

**Das standörtliche Trockenstressrisiko
in den Wäldern der Nordwestschweiz:
Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel
der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.**

Von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover
zur Erlangung des Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

genehmigte Dissertation

von

Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff-Knopp (geb. Steinhoff)
geboren am 02.08.1983 in Hannover

2016

Referent: Prof. Dr. phil. Thomas Mosiman
Korreferent: Prof. Dr. rer. nat. Gerald Kuhnt
Korreferent: Prof. Dr. rer. nat. Gerhard Gerold
Tag der Promotion: 01.06.2016

Vorwort

Diese Arbeit entstand am Institut für Physische Geographie und Landschaftsökologie der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover und baut auf Ergebnissen des Projektes *Modellierung von Waldbodeneigenschaften im Kanton Basel-Landschaft* auf. Seit Ende des Jahres 2011 konnte ich mich intensiv mit dem Themenkomplex Trockenheit und standörtliches Trockenstressrisiko sowie dem Wasserspeichervermögen von Kalksteinverwitterungsschichten beschäftigen. In diesen Jahren eröffnete sich mir ein vielumfassendes geographisches Thema: Neben der Bearbeitung meteorologisch-klimatischer Fragestellungen und der räumlichen Interpolation von Eingangsdaten, liegt der Kern dieser Arbeit in der flächenhaft-differenzierten Modellierung des Wasserhaushaltes von Waldböden. Neben der Arbeit „im GIS“ und der ständigen Verfeinerung von Programmierungen, konnte ich das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit während mehrerer Aufenthalte intensiv kennenlernen. Diese Arbeit setzt einen vorläufigen Schlusspunkt unter meine wissenschaftliche Beschäftigung mit der Thematik des *standörtlichen Trockenstressrisikos*.

Mein besonderer Dank gilt meinem Doktorvater Prof. Dr. Thomas Mosimann für die intensive Betreuung. Er war stets am Fortgang der Arbeit interessiert und unterstützte mich mit seinem fachlichen Rat. Herrn Prof. Dr. Gerald Kuhnt danke ich für die Übernahme des Korreferates.

Ein weiterer Dank gilt meinen Kolleginnen und Kollegen am Institut: Dr. Jan Bug, Dr. Jens Groß und Dr. Philipp Herbst für fachliche Diskussionen, inhaltliche Anregungen und Korrekturvorschläge. Frank Beisiegel, Ina Dorl, Angie Faust, Dr. Kristin Fracek, Jennifer Peußner, Heiko van Wensen und Anna Scotti danke ich für die vielfältigen, interessanten Gespräche und ihre kollegiale Unterstützung in den kleinen und größeren Dingen des Arbeits- und Promotionsalltages.

Ein großes Dankeschön gebührt Brigitte Strübin die mich während meiner Aufenthalte im Baselbiet aufgenommen hat. Ihre große Gastfreundschaft war eine verlässliche Unterstützung.

Ein letzter Dank gilt meiner Familie und meinen Freunden. Ihr Interesse am Fortgang und Abschluss der Arbeit war mir ein ständiger Ansporn – ihrer Unterstützung war ich mir stets gewiss.

Kurzzusammenfassung

Extremereignisse wie das europäische Trockenjahr 2003 bedrohen Wälder in ihrem Fortbestehen und gelten als Vorboten für zukünftig häufiger auftretende Trockenperioden. Waldbäume reagieren auf die unzureichende Wasserversorgung mit Trockenstress, reduzieren ihr Wachstum und sterben in Extremfällen ab. Neben Stärke und Dauer einer Trockenperiode bestimmen kurzfristig unveränderliche Standorteigenschaften (v. a. die Wasserspeicherkapazität) die Trockenstressintensität. Der Begriff „standörtliches Trockenstressrisiko“ fasst diese grundsätzliche Disposition eines Waldstandortes gegenüber Trockenstress zusammen.

In dieser Arbeit wird das standörtliche Trockenstressrisiko für die Waldflächen der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt in räumlich hoher Auflösung (10 m Rasterweite) bestimmt. Als Datengrundlage liegen meteorologische Zeitreihen für den Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 und flächenhafte Informationen zur nutzbaren Feldkapazität der Waldböden vor. Zusätzlich schließen Untersuchungen zur Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten Lücken im Verständnis der Wasserversorgung von Waldbäumen auf extrem flachgründigen Standorten über Kalkgestein. Demnach steht an Standorten mit durchwurzelten Kalksteinverwitterungsschichten ein zusätzlicher pflanzenverfügbare Wasserspeicher von im Mittel 8 mm (± 6 mm) zur Verfügung.

