

Institut für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

Michael Schwab

**Der Einfluss von Klimaveränderungen
auf die Abflussbildung, Bodenfeuchtedynamik und
Evapotranspiration:
eine modellbasierte Attribution**

Masterarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler

Freiburg im Breisgau, April 2013

Institut für Hydrologie
der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

Michael Schwab

**Der Einfluss von Klimaveränderungen
auf die Abflussbildung, Bodenfeuchtedynamik und
Evapotranspiration:
eine modellbasierte Attribution**

Referent: Prof. Dr. Markus Weiler

Koreferent: PD Dr. Klaus von Wilpert

Masterarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Markus Weiler

Freiburg im Breisgau, April 2013

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis.....	III
Tabellenverzeichnis	V
Abkürzungsverzeichnis	VI
Danksagung	VIII
Zusammenfassung	IX
Extended Summary	XI
1 Einleitung	1
1.1 Einfluss des Klimawandels auf Ökosystemkomponenten.....	1
1.2 Untersuchungen des Klimawandeleinflusses auf die Hydrosphäre in Deutschland und Baden-Württemberg	2
1.3 Virtuelle Experimente	4
1.4 Zielsetzung und Thesen	5
2 Material, Methoden und Vorgehensweise	7
2.1 Einführung in das Gesamtkonzept.....	7
2.2 Das Modell (LWF-)Brook90	7
2.2.1 Die Parametrisierung der Abflussprozesse	10
2.2.2 Die Parametrisierung des Schneemoduls	11
2.2.3 Festlegung weiterer Parameter im Modell (LWF-)Brook90.....	12
2.3 Auswahl und Parametrisierung typischer Böden, Vegetationen und Klimastationen in Baden-Württemberg	12
2.3.1 Auswahl typischer Böden.....	12
2.3.2 Parametrisierung der Böden für LWF-Brook90.....	14
2.3.3 Auswahl repräsentativer Klimastationen	16
2.3.4 Klimainput in LWF-Brook90.....	23
2.3.5 Parametrisierung typischer Vegetationen.....	24
2.4 Durchführung des virtuellen Experimentes.....	27
2.5 Methoden zur Auswertung der Modellierungsergebnisse	28
2.5.1 Untersuchung der mittleren Saisonsummen und der Saisonmittel.....	29
2.5.2 Untersuchung der hydrologischen Komponenten hinsichtlich Trends ..	29
2.5.3 Analyse der Steigungen: ANOVA und Interaktionen.....	30

3	Ergebnisse	32
3.1	Schneefall	32
3.2	Mittlere Saisonsummen und Saisonmittel	33
3.3	Trendanalyse der einzelnen hydrologischen Komponenten.....	36
3.3.1	Trendanalyse der Trockenheit im Winter.....	36
3.3.2	Trendanalyse der Trockenheit im Sommer	38
3.3.3	Trendanalyse der Nässe im Winter	40
3.3.4	Trendanalyse der Nässe im Sommer.....	40
3.3.5	Trendanalyse der Evapotranspiration im Winter	42
3.3.6	Trendanalyse der Evapotranspiration im Sommer	43
3.3.7	Trendanalyse des Bypass Flow im Winter	45
3.3.8	Trendanalyse des Bypass Flow im Sommer	46
3.3.9	Trendanalyse des Groundwater Flow im Winter	47
3.3.10	Trendanalyse des Groundwater Flow im Sommer	48
4	Diskussion.....	51
4.1	Unsichere Annahmen	51
4.2	Trends der hydrologischen Komponenten.....	52
4.3	Einfluss von Boden, Vegetation und Klimastationen und deren Interaktionen ..	55
4.3.1	Die Wintersituation	55
4.3.2	Die Sommersituation.....	57
4.3.3	Schlussfolgerungen	59
5	Ausblick	62
	Literaturverzeichnis	64
	Ehrenwörtliche Erklärung.....	68

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Flussdiagramm des Modells Brook90 (Seegert, 1998).	9
Abbildung 2: Korngrößenverteilung (gemittelt über alle Horizonte) der ausgewählten Profile, dargestellt in einem Feinbodenartendiagramm nach Ad-hoc-AG Boden (2005).	13
Abbildung 3: Lage der verwendeten Bodenprofile und Klimastationen sowie die Gebietsaufteilung Baden-Württembergs (z.B. R3) nach KLIWA (2005b).	18
Abbildung 4: Saisonsummen und Trends des Niederschlags. Rote Linie: Trend 1953-2011; Blau gestrichelte Linie: Trend 1953-2000.....	20
Abbildung 5: Saisonmittelwerte und Trends der minimalen Tagestemperatur. Rote Linie: Trend 1953-2011; Blau gestrichelte Linie: Trend 1953-2000.....	21
Abbildung 6: Saisonmittelwerte und Trends der maximalen Tagestemperatur. Rote Linie: Trend 1953-2011; Blau gestrichelte Linie: Trend 1953-2000.....	22
Abbildung 7: Relative Wurzelverteilung mit der Bodentiefe und relativer LAI im Jahresverlauf nach Schöne (2004). Der relative LAI bezieht sich auf den maximalen LAI.	27
Abbildung 8: Auswahl aus den 54 verschiedenen Boden-Vegetation-Klima Kombinationen.....	28
Abbildung 9: Saisonmittelwerte und Trends des modellierten Schneefalls. Rote Linie: Trend 1953-2011; Blau gestrichelte Linie: Trend 1953-2000.....	33
Abbildung 10: Saisonmittel der Bodenfeuchte im Zeitraum 1953 bis 2011.	34
Abbildung 11: Mittlere Saisonsummen von Evapotranspiration, Bypass Flow und Groundwater Flow im Zeitraum 1953 bis 2011.....	35
Abbildung 12: p-Werte und Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Winter.	37
Abbildung 13: Interaktionen der Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Winter....	38
Abbildung 14: p-Werte und Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Sommer.....	39
Abbildung 15: Interaktionen der Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Sommer.	39
Abbildung 16: p-Werte und Steigungen der Nässezeitreihen im Winter.	40
Abbildung 17: p-Werte und Steigungen der Nässezeitreihen im Sommer.....	41
Abbildung 18: p-Werte und Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Winter.....	42
Abbildung 19: p-Werte und Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Sommer.	44
Abbildung 20: Interaktionen der Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Sommer.	44
Abbildung 21: p-Werte und Steigungen der Zeitreihen des Bypass Flow im Winter. ...	45
Abbildung 22: p-Werte und Steigungen der Zeitreihen des Bypass Flow im Sommer.	46
Abbildung 23: p-Werte und Steigungen der Zeitreihen des Groundwater Flow im Winter.....	47

Abbildung 24: Interaktionen der Steigungen der Groundwater Flow Zeitreihen im Winter.....	48
Abbildung 25: p-Werte und Steigungen der Zeitreihen des Groundwater Flow im Sommer.	49
Abbildung 26: Interaktionen der Steigungen der Zeitreihen des Groundwater Flow im Sommer.....	50

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Parametrisierung der Abflussprozesse; verändert nach Groh (2011).	10
Tabelle 2: Die ausgewählten Profile und ihre Korngrößenverteilung (gemittelt über alle Horizonte) sowie ihre Profiltiefe.	13
Tabelle 3: Eigenschaften aller Horizonte nach RP Freiburg -LGRB (2012) und berechnete Mualem-van Genuchten Parameter aus der HYPRES PTF in LWF-Brook90.	15
Tabelle 4: Mittelwerte, p-Werte des MK-Tests, absoluter Trends und relative Trend des Niederschlags und der minimalen und maximalen Tagestemperatur.	22
Tabelle 5: Verschiedene Literaturwerte der wichtigsten vegetationsspezifischen Parameter in LWF-Brook90 für Buche (Laubwald), Grünland und Mais (Ackerland).	25
Tabelle 6: Die für das virtuelle Experiment verwendeten wichtigsten vegetationsspezifischen Parameter in LWF-Brook90.	26
Tabelle 7: Mit LWF-Brook90 modellierter Schneefall. Mittlere Saisonsumme und Trends.	32
Tabelle 8: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Winter.	37
Tabelle 9: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Sommer.	39
Tabelle 10: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Nässezeitreihen im Sommer.	41
Tabelle 11: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Winter.	43
Tabelle 12: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Sommer.	44
Tabelle 13: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Zeitreihen des Bypass Flow im Sommer.	47
Tabelle 14: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Groundwater Flow Zeitreihen im Winter.	48
Tabelle 15: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Zeitreihen des Groundwater Flow im Sommer.	49
Tabelle 16: Übersicht über die Trends der Zeitreihen der untersuchten hydrologischen Komponenten. Zunehmende (↗) bzw. abnehmende (↘) Trends. Überwiegend signifikante (*), teilweise signifikante (x) sowie keine signifikanten (○) Trends.	53

Abkürzungsverzeichnis

B90	Modell LWF-Brook90
Bp	Podsolige Braunerde
Bu	Buche
CF-B	Terra fusca-Braunerde
C _{org}	Organischer Kohlenstoff [mg g ⁻¹]
Dev	Deviance
Df	Degrees of freedom / Freiheitsgrade
dS	Änderungen des Grundwasserspeichers
DWD	Deutscher Wetterdienst
ET	Evapotranspiration
FDS	Klimastation Freudenstadt
GLM	Generalized Linear Model
Gruen	Grünland
GSC	Grundwasserabfluss aus Grundwasserspeicher
GSP	Tiefenversickerung aus Grundwasserabfluss
L	Parabraunerde
LAI	Leaf Area Index / Blattflächenindex [m ² m ⁻²]
LGRB	Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg
LUBW	Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württ.
MA	Klimastation Mannheim
MK-Test	Mann-Kendall-Test
MUE	Klimastation Münsingen-Apfelstetten
N	Niederschlag
P	Precipitation / Niederschlag
PTF	Pedotransferfunktion
Q _{0.25}	0.25-Quantil
Q _{0.75}	0.75-Quantil
R	Runoff / Abfluss
Rb	Braune Rendzina
Resid	Residuen
S	Pseudogley
S-D	Pseudogley-Pelosol

SF	Schneefall
Tmax	Maximale Tagestemperatur
Tmin	Minimale Tagestemperatur
TRD	Trockenraumdichte [g cm ⁻³]

Danksagung

Ganz herzlich will ich mich an dieser Stelle bei allen bedanken, die mir in verschiedenster Weise beim Erstellen dieser Masterarbeit zur Seite standen.

Besonderer Dank gebührt dabei:

- Prof. Dr. Markus Weiler für die Themenvergabe und die Betreuung der Arbeit sowie PD Dr. Klaus von Wilpert für die Übernahme des Koreferats,
- Dr. Kerstin Stahl und Prof. Dan Moore für die fachliche Unterstützung bei statistischen Fragestellungen,
- Dr. Yvonne Morgenstern und Jannis Groh für ihre Ratschläge bezüglich LWF-Brook90,
- Dr. Frank Waldmann und dem Referat Landesbodenkunde des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden Württemberg für die Auswahl und das zur Verfügung stellen repräsentativer Bodenprofildaten,
- Bernd Lütke-meier, Christoph Schwab und ganz besonders Peter Schwab für ihre vielen Anregungen, Korrekturvorschläge und kritischen Fragen,
- sowie meiner Familie für ihre ständige Unterstützung.

Zusammenfassung

Zwar gibt es eine Vielzahl von Studien über den Klimawandel, doch dessen Einfluss auf die Bodenfeuchte, die Evapotranspiration und auf Abflussprozesse ist noch nicht ausreichend untersucht. In dieser Arbeit wurde ein virtuelles Experiment mit dem physikalisch basierten Modell LWF-Brook90 durchgeführt, um nicht nur den Einfluss des Klimawandels auf die Bodenfeuchte und auf Wasserflüsse zu untersuchen, sondern dabei auch die Bedeutung verschiedener Böden, Vegetationen und Klimainputs auf die Auswirkungen des Klimawandels darzustellen. Den Fokus auf Baden-Württemberg richtend, wurden sechs typische Böden, drei Vegetationen und drei unterschiedliche Klimastationen ausgewählt. In 54 verschiedenen unkalibrierten Modellläufen mit jeweils unterschiedlichen Boden-Vegetation-Klima Kombinationen wurden für den Zeitraum von 1953 bis 2011 die Bodenfeuchte und die Wasserflüsse simuliert und die Trends der jahreszeitlichen Bodenfeuchte- und Wasserflusszeitreihen mittels eines Generalized Linear Model mit Interaktionen, einer 2-Wege ANOVA, Boxplots sowie Interaktionsplots analysiert.

Dabei ist im Winter ein positiver Trend bei der Evapotranspiration, dem schnellen Zwischenabfluss und dem Grundwasserabfluss zu verzeichnen sowie bei der Bodenfeuchte eine Zunahme der Anzahl nasser Tage ($\text{Tage} > Q_{0.75}$ der Bodenfeuchte) und eine Abnahme der Anzahl trockener Tage ($\text{Tage} < Q_{0.25}$ der Bodenfeuchte) festzustellen. Die Trends im Winter sind nur zum Teil signifikant. Während im Winter die Vegetation kaum eine Rolle spielt, scheinen Böden mit einem hohen Sandanteil, einem hohen Skelettgehalt und einer geringen Tiefe stärker von den oben genannten Trends der Bodenfeuchte und des Grundwasserabflusses betroffen zu sein. Beim schnellen Zwischenabfluss ist der Trend am höchsten bei Kombinationen mit Klimastationen, die eine hohe Niederschlagssumme aufweisen.

Die Trends im Sommer sind signifikanter als im Winter. Die Anzahl der trockenen Tage nimmt im Sommer deutlich zu und die Anzahl der feuchten Tage nimmt deutlich ab. Sowohl der schnelle Zwischenabfluss als auch der Grundwasserabfluss weisen negative Trends auf. Der Trend bei der Evapotranspiration ist nicht einheitlich und hängt stark vom Klimainput ab. Bei der Klimastation Mannheim nimmt die Evapotranspiration ab, in Freudenstadt und Münsingen nimmt sie zu. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass Mannheim den geringsten Niederschlag und die geringste Bodenfeuchte aufweist und dadurch die Evapotranspiration im Sommer häufiger wasserlimitiert ist. Neben der starken Beeinflussung des Evapotranspirationstrends durch den Klimainput, weist die Landnutzung Buchenwald einen höheren Evapotranspirationstrend auf als die anderen Landnutzungen Grünland und Mais und es besteht die Vermutung, dass schluf-

fige Böden ebenfalls einen höheren Evapotranspirationstrend zeigen. Die Trends bei der Anzahl trockener und nasser Tage entsprechen weitgehend dem Muster der Evapotranspiration. Kaum eine Rolle spielt im Sommer der Grundwasserabfluss. Der schnelle Zwischenabfluss hat den stärksten negativen Trend bei Kombinationen mit der Klimastation, die den höchsten mittleren Niederschlag aufweist.

Insgesamt gesehen konnten durch das virtuelle Experiment unterschiedliche Einflüsse des Klimawandels hinsichtlich der Bodenfeuchte und der Wasserflüsse aufgezeigt werden und die Bedeutung verschiedener Böden, Landnutzungen und Klimainputs wurde dargestellt. Generelle Schlussfolgerungen, dass die Ergebnisse des virtuellen Experimentes sich für bestimmte Bodentypen, Klimaregionen oder Landnutzungen verallgemeinern lassen, sollten jedoch mit Vorsicht gezogen werden, da der Stichprobenumfang in Bezug auf die Anzahl verwendeter Böden, Landnutzungen und Klimastationen sehr gering war.

Stichwörter: 2-Wege ANOVA, Abflussprozesse, Bodenfeuchte, Generalized Linear Model mit Interaktionen, Klimawandel, LWF-Brook90, Virtuelles Experiment

Extended Summary

In spite of the number of studies conducted about climate change, the influence of climate change on soil moisture, evapotranspiration and runoff processes is still not well investigated or understood. In this thesis, a virtual experiment was carried out using the physically-based model LWF-Brook90 to investigate not only the influence of climate change on soil moisture and water flows, but also to show how different soils, vegetation and climate inputs effect the impacts of climate change. With the focus on the German state of Baden-Württemberg, six typical soil types, three vegetation forms and three different climate stations were chosen for the virtual experiment. For the period between 1953 and 2011, soil moisture and water flows were simulated by 54 uncalibrated model runs, each with a different soil-vegetation-climate combination. The trends of the seasonal time series for soil moisture and water flows were analyzed using a generalized linear model with interactions, a two-way ANOVA, boxplots and interaction-plots.

During the winter, a positive trend is detected for evapotranspiration, fast interflow and groundwater flow. With regards to soil moisture, the data shows an increase in the number of wet days (days $> Q_{0.75}$ of soil moisture) and a decrease in the number of dry days (days $< Q_{0.25}$ of soil moisture). Vegetation hardly plays a role during the winter. It seems that soil moisture and groundwater flow show the strongest trends in combination with soils that have a high portion of sand, gravel or stones, while fast interflow has the strongest trends in combination with climate stations that have a high seasonal sum of precipitation. In general, the trends in winter are only partly significant.

The trends in summer are more significant. The number of dry days is strongly increasing and the number of wet days is strongly decreasing. Both the fast interflow and the groundwater flow show negative trends. The trends of evapotranspiration are not homogenous and are mainly influenced by the climate input. Evapotranspiration is decreasing in combination with the climate station Mannheim and increasing in combination with the climate stations Freudenstadt and Münsingen. This can likely be explained by the small amount of precipitation and low values of soil moisture in Mannheim leading to a water limitation of the evapotranspiration process. Besides the strong influence of the evapotranspiration trend by the climate input, a beech forest shows stronger evapotranspiration trends than a land use of corn or grassland. It also seems that silty soils show a stronger evapotranspiration trend. The trends of the number of dry and wet days show a similar pattern to the one of the evapotranspiration. Groundwater flow hardly plays a role during the summer. The fast interflow shows the strongest

negative trends in combination with climate stations with a high amount of precipitation.

Putting everything together, the virtual experiment showed, that climate change has different effects on soil moisture and water flows and that different soils, vegetation and climate inputs lead to different impacts caused by the climate change. Nevertheless, one should be careful with the conclusion, that the results of the virtual experiment can be generalized for certain soil types, climate regions or forms of land use. The sample size of just a few soils, climate stations and forms of land use does not allow for larger generalizations.

Keywords: 2-way ANOVA, climate change, generalized linear model with interactions, LWF-Brook90, runoff processes, soil moisture, virtual experiment

1 Einleitung

Der Klimawandel ist seit einigen Jahren eines der am meisten beachteten Themen sowohl in der gesellschaftlichen und politischen Diskussion als auch im wissenschaftlichen Diskurs. Die geführte Debatte enthält eine Vielzahl verschiedener Aspekte. Dabei geht es um wirtschaftliche Aspekte wie dem Ausstoß von Treibhausgasen und die Folgen einer Reduktion für die Ökonomie, um Gerechtigkeitsgesichtspunkte wie einer fairen Lastenaufteilung zwischen Industrie- und Entwicklungsländern bei der Bekämpfung des Klimawandels, aber auch um lokale Anpassungsmaßnahmen in Städten und Gemeinden. In der wissenschaftlichen Diskussion scheint es einen überwiegenden Konsens über die Existenz und die Ursachen des Klimawandels zu geben. Bei den Folgen und den Ausprägungen des Klimawandels ist dagegen eine sehr breite Diskussion im Gange und noch vieles liegt im Unklaren. Welche Regionen sind stärker vom Klimawandel betroffen als andere? Welche Feedback-Mechanismen könnten in Zukunft den Klimawandel beschleunigen oder dämpfen? Welche Auswirkungen haben Maßnahmen zum Kampf gegen den Klimawandel? Wie wirkt sich der Klimawandel auf die verschiedenen Komponenten vielfältiger Ökosysteme aus?

1.1 Einfluss des Klimawandels auf Ökosystemkomponenten

Weltweit existiert eine große Anzahl von Messstationen, die verschiedene meteorologische Parameter und ihre Veränderungen über einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten oder vereinzelt auch über mehr als hundert Jahre beobachten und aufzeichnen (GHCN, 2013; Menne *et al.*, 2012). Mit Eisbohrkernen, Pollenanalysen, Jahresringstrukturen von Bäumen und vielen anderen Hilfsmitteln kann die Wissenschaft zusätzlich noch weiter in die Klimavergangenheit zurückblicken (Jansen *et al.*, 2007). Für die verschiedenen meteorologischen Parameter existiert somit eine relativ breite Datenbasis. Welche Auswirkungen die Veränderung des Klimas auf Ökosystemkomponenten hat, ist dagegen weit weniger gut erforscht und dokumentiert. Dazu zählen die Auswirkungen auf Flora und Fauna, auf die Pedosphäre sowie auf die Hydrosphäre. Die Schwierigkeit sich dieser Problematik zu nähern, besteht darin, dass es kaum einfache Zusammenhänge zwischen dem Klima und den anderen Ökosystemkomponenten gibt, sondern ein Geflecht von vielen unterschiedlichen Faktoren, Wirkungsnetzen und Rückkopplungseffekten existiert. Bereits ohne den Einfluss des Klimawandels wäre es schwierig, die Interdependenzen zwischen den Ökosystemkomponenten zufriedenstellend zu erforschen. Durch die zeitlich variable Größe des Klimawandels wird dieses Vorhaben zusätzlich erschwert. Dabei ist es von zentraler Bedeutung für die Erforschung der Klimawandelfolgen, die Prozessnetze, in die das Klima eingebunden ist, besser zu

verstehen. Nur wenn die Prozesse ausreichend verstanden sind, können glaubwürdige Aussagen über die Folgen von Klimaveränderungen getroffen werden (*Backlund et al.*, 2008; *Fischlin et al.*, 2007).

Kenntnisse über die Auswirkungen des Klimawandels auf die Hydrosphäre sind von großer Bedeutung. Die landwirtschaftliche Produktion von Nahrungsmitteln hängt entscheidend von der Wasserverfügbarkeit ab. Die Forstwirtschaft mit ihren langen Produktionszyklen muss frühzeitig auf Veränderungen im Wasserhaushalt reagieren können. Der Hochwasserschutz kann stark von veränderten Abflussprozessen beeinflusst werden (*Zebisch et al.*, 2005). Die Trinkwasserversorgung, die in großen Teilen der Welt schon heute ungenügend ist, kann durch Klimaveränderungen weiter verschlechtert werden.

Um die Folgen abschätzen zu können, reicht es nicht aus, nur die Veränderungen der Klimavariablen zu kennen. Vielmehr müssen die Auswirkungen auf die hydrologischen Prozessketten untersucht werden, was in der Vergangenheit aber selten gemacht wurde. Eine direkte Attribution (mechanistische Ursachenforschung) ist dabei aber oft nicht möglich, da hydrologische Prozesse von vielen gebiets- und standortspezifischen Eigenschaften beeinflusst sind. Eine Attribution für die verschiedenen hydrologischen Prozesse wäre aber sehr hilfreich für die Folgenabschätzung. Es sollten Erkenntnisse gewonnen werden, auf welche Weise verschiedene Abflussprozesse oder Speicherkomponenten im Hinblick auf unterschiedliche Standortseigenschaften wie Boden, Vegetation, Hangneigung oder Geologie auf den Klimawandel reagieren. Nicht alle Standorte werden voraussichtlich im gleichen Umfang von Veränderungen betroffen sein; es kann durchaus Unterschiede zwischen verschiedenen Bodentypen oder Landnutzungen geben. Mit diesem Wissen um die jeweiligen Unterschiede könnten die Folgen differenzierter betrachtet werden und gezieltere Maßnahmen zur Anpassung an Klimaveränderungen durchgeführt werden (*Jothityangkoon & Sivapalan*, 2009; *McDonnell et al.*, 2007; *Troch et al.*, 2013; *Weiler & McDonnell*, 2004).

In der vorliegenden Arbeit soll der Fokus auf den Einfluss des Klimawandels in Baden-Württemberg gerichtet werden. Neben dem generellen Einfluss des Klimawandels auf verschiedene Wasserflüsse und Speicherkomponenten geht es darum, die Bedeutung von unterschiedlichen Böden, Vegetationen und Klimainputs auf die Auswirkungen des Klimawandels zu untersuchen.

1.2 Untersuchungen des Klimawandeleinflusses auf die Hydrosphäre in Deutschland und Baden-Württemberg

Um den Einfluss des Klimawandels auf verschiedene Wasserflüsse und Speicherkomponenten untersuchen zu können, müssen Daten vorhanden sein, die auf Trends unter-

sucht werden können. Für die Bodenfeuchte als eine Speicherkomponente und für verschiedene Abflussprozesse wie Oberflächenabfluss oder Zwischenabfluss existieren jedoch im Gegensatz zu Messungen der Klimavariablen keine Langzeitmessreihen (Trenberth et al., 2007). Dadurch kann der Einfluss des Klimawandels auf Bodenfeuchte oder Abflussprozesse nicht direkt aus gemessenen Daten ermittelt werden, sondern die Daten müssen mit Hilfe von hydrologischen Modellen produziert werden, bevor weitere Analysen vorgenommen werden können. In den letzten Jahren untersuchten verschiedene Wissenschaftler mit unterschiedlichen Modellen den Einfluss des Klimawandels auf die Bodenfeuchte mit dem Fokus auf Deutschland und Baden-Württemberg.

Für Naturschutzgebiete in Brandenburg untersuchten Holsten et al. (2009) die Auswirkungen des Klimawandels auf die Bodenfeuchtedynamik. Mit dem ökohydrologischen Modell SWIM simulierten sie die Bodenfeuchte in verschiedenen Gebieten und stellten für den Zeitraum von 1951 bis 2003 einen abnehmenden Trend der Bodenfeuchte fest, der in einigen, aber nicht in allen Gebieten, statistisch signifikant war. Unter Verwendung regionaler Klimawandelvorhersagemodellen prognostizierten sie bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts einen weiteren Rückgang der Bodenfeuchte um 4% bis 15%.

Wattendorf et al. (2010; 2012) untersuchten die Auswirkungen des Klimawandels auf geschützte Biotope in Baden-Württemberg. Zur Wasserhaushaltsmodellierung wurden die Modelle HELP und WaSiM-ETH verwendet. Die Modellierung basierte sowohl auf realen Wetterdaten von 1980 bis 2005 als auch auf prognostizierten Klimamodellwerten. Dabei wurde eine verstärkte Trockenheit im Sommer festgestellt. Außerdem haben laut Wattendorf et al. die Bodeneigenschaften einen Einfluss auf die Auswirkungen des Klimawandels. Bei Böden mit einer höheren Feldkapazität wurde ein größerer Einfluss des Klimawandels beobachtet als bei Böden mit niedrigerer Feldkapazität.

Mit Hilfe des Boden-Vegetation-Atmosphären Transfermodells SIMULAT untersuchte Bormann (2012) die Sensitivität von Bodenarten bezüglich Bodenfeuchte unter verschiedenen Klimawandelszenarien. Dabei wurden keine real existierenden Bodenstandorte, sondern 31 virtuelle, homogene Bodenprofile verwendet, die die 31 verschiedenen Texturklassen der deutschen Bodenartklassifikation repräsentieren. Der Klimainput bestand aus beobachteten und prognostizierten Werten für fünf deutsche Klimaregionen. Die Simulationen zeigten, dass sich die Bodenfeuchte je nach Bodenart und Klimaregion unterschiedlich verhält. Die Unterschiede zwischen den gegenwärtigen Bedingungen und den Klimaszenarios waren am größten für Schluffböden und am geringsten für Tonböden. Außer in kontinentalen Klimaregionen führten eine höhere Vegetationsdichte, eine größere Durchwurzelungstiefe und ein höherer Transpirationsbedarf zu einer Verstärkung der Unterschiede zwischen den Texturklassen. Dagegen nahmen die Unterschiede mit zunehmendem Grundwassereinfluss ab.

1.3 Virtuelle Experimente

Bei den dargestellten Untersuchungen in Baden-Württemberg und Deutschland wurden nur die Auswirkungen des Klimawandels auf die Bodenfeuchte und nicht die Auswirkungen auf Wasserflüsse untersucht. Außerdem wurde nur teilweise die Bedeutung unterschiedlicher Böden und Vegetationen oder der Einfluss verschiedener Kombinationen aus Boden, Vegetation und Klimainput untersucht. Die vorliegende Arbeit zielt jedoch genau darauf ab, die Bedeutung verschiedener Böden, Vegetationen und Klimainputs herauszufinden. Dies soll mit Hilfe eines sogenannten virtuellen Experiments erreicht werden.

