Institut für Hydrologie Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Der Einfluss der Schneeschmelze auf die Abflussbildung und die Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Dreisam

Timo Ehnes

Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut

Freiburg i. Br., September 2006

Institut für Hydrologie Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Der Einfluss der Schneeschmelze auf die Abflussbildung und die Grundwasserneubildung im Einzugsgebiet der Dreisam

Timo Ehnes

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut Koreferent: Dr. Ch. Külls

Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut

Freiburg i. Br., September 2006

I. Inhaltsverzeichnis

I.	Inhaltsverzeichnis	Ι
II.	Abbildungsverzeichnis	III
III.	Tabellenverzeichnis	VI
IV.	Abbildungen und Tabellen im Anhang	VII
V.	Liste der verwendeten Symbole und Abkürzungen	VIII
VI.	Danksagungen	X
VII.	Zusammenfassung	XI
VIII.	English Summary	XIII

1	Einl	eitung	1
	1.1	Motivation dieser Arbeit	1
	1.2	Zielsetzung und Vorgehensweise	2
2	Das	Untersuchungsgebiet	4
	2.1	Allgemeine Beschreibung	4
	2.2	Morphologie	7
	2.3	Pedologie	8
	2.4	Landnutzung	8
	2.5	Klima	10
	2.6	Hydrogeologie	11
	2.7	Hydrologie	13
3	Met	hodik	16
	3.1	Grundlagen	16
	3.1.	Abflussbildung	16
	3.1.2	2 Grundwasserneubildung	18
	3.1.	3 Schneehydrologie	19
	3.2	Ganglinienseparation mittels Sauerstoffisotop ¹⁸ O	22
	3.2.1	Das stabile Sauerstoffisotop ¹⁸ O	22
	3.2.2	2 Die δ -Konvention	23
	3.2.3	B Das stabile Isotop Sauerstoff ¹⁸ O in der Ganglinienseparation	23
	3.3	Messnetz, Probenahme und Laboranalysen	27
	3.3.1	Das Messnetz	27
	3.3.2	2 Stichtagsbeprobung der Schneedecke	32
	3.3.3	B Probenahmepläne	33
	3.3.4	Laboranalysen	34
4	Mes	sergebnisse	35
	4.1	Klimamessungen	35
	4.2	Ergebnisse der Niederschlags- und Schneemessungen	37
	4.2.1	Sauerstoff ¹⁸ O Messungen im Niederschlag	37
	4.2.2	2 Schneemessungen	40
	4.2.3	B Fazit der Niederschlags- und Schneemessungen	42
	4.3	Ergebnisse der Abflussmessungen	43

	4.3.1 4.3.2 4.3.3	Station Kronenbrücke Station Ebnet Station Oberried	43 46 47
	4.3.4	Station Zastler	48
	4.3.5	Station Zipfeldobel	49
	4.3.6	Station Zängerlehof	50
	4.3.7	Fazit der Abflussmessungen	52
5	Datenvo	rbereitung zur Ganglinienseparation und Interpolation	
	der Gru	ndwasserdaten	53
	5.1 Bes	timmung von Abfluss und Vorereigniswasserkonzentration	53
	5.2 Ber	echnung der δ^{18} O Gehalte der Ereigniswasserkonzentration	53
	5.2.1	Berechnung der ¹⁸ O Gehalte des Regens	54
	5.2.2	Berechnung der ¹⁸ O Gehalte des Schneeschmelzwassers	56
	5.2.3	Der Einfluss der Rayleigh Fraktionierung auf die δ^{18} O Gehalte des	
		Schneeschmelzwassers	58
	5.2.4	Festlegung der Ereigniswasserkonzentration (C _E)	61
	5.3	Fazit	62
	5.4 Gru	ndwasserberechnungen im Zartener Becken	62
6	Ergebni	sse und Diskussion	64
	6.1 Erg	ebnisse und Diskussion der Ganglinienseparation	64
	6.1.1	Station Kronenbrücke	64
	6.1.2	Station Ebnet	67
	6.1.3	Station Oberried	69
	6.1.4	Station Zastler	71
	6.1.5	Station Zipfeldobel	73
	6.1.6	Diskussion der Ganglinienseparationen	75
	6.1.7	Fazit der Ganglinienseparationen	77
	6.2 Erg	ebnisse der Grundwasserbeobachtungen im Bereich des Zartener Beckens	78
	6.2.1	Zeitlicher Verlauf der Grundwasserstände	79 95
	0.2.2	Grundwassergieicnenkarten	66 79
	0.2.3	Fazil der Grundwasserbeobachlungen	00 00
	0.5 Fell	leibenachtung	00
7	Schlussf	olgerung	90
8	Ausblick	Σ.	93
A	T itonat	wowzoichnia	04
"	Literatu		74
1() Anhai	ng	99

II. Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1:	Strukturdiagramm der Vorgehensweise bei dieser Untersuchung.	3
Abbildung 2.1:	Darstellung des Dreisam Einzugsgebietes und der Teileinzugsgebiete	
	Brugga und Zastlerbach mit dem Fließgewässernetz und dem	
	Stadtgebiet Freiburg.	4
Abbildung 2.2:	Darstellung der Geländehöhen im Untersuchungsgebiet in müNN.	5
Abbildung 2.3:	Die Landnutzung im Dreisameinzugsgebiet und das Stadtgebiet	
	Freiburg.	9
Abbildung 2.4:	Die Geologie des Untersuchungsgebietes.	12
Abbildung 3.1:	Positionen der verwendeten Messeinrichtungen im	
	Untersuchungsgebiet	28
Abbildung 3.2:	Übersicht der Schneeprofil Probenahmestellen.	32
Abbildung 3.3:	Übersicht der Probenahmeintervalle in der Messkampagne.	34
Abbildung 4.1:	Darstellung der Monatssummen von Niederschlägen der Monate Januar	
	2000 bis Juni 2006 an der Station Katzensteig.	35
Abbildung 4.2:	Darstellung der Monatsmitteltemperaturen der Monate Januar 2000 bis	
	Juni 2006 an der Station Katzensteig.	36
Abbildung 4.3:	Darstellung der δ^{18} O Gehalte der Sammelproben des Niederschlags	
	an der Station Schweizerhof im Beobachtungszeitraum, sowie der	
	zugehörigen mittleren Lufttemperatur (Ta) und der	
	Niederschlagssumme (N) des zugehörigen Zeitraums.	37
Abbildung 4.4:	Darstellung der δ^{18} O Gehalte der Niederschlagssammelproben an der	
	Station Katzensteig im Beobachtungszeitraum, sowie der zugehörigen	
	mittleren Lufttemperatur (Ta) und der Niederschlagssumme (N) des	
	zugehörigen Zeitraums.	38
Abbildung 4.5:	Darstellung der δ^{18} O Gehalte aus der zeitlich hoch aufgelösten	
	Messreihe des Niederschlages an der Station Katzensteig, zusammen	
	mit dem Niederschlag und der Lufttemperatur (Ta). Hier der	
	Zeitabschnitt von Abflussereignis I.	39
Abbildung 4.6:	Darstellung der δ^{18} O Gehalte aus der zeitlich hoch aufgelösten	
	Messreihe des Niederschlages an der Station Katzensteig, zusammen	
	mit dem Niederschlag und der Lufttemperatur (Ta). Hier der	
	Zeitabschnitt von Abflussereignis II.	39

Abbildung 4.7: Wasseräquivalent (WÄ), Schneedichte, Schneehöhe und δ^{18} O Werte	
der Schneedecke an der Station Katzensteig im Jahr 2006.	40
Abbildung 4.8: Darstellung der δ^{18} O Gehalte der Stichtagsmessungen in	
Zusammenhang mit der Geländehöhe. Die Punktgröße gibt die	
Schneehöhe an (größere Punkte = größere Schneehöhe). Zusätzlich	
sind die Trendlinien der Stichtage aufgezeigt (gestrichelte Linien).	41
Abbildung 4.9: Darstellung des $\delta^{18}O - \delta^2H$ Verhältnisses der Schneeproben.	42
Abbildung 4.10: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ ¹⁸ O	
Gehalten an der Station Kronenbrücke, sowie der Lufttemperatur und	
des Niederschlages an den Stadtstationen in Freiburg.	44
Abbildung 4.11: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ ¹⁸ O	
Gehalten an der Station Ebnet, sowie der Lufttemperatur und des	
Niederschlages an den Stadtstationen in Freiburg.	46
Abbildung 4.12: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ^{18} O	
Gehalten an der Station Oberried, sowie der Lufttemperatur und des	
Niederschlages an den Stadtstationen in Freiburg.	47
Abbildung 4.13: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ^{18} O	
Gehalten an der Station Zastler, sowie der Lufttemperatur und des	
Niederschlages an der Station Schweizerhof.	48
Abbildung 4.14: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ^{18} O	
Gehalten an der Station Zipfeldobel, sowie der Lufttemperatur und der	5
Niederschlages an der Station Schweizerhof.	50
Abbildung 4.15: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ ¹⁸ O	
Gehalten an der Station Zängerlehof, sowie der Lufttemperatur und de	S
Niederschlages an der Station Katzensteig.	51
Abbildung 5.1: Hypsometrische Kurven der Untersuchungsgebiete.	56
Abbildung 5.2: Entwicklung der Schneedecke und des Schmelzwassers über die Zeit r	nit
dem α Wert nach O'Neill.	59
Abbildung 5.3: Entwicklung der Schneedecke und des Schmelzwassers über die Zeit r	nit
dem α Wert nach Kuhn & Thurkauf.	60
Abbildung 5.4: Vergleich der Berechneten δ^{18} O Werte in der Schneedecke nach	
O`Neill, Kuhn & Thurkauf sowie der berechneten Gebietswerte.	61
Abbildung 6.1a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels	3
¹⁸ O an der Station Kronenbrücke.	65

Abbildung 6.2 a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels	
¹⁸ O an der Station Ebnet.	68
Abbildung 6.3 a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels	
¹⁸ O an der Station Oberried.	70
Abbildung 6.4 a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels	
¹⁸ O an der Station Zastler.	72
Abbildung 6.5 a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels	
¹⁸ O an der Station Zipfeldobel.	74
Abbildung 6.6: Übersicht der Pegelstationen im Zartener Becken	
(Legende s. Abb. 6.14)	79
Abbildung 6.7 a-d: Darstellung der Wasserstandsänderungen und der	
Wassertemperaturänderung seit dem 10.1.06 an den Pegeln 20, 26, 43	
zusammen mit dem Systeminput und der Ganglinienseparation am	
Pegel Kronenbrücke.	80
Abbildung 6.8 a-d: Darstellung der Wasserstandsänderungen und der	
Wassertemperaturänderung seit dem 10.1.06 an den Pegeln 34, 44	
zusammen mit dem Systeminput und der Ganglinienseparation am	
Pegel Kronenbrücke.	82
Abbildung 6.9 a-d: Darstellung der Wasserstandsänderungen und der	
Wassertemperaturänderung seit dem 10.1.06 an den Pegeln 5, 41, 2, 35	
zusammen mit dem Systeminput und der Ganglinienseparation am	
Pegel Kronenbrücke.	84
Abbildung 6.10: Darstellung der Grundwassergleichen (links) und	
Wasserstandsänderungen seit dem 10.1.06 (rechts) im Zartener Becken	
am 16.2.06.	85
Abbildung 6.11: Darstellung der Grundwassergleichen und Wasserstandsänderungen	
seit dem 10.1.06 im Zartener Becken am 9.3.06.	86
Abbildung 6.12: Darstellung der Grundwassergleichen und Wasserstandsänderungen	
seit dem 10.1.06 im Zartener Becken am 1.4.06.	86
Abbildung 6.13: Darstellung der Grundwassergleichen und Wasserstandsänderungen	
seit dem 10.1.06 im Zartener Becken am 30.6.06.	87
Abbildung 6.14: Legende der Karten in den Abbildungen 6.10 bis 6.13.	87

III. Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1:	Einzugsgebietsparameter der Untersuchungsgebiete.	7
Tabelle 2.2:	Übersicht über die Landnutzungsverteilung innerhalb der	
	Untersuchungsgebiete.	10
Tabelle 2.3:	Gewässerkundliche Hauptzahlen der Pegel Ebnet, Oberried und Zastler	
	(leicht verändert nach DIDSZUN, 2004).	15
Tabelle 3.1:	Zuweisung der in Abbildung 3.1 aufgeführten Messstationen.	29
Tabelle 3.2:	Zuweisung der in Abbildung 3.2 aufgeführten Schneeprofil-Messstellen.	33
Tabelle 4.1:	Die Monatssummenwerte des Niederschlages und die Tagesmittelwerte der	
	Lufttemperatur an der Station Katzensteig 2006.	36
Tabelle 5.1:	Mittlere Werte für den Gradtagfaktor (KNAUF, 1975).	57
Tabelle 5.2:	Verschiedene aus der Literatur entnommene α Werte. (Moser & Rauert	
	1980, Clark & Fritz 1997)	59
Tabelle 6.1:	Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station	
	Kronenbrücke.	66
Tabelle 6.2:	Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station	
	Ebnet.	67
Tabelle 6.3:	Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station	
	Oberried.	69
Tabelle 6.4:	Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station	
	Zastler.	71
Tabelle 6.5:	Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station	
	Zipfeldobel.	73
Tabelle 6.6:	Die Fehlerarten und ihre Auswirkungen auf die Ganglinienseparation	
	mittels δ^{18} O (RODHE 1987, verändert).	89
Tabelle 7.1:	Darstellung der Abweichung des Basisabflusses vom	
	Vorereigniswasserabfluss in % des Gesamtabflusses für die	
	Beobachtungsperiode an den verschiedenen Stationen.	92

IV. Abbildungen und Tabellen im Anhang

A. 1: Oberflächenabfluss am 9.3.06 im Bruggaeinzugsgebiet	99
A. 2: Schneeprobenahme bei der Klimastation Katzensteig	99
A. 3: Abflussereignis II am Zastlerbach (31.3.06)	99
A. 4: Sättigungsflächenabfluss bei Klimaturm Schweizerhof am 31.3.06	99
A. 5: Schneedecke im Wald des Bruggaeinzugsgebietes am 3.4.06	100
A. 6: Klimastation Katzensteig mit eingeschneitem Niederschlagssammler und	100
Pluviographen	
A. 7: Abflussereignis II am 31.3.06 im Stadtgebiet Freiburg	100

Tabelle 2: ¹⁸ O Messungen an den Stationen Ebnet (links), Zastler (Mitte),	
Zipfeldobel (rechts).	101
Tabelle 3: ¹⁸ O Messungen an der Station Kronenbrücke.	102
Tabelle 4: ¹⁸ O Messungen an der Station Oberried.	103
Tabelle 5: ¹⁸ O Messungen an der Station Zängerlehof.	104
Tabelle 6: ¹⁸ O Stichtagsmessungen der Schneedecke.	105
Tabelle 7: ¹⁸ O Niederschlagsmessungen am APEG Katzensteig.	106

V. Liste der verwendeten Symbole und Abkürzungen

α	Gleichgewichtsphasenübergangskonstante	-
A	Fläche	m², Km²
a _H	Wärmeübergangszahl	$10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$
b	Horizontabschirmung	-
C _E	δ^{18} O Gehalt des Ereigniswassers	%
C _P	δ^{18} O Gehalt des Vorereigniswassers	%
C _R	δ^{18} O Gehalt des Regenwassers	%
Cs	δ^{18} O Gehalt des Schneeschmelzwassers	% 00
CT	δ^{18} O Gehalt des Gesamtabflusses	‱
δ	Isotopengehalt	‰
D	positive Tagesgrade eines Tages	°C*d
ddf	Gradtagfaktor	mm °C ⁻¹ d ⁻¹
f	Anteil des zurückbleibenden Schmelzwassers	-
$\mathbf{F}_{\mathbf{i}}$	Teilfläche	m², Km²
G	Wasserabgabe aus der Schneedecke	mm
Н	Niederschlagshöhe	mm
h _S	Schneehöhe	mm
Ii	Linie gleicher Niederschlagshöhe	-
LF	Leitfähigkeit	µS/cm
ls	Schmelzwärme von Eis	335 KJ kg ⁻¹
Ν	Niederschlag	mm
n	Anzahl der Lufttemperaturmessungen eines Tages	-
рН	pH-Wert	-
Q	Abfluss	m³/s, l/s
QE	Ereigniswasserabfluss	m³/s
Q _P	Vorereigniswasserabfluss	m³/s
Q _R	Regenwasserabfluss	m³/s
Qs	Schmelzwasserabfluss	m³/s
QT	Gesamtabfluss	m³/s
R	Verhältnis von Sauerstoff 18 zu Sauerstoff 16	-
S _N	Nettostrahlung	W/m ²
S _R	kurzwellige Albedo	W/m²
	Lufttemperatur	°C
Tw	Wassertemperatur	°C
U WÄ	relative Luttleuchte	%
WA W-	wasseraquivalent Windrichtung	•
VVR VX7	Wasserstand	m
VV S	w asserstand	111

$\mathbf{W}_{\mathbf{V}}$	Windgeschwindigkeit	m/s
3	Niederschlagsart	-
ρs	Schneedichte	Kg/m ³
ρ_{W}	Dichte des Wassers	Kg/m³

¹⁶ O	Sauerstoffisotop 16
¹⁸ O	Sauerstoffisotop 18
${}^{2}\mathbf{H}$	Deuterium
APEG	Automatisches Probe Entnahme Gerät
DWD	Deutscher Wetterdienst
Ε	Abflussereignis
EMMA	End Member Mixing Analysis
HVZ	Hochwasservorhersagezentrale Baden Württemberg
IHF	Institut für Hydrologie Freiburg
IRMS	Isotope Ratio Mass Spectrometer
MM	Meteomedia
V-SMOW	Vienna Standard Mean Ozean Water

VI. Danksagungen

An dieser Stelle möchte ich einer Reihe von Personen meine Dankbarkeit aussprechen, die am Gelingen dieser Arbeit beteiligt waren.

Zunächst danke ich Herrn Prof. Dr. Ch. Leibundgut für die Vergabe dieses Themas und seine Betreuung während der Arbeiten. Meinen besonderen Dank an Herrn Dr. Ch. Külls für die tolle Betreuung während aller Phasen der Entstehung dieser Arbeit. Die geführten konstruktiven Diskussionen und die dabei entstandenen Ideen bereicherten diese Arbeit erheblich und ergaben Lösungen für schwierige Fragen.

Weiterhin danke ich Jochen Wenninger für die unermüdliche Analyse der zahlreichen Isotopenproben die schließlich die Grundlage aller Ergebnisse dieser Arbeit darstellten, sowie auch für die bereichernden Diskussionen in Bezug auf die Schneehydrologie.

Ebenfalls ein herzliches Dankeschön an Emil Blattmann für die tatkräftige Unterstützung der Feldarbeiten und der Hilfe bei technischen Problemen aller Art. Herzlichen Dank auch an meinen Bürokollegen und Freund Rene Capel für die guten und konstruktiven Gespräche, wie auch die nötige Ablenkung in den Pausen. Des weiteren vielen Dank an Andreas Hänsler für die Unterstützung bei der Laborarbeit, Volker Abraham, Jürgen Strub und Alexander Fritz bei der Hilfe und Beratung in IT Fragen, sowie Frau Striegel von der Badenova AG für die schnelle und unkomplizierte Bereitstellung der Grundwasserdaten des Zartener Beckens. In diesem Zusammenhang auch ein großes Dankeschön an Ute Badde und Dr. Manfred Bremicker von der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden Württemberg für die bereitgestellten Daten.

Am Ende möchte ich meiner Familie, meiner Freundin Sandra Striebel und meinen Freunden Holger Blaul und Johannes Baral für die moralische Unterstützung und die Rechtschreibekorrektur dieser Arbeit danken.

VII. Zusammenfassung

Die Abflussbildung und auch die Grundwasserneubildung stellen wichtige Aspekte der Hydrologie eines Einzugsgebietes dar. In Zusammenhang mit der Schneeschmelze entstehen einerseits gravierende Hochwässer, andererseits stellt sie jedoch in vielen Gebieten auch einen maßgeblichen Einflussfaktor bei der Grundwasserneubildung dar.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden deshalb die Einflüsse der Frühjahrsschneeschmelze des Jahres 2006 in zwei mesoskaligen Teileinzugsgebieten, zwei Quelleinzugsgebieten und im gesamten Einzugsgebiet der Dreisam untersucht. Dazu wurde an den Messstellen Kronenbrücke (Dreisam), Oberried (Brugga) und Zängerlehof (Quelle) für den Zeitraum der Schneeschmelze zeitlich sehr hoch aufgelöste Probenahmen durchgeführt. Zusätzlich erfolgte eine wöchentliche Probenahme an den Stationen Ebnet (Dreisam), Zastler (Zastlerbach) und Zipfeldobel (Quelle). Die Proben wurden bezüglich des natürlichen Tracers Sauerstoff ¹⁸O analysiert. Dadurch wurden deutliche Einflüsse der isotopisch stark abgereicherten Schneeschmelze im Gesamtabfluss an allen Messstellen deutlich.

Weiterhin wurde eine verweilzeitorientierte und eine herkunftsraumorientierte Ganglinienseparation mittels ¹⁸O durchgeführt. Dazu musste der Isotopengehalt der Ereigniswasser- bzw. Direktabflusskomponente aus der Interaktion von Schmelzwasser und Regenwasser im Untersuchungszeitraum berechnet werden. Die Ergebnisse von entnommenen Proben der beiden Komponenten wurden hierfür verwendet. So konnte in der Ganglinienseparation das isotopisch abgereicherte Ereignis- bzw. Direktabflusswasser der Schneeschmelze von dem angereicherten Vorereignis- bzw. Basisabflusswasser abgetrennt werden.

zeigten hinsichtlich der Abflussbildung einen dominierenden Die Ergebnisse Vorereigniswasseranteil in den Abflüssen der Dreisam von durchschnittlich 72%. Dieser Anteil wurde in den Teileinzugsgebieten geringer und ging im Mittel auf bis zu 52% im Zastlerbacheinzugsgebiet zurück. Während der Messungen wurden drei Hochwasserereignisse registriert, die durch die Schneeschmelze beeinflusst waren. Der Ereigniswasseranteil bei den Hochwässern zeigte für die verschiedenen Messstellen den Grad der Beeinflussung. Dabei wurde deutlich, dass die topographisch höher gelegenen Einzugsgebiete diesem mehr und auch länger unterliegen. Die Quelle Zipfeldobel zeigte eine deutlich verzögerte Reaktion.

In Bezug auf die Grundwasserneubildung konnte festgestellt werden, dass der Grundwasserspeicher durch Interaktionen mit dem Schmelzwasser beeinflusst wird. Dies wurde durch den Vergleich der verweilzeitorientierten mit der herkunftsraumorientierten Ganglinienseparation nachgewiesen. Diese Einflussnahme ist in den Teileinzugsgebieten stärker ausgeprägt. Zusätzlich wurden Grundwasserbeobachtungen in einem Teilbereich des Zartener Beckens durchgeführt. Es konnte hier eine hohe Grundwasserneubildung durch Uferinfiltration beobachtet werden.

VIII. English Summary

The runoff generation and the groundwater recharge are important aspects of the catchment hydrology. Indeed snowmelt can produce servere floods but is also in many areas a considerable factor for groundwater recharge.

Thus the influences of the spring snowmelt in 2006 on groundwater recharge in two meso scale sub-catchments, two spring catchments and within the complete catchment of the *Dreisam* are to be analysed within the framework of this thesis. Due to that purpose samplings of highly temporal frequency have been taken at the measuring points *Kronenbrücke (Dreisam)*, *Oberried (Brugga)* and *Zängerlehof* (spring). Additionally, samplings have been taken once a week at the measuring point *Ebnet (Dreisam)*, *Zastler (Zastlerbach)* and *Zipfeldobel* (spring). The samples have been analysed in terms of the natural tracer Oxygen ¹⁸O. Significant influences on the total discharge have been observed at all measuring points.

Beyond that a residence time oriented and a space of source oriented hydrograph separation using ¹⁸O has been conducted. On this account the isotop content of the eventwater had to be assessed from the interaction between melt water and rain water within the exploration period. The results of the taken samples from both components have been used to assess this interaction. Thus it was possible to separate the isotopic depleated eventwater of the snowmelt from the enriched pre-eventwater within the process of the hydro graph separation.

The results show, regarding to the runoff generation, a dominating pre-eventwater proportion in the runoff of the *Dreisam* with an average of 72%. This proportion was lower in the sub-catchments e.g. the *Zastlerbach* catchment where it had only an average of 52%. During the exploration period three flood events influenced by snowmelt have been noted. The eventwater proportion of the flood events showed at different measuring points the degree of influence of snowmelt. The results of the measurements made as well clear that the upslope catchments are stronger and longer influenced by this. The *Zipfeldobel* spring showed a clearly retarded reaction.

Regarding the groundwater recharge it has been found out that the groundwater storage is influenced by the interaction with meltwater. This has been proved by the comparison between the residence time oriented and the space of source oriented hydrograph separation. This influence is more distinct in the sub-catchments than in the total catchment. Additionally, ground water observations have been conducted in parts of the *Zartener Becken*, where strong ground water recharge through bank infiltration has been observed.

Hiermit erkläre ich, dass diese Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Freiburg i. Br., den 14.9.2006

1 Einleitung

1.1 Motivation dieser Arbeit

Das Grundwasser hat durch seine geschützte Lage im Untergrund und dessen Selbstreinigungskräfte meist eine sehr gute Qualität. Dadurch ist es für den Menschen als Trinkwasserquelle von großer Bedeutung und unterliegt damit auch einer intensiven Nutzung. In der Freiburger Bucht wurden im Mittel zwischen 1990 und 2000 13,2 Millionen m³ Trinkwasser pro Jahr entnommen (GEWÄSSERDIREKTION SÜDLICHER OBERRHEIN, 2004). Alleine aufgrund dieser intensiven Nutzung ist es notwendig die Qualität und die Quantität des Grundwassers zu gewährleisten und in diesem Zusammenhang Probleme frühzeitig zu erkennen. Einer der wichtigsten Faktoren hierbei ist es die Grundwasserneubildung abschätzen zu können und damit eine nachhaltige Nutzung dieser Ressource zu gewährleisten.

Die Grundwasserneubildung definiert als ist der Zugang von Wasser zum Grundwasserkörper (DIN 4049, 1992). Sie teilt sich auf in die direkte Grundwasserneubildung, welche über die Regen- und Schneeniederschläge erfolgt, und in die indirekte Grundwasserneubildung zu der die Infiltration durch Oberflächengewässer und die punktuelle Infiltration von Schwinden zählt (LEIBUNDGUT ET AL., 1997). In den humiden Klimaten geht der größte Anteil der Grundwasserneubildung auf die Regenund Schneeniederschläge zurück (HÖLTING & COLDEWEY, 2005). Da der Anteil der Schneeniederschläge in den Mittelgebirgen bis zu 40% der Gesamtniederschläge ausmachen kann (WECHMANN, 1964), fällt diesem auch bezüglich der Abflussbildung und Grundwasserneubildung im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit eine besondere Bedeutung zu.

Beispielsweise traten nach dem schneearmen und dafür regenreichen Winter 2002/2003 und der großen Dürreperiode des folgenden Sommers extrem niedrige Grundwasserstände im Dreisameinzugsgebiet auf. Sie lagen Ende Juli am Pegel 6 bei Ebnet bei über 2.7m unterhalb des langjährigen mittleren Wasserstandes. Es stellt sich nun die Frage, ob diese starke Abnahme des Grundwasserspiegels nur in Zusammenhang mit der ausgeprägten Dürreperiode des Sommers stand oder ob nicht auch die geringe Schneeschmelze des vorangegangenen Winters Einfluss darauf zeigte.

Die Schneedecke kann in Abhängigkeit von ihrer Mächtigkeit große Mengen festen und auch flüssigen Wassers akkumulieren und bestimmt mit dem Zeitpunkt ihrer Schmelze die Freigabe dieser Wassermengen. Diese Schmelze kann sehr schnell und intensiv stattfinden und dabei enorme Hochwässer verursachen. Diese Ereignisse treten oft in Verbindung mit Regenniederschlägen auf, es entstehen dabei so genannte "Rain-on-Snow" Hochwässer. Solche Ereignisse verursachten in der Vergangenheit bereits große materielle Schäden. Aus diesem Grunde kann eine genauere Vorhersagbarkeit dieser Ereignisse dazu beitragen Hochwasserschäden zu verringern. Dazu ist ein detailliertes Prozessverständnis der Abflussbildung bei der Schneeschmelze die Voraussetzung. Die Schmelze kann aber auch über einen längeren Zeitraum eine kontinuierliche Wasserabgabe an das Einzugsgebiet leisten. Durch dieses Verhalten wird die Grundwasserneubildung gefördert. In jedem Fall ist ein besseres Verständnis der Grundwasserneubildungs- und Abflussbildungsprozesse, die während der Schneeschmelze stattfinden, notwendig um die Gebietsmodellierung zu verbessern. Erst dadurch wird eine genauere Hochwasservorhersage und Wasserhaushaltsmodellierung ermöglicht.

1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise

Im Rahmen dieser Arbeit wird mittels einer experimentellen Untersuchung das Abflussgeschehen und die Grundwasserneubildung zur Zeit der Frühjahrsschneeschmelze 2006 im Dreisameinzugsgebiet und in vier Teileinzugsgebieten erfasst und interpretiert.

Zunächst wird anhand einer intensiven Messkampagne an den Abflüssen der Vorfluter Dreisam, Brugga und Zastlerbach sowie an den Quellen Zipfeldobel und Zängerlehof die Auswirkungen der Schneeschmelze auf die Abflüsse dokumentiert. Zusätzlich werden Niederschlags- und Schneeproben gesammelt, um den Gebietsinput zu erfassen.

Diese Proben werden im Anschluss daran bezüglich des Tracers ¹⁸O analysiert. Anhand dieser Daten wird eine Abflussganglinienseparation durchgeführt, welche Aussagen über die Abflussbildungsprozesse und die Grundwasserneubildung in den einzelnen Einzugsgebieten zulässt. Das Verständnis der mesoskaligen Abflussbildungsprozesse und deren Interaktion wird dadurch verbessert. Auch eine Ermittlung des Basisabflusses bildet eine Datengrundlage zur Bestimmung der Grundwasserneubildung.

Vergleiche zwischen den einzelnen Untersuchungsgebieten sollen Aufschluss über den unterschiedlichen Ablauf sowie die unterschiedlichen Auswirkungen der Schneeschmelze deutlich machen.

Weiterhin werden Grundwasserbeobachtungen im Zartener Becken Informationen über die Grundwasserneubildung in der Beobachtungsperiode geben. Dazu wird eine Datenauswertung an 10 verschiedenen Pegeln vorgenommen.

Es gab bereits eine Vielzahl von Untersuchungen zu diesem Themengebiet, trotzdem sind die Prozesse der Abflussbildung und deren komplexe Interaktion noch immer nicht ausreichend erforscht. Wichtige Arbeiten mit innovativen Ideen zum Thema Abflussbildung bei der Schneeschmelze waren dabei DINCER (1970), SKLASH & FARVOLDEN (1979) und BUTTLE & SAMI (1992).

Die Vorgehensweise der Untersuchungen im Frühjahr 2006 sind in Abbildung 1.1 schematisch dargestellt:



Abbildung 1.1: Strukturdiagramm der Vorgehensweise bei dieser Untersuchung.

2 Das Untersuchungsgebiet

Im folgende Kapitel wird ein kurzer Überblick über die naturräumliche Gestaltung des Dreisameinzugsgebiets und seiner Teileinzugsgebiete Brugga, Zastlerbach, sowie der Quelleinzugsgebiete Zipfeldobel und Zängerlehof verschafft. Bei diesen Einheiten handelt es sich um die für diese Arbeit relevanten Untersuchungsgebiete. Es werden die Aspekte Topographie, Geologie, Pedologie, Landnutzung, Klimatologie, Hydrogeologie und Hydrologie in ihren wichtigsten Aspekten angerissen. Weiterführende Literatur ist in den zitieren Arbeiten der jeweiligen Unterkapitel zu finden.

2.1 Allgemeine Beschreibung

Das Dreisameinzugsgebiet befindet sich mit seinen Teileinzugsgebieten am Westrand des Schwarzwaldes. Mit seiner Größe von 257,5 Km² liegt es südöstlich der Stadt Freiburg. Es weist eine annähernd quadratische Form auf und reicht vom Pegel Ebnet (308 müNN) bis hinauf zum Feldberg (1493 müNN). Charakteristisch ist das stark ausgeprägte Relief.



Abbildung 2.1: Darstellung des Dreisam Einzugsgebietes und der Teileinzugsgebiete Brugga und Zastlerbach mit dem Fließgewässernetz und dem Stadtgebiet Freiburg.

Innerhalb weniger Kilometer horizontaler Erstreckung werden über 1100 Höhenmeter überwunden. Die mittlere Hangneigung von 16° ist hierbei wenig aussagekräftig, da morphologische Untereinheiten wie das Zartener Becken mit seiner äußerst geringen Hangneigung im klaren Gegensatz zum Kammschwarzwald mit seinem ausgeprägten Relief stehen. Zur Veranschaulichung der Höhenverhältnisse im Dreisameinzugsgebiet dient die Karte in Abbildung 2.2.

Im stark reliefierten südlichen Teil des Dreisameinzugsgebiets liegt das Brugga Teileinzugsgebiet. Es weist eine Gebietsgröße von 39,8km² und eine mittlere Höhe von 978 müNN auf. Sein am tiefsten gelegener Punkt befindet sich am Pegel Oberried (436müNN) und sein höchster Punkt beinhaltet den Feldberg. Östlich vom Bruggaeinzugsgebiet befindet sich das Zastlerbacheinzugsgebiet.



Abbildung 2.2: Darstellung der Geländehöhen im Untersuchungsgebiet in müNN.

Die Gebietsgröße beträgt hier 17,8Km² und die mittlere Höhe liegt bei 1048müNN. Die Quelle Zipfeldobel befindet sich in einem Seitental des Oberrieder Tals im Einzugsgebiet der Brugga. Der Quellaustritt liegt auf einer Höhe von 530müNN am Fuße eines 220m langen Steilhanges mit einem mittleren Gefälle von 25°. Die Eingrenzung der Einzugsgebietsgröße war nicht eindeutig festzulegen. In der Arbeit von DIDSZUN (2000) wird diese Fläche auf 0,11 Km² geschätzt. Die ungenaue Gebietsangabe resultiert daraus, dass Wasser über längere und weiter entfernte Fließwege herangeführt wird, wohingegen quellnahe Bereiche nicht von ihr entwässert werden. Eine weitere Quelle befindet sich im Seitental St. Wihelm, nahe dem Talausgang. Die hier gelegene Zängerlehofquelle hat ihren Austritt auf 655müNN. Sie befindet sich ebenfalls am Fuße eines 800m langen Steilhanges mit einer Hangneigung von 28°. Die Bestimmung des Quelleinzugsgebietes ist ähnlich komplex und ungenau wie bei der Quelle Zipfeldobel (DIDSZUN, 2000).

Zur Beschreibung der Gebietsform wurden Fläche, Umfang, Länge, Breite, mittlere Höhe, höchster und tiefster Punkt, sowie der Formfaktor nach Horton berechnet (s. Tab. 2.1). Der Formfaktor ist das Verhältnis der Gebietsfläche zum Quadrat der Länge und ermöglicht Aussagen über die Laufzeiten im Gerinne und die Abflusskonzentration. Ist der Formfaktor klein, handelt es sich um ein Gebiet mit großer Länge und geringer Fläche. Ein solches Gebiet hat lange Laufzeiten im Gerinne und gedämpfte, aber zeitlich ausgedehnte Abflussspitzen. Ist der Formfaktor hoch, so ergeben sich kurze Konzentrationszeiten des Abflusses und sehr ausgeprägte, kurzzeitige Abflussspitzen.

Die Gewässernetzdichte berechnet sich aus dem Verhältnis der Gesamtlänge aller im Gebiet vorhandenen Fließgewässer und der Einzugsgebietsfläche. Ist die Flussdichte gering, handelt es sich um ein oberirdisch schlecht entwässertes Gebiet. Ist sie hoch, um ein gut entwässertes.

Die Gewässernetzdichte im Südschwarzwald liegt im Wertebereich von 1,2 bis 2,4Km/km². Weiterhin wurden Hangneigungsklassen gebildet und die einer jeden Klasse zugehörigen Flächenanteile berechnet (s. Tab. 2.1). Es ist deutlich zu erkennen, dass in allen drei Gebieten die Klassen mit der stärksten Hangneigung einen Flächenanteil von ungefähr 50% der Gesamtfläche besitzen. Im Dreisameinzugsgebiet verschiebt sich diese Flächenverteilung etwas stärker in Richtung der geringen Hangneigungsflächen. Dies ist durch das enthaltene Zartener Becken mit seiner geringen Neigung zu erklären. Auch die Hangexposition des Gebietes wurde klassiert und nach seinen Flächenanteilen berechnet. So ist zu ersehen, dass die nordexponierten Flächen den größten Gebietsanteil haben. Die anderen Expositionsklassen verhalten sich in den drei Untersuchungsgebieten unterschiedlich.

	Dreisam -	Brugga -	Zastler -
	Einzugsgebiet	Einzugsgebiet	Einzugsgebiet
Fläche (km²)	257,5	39,8	17,8
Umfang (Km)	104,3	38,0	18,74
Länge (Km)	18,9	7,9	6,13
Breite (Km)	21,85	8,7	5,87
Formfaktor	0,72	0,64	0,47
Gewässernetzdichte (km/km²)	1,66	1,69	1,94
Mittlere Höhe (müNN)	780	978	1048
Tiefster Punkt (müNN)	308	436	548
Höchster Punkt (müNN)	1493	1493	1493
Flächenanteil			
Hangneigungsklasse (%)			
	13.0	3.0	2.8
0 - 5 5° - 10°	12.0	3.0 10.1	2.0
5 - 10 10° - 20°	12.0	20.0	33.1
10 - 20 20° - 40°	21.1	23.3	53.4
> 40°	41.4 5.0	47.2	0.9
2 70	5.0	5.1	0.5
Flächenanteil			
Expositionsklasse (%)			
Nord	31.5	33.4	38.1
Ost	18.9	28.6	22.5
Süd	22.9	17.6	12.8
West	26.8	20.4	26.6

Tabelle 2.1: Einzugsgebietsparameter der Untersuchungsgebiete.

2.2 Morphologie

Das Dreisameinzugsgebiet kann morphologisch in vier Einheiten unterteilt werden (nach DIDSZUN, 2004):

- 1. Der Hochflächenschwarzwald im Osten und Nordosten mit ausgeprägten Hochflächen und Hochmulden.
- 2. Das Zartener Becken im Nordwesten mit flachen und mächtigen Schotterkörpern von über 40 m Mächtigkeit.
- 3. Der Kammschwarzwald im Süden mit starkem Relief und tief eingeschnittenen Tälern.
- 4. Der mittlere Talschwarzwald im Norden des Zartener Beckens mit geringeren Geländehöhen und Hangneigungen als im Kammschwarzwald.

2.3 Pedologie

Das Klima und die Topographie haben aufgrund ihrer Vielfältigkeit im Dreisameinzugsgebiet einen großen Einfluss auf die Bodenentwicklung. Hinzu kommt ein regional auftretender, anthropogener Einfluss. Nach HÄNDRICH & STAHR (1992) lässt sich das Gebiet in vier Einheiten unterteilen:

- Die hochmontane Stufe befindet sich zwischen 1100 und 1500 müNN. Hierbei handelt es sich um das ehemalige Glazialgebiet mit stark wechselhafter Substratzusammensetzung. Es sind Moder- und Humusbraunerden zu finden. Podsole sind anzutreffen auf den basenarmen Endmoränen-, Terrassen- und Sandablagerungen. Auch hydromorphe Böden wie Gleye, Moore und Hochmoore sind in Senken und auf Grundmoränenablagerungen zu finden.
- 2. Auf den Kuppen und Hochflächen der montanen Stufe in Höhen zwischen 800 und 1100 müNN befindet sich der ehemalige Periglazialbereich. Hier finden sich hauptsächlich stark versauerte Rohhumus- und Moderbraunerden. Unter landwirtschaftlichen Nutzflächen dominieren Mullbraunerden. Als Stauwasserböden treten in Senken und ebenen Flächen Stagnogleye und Hanggleye auf.
- 4. Die letzte Einheit bildet die submontane Fußzone mit Höhen zwischen 300 bis 500 müNN und dem Bereich des Zartener Beckens. Im Bereich der submontanen Fußzone findet sich entkalkter Löss, der sich durch die Ablagerung in den Hangschutt eingearbeitet hat. Außerdem gibt es dort Parabraunerden-Braunerden und Braunerden-Parabraunerden. In Hanglagen finden sich Syroseme und Ranker und in den stauwasserbeeinflussten Hangfußbereichen Pseudogleye. Das Zartener Becken beherbergt ebenfalls Parabraunerden-Braunerden und Braunerden-Braunerden sind braunerden Braunerden. In den Kanker und Braunerden-Braunerden und Braunerden-Braunerden hangfußbereichen Pseudogleye. Das Zartener Becken beherbergt ebenfalls Parabraunerden-Braunerden und Braunerden-Braunerden sind braunerden. Braunerde-Gleye und Gleye verbreitet.

2.4 Landnutzung

Ähnlich der Bodenentwicklung ist auch die Landnutzung stark von der Topographie und den klimatischen Bedingungen des Einzugsgebietes abhängig. Im Zartener Becken finden sich große ackerbauliche Flächen sowie Grünlandnutzung. Die höher gelegenen Gebiete bieten dagegen nur noch landwirtschaftliche Nutzflächen, auf denen Weidewirtschaft und Grünlandnutzung möglich sind. In den steilen Hanglagen der höher gelegenen Gebietsteile dominiert der Wald. Er stellt besonders in den Teileinzugsgebieten Brugga und Zastlerbach den weitaus größten Teil der Landnutzung dar.



Abbildung 2.3: Die Landnutzung im Dreisameinzugsgebiet und das Stadtgebiet Freiburg.

Die Landnutzung im Bereich des Quelleinzugsgebietes der Zängerlehofquelle ist durch Fichtenbewuchs dominiert. Nur in den unteren Metern des Hanges finden sich vereinzelte Laubhölzer. Das Einzugsgebiet der Zipfeldobelquelle gliedert sich in den unteren Teil, auf dem eine extensive Grünlandnutzung zu finden ist, und in den oberen Teil mit einem Fichtenbestand (DIDSZUN, 2000).

	Dreisam -	Brugga -	Zastler -
	Einzugsgebiet	Einzugsgebiet	Einzugsgebiet
	(%)	(%)	(%)
Urbane Flächen	2.4	0.8	0.1
Versiegelte Flächen	0.1	0.1	0.0
Landwirtschaft	12.2	7.2	5.3
Grünland	0.1	15.0	8.3
Feuchtflächen	21.3	0.1	0.2
Wald	63.9	76.9	86.0
Wasser	0.1	0.0	0.0

Tabelle 2.2: Übersicht über	die Landnutzungsverteilung innerhalb der
Untersuchungsgebiete.	

2.5 Klima

Das Dreisameinzugsgebiet liegt im Bereich der zyklonal beeinflussten Westwindzone. Diese Zone ist geprägt durch den ständig wechselnden Durchzug von Tief- und Hochdruckgebieten. Der entscheidende Faktor für das kleinräumige Klima im Untersuchungsgebiet sind die orographischen Verhältnisse. Diese sind in besonderem Maße für die Niederschlagsverteilung relevant. Es ist eine Zunahme der jährlichen Niederschlagsmenge mit steigender Geländehöhe von durchschnittlich 66,5mm pro 100m zu verzeichnen. Diese Zunahme verhält sich jedoch keineswegs einheitlich, da sich Luv-Lee-Effekte bemerkbar machen. Generell fallen an den Leeseiten stärkere Niederschläge als im Luv. Die Gipfelregionen weisen die stärksten Niederschläge auf, jedoch herrschen hier auch die höchsten Windgeschwindigkeiten und dadurch bedingt auch die größten Messfehler. So wurden beispielsweise an der Gipfelstation Schauinsland (1218müNN) in der Periode 1931 bis 1960 1585mm/a Jahresniederschlag gemessen und an der leeseitigen Station Hofsgrund (1030müNN) im selben Betrachtungszeitraum 1791mm/a (TRENKLE & RUDOLF, 1989).

Die Sommerperiode ist dominiert durch konvektive Niederschläge, welche in den tieferen Lagen das jährliche Niederschlagsmaximun verantworten, während im Winter durchziehende Fronten vorherrschen. Im Hochschwarzwald fallen ungefähr 37% des Jahresniederschlages als Schnee (TRENKLE & RUDOLF, 1989). Dieser Anteil fällt ab, bis auf 5 – 10% im Zartener Becken. Die höhenabhängige Niederschlagsverteilung ist in den Wintermonaten stärker ausgeprägt. Auch die Verdriftung der Winterniederschläge ist ausgeprägter als im Sommer, da Schnee anfälliger ist für Driftbewegung und auch aufgrund der meist höheren Windgeschwindigkeiten in der Winterzeit. Als schneesicher mit einer geschlossenen Schneedecke über einen längeren Zeitraum hinweg gelten die Lagen über 1000 bis 1200müNN. Der Feldberg weist im Mittel eine geschlossene Schneedecke über einen Zeitraum von 149 Tagen auf (TRENKLE & RUDOLF, 1989).

Allgemein lässt sich sagen, dass die quer zur Hauptwindrichtung liegenden Erhebungen die höchsten Niederschlagsmengen zu verzeichnen haben. Nach FUCHS (2001) variieren die Niederschlagsmengen zwischen 1900mm/a am Feldberg (1493müNN) und 955mm am Pegel Ebnet (308müNN). Die Niederschlagsmengen sind generell im südwestlichen Gebietsteil höher als im östlichen und nordöstlichen, was sich durch die geringeren Niederschlagsmengen erklärt, die nach dem Abregnen im Südwesten noch zur Verfügung stehen.

Äquivalent zum Niederschlag verhält sich die Lufttemperatur. Sie weist ebenfalls eine klare Höhenabhängigkeit auf. Die Jahresmitteltemperaturen betragen nach TRENKLE & RUDOLF (1989) bei der Station Freiburg (269 müNN) 10,3°C und bei der Station Feldberg (1486 müNN) 3,2°C. Es ergibt sich ein langjähriger Temperaturgradient von 0,6°C pro 100m Höhe. Dieser Gradient schwankt im Jahresverlauf zwischen 0,39 bis 0,5°C pro 100m in den Monaten Oktober bis Februar und 0,73°C pro 100m im April.

Im Winterhalbjahr sind unter stabilen Hochdruckbedingungen ausgeprägte Inversionswetterlagen möglich. Bei dieser austauscharmen Wetterlage liegt trockene Warmluft über kalten Luftschichten in Bodennähe. Die Sperrschicht verläuft meist in Höhen zwischen 500 und 800müNN. So können zwischen Oktober und Februar die Lufttemperaturen in den Höhenlagen in Zeiten von Inversionswetterlagen über denen in Freiburg liegen (TRENKLE & RUDOLF, 1989).

Die Verdunstung liegt im Gesamtgebiet bei durchschnittlich 600mm pro Jahr (OTT & UHLENBROOK, 2004) und unterliegt einer hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität. Die Unterschiede zwischen aktueller und potentieller Verdunstung sind aufgrund der ganzjährigen hohen Wasserverfügbarkeit gering (VON WILPERT ET AL., 1996).

2.6 Hydrogeologie

Das Dreisameinzugsgebiet kann in zwei hydrogeologische Einheiten geteilt werden: Den Grundgebirgsschwarzwald und das Zartener Becken.

Mit 90% der Gebietsfläche nimmt der Grundgebirgsschwarzwald damit den größten Teil ein. Der Untergrund weist hier ein sehr geringes Poren- und Kluftvolumen auf und ist damit nahezu undurchlässig. Er besteht aus sehr unterschiedlichen Gesteinen, die jedoch aufgrund ihrer hydrogeologischen Eigenschaften als eine Einheit gesehen werden können. Das gesamte Grundgebirge ist von einem Kluftnetz durchzogen, welches das bevorzugte Fließsystem darstellt (STOBER, 1995). In tektonisch beanspruchten Bereichen sind auch Kluftscharen zu finden. So ergeben sich nach STOBER (1996) räumlich stark schwankende hydraulische Durchlässigkeiten im Bereich 10⁻¹⁰ bis 10⁻⁵ m/s. Dominant sind jedoch die Bereiche geringer hydraulischer Durchlässigkeit, was dazu führt, dass ein Grossteil des Niederschlagswassers oberflächennah abfließt (FRIEG, 1987). Von hydrologisch großer Bedeutung sind in diesem Zusammenhang die quartären Deckschichten, die sich zusammensetzen aus Verwitterungs- und Hangschuttdecken, Moränen und Talschottern. Diese dem Grundgebirge auflagernden Lockergesteinsbereiche weisen von der Hangneigung abhängige, stark variierende Mächtigkeiten von 0,5 bis 10m auf (GLA, 1981). Im Zastlertal und auch im St. Wilhelmertal sind unterhalb von Felsklippen große, waldfreie Blockhalden zu finden.



Abbildung 2.4: Die Geologie des Untersuchungsgebietes.

Auch speisen sich aus den Deckschichten einige Quellen, die meist eine große Schwankungsbreite in ihrer Schüttung aufweisen. Nach UHLENBROOK (1999) ist das kristalline Grundgebirge hauptsächlich für die Bildung des Basisabflusses zuständig, während die Deckschichten meist für die schnellen Abflusskomponenten verantwortlich sind. Nach KILGER (1988) findet in den Hanglagen des Schwarzwaldes nur eine geringe

Grundwasserneubildung statt. Die schlecht sortierten Hangschuttdecken entwässern hauptsächlich oberirdisch. Die Grundwasserneubildung durch Infiltration von Niederschlag ist größtenteils auf die zweite hydrogeologische Einheit beschränkt.

Diese zweite hydrogeologische Einheit bildet das Zartener Becken zusammen mit den restlichen im Untersuchungsgebiet vorkommenden quartären Talfüllungen. Es handelt sich hierbei hauptsächlich um würmeiszeitliche Schotter, die im Zartener Becken eine Mächtigkeit von durchschnittlich 40m ausbilden. Diese nimmt von Osten nach Westen ab (FRIEG, 1987). Dieser Schotterkörper stellt einen ergiebigen Grundwasserleiter dar. Im Vertikalprofil betrachtet, gliedert sich der Schotterkörper in zwei Bereiche. Im unteren finden sich ältere Schotter mit geringen Durchlässigkeiten, wohingegen sich im oberen Bereich jüngere Schotter mit mittleren bis mäßigen hydraulischen Durchlässigkeiten finden. Die Durchlässigkeitsbeiwerte der jungen Schotter liegen im nördlichen Becken zwischen $10*10^{-4}$ und $40*10^{-4}$ m/s und im südlichen Teil zwischen $0.5*10^{-4}$ und $3*10^{-4}$ m/s (FRIEG, 1987). Die Mächtigkeit der jungen Schotter ist im Süden wesentlich geringer ausgeprägt, als im Norden. Besonders im schluffarmen Nordteil kommt es zu starker Infiltration des Gerinnes in den Aquifer und zu einem starken unterirdischen Abfluss, so dass in den Sommermonaten sogar große Dreisamzuflüsse aus diesem Gebietsteil nach dem Eintritt ins Zartener Becken versiegen. Die mittleren Grundwasserflurabstände betragen im Nordteil 10-20m und im Südteil 3-10m. Es findet daher keine Beeinflussung des oberflächennahen Grundwasserhaushaltes statt. Der Grundwasserabstrom erfolgt parallel zur Stromrichtung der Dreisam (ALBERS, 1998). Die jungen Schotter bilden einen für die Wasserversorgung Freiburgs bedeutenden Aquifer aus, mit einer Grundwasserentnahme von ungefähr fünf Millionen m3 pro Jahr (OTT & UHLENBROOK, 2004).

Das Einzugsgebiet der Zängerlehofquelle besteht aus periglazialem Hangschutt mit Deckfolge, mit einem wenig geschichteten Substrat und einer abnehmenden hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe. Dagegen liegt die Zipfeldobelquelle unterhalb eines Hanges der Klasse "Periglaziale Deckschichten". Diese sind geschichtet und weisen eine hohe Leitfähigkeit auf (DIDSZUN, 2000).

2.7 Hydrologie

Das Gesamtgebiet, wie auch die relevanten Teileinzugsgebiete weisen ein nivo-pluviales Abflussregime auf, mit einer abgeschwächten Spitze im Dezember und dem Maximalwert im April, sowie einem Abflussminimum in den Sommermonaten August und September. Beide Maxima sind als Folge der Schneeschmelze zu sehen. Im Dezember handelt es sich um das so genannte Weihnachtstauwetter. Hier tritt ein Warmlufteinbruch auf, der Regen bis in die Höhenlagen bringt und damit eine kurzweilige Schneeschmelze verursacht. Bei dem Maximumpeak im April handelt es sich um die Frühjahrsschneeschmelze. Diese tritt häufig in Verbindung mit Regenniederschlägen auf, was zu enormen Hochwässern führen kann.

Die sommerlichen Niedrigwasserabflüsse sind auf hohe aktuelle Verdunstung in Verbindung mit geringen Niederschlagsmengen zurückzuführen. An der sehr niedrigen Niedrigwasserabflussspende am Dreisampegel ist der Einfluss des Zartener Beckens (siehe Abschnitt 2.6) und der Trinkwasserentnahme zu erkennen (UHLENBROOK, 1999). Das Gewässernetz des Gesamtgebietes ist dendritisch ausgebildet und weist mit einer Gewässernetzdichte von 1,66 km/km² einen recht hohen Wert auf.

Die mittlere jährliche Wasserbilanz des Dreisameinzugsgebietes entspricht nach OTT & UHLENBROOK (2004) 1500mm Niederschlag, 820mm Abfluss, 60mm Grundwasserabstrom, 20mm anthropogener Entnahme und 600mm Verdunstung.

UHLENBROOK (1999) unterteilt den Abfluss im Untersuchungsgebiet in drei Fließsysteme:

- 1. Der Basisabfluss mit seinem Hauptumsatzraum im geklüfteten Festgestein und in den Verwitterungsdecken der Hochlagen. Im Bruggaeinzugsgebiet hat diese Komponente einen Anteil von 20% am Gesamtabfluss und eine mittlere Verweilzeit zwischen sechs und neun Jahren.
- 2. Der Zwischenabfluss, der hauptsächlich in den periglazialen Deckschichten gebildet wird. Er hat einen Anteil von 70% am Gesamtabfluss und meist sehr kurze Reaktionszeiten. In Tracerversuchen wurden Durchlässigkeitsbeiwerte von 10⁻² m/s ermittelt. Die mittlere Verweilzeit entspricht 2 bis 3 Jahren. Ein geringer Teil des langsamen Basisabflusses entstammt auch diesem System.
- 3. Der oberflächen- oder oberflächennahe Abfluss, mit seinem Bildungsgebiet in versiegelten oder gesättigten Flächen, sowie Klippen und Blockschutthalden. Er hat einen durchschnittlichen Anteil von ungefähr 10% am Gesamtabfluss. Dieser Anteil kann während eines Niederschlagsereignisses kurzzeitig auf bis zu 50% steigen. Die mittleren Verweilzeiten betragen nur Stunden bis Tage.

Mit Ausnahme des Zartener Beckens kann diese Klassifizierung der Fließsysteme mit leichten Veränderungen der Abflussanteile und der Verweilzeiten für das Gesamtgebiet angenommen werden.

Die Schüttung der Quelle Zipfeldobel wird seit 1999 kontinuierlich gemessen. Ihre mittlere Schüttung liegt bei 0,53l/s und hatte ihr Maximum mit 2,66l/s (Februar 1999) und ihr Minimum mit 0,23l/s (September 2001). Sie fällt auch nach langen niederschlagsfreien Zeiträumen nicht trocken und diente lange der Wasserversorgung des anliegenden Hauses. Die mittlere Leitfähigkeit beträgt 54 μ S/cm und die mittlere Temperatur 9,23°C. Damit gehört sie nach SCHWELGER (1995) zu den gering mineralisierten Quellen.

Auch die Quellschüttung der Quelle Zängerlehof wird seit 1999 gemessen und weist seitdem eine mittlere Schüttung von 0,48l/s auf. Das Maximum lag im Februar 2002 bei 1,24l/s und das Minimum im Juni 2003 bei 0,32l/s. Auch diese Quelle fällt nach längeren niederschlagsfreien Zeiträumen nicht trocken. Sie reagiert sehr schnell auf

Niederschlagsereignisse und unterscheidet sich damit signifikant von der Zipfeldobelquelle. Die mittlere Leitfähigkeit liegt bei 81μ S/cm. Sie ist damit als höher mineralisierte Quelle einzustufen (SCHWELGER, 1995). Die mittlere Quelltemperatur beträgt 7,88°C.

	Dreisam (Ebnet)	Brugga (Oberried)	Zastlerbach (Zastler)
Zeitreihe	1940-2003	1933-2003	1954-2003
Zeitreihe Hauptwerte	1961-1990	1961-1991	1961-1992
Lauflänge (Km)	23.9	15.4	16.77
HHQ (m³/s)	155.5 (1991)	33.6 (1944)	24.4 (1991)
MHQ (m³/s)	54.2	16.18	6.88
MQ (m³/s)	5.85	1.53	0.63
MNQ (m³/s)	0.45	0.35	0.13
NQ (m³/s)	0.02	0.2	0.07
MHq (l/s*km²)	211	405	386
Mq (l/s*km²)	22.8	38.4	35.8
MNq (l/s*km²)	1.75	8.8	7.2

Tabelle 2.3: Gewässerkundliche Hauptzahlen der Pegel Ebnet, Oberried und Zastler
(leicht verändert nach DIDSZUN, 2004).

3 Methodik

3.1 Grundlagen

3.1.1 Abflussbildung

Die Prozesse der Abflussbildung finden in verschiedenen Raumskalen statt. Die kleinste Einheit stellt die Bodenzone, mit einem Schwerpunkt auf der Beschreibung der vertikalen Bodenwasserbewegung dar. Nach der Skalendefinition von BECKER (1992) handelt es sich dabei um die Mikroskala mit Gebietsgrößen $< 10^{-1}$ Km². Die nächst größere Einheit ist die Mesoskala mit Gebietsgrößen zwischen 10^{-1} und 10^{3} Km². Hier werden die vertikalen und lateralen Prozesse beschrieben, die sich am Hang oder einem Teileinzugsgebiet abspielen. Diese Skale wird mit ihren Prozessen im Folgenden näher beschrieben, da sie für diese Arbeit relevant sind. Die Makroskale behandelt die Prozesse von ganzen Einzugsgebieten $>10^{3}$ Km² und beschäftigt sich mit der Interaktion und Überlagerung der bis dahin beschriebenen Prozesse. Auch diese Skalengröße ist für die vorliegende Arbeit relevant.

Horton'scher Oberflächenabfluss tritt auf, wenn die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität des Bodens übertrifft. HORTON (1933) fand heraus, dass die Infiltrationsleistung eines Bodens exponentiell abnimmt während der Dauer eines Ereignisses. Der Teil des Niederschlages, der nicht mehr infiltrieren kann, bildet Oberflächenabfluss. Dieser Prozess ist flächenhaft häufig in ariden Gebieten anzutreffen. In den gemäßigten Breiten mit Bewaldung beschränkt sich sein Auftreten meist auf Gebietsteile mit stark verdichteten Böden, nacktem Fels, gefrorenen oder versiegelten Böden. Diese Flächen stellen oft nur einen Teil des Gebiets dar. Die anderen Gebietsteile besitzen eine ausgeprägte Mikrotopographie und ein Makroporensystem mit höherer Infiltrationskapazität. So gelangt der gebildete Oberflächenabfluss nicht direkt zum Abfließen ins Gerinne, sondern infiltriert zuvor wieder (UHLENBROOK, 1999).

Sättigungsflächenabfluss tritt auf, wenn der Boden wassergesättigt ist und kein Wasser mehr aufnehmen kann. Das auf solche Flächen auftreffende Wasser fließt als Oberflächenabfluss ab. Dies kann zum einen Niederschlagswasser sein zum anderen aber auch Wasser, das zuvor schon infiltriert war und nun wieder zur Oberfläche gelangt. Dabei handelt es sich um den so genannten "Return Flow", der oft durch Makroporen geführt wird. Nach LEIBUNDGUT & UHLENBROOK (1997) ist beim Oberflächenabfluss zu unterscheiden zwischen Ereignis- und Vorereigniswasser. Das Ereigniswasser wird während des Niederschlagsereignisses in das System gebracht, während das Vorereigniswasser bereits zuvor dort vorhanden war. Beim Oberflächenabfluss kommt es zu einer Vermischung dieser Komponenten. Auch der Return Flow setzt sich aus zwei Komponenten zusammen. Das alte Bodenwasser und das während des Ereignisses kurzzeitig infiltrierte und wieder austretende Wasser. Die Sättigungsflächen liefert einen wichtigen Beitrag zur schnellen Abflusskomponente. Die Beitragsflächen zum Sättigungsflächenabfluss sind zumeist variabel und auch stark gebietsspezifisch. Abhängig von der Bodenvorfeuchte, der Mikrotopographie und der Niederschlagscharakteristik nehmen sie mit einem Andauern des Ereignisses zu (UHLENBROOK,1999).

Der laterale Makroporenabfluss bezeichnet das Fließen in großlumigen Poren der Bodenmatrix. Findet ein Niederschlagsereignis statt, infiltriert das Wasser aufgrund der Saugspannung zunächst in die Mikroporen und erst, wenn deren Infiltrationskapazität überschritten ist, in die Makroporen. Die Fließgeschwindigkeiten in den Makroporen können im Bereich von cm/s liegen. Von Bedeutung sind nicht nur ihr Durchmesser und ihre Häufigkeit, sondern auch ihre Vernetztheit. So kann vermutet werden, dass sie einen wichtigen Beitrag bei der Hochwasserbildung liefern. Das in Makroporen abfließende Wasser ist eine Mischung aus Vorereignis- und Ereigniswasser (UHLENBROOK, 1999). Es bildet oft temporär gesättigte Zonen im Boden aus. In diesen so genannten "perched water tables" findet die Mischung statt. Sie entstehen oft dort, wo eine gut durchlässige Schicht auf eine wenig oder gar nicht durchlässige Schicht trifft, was beispielsweise die Grenze zwischen Mineralboden und organischem Auflagehorizont darstellt. Auch wurde beobachtet, dass geringmächtige Hangböden schneller und stärker reagieren (LEIBUNDGUT & UHLENBROOK, 1997).

Beim "Groundwater Ridging" handelt es sich um "Grundwasserberge", die in breiten Talauen mit geringem Grundwasser-Flurabstand und einem ausgeprägten Kapillarsaum vorkommen. Unter diesen Bedingungen genügt eine geringe Niederschlagsmenge, um das Bodenwasser in Grundwasser umzuwandeln. Die Grundwasseroberfläche wölbt sich dadurch auf und der hydraulische Druck auf den Grundwasserkörper verstärkt sich. In der Nähe des Oberflächengewässers entsteht dann ein Gradient in Richtung des Vorfluters, wodurch Grundwasser, also Vorereigniswasser, in diesen hineinfließt. "Groundwater Ridging" tritt in relevantem Maße nur bei Böden mit feinkörnigem Substrat und in größeren Talaquiferen auf, nicht jedoch in Kerbtälern (BUTTLE & SAMI 1992, TANAKA ET AL. 1988). Bei lange andauernden Schneeschmelzereignissen leistet dieser Effekt dort einen erheblichen Abflussbeitrag (SKLASH & FARVOLDEN 1979, BUTTLE & SAMI 1992).

Beim "**Piston-Flow"** Effekt handelt es sich ebenfalls um eine Druckübertragung im Grundwasserkörper. Wasser infiltriert an einem vorfluterfernen Standort und erhöht dort den Grundwasserspiegel. Durch diese Druckerhöhung wird vorfluternahes Grundwasser in das Oberflächengewässer gedrückt. So kann der hohe Anteil von Vorereigniswasser im Abfluss von tief eingeschnittenen, konvexen Kerbtälern erklärt werden (SKLASH & FARVOLDEN 1979, SKLASH 1986). BUTTLE (1994) beschreibt, wie dieser Prozess durch die abnehmende hydraulische Leitfähigkeit mit zunehmender Tiefe begünstigt wird. Es können sich dann Sättigungszonen ausbilden, die parallel zum Hang verlaufen. Die oberflächennahen und weniger dichten Bodenschichten leisten dann einen bedeutenden

und hochwasserrelevanten Grundwassertransport. Dieser wird als "**Transmissivity Feedback"** bezeichnet (LEIBUNDGUT & UHLENBROOK, 1997).

Die hier beschriebenen Prozesse sind in diesem Kapitel separat voneinander aufgeführt, aber in der Natur findet eine starke Interaktion zwischen ihnen statt. Sie sind räumlich und zeitlich im Einzugsgebiet verteilt und können sich überlagern oder auch zeitlich versetzt stattfinden. Die Dominanz eines Prozesses hängt stark von der jeweils vorherrschenden Gebietsphysiographie ab. Auch die Verteilung der Teilgebiete und ihre Nähe zum Vorfluter sind für die Abflussdynamik entscheidend. Weiterhin verursachen unterschiedliche hydrologische Situationen unterschiedliche Prozesse in der Hangskala und damit verbunden auch unterschiedliche Reaktionen des Gebietes. Es wird also deutlich, dass es schwer ist, Aussagen über einen dominanten Abflussbildungsprozess zu treffen. Es muss also immer eine individuelle Lösung für jedes Gebiet gefunden werden.

Faktoren wie Gebietsverdunstung und Verteilung von Niederschlägen sind relevant für das Verständnis des Gebietes. Die Flächennutzung ist ebenfalls von entscheidender Bedeutung. Unterschiedliche Landnutzungsarten und auch der Ausbau von Gewässern zeigen je nach Typ und Anteil am Gebiet spezifische Auswirkungen (siehe LEIBUNDGUT & UHLENBROOK, 1997). Die Quantifizierung der einzelnen Abflussbildungsprozesse kann mit dem Einsatz von Tracern durchgeführt werden. Hier steht eine ganze Bandbreite von verschiedenen Markierungsstoffen zur Verfügung. Die Untersuchungen dieser Arbeit wurden mit dem Isotopentracer ¹⁸O durchgeführt. Dazu mehr im Abschnitt 3.2. Weiterhin besteht die Möglichkeit des Einsatzes von hydraulischen Verfahren, Regressionsanalysen und der Abschätzungen anhand von GIS-basierten Landnutzungskarten (LEIBUNDGUT & UHLENBROOK, 1997).

3.1.2 Grundwasserneubildung

Wie bereits in der Einleitung beschrieben, wird die Grundwasserneubildung definiert als der Zugang von Wasser zum Grundwasserkörper (DIN 4049, 1992). Zur Bildung des Grundwassers gibt es drei klassische Theorien. Die Theorie des juvenilen Grundwassers, sowie die Kondensationstheorie sind für diese Arbeit irrelevant. Von Bedeutung ist die Infiltrationstheorie, die besagt, dass das Grundwasser aus dem versickernden Teil des Niederschlags stammt. Dieser fällt in den humiden Klimaten die quantitativ entscheidende Rolle zu. Örtlich kann es auch zu einer Neubildung durch Uferfiltrat von oberirdischen Gewässern kommen. Die Niederschlagsintensität hat bei der Neubildung einen erheblichen Einfluss. Der Anteil des Oberflächenwassers steigt mit zunehmender Niederschlagsintensität. Dieses Wasser kann nicht in den Untergrund infiltrieren und trägt daher auch nicht zur Neubildung bei. Die vollständige Infiltration von lange andauernden Niederschlägen geringerer Intensität bewirkt einen höheren Neubildungsanteil. Beim Abtauen einer Schneedecke ist daher die Schmelzintensität von Bedeutung. Im Winter findet meist eine vermehrte Neubildung statt, da auch der Verbrauch durch die Vegetation die Verdunstung gering ist. Von ebenfalls großer Bedeutung für die und

Grundwasserneubildung ist der Boden. Seine Durchlässigkeit, Vorfeuchte, Durchwurzelungstiefe und Mikrotopographie wirken als Steuergrößen auf den zeitlichen und quantitativen Verlauf der Neubildung.

Ein wichtiger Aspekt des Grundwassers ist seine Verweildauer im Grundwasserkörper. In der Hydrogeologie werden verschiedene Typen von Grundwässern unterschieden, wovon jedoch nur die Umsatz- oder meteorischen Wässer bei dieser Arbeit von Bedeutung sind. Diese sind jährlich oder im Bereich weniger Jahre am Umsatz des Wasserkreislaufs beteiligt und zirkulieren im oder über dem Vorfluterniveau.

Besonders in reliefintensiven Mittelgebirgsgebieten mit Kluftgestein, wie dem Dreisameinzugsgebiet, kann ein erheblicher Grundwasserzustrom oder –abstrom vorhanden sein. Dabei handelt es sich um die unterschiedliche Ausprägung des unterirdischen und des oberirdischen Einzugsgebietes.

Zur Bestimmung der Grundwasserneubildung stehen eine Reihe von Verfahren zu Verfügung. Diese werden im Folgenden nun nicht explizit aufgeführt. Vielmehr soll eine Übersicht über wesentlichen Grundrichtungen der Ansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung gegeben werden (VIERHUFF, 1997):

Bei der indirekte Bestimmung wird die Grundwasserneubildung als Restglied der einer Bilanzierung bestimmt:

- Gebietswasserbilanz
- Bodenwasserbilanz
- Energiebilanz
- Regressionsverfahren
- Komplexe Modelle

Mittels der direkten Bestimmungsverfahren wird die Wasserbewegung oder auch der Wassergehalt des Boden erfasst:

- Bodenwasserpotentialmessungen
- Tracerverfahren
- Lysimetermessungen

3.1.3 Schneehydrologie

Auf die regional im Dreisameinzugsgebiet vorherrschenden Schneebedingungen wurde bereits eingangs in Abschnitt 2.5 eingegangen. Hier sollen die Prozesse der Akkumulation, der Metamorphose sowie des Abbaus einer Schneedecke im Allgemeinen beschrieben werden. Dies ist wichtig für das Verständnis der Abflussbildung während der Schneeschmelze. Als Schnee fallender Niederschlag beeinflusst den Wasserhaushalt eines Gebietes in Form von Wasserspeicherung, einer Änderung des Wärmehaushaltes durch die Albedo und einer Wasserabgabe zur Zeit der Schmelze. Der Schnee setzt sich zusammen aus Eiskristallen, Luft und Wasser. Die Anteile der jeweiligen Komponente variieren nach Art und Metamorphosegrad. Schnee fällt in Deutschland im Temperaturbereich zwischen –1 und 1°C. Seine Verteilung im Einzugsgebiet ist abhängig von einer Vielzahl von Faktoren und damit äußerst heterogen. Faktoren sind die reliefbedingten Windverhältnisse, die Landnutzung und die lokalen Witterungsverhältnisse. Zu Beginn der Schneeschmelzperiode finden sich daher Akkumulationen in Wäldern, was mit der verringerten Abbaugeschwindigkeit zusammenhängt, in windgeschützten Lagen sowie in höheren Lagen. Relevante Parameter bei der Erfassung einer Schneedecke sind die Schneehöhe. die Schneedichte und das diesen Parametern aus abgeleitete Wasseräquivalent. Es entspricht der in einer Schneedecke in fester oder flüssiger Form enthaltenen Wassermenge, ausgedrückt als Höhe einer horizontalen Fläche (DYCK & PESCHKE, 1995). Die Schneedichte bewegt sich zwischen Werten von 10 (Neuschnee) bis 600 (Altschnee) Kg/m³. Das Wasseräquivalent berechnet sich nach der Formel (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996):

$$W\ddot{A} = h_s * \frac{\rho_s}{\rho_w}$$
 F 3.1

WÄ	Wasseräquivalent	mm
hs	Schneehöhe	mm
ρs	Schneedichte	Kg/m³
$\rho_{\rm W}$	Dichte des Wassers	Kg/m³

Die **Schneemetamorphose** bezeichnet die Veränderungen der Schneedecke bis hin zum Abbau. Es findet dabei ein andauernder Wechsel zwischen schmelzen, wieder gefrieren, sublimieren, resublimieren und abfließen von Schmelzwasser statt. Diese Vorgänge sind gesteuert durch die Faktoren Druck und Lufttemperatur. Es wird nun unterschieden in die abbauende und die aufbauende Metamorphose. Bei der abbauenden Metamorphose kommt es zu einem Abbau der Kristallstruktur, hin zu einer körnigen Struktur. Sie findet statt, wenn die Schneetemperaturen nahe am Schmelzpunkt liegen. Die größeren Altschneekörner wachsen auf kosten der kleineren. Die Schneedichte steigt an und die Schneehöhe nimmt ab. Bei der aufbauenden Metamorphose kommt es zum Kristallwachstum entlang des Dampfdruckgradienten. Luftfeuchte kondensiert hier an der kalten Schneeoberfläche. So kommt es zu Tiefenreifbildung, wenn ein Temperaturgradient zwischen Boden und Schneedecke besteht.

Durch die einzelnen Schneeniederschläge zu unterschiedlichen Zeitpunkten eines Winters und den dazwischen liegenden, wechselnden Wettersituationen kommt es zu einer Stratifizierung der Schneedecke. Erst im Frühjahr wird durch einen Anstieg der
Lufttemperaturen die Homogenisierung der Schneedecke eingeleitet. Dabei verwischt die Schmelzwasserbewegung in der Schneedecke die Schichtgrenzen. Sie erreicht unmittelbar vor der Schmelzwasserabgabe an den Untergrund ihren maximalen Wassergehalt (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996).

Die Ablation einer Schneedecke setzt sich zusammen aus Schmelze, Verdunstung und Sublimation. Da die Verdunstung und die Sublimation in der durchgeführten Arbeit eine untergeordnete Rolle spielen, (s. Abschnitt 3.5) werden diese Aspekte hier nicht weiter behandelt.

Die Energie für die Schneeschmelze wird nach KNAUF (1975) zu ca. 80% von der Strahlung geliefert. Hohe Luftfeuchte und hohe Windgeschwindigkeiten im Zusammenhang von warmen Luftmassen bewirken die größten Schneeschmelzen. Der Wärmeaustausch von Regen und Boden mit der Schneedecke spielt dagegen nur eine geringe Rolle. Eine Schneedecke verhält sich entsprechend einem durchflossenem, porösen Medium und kann undurchlässige Eisschichten, aber auch Risse aufweisen, die analog zu Böden die Funktion von Makroporen einnehmen können.

Die Schneedecke unterliegt einer permanenten Veränderung (SINGH ET AL., 1997). Ist eine positive Wärmebilanz vorhanden, wird an der Schneeoberfläche Schmelzwasser gebildet. Dieses infiltriert zunächst in die Schneedecke. Bis zum Erreichen der kritischen Dichte wirkt die Schneedecke abflussverringernd. Auch auftreffende Niederschläge werden gespeichert. Ab einer kritischen Dichte gibt die Schneedecke das Wasser an den Untergrund weiter, welches dann als Wasserabgabe aus der Schneedecke bezeichnet wird. Diese ist nur dann gleich der Schneeschmelzrate, wenn kein zeitlicher Unterschied zwischen den beiden Prozessen besteht (KNAUF, 1975).

Ist die Schneedecke einmal gesättigt, leitet sie überschüssiges Wasser schnell an den Boden weiter. Trifft zusätzlich Regenwasser auf die gesättigte Schneedecke, wird dieses ohne große zeitliche Verzögerung weitergeleitet und kann gravierende Hochwässer verursachen. Bei solchen "Rain-on-Snow" Ereignissen ist der Anteil des Schmelzwassers im Gesamtabfluss meist recht gering. Das erklärt sich dadurch, dass der Regen nur eine geringe Schneeschmelze verursacht. Er beschleunigt vielmehr die abbauende Metamorphose und macht die Schneedecke zu einer gut leitenden Schicht (SINGH ET AL., 1997).

Das weitere Abflussgeschehen hängt nun von der Vorfeuchte und der Durchlässigkeit des Untergrundes, sowie dem Zustand des Bodenwassers (fest/flüssig) ab. Auf gesättigten oder gefrorenen Böden kommt es verstärkt zu Oberflächenabfluss (SINGH ET AL. 1997, DUNNE & BLACK 1971). Diese Verhältnisse sind in den bewaldeten Teilen des Dreisameinzugsgebietes aufgrund der hohen Infiltrationskapazität der Böden, sowie des seltenen Auftretens von Bodenfrost nicht zu erwarten. Die bewaldeten Gebiete haben im Untersuchungsgebiet einen Anteil von 63.9% und in den Teileinzugsgebieten von über 80% (s. Abschnitt 2.4). Der Abfluss aus der Schneeschmelze wird zum Großteil als Interflow in den Deckschichten weitergegeben (SCHWARZ, 1984).

3.2 Ganglinienseparation mittels Sauerstoffisotop ¹⁸O

3.2.1 Das stabile Sauerstoffisotop ¹⁸O

Das Isotop ¹⁸O ist ein Bestandteil des Wassermoleküls und gehört zu den meist verwendeten Isotopen in der Hydrologie. Im hydrologischen System verhält es sich völlig konservativ. Das bedeutet, dass es keinerlei chemischen oder physikalischen Retardation im Fließsystem unterworfen ist. Weiterhin wird es völlig kostenlos und umweltverträglich flächenhaft im gesamten System über die Niederschläge verbreitet.

Es weist ein variables Verhältnis von circa 1:500 zum isotopisch leichteren Sauerstoff ¹⁶O auf. Durch den Unterschied in der Molmasse der beiden Atome resultiert eine temperaturabhängige Fraktionierung bei den verschiedenen Phasenübergängen des Wassers. Diese so genannte Rayleigh Fraktionierung ist verantwortlich für die Anreicherung des schwereren ¹⁸O in der energetisch ärmeren Phase. Zu sehen ist dieser Effekt beispielsweise bei der Schneeschmelze. Das Schmelzwasser ist isotopisch leichter als der zurückbleibende Schnee, der mit andauernder Schneeschmelze immer mehr mit ¹⁸O angereichert wird. Für die räumliche und zeitliche Variabilität der Isotopengehalte des Niederschlages wurden folgende Effekte beschrieben (MOSER & RAUERT, 1980):

1. Kontinentaleffekt

Durch das Ausregnen der schweren Isotope bei der Kondensation der Niederschläge, verringert sich der Gehalt an schweren Isotopen mit zunehmendem Abstand von der Küste.

2. Mengeneffekt

Die schweren Moleküle kondensieren schneller als die leichten und regnen zuerst aus. Mit zunehmender Niederschlagsmenge tritt also eine Abreicherung der Niederschläge auf.

3. Temperatureffekt

Dieser ist bedingt durch die temperaturabhängige Isotopenfraktionierung. Die mit der Höhe abnehmende Kondensationstemperatur verursacht eine Abreicherung der schweren Isotope in den Niederschlägen

4. Höheneffekt

Der Gehalt an schweren Isotopen nimmt beim orographischen Aufstieg der Luftmassen und dem damit verbundenen Ausregnen ab.

5. Breiten- und Jahreszeiteneffekt

Die Niederschläge in den niederen Breiten und in der warmen Jahreszeit sind isotopisch schwerer als in den höheren Breiten und in der kalten Jahreszeit. Dies ist bedingt durch die Lufttemperatur. ¹⁸O zeigt eine hohe Variation in seinen Gehalten im Niederschlag. Diese Variationen werden durch den Übergang von der ungesättigten in die gesättigten Bodenzone abgemildert. Deutlich wird dies in einer nur geringen Schwankung der Isotopengehalte im Grundwasser. Diese Schwankungen werden durch die Mischung des Grundwassers mit Wässern anderer Isotopengehalte verursacht. Dieser Unterschied zwischen den ¹⁸O Gehalten des Boden- und Grundwassers und denen des Inputs in das System sind die Grundvoraussetzung für eine Ganglinienseparation (s. Abschnitt 3.2.3).

3.2.2 Die δ-Konvention

Die Messung der absoluten Werte der Isotope Sauerstoff ¹⁸O und Deuterium ²H ist für hydrologische Fragestellungen wenig sinnvoll. Aus diesem Grund wird die relative Differenz des Isotopenverhältnisses der Probe gegenüber dem Isotopenverhältnis eines Standards gemessen. Als international einheitlicher Standard gilt das "Vienna Standard Mean Ozean Water" (V-SMOW), dessen Wert dem Meerwasser entspricht. Das Messergebnis einer Isotopenmessung wird somit als δ -Wert angegeben. Da die meisten Wässer isotopisch leichter sind als der Standard, ergeben sich negative δ -Werte (MOSER & RAUERT, 1980). Am Beispiel des Sauerstoffisotops ¹⁸O wird in den folgenden Formeln das Zustandekommen des δ -Wertes dargestellt:

$$R = \frac{{}^{18}O}{{}^{16}O}$$
 F 3.2

$$\delta^{18} O(0_{00}) = \frac{R_{Probe} - R_{Standard}}{R_{Probe}} * 1000 F 3.3$$

3.2.3 Das stabile Isotop Sauerstoff ¹⁸O in der Ganglinienseparation

Bei einer Ganglinienseparation handelt es sich um eine Aufgliederung der Ganglinie des Gesamtabflusses in die einzelnen Abflusskomponenten. Abflusskomponententrennung basiert auf der Massenerhaltung und der Kontinuität der Massenflüsse im System. Die unterschiedlichen Abflusskomponenten unterscheiden sich durch ihre Herkunftsräume, Fließwege und Verweilzeiten. Dadurch entsteht eine unterschiedliche Dynamik und Beschaffenheit der Komponenten, welche mittels eines Mischungsmodells für die Ganglinienseparation genutzt wird (DYCK & PESCHKE, 1995).

Eine Trennung von n Abflusskomponenten kann durch den Einsatz von n-1 Tracern erfolgen. Zu diesem Zweck können die folgenden linearen Mischungsgleichungen angewandt werden:

$$Q_{\rm T} = Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n$$
 F 3.4

$$C_{T_{i_i}} * Q_T = C_{1_{i_i}} * Q_1 + C_{2_{i_i}} * Q_2 + \dots + C_{n_{i_i}} * Q_n$$
 F 3.5

Q _T	Gesamtabfluss
$Q_1, Q_2,, Q_n$	Abflusskomponenten
C _{Tti}	Konzentration von ti im Gesamtabfluss
$C_{1_{ti}}, C_{2_{ti}},, C_{n_{ti}}$	Konzentrationen von ti in den verschiedenen Abflusskomponenten
ti	Konservativer Tracer

Diese Modellvorstellung wird als "End Member Mixing Analysis" (EMMA) bezeichnet und geht davon aus, dass sich der Gesamtabfluss während eines Ereignisses aus einer Mischung von n Komponenten zusammensetzt. Um dieses Modell anwenden zu können, müssen einige Bedingungen erfüllt sein (BUTTLE 1994, SKLASH & FARVOLDEN 1979, OGUNKOYA & JENKINS 1993):

- 1. Die zu trennenden Abflusskomponenten unterscheiden sich signifikant hinsichtlich ihrer Tracergehalte.
- 2. Die zeitliche und räumliche Verteilung der Tracergehalte ist in allen Abflusskomponenten gleichförmig. Eventuelle Abweichungen müssen erfassbar sein.
- 3. Die einzelnen Komponenten beeinflussen sich nicht gegenseitig oder aber die Wechselbeziehungen müssen erfassbar sein.

Bedingung Eins muss zur erfolgreichen Durchführung einer Ganglinienseparation zwingend erfüllt sein. Abweichungen von den Bedingungen zwei bis drei können vorhanden sein, rufen jedoch Ungenauigkeiten bei der Komponententrennung hervor (HOOPER& SCHOEMAKER, 1986).

Ganglinienseparationen können verweilzeitorientiert oder auch herkunftsraumorientiert stattfinden. Beide Anwendungen sind für die Fragestellung dieser Arbeit von Belang. Während der verweilzeitorientierte Ansatz Auskunft über die Prozesse der Abflussbildung des betrachteten Systems gibt, kann über den herkunftsraumorientierten Ansatz eine Aufteilung in Basisabfluss und Direktabfluss erfolgen. Beide Verfahren werden im Folgenden beschrieben.

Der verweilzeitorientierte Ansatz

Ist Bedingung eins erfüllt, kann eine Trennung der Abflussganglinie in eine Ereigniswasser- und eine Vorereigniswasserkomponente vorgenommen werden. Das Ereigniswasser ist dabei das Wasser, das während des Ereignisses in das System eingetragen wird. Bei dem Vorereigniswasser handelt es sich um den Wasseranteil des Abflusses, der schon vor Beginn des Ereignisses im System gespeichert war (SKLASH & FARVOLDEN, 1979). Eine Ganglinienseparation erfolgt dann anhand der folgenden Gleichungen:

$$\mathbf{Q}_{\mathrm{T}} = \mathbf{Q}_{\mathrm{E}} + \mathbf{Q}_{\mathrm{P}} \qquad \qquad \mathbf{F} \ \mathbf{3.6}$$

$$Q_T * C_T = Q_E * C_E + Q_P * C_P$$
 F 3.7

Mit :

QT	Gesamtabfluss	m³/s
QE	Ereigniswasserabfluss	m³/s
Qp	Vorereigniswasserabfluss	m³/s
CT	δ^{18} O Gehalt des Gesamtabflusses	%
CE	δ^{18} O Gehalt des Ereigniswasserabflusses	%
CP	δ^{18} O Gehalt des Vorereigniswasserabflusses	%

Zur Berechnung der Parameter Q_E und Q_P müssen die restlichen Parameter bekannt sein. Die Bestimmung des Parameters Q_E erfolgt mittels der Formel:

$$Q_{E} = \frac{(Q_{T} * (C_{T} - C_{P}))}{(C_{E} - C_{P})}$$
 F 3.8

Nach der Bestimmung von Q_E kann Q_P mittels F3.6 als Restglied berechnet werden. Zur Ermittlung des ¹⁸O Gehaltes des Vorereigniswassers wird der Gehalt des Gesamtabflusses vor dem Ereignis verwendet. Zu diesem Zeitpunkt ist eine Ereigniswasserkomponente noch nicht aktiv (MAULE & STEIN, 1990). In dieser Arbeit wurde der isotopisch schwerste Wert der Niedrigwasserphase zu Jahresanfang als C_P festgelegt. Bei der Ereigniswasserkomponente handelt es sich also um den Teil des Gesamtabflusses, der nach der Festlegung des ¹⁸O Gehaltes der Vorereigniswasserkomponente eingetragen wird.

Um nun eine Aussage über den Einfluss der Schneeschmelze treffen zu können, ist es notwendig, die Ereigniswasserkomponente erneut aufzuteilen. Dabei wird der Ansatz der Ganglinienseparation erneut verwendet. Die Berechnung lautet dann:

$$\mathbf{Q}_{\mathbf{E}} = \mathbf{Q}_{\mathbf{S}} + \mathbf{Q}_{\mathbf{R}} \qquad \qquad \mathbf{F} \mathbf{3.9}$$

$$Q_E * C_E = Q_S * C_S + Q_R * C_R$$
 F 3.10

$$Q_{E} = \frac{(C_{E} + C_{S})}{(C_{R} - C_{S})}$$
 F 3.11

QE	Ereigniswasserabfluss	m³/s
Qs	Schmelzwasserabfluss	m³/s
Q _R	Regenwasserabfluss	m³/s
CE	δ^{18} O Gehalt des Ereigniswasserabflusses	%00
Cs	δ^{18} O Gehalt des Schmelzwasserabfluss	%
C _R	δ^{18} O Gehalt des Regenwasserabfluss	%

Die Berechnung der einzelnen Parameter wird in Kapitel 5 beschrieben.

Der herkunftsraumorientierte Ansatz

Bei diesem Ansatz wird der Gesamtabfluss in seine Herkunftsräume aufgeteilt. Es wird eine Trennung des Abflusses in Direkt- und der Basisabfluss vorgenommen. Der Direktabfluss ist der Anteil des Wassers, der das Gerinne nur mit einer geringen zeitlichen Verzögerung erreicht und sich im Wesentlichen aus dem schnellen Zwischenabfluss, dem Landoberflächenabfluss und den Niederschlägen, die direkt ins Gerinne fallen, zusammensetzt.

Beim Basisabfluss handelt es sich dagegen um das Wasser, welches den Vorfluter erst mit einer Verzögerung erreicht. Er setzt sich zusammen aus dem verzögerten Zwischenabfluss, dem Grundwasserabfluss und dem im Uferbereich gespeicherten Wasservolumen (BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996). Die Berechnung der Ganglinienseparation erfolgt ebenfalls mittels der EMMA. Es findet dabei nur eine Umbenennung der Ereigniswasserkomponenten in Direktabflusskomponenten der sowie Vorereigniswasserkomponenten in Basisabflusskomponenten statt. Der Unterschied der beiden Ansätze beruht in der Festlegung der Vorereignis- bzw. Basisabflusskonzentration. Sie wird beim verweilzeitorientierten Ansatz einmalig vor dem Beginn des Ereignisses festgelegt und bleibt für dessen Dauer konstant. Anders beim herkunftsraumorientierten Ansatz. Hier wird eine Anpassung der Basisabflusskonzentration vorgenommen. Es wird davon ausgegangen, dass in Niedrigwasserzeiten der gesamte Abfluss im Gerinne durch das Grundwasser gespeist wird (MAULE & STEIN, 1990). Deshalb wird die Konzentration des Basisabflusses in Niedrigwasserphasen während der Untersuchungsperiode immer wieder angeglichen. Die Angleichung erfolgt mittels linearer 18 O Gehalten Interpolation zwischen den der Gesamtabflüsse in den Niedrigwasserperioden (MAULE & STEIN 1990, HOOPER& SCHOEMAKER, 1986).

Die herkunftsraumorientierte Methode berücksichtigt also die Veränderung des Gebietsspeichers. Diese Veränderung findet statt durch die Beeinflussung des Grundwassers durch die vertikalen Flüsse in der Bodenzone, welche Einfluss auf die Grundwasserneubildung und damit auch auf den ¹⁸O Gehalt des Grundwassers haben. Die Berechnungsergebnisse der beiden Methoden ergeben also bei einer vorhandenen

Beeinflussung des Gebietsspeichers in der Beobachtungszeit durch die vertikalen Zuflüsse unterschiedliche Ergebnisse, anhand derer auf die Veränderung des Gebietsspeichers geschlossen werden kann. Außerdem kann der durch die Ganglinienseparation ermittelte Basisabfluss als Grundlage zur Quantifizierung der Grundwasserneubildung dienen.

3.3 Messnetz, Probenahme und Laboranalysen

3.3.1 Das Messnetz

Bei der Auswahl der Messstellen erwies es sich als praktisch, das bereits bestehende Messnetz im Gebiet so effektiv wie möglich zu nutzen. Dies konzentriert sich sehr stark, auf den südlichen und südwestlichen Teil des Dreisameinzugsgebietes. Es können also sehr detaillierte Aussagen über das gut instrumentierte Brugga- und Zastlereinzugsgebiet getroffen werden, zusammen mit den Quellen Zipfeldobel und Zängerlehof. Ein Grundwassermessnetz ist im Bereich des Zartener Beckens vorhanden. Aus dem restlichen Gebiet liegen keine detaillierten Messwerte vor. An den Stationen Ebnet und Kronenbrücke gewonnene Daten geben jedoch Informationen über das Verhalten des Gesamtgebietes, was Rückschlüsse auf die nicht instrumentierten Anteile zulässt. Im Folgenden werden die Messstationen und -einrichtungen näher erläutert:

In einem Teil der Grundwasserbeobachtungspegel der Badenova AG wurden schon vor vielen Jahren Datenlogger zur kontinuierlichen Messung des Grundwasserspiegels und der Grundwassertemperatur im Zartener Becken installiert. Die Messstellen gelten als relativ unbeeinflusst durch die Grundwasserförderung und andere anthropogene Einflüsse. Die Brunnentiefen und die Filterbereiche des Brunnenrohres konnten leider nicht ermittelt werden. Es wird daher die Annahme getroffen, dass alle hier aufgeführten Grundwassermessstellen ihren verfilterten Anschnitt im Bereich der jungen Schottern vorweisen. Bei verschiedenen Pegeln ist eine Beeinflussung durch Oberflächengewässer in den internen Unterlagen der Badenova AG vermerkt. So sind die Pegel Pe 44 und Pe 43 im Einflussbereich der Dreisam, die Pegel Pe 41 und Pe 5 im Bereich des Eschbaches, Pegel Pe 20 im Bereich des Krummbaches und Pegel Pe 26 im Bereich der Brugga.

Die in Tabelle 3.1 aufgeführten Betreiber der Messstationen stellten ihre Daten für diese Arbeit zur Verfügung. Dabei wurden die sämtliche Daten der HVZ, vom DWD und von MM durch die LUBW zur Verfügung gestellt. Die Badenova AG stellte die Grundwasserdaten zur Verfügung. Weiterhin konnten auch die Daten des IHF genutzt werden. Aus diesem Grunde sind die Daten bei den jeweiligen Stellen nachzufragen und werden nicht im Anhang aufgeführt. Dort werden nur die Daten der Messungen dieser Arbeit aufgeführt (s. Anhang Tab. 1-6).



Abbildung 3.1: Positionen der verwendeten Messeinrichtungen im Untersuchungsgebiet

Karten -	NIr	Stationanama	Paramatar	Potroibor	Mess -
bezeichnung	INF.	Stationshame	Parameter	Detreiber	intervall
	1	Pe 41	W _s , T _w	Badenova AG	1h
	2	Pe 6	W _s , T _w	Badenova AG	1h
	3	Pe 20	W _s , T _w	Badenova AG	1h
	4	Pe 34	W _s , T _w	Badenova AG	1h
Grundwasser -	5	Pe 26	W_S , T_W	Badenova AG	1h
stationen	6	Pe 43	W_S , T_W	Badenova AG	1h
	7	Pe 35	W_S , T_W	Badenova AG	1h
	8	Pe 44	W_S , T_W	Badenova AG	1h
	9	Pe 5	W_S , T_W	Badenova AG	1h
	10	pel_2	W_S , T_W	Badenova AG	1h
	1	Freiburg	Ν	DWD	1h
	2	Simonswald	N, T _A	DWD	1h
	3	Buchenbach	N, T _A	DWD	1h
Niederschlags –	4	Schweizerhof	N, (¹⁸ O)	IHF	10 min
und	5	Katzensteig	N, (¹⁸ O, ¹⁸ O _h , ¹⁸ O _s)	IHF	10 min
Lufttemperatur- stationen	6	Breitnau Schwarzwald	N, T _A	MM	1h
	7	Breitnau	Ν. ΤΔ	DWD	1h
	8	Schauinsland	N. T₄	MM	1h
	9	Feldberg	N, T _A	MM	1h
	1	Schweizerhof	$T_A, S_N, S_R, U, W_V, W_R$	IHF	10 min
Klima -	2	Katzensteig	T_A , S_N , S_R , U, W_V , W_R	IHF	10 min
stationen	3	Freiburg Mitte	T_A,S_N,S_R,U,W_V,W_R	DWD	1h
Quell -	1	Zängerlehof	Q, (LF, pH, T _w)	IHF	10 min
messungen	2	Zipfeldobel	Q, (LF, pH, T _w)	IHF	10 min
Pegel -	1	Brugga, Oberried	Q, LF, T _w , (pH)	HVZ/IHF	1h
Abfluss -	2	Zastlerbach, Zastler	Q, (LF, pH, T _w)	HVZ/IHF	1h
messungen	3	Dreisam, Ebnet	Q, (LF, pH, T _w)	HVZ/IHF	1h
	1	Dreisam, Ebnet	¹⁸ O	IHF	1 Woche
¹⁸ O Abfluss	2	Dreisam, Kronenbrücke	¹⁸ O, (T _W)	Eigenes Messnetz	3h - 3d
	3	Brugga, Oberried	¹⁸ O	Eigenes Messnetz	3h - 3d
	4	Zängerlehof	¹⁸ O	Eigenes Messnetz	3h - 3d
	5	Zipfeldobel	¹⁸ O	IHF	1 Woche

Tabelle 3.1: Zuweisung der in Abbildung 3.1 aufgeführten Messstationen.

Die eingeklammerten Parameter wurden in einem anderen, nicht in der Tabelle aufgeführten Messintervall, gemessen und in dieser Arbeit nicht oder nur eingeschränkt verwendet.

MIII:			
Ws	Wasserstand		m
T_W	Wassertemperatur		°C
Ν	Niederschlag		mm
¹⁸ O	Sauerstoffisotop ¹⁸ O; beim Niederschlag gemessen als Mi	schprobe der	‰
	Niederschläge einer Woche; bei der Abflussmessung als M den Zeitpunkt der Probenahme.	Aesswert für	
$^{18}O_h$	Sauerstoffisotop ¹⁸ O des Niederschlags; gemessen als 100	ml Probe	‰
	mittels dem Automatischen Probe Entnahme Gerät (APEC	5).	
$^{18}O_{s}$	Sauerstoffisotop ¹⁸ O der Schneedecke, manuelle Probenah	me mittels	‰
	Stechzylinder		
T _A	Lufttemperatur		°C
$\mathbf{S}_{\mathbf{N}}$	Nettostrahlung		W/m^2
S _R	kurzwellige Albedo		W/m^2
U	relative Luftfeuchte		%
$W_{\rm V}$	Windgeschwindigkeit		m/s
W _R	Windrichtung		0
LF	Leitfähigkeit		µS/cm
pН	pH-Wert		
Q	Abfluss	Pegel	m³/s
		Quelle	l/s
IHF	Institut für Hydrologie Freiburg		
DWD	Deutscher Wetterdienst		

- HVZ Hochwasservorhersagezentrale Baden Württemberg
- MM Meteomedia

ъ *л*.

Nicht alle der verwendeten Niederschlagsstationen liegen im Einzugsgebiet. Die außerhalb liegenden Stationen wurden in die Berechnung der Gebietsniederschläge miteinbezogen, da sie repräsentativ für einen Teil des Einzugsgebietes sind. Bei den Messgeräten handelt es sich um Pluviographen, die in einer hohen zeitlichen Auflösung Niederschläge aufzeichnen. Konkret handelt es sich bei den IHF Stationen um Niederschlagswippen mit einem Intervall von 0.1mm (Katzensteig) und 0.2mm (Schweizerhof), die im zeitlichen Intervall von 10min aufzeichnen. Ihre Position im Einzugsgebiet befindet sich an repräsentativen Standorten. An den Stationen des IHF wurden aus den Sammelproben des Niederschlags über jeweils eine Woche Sauerstoff ¹⁸O Messungen durchgeführt, um den Gehalt des Isotops im Niederschlagsinput zu bestimmen.

An der Station Katzensteig wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Niederschlags-APEG installiert. Dieser besitzt ein Magazin von 42 Glasflaschen (100ml), die nacheinander gefüllt werden. Sein Einsatz ermöglicht eine zeitlich hoch aufgelösten Probenahme der

Niederschläge. Diese wurden später bezüglich ¹⁸O analysiert. Zur Untersuchung wurden Proben in interessanten Zeiträumen ausgewählt.

Die verschiedenen Klimaparameter wurden mittels der beiden Messtürme des IHF und der LUBW erfasst. Die Stationen sind für ihren jeweiligen Standort repräsentativ. Ihre Daten wurden in dieser Arbeit nur in sehr begrenztem Umfang verwendet. Daher wird auch nicht näher auf die Datenerhebung eingegangen.

Die Quellschüttung an den Stationen Zipfeldobel und Zängerlehof wird mittels eines fest installierten Durchflussmessgerätes kontinuierlich aufgezeichnet. Weiterhin werden dort wöchentlich die Parameter Leitfähigkeit, pH-Wert und Wassertemperatur durch manuelle Messung bestimmt.

Bei den Pegelmessstellen handelt es sich um fest installierte Pegel mit einer geeichten Wasserstands–Abfluss–Beziehung. Diese werden durch die HVZ betrieben und gewartet. Des Weiteren findet an den Pegeln eine wöchentliche, manuelle Messung von Leitfähigkeit, pH-Wert und Wassertemperatur statt.

Die vom IHF entnommenen wöchentlichen Proben der Stationen Zipfeldobelquelle, Zängerlehofquelle, Dreisam Ebnet, Brugga Oberried und Zastlerbach Zastler wurden für die Untersuchung genutzt. Da jedoch für die Dauer der Schneeschmelze ein zeitlich höher aufgelöstes Probenahmeintervall erforderlich war, wurden speziell für diese Untersuchung an den Stationen Brugga Oberried und Quelle Zängerlehof automatische Probenehmer installiert. Diese haben ein Magazin für 42 Flaschen (100ml). Durch eine Zeitschaltuhr wurde zu einem gewünschten Zeitpunkt eine Probeflasche mit Abflusswasser gefüllt. Die Probenahmeintervalle wurden dabei an die Erfordernisse der Untersuchung angepasst. Zu Beginn der Schneeschmelze fand alle drei Stunden eine Probenahme statt, bis am Ende der Untersuchung eine Wochenprobe genügte.

Die APEG's wurden meist wöchentlich geleert und die Proben danach luftdicht verschlossen, so dass kein Austausch von Sauerstoff mit der Umgebungsluft stattfinden konnte. Auch eine Anreicherung der Probe durch Verdunstung wurde damit vermieden. Bei der Beprobung der Dreisam war es notwendig eine manuelle, zeitlich hoch aufgelöste Probenahme durchzuführen. Das Aufstellen eines APEG's war hier aus verschiedenen Gründen nicht möglich. Eine mögliche Aufstellung am Pegel Ebnet hätte auf der Uferseite des Pegelhauses den Nachteil einer zu großen Beeinflussung des Eschbaches gehabt, welcher ca. 200m stromaufwärts in die Dreisam mündet und sich auf dieser kurzen Fließstrecke nicht ausreichend mit dem Dreisamwasser durchmischt. Andererseits sollte der Einfluss des Eschbaches schon in der Messung mit berücksichtigt werden. Dadurch schied eine Aufstellung oberhalb der Eschbachmündung aus. Die Fließstrecke zwischen Pegel Ebnet und dem zentralen Stadtgebiet bietet nur einen steilen Ufersaum, der außerdem stark von Passanten frequentiert ist. Für einen APEG bestünde eine große Bedrohung durch Vandalismus. So wurde entschieden eine manuelle Probenahme

durchzuführen. Aus Gründen der Erreichbarkeit musste in Kauf genommen werden, dass die Probenahme an der Kronenbrücke im Stadtgebiet durchgeführt wird. Dies ist nicht ideal, da diese Messstelle außerhalb des Dreisameinzugsgebietes liegt und seitliche Zuflüsse aus dem Stadtgebiet in begrenztem Maße stattfinden. Dieser Einfluss wurde vernachlässigt, da eine Quantifizierung dieses Einflusses einen erheblichen Aufwand erfordert hätte, der im Rahmen dieser Arbeit nicht zu bewerkstelligen war.

3.3.2 Stichtagsbeprobung der Schneedecke

Zusätzlich zu den in Kapitel 3.3.1 aufgeführten, fest installierten Messstationen wurde eine stichtagsorientierte Beprobung der Schneedecke durchgeführt. Dabei wurde an Orten unterschiedlicher Höhenlage innerhalb der Teileinzugsgebiete Brugga und Zastlerbach Profilproben der Schneedecke genommen. Die Probenahme erfolgte mittels eines Stechzylinders aus Plexiglas und einem Rohrdurchmesser von 2.8cm.



Abbildung 3.2: Übersicht der Schneeprofil Probenahmestellen.

Nr.	Stationsname	Höhe (müNN)
1	Klimaturm Schweizerhof	720
2	Pegel Zastlerbach	550
3	Zängerlehof	700
4	Klimastation Katzensteig	780
5	Steinwasenpark	750
6	Bushaltestelle Hofsgrund	1030
7	Halde	1150
8	Skilift Haldenköpfle	1150
9	Parkplatz Notschrei-Halde	1130
10	Notschrei	1120
11	Fahrweg Kohlwald	1050
12	Oberried	650
13	Talbach bei Katzensteig	770

Tabelle 3.2:	Zuweisung d	ler in Abbild	ung 3.2 aufgefü	hrten Schneer	orofil-Messstellen

Es wurde jeweils ein Profil von der Schneeoberfläche bis zur Bodenoberfläche ausgestochen, luftdicht in einem Gefrierbeutel verpackt und unter Zimmertemperatur aufgetaut. Dieses Schmelzwasser wurde im Anschluss daran in 100ml Probeflaschen aus Glas abgefüllt und bezüglich ¹⁸O und ²H analysiert. Diese Messergebnisse stellen den mittleren Isotopengehalt der gesamten Schneedecke dar. Die Probenahme fand ab dem 8.3.06 mindestens wöchentlich an Orten unterschiedlicher Höhenlagen statt. Es wurden dabei immer wieder dieselben Probenahmeorte gewählt, um die Veränderungen der Schneedecke zu erfassen. Auch durch das IHF wurde schon vor Beginn dieser Arbeit eine wöchentliche Beprobung der Schneedecke durchgeführt. Sie erfolgte unter denselben Bedingungen, jedoch ausschließlich an der Klimastation Katzensteig.

3.3.3 Probenahmepläne

In diesem Abschnitt soll eine kurze Übersicht über die Menge an Proben gegeben werden, die für diese Untersuchung im Zeitraum 1.1.06 bis 30.6.06 genommen wurden.

Bis zum 8.3.2006 fand die Probenahme ausschließlich durch das IHF in einem wöchentlichen Intervall statt. Die Station Kronenbrücke ist keine reguläre Probenahmestelle des IHF, daher existieren hier erst seit Beginn der Messkampagne dieser Arbeit Daten. Der Beginn der eigenen Messungen ist der 8.3.2006. An diesem Tag wurden an den Stationen Brugga Oberried, Quelle Zängerlehof und Station Katzensteig APEG's installiert. Die Intervalle der jeweiligen Probenahme sind in Abbildung 3.3 dargestellt (außer Station Katzensteig, da hier eine Probenahme nur bei Niederschlag stattfand und keinem festen Intervall folgte). Zwischen dem 11.3.2006 und dem 24.3.2006 bewirkte ein Kälteeinbruch, die und extremer dass Zuleitungen der APEG`s vereisten funktionsuntüchtig wurden. In dieser Zeit existieren an den betroffenen Stationen nur die manuell genommen Proben des IHF. Die in Abbildung 3.3 aufgeführten Zahlen geben die Gesamtzahl der genommenen Proben an. Die bei Station Katzensteig eingeklammerte Zahl bezieht sich auf die vom Niederschlags-APEG genommenen Proben. Es wurden insgesamt über 900 Proben von Niederschlag, Abfluss und Schnee gesammelt. Relevante Proben wurden ausgewählt und hinsichtlich ¹⁸O analysiert. Die Ergebnisse dieser Analysen sind in den Kapitel 4 dargestellt.



Abbildung 3.3: Übersicht der Probenahmeintervalle in der Messkampagne.

3.3.4 Laboranalysen

Alle hier beschriebenen Laboranalysen wurden im Labor des IHF durchgeführt.

Die Bestimmung der **Isotopengehalte** in den Abfluss-, Niederschlags- und Schneeproben erfolgte mittels eines "Isotope Ratio Mass Spectrometer" (IRMS) Typ *Delta S* der Firma *Finnigan/Mat*. Es wurden die beiden Isotope ¹⁸O und ²H damit bestimmt. Die Ergebnisse dieser Messung erfolgen als δ -Werte, die sich auf den Standard V-SMOW beziehen. Die Standardabweichung beträgt bei der ¹⁸O Messung 0.2‰ und bei der Deuteriummessung 1‰. Nähere Informationen zur Messmethode finden sich in DIDSZUN (2004) und KÖNIGER (2003).

Zur Bestimmung des Wasseräquivalents der genommenen Schneeproben wurde das Gewicht der Probe im Labor gravimetrisch bestimmt. Aus den nun vorhandenen Parametern Schneemasse (g) und Schneevolumen (cm³) konnte die Schneedichte (g/cm³) bestimmt werden. Nach einsetzen in die Formel 3.1 ergab sich das **Wasseräquivalent** (mm).

4 Messergebnisse

4.1 Klimamessungen

Das klimatische Geschehen im Zeitraum Januar 2000 bis Juni 2006 hinsichtlich der Niederschlagssummen und der Lufttemperaturen ist in den Abbildungen 4.1 und 4.2 dargestellt. Hier wurden exemplarisch Monatssummen der Niederschläge und mittlere Monatstemperaturen der Station Katzensteig (780 müNN) verwendet.



Abbildung 4.1: Darstellung der Monatssummen von Niederschlägen der Monate Januar 2000 bis Juni 2006 an der Station Katzensteig.

Im Vergleich zeigt sich das Jahr 2006 im Januar und im Juni sehr niederschlagsarm, mit nur 43% bzw. 50% des Durchschnittsniederschlages. Dagegen sind der März (66%) und der Mai (43%) zu nass. Die Monatsmitteltemperaturen sind über die gesamte Beobachtungsperiode 2006 zu niedrig. Besonders die ersten drei Monate des Jahres fallen dabei auf. Der Januar ist 1.6°C, der Februar 1.6°C und der März sogar 2.9°C kälter als das Mittel der Beobachtungsreihe. Eine differenziertere Betrachtung des klimatischen Geschehens im Untersuchungszeitraum 2006 findet sich in den Abbildungen 4.10 bis 4.15. Dort sind die Lufttemperaturen und Niederschläge der Station Katzensteig (Abb. 4.15) sowie der Stationen Schweizerhof (Abb. 4.13, 4.14) und Freiburg/Freiburg Mitte (Abb. 4.10, 4.11, 4.12) aufgeführt. Niederschlagsreiche Perioden zeigen sich besonders zwischen dem 9.3.06 und dem 11.3.06, sowie dem 21.3.06 und dem 3.4.06, sowie dem 9.4.06 und dem 17.4.06 an allen drei Stationen. Abhängig von deren Höhenlage zeigt sich ein jeweils unterschiedliches Bild. Die Anzahl der Tage mit negativen Tagesmittelwerten der Lufttemperatur an der Station Katzensteig beträgt in der ersten Hälfte des Jahres 2006 58 mit dem letzten Frosttag am 18.3.06. Im letzten Märzdrittel ist ein deutlicher Anstieg der



Abbildung 4.2: Darstellung der Monatsmitteltemperaturen der Monate Januar 2000 bis Juni 2006 an der Station Katzensteig.

Lufttemperaturen zu beobachten, jedoch gibt es bis zum 30.4.06 immer wieder negative Werte. Deutlich milder zeigen sich die Werte der Lufttemperatur im Stadtgebiet Freiburg. Hier lag die Tagesmitteltemperatur im selben Zeitraum nur an 36 Tagen unter 0°C. Die Betrachtung der Windgeschwindigkeiten an der Station Katzensteig zeigt in den Zeiträumen 9.3.06 bis 11.3.06 Spitzengeschwindigkeiten von 6.4m/s, was dem bisherigen Jahreshöchstwert entspricht. Zwischen dem 21.3.06 und dem 3.4.06 beträgt der Höchstwert 5.2m/s und im Zeitraum 9.4.06 bis 17.4.06 4.2m/s. Die mittleren Windgeschwindigkeiten in allen drei Zeiträumen liegen jedoch nur bei Werten von 1.5m/s. Es handelt sich bei den Spitzengeschwindigkeiten also um keine lange andauernden Windverhältnisse.

Tabelle 4.1: Die Monatssummenwerte des Niederschlages und die Tagesmittelwerteder Lufttemperatur an der Station Katzensteig 2006.

	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni
N (mm)	52.3	98.2	268.8	134.7	205.1	57.6
Ta (°C)	-2.3	-1.6	0.6	5.9	11.2	15.5

4.2 Ergebnisse der Niederschlags- und Schneemessungen

4.2.1 Sauerstoff ¹⁸O Messungen im Niederschlag

Die in den Abbildungen 4.3 und 4.4 dargestellten Daten zeigen jeweils die Niederschlagsmengen, mittleren Lufttemperaturen und δ^{18} O Gehalte der Sammelproben des Niederschlages für die Zeiträume zwischen den auf der Abszisse aufgeführten Probenahmezeitpunkten. Aufgrund der negativen Lufttemperaturen konnten zu Jahresanfang keine Sammelproben des Niederschlages genommen werden. Der Inhalt des Sammelbehälters war gefroren.



Abbildung 4.3: Darstellung der δ¹⁸O Gehalte der Sammelproben des Niederschlags an der Station Schweizerhof im Beobachtungszeitraum, sowie der zugehörigen mittleren Lufttemperatur (Ta) und der Niederschlagssumme (N) des zugehörigen Zeitraums.

Die erste Sammelprobe des Jahres 2006 lag bei Station Katzensteig am 31.3.06 vor. Aufgrund der unrealistischen Niederschlagsmenge wurde diese nicht in der Abbildung dargestellt. Es besteht eine geringe Korrelation zwischen der Lufttemperatur und den δ^{18} O Gehalten mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.4. Bei der Probe vom 15.4.06 ist der Einfluss des kurz zuvor gefallenen Neuschnees zu erkennen. In der Zeit bis zum 4.5.06 fallen isotopisch sehr schwere Niederschläge. Ein Mengeneffekt könnte bei der Probe vom 12.5.06 aufgetreten sein. Dieser ist jedoch am 19.5.06 und 1.6.06 nicht zu erkennen. Sehr angereicherte Niederschläge fallen auch in der Zeit zwischen dem 6.6.06 und dem 23.6.06. Die δ^{18} O Werte schwanken im dargestellten Zeitraum zwischen –15.52% (15.4.06) und –2.99% (23.6.06). Bei Station Katzensteig zeigt sich ein ähnlich variables Bild der δ^{18} O Gehalte im Niederschlag. Auch hier ist eine geringe Korrelation der Lufttemperatur mit dem Sauerstoffisotop festzustellen. Das Bestimmtheitsmaß dieses Zusammenhangs beträgt 0.5. Bei der Probe vom 15.4.06 ist erneut der Einfluss des zuvor gefallenen Neuschnees zu erkennen. Die δ^{18} O Gehalte schwanken hier zwischen $-14.66\%_{00}$ (15.4.06) und $-2.52\%_{00}$ (23.6.06).

Im Vergleich der beiden Stationen ist zu erkennen, dass die Mittelwerte der δ^{18} O Gehalte im Niederschlag über die Beobachtungszeitdauer an beiden Stationen stark korrelieren. Mit einem Mittelwert von $-8.43\%_0$ sind die Niederschläge an der Station Katzensteig $0.1\%_0$ leichter, als an Station Schweizerhof. Auch im genauen Vergleich der Proben an einzelnen Probenahmetagen zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der beiden Stationen.



Abbildung 4.4: Darstellung der δ^{18} O Gehalte der Niederschlagssammelproben an der Station Katzensteig im Beobachtungszeitraum, sowie der zugehörigen mittleren Lufttemperatur (Ta) und der Niederschlagssumme (N) des zugehörigen Zeitraums.

In Abbildung 4.5 und 4.6 sind die Ergebnisse der zeitlich hoch aufgelösten Messungen mit einem Niederschlags-APEG an Station Katzensteig aufgeführt. Abbildung 4.5 zeigt die Entwicklung des Niederschlags, der Lufttemperatur und der δ^{18} O Werte während Abflussereignis I. Besonders hier ist die große Variabilität des Sauerstoffisotops ¹⁸O im Niederschlag zu erkennen. Dessen Werte schwanken innerhalb von nur 17 Stunden um über 8‰. Es zeigt sich eine starke Korrelation der δ^{18} O Werte mit der Lufttemperatur.



Abbildung 4.5: Darstellung der δ^{18} O Gehalte aus der zeitlich hoch aufgelösten Messreihe des Niederschlages an der Station Katzensteig, zusammen mit dem Niederschlag und der Lufttemperatur (Ta). Hier der Zeitabschnitt von Abflussereignis I.



Abbildung 4.6: Darstellung der δ^{18} O Gehalte aus der zeitlich hoch aufgelösten Messreihe des Niederschlages an der Station Katzensteig, zusammen mit dem Niederschlag und der Lufttemperatur (Ta). Hier der Zeitabschnitt von Abflussereignis II.

Während Abflussereignis II ist an Station Katzensteig weiterhin eine hohe Variabilität der δ^{18} O Gehalte des Niederschlags von über $11\%_{00}$ zu erkennen. Hier wird erneut ein klarer

Zusammenhang mit der Lufttemperatur deutlich. Diese schwankt um mehr als 20°C im Betrachtungszeitraum.

Die dargestellten Verläufe der δ^{18} O Gehalte in den Niederschlägen zeigen generell große Schwankungen. Diese gehen zum Großteil auf Fehler bei der Sammlung des Probenwassers zurück. Es wurde dabei nicht nur Regenniederschlagswasser gesammelt, sondern auch Schneeschmelzwasser, das sich im Auffangbereich der Sammelgefäße abgesetzt hatte. Dadurch entsteht ein Fehler der quantitativen Niederschlagsmessung, der bei der Berechnung des Gebietsniederschlages zu erheblichen Problemen führte.

4.2.2 Schneemessungen

Wie bereits in Abschnitt 3.3 ausführlich beschrieben gab es zwei Beprobungskampagnen der Schneedecke. Die Ergebnisse der wöchentlichen Beprobung an der Station Katzensteig (Abb. 4.7) zeigt einen relativ kontinuierlichen Verlauf der Schneehöhe sowie der δ^{18} O Gehalte bis zum 17.2.06. Bis dahin ist eine leicht zunehmende Schneedichte zu erkennen. Zischen dem 17.2.06 und dem 6.3.06 findet eine massive Zunahme der Schneehöhe um 60cm statt.



Abbildung 4.7: Wasseräquivalent (WÄ), Schneedichte, Schneehöhe und δ^{18} O Werte der Schneedecke an der Station Katzensteig im Jahr 2006.

Es handelt sich um leichten Neuschnee. Dies wird anhand der gesunkenen Schneedichte und des nur mäßig gestiegenen Wasseräquivalents ersichtlich. Auch wird die Schneedecke isotopisch leichter. In der Folgezeit findet ein Abbau der Schneedecke statt, was sich anhand von steigenden Schneedichten und zunehmenden δ^{18} O Gehalten zeigt. Das Wasseräquivalent steigt jedoch an, was auf die Speicherung von Regenniederschlägen schließen lässt. Der extrem abgereicherte δ^{18} O Werte am 15.4.06 ist auf frisch gefallenen Neuschnee zurückzuführen.

Die Ergebnisse der Stichtagsbeprobungen (s. Abb. 4.8) zeigen meist keinen engen Zusammenhang zwischen dem δ^{18} O Gehalt der Schneedecke und der Geländehöhe. Da es sich bei den Probenahmestellen jedoch um sehr unterschiedliche Landnutzungs- und Expositionstypen handelt, ist dieser erklärbar. Es wird trotzdem angenommen, dass ein Zusammenhang besteht, da dieser im Untersuchungsgebiet bereits nachgewiesen wurde (HILDEBRAND 1996, KÖNIGER ET AL. 2004). Interessant ist weiterhin, dass eine Umkehrung des Höheneffekts zu erkennen ist. Mit zunehmender Geländehöhe sollten die Niederschläge isotopisch leichter werden. Meist ist das Gegenteil zu beobachten. Die Vermutung, dass lange andauernde Inversionswetterlagen signifikant daran beteiligt sein könnten wurde ausgeschlossen. Inversionswetterlagen über längere Zeit kamen nur Ende Januar und Anfang Februar vor. Es waren Zeiten ohne nennenswerte Niederschläge. Die Beteiligung von Verdunstungsprozessen konnte ebenfalls ausgeschlossen werden, da kein Deuteriumexzess (s. Abb. 4.9) bei den genommenen Proben zu erkennen ist.



Abbildung 4.8: Darstellung der δ^{18} O Gehalte der Stichtagsmessungen in Zusammenhang mit der Geländehöhe. Die Punktgröße gibt die Schneehöhe an (größere Punkte = größere Schneehöhe). Zusätzlich sind die Trendlinien der Stichtage aufgezeigt (gestrichelte Linien).

Hierbei kommt es zu einer Abweichung des δ^{18} O - δ^{2} H Verhältnisses von dem der Global Meteoric Water Line (GMWL). Deren Steigung ist in Formel 4.1 dargestellt (MOSER & RAUERT, 1980). Keine der genommenen Proben weichet signifikant von der GMWL ab. Verdunstungseffekte in der Schneedecke sind daher auszuschließen.



$$\delta^2 H = 8 * \delta^{18} O + 10$$
 F 4.1

Abbildung 4.9: Darstellung des $\delta^{18}O - \delta^2H$ Verhältnisses der Schneeproben.

Als Erklärung für die mit zunehmender Geländehöhe isotopisch schwerer werdende Schneedecke wurde der Regenniederschlag gefunden. Dieser wird zwar ebenfalls mit zunehmender Geländehöhe isotopisch abgereichert, tritt dort aber in größeren Mengen auf. Da der Regenniederschlag in der Regel angereicherter ist, als der Schneeniederschlag, kommt es also bei Regenfällen auf die Schneedecke zu einer stärkeren Anreicherung des Schnees in höheren Lagen. Anhand von Messdaten konnte dies jedoch nicht nachgewiesen werden. In Abhängigkeit von der Reife und Mächtigkeit der Schneedecke infiltrierten Teile des Regenwassers in den Untergrund und sind somit in der Schneedecke nicht mehr erfassbar.

4.2.3 Fazit der Niederschlags- und Schneemessungen

Der ¹⁸O Eintrag durch den Niederschlag ist zeitlich äußerst variabel. Es zeigt sich nur in hoch aufgelösten Messungen ein enger Zusammenhang mit der Lufttemperatur. Die geringe zeitliche Dichte der Messungen und die große Datenlücke vom jahresanfang 2006 wird Probleme bei der Regionalisierung hervorrufen. Ebenfalls existieren im gesamten

Dreisameinzugsgebiet nur zwei Messstellen. Diese befinden sich zudem auf sehr engem Raum, so dass über große Gebietsteile in anderen Höhenstufen keine Daten vorliegen. Die beiden Stationen zeigen sehr gut korrelierende Messwerte. Im Mittel sind die Niederschläge an Station Schweizerhof mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.97 um 0.38 $\%_{00}$ angereicherter, als an der Station Katzensteig

Die Schneedecke wurde vor dem 8.3.06 nur an der Station Katzensteig beprobt, was bis zu diesem Zeitpunkt keine Aussage über den Höheneffekt zulässt. Die durchgeführten Stichtagsmessungen zeigen keine große zeitliche Dichte, geben aber Information über den Höheneffekt. Dieser verhält sich entgegen den Erwartungen. Es wird eine Anreicherung mit zunehmender Geländehöhe festgestellt, was auf größere Niederschlagsmengen in den höheren Lagen zurückgeführt wird. Der Einfluss von Verdunstung und Inversionswetterlagen wurde ausgeschlossen. Ähnlich wie beim Niederschlag beschränken sich die Schneemessung nur auf einen kleinen Teil des Dreisameinzugsgebietes

4.3 Ergebnisse der Abflussmessungen

In diesem Kapitel werden anhand der Abbildungen 4.10 bis 4.15 die Ergebnisse der δ^{18} O Messungen in den Abflüssen der Oberflächengewässer und Quellen dargestellt. Diese werden danach erläutert sowie deren Interaktion mit dem Abflussvolumen, der Lufttemperatur und den gefallenen Niederschlägen. Die Klimadaten der Lufttemperatur und des Niederschlages sollen hier zum Verständnis des Gesamtgeschehens im Einzugsgebiet beitragen und sind nicht als repräsentativ für das jeweilige Einzugsgebiet zu verstehen. Auf die Einteilung der Abflussereignisse in I bis IV und deren Dauer wird in der weiteren Arbeit Bezug genommen.

4.3.1 Station Kronenbrücke

In der Zeit seit Jahresbeginn 2006 befindet sich die Dreisam im Niedrigwasserzustand mit einem mittleren Abfluss von 3.65m³/s. Die Temperaturen der Stadtstation Freiburg schwanken meist zwischen leicht positiven Tageswerten und negativen Nachttemperaturen. Die Beobachtungszeitspanne dieser Arbeit umfasst im Wesentlichen den Zeitraum vom 8.3.06 bis zum 30.6.06. Speziell am Anfang dieser Zeitspanne befinden sich drei ausgeprägte Abflussereignisse, die im Zusammenhang mit der Schneeschmelze stehen. Diese werden nun im Folgenden exemplarisch sehr genau erörtert. Die Angaben sind immer im Zusammenhang mit Abbildung 4.10 zu sehen.

Ereignis I: 8.3.06 – 15.3.06

Am 3.3.06 ist ein massiver Abflussanstieg auf 20.56m³/s zu verzeichnen. Dieser steht in direktem Zusammenhang mit massiven Niederschlägen von 31.4mm und positiven Mittelwerten der Lufttemperatur von 3.66°C für die Dauer vom 3.3.06 18:00 bis 4.3.06 13:00. Nach dem Ende der Niederschläge und erneuten geringeren Lufttemperaturen fällt

der Abfluss der Dreisam rapide ab. Es setzt starker Schneefall ein, der sich mit Regen abwechselt. Ereignis I fällt mit dem Beginn der ¹⁸O Messkampagne am 8.3.06 zusammen. Der Abfluss steigt am 8.3.06 14:00 sprunghaft an und erreicht sein Maximum 25 Stunden später mit 61.51m³/s. Danach sinkt er wieder steil ab. Hervorgerufen wurde dieses Ereignis durch einen Anstieg der Lufttemperatur auf bis zu 9.7°C am 8.3.06 5:00. Die mittlere Lufttemperatur im Zeitraum 8.3.06 5:00 und 11.3.06 22:00 beträgt 5.24°C und liegt beständig über 0°C. Niederschläge von 20.6mm fallen in diesem Zeitraum ebenfalls. Die δ^{18} O Gehalte zeigen eine deutliche Reaktion auf das Abflussgeschehen. Leider existieren hier keine Messungen aus der Niedrigwasserperiode vom Jahresbeginn. Trotzdem ist eine klare Abnahme der δ^{18} O Gehalte des Abflusses zu erkennen. Zu Zeiten der Abflussspitze betragen diese –10.66‰. Mit dem Rückgang des Abflusses steigen sie zunächst an, sinken dann jedoch am 13.3.06 19:00 erneut, trotz sinkender Abflüsse auf –10.01‰. Im weiteren Verlauf steigt der δ^{18} O Gehalt erwartungsgemäß wieder an und erreicht am 19.3.06 einen Wert von –9.09‰.



Abbildung 4.10: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ ¹⁸O Gehalten an der Station Kronenbrücke, sowie der Lufttemperatur und des Niederschlages an den Stadtstationen in Freiburg.

Ereignis II: 21.3.06 – 8.4.06

Dieses beginnt ebenfalls mit einem Vorereignis. Es dauert vom 21.3.06 bis 24.3.06 an und bewirkt bereits eine deutliche Reaktion des δ^{18} O Gehalts im Abfluss auf -10.08%. Zurückzuführen ist dies auf einsetzende Niederschläge bei niedrigen Lufttemperaturen zwischen 3.2 und 6.6°C. Das folgende Hauptereignis zeigt einen weniger klaren Verlauf wie Ereignis I. Es teilt sich in zwei Abflussspitzen auf. Zunächst steigt der Abfluss am 25.3.06 von 13.8m³/s steil an auf 55.01m³/s am 27.3.06. Der δ^{18} O Gehalt reagiert ebenfalls und erreichet bereits vor dem Maximalabfluss -10.49%. Er steigt in Folge darauf sprunghaft wieder an auf $-9.97 \%_0$, noch bevor die Abflussspitze erreicht ist. Ereignis II steht in Zusammenhang mit stark gestiegenen Lufttemperaturen die zwischen dem 24.3.06 und dem 28.3.06 nicht unter 10°C lagen und einen Höchststand von 21.4°C am 26.3.06 18:00 aufweisen. Im Anschluss daran sinkt der Abfluss bis auf 29m³/s am 30.3.06 ab. Diese Phase fällt mit stark gesunkenen Lufttemperaturen bis auf 6.8°C zusammen. Vom 30.3.06 bis zum 2.4.06 steigt sie wieder an auf Werte größer 10°C. Es treten in dieser Zeit immer wieder Niederschläge auf. Das bewirkt am 31.3.06 ein erneut steiles Ansteigen des Abflusses auf 59.63m³/s. Erstaunlich ist die geringe Reaktion der δ^{18} O Gehalte darauf. Diese sinken lediglich auf -10.15 %. Die Niederschlagssumme zwischen dem Beginn des Ereignisses II am 21.3.06 und seinem Ende am 4.4.06 betrug 31.9mm bei einer mittleren Lufttemperatur von 10.79°C. Es schließt sich eine Phase niedriger Lufttemperaturen an.

Ereignis III: 13.4.06 – 27.4.06

Auch beim dritten Ereignis existiert ein Vorereignis, das zwischen dem 9.4.06 und dem 13.4.06 stattfindet. Es ist eine starke Reaktion der δ^{18} O Gehalte im Abfluss festzustellen. Diese sinken von $-9.21\%_{00}$ zu Ereignisbeginn auf $-10.62\%_{00}$ zum Zeitpunkt der Abflussspitze am 10.4.06. Im Anschluss daran sinken diese wieder auf $-9.8\%_{00}$. Das Vorereignis steht in Zusammenhang mit starken Regenfällen (37.9mm) und einer geringen mittleren Lufttemperatur (5.13°C) zwischen dem 9.4.06 und dem 11.4.06.

Das Hauptereignis beginnt am 13.4.06 und zeigt bis zu seinem Ende hin nur eine sehr geringe Reaktion der δ^{18} O Gehalte im Abfluss. Diese sinken von $-9.66\%_0$ zu Ereignisbeginn auf $-9.86\%_0$ zur Zeit der Abflussspitze am 16.4.06. Im Zeitraum 13.4.06 bis 22.4.06 fallen 10.8mm Regenniederschlag, doch die Lufttemperatur weist einen hohen Mittelwert von 12.12°C auf.

In der Zeit nach Ereignis III sinkt der Abfluss stark ab und wird durch gelegentliche Niederschläge kurzzeitig erhöht. Die δ^{18} O Gehalte bleiben in dieser Zeit zunächst auf einem recht gleich bleibenden Niveau. Im letzten Drittel des Monats Mai ändert sich dies. Die δ^{18} O Gehalte steigen stetig an, was auf einen nachlassenden Einfluss von Schmelzwasser schließen lässt.

Ereignis IV: 27.5.06 - 8.6.06

Die δ^{18} O Gehalte reagieren bei diesem Ereignis mit einem Anstieg. Das Ereignis weist eine Niederschlagssumme von 64.5mm und eine mittlere Lufttemperatur von 12.58°C auf. Es gilt nicht mehr als schmelzwasserbeeinflusst. Anfang Juni ist dann ein Anstieg der Lufttemperatur zu bemerken und der Abfluss sinkt auf einen Wert von 1.3m³/s am 30.6.06.

4.3.2 Station Ebnet

Da bei Station Ebnet die selben Abfluss, Niederschlags- und Lufttemperaturmessungen zugrunde liegen, wie bei Station Kronenbrücke, wird hier nicht noch einmal darauf eingegangen. Ein Unterschied besteht in der zeitlich wesentlich schlechter aufgelösten Aufnahme der δ^{18} O Gehalte des Abflusses. Es ist festzustellen, dass die raschen Schwankungen des δ^{18} O Gehalts und deren Korrelation mit den Abflussspitzen hier nur ungenügend dargestellt werden können. Die Abflüsse an der Station Kronenbrücke sind zu Zeiten der Ereignisse I und II bis zu 0.6 % leichter, als an der Station Ebnet. Während der Niedrigwasserphasen sind die Isotopengehalte der beiden Stationen nahezu identisch.



Abbildung 4.11: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ ¹⁸O Gehalten an der Station Ebnet, sowie der Lufttemperatur und des Niederschlages an den Stadtstationen in Freiburg.

4.3.3 Station Oberried

Generell zeichnet sich hier ein ähnlicher Verlauf des Abflussgeschehens ab, wie bei den zuvor betrachteten Stationen. Interessant ist die minimale Erhöhung des δ^{18} O Gehaltes vor **Ereignis I**. Dieses beginnt am 7.3.06 und erreicht sein Abflussmaximum am 9.3.06 mit 7.8m³/s und dem zugehörigen δ^{18} O Gehalt von $-10.65 \%_0$, der vor Ereignisbeginn bei

 $-9.55\%_0$ lag. Nach dem Erreichen der Abflussspitze steigt dieser bis zum 11.3.06 wieder an. Hier wird der Abfluss isotopisch leichter, was mit Niederschlagseinflüssen durch Regen zusammenhängen kann. Der Abfluss fällt nun beständig ab.

Auch an der Station Brugga ist das **Ereignis II** geteilt in zwei Abflussspitzen. Mit Beginn des Abflussereignisses am 20.3.06 steigt das Abflussvolumen auf ein Maximum von 11.32m³/s am 27.3.06. Der δ^{18} O Gehalt zeigt schon vor dem Anstieg des Abflusses eine Reaktion. Er sinkt von -9.88% am 24.3.06 auf -10.58% am Folgetag. Bei der Unterbrechung des Ereignisses II fällt der Abfluss am 30.3.06 auf 6.89m³/s und einen δ^{18} O



Abbildung 4.12: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ ¹⁸O Gehalten an der Station Oberried, sowie der Lufttemperatur und des Niederschlages an den Stadtstationen in Freiburg.

Gehalt von $-10.27 \%_0$. Beim erneuten Anstieg wird am 31.3.06 ein Maximum von 18.99m³/s erreicht, bei einem δ^{18} O Gehalt von $-10.66 \%_0$. Zum Ende des Ereignisses steigt dieser steil an. Am 10.4.06 ist nach starken Regenniederschlägen (26mm) und geringen mittleren Lufttemperaturen eine deutliche Reaktion der δ^{18} O Gehalte zu beobachten. Sie fallen auf $-10.67 \%_0$ ab. Nur ein geringer Abflussanstieg ist hierbei zu beobachten. Hier kann es sich um freigesetztes Schmelzwasser handeln.

Bei **Ereignis III** (14.4.06 – 30.4.06) steigt der Abfluss auf 7.8m³/s an. Der δ^{18} O Gehalt fällt leicht bis auf –10.48‰. Im Anschluss an Ereignis III folgt ein recht unruhiger Verlauf des Sauerstoffisotops. Dies steht in Zusammenhang mit unterschiedlichen Lufttemperaturen während der Niederschläge. Ereignis IV zeigt zwischen dem 24.5.06 und dem 11.6.06 eine Anreicherung des ¹⁸O Isotops im Abfluss.



4.3.4 Station Zastler

Abbildung 4.13: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ ¹⁸O Gehalten an der Station Zastler, sowie der Lufttemperatur und des Niederschlages an der Station Schweizerhof.

Bei dieser Station treten die selben Ungenauigkeiten wie bei Station Ebnet auf. Durch das wöchentliche Probeintervall lassen sich nur ungenaue Aussagen über das Verhalten der δ^{18} O Gehalte während der Ereignisse treffen. Sehr gut ist dabei allerdings der generelle Einfluss der Winterniederschläge auf das Abflussgeschehen zu beobachten. Während der Hauptschneeschmelze ist eine generelle Abreicherung der Abflüsse zu erkennen, die zum Ende der Messperiode hin wieder angereichert wird. Es ist auch zu erkennen, dass in den Ereigniszeiträumen liegende Proben isotopisch leichter sind. Eine Ausnahme bildet dabei erneut Ereignis IV. **Ereignis I** dauert hier vom 7.3.06 bis zum 14.3.06 und lässt den Abfluss von 1m³/s auf 4.72m³/s am 9.3.06 ansteigen.

Das **Ereignis II** beginnt am 21.3.06 und teilt sich in zwei Abflussspitzen auf. Die Erste tritt am 28.3.06 mit 5.5m³/s, die zweite am 31.3.06 mit 7.97m³/s auf. Dazwischen ist ein Rückgang des Abflusses auf 3.4m³/s am 30.3.06 zu verzeichnen. **Ereignis III** ist schwach ausgeprägt. Es findet zwischen dem 13.4.06 und dem 1.5.06 statt und zeigt seinen Spitzenabfluss am 17.4.06 mit 3.12m³/s. Auch **Ereignis IV** zwischen dem 27.5.06 und dem 12.6.06 zeigt nur eine geringe Abflussreaktion. Bezüglich ¹⁸O ist in dieser Zeit eine Anreicherung zu verzeichnen.

4.3.5 Station Zipfeldobel

Auch an dieser Station liegen nur die wöchentlichen Messungen der δ^{18} O Gehalte des Abflusses vor. Deren Werte schwanken im gesamten Zeitraum nur zwischen $-8.95\%_0$ und $-9.47\%_0$. Die δ^{18} O Gehalte des Abflusses reagieren deutlich verzögert auf das Abflussgeschehen. So wird der Abfluss isotopisch zunächst schwerer während aller drei Schneeschmelzereignisse. Erst mehrere Tage danach sinken die δ^{18} O Gehalte geringfügig ab. Nur bei dem späteren Ereignis IV werden die Abflüsse geringfügig leichter. Das Abflussverhalten der Quelle zeigt trotzdem eine deutliche Reaktion bei allen Ereignissen.

Der Maximalabfluss bei **Ereignis I** (7.3.06 – 18.3.06) konnte aufgrund eines Geräteausfalls nicht gemessen werden. **Ereignis II** beginnt am 24.3.06 und teilt sich auf in zwei Maxima. Es beginnt damit ungefähr drei Tage später als an den anderen Stationen. Am 30.3.06 ist dann das erste Abflussmaximum mit 1.91/s erreicht, das zweite am 1.4.06 23:00 mit 1.981/s. Dazwischen fällt der Abfluss auf 1.111/s ab. Ereignis II endet am 7.4.06. **Ereignis III** (10.4.06 – 27.4.06) zeigt sein Maximum mit einer Quellschüttung von 0.951/s am 18.4.06 und **Ereignis IV** (27.5.06 – 14.6.06) am 3.6.06 mit 1.061/s. Auffällig ist das Absinken des δ^{18} O Gehaltes beim letzten Ereignis.



Abbildung 4.14: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ^{18} O Gehalten an der Station Zipfeldobel, sowie der Lufttemperatur und des Niederschlages an der Station Schweizerhof.

4.3.6 Station Zängerlehof

Das **Ereignis I** (7.3.06 – 14.3.06) zeigt einen raschen Anstieg der Quellschüttung von 0.371/s bis hin zum Spitzenabfluss von 1.021/s am 9.3.06. Die δ^{18} O Gehalte reagieren sehr stark. Sie fallen von –9.61‰ zu Beginn des Ereignisses I auf –11.72‰ zur Zeit des Maximalabflusses. Ebenso schnell steigt der δ^{18} O Gehalt am Ende des Ereignisses wieder auf –9.28‰.

Auch bei **Ereignis II** ist ein Vorereignis zu erkennen. Das Hauptereignis beginnt am 21.3.06 und zeigt sein erstes Maximum am 28.3.06 mit einem Abfluss von 1.031/s und sein zweites am 31.3.06 mit 1.11/s. Dazwischen geht der Abfluss auf 0.751/s am 30.3.06 zurück. Im weiteren Verlauf von Ereignis II zeigt das Sauerstoffisotop kaum noch Reaktion auf das Abflussgeschehen. Die δ^{18} O Gehalte bleiben nun bis zum Eintreten des **Ereignisses III** (13.4.06 – 23.4.06) auf einem relativ stabilen Niveau. Der Abfluss teilt sich in drei Abflusspitzen auf mit einem Maximum am 17.4.06 von 0.931/s. Hier zeigen die δ^{18} O

Gehalte keine eindeutige Reaktion. Im Anschluss an Ereignis III treten zwischen dem 20.4.06 und dem 24.4.06 sowie Anfang Juni große Schwankungen in den δ^{18} O Gehalten auf.



Abbildung 4.15: Darstellung der Messergebnisse des Abflusses und dessen δ ¹⁸O Gehalten an der Station Zängerlehof, sowie der Lufttemperatur und des Niederschlages an der Station Katzensteig.

Bei den extrem negativen δ^{18} O Gehalten zur Zeit der Ereignisse I und II, sowie den ebenfalls sehr extrem angereicherten Werten am Ende der Messungen handelt es sich um Fehler bei der Probenahme. Diese erfolgte nicht direkt im Ausfluss der Quelle, sondern etwas unterhalb in einem kleinen Pool des sich anschießenden Gerinnes. In diesen Pool konnten zu jeder Zeit laterale Zuflüsse von Schmelz- und Regenwasser erfolgen. Diese nahmen damit einen unerwünschten Einfluss auf die Abflussproben. Es bleibt unklar, wann und in welchem Maße diese Zuflüsse erfolgten. Aus diesem Grunde ist eine Korrektur der Messungen nicht möglich gewesen und die gesamte Messreihe der Station Zängerlehof konnte damit nicht für weitere Betrachtungen herangezogen werden.

4.3.7 Fazit der Abflussmessungen

Die Abflussereignisse I bis IV traten in allen untersuchten Teilgebieten auf, zeigten sich allerdings unterschiedlich stark ausgeprägt. Ereignis I zeigt nur an der Dreisam den höchsten Abfluss im Beobachtungszeitraum. Die geringmächtige Schneedecke in den tieferen Lagen ist wahrscheinlich verantwortlich für die höhere Schmelzwasserabgabe. Die mächtigeren Schneedecken in den höher gelegenen Gebietsteilen zeigen auch ihr Abflussmaximum erst bei Ereignis II. Das zeitliche Ansprechverhalten der gemessenen Abflüsse der verschiedenen Stationen zeigt keine großen Abweichungen. Nur bei Ereignis II zeigt sich eine verlangsamte Reaktion des Abflusses an der Zipfeldobelquelle.

Die δ^{18} O Gehalte der Abflussmessungen zeigen zumeist deutliche Reaktionen auf das Abflussgeschehen. Nur die Quelle Zipfeldobel zeigt ein deutlich verzögertes Verhalten. Bei den Ereignissen I und II ist bei allen beobachteten Stationen, außer bei Station Zipfeldobel eine Abreicherung aufgetreten, die auf den direkten Einfluss der Schneeschmelze hindeutet. Bei Ereignis III ist dieser Einfluss nicht mehr deutlich zu erkennen. Eine uneinheitliche Reaktion ruft Ereignis IV hervor. Bei den Stationen Ebnet, Zängerlehof und Brugga wird der Abfluss zu dieser Zeit angereichert. Dies deutet auf ein regenwasserdominiertes Ereignis mit isotopisch schweren Niederschlägen hin. Die δ^{18} O Gehalte weisen außerdem einen engen Zusammenhang mit der mittleren Einzugsgebietshöhe auf, was auf isotopisch leichtere Niederschläge in diesen Gebieten, aber auch auf einen größeren Einfluss der Schneeschmelze verweist.

5 Datenvorbereitung zur Ganglinienseparation und Interpolation der Grundwasserdaten

Zur Durchführung der Ganglinienseparation war es notwendig alle benötigten Daten in Tageswerte umzurechnen. Ein stündliches Intervall würde der teils geringen zeitlichen Dichte der δ^{18} O Messungen des Regenniederschlages und der Schneedecke nicht gerecht werden. Aus diesem Grund wurden größere Zeitschritte gewählt. Die Berechnung und Festlegung der Eingangsparameter wird nun im folgenden Kapitel beschrieben. Die Berechnung der Ereigniswasserkonzentration ist hier identisch mit der Direktabflusskonzentration. Aus Gründen der Einfachheit wird diese im folgenden Kapitel immer als Ereigniswasserkonzentration bezeichnet.

5.1 Bestimmung von Abfluss und Vorereigniswasserkonzentration

Die Abflussdaten lagen im Zeitintervall von einer Stunde vor. Es wurden für jede Messstation Tagesmittelwerte gebildet, die als solche als Eingangsparameter für die Ganglinienseparation verwendet werden konnten.

Die Festlegung der δ^{18} O Gehalte der Vorereigniswasserkonzentration der einzelnen Messstellen erfolgte beim verweilzeitorientierten Ansatz, indem der jeweils der am stärksten isotopisch angereicherte Wert der Niedrigwasserphase zu Jahresbeginn gewählt wurde. Dieser wurde über die gesamte Messperiode als konstant angenommen und repräsentiert den δ^{18} O Gehalt des Vorereigniswassers.

Beim herkunftsraumorientierten Ansatz wurde zunächst auch der isotopisch schwerste Wert aus der Niedrigwasserphase zu Jahresanfang gewählt. Er wurde als nicht konstant angenommen, sondern es fand eine lineare Interpolation zwischen den δ^{18} O Gehalten der Niedrigwasserphasen während der Messperiode statt. Davon gab es nur eine Ende Juni. Diese Anpassung wird der Annahme gerecht, dass während den Niedrigwasserphasen aller Abfluss dem Basisabfluss entstammt.

5.2 Berechnung der δ¹⁸O Gehalte der Ereigniswasserkonzentration

Die hier durchgeführte Berechnung hatte das Ziel, den $\delta^{18}O$ Wert der Ereigniswasserkonzentration (C_E), sowie der Schnee- und Regenkonzentration zu bestimmen. Die Ereigniswasserkonzentration wurde als gewichtetes Mittel der Regenwasserkonzentration (C_R) und der Schmelzwasserkonzentration (C_S) kalkuliert.

Dieser Wert wurde für jedes der Einzugsgebiete individuell berechnet. Es gab im Rahmen Untersuchung leider nicht die Möglichkeit Messungen dieser tägliche der Sauerstoffisotopengehalte in der Schneedecke und in den Niederschlägen durchzuführen. Da keine direkten Messungen des Schmelzwassers vorgenommen wurden, konnten auch Schichtungs- und Fraktionierungseffekte bei der Schneeschmelze nicht berücksichtigt werden. Ebenso könnten keine Aussagen über die Geschwindigkeiten der der Wasserbewegungen in den einzelnen Gebietsspeichern getroffen werden. Es war also notwendig eine Reihe von Annahmen zutreffen:

- 1. Die ¹⁸O Gehalte und Wasseräquivalente der Niederschlags und Schneemessungen sind jeweils Mittelwerte für die Zeitdauer zwischen der aktuellen und der zuvor genommenen Probe. Es darf zwischen den Werten der einzelnen Messungen linear interpoliert werden.
- 2. Die Schneedecke schmilzt gleichmäßig ab, ist homogenisiert und weist nur geringe Fraktionierungseffekte bei der Schmelze auf.
- 3. Die Verdunstung ist vernachlässigbar.

5.2.1 Berechnung der ¹⁸O Gehalte des Regens

Die Berechnung erfolgte in zwei Schritten. Im ersten Schritt wurde der Gebietsniederschlag bestimmt, im zweiten Schritt wurde den Niederschlägen δ^{18} O Gehalte zugewiesen.

Die Berechnung des Gebietsniederschlages erfolgte über eine Kombination des Thiessen-Polygon-Verfahrens mit dem Verfahren der hypsometrischen Kurve. Beim Thiessen-Polygon-Verfahren wird die Gebietsfläche mittels einer Konstruktion von Mittelsenkrechten in Polygone aufgeteilt. Jeder Punkt des Einzugsgebietes liegt dann innerhalb eines Polygons der zugehörigen Niederschlagsstation am nächsten. Normalerweise wird nun der Wert der Niederschlagsstation eines Polygons dem gesamten Polygon zugewiesen (DYCK & PESCHKE, 1995). Dieses Verfahren würde jedoch der Höhenabhängigkeit der Niederschläge in einem Mittelgebirgseinzugsgebiet nicht gerecht werden. Das Thiessenverfahren wurde daher nur genutzt, um festzustellen, welche Niederschlagsstationen Einflüsse auf das zu berechnende Einzugsgebiet ausüben. Hierzu wurden mittels der Software ArcView GIS 3.3 für alle zur Verfügung stehenden Niederschlagsstationen Thiessenpolygone konstruiert. Gab es Schnittflächen des Polygons einer Niederschlagsstation mit der zu berechnenden Einzugsgebietsfläche, wurde diese Station in die Kalkulation des Gebietsniederschlages miteinbezogen. Die eigentliche Berechnung des Gebietsniederschlages erfolgte über das Isohyetenverfahren. Dieses findet Anwendung in Gebieten großer vertikaler und geringer horizontaler Variation der Niederschläge (DYCK & PESCHKE, 1995). Das Einzugsgebiet der Fläche A wird dabei durch Linien gleicher Niederschlagshöhe (I_i) in die Teilflächen F_i eingeteilt. Deren mittlere Niederschlagshöhe $H_{(Fi)}$ berechnet sich durch:

$$H_{Ni}(Fi) = \frac{I_i + I_{i+1}}{2}$$
 F 5.1

Im nächsten Schritt werden die Niederschlagsanteile der Teilflächen zur Ermittlung des Gebietsniederschlages (H_{NG}) gewichtet und aufsummiert.

$$\mathbf{H}_{\mathrm{NG}} = \sum_{i=1}^{n} \frac{\mathbf{F}_{i}}{\mathbf{A}} * \mathbf{H}_{\mathrm{Ni}}$$
 F 5.2

Zuvor wurde noch eine Korrektur der Stationsniederschläge durchgeführt. Da es bei der Messung von Niederschlägen zu Messfehlern durch den Einfluss des Windes, der Verdunstung und der Benetzung kommt, wurde das Korrekturverfahren nach RICHTER (1995) für die Tagessummen des Stationsniederschlages angewandt. Dieses Korrekturverfahren ist abhängig von der Horizontabschirmung und der Niederschlagsart. Für beide Parameter liegen Tabellenwerte vor. Die Berechnungsformel lautet:

$$N_{korr} = N + b * N^{\varepsilon}$$
 F 5.3

N _{korr}	Korrigierter Stationsniederschlag	mm
Ν	Gemessener Stationsniederschlag	mm
b	Horizontabschirmung	-
3	Niederschlagsart	-

Die Umsetzung des Isohyetenverfahrens erfolgte, indem die Einzugsgebieteshöhe in Klassen von je 100m Abstand unterteilt wurde. Für jeden Höhenbereich wurde über die Steigung der Regressionsgeraden die sich aus den Niederschlagsmengen der relevanten Niederschlagsstationen ergab im Tagesintervall der Gebietsniederschlag berechnet. Dieser wurden nun über den Flächenanteil einer jeden Höhenstufe gewichtet, welcher zuvor mit dem Programm ArcView GIS 3.3 für jedes Einzugsgebiet bestimmt wurde. Damit war der Gebietsniederschlag berechnet, der als Gewichtungsfaktor der δ^{18} O Gehalte im Niederschlag für Schritt zwei dient.

Zur Berechnung der δ^{18} O Gehalte des Niederschlages wurde der Mittelwert der gemessenen δ^{18} O Gehalte des Niederschlages gebildet. Dieser wurde dann mittels einem aus der Literatur entnommenen Gradienten von -0.19% pro 100m Zunahme der Geländehöhe (DUBOIS & FLÜCK, 1984) auf die verschiedenen Höhenstufen im Zeitschritt von einem Tag übertragen. In der Literatur wird eine Variation dieses Gradienten in anderen Gebieten zwischen -0.15% und -0.5% beschrieben (CLARK &

FRITZ, 1997). Da die Veränderung des δ 180 Gehaltes mit der Höhe nicht gemessen wurde, war es notwendig einen Literaturwert zu verwenden. Am Ende der Berechnung wurden die kalkulierten δ ¹⁸O Gehalte des Niederschlages über die Niederschlagsmenge gewichtet. So ergab sich für jeden Tag ein δ ¹⁸O Gehalt des Gebietsniederschlages. Zur Berechnung der Niederschlagskonzentration (C_N) wurde daraus der Mittelwert gebildet.



Abbildung 5.1: Hypsometrische Kurven der Untersuchungsgebiete.

5.2.2 Berechnung der ¹⁸O Gehalte des Schneeschmelzwassers

Ähnlich der zuvor durchgeführten Berechnung der δ^{18} O Gehalte des Regens wurden auch die des Schneeschmelzwassers berechnet. Im ersten Schritt wurde die tägliche Schmelzwassermenge bestimmt. Danach wurden im zweiten Schritt die δ^{18} O Gehalte des Schmelzwassers ermittelt.

Zur Kalkulation der Wasserabgabe aus der Schneeschmelze wurde das Taggradverfahren verwendet. Bei diesem Verfahren handelt es sich um eine sehr einfache Methode zur Berechnung der Wasserabgabe aus der Schneedecke alleine anhand der Lufttemperatur. Dazu war es zunächst notwendig die Lufttemperatur in jeder Höhenzone des Gebietes zu berechnen. Es wurde dabei deren Korrelation mit der Geländehöhe genutzt. Es standen die Messreihen von sieben Temperaturmessstellen im Einzugsgebiet zur Verfügung. Für jeden Stundenzeitschritt, wurde zwischen den Messwerten dieser Stationen linear interpoliert. Danach wurde für jede Höhenstufe der Wert der positiven Tagesgrade berechnet (s. Formel 5.4). Dieser wurde daraufhin in Formel 5.5 eingesetzt um die Wasserabgabe aus der Schneedecke für jeden Zeitschritt und jede Höhenstufe zu berechnen (KNAUF, 1975).
$$D = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} Ti$$
, Ti>0 F 5.4

$$G = \frac{a_{\rm H}}{l_{\rm S}} * D = ddf * D$$
 F 5.5

D	positive Tagesgrade eines Tages	°C*d
Ti	Messwerte der Temperatur, hier wurden 24 Stundenwerte	°C
	genutzt	
n	Anzahl der Lufttemperaturmessungen eines Tages	
G	Wasserabgabe aus der Schneedecke	mm
a _H	Wärmeübergangszahl	$10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$
ls	Schmelzwärme von Eis	335 KJ kg ⁻¹
ddf	Gradtagfaktor	mm °C ⁻¹ d ⁻¹

Tabelle 5.1: Mittlere Werte für den Gradtagfaktor (KNAUF, 1975).

Dichte Wälder	Teilweise bewaldet	offenes Gelände	Verfasser
1.7 - 1.8	3.0 - 4.0	5 - 5.2	Appollov et al.
2.6 - 3.3	3.9 - 4.3	5.2	Brechtel
2.3	2.7 - 4.9	5.0 - 10.0	Corps of Engineers
		4.2 - 7.2	Lang
		4.5	Zingg

In Anbetracht der großen Waldflächen der Einzugsgebiete wurde zur Berechnung der Wasserabgabe aus der Schneedecke der Wert 3 für den Gradtagfaktor angenommen. Allerdings stellte sich heraus, dass es dadurch zu einer Überschätzung der Schmelzwasserabgabe kam. Der Gradtagfaktor wurde auf 1.3 angepasst. Die Gebietswasserabgabe konnte nun über eine Gewichtung der Flächenanteile der einzelnen Höhenstufen errechnet werden. Da die Schneedecke nicht über die gesamte Beobachtungsdauer vorhanden war, wurde es notwendig deren Dauer und Vorkommen zu berechnen. Hierzu wurden die Messungen der Schneedecke genutzt. Zwischen den Stichtagsmessungen fand eine lineare Interpolation der Höhenverteilungen des Schnees statt. Der letzte Schnee schmolz so am 20.5.06 an den geographisch höchstgelegenen Punkten im Einzugsgebiet ab, nachdem der Rest des Gebietes bereits schneefrei war.

Im zweiten Schritt wurde der δ^{18} O Gehalt des Schmelzwassers berechnet. Hierzu wurde zwischen den einzelnen, aus Messungen erhaltenen δ^{18} O Gehalten der Schneedecke für jeden Tag eine Korrelation mit der Höhe berechnet. Dazu wurde die Steigung dieses Zusammenhangs linear zwischen den Messwerten interpoliert. Daraus ergab sich für jeden Zeitschritt und jede Höhenstufe ein δ^{18} O Wert der Schneedecke. Dieser wurde im Anschluss daran mit der Gebietsschmelzwassermenge gewichtet. So ergab sich für jeden Tag ein δ^{18} O Gehalt des Schmelzwassers. Zur Berechnung der Schmelzwasserkonzentration (C_s) wurde daraus der Mittelwert gebildet.

Eine Unsicherheit bei der Bestimmung der δ^{18} O Gehalte des Schmelzwassers bestand darin, dass es keine direkte Messung des Schmelzwassers gab. Diese Messungen wurden in vorangegangenen Arbeiten (HILDEBRAND 1996, LAUDON 2004) mittels Schneelysimetern durchgeführt. Der in dieser Arbeit verwendete Ansatz geht davon aus, dass die Schneedecke über ihre gesamte vertikale Erstreckung homogen abschmilzt. In der Natur ist dies nicht der Fall (s. Abschnitt 3.1.3). Es kann zwar davon ausgegangen werden, dass es innerhalb der Schneedecke keine undurchlässigen Eisschichten gab, und die Homogenisierung der Schneedecke zur Zeit der Schmelze bereits weit fortgeschritten war, trotzdem könnten Fraktionierungseffekte beim Abschmelzen eine wichtige Rolle spielen. Dies wurde im folgenden Abschnitt überprüft.

5.2.3 Der Einfluss der Rayleigh Fraktionierung auf die δ^{18} O Gehalte des Schneeschmelzwassers

Um die Güte der berechneten δ^{18} O Gehalte des Schmelzwasser zu rechtfertigen, musste der Effekt der Rayleigh Fraktionierung bei der Schneeschmelze berechnet werden. Dieser tritt bei den Phasenübergängen des Wassers auf. Die energetisch höher stehende Phase wird dabei abgereichert und die energetisch tiefer stehende Phase angereichert. Der Grad dieser Fraktionierung kann mittels der Rayleigh Gleichung berechnet werden:

$$R = R_0 * f^{(\alpha - 1)}$$
 F 5.6

- **R** Isotopenverhältnis des Schmelzwassers nach der Fraktionierung (¹⁸O/¹⁶O)
- $\mathbf{R}_{\mathbf{0}}$ Isotopenverhältnis des Schmelzwassers vor der Fraktionierung (¹⁸O/¹⁶O)
- f Anteil des zurückbleibenden Schmelzwassers
- α Gleichgewichtsphasenübergangskonstante

Es wurde also erwartet, dass zunächst isotopisch leichteres Wasser aus der Schneedecke freigegeben wird und sich die zurückbleibende Schneedecke dadurch anreichert. Im Verlauf der Schmelze würde dann das Schmelzwasser proportional zu seiner Quelle isotopisch immer schwerer. Da es jedoch Überlagerungseffekte mit eindringendem Regenwasser in die Schneedecke gab, musste zur Überprüfung der Rayleigh Fraktionierung ein Zeitfenster ohne nennenswerte Niederschläge gefunden werden. Dazu wurde der Zeitraum vom 17.4.06 bis zum 7.5.06 im Zastlereinzugsgebiet gewählt. Hier fanden in dieser Zeit nur geringe flüssige Niederschläge statt und die Tagestemperaturen waren positiv was bedeutet, dass Schneeschmelze stattfand. Unter diesen Bedingungen konnte von einer fast reinen Schmelzwasserabgabe ausgegangen werden. Es wurde ein

Startwert des δ^{18} O Gehaltes der Schneedecke gewählt, sowie die zuvor errechnete Wasserabgabe der Schneedecke zur Kalkulation der Speicherfüllung benutzt. Die Werte für α stammen aus der Literatur und sind stark unterschiedlich, was sich stark auf das Ergebnis der Berechnungen auswirkt.

Tabelle 5.2: Verschiedene aus der Literatur entnommene α Werte. (Moser & Rauert 1980, Clark & Fritz 1997)

α	Quelle	Jahr
0.9995	Kuhn & Thurkauf	1958
0.9969	O´Neill	1968
0.9974	Craig & Hom	1968
0.9972	Suzuoki & Kumura	1973

Je nach verwendetem α Werte änderte sich das Berechnungsergebnis sehr stark. Aus diesen Gründen sind hier die beiden extremsten Ergebnisse in Form von Diagrammen aufgeführt.



Abbildung 5.2: Entwicklung der Schneedecke und des Schmelzwassers über die Zeit mit dem α Wert nach O'Neill.



Abbildung 5.3: Entwicklung der Schneedecke und des Schmelzwassers über die Zeit mit dem α Wert nach Kuhn & Thurkauf.

Die Entwicklung der Schneedecke und des Schmelzwassers hinsichtlich ihrer δ^{18} O Gehalte ergab mit der Berechnung nach O`Neill sehr extreme Ergebnisse (s. Abb. 5.2). Mit einer Anreicherung der Schneedecke um 4.525% und der Schneeschmelze um 6.34% innerhalb von 20 Tagen bei einem Wasserverlust der Schneedecke von 78.53% würde eine signifikante Beeinflussung vorliegen. Unter diesen Voraussetzungen nahmen die δ^{18} O Gehalte einen sehr extreme Verlauf. Zu Beginn dieser Schmelze betrug der maximale Unterschied zwischen Schmelzwasser und Schnee 2.11% und stellt damit einen in der Berechnung des Gebiets δ^{18} O Gehalts nicht zu vernachlässigenden Faktor dar.

Die Entwicklung der Schneedecke mit der Berechnung nach Kuhn & Thurkauf sah dagegen völlig anders aus (s. Abb. 5.3). Diese führte bei einer Wasserabgabe von 78,53% und einer Zeitdauer von 20 Tagen zu einer Anreicherung der Schneedecke von nur $0.685 \%_{00}$ und des Schmelzwassers um $1\%_{00}$. Der maximale Unterschied zwischen Schnee und Schmelzwasser betrug $0.328\%_{00}$. Mit dieser sehr geringen Abweichung des Schmelzwasser vom Schnee war die Rayleigh Fraktionierung in dieser Untersuchung vernachlässigbar.

Aus den Berechnungen ergaben sich also sehr unterschiedliche Ergebnisse. Es galt zu klären, welcher Kurvenverlauf für die gegebene Schneedecke repräsentativ ist. Im Vergleich der Verläufe der berechneten δ^{18} O Gehalte der Schneedecke und dem gemessenen Verlauf, zeigte sich, dass der Kurvenverlauf nach Kuhn & Thurkauf wesentlich stärker den Gebietswerten entsprach. Entsprechend dieser Annahme war nun

davon auszugehen, dass der Einfluss der Rayleigh Fraktionierung bei der durchgeführten Untersuchung vernachlässigbar war.



Abbildung 5.4: Vergleich der Berechneten δ^{18} O Werte in der Schneedecke nach O`Neill, Kuhn & Thurkauf sowie der berechneten Gebietswerte.

5.2.4 Festlegung der Ereigniswasserkonzentration (C_E)

Die nun berechneten δ^{18} O Gehalte des Niederschlages und des Schneeschmelzwassers mussten im nächsten Schritt zusammengeführt werden. Dazu wurden die beiden δ^{18} O Gehalte über ihren Abflussanteil (Regenmenge und Schmelzwassermenge des Gebiets) für jeden Zeitschritt (1 Tag) gewichtet. Dadurch stand nun für jeden Tag ein δ^{18} O Gehalt des Ereigniswassers zur Verfügung. Die Speichereffekte der Einzugsgebiete erlaubten es jedoch nicht mit den ermittelten Tageswerten zu arbeiten. Dazu wäre eine genaue Kenntnis über die Retention des Schmelzwassers in den unterschiedlichen Gebietsspeichern notwendig gewesen. Eine Modellierung wäre dazu erforderlich gewesen. Eine solche Aufgabe konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht bewältigt werden. Aus diesem Grunde wurde aus den Tageswerten der δ^{18} O Gehalte ein Mittelwert über die Dauer der Messperiode gebildet. Durch diese Annahme kommt es nun zu einer Qualitätsminderung bei der Ganglinienseparation.

Diese Berechnung wurde für jedes der Teileinzugsgebiete durchgeführt. Als Ergebnis stand nun ein für jedes Teileinzugsgebiet spezifischer Wert der Ereigniswasserkonzentration, der in die Berechnung der Ganglinienseparation eingehen konnte. Ebenfalls standen nun auch die täglichen Ereigniswassergehalte der Regen- sowie der Schneekomponente zur Verfügung. Für diese wurden ebenfalls die anhand ihrer Wasserabgaben gewichteten Mittelwerte berechnet. Die Ereigniswasserkonzentration entspricht in dieser Arbeit auch der Direktabflusskonzentration.

5.3 Fazit

Die Abflusswerte und die Vorereigniswasser- und Basisabflusskonzentrationen konnten sehr einfach und komfortabel bestimmt werden.

Auch das Ziel der Berechnung der gebietsspezifischen Bestimmung der Ereigniswasserkonzentration, sowie der Schmelzwasser- und Regenwasserkonzentration wurde erreicht. Somit kann eine Ganglinienseparation durchgeführt werden.

Leider können die Ergebnisse der hier durchgeführten Berechnungen nicht als optimal bewertet werden. Dafür gibt es eine Reihe von Gründen, die hier noch einmal zusammenfassend aufgeführt werden.

Bei der mengenmäßigen Bestimmung des täglichen Schmelz- und Regenwassers kam es zu einer Überschätzung des Gesamtinputs. Dieser resultiert aus einer nicht eindeutigen Trennbarkeit der beiden Komponenten. Teile des Schneeniederschlages wurden in den Niederschlagsmessgeräten mit erfasst. Im Gegenzug dazu wurden Teile des Regenniederschlages in der Schneedecke mit erfasst. Insgesamt bewirkt dies eine signifikante Überschätzung des Gebietsinputs an Wasser. Dieser Fehler konnte nicht korrigiert werden.

Weiterhin konnte nur eine ungenügende Erfassung der Schneedecke mit einem wöchentlichen Probenahmeintervall durchgeführt werden. Zwischen den Messungen musste linear interpoliert werden.

Alle Niederschlags- und Schneemessungen beschränken sich ausschließlich auf den südwestlichen Teil des Dreisameinzugsgebietes. Es bleibt fraglich, ob diese Messungen repräsentativ für das Gesamteinzugsgebiet sind.

Aufgrund der Gebietsgröße der Teilgebiete ergab sich eine zeitliche Verzögerung zwischen dem täglich gebildeten Schmelz- und Regenwasser und dessen auftreten im Abfluss. Dies ist auf den Rückhalt des Gebietsspeichers zurückzuführen. Dessen Einfluss ist komplex und bedarf einer Modellierung. Aus diesem Grunde musste ein mengengewichteter Mittelwert der Ereigniswasserkonzentration über die gesamte Beobachtungsdauer festgelegt werden. Daraus ergibt sich eine Ungenauigkeit für die spätere Ganglinienseparation.

5.4 Grundwasserberechnungen im Zartener Becken

Aus den Daten der 10 Grundwasserpegel im Zartener Becken wurde an vier interessanten Zeitpunkten eine Karte der Grundwassergleichen erstellt (s. Abb. 6.10 bis 6.13). Die

Berechnung der Grundwasserstände erfolgte mittels des Spline Interpolationsverfahrens. Dabei werden Ausgleichskurven auf der Basis von Polynomen höherer Ordnung berechnet. Es entstehen dabei sehr glatte Grenzen. Nachteilig ist jedoch, dass Polynome höherer Ordnung oft unrealistisch hohe oder niedrige Werte liefern. Dies geschieht besonders stark in Teilflächen ohne Messdaten. Aus diesem Grunde wurde das Interpolationsfeld stark eingegrenzt.

6 Ergebnisse und Diskussion

6.1 Ergebnisse und Diskussion der Ganglinienseparation

In den folgenden Abschnitten werden die Ergebnisse der Ganglinienseparationen an den einzelnen Messstellen dargestellt. In den Abbildungen 6.1 bis 6.5 finden sich die graphischen Darstellungen der Messergebnisse für alle Teilgebiete. Die Station Zängerlehof wurde nicht mehr aufgeführt (s. Abschnitt 4.3.6). Jede Abbildung gliedert sich in vier Teile. Dabei wird im ersten Teil (a) die berechnete Menge der täglichen Regen- (N) und Schneeschmelzwasserabgabe (S) für das jeweilige Einzugsgebiet aufgezeigt. Als Datengrundlage dienten dazu die Berechnungsergebnisse der Gebietsniederschläge und der Abgabe der Schmelzwassermenge aus der Schneedecke. Im zweiten Teil der Abbildungen (b) ist das Ergebnis der Abflussganglinienseparation dargestellt, die mittels der EMMA (s. Kapitel 3.2.3) und dem Tracer ¹⁸O durchgeführt wurde. Im dritten Teil (c) findet sich die Darstellung der zur Berechnung der Abflussganglinienseparation verwendeten δ^{18} O Werte des Ereignis- (C_E), Vorereignis-(C_P), Schmelz- (C_S), Regen- (C_N) und Gesamtabfluss (C_T) in ihren zeitlichen Verläufen. Im vierten und letzten Teil der Abbildungen (d) ist das Ergebnis der Trennung des Ereigniswassers in Regenwasser und Schneeschmelzwasser dargestellt. Diese erfolgte durch eine weitere Ganglinienseparation. Anhand der zuvor durchgeführten Berechnung der mittleren δ^{18} O Gehalte des Regen- und Schmelzwassers und der Kenntnis des Ereigniswasserabflusses, sowie dessen δ^{18} O Gehalts (s. Abschnitt 3.2.3). Aufgrund der Annahme von konstanten Konzentrationen des Tracers über die Zeit in allen drei Komponenten bildet nur der Anteil des Regen- und Schmelzwassers über die gesamte Beobachtungsperiode einen aussagefähigen Wert.

Im Diskussionsteil wird zusätzlich das Ergebnis der Vergleiche zwischen der verweilzeitorientierten und der herkunftsraumorientierten Ganglinienseparation behandelt. Aus Gründen der nur minimalen Unterschiede zwischen den beiden Ganglinienseparation wird auf eine graphische Darstellung beider hier verzichtet. Es werden im Folgenden nur die Ergebnisse der verweilzeitorientierten EMMA dargestellt.

6.1.1 Station Kronenbrücke

Es ist in Abbildung 6.1 a zu erkennen, dass die Hauptschneeschmelze zur Zeit der Abflussspitze von Ereignis I beginnt. Zuvor fallen hohe Regenniederschläge. Zwischen Ereignis I und II findet kaum Schmelze statt. Erst zu Beginn von Ereignis II finden kontinuierlich bis zum 20.5.06 teils intensive Schneeschmelze statt. Bei Ereignis IV handelt es sich dann um ein reines Regenniederschlagsereignis.



Abbildung 6.1a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels ¹⁸O an der Station Kronenbrücke.

Die Ganglinienseparation im Teil b zeigt bei den Ereignissen I und II im Bereich des ansteigenden Teils des Abflusses einen hohen Ereigniswasseranteil, der jedoch mit oder kurz vor der Abflussspitze stark zurückgeht. Er nimmt bei beiden Ereignissen insgesamt einen Anteil von rund 33% ein. Bei den Ereignissen III und IV fällt der Anteil des Ereigniswassers deutlich niedriger aus, was auf den sinkenden Einfluss der Schneeschmelze und einen steigenden Anteil der Regenwasserkomponente schließen lässt. Im gesamten Beobachtungszeitraum dominiert der Anteil des Vorereigniswassers mit 72% klar den Abfluss der Dreisam an der Station Kronenbrücke.

Der δ^{18} O Gehalt des Vorereigniswassers konnte an der Kronenbrücke nicht erfasst werden, da die Messungen erst mit dem Einsetzen der Schneeschmelze begonnen hatten. Aus diesen Grund wurde die Vorereigniswasserkonzentration der Station Ebnet hierfür verwendet. Dies erscheint seriös, da es in Niedrigwasserzeiten einen sehr engen Zusammenhang der δ^{18} O Gehalte an den beiden Stationen gibt. Es fällt weiterhin auf, dass die Ereigniswasserkonzentration einen sehr negativen Wert aufzeigt. Hierbei handelt es sich möglicherweise um eine Überschätzung. Deutlich zu erkennen ist auch das in der Niedrigwasserperiode am Ende der Messungen um 0.34 % isotopisch leichtere Wasser, als in der Niedrigwasserperiode vom Jahresanfang. Der mittlere δ^{18} O Gehalt des Abflusses beträgt -9.75 ‰ mit einer Standardabweichung von 0.25 %.

	Q _E (%)	Q _P (%)	Q _R (%)	Q _S (%)	Datum
Gesamt	28	72	19	9	8.3.06 - 30.6.06
EI	34	66	22	11	8.3.06 - 15.3.06
EII	34	66	23	11	21.3.06 - 8.4.06
E III	27	73	18	9	13.4.06 - 27.4.06
EIV	18	82	12	6	27.5.06 - 12.6.06

 Tabelle 6.1: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station Kronenbrücke.

Im letzten Teil der Abbildung 6.1 zeigt sich die Aufteilung der Ereigniswasserabflüsse in den schneebürtigen und den regenbürtigen Teil. Es zeigt sich, dass der Regenwasseranteil im Ereigniswasserabfluss fast doppelt so hoch liegt, wie der des Schneeschmelzwassers.

Im Vergleich der herkunftsraumorientierten mit der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation zeigte sich ein Basisabflussanteil am Gesamtabfluss von 76%. Damit liegt eine Differenz zwischen dem Basisabfluss und dem Vorereigniswasserabfluss vor. Es fand mehr Basisabfluss als Vorereigniswasserabfluss statt. Also muss es einen Einfluss des Regen- und Schmelzwassers während der Beobachtungszeit auf den Basisabfluss gegeben haben. Dieser beläuft sich auf 4% des Gesamtabflusses in der Beobachtungsperiode vom 8.3.06 bis zum 30.6.06.

6.1.2 Station Ebnet

Die Berechnungsgrundlage der in Abbildung 6.2 a dargestellten täglichen Regen- und Schmelzwassermengen sind identisch mit denen der zuvor in Abschnitt 6.1.1 beschriebenen. Sie zeigen deshalb identische Werte und werden nicht erneut erläutert.

Der zweite Teil der Abbildung 6.2 zeigt die Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation am Pegel Ebnet. Sie unterscheiden sich deutlich von denen der Station Kronenbrücke. Zu erkennen ist ein extrem niedriger Ereigniswasseranteil bei Ereignis I, was auf die ungenügende Erfassung der δ^{18} O Variabilität durch die wöchentlich vorgenommenen Messungen zurückzuführen ist. Die Ereignisse II und III zeigen dann einen deutlich höheren Ereigniswasseranteil der bei ungefähr 25% lag. Auch hier ist bei Ereignis IV ein deutlicher Rückgang der Ereigniswasserkomponente zu erkennen, was das Argument des geringen Schmelzwassereinflusses zu dieser Zeit bestätigt. Der Ereigniswasseranteil der gesamten Beobachtungszeit liegt mit 17% deutlich unter dem Wert der Station Kronenbrücke, was zum Einen an der geringen zeitlichen Dichte der Probenahme, zum Anderen aber auch an den nicht vorhandenen Einflüssen des Stadtgebietes Freiburg liegt. Es wird angenommen, dass das Stadtgebiet mit einem hohen Anteil an Oberflächenabfluss die Ereigniswasserkomponente verstärkt, was bei Station Kronenbrücke zu erkennen ist.

	Q _E (%)	Q _P (%)	Q R (%)	Q _S (%)	Datum
Gesamt	17	83	11	6	1.1.06 - 30.6.06
EI	7	93	5	3	7.3.06 - 15.3.06
EII	26	74	17	9	21.3.06 - 8.4.06
EIII	24	76	16	8	13.4.06 -27.4.06
EIV	7	93	5	2	27.5.06 - 12.6.06

 Tabelle 6.2: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station Ebnet.

Im Abbildungsteil c zeigt sich in Bezug auf die δ^{18} O Gehalte der Komponenten C_P, C_E, C_R und C_S das selbe Bild wie bei Station Kronenbrücke. Es variiert nur der δ^{18} O Gehalt des Gesamtabflusses. Die Differenz zwischen der Niedrigwasserperiode zu Jahresanfang und der Ende Juni zeigt eine Abreicherung des Basisabflusses von 0.53. Der mittlere δ^{18} O Gehalt des Gehalt des Abflusses beträgt hier -9.49 ‰ mit einer Standardabweichung von 0.25 ‰.

Im letzten Teil der Abbildung 6.2 zeigt sich ein ähnliches Verhältnis zwischen dem Regenwasser- und dem Schmelzwasseranteil in der Ereigniswasserkomponente wie bei Station Kronenbrücke. Der Regenwasseranteil liegt fast doppelt so hoch.



Abbildung 6.2 a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels ¹⁸O an der Station Ebnet.

Auch hier wurde ein höherer Basisabflussanteil gegenüber dem Vorereigniswasseranteil des Gesamtabflusses festgestellt. Dieser lag bei 85% und damit 2% über dem des Vorereigniswassers.

6.1.3 Station Oberried

In Abbildung 6.3 a zeigt sich, von vereinzelten kleinen Schmelzereignissen abgesehen der Beginn der Hauptschneeschmelze am 17.3.06. Sie dauert ebenfalls bis zum 20.5.06 an, zeigt jedoch wesentlich höhere Intensitäten, als im Dreisam Gesamteinzugsgebiet. Zusammen mit Regenniederschlägen werden Werte von über 50 mm/d erreicht.

Die Ganglinienseparation im Abbildungsteil b zeigt deutliche Anstiege des Vorereigniswassers bei den Abflussereignissen I bis IV. Es wird bei allen Ereignissen ein rasches Absinken der Ereigniswasserkomponente kurz vor oder zeitgleich mit dem Erreichen des Spitzenabflusses beobachtet. Auch die Vorereigniswasserkomponente zeigt eine rasche Reaktion auf die Ereignisse, erreicht jedoch nur deutlich geringere Spitzenwerte. In der Gesamtheit dominiert sie jedoch das Abflussgeschehen mit über 63%. Ereignis II stellt den höchsten Spitzenabfluss in der Beobachtungszeit dar und hat gleichzeitig den höchsten Ereigniswasseranteil. Deutlich geringer als bei den vorangegangenen Ereignissen zeigt sich der Ereigniswasseranteil bei Ereignis IV. Dies deutet hier erneut auf den dominanten Einfluss von isotopisch schwererem Regenwasser hin.

	Q _E (%)	Q _P (%)	Q _R (%)	Q _S (%)	Datum
Gesamt	36	64	23	14	1.1.06 - 30.6.06
EI	40	60	25	15	7.3.06 - 14.3.06
EII	49	51	31	18	20.3.06 - 8.4.06
EIII	44	56	28	17	14.4.06 - 30.4.06
EIV	27	73	17	10	24.5.06 - 11.6.06

Tabelle 6.3: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an derStation Oberried.

Der in Teil c der Abbildung 6.3 dargestellte Verlauf des δ^{18} O Gehaltes im Gesamtabfluss zeigt sehr deutlich die Abreicherung mit beginnender Schneeschmelze. Die Differenz der δ^{18} O Gehalte in der Niedrigwasserperiode am Jahresanfang und der am Ende der Messreihe beträgt -0.58‰. Auch hier ist ein deutlicher Einfluss der Niederschläge auf den δ^{18} O Gehalt des Basisabflusses zu erkennen. Der mittlere δ^{18} O Gehalt des Abflusses beträgt -9.99‰ mit einer Standardabweichung von 0.25‰.

Die Aufteilung des Ereigniswasserabflusses in den Schmelzwasser und Regenwasserteil ergibt im Bruggaeinzugsgebiet einen größeren Anteil des Schneeschmelzwassers am Gesamtabfluss, als bei den bisher beobachteten Stationen. Der Regenwasseranteil ist nur



Abbildung 6.3 a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels ¹⁸O an der Station Oberried.

noch 1.65 mal so groß wie der des Schmelzwassers. Dies entspricht den Erwartungen, da die Mächtigkeit der Schneedecke in den Hochlagen des Dreisameinzugsgebietes wesentlich ausgeprägter war, als in den tiefer gelegenen Regionen.

Der Basisabfluss zeigt einen Anteil von 71% und liegt damit 7% über dem berechneten Vorereigniswasserabfluss von 64%. Es kann daraus erneut auf den Einfluss des Schmelzund Regenwassers auf den Basisabfluss geschlossen werden.

6.1.4 Station Zastler

.

Der Beginn der Hauptschneeschmelze ist hier, wie auch im Bruggaeinzugsgebiet der 17.3.06. Ab dem 25.3.06 zeigt sie teils sehr hohe Werte und weist zusammen mit den Regenniederschlägen sehr hohe Intensitäten von über 50 mm/d auf. Die Schneeschmelze endet am 20.5.06.

Die im zweiten Teil der Abbildung 6.4 dargestellte Ganglinienseparation zeigt bei Ereignis I einen vergleichsweise hohen Vorereigniswasseranteil von 73%, was genau wie bei Station Ebnet in Verbindung mit der geringen zeitlichen Dichte der Probenahme steht. Bei den Ereignissen II und III steigt der Ereigniswasseranteil erstmals über 50% des Gesamtabflusses an. Ereignis II zeigt den höchsten Abfluss in der Beobachtungsperiode. Auch bei Ereignis IV ist der Ereigniswasseranteil noch sehr hoch, geht jedoch gegenüber den vorherigen Ereignissen auf 35% zurück. Auch das ist wieder ein Indiz für den abnehmenden Einfluss der isotopisch leichteren Schmelzwassereinträge. Der Gesamtanteil des Ereigniswassers über die gesamte Beobachtungsperiode liegt mit fast 50% deutlich höher, als bei allen bisher betrachteten Stationen.

	Q _E (%)	Q _P (%)	Q _R (%)	Q _S (%)	Datum
Gesamt	48	52	30	18	1.1.06 - 30.6.06
EI	27	73	17	10	7.3.06 - 14.3.06
EII	55	45	35	20	21.3.06 - 8.4.06
EIII	62	38	39	23	13.4.06 - 1.5.06
EIV	35	65	22	13	27.5.06 - 12.6.06

i.

 Tabelle 6.4: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station Zastler.

ı.

In Abbildung 6.4 c zeichnet sich der Einfluss der Frühjahrsschneeschmelze sehr deutlich anhand der δ^{18} O Gehalte des Gesamtabflusses ab. In der Phase der Hauptschneeschmelze sinkt dieser ab und beginnt Anfang Mai wieder zu steigen. Die Differenz der δ^{18} O Gehalte des Gesamtabflusses in der Niedrigwasserperiode am Anfang des Jahres und Ende Juni beträgt -0.65%. Der mittlere δ^{18} O Gehalt des Gesamtabflusses beträgt -10.09% mit einer Standardabweichung von 0.32%.



Abbildung 6.4 a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels ¹⁸O an der Station Zastler.

Im letzten Teil der Abbildung 6.4 zeigt sich der Regenanteil des Ereigniswassers 1.65 mal so hoch wie der des Schmelzwassers. Dieses Verhältnis ist ähnlich dem im Bruggaeinzugsgebiet und lässt ebenfalls auf größere Schmelzwassermengen im Ereigniswasserabfluss des Gebietes schließen.

Der Vergleich der Vorereigniswasserkomponente mit dem Basisabfluss zeigt einen um 11% höheren Basisabflussanteil. Dies ist die größte bisher berechnete Differenz der beiden Komponenten. Sie lässt Rückschlüsse auf einen erheblichen Einfluss des Schmelz- und Regenwassers in der Beobachtungsperiode auf den Basisabfluss zu.

6.1.5 Station Zipfeldobel

Im Einzugsgebiet der Zipfeldobelquelle zeigen sich weitaus weniger intensive Einträge durch Schmelz- und Regenwasser ab. Die Schneeschmelze setzt schon Mitte Februar ein und stagniert bis zum 8.3.06. Im Anschluss daran folgt die Hauptschneeschmelze, die jedoch nur bis zum 1.4.06 andauert. Dies steht in Zusammenhang mit der geringen topographischen Höhe, den dortigen höheren Lufttemperaturen und dem geringeren Anteil an festen Niederschlägen.

Bei der Ganglinienseparation wird erneut die Problematik der unzureichenden Erfassung des Abflussgeschehens mittels Wochenproben deutlich. So steigt der Ereigniswasseranteil bei Ereignis I nur auf 18%. Er steigt von Ereignis zu Ereignis. Der maximale Abfluss der dargestellten Messperiode befindet sich bei Ereignis II. Unter Umständen werden die Zeiträume der Abflussereignisse der stark verzögerten Reaktion der δ^{18} O Gehalte in den Quellabflüssen nicht gerecht. Die Ereigniswasseranteile steigen dort erst mehrere Tage später an.

	Q _E (%)	Q _P (%)	Q _R (%)	Q _S (%)	Datum
Gesamt	42	58	34	8	1.1.06 - 30.6.06
EI	18	82	15	3	7.3.06 - 18.3.06
EII	34	66	27	6	24.3.06 - 7.4.06
EIII	50	50	40	9	10.4.06 - 27.4.06
EIV	61	39	49	11	27.5.06 - 14.6.06

 Tabelle 6.5: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation an der Station Zipfeldobel.

Bei der Darstellung der δ^{18} O Gehalte des Gesamtabflusses wird deutlich, dass diese sich nur minimal verändern. Das kann zum Einen durch die nur unzureichende Probenahme verursacht sein, zum Anderen aber auch durch die teils stark verzögerte Reaktion der Quelle auf Niederschlagsereignisse (DIDSZUN, 2000). Anhand des mittleren δ^{18} O Gehalts von -9.47% und einer Standardabweichung von nur 0.11% wird dies



Abbildung 6.5 a-d: Ergebnisse der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels ¹⁸O an der Station Zipfeldobel.

deutlich. Die Differenz der δ^{18} O Gehalte am Anfang des Jahres und am 30.6.06 beträgt -0.33 ‰. Es besteht also auch hier eine Beeinflussung des Basisabflusses durch die Schmelz- und Regenwassereinträge im Beobachtungszeitraum.

Der Anteil des Schmelzwassers ist hier äußerst gering. Er wird um das mehr als vierfache vom Anteil des Regenwassers übertroffen.

Bei der vergleichenden Betrachtung des Vorereigniswasseranteils und des Basisabflussanteils stellt sich ein um 6% höherer Basisabflussanteil gegenüber dem Gesamtabfluss ein.

6.1.6 Diskussion der Ganglinienseparationen

Es ist zu erkennen, dass die Schneeschmelze in den verschiedenen Einzugsgebieten unterschiedlich abläuft. Dieser Unterschied besteht sowohl im zeitlichen Verlauf, wie auch in der unterschiedlichen Intensität der täglichen Schmelzwasserabgaben. Die größten Intensitäten finden sich erwartungsgemäß in den Einzugsgebieten Zastlerbach und Brugga. Ihre Flächen reichen bis hinauf zu den größten Erhebungen des Dreisameinzugsgebietes und verfügen damit auch über die größten Schneemächtigkeiten. Ihre Höhenlage bedingt außerdem einen späteren Beginn der Schneeschmelze, da die Lufttemperaturen dort geringer sind als in den Niederungen. Weniger hohe Intensitäten zeigen sich im Dreisameinzugsgebiet, was sich durch den Anteil der tiefer gelegenen Gebietsflächen erklärt. Die Integration aller Höhenzonen des Einzugsgebietes bewirkt hier jedoch eine lange zeitliche Dauer der Schmelzperiode, die aber schon Ende März deutlich geringere Intensitäten aufweist, als in den Höhenlagen. Das Einzugsgebiet der Quelle Zipfeldobel weist nur eine sehr kleine Fläche in geringerer Höhe auf und verfügen damit nur über einen kleinen Schneespeicher, der schneller abschmilzt und nur einen geringern Beitrag zum Input verursacht.

Da die Ganglinienseparationen der verschiedenen Stationen auf unterschiedlichen Probenahmeintervallen basieren, weisen die Ergebnisse auch eine voneinander abweichende Qualität auf. So sind die Separationen der Stationen Ebnet, Zastler und Zipfeldobel weniger aussagekräftig als die der anderen Stationen. Weiterhin sind die Ergebnisse der Quelle Zipfeldobel fraglich, da ihre Einzugsgebietsfläche nur geschätzt werden konnte und damit auch ein Fehler bei der Berechnung δ^{18} O Gehaltes der Ereigniswasserkomponente möglich ist. Die Ganglinienseparation selbst zeigt im Dreisamgebiet einen durchschnittlich geringeren Ereigniswasseranteil im Gesamtabfluss als in den Gebieten Zastlerbach, Zipfeldobel und Brugga. Auch bei der Betrachtung aller Einzelereignisse wird dies deutlich. Bei den Stationen mit hoher Probenahmedichte zeigt sich bei Ereignis I ein starker und sehr direkter Anstieg der Ereigniswasserkomponente, die mit dem Erreichen der Abflussspitze rapide absinkt. Auch der Vorereigniswasseranteil zeigt eine sehr direkte Reaktion auf das Ereignis. Er erreicht seinen Maximalabfluss erst nach dem Spitzenabfluss im Gerinne und sinkt im Anschluss daran weniger steil ab, als der Ereigniswasseranteil. Bei den Messstationen mit wöchentlicher Beprobung wurde Ereignis I kaum erfasst. Aus diesem Grunde wird hier auch der Ereigniswasseranteil unterschätzt.

Auch bei Ereignis II zeichnet sich an den Stationen Kronenbrücke und Brugga ein ähnliches Bild wie bei Ereignis I ab. Ein rapider Anstieg des Ereigniswassers und dessen starker Rückgang nach dem Erreichen der Abflussspitzen wird beobachtet. Die Ereigniswasseranteile der gering beprobten Stationen zeigen bei Ereignis II insgesamt eine deutlichere Reaktion. Dennoch entscheidet der Zeitpunkt der Probenahme maßgeblich darüber, ob eine Abflusskomponente unter- oder überschätzt wird.

Bei Ereignis III ist eine gemäßigte Reaktion der Ereigniswasserkomponente bei den Stationen Brugga und Kronenbrücke festzustellen. Das Vorereigniswasser reagiert erneut zeitverzögert und weist an der Kronenbrücke einen deutlich höheren Anteil auf, als bei der Brugga. Weiterhin ist zu beobachten, dass der Ereigniswasseranteil am Gesamtabfluss gegenüber den vorherigen Ereignissen bereits rückläufig ist. An den anderen Stationen stellt sich Ereignis III sehr unterschiedlich dar. Während die Ereigniswasserkomponente in Ebnet und an der Zipfeldobelquelle nur geringe Reaktionen zeigt, ist am Zastlerbach noch einmal ein deutlicher Anstieg zu verzeichnen. Ein sehr deutlicher Rückgang des Ereigniswassers bei Ereignis IV ist bei allen Station zu beobachten. Außer bei der Quelle Zipfeldobel kommt es zu einem massiven Anstieg.

Generell lässt sich feststellen, dass die Annahme eines konstanten Ereigniswassergehalts über die gesamte Beobachtungsdauer von 181 Tagen eine bedeutende Ungenauigkeit in der Ganglinienseparation verursacht. So wird der Ereigniswasseranteil während der Schneeschmelze konsequent überschätzt, da der reale δ^{18} O Gehalt des Ereigniswassers wesentlich abgereicherter ist als nach dem Ende der Schneeschmelze. Aus diesem Grund kommt es bei dem nur noch geringfügig von der Schneeschmelze beeinflussten Ereignis IV an den meisten Stationen zu einer Unterschätzung des Ereigniswasseranteils. Die Genauigkeit der Ganglinienseparation könnte entscheiden durch eine Anpassung der Ereigniswasserkonzentration über die Zeit verbessert werden.

Bei der Betrachtung der Isotopengehalte im Gesamtabfluss wird bei allen Stationen eine Abreicherung der δ^{18} O Gehalte zur Zeit der Schneeschmelze beobachtet. Diese findet von Station zu Station in unterschiedlichem Maße statt und unterliegt auch unterschiedlich hohen Schwankungen. Gegen Ende der Schneeschmelze ist dann eine Anreicherung des Gesamtabflusses zu verzeichnen. Er erreicht jedoch am Ende der Messperiode nicht das isotopische Niveau von der Zeit vor der Schneeschmelze. In der Niedrigwasserperiode Ende Juni zeigen sich generell isotopisch leichtere Werte des Gesamtabflusses als zu Jahresanfang. Dies wird als Einfluss der Regen- und Schmelzwässer auf die Basisabflusskomponente gesehen. Daraus abgeleitet kann anhand des Vergleichs der Anteile des Vorereigniswassers und des Basisabflusses ein Einfluss des Ereigniswassers auf den Basisabfluss während der Zeit der Schneeschmelze erkannt werden. Es zeigen sich an allen Stationen höhere Basisabflüsse als Vorereigniswasseranteile. Die Unterschiede schwanken an den Stationen zwischen 4% und 11% des Gesamtabflusses. In den höher gelegenen Einzugsgebieten Brugga und Zastlerbach zeigen sich die höchsten Abweichungen, danach folgt die Zipfeldobelquelle und danach die Stationen an der Dreisam. Die Beeinflussung des Basisabflusses ist also in den höher gelegenen Teileinzugsgebieten größer, als im Gesamtgebiet. Dies kann durch das längere Vorhandensein einer Schneedecke verursacht sein. Wie in Abschnitt 3.1.2 beschrieben, wird die Grundwasserneubildung durch kontinuierliche Infiltration über lange Zeiträume begünstigt. Dies ist dort der Fall. Neben den großen Abflussereignissen findet über einen langen Zeitraum Schneeschmelze statt. Da jedoch der Kluftgrundwasserleiter des Grundgebirges sehr undurchlässig ist, erscheint es recht unwahrscheinlich, dass es sich bei dem festgestellten Effekt um reine Grundwasserneubildung handelt. Vielmehr besteht die Möglichkeit, dass ein Teil des Wassers aus dem langsam reagierenden Zwischenabfluss stammt. Zur Klärung dessen wäre eine Drei-Komponententrennung mit ¹⁸O und Silikat hilfreich gewesen. Mittels des herkunftsraumorientierten Tracers Silikat ist eine Ausweisung von Oberflächenabfluss möglich (HOEG, 1998). So wäre eine Einteilung des Abflusses hinsichtlich Basis-, Zwischen- und Oberflächenabfluss möglich geworden und könnte tiefere Einblicke in die Prozesse der Abflussbildung und Grundwasserneubildung schaffen.

Die Aufteilung des Ereigniswasserabflusses in einen Regen- und Schmelzwasseranteil ist wie am Anfang des Abschnitts 6.1 erwähnt nur aussagekräftig als Mittelwert über die gesamte Messperiode, da Variationen in den δ^{18} O Gehalten der Abflussanteile der einzelnen Tage nicht berücksichtigt werden konnten. Sie zeigen generell einen wesentlich höheren Anteil an Regenwasser im Abfluss. Im Gesamteinzugsgebiet der Dreisam liegt der Anteil der Schneeschmelze im Abfluss deutlich niedriger, allerdings ist dort auch der Anteil des Ereigniswassers niedriger. Da die Bestimmung gesamte der Gebietsniederschläge und der Gebietsschneeschmelze aufgrund der ungenügenden Datenlage überschätzte Werte hervorbringt, und die Beobachtungszeitspanne zu kurz ist, wird auf eine Bilanzierung des Gebietswasserhaushaltes verzichtet.

6.1.7 Fazit der Ganglinienseparationen

Die Bedingung 1 (s. Abschnitt 3.2.3) war bei allen Stationen erfüllt. Somit konnte eine Ganglinienseparation durchgeführt werden.

Die Ganglinienseparationen an den verschiedenen Pegeln der untersuchten Einzugsgebiete zeigt unterschiedliche Qualitäten auf. Die Erfassung der δ^{18} O Gehalte des Abflusses wird durch das wöchentliche Probenahmeintervall an den Stationen Ebnet, Zastler und Zipfeldobel nur unzureichend wiedergegeben. Ein direkter Vergleich der Stationen ist daher schwierig. Weiterhin mussten die Messungen an der Zängerlehofquelle wegen einer

fehlerhaften Probenahme verworfen werden. Eine Ungenauigkeit besteht durch die Festlegung der δ^{18} O Gehalte des Ereigniswassers (s. Kapitel 5). Auch durch die Annahme eines konstanten δ^{18} O Gehaltes im Ereigniswasser über die gesamte Messperiode entsteht eine große Ungenauigkeit bei der vorgenommenen Separation.

Die Einzugsgebiete Brugga, Zastlerbach und Zipfeldobel zeigen generell einen höheren Ereigniswasseranteil als das Gesamteinzugsgebiet der Dreisam. Sehr große und direkte Reaktionen der Ereignis-, wie auch der Vorereigniswasserkomponente zeigen sich bei den Ereignissen I und II an den Stationen Oberried und Kronenbrücke. Auch die Stationen Zastler und Ebnet zeigen eine starke Reaktion bei Ereignis II. Außer an der Station Zipfeldobel geht der Ereigniswasseranteil bei Ereignis III und besonders bei IV stark zurück. Dies ist auf den nachlassenden Einfluss des isotopisch leichten Schneeschmelzwassers zurückzuführen. Generell wird der Ereigniswasseranteil während der Hauptschneeschmelze über- und nach der Hauptschneeschmelze unterschätzt.

In Bezug auf die Grundwasserneubildung kann festgehalten werden, dass es einen Einfluss des Systeminputs durch Regen- und Schmelzwasser in der Beobachtungszeit gibt. Dies äußert sich anhand von geringeren δ^{18} O Gehalten in den Abflüssen der Niedrigwasserperiode am Ende der Messperiode, als zu Beginn der Messungen, wie auch in einem höheren Wert von Q_B/Q_T gegenüber Q_P/Q_T. Es findet also mehr Basisabfluss als Vorereigniswasserabfluss statt. Da in Niedrigwasserphasen aller Abflüss im Vorfluter aus dem Basisabfluss stammt, der durch das Grundwasser dominiert wird, kann damit nachgewiesen werden, dass eine Einflussnahme des Ereigniswassers auf das Grundwasser stattfand. Die Rolle des Zwischenabflusses bleibt unklar. Weiterhin wird deutlich, dass die Beeinflussung in den höher gelegenen Gebieten größer ist, als im Gesamteinzugsgebiet der Dreisam. Dies wird zurückgeführt auf die dortige längere Schneeschmelze mit einer kontinuierlichen Wasserabgabe an den Untergrund.

Weiterhin kann festgehalten werden, dass bei nahezu allen Ereignissen an allen beobachteten Stationen ein dominanter Basisabfluss vorgefunden wurde. Dieser reagierte zu Beginn der Ereignisse teilweise sehr schnell. Dieses Verhalten deutet auf Prozesse der Grundwasserdruckübertragung hin. Auch diese sind ein Nachweis für die Einflussnahme des Ereigniswassers auf den Grundwasserkörper. Die durchgeführte Abflusskomonententrennung in Basisabfluss und Direktabfluss stellt die Basis für eine Berechnung der Grundwasserneubildung dar. Mit zusätzlichen Daten eines Grundwassermodells kann eine Wasserbilanz des Gebietes aufgestellt werden.

6.2 Ergebnisse der Grundwasserbeobachtungen im Bereich des Zartener Beckens

Die Messungen des Grundwassers beziehen sich nur auf einen Ausschnitt des Einzugsgebiets in dessen Grenzen sich die zehn beobachteten Pegelmessstellen befinden.

Deren genaue Lage wird noch einmal in Abbildung 6.6 dargestellt (Vergleich auch Abb. 3.1).

6.2.1 Zeitlicher Verlauf der Grundwasserstände

Die Abbildungen 6.7 bis 6.9 gliedern sich in 4 Teilbereiche. In Teil a wird die berechnete tägliche Niederschlagsmenge (N) zusammen mit der Schmelzwassermenge (S) der Station Kronenbrücke angegeben. Teil b zeigt das Ergebnis der verweilzeitorientierten Ganglinienseparation mittels ¹⁸O der Station Kronenbrücke. Diese beiden Diagramme dienen zum besseren Verständnis des Geschehens im Einzugsgebiet. Zum besseren Vergleich der einzelnen Grundwassermessstellen wurden in Teil c nicht die Grundwasserstände müNN verwendet, sondern die in kumulierten in Wasserstandsänderungen mit dem Bezugsdatum 10.1.06. Analog dazu sind in Teil d die kumulierten Wassertemperaturänderungen seit dem 10.1.06 dargestellt. Damit werden die Stationen leichter vergleichbar. Bei den dargestellten Wassertemperaturen soll eine Überinterpretation vermieden werden, da diese in unterschiedlichen Wassertiefen des Aquifers aufgezeichnet wurden und dies einerseits großen Einfluss auf die Absolutwerte der Wassertemperatur hat, andererseits aber auch auf die Amplitude der Schwankungen. Sie dienen nur zur groben Orientierung. Weiterhin gilt auch, dass es sich bei der Wassertemperatur nicht um einen konservativen Tracer handelt.



Abbildung 6.6: Übersicht der Pegelstationen im Zartener Becken (Legende s. Abb. 6.14).



Abbildung 6.7 a-d: Darstellung der Wasserstandsänderungen und der Wassertemperaturänderung seit dem 10.1.06 an den Pegeln 20, 26, 43 zusammen mit dem Systeminput und der Ganglinienseparation am Pegel Kronenbrücke.

Die Pegelstationen Pe 20 und Pe 43 zeigen über die gesamte Beobachtungszeit ein sehr Ansprechverhalten bezüglich schnelles und direktes der Zustände des Oberflächengewässers (s. Abb. 6.7 a-d), was als großer Einfluss von Uferinfiltration angesehen werden kann. Die Abflussereignisse bewirken dort die stärksten Reaktionen von allen hier beobachteten Messstellen. Bei Ereignis I und II zeigen sie massive Grundwasseranstiege und sprunghafte Absenkungen der Wassertemperatur was die direkte mit kälterem Oberflächengewässern belegt. Zusätzlich Interaktion tritt der Grundwasserhöchststand nur circa 24h später auf, als die Abflussspitze im Vorfluter. Geringe Reaktionen ruft dort jedoch das Abflussereignis III hervor. Bei Ereignis IV zeigen die Grundwasserstände erneut eine deutliche Reaktion. nicht jedoch die Wassertemperaturen (nur bei Pe 43 belegt), was mit sehr geringen Temperaturunterschieden zwischen Oberflächen- und Grundwasser und dem geringeren Spitzenabfluss im Vorfluter verbunden sein kann. Der Grundwasserhöchststand tritt erst vier Tage nach dem Abflussspitzenwert auf. Der kontinuierliche Rückgang der Wassertemperatur deutet auf einen Einfluss der Schneeschmelze hin, der die Pegel in recht unterschiedlichem Maße tangiert. Ende Juni wird das Grundwasser nicht mehr kälter, sondern beginnt sich zu erwärmen.

Pe 26 zeigt eine deutlich verzögerte Reaktion auf die Abflussereignisse des Vorfluters in Bezug auf die Wasserständsänderungen. Die Wassertemperatur zeigt einen völlig anderen Verlauf auf. Mit Beginn der Beobachtungsperiode sinkt die Wassertemperatur dort kontinuierlich stark ab. Die Grundwasserstandsänderungen zeigen darauf nur bei Ereignis I deutlichen Einfluss. Die minimale Wassertemperatur ist Ende April mit 6.8°C erreicht. Damit ist sie seit Jahresbeginn um fast 5°C gesunken. Im weiteren Verlauf steigt sie kontinuierlich an. Das schnelle Erreichen der tiefsten Wassertemperatur schon Anfang Mai könnte auf eine Einflussnahe der Lufttemperatur hindeuten. Alle Pegel zeigen schon sehr zeitnahe nach Ende der Abflussereignisse wieder deutlich sinkende Grundwasserstände, die sich jedoch trotzdem auf einem Niveau von 1.5 bis 2m über dem Wasserstand zu Beginn der Messperiode einfinden.

Die Wasserstände der Pegelstationen Pe 34 und Pe 44 (s. Abb.6.8) reagieren ebenfalls stark auf die Abflussvorgänge an der Oberfläche, jedoch wesentlich weniger, als die bereits aufgeführten Stationen. Die Auffüllung des Grundwasserspeichers von Pe 44 bleibt auch nach den Abflussereignissen bestehen. Bei Pe 34 sinkt der Grundwasserspiegel nach den Ereignissen schnell ab. An der Reaktion der Wassertemperatur an Pe 34 ist zu erkennen, dass bei Abflussereignis I infiltriertes Oberflächenwasser an der Messstelle ankommt. Ansonsten zeigt der Temperaturverlauf eine kontinuierliche Abnahme. Sie erreicht Ende Juni die maximale Änderung von nur -0.8°C. Die Wassertemperatur von Pe 44 zeigt innerhalb des Beobachtungszeitraums eine große Amplitude von über 8°C. Im Zeitraum des Abschmelzereignisses I ist eine deutliche und sprunghafte Temperaturerhöhung festzustellen. Damit zeigt sich ein entgegen gesetztes Verhalten dieser Messstelle zu den anderen hier aufgeführten. Bei Abschmelzereignis II ist dieses Verhalten noch einmal in geringem Maße anzutreffen. Eine Erklärung dafür konnte nicht gefunden werden. Es ist



Abbildung 6.8 a-d: Darstellung der Wasserstandsänderungen und der Wassertemperaturänderung seit dem 10.1.06 an den Pegeln 34, 44 zusammen mit dem Systeminput und der Ganglinienseparation am Pegel Kronenbrücke.

jedoch bestätigt, dass Pe 44 durch permanente Uferinfiltration beeinflusst wird. Die Temperatur dort zeigt eine starke Korrelation mit der Wassertemperatur der Dreisam.

Der Wasserstandsverlauf von Pe 35 (s. Abb. 6.9) zeigt relativ große Schwankungen auf. Sinkende Wasserstände sind von Jahresbeginn an zu verzeichnen, bis die ersten Niederschläge einsetzen und die Abflüsse wieder steigen. Bei Ereignis I ist dann ein massiver Grundwasseranstieg um circa 2.5m zu verzeichnen. Die Ereignisse II und III rufen kaum eine Reaktion hervor, erst das Ereignis IV bewirkt einen erneuten Grundwasseranstieg. Für die Dauer der Schneeschmelze befindet sich der Grundwasserstand jedoch auf einem höheren Niveau. An den Messstellen Pe 5 und Pe 41 zeigt sich bezüglich der Wasserstände ein recht unterschiedliches Bild im Vergleich mit den bisher beobachteten Stationen. Beide zeigen eine sehr deutliche Reaktion auf die Abflussverhältnisse. Dabei reagiert Pe 41 deutlich zeitverzögert. Nach diesen Grundwasseranstiegen kommt es an beiden Stationen jedoch nicht zu einem anschließenden Absinken der Wasserstände. Sie bleiben sehr lange noch auf einem hohen Niveau. Die maximalen Anstiege betragen zwischen 4.2 und 5.9m. Dies steht in Zusammenhang mit deren Lage in der hoch durchlässigen Nordrinne des Zartener Beckens und den dortigen Verhältnissen des Aquifers (s. Abschnitt 2.6). Große Teile des Oberflächenwassers infiltrieren dort nach dem Eintritt ins Zartener Becken.

Pegelstation pel_2 zeigt zwar eine Reaktion auf die Abschmelzereignisse, diese fallen aber sehr gemäßigt aus. Mit einem Grundwasseranstieg von nur 80cm bei Ereignis I ist das von allen beobachteten Pegeln die geringste Reaktion. Auffällig sind hier die sich zum Sommer hin verstärkenden Tagesamplituden. Sie lassen mit ihren Minima in der Tageszeit und ihren Maxima in der Nacht auf den zehrenden Einfluss von Vegetation schließen. Da sie aber auch im Winter vorkommen, besteht die Möglichkeit, dass es sich dabei um eine anthropogene Entnahme handelt.

Insgesamt zeigen die Messstellen pel_2 und Pe 35 in Bezug auf die Wassertemperatur eine geringe Reaktion auf die Ereignisse. Pe 41 und Pe 5 zeigen dagegen nahezu keine Reaktion. An allen Stationen besteht der Trend kontinuierlich abnehmender Wassertemperaturen zum Ende der Beobachtungsperiode hin. Diese fallen unterschiedlich stark aus.



Abbildung 6.9 a-d: Darstellung der Wasserstandsänderungen und der Wassertemperaturänderung seit dem 10.1.06 an den Pegeln 5, 41, 2, 35 zusammen mit dem Systeminput und der Ganglinienseparation am Pegel Kronenbrücke.

6.2.2 Grundwassergleichenkarten

Zum besseren Verständnis der flächenhaften Grundwasserstandsänderungen im Zartener Becken wurden Karten der Grundwassergleichen (linke Seite der Abb. 6.10 bis 6.13) und der jeweils zugehörigen Wasserstandsänderungen seit dem 10.1.06 (rechte Seite der Abb. 6.10 bis 6.13) erstellt. Sie sollen dazu beitragen die räumliche Veränderung des Beobachtungsgebiets besser darzustellen. Die Kartenlegende ist einmalig für alle Karten in Abbildung 6.14 aufgeführt. Die Karten wurden für vier interessante Zeitpunkte erstellt:

Die erste Karte (Abb. 6.10) zeigt den Zustand der Grundwasserstände am 16.2.06. Dieser Zeitpunkt befindet sich am Ende der Niedrigwasserperiode vom Jahresanfang. Viele Pegel verzeichnen hier ihren tiefsten Wasserstand. Im rechten Teil der Abbildung ist zu erkennen, dass fast im gesamten Zartener Becken die Grundwasserstände seit dem 10.1.06 gesunken sind.



Abbildung 6.10: Darstellung der Grundwassergleichen (links) und Wasserstandsänderungen seit dem 10.1.06 (rechts) im Zartener Becken am 16.2.06.

In Abbildung 6.11 sind die Wasserstände und Wasserstandsänderungen zur Zeit des Ereignisses I dargestellt. Eine klare Veränderung ist zu erkennen. Die Grundwasserstände sind überall gestiegen, jedoch in besonderem Maße im nördlichen und zentralen Teil des Beckens. An den konkav nach Osten gewölbten Grundwassergleichen ist zu erkennen, dass im Bereich der Vorfluter Oberflächenwasser in den Aquifer infiltriert, und dies im nördlichen Teil besonders stark auftritt.



Abbildung 6.11: Darstellung der Grundwassergleichen und Wasserstandsänderungen seit dem 10.1.06 im Zartener Becken am 9.3.06.

Die Grundwasserstände zur Zeit des Ereignisses II sind in Abbildung 6.12 aufgeführt. In besonderem Maße ist hier der Grundwasseranstieg im nördlichen Becken zu beobachten. Zwar sind die Werte durch die Spline Interpolation teilweise sehr extrem, zeigen aber die wichtigen Veränderungen auf. Ebenfalls starke Anstiege zeigen sich erneut im zentralen Teil des Beckens in der Nähe der Dreisam. Dies deutet auf starke Uferinfiltration hin.



Abbildung 6.12: Darstellung der Grundwassergleichen und Wasserstandsänderungen seit dem 10.1.06 im Zartener Becken am 1.4.06.

Die Grundwasserstände der Niedrigwasserphase am Ende der Beobachtungsperiode sind in Abbildung 6.13 aufgeführt. Im Vergleich mit den Wasserständen vom 16.2.06 sind besonders im nördlichen Zartener Becken immer noch massiv erhöhte Grundwasserstände vorzufinden. Im restlichen Gebiet sind ebenfalls höhere Wasserstände zu verzeichnen, jedoch in einem viel geringeren Ausmaß.



Abbildung 6.13: Darstellung der Grundwassergleichen und Wasserstandsänderungen seit dem 10.1.06 im Zartener Becken am 30.6.06.





6.2.3 Fazit der Grundwasserbeobachtungen

Zusammenfassend kann nun anhand der Beobachtungen im Zartener Becken festgehalten werden, dass dem Aquifer durch die Abflüsse aus der Zeit der Schneeschmelze eine starke Auffüllung widerfährt. Sie fällt in seinen verschiedenen Bereichen unterschiedlich aus. So ist die Auffüllung im nördlichen Teil stärker ausgeprägt. Der zentrale Gebietsteil reagiert sehr direkt und stark auf das Geschehen der Vorfluter, was durch die Nähe der Messstellen

zu den Oberflächengewässern gegeben ist. Die dortige Uferinfiltration zeigt Spitzenwerte, die mit dem Abflussgeschehen stark korrelieren, danach aber stark absinken. Das infiltrierte Wasser verteilt sich im Aquifer. Die Amplitude der Wassertemperaturen gibt einen Hinweis darauf, dass Grundwasserneubildung durch Schneeschmelzwässer stattfand. Es bleibt jedoch unklar, wie groß dieser Anteil ist, da leider keine ¹⁸O Messungen an den Grundwasserpegeln vorgenommen werden konnten. So kann nur die Aussage getroffen werden, dass das Schmelzwasser zusammen mit dem Regenniederschlägen einen Einfluss auf den Aquifer im beobachteten Abschnitt des Zartener Beckens ausübt.

6.3 Fehlerbetrachtung

Bei der Berechnung der Ganglinienseparation traten eine Reihe von Fehlern auf, welche die Kalkulation der Inputparameter betrafen. Diese werden hier noch einmal zusammenfassend aufgeführt. Bei der Berechnung der Ereigniswasserkonzentration aus den Messungen des Schnees und des Regenniederschlages ergaben sich folgende Fehler:

Der Niederschlag konnte nur unzureichend erfasst werden, da es zeitweise zu einer Ansammlung von Schneeniederschlägen im Regenmessgerät kam. So wurden die Niederschläge zeitlich und mengenmäßig falsch erfasst. Es konnte keine Trennung von Schnee und Regenniederschlägen vorgenommen werden, was letztendlich zu einer Überschätzung des Gebietsinputs führte (s. Kapitel 5). Der dadurch entstandene Fehler konnte nicht quantifiziert und korrigiert werden.

Nur aus einem kleinen Teil des Gesamteinzugsgebietes existieren Messungen der δ^{18} O Gehalte des Niederschlags und der Schneedecke. Über eventuelle Abweichungen in anderen Gebietsteilen ist nichts bekannt.

Der Messfehler des Niederschlages durch Verdunstungs, Benetzungs- und Verdriftungsverlust wurde mittels der Formel 5.3 korrigiert (RICHTER, 1995).

Bei der Ganglinienseparation selbst entsteht ein Fehler durch die Grundannahme, dass die Konzentrationen der Ereigniswasserkomponente konstant sei. Diese Annahme entspricht nicht der Realität. In langen Beobachtungsdauern, wie der durchgeführten Untersuchung unterliegt dieser Wert Schwankungen.

Aus Gründen der hohen Komplexität des systematischen Fehlers bei einer Ganglinienseparation, kann eine rechnerische Fehleranalyse keine seriösen Ergebnisse liefern. In diesem Zusammenhang beschreibt RODHE (1987) eine Fehlerrechnung in Bezug auf eine Ganglinienseparation als statistisch nicht korrekt. Aus diesem Grunde kann nur auf den Fehler der jeweiligen Inputgröße verwiesen werden (s. Tab. 6.6). Die Mehrheit der auftretenden Einzelfehler bewirkt eine Unterschätzung des Vorereigniswasseranteils.

Fehlerart	Fehler-	Auswirkung
	größe [‰]	des Fehlers
δ ¹⁸ O-Analysefehler	0,2	
δ ¹⁸ O der Abflussproben:		
-Anreicherungsprozesse im Gewässer und in den Speichern	<0,5	а
δ ¹⁸ O der Ereigniswasserkomponente:		
-Räumliche Inhomogenität im δ^{18} O Gehalte der Schneedecke	1	
-Fraktionierungsprozesse bei der Schmelze	0,5	b
-Einflüsse der vertikalen Schneeschichtung in Bezug auf δ^{18} O	1	
δ ¹⁸ O der Vorereigniswasserkomponente:		
-Einfluss des Wassers der ungesättigten Zone	<1	b
-Fraktionierungsprozesse zur Zeit der Infiltration und Perkolation	<1	b

Tabelle 6.6: Die Fehlerarten und ihre Auswirkungen auf die Ganglinienseparation mittels δ^{18} O (RODHE 1987, verändert).

a Durch diesen Fehler wird der Basisabfluss überschätzt

b Durch diesen Fehler wird der Basisabfluss unterschätzt

Weiterhin trat bei der Probenahme an der Quelle Zängerlehof ein Fehler auf. Die Probenahme fand nicht direkt in der Quelle, sondern in dem sich anschließenden Gerinne statt, so dass laterale Zuflüsse das dortige Wasser beeinflussten. Dieser Fehler konnte nicht korrigiert werden, da Menge und Zeitpunkte dieser Zuflüsse nicht nachvollziehbar sind.

Eine weitere Fehlerquelle war die unzureichende Kenntnis der Einzugsgebietslage und - größe der Quellen Zipfeldobel und Zängerlehof.

7 Schlussfolgerung

Die Einflüsse der Schneeschmelze auf die Abflüsse der Vorfluter im Einzugsgebiet der Dreisam konnten sehr gut mittels der intensiven Messkampagne zu Beginn der Arbeit erfasst werden. Diese bildete eine gute Basis für die anschließende Datenauswertung. Es können daher hinsichtlich der Zielsetzung dieser Arbeit folgende Aussagen getroffen werden:

In Bezug auf die **Abflussbildung** wurde in allen untersuchten Einzugsgebieten ein relevanter Ereigniswasseranteil bei den Hochwasserereignissen festgestellt.

Im Einzelnen zeigte sich im Dreisameinzugsgebiet an der Station Kronenbrücke ein mittlerer Anteil 28% Ereigniswasser in der Beobachtungsperiode vom 1.1.06 bis zum 30.6.06. Bei den Hochwasserereignissen I und II lag der Anteil bei circa 33% und nahm bei den Ereignissen III und IV stetig ab, was jedoch auch auf die festgelegte Ereigniswasserkonzentration zurückzuführen ist. Diese unterschätzte den Vorereigniswasseranteil bei den Ereignissen I und II und überschätzte ihn bei den stark regenwasserbeeinflussten Ereignissen III und IV. Leider war dieser Vereinfachung bei allen Ganglinienseparationen unvermeidbar. Der berechnete Anteil des reinen Schneeschmelzwassers am Gesamtabfluss betrug 9% in der gesamten Zeit.

Im Vergleich der beiden Messstellen Ebnet und Kronenbrücke wurden die Vorteile der hoch aufgelösten Beprobung des Abflusses bei der Station Kronenbrücke deutlich. Die Erfassung im wöchentlichen Probenahmeintervall bei **Ebnet** weist eine mangelhafte Erfassung der Variabilität der δ^{18} O Gehalte des Abflusses bei Hochwasser auf. Dies gilt auch für die Stationen Zastler und Zipfeldobel, bei den ebenfalls eine wöchentliche Probenahme stattfand. Bei Ebnet waren deutlich geringere Ereigniswasseranteile vorzufinden. Dies kann jedoch ein Hinweis auf relevante Einträge von Ereigniswasser aus dem Stadtgebiet sein, die Auswirkungen auf die Station Kronenbrücke zeigten.

Im **Bruggaeinzugsgebiet** lag der Ereigniswasseranteil während der Gesamtmessperiode bei durchschnittlich 36%. Auch bei allen Einzelereignissen lag dieser deutlich über dem des gesamten Dreisameinzugsgebietes. Der direkte Anteil des Schmelzwassers am Gesamtabfluss betrug 14%. Auch wurde dort ein späteres Maximum der Schneeschmelze beobachtet. Hier stellte das Abflussereignis II den maximalen beobachteten Abfluss, was auch in allen weiteren Gebieten der Fall war. Dies wurde auf die größeren Mächtigkeiten der Schneedecke zurückgeführt und den späteren Zeitpunkt der Hauptschneeschmelze, sowie auf die Gebietseigenschaften. Während des Ereignisses I konnte hier starker Oberflächenabfluss auf versiegelten Flächen beobachtet werden (s. Anhang A.1). Das **Zastlerbacheinzugsgebiet** zeigte den höchsten Ereigniswasseranteil von allen beobachteten Gebieten. Dieser lag hier bei 48% und wies im Besonderen bei den Ereignissen II und III über 50 bzw. 60% auf. Weiterhin konnte hier auch der höchste Anteil von Schneeschmelzwasser am Gesamtabfluss beobachtet werden. Er belief sich auf 18%. Das wöchentliche Probenahmeintervall lässt jedoch einen hohen Fehler vermuten. Hier konnte bei Ereignis II Sättigungsflächenabfluss im Bereich der Talfüllungen beobachtet werden (s. Anhang A.4).

Die Quelle **Zipfeldobel** zeigt ebenfalls einen sehr hohen Ereigniswasseranteil. Er beträgt im Mittel 42% und steigt von Ereignis zu Ereignis von 18% bis auf 60%. Dies ist ein Hinweis auf einen deutlich verzögerten Abfluss, der hier in vorangegangenen Untersuchungen nachgewiesen wurde (DIDSZUN, 2000). Es finden sich jedoch auch eine Reihe von Faktoren, welche Einfluss auf die Qualität der Ganglinienseparation an dieser Messstelle hatten. Dies war, neben dem konstanten Ereigniswassergehalt und dem wöchentlichen Probenahmeintervall, auch die unzureichenden Kenntnisse der Einzugsgebietsgröße.

Die Ergebnisse der Quelle **Zängerlehof** mussten aufgrund einer fehlerhaften Probenahme verworfen werden.

Hinsichtlich der **Grundwasserneubildung** kann die Aussage getroffen werden, dass die Frühjahrsschneeschmelze einen Einfluss auf die Grundwasserneubildung im Dreisameinzugsgebiet, sowie in allen Teilgebieten zeigt. Dieser Einfluss konnte qualitativ nachgewiesen werden. Eine Beeinflussung wurde deutlich anhand der Differenzen in den δ^{18} O Gehalten des Basisabflusses in Niedrigwasserphasen vor und nach der Schneeschmelze. Es fand eine Abreicherung statt, die auf eine Einflussnahme durch isotopisch leichtere Schmelz- und Regenwassereinträge auf das Grundwasser schließen lässt.

Weiterhin wurden diese Einflüsse deutlich anhand der Ganglinienseparationen mittels des Tracers ¹⁸O. Daraus ergab sich im Vergleich einer verweilzeitorientierten und einer herkunftsraumorientierten Separation eine Differenz zwischen dem Vorereigniswasseranteil und dem des Basisabflusses. Da der Basisabfluss an allen beobachteten Stationen über dem Vorereigniswasserabfluss lag, konnte daraus auf eine Beeinflussung durch Ereigniswasser aus der Zeit der Schneeschmelze geschlossen werden. Diese Beeinflussung zeigte sich an den verschiedenen Messstellen unterschiedlich stark ausgeprägt (s. Tab. 7.1).

Es ist eine größere Beeinflussung der topographisch höher gelegenen Stationen zu erkennen. Als Erklärung dafür dienen die dortigen größeren Schneemächtigkeiten und die damit auch verbundenen höheren Wasserabgaben. So konnte über eine lange Periode kontinuierliche und intensive Infiltration stattfinden.

Unklar bleibt in dieser Untersuchung die Rolle des Zwischenabflusses.

Des weiteren konnte anhand der Grundwasserbeobachtungen im Zartener Becken starke Uferinfiltration während der großen Abflussereignisse zur Zeit der Schneeschmelze beobachtet werden. Zwar findet Uferinfiltration bei allen großen Abflussereignissen unabhängig von der Schneeschmelze statt, jedoch ist hier die Entstehung der Hochwasserereignisse I und II maßgeblich auf das Vorhandensein der Schneedecke im Einzugsgebiet zurückzuführen.

Ein weiterer wichtiger Einflussfaktor der Schneedecke auf die Grundwasserneubildung und auch die Abflussbildung im Dreisameinzugsgebiet war ihre enorme Mächtigkeit wie auch ihr zeitliches Auftreten. So konnten die beobachteten drei großen Abflussereignisse durch das Vorhandensein einer Schneedecke erst entstehen. Die Schneedecke war ein entscheidender Beeinflussungsfaktor bei der Abflussbildung.

Der aus der Ganglinienseparation ermittelte Anteil des Vorereigniswassers im Gesamtabfluss gilt auch als Zeichen dafür, dass während der Hochwasserereignisse Grundwasserdruckübertragungen stattfanden. Deren Auftreten lässt ebenfalls auf Grundwasserneubildung schließen.

Tabelle 7.1: Darstellung der Abweichung des Basisabflusses vom Vorereigniswasserabfluss in % des Gesamtabflusses für die Beobachtungsperiode an den verschiedenen Stationen.

Station	$(Q_{B}-Q_{P})/Q_{T}$ (%)
Station Kronenbrücke	4
Station Ebnet	2
Station Oberried	7
Station Zastler	11
Station Zipfeldobel	6
8 Ausblick

Eine interessante Anwendung der in der vorliegenden Arbeit ermittelten Messdaten und Ergebnisse wäre ein Vergleich mit den modellierten Daten des Wasserhaushaltsmodell LARSIM, welches von der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden Württemberg im Dreisameinzugsgebiet verwendet wird. Dies kann einerseits interessante Ergebnisse liefern hinsichtlich einer Überarbeitung der in dieser Arbeit durchgeführten Berechnung der Ereigniswassergehalte mittels den Modelldaten von LARSIM. Auf dieser Basis könnte die Ganglinienseparation mittels ¹⁸O verbessert werden. Andererseits kann gestestet werden, wie gut das Wasserhaushaltsmodell die Schneeschmelze darstellt. Modelloptimierungen könnten daraus resultieren.

Zur differenzierteren Betrachtung der Herkunftsräume mittels einer Ganglinienseparation könnte die Einführung eines zweiten Tracers sinnvoll sein. Dadurch würde eine Drei-Komponenten-Trennung möglich werden, die eine Aufteilung der Ganglinie in Oberflächen-, Zwischen- und Basisabfluss erlaubt. Silikat erscheint hierfür ideal.

Bei einer erneuten Messkampagne zu der Fragestellung dieser Arbeit sollten Schneelysimeter zur direkten Messung der Schmelzwasserabgabe und deren ¹⁸O Gehalten eingesetzt werden. Auch würde die Entnahme von Grundwasserproben und deren Analyse hinsichtlich ¹⁸O wichtige Informationen über den Einfluss der Schneeschmelze auf den Grundwasserkörper geben.

Weiterhin wäre auch der Einsatz eines Grundwassermodells zur Ermittlung der Grundwasserneubildung interessant. Dadurch könnten quantitative Aussagen über die Grundwasserneubildung getroffen werden.

Die Ergebnisse der durchgeführten Arbeit liefern für eine Reihe von Ansätzen eine gute Datenbasis und könnten durch eine Weiterbearbeitung ein umfangreiches Verständnis der Grundwasserneubildung und der Abflussbildungsprozesse während der Schneeschmelze liefern.

9 Literaturverzeichnis

- ALBERS, H. (1998): Berechnung der Grundwasserneubildung aus Niederschlag für die Wasserwerke Ebnet und Hausen. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie Freiburg, unveröffentlicht.
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie, Band 1: Allgemeine Hydrologie Quantitative Hydrologie. 2. Auflage, Gebrüder Bornträger Verlag, Stuttgart, Berlin.
- BECKER, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung hydrologischer Parameter, VCH-Verlag, Weinheim.
- BUTTLE, J.M. & SAMI, K. (1992): Testing the groundwater ridging hypothesis of streamflow generation during snowmelt in a forested catchment. J. Hydrol. 135, 53-72.
- BUTTLE, J.M. (1994): Isotope Hydrograph Separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. Progr. In Phys. Geogr. 18, 1, 16-41.
- CLARK, I.D. & FRITZ (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publisher, CRC Press, New York.
- DIDSZUN, J. (2000): Abflussbildung an Hängen. Diplomarbeit, Institut für Hydrologie Universität Freiburg, unveröffentlicht.
- DIDSZUN, J. (2004): Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung. Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Fakultät für Forstund Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.
- DIN 4049-1 (1992): Hydrologie; Grundbegriffe. Berlin (Beuth).
- DINCER, T., PAYNE, B.R., FLORKOWSKI, T., MARTINEC, J., TONGIORGI, E. (1970): Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen-18. In: Wat. Resour. Res. 6, 1, 110-124.
- DUBOIS, J.D. & FLÜCK, J. (1984): Geochemistry: Utilisation of geothermal resources of the Baden area. Basel, Swiss National Energy Research Foundation, NEFF 165-1B-032, (cited in Pearson et al., 1991).

- DUNNE, T. & BLACK, R.D. (1971): Runoff processes during snowmelt. In: Wat. Resource Research, 7 (5), S.1160-1172.
- DUNNE, T. & BLACK, R.D. (1995): Runoff processes during snowmelt. In: Wat. Resour. Res., 7, 5, 1160-1172.
- DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. 3. Auflage, Verlag für Bauwesen, Berlin.
- FRIEG, B. (1987): Hydrologie und Grundwasserhydraulik des Einzugsgebietes des Wasserwerks Freiburg-Ebnet. Inaugurial Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg.
- FUCHS, P., MÜLLER-WESTERMEIER, G. & SCHMIDT, A. (2001): Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (ohne Korrektur), Hydrologischer Atlas von Deutschland, Blatt 2.2, Herausgeber: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, Bonn/Berlin (2.Lieferung).
- GEWÄSSERDIREKTION SÜDLICHER OBERRHEIN/HOCHRHEIN (2004): Freiburger Bucht – Hydrolgeologischer und geologischer Sachstand, Materialien Gewässer Band 6, Lahr.
- GLA, GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte Freiburg i. Br. Und Umgebung 1:50.000, Stuttgart.
- HÄNDRICH, F. & STAHR, K. (1992): Die Böden in der Umgebung von Freiburg i. Br..In: Schwarzwald und Oberrheintiefland Eine Einführung in das Exkursionsgebiet um Freiburg im Breisgau. Freiburger Geographische Hefte, Heft Nr. 36: 129-195.
- HILDEBRAND, A. (1996): Abflussganglinienseparation im Einzugsgebiet der Brugga (Südschwarzwald) mit stabilen Isotopen und hydrochemischen Tracern im Frühjahr 1996. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie Freiburg, unveröffentlicht.
- HOEG, S. (1998): Abflusskomponenten am Zastlerbach. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie Freiburg, unveröffentlicht.
- HÖLTING, B. & COLDEWEY, W.G. (2005): Hydrogeologie. 6. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- HOOPER, R.P. & SHOEMAKER, C.A. (1986): Comparison of chemical and Isotopic Hydrograph Separation. Wat. Resource Research, Vol. 22, No.10; 1444-1454.

- HORTON, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. Transaction AGU, 14, 446-460.
- KILGER, M. (1988): Hydrogeologische Stellungnahme zum Antrag der FEW auf Erweiterung der Schutzzone III der Wassergewinnungsanlagen im Zartener Becken, Lkr. Breisgau – Hochschwarzwald. – Unveröffentlichtes Gutachten des Geol. Landesamtes Baden Württemberg, Freiburg.
- KNAUF, D. (1975): Die Abflussbildung im schneebedeckten Einzugsgebiet des Mittelgebirges, Diss., Technische Hochschule Darmstadt.
- KÖNIGER P., SCHNEIDER PH., WENNINGER J:, LEIBUNDGUT CH. (2004):
 Spatial variation of isotope concentrations (2H and 18O) in snow cover of two mesoscale catchments Black forest in SW Germany. In: Geophysical Research Abstracts Volume 6, 1th General Assembly EGU, 25.-30.4.2004 (Abstract EGU04-A-06906).
- KÖNIGER, P (2003): Tracerhydrologische Ansätze zur Bestimmung der Grundwasserneubildung. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 16, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br..
- LAUDON, H., SEIBERT, J., KÖHLER, S., BISHOP, K. (2004): Hydrological flow paths during snowmelt: Congruence between hydrometric measurements and oxygen 18 in meltwater, soil water, and runoff. In: Wat. Resources Research, Vol. 40, W03102, doi: 10.1029/2003WR002455.
- LEIBUNDGUT, CH. & DEMUTH, S. (Eds) (1997): Grundwasserneubildung Beiträge zum Workshop "Grundwasserneubildung" im Rahmen des neuen Hydrologischen Atlasses von Deutschland (Oktober 1996). Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 5, Freiburg i. Br.
- LEIBUNDGUT, CH. & UHLENBROOK, S. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser. In: Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland Pfalz.
- MAULE, C.P. & STEIN, J. (1990): Hydrologic flow path definition and partitioning of spring meltwater. In: Wat. Resour. Res. 26, 12, 2959-2970.
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 8, Berlin, Stuttgart.
- OGUNKOYA, O.O. & JENKINS, A (1993): Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model. J. of Hydrology, 142. 71-88.

- OTT, B. & UHLENBROOK, S. (2004): Quantifying the impact of land use changes at the event and seasonal time scale using a process-oriented catchment model. Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 8, 62-78.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagmessers. Berichtedes deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- RODHE, A. (1981): Springflood Meltwater or Groundwater? In: Nordic Hydrol. 12, 21-30.
- RODHE, A. (1987): The origin of streamwater traced by oxygen-18. Doctorial Thesis at Uppsala University. Uppsala University, Dept. Phys. Geogr., Div. Hydrology, Report Series A 41.
- SCHWARZ, O. (1984): Schneeschmelze und Hochwasser. Ergebnisse eines forstlichen Schneemessdienstes im Schwarzwald. Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa. In: DVWK Mitteilungen 7, 355-372.
- SCHWELGER, M. (1995): Klassifizierung von Quellen nach Hydrochemie und Herkunftsräumen im Einzugsgebiet der Brugga (Südschwarzwald). Diplomarbeit, Institut für Hydrologie Universität Freiburg, unveröffentlicht.
- SINGH, P., SPITZBART, G., HÜBL, H., WEINMEISTER, H. (1997): Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study. In: J. Hydrol., 202, 1-20.
- SKLASH, M.G. & FARVOLDEN, R.N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. J. Hydrol. 43, 45-65.
- SKLASH, M.G. (1990): Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. In: Process Studies in Hillslope Hydrology. M.G Anderson and T.P. Burt (Hg). New York: John Wiley & Sons, 401-435.
- SKLASH, M.G. (1990): Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. Process Studies in Hillslope Hydrology. M.G. Anderson & T.P. Burt (Hrsg). New York: John Wiley % Sons; 401-435.
- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart.

- TANAKA, A., YASUHARA, M., SAKAI, H., MARUI, A. (1988): The Hachioji experimental basin study – Storm runoff processes and the mechanism of its generation. J. Hydrol. 102, 139-164.
- TRENKLE, H. & v. RUDOLFF, H. (1989): Das Klima im Schwarzwald. In: Liehl & W.D. Sick: Der Schwarzwald Beiträge zur Landeskunde, S.59 –100. Bühl/Baden.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Gebiet. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 10.
- VIERHUFF, H. (1997): Grundwasserneubildung Einführung in die Problematik ihrer Bestimmung und Darstellung. In: Leibundgut & Demuth (Hrsg.): Grundwasserneubildung. Beiträge eines Workshops projektbegleitend zum "Hydrologischen Atlas Deutschland". Institut für Hydrologie, Freiburg, S. 13-22.
- VON WILPERT, K., KOHLER, M., ZIRLEWAGEN, D. (1996): Die Differenzierung des Stoffhaushalts von Waldökosystemen durch die waldbauliche Behandlung auf einem Gneisstandort des Mittleren Schwarzwaldes. Mitteilungen der Forstlichen Versuchsanstalt Baden Württemberg, Heft 197, Freiburg.

WECHMANN, A. (1964): Hydrologie. Verlag für Bauwesen, Berlin.

10 Anhang



A. 1: Oberflächenabfluss am 9.3.06 im Bruggaeinzugsgebiet.



A. 2: Schneeprobenahme bei der Klimastation Katzensteig.



A. 3: Abflussereignis II am Zastlerbach (31.3.06).



A. 4:Sättigungsflächenabfluss bei Klimaturm Schweizerhof am 31.3.06.



A. 5: Schneedecke im Wald des Bruggaeinzugsgebietes am 3.4.06.



A. 6: Klimastation Katzensteig mit eingeschneitem Niederschlagssammler und Pluviographen.



A.7: Abflussereignis II am 31.3.06 im Stadtgebiet Freiburg.

Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)	Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)	Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)
05/01/2006 10:00	-9.33	05/01/2006 10:00	-9.8	05/01/2006 10:00	-9.12
13/01/2006 10:00	-9.13	13/01/2006 10:00	-9.89	13/01/2006 10:00	-9.02
20/01/2006 10:00	-9.30	20/01/2006 10:00	-9.62	20/01/2006 10:00	-9.11
27/01/2006 10:00	-9.12	27/01/2006 10:00	-9.63	27/01/2006 10:00	-9.11
03/02/2006 10:00	-9.43	03/02/2006 10:00	-9.49	03/02/2006 10:00	-9.11
10/02/2006 10:00	-9.30	10/02/2006 10:00	-9.79	10/02/2006 10:00	-9.3
17/02/2006 10:00	-9.29	17/02/2006 10:00	-9.85	17/02/2006 10:00	-9.11
27/02/2006 10:00	-9.34	27/02/2006 10:00	-9.84	27/02/2006 10:00	-9.25
06/03/2006 10:00	-9.14	06/03/2006 10:00	-9.72	06/03/2006 10:00	-8.95
13/03/2006 09:00	-9.46	13/03/2006 10:00	-10.16	13/03/2006 10:00	-9
17/03/2006 09:00	-9.37	17/03/2006 10:00	-10.01	17/03/2006 10:00	-9.3
24/03/2006 09:00	-9.70	24/03/2006 10:00	-10.09	24/03/2006 10:00	-9.16
31/03/2006 09:00	-9.92	31/03/2006 10:00	-10.58	31/03/2006 10:00	-9.14
07/04/2006 09:00	-9.77	07/04/2006 10:00	-10.37	07/04/2006 10:00	-9.3
15/04/2006 09:00	-9.63	15/04/2006 10:00	-10.5	15/04/2006 10:00	-9.22
21/04/2006 09:00	-9.80	21/04/2006 10:00	-10.42	21/04/2006 10:00	-9.29
27/04/2006 09:00	-10.02	27/04/2006 10:00	-10.62	27/04/2006 10:00	-9.27
04/05/2006 09:00	-9.92	04/05/2006 10:00	-10.51	04/05/2006 10:00	-9.3
12/05/2006 09:00	-9.77	12/05/2006 10:00	-10.68	12/05/2006 10:00	-9.47
19/05/2006 09:00	-9.30	19/05/2006 10:00	-10.3	19/05/2006 10:00	-9.37
24/05/2006 09:00	-9.58	24/05/2006 10:00	-10.43	24/05/2006 10:00	-9.27
01/06/2006 09:00	-9.01	01/06/2006 10:00	-9.96	01/06/2006 10:00	-9.43
06/06/2006 09:00	-9.65	06/06/2006 10:00	-10.04	06/06/2006 10:00	-9.2
16/06/2006 09:00	-9.31	16/06/2006 10:00	-10.14	16/06/2006 10:00	-9.35
23/06/2006 09:00	-9.63	23/06/2006 10:00	-10.21	23/06/2006 10:00	-9.48
30/06/2006 09:00	-9.33	30/06/2006 10:00	-10.01	30/06/2006 10:00	-9.48

 Tabelle 2: ¹⁸O Messungen an den Stationen Ebnet (links), Zastler (Mitte), Zipfeldobel (rechts).

	180 14		G4 4	T 7 1 " 1
1 abelle 3:	O Messungen	an der	Station	Kronenbrucke.

Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)	Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)	Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)
08/03/2006 19:00	-10.33	20/03/2006 11:00	-9.44	24/04/2006 15:00	-9.69
08/03/2006 21:00	-10.54	20/03/2006 15:00	-9.37	25/04/2006 13:00	-9.93
08/03/2006 23:00	-10.69	20/03/2006 16:00	-9.08	27/04/2006 16:00	-10.06
09/03/2006 07:00	-10.66	20/03/2006 18:00	-9.18	30/04/2006 18:00	-9.82
09/03/2006 12:00	-10.53	20/03/2006 23:00	-9.49	02/05/2006 15:00	-9.83
09/03/2006 17:00	-10.34	21/03/2006 14:00	-9.62	04/05/2006 14:00	-9.88
09/03/2006 20:00	-10.28	21/03/2006 16:00	-9.48	07/05/2006 20:00	-9.84
10/03/2006 00:00	-10.27	21/03/2006 17:00	-9.81	10/05/2006 16:00	-10.02
10/03/2006 07:00	-9.95	21/03/2006 20:00	-9.5	13/05/2006 17:00	-9.83
10/03/2006 10:00	-9.96	22/03/2006 11:00	-9.86	22/05/2006 16:00	-9.53
10/03/2006 13:00	-9.95	22/03/2006 12:00	-9.89	25/05/2006 20:00	-9.44
10/03/2006 17:00	-9.85	22/03/2006 14:00	-9.97	29/05/2006 09:00	-9.47
10/03/2006 20:00	-9.87	22/03/2006 18:00	-9.93	02/06/2006 13:00	-9.70
10/03/2006 23:00	-9.87	22/03/2006 20:00	-9.96	09/06/2006 08:00	-9.70
11/03/2006 08:00	-9.6	22/03/2006 22:00	-9.99	12/06/2006 17:00	-9.64
11/03/2006 14:00	-9.61	23/03/2006 13:00	-10.02	14/6/06 17:29	-9.83
11/03/2006 18:00	-9.69	23/03/2006 14:00	-10.08	16/6/06 16:14	-9.46
11/03/2006 22:00	-9.76	24/03/2006 08:00	-9.89		
12/03/2006 02:00	-9.76	24/03/2006 13:00	-9.9		
12/03/2006 10:00	-9.82	24/03/2006 21:00	-9.97		
12/03/2006 13:00	-9.72	25/03/2006 03:00	-10.02		
12/03/2006 16:00	-9.76	25/03/2006 09:00	-10.3		
13/03/2006 01:00	-9.72	26/03/2006 09:00	-10.37		
13/03/2006 09:00	-10.04	26/03/2006 13:00	-10.53		
13/03/2006 14:00	-9.89	26/03/2006 18:00	-10.49		
13/03/2006 19:00	-10.01	27/03/2006 01:00	-10.43		
13/03/2006 23:00	-9.9	27/03/2006 09:00	-9.97		
14/03/2006 08:00	-9.88	28/03/2006 07:00	-10.06		
14/03/2006 16:00	-9.89	29/03/2006 06:00	-10.06		
14/03/2006 19:00	-9.62	30/03/2006 08:00	-10.06		
14/03/2006 22:00	-9.64	31/03/2006 05:00	-10.15		
15/03/2006 08:00	-9.6	01/04/2006 10:00	-9.93		
15/03/2006 12:00	-9.57	02/04/2006 10:00	-9.93		
15/03/2006 18:00	-9.46	03/04/2006 07:00	-9.96		
15/03/2006 21:00	-9.49	04/04/2006 09:00	-9.94		
16/03/2006 00:00	-9.48	05/04/2006 08:00	-9.76		
16/03/2006 09:00	-9.46	06/04/2006 07:00	-9.76		
16/03/2006 13:00	-9.39	07/04/2006 06:00	-9.71		
16/03/2006 16:00	-9.59	08/04/2006 07:00	-9.67		
17/03/2006 11:00	-9.6	09/04/2006 13:00	-9.61		
17/03/2006 15:00	-9.39	10/04/2006 08:00	-10.62		
17/03/2006 17:00	-9.52	10/04/2006 17:00	-10.49		
17/03/2006 19:00	-9.6	11/04/2006 07:00	-10.11		
17/03/2006 22:00	-9.57	12/04/2006 08:00	-9.83		
18/03/2006 12:00	-9.26	13/04/2006 08:00	-9.8		
18/03/2006 20:00	-9.27	15/04/2006 17:00	-9.66		
19/03/2006 15:00	-9.46	16/04/2006 23:00	-9.86		
19/03/2006 17:00	-9.09	18/04/2006 22:00	-9.88		
19/03/2006 20:00	-9.44	19/04/2006 13:00	-9.84		
19/03/2006 23:00	-9.38	19/04/2006 22:00	-9.83		
20/03/2006 10:00	-9.48	23/04/2006 21:00	-9.95		

Tabelle 4.	¹⁸ O Messungen	an der	Station	Oberried
I abene 4.	o messungen	anuci	Station	Ober rea.

Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)	Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)
05/01/2006 10:00	-9.71	02/04/2006 10:00	-10.31
13/01/2006 10:00	-9.68	03/04/2006 10:00	-10.32
20/01/2006 10:00	-9.69	04/04/2006 10:00	-10.32
27/01/2006 10:00	-9.62	05/04/2006 10:00	-10.26
03/02/2006 10:00	-9.8	06/04/2006 10:00	-10.1
10/02/2006 10:00	-9.69	07/04/2006 09:00	-10.13
17/02/2006 10:00	-9.83	07/04/2006 10:00	-10.17
27/02/2006 10:00	-9.76	08/04/2006 13:00	-10.05
06/03/2006 10:00	-9.78	09/04/2006 13:00	-9.98
08/03/2006 13:00	-9.55	09/04/2006 21:00	-10.2
08/03/2006 15:00	-9.88	10/04/2006 05:00	-10.28
08/03/2006 18:00	-10.34	10/04/2006 13:00	-10.67
08/03/2006 21:00	-10.53	11/04/2006 13:00	-10.33
09/03/2006 00:00	-10.62	12/04/2006 13:00	-10.24
09/03/2006 03:00	-10.65	13/04/2006 13:00	-10.09
09/03/2006 06:00	-10.53	14/04/2006 13:00	-10.34
09/03/2006 21:00	-10.54	15/04/2006 10:00	-10.29
10/03/2006 00:00	-10.24	15/04/2006 13:00	-10.48
10/03/2006 03:00	-10.24	16/04/2006 13:00	-10.29
10/03/2006 06:00	-10.27	17/04/2006 13:00	-10.35
10/03/2006 09:00	-10.24	17/04/2006 21:00	-10.08
10/03/2006 15:00	-10.12	21/04/2006 09:00	-10.26
10/03/2006 18:00	-10.12	21/04/2006 10:00	-10.42
10/03/2006 21:00	-10.11	21/04/2006 13:00	-10.25
11/03/2006 00:00	-9.93	27/04/2006 10:00	-10.45
11/03/2006 03:00	-10	28/04/2006 12:00	-10.25
11/03/2006 06:00	-10.01	30/04/2006 12:00	-10.00
11/03/2006 09:00	-10.03	02/05/2006 12:00	-10.16
11/03/2006 12:00	-10.03	03/05/2006 12:00	-10.13
11/03/2006 15:00	-9.97	04/05/2006 10:00	-10.44
13/03/2006 10:00	-10.02	05/05/2006 13:00	-10.18
17/03/2006 10:00	-9.82	08/05/2006 12:00	-10.20
24/03/2006 09:00	-9.88	11/05/2006 12:00	-10.18
24/03/2006 13:00	-10.23	12/05/2006 10:00	-10.43
24/03/2006 17:00	-10.42	12/05/2006 13:00	-9.89
24/03/2006 21:00	-10.34	15/05/2006 12:00	-10.15
25/03/2006 05:00	-10.35	18/05/2006 12:00	-9.52
25/03/2006 09:00	-10.58	19/05/2006 10:00	-10.07
26/03/2006 09:00	-10.56	21/05/2006 12:00	-10.12
27/03/2006 10:00	-10.58	30/05/2006 12:00	-10.11
28/03/2006 05:00	-10.38	31/05/2006 12:00	-10.16
29/03/2006 10:00	-10.29	01/06/2006 10:00	-9.82
30/03/2006 10:00	-10.27	06/06/2006 10:00	-10.18
30/03/2006 18:00	-10.52	16/06/2006 12:00	-9.91
31/03/2006 06:00	-10.66	23/06/2006 12:00	-10.20
31/03/2006 09:00	-10.6	30/06/2006 12:00	-9.85
31/03/2006 10:00	-10.52		
31/03/2006 14:00	-10.58		
31/03/2006 18:00	-10.5		
01/04/2006 02:00	-10.33		
01/04/2006 10:00	-10.27		

Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)	Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)
5/1/06 12:00	-9.59	27/4/06 12:00	-9.85
13/1/06 12:00	-9.47	28/4/06 16:00	-9.36
20/1/06 12:00	-9.22	30/4/06 16:00	-9.42
27/1/06 12:00	-9.52	2/5/06 16:00	-9.61
3/2/06 12:00	-9.41	4/5/06 12:00	-9.37
10/2/06 12:00	-9.68	4/5/06 16:00	-9.72
17/2/06 12:00	-9.63	6/5/06 16:00	-9.76
27/2/06 12:00	-9.33	9/5/06 16:00	-9.49
6/3/06 12:00	-9.59	11/5/06 16:00	-9.56
8/3/06 14:00	-9.61	12/5/06 12:00	-9.74
10/3/06 12:00	-9.28	16/5/06 16:00	-9.36
11/3/06 12:00	-9.67	19/5/06 12:00	-9.77
11/3/06 21:00	-9.8	24/5/06 12:00	-9.88
13/3/06 12:00	-9.66	1/6/06 12:00	-9.56
17/3/06 12:00	-9.79	4/6/06 12:00	-8.64
24/3/06 11:30	-9.65	6/6/06 12:00	-9.78
24/3/06 12:00	-9.65	10/6/06 12:00	-8.31
26/3/06 14:00	-9.85	13/6/06 12:00	-8.74
27/3/06 14:00	-9.92	16/6/06 12:00	-9.78
28/3/06 14:00	-9.87	19/6/06 12:00	-9.28
29/3/06 14:00	-9.84	26/6/06 11:59	-9.57
30/3/06 14:00	-9.83		
31/3/06 12:00	-9.74		
31/3/06 13:00	-9.65		
1/4/06 14:00	-9.68		
2/4/06 14:00	-9.63		
3/4/06 14:00	-9.69		
4/4/06 14:00	-9.76		
5/4/06 14:00	-9.78		
6/4/06 14:00	-9.77		
7/4/06 12:00	-9.57		
7/4/06 16:00	-9.62		
8/4/06 16:00	-9.66		
9/4/06 16:00	-9.64		
10/4/06 16:00	-9.70		
12/4/06 0:00	-9.70		
12/4/06 0.00	-9.09		
13/4/06 0.00	-9.07		
14/4/06 0.00	-9.52		
14/4/06 16:00	-9 43		
15/4/06 12:00	-9 71		
16/4/06 16:00	-9 76		
18/4/06 16:00	-9.71		
20/4/06 16:00	-9.84		
21/4/06 11:00	-8.94		
21/4/06 12:00	-9.86		
21/4/06 16:00	-9.26		
22/4/06 16:00	-8.94		
24/4/06 16:00	-9.31		
26/4/06 16:00	-9.38		
20/4/06 16:00 21/4/06 11:00 21/4/06 12:00 21/4/06 16:00 22/4/06 16:00 26/4/06 16:00	-9.84 -8.94 -9.86 -9.26 -8.94 -9.31 -9.38		

 Tabelle 5: ¹⁸O Messungen an der Station Zängerlehof.

Stations Nr.	Höhe (müNN)	Schneehöhe (cm)	¹⁸ O (%o)	² H (%0)	Datum
Oberried	450	48.5	-17.31	-121.3	08/03/2006
Hohe Brücke	650	63	-16.2	-110.5	08/03/2006
Klima KZ	780	78	-13.93	-95.8	08/03/2006
Steinwasenpark	900	79	-15.56	-104.0	08/03/2006
Bushalte Hofsgrund	1030	110	-13.16	-89.1	08/03/2006
Notschrei	1120		-14.97	-102.2	08/03/2006
Pegel Zastler	550	10	-12.54	-88.44	24/03/2006
Halde	600	18	-12.16	-89.57	24/03/2006
Skilift Haldenköpfle	650	8	-11.80	-84.90	24/03/2006
Steinwasenpark	680	23	-12.91	-91.29	24/03/2006
Zängerlehof	700	22	-11.90	-80.31	24/03/2006
Klima SH	720	29	-12.18	-84.74	24/03/2006
Klima KZ	780	50	-11.58	-80.45	24/03/2006
Steinwasenpark	900	68	-13.69	-97.10	24/03/2006
Bushalte Hofsgrund	1030	103	-12.73	-89.16	24/03/2006
Notschrei	1120	63	-11.89	-83.58	24/03/2006
P Notschrei-Halde	1130	81	-11.80	-81.93	24/03/2006
Zängerlehof	700	7	-10.91	-72.99	26/03/2006
Klima KZ	780	37	-10.38	-69.63	26/03/2006
Steinwasenpark	900	63	-11.97	-81.33	26/03/2006
Bushalte Hofsgrund	1030	70	-12.81	-87.71	26/03/2006
Halde	1150			-76.60	26/03/2006
Klima SH	720	20	-9.58	-64.01	31/03/2006
Klima KZ	780	10	-9.94	-67.34	31/03/2006
Steinwasenpark	900	18	-10.83	-66.63	31/03/2006
Bushalte Hofsgrund	1030	18	-10.44	-58.38	31/03/2006
P Notschrei-Halde	1130	51	-11.69	-79.31	31/03/2006
Halde	1150	31	-9.23	-78.33	31/03/2006
Talbach bei Klima					
KZ	770	18	-9.81	-65.06	03/04/2006
Steinwasenpark	900	20	-9.56	-64.75	03/04/2006
Fahrweg Kohlwald	1050	34	-10.66	-71.64	03/04/2006
Notschrei Loipe	1120	25	-8.96	-59.07	03/04/2006
Notschrei	1120	61	-10.73	-72.17	03/04/2006
P Notschrei-Halde	1130	57	-10.11	-68.01	03/04/2006
Halde	1150	20	-8.1	-54.47	03/04/2006
Skilift Haldenköpfle	1150	44	-9.27	-61.61	03/04/2006
		_			
Zängerlehof	700	17	-12.95	-89.83	07/04/2006
Klima SH	720	12	-13.57	-96.36	07/04/2006
Klima KZ	780	8	-13.83	-98.07	07/04/2006
Steinwasenpark	900	9	-13.28	-93.77	07/04/2006
Bushalte Hofsgrund	1030	17	-13.28	-93.76	07/04/2006
P Notschrei-Halde	1130	51	-10.29	-70.21	07/04/2006
Halde	1150	15.5	-12.64	-87.39	07/04/2006
Klima KZ	780	4	-15.03	-111.80	15/04/2006

 Tabelle 6: ¹⁸O Stichtagsmessungen der Schneedecke.

Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)	Datum/Zeit	¹⁸ O (‰)
08/03/2006 13:40	-13.92	24/03/2006 21:56	-15.17
08/03/2006 14:38	-9.33	25/03/2006 03:01	-8.88
08/03/2006 15:16	-8.41	25/03/2006 07:20	-8.47
08/03/2006 16:03	-8.44	25/03/2006 19:49	-6.39
08/03/2006 16:32	-7.71	25/03/2006 21:39	-8.99
08/03/2006 18:22	-6.66	26/03/2006 04:24	-5.34
08/03/2006 19:28	-7.45	28/03/2006 13:19	-9.05
08/03/2006 20:25	-8.30	30/03/2006 07:47	-14.38
08/03/2006 21:47	-6.96	30/03/2006 09:46	-13.94
08/03/2006 22:34	-5.86	30/03/2006 10:20	-12.25
08/03/2006 23:26	-6.29	30/03/2006 12:48	-10.18
09/03/2006 00:30	-8.12	30/03/2006 14:22	-8.94
09/03/2006 02:54	-8.79	30/03/2006 22:35	-9.19
09/03/2006 03:12	-9.64	01/04/2006 15:16	-4.01
09/03/2006 06:16	-9.97	06/04/2006 09:54	-13.46
		11/04/2006 12:35	-11.06
		11/04/2006 14:59	-9.97

	10		
Tabelle 7:	¹⁸ O Niederschlagsmes	sungen am APEG [Katzensteig.