Zur Bestimmung des standörtlichen Trockenstressrisikos werden die Daten zum Bodenwasserspeicher in einem einschichtigen Bodenwasserhaushaltsmodell mit den räumlich interpolierten meteorologischen Daten verknüpft. Aus den Ergebnissen der Bodenwasserhaushaltsmodellierung werden Stärke und Dauer aller Trockenstressperioden des Beobachtungszeitraumes bestimmt. Der daraus berechnete Trockenstressindex (TSI) gibt die (relative) Intensität des Trockenstresses für jedes Beobachtungsjahr an. Demnach waren im Untersuchungsgebiet neben dem bekannten Trockenjahr 2003 auch die Jahre 1989 und 2011 sehr trocken. Berechnungen des TSI für 10 verschiedene Klimamodellläufe zeigen, dass zum Ende des 21. Jahrhunderts vergleichbare Trockenperioden häufiger auftreten und übliche Ereignisse des Klimas werden.

Aus den TSI-Werten des jeweils trockensten Jahres wird abschließend das standörtliche Trockenstressrisiko in fünf Stufen abgeleitet. Hierzu wird eine statistische Klassierung auf Grundlage des im Untersuchungsgebiet vorkommenden Wertespektrums vorgenommen. Zusätzlich wird für jede Fläche die Abweichung zwischen dem höchsten und dem durchschnittlichen TSI-Wert bestimmt.

Mit dem Ergebnis liegt erstmalig eine hoch aufgelöste Karte des standörtlichen Trockenstressrisikos mit einer hohen und räumlich gut nachvollziehbaren Differenzierung vor. Die Höhe des Trockenstressrisikos wird insbesondere durch die nutzbare Feldkapazität sowie die klimatischen Bedingungen am Standort gesteuert. Letztere werden kleinräumig in einem hohen Maße durch die Hangneigung und Exposition bestimmt. Die Bedeutung der einzelnen Faktoren variiert mit ihrer Ausprägung und Stellung zueinander.

Stichworte: Trockenheit, standörtliches Trockenstressrisiko, Waldböden, Kalksteinverwitterungsschichten, Bodenwasserhaushalt, Extremereignisse, Klimafolgen.

Abstract

Forests are threatened in their existence by extreme events such as the European drought year 2003. Climate change will increase the frequency of such events. Deficits in the soil water balance lead to drought stress in trees. Hence, plant growth is reduced, and in the worst case, trees will die. Beside the strength and duration of a drought period, the intensity of drought stress depends on site-specific parameters (especially the water storage capacity). The term “site-specific drought stress risk” summarizes the general risk of a site for drought stress.

This thesis investigates the site-specific drought stress risk for the forested area in the Swiss cantons Basel-Landschaft and Basel-Stadt (Northwestern Switzerland) in a high resolution estimation (10 m cell size). The model is based on a meteorological time-series analysis during the observation period 1983 – 2013 and on spatial information on water storage capacities. Furthermore, investigations on the water storage capacity of weathered limestone layers lead to a better understanding in the water supply of forest trees on sites with extremely shallow soils. The average water storage capacity in the rooted weathered limestone layers amounts to 8 mm (± 6 mm). This represents a supplement to the soil water capacity, the result of which is included in the main model for estimating site-specific drought stress risk.

To estimate the site-specific drought stress, water storage capacity is combined with meteorological data in a one-layered (lumped) water balance model. The results show the strength and duration of all drought stress periods in the observation period. For every observation year, a drought stress index (TSI) is calculated. TSI summarizes the (relative) drought stress intensity per year. In addition to the year 2003, the years 1989 and 2011 were affected by extreme drought periods. The estimation of the TSI by 10 climate change simulations indicates an increase in frequencies of drought stress periods toward the end of the 21st century.

According to the TSI-values of the driest years the site-specific drought stress risk is statistically classified in five categories. Additionally, the deviation between highest and average TSI-value is calculated for every forest site. This information is statistically classified to three categories.