Weiler und McDonnell (2004) prägten den Ausdruck des virtuellen Experimentes. Sie definierten virtuelle Experimente „as numerical experiments with a model driven by collective field intelligence [...] to explore the first order controls in hillslope hydrology“ (Weiler & McDonnell, 2004). Nach Weiler und McDonnell geht es bei virtuellen Modellen in erster Linie nicht darum, ein komplexes Modell durch Kalibration möglichst gut an ein bestimmtes Gebiet anzupassen. Sie begründen dies mit der Gefahr, dass bei kalibrierten Modellen für ein bestimmtes Gebiet zwar ein gutes Ergebnis geliefert wird, aber dabei falsche Prozessbeschreibungen angenommen wurden. Dadurch lässt sich das Modell nur schwer auf andere Gebiete übertragen, da mit falschen Prozessbeschreibungen bei unterschiedlichen Gebietseigenschaften unbefriedigende Ergebnisse erzeugt werden und somit nur schwer Vergleiche zwischen verschiedenen Gebieten durchgeführt werden können. Grundsätzlich liegt die Schwierigkeit beim Vergleich zwischen Gebieten darin, dass sie sich in verschiedenen Eigenschaften unterscheiden. Auch wenn die Gebiete sich sehr ähnlich sind, kommt es nicht vor, dass sie sich nur in einer Eigenschaft voneinander unterscheiden. Immer sind mehrere Eigenschaften, wie Bodenart, Hangneigung, Klimainput oder Geologie individuell ausgeprägt. Dies erschwert es, first-order controls für bestimmte Abflussprozesse zu bestimmen. Virtuelle Experimente leisten bei diesem Problem Abhilfe. Sie erlauben es, nur eine Gebietseigenschaft zu ändern, während alle anderen Gebietseigenschaften konstant bleiben. Dadurch kann zum Beispiel nur die Vegetation oder nur die Bodenart geändert werden. Dies führt dazu, dass sich viel gezielter untersuchen lässt, ob und welchen Einfluss die Bodenart, die Vegetation oder die Interaktion zwischen Bodenart und Vegetation auf Abflussprozesse hat. In der vorliegenden Arbeit wird unter einem virtuellen Experiment Folgendes verstanden: Mit einem hydrologischen Modell werden verschiedene Modellläufe durchgeführt, bei denen jeweils nur die Bodenart, die Vegetation oder der Klimainput geändert werden. Da keine Kalibrierung durchgeführt wird, bleiben bei jedem Modelllauf die Rahmenbedingungen gleich und die Bedeutung von Boden, Vegetation und Klimainput kann gezielt untersucht werden.

Es gibt verschiedene Beispiele, in denen die Methode des virtuellen Experimentes angewandt wurde. Hopp und McDonnell (2009) nutzten die Methode um Erkenntnisse über die Konnektivität auf der Hangskala zu erlangen. Sie versuchten Interaktionen zwischen der Größe eines Niederschlagsereignisses, der Durchlässigkeit des Ausgangsgesteins, der Hangneigung und der Bodentiefe zu identifizieren. Dabei wurden die vier genannten Gebiets- bzw. Klimaeigenschaften variiert, während als unveränderliche Grundlage die Topographie, die Bodeneigenschaften und die Abflussdaten eines gut untersuchten Hanges verwendet wurden. Zur Simulation wurde dabei das Finite-Elemente-Modell Hydrus-3D verwendet, das auf der numerischen Lösung der Richards-Gleichung basiert. In einer weiteren Untersuchung erweiterten Hopp und McDonnell (2011) das oben beschriebene virtuelle Experiment um eine weitere Komponente. Dabei untersuchten sie die Rolle verschiedener Muster des Bestandesniederschlages auf die Bildung von Subsurface Stormflow. Keim et al. (2006) untersuchten die Effekte von Evaporation durch Interzeption sowie von Intensitätsabschwächung des Niederschlages durch Interzeption auf die Bildung von Subsurface Stormflow. Dazu verwendeten sie das Modell Hydrus 2-D und die Gebietseigenschaften eines gut untersuchten Forschungshanges. Einzig die Evaporation und die Intensitätsabschwächung wurden variiert. Dadurch war es möglich, die Bedeutung dieser beiden Prozesse einzeln zu untersuchen, während zuvor nur die Möglichkeit bestand, den gemeinsamen Effekt zu betrachten. In einem weiteren Beispiel eines virtuellen Experimentes untersuchten Weiler und McDonnell (2006) die Ursachen und Wirkungen von Auswaschungen verschiedener Stickstoff- und Kohlenstoffverbindungen. Dunn et al. (2007) nutzten die Methode des virtuellen Experimentes um die Faktoren zu identifizieren, die Einfluss auf die Verweilzeit von Wasser in Einzugsgebieten haben. Als Grundlage diente wieder ein schon gut untersuchtes Gebiet, bei dem die Bodenporosität, die Fließweglänge, die Fließwegneigung, der Grundwasserspeicher und der Speicher der Uferzonen variiert wurden, um die Effekte dieser einzelnen Komponenten genauer zu analysieren.

1.4 Zielsetzung und Thesen

Aus dem vorangegangenen Rückblick in Kapitel 1.2 ist zu entnehmen, dass beim Einfluss von Klimaveränderungen auf die Abflussbildung und die Bodenfeuchtedynamik noch großer Forschungsbedarf besteht. Die vorliegende Arbeit legt den Fokus nicht nur auf den generellen Einfluss des Klimawandels auf die Abflussbildung und die Bodenfeuchtedynamik, sondern es ist auch ein weiteres Ziel, herauszufinden, welche Standorte sensibler auf verschiedene Klimaveränderungen reagieren als andere. Der regionale Fokus liegt dabei auf dem deutschen Bundesland Baden-Württemberg. Die Sensitivität verschiedener Standorte soll dabei mit einem virtuellen Experiment untersucht werden. Die in diesem Experiment verwendeten Standorte unterscheiden sich nur hinsichtlich

ihres Bodentyps, ihrer Vegetation sowie ihres Klimainputs. Somit ergeben sich verschiedene Standorte mit unterschiedlicher Kombination von Boden, Vegetation und Klima. Beim Klimainput werden dabei keine prognostizierten Daten aus Klimawandelmodellen verwendet, sondern rückblickend möglichst lange, gemessene Zeitreihen von Klimastationen aus Baden-Württemberg im Modell berücksichtigt. Dabei repräsentieren die verwendeten Klimastationen unterschiedliche naturräumliche Einheiten Baden-Württembergs.

Die Hypothesen bei dem durchgeführten virtuellen Experiment sind:

- I. Der Klimawandel hat einen unterschiedlichen Einfluss auf verschiedene Wasserflüsse und die Bodenfeuchte.
- II. Verschiedene Bodentypen, Vegetationen und Klimaregionen reagieren mit einer unterschiedlichen Sensitivität auf den Klimawandel.
- III. Der Einfluss des Klimawandels hängt sowohl von den Einzeleffekten der Standorteigenschaften Boden, Vegetation und Klima als auch von den Interaktionen zwischen diesen ab.

2 Material, Methoden und Vorgehensweise

2.1 Einführung in das Gesamtkonzept

Das virtuelle Experiment wurde mit dem Modell LWF-Brook90 (*Hammel & Kennel, 2001*) durchgeführt. LWF-Brook90 ist eine leichte Modifikation des von *Federer (2002)* entwickelten Modells Brook90. Brook90 ist ein parameterreiches, eindimensionales, deterministisches und prozessorientiertes Wasserhaushaltsmodell (*Federer et al., 2003*), das auf Tagesbasis unter anderem die Bodenfeuchte, Abflussprozesse und Verdunstungsprozesse simulieren kann. Für das virtuelle Experiment wurden sechs für Baden-Württemberg typische Bodenprofile, drei verschiedene Vegetationen (Buchenwald, Grünland, Mais) und drei Klimastationen (Freudenstadt, Mannheim, Münsingen) ausgewählt, die zu 54 Kombinationen (6 mal 3 mal 3) führten. Für jede der 54 Kombinationen wurde ein eigener Modelllauf durchgeführt, bei dem jeweils nur die Parameter für Boden, Vegetation oder Klima ausgetauscht wurden, während alle anderen im Modell verwendeten Parameter gleich blieben. Da das Nichtverändern dieser Parameter ein zentraler Bestandteil dieses virtuellen Experimentes ist, wurde für keinen der Modellläufe eine Kalibration durchgeführt. Unterschiedliche Parameter würden es stark erschweren, die Effekte von Boden, Vegetation und Klima separat zu analysieren, was dem Sinn dieses virtuellen Experimentes grundlegend widerspricht.

2.2 Das Modell (LWF-)Brook90

Für die Durchführung des virtuellen Experimentes wurden verschiedene Modelle in Betracht gezogen. Dabei gab es einige Maßgaben, die für die Modellauswahl wichtig waren. Es sollte sich um ein physikalisch basiertes Wasserhaushaltsmodell handeln, das die Wasserbewegungen im Boden detailliert und entsprechend dem Gesetz von Darcy beschreibt und gleichzeitig in der Lage ist, verschiedene Abflussprozesse zu simulieren. In eine engere Auswahl wurden die Modelle Hydrus 1D (*Simunek et al., 2009*) und Brook90 gezogen. Das Modell Brook90 erwies sich jedoch bei der Modellierung von Abflussprozessen als überlegen. So ist es mit Brook90 möglich, Zwischenabflüsse zu simulieren und im Gegensatz zu Hydrus 1D ist es mit Brook90 außerdem möglich, eine pseudo-2D Modellierung durchzuführen. Durch die Annahme einer bestimmten Hanglänge und Hangneigung kann mit Brook90, abhängig von der Bodenfeuchte, langsamer Zwischenabfluss simuliert werden. Um an dieser Stelle schon ein Ergebnis vorwegzunehmen: Bei der Durchführung des virtuellen Experimentes trat kein langsamer Zwischenabfluss auf, sodass dieser Vorteil gegenüber Hydrus 1D sich im Nachhinein als

unbedeutend herausstellte. Laut Federer (2002) tritt der langsame Zwischenabfluss, der in Brook90 Downslope Flow genannt wird, nur dann auf, wenn der Boden nahezu gesättigt ist. Dies ist häufig nur der Fall, wenn der Boden nicht drainieren kann, sondern sich das Wasser immer mehr aufstaut.

Die Modellierung mit Brook90 wird auf Tagesbasis durchgeführt. Als Input in das Modell werden unbedingt der tägliche Niederschlag und die minimale und maximale Tagestemperatur benötigt. Zusätzlich kann die Globalstrahlung, der Dampfdruck und die Windgeschwindigkeit Eingang in das Modell finden. Brook90 hat verschiedene Speicherkomponenten. Dazu gehören der Regen- und Schneeeinterzeptionsspeicher, die Schneebedeckung, die Bodenfeuchte und der Grundwasserspeicher (Abbildung 1). Die Schmelze der Schneebedeckung beruht auf einem Tag-Grad Verfahren und berücksichtigt die Schneetemperatur und den flüssigen Wassergehalt (Federer, 2002; Schöne, 2004).

Für den weiteren Weg des Wassers (Abbildung 1) aus der Schneeschmelze und dem Bestandesniederschlag gibt es in Brook90 verschiedene Möglichkeiten (Federer, 2002):

- Infiltration in die Bodenmatrix der obersten Bodenschicht und darauf folgend vertikaler Matrixfluss. Der Wasserfluss in der Bodenmatrix folgt dem Gesetz von Darcy und wird durch die numerische Lösung der Richards-Gleichung berechnet (Groh, 2011).
- Direkte Infiltration in tiefere Schichten über vertikale Makroporen.
- Oberflächenabfluss des nicht infiltrierten Wassers aus variierenden Sättigungsquellflächen.
- Schneller Zwischenabfluss des am jeweiligen Tag infiltrierten Wassers über Röhren (Bypass Flow).
- Langsamer Zwischenabfluss: Hangabwärts gerichteter Matrixfluss unter Angabe einer bestimmten Hangneigung und -länge (Pseudo-2D).
- Vertikaler Matrixfluss, der das Ende des Bodenprofils erreicht, fließt als Grundwasserabfluss (Groundwater Flow) ab oder führt zu Tiefenversickerung.

Die Evapotranspiration setzt sich aus fünf Komponenten zusammen: Evaporation der Regen- und Schneeeinterzeption, Evaporation des Bodens und des Schnees sowie Transpiration durch die Pflanzen. Dabei wird die potentielle Interzeption und Transpiration nach der Methode von Shuttleworth and Wallace (1985) berechnet. Zur Reduzierung der potentiellen Transpiration auf die aktuelle Transpiration wird eine Methode verwendet, die auf der Wurzeldichte mit der Tiefe, dem Pflanzenwiderstand und dem kritischen Blattwasserpotential basiert.

Für eine detailliertere Beschreibung des Modells Brook90 können die Dokumentation von Federer (2002) und die Arbeiten von Groh (2011) und Schöne (2004) herangezogen werden.

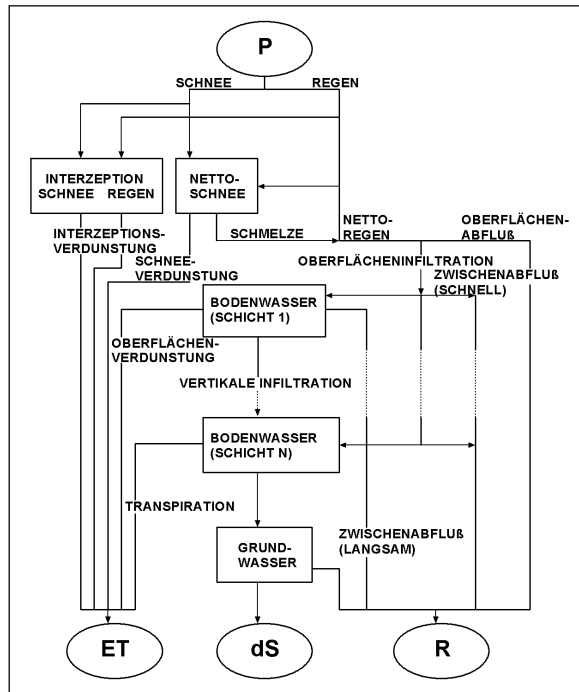


Abbildung 1: Flussdiagramm des Modells Brook90 (Seegert, 1998).

Die vorliegende Arbeit wurde nicht mit dem Modell Brook90, sondern mit dem leicht modifizierten Modell LWF-Brook90 durchgeführt. Dabei gibt es bei LWF-Brook90 zwei Änderungen, die für die Durchführung des virtuellen Experimentes von Bedeutung waren. Zum einen war es bei LWF-Brook90 möglich, den Jahresverlauf des Blattflächenindex bei einem Waldstandort je nach Jahr zu variieren. Dabei hing der Jahresverlauf des Blattflächenindex von einer Anzahl von Kältetagen und von einer Wärmesumme ab. Eine zweite Änderung ist für die Parametrisierung der Böden von großer Bedeutung. In LWF-Brook90 ist die Parametrisierung der hydraulischen Funktionen nach Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980) implementiert und nicht diejenige nach Clapp und Hornberger (1978). Der Vorteil dabei ist, dass für die Parametrisierung der hydraulischen Funktion nach Mualem-van Genuchten eine größere und detailliertere Anzahl von Pedotransferfunktionen zur Verfügung steht. Dies war auch der Grund, weshalb das Modell LWF-Brook90 gegenüber dem Modell Brook90 bevorzugt wurde. Eine genauere Beschreibung der Modifikationen im Modell LWF-Brook90 ist bei Hammel und Kennel (2001) und bei Morgenstern (2012) zu finden.

2.2.1 Die Parametrisierung der Abflussprozesse

Die Parametrisierung der Abflussprozesse stellte eine große Herausforderung dar, da es der Grundgedanke der vorliegenden Arbeit war, die Modellierung ohne Kalibrierung durchzuführen. Dazu mussten verlässliche Werte für die Vielzahl von Parametern gefunden werden. Ein Hauptproblem bei der Parametrisierung der Abflussprozesse bestand darin, dass fast keiner der Wissenschaftler, die Arbeiten mit Brook90 publiziert hatten, die Auswahl der Parameterwerte dokumentierte. Außerdem wurden bei vielen dieser Arbeiten nicht alle möglichen Abflussprozesse im Modell implementiert. Häufig wurde die Modellierung nur mit den Komponenten Matrixfluss und Grundwasserabfluss durchgeführt. Ein Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit war es aber, möglichst viele Abflussprozesse zu simulieren und auf Trends zu untersuchen. Eine Lösung des Problems stellte die Arbeit von Groh (2011) dar. Groh implementierte in seiner Modellierung möglichst viele Abflussprozesse und führte unter anderem für einen Buchenstandort eine Kalibration durch. Die Parameterwerte, die er bei seiner Modellierung verwendete, sind sehr gut dokumentiert und bildeten die Grundlage für die Parametrisierung der Abflussprozesse der vorliegenden Arbeit.

Bei dem durchgeführten virtuellen Experiment sollten möglichst viele Abflussprozesse berücksichtigt werden. Diese verschiedenen Prozesse und ihre Parametrisierung (Tabelle 1) sollen im Folgenden näher erläutert werden.

Tabelle 1: Parametrisierung der Abflussprozesse; verändert nach Groh (2011).

InfExp	ByPar	QFPar	QFFC	Imperv	Drain	GSC	GSP
0.5	1	0.5	0.7	0	1	0	0

Zunächst einmal ist festzuhalten, dass keine versiegelten Flächen zugelassen wurden (Imperv = 0). Außerdem wurde kein gesättigter Oberflächenabfluss simuliert, da es in Brook90 laut Federer (2002) nicht sinnvoll ist, gleichzeitig Oberflächenabfluss und Bypass Flow zu berechnen. Der Grund dafür ist, dass der Oberflächenabfluss und der Bypass Flow von den gleichen beiden Parametern QFPar und QFFC abhängen und diese Parameter sinnvollerweise nur auf einen der beiden Prozesse abgestimmt werden können. Die Modellierung eines schnellen Abflussprozesses wurde als wichtiger erachtet als der Oberflächenabfluss, da Oberflächenabfluss je nach Landnutzung vermutlich seltener vorkommen würde. Um das Modell nicht zu kompliziert zu machen, wurde kein Grundwasserspeicher (GSC = 0) und keine Tiefenversickerung (GSP = 0) in das Modell implementiert. Das Wasser, dass durch die Bodenmatrix nach unten sickert und das Ende des Bodenprofils erreicht, wird nicht aufgestaut (Drain = 1), sondern fließt als Groundwater Flow ab. Beim hangabwärts gerichteten Matrixfluss wurde von einer Hangneigung von 10° und einer Hanglänge von 300 Metern ausgegangen. Wie schon in

Kapitel 2.2 beschrieben, spielte dieser Abflussprozess aber keine Rolle und wurde bei der Analyse der Ergebnisse nicht weiter berücksichtigt.

Bei der Infiltration des Wassers in den Boden erlaubt es Brook90, vertikalen Makroporenfluss zu ermöglichen. An dieser Stelle muss darauf hingewiesen werden, dass das Bodenprofil in Brook90 in verschiedene Schichten eingeteilt wird. In der hier vorliegenden Arbeit handelte es sich je nach Bodenprofil um 20 bis 40 Schichten. Beim Makroporenfluss infiltriert nicht die gesamte Menge an Wasser in die oberste Schicht und sickert dann in der Bodenmatrix nach unten, sondern das infiltrierende Wasser wird direkt auf die verschiedenen Schichten verteilt. In der vorliegenden Arbeit wurde das infiltrierende Wasser über alle Schichten verteilt, wobei die oberen Schichten einen deutlich größeren Anteil erhielten ($\text{InfExp} < 1$).

Statt dem gesättigten Oberflächenabfluss wurde bei der Modellierung der schnelle Zwischenabfluss, der sogenannte Bypass Flow, berücksichtigt ($\text{ByPar} = 1$). Bypass Flow kann in jeder Schicht des Bodenprofils stattfinden und hängt ab von der Bodenfeuchte der jeweiligen Schicht und der Menge des Wassers, das in diese Schicht infiltriert. Dabei wird der Anteil des in die jeweilige Bodenschicht infiltrierten Wassers, das als Bypass Flow wieder schnell abfließt ($\text{Bypass Fraction} = \text{BYFRAC}_i$), folgendermaßen berechnet:

$$\text{BYFRAC}_i = \text{QFFC} \wedge \left(1 - \frac{1}{\text{QFPar}} * \frac{\text{WETNES}_i - \text{WETF}_i}{1 - \text{WETF}_i} \right) \quad (\text{Gl. 1})$$

Dabei ist WETNES_i die aktuelle Bodenfeuchte der jeweiligen Schicht und WETF_i ist die Bodenfeuchte bei Feldkapazität. QFFC und QFPar sind wichtige Parameter für die Modellierung des schnellen Abflusses. Das Problem dabei ist, dass sie nicht aus messbaren Größen abgeleitet werden können, sondern in der Regel kalibriert werden. Da in der vorliegenden Arbeit keine Kalibrierung vorgenommen wurde, musste auf die Arbeit von Groh (2011) zurückgegriffen werden, der die beiden Parameter QFFC und QFPar in seiner Modellierung kalibrierte und diese Werte veröffentlicht hat. Der Parameter QFFC stellt die Bypass Fraction bei Feldkapazität dar. Eine Zunahme von QFFC führt zu einem Anstieg des Bypass Flow. Der Parameter QFPar repräsentiert den Anteil des Wassergehaltes zwischen Feldkapazität und Sättigung, bei dem die Bypass Fraction den Wert eins annimmt. Eine Zunahme von QFPar führt zu einem Anstieg des Bypass Flow für Böden, die trockener sind als Feldkapazität und zu einer Abnahme des Bypass Flow für Böden oberhalb der Feldkapazität (Federer, 2002).

2.2.2 Die Parametrisierung des Schneemoduls

Die Modellierung des Schnees basiert in Brook90 auf einem klassischen Tag-Grad Verfahren. Die beiden wichtigsten Parameter sind dabei der Tag-Grad Schmelzfaktor

und die Grenztemperatur für den Übergang von Regen zu Schnee. Der Tag-Grad Schmelzfaktor wird zur Berechnung des Energieinputs in die Schneeeauflage benötigt. Bei dem Wert für den Tag-Grad Schmelzfaktor wird auf den Standardwert von Federer (2002) zurückgegriffen, welcher auch von Groh (2011) übernommen wurde. Der Wert beträgt $1.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bzw. $4.5 \text{ mm d}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Beim Festlegen der Grenztemperatur wurde nicht der Wert von Federer (2002) und Groh (2011) übernommen. Statt einem Wert von -0.5 °C wurde die Grenztemperatur auf den für Baden-Württemberg sinnvollen Wert von 1.0 °C festgelegt. Dies entspricht dem Wert, den Bremicker (2000) in seiner Dokumentation des Wasserhaushaltsmodells LARSIM, das für die Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg verwendet wird, als sinnvolle Grenztemperatur beschreibt. Der Anteil des Schnees am Niederschlag wird in Brook90 aus dem Quotienten der Differenz aus der Grenztemperatur minus der minimalen Tagestemperatur mit der Differenz aus der maximalen Tagestemperatur minus der minimalen Tagestemperatur berechnet.

2.2.3 Festlegung weiterer Parameter im Modell (LWF-)Brook90

Das Modell LWF-Brook90 verfügt über eine große Anzahl von Parametern, die für die Modellierung festgelegt werden müssen. Die Mehrzahl der verwendeten Parameterwerte wurden entweder bereits in vorherigen Kapiteln beschrieben oder werden noch bei der Beschreibung der Böden, der Landnutzungen und der Klimastationen in den folgenden Kapiteln aufgeführt. Parameterwerte, die in dieser Arbeit nicht aufgeführt sind, entsprechen den Standardwerten nach Federer (2002) und können in dessen Modelldokumentation nachgelesen werden. Bei etlichen dieser Parameter wird von Federer (2002) ausdrücklich empfohlen, keine Änderungen vorzunehmen.

2.3 Auswahl und Parametrisierung typischer Böden, Vegetationen und Klimastationen in Baden-Württemberg

In Kapitel 2.2 wurde das Modell (LWF-)Brook90 dargestellt und diejenigen Parameter erklärt, die bei dem in dieser Arbeit durchgeführten virtuellen Experiment konstant gehalten wurden. Im Folgenden wird auf die Böden, Vegetationen und Klimastationen eingegangen, die durch die unterschiedlichen Boden-Vegetation-Klima Kombinationen zu verschiedenen Parametern bei den jeweiligen Modellläufen beitragen.

2.3.1 Auswahl typischer Böden

In Baden-Württemberg wurden Musterprofile im Rahmen der Bodenkartierung im Maßstab 1:25,000 vom Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg (LGRB) untersucht. Durch die Musterprofile wurden repräsentative Bö-

den des Landes und ihre wichtigsten Eigenschaften erfasst. Dabei wurden Profilgruben ausgehoben, das Profil detailliert beschrieben und im Labor die wichtigsten bodenchemischen und -physikalischen Parameter zum Wasser-, Luft- und Nährstoffhaushalt bestimmt.

Tabelle 2: Die ausgewählten Profile und ihre Korngrößenverteilung (gemittelt über alle Horizonte) sowie ihre Profiltiefe.

Bodentyp	LGRB Profil-ID	Korngrößenverteilung [Gew. %]			Profiltiefe [cm]
		Ton	Schluff	Sand	
podsolige Braunerde = Bp	7513-211	9	29	62	-90
Terra fusca-Braunerde = CF-B	7525-202	54	44	2	-51
Parabraunerde = L	7022-6	29	70	1	-100
Rendzina = Rb	7617-5	26	54	19	-40
Pseudogley = S	7619-6	63	30	7	-210
Pseudogley-Pelosol = S-D	7418-212	42	47	11	-94

Für die Verwendung in dieser Masterarbeit wurden vom Regierungspräsidium Freiburg, Abt. 9 Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (2012) fünfzehn ausgewählte Musterprofile zur Verfügung gestellt, die die Bandbreite typischer Böden in Baden-Württemberg repräsentieren.

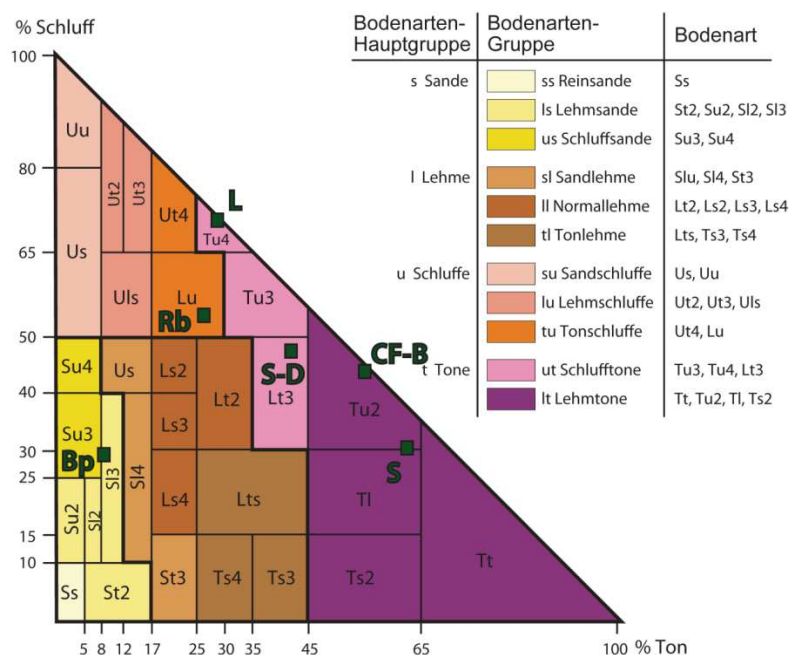


Abbildung 2: Korngrößenverteilung (gemittelt über alle Horizonte) der ausgewählten Profile, dargestellt in einem Feinbodenartendiagramm nach Ad-hoc-AG Boden (2005).

Aus diesen wurden für das virtuelle Experiment sechs Profile ausgewählt (Tabelle 2), die charakteristische Bodentypen in Baden-Württemberg repräsentieren, eine gewisse Bandbreite in ihrer Korngrößenverteilung vorweisen (Abbildung 2) und unterschiedliche Profiltiefen haben. Die Lage der Bodenprofile wurde in einer Übersichtskarte (Abbildung 3) dargestellt.

Der Pseudogley (S) und die Terra fusca-Braunerde (CF-B) gehören zur Bodenarten-Gruppe der Lehmtonne mit einem hohen Tonanteil (Abbildung 2). Der Gruppe der Schlufftonne gehören der Pseudogley-Pelosol (S-D) und die Parabraunerde (L) an, wobei die Parabraunerde einen hohen Schluffanteil von 70 % vorweisen kann. Die Rendzina (Rb) wird als Tonschluff klassifiziert, während die podsolige Braunerde (Bp) als Lehmsand eingestuft wird. Die sechs Profile haben somit relativ unterschiedliche Anteile von Sand, Schluff und Ton.

