

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

Stephan Huxol

Trendanalyse von Zeitreihen der
Komponenten des
Wasserkreislaufes im
Einzugsgebiet der Dreisam zur
prozessorientierten Beurteilung
hydrologischer Klimafolgen

Diplomarbeit unter der Leitung von
Prof. Dr. Ch. Leibundgut
Freiburg i.Br., November 2007

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

Stephan Huxol

Trendanalyse von Zeitreihen der
Komponenten des
Wasserkreislaufes im
Einzugsgebiet der Dreisam zur
prozessorientierten Beurteilung
hydrologischer Klimafolgen

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut

Koreferent: Dr. Ch. Külls

Diplomarbeit unter der Leitung von

Prof. Dr. Ch. Leibundgut
Freiburg i.Br., November 2007

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis	VII
Symbolverzeichnis	IX
Abkürzungsverzeichnis	XI
Zusammenfassung	XIII
Summary	XV
1 Einleitung und Motivation der Arbeit	1
2 Literaturrecherche	3
2.1 Forschungsstand der Trendanalyse hydrologischer und klimatologischer Zeitreihen	3
2.2 Überblick über die Klimawandelforschung in Süddeutschland (Baden-Württemberg)	6
2.3 Fazit	10
3 Das Untersuchungsgebiet	11
3.1 Lage und Topographie	11
3.2 Klimatologie	12
3.3 Geologie und Hydrogeologie	14
3.4 Böden	14
3.5 Landnutzung	15
3.6 Hydrologie	15
4 Methoden	19
4.1 Verwendete Methoden	19

4.1.1	Trendtest nach Mann-Kendall	19
4.1.2	Trendschätzung nach Sen	21
4.1.3	Autokorrelationskoeffizient	23
4.1.4	Pre-whitening	24
4.1.5	LOESS	25
4.2	Methodisches Vorgehen	25
5	Daten	29
5.1	Pegeldaten	29
5.2	Klimadaten	30
5.3	Niederschlagsdaten	31
5.4	Vorgehen bei Datenlücken	32
5.5	Verwendete Parameter	33
6	Ergebnisse	37
6.1	Analyse 1955-2007	37
6.1.1	Niederschlag	38
6.1.2	Lufttemperatur	42
6.1.3	Feuchtemaße	47
6.1.3.1	Relative Feuchte	47
6.1.3.2	Absolute Feuchte	48
6.1.4	Potentielle Evaporation	50
6.1.4.1	Nach Hamon	50
6.1.4.2	Nach Hargreaves	51
6.1.5	Abfluss	53
6.2	Fazit	58
7	Synthese und Interpretation der Ergebnisse	61
7.1	Analyse 1955-2007	61
7.2	Veränderungen in Abhängigkeit von der topographischen Höhe und der Einzugsgebietsgröße	70
7.3	Veränderungen der Wasserbilanz	73
7.4	Abhängigkeit von der Zeitreihenlänge	75
8	Fazit	79
9	Ausblick	83
A	Tabellen	85

B Programmcode	111
Literaturverzeichnis	117

Abbildungsverzeichnis

3.0.1	Untersuchtes Einzugsgebiet der Dreisam mit Teileinzugsgebieten und verwendete Niederschlags- bzw. Klimastationen sowie Pegel	11
3.2.1	Niederschlagsregime ausgewählter Stationen im Dreisameinzugsgebiet, Bezugszeitraum: Normalperiode 1961-1990	12
3.6.1	Abflussregime im Dreisameinzugsgebiet	16
4.1.1	Mittlere Winterabflüsse (Dez-Feb) der Dreisam, Pegel Ebnet, 1941-2005	22
4.2.1	Schema über das methodische Vorgehen bei der Trendanalyse	28
5.1.1	Vorhandene Zeitreihen der verwendeten Pegel	30
5.3.1	a) Längen der Klima- und Niederschlagszeitreihen, Bereich 2000-2007 grau unterlegt und in b) vergrößert dargestellt	32
6.1.1	Veränderungen im Niederschlag in den untersuchten Quartalen in (mm/Jahr), gefüllte Balken sind signifikant, in Klammern der jeweilige p-Wert	41
6.1.2	Mit LOESS geglättete Werte der Jahresmitteltemperatur	43
6.1.3	Veränderungen der Lufttemperaturen in den untersuchten Quartalen in (°C/Jahr), gefüllte Balken sind signifikant, in Klammern der jeweilige p-Wert	46
6.1.4	Veränderungen der relativen Feuchte in den untersuchten Quartalen in % pro Jahr, gefüllte Balken sind signifikant, p-Wert in Klammern	48
6.1.5	Veränderungen der absolute Feuchte in den untersuchten Quartalen in g/m^3 pro Jahr, gefüllte Balken sind signifikant, p-Wert in Klammern	49
6.1.6	Veränderung der potentiellen Evapotranspiration nach Hamon und Hargreaves in den untersuchten Quartalen in (mm/Jahr), gefüllte Balken sind signifikant, p-Werte in Klammern	52
6.1.7	Veränderungen des Abflusses in den untersuchten Quartalen in (mm/Jahr), gefüllte Balken sind signifikant, p-Werte in Klammern	56

6.1.8	Mit LOESS geglättete Werte des jährlichen WSCV-Datums, dargestellt als julianischer Tag seit 01.01.	57
7.1.1	Abflussregime der Pegel Ebnet und Oberried für verschiedene Zeiträume mit Jahresmittel	64
7.1.2	Abflussregime der Pegel Zastler und St. Wilhelm für verschiedene Zeiträume mit Jahresmittel	68
7.2.1	Signifikante ($p < 0,1$) Veränderungen des Niederschlags an den untersuchten Niederschlagsstationen	70
7.2.2	Signifikante ($p < 0,1$) Veränderungen der mittleren Lufttemperatur an den untersuchten Klimastationen	71
7.2.3	Signifikante ($p < 0,1$) Veränderungen der Abfüsse (MQ_{max} , MQ, NQ) an den untersuchten Pegeln	72
7.3.1	Veränderungen in der Wasserbilanz für den Untersuchungszeitraum von 1955-2007	74
7.4.1	Jährliche Niederschlagssumme der Station Feldberg 1941-2006, mit LOESS geglättet von 1941-2006 und 1955-2006.	75
7.4.2	Steigungen der errechneten Trends des Jahresniederschlags der Niederschlagsstation Feldberg bei variablem Zeitreihenbeginn, gefüllte Balken sind signifikant, p-Werte in Klammern	76
7.4.3	Mittlere Jahrestemperatur der Station Feldberg 1949-2006, mit LOESS geglättet von 1949-2006 und 1955-2006.	77
7.4.4	Steigungen der errechneten Trends der Jahresmitteltemperatur der Klimastation Feldberg bei variablem Zeitreihenbeginn, p-Werte in Klammern	77

Tabellenverzeichnis

3.6.1	Wasserbilanz des Dreiseameinzugsgebietes nach FRIEG (1987)	17
5.1.1	Vorhandene Pegelreihen mit Lücken	29
5.5.1	Untersuchte Parameter	36
6.1.1	Untersuchte Stationen und Pegel mit Höhenstufe	38
7.3.1	Verwendete Stationen mit dazugehöriger Höhenstufe und jeweiligem Flächenanteil	74

Tabellenverzeichnis Anhang

A.0.1	Tabelle der Klima- und Niederschlagsstationen mit Angabe der vor- handenen Zeitreihen und Lücken	86
A.0.2	Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 an der Niederschlags- und Kli- mastation Freiburg	88
A.0.3	Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Klimastation Hinterzarten	90
A.0.4	Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Niederschlags- und Klima- station Feldberg	92
A.0.5	Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Niederschlagsstationen	94
A.0.6	Ergebnisse der Trenduntersuchung 55-07 der Feuchteparameter an den Klimastationen Freiburg und Feldberg	96
A.0.7	Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Evapotranspiration nach Ha- mon	98
A.0.8	Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Evapotranspiration nach Har- greaves	100

A.0.9 Ergebnisse der Trendanalyse des Pegel Ebnet (Dreisam)	102
A.0.10 Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 des Pegel Oberried (Brugga) . .	104
A.0.11 Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 des Pegel Zastler (Zastlerbach . .	106
A.0.12 Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 des Pegel St. Wilhelm (St. Wil- helmer Talbach)	108

Symbolverzeichnis

a	absolute Feuchte	(g/m^3)
α	Signifikanz	$(-)$
b	Steigung	
e	Dampfdruck	(hPa)
$e^*(T)$	Sättigungsdampfdruck bei Temperatur T	(kPa)
H_0	Nullhypothese	$(-)$
H_1	Alternativhypothese	$(-)$
HQ_{Jahr}	höchster Jahresabfluss	(m^3)
HQ_{Monat}	höchster Monatsabfluss	(m^3)
λ	Tageslänge	(d)
m_W	Molmasse des Wassers	(kg)
med	Median	
MHQ	mittlerer Hochwasserabfluss	(m^3)
MQ	mittlerer Abluss	(m^3)
MQ_{Jahr}	mittlerer Jahresabfluss	(m^3)
MQ_{max}	maximaler mittlerer Tagesabfluss	(m^3)
MQ_{Monat}	mittlerer Monatsabfluss	(m^3)
μ_S	Erwartungswert der Teststatistik des Mann-Kendall Trendtest	$(-)$
n	Anzahl	$(-)$
NQ	niedrigster mittlere Tagesabfluss	(m^3)
P	Wahrscheinlichkeit	$(-)$
$p, p - Wert$	Wahrscheinlichkeit für das Annehmen der Nullhypothese	
PET_{ham}	potentielle Evapotranspiration nach Hamon	(mm)
PET_{har}	potentielle Evapotranspiration nach Hargreaves	(mm)
R^n	relative Gaskonstante	$(J/(kmol K))$
r_{xy}	Korrelationskoeffizient nach Pearson	$(-)$
r_k	Autokorrelationskoeffizient k-ten Grades	$(-)$
rH	relative Feuchte	$(\%)$

S	Teststatistik des Mann-Kendall Trendtest	(-)
S_0	Atmosphärische Strahlung	(mm/d)
sgn	Vorzeichenfunktion	
σ^2_S	Varianz der Mann-Kendall Teststatistik	(-)
T	Lufttemperatur	($^{\circ}C$)
T_{max}	Tagesmaximumtemperatur	($^{\circ}C$)
T_{min}	Tagesminimumtemperatur	($^{\circ}C$)
T_{mit}	mittlere Tageslufttemperatur	($^{\circ}C$)
x_i	i-ter Wert der Zeitreihe	
X_t	Zeitreihe	
Y_t	Zeitreihe	
Z	standardisierte Teststatistik des Mann-Kendall Trendtest	(-)

Abkürzungsverzeichnis

AR1	Autoregressive Lag-1
ARIMA	Autoregressive integrated moving average
AVSWAT-X	ArcView Soil & Water Assessment Tool
DWD	Deutscher Wetterdienst
IPCC	Intergovernmental Panel of Climate Change
KLIWA	Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft
LfU	Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg
LOESS	locally weighted scatterplot smoothing
LOWESS	locally weighted scatterplot smoothing
LUBW	Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg
TFPW	trend-free-pre-whitening
TSA	Theil-Sen-Approach
TSE	Theil-Sen-Estimator
WSCV	winter-spring-center-volume
Jan	Januar
Feb	Februar
Mrz	März
Apr	April
Mai	Mai
Jun	Juni
Jul	Juli
Aug	August
Sep	September
Okt	Oktober
Nov	November
Dez	Dezember

Zusammenfassung

Der Klimawandel und insbesondere die globale Erhöhung der Lufttemperatur haben regional unterschiedliche Auswirkungen auf hydrologische Systeme. Um lokal Aussagen über mögliche Prozessänderungen infolge des Klimawandels zu machen, wurden in dieser Arbeit die Komponenten des Wasserkreislaufs im Einzugsgebiet der Dreisam auf Trends untersucht. Das Einzugsgebiet ist im kristallinen Mittelgebirge des Südschwarzwaldes gelegen und mit einer Größe von 258 km^2 der hydrologischen Mesoskala zuzuordnen.

Eine Literaturrecherche ergab, dass der parameterfreie Trendtest nach Mann-Kendall ein adäquates Werkzeug für die Trendanalyse darstellt. Um der Anfälligkeit dieses Tests gegen Autokorrelation entgegenzuwirken, wurde nach der von YUE ET AL. (2002) entwickelten „trend-free-prewhitening procedure“ (TFPW) vorgegangen. Dazu wurde ein bestehendes Excel[®]-Programm von LIBISELLER (2002) um weitere Makros ergänzt, um die Berechnungen komfortabel durchführen zu können.

Den Ergebnissen der Trendanalyse liegen die Datenreihen von 1955 bis Frühling 2007 zugrunde, insgesamt also einer gut 52 Jahre umfassende Zeitreihe. Die gefundenen Resultate weisen besonders im Winter auf starke Veränderungen hin. So nehmen vor allem in den höheren Lagen die Niedrigwasserabflüsse bei gleich bleibenden, wenn nicht abnehmenden Niederschlägen signifikant zu. Die ebenfalls signifikant erhöhten Lufttemperaturen lassen so auf einen Wandel der Niederschlagsform von Schnee zu Regen schließen.

Im Frühling lässt sich gleichfalls in den höheren Lagen durch die starken Erhöhungen der Lufttemperatur eine Verfrühung der Schneeschmelze erkennen. Diese bewirkt insgesamt jedoch keine markante Änderung im Abfluss, wodurch die Annahme verstärkt wird, dass im Winter weniger Niederschlag als Schnee gefallen ist.

Die Analyse der Sommermonate zeigt eine Abnahme der mittleren und niedrigen Abflüsse. Diese wird zum einen durch abnehmende Niederschläge erklärt. Zum anderen wird der Rückgang aufgrund der durch die Erhöhung der Lufttemperatur ebenfalls erhöhte Evapotranspiration verstärkt.

Im Herbst werden trotz einer fast in allen Höhen feststellbaren Zunahme der Niederschläge fast keine signifikanten Erhöhungen im Abfluss detektiert. Die genauere

Betrachtung der Ergebnisse in den einzelnen Monaten lässt aber sehr wohl Trends erkennen, die auf eine Veränderung der Bodenwasserdynamik schliessen lassen.

Eine Einordnung der gefundenen Veränderungen nach der topographischen Höhe zeigt einen stärkeren Wandel der einzelnen Komponenten, vor allem aber der Lufttemperatur und des Niederschlags, in den Hochlagen an.

Bei der Betrachtung der Veränderungen der Wasserbilanz zeigt sich, dass dem untersuchten Einzugsgebiet heute ca. 100 mm weniger Wasser zur Verfügung stehen als noch vor 52 Jahren. Dieses Defizit scheint aber durch den Speicher des Grundwasserleiters im Zartener Becken ausgeglichen zu werden, da im Abfluss keine signifikante Änderung feststellbar ist.

Eine kritische Betrachtung der Methode schließlich zeigt eine starke Abhängigkeit der Ergebnisse des Trendtests nach Mann-Kendall von der jeweiligen Struktur der Zeitreihe und damit verbunden mit dem untersuchten Zeitfenster. So muss letztendlich festgestellt werden, dass die Ergebnisse dieser Arbeit nur für den untersuchten Zeitraum 1955 bis Frühling 2007 gelten können.

Stichworte: Klimawandel, Trendtest, Mann-Kendall, Dreisam, Niederschlag, Verdunstung, Abfluss, Wasserressourcen

Summary

Climate change and, most notably, global warming have different regional impacts on hydrological systems. In order to detect possible local changes in hydrological processes as a consequence of climate change, in this thesis the components of the water-cycle in the Dreisam catchment were analysed for significant trends. The catchment is located in the crystalline mountain range of the southern black Forrest, southwest Germany. With an area of 258km^2 it is allocated to the hydrological mesoscale.

A literature research revealed the non-parametric Mann-Kendall trendtest to be the appropriate tool for trend analysis. The „trend-free-prewhitening procedure“ (TFPW) after YUE ET AL. (2002) solves the problem of serial correlation influencing the test results. For this purpose further macros have been added to an existing Microsoft Excel[®]-program of LIBISELLER (2002), which allow for comfortable calculation.

The findings of the trendanalysis are based on data from 1955 until spring 2007, a period of over 52 years, and they reveal the most significant changes in the hydrology of the analysed catchment to take place during the winter.

Especially in higher regions with steady or even decreasing amounts of precipitation, the low flows show a significant increase. The data also point to an increase of the air temperature, which suggests an alteration in type of precipitation from snow to rain.

In spring, again in the higher regions of the catchment, an earlier snowmelting is observable as a result of rising air temperatures. However, altogether this does not result in striking changes in runoff, which supports the thesis of less precipitation as snowfall taking place during the winter.

The analysis of the summermonths shows a decrease of mean runoffs and low flows. This is a consequence of the decreasing amount of precipitation and the increasing, cumulatively operating, evapotranspiration that is caused by rising air temperatures. In autumn, despite increments of precipitation being evident in almost every altitude, there are hardly any significant rises in runoff detectable. However, a precise view at the results of the individual months points to trends that suggest a change in soil water dynamic.

Sorting the findings according to topographical level indicates a stronger change in the analysed components of the watercycle, most notably in air temperature and precipitation, in the catchment's higher altitudes.

A look at the changes in the water balance shows approximately 100 mm less water being available in the Dreisam catchment compared to 52 years ago. But this deficit seems to be compensated by the groundwater reservoir of the „Zartener Becken“, since no significant changes in runoff can be measured.

Concluding, a critical evaluation of the method used reveals the test results to be strongly dependant on the structure of the respective time span and therefore dependant on the time frame covered by this analysis. This leads to the conclusion that the results presented in this thesis are valid only for the time from 1955 to spring 2007.

Keywords: Climate change, trendtest, Mann-Kendall, Dreisam, precipitaion, evaporation, runoff, water resources

1. Einleitung und Motivation der Arbeit

Gemäß des 3. (2001) und 4. (2007) Sachstandberichtes des IPCC (Intergovernmental Panel of Climate Change) steht der Klimawandel und der anthropogene Beitrag zu diesem nicht mehr zur Debatte, vielmehr wird über die globalen und regionalen Ausmaße und Auswirkungen der globalen Erwärmung diskutiert. So ist nach SOLOMON ET AL. (2007) im Zeitraum zwischen 1906-2005 die globale bodennahe Lufttemperatur um $0,74^{\circ}\text{C} \pm 0,18^{\circ}\text{C}$ angestiegen, wobei die Lufttemperaturerhöhung in den letzten 25 Jahren mit einer Rate von $0,177^{\circ}\text{C} \pm 0,052^{\circ}\text{C}$ in zehn Jahren am intensivsten war. In der Folge ist ebenfalls eine Zunahme des Wassergehaltes der Troposphäre um $1,2 \pm 0,3\%$ beobachtet worden. Als Konsequenz dieser Veränderungen wird häufig, so auch in TRENBERTH ET AL. (2007), eine Intensivierung des Wasserkreislaufs erwartet. Global wurden nach TRENBERTH ET AL. (2007) aber keine signifikanten Änderungen der Niederschlagssumme beobachtet, allerdings scheint sich das globale Muster der Niederschläge zu ändern. So wird auf der Nordhalbkugel zwischen dem 30. und 85. Breitengrad eine Zunahme und zum Teil Intensivierung der Niederschläge festgestellt. Infolgedessen wurde eine Steigerung der Hochwasserwahrscheinlichkeit beobachtet. Gleichzeitig wird jedoch zwischen dem 10 und 30. Breitengrad eine Abnahme mit häufigerem Auftreten von Dürren detektiert. Entsprechende Daten existieren auch für die Südhalbkugel. Die Datenbasis scheint allerdings relativ grob, da die Ergebnisse in einem $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ -Raster präsentiert werden und so kaum lokale Rückschlüsse zulassen.

Aber auch regional wurden Untersuchungen zur globalen Erwärmung und Klimawandel unternommen. So wurden zum Beispiel in SCHÖNWIESE & RAPP (1996) die Trends der Lufttemperatur und des Niederschlages in Europa für den Zeitraum 1891-1990 untersucht. Der gleichen Datenbasis liegen wohl die Ergebnisse für Deutschland in RAPP & SCHÖNWIESE (1996) zugrunde. Räumlich noch näher an das untersuchte Einzugsgebiet reichen die Ergebnisse der KLIWA-Studie heran, welche u.a. die Veränderungen in Temperatur, Niederschlag und Abfluss in Süddeutschland, respektive Baden-Württemberg und Bayern beleuchten (siehe Kapitel 2.2, Seite 6).

In den vorangegangenen Untersuchungen wurden meist die klimatologischen und hydrologischen Datenreihen großer, zusammenhängender Gebiete analysiert, um Aussagen über Veränderungen in den betrachteten Regionen machen zu können. In den Berichten des IPCC wird sogar versucht, global eine Aussage zu treffen. Dabei hat sich als ein gewisses „Standard-Werkzeug“ zur Trendanalyse der parameterfreie Trendtest nach Mann-Kendall (siehe Kapitel 2.1, Seite 3 und Kapitel 4.1.1, Seite 19) herauskristallisiert, der auch in dieser Arbeit Verwendung finden soll.

Anders als in ähnlichen Untersuchungen sollen jedoch hier die verschiedenen klimatologischen und hydrologischen Komponenten eines einzelnen, mit dem der Dreisam relativ kleinen, Einzugsgebietes untersucht werden. Aus den etwaigen gefundenen signifikanten Trends in den klimatologischen und hydrologischen Daten können dann Rückschlüsse auf die daraus resultierenden Änderungen der hydrologischen Prozesse im Einzugsgebiet gezogen werden.

Dies ist insbesondere im Hinblick auf die Trinkwasserversorgung der Stadt Freiburg im Breisgau interessant, die etwa 2/3 ihres Wasserbedarfs durch das Wasserwerk Ebnet aus dem Grundwasser im Zartener Becken und damit dem Einzugsgebiet der Dreisam bezieht.

Sollten sich infolge der globalen Klimaerwärmung in diesem Gebiet Änderungen oder Verlagerungen von hydrologischen Prozessen, vor allem im Bezug zur Grundwasserneubildung andeuten, hätte dies eventuell einen Effekt auf die Trinkwasserversorgung. Dabei ist es nicht nötig, dass sich die Nettobilanz ändert, auch Veränderungen im Sinne von Verschiebung oder Intensivierung der Jahreszeiten und damit Änderungen in der saisonalen Speicherdynamik hätten einen großen Einfluss.

2. Literaturrecherche

2.1. Forschungsstand der Trendanalyse hydrologischer und klimatologischer Zeitreihen

In der Klimatologie und Hydrologie gibt es verschiedene Ansätze, den Trend einer Zeitreihe zu detektieren und diesen auf Richtung und Stärke zu analysieren.

Einen parametrischen Ansatz verfolgten z.B. WOODWARD & GRAY (1995), die wie andere bei der Untersuchung von Trends in Temperaturzeitreihen ein ARIMA-Modell mit einer Trendkomponente kombinierten.

Da Langzeitkorrelationen genauso wie Trends Abweichungen von Mittelwerten begründen können (BERAN, 1994), setzten sich einige Autoren auch mit diesem Thema im Zusammenhang mit Klimawandel auseinander. So nutzte SMITH (1993), in KALLACHE & H. W. RUST (2005), den gebräuchlichen Kleinste-Quadrate-Schätzer, um Trends unter der Annahme von Langzeitkorrelationen zu testen. KOUTSOYIANNIS (2003) dagegen passte Elemente der hydrologischen Statistik an das Hurst Phänomen an.

Ein relativ neuer Ansatz ist der Einsatz der „wavelets-analysis“. Dabei wird die Zeitreihe in eine Linearkombination aus wavelets, kleinen Wellenfragmenten, ähnlich dem Ausschlag eines Elektrokardiogramms, zerlegt. Der Vorteil der „wavelet-analysis“ gegenüber der Fourieranalyse, bei der eine Zeitreihe in Sinuskurven zerlegt wird, ist die Tatsache, dass stetige Veränderungen in den Frequenzen dargestellt werden können. Erläuterungen und Ergebnisse von Trenduntersuchungen von klimatologischen und hydrologischen Zeitreihen finden sich u. a. in: CRAIGMILE ET AL. (2004); KALLACHE & H. W. RUST (2005); MARKOVIĆ & KOCH (2005).

Bei der Durchsicht der genannten Artikel zur „wavelet-analysis“ fällt auf, dass keiner der Autoren einen hydrologischen Hintergrund hat. Vielmehr sind die Verfasser einen Bildungsweg als Mathematiker und/oder Physiker gegangen.

Der wohl meist genutzte Ansatz in der Vergangenheit und Gegenwart, klimatische und hydrologische Zeitreihen auf einen signifikanten Trend hin zu untersuchen, ist

der Trendtest nach Mann-Kendall (Methodik: siehe Kapitel 4.1.1, Seite 19 (vgl.: LETTENMAIER ET AL. (1994); LINS & SLACK (1999); WANG & SWAIL (2001); BURN & ELNUR (2002); BIRSAN ET AL. (2005); AZIZ & BURN (2006); BURNS ET AL. (2007) und andere).

Auch in den Studien zu den Auswirkungen des Klimawandels in Süddeutschland (KLIWA, siehe Kapitel 2.2, Seite 6) wurde der Mann-Kendall-Trendtest verwendet. Der Test fordert eine unabhängige Zeitreihe, welche aber in der Hydrologie, z. B. bei einer Reihe des mittleren Jahresabflusses oder einer Zeitreihe der Wasserqualität, häufig nicht gegeben ist. Hier liegt meist eine signifikante Autokorrelation der Daten vor.

VON STORCH (1995) belegt den Einfluss von Autokorrelation erster Ordnung (AR1) durch einen Durchlauf von 1000 verschieden stark positiv autokorrelierten (Autokorrelationskoeffizient $r_k = 0,0$ bis $0,9$) Zeitreihen verschiedener Länge: je stärker die Daten autokorreliert sind, desto höher sind die Ablehnungsraten der Nullhypothese, also des Fehlers erster Art bei gleich bleibendem Signifikanzniveau des Mann-Kendall Tests von 5 %. Um den Einfluss starker Autokorrelation (als Schwellenwert wird ein $r_k > 0,1$ genannt) zu eliminieren, schlägt VON STORCH (1995) zum einen die Methode des „pre-whitening“ (Methodik siehe Kapitel 4.1.4, Seite 24) vor. Allerdings empfiehlt VON STORCH (1995) das „pre-whitening“ nur auf Zeitreihen mit einer dominierenden Autokorrelation erster Ordnung anzuwenden, bei Autokorrelationen höherer Ordnung sei diese Methodik nicht effizient. Wie in diesem Falle vorgegangen werden soll, darüber schweigen sich die Autoren aus.

Als eine weitere Möglichkeit, den Einfluss von Autokorrelation zu minimieren, nennt VON STORCH (1995) noch das „Beschneiden“ der Zeitreihe. Dabei wird z.B. jeder zweite Wert aus der Zeitreihe entfernt. Allerdings muss bei dieser Methode ein relativ hoher Informationsverlust in Kauf genommen werden.

Einen anderen Ansatz verfolgen HAMED & RAO (1998). Sie modifizieren den Mann-Kendall Trendtest, indem sie die Varianz σ_s^2 der Mann-Kendall Teststatistik (siehe Formel 4.1.6) um einen Korrekturfaktor für die Abschätzung der Autokorrelation erweitern. Dieser empirisch ermittelte Korrekturfaktor beinhaltet neben der Anzahl der Beobachtungen auch eine Abschätzung der Autokorrelation in den Beobachtungsrängen.

Zur Abschätzung der Anwendbarkeit und Effizienz verglichen HAMED & RAO (1998) die Ergebnisse des modifizierten Trendtest mit denen des ursprünglichen Mann-Kendall Tests, indem sie beide Verfahren auf 2000, mit verschiedenen starken Autokorrelationen erster Ordnung und verschiedener Zeitreihenlänge, generierten Stich-

proben anwendeten. Das Ergebnis des modifizierten Trendtest zeigt eine deutliche Verbesserung der Signifikanzniveaus gegenüber dem ursprünglichen Mann-Kendall Test, wenn auch die nominale Signifikanz, gerade bei Zeitreihen mit geringer Länge und hohem Autokorrelationskoeffizienten, um ein Vielfaches überschritten wird.

YUE ET AL. (2002) führen den Ansatz von VON STORCH (1995) fort, sie fanden heraus, dass nicht nur positive, sondern auch negative Autokorrelation die Signifikanz des Mann-Kendall Test verändert, allerdings in der Weise, dass bei negativer Autokorrelation der Test dazu neigt, die Wahrscheinlichkeit für einen Trend zu unterschätzen, also keinen signifikanten Trend zu finden, obwohl einer vorhanden ist (Fehler 2. Art: Annahme der Nullhypothese, obwohl sie falsch ist).

Neben den Auswirkungen der Autokorrelation auf den Trendtest untersuchten YUE ET AL. (2002) auch den Einfluss eines Trends auf Autokorrelation erster Ordnung (AR1). So wird in einer Zeitreihe ohne Autokorrelation, aber mit einem Trend, ein AR1-Prozess in Abhängigkeit von der Steigung des Trends und der Zeitreihenlänge signifikant detektiert: je stärker der Trend und je länger die Zeitreihe, desto stärkere Autokorrelation wird gefunden.

In ihrer Studie kommen YUE ET AL. (2002) nach weiteren Untersuchungen zu dem Ergebnis, dass der Vorgang des „pre-whitening“ die Stärke des Trends, also seine Steigung beeinflusst: Nach der Behandlung einer Zeitreihe ist die Steigung geringer.

Aus dieser Erkenntnis schlagen YUE ET AL. (2002) die „trend-free-pre-whitening procedure“ (TFPW) zum Auffinden von Trends in signifikant autokorrelierten Zeitreihen vor:

Dabei wird, nachdem die Steigung des Trends mittels der Theil-Sen Schätzung (Methodik siehe Kapitel 4.1.2, Seite 21) ermittelt wurde, dieser aus der Zeitreihe eliminiert. Anschließend wird der Autokorrelationskoeffizient erster Ordnung (Methodik siehe Kapitel 4.1.3, Seite 23) berechnet, mit welchem dann das „pre-whitening“ durchgeführt wird.

Daraufhin wird der bereinigten Zeitreihe der Trend wieder hinzugefügt und mit dem Mann-Kendall Trendtest dessen Signifikanz abgeschätzt. (Ausführliche Beschreibung, siehe Kapitel 4.2, Seite 25)

In einer weiteren Untersuchung mit 5000 generierten Zeitreihen verschiedener Länge, verschieden starker Trends und unterschiedlich starker Autokorrelation bemerken YUE & WANG (2002), ohne weiter auf die TFPW-Prozedur einzugehen: Wenn die Zeitreihenlänge groß genug (bls Vorschlag wird $n > 50$ angegeben) und der Trend relativ stark seien, beeinflusse die Autokorrelation den Mann-Kendall Test nicht

signifikant. In einem solchem Fall sei es besser, den Test auf die Originaldaten anzuwenden, da das „pre-whitening“ die Wahrscheinlichkeit einen Trend zu detektieren störe.

2.2. Überblick über die Klimawandelforschung in Süddeutschland (Baden-Württemberg)

Seit Ende der 80er, Anfang der 90er Jahre des letzten Jahrhunderts beschäftigten sich vor allem Klimawissenschaftler mit den Auswirkungen des Klimawandels. So stellten BÁRDOSSY & CASPARY (1990) bei Untersuchungen der atmosphärischen Zirkulationsmuster Europas Veränderungen fest.

Ihnen stand eine 109-jährige Zeitreihe (1881-1989) der Großwetterlagen Europas zur Verfügung, welche sie über gleitende Mittel und auf Bruchpunkte untersuchten. Sie kommen zu dem Ergebnis, dass sich die jährlichen Häufigkeiten der Wetterlagen verändern. So nimmt die Zahl der aus Norden und Osten kommenden Wetterlagen seit 1980 signifikant ab, während die aus Westen kommenden zyklonalen Wetterlagen zum gleichen Zeitpunkt zahlenmäßig zunahmten. Ein nicht-parametrischer Test auf Bruchpunkte fand für das Jahr 1980 ebenfalls eine Wahrscheinlichkeit von 94,1% für einen Bruchpunkt. Besonders aber die Häufigkeiten für ebenjene Wetterlagen in den Wintermonaten Dezember und Januar zeigten seit dem Jahr 1972/73 (Wahrscheinlichkeit 93,3%) eine Veränderung: So nahm die Auftretungswahrscheinlichkeit für Nord- und Ostwetterlagen, welche für eine kalte Witterung im Winter steht, auf bis zu 12% ab. Gleichzeitig stieg die Wahrscheinlichkeit für die Westlich-Zyklonalen Wetterlagen auf das Maximum von 47% im Winter 1989/90.

BÁRDOSSY & CASPARY (1990) prognostizieren infolge ihrer Ergebnisse eine relative Zunahme der warmen und feuchten Winter in Europa. Allerdings konnten BÁRDOSSY & CASPARY (1990) mit ihrer Studie keinen Beweis für alleinige Wirkungen des Klimawandels liefern, gleichwohl ihre Beobachtungen auch nicht als Ausreißer angesehen werden dürften.

Die Winterhochwasser im Februar 1990 und im Dezember 1993 in Südwestdeutschland schienen das prognostizierte Bild allerdings zu bestätigen, vor allem da die Ereignisse eine Folge der Wetterlage „Westlage zyklonal“ waren. So mutmaßten CASPARY & BÁRDOSSY (1995): „Markieren die Winterhochwasser 1990 und 1993 das Ende der Stationarität in der Hochwasserhydrologie infolge von Klimaveränderungen?“. Sie zeigen in ihrer Studie beispielhaft an einzelnen Pegeln im Schwarzwald, dass sich durch die Miteinbeziehung der letzten Hochwasser die Hochwasserwahrscheinlich-

keiten drastisch vergrößern, teilweise sogar verdreifachen. Dass diese Ereignisse eine Folge von zunehmender Bodenversiegelung seien, können die Autoren in ihrer Studie ausschließen.

Sollten sich die erhöhten Wiederkehrwahrscheinlichkeiten für die „Westlage zyklonal“ stabilisieren, befürchten CASPARY & BÁRDOSSY (1995) schließlich eine gravierende Veränderung des Hochwasserrisikos vor allem im Schwarzwald, der gerade auf die winterliche Großwetterlage „Westlage-zyklonal“ sensibel reagiere. Sie warnen unter anderem vor nicht ausreichenden Hochwasserschutzmassnahmen, da „...das System der Extremabflüsse [...] gleichsam einem Quantensprung auf ein höheres Extremabflussniveau angehoben zu werden [scheint]...“. So könnte in einigen Regionen der Spitzenabfluss eines früher 100-jährigen Hochwassers bald dem eines 10-jährigen entsprechen.

1997 erschien eine von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg in Auftrag gegebene Studie über das Langzeitverhalten des Niederschlags in Baden-Württemberg. Den Autoren SANCHEZ-PENZO ET AL. (1997) standen dazu die z. T. über 100 Jahre umfassenden Messreihen von 48 Niederschlagsstationen in Baden-Württemberg und den Nachbarländern Frankreich, Schweiz, Bayern und Rheinlandpfalz zu Verfügung. Untersucht wurde zum einen der Trend nach Mann-Kendall (siehe Kapitel 4.1.1, Seite 19) des Jahresniederschlags, zum anderen auch für einzelne Monate und Quartale.

Die Ergebnisse zeigen speziell für den Schwarzwald einen schwach signifikanten (>80 %) bis signifikanten (>90 %) Anstieg der Jahresniederschläge, relativ gesehen um 6-10 %. Auffällig ist auch hier die Tatsache, dass auch in dieser Untersuchung die Zunahme vor allem den vermehrten Niederschlägen in den Wintermonaten zuzuschreiben ist. So wird eine Zunahme der Niederschläge in den Monaten Dezember, Januar und Februar um über 20 bis 30 % errechnet (Signifikanz: >90 %), während in den Sommermonaten sogar teilweise negative Trends festgestellt werden, allesamt jedoch ohne Signifikanz. Bei der Teilung in Sommer- und Winterjahre wird das Bild noch deutlicher: Die Veränderungen sind im Winter vor allem im Süd- und Nordschwarzwald stark signifikant (>99 %), im Sommerhalbjahr unterdessen sind die ermittelten Trends, sowohl negative als positive, wieder ohne Signifikanz.

In Ergänzung zur Untersuchung der Niederschläge in Baden-Württemberg durch SANCHEZ-PENZO ET AL. (1997) erschien 2002 die Studie von LUFT ET AL. (2002), in der die Trends der mittleren und extremen Abflüsse in Baden-Württemberg untersucht wurden.

Den Autoren standen 35 Pegel mit 65 bis 114 Jahre langen Zeitreihen der Abflüsse zu Verfügung. Untersucht wurden die mittleren Abflüsse, und zwar sowohl die Jahres- als auch die Monatswerte ausgewählter Monate (MQ_{Jahr} und MQ_{Monat}) und die jährlichen und monatlichen Höchstabflüsse (HQ_{Jahr} und HQ_{Monat}). Besonderes Augenmerk wurde auf die mittleren und extremen Winterabflüsse im Zeitraum Dezember bis einschließlich Februar und auf die Veränderungen der hydrologischen Regime gelegt, um die Ergebnisse mit den Erkenntnissen von SANCHEZ-PENZO ET AL. (1997) zu vergleichen und zu plausibilisieren.

Auch in dieser Studie wurde neben der Trendanalyse nach Mann-Kendall eine Bruchpunktanalyse sowohl nach Mann-Whitney als auch nach dem „Werte-Summenlinienverfahren“ der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU) durchgeführt. Beide Verfahren lieferten jedoch sehr ähnliche Ergebnisse mit Bruchpunkten vor allem im Zeitraum 1975, was sich mit der Analyse der Niederschläge deckt.

Bei der Untersuchung der linearen Trends der mittleren Jahresabflüsse konnten nur vereinzelt, vor allem im Nordschwarzwald, signifikante ($>90\%$) Zunahmen ermittelt werden. Die Winterabflüsse im Zeitraum Dezember bis Februar nahmen allerdings in fast allen untersuchten Einzugsgebieten signifikant zu, während die Sommerabflüsse wie die Niederschläge ein uneinheitliches Bild ohne nennenswerte Signifikanz ($<80\%$) zeigen. Die jährlichen Hochwasserabflüsse nahmen nur in einigen Teilen des Landes signifikant ($>90\%$) zu, so z.B. im Nordschwarzwald und im Oberlauf der Donau. Für die winterlichen Hochwasserabflüsse ergaben sich fast landesweit signifikante bis stark signifikante ($<95\%$) Zunahmen, vor allem in den letzten dreißig Jahren.

Diese Veränderungen schlugen sich auch auf die Regime der Einzugsgebiete nieder: Der Jahresgang der mittleren monatlichen Abflüsse der Jahre nach dem ermittelten Bruchpunkt zeigte meist eine klare Zunahme und ein zeitliches „Nach-vorne-Rücken“ gegenüber des Jahresgangs der gesamten Zeitreihe.

Ob die ermittelten Veränderungen ausschließlich dem Klimawandel zuzuschreiben sind, dazu möchten sich die Autoren nicht äußern, wohl aber schließen sie Veränderungen durch Landnutzungsänderung und Versiegelung zumindest für die großen Hochwasserereignisse aus.

Gleichzeitig weisen LUFT ET AL. (2002) in ihrer Studie auf die Einschränkungen der linearen Trends hin: So sei es auffallend, dass die langen Pegelzeitreihen, die mindestens in das Jahr 1912 zurückreichen und damit in die hochwasserträchtige Zeitspanne 1880-1920 zumindest hineinreichen, keinen signifikanten Trend anzeigen.

KLIWA

Der Bedeutung des Klimawandels und seiner Folgen bewusst, entschlossen sich 1998 die Länder Baden-Württemberg und Bayern, mit dem DWD den Arbeitskreis „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft“ (KLIWA) ins Leben zu rufen. Im KLIWA-Projekt wurden neben den verlängerten Zeitreihen der schon untersuchten Größen Niederschlag und Abfluss auch die anderen Komponenten mit Einfluss auf den Wasserhaushalt (Lufttemperatur, Schneedeckendauer, potentielle Verdunstung nach Turc-Ivanov, u. a.) auf Inhomogenitäten, Bruchpunkte und Trends untersucht. Die verwendeten Methoden sind die bekannten Tests auf Bruchpunkte nach Mann-Whitney, die Summenlinienanalyse und die Trendanalyse nach Mann-Kendall.

Auch die Ergebnisse dieser Untersuchungen gleichen denen der vorangegangenen Studien: Neben einer Verschiebung der innerjährlichen Niederschlagsverteilung zu mehr Niederschlag im Winter, insbesondere durch Starkniederschläge und in der Folge verstärkt im Winter auftretende Hochwasserereignisse bei etwa gleich bleibendem Jahresniederschlag und kaum nachweisbarer Veränderung des mittleren Jahresabflusses durch trockene Sommer, zeigen auch die Lufttemperaturen einen deutlich signifikanten positiven Trend. Vor allem die Winter werden seit den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts in der Region immer milder (2,29-2,69 K im Schwarzwald im Zeitraum 1931-2000). Dass die Dauer der Schneedecke im gleichen Zeitraum abgenommen hat, besonders in den tiefen und mittleren Lagen, ist eine logische Konsequenz. (GÜNTHER, 2004); (STRAUB, 2004)

Auf den ersten Blick verwunderlich ist die, wenn auch nur mancherorts schwach signifikante, negative potentielle Verdunstung, berechnet nach Turc-Ivanov. So bewirken die im Winter höheren Lufttemperaturen zwar eine Zunahme der potentiellen Verdunstung, welche aber von einer tendenziell sinkenden Globalstrahlung (bzw. Sonnenscheindauer) in den Monaten März, Juni, September mehr als wettgemacht wird. (KLIWA, 2005a)

Als Folge der leicht zunehmenden Niederschläge und der tendenziell geringer werdenden potentiellen Verdunstung zeigt die klimatische Wasserbilanz, welche aus der Summe der beiden Komponenten berechnet wird, im Berechnungszeitraum 1931-1997 vor allem im Schwarzwald eine signifikante (>90%) Zunahme um über 120 mm. Eine Aufschlüsselung in Sommer- und Winterhalbjahr zeigt deutlich, dass der Hauptgrund für diese Veränderung der klimatischen Wasserbilanz im verstärkten Auftreten von erhöhten Winterniederschlägen zu finden ist. (GÜNTHER, 2004)

2.3. Fazit

Neben dem bekannten Trendtest nach Mann-Kendall gibt es einige weitere ausgefeilte Methoden den Trend einer Zeitreihe zu analysieren, wie z. B. die „wavelet-analysis“. Speziell dieses Verfahren ist allerdings so weit entwickelt, dass es nicht ohne weiteres anzuwenden ist.

Auch der Mann-Kendall Trendtest scheint gute Ergebnisse zu liefern, vor allem wenn alle Voraussetzungen, speziell in Bezug zur Autokorrelation und hier zur Autokorrelation ersten Grades, beachtet und berücksichtigt werden. Bei vorliegender Autokorrelation ersten Grade gibt es mehrere Ansätze damit umzugehen. Der wohl wirksamste und in naher Vergangenheit häufig verwendete Ansatz ist das „pre-whitening“, meist in der Form der weiterentwickelten „trend-free-pre-whitening procedur“, gerade wenn die untersuchten Zeitreihen eine Länge um 50 Jahre oder weniger haben.

Die Trenduntersuchungen in Süddeutschland ergaben vor allem für die Wintermonate eine veränderte Witterungssituation. So scheinen die Niederschläge hier in der Zunahme begriffen zu sein, während im Sommer eher Abnahmen registriert wurden. Dem entsprechend bewegen sich auch die Trends der Abflüsse: Primär die winterlichen Hochwasserabflüsse nehmen signifikant zu. Infolge einer generell messbaren, signifikanten Temperaturerhöhung hat sich auch die Schneedeckendauer negativ verändert.

Bei der Durchsicht der Studien, u. a. auch der KLIWA-Studie, fällt auf, dass hier zwar u. a. der Mann-Kendall Trendtest verwendet wurde, die Voraussetzungen in Bezug zur Autokorrelation aber nicht beachtet worden sind. Auch ist der verwendete Mann-Whitney Test auf Bruchpunkte nach RYBSKI & NEUMANN (im Druck) sensitiv gegenüber Langzeitautokorrelation, so dass die ermittelten Ergebnisse insgesamt kritisch zu betrachten sind.

Weiter fällt auf, dass in den publizierten Studien, sowohl den in Deutschland als auch international, nicht selten der Blick auf einen oder wenige Parameter gerichtet, diese dann aber meist großräumig untersucht und miteinander verglichen wurden. So gibt es kaum Studien, die sämtliche klimatischen und hydrologischen Parameter untersucht und diese dann in Bezug zueinander gesetzt haben.

3. Das Untersuchungsgebiet

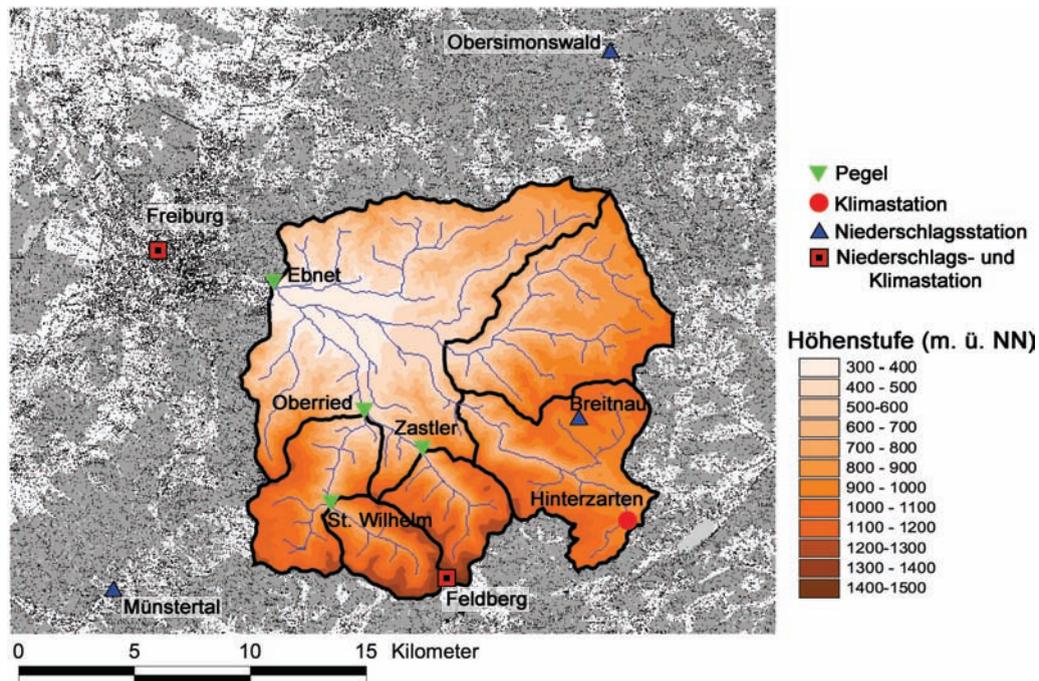


Abbildung 3.0.1.: Untersuchtes Einzugsgebiet der Dreisam mit Teileinzugsgebieten und verwendete Niederschlags- bzw. Klimastationen sowie Pegel

3.1. Lage und Topographie

Das Einzugsgebiet der Dreisam ist im Südschwarzwald gelegen. Vom Pegel Ebnet östlich von Freiburg erstreckt es sich über eine Fläche von 258 km^2 , was der hydrologischen Mesoskala entspricht. Der Pegel Ebnet ist mit einer Höhe von ca. 308 m ü. NN der topographisch tiefste Punkt im Einzugsgebiet, der Feldberggipfel mit einer Höhe von 1493 m ü. NN als höchste Erhebung im Schwarzwald ist auch gleichzeitig der höchste Punkt, so dass sich eine maximale Höhendifferenz von fast 1200 m ergibt. Die mittlere Einzugsgebietshöhe beträgt etwa 775 m ü. NN. Das Relief besitzt ein durchschnittliches Gefälle von 16° , wobei in den zum Teil tief eingeschnittenen Tälern auch Hangneigungen von über 65° zu finden sind.

Die in den Rhein entwässernde Dreisam entsteht durch den Zusammenfluss des Wagensteigbachs und des Rotbachs. Weitere bedeutende Zuflüsse sind der Eschbach von Norden her sowie der Zastlerbach und die Brugga aus dem Süden. (Siehe Abbildung 3.0.1, Seite 11))

3.2. Klimatologie

Das Untersuchungsgebiet liegt unter Einfluss der Westwindzone der nördlichen Erdhalbkugel. Diese Übergangszone ist durch den Wechsel von subtropischen Luftmassen aus südlichen Breiten und Luftmassen polarer Herkunft geprägt, so dass Unregelmäßigkeiten im Witterungsverlauf hier typisch sind. (TRENKLE & VON RUDLOFF, 1989)

Die Verteilung der Niederschläge unterliegt merklich der Topographie: Die Niederschläge nehmen mit der Höhe zu: Von der Station Freiburg i. Brsg. auf 236 m ü. NN mit 954,8 mm mittlerer Jahresniederschlag bis auf 1909,1 mm mittlerer Jahresniederschlag der Station Feldberg auf einer Höhe von 1486 m ü. NN (Normalperiode 1961-1990). Das ergibt einen mittleren Gradienten von etwa 76,3 mm pro 100 m Höhe. Dieser Gradient ist auch deutlich in Abbildung 3.2.1 zu erkennen.

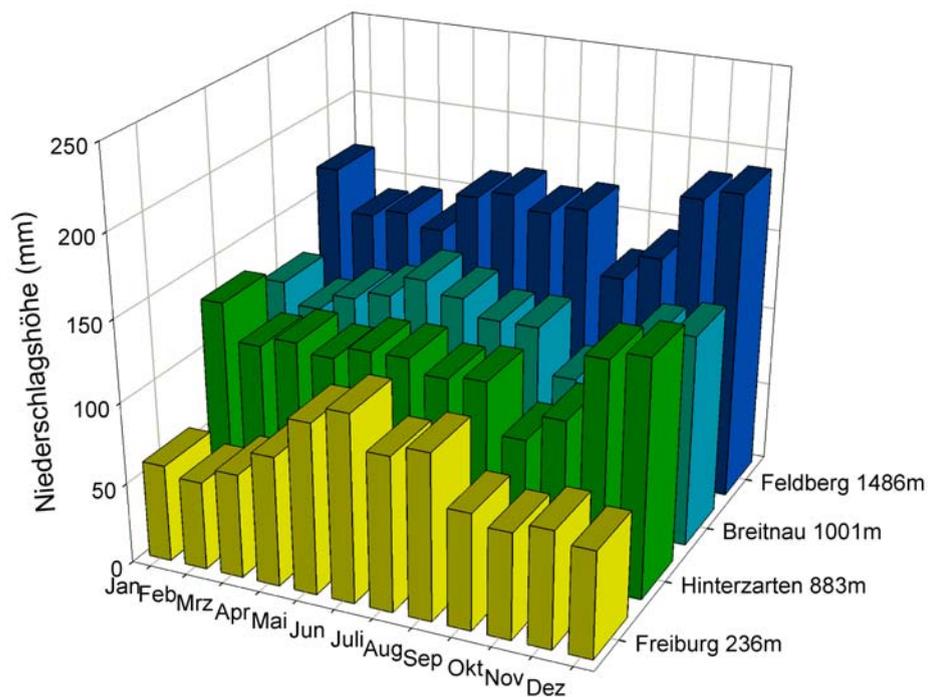


Abbildung 3.2.1.: Niederschlagsregime ausgewählter Stationen im Dreisameinzugsgebiet, Bezugszeitraum: Normalperiode 1961-1990

Ebenfalls erkennbar ist das sommerliche Niederschlagsmaximum durch das häufige Auftreten von lokalen Konvektivniederschlägen, welches aber, je höher die Station sich befindet, von einem Maximum im Winter abgelöst wird. Dieses Maximum erklärt sich durch die im Winter häufigeren Frontenniederschläge, bei denen der Stauereffekt stärker zum Tragen kommt.

Zusätzlich ist der Niederschlag nicht selten durch die unterschiedliche Exposition der Messstationen beeinflusst, so dass lokale Effekte, wie z. B. Luv-Lee-Effekte, eine Rolle spielen. Dieser Effekt ist auch in der Abbildung 3.2.1, Seite 12, erkennbar, in welcher die Station Hinterzarten, trotz topographisch tieferer Lage, zum Teil höhere Niederschlagssummen als die ca. 120 m höher liegende Station Breitnau aufweisen kann.

Wie beim Niederschlag findet sich auch bei den anderen meteorologischen Parametern eine Prägung durch die Topographie. So erreicht die Lufttemperatur der Station Freiburg i. Brsg. (236 m ü. NN) einen Jahresmittelwert von $10,8^{\circ}\text{C}$, während in den Höhenlagen des Schwarzwaldes auf dem Feldberg auf 1486 m ü. NN durchschnittlich nur noch $3,9^{\circ}\text{C}$ gemessen werden (Normalperiode 1961-1990). Dieser Gradient von ca. $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ entspricht dem adiabatischen Temperaturgradienten. Allerdings gibt es hier jahreszeitliche Unterschiede. So beträgt die Abnahme in den Sommermonaten etwa $0,7^{\circ}\text{C}$ pro 100 m Höhengewinn, während in den Wintermonaten nur ein Betrag von ca. $0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ gemessen werden kann. Dieser Unterschied begründet sich in den in dieser Region im Winter häufig auftretenden Inversionswetterlagen im Bereich von Hochdruckgebieten. (TRENKLE & VON RUDLOFF, 1989)

Bei diesen Inversionswetterlagen kann es ebenfalls zu einer Feuchtezunahme mit der Höhe kommen, in der Regel aber nimmt die relative Feuchte mit zunehmender Höhe ab ($0,8\%$ pro 100 m).

Gleichermaßen verhält es sich nach KOHLER ET AL. (1998) mit der Strahlung, hier wirkt die durch den Schnee erhöhte Albedo allerdings ausgleichend.

Diese Verteilung der Parameter lässt auf eine mit der Höhe abnehmende potentielle Verdunstung schließen. FRIEG (1987) kam bei einer Berechnung der mittleren Einzugsgebietsverdunstung nach Thornthwaite auf einen Betrag von 560 mm pro Jahr.

3.3. Geologie und Hydrogeologie

Der Untergrund des Einzugsgebietes besteht zum größten Teil aus Gneisen und Anatekiten, das Gebiet gehört also zum kristallinen Grundgebirge des Schwarzwaldes. Nur in den Talauen, vor allem aber im Zartener Becken, finden sich würmeiszeitliche, fluvioglaziale Schotter.

Diese Lockersedimente werden im Zartener Becken häufig in den unterliegenden, pleistozänen Horizont mit fortgeschrittenem Verwitterungsgrad und höherem Schluffanteil und den nicht selten noch unverwitterten würmeiszeitlichen Horizont gegliedert. Außerdem teilt man das Zartener Becken in eine östlich bei der Ortschaft Zarten gelegene „obere Terrasse“ mit von Lehm überdeckten Kies und eine „niedere Terrasse“ ohne Lehmauflage bei Ebnet ein. Der Schotterkörper erreicht im Osten Freiburgs Mächtigkeiten bis zu 60 m, mit guten Durchlässigkeiten um 10^{-3} m/s dient er als Grundwasserspeicher: Die Stadt Freiburg wird zu einem großen Teil über Grundwasserentnahmen aus dem Zartener Becken versorgt. (FRIEG, 1987)

Die Wasserführung im kristallinen Grundgebirge erfolgt im Wesentlichen durch das gut durchlässige Kluftnetz im Gegensatz zu der relativ undurchlässigen Gesteinsmatrix, welche das Wasser über Diffusionsprozesse speichert.

Für einen gesamten Gebirgsstock werden Durchlässigkeiten von 10^{-5} bis 10^{-10} m/s angegeben, generell mit zunehmender Tiefe abnehmend. (UHLENBROOK, 1999)

An den steilen Hängen des Schwarzwaldes kann durch Erosion das Kristallin direkt an der Oberfläche liegen, in der Regel bildet es aber eine ca. 50 cm mächtige, zum Teil grabbare Zersatzzone aus und ist von Deckschichten aus periglazialer Schuttbildung überdeckt. Die Deckschichten werden in die Basisfolge, die Hauptfolge und die Deckfolge unterteilt und könne eine Mächtigkeit von mehreren Metern aufweisen. Die Deckschichten stellen die Hauptumsatzräume für das Niederschlagswasser dar. Es ist allerdings von mehreren, räumlich begrenzten Hanggrundwasserleitern auszugehen, deren Durchlässigkeiten aufgrund der unterschiedlichen Korngrößenzusammensetzung lokal sehr stark variieren können. (UHLENBROOK, 1999)

3.4. Böden

Die Bodentypen im Einzugsgebiet folgen dem unterliegenden Gestein. So finden sich im Osten des Zartener Beckens bei der Ortschaft Zarten auf der oberen zweischichtigen (Lehm über Kies) Terrasse vor allem Braunerde-Parabraunerde. Auf der unteren

Terrasse, bei der die Lehmauflage weitgehend fehlt, herrschen dagegen Böden vom Typ Parabraunerde-Braunerde vor.

In den höher gelegenen Lagen dominiert vor allem der Bodentyp Braunerde, wobei im Fußbereich von Hängen und im Umfeld von Quellen auch Gleye und Pseudogleye auftreten können. In der direkten Umgebung von Bächen sind auch Aueböden vorhanden, an Unterhängen von Wiesen können typische Kolluvien auftreten.

Wo die Deckschichten fehlen, haben sich auf der Zersatzzone des unterliegenden Festgesteins Syroseme und Ranker gebildet.

In den Hochlagen, den ehemals vergletscherten Bereichen des Einzugsgebiets, herrscht geringere Bioaktivität vor, so dass der Bodentyp Mullbraunerde dominiert, im Bereich von sandigen Moränen oder Terrassenablagerungen ist eine Podsolierung möglich. In Senkenlagen finden sich auch hier Gleye, mit Übergängen zu Mooren.

(HÄDRICH ET AL., 188)

3.5. Landnutzung

MORITZ (2007) führte eine Einzugsgebietsanalyse mit dem Programm AVSWAT-X durch. Diese Analyse ergab, dass ca. 3 % des Einzugsgebietes mit urbaner Fläche bedeckt ist, 36 % aus Grünland und Ackerland bestehen und 61 % bewaldet sind. Grundlage für diese Analyse bildeten Daten aus dem Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg.

3.6. Hydrologie

Das Einzugsgebiet der Dreisam ist Teil des dichten dendritischen Entwässerungssystems des Südschwarzwaldes. Die hohe Flussdichte von $2 \text{ km}/\text{km}^2$ entspricht den typischen Werten eines Gewässernetzes auf kristallinem Festgestein. Dessen niedrige Infiltrations- und Speicherkapazitäten sind auch die Ursache für die relativ großen Differenzen zwischen dem mittleren Abfluss (MQ) und dem mittleren Hochwasserabfluss (MHQ) am Gebietsauslass, dem Pegel Ebnet.

Abbildung 3.6.1 auf Seite 16 zeigt die Abflussregime der wichtigsten Fließgewässer im Dreisameinzugsgebiet. Datengrundlage für die Dreisam (Pegel Ebnet) ist der Zeitraum 1941-2005, für die Brugga (Pegel Oberried) der Zeitraum 1934-2006, für den St. Wilhelmer Talbach (Pegel St. Wilhelm) 1955-2006, für den Rotbach (Pegel Falkensteig) 1979-2006, für den Wagensteigbach (Pegel Wiesneck) 1946-1995 und

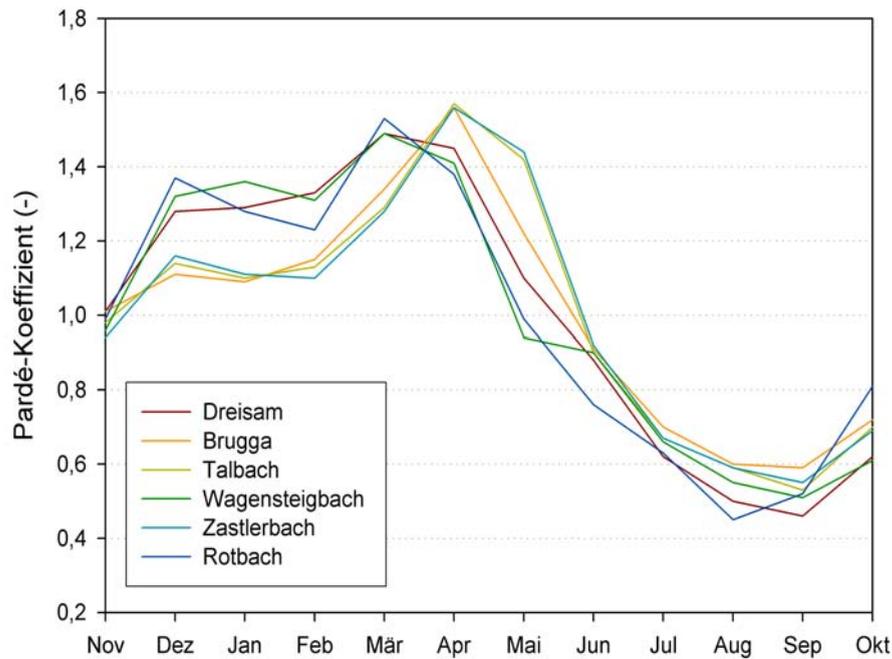


Abbildung 3.6.1.: Abflussregime im Dreisameinzugsgebiet

für den Zastlerbach (Pegel Zastler) 1955-2006.

Gut erkennbar ist der frühere Peak im März der topographisch tiefer liegenden Dreisam sowie der Teileinzugsgebiete des Wagensteigbaches und des Rotbaches gegenüber den höher liegenden Teileinzugsgebiete Brugga, St. Wilhelmer Talbach und Zastlerbach. Grund ist die durch höhere Lufttemperaturen in tieferen Lagen früher einsetzende Schneeschmelze. Die Minima in den Monaten Juli bis September resultieren aus der hohen Evaporation und dem erhöhten Wasserbedarf der Pflanzen zu dieser Zeit. (UHLENBROOK, 1999)

Das sekundäre Maximum der Regimekurven im Dezember wird von UHLENBROOK (1999) durch das zu dieser Jahreszeit häufige Auftreten der Wetterlage „zyklonal-west“ erklärt, bei der durch den Eintrag von Niederschlagswasser auf eine Schneedecke die so genannten „Weihnachtshochwasser“ auftreten können. Nach UHLENBROOK (1999) sind die Regime ein „komplexes Regime ersten Grades vom nivo-pluvialen Typ“, wobei die Regime der tiefer liegenden Flüsse auch dem pluvio-nivalen Typ zugerechnet werden können.

Beim Vergleich der Abflussregime fällt auf, dass der Verlauf des Dreisamregimes ausgeglichener ist als die Regimeverläufe der anderen Teileinzugsgebiete. Dies begründet sich in den größeren Speicherräumen, vor allem aber im bedeutenden Porenquifer des Zartener Beckens. Vergleichbare Speicher fehlen in den anderen Einzugsgebieten. (UHLENBROOK, 1999)

Der Verlauf der Regime in den Sommermonaten und auch die niedrigen Werte des MHQ in eben diesen Monaten zeigen, dass die zu dieser Zeit häufigen konvektiven Niederschlagsereignisse nur Hochwasser von kurzer Dauer mit relativ wenig Abflussvolumen bringen. (UHLENBROOK, 1999)

Tabelle 3.6.1 stellt die Größen einer langjährigen Wasserbilanz für das Dreisameinzugsgebiet dar. Die Werte stammen von FRIEG (1987) und wurden auf Grundlage der hydrologischen Jahre 1952-1984 ermittelt. Das langjährige arithmetische Mittel des Gebietsniederschlags für den genannten Zeitraum wurde zu einem Teil mit dem Polygonverfahren nach Thiessen mit Ergänzungen nach Horten und zum anderen Teil mit dem Sammelgebietsverfahren bestimmt. Die Verdunstung wurde nach Thornthwaite berechnet, wobei die potentielle Verdunstung der aktuellen Verdunstung gleichgesetzt wurde. Den Grundwasserabstrom schätzt FRIEG (1987) mittels der Differenz aus Niederschlag, Verdunstung und dem am Pegel gemessenen Abfluss ab, wobei die anthropogenen Entnahmen für die Wasserversorgung der Stadt Freiburg in die Berechnung mit einbezogen wurden.

Tabelle 3.6.1.: Wasserbilanz des Dreisameinzugsgebietes nach FRIEG (1987)

Niederschlag	Verdunstung	Abfluss	Grundwasserabstrom	anthr. Entnahmen
1473 mm	560 mm	686 mm	169 mm	58 mm

4. Methoden

Im Folgenden werden zuerst die verwendeten Methoden erläutert und daraufhin das methodische Vorgehen näher erklärt.

4.1. Verwendete Methoden

4.1.1. Trendtest nach Mann-Kendall

Der nicht-parametrische Test auf Trends nach Mann-Kendall (MANN (1945); KENDALL (1975)), der in dieser Arbeit verwendet wird, ist ein auf Rängen basierender Trendtest. Dadurch kann der Test auch gut auf Datensätze mit Ausreißern angewendet werden. Weitere Vorteile des Trendtests nach Mann-Kendall bestehen darin, dass der Test sowohl lineare als auch nichtlineare Trends zu detektieren vermag und vor allem keine Normalverteilung der Daten erfordert, welche bei klimatologischen und hydrologischen Datenreihen selten gegeben sind (HELSEL & HIRSCH, 1992).

Ein Nachteil des Mann-Kendall-Trendtests ist, dass die Qualität der Ergebnisse anfällig für Autokorrelation in der Zeitreihe ist (VON STORCH (1995), siehe dazu Kapitel 2.1 auf Seite 3).

Die Nullhypothese H_0 des Trendtests nach Mann-Kendall lautet, dass eine Datenreihe, in diesem Fall eine Zeitreihe $\{X_t, t = 1, 2, 3, \dots, n\}$ unabhängig und gleichverteilt ist, also kein Trend vorliegt. Die Alternativhypothese H_1 lautet: Es liegt ein Trend in X_t vor:

$$H_0 : P(x_j > x_i) = 0,5; j > i \quad (4.1.1)$$

$$H_1 : P(x_j > x_i) \neq 0,5 \text{ (zweiseitiger Test)} \quad (4.1.2)$$

Die Mann-Kendall-Statistik S berechnet sich dann nach:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \operatorname{sgn}(x_j - x_k) \quad (4.1.3)$$

mit x_j und x_k , den Datenwerten in den Jahren j und k , wobei $j > k$ und sgn die Vorzeichenfunktion ist:

$$\operatorname{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & , \text{ wenn } x_j - x_k > 0 \\ 0 & , \text{ wenn } x_j - x_k = 0 \\ -1 & , \text{ wenn } x_j - x_k < 0 \end{cases} \quad (4.1.4)$$

Es wird also jeder Wert mit jedem folgendem, dementsprechend jüngerem Wert in der Zeitreihe verglichen. Bei einer Datenreihe der Länge n erhält man so $1/2 n(n-1)$ Wertepaare, deren Vorzeichenfunktion in S aufsummiert wird.

Gemäß der Nullhypothese kann die Verteilung von S bei ausreichend großem Stichprobenumfang n gut durch die Normalverteilung approximiert werden. Der Erwartungswert μ_S und die Varianz σ_S^2 sind dann mit

$$\mu_S = 0 \quad (4.1.5)$$

$$\sigma_S^2 = \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5) \right] / 18 \quad (4.1.6)$$

gegeben, wobei in σ_S^2 die Summe eine Korrektur für das Auftreten von identischen Werten in der Zeitreihe darstellt, mit t_i für die Anzahl der identischen Werte (für jeden Wert) vom Umfang i .

Die standardisierte Teststatistik Z wird nun berechnet nach:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma_S} & , \text{ wenn } S > 0 \\ 0 & , \text{ wenn } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sigma_S} & , \text{ wenn } S < 0 \end{cases} \quad (4.1.7)$$

Bei einem zweiseitigen Test wird die Nullhypothese mit der Signifikanz α abgelehnt, wenn $|Z| > Z_{\alpha/2}$, wobei $Z_{\alpha/2}$ der Wert der Standardnormalverteilung mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von $\alpha/2$ ist.

Die Durchführung des Mann-Kendall Trendtests erfolgte in dieser Arbeit mit Hilfe von Makros in dem Tabellenkalkulationsprogramm Microsoft Excel[©] (LIBISELLER, 2002), siehe Kapitel 4.2.

Als Ergebnis wird hier u. a. der „p-value“ der Mann-Kendall Trendstatistik ausgegeben: Bei einem zweiseitigen Test entspricht der p-Wert der doppelten Wahrscheinlichkeit, ein gleich großes oder größeres Z als das errechnete (bei einem positiven Z) oder ein gleich kleines oder kleineres Z (bei einem negativen Z) zu erhalten. Mit anderen Worten: Je größer der p-Werte ist, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit, dass die Nullhypothese angenommen wird, das heißt, dass kein Trend vorliegt.

Als Schwellenwerte für die Trenduntersuchungen in dieser Arbeit werden die p-Werte $<0,1$ (=„signifikant“), $<0,05$ (=„stark signifikant“) und $<0,01$ (=„äußerst signifikant“) festgelegt, zusätzlich wird bei einem p-Wert $<0,2$ von einer „Tendenz“ gesprochen.

4.1.2. Trendschätzung nach Sen

Die Trendstärkeschätzung nach Sen (SEN, 1968) (in der Folge: Sen-Slope) ist in der Literatur auch zu finden als: Theil-Sen-Estimator (TSE), Theil-Sen-Approach (TSA), Trendschätzung nach Kendall-Sen, Kendall-Theil Robust Line, u. a.

Sie alle beschreiben dieselbe Methodik:

Für den Sen-Slope werden die Steigungen jedes möglichen Wertepaares der Zeitreihe ermittelt, also bei einer Datenreihe der Länge n erhält man $1/2 n(n-1)$ Steigungen. Der Median dieser Steigungen ist dann nach Sen der Schätzer für die Trendstärke

der gesamten Zeitreihe:

$$b = \text{med} \left(\frac{x_j - x_k}{j - k} \right) \forall l < k; l = 1, 2, 3, \dots, (n - 1); k = 2, 3, 4, \dots, n \quad (4.1.8)$$

wobei b die Steigung des Trends, med den Median und x_l die l -te Beobachtung in der Datenreihe darstellen.

Der Sen-Slope ist durch die Verwendung des Medians im Gegensatz z. B. zur Abschätzung durch eine Ausgleichsgerade nach der Methode der kleinsten Quadrate robust gegen Ausreißer in der Datenreihe (siehe (HELSEL & HIRSCH, 1992) und Abbildung 4.1.1), welche für hydrologische Zeitreihen durch das Auftreten von Extremereignissen typisch sind.

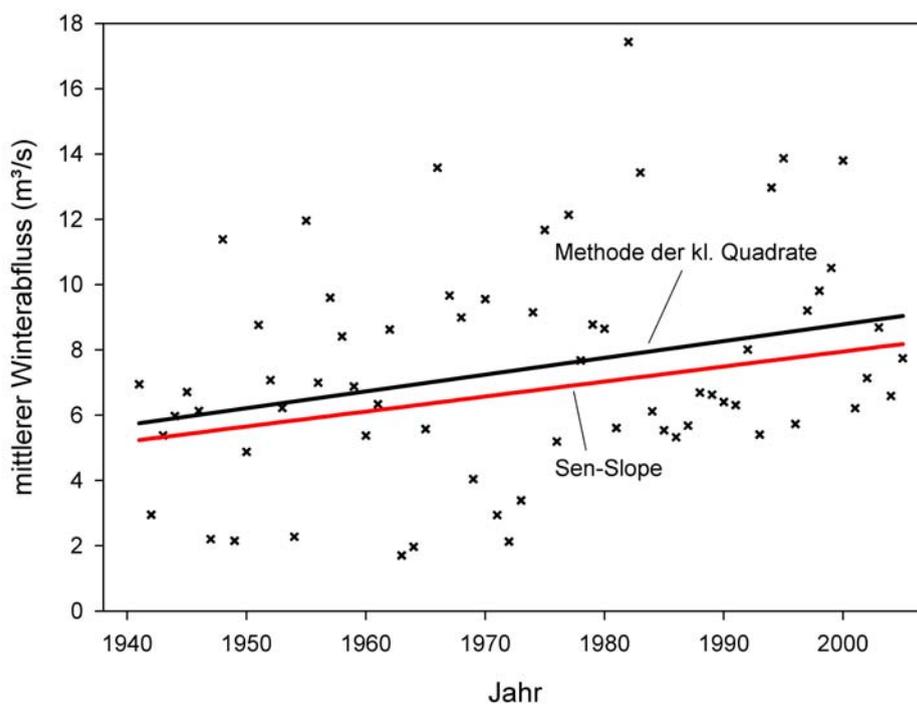


Abbildung 4.1.1.: Mittlere Winterabflüsse (Dez-Feb) der Dreisam, Pegel Ebnet, 1941-2005

Die Graphik stellt die mittleren Winterabflüsse der Dreisam am Pegel Ebnet der Jahre 1941-2005 dar. Zusätzlich sind eine Ausgleichsgerade nach der Methode der kleinsten Quadrate und nach der Methode nach Sen hinzugefügt. Es fällt zum einen auf, dass die Trendgerade nach Sen unter der Trendgerade nach der Methode der kleinsten Quadrate liegt und zum anderen eine geringere Steigung als ebendiese hat. Dies liegt, wie oben erwähnt, an der kleineren Sensitivität gegen Ausreißer der Me-

thode nach Sen.

Obwohl beide Verfahren erwartungstreu sind, liefert der Sen-Slope bei nicht normalverteilten Datensätzen durch eine geringere Varianz bessere Ergebnisse, während bei normalverteilten Daten die Schätzung nach Methode der kleinsten Quadrate leicht bessere Ergebnisse vorweisen kann. So zeigt der Sen-Slope die wünschenswerten Eigenschaften eines nicht-parametrischen Schätzers: „fast so gut“ wie der parametrische Schätzer, wenn alle Annahmen der Normalverteilung gegeben sind, und „viel besser“, wenn diesen Annahmen nicht erfüllt werden können! (HELSEL & HIRSCH, 1992).

Die Berechnung des Sen-Slope ist in das Microsoft Excel[©]-Programm zur Berechnung der Trendsignifikanz nach Mann-Kendall (LIBISELLER, 2002) implementiert.

4.1.3. Autokorrelationskoeffizient

Die Autokorrelation gibt an, wie stark sich die Werte einer Datenreihe in Abhängigkeit der Zeit gegenseitig beeinflussen, also inwieweit ein Wert der Zeitreihe durch vorhergehende, also ältere Werte, erklärt werden kann. Der Zeitabstand zwischen zwei Werten wird Lag genannt. Untersucht man die Abhängigkeit der Werte von dem vorhergehendem Wert, spricht man also von Lag-1, bzw. der Autokorrelation 1. Grades.

Wie in Kapitel 2.1 erwähnt, ist die Trendanalyse durch den Mann-Kendall Trendtest stark von etwaiger Autokorrelation in der Datenreihe abhängig. Um Autokorrelation k -ten Grades r_k in den vorliegenden Zeitreihen zu detektieren, wurde folgende Formel verwendet, welche sich an den Korrelationskoeffizienten nach Pearson anlehnt. Allerdings werden hier nicht Werte zweier verschiedener Reihen, sondern die Werte der Reihe mit den folgenden Werten in der Datenreihe (zum Lag k) miteinander verglichen:

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (4.1.9)$$

wobei x_i die Beobachtung zum Zeitpunkt i und \bar{x} das arithmetische Mittel der n Beobachtungen ist. k stellt den Zeitabstand der Autokorrelation dar.

Da durch das „pre-whitening“ (siehe Kapitel 4.1.4, Seite 24) nur Autokorrelation ersten Grades aus der Zeitreihe entfernt werden kann, wurde nur r_1 ermittelt und in der Arbeit weiter verwendet. Willkürliche Stichproben ergaben zudem das Bild, dass in den vorliegenden klimatologischen/hydrologischen Datenreihen vor allem starke Autokorrelationen ersten Grades vorliegen, bei größeren Zeitabständen ist die Autokorrelation meist zu vernachlässigen.

Die Berechnung des Autokorrelationskoeffizienten ersten Grades erfolgt über das Makro „autokorr“, welches für Microsoft Excel[©] in Virtual Basic for Applications[©] geschrieben wurde und in das Microsoft Excel[©]-Programm von LIBISELLER (2002) eingefügt wurde (Programmcode siehe Anhang B, Seite 111).

4.1.4. Pre-whitening

Nachdem VON STORCH (1995) den Nachweis über die Abhängigkeit der Ergebnisse des Mann-Kendall Trendtest von autokorrelierten Daten erbrachte, schlägt er u. a. die Methodik des „pre-whitening“ vor. Dabei wird aus der Datenreihe bei vorliegender Autokorrelation diese entfernt, den Daten wird sinngemäß ein weißes Rauschen hinzugefügt, bzw. es wird eine neue Datenreihe Y_t generiert, in welcher keine Autokorrelation ersten Grades vorliegt. Diese neue Zeitreihe ersetzt die alte Reihe X_t :

$$Y_t = X_t - r_1 X_{t-1} \quad (4.1.10)$$

wobei r_1 den Autokorrelationskoeffizienten ersten Grades (siehe Kapitel 4.1.3, Seite 23) darstellt.

Wie schon in Kapitel 2.1, Seite 3 erwähnt, empfiehlt VON STORCH (1995) die Methode des „pre-whitening“ nur auf Zeitreihen mit einer dominierenden Autokorrelation erster Ordnung anzuwenden, bei Autokorrelationen höherer Ordnung sei das „pre-whitening“ nicht effizient.

Die Durchführung des „pre-whitening“ erfolgt über das in Visual Basic for Applications[©] geschriebene Makro „prewhiten“, welches in das Microsoft Excel[©]-Programm von LIBISELLER (2002) zu Berechnung der Trendsignifikanz nach Mann-Kendall implementiert wurde (Programmcode siehe Anhang B, Seite 111).

4.1.5. LOESS

Die Darstellung der Trends in den untersuchten Zeitreihen erfolgt in dieser Arbeit zum Teil mit LOESS (locally weighted scatterplot smoothing, CLEVELAND (1979), CLEVELAND & DEVLIN (1988)), auch LOWESS genannt.

Diese Prozedur hat den Vorteil, dass die natürlichen Schwankungen, denen klimatische und hydrologische Zeitreihen unterlegen sind, in der Darstellung nicht gänzlich verloren gehen, wie es bei der Darstellung mit einer Geraden der Fall wäre. Ähnlich einem gleitenden Mittel wird eine Ausgleichskurve nach dem kleinste-Quadrate-Verfahren errechnet. Dabei wird ein bestimmtes Fenster gewählt, aus welchem der geglättete Wert errechnet werden soll. Zusätzlich werden diese eingehenden Werte in Abhängigkeit ihrer Entfernung unterschiedlich gewichtet.

In dieser Arbeit wird, wenn nicht anders angegeben, ein Fenster aus 50 % der Werte gewählt, kombiniert mit einem Polynom ersten Grades und einer Gewichtungsfunktion der 3. Potenz. Es muss beachtet werden, dass es zu Beginn einer Darstellung durch fehlende Werte zu einer verstärkten Abbildung der vorliegenden Schwankungen kommen kann.

4.2. Methodisches Vorgehen

Die Trendanalyse der verschiedenen Zeitreihen in dieser Arbeit folgt dem Prinzip des schon in Kapitel 2.1 erwähnten „trend-free-pre-whitening“ (TFPW), welches von YUE ET AL. (2002) entwickelt wurde. Die Anwendung gliedert sich in 4 Schritte, welche im Folgenden erläutert werden:

1. Schritt: Abschätzung der Steigung b des Trends nach Sen (Methodik siehe Kapitel 4.1.2, Seite 21). Liegt die Steigung nahe null, ist es nicht notwendig, die Trendanalyse fortzuführen. Ist die Steigung von null verschieden, wird der Trend als linear angesehen und wie folgt von der Zeitreihe X_t eliminiert:

$$X_t^i = X_t - T_t = X_t - bt \quad (4.2.1)$$

Mit X_t^i für die trendbereinigte Zeitreihe, T_t für die Trendkomponente und t für den Zeitindex

2. Schritt: Ermittlung des Autokorrelationskoeffizienten erster Ordnung r_1 (Methodik siehe Kapitel 4.1.3, Seite 23) der trendbereinigten Zeitreihe X_t' und anschließendes „pre-whitening“ (Formel 4.1.10, Seite 24).
3. Schritt: Zusammenfügen der bearbeiteten Zeitreihe Y_t' und des Trends T_t aus Schritt 1:

$$Y_t = Y_t' + T_t \quad (4.2.2)$$

4. Schritt: Anwendung des Trendtest nach Mann-Kendall (Methodik: Kapitel 4.1.1, Seite 19), um die Signifikanz des Trends abzuschätzen.

Die Berechnung der einzelnen Schritte erfolgt in einem Microsoft Excel[®]-Programm, für das LIBISELLER (2002) ein Makro in Visual Basic for Applications[®] geschrieben hat, welches die Signifikanz des Trends nach Mann-Kendall berechnet. Des Weiteren ist die Trendschätzung nach Sen ebenfalls implementiert.

Als Erweiterung wurden die Module „Detrend“, „autokorr“, „prewhiten“ und „add-Trend“ (Programmcodes: siehe Anhang B, Seite 111) ebenfalls in Visual Basic for Applications[®] verfasst und implementiert, so dass die gesamte Bearbeitung in einem Microsoft Excel[®]-Workbook stattfinden kann.

In dem Programm werden die zu untersuchenden Zeitreihen in das Worksheet „Raw data“ eingegeben und markiert. Durch das Ausführen des Makros „multcondmk“ im Worksheet „Raw data“ wird der Trendtest nach Mann-Kendall und die Trendschätzung nach Sen durchgeführt.

Die Ergebnisse der Berechnungen sind im Worksheet „Test statistics“ ablesbar, so dass an dieser Stelle die Abschätzung des Trends nach Sen aus „Schritt 1“ schon vollzogen ist. Zur weiteren Bearbeitung der Daten wurde das Modul „Detrend“ in das Worksheet „Test statistics“ integriert.

Da die Anweisung von YUE ET AL. (2002), die weitere Bearbeitung nicht fortzusetzen, wenn die Steigung des Trends nach Sen „nahe Null“ sei, aufgrund der jeweils vorliegenden Dimension der zu untersuchenden Zeitreihen undeutlich ist, stützt sich das Makro „Detrend“ auf den p-Wert des Hypothesentests nach Mann-Kendall (siehe Kapitel 4.1.1, Seite 19): Wenn der p-Wert kleiner als ein bestimmter zu wählender

Schwellenwert ist, also die Wahrscheinlichkeit für die Annahme der Alternativhypothese und damit die Wahrscheinlichkeit für einen Trend höher als dieser Wert ist, wird der Trend nach Sen in Form einer linearen Steigung von der Zeitreihe entfernt. Als standardmäßiger Schwellenwert ist 0,5 eingestellt, so dass bei allen Zeitreihen mit einer Ablehnungswahrscheinlichkeit der Nullhypothese von über 50% der Trend nach Sen aus dem Worksheet „Test statistics“ ausgelesen und, wie in Formel 4.2.1, Seite 25 beschrieben, entfernt wird.

Sowohl die bereinigten als auch die belassenen Zeitreihen werden während dem Durchlauf des Makros „**Detrend**“ in das Worksheet „New Rows (detrended)“ geschrieben, die trendbereinigten Reihen erhalten dabei im Header den Zusatz „detr.“. Zur Ausführung von „Schritt 2“ wird dann in ebendiesem Worksheet das Modul „**autokorr**“ aufgerufen, welches den Autokorrelationskoeffizienten ersten Grades der trendbereinigten Zeitreihen berechnet und diesen in das Worksheet „Test statistics“ zu den betroffenen Zeitreihen schreibt.

Ebendort wird daraufhin die Prozedur „**prewhiten**“ gestartet, die mit der Abfrage beginnt, ab welchem Schwellenwert für den Autokorrelationskoeffizienten die Prozedur des „pre-whitening“ ausgeführt werden soll.

Als vorgegebene Größen sind gemäß VON STORCH (1995) die Werte 0,1 und -0,1 angegeben, so dass alle Zeitreihen, deren Autokorrelationskoeffizient größer als 0,1, bzw. kleiner als -0,1 ist, „pre-whitened“ werden. Nach dieser Prozedur werden die Datenreihen in das Worksheet „detrended & prewhitened“ geschrieben, wobei die Header der bearbeiteten Reihen die Ergänzung „prewh.“ erhalten.

Um „Schritt 3“ auszuführen, muss im eben genannten Worksheet das Makro „**add-Trend**“ ausgeführt werden, welches ebenfalls mit einer Abfrage startet, welche wie in „Schritt 1“ die Höhe des p-Wertes fordert. Dabei sollte unbedingt der gleiche Wert wie bei der Durchführung des Makros „**Detrend**“ angegeben werden, um fehlerhafte Ergebnisse zu vermeiden.

Daraufhin werden die in „Schritt 1“ entfernten Trends wieder zu den bearbeiteten Zeitreihen hinzu addiert und alle Datenreihen in das Worksheet „New Rows (Trend re-added)“ geschrieben. Dabei wird der Header jener Reihen, welche in irgendeiner Weise bearbeitet wurden, mit dem Zusatz „modified“ versehen.

Dies ermöglicht, dass nach der Ausführung von „Schritt 4“, also nach der wiederholten Berechnung der Trendsignifikanz nach Mann-Kendall der nun modifizierten Datenreihen, diese mit den ursprünglich errechneten Werten verglichen und auf Plausibilität untersucht werden können.

Abbildung 4.2.1 zeigt schematisch das Vorgehen bei der Trendanalyse.

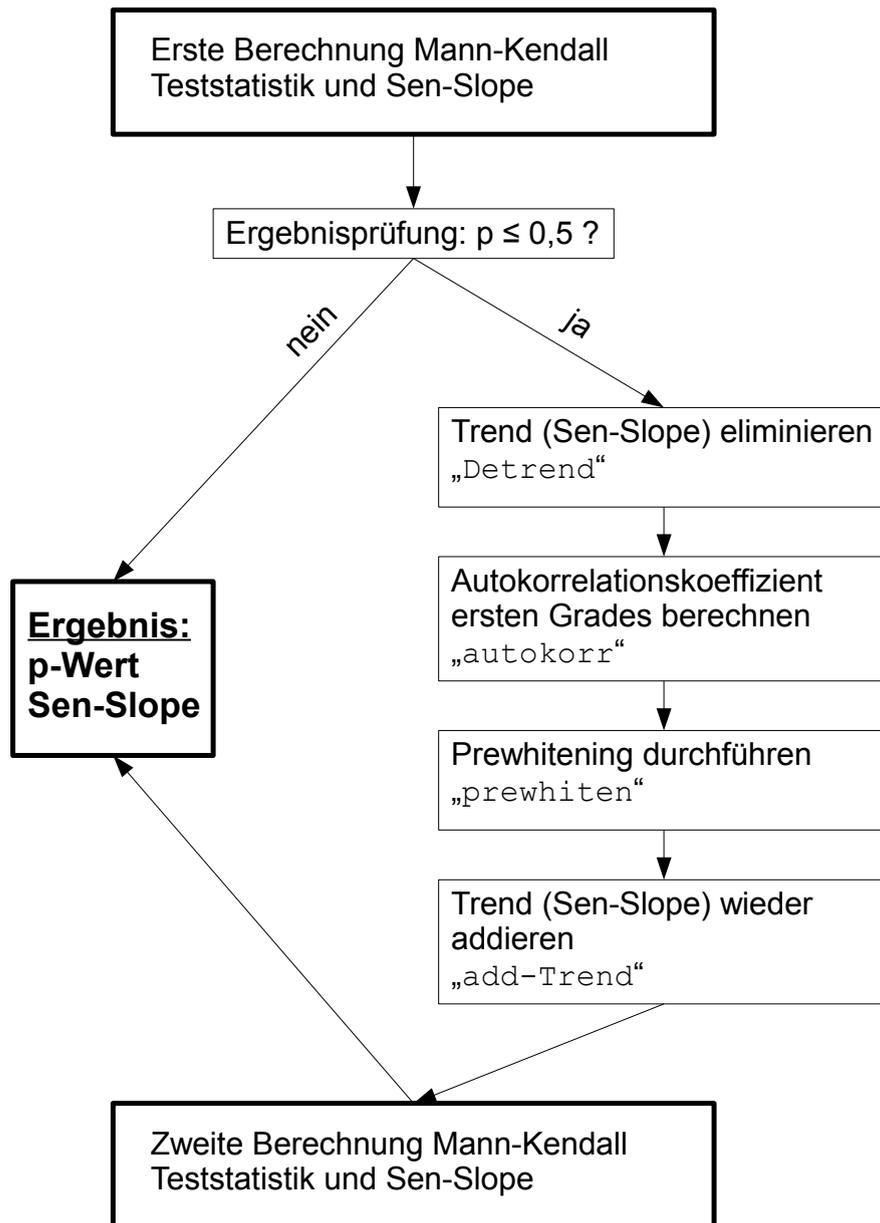


Abbildung 4.2.1.: Schema über das methodische Vorgehen bei der Trendanalyse

5. Daten

Im folgendem Kapitel werden die dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten und die verarbeiteten Parameter vorgestellt. Die Nennung der Stationen folgt der Topographie von unten nach oben. Die Lage der verwendeten Pegel und Stationen gibt auch Abbildung 3.0.1, Seite 11, wieder. Datenquelle ist die Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW).

5.1. Pegeldaten

Der Pegel Ebnet, der gleichzeitig den Gebietsauslass darstellt, misst den Abfluss der **Dreisam** auf 308 m ü. NN. Begonnen wurde mit der Abflussmessung am 01.11.1940, die vorliegenden Datenreihen der mittleren Tagesabflüsse reichen bis zum 28.08.2007, die Werte vom 25.11.2005 und 17.02.2007 fehlen.

In Oberried befindet sich der gleichnamige Pegel, der den Abfluss der **Brugga** misst. Die Messungen des Abflusses begannen hier auf etwa 444 m ü. NN am 01.11.1933 und reichen bis in die Gegenwart. Die vorliegende Zeitreihe endet am 27.08.2007 und ist lückenlos.

Der **Zastlerbach** wird seit dem 01.05.1954 am Pegel Zastler in ca. 567 m ü. NN gemessen, die vorhandene Zeitreihe reicht bis zum 22.04.2007. Hier fehlen die mittleren Tagesabflüsse vom 07. und 18. September 2006 sowie die vom 16.11.2006.

Tabelle 5.1.1.: Vorhandene Pegelreihen mit Lücken

Pegel	Höhenstufe	vorh. Zeitreihe	Lücken
Ebnet (Dreisam)	308 m ü. NN	01.11.1940-28.08.2007	25.11.2005 und 17.02.2007
Oberried (Brugga)	444 m ü. NN	01.11.1933-27.08.2007	keine
Zastler (Zastlerbach)	567 m ü. NN	01.05.1954-22.04.2007	07. und 18.09.2006 und 16.11.2006
St. Wilhelm (St. Wilhelmer Talbach)	660 m ü. NN	01.05.1954-22.04.2007	07.09.2006 und 19.12.2006-04.01.2007

Der am höchsten, in etwa 660 m ü. NN gelegene Pegel misst in St. Wilhelm den **St. Wilhelmer Talbach**, einen Zufluss der Brugga. Die Messungen begannen ebenfalls am 01.05.1954 und gehen bis in die Gegenwart. Die verarbeitete Datenreihe der mittleren Tagesabflüsse endet gleichfalls am 22.04.2007. Lücken liegen am 07. September 2006 und vom 19.12.2006 bis zum 04.01.2007 vor.

Tabelle 5.1.1, Seite 29, zeigt eine Übersicht der vorhandenen Pegeldata mit Lücken. In Abbildung 3.6.1, Seite 16, sind die Regime der genannten Pegel dargestellt, Abbildung 5.1.1 zeigt die Länge der vorhandenen Zeitreihen.

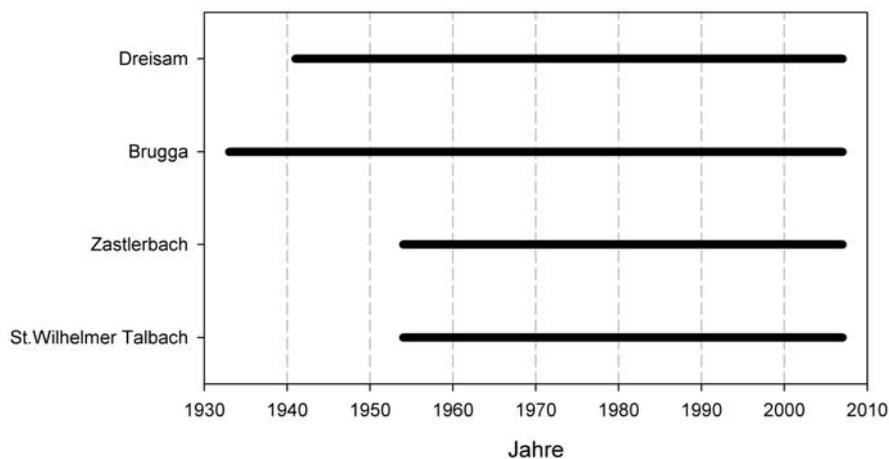


Abbildung 5.1.1.: Vorhandene Zeitreihen der verwendeten Pegel

5.2. Klimadaten

Von den untersuchten Stationen wurden die Parameter mittlere Tageslufttemperatur, maximale und minimale Tageslufttemperatur, jeweils in ($^{\circ}\text{C}$), und die relative Feuchte (%) vom Deutschen Wetterdienst (DWD) bezogen.

Die topographisch niedrigste Station, deren Klimadaten untersucht wurden, ist die Station **Freiburg** auf 236 m ü. NN. Sie liegt zwar außerhalb des Einzugsgebietes der Dreisam, wurde aber wegen der langen Zeitreihen in die Untersuchung miteinbezogen. Die Messreihe der untersuchten Parameter beginnt am 01.05.1949 und endet am 28.08.2007. Lücken liegen keine vor.

Auf 883 m ü. NN im äußersten Südosten des Einzugsgebiet liegt die Station **Hinterzarten**. Deren Zeitreihe der Klimadaten beginnt am 01.01.1946 und endet am

31.03.2005 ohne Lücken. Allerdings beginnt die Messung der relativen Feuchte erst am 01.01.1970.

Die höchste Station im Einzugsgebiet befindet sich auf dem **Feldberg** auf 1486 m ü. NN. Hier begannen die Messungen am 01.01.1945 und gehen bis in die Gegenwart. Die vorhandene Datenreihe reicht bis zum 28.08.2007, hat allerdings Lücken: So fehlt der März 1945 sowie die Werte vom 11.01.1945 bis zum 31.07.1945. Auch der Oktober 1948 fehlt.

Eine tabellarische Zusammenfassung der verwendeten der Klima- und Niederschlagsstationen mit Zeitreihenlängen und Lücken findet sich in Anhang A, Tabelle A.0.1, Seite 86.

Eine Übersicht über die Länge der Klima- und Niederschlagszeitreihen analog zu Abbildung 5.1.1, Seite 30 gibt Abbildung 5.3.1 auf Seite 32.

5.3. Niederschlagsdaten

Bei den vorhandenen Daten handelt es sich um Tagessummen des Niederschlags.

Bei allen Stationen fehlt der Wert vom 31.12.1970. Nachfragen beim Deutschen Wetterdienst in Offenbach brachten kein Ergebnis bezüglich des Grundes. Deshalb gilt die Aussage „ohne Lücke“ nicht für dieses Datum!

Neben Klimadaten nimmt die außerhalb des Untersuchungsgebietes liegende Station **Freiburg** auf 236 m ü. NN seit dem 01.01.1951 bis in die Gegenwart auch Niederschlagsdaten auf. Allerdings fehlen die Tage 30.11.2002, 26.09.2003, 23.10.2003, 17.06.2004, 30.06.2006 und 12.04.2005.

Ca. 4,5 km nördlich der nordöstlichen Einzugsgebietsgrenze liegt die Niederschlagsstation **Obersimonswald** auf 419 m ü. NN. Hier begann die Niederschlagsmessung am 01.01.1951 und reicht bis in die Gegenwart. Die vorliegende Zeitreihe geht bis zum 27.08.2007, gleichwohl fehlt der Januar 2005 und der Zeitraum vom 01.10.2005 bis zum 31.05.2006.

Die ebenfalls außerhalb des Einzugsgebietes liegende Station **Münstertal** (ca. 7 km südwestlich der Grenze gelegen) auf 456 m ü. NN begann schon am 01.01.1933 mit der Aufzeichnung der Niederschlags. Die Datenreihe reicht bis in die Gegenwart, mit

einer Lücke in den Jahren 1945 und 1946.

Auf 1001 m ü. NN wird an der Station **Breitnau** schon seit dem 01.01.1912 der Niederschlag gemessen. Die vorhandene Datenreihe reicht bis in die Gegenwart (31.05.2007), allerdings mit einer großen Lücke vom 01.02.1942 bis zum 31.12.1950.

Die höchste Messstation ist wiederum der **Feldberg**, die auf 1486 m ü. NN den Niederschlag seit dem 01.01.1941 bis in die Gegenwart aufnimmt. Die vorliegende Zeitreihe läuft bis zum 31.05.2007 und hat eine Lücke vom 01.01.1945 bis zum 31.12.1945.

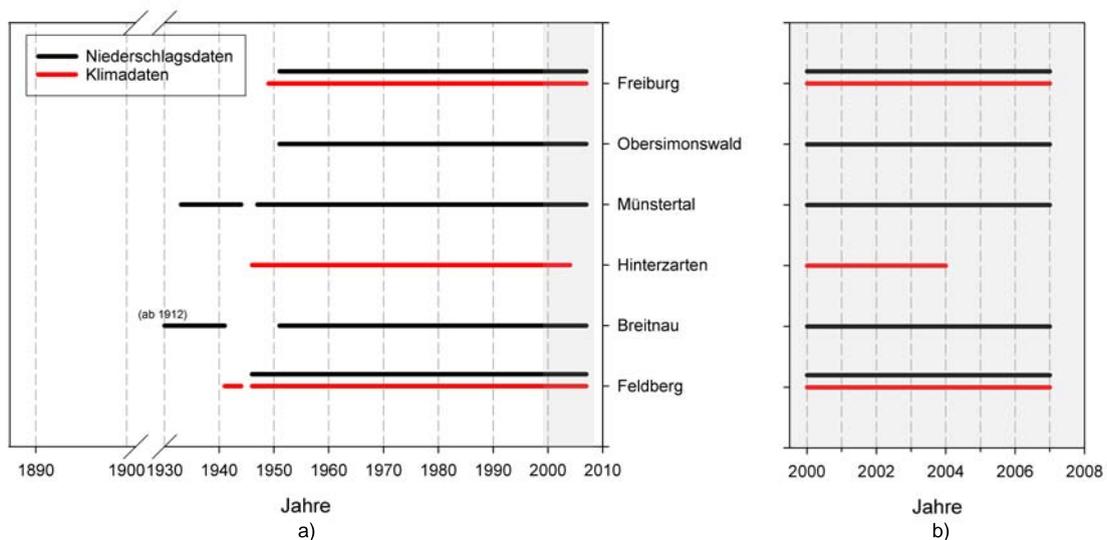


Abbildung 5.3.1.: a) Längen der Klima- und Niederschlagszeitreihen, Bereich 2000-2007 grau unterlegt und in b) vergrößert dargestellt

Eine tabellarische Zusammenfassung der Klima- und Niederschlagsstationen mit Zeitreihenlängen und Lücken findet sich in Anhang A, Tabelle A.0.1, Seite 86.

Eine Übersicht über die Länge der Klima- und Niederschlagszeitreihen analog zu Abbildung 5.1.1, Seite 30, gibt Abbildung 5.3.1.

5.4. Vorgehen bei Datenlücken

Wie im vorherigem Kapitel beschrieben, weisen die vorhandenen Daten zum Teil erhebliche Lücken in den Zeitreihen auf. In diesem Abschnitt wird das Vorgehen bei und die Bearbeitung von Lücken beschrieben. Dazu muss zunächst die Art der

Datenreihe und die Größe der Lücke beachtet werden:

Pegeldaten: Wenn, wie zum Beispiel im Fall des Pegel Zastler (Zastlerbach) einzelne Tage in der Reihe der täglichen Abflussmittel fehlen, wird der fehlende Wert durch lineare Interpolation der vor- und nachliegenden Werte ermittelt. Das Verfahren wurde bis zu einer Lücke von zwei aufeinander folgenden Tagen angewendet.

Wenn die Lücke in der Datenreihe größer als zwei Tage ist, wurde der gesamte Monat verworfen und konnte notgedrungen nicht in die Untersuchung mit einbezogen werden.

Niederschlags- und Klimadaten: Bei Lücken in den Niederschlags- und klimatischen Datenreihen wurde versucht, mit Hilfe der Reihen umliegender Stationen eine möglichst gute einfache lineare Regression zu erstellen, um mit dieser die fehlenden Werte errechnen zu können. Auf eine multiple Regression wurde aufgrund der hohen Multikollinearität der Stationen verzichtet. Darüber hinaus wurde die lineare Regression angesichts der verarbeiteten Klimavariablen unter Ausschluss einer Konstanten berechnet, z. B. erscheint es wenig sinnvoll, einen konstanten Niederschlag anzunehmen.

Bei der Berechnung werden Tageswerte durch Tageswerte ersetzt. Fehlen die Werte mehrerer Tage eines Monats oder gar die eines gesamten Monats, wurde die lineare Regression mit den jeweiligen Monatswerten durchgeführt. Wenn sich die Lücke allerdings über eine Spanne von mehreren Monaten oder ein oder mehrere Jahre erstreckt, musste auf eine Regression und damit auf die fehlenden Werte verzichtet werden. Eine Schließung solch großer Lücken hätte die Eigenschaften, vor allem aber den Trend der jeweiligen Ausgangsstation auf die behandelte Zeitreihe übertragen, und somit die Analyse der lückenhaften Datenreihe stark verfälscht und deren Aussagekraft gemindert.

5.5. Verwendete Parameter

Im folgenden Kapitel werden die untersuchten Parameter dieser Arbeit vorgestellt. Tageswerte weisen naturgemäß eine hohe Variabilität auf. Da die vorhandenen Daten in dieser Form vorlagen, wurden die Werte der verschiedenen hydrologischen und klimatologischen Variablen zu Monats-, Saisons- und Jahreswerten aggregiert. Dabei wurden die Tagessummen des Niederschlags zu Summen addiert, während die mittlere Tageslufttemperatur und die mittleren Tagesabflüsse (MQ) für die jewei-

ligen Zeiträume gemittelt wurden. Zusätzlich wurden beim Abfluss der niedrigste mittlere Tagesabfluss (NQ) und der maximale mittlere Tagesabfluss (MQ_{max}) jedes Monats, jeder Saison und jedes Jahres ermittelt. Analog dazu wurden aus den Minimum- und Maximumlufttemperaturen der kälteste bzw. wärmste Wert der Lufttemperatur für die jeweiligen Zeiträume herausgesucht.

Als Untersuchungszeiträume wurden wie erwähnt Monats- und Jahresdaten gebildet, um sowohl mögliche Veränderungen im Regime, als auch langfristige Veränderungen zu erfassen. Darüber hinaus wurde das Jahr analog zu den Jahreszeiten in Quartale eingeteilt, um auch hier etwaige Veränderungen erkennen zu können. Dabei erstreckt sich das Quartal „Winter“ über die Monate Dezember-Januar-Februar, das Quartal „Frühjahr“ über die Monate März-April-Mai, der „Sommer“ über Juni-Juli-August und das Quartal „Herbst“ über September-Oktober-November. Diese „meteorologische“ Einteilung wurde gewählt, um sowohl den Einfluss der Schneeniederschläge im Winter und der Schmelzvorgänge im Frühjahr zu erfassen als auch Veränderungen der Sommer- und Herbstcharakteristika zu registrieren.

Da in vorangegangenen Studien in der Region (siehe Kapitel 2.2, Seite 6) das Ergebnis häufig auf eine Veränderung der winterlichen Niederschläge (von Schneeniederschlägen hin zu Regenniederschlägen) und den dazugehörigen Abfluss hindeutete (vgl. (BÁRDOSSY & CASPARY, 1990); (CASPARY & BÁRDOSSY, 1995); (GÜNTHER, 2004)) wurden zusätzlich noch die Parameter „Frosttage“, also die Anzahl der Tage in einem Jahr, an denen die Minimumlufttemperatur unter 0°C bleibt und analog zu den Studien in HODGKINS ET AL. (2003), HUNTINGTON ET AL. (2004) und BURN & ELNUR (2002) der Parameter „WSCV“ eingeführt. Der Parameter „WSCV“ („winter-spring-center-volume“) entspricht dabei dem Median des Abflussvolumens des Zeitraums vom 01.01. bis zum 31.05. jeden Jahres, also das Datum (angeben als julianischer Tag), an dem die Hälfte des Abflussvolumens im genannten Zeitraum abgeflossen ist. Über diesen Parameter wird versucht, noch stärkeres Augenmerk auf Veränderungen in der Abflusscharakteristik der Winter bzw. der Frühjahre zu legen.

Neben der relativen Feuchte wurde zur weiteren Betrachtung der Feuchtebedingungen noch die absolute Feuchte berechnet und analysiert. Die Formel zu Berechnung der absoluten Feuchte a (g/m^3) lautet:

$$a = 10^4 \frac{m_W}{R^n} \frac{e}{T + 273,15} \quad (5.5.1)$$

mit:

$$e = rH \cdot 0,611 \exp \left[\frac{17,3 T}{T + 273,3} \right] \quad (5.5.2)$$

wobei m_W die Molmasse von Wasser (18,016 kg), R^n die allgemeine Gaskonstante (8314,3 J/(kmol*K)), e der Dampfdruck (hPa), rH die relative Feuchte (%) und T die Lufttemperatur (°C) sind.

Da im Endeffekt Veränderungen im gesamten hydrologischem System untersucht werden sollen, musste auch die Verdunstung untersucht werden. Da aus der Charakteristik der vorliegenden Daten nur eine relativ „einfache“ Methode zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration in Frage kam und jene in diesem Klimaraum nach FRIEG (1987) der aktuellen gleich gesetzt werden kann, fiel die Wahl auf die Verdunstungsformel nach Hamon (HAMON, 1961), siehe Formel 5.5.3, in der Einheit (mm/d).

$$PET_{ham} = \frac{715,5 \Lambda e^*(T_{mit})}{(T_{mit} + 273,2)} \quad (5.5.3)$$

mit: PET_{ham} = potentielle Evapotranspiration nach HAMON (1961), (mm/d), Λ = Tageslänge, (d), $e^*(T)$ = Sättigungsdampfdruck bei Temperatur T, (kPA) und T_{mit} = mittlere Tageslufttemperatur, (°C)

FEDERER ET AL. (1996) führten einen Vergleich unterschiedlicher Methoden zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration unter verschiedenen Klimasituationen und Landnutzungsarten durch, bei der die Methode nach Hamon für vergleichbare Gebiete zu keinem schlechten Ergebnis kam. Bei einem Vergleich 27 verschiedener Verdunstungsformeln für die Anwendung in Niederschlag-Abflussmodellen durch OUDIN ET AL. (2005) schnitt die Formel nach Hamon unter den einfachen Temperaturmethoden ebenfalls gut ab. Auch BURNS ET AL. (2007) benutzten die Formel nach Hamon in ihrer Studie, die in den Catskill Mountains/New York, USA durchgeführt wurde. Dieses Gebiet ist zwar bedeutend größer als das Dreisameinzugsgebiet, jedoch in der Höhenlage durchaus mit diesem vergleichbar.

Zusätzlich wurde die potentielle Evapotranspiration nach Hargreaves (HARGREAVES & SAMANI, 1982), siehe Formel (5.5.4), Seite 36, berechnet und analysiert. Hier gehen neben der mittleren Tagesmitteltemperatur noch die verfügbare Strahlung am äußeren Atmosphärenrand S_0 , in mm/d, und die Differenz der Tagesextremtempe-

raturen ein. Speziell durch diesen Wert werden die vorherrschenden Feuchtebedingungen stärker mit in die Berechnung einbezogen.

$$PET_{har} = 0,0023S_0(T_{max} - T_{min})^{1/2}(T_{mit} + 17,8) \quad (5.5.4)$$

mit: PET_{har} = potentielle Evapotranspiration nach HARGREAVES & SAMANI (1982), (mm/d), S_0 = extraterrestrische Strahlung, abhängig vom Breitengrad, (mm/d), T_{max} = Tagesmaximumtemperatur, ($^{\circ}$ C), T_{min} = Tagesminimumtemperatur, ($^{\circ}$ C), T_{mit} = Tagesmitteltemperatur, ($^{\circ}$ C)

Die Methode nach Hargreaves wurde zusätzlich gewählt, um die vorliegenden Parameter der Klimareihen bestmöglichst auszunutzen und einen Vergleich der Methode zu ermöglichen.

Aus den vorliegenden Klimadaten wurden jeweils die Tagessummen der potentiellen Evapotranspiration ermittelt, die dann zu Monats-, Saison- und Jahreswerten aufaddiert wurden. Tabelle 5.5.1 zeigt die untersuchten Parameter im Überblick.

Tabelle 5.5.1.: Untersuchte Parameter

Parameter	Monatswerte	Saisonwerte	Jahreswerte
MQ	✓	✓	✓
MQ_{max}	✓	✓	✓
NQ	✓	✓	✓
Niederschlag	✓	✓	✓
mittl. Lufttemperatur	✓	✓	✓
max. Lufttemperatur	✓	✓	✓
min. Lufttemperatur	✓	✓	✓
rel. Feuchte	✓	✓	✓
abs. Feuchte	✓	✓	✓
pot. Evapotranspiration	✓	✓	✓
Frosttage			✓
WSCV			✓

6. Ergebnisse

Im Folgenden sind die mit dem Mann-Kendall Test errechneten Ergebnisse der Trendanalyse dargestellt. Die Beschreibung der Resultate der jeweils untersuchten Parameter folgt, wie schon in Kapitel 5, der Topographie der betrachteten Stationen von unten nach oben. Die Lage der untersuchten Niederschlags- und Klimastationen sowie der Pegel gibt auch Abbildung 3.0.1, Seite 11, wieder.

Wie in Kapitel 4.1.1, Seite 19 erwähnt, wird bei den Ergebnissen ab einem Schwellenwert von $p < 0,1$ von „signifikant“, $< 0,05$ von „stark signifikant“ und $< 0,01$ „äußerst signifikant“ und bei einem p-Wert $< 0,2$ von einer „Tendenz“ gesprochen.

Die Berechnung der prozentualen Veränderungen erfolgte, wie in (RAPP & SCHÖN-
WIESE, 1996), relativ zum arithmetischen Mittel des jeweiligen Parameters.

6.1. Analyse 1955-2007

Analysiert wurde der Zeitraum 1955-2007, respektive der Spanne vom 01.12.1954 (für die Berechnung des Winterquartals) bis zum 31.07.2007 bzw. 31.05.2007 für die Stationen Breitnau und Feldberg. Die in dieser Analyse untersuchten Datenreihen der Klimastation Hinterzarten laufen nur bis zum 31.03.2005, sie wurden dennoch in diese Analyse mit aufgenommen, da sonst nur die Ergebnisse der topographisch tiefsten und höchsten Station hätten dargestellt werden können. Unter Hinzunahme der Ergebnisse der Station Hinterzarten können so auch Schlussfolgerungen über die Höhenlage zwischen den Stationen gezogen werden. Allerdings wurde auf die zu kurze Reihe der relativen Feuchte, die an der Station Hinterzarten erst 1970 beginnt, verzichtet.

Die Untersuchung enthält also die Daten aus etwa 52,5 Jahren. Die Periode wurde aufgrund der Datenlage der vorliegenden Pegelreihen gewählt. Wie in Kapitel 5.1, Seite 29 erwähnt und aus Abbildung 5.1.1, Seite 30 ersichtlich, beginnen die Zeitreihen der Pegel Zastler und St. Wilhelm am 01.05.1954, so dass erst ab diesem Zeitpunkt ein gesamtheitlicher Blick auf alle klimatischen und vor allem hydrologischen Parameter der verschiedenen Höhenstufen möglich ist.

Der Pegel St. Wilhelm, dessen Abflussaufzeichnungen eine große Lücke um den Jahreswechsel 2006/2007 aufweisen (siehe Tabelle 5.1.1, Seite 29), konnte jedoch nur bis zum 30.11.2006 mit in die Untersuchungen miteinbezogen werden.

Begonnen wird mit der Darstellung des Niederschlags als Input des Wasserkreislaufs. Anschließend werden die Temperaturen und die Feuchtemaße und damit verbunden die potentielle Evaporation besprochen. Als resultierendes Glied des Wasserkreislaufs wird letztlich auf den Abfluss eingegangen.

In die Untersuchungen sind folgende Stationen und Pegel mit einbezogen:

Tabelle 6.1.1.: Untersuchte Stationen und Pegel mit Höhenstufe

Niederschlag		Klima		Abfluss	
Station	Höhe ü. NN (m)	Station	Höhe ü. NN (m)	Pegel	Höhe ü. NN (m)
Freiburg	236	Freiburg	236	Ebnet	308
Obersimonswald	419	Hinterzarten	883	Oberried	444
Münstertal	445	Feldberg	1486	Zastler	567
Breitnau	1001			St. Wilhelm	660
Feldberg	1486				

Sämtliche Ergebnisse der Trendanalyse 1955-2007 sind in tabellarischer Form im Anhang (A, ab Tabelle A.0.2, Seite 88) aufgelistet.

6.1.1. Niederschlag

Beim Jahresniederschlag der Station **Freiburg** auf **236 m ü. NN** sind keine Veränderungen in den letzten gut 53 Jahren sichtbar. Schaut man allerdings auf die untersuchten Quartale, sind deutlich Trends in den Niederschlägen zu beobachten: Der Niederschlag im Sommer nimmt stark signifikant ($p=0,0271$) ab, durchschnittlich um 1,88 mm pro Jahr, in der Summe für den Zeitraum von 1955 bis 2007 sind das fast 98 mm, bzw. eine Abnahme um über 32 %. Gleichzeitig nehmen die herbstlichen Niederschläge stark signifikant zu ($p=0,0106$), durchschnittlich um 1,43 mm/Jahr, was in der Summe immerhin rund 75 mm, bzw. etwa 33 %, bedeutet.

Auch der Frühling verzeichnet, wenn auch nicht signifikante, zunehmende, der Winter dagegen nicht signifikante abnehmende Niederschläge, so dass sich, wie erwähnt, keine Auswirkung auf den Jahresniederschlag beobachten lässt.

Herausragende Monate im Winter sind der Januar mit signifikant ($p=0,0592$) abnehmenden Niederschlägen. Im Frühling konnten keine signifikanten Trends bestimmt werden, wohl aber geht die Tendenz durchweg zu zunehmenden Niederschlägen.

Im Sommer nehmen vor allem die Juniniederschläge stark signifikant ab ($p=0,0398$), aber auch im Juli und August nimmt der Niederschlag eher ab.

Der Herbst wird geprägt durch die (stark) signifikant zunehmenden Niederschläge im September ($p=0,0912$) und Oktober ($p=0,0138$), während der November keine Veränderungen aufzeigt.

Der Jahresniederschlag der nordöstlich des Einzugsgebiets liegenden Station **Obersimonswald** auf **419 m ü. NN** weist ebenso keine Veränderung auf. Auch die untersuchten Quartale verzeichnen keine signifikanten Unterschiede, wohl kann aber auch hier im Sommer ($p=0,1072$) tendenziell eine abnehmende Niederschlagsmenge beobachtet werden.

Genauso sind bei den Zeitreihen der verschiedenen Monate keine signifikanten Änderungen zu beobachten, allerdings bewegen sich die p-Werte der negativ gerichteten Trends der Sommermonate Juni ($p=0,2255$) und vor allem August ($p=0,1627$) nahe an der Grenze zu Signifikanz.

Ebenfalls nicht im Untersuchungsgebiet, aber in der gleichen Höhensituation auf **445 m ü. NN** befindet sich die südwestlich vom Einzugsgebiet gelegene Station **Münstertal**. Ebenso wie bei den oben genannten Niederschlagsmessstationen lässt sich auch hier keine signifikante Änderung der Jahresniederschläge feststellen.

Wohl aber wird durch den Mann-Kendall Trendtest an dieser Station ein äußerst signifikanter ($p=0,0063$) positiver Trend in der herbstlichen Niederschlagssumme diagnostiziert. Die Steigung nach Sen beträgt ca. 2,06 mm pro Jahr, in der Summe über die gesamte betrachtete Spanne von 52 Jahren ergibt das ein Plus von gut 107 mm, bzw. gut 38 %.

Dass sich dieser Trend nicht auf die Jahressumme auswirkt, liegt an der wenn auch nicht signifikanten ($p=0,2011$), aber doch deutlich negativen Richtung der Sommerniederschläge. Ebenso weisen die Winterniederschläge eine negative Richtung auf, die jedoch nicht gesichert ist.

Diese abnehmenden Niederschläge begründen sich hauptsächlich in den abnehmenden Januarniederschlägen, die mit einem p-Wert von 0,1819 jedoch nicht signifikant sind, während die Niederschläge im Dezember und Februar eine eher positive Richtung bzw. keinen Trend verzeichnen, ebenso wie die Frühlingsmonate März, April und Mai.

In den Sommermonaten bildet sich durchweg eine negative Richtung aus, die jedoch nie das Signifikanzniveau erreicht. Dagegen weist der September eine stark signifikante ($p=0,0250$) und der Oktober eine signifikante ($p=0,0626$) Zunahme der Niederschläge auf, so dass es trotz des nicht signifikanten Novembers zu der deutli-

chen Steigerung der Herbstniederschläge an dieser Station kommt.

Auch an der nächsthöheren Station **Breitnau** auf **1001 m ü. NN** lässt sich der positive Trend der Niederschläge im Herbst messen. Auch hier wird mit einem p-Wert von immerhin 0,0771 eine signifikante Veränderung ermittelt, die zu einer durchschnittlichen jährlichen Steigerung der Niederschläge von rund 1,63 mm führt (Summe über 52 Jahre: ca. 85 mm, fast 27 %). Ebenso wie an den tiefer gelegenen Stationen Freiburg und Münstertal sind auch hier die signifikanten positiven Trends im September ($p=0,0604$) und Oktober ($p=0,0826$) für diese Veränderung verantwortlich.

Die durchweg negative Richtung der Niederschläge in den anderen Quartalen bewirkt, trotz fehlenden Erreichens des Signifikanzniveaus (kleinster p-Wert im Winter mit $p=0,1493$, sonst um 0,4), dass auch in Breitnau keine signifikante Änderung der Jahresniederschlagssumme ermittelt wird. Neben den schon erwähnten Monaten September und Oktober ist der Juni ein weiterer Monat mit einer signifikanten ($p=0,0944$), allerdings negativen Veränderung (ca. -0,67 mm/Jahr).

Die höchste im Einzugsgebiet liegende Niederschlagsstation ist auf **1486 m ü. NN** die Station **Feldberg**. Hier wird für den Zeitraum 1955 bis 2007 für den Jahresniederschlag ein äußerst signifikanter ($p=0,0080$) negativer Trend detektiert, der in einer Steigung nach Sen von -8,4 mm/Jahr resultiert. Für den gesamten Zeitraum bedeutet dies eine Abnahme um fast 440 mm oder um fast 25 %.

Dieser negative Trend ergibt sich vor allem aus der ebenfalls äußerst signifikanten ($p=0,0039$) Abnahme der Niederschläge im Winter (Sen-Slope: rund -4,4 mm/Jahr, Summe: über 230 mm, bzw. über 50 %) und der signifikanten ($p=0,0541$) Abnahme im Sommer (Sen-Slope: etwa -2,5 mm/Jahr, Summe: über 132 mm, bzw. fast 27 %). Aber auch der Niederschlag im Frühling weist durch signifikant abnehmende Niederschläge im April recht deutlich ($p=0,2197$) in eine negative Richtung. Der Herbst weist keinen Trend auf.

Die Wintermonate Dezember, Januar und Februar der Station Feldberg weisen gänzlich in eine negative Richtung, wobei der Dezember mit $p=0,1555$ und der Januar mit $p=0,1039$ dem Signifikanzniveau nahe kommen. Nur der Februar mit einem p-Wert von 0,0858 erreicht es.

Im Sommer weisen nur die Monate Juni ($p=0,0695$) und August ($p=0,0913$) eine signifikante negative Veränderung auf, der Juli weist keinen Trend auf. Im Frühlingsquartal zeigt mit einem p-Wert von 0,0428 der März einen stark signifikanten negativen Trend der Niederschläge auf, aber auch der April weist mit $p=0,1327$ deutlich in die negative Richtung. Nur Niederschläge im Mai zeigen keinen Trend. Im Herbstquartal September-November wird auf dem Feldberg nur im Oktober eine

signifikante ($p=0,0503$) Zunahme der Niederschläge ermittelt, die anderen Monate zeigen hier keine Änderung.

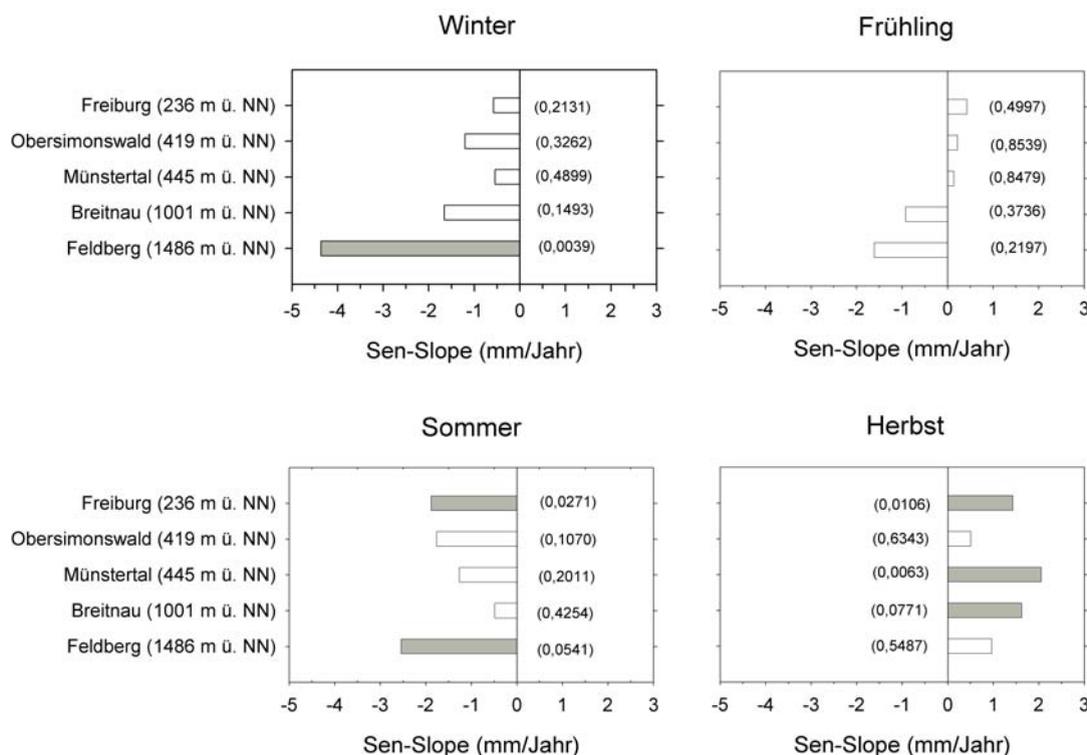


Abbildung 6.1.1.: Veränderungen im Niederschlag in den untersuchten Quartalen in (mm/Jahr), gefüllte Balken sind signifikant, in Klammern der jeweilige p-Wert

Die Ergebnisse für den Niederschlag sind in Abbildung 6.1.1 dargestellt und lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die herbstliche Niederschlagsmenge nimmt in den topographisch tieferen Lagen signifikant zu, während auf dem Feldberg keine Veränderung registriert wurde. In erster Linie sind die durchweg (Ausnahme Obersimonswald) signifikant zunehmenden Niederschläge im Oktober dafür verantwortlich, aber auch die positiven Trends im September mit Ausnahme Obersimonswald und Feldberg sind zu bemerken.
- Die winterlichen Niederschläge zeigen eher einen negativen Trend, allerdings wird nur an der Station Feldberg das Signifikanzniveau erreicht. Dabei scheint es einen starken (Korrelationskoeffizient nach Pearson $r_{xy} = -0,93$, analog zum Autokorrelationskoeffizienten, siehe Formel (4.1.9), Seite 23) negativen

Zusammenhang zwischen der Höhe ü. NN und dem Sen-Slope, also der Veränderung, zu geben: je höher, desto größer ist die Abnahme der winterlichen Niederschlagssumme.

Hauptverantwortlich für die negative Richtung des Trends im Winter sind vor allem die abnehmenden Niederschläge im Januar, wenn auch nur in Freiburg und auf dem Feldberg das Signifikanzniveau erreicht wird.

- Bei den Niederschlägen im Frühling gibt es an keiner untersuchten Niederschlagsstation eine signifikante Änderung.
- Im Sommer weisen nur die Messstationen in Freiburg und auf dem Feldberg signifikante negative Trends auf, aber auch an den dazwischen liegenden Stationen wird das Signifikanzniveau zum Teil knapp erreicht. Ausschlaggebend sind im Sommerquartal vor allem die Monate Juni und auch August, der Juli weist dagegen an keiner Niederschlagsstation einen Trend auf.
- Der Jahresniederschlag zeigt nur auf dem Feldberg eine Veränderung an, wie oben erwähnt eine äußerst signifikante Abnahme. An den anderen untersuchten Stationen konnte für den Zeitraum 1955-2007 kein Trend festgestellt werden.

6.1.2. Lufttemperatur

Die Analyse der jährlichen mittleren Lufttemperaturen der Klimastation **Freiburg (236 m ü. NN)** ergab einen äußerst signifikanten ($p < 0,0001$) positiven Trend (siehe Abbildung 6.1.2, oben, Seite 43). Im Mittel nahm die mittlere Lufttemperatur um $0,04\text{ }^\circ\text{C}/\text{Jahr}$ zu, für den Untersuchungszeitraum 1955-2007 bedeutet dies ein Plus von $2\text{ }^\circ\text{C}$. Auch die Quartale weisen äußerst signifikante, bzw. stark signifikante (Winter: $p = 0,0129$) positive Trends auf, der Sommer mit einem Sen-Slope von fast $0,05\text{ }^\circ\text{C}$ pro Jahr ist besonders beachtenswert, was aus den stark signifikanten (Juli: $0,0135$) und äußerst signifikanten Temperaturzunahmen im Juni und August herrührt.

In diesem Fall bemerkenswert ist außerdem der Februar, in dem kein Trend in den mittleren Lufttemperaturen nachgewiesen werden kann. Ansonsten wird der Schwellenwert für eine vorliegende Signifikanz nur durch den September ($p = 0,1422$) unterschritten, die anderen Monate zeigen deutlich signifikante Steigerungen.

Bei der Betrachtung der maximalen Lufttemperaturen ist das Ergebnis nicht ganz so deutlich: Im Herbst ist keine Veränderung zu beobachten und auch im Winter wird das Signifikanzniveau nicht erreicht. Der Frühling und der Sommer lassen allerdings

eine stark signifikante Zunahme der maximalen Lufttemperaturen um jeweils etwa $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$ erkennen, obwohl der April und auch der August das Signifikanzniveau nicht erreichen.

Deutlicher ist der positive Trend in den Minimumtemperaturen nachzuweisen: Zwar wird auch hier im Herbst keine Änderung detektiert, jedoch sind die Trends in den weiteren Quartalen stark signifikant, im Sommer sogar mit einem p-Wert $<0,001$ äußerst signifikant. Unter den Monaten sind bis auf den Februar die Zunahmen signifikant bis äußerst signifikant.

Auch die Anzahl der Frosttage, also der Tage im Jahr, an denen die minimale Lufttemperatur kleiner als $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ist, zeigt mit einem p-Wert von $0,0003$ einen äußerst signifikanten, in diesem Fall negativen Trend. Auch der Sen-Slope von etwa $0,57$ ist bemerkenswert: Über die Summe von 52 Jahren addiert sich dies zu eine Abnahme von fast 30 Tagen, was eine Halbierung der Frosttage bedeutet.

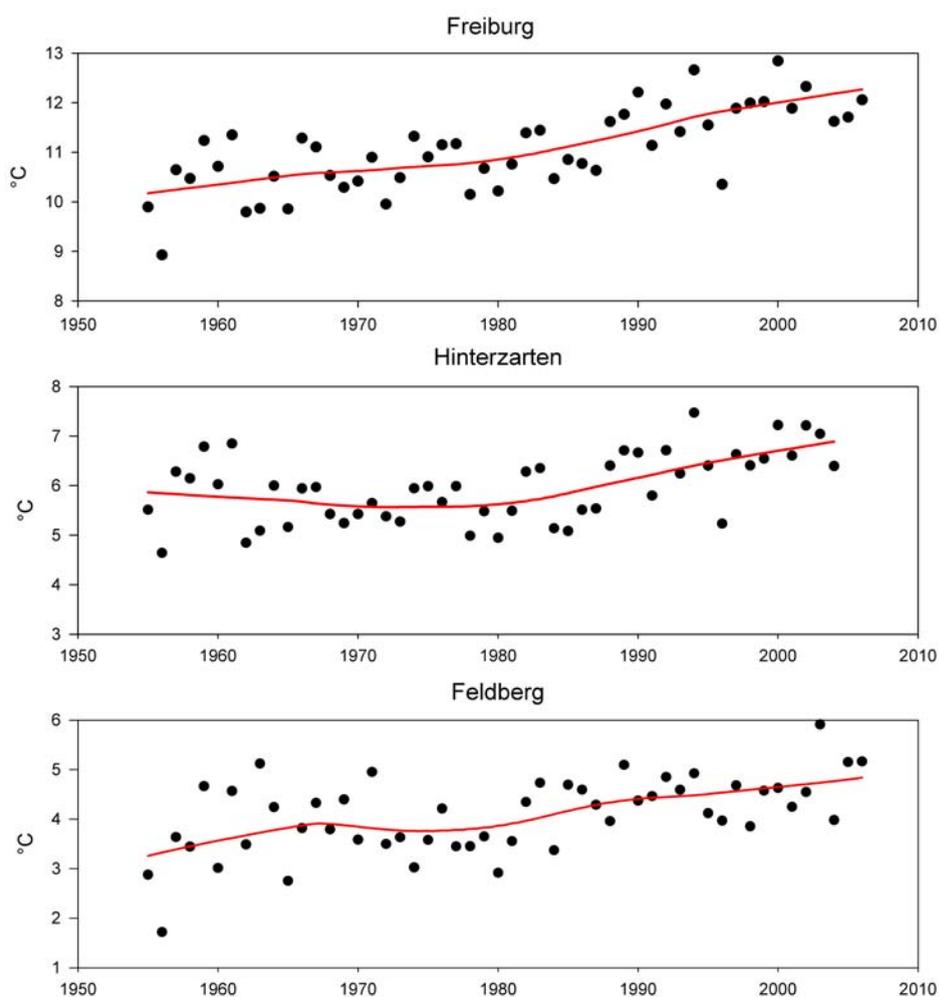


Abbildung 6.1.2.: Mit LOESS geglättete Werte der Jahresmitteltemperatur

Ebenso in den Datenreihen der mittleren Jahreslufttemperatur der Klimastation **Hinterzarten** auf **883 m ü. NN** detektiert der Mann-Kendall Trendtest mit einem p-Wert von 0,0031 eine äußerst signifikante Steigerung (siehe Abbildung 6.1.2 Mitte, Seite 43). Die durchschnittliche Erhöhung der Lufttemperatur seit 1955 bis zum 31.05.2005 ist aber mit etwa 0,02 °C pro Jahr (Summe über 50 Jahre: ca. 1,2 °C) niedriger.

Auch die einzelnen Quartale zeugen von dieser weniger starken Zunahme: im Herbst kann kein Trend nachgewiesen werden, im Winterquartal wird das Signifikanzniveau knapp nicht erreicht ($p=0,1132$). Im Frühling allerdings wird ein stark signifikanter Trend ($p=0,0118$) mit einer jährlichen durchschnittlichen Steigerung der Mitteltemperatur von knapp 0,03 °C, im Sommer ein äußerst signifikanter Trend ($p=0,0093$) mit etwa der gleichen Zunahme pro Jahr ermittelt.

Bemerkenswert hierbei ist, dass nur der August eine äußerst signifikante Steigerung nachweisen kann, Juni und Juli liegen unter dem Signifikanzniveau. Überhaupt wird in Hinterzarten das Signifikanzniveau nur noch in den Monaten März ($p=0,0808$, Sen-Slope 0,04 °C/Jahr) und Mai ($p=0,0309$, Sen-Slope 0,03 °C/Jahr) erreicht, in den anderen Monaten ist jedoch, mit Ausnahme des Februars, eine Tendenz zur Zunahme zu erkennen.

Die Analyse der Extremtemperaturen ergibt folgendes Bild: Die Steigerung der maximalen Lufttemperaturen erreicht wie in Freiburg weder im Herbst noch im Winter das Signifikanzniveau. Ebenso wie in Freiburg wird jedoch im Frühling eine stark signifikante ($p=0,0278$), im Sommer sogar eine äußerst signifikante Steigerung der maximalen Lufttemperatur detektiert. Dies erklärt sich durch die signifikanten positiven Trends in den Monaten Mai ($p=0,0290$), Juni (0,0513) und August (0,0776). Sonst weist nur noch der Januar eine signifikante Zunahme ($p=0,0522$) auf.

Die minimalen Lufttemperaturen weisen nur im Frühling ($p=0,057$) und Sommer ($p=0,0816$) signifikante Zunahmen auf, im Herbst und Winter ist kein Trend zu verzeichnen. Bemerkenswert ist hier die stark signifikante ($p=0,0228$) Zunahme im Oktober um durchschnittlich ca. 0,04 °C pro Jahr. Aber auch der März ($p=0,0152$) und der Mai ($p=0,0373$) haben stark signifikante positive Trends, der August mit einem p-Wert von 0,0073 einen äußerst signifikanten positiven Trend.

Bei der Anzahl der Frosttage in Hinterzarten kann keine eindeutige Aussage über Veränderungen gemacht werden ($p=0,3745$).

Bei den Ergebnissen der Station Hinterzarten muss, wie oben erwähnt, berücksichtigt werden, dass die vorhandenen Zeitreihen nur bis zum 31.03.2005 laufen, also um gute 2 Jahre kürzer sind als die der Stationen Freiburg und Feldberg.

Die Datenreihe der mittleren jährlichen Lufttemperatur der Klimastation **Feldberg** auf **1486 m ü. NN** zeigt einen äußerst signifikanten positiven Trend ($p=0,0002$) (siehe Abbildung 6.1.2 unten, Seite 43). Die Steigerung beläuft sich auf ca. $0,03\text{ °C/Jahr}$, was in der Summe über 52 Jahre einer Zunahme von knapp $1,26\text{ °C}$ entspricht.

Die mittleren Temperaturen im Herbst weisen keinen signifikanten Trend auf, wohl aber der Winter mit einem stark signifikantem Trend ($p=0,0160$) und einer Steigerung von $0,03\text{ °C/Jahr}$. Die Trends im Frühling ($p=0,0013$) und Sommer ($p<0,0001$) sind äußerst signifikant. Hier wird auch der größte Sen-Slope ermittelt: $0,04\text{ °C/Jahr}$. Auffällig sind die durchweg zumindest stark signifikanten Trends der „sommerlichen“ Monate Mai ($p=0,0069$), Juni ($p=0,0317$), Juli ($0,0384$) und August ($p=0,0018$), die diese Änderungen in den Quartalen hervorrufen. Neben den genannten Monaten erreicht kein weiterer Monat das Signifikanzniveau.

Bei der Analyse der maximalen Lufttemperaturen erreicht nur der Frühling mit einem p-Wert von $0,0197$ das Signifikanzniveau, in den anderen Quartalen ist kein Trend nachweisbar. Trotzdem verzeichnet neben der stark signifikanten Zunahme der maximalen Lufttemperatur im Mai ($0,0174$) auch der Juni einen signifikant positiven Trend ($p=0,0571$). Keiner der anderen Monate erreicht das Signifikanzniveau, sie zeigen aber mit $p=0,1106$ (März), $p=0,1577$ (April), $p=0,1213$ (Juli) tendenziell eine positive Entwicklung an.

Die Trenduntersuchungen der Reihen der minimalen Lufttemperatur brachten keine signifikanten Veränderungen in den Quartalen zu Tage. Die Analyse der Monate allerdings ergab folgende Resultate: Sowohl im Mai ($p=0,0033$) als auch im August ($p=0,0038$) sind äußerst signifikante Zunahmen der minimalen Lufttemperatur zu beobachten, während der Juli ($p=0,0160$) und der Oktober ($p=0,0179$) Zunahmen verzeichnen.

Obwohl in den Wintermonaten keine signifikante Steigerung der minimalen Lufttemperatur ermittelt wurde, ist doch die Abnahme der Frosttage auf dem Feldberg mit einem p-Wert von $<0,0001$ äußerst signifikant. Die durchschnittliche Abnahme beträgt $0,6\text{ Tage/Jahr}$, was in der Summe zu einer Verkürzung um mehr als 30 Tage führt, was eine Abnahme um fast 20% bedeutet.

Die Ergebnisse der Trendanalyse der Lufttemperaturen sind in Abbildung 6.1.3, Seite 46, dargestellt und lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die winterlichen mittleren Temperaturen nehmen sowohl in den tiefen Lagen der Station Freiburg als auch in den höchsten Lagen auf dem Feldberg stark

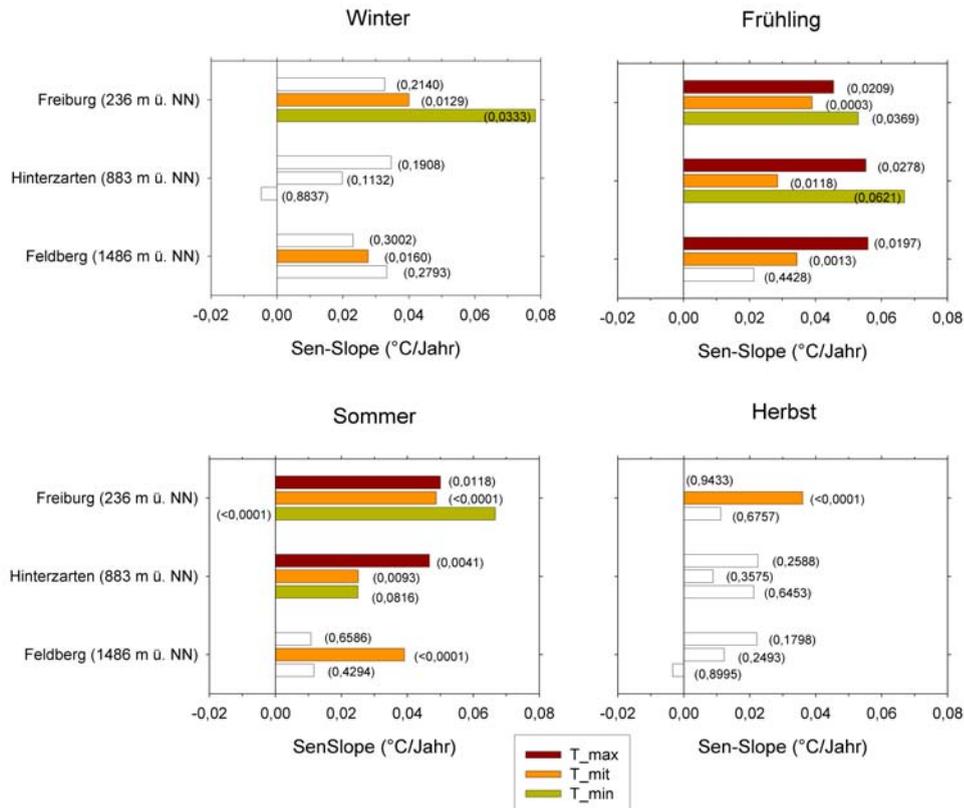


Abbildung 6.1.3.: Veränderungen der Lufttemperaturen in den untersuchten Quartalen ($^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$), gefüllte Balken sind signifikant, in Klammern der jeweilige p-Wert

signifikant zu. Auch die Station Hinterzarten zeigt eine deutlich positive Tendenz. Die Spanne der jährlich Zunahme liegt zwischen $0,04 - 0,02^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$. Bei den Extremtemperaturen zeigt sich ein unterschiedliches Bild, nur die minimalen Lufttemperaturen in Freiburg zeigen einen stark signifikanten positiven Trend, in Hinterzarten kann keine Veränderung ermittelt werden.

- Im Frühling lässt sich über alle Höhenlagen eine stark bis äußerst signifikante Zunahme der mittleren Lufttemperaturen in der Größenordnung $0,03 - 0,04^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$ beobachten. Auch die Maximum- und Minimumtemperaturen gehen diesen Trend mit, nur die minimalen Lufttemperaturen auf dem Feldberg zeigen keine signifikante Veränderung.
- Die Reihen der sommerlichen Lufttemperaturen zeigen einen durchweg äußerst positiven Trend, die jährlichen Zunahmen bewegen sich in dem Bereich um $0,03 - 0,05^{\circ}\text{C}$. Mit Ausnahme der Station Feldberg ist diese positive Entwicklung auch in den Datenreihen der Extremtemperaturen abzulesen.
- Die herbstlichen mittleren Lufttemperaturen nehmen in den tieferen Lagen

in Freiburg äußerst signifikant um rund $0,04\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$ zu, ohne dass sich die Maximum- und Minimumtemperaturen signifikant verändern. In den höheren Lagen ist die Zunahme der Mitteltemperaturen im Herbst nicht signifikant, eine positive Veränderung der Minimumtemperaturen wird hier jedoch sichtbar, wenn auch nicht signifikant.

- Sowohl in Freiburg als auch auf dem Feldberg wird ein signifikanter Rückgang der Anzahl der Frosttage detektiert, im Mittel jeweils um etwa 30 Tage für den gesamten Zeitraum von 52 Jahren. In Hinterzarten ist kein signifikanter Rückgang zu beobachten.

6.1.3. Feuchtemaße

Für die Untersuchungen der relativen und absoluten Feuchte konnten nur die Reihen der Stationen Freiburg und Feldberg herangezogen werden, die Reihe der relativen Feuchte aus Hinterzarten war mit einem Beginn der Messungen im Jahr 1970 zu kurz.

6.1.3.1. Relative Feuchte

Der Jahresmittelwert der relativen Feuchte in **Freiburg** weist einen äußerst signifikanten negativen Trend ($p < 0,0001$) mit einer Steigung von gut $-0,10\text{ } \%/ \text{Jahr}$ auf. Ebenfalls äußerst signifikant sind hier die Abnahmen im Winter ($p = 0,0009$; Sen-Slope: $-0,1$), Sommer ($p = 0,0001$; Sen-Slope: $-0,13$) und Herbst ($p = 0,0022$; Sen-Slope: $-0,10$), die Abnahme im Frühling ist mit $p = 0,0127$ stark signifikant.

Bis auf den Mai besitzen alle monatlichen Zeitreihen der relativen Feuchte signifikante bis äußerst signifikante Abnahmen.

Ein anderes Bild zeigen die Reihen der Station **Feldberg**, hier weist die Reihe der jährlichen relativen Feuchte keinen Trend auf. Wohl aber kann eine signifikante Abnahme der relativen Feuchte im Winter beobachtet werden, während im Frühling keine Veränderung vorliegt. Der Sommer hingegen weist mit einem p-Wert von $0,1672$ ebenfalls in eine negative Richtung, welche durch eine tendenzielle Zunahme $p = 0,1673$ der relativen Feuchte im Herbst abgelöst wird.

Unter den Monaten weist nur der September eine signifikante ($p = 0,0883$) Zunahme der relativen Feuchte auf, im Oktober lässt sich mit einem p-Wert von $0,1298$ eine positive Tendenz ermitteln.

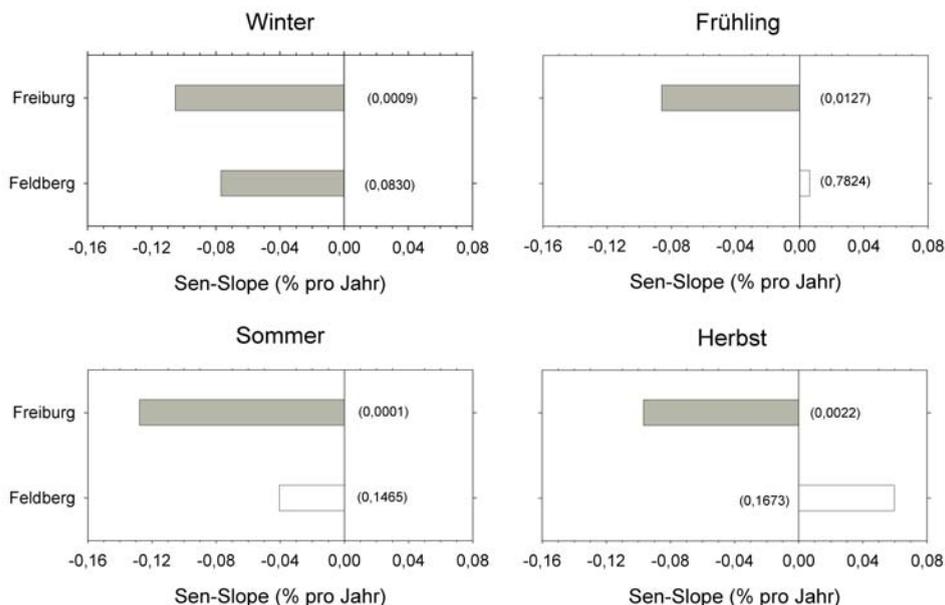


Abbildung 6.1.4.: Veränderungen der relativen Feuchte in den untersuchten Quartalen in % pro Jahr, gefüllte Balken sind signifikant, p-Wert in Klammern

In Abbildung 6.1.4 sind die Veränderungen der relativen Feuchte für die untersuchten Quartale dargestellt. Zusammenfassend für die einzelnen Quartale lässt sich sagen:

- Im Winter ist eine generelle signifikante Abnahme der relativen Feuchte zu beobachten, wobei diese in der Höhe weniger stark ausfällt als in topographisch tieferen Lagen.
- Im Frühjahr nimmt die relative Feuchte in Freiburg ab, auf dem Feldberg ist keine Änderung zu ermitteln.
- Im Sommer nimmt die relative Feuchte in den tieferen Lagen am stärksten ab, während die Abnahme auf dem Feldberg nicht signifikant ist.
- Im Herbst ist in Freiburg eine äußerst signifikante Abnahme der relativen Feuchte zu beobachten, während auf dem Feldberg ein, wenn auch nicht signifikanter, positiver Trend detektiert wird.

6.1.3.2. Absolute Feuchte

Die absolute Feuchte wurde nach Formel (5.5.1), Seite 34 berechnet.

An der Station **Freiburg** zeigt der Jahreswert eine signifikante Zunahme ($p=0,0582$) der absoluten Feuchte um etwa $0,006 \text{ g}/\text{m}^3$ pro Jahr, bzw. $0,08 \%$ pro Jahr. In der Summe über den gesamten Beobachtungszeitraum von 52 Jahren ergibt das eine Zunahme um fast $0,3 \text{ g}$ pro m^3 bzw. etwa $3,9 \%$.

Diese Zunahmen rühren wohl vor allem aus den signifikant positiven Trends im Frühling ($p=0,0592$) und Sommer ($p=0,0745$) her, im Winter kann allenfalls von einer tendenziellen ($p=0,1674$) Zunahme gesprochen werden, im Herbst liegt kein Trend vor.

Unter den Monaten hat der Mai mit $p=0,0384$ einen stark signifikanten positiven Trend, der August mit eine p -Wert von $0,0604$ ist ebenfalls signifikant. Sonst sind die Zunahmen hier allenfalls tendenziell: (Jan: $p=0,1975$; Jul: $0,1819$; Nov: $0,1040$).

Die Analyse der absoluten Feuchte auf dem **Feldberg** ergab für den Jahreswert eine äußerst signifikante ($p=0,0003$) Zunahme um etwa $0,008 \text{ g pro } m^3$ und Jahr oder $0,15\%$ pro Jahr. Über die Spanne von 52 Jahren macht das immerhin $0,4 \text{ g pro } m^3$ bzw. $7,8\%$.

Die Betrachtung der Jahreszeiten auf dem Feldberg zeigt für den Frühling und den Sommer äußerst signifikante Zunahmen ($p=0,0026$ bzw. $p<0,0001$) der absoluten Feuchte. Im Herbst sind die Zunahmen stark signifikant ($p=0,0106$). Der Winter zeigt keinen Trend.

Die Untersuchung der einzelnen Monate ergibt im April stark signifikante ($p=0,0478$), im Mai äußerst signifikante ($p=0,0079$), im Juni signifikante ($p=0,0858$), im Juli stark signifikante ($p=0,0104$), im August äußerst signifikante ($p=0,0005$) und im Oktober stark signifikante ($p=0,0271$) positive Trends. Der März weist eine tendenzielle ($p=0,1250$) Zunahme auf.

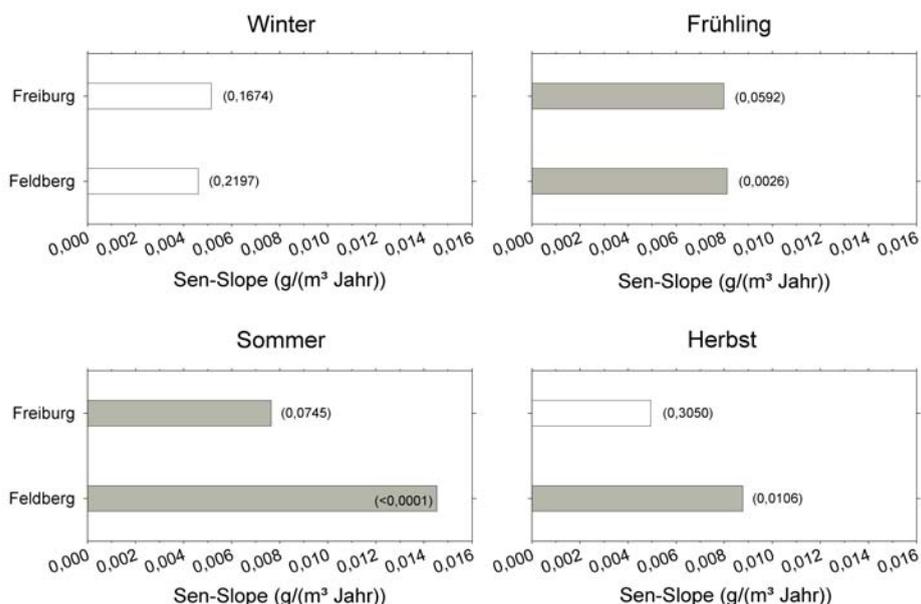


Abbildung 6.1.5.: Veränderungen der absolute Feuchte in den untersuchten Quartalen in g/m^3 pro Jahr, gefüllte Balken sind signifikant, p -Wert in Klammern

Die Ergebnisse sind für die Quartale in Abbildung 6.1.5, Seite 49, dargestellt und lassen wie folgt zusammenfassen:

- Im Winter lässt sich nur in Freiburg ein tendenzielle Zunahme der absoluten Feuchte feststellen, auf dem Feldberg sind keine signifikanten Veränderungen zu ermitteln.
- Im Frühling sind unten in Freiburg signifikante, auf dem Feldberg äußerst signifikante Zunahmen zu beobachten. Im Betrag sind die Zunahme zwar ähnlich, relativ gesehen jedoch auf dem Feldberg stärker ausgeprägt (6,2 zu 8,9 % in 52 Jahren).
- Im Sommer zeigt sich ein ähnliches Bild, in Freiburg signifikante, auf dem Feldberg äußerst signifikante Zunahmen. Hier sind allerdings sowohl die relativen als auch die absoluten Zunahmen auf dem Feldberg höher als in Freiburg.
- Die Analyse des Herbstes zeigt nur auf dem Feldberg stark signifikante Zunahmen, in Freiburg sind keine signifikanten Veränderungen zu ermitteln.

6.1.4. Potentielle Evaporation

6.1.4.1. Nach Hamon

Die Trendanalyse der potentiellen Verdunstung nach Hamon (HAMON (1961)), siehe Formel (5.5.3), Seite 35, ergab für die Station **Freiburg (236 m ü. NN)** folgende Ergebnisse: Die Jahressumme unterliegt mit einem p-Wert von $<0,0001$ einem äußerst signifikanten positiven Trend, im Mittel nimmt die potentielle Verdunstung hier um 1,8 mm/Jahr, oder 0,25 % pro Jahr, zu. Auch in den Quartalen Frühling, Sommer und Herbst ist die Zunahme äußerst signifikant, im Winter ist der Trend stark signifikant positiv. Dem entsprechen die Ergebnisse aus der Untersuchung der einzelnen Monate: Der Dezember zeigt zwar eine positive Tendenz, kann mit $p=0,1581$ das Signifikanzniveau aber nicht erreichen, ebenso der Februar. Auch im September wurden keine signifikanten Änderungen ermittelt.

An der Station **Hinterzarten** auf **883 m ü. NN** ergibt die Analyse der Summe der jährlichen potentiellen Evaporation mit $p=0,0031$ eine äußerst signifikanten positiven Trend, jährlich um etwa 0,7 mm (entspricht etwa 0,13 % pro Jahr) Bei der Betrachtung der einzelnen Quartale differenziert sich dieses Bild einer generellen Zunahme der Verdunstungssumme: Im Herbst kann in Hinterzarten kein Trend festgestellt werden, ebenso im Winter, der jedoch mit $p=0,2389$ eine gewisse positive

Tendenz zeigt. Der Frühling ($p=0,0645$) und der Sommer ($p=0,0149$) sind (stark) signifikant. Die Untersuchung der einzelnen Monate bestätigt diese Ergebnisse: Neben dem Dezember ($p=0,0927$) erreichen nur die Monate März ($p=0,0606$), Mai ($p=0,0303$) und August ($0,0017$) das Signifikanzniveau.

Die Untersuchungen der Reihe der jährlichen potentiellen Evaporation auf dem **Feldberg** in **1486 m ü. NN** ergab einen äußerst signifikanten positiven Trend mit einer Zunahme um über $0,8 \text{ mm/Jahr}$ ($0,18 \%$ pro Jahr). Zwar wird auch hier für den Herbst kein Trend ermittelt, allerdings zeigt der Winter mit $p=0,0803$ eine signifikante Zunahme der potentiellen Evaporation. Die Analyse der Quartale Frühling und Sommer ergaben wiederum einen äußerst positiven Trend. Diese Entwicklung spiegelt sich auch in den „sommerlichen“ Monaten Mai, Juni, Juli und August wieder: Hier wird das Signifikanzniveau erreicht, sonst in keinem Monat, obwohl auch hier häufig eine Tendenz zu einer Zunahme abzulesen ist.

6.1.4.2. Nach Hargreaves

Die Trendanalyse der jährlichen Verdunstungssumme nach Hargreaves (HARGREAVES & SAMANI, 1982), Formel (5.5.4), Seite 36, in **Freiburg** ergibt eine positive Entwicklung, das Signifikanzniveau wird mit $p=0,1338$ aber knapp nicht erreicht. Bei den untersuchten Quartalen kann nur der Sommer mit $p=0,0157$ einen stark positiven Trend nachweisen, die anderen Quartale bleiben unter der Signifikanzgrenze, wenn auch wie im Frühling mit $p=0,1072$ zum Teil sehr knapp.

Dementsprechend lauten die Ergebnissen der Trendanalyse der einzelnen Monate: Nur der Juni mit $p=0,0251$ verzeichnet stark signifikante Zunahmen, der Juli ($0,1819$) und August ($0,1040$) erreichen das Signifikanzniveau nicht. Bis auf den März mit $p=0,1250$ liegen die p -Werte der anderen Monate durchweg über $0,3$.

In **Hinterzarten** zeigt sich ein ähnliches Bild der Ergebnisse, allerdings sind hier die jährlichen Zunahmen von knapp $1,1 \text{ mm}$, bzw. $0,15 \%$ pro Jahr, äußerst signifikant. Aber auch hier erreicht unter den Quartalen nur der Sommer, mit $p=0,0007$ sehr deutlich, und der Frühling, mit $p=0,1343$ beinahe, das Signifikanzniveau. Herbst und Winter weisen keinen Trend auf.

Unter den Monaten weist nur der August mit $p=0,0011$ äußerst signifikante Zunahmen auf, die Änderungen in anderen Monaten erreichen nicht das Signifikanzniveau. Mai, Juni, Juli, November und Dezember bleiben allerdings mit ihren p -Werten unter $0,25$.

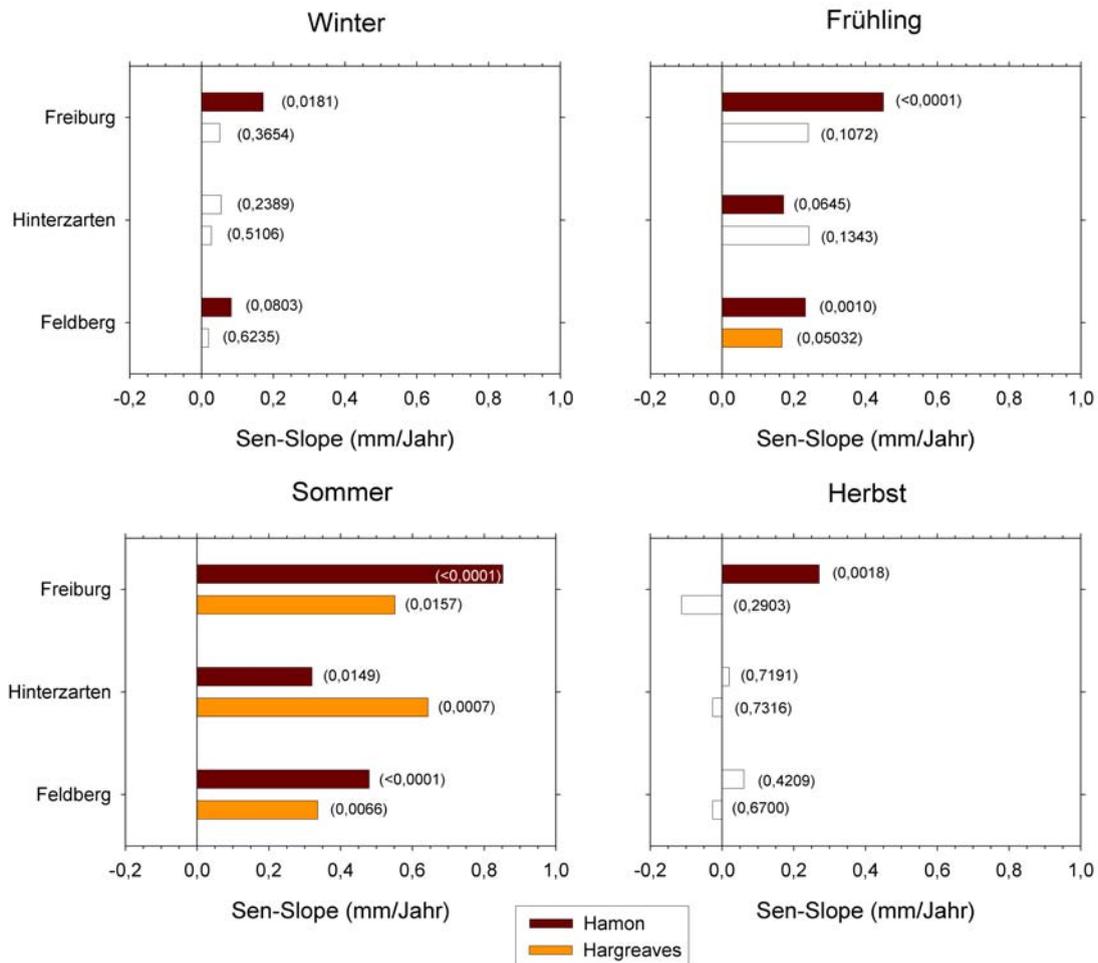


Abbildung 6.1.6.: Veränderung der potentiellen Evapotranspiration nach Hamon und Hargreaves in den untersuchten Quartalen in (mm/Jahr), gefüllte Balken sind signifikant, p-Werte in Klammern

Auf dem **Feldberg** erreichen die Zunahmen der jährlichen, nach Hargreaves berechneten Verdunstungssumme mit einem p-Wert von 0,0144 starke Signifikanz. Die Steigung nach Sen beträgt hier über 0,5 mm/Jahr (0,11 % pro Jahr). Neben der äußerst signifikanten Zunahme ($p=0,0066$) im Sommer ergibt die Analyse der Verdunstungswerte im Frühling ebenso einen signifikant positiven Trend. Herbst und Winter weisen keinen Trend auf.

Die Trendanalyse der Monate erbrachte nur für den Mai eine signifikante positive ($p=0,0571$) Veränderung, die Sommermonate Juni, Juli und August allerdings zeigen eine deutliche positive Tendenz mit p-Werten unter 0,14. Auch der März bewegt sich in dieser Größenordnung.

In Abbildung 6.1.6, Seite 52, sind die Änderungen der potentiellen Evapotranspiration nach Hamon und Hargreaves in analysierten Quartalen vergleichend dargestellt. Zusammenfassend lässt sich sagen:

- Im Winter zeichnet sich eine leichte Zunahme der potentiellen Evapotranspiration ab, nach Hargreaves ist diese aber nicht signifikant.
- Im Frühling hat sich die potentielle Verdunstung im Untersuchungszeitraum vor allem in den tieferen Lagen (nach Hamon signifikant) erhöht, die Zunahme in der Höhe war geringer, mit beiden Methoden signifikant.
- Im Sommer findet die stärkste Veränderung in der potentiellen Evapotranspiration statt, obwohl auch hier die Änderung in Freiburg die Stärkste ist. Für beide Verdunstungsmethoden werden die Signifikanzniveaus deutlich erreicht.
- Im Herbst zeigen die beiden verwendeten und analysierten Methoden ein unterschiedliches Bild: Während nach Hamon in Freiburg eine äußerst signifikante Zunahme zu verzeichnen ist, tendiert Hargreaves eher für eine Abnahme. In den höheren Lagen sind keine signifikanten Änderungen ermittelt worden, allerdings stehen sich die Richtungen der beiden Methoden gegenüber.

6.1.5. Abfluss

Die Trendanalyse der Abflusszeitreihen der **Dreisam** am Gebietsauslass **Pegel Ebneth** auf **308 m ü. NN** ergab für den mittleren jährlichen Abfluss keine Änderung. Auch die Reihe der höchsten Tagesmittelabflüsse zeigt keinen signifikanten Trend, wohl aber die Reihe der jährlichen NQs: Hier wird ein signifikanter ($p=0,0671$) Rückgang des jährlichen Niedrigwassers pro Jahr um durchschnittlich fast 5 l/s, also etwa 1 % pro Jahr bezüglich des arithmetischen Mittels des NQs, detektiert.

Der durchschnittliche Abfluss im Winter zeigt keinen Trend, allerdings ergibt sich für die höchsten mittleren Abflüsse im Winter ein signifikanter positiver Trend. Während die Abflüsse im Frühling keine signifikante Veränderung aufweisen, zeigt der Sommer eine stark signifikante ($p=0,0356$) Abnahme des mittleren Abflusses um etwa 42 l/s pro Jahr (über 1 % pro Jahr), dies begründet sich im äußerst signifikanten negativen Trend ($p=0,0019$) der Niedrigwasserabflüsse. Der durchschnittliche Herbstabfluss weist keinen Trend auf, wobei allerdings die Reihe des Niedrigwassers auf eine leicht negative ($p=0,2125$) und die des maximalen mittleren Abflusses mit $p=0,1697$ auf eine leicht positive Tendenz hindeuten.

Unter den Monaten fällt der Dezember auf: Hier zeigen die hohen mittleren Abflüsse einen stark signifikanten Trend, aber auch die mittleren ($p=0,1106$) und die niedrigen mittleren ($p=0,1337$) Abflüsse deuten eine Zunahme an. Auch im Mai gibt es eine signifikante ($p=0,0886$) Erhöhung des maximalen mittleren Abflusses, dieser wirkt sich jedoch durch eine tendenzielle Abnahme des Niedrigwasserabflusses nicht auf den mittleren Abfluss aus. Im Juli ($p=0,0789$), August ($p=0,0013$) und September ($p=0,0299$) weisen die Niedrigwasserabflüsse einen signifikant negativen Trend auf, der sich aber nur im August auf eine signifikante Abnahme des mittleren Abflusses durchpaust. Im Oktober zeigen die maximalen mittleren Abflüsse eine stark signifikante Zunahme.

Die Reihe „winter-spring-center-volume“ (WSCV), also das Datum, an dem 50 % des Abflussvolumens vom 01.01. bis zum 31.05. abgelaufen sind (siehe Kapitel 5.5, Seite 33), zeigt keinen signifikanten Trend an.

Der nächst höhere Pegel, dessen Abflusszeitreihen analysiert wurden, ist der **Pegel Oberried** an der **Brugga** auf **444 m ü. NN**. Die Zeitreihe des mittleren Jahresabflusses zeigt keinen signifikanten Trend, ebenso die jährlich höchsten mittleren Abflüsse. Beim jährlichen NQ ist eine positive Tendenz ($p=0,1721$) zu erahnen. Die Untersuchung der Winterabflüsse zeigt eine signifikante ($p=0,0798$) Zunahme der Niedrigwasserabflüsse, auch die höchsten mittleren Abflüsse zeigen in diese Richtung, wenn mit $p=0,1040$ das Signifikanzniveau knapp nicht erreicht wird. Diese Veränderungen schlagen jedoch nicht auf den mittleren Abfluss durch, hier ist keine Änderung ermittelt worden. Im Frühling sind keine signifikanten Veränderungen detektiert worden, ebenso in den Sommerabflüssen. Auch die herbstlichen Abflüsse erreichen nicht das Signifikanzniveau, zeigen aber sowohl bei den mittleren ($p=0,1219$) als auch bei den höchsten ($p=0,1182$) und niedrigsten ($p=0,1746$) mittleren Abflüssen eine deutlich positive Tendenz.

Unter den Monaten weist nur der Juni eine tendenzielle ($p=0,1697$) Abnahme der mittleren Abflüsse auf, möglicherweise verbunden mit der tendenziellen ($p=0,1057$) Abnahme des Niedrigwasserabflusses. Der Oktober hingegen zeigt mit einem p-Wert von 0,0283 eine stark signifikante Zunahme des mittleren Abflusses, ebenso die hohen mittleren ($p=0,0129$) Abflüsse. Tendenziell ($p=0,1007$) weisen auch die minimalen mittleren Abflüsse in diese Richtung. Im November wird diese Entwicklung des steigenden Niedrigwasserabflusses stark signifikant, während der mittlere und höchste mittlere Abfluss keinen Trend anzeigen. Im Dezember werden die Zunahmen durchweg signifikant (MQ: $p=0,0562$; MQ_{max} : $p=0,0648$), beim NQ sogar stark signifikant ($p=0,0255$).

Der Parameter WSCV zeigt auch am Pegel Oberried keine signifikante Veränderung.

Auf **567 m ü. NN** liegt der **Pegel Zastler** des **Zastlerbachs**. Hier ergibt die Analyse des mittleren Jahresabflusses eine signifikante ($p=0,0975$) Zunahme um pro Jahr etwa 2l/s oder fast 1%. Diese Entwicklung beruht sowohl auf der stark signifikanten ($p=0,0103$) Zunahme der höchsten mittleren Abflüsse als auch auf der tendenziellen Zunahme des NQ.

Der mittlere Winterabfluss des Zastlerbachs weist nur eine tendenzielle ($p=0,1176$) Erhöhung auf, obwohl sowohl der höchste mittlere Abfluss als auch der Niedrigwasserabfluss mit $p=0,0093$ bzw. $p=0,0076$ einen stark signifikanten positiven Trend zeigen. Der Frühling zeigt keine signifikante Veränderung, und auch im Sommer kann mit $p=0,1601$ beim mittleren Abfluss nur von einer negativen Tendenz gesprochen werden. Der Herbst hingegen verzeichnet signifikante Zunahmen ($p=0,0883$) im mittleren Abfluss, unterstützt von einer tendenziellen Zunahme ($p=0,1007$) des MQ_{max} .

Die Analyse der Monatswerte ergab für den Januar einen äußerst signifikanten ($p=0,0081$) positiven Trend des NQs, der sich auf eine tendenzielle ($p=0,1674$) Zunahme des mittleren Abflusses durchpaust. Auch im März erhöhen sich die Niedrigwasserabflüsse signifikant ($p=0,0751$), mit Unterstützung einer tendenziellen ($0,1581$) Zunahme der höchsten mittleren Abflüsse kommt es hier zu einem stark signifikanten ($p=0,0461$) Trend des MQs. Im April bewirkt die signifikante ($p=0,0811$) Zunahme des NQs keine Änderung der mittleren und höchsten mittleren Abflüsse. Juli und August weisen nur eine tendenzielle ($p=0,1902$ bzw. $0,1849$) Abnahme auf, während im Oktober eine signifikante ($p=0,0671$) Zunahme des mittleren und eine stark signifikante ($p=0,0161$) Zunahme des MQ_{max} detektiert wird. Auch der November verzeichnet einen signifikant positiven ($p=0,0695$) Trend der NQs. Im Dezember weisen sowohl die mittleren als auch die höchsten mittleren Abflüsse einen signifikanten ($p=0,0503$ bzw. $0,0552$), die minimalen mittleren Abflüsse sogar einen stark signifikanten ($p=0,0394$) positiven Trend auf.

Die Entwicklung des WSCV am Pegel Zastler weist tendenziell ($p=0,1697$) in eine negative Richtung, ein Gros des Abflussvolumens kommt also tendenziell um etwa 10 Tage im Untersuchungszeitraum (52 Jahre) früher zum Abfluss (Sen-Slope: $-0,1940$).

Der **Pegel St. Wilhelm** am **St. Wilhelmer Talbach** ist mit **660 m ü. NN** der höchste untersuchte Pegel im Untersuchungsgebiet. Die Analyse der jährlichen Abflusszeitreihen ermittelte keine signifikanten Veränderungen.

Die Untersuchung der Quartale ergab für die Niedrigwasserabflüsse im Winter ei-

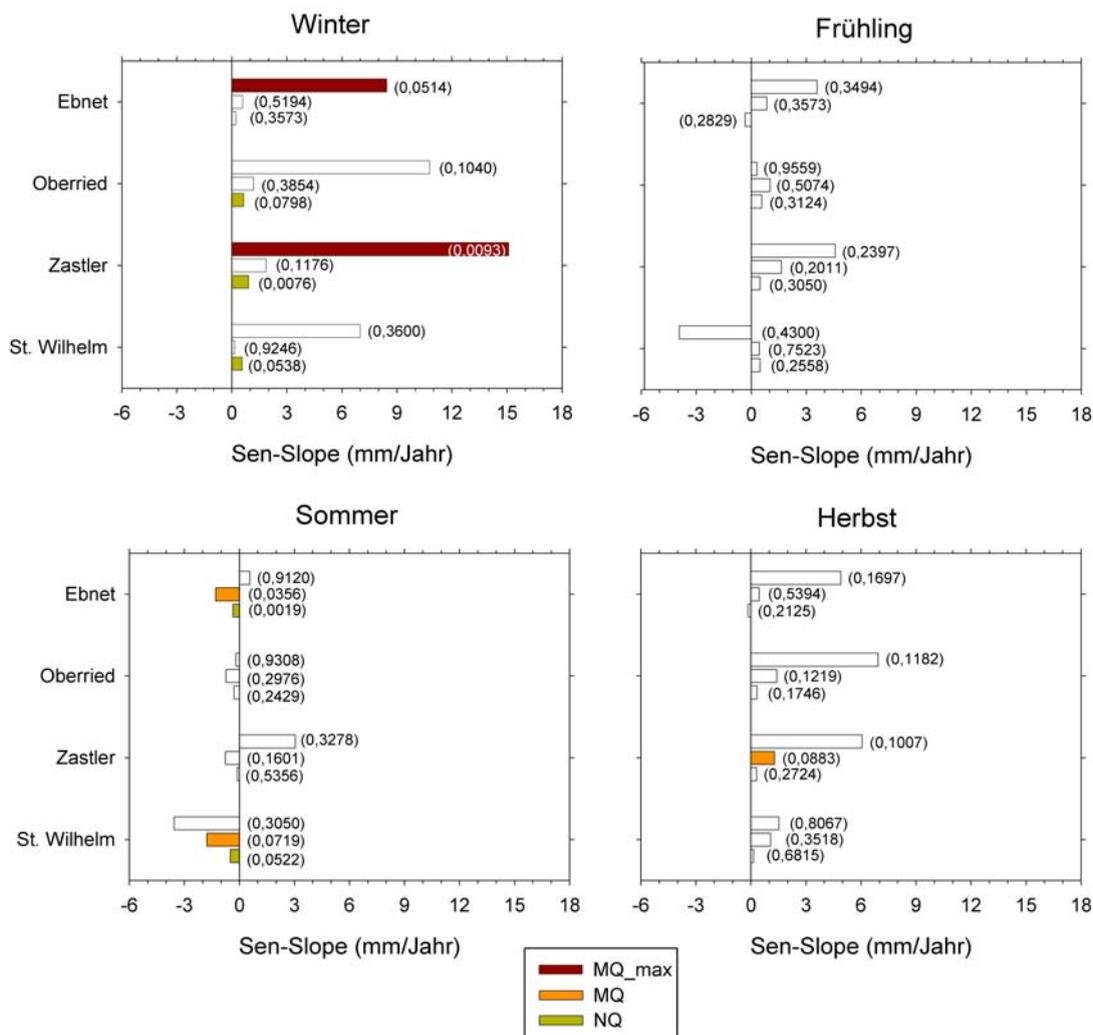


Abbildung 6.1.7.: Veränderungen des Abflusses in den untersuchten Quartalen in (mm/Jahr), gefüllte Balken sind signifikant, p-Werte in Klammern

ne signifikante Zunahme ($p=0,0538$), die höchsten mittleren und mittleren Abflüsse unterliegen keinem signifikanten Trend. Auch im Frühjahr konnten keine signifikanten Trends ermittelt werden. Im Sommer allerdings zeigen sowohl die mittleren als auch die Niedrigwasserabflüsse signifikante ($p=0,0719$ bzw. $0,0522$) Abnahmen. Der Herbst zeigt keine signifikanten Veränderungen.

Unter den Monaten zeigt der Januar eine tendenzielle ($p=0,1379$) Zunahme der minimalen mittleren Abflüsse, ebenfalls zeigt der März hierbei eine signifikante ($p=0,0943$) Zunahme, der mittlere Abfluss hat eine positive Tendenz ($p=0,1601$). Im April wird ebenso eine positive Tendenz ($p=0,1007$) des NQs ermittelt, für den MQ_{max} allerdings eine negative Tendenz ($p=0,1798$). Die Analyse des Juni brachte eine stark signifikante Abnahme der Niedrigwasserabflüsse zu Tage, auch die mittleren Abflüsse sind tendenziell ($p=0,1649$) negativ. Im Juli wiederum sind die ma-

ximalen mittleren Abflüsse tendenziell ($p=0,1849$) negativ, die mittleren Abflüsse haben signifikant ($p=0,0883$) abgenommen. Der mittlere Abfluss im August nimmt tendenziell ($p=0,1510$) ab, die minimalen mittleren Abflüsse zeigen einen signifikant ($p=0,0671$) negativen Trend. Im Oktober ergab die Trendanalyse für die mittleren Abflüsse eine signifikant positive Entwicklung, wozu wohl der stark signifikante ($p=0,0450$) positive Trend der maximalen mittleren Abflüsse beiträgt. Im November hingegen unterliegen die Niedrigwasserabflüsse einer stark signifikanten ($p=0,0418$) Zunahme, im Dezember ist diese Zunahme nur noch tendenziell ($p=0,1851$) zu beobachten, allerdings ebenso beim mittleren Abfluss.

Der WSCV zeigt auch am Pegel St. Wilhelm ein tendenziell ($p=0,1298$) verfrühtes Eintreten um etwa 10 Tage in im Untersuchungszeitraum von 52 Jahren (Sen-Slope: $-0,1956$).

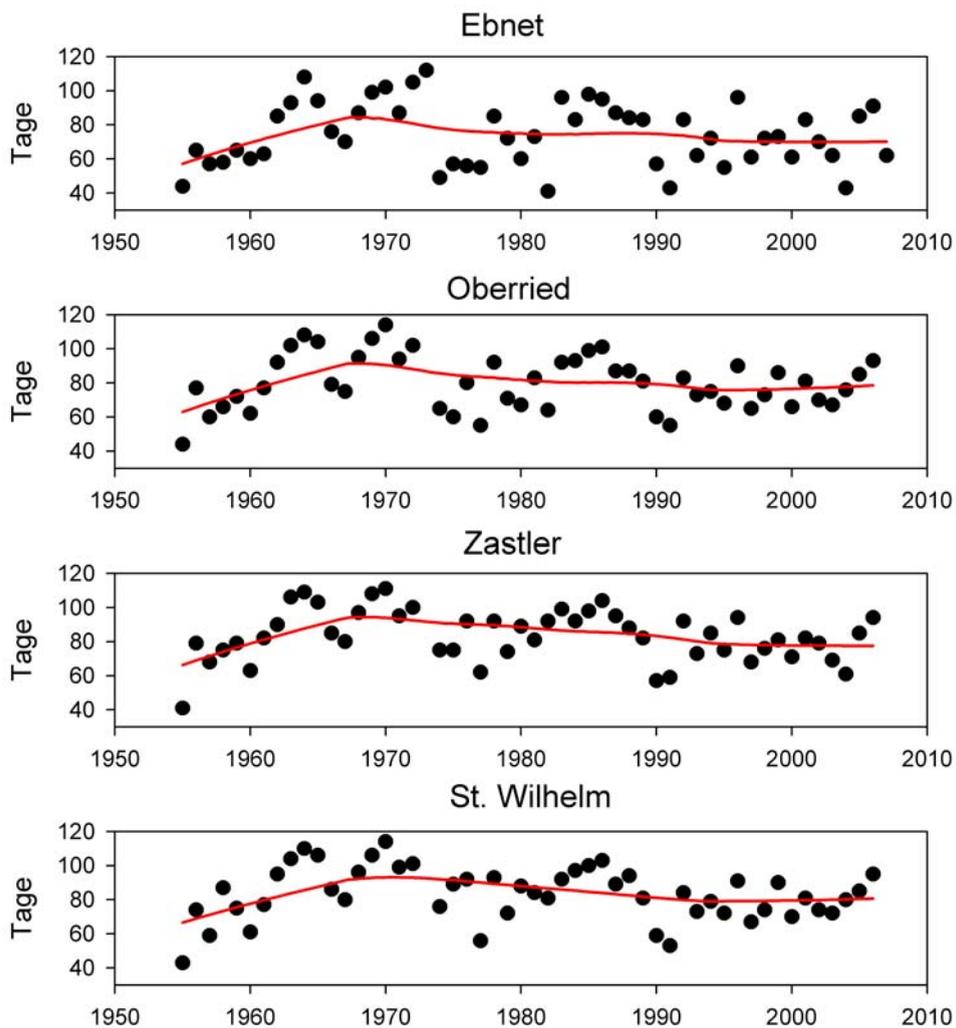


Abbildung 6.1.8.: Mit LOESS geglättete Werte des jährlichen WSCV-Datums, dargestellt als julianischer Tag seit 01.01.

Die Ergebnisse der Trendanalyse für die Abflussquartale sind in Abbildung 6.1.7, Seite 56 und für den WSCV in Abbildung 6.1.8, Seite 57 dargestellt. Zusammenfassend lässt sich sagen:

- Im Winter unterliegen vor allem die höchsten mittleren Abflüsse einer Zunahme. Diese steigert sich mit steigender topographischer Höhe, am höchsten Pegel sind die Zunahmen allerdings nicht mehr signifikant. Die Niedrigwasserabflüsse unterliegen bis auf den des untersten Pegel Ebnet ebenfalls einer signifikanten Erhöhung, welche aber absolut gesehen naturgemäß nicht so hoch ist. Der MQ erfährt keine signifikante Veränderung.
- Der Frühling weist an keinem Pegel signifikante Änderungen im Abflussverhalten auf.
- Die Trendanalyse im Sommer ermittelt am untersten Pegel Ebnet eine stark signifikante Abnahme der mittleren Abflüsse bei gleichzeitiger äußerst signifikanter Zunahme des NQs. Am höchsten Pegel St. Wilhelm ist die Abnahme des MQs ebenfalls signifikant, dort nimmt allerdings auch der NQ signifikant ab. An den dazwischen liegenden Pegeln werden keine signifikanten Änderungen festgestellt.
- Im Herbst unterliegt nur der mittlere Abfluss der Station Zastler einem signifikant positiven Trend, allerdings lassen sich bei allen, mit Ausnahme des höchsten Pegels St. Wilhelm, eine tendenzielle Zunahme vor allem der höchsten mittleren Abflüsse beobachten.
- Der WSCV zeigt an den beiden unteren Stationen keine signifikante Veränderung, an den oberen Stationen erbrachte die Trendanalyse allerdings eine tendenzielle Verfrühung um jeweils etwa 0,2 Tage/Jahr.

6.2. Fazit

Die Trendanalyse der Klimavariablen und des Abflusses zeigt jahreszeitliche Unterschiede in den gefundenen Veränderungen. Dabei unterliegt die Lufttemperatur den ausgeprägtesten Änderungen, hier ist zu jeder Jahreszeit mit Ausnahme dem Herbst eine Zunahme an fast jeder Station zu beobachten. In der Folge zeigt auch die Evapotranspiration Zunahmen. Allerdings stimmen die Ergebnisse der beiden untersuchten Methoden nach Hamon und Hargreaves nur im Sommer überein, sonst wird häufig nur ein Trend in der Evapotranspiration nach Hamon angezeigt. Dies

ist möglicherweise in der stärkeren Kopplung der Methode an die mittlere Lufttemperatur begründet.

Sowohl die Analyse der relativen als auch der absoluten Feuchte zeigte Veränderungen. Gemeinsam betrachtet können durch diese Änderungen in einem gewissen Rahmen Rückschlüsse auf Veränderungen der bodennahen Atmosphäre bezüglich des Wassergehaltes und der Wasseraufnahmekapazität gezogen werden.

Die Niederschläge sind generell abnehmend, vor allem durch die Abnahmen im Winter und Sommer. Im Herbst dagegen sind Zunahmen zu verzeichnen. Die Abflüsse dagegen sind im Winter zunehmend und im Sommer abnehmend. Im Frühling zeigen sich hier keine Änderungen, wohl aber scheint es eine tendenzielle Verkürzung der Schneeschmelze zu geben. Im Herbst sind nur tendenzielle Zunahmen ermittelt worden.

7. Synthese und Interpretation der Ergebnisse

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der Trendanalyse der einzelnen Komponenten des Wasserkreislaufs mit Literaturwerten verglichen, miteinander in Verbindung gebracht und interpretiert.

7.1. Analyse 1955-2007

Winter:

Im Winter hat die Trendanalyse der Niederschläge nur für die höchste Station Feldberg einen signifikant negativen Trend ergeben, die anderen Stationen verzeichneten keine signifikante Änderung, wenn auch die Richtungen der errechneten Sen-Slopes durchweg negativ sind. Zu einem anderen Ergebnis kommt die KLIWA-Studie: Dort wird für die untersuchte Region eine, wenn auch nicht signifikante, Zunahme der Niederschläge ermittelt (KLIWA, 2005c). Allerdings liegen den Untersuchungen die Daten des Zeitraums 1931-1997 zugrunde. RAPP & SCHÖNWIESE (1996) untersuchten 100-jährige Niederschlags- und Temperaturreihen. Für den Zeitraum 1891-1990 ermittelten sie eine sogar signifikante Zunahme um etwa 80 mm, für den Zeitraum 1961-1990 sind die Änderungen aber nicht signifikant.

Gleichzeitig nehmen nach dieser Arbeit die Lufttemperaturen im Winter signifikant zu, in Freiburg die mittlere und die minimale Lufttemperatur, auf dem Feldberg ausschließlich die mittlere. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt die KLIWA-Studie: Hier werden für die Lufttemperaturen im Winter die höchsten Veränderungen angegeben. Allerdings wird mit einer Zunahme von ca. 1,9 °C in 70 Jahren (Untersuchungszeitraum 1931-2000 (KLIWA, 2005a)) eine geringere Änderung als die in dieser Arbeit ermittelten etwa 1,7 °C in 52 Jahren (Mittelwert aus errechneten mittleren Lufttemperaturgradienten) angegeben. Für den Zeitraum 1891-1990 fanden RAPP & SCHÖNWIESE (1996) für die untersuchte Region eine signifikante Zunahme von über 1,0 °C, im Zeitraum 1961-1990 mit über 1,6 °C sogar eine stärkere Erwärmungen als in dieser Arbeit.

Als Folge der Erhöhung der Lufttemperatur ist die signifikante Abnahme der relativen Feuchte in Freiburg und auf dem Feldberg zu erklären, die absolute Feuchte zeigt allerdings keine signifikanten Veränderungen. Dass die Evapotranspiration nach Hamon, die durch ihre Bestimmungsformel stark mit der mittleren Lufttemperatur verknüpft ist, signifikant ansteigt, ist kaum verwunderlich. Die Evapotranspiration nach Hargreaves dagegen zeigt im Winter keine signifikanten Veränderungen.

Der Abfluss allerdings zeigt einige Veränderungen: So wird am Gebietsauslass Pegel Ebnet eine signifikante Erhöhung der maximalen mittleren Abflüsse ermittelt, ebenso am Pegel Zastler. Auch die Niedrigwasserabflüsse steigen in Oberried, Zastler und St. Wilhelm signifikant an. Herausragender Monat ist der Dezember, hier werden an allen Pegeln die stärksten Veränderungen gemessen. Dieses Bild ist auch in den Abbildungen 7.1.1, Seite 64 und 7.1.2, Seite 68 erkennbar. Hier sind die Regime für die Zeiträume 1955-1972, 1973-1990 und 1991-2006 abgebildet. Deutlich ist an allen Pegeln eine Zunahme der dezemberlichen Abflüsse zu beobachten. In der KLIWA-Studie wurde der Abfluss nur auf Jahresbasis betrachtet, so dass hier kein Vergleich möglich ist.

Die gefundenen Veränderungen in den klimatologischen und hydrologischen Zeitreihen lassen den Schluss zu, dass einerseits durch die steigenden Lufttemperaturen potentiell mehr Wasser in der Atmosphäre gespeichert werden kann. Die zunehmende potentielle Verdunstung nach Hamon bestätigt dies. Andererseits deuten die abnehmende relative Feuchte und vor allem die nicht signifikanten Veränderungen in der absoluten Feuchte jedoch darauf hin, dass dieses Potential nicht ausgeschöpft wird. So können die nahezu gleichen, wenn nicht abnehmenden Niederschlagssummen im Winter erklärt werden. Die Abnahmen auf dem Feldberg können allerdings zum Teil auch durch einen Wechsel der Niederschlagsmessung begründet sein: Im Jahr 1990 wurden die Schneekreuze dort abmontiert. In der Folge wurde weniger Niederschlag gemessen.

Gleichzeitig scheint dieser Niederschlag durch die erhöhten Temperaturen zu einem geringeren Teil als Schnee und Eis im Einzugsgebiet gespeichert zu werden, sondern vielmehr als Regen zu fallen und so dem erhöhtem Abfluss zur Verfügung zu stehen. Auch die Ergebnisse aus den Untersuchungen der Schneedeckendauer von KLIWA (2005b) aus Daten von 1952-1996 für die untersuchte Region stützt diese Annahme: Es wird hier ein Rückgang um bis zu 20 Tage ermittelt.

Ein weiteres Indiz für diese Hypothese ist die, zumindest in Freiburg und auf dem Feldberg signifikante, Abnahme der Frosttage. Im Übrigen scheint der Niederschlag, eventuell verstärkt durch vorgesättigte Böden, direkt zur Grundwasserneubildung

beizutragen und so vor allem den Niedrigwasserabfluss an den höher liegenden Pegeln signifikant zu erhöhen. Am Pegel Ebnet scheint der relativ große Grundwasserkörper des Zartener Beckens diese Erhöhung zu kompensieren, so dass hier keine signifikanten Veränderungen im NQ sichtbar werden.

Als Schlüsselmonat entpuppt sich der Dezember, hier werden die stärksten Zunahmen im Abfluss registriert, während die Niederschlagssummen keine signifikanten Veränderungen zeigen. Wie schon durch BÁRDOSSY & CASPARY (1990) dargestellt, scheint es gerade hier einen Wandel in der Art des Auftretens des Niederschlags zu einer erhöhten Anzahl der Wetterlage „zyklonal-west“, welche sich durch relativ warme, feuchte Luftmassen kennzeichnet, gegeben zu haben. Auch die Erhöhung der maximalen mittleren Abflüsse im Dezember lässt sich durch eine Häufung dieser Wetterlage erklären, da es durch den Einbruch warmer Luftmassen mit gleichzeitigem Niederschlag zu dem „rain-on-snow“-Effekt (UHLENBROOK, 1999) kommen kann, welche die sogenannten „Weihnachtshochwasser“ hervorufen können.

Frühling:

Die Niederschläge im Frühling weisen an keiner untersuchten Niederschlagsstation signifikante Änderungen auf. Einzige Änderung ist ein signifikant abnehmender Trend im März auf dem Feldberg. Dies entspricht den Ergebnissen von RAPP & SCHÖNWIESTE (1996), auch sie fanden in ihrer Untersuchung sowohl der Niederschläge von 1891-1990 als auch 1961-1990 keine signifikanten Änderungen.

Dagegen zeigen in dieser Untersuchung sowohl die mittleren als auch die minimalen und maximalen Lufttemperaturen fast durchweg eine signifikante Zunahme. Ausnahme ist auch hier wieder der Feldberg, auf dem keine signifikante Änderung der Minimumlufttemperatur festgestellt werden konnte. Auch RAPP & SCHÖNWIESTE (1996) ermittelten für den Zeitraum 1891-1990 eine signifikante Zunahme der mittleren Lufttemperatur von etwa 0,6 °C, im Zeitraum 1961-1990 wird aber wie in KLIWA (2005a) keine Änderung festgestellt.

Die in dieser Arbeit gefundene fast generelle Erhöhung der Lufttemperatur paust sich in den tieferen Lagen in Freiburg auf die relative Feuchte durch. Hier werden signifikante Abnahmen registriert. Auf dem Feldberg sind keine Änderungen ermittelt worden. Dagegen nimmt die absolute Feuchte sowohl in Freiburg als auf dem Feldberg signifikant zu. Dementsprechend verhält es sich mit der Evapotranspiration nach Hamon, sie ist durchweg signifikant zunehmend. Die Evapotranspiration nach Hargreaves zeigt nur auf dem Feldberg signifikante Zunahmen, hier sind die Zunahmen der maximalen Temperatur relativ gesehen am höchsten. Aber auch abgesehen von den errechneten Werten für die Evapotranspiration scheint eine Zunahme

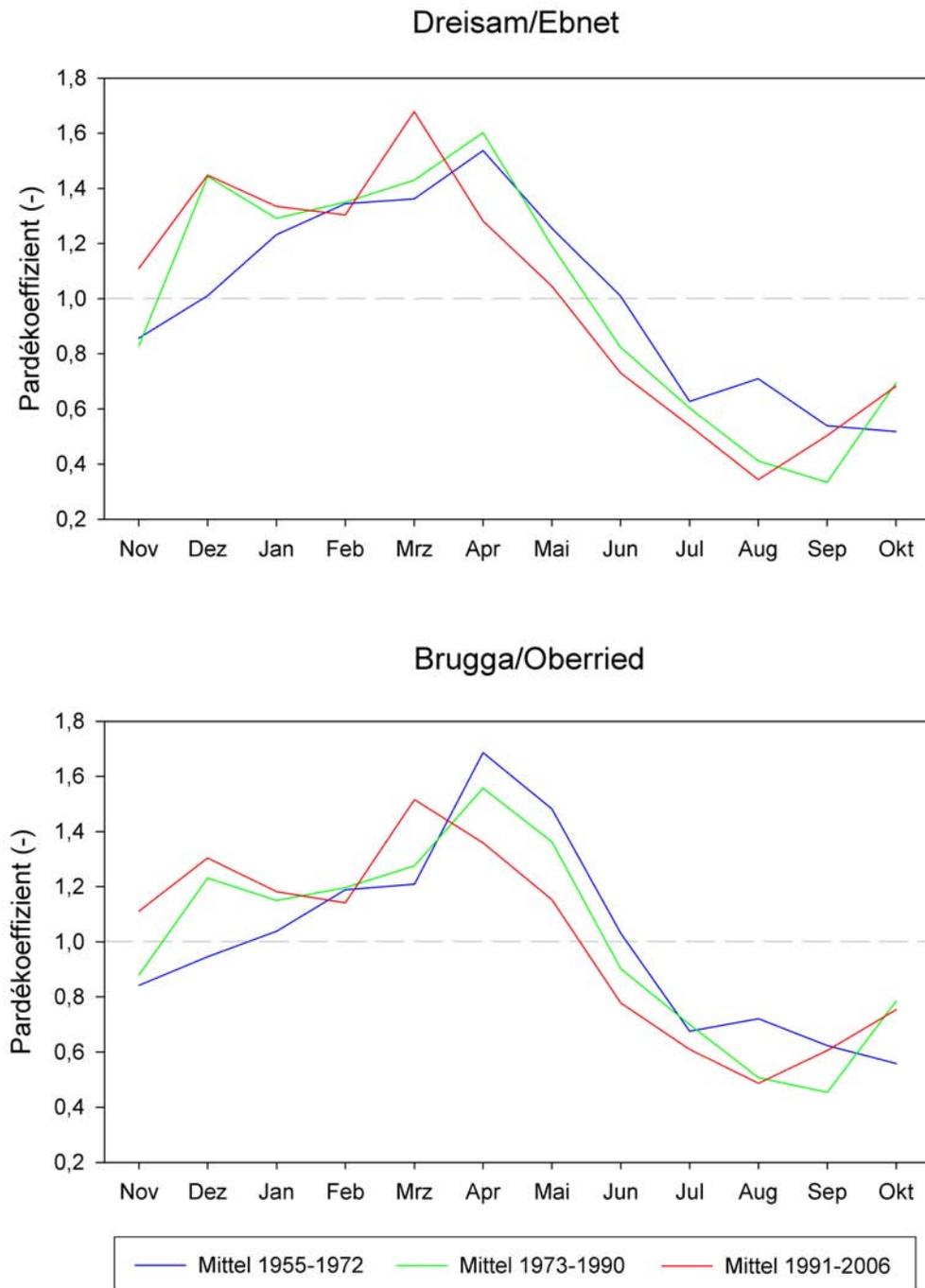


Abbildung 7.1.1.: Abflussregime der Pegel Ebnet und Oberried für verschiedene Zeiträume mit Jahresmittel

durch eine infolge der Temperaturerhöhung vorzeitig einsetzenden Vegetationsperiode plausibel.

Die Resultate der relativen und absoluten Feuchte deuten darauf hin, dass sich vor allem in den höheren Lagen mehr Wasser in der Atmosphäre befindet, auch die steigende potentielle Evapotranspiration nach Hamon und in den höheren Lagen auch nach Hargreaves bestätigen dieses Bild. Dabei kommt es aufgrund der erhöhten Aufnahmekapazität durch die steigenden Lufttemperaturen hier nicht zu mehr Niederschlag. Die Untersuchung der Abflüsse im Frühling ergab keine signifikanten Veränderungen. Dies wäre durch Hochwasser als Folge der Erhöhung der Lufttemperaturen und ein damit einhergehendes schnelles, konzentriertes Abschmelzen der Schneedecke in kürzerer Zeit eventuell zu erwarten gewesen. Tatsächlich zeigt am Pegel Ebnet der maximale mittlere Abfluss im Mai signifikante Zunahmen. Diese Entwicklung ist allerdings an keinem anderem Pegel zu beobachten und muss so einer Veränderung in einem nicht erfasstem Teileinzugsgebiet oder im Zartener Becken zugerechnet werden.

Bei der Trendanalyse des „winter-spring-center-volume“ (WSCV) allerdings ist an den beiden oberen Pegeln Zastler und St. Wilhelm eine negative Tendenz infolge der erhöhten Lufttemperaturen zu erkennen, wobei hier nur der MQ_{max} und der Niedrigwasserabfluss im März und April zum Teil signifikante Erhöhungen zeigen. Daraus lässt sich schließen, dass sich aus der beschleunigten Schneeschmelze ein erhöhter Hangwasserzustrom entwickelt, der vor allem die mittleren und niedrigen Abflüsse erhöht.

Dass sich das Abflussverhalten aber nicht grundlegend ändert, lässt zum einen den Schluss zu, dass die Temperaturerhöhungen im Betrag nicht groß genug sind, um die Schneeschmelze signifikant zu verändern. Zum anderen ist es möglich, dass generell der als Schnee gefallene Niederschlag zurückgegangen ist, was mit den Ergebnissen der Trendanalyse der Niederschläge im Winter übereinstimmt und so eher wahrscheinlich ist.

Andererseits erscheint es möglich, dass durch die Zusammenlegung der Monate März, April und Mai zur Saison Frühling ein gewisser Informationsverlust auftritt, denn die Abbildungen 7.1.1, Seite 64 und 7.1.2, Seite 68 zeigen an allen Pegeln eine Verschiebung des Abflusspeaks im Frühling von April zu März, allerdings ist nur am Pegel Ebnet eine deutliche Steigerung des mittleren Abflusses zu erkennen, an den anderen Pegel bleibt der Abfluss gleich oder ist abnehmend.

Bemerkenswert bei der Betrachtung der Veränderungen der Lufttemperatur in den einzelnen Frühlingsmonaten ist die deutlich zu erkennende Staffelung nach der Höhe.

Während in Freiburg acht der neun Lufttemperaturparameter (drei pro Monat) signifikante Zunahmen ermittelt werden, sind es in Hinterzarten noch fünf Parameter und auf dem Feldberg nur noch zwei. Die Stärke der Temperaturveränderung scheint hier also mit der Höhe abzunehmen, obgleich der Effekt der Temperaturänderungen im Abfluss stärker in den oberen Einzugsgebieten erkennbar ist.

Sommer:

Für die sommerliche Niederschlagssumme weisen mit der Station Feldberg die höchste und mit der Station Freiburg die tiefste Niederschlagsstation eine signifikante Abnahme auf, aber auch an den anderen Stationen werden weniger Niederschläge registriert. Die Untersuchungen der Arbeitsgruppe KLIWA ermittelten im Sommer für diese Region ebenfalls negative, aber nicht signifikante Niederschlagssummen. Datengrundlage war, wie oben erwähnt, der Zeitraum 1931-1997 (KLIWA, 2005c). Ebenso verhält es sich mit den Ergebnissen von RAPP & SCHÖNWIESE (1996) für den Zeitraum 1961-1990. Für den Zeitraum 1891-1990 werden ebenfalls keine signifikanten, aber positive Änderungen ermittelt.

Die Lufttemperaturen nehmen nach dieser Arbeit signifikant zu, in der Stärke von unten nach oben abnehmend. Dies entspricht zum Teil den Ergebnissen der KLIWA-Studie, hier wurden aber nur im Sommermonat August signifikant zunehmende mittlere Lufttemperaturen für den Zeitraum 1931-2000 ermittelt. Ebenso liegt die mittlere Erhöhung der Lufttemperatur im Sommer um ca. $0,3\text{ °C}$ in 70 Jahren (KLIWA, 2005a) weit unter den in dieser Arbeit ermittelten gut $3,8\text{ °C}$ in 52 Jahren. Auch RAPP & SCHÖNWIESE (1996) ermittelten für den Sommer im Zeitraum 1891-1990 mit ca. $0,7\text{ °C}$ in 100 Jahren eine geringere Zunahme der Lufttemperatur. Im Zeitraum 1961-1990 sind die Erhöhungen in RAPP & SCHÖNWIESE (1996) nicht mehr signifikant.

Wie aus den ermittelten Zunahmen der Lufttemperaturen zu erwarten, ist die Abnahme der relativen Feuchte in Freiburg äußerst signifikant, während auf dem Feldberg das Signifikanzniveau nicht erreicht wird. Auch die absolute Veränderung der potentiellen Evapotranspiration folgt dieser Entwicklung: In den topographisch tieferen Lagen ist die Zunahme größer als in den höheren Lagen. Die relative Änderung bewegt sich allerdings überall in der gleichen Größenordnung. Dies gilt sowohl für die potentielle Evapotranspiration nach Hamon als auch nach Hargreaves, wobei die Methode nach Hargreaves auch hier relativ gesehen die niedrigeren Werte aufweist. Die absolute Feuchte zeigt sowohl auf dem Feldberg als auch in Freiburg signifikante Zunahmen. Dies könnte, gemeinsam mit der relativen Feuchte, der Lufttemperatur und der potentiellen Evapotranspiration betrachtet, ein Indiz für eine erhöhte Was-

seraufnahme der Atmosphäre besonders in den höheren Lagen sein und damit die abnehmenden Niederschläge zum Teil erklären.

Bei der Betrachtung des sommerlichen Abflusses zeigt sowohl der niedrigste Pegel Ebnet als auch der höchste Pegel St. Wilhelm signifikante Abnahmen im mittleren und Niedrigwasserabfluss. Diese ermittelten Rückgänge stimmen mit den ermittelten Verminderungen der Niederschläge gut überein. Zusätzlich hat, zumindest in den topographisch tiefen Lagen, die durch die erhöhten Lufttemperaturen signifikant erhöhte potentielle Evapotranspiration eine verstärkende Wirkung. Ebenso ist in den Abbildungen 7.1.1, Seite 64 und 7.1.2, Seite 68 an allen Pegeln die Abnahme der Abflüsse, zumindest gegenüber dem Regime 1955-1972, im August deutlich zu erkennen. Interessanterweise lag das jährliche Abflussminimum der Periode 1973-1990 im September, im aktuellen Zeitraum verschiebt es sich in den August.

Die Abnahmen des mittleren Abflusses im höchsten untersuchten Einzugsgebiet, aber auch am Pegel Ebnet, haben ihre Ursache wohl in den abnehmenden Niederschlägen. Der Rückgang im Niedrigwasserabfluss aber könnte seine Ursache, neben einem erhöhten Wasserbedarf durch die Vegetation bei steigender Lufttemperatur, auch in den geringer werdenden Winterniederschlägen haben. Da diese Niederschläge, vor allem die als Schnee gefallenen, abnehmen und noch zusätzlich im Frühling durch die erhöhten Lufttemperaturen schneller zur Schmelzung kommen, steht dort weniger Wasser zur Hang- und Grundwasserneubildung zur Verfügung. Als Folge dessen sinken die Niedrigwasserabflüsse. Da der Rückgang der NQs aber nicht an allen Pegeln zu beobachten ist, kann diese Aussage nur lokal Veränderungen, vor allem in den oberen Einzugsgebieten, erklären.

Herbst:

Im Herbst zeigen drei der fünf untersuchten Niederschlagsstationen einen signifikanten, positiven Trend. RAPP & SCHÖNWIESE (1996) allerdings fanden für den Zeitraum 1891-1990, aber ebenso wie in 1961-1990 keinen signifikanten Trend in den herbstlichen Niederschlägen. In Freiburg wie in Hinterzarten wurde in dieser Untersuchung eine signifikante Erhöhung der mittleren Lufttemperaturen ermittelt. Gleichfalls wurde in der KLIWA-Studie speziell im Oktober ein signifikant positiver Trend der mittleren Lufttemperaturen ermittelt, was mit der ermittelten Zunahme übereinstimmt. Jedoch ist der Gradient in Freiburg in dieser Arbeit mit gut $2,4^{\circ}\text{C}$ in 52 Jahren sehr viel höher als der in KLIWA (2005a) publizierte Wert von ca. $1,4^{\circ}\text{C}$ in 70 Jahren. Auf ebenfalls $1,4^{\circ}\text{C}$ Temperaturzunahmen kommen RAPP & SCHÖNWIESE (1996) für den Zeitraum 1891-1990. Im Zeitraum 1961-1990 wird im

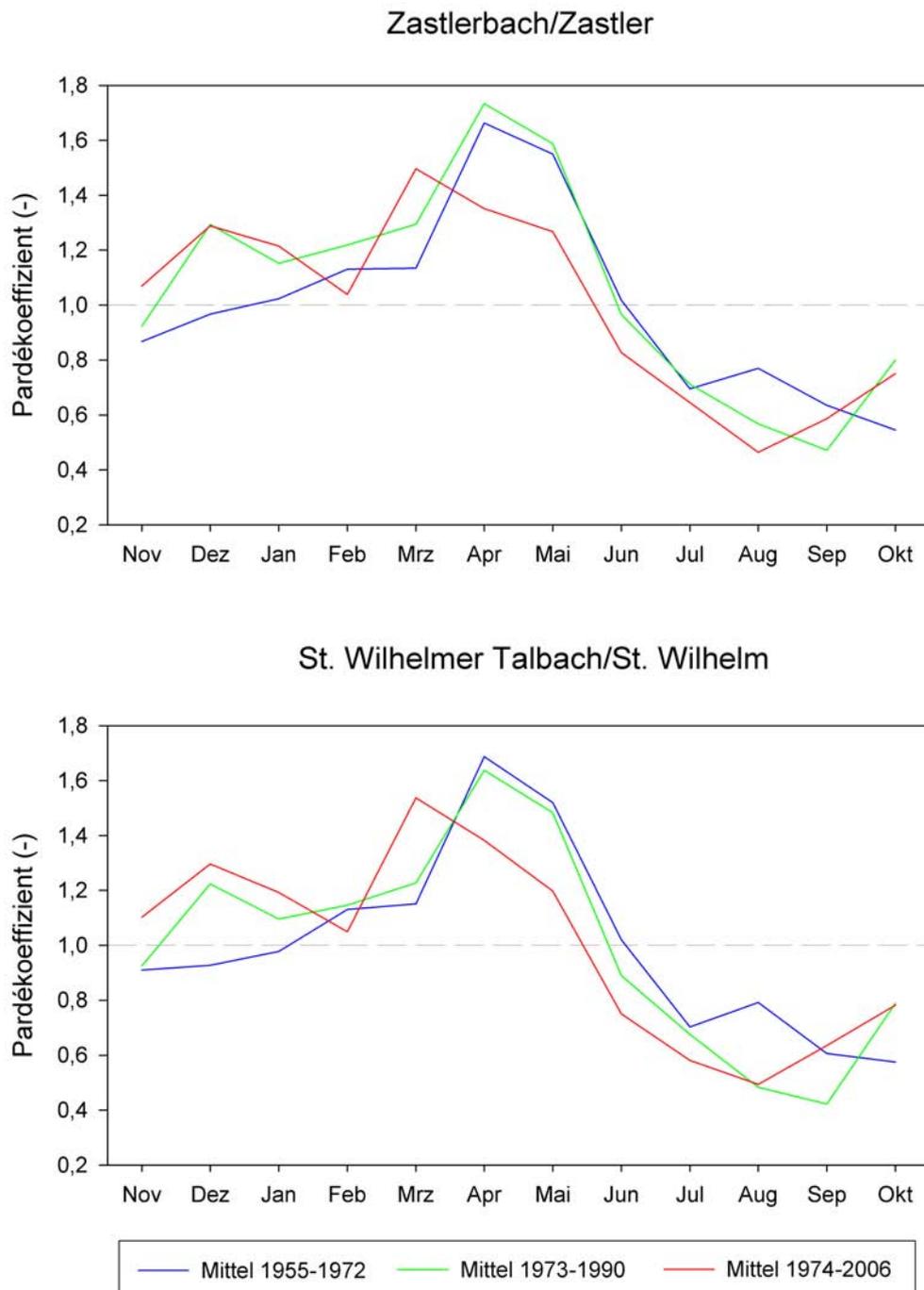


Abbildung 7.1.2.: Abflussregime der Pegel Zastler und St. Wilhelm für verschiedene Zeiträume mit Jahresmittel

Herbst in RAPP & SCHÖNWIESE (1996) keine signifikante Veränderung festgestellt.

Die errechnete Erhöhung der Lufttemperaturen an der Station Freiburg schlagen sich auf die signifikant zunehmende potentielle Evapotranspiration nach Hamon und eine Abnahme der relativen Feuchte durch. Die absolute Feuchte zeigt hier keine Veränderung. Sonst werden an keiner Klimastation Veränderungen in der potentiellen Evapotranspiration nach Hamon oder Hargreaves ermittelt. Die absolute Feuchte nimmt auf dem Feldberg signifikant, die relative Feuchte tendenziell zu. Dies erklärt zumindest zum Teil die hier tendenziell höheren Niederschläge, die vor allem im Oktober sichtbar sind. Die Zunahme der Niederschläge in den tieferen Lagen lassen sich durch die ermittelten Veränderungen in der Feuchte nicht erklären.

Bei den Abflüssen im Herbst wird nur am Pegel Zastler eine signifikante Zunahme des mittleren Abflusses detektiert, jedoch bewegen sich vor allem die maximalen mittleren Abflüsse nahe an der Grenze zur Signifikanz. Dies wird auch in den Abbildungen 7.1.1, Seite 64 und 7.1.2, Seite 68 deutlich: Vor allem in den Monaten Oktober und November sind an den Pegeln Zunahmen im mittleren Abfluss sichtbar.

Eine Erklärung für dieses Verhalten findet sich bei der Betrachtung der einzelnen Monate. So nehmen schon im September die Niederschläge bei gleich bleibender potentieller Verdunstung und gleich bleibendem Abfluss signifikant zu. Dies könnte ein Indiz dafür sein, dass die zu diesem Zeitpunkt durch die hohe Verdunstung im Sommer und der sich zu Ende neigenden Vegetationsperiode leeren Bodenspeicher wieder aufgefüllt werden. In den tieferen Lagen in Freiburg reichen die zunehmenden Niederschläge scheinbar nicht aus bzw. werden direkt durch die dort noch aktivere Vegetation verbraucht: Hier werden auch im September, wie schon im August und Juli, signifikante Abnahmen im Niedrigwasser ermittelt.

Im Oktober nehmen die Niederschläge ebenfalls zu, nun sind aber die Bodenspeicher zumindest in den höheren Lagen so weit aufgefüllt, so dass es vor allem bei starken Niederschlagsereignissen zu einem erhöhtem Abfluss kommen kann. Dafür spricht auch die signifikante Zunahme der mittleren und maximalen mittleren Abflüsse an den höher liegenden Pegelstationen. Dass hier gleichzeitig die Niedrigwasserabflüsse keine Reaktion zeigen, könnte ein Hinweis dafür sein, dass die zunehmenden Niederschläge im September und Oktober noch nicht ausreichen, das Grundwasser anzureichern und so den Basisabfluss zu erhöhen.

Als Folge der erhöhten maximalen mittleren Abflüsse der obenliegenden Pegel zeigt der Gebietsauslass am Pegel Ebnet im Oktober hierbei ebenfalls eine signifikante Zunahme. Dass die Niederschläge hier nicht den mittleren Abfluss erhöhen, erscheint

als ein ergänzendes Indiz für die in dieser Lage noch leeren Bodenspeicher, die erst noch gefüllt werden müssen. Zusätzlich führen die erhöhten mittleren und minimalen Temperaturen im Oktober zu einer erhöhten potentiellen Evapotranspiration nach Hamon und damit zu einer weiteren Wasserzehrung.

Im November wird neben einer weiteren signifikanten Zunahme der mittleren und minimalen Temperatur in Freiburg eine signifikante Zunahme des Niedrigwassers am topographisch höchsten gelegenden Pegel St. Wilhelm registriert, was gerade in dieser Höhenlage als weiterer Hinweis für eine Veränderung der spätherbstlichen/winterlichen Niederschläge von fest zu feucht gesehen werden kann.

7.2. Veränderungen in Abhängigkeit von der topographischen Höhe und der Einzugsgebietsgröße

Bei Betrachtung der Ergebnisse mit Blick auf die topographische Höhe fällt auf, dass Veränderungen im Niederschlag hauptsächlich in den höheren Lagen stattgefunden haben. Auch die ermittelten hohen Korrelationskoeffizienten r_{xy} zwischen den Abnahmen und der jeweiligen Messhöhe bestätigen dieses Bild. So wird im Winter ein r_{xy} von -0,93 und im Frühling sogar ein Korrelationskoeffizient von -0,99 erreicht. Je größer also die topographische Höhe, desto größer sind hier auch die ermittelten Abnahmen im Niederschlag.

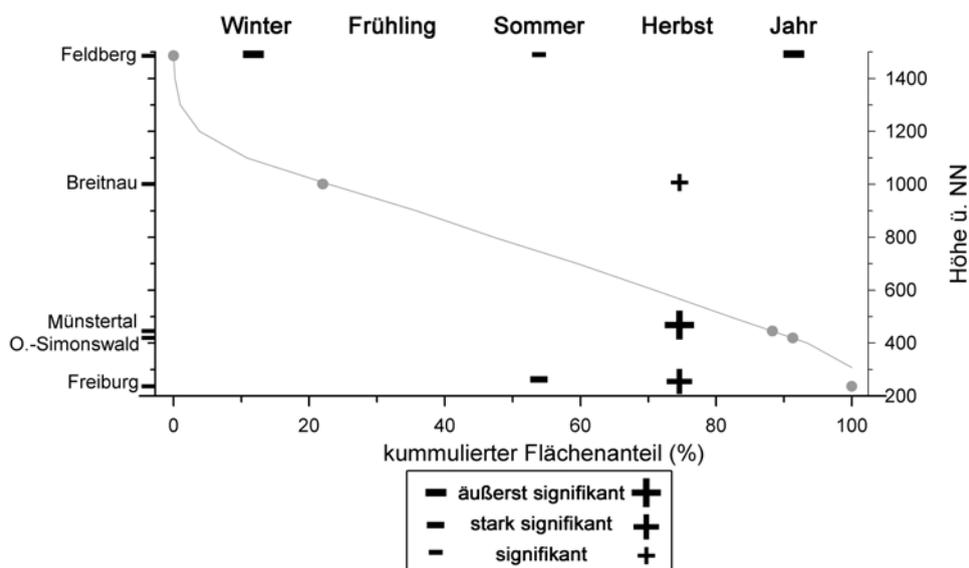


Abbildung 7.2.1.: Signifikante ($p < 0,1$) Veränderungen des Niederschlags an den untersuchten Niederschlagsstationen

Im Herbst allerdings werden während des Septembers und Oktobers an allen Stationen mit Ausnahme Obersimonswald zumindest in einem Monat signifikante Zunahmen ermittelt, mit der Folge, dass 3 von 5 Niederschlagsstationen im Herbst einen signifikanten Trend vorweisen. So kann man hier zumindest für die Monate September und Oktober von einer durchgängigen Erhöhung der Niederschläge sprechen. Der Korrelationskoeffizient zwischen den jährlichen Veränderungen und der topographischen Höhe zeigt mit $-0,87$ aber immer noch eine relativ deutliche Abnahme der jährlichen Niederschlagssumme mit zunehmender topographischen Höhe.

Abbildung 7.2.1, Seite 70, zeigt ermittelte signifikante Trends des Niederschlags. Im Hintergrund ist eine hypsographische Kurve des Untersuchungsgebiets mit der Lage der untersuchten Niederschlagsstationen abgebildet, so dass die Veränderungen in den verschiedenen Höhen eindrucklich werden.

Zunahmen in der mittleren Lufttemperatur lassen sich an jeder untersuchten Station zu fast jeder Jahreszeit und so auch auf Jahresbasis feststellen (Siehe Abbildung 7.2.2).

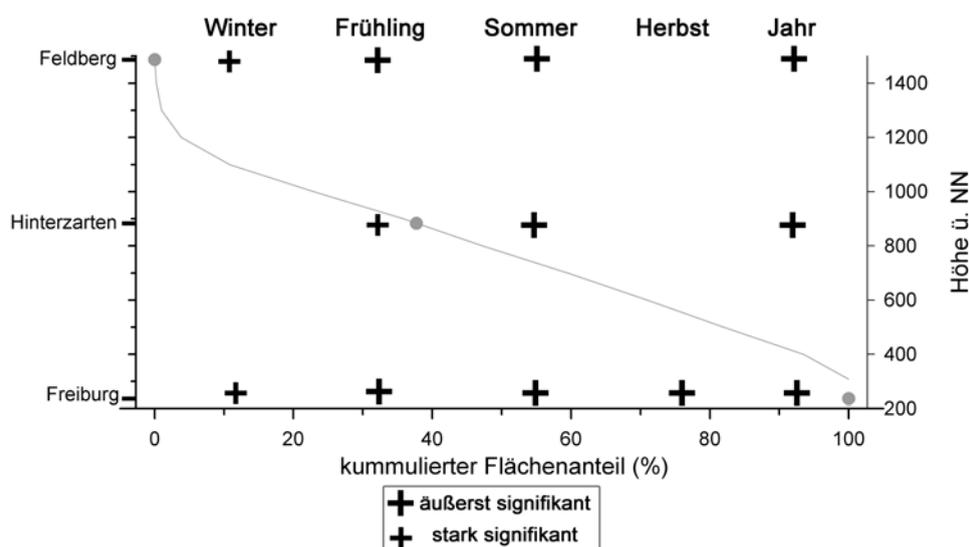


Abbildung 7.2.2.: Signifikante ($p < 0,1$) Veränderungen der mittleren Lufttemperatur an den untersuchten Klimastationen

Betragsmäßig sind die Zunahmen relativ gleich, wenn nicht in den niedrigen Lagen eher höher. Relativ zu den Mittelwerten gesehen sind die Erhöhungen der mittleren Lufttemperatur vor allem im Winter und Frühling aber in den Hochlagen stärker: Hier werden zwischen der relativen Zunahme und der topographischen Höhe Korrelationskoeffizienten von $0,90$ bzw. $0,93$ erreicht.

Dieser Zusammenhang steht zumindest teilweise im Kontext mit den Zusammenhängen zwischen den relativen Zunahmen der Maximumtemperaturen und der Höhe: Hier werden mit $>0,99$ im Frühling und $0,96$ auch im Herbst hohe Korrelationsko-

effizienten ermittelt, die eine mit der Höhe verstärkte Zunahme der Maximumtemperaturen zeigen. Im Sommer dagegen kehrt sich das Verhältnis bei der maximalen Lufttemperatur um, es sind relativ gesehen in der Höhe weniger starke Zunahmen zu verzeichnen als unten ($r_{xy}=0,81$).

Geichzeitig allerdings nehmen im Frühling mit zunehmender topographischer Höhe die relativen Zunahmen der Minimumtemperatur ab, dies zeigt der Korrelationskoeffizient von $-0,98$. Umgekehrt im Sommer, dort werden die relativen Zunahmen der Minimumtemperatur mit steigender Höhe stärker ($r_{xy}=0,89$).

Trotz fehlender signifikanter Zusammenhänge zwischen den ermittelten Veränderungen im MQ_{max} , MQ und NQ und der topographischen Höhe scheinen die oberen zwei Einzugsgebiete sensitiver auf die Veränderungen zu reagieren: Hier werden zahlenmäßig mehr Trends detektiert als in den unteren Einzugsgebieten.

Auffällig sind jedoch die in allen Höhenstufen zu findenden Erhöhungen der winterlichen Niedrigwasser- und/oder maximalen mittleren Abflüsse (Siehe Abbildung 7.2.3).

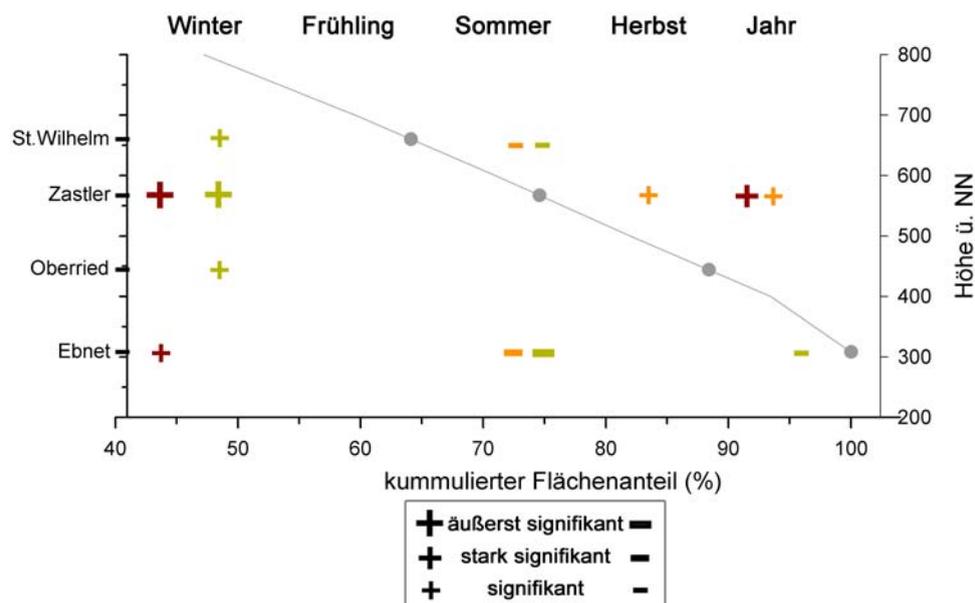


Abbildung 7.2.3.: Signifikante ($p < 0,1$) Veränderungen der Abflüsse (MQ_{max} , MQ, NQ) an den untersuchten Pegeln

Diese Reaktion erklärt sich vor allem mit den prozentual größeren Veränderungen im Temperaturverhalten in den höheren Lagen. Damit einhergehend sind wohl die erwähnte Veränderung der Niederschlagsform und die verstärkte Schneeschmelze. Die auch im Winter in den höheren Lagen abnehmenden Niederschläge haben wohl keinen messbaren Effekt im Trendverhalten.

Die Betrachtung der Abflussveränderungen in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße brachte für die mittleren und maximalen mittleren Abflüsse keine signifikanten Zusammenhänge. Die relativen Veränderungen im NQ sind allerdings im Frühling, im Sommer, und über das Jahr betrachtet stark negativ mit der Einzugsgebietsgröße korreliert („Je kleiner das Einzugsgebiet, desto größer die Zunahmen im NQ“). Die Ursache für diesen negativen Zusammenhang liegt aber in den Abnahmen des NQs am Pegel Ebnet. Nimmt man den Pegel Ebnet aus der Berechnung heraus, zeigen sich auch hier keine signifikanten Zusammenhänge. Im Frühling zeigt sich mit $r_{xy}=0,98$ sogar eine Umkehrung des Korrelationskoeffizienten und der Aussage: Je kleiner das Einzugsgebiet, desto kleiner sind die relativen Zunahmen im NQ. Da sich die Größe der Einzugsgebiete ebenfalls nach der Höhe gliedert (je kleiner das Einzugsgebiet, desto höher liegt es), entspricht dieses Ergebnis der Untersuchung der Veränderungen der Minimumtemperaturen im Frühling. Diese zeigen ebenfalls in der Höhe eine vergleichbar geringere Zunahme, so dass hier mit Blick auf die Schneeschmelze eventuell der Grund für den gefundenen Zusammenhang zu vermuten ist.

Bemerkung: Sämtliche genannten Korrelationen wurden mittels des t-Tests auf Signifikanz getestet und sind zu mindestens 95 % signifikant. Allerdings ist durch die geringe Anzahl der Wertepaare und damit der geringen Anzahl der Freiheitsgrade die Gefahr eines Fehlers 2. Art relativ groß, so dass die Korrelationskoeffizienten insgesamt kritisch betrachtet werden müssen.

7.3. Veränderungen der Wasserbilanz

In diesem Abschnitt wird versucht, auf Veränderungen in der Wasserbilanz des Dreiseamzugsgebietes für den Untersuchungszeitraum 1955-2007 einzugehen. Dazu war es für die Ermittlung des Gebietsniederschlags und der Gebietsverdunstung nötig, eine grobe Regionalisierung der Daten vorzunehmen. Diese basiert auf einer Flächengewichtung nach der Höhe. Dabei wird das Untersuchungsgebiet in verschiedene Höhenstufen eingeteilt, deren Flächenanteile ausgerechnet und mit dem Wert der jeweiligen Station multipliziert.

Die Einteilung der Stationen für die verschiedenen Höhenstufen mit den dazugehörigen Flächenanteilen gibt Tabelle 7.3.1 auf Seite 74 wieder, Fehlbeträge in den Prozentangaben entstanden durch Rundung.

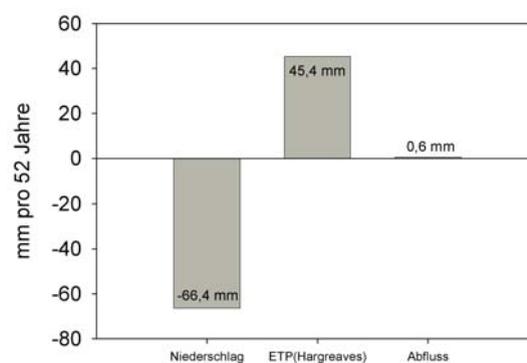
Für die Darstellung der Veränderungen potentiellen Evapotranspiration wurden die Werte nach der Methode nach Hargreaves gewählt, da diese durch den Einbezug der minimalen und maximalen Tageslufttemperatur die Feuchtebedingungen besser

Tabelle 7.3.1.: Verwendete Stationen mit dazugehöriger Höhenstufe und jeweiligem Flächenanteil

pot. Evapotranspiration			Niederschlag		
Station	Höhenstufe (m)	Flächenanteil (%)	Station	Höhenstufe (m)	Flächenanteil (%)
Freiburg	308-600	29,0	Freiburg	308-400	6,5
Hinterzarten	600-1100	60,1	Münstertal	400-700	33,9
Feldberg	1100-1486	10,8	Breitnau	700-1100	55,7
			Feldberg	1100-1486	10,8

abbilden. Für die Veränderungen des Abflusses wurden die Ergebnisse des Gebietsauslasses Pegel Ebnet verwendet.

Abbildung 7.3.1 zeigt die ermittelten Veränderungen in der Wasserbilanz des Einzugsgebiets der Dreisam in den letzten 52 Jahren. Neben der Abnahme des Gebietsniederschlages um 66,4 mm in 52 Jahren bewirkt die Erhöhung der potentiellen Verdunstung um 45,4 mm im gleichen Zeitraum einen weiteren Verlust in der Wasserbilanz. Dabei muss allerdings beachtet werden, dass die Verwendung der potentiellen Evapotranspiration, vor allem im Verein mit einer Drosselung des Wasserdargebots, die aktuelle Evapotranspiration wohl überschätzt. Aus den vorhandenen Daten kann aber keine Aussage über die aktuelle Evapotranspiration gemacht werden, so dass der Wert der abgebildeten potentiellen Evapotranspiration nur als grober, sehr wahrscheinlich zu hoher Richtwert angesehen werden kann.

**Abbildung 7.3.1.:** Veränderungen in der Wasserbilanz für den Untersuchungszeitraum von 1955-2007

Trotzdem ist ersichtlich, dass dem Einzugsgebiet gut 100 mm weniger Wasser zur Verfügung steht als vor 52 Jahren. Die Änderung des Abflusses dagegen ist mit einer Zunahme von 0,6 mm nur marginal.

Erklären lassen sich diese Ergebnisse nur durch einen oder mehrere ausgleichende Speicher, wie z. B. den Aquifer im Zartener Becken. Dieser Porengrundwasserleiter scheint durch seine dämpfende Wirkung das entstandene Wasserdefizit mindestens kompensieren zu können. Ein Indiz für dieses Verhalten ist auch der signifikante Rückgang des NQs am Pegel Ebnet. Es muss allerdings ebenso beachtet werden, dass die errechneten Veränderungen in der Wasserbilanz eine mittlere Veränderung in den letzten 52 Jahren darstellt. Reell ist das hydrologische System jedoch stärkeren jährlichen Schwankungen ausgesetzt, die in feuchten Jahren die Speicher auch wieder füllen können.

7.4. Abhängigkeit von der Zeitreihenlänge

Weitere Untersuchungen der vorliegenden Zeitreihen zeigten eine starke Abhängigkeit der Ergebnisse der Trendanalyse nach Mann-Kendall von der betrachteten Zeitreihenlänge, beziehungsweise dem jeweilig betrachteten Zeitfenster. Besonders deutlich veranschaulicht wird dieser Effekt an der Datenreihe der jährlichen Niederschlagssummen der Niederschlagsstation Feldberg. In Abbildung 7.4.1 sind die Jahreswerte des Niederschlags auf dem Feldberg von 1941-2006 aufgetragen, zusätzlich ist eine Glättung der Daten nach LOESS abgebildet. Dazu wurde einmal der gesamte vorhandene Datensatz verwendet (schwarz) und einmal die in der Trenduntersuchung verwendeten Daten ab 1955 (rot).

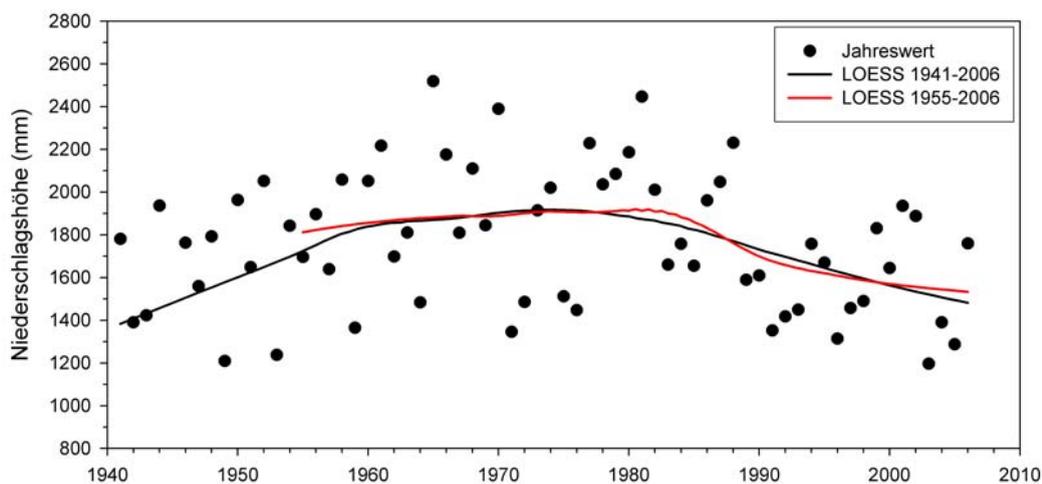


Abbildung 7.4.1.: Jährliche Niederschlagssumme der Station Feldberg 1941-2006, mit LOESS geglättet von 1941-2006 und 1955-2006.

Deutlich ist eine anfängliche Zunahme der jährlichen Niederschlagssumme von 1941 bis etwa 1970 zu sehen, seit dem Ende der 70er Jahre erscheint die gefallene Nie-

erschlagsmenge rückläufig. Anfang und Ende der mit LOESS geglätteten Werte (schwarz) liegen jedoch etwa auf der gleichen Höhe. Dies spiegelt sich auch in den mit dem Mann-Kendall Trendtest ermittelten Veränderungen wieder. Während der in der Untersuchung detektierte Trend auf eine äußerst signifikante Abnahme der Niederschläge auf dem Feldberg hindeutet (p-Wert: 0,0080; Sen-Slope -8,4 mm/Jahr), zeigt das Resultat für die gesamte Zeitreihe ab 1941 keinen Trend an (p-Wert: 0,5612).

Die stetige Zunahme der Veränderungen bei Verkürzung der Datenreihe ist in Abbildung 7.4.2 eindeutig zu erkennen: Je kürzer die untersuchte Zeitreihe, desto stärker wird in diesem Fall der detektierte Trend.

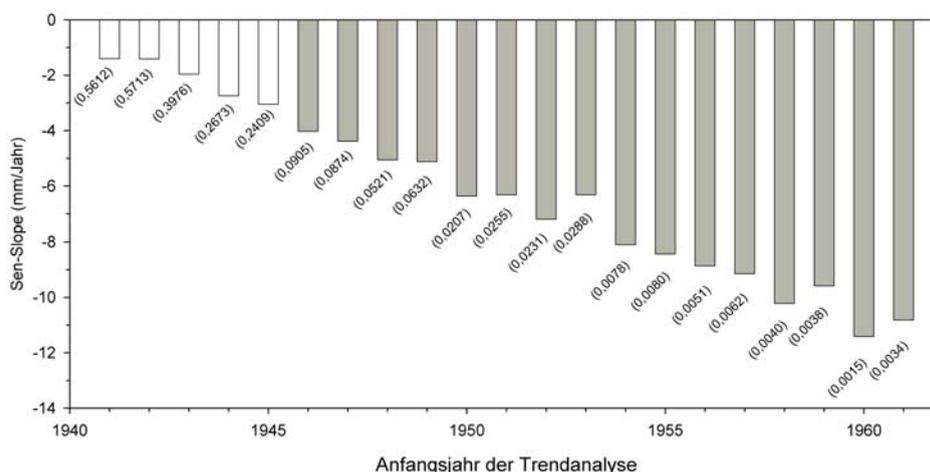


Abbildung 7.4.2.: Steigungen der errechneten Trends des Jahresniederschlags der Niederschlagsstation Feldberg bei variablem Zeitreihenbeginn, gefüllte Balken sind signifikant, p-Werte in Klammern

Anders sieht es bei der Zeitreihe der mittleren Jahrestemperatur auf dem Feldberg aus (Abbildung 7.4.3, Seite 77, Darstellung analog zu Abbildung 7.4.1, Seite 75).

Wie in Abbildung 7.4.4, Seite 77, erkennbar, ändern sich hier die Ergebnisse der Trenduntersuchungen der einzelnen Zeitfenster von 1949-1969 kaum, sämtliche untersuchte Zeitfenster zeigen einen signifikanten positiven Trend.

Die Variabilität der Ergebnisse der Trendanalyse nach Mann-Kendall durch die Wahl verschiedener Zeitfenster hängt also stark von der Struktur der jeweiligen untersuchten Zeitreihe ab. Wenn sich die Datenreihe, wie die des Jahresniederschlags vom Feldberg, in solch einer im Ansatz eventuell sogar zyklischen Form präsentiert, schwanken die Ergebnisse stark in Abhängigkeit vom gewählten Zeitfenster. Bei einer Datenreihe mit einer annähernd linearen Struktur hingegen, wie die der gezeigten Jahresmitteltemperatur vom Feldberg, bewirkt eine Verschiebung bzw. Verkürzung

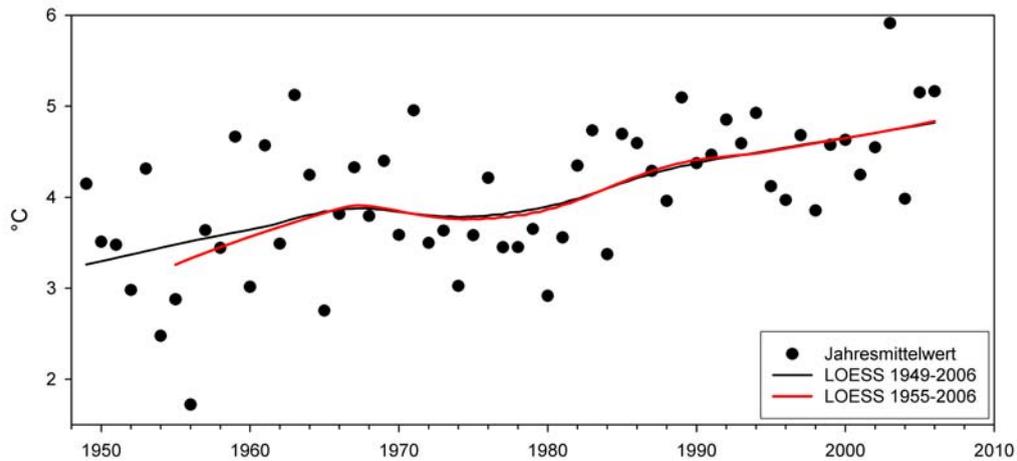


Abbildung 7.4.3.: Mittlere Jahrestemperatur der Station Feldberg 1949-2006, mit LOESS geglättet von 1949-2006 und 1955-2006.

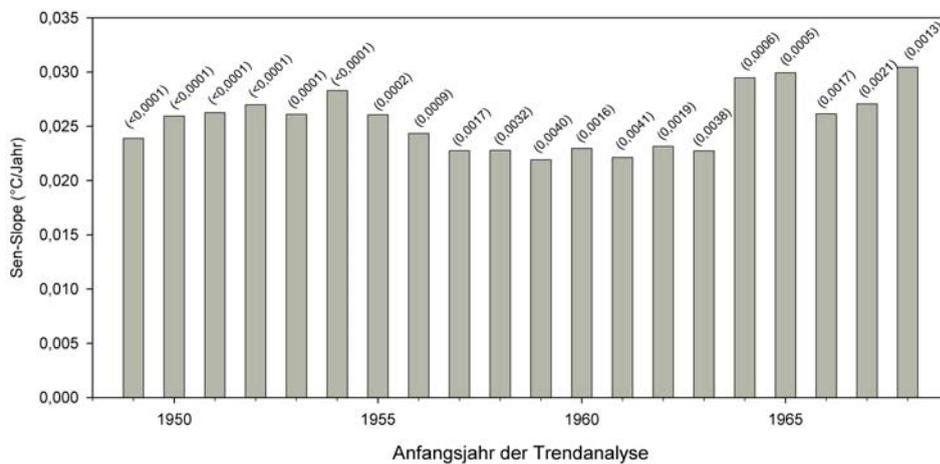


Abbildung 7.4.4.: Steigungen der errechneten Trends der Jahresmitteltemperatur der Klimastation Feldberg bei variablem Zeitreihenbeginn, p-Werte in Klammern

der Zeitreihe kaum Änderungen in den Resultaten.

Da solch eine Struktur zumindest in den vorliegenden klimatologischen und hydrologischen Datenreihen eher ungewöhnlich ist, muss an dieser Stelle festgestellt werden, dass die in einer Trenduntersuchung mit dem Mann-Kendall Test ermittelten Ergebnisse nur für den jeweilig untersuchten Zeitraum gültig sein können.

8. Fazit

Die Trendanalyse der gut 52-jährigen klimatologischen und hydrologischen Zeitreihen des Dreisameinzugsgebiet hat, speziell in den Jahreszeiten, zum Teil signifikante Veränderungen aufgedeckt. Dabei erscheint die Erhöhung der Lufttemperatur als die generellste Veränderung, die in diesem Gebiet stattgefunden hat, aber auch der Niederschlag und der Abfluss zeigen einen gewissen Wandel.

Die Unterschiede der Ergebnisse dieser Arbeit zu den Ergebnissen der KLIWA-Studie lassen sich zum Teil aus der Verwendung anderer Methoden erklären. So wurden in der KLIWA-Studie die Zeitreihen erst nach der Methode der kleinsten Quadrate linearisiert und dann mit dem Trendtest nach Mann-Kendall untersucht. Ebenso fand eine etwaig vorliegende Autokorrelation keine Berücksichtigung. Zum anderen liegen den Untersuchungen dieser Arbeit die Daten aus einem anderem Zeitfenster zugrunde, was, wie gezeigt, einen direkten Vergleich schwierig macht. Dies gilt auch für die Ergebnisse aus RAPP & SCHÖNWIESE (1996). Zusätzlich muss gesagt werden, dass in beiden Studien die Ergebnisse zur räumlichen Darstellung regionalisiert wurden, so dass die dort erwähnten Werte nur als Mittelwerte für ein größeres als das hier untersuchte Gebiet in Betracht kommen.

Die markantesten Veränderungen im Einzugsgebiet über den Jahreslauf betrachtet finden sich wohl im Winter. Hier ändert sich durch die Erhöhung der Lufttemperatur die Art des Niederschlags von weniger Schneeniederschlag hin zu mehr Regenniederschlag. Dies bewirkt trotz vor allem in den hohen Lagen abnehmender Niederschlagssumme, erhöhte maximale mittlere Abflüsse und Niedrigwasserabflüsse.

Die erhöhten Lufttemperaturen führen dann auch im Frühling in den höheren Lagen zu einem beschleunigtem Abschmelzen der Schneedecke, sichtbar in der dort tendenziellen Verkürzung des WSCV. Diese Faktoren bewirken durch eine verstärkte Hang- bzw. Grundwasserneubildung hier eine Erhöhung der NQs im März und April.

Dieses im Frühling abgeflossene Wasser scheint zumindest lokal ein gewisses Defizit im Hang- bzw. Grundwasserspeicher hervorzurufen, da im Sommer im höchsten Einzugsgebiet signifikante Abnahmen im Niedrigwasser zu beobachten sind. Da die Einzugsgebiete in den mittleren Lagen hier keine signifikanten Änderungen zeigen, ist

davon auszugehen, dass die Abnahmen im Niedrigwasser am Pegel Ebnet andere Ursachen, wie eine erhöhte potentielle Evapotranspiration durch erhöhte Lufttemperaturen und eine ausgedehnte Vegetationsperiode, haben. Ebenso könnten die eventuell erhöhten anthropogene Wasserentnahmen infolge steigenden Wasserbedarfs hier eine Rolle spielen. Die ermittelten sommerlichen Abnahmen im mittleren Abfluss haben ihre Ursache eher in den abnehmenden Niederschlägen.

Der Herbst ist differenziert zu betrachten: Im September werden vor allem in den höheren Lagen die Bodenspeicher wieder aufgefüllt, während in den tiefen Lagen im Niedrigwasser weiter ein Defizit erkennbar ist. Im Oktober bringen die erhöhten Niederschläge auf die dann gesättigten Böden einen erhöhten maximalen mittleren Abfluss. Im November ist in den höheren Lagen durch einen erhöhten Niedrigwasserabfluss der Wandel des Niederschlags von fest zu feucht bemerkbar.

Insgesamt lässt sich für alle Pegel eine Modifikation der Abflussregime feststellen. Während das Mittel 1955-1972 mit dem Maximum im April einen nivo-pluvialen Charakter hat, zeigt sich in den Regimen 1973-1990 und 1991-2006 mit dem Peak im März eher eine pluvio-nivale Wesensart. Zudem fällt auf, dass der sekundäre, dezemberliche Peak nicht im Regime 1955-1972, wohl aber in den aktuelleren Regimen zu erkennen ist. Dies belegt die Annahme von vermehrten Regenniederschlägen im Dezember.

Die Betrachtung der Veränderungen nach der topographischen Höhe zeigte, dass der Klimawandel entsprechend den Ergebnissen in BURNS ET AL. (2007) in den höheren Lagen stärkere Auswirkungen auf die untersuchten Parameter hat. So nimmt hier der Niederschlag signifikant ab, gleichzeitig sind hier größtenteils die relativen Veränderungen der Lufttemperatur stärker.

Als Konsequenz dessen wurden an den höher gelegenen Pegeln im Einzugsgebiet mehr Trends gefunden als an den unteren Pegeln. Verstärkt wird dieses Bild noch durch das Fehlen großer Grundwasserleiter in den oberen Gebieten, am Pegel Ebnet sorgt so der Aquifer im Zartener Becken für eine ausgleichende und damit dämpfende Wirkung in Bezug auf etwaige Veränderungen. Allerdings ist es möglich, dass gerade hier die Ergebnisse durch die anthropogenen Entnahmen weiteren Einflüssen unterliegen, die sich mit den Auswirkungen des Klimawandels vermischen.

Die Untersuchungen der Veränderungen in der Wasserbilanz hatten zum Ergebnis, dass dem Einzugsgebiet der Dreisam aktuell etwa 100 mm weniger Wasser zur Verfügung steht als vor 52 Jahren. Dieses Defizit wird aber durch den Aquifer im Zartener Becken ausgeglichen, so dass im Abfluss der Dreisam zumindest im Niedrigwasser-

abfluss und mittlerem Abfluss kein Rückgang feststellbar ist.

Die Auseinandersetzung mit dem Mann-Kendall Trendtest zeigte, dass die jeweilig ermittelten Ergebnisse stark von dem betrachteten Zeitraum abhängen, gerade bei einer ausgeprägt variablen Struktur der zu untersuchenden Zeitreihen. Dies bedeutet, dass Ergebnisse anderer Studien mit einer anderen Wahl des Zeitfensters schwierig mit den Ergebnissen dieser Arbeit zu vergleichen sind. Zudem können die hier ermittelten Resultate nur für den untersuchten Zeitraum 1955-2007 gelten.

Eine Extrapolation der Ergebnisse und damit ein Blick in die Zukunft ist angesichts der beschriebenen Variabilität der klimatischen und hydrologischen Parameter äußerst problematisch. Bei hypothetisch gleich bleibender Trendrichtung und -stärke scheint langfristig gesehen aber der abnehmende Schnee-, und zunehmende Regenniederschlag zu einer Zunahme des oberflächlich abfließenden Wassers und damit abnehmenden Grundwasserneubildung in den oberen Lagen führen zu können. Bei gleich bleibender Niederschlagsmenge würde dies, da die Dreisam, und damit eng gekoppelt der Aquifer im Zartener Becken, Vorfluter für die oberirdisch abfließenden Gewässer ist, eine Änderung der Grundwasserdynamik bedeuten. Bei den detektierten Abnahmen des Gebietsniederschlages ist aber zu befürchten, dass der Aquifer das ermittelte Defizit langfristig nicht weiter kompensieren, und es so zu einem Sinken des Grundwasserspiegels kommen kann.

Da die Stadt Freiburg zu etwa 2/3 durch Grundwasserentnahmen in Ebnet versorgt wird, könnte dieses bei gleich bleibender Trendrichtung langfristig zu quantitativen, aber auch qualitativen Problemen in der Wasserversorgung führen.

Vor allem aber die Wasserversorgung kleiner Ortschaften im Hochschwarzwald, die häufig durch Quelfassungen versorgt werden, scheint durch die Auswirkungen des Klimawandels gefährdet zu sein. So ist gerade hier ein Trockenfallen von Quellen zu befürchten, wie es schon im sehr trockenen Sommer 2003 mancherorts beobachtet werden konnte.

9. Ausblick

Die Ergebnisse dieser Arbeit geben Anregung verschiedene Variablen und Parameter und die Auswirkungen des Klimawandels auf diese näher zu betrachten.

So scheinen vor allem im Herbst die Bodenspeicher eine wichtige Rolle im hydrologischen System des Dreisameinzugsgebietes einzunehmen. Hier wäre es interessant die Entwicklung der Bodenfeuchte bei ausreichender Datenlage mittels einer Zeitreihen- bzw. Trendanalyse auf verschiedenen Höhenstufen näher zu betrachten. Eine Modellierung der Bodenfeuchte könnte diese Entwicklung ebenfalls zeigen.

Ebenfalls über eine Zeitreihen- bzw. Trendanalyse oder aber mittels eines Modells, sollte das Grundwasser und seine Dynamik, besonders in Hinblick auf die Wasserversorgung, näher betrachtet werden. So scheint der Grundwasserleiter im Zarterner Becken einige Veränderungen im hydrologischem System kompensiert zu haben. Mit einem geeigneten Modell ist es hier eventuell möglich, diese Veränderungen im Grundwasser festzustellen und auch die zukünftigen Auswirkungen des Klimawandels abzubilden.

In diesem Zusammenhang könnte auch eine Analyse der Altersverteilung des Grundwassers und deren eventuellen Änderung aufschlussreich sein. Aber auch eine Untersuchung etwaiger Änderungen in der Grundwasserneubildung in Bezug zur Menge, Verteilung, topographischer Höhe, Jahreszeit etc. mittels natürlicher Isotope könnte in dieser Beziehung neue Informationen liefern.

Ebenso ist der in dieser Arbeit für das Einzugsgebiet ermittelte, im Hinblick auf andere Studien nicht-typische Rückgang der Niederschläge besonders in den Höhenlagen und im Winter ein Ausgangspunkt für weitere Betrachtungen. Hier wäre es interessant, das Verhalten der atmosphärischen Schichtung im untersuchten Zeitraum näher zu analysieren. Ebenfalls kommt hier als Ursache eine Zunahme der sich in der Luft befindlichen Aerosole in Betracht. Speziell auch die spezifischen Feuchte sollte in diesem Kontext näher untersucht werden.

In eine etwas andere Richtung geht die Anregung, phänologische Beobachtungen im Einzugsgebiet der Dreisam anzustrengen, um auch hier einen eventuellen Wandel

insbesondere Aufgrund der Erhöhungen der Lufttemperaturen im Frühling festzustellen. Mit diesem Mittel kann möglicherweise sogar eine weitere Einteilung der Auswirkungen des Klimawandels nach der Höhe erfolgen.

Angesichts der aufgezeigten Schwächen des Trendtests nach Mann-Kendall wäre es darüberhinaus interessant, die Untersuchung mit einem anderen, geeigneten statistischen Verfahren zur Trendanalyse zu wiederholen.

A. Tabellen

Tabelle A.0.1.: Tabelle der Klima- und Niederschlagsstationen mit Angabe der vorhandenen Zeitreihen und Lücken

Stationsname (DWD-ID-Nr.)	Niederschlagsdaten	Lücken	Klimadaten	Lücken
Freiburg (70330) RR (02311) KL 236 m ü. NN	01.01.1951-28.08.2007	31.12.1970 fehlt 30.11.2002 fehlt 26.09.2003 fehlt 23.10.2003 fehlt 17.06.2004 fehlt 30.06.2004 fehlt 12.04.2005 fehlt	01.05.1949-28.08.2007	keine
Obersimonswald (70305) RR 419 m ü. NN	01.01.1951-27.08.2007	31.12.1970 fehlt Januar 2005 fehlt 01.10.2005-31.05.2006	n.v.	n.v.
Münstertal (70285) RR 445 m ü. NN	01.01.1933-31.05.2007	01.01.1945-31.12.1946	n.v.	n.v.
Hinterzarten (70320) RR (02771) KL 883 m ü. NN	01.01.1961-31.12.2004	31.12.1970 fehlt	01.01.1946-31.03.2005	RH erst ab 01.01.1970
Breitnau (70328) RR 1001 m. ü. NN	01.01.1912-31.05.2007	31.12.1970 fehlt 01.02.1942-31.12.1950	n.v.	n.v.

Tabelle A.0.1.: Fortsetzung

Stationsname (DWD-ID-Nr.)	Niederschlagsdaten	Lücken	Klimadaten	Lücken
Feldberg (70332) RR	01.01.1941-31.05.2007	31.12.1970 fehlt	01.01.1945-28.08.2007	März 1945 fehlt
(02320) KL		01.01.1945-31.12.1945		11.01.1945-31.07.1945
1486 m ü. NN				Oktober 1948 fehlt

Tabelle A.0.2.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 an der Niederschlags- und Klimastation Freiburg

	Niederschlag	T_mit	T_max	T_min	rH
Jan					
p - Wert	0,05916116	0,09149671	0,02716326	0,08567952	0,02225397
SenSlope (absolut)	-0,58225535	0,03365403	0,04934931	0,05	-0,10436725
in %	-1,03524215	1,32987559	0,36539723	-0,59257603	-0,13082434
Feb					
p - Wert	0,80015965	0,47088103	0,4116469	0,3735724	0,02937025
SenSlope (absolut)	-0,06235294	0,01894304	0,03090278	0,02983677	-0,12105443
in %	-0,11544017	0,5545423	0,20753259	-0,45664126	-0,16019579
Mrz					
p - Wert	0,89017652	0,04956477	0,04956477	0,00832201	0,05416466
SenSlope (absolut)	0,0434375	0,04386837	0,06025337	0,06691941	-0,07960037
in %	0,07069298	0,62980685	0,30726728	-2,12251878	-0,11542801
Apr					
p - Wert	0,9694048	0,01040675	0,24336782	0,001594	0,03623432
SenSlope (absolut)	0,00960061	0,03891444	0,02857143	0,04104278	-0,11088235
in %	0,01297546	0,37289415	0,11694229	18,9153685	-0,17121611
Mai					
p - Wert	0,48996564	0,00277557	0,00499324	0,00017089	0,36945284
SenSlope (absolut)	0,31683814	0,04913653	0,06509235	0,07584625	-0,04055977
in %	0,3048733	0,33062484	0,2334006	1,83387371	-0,06148085
Jun					
p - Wert	0,03980665	0,00141788	0,02052809	6,6449E-05	0,00065983
SenSlope (absolut)	-0,88637231	0,04607753	0,04706189	0,06478986	-0,16195787
in %	-0,80113461	0,25463306	0,15312665	0,79671992	-0,2458851
Jul					
p - Wert	0,68998427	0,0135126	0,13460597	0,00032733	0,09754536
SenSlope (absolut)	-0,19615385	0,04091922	0,03524845	0,06666667	-0,07008642
in %	-0,19963426	0,20274391	0,10643617	0,78223009	-0,10753727
Aug					
p - Wert	0,24928126	0,00040755	0,32783031	1,1075E-06	0,0011488
SenSlope (absolut)	-0,41405146	0,05459282	0,02725918	0,08873016	-0,13042115
in %	-0,42992564	0,27865828	0,08379013	0,92131954	-0,19388471
Sep					
p - Wert	0,09123168	0,14217488	0,84968251	0,00709301	0,00921286
SenSlope (absolut)	0,72301587	0,03014261	-0,00330087	0,05	-0,11539915
in %	0,92728636	0,18541255	-0,0117036	1,21042831	-0,1608408

Tabelle A.0.2.: Fortsetzung

	Niederschlag	T_mit	T_max	T_min	rH
Okt					
p - Wert	0,01381587	0,00151295	0,5805733	4,0742E-05	0,00368115
SenSlope (absolut)	0,94281574	0,04623418	0,01666667	0,11174898	-0,10456989
in %	1,26499203	0,41203379	0,07072521	-4,38893256	-0,13334494
Nov					
p - Wert	0,84979046	0,02606212	0,55373743	0,07199241	0,01080647
SenSlope (absolut)	-0,054102	0,03864845	0,01428571	0,04887426	-0,10247253
in %	-0,07650105	0,64771147	0,081409	-1,40025435	-0,12735186
Dez					
p - Wert	0,24928126	0,05417637	0,20112463	0,00646902	0,00244427
SenSlope (absolut)	0,32116549	0,03667534	0,03098753	0,08313008	-0,10964527
in %	0,50519104	1,14585993	0,21536377	-1,10528362	-0,13642187
Winter					
p - Wert	0,23142362	0,01294397	0,21399555	0,01970624	0,00087143
SenSlope (absolut)	-0,58186275	0,04008361	0,03270762	0,07842603	-0,10536163
in %	-0,33319711	1,31517091	0,1973254	-0,72591329	-0,13392458
Frühling					
p - Wert	0,49966175	0,00029402	0,0208986	0,03693946	0,01266507
SenSlope (absolut)	0,42643318	0,03899237	0,04545455	0,05298813	-0,0859472
in %	0,17815529	0,36245837	0,16127265	-1,57596562	-0,1290803
Sommer					
p - Wert	0,02713969	1,9114E-07	0,01177747	7,8761E-05	0,00013389
SenSlope (absolut)	-1,88353557	0,04876812	0,05	0,06666667	-0,12777111
in %	-0,61876599	0,2525609	0,14613309	1,20036934	-0,1935552
Herbst					
p - Wert	0,01056682	6,9792E-05	0,9433379	0,67567643	0,0022007
SenSlope (absolut)	1,4338378	0,03604529	0	0,01123737	-0,09682825
in %	0,64233395	0,32330191	0	-0,15025545	-0,12592378
Jahreswert					
p - Wert	0,74032345	1,4676E-08	0,01177747	0,21247461	9,9721E-07
SenSlope (absolut)	0,46950355	0,04081409	0,05	0,06303552	-0,10327248
in %	0,04985315	0,36820571	0,14613309	-0,38708634	-0,14347613
Frosttage					
p - Wert	0,00034033				
SenSlope (absolut)	-0,57143629				
in %	-0,95086998				

Tabelle A.0.3.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Klimastation Hinterzarten

	T_mit	T_max	T_min
Jan			
p - Wert	0,159979	0,05223286	0,83272165
SenSlope (°C/Jahr)	0,01915323	0,04031247	0,0075
in %	-1,05730622	0,42199015	-0,04700172
Feb			
p - Wert	0,85817757	0,40270005	0,41182485
SenSlope (°C/Jahr)	0,00364532	0,02941176	-0,0375
in %	-0,27208285	0,24900398	0,24757282
Mrz			
p - Wert	0,08076302	0,21397916	0,0151597
SenSlope (°C/Jahr)	0,0372434	0,04208127	0,11109923
in %	2,68364332	0,27588957	-1,00071719
Apr			
p - Wert	0,33607037	0,52109729	0,10624913
SenSlope (°C/Jahr)	0,01370157	0,01604413	0,035
in %	0,30569752	0,08309576	-0,53697453
Mai			
p - Wert	0,03091149	0,02901893	0,03726481
SenSlope (°C/Jahr)	0,03431709	0,05615485	0,03326576
in %	0,37419794	0,2387536	-1,40837241
Jun			
p - Wert	0,34454199	0,05129387	0,12750762
SenSlope (°C/Jahr)	0,01307692	0,05514389	0,025
in %	0,10476513	0,20794891	2,68240343
Jul			
p - Wert	0,13431279	0,13871865	0,36142483
SenSlope (°C/Jahr)	0,02192082	0,03212079	0,01666667
in %	0,15167613	0,11227122	0,54788516
Aug			
p - Wert	0,00074896	0,0775662	0,00725049
SenSlope (°C/Jahr)	0,04034821	0,04318182	0,04508772
in %	0,29031529	0,15338811	1,73147935
Sep			
p - Wert	0,26591212	0,90003774	0,59772868
SenSlope (°C/Jahr)	-0,0204386	0	-0,00666667
in %	-0,19095186	0	1,10011001

Tabelle A.0.3.: Fortsetzung

	T_mit	T_max	T_min
Okt			
p - Wert	0,16752472	0,62739697	0,02275949
SenSlope (°C/Jahr)	0,0186499	0,016	0,04210526
in %	0,28011542	0,07496252	-0,9201325
Nov			
p - Wert	0,31953299	0,31535343	0,48750449
SenSlope (°C/Jahr)	0,0161393	0,025	0,02980708
in %	0,90915377	0,15806778	-0,29199721
Dez			
p - Wert	0,13431279	0,3400921	0,52484162
SenSlope (°C/Jahr)	0,02903315	0,025	0,02857143
in %	-3,28885294	0,23518344	-0,20283564
Winter			
p - Wert	0,11323215	0,19075885	0,88373442
SenSlope (°C/Jahr)	0,01982045	0,03461538	-0,0047619
in %	-1,48234768	0,26041962	0,02520311
Frühling			
p - Wert	0,01180833	0,02780981	0,06213038
SenSlope (°C/Jahr)	0,02854609	0,05527344	0,06700912
in %	0,56855125	0,23328031	-0,5915353
Sommer			
p - Wert	0,00928257	0,00408553	0,08155746
SenSlope (°C/Jahr)	0,02514614	0,04666667	0,025
in %	0,18458414	0,15645255	4,18060201
Herbst			
p - Wert	0,35748569	0,25879004	0,64529075
SenSlope (°C/Jahr)	0,00887912	0,02248312	0,02121212
in %	0,13912852	0,0902574	-0,20279275
Jahreswert			
p - Wert	0,00314925	0,0196064	0,6756376
SenSlope (°C/Jahr)	0,02343256	0,0368007	0,02307692
in %	0,39340472	0,12321939	-0,11963153
Frosttage			
p - Wert	0,37457898		
SenSlope (°C/Jahr)	-0,125		
in %	-0,08150756		

Tabelle A.0.4.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Niederschlags- und Klimastation Feldberg

	Niederschlag	T_mit	T_max	T_min	rH
Jan					
p - Wert	0,10390944	0,20289874	0,70692184	0,31116002	0,94495572
SenSlope (absolut)	-1,2588437	0,02196763	-0,00954545	0,03657143	-0,00499035
in %	-0,84806178	-1,95212402	-0,12360349	-0,26665094	-0,00618262
Feb					
p - Wert	0,08575325	0,16736319	0,41616377	0,38186765	0,53941855
SenSlope (absolut)	-1,14921342	0,02219768	0,02812618	0,03437094	-0,03231207
in %	-0,90019822	-1,97646249	0,36943929	-0,25520591	-0,0394416
Mrz					
p - Wert	0,0428605	0,11762435	0,11059909	0,20553947	0,72418371
SenSlope (absolut)	-1,01208708	0,02790895	0,0417312	0,04037037	0,0252431
in %	-0,79079794	-4,17845909	0,44314841	-0,37340831	0,03006852
Apr					
p - Wert	0,1327211	0,20289874	0,15774049	0,25268861	1
SenSlope (absolut)	-0,95377488	0,02032511	0,02390476	0,01875	0
in %	-0,78528038	1,47660265	0,18963514	-0,23526278	0
Mai					
p - Wert	0,98775902	0,00693223	0,01741068	0,00338748	0,82992931
SenSlope (absolut)	-0,00394737	0,04791712	0,05423337	0,05193513	-0,00558592
in %	-0,0024324	0,82697295	0,32022822	-1,57289265	-0,00680023
Jun					
p - Wert	0,06953185	0,03172979	0,05712734	0,24941135	0,30761778
SenSlope (absolut)	-1,25846138	0,03089669	0,04291959	0,01818182	-0,04100877
in %	-0,77346751	0,34622405	0,21625042	-26,7676768	-0,04908162
Jul					
p - Wert	0,54343159	0,03835028	0,12126594	0,0160138	0,36533319
SenSlope (absolut)	-0,50551282	0,03110008	0,03005692	0,04059855	-0,03225806
in %	-0,30789653	0,27906694	0,13784001	1,58681637	-0,03915658
Aug					
p - Wert	0,09127873	0,00177899	0,56438412	0,00375515	0,29029715
SenSlope (absolut)	-1,2447934	0,04939686	0,01666667	0,04236597	-0,0516129
in %	-0,75524767	0,44982087	0,07772795	1,58948795	-0,0623109
Sep					
p - Wert	0,48742202	1	0,80053409	0,97480031	0,08829278
SenSlope (absolut)	0,49014914	-0,00011905	0,0047619	0	0,09902779
in %	0,36475693	-0,00141654	0,02603775	0	0,11825843

Tabelle A.0.4.: Fortsetzung

	Niederschlag	T_mit	T_max	T_min	rH
Okt					
p - Wert	0,05033454	0,26926771	0,5021676	0,01791726	0,1297505
SenSlope (absolut)	1,40225431	0,02357785	0,01231061	0,06173833	0,11168459
in %	0,94975218	0,4429571	0,0767016	-1,51935313	0,14110918
Nov					
p - Wert	0,48742202	0,32008871	0,6188916	0,52777623	0,97481783
SenSlope (absolut)	-0,54823718	0,01782249	0,01194296	0,02247475	-0,0029009
in %	-0,34795115	2,91009804	0,09852989	-0,23491193	-0,00353926
Dez					
p - Wert	0,15549318	0,36834229	0,23035562	0,30854658	0,91203252
SenSlope (absolut)	-1,09972586	0,01465382	0,03076177	0,03066876	-0,00784398
in %	-0,66130565	-2,04873818	0,35801517	-0,23738841	-0,00973657
Winter					
p - Wert	0,00392442	0,0160138	0,30016324	0,27925074	0,08299277
SenSlope (absolut)	-4,36220715	0,02767822	0,02307692	0,03333333	-0,07678606
in %	-0,98600713	-2,80360326	0,22388375	-0,20276216	-0,09476117
Frühling					
p - Wert	0,21970532	0,00127447	0,01970624	0,44284273	0,78242411
SenSlope (absolut)	-1,60782553	0,03441791	0,0559074	0,02131519	0,00631793
in %	-0,39051181	1,58155261	0,32633176	-0,19015405	0,00760853
Sommer					
p - Wert	0,05417637	1,1479E-05	0,65856142	0,42944015	0,14651335
SenSlope (absolut)	-2,54127574	0,03910024	0,01076668	0,01165158	-0,04051094
in %	-0,51682854	0,37737541	0,04671789	-4,26677713	-0,04888333
Herbst					
p - Wert	0,54869155	0,24928126	0,17976381	0,89950956	0,1672848
SenSlope (absolut)	0,96575272	0,0122605	0,02219648	-0,0033908	0,05952381
in %	0,21969762	0,2561872	0,11832053	0,03433058	0,07295533
Jahreswert					
p - Wert	0,00801593	0,0001726	0,69317229	0,3048064	0,91203252
SenSlope (absolut)	-8,43655501	0,02605969	0,00757116	0,03333333	-0,00244023
in %	-0,47267789	0,63772611	0,03277558	-0,19782394	-0,00297012
Frosttage					
p - Wert	1,8959E-05				
SenSlope (absolut)	-0,6007215				
in %	-0,37482023				

Tabelle A.0.5.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Niederschlagsstationen

	Freiburg	Obersimonswald	Münstertal	Breitnau	Feldberg
Jan					
p - Wert	0,05916116	0,47088103	0,18197394	0,2828683	0,10390944
SenSlope (mm/Jahr)	-0,58225535	-0,50319944	-0,50625	-0,61877752	-1,2588437
in %	-1,03524215	-0,33725984	-0,65351219	-0,5659225	-0,84806178
Feb					
p - Wert	0,80015965	0,41176616	0,98163999	0,30400906	0,08575325
SenSlope (mm/Jahr)	-0,06235294	0,49375	-0,02259528	-0,57192118	-1,14921342
in %	-0,11544017	0,35995375	-0,02932871	-0,5650131	-0,90019822
Mrz					
p - Wert	0,89017652	0,7415135	0,68996697	0,88412057	0,0428605
SenSlope (mm/Jahr)	0,0434375	0,22415796	-0,10557276	-0,06980519	-1,01208708
in %	0,07069298	0,162297	-0,12803139	-0,06711673	-0,79079794
Apr					
p - Wert	0,9694048	0,97552239	0,70700957	0,21399555	0,1327211
SenSlope (mm/Jahr)	0,00960061	-0,022	-0,11924242	-0,55288914	-0,95377488
in %	0,01297546	-0,01833728	-0,120291	-0,51349533	-0,78528038
Mai					
p - Wert	0,48996564	0,34936289	0,72995033	0,98775902	0,98775902
SenSlope (mm/Jahr)	0,31683814	0,43580986	0,16666667	-0,00277778	-0,00394737
in %	0,3048733	0,30212577	0,13096121	-0,00206578	-0,0024324
Jun					
p - Wert	0,03980665	0,2255236	0,34367484	0,09448225	0,06953185
SenSlope (mm/Jahr)	-0,88637231	-0,72671698	-0,43203189	-0,66711716	-1,25846138
in %	-0,80113461	-0,50520075	-0,35218702	-0,52568741	-0,77346751
Jul					
p - Wert	0,68998427	0,80608727	0,70485754	0,70132313	0,54343159
SenSlope (mm/Jahr)	-0,19615385	-0,15708502	-0,14980224	0,15648015	-0,50551282
in %	-0,19963426	-0,10976277	-0,14003985	0,12181558	-0,30789653
Aug					
p - Wert	0,24928126	0,16269416	0,23964286	0,69317229	0,09127873
SenSlope (mm/Jahr)	-0,41405146	-0,81428407	-0,73214286	-0,14111111	-1,2447934
in %	-0,42992564	-0,60700391	-0,61939005	-0,1187189	-0,75524767
Sep					
p - Wert	0,09123168	0,95717684	0,02502174	0,06037061	0,48742202
SenSlope (mm/Jahr)	0,72301587	-0,04058824	1,04145299	0,77384379	0,49014914
in %	0,92728636	-0,03656915	1,09319033	0,81944929	0,36475693

Tabelle A.0.5.: Fortsetzung

	Freiburg	Obersimonswald	Münstertal	Breitnau	Feldberg
Okt					
p - Wert	0,01381587	0,24989472	0,06256153	0,08255725	0,05033454
SenSlope (mm/Jahr)	0,94281574	0,70584005	0,84929042	0,86875	1,40225431
in %	1,26499203	0,54294858	0,91429315	0,82464723	0,94975218
Nov					
p - Wert	0,84979046	0,7415135	0,63588178	0,83744093	0,48742202
SenSlope (mm/Jahr)	-0,054102	-0,26988372	0,19128788	0,07834928	-0,54823718
in %	-0,07650105	-0,17502423	0,20649719	0,06857244	-0,34795115
Dez					
p - Wert	0,24928126	0,98775974	0,32783031	0,91203252	0,15549318
SenSlope (mm/Jahr)	0,32116549	0,01342997	0,41077295	-0,0536445	-1,09972586
in %	0,50519104	0,00795064	0,46336487	-0,04578528	-0,66130565
Winter					
p - Wert	0,23142362	0,32617378	0,48996564	0,14927648	0,00392442
SenSlope (mm/Jahr)	-0,58186275	-1,20250396	-0,54423077	-1,65816996	-4,36220715
in %	-0,33319711	-0,263722	-0,22306782	-0,50459916	-0,98600713
Frühling					
p - Wert	0,49966175	0,85393749	0,84791989	0,3735724	0,21970532
SenSlope (mm/Jahr)	0,42643318	0,22286744	0,14057143	-0,91608144	-1,60782553
in %	0,17815529	0,05528228	0,04551433	-0,26465374	-0,39051181
Sommer					
p - Wert	0,02713969	0,10721294	0,20112463	0,42543723	0,05417637
SenSlope (mm/Jahr)	-1,88353557	-1,76458727	-1,26065992	-0,48257468	-2,54127574
in %	-0,61876599	-0,42241825	-0,36241882	-0,12941863	-0,51682854
Herbst					
p - Wert	0,01056682	0,6343711	0,00632754	0,07712752	0,54869155
SenSlope (mm/Jahr)	1,4338378	0,5084375	2,05822222	1,62701879	0,96575272
in %	0,64233395	0,12865661	0,7330052	0,51809222	0,21969762
Jahresniederschlag					
p - Wert	0,74032345	0,75897434	0,70485754	0,72843566	0,00801593
SenSlope (mm/Jahr)	0,46950355	-1,47928571	0,47663043	-0,99420063	-8,43655501
in %	0,04985315	-0,08854705	0,04036025	-0,07290814	-0,47267789

Tabelle A.0.6.: Ergebnisse der Trenduntersuchung 55-07 der Feuchteparameter an den Klimastationen Freiburg und Feldberg

	relative Feuchte			absolute Feuchte	
	Freiburg	Feldberg		Freiburg	Feldberg
Jan, modified			Jan, modified		
p - Wert	0,02225397	0,94495572	p - Wert	0,19751017	0,64534244
SenSlope (%/Jahr)	-0,10436725	-0,00499035	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00562255	0,00339779
in %	-0,13082434	-0,00618262	in %	0,1185879	0,08990988
Feb			Feb		
p - Wert	0,02937025	0,53941855	p - Wert	0,98775974	0,39879376
SenSlope (%/Jahr)	-0,12105443	-0,03231207	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00031932	0,00413286
in %	-0,16019579	-0,0394416	in %	0,00672066	0,10683546
Mrz			Mrz		
p - Wert	0,05416466	0,72418371	p - Wert	0,21970532	0,12499512
SenSlope (%/Jahr)	-0,07960037	0,0252431	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00844821	0,00803858
in %	-0,11542801	0,03006852	in %	0,15545611	0,20329089
Apr			Apr		
p - Wert	0,03623432	1	p - Wert	0,4430396	0,04781122
SenSlope (%/Jahr)	-0,11088235	0	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00527581	0,00800273
in %	-0,17121611	0	in %	0,08414044	0,18126753
Mai			Mai		
p - Wert	0,36945284	0,82992931	p - Wert	0,03835028	0,00795298
SenSlope (%/Jahr)	-0,04055977	-0,00558592	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,01371773	0,01419395
in %	-0,06148085	-0,00680023	in %	0,16365168	0,24224757
Jun			Jun		
p - Wert	0,00065983	0,30761778	p - Wert	0,82993917	0,08575325
SenSlope (%/Jahr)	-0,16195787	-0,04100877	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00171941	0,00957761
in %	-0,2458851	-0,04908162	in %	0,0168659	0,1303363
Jul			Jul		
p - Wert	0,09754536	0,36533319	p - Wert	0,18197394	0,01040675
SenSlope (%/Jahr)	-0,07008642	-0,03225806	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00992627	0,01509753
in %	-0,10753727	-0,03915658	in %	0,08743559	0,18245802
Aug			Aug		
p - Wert	0,0011488	0,29029715	p - Wert	0,06037061	0,00045904
SenSlope (%/Jahr)	-0,13042115	-0,0516129	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,01324292	0,01965772
in %	-0,19388471	-0,0623109	in %	0,11692198	0,23896081

Tabelle A.0.6.: Fortsetzung

	relative Feuchte			absolute Feuchte	
	Freiburg	Feldberg		Freiburg	Feldberg
Sep			Sep		
p - Wert	0,00921286	0,08829278	p - Wert	0,32008871	0,50742622
SenSlope (%/Jahr)	-0,11539915	0,09902779	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	-0,00805813	0,00524262
in %	-0,1608408	0,11825843	in %	-0,08272291	0,07389587
Okt			Okt		
p - Wert	0,00368115	0,1297505	p - Wert	0,26248685	0,02713969
SenSlope (%/Jahr)	-0,10456989	0,11168459	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00768538	0,01333109
in %	-0,13334494	0,14110918	in %	0,09528058	0,24532692
Nov			Nov		
p - Wert	0,01080647	0,97481783	p - Wert	0,1040429	0,20112463
SenSlope (%/Jahr)	-0,10247253	-0,0029009	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00859411	0,00613097
in %	-0,12735186	-0,00353926	in %	0,14475565	0,1483719
Dez			Dez		
p - Wert	0,00244427	0,91203252	p - Wert	0,25582485	0,65856142
SenSlope (%/Jahr)	-0,10964527	-0,00784398	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00572196	0,00141324
in %	-0,13642187	-0,00973657	in %	0,11506356	0,03718418
Winter			Winter		
p - Wert	0,00087143	0,08299277	p - Wert	0,16736319	0,21970532
SenSlope (%/Jahr)	-0,10536163	-0,07678606	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,0051563	0,00461346
in %	-0,13392458	-0,09476117	in %	0,10681158	0,12104428
Frühling			Frühling		
p - Wert	0,01266507	0,78242411	p - Wert	0,05916116	0,00263927
SenSlope (%/Jahr)	-0,0859472	0,00631793	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00798356	0,00812197
in %	-0,1290803	0,00760853	in %	0,11915256	0,17111999
Sommer			Sommer		
p - Wert	0,00013389	0,14651335	p - Wert	0,07452383	4,6676E-05
SenSlope (%/Jahr)	-0,12777111	-0,04051094	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00765204	0,0145425
in %	-0,1935552	-0,04888333	in %	0,06985256	0,18291422
Herbst			Herbst		
p - Wert	0,0022007	0,1672848	p - Wert	0,30496707	0,01056682
SenSlope (%/Jahr)	-0,09682825	0,05952381	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00494929	0,00878176
in %	-0,12592378	0,07295533	in %	0,06251966	0,15816487
Jahreswert			Jahreswert		
p - Wert	9,9721E-07	0,91203252	p - Wert	0,05824368	0,00034033
SenSlope (%/Jahr)	-0,10327248	-0,00244023	SenSlope ($g/(m^3 \text{ Jahr})$)	0,00576247	0,00832808
in %	-0,14347613	-0,00297012	in %	0,07578754	0,15088456

Tabelle A.0.7.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Evapotranspiration nach Hamon

	Freiburg	Hinterzarten	Feldberg
Jan			
p - Wert	0,06340925	0,15520439	0,26934119
SenSlope (mm/Jahr)	0,051897891	0,023413754	0,030717918
in %	0,232742255	0,141473137	0,172250342
Feb			
p - Wert	0,333789763	0,739126365	0,181973937
SenSlope (mm/Jahr)	0,042338211	0,010319187	0,036935744
in %	0,17167846	0,05782205	0,19640155
Mrz			
p - Wert	0,018913284	0,060623467	0,12881311
SenSlope (mm/Jahr)	0,10845473	0,0633536	0,04393124
in %	0,273181411	0,23166906	0,181767597
Apr			
p - Wert	0,00759868	0,25180126	0,1770021
SenSlope (mm/Jahr)	0,13645118	0,047581923	0,046257116
in %	0,247487837	0,127580189	0,150225466
Mai			
p - Wert	0,001417882	0,030273034	0,003737412
SenSlope (mm/Jahr)	0,269516955	0,137792083	0,151197887
in %	0,32423231	0,23754803	0,32037349
Jun			
p - Wert	0,001084299	0,426810314	0,024121543
SenSlope (mm/Jahr)	0,28252021	0,04665833	0,1210779
in %	0,274827339	0,064198663	0,206031433
Jul			
p - Wert	0,01891328	0,27316798	0,0428605
SenSlope (mm/Jahr)	0,26140818	0,078380097	0,1217428
in %	0,223393209	0,094935016	0,178898856
Aug			
p - Wert	0,000496848	0,001708034	0,002087447
SenSlope (mm/Jahr)	0,318130185	0,168761826	0,180221454
in %	0,30787638	0,23104608	0,29218679
Sep			
p - Wert	0,381867653	0,218834292	0,912032518
SenSlope (mm/Jahr)	0,0567082	-0,07400114	-0,0029476
in %	0,075585917	-0,145267689	-0,006612979

Tabelle A.0.7.: Fortsetzung

	Freiburg	Hinterzarten	Feldberg
Okt			
p - Wert	0,03296931	0,40760191	0,47758191
SenSlope (mm/Jahr)	0,109541445	0,029237203	0,029923049
in %	0,233413873	0,0833206	0,091566989
Nov			
p - Wert	0,051371946	0,218834292	0,297586968
SenSlope (mm/Jahr)	0,056685684	0,030070651	0,025587854
in %	0,20296289	0,14189177	0,12831959
Dez			
p - Wert	0,158124065	0,092697541	0,507426221
SenSlope (mm/Jahr)	0,03625581	0,03412447	0,01535381
in %	0,163776623	0,203274753	0,088665914
Winter			
p - Wert	0,01814837	0,23890812	0,08030473
SenSlope (mm/Jahr)	0,172043707	0,055086185	0,082691918
in %	0,24888318	0,107583093	0,153291126
Frühling			
p - Wert	9,155E-05	0,06451062	0,00102698
SenSlope (mm/Jahr)	0,449778422	0,17149465	0,23208887
in %	0,25274163	0,13984601	0,22719296
Sommer			
p - Wert	6,0249E-06	0,01492584	9,924E-06
SenSlope (mm/Jahr)	0,85212978	0,32045445	0,47977815
in %	0,26356371	0,14037635	0,2545848
Herbst			
p - Wert	0,0017503	0,71907993	0,42088315
SenSlope (mm/Jahr)	0,27072015	0,02006841	0,06134629
in %	0,18061973	0,01871636	0,0631183
Jahressumme			
p - Wert	1,551E-07	0,00314925	7,4569E-05
SenSlope (mm/Jahr)	1,76067017	0,67511938	0,81245999
in %	0,24463046	0,13253856	0,18413024

Tabelle A.0.8.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 der Evapotranspiration nach Hargreaves

	Freiburg	Hinterzarten	Feldberg
Jan			
p - Wert	0,49966175	0,43078169	0,66751628
SenSlope (mm/Jahr)	0,00983032	0,0135002	0,00584686
in %	0,07074155	0,10195753	0,05265209
Feb			
p - Wert	0,68998427	0,66684862	0,48996564
SenSlope (mm/Jahr)	0,01598007	0,01365913	0,02116531
in %	0,07271334	0,06936935	0,14088901
Mrz			
p - Wert	0,12499512	0,20224314	0,14081181
SenSlope (mm/Jahr)	0,08972723	0,08345331	0,04791837
in %	0,18872343	0,21175378	0,18830123
Apr			
p - Wert	0,41616377	0,212631	0,24363607
SenSlope (mm/Jahr)	0,0588345	0,10855261	0,04568352
in %	0,07535627	0,17049553	0,11516452
Mai			
p - Wert	0,34151951	0,16752472	0,05712734
SenSlope (mm/Jahr)	0,10459943	0,16396981	0,13280226
in %	0,09117069	0,16319857	0,21030557
Jun			
p - Wert	0,02510089	0,15260502	0,13672028
SenSlope (mm/Jahr)	0,24615042	0,14123487	0,08146646
in %	0,18726242	0,12057211	0,10936646
Juli			
p - Wert	0,18197394	0,16243436	0,13672028
SenSlope (mm/Jahr)	0,12157808	0,16879666	0,10389461
in %	0,08673723	0,13286214	0,12980575
Aug			
p - Wert	0,1040429	0,00113833	0,11093661
SenSlope (mm/Jahr)	0,16034259	0,31876227	0,11771546
in %	0,13520338	0,29344893	0,17525776
Sep			
p - Wert	0,31246763	0,63350678	0,43932964
SenSlope (mm/Jahr)	-0,09033183	-0,0416162	-0,04640164
in %	-0,11721604	-0,05803908	-0,10376381

Tabelle A.0.8.: Fortsetzung

	Freiburg	Hinterzarten	Feldberg
Okt			
p - Wert	0,37680381	0,65752172	0,55926082
SenSlope (mm/Jahr)	-0,04803045	-0,02497578	0,01801219
in %	-0,11536541	-0,05983507	0,06541142
Nov			
p - Wert	0,37680381	0,18908785	0,29032719
SenSlope (mm/Jahr)	0,01567863	0,03273676	0,01687099
in %	0,08404479	0,17791373	0,12542455
Dez			
p - Wert	0,36834229	0,23822117	0,76428339
SenSlope (mm/Jahr)	0,01059298	0,01373984	0,00251728
in %	0,08664692	0,11569178	0,02556238
Winter			
p - Wert	0,36538962	0,51060283	0,62347951
SenSlope (mm/Jahr)	0,05092698	0,02833154	0,01932352
in %	0,10582085	0,06322715	0,05370038
Frühling			
p - Wert	0,10721294	0,13431279	0,05323396
SenSlope (mm/Jahr)	0,2402682	0,24275482	0,16698637
in %	0,09996652	0,11931787	0,13019054
Sommer			
p - Wert	0,01574949	0,00070474	0,00663709
SenSlope (mm/Jahr)	0,55180805	0,64396079	0,33703946
in %	0,14147297	0,18252346	0,15206149
Herbst			
p - Wert	0,29032719	0,73162931	0,67002184
SenSlope (mm/Jahr)	-0,11183781	-0,02590502	-0,02537125
in %	-0,08142375	-0,01964807	-0,02960252
Jahressumme			
p - Wert	0,13379471	0,00298275	0,01443575
SenSlope (mm/Jahr)	0,58585177	1,07352758	0,53275757
in %	0,07193185	0,14645536	0,11311211

Tabelle A.0.9.: Ergebnisse der Trendanalyse des Pegel Ebnet (Dreisam)

	MQ	MQ_{max}	NQ
Jan			
p - Wert	0,85393749	0,52935049	0,42501367
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00652235	0,04948701	-0,01225417
in %	0,08505346	0,2356876	-0,41306536
Feb			
p - Wert	0,65639153	0,52935049	0,50937573
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,02135886	0,09152386	-0,01048137
in %	0,2687684	0,41093132	-0,33330279
Mrz			
p - Wert	0,12881311	0,47088103	0,66751628
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,05449636	0,06821566	0,00741699
in %	0,61317063	0,29688233	0,21576398
Apr			
p - Wert	0,80609845	0,6343711	0,7013064
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,01466737	0,04980691	0,005775
in %	0,1669673	0,26983223	0,12826611
Mai			
p - Wert	0,97552239	0,08858747	0,1770021
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,001641	0,19954878	-0,01951978
in %	-0,02365109	1,0085208	-0,66041613
Jun			
p - Wert	0,14927648	0,82395828	0,10066731
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,03161708	-0,01818182	-0,01989555
in %	-0,62130009	-0,1235756	-1,03169441
Jul			
p - Wert	0,21970532	0,54962979	0,07893753
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,02020353	-0,03105303	-0,00974681
in %	-0,5745218	-0,27927756	-0,79488652
Aug			
p - Wert	0,00548991	0,24928126	0,00128311
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,04883885	-0,05853476	-0,01767619
in %	-1,67593587	-0,58722331	-1,88677622
Sep			
p - Wert	0,48037168	0,54343159	0,02999814
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,01032381	0,0293164	-0,01012046
in %	-0,37953018	0,33114077	-1,06268656

Tabelle A.0.9.: Fortsetzung)

	MQ	MQ_{max}	NQ
Okt			
p - Wert	0,19751017	0,0203421	0,99370367
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,02580471	0,16991595	-2,17E-05
in %	0,6862032	1,43322928	-0,00206956
Nov			
p - Wert	0,92665943	0,68155959	0,10744597
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00384246	0,04160897	0,01592802
in %	-0,06954611	0,25036643	0,91274004
Dez			
p - Wert	0,11059909	0,03581445	0,13373821
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,05781296	0,29474159	0,01289615
in %	0,74654674	1,17518947	0,54101588
Winter			
p - Wert	0,51935548	0,05137195	0,35729138
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,01944701	0,28032707	0,00750238
in %	0,24956873	0,77003032	0,43358325
Frühling			
p - Wert	0,35731967	0,34936289	0,2828683
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,02765436	0,11776854	-0,01107285
in %	0,33736318	0,39201422	-0,50429312
Sommer			
p - Wert	0,03557308	0,91203252	0,00187395
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,04236622	0,01828571	-0,01190972
in %	-1,11696305	0,09314111	-1,66198523
Herbst			
p - Wert	0,53944241	0,16973776	0,21247461
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,01424198	0,16062783	-0,00502899
in %	0,35611584	0,74215409	-0,74801966
Jahresabfluss			
p - Wert	0,75897434	0,53822184	0,06712375
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00509044	0,07506629	-0,00498611
in %	0,0856294	0,16163388	-1,05594925
WSCV			
p - Wert	0,69534706		
SenSlope(Tage/Jahr)	-0,05263158		
in %	-0,07088879		

Tabelle A.0.10.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 des Pegel Oberried (Brugga)

	MQ	MQ_{max}	NQ
Jan			
p - Wert	0,42088328	0,50742636	0,3200887
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00704406	0,01633333	0,00309523
in %	0,40525466	0,36196585	0,38289412
Feb			
p - Wert	0,71661272	0,72843554	0,66423269
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00261607	0,00909706	0,0011523
in %	0,1438852	0,18741511	0,13352538
Mrz			
p - Wert	0,2831875	0,61351646	0,26926763
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00986881	0,01815278	0,003942
in %	0,47744153	0,34545061	0,40254521
Apr			
p - Wert	0,80064345	0,53819665	0,56992803
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00190802	-0,0126875	0,00400523
in %	0,08028626	-0,27283818	0,28514403
Mai			
p - Wert	0,77635003	0,30496704	0,79453222
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00246809	0,02363907	-0,00078462
in %	0,11952707	0,49411182	-0,07209754
Jun			
p - Wert	0,16973764	0,83744088	0,10567929
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00652695	-0,00255817	-0,00333333
in %	-0,46586756	-0,076429	-0,45008785
Jul			
p - Wert	0,60249841	0,59154865	0,62459512
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00147177	-0,00524231	-0,00065686
in %	-0,1437269	-0,21035898	-0,11702365
Aug			
p - Wert	0,32783032	0,59152556	0,2183199
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00312576	-0,00450699	-0,00243876
in %	-0,35179496	-0,1986652	-0,50367536
Sep			
p - Wert	0,71661272	0,39405353	0,94336507
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00135214	0,00707143	1,1364E-05
in %	0,15537602	0,31942102	0,00239905

Tabelle A.0.10.: Fortsetzung

	MQ	MQ_{max}	NQ
Okt			
p - Wert	0,0282556	0,01292728	0,10072605
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,01189939	0,04530449	0,00292118
in %	1,10570598	1,56418411	0,59879222
Nov			
p - Wert	0,30496704	0,59154865	0,01950383
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00764885	0,00969151	0,00671277
in %	0,52469311	0,24223991	1,02491097
Dez			
p - Wert	0,05617952	0,06481792	0,02552368
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,01291761	0,03846692	0,00511458
in %	0,72309435	0,72568828	0,67503279
Winter			
p - Wert	0,38538426	0,10404292	0,07980494
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00607283	0,05549588	0,00330826
in %	0,341184	0,71328521	0,55044236
Frühling			
p - Wert	0,50742636	0,95594786	0,31236714
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,0052095	0,00155	0,00286944
in %	0,2404736	0,02177225	0,3740283
Sommer			
p - Wert	0,29758693	0,93082688	0,24285545
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00373336	-0,001	-0,00154176
in %	-0,33899712	-0,0237736	-0,3455232
Herbst			
p - Wert	0,12194743	0,11818599	0,17461644
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00716526	0,03522368	0,00167708
in %	0,63180797	0,69439955	0,41517893
Jahresmittel			
p - Wert	0,42088328	0,89952832	0,17213717
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00324909	0,00393561	0,00120714
in %	0,21030017	0,03897244	0,33429956
WSCV			
p - Wert	0,60227981		
SenSlope(Tage/Jahr)	-0,09761905		
in %	-0,12106345		

Tabelle A.0.11.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 des Pegel Zastler (Zastlerbach)

	MQ	MQ_{max}	NQ
Jan			
p - Wert	0,16736308	0,31867164	0,00810872
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00555793	0,0106257	0,0033596
in %	0,77308654	0,54514493	0,99274412
Feb			
p - Wert	0,48996579	0,55474726	0,33372341
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,001869	0,00548529	0,00128289
in %	0,26074506	0,27783462	0,37418646
Mrz			
p - Wert	0,04611025	0,15812397	0,07514095
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00649766	0,01317681	0,00256676
in %	0,77966374	0,64503929	0,66234066
Apr			
p - Wert	0,75897421	0,84979043	0,0811622
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00088161	-0,00175641	0,0031264
in %	0,08787729	-0,09038609	0,52093235
Mai			
p - Wert	0,68155951	0,31246761	0,77027493
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00170968	0,00950218	-0,00045308
in %	0,18346596	0,46440536	-0,08895981
Jun			
p - Wert	0,54869165	0,64716013	0,26242732
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00093949	0,00224146	-0,00088444
in %	-0,15806499	0,17104855	-0,27947928
Jul			
p - Wert	0,19022335	0,62466702	0,71060885
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00219013	-0,00261538	-0,00025543
in %	-0,50479796	-0,24567362	-0,10796236
Aug			
p - Wert	0,18493881	0,60249841	0,2831875
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00197861	-0,00239336	-0,00080729
in %	-0,51913556	-0,24730654	-0,38995702
Sep			
p - Wert	0,86217694	0,80671857	0,9245275
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00041548	0,00088462	1,087E-05
in %	-0,11604878	0,10755454	0,00546473

Tabelle A.0.11.: Fortsetzung

	MQ	MQ_{max}	NQ
Okt			
p - Wert	0,06714089	0,01608403	0,2183199
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00380869	0,01626373	0,00098964
in %	0,85990452	1,41843571	0,48243658
Nov			
p - Wert	0,40289949	0,72250756	0,06953197
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00248349	0,00309263	0,00229568
in %	0,41068964	0,19521108	0,82767187
Dez			
p - Wert	0,050349	0,05516286	0,03942117
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00613513	0,01814465	0,00238393
in %	0,81761123	0,80451039	0,74650299
Winter			
p - Wert	0,11762434	0,0093103	0,0075832
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00440971	0,03569643	0,00214048
in %	0,60609647	1,03028411	0,86791879
Frühling			
p - Wert	0,2011245	0,23967201	0,30496704
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00385213	0,01069286	0,00110825
in %	0,41741151	0,36012446	0,34049731
Sommer			
p - Wert	0,16013681	0,3278002	0,52757052
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00178879	0,00704167	-0,0002881
in %	-0,38186405	0,40405489	-0,15404578
Herbst			
p - Wert	0,08829285	0,10072605	0,2724488
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00299159	0,01417955	0,00070553
in %	0,63886068	0,70905227	0,42580664
Jahresmittel			
p - Wert	0,09749399	0,01032077	0,13379465
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00235592	0,04123872	0,00058409
in %	0,36437853	0,88670021	0,40292413
WSCV			
p - Wert	0,16973764		
SenSlope(Tage/Jahr)	-0,19403399		
in %	-0,23020231		

Tabelle A.0.12.: Ergebnisse der Trendanalyse 55-07 des Pegel St. Wilhelm (St. Wilhelmer Talbach)

	MQ	MQ_{max}	NQ
Jan			
p - Wert	0,33569241	0,71659583	0,13793568
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00269945	0,00466667	0,00158365
in %	0,38043299	0,23164279	0,5099705
Feb			
p - Wert	0,98740819	0,92455874	0,59140236
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-4,0438E-05	-0,00137963	0,0005
in %	-0,0055574	-0,06804133	0,15579124
Mrz			
p - Wert	0,16013681	0,89952832	0,09434537
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00470455	0,00183333	0,00212317
in %	0,55587074	0,07900203	0,59350921
Apr			
p - Wert	0,81286448	0,17976369	0,10072605
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00104956	-0,01258133	0,00318434
in %	-0,10156249	-0,58343513	0,59042847
Mai			
p - Wert	0,81286448	0,91202716	0,75804959
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00105687	-0,00098148	-0,00041202
in %	-0,11449431	-0,04703007	-0,0879708
Jun			
p - Wert	0,16488462	0,58604216	0,04842387
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,002806	-0,00285625	-0,00172751
in %	-0,47995074	-0,19773015	-0,58967236
Jul			
p - Wert	0,08829285	0,18487497	0,2011245
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00263368	-0,00632738	-0,00084016
in %	-0,61290132	-0,56450855	-0,39284418
Aug			
p - Wert	0,15095229	0,20674296	0,06714089
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00268665	-0,00620833	-0,00141697
in %	-0,69278309	-0,59698825	-0,72209123
Sep			
p - Wert	0,89952832	0,89952209	0,63739634
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00012288	0,0003803	-0,00033333
in %	-0,03420575	0,04173598	-0,1772495

Tabelle A.0.12.: Fortsetzung

	MQ	MQ_{max}	NQ
Okt			
p - Wert	0,09127879	0,04503436	0,58054191
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,0035922	0,01487121	0,00034167
in %	0,76975363	1,13759511	0,17239149
Nov			
p - Wert	0,65856137	0,85597481	0,04176063
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00152254	-0,00251282	0,00198551
in %	0,23908693	-0,13478016	0,73810864
Dez			
p - Wert	0,12081967	0,3200887	0,18510373
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00497177	0,00906637	0,00135714
in %	0,66555985	0,38699358	0,45511761
Winter			
p - Wert	0,92455874	0,36000012	0,05379703
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00028413	0,01386	0,00111765
in %	0,03902384	0,40393443	0,49340052
Frühling			
p - Wert	0,75227345	0,43002038	0,25582475
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00084984	-0,00771371	0,00093779
in %	0,09106789	-0,23931466	0,3247324
Sommer			
p - Wert	0,07199252	0,30496704	0,05223344
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00346519	-0,00689973	-0,00097066
in %	-0,74342456	-0,35864251	-0,56070045
Herbst			
p - Wert	0,35177752	0,80674217	0,96759457
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	0,00209527	0,00297027	0
in %	0,42994081	0,1268514	0
Jahresmittel			
p - Wert	0,91590865	0,54869165	0,44498724
SenSlope ($m^3s^{-1}Jahr^{-1}$)	-0,00013674	-0,0086288	0,00029167
in %	-0,02095538	-0,19237678	0,20953655
WSCV			
p - Wert	0,12975046		
SenSlope(Tage/Jahr)	-0,19556261		
in %	-0,23212179		

B. Programmcode

```

Sub Detrend()
'extention to detrend (Trend by Sen) the time-series, to work on with tools to remove serial correlation
'by Stephan Huxol, 2007: stephan_huxol@web.de

thv# = InputBox("Please enter a upper treshold for the p-value: ", , 0.5)

x = 7
p_value = Cells(8, x).Value
SenSlope = Cells(8, x + 1).Value
col = 3
reihe = 2
newcol = 3
wert = 1
zeit = 1
Anzahl = 0

Sheets("Raw data").Select 'copying station-id and time
Range("a1:b65000").Copy
Sheets("New Rows (detrended)").Select
Cells(1, 1).Insert

While wert <> "" 'determining the length of time series
    Cells(reihe, 2).Select
    wert = Cells(reihe, 2).Value
    Anzahl = Anzahl + 1
    reihe = reihe + 1
Wend

Sheets("Test statistics").Select

While p_value <> ""

    If p_value < thv Then
        Sheets("Raw data").Select 'transmission of header
        Cells(1, col).Select
        orig_head = Selection
        new_head = orig_head + ", detr."
        Sheets("New Rows (detrended)").Select
        Cells(1, newcol) = new_head

        Worksheets("Raw data").Activate
        reihe = 2
        zeit = 1

        While reihe <= Anzahl ' writing new, detrended time series
            Cells(reihe, col).Select
            wert = Cells(reihe, col).Value
            NeuerWert = wert - SenSlope * zeit 'der neue Wert der trendeliminierten Zeitreihe wird ermittelt
            Worksheets("New Rows (detrended)").Cells(reihe, newcol).Value = NeuerWert 'der neue Wert wird in

                reihe = reihe + 1
                zeit = zeit + 1
            Wend

            x = x + 8
            col = col + 1
            newcol = newcol + 1
            Worksheets("Test statistics").Activate
            p_value = Cells(8, x).Value
            SenSlope = Cells(8, x + 1).Value
        Else
            Sheets("Raw data").Select 'transmission of header
            Cells(1, col).Select

```

```

orig_head = Selection
Sheets("New Rows (detrended)").Select
Cells(1, newcol) = orig_head

Worksheets("Raw data").Select 'copy original time series
Cells(1, col).Select
Selection.EntireColumn.Copy
Worksheets("New Rows (detrended)").Select
Cells(1, newcol).Insert

x = x + 8
col = col + 1
newcol = newcol + 1
Worksheets("Test statistics").Activate
p_value = Cells(8, x).Value
SenSlope = Cells(8, x + 1).Value
End If
Wend

Sheets("New Rows (detrended)").Select
End Sub

Sub autokorr()
'Module to calculate the Lag-1 serial correlation coefficient of time series

col = 3
col_2 = 2
head$ = Cells(1, col).Value

While head <> ""

If UBound(Split(head, ",")) > 0 Then

x = 2
y = 2
z = 2
Summe = 0
wert = 1

While wert <> "" 'determining the length of time series
Cells(x, col).Select
wert = Cells(x, col).Value
Summe = Summe + wert
x = x + 1
Wend

AnzahlWerte = x - 3
Mittelwert = Summe / AnzahlWerte 'calculation of average of each column

Summe2 = 0
Summe3 = 0
WertPlus1 = 0

While y <= AnzahlWerte 'calculation of numerator of serial correlation coefficient
wert = Cells(y, col).Value 'assign the value of xi
Cells(y + 1, col).Select
WertPlus1 = Cells(y + 1, col).Value 'assign the value of xi + 1
Wert1 = wert - Mittelwert 'xi - xaverage
Wert2 = WertPlus1 - Mittelwert 'xi+1 - xaverage
Produkt = Wert1 * Wert2
Summe2 = Summe2 + Produkt

y = y + 1
Wend

While z <= AnzahlWerte + 1 'calculation of denominator of serial correlation coefficient
wert = Cells(z, col).Value
Cells(z, col).Select
Wert1 = wert - Mittelwert 'xi - xaverage
Produkt2 = Wert1 * Wert1
Summe3 = Summe3 + Produkt2

z = z + 1
Wend

header$ = Cells(1, col).Value
rk = Summe2 / Summe3 '=serial correlation coefficient

```

```

Sheets("Test statistics").Select
orig_head$ = "string"

While orig_head <> ""
  orig_head$ = Cells(3, col_2).Value + ", detr."

  If header Like orig_head Then
    Worksheets("Test statistics").Cells(12, col_2 + 5).Value = rk 'serial correlation coefficient

    orig_head = ""
  Else:
    col_2 = col_2 + 8
  End If
Wend

Sheets("New Rows (detrended)").Select
col = col + 1
head$ = Cells(1, col).Value
Else:
  Sheets("New Rows (detrended)").Select
  col = col + 1
  head$ = Cells(1, col).Value
End If
Wend

Sheets("Test statistics").Select
End Sub

Sub prewhiten()
'Module to prewhiten time series
'added by Stephan Huxol: stephan_huxol@web.de

Sheets("Raw data").Select
Range("a1:b65000").Copy
Sheets("detrended & prewhitened").Select
Cells(1, 1).Select
Selection.Insert

high# = InputBox("Please enter lower treshold value for rk (everything higher will be prewhiten!): ", , 0.1)
low# = InputBox("Please enter a upper treshold value for rk (everything lower will be prewhiten!): ", , -0.1)

Sheets("New Rows (detrended)").Select

col = 3
col_a = 2
head = Cells(1, col).Value
wert = 1
reihe = 2

While wert <> "" 'determining the length of time series '
  Cells(reihe, col).Select
  wert = Cells(reihe, col).Value
  Anzahl = Anzahl + 1
  reihe = reihe + 1
Wend

While head <> ""

  head = Split(head, ",")
  Sheets("Test statistics").Select

  Range("b3:iv3").Find(head, , , xlWhole).Select 'gets the serial correlation coefficient
  Selection.Offset(9, 5).Select

  If Selection >= high Or Selection <= low Then
    rk = Selection
  Else
    rk = 0
  End If

  Sheets("New Rows (detrended)").Select

  Head_orig = Cells(1, col).Value 'transmission of header

  If rk = 0 Then
    Head_new = Head_orig

```

```

Else
    Head_new = Head_orig + ", prewh." 'header will be extended, if time series is prewhiten
End If

Worksheets("detrended & prewhitened").Cells(1, col).Value = Head_new

Sheets("New Rows (detrended)").Select
y = 2
a = 2
WertMinus1 = zero

While y <= Anzahl 'calculating prewhited value and write them into sheet "detrended & prewhitened"
    Cells(y, col).Select
    wert = Cells(y, col).Value
    NeuerWert = wert - WertMinus1 * rk
    Worksheets("detrended & prewhitened").Cells(y, col).Value = NeuerWert
    y = y + 1
    WertMinus1 = Cells(a, col).Value
    a = a + 1
Wend

Sheets("New Rows (detrended)").Select
col = col + 1
head = Cells(1, col).Value

Wend

Sheets("detrended & prewhitened").Select
End Sub

Sub add_Trend()
'adds a trend to the detrended an prewhitened time series
'added by Stephan Huxol: stephan_huxol@web.de

thv# = InputBox("Please enter a upper treshold for the p-value (Should be the same as in Detrend!!): ", , 0.5)

x = 7
col = 3
reihe = 2
newcol = 3
wert = 1
zeit = 1
Anzahl = 0

Sheets("detrended & prewhitened").Select 'copying station-id and time
Range("a1:b65000").Copy
Sheets("New Rows (Trend re-added)").Select
Cells(1, 1).Insert

While wert <> "" 'determining the length of time series
    Cells(reihe, 2).Select
    wert = Cells(reihe, 2).Value
    Anzahl = Anzahl + 1
    reihe = reihe + 1
Wend

Sheets("Test statistics").Select

p_value = Cells(8, x).Value
SenSlope = Cells(8, x + 1).Value

While p_value <> ""

    If p_value < thv Then
        Sheets("detrended & prewhitened").Select 'transmission of header
        Cells(1, col).Select
        orig_head = Selection
        orig_head = Split(orig_head, ",")
        new_head = orig_head(0) + ", modified "
        Sheets("New Rows (Trend re-added)").Select
        Cells(1, newcol) = new_head

        Worksheets("detrended & prewhitened").Activate

        reihe = 2
        zeit = 1
    End If
End While

```

```
While reihe <= Anzahl ' writing new time series with added Trend
  Cells(reihe, col).Select
  wert = Cells(reihe, col).Value
  NeuerWert = wert + SenSlope * zeit 'der neue Wert der trendeliminierten Zeitreihe wird ermittelt
  Worksheets("New Rows (Trend re-added)").Cells(reihe, newcol).Value = NeuerWert 'der neue Wert wird

  reihe = reihe + 1
  zeit = zeit + 1
Wend

x = x + 8
col = col + 1
newcol = newcol + 1
Worksheets("Test statistics").Activate
p_value = Cells(8, x).Value
SenSlope = Cells(8, x + 1).Value
Else
Worksheets("detrended & prewhitened").Select 'copy original time series
Cells(1, col).Select
Selection.EntireColumn.Copy
Worksheets("New Rows (Trend re-added)").Select
Cells(1, newcol).Insert

x = x + 8
col = col + 1
newcol = newcol + 1
Worksheets("Test statistics").Activate
p_value = Cells(8, x).Value
SenSlope = Cells(8, x + 1).Value
End If
Wend

Sheets("New Rows (Trend re-added)").Select

End Sub
```


Literaturverzeichnis

- AZIZ, O.I.A., BURN, D.H. (2006): Trend and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrology*, Vol. 319, S. 282–294.
- BERAN, J. (1994): *Statistics for Long-Memory Processes*. Chapman and Hall, 1994.
- BIRSAN, M.V., MOLNAR, P., BURLANDO, P., PFAUNDLER, M. (2005): Streamflow trends in Switzerland. *Journal of Hydrology*, Vol. 314, S. 312–329.
- BÁRDOSSY, A., CASPARY, H.J. (1990): Detection of Climate Change in Europe by Analyzing European Atmospheric Circulation Patterns from 1881 to 1989. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 42, S. 155–167.
- BURN, D.H., ELNUR, M.A.H. (2002): Detection of hydrology trend and variability. *Journal of Hydrology*, Vol. 255, S. 107–122.
- BURNS, D.A., KLAUS, J., MCHALE, M.R. (2007): Recent climate trends and implications for water resources in the Catskill Mountain region, New York, USA. *Journal of Hydrology*, Vol. 336, S. 155–170.
- CASPARY, H.J., BÁRDOSSY, A. (1995): Markieren die Winterhochwasser 1990 und 1993 das Ende der Stationarität in der Hochwasserhydrologie infolge von Klima-Veränderungen? *Wasser und Boden*, Vol. 47 (3), S. 18–24.
- CLEVELAND, W.S. (1979): Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 74 (368), S. 829–836.
- CLEVELAND, W.S., DEVLIN, S.J. (1988): Locally Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting. *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 83 (403), S. 596–610.
- CRAIGMILE, R.F., GUTTORP, P., PERCIVAL, D.B. (2004): Trend assessment in a long memory model using the discrete wavelet transform. *Environmetrics*, Vol. 15, S. 313–335.

- FEDERER, C.A., VÖRÖSMARTY, C., FEKETE, B. (1996): Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global water balance models. *Water Resources Research*, Vol. 32 (7), S. 2315–2321.
- FRIEG, B. (1987): Hydrogeologie und Grundwasserhydraulik des Einzugsgebietes des Wasserwerks Freiburg-Ebnet. Dissertation, Universität Heidelberg.
- GÜNTHER, T. (2004): Langzeitverhalten der hydrometeorologischen Größen. Aus: Heft 4: „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft - Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 3. und 4.5.2004 in Würzburg“ (Hrsg.: Arbeitskreis KLIWA), S. 37–56.
- HAMED, K.H., RAO, A.R. (1998): A modified Mann-Kendall trend test for auto-correlated data? *Journal of Hydrology*, Vol. 204, S. 182–196.
- HAMON, W.R. (1961): Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, Vol. 87 (6), S. 107–120.
- HARGREAVES, G.H., SAMANI, Z.A. (1982): Estimating potential evapotranspiration. Technical note. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ACSE*, Vol. 108 (3), S. 225–230.
- HÄDRICH, F., MOLL, W., STAHR, K. (188): Bodenentwicklung und Bodentypen. In: *Breisgau-Hochschwarzwald*, Schillinger Verlag, Freiburg i. Brsg., S. 53–67.
- HELSEL, D.R., HIRSCH, R.M. (1992): *Statistical Methods in Water Resources*. Elsevier, Amsterdam, 552 Seiten.
- HODGKINS, G.A., DUDLEY, R.W., HUNTINGTON, T.G. (2003): Changes in the timing of high river flows in New England over the 20th Century. *Journal of Hydrology*, Vol. 278, S. 244–252.
- HUNTINGTON, T.G., HODGKINS, G.A., KEIM, B.D., DUDLEY, R.W. (2004): Changes in the Proportion of Precipitation Occurring as Snow in New England (1949-2000). *Journal of Climate*, Vol. 17, S. 2626–2636.
- KALLACHE, M., H. W. RUST, J.K. (2005): Trend assessment: applications for hydrology and climate research. *Nonlinear Processes in Geophysics*, Vol. 12, S. 201–210.
- KENDALL, M.G. (1975): *Rank Correlation Methods*. Charles Griffin, London.
- KLIWA (Hrsg.) (2005a): Langzeitverhalten der Lufttemperatur in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Heft 5, 76 Seiten.

- KLIWA (Hrsg.) (2005b): Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Heft 6, 76 Seiten.
- KLIWA (Hrsg.) (2005c): Langzeitverhalten des Gebietsniederschlags in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Heft 7, 160 Seiten.
- KOHLER, M., WICKE, W., MAYER, H., KALTHOFF, N., FIEDLER, F., KOLLE, F., WENZEL, A. (1998): Untersuchung der Höhenabhängigkeit der Energiebilanzkomponenten am Westrand des Schwarzwaldes. *Annalen der Meteorologie*, Vol. 37-2, S. 327–328.
- KOUTSOYIANNIS, D. (2003): Climate Change, the Hurst phenomenon, and hydrological statistics. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 48.
- LETTENMAIER, D.P., WOOD, E.F., WALLIS, J.R. (1994): Hydro-Climatological Trends in the Continental United States, 1948-88. *Journal of Climate*, Vol. 7, S. 586–607.
- LIBISELLER, C. (2002): A Program for the Computation of Multivariate and Partial Mann-Kendall Test. <http://www.mai.liu.se/~cllib/welcome/PMKtest.html>, letzter Abruf: 27.11.2007.
- LINS, H.F., SLACK, J.R. (1999): Streamflow trends in the United States. . *Geophysical -Research Letters*, Vol. 26-2, S. 227–230.
- LUFT, G., STRAUB, H., VIESER, H. (2002): Trends der mittleren und extremen Abflüsse in Baden-Württemberg. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (vormals DGM)*, Vol. 46 (5), S. 208–219.
- MANN, H.B. (1945): Non-parametric test against trend. *Econometrica*, Vol. 13, S. 245–259.
- MARKOVIĆ, D., KOCH, M. (2005): Wavelet and scaling analysis of monthly precipitation extremes in Germany in the 20th century: Interannual to interdecadal oscillations and the North Atlantic Oscillation influence. *Water Resources Research*, Vol. 41.
- MORITZ, K. (2007): Die Auswirkungen des Klimawandel auf das Grundwasserregime im Zartener Becken, Diplomarbeit, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg (unveröffentlicht).

- LOUDIN, L., HERVIEU, F., MICHEL, C., PERRIN, C., ANDRÉASSIAN, V., ANCTIL, F., LOUMAGNE, C. (2005): Part 2—Towards a simple and efficient potential evaporation model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, Vol. 303, S. 290–306.
- RAPP, J., SCHÖNWIESE, C.D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. 2., korr. Aufl., herausgegeben vom Fachbereich Geowissenschaften der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt, Frankfurt a. M.
- RYBSKI, D., NEUMANN, J. (im Druck): A Review on the Pettitt-Test, in: *In Extremis: Trends, Correlations, and Extremes in Hydrology and Climate*, Kropp, J.P. & Schellnhuber, H.J. (Hrsg), Springer, Berlin.
- SANCHEZ-PENZO, S., RAPP, S., SCHÖNWIESE, C.D. (1997): Statistische Untersuchungen langfristiger Veränderungen des Niederschlags in Baden-Württemberg. Handbuch 2/Heft 42, Zentraler Fachdienst Wasser, Boden, Abfall, Altlasten bei der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe.
- SCHÖNWIESE, C.D., RAPP, J. (1996): Climate Trend Atlas of Europe - Based on Observations 1891-1990. Kluwer, Dordrecht, 224 S.
- SEN, P.K. (1968): Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 63 (324), S. 1379–1389.
- SMITH, R. (1993): Long Range dependence and global warming: In „Statistics for Environment“, Barnett, V. & Turkman, K.F. (Hrsg.), Wiley, New York, S. 141–161.
- SOLOMON, S., QIN, D., ALLEY, R.B., BERNTSEN, T., BINDHOFF, N.L., CHEN, Z., CHIDTHEISONG, A., GREGORY, J., HEGERL, G.C., HEIMANN, M., HEWITSON, B., HOSKINS, B.J., JOOS, F., JOUZEL, J., KATTSOV, V., LOHMANN, U., MATSUONO, T., MOLINA, M., ANS J. OVERPECK, N.N., RAGA, G., RAMASWARNY, V., REN, J., RUSTICUCCI, M., SOMERVILLE, R., STOCKER, T.F., WHETTON, P., WOOD, R., WRATT, D. (2007): Technical Summary. In: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (Hrsg.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- STRAUB, H. (2004): Langzeitverhalten von hydrologischen Größen. Aus: Heft 4: „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft -Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 3. und 4.5.2004 in Würzburg“ (Hrsg.: Arbeitskreis KLIWA), S. 57–72.
- TRENBERTH, K.E., JONES, P.D., AMBENJE, P., BOJARIU, R., EASTERLING, D., KLEIN TANK, A., PARKER, D., RAHIMZADEH, F., RENWICK, J.A., RUSTICUCI, M., SODEN, B., ZHAI, P. (2007): Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (Hrsg.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- TRENKLE, H., VON RUDLOFF, H. (1989): Das Klima im Schwarzwald. In „*Der Schwarzwald*“, Beiträge zu Landeskunde, Veröffentlichung des Alemannischen Instituts Freiburg i. Brsg., Nr. 47, Konkordia Verlag, Bühl/Baden, S. 59–100.
- UHLENBROOK, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Bd. 10, Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs Universität Freiburg, 202 Seiten.
- VON STORCH, V.H. (1995): Misuses of statistical analysis in climate research. In „*Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*“, von Storch, V.H. und Navarra, A. (Hrsg.), Springer-Verlag, Berlin. *Applied Statistics*, S. 11–26.
- WANG, X.L., SWAIL, V.R. (2001): Changes of Extreme Wave Heights in Northern Hemisphere Oceans and Related Atmospheric Circulation Regimes. *Journal of Climate*, Vol. 14, S. 2204–2221.
- WOODWARD, W.A., GRAY, H.L. (1995): Selecting a Model for Detecting the Presence of a Trend. *Journal of Climate*, Vol. 8, S. 1929–1937.
- YUE, S., PILON, P., PHINNEY, B., CAVADIAS, G. (2002): The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes*, Vol. 16, S. 1807–1829.
- YUE, S., WANG, C.Y. (2002): Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall test. *Water Resources Research*, Vol. 38 (6).

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich einigen Personen meinen Dank aussprechen, ohne diese das Gelingen dieser Arbeit so nicht möglich gewesen wäre.

Prof. Dr. Ch. Leibundgut danke ich für die Vergabe des Themas.

Dr. Ch. Külls gilt besonderer Dank für die sehr gute Betreuung der Diplomarbeit und für die zahlreichen konstruktiven Diskussionen und Ideen.

Julian Klaus danke ich ebenfalls für die stete, umfassende Betreuung und Beratung während der Erstellung der Diplomarbeit.

Meinen Diplom-Kollegen danke ich für die Lösungen von vielen kleinen Problemen während der Diplomarbeit und für die zahlreichen anregenden und unterhaltsamen Gespräche. Besonderer Dank gilt hier Christian Gauger, der mich bei der Erstellung der Makros kompetent unterstützte.

Gerhard Rapp und Jan Riepe danke ich für die fachmännische und schnelle Korrektur des Textes.

Meinen Eltern und besonders meiner Mutter gilt der Dank für die Ermöglichung meines Studiums.

Meiner Lebenspartnerin Johanna Rapp und unserem Sohn Samuel danke ich besonders für ihre moralische Unterstützung, Geduld und Freude, die sie mir zu jeder Zeit der Diplomarbeit entgegenbrachten.

Ehrenwörtliche Erklärung:

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

Freiburg, 28.11.2007

Unterschrift