The results show a comprehensible differentiation of drought stress risk in high resolution. The severity of the drought stress risk is mainly influenced by the water storage capacity and climatic conditions of a specific site. Slope and exposition also notably influence the drought stress on a small scale. The relevance of single factors varies depending on their characteristic and interaction.

Keywords: drought, site-specific drought stress risk, forest soils, weathered limestone layer, soil water modeling, extreme events, climate change impacts.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Kurzzusammenfassung	II
Abstract	III
Inhaltsverzeichnis	IV
Abbildungsverzeichnis	VII
Tabellenverzeichnis	X
Kartenverzeichnis	XII
Abkürzungsverzeichnis	XII
1 Einleitung	1
1.1 Trockenheit, Trockenstress und standörtliches Trockenstressrisiko.....	1
1.2 Stand der Forschung	2
1.3 Flächenhaft-differenzierte Modellierung des standörtlichen Trockenstressrisikos – Ziele der Arbeit und Übersicht zum Vorgehen	11
1.4 Charakterisierung des Untersuchungsgebietes	13
2 Methodisches Vorgehen und Datengrundlage	17
2.1 Konzeptioneller Aufbau der Arbeit	17
2.2 Datengrundlage.....	19
2.2.1 Meteorologische und klimatologische Daten.....	19
2.2.2 Geodaten	22
2.2.3 Waldbodendaten	22
2.3 Technische Umsetzung der Modellierung und statistische Auswertungen	23
3 Flächenhafte Modellierung Klimakennwerte und Bodenwasserhaushaltsmodell	24
3.1 Flächenhafte Modellierung der Globalstrahlung.....	24
3.1.1 Globalstrahlungsberechnung für Messstationen	25
3.1.2 Regionalisierung der Globalstrahlung	27
3.1.3 Ergebnisse der Globalstrahlungsmodellierung.....	29
3.2 Flächenhafte Modellierung der Temperatur	31
3.3 Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration.....	32
3.3.1 Gras-Referenzverdunstung.....	32
3.3.2 Landnutzungsabhängige maximale Evapotranspiration	34
3.4 Flächenhafte Modellierung des Niederschlages.....	35
3.5 Flächenhafte Modellierung der thermischen Vegetationsperiode	36
3.6 Bodenwasserhaushaltsmodell	38

4 Einfluss des Klimas auf das Trockenstressrisiko	43
4.1 Klimatische Bedingungen im Untersuchungsgebiet	43
4.2 Extremereignisse und historische Entwicklung der klimatischen Bedingungen	45
4.3 Zukünftige Klimaentwicklung.....	49
4.4 Das Hitze- und Trockenjahr 2003.....	54
4.4.1 Verlauf und Merkmale des Trockenjahres 2003	54
4.4.2 Auswirkungen der Hitze und Trockenheit	57
4.4.3 Das Trockenjahr 2003 als Extremereignis	60
4.5 Zusammenfassende Bemerkungen zu den klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet unter dem Fokus des standörtlichen Trockenstressrisikos	61
5 Die Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten	62
5.1 Pflanzenverfügbare Wasserspeicherreservoirare in Waldgebieten	62
5.2 Aufnahmemethodik zur Erfassung der Wasserspeicherfähigkeit in der durchwurzelteten Kalksteinverwitterungsschicht	67
5.2.1 Methode zur Erfassung des Hohlraumvolumens	68
5.2.2 Berechnung der Wasserspeicherkapazität	70
5.3 Ergebnisse zur Wasserspeicherfähigkeit von untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten	71
5.3.1 Untersuchte Standorte und statistische Auswertung	71
5.3.2 Mächtigkeit der durchwurzelteten Gesteinsverwitterungsschicht	72
5.3.3 Hohlraumvolumen der Kalksteinverwitterungsschichten.....	73
5.3.4 Korngrößenzusammensetzung des Feinbodenmaterials	74
5.3.5 Wasserspeicherung in der Kalksteinverwitterungsschicht.....	74
5.3.6 Gesamtwasserspeicher.....	76
5.4 Schlussfolgerungen zur Wasserspeicherfähigkeit von Waldböden über Kalkgestein	77
5.5 Übertragung der Ergebnisse auf das Untersuchungsgebiet und Berücksichtigung im Bodenwasserhaushaltsmodell	79
6 Relativer Bodenwassergehalt und Trockenstressindex	82
6.1 Der Relative Bodenwassergehalt als Kennwert für Trockenstress	82
6.2 Der Trockenstressindex als Kennwert für die Trockenstressintensität	87
6.3 Der Trockenstressindex für bekannte Waldbodenstandorte	90
6.4 Flächenhafte Differenzierung des Trockenstressindex.....	96
6.5 Trockenstressindex für prognostizierte Bedingungen in der Zukunft	102

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Theoretische Beziehung zwischen Trockenstressdauer- und -stärke sowie Mechanismen, die zum Absterben von Bäumen führen.....	6
Abb. 2: Methodischer Aufbau der Arbeit.	18
Abb. 3: Grundsätzliches Vorgehen zur flächenhaft-differenzierten Modellierung der Globalstrahlung ohne Berücksichtigung zeitlicher Integration.	25
Abb. 4: Jahressumme der Globalstrahlung für das Jahr 2003 in Abhängigkeit der Hangneigung und Hangneigungsrichtung.....	31
Abb. 5: Vergleich von Abminderungsfunktionen zur Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration (ET_{akt}) in Abhängigkeit des relativen Bodenwassergehaltes (BWG_{rel}).	42
Abb. 6: Klimadiagramme für die Stationen Basel-Binningen und Rünenberg sowie modellierte Werte für Bedingungen am Jurakamm bei Waldenburg.....	43
Abb. 7: Homogenisierte Zeitreihe der Lufttemperatur (2 m über dem Boden in °C) an der Station Basel-Binningen (316 m ü. M.) für den Zeitraum 1864 bis 2013.	46
Abb. 8: Historische Entwicklung der globalen anthropogenen Treibhausgasemissionen und Szenarien für zukünftige Emissionen ab dem Jahr 2000.	50
Abb. 9: Verlauf der monatlichen Kennwerte Niederschlag, Evapotranspiration und Temperatur für die Stationen Basel-Binningen und Rünenberg sowie modellierte Werte für Bedingungen am Jurakamm im Jahr 2003.	56
Abb. 10: Sommertemperaturen (Mittelwert der Monate Juni, Juli, August in °C) an der Station Basel-Binningen von 1864 bis 2013.	60
Abb. 11: Beispiele für die Durchwurzelung von Kalkgesteinen aus dem Untersuchungsgebiet... ..	63
Abb. 12: Messraster zur Erfassung des Hohlraumvolumens von Gesteinsverwitterungsschichten.	68
Abb. 13: Schematische Darstellungen eines idealisierten Kalkgesteinskörpers mit offenen Trennflächen (Klüfte und Schichtfugen), eines zweidimensionalen Geländeaufschlusses und des Messrasters zur Erfassung des Hohlraumvolumens.	69
Abb. 14: Gegenüberstellung wichtiger Eigenschaften der Kalksteinverwitterungsschichten.....	73
Abb. 15: Pflanzenverfügbare Wasserspeicher von Kalksteinverwitterungsschichten in Abhängigkeit von gefülltem Hohlraumvolumen und Mächtigkeit der durchwurzelten Kalksteinverwitterungsschicht.	75
Abb. 16: Typische Kombinationen von Kalksteinverwitterungsschichten und überlagernden Böden.....	76
Abb. 17: Modell zur Ausweisung von Waldflächen mit Kalksteinverwitterungsschichten.	80
Abb. 18: Schematisches Beispiel zur Berechnung des Trockenstressindex (TSI).....	88

Abb. 19: Jährliche Variation des Trockenstressindex (Gesamtjahr; TSI_{Jahr}) für bekannte Waldbodenstandorte im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013.	90
Abb. 20: Trockenstressindex (Gesamtjahr; TSI_{Jahr}) in Abhängigkeit der Klimatischen Wasserbilanz [mm] und der nutzbaren Feldkapazität [mm] für bekannte Waldbodenstandorte in den Beobachtungsjahren 1983 bis 2013.	92
Abb. 21: Klimatisch bestimmter Bodenwasserhaushalt für den Waldbodenstandort Arisdorf – Im Bärenfels (Löss- und Deckenschottergebiet von Giebenach-Arisdorf).	94
Abb. 22: Klimatisch bestimmter Bodenwasserhaushalt für den Waldbodenstandort Zunzgen – Lägerts (Tafeljura).	95
Abb. 23: Jährliche Variation des Trockenstressindex (Gesamtjahr; TSI_{Jahr}) für alle Waldflächen mit Prognose der nutzbaren Feldkapazität im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013.	97
Abb. 24: Statistische Kennwerte zum Trockenstressindex (TSI) für Waldflächen mit Prognose der nutzbaren Feldkapazität im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 (Gesamtjahr: TSI_{Jahr} ; Vegetationsperiode: TSI_{VP}), gruppiert nach Klassen der nutzbaren Feldkapazität.	99
Abb. 25: Statistische Kennwerte zum Trockenstressindex (TSI) für Waldflächen mit Prognose der nutzbaren Feldkapazität im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 (Gesamtjahr: TSI_{Jahr} ; Vegetationsperiode: TSI_{VP}), gruppiert nach Klassen der Hangneigungsrichtung.	100
Abb. 26: Maximalwerte des Trockenstressindex (Maximalwerte aus allen Beobachtungsjahren; Gesamtjahr: $TSI_{\text{max, Jahr}}$; Vegetationsperiode: $TSI_{\text{max, VP}}$) für Waldflächen mit Prognose der nutzbaren Feldkapazität, gruppiert nach Klassen der nutzbaren Feldkapazität und der durchschnittlichen Klimatischen Wasserbilanz (1983 – 2013).	101
Abb. 27: Variation des Trockenstressindex (Gesamtjahr, TSI_{Jahr}) für prognostizierte klimatische Bedingungen (Klimamodellläufe).	103
Abb. 28: Häufigkeitsverteilungen der Trockenstressrisiko-Indikatoren $TSI_{\text{max, Jahr}}$ und $TSI_{\text{max, VP}}$ sowie Bildung der vorläufigen Trockenstressrisikostufen (TSR-Stufen).	106
Abb. 29: Flächenbilanz nach Stufen des standörtlichen Trockenstressrisikos (TSR-Stufen).	107
Abb. 30: Werteverteilungen der Trockenstressrisiko-Indikatoren $TSI_{\text{ABW, Jahr}}$ und $TSI_{\text{ABW, VP}}$ sowie Bildung der vorläufigen Abweichungsklassen.	108
Abb. 31: Flächenbilanz des standörtlichen Trockenstressrisikos für die Waldflächen des Untersuchungsgebietes.	109
Abb. 32: Beispielstandort Bueberg Nordhang (Faltenjura).	110
Abb. 33: Flächenbilanzen zum standörtlichen Trockenstressrisiko für die Waldflächen des Untersuchungsgebietes, gegliedert nach Bodenregionen.	115
Abb. 34: Flächenbilanzen des standörtlichen Trockenstressrisikos in Abhängigkeit der nutzbaren Feldkapazität und der durchschnittlichen Klimatischen Wasserbilanz.	117
Abb. 35: Flächenbilanz des standörtlichen Trockenstressrisikos in Abhängigkeit der Hangneigung und Hangneigungsrichtung.	118

Abb. 36: Beispielstandort Chuestelli (Sundgauer Lösshügelland).	120
Abb. 37: Beispielstandort Schleifenberg Südhang (Tafeljura-Nord).....	123
Abb. 38: Beispielstandort Grossholz (Tafeljura-Süd).	126
Abb. 39: Beispielstandorte im Eital (Tafeljura-Süd): Gegenüberstellung von Nord- und Südhang.	127
Abb. 40: Beispielstandort Dielenberg Südhang (Faltenjura).	129
Abb. 41: Beispielstandorte Hornisrüti (Faltenjura): Gegenüberstellung von Nord- und Südhang.	130
Abb. 42: Einstufung des standörtlichen Trockenstressrisikos (TSR-Einstufung) an bodenkundlich beschriebenen Waldbodenstandorten. Vergleich zwischen flächenhafter und boden- profilbezogener Einstufung (n = 91).	132
Abb. 43: Simulierte Variationen des durchschnittlichen Trockenstressindex aller Beobachtungs- jahre (1983 bis 2013) (TSI_{AM}) in Abhängigkeit der Parameter nutzbare Feldkapazität (nFK in mm), Hangneigung und Hangneigungsrichtung.	134
Abb. 44: Einstufung des standörtlichen Trockenstressrisikos (TSR-Einstufung) durch Variation der Hangneigungsrichtung (0 bis 355°) in Abhängigkeit der nutzbaren Feldkapazität (nFK in mm) und Hangneigung (0 bis 35°).	135
Abb. 45: Nomogramm zur Bestimmung der relativen Globalstrahlungssumme im Sommerhalb- jahr ($relGS_{Sommer}$ in %) in Abhängigkeit der Hangneigung und Hangneigungsrichtung.	139
Abb. 46: Gegenüberstellung von standörtlichem Trockenstressrisiko und Feldbefunden zur Was- serspeicherfähigkeit der Böden (nFK-Klasse Feldbefund [mm]), gegliedert nach der rela- tiven Globalstrahlungssumme des Sommerhalbjahres [%] am Standort.	140
Abb. 47: Gegenüberstellung von standörtlichem Trockenstressrisiko und Feldbefunden zur Wasserspeicherfähigkeit der Böden (nFK-Klasse Feldbefund [mm]), gegliedert nach der Feuchtestufe der Waldgesellschaft am Standort.	142

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Physiologische Reaktionen von Bäumen auf Trockenstress.....	5
Tab. 2: Übersicht über die verwendeten Niederschlagsmessstationen.....	19
Tab. 3: Übersicht über verwendete meteorologische Kenngrößen der Wetterstationen Basel-Binningen und Rünenberg.....	20
Tab. 4: Übersicht über die verwendeten Wetterstationen für die Kenngrößen diffuse Himmelsstrahlung und Globalstrahlung.	21
Tab. 5: Übersicht über die in der Arbeit verwendeten Geodaten.....	22
Tab. 6: Regressionskonstanten für das Ångström-Verfahren zur Bestimmung der Global- strahlung aus extraterrestrischer Strahlung und relativer Sonnenscheindauer.	26
Tab. 7: Statistische Beschreibung des Zusammenhanges zwischen gemessenem und model- liertem Anteil der diffusen Himmelsstrahlung an der Globalstrahlung.	28
Tab. 8: Statistische Maße zum Zusammenhang zwischen modellierten und von Meteo- Schweiz berechneten ET_{0-FAO} -Werten.....	34
Tab. 9: Zusammengefasste Landnutzungsparameter (f_{LN}) zur Bestimmung der landnut- zungsabhängigen maximalen Evapotranspiration.....	35
Tab. 10: Klassen der nutzbaren Feldkapazität bis 100 cm Bodentiefe ($nFK_{100\text{ cm}}$) nach HERBST (2013) und daraus abgeleitete Werte für das Bodenwasserhaushaltsmodell.....	39
Tab. 11: Normierte Werte des Skalierungsparameters R für verschiedene Vegetationsklassen zur Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration in Abhängigkeit des relativen Bodenwassergehaltes nach DISSE (1995).	41
Tab. 12: Lineare Temperaturtrends an der Station Basel-Binningen für die Zeiträume 1864 bis 2013 und 1983 bis 2013.	47
Tab. 13: Prognostizierte Veränderungen der mittleren jahreszeitlichen Temperatur (T in K) und des mittleren jahreszeitlichen Niederschlages (N in %) für die nördliche Schweiz bezogen auf die Periode 1980 bis 2009.....	51
Tab. 14: Aktuelle und prognostizierte mittlere Lufttemperatur (2 m über dem Boden in °C) an den Stationen Basel-Binningen (BAS) und Rünenberg (RUE).	53
Tab. 15: Aktuelle und prognostizierte mittlere Niederschlagssummen [mm] an den Stationen Basel-Binningen (BAS) und Rünenberg (RUE).	53
Tab. 16: Ergebnisse verschiedener Studien zur pflanzenverfügbaren Wasserspeicherkapazität von Gesteinsverwitterungsschichten und Gesteinen.....	64

Tab. 17: Statistische Kennwerte zu Mächtigkeit, Hohlraumvolumen und pflanzenverfügbarer Wasserspeicherkapazität der untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten und Böden.	72
Tab. 18: Wasserversorgung von Pflanzen in Abhängigkeit des relativen Bodenwassergehaltes.	84
Tab. 19: Für verschiedene Baumarten experimentell ermittelte Schwellenwerte des relativen Bodenwassergehaltes (BWG_{rel}) [-] bei denen Trockenstress einsetzt.	85
Tab. 20: Überblick über Studien in denen Schwellenwerte des relativen Bodenwassergehaltes (BWG_{rel}) [-] zur Kennzeichnung von Trockenstress genutzt werden.	86
Tab. 21: Übersicht über statistische Kennwerte, die auf Grundlage der Trockenstressindex-Werte (TSI-Werte) aller Beobachtungsjahre (1983 bis 2013) berechnet wurden. ...	89
Tab. 22: Spannweite des durchschnittlichen Trockenstressindex (TSI_{AM}) durch Variation der Hangneigungsrichtung (0 bis 355°) in Abhängigkeit der nutzbaren Feldkapazität (nFK in mm) und Hangneigung (5 bis 35°).....	135
Tab. 23: Zur Überprüfung des modellierten Trockenstressrisikos im Gelände erhobene Standortmerkmale mit erfasster Klasseneinteilung.	138

Kartenverzeichnis

Karte 1: Übersicht zur naturräumlichen Gliederung des Untersuchungsgebietes.....	14
Karte 2: Jahressumme der Globalstrahlung [kJ/cm ²] für das Jahr 2003 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt.	30
Karte 3: Mittlere Jahressumme der FAO-Grasreferenzverdunstung (ET _{0-FAO}) [mm] im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt.....	33
Karte 4: Mittlere Jahresniederschlagssumme [mm] für den Untersuchungszeitraum 1983 bis 2013 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt.....	36
Karte 5: Dauer der thermischen Vegetationsperiode für mittlere klimatische Bedingungen des Untersuchungszeitraumes 1983 bis 2013 in den Kantonen Basel-Stadt und Basel-Landschaft.....	37
Karte 6: Klimatische Wasserbilanz für durchschnittliche Bedingungen des Untersuchungszeitraumes 1983 bis 2013 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt.	45
Karte 7: Klimatische Wasserbilanz für das Jahr 2003 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt.....	57
Karte 8: Standorte der untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten (n = 33) im Kanton Basel-Landschaft.....	71
Karte 9: Kalksteinverwitterungsschichten mit Relevanz für den Bodenwasserhaushalt (Modellprognose).....	81
Karte 10: Das standörtliche Trockenstressrisiko für die Waldflächen der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.	113
Karte 11: Standörtliches Trockenstressrisiko für die Wälder im Beispielgebiet Lösshügelland (Binningen – Oberwil).....	119
Karte 12: Standörtliches Trockenstressrisiko für die Wälder im Beispielgebiet Tafeljura-Nord (Liestal).	122
Karte 13: Standörtliches Trockenstressrisiko für die Wälder im Beispielgebiet Tafeljura-Süd (Diepflingen – Tecknau).....	125
Karte 14: Standörtliches Trockenstressrisiko für die Wälder im Beispielgebiet Faltenjura (Oberdorf – Waldenburg).....	128

Abkürzungsverzeichnis

In dieser Arbeit wird als Dezimaltrennzeichen der Punkt (.) verwendet.

Nicht aufgelistet sind SI-Einheiten, einmalig verwendete Formelzeichen sowie im DUDEN geführte Abkürzungen.

A1B	Klimaszenario des IPCC nach dem die Treibhausgasemissionen bis Mitte des 21. Jahrhunderts weiter ansteigen und anschließend eine Trendwende vollzogen wird.
A2	Klimaszenario des IPCC nach dem die Treibhausgasemissionen weiter ungebremst ansteigen.
a_s	Regressionskonstante der Ångström-Formel
A_d	Anteil der diffusen Himmelsstrahlung an der Globalstrahlung
Abb.	Abbildung
ABW-Klasse	Abweichung des trockensten Jahres vom Mittel aller Jahre in Standardabweichungen
AM	Arithmetisches Mittel einer Stichprobe
α	Albedo [-]
b_s	Regressionskonstante der Ångström-Formel
BAS	Wetterstation Basel-Binningen
BILJOU	Bilan hydrique Journalier (Bodenwasserhaushaltsmodell)
BROOK90	Hydrologisches Modell mit physikalischer Beschreibung des Bodenwasserhaushalts
BWG_{akt}	Aktueller Bodenwassergehalt [mm]
BWG_{rel}	Relativer Bodