vegetation interzeptiert, je deutlicher kann der interzeptierte vom frei gefallenen Niederschlag isotopisch abweichen (KÖNIGER et al. 2008).

Im Wald, einer in mehreren Stockwerken aufgebauten und durch eine dichte Individuenstruktur gekennzeichneten Vegetationsgemeinschaft, sind Interzeption und assoziierte Prozesse gut beobachtbar. Wie in Abbildung 9 verdeutlicht, gelangt der fallende Niederschlag auf die Kronen, wovon ein Teil direkt durchtropft und zu Boden fällt, der andere Teil verbleibt in der Krone, kann Fraktionierungsprozesse unterlaufen und später abtropfen oder als Stammabfluss zum Boden gelangen (LEVIA & FROST 2006).

Die entscheidenden Einflussfaktoren auf die Interzeption und den abtropfenden Niederschlag (Throughfall), und damit auch auf die mögliche Veränderung im Gehalt schwerer Isotope sind, neben anderen, die Artzusammensetzung und Kronenstruktur und damit die mögliche Menge des interzeptierten Wassers, die Pflanzenart, die meteorologischen Bedingungen, die auch die Witterung und das lokale Klima einschließen, die Jahreszeit (LEVIA & FROST 2006), sowie die Niederschlagsmenge und Intensität (DEWALLE & SWISTOCK 1994, LIU et al. 2008). Die Artzusammensetzung des Waldes hat einen deutlichen Einfluss auf den Isotopengehalt. In Pennsylvania (USA) fanden DEWALLE und SWISTOCK (1994) bei unterschiedlich starken Niederschlagsereignissen Unterschiede für Bestände mit Laubbäumen, Kiefern (*Pinus ssp.*) und Fichten (*Picea ssp.*). Die maximale Anreicherung betrug 1,61 ‰ δ^{18} O bezogen auf den Freilandniederschlag; die mittlere 0,17 ‰ δ^{18} O unter Laubwald, 0,32 ‰ δ^{18} O unter Kiefern und 0,24 ‰ δ^{18} O unter Fichten während 16 einzelnen Niederschlagsereignissen im Frühjahr und Sommer. Der Throughfall zeigte jedoch nicht in allen Proben eine Anreicherung, sondern in einigen eine Abreicherung von bis zu 0,47 ‰ (Fichten).

Zu ähnlichen Ergebnissen kommen auch BRODERSEN et al. (2000), die eine Waldfläche mit Fichten (*Picea ssp.*) und Buchen (*Fagus sylvatica*) im Schwarzwald nahe Freiburg untersuchten. Auch sie fanden neben der mittleren Anreicherung von 0,38 ‰ δ^{18} O bei Fichten und 0,36 ‰ δ^{18} O (verglichen mit dem Freilandniederschlag) eine Abreicherung von 1,48 ‰ δ^{18} O unter Fichten. Bei ihrer Arbeit betrachteten sie Kronenzentrum und –peripherie getrennt. Die Proben zeigten eine größere Anreicherung im Kronenzentrum. Der Extremwert der Abreicherung wurde in der Kronenperipherie gemessen.

BRODERSEN et al. (2000) führen die Effekte jedoch nicht auf Fraktionierungsprozesse zurück, sondern versuchen die Unterschiede in den Isotopenwerten der Proben auf selektives Ausregnen schwerer Isotope während eines Ereignisses und verschiedener Wasserspeichereigenschaften der Vegetation zurückzuführen. Jedoch zeigen weitere Untersuchungen zum Themenkomplex Throughfall Enrichment mit deutlichen Ergebnissen, dass Fraktionierungsprozesse nicht zu vernachlässigen sind.

Die isotopische Veränderung des Throughfalls ist nicht nur in gemäßigten Klimaten zu beobachten, auch im tropischen Monsunregenwald, wie die Arbeit von LIU et al. (2008) in Xingshuangbanna (SW-China) zeigt.

LIU et al. (2008) verglichen eine Gummibaumplantage und einen natürlichen Monsunregenwald mit typspezifischer Artenzusammensetzung. Die Werte zeigten zwischen den beiden Vegetationsgesellschaften keine großen Differenzen, jedoch im Vergleich zum Freilandniederschlag war der Throughfall unter beiden Gesellschaften deutlich angereichert, sowohl für Sauerstoff-18 als auch für Deuterium.

Im natürlichen Wald traten im Mittel eine Anreicherung von 5,5 ‰ bei den Deuteriumwerten, bzw. 0,7 ‰ bei Sauerstoff-18 auf; bei der Gummibaumpflanzung 4,1 ‰ δ^2 H und 0,5 ‰ δ^{18} O. Unwesentlich geringer erwies sich die Anreicherung des Stammabflusses mit 4,4 ‰ δ^2 H und 0,6 ‰ δ^{18} O im Monsunregenwald und 2,8 ‰ δ^2 H und 0,3 ‰ δ^{18} O in der Plantage. Werden nur die Niederschläge mit geringer Intensität betrachtet, werden auch die Differenzen zwischen den Werten der Plantage und dem Regenwald größer.

Snow Interception Enrichment

Der größte Unterschied zwischen der Interzeption von Schneeniederschlag und flüssigen Niederschlag ist die vergrößerte Interzeptionsspeicherkapazität des Bestandes bei Schnee (ca. eine Größenordnung) und die deutlich längere Verweilzeit, die je nach Klimazone, Höhe und Jahreszeit bis zu mehreren Wochen dauern kann und deshalb ungleich länger den Niederschschlag Fraktionierungsprozessen aussetzt. (LUNDBERG & HALLDIN 2001; KÖNIGER et al. 2008).

Der frisch gefallene Schnee besteht bis zu 85 % aus Hohlräumen, die sich im Austausch mit der Atmosphäre befinden. Es kommt dabei sowohl zu viskosen Flüssen, als auch zu diffusiven Flüssen, wobei die viskosen Flüsse nur zu einen minimalen Anteil zum Gesamtfluss beitragen (< 0,5 %) (CLAASSEN & DOWNY 1995). Beim Austausch mit der Atmosphäre kommt es zum Verlust von Wasserdampf. Genauso ist auch ein Wiederkondensieren des Wasserdampfes möglich, das den Regeln der Equilibrierungsfraktionierung folgt.

Der vorwiegende Teil der Verdunstung findet an der oberen und unteren Schneeoberfläche statt. Die Verdunstungsrate wird durch den Gradienten im Dampfdruck zwischen Schnee und Atmosphäre bestimmt, da hier die Dampfdruckunterschiede am größten sind (CLAASSEN & DOWNY 1995).

Größere Schneepakete verlieren im Verhältnis zu kleineren durch die Verdunstung einen geringeren Anteil ihrer Gesamtmasse. D. h. kleine Schneepakete werden stärker angereichert als große. Je mehr Schnee evaporiert, desto größer wird auch der Anteil des angereicherten, rekondensierten Wasserdampfes, was zu einem nicht-linearen Anstieg der Anreicherung des Gesamtschneepakets führt (CLAASSEN & DOWNY 1995).

Die auf diese Weise erreichten Verdunstungsraten können in Beständen in Mitteleuropa (Schweiz) 1,3 – 3,9 mm/Tag erreichen (LUNDBERG & HALLDIN 2001). Weitere Werte wurden in Tabelle 7 zusammengestellt.

Diese Effekte werden mit dem Schmelzwasser an den Boden und an den Oberflächenabfluss weitergegeben und in die isotopische Zusammensetzung des Abflusses übersetzt, der das Einzugsgebiet entwässert. Pflanzen spielen dabei als "Interzeptionsträger" eine bedeutendere Rolle als die unbelebte Natur, von der ebenso Schneeverdunstung stattfindet, wie KÖNIGER et al. (2008) zeigen.

Sie untersuchten in Nord-Idaho (USA) ein bewaldetes Einzugsgebiet auf 970 – 1720 m Höhe. Dieses Gebiet war in drei verschieden forstwirtschaftlich genutzte Teileinzugsgebiete unterteilt: Ein Kahlschlag, ein ausgedünnter Wald und ein vollständig naturbelassener Wald. Die drei verschiedenen Waldnutzungsarten zeigten einen deutlichen Zusammenhang zwischen Bestandesdichte und Isotopensignal; im Schnee und im Gewässer nahmen die schweren Isotope progressiv mit der Bestandesdichte zu (KÖNIGER et al. 2008).

Die Anreicherung durch Schneeinterzeption wird also von den drei Faktoren Bestandesdichte, Gradient im Dampfdruck zwischen Schnee und Atmosphäre und Größe des Schneepakets bestimmt.

Auskämmen von Nebel/Fog Drip

Nebel überzieht viele Ökosysteme der Erde und kann eine signifikante Größe des hydrologischen Gesamtinputs darstellen. Vor in allem bestimmte Regionen, die saisonal oder ganzjährig keinen oder nur wenig Regenniederschlag erhalten, wie z. B. die Koniferenwälder an den Küsten, aber auch in den tropische Flachland- und Nebelregenwäldern, sowie in den Tussock-Buschlandgebieten Neuseelands, hängt die Vegetation stark von der Wasserversorgung durch Nebel ab (DAWSON 1998). Nebel wird auch als "okkulter Niederschlag" also versteckter Niederschlag bezeichnet (CLARK & FRITZ 1997, BRUIJNZEEL & VENEKLAAS 1998)

Entlang der Westküste Südamerikas und den südwestlichen Enden Australiens und Afrikas, sowie an der Westküste Nordamerikas bilden sich saisonal oder auch das ganze Jahr über Küstennebel (INGRAHAM & MATTHEWS 1990). Nebel entsteht aus der Interaktion der Inversionsabsenkung warmer Luft, die durch die zentralpazifische Hochdruckzelle Richtung Küste gezwungen wird und (a) auf kalte, vor der Küste zum Aufsteigen gezwungenen Tiefenmeeresströmungen, und/oder (b) auf den Einfall sub-Arktischer Strömungen trifft. In beiden Fällen führt das Überstreichen warmer Luft über die kalte Meeresoberfläche zu einer Abkühlung der warmen Luftmassen, die dadurch ihren Taupunkt erreichen und auskondensieren (DAWSON 1998). Dieses Kondensat besteht aus sehr feinen Tröpfchen, die nicht ausregnen, sondern im Luftpaket verbleiben, wenn es durch vertikale Mischung in die Höhe und durch thermisch induzierte Gradienten durch Advektion aufs Festland gelangt. Auf diese Art entstandener Nebel kann noch bis zu 40 km im Landesinneren beobachtet werden (DAWSON 1998).

In den Tropen z. B. bilden sich Nebel und Wolken ganzjährig dadurch, dass feuchte Luftmassen an Bergen im Landesinneren orographisch zum Aufsteigen gezwungen werden und sich dabei abkühlen (BRUIJNZEEL & VENEKLAAS 1998). Ist die Taupunktstemperatur erreicht, kondensiert die in dem Luftpaket enthaltene Feuchtigkeit. Die Nebelregenwälder finden sich deshalb auch, je nach Breitengrad, in Höhen zwischen 1500 m und 3300 m, wobei lokale Faktoren eine Rolle spielen (BRUIJNZEEL & VENEKLAAS 1998). In anderen Regionen bilden sich regelmäßig durch verstärkte Ausstrahlung der Bodenoberflächen und der damit verbundenen Abkühlung der Luft Strahlungsnebel in der Nacht, die bis zum Mittag erhalten bleiben können (LIU et al. 2008) Die Formation des Nebels an den Küsten ist ein thermodynamischer Prozess und unterscheidet sich von anderen atmosphärischen Bildungsprozessen, wie z. B. der Wolkenbildung, weil er keine Kondensationskeime (Seesalz, Staub etc.) benötigt. Deshalb können Nebel- und Wolkenwasserinput deutlich in ihrer Dauer, sowie der chemischen und isotopischen Zusammensetzung unterscheiden (KIMBALL et al. 1988, FUZZI et al. 1996, DAWSON 1998). Während der Nebel an der Küste erst auskondensiert, wenn er mit den kalten Luftmassen in Kontakt kommt und somit eine einstufige Evaporations-/Kondensations-Folge (über dem offenen Meer/an der Küste) darstellt, besteht der orographische Nebel meist aus "recyceltem" Wasserdampf, der sowohl aus Transpiration als auch Evaporation über dem Festland entstanden sein kann (INGRAHAM & MATTHEWS 1990).

Wasser aus Nebel- und Regenniederschlag unterscheidet sich deutlich in der Zusammensetzung der schweren Isotope. Nebel ist normalerweise im Vergleich zu seinem Ausgangswasser an schweren Isotopen (²H und ¹⁸O) und außerdem im Vergleich zu Regen angereichert (INGRAHAM & MATTHEWS 1990, INGRAHAM & MATTHEWS 1995, DAWSON 1998).

Pflanzen, außer einigen Epiphyten, können die Wassertröpfchen nicht direkt aus der Luft aufnehmen. Der Nebel wird durch die Blätter oder an der Gesamtpflanze "ausgekämmt", läuft zu größeren Tropfen auf den Blättern und Oberflächen der Pflanzen zusammen und tropft dann als *Fog-Drip* zu Boden. Es kann beobachtet werden, wie Wasser an den Blättern Tropfen formt, die dann zu Boden fallen und unter den Pflanzen durchgehend eine gewisse Bodenfeuchte auch während (Regen)niederschlagsfreien Zeiten erhalten. Unter Bäumen profitieren kleinere Pflanzen auch anderer Arten vom Nebelniederschlag und können ihre Vitalität und ihre grüne Farbe behalten (OBERLANDER 1956, INGRAHAM & MATTHEWS 1995). WENT (1955, zitiert in INGRAHAM & MATTHEWS 1995) stellte sogar die These auf, dass bestimmte Pflanzen ihre Blattform im Laufe der Zeit angepasst haben, um eine höhere Effektivität beim Auskämmen von Nebel zu erreichen. Tatsächlich zeigt die Arbeit von DAWSON (1998), dass die Pflanzen eine höhere Effektivität aufweisen als künstliche Nebelsammler. INGRAHAM und MATTHEWS (1995) gehen sogar davon aus, dass Fog-Drip nur durch die Kronen der Bäume effektiv erhalten werden kann.

2.2.3 Leakage Effects

Leaf Enrichment

Die Transpiration erfüllt in der Pflanze mehrere Aufgaben, von der Kühlung der durch die absorbierte Strahlung aufgeheizten Blätter bis hin zur "Pumpe" des durch die Wurzeln aufgenommenen Wassers.

Da für die Moleküle bei der Transpiration dieselben Gesetzmäßigkeiten wie bei der Evaporation gelten, haben die schweren Isotope von Wasserstoff und Sauerstoff die Tendenz, sich in den Blättern anzureichern. Dabei spielen zwei Prozesse eine Hauptrolle: Zum einen die Equibrilierungsfraktionierung an den Verdunstungsorten aufgrund von Dampfdruckunterschieden der Isotopologen, zum anderen die kinetische Fraktionierung bei der Diffusion der Moleküle durch die Stomata und die laminare Grenzschicht (siehe Abbildung 2) aufgrund unterschiedlicher Diffusivitäten.

Dabei wird das Wasser im Blatt immer weiter angereichert, bis der Verlust an Molekülen durch die Stomata insgesamt dem Nachschub aus dem Xylem entspricht. Man stelle sich die leichten und die schweren Wasserisotope als zwei Flüssigkeiten vor, die aus zwei verschiedenen Gefäßen verdunsten. Da die schweren Isotope einen geringeren Dampfdruck als die leichten Isotope haben, die schweren Isotope nach der Anreicherung im Blatt aber in einem größeren Verhältnis vorhanden sind als vor der Anreicherung, gleichen sich die Unterschiede zum Ausgangswasser aus. Der Wasserdampf, der an die Atmosphäre abgegeben wird, hat nun den die gleiche isotopische Zusammensetzung wie das Ausgangswasser.

Das bedeutet, dass zwar das Wasser im Blatt und das Blattmaterial angereichert wird, aber der von der Pflanze an die Atmosphäre abgegebene Wasserdampf im steady-state die isotopische Zusammensetzung des von der Pflanze aufgenommenen Wassers besitzt.

Da nachts die Transpiration geringer ist als tagsüber, scheint es oberflächlich betrachtet logisch, dass die Blätter dann ihre Anreicherung an schweren Isotopen verlieren. Da aber die Stomata bei geringerem Transpirationsbedarf geschlossen werden und für die Verringerung der Anreicherung eine gewisse Stomataleitfähigkeit nötig ist, bleibt die Anreicherung auch über die Nachtstunden erhalten (SANTRUCEK et al. 2007).

Da sich ¹⁸OH⁻ und D⁺ mit HCO₃⁻ in den Chloroplasten austauschen und weil die schweren Isotope auch bei der Produktion von Cellulose in die Moleküle mit eingebaut werden, wird das Isotopensignal in organischem Material der Pflanze gespeichert. Das isotopische Signal des Wassers im Blatt wird nicht nur auf das organische Material der Pflanze übertragen, sondern wird auch auf das CO₂, das zwischen Pflanze und Atmosphäre ausgetauscht wird und auf das O₂, das durch die Photosynthese frei wird, übertragen (SANTRUCEK et al. 2007).

Weil die Photosynthese und die Transpiration der Landpflanzen die Hauptquelle an atmosphärischen Sauerstoff stellen (DONGMANN et al. 1974) hat Leaf Enrichment Auswirkungen auf die Isotopenzusammensetzung des atmosphärischen Sauerstoffs. Die stetige Anreicherung – der DOLE-Effekt – wird für paläoklimatische Untersuchungen benutzt (DOLE 1952, DOLE et al. 1954; ANGERT & LUZ 2000; FARQUHAR et al. 2007).

2.2.4 Uptake Effects

Die Uptake Effects bezeichnen die die Veränderungen der Isotopenzusammensetzung durch Effekte während der Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln.

Wurzelfraktionierung

In verschiedenen Arbeiten, sowohl unter Gewächshaus-, wie auch unter Freilandbedingungen wurde gezeigt, dass Pflanzen im Allgemeinen keine Fraktionierung bei der Aufnahme von Wasser in die Wurzeln zeigen (ZIEGLER et al.1976, WHITE et al. 1985, DAWSON & EHLERINGER 1991).

Es lassen sich jedoch im Wiederspruch dazu sowohl an Mangroven-Arten, sowie bei an Trockenheit angepassten Pflanzen eine Separation von Wasserstoffisotopen bei der Wasseraufnahme in die Wurzeln feststellen. Da Mangroven einen hochentwickelten Casparischen Streifen (siehe Abbildung 1A) in den radialen Zellwänden der Wurzelendodermis haben, der die apoplastische Bewegung des Wassers hemmt und so dafür sorgt, dass das Wasser seinen Weg durch die Zellmembranen nimmt, lässt sich schließen, dass die Fraktionierung der Isotope bei der symplastischen Bewegung des Wassers auftritt (LIN & STERNBERG 1993; WAISEL et al. 1986). Dies deckt sich mit verschiedenen Studien, die Fraktionierungsprozesse an biologischen Membranen und an Membranen aus Tonmineralien feststellten (COPLEN & HANSHAW 1973, KARAN & MACEY 1980, PHILLIPS & BENTLEY 1987).

Diese Fraktionierung in den Mangroven ist positiv mit der Wachstums- und Transpirationsrate korreliert (LIN & STERNBERG 1993), da Mangroven einen hochentwickelten Casparischen Streifen in den radialen Zellwänden der Wurzelendodermis haben, der die apoplastische Bewegung des Wassers hemmt und so dafür sorgt, dass das Wasser seinen Weg durch die Zellmembranen nimmt (WAISEL et al. 1986).

Die Energie, die benötigt wird, um die einzelnen Wassermoleküle von den Wasseraggregaten zu dissoziieren, bevor sie die Zellplasmamembran in der Wurzelendodermis passieren, ist für ¹H¹H¹⁶O geringer als für ¹H²H¹⁶O (CHACKO et al. 2001). Der Austausch von ¹⁶O zu ¹⁸O bewirkt im Vergleich zum Austausch von ¹H zu ²H nur einen geringen Unterschied in der Schwingungsenergie zwischen den Isotopenspezies. Deshalb ist eher eine Fraktionierung zwischen Wasserstoff und Deuterium, als zwischen Sauerstoff-16 und Sauerstoff-18 zu erwarten (ELLSWORTH & WILLIAMS 2007). Je größer die Menge Wasser ist, die symplastisch von den Wurzeln aufgenommen wird, desto wahrscheinlicher ist es, dass der Xylem-Saft im Vergleich zum Bodenwasser abgereichert ist. Das heißt, die Stärke der Fraktionierung (Δ^2 H = δ^2 H_{Boden} - δ^2 H_{xylem}) steigt (ELLSWORTH & WILLIAMS 2007). Die von LIN und STERNBERG (1993) vorgestellte Hypothese der Fraktionierung in den Wurzeln von Mangroven sagt voraus, dass bei Pflanzen, bei denen die Wasseraufnahme hauptsächlich über den symplastischen Weg läuft, eine Fraktionierung des aufgenommenen Wassers auftritt. Der Grad der Suberisation und der Lignifizierung der Pflanzenzellen, die den Casparischen Streifen bilden, bestimmt den Anteil der symplastischen Wasserbewegung zur Stele und zum Xylem der Wurzel (siehe Abbildung 1 A).

Die Ausprägung des Casparischen Streifens ist je nach Pflanzenart stark verschieden, jedoch bei den Halophyten am stärksten ausgeprägt (WAISEL 1972). Auch bei den verholzten Xerophyten ist die Suberisation der epidermischen und cortikalen Zellwände, sowie der Casparische Streifen stark ausgeprägt (NOBEL & SANDERSON 1984). Deshalb ist es wahrscheinlich, so folgerten ELLSWORTH und WILLIAMS (2007), dass auch verholzte Xero- und Halophytenarten Fraktionierungsprozesse bei der Wasseraufnahme zeigen.

Sie untersuchten sechzehn verholzte Halophyten- und Xerophytenarten, um Belege für die Fraktionierung von Wasserstoffisotopen bei der Wasseraufnahme zu finden. In zwölf der untersuchten Arten konnten sie eine Anreicherung des Bodenwassers zwischen 3 ‰ und 9 ‰ feststellen. Die ermittelten Werte zeigen eine signifikante positive Korrelation zwischen Salztoleranz der jeweiligen Art und der Größe der gefundenen Anreicherung. Das heißt, dass je salztoleranter, und damit mit einem stärkerem Casparischen Streifen ausgestattet, oder stärker lignifiziert und suberifiziert eine Pflanze war, desto mehr Anreicherung wurde im Bodenwasser gefunden.

ELLSWORTH und WILLIAMS (2007) schließen die zweite in Frage kommende Erklärung für dieses Phänomen aus: Den Wasserstoffionenaustausch zwischen den in der Wurzel eindringendem Wasser und dem apoplastischen H⁺, das in den Apoplast gepumpt wird und von dem Wurzelorgan abgegebenen organischen Säuren. Zwar kann die Fraktionierung des apoplastischen H⁺ mit bis zu 670 ‰ hoch sein, nimmt man jedoch an, dass der pH-Wert im Apoplast 5,5 beträgt (wie in den meisten Halophytenarten) und das aufgenommene Wasser einen hohen pH von 9,0 hätte, so würde die Menge an H⁺-Ionen, die benötigt wird, um den pH-Wert von 9,0 auf 5,5 in der Pflanze zu bringen, nur zu einer Verringerung im Isotopenverhältnis des apoplastischen Wassers von 0,002 % führen. Dies reicht nicht aus, um die gemessenen Werte zu erklären (ELLSWORTH & WILLIAMS 2007). Um das Verhalten eines Einzugsgebietes mit einem Modell zu beschreiben, ist es nötig, sich zuerst mit einem perzeptionelles Modell einen Überblick über das jeweilige Gebiet zu verschaffen. Es stellt den vorbereitenden Schritt vor dem Konzeptmodell dar. Dieses perzeptionelle Modell fasst die Prozesse, von denen angenommen wird, dass sie die hydrologischen Eigenschaften eines Gebietes kontrollieren, in einer qualitativen Beschreibung zusammen (BEVEN 2001). Dabei werden die Prozesse noch nicht mathematisch formuliert, dies geschieht im nächsten Schritt, beim Konzeptmodell.

3.1 Perzeptionelles Modell

Im Folgenden soll das dem Kapitel 3.2 zugrundeliegende perzeptionelle Modell vorgestellt werden. Es fasst in weiten Teilen die in Kapitel 2.2 vorgestellten Prozesse zusammen und wird durch allgemeine hydrologische Prozessvorstellungen ergänzt.

Niederschlag mit einer bestimmten Isotopensignatur fällt auf die Vegetation und wird dann entweder durch sie im Gehalt der Isotope und der Menge verändert, oder es erfolgt keine Veränderung. Diese Veränderung kommt durch Evaporation zustande, entweder von den mit Wasser benetzten Blättern (Interzeption), den benetzten Stämmen und Ästen (Stem Flow) oder vom auf den Pflanzen abgelagerten Schnee (Snow Interception Loss). Außerdem können Pflanzen die Menge des Nebelniederschlages bedeutend gegenüber Nebelniederschlag unbewachsener Gebiete erhöhen, sodass der Input an Wasser erhöht und isotopisch deutlich schwerer werden kann. Die genannten Prozesse sorgen also dafür, dass der tatsächliche Wassereintrag in den Boden sich sowohl in der Menge, wie auch im Isotopensignal eindeutig vom Freilandniederschlag unterscheiden kann.

Dieser veränderte Niederschlagsinput kann entweder komplett in den Boden infiltrieren, oder teilweise als Direktabfluss an der Oberfläche dem Gerinne zufließen. Im Boden angelangt, perkoliert das Wasser in Richtung Grundwasser, von wo aus es zum Abfluss des zugehörigen Einzugsgebietes kommt. Auf dem Weg im Boden ist es weiter Einflüssen durch Vegetation ausgesetzt. Dazu gehört die Aufnahme durch die Wurzeln und die anschließende Transpiration, wodurch es im Normalfall nicht verändert, jedoch aus dem betrachteten Teil des Systems entfernt wird.

Diese Entnahme kann sich auf einzelne Tiefenbereiche konzentrieren und dadurch den Wassereintrag z. B. einer Jahreszeit zu großen Teilen per Transpiration aus dem System entfernen. Oder aber es kann Wasser aus feuchteren Bodenbereichen über die Wurzeln der Pflanzen in trockenere Bereiche gelangen und auf diese Weise umverteilt werden. Dadurch wird nicht nur der Wassergehalt im Boden verändert, sondern auch die Isotopen umverteilt. Diese beiden Prozesse können, müssen jedoch nicht, in Verbindung miteinander auftreten und können, müssen aber nicht, zusammen mit Taprooting, also der Ausbildung einzelner tiefreichender Wurzeln, vorkommen.

In besonders trockenen oder stark von Salz beeinflussten Gebieten kann eine Anpassung der dort vorkommenden Pflanzen dazu führen, dass es bei der Aufnahme von Wasser zu einer Fraktionierung der Wasserstoffisotope kommt. Je mehr Wasser aufgenommen wird, desto schwerer wird das zurückbleibende Wasser. Die Sauerstoffisotope bleiben von diesem Prozess unbeeinflusst.

Das dem Konzeptionellen Modell zugrunde liegende Perzeptionelle Modell und die in ihm enthaltenen Prozesse sind folgend in der Abbildung 10 dargestellt.

Den nächsten Schritt stellt ein konzeptionelles Modell dar. Es beschreibt die im perzeptionellen Modell zusammengefassten Prozesse mathematisch. Es stellt ein "Konzept" der Vorgänge dar und vereinfacht diese über Annahmen und Hypothesen, damit sie sich mathematisch gut beschreiben lassen (BEVEN 2001).



Abbildung 10: Perzeptionelles Modell der Pflanzenprozesse. Erläuterung: (SIE) Snow Interception Enrichment, (SF) Stem Flow, (TF) Throughfall, (FD) Fog Drip/Auskämmen von Nebel, (HR) Hydraulic Redistribution, (TSW) Tiefenselektive Wasserentnahme, (WF) Wurzelfraktionierung, (TR) Taprooting, (N_f) freier Niederschlag, (I) Interzeption, (DA) Direktabfluss, (PW) perkolierendes Wasser, (KS) Kapillarsaum, (GW) Grundwasser.(Quelle: Eigener Entwurf, Bildgrundlage: DENES 2001 [URL 1])

3.2 Konzeptmodell

Es geht in dieser Arbeit nicht darum, genaue Vorhersagen einzelner Werte zu treffen, sondern vielmehr darum, die Erkenntnisse aus der Literatur auf ihre potentielle Wirkung auf den Isotopengehalt im Abfluss hin zu überprüfen. Es geht also hauptsächlich darum, die botanisch-pflanzen-physiologischen Beobachtungen in eine potentielle hydrologische / isotopenhydrologische Wirkung zu übersetzen. Deshalb sollte das verwendete Modell möglichst einfach sein und wenige Eingangsparameter benötigen, die leicht zugänglich sind oder einfach abgeschätzt werden können, jedoch gleichzeitig die vegetationsinduzierten Prozesse abbilden können.

Dazu wurde ein einfaches Grundmodell entwickelt, an das die einzelnen Prozesse als "Module" angefügt wurden. Auf diese Weise können die Auswirkungen der Prozesse einzeln betrachtet und gegeneinander abgegrenzt werden. Die Prozesse wurden bewusst voneinander getrennt, zum einen, um die einzelnen Auswirkungen auf die Isotope besser beobachten zu können, zum anderen, weil die beschriebenen Prozesse zwar in Kombinationen gleichzeitig auftreten können, dies aber nicht zwingend tun.

3.2.1 Grundmodell

Das Modell ist ein einfaches Bodenwasserhaushaltsmodell, das aus drei Speichern besteht, die drei verschiedene Bodentiefen repräsentieren. Der Auslauf der Speicher wird als exponentiell angenommen.

Um die Eigenschaften der Bodenschichten festzulegen, dienen Porenvolumen (PV) und Feldkapazität (FK). Das Auslaufen der Speicher wird über eine Exponentialkonstante gesteuert. Die Isotopenwerte werden mit der Menge des entsprechenden Volumens multipliziert und sozusagen als "Konzentration" behandelt und für jeden Prozess und für jeden Speicher betrachtet.

Jedes Speichervolumen (S) setzt sich zusammen aus dem Input (I), dem Speicherinhalt im Zeitschritt davor (St-1) abzüglich des Speicherausflusses (A). Dieses Volumen kann nicht größer werden als das Porenvolumen (PV).

Wasser läuft aus dem Speicher aus, wenn St-1 größer als die Feldkapazität (FK) des Speichers ist. c ist die Exponentialkonstante. Ist St-1^C kleiner als St-1 minus FK, dann läuft aus dem Speicher die Menge Wasser aus, die St-1^C entspricht. Ist St-1^C > St-1 – FK, so läuft die Menge Wasser aus, die St-1 – FK entspricht.

Der Input in den nächsten Speicher ist der Speicherausfluss des vorhergehenden Speichers. Der Input (I) in den ersten Speicher ist der Niederschlag, der durch einen zusätz-

lichen Term durch Abzug des Oberflächenabflusses in einen effektiven Input (I_{eff}) umgewandelt werden kann. Aus dem ersten Speicher wird auch die Evaporation abgezogen. Sie wirkt nur auf den obersten (ersten) Speicher. Die Konzentration wird mithilfe der Formel von MAJOUBE (1971, zitiert in Clark & Fritz 1997) berechnet.

Als Zeitschritt wurden Tageswerte gewählt, um eine – falls vorhanden – kurzzeitige Dynamik in den Prozesseffekten erfassen zu können.

Die genauen Formeln für das Grundmodell, sowie für die Prozessmodule finden sich im Anhang. Die Struktur des Grundmodells soll anhand von Abbildung 11 noch einmal verdeutlicht werden.



Abbildung 11: Schema des Grundmodells. Speicher S1 – S3 mit Niederschlag (N), Evaporation (E), Direktabfluss (a·N) und Abfluss (Q) mit den jeweiligen Isotopensignaturen. Weitere Beschreibung im Text. (Eigene Darstellung.)

3.2.2 Module

Transpiration

In der Literatur wird bei der Transpiration im Allgemeinen keine Fraktionierung angenommen (ZIEGLER et al.1976, WHITE et al. 1985, DAWSON & EHLERINGER 1991; vergleiche Kapitel 2.2.4). Deshalb wird auch im Modell das Wasser aus den Bodenspeichern entnommen, ohne die Isotopenkonzentration zu ändern. Das transpirierte Wasser hat die Konzentration des Speichers im vorhergehenden Zeitschritt. Das Wasser wird aus allen Bodenspeichern zu gleichen Teilen entnommen (siehe Abbildung 12).



Abbildung 12: Schema des Transpirationsmodells aufbauend auf dem Grundmodell. Die Transpiration (T) wird auf alle Speicher gleich angewendet. (Eigene Darstellung.)

Tiefenselektive Wasserentnahme

Die Tiefenselektive Wasserentnahme basiert auf dem Transpirationsmodell. Jedoch wird das Wasser nicht aus jedem Speicher gleichmäßig entnommen, sondern, je nach angenommener Verteilung, anteilig aus den einzelnen Speichern (vergleiche Abbildung 13). Dadurch kann z. B. ein verstärkter Wasserverbrauch durch Kraut- oder Baumschicht oder auch bestimmte Wurzelverteilungen simuliert werden (siehe Kapitel 2.2.1).



Abbildung 13: Schema der Tiefenselektiven Wasserentnahme aufbauend auf dem Grundmodell. Entnahme des Wassers anteilig aus den Speichern: $\frac{1}{x} + \frac{1}{y} + \frac{1}{z} = 1$. (Eigene Darstellung.)

Throughfall

Beim Throughfall verändert sich der Input sowohl in der Wassermenge als auch im Wert der Isotopen (siehe Kapitel 2.2.2). Deshalb wird im Modell der Input vor dem Eingang in den ersten Speicher verändert. Der Interzeptionsverlust wird vom I_{eff} abgezogen und die Konzentration angepasst (vergleiche Abbildung 14).

Die Eingabeparameter sind über das Jahr variabel gewählt, um die Veränderung der Beblätterung und die Vegetationsruhe im Jahreszyklus nachbilden zu können.



Abbildung 14: Schema des Throughfallmodells, aufbauend auf dem Grundmodell. Der Throughfall (TF) wirkt auf den Niederschlag. (Eigene Darstellung.)

Fog Drip/Auskämmen von Nebel

Fog Drip, also durch Pflanzen ausgekämmter und zu Boden tropfender Nebel kann die Niederschlagsmenge drastisch erhöhen und durch die vom Regenniederschlag deutlich verschiedene Isotopensignatur das Isotopeninputsignal stark verändern (siehe Kapitel 2.2.3). Der Nebelniederschlag wird im Modell als eine weitere Niederschlagskomponente behandelt und zum ersten Speicher hinzugerechnet (vergleiche Abbildung 15). Die Konzentration des Nebelniederschlags wird zur Konzentration des Speichers hinzuaddiert. Der Nebelniederschlag wurde in Menge und Konzentration, wie bei den natürlichen meteorologischen Bedingungen, als über das Jahr variabel gestaltet.



Abbildung 15: Schema des Fog-Drip-Modells, aufbauend auf dem Grundmodell. Der Fog-Drip (FD) ist eine eigenständige Inpugröße. (Eigene Darstellung.)

Wurzelfraktionierung

Wurzelfraktionierung tritt der spezielle Fall ein, bei der Pflanzen bei der Wasseraufnahme die leichteren Isotope aus dem Boden aufnehmen, sodass vor allem die schwereren zurückbleiben (siehe Kapitel 2.2.4). Dies wurde bis jetzt bei bestimmten Halo- und Xerophytenarten beobachtet.

Das Modell zur Wurzelfraktionierung basiert auf dem Transpirationsmodell. Da die Fraktionierung nur die Deuteriumwerte beeinflusst, werden die ¹⁸O-Werte im Speicher unverändert belassen. Die Veränderung der Deuteriumwerte findet im gleichen Maße wie die Transpiration statt. Die transpirierte Menge Wasser wird wie im Transpirationsmodell entnommen und die δ^{18} O-Konzentration der Transpiration gleich der Isotopenkonzentration des Speichers im vorhergehenden Speicher angenommen (vergleiche Abbildung 16). Die Deuterium-Konzentration der Transpiration wird aus der transpirierten Menge Wasser des Speichers multipliziert mit dem Isotopenwert des Speichers im vorhergegangenen Zeitschritt plus eines Fraktionierungswertes bestimmt. Dieser Fraktionierungswert kann über das Jahr variabel gestaltet werden, um z. B. die steigende Fraktionierung bei steigendem Wasserbedarf oder in Wachstumsphasen abzubilden (siehe Kapitel 2.2.4).



Abbildung 16: Schema der Wurzelfraktionierung, aufbauend auf dem Grundmodell. Nur Veränderung der Deuteriumwerte. (Eigene Darstellung.)

Redistribution

Bei der (Hydraulic) Redistribution wird Wasser aus feuchteren Bereichen des Bodens durch die Wurzeln pflanzenpassiv in trockenere Bereiche transportiert (siehe Kapitel 2.2.1). Im Modell wurde die Verteilung als eine Verteilung vom Speicher mit dem größten Inhalt zum Speicher mit dem kleinsten Inhalt realisiert. Der Speicher, der weder über den kleinsten, noch über den größten Inhalt verfügt, bleibt unberücksichtigt. Die Wassermenge, die umverteilt wird, entspricht einem Verhältniswert der Transpiration (z. B. 25 % der transpirierten Wassermenge werden umverteilt). Das entspricht den Angaben in der Literatur (siehe Kapitel 2.2.1 und Tabelle 3). Durch die Einfachheit des Modells konnte keine Umverteilung aufgrund von Gradienten in der Bodenfeuchte realisiert werden. Der Verhältniswert kann jedoch monatsweise verändert werden. Die Konzentration des umverteilten Wassers bestimmt sich aus der Menge des umverteilten Wassers und des Isotopenwertes des größeren Speichers im vorhergehenden Zeitschritt und wird vom größeren Speicher abgezogen. Diese Konzentration und die Menge des umverteilten Wassers werden zum Speicherinhalt und zur Konzentration im kleineren Speicher dazu addiert (vergleiche Abbildung 17).



Abbildung 17: Schema des Redistributionsmodells, aufbauend auf dem Grundmodell. Umverteilt wird Wasser aus dem Speicher mit dem maximalen Inhalt in den Speicher mit dem minimalen Inhalt. (Eigene Darstellung.)

Zu jedem Modell gehören Annahmen, da jedes Modell eine Vereinfachung der Realität darstellt. (BEVEN 2001) Ganz besonders gilt dies natürlich für ein so einfaches Modell wie das hier vorgestellte. Diese Annahmen werden in Kapitel 3.3.3 vorgestellt.

3.3 Setup für den Modelldurchlauf

3.3.1 Daten

Um das Modell so einfach wie möglich zu gestalten wurden künstliche Inputdaten verwendet. Diese entsprechen typischen Isotopendaten im Raum Freiburg (KÜLLS, pers. Komm.). Als Niederschlagsinput wurden die Daten des DWD der Klimastation Freiburg verwendet. Die Eingangsdaten wurden in Tabelle 1 zusammengestellt.

	Niederschlag	δ²H	δ ¹⁸ Ο
Monat	in mm	in ‰	1 n ‰
Januar	53	-78	-11
Februar	54	-70	-10
März	58	-62	-9
April	74	-54	-8
Mai	103	-46	-7
Juni	109	-38	-6
Juli	99	-38	-6
August	84	-46	-7
September	76	-54	-8
Oktober	75	-62	-9
November	71	-70	-10
Dezember	74	-78	-11
April Mai Juni Juli August September Oktober November Dezember	74 103 109 99 84 76 75 71 71 74	-54 -46 -38 -38 -46 -54 -62 -70 -78	-8 -7 -6 -6 -7 -8 -9 -10 -11

Tabelle 1: Zusammenstellung der Modellinputdaten. Niederschlag und Isotopenwerte. (Eigene Zusammenstellung)

3.3.2 Verwendete Eingangsdaten und Parameter

Die Tabelle 2 fasst die im Modell verwendeten Eingangsparameter für das Grundmodell und die Modulteile zusammen.

Tabelle 2: Zusammenstellung der im Modell verwendeten Eingangsdaten und Parameter, dargestellt für das Grundmodell und die einzelnen Module. (Eigene Zusammenstellung.)

		Eingangsdaten	Parameter
Grund	lmodell	 Niederschlag (N) in mm δ 180 in ‰ δ 2H in ‰ Abfluss (Q) in mm Evaporation (E) in mm 	 Feldkapazität (FK) in mm Porenvolumen (PV) in mm Exponentialkonstante Speicherausfluss (c)
Modu	le		
-	Transpiration	 Transpiration (T) in mm/Monat (auch in mm/Tag möglich) 	
-	Tiefenselektive Wasserentnahme	 Transpiration (T) in mm/Monat (auch in mm/Tag möglich)- Entnahmeanteile Speich 1 – 3 in [-] 	er
-	Throughfall	 Interzeption in mm Veränderung δ¹⁸O in ‰ Veränderung δ²H in ‰ 	
-	Fog Drip/Auskämmen von Nebel	 Nebel-Niederschlag in [mm/Monat] δ¹⁸Ο Nebel in ‰ δ²H Nebel in ‰ 	
-	Wurzelfraktionie- rung	 Transpiration (T) in mm/Monat (auch in mm/Tag möglich) Fraktionierungswert Specher 1 – 3 für ²H in ‰ Entnahmeanteile Speich 1 – 3 in [-] 	er
-	Redistribution	 Transpiration (T) in mm/Monat (auch in mm/Tag möglich) (Optional: Entnahmeant Speicher 1 – 3 in [-]) 	 Verhältniswert der Tran- spiration in [-]

3.3.3 Annahmen für Modelldurchlauf

Um das Modell nicht zu kompliziert zu gestalten, bzw. um die Ergebnisse eindeutig zu halten, wurden für den Modelldurchlauf Annahmen getroffen, die sich nicht grundlegend für das Gesamtmodell gelten, jedoch dem Modell insgesamt eine geringer Komplexität verleihen. Im Folgenden werden diese Annahmen kurz zusammengefasst.

Grundmodell

- Alle Speicher haben die gleichen Eigenschaften in Bezug auf Porenvolumen und Feldkapazität.
- Die Inputwerte gelten für jeden Tag eines Monats, d. h. jeden Tag fällt Niederschlag, der über den gesamten Monat gleich ist, mit einem Isotopenwert, der für alle Tage eines Monats als gleich angenommen wird. Das gilt auch für die anderen Eingabewerte, wie z. B. Evaporation, Transpiration, Wasserentnahmeanteil, Verhältniswert der Transpiration, etc.: Jeder Wert gilt an jedem Tag über die Dauer eines Monats.
- Die Evaporation erfolgt nur aus dem oberstem Speicher, alle anderen Speicher bleiben von der Evaporation unbeeinflusst.
- Wasser bewegt sich nur von oben nach unten; es findet keine Wasserleitung von den unteren zu den oberen Speichern statt.
- Ungeachtet der Niederschlagsmenge findet immer (dem eingestellten Anteil entsprechend) Direktabfluss statt.

Module

Transpiration

• Die Transpiration erfolgt gleichmäßig über die drei Speicher.

Tiefenselektive Wasserentnahme

• Das Wasserwird Anteilig der Gesamttranspiration aus den einzelnen Speichern entnommen. (Entsprechend der eingestellten Entnahmeanteile)

Throughfall

- Der Throughfall verändert den Niederschlag in Menge und Isotopenwerten.
- Throughfall und Direktabfluss sind zwei unabhängige Prozesse.
- Der Direktabfluss wird nicht vom Throughfall beeinflusst, ungeachtet der Throughfallmenge wird der Direktabfluss gemäß seinem eingestellten Anteil vom Input abgezogen. Der Direktabfluss hat immer den Isotopengehalt des Niederschlags.

Fog Drip/Auskämmen von Nebel

- Der Fog Drip wird wie ein zusätzlicher Input mit eigenem Isotopensignal behandelt.
- Fog Drip und "normaler" Niederschlag treten gleichzeitig auf.
- Das Auftreten von Fog Drip verringert nicht den Input des "normalen" Niederschlags.

Wurzelfraktionierung

- Wurzelfraktionierung tritt immer bei der Transpiration auf.
- Fraktionierung der Wasserstoffisotope.
- Keine Veränderung der Sauerstoffisotope.

Redistribution

- Umverteilung des Wassers zwischen den Speichern mit dem größten Inhalt und dem geringsten Speicherinhalt.
- Der Speicher, der weder den größten noch den geringsten Speicherinhalt hat, bleibt unbeeinflusst.

4 Ergebnisse

4.1 Ergebnisse Grundmodell

Zur Betrachtung des Grundmodells wurden alle Prozessmodulteile abgeschaltet. Um die Werte vergleichbar zu halten, wurde ein Direktabfluss von 10 % gewählt, wie er auch für die späteren Modelldurchläufe mit Prozessmodulen gewählt wurde. Alle übrigen Eingangsdaten finden sich in Anhang.

Um das Verhalten des Modells zu überprüfen wurden die Isotopenwerte der Speicherinhalte der Speicher 1 bis 3 betrachtet. Die Amplituden der Isotopenzeitreihen weisen eine Verringerung der Amplituden und damit eine Dämpfung des Isotopensignals mit der Tiefe (stärkere werdende Dämpfung von Speicher 1 nach Speicher 3) auf. Gleichzeitig tritt mit zunehmender Tiefe eine Verschiebung der Schwingung entlang der x-Achse auf (Abbildung 18 und Abbildung 19). Dies gilt für die δ^{18} O und die δ^{2} H-Werte gleichermaßen.

Das stufenartige Inputsignal des künstlichen Inputs wird in den Speichern geglättet. Das Modell benötigt etwa 100 Tage, bis die Werte auf einen Sinusverlauf "eingeschwungen" sind.



Abbildung 18: δ^2 H-Werte der Speicherinhalte der Speicher 1 bis 3 sowie des Niederschlags. (Eigene Darstellung)



Abbildung 19: δ^{18} O-Werte der Speicherinhalte der Speicher 1 bis 3 sowie des Niederschlags. (Eigene Darstellung)

Das Wasser im Abfluss setzt sich im Modell aus dem Wasser, das aus dem letzten Speicher ausläuft und dem Direktabfluss zusammen. Die Isotopenwerte also aus den Werten des Direktabflusses und denen die aus dem Speicher 3 ausfließen. Deshalb reagiert das Modell auf die Veränderung der Direktabflussmenge mit einer Veränderung der Isotopenwerte in Richtung des Inputsignals im Niederschlag. Die Isotope im Abfluss zeigen eine Verringerung der Wertespannweite im Vergleich zum Input des Niederschlags, was die Verringerung der Amplitude in den Speichern wiederspiegelt (Abbildung 20).

Das mengengewichtete Mittel der Isotopen im Abfluss liegt zum mengengewichteten Mittel der Isotopen des Niederschlags gering in Richtung leichtere Werte verschoben (Abbildung 20).



Abbildung 20: Isotopenwerte des Abflusses und des Niederschlagsinputs. Schwarze Markierungen: Mengengewichtete Mittel. (Eigene Darstellung)

4.2 Ergebnisse Redistribution Effects

4.2.1 Hydraulic Redistribution

Voraussetzungen

Hydraulic Redistribution ist ein pflanzenpassiver und durch Bodeneigenschaften gesteuerter Prozess. Folgende Voraussetzungen müssen für sein Auftreten gegeben sein:

• Im Boden muss ein ausreichender Bodenfeuchtegradient herrschen.

- Die Wurzeln müssen die Bodenfeuchtebereiche in genügendem Maße erreichen.
- Die Transpiration muss unterbrochen sein, da kein Wassertransport gegen den Transpirationssog stattfinden kann. Diese Bedingung ist im Normalfall nachts gegeben, kann aber auch tagsüber durch eine hohe Luftfeuchtigkeit erreicht werden.

Die Wurzeln dürfen keine oder nur wenige Anpassungen gegen Wasserverlust (Caspary'scher Streifen, Suberisation, Lignifizierung) aufweisen, da diese die Wasserabgabe aus den Wurzeln einschränken oder ganz verhindern.

Ergebnisse aus der Literaturrecherche

Zur Hydraulic Redistribution gibt es viele Studien, allein 34 wurden für die Auswertung betrachtet (siehe Tabelle 3). Insgesamt wurden in den Studien 46 Pflanzenarten vorgestellt, die Hydraulic Redistribution betreiben. Die Arbeiten untersuchten dabei meist nur qualitativ, ob die untersuchten Arten Hydraulic Redistribution betreiben, bzw., inwieweit andere in der Nähe wachsende Pflanzen davon profitieren. Die umverteilte Menge an Wasser blieb dabei oft unquantifiziert. Wurde die Menge des umverteilten Wassers in den Studien ermittelt, so wurde sie in den meisten Fällen in Prozent des am Tag transpirierten Wassers einer Pflanze angegeben. Die Menge des umverteilten Wassers bezieht sich daher auf eine einzelne Pflanze.

Hydraulic Redistribution wurde in den Studien in fast allen funktionellen Gruppen der Pflanzen gefunden, nur in der Gruppe der Krautigen Pflanzen konnte keine Hydraulic Redistribution festgestellt werden, bzw. wurde in dieser Gruppe nicht untersucht. Die meisten Pflanzenarten, bei denen Umverteilung stattfindet, stellt die Gruppe der Bäume mit über 50 % der untersuchten Arten. Die Aufstellung der Anzahl der untersuchten Arten in Zugehörigkeit zu einer funktionellen Gruppe ist in Abbildung 21 dargestellt.



Abbildung 21: Anzahl der in den Studien untersuchten Arten in den funktionellen Gruppen Bäume, Gräser/Ackerpflanzen, Sträucher und Krautige. (Eigene Darstellung.)

In den neun Studien in denen die Menge des umverteilten Wassers bestimmt und in Prozent des am Tag transpirierten Wassers einer Pflanze angegeben wurde, verteilten die Pflanzen zwischen 15 % und 80 % des täglich transpirierten Wassers um (Abbildung 22).



Abbildung 22: Menge des pro Nacht und Pflanze umverteilten Wassers in Prozent des am Tag transpirierten Wassers. (Eigene Darstellung.)

In den sechs Studien, die das umverteilte Wasser in Litern angaben, ergab sich eine Spannweite der Mengen von 0,18 l bis 247 l (Abbildung 23). Drei Studien (BAYALA et al. 2008, KURZ-BESSON et al. 2006, WAN et al. 1993) geben die umverteilte Menge Wasser sowohl in Prozent des am Tag transpirierten Wassers, als auch in Litern an. Um die Daten, die in Prozent des am Tag transpirierten Wassers angegeben sind, hydrologisch sinnvoll interpretieren zu können, ist die Kenntnis über die Verdunstungsmengen der Pflanzen nötig.


Abbildung 23: Menge des pro Nacht und Pflanze umverteilten Wassers in Litern. Die Namen hinter der Autorenangabe sind die Gattungsnamen der untersuchten Pflanzen. (Eigene Darstellung.)

Verbreitung

Arbeiten zur Hydraulic Redistribution wurden auf fast allen Kontinenten durchgeführt, mit Ausnahme der Antarktis und Asien. Die Karte in Abbildung 24 zeigt die geografische Lage der zur Untersuchung der Hydraulic Redistribution durchgeführten Feldstudien.



Abbildung 24: Lage der zur Hydraulic Redistribution durchgeführten Feldstudien auf der Weltkarte. (Roter Punkt: Studienort) (Eigene Darstellung, Bildgrundlage: URL 2.)

Die meisten Studien fanden in semi-ariden Klimaten statt, keine in humiden Gebieten (Abbildung 25). Betrachtet man die Großklimate (nach Köppen), so wurden Studien in allen Großklimaten durchgeführt, außer in den Polarregionen (Großklima D nach Köppen). Die meisten Studien (14 Studien) wurden in den Subtropen (Großklima B nach Köppen) durchgeführt; allein die Hälfte davon in den kontinentalen Subtropen (Klima B2) (Abbildung 26).



Abbildung 25: Verteilung der Studien zur Hydraulic Redistribution auf humide, semi-humide, semi-aride und aride Gebiete. (Eigene Darstellung)



Abbildung 26: Verteilung der Studien zur Hydraulic Redistribution auf die einzelnen Teilklimate nach Köppen. (A) Tropen, (B) Subtropen, (CI) Mittlere Breiten. Zahl bei A: (1) Kalttropen, (2) Warmtropen. Zahl bei B und C: (1) hochkontinental, (2) kontinental, (3) maritim. (Eigene Darstellung)

Alle Studien zum Thema Hydraulic Redistribution wurden in Tabelle 3 mit Pflanzenarten, genauer Position der Feldstudien (in Koordinaten), Höhe, Jahresmitteltemperatur, Niederschlag und Verdunstung (soweit angegeben) zusammengefasst. Tabelle 3: Zusammenstellung der Studien zur Hydraulic Redistribution. Angaben zu umverteiltem Wasser, Höhe, Niederschlag, Evaporation und Temperatur soweit in den Studien angegeben. (Eigene Zusammenstellung)

Ergebnisse des Modells

Zur Einschätzung der Hydraulic Redistribution wurden die Grundeinstellungen des Modells, wie sie in Anhang dargestellt sind, verwendet.

Wie oben dargelegt, wird von den Pflanzen nicht das gesamte täglich transpirierte Wasser nachts wieder umverteilt, sondern nur ein Teil davon. Im Modell wurden diese Anteile zwischen 25 % und 60 % gewählt. Dies deckt sich mit Werten aus der Literatur (Tabelle 3).

Die Ergebnisse des Modells zeigen, dass die Hydraulic Redistribution die Spannweite der Isotopenwerte im Vergleich zum Niederschlagsinput deutlich verkleinert. Bei allen Umverteilungsanteilen lieferte das Modell nahezu identische Spannweiten für die Werte der Isotopen im Abfluss. Je höher die Umverteilung, desto geringer wird die Spannbreite der Werte im Abfluss, wobei dieser Effekt gering ausfällt (Abbildung 27).

Alle Werte der Isotopen im Abfluss plotten bei der Hydraulic Redistribution auf der GMWL.





Die gewichteten Mittel zeigen, wie schon die Isotopenwerte des Abflusses, keine Abweichung untereinander. Sie sind wenig leichter als das gewichtete Mittel des Niederschlags (Abbildung 28).



Abbildung 28: Gewichtete Mittel der Isotopenwerte im Abfluss bei einem Umverteilungsanteil zwischen 25 % und 60 %. (Eigene Darstellung)

4.2.2 Tiefenselektive Wasserentnahme

Voraussetzungen

Bei der Tiefenselektiven Wasserentnahme verändern die Pflanzen den Gehalt der Isotopen im Wasser indirekt, indem sie vorrangig Wasser aus einer bestimmten Tiefe und damit mit einer bestimmten Isotopensignatur Transpirieren. Die Voraussetzungen dafür sind:

- Die Dämpfung des Isotopensignals im Boden mit der Tiefe ist nicht zu stark.
- Die Pflanze entnimmt hauptsächlich Wasser aus einer bestimmten Tiefe (seltener mehreren). Der Grund dafür kann das Feuchtedargebot des Bodens oder die Morphologie des Wurzelsystems sein.

• Die selektive Entnahme besteht dauerhaft (aufgrund des Wurzelsystems) oder zumindest über einen längeren Zeitraum (z. B. eine Jahreszeit, eine Vegetationsphase, etc.).

Ergebnisse aus der Literaturrecherche

Auch wenn großes Interesse von Seiten der Biologie an der Wasserentnahmetiefe von Pflanzen besteht und für die Untersuchung des Wasserentnahmeverhaltens der Pflanzen Isotopenmethoden verwendet werden, so gibt es doch keine Studien, die die Wirkung von selektiver Wasserentnahme auf die Isotopen zum Thema haben. Es fand sich deshalb keine Aussage darüber, inwieweit dieser Prozess einen Einfluss auf die Isotopen im Bodenwasser oder im Abfluss haben könnte.

Ergebnisse des Modells

Zur Einschätzung der Tiefenselektiven Wasserentnahme wurden die Grundeinstellungen des Modells, wie sie im Anhang dargestellt sind, verwendet.

Je nach Pflanzenart, Phänotyp und Zugehörigkeit zu einer funktionellen Gruppe unterscheiden sich Pflanzen in ihrem Wasseraufnahmeverhalten. Um dieses Verhalten und die dazugehörigen, sich unterscheidenden Entnahmetiefen über das Jahr zu simulieren, wurden vier verschiedene Szenarien entwickelt. Diese Szenarien wurden in Tabelle 4 zusammengefasst.

					Wasse	erentna	hmeanteil	le in %				
	Gras,	Szenaric	1 (G1)	Gras, Sze	enario 2	(G2)	Baum, S	Szenario	1 (B1)	Baur (B2)	n, Szo	enario 2
Monat	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3
1	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33
2	50	25	25	33	33	33	25	50	25	33	33	33
3	75	12,5	12,5	100	0	0	75	12,5	12,5	100	0	0
4	75	12,5	12,5	100	0	0	12,5	75	12,5	0	100	0
5	75	12,5	12,5	100	0	0	12,5	75	12,5	0	100	0
6	25	50	25	0	100	0	0	50	50	0	50	50
7	25	50	25	0	50	50	0	25	75	0	0	100
8	0	75	25	0	100	0	0	25	75	0	0	100
9	0	75	25	100	0	0	0	50	50	0	50	50
10	25	50	25	100	0	0	50	25	25	100	0	0
11	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33
12	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33

Tabelle 4: Wasserentnahmeanteile für die verschiedenen Szenarien G1, G2, B1, B2 des Wasseraufnahmeverhaltens. S1 bis S3: Speicher eins bis drei entsprechend. (Eigene Werte)

Zusätzlich zu diesen Szenarios wurde auch das Werteset der Wasserentnahmetiefen des Grundmodells (GM), wie es für andere Prozesse (z. B. Wurzelfraktionierung)verwendet wurde, mit betrachtet.

Das Wertespektrum der Isotopenwerte ist für die verschiedenen Szenarien unterschiedlich. Während Szenario G2, B1 und B2 ein ähnlich breites Spektrum aufweisen, sind die Werte für G1 und GM deutlich weniger weit gestreut. Die Szenarien G2, B1 und B2 erreichen dabei die schwersten Werte des Niederschlags, werden aber nicht schwerer als der Niederschlagsinput (Abbildung 29 & Abbildung 30).



Abbildung 29: Werte der Isotopen im Abfluss Szenarien G1 und G2. (Eigene Darstellung)



Abbildung 30: Werte der Isotopen im Abfluss Szenarien B1, B2 und GM. (Eigene Darstellung)

Die mengengewichteten Mittel der Isotopenwerte im Abfluss zeigen keine Unterschiede in den Werten untereinander. Sie plotten alle auf dem mengengewichteten Mittel der Isotopen im Niederschlag (Abbildung 31).



Abbildung 31: Mengengewichtete Mittel der Szenarien G1 bis B2 und GM. Schwarzer Punkt: mengengewichtetes Mittel der Isotopen im Niederschlag. (Eigene Darstellung)

Manche Pflanzen entnehmen das gesamte von ihnen verwendete Wasser aus einem bestimmten, scharf abgegrenzten Tiefenbereich. Um dieses Verhalten zu simulieren wurde getestet, wie sich die Entnahme aus nur einem Speicher auf die Isotopen im Abfluss auswirkt. Die Eingangswerte sind in Tabelle 5 dargestellt.

				Wasser	rentnahm	eanteile in %			
	Spe	Speicher 1 100 % Speicher 2 100 %			Speicher 3 100 %				
Monat	S1	S2	S3	S1	S2	S3	S1	S2	S3
1	100	0	0	0	100	0	0	0	100
2	100	0	0	0	100	0	0	0	100
3	100	0	0	0	100	0	0	0	100
4	100	0	0	0	100	0	0	0	100
5	100	0	0	0	100	0	0	0	100
6	100	0	0	0	100	0	0	0	100
7	100	0	0	0	100	0	0	0	100
8	100	0	0	0	100	0	0	0	100
9	100	0	0	0	100	0	0	0	100
10	100	0	0	0	100	0	0	0	100
11	100	0	0	0	100	0	0	0	100
12	100	0	0	0	100	0	0	0	100

Tabelle 5: Wasserentnahmeanteile für den Modelldurchlauf mit Wasseraufnahme aus einem abgegrenzten Tiefenbereich. (eigene Werte)

Die Ergebnisse dieses Modelldurchlaufs unterscheiden sich stark vom Durchlauf der Szenarios G1 bis B2. Das Wertespektrum für S1 bis S3 fällt deutlich schmaler aus als für G1 bis B2 und umfasst auch leichtere Werte. Die Modelldurchläufe S1 bis S3 unterscheiden sich deutlich. Die ausschließliche Wasserentnahme aus dem obersten Speicher führt zu einem schmalen Wertebereich der Isotopen im Abfluss. Die ausschließliche Entnahme aus den Speichern zwei und drei verkleinert die Amplitude der Isotopenwerte nicht so stark, erzeugt aber leichtere Werte (Abbildung 32).



Abbildung 32: Werte der Isotopen im Abfluss Szenarien S1 bis S3 und GM. (Eigene Darstellung)

Die mengengewichteten Mittel der Isotopenwerte im Abfluss für die Modelldurchläufe S1 bis S3 unterscheiden sich deutlich von den Durchläufen G1 bis B2. Unterschiede zeigen sich auch zwischen den unterschiedlichen Entnahmetiefen. Die leichtesten Werte weist S3 auf, die schwersten S1. Die Mittel von S1 bis S3 sind insgesamt leichter als das mengengewichtete Mittel des Niederschlags (Abbildung 33).



Abbildung 33: Mengengewichtete Mittel der Szenarien S1 bis S3 und GM. Schwarzer Punkt: mengengewichtetes Mittel der Isotopen im Niederschlag. (Eigene Darstellung)

4.2.3 Taprooting

Voraussetzungen

Für den Prozess des Taprootings gibt es lediglich eine Voraussetzung. Diese ist, dass die betreffenden Pflanzen eine besonders tiefreichende Wurzel (Taproot) ausgebildet haben. Mit dieser erreichen sie andere Bodenfeuchtebedingungen, als mit den übrigen Wurzeln.

Ergebnisse aus der Literaturrecherche

Obwohl sich einige Studien zum Thema Taprooting fanden und sich zahlreiche Arbeiten mit der Wasseraufnahmetiefe oder doch am Rande mit Wurzeltiefen beschäftigen, fand sich keine Studie, die sich mit Taprooting und der Veränderung des Isotopengehalts im Bodenwasser, einem anderen hydrologischen Kompartiment oder in Pflanzen beschäftigt.

Wie im Kapitel Taprooting angedeutet, ist dieser Prozess in Verbindung mit Hydraulic Redistribution und Tiefenselektiver Entnahme (Kapitel 2.2.1) möglicherweise von Bedeutung, jedoch fanden sich hierzu keine entsprechenden Erkenntnisse in der Literatur. Deshalb wurde auch der Prozess des Taprooting nicht im Modell betrachtet.

4.3 Ergebnisse Selection Effects

4.3.1 Throughfall Enrichment

Voraussetzungen

Beim Throughfall Enrichment bildet die Pflanze die Oberfläche an der der Prozess stattfinden kann. Sie selbst bleibt passiv. Trotzdem hat sie durch Eigenschaften wie Pflanzenstruktur, Blattfläche, Pflanzendichte und Kronenstruktur Einfluss auf die Größe der Isotopenveränderung. Aber auch meteorologische Größen wie Luftfeuchte, Wind, Niederschlagsintensität, -dauer und –frequenz beeinflussen Veränderung. Voraussetzungen für die Veränderung des Throughfalls sind:

- Ein Teil des auf die Pflanzen gelangenden Niederschlags muss verdunsten, es muss also Interzeption stattfinden.
- Das Wasser darf nicht vollständig verdunsten.
- Der Niederschlag muss lange genug auf den Pflanzen verbleiben, damit die Effekte ausreichend groß werden, um sie sich im Isotopensignal niederzuschlagen.

Ergebnisse aus der Literaturrecherche

Für die Betrachtung des Throughfall Enrichments wurden vier Studien herangezogen. In zwei Studien wurde nur die Veränderung der Sauerstoff-Isotope betrachtet, in den anderen sowohl Sauerstoff-18 als auch Deuterium. Die Zeiträume, über die die Studien durchgeführt wurden, unterscheiden sich stark. Während bei einer Studie nur ausgewählte Niederschlagsereignisse betrachtet wurden (DEWALLE & SWISTOCK 1994), nutzte eine andere Studie Daten aus zwei 3-Monats-Perioden (BRODERSON et al. 2000). Die Studie von LIU et al. (2008) wiederum griff auf eine Datengrundlage von drei Jahren zurück.

Die Studien beschäftigten sich mit dem Throughfall in Wäldern; es fand sich keine Studie zur Anreicherung des Throughfalls an anderen Pflanzen als an Bäumen. Es wurden sowohl Laub- als auch Nadelbäume untersucht. Diese zeigen ein unterschiedliches Verhalten in Bezug auf die Anreicherung. Nadelbäume zeigen in allen Studien – soweit die Studien Nadel- und Laubbäume betrachten – eine höhere Anreicherung als Laubbäume. Die maximale mittlere Anreicherung für Nadelbäume fand sich in den gemäßigten Breiten (Schwarzwald) und betrug 0,38 ‰ δ^{18} O bei Fichten. Die maximalen mittleren Anreicherungen des Throughfalls wurden in den Tropen unter natürlichem Monsunregenwald mit typspezifischer Artenzusammensetzung gefunden. Hier betrug die mittlere Ranreicherung 0,7 ‰ δ^{18} O (Abbildung 34).



Abbildung 34: Zusammenstellung der mittleren Anreicherungen aus den Studien. Ausgefüllte Zeichen: Nadelwald, leere Zeichen: Laubwald. (Eigene Darstellung, Daten SAXENA (1986) aus DEWALLE & SWISTOCK (1994).)

In der Studie von LIU et al. (2008) zeigte auch der natürliche Monsunregenwald die höchsten Anreicherungen für Deuterium. Hier lagen die Werte im Mittel mit 5,5 ‰ δ^2 H Anreicherung um 1,4 ‰ höher als unter den Bäumen (Laubbäume) der ebenfalls untersuchten Plantage (Abbildung 35).



Abbildung 35: Anreicherung des Throughfalls und des Stemflows im Monsunregenwald (Wald) und unter den Bäumen einer Gummibaumplantage (Plantage). (Eigene Darstellung.)

Verbreitung

Bis jetzt wurden nur sehr wenige Arbeiten zum Throughfall Enrichment durchgeführt. Die Karte in Abbildung 36 zeigt die Lage der zur Untersuchung des Throughfall Enrichment durchgeführten Feldstudien.



Abbildung 36: Lage der zum Throughfall Enrichment durchgeführten Feldstudien auf der Weltkarte. (Roter Punkt: Studienort) (Eigene Darstellung, Bildgrundlage: URL 2.)

Ergebnisse des Modells

Für den Modelldurchlauf mit Throughfall wurde das Modell mit den Grundeinstellungen (siehe Anhang) verwendet.

Der Throughfall wurde realisiert, in dem eine bestimmte Menge Wasser vom Niederschlagsinput abgezogen und der Isotopenwert, wie in der Literatur beschrieben, um $0,24 \ \infty \ bis \ 0,32 \ \infty \ \delta^{18}$ O angereichert. Da keine Werte für Deuterium aus der Literatur bekannt sind, mit Ausnahme der Werte für Monsunregenwald, wurden die Werte entsprechen den δ^{18} O-Werten abgeschätzt (Tabelle 6).

	Anreicherung Interzeption in ‰						
Monat	$\delta^{18}O$	δ²H					
1	0,32	2,56					
2	0,32	2,56					
3	0,30	2,40					
4	0,30	2,40					
5	0,24	1,92					
6	0,24	1,92					
7	0,24	1,92					
8	0,24	1,92					
9	0,30	2,40					
10	0,30	2,40					
11	0,32	2,56					
12	0,32	2,56					

Tabelle 6: Eingangsdaten für die Anreicherung des Throughfalls. (Eigene Werte)

Um die Auswirkungen des Throughfalls auf die Isotopen im Abfluss zu bestimmen, wurden verschiedenen Interzeptionsmengen von 1 % bis 25 % gewählt. Der jeweilige Wert wurde als ganzjährig konstant angenommen.

Die Amplitude der Isotopenwerte im Abfluss weist Unterschiede zwischen den einzelnen Modelldurchläufen auf. Je höher die Interzeption angenommen wurde, desto größer wird die Spannweite der Werte (Abbildung 37).



Abbildung 37: Isotopenwerte im Abfluss für 1 %, 5 %, 10 %, 15 %, 20 % und 25 % Interzeption. (Eigene Darstellung)

Die mengengewichteten Mittel der Isotopen im Abfluss zeigen keine deutlichen Abweichungen voneinander. Auch liegen sie um den gewichteten Mittelwert der Isotopen des Niederschlags (Abbildung 38).



Abbildung 38: Mengengewichtete Mittel der Isotopenwerte im Abfluss für 1 %, 5 %, 10 %, 15 %, 20 % und 25 % Interzeption. (Eigene Darstellung)

4.3.2 Snow Interception Enrichment

Voraussetzungen

Wie beim Throughfall Enrichment, dem das Snow Interception Enrichment vom Prozess her sehr ähnlich ist, hat die Pflanze über Pflanzenstruktur, Blattfläche, Pflanzendichte und Kronenstruktur genauso wie meteorologische Größen wie Luftfeuchte, Wind, Niederschlagsintensität, -dauer und –frequenz Einfluss auf die Größe der Isotopenveränderung.

Damit Snow Interception Enrichment eine Auswirkung auf die Isotopensignatur des Abflusses hat, muss die Anreicherung des Schneepakets auf den Pflanzen größer sein, als auf der unbelebten Umgebung. Die Voraussetzungen hierfür sind:

- Der Schnee muss mehr Fläche in Kontakt mit der Atmosphäre haben, als Schnee auf unbelebter Umgebung. Bildet der Schnee eine durchgehende, geschlossene Decke auf z. B. niedrigen Gräsern oder Polsterpflanzen, zeigt sich kein Effekt.
- Der Schnee muss ausreichend lange auf den Pflanzen liegen bleiben, damit die Effekte groß genug werden und sie sich im Isotopensignal niederschlagen.

• Der Schnee darf nicht vollständig sublimieren.

Eine weitere Einflussgröße auf das Snow Interception Enrichment ist, neben den oben genannten meteorologischen und pflanzenmorphologischen Eigenschaften, auch die Größe des Schneepakets: Kleinere Schneepakete zeigen eine schnellere und größere Anreicherung als größere Schneepakete.

Ergebnisse aus der Literaturrecherche

Es finden sich in der Literatur zwei Studien, die sich explizit mit der Schneeinterzeption und ihrer Wirkung auf die Isotope beschäftigen (CLAASSEN & DOWNY 1995, KÖNIGER et al. 2008). Dabei wurden von CLAASSEN und DOWNY (1995) eine mittlere Anreicherung des Schneepakets 2,1 ‰ δ^{18} O und 13 ‰ δ^{2} H gefunden. Königer et al. (2008) haben die durch die Schneeinterzeption veränderten δ^{18} O-Werte im Abfluss des von ihnen untersuchten Einzugsgebiets gemessen und dabei eine Anreicherung des Wassers im Gerinne von 2 ‰ festgestellt.



Abbildung 39: Werte für die Anreicherung des Schnees durch Interzeption. *Wert der Anreicherung im Gewässer und nicht im Schnee gemessen. (Eigene Darstellung)

Wenn auch die Wirkung der Schneeinterzeption auf die Isotope in nur wenigen Studien untersucht wurde, so gibt es zahlreiche Studien, die die Mengenverluste durch Schneeinterzeption zum Thema haben. In diesen Arbeiten finden sich Werte für den Interzeptionsverlust von bis zu 200 mm/Jahr. In Tabelle 7 sind einige dieser Werte zusammengestellt.

Autor(en)]	Interzeptionsverl	Art	
	mm/h	mm/Tag	mm/Jahr	
Calder (1990)	0,5	-	-	Picea stichensis
LUNDBERG et al. (1998)	0,56	3,9 (mm/7 h)	200	Picea sitchensis
Schmidt (1991)	-	1,6	-	Künstliche Konifere
Harding & Pomeroy (1996)	-	4,0 (mm/36 h)	-	Pinus banksia
GRELLE et al. (1998)	-	1,3	-	Konifere
NAKAI et al. (1994)*	-	2,3	-	Konifere
Lundberg & Halldin (1994)*	0,3	3,3	-	Picea ssp.
Johnson (1990)	-	-	105	Picea sitchensis

Tabelle 7: Zusammenstellung einiger Werte für den Schneeinterzeptionsverlust. Mit * gekennzeichnete Autoren zitiert in LUNDBERG & HALLDIN (2001).

Ergebnisse des Modells

Als Eingangswerte für die Anreicherung dienten die Werte von CLAASSEN & DOWNY (1995). Die Anreicherung in diesem hohen Maße wurde nur für die Monate November bis Februar angenommen, in den übrigen Monaten wurden die Werte des Throughfalls übernommen. Die genaue Zusammenstellung der Eingangswerte findet sich in Tabelle 8.

	Anreicherung des	Throughfalls in ‰	Interzeptionsmenge in % des Niederschlags			
Monat	δ18Ο	δ²H	30 % Schnee- interzeption	40 % Schnee- interzeption		
1	2,10	13,00	30	40		
2	2,10	13,00	30	40		
3	0,30	2,40	1	1		
4	0,30	2,40	1	1		
5	0,24	1,92	1	1		
6	0,24	1,92	1	1		
7	0,24	1,92	1	1		
8	0,24	1,92	1	1		
9	0,30	2,40	1	1		
10	0,30	2,40	1	1		
11	2,10	13,00	30	40		
12	2,10	13,00	30	40		

Tabelle 8: Zusammenstellung der Eingangswerte für die Modelldurchläufe der Schneeinterzeption. (Eigene Zusammenstellung)

Die Ergebnisse des Modells zeigen, dass die Werte des Snow Interception Enrichments eine große Spannbreite aufweisen. Die Werte des Modelldurchlaufs mit 40 % Interzeption des Niederschlags besitzt eine größere, vor allem leichte Werte umfassende Spannbreite. Die Werte beider Durchläufe liegen auf der GMWL (Abbildung 40).



Abbildung 40: Isotopenwerte im Abfluss für 30 % und 40 % Schneeinterzeption im Winter. (Eigene Darstellung)

Die mengengewichteten Mittel der Isotopen beider Durchläufe liegen sehr nahe zusammen auf der GMWL. Beide Mittelwerte sind schwerer als das gewichtete Mittel des Niederschlags (Abbildung 41).



Abbildung 41: Mengengewichtete Mittel der Isotopen im Abfluss für 30 % und 40 % Schneeinterzeption im Winter. Schwarzer Punkt: Mengengewichtetes Mittel des Niederschlags (Eigene Darstellung)

4.3.3 Auskämmen von Nebel/Fog Drip

Voraussetzungen

Pflanzen kämmen Nebel aus und erschließen sich damit eine weitere Wasserquelle. Bis jetzt ist noch nicht geklärt, ob dies zufällig geschieht und die Pflanzen eine passive Rolle spielen, oder ob die effektive Nutzung dieser zusätzlichen Wasserressource nicht Folge einer gezielten Anpassung der Pflanzen ist. In jedem Fall sind folgende Voraussetzungen nötig, damit das Auskämmen von Nebel einen Effekt auf die Isotopen im Abfluss haben kann:

- Der Nebel muss in ausreichender Menge und Frequenz auftreten.
- Es muss dabei so viel Wasser ausgekämmt werden, dass es an den Pflanzen haften bleibt, zusammenläuft und abtropft.
- Der so "geerntete" Nebelniederschlag muss einen signifikanten Anteil am Jahresniederschlag stellen.

Ergebnisse der Literaturrecherche

Das Auskämmen von Nebel ist Gegenstand einer Vielzahl von Studien. Ein Teil dieser Studien beschäftigt sich auch mit den Isotopen im Nebel. Die Studien betrachten, je nachdem von welcher Forschungsdisziplin aus die Autoren arbeiten, den Anteil des Fog Drips am transpirierten Wasser, den Anteil des Nebelniederschlags am Jahresniederschlag oder der Anteil des Fog Drips am Grundwasser.

So finden sich Angaben zum Anteil des Fog Drips zwischen 28 % und 66 % bzw. 13 % und 45 % der Menge des von den Pflanzen transpirierten Wassers in den Arbeiten von CORBIN et al. (2005) und DAWSON (1998).

Dawson untersuchte einen Wald mit *Sequoia sempervirens* (Mammutbaum) an der Küste Californiens (USA). Bei einem Tagesbedarf an Wasser dieser Pflanze von 600±145 l/Tag würde das maximal einer durch das Auskämmen von Nebel erbrachten Menge von 270±65,25 l/Tag entsprechen. Der Anteil des Nebelniederschlags am Jahresniederschlag wurde von ihm mit 34±8% unter Bäumen angegeben, ohne hohe Vegetation auf mit Gras bewachsenen Freiflächen auf 17 %.

HOLWERDA et al. (2006) bestimmten 17,1 % (785 mm Fog Drip bei einem Jahresniederschlag von 4435 mm) Nebelniederschlagsanteil am Jahresniederschlag für einen Nebelwald in Puerto Rico.

Der Nebelniederschlag versorgt nicht nur Pflanzen an der Oberfläche mit Feuchtigkeit, er kann auch bis in tiefe Bodenschichten infiltrieren und einen deutlichen Anteil des Grundwassers stellen. So fanden sich Werte zwischen 25 % und 69 % für die Anteile des Fog Drips am Grundwasser für einen Koniferenwald an der Küste Kaliforniens (USA) und einer Tussockgras Offenlandvegetation (INGRAHAM & MATTHEWS 1995, INGRAHAM & MARKS 2000).

Der Nebel ist aufgrund seiner Entstehung im Vergleich zum Regenniederschlag deutlich schwerer, sowohl in den δ^{18} O- als auch den δ^{2} H-Werten. Eine Zusammenstellung der Niederschlagswerte sowie der Werte des Grundwassers aus der Literatur findet sich in Tabelle 9.

		N	ebelnied	erschlag			Nieders	schlag			Grundv	vasser	
		$\delta^2 H$ ir	ז ‰	δ ¹⁸ 0 i	n ‰	δ²H i	n ‰	δ ¹⁸ Ο i	n ‰	δ²H i	n ‰	δ ¹⁸ 0 i	n ‰
		von	bis	von	bis	von	bis	von	bis	von	bis	von	bis
Ingraham Matthews (1990)	&	-18,0	-7,0	-	-	-41,0	-33,0	-	-	-31,0	-23,0	-	-
Ingraham Matthews (1995)	&	-15,6	-9,0	-2,9	-2,0	-43,0	-30,0	-7,0	-5,8	-38,0	-25,0	-	-
Dawson (1998)		-10,0	+9,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabelle 9: Zusammenstellung der Isotopenwerte im Nebelniederschlag, Niederschlag und Grundwasser (Eigene Zusammenstellung)

Ergebnisse des Modells

Für die Modelldurchläufe für die Betrachtung des Nebelniederschlags wurde ein Direktabfluss von 10 % zugrundegelegt. Die Mengen der Modelldurchläufe wurden jeweils zu 10 %, 20 %, 30 % und 40 % der Niederschlagsmenge angenommen und auf die Inputmenge aufgeschlagen. Für die Inputwerte der Isotopen wurde ein Inputsignal ähnlich des von DAWSON (1998) bestimmten gewählt (Tabelle 10).

	Eingangswerte Nebelniederschlag in ‰							
Monat	δ ¹⁸ Ο	$\delta^2 H$						
1	-1,25	-10,00						
2	-1,00	-8,00						
3	-0,75	-6,00						
4	-0,50	-4,00						
5	-0,250	-2,00						
6	-0,125	-1,00						
7	-0,125	-0,10						
8	-0,125	-1,00						
9	-0,250	-2,00						
10	-0,500	-4,00						
11	-0,750	-6,00						
12	-1,00	-8,00						

Tabelle 10: Eingangswerte der Isotopen des Nebelniederschlags. (Quelle: eigene Werte)

Bei allen Modelldurchgängen weisen die Isotopen im Abfluss eine ähnliche Spannweite der Werte auf, die geringer als die des Inputs ist. Bei steigender Nebelniederschlagsmenge vergrößert sich die Spannweite der Werte in Richtung der schwereren Isotope. Diese schwereren Werte liegen leicht unterhalb der GMWL (Abbildung 42).



Abbildung 42: Isotopenwerte im Abfluss für 10 %, 20 %, 30 % und 40 % Nebelniederschlag.

Die mengengewichteten Mittel der Isotope im Abfluss bestätigen die Verschiebung der Isotope in Richtung der schwereren Werte. Wobei das gewichtete Mittel des Modelldurchlaufs mit 40 % Nebelniederschlag leichter ist, als die mit 20 % und 30 %. Auch die Gewichteten Mittel plotten knapp unterhalb der GMWL (Abbildung 43).



Abbildung 43: Mengengewichtete Mittel der Isotopenwerte im Abfluss für 10 %, 20 %, 30 % und 40 % Nebelniederschlags. (Schwarzer Punkt: mengengewichtetes Mittel der Isotopen des Niederschlags [ohne Nebelniederschlag].)

4.4 Ergebnisse Leakage Effects

4.4.1 Leaf Enrichment

Voraussetzungen

Leaf Enrichment ist ein Prozess, der bei der Transpiration der Pflanzen auftritt. Die Anreicherung tritt dabei im non-steady-state-Fall auf. Der non-steady-state tritt bei der Transpiration meist nur kurzzeitig auf, bis sich ein Gleichgewicht zwischen dem Interzellularraum und der das Blatt umgebenden Atmosphäre eingestellt hat.

Ergebnisse aus der Literaturrecherche

Es fanden sich in der Literatur keine Hinweise darauf, inwieweit die Anreicherung der Blätter Einfluss auf die Zusammensetzung der Isotopen im Abfluss haben könnte.

4.5 Ergebnisse Uptake Effects

4.5.1 Wurzelfraktionierung

Voraussetzungen

Die Wurzelfraktionierung ist ein pflanzenaktiver Prozess. Damit dieser Prozess auftritt müssen folgende Voraussetzungen erfüllt sein:

- Die Pflanzen müssen an trockene oder salzhaltige Standortbedingungen durch einen ausgeprägten Caspary'sche Streifen, Lignifizierung oder Suberisation der Wurzelzellen angepasst sein.
- Diese Anpassungen führen zu einem transzellularen, zumindest teilweise transzellularen oder symplastischen Transport des Wassers in die und in der Wurzel.

Ergebnisse aus der Literaturrecherche

In der Literatur finden sich zwei Arbeiten zum Thema Fraktionierung bei der Wasseraufnahme in die Wurzeln: Die Studie von ELLSWORTH und WILLIAMS (2007) und die Studie von LIN und STERNBERG (1993).

Insgesamt wurden in den Studien 28 Pflanzenarten vorgestellt, die bei der Wasseraufnahme durch die Wurzeln eine Fraktionierung aufweisen. In den Studien wurden die Pflanzen auf Fraktionierung sowohl der Sauerstoff- als auch der Wasserstoffisotopen getestet. Eine signifikante Fraktionierung erfolgte immer nur bei den Wasserstoffisotopen.

Beide Studien betrachten nur die Veränderungen in der Pflanze. Isotopische Veränderungen des Bodenwassers oder des aus den Töpfen abfließenden Wassers wurden nicht untersucht.

Für die insgesamt 16 untersuchten Arten verholzter Xerophyten fanden ELLSWORTH und WILLIAMS (2007) Werte für die isotopische Separation Δ^2 H (Δ^2 H = δ^2 H_{Bewässerungwasser} - δ^2 H_{Xylemwasser}) des Wassers bei der Aufnahme in die Wurzeln von 0,5 ‰ bis 9,0 ‰. Die Separation war positiv mit der Salztoleranz der Pflanzen korreliert. Die in dieser Studie untersuchten Pflanzenarten, sowie die einzelnen Ergebnisse sind in Abbildung 44 zusammengestellt.



Abbildung 44: Separation Δ^2 H des Bodenwassers gegen das Xylemwassers der Pflanzen in verholzten Xerophytenarten. (Eigene Darstellung.)

LIN und STERNBERG (1993) untersuchten vier Gruppen unterschiedlich stark an Salz angepasster Halophyten- und Glycophytenarten. Die insgesamt zwölf Arten wiesen Δ^2 H-Werte von 2,0 ‰ bis 13,0 ‰ auf. Je angepasster eine Pflanzenart an eine salzreiche Umgebung war, desto größer viel die Separation aus. Die höchsten Werte zeigten die Arten der Gruppe der Salz-ausschließenden Halophyten: ihre Δ^2 H-Werte lagen zwischen 8,0 ‰ und 13,0 ‰. Die von LIN und STERNBERG untersuchten Pflanzenarten, sowie die einzelnen Ergebnisse sind in Tabelle 11 zusammengestellt.

Art	$\Delta^2 H$	in ‰
	von	bis
Salz-abscheidende Halophyten:		
Avicienna germians	7,0	9,0
Salz-ausschließende Halophyten		
Concarpus erecta	8,0	13,0
Languncularia recemosa		
Leicht salztolerante Glycophyten:		
Acrostichum aureum,	5,0	8,0
Annona glabra,		
llex cassine, Murica cerifera		
Schinus terebinthifolius		
Salz-sensitive Glycophyten:		
Magnolia virginiana,	2,0	5,0
Plucea foetida,		
Salix carolinia		

Tabelle 11: Separation Δ^2 H in verschieden Halophyten- und Glycophytenarten. (Werte aus LIN und STERNBERG 1993) (Eigene Darstellung.)

Verbreitung

Bei den in beiden Studien untersuchten Arten handelt es sich um an zwei verschiedene extreme Standorte angepasste Pflanzen. Die von ELLSWORTH und WILLIAMS (2007) untersuchten Pflanzen sind alle in Nordamerika heimisch und besiedeln einen großen Teil des Kontinents. Die meisten Arten finden sich im Süd-Westen und in der Mitte der USA, einige Arten sind bis an die Ostküste und nach Canada im Norden zu finden. Ihre

Verbreitung ist exemplarisch in Abbildung 45 wiedergegeben, die Daten zur Verbreitung der Arten wurden URL 3 entnommen.



Abbildung 45: Die Verbreitung der in ELLSWORTH und WILLIAMS (2007) untersuchten Pflanzenarten in den USA und Canada. (1) 12-15 Arten, (2) 8-11 Arten, (3) 4-7 Arten und (4) 1-3 Arten heimisch. (Quelle: URL 3)

Ergebnisse des Modells

Bei der Wurzelfraktionierung werden bevorzugt die leichten Wasserstoffisotope aufgenommen. Die schweren bleiben im Boden zurück. Die Fraktionierung kann unterschiedlich stark ausfallen, je nachdem wie stark die Anpassungen einer Pflanze sind. Für die Modelldurchläufe wurden Werte zwischen 7 ‰ und 13 ‰ Δ^2 H (Δ^2 H = δ^2 H_{Bewässerungwasser} - δ^2 H_{Xylemwasser}) für die isotopische Separation angenommen. Diese Werte entsprechen den von LIN & STERNBERG (1993) und ELLSWORTH & WILLIAMS (2007) gefundenen Werten und decken die von ihnen gefundenen Maximalwerte ab. Bei allen Modelldurchläufen weisen die Isotopen im Abfluss eine ähnliche Spannbreite auf. Alle Durchläufe zeigen eine Verschiebung in den Wasserstoffisotopen Richtung schwere Werte. Sie liegen dadurch oberhalb der GMWL (Abbildung 46). Die größte Abweichung von der GMWL zeigt der Durchlauf mit der höchsten Separation (13 ‰ Δ^{2} H).



Abbildung 46: Isotopenwerte im Abfluss für 7 ‰, 9 ‰, 11 ‰ und 13 ‰ Δ^2 H. (Eigene Darstellung)

Die mengengewichteten Mittel der Isotope im Abfluss zeichnen dieses Verhalten nach und zeigen untereinander keine großen Unterschiede. Sie plotten für alle Durchläufe oberhalb des mengengewichteten Mittels des Niederschlags (Abbildung 47).
Synthese



Abbildung 47: Mengengewichtete Mittel der Isotopenwerte im Abfluss für7 ‰, 9 ‰, 11 ‰ und 13 ‰ Δ^2 H. Schwarzer Punkt: mengengewichtetes Mittel des Niederschlags (Eigene Darstellung)

4.6 Synthese

4.6.1 Literaturrecherche

Durch die Literaturrecherche konnten acht verschiedene pflanzeninduzierte Prozesse identifiziert werden, die einen Effekt auf die Wasserisotope haben. Diesen Prozessen liegen dabei unterschiedliche Mechanismen zugrunde. Die einzelnen Prozesse können, müssen aber nicht in Kombination miteinander auftreten.

Das Auftreten und die Stärke der Isotopeneffekte ist, je nach Prozess, abhängig von der beteiligten Pflanzenart, ihren physiologischen und morphologischen Anpassungen, den meteorologischen und klimatischen Bedingungen am Standort, sowie den Bodeneigenschaften.

Die meisten Arbeiten betrachten die Veränderung der Isotopen nur an oder in der Nähe der Vegetation, Untersuchungen an Bodenwasser, Grundwasser und Abfluss fehlen meist ganz.Nur eine einzige Arbeit zeigt eine Veränderung der Isotopen im Abfluss durch Pflanzen. Durch Snow Interception Enrichment kann eine Anreicherung im Abfluss bewaldeter Einzugsgebiete von 2 ‰ δ^{18} O gegenüber Einzugsgebieten ohne Waldvegetation erreicht werden.

Verbreitung

Die Verbreitung ist Abhängig vom betrachteten Prozess. In Tabelle 12 ist noch einmal das potentielle Vorkommen der einzelnen Prozesse zusammengefasst.

Tabelle 12: Potentielles Vorkommen der Prozesse in den verschiedenen Klimabereichen	. (a)
arid, (sa) semiarid, (sh) semihumid, (h) humid. (Eigene Zusammenstellung)	

Prozess		Klii	ma	
	а	sa	sh	h
Hydraulic Redistribution	х	х	х	
Tiefenselektive Wasserentnahme	х	х	х	Х
Taprooting	х	х	х	Х
Throughfall Enrichment			x	х
Snow Interception Enrichment			x	x
Auskämmen von Nebel	x	x	x	x
Wurzelfraktionierung	х	х	Х	(x)

4.6.2 Modellergebnisse

In der Literatur wurden acht Prozesse gefunden, die potentiell eine Wirkung auf die Wasserisotope haben. Bei fünf von ihnen gab es Hinweise in der Literatur auf Signalverändernde Effekte. Daraufhin wurden sechs Prozesse im Modell überprüft. Die Modellergebnisse erbrachten bei allen einen Hinweis auf eine Veränderung des Isotopensignals im Abfluss.

Alle Prozesse haben unterschiedlichen Einfluss auf die Isotopenwerte. Betrachtet man alle Prozesse bei definierten Bedingungen (Tabelle 12) zusammen, zeigt sich, dass bei allen Prozessen die Amplitude der Isotopenwerte im Abfluss kleiner ist, als die Amplitude des Niederschlagsinputs. Alle Prozesse weisen bei den Modelldurchläufen mit diesem Datenset eine ähnliche Spannweite der Isotopenwerte im Abfluss auf. Auffallend ist die Wurzelfraktionierung, die der einzige Prozess ist, dessen Werte nicht auf der GMWL plotten (Abbildung 48).

Im Vergleich aller durchgeführten und in den Kapiteln 4.2 bis 4.5 vorgestellten Modelldurchläufe zeigen die Prozesse einen Spannweite für die Isotopen im Abfluss von -8,75 ‰ bis -7,75 ‰ δ¹⁸O und -59,35 ‰ bis -52,65 ‰ δ²H. Die höchste Anreicherung wurde bei den Sauerstoff-Isotopen beim Prozess des Auskämmens von Nebel gefunden, die höchste Abreicherung bei der Tiefenselektion. Bei den Wasserstoffisotopen zei-Snow Interception Enrichment, Auskämmen von Nebel und die gen Wurzelfraktionierung mit -52,65 ‰, -52,76 ‰ bzw. -52,77 ‰ δ²H sehr ähnliche Werte (Abbildung 49 und Abbildung 50).

Die Maximale Anreicherung betrug -0,42 ‰ δ^{18} O durch Auskämmen von Nebel und -2,73 ‰ δ^{2} H durch Snow Interception Enrichment. Eine maximale Abreicherung in den mengengewichteten Mitteln zeigte die Tiefenselektive Wasserentnahme mit 0,58 ‰ δ^{18} O und 3,97 ‰ δ^{2} H gegenüber dem mengengewichteten Mittel des Niederschlagsinput (Abbildung 49 und Abbildung 50).



Abbildung 48: Isotopenwerte im Abfluss aller Prozesse. Bei in Tabelle dargestellten Eingangsdaten. (Eigene Darstellung)



Abbildung 49: Maximale Werte der mengengewichteten Mittel der einzelnen Prozesse für δ^{18} O-Werte. (Eigene Darstellung)



Abbildung 50: Maximale Werte der mengengewichteten Mittel der einzelnen Prozesse für $\delta^2 \text{H-Werte.}$ (Eigene Darstellung)

5 Diskussion

Das Ziel dieser Arbeit bestand in der Beantwortung der Frage, ob Pflanzen einen Einfluss auf das Isotopensignal im Abfluss von Einzugsgebieten haben können. Hierzu wurde eine intensive Literaturstudie durchgeführt, um die vorhandenen Erkenntnisse aus der Biologie zu sichten. Diese Erkenntnisse sollten dann dazu verwendet werden, Pflanzenprozesse zu identifizieren, die potentiell Einfluss auf die Isotopen des Abflusses haben können. Mithilfe eines einfachen Konzeptmodells sollten die Prozesse in einen hydrologischen Rahmen gestellt und auf ihre Wirkung hinsichtlich des Isotopensignals im Abfluss von Einzugsgebieten überprüft werden.

5.1 Ergebnisse aus der Literaturrecherche

5.1.1 Redistribution Effects

Hydraulic Redistribution

Hydraulic Redistribution ist Gegenstand vieler Studien aus Ökologie und Pflanzenphysiologie und dadurch insgesamt gut untersucht. Die große Bandbreite an untersuchten Arten legt eine weite Verbreitung dieses Prozesses in der Pflanzenwelt nahe. Da die zur Umverteilung nötigen Bodenfeuchtegradienten durch Trockenperioden verursacht werden, die, wenn auch zeitlich eng begrenzt, in fast allen Biomen der Erde zu finden sind (CALDWELL et al. 1998, AMENU & KUMAR 2008), ist das Auftreten von Hydraulic Redistribution fast überall möglich. Außer in vollhumiden und polaren Gebieten konnte Hydraulic Redistribution über alle Klimaregionen hinweg beobachtet werden (vergleiche Tabelle 3).

Aus der Anzahl der untersuchten Pflanzen lässt sich schließen, dass bei Bäumen, auch vom Volumen des umverteilten Wassers her, am ehesten mit Effekten durch Hydraulic Redistribution zu rechnen ist.

In der Literatur wurden keine Effekte auf die Isotopen untersucht. Weder das Wasser im Gerinne noch das Grundwasser oder Bodenwasser wurden auf Veränderung der Isotopen untersucht.

Tiefenselektive Wasserentnahme

In den Studien zu tiefendifferenzierter Wasseraufnahme von Pflanzen werden häufig Isotopenmethoden zur Identifizierung der Wasserentnahmetiefen verwendet (KULMATISKI et al. 2006, SANCHEZ-PEREZ et al. 2008). Nicht untersucht wurde jedoch, ob diese Tiefenselektive Wasserentnahmen einen Einfluss auf das Isotopensignal im Boden- oder Grundwasser haben. Aus einer isotopischen Veränderung dieser beiden Kompartimente könnten Schlüsse über eine Wirkung auf das Isotopensignal im Abfluss gezogen werden. Da jedoch noch keine Untersuchungen in dieser Richtung durchgeführt wurden, können aus der vorliegenden Literatur keine Aussagen abgeleitet werden, die zur Klärung der Forschungsfrage beitragen.

Taprooting

Wie für die Tiefenselektive Wasserentnahme gilt für das Taprooting, dass der Prozess an sich gut untersucht ist (LARCHER 1994), jedoch Erkenntnisse über den Einfluss des Prozesses auf die Isotope fehlen. Eine Wirkung des Prozesses wäre z. B. in Verbindung mit Hydraulic Redistribution zu erwarten, wodurch das aus der Tiefe (oder dem Grundwasser) aufgenommene Wasser in höher gelegene Bereiche mit anderer Isotopensignatur gelangen würde. Ein Effekt würde sich vor allem dann einstellen, wenn die Isotopenwerte des Grundwassers oder Tiefenwassers nicht dem Jahresmittel der Isotopenwerte im Niederschlag entsprechen würden.

5.1.2 Selection Effects

Throughfall Enrichment

Die Interzeption ist in der Literatur als wichtiger Faktor der Beeinflussung des Wasserhaushalts vor allem in bewaldeten Einzugsgebieten erkannt (LIU et al. 2008). Durch Blatt- und Pflanzenstruktur, sowie Kronen- und Bestandesdichte die durch die unterschiedlichen Waldgesellschaften mit ihren unterschiedlichen Artenzusammensetzungen und Standortbedingungen gegeben sind, können Pflanzen Einfluss auf die Interzeptionsbedingungen nehmen (DEWALLE & SWISTOCK 1994). Deutliche Unterschiede ergaben sich in den Studien zwischen Laub- und Nadelbäumen, die auf die stark verschiedenen Oberflächenausprägungen und Ausformung der Pflanzengeometrie und damit unterschiedliche Interzeptionsspeicher zurückzuführen sind (DEWALLE & SWISTOCK 1994). Dies wird durch die je nach Jahreszeit größer oder kleiner werdenden Unterschiede in den Isotopenwerten des Throughfalls von Laubbäumen bestätigt, die dem Blattstatus der Bäume über das Jahr folgen.

Da die Datengrundlagen der drei zur Betrachtung des Throughfall Enrichments verwendeten Studien sehr unterschiedlich war (einzelne Niederschlagsereignisse, zweimal drei Monate und drei Jahre Messzeit), ist nicht sicher, ob die dort gefundenen Werte direkt miteinander verglichen werden können. Idel wären Messungen über einen größeren Zeitraum in unterschiedlichen Klimaregionen und an verschiedenen Baumarten. Des Weiteren könnte eine Betrachtung beider schwerer Wasserisotope im Throughfall, wie es bis jetzt nur durch LIU et al. (2008) geschehen ist, das Verständnis des Throughfalls verbessern.

Ganz außer Acht gelassen wurde das Throughfall Enrichment an anderen Pflanzen als an Bäumen. Es liegen keine Arbeiten vor, die sich mit der Veränderung der Isotopen (weder Anreicherung noch Abreicherung) durch Interzeption an Sträuchern, Gräsern oder Krautigen Pflanzen beschäftigen. Ob von diesen Pflanzen eine potentielle Auswirkung auf die Isotopen besteht, kann deshalb nicht aus der Literatur heraus beantwortet werden. Prinzipiell laufen auf diesen Pflanzen dieselben Prozesse ab, die auch auf Bäumen zu einer Veränderung der Isotopen im Throughfall führen. Je nach Pflanzenart und Größe der Pflanze ist jedoch der Interzeptionsspeicher um ein vielfaches geringer als der der Bäume, was ähnlich dem Unterschied zwischen Laub- und Nadelbäumen zu einer Verringerung des Effekts führen kann (DEWALLE & SWISTOCK 1994). Es kann also nicht endgültig ausgeschlossen oder bestätigt werden ob Pflanzen anderer Funktionaler Gruppen Auswirkungen auf die Isotopen ihres Throughfalls haben, wie groß diese sind und ob diese das Potential haben sich bis ins Gewässer durchzupausen.

Wie oben erläutert, kann Throughfall Enrichment grundsätzlich an allen Pflanzen auftreten, da dieser Prozess pflanzenpassiv erfolgt. Das heißt, dieser Prozess kann potentiell in allen Klimabereichen stattfinden, solange die in Kapitel 2.2.2 beschriebenen Voraussetzungen erfüllt sind.

Snow Interception Enrichment

Wie beim Throughfall Enrichment ist beim Snow Interception Enrichment die isotopische Veränderung abhängig von der Pflanzenstruktur und den herrschenden meteorologischen Bedingungen (LUNDBERG & HALLDIN 2001). Auch hier wurden nur die Effekte unter Bäumen untersucht.

Auch wenn in der Literatur wenig Arbeiten zum Thema zu finden sind, gibt es eine Studie, die die Effekte auf die Isotopen im Gewässer direkt untersucht haben. KÖNIGER et al. (2008) konnten im Abfluss eines mit Wald bedeckten Teileinzugsgebiet eine Anreicherung von 2,0 % δ^{18} O im Vergleich zum abgeholzten Kontrolleinzugsgebiet feststel-

len. Damit ist diese Arbeit die einzige, die die Wirkung von Pflanzeneffekten auf die Isotope im Abfluss untersucht hat.

CLAASSEN und DOWNY (1995) fanden für die Anreicherung des interzeptierten Schnees übereinstimmende Werte. Informationen zu Deuteriumwerten, aus denen die Lage im im GMWL-Plot oder einer Verdunstungsgeraden abzuleiten gewesen wäre, finden sich in keiner der beiden Arbeiten.

In der Literatur sind auch Arbeiten zu finden, die sich nur mit der Menge des interzeptierten Schnees befassen. Diese Werte legen ein großes Potential zur Anreicherung nahe.

Auskämmen von Nebel/Fog Drip

Auch wenn noch nicht geklärt ist, ob Pflanzen zufällig oder aufgrund spezieller Anpassung an bestimmte Standorte Nebel aus der Luft auskämmen, so zeigen die in der Literatur gefundenen Werte, dass sie beachtliche Mengen Wasser als zusätzliche Feuchtigkeitsquelle auf diese Art gewinnen können (DAWSON 1998).

Die untersuchten Arbeiten zeigen, dass das über Fog Drip gewonnene Wasser nicht nur ausreicht, um die oberste Bodenschicht zu befeuchten und auf diese Weise Bäume und deren Unterwuchs mit Feuchtigkeit zu versorgen, sondern mengenmäßig genügt, um bis ins Grundwasser zu gelangen. In manchen Gebieten kann das Grundwasser zu 69 % aus Nebelniederschlag gebildet werden (INGRAHAM & MARK 2000).

Geht man davon aus, dass das Grundwasser den größten Anteil des Abflusses (Baseflow, DINGMAN 2002) ausmacht und die Anwesenheit bestimmter Pflanzen darüber entscheidet, wie groß der Anteil des Nebelniederschlags am Grundwasser ist, so folgt, dass Pflanzen einen Einfluss auf den Nebelniederschlagsgehalt im Abfluss haben. Wenn sich der Nebelniederschlag isotopisch stark vom Regenniederschlag unterscheidet, kann der Prozess des Auskämmens von Nebel die Zusammensetzung der Isotope im Abfluss verändern.

Der Prozess des Auskämmens von Nebel hat nur eine Wirkung auf die Isotope im Abfluss, wenn einige Bedingungen erfüllt sind: Zum einen muss sich der Fog Drip isotopisch vom Niederschlagswasser unterscheiden, zum anderen muss der Nebelniederschlag eine ausreichende Menge erreichen, um bis ins Grundwasser und von dort zum Abfluss zu gelangen. Dort muss der ausgekämmte Nebel noch ausreichend große Volumenanteile stellen, um eine signifikante Änderung des Isotopensignals hervorzurufen.

Dieser Prozess kann deshalb in Gebieten von Relevanz sein, die eine hohe Anzahl an Nebeltagen aufweisen, wie z. B. die Küsten mit kalten Meeresströmungen, Berg- und Wolkenwälder der Subtropen und Tropen. Aus der Literatur konnte nicht geklärt werden, inwieweit dieser Prozess außerhalb der oben erwähnten Gebiete zum Tragen kommt.

Leakage Effects

In der Literatur haben sich keine Hinweise darauf gefunden, wie sich Leaf Enrichment auf die Isotope im Wasser allgemein oder im Abfluss von Einzugsgebieten im Speziellen auswirken könnte.

In der Literatur wird der Dole-Effekt (Anreicherung des atmosphärischen Sauerstoffs durch den über die Photosynthese und Blattanreicherung vom Blatt abgegebenen Sauerstoff) und seine Anwendungen für paläoklimatische Untersuchungen behandelt (SANTRUCEK et al. 2007, FAQUHAR et al. 2007). Wenn man davon Ausgeht, dass sich der atmosphärische Sauerstoff mit dem Sauerstoff im Wasserdampf austauscht und sich zwischen den beiden Reservoiren ein Gleichgewicht einstellt, so könnte das einen Effekt auf die isotopische Zusammensetzung des Niederschlags haben. Dieser Effekt würde dann großflächig die Isotopensignatur des Niederschlags verändern und nicht die Isotopensignatur des Abflusses einzelner Einzugsgebiete. Deshalb trägt dieser Effekt nicht zur Veränderung des Isotopensignals bei und kann vernachlässigt werden.

Wurzelfraktionierung

Wurzelfraktionierung ist ein Prozess, bei dem die Pflanze aktiv die Zusammensetzung der Isotope im Bodenwasser verändert. Durch die bevorzugte Aufnahme der leichten Wasserstoffisotope bleiben die schweren Isotope im Bodenwasser zurück. Die Sauerstoffisotope werden durch die Aufnahme nicht beeinflusst (ELLSWORTH & WILLIAMS 2007).

Dieser Prozess ist bis jetzt nur bei Pflanzen mit bestimmten Anpassungen an besonders trockene Standorte und an durch einen hohen Salzgehalt gekennzeichnete Standorte bekannt. Im Allgemeinen wird angenommen, dass Pflanzen, die weder zu den Halophyten noch zu den Xerophyten gehören, nicht fraktionieren. Es wurde jedoch keine Studie gefunden, die durch Untersuchung einer Vielzahl von Pflanzenarten diese Annahme bestätigt.

Die Separation der Wasserstoffisotope durch die Aufnahme von Wasser in die Wurzeln wurde sowohl von LIN und STERNBERG (1993) als auch von ELLSWORTH und WILLIAMS (2007) nur über die Untersuchung des Xylemwassers in den Pflanzen belegt. Das zurückbleibende Wasser im Boden wurde nicht beprobt. Es ist also nicht geklärt, wie hoch die Anreicherung des Bodenwassers bei diesen Untersuchungen war. Um eine Abschätzung der Anreicherung des Bodenwassers zu machen, ist die Kenntnis über die Menge des tatsächlich in die Pflanze aufgenommenen Wassers und der Menge des im Boden befindlichen Wassers notwendig.

Da es keine Untersuchung darüber gibt, wie sich die Wurzelfraktionierung auf das Bodenwasser auswirkt, lässt sich nicht abschließend abschätzen, welche Auswirkung dieser Prozess auf die Isotopes des Grundwassers und damit auf die Isotope im Abfluss von Einzugsgebieten hat. Ebenso wenig kann eine Abschätzung darüber geben werden, wie viele Wurzelfraktionierung betreibende Pflanzen auf einer Fläche vorhanden sein müssen, um diesen Effekt sichtbar zu machen.

Die in Abbildung 45 dargestellte Verbreitung der von ELLSWORTH und WILLIAMS (2007) untersuchten Pflanzenarten zeigt, dass dieser Prozess potentiell fast auf dem gesamten Nordamerikanischen Kontinent auftreten kann und lässt vermuten, dass auch auf anderen Kontinenten potentiell eine weite Verbreitung von Pflanzen gibt, die bei der Wasseraufnahme fraktionieren.

5.2 Modellergebnisse

5.2.1 Grundmodell

Das zur Untersuchung der in der Literatur gefundenen Prozesse verwendete Modell besitzt eine sehr einfache Struktur und wurde nicht auf seine Anwendbarkeit auf reale Bedingungen überprüft. So ist nicht bekannt, ob das Modell sich analog einem natürlichen Boden verhält.

Die Dämpfung der Amplitude des Isotopensignals im Abfluss entspricht einem natürlichen Verhalten (MALOSZEWSKI et al. 1983).

Auch der Modellinput an Isotopen entspringt Erfahrungswerten für den Freiburger Raum (pers. Komm. KÜLLS) und nicht gemessenen Daten. Dadurch und durch die Verteilung der Monatswerte auf Tage, spiegelt sich in den künstlichen Daten weder die natürliche hohe Variabilität der Werte im Niederschlag noch die Niederschlagsverteilung wieder.

Für die Betrachtung aller Prozesse wurde dieselbe Niederschlagsverteilung und – menge sowie Isotopengehalt verwendet. Diese entsprach den Werten für den Raum Freiburg, ungeachtet dessen, ob diese Daten für die untersuchten Prozesse typischen Klimawerten entsprachen. Es ist möglich, dass eine Anpassung der Eingangswerte für die Prozesse andere als die hier erhaltenen Ergebnisse liefert. Die aus dem Modell gewonnenen Ergebnisse sind also nicht als quantitative Ergebnisse zu verstehen, sondern als qualitative Richtung, in die sich die Isotopenwerte durch Beeinflussung der pflanzeninduzierten Prozesse bewegen können.

Soll eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse mit dem realen Verhalten der Isotope durch die Beeinflussung durch Pflanzen hergestellt werden, muss ein erprobtes, validiertes Modell verwendet werden. Die Eingangsdaten sollten dann gemessene, oder zumindest mit Statistikmethoden erzeugte Zeitreihen sein.

Im Vergleich von mengengewichteten Mittel der Isotopenwerte im Niederschlag und im Abfluss fällt eine geringe Verschiebung des der Werte im Abfluss zu den leichten Werten auf. Eine Verschiebung zu den schweren Werten wäre mit einem sichtbaren Verdunstungseffekt der im Grundmodell beachteten Evaporation zu erklären. Die Verschiebung zu den leichten Werten scheint modellimmanent zu sein und muss im Folgenden bei der Interpretation der Ergebnisse der Prozessmodule beachtet werden.

5.2.2 Redistribution Effects

Hydraulic Redistribution

Die Ergebnisse des Modells legen nahe, dass Hydraulic Redistribution die Mittelwerte der Isotope im Abfluss nicht ändert. Die geringe Abweichung des mengengewichteten Mittels aller Modelldurchläufe vom mengengewichteten Mittel des Niederschlags liegt im Bereich der Abweichung der Grundmodellergebnisse und ist daher auf das Verhalten des Grundmodells zurückzuführen.

Die ungewichteten Werte im Abfluss zeigen eine Verringerung der Amplitude der Isotopenwerte. Dies wird durch die Durchmischung des Wassers in den Speichern durch die Umverteilung erklärt. Die Hydraulic Redistribution "schiebt" sozusagen die Isotope im Abfluss auf Werte um den Mittelwert zusammen.

Im Modell wurde nur die Verteilung zwischen dem Speicher mit dem größten Inhalt und dem Speicher mit dem geringsten Speicherinhalt betrachtet und der dritte Speicher außer Acht gelassen. Unter natürlichen Bedingungen stellt sich jedoch ein dem Gradienten entsprechender Ausgleich der Bodenfeuchtigkeit ein; d. h. bei einem kleinen Gradienten wird wenig Wasser umverteilt, bei einem großen viel (CALDWELL et al. 1998). Es ist daher möglich, dass, wenn die Umverteilung den Bodenfeuchtegradienten entsprechend folgen würde, sich die Ergebnisse von den jetzigen Modellergebnissen unterscheiden würden. Die generelle Richtung der Ergebnisse bliebe davon unberührt, sodass die qualitativen Ergebnisse des Modells nicht an Gültigkeit verlieren.

Tiefenselektive Wasserentnahme

Bei der Tiefenselektiven Wasserentnahme wurden für die Modelldurchläufe sehr unterschiedliche Entnahmetiefen angenommen. Die Entnahmetiefen in den Szenarien G1, G2, B1 und B2 wechselten über das Jahr die Entnahmeanteile in den drei Tiefenbereichen. Dies entsprach Erkenntnissen aus der Literatur (KULMATISKI et al. 2006). Die Szenarien S1, S2 und S3 entnahmen über das ganze Jahr ausschließlich aus einem Tiefenbereich Wasser.

Es fällt auf, dass sich die Ergebnisse der Modelldurchläufe stark unterscheiden. Bei den Szenarien G1 bis B2 weisen die Ergebnisse eine Verschiebung der Isotopenamplitude im Abfluss zu schweren Werten hin auf, wobei die mengengewichteten Mittel keine Abweichung untereinander oder von dem gewichteten Mittel des Niederschlags zeigen. Die Ergebnisse der Szenarien S1 bis S3 zeigen dagegen eine Verschiebung der Isotopenwerte in Richtung der schweren Werte und auch die mengengewichteten Mittel dieser Szenarien sind schwerer als das mengengewichtete Mittel des Niederschlags.

Im erstellten Modell wird immer ein bestimmter Teil des Niederschlags als Direktabfluss an das Gerinne abgeführt. Fließt aus dem letzten Speicher im Vergleich zum Direktabfluss wenig aus, so wird der Anteil des Direktabflusses und damit des Niederschlagswassers groß. Dies führt zu einer Überbetonung der Isotopenwerte des Direktabflusses gegenüber den Isotopenwerten aus dem Speicherausfluss und der Abfluss im Gerinne nimmt Isotopenwerte ähnlich denen des Niederschlags an. Die Verschiebung der Werte in den Szenarien G1 bis B2 könnten durch diesen Effekt zustande gekommen sein.

Die Werte der Szenarien S1 bis S3 scheinen die Annahme eines "Herausschneidens" von Teilen des Isotopensignals zu bestätigen. Die Lage der Entnahmetiefe hat offensichtlich einen Einfluss auf die Stärke der Beeinflussung der Isotopen. Unter natürlichen Bedingungen kann die Veränderung jedoch anders aussehen, da sie durch Tiefe und Größe der Entnahmeschicht und der Sickergeschwindigkeit des Wassers beeinflusst wird. Je nach Konstellation ist auch eine Verschiebung der gewichteten Mittel zu schwereren Werten möglich. Es lässt sich im Voraus also nicht klären, ob mit einer Verschiebung der Mittel in Richtung schwererer oder leichterer Werte zu rechnen ist.

5.2.3 Selection Effects

Throughfall Enrichment

Bei den Ergebnissen des Througfall Enrichments fällt auf, dass vor allem bei höheren Interzeptionswerten der Bereich der Werteamplitude der Isotopen im Abfluss stark vergrößert ist. Dies lässt sich wie bei der Tiefenselektiven Wasserentnahme auf einen hohen Anteil von Direktabflusswasser am Wasser im Gerinne zurückführen. Der Direktabfluss bleibt im Modell vom Throughfall unbeeinflusst. Bei einer besseren Abbildung der Realität, würde der Throughfall Einfluss auf die Signatur und Menge des Direktabflusses nehmen. Im Modell bleibt die Menge des Direktabflusses unverändert, auch wenn durch den Throughfall 25 % des Niederschlags verloren gehen. Das führt zu einem deutlich geringerem Input in den Boden, was sich in einer geringeren Outputmenge aus dem letzten Speicher niederschlägt.

Die mengengewichteten Mittel liegen um den Wert des Niederschlags. Die mengengewichteten Mittel der Modelldurchläufe mit hohen Interzeptionswerten liegen dabei unterhalb des gewichteten Mittels des Niederschlags um den Wert der gewichteten Mittels der Isotopenwerte im Abfluss des Grundmodells. Dieses Verhalten ließe sich durch den großen Anteil des Direktabfluss im Gerinne erklären.

Das mengengewichtete Mittel des Modelldurchlaufs mit 5 % Interzeptionsverlust plottet direkt oberhalb des gewichteten Mittels der Isotopen im Niederschlag. Dies kann ein Hinweis darauf sein, dass das Throughfall Enrichment potentiell eine Anreicherung der Isotopen im Abfluss hervorrufen kann. Das Ergebnis dieses einen Durchlaufs ist jedoch nicht deutlich genug, um eine Aussage über die allgemeine Auswirkung von Throughfall Enrichment auf die Isotope im Abfluss von Einzugsgebieten treffen zu können.

In der Literatur wurde von LIU et al. (2008) über eine Anreicherung des Throughfalls von bis zu 0,7 ‰ δ^{18} O und 5,5 ‰ δ^{2} H berichtet. Diese hohen Werte wurden in den Modelldurchläufen nicht berücksichtigt und könnten deutlichere Auswirkungen auf das Isotopensignal im Abfluss haben, als die für das Modell verwendeten Werte.

Snow Interception Enrichment

Da das Snow Interception Enrichment mit dem Throughfall-Modul überprüft wurde, gelten die für das Throughfall Enrichment identifizierten Schwächen auch für Modelldurchläufe zu diesem Prozess. So zeigt sich für die Werte im Abfluss eine breite Werteamplitude, vor allem zu den leichten Isotopenwerten hin, wobei die leichtesten Werte mit denen des Niederschlags übereinstimmen. Dies deutet auf die Direktabflussproblematik hin. Die mengengewichteten Mittel der Isotopen im Abfluss liegen deutlich über dem Mittel des Niederschlags. Dies legt einen Einfluss auf die Isotopen im Abfluss von Einzugsgebieten durch Snow Interception Enrichment nahe. Dies deckt sich mit der Beobachtung von KÖNIGER et al. (2008), die eine Anreicherung von 2,0 ‰ δ^{18} O im Abfluss von bewaldeten Einzugsgebieten gegenüber Einzugsgebieten ohne Baumbewuchs gefunden haben.

Auskämmen von Nebel

Das Auskämmen von Nebel verändert den Input in den Boden in der Menge und der Isotopenzusammensetzung (INGRAHAM & MATTHEWS 1995, CORBIN et al. 2005). Im Vergleich mit dem Isotopengehalt im Abfluss des Grundmodells ist die Amplitude der Isotopenwerte des Abflusses beim Auskämmen von Nebel in Richtung der schweren Werte verschoben. Auch die mengengewichteten Mittel spiegeln dieses Verhalten wieder und plotten oberhalb des mengengewichteten Mittels des Niederschlags.

Dies zeigt, dass der Prozess des Auskämmens von Nebel das Potential besitzt, das Isotopensignal im Abfluss von Einzugsgebieten zu verändern.

Die Eingangswerte des Nebelniederschlags waren sehr schwer gewählt, wie sie entlang von Küsten auftreten können. Diese Werte sind nicht im Nebelniederschlag anderer Regionen zu finden. Deshalb bleibt zu klären, ob der Effekt bei leichteren Werten des Fog Drip dieselben deutlichen Ergebnisse zeigt. An Orten, an denen jedoch der Anteil des Nebelniederschlags hoch ist, ist besteht das Potential einer Beeinflussung des Isotopensignals im Abfluss durch das Auskämmen von Nebel. Dies stimmt mit den Erkenntnissen in der Literatur überein (INGRAHAM & MATTHEWS 1990, 1995)

5.2.4 Uptake Effects

Wurzelfraktionierung

Die Wurzelfraktionierung ist ein Prozess, der nur auf die Deuteriumwerte Auswirkungen hat (ELLSWORTH & WILLIAMS 2007, LIN & STERNBERG 1993). Dies zeichnet das Modellergebnis mit den Isotopen im Abfluss nach. Ein Großteil der Werte liegt oberhalb der GMWL. Die mengengewichteten Mittel der Isotopen im Abfluss liegen oberhalb der GMWL und zeigen keine Veränderung in den Sauerstoff-18-Werten gegenüber dem gewichteten Mittel der Niederschlagswerte. Die Ergebnisse legen nahe, dass Wurzelfraktionierung einen Einfluss auf das Isotopensignal im Abfluss von Einzugsgebieten besitzt. Eine Annahme der Modelldurchläufe mit Wurzelfraktionierung war, dass alle Pflanzen Wurzelfraktionierung betreiben. Außerdem wurde die Transpirationsmenge nicht verändert. Unter realistischen Bedingungen transpirieren an Trockenheit angepasste Pflanzen nicht so viel wie Pflanzen, die keine Anpassungen haben (STRASSBURGER 2008). Darüber hinaus ist an Trockenstandorten die Vegetation nicht so dicht, wie in Gegenden mit ausreichender Wasserversorgung (NABORS 2007). Bei den Halophyten finden sich viele Arten, die in ausgesprochen hoher Dichte wachsen und einen hohen Wasserbedarf besitzen (LIN & STERNBERG 1993, WAISEL 1986). Bei diesen Arten gelten diese Einschränkungen nicht.

Es lässt sich deshalb nicht ohne Weiteres die Wirkung der Wurzelfraktionierung auf die Isotope im Abfluss von Einzugsgebieten abschätzen.

5.3 Synthese

Es konnten folgende pflanzeninduzierte Isotopeneffekte in der Literatur identifiziert werden:

- Hydrologic Redistribution
- Tiefenselektive Wasserentnahme
- Taprooting
- Throughfall Enrichment
- Snow Interception Enrichment
- Auskämmen von Nebel/Fog Drip
- Leaf Enrichment
- Wurzelfraktionierung

In der Literatur wurden meist nur Isotopen unmittelbar an und in der Pflanze untersucht. Nur wenige Studien betrachteten auch die Isotopen im Bodenwasser, Grundwasser und Abfluss.

Die pflanzeninduzierten Prozesse treten in Abhängigkeit der Pflanzenart, der morphologischen und physiologischen Anpassungen der Pflanze, der meteorologischen und klimatischen Bedingungen und der Bodeneigenschaften auf. Es gibt keine Einschränkung auf bestimmte klimatische Gebiete. Überall wo Pflanzen vorkommen, können ein oder mehrere der Prozesse in Kombination oder alleine auftreten.

Als maximale Veränderung wurde in der Literatur eine Anreicherung von 2,0 $\% \delta^{18}$ O durch Snow Interception Enrichment beschrieben (KÖNIGER et al. 2008). Diese Studie ist gleichzeitig die einzige, die Isotopen im Abfluss untersucht hat.

Alle der oben aufgeführten Prozesse, mit Ausnahme von Taprooting und Leaf Enrichment, wurden auch im Modell untersucht.

Das Modell ergab für die mengengewichteten Isotopenmittel im Abfluss Werte zwischen -8,75 ‰ bis -7,75 ‰ δ^{18} O und -59,35 ‰ bis -52,65 ‰ δ^{2} H. Die maximale Anreicherung betrug -0,42 ‰ δ^{18} O durch Auskämmen von Nebel und -2,73 ‰ δ^{2} H durch Snow Interception Enrichment. Eine maximale Abreicherung in den mengengewichteten Mitteln zeigte die Tiefenselektive Wasserentnahme mit 0,58 ‰ δ^{18} O und 3,97 ‰ δ^{2} H gegenüber dem mengengewichteten Mittel des Niederschlagsinput.

Das Modell ist aufgrund seiner Einfachheit und seiner zahlreichen Annahmen nur dazu geeignet eine qualitative Abschätzung über die Wirkung der Isotope abzugeben.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass Pflanzen das Potential haben, das Isotopensignal im Abfluss von Einzugsgebieten zu verändern und dies auch tun.

6 Ausblick

Der Abfluss eines Einzugsgebiets integriert sämtliche Prozesse – ober- und unterirdisch – von der Wasserscheide bis zum Gebietsauslass und ist deshalb ein wichtiger Untersuchungsgegenstand der Hydrologie.

In dieser Arbeit sollte untersucht werden, ob Pflanzen einen Einfluss auf das Isotopensignal im Abfluss von Einzugsgebieten haben. Dazu sollten durch eine intensive Literaturstudie pflanzeninduzierte Isotopenprozesse identifiziert werden, die das Potential haben, die Isotopen im Abfluss zu verändern. Diese Prozesse sollten anschließend durch ein einfaches Modell auf ihre qualitative Wirkung auf die Isotope untersucht werden.

Die insgesamt acht in dieser Arbeit identifizierten Prozesse haben das Potential, das Isotopensignal des Abflusses von Einzugsgebieten um bis zu 2,0 $\% \delta^{18}$ O zu verändern.

Dieses neue Wissen um die in dieser Arbeit gefundenen Isotopenprozesse in Einzugsgebieten kann dazu beitragen, Antworten auf bisher ungeklärte Fragen zu Differenzen zwischen erwarteten und tatsächlich gemessenen Isotopenwerten im Gewässer zu finden. Auch können diese Erkenntnisse dazu genutzt werden, durch ein besseres Systemverständnis, die Vorhersagen über den Isotopengehalt im Grundwasser und im Abfluss zu verbessern.

Die gefundenen Prozesse bilden nicht nur eine Erklärungsbasis für kurzzeitige Isotopeneffekte oder längerfristige Verschiebungen des Mittelwertes der Isotope im Abfluss, sondern dieses Wissen kann auch dazu beitragen, Isotopeneffekte im Boden zu erklären, die z. B. bei der Untersuchung von Isotopenprofilen Fragen aufwerfen.

Jedoch bleibt auch nach dieser Arbeit noch ein großes Forschungspotential offen. So steht eine quantitative Prüfung der Prozesse noch aus. Dazu sollte die Datenlage mit hydrologisch fundierten Messungen über einen längeren Zeitraum verbessert werden. Das würde zum einen ermöglichen, die Prozesse und ihre Wirkung auf die Isotopen im Abfluss zu vergleichen, zum anderen würde das die Basis für weitergehende Untersuchungen bilden, auch in anderen hydrologischen Kompartimenten, wie z. B. im Boden. Die Überprüfung der gefundenen Prozesse an einem validierten Modell mit gemessenen Eingangsdaten ist noch durchzuführen und könnte helfen, die Einflüsse der verschiedenen Klimate besser zu erfassen oder bisher nicht identifizierte Einflussparameter zu bestimmen.

Quellenverzeichnis

- Amenu, G. G.; Kumar, P. (2008): A model for hydraulic redistribution incorporating coupled soil-root moisture transport. Hydrology and Earth System Sciences 2008; 12: 55-74
- Angert, A.; Luz, B. (2001): Fractionation of oxygen isotopes by root respiration: Implications for the isotopic composition of atmospheric O₂. Geochimica et Cosmochimica Acta 2001; 65(11): 1695-1701
- Asbjornsen, H; Shepherd, G.; Helmers, M.; Mora, G. (2008): Seasonal patterns in depth of water uptake under contrasting annual and perennial systems in the Corn Belt Region of the Midwestern U.S. Plant and Soil 2008; 308: 69-92
- Bayala, J.; Heng, L. K.; van Nordwijk, M.; Ouedraogo, S. J. (2008): Hydraulic redistribution study in two native tree species of agroforestry parkland of West African dry savanna. Acta Oecologia 2008; 34: 370-378
- Barnes, C. J; Allison, G. B. (1988): Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. Journal of Hydrology 1988; 100: 143-176
- Beven, K. J. (2001): *Rainfall-runoff modelling the primer*. Reprint 2002, John Wiley Verlag 2002; 361 Seiten.
- Bormann, F. H. (1957): *Moisture Transfer between plants through intertwined root systems*. Plant Physiology 1957; 32(1): 48–55
- Brodersen, C.; Pohl, S.; Lindenlaub, M.; Leibundgut, C.; von Wilpert, K. (2000): *Influence* of vegetation structure on isotope content of throughfall and soil water. Hydrological Processes 2000; 14: 1439-1448
- Brooks, J. R.; Meinzer, F. C.; Coulombe, R.; Gregg, J. (2002): *Hydraulic redistribution of soil water during summer drought in two contrasting Pacific Northwest coniferous forests*. Tree Physiology 2002; 22: 1107-1117.

- Brooks, J. R.; Meinzer, F. C.; Warren, J. M.; Domec, J.-C.; Coulombe, R. (2006): *Hydraulic redistribution in a Douglas-fir forest: lessons from system manipulations*. Plant, Cell and Environment 2006; 29: 138-150
- Bruijnzeel, L. A.; Veneklaas, E. J. (1998): *Climatic conditions and tropical montane forest* productivity: The fog has not lifted yet. Ecology 1998; 79(1): 3-9
- Burgess, S. S. O.; Adams, M. A.; Turner, N. C.; Ong, C. K. (1998): *The redistribution of water by tree root systems*. Oecologia 1998; 115: 306-311
- Burgess, S. S. O.; Pate, J. S.; Adams, M. A.; Dawson, T. E. (2000): Seasonal water acuisition and redistribution in the Australian woody phreatophyte, Banksia prinotes. Annals of Botany 2000; 85: 215-224
- Burgess, S. S. O.; Adams, M. A.; Turner, N. C.; White, D. A.; Ong, C. K. (2001): *Tree roots:* conduits for deep recharge of soil water. Oecologia 2001; 126: 158-165
- Burgess, S. S. O.; Bleby, T. M. (2006): *Redistribution of soil water by lateral roots mediated by stem tissues.* Journal of Experimental Botany 2006; 57(12): 3283-3291
- Caldwell, M. M.; Richards, J. H. (1989): *Hydraulic lift: water efflux from upper roots improves effectiveness of water uptake by deep roots*. Oecologia 1989; 79: 1-5
- Caldwell, M. M.; Dawson, T. E.; Richards, J. H. (1998): *Hydraulic lift: consequences of water efflux from the roots of plants*. Oecologia 1998; 113: 151-161
- Canadell, J.; Jackson, R. B.; Ehleringer, J. R.; Mooney, H. A.; Sala, O. E., Schulze, E.-D. (1996): *Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale*. Oecologia 1996; 108: 583-595
- Chacko, T.; Cole, D. R.; Horita, J. (2001): Equilibrium oxygen, hydrogen, and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems. In: Valley, J. W.; Cole, D. R. (Eds): Reviews in mineralogy and geochimnistry. Vol 43. Stable isotope geochemnistry. Mineralogical Society of America 2001; 662 Seiten
- Claassen, H. C.; Downey, J. S. (1995): A model for deuterium and oxygen 18 isotope changes during evergreen interception of snowfall. Water Resources Research 1995; 31(3): 601-618
- Clark, I. D.; Fritz, P. (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, 1997; 328 Seiten
- Coplen, T. B.; Hanshaw, B. B. (1973): *Ultrafiltration by a compacted clay membrane I. Oxygen and hydrogen isotopic fractionation*. Geochimica et Cosmochimica Acta 1973; 37: 2295-2310
- Corbin, J. D.; Thomsen, M. A.; Dawson, T. E.; D'Antonio, C. M. (2005): *Summer water use by California coastal prairie grasses: fog, drought and community composition*. Oecologia 2005; 145:511-521

- Criss, R. E. (1999): *Principles of stable isotope distribution*. Oxford University Press 1999; 254 Seiten
- Dawson, T. E.; Ehleringer, J. R. (1991): *Streamside trees that do not use stream water*. Nature 1991; 350(6316): 335-337
- Dawson, T. E. (1993): Woodland water balance. Tree 1993; 8(4): 120-121
- Dawson, T. E. (1996): Determining water use by trees and forests from isotopic, energy balance and transpiration analyses: the role of tree size and hydraulic lift. Tree Physiology 1996; 16: 263-272
- Dawson, T. E. (1998): Fog in the California redwood forest: ecosystem inputs and use by plants. Oecologia 1998; 117: 476-485
- DaRocha, H. R.; Goulden, M. L.; Miller, S. D.;Menton, M. C.; Pinto, L. D. V. O.; De-Freitas, H. C.; e Silva Figueira, A. M. (2004): Saisonality of water and heat fluxes over a tropical forest in Eastern Amazonia. Ecological Applications 2004; 4(Supp.): S22-S32
- DeWalle, D. R.; Swistock, B. R. (1994): Differences in oxygen-18 content of throughfall and rainfall in hardwood and coniferous forests. Hydrological Processes 1994; 8: 75-82
- DeWalle, D. R.; Edwards, P. J.; Swistock, B. R.; Aravena, R.; Drimmie, R. J. (1997): Seasonal isotope hydrology of three Appalachian forest catchments. Hydrological Processes 1997; 11: 1895-1906
- Dingman, S. L. (2002): *Physical Hydrology*. Second Edition. Waveland Press 2002; 646 Seiten
- Dole, M. (1952): *The chemnistry of the isotopes of oxygen*. Chemical Reviews 1952; 51(2): 263-300
- Dole, M.; Lane, G. A.; Rudd, D. P.; Zaukelies, D. A. (1954): *Isotopic composition of atmospheric oxygen and nitrogen*. Geochimica et Cosmochimica Acta 1954; 6: 65-78
- Dongmann, G.; Nürnberg, H. W.; Förstel, H.; Wagener, K. (1974): On the enrichment of H₂¹⁸O in the leaves of transpiring plants. Radiation and Environmental Biophysics 1974; 11: 41-52
- Ellsworth, P. Z.; Williams, D. G. (2007): *Hydrogen isotope fractionation during water uptake by woody xerophytes*. Plant and Soil 2007; 291: 93-107
- Emerman, S. H.; Dawson, T. E. (1996): *Hydraulic lift and its influence on the water content of the rhizosphere: an example from sugar maple,* Acer saccharum. Oecologia 1996; 108: 273-278
- Farquhar, G. D.; Cernusak, L. A.; Barnes, B. (2007): *Heavy water fractionation during trans*piration. Plant Physiology 2007; 143: 11–18

- Fontes, J. C.; Yousfi, M.; Allison, G. B. (1986): *Estimation of long-term, diffuse groundwater discharges in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water.* Journal of Hydrology 1986; 86:315-327.
- Fuzzi, S.; Facchini, M. C.; Orsi, G.; Bonforte, G.; Martinotti, W.; Ziliani, G.; Mazzali, P.; Rossi, P.; Natale, P.; Grosa, M. M.; Rampado, E.; Vitali, P.; Raffaelli, R.; Azzini, G.; Grotti, S. (1996): *The NEVALPA project: A regional network for fog chemical climatology over the Po Valley Basin*. Atmospheric Environment 1996; 30(2): 201-213
- Herrmann, A.; Finke, B.; Schöniger, M.; Maloszewski, P.; Stichler, W. (1990): The environmental approach as a tool for hydrological evaluation and regionalisation of catchment systems. Regionalisation in Hydrology. (Proceedings of the Ljubljana Symposium, April 1990) IAHS Publication 1990; 191: 45-58
- Holwerda, F.; Burkard, R.; Eugster, W.; Scatena, F. N.; Meesters, A: G. C. A.; Bruijnzeel,
 L. A. (2006): Estimating fog deposition at a Puerto Rican elfin cloud forest site:
 Comparison of the water budget and eddy covariance methods. Hydrological
 Processes 2006; 20:2669-2692
- Hultine, K. R.; Williams; D. G.; Burgess, S. S. O.; Keefer, T. O. (2003): *Contrasting patterns* of hydraulic redistribution in three desert phreatophytes. Oecologia 2003; 135: 167-175
- Ingraham, N. L.; Matthews, R. A. (1990): *A stable isotopic study of fog: the Point Reyes Peninsula, California, USA*. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 1990; 80:281-290
- Ingraham, N. L.; Matthews, R. A. (1995): *The importance of fog-drip water to vegetation: Point Reyes Peninsula, California.* Journal of Hydrology 1995; 164: 269-285
- Ingraham, N. L.; Mark, A. F. (2000): Isotopic assessment of the hydrologic importance of fog deposition on a tall snow tussock grass on southern New Zealand uplands. Australien Ecology 2000; 25: 402-408
- Jackson, R. B.; Canadell, J.; Ehleringer, J. R.; Mooney, H. A.; Sala, O. E.; Schulze, E.-D. (1996): *A global analysis of root distributions for terrestrial biomes*. Oecologia 1996; 108: 389-411
- Karan, D. M.; Macey, R. I. (1980): *The permeability of the human red cell to deuterium oxide* (*heavy water*). Journal of Cellular Physiology 1980; 104: 209-214
- Kendall, C.; McDonnell, J. J.(Eds): Isotope Tracers in catchment hydrology. Elsevier 1998, 839 Seiten.
- Kimball, K. D.; Jagels, R.; Gordon, G. A.; Weathers, K. C.; Carlisle, J. (1988): Differences between New England coastal fog and mountain cloud water chemnistry. Water, Air and Soil Pollution 1988; 39: 383-393

- Königer, P.; Hubbart, J. A.; Link, T.; Marshall, J. D. (2008): Isotopic variation of snow cover and streamflow in response to changes in canopy structure in a snow-dominated mountain catchment. Hydrological Processes 2008; 22: 557-566
- Kulmatiski, A.; Beard, K. H.; Stark, J. M. (2006): *Exotic plant communities shift water-use timing in a shrub-steppe ecosystem*. Plant and Soil 2006; 288: 271-284
- Kurz-Besson, C.; Otieno, D.; Lobo do Vale, R.; Siegwolf, R.; Schmidt, M.; Herd, A.; No-gueira, C.; David, T. S.; David, J. S.; Tenhunen, J.;Pereira, J. S.; Chaves, M. (2006): *Hydraulic lift in Cork oak trees in a savannah-type Mediterranean ecosystem and its contribution to the local water balance*. Plant and Soil 2006; 282: 361-378
- Larcher, W. (1994): Ökophysiologie der Pflanzen. 5. Auflage. Ulmer Verlag 1994; 394 Seiten
- Leffler, A. J.; Peek, M. S.; Ryel, R. J.; Evans, C. Y.; Caldwell, M. M. (2005): *Hydraulic redistribution through the root systems of senesced plants*. Ecology 2005, 86(3): 633-642
- Levia, D. F.; Frost, E. E. (2006): Variability of throughfall volume and solute input in wooded ecosystems. Progress in Physical Geography 2006; 30(5): 605-632
- Lin, G.; Sternberg, L. da S. L. (1993): Hydrogen isotopic fractionation by plant roots during water uptake in coastal wetland plants. In: Ehleringer, J. R.; Hall, A. E.; Farquhar, G. D. (Eds.): Stable isotope and plant carbon-water relations. Academic Press 1993; 556 Seiten
- Liu, W. J.; Liu, W. Y.; Li, J. T.; Wu, Z. W.; Li, H. M. (2008): Isotope variations of throughfall, stemflow and soil water in a tropical rain forest and a rubber plantation in Xishuangbanna, SW China. Hydrology Research 2008; 39(5-6): 437-449
- Ludwig, F.; Dawson, T. E.; Kroon, H.; Berendse, F.; Prins, H. H. T. (2003): *Hydraulic lift in* Acacia tortillis *trees on East African savanna*. Oecologia 2003; 134: 293-300
- Lundberg, A.; Halldin, S. (2001): Snow interception evaporation. Review of measurement techniques, processes, and models. Theoretical and Applied Climatology 2001; 70: 117-133
- Maloszewski, P.; Rauert, W.; Stichler, W.; Herrmann, A. (1983): *Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data*. Journal of Hydrology 1983; 66: 319-330
- McCully, M. E. (1995): Water efflux from the surface of field-grown grass roots. Observation by cryo-scanning electron microscopy. Physiologia Plantarum 1995; 95: 217-224
- Mooney, H.A.; Gulmon, S.L.; Rundel, P.W.; Ehleringer, J. (1980): *Further Observations on the Water Relations of* Prosopis tamarugo *of the Northern Atacama Desert*. Oecologia 1980; 44: 177-180

- Moreira, M. Z.; Scholz, F. G.; Bucci, S. J.; da Sternberg, L. S.; Goldstein, G.; Meinzer, F. C.; Franco, A. C. (2003): *Hydraulic lift in a neotropical savanna*. Functional Ecology 2003; 17(5): 573-581
- Muzylo, A.; Llorens, P.; Valente, F.; Keizer; J. J.; Domingo, F.; Gash, J. H. C. (2009): A review of rainfall interception modelling. Journal of Hydrology 2009; 370: 191-206
- Nabors, M. W. (2007): *Botanik*. Übersetzung aus dem Amerikanischen [Originaltitel: *In-troduction to botany*]. Pearson Studium 2007; 699 Seiten
- Nadezhdina, N.; Ferreira, M. I.; Silva, R.; Pacheco, C. A. (2008): *Seasonal variation of water uptake of a* Quercus suber *tree in Central Portugal*. Plant and Soil 2008; 305: 105-119
- Nepstad, D. C.; DeCavalho, C. R.; Davidson, E. A.; Jipp, P. H.; Lefebvre, P. A.; Negreiroos, G. H.; DaSilva, E. D.; Stone, T. A.; Trumbore, S. E.; Vieira, S. (1994): *The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures.* Nature 1994; 372: 666-669
- Nepstad, D. C.; Lefebvre, P. A.; DaSilva, U. L.; Tomasella, J.; Schlesinger, P.; Solorzano, L.;Moutinho, P.; Ray, D.; Benito, J. G. (2004): *Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: a basin wide analysis.* Global Change Biology 2004; 10:704-714
- Nobel, P. S.; Sanderson, J. (1984): *Rectifier-like activities of roots of two desert succulents*. Journal of Experimental Botany 1984; 35(154): 727-737
- Oberlander, G. T. (1956): Summer fog precipitation on the San Francisco Peninsula. Ecology 1956; 37(4): 851-852
- Oliveira, R. S.; Dawson, T. E.; Burgess, S. S. O.; Nepstad, D. C. (2005): *Hydraulic redistribution in three Amazonian trees*. Oecologia 2005; 145: 354-363
- Phillips, F. R.; Bentley, H. W. (1987): *Isotopic fractionation during ion filtration: I. Theory.* Geochimica et Cosmochimica Acta 1987; 51: 683-695
- Richards, J. H.; Caldwell, M. M. (1987): *Hydraulic lift: substantial nocturnal water transport between soil layers by* Artemisia tridentata *roots*. Oecologia 1987; 73: 486-489
- Rutter, A. J.; Kershaw, K. A.; Robins, P. C.; Morton, A. J. (1971): A predictive model of rainfall interception in forests – 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agricultural Meteorology 1972; 9(5-6): 367-384
- Ryel, R. J.; Caldwell, M. M.; Yoder, C. K.; Or, D.; Leffler, A. J. (2002): *Hydraulic redistribution in a stand of* Artemisia tridentata: *eavaluation of benefits to transpiration assessed with a simulation model*. Oecologia 2002; 130: 173-184

- Ryel, R. J.; Leffler, A. J.; Peek, M. S.; Ivans, C. Y.; Caldwell, M. M. (2004): *Water conservation in* Artemisia tridentata *through redistribution of precipitation*. Oecologia 2004; 141: 335-345
- Sanchez-Perez, J. M.; Lucot, E.; Bariac, T.; Tremolieres, M. (2008): Water uptake by trees in a riparian hardwood forest (Rhine floodplane, France). Hydrological Processes 2008; 22: 366-375
- Santrucek, J.; Kveton, J.; Setlik, J.; Bulickova, L. (2007): *Spatial variation of deuterium enrichment in bulk water of snowgum leaves*. Plant Physiology 2007; 143: 88-97
- Schippers, B.; Schroth, M. N.; Hildebrand, D. C. (1967): *Emanation of water from under*ground plant parts. Plant and Soil 1967, 27(1): 81-91
- Schulze, E.-D.; Caldwell, M. M.; Canadell, J.; Mooney, H. A.; Jackson, R. B.; Parson, D.; Sholes, R.; Sala, O. E.; Trimborn, P. (1998): Downward flux of water through roots (i. e. inverse hydraulic lift) in dry Kalahari sands. Oecologia 1998; 115: 460-462
- Scott, R. L.; Cable, W. L.; Hultine, K. R. (2008): *The ecohydrologic significance of hydraulic redistribution in a semiarid savanna*. Water Resources Research 2008; 44: W02440
- Smart, D. R.; Carlisle, E.; Goebel, M.; Nunez, B. A. (2005): *Transverse hydraulic redistribution by a grapevine*. Plant, Cell and Environment 2005; 28: 157-166
- Smith, D. M.; Jackson, N. A.; Roberts, J. M.; Ong, C. K. (1999): Reverse flow of sap in tree roots and downward siphoning of water by Grevillia robusta. Functional Ecology 1999; 13(2): 256-264
- Steudle, E. (2000): *Water uptake by plant roots: an integration of views*. Plant and Soil 2000; 226: 45-56
- Steward, D. R.; Ahring, T. S. (2009): An analytic solution for groundwater uptake by phreatophytes spanning spatial scales from plant to field to regional. Journal of Engineering Mathematics 2009; 64: 85-103
- Strasburger, E. (2008): *Lehrbuch der Botanik*. Herausgegeben von Bresinsky, A. Spectrum 2008; 1175 Seiten
- Valenzuela-Estrada, L. R.; Richards, J. H.; Diaz, A.; Eissensat, D. M. (2009): Patterns of nocturnal rehydration in root tissues of Vaccinium corymbosum L. under severe drought conditions. Journal of Experimental Botany 2009; 60(4):1241-1247
- Van Bavel, C. H. M.; Baker, J. M. (1985): *Water transfer by plant roots from wet to dry soil*. Naturwissenschaften 1985; 72: 606-607

- Vetterlein, D.; Marschner, H. (1993): Use of a microtensiometer technique to study hydraulic lift in a sandy soil planted with pearl millet (Pennisetum americanum [L.] Leeke). Plant and Soil 1993; 149: 275-282
- Waisel, Y. (1972): Biology of halophytes. Academic Press 1972; 395 Seiten
- Waisel, Y.; Eshel, A.; Agami, M. (1986): *Salt balance of leaves of the mangrove* Avicennia marina. Physiologica Plantarum 1986; 67: 67-72
- Wan, C.; Sosebee, R. E.; McMichael, B. L. (1993): Does hydraulic lift exist in shallow-rooted species? A quantitative examination with a half-shrub Gutierrezia sarothrae. Plant and Soil 1993; 153: 11-17
- Wan, C.; Xu, W.; Sosebee, R. E.; Machado, S.; Archer, T. (2000): *Hydraulic lift in droughttolerant and –susceptible maize hybrids*. Plant and Soil 2000; 219: 117-126
- Warren, J. M.; Meinzer, F. C.; Brooks, J. R.; Domec, J.-C.; Coulombe, R. (2007): Hydraulic redistribution of soil water in two old-growth coniferous forests: quantifying patterns and controls. New Phytologist 2007; 173: 753-765
- White, J. W. C.; Cook, E. R.; Lawrence, J. R.; Broecker, W. S. (1985): *The D/H ratios of sap in trees: implications for water sources and tree ring D/H ratios*. Geochimnica et Cosmochimnica Acta 1985; 49: 237-246
- Zegada-Lizarazu, W.; Iijima, M. (2004): *Hydrogen stable analysis of water acquisition bility* of deep roots and hydraulic lift in sixteen food crop species. Plant Production Science 2004; 7(4): 427-434
- Ziegler, H.; Osmond, C. B.; Stichler, W.; Trimborn, P. (1976): *Hydrogen isotope discrimination in higher plants: correlations with photosynthetic pathway and environment*. Planta 1976; 128: 85-92
- Zimmermann, U.; Ehhalt, D.; Munnich, K. O. (1967): Soil water movement and evapotranspiration: changes in isotopic composition of the water. Proc. IAEA Symposium on Isotope Hydrology, IAEA Wien 1967; 567-584

Internetquellen:

- URL 1: DENES, A. (2001): *Uprooted & Deified The golden tree*. http://www.bravinlee.com/artists/denes/uprooted_and_deified.
- URL 2: IAEA/WMO (2006): *Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database.* http://www.iaea.org.water.
- URL 3: USDA/NRCS (2010): *The PLANTS Database.* http://plants.usda.gov. National Plant Data Center, USA

Anhang

Anlage 1: Zusammenstellung der

Eingangswerte für das Grundmodell

	Niederschlag in mm/Monat	Temperatur in ℃	Evaporation in mm/Monat	Isotopeni	nput in ‰
Monat				δ18Ο	δ²H
1	53	2,4	0,53	-11	-78
2	54	3,6	2,7	-10	-70
3	58	7,3	6,96	-9	-62
4	74	10,3	13,32	-8	-54
5	103	15	22,66	-7	-46
6	109	17,9	30,52	-6	-38
7	99	20,3	27,72	-6	-38
8	84	20	18,48	-7	-46
9	76	16,1	13,68	-8	-54
10	75	11,2	9	-9	-62
11	71	6	3,55	-10	-70
12	74	3,6	0,74	-11	-78

Zusammenstellung der Eingangswerte für das Grundmodell

Synthese

	Speicher 1	Speicher 2	Speicher 3
Feldkapazität in mm	200	200	200
Exponentialkonstante Speicherauslauf [-]	0,1	0,1	0,1
Porenvolumen in mm	300	300	300

Das Modell wurde mit dem Softwareprogramm Microsoft® Office Excel 2007 erstellt.

Grundmodell

Speicher 1

Speicherinhalt

WENN(Inputeff+Speicherinhaltt-1-Speicherausfluss<=	Porenvolu-
men;Inputeff+Speicherinhaltt-1-Speicherausfluss;Porenvolumen)	

Speicherausfluss

WENN(Speicherinhaltt-1>Feldkapazität;WENN(Speicherinhaltt-1^expkonst	Spei-
cher <speicherinhaltt-1-feldkapazität;speicherinhaltt-1^expkonst< td=""><td>Speicher;</td></speicherinhaltt-1-feldkapazität;speicherinhaltt-1^expkonst<>	Speicher;
Speicherinhaltt-1-Feldkapazität);0)	

Sättigungsablauf

WENN(Inputeff+	Speicherinhaltt-1-Speicherausfluss<=	Porenvolu-
men;0;Inputeff+Speicherinha	ltt-1-Speicherausfluss-Porenvolumen)	

Konzentration 18O

Konz Speicher18Ot-1+ Konz Input18O-KonzSpeicherausfluss18Ot-1

Delta Speicher 18O

KonzSpeicher18O/Speicherinhalt

Konz Speicher D

KonzSpeichert-1+Konz InputD-KonzSpeicherausflussDt-1

Delta SpeicherD

KonzSpert-1/Speicherinhalt

KonzSpeicherAusfluss 18O

Speicherausfluss*DeltaSpeicher18Ot-1

KonzSpeicherAusflussD

Speicherausfluss*DeltaSpeicherD

Speicher 2

Speicherinhalt

```
WENN(SpeicherausflussS1+ SpeicherinhaltS2t-1-SpeicherausflussS2 <= Porenvolu-
menS2; SpeicherausflussS1+ SpeicherinhaltS2t-1-Speicherausfluss;PorenvolumenS2)
```

Speicherausfluss

WENN(SpeicherinhaltS2t-1> FeldkapazitätS2;WENN(SpeicherinhaltS2t-1-FeldkapazitätS2; SpeicherinhaltS2t-1 ^expkonst Speicherauslauf;SpeicherinhaltS2t-1-FeldkapazitätS2);0) Alle anderen Größen analog Speicher 1

Speicher 3

Analog Speicher 2, jedoch der Input kommt aus dem Speicher 2

Evaporation

Konz Evap18O

deltaEvap18O* Evaporationsrate

Delta Evap 180

Delta Speicher18Ot-1+(1-αEvap)

αEvap

Majoube -> Exp((1,137*(10 ^6/Temperatur+273)^2)+(-0,416*(10^3/Temperatur+273))-2,067)/10^3)

Für D analog

Tiefenselektive Entnahme

Speicherinhalt

WENN(Input+Speicherinhaltt-1-Speicherausfluss-Evaporation-(EntnahmeAnteil*Transpiration)<=Porenvol;Input+Speicherinhaltt-1-Speicherausfluss-Evaporation-(EntnahmeAnteil*Transpiration);Porenvolumen)

KonzSpeicher18O

KonzSpeicher18Ot-1+	KonzInput18O-KonzSpeicherausfluss18O-KonzEvap18O-
KonzTranspiration18O	

KonzTranspiration

(EntnahmeAnteil*Transpiration)*delta Speicher18Ot-1

Redistribution

Speicherinhalt

WENN(Input+Speicherinhaltt-1-Speicherausfluss-(Enznahmeanteil*Transpiration)+Redin-Redout<=Porenvol;Input+Speicherinhaltt-1-Speicherausfluss-(Entnahmeanteil*Transpiration)+Redin-Redout; Porenvolumen)

Redout

WENN(Speicherinhaltt-1=Max(SpeicherinhaltS1t-1; SpeicherinhaltS2t-1; Speicherinhalt31t-1);Transpirationt-1*VerhältnisUmverteilung zu Transp;0)

Redin

WENN(Speicherinhaltt-1=MIN(SpeicherinhaltS1t-1; SpeicherinhaltS2t-1; Speicherinhalt31t-1);WENN(SpeicherinhaltS2t-1=Max(SpeicherinhaltS1t-1; SpeicherinhaltS2t-1; Speicherinhalt31t-1);RedoutS2;RedoutS3);0)

Konz Redout 180

Redout*deltaSpeicher18O

D analog

Konz Redin

-> Abfrage wie bei Redin, jedoch die Redout der Speicher mit den entsprechenden delta Speicher18O multipliziert.