2.3.2 Parametrisierung der Böden für LWF-Brook90

Um den Wasserfluss im Modell LWF-Brook90 zu simulieren, sind Kenntnisse über die hydraulischen Eigenschaften der Böden notwendig. Nicht für alle verwendeten Musterprofile sind gemessene hydraulische Parameter vorhanden. Deshalb musste von den bodenphysikalischen Eigenschaften der Böden auf ihre hydraulischen Eigenschaften geschlossen werden.

In LWF-Brook90 ist „die Parametrisierung der hydraulischen Funktionen nach Mualem-van Genuchten [...] (*van Genuchten*, 1980)“ (*Hammel & Kennel*, 2001) implementiert. Mithilfe von verschiedenen Schätzverfahren, so genannten Pedotransferfunktionen (PTF), können aus den Bodeneigenschaften die Mualem-van Genuchten Parameter zur Parametrisierung der hydraulischen Funktion abgeleitet werden. In LWF-Brook90 stehen verschiedene Pedotransferfunktionen zur Verfügung, aus denen die HYPRES PTF (*Wösten et al.*, 1999) ausgewählt wurde. Da als Bodeneigenschaften der Musterprofile nicht nur die Anteile der Feinbodenarten bekannt sind, konnte mit der HYPRES PTF eine Pedotransferfunktion verwendet werden, die noch weitere Bodeneigenschaften berücksichtigt. Neben den Gewichtsanteilen von Schluff und Ton gehen die Trockenraumdichte und die organische Substanz in die HYPRES PTF ein. Für Oberboden und Unterboden gibt es dabei unterschiedliche Varianten der HYPRES PTF.

Tabelle 3: Eigenschaften aller Horizonte nach RP Freiburg -LGRB (2012) und berechnete Mualem-van Genuchten Parameter aus der HYPRES PTF in LWF-Brook90.

Bodentyp	Horizont	Tiefe [cm]	Körmung		Grobbsand [Gew. %]	TRD [g cm ⁻³]	C _{org} [mg g ⁻¹]	Mualem-van-Genuchten-Parameter (ermittelt durch HYPRES PTF)					
			Ton	Schluff				Sand	ThetaS	ThetaR	Alpha	n	Ksat [mm d ⁻¹]
Bp	L+Of+Oh	3.6						0.85	0.00	100.00	1.19	98000	0.50
Bp	Aeh	-9	8.6	26.0	65.4	15.0	36.6	0.44	0.00	3.81	1.23	269	-1.50
Bp	Bv1	-34	8.7	28.3	63.0	40.0	9.3	0.45	0.00	4.57	1.30	560	-1.22
Bp	Bv2	-52	8.7	31.8	59.5	60.0	5.2	0.49	0.00	3.43	1.33	829	-0.62
Bp	II Bv-ICv	-90	52.8	30.7	16.5	60.0	5.2	0.50	0.00	1.91	1.09	80	-2.47
CF-B	L+Of	1.0						0.85	0.00	100.00	1.19	98000	0.50
CF-B	Ah	-4	30.7	67.5	1.8	1.0	74.4	0.65	0.00	7.48	1.14	190	-1.77
CF-B	Bv	-13	27.4	70.4	2.2	1.0	11.6	0.53	0.00	1.95	1.16	309	-2.20
CF-B	II Bv-T	-31	56.0	42.8	1.2	0.0	5.8	0.50	0.00	1.24	1.08	58	-2.06
CF-B	T	-51	68.8	28.7	2.2	0.0	5.8	0.47	0.00	0.78	1.07	16	-1.40
L	Ap	-28	28.3	70.1	1.6	0.0	12.7	0.42	0.00	1.42	1.16	61	-3.29
L	Bt	-40	31.9	67.6	0.5	0.0	3.7	0.40	0.00	1.04	1.12	75	-3.33
L	Bvt	-68	29.4	70.1	0.5	0.0	2.3	0.40	0.00	1.05	1.14	87	-2.57
L	Sdw-Btv	-82	27.2	72.0	0.8	0.0	1.7	0.39	0.00	0.88	1.14	76	-2.20
L	II Sd-ICv	-100	29.3	68.8	1.9	0.0	1.9	0.32	0.00	0.49	1.10	39	-3.25
Rb	Ap	-23	31.3	53.3	15.3	15.0	16.3	0.51	0.00	2.75	1.16	287	-2.85
Rb	ICv	-40	20.0	54.9	25.1	60.0	16.3	0.52	0.00	2.86	1.18	438	-2.26
S	Sw-Ah	-12	64.7	31.6	3.9	1.0	103.5	0.69	0.00	3.39	1.15	396	4.00
S	Ah-Sw	-29	64.9	31.7	3.4	1.0	50.3	0.66	0.00	0.76	1.11	74	3.46
S	II Sd1	-45	60.6	30.4	9.0	3.0	19.0	0.53	0.00	1.28	1.08	45	-1.28
S	Sd2	-65	53.7	31.0	15.4	3.0	5.8	0.49	0.00	1.90	1.08	66	-2.75
S	Sd-P	-98	68.8	27.4	3.9	3.0	5.5	0.46	0.00	0.82	1.07	16	-1.49
S	ICv	-210	63.8	32.2	4.1	15.0	16.5	0.44	0.00	1.02	1.06	14	-3.09
S-D	Sw-Ah	-15	43.1	51.1	5.8	1.1	36.6	0.52	0.00	2.76	1.10	148	-2.51
S-D	Sdw-Bv	-25	31.0	57.8	11.1	9.0	12.2	0.46	0.00	2.27	1.12	156	-3.34
S-D	II Sd-Pv	-40	40.3	49.8	9.9	6.2	5.8	0.46	0.00	2.08	1.10	113	-3.40
S-D	III P	-52	54.9	43.9	1.0	3.8	2.9	0.41	0.00	1.13	1.07	28	-3.50
S-D	P-Cv	-68	48.8	40.6	10.6	7.3	2.3	0.40	0.00	1.63	1.07	38	-3.87
S-D	Cv	-94	39.0	42.7	18.3	10.4	2.9	0.41	0.00	2.23	1.09	74	-3.88

Für die Humusaufgabe entwickelten Hammel und Kennel (2001) eine eigene Pedotransferfunktion, die bei Bp und CF-B, den beiden Waldstandorten, zum Einsatz kam. Die Bodeneigenschaften Feinbodenart und organische Substanz lagen bei den vom LGRB zur Verfügung gestellten Daten vollständig für alle Horizonte der Musterprofile vor. Für die Trockenraumdichte und den Grobbodenanteil fehlten einige numerische Daten. Aus der Textbeschreibung der Profile und ihrer Horizonte konnte mittels Ad-hoc-AG Boden (2005) auf die numerischen Daten geschlossen werden. Die Bodeneigenschaften aller Horizonte und die daraus abgeleiteten hydraulischen Parameter sind in Tabelle 3 dargestellt.

2.3.3 Auswahl repräsentativer Klimastationen

Da in die vorliegende Arbeit keine Klimawandelprognosen eingegangen sind, sondern der Klimawandel nur retrospektiv behandelt wurde, müssen die Klimawandelinformationen in den ausgewählten Klimastationen enthalten sein. Deshalb wurde die Auswahl der Klimastationen sehr sorgfältig durchgeführt. Folgende Bedingungen wurden als Auswahlkriterien für die Klimastationen festgelegt:

- a) Die für die Simulation mit LWF-Brook90 notwendigen Klimavariablen müssen alle vorhanden sein und dürfen nur wenige Datenlücken enthalten.
- b) Die Messzeitreihe muss möglichst lang sein.
- c) Die Station sollte in einer Region liegen, die stark vom Klimawandel betroffen ist. Dabei sollte die Station repräsentativ für die jeweilige Region sein.
- d) Die Stationen sollten in unterschiedlichen naturräumlichen Einheiten Baden-Württembergs liegen.

Klimadaten für Baden-Württemberg stehen über das Online-Portal Webwerdis des Deutschen Wetterdienstes (*DWD Webwerdis*, 2012) zur Verfügung. Die Daten sind nicht frei zugänglich, sondern nur nach kostenpflichtiger Registrierung erhältlich. In Webwerdis wurde am 11.10.2012 auf den Datensatz „de.dwd.nkdz.collections“ zugegriffen, welcher Zeitreihen baden-württembergischer Klimastationen auf Tagesbasis enthält.

Nach Berücksichtigung der Kriterien a) und b) reduzierte sich die Anzahl der in Frage kommenden Stationen auf weniger als zwei Dutzend. Dabei wurde als minimale Zeitreihenlänge der Zeitraum von 1951 bis 2011 festgelegt. Einige Klimastationen mit längeren Zeiträumen waren vorhanden. Eine Verlängerung der minimalen Zeitreihenlänge hätte jedoch zur Folge gehabt, dass die Kriterien c) und d) von zu wenigen Standorten eingehalten worden wären.

Um herauszufinden, inwieweit Baden-Württemberg und bestimmte Regionen dieses Bundeslandes vom Klimawandel betroffen sind, wurde auf bereits von anderer Seite

durchgeführte Untersuchungen zurückgegriffen. Der Arbeitskreis KLIWA, bestehend aus den Bundesländern Baden-Württemberg und Bayern sowie dem deutschen Wetterdienst, führte zu diesem Thema umfangreiche Studien durch (*Arbeitskreis KLIWA*, 2005a; b; 2012). Für den Zeitraum von 1931 bis 1997 wurden die Gebietsniederschläge von 33 Einzugsgebieten in Baden-Württemberg und Bayern untersucht (*Arbeitskreis KLIWA*, 2005b). Für die Jahresniederschlagssummen wurde dabei kaum ein Trend festgestellt. Bei einer getrennten Betrachtung der Jahreszeiten ließ sich hingegen feststellen, dass bei den meisten Gebieten im Sommer ein Rückgang der Niederschlagssummen zu verzeichnen ist, während im Winter in den meisten Gebieten die Niederschlagssummen zunahmen. Die Untersuchungen des Arbeitskreises KLIWA konzentrierten sich deshalb „vorrangig auf den meteorologischen Sommer (Juni bis August) und den Winter (Dezember bis Februar), da gerade die gegensätzlichen Tendenzen dieser beiden Jahresabschnitte die eingetretenen Veränderungen evident werden lassen, während Frühjahr und Herbst als „Übergangsjahreszeiten“ weniger Aussagekraft zukommt“ (*Arbeitskreis KLIWA*, 2005b). Anlehnend an diese Feststellung wurde bei der Auswertung des in der vorliegenden Arbeit durchgeführten virtuellen Experimentes nur auf den meteorologischen Sommer und Winter eingegangen.

Für den Zeitraum von 1931 bis 2000 untersuchte der Arbeitskreis KLIWA (2005a) die täglichen Gebietsmitteltemperaturen. Dabei wurde „flächendeckend [...] eine hoch signifikante Zunahme der Jahresmittel“ (*Arbeitskreis KLIWA*, 2005a) festgestellt, wobei für den Zeitraum dieser 70 Jahre der Anstieg zwischen 0.5 °C und 1.2 °C liegt. Die jahreszeitlichen Trends sind nicht wie beim Niederschlag gegenläufig. Allerdings ist die Temperaturzunahme im Winter größer als im Sommer.

Der Arbeitskreis KLIWA (2005b) teilte Baden-Württemberg in mehrere Einzugsgebiete ein (Abbildung 3), deren Gebietsmittel und -summen des Niederschlags und der Lufttemperatur untersucht wurden. Für das in dieser Arbeit durchgeführte virtuelle Experiment wurde versucht, drei Klimastationen auszuwählen, die in den Gebieten mit den höchsten Trends liegen. Da es bei den Trends der Lufttemperatur keine allzu großen Unterschiede zwischen den Gebieten, sondern eher zwischen verschiedenen Höhenlagen gab, wurde bei der Auswahl der relevanten Gebiete verstärkt auf Niederschlags-trends geachtet. Die Klimastationen Freudenstadt und Münsingen liegen in den Gebieten N1 und D2. Beide Gebiete weisen im Vergleich zu den anderen Gebieten die signifikantesten Trends beim Winterniederschlag auf. Auch das Gebiet N6, an dessen Rand Mannheim gelegen ist, gehört zu den Gebieten, die stärker von der Zunahme des Winterniederschlages betroffen sind als andere. Außerdem gehört das Gebiet N6 zu den am stärksten betroffenen Gebieten im Hinblick auf die Abnahme der Sommerniederschläge. Die hier getroffene Auswahl gewährleistet außerdem, dass drei bedeutende

naturräumlichen Einheiten Baden-Württembergs repräsentiert sind: Oberrheinebene (Mannheim), Schwarzwald (Freudenstadt), Schwäbische Alb (Münsingen).

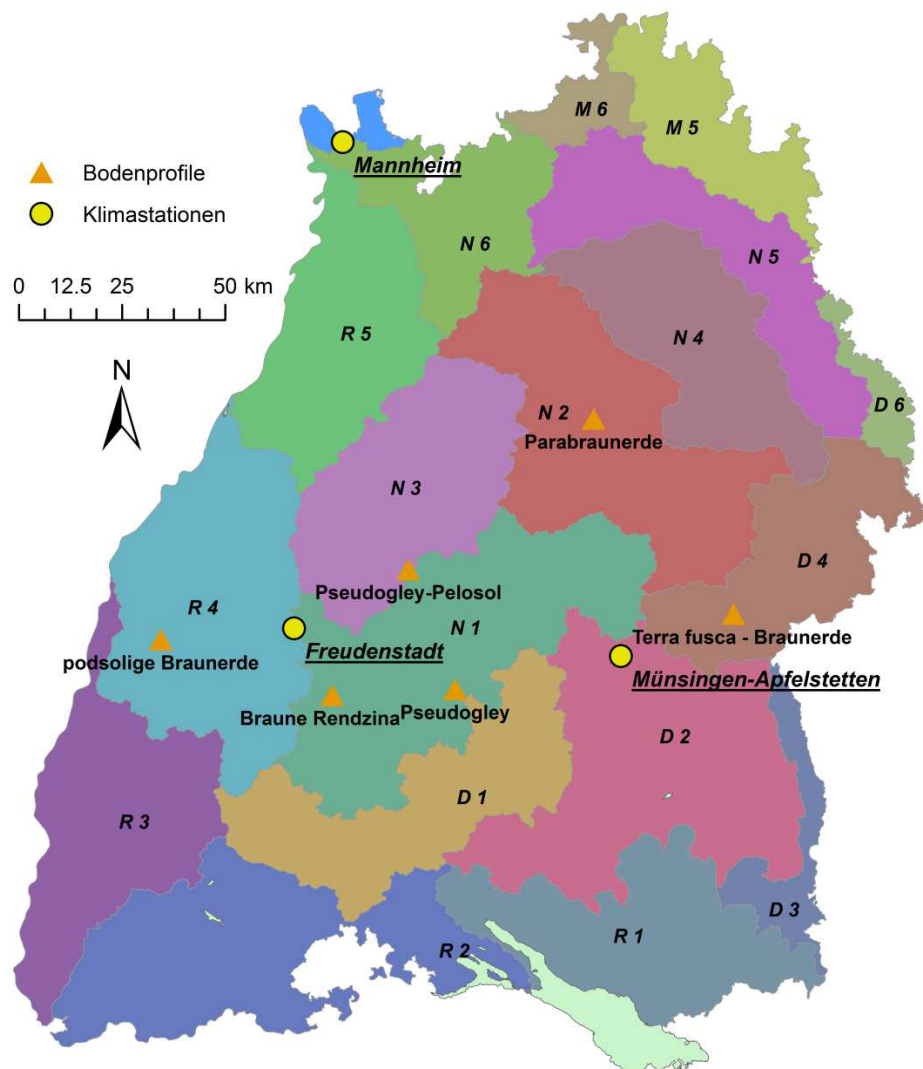


Abbildung 3: Lage der verwendeten Bodenprofile und Klimastationen sowie die Gebietsaufteilung Baden-Württembergs (z.B. R3) nach KLIWA (2005b).

Um die ausgewählten Stationen Mannheim, Freudenstadt und Münsingen hinsichtlich ihrer Beeinflussung durch den Klimawandel zu untersuchen, wurden mittels verschiedener statistischer Verfahren einige Kennwerte berechnet. Bei der Analyse der Zeitreihen wurden die Jahreszeiten Frühling und Herbst nicht weiter berücksichtigt. Für die meteorologischen Jahreszeiten Winter (Dezember, Januar und Februar) und Sommer (Juni, Juli, August) wurden die täglichen Zeitreihen dahingehend aggregiert, dass jährliche Zeitreihen mit einem Wert für jede Jahreszeit entstanden. Beim Niederschlag war dies die jahreszeitliche Niederschlagssumme (Abbildung 4), bei der Temperatur der jahreszeitliche Mittelwert (Abbildung 5, Abbildung 6). Bei der Temperatur wurde nicht

auf die Tagesmitteltemperatur eingegangen, sondern auf die minimale und maximale Tagestemperatur, da nur diese beiden Werte als Input in das Modell LWF-Brook90 benötigt wurden. Die jahreszeitlichen Zeitreihen erstrecken sich über den Zeitraum 1953 bis 2011, wobei der Winterwert immer die Vorjahreswerte des Dezembers enthält (z.B. errechnet sich die Niederschlagssumme im Winter 1953 aus den Tageswerten von Dezember 1952 bis Februar 1953). Der Klimainput in das Modell LWF-Brook90 beginnt mit dem 1. Januar 1951. Die ersten 23 Monate dienten jedoch als Initialisierungsphase, sodass hier bei der Betrachtung der Trends des Klimainputs diese Phase nicht berücksichtigt wird.

Die Trendanalyse der Zeitreihen wurde mit dem Trendtest nach Mann-Kendall durchgeführt. Der Mann-Kendall-Test (MK-Test) ist ein nicht parametrischer Test, der auf einem rangbasierten Verfahren (dem Korrelationskoeffizienten Kendall's Tau) beruht. Der Vorteil des MK-Tests ist, dass keine Normalverteilung vorausgesetzt wird, Ausreißer keine zu großen Auswirkungen haben und das Hebelproblem von extremen Werten zu Beginn oder zum Ende einer Zeitreihe reduziert wird. Die Nullhypothese des MK-Tests lautet, dass kein Trend vorhanden ist bzw. die Steigung einer einfachen linearen Regression gleich null ist. Ein p-Wert von 0.08 gibt demnach an, dass die Nullhypothese auf einem Signifikanzniveau von 5% nicht verworfen wird und somit kein signifikanter Trend vorliegt bzw. die Steigung nicht signifikant von null abweicht ist. Die lineare Gleichung der Trendgeraden wurde ebenfalls nicht mit einer einfachen linearen Regression berechnet, sondern mit einem Verfahren, dass unter den Namen Sen Slope oder Kendall-Thiel Robust Line bekannt ist. Wie der Mann-Kendall Test basiert die Kendall-Thiel Robust Line auf einem nicht parametrischen Verfahren, bei dem die gleichen Vorteile wie beim MK-Test vorhanden sind. Für jeden Wertepunkt einer Zeitreihe werden dabei mit allen anderen Wertepunkten der Zeitreihe sogenannte Wertepaare gebildet. Für jedes Wertepaar wird die jeweilige Steigung berechnet. Aus dem Median der Steigungen aller Wertepaare ergibt sich dann die Steigung der Kendall-Thiel Robust Line (Hensel & Hirsch, 2002).

Betrachtet man den Niederschlag der drei Klimastationen (Abbildung 4, Tabelle 4), so ist festzustellen, dass Freudenstadt die höchste und Mannheim die niedrigste mittlere Saisonsumme (arithmetisches Mittel aller Saisonsummen) des Niederschlags aufweist. Gerade im Winter fallen in Freudenstadt deutlich mehr Niederschläge als an den anderen beiden Orten. Die Sommerniederschläge haben eine fallende Tendenz, wobei Freudenstadt sowohl in absoluter als auch in relativer Hinsicht die höchsten Rückgänge zu verzeichnen hat. Der Rückgang der Sommerniederschläge ist jedoch nicht signifikant. Lediglich in Freudenstadt liegt ein schwach signifikanter Trend auf einem Signifikanzniveau von 10% vor.

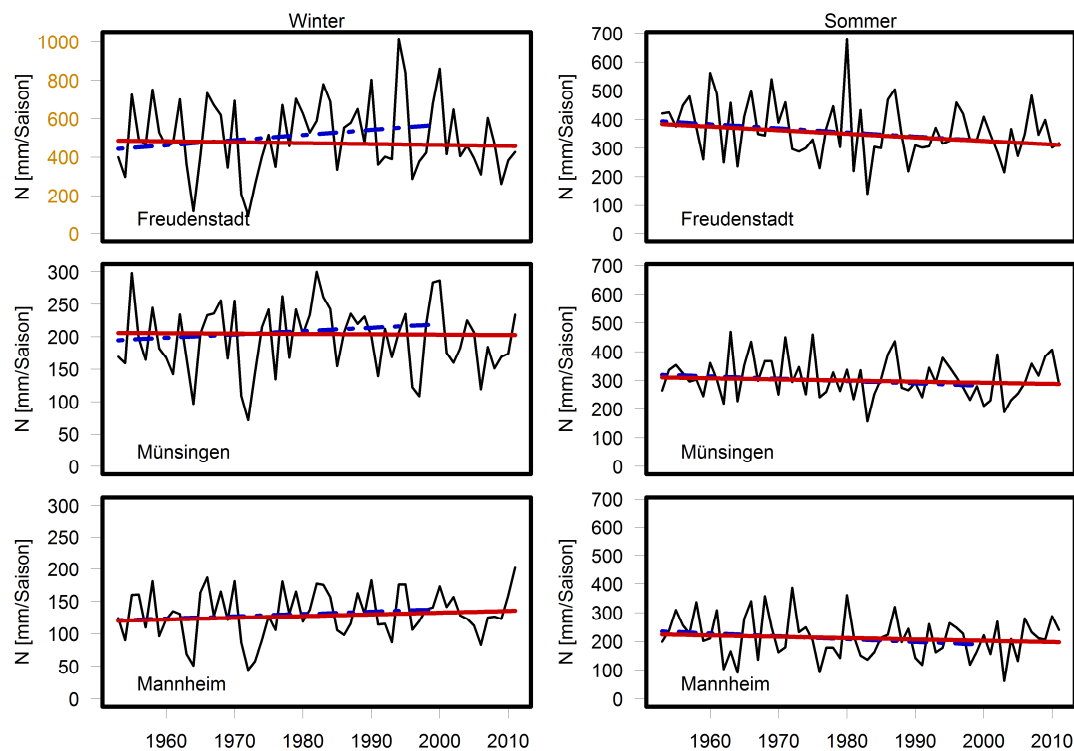


Abbildung 4: Saisonsummen und Trends des Niederschlags. Rote Linie: Trend 1953-2011; Blau gestrichelte Linie: Trend 1953-2000.

Verglichen mit den bis 1997 berechneten Trends des Arbeitskreises KLIWA (*Arbeitskreis KLIWA*, 2005b), sind die in dieser Arbeit bis 2011 berechneten Winterniederschlagstrends überraschend. Lediglich Mannheim weist einen (nicht signifikanten) positiven Trend auf, während in Freudenstadt und Münsingen schwach negative (nicht signifikante) Trends berechnet wurden. Dadurch stellt sich die Frage, ob die ausgewählten Stationen repräsentativ für die jeweiligen Gebiete sind, da die z.T. negativen Winterergebnisse im Widerspruch zu den positiven Wintertrends des Arbeitskreises KLIWA stehen. Für den Zeitraum 1953 bis 2011 berechnete Wintertrends anderer Stationen lieferten jedoch ähnliche Ergebnisse wie die Stationen Freudenstadt und Münsingen. Gerade im Schwarzwald schwächten sich die positiven Wintertrends deutlich ab oder schlugen in negative Trends um. Um zu untersuchen, ob die abnehmenden Trends ein systematischer Berechnungsfehler sind oder durch geringere Niederschläge im letzten Jahrzehnt zustande kamen, wurden für die drei ausgewählten Klimastationen zusätzlich die Trends bis ins Jahr 2000 berechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind durch die blau gestrichelten Linien in Abbildung 4 dargestellt. Für die Winterniederschläge in Münsingen und vor allem in Freudenstadt weicht diese Trendlinie deutlich von der Trendlinie bis 2011 ab. Die unterdurchschnittlich trockenen Winter der letzten Jahre hatten somit zur Folge, dass der Trend entweder abgeschwächt oder sogar leicht umgedreht wurde. Diese Feststellung deckt sich mit den Ergebnissen des Monitoringberichts

des Arbeitskreises KLIWA, in dem für den Zeitraum bis 2010 festgestellt wurde, dass „in den letzten 10 Jahren [...] eine Verringerung der positiven Trends im Winterhalbjahr zu beobachten“ (*Arbeitskreis KLIWA*, 2012) ist.

Bei den Temperaturen (Abbildung 5 & Abbildung 6, Tabelle 4) weist die Station Mannheim entsprechend ihrer Höhenlage von 96 m ü. NN deutlich höhere Werte auf als die Stationen Münsingen (750 m ü. NN) und Freudenstadt (797 m ü. NN). Bei den minimalen Tagestemperaturen im Sommer weisen alle drei Klimastationen einen signifikant positiven Trend auf, der in Münsingen mit $0.035\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro Saison deutlich am größten ist.

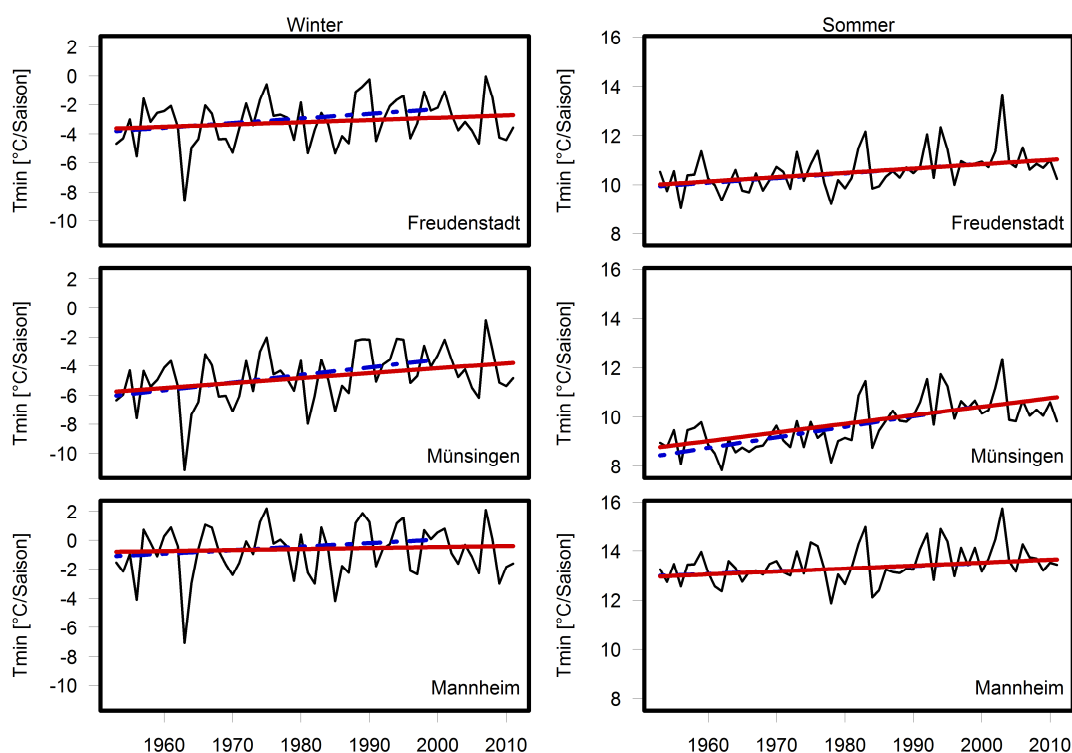


Abbildung 5: Saisonmittelwerte und Trends der minimalen Tagestemperatur. Rote Linie: Trend 1953-2011; Blau gestrichelte Linie: Trend 1953-2000.

Im Winter weist die Station Mannheim bei den minimalen Temperaturen keinen signifikanten Trend und die Station Freudenstadt nur einen leicht signifikanten positiven Trend auf. Der Anstieg in Münsingen ist dagegen mit $0.034\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro Saison deutlich signifikant. Bei der maximalen Tagestemperatur ist bei allen drei Stationen im Winter und im Sommer ein signifikant positiver Trend festzustellen. Lediglich der Wintertrend in Münsingen ist nur schwach signifikant auf einem Signifikanzniveau von 10%. Der Anstieg der maximalen Tagestemperatur liegt zwischen $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro Saison und $0.044\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro Saison.

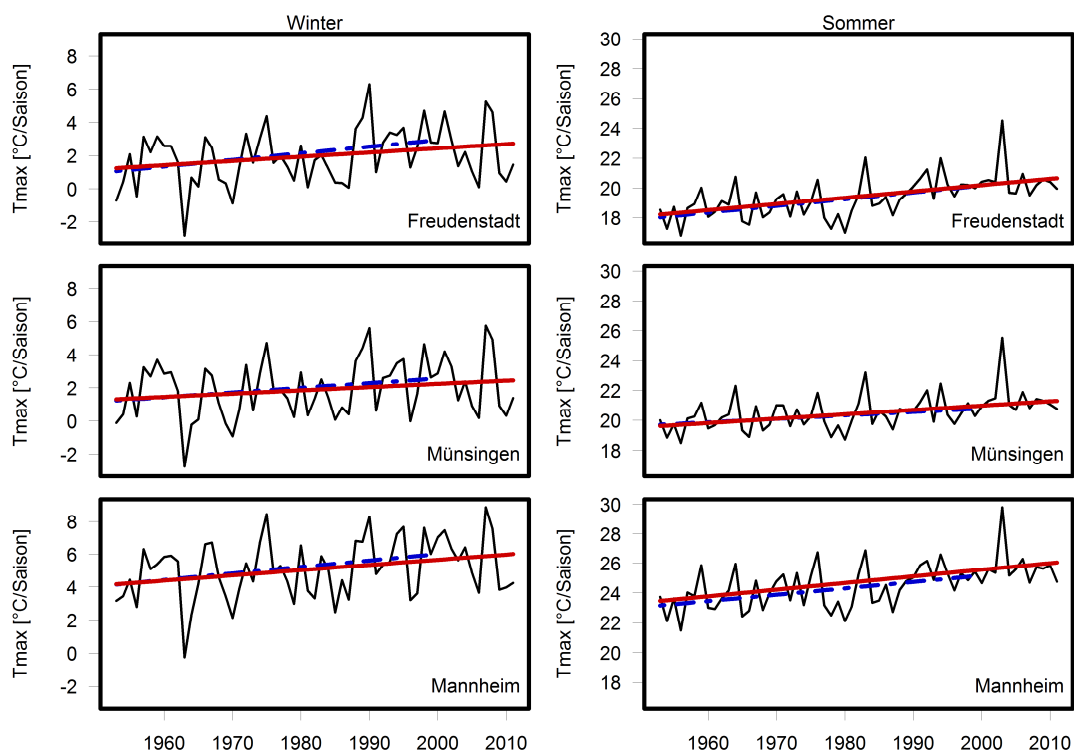


Abbildung 6: Saisonmittelwerte und Trends der maximalen Tagestemperatur. Rote Linie: Trend 1953-2011; Blau gestrichelte Linie: Trend 1953-2000.

Tabelle 4: Mittelwerte, p-Werte des MK-Tests, absoluter Trends und relative Trend des Niederschlags und der minimalen und maximalen Tagestemperatur.

		Winter			Sommer		
		FDS	MUE	MA	FDS	MUE	MA
Niederschlag	Mittlere Saisonsumme (MSS) [mm]	507	197	131	365	308	214
	p-Wert MK-Test	0.39	0.44	0.21	0.06	0.21	0.23
	Absoluter Trend [mm / Saison]	-0.48	-0.06	0.26	-1.25	-0.39	-0.46
	Relativer Trend [% von MSS]	-0.10	-0.03	0.20	-0.34	-0.13	-0.22
Tmin	Mittleres Saisonmittel (MSM) [°C]	-3.1	-4.7	-0.8	10.6	9.7	13.5
	p-Wert MK-Test	0.09	2.84E-03	0.35	5.56E-05	6.38E-09	4.90E-03
	Absoluter Trend [°C / Saison]	0.016	0.034	0.007	0.017	0.035	0.012
	Relativer Trend [% von MSM]	0.50	0.72	0.87	0.16	0.36	0.09
Tmax	Mittleres Saisonmittel (MSM) [°C]	1.9	1.9	5.1	19.4	20.6	24.5
	p-Wert MK-Test	0.04	0.07	0.01	6.52E-07	2.31E-05	8.68E-06
	Absoluter Trend [°C / Saison]	0.025	0.020	0.032	0.042	0.029	0.044
	Relativer Trend [% von MSM]	1.30	1.01	0.62	0.22	0.14	0.18

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die ausgewählten Klimastationen den zuvor festgelegten vier Kriterien weitgehend entsprechen. Sie weisen möglichst lange und lückenfreie Datenreihen auf, sie liegen in drei verschiedenen naturräumlichen Einheiten und entsprechen ungefähr den regionalen Klimatrends. Überwiegend ist eine signifikante Temperaturzunahme festzustellen und die Sommerniederschläge nehmen ab. Lediglich bei den Winterniederschlägen zeigt sich kein einheitliches Bild. Der zunächst flächendeckend angenommene positive Trend ist nur in Mannheim festzustellen, während in Freudenstadt und Münsingen sich aufgrund eines trockenen letzten Jahrzehnts der Trend leicht umgekehrt hat.

2.3.4 Klimainput in LWF-Brook90

Für die Modellierung mit LWF-Brook90 dienen verschiedene Klimaparameter als Input. Im vorangegangenen Kapitel wurden die drei Inputparameter Niederschlag, minimale Tagestemperatur und maximale Tagestemperatur dargestellt. Weitere Inputparameter sind der Dampfdruck, die Windgeschwindigkeit und die Globalstrahlung. Für den Dampfdruck lagen für alle drei ausgewählten Klimastationen lückenlose Zeitreihen vor (*DWD Webwerdis*, 2012). Bei der Windgeschwindigkeit gab es zum einen einige Lücken in den Zeitreihen und zum anderen lagen Daten nur für einen begrenzten Zeitraum und nicht für die gesamte Periode von 1951 bis 2011 vor. Den Standardwerten von Federer (2002) folgend, wurde für alle Klimastationen an jedem Tag eine Windgeschwindigkeit von drei 3 m s^{-1} angenommen. Bei der Globalstrahlung waren für keine der Stationen Daten vorhanden. LWF-Brook90 bietet jedoch die Möglichkeit, die Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer oder dem Bewölkungsgrad zu berechnen. Für die Klimastationen Freudenstadt und Mannheim wurde die Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer berechnet, für die Daten im gesamten Zeitraum von 1951 bis 2011 vorlagen. Bei der Klimastation Münsingen waren Daten zur Sonnenscheindauer nur von 1951 bis 1963 und von 2002 bis 2011 vorhanden. Deshalb wurde zunächst die Globalstrahlung aus dem Bewölkungsgrad berechnet. Vergleichsrechnungen für die Stationen Freudenstadt und Mannheim ergaben, dass die Berechnung der Globalstrahlung aus der Bewölkung um 40% bis 50% höhere Werte liefert, als die Berechnung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer. Der Grund für diese Differenz konnte nicht herausgefunden werden. Die Vermutung liegt nahe, dass der Fehler im Modell LWF-Brook90 liegt. Es stellte sich die Frage, welche der beiden Berechnungsmethoden realistischere Werte liefert. Dazu wurden die berechneten Globalstrahlungszeitreihen mit langjährigen Globalstrahlungsdaten der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg verglichen (*LUBW*, 2013). Die aus der Sonnenscheindauer berechneten Globalstrahlungswerte stimmten dabei sehr genau mit den von der LUBW veröffentlichten Jahresmittel der Globalstrahlung überein. In Münsingen waren nur für 20 Jahre Sonnenscheindauerdaten vorhanden. In den 20 Jahren in denen gleich-

zeitig Daten für die Sonnenscheindauer und den Bewölkungsgrad vorhanden waren, wurde für jeden Monat eine Regression zwischen dem Bewölkungsgrad und der Sonnenscheindauer berechnet. Daraus konnte dann für die Zeit in der nur Messungen des Bewölkungsgrades vorlagen, die Sonnenscheindauer aus dem Bewölkungsgrad berechnet werden, um daraus dann auf die Globalstrahlung zu schließen.

2.3.5 Parametrisierung typischer Vegetationen

Neben sechs verschiedenen Bodenprofilen und drei Klimastationen wurden für das virtuelle Experiment drei verschiedene Landnutzungsformen ausgewählt: Wald, Grünland und Ackerland. Als typische Waldart wurde dabei ein Buchenwald ausgewählt. Ein Fichtenwald stand ebenfalls zur Auswahl, doch da nur eine Waldart vorgesehen war, fiel die Auswahl auf den Buchenwald, der als potentiell natürliche Waldart in weiten Teilen Baden-Württembergs vorherrschen würde. Ein Mischwald als Alternative wurde ausgeschlossen, da sich Mischwälder in Brook90 schwerer parametrisieren lassen. Als Ackerfrucht wurde Mais ausgewählt, da dieser in den letzten Jahren in Baden-Württemberg verstärkt angebaut wurde.

Für die Modellierung mit LWF-Brook90 ist eine große Anzahl von vegetationsspezifischen Parametern nötig, um die jeweilige Landnutzung zu parametrisieren. Einige Parameter wie der Blattflächenindex oder die Albedo sind in vielen Veröffentlichungen publiziert worden. Andere Parameter wie der Stamm-/Astflächenindex, der Lichtextinktionskoeffizient für LAI und SAI oder der Anteil des Pflanzenwiderstandes im Xylem sind seltener in der Literatur zu finden oder sind sehr LWF-Brook90 spezifische Parameter. Aus diesem Grund wurden für die Vegetationsparametrisierung Literaturwerte verwendet, die aus Veröffentlichungen stammen, in denen LWF-Brook90 oder Brook90 zur Modellierung verwendet wurden. Die Literatur- und Parameterrecherche wurde mit großem Aufwand betrieben, um möglichst realistische Werte verwenden zu können. Dabei trat jedoch das Problem auf, dass viele Veröffentlichungen mit Bezug zu (LWF-)Brook90 keine Angaben über die verwendeten Parameter enthalten. Außerdem gibt es nicht viele Veröffentlichungen, in denen (LWF-)Brook90 für Grün- oder Ackerland verwendet wurden. Obwohl Federer (2002) das Modell auch für andere Landnutzungen vorsieht, wird (LWF-)Brook90 überwiegend als forsthydrologisches Modell verwendet. Für die Buche finden sich verschiedene Parameter in den Publikationen von Armbruster (2002), Peters (2011), Hammel und Kennel (2001), Groh (2011), Morgestern (2012), Vilhar (2012) und Holst (2010) (Tabelle 5). Federer (2002) gibt in seiner Brook90-Dokumentation Standardwerte für einen Laubwald an, während Schöne (2004) in ihrer Diplomarbeit einen guten Literaturüberblick bezüglich vegetationsspezifischer Parameter gibt.

Tabelle 5: Verschiedene Literaturwerte der wichtigsten vegetationspezifischen Parameter in LWF-Brook90 für Buche (Laubwald), Grünland und Mais (Ackerland).

B90-Par.	Parameterbeschreibung	Buche										Grünland		Mais	
		Ambruster (2004)	Federer (2002)	Peters (2011)	Hammel & Kennel (2011)	Groh (2011)	Schöne (2004)	Morgenstern (2012)	Vilhar (2012)	Holst (2010)	Federer (2002)	Schöne (2004)	4 bis 5	3	2
LAI _{max}	max. Blattflächenindex [m ² m ⁻²]	6	6	4	6/7	5.51	7	0.4			3	4 bis 5	3	4	
SAI	Stamm-/Astflächenindex [m ² m ⁻²]														
WinterLAI	Blattflächenindex im Winter [-]				0										
MXRTL _N	max. Wurzellänge [m ² m ⁻²]	3000	3000				3000				1000	1000	110	110	
CR	Lichtextinktionskoeffizient für LAI+SAI [-]		0.6			0.6	0.6				0.7	0.7	0.7	0.8	
GLMAX	max. Blattleitfähigkeit [cm s ⁻¹]	0.53	0.53	0.45		0.4	0.47		0.53	0.207	0.008	0.01	0.011	0.0125	
Lwidth	Blattbreite [m]		0.1				0.1	0.004		0.035	0.01	0.01	0.1	0.1	
ALB	Albedo ohne Schnee [-]	0.18	0.18			0.17	0.17				0.2	0.21	0.22	0.22	
ALBSN	Albedo mit Schneeeauflage [-]	0.23	0.23			0.23	0.23				0.5	0.5	0.5	0.5	
Fxylem	Anteil des Pflanzenwiderstandes im Xylem [-]		0.5			0.5	0.5				0	0	0	0	
MXKPL	max. Pflanzenleitfähigkeit [mm d ⁻¹ MPa ⁻¹]		8	3		8	8		5.5		8	8	8	8	
Psicr	min. Wasserpotential der Blätter [MPa]		-2	-2.2		-2	-2		-1.9		-2	-2.5	-2	-2	
MAXHT	max. Vegetationshöhe im Jahresgang [m]	15	25						28/26		0.5		0.3	2	

Aus der Spannbreite aller gefundenen Literaturwerte wurden für das in dieser Arbeit durchgeführte virtuelle Experiment vegetationsspezifische Parameter festgelegt (Tabelle 6). Bei Grünland und Mais wurde dabei nur auf die Standardwerte von Federer (2002) für Grünland und Ackerland sowie auf Werte aus der Diplomarbeit von Schöne (2004) zurückgegriffen. Bei den verwendeten vegetationsspezifischen Parametern ist festzustellen, dass der Buchenwald den höchsten maximalen Blattflächenindex, den mit Abstand höchsten Stamm-/Astflächenindex und auch die größte maximale Wurzellänge hat. Bei der Durchführung des virtuellen Experimentes wurde nicht von einem Wurzelwachstum ausgegangen, sodass die maximale Wurzellänge gleichzeitig die ständig vorherrschende Wurzellänge darstellt.

Tabelle 6: Die für das virtuelle Experiment verwendeten wichtigsten vegetationsspezifischen Parameter in LWF-Brook90.

B90-Parameter	Parameterbeschreibung	Buche	Grünland	Mais
LAI _{max}	max. Blattflächenindex [$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$]	6.5	4	4
SAI	Stamm-/Astflächenindex [$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$]	0.4	0.0245	0
MXRTL _N	max. Wurzellänge [$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$]	3000	1000	110
CR	Lichtextinktionskoeffizient für LAI+SAI [-]	0.6	0.7	0.7
GLMAX	max. Blattleitfähigkeit [cm s^{-1}]	0.5	0.009	0.009
Lwidth	Blattbreite [m]	0.1	0.01	0.1
ALB	Albedo ohne Schnee [-]	0.18	0.21	0.22
ALBSN	Albedo mit Schneeeauflage [-]	0.23	0.5	0.5
Fxylem	Anteil des Pflanzenwiderstandes im Xylem [-]	0.5	0	0
MXKPL	max. Pflanzenleitfähigkeit [$\text{mm d}^{-1} \text{MPa}^{-1}$]	8	8	8
Psicr	min. Wasserpotential der Blätter [MPa]	-2	-2.5	-2
MAXHT	max. Vegetationshöhe im Jahresgang [m]	25	0.7	2

Bei der Wurzelverteilung wurden Werte von Schöne (2004) übernommen. In Abbildung 7 zeigt sich, dass die Buche die tiefsten Wurzeln hat, während sich der größte Teil der Wurzeln bei Grünland auf die obersten 20 cm beschränkt. Der Blattflächenindex (LAI) variiert im Laufe des Jahres. Seinen Maximalwert erreicht er für Grünland im späten Frühjahr und für Mais im Sommer (Abbildung 7). Der LAI von Mais liegt in einigen Monaten bei null, da nach der Ernte keine Vegetation mehr vorhanden ist. Der LAI für Grünland bleibt im Jahresverlauf relativ konstant. Die Vegetationshöhe von Mais und Grünland variiert ebenfalls im Jahresgang und verläuft ähnlich wie der Jahresgang des Blattflächenindex. Für die Buche wurde bei der Simulation mit LWF-Brook90 nicht von einem für jedes Jahr gleichen Jahresgang des Blattflächenindex ausgegangen. Für Wälder implementierten Hammel und Kennel (2001) in LWF-Brook90 die Möglichkeit, sich in jedem Jahr einen individuellen Jahresgang berechnen

zu lassen. Dabei kombinierten sie zwei Verfahren nach Menzel und v. Wilpert. Während der herbstliche Blattaabfall nach der Methode von v. Wilpert (1990) beschrieben wird, hängt der Beginn einer Vegetationsperiode, nach Menzel (1997) sowie Menzel und Fabian (1999), von einer Anzahl von Kältetagen und einer Wärmesumme ab. Dieses Verfahren erlaubt eine Änderung des LAI-Jahresganges bei sich verändernden klimatischen Bedingungen. Für Mais und Grünland ist dieses Verfahren jedoch nicht in LWF-Brook90 implementiert.

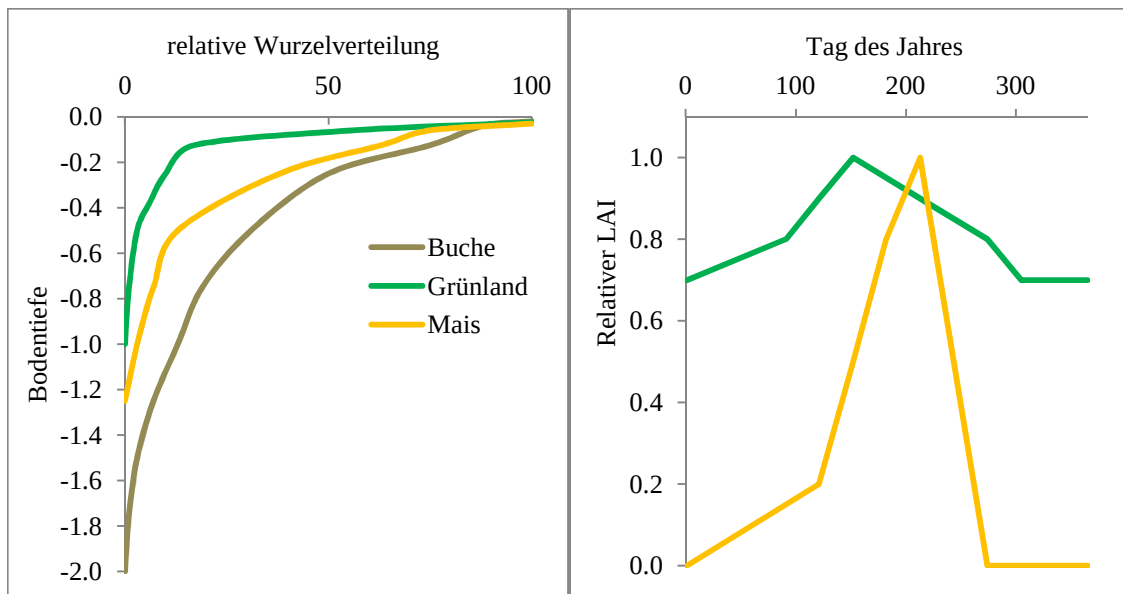


Abbildung 7: Relative Wurzelverteilung mit der Bodentiefe und relativer LAI im Jahresverlauf nach Schöne (2004). Der relative LAI bezieht sich auf den maximalen LAI.

Die Öffnung der Stomata und somit der Gasaustausch werden bei allen drei Landnutzungstypen von den gleichen Temperaturgrenzwerten kontrolliert. Bei einer mittleren Lufttemperatur von unter 0 °C oder über 40 °C sind die Stomata geschlossen. Zwischen 20 °C und 30 °C sind die Stomata maximal geöffnet. Für suboptimale Temperaturen zwischen dem geschlossenen Zustand und dem maximalen Zustand wird die Stomataöffnung mittels einer quadratischen Interpolation berechnet (Federer, 2002).

2.4 Durchführung des virtuellen Experimentes

Werden die sechs Bodenprofile, drei Klimastationen und drei Landnutzungen miteinander kombiniert, ergeben sich daraus 54 verschiedene Kombinationen (Abbildung 8). Für jede der 54 Kombinationen wurde ein Modelllauf mit dem Modell LWF-Brook90 durchgeführt. Bei jedem der 54 Modellläufe blieben alle Einstellungen gleich. Nur die Parameter für Boden, Vegetation und Klima wurden entsprechend der jeweiligen Kombination verändert.

Kombinations-Nr.	Boden	Vegetation	Klima
1	L	Bu	FDS
2	L	Bu	MUE
3	L	Bu	MA
4	L	Gruen	FDS
5	L	Gruen	MUE
6	L	Gruen	MA
7	L	Mais	FDS
8	L	Mais	MUE
9	L	Mais	MA
10	S-D	Bu	FDS
11	S-D	Bu	MUE
12	S-D	Bu	MA
13	S-D	Gruen	FDS
⋮	⋮	⋮	⋮
⋮	⋮	⋮	⋮
53	S	Mais	MUE
54	S	Mais	MA

Abbildung 8: Auswahl aus den 54 verschiedenen Boden-Vegetation-Klima Kombinationen.

Die Modellierung wurde auf Tagesbasis durchgeführt. Die Modellierungsergebnisse lagen ebenfalls als Tageswerte vor. Für jede der 54 Kombinationen ergaben sich tägliche Zeitreihen verschiedener Wasserflüsse und Wasserspeicherezustände vom 01.12.1952 bis zum 30.11.2011.

2.5 Methoden zur Auswertung der Modellierungsergebnisse

Bei der Auswertung der Modellierungsergebnisse wurde der Fokus auf folgende Wasserflüsse bzw. Speicherezustände gelegt:

- Evapotranspiration
- Grundwasserabfluss
- Bypass Flow (repräsentiert die schnellen Abflusskomponenten)
- Bodenfeuchte

Dabei wurden die Zeitreihen der vier hydrologischen Komponenten getrennt für die meteorologischen Jahreszeiten Sommer und Winter untersucht. Dem Sommer entsprechen somit die Monate Juni, Juli und August, dem Winter die Monate Dezember, Januar und Februar. Dadurch ergeben sich für jede der 54 Boden-Vegetation-Klima-Kombination je zwei Zeitreihen für die Evapotranspiration, den Grundwasserabfluss und den Bypass Flow. Die Bodenfeuchte wurde jeweils für Sommer und Winter auf Trockenheit und Nässe untersucht, sodass weitere vier Zeitreihen zur Analyse zur Verfügung standen.

2.5.1 Untersuchung der mittleren Saisonsummen und der Saisonmittel

Um einen groben Überblick zu bekommen, inwieweit die einzelnen hydrologischen Komponenten durch die Faktoren Boden, Vegetation oder Klima beeinflusst werden, wurden zunächst nicht die Trends in den Zeitreihen untersucht, sondern die Mittelwerte über den gesamten Simulationszeitraum von 1953 bis 2011 betrachtet. Für die Bodenfeuchte wurden dazu jeweils die Mittelwerte der einzelnen Kombinationen über den gesamten Simulationszeitraum getrennt für Winter und Sommer berechnet. Für die Evapotranspiration, den Bypass Flow und den Grundwasserabfluss wurden die mittleren Saisonsummen von 1953 bis 2011 berechnet.

2.5.2 Untersuchung der hydrologischen Komponenten hinsichtlich Trends

Die Untersuchung auf Trends erfolgte nicht auf der Basis von Zeitreihen mit täglichen Werten. Bei der Evapotranspiration, dem Grundwasserabfluss und dem Bypass-Flow wurden die täglichen Werte zu jahreszeitlichen Summen aggregiert. Dadurch ergeben sich Zeitreihen mit 59 Werten, die der jahreszeitlichen Summe jeden Jahres von 1953 bis 2011 entsprechen.

Bei der Bodenfeuchte wurden die täglichen Zeitreihen auf eine andere Art zu jahreszeitlichen Zeitreihen komprimiert. Dabei wurden zunächst das 0.25-Quantil ($Q_{0.25}$) und das 0.75-Quantil ($Q_{0.75}$) jeder täglichen Zeitreihe (getrennt für Sommer und Winter) berechnet. Im Folgenden wurde für jede Jahreszeit in jedem Jahr die Anzahl der Tage gezählt, die Bodenfeuchtwerte kleiner dem $Q_{0.25}$ bzw. größer dem $Q_{0.75}$ aufwiesen. Eine überdurchschnittliche Summe von Tagen kleiner als $Q_{0.25}$ deutete auf ein trockenes Jahr hin, wohingegen eine überdurchschnittliche Summe von Tagen größer $Q_{0.75}$ auf ein nasses Jahr hindeutete. Aus einer Zeitreihe für die Bodenfeuchte entstanden dadurch zwei Zeitreihen: eine jahreszeitliche Zeitreihe für die Untersuchung überdurchschnittlicher Trockenheit mit der Summe von Tagen $< Q_{0.25}$ und eine weitere Zeitreihe für die Untersuchung überdurchschnittlicher Nässe mit der Summe von Tagen $> Q_{0.75}$. Da sowohl die Trockenheits- als auch die Nässezeitreihen getrennt für Sommer und Winter berechnet wurden, standen vier Bodenfeuchtezeitreihen für die Analyse zur Verfügung.

Unter Zeitreihen werden im Folgenden nicht mehr die täglichen Zeitreihen, sondern nur noch die jahreszeitlichen Zeitreihen verstanden. Diese Zeitreihen haben je einen Wert pro Jahr für die Zeit von 1953 bis 2011.

Die Trendanalyse der Zeitreihen wurde mit dem Mann-Kendall-Test durchgeführt. Mittels des p-Wertes des MK-Testes konnten Aussagen über die Signifikanz eines möglichen Trends getroffen werden (siehe Kapitel 2.3.3). Für die Bestimmung der Trendgeradengleichung wurde zunächst für alle Zeitreihen das Sen Slope Verfahren

verwendet (siehe Kapitel 2.3.3). Für die Zeitreihen der Evapotranspiration und des Bypass-Flow wurde dieses Verfahren auch beibehalten. Für die Zeitreihen des Grundwasserflusses im Sommer und die Bodenfeuchte stellte sich heraus, dass das Sen Slope Verfahren keine geeignete Methode darstellt. Treten in einer Zeitreihe einige Nullwerte auf, kann es dazu kommen, dass der Sen Slope null wird, obwohl ein gewisser Trend vorhanden ist. Dies erklärt sich folgendermaßen: Gibt es einige Nullwerte in einer Zeitreihe, so ergeben sich auch etliche Wertepaare mit einer Steigung von null. Der Sen Slope ist nicht der arithmetische Mittelwert aller Steigungen, sondern deren Median. Liegen die Wertepaare mit der Steigung null gerade in der Mitte der Steigungsverteilung, so kann sich für den Median der Wert null ergeben. Der Einwand liegt nahe, dass bei einem Median von null auch kein Trend vorhanden ist, denn wenn ein Trend vorhanden wäre, gäbe es so viel mehr positive oder negative Steigungen, dass die Nullsteigungen nicht in der Mitte (Medianmitte) der Steigungsverteilung liegen. Es ist richtig, dass bei einem Sen Slope von null in der Regel keine große und keine signifikante Steigung vorliegt. Dennoch besteht die Möglichkeit, dass bei ähnlich vielen positiven wie negativen Steigungen eine der beiden Seiten größere Werte aufweist und dadurch ein Trend gegeben ist, der durch die große Anzahl von Nullsteigungen mit dem Sen Slope Verfahren nicht bestimmt werden kann. Deshalb wurde als Alternative zum Sen Slope Verfahren das Verfahren der einfachen linearen Regression gewählt.

Die p-Werte des MK-Tests und die Steigungen der Trendgeraden wurden für jede hydrologische Komponente jeweils für den Sommer und den Winter in Boxplots dargestellt. Am Beispiel der Evapotranspiration soll dies verdeutlicht werden: Für die Evapotranspiration im Sommer gibt es für jede der 54 Boden-Vegetation-Klima Kombinationen einen p-Wert und einen Steigungswert. Die Steigungswerte wurden in Boxplots dargestellt, die nach Bodenprofilen, Vegetationstypen und Klimastationen getrennt sind. Im Boxplot für die Parabraunerde sind alle Steigungen der Kombinationen mit Beteiligung der Parabraunerde enthalten (neun Steigungswerte). In einem Boxplot für eine Klimastation oder ein Vegetationstyp sind achtzehn Steigungswerte dargestellt. Mithilfe der Boxplots für die Steigungswerte und die p-Werte kann für eine hydrologische Komponente die Größe und die Signifikanz eines möglichen Trends dargestellt werden. Zusätzlich wird mit den Boxplots veranschaulicht, ob die verschiedenen Bodenprofile, Vegetationstypen und Klimastationen zu unterschiedlichen Trends führen.

2.5.3 Analyse der Steigungen: ANOVA und Interaktionen

In den folgenden Schritten wurde nicht mehr die Signifikanz eines Trends untersucht, sondern der Fokus lag auf der Analyse der Steigungen der Trendgeraden. Es sollte untersucht werden, ob und wie stark die Steigungen der Trendgeraden abhängig sind

von Boden, Vegetation oder Klima oder von den Interaktionen zwischen Boden und Vegetation, Boden und Klima sowie Vegetation und Klima. Um es auf die dritte Hypothese (Kapitel 1.4) zurückzuführen: Es soll überprüft werden, ob der Einfluss des Klimawandels sowohl von den Einzeleffekten der Standorteigenschaften Boden, Vegetation und Klima als auch von den Interaktionen zwischen diesen abhängt.

Dies wurde überprüft mithilfe einer Varianzanalyse (ANOVA) mit Interaktionen basierend auf einem Generalized Linear Model (GLM) mit angenommener Gauß-Verteilung.

Das GLM lautet folgendermaßen:

$$\begin{aligned} \text{Steigung} \sim \mu + \alpha \text{Boden} + \beta \text{Vegetation} + \gamma \text{Klima} + \delta \text{Boden} * \text{Vegetation} \\ + \varepsilon \text{Boden} * \text{Klima} + \zeta \text{Vegetation} * \text{Klima} \end{aligned}$$

Basierend auf diesem GLM wurde eine Varianzanalyse mittels einer 2-Wege-ANOVA durchgeführt. Mit einer Varianzanalyse kann getestet werden, ob ein signifikanter Unterschied zwischen Gruppen besteht. Es geht darum, welcher Anteil der Varianz von einer Gruppe (z.B. die Gruppe Boden oder die Interaktionsgruppe Boden-Vegetation) erklärt werden kann. Bei einer ANOVA vergleicht man „den Anteil erklärbarer Varianz mit der unerklärbarer. Je größer der Anteil erklärter Varianz, desto wahrscheinlicher ist es, dass die Gruppeneinteilung ein nicht zufälliger Prädiktor für unsere Antwortvariable ist. Oder kürzer: Je mehr wir durch einen Effekt erklären, desto signifikanter ist der Effekt. Quantifiziert wird dies durch den F-Test.“ (Dormann, 2012). Mit anderen Worten ausgedrückt lautet die Nullhypothese der Varianzanalyse (bzw. des F-Tests): Die Steigungen der Trendgeraden variieren nicht mit Boden, Vegetation, Klima, der Interaktion Boden-Vegetation, der Interaktion Boden-Klima und/oder der Interaktion Vegetation-Klima.

3 Ergebnisse

3.1 Schneefall

Angaben zum Schneefall lagen vom Deutschen Wetterdienst (*DWD Webwerdis*, 2012) für keine der drei verwendeten Klimastationen vor. Der Schneefall wurde in Brook90 modelliert. Obwohl es nicht das Hauptziel der vorliegenden Arbeit war, den Trend der Schneefälle genauer zu untersuchen, stellen die Zeitreihen des Schneefalls ein interessantes Teilergebnis der Modellierung dar. Außerdem kann es hilfreich sein, bei der Interpretation der Trends der Bodenfeuchte und der Abflüsse, die unterschiedlichen Trends des Regens und des Schnees zu kennen.

Aufgrund der geringen Höhenlage Mannheims ist es nicht überraschend, dass diese Station mit nur 30 mm die geringste mittlere Saisonsumme im Zeitraum 1953 bis 2011 aufweist (Tabelle 7). Die Station Freudenstadt, die am höchsten liegt und mit Abstand den meisten Winterniederschlag verzeichnet, weist mit über 200 mm den höchsten Schneefall auf.

Tabelle 7: Mit LWF-Brook90 modellierter Schneefall. Mittlere Saisonsumme und Trends.

		Winter		
		FDS	MUE	MA
Schneefall	Mittlere Saisonsumme (MSS) [mm]	221	108	30
	p-Wert MK-Test	0.02	0.08	0.19
	Absoluter Trend [mm/ Saison]	-1.66	-0.41	-0.13
	Relativer Trend [% von MSM]	-0.75	-0.38	-0.43

Alle drei Stationen weisen einen Rückgang des Schneefalls im Zeitraum 1953 bis 2011 auf (Abbildung 9), wobei nur der negative Trend der Station Freudenstadt signifikant ist. Die Abnahme des Schneefalls in Freudenstadt beträgt -1.66 mm pro Saison und weist somit im Vergleich mit dem Niederschlag (Regen und Schnee) einen mehr als dreifach größeren Rückgang auf (Tabelle 4).

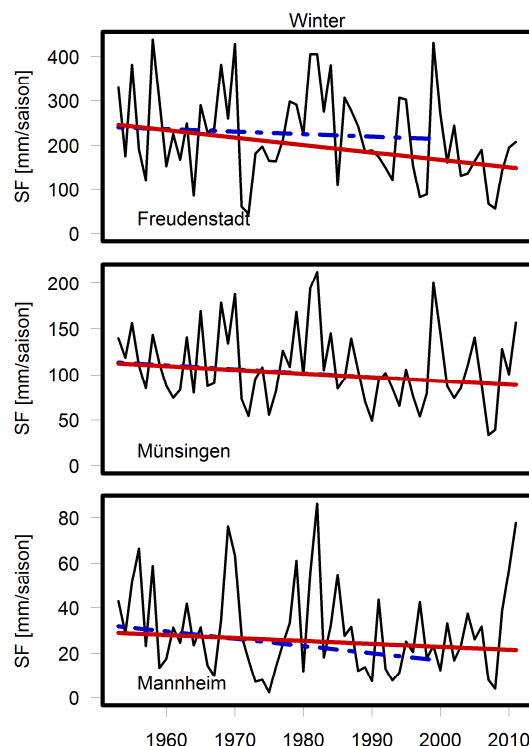


Abbildung 9: Saisonmittelwerte und Trends des modellierten Schneefalls. Rote Linie: Trend 1953-2011; Blau gestrichelte Linie: Trend 1953-2000.

Ein ähnliches Muster mit geringeren Abnahmen ist für die Klimastation Münsingen zu beobachten. In Mannheim nimmt der Schneefall ab, obwohl beim Winterniederschlag eine Zunahme zu verzeichnen ist. Bei allen drei Klimastationen wird der stärkere Rückgang des Schneefalls mit dem Anstieg der Lufttemperaturen zu begründen sein.

3.2 Mittlere Saisonsummen und Saisonmittel

Bevor die Ergebnisse des virtuellen Experimentes auf Trends der Saisonsummen bzw. der Anzahl der Tage ober- oder unterhalb der verwendeten Quantile untersucht werden, liegt zunächst das Augenmerk auf den mittleren Saisonsummen von Evapotranspiration, Bypass Flow und Groundwater Flow sowie auf der mittleren Bodenfeuchte im gesamten Simulationszeitraum von 1953 bis 2011.

Sowohl im Sommer als auch im Winter wird die mittlere Bodenfeuchte nicht von der Vegetation beeinflusst (Abbildung 10). Im Winter liegt der Median der mittleren Bodenfeuchte für Buche, Grünland und Mais bei knapp über 40%, im Sommer bei knapp über 30%. Von den Klimastationen wird die Bodenfeuchte leicht beeinflusst. Der Median der mittleren Bodenfeuchte liegt in Mannheim am niedrigsten und in Freudenstadt am höchsten, was aufgrund der Niederschlagssummen und der Temperaturen zu erwarten war. Die mittlere Bodenfeuchte wird stark von den Bodenprofilen beeinflusst. Die

podsolige Braunerde (Bp) zeichnet sich durch geringe Werte der Bodenfeuchte aus, während der Pseudogley (S) am feuchtesten ist.

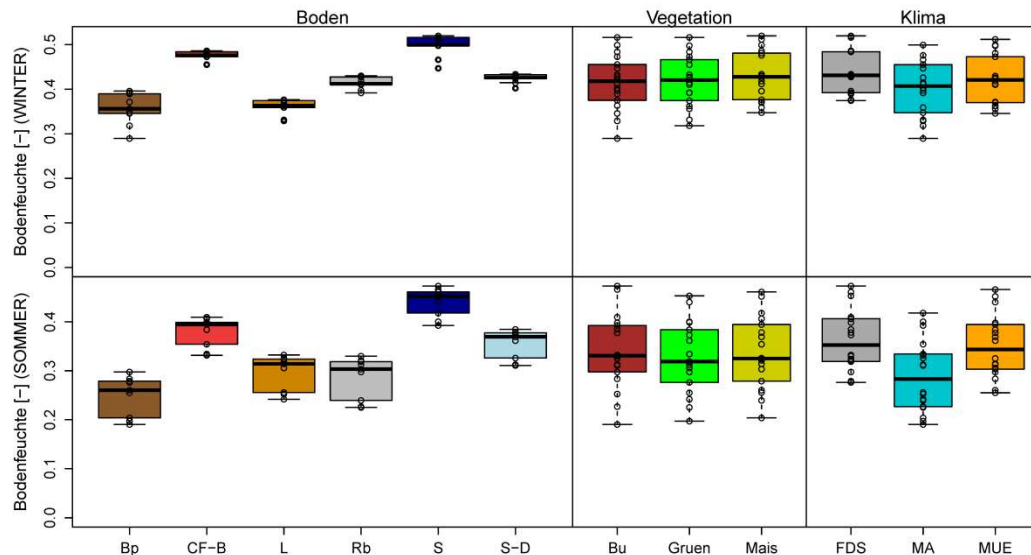


Abbildung 10: Saisonmittel der Bodenfeuchte im Zeitraum 1953 bis 2011.

Bei der mittleren Evapotranspirationssumme gibt es große Unterschiede zwischen Winter und Sommer (Abbildung 11). Die Wintersummen liegen hauptsächlich zwischen 0 mm und 15 mm, während im Sommer Werte zwischen 200 mm und 300 mm vorherrschen. Evapotranspiration spielt im Winter somit kaum eine Rolle. Im Winter haben die podsolige Braunerde (Bp) und der Pseudogley-Pelosol (S-D) bei den Böden die geringsten Werte. Bei der Vegetation hebt sich im Winter das Grünland von den anderen beiden Landnutzungsformen ab. Im Sommer sind die höchsten Evapotranspirationssummen bei der Parabraunerde (L), dem Pseudogley (S) und der Buche zu verzeichnen. Den sommerlichen Klimainput betrachtend, ist der Median der mittleren Evapotranspirationssumme in Mannheim deutlich am niedrigsten.

Beim Bypass Flow liegen die Mediane der mittleren Summen im Sommer unterhalb derer des Winters (Abbildung 11). Im Winter sind kaum Unterschiede sowohl zwischen den Bodenprofilen, als auch zwischen den Vegetationen zu erkennen. Bei den Klimastationen hingegen hebt sich Freudenstadt mit sehr hohen Werten des Bypass Flow deutlich von den beiden anderen Stationen ab. Dies gilt für Sommer und Winter. Im Sommer sind zusätzlich auch Unterschiede zwischen den einzelnen Bodenprofilen zu erkennen.

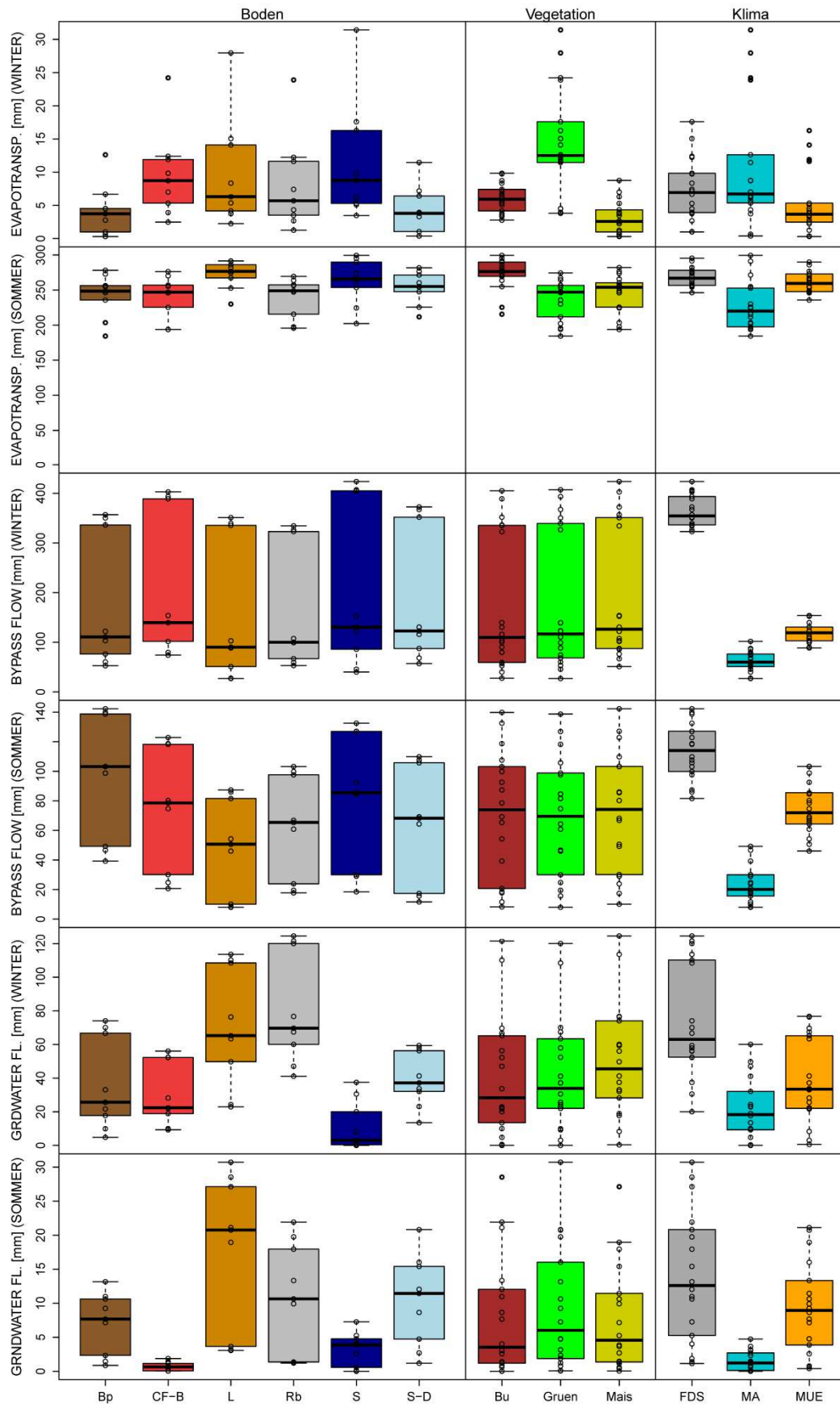


Abbildung 11: Mittlere Saisonsummen von Evapotranspiration, Bypass Flow und Groundwater Flow im Zeitraum 1953 bis 2011.

Wie schon beim Bypass Flow, sind die Werte des Grundwasserabflusses im Winter höher als im Sommer (Abbildung 11). Unterschiede zwischen den Vegetationsformen sind kaum zu erkennen. Die niedrigsten Werte bei den Böden weisen im Sommer die Terra fusca-Braunerde (CF-B) und in beiden Jahreszeiten der Pseudogley (S) auf. Dagegen haben die Parabraunerde (L) im Sommer und Winter und die Braune Rendzina (Rb) im Winter die höchsten Grundwasserabflusswerte. Beim Klimainput zeigt sich ein ähnliches Bild wie beim Bypass Flow: die Werte in Freudenstadt sind am höchsten, die in Mannheim am niedrigsten.

3.3 Trendanalyse der einzelnen hydrologischen Komponenten

Für die hydrologischen Prozesse Evapotranspiration, Bypass Flow und Grundwasserfluss werden die Zeitreihen der jahreszeitlichen Summen der verschiedenen Boden-Vegetation-Klima Kombinationen auf Trends untersucht. Dabei wird auf die Signifikanz der Trends, die absolute Höhe der Trends sowie auf Unterschiede und Interaktionen zwischen den einzelnen Boden-Vegetation-Klima Kombinationen eingegangen. Bei der Bodenfeuchte werden die gleichen Analysen durchgeführt. Dabei werden aber die Zeitreihen der Tage pro Jahr mit Überschreitung bzw. Unterschreitung des $Q_{0.75}$ bzw. $Q_{0.25}$ als Grundlage der Trenduntersuchungen herangezogen.

3.3.1 Trendanalyse der Trockenheit im Winter

Die Trockenheitsanalyse wird durchgeführt mittels der Zeitreihen der jahreszeitlichen Anzahl der Tage mit einer Bodenfeuchte kleiner dem $Q_{0.25}$ der gesamten (bezogen auf die gesamte Periode in der jeweiligen Jahreszeit) Bodenfeuchte.

Bei fast allen winterlichen Trockenheitszeitreihen der Boden-Vegetation-Klima-Kombinationen ist ein negativer Trend sichtbar (Abbildung 12), was bedeutet, dass im Winter die Trockentage abnehmen. Die meisten Trends sind jedoch nicht signifikant (kaum p-Werte kleiner 0.05). Die Mehrheit der p-Werte des Pseudogley-Pelosol (S-D) liegt jedoch im signifikanten Bereich und der Median der p-Werte der Klimastation Freudenstadt liegt nur leicht oberhalb des p-Wertes 0.05. Die Mediane der Steigungen bei den Böden sind bis auf den des Pseudogley-Pelosol (S-D) sehr ähnlich. Der Median der Steigungen beim Pseudogley-Pelosol (S-D) liegt bei knapp minus 0.3 Tage pro Saison. Dies bedeutet, dass in zehn Jahren die Anzahl der Trockentage (Tage mit einer Bodenfeuchte kleiner $Q_{0.25}$) pro Saison um drei Tage abgenommen hat. Bei den Steigungen der Vegetationen gibt es ebenfalls kaum Unterschiede. Bei den Klimastationen weist Mannheim den geringsten Trend auf.

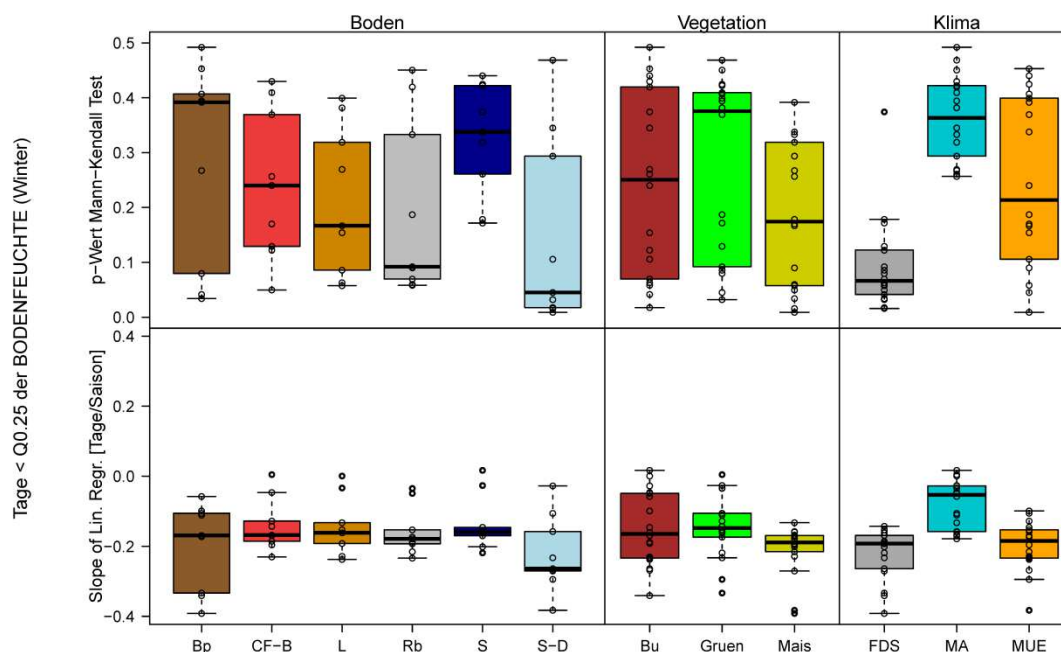


Abbildung 12: p-Werte und Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Winter.

Tabelle 8 zeigt das Ergebnis einer 2-Wege ANOVA. Der p-Wert gibt an, ob die Nullhypothese verworfen wird oder nicht. Die Residual Deviance ist die verbleibende Variabilität nach der Regression (*Dormann, 2012*). Die gesamte Varianz vor der Regression beträgt 0.447. Kommen bei der Regression immer weitere Gruppen hinzu, reduziert sich die verbleibende Variabilität, weil ein Teil der Variabilität von den Gruppen erklärt wird (siehe Spalte Deviance).

Tabelle 8: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Winter.

Gruppen	Df	Deviance	Partielles R^2 [%]	Resid. Df	Resid. Dev.	F-Wert	p-Wert
NULL				53	0.447		
Boden	5	0.095	21.2	48	0.352	17.8	9.25E-07
Vegetation	2	0.019	4.3	46	0.333	9.0	0.002
Klima	2	0.209	46.8	44	0.124	98.4	4.45E-11
Boden:Vegetation	10	0.015	3.3	34	0.109	1.4	0.254
Boden:Klima	10	0.085	19.1	24	0.024	8.0	4.54E-05
Vegetation:Klima	4	0.003	0.6	20	0.021	0.6	0.655

Das Partielle R^2 gibt an, welcher Anteil der Varianz von einer Gruppe erklärt werden kann (*Dormann, 2012*). In dem Beispiel erklärt das Klima 46.8% der Varianz (Berechnung: $0.209 / 0.447$). Zusammenfassend lässt sich sagen: Die Steigungen der Trendgeraden variieren signifikant mit dem Boden, der Vegetation, dem Klima und der Interaktion zwischen Boden und Klima auf einem Signifikanzniveau von 5%. Der Fak-

tor Klima erklärt fast die Hälfte der Varianz und ist somit die entscheidende Größe. Der Einfluss des Klimawandels hängt somit am stärksten davon ab, welche Klimastation betrachtet wird.

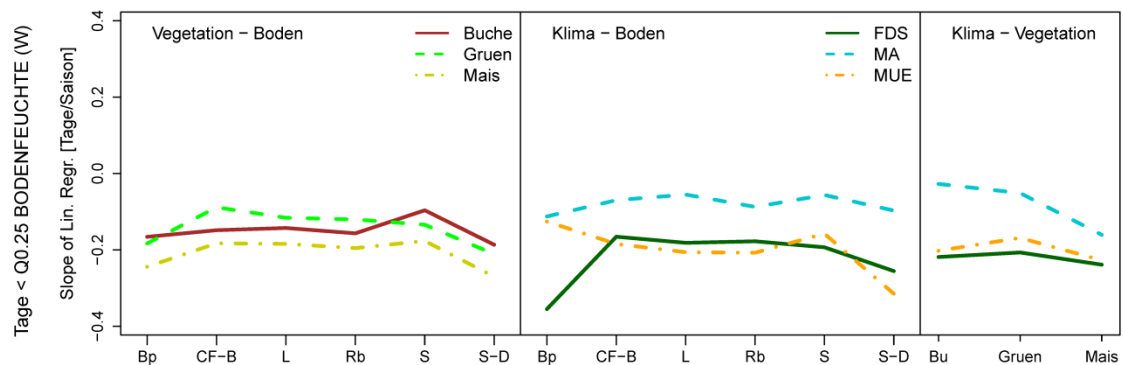


Abbildung 13: Interaktionen der Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Winter.

Die Interaktionen betrachtend zeigt die Abbildung 13, dass die podsolige Braunerde (Bp) in Kombination mit der Klimastation Freudenstadt einen sehr viel größeren negativen Trend der Trockenheit im Winter aufweist als die anderen Bodenprofile.

3.3.2 Trendanalyse der Trockenheit im Sommer

Der überwiegende Teil der Trends der sommerlichen Trockenheitszeitreihen sind signifikant (Abbildung 14) und weisen eine positive Steigung um 0.3 bis 0.4 Tage pro Saison auf. Im Sommer kann somit bei allen simulierten Kombinationen eine Zunahme der Trockenheit festgestellt werden.

Die Unterschiede zwischen den einzelnen Bodenprofilen sind nicht sehr groß. Dabei weist die Parabraunerde (L) bei den Böden die größte Steigung auf. Der niedrigste Trend herrscht bei der Terra fusca-Braunerde (CF-B) und der Braunen Rendzina (Rb). Bei der Vegetation wird der größte Trend bei der Buche verzeichnet. Wie schon bei der Trockenheitszeitreihe im Winter gibt es auch im Sommer große Unterschiede zwischen den einzelnen Klimastationen. Den geringsten Trend weist wie im Winter die Station Mannheim auf, den höchsten Trend die Station Freudenstadt.

Die Steigungen der Trendgeraden variieren signifikant mit der Vegetation, dem Klima und den Interaktionen Boden-Klima und Vegetation-Klima (Tabelle 9). Mit einem partiellen R^2 von 78.6% erklären die Klimastationen den größten Teil der Varianz. Ein geringer Anteil von 9.1% wird von der Vegetation erklärt.

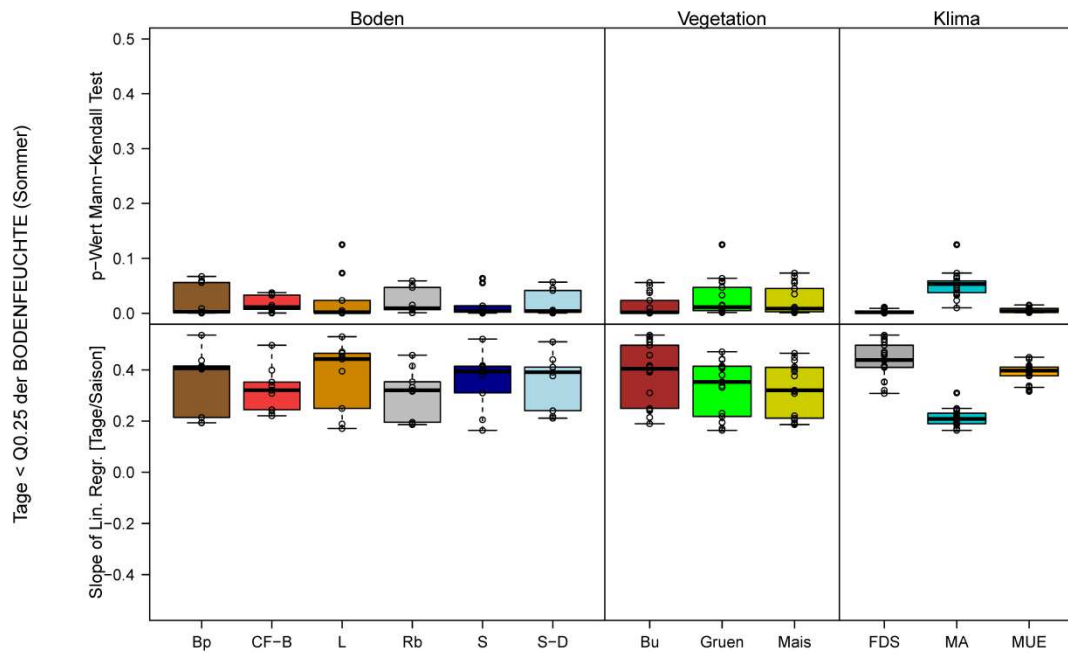


Abbildung 14: p-Werte und Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Sommer.

Tabelle 9: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Sommer.

Gruppen	Df	Deviance	Partielles R^2 [%]	Resid. Df	Resid. Dev.	F-Wert	p-Wert
NULL				53	0.763		
Boden	5	0.005	0.6	48	0.758	1.3	0.311
Vegetation	2	0.070	9.1	46	0.689	46.4	3.06E-08
Klima	2	0.600	78.6	44	0.089	399.4	7.55E-17
Boden:Vegetation	10	0.015	2.0	34	0.074	2.1	0.082
Boden:Klima	10	0.040	5.2	24	0.034	5.3	7.62E-04
Vegetation:Klima	4	0.019	2.5	20	0.015	6.2	0.002

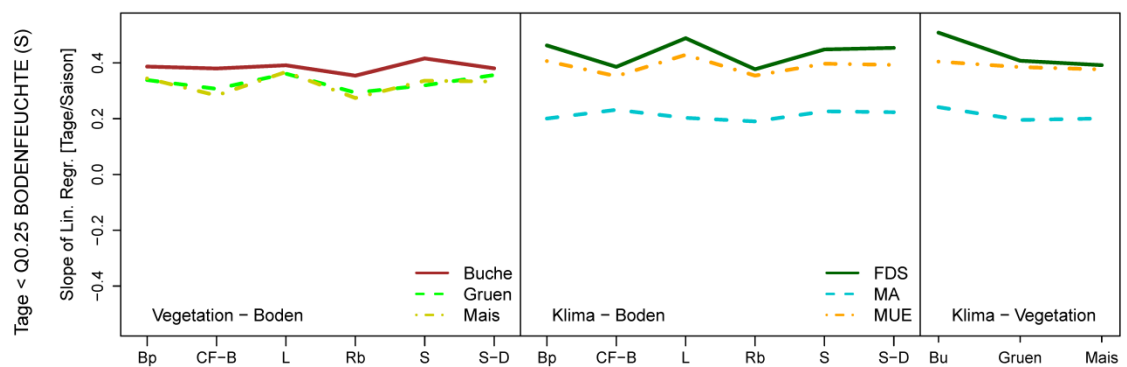


Abbildung 15: Interaktionen der Steigungen der Trockenheitszeitreihen im Sommer.

Die einzige nennenswerte Interaktion ist bei der Interaktion zwischen Klima und Vegetation zu erkennen (Abbildung 15). Die Klimastation Freudenstadt weist dabei in Kombination mit der Buche die höchste Zunahme der Trockenheit auf.

3.3.3 Trendanalyse der Nässe im Winter

Die Trendanalyse der Nässe basiert auf den Zeitreihen der jahreszeitlichen Anzahl der Tage mit einer Bodenfeuchte größer dem $Q_{0.75}$ der gesamten Bodenfeuchte.

Abbildung 16 zeigt, dass im Winter keine der Zeitreihen der Boden-Vegetation-Klima Kombinationen einen signifikanten Trend aufweist. Alle p-Werte des Mann-Kendall Tests sind größer als 0.05.

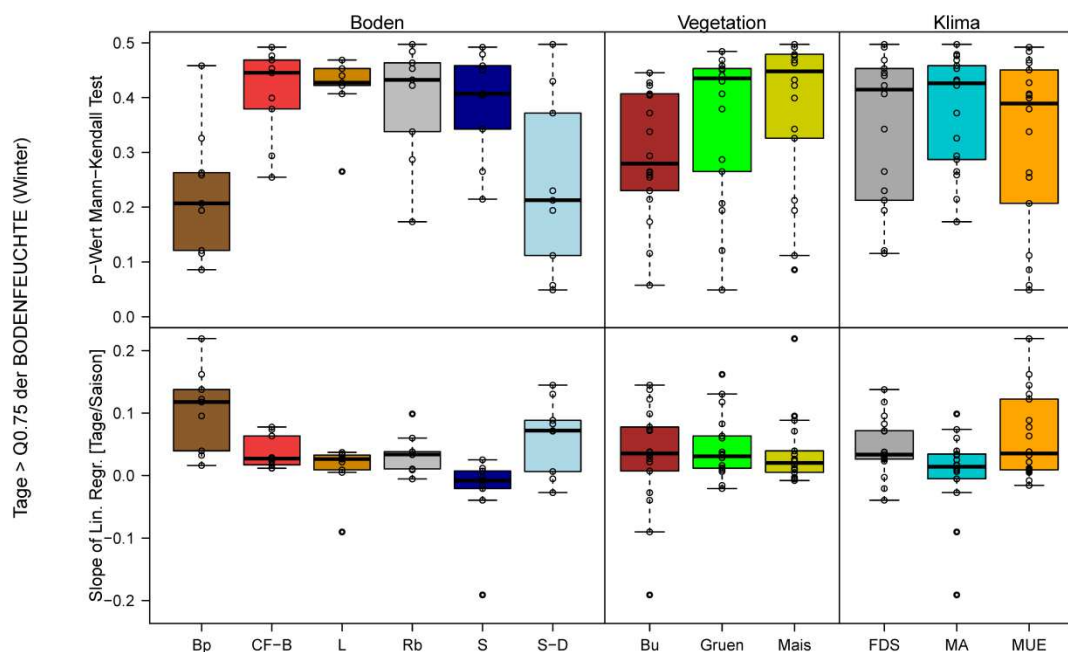


Abbildung 16: p-Werte und Steigungen der Nässezeitreihen im Winter.

Die berechneten Steigungen der Trends liegen überwiegend im Bereich zwischen 0 und 0.1 Tage pro Saison. Einzig der Median der Steigungen der podsoligen Braunerde (Bp) ist größer als 0.1 Tage pro Saison. Die Steigungen des Pseudogleys (S) liegen teilweise leicht im negativen Bereich. Aufgrund der deutlich fehlenden Signifikanz der Trends wird von einer weiteren Analyse des Trendverhaltens abgesehen.

3.3.4 Trendanalyse der Nässe im Sommer

Im Sommer weisen die Zeitreihen der Nässe einen überwiegend signifikanten Trend auf (Abbildung 17). Die Trends sind alle negativ mit Steigungen zwischen -0.2 und -0.4

Tage pro Saison. Dies bedeutet, dass im Sommer die Anzahl der Tage mit einer sehr hohen Bodenfeuchte (höher als $Q_{0.75}$) deutlich abnehmen.

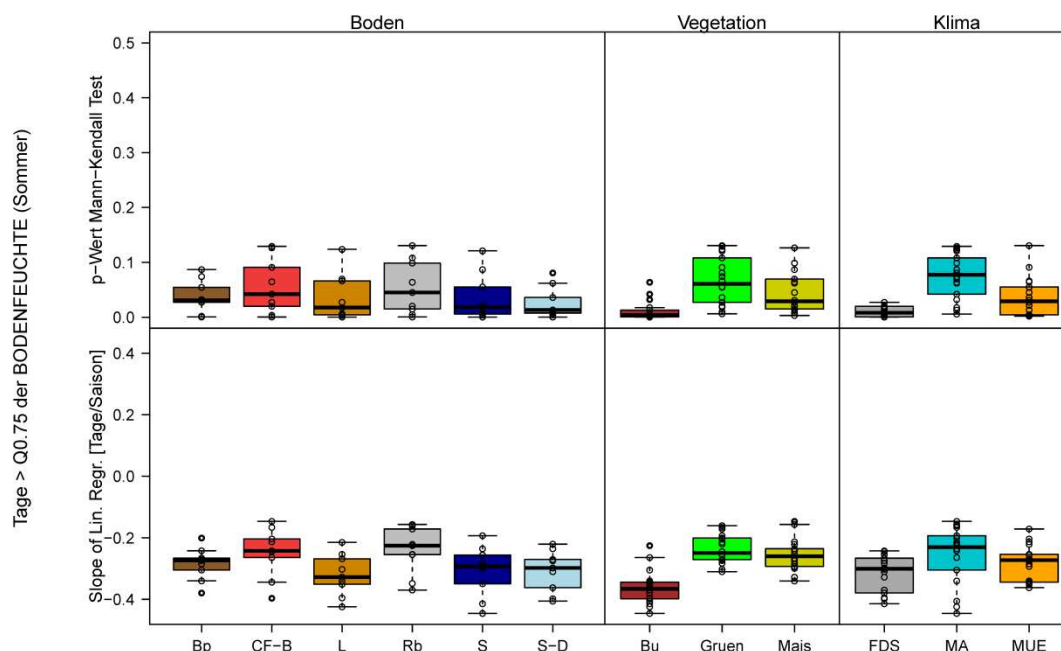


Abbildung 17: p-Werte und Steigungen der Nässezeitreihen im Sommer.

Bei den Böden ist die höchste Abnahme (bezogen auf den Median der Steigungen) bei der Parabraunerde (L) zu verzeichnen, während die geringsten Abnahmen bei der Terra fusca-Braunerde (CF-B) und der Braunen Rendzina (Rb) auftreten. Bei der Landnutzung sind deutliche Unterschiede zu erkennen. Bei Kombinationen in der die Buche vorkommt, ist der Median der Trendsteigungen mit knapp -0.4 deutlich negativer als bei Grünland und Mais mit etwa -0.25 Tage pro Saison. Die drei verschiedenen Klimastationen weisen keine großen Unterschiede auf.

Tabelle 10: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Nässezeitreihen im Sommer.

Gruppen	Df	Deviance	Partielles R^2 [%]	Resid. Df	Resid. Dev.	F-Wert	p-Wert
NULL				53	0.300		
Boden	5	0.052	17.2	48	0.248	10.7	4.15E-05
Vegetation	2	0.166	55.4	46	0.082	85.8	1.53E-10
Klima	2	0.036	11.8	44	0.047	18.3	2.99E-05
Boden:Vegetation	10	0.008	2.6	34	0.039	0.8	0.634
Boden:Klima	10	0.016	5.2	24	0.023	1.6	0.170
Vegetation:Klima	4	0.004	1.3	20	0.019	1.0	0.425

Das partielle R^2 der 2-Wege ANOVA zeigt, dass über die Hälfte der Varianz von der Vegetation erklärt werden kann. Vom Boden wird 17.2% und vom Klima 11.8% der Varianz erklärt (Tabelle 10). Der F-Test zeigt, dass die Steigungen signifikant mit dem Boden, der Vegetation und dem Klima variieren. Für die Interaktionen ist keine Signifikanz vorhanden.

3.3.5 Trendanalyse der Evapotranspiration im Winter

Die im Folgenden analysierten Zeitreihen der Evapotranspiration sind die jahreszeitlichen Summen der Evapotranspiration von 1953 bis 2011. Die Trends der Evapotranspirationszeitreihen im Winter sind überwiegend signifikant auf einem Signifikanzniveau von 5%. Die Trends sind fast ausschließlich positiv und liegen im Bereich von 0.1 mm pro Saison (Abbildung 18). Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass die Evapotranspiration im Winter keine große Rolle spielt. Je nach Boden-Vegetation-Klima Kombination liegt die mittlere jahreszeitliche Summe zwischen 0 mm und 30 mm (Abbildung 11).

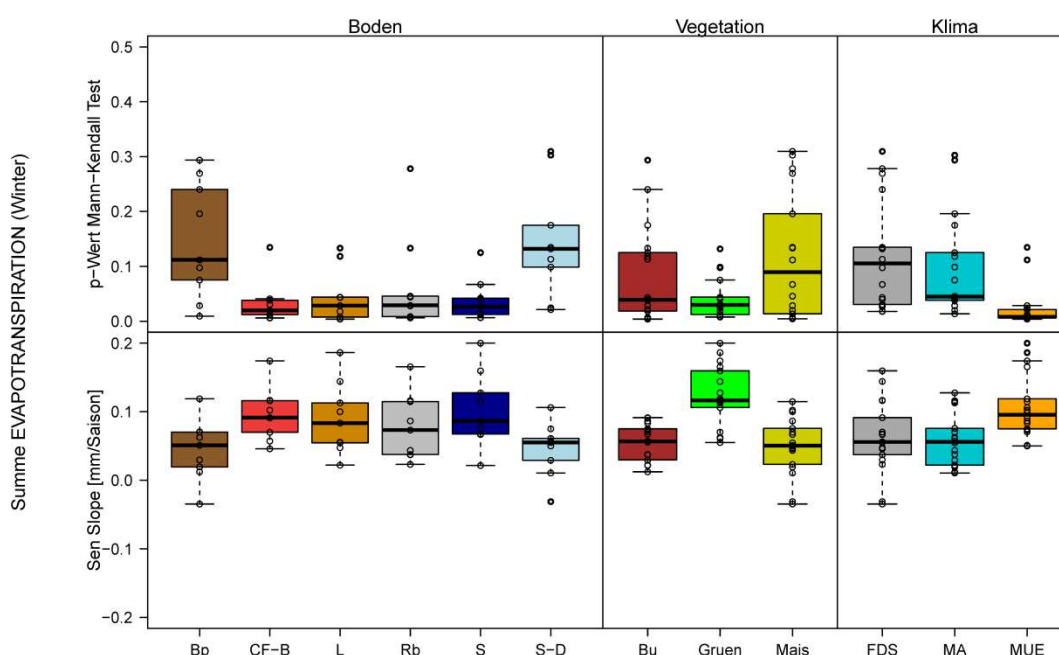


Abbildung 18: p-Werte und Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Winter.

Die niedrigsten Trends verzeichnen bei den Böden die podsolige Braunerde (Bp) und der Pseudogley-Pelosol (S-D). Die anderen vier Bodenprofile unterscheiden sich kaum voneinander. Bei der Landnutzung sind die höchsten und die signifikantesten Trends beim Grünland vorzufinden. Bei den Klimastationen zeichnet sich Münsingen durch die höchsten Trends aus.

Tabelle 11: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Winter.

Gruppen	Df	Deviance	Partielles R ² [%]	Resid. Df	Resid. Dev.	F-Wert	p-Wert
NULL				53	0.132		
Boden	5	0.029	21.8	48	0.103	101.8	1.61E-13
Vegetation	2	0.059	45.0	46	0.044	525.3	5.17E-18
Klima	2	0.027	20.6	44	0.017	240.1	1.05E-14
Boden:Vegetation	10	0.009	6.6	34	0.008	15.5	2.49E-07
Boden:Klima	10	0.002	1.3	24	0.006	3.1	0.016
Vegetation:Klima	4	0.005	3.8	20	0.001	22.3	3.87E-07

Die Varianzanalyse zeigt, dass fast die Hälfte der Varianz durch die Vegetation erklärt werden kann (Tabelle 11). Der Boden und die Klimastationen erklären jeweils etwa 20% der Varianz. Der F-Test zeigt, dass die Trendsteigungen signifikant mit allen Gruppen variieren. Die Interaktionen erklären aber nur einen sehr geringen Anteil der Varianz.

3.3.6 Trendanalyse der Evapotranspiration im Sommer

Im Gegensatz zum Winter spielt die Evapotranspiration im Sommer mit mittleren Werten von 200 mm bis 300 mm pro Saison (Abbildung 11) eine deutlich größere Rolle. Die Trends der einzelnen Zeitreihen sind nur zum Teil signifikant. Die meisten signifikanten Trends sind bei der Parabraunerde (L), dem Pseudogley-Pelosol (S-D), der Buche und den Klimastationen Freudenstadt und Münsingen zu erkennen (Abbildung 19). Bei den Richtungen der Trends können deutliche Unterschiede festgestellt werden. Es gibt sowohl Boden-Vegetation-Klima Zeitreihen mit einer Zunahme der Evapotranspiration, aber auch solche mit einer Abnahme. Die Spannbreite reicht von etwa 0.6 mm bis -0.5 mm pro Saison.

Alle Zeitreihen der Kombinationen mit Beteiligung der Station Mannheim weisen einen negativen Trend auf. Fast alle Trends mit Beteiligung der Stationen Freudenstadt und Münsingen verzeichnen eine Zunahme der Evapotranspiration. Die Varianzanalyse (Tabelle 12) ergibt, dass 64% der Varianz durch die Klimastationen erklärt werden kann und nur 17% bzw. 9% durch Vegetation oder Boden.

Abbildung 20 zeigt beim Interaktionsplot Klima-Boden, dass zwischen Klima und Boden keine Interaktion besteht. Es wird zwar deutlich, dass bei der Station Mannheim ein negativer und bei den anderen beiden Stationen ein positiver Trend herrscht. Jedoch ist das Muster bezüglich der Bodenprofile immer das gleiche. Auch der F-Test bei der Varianzanalyse zeigt, dass die Steigung der Trends nicht signifikant mit der Interaktion Klima-Boden variiert.

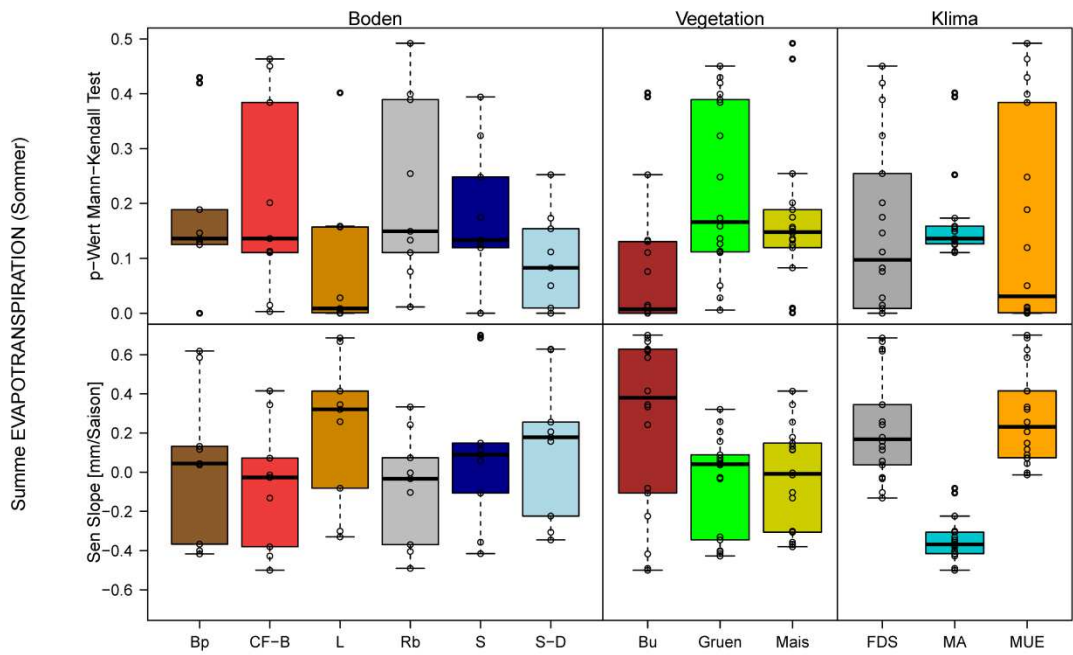


Abbildung 19: p-Werte und Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Sommer.

Tabelle 12: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Sommer.

Gruppen	Df	Deviance	Partielles R ² [%]	Resid. Df	Resid. Dev.	F-Wert	p-Wert
NULL				53	6.790		
Boden	5	0.638	9.4	48	6.153	37.2	1.84E-09
Vegetation	2	1.150	16.9	46	5.003	167.7	3.18E-13
Klima	2	4.374	64.4	44	0.629	637.7	7.69E-19
Boden:Vegetation	10	0.136	2.0	34	0.493	4.0	0.004
Boden:Klima	10	0.060	0.9	24	0.434	1.7	0.141
Vegetation:Klima	4	0.365	5.4	20	0.069	26.6	9.23E-08

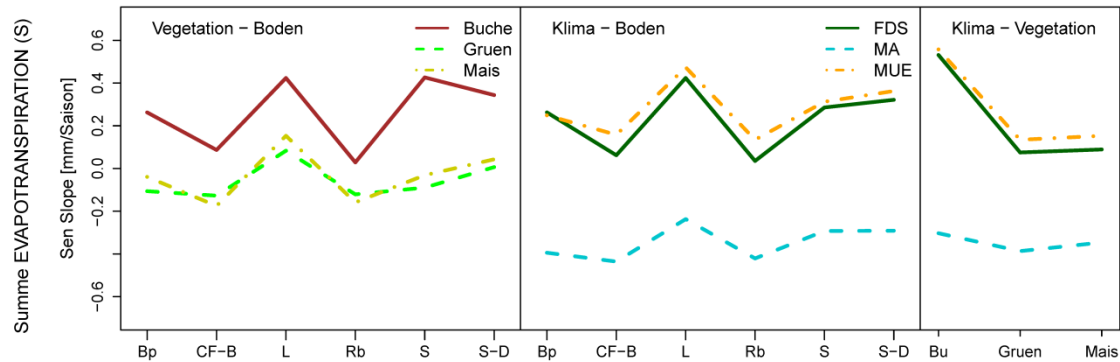


Abbildung 20: Interaktionen der Steigungen der Evapotranspirationszeitreihen im Sommer.

Dagegen zeigt der Klima-Vegetation Interaktionsplot unterschiedliche Muster. In Freudenstadt und Münsingen ist der Trend in Kombination mit der Buche deutlich höher als in Kombination mit Grünland oder Mais. Bei der Klimastation Mannheim ist dagegen kaum ein Unterschied zwischen den drei Landnutzungen zu erkennen. Beim Vegetation-Boden Interaktionsplot ist beim Pseudogley (S) eine Interaktion zu erkennen. In Kombination mit der Buche weist der Pseudogley eine besonders hohe positive Steigung auf.

3.3.7 Trendanalyse des Bypass Flow im Winter

Die im Folgenden analysierten Zeitreihen des Bypass Flow beruhen auf den jahreszeitlichen Summen des Bypass Flow von 1953 bis 2011. Im Winter weist keine der Boden-Vegetation-Klima Zeitreihen einen signifikanten Trend auf einem Signifikanzniveau von 5% auf (Abbildung 21). Am nächsten kommen die podsolige Braunerde (Bp) und der Pseudogley-Pelosol (S-D) einem signifikanten Trend. Die Zunahme des Bypass Flow im Winter liegt zwischen 0 und 1.5 mm pro Saison, wobei die Mehrheit der Zeitreihensteigungen zwischen 0 und 0.5 mm pro Saison betragen.

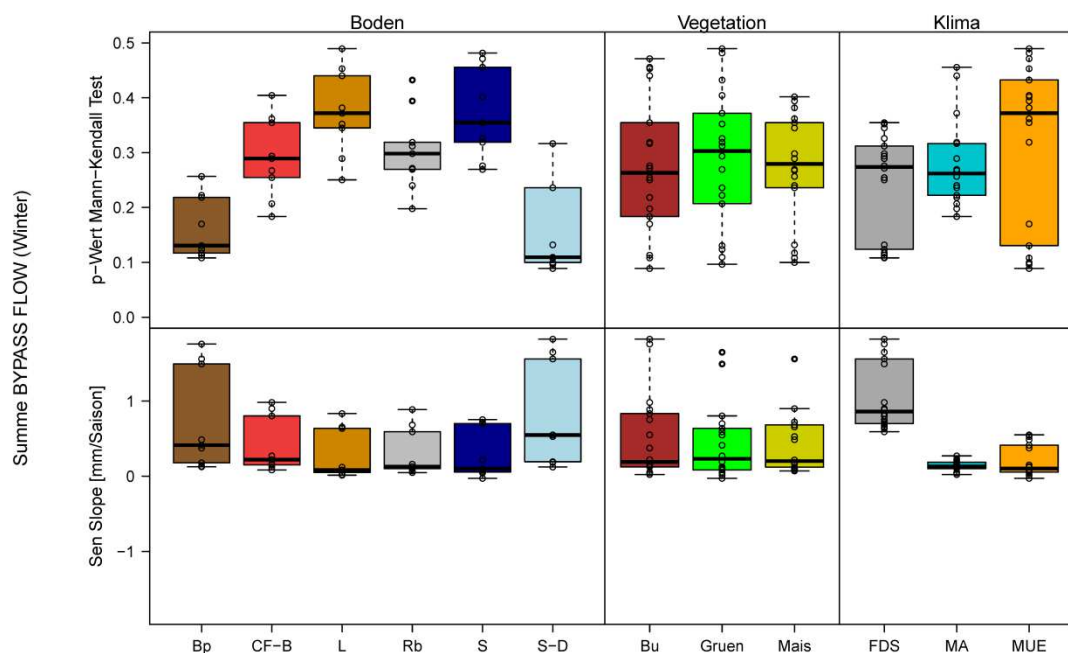


Abbildung 21: p-Werte und Steigungen der Zeitreihen des Bypass Flow im Winter.

Die Steigungen der jeweiligen Zeitreihen, an denen die Klimastationen Mannheim oder Münsingen beteiligt sind, sind überwiegend nahe null. Nur bei der Station Freudenstadt sind nennenswerte Trends zu verzeichnen, die aber nicht signifikant sind. Aufgrund der fehlenden Signifikanz der Trends (Abbildung 21), wird von einer Darstellung der ANOVA und der Interaktion abgesehen. Wie sich schon aus Abbildung 21 erahnen

lässt, zeigt das Ergebnis der Varianzanalyse, dass der überwiegende Teil der Varianz durch die Klimastationen erklärt werden kann.

3.3.8 Trendanalyse des Bypass Flow im Sommer

Im Sommer ist durchgehend eine Abnahme des Bypass Flow zu verzeichnen. Etwa die Hälfte der Trends sind signifikant auf einem Signifikanzniveau von 5%, der überwiegende Teil der anderen Hälfte weist immerhin noch p-Werte kleiner 0.1 auf (Abbildung 22). Die Abnahmen liegen zwischen -0.2 mm und -1.5 mm pro Saison, wobei die meisten Zeitreihen negative Trends um -0.5 mm pro Saison aufweisen.

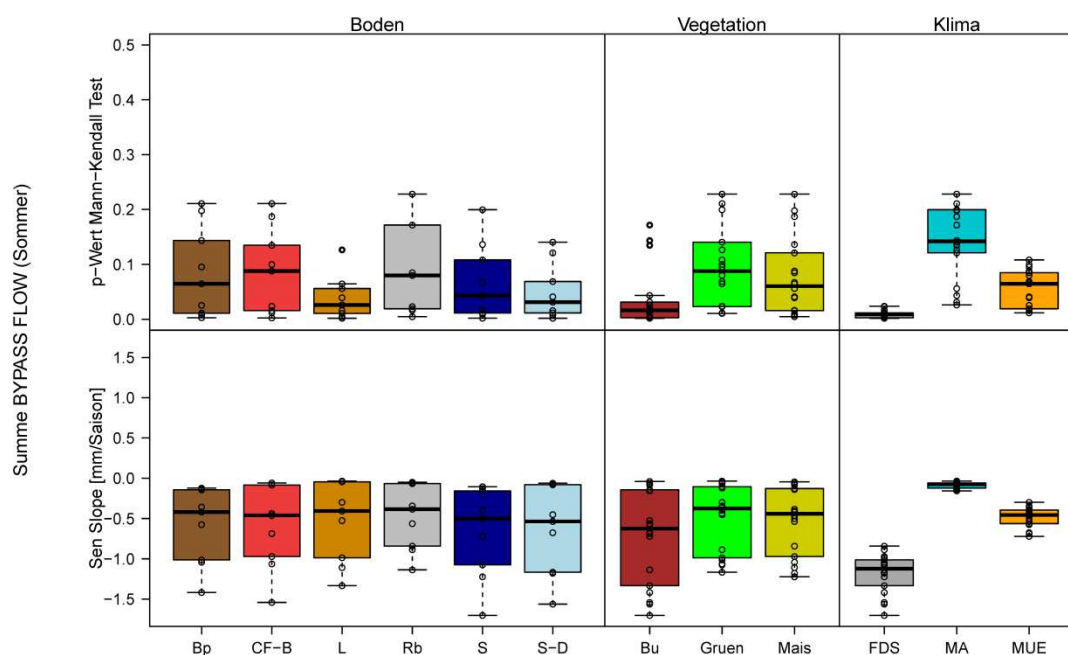


Abbildung 22: p-Werte und Steigungen der Zeitreihen des Bypass Flow im Sommer.

Zwischen den verschiedenen Bodenprofilen sind nahezu keine Unterschiede zu erkennen und bei der Landnutzung weist der Wald leicht stärkere Abnahmen auf. Ein sehr großer Unterschied ist bei den Klimastationen zu beobachten. Während in Mannheim fast keine signifikante Abnahme zu verzeichnen ist, weist Freudenstadt eine sehr starke Abnahme auf. Dabei darf nicht unbeachtet bleiben, dass die mittleren Saisonsummen der Boden-Vegetation-Klima Kombinationen mit Beteiligung der Station Mannheim keine hohen Werte aufweisen und um 20 mm liegen (Abbildung 11).

Tabelle 13: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Zeitreihen des Bypass Flow im Sommer.

Gruppen	Df	Deviance	Partielles R ² [%]	Resid. Df	Resid. Dev.	F-Wert	p-Wert
NULL				53	12.331		
Boden	5	0.215	1.7	48	12.116	25.8	4.42E-08
Vegetation	2	0.528	4.3	46	11.588	158.8	5.32E-13
Klima	2	11.059	89.7	44	0.529	3325.8	5.86E-26
Boden:Vegetation	10	0.043	0.4	34	0.485	2.6	0.033
Boden:Klima	10	0.140	1.1	24	0.345	8.4	3.16E-05
Vegetation:Klima	4	0.312	2.5	20	0.033	46.9	6.90E-10

Die Varianzanalyse der Steigungen ergibt, dass die Steigungen der Trendgeraden signifikant mit dem Boden, der Vegetation, dem Klima, der Interaktion Boden-Klima und der Interaktion Vegetation-Klima variieren. Fast 90% der Varianz wird dabei aber von den Klimastationen erklärt (Tabelle 13). Die Interaktionen erklären nur einen geringen Anteil der Varianz.

3.3.9 Trendanalyse des Groundwater Flow im Winter

Beim Groundwater Flow ist im Winter eine Zunahme zu verzeichnen, wobei keiner der Trends signifikant ist (Abbildung 23). Bei den verschiedenen Bodenprofilen variieren die Steigungen der Trendzeitreihen stark, wobei die niedrigsten Steigungen bei der Terra fusca-Braunerde (CF-B) und dem Pseudogley (S) auftreten.

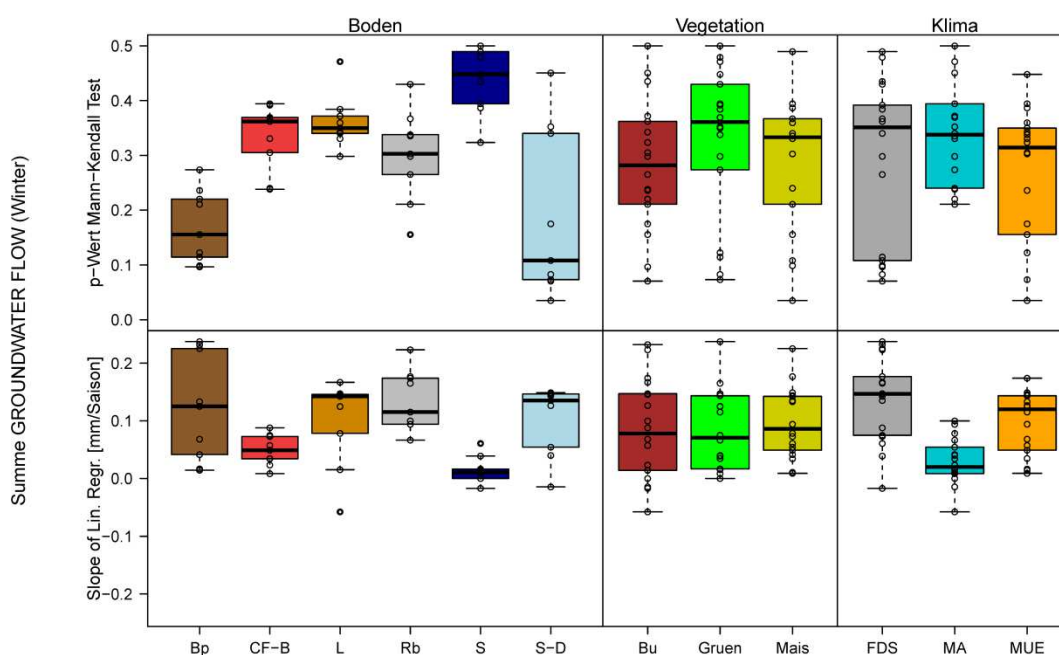


Abbildung 23: p-Werte und Steigungen der Zeitreihen des Groundwater Flow im Winter.

Während es bei der Vegetation kaum Unterschiede hinsichtlich der Steigungen gibt, unterscheidet sich die Klimastation Mannheim mit sehr geringen Zunahmen von den anderen beiden Stationen. Bei Kombinationen mit der Station Mannheim kommt es teilweise sogar zu leichten Abnahmen des Groundwater Flows. Zu- und Abnahmen bewegen sich aber alle im nicht signifikanten Bereich.

Tabelle 14: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Groundwater Flow Zeitreihen im Winter.

Gruppen	Df	Deviance	Partielles R ² [%]	Resid. Df	Resid. Dev.	F-Wert	p-Wert
NULL				53	0.270		
Boden	5	0.095	35.2	48	0.175	34.1	3.94E-09
Vegetation	2	0.002	0.6	46	0.173	1.4	0.279
Klima	2	0.106	39.5	44	0.067	95.8	5.71E-11
Boden:Vegetation	10	0.009	3.5	34	0.058	1.7	0.153
Boden:Klima	10	0.042	15.8	24	0.015	7.6	6.40E-05
Vegetation:Klima	4	0.004	1.5	20	0.011	1.8	0.172

Die Varianzanalyse (Tabelle 14) zeigt, dass die Varianz hauptsächlich vom Boden, dem Klima und der Interaktion Boden-Klima erklärt wird und die Steigungen signifikant mit diesen drei Gruppen variieren.

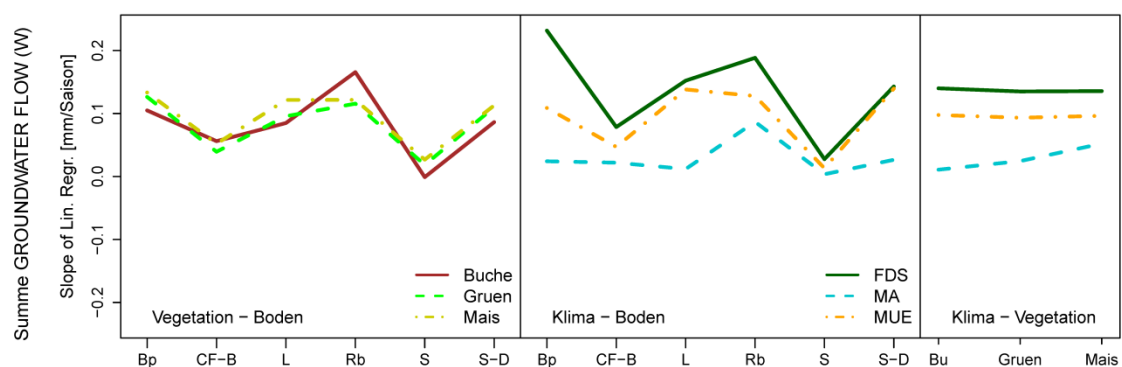


Abbildung 24: Interaktionen der Steigungen der Groundwater Flow Zeitreihen im Winter.

Bei dem Klima-Boden Interaktionsplot (Abbildung 24) ist auffällig, dass die podsolige Braunerde (Bp) in Kombination mit der Station Freudenstadt eine hohe Zunahme aufweist.

3.3.10 Trendanalyse des Groundwater Flow im Sommer

Im Sommer weist ein Teil der Boden-Vegetation-Klima Kombinationen einen signifikanten negativen Trend auf (Abbildung 25). Den niedrigsten Median der Steigungen weisen die Parabraunerde (L), die Braune Rendzina (Rb) und der Pseudogley-Pelosol (S-D) auf. Fast keine Abnahme haben die Terra fusca-Braunerde (CF-B) und der Pseu-

dogley (S). Bei diesen beiden Böden zeigt Abbildung 11 aber auch, dass die mittlere Saisonsumme nahezu null ist.

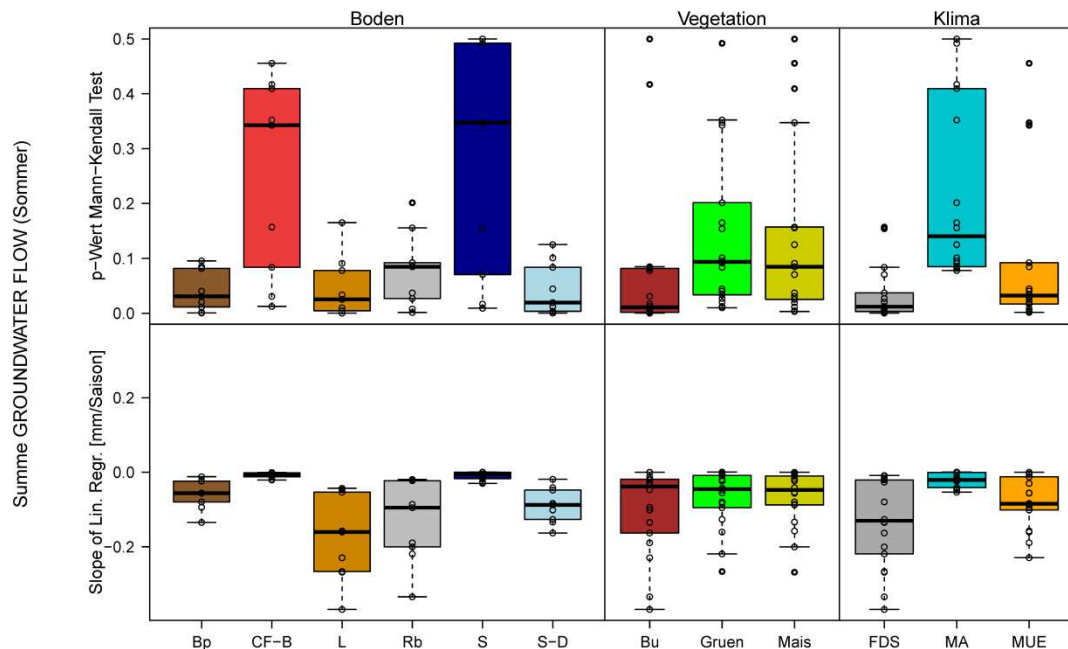


Abbildung 25: p-Werte und Steigungen der Zeitreihen des Groundwater Flow im Sommer.

Zwischen den Vegetationen gibt es keine großen Unterschiede. Bei den Klimastationen ist in Mannheim kaum ein Trend vorhanden, während die anderen beiden Stationen höhere Trends verzeichnen. Die Böden erklären knapp die Hälfte der Varianz (Tabelle 15). Die Klimastationen und die Interaktion Boden-Klima erklären knapp 30% bzw. 20% der Varianz.

Tabelle 15: 2-Wege ANOVA der Steigungen der Zeitreihen des Groundwater Flow im Sommer.

Gruppen	Df	Deviance	Partielles R ² [%]	Resid. Df	Resid. Dev.	F-Wert	p-Wert
NULL				53	0.438		
Boden	5	0.203	46.4	48	0.235	189.0	4.03E-16
Vegetation	2	0.011	2.5	46	0.224	25.9	2.81E-06
Klima	2	0.122	27.9	44	0.101	284.2	2.06E-15
Boden:Vegetation	10	0.008	1.9	34	0.093	3.8	0.005
Boden:Klima	10	0.080	18.3	24	0.013	37.2	9.89E-11
Vegetation:Klima	4	0.009	2.0	20	0.004	10.2	1.14E-04

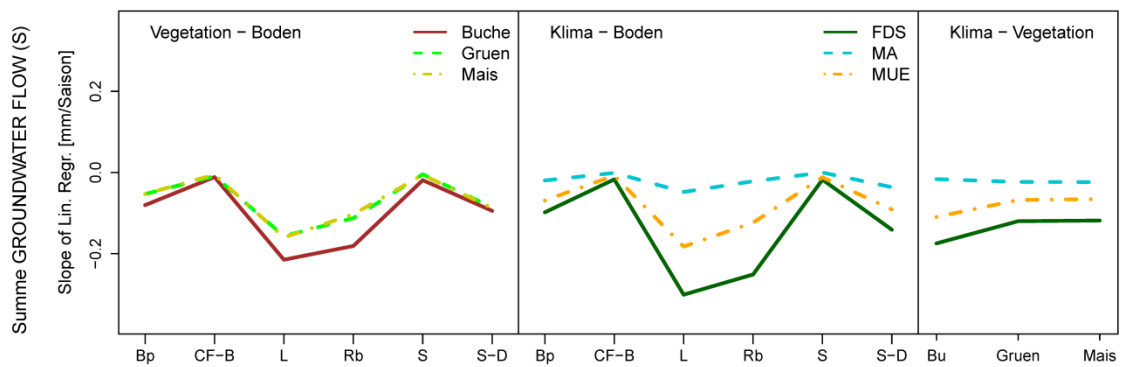


Abbildung 26: Interaktionen der Steigungen der Zeitreihen des Groundwater Flow im Sommer.

Beim Klima-Boden Interaktionsplot ist auffällig, dass die Parabraunerde (L) und die Braune Rendzina (Rb) in Kombination mit der Station Münsingen und vor allem mit der Station Freudenstadt eine hohe Abnahme verzeichnen (Abbildung 26).

4 Diskussion

4.1 Unsichere Annahmen

Bei der Durchführung des virtuellen Experimentes wurde bei der Modellierung mit LWF-Brook90 weder eine Kalibrierung noch eine Fehler- oder Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Dennoch lassen sich Überlegungen über gewisse Unsicherheiten bei der Modellierung und bei verschiedenen Annahmen anstellen. Für eine umfangreiche Sensitivitätsanalyse des Modells Brook90 kann auf die Diplomarbeit von Eisold (2002) verwiesen werden.

Brook90 ist ein physikalisch basiertes Modell mit einer Vielzahl von Parametern. Viele, aber nicht alle Parameter sind aus messbaren Größen ableitbar. Durch das Verwenden eines physikalisch basierten Modells besteht die Möglichkeit, das Modell in der Hoffnung zu verwenden, dass auch ohne eine Kalibrierung sinnvolle Ergebnisse produziert werden. Durch die Vielzahl von Parametern besteht jedoch die Gefahr, dass der Überblick über das Modell verloren geht und dass das Zusammenspiel und die Interaktion verschiedener Modellkomponenten nicht ausreichend durchschaubar sind. Bei dem in dieser Arbeit durchgeführten virtuellen Experiment wurde versucht, möglichst repräsentative Parameterwerte aus der Literatur heranzuziehen. Dennoch sollte auf einige unsichere Annahmen bei der Parametrisierung eingegangen werden.

Bei der Parametrisierung des Schneemoduls ist anzumerken, dass die beiden wichtigen Parameter Tag-Grad Schmelzfaktor und Grenztemperatur für den Übergang von Regen zu Schnee (Kapitel 2.2.2) lokal und regional verschieden sein können und nicht für ganz Baden-Württemberg repräsentativ sind. Fehler beim Schneemodul sind in der Hinsicht problematisch, dass im Winter der Einfluss des Klimawandels auf den Schneefall und die Schneeschmelze von entscheidender Bedeutung für Änderungen der Bodenfeuchte sowie der Abflussprozesse sein kann.

Bei den Abflussprozessen und der Wasserbewegung im Boden wurden zum Teil stark generalisierte und vereinfachte Annahmen getroffen, die so in der Realität nicht anzutreffen sind, aber zur Vermeidung der Impraktikabilität des virtuellen Experimentes nötig waren. So wurde beispielsweise für alle Böden die gleiche Parametrisierung des Makroporenflusses und des Bypass Flow verwendet, obwohl in der Realität je nach Boden durchaus große Unterschiede hinsichtlich der Bedeutung der Makroporen und des schnellen Abflusses vorhanden sind. Eine gleiche Parametrisierung bedeutet zwar nicht, dass alle Böden damit zum Beispiel den gleichen Bypass Flow aufweisen werden. Dennoch führt es zu gleichmachenden Tendenzen. Gerade beim Bypass Flow ist es

nicht unwahrscheinlich, dass Änderungen der beiden Parameter QFFC und QFPar zu anderen Ergebnissen führen würden. Das Verwenden von Werten, die von Groh (2011) kalibriert wurden, ermöglichte es zwar, möglichst sinnvolle Parameter zu nutzen. Nichtsdestotrotz wurden diese Werte nur für einen bestimmten Standort mit einem bestimmten Boden und der Landnutzung Buchenwald kalibriert.

Bei der Vegetation wurden exemplarisch drei verschiedene Landnutzungen ausgewählt, die zwar wichtige Landnutzungen darstellen, aber nicht die ganze Bandbreite repräsentieren können. So gibt es ganz unterschiedliche Arten von Grünland und Wäldern und eine ganze Bandbreite vegetationspezifischer Parameter, die je nach Art, Sorte oder Provenienz verschieden sein können. Deshalb sollte vorsichtig damit umgegangen werden, die Ergebnisse zu verallgemeinern im Sinne von: Alle Wälder und jedes Grünland zeigen einen bestimmten Trend.

Sehr vorsichtig muss mit Aussagen zum Klimawandel umgegangen werden. Auch wenn die Ergebnisse viele signifikante Trends zeigen, dürfen diese Trends nicht unreflektiert in die Zukunft linear fortgeschrieben werden. Als Klimainput wurde nur ein relativer kurzer Zeitraum von 1951 bis 2011 verwendet, während die Untersuchungen des Klimas in möglichst langen Zeiträumen erfolgen sollten. Schwankungen über eine gewisse Zeit müssen nicht zwangsläufig einen Trend darstellen. Die niedrigeren Winterniederschläge der letzten 10 Jahre in Münsingen und Freudenstadt zeigen, wie schnell sich ein vermeintlicher Trend umkehren kann (Abbildung 4).

Das Aufzeigen der Unsicherheiten soll nicht die vorliegende Arbeit in Frage stellen, sondern den Blick für die Grenzen dieser Modellierung schärfen. Ohne die vielen Vereinfachungen hätte das virtuelle Experiment nicht durchgeführt werden können. Es sind gerade die Vereinfachungen, die das vorliegende virtuelle Experiment ausmachen. Ohne sie könnte nicht der Versuch unternommen werden, bestimmte Trends und Muster hinsichtlich verschiedener Böden, Vegetationen und Klimainputs zu untersuchen und zu interpretieren.

4.2 Trends der hydrologischen Komponenten

Auf die erste Hypothese zurückkommend (Kapitel 1.4), wird zunächst darauf eingegangen, wie sich der Klimawandel auf die verschiedenen Wasserflüsse und die Bodenfeuchte auswirkt (Tabelle 16). Im Winter ist ein positiver Trend sowohl bei der Evapotranspiration (Abbildung 18), als auch beim Bypass Flow (Abbildung 21) und beim Groundwater Flow (Abbildung 23) zu beobachten. Während die Trends bei der Evapotranspiration signifikant sind, ist dies beim Bypass Flow und beim Groundwater Flow nicht der Fall. Mengenmäßig (bezogen auf die Steigung des Trends in mm pro Saison) ist die Zunahme des Bypass Flow deutlich höher als die Zunahme der Eva-

potranspiration und des Groundwater Flows. Die Nässezeitreihe (Tage mit Bodenfeuchte $> Q_{0.75}$ der Bodenfeuchte) zeigt einen positiven Trend (Abbildung 16), der aber bei weitem nicht signifikant ist. Die Trockenheitszeitreihe zeigt einen negativen Trend (Abbildung 12), der aber nur bei der Klimastation Freudenstadt signifikant ist. Somit lässt sich für die Bodenfeuchte sagen, dass die Winter leicht feuchter und weniger trocken sind.

Tabelle 16: Übersicht über die Trends der Zeitreihen der untersuchten hydrologischen Komponenten. Zunehmende ($\nearrow$) bzw. abnehmende ($\searrow$) Trends. Überwiegend signifikante (*), teilweise signifikante (x) sowie keine signifikanten ($\circ$) Trends.

Zeitreihen der/des	Winter		Sommer	
	Zu-/Abnahme	Signifikanz	Zu-/Abnahme	Signifikanz
Trockenheit	$\searrow$	x	$\nearrow$	*
Nässe	$\nearrow$	$\circ$	$\searrow$	*
Evapotranspiration	$\nearrow$	*	$\nearrow\searrow$	x
Bypass Flow	$\nearrow$	$\circ$	$\searrow$	x
Groundwater Flow	$\nearrow$	$\circ$	$\searrow$	x

Auf den ersten Blick tritt hier zunächst ein Widerspruch zu Tage. In Freudenstadt und Münsingen nimmt der Niederschlag im Winter (nicht signifikant) ab (Tabelle 4). Der Input in den Boden nimmt dadurch auf den ersten Blick für Freudenstadt und Münsingen ab, während die Outputs in Form von Evapotranspiration, Groundwater Flow und schnellem Abfluss (Bypass Flow) zunehmen. Dadurch sollte es zu einer Abnahme der Bodenfeuchte kommen, was aber nicht der Fall ist. Dieser Widerspruch lässt sich auflösen, indem die Form des Niederschlags betrachtet wird. Bei allen drei Klimastationen ist im Winter ein Rückgang des Schneefalls zu verzeichnen (Tabelle 7), was auf einen Anstieg der Temperaturen zurückzuführen ist. In Freudenstadt ist der Rückgang des Schneefalls signifikant und übersteigt mit -1.66 mm/Saison betragsmäßig den Rückgang des Niederschlages (-0.48 mm/Saison) um mehr als das Dreifache. Dadurch kommt es trotz einer Abnahme des Niederschlages zu einer Zunahme des Regens und dadurch auch zu einer Zunahme des Wasserinputs in den Boden. Schneefall führt im Endeffekt zwar auch zu einem Wasserinput in den Boden. Doch ist dieser Input zeitverzögert und findet höchstwahrscheinlich in Freudenstadt und in Münsingen nicht komplett im Winter statt, da ein Teil der Schneedecke über den Februar hinaus erhalten bleibt. Dadurch kommt es zu einem erhöhten Wasserinput in den Boden in den Wintermonaten. Diese Annahme wird durch die durchgeführte Modellierung mit LWF-Brook90 bestätigt: Die Modellzwischenergebnisse zeigen eine Zunahme des Wasserinputs.

Somit kann auch die signifikante Zunahme der Evapotranspiration erklärt werden. Im Boden steht mehr Wasser zur Verfügung und die Temperaturen steigen. Es darf dabei aber trotz der Signifikanz des Evapotranspirationstrends nicht außer Acht gelassen werden, dass die Evapotranspiration im Winter mengenmäßig keine große Rolle spielt. Der Grund für die Zunahme des schnellen Abflusses ist wahrscheinlich ebenfalls die Zunahme des Wasserinputs und der Bodenfeuchte. Als weitere Erklärung könnte spekuliert werden, dass durch die Zunahme der Temperaturen (Tabelle 4) vermehrt intensive Rain-on-Snow Ereignisse auftreten, die eine Erhöhung des schnellen Abflusses zur Folge haben. Die Zwischenergebnisse der Modellierung mit LWF-Brook90 zeigen zwar eine Abnahme in Bezug auf die Regenmenge, die auf Schnee fällt, doch sagt die Regenmenge zunächst noch nichts über die Anzahl und die Intensität der Rain-on-Snow Ereignisse aus. Dennoch muss klargestellt werden, dass diese Überlegungen zu den Rain-on-Snow Ereignissen reine Spekulationen sind und nicht durch Modellierungsergebnisse belegbar sind. Außerdem muss darauf hingewiesen werden, dass die beschriebenen Änderungen im Winter zum größten Teil nicht signifikant sind. Dies lässt sich dadurch erklären, dass bei allen drei Klimastationen die Niederschlagstrends nicht signifikant sind und die Trends der minimalen und maximalen Tagestemperaturen nur zum Teil signifikant sind.

Im Vergleich zum Winter sind im Sommer andere Trends bei den verschiedenen hydrologischen Komponenten zu beobachten und die Trends sind sehr viel stärker und signifikanter. Die Anzahl der trockenen Tage nimmt deutlich zu (Abbildung 14) und die Anzahl der feuchten Tage nimmt deutlich (Abbildung 17) ab. Diese Entwicklungen sind für die meisten der Boden-Vegetation-Klima Kombinationen signifikant. Für die Evapotranspiration ist kein einheitlicher Trend zu erkennen (Abbildung 19); es gibt sowohl Zunahmen als auch Abnahmen der Evapotranspiration. In Mannheim nimmt die Evapotranspiration ab, während sie in Freudenstadt und Münsingen zunimmt. Die Trends für die Evapotranspiration sind nur zum Teil signifikant. Beim Bypass Flow ist durchgängig eine Abnahme zu verzeichnen (Abbildung 22), wobei etwa die Hälfte der Trends signifikant ist. Beim Groundwater Flow ist das gleiche Ergebnis zu verzeichnen (Abbildung 25). Die signifikanteren Trends im Sommer im Vergleich zum Winter sind dadurch zu erklären, dass die Klimaänderungen im Sommer deutlicher sind (Tabelle 4). Der Rückgang des Niederschlages ist zwar nicht signifikant, aber dennoch betragsmäßig je nach Station mehr als doppelt so groß wie im Winter. Die Zunahmen der sommerlichen minimalen und maximalen Tagestemperaturen sind bei allen drei Klimastationen deutlich signifikant und leicht höher als im Winter. Durch den geringeren Niederschlagsinput und die Erhöhung der Lufttemperatur nimmt die Bodenfeuchte ab. Das gleiche gilt für den Bypass Flow und den Groundwater Flow. In Münsingen und Freudenstadt nimmt die Evapotranspiration höchstwahrscheinlich durch die Zunahme der Lufttemperatur zu. Der Grund für die Abnahme der Evapotranspiration in Mannheim

wird wahrscheinlich seine Ursache in der Abnahme der Bodenfeuchte haben. Dies wird an anderer Stelle genauer diskutiert (siehe Kapitel 4.3.2).

Die erste Hypothese, dass der Klimawandel einen unterschiedlichen Einfluss auf verschiedene Wasserflüsse und die Bodenfeuchte hat, kann bestätigt werden. Zum einen gibt es innerhalb der Jahreszeiten Unterschiede, zum anderen zeigen sich Unterschiede zwischen Sommer und Winter (Tabelle 16).

4.3 Einfluss von Boden, Vegetation und Klimastationen und deren Interaktionen

Nach der Betrachtung des Klimawandeleinflusses auf die hydrologischen Komponenten sollen im Folgenden die zweite und dritte Hypothese (Kapitel 1.4) diskutiert werden, die besagen, dass verschiedene Bodentypen, Vegetationen und Klimastationen unterschiedlich auf den Klimawandel reagieren und die Interaktionen zwischen den Standortseigenschaften eine Rolle spielen. Dabei wird nicht auf alle kleineren Unterschiede eingegangen. Stattdessen liegt der Fokus auf den signifikanten, besonderen und nicht-intuitiven Unterschieden.

4.3.1 Die Wintersituation

Zunächst wird die Situation im Winter betrachtet. Am einfachsten zu erklären ist der Einfluss der Vegetation. Dieser ist im Winter sehr gering, da die Vegetation in dieser Jahreszeit weitgehend inaktiv bzw. nicht vorhanden ist. Es gibt kaum Unterschiede zwischen Buche, Mais und Grünland. Die einzige nennenswerte Bedeutung hat die Vegetation bei der Evapotranspiration, bei der sie 45% der Varianz erklärt (Tabelle 11). Das Grünland hat hierbei den höchsten Trend und die höchste mittlere Saisonsumme, wobei zu beachten ist, dass die Evapotranspiration im Winter grundsätzlich kaum eine Rolle spielt (Abbildung 11). Der Mais existiert im Winter nicht und die Buchen haben keine Blätter, während das Grünland wenigstens ganz leicht aktiv sein könnte (Abbildung 7).

Wesentlich schwieriger ist der Einfluss der Bodentypen und der Klimastationen zu erklären und zu interpretieren. Die Anzahl der trockenen Tage (kleiner $Q_{0.25}$ der Bodenfeuchte) nimmt besonders stark beim Pseudogley-Pelosol (S-D) und teilweise bei der podsoligen Braunerde (Bp) ab (Abbildung 12), während besonders in Mannheim die Abnahme sehr gering ist. Dabei erklären das Klima fast 50% der Varianz, der Boden und die Interaktion Boden-Klima jeweils etwa 20% der Varianz (Tabelle 8). Ein ähnliches Bild (Abbildung 16) zeigt sich bei der Anzahl der nassen Tage (größer $Q_{0.75}$ der Bodenfeuchte). Die Zunahme der nassen Tage ist bei der podsoligen Braunerde (Bp) und dem Pseudogley-Pelosol (S-D) am höchsten und beim Pseudogley (S) am gerings-

ten. Etwa 40% der Varianz wird dabei vom Boden erklärt. Auch beim Groundwater Flow werden knapp 40% der Varianz vom Boden erklärt (Tabelle 14), während weitere knapp 40% vom Klima erklärt werden. Beim Boden fällt dabei auf, dass der Pseudogley (S) den geringsten Groundwater Flow Anstieg zu verzeichnen hat, bei den Klimastationen trifft dies auf Mannheim zu (Abbildung 23).

