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

Julia Zábori

Veränderungen des Transpirationsregimes im Klimawandel: Sensitivitätsanalyse und Vergleich von SVAT-Schemata

> Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Christian Leibundgut Freiburg i. Br., Februar 2008

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

Julia Zábori

Veränderungen des Transpirationsregimes im Klimawandel: Sensitivitätsanalyse und Vergleich von SVAT-Schemata

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

> Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Ch. Leibundgut Freiburg i. Br., Februar 2008

Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. Leibundgut für die Vergabe des Themas. Herrn Dr. Külls möchte ich recht herzlich für seine sehr gute und motivierende Betreuung danken. Herrn Dr. Grote danke ich für die wertvollen Hinweise für die Entscheidung der Modellauswahl. Ein sehr großer Dank geht an Katja Moritz für ihre gute Vorarbeit und ihre ständige Hilfsbereitschaft zur Beantwortung jeglicher Fragen bezüglich SWAT. Paul Göttlich und Veit Stadelbacher danke ich für ihre Tips zur Behebung technischer Schwierigkeiten mit SWAT. Dörte Carstens bin ich besonders dankbar für ihre Gesellschaft beim vermeintlichen "Endspurt" und für ihre vielen Formatierungstips. Dominik Schlotter, Karolina Raczka und Nicola Bartholmé danke ich fürs Korrekturlesen. René Capell danke ich ebenfalls für sein umfangreiches Korrekturlesen und seine Unterstützung zur Lösung sämtlicher Fragestellungen. Allen Mitdiplomanden im Diplomandenraum danke ich sehr für ihre Hilfsbereitschaft und die Schaffung einer sehr angenehmen Atmosphäre mit viel Kaffee. Ganz herzlich danke ich meinen Eltern, die mir das Studium in dieser Art möglich machten.

Inhaltsverzeichnis

Inl	naltsv	verzeichnis	i
Ał	obildu	ungsverzeichnis	\mathbf{v}
Та	belle	nverzeichnis	viii
Su	mma	ary	xi
Zu	ısamı	menfassung	xiii
1	Einle 1.1 1.2 1.3 1.4	eitung Problemstellung	1 1 4 5
2	Tra 2.1 2.2	Aspiration: Grundlagen & Konzepte Einleitung und Allgemeines 2.1.1 Wasser-, Nährstoff- und Kohlenstoffflüsse 2.1.2 Interaktionen 2.1.2 Einfluss der CO ₂ -Konzentration 2.2.1 CO ₂ -Konzentration und Klima 2.2.2 CO ₂ -Konzentration und Stomataleitfähigkeit 2.2.3 CO ₂ -Konzentration und Photosynthese 2.2.4 Blattleitfähigkeit und LAI mit ihren Auswirkungen auf die	7 7 7 9 9 12 14
	2.3	2.2.4 Diattleffamgkeit und DAT ihrt ihren Auswirkungen auf die Hydrologie 2.2.4.1 Bodenwassergehalt und seine Auswirkungen 2.2.4.2 Abfluss 2.2.4.2 Abfluss Skalenproblematik der Evapotranspiration 2.3.1 Prozesse der Blatt- und lokalen Skala 2.3.2 Regionale Skala Battleffamilie Epzit	16 16 17 18 18 18 18
3	 2.4 Met 3.1 3.2 3.3 	hodenwahl SVAT-Modelle	 19 21 21 21 22

i

	Ber	echnung der Verdunstung mit SWAT
	4.1	rotentiene Evapotranspiration zur Berechnung der potentiellen Evapo-
		ration
		4.1.1 Der aerodynamische widerstand
		4.1.2 Der Bestandeswiderstand \dots
	4.0	4.1.3 Annahmen für die Referenzpflanze Luzerne
	4.2	Potentielle Evaporation
		4.2.1 Interzeptionsverdunstung
		4.2.2 Berucksichtigung der Vegetationsbedeckung
		4.2.3 Berucksichtigung des Vegetationswasserverbrauchs
		$4.2.4 \text{Sublimation} \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots \dots $
	4.3	Aktuelle Bodenevaporation
	4.4	Potentielle Transpiration
	4.5	Potentielle Wasseraufnahme durch die Vegetation
	4.6	Aktuelle Transpiration
	4.7	Fazit
j	Ber	echnung des Pflanzenwachstums mit SWAT
	5.1	Potentielles Pflanzenwachstum
		5.1.1 Bestimmung der Biomasseproduktion
		5.1.2 Bestimmung der Bestandesbedeckung und der Bestandeshöhe .
		5.1.3 Bestimmung der Wurzelentwicklung
	5.2	Aktuelles Pflanzenwachstum
	5.3	Wassermangel
	5.4	Fazit
à	Unt	ersuchungsgebiet
	61	Naturräumliche Lage Topographie und Messnetz
	6.2	Klima und Hydrologie
	6.3	Geologie und Böden
	6.4	Landnutzung
	65	Fazit
	0.0	1 4 210
,	Мо	dellaufbau
	7.1	Hydrological Response Units
	7.2	Landnutzung – Parametrisierung
		7.2.1 Grünland
		7.2.2 Nadelwald \ldots
		7.2.3 Laubwald \ldots
		7.2.4 Mischwald
	7.3	Management – Parametrisierung
		7.3.1 Parametrisierung der Managementdatei
		7.3.2 Mahd
	74	Höhenhönder

	$7.5 \\ 7.6$	Einga: Fazit	ngsdaten	$\begin{array}{c} 58 \\ 61 \end{array}$
8	Мос	dellanw	vendung	65
	8.1	Kalibı	rierung und Validierung	65
		8.1.1	Wahl des Kalibrier- und Validierzeitraumes	65
		8.1.2	Bewertung der Kalibrierung und Validierung	66
	8.2	Wasse	rbilanz	70
	8.3	Erstel	lung der Zeitreihen für die Untersuchungsperiode 2021-2050	70
	8.4	Unter	suchungsschwerpunkte	70
	8.5	Fazit		71
9	Erge	ebnisse		73
	9.1	Allger	neine Ergebnisse	73
		9.1.1	Interpretation allgemeiner Ergebnisse – Vergleich des	
			Ist-Zustands mit dem Klimaszenario ohne CO ₂ -Änderung	76
		9.1.2	Interpretation allgemeiner Ergebnisse –	
			Vergleich beider Klimaszenarien	79
	9.2	Ergeb	nisse unterschiedlicher Landnutzungen	81
		9.2.1	Unterschiede im Ist-Zustand – Landnutzung	81
		9.2.2	Interpretation verschiedener Landnutzungen – Ist-Zustand	85
		9.2.3	Unterschiede der Klimaszenarien zum Ist-Zustand –	
		0.0.1	Landnutzung	85
		9.2.4	Sensitivitätsanalyse verschiedener Landnutzungen –	0.4
		0.05	Vergleich Ist-Zustand und Klimaszenario ohne CO_2 -Anderung .	94
		9.2.5	Sensitivitatsanalyse verschiedener Landnutzungen –	06
	0.2	French	vergleich beider Klimaszenarien	90 07
	9.5	Ergeb	Inse unterschiede im Lat Zustand – Döden	97
		9.3.1	Unterschiede im Ist-Zustand – Boden	97
		9.3.2	Unterschiede der Klimeszonerien zum Ist Zustand Böden	100
		9.3.3 0.3.4	Sonsitivitätsanalyse verschiedener Bodentypen –	101
		9.0.4	Vergleich Ist-Zustand und Klimaszenario ohne CO ₂ -Änderung	109
		935	Sensitivitätsanalyse verschiedener Bodentypen –	105
		0.0.0	Vergleich beider Klimaszenarien	109
	9.4	Fazit		109
10	Disk	ussion		113
	10.1	Unsic	nerheit der Eingangsdaten	113
		10.1.1	Ist-Zustand	113
		10.1.2	Zukunftsszenarien	114
	10.2	Paran	neterunsicherheit	114
	10.3	Model	llunsicherheit	114
	10.4	Fazit		115
Α	Sym	ıbol- u	nd Abkürzungsverzeichnis	117

В	Appendix	123
Lite	eraturverzeichnis	149

Abbildungsverzeichnis

1.2.1	Szenarien der CO ₂ -Emissionen	2
1.2.2	Szenarien der CO ₂ -Konzentration mit dem Bern-CC-Modell berechnet	2
1.2.3	Szenarien der CO_2 -Konzentration mit dem ISAM-Modell berechnet	3
2.1.1	Physiologische Faktoren und Umweltfaktoren, die die Transpiration	
	beeinflussen	8
2.2.1	Direkte und indirekte Beeinflussung der Vegetation durch CO_2	10
2.2.2	Vereinfachte Energiebilanz eines Blattes	10
2.2.3	Klima-Vegetation-Feedbacks	13
2.2.4	Sensitivitäten der Stomataleitfähigkeit auf erhöhte CO_2 -Werte \ldots	14
4.0.1	Schematische Darstellung der Verdunstungsberechnung mit SWAT $% \mathcal{S}$.	26
6.1.1	Räumlich aufgelöste Gefälleverteilung im Untersuchungsgebiet $\ .\ .\ .$	42
6.1.2	Höhenverteilung im Untersuchungsgebiet	43
6.2.1	Niederschlagsregime im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet	44
6.2.2	Abflussregime am Pegel St. Wilhelmer Talbach	45
6.3.1	Geologie im Untersuchungsgebiet	46
6.3.2	Bodentypen im Untersuchungsgebiet	47
6.4.1	Landnutzung im Untersuchungsgebiet	48
7.5.1	Vergleich der an der Station "Katzensteig" gemessenen und durch SWAT	50
759	Simulierten Abflugg alg Dealtion des simulierten Niederschlagg	- 59 - 60
7.5.2 7.5.3	Simulierter Abfluss resultierend aus Verwendung der Niederschlagssta-	00
	tion "St.Wilhelm"	61
7.5.4	Simulierter Abfluss resultierend aus Verwendung der Niederschlagssta- tion Feldborg"	62
		02
8.1.1	Kalibrierzeitraum und dazwischenliegende, für die Kalibrierung nicht berücksichtigte Monate	65
8.1.2	Gemessene und simulierte Abflüsse für die Kalibrierperiode Sommer/	00
	Herbst 2003, 2004, 2005 und 2006	67
8.1.3	Gemessene und simulierte Abflüsse für die Validierungsperiode Som- mer/Herbst 1999, 2000, 2001 und 2002	68
9.1.1	Mittlere monatliche Abflüsse und Niederschlagssummen des Ist-Zustan-	79
	des und der Khimaszenarien	13

9.1.2	Gemessener Abfluss für den Zeitraum 1972-2000	74
9.1.3	Potentielles und aktuelles Evapotranspirationsregime –	
	Ist-Zustand und Klimaszenarien	75
9.1.4	Bodenwassergehaltsregime und aktuelles Evapotranspirationsregime –	
	Ist-Zustand und Klimaszenarien	76
9.2.1	Abflüsse im Ist-Zustand –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	81
9.2.2	Aktuelle Evapotranspiration im Ist-Zustand –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	82
9.2.3	Reevaporation im Ist-Zustand –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	83
9.2.4	Bodenwassergehalt im Ist-Zustand –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	83
9.2.5	Bodenwassergehaltsdifferenz im Ist-Zustand –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	84
9.2.6	Abflüsse des Ist-Zustands und der Klimaszenarien –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	86
9.2.7	Potentielle Evapotranspiration des Ist-Zustands und der Klimaszena-	
	rien – Laubwald, Nadelwald und Grünland	88
9.2.8	Aktuelle Evapotranspiration des Ist-Zustands und der Klimaszenarien	
	– Laubwald, Nadelwald und Grünland	89
9.2.9	Endbodenwassergehalte des Ist-Zustands und der Klimaszenarien –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	90
9.2.10	Bodenwassergehaltsdifferenzen des Ist-Zustands und der Klimaszena-	
	rien – Laubwald, Nadelwald und Grünland	92
9.2.11	Reevaporationen des Ist-Zustands und der Klimaszenarien –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	93
9.2.12	Wasserstress des Ist-Zustands und der Klimaszenarien –	
	Laubwald, Nadelwald und Grünland	95
9.3.1	Abflüsse im Ist-Zustand –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	97
9.3.2	Aktuelle Evapotranspiration im Ist-Zustand –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	98
9.3.3	Reevaporation im Ist-Zustand –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	99
9.3.4	Bodenwassergehalt im Ist-Zustand –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	99
9.3.5	Bodenwassergehaltsdifferenz im Ist-Zustand –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	100
9.3.6	Abflüsse des Ist-Zustands und der Klimaszenarien –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	102
9.3.7	Potentielle Evapotranspiration des Ist-Zustands und der Klimaszena-	
	rien – Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	103
9.3.8	Aktuelle Evapotranspiration des Ist-Zustands und der Klimaszenarien	
	– Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	104

9.3.9	Endbodenwassergehalte des Ist-Zustands und der Klimaszenarien –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	105
9.3.10	Bodenwassergehaltsdifferenzen des Ist-Zustands und der Klimaszena-	
	rien – Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	106
9.3.11	Reevaporationen des Ist-Zustands und der Klimaszenarien –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	107
9.3.12	Wasserstress des Ist-Zustands und der Klimaszenarien –	
	Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker	108

Tabellenverzeichnis

1.2.1	Referenz-Szenario B2	4
1.3.1	Anderung der Lufttemperatur – Zukunftsszenarien	4
1.3.2	KLIWA-Szenarien	5
3.2.1	Kriterien der Modellauswahl	22
6.1.1	Flächenanteile an Höhenstufen im St. Wilhelmer Talbach EZG	41
6.1.2	Gefälleverteilung im St. Wilhelmer Talbach EZG	42
6.1.3	Niederschlagsstationen im Untersuchungsgebiet	43
6.3.1	Erläuterung der Abkürzungen der Bodentypen	46
6.3.2	Flächengrößen und Anteile der verschiedenen Bodentypen	47
6.4.1	Flächengrößen und Anteile der verschiedenen Landnutzungsarten . $\ .$	48
7.1.1	HRUs im St. Wilhelmer Talbach EZG	52
7.1.2	Angenommene Bearbeitungen der einzelnen Landnutzungen.	52
7.2.1	Vergleich und Zuordnung der Landnutzungsarten.	53
7.2.2	Veränderte Vegetationsparameter und deren Bedeutung	54
7.2.3	Veränderte Parameterwerte für Grünland.	54
7.2.4	Veränderte Parameterwerte für Nadelwald.	55
7.2.5	Veränderte Parameterwerte für Laubwald.	55
7.3.1	Zuordnung der Vegetationsparameterwerte in der Managementdatei.	56
7.3.2	Vegetationsparameter in der Managementdatei und deren Bedeutung.	56
7.3.3	Angenommene Blattentfaltung und Reife	56
7.4.1	Eigenschaften der berücksichtigten Höhenbänder.	57
7.5.1	Datenlücken der Niederschlagsstation "Katzensteig"	58
8.1.1	Nash-Sutcliffe-Koeffizienten und Volumenabweichungen der Kalibrier-	
	und Validierperioden	69
B.1	Modellvergleich	124
B.2	Beispiele für weitere SVAT/Ökosystemmodelle	136
B.3	Berücksichtigte Vegetationsparameter in SWAT.	137
B.4	Zeitreihenlängen und Datenlücken der Eingangsgrößen	140
B.5	Kalibrierparameter	141
B.6	Abweichungen hydrologischer Größen beim Vergleich	
	Klimaszenario – Ist-Zustand	142
B.7	Abweichungen hydrologischer Größen beim Vergleich	
	beider Klimaszenarien	143

Sensitivitäten der Landnutzungen bei Vergleich	
Klimaszenario – Ist-Zustand	144
Sensitivitäten der Landnutzungen bei Vergleich	
beider Klimaszenarien	145
Sensitivitäten der Bodentypen bei Vergleich	
Klimaszenario – Ist-Zustand	146
Sensitivitäten der Bodentypen bei Vergleich	
beider Klimaszenarien	147
	Sensitivitäten der Landnutzungen bei Vergleich Klimaszenario – Ist-Zustand

Summary

The purpose of this thesis is to analyse the impact of climate change on the hydrology of a basin in Baden-Württemberg with a focus on changes in atmospheric CO_2 concentrations. For this, forecasts of the "Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" project (KLIWA) and Ïntergovernmental Panel on Climate Change" (IPCC) are used.

Sixteen SVAT-models were compared and evaluated in regard to how they represent the coherence of soil-vegetation-atmosphere, in regard to their availability, to data and parameter requirements and to their documentation and complexity.

At last the Soil & Water Assessment Tool (SWAT) was chosen to simulate the feedbacks between the vegetation and meteorologic conditions in the St. Wilhelmer Talbach basin. It was analysed how the feedbacks were integrated in the computations of evapotranspiration and plant growth with SWAT.

Landuse data of the area was modified and parameters of the SWAT plant database were substituted.

The calibration and validation of the model was day based and covered respectively four summers and autumns. The results of a status quo simulation were compared to scenarios with and without changes in the CO_2 concentration to investigate if there were impacts of CO_2 on the physiology of vegetation and the hydrologic conditions. Neither runoff nor potential and actual evapotranspiration nor the soil water content showed significant changes. In a next step the sensitivities of different landuses to climate change (coniferious forests, deciduous forests, grassland) and soils (developed on crystalline rocks and developed on run-of-hill scree) were determined. In regard to runoff, -coniferous forests reacted less sensitive than deciduous forests and grassland. Regarding actual evapotranspiration grassland reacted the least sensitive (not in all months).

Differences of sensitivities were recognized between the soils regarding runoff in two months. The soils developed on crystalline rocks showed a higher sensitivity. Regarding evapotranspiration, the sensitivities changed or did not exist.

The uncertainty of the simulated meteorological data (climate change scenarios) is too large for a reliable prediction regarding changes of the hydrological regimes. Nevertheless is the conclusion valid, that there is no effect of CO_2 concentration changes on the hydrology in this basin.

Keywords: SWAT; climate change; CO_2 ; evapotranspiration; sensitivity analyses; St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden die Auswirkungen der Klimaänderung und der CO_2 -Konzentrationserhöhung in der Atmoshpäre auf ein mesoskaliges Einzugsgebiet in Baden-Württemberg untersucht. Die klimatischen Randbedingungen wurden dem Projekt "Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" (KLIWA) sowie dem Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) entnommen.

In einem Vergleich von sechzehn SVAT-Modellen wurde anhand eines Bewertungsschemas, welches das Ausmaß an Zusammenhängen zwischen Boden-Vegetation-Atmosphäre, Modell- und Source-Code-Verfügbarkeit, Prozessabbildung, Daten- und Parameterbedarf, Komplexizität und Dokumentation der Modelle berücksichtigte, eine Modellauswahl getroffen.

Die Modellierung der lokalen Auswirkungen der Klimaänderung wurde mit dem hydrologischen Modell Soil & Water Assessment Tool (SWAT) umgesetzt. Als Untersuchungsgebiet diente das St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet. Ein Schwerpunkt lag auf der Modellierung der Vegetationsbedeckung und deren Rückkopplung mit den veränderten atmosphärischen Bedingungen. Vorbereitend wurde eine umfassende Literaturrecherche zum Stand der Forschung der Prozesse durchgeführt, die die Rückkopplungen zwischen klimatischen Randbedingungen und pflanzenphysiologischer Reaktion beschreiben.

In einem weiteren Schritt wurde untersucht, inwieweit diese Prozesse in die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration/aktuellen Evapotranspiration und bei der Berechnung des Pflanzenwachstums durch SWAT miteingehen.

Eine Zusammenfassung der für das Gebiet ausgewiesenen Landnutzung wurde vorgenommen und Werte der modellinternen Datenbank wurden teilweise durch recherchierte Werte ersetzt.

Eine Kalibrierung und Validierung des Modells auf Tagesbasis wurde für die Sommerund Herbstmonate von jeweils vier Jahren vorgenommen. Die Modellierung des Ist-Zustands (1971-2000) wurde mit den modellierten Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Konzentrationsänderung auf Monatsbasis verglichen, um festzustellen ob ein Einfluss der CO₂-Konzentration der Atmosphäre auf die Vegetation und die hydrologischen Größen besteht. Untersucht wurden die hydrologischen Größen Abfluss, potentielle und aktuelle Evapotranspiration sowie der Bodenwassergehalt. Es wurden keine signifikanten Unterschiede festgestellt.

Sensitivitätsanalysen für die Landnutzungen Laubwald, Nadelwald und Grünland und für die Bodentypen Braunerde (entstanden auf Fließerden, Geschiebelehm und Schuttdecken) und Braunerde-Regosol-Ranker (entstanden auf Hangschutt und Kristallingestein) wurden durchgeführt. In Bezug auf den Abfluss reagierte die Landnutzung Nadelwald am wenigsten sensitiv. In Bezug auf die aktuelle Evapotranspiration war dies Grünland (nicht auf alle Monate bezogen). Sensitivitätsunterschiede traten bei den Bodentypen in Bezug auf den Abfluss in zwei Monaten auf, hier reagierte Braunerde-Regosol-Ranker sensitiver. Hinsichtlich der aktuellen Evapotranspiration wechselten sich die Sensitivitäten ab, oder waren nicht vorhanden.

Die Unsicherheitsanalyse ergab, dass die Modellunsicherheit in Bezug auf die simulierten Eingangsdaten so groß ist, dass keine Aussagen über die Änderung der hydrologischen Größen als Folge des Klimawandels gemacht werden können. Nicht betroffen davon ist jedoch die Aussage, dass die Änderung der CO₂-Konzentration scheinbar keinen Einfluss auf die Hydrologie des Gebietes hat.

Schlüsselwörter: SWAT; Klimawandel; CO₂; Evapotranspiration; Sensitivitätsanalyse; St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Der Stoff- und Energieaustausch zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre hat für den Wasserkreislauf entscheidende Bedeutung. Er bestimmt maßgeblich die Ausschöpfung und Erneuerung der Wasserressourcen der Landflächen (DYCK & PESCHKE, 1995, S.53). Das hydrologische Teilsystem Boden – Pflanze entscheidet mit dem in ihm stattfindenden Prozessen darüber, in welcher Form das Niederschlagswasser weiter am Kreislauf teilnimmt (DYCK & PESCHKE, 1995, S.52). Hinsichtlich der Vegetation ist die Transpiration die Verbindung zwischen dem Wasser in der Atmosphäre und dem Bodenwasser.

Es stellt sich die Frage, welche internen Prozesse der Vegetation die Transpiration steuern, wie sie beeinflusst werden und in welche Richtung sie wirken. Dies gilt insbesondere für die Frage, welche Veränderungen als Folge des Klimawandels zu erwarten sind. Hier interessieren besonders ihre Auswirkungen auf die lokale und regionale Skala, denn hier können und müssen politische und technische Maßnahmen ergriffen werden, um kritische Entwicklungen und negative Folgen auf Umwelt und Gesellschaft zu vermeiden (LAHMER ET AL., 2001).

In dieser Arbeit werden die Effekte der von dem Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2001) vorhergesagten CO₂-Konzentrationsänderung und die von dem Projekt "Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft" prognostizierten Änderungen des Klimas in Baden-Württemberg (KLIWA, 2006) bis zum Jahr 2050 auf das Evapotranspirationsregime in einem Schwarzwald-Einzugsgebiet untersucht.

1.2. Änderung des CO₂-Gehalts der Atmosphäre – Zukunftsszenarien

Als Resultat einer Studie über die Entwicklung der CO_2 -Emissionen in Abhängigkeit von ökonomischen, demographischen und technischen Veränderungen, erschien der "Special Report on Emissions Scenarios" (SRES) (NAKICENOVIC ET AL., 2000). Die Abbildung 1.2.1 zeigt sechs Szenarien der möglichen CO_2 -Emissionen auf. Es zeigt sich, dass in Abhängigkeit von den Annahmen im Jahr 2050 mit CO_2 -Emissionen von ca. 10 GtC bis 25 GtC gerechnet wird. Der zeitliche Verlauf der Emissionen vom Jahr 2000 bis zum Jahr 2050 variiert ebenfalls entsprechend verschiedener Annahmen.

Die Emissionszenarien dienten als Input in die gekoppelten Modelle "Bern-CC" und "ISAM". Beide Modelle bestehen aus einem Kohlenstoff-Ozean-Modell, einem Klimamodell, einem terrestrischen Kohlenstoffmodell und einem Modul, welches Veränderungen der Lufttemperatur durch andere Stoffe berücksichtigt.



Abbildung 1.2.1.: Szenarien der CO₂-Emissionen, $1PgC \triangleq 1GtC$ (aus IPCC (2001, S.222)).

Im Gegensatz zum Bern-CC-Modell sind im ISAM-Modell global aggregierte Modelle integriert. (IPCC, 2001, S.221)

In Abbildung 1.2.2 sind die Simulationsergebnisse bezüglich der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre, die mit dem Bern-CC-Modell berechnet wurden dargestellt.



Abbildung 1.2.2.: Szenarien der CO₂-Konzentration der Atmosphäre mit dem Bern-CC-Modell berechnet. Jede Farbe umfasst die Schwankungsbreite eines Szenarios, gestrichelte Linien stellen die unteren Grenzen dar und schwarze Linien stehen für Referenzfälle (aus IPCC (2001, S.222)).

Die aus den einzelnen Emissions-Szenarien resultierenden CO₂-Konzentrations-Szenarien der Atmosphäre sind durch unterschiedliche Farben gekennzeichnet. Untere Grenzen sind in der Graphik durch gestrichelte Linien markiert. Die schwarzen durchgängigen Linien stellen Referenzfälle dar, in denen Sensitivitäten der Atmosphäre und des Ozeans auf eine CO₂-Erhöhungen festgelegt wurden.

Aufgrund der zunehmenden Unsicherheiten der Rückkopplungsprozesse mit zunehmender Zeit, vergrößert sich die Unsicherheit mit der Simulationszeit kontinuierlich. Im Jahr 2050 beträgt die minimale simulierte CO₂-Konzentration der Atmosphäre ca. 425 ppm während die maximale bei ca. 650 ppm liegt.

In Abbildung 1.2.3 zeigen sich die mit dem Modell ISAM simulierten Veränderungen der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre.



Abbildung 1.2.3.: Szenarien der CO₂-Konzentration der Atmosphäre mit dem ISAM-Modell berechnet. Jede Farbe umfasst die Schwankungsbreite eines Szenarios, gestrichelte Linien stellen die unteren Grenzen dar und schwarze Linien Referenzfälle (aus IPCC (2001, S.222)).

Im Vergleich mit den Ergebnissen des Bern-CC-Modells zeigt sich ein niedrigerer maximaler Wert der simulierten CO_2 -Konzentrationen im Jahr 2050, berechnet mit dem ISAM-Modell von ca. 600 ppm. Der minimale simulierte Wert der CO_2 -Konzentration stimmt in etwa mit dem Ergebnis des Bern-CC-Modells überein.

Es zeigt sich, dass die verschiedenen Modelle unterschiedlich große Bereiche von CO_2 -Konzentrationen pro Emissions-Szenario im Jahr 2050 abdecken. Die Reaktionen auf unterschiedliche Emissions-Szenarien gleichen sich jedoch.

Da in dieser Arbeit die Ergebnisse der KLIWA-Studie verwendet werden, und diese unter Verwendung des B2-Szenarios entstanden (KLIWA, 2006, S.14), wird in folgender Arbeit mit CO_2 -Werten des ISAM B2-Szenarios gerechnet. Ausgewählt wurde hier das Referenzszenario, welches von einer mittleren Entwicklung der CO_2 -Werte ausgeht. Die daraus prognostizierten zeitlichen Entwicklungen der CO_2 -Konzentrationen sind Tabelle 1.2.1 zu entnehmen.

	5.007)).				
	\mathbf{CO}_2 -		\mathbf{CO}_2 -		\mathbf{CO}_2 -
Jahr	Konzentration	Jahr	Konzentration	Jahr	Konzentration
	(ppm)		(ppm)		(ppm)
1970	325	2020	408	2070	531
1980	337	2030	429	2080	559
1990	353	2040	453	2090	589
2000	369	2050	478	2100	621
2010	388	2060	504		

 Tabelle 1.2.1.: Referenz-Szenario B2 mit dem ISAM-Modell berechnet (aus IPCC (2001, S 807))

1.3. Änderung anderer meteorologischer Größen – Zukunftsszenarien

Im Rahmen des KLIWA-Projektes wurden regionale Klimaszenarien für Süddeutschland ermittelt. Als Grundlage dienten die Berechnungsergebnisse des gekoppelten globalen Klimamodells ECHAM4/OPYC3, mit einer horizontalen Auflösung von 250 x 250 km² (KLIWA, 2006, S.13). Verwendet wurde das sozioökonomische Emissionsszenario B2 des Intergovernmental Panel on Climat Change (IPCC) (s.o.).

Die Ergebnisse des gekoppelten globalen Modells gingen in drei verschiedene Modelle ein, um auf regionaler Ebene Szenarien zu entwickeln und eine Bandbreite an möglichen klimatischen Entwicklungen abbilden zu können. Gewählt wurde der Untersuchungszeitraum von 2021 bis zum Jahr 2050. Die gewählten Modelle zum Downscaling waren das statistische PIK-Modell, das statistisch-dynamische MR-Modell und das dynamische MPI-Modell. (KLIWA, 2006, S.13-19)

Zur Bewertung der Güte der Modelle wurden Simulationen des Ist-Zustands durchgeführt und mit Messwerten der Periode 1971-2000 verglichen (KLIWA, 2006, S.5). Tabelle 1.3.1 zeigt die von den Modellen berechneten Veränderungen der Lufttemperatur auf. Hier soll, anhand der Lufttemperatur, ein Eindruck über die Variabilität der Ergebnisse resultierend aus Berechnungen mit verschiedenen Modellen gegeben werden.

Tabelle 1.3.1.: Änderung der Lufttemperatur – Zukunftsszenarien (aus KLIWA (2006, S.42).

	PIK-Modell	MR-Modell	MPI-Modell
Jahr (°C)	$^{+1,1}$	+1,7	+ 1,8
Mai-Oktober (°C)	$^{+1,2}$	$^{+1,4}$	$^{+1,7}$
November-April (°C)	+ 1,0	$^{+2,1}$	+ 2,0

Während bei dem PIK-Modell kein Vergleich mit gemessenen Werten durchgeführt werden konnte, und die Ergebnisse des MPI-Modells in Bezug auf den modellierten Ist-Zustand von den Messwerten stärker abwichen als die Ergebnisse der Ist-Simulation mit den gemessenen Werten des MR-Modells, erscheinen letztere Szenarien als am vertretbarsten (KLIWA, 2006, S.5). Einen Überblick über die Veränderung der meteorologischen Größen von dem simulierten Zukunftsszenario (2021-2050) zu dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000), berechnet mit dem MR-Modell, gibt Tabelle 1.3.2. Diese Werte beziehen sich auf die KLIWA-Region "Rhein", in welche das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit fällt.

Tabelle 1.3.2.:	KLIWA-Szenarien – Änderung meteorologischer Parameter zwischen der Simulati-
	on des lst-Zustandes 1971-2000 und dem Szenario 2021-2050, berechnet mit dem
	MR-Modell (aus KLIWA (2006, S.32+33).

	Mai-Oktober	November-April
Höchsttemperatur (°C)	+1,5	+0,2
Tiefsttemperatur (°C)	+0,8	+ 4,0
mittlere Lufttemperatur (°C)	+ 1,4	+ 2,1
Niederschläge (%)	-4,7	+27,2
Relative Luftfeuchte $(\%)$	- 1,7	- 1,0
Windgeschwindigkeit (m/s)	0,0	+0,4

1.4. Fazit

Der Stoff- und Energieaustausch zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre bestimmt die Erneuerung der Wasserressourcen der Landflächen. Die Vegetation übernimmt hier eine Verteilungfunktion. Gerade in Hinblick auf Klimaveränderungen ist es wichtig zu verstehen, wie diese Verteilung gesteuert wird und in welche Richtung sie wirkt. Eine Voraussetzung für diese Untersuchung ist es einschätzen zu können, wie sich das Klima ändert.

Prognosen der zu erwartenden CO₂-Konzentration der Atmosphäre wurden auf der Basis von verschiedenen CO₂-Emissionsszenarien erstellt. Je nach Emissionsszenario ergaben sich unterschiedliche prognostizierte CO₂-Konzentrationsbereiche. Der Umfang der Bereiche nahm mit der Zeit aufgrund der zunehmenden Unsicherheit von Rückkopplungsprozessen zu. Unterschiedliche (aber weniger abweichende) CO₂-Konzentrationsszenarien ergaben sich unter der Verwendung desselben Emissionsszenarios aber mit verschiedenen Modellen. Das Emissionsszenario B2 diente als Eingangsgröße in die Untersuchung KLIWA. Innerhalb dieser Untersuchung wurden mit drei verschiedenen Modellen Klimaszenarien für die Periode 2021-2050 u.a. für die Region Oberrhein in Bezug auf die Periode 1971-2000 ermittelt. Zeitliche Unterscheidungen wurden für das Sommer- und Winterhalbjahr vorgenommen. Die Ergebnisse der drei Modelle unterschieden sich, da jedoch bei dem MR-Modell der simulierte Ist-Zustand mit dem gemessenen Ist-Zustand am ehesten zu vergleichen ist, gelten seine Ergebnisse als am wahrscheinlichsten.

2. Transpiration: Grundlagen & Konzepte

2.1. Einleitung und Allgemeines

Die Faktoren, welche die Transpiration direkt und indirekt beeinflussen, lassen sich in pflanzenphysiologische Faktoren und Umweltfaktoren unterteilen. Diese Faktoren beeinflussen sich zum einen untereinander und zum anderen gegenseitig. Die Übersichtsgraphik 2.1.1 auf Seite 8 zeigt den Zusammenhang dieser Faktoren unter Berücksichtigung von Wasser-, Nährstoff- und Kohlenstoffflüssen vereinfacht auf.

2.1.1. Wasser-, Nährstoff- und Kohlenstoffflüsse

Niederschlagswasser gelangt entweder in den Boden und wird dort im Bodenwasserpool gespeichert oder bleibt auf der Erdoberfläche zurück, von der es evaporiert wird. Das Bodenwasser kann von den Wurzeln aufgenommen werden und gelangt in Abhängigkeit von der Stomataleitfähigkeit und der Kronenblattfläche, nachdem es durch das Xylem transportiert wurde, als Transpirationswasser zurück in die Atmosphäre.

Die Nährstoffe werden ebenfalls durch die Wurzeln mit dem Bodenwasser aufgenommen, in die verschiedenen Pflanzenkompartimente transportiert und beeinflussen das Wurzel-, Stamm- und Kronenwachstum. Beim Absterben und bei der Zersetzung der Pflanzenkompartimente werden die Nährstoffe wieder frei.

In einem engen Zusammenhang mit der Nährstoffverfügbarkeit steht der Kohlenstofffluss. Kohlenstoffdioxid wird von der Pflanze aufgenommen und während der ablaufenden Photosynthese in organische Verbindungen, wie z.B. in die Nicht-Strukturkohlehydrate Stärke und Zucker, umgewandelt. Diese Assimilationsprodukte werden zu den einzelnen Pflanzenkompartimenten transportiert und tragen dort als Energielieferant zum Wachstum der Kompartimente bei.

2.1.2. Interaktionen

Die Interaktionen der Faktoren werden hier nur kurz besprochen und in Unterkapitel 2.2 auf Seite 9 näher erläutert. CO_2 in der Atmosphäre beeinflusst durch die Absorption von langwelliger Strahlung das Klima, bzw. Temperatur und Niederschlagsverteilung, -menge und -intensität. Die Evaporation und die Transpiration beeinflussen die Niederschläge, die Temperatur und die Luftfeuchtigkeit. Diese Faktoren beeinflussen jedoch ebenfalls durch Rückkopplung die Evaporation und die Transpiration.

Der Bodenwassergehalt beeinflusst das Wasserpotential und damit den Turgor in den Wurzelzellen.



Abbildung 2.1.1.: Physiologische Faktoren und Umweltfaktoren, die die Transpiration beeinflussen, mit dem Blattwasserpotential ψ_{Blatt} , dem Wurzelwasserpotential ψ_{Wurzel} , der Abscisinsäure [ABA], der CO₂-Konzentration im Blattinneren C_i, der Photosynthese PS und den Kohlenhydraten [CHO]. Durchgehende Linien zeigen die Wasser-, Nährstoff- und Kohlenstofflüsse an, während die gestrichelten Linien Interaktionen zwischen den Parametern aufzeigen (verändert nach SAXE ET AL. (1998)). Fällt dieser unter einen Schwellenwert ab, wird Abscisinsäure (ABA) synthetisiert und durch das Xylem transportiert. An den Stomata induziert die ABA eine Verringerung der Spaltenbreite und damit eine Abnahme der Stomataleitfähigkeit g_s (SITTE ET AL., 2002, S.430).

Das durch das Xylem transportierte Wasser und die Transpiration beeinflussen das Wasserpotential und dadurch den Turgor der Blattzellen. Auch hier wird bei Absinken des Turgors unter einen bestimmten Schwellenwert ABA synthetisiert. Dieses wird durch das Phloem bis in die Wurzeln transportiert und erhöht dort die hydraulische Leitfähigkeit. Neben der Synthese von ABA aufgrund eines geringen Turgors in den Blattzellen, kommt es zu einer Verringerung der Stomataleitfähigkeit durch eine hydropassive Rückkopplung (Einströmen von Wasser in die Nachbarzellen und damit ein höherer Druck auf die Schließzellen) (SITTE ET AL., 2002, S.297,920+921). Dieses beeinflusst die Stomataleitfähigkeit und die Kronenblattfläche. Die Biomasseallokation bei Pflanzen, die unter länger anhaltendem Wassermangel stehen, verschiebt sich auf Kosten der Bildung von Blattmasse auf die Bildung von Wurzelmasse (SITTE ET AL., 2002, S.921). Somit beeinflusst das Blattwasserpotential ebenfalls das Kronenwachstum. Durch das Kronenwachstum verändert sich die Kronenblattfläche, während die CO₂-Konzentration im Blattinneren die Stomataleitfähigkeit und die Kronenblattfläche (über die Photosynthese) beeinflusst. Die Stomataleitfähigkeit nimmt durch die Spaltenöffnung Einfluss auf die CO₂-Konzentration im Blattinneren. Die Wasseraufnahme und der Wassertransport durch die Pflanze werden neben dem Wurzel- und Stammwachstum durch Ausbildung der Baumkrone beeinflusst. Das Wachstum der Pflanzenkompartimente wiederum ist abhängig von der Wasseraufnahme.

2.2. Einfluss der CO₂-Konzentration

Grundsätzlich kann gesagt werden, dass sich die CO₂-Konzentration in der Atmosphäre bzw. im Blattinneren auf die Vegetation in zwei Teilbereiche, eine direkte und eine indirekte Auswirkung, unterteilen lässt. Die indirekte Auswirkung bezeichnet die Änderung des Klimas am Standort, die direkte Auswirkung Änderungen der Photosyntheseleistung und der Stomataleitfähigkeit. In der Graphik 2.2.1 deutet der dicke gestrichelte Pfeil die indirekte Beeinflussung und die dicken ungestrichelten Pfeile die direkte Beeinflussung an. Die Richtung der Folgeeffekte wird mit den dünneren Pfeilen angezeigt. Im Folgenden werden diese zwei Bereiche, die wiederum Einfluss auf die Transpiration nehmen, näher betrachtet.

2.2.1. CO₂-Konzentration und Klima

NOTARO ET AL. (2007) unterteilen die Auswirkungen einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre auf das Klima (bzw. auf die Oberflächentemperatur) in eine die Strahlung und eine die physiologische Wirkung der Pflanzen betreffenden Komponente.

 CO_2 als klimarelevantes Spurengas führt, wie bereits in Abschnitt 2.1.2 erwähnt, durch die Absorption von langwelliger Strahlung zu einer Temperaturerhöhung. Ebenso kann es durch physiologische Prozesse zu einer Temperaturerhöhung kommen.



Abbildung 2.2.1.: Direkte (ungestrichelte dicke Pfeile) und indirekte (dicker gestrichelter Pfeil) Beeinflussung der Vegetation durch die CO_2 -Konzentration und Richtungen ihrer Auswirkungen (dünne Pfeile) mit der Stomataleitfähigkeit g_s und der Bestandesleitfähigkeit G_c (verändert nach LANKREIJER (1998)).

Diese lassen sich anhand der vereinfachten Energiebilanz eines Blattes erklären (siehe Abbildung 2.2.2). Es wird angenommen, dass keine Wärmespeicherung im Blatt stattfindet. Die auf das Blatt auftreffende Globalstrahlung (G) wird teilweise wieder zurückreflektiert (R). Ein weiterer Teil der auftreffenden Strahlung wird durch langwellige Strahlung (IR) ebenfalls abgegeben. Im Blatt wird die Globalstrahlung durch photochemische Prozesse (PH) umgewandelt. Die restliche Energie teilt sich zwischen dem turbulenten Strom latenter Wärme (V^{*}) und dem turbulenten Strom fühlbarer Wärme (L) auf. Der turbulente Strom latenter Wärme (V^{*}) setzt sich aus der Diffusionsleitfähigkeit für Wasserdampf (g) (dies entspricht im Wesentlichen der Stomataleitfähigkeit), dem Gradient des molaren Mischungsverhältnisses von Wasserdampf und Luft zwischen dem Blattinneren und der Umgebungsluft (Δw) und der Verdampfungswärme von Wasser (r) zusammen. Der turbulente Strom fühlbarer Wärme (L) hingegen wird bestimmt durch die Wärmeleitfähigkeit der Blattgrenzschicht zur Luft (h, eine Funktion der Blattbreite und der Windgeschwindigkeit), der Temperaturdiffe-



Abbildung 2.2.2.: Vereinfachte Energiebilanz eines Blattes, mit dem turbulenten Strom fühlbarer Wärme L, dem turbulenten Strom latenter Wärme V*, der Globalstrahlung G, der Reflektion R, der langwelligen Ausstrahlung IR und den photochemischen Prozessen PH (verändert nach SITTE ET AL. (2002, S.908)).

renz zwischen Blatt- und Lufttemperatur (ΔT) und der Wärmekapazität (w) der Luft (SITTE ET AL., 2002, S.908):

$$V^* = g\Delta wr \tag{2.2.1}$$

$$L = w\Delta T q \tag{2.2.2}$$

Nimmt nun die Stomataleitfähigkeit ab, so reduziert sich der turbulente Strom latenter Wärme und es kommt aufgrund einer geringeren Energieumsetzung durch die Transpiration zu einer Erhöhung der Blatttemperatur. Der Temperaturgradient zwischen Blatt- und Lufttemperatur verstärkt sich, der turbulente Strom fühlbarer Wärme erhöht sich und erhöht ebenfalls die Lufttemperatur.

NOTARO ET AL. (2007) verglichen die jeweils zu erwartenden Temperaturerhöhungen resultierend aus den physiologischen Prozessen (CO₂-Wirkung auf Stomatraleitfähigkeit) und aus den Veränderungen der Strahlungsbilanz (CO₂-Wirkung auf den Strahlungshaushalt). Sie verwendeten FOAM-LPJ, ein Modell, welches die Möglichkeit besitzt eine globale Land-Ozean-Atmosphären-Kopplung mit sich verändernder Vegetation zu berücksichtigen, bzw. zu modellieren. Die Modellierungsläufe wurden für 144 Jahre durchgeführt, in denen die CO₂-Konzentration der Atmosphäre von 335 ppm im Jahr 1975 pro Jahr um 1 % erhöht wurde, bis sie die vierfache Konzentration erreichte. Unter Berücksichtigung der physiologischen und der Strahlung betreffenden Komponente wurde eine Zunahme der globalen Oberflächentemperatur von $2.7\,^{\circ}\text{C}$ $(2.3\,^{\circ}\text{C}$ durch die Strahlungskomponente, 0,4 °C durch die physiologische Komponente (nicht signifi-(1) (kant)) simuliert. Für die Nordhalbkugel ergab sich eine Temperaturzunahme von $3.4\,{}^{\circ}\mathrm{C}$ und für die Südhalbkugel eine Zunahme von 1.9 °C. Die Zunahme der Oberflächentemperatur durch Veränderung der Strahlung betrug 3,0 °C bzw. 1,7 °C, die Veränderung durch die physiologischen Prozesse hingegen betrug auf der Nordhalbkugel 0,5 °C und auf der Südhalbkugel 0,2 °C. Letzterer Wert lag über dem Signifikanzniveau von 0,05. Auf der globalen Skala scheint die Erhöhung der Oberflächentemperatur durch Veränderung der physiologischen Eigenschaften durch eine CO₂-Erhöhung eine untergeordnete Rolle zu spielen. Ausschlaggebend ist vielmehr eine Änderung der Strahlung durch eine Zunahme der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre. Für die Transpiration bedeutet dies, dass sie, wenn lediglich der Faktor "Klima" betrachtet wird, auf globaler Skala eher durch die Auswirkung der CO₂-Konzentration auf die Strahlung als durch die Auswirkung der CO₂-Konzentration auf physiologische Prozesse beeinflusst wird.

Neben der Auswirkung der Temperaturzunahme auf das Wasserpotentialgefälle (Boden-Pflanze-Atmosphäre) und damit auf das Transpirationsregime, kommt es zu einem Einfluss der Temperatur auf das Transpirationsregime durch Änderung der phänologischen Phasen der Vegetation. Die Zeit der Blattentfaltung bei Laubbäumen verändert sich, ebenso wie die Zeit des Austriebs neuer Nadeln. Nach KRAMER (1994) (in LANKREI-JER (1998, S.32)) verschiebt sich der Zeitpunkt der Laubblattentwicklung pro Grad Celsius um 3-5 Tage nach vorne, während der Nadelaustrieb weniger sensitiv reagiert und 1-2 Tage pro Grad Celsius früher stattfindet.

Abhängig ist die Verschiebung der phänologischen Phasen neben dem zur Untersuchung benutzten Modell von der Baumart und der Anpassungsfähigkeit der Bäume an das Lokalklima.

MURRAY ET AL. (1994) (in SAXE ET AL. (1998)) stellten experimentiell eine Verzö-

gerung des Blattaustriebs bei erhöhten CO_2 -Konzentrationen in der Atmosphäre fest. Dieser Effekt wird jedoch von der Auswirkung der Temperaturerhöhung auf den Blattaustrieb überlagert. EPRON ET AL. (1996) hingegen stellt keine Effekte einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration auf den Blattaustrieb bei im Feld gewachsenen Buchen-Jungpflanzen fest (in SAXE ET AL. (1998)).

Neben den Auswirkungen der Temperatur auf phänologische Prozesse, welche das Transpirationsregime beeinflussen, sind auch durch die Temperatur direkte oder indirekte Schädigungen der Vegetation, zu berücksichtigen. Die Wahrscheinlichkeit einer Frostschädigung der Blätter ändert sich nach LANKREIJER (1998, S.32) mit Änderungen der Phänologiephasen. Bei Simulationen mit 11 Baumarten in den Niederlanden und in Deutschland wurde eine Abnahme der Frostschädigung beobachtet. In Simulationen mit Bäumen in Finnland hingegen stieg die Wahrscheinlichkeit von Frostschäden an den Blättern an. Bei Langzeitsimulationen sollte ebenfalls die Änderung des Auftretens von Pathogenen und Pflanzenschädlingen mit Veränderung der Temperatur berücksichtigt werden.

Durch eine Änderung der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre und ihre Auswirkung auf das Klima kommt es ebenfalls zu einer Änderung der Artenzusammensetzungen der Vegetation, bzw. zu einer Veränderung der Vegetationsstruktur (Wald-Buschland-Grasland). Global gesehen wird nach Simulationen mit dem Modell FOAM-LPJ die Vegetationsbedeckung zunehmen. Wird die Strahlungskomponente und die physiologische Komponente berücksichtigt, so wird eine Zunahme der Vegetationsbedeckung von 4,9% erwartet. Diese Zunahme wird zum größten Teil einer Steigerung der Photosynthese zugeschrieben. (NOTARO ET AL., 2007)

Eine Änderung der Vegetationsbedeckung wirkt sich durch eine Änderung der Albedo wieder auf das Klima aus. Nach BETTS ET AL. (1997) können die Änderungen in der Struktur der Vegetation (durch Änderung des LAI und der Vegetationsbedeckung) auf globaler Ebene teilweise das physiologische Feedback der Vegetation auf das Klima in einer langen Zeitskala kompensieren. Die Zusammenhänge und Feedbacks zwischen dem Klima und der Vegetation bezüglich einer Veränderung der Temperatur sind in der Graphik 2.2.3 vereinfacht dargestellt.

2.2.2. CO₂-Konzentration und Stomataleitfähigkeit

In zahlreichen Studien wurden die Auswirkungen einer Erhöhung der CO₂-Konzentration auf verschiedene Pflanzenarten und in verschiedenen Skalen bezüglich der Stomataleitfähigkeit untersucht (z.B. BARRON-GAFFORD ET AL. (2007), KÖRNER (2006), MEDLYN ET AL. (2001), NORBY ET AL. (1999), LANKREIJER (1998), SAXE ET AL. (1998), WILL & TESKEY (1997), FIELD ET AL. (1995), IDSO ET AL. (1993a)). Ein Vergleich der Ergebnisse ist sehr schwer, da die Experimente unter verschiedenen Versuchsanordnungen und mit Pflanzen verschiedenen Entwicklungsstandes sowie unter verschiedenen Umweltbedingungen durchgeführt wurden. Grundsätzlich wurde jedoch eine Verringerung der Stomataleitfähigkeit bei einer Zunahme der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre beobachtet. Ergebnisse verschiedener Studien, welche zwischen Pflanzenspezien unterscheiden zeigen sich in Abbildung 2.2.4. Eine Abnahme der Stomataleitfähigkeit wird durch Änderung der Stomataöffnung und auch der Stomatadichte induziert.



Abbildung 2.2.3.: Klima-Vegetation-Feedbacks, violette Pfeile stellen Auswirkungen auf die Transpiration dar, rote Pfeile Auswirkungen auf das Klima.

SAXE ET AL. (1998) bewerten die Änderung der Stomataleitfähigkeit durch Änderung der Stomatadichte gegenüber einer Änderung der Stomataleitfähigkeit durch eine Änderung der Stomataöffnungsweite als untergeordnet. Angemerkt werden muss jedoch, dass nach WOODWARD (1987), die Stomatadichte von einigen Bäumen als Reaktion auf eine CO₂-Erhöhung in der Atmosphäre seit der vorindustriellen Zeit abnahm. Nach LANKREIJER (1998) wurde eine Abnahme der Stomatadichte um 40 % über die letzten 200 Jahre beobachtet. Eine mittlere Reduktion der Stomataöffnung von ebenfalls 40 % wurde in einigen Experimenten beobachtet (MORISON, 1987).

Nach MORISON (1987) (in FIELD ET AL. (1995)) beträgt die mittlere Abnahme der Blattleitfähigkeit (g_b) bei einer Verdopplung der CO₂-Konzentration (von ca. 350 ppm auf 700 ppm) ebenfalls 40 %. Zu diesem Ergebnis kam er nach Analyse von Studien mit über 50 Arten. Für C₃-Pflanzen und C₄-Pflanzen wurden keine Sensitivitätsunterschiede beobachtet (MORISON & GIFFORD, 1983). Die Stomata- und Blattleitfähigkeit (g_s und g_b) reagiert nach SAXE ET AL. (1998) sensitiver bei Feldfrüchten und Kräutern auf die CO₂-Konzentration der Atmosphäre als bei Bäumen. Während sich g_s bei Bäumen im Mittel um 23 % im Wachstumstadium verringert (bei Erhöhung der CO₂-Konzentration von ca. 350 ppm auf 700 ppm), es wurden 23 Baumarten untersucht (FIELD ET AL., 1995), so verringert sich die Stomataleitfähigkeit bei Kräuterarten um 40 % (MORISON, 1987), bzw. die Blattleitfähigkeit bei 16 untersuchten Feld- und Gartenpflanzen um 36 % (MORISON & GIFFORD (1984) in FIELD ET AL. (1995)).

MEDLYN ET AL. (2001) stellten fest, dass die Sensitivität der Stomataleitfähigkeit auf erhöhte CO₂-Konzentrationen in älteren Bäumen signifikant höher als in jüngeren ist, in Laubbäumen höher als in Nadelbäumen und in wassergestressten höher als in nährstoffgestressten.

Nach CURTIS (1996) (in SAXE ET AL. (1998)) zeigen sich die größten Sensitivitäten der Stomataleitfähigkeit von Baumarten bei Langzeitexperimenten (mehr als 100 Tage), bei denen die Bäume nicht unter Stresssituationen stehen.



Abbildung 2.2.4.: Verschiedene Sensitivitäten der Stomataleitfähigkeit auf erhöhte CO₂-Werte von im Feld gewachsenen Vegetationstypen. Schraffierte Balken stehen für krautige Spezien, ausgefüllte Balken für holzige Spezien. Jeder Balken steht für eine Studie (aus SAXE ET AL. (1998)).

Jedoch wurde ebenfalls bei Langzeitexperimenten auch keine Sensitivität der Stomataleitfähigkeit auf erhöhte CO₂-Konzentrationen bei Baumarten festgestellt (EAMUS, 1996). In einigen Studien von ausgewachsenen Buchen (DUFRÊNE ET AL., 1993) und Buchenjungpflanzen (HEATH & KERSTIENS, 1997) wurden keine oder nur minimale Reduzierungen der Stomaleitfähigkeit und der Transpirationsraten beobachtet. Gekennzeichnet waren diese Bäume durch eine fortgeschrittenere Entwicklung. Es wird vermutet, dass eine Beschränkung in der Wurzeltiefe und/oder eine Zunahme des Leaf Area Ratio (LAR, das Verhältnis zwischen der gesamten Blattfläche und der gesamten Pflanzenbiomasse) für die Abnahme von g_s verantwortlich sind. In Experimenten mit Jungpflanzen, die in Töpfen wuchsen, wurde dies beobachtet. Durch Vergrößerung des LAR ändert sich das Verhältnis der zur Transpiration befähigten Fläche (Blattfläche) und der zur Wasseraufnahme befähigten Fläche (Wurzeln). Die Reduktion von g_s dient nach SAXE ET AL. (1998) demnach zur Kompensation des ansonsten gesteigerten Wasserverbrauches. Aufgrund von Feldstudien wird angenommen, dass die Sensitivität der Stomataleitfähigkeit auf erhöhte CO₂-Konzentrationen weit geringer ist als bisher aufgrund von Untersuchungen von krautigen Pflanzen und Bäumen in Growth Chamber Experimenten angenommen wurde (NORBY ET AL., 1999).

2.2.3. CO₂-Konzentration und Photosynthese

NORBY ET AL. (1999) stellen bei einer Zusammenstellung von mehreren Studien bezüglich einer Zunahme der Photosyntheserate als Reaktion auf erhöhte CO_2 -Konzentration (um 250 ppm bis 350 ppm erhöht) eine mittlere Zunahme von 66 % fest. GUNDERSON & WULLSCHLEGER (1994) (in NORBY ET AL. (1999)) kommen bei der Betrachtung von eingetopften Bäumen auf eine geringere mittlere Zunahme der Photosyntheserate von 44 %. CEULEMANS & MOUSSEAU (1994) (in LANKREIJER (1998)) beobachten

eine Steigerung der Photosyntheserate von $61\,\%$ in Laubbäumen und eine Steigerung der Photosynthese um 40 % bei Nadelbäumen. Die Experimente wurden an jungen Bäumen unter verschiedenen Versuchsbedingungen durchgeführt. Eine mittlere Zunahme der Biomasse ($65\,\%$ bei Laubbäumen und $38\,\%$ bei Nadelbäumen) wurde ebenfalls beobachtet. Die Experimente wurden vorzugsweise an einzelnen Blättern unter Lichtsättigung (Ausschluss einer Steigerung der Photosyntheserate durch Steigerung der Lichtintensität der photosynthetisch aktiven Strahlung) durchgeführt (NORBY ET AL., 1999). Die photosynthetisch aktive Strahlung (PAR) hat eine Wellenlänge zwischen 400-700 nm (SITTE ET AL., 2002, S.306). Der Lichtsättigungsbereich variiert mit der Anpassung der Pflanzen an die Lichtverhältnisse. Bei an sonnige Standorte angepassten Pflanzen liegt er zwischen 500-1500 μ mol m⁻² s⁻¹ (Photonenflussdichte) während er bei Schattenpflanzen zwischen 100-500 μ mol m⁻² s⁻¹ liegt. Dies bedeutet, dass die Photosynthese von Schattenpflanzen im Vergleich mit Sonnenpflanzen bei hohen Photonenflussdichten eher von der Lichtsättigung, als von der CO₂-Konzentration, begrenzt wird. Die Lichtintensität, bei der der CO₂-Verbrauch (durch Assimilation) gleich der CO₂-Produktion (durch mitochondriale Atmung) ist, wird Licht-Kompensationspunkt genannt. Beim Licht-Kompensationspunkt ist die Netto-Photosynthese gleich null (SITTE ET AL., 2002, S.305+306). Durch eine Erhöhung der CO₂-Konzentration bei der Photosynthese kann es nach KÖRNER (2006) zu einer Verschiebung des Punktes zu geringeren Lichtintensitäten kommen. Dies bedeutet, dass Photosynthese auch bei geringeren Lichtintensitäten möglich wird. Werden die Assimilate nicht gespeichert, sondern zum Wachstum der Pflanze verwendet, so könnte es zu einer Anderung der Vegetationsstruktur kommen, was wiederum zu einer Änderung des Transpirationsregimes führen könnte.

CLIFFORD ET AL. (1993) beobachteten bei in Glashäusern durchgeführten Experimenten nur einen geringen Anstieg des LAI bei Erhöhung der CO₂-Konzentration von 350 ppm auf 700 ppm. KÖRNER & ARNONE (1992) (in FIELD ET AL. (1995)) hingegen beobachten bei tropischen Pflanzen eine leichte Abnahme des LAI und OWENSBY ET AL. (1993) beobachten bei Gräsern nur in einigen Jahren einen leichten Anstieg des LAIs. Bei einem vierjährigen Versuch mit Weihrauch-Kiefern-Sprösslingen beobachteten TISSUE ET AL. (1997) eine mittlere Zunahme des LAIs von 41 %, während CEULEMANS ET AL. (1995) (in NORBY ET AL. (1999)) eine Zunahme des LAIs bei sich im Wachstum befindlichen Pappeln von 8 % bzw. 18 % feststellten.

Eine Erhöhung des LAI kann entweder aus einer Zunahme der Blattanzahl oder aus einer Zunahme der Blattgröße resultieren. So stellten beispielsweise IDSO ET AL. (1993b) eine Zunahme der Blattanzahl von 78 % und einen Anstieg der mittleren Blattgröße von 13 % bei Orangenbäumen fest. Problematisch bei den oben genannten Experimenten ist, dass sie bis auf das Experiment von KÖRNER (2006) an wachsenden Einzelpflanzen unter festgelegten Randbedingungen durchgeführt wurden. Von besonderem Interesse ist jedoch die Auswirkung einer CO₂-Erhöhung auf den LAI unter natürlichen Bedingungen (aktuelle Nährstoff-, Wasser-, und Lichtversorgung) bei Wäldern. KÖRNER (2006) beobachte bei Beständen mit bereits geschlossenem Kronendach keine weitere Zunahme des LAIs durch eine Erhöhung der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre. Zu dem selben Ergebnis kamen HÄTTENSCHWILER ET AL. (1997) (in NORBY ET AL. (1999)) bei der Betrachtung von Eichen, die an natürlichen Stellen mit erhöh-

ten CO_2 -Konzentrationen in Italien wachsen. FIELD ET AL. (1995) erwartet, dass bei wasserlimitierten (und so auch nährstofflimitierten) Standorten, eine Veränderung des LAI aufgrund einer Zunahme der CO_2 -Konzentration nur sehr gering ist. Dies würde bedeuten, dass eine durch eine kleine Blattleitfähigkeit verringerte Transpiration nicht durch eine vergrößerte Blattfläche kompensiert würde.

NORBY ET AL. (1999) und HÄTTENSCHWILER ET AL. (1997) machen darauf aufmerksam, dass es jedoch zu einer Reduzierung des LAR kommt. WULLSCHLEGER ET AL. (1997) (in NORBY ET AL. (1999)) wertete verschiedene Studien aus und kam bei erhöhten CO_2 -Konzentrationen zu einer durchschnittlichen Abnahme des LAR von 15%. Die Studien umfassten nur Bäume, jedoch in unterschiedlichen Versuchsaufbauten.

2.2.4. Blattleitfähigkeit und LAI mit ihren Auswirkungen auf die Hydrologie

FIELD ET AL. (1995) vermuten, dass eine Abnahme der Blattleitfähigkeit als Folge des CO_2 -Anstiegs in der Atmosphäre und daraus resultierende geringere Transpirationsraten, durch eine Zunahme des LAI kompensiert werden kann. Wie bereits in Abschnitt 2.2.3 beschrieben, gibt es jedoch Experimente, bei denen dies nicht der Fall zu seien scheint.

Falls keine Kompensation stattfinden kann, da beispielweise Nährstoffe zur Produktion neuer Biomasse limitierend sind, wäre es denkbar, dass sich Konsequenzen für den Wasserkreislauf ergeben. Anzumerken ist hier noch, dass Wasser selbst als limitierender Faktor nicht unbedingt eine Begrenzung der Photosynthese darstellen muss.

So beobachteten IDSO & IDSO (1994) beispielsweise bei der Auswertung von 29 Studien eine Zunahme der Photosynthese bei Erhöhung der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre um 300 ppm auf 31 % bei mit Wasser ausreichend versorgten Pflanzen und eine mittlere Zunahme von 62 % bei Pflanzen die unter Wasserstress standen. In welcher Form die Assimilationsprodukte verwendet wurden, ist hier von großer Bedeutung und entscheidet ebenfalls über die Auswirkungen auf die Hydrologie. Denkbar ist, dass die Stoffe gespeichert werden, es ist aber auch möglich, dass eine Umsetzung der Stoffe in Biomasse stattfindet.

2.2.4.1. Bodenwassergehalt und seine Auswirkungen

Bei Feldexperimenten auf Weideland in Kalifornien wurde eine Zunahme des gravimetrischen Wassergehalts bei erhöhten CO_2 -Werten von bis zu 0,05 g pro Gramm Boden beobachtet. Diese Ergebnisse zeigten sich bei Grassland auf aus Sandstein entstandenen Böden, auf aus Serpentinit entstandenen Böden konnten diese Ergebnisse nicht sicher bestätigt werden (FIELD ET AL., 1995).

LEIPPRAND & GERTEN (2006) modellierten auf globaler Ebene die Auswirkungen einer Verdopplung der CO₂-Konzentration der Atmosphäre u.a. auf die Bodenfeuchte. Sie benutzten das LPJ-Modell, unter der Annahme, dass eine Erhöhung der CO₂-Konzentration keine Auswirkungen auf die das Klima verändernden Größen (Niederschlag, Lufttemperatur) hat. LEIPPRAND & GERTEN (2006) kamen zu dem Schluss, dass es zu einer Abnahme der Bodenfeuchte in den ariden Regionen der Welt kommt und zu einer Zunahme der Bodenfeuchte in den humiden Gebieten, insgesamt stellten
sie eine Zunahme der Bodenfeuchte um 1% fest.

Eine mögliche Rückkopplung der Bodenfeuchte auf die Transpiration ist durch die Nährstoffverfügbarkeit bzw. den Streuabbau zu beachten, der durch die Bodenfeuchte gesteuert wird. Unter gegebenen Nährstoffzusammensetzungen der Streu könnte es nach FIELD ET AL. (1995) zu einer schnelleren Streuzersetzung kommen, die in einem durch Bäume gekennzeichneten Ökosystem zu einem Anstieg der Kohlenstoffspeicher pro Nährstoffeinheit führen könnte. Die Anteile der Kohlenstoffspeicher Biomasse und Boden könnten sich in die Richtung der Biomasse verschieben.

Demgegenüber steht jedoch die Annahme, dass sich bei unter erhöhten CO_2 -Konzentrationen wachsenden Pflanzen das C:N-Verhältnis in den Blättern ändern könnte und somit eine schwerer abzubauende Streu zu erwarten wäre (SAXE ET AL., 1998).

So beobachteten COTRUFO ET AL. (1994) (in SAXE ET AL. (1998)), dass in der Streu von unter erhöhten CO_2 -Konzentrationen gewachsenen Bäumen die Stickstoffkonzentration geringer und das C:N- bzw. Lignin:N-Verhältnis größer ist. Dies würde bedeuten, dass die Streu schwerer abzubauen ist, und sich der Kohlenstoffspeicher im Boden erhöhen würde.

NORBY ET AL. (1999) kommen bei einer Zusammenfassung von Studien zu verschiedenen Ergebnissen. Die Beobachtungen reichen von einer Zunahme des Blattstickstoffs um 20 % bis zu einer Abnahme um 35 %. Einfluss auf die Reaktion nimmt nach NORBY ET AL. (1999) scheinbar das Alter der Versuchsbäume.

HIRSCHEL ET AL. (1997) (in SAXE ET AL. (1998)) weisen jedoch darauf hin, dass die Studien zur Abnahme der Streuqualität bezüglich ihres Abbaus nicht ohne Vorsicht übertragen werden können. Da die Langzeitskala von Interesse ist, müssten ebenfalls die Änderungen der Bodenflora und -fauna, sowie eine eventuell mögliche Anpassung der Pflanzenwurzeln, die einem Nährstoffmangel entgegenwirken könnten, berücksichtigt werden.

Nicht zu vernachlässigen in den Betrachtungen dürfen die Wurzeln sein, welche schließlich die Nährstoffaufnahme steuern.

2.2.4.2. Abfluss

Nach der Wasserhaushaltsgleichung ist bei abnehmender Evapotranspiration eine Zunahme des Abflusses zu erwarten. ASTON (1984) und IDSO & BRAZEL (1984) (in FIELD ET AL. (1995)) modellierten auf Einzugsgebietsskala in ariden und semi-ariden Gebieten den oberirdischen Abfluss unter der Annahme einer CO₂-Erhöhung der Atmosphäre. Die Blattleitfähigkeit reduzierte sich um 50 % bzw. 33 %, was zu einer Erhöhung des Abflusses von wenigen Prozent in gering bewachsenen Teileinzugsgebieten bis zu mehr als 100 % in Gebieten mit vollständiger Vegetationsbedeckung führte. Diese Simulationen berücksichtigten jedoch weder eine Kompensation der Transpiration durch eine Veränderung des LAI, noch durch eine Veränderung der Artzusammensetzung. Unter Berücksichtigung der Zunahme des LAI ermittelten HATTON ET AL. (1992) (in FIELD ET AL. (1995)) nur geringe Abnahmen der Transpiration, bzw. nur geringe Zunahmen des Gebietsabflusses. BETTS ET AL. (2007) beobachtet auf der globalen Skala eine Zunahme des mittleren Abflusses bei einer Verdopplung der CO₂-Konzentration um 6 % resultierend aus Veränderungen der Bestandesleitfähigkeit.

2.3. Skalenproblematik der Evapotranspiration

Im Folgenden soll erläutert werden inwiefern die Auswirkungen einer Erhöhung der CO₂-Konzentration der Atmosphäre die Oberflächenleitfähigkeit (Bestandes- und Bodeneigenschaften werden berücksichtigt) und mit ihr die Evapotranspiration beeinflussen.

2.3.1. Prozesse der Blatt- und lokalen Skala

Bei einem einzelnen Blatt ist die Transpiration eine lineare Funktion der Blattleitfähigkeit. In größeren Skalen kommen zwei Faktoren hinzu, welche die Sensitivität der Transpiration auf die Stomataleitfähigkeit verringern. Zum einen ist hier die Luftfeuchtigkeit in der Boundary Layer zu nennen. Die Abnahme der Blattleitfähigkeit führt zu einer geringeren Luftfeuchte in der Boundary Layer. durch die geringere Luftfeuchtigkeit wird der Feuchtegradient verstärkt, welcher die Transpirationsrate vergrößert und so eine verringerte Transpiration durch Schließung der Stomata kompensieren kann.

Der andere Faktor, der kompensierend wirken kann, resultiert aus der in Abschnitt 2.2.1 erläuterten Energiebilanz eines Blattes. Durch die Reduzierung der Transpiration als Folge der Verringerung der Stomataleitfähigkeit kommt es zu einer Erhöhung des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme, der ebenfalls den Feuchtigkeitsgradienten zwischen Bestand und Atmosphäre verstärkt und somit in einer Erhöhung der Transpirationsrate resultiert.

Diese beiden Kompensationsfaktoren können nun aber ebenfalls wieder kompensiert werden. Die Stomataöffnung verringert sich bei Erhöhung des Wasserdampfdefizits der Luft und nach der Energiebilanzgleichung verringert sich bei Erhöhung des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme der turbulente Strom latenter Wärme, in dem die Verdunstung enthalten ist (FIELD ET AL., 1995).

Als Ausgangspunkt der Sensitivität der Evapotranspiration in Bezug auf die Oberflächenleitfähigkeit auf Bestandesebene diente in vielen Beobachtungen die Penman-Monteith Gleichung. Es stellte sich heraus, dass bei aerodynamisch rauheren Flächen, wie beispielsweise Wäldern, die Evapotranspiration sensitiver auf die Oberflächenleitfähigkeit reagiert, als bei aerodynamisch glatteren Flächen, wie z.B. Agrarland. Auf der Bestandesebene würde sich dies für eine landwirtschaftliche Fläche in einer Reduktion der Evapotranspiration um 10 % bei einer Reduktion der Oberflächenleitfähigkeit um 40 % zeigen (FIELD ET AL., 1995).

2.3.2. Regionale Skala

Bei Betrachtung der regionalen Skala nimmt die Planetary Boundary Layer Einfluss auf die Evapotranspiration. Tagsüber strömt als Folge von Konvektion trockene und wärmere Luft (im Vergleich zur durch Transpiration beeinflussten Luft) in die Planetary Boundary Layer ein. Dies führt zu einer Verstärkung des Feuchtegradienten und führt zu einer Kompensation der durch die abnehmende Oberflächenleitfähigkeit abnehmenden Evapotranspiration. Eine Folge des erhöhten turbulenten Stroms latenter Wärme ist jedoch die Abnahme des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme, so dass es wieder zu einer Reduzierung des Gradienten kommt (FIELD ET AL., 1995).

2.4. Fazit

Die Wirkung der CO_2 -Konzentration auf die Vegetation lässt dich in eine indirekte (Änderung des Klimas) und direkte (Änderung physiologischer Eigenschaften) Komponente unterteilen.

Auswirkungen auf das Klima entstehen durch CO_2 als Treibgas und dadurch, dass es durch Schließen der Stomata zu einer Erhöhung der Oberflächentemperatur kommen kann. Letzteres ist jedoch in Bezug auf die Globalskala höchstwahrscheinlich vernachlässigbar. Die Auswirkung der Klimaänderung auf die Vegetation und insbesondere das Transpirationsregime zeigt sich in einer Verschiebung der Phänologiephasen, sowie in einer Änderung der Artenzusammensetzung, was wiederum durch die Änderung der Albedo auf das Klima rückwirkt.

In Bezug auf die direkte Beeinflussung der Vegetation durch CO_2 -Änderungen ist der Einfluss auf die Stomataleitfähigkeit, die Photosyntheseleistung und die Biomasseproduktion zu nennen. Einen klaren Trend in Bezug auf eine Veränderung der Stomataleitfähigkeit gibt es nicht. Es treten Veränderungen zwischen -60 % bis zu + 18 % auf. Untersuchungen erweisen sich als schwer, wenn Sensitivitäten der Stomataleitfähigkeit auf CO_2 in einem natürlichen Umfeld festgestellt werden sollen. Problematisch ist die Erfassung der Rahmenbedingungen. Ihre Variabilität ist groß und macht einen Vergleich verschiedener Studien oft nicht möglich. Es zeigt sich, dass eine Erhöhung der CO_2 -Konzentration zu einer Erhöhung der Photosyntheseleistung von ca. 40 % bis 66 % führt. Eine Erhöhung der Biomasse durch erhöhte CO_2 -Werte wurde in einer Studie mit ca. 40 % bei Nadelbäumen und 65 % bei Laubbäumen beobachtet.

In Bezug auf den LAI, der durch Vergrößerung zu einer Kompensation der Transpirationsabnahme durch Verringerung der Stomataleitfähigkeit führen könnte, wurden verschiedene und entgegengesetzte Beobachtungen gemacht. Bei Betrachtung von Beständen mit bereits geschlossenem Kronendach wurden in verschiedenen Studien keine Veränderung des LAI regestriert.

Bei Betrachtung des Bodenwassergehalts wurden aufgrund erhöhter CO₂-Konzentrationen bereits Zunahmen registriert. Bei Modellierungen auf globaler Ebene wurden in humiden Gebieten Zunahmen des Bodenwassergehalts prognostiziert.

Verschiedene Modellierer kamen zu dem Ergebnis, dass aufgrund einer CO₂-Konzentrationserhöhung und einer daraus resultierenden Abnahme der Transpiration, die Abflüsse auf Einzugsgebietsskala und globaler Skala zunehmen.

Bei einer größeren Skala als der Blattskala ist die Transpiration nicht mehr eine lineare Funktion der Blattleitfähigkeit. Hier kommen Prozesse hinzu, die die Sensitivität der Transpiration auf die Blattleitfähigkeit verringern. Auf der lokalen Skala ist hier die Verstärkung des Feuchtegradienten durch Schließung der Stomata und durch Erhöhung der Oberflächentemperatur zu nennen. Dies führt zu einer Erhöhung der Transpirationsrate. Auf der regionalen Skala kommen die Kompensationseffekte zusätzlich durch konvektive Prozesse zustande.

3. Methodenwahl

3.1. SVAT-Modelle

Da die Transpiration das Bindeglied zwischen der Energiebilanzgleichung und der Wasserbilanzgleichung darstellt, besteht neben der häufig in Bezug auf hydrologische Untersuchungen im Mittelpunkt stehenden Betrachtung des Wasserhaushalts die Notwendigkeit einer tieferen Einbeziehung der die Transpiration steuernden pflanzenphysiologischen Prozesse und deren Rückkopplung mit der Energie- und Wasserbilanz.

Modelle, die diesen Anspruch genügen, sind SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer) Modelle. Nach OLIOSO ET AL. (1999) erfüllen sie den Anspruch des Energie- und Massentransports zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre unter Berücksichtigung pflanzenphysiologischer Prozesse. Der Grad, in dem dies in den verschiedenen Modellen geschieht, variiert jedoch stark.

Die in den letzten Jahren entwickelten SVAT-Modelle dienten neben der Simulation der Evapotranspiration auch der Beschreibung des Energie- und Wasserverhaltens von Böden und der Vegetation in hydrologischen, klimatischen oder Wettervorhersagemodellen, sowie der Interpretation von Fernerkundungsdaten bezüglich Austauschprozessen zwischen dem Boden und dem Bestand. (OLIOSO ET AL., 1999)

SVAT-Modelle benötigen normalerweise Informationen über die Vegetationsstruktur, wie beispielsweise den LAI und die Bestandeshöhe, sowie Informationen über die physiologischen Eigenschaften der Vegetation (z.B. Stomataleitfähigkeit, Wassertransport von Boden in Pflanze), die thermischen und hydraulischen Eigenschaften von Böden und die atmosphärischen Zustandsgrößen.

Da keine scharfe Definition von SVAT-Modellen besteht, außer dass sie eine Verbindung zwischen den Kompartimenten Boden-Vegetation-Atmosphäre darstellen, existieren viele Modelle, welche als SVAT-Modelle verstanden werden können.

Eine wichtige Aufgabe besteht nun darin, aus der Fülle dieser Modelle, in Bezug auf die Fragestellung und das Untersuchungsgebiet, ein geeignetes Modell auszuwählen. Hierzu ist es notwendig ein geeignetes Bewertungsschema zu erstellen.

3.2. Auswahlkriterien

Um die Auswirkungen des Klimawandels (in diesem Fall insbesondere die Zunahme der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre) modellieren zu können, ist es wichtig, dass für die Problemstellung relevante Prozesse abgebildet werden.

Hierzu zählen zum einen, wie in Unterkapitel 2.2.3 erläutert, in Bezug auf die strukturellen und pflanzenphysiologischen Prozesse die Modellierung des Biomassezuwachses und zum anderen die mit diesem in Verbindung stehende und auf die CO_2 -Konzentration der Atmosphäre reagierende Stomataleitfähigkeit. Neben dieser die Vegetation betreffenden Prozesse ist es wichtig, dass durch das Modell die hydrologischen Prozesse des Untersuchungsgebietes gut beschrieben werden. Modelle, die auf Einzugsgebiete mit Hangneigung angewendet werden, sollten laterale Wasserflüsse berücksichtigen.

Mit den zu betrachtenden Prozessen eng verbunden ist der Anspruch an das Modell, in den gewünschten Skalen modellieren zu können. Da es sich bei dem zu untersuchenden Gebiet um ein mesoskaliges Einzugsgebiet handelt, ist bei der Modellauswahl auf Modelle, welche auf Einzugsgebietsskala modellieren, zu achten. Die zeitliche Skala, die eng mit der räumlichen Skala verbunden ist, sollte der Fragestellung nach Auswirkungen des Klimawandels aber auch der Möglichkeit einer tagesbasierten Modellkalibrierung, genügen.

Weiterhin sollte das Modell nur so komplex aufgebaut sein, dass keine Beeinträchtigungen der Modellsimulationen auftreten.

Bevor das Modell angewendet werden kann, muss zunächst die Modellverfügbarkeit und die Daten- und Parameterverfügbarkeit sichergestellt sein. Ein grundlegendes Auswahlkriterium ist hierfür, dass das Modell und der Source Code Freeware sind. Modelle, bei denen dies nicht der Fall ist, werden im Rahmen dieser Arbeit als nicht geeignet angesehen. Für eine sinnvolle Anwendung des Modells muss seine Struktur verstanden werden. Hierfür ist es nötig, dass eine gute Modelldokumentation vorhanden ist. Hinweis für die Qualität eines Modells ist indirekt seine Anwendungshäufigkeit. Modelle, welche bereits in Deutschland angewendet wurden, werden bei der Modellauswahl bevorzugt, da von ihnen angenommen wird, dass sie die in Deutschland vorherrschenden Prozesse unter den gegebenen Randbedingungen gut simulieren können.

Die genannten Kriterien, unter denen eine Modellauswahl stattfindet, werden in Tabelle 3.2.1 zusammengefasst. Unterschieden wird zwischen Kriterien, die die Modellstruktur (interne Aspekte) erfassen und unter solchen, die auf eine direkte Anwendung des Modells (externe Aspekte) abzielen.

interne Aspekte	externe Aspekte	
Zusammenhänge	Modell- und Source Code-Verfügbarkeit	
Prozesse/ Landnutzung	${ m Daten-/Parameterver}$ fügbarkeit	
Komplexizität	${f Dokumentation}/{f Beispieldateien}$	

Tabelle 3.2.1.: Kriterien der Modellauswahl.

3.3. Modellauswahl

Zur Ermittlung der vorhandenen SVAT-Modelle wurde eine umfassende Literaturrecherche durchgeführt. Insgesamt wurden sechzehn SVAT-Modelle im Rahmen dieser Diplomarbeit auf die oben angesprochenen Eigenschaften untersucht. Das Ergebnis dieser Recherche ist im Appendix B.1 auf der Seite 124 tabellarisch dargestellt. Nicht optimal erfüllte Kriterien wurden in den oben angewendeten Farben eingefärbt, um einen schnellen Überblick zu erhalten.

Bezüglich der Modellstruktur und der Abbildung der für die Fragestellung relevanten

Prozesse zeigt sich, dass das Modell BROOK-90, ein reines Wasserhaushaltsmodell, ungeeignet erscheint. Rückkopplungen zwischen dem Wasserhaushalt und Energiehaushalt unter Berücksichtigung der Auswirkung auf die Vegetation werden nicht ausreichend behandelt. Eine Änderung der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre wird in Bezug auf die Stomataleitfähigkeit nicht berücksichtigt. Gerade dieser Zusammenhang ist jedoch für die Fragestellung von großer Bedeutung.

Gegen das Modell Cupid spricht zum einen eine fehlende Modellanwendung in Europa und zum anderen die Entwicklung des Modells für die Landwirtschaft, bzw. zu Bewässerungszwecken. Es wird erwartet, dass die in einem mitteleuropäischen Mittelgebirgswald auftretenden wichtigen Prozesse nicht in entsprechendem Maße berücksichtigt bzw. simuliert werden können. Das selbe gilt für das Modell DAISY, welches zwar in Europa entwickelt und u.a. in Deutschland angewendet wurde, jedoch unter die Landwirtschaft betreffenden Fragestellungen. Das Modell MAESTRA erscheint bei Betrachtung seiner Modellstruktur ebenfalls als eher ungeeignet, da es bisher noch keine Anwendung in Deutschland fand. Die Modellstruktur von RHESSys (Kopplung von MTN-Clim, TOPMODEL und Biome-BGC) übersteigt durch ihre Komplexizität den Rahmen einer Diplomarbeit. Die Modelle SHAW, SiSPAT und SPA fanden bisher noch keine Anwendung in Europa (SHAW und SPA), bzw. in Deutschland (SiSPAT) und lassen dadurch ebenfalls erwarten, dass die Modellsimulationen eventuell die entscheidenden Prozesse nicht richtig abbilden, bzw. berücksichtigen. Bei den Modellen SHAW und SiSPAT kommt hinzu, dass sie die CO₂-Konzentration der Atmosphäre nicht berücksichtigen und schon daher als ungeeignet eingestuft werden.

Bezüglich der Modellanwendung zeigt sich, dass das Modell CENTURY aufgrund seiner fehlenden Source-Code-Verfügbarkeit, sowie fehlender Beispieldateien und einer basalen Dokumentation eher ungeeignet erscheint. Ebenso verhält es sich für das Modell Cupid, für welches ebenfalls kein Source Code bereitgestellt wird und dessen Dokumentation ebenfalls eher rudimentär ist. Für das Modell MAESTRA werden Parameter benötigt, welche nicht zur Verfügung stehen. Die Modelle VIC und SWIM werden ebenfalls als eher ungeeignet bzw. als ungeeignet eingestuft, da auch bei ihnen die Dokumentation nicht ausreichend erscheint. Das Modell SWIM wird nicht als Freeware bereitgestellt.

3.4. Fazit

Modelle, welche weder bei der Modellstruktur, noch bei der Modellanwendung für die Fragestellung relevante Defizite aufweisen sind die Modelle Biome-BGC, CoupModel, PnET und SWAT. Da das CoupModel jedoch in seiner jetzigen Form erst wenige Anwendungen erfahren hat und erst in einem laufenden Projekt in Deutschland angewendet wird, wird es hinter die anderen drei Modelle zurückgestellt. Das SWAT Modell scheint aufgrund seiner Prozessberücksichtigung am geeignetsten zu sein. Im Gegensatz zu den Modellen Biome-BGC und PnET ist es möglich mit ihm laterale Wasserflüsse zu modellieren. Dies ist der Grund, weshalb im Rahmen der Diplomarbeit auf das SWAT Modell zurückgegriffen wird.

Anzumerken ist, dass neben den in Appendix B.1 aufgeführten Modellen eine Vielzahl an anderen Modellen existiert, welche ebenfalls Ökosystemverhalten modellieren. Eine Zusammenstellung dieser weiteren Modelle befindet sich in Appendix B.2 auf Seite 136.

4. Berechnung der Verdunstung mit SWAT

SWAT berechnet die Transpiration und die Evaporation separat. Zunächst wird die potentielle Evaporation beziehungsweise die potentielle Transpiration bestimmt, bevor aus ihnen durch Reduktionstherme die aktuellen Werte ermittelt werden. Ein Schema welches die verschiedenen Berechnungsschritte zusammenfasst ist in Abbildung 4.0.1 zu sehen. Die in diesem Kapitel aufgeführten Formeln stammen, so weit nicht anders zitiert aus NEITSCH ET AL. (2005).

4.1. Potentielle Evapotranspiration zur Berechnung der potentiellen Evaporation

Die potentielle Evaporation beziehungsweise Transpiration kann in SWAT durch die Anwendung der Penman-Monteith-, Priestley-Taylor- oder Hargreaves-Methode bzw. Modifikationen dieser Methoden bestimmt werden. In dieser Arbeit wurde auf die Berechnung mit der Penman-Monteith-Formel zurückgegriffen, da nur in ihr die CO₂-Konzentration berücksichtigt wird. Die für dafür benötigten meteorologischen Parameter solare Strahlung, Lufttemperatur, relative Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit liegen alle in Messreihen vor.

In einem ersten Schritt wird mit der Referenzpflanze Luzerne die potentielle Evapotranspiration bestimmt:

$$rV = \frac{\Delta * (H_{net} - B) + \rho_{air} * c_p * [e_z^0 - e_z]/r_a}{\Delta + \gamma * (1 + r_c/r_a)}$$
(4.1.1)

Wobei rV die Dichte des turbulenten Stroms latenter Wärme in MJ m⁻² d⁻¹ darstellt, Δ die Steigung der Sättigungsdampfdruck-Temperatur-Kurve (kPa °C⁻¹), H_{net} steht für die Strahlungsbilanz (MJ m⁻² d⁻¹), B für den Bodenwärmestrom (MJ m⁻² d⁻¹), ρ_{air} für die Luftdichte (kg m⁻³), c_p für die spezifische Wärme der Luft (MJ kg⁻¹ °C⁻¹) unter einem konstanten Druck, e_z^0 für den Sättigungsdampfdruck der Luft (kPa) in der Höhe z, e_z für den Dampfdruck der Luft (kPa) in der Höhe z, γ für die Psychrometerkonstante (kPa °C⁻¹), r_c für den Bestandeswiderstand der Vegetation (s m⁻¹) und r_a für den aerodynamischen Widerstand (s m⁻¹).

4.1.1. Der aerodynamische Widerstand

Der aerodynamische Widerstand, der den Austausch des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme und den Strom latenter Wärme beeinflusst, wird wie folgt berechnet:



Abbildung 4.0.1.: Schematische Darstellung der Verdunstungsberechnung durch SWAT mit der Interzeptionsverdunstung E_{can} , der potentiellen Evaporation E_{pot} , der aktuellen Evaporation E_{akt} , der Bodenbedeckung cov_{sol}, der Sublimation E_{sub} , der potentiellen Transpiration T_{pot} , der aktuellen Transpiration T_{akt} , der Feldkapazität FK, dem Welkepunkt WK und der aktuellen Evapotranspiration E_{akt} .

$$r_a = \frac{\ln[(z_w - d)/z_{om}]\ln[(z_p - d)/z_{ov}]}{k^2 u_z}$$
(4.1.2)

Dabei ist z_w die Höhe (cm) des Windmessgeräts, z_p steht für die Höhe (cm) in der die Luftfeuchtigkeits- und Temperaturmessgeräte installiert ist und d bezeichnet die Nullverschiebung des Windprofils (cm). Der Parameter z_{om} steht für die Rauhigkeitslänge bezogen auf den turbulenten Strom fühlbarer Wärme (cm) während z_{ov} äquivalent dazu die Rauhigkeitslänge bezogen auf den turbulenten Strom latenter Wärme (cm) darstellt. K steht für die Kármán-Konstante (-) und u_z für die Windgeschwindigkeit (m s⁻¹) in der Höhe z_w .

Nach BRUTSAERT (1975) sind die Rauhigkeitsparamter abhängig von der mittleren

Bestandeshöhe h_c (cm) wie in Gleichung 4.1.3 zu sehen ist:

$$h_c/z_{om} = 3e \tag{4.1.3}$$

Mit e wird die Eulersche Zahl bezeichnet. Demnach gilt für die Berechnung von z_{om} :

$$z_{om} = h_c/3e = 0,123 * h_c \qquad \text{wenn } h_c \le 200 \text{ cm} \qquad (4.1.4)$$

$$z_{om} = 0,058 * (h_c)^{1,19}$$
 wenn $h_c \ge 200 \,\mathrm{cm}$ (4.1.5)

Nach STRICKER & BRUTSAERT (1978) (in NEITSCH ET AL. (2005, S.124)) kann die Rauhigkeitslänge des Wasserdampf-Transfers als ein Anteil der Rauhigkeitslänge des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme verstanden werden:

$$z_{ov} = 0, 1 * z_{om} \tag{4.1.6}$$

Die Nullpunktverschiebung d lässt sich nach MONTEITH (1981) (in NEITSCH ET AL. (2005, S.139)) über die mittlere Höhe der Bestandesschicht berechnen:

$$d = \frac{2}{3} * h_c \tag{4.1.7}$$

Für die Höhe der Messgeräteinstallation wird in SWAT immer 170 cm angenommen.

4.1.2. Der Bestandeswiderstand

Bei nicht unter Wasserstress stehenden Beständen kann nach JENSEN ET AL. (1990) (in NEITSCH ET AL.(2005, S.124)) der Bestandeswiderstand r_c (sm⁻¹) aus dem minimalen effektiven Stomatawiderstand eines einzelnen Blattes r_l (sm⁻¹) und dem LAI des Bestandes berechnet werden:

$$r_c = r_l / (0, 5 * LAI) \tag{4.1.8}$$

Die Stomatawiderstand eines Blattes berechnet sich aus den einzelnen Stomatawiderständen der Ober- und Unterseite der Blätter, es wird dabei angenommen, dass die Widerstände in Reihe geschaltet sind. Der minimale effektive Stomatawiderstand eines Blattes wird nach folgender Formel abgeschätzt:

$$r_l = \frac{r_{l-ad} * r_{l-ab}}{r_{l-ab} + r_{l-ad}}$$
(4.1.9)

Wobei r_{l-ad} der minimale effektive Stomatawiderstand in s m⁻¹ auf der adaxialen Seite eines Blattes ist und r_{l-ab} der minimale effektive Stomatawiderstand auf der abaxialen Seite eines Blattes. Der reziproke Wert des minimalen effektiven Stomatawiderstands des Blattes wird als die maximale effektive Stomataleitfähigkeit des Blattes g_l (m s⁻¹) bezeichnet. Damit ergibt sich für den Bestandeswiderstand:

$$r_c = (0, 5 * g_l * LAI)^{-1} \tag{4.1.10}$$

Um den Effekt der Erhöhung der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre auf den Bestandeswiderstand zu berücksichtigen, wird in SWAT folgende Formel zur Berechnung der Blattleitfähigkeit verwendet:

$$g_{l,CO_2} = g_l * [1, 4 - 0, 4 * (CO_2/330)]$$
(4.1.11)

Wobei CO_2 für die Konzentration von CO_2 in ppm in der Atmosphäre steht. Damit ergibt sich für die Gleichung 4.1.8:

$$r_c = r_l * \left[(0, 5 * LAI) * \left(1, 4 - 0, 4 * \frac{CO_2}{330} \right) \right]^{-1}$$
(4.1.12)

4.1.3. Annahmen für die Referenzpflanze Luzerne

Die Luzerne mit einer angenommenen Wuchshöhe von 40 cm und einem minimalen effektiven Blattwiderstand von 100 sm^{-1} wird bei Verwendung der Penman-Monteith Gleichung als Referenzvegetation verwendet. Für die Gleichung 4.1.2 ergibt sich damit:

$$r_a = \frac{114}{u_z}$$
(4.1.13)

Der LAI der Luzerne wird mit 4,1 angenommen und die Gleichung 4.1.12 wird zu:

$$r_c = 49 * \left(1, 4 - 0, 4 * \frac{CO_2}{330}\right)^{-1}$$
(4.1.14)

4.2. Potentielle Evaporation

Nach der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration wird die potentielle Evaporation unter Berücksichtigung der Interzeptionsverdunstung, der Vegetationsbedeckung und der Konkurrenz mit der Vegetation bezüglich der Wasserentnahme aus dem Boden bestimmt. Findet Sublimation der Schneedecke statt, wird diese zunächst berechnet bevor von einer tiefenverteilten Evaporationsnachfrage aus dem Boden ausgegangen wird.

4.2.1. Interzeptionsverdunstung

Falls die potentielle Evapotranspiration E_0 geringer als die interzeptierte Wassermenge R_{int} ist, gilt:

$$E_a = E_{can} = E_0 \tag{4.2.1}$$

$$R_{int(f)} = R_{int(i)} - E_{can} \tag{4.2.2}$$

Die aktuelle Evapotranspiration eines Einzugsgebiets $E_a \pmod{d}$ ist gleich der Interzeptionsverdunstung $E_{can} \pmod{d^{-1}}$ und der potentiellen Evapotranspiration $E_0 \pmod{d^{-1}}$. Die Wassermenge $R_{int(f)} \pmod{d^{-1}}$, die in einem Bestand nach der Interzeptionsverdunstung zurückbleibt, wird als Differenz von Anfangswassermenge $R_{int(i)} \pmod{d^{-1}}$ und der Interzeptionsverdunstung E_{can} berechnet. Ist jedoch die potentielle Evapotranspiration E_0 größer als die in dem Bestand durch Interzeption gespeicherte Wassermenge R_{int} , so gilt:

$$E_{can} = R_{int(i)} \tag{4.2.3}$$

$$R_{int(f)} = 0 \tag{4.2.4}$$

4.2.2. Berücksichtigung der Vegetationsbedeckung

Der Anteil der Bodenbedeckung nimmt Einfluss auf die Menge des sublimierten und evaporierten Wassers aus dem Boden. Die maximale Bodenevaporation $E_s \pmod{d^{-1}}$ und Sublimation ist demnach eine Funktion eines Bodenbedeckungindexes cov_{sol} und der potentiellen Evapotranspiration $E_{B0} \pmod{d^{-1}}$ in den Bestand:

$$E_s = E_{B0} * cov_{sol} \tag{4.2.5}$$

Der Bodenbedeckungsindex wird über die oberirdische Biomasse und Streu CV (kg ha⁻¹) berechnet:

$$cov_{sol} = \exp(-5*10^{-5}*CV)$$
 (4.2.6)

Falls der Gehalt der Schneedecke an Wasser größer als 5 mm ist, wird der Bodenbedeckungsindex gleich 0,5 gesetzt.

4.2.3. Berücksichtigung des Vegetationswasserverbrauchs

Die maximale Bodenevaporation wird während Perioden, in denen ein hoher Wasserverbrauch der Vegetation herrscht, reduziert:

$$E_{vs} = \min\left[E_s, \frac{E_s * E_{B0}}{E_s + E_t}\right]$$
(4.2.7)

Wobei E_{vs} die maximale Sublimation/Bodenevaporation (mm d⁻¹) unter Berücksichtigung der Wasserentnahme durch die Vegetation darstellt und E_t die Transpiration (mm d⁻¹). Wenn die Transpiration gering ist gilt: $E_{vs} \rightarrow E_s$, nähert sich die Transpiration E_{B0} an, so ergibt sich:

$$E_{vs} \to \frac{E_s}{1 + cov_{sol}} \tag{4.2.8}$$

4.2.4. Sublimation

Nachdem die maximal mögliche Sublimation/Bodenevaporation bestimmt ist, wird, falls eine Schneedecke vorhanden ist, die Sublimation $E_{sub} \pmod{d^{-1}}$ berechnet. Wenn der Wassergehalt der Schneedecke größer als die maximale Sublimation bzw. Bodenevaporation ist, so gilt:

$$E_{sub} = E_{vs} \tag{4.2.9}$$

$$SNO_{(f)} = SNO_{(i)} - E_{vs}$$
 (4.2.10)

$$E_{vvs} = 0$$
 (4.2.11)

Wobei $SNO_{(i)}$ (mm) der Wassergehalt der Schneedecke vor der Sublimation und $SNO_{(f)}$ (mm) der Wassergehalt der Schneedecke nach Berücksichtigung der Sublimation ist. E_{vvs} steht für die maximale Bodenwasserevaporation (mm d⁻¹). Falls der Wassergehalt der Schneedecke geringer ist als die maximale Sublimation/Bodenevaporation, so gilt:

$$E_{sub} = SNO_{(i)} \tag{4.2.12}$$

$$SNO_{(f)} = 0$$
 (4.2.13)

$$E_{vvs} = E_{vs} - E_{sub} \tag{4.2.14}$$

4.3. Aktuelle Bodenevaporation

Nach dem bereits eine Reduzierung des am Anfang zur Verfügung stehenden Wassers vorgenommen wurde, wird nun die aktuelle Evaporation berechnet. Die Bodenevaporation $E_{soil,z}$ (mm) wird in SWAT als eine Funktion der Bodentiefe z definiert.

$$E_{soil,z} = E_{vvs} * \frac{z}{z + \exp(2,374 - 0,00713 * z)}$$
(4.3.1)

Es wird angenommen, dass 50 % der Evaporation in den obersten 10 mm des Bodens und 95 % in den obersten 100 mm des Bodens stattfinden. Die Bodenevaporation wird für jede Bodenschicht $E_{soil,ly}$ einzeln durch die Differenz der Evaporation an der oberen Bodenschicht $E_{soil,zo}$ (mm) und der unteren Bodenschicht $E_{soil,zu}$ (mm) bestimmt:

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zu} - E_{soil,zo} \tag{4.3.2}$$

Falls eine Bodenschicht die geforderte Evaporation nicht erbringen kann, kann dies nicht durch andere Bodenschichten übernommen werden, eine Reduktion der aktuellen Evaporation ist die Folge:

$$E_{soil,lyb} = E_{soil,ly} * \exp\left[\frac{2.5 \left(SW_{ly} - FC_{ly}\right)}{FC_{ly} - WP_{ly}}\right] \qquad \text{falls } SW_{ly} < FC_{ly} \qquad (4.3.3)$$

$$E_{soil,lyb} = E_{soil,ly}$$
 falls $SW_{ly} \ge FC_{ly}$ (4.3.4)

Wobei SW_{ly} der Bodenwassergehalt (mm) der Bodenschicht ly, FC_{ly} der Wassergehalt der Bodenschicht (mm) bei Feldkapazität und WP_{ly} der Wassergehalt der Bodenschicht ly (mm) beim Welkepunkt ist. Ein Parameter, der die Tiefenverteilung aus denen die Evaporation stattfindet festlegt, wurde eingeführt, damit die Evaporation tiefenabhängig reguliert werden kann. In SWAT ist eine Wassermenge $E_{soil,lybb}$ (mm) definiert, welche maximal durch Bodenevaporation der Atmospäre zugeführt werden kann:

$$E_{soil,lybb} = min(E_{soil,lyb} \ 0, 8 * (SW_{ly} - WP_{ly}))$$

$$(4.3.5)$$

4.4. Potentielle Transpiration

Unter der Annahme einer neutral geschichteten Atmosphäre, eines logarithmischen Windprofils und eines vernachlässigbaren Bodenwärmestroms kann die Penman-Monteith-Gleichung nach JENSEN ET AL. (1990) (in NEITSCH ET AL.(2005, S.122)) für Vegetation, die nicht unter Wasserstress steht, verändert werden:

$$rE_{t,max} = \frac{\Delta * (H_{net} - B) + \gamma * K_l * (0,622 * r * \rho_{air}/P) * (e_z^0 - e_z)/r_a}{\Delta + \gamma * (1 + r_c/r_a)}$$
(4.4.1)

Wobei r die Verdunstungswärme (MJ kg⁻¹) bezeichnet, $E_{t,max}$ die maximale Transpirationsrate (mm d⁻¹), P den Luftdruck (kPa) und K_l einen Korrekturfaktor. Für die Berechnung der potentiellen Transpiration werden die Widerstandswerte der entsprechenden Vegetation verwendet. Die Berechnung der potentiellen Transpiration wird dazu verwendet, um den Wasserverbrauch der Pflanzen, der von ihr gesteuert wird zu ermitteln.

Die Berechnung des Bestandeswiderstandes wird um einen Term, der die Abnahme der Blattleitfähigkeit mit zunehmendem Dampfdruckdefizit berücksichtigt, erweitert:

$$g_l = g_{l,mx} * \left[1 - \Delta g_{l,dcl} \left(vpd - vpd_{thr}\right)\right] \qquad \text{falls } vpd > vpd_{thr} \qquad (4.4.2)$$

$$g_l = g_{l,mx}$$
 falls $vpd \le vpd_{thr}$ (4.4.3)

Mit $g_{l,mx}$ wird die maximale Blattleitfähigkeit (m s⁻¹) benannt, mit $\Delta g_{l,dcl}$ die Abnahme der Blattleitfähigkeit (m s⁻¹ kPa⁻¹) pro Zunahme des Wasserdampfdefizites um ein kPa, vpd das Wasserdampfdefizit (kPa) und vpd_{thr} bezeichnet den Schwellenwert des Wasserdampfdefizites (kPa), ab dem ein Einfluss auf die Blattleitfähigkeit beobachtet werden kann.

4.5. Potentielle Wasseraufnahme durch die Vegetation

Die potentielle Wasseraufnahme der Vegetation $w_{up,z}$ (mm d⁻¹)wird in SWAT als eine Funktion der maximalen Transpiration $E_{t,max}$ (mm d⁻¹), der Durchwurzelungstiefe z_{root} (mm), der Bodentiefe z (mm) und einem Verteilungsfaktor β_w angenommen:

$$w_{up,z} = \frac{E_{t,max}}{\left[1 - \exp(-\beta_w)\right]} * \left[1 - \exp\left(-\beta_w * \frac{z}{z_{root}}\right)\right]$$
(4.5.1)

Die Gleichung kann für die verschiedenen Bodenschichten einzeln gelöst werden. Da die Wurzeldichte mit der Bodentiefe abnimmt, wird angenommen, dass die Wasseraufnahme in den höheren Bodenschichten größer als in den tieferen ist. Der Verteilungsfaktor gibt an, in welcher Tiefe des Bodens wieviel Prozent der gesamten Wasseraufnahme stattfindet. Mit einem Faktor von z.B. 10 wird angenommen, dass 50 % der Wasseraufnahme in den oberen 6 % der Wurzelzone stattfindet. Falls die oberen Bodenschichten nicht genug Wasser enthalten, um die potentielle Wasseraufnahme zu gewährleisten, ist es durch den Parameter *epco* möglich, eine Wasserversorgung aus tieferen Bodenschichten zu gewährleisten. Die erhöhte Saugspannung, die mit der Abnahme des Bodenwassergehaltes verbunden ist, wird berücksichtigt sobald der Wassergehalt einer Bodenschicht SW_{ly} unter 25% der Differenz von dem Wassergehalt der Schicht bei Feldkapazität und dem Wassergehalt der Bodenschicht bei Erreichen des Welkepunktes fällt, siehe Formel 4.5.2.

$$w_{up,lyss} = w_{up,lys} * \exp\left[5 * \left(\frac{SW_{ly}}{0,25 * AWC_{ly}} - 1\right)\right] \quad SW_{ly} < (0,25 * AWC_{ly}) \quad (4.5.2)$$

$$w_{up,lyss} = w_{up,lys} \quad SW_{ly} \ge (0,25 * AWC_{ly}) \quad (4.5.3)$$

$$AWC_{ly} = FC_{ly} - WP_{ly}$$

$$(4.5.4)$$

4.6. Aktuelle Transpiration

Nach Berechnung der potentiell möglichen Wasseraufnahme aus dem Boden wird die aktuelle Wasseraufnahme für die einzelnen Bodenschichten berechnet. Diese ergibt sich aus der potentiellen Wasseraufnahme unter den Anfangsbodenwassergehalten $w_{up,lyss}$ (mm) und der Differenz zwischen dem Bodenwassergehalt der einzelnen Bodenschichten und dem Wassergehalt des Bodens beim Welkepunkt:

$$w_{actualup,ly} = \min[w_{up,lyss}, (SW_{ly} - WP_{ly})]$$

$$(4.6.1)$$

Wobei $w_{actualup,ly}$ (mm) die aktuelle Bodenwasseraufnahme für die Bodenschicht ly darstellt und $w_{up,lyss}$ (mm) die potentielle Wasseraufnahme beim Anfangsbodenwassergehalt. Das Integral der aktuellen Wasseraufnahme über alle Bodenschichten an einem Tag ist gleichzusetzen mit der aktuellen Transpiration.

4.7. Fazit

In SWAT kann zur Berechnung der Verdunstung zwischen der Priestley-Taylor-, Hargreaves- und Penman-Monteith-Methode gewählt werden. Da nur letztere einen Einfluss der CO₂-Konzentration auf die Evapotranspiration berücksichtigt, wird auf sie zurückgegriffen. In SWAT werden getrennt mit der Penman-Monteith-Gleichung bzw. einer Modifikation die potentielle Evaporation und die potentielle Transpiration berechnet. Durch die Anwendung von Reduktionsthermen werden die aktuellen Werte ermittelt.

Zunächst wird in SWAT die potentielle Evapotranspiration zur Berechnung der potentiellen Evaporation mit Hilfe der Penman-Monteith-Methode und Luzerne als Referenzpflanze ermittelt. Der aerodynamische Widerstand ist eine Funktion der Windgeschwindigkeit, der mittleren Bestandeshöhe und der Höhe der Messgeräteinstallationen. Der Bestandeswiderstand wird als Funktion des LAI, des minimalen Stomatawiderstandes eines Blattes, der CO₂-Konzentration der Atmosphäre und der schwellenwertabhängigen Reduktion der Blattleitfähigkeit durch das Wasserdampfdefizit berechnet. Nicht direkt berücksichtigt wird zur Berechnung des Bestandeswiderstandes der Einfluss der Temperatur, der Strahlung und des Blattwasserpotentials auf die Blattleitfähigkeit. Der Einfluss der Temperatur ist indirekt im Einfluss des Wasserdampfdefizites berücksichtigt.

Wie in Kapitel 5 zusehen, werden die oben genannten Größen nicht direkt zur Berechnung des LAI verwendet, wodurch sie auch Einfluss auf die Transpiration nehmen könnten.

Nach dem die potentielle Evapotranspiration für die Referenzpflanze bestimmt ist, wird die Interzeptionsverdunstung abgezogen. Ebenfalls findet eine Verringerung der potentiellen Evapotranspiration durch Berücksichtigung der Bedeckungsgrades des Bodens durch die Vegetation statt. In einem letzten Schritt bevor es zur Berechnung der aktuellen Evaporation kommt, wird der Therm um die Sublimation verringert.

Die aktuelle Evaporation wird als Funktion der Bodentiefe und der Feldkapazität berechnet. Die aktuelle Bodenevaporation wird einzeln für jede Bodenschicht bestimmt, die Bodenschichten stellen dabei kein Kontinuum dar.

Für die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration zur Transpirationsbestimmung werden spezifische Pflanzenparameter berücksichtigt. Der ermittelte Wert wird durch einen Verteilungsfaktor, sowie durch die Durchwurzelungstiefe in Relation zur Bodentiefe, reduziert. Berücksichtigt wird die Zunahme des Matrixpotentials sobald der Wassergehalt einer Bodenschicht 25 % der Differenz von Bodenwassergehalt bei Feldkapazität und Wassergehalt bei Erreichen des Welkepunktes unterschreitet. Die aktuelle Transpiration ergibt sich aus der Summation der Wasserentnahmen der einzelnen Bodenschichten unter Berücksichtigung des permanenten Welkepunktes.

Berechnung des Pflanzenwachstums mit SWAT

Wie bereits in Kapitel 2.2.3 beschrieben, ist die Transpiration ebenfalls abhängig von dem Pflanzenwachstum. Wie das Pflanzenwachstum in SWAT berechnet wird, soll im folgenden Kapitel näher betrachtet werden. Die Formeln entstammen ausschließlich NEITSCH ET AL. (2005, S.286 ff).

5.1. Potentielles Pflanzenwachstum

Für jeden Simulationstag wird für die Vegetation das potentielle Wachstum (Wachstum ohne Wasser- und Nährstoffdefizit, sowie unter optimalen klimatischen Bedingungen) ermittelt. Unter "Wachstum" fällt die Biomasseproduktion, die Entwicklung der Bestandesbedeckung und -größe und die Wurzelentwicklung.

5.1.1. Bestimmung der Biomasseproduktion

Zur Bestimmung der Biomasseproduktion wird zunächst die von der Blattfläche des Bestandes aufgenommene photosynthetisch aktive Strahlung (PAR) berechnet:

$$H_{phosyn} = 0,5 * H_{day} * (1 - \exp(-k_l * LAI))$$
(5.1.1)

Es wird angenommen, dass 50 % der einfallenden Strahlung H_{day} (MJ m⁻²) als photosynthetisch aktive, dies bedeutet Strahlung mit einer Wellenlänge zwischen 400 und 700 nm, angenommen werden können. Diese ermittelte Strahlungsflussdichte wird in Abhängigkeit des Extinktionskoeffizienten k_l (-) und dem LAI (-) reduziert und ergibt somit die an einem Tag interzeptierte photosynthetisch aktive Strahlung H_{phosyn} (MJ m⁻²). Der maximale pro Tag mögliche Zuwachs an Biomasse Δbio (kg ha⁻¹) ist abhängig von der pflanzenspezifischen Strahlungs-Nutzungs-Effizienz (RUE in kg/ha*(MJ/m²)⁻¹), so dass sich für den Zuwachs der Biomasse ergibt:

$$\Delta bio = RUE * H_{phosyn} \tag{5.1.2}$$

Die Strahlungs-Nutzungs-Effizienz ist abhängig von der CO₂-Konzentration der Atmosphäre, weshalb diese bei ihrer Berechnung berücksichtigt wird:

$$RUE = \frac{100 * CO_2}{CO_2 + \exp(r_1 - r_2 * CO_2)}$$
(5.1.3)

 R_1 und r_2 sind Steigungskoeffizienten, welche durch die Kenntnis der RUE bei aktuellen und erhöhten CO₂- Konzentrationen der Atmosphäre berechnet werden können. Die Gleichung 5.1.3 wurde für eine CO_2 -Konzentrationen der Atmosphäre von 330 ppm erstellt und ist für CO_2 -Konzentrationen von 330 ppm bis 660 ppm gültig.

Nebend der Abhängigkeit der RUE von der CO₂-Konzentration der Atmosphäre wird in SWAT ebenfalls eine Abhängigkeit der RUE vom Sättigungsdampfdruckdefizit berücksichtigt. Es wird angenommen, dass die RUE in Abhängigkeit eines Sättigungsdefizitgrenzwertes abnimmt:

$$RUE = RUE_{vpd=1} - \Delta rue_{dcl} * (vpd - vpd_s) \qquad \text{wenn } vpd > vpd_s \qquad (5.1.4)$$
$$RUE = RUE_{vpd=1} \qquad \text{wenn } vpd \le vpd_s \qquad (5.1.5)$$

Mit $RUE_{vpd=1}$ wird die Strahlungs-Nutzungs-Effizienz bei einem Dampfdruckdefizit von 1 kPa bezeichnet, Δrue_{dcl} bezeichnet die Abnahmerate der RUE pro Anstieg des Dampfdruckdefizits (kg/ha(MJ/m²)^{-1*}kPa⁻¹) und vpd_s ist ein Schwellenwert, bei dessen Überschreitung eine Reduzierung der RUE einsetzt. Dieser Wert wird für alle Pflanzen als 1 kPa angenommen.

Bei der Berechnung der Biomasseproduktion von Bäumen wird berücksichtigt, dass sie innerhalb eines Jahres nicht die Reife erreichen können. Deshalb wird in Abhängigkeit von ihrem Alter ein maximaler Wert des Biomassezuwachses berechnet, welcher nicht überschritten werden kann, bis sie die Reife erreichen:

$$bio_{annual} = 1000 * \left(\frac{yr_{cur}}{yr_{fulldev}}\right) * bio_{fulldev}$$
 (5.1.6)

Wobei bio_{annual} (kg ha⁻¹) die maximale Biomasse, die ein Baum in einem Jahr akkumulieren kann, yr_{cur} das Alter (a) des Baums, $yr_{fulldev}$ die Jahre bis zur vollen Entwicklung des Baumes und $bio_{fulldev}$ die Biomasse eines Bestandes (t ha⁻¹) bezeichnet.

5.1.2. Bestimmung der Bestandesbedeckung und der Bestandeshöhe

Zu Beginn der Wachstumsperiode werden die Entwicklung der Bestandeshöhe und des LAI durch die optimale LAI-Entwicklungskurve bestimmt:

$$fr_{LAImx} = \frac{fr_{PHU}}{fr_{PHU} + \exp(l_1 - l_2 * fr_{PHU})}$$
(5.1.7)

Mit fr_{LAImx} wird der Anteil am maximalen LAI bei gegebenem Anteil an den "Potentiellen Heat Units" (PHU) bezeichnet, fr_{PHU} bezeichnet den Anteil an den Potentiellen Heat Units an einem bestimmten Tag der Wachstumsperiode und l_1 und l_2 sind Steigungskoeffizienten. Die Steigungskoeffizienten lassen sich aus 5.1.7 berechnen, sofern mindestens zwei Anteile des LAI am maximalen LAI und deren dazugehörigen Anteile an den PHUs bekannt sind.

Es wird angenommen, dass die Bestandeshöhe h_c (m) für einen Tag eine Funktion der maximalen Pflanzenhöhe $h_{c,mx}$ (m) und dem Anteil am maximalen LAI ist:

$$h_c = h_{c,mx} * \sqrt{f r_{LAImx}} \tag{5.1.8}$$

Ist die maximale Bestandeshöhe erreicht, bleibt dieser Wert bis zur Ernte der Pflanze konstant. Für Bäume wird die Höhe als Funktion des Alters in Bezug auf das maximale Alter berechnet:

$$h_c = h_{c,mx} * \left(\frac{yr_{cur}}{yr_{fulldev}}\right) \tag{5.1.9}$$

Der Bedeckungsgrad des Bodens wird durch den LAI berechnet. Für den pro Tag dazukommenden LAI (ΔLAI_i) gilt:

$$\Delta LAI_{i} = (fr_{LAImx,i} - fr_{LAImx,i-1}) * LAI_{mx} * (1 - \exp(5 * (LAI_{i-1} - LAI_{mx})))$$
(5.1.10)

Für Bäume berechnet sich der pro Tag hinzukommende LAI wieder in Abhängigkeit ihres Alters:

$$\Delta LAI_{i} = (fr_{LAImx,i} - fr_{LAImx,i-1}) * \left(\frac{yr_{cur}}{yr_{fulldev}}\right) * LAI_{mx} *$$

$$(1 - \exp(5 * (LAI_{i-1} - \left(\frac{yr_{cur}}{yr_{fulldev}}\right) * LAI_{mx})))$$

$$(5.1.11)$$

Dabei bezeichnen LAI_i und LAI_{i-1} die LAIs für den Tag *i*, bzw. den Tag i-1, $fr_{LAImx,i}$ bzw. $fr_{LAImx,i-1}$ die mit Gleichung 5.1.7 berechneten Anteile am maximalen LAI der entsprechenden Tage. Ist der maximale LAI erreicht, bleibt der Wert konstant bis der Blattfall beginnt. Ist dies der Fall, wird der LAI als Funktion des Anteils der PHUs zum Zeitpunkt des Blattfalls als dominanter Prozess an den PHUs berechnet:

$$LAI = LAI_{mx} * \frac{(1 - fr_{PHU})}{(1 - fr_{PHU,sen})} \qquad fr_{PHU} > fr_{PHU,sen} \qquad (5.1.12)$$

Wobei $fr_{PHU,sen}$ der Anteil an den "Potentiellen Heat Units" ist, ab dem Blattfall eintritt.

Für Bäume gilt:

$$LAI = \left(\frac{yr_{cur}}{yr_{fulldev}}\right) * LAI_{mx} * \frac{(1 - fr_{PHU})}{(1 - fr_{PHU,sen})} \qquad fr_{PHU} > fr_{PHU,sen} \qquad (5.1.13)$$

5.1.3. Bestimmung der Wurzelentwicklung

In SWAT wird davon ausgegangen, dass 40 % der gesamten Biomasse bei Jungpflanzen Wurzelmasse ist, für voll entwickelte Pflanzen wird ein Wert von 20 % angenommen. Der tägliche Anteil der Wurzelbiomasse fr_{root} an der gesamten Biomasse wird als Funktion des Anteils der akkumulierten Heat Units an den PHU verstanden:

$$fr_{root} = 0,40 - 0,20 * fr_{PHU} \tag{5.1.14}$$

Für mehrjährige Pflanzen und Bäume wird angenommen, dass ihre Wurzeltiefe immer gleich der maximal möglichen Wurzeltiefe $z_{root,mx}$ (mm) (abhängig von Boden und Pflanzenart) ist. Für einjährige Pflanzen wird eine variierende Wurzeltiefe z_{root} (mm) angenommen:

$$z_{root} = 2,5 * fr_{PHU} * z_{root,mx} \qquad \text{wenn } fr_{PHU} \le 0,40 \qquad (5.1.15)$$
$$z_{root} = z_{root,mx} \qquad \text{wenn } fr_{PHU} > 0,40 \qquad (5.1.16)$$

5.2. Aktuelles Pflanzenwachstum

Das in den Unterkapiteln von Abschnitt 5.1 auf Seite 35 geschilderte potentielle Wachstum der Vegetation wird in SWAT durch Wassermangel verringert.

5.3. Wassermangel

Unter optimaler Wasserversorgung beträgt der Wasserstress 0. Er kann von abweichenden optimalen Bedingungen bis auf 1 ansteigen. Berechnet wird er aus dem Verhältnis der aktuellen Transpiration T_{akt} zur potentiellen Transpiration T_{pot} :

Wasserstress =
$$1 - \frac{T_{act}}{T_{pot}}$$
 (5.3.1)

Des weitern werden Temperaturstress und Nährstoffmangel (Stickstoff und Phosphor) berücksichtigt.

5.4. Fazit

Das Pflanzenwachstum kann in die Biomasseproduktion, die Entwicklung der Bestandesbedeckung und -größe und in die Wurzelentwicklung unterteilt werden.

Der Zuwachs an Biomasse wird in SWAT durch die interzeptierte photosynthetisch aktive Strahlung und die RUE bestimmt. Die interzeptierte photosynthetisch aktive Strahlung wird aus dem LAI, der PAR und einem Extinktionskoeffizienten ermittelt. Die RUE nimmt mit der CO₂-Konzentration zu und nimmt bei Übersteigung eines Grenzwertes des Sättigungsdefizites ab. Bei Bäumen wird ein Grenzwert der Biomasseakkumulation in einem Jahr berechnet. Dieser Grenzwert resultiert aus dem Alter des Baumes, seinem maximal möglichen Alter sowie aus der gesamten Bestandesbiomasse. Die Bestandesbedeckung wird aus der optimalen LAI-Entwicklungskurve bestimmt. Hierzu werden LAIs bei gegebenem Anteil an potentiell möglichen PHUs bestimmt und mit der so entstandenen Funktion werden Anteile des LAI am maximalen LAI während des Jahres berechnet.

Die Bestandeshöhe wird als Funktion der maximalen Bestandeshöhe und dem Anteil des LAIs am maximalen LAI bestimmt. Bei Bäumen ist die Bestandeshöhe u.a. abhängig von ihrem Alter. Bezüglich der Wurzelentwicklung wird angenommen, dass bei Jungpflanzen die Wurzelmasse 40% der gesamten Biomasse ausmacht und bei adulten Pflanzen 20%. Der tägliche Anteil der Wurzelmasse an der gesamten Biomasse wird durch den Anteil der PHUs an den potentiellen PHUs berechnet.

Das aktuelle Pflanzenwachstum ergibt sich aus dem potentiellen Pflanzenwachstum durch Berücksichtigung von Wasser-, Temperatur-, und Nährstoffstress.

6. Untersuchungsgebiet

6.1. Naturräumliche Lage, Topographie und Messnetz

Das Untersuchungsgebiet mit einem oberirdischen Einzugsgebiet von ca. 15,2 km² bis zum Pegel St. Wilhelm befindet sich östlich von Freiburg am Westrand des Schwarzwaldes im Südosten des Dreisameinzugsgebietes. Aufgrund seiner oberirdischen Einzugsgebietsgröße kann das Gebiet der hydrologischen Mesoskala zugeordnet werden. Der topographisch tiefste Punkt befindet sich am Pegel St. Wilhelm im Westen des Gebietes mit einer Höhe von ca. 633 m ü. NN. Der Feldberggipfel im Südosten des Gebietes mit 1493 m ü. NN stellt den höchsten Punkt dar. Die mittlere Einzugsgebietshöhe beträgt 1075 m ü. NN bei einer maximalen Höhendifferenz von 860 m. (UHLENBROOK,

2000)

In Tabelle 6.1.1 sind die prozentualen Flächenanteile an Höhenstufen im Einzugsgebiet des St. Wilhelmer Talbaches zusammengefasst. Datengrundlage stellt hierfür ein digitales Höhenmodell mit einer Auflösung von 50 m x 50 m dar.

Höhenstufe (m ü. NN)	Flächenanteile $(\%)$
600-800	7,76
800-1000	25,52
1000-1200	39,57
1200-1492	$27,\!15$

Tabelle 6.1.1.: Flächenanteile an einzelnen Höhenstufen im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet.

Morphologisch zeichnet sich das Gebiet durch eine junge Erosionslandschaft mit großen Höhendifferenzen und tief eingeschnittenen Haupt- und zahlreichen steilen Seitentälern aus, die zur Bildung von Schotter- und Schwemmfächern im Dreisameinzugsgebiet beitrugen (DIDSZUN, 2004). Dies spiegelt sich an den in Tabelle 6.1.2 zusammengefassten Flächenanteilen an Hangneigungsklassen wider. Die Hälfte der Gesamtfläche weist ein Gefälle von 20° bis 40° auf. Die räumliche Verteilung des Gefälles ist in Abbildung 6.1.1 zu sehen. Aufgrund der Würm-Eiszeit kam es zu einer glazialen Überprägung des Gebietes, welche auch heute noch an glazialen Formen nachweisbar ist. Entwässert wird das gesamte Untersuchungsgebiet durch den St. Wilhelmer Talbach, welcher in die Brugga, einem zur Dreisam entwässernden Fluss mündet. Das mittlere Flussgefälle des St. Wilhelmer Talbaches liegt nach UHLENBROOK (2000) bei 107,5 $\%_0$.

$- {\bf Hangneigung} \ (^{\circ})$	Flächenanteile (%)
0-5	1,9
5 - 10	$6,\!1$
10-20	25,1
20-40	$50,\!5$
${>}40$	$16,\!2$

Tabelle 6.1.2.: Flächenanteile des St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebietes an Hangneigungsklassen (aus UHLENBROOK (2000)).



Abbildung 6.1.1.: Räumlich aufgelöste Gefälleverteilung im Untersuchungsgebiet.



Abbildung 6.1.2.: Höhenverteilung im Untersuchungsgebiet.

Niederschlagsstation	Höhe (m ü. NN)	${f Messzeitraum}$
Katzensteig	780	15.10.1994-31.12.2006
St. Wilhelm	920	$1.1.1951 { extsf{-}} 30.6.2001$
$\operatorname{Feldberg}$	1486	1.1.1961 - 31.12.2006

Tabelle 6.1.3.: Niederschlagsstationen im Untersuchungsgebiet.

Abbildung 6.1.2 gibt Topographie und Form des Einzugsgebietes sowie die Lage der Messstationen wider. Die in der Tabelle 6.1.3 genannte Station "Katzensteig" erfasst neben dem Niederschlag ebenfalls die maximale und minimale Tageslufttemperatur, sowie die mittlere relative Luftfeuchte und die mittlere Windgeschwindigkeit.

6.2. Klima und Hydrologie

Das Einzugsgebiet liegt im Bereich der zyklonalen Westwinddrift und wird den kühl gemäßigten Übergangsklimaten zugerechnet. Durch seine große topographische Heterogenität (Höhe, Hangneigung, Exposition) kann es jedoch kleinräumig zu Überprägungen der Klimaelemente kommen. Im Sommer fallen vor allem konvektive Niederschläge, während die Niederschläge im Winter vor allem aus durchziehenden Fronten resultieren. Die Anteile der Sommerniederschläge an den Jahresniederschlägen nimmt mit zunehmender Höhe relativ gesehen ab, während die mittleren Jahresniederschläge generell mit der Höhe zu nehmen, durch Luv- und Leeeffekte kann es jedoch zu Abweichungen kommen. (UHLENBROOK (1999), DIDSZUN (2004))



Die Niederschlagsregime kennzeichnen sich, wie in Abbildung 6.2.1 zu sehen, durch das Vorhandensein von zwei Maxima (Juni, und November/Dezember) aus.

Abbildung 6.2.1.: Niederschlagsregime im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet.

In den tieferen Lagen übersteigt das Maximum im Winter jenes im Sommer, während in höheren Lagen die Maxima vergleichbar sind. Das Sommermaximum in den höheren Lagen übersteigt jenes der tieferen, während im Winter das Gegenteil zu beobachten ist. Die in 6.2.1 dargestellten mittleren monatlichen Niederschlagssummen wurden für die Station "Feldberg" aus einer Messreihe von 1961 bis 2007 und für die Station "St. Wilhelm" aus einer Messreihe von 1951 bis 2001 berechnet.

Charakteristisch für Gebiete, die im kristallinen Grundgebirge liegen, ist nach UHLEN-BROOK (1999) die geringe Speicherfähigkeit des Gesteins und die daraus resultierende Dominanz schnellerer Abflusskomponenten. Zur Bestimmung des Abflussregimes des Einzugsgebiets wurden Daten des in Abbildung 6.1.2 dargestellten Pegels verwendet. Zur Berechnung des Abflussregimes wurde die Abflussmessdaten der Periode 1954 bis 2007 verwendet. Das Abflussregime zeichnet sich durch ein primäres Maximum im April und ein sekundäres Maximum im Januar aus. Dadurch ist es dem nivo-pluvialen Abflussregime zuzuordnen.



Abbildung 6.2.2.: Abflussregime am Pegel St. Wilhelmer Talbach.

Das sekundäre Maximum resultiert nach DIDSZUN (2004) aus im Dezember häufig vorkommenden Warmlufteinbrüchen, die zur Schneeschmelze führen und einem gleichzeitigen Auftreten von flüssigen Niederschlägen bis in die höheren Lagen, welche die Schneeschmelze beschleunigen. Die geringsten Abflüsse treten während der Monate August und September auf. Dies ist mit der hohen aktuelle Verdunstung im Zusammenhang mit geringen Niederschlägen während dieser Monate zu erklären.

6.3. Geologie und Böden

Die Geologie des St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebietes ist durch den Grundgebirgsschwarzwald geprägt. Dieser lässt sich in Grundgebirge und quartäre Deckschichten unterteilen (DIDSZUN, 2004). Vorherrschende Gesteine des Grundgebirges bilden die, wie in Abbildung 6.3.1 zu sehen, Orthogneise. Das Grundgebirge ist von zusammenhängend Klüften durchzogen, die preferentielle Fließwege des Wassers darstellen (STOBER, 1995).

Periglazialer Hangschutt, Moränen und pleistozäne und holozäne Talschotter bilden nach DIDSZUN (2004) die quartären Deckschichten. Die abgelagerten Moränen bestehen zum größten Teil aus kantengerundeten, unsortierten Geschieben unterschiedlicher Korngrößen, die in einer lehmig sandigen Grundmasse liegen. Ebenfalls lassen sich in Hangschuttdecken eingearbeitete Seitenmoränen so wie Endmoränenwälle finden. An der Entstehung der periglazialen Hangschuttdecken sind neben Solifluktion, Hangabspülung, Kryoturbation und Einarbeitung von angewehtem Löss beteiligt.



Abbildung 6.3.1.: Geologie im Untersuchungsgebiet.

Periglaziale Hangschuttdecken lassen sich in eine Zersatzzone, Basisfolge, Hauptfolge und Deckfolge unterteilen. Die Folgen unterscheiden sich durch ihre Materialgröße und den Einregelungsgrad der Komponenten. (UHLENBROOK, 1999)

Hydrogeologisch ist das kristalline Grundgebirge für die Bildung des Basisabflusses verantwortlich, während die Deckschichten Hauptumsatzraum von schnelleren Abflusskomponenten darstellen.

In Erosionslagen entwickeln sich die Bodentypen Ranker und Syroseme und an Hangfüßen finden sich aufgrund von Stauwassereinflüssen Pseudogleye. In der Höhenstufe von 500-900 m entstanden aus den Deckschichten Braunerden, bei stärkerer Vernässung konnten sich in Hangnischen Hanggleye entwickeln. In einer Höhe von 800-1100 m ü. NN dominieren aufgrund der geringeren Temperaturen Rohhumus-Braunerden und Moder-Braunerden und in der Höhenstufe von 1100-1490 m ü. NN bildeten sich Moder-Braunerden und Humus-Braunerden aus basenarmen sandigen Endmoränen, Sandern und Terrassen, sowie Podsole. Die räumliche Verteilung der verschiedenen Bodentypen befindet sich in Abbildung 6.3.2. Eine Erläuterung zu den in der Abbildung 6.3.2 verwendeten Abkürzungen gibt die Tabelle 6.3.1.

	6 6 7
Abkürzung	Erläuterung
	Braunerde, stellenweise humos, aus sandig-lehmigen Fließerden und
DIAOMI	Schuttdecken sowie stellenweise Geschiebelehm
BRAUNPOD	Humose Braunerde bis Podsol aus steinig-sandigem Moränenmate-
DRAONI OD	rial sowie Moor
BRAUNBEC	Braunerde, Regosol und Ranker aus Hangschutt und Kristallinge-
DITAONIEG	stein
BRAUNsh	Braunerde, stellenweise humos, aus sandig-lehmigen Schuttdecken

 Tabelle 6.3.1.:
 Erläuterung der Abkürzungen der Bodentypen.



Abbildung 6.3.2.: Bodentypen im Untersuchungsgebiet.

Bodentyp	Größe (km^2)	Anteil Einzugsgebiet (%)
BRAUNh	$9,\!14$	60,31
BRAUNREG	3,36	$22,\!15$
BRAUNPOD	$1,\!69$	$11,\!16$
$\operatorname{BRAUNsh}$	$0,\!97$	$6,\!39$

Tabelle 6.3.2.: Absolute Flächengrößen und Anteile der verschiedenen Bodentypen des Einzugsgebietes.

Insgesamt wird das Gebiet mit bis zu 60 % der Fläche von Braunerden, die aus Fließerden und Schuttdecken entstanden, dominiert. Dem folgen mit ca. 22 % der Fläche Böden, welche aus Hangschutt und Kristallingestein entstanden, sowie Böden die aus Moränenmaterial entstanden (ca. 11 %). Nur einen geringen Anteil der Fläche (ca. 6 %) machen Böden aus, welche ausschließlich auf sandig-lehmigen Schuttdecken entstanden. Die absoluten und relativen Anteile der jeweiligen Bodentypen sind in Tabelle 6.3.2 zusammengefasst.

6.4. Landnutzung

Die in Abbildung 6.4.1 dargestellten Landnutzungen beruhen auf Modifizierungen der Daten aus dem Wasser- und Bodenatlas Baden-Württembergs (LUBW, 2007) (siehe Kapitel 7.2 auf Seite 52).



Abbildung 6.4.1.: Landnutzung im Untersuchungsgebiet.

Es zeigt sich, dass ca. 80 % der Fläche des Einzugsgebietes bewaldet ist. Daran dominiert Nadelwald mit einem Anteil von 56 %, gefolgt von Mischwald mit 25 %, den Rest macht Laubwald aus. Während Grünland einen Anteil von ca. 16 % an der gesamten Einzugsgebietsfläche einnimmt, sind die anderen Landnutzungsformen (Obstbau, versiegelte Fläche, Agrarland und Feuchtflächen) mit je unter 2 % Flächenanteil vernachlässigbar klein. Die Anteile der verschiedenen Landnutzungsformen am gesamten Einzugsgebiet und die absoluten Flächenangaben sind in Tabelle 6.4.1 dargestellt.

Landnutzungsart	Größe (km^2)	Anteil Einzugsgebiet (%)
Nadelwald	6.81	44.92
Mischwald	3,10	20,43
Grünland	$2,\!57$	$16,\!93$
Laubwald	$2,\!16$	14,27
Obstbau	$0,\!22$	$1,\!42$
Urban	$0,\!17$	1,09
Agrarland	$0,\!12$	0,79
Feuchtfläche	$0,\!02$	$0,\!15$

Tabelle 6.4.1.: Absolute Flächengrößen und Anteile der verschiedenen Landnutzungsarten des Einzugsgebietes.

6.5. Fazit

Das 15,2 km² große St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet liegt am Westrand des Schwarzwaldes im Südosten des Dreisameinzugsgebietes. Es erstreckt sich von 633 m ü. NN auf eine Höhe von 1493 m ü. NN und ist durch ein ausgeprägtes Relief gekennzeichnet. Dies macht sich in dem hohen Flächenanteil von ca. 50 % an einem starken Gefälle zwischen 20° und 40° bemerkbar, so wie an einem relativ hohen mittleren Flussgefälle von 107,5 %₀.

Das Niederschlagsregime dieses den kühl gemäßigten Übergangsbreiten zugeordneten Gebietes weist zwei Maxima auf. Ein Maximum tritt im Sommer als Folge konvektiver Niederschläge auf, während das andere Maximum im Winter meist aus Fronten resultiert. Durch das stark ausgeprägte Relief kommt es zusätzlich zu Luv- und Leeffekten. Das Abflussregime wird dem nivo-pluvialen-Typ zugeordnet. Die hohen Abflüsse im April resultieren zumeist aus der Schneeschmelze, während der kleinere Peak im Winter aus Niederschlägen aus Warmfronten resultiert.

Geologisch gesehen lässt sich das Gebiet in kristallines von Orthogneis bestimmtes Grundgebirge, sowie in quartäre Deckschichten unterteilen. Die Bodenbildung fand zumeist auf Schuttdecken, sowie Moränenmaterial statt.

Wald macht 80 % der Einzugsgebietsfläche aus, gefolgt von Grünland mit 16 %. Die anderen Landnutzungsformen (Obstbau, Agrarland, Feuchtflächen und versiegelte Flächen) sind in Bezug auf ihren Flächenanteil vernachlässigbar.

7. Modellaufbau

Zum allgemeinen Modellaufbau und den allgemeinen Modellvorstellungen wird auf MO-RITZ (2007) verwiesen. Die während dieser Arbeit vorgenommenen Änderungen im von MORITZ (2007) aufgebauten Modell und die für die Fragestellung wichtigen Aspekte werden im Folgenden erläutert, bzw. wurden bereits in den Kapiteln 4 und 5 behandelt.

7.1. Hydrological Response Units

Die Teileinzugsgebiete, die SWAT anhand der Topographie berechnet (siehe MORITZ (2007)), können weiter in "Hydrological Response Units" (HRUs) unterteilt werden. "Hydrological Response Units" sind Anteile der Teileinzugsgebiete, die sich durch dieselben Boden- und Landnutzungstypen auszeichnen. Den einzelnen HRUs können Managementpraktiken zugewiesen werden, so dass sich Einheiten mit ähnlichen hydrologischen Eigenschaften bilden. Die einzelnen HRUs in einem Teileinzugsgebiet interagieren nicht miteinander, sondern stellen abgeschlossene Einheiten dar, aus deren Addition die jeweiligen Größen der Teileinzugsgebiete berechnet werden (NEITSCH ET AL., 2005, S.3).

Zur Bildung der HRUs legt der Benutzer einen Grenzwert des Anteils der Landnutzung am Teileinzugsgebiet fest. Landnutzungen, die einen geringeren Anteil besitzen, werden nicht berücksichtigt. Die berücksichtigten Landnutzungsarten werden auf ihren Anteil an der Gesamtfläche bezogen, so dass 100 % der Teileinzugsgebietsfläche modelliert werden.

Bei der Bildung der HRUs wurden Landnutzungen, die 10 % der Teileinzugsgebietsfläche ausmachen, berücksichtigt. Hiermit wird Folge getragen, dass Landnutzungsarten, die geringe Anteile an der Gesamtfläche besitzen, ebenfalls miteinbezogen werden. Wird beispielsweise der Grenzwert auf 20 %, wie in der Online-Hilfe des Modells vorgeschlagen und als häufig adequat empfunden verschoben, reduziert sich die Landnutzung innerhalb der HRUs im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet auf Nadelwald und Mischwald.

In einem weiteren Schritt zur HRU-Bildung wird ein Grenzwert für den Anteil der Bodentypen an der jeweiligen Landnutzungsform festgelegt. Bodentypen, die den Grenzwert nicht erreichen, werden nicht berücksichtigt. Der Grenzwert wurde auf 20 % festgelegt. Schon bei einem Grenzwert von 20 % wird ein weites Spektrum der Bodentypen, wie aus Tabelle 7.1.2 und dem Vergleich mit der Abbildung 6.3 ersichtlich wird, abgedeckt. In der Online-Hilfe wird ein Grenzwert von 10 % vorgeschlagen.

Eine Bearbeitungsform kann den so entstandenen Einheiten zugeordnet werden. Da über die Bewirtschaftung des Waldes im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet keine Informationen vorhanden sind, wird lediglich die Bearbeitung von Grünland berücksichtigt. Das mit SWAT berechnete St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet setzt sich aus acht HRUs zusammen. Wie in Tabelle 7.1.1 deutlich wird, dominiert die HRU Nadelwald-BRAUNh (Erläuterung zu den Bodentypen siehe Tabelle 6.3.1 auf Seite 46) mit ihrem Anteil von ca. 1/3 des gesamten Teileinzugsgebiets.

Landnutzung	Bodentyp	${f Gr\"o}{f ke}$	Anteil am Einzugsgebiet (%)
Nadalwald	BRAUNh	5,2	34,4
Inaderward	BRAUNREG	$1,\!8$	12,1
Mischwald	BRAUNh	$1,\!8$	12,0
	BRAUNREG	1,4	9,1
Grünland	BRAUNh	$1,\!8$	12,0
	BRAUNPOD	0,8	$5,\!5$
Laubwald	BRAUNh	$1,\!6$	$10,\!6$
	BRAUNREG	0,6	4,2

Tabelle 7.1.1.: HRUs im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet.

Dominierender Bodentyp mit ca. 70% ist BRAUNh, die Landnutzung wird von Nadelwald mit ca. 50% am Teileinzugsgebiet bestimmt. Die jeweils berücksichtigten Managementoperationen sind in Tabelle 7.1.2 zusammengefasst.

Landnutzung	Bodenart	Bearbeitung	
Criinland	BRAUNPOD	1. Mahd und	
Grumand	BRAUNh	2. Mahd	
Nadelwald	BRAUNh	haina Daanhaituna	
	BRAUNREG	keine bearbeitung	
Laubwald	BRAUNREG	koina Daarhaitung	
Laubwald	BRAUNh	keine Dearbeitung	
Mischwald	BRAUNh	haina Daanhaituna	
	BRAUNREG	keine Dearbeitung	

Tabelle 7.1.2.: Angenommene Bearbeitungen der einzelnen Landnutzungen.

7.2. Landnutzung – Parametrisierung

Die für das Dreisamgebiet bereitgestellten Landnutzungsarten aus dem Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (LUBW, 2007) wurden mit den Landnutzungsarten in der SWAT-Database verglichen, verändert, zugewiesen und zusammengefasst. Die Zuweisungen und Zusammenfassungen der ursprünglichen Landnutzungsarten für das St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet werden in Tabelle 7.2.1 dargestellt. Die vom Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg ausgewiesenen Landnutzungen "Brachflächen", "unversiegelte unbewachsene Flächen", "intensives Grünland" und "extensives Grünland" wurde zu der Landnutzungsart "Grünland" zusammengefasst. Desweiteren wurden Landnutzungen zu "Obstbau" und "Urban", was stellvertretend für versiegelte Bereiche steht, wie in Tabelle 7.2.1 beschrieben, zusammengefasst.
Landnutzungsart der LUBW	vergleichbare Landnutzungsart der SWAT-Database	Modifizierte und verwendete Landnutzungsart	
Siedlung dicht	Residential– High Density		
Siedlung locker	Residential– Low Density	DEG_Urban	
großflächig versiegelter Bereich	Industrial		
Ackerflächen	Agricultural Land– Generic	DEG_Agrarland	
Weinbaufläche	Apple		
Intensivobstbau			
locker		DEG_Obstbau	
baumbestandene	Orchard		
Bereiche			
Brachflächen			
unversiegelte		DEG_Gruenland	
unbewachsene	Pasture		
Flächen			
intensives Grünland			
extensives Grünland			
Nadelwald	Forest-Evergreen	DEG_Nadelwald	
Laubwald	Forest-Deciduous	DEG_Laubwald	
sonstige Waldflächen	Forest-Mixed	DEG_Mischwald	
Feuchtflächen	Wetlands-Mixed	DEG_Feuchtflaeche	
Wasserflächen	Water	DEG_Wasserflaeche	

Tabelle 7.2.1.: Vergleich und Zuordnung der Landnutzungsarten.

Einen Uberblick über die in der Landnutzungsdatabase veränderten Parameterwerte gibt die Tabelle 7.2.2. In den einzelnen Unterkapiteln dieses Kapitels werden die veränderten Parameterwerte pro Landnutzungsart aufgezeigt. Im Anhang auf der Seite 137 sind alle Parameter und deren Bedeutung zu finden, welche in der Vegetationsdatenbank von SWAT verwendet werden.

7.2.1. Grünland

Es wird angenommen, dass Brachflächen, unversiegelte und unbewachsene Flächen sowie intensiv und extensiv bewirtschaftetes Grünland durch die Parameterwerte der SWAT-Database-Landnutzungsart "Pasture" abgebildet werden können. Veränderungen müssen jedoch vorgenommen werden, da es sich um Parameterwerte der Art *Cynodon dactylon* (Hundszahn), die nicht für geographische Breiten höher als 37° geeignet ist (NEITSCH ET AL., 2004, S.438), handelt.

8-		
Parameter	Bedeutung	Einheit
CHTMX	Maximale Bestandeshöhe	m
RDMX	Maximale Wurzeltiefe	m
T_OPT	Optimale Temperatur fürs Pflanzenwachstum	$^{\circ}\mathrm{C}$
T_BASE	Basistemperatur fürs Pflanzenwachstum	$^{\circ}\mathrm{C}$
$USLE_C$	Minimaler Wert des USLE C Faktors	-
CNYLD	Anteil von Stickstoff in der Erntemasse	kg N/kg
CPYLD	Anteil von Phosphor in der Erntemasse	$\mathrm{kg}~\mathrm{P/kg}$
GSI	Maximale Stomataleitfähigkeit	ms^{-1}

Tabelle 7.2.2.: Veränderte Vegetationsparameter in der Landnutzungsdatabase und deren Bedeutung.

Tabelle 7.2.3.: Veränderte Parameterwerte für Grünland.

Parameter	Default	Verwendeter Wert	Literaturquelle
CHTMX	0,80	1,50	
T_OPT	$25,\!00$	$22,\!00$	
T_BASE	8,00	$6,\!00$	Moot et al. (2000)
$USLE_C$	$0,\!003$	$0,\!004$	Auerswald & Schmidt (1986)

Vorgeschlagen wird stattdessen die Verwendung von *Festuca arundinacea* (Rohrschwingel). Nach KLAPP & VON BOBERFELD (1990, S.243) findet *Festuca arundinacea* hierzulande als Grünland allerdings keine Verwendung mehr. Stattdessen wird *Phleum Pratense* L. (Timothe) verwendet, ein wichtiges Gras des Feldfutterbaus (KLAPP & VON BOBERFELD, 1990, S.175), welches sich durch seine Unempfindlichkeit gegenüber Kälte und Nässe auszeichnet. Für die Landnutzung "DEG_Gruenland" wurden seine Werte als repräsentativ für die entsprechende Landnutzung angenommen.

7.2.2. Nadelwald

Eine der Landnutzungsart der LUBW (2007) entsprechende Nutzung für "Nadelwald" ist in der SWAT-Database mit "Forest-Evergreen" vorhanden. Die Parameterwerte wurden jedoch für *Pinus* (Kiefer) ermittelt (NEITSCH ET AL., 2004, S.438).

Die Fichten dominierten 2002 nach der Bundeswaldinventur II die Nadelwaldfläche im Landkreis Breisgau-Hochschwarzwald mit ca. 30 000 ha, gefolgt von der Tanne mit ca. 7 000 ha, der Douglasie mit ca. 3 000 ha und der Kiefer mit ca. 2000 ha (FORSTLICHE-VERSUCHSANSTALT, 2008). Es wird angenommen, dass im Dreisameinzugsgebiet eine vergleichbare Verteilung der Nadelbäume vorhanden ist. Die Parameterwerte der SWAT-Database für "Forest-Evergreen" wurden deshalb in Richtung Parameterwerte für Fichte und Tanne verändert. Da diese beiden Baumarten nicht als Pflanzen in der SWAT-Database vorhanden sind, wurde nach entsprechenden Werten recherchiert und für fehlende Werte wurden die Parameterwerte für Kiefer aus der SWAT-Database übernommen. Die veränderten Werte sind in Tabelle 7.2.4 dargestellt.

Parameter	Default	Verwendeter Wert	Literaturquelle	
CHTMX	$10,\!00$	20,00		
RDMX	3,00	$3,\!00$	Polomski & Kuhn (1998)	
T_OPT	$30,\!00$	$23,\!00$	Kirschbaum (1999)	
T_BASE	$0,\!00$	$3,\!00$	Whitehead et al. (1994)	
$USLE_C$	$0,\!001$	0,004	Auerswald & Schmidt (1986)	
GSI	0,002	0,006	Churkina et al. (2003)	

Tabelle 7.2.4.: Veränderte Parameterwerte für Nadelwald.

7.2.3. Laubwald

Die Parameterwerte der SWAT-Database für die Landnutzung "Forest-Deciduous" entsprechen Werten, die für Eiche ermittelt wurden (NEITSCH ET AL., 2004). Nach der Bundeswaldinventur II (FORSTLICHE-VERSUCHSANSTALT, 2008) machen jedoch Buchen mit ca. 9 000 ha vor Eichen mit ca. 3 000 ha die größte Fläche des Laubwaldes im Landkreis Breisgau-Hochschwarzwald aus. Anderes Laubholz mit hoher, bzw. niedriger Umtriebszeit nimmt 7 000 ha, bzw. 2 ha der Fläche ein. In der modifizierten und genutzten Landnutzungsart "DEG_Laubwald" wurden recherchierte Parameterwerte (siehe Tabelle 7.2.5) für Buche für das St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet verwendet, bzw. die Werte für Eiche aus der SWAT-Database übernommen.

Tabelle 7.2.5.: Veränderte Parameterwerte für Laubwald.

Parameter	Default	Verwendeter Wert	Literaturquelle
CHTMX	6	$20,\!00$	
RDMX	3,00	$3,\!00$	Polomski & Kuhn (1998)
T_OPT	$30,\!00$	$23,\!00$	Kirschbaum (1999)
T_BASE	$10,\!00$	2,50	VON WUEHLISCH ET AL. (1995)
$USLE_C$	$0,\!001$	$0,\!004$	AUERSWALD & SCHMIDT (1986)

7.2.4. Mischwald

Die Parameterwerte der Landnutzung "Forest-Mixed" aus der SWAT-Database wurden nicht übernommen, da es sich bei ihnen um Parameterwerte von Eichen handelt (NEITSCH ET AL., 2004, S.438). Stattdessen wurden die Parameterwerte aus denen der Landnutzungsarten "DEG_Nadelwald" und "DEG_Laubwald", unter der Annahme eines Laubbaum- zu Nadelbaum-Verhältnisses von 1:1 im Mischwald, ermittelt.

7.3. Management – Parametrisierung

7.3.1. Parametrisierung der Managementdatei

Zu Beginn einer jeden Simulation wird angenommen, dass die in der SWAT-Database neu erstellten und übernommenen Vegetationsparameterwerte bereits gültig sind.

Parameter	Grünland	Nadelwald	Laubwald	Mischwald
LAI_INIT	7	9,4	6	7,7
BIO_INIT	5800	170 000	170 000	170 000
PHU_PLT	1000	1480	1610	1545

Tabelle 7.3.1.: Zuordnung der Vegetationsparameterwerte in der Managementdatei.

 Tabelle 7.3.2.:
 Vegetationsparameter in der Managementdatei und deren Bedeutung.

Parameter	Bedeutung	
LAI_INIT	LAI zu Beginn der Simulation	-
BIO_INIT	Trockengewicht der Biomasse zu Beginn der Simulation	m kg/ha
PHU_PLT	Heat Units, die Pflanze zur Reife benötigt	-

Es wird von einer bereits vorhandenen Vegetation ausgegangen. Die in der Managementdatei berücksichtigten Parameterwerte, welche sich auf die bereits vorhandene Vegetation beziehen, sind nach Landnutzungsart sortiert in Tabelle 7.3.1 zusammengefasst. Eine kurze Erläuterung der Parameter befindet sich in der nachfolgenden Tabelle 7.3.2.

Zusätzlich zu den initialen Parameterwerten können Parameterwerte, die sich auf die Bewirtschaftung beziehen in Tabelle 7.3.2 beschrieben, festgelegt werden. Die Parameterwerte für LAI_INIT wurden einer Bekanntmachung des Bundesumweltamtes (BUNDESUMWELTAMT, 2008) entnommen. Die Parameterwerte für PHU_PLT wurden ebenfalls wie die Werte für die jeweiligen Managementoperationen aus vorhandenen Lufttemperaturmessdaten berechnet. Da bei Bäumen kein Pflanztermin angenommen wird, wird bei ihnen die Reifungsperiode als Zeitabschnitt zwischen Blattaustrieb und Samenreife, verstanden.

	Fichte	Buche	Literaturquelle
Beginn Blatt- austrieb/Pflanzung	15.5.	1.5.	Rötzer et al. (2004); Hecker (2002)
Samenreife/Reife	15.10.	1.10.	HECKER (2002)

Tabelle 7.3.3.: Angenommene Blattentfaltung und Reife.

7.3.2. Mahd

Die angenommene Bewirtschaftung des Grünlandes orientiert sich an BRIEMLE ET AL. (1991). Eine zweimalige Mahd Mitte Juni und im Herbst wird für nährstoffreiche Feuchtwiesen empfohlen und als Bewirtschaftung im Untersuchungsgebiet für das Grünland angenommen. Der Mahdzeitpunkt wird über den Anteil der Wärmesumme an der Gesamtwärmesumme berechnet. Für die Jahre 1998 bis 2007 wurden jeweils die Wärmesummen bis zum 15. Juni, bzw. 15. Oktober, berechnet. Der Quotient aus der gesamten Wärmesumme und der Wärmesumme bis zu der jeweiligen Mahd wurde über die neun Jahre gemittelt und als Parameterwert verwendet. Bei der Mahd wird berücksichtigt,

dass die Pflanze ihre physiologischen Eigenschaften behält. Festgelegt werden kann der Anteil der zurückbleibenden lebenden Biomasse und ob Schnittgut auf der Fläche liegen glassen wird.

7.4. Höhenbänder

Zur Berücksichtigung orographischer Niederschläge und der Abhängigkeit der Lufttemperatur von der Gebietshöhe können in SWAT Höhenbänder definiert werden. Die Höhenbänder dienen ebenfalls der Modellierung der Schneeakkumulation und Schneeschmelze (NEITSCH ET AL., 2005, S.88). Die Niederschläge in den jeweiligen Höhenbändern sind eine Funktion der mittleren Höhe des Höhenbandes, der Höhenlage der Niederschlagsstation, des Niederschlagsgradienten mit der Höhe, der Anzahl der Tage an denen im Jahr Niederschlag fällt und der gemessenen Niederschlagshöhe (NEITSCH ET AL., 2005, S.87). Für das St. Wilhelmer Talbacheinzugsgebiet wurden Höhenbänder im Abstand von 200 m gebildet. Ihre mittlere Höhe und ihr Anteil am Gesamtgebiet, der ebenfalls bei den Berechnungen berücksichtigt wird, sind in Tabelle 7.4.1 zusammengestellt.

	0	0	
watana Changa dag	obere Grenze	mittlere Höhe	Anteil an der
untere Grenze des	\mathbf{des}	\mathbf{des}	Teileinzugsge-
nonenbands (m u.	Höhenbands	Höhenbands	bietsfläche
1N1N)	(m ü. NN)	(m ü. NN)	(%)
636	836	736	11
837	1037	937	29
1038	1238	1138	41
1239	1485	1362	19

Tabelle 7.4.1.: Eigenschaften der berücksichtigten Höhenbänder.

Die Höhenabhängigkeit wurde für das Dreisameinzugsgebiet durch HUXOL (2007) mit +76,3 mm/100 m bestimmt und in dem Modell berücksichtigt. Die ebenfalls für die Schneeschmelze wichtige Temperaturabhängigkeit geht mit -0,6 °C/100 m (HUXOL, 2007) in das Modell ein.

7.5. Eingangsdaten

Für die Berechnungen mit SWAT werden Eingangsdaten auf Tagesbasis benötigt. Dies sind die maximale und minimale Tageslufttemperatur (°C), die mittlere tägliche Windgeschwindigkeit (m/s), die mittlere tägliche relative Luftfeuchtigkeit (-) und die tägliche Niederschlagsmenge (mm). Jedem Teileinzugsgebiet wird eine Station zugeordnet. Die Tabelle B.4 im Anhang auf Seite 140 enthält die für die Berechnungen verwendeten Zeitreihen, sowie deren Lücken. Die Daten der minimalen und maximalen Lufttemperatur, sowie der mittleren täglichen relativen Luftfeuchte und der mittleren täglichen Windgeschwindigkeit entstammen Messungen der Messstation "Katzensteig". Die Daten der Niederschlagsmessung entstammen der Niederschlagszeitreihe der Station "Feldberg". Ursprünglich wurden Niederschlagswerte der Station "Katzensteig" verwendet. Im Folgenden soll erläutert werden, wieso dies für die Modellierung als nicht geeignet erscheint. Für das St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet stehen drei Niederschlagsmessstationen zur Verfügung. Diese sind die Stationen "St. Wilhelm", "Katzensteig" und die Niederschlagsstation "Feldberg".

Die ursprünglich durch SWAT berücksichtigte Station ist die Station "Katzensteig". Die zur Verfügung stehende Datenreihe umfasst den Zeitraum 15.10.1994 bis 31.12.2006. Einen Überblick über die Datenlücken gibt die Tabelle 7.5.1.

Erster Tag der Datenlücke	Letzter Tag der Datenlücke
13.2.1995	7.3.1995
16.3.1996	4.4.1996
19.1.1997	31.3.1997
30.9.1997	8.10.1997
1.12.1997	23.8.1998
29.1.1999	31.1.1999
6.3.2000	26.3.2000
19.5.2000	13.11.2000
19.1.2002	6.6.2002
30.4.2004	11.5.2004

Tabelle 7.5.1.: Die in dem Niederschlagsmesszeitraum der Station "Katzensteig" vorhandenen Datenlücken.

Lücken in der Niederschlagszeitreihe können durch SWAT erkannt und durch den "Weather Generator" über statistisch erzeugte Niederschläge geschlossen werden (siehe MORITZ (2007, S.18-20)).

In Abbildung 7.5.1 sind die an der Station "Katzensteig" gemessenen Niederschlagsmengen gegen die vom SWAT simulierten für den Zeitraum 1.9.1992 bis 1.9.1997 aufgetragen. Der Balken über den dargestellten Niederschlägen steht für Lücken in der Datenreihe. Da die Zeitreihe der Station "Katzensteig" erst am 15.10.1994 beginnt, werden alle vorherig gefallenen Niederschläge simuliert. Dort, wo die Datenreihe der Station geschlossen ist, gehen die gemessenen Werte der Niederschlagsstation in das Modell ein.

Damit eine sinnvolle Kalibrierung des Modells mit Abflusswerten vorgenommen werden kann, muss sicher gestellt sein, dass die simulierten Niederschläge relativ gut mit



Abbildung 7.5.1.: Vergleich der an der Station "Katzensteig" gemessenen und durch SWAT simulierten Niederschlagsmengen.

den tatsächlich gefallenen übereinstimmen. Da der tatsächlich gefallene Niederschlag nicht bekannt ist, könnten zum einen vorhandene Niederschlagswerte aus der Zeitreihe gelöscht werden um eine Simulation zu erzwingen und die simulierten Werte mit den vorher gelöschten zu vergleichen oder es könnten gemessene Abflussmesswerte als Indikatoren für tatsächlich gefallene Niederschlagsmengen genutzt werden, um über die Möglichkeit einer adäquaten Kalibrierung aufgrund simulierter Niederschlagswerte zu urteilen. Da die Zeitreihe der Niederschlagsstation "Katzensteig" relativ kurz ist, relativ große Datenlücken enthält und weil mit Abflusswerten kalibriert werden soll, wird die letzte der genannten Vorgehensweisen angewendet. In Abbildung 7.5.2 auf der Seite 60 ist der mit SWAT erzeugte Niederschlag und der aus ihm gebildete Abfluss am Gebietsauslass des St. Wilhelmer Talbacheinzugsgebiets dargestellt. Zur Beurteilung der Möglichkeit einer guten Kalibrierung des Modells ist ebenfalls der am Pegel St. Wilhelmer Talbach gemessene Abfluss für den entsprechenden Zeitraum aufgetragen. Die roten gestrichelten Linien stellen den Zeitpunkt dar, ab dem gemessene, bzw. simulierte Niederschlagsmengen, vom Modell verwendet werden (siehe Tabelle 7.5.1).

Im Falle des simulierten Abflusses aus simulierten Niederschlägen ergibt sich der Unterschied der gemessenen zu den simulierten Abflüssen, wie in Abbildung 7.5.2 zu sehen ist, hauptsächlich aus einer zeitlichen Verschiebung der Abflusspeaks. Das zeitliche Auftreten der Abflusspeaks beim simulierten Abfluss resultierend aus gemessenen Nieder-



Abbildung 7.5.2.: Simulierter Abfluss als Reaktion des simulierten Niederschlags. Rote gestrichelte Linien kennzeichnen Beginn und Ende von Datenlücken.

schlagswerten stimmt mit den Zeitpunkten der gemessenen Abflusspeaks weitestgehend überein, hier resultiert die Diskrepanz hauptsächlich aus einer Überschätzung bzw. Unterschätzung der Peaks, sowie einer Verschiebung der Amplitude. Es zeigt sich, dass die simulierten Niederschläge nicht die Basis für eine gute Kalibrierung der Abflüsse auf Tagesbasis darstellen können. Deshalb sollte anstatt auf die Niederschlagsstation "Katzensteig", bei der aufgrund der kurzen und mit vielen Datenlücken versehenen Zeitreihe viele Niederschläge durch SWAT selbst generiert werden, auf die Verwendung einer anderen Niederschlagsstation in dem Gebiet St. Wilhelmer Talbach zurückgegriffen werden.

Bei einem Vergleich der simulierten Abflüsse resultierend aus den Niederschlagswerten der Station "Feldberg" (siehe Abbildung 7.5.4, S.62) und der Station "St.Wilhelm" (siehe 7.5.3, S.61) zeigt sich, dass die Zeitpunkte des Auftretens der Abflusspeaks bei Verwendung der Niederschlagsstation "St. Wilhelm" nicht so gut getroffen werden, wie bei Verwendung der Niederschlagsstation "Feldberg". Besonders deutlich wird dies bei Vergleich der Perioden Oktober 2002 bis März 2003 und April 2004 bis Mai 2005. Es scheint, dass die Auftrittszeitpunkte der an der Station "St. Wilhelm" gemessenen Niederschläge nicht repräsentativ für das Gebiet sind. Die Erzeugung einer künstlichen Niederschlagsreihe für den Gebietsniederschlag aus den Messreihen der beiden Stationen erscheint deshalb als nicht sinnvoll.



Abbildung 7.5.3.: Simulierter Abfluss resultierend aus Verwendung der Niederschlagsstation "St.Wilhelm".

Aufgrund der großen Datenlücken und kurzen Datenreihe der Station "Katzensteig" ist es ebenfalls nicht möglich eine Zeitreihe mit der Station "Feldberg" zusammen zu erstellen. Aufgrund dessen wird in dem Modell die Niederschlagsstation "Feldberg" verwendet, welche als von den drei Stationen am geeignetsten erscheint.

7.6. Fazit

Die aus dem Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (LUBW, 2007) entnommenen Landnutzungsarten für das Dreisameinzugsgebiet wurden für die Landnutzung "Grünland" ""Obstbau" und "Urbane Bereiche" im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet modifiziert. Hierzu wurden die als Brachflächen, unversiegelte und unbewachsene Flächen, intensiv genutztes und extensiv genutztes Grünland deklarierten Flächen zu einer Einheit "Grünland" zusammengefasst. Die zu "Obstbau" und "Urban" zusammengefassten Einheiten sind aufgrund der HRU-Bildung nicht berücksichtigt, aber der Vollständigkeit halber erwähnt.

Für das St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet entstanden acht aus verschiedenen Bodentypen und Landnutzungsarten zusammengesetzten Hydrological Respondse Units (HRUs).



Abbildung 7.5.4.: Simulierter Abfluss resultierend aus Verwendung der Niederschlagsstation "Feldberg".

Die Landnutzungsart "Nadelwald" dominiert mit ca. 50 % der Teileinzugsgebietsgröße über die anderen Landnutzungen Laubwald, Mischwald und Grünland. Der dominierende Bodentyp ist mit ca. 70 % die Braunerde entstanden aus Fließerden und Schuttdecken (BRAUNh). Weitere in dem Teileinzugsgebiet innerhalb der HRUs berücksichtigte Bodentypen sind die aus Hangschutt und kristallinem Gestein entstandenen Braunerden, Regosol und Ranker (BRAUNREG), sowie die Braunerde, die auf steinig sandigem Moränenmaterial (BRAUNPOD) entwickelt hat. Die in der SWAT-Database enthaltenen Landnutzungsparameterwerte wurden teilweise durch recherchierte Werte ersetzt. Für die Landnutzungsart "Grünland" wurde die Mahd als Bewirtschaftungsweise berücksichtigt, Nadelwald, Laubwald und Mischwald wurden als nicht bewirtschaftet angesehen. Zur Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur und der Niederschläge wurden für das Einzugsgebiet vier Höhenbänder, die jeweils 200 Höhenmeter voneinander entfernt liegen, definiert. Das Höhenband mit einer mittleren Höhe von 1138 m üNN dominiert mit einem Flächenanteil von 41 % das Gebiet.

Als meteorologische Daten gehen in das Modell die maximale und minimale Tageslufttemperatur, die mittlere relative Luftfeuchtigkeit des Tages und die mittlere Tageswindgeschwindigkeit jeweils an der Station "Katzensteig" gemessen ein. Die Datenreihen sind über den Zeitraum 1.1.1998 bis zum 12.7.2007 vorhanden. Die Niederschlagsdaten entstammen der Station "Feldberg" und stehen für den Zeitraum 1.1.1961 bis zum

31.5.2007 zur Verfügung.

Die zunächst in dem Modell verwendeten Niederschlagsdaten der Station "Katzensteig" werden aufgrund vieler und teilweise großer Datenlücken als nicht geeignet zur Bildung des Gebietsniederschlags angesehen. In den Datenlücken wurden vom Modell Niederschläge simuliert, welche nicht als repräsentativ erscheinen. Ebenso werden die Niederschlagswerte der Station "St. Wilhelm" als nicht geeignet betrachtet. Die Erzeugung einer künstlichen Datenreihe aus den Daten mehrerer Stationen war nicht möglich, weshalb die Niederschlagsdaten der Station "Feldberg" in das Modell eingeht.

8. Modellanwendung

8.1. Kalibrierung und Validierung

8.1.1. Wahl des Kalibrier- und Validierzeitraumes

Die Kalibrierung und Validierung des Modells wurde anhand des am Pegel St. Wilhelm auf Tagesbasis gemessenen Abflusses vorgenommen. Für den Kalibrierungszeitraum wurden die Monate Juni bis einschließlich November der Jahre 2003, 2004 und 2005 verwendet, sowie der Zeitraum Juni bis Ende August des Jahres 2006. Die Validierung wurde für die Monate Juni bis einschließlich November der Jahre 1999, 2000, 2001 und den Zeitraum Juni bis Ende August 2002 durchgeführt. Für diese Zeiträume standen die meteorologischen Inputdaten zur Verfügung. Ein Einfluss der Kalibrierung und Validierung durch simulierte Werte kann weitestgehend ausgeschlossen werden (siehe Tabelle B.4, S.140). Um die Füllung der Speicher sicherzustellen wurde eine Vorlaufzeit des Modells von zwei Jahren eingestellt.



Abbildung 8.1.1.: Kalibrierzeitraum und dazwischenliegende, für die Kalibrierung nicht berücksichtigte, Monate.

In Abbildung 8.1.1 sind die gemessenen Abflüsse gegen die mit dem Modell simulierten dargestellt, sowie der Niederschlag als Input für den gesamten Zeitraum von September 2002 bis August 2006. Es zeigt sich, dass die gemessenen Winter- und Frühjahrsabflüsse mit den vom Modell simulierten nicht gleichwertig abgebildet werden können. Die Reaktionszeitpunkte stimmen zwar weitestgehend überein, jedoch unterscheiden sich die Amplituden der Abflüsse. Im Januar 2004 wird der Abfluss vom Modell zunächst um ca. das Doppelte zu hoch simuliert, während die darauffolgenden Monate bis Juni 2004 durch einen teilweise halb so niedrigen Abfluss gekennzeichnet sind. Von Dezember 2004 bis zum März 2005 werden die Abflüsse durch das Modell zu gering simuliert. Dies ist ebenfalls vom Dezember 2005 bis zum März 2006 der Fall. Eine Überschätzung der Abflüsse findet hingegen im Monat April 2006 statt.

Grund der zu niedrigen bzw. zu hohen Simulation der Abflüsse im Winter und Frühling könnte möglicherweise in der Simulation der Schneeschmelze begründet sein. Eventuell berechnet das Modell im Januar 2004 eine zu intensive Schneeschmelze, so dass die Abflüsse in den folgenden Monaten zu gering simuliert werden. Diese Begründung ist jedoch nicht hinreichend für die in dem Jahr 2004/2005 zu gering simulierten Abflüsse, da diese nicht zu hoch simulierten folgen. Da die Niederschlagswerte der Station "Feldberg" verwendet werden, könnten generell die im Winter gemessenen Niederschläge durch Windeinfluss als zu niedrig im Vergleich mit den tatsächlich gefallenen angenommen werden. Durch die in SWAT berücksichtigte Höhenabhängigkeit wurden die Niederschläge der Station "Feldberg" weiterhin verringert (siehe Unterkapitel 7.4).

8.1.2. Bewertung der Kalibrierung und Validierung

Die simulierten Abflüsse der oben genannten Kalibrierungsperiode sind in Abbildung 8.1.2 (S.67) dargestellt. Die simulierten Abflüsse der Validierungsperiode finden sich in Abbildung 8.1.3 (S.68).

Zur Bewertung der Kalibrierung werden neben den Nash-Sutcliffe-Koeffizienten (NASH & SUTCLIFFE, 1970) die Abweichungen des Abflussvolumens der modellierten zu den gemessenen Abflüsse hinzugezogen.

Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient \mathbb{R}^2 berechnet sich aus den gemessenen Abflüssen q, dem simulierten Abfluss q' und dem Mittelwert der gemessenen Abflüsse \overline{q} .

$$R^{2} = 1 - \frac{\sum (q - q')^{2}}{\sum (q - \overline{q})^{2}}$$
(8.1.1)

Ist $\mathbb{R}^2=0$, so ist die Abweichung der simulierten Abflüsse von den gemessenen Abflüssen gleich den Abweichungen des gemessenen Abflusses von dem Mittelwert. Die Volumendifferenz V berechnet sich aus der Summe der simulierten Abflussvolumina V_{sim} im Verhältnis zur Summe der gemessenen Abflussvolumina V_{gem} .

$$V = (1 - \frac{V_{sim}}{V_{gem}}) * 100$$
(8.1.2)

Die zur Güte der Kalibrierung berechneten Nash-Sutcliffe-Koeffizienten und Volumenabweichungen sind für die Kalibrierung und Validierung in Tabelle 8.1.1 zusammengefasst. Es zeigt sich, dass in den Kalibriermonaten der Jahre 2003, 2004 und 2006 die Abweichung der simulierten zu den gemessenen Abflüssen geringer ist als die Abweichung der gemessenen Abflüsse zu ihrem Mittelwert.



Abbildung 8.1.2.: Gemessene und simulierte Abflüsse für die Kalibrierperiode Sommer/Herbst 2003, 2004, 2005 und 2006



Abbildung 8.1.3.: Gemessene und simulierte Abflüsse für die Validierungsperiode Sommer/Herbst 1999, 2000, 2001 und 2002.

1					
Kalib	Kalibrierung				
Zeitraum	\mathbf{R}^2	V (%)			
1.6.03-30.11.03	$0,\!67$	-26			
1.6.04 - 30.11.04	$0,\!62$	-3			
1.6.05 - 30.11.05	-0.0008	+11			
1.6.06 - 31.8.06	0,70	+21			
Validierung					
Zeitraum	\mathbf{R}^2	V (%)			
1.6.99-30.11.99	$0,\!65$	-5			
1.6.00 - 30.11.00	$0,\!31$	+2			
1.6.01 - 30.11.01	$0,\!57$	-4			
1.6.02 - 31.8.02	$0,\!50$	-23			

Tabelle 8.1.1.: Nash-Sutcliffe-Koeffizienten R² und Volumenabweichungen V (%) der Kalibrier-
und Validierperioden.

Im Jahr 2005 ist der Nash-Sutcliffe-Koeffizient negativ. Dies spiegelt sich nicht in der optischen Anpassung der Graphik 8.1.2 für das Jahr 2005 wider. Die optische Anpassung der Kalibrierung für das Jahr 2006 ist im Vergleich zum Jahr 2005 schlechter, obwohl der Nash-Sutcliffe-Koeffizient mit 0,7 höher (im Vergleich zu -0,0008 im Jahr 2005) ist. Der negative Nash-Sutcliffe-Koeffizient der Monate des Jahres 2005 kommt zustande, da die großen Abweichungen des simulierten vom gemessenen Abflusses dann auftauchen, wenn die Abweichung des gemessenen Abflusses von seinem Mittelwert gering ist. Dies ist wie in der Graphik zu sehen vom 1.6.2005 bis zum 31.7.2005 der Fall. Der Mittelwert des gemessenen Abflusses beträgt in diesen Monaten 0,223 m³/s.

Die Abflussvoluminaunterschiede zwischen den gemessenen und den simulierten Abflüssen schwanken in der Kalibrierperiode stark von -26 % bis +21 %. In der Validierungsperiode hingegen sind die Abweichungen in den Jahren 1999, 2000 und 2001 wesentlich geringer und liegen bei 5 % bzw. unter 5 %. Eine starke Abweichung findet jedoch mit -23 % im Jahr 2002 statt. Es kann keine Richtung zu erhöhten oder erniedrigten Abflussvolumina des Modells festgestellt werden.

Die Nash-Sutcliffe-Koeffizienten der Monate der Validierung (Tabelle 8.1.1) sind alle positiv und die Zeitpunkte des Auftretens der modellierten Abflusspeaks stimmen während der Kalibrierungs- und Validierungsperiode weitestgehend mit den Auftrittszeitpunkten der gemessenen Abflusspeaks überein. Es wird erwartet, dass das kalibrierte Modell den Abfluss des St. Wilhelmer Talbach-Einzugsgebietes in den Monaten Juni bis November ausreichend gut simulieren kann, bzw. die hydrologischen Systemeigenschaften mit dem Modell abbildbar sind. Problematisch erscheint jedoch die Simulation der Abflussvolumina.

Die Kalibrierparameter und ihre verwendeten Werte sind in Tabelle B.5 auf Seite 141 aufgelistet.

8.2. Wasserbilanz

Für den Kalibrierzeitraum wurde für das St. Wilhelmer-Talbach Einzugsgebiet ein mittlerer jährlicher Gebietsniederschlag von 1248 mm berechnet. Die aktuelle Evapotranspiration daran beträgt 32% (398 mm), 64% (798 mm) macht der oberirdische Abfluss aus und 4% (52 mm) werden im Einzugsgebiet gespeichert. Die jährliche potentielle Evapotranspiration wird für das Gebiet mit 470 mm berechnet.

8.3. Erstellung der Zeitreihen für die Untersuchungsperiode 2021-2050

Da die KLIWA-Studie (KLIWA, 2006) Ergebnisse für die Periode 2021-2050 bereitstellt, wird für das Untersuchungsgebiet, um die Ergebnisse verwenden zu können, ebenfalls diese Periode gewählt.

Insgesamt wurden sechs Simulationen durchgeführt. Zunächst wurde eine Simulation des Ist-Zustands für die Periode 1971-2000 mit den vorhandenen Zeitreihen des Ist-Zustands durchgeführt. In einer zweiten Simulation wurden für den Zeitraum 2021-2050 die Parameter Niederschlagsmenge, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur entsprechend der KLIWA-Studie (siehe Tabelle 1.3.2, S.5) durch ein Tool von SWAT verändert. In einer weiteren Simulation wurde zusätzlich die CO₂-Konzentration entsprechend des B2-Szenarios (siehe Tabelle 1.2.1, S.4) geändert. Berücksicht wurden die simulierten CO₂-Konzentration der Jahre 2020-2050, welche auf 442 ppm gemittelt wurden. Die CO₂-Konzentration der Jahre 1971-2000 wurde mit dem SWAT Default-Wert von 330 ppm NEITSCH ET AL. (2005, S.126) angenommen. Dieser Wert weicht um 16 ppm von dem aus den Werten des Szenarios B2 gemittelten Werten für den selben Zeitraum ab. Dies wird als vernachlässigbar angesehen.

8.4. Untersuchungsschwerpunkte

Zunächst wird untersucht inwieweit sich die monatlichen Mittel der hydrologischen Größen Abfluss, potentielle Evapotranspiration, aktuelle Evapotranspiration und Bodenwassergehalt während beider Zukunftsszenarien (2021-2050) von den Simulationen des Ist-Zustands unterscheiden.

In einem weiteren Schritt wird eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Die Einflüsse der jeweiligen Landnutzungen, bzw. verschiedener Bodentypen, auf diese Ergebnisse werden untersucht. Bei den Landnutzungen werden Nadelwald, Laubwald und Grünland auf Braunerde berücksichtigt. Die untersuchten Bodentypen sind Braunerden (entstanden auf sandig-lehmigen Fließerden, Schuttdecken und vereinzelt Geschiebelehm (BRAUNh)), bzw. Regosol-Braunerde-Ranker-Böden (entstanden aus Hangschutt, bzw. kristallinem Gestein (BRAUNREG)), mit jeweils der Landnutzung "Nadelwald". Ihren Anteil an der Teileinzugsgebietsgröße und ihre absoluten Größen sind in Tabelle 7.1.1 (S.52) neben den anderen vorhandenen Einheiten, dargestellt.

Die HRUs unterscheiden sich lediglich bezüglich ihrer Landnutzung oder Bodentypen.

Die meteorologischen Eingangsdaten unterscheiden sich nicht, ebenfalls ist ihr hydrologisches Verhalten höhenunabhängig (siehe Unterkapitel 7.1).

8.5. Fazit

Das Modell wurde für den Zeitraum Anfang Juni bis Ende November für die Jahre 2003, 2004 und 2005, so wie für den Zeitraum Anfang Juni bis Ende August für das Jahr 2006 kalibriert. Die Validierung wurde für den Zeitraum Anfang Juni bis Ende November für die Jahre 1999, 2000 und 2001 und für den Zeitraum Anfang Juni bis Ende August für das Jahr 2002 durchgeführt. Die Wintermonate wurden aufgrund möglicher Defizite der Modellierung der Schneeschmelze, sowie fehlender repräsentativer Niederschlagsdaten nicht berücksichtigt.

Die berechneten Nash-Sutcliffe-Koeffizienten der Kalibrierung und Validierung lassen auf eine geeignete Anwendung des Modells bezüglich der Abflusssimulierung in den oben genannten Monaten schließen.

Es zeigen sich Nachteile der Anwendung des Nash-Sutcliffe-Koeffizienten bezüglich einer stärkeren Wichtung simulierter Werte die relativ weit von den gemessenen Werten abweichen, während diese wenig von ihrem Mittelwert abweichen. Die Abweichungen der simulierten Abflussvolumina zu den gemessenen, sind in der Kalibrierperiode relativ hoch, während sie in der Validierungsperiode meist gering sind. Da es sich bei dem Untersuchungszeitraum um einen Zeitraum handelt, in dem meist Niedrigwasser herrscht, sind die absoluten Abweichungen gering. Eine Unsicherheit der richtigen Modellierung der Abflussvolumina bleibt jedoch vorhanden. Anhand der Wasserbilanz (1248 mm mittlerer jährlicher Gebietsniederschlag, 398 mm jähliche aktuelle Evapotranspiration, 798 mm jährlicher Abfluss und 52 mm jährliche Speicheränderungen) zeigt sich, dass über das Jahr betrachtet eine realistische Modellierung der Mengen der Wasserbilanzt.

Die für die Klimaszenarien benötigten erwarteten Änderungen der meteorologischen Parameter (maximale und minimale Lufttemperatur, mittlere Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte, Niederschlagssumme) entstammen der KLIWA-Studie (KLIWA, 2006) sowie bezüglich der Änderung der CO₂-Konzentration des IPCC (IPCC, 2001). Da sich die Ergebnisse auf den Zeitraum 2021-2050 im Vergleich zum Zeitraum 1971-2000 beziehen, wird für die Untersuchung ebenfalls dieser Zeitraum berücksichtigt.

Der Schwerpunkt der Untersuchung bezieht sich auf die hydrologischen Größen Abfluss, aktuelle und potentielle Evapotranspiration und den damit verbundenen Bodenwassergehalt. Speziell wird der Einfluss verschiedener Landnutzungen und Bodentypen berücksichtigt.

9. Ergebnisse

9.1. Allgemeine Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die allgemeinen Ergebnisse der Modellierung dargestellt. Vergleiche zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und dem Klimazenario (2020-2050) beziehen sich immer auf das Klimaszenario ohne CO_2 -Konzentrationsänderung. Alle genannten prozentualen Abweichungen dieser Vergleiche finden sich zusammengefasst in Tabelle B.6 auf Seite 142. Alle genannten prozentualen Abweichungen der beiden verschiedenen Klimaszenarien befinden sich in Tabelle B.7 auf Seite 143. Während die Niederschlagssumme über die 29 Jahre pro Monat gemittelt im Juni und Juli bei den Klimaszenarien (2021-2050) deutlich unter den simulierten Ist-Zustandswerten (1971-2000) liegt (36 % bzw. 34 %), ist eine geringere Abnahme in den

Monaten September und Oktober (11% bzw. 12%) zu beobachten.



Abbildung 9.1.1.: Unterschiede der mittleren monatlichen Abflüsse und Niederschlagssummen zwischen dem simulierten und gemessenen Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung.

Eine Zunahme der mittleren Monatsniederschläge zeigt sich mit ca. 12% im August, während im November keine signifikante Änderung (bei einem Signifikanzniveau von 0.05) der mittleren Niederschlagssumme zu verzeichnen ist.

Beim Vergleich der mittleren gemessenen Monatsabflüsse mit den mittleren simulierten der Periode (1971-2000) zeigt sich, dass die simulierten die gemessenen Abflüsse mit bis zu 48 % die gemessenen Abflüsse übersteigen. Dies ist jedoch nur in Niedrigwasserphasen der Fall, absolut gesehen beträgt der Unterschied maximal 0.2 m^3 /s. In Abbildung 9.1.2 sind die mittleren Monatsabflüsse über den gesamten Zeitraum 1971-2000 dargestellt. In den betrachteten Monaten Juni bis November können innerhalb desselben Monats Schwankungen im Abfluss von 1.5 m^3 /s auftreten.



Abbildung 9.1.2.: Gemessener mittlerer monatlicher Abfluss für den Zeitraum 1972-2000.

Im Monat Oktober zeigt sich kein signifikanter Unterschied zwischen den gemessenen und modellierten Abflüssen des Ist-Zustandes. Im November weichen die simulierten Abflüsse um ca. 26 % nach unten von den gemessenen Abflüssen ab.

Die mittleren Abflüsse des Zukunftszenarios (2021-2050) ohne CO_2 -Änderung liegen in den Monaten Juni und Juli 38 % bzw. 43 % unter den simulierten Abflüssen des Ist-Zustandes. Die Abweichung verringert sich bis Oktober auf eine Abweichung von - 22 %. Im November übersteigen die mittleren Abflüsse des Zukunftsszenarios die simulierten Abflüsse des Ist-Zustands um ca. 10 %.

Die Unterschiede der simulierten Abflüsse des Zukunftsszenario ohne CO_2 -Änderung und mit CO_2 -Änderung sind in allen Monaten nicht signifikant. Einen Unterschied in den mittleren Niederschlagssummen gibt es nicht (siehe Tabelle B.7).

Wie in Abbildung 9.1.3 zu erkennen, übersteigt die simulierte potentielle Evapotranspiration für beide Klimaszenarien (2021-2050) (mit und ohne CO_2 -Änderung) die für den Ist-Zustand modellierte potentielle Evapotranspiration im Monat Juni um ca. 13 %.

Ebenso verhält sich die simulierte aktuelle Evapotranspiration der Zukunftsszenarien zu dem simulierten Ist-Zustand im Juni. Ebenfalls eine Zunahme der potentiellen Evapotranspiration und aktuellen Evapotranspiration in Bezug auf den Ist-Zustand ist mit



Abbildung 9.1.3.: Vergleich des potentiellen Evapotranspirationsregimes und aktuellen Evapotranspirationsregimes des simulierten lst-Zustands (1971-2000) mit den Regimen resultierend aus den Zukunftszenarien (2021-2050).

ca. 24 %, bzw. 36 % im November zu beobachten. Keine signifikanten Änderungen zum Ist-Zustand findet sich bezüglich der potentiellen und aktuellen Evapotranspiration in den Monaten Juli und September.

Eine Abnahme der potentiellen Evapotranspiration und aktuellen Evapotranspiration um 10 % bzw. 8 % findet im Monat August statt. Während im Oktober bei der potentiellen Evapotranspiration des Zukunftsszenarios eine Abnahme um ca. 5 % stattfindet, ist bei der aktuellen Evapotranspiration keine signifikante Veränderung im Oktober zu beobachten. Weder bezüglich der potentiellen Evapotranspiration noch der aktuellen Evapotranspiration gibt es signifikante Veränderungen zwischen den Klimaszenarien ohne CO_2 -Änderung und mit CO_2 -Änderung (siehe Tabelle B.7).

Der mittlere Bodenwassergehalt am Ende des Monats (siehe Abbildung 9.1.4) liegt infolge der Klimaszenarien (2021-2050) in den Monaten Juni, Juli und November unter dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) (Abnahmen um 12 %, 11 % und 10 %). In den restlichen Untersuchungsmonaten finden keine signifikanten Abweichungen statt. Auch beim mittleren Bodenwassergehalt am Ende des Monats gibt es keine signifikanten Veränderungen bezüglich der beiden verschiedenen Zukunftsszenarien. Bei Vergleich des Verlaufs der aktuellen Evapotranspiration im simulierten Ist-Zustand mit dem simu-



Abbildung 9.1.4.: Vergleich des Bodenwassergehaltregimes am Ende des Monats und dem aktuellen Evapotranspirationsregimes des simulierten Ist-Zustands (1971-2000) mit den Regimen resultierend aus den Zukunftszenarien (2021-2050).

lierten Ist-Zustand des mittleren Bodenwassergehalts am Monatsende zeigt sich, dass die aktuelle Evapotranspiration von Juni bis Juli um ca. 11 mm zunimmt, während der Bodenwassergehalt leicht (um ca. 4 mm) abnimmt. In den Klimaszenarien wird keine Zunahme der aktuellen Evapotranspiration von Juni bis Juli festgestellt, ebenso verändert sich nicht der Bodenwassergehalt am Ende dieser Monate.

9.1.1. Interpretation der allgemeinen Ergebnisse – Vergleich des simulierten Ist-Zustands mit dem simulierten Klimaszenario ohne CO₂-Änderung

Die relativen Abweichungen des gemessenen Abflusses (1971-2000) zu den simulierten Abflüssen des Ist-Zustands sind mit - 25,92% bis + 48,42% groß. Bei Betrachtung der absoluten Abweichungen relativieren sich diese Unterschiede jedoch. Dadurch, dass zwischen den jeweiligen Jahren innerhalb desselben Monats bereits Abweichungen von $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$ auftreten können, werden die Abweichungen von maximal $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ zwischen dem simulierten Abfluss des Ist-Zustands (1971-2000) und des gemessenen Abflusses als annehmbar angesehen. Es wird davon ausgegangen, dass die so simulierten Abflüsse Aussagen bezüglich der Einflüsse des Klimawandels zulassen. Im Juni bewirkt die Abnahme der Niederschläge sowie die Zunahme der potentiellen und aktuellen Evapotranspiration wahrscheinlich eine Abnahme des Abflusses. Die Zunahme der aktuellen Evapotranspiration spiegelt sich in einer in derselben Größenordnung liegenden Abnahme des Endbodenwassergehaltes wider. Die Zunahme der potentiellen Evapotranspiration im Monat Juni liegt möglicherweise an der Zunahme der mittleren Lufttemperatur und der Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit. Dadurch, dass sich die aktuelle Evapotranspiration ebenfalls erhöht, zeigt sich, dass im Juni infolge des Klimaszenarios trotz abnehmender Niederschläge noch ausreichend Wasser, welches der Evapotranspiration zu Verfügung steht, vorhanden ist. Im Juli zeigen sich keine signifikanten Veränderungen der potentiellen und der aktuellen Evapotranspiration im Vergleich mit dem Ist-Szenario. Dies könnte im Fall der aktuellen Evapotranspiration bedeuten, dass nun Wasser als limitierender Faktor auftritt. Der Endbodenwassergehalt hat sich verringert. Hier wohlmöglich eher als Resultat der verringerten Niederschläge und nicht als Resultat einer Zunahme der aktuellen Evapotranspiration, wie es im Juni der Fall gewesen seien könnte.

Die potentielle Evapotranspiration bleibt wohlmöglich im Juli gleich, da die relativen Lufttemperaturunterschiede eher gering (im Vergleich mit dem Juni) sind und damit nicht so einen Einfluss wie im Juni haben. Der simulierte Abfluss des Zukunftszenarios weicht im Juli weiter von dem simulierten des Ist-Zustands ab, möglicherweise sind dies noch Auswirkungen der Zunahme der aktuellen Evapotranspiration im Juni. Dafür würde ebenfalls die Tatsache sprechen, dass bei Betrachtung des gesamten Abflussregimes (Abbildung 9.1.1) im Vergleich mit dem gesamten Regime der potentiellen Evapotranspiration die niedrigsten mittleren Abflüsse zeitversetzt mit den höchsten mittleren aktuellen Evapotranspirationen auftauchen. Mit dem Niederschlagsregime alleine ist dies nicht zu erklären, sind die mittleren Niederschlagssummen des Zukunftszenarios doch ebenfalls im Juni gering, die mittleren simulierten Abflüsse jedoch im September am geringsten.

Im August findet eine signifikante Abnahme der aktuellen und potentiellen Evapotranspiration statt. Die Temperatur, welche im August um ca. 1°C zunimmt und die Windgeschwindigkeit, welche sich in den Monaten von Juni bis Oktober nicht zwischen den Klimaszenarien und dem simulierten Ist-Zustand ändern sollte (KLIWA, 2006, S.32), sowie die Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit kann für diesen Trend der Abnahme der potentiellen Evapotranspiration höchstwahrscheinlich nicht verantwortlich sein und spricht eher gegen einen solchen Trend. Die Abnahme der potentiellen Evapotranspiration ist z.B. mit einer Zunahme der Bewölkung und einer Abnahme der Strahlung zu erklären.

Jedoch ist anzumerken, dass eine Veränderung der mittleren Strahlung innerhalb der Klimaszenarien nicht vorgenommen wurde. Nach den KLIWA-Ergebnissen (KLIWA, 2006) erscheinen diese Abnahmen der potentiellen Evapotranspiration, falls sie aus einer Abnahme der Strahlung resultieren, als nicht realistisch. Nach KLIWA (2006, S.32+33) ist für den Zeitraum 2021-2050 eher mit einer Abnahme der Bewölkung und einer Zunahme der Sonnenscheindauer zu rechnen, was in einer Zunahme der Strahlung resultieren würde. Demnach müsste die potentielle Evapotranspiration für die Zukunftszenarien die potentielle Evapotranspiration des simulierten Ist-Zustands im Monat August (und generell in den Monaten Juni bis Oktober) übersteigen. In SWAT wird der Anteil der Bewölkung aus der Strahlung die den Erdboden erreicht, der maximalen Strahlung die an diesem Tag den Boden erreichen kann und zwei Konstanten berechnet (NEITSCH ET AL., 2005, S.36).

Da im Juni die potentielle Evapotranspiration des simulierten Zukunftszenarios im Vergleich zum simulierten Ist-Zustand größer ist, ist es unwahrscheinlich, dass die Abnahmen im August an falschen Konstanten liegen. Falls Fehler bezüglich der Berechnung der Strahlung vorhanden sind, wird wohlmöglich die Strahlung, die an einem Tag den Erdboden erreicht, als zu gering berechnet oder aber die maximal mögliche Strahlung wird als zu groß angenommen. Eine vollständige Überprüfung der SWAT-Algorithmen war im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht möglich.

Die Abnahme der aktuellen Evapotranspiration hängt höchstwahrscheinlich von den selben Faktoren ab, wie die Abnahme der potentiellen Evapotranspiration. Jedoch muss hier zusätzlich die Wasserverfügbarkeit bedacht werden. Der Endbodenwassergehalt hat sich im Vergleich zum Ist-Zustand nicht signifikant verändert. Die Abnahme der aktuellen Evapotranspiration im August ist deshalb wahrscheinlich ebenfalls wie bei der potentiellen Evapotranspiration auf eine Reduzierung der modellierten Strahlung zurückzuführen.

Im August ist ebenfalls eine Abnahme des Abflusses im Vergleich zum Ist-Szenario zu beobachten. Der Unterschied ist jedoch geringer als im Juli, was eventuell auf die Zunahme der Niederschläge im August zurückzuführen ist. Die Abnahme der Differenzen der Abflüsse findet nicht in dem Maße statt, wie es aus der Entwicklung der Niederschläge (von Juli bis August) zu erwarten wäre. Möglicherweise wirken sich hier noch die Zunahmen der aktuellen Evapotranspiration im Juni aus. Dem widerspricht jedoch die geringe Größe des Einzugsgebiets, die eher für einen schnelleren Wasserumsatz spricht.

Im September sind weder bei der aktuellen, noch bei der potentiellen Evapotranspiration und dem Endbodenwassergehalt signifikante Änderungen zum Ist-Zustand zu beobachten. Der Niederschlag hingegen nimmt um ca. 11 % ab. Dies spiegelt sich jedoch nicht in den oben genannten hydrologischen Größen wider. Es wäre zu erwarten, dass ebenfalls die aktuelle und potentielle Evapotranspiration, sowie der Endbodenwassergehalt abnimmt. Dies ist ein Indiz dafür, dass hier für die Verdunstung nicht die vorhandene Wassermenge, sondern ebenfalls die Strahlung ausschlaggebend erscheint. Anscheinend ist bereits die Verdunstung durch die Abnahme der Strahlungsenergie von August bis September so groß, dass die Verfügbarkeit von Wasser eine untergeordnete Rolle spielt. Dies zeigt sich auch bei Betrachtung der Abbildung 9.1.4, der Endbodenwassergehalt steigt von September bis November an und liegt über der mittleren aktuellen Evapotranspiration, während diese stetig bis November abnimmt.

Im Oktober setzen sich die Beobachtungen des Septembers weitestgehend fort. Die Abflüsse des simulierten Ist-Zustands zum Zukunftszenario nähern sich jedoch an. Die Abweichungen der Niederschläge sind mit denen im September vergleichbar. Die Abnahme der Differenz der Abflüsse ist eventuell das Resultat der abnehmenden Evapotranspiration im August, bzw. der nicht signifikanten Abweichung im September. Die potentielle Evapotranspiration nimmt im Vergleich zum Ist-Zustand leicht ab. Diese Abnahme ist möglicherweise ebenfalls wie die Abnahmen im August, Folge einer falschen Strahlungsberechnung. Die aktuelle Evapotranspiration ändert sich nicht signifikant. Die Niederschläge nehmen im Oktober ab, der mittlere Endbodenwassergehalt liegt weit über der mittleren aktuellen Evapotranspiration, so dass eine Begrenzung der aktuellen Evapotranspiration durch den Bodenwassergehalt wahrscheinlich ausgeschlossen werden kann. Im November kommt es zu einer Zunahme der mittleren Abflüsse, der potentiellen Evapotranspiration sowie der aktuellen Evapotranspiration und zu einer Abnahme des Endbodenwassergehalts. Absolut gesehen sind die Zunahmen der potentiellen und aktuellen Evapotranspiration klein. Die Zunahmen der Verdunstung sind mit den anderen Ergebnissen der KLIWA-Studie (KLIWA, 2006) für die Monate November bis Mai erklärbar. Hier nimmt die mittlere Tageslufttemperatur mehr zu als in den anderen Monaten, ebenfalls erhöht sich die Windgeschwindigkeit. Die relative Luftfeuchtigkeit nimmt zwar im Vergleich zu den KLIWA Ergebnissen des Sommerhalbjahres weniger ab, aber dies mag eventuell einen nicht so großen Einfluss haben. Insgesamt über die betrachteten sechs Monate gesehen ist die Verdunstung im November am geringsten, was mit der Abnahme der Strahlungsenergie zu erklären ist. Ebenfalls nimmt wahrscheinlich schon der LAI ab, welches ebenfalls zu einer Verringerung der Verdunstung im Vergleich mit den anderen Monaten führt. Dass die aktuelle und potentielle Evapotranspiration im November im Vergleich mit dem Ist-Zustand zunimmt, liegt wahrscheinlich auch daran. dass der Laubfall der Bäume etwas durch durch die höheren Temperaturen verschoben ist. Die Abnahme des Endbodenwassergehalts ist möglicherweise mit der Zunahme der aktuellen Evapotranspiration zu erklären. Jedoch ist absolut gesehen die Abnahme des Endbodenwassergehalts viel größer als die Zunahme der aktuellen Evapotranspiration. Vielleicht wird dieser Effekt auch durch die Abnahme der Niederschläge im Oktober verstärkt.

9.1.2. Interpretation der allgemeinen Ergebnisse – Vergleich der Klimaszenarien mit und ohne CO₂-Änderung

Die Szenarien mit und ohne CO_2 -Konzentrationsänderung unterscheiden sich hinsichtlich der Auswirkungen auf die untersuchten hydrologischen Größen nicht (Tabelle B.7). Dies lässt darauf schließen, dass eine Erhöhung von 330 ppm auf 442 ppm im St. Wilhelmer Einzugsgebiet keine auf Einzugsgebietsgröße wirksamen hydrologischen Veränderungen mit sich bringt. Eventuell wäre eine Zunahme der Bodenfeuchte, so wie eventuell eine Zunahme des Abflusses und eine Abnahme der aktuellen Evapotranspiration als Folge einer geringeren Stomataleitfähigkeit erwartet worden. Dem gegenüber steht jedoch die Annahme einer Zunahme der aktuellen Evapotranspiration durch eine Vergrößerung des LAI mit allen anderen gegenteiligen Annahmen über die hydrologischen Größen, wie eben erwähnt. Hier ist darauf hinzuweisen, dass eine Zunahme des LAI eine Abnahme des Bestandeswiderstandes bedeutet (Formel 4.1.8) und somit den Effekt der Vergrößerung der zur Transpiration befähigten Fläche, welcher zu einer absoluten Zunahme der Transpiration führt, verstärken müsste.

Entweder hat CO_2 keine Auswirkungen in dem Untersuchungsgebiet auf die physiologischen und strukturellen Eigenschaften der Vegetation, oder diese Veränderungen halten sich die Waage was sich in keiner Veränderung der hydrologischen Größen zeigt. Durch die in Unterkapitel 2.3 genannten lokalen Skaleneffekte könnte es theoretisch ebenfalls zu einer Kompensation kommen. Voraussetzung hierfür ist, dass in SWAT das Sättigungsdampfdefizit unter Berücksichtigung der Blattleitfähigkeit berechnet wird. Dies scheint jedoch nicht der Fall zu sein (siehe NEITSCH ET AL. (2005, S.51 ff). Ebenfalls scheint es nicht zu einer Beeinflussung der Blattleitfähigkeit auf die Temperatur zu kommen. Möglicherweise wurde bei Berechnung der KLIWA-Ergebnisse (KLIWA, 2006) dieser Effekt berücksichtigt, müsste als Folge dann auch in den während dieser Arbeit durchgeführten Simulationen berücksichtigt worden sein. Dadurch, dass jedoch bei beiden Zukunftsszenarien die selben veränderten meteorologischen Parameter (außer die CO₂-Konzentration) verwendet wurden, würde sich dies nicht auswirken.

9.2. Ergebnisse unterschiedlicher Landnutzungen

9.2.1. Unterschiede im lst-Zustand – Landnutzung

Um die Auswirkungen der verschiedenen Landnutzungen auf den Klimawandel beurteilen zu können, werden zunächst die Simulationsergebnisse verschiedener Landnutzungen im Ist-Zustand dargestellt.

In Abbildung 9.2.1 zeigt sich, dass der simulierte mittlere monatliche Abfluss im Ist-Zustand in allen Untersuchungsmonaten bezüglich der unterschiedlichen Landnutzungen parallel verläuft. Eine Abnahme der Abflüsse ist bis September zu beobachten, der eine Zunahme im Oktober mit anschließender Stagnation (keine signifikanten Veränderungen) im November folgt. Das Abflüssniveau von Laubwald ist mit dem von Grünland gleich zu setzen. Das Niveau der Abflüsse der Landnutzung Nadelwald liegt während der Untersuchungsperiode stets um ca. 10 mm höher.

Die simulierten potentiellen Evapotranspirationen des Ist-Zustands der verschiedenen Landnutzungen unterscheiden sich nicht.



Abbildung 9.2.1.: Vergleich der simulierten monatlich gemittelten Abflüsse im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Laubwald, Nadelwald und Grünland.

Das unterschiedliche aktuelle Evapotranspirationsverhalten der jeweiligen Landnutzungen zeigt sich in Abbildung 9.2.2. Während Nadelwald und Laubwald in etwa das selbe Niveau aufzeigen, ist die aktuelle Evapotranspiration von Grünland im Mittel in den Monaten Juni, Juli und August um ca. 5-10 mm höher.



Abbildung 9.2.2.: Vergleich der simulierten monatlich gemittelten aktuellen Evapotranspiration im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Laubwald, Nadelwald und Grünland.

Eine Angleichung findet in den Monaten September, Oktober und November statt. Bei allen Landnutzungen nimmt die aktuelle Evapotranspiration von Juni bis Juli (von ca. 75 mm auf im Mittel 85 mm) zu, von Juli bis August leicht ab und von August bis November stärker bis auf einen Endwert von ca. 4 mm.

Bei Betrachtung der Reevaporation (Abbildung 9.2.3) zeigt sich bei allen Landnutzungen eine mittlere Zunahme der Reevaporation von ca. 15,5 mm im Juni auf ca. 17,5 mm im Juli. Eine stetige Abnahme der mittleren simulierten monatlichen Reevaporation ist bei allen Landnutzungen von Juli bis auf ca. 1 mm im November zu beobachten. Während das Reevaporationsregime der Landnutzungen Grünland und Laubwald identisch verläuft, verläuft das Regime von Nadelwald von Juli bis September auf einem etwas höheren Niveau (ca. 1 mm) und nähert sich dem Reevaporationsregime von Grünland und Laubwald von September bis November wieder an.

In Abbildung 9.2.4 zeigen sich die mittleren simulierten monatlichen Endbodenwassergehalte des Ist-Zustandes (1971-2000) für die unterschiedlichen Landnutzungen. Generell kann gesagt werden, dass unabhängig von der Landnutzung eine Abnahme (5%-7%) des Endbodenwassergehalts von Juni bis Juli und eine Stagnation von Juli bis August stattfindet. Von August bis November findet eine Zunahme des mittleren Endbodenwassegehalts statt, welche bei allen Landnutzungen das Anfangs Endbodenwassergehalt im Juni übersteigt.



Abbildung 9.2.3.: Vergleich der simulierten monatlich gemittelten Reevaporation im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Laubwald, Nadelwald und Grünland.



Abbildung 9.2.4.: Vergleich des simulierten monatlich gemittelten Bodenwassergehalts am Ende des Monats im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Laubwald, Nadelwald und Grünland.

Während keine signifikanten Unterschiede im Verlauf des mittleren Bodenwasserendgehaltregimes zwischen Grünland und Laubwald festzustellen sind, befindet sich der Verlauf des Regimes von Nadelwald auf einem anfangs höheren Niveau. Eine Zunahme der Unterschiede ist bis August zu beobachten, danach folgt eine Annäherung der Regime auf ca. 123 mm.

Die Differenz zwischen mittleren monatlichen Bodenwasserangfangsgehalt und mittleren monatlichen Bodenwasserendgehalt aufgeschlüsselt für die unterschiedlichen Landnutzungen zeigt sich in Abbildung 9.2.5.

Von Juni bis Juli ist die Differenz stets positiv und ist im August bei allen Landnutzungen negativ. Eine weitere Zunahme in den negativen Bereich findet bis September statt. Von September bis Oktober findet eine Abnahme der mittleren Bodenwasserdifferenz bei Laubwald und Nadelwald statt und eine weitere Zunahme bei Grünland. Ab Oktober findet bei allen Landnutzungsarten eine weitere Vergrößerung der Bodenwasserdifferenz in den negativen Bereich statt. Bis Juli verlaufen die Kurven für Grünland und Laubwald gleich, während sich die Kurve für Nadelwald auf einem geringeren Niveau befindet. Ab August ist die Bodenwasserdifferenz für Nadelwald geringer und bleibt dies gleichmäßig in Bezug auf Laubwald bis Oktober. Ebenfalls im August ist die Bodenwasserdifferenz von Grünland geringer als von Laubwald, dies ändert sich jedoch von September bis November. Von Oktober bis November nähern sich alle Kurven einander wieder an.



Abbildung 9.2.5.: Vergleich der monatlich gemittelten Bodenwassergehaltsdifferenz zwischen Monatsanfang und -ende im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Laubwald, Nadelwald und Grünland.

9.2.2. Interpretation der Ergebnisse verschiedener Landnutzungen – Ist-Zustand

Wie in den Ergebnissen 9.2.1 beschrieben, befindet sich der Abfluss aus einer Einheit deren Landnutzung Nadelwald ist auf einem höheren Niveau als der Abfluss, welcher aus Einheiten, die die Landnutzungen Grünland und Laubwald enthalten, entsteht. Die Erklärung eines höheren Abflusses aufgrund einer geringeren aktuellen Evapotranspiration ist nicht treffend, da wie in Abbildung 9.2.2 deutlich wird, die simulierte aktuelle Evapotranspiration des Ist-Zustands von Nadelwald und Laubwald übereinstimmen. Eine Differenzierung der Niederschlagsmenge bezüglich der einzelnen HRUs findet auch nicht statt. Es zeigt sich ebenfalls, dass der mittlere Endbodenwassergehalt bei Nadelwald auf einem höheren Niveau liegt (Abbildung 9.2.4) und die gemittelten Bodenwasserdifferenzen bei Nadelwald (Abbildung 9.2.5) weniger abweichen als dies bei Grünland und Laubwald der Fall ist. Der höhere Abfluss in den Sommermonaten, der höhere Endbodenwassergehalt und die geringere Bodenwasserdifferenz lässt vermuten, dass die Speicherleistung von Gebieten unter Nadelwald höher als die Speicherleistung von Gebieten unter Laubwald und Grünland ist.

In den Monaten Juli bis Oktober zeigt sich bei Nadelwald ebenfalls eine höhere Reevaporation als bei den anderen Landnutzungsarten. Die Reevaporation gibt die Menge an Wasser an, die aus dem flachen Aquifer in die ungesättigte Zone aufsteigen kann. Dies ist jedoch erst möglich, wenn ein Grenzwert im flachen Aquifer überschritten wird. Für die erhöhte Reevaporation unter Nadelwald gibt es zwei Möglichkeiten: Entweder ist die Wassermenge, die den Grenzwert im flachen Aquifer übersteigt größer als bei den anderen Landnutzungen, oder aber der Kapillarsaum unter Nadelwald ist trockener, so dass mehr Wasser aufsteigen kann. Dies würde jedoch im Widerspruch mit den höheren Endbodenwassergehalten und der geringeren Bodenwasserdifferenzen im Vergleich mit den anderen Landnutzungen stehen. Bei Vergleich des Endbodenwassergehaltregimes mit den Bodenwasserdifferenzen im Monatsverlauf aller Landnutzungen zeigt sich, dass ab August der Anfangsbodenwassergehalt unter dem Endbodenwassergehalt befindet, eine Auffüllung des Bodensspeichers findet ab August unter allen Landnutzungen statt. Die simulierte mittlere aktuelle Evapotranspiration des Ist-Zustands ist für Grünland in den Monaten Juni bis Oktober signifikant höher als für die Landnutzungen Nadelwald und Laubwald. Dies resultiert möglicherweise aus dem geringeren aerodynamischen Widerstand für Grünland. Signifikant bemerkbar machen sich diese Unterschiede jedoch weder im Abfluss noch im Endbodenwassergehalt. Lediglich im Oktober zeigt sich bei Vergleich der Bodenwasserdifferenzen mit dem Endbodenwassergehalt, dass der Anfangsbodenwassergehalt von Grünland etwas geringer gelegen haben muss.

9.2.3. Unterschiede der Klimaszenarien zum lst-Zustand – Landnutzung

Der Regimeverlauf der Abflüsse ermittelt aus dem simulierten Ist-Szenario (1971-2000) im Verhältnis zum Regimeverlauf der Abflüsse ermittelt aus den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung der betrachteten unterschiedlichen Landnutzungsarten verläuft gleich und spiegelt sich ebenfalls in den Regimen resultierend aus der Berücksichtigung aller HRUs wider (Abbildung 9.1.1, S.73).



Abbildung 9.2.6.: Unterschiede der mittleren monatlichen Abflüsse zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Laubwald, Nadelwald und Grünland.

Bis zum Monat Oktober sind die gemittelten monatlichen Abflüsse resultierend aus den Klimaszenarien bei allen Landnutzungen geringer als die simulierten Abflüsse des Ist-Zustands. Im Monat November sind die simulierten Abflüsse der Klimaszenarien höher als die des Ist-Zustands. Es finden sich keine signifikanten Unterschied zwischen den Szenarien mit und ohne CO₂-Änderung bezüglich der Abflüsse (siehe Tabelle B.9). In den Monaten Juni, Juli und November weichen die Abflüsse aller Landnutzungen des Klimaszinarios ohne CO₂-Änderung um ungefähr den selben Prozentsatz (+/-2%) von dem Szenario des Ist-Zustands ab. Im August, September und Oktober sind die Abweichungen der Landnutzung Nadelwald um ca. 5% bis 7% geringer als die der beiden anderen Landnutzungen.

Generell kann gesagt werden, dass die Abweichungen der Abflüsse zwischen dem simulierten Ist-Zustand und dem simulierten Zukunftsszenario ohne CO₂-Berücksichtigung bei allen Landnutzungen von Juli bis November abnehmen (siehe Tabelle B.8).

Bei Betrachtung der Regime (Ist-Zustand–Zukunftszenarien) der potentiellen Evapotranspiration fällt auf, dass auch diese bei allen Landnutzungen ähnlich verlaufen (Abbildung 9.2.7, S.88).

Im Juni liegt die potentielle Evapotranspiration der Zukunftsszenarien um ca. 13 % über der des Ist-Zustands. Im Juli und September sind keine signifikanten Änderungen zu beobachten. Im August liegen die simulierten potentiellen Evapotranspirationen der Klimaszenarien unter denen des Ist-Zustands und nähern sich bis November einander an.

Zwischen den potentiellen Evapotranspirationen der beiden Klimaszenarien gibt es keine signifikanten Unterschiede (siehe Tabelle B.9).

Bei Betrachtung der aktuellen Evapotranspirationsregime fällt auf, dass sich das Regime der Landnutzung Grünland von denen der Landnutzung Nadelwald und Laubwald unterscheidet (Abbildung 9.2.8, S.89). Zunächst einmal ist jedoch bei allen drei Landnutzungen im Juni die aktuelle Evapotranspiration resultierend aus den Klimaszenarien höher als während der simulierten Periode des Ist-Zustands. Von Juli bis Oktober sind bei der Landnutzung Grünland keine signifikanten Unterschiede festzustellen. Ebenfalls keine signifikanten Unterschiede sind bei Laubwald in den Monaten September und Oktober und bei Nadelwald in den Monaten Juli und September festzustellen. Eine Abnahme der aktuellen Evapotranspiration in Bezug auf den Ist-Zustand zeigt sich beim Laubwald im Juli und August und beim Nadelwald im August und Oktober. Eine große relative Zunahme aber geringe absolute ist bei allen Landnutzungen im November zu beobachten. Eine signifikante Unterscheidung zwischen den Klimaszenarien mit und ohne CO_2 -Änderung gibt es nicht (siehe Tabelle B.9).

Bei allen Klimaszenarien und allen untersuchten Landnutzungen liegt der mittlere Bodenwassergehalt am Ende des Monats im Juni unter dem Bodenwassergehalt am Ende des Monats im Ist-Zustand (siehe Abbildung 9.2.9, S.90). Während sich der Unterschied bei Laubwald im Juli vergrößert, nimmt er bei Nadelwald und Grünland ab. Von August bis Oktober sind bei allen Landnutzungsarten keine signifikanten Änderungen zwischen dem Bodenwassergehalt am Ende des Monats des Ist-Zustands und der Klimaszenarien zu beobachten. Im November liegen die Endbodenwassergehalte der Klimaszenarien bei allen drei Landnutzungstypen um ca. den selben Prozentsatz unter den Endbodenwassergehalten des Ist-Szenarios.



Abbildung 9.2.7.: Unterschiede der mittleren monatlichen potentiellen Evapotranspiration zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Laubwald, Nadelwald und Grünland.


Abbildung 9.2.8.: Unterschiede der mittleren monatlichen aktuellen Evapotranspiration zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Laubwald, Nadelwald und Grünland.



Abbildung 9.2.9.: Unterschiede des mittleren monatlichen Endbodenwassergehalts zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Laubwald, Nadelwald und Grünland.

91

In den Monaten Juni und Juli ist die Abweichung bei Nadelwald geringer als bei den anderen Landnutzungstypen, besonders ausgeprägt ist dies im Juli (siehe Tabelle B.8). Bei Betrachtung der Abbildung 9.2.10 auf Seite 92 fällt auf, dass bei den Zukunftsszenarien im Monat Juni bei allen Landnutzungsarten die mittlere Bodenwasserdifferenz positiv und größer als bei der Simulation des Ist-Zustands ist. Die größte Differenz ist mit 51 % bei Grünland, gefolgt von 45 % bei Nadelwald und 39 % bei Laubwald zu finden. Während im Juli bei Laubwald ebenfalls eine Zunahme zu beobachten ist, findet bei Nadelwald keine signifikante Änderung statt und bei Grünland eine leichte Abnahme. Ab August werden alle Bodenwassergehaltdifferenzen bei allen Landnutzungen negativ. Die größte Differenz weist dabei mit einer Abnahme von $70\,\%$ vom Ist-Zustand Nadelwald auf. Die Abnahmen von Laubwald bzw. Grünland betragen 43~% und 47~%(siehe Tabelle B.8). Im September sind bei allen drei Landnutzungsarten die Bodenwasserdifferenzen negativ und größer im Vergleich zum Ist-Zustand. Der Unterschied (Klimaszenario ohne CO₂-Änderung) zwischen den einzelnen Landnutzungen bezüglich der jeweiligen Abweichungen vom Ist-Zustand nimmt ab. Bei Nadelwald ist er mit 76 %am größten, gefolgt von Grünland mit 72 % und Laubwald mit 63 %. Zum Oktober hin nähern sich die Regime aus den unterschiedlichen Szenarien einander an und die Bodenwasserdifferenz nimmt insgesamt tendenziell ab. Jedoch ist die Bodenwasserdifferenz in Folge der Klimaszenarien höher als im Vergleich mit dem Ist-Zustand. Bei Grünland macht die Differenz ohne CO_2 -Änderung 10 % aus, während sie bei Nadelwald 30 % und bei Laubwald 40 % ausmacht. Im November nimmt die Bodenwasserdifferenz weiterhin als Resultat der simulierten Klimaszenarien ab, während sie im Ist-Zustand bei allen drei Landnutzungsarten zunimmt. Die größte Abweichung zum Ist-Zustand ist bei Grünland zu beobachten, während die Abweichungen bei Laubwald und Nadelwald in der selben Größenordnung zu ihrem jeweiligen Ist-Zustand sind.

Bei allen Landnutzung sind signifikante Unterschiede in der Bodenwassergehaltsdifferenz in bestimmten Monaten bei Vergleich des Klimaszenarios mit und ohne CO₂-Änderung zu erkennen (Tabelle B.9). Bei Laubwald und Nadelwald ist dies in den Monaten August, Oktober und November der Fall, bei Grünland im Juli, August, Oktober und November. Bei Nadelwald und Laubwald kommt es zu einer Verringerung der Bodenwasserdifferenz im negativen Bereich im Vergleich zur Klimasimulation ohne CO₂-Änderung. Dies ist auch der Fall für die Monate August und Oktober bei Grünland. Im Juli nimmt die Differenz ebenfalls ab, hier jedoch im positiven Bereich. Im November kommt es bei Grünland zu einer Zunahme der Bodenwasserdifferenz im positiven Bereich zum negativen Bereich. Die absolut Werte sind jedoch sehr gering, weshalb dies wahrscheinlich vernachlässigt werden kann.

Die Reevaporation resultierend aus den Zukunftsszenarien übersteigt im Juni bei allen Landnutzungen die Reevaporation des simulierten Ist-Zustandes (Abbildung 9.2.11, S.93). Von Juli bis Oktober liegt sie unter dem simulierten Ist-Zustand und nimmt über die Monate hin stetig ab. Im November liegt sie bei allen Landnutzungen wieder leicht über dem Ist-Zustand. Die Abweichungen der jeweiligen Landnutzungen vom jeweiligen Ist-Zustand sind im Juni vergleichbar und liegen bei 10 % bis 11 %. In den Monaten Juli, August und September ist die Abweichung bei Nadelwald geringer. Insgesamt sind die Abweichungen im August am Größten. Im November zeigt sich wieder eine Angleichung der Abweichungen der jeweiligen Landnutzungsarten von 24 % bis 28 %.



Abbildung 9.2.10.: Unterschiede der mittleren monatlichen Bodenwassergehaltsdifferenz zwischen Monatsanfang und -ende zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Laubwald, Nadelwald und Grünland.



Abbildung 9.2.11.: Unterschiede der mittleren monatlichen Reevaporation zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Laubwald, Nadelwald und Grünland.

Lediglich bei Laubwald findet sich eine signifikante Unterscheidung im August zwischen dem Klimaszenario ohne und mit CO_2 -Änderung. Die Reevaporation mit Berücksichtigung der CO_2 -Änderung ist um ca. 6 % höher als ohne CO_2 -Änderung

In Abbildung 9.2.12 auf Seite 95 ist der durch SWAT simulierte Wasserstress für die einzelnen Landnutzungen und Simulationen dargestellt. Es fällt auf, dass bei der Landnutzung Laubwald lediglich im August bei dem Klimaszenario ohne CO₂-Änderung ein leichter Wasserstress auftritt.

Bei der Landnutzung Nadelwald tritt im November bei der Simulation des Ist-Zustandes ebenfalls ein nur geringer Wasserstress auf.

Wasserstress tritt bei der Landnutzung Grünland während aller Simulationen, allerdings in verschiedenen Monaten und Ausprägungen, auf. Der größte Wasserstress tritt im August bei dem Zukunftszenario ohne CO_2 -Änderung auf. Der Wasserstress ist in den folgenden zwei Monaten bereits wesentlich geringer und im November nicht mehr vorhanden. Bei der Simulation des Zukunftszenarios mit CO_2 -Änderung ist der Wasserstress ebenfalls im August am größten und nimmt in den folgenden zwei Monaten bis auf null im Monat November ab. Die Simulation des Ist-Zustandes führt bei Grünland zu einem vergleichsweise nur sehr geringen Wasserstress im September und November.

9.2.4. Sensitivitätsanalyse verschiedener Landnutzungen – Vergleich des simulierten Ist-Zustands mit dem simulierten Klimaszenario ohne CO₂-Änderung

Der Abfluss aus einem Gebiet mit der Landnutzung Nadelwald zeigt in den Monaten August bis Oktober eine geringere Sensitivität in der Abnahme der Abflüsse als die Landnutzungen Laubwald und Grünland. Dies spiegelt sich in dem von SWAT berechneten auftretenden Wasserstress unter Grünland und Laubwald im August wider. In dem Gebiet mit Nadelwald tritt im August kein Wasserstress auf. Dies zeugt möglicherweise, wie bereits oben beschrieben, von einer besseren Speicherfähigkeit der mit Nadelwald bestandenen Gebiete, deren Auswirkungen sich erst während der Niedrigwasserperioden eindeutiger zeigen.

Sensitivitätsunterschiede in der potentiellen Evapotranspiration sind zwischen den unterschiedlichen Landnutzungen nicht vorhanden.

Bei einem Vergleich der aktuellen Evapotranspirationen zeigt sich, dass sich im Juni quasi keine Unterschiede der Sensitivitäten zwischen den unterschiedlichen Landnutzungen ergeben. Im Juli und August verringert sich die aktuelle Evapotranspiration unter Laubwald, und im August ebenfalls unter Nadelwald. Die schon im Ist-Zustand geringeren Evapotranspirationen im Vergleich zum Grünland werden sich weiter senken, was die Unterschiede der Landnutzung Grünland und Nadel- bzw. Laubwald bezüglich der aktuellen Evapotranspiration weiter verstärkt. Sensitivitätsunterschiede treten noch im Oktober auf wo es zu keiner signifikanten Veränderung der aktuellen Evapotranspiration bei Laub- und Grünland, jedoch bei Nadelwald kommt.

Abschließend ist zu sagen, dass bei allen Landnutzungstypen bezüglich der aktuellen Evapotranspiration die größten Unterschiede zum Ist-Zustand im November auftreten, gefolgt vom Juni. Die Monate, in denen signifikante Unterschiede bezüglich der Landnutzung auftreten sind die Monate Juli und August, sowie Oktober.



Abbildung 9.2.12.: Unterschiede des mittleren monatlichen Wasserstresses zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Laubwald, Nadelwald und Grünland.

Im Juli reagieren Laubwald und Grünland sensitiver auf den simulierten Klimawandel, als Nadelwald, bei dem die Abnahme des Endbodenwassergehalts geringer ist. Hier zeigt sich, wie bei der Betrachtung des Abflusses, dass die Landnutzung Nadelwald anscheinend die Auswirkungen der veränderten Klimaparameter abdämpft. In den Monaten August bis November sind keine Sensitivitätsunterschiede bezüglich des Klimawandels auf den Endbodenwassergehalt der verschiedenen Landnutzungen festzustellen.

Bei den Bodenwasserdifferenzen zeigen sich im Monat Juli und November größere Sensitivitäten bei Laubwald, im August und September bei Nadelwald und im November bei Grünland. Keine Sensitivitätsunterschiede sind im Juni festzustellen.

Bei Betrachtung der Reevaporation fällt auf, dass in den Monaten Juli bis Oktober die Sensitivität von Nadelwald am geringsten ist. In den Monaten Juni und November sind die Reaktionen aller Landnutzungstypen vergleichbar.

Für die Monate aufgeschlüsselt finden sich die Ergebnisse in Tabelle B.8 auf Seite 144.

9.2.5. Sensitivitätsanalyse verschiedener Landnutzungen – Vergleich der Klimaszenarien mit und ohne CO₂-Änderung

Im Gegensatz zur Betrachtung des gesamten St. Wilhelmer Talbacheinzugsgebiets treten bei Auflösung des Gebiets in HRUs signifikante Unterschiede zwischen dem Klimazsenario (2020-2050) ohne CO₂-Änderung und mit CO₂-Änderung auf. Diese Unterschiede treten in den Monaten August, Oktober und November (und bei Grünland zusätzlich im Juli) bei Betrachtung der Bodenwasserdifferenz auf. Im Monat August reagieren Gebiete mit Nadelwald am sensitivsten, während im November dies für Grünland der Fall ist. Bei der Reevaporation befindt sich die einzelne signifikante Abweichung bei Laubwald im Monat August. Eine Verschiebung in Richtung einer höheren Reevaporation findet statt. Eine tabellarische Darstellung der Ergebnisse findet sich in Tabelle B.9 auf Seite 145.

9.3. Ergebnisse unterschiedlicher Bodentypen

9.3.1. Unterschiede im lst-Zustand – Böden

Beim Vergleich der simulierten Ist-Zustände (1971-2000) der mittleren monatlichen Abflüsse zeigt sich, dass der Abfluss gebildet aus Gebieten mit Braunerden im Juni über dem gebildet aus Gebieten mit Regosol-Braunerde-Ranker liegt. Im Juli sind keine bodenspezifischen Differenzen der Abflüsse zu erkennen. In den Monaten August bis November liegt der Abfluss aus Braunerden unter dem aus Regosolen-Braunerden-Rankern entstandenen. Die Unterschiede nehmen dabei stetig zu (Abbildung 9.3.1).



Abbildung 9.3.1.: Vergleich der simulierten monatlich gemittelten Abflüsse im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.

Die simulierten potentiellen Evapotranspirationen beider Bodentypen im Ist-Zustand unterscheiden sich nicht voneinander und werden aus diesem Grund hier nicht dargestellt.

Bei der aktuellen monatlich gemittelten Evapotranspiration im Ist-Zustand zeigt sich ein höheres Niveau von Juni bis August bei Braunerde (um ca. 4 mm) als bei den anderen Bodentypen (Abbildung 9.3.2, S.98). In den Monaten September bis November nähern sich die mittleren Monatswerte der unterschiedlichen Bodentypen einander an. Die größten Differenzen befinden sich im August und Juli mit einem Unterschied von ca. 8 mm (Abbildung 9.3.2). Die insgesamt höchsten aktuellen Evapotranspirationsmittelwerte befinden sich für beide untersuchten Bodentypen im Juli mit 84 mm bzw. 76 mm und nehmen im November mit jeweils ca. 4 mm die geringsten Werte an.

Die mittlere Reevaporation verläuft von Juni bis Juli für beide Bodenarten gleich und steigt von ca.15,5 mm auf 17,7 mm an. Eine stetige Abnahme der mittleren si-



Abbildung 9.3.2.: Vergleich der simulierten monatlich gemittelten aktuellen Evapotranspirationen im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.

mulierten monatlichen Reevaporation ist bei allen Landnutzungen von Juli bis auf ca. 1 mm im November, zu beobachten. Das Reevaporationsregime des Bodentyps Regosol-Braunerde-Ranker verläuft von Juli bis September auf einem etwas höheren Niveau (ca. 1 mm) und nähert sich dem Reevaporationsregime von Braunerde von September bis November wieder an (Abbildung 9.3.3, S.99).

In Abbildung 9.3.4 auf Seite 99 sind die mittleren simulierten monatlichen Endbodenwassergehalte des Ist-Zustandes (1971-2000) für die unterschiedlichen Bodentypen dargestellt. Das Bodenwasser umfasst das Wasser in allen von SWAT modellierten Bodenkompartimenten, nicht nur das pflanzenverfügbare Bodenwasser.

Bei beiden Bodentypen findet eine Abnahme von ca. 5% von Juni bis Juli statt, der einer Stagnation bei Braunerde und einer Zunahme von ca. 6% bei der Regosol-Braunerde-Ranker bis August folgt. Eine Zunahme des mittleren Endbodenwassergehaltes ist bei beiden Bodentypen bis November zu beobachten. Im November wird jeweils der höchste mittlere Endbodenwassergehalt erreicht. Der mittlere monatliche Endbodenwassergehalt von Regosol-Braunerde-Ranker befindet sich stets auf einem um 54 mm (August) bis 62 mm (Oktober) geringeren Niveau als bei Braunerde.

Die Differenz zwischen mittleren monatlichen Bodenwasserangfangsgehalt und mittleren monatlichen Bodenwasserendgehalt, aufgeschlüsselt für die unterschiedlichen Bodentypen, ist in Abbildung 9.3.5 auf Seite 100 dargestellt. Von Juni bis Juli zeigt der Bodenwassergehalt eine Nettoabnahme, von August bis November nimmt der Wassergehalt netto zu.



Abbildung 9.3.3.: Vergleich der simulierten monatlich gemittelten Reevaporation im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.



Abbildung 9.3.4.: Vergleich der simulierten monatlich gemittelten Endbodenwassergehalte im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.



Abbildung 9.3.5.: Vergleich der monatlich gemittelten Bodenwassergehaltsdifferenz zwischen Monatsanfang und -ende im Ist-Zustand (1971-2000) zwischen Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.

Im Juni und Juli sowie September und Oktober ist die mittlere Bodenwasserdifferenz bei Braunerde höher als bei Regosol-Braunerde-Ranker. In den Monaten August und November ist die Bodenwasserdifferenz der Bodentypen Regosol-Braunerde-Ranker größer als die der Braunerde. Die größten Unterschiede zwischen den beiden Bodentypen sind im September und November zu beobachten. Während das Regime von Braunerde von 7 mm im Juni fast stetig auf ca. -8 mm im November abfällt, fällt das Regime der anderen Bodentypen von ca. 5 mm im Juni bis August auf ca. -4 mm ab und nimmt dann im September auf ca. 0 mm zu, bis es bis November auf -12 mm wieder abfällt.

9.3.2. Interpretation der Ergebnisse verschiedener Bodentypen – Ist-Zustand

Von August bis November liegt der spezifische Abfluss aus der HRU mit Braunerde unter dem aus der HRU mit Braunerde-Regosol-Ranker. Dies lässt sich eventuell damit erklären, dass die mittlere aktuelle Evapotranspiration aus der HRU mit Braunerde von Juni bis August höher ist und sich in den folgenden Monaten auf den Abfluss auswirkt. Die aktuelle Evapotranspiration ist in den oben genannten Monaten vermutlich höher, da in Braunerde ein insgesamt höherer Bodenwassergehalt auf Grund der besseren Speicherfähigkeiten des Bodentyps herrscht als bei Braunerde-Regosol-Ranker. Dies zeigt sich beim Vergleich des Endbodenwassergehalts der jeweiligen Monate im Vergleich mit den Differenzen des Bodenwassergehalts.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass die Braunerde eine größere Dynamik im Bodenwasserregime aufweist als der Typ Regosol-Braunerde-Ranker, bei der Speicheränderung ebenso wie bei der Evaptranspiration. Dies liegt im Wesentlichen an der größeren Speicherkapazität und dem damit verbundenen größeren Einfluss auf die übrigen Modellkompartimente in SWAT.

9.3.3. Unterschiede der Klimaszenarien zum lst-Zustand – Böden

Der Regimeverlauf der Abflüsse ermittelt aus dem simulierten Ist-Szenario (1971-2000) im Verhältnis zum Regimeverlauf der Abflüsse ermittelt aus den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung der betrachteten unterschiedlichen Bodentypen verläuft ähnlich (Abbildung 9.3.6) und spiegelt sich ebenfalls im Gesamtabflussregime wider (Abbildung 9.1.1, S.73). Bis zum Monat Oktober sind die gemittelten monatlichen Abflüsse resultierend aus den Klimaszenarien bei allen Bodentypen geringer als die simulierten Abflüsse des Ist-Zustands. Im Monat November sind die simulierten Abflüsse der Klimaszenarien bei dem Bodentyp Braunerde signifikant höher als die des Ist-Zustands. Im Falle des Bodentyps Regosol-Braunerde-Ranker ist im November kein signifikanter Unterschied zwischen dem simulierten mittleren Abfluss der Zukunftsszenarien und dem simulierten mittleren Abfluss des Ist-Zustand festzustellen. Es finden sich keine signifikanten Unterschied zwischen den Szenarien mit und ohne CO₂-Anderung bezüglich der Abflüsse (siehe Tabelle B.11). In den Monaten Juni, Juli und August weichen die Abflüsse der beiden verschiedenen Bodentypen des Klimaszenarios ohne CO₂-Änderung um ungefähr den selben Prozentsatz von dem Szenario des Ist-Zustands ab (39 % bzw. 37 % im Juni, 43 % bzw. 42 % im Juli und 29 % bzw. 30 %im August). In den Monaten September und Oktober ist die Abweichung der Abflüsse vom simulierten Ist-Zustand bei dem Bodentyp Braunerde geringer (26,44 % und 18,90%) als beim anderen Bodentyp (32,66% und 23,62%) (Vergleich Tabelle B.10, S.146).

Bei Betrachtung der Regime (Ist-Zustand-Zukunftszenarien) der potentiellen Evapotranspiration (Abbildung 9.3.7, S.103) fällt auf, dass auch diese bei beiden Bodentypen ähnlich verlaufen. Im Juni liegt die potentielle Evapotranspiration der Zukunftsszenarien um ca. 13 % über der des Ist-Zustands. Im Juli und September sind keine signifikanten Änderungen zu beobachten. Im August liegen die simulierten potentiellen Evapotranspirationen der Klimaszenarien bei beiden Bodentypen ca. 10 % unter dem des Ist-Zustands und nähern sich bis November einander an. Im November beträgt zwar der relative Unterschied vom simulierten Ist-Zustand der potentiellen Evapotranspiration zu den simulierten Klimaszenarien bei beiden Bodentypen ca. 24 %, die absolute Änderung beträgt jedoch nur ca. 1 mm.

Zwischen den potentiellen Evapotranspirationen der beiden Klimaszenarien gibt es keine signifikanten Unterschiede (siehe Tabelle B.11, S.147).

Bei Betrachtung der simulierten aktuellen Evapotranspiration (Abbildung 9.3.8, S.104) fällt auf, dass bei beiden Bodentypen im Juni die aktuelle Evapotranspiration resultierend aus den Klimaszenarien höher als während der simulierten Periode des Ist-Zustands liegt. Die Abweichung beträgt ca. 10-14 %. Nicht signifikant sind die Abweichungen für beide Bodentypen im Juli und September, sowie für den Bodentyp Regosol-Braunerde-Ranker im Oktober. Eine signifikante Abnahme der aktuellen Evapotranspiration in Bezug auf den Ist-Zustand zeigt sich bei beiden Bodentypen im



Abbildung 9.3.6.: Unterschiede der mittleren monatlichen Abflüsse zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.

August (10 % und 6 %) und bei Braunerde ebenfalls im Oktober (7 %). Eine große relative Zunahme (35 % und 36 %) aber geringe absolute (1-2 mm) ist bei beiden Bodentypen im November zu beobachten. Eine signifikante Unterscheidung zwischen den Klimaszenarien mit und ohne CO_2 -Änderung gibt es nicht (siehe Tabelle B.11, S.147).



Abbildung 9.3.7.: Unterschiede der mittleren monatlichen potentiellen Evapotranspiration zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker

Bei allen Klimaszenarien und beiden untersuchten Bodentypen liegt der mittlere Bodenwassergehalt am Ende des Monats im Juni unter dem Bodenwassergehalt am Ende des Monats im Ist-Zustand (siehe Abbildung 9.3.9). Dieser Unterschied nimmt im Juli bei beiden Bodentyen um 9 %-10 % ab. Von August bis Oktober ist bei Braunerde keine signifikante Änderung zwischen dem Bodenwassergehalt am Ende des Monats des Ist-Zustands und der Klimaszenarien zu beobachten. Bei Regosol-Braunerde-Ranker ist im August auch kein signifikanter Unterschied zu beobachten, jedoch im September und Oktober eine Abweichung um 10 % bzw. 8 % über den simulierten Ist-Zustand.

Im November liegen die Endbodenwassergehalte der Klimaszenarien bei beiden Bodentypen signifikant unter den Endbodenwassergehalten des Ist-Szenarios.

Bei Braunerde beträgt die Abweichung ca. 7 %, während die Abweichung bei Regosol-



Abbildung 9.3.8.: Unterschiede der mittleren monatlichen aktuellen Evapotranspiration zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.

Braunerde-Ranker vom simulierten Ist-Zustand ca. 23 % beträgt. In allen Monaten, in denen signifikante Unterschiede des Endbodenwassergehalts der Klimaszenarien zu dem simulierten Ist-Zustand bestehen, ist die Abweichung des Bodentypes Regosol-Braunerde-Ranker höher als die Abweichung der Braunerde zu ihrem simulierten Ist-Zustand (siehe Tabelle B.10, S.146). Wie in Tabelle B.11 zu sehen, gibt es keine signifikanten Unterschiede bezüglich des mittleren monatlichen Endwassergehalts bei Anwendung der beiden Klimaszenarien.

In Abbildung 9.3.10 auf Seite 106 sind die mittleren monatlichen Bodenwasserdifferenzen dargestellt. In nahezu allen Monaten gibt es leichte Verschiebungen zwischen Ist-Zustand und Klimazenario, wobei der November mit einer besonders großen Änderung hervorsticht. Im November fällt im Klimaszenario die Auffüllung des Bodenwasserspeichers weg, der im heutigen Zustand sehr ausgeprägt ist. Die Abweichung der monatlich mittleren Bodenwasserdifferenz beträgt zum Ist-Zustand beträgt für Braunerde 95 % und für Braunerde-Regosol-Ranker 103 %. Während bei dem Bodentyp Regosol-Braunerde-Ranker keine signifikanten Unterschiede der mittleren Bodenwasserdifferenz bei den beiden verschiedenen Zukunftszenarien mit und ohne CO_2 -Änderung festzustellen sind, finden sich signifikante Unterschiede bei Braunerde in den Monaten August, Oktober und November.

Es kommt zu einer Verringerung der Bodenwasserdifferenz im negativen Bereich im Vergleich zur Klimasimulation ohne CO₂-Änderung (Tabelle B.11).



Abbildung 9.3.9.: Unterschiede des mittleren monatlichen Endbodenwassergehalts zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.



Abbildung 9.3.10.: Unterschiede der mittleren monatlichen Bodenwassergehaltsdifferenz zwischen Monatsanfang und -ende zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.

Die Reevaporation resultierend aus den Zukunftsszenarien übersteigt im Juni bei beiden Bodentypen die Reevaporation des simulierten Ist-Zustandes (Abbildung 9.3.11, S.107). Von Juli bis Oktober liegt sie mit unter dem simulierten Ist-Zustand (bei Regosol-Braunerde-Ranker ist im Oktober der Unterschied nicht signifikant) und nimmt über die Monate hin stetig ab. Im November liegt sie bei beiden Bodentypen wieder mit 25 % bis 26 % über dem Ist-Zustand. Die Abweichungen der jeweiligen Bodentypen vom jeweiligen Ist-Zustand sind im Juni vergleichbar und liegen bei 10 % bis 11 %. In den Monaten Juli und August ist die Abweichung bei Braunerde-Regosol-Ranker geringer, jedch nicht signifikant. Insgesamt sind die Abweichungen im August am Größten. Im November zeigt sich wieder eine Angleichung der Abweichungen der Bodentypen von 25 % bis 26 % Abweichung von ihrem jeweiligen Ist-Zustand. Die Abweichung des



Abbildung 9.3.11.: Unterschiede der mittleren monatlichen Reevaporation zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker.

Regosol-Braunerde-Ranker-Bodens vom Zukunftszenario zum simulierten Ist-Zustand ist im Oktober nicht signifikant. Zwischen den Reevaporationen mit CO₂-Änderung und ohne finden sich bei beiden Bodentypen keine signifikanten Unterschiede (siehe Tabelle B.11).

In Abbildung 9.3.12 auf Seite 108 ist der durch SWAT simulierte Wasserstress für die zwei Bodentypen und Simulationen dargestellt. Beim Bodentyp Braunerde herrscht quasi nie Wasserstress (der Vollständigkeit halber ist der Ist-Zustand in der Abbildung mit aufgeführt). Es fällt auf, dass bei allen drei Simulationen des Bodentyps Regosol-Braunerde-Ranker Wasserstress auftritt. In der Graphik bezieht sich die linke y-Achse auf diesen Bodentyp. Beim simulierten Ist-Zustand tritt Wasserstress von Juni bis November auf. Der Wasserstress steigt von Juni bis August zu einem Maximum an, fällt im September wieder ab um im Oktober ein zweites Maximum zu erreichen. In den Monaten Juni und Juli ist der Wasserstress bei den Zukunftsszenarien größer als beim simulierten Ist-Zustand. Ab Juli fällt der Wasserstress wieder bis Oktober auf null ab und befindet sich im August unter dem des simulierten Ist-Zustandes. Der während



Abbildung 9.3.12.: Unterschiede des mittleren monatlichen Wasserstresses zwischen dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) und den Zukunftsszenarien (2021-2050) mit und ohne CO₂-Änderung bei Braunerde und Regosol-Braunerde-Ranker. Die rechte y-Achse bezieht sich auf Braunerde

des Zukunftszenarios mit CO₂-Änderung auftretende Wasserstress liegt in den Monaten Juni bis August signifikant unter dem des Zukunftszenarios ohne CO₂-Änderung.

9.3.4. Sensitivitätsanalyse verschiedener Bodentypen – Vergleich des simulierten Ist-Zustands mit dem simulierten Klimaszenario ohne CO₂-Änderung

Bei den Abflüssen zeigen sich erst Abweichungen bezüglich der Sensitivitäten zwischen den Bodentypen in den Monaten September bis November. Die Abnahmen der Abflüsse vom Ist-Zustand sind bei Braunerde geringer als bei Braunerde-Regosol-Ranker. Während Braunerde mit einer Zunahme der Abflüsse im November reagiert, sind Abweichungen bei Braunerde-Regosol-Ranker nicht signifikant. Gerade in den Monaten, wo der Abfluss im Mittel am geringsten ist, scheint Braunerde die Auswirkungen des Klimawandels besser abzupuffern.

Bei der Veränderung der potentiellen Evapotranspiration ergeben sich keine Sensitivitätsunterschiede bezüglich der zwei Bodentypen.

Bezüglich der aktuellen Evapotranspiration reagiert im August und Oktober Braunerde mit einer stärkeren Abnahme zum Ist-Zustand als Baraunerde-Regosol-Ranker.

Hinsichtlich des Endbodenwassergehalts zeigen sich während aller Monate (außer August, in dem bei keinem Bodentyp eine signifikante Änderung zum Ist-Zustand stattfindet), höhere Sensitivitäten bei der Braunerde-Regosol-Ranker.

Bei den Bodenwasserdifferenzen zeigen sich im Monat Juni und August größere Sensitivitäten bei der Braunerde und im Juli, September, Oktober und November bei der Braunerde-Regosol-Ranker. Außerdem fällt auf, dass bei beiden Bodentypen im Novembers der Bodenspeicher im Klimaszenario nicht mehr aufgefüllt wird. Dies ist vermutlich ein Modellartefakt, denn die Niedeschläge im Szenario sind abflusswirksamer als im Ist-Zustand (die Abflüsse steigen von Oktober zu November).

Die Sensitivität der Reevaporation ist im September bei Braunerde-Regosol-Ranker größer, während sie im Oktober bei Braunerde überwiegt.

Die Ergebnisse sind aufgeschlüsselt in Tabelle B.10 auf Seite 146 aufgeführt.

9.3.5. Sensitivitätsanalyse verschiedener Bodentypen – Vergleich der Klimaszenarien mit und ohne CO₂-Änderung

Die einzigen signifikanten Änderungen, die bei Vergleich der beiden Klimaszenarien auftreten, sind bei Braunerde-Regosol-Ranker in den Monaten August, Oktober und November bezüglich der Bodenwasserdifferenzen zu beobachten (siehe Tabelle B.11 auf Seite 147).

9.4. Fazit

Im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet sind keine signifikanten Änderungen der Größen Abfluss, potentielle Evapotranspiration, aktuelle Evapotranspiration und Bodenwassergehalt am Ende des Monats bei einem Vergleich der Klimaszenarien mit und ohne CO_2 -Änderung festzustellen. Dies könnte daran liegen, dass entweder CO_2 in diesem Falle keinen direkten Einfluss (siehe Abbildung 2.2.1 auf Seite 10) auf die Vegetation hat, oder aber dass es physiologische Auswirkungen gibt, welche sich die Waage halten. Es könnte eventuell zu einer Kompensation der Abnahme der Blattleitfähigkeit als Folge einer Erhöhung der CO_2 -Konzentration durch eine Erhöhung der RUE kommen. Dies würde bedeuten, dass sich die Zunahme der Transpiration in einer Abnahme der Bodenvaporation zeigen müsste. Der Skaleneffekt auf lokaler Skala kommt nicht in Betracht.

Einen großen Einfluss auf die hydrologischen Größen haben die anderen veränderten Klimaparameter. In den Monaten Juni bis Oktober kommt es zu Abnahmen der Abflüsse, im November kommt es aufgrund der Verwendung der KLIWA-Ergebnisse für das Winterhalbjahr zu einer Zunahme.

Es kommt zu Zunahmen der potentiellen und aktuellen Evapotranspiration in den Monaten Juni und November, und zu Abnahmen im August sowie bei der potentiellen Evapotranspiration zusätzlich im Oktober. In den restlichen Monaten findet keine signifikante Änderung statt. Der Endbodenwassergehalt nimmt im Vergleich zum Ist-Zustand in den Monaten Juni, Juli und November ab. Keine Veränderungen zeigen sich in den Monaten August, September und Oktober.

Die Sensitivität auf den Abfluss ist in den Monaten August bis Oktober bei Nadelwald geringer als bei Grünland und Laubwald. Bezüglich der potentiellen Evapotranspiration treten keine Sensitivitätsunterschiede auf.

Im Juni und November sind zwischen den Landnutzungen keine Sensitivitätsunterschiede bezüglich der aktuellen Evapotranspiration festzustellen. Im Juli reagiert Laubwald sensitiver, im Oktober Nadelwald. Im August reagieren Laubwald und Nadelwald sensitiver auf den Klimawandel als Grünland.

Bezüglich des Bodenwassergehaltes am Ende des Monats verhalten sich Grünland, Laubwald und Nadelwald in den Monaten August bis November (hinsichtlich ihrer Abweichung zum Ist-Zustand) gleich, im Juni und besonders im Juli reagieren Grünland und Laubwald sensitiver.

Im Juni reagieren Nadelwald und Grünland sensitiver auf den Klimawandel bei Betrachtung der Bodenwasserdifferenz. Im Juli ist die Sensitivität bei Laubwald am größten, gefolgt von Grünland. Nadelwald reagiert im August am sensitivsten, während keine Unterschiede der Sensitivität zwischen Laubwald und Grünland festzustellen sind. Im September ist die Sensitivität bei Laubwald am geringsten, bei Nadelwald und Grünland vergleichbar. Im Oktober reagiert Grünland gefolgt von Nadelwald am wenigsten sensitiv. Grünland reagiert am sensitivsten im Vergleich mit den anderen Landnutzungsarten im November.

Bezüglich der Reevaporation reagieren alle Landnutzungsarten im Juni und November gleich. Nadelwald reagiert von Juli bis Oktober am wenigsten sensitiv. Im Juli und August verhalten sich Grünland und Laubwald bezüglich ihrer Sensitivität gleich. Im September und Oktober reagiert Laubwald sensitiver.

Bezüglich der Unterschiede der Klimaszenarien mit und ohne CO_2 -Konzentrationsänderung zeigt sich, dass Grünland im Juli und November sensitiver bezüglich der Bodenwasserdifferenz reagiert und Nadelwald im August.

Die Sensitivität bezüglich der Abnahme der Abflüsse ist im September und Oktober bei Braunerde-Regosol-Ranker größer als bei Braunerde. Bezüglich der aktuellen Evapotranspiration reagiert Braunerde im Oktober sensitiver als Braunerde-RegosolRanker. Hinsichtlich des Endbodenwassergehaltes zeigt sich bei Braunerde-Regosol-Ranker eine höhere Sensitivität. Dies ist ebenfalls im Juli, September und November in Hinblick auf die Bodenwasserdifferenz der Fall. Im August und Oktober ragiert Braunerde sensitiver bezüglich der Reevaporation.

Im Vergleich der beiden Zukunftsszenarien zeigt sich eine erhöhte Sensitivität bei Braunerde bezüglich der Bodenwasserdifferenzen im August, Oktober und November.

10. Diskussion

In diesem Kapitel werden die Modellunsicherheiten und sonstige Fehlerquellen der Modellierungsergebnisse besprochen. Dies sind neben der Unsicherheit der Eingangsdaten für die Simulierung des Ist-Zustandes und der Zukunftsszenarien die Unsicherheit der Kalibrierparameter und die nicht zur Kalibrierung verwendeten Parameterwerte. Hinzu kommt des weiteren die Frage, ob das Modell überhaupt in der Lage ist, die Evapotranspiration richtig zu simulieren.

10.1. Unsicherheit der Eingangsdaten

10.1.1. lst-Zustand

Als problematisch zu beurteilen ist die Eingangszeitreihe der Niederschlagsstation Feldberg. Dadurch, dass das Untersuchungsgebiet ein sehr heterogenes Relief mit großen Höhenunterschieden aufweist, ist die Verwendung der Niederschlagswerte von nur einer Station als Gebietsniederschlag eigentlich nicht sinnvoll. Die orographischen Veränderungen der Niederschläge und der Temperatur werden zwar durch das Modell berücksichtigt, nicht jedoch die Luv- und Leeeffekte. Die durch Windverwehung und hohen Schneeanteil infolge der Hochlage stark verfälschten Wintermessergebnisse wurden durch die Beschränkung der Modellierungsperiode auf die Sommer- und Herbstmonate aus der Kalibrierung ausgeklammert.

Wie in Tabelle B.4 auf Seite 140 nachzuvollziehen, stehen für die Simulation des Ist-Zustandes (1971-2000) für die relative Luftfeuchtigkeit, die Windgeschwindigkeit und die minimale und maximale Tageslufttemperatur Datenreihen erst ab 1998 zur Verfügung. Dies bedeutet, dass die Daten zum größten Teil durch den Weather Generator erzeugt werden. Dies birgt eine Unsicherheit (siehe Unterkapitel 10.3). Da jedoch die Niederschlagsdatenreihe die zu simulierende Periode des Ist-Zustandes vollständig abdeckt, ist zu vermuten, dass sich die Unsicherheiten in Grenzen halten. Die Niederschlagsmenge wird als am einflussreichsten auf den Abfluss und die Evapotranspiration angesehen. Eine weitere Unsicherheit besteht durch mögliche Messfehler in der Niederschlagsdatenreihe.

Neben Messfehlern der meteorologischen Größen, sind ebenfalls mögliche Abflussmessfehler zu nennen. Diese würden zu einer unbemerkten Beeinträchtigung der Kalibrierung und Validierung führen. Aber auch diese Fehler werden innerhalb dieser Arbeit als weniger einflussreich gewertet.

10.1.2. Zukunftsszenarien

Wie in Unterkapitel 1.2 deutlich wird, bestehen bereits Unsicherheiten bezüglich der CO_2 -Emissionsszenarien. Je nach Rückkopplungssensitivität mit den Ozeanen kommt es zu unterschiedlichen CO_2 -Konzentrationsmodellierungen der Atmosphäre. Werden verschiedene Modelle dazu verwendet, kommt es zusätzlich zu Unterschieden. Neben der Unsicherheit der CO_2 -Emissionen treten ebenfalls Unsicherheiten der Emissionsszenarien anderer Treibhausgase wie z.B. Wasserdampf auf. Dabei ist anzumerken, dass die Unsicherheiten der Vorhersage aufgrund zunehmender Unsicherheiten der Rückkopplungsprozesse mit zunehmender Zeit zunehmen.

In der KLIWA-Studie (KLIWA, 2006) zeigen sich, beruhend auf dem selben Emissionsszenario bei der Verwendung unterschiedlicher Klimamodelle, unterschiedliche Ergebnisse.

Die KLIWA-Studie berechnet ihre Ergebnisse lediglich für das Winter- und das Sommerhalbjahr. Wahrscheinlich gibt es jedoch zusätzlich Unterschiede zwischen den Monaten der jeweiligen Halbjahre. Dies wird in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Für die ganze Region Oberrhein werden in der KLIWA-Studie dieselben Veränderungen der meteorologischen Größen trotz klimatischer Unterschiede angenommen, dies erhöht ebenfalls die Unsicherheit. Darauf hinzuweisen ist, dass die Simulationen unter der Annahme dass keine Landnutzungsänderungen stattfinden durchgeführt wurden.

10.2. Parameterunsicherheit

In der SWAT-Datenbank für die pflanzenphysiologischen Parameter werden für Nadelwald durchweg Parameterwerte für Kiefer verwendet, während für Laubwald und Mischwald Parameterwerte für Eiche verwendet werden. Im Einzugsgbiet herrschen jedoch als Nadelbaum Fichte und als Laubbaum Buche vor. Der größte Teil der Parameterwerte konnte nicht durch recherchierte Werte ersetzt werden. Möglicherweise können die physiologischen Eigenschaften der im Einzugsgebiet vorhandenen Vegetation nicht richtig abgebildet werden. Generell besteht bei festen Parametern wie diesen natürlich immer die Gefahr, dass sie (in der Regel Mittelwerte diverser Detailstudien) die Realität im modellierten Gebiet nicht treffen. Gerade bei Parametern, die wie hier eine eine Punkt-Fläche-Extrapolation und eine (physiologische) Entwicklung über die Zeit abbilden, besteht ein großes Fehlerpotential. Eine zusätzliche Unsicherheit besteht bei den Kalibrierparametern. Bei der großen Anzahl der Kalibrierparameter können verschiedene Kombinationen dieselben Ergebnisse erzielen.

10.3. Modellunsicherheit

Bei der Kalibrierung zeigen sich große Volumendifferenzen zwischen den gemessenen und simulierten Abflüssen (siehe Tabelle 8.1.1). Dies gleicht sich jedoch einigermaßen aus, wenn längere Zeiträume simuliert werden. Diese Modellunsicherheit kann somit als gering eingestuft werden.

Eine große Modellunsicherheit besteht bei der Simulation der meteorologischen Zukunftszustände. Obwohl Abnahmen der Niederschläge von -4,7 % für die Monate Mai

bis Oktober angenommen wurden (durch Eingabe in das Klimaänderungstool von SWAT), zeigen sich bei Auswertung der Ergebnisse Abnahmen von bis zu 36 %. Dies liegt entweder an der Verwendung des Weather Generators für die Zukunftsszenarien oder aber daran, dass diese Zeitreihen durch das Klimaänderungstool von SWAT nicht entsprechend verändert werden. Der Weather Generator erzeugt charakteristische künstliche meteorogische Eingangszeitreihen auf der Basis von langjährigen Messreihen. Auf die Eigenschaften (Streubreite der Ereignisse etc.) hat der SWAT-Anwender aber wenig Einfluss, deshalb stellt er eine große potentielle Fehlerquelle dar.

Zusätzlich kommt hinzu, dass keine systematischen Abweichungen bestehen. Eine Überprüfung der anderen meteorologischen Zukunftszustände war nicht möglich, deshalb muss davon ausgegangen werden, dass diese ebenfalls nicht richtig simuliert wurden.

Bei Berechnung des Bestandeswiderstandes werden in SWAT nicht die Auswirkungen der Strahlung, der Temperatur und des Blattwasserpotentials auf diese berücksichtigt. Dies beeinträchtigt die Modellierung von auf pflanzenphysiologischen Eigenschaften beruhenden Prozessen.

Bezüglich der Hydrologie gehen lediglich Änderungen der prozentualen Niederschlagsmengen in das Modell ein. Hierbei kann es jedoch, falls es zu einer Änderung der Niederschlagsverteilung und -intensitäten kommen, Fehler bei den Abflusssimulationen geben.

10.4. Fazit

Die Unsicherheitsdiskussion zeigt, dass die Modellierung der meteorologischen Eingangsdaten besonders für die Klimaszenarien (da hier ebenfalls der Niederschlag simuliert wird) in SWAT mit Problemen behaftet ist. In Unterkapitel 7.5 zeigt sich bereits, dass das Auftreten der Niederschläge nicht richtig mit dem Weather Generator simuliert werden können. Möglicherweise ist dies auch der Fall für Niederschlagsmengen. Um differenzieren zu können, ob der Fehler bei der Produzierung der Daten durch den Weather Generator auftritt, oder aber bei der anschließenden Modifizierung wird empfohlen das Klimaänderungstool auf eine gemessene Zeitreihe anzuwenden und die Ergebnisse mit den Eingaben zu vergleichen. Hinsichtlich dieser Unsicherheiten der Veränderung der meteorologischen Eingangsdaten für die Klimaszenarien, welche nicht einmal systematisch erscheinen, ist es nicht möglich, quantitative Aussagen über Anderungen des Transpirationsregimes infolge des Klimawandels im betrachteten Gebiet zu treffen. Die Modellunsicherheit übersteigt die Unsicherheit der Eingangsdaten, sowie die Parameterunsicherheit. Die Aussage, die jedoch getroffen werden kann ist, dass sich eine Änderung der CO₂-Konzentration von 330 ppm auf 442 ppm nicht signifikant auf das Transpirationsregime im St. Wilhelmer Talbach Einzugsgebiet auswirkt.

A. Symbol- und Abkürzungsverzeichnis

A	Atmosphärische Gegenstrahlung	
ABA	Abscisinsäure	
В	Bodenwärmestrom	${ m MJm^{-2}d^{-1}}$
bio_{annual}	maximale Biomasseakkumulation bei Bäu- men innerhalb eines Jahres	$\mathrm{kg}\mathrm{ha}^{-1}\mathrm{a}^{-1}$
$bio_{fulldev}$	Biomasse eines Bestandes	${\rm t}{\rm ha}^{-1}$
C_i	CO ₂ -Konzentration im Blattinneren	ppm
CV	oberirdische Biomasse und Streu	$\mathrm{kg}\mathrm{ha}^{-1}$
C_p	spezifische Wärme der Luft	$MJ kg^{-1} \circ C^{-1}$
cov_{sol}	Bodenbedeckungsindex	-
DL	Tageslänge	
d	Nullverschiebung des Windprofils	cm
E_a	aktuelle Evapotranspiration	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
E_0	potentielle Evapotranspiration	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
\mathbf{E}_{akt}	aktuelle Evaporation – allgemein	
E_{B0}	potentielle Evapotranspiration in den Be- stand	${\rm mmd^{-1}}$
E_{can}	Interzeptionsverdunstung	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
E _{pot}	potentiellen Evaporation – allgemein	
E_s	maximale Bodenevaporation	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
$E_{soil,ly}$	aktuelle Evaporation einer Bodenschicht	mm
	Wassermenge, die maximal durch Bodene-	
$E_{soil,lybb}$	vaporation der Atmospäre zugeführt werden	mm
	kann	
$E_{soil,z}$	aktuelle Bodenevaporation in der Tiefe z	mm
$E_{soil,zu}$	aktuelle Evaporation an der unteren Boden- schicht	mm
$E_{soil,zo}$	aktuelle Evaporation an der oberen Boden- schicht	mm
E_{sub}	Sublimation	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
E_t	Transpiration	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
$E_{t,max}$	maximale Transpiration	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
	maximale Sublimation/Bodenevaporation	
E_{vs}	unter Berücksichtigung der Wasserentnahme	${\rm mm}{\rm d}^{-1}$
	durch die Vegetation	, 1
E_{vvs}	maximale Bodenwasserevaporation	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$

ET_{akt}	aktuelle Evapotranspiration – allgemein	
ET_{pot}	potentielle Evapotranspiration – allgemein	
ETP_{ref}	${ m Referenzeva potranspiration}$	
EZG	Einzugsgebiet	
e	Eulersche Zahl	
e_z	Dampfdruck der Luft in der Höhe z	kPa
e ⁰	Sättigungsdampfdruck der Luft in der Höhe	k Pa
c_z	z	кга
FC	Wassergehalt der Bodenschicht ly bei Feld-	mm
$\Gamma \cup_{ly}$	kapazität	111111
FK	Feldkapazität	
frian	Anteil am maximalen LAI bei gegebenem	_
J ' LAImx	Anteil an den Potentiellen Heat Units	
$fr_{LAImx,i}$	Anteil am maximalen LAI für den Tag i	-
$fr_{LAImx,i-1}$	Anteil am maximalen LAI für den Tag $i - 1$	-
$f_{T, D, M, V}$	Anteil an den Potentiellen Heat Units an ei-	_
J ' PHU	nem bestimmten Tag der Wachstumsperiode	
$f_{T, D, M, V}$	Anteil an den Potentiellen Heat Units ab dem	_
J ' PHU,sen	Blattfall einsetzt	-
f_{r} .	Anteil der Wurzelbiomasse an der gesamten	_
J'root	Biomasse	-
G	Globalstrahlung	
G_c	Bestandesleitfähigkeit	${ m ms^{-1}}$
Gt	Gigatonne	
g	Diffusionsleitfähigkeit für Wasserdampf	${ m ms^{-1}}$
g_b	Blattleitfähigkeit	${ m ms^{-1}}$
<i>a</i> ,	maximale effektive Stomataleitfähigkeit des	$m s^{-1}$
91	Blattes	111.5
$g_{l,mx}$	maximale Blattleitfähigkeit	${ m ms^{-1}}$
<i>(</i>),	Stomataleitfähigkeit des Blattes mit Berück-	$m s^{-1}$
g_{l,CO_2}	sichtigung von CO_2	111.5
g_s	Stomataleitfähigkeit	${ m ms^{-1}}$
H_{day}	einfallende Strahlung	$MJ m^{-2}$
H_{net}	$\operatorname{Strahlungsbilanz}$	$MJ m^{-2} d^{-1}$
H_{i}	an einem Tag interzeptierte photosynthetisch	$M.Im^{-2}$
11 phosyn	aktive Strahlung	1110 111
HRU	Hydrological Response Unit	
h	Wärmeleitfähigkeit der Blattgrenzschicht zur	$W m^{-1} K^{-1}$
10	Luft	
h_c	mittlere Bestandeshöhe	cm
$h_{c,mx}$	maximale Pflanzenhöhe	m
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change	
IR	langwellige Ausstrahlung	
K	Kármán-Konstante	-

KTIWA	Klimaveränderung und Konsequenzen für die	
KLIWA	Wasserwirtschaft	
K_l	Korrekturfaktor	-
k.A.	keine Angaben	
k_l	Extinktionskoeffizient	-
\mathbf{L}	turbulenter Strom fühlbarer Wärme	
LAI	Leaf Area Index	-
LAI_i	LAI für den Tag <i>i</i>	-
LAI_{i-1}	LAI für den Tag $i - 1$	-
LAR	Leaf Area Ration	$\mathrm{m}^2\mathrm{g}^{-1}$
	Landesanstalt für Umwelt, Messungen und	0
LUBW	Naturschutz Baden-Württemberg	
l_1	Steigungskoeffizient	
l_2	Steigungskoeffizient	
\overline{ly}	Bodenschicht	-
MPI	Max-Planck-Institut	
MR	Meteo-Research	
Р	Niederschlag	
P	Luftdruck	kPa
P _i	Niederschlagsintensität	
Pg	Petagramm	
PAR	photosynthetisch aktive Strahlung	nm
РН	Photoschemische Prozesse	
PIK	Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung	
PHU	Potential Heat Units	_
PS	Photosynthese	
ppm	parts per million	
0	gemessener Abfluss	$m^{3} s^{-1}$
$\frac{q}{\alpha}$	Mittelwert des gemessenen Abflusses	$m^{3} s^{-1}$
q q'	simulierter Abfluss	$m^{3} s^{-1}$
Ч В	zurückreflektierte Strahlung	
R_{ℓ}	interzentierte Wassermenge	$mm d^{-1}$
<i>i c</i> _{int}	Wassermenge in Bestand nach Interzeptions-	iiiii u
$R_{int(f)}$	verdunstung	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
	Wassermenge in Bestand vor Interzeptions-	
$R_{int(i)}$	verdupstung	${ m mm}{ m d}^{-1}$
\mathbf{B}^2	Nash-Sutcliffe-Koeffizient	_
RH	Relative Luftfauchtigkeit	
	Rediction Use Efficiency	$k_{\rm m}/h_{\rm h}*(MI/m^2)^{-1}$
	RIF bei einem Dempfdruckdofigit von 1 kPe	$k_{g}/h_{a} * (M I/m^{2})^{-1}$
r	Verdunstungswärme	$M I k \sigma^{-1}$
i r	aorodynamischen Widerstand	sm ⁻¹
	Restandeswiderstand der Verstation	$s_{\rm m}^{\rm m}$
/ _C	minimaler effektiver Stematewiderstand sin	5 111
r_l	minimaler energiver Stomatawiderstand em-	$\mathrm{s}\mathrm{m}^{-1}$
	es emzemen Diattes	

r_{l-ab}	minimaler effektiver Stomatawiderstand auf der abaxialen Seite eines Blattes	${ m s}{ m m}^{-1}$
r_{l-ad}	minimaler effektiver Stomatawiderstand auf	$ m s~m^{-1}$
rV	der adaxialen Seite eines Blattes Dichte des turbulenten Stroms latenter Wär- me	$\mathrm{MJ}\mathrm{m}^{-2}\mathrm{d}^{-1}$
r_1	Steigungskoeffizient	
r_2	Steigungskoeffizient	
$SNO_{(f)}$	Wassergehalt der Schneedecke nach der Sub- limation	mm
$SNO_{(i)}$	Wassergehalt der Schneedecke vor der Subli- mation	mm
SRES	Special Report on Emissions Scenarios	
SVAT	Soil – Vegetation – Atmosphere Transfer	
SWAT	Soil & Water Assessment Tool	
SW_{ly}	Bodenwassergehalt der Bodenschicht ly	mm
ъ Т	spezinsche reuchte sktuelle Transpiration – allgemein	
T_{akt}	maximale Lufttemperatur	
T max	minimale Lufttemperatur	
T_{min}	gemittelte Lufttemperatur	
T_{mit}	potentiellen Transpiration – allgemein	
I pot	Windgeschwindigkeit in der Höhe z.,	${ m m}^{-1}$
V	Volumendifferenz	
V_{gem}	Summe der gemessenen Abflussvolumina	m^3
V _{mit}	mittlere Windgeschwindigkeit	
V_{sim}	Summe der simulierten Abflussvolumina	m^3
V^*	turbulenter Strom latenter Wärme	
VP_{mit}	gemittelter Dampfdruck	
VPD	Wasserdampfdefizit	
vpd	Wasserdampfdefizit	kPa
vpd_s	Schwellenwert des Dampfdruckdefizits ab dem BUE abnimmt	kPa
	Schwellenwert des Wasserdampfdefizites ab	
vpd_{thr}	dem ein Einfluss auf die Blattleitfähigkeit be-	kPa
	obachtet werden kann	
WP	Welkepunkt	
WP_{tu}	Wassergehalt der Bodenschicht ly beim Wel-	mm
,, i iy	kepunkt	
WUE	Water Use Efficiency	1
w	Wärmekapazität der Luft	$Ws K^{-1}$
Wactualun lu	aktuelle Bodenwasseraufnahme für die Bo-	mm
uci uui up, i y	denschicht <i>ly</i>	
$w_{up,luss}$	potentielle Wasserautnahme beim Anfangs-	mm
-r,-3-0	bodenwassergehalt	

$w_{up,z}$	potentielle Wasseraufnahme der Vegetation	$\mathrm{mm}\mathrm{d}^{-1}$
yr_{cur}	Alter des Baumes	a
$yr_{fulldev}$	Jahre bis zur vollen Entwicklung des Baumes	a
z	Bodentiefe	mm
z_{om}	Rauhigkeitslänge bezogen auf den turbulen- ten Strom fühlbarer Wärme	cm
z_{ov}	Rauhigkeitslänge bezogen auf den turbulen- ten Strom latenter Wärme	cm
z_p	Höhen der die Luftfeuchtigkeits- und Tempe- raturmessgeräte	cm
z_{root}	Wurzeltiefe	mm
$z_{root,mx}$	maximal mögliche Wurzeltiefe (durch Boden und Vegetation begrenzt)	mm
z_w	Höhe des Windmessgeräts	cm
[CHO]	Kohlenhydrate	
eta_w	Wasserverteilungsfaktor	-
Δ	Steigung der Sättigungsdampfdruck- Temperatur-Kurve	$\rm kPa{}^{\circ}\rm C^{-1}$
ΔLAI_i	Zunahme des LAI an einem Tag	-
ΔT	Temperaturdifferenz zwischen Blatt- und Lufttemperatur	-
Δbio	maximaler täglicher Biomassezuwachs	$\mathrm{kg}\mathrm{ha}^{-1}$
$\Delta g_{l,dcl}$	Abnahme der Blattleitfähigkeit pro Zunahme des Wasserdampfdefizites um ein kPa	$\mathrm{ms^{-1}kPa^{-1}}$
Δrue_{dcl}	Abnahmerate der RUE pro Anstieg des Dampfdruckdefizits	$\mathrm{kg/ha}(\mathrm{MJ/m^2})^{-1*}\mathrm{kPa^{-1}}$
Δw	Gradient des molaren Mischungsverhältnis- ses von Wasserdampf und Luft zwischen dem Blattinneren und der Umgebungsluft	-
γ	Psychrometerkonstante	kPa °C ^{−1}
l Dair	Luftdichte	$kg m^{-3}$
WBlatt	Blattwasserpotential	hPa
ψ_{Wurzel}	Wurzelwasserpotential	hPa
,	-	

B. Appendix

ماءنمامين الملمام	IVIODEIIVErgleicii
Taballa D 1 .	

Acronym	Biome-BGC	BROOK-90	CENTURY	CoupModel
Name	Biome model- Bio Geochemical Cycles	k.A.	k.A.	Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere system
Entwickler	National Center for Atmospheric Research (NCAR) & Numerical Terradynamic Simulation Group (NTSG), University of Montana, USA	C. A. Federer	United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Great Plains Systems, Research Unit	Department of Land and Water Resources Engineering, Royal Institute of Technology, Stockholm, Sweden
Beschreibung	Ökosystemprozessmodell, Energie-, Wasser-, Kohlenstoff- und Nitrat- speicher bzwflüsse	Wasserhaushaltsmodell	Ökosystemreaktionen auf den Klimawandel, Boden – Pflanze – Nährstoffkreisläufe	Wärme-, Wasser-, Kohlenstoff-, Nitrathaushalt
Kernreferenz	THONNTON ET AL. (2002): Modeling and measuring the effects of disturbance history and climate on carbon and water budgets in evergreen needleleaf forests. Agricultural and Forest Meteorology 113(1-4): 185-222.	FEDERER ET AL. (2003): Sensitivity of annual evaporation to soil and root properties in two models of contrasting complexity. Journal of Hydrometeorology 4: 1276–1290.	MELLILO ET AL. (1995): Vegetation ecosystem modeling and analysis project – Comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental scale study of terrestrial ecosystem reponses to climate change and CO ₂ doubling. Global Biogeochemical Cycles 9(4): 407-437.	Jansson & Kanlern (2004): Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems. Royal Institute of Technolgy, Department of Civil and Environmental Engineering, Stockholm 435 p.
Freeware	ß	gi	nach Registration	ja
Source Code	auf Anfrage	auf Anfrage	nein	auf Anfrage
Sprache	C/C++, Pascal	Visual Basic	C, Fortran77	C++, Fortran90
Dokumentation	**	***	×	***
Beispieldateien	<u>s</u> í	<u>s</u> í	nein	<u>s</u> í
Modellskala: Raum/Zeit	Ökosystem	kleine uniforme Einzugsgebiete/Tag	Jahr	lokale und regionale Skala
Anwendungshäufigkeit	50-75	25-50	75–100	6-10
Anwendung in Europa	Deutschland, Österreich, Schweden, Schweiz	Deutschland, Österreich, Slowakei	Dänemark, Deutschland, Großbritannien, Italien	Dänemark, Deutschland, Schweden, Norwegen
Anwendungsbeispiele in Deutschland	VETTER ET AL. (2005): Partitioning direct and indirect human-induced effects on carbon sequestration of managed coniferous forests using model simulations and forest inventories. Global Change Biology 11(5): 810–828.	WELLPOTF ET AL. (2005): Simulation of drought for a Scots pine forest (<i>Privus sylvestris L.</i>) in the southern upper Rhine plain. Meteorologische Zeitschrift 14(2): 143–150. ArMBRUSTER ET AL. (2004): Effects of changes in tree species composition on water flow dynamics-Model applications and their limitations. Plant and Soil 294(1-2): 13–24.	Modifizierte Form von CENTURY angewedet: Schaldbarh & Alcoaho (2006): Coupled simulation of regional land use change and soil carbon sequestration: A case study for the state of Hesse in Germany. Environmental Modelling & Software 21(10): 1430-1446.	Laufendes Projekt der Fachabteilung für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Uni Kiel: Nitrataustrag unter Grünland- und Futterbausystemen in Deutschland.
Zuschaltbare Module	nein	nein	Phosphor- und Schwefelmodul	Kohlenstoff- und Stickstoffmodul, außerdem Minteq
	Biome-BGC	BROOK-90	CENTURY	CoupModel
--	--	---	--	--
Meteorologische Daten	maximale Lufttemperatur (T_{max}) , minimale Lufttemperatur (T_{mix}) , genitteite Lufttemperatur (T_{mit}) , mittlerer Dampfduck (VP_{mit}) , Globalstrahlung (G) , Tægeslänge (DL), Niederschlagsmenge (P) (auf Tægesbais)	$T_{max}, T_{min}, VP_{mit}, G$, mittlere Windgeschwindigkeit $(m_{nit}), P$ (auf Tagesbasis)	$\mathbb{T}_{max},\mathbb{T}_{min},\mathbb{P}$ (auf Monatsbasis)	T_{max}, T_{min} , relative Luftfeuchtigketi (RH), G, v_{mit} , P (auf Tagesbasis)
Beispiele für andere Inputparameter	Gebietsparameter, Bodenparameter, Vegetationsparameter (C:N-Verhältnis in Blättern,bzw. Stamm), Streuzusammensetzung	Einzugsgebietsparameter, Bodenparameter, Bestandesparameter (max. Bestandeshöhe während des Jahres, Albedo, Wurzeldichte), Infiltrations- und Dräinageparameter	Bodenparameter (Textur, S-, P-, N-, C-Gehalte), Vegetationsparameter (Ligninkonzentration im Pflanzenmaterial, Stickstoff, Phosphor- und Schwefelgehalte der Pflanzel	Gebietsparameter, Bodenparameter (pF-Kurve, Wärnekapartät), Vegetationsparameter (vertikale Wurzelverteilung, Wasserregulation)
Beispiele für Outputparameter	Gross Primary Production, Net Primary Production, Net Ecosystem Production, Evapotranspiration, Abfluss, Niederschlag, LAI, Blattkohlenstoffgehalt	Bodenwassergehalte der einzelnen Schichten, LAI, Schneeaktumulation, pflanzenverfügbares Wasser, Wasserbilanz	Kohlenstoffgehalte verschiedener Kompartimente, CO ₂ aus Respiration, Bodenwassergehalte, Wasserverfügbarkeit der Vegetation, Nährstoffgehalte, Evapotranspiration, Transpiration	vertikale und horizontale Waserffüsse, Wasseraufhahme durch die Wurzeln, Wasser- und Wärmespeichergehalte, Stickstoff- und Kohlenstoffspeicher und -flüsse, Grundwaserneubildung, Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte in der Pflanze in der Pflanze
Zeitliche Auflösung der Outputdaten	Tag oder Jahr	Tag, Monat, Jahr	Monat	in Tagen und Minuten spezifizierbar
Stomataleitfähigkeit	berücksichtigt	berücksichtigt	berücksichtigt	direkt berücksichtigt
CO2	berücksichtigt	nicht berücksichtigt	weitreichend berücksichtigt	berücksichtigt
Energiebilanz	berücksichtigt	berücksichtigt	berücksichtigt	weitreichend berücksichtigt
Nährstoffhaushalt	Stickstoffdeposition und symbiontische Stickstofffixierung berücksichtigt	nicht berücksichtigt	Schwefel, Phosphor und Stickstoff werden berücksichtigt	Stickstoff berücksichtigt
Kohlenstoff	C in verschiedenen Pools berücksichtigt (Vegetation, Streu, Boden)	nicht berücksichtigt	C in verschiedenen Baumkompartimenten berücksichtigt	C in verschiedenen Pools berücksichtigt
Bodenwasserhaushalt/ -konzept	Bodenwasserpool ist Funktion der Wurzeltiefe, Wasser welches tiefer sickert wird direkt dem Flussabfluss zugerechnet	nach Самгвец (1974), BROOKS & Сонет (1964), mehrere Bodenschichten	Bodenspeicher werden zur Pedkapazität aufgefüllt, überschüssiges Wasser gelangt in den nächsten Speicher	Richards-Gleichung (RICHARDS, 1931), Hysterese-Bffekt berücksichtigt
Abflussbildung	k.A.	Schnee- und Regeninterzeption, Oberflächenabfluss, Matrixfluss, Makroporenfluss, Bypassfluss, Tiefensickerung, Grundwasserabflus, Schneeschmelze	Bodenspeicher werden nach und nach aufgefült, aus dem letzten Speicher kann das Wasser als schnelle Komponente in den Vorfluter gelangen, aus einem Tiefenspeicher gelangt das Wasser ebenfälls in den Vorfluter	Muldenspeicher, Oberflächenabfluss, Matrixfluss, Makroporenfluss, Tiefensickerung, Grundwasserabfluss, Schneeschmelze
Interzeption	k.A.	Interzeptionsrate ist konstanter Anteil der Niederschlagsrate und linear zum LAI, bis der Interzeptionsspeicher voll ist	Interzeptionsverdunstung aus oberirdischer Biomasse, Niederschlag und ET _{pot} bestimmt	exponentielle Abnahme der Interzeptionsrate oder einfacher Schwellenwertansatz, Interzeptionskapazifät als Funktion des LAI

	Biome-BGC	BROOK-90	CENTURY	CoupModel
\mathbf{ET}_{pot}	k.A.	k.A.	aus T_{max} und T_{min} nach LINACRE (1977)	k.A.
\mathbf{T}_{pot}	Penman-Monteith	nach Sниттьеwоктн & Wallace (1985)	Funktion aus lebender Blattmasse und ET _{pot}	Penman-Monteith
\mathbf{T}_{akt}	k.A.	potentielle Transpirationsrate und maximal mögliche Wasseraufnahme aus dem Boden werden berechnet, die aktuelle Transpiration wird gleich dem kleineren Wert gesetzt	k.A.	Unterteilung in \mathbf{T}_{akt} ohne und mit Wasserstress
\mathbf{E}_{pot}	Penman-Monteith	nach Sниттьеwоктн & Wallace (1985)	k.A.	aus T_{pot} oder Penman-Monteith
\mathbf{B}_{akt}	k.A.	durch Reduzierung von \mathbf{E}_{pot}	k.A.	bei Interzeptionsverdunstung ist Interzeptionsspeicher oder die potentielle Interzeptionsverdunstungsrate Imitierend
Anmerkungen	einfache Klimaänderungssimulationen durchführbar, während Simulation wird nur ein Vegetationstyp berücksichtigt	nur Online-Dokumentation, Hächenkonzentriertes Modell, simulierter und gemessner Abfluss, Schnee- und Bodenwasserspeicheränderungen können mit graphischen Programm ausgegeben werden, LWF-BROOK30 ist eine modifizierte Form des Modells, die Bestandesentwicklung und temperaturabhängige phänologische Veränderungen berücksichtigt	Zersetzung der Streu wird berücksichtigt, Waldproduktionsmodul ist enthalten	die Vegetation kann in verschiedener Weise berücksichtigt werden: "Implicit big leaf model" (ohne Bodenevaporation), "Explicit big leaf model" (mit Bodenevaporation), "Multiple eanopy model', Tutorials, aus WinSoil+SOILN entstanden
				k.A. keine Angahen

ngal

* lückenhaft dokumentiert ** hinreichend dokumentiert *** ausführlich dokumentiert

Acronym	Cupid	DAISY	MAESTRA/MAESTRO	\mathbf{PnET}
Name	k.A.	k.A.	Multi-Array Evaporation Stand Tree Radiation A	Photosynthesis and Evapotranspiration
Entwickler	J.M. Norman Department of Soil Science, University of Wisconsin-Madison, USA	Department of Agricultural Sciences, University of Copenhagen, Denmark	Department of Biological Sciences, Macquarie University, Australia	Complex Systems Research Center, Institute for the study of Earth, Oteans and Space, University of New Hampshire, USA
Beschreibung	Interaktion Boden-Pflanze-Atmosphäre	Agrarmodell (Getreideproduktion, Bodenwasser- und Nitratbilanzen)	Forstmodell (Bestandesphotosynthese, Strahlungsabsorption und Transpiration)	Forst-Ökosystemmodell (Wasser-, Kohlenstoff- und Stickstoffkreisläufe)
Kernreferenz	THOMPSON ET AL. (1993a): A sprinkler water droplet evaporation and plant canopy model. I.Model Development. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 36(3): 735-741. THOMPSON ET AL. (1993b): A sprinkler water droplet evaporation and plant canopy model. II.Model Application. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers Society of Agricultural Engineers Society of Agricultural Engineers	HANSEN ET AL. (1990): DAISY - Soil Plant Atmosphere System Model. NPO Research in the NAEP No.A 10 No.A 10 National Agency of Environmental Protection, Denmark (Hrsg.).	Wave & Jawys (1990): Description and Validation of an array model-MAESTRO. Agricultural and Forest Meteorology 51(3-4): 257-280.	ABER & FEDERER (1992): A generalized, lumped-parameter model of photosynthesis, evapotranspiration and net primary production in temperate and boreal ecosystems. Oecologia 92(4): 463-474.
Freeware	ja	.ei	вj.	ja
Source Code	nein	B	.e	B
Sprache	Fortran77	C++	Fortran	Visual Basic, C
Dokumentation	×	****	* *	**
Beispieldateien	ja	ja	ja	ja
Modellskala: Raum/Zeit	k.A.	Feldskala	Bestandesskala	Monat
Anwendungshäufigkeit	05	25-50	50-75	25–50 (verschiedene PnET-Modelle)
Anwendung in Europa	nein	Dänemark, Deutschland	Großbritannien	PnET-N-DNDC: Deutschland, Österreich, PnET-CN: Schweden PnET-BGC: Tschechien PnET-BGC: Tschechien PnET-TI: Intand
Anwendungsbeispiele in Deutschland	nein	Svendsen et al. (1995): Simulation of crop production, water and nitrogen balances in two german agroecosystems using the DAISY model. Ecological Modelling 81(1-3): 197-212.	nein	PhET-N-DNDC: FALGE ET AL. (2005): Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany. Ecological fling
Zuschaltbare Module	nein	nein	nein	$100(2^{-4}): 1(4^{-2}10)$

	Cupid	DAISY	MAESTRA/MAESTRO	PnET
Meteorologische Daten	k.A.	$\mathrm{T}_{mit},\mathrm{G},\mathrm{P}$	T_{max} und T_{min} oder Studenmittel T_{mit} , Photosynthetisch aktive Strahlung (PAR) oder G, CO2-Konzentration der Atmosphäre	$\mathbf{T}_{max}, \mathbf{T}_{min}, \mathbf{W}$ asserdampfdefizit (VPD), G
Beispiele für andere Inputparameter	k.A.	Gebietsparameter, Bodenparameter (Humusgehalt, Grundwasserspiegelage), Managementparameter (Informationen über Düngung, Bearbeitung, Erntemethoden, Bewässerung)	Gebietsparameter, Bestandresparameter (Baumkronenradien, Stammlängen, LAI), Photosyntheseparameter, Respirationsparameter	Bestandesparameter (Blattstickstoffgehalte, Zeitraum der Holz- und Blatterntwicklung), Photosyntheseparameter(optimale und minimale Temperatur für Photsynthese), Wasserbilanzparameter (Water Use Efficiency (WUE), Anteil des interzeptierten und verdunstenden Niedenschlags), stehen Kohlenstoffparameter, Respirationsparameter
Beispiele für Outputparameter	k.A.	Oberflächenabfluss, Evaporation und Perkolation aus Schneauflage, Bodentemperatur, Bodenwassergehalt, Pflanzenversorgung mit Nährstoffen, Ammonium- und Nitrataustrag	Photosynthese, Transpiration, Respiration der einzelnen Organe	Länge der Vegetationsperiode, LAI, Photosynthese, Wasserbilanz, Wasserstress, Respiration
Zeitliche Auflösung der Outputdaten	bis zu 15 Minuten	k.A.	Stunde	Monat
Stomataleitfähigkeit	k.A.	durch Bestandeswiderstand berücksichtigt	direkt berücksichtigt	als Funktion der Photosyntheserate berücksichtigt
CO_2	k.A.	berücksichtigt	direkt berücksichtigt	direkt berücksichtigt
Energiebilanz	k.A.	berücksichtigt	berücksichtigt	in Bezug auf Photosynthese berücksichtigt
Nährstoffhaushalt	k.A.	Stickstoff, Düngemittel	Stickstoff als Blattstickstoff berücksichtigt	Stickstoff berückichtigt
Kohlenstoff	k.A.	C in verschiedenen Pools weitreichend berücksichtigt	C in Bezug auf Photosynthese berücksichtigt, nicht in verschiedenen Pools	C in verschiedenen Pools weitreichend berücksichtigt
Bodenwasserhaushalt/ -konzept	k.A.	nach Richards (1931), van Genuchten (1980), Darcyfluss	Bodenwassergehalt nur in Bezug auf Stomata berücksichtigt	k.A.
Abflussbildung	k.A.	Muldenspeicher, Oberflächenabfluss, Schneespeicher, Perkolation, Makroporenfluss	k.A.	Schneeschmelze, Makroporenfluss
Interzeption	k.A.	Interzeptionskapazität aus LAI und Interzeptionskapazität-Koeffizient ermittelt	k.A.	konstanter Anteil des Niederschlags

	Cupid	DAISY	MAESTRA/MAESTRO	PnET
\mathbf{ET}_{pot}	k.A.	Penman-Monteith oder MAKKINK (1957)	k.A.	k.A.
\mathbf{T}_{pot}	k.A.	aus $\mathrm{ET}_{pot},\mathrm{E}_{pot}$ und E_{akt}	Penman-Monteith	aus Brutto-Photosynthese und WUE
\mathbf{T}_{akt}	k.A.	aus T $_{pot}$ und pflanzenverfügbarem Wasser	k.A.	aus T _{pot} und pflanzenverfügbarem Wasser
\mathbf{E}_{pot}	k.A.	aus ET _{pot} und LAI	k.A.	k.A.
\mathbf{E}_{akt}	k.A.	aus E_{pot} und potentieller Exfiltrationsrate (Bodenevaporation)	k.A.	k.A.
Anmerkungen	in Landwirtschaft und für Bewässerung eingesetzt	für Landwirtschaft entwickelt	Berechnungen für einen Zielbaum, gute Ortskenntnisse (Kronendurchmesser, Beschattung, Anzahl der Bäume) nötig	Wasser- und Kohlenstoffmodul durch Stickstoff beeinflusst

k.A. keine Angaben

* lückenhaft dokumentiert
 ** hinreichend dokumentiert
 *** ausführlich dokumentiert

Acronym	RHESSys	SHAW	SiSPAT	SPA
Name	Regional Hydro-Ecologic Simulation System	Simultaneous Heat and Water model	Simple Soil Plant Atmosphere Transfer	Soil – Plant – Atmosphere model
Entwickler	C. Tague Department of Geography, San Diego State University, USA	G.N. Flerchinger Northwest Watershed Research Center (NWRC), USDA Agricultural Research Service, Boise, USA	Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Donaine Universitaire de Saint-Martin d'Hères, Grenoble, Frankreich	M. Williams School of Geosciences, University of Edinburgh, Scotland
Beschreibung	Kohlenstoff-, Wasser- und Nährstoffkreisläufe der regionalen Skala	eindimensionale Wasser- und Energieflüsse, zwischen Boden-Pflanze-Atmosphäre	eindimensionale Wasser- und Energieflüsse, zwischen Boden-Pflanze-Atmosphäre	Photosynthese und Wasschaushalt, Boden-Pflanze-Atnnshåre Wechselwirkungen
Kernreferenz	k.A.	 Fuzentucens & SATON (1989a): Simultaneous Heat and Water Model of a Freezing Snow-Residue-Soil System. I.Theory and Development. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers a2(2): 565-571. Fuzentucen & SATON (198b): Simultaneous Heat and Water Model of a Freezing Snow-Residue-Soil System. II.Field verification. Ti.Field verification. Society of Agricultural Engineers Society of Agricultural Engineers 	BRAUD ET AL. (1995): A Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model (SiSPAT) -Development and Field Verification. Journal of Hydrology 166(3-4): 213-250.	WILLIAMS ET AL. (1996): Modelling these continuum soil-plant-atmosphere continuum in a Quercus-Acer stand at Harvard forest: The regulation of stomatal conductance by light, nitrogen and soil/plant hydraulic properties. Plant, Cell and Brwionment 19(8): 911-927.
Freeware	auf Anfrage	ja	ja	ja
Source Code	k.A.	ja	ja	auf Anfrage
Sprache	k.A.	Fortran77	Fortran77	Fortran 90
Dokumentation	**	***	**	**
Beispieldateien	ja	ja	ja	ja
Modellskala: Raum/Zeit	Einzugsgebiet	lokale/regionale Skala	Feldskala aber auch größere Skalen	${f B}$ estandesskala
Anwendungshäufigkeit	10-25	6-10	6–10	6-10
Anwendung in Europa	Alpen	nein	Frankreich, Spanien	nein
Anwendungsbeispiele in Deutschland	k.A.	nein	nein	nein
Zuschaltbare Module	nein	Pflanzenwachstumsmodul	nein	nein

	RHESSys	SHAW	SiSPAT	SPA
Meteorologische Daten	$\mathbf{T}_{max}, \mathbf{T}_{min}, \mathbf{VPD}, \mathbf{PAR}, \mathbf{v}_{mit}, \mathbf{P}$	$\mathbf{T}_{mit}, \mathbf{RH}, \mathbf{G}, \mathbf{v}_{mit}, \mathbf{P}$	T_{mit} , spezifische Feuchte (s), G, atmosphärische Gegenstrahlung (A), v_{mit} , P	T_{mit} , VPD, PAR, G, v_{mit} (im und über dem Bestand), P
Beispiele für andere Inputparameter	Stationsparameter, Bodenparameter, Vegetationsparameter, Managementparameter, Landnutzangsparameter, Wasserqualitätsparameter, Stickstoffdepositionsparameter	Einzugsgebietsparameter, Bodenparameter (volumetrischer Wassergehalt, Bodentemperatur), Vegetationsparameter	Oberflächenparameter (Oberflächenrauhügkeit, Albedo), Bodenparameter, Vegetationsparameter (Art der Vegetation, Wurzeltiefe)	Gebietsparameter, Bodenparameter, Vegetationsparameter (Blattstickstoffgehalte, LAI, Höhe der Schicht)
Beispiele für Outputparameter	Photosynthese, Transpiration, Grundæsserabluss und -speicher, LAI, Kohlenstoffgehalte, Stickstoffgehalte	Evaporation, Transpiration, Perkolation, Bodenfrostriefe, Schneehöhe, Abfluss, Bodenprofile (Temperatur, Wassergehalt, gelöste Substanzen)	Bodentemperatur, Matrixpotentiale, volumetrischer Wassergehalt, Wasserbilanz	Gross Primary Production, Photosynthese, Evaporation, Transpiration, Engriebilanz der Bodenoberfläche, den einzelnen Bodenschichten, gesantie Wasserentichten, gesantie Wasserentinahme
Zeitliche Auflösung der Outputdaten	Tag, Monat, Jahr	Stunde oder Tag	durch Benutzer festzulegen	30 Minuten, Stunde, Tag
Stomataleitfähigkeit	durch Bestandeswiderstand berücksichtigt	durch Wasserpotential berücksichtigt	durch Stomatawiderstand berücksichtigt	direkt berücksichtigt
CO_2	berücksichtigt	nicht berücksichtigt	nicht berücksichtigt	berücksichtigt
Energiebilanz	berücksichtigt	weitreichend berücksichtigt	weitreichend berücksichtigt	weitreichend berücksichtigt
Nährstoffhaushalt	Stickstoff berücksichtigt	nicht berücksichtigt	nicht berücksichtigt	Stickstoff berücksichtigt
Kohlenstoff	C in verschiedenen Pools berücksichtigt	nicht berücksichtigt	nicht berücksichtigt	nur als CO ₂ berücksichtigt
Bodenwasserhaushalt/ -konzept	k.A.	nach Richands (1931), volumetrischer Eisgehalt und Senken werden berücksichtigt	nach Brooks & Coney (1964), van Genuchten (1980)	10 Bodenschichten angenommen, Wasserentnahme durch Wurzeln mit Bodenwasserpotential und Leitfähigkeit verlinkt, Wurzeln entnehmen Wasser aus Schicht mit dem größten Wassergehalt, Perkolation, wenn Wassergehalt einen bestimmten Anteil der Porosität überschritten hat
Abflussbildung	k.A.	Muldenspeicher, Oberflächenabfluss, Perkolation nicht differenziert, Schneeschmelze	Oberflächenabfluss, Perkolation, schnelle Fließkomponenten in Spalten	Infiltrationsrate immer > Niederschlagsrate, Oberflächenabfluss nur wenn Wassergehalt der obersten Bodenschicht > Porosität, Perkolation
Interzeption	k.A.	bis zu 1mm	Interzeptionsspeicher aus LAI und Überdeckungsschutz, außerdem Streuinterzeption berücksichtigt	Anderung des Interzeptionspeichers mit dem Modell nach RUTTER ET AL. (1975) berechnet

	RHESSys	SHAW	SiSPAT	SPA
ET_{pot}	k.A.	k.A.		Penman-Monteith
\mathbf{T}_{pot}	k.A.	k.A.	Widerstandskonzept und Sättigungsdefizit	Penman-Monteith
\mathbf{T}_{akt}	k.A.	aus Widerstandskonzept und Wasserpotentialkonzept berechnet	k.A.	k.A.
\mathbf{E}_{pot}	k.A.	k.A.	aus aerodynamischen Widerstand und Sättigungsdefizit	Penman-Monteith
\mathbf{E}_{akt}	k.A.	aus LAI, Dampfdruckgradienten und aerodynamischen Widerstand (Interzeptionsverdunstung)	k.A.	aus E _{pot} und dem Verhältnis von Speichervermögen zu Leerung des Speichers
Anmerkungen	MTN-Clim, Biome-BGC, TOPMODEL wurden integriert	Interface vorhanden, "multiple canopy"-Modell	für Feldskala entwickelt, aber auch in größeren Skalen angewendet, häufig auf landwirtschaftlichen Flächen in semi-anden Gebieten angewendet	G aus PAR oder andersherum bestimmbar, in temperierten, tropischen und arktischen Ökosystemen angewendet

k.A. keine Angaben

* lückenhaft dokumentiert ** hinreichend dokumentiert *** ausführlich dokumentiert

Acronym	SWAP	SWAT	SWIM	VIC
Name	Soil, Water, Atmosphere and Plant	Soil & Water Assessment Tool	Soil and Water Integrated Model	Variable Infiltration Capacity
Entwickler	The team Integrated Water Resources Management & Wageningen University, Soil Physics, Ecohydrology and Groundwater Management Group, Niederlande	Grassland, Soil & Water Research Laboratory, Temple, USA	Valentina Ktysanova & Frank Wechsung, Potsdam Institute for Climate Impact Research	Department of Civil and Environmental Engineering, University of Washington, USA
Beschreibung	Wasser-, Wärmetransport und Transport von gelösten Stoffen durch den Boden unter Berücksichtigung des Einflusses der Atmosphäre und der Pflanzen	Einzugsgebietsmodell, Einfluss von Landnutzungsänderungen	Wasserhaushaltsmodell unter Berücksichtigung des Vegetationswachstums	Einzugsgebietsmodell unter Berücksichtigung der Wasser- und Energiebilanz
Kernreferenz	van Dan (2000): Field-scale water flow and solute transport. SWAP model concepts, parameter estimation, and case studies. PhD-thesis, Wageningen University, Wageningen, Niederlande, 167p.	Anvold FT AL. (1998): Large area hydrologic modeling and assessment- Part I: Model development. Journal of the American Water Resources Association 34(1): 73–89. Sunuvaan ET AL. (1998): Large area hydrologic modeling and assessment- Part II: Model application. Journal of the American Water Resources Association 34(1): 91–101.	Krysanova ET AL. (1998): Development and test of a spatially distributed hydrological water quality model for mesoscale watersheds. Ecological Modelling 106(2-3): 261-289.	LIANG ET AL. (1994): A simple hydrologically based model of and-surface water and energy fluxes for general-circulation models. Journal of Geophysical Research-Atmospheres 99(D7): 14415–14428.
Freeware	nach Registration	ja	nein	ja
Source Code	ja	ja	nein	ja
Sprache	Fortran77	Fortran90	C, Fortran	C
Dokumentation	**	***	*	*
Beispieldateien	ja	ja	k.A.	ja
Modellskala: Raum/Zeit	Feldskala	Einzugsgebietsskala	Einzugsgebiete zwischen 100m ² bis 10 000m ²	Makroskala
Anwendungshäufigkeit	50-75	>100	6-10	25-50
Anwendung in Europa	Bulgarien, Italien, Kroatien, Niederlande, Spanien	Deutschland, Finnland, Griechenland, Großbritannien, Irland, Italien, Schweiz	Deutschland	Deutschland, Spanien

	SWAP	SWAT	MIMS	VIC
Anwendungsbeispiele in Deutschland	nein	HUISMAN ET AL. (2004): Sensitivity of simulated hydrological fluxes towards changes in soil properties in response to land use change. Physics and Chemistry of the Earth 29(11–12): 749–758.	W ECHSUNG ET AL. (2000): May land use change reduce the water deficiency problem caused by reduced brown coal mining in the state of Brandenburg? Landscape and Urban Planning 51(2-4): 177-189.	VIC-2L LOMAMN F AL. (1998a): Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. Hydrological Sciences Hydrologiques Hydrologiques 43(1): 131–141. LoimANN FT AL. (1998b): Regional scale hydrology: II. Application of the VIC-2L model to the Weser River, Germany. Hydrological Sciences Hydrologiques Sourmal–Journal des Sciences Hydrologiques Germany.
Zuschaltbare Module	Pflanzenwachstumsmodul (Feldpflanzen), Drainagemodul	nein	nein	nein
Meteorologische Daten	$T_{max}, T_{min}, VP, G, v, P$ und Niederschlagintensität (P_i), Referenzevapotranspiration ETP _{ref}	$\mathrm{T}^{max},\mathrm{T}^{min},\mathrm{RH},\mathrm{G},\mathrm{v}^{mit},\mathrm{P}$	$\mathrm{T}_{max}, \mathrm{T}_{min}, \mathrm{T}_{mit}, \mathrm{G}, \mathrm{P}$	k.A.
Beispiele für andere Inputparameter	Bodenparameter (initiale Bodenfeuchte hydraulische Beschreibung), Vegetationsparameter (maximale Wurzeltiefe, Vegetationshöhe, Wasserverbrauch)	Einzugsgebietsparameter, Bodenparameter, Vegetationsparameter, Managementparameter, Grundwasserparameter	Bodenparameter (organischer Kohlenstoffgehalt, organischer Stickstoffgehalt, gesättigte Wasserleitfähigkeit), Managementparameter (Düngezeitpunkt, Bewäserung), Belastungsparameter	k.A.
Beispiele für Outputparameter	Wassengehaltspeicheränderung, Massengehaltspeicheränderung, Interzeption, aktuelle Transpiration und Evaporation, potentielle Transpiration und Evaporation, LAI, Wurzeltiefe	potentielle Evapotranspiration, aktuelle Evapotranspiration, Bodenwassengehalt, Grundwasserneubildung, Pflanzenaufnahme von Phosphor und Stickstoff, LAI	Oberflächenabfluss, Bodenwassergehalt, Perkolation ins Grundwasser, Stickstoff- und Phosphorbedarf der Vegetation, Nitratgehalt im Abfluss	k.A.
Zeitliche Auflösung der Outputdaten	Tag oder geringere Auflösung	Tag oder über Monat oder Jahr gemittelte Tageswerte	Tag, Monat, Jahr	k.A.
Stomataleitfähigkeit	durch Stomatawiderstand berücksichtigt	direkt berücksichtigt	in Bezug auf Evapotranspiration berücksichtigt	k.A.
CO ₂	berücksichtigt	berücksichtigt	Anreicherung in Atmosphäre und Auswirkung auf Transpiration berücksichtigt	k.A.
Energiebilanz	berücksichtigt	berücksichtigt	berücksichtigt	k.A.
Nährstoffhaushalt	Stickstoff berücksichtigt	Phosphor und Stickstoff berücksichtigt	Phosphor und Stickstoff berücksichtigt	k.A.
Kohlenstoff	indirekt durch Trockenmasse berücksichtigt	indirekt durch Trockenmasse berücksichtigt	berücksichtigt	k.A.

VIC	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.		
SWIM	Perkolation, wenn Feldkapazität Perkolation, wenn Feldkapazität liesesbriten und darunter liegende Schicht nicht gesättigt ist und wenn Bodentemperatur $> 0^{\circ}$ C	Oberflächenabfluss,Interflow, Perkolation, Grundwasserneubildung, flacher und tiefer Aquifer	k.A.	Penman-Monteith oder Priestley-Taylor	k.A.	lineare Funktion von T _{pot} und LAI unter Berücksichtigung der Bodenwasserverfügbarkeit	exponentielle Funktion des LAI	wird in Abhängigkeit der Tage wenn kumulierte $E_{pot} > 6$ mm ist, reduziert	aus SWAT und MATSALU entstanden, Nettophotosynthese wird unter Berücksichtigung von CO2 und Temperatur ermittelt	
SWAT	Perkolation, wenn Feldkapazität überschritten und darunter liegende Schicht nicht gesättigt ist	Oberflächenabfluss, Transmission Losses, Perkolation, Infiltration durch Schrumpfungsrisse, lateraler Abfluss, Grundwassemeubildung (tiefer und seichter Aquifer)	aus LAI und Veränderung abhängig von N und vorheriger Füllung des Speichers	Penman-Monteith, Priestley-Taylor oder Hargreaves	Penman-Monteith, falls ET_{pot} damit berechnet wurde, andernfalls in Abhängigkeit von der Interzeptionsevaporation (in Abhängigkeit vom LAI)	gleich Wasserentnahme durch Pflanzen (Bodenwassergehalt und Welkepunkt berücksichtigt)	abhängig von der Bodentiefe	durch Reduktionsterme		
SWAP	nach Rucharns (1931), Wasserenthahme der Wurzeln durch potentielle Transpiration, Wurzellänge und -dichte bestimmt, Wassergehalt und Salinität bestimmt	Muldenspeicher, Oberflächenabfluss (Horton), Grundwasseranstieg bis GOK, Surface runon, Drainung, Inflitration durch Schrumpfungsrisse, Tiefensickerung	Interzeptionsverdunstung durch Penman-Monteith	Penman-Monteith (wenn Vegetationsbedeckung 100%)	aus ET_{pot} unter Berücksichtigung von E_{pot} und der Interzeptionsverdunstung	aus Integration des Wurzelwasserflusses	aus Referenzevapotranspiration und LAI (Bodenevaporation)	basierend auf Darcy (Bodenevaporation)	ursprünglich für die Landwirtschaft entwickelt	
	Bodenwasserhaushalt/ -konzept	Abflussbildung	Interzeption	\mathbf{ET}_{pot}	\mathbf{T}_{pot}	\mathbf{T}_{akt}	\mathbf{E}_{pot}	\mathbf{E}_{akt}	Anmerkungen	

Г

k.A. keine Angaben

* lückenhaft dokumentiert ** hinreichend dokumentiert *** ausführlich dokumentiert

Acronym	Name	Referenz
ASPECTS	Atmosphere Soil Plant Exchange in Carbon of Temperate Sylvae	Rasse et al. (2001)
BATS	Biosphere– Atmosphere Transfer Scheme	Dickinson et al. (1986)
BETHY	Biosphere Energy-Transfer Hydrology scheme	Knorr & Heimann (2001a); Knorr & Heimann (2001b)
BIOMASS		McMurtrie et al. (1990)
CLAWS	Coupled Landscape and Water System	
EPIC	Erosion-Productivity Impact Calculator	STOCKLE ET AL. (1992a); STOCKLE ET AL. (1992b)
ForHyM	Forest Hydrology Model	ARP & YIN (1992)
LPJ	Lund–Potsdam–Jena	GERTEN ET AL. (2004)
MAPSS	Mapped Atmosphere Plant Soil System	Neilson (1995)
MOSES	Met Office Surface Exchange Scheme	$\begin{array}{c} \text{Cox et al.} \\ (1999) \end{array}$
ORCHIDEE	Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems	Krinner et al. (2005)
PLATHO	Plants as tree and herb objects	GAYLER ET AL. (2006)
RECAFS	Modelling resource competition and cycling in agroforestry systems	Conijn (1995)

abelle B.2.: Beispiele für weitere SVAT/Ökosystemmodelle.

	Soil Water, Energy	Daamen &
SWEAT	and Transpiration	Simmonds
	model	(1996)
		BOUTEN ET AL.
		(1992); BOUTEN
CWIE	Soil Water In	& WITTER
SWIL	Forested ecosystems	(1992); Tiktak
		& Bouten
		(1992)

Tabelle B.3.: Berücksichtigte Vegetationsparameter in SWAT.

Strahlungsparan	neter Einheit	Bedeutung
BIO F	$(lrg/hp)/(MI/m^2)$	Trockenmasseproduktion pro
	(kg/ma)/(MJ/m))	Einheit interzeptierter Strahlung
		Trockenmasseproduktion pro
віоені	$(lrg/h_{0})/(M I/m^{2})$	Einheit interzeptierter Strahlung
DIOEIII	(kg/ma)/(MJ/m))	bei erhöhten
		$\rm CO_2$ -Konzentrationen
		Abnahme der
WAVD		Trockenmasseproduktion pro
	-	Einheit interzeptierter Strahlung
		pro Anstieg VPD
EXT_COEF	-	${\it Licht-Extinktionskoeffizient}$
Temperaturpara	meter	
PHI PLT		Heat Units, die zur Pflanzenreife
	-	benötigt werden
T BASE	00	Minimale Temperatur für
I_DA5E	U	P flanzen wachstum
Т ОРТ	00	Optimale Temperatur für
1_011	U	$P {\it flanzen wach stum}$
LAI und Heat		
Unit-		
Parameter		
BLAI	-	maximaler potentieller LAI
ALAL MIN	<u>_</u>	minimaler LAI während der
		Vegetationsruhe
		Anteil der gesamten potentiellen
		Heat Units, die mit dem 1.
FRGRW1	-	Punkt der optimalen
		${ m Blattentwicklungskurve}$
		${ m korrespondieren}$

		Anteil der gesamten potentiellen
		Heat Units, die mit dem 2.
FRGRW2	-	Punkt der optimalen
		${\it Blattentwicklungskurve}$
		korrespondieren
		Anteil des BLAI der mit dem 1.
LAIMY1		Punkt der optimalen
LAIMAI	-	${\it Blattentwicklungskurve}$
		korrespondient
		Anteil des BLAI der mit dem 2.
LAIMYO		Punkt der optimalen
LAIMA2	-	${\it Blattentwicklungskurve}$
		${ m korrespondient}$
		Anteil and der
DLAI	-	Wachstumsperiode, wenn LAI
		wieder abnimmt
Nährstoff-		
Parameter		
		Stickstoff in der ober- und
BN1	kgN / Trockenmasse	unterirdischen Biomasse bei
		$\operatorname{Emergenz}$
		Stickstoff in der ober- und
BN2	kgN / Trockenmasse	unterirdischen Biomasse nach
		50% der Wachstumsperiode
		Stickstoff in der ober- und
BN3	kgN / Trockenmasse	unterirdischen Biomasse beim
		Erreichen der Reife
		Phosphor in der ober- und
BP1	kgP / Trockenmasse	unterirdischen Biomasse bei
		Emergenz
		Phosphor in der ober- und
BP2	kgP / Trockenmasse	unterirdischen Biomasse nach
		50% der Wachstumsperiode
		Phosphor in der ober- und
BP3	kgP / Trockenmasse	unterirdischen Biomasse beim
		Erreichen der Reife
CNVLD	m kgN /	Stickstoff in der Trockenmasse
UNILD	Ernte-Trockenmasse	$\det \operatorname{Ernte}$
CPVID	kgP /	Phosphor in der Trockenmasse
	Ernte-Trockenmasse	der Ernte
Biomasse-		
<u>Parameter</u>		
BIO MIN	ka /ha	Biomasse, die nach Grasen
	к <u>қ</u> / ша	$\ddot{\mathrm{u}}\mathrm{brigbleibt}$

HVSTI	-	Anteil der Biomasse, der bei Ernte entfernt wird (optimale
		Wasser- und
		Nahrstoffbedingungen)
WSYF	$({ m kg/ha})/({ m kg/ha})$	Anteil an HVS11 unter
		Stressbedingungen
		Anteil der Baumbiomasse, pro
BIO_LEAF	-	Jahr die in Streu umgewandelt
		wird (Blatter)
RSDCO_PL	-	Streuabbau-Faktor
BMX TREES	t/ha	maximale Biomasse eines
	-/	Baumes
Stomataleitfähigl	keit-	
Parameter		
	1	Maximale Stomataleitfähigkeit
GSI	ms^{-1}	bei hoher solarer Strahlung und
		geringem VPD
		Anteil der maximalen
		${ m Stomataleit}$ fähigkeit
		korrespondierend zum 2. Punkt
FRGMAX	-	der Stomataleitfähigkeitskurve,
		1. Punkt ist für den Anteil an der
		maximalen Stomataleitfähigkeit
		= 1 und VPD = 1 kPa festgelegt
VPDFR	$k D_{a}$	VPD des zweiten Punktes der
VI DI It	кіа	${ m Stomataleit}$ fähigkeitskurve
Sonstiges		
USLE C		Minimaler Wert des USLE-C
0.000	-	Faktors
СНТМХ	m	maximale Höhe der
	111	Vegetationsdecke
BDMX	m	maximale Wurzeltiefe, nicht
	111	durch den Boden begrenzt

Dateiname	Messreihe	Messzeitraum	Datenlücken
			16.720.7.1998
			28.1 1.2.1999
	minimale und		20.524.6.2000
tmp_{10}	\max imale	$1.1.1998 ext{-} 12.7.2007$	(bis 25.6. T_{min})
	Tageslufttemperatur		30.12 31.12.2000
			30.6.2003
			10.1216.12.2004
	Tagosmittal dar		17.720.7.1998
rh 10	rolativon	$1\ 1\ 1008\ 12\ 7\ 2007$	28.1.2.1.1999
¹¹¹ - ¹⁰	Luftfouchtigkoit	1.1.1990-12.1.2007	19.525.6.2000
	Duitteuchtigkeit		10.12 16.12.2004
			17.720.7.1998
			28.11.1998
wnd 10	Tagesmittel der	$1\ 1\ 1008\ 12\ 7\ 2007$	30.11.1998
wiid_10	Windgeschwindigkeit	1.1.1990-12.1.2007	28.1 1.2.1999
			21.3 31.3.2000
			20.524.6.2000
hopfper	tägliche	1 1 1061 31 5 2007	keine Datenlücken
порорер	Niederschlagsmenge	1.1.1301-31.3.2007	$\operatorname{ersichtlich}$

Tabelle B.4.: Zur Verfügung stehende Zeitreihenlängen und Datenlücken der Eingangsgrößen.

Parameter	Bedeutung	Einheit	Default	Bereich	verwendeter Wert
SMTMP	Schneeschmelztemperatur	°C	0,5	-5 bis 5	5
SMFMX	maximale Schneeschmelze	$\mathrm{mm}/^{\circ}\mathrm{Cd}$	4,5	1,4 bis 8	10
SMFMN	minimale Schneeschmelze	$\mathrm{mm}/^{\circ}\mathrm{Cd}$	4,5	1,4 bis 8	10
	Einfluss der				
TIMP	Schneedeckentemperatur	I	ب	$0,01 \ \mathrm{bis} \ 1$	0,01
	auf Schneeschmelze				
GW_Delay	Perkolationszeit bis zum Grundwasser	q	31	0 bis 500	ъ
ALPHA_BF	${\it Rezessions konstante}$	р	0,048	0 bis 1	0,013
GW_REVAP	Reevaporationskoeffizient	I	0,02	0,02 bis 0,2	0,2
REVAPMN	Grenzwert für Reevaporation	mm	1	0 bis 500	0
CANMX	maximaler Interzeptionsspeicher	mm	I	I	ŋ
OV_N	Rauhigkeitskoeffizient	I	0,1	0,008 bis 0.5	0,6
ESCO	Bodenevaporation- Kompensationsfaktor	I	0.95	0 bis 1	0,01
LAT_TTIME	Fließzeit Zwischenabfluss	q	I	I	8
SLSOIL	Hanglänge Zwischenabfluss	m	I	I	10

Tabelle B.5.: Kalibrierparameter.

Tabelle B.6.: Abweichungen hydrologischer Größen bei lierten Ist-Zustand (1971-2000).	Simulation de	es Zukunftszen:	arios (2021-205	50) ohne CO ₂ -Än	derung im Ver	gleich zum simu-
Änderungen der simulierten Zukunftszustände (2021-2050) zu dem simulierten Ist-Zustand (1971-2000) - ohne CO ₂ -Änderung	Juni	Juli	August	September	Oktober	November
Niederschläge ($\%$)	- 35,85	- 33,53	+11,59	- 10,70	- 11,65	+0,12*
Abflüsse (%)	- 38,35	- 43,48	-31,27	- 30,37	$-22,\!15$	+9,37
potentielle Evapotranspiration (%)	$+13,\!27$	-3,97*	-9,74	$+1,\!15*$	-5,44	$+23,\!52$
aktuelle Evapotranspiration (%)	$+12,\!89$	-3,75*	- 7,92	+0,08*	-3,81*	$+35,\!96$
Bodenwassergehalt am Ende des Monats (%)	- 12,14	-10,82	-1,43*	-0,53*	$+3,35^*$	-9,67
Abweichung des simulierten Ist-Zustands der Abflüsse zu den gemessenen (1971-2000) (%)	$+37,\!68$	+45,05	+48,42	+27,37	+0,47	- 25,92

	abelle B.6.:
lierten Ist-Zustand (1971-2000).	Abweichungen hydrologischer Größen bei Simulation des Zukunftszenarios (2021-2050) ohne CO ₂ -Änderung im Vergleich zum sim
	Ę.

* keine signifikante Änderung

er Oktober Novembe	0 0	$+2,43^{*}$ $+1,10^{*}$	-1,95* -1,96*	- 2,01* - 2,12*	$+0,19^{*}$ $+0,01^{*}$
Septemb	0	+ 3,06*	- 1,75*	- 2,01*	+0.91*
August	0	+4,05*	- 1,74*	- 1,79*	+1,38*
Juli	0	+1,00*	- 1,73*	$-1,66^{*}$	+2,08*
Juni	0	$+0,89^*$	- 1,83*	- 1,76*	+1,62*
Änderungen der simulierten Zukunftsszenarien (2021-2050) mit CO ₂ -Änderung zu den simulierten Zukunftsszenarien ohne CO ₂ -Änderung	Niederschläge (%)	Abflüsse $(\%)$	potentielle Evapotranspiration $(\%)$	aktuelle Evapotranspiration (%)	Bodenwassergehalt am Ende des Monats (%)

* keine signifikante Änderung

kunftszenarios (2021-2050) ohi	ıe CO ² -Änderuns	ə mit dem simı	ilierten Ist-Zus	tand (1971- <u>2</u> 0(10		
Änderung der simulierten Zukunftsszenarien (2021-2050) zu							
dem simulierten Ist-Zustand		Juni	Juli	August	September	Oktober	November
(1971-2000) - ohne							
\mathbf{CO}_2 -Änderung							
	Laubwald						
Niederschläge (%)	Nadelwald	- 38,85	-33,53	$+11,\!59$	-10,70	- 11,65	+0,12*
	Grünland						
	Laubwald	- 40,57	- 45,74	-36,11	- 31,73	- 23,81	$+14,\!15$
Abflüsse (%)	Nadelwald	- 38,59	- 43,01	-29,16	-26,44	- 18,90	+13,88
	Grünland	-39,90	- 44,57	$-35,\!19$	$-32,\!14$	- 22,88	+15,82
	Laubwald	$+13,\!24$	-3,97*	-9,74	+1,15*	-5,44	+22,34
potentielle Evapotranspiration $(\%)$	Nadelwald	$+13,\!29$	-3,97*	-9,74	+1,15*	-5,44	$+23,\!68$
	Grünland	$+13,\!24$	-3,97*	-9,74	+1,15*	-5,44	$+23,\!90$
	Laubwald	$+11,\!83$	-6,41	-9,69	+0,10*	- 4,47*	+37,19
aktuelle Evapotranspiration (%)	Nadelwald	$+14,\!21$	-4,61*	$-10,\!29$	+0,15*	-6,82	+35,30
	Grünland	+15,05	-0,06*	- 4,48*	- 0,80*	-2,98*	+38,09
	Laubwald	-12,36	- 15,48	-4,90*	- 4,21*	$+1,\!90*$	-7,34
Bodenwassergehalt am Ende des Monats (%)	Nadelwald	-10,02	-8,60	-0,96*	- 1,43*	+2,61*	- 7,50
	Grünland	- 15,55	- 14,72	-2,89*	- 2,02*	+3,05*	- 7,45
	Laubwald	+38,85	+30,00	-42,78	$+63,\!04$	+39,51	-91,46
Differenz des Bodenwassergehalts zwischen Monatsanfang und - ende (%)	Nadelwald	$+45,\!04$	-1,50*	-72,10	$+76,\!18$	$+30,\!34$	- 94,97
	Grünland	+50,73	- 6,98	- 47,31	$+72,\!15$	+ 10,25	-102,50
	Laubwald	+10,35	-14,42	- 45,95	- 24,95	-22,20	+23,88
Reevaporation $(\%)$	Nadelwald	$+9,\!98$	-9,46	-32,05	-12,12	-8,95	+24,75
	Grünland	+11,02	-13,70	- 40,49	-19.72	- 15,69	+27,89

*keine signifikante Änderung

Andonnan don ciuntionton							,
Anderungen der simulerten Zukunftsszenarien (2021-2050) mit CO ₂ -Änderung zu den simulierten Zukunftsszenarien ohne CO ₂ -Änderung		Juni	Juli	August	September	Oktober	November
Niederschläge (%)	Laubwald Nadelwald Grünland	0	0	0	0	0	0
	Laubwald	+ 1,03*	$+1,74^*$	+2,70*	$+1,59^{*}$	$+1,59^{*}$	+0.77*
Abflüsse (%)	Nadelwald	$+1,42^*$	$+1,06^*$	$+4,49^{*}$	$+3,61^{*}$	$+3,42^{*}$	$+1,85^{*}$
	Grünland	$+0.98^{*}$	+1,00*	$+4,61^{*}$	+3,44*	$+1,68^*$	+0.65*
potentielle Evapotranspiration (%)	Laubwald Nadelwald	- 1,83* - 1,83*	-1,73* -1.73*	- 1,74* - 1,74*	- 1,73* - 1,75*	-1.93	-1.90^{+}
	Grünland	- 1,83*	-1,73*	-1,74*	-1,75*	-1,95*	- 1,96*
	Laubwald	- 1,72*	-1,39*	-1,25*	-1,58*	-1,84*	- 1,99*
aktuelle Evapotranspiration (%)	Nadelwald	- 1,93*	-1,52*	-1,74*	$-2,10^{*}$	- 2,23*	- 2,60*
	Grünland	- 2,00*	- 2,64*	-2,39*	- 2,02*	-1,50*	- 3,52*
	Laubwald	+1,47*	+2,21*	+1,53*	$+1,19^*$	$+0.24^{*}$	+0.01*
Bodenwassergehalt am Ende des Monats (%)	Nadelwald	+ 1,54*	+1,73*	$+1,10^{*}$	+ 0,72*	$+0,19^*$	+ 0,01*
~	Grünland	$+1,79^*$	+3,17*	$+2,24^*$	$+1,63^{*}$	+0,33*	+0,01*
	Laubwald	- 2,88*	- 4,37*	-15,94	-0,40*	- 6,30	- 8,00
Differenz des Bodenwassergehalts zwischen Monatsanfang und - ende (%)	Nadelwald	- 4,22*	-1,95*	- 39,51	-2,80*	- 6,25	- 23,82
	Grünland	- 3,21*	- 9,75	-19,15	-1,29*	-8,71	- 324,03
	Laubwald	- 1,40*	$-0,12^{*}$	$+6,\!12$	-1,89*	+1,46*	- 0,78*
Reevaporation $(\%)$	Nadelwald	- 0,29*	-1,40*	$+4,04^{*}$	-0,42*	$-1,39^{*}$	- 2,17*
	Grünland	- 1,48*	$-1,31^{*}$	$+4.61^{*}$	$+1.94^{*}$	$+0.29^{*}$	- 0,53*

145

*keine signifikante Änderung

*keine signifikante Änderung

Änderungen der simulierten Zukunftsszenarien (2021-2050)							
mit CO_2 -Änderung zu den		Juni	Juli	August	September	Oktober	November
simulierten Zukunftsszenarien ohne CO ₂ -Änderung							
Niederschläge (%)	BRAUNh und BRAUNREG	0	0	0	0	0	0
Abflüsse (%)	BRAUNh	+1,42*	$+1,06^{*}$	$+4,49^{*}$	+3,61*	+3,42*	+1,85*
~ ~ ~	BRAUNREG	+0.60*	-0,05*	+4,53*	+2,09*	$+1,78^*$	+0.99*
potentielle Evapotranspiration $(\%)$	BRAUNh	- 1,83*	- 1,73*	- 1,74*	- 1,75*	-1,95*	-1,96*
	BRAUNREG	-1,83*	- 1,73*	- 1,74*	- 1,75*	- 1,95*	-1,96*
aktuelle Evapotranspiration (%)	BRAUNh	- 1,93*	- 1,52*	-1,74*	$-2,10^{*}$	- 2,23*	-2,60*
	BRAUNREG	- 1,32*	- 0,88*	- 1,48*	- 1,96*	- 2,19*	- 2,38*
Bodenwassergehalt am Ende des Monats (%)	BRAUNh	$+1,54^*$	+ 1,73*	$+1,10^{*}$	+ 0,72*	+ 0,19*	+ 0,01*
	BRAUNREG	$+1.95^{*}$	$+ 1,71^{*}$	$+0.95^{*}$	$+0,45^{*}$	+0,09*	+0,03*
Differenz des Bodenwassergehalts zwischen Monatsanfang und - ende $(\%)$	BRAUNh	- 4,22*	-1,95*	- 39,51	- 2,80*	- 6,25	- 23,82
)	BRAUNREG	$-1,20^{*}$	- 4,29*	- 4,82*	- 3,20*	- 4,02*	$0,18^{*}$
Reevaporation $(\%)$	BRAUNh	- 0,29*	- 1,40*	$+4,04^*$	- 0,42*	-1,39*	-2,17*
	BRAUNREG	-1,47*	$-0,61^{*}$	$+3,08^*$	- 2,82*	- 3,83*	-1,81*

Literaturverzeichnis

- ABER, J.D., FEDERER, C.A. (1992): A generalized, lumped-parameter model of photosynthesis, evapotranspiration and net primary production in temperate and boreal forest ecosystems. Oecologia, Vol. 92 (4), S. 463–474.
- ARMBRUSTER, M., SEEGERT, J., FEGER, K.H. (2004): Effects of changes in tree species composition on water flow dynamics – Model applications and their limitations. Plant and Soil, Vol. 264 (1-2), S. 13–24.
- ARNOLD, J.G., SRINIVASAN, R., MUTTIAH, R.S., WILLIAMS, J.R. (1998): Large area hydrologic modeling and assessment – Part I: Model development. Journal of the American Water Resources Association, Vol. 34 (1), S. 73–89.
- ARP, P.A., YIN, X.W. (1992): Predicting water fluxes through forests from monthly precipitation and mean monthly air temperature records. Canadian Journal of Forest Research – Revue Canadienne de Recherche Forestiere, Vol. 22 (6), S. 864–877.
- ASTON, A.R. (1984): The effect of doubling atmospheric CO₂ on streamflow: A simulation. Journal of Hydrology, Vol. 67 (1-4), S. 273–280.
- AUERSWALD, K., SCHMIDT, F. (1986): Atlas der Erosionsgefährdung in Bayern, Nr. 1 IN GLA Fachberichte. Bayerisches Geologisches Landesamt.
- BARRON-GAFFORD, G.A., GRIEVE, K.A., MURTHY, R. (2007): Leaf- and standlevel responses of a forested mesocosm to independent manipulations of temperature and vapor pressure deficit. New Phytologist, Vol. 174 (3), S. 614–625.
- BETTS, R.A., BOUCHER, O., COLLINS, M., COX, P.M., FALLOON, P.D., GEDNEY, N., HEMMING, D.L., HUNTINGFORD, C., JONES, C.D., SEXTON, D.M.H., WEBB, M.J. (2007): Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide. Nature, Vol. 448 (7157), S. 1037–1041.
- BETTS, R.A., COX, P.M., LEE, S.E., WOODWARD, F.I. (1997): Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. Nature, Vol. 387 (6635), S. 796–799.
- BOUTEN, W., SCHAAP, M.G., BAKKER, D.J., VERSTRATEN, J.M. (1992): Modeling soil-water dynamics in a forested ecosystem. I: A site specific evaluation. Hydrological Processes, Vol. 6 (4), S. 435–444.
- BOUTEN, W., WITTER, J.V. (1992): Modelling soil water dynamics in a forest ecosystem. II: Evaluation of spatial variation of soil profiles. Hydrological Processes, Vol. 6 (4), S. 445–454.

- BRAUD, I., DANTAS-ANTONINO, A.C., VAUCLIN, M., THONY, J.L., RUELLE, P. (1995): A Simple Soil–Plant–Atmosphere Transfer model (SiSPAT). Development and Field verification. Journal of Hydrology, Vol. 166 (3-4), S. 213–250.
- BRIEMLE, G., EICKHOFF, D., WOLF, R. (1991): Mindestpflege und Mindestnutzung unterschiedlicher Grünlandtypen aus landschaftsökologischer und landeskultureller Sicht-Praktische Anleitung zur Erkennung, Nutzung und Pflege von Grünlandgesellschaften, Nr. 60 IN Beihefte zu den Veröffentlichungen für Naturschutz und Landschaftspflege in Baden-Württemberg. Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- BROOKS, R.H., COREY, A.T. (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrology paper 3, Colorado State University.
- BRUTSAERT, W. (1975): Comments on surface roughness parameters and the height of dense vegetation. Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 53 (1), S. 96–98.
- BUNDESUMWELTAMT (2008): Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten. URL: http://www. umweltbundesamt.de/wasser/veroeffentlich/kurzfassungen/29724508.htm letzter Abruf 7.2.2008, 23:30Uhr.
- CAMPBELL, G.S. (1974): Simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Science, Vol. 117 (6), S. 311–314.
- CEULEMANS, R., JIANG, X.N., SHAO, B.Y. (1995): Effects of elevated atmospheric CO₂ on growth, biomass production and nitrogen allocation of two *Populus* clones. Journal of Biogeography, Vol. 22 (2-3), S. 261–268.
- CEULEMANS, R., MOUSSEAU, M. (1994): Tansley Review No.71 Effects of elevated atmospheric CO₂ on woody-plants. New Phytologist, Vol. 127 (3), S. 425–446.
- CHURKINA, G., TENHUNEN, J., THORNTON, P., FALGE, E.M., ELBERS, J.A., ER-HARD, M., GRÜNWALD, T., KOWALSKI, A.S., U, U.R., SPRINZ, D. (2003): Analyzing the ecosystem carbon dynamics of four European coniferous forests using a biogeochemistry model. Ecosystems, Vol. 6 (2), S. 168–184.
- CLIFFORD, S.C., LIFFORD, I.M., MOHAMED, A.D., AZAM-ALI, S., CROUT, N.M.J. (1993): The effects of elevated atmospheric carbon-dioxide and water-stress on light interception, dry-matter production and yield in stands of groundnut (*Arachis-Hypogaea* L.). Journal of Experimental Botany, Vol. 44 (12), S. 1763–1770.
- CONIJN, J.G. (1995): RECAFS: A model for resource competition and cycling in agroforestry systems. Model description and user manual. Rapports PSS 12, IER, Bamako & AB-DLO, Wageningen & DAN-UAW, Wageningen, Niederlande.
- COTRUFO, M.F., INESON, P., ROWLAND, A.P. (1994): Decomposition of tree leaf litters grown under elevated CO₂: Effect of litter quality. Plant and Soil, Vol. 163, S. 121–130.

- COX, P.M., BETTS, R.A., BUNTON, C.B., ESSERY, R.L.H., ROWNTREE, P.R., SMITH, J. (1999): The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. Climate Dynamics, Vol. 15 (3), S. 183–203.
- CURTIS, P.S. (1996): A meta-analysis of leaf gas exchange and nitrogen in trees grown under elevated carbon dioxide. Plant, Cell and Environment, Vol. 19 (2), S. 127–137.
- DAAMEN, C.C., SIMMONDS, L.P. (1996): Measurement of evaporation from bare soil and its estimation using surface resistance. Water Resources Research, Vol. 32 (5), S. 1393-1402.
- DICKINSON, R.E., HENDERSON-SELLERS, A., KENNEDY, P.J., WILSON, M.F. (1986): Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR community climate model. National Center for Atmospheric Research Note NCAR/TN-275+STR, National Center for Atmospheric Research.
- DIDSZUN, J. (2004): Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung. Dissertation, Albert-Ludwigs Universität Freiburg i. Br., Institut für Hydrologie.
- DUFRÊNE, E., Y.PONTAILLER, J., SAUGIER, B. (1993): A branch bag technique for simultaneous CO₂ enrichment and assimilation measurements on beech (*Fagus-Sylvatica L*). Plant, Cell and Environment, Vol. 16 (9), S. 1131–1138.
- DYCK, S., PESCHKE, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Bauwesen, Berlin, 3. Aufl.
- EAMUS, D. (1996): Tree responses to CO₂ enrichment: CO₂ and temperature interactions, biomass allocation and stand-scale modeling. Tree Physiology, Vol. 16 (1-2), S. 43-47.
- EPRON, D., LIOZON, R., MOUSSEAU, M. (1996): Effects of elevated CO₂ concentration on leaf characteristics and photosynthetic capacity of beech (*Fagus sylvatica*) during the growing season. Tree Physiology, Vol. 16 (4), S. 425–432.
- FALGE, E., RETH, S., BRUGGEMANN, N., BUTTERBACH-BAHL, K., GOLDBERG, V., OLTCHEV, A., SCHAAF, S., SPINDLER, G., STILLER, B., QUECK, R., KOSTNER, B., BERNHOFER, C. (2005): Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany. Ecological Modelling, Vol. 188 (2-4), S. 174–216.
- FEDERER, C.A., VOROSMARTY, C., FEKETE, B. (2003): Sensitivity of annual evaporation to soil and root properties in two models of contrasting complexity. Journal of Hydrometeorology, Vol. 4 (6), S. 1276–1290.
- FIELD, C.B., JACKSON, R.B., MOONEY, H.A. (1995): Stomatal responses to increased CO₂ – Implications from the plant to the global–scale. Plant Cell and Environment, Vol. 18 (10), S. 1214–1225.

- FLERCHINGER, G.N., SAXTON, K.E. (1989a): Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system.1. Theory and Development. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, Vol. 32 (2), S. 565–571.
- FLERCHINGER, G.N., SAXTON, K.E. (1989b): Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system.2. Field verification. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, Vol. 32 (2), S. 573–578.
- FORSTLICHE-VERSUCHSANSTALT (2008): Bundeswaldinventur II. URL: http://www. fva-bw.de/monitoring/index9.html letzter Abruf 7.2.2008, 22:30Uhr.
- GAYLER, S., GRAMS, T.E.E., KOZOVITS, A.R., WINKLER, J.B., LUEDEMANN, G., PRIESACK, E. (2006): Analysis of competition effects in mono- and mixed cultures of juvenile beech and spruce by means of the plant growth simulation model PLATHO. Plant Biology, Vol. 8 (4), S. 503–514.
- GERTEN, D., SCHAPHOFF, S., HABERLANDT, U., LUCHT, W., SITCH, S. (2004): Terrestrial vegetation and water balance: Hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. Journal of Hydrology, Vol. 286 (1-4), S. 249–270.
- GUNDERSON, C.A., WULLSCHLEGER, S.D. (1994): Photosynthetic acclimation in trees to rising atmospheric CO₂ A broader perspective. Photosynthesis Research, Vol. 39 (3), S. 369–388.
- HANSEN, S., E.JENSEN, H., NIELSEN, N.E., SVENDSEN, H. (1990): DAISY Soil Plant Atmosphere System Model. Ministry of the Environment, National Agency of Environmental Protection (NAEP), Denmark.
- HÄTTENSCHWILER, S., MIGLIETTA, F., RASCHI, A., KÖRNER, C. (1997): Morphological adjustments of mature Quercus ilex trees to elevated CO₂. Acta Oecologica -International Journal of Ecology, Vol. 18 (3), S. 361–365.
- HATTON, T.J., WALKERS, J., DAWES, W.R., DUNIN, F.X. (1992): Simulations of hydroecological responses to elevated CO₂ at the catchment scale. Australian Journal of Botany, Vol. 40, S. 679–696.
- HEATH, J., KERSTIENS, G. (1997): Effects of elevated CO_2 on leaf gas exchange in beech and oak at two levels of nutrient supply: Consequences for sensitivity to drought in beech. Plant, Cell and Environment, Vol. 20 (1), S. 57–67.
- HECKER, U. (2002): Bäume und Sträucher. blv, München, 3. Aufl.
- HIRSCHEL, G., KÖRNER, C., III, J.A.A. (1997): Will rising atmospheric CO₂ affect leaf litter quality and in situ decomposition rates in native plant communities? Oecologia, Vol. 110, S. 387–392.
- HUISMAN, J.A., BREUER, L., FREDE, H.G. (2004): Sensitivity of simulated hydrological fluxes towards changes in soil properties in response to land use change. Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 29 (11-12), S. 749-758.

- HUXOL, S. (2007): Trendanalyse von Zeitreihen der Komponenten des Wasserkreislaufes im Einzugsgebiet der Dreisam zur prozessorientierten Beurteilung hydrologischer Klimafolgen. Diplomarbeit, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., Institut für Hydrologie.
- IDSO, K.E., IDSO, S.B. (1994): Plant responses to atmospheric CO₂ enrichment in the face of environmental constraints: A review of the past 10 years 'research. Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 69 (1), S. 153–202.
- IDSO, S.B., BRAZEL, A.J. (1984): Rising atmospheric carbon dioxide may increase streamflow. Nature, Vol. 312, S. 51–53.
- IDSO, S.B., KIMBALL, B.A., AKIN, D.E., KRIDLER, J. (1993a): A general relationship between CO₂-induced reductions in stomatal conductance and concomitant increases in foliage temperature. Environmental and Experimental Botany, Vol. 33 (3), S. 443– 446.
- IDSO, S.B., WALL, G.W., KIMBALL, B.A. (1993b): Interactive effects of atmospheric CO₂ enrichment and light-intensity reductions on net photosynthesis of sour orange tree leaves. Environmental and Experimental Botany, Vol. 33 (3), S. 367–375.
- IPCC (2001): Climate-Change The Scientific Basis, Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press.
- JANSSON, P.E., KARLBERG, L. (2004): Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems. Royal Institute of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering, Stockholm.
- JENSEN, M.E., BURMAN, R.D., ALLEN, R.G. (Hrsg.) (1990): Evapotranspiration and irrigation water requirements. Nr. 70 IN ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice, ASCE, N.Y.
- KIRSCHBAUM, M.U.F. (1999): Modelling forest growth and carbon storage in response to increasing CO₂ and temperature. Tellus Series B – Chemical and Physical Meteorology, Vol. 51 (5), S. 871–888.
- KLAPP, E., VON BOBERFELD, W.O. (1990): Taschenbuch der Gräser. Verlag Paul Parey Berlin, Hamburg, 12. Aufl.
- KLIWA (2006): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. KLIWA-Berichte, Vol. 9.
- KNORR, W., HEIMANN, M. (2001a): Uncertainties in global terrestrial biosphere modeling. Part I: A comprehensive sensitivity analysis with a new photosynthesis and energy balance scheme. Global Biogeochemical Cycles, Vol. 15 (1), S. 207–225.
- KNORR, W., HEIMANN, M. (2001b): Uncertainties in Global Terrestrial Biosphere Modeling, Part II: Global Constraints for a Process-Based Vegetation Model. Global Biogeochemical Cycles, Vol. 15 (1), S. 227–246.

- KÖRNER, C. (2006): Plant CO₂ responses: An issue of definition, time and resource supply. New Phytologist, Vol. 172 (3), S. 393–411.
- KÖRNER, C., ARNONE, J.A. (1992): Responses to elevated carbon-dioxide in artificial tropical ecosystems. Science, Vol. 257 (5077), S. 1672–1675.
- KRAMER, K. (1994): A modelling analysis of the effects of climate warming on the probability of spring frost damage to tree species in The Netherlands and Germany. Plant, Cell and Environment, Vol. 17 (4), S. 369–377.
- KRINNER, G., VIOVY, N., DE NOBLET-DUCOUDRE, N., OGEE, J., POLCHER, J., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., SITCH, S., PRENTICE, I.C. (2005): A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. Global Biogeochemical Cycles, Vol. 19 (1), art. No. GB1015.
- KRYSANOVA, V., MÜLLER-WOHLFEIL, D.I., BECKER, A. (1998): Development and test of a spatially distributed hydrological water quality model for mesoscale watersheds. Ecological Modelling, Vol. 106 (2-3), S. 261–289.
- LAHMER, W., PFÜTZNER, B., BECKER, A. (2001): Assessment of land use and climate change impacts on the mesoscale. Pysics and Chemistry of the Earth Part B – Hydrology Oceans and Atmosphere, Vol. 26 (7-8), S. 565–575.
- LANKREIJER, H.J.M. (1998): The water balance of forests under elevated atmospheric CO₂. Dissertation, Groningen Universität, Niederlande.
- LEIPPRAND, A., GERTEN, D. (2006): Global effects of doubled atmospheric CO₂ content on evapotranspiration, soil moisture and runoff under potential natural vegetation. Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques, Vol. 51 (1), S. 171–185.
- LIANG, X., LETTENMAIER, D.P., WOOD, E.F., BURGES, S.J. (1994): A simple hydrologically based model of land – surface water and energy fluxes for general – circulation models. Journal of Geophysical Research – Atmospheres, Vol. 99 (D7), S. 14415–14428.
- LINACRE, E.T. (1977): A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. Agricultural Meteorology, Vol. 18 (6), S. 409-424.
- LOHMANN, D., RASCHKE, E., NIJSSEN, B., LETTENMAIER, D.P. (1998a): Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC 2L model coupled to a routing model. Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques, Vol. 43 (1), S. 131–141.
- LOHMANN, D., RASCHKE, E., NIJSSEN, B., LETTENMAIER, D.P. (1998b): Regional scale hydrology: II. Application of the VIC-2L model to the Weser River, Germany. Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques, Vol. 43 (1), S. 143–158.

- LUBW (2007): Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg. Umweltministerium Baden-Württemberg, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, 3. Aufl.
- MAKKINK, G.F. (1957): Ekzameno de la formula de Penman. Netherlands Journal of Agricultural Science, Vol. 5, S. 290–305.
- MCMURTRIE, R.E., ROOK, D.A., KELLIHER, F.M. (1990): Modeling the yield of *Pinus-Radiata* on a site limited by water and nitrogen. Forest Ecology and Management, Vol. 30 (1-4), S. 381–413.
- MEDLYN, B.E., BARTON, C.V.M., BROADMEADOW, M.S.J., CEULEMANS, R., AN-GELIS, P.D., FORSTREUTER, M., FREEMAN, M., JACKSON, S.B., KELLOMÄKI, S., LAITAT, E., REY, A., ROBERNTZ, P., SIGURDSSON, B.D., STRASSEMEYER, J., WANG, K., CURTIS, P.S., JARVIS, P.G. (2001): Stomatal conductance of forest species after long-term exposure to elevated CO₂ concentration: A synthesis. New Phytologist, Vol. 149 (2), S. 247–264.
- MELILLO, J.M., BORCHERS, J., CHANEY, J., FISHER, H., FOX, S., HAXELTI-NE, A., JANETOS, A., KICKLIGHTER, D.W., KITTEL, T.G.F., MCGUIRE, A.D., MCKEOWN, R., NEILSON, R., NEMANI, R., OJIMA, D.S., PAINTER, T., PAN, Y., PARTON, W.J., PIERCE, L., PITELKA, L., PRENTICE, C., RIZZO, B., ROSEN-BLOOM, N.A., RUNNING, S., SCHIMEL, D.S., SITCH, S., SMITH, T., WOODWARD, I. (1995): Vegetation ecosystem modeling and analysis project – Comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental-scale study of terrestrial ecosystem responses to climate-change and CO₂ doubling. Global Biogeochemical Cycles, Vol. 9 (4), S. 407–437.
- MONTEITH, J.L. (1981): Evaporation and surface temperature. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 107, S. 1–27.
- MOOT, D.J., SCOTT, W.R., ROY, A.M., NICHOLLS, A.C. (2000): Base temperature and thermal time requirements for germination and emergence of temperate pasture species. New Zealand Journal of Agricultural Research, Vol. 43 (1), S. 15–25.
- MORISON, J.I.L. (1987): Intercellular CO₂ concentration and stomatal response to CO₂. IN: Zeiger, E.; Farquhar, G.D.; Cowan, I.R. (Hrsg.): Stomatal Function, Stanford University Press, Stanford, CA, S. 229–252.
- MORISON, J.I.L., GIFFORD, R.M. (1983): Stomatal sensitivity to carbon-dioxid and humidity – a comparison of 2 C-3 and 2 C-4 grass species. Plant Physiology, Vol. 71 (4), S. 789–796.
- MORISON, J.I.L., GIFFORD, R.M. (1984): Plant growth and water use with limited water supply in high CO₂ concentrations. 1.Leaf-area, water-use and transpiration. Australian Journal of Plant Physiology, Vol. 11 (5), S. 361–374.
- MORITZ, K. (2007): Der Einfluss des Klimawandels auf das Grundwasserregime des Zartener Beckens aufgrund veränderter hydrologischer Randbedingungen. Diplomarbeit, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., Institut für Hydrologie.

- MURRAY, M.B., SMITH, R.I., LEITH, I.D., FOWLER, D., LEE, H.S.J., FRIEND, A.D., JARVIS, P.G. (1994): Effects of elevated CO₂, nutrition and climatic warming on bud phenology in Sitka Spruce (*Picea-Sitchensis*) and their impact on the risk of frost damage. Tree Physiology, Vol. 14 (7-9), S. 691–706.
- NAKICENOVIC, N., ALCAMO, J., DAVIS, G., DE VRIES, B., FENHANN, J., GAFFIN, S., GREGORY, K., GRÜBLER, A., JUNG, T.Y., KRAM, T., ROVERE, E.L.L., MICHAE-LIS, L., MORI, S., MORITA, T., PEPPER, W., PITCHER, H., PRICE, L., RIAHI, K., ROEHRL, A., ROGNER, H.H., SANKOVSKI, A., SCHLESINGER, M., SHUKLA, P., SMITH, S., SWART, R., ROOIJEN, S., VICTOR, N., DADI, Z. (Hrsg.) (2000): Special Report on Emissions Scenarios, A special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press.
- NASH, J.E., SUTCLIFFE, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. PartI – A discussion of principles. Journal of Hydrology, Vol. 10 (3), S. 282–290.
- NEILSON, R.P. (1995): A model for predicting continental scale vegetation distribution and water balance. Ecological Applications, Vol. 5 (2), S. 362–385.
- NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., SRINIVASAN, R., WILLIAMS, J.R. (2004): Soil and Water Assessment Tool-Input/Output Documentation. USDA-ARS Publications, Version 2005.
- NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J.R. (2005): Soil and Water Assessment Tool-Theoretical Documentation. USDA-ARS Publications, Version 2005.
- NORBY, R.J., WULLSCHLEGER, S.D., GUNDERSON, C.A., JOHNSON, D.W., CEU-LEMANS, R. (1999): Tree responses to rising CO₂ in field experiments: Implications for the future forest. Plant Cell and Environment, Vol. 22 (6), S. 683–714.
- NOTARO, M., VAVRUS, S., LIU, Z. (2007): Global vegetation and climate change due to future increases in CO₂ as projected by a fully coupled model with dynamic vegetation. Journal of Climate, Vol. 20 (1), S. 70–90.
- OLIOSO, A., CHAUKI, H., COURAULT, D., WIGNERON, J.P. (1999): Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. Remote Sensing of Environment, Vol. 68 (3), S. 341–356.
- OWENSBY, C.E., COYNE, P.I., HAM, J.M., AUEN, L.M., KNAPP, A.K. (1993): Biomass production in a tallgrass prairie ecosystem exposed to ambient and elevated CO₂. Ecological Applications, Vol. 3 (4), S. 644–653.
- POLOMSKI, J., KUHN, N. (1998): Wurzelsysteme. Verlag Paul Haupt Bern, Stuttgart, Wien.
- RASSE, D.P., FRANCOIS, L., AUBINET, M., KOWALSKI, A.S., WALLE, I.V., LAI-TAT, E., GERARD, J.C. (2001): Modelling short-term CO₂ fluxes and long-term tree growth in temperate forests with ASPECTS. Ecological Modelling, Vol. 141 (1-3), S. 35–52.

- RICHARDS, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids in porous mediums. Physics, Vol. 1 (5), S. 318–333.
- RÖTZER, T., GROTE, R., PRETZSCH, H. (2004): The timing of bud burst and its effect on tree growth. International Journal of Biometeorology, Vol. 48 (3), S. 109–118.
- RUTTER, A.J., MORTON, A.J., ROBINS, P.C. (1975): A predictive model of rainfall interception in forests. II.Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. Journal of Applied Ecology, Vol. 12 (1), S. 367–380.
- SAXE, H., ELLSWORTH, D.S., HEATH, J. (1998): Tree and forest functioning in an enriched CO₂ atmosphere. New Phytologist, Vol. 139 (3), S. 395–436.
- SCHALDACH, R., ALCAMO, J. (2006): Coupled simulation of regional land use change and soil carbon sequestration: A case study for the state of Hesse in Germany. Environmental Modelling & Software, Vol. 21 (10), S. 1430–1446.
- SHUTTLEWORTH, W.J., WALLACE, J.S. (1985): Evaporation from sparse crops an energy combination theory. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 111 (469), S. 839–855.
- SITTE, P., KADEREIT, E.W., BRESINSKY, A., KÖRNER, C. (2002): Strasburger– Lehrbuch der Botanik. Spektrum Akademischer Verlag, 35. Aufl.
- SRINIVASAN, R., RAMANARAYANAN, T.S., ARNOLD, J.G., BEDNARZ, S.T. (1998): Large area hydrologic modeling and assessment – Part II: Model application. Journal of the American Water Resources Association, Vol. 34 (1), S. 91–101.
- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- STOCKLE, C.O., DYKE, P.T., WILLIAMS, J.R., JONES, C.A., ROSENBERG, N.J. (1992a): A method for estimating the direct and climatic effects of rising atmospheric carbon dioxide on growth and yield of crops: Part II – Sensitivity analysis at three sites in the Midwestern USA. Agricultural Systems, Vol. 38 (3), S. 239–256.
- STOCKLE, C.O., WILLIAMS, J.R., ROSENBERG, N.J., JONES, C.A. (1992b): A method for estimating the direct and climatic effects of rising atmospheric carbon dioxide on growth and yield of crops: Part I – Modification of the EPIC model for climate change analysis. Agricultural Systems, Vol. 38 (3), S. 225–238.
- STRICKER, H., BRUTSAERT, W. (1978): Actual evapotranspiration over summer period in the "Hupsel Catchment". Journal of Hydrology, Vol. 39 (1-2), S. 139–157.
- SVENDSEN, H., HANSEN, S., JENSEN, H.E. (1995): Simulation of crop production, water and nitrogen balances in two german agroecosystems using the DAISY model. Ecological Modelling, Vol. 81 (1-3), S. 197–212.

- THOMPSON, A.L., GILLEY, J.R., NORMAN, J.M. (1993a): A sprinkler water droplet evaporation and plant canopy model.I. Model Development. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, Vol. 36 (3), S. 735–741.
- THOMPSON, A.L., GILLEY, J.R., NORMAN, J.M. (1993b): A sprinkler water droplet evaporation and plant canopy model.II. Model Application. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, Vol. 36 (3), S. 743–750.
- THORNTON, P.E., LAW, B.E., GHOLZ, H.L., CLARK, K.L., FALGE, E., ELLSWORTH, D.S., GOLSTEIN, A.H., MONSON, R.K., HOLLINGER, D., FALK, M., CHEN, J., SPARKS, J.P. (2002): Modeling and measuring the effects of disturbance history and climate on carbon and water budgets in evergreen needleleaf forests. Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 113 (1-4), S. 185–222.
- TIKTAK, A., BOUTEN, W. (1992): Modelling soil water dynamics in a forested ecosystem. III: Model description and evaluation of discretization. Hydrological Processes, Vol. 6 (4), S. 455–465.
- TISSUE, D.T., THOMAS, R.B., STRAIN, B.R. (1997): Atmospheric CO₂ enrichment increases growth and photosynthesis of Pinus taeda: a 4 year experiment in the field. Plant Cell and Environment, Vol. 20 (9), S. 1123–1134.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. Dissertation, Albert-Ludwigs Universität Freiburg i. Br., Institut für Hydrologie.
- UHLENBROOK, S. (2000): Scientific excursion to the Dreisam Basin–Southern Black Forest Mountains. Institut für Hydrologie, Freiburg.
- VAN DAM, J.C. (2000): Field-scale water flow and solute transport. SWAP model concepts, parameter estimation, and case studies. Dissertation, Wageningen Universität, Niederlande.
- VAN GENUCHTEN, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, Vol. 44, S. 892–898.
- VETTER, M., WIRTH, C., BOTTCHER, H., CHURKINA, G., SCHULZE, E.D., WUTZ-LER, T., WEBER, G. (2005): Partitioning direct and indirect human-induced effects on carbon sequestration of managed coniferous forests using model simulations and forest inventories. Global Change Biology, Vol. 11 (5), S. 810–827.
- VON WUEHLISCH, G., KRUSCHE, D., MUHS, H.J. (1995): Variation in temperature sum requirement for flushing of beech provenances. Silvae Genetica, Vol. 44 (5-6), S. 343-346.
- WANG, Y.P., JARVIS, P.G. (1990): Description and Validation of an array model MAESTRO. Agricultural and Forest Meteorology, Vol. 51 (3-4), S. 257–280.

- WECHSUNG, F., KRYSANOVA, V., FLECHSIG, M., SCHAPHOFF, S. (2000): May land use change reduce the water deficiency problem caused by reduced brown coal mining in the state of Brandenburg? Landscape and Urban Planning, Vol. 51 (2-4), S. 177– 189.
- WELLPOTT, A., IMBERY, F., SCHINDLER, D., MAYER, H. (2005): Simulation of drought for a Scots pine forest (Pinus sylvestris L.) in the southern upper Rhine plain. Meteorologische Zeitschriften, Vol. 14 (2), S. 143–150.
- WHITEHEAD, D., KELLIHER, F.M., FRAMPTON, C.M., GODFREY, M.J.S. (1994): Seasonal development of leaf-area in a young, widely spaced *Pinus-Radiata* Don stand. Tree Physiology, Vol. 14 (7-9), S. 1019–1038.
- WILL, R.E., TESKEY, R.O. (1997): Effect of irradiance and vapour pressure deficit on stomatal response to CO₂ enrichment of four tree species. Journal of Experimental Botany, Vol. 48 (317), S. 2095–2102.
- WILLIAMS, M., RASTETTER, E.B., FERNANDES, D.N., GOULDEN, M.L., WOFSY, S.C., SHAVER, G.R., MELILLO, J.M., MUNGER, J.W., FAN, S.M., NADELHOFFER, K.J. (1996): Modelling the soil-plant-atmosphere continuum in a Quercus-Acer stand at Harvard forest: The regulation of stomatal conductance by light, nitrogen and soil/plant hydraulic properties. Plant Cell and Environment, Vol. 19 (8), S. 911–927.
- WOODWARD, F.I. (1987): Stomatal numbers are sensitive to increases in CO₂ from preindustrial levels. Nature, Vol. 327 (6123), S. 617–618.
- WULLSCHLEGER, S.D., NORBY, R.J., GUNDERSON, C.A. (1997): Forest trees and their response to atmospheric CO₂ enrichment: A compilation of results. IN: L. H. Allen Jr and M. B. Kirkham and D. M. Olszyk and C. E. Williams (Hrsg.): Advances in Carbon Dioxide Effects Research, ASA Special Publication no. 61, American Society of Agronomy, Madison, WI, S. 79–100.
Ehrenwörtliche Erklärung:

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

Ort, Datum

Unterschrift