Bei den Böden stellt sich die Frage, welche Gemeinsamkeiten S-D und Bp haben und welche Unterschiede es im Gegensatz zu S gibt. Zwischen S und Bp gibt es klare Unterschiede. Bp ist mit einem Sandanteil von 62% der sandigste Boden, während S mit einem Tonanteil von 63% der tonigste Boden ist (Abbildung 2). S-D liegt bezüglich der Korngrößenverteilung zwischen diesen beiden Böden, wobei eine größere Nähe zu S besteht. Ein weiterer Unterschied besteht in der Profiltiefe (Abbildung 2). S hat eine Tiefe von über zwei Metern, während Bp und S-D nur auf eine Tiefe von knapp einem Meter kommen. Beim Skelettanteil weist Bp sehr hohe Werte auf, während diese bei S eher gering sind und bei S-D nicht sehr hoch (Tabelle 3). Die Frage ist, weshalb S keinen starken Anstieg der nassen Tage und des Groundwater Flows zu verzeichnen hat. Ein geringer Anstieg der nassen Tage muss nicht nur bedeuten, dass die Bodenfeuchte zunimmt, sondern es kann auch bedeuten, dass es nur eine geringe Zunahme von Extremtagen gibt. Der hohe Tonanteil und die große Profiltiefe bei S können eine dämpfende Wirkung haben. Die Bodenfeuchte bleibt konstanter und es dringt nur wenig Wasser bis zum Grundwasser vor. Im Gegensatz dazu steht Bp. Der hohe Sandanteil macht den Boden anfälliger für Extreme und Schwankungen. Der hohe Skelettanteil könnte dieses Phänomen noch verstärken. S-D passt nicht ganz in dieses Schema, da dieser Boden zwar in der Profiltiefe Bp ähnlich ist, beim Skelettgehalt und der Korngrößenverteilung aber eher S nahesteht. Als vage Schlussfolgerung könnte gezogen werden, dass sandige, skelettreiche Böden stärker von Extremen der Bodenfeuchte betroffen sind und auch einen stärkeren Anstieg des Grundwasserabflusses zu verzeichnen haben, wohingegen für tonige, tiefe Böden eher das Gegenteil zutrifft. Bei nur sechs untersuchten Bodenprofilen lässt sich dieser Schluss jedoch nur schwer verallgemeinern.

Außerdem muss noch berücksichtigt werden, welche Rolle die Klimastationen spielen. Die Klimastation Freudenstadt zeichnet sich bei fast allen hydrologischen Komponenten durch den größten Trend aus, während die Station Mannheim in der Regel nur geringere Trends zu verzeichnen hat. Hier kann ein Zusammenhang zur mittleren Summe des Winterniederschlags gesehen werden. In Freudenstadt fallen im Winter im Mittel mehr als 500 mm Niederschlag, in Mannheim nur etwa 130 mm (Tabelle 4). Besonders deutlich wird dies beim Trend des Bypass Flow. Beim Bypass Flow wirkt sich die höhere Niederschlagsmenge in Freudenstadt besonders stark aus (Abbildung 21). Vermutlich kann dies dadurch erklärt werden, dass beim schnellen Abfluss Veränderungen im

Niederschlag direkter deutlich werden, da sie nicht so stark durch einen Speicher im Boden gepuffert werden. Zur Annahme, dass die Trends stark von der Niederschlagssumme beeinflusst sind, kann eingewandt werden, dass dies bei der Betrachtung des Trends als absolute Größe in mm/Saison keine Überraschung ist. Dieser Einwand kann dadurch entkräftet werden, dass die p-Werte des Mann-Kendall Tests und die relativen Trends (absoluter Trend in Relation zur Saisonsumme) die gleichen Muster erzeugen wie die absoluten Trends.

Betrachtet man die Interaktionen zwischen Boden, Klima oder Vegetation, so ist zu erkennen, dass die Interaktion Boden-Klima bei den Trends der Zeitreihen der Trockenheit, Nässe, Bypass Flow und Groundwater Flow eine Rolle spielen. Dabei ist immer festzustellen, dass die podsolige Braunerde (Bp) in Kombination mit der Klimastation Freudenstadt größere Trends aufweist als die meisten anderen Kombinationen (Abbildung 13, Abbildung 24). Zum Teil gilt dies auch für den Pseudogley-Pelosol in Kombination mit Freudenstadt und auch für die Kombination dieser beiden Böden mit der Klimastation Münsingen (Abbildung 13). Dieses Muster könnte die Annahme untermauern, dass sandige Böden stärkere Veränderungen (z.B. in Freudenstadt) weniger stark abdämpfen können.

4.3.2 Die Sommersituation

Im Sommer gibt es deutliche Unterschiede im Vergleich zum Winter. Die Evapotranspiration und die Vegetation spielen im Sommer eine sehr viel größere Rolle. Deshalb soll zunächst die Evapotranspiration betrachtet werden, da aufbauend auf den Erkenntnissen bei der Evapotranspiration Erklärungen für die Bodenfeuchte oder den Groundwater Flow abgeleitet werden können. Das Auffälligste bei der Evapotranspiration ist, dass sie in Mannheim abnimmt, während sie in Freudenstadt und Münsingen zunimmt (Abbildung 19). Nur an die signifikante Erhöhung der Sommertemperaturen denkend (Tabelle 4), ist eine Abnahme der Evapotranspiration nicht einleuchtend. Der Niederschlag darf jedoch nicht außer Acht gelassen werden. Betrachtet man die mittleren sommerlichen Niederschlagssummen, so weist Mannheim mit 214 mm den niedrigsten Wert auf (Tabelle 4). Dass das sommerliche Mittel der Bodenfeuchte in Mannheim deutlich niedriger ist als bei den beiden anderen Klimastationen (Abbildung 10), liegt sehr wahrscheinlich an den geringen Niederschlagssummen in Mannheim. Somit ergibt sich die Ausgangslage, dass die Böden in Mannheim trockener sind. Ein positiver Temperaturentrend und ein negativer Niederschlagstrend verstärken diese Trockenheit zusätzlich. Der limitierende Faktor bei der Evapotranspiration ist dadurch immer öfter die geringere Bodenfeuchte und nicht der Energieinput. Es ist zu vermuten, dass Mannheim aufgrund seiner trockeneren Ausgangslage viel stärker von der Limitierung durch eine

zu geringe Bodenfeuchte betroffen ist, als dies in Freudenstadt und Münsingen der Fall ist.

Eine weitere Besonderheit bei den Evapotranspirationstrends ist, dass sie bei der Buche höher sind als bei Grünland und Mais (Abbildung 19). Eine mögliche Erklärung ist, dass schon die mittlere saisonale Evapotranspiration bei der Buche den höchsten Wert hat (Abbildung 11) und dadurch auch der absolute Trend am größten ist. Eine andere Erklärung kann in der Modellparametrisierung liegen. Während für Mais und Grünland jedes Jahr der gleiche Jahresgang des Blattflächenindex angenommen wurde, war es bei der Buche möglich, dass der Jahresgang des Blattflächenindex sich abhängig von der Temperatur jedes Jahr ändern konnte (Kapitel 2.3.5). Dem Temperaturtrend folgend, könnte eine Erhöhung des Blattflächenindex und dadurch eine Erhöhung der Evapotranspiration erfolgt sein. Noch ein weiterer Grund für den höheren Trend bei der Buche könnte die tiefere Durchwurzelung sein (Abbildung 7). Eine durch den Klimawandel verursachte geringere Bodenfeuchte führt bei der Buche weiterhin zu höherer Evapotranspiration, da Buchen Wasser aus größeren Tiefen zur Verfügung steht.

Bei den Bodenprofilen gibt es bezüglich der Evapotranspiration keine sehr großen Unterschiede (Abbildung 19). Dennoch sind die Trends bei der Parabraunerde (L) am größten. Die Parabraunerde hat den höchsten Schluffanteil (Abbildung 2) und schluffige und lehmige Böden haben eine hohe nutzbare Feldkapazität (*Ad-hoc-AG Boden*, 2005). Dadurch steht mehr Wasser für die Verdunstung zur Verfügung und es geschieht seltener, dass die Evapotranspiration wasserlimitiert ist. Dennoch muss diese Erklärung mit Vorsicht betrachtet werden, da die Unterschiede zwischen den Böden nicht sehr groß sind und die Muster nicht ganz einheitlich.

Bei den Trends der trockenen Tage (Abbildung 14) ist ein ähnliches Bild wie bei der Evapotranspiration zu beobachten. Der größte Teil der Varianz wird von den Klimastationen erklärt (Tabelle 9), wobei Mannheim die geringste Zunahme an Trockentagen zu verzeichnen hat. In Mannheim nimmt zwar wie bei den anderen beiden Stationen der Niederschlag ab (Tabelle 4), aber durch eine gleichzeitige Abnahme der Evapotranspiration kommt es kaum zu Änderungen bei der Anzahl der Trockentage.

Bei der Anzahl der nassen Tage (Abbildung 17) ist der Unterschied zwischen den drei Klimastationen nicht so groß wie bei den trockenen Tagen. Dies könnte damit erklärt werden, dass hohe Bodenfeuchten in Perioden mit viel Niederschlag auftreten und in dieser Zeit die Evapotranspiration eine geringere Rolle spielt (auch wenn sie über die Beeinflussung der Vorfeuchte durchaus noch einen Einfluss hat). Weshalb der rückläufige Trend der nassen Tage bei der Beteiligung der Buche am höchsten ist, wurde schon bei den Überlegungen zur Evapotranspiration erörtert. Weshalb dies aber nicht im gleichen Maße auf die Anzahl der trockenen Tage zutrifft, bei denen es kaum Unterschiede zwischen den Vegetationen gibt, ist schwer nachzuvollziehen. Wie schon bei der Eva-

potranspiration ist auch bei der Anzahl der trockenen und der nassen Tage der größte Trend bezüglich der Böden bei der Parabraunerde (L) zu verzeichnen (Abbildung 14, Abbildung 17). Die Braune Rendzina (Rb), die ebenfalls einen hohen Schluffanteil hat (Abbildung 2), weist dagegen die geringsten Trends auf. Dies kann zum einen durch den sehr hohen Skelettgehalt erklärt werden (Tabelle 3), zum anderen aber auch durch die geringe Profiltiefe von 40 cm (Tabelle 2), da auch die geringmächtige Terra fusca-Braunerde (CF-B) schwache Trends aufweist. Diese Mutmaßungen müssen jedoch mit Vorsicht betrachtet werden, da die Unterschiede zwischen den Böden eher klein sind.

Beim Groundwater Flow scheint es nicht zielführend zu sein, viel in die Muster der Trends hinein zu interpretieren (Abbildung 25), da der Groundwater Flow im Sommer kaum eine Rolle spielt und die mittleren Saisonsummen auch oft Werte nahe oder gleich null annehmen (Abbildung 11).

Beim Bypass Flow sind die Unterschiede bei den Böden und bei der Vegetation nur marginal (Abbildung 22). Die Klimastationen erklären knapp 90% der Varianz (Tabelle 13). In Freudenstadt ist die Abnahme des Bypass Flows am größten, in Mannheim nur sehr gering. Hier kann ein Zusammenhang mit der mittleren Niederschlagsmenge (in Freudenstadt am höchsten) hergestellt werden (Tabelle 4). Auch ist die mittlere Saisonsumme des Bypass Flow in Freudenstadt deutlich am größten und in Mannheim am kleinsten (Abbildung 11). Die Muster beim Bypass Flow können somit zum einen durch den Input erklärt werden (großer Input führt zu großem absoluten Trend), zum anderen aber auch durch die Bodenfeuchte und die Evapotranspiration, die beide in Mannheim am geringsten sind.

4.3.3 Schlussfolgerungen

Insgesamt betrachtet ist es schwierig nach der Analyse aller Ergebnisse klare Aussagen zu treffen im Sinne von: Böden mit einer bestimmten Korngrößenverteilung oder einem bestimmten Skelettgehalt reagieren auf eine ganz bestimmte Weise auf den Klimawandel, beziehungsweise eine bestimmte Landnutzung ist toleranter gegenüber Änderungen. Vielmehr entstand ein Mosaik vieler verschiedener Ergebnisse, die zwar oft in eine Richtung weisen, aber dennoch viele Grautöne beinhalten. Das Ziel des virtuellen Experimentes war es, möglichst „realistische“ bzw. repräsentative Ergebnisse zu erhalten. Für die Böden wurden deshalb die Daten von real existierenden Bodenprofilen verwendet und beim Klimainput auf die Daten von drei Klimastationen zurückgegriffen und keine virtuellen oder veränderte Werte verwendet. Bei der Vegetation wurde versucht, möglichst vertrauenswürdige Literaturwerte zu verwenden. Bei den Modellläufen mit den verschiedenen Boden-Vegetation-Klima Kombinationen blieben bis auf die Parameter von Boden, Vegetation und Klima alle anderen Modellparameter gleich. Dadurch sollten Unterschiede zwischen den verschiedenen Böden, Vegetationen und Klima-

stationen herausgefunden werden. Dieses Ziel wurde auch erreicht. Dennoch gestaltete sich der nächste Schritt, nämlich das Erklären der Unterschiede, als durchaus schwierig. Der Hauptgrund dafür ist, dass die Böden, Vegetationen und Klimastationen sich nicht nur in einem Merkmal unterscheiden, sondern in nahezu allen, auch wenn es bei einigen Merkmalen Ähnlichkeiten gibt. Es gibt Unterschiede in der Textur, dem Skelettgehalt, der Profiltiefe, dem Blattflächenindex, der Durchwurzelungstiefe, dem Niederschlag, dem Schneefall oder der Globalstrahlung, um nur einige Merkmale zu nennen. Dadurch wird es schwierig, den Grund für Unterschiede bei den Boden-Vegetation-Klima Kombinationen auf ein oder mehrere Merkmale zurückzuführen. Vermutet man dennoch ein Merkmal als Erklärung für Unterschiede, zum Beispiel, dass der Schluffgehalt einen Einfluss auf die Trockenheit oder die Evapotranspiration hat, so lässt sich diese Vermutung noch nicht verallgemeinern, da sie nur auf den Ergebnissen von sechs Böden beruht. Um allgemeingültige Aussagen zu treffen, müssten bei verschiedenen Modellläufen auch alle Bodenmerkmale bis auf die Korngrößenverteilung konstant bleiben. Dies bedeutet dann aber, dass das virtuelle Experiment nicht mit realen Daten sondern nur mit virtuellen Werten durchgeführt werden kann. Auch beim Klimainput könnte ein noch größerer Erkenntnisgewinn erreicht werden, wenn die realen Daten verändert werden. So könnte die Temperatur konstant gehalten werden und nur der Einfluss des Niederschlagstrends untersucht werden oder aber der Niederschlagstrend wird herausgerechnet und nur der Temperaturtrend findet Eingang ins Modell.

Die Anregungen zu alternativen Varianten des virtuellen Experimentes sollen die in dieser Arbeit durchgeführte Variante nicht in Frage stellen. Das Ziel war es, Ergebnisse aus möglichst realen Daten zu erlangen und zuerst einmal grundsätzliche Resultate über den Einfluss des Klimawandels auf verschiedene hydrologische Komponenten zu erlangen und herauszufinden ob es Unterschiede und Interaktionen zwischen Boden, Vegetation und Klimainput gibt. Diese Ziele wurden weitestgehend erreicht. Die Anregungen zu alternativen Varianten des Modellaufbaus sollen nur darstellen, wo die Grenzen des in dieser Arbeit durchgeführten Experimentes verlaufen und wie aufbauend auf dieser Arbeit einzelne Aspekte genauer untersucht werden können. Ein interessantes Ergebnis dieser Arbeit ist zum Beispiel der Unterschied in den sommerlichen Evapotranspirationstrends zwischen Mannheim und den anderen beiden Klimastationen. So könnten in anderen Varianten eines virtuellen Experimentes verschiedene Klimaparameter manipuliert werden. Dabei könnte eine Reduzierung der Saisonsummen oder höhere minimale beziehungsweise maximale Temperaturen Eingang in das Modell finden. Desweiteren wäre es interessant, ob die negativen Evapotranspirationstrends ein allgemeines Phänomen in der Oberrheinebene darstellen.

Das in dieser Arbeit durchgeführte virtuelle Experiment hatte den Anspruch, repräsentative Böden, Vegetationen und Klimastationen zu verwenden. Dabei sollte jedoch nicht

die falsche Schlussfolgerung gezogen werden, dass die Ergebnisse dieser Arbeit für ganze naturräumliche Einheiten oder bestimmte Bodentypen verallgemeinert werden können. Die Ergebnisse dienen als Anhaltspunkte, um in bestimmte Richtungen noch vertiefter forschen zu können. Um herauszufinden welche Richtungen von Interesse sein könnten, war es wichtig, möglichst repräsentative Eingangsparameter zu verwenden.

5 Ausblick

Modelle haben das Ziel, die Wirklichkeit möglichst gut abzubilden, aber schon per Definition bleiben sie immer nur Abbilder der Wirklichkeit mit all ihren Vereinfachungen und Schwächen. Aber sie haben auch durch die Vereinfachungen ihre Stärken, denn Vereinfachungen haben den Vorteil, das Wesentliche besser zu erkennen.

Dennoch sollten Modelle nicht für sich alleine stehen, sondern nach Möglichkeit durch Messungen überprüft werden. Auch Messungen sind zwar nicht allgemeingültige Abbilder der Wirklichkeit, sondern sind, im Rahmen der Messgenauigkeit, lokal und zeitlich begrenzt. Dennoch bieten sie eine sinnvolle Ergänzung zu Modellen. Dabei sollte es nicht nur darum gehen, Modelle mittels gemessener Daten möglichst gut zu kalibrieren. Vielmehr sollten die Modellergebnisse anhand verschiedenster Messungen überprüft werden. Der Erkenntnisgewinn von Modellen bewegt sich immer nur im Rahmen der Modellannahmen und ist somit beschränkt. Sind die Annahmen falsch, wird ein Modell falsche Ergebnisse liefern oder richtige Ergebnisse aus den falschen Gründen. Messungen können diese Beschränkungen überwinden und es ist möglich, neue Prozesse zu entdecken, die dann wiederum in Modelle implementiert werden können.

Auf die vorliegende Arbeit bezogen, sollten die in der Modellierung gewonnenen Ergebnisse durch reale Experimente überprüft werden. Das virtuelle Experiment liefert die Richtung in der in realen Experimenten weitergegangen werden kann. Es gibt viele Methoden um Abflussprozesse getrennt zu betrachten. Dazu gehören Verfahren unter Verwendung stabiler Isotope, der Wassertemperatur, Schadstoffe, Nährstoffe, künstliche Tracer oder Kieselalgen. Es kann untersucht werden, wie bestimmte Abflussprozesse auf Trockenheit, auf Nässe oder hohe Temperaturen reagieren. Es ist bekannt, dass dies keine neuartigen Vorschläge sind. Es soll aber noch einmal deutlich gemacht werden, wie virtuelle und reale Experimente zusammenspielen können. Erkenntnisse, gewonnen durch die eine Methode, sollten mit der anderen Methode überprüft werden. Dabei sollte es sich aber nicht um eine Einbahnstraße handeln. Es wäre falsch zu behaupten, dass reale Experimente immer die besseren Ergebnisse liefern und deswegen nur die Ergebnisse virtueller Experimente überprüft werden müssen. Wie in dieser Arbeit gezeigt wurde, haben virtuelle Experimente auch ihre Vorteile. Reale Experimente sind oft zeitlich begrenzt. Liegen für bestimmte Prozesse keine langen Zeitreihen vor, können diese in virtuellen Experimenten erzeugt werden. Die Beschränkungen der Modellierung werden dabei durch den Vorteil überwogen, überhaupt Aussagen über einen längeren Zeitraum treffen zu können. Zusätzlich darf dabei ein weiterer wichtiger Vorteil des virtuellen Experimentes nicht vergessen werden: Gerade durch Vereinfachungen können konstante Rahmenbedingungen gesetzt werden, in deren Grenzen

gezielt der Einfluss weniger Komponenten wie Boden, Vegetation oder Klima untersucht werden kann.

Literaturverzeichnis

- Ad-hoc-AG Boden (2005), *Bodenkundliche Kartieranleitung*, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Arbeitskreis KLIWA (2005a), *Langzeitverhalten der Lufttemperatur in Baden-Württemberg und Bayern*, KLIWA-Berichte, 5, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Deutscher Wetterdienst.
- Arbeitskreis KLIWA (2005b), *Langzeitverhalten des Gebietsniederschlags in Baden-Württemberg und Bayern*, KLIWA-Berichte, 7, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Deutscher Wetterdienst.
- Arbeitskreis KLIWA (2012), *Klimawandel in Süddeutschland. Veränderungen von meteorologischen und hydrologischen Kenngrößen*, Monitoringbericht 2011, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz, Deutscher Wetterdienst.
- Armbruster, V. (2002), *Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg*, Freiburger Schriften zur Hydrologie, 17, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.
- Backlund, P., A. Janetos, & D. Schimel (2008), *The Effects of Climate Change on Agriculture, Land Resources, Water Resources, and Biodiversity in the United States. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research*, U.S. Department of Agriculture.
- Bormann, H. (2012), Assessing the soil texture-specific sensitivity of simulated soil moisture to projected climate change by SVAT modelling, *Geoderma*, 185, 73-83.
- Bremicker, M. (2000), *Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele*, Freiburger Schriften zur Hydrologie, 11, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br.
- Clapp, R. B., & G. M. Hornberger (1978), Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resour Res*, 14(4), 601-604.
- Dormann, C. F. (2012), *Parametrische Statistik. Verteilungen, maximum likelihood und GLM in R*, Institut für Biometrie & Umweltsystemanalyse, Universität Freiburg i. Br.
- Dunn, S. M., J. J. McDonnell, & K. B. Vache (2007), Factors influencing the residence time of catchment waters: A virtual experiment approach, *Water Resour Res*, 43(6).
- DWD Webwerdis (2012), *Weather Request and Distribution System des Deutschen Wetterdienstes*. <https://werdis.dwd.de>.
- Eisold, B. (2002), *Überprüfung der Eignung des physikalisch begründeten Ansatzes "Brook90" für die Berechnung der N-A Charakteristika im Einzugsgebiet der Weißeritz*, Diplomarbeit, Technische Universität Dresden.

- Federer, C. A. (2002), *A simulation model for evaporation, soil water, and streamflow*. <http://www.ecoshift.net/brook/brook90.htm>.
- Federer, C. A., C. Vorosmarty, & B. Fekete (2003), Sensitivity of annual evaporation to soil and root properties in two models of contrasting complexity, *J Hydrometeorol*, 4(6), 1276-1290.
- Fischlin, A., et al. (2007), *Ecosystems, their properties, goods, and services*, in *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by M. L. Parry, et al., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- GHCN (2013), <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/ghcn-daily/index.php>. *Global Historical Climatology Network*, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).
- Groh, J. (2011), *Modellierung des Bodenwasserhaushalts und Analyse des Trockenstresses für zwei Waldstandorte im Odenwald*, Masterarbeit, Universität Freiburg i. Br.
- Hammel, K., & M. Kennel (2001), *Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell BROOK90*, Forstliche Forschungsberichte München, 185, Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft.
- Hensel, D. R., & R. M. Hirsch (2002), *Statistical Methods in Water Resources Techniques of Water Resources Investigations, Book 4, chapter A3*, U.S. Geological Survey.
- Holst, J., R. Grote, C. Offermann, J. P. Ferrio, A. Gessler, H. Mayer, & H. Rennenberg (2010), Water fluxes within beech stands in complex terrain, *International Journal of Biometeorology*, 54(1), 23-36.
- Holsten, A., T. Vetter, K. Vohland, & V. Krysanova (2009), Impact of climate change on soil moisture dynamics in Brandenburg with a focus on nature conservation areas, *Ecol Model*, 220(17), 2076-2087.
- Hopp, L., & J. J. McDonnell (2009), Connectivity at the hillslope scale: Identifying interactions between storm size, bedrock permeability, slope angle and soil depth, *J Hydrol*, 376(3-4), 378-391.
- Hopp, L., & J. J. McDonnell (2011), Examining the role of throughfall patterns on subsurface stormflow generation, *J Hydrol*, 409(1-2), 460-471.
- Jansen, E., et al. (2007), *Palaeoclimate*, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, et al., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Jothityangkoon, C., & M. Sivapalan (2009), Framework for exploration of climatic and landscape controls on catchment water balance, with emphasis on inter-annual variability, *J Hydrol*, 371(1-4), 154-168.
- Keim, R. F., H. Meerveld, & J. J. McDonnell (2006), A virtual experiment on the effects of evaporation and intensity smoothing by canopy interception on subsurface stormflow generation, *J Hydrol*, 327(3-4), 352-364.

- LUBW (2013), <http://www2.lubw.baden-wuerttemberg.de>, Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg.
- McDonnell, J. J., et al. (2007), Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology, *Water Resour Res*, 43(7).
- Menne, M. J., I. Durre, R. S. Vose, B. E. Gleason, & T. G. Houston (2012), An Overview of the Global Historical Climatology Network-Daily Database, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(7), 897-910.
- Menzel, A. (1997), *Phänologie von Waldbäumen unter sich ändernden Klimabedingungen - Auswertung der Beobachtungen in den internationalen phänologischen Gärten und Möglichkeiten der Modellierung von Phänodaten*, Forstliche Forschungsberichte München, 164, Forstwissenschaftliche Fakultät der Universität München und Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft.
- Menzel, A., & P. Fabian (1999), Growing season extended in Europe, *Nature*, 397(6721), 659-659.
- Morgenstern, Y. (2012), Das Standortmodell LWFBrook90.v2 (unveröffentlicht).
- Peters, R., F. Clausnitzer, B. Köstner, C. Bernhofer, K. H. Feger, & K. Schwärzel (2011), Einfluss von Boden und Bestockung auf den Standortwasserhaushalt, *Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz*, 12, 101-109.
- Regierungspräsidium Freiburg, Abt. 9 Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (2012), *Musterprofile der Bodenbestandsaufnahme Baden-Württemberg*, Freiburg i. Br.
- Schöne, S. (2004), *Modellierung der Evapotranspiration und Interzeption unterschiedlicher Vegetationseinheiten in Teileinzugsgebieten der Roten Weißeritz (Osterzgebirge)*, Diplomarbeit, Technischen Universität Bergakademie Freiberg.
- Seegert, J. (1998), *Die interannuelle Variabilität des Wasserhaushaltes des hydrometeorologischen Experimentalgebietes Wernersbach vor dem Hintergrund unterschiedlicher forstlicher Nutzung*, Diplomarbeit, Technische Universität Dresden.
- Shuttleworth, W. J., & J. S. Wallace (1985), Evaporation from sparse crops-an energy combination theory, *Q J Roy Meteor Soc*, 111(469), 839-855.
- Simunek, J., M. Sejna, H. Saito, M. Sakai, & M. T. Van Genuchten (2009), *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Version 4.08*, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside.
- Trenberth, K. E., et al. (2007), *Observations: Surface and Atmospheric Climate Change*, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, et al., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Troch, P. A., G. Carrillo, M. Sivapalan, T. Wagener, & K. Sawicz (2013), Climate-vegetation-soil interactions and long-term hydrologic partitioning: signatures of catchment co-evolution, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 10(3), 2927-2954.
- van Genuchten, M. T. (1980), A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898.

- Vilhar, U., & P. Simoncic (2012), Water status and drought stress in experimental gaps in managed and semi-natural silver fir--beech forests, *Eur. J. For. Res.*, 131(5), 1381-1397.
- von Wilpert, K. (1990), *Die Jahrringstruktur von Fichten in Abhängigkeit vom Bodenwasserhaushalt auf Pseudogley und Parabraunerde*, Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, 24, Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre, Universität Freiburg i.Br.
- Wattendorf, P., O. Ehrmann, & W. Konold (2010), *Auswirkungen des Klimawandels auf geschützte Biotope in Baden-Württemberg*, Culterra, 57, Instituts für Landespflege, Universität Freiburg i. Br., Freiburg.
- Wattendorf, P., O. Ehrmann, J. Niederberger, & W. Konold (2012), Climate change effects on biotopes in Baden-Wuerttemberg, *Naturschutz und Biologische Vielfalt*, 118, 123-138.
- Weiler, M., & J. McDonnell (2004), Virtual experiments: a new approach for improving process conceptualization in hillslope hydrology, *J Hydrol*, 285(1-4), 3-18.
- Weiler, M., & J. R. J. McDonnell (2006), Testing nutrient flushing hypotheses at the hillslope scale: A virtual experiment approach, *J Hydrol*, 319(1-4), 339-356.
- Wösten, J. H. M., A. Lilly, A. Nemes, & C. Le Bas (1999), Development and use of a database of hydraulic properties of European soils, *Geoderma*, 90(3-4), 169-185.
- Zebisch, M., T. Grothmann, D. Schröter, C. Hasse, U. Fritsch, & W. Cramer (2005), *Climate Change in Germany. Vulnerability and Adaption of climate sensitive Sectors*, Potsdam Institute for Climate Impact Research.

Ehrenwörtliche Erklärung

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

Freiburg im Breisgau, 01. April 2013

Michael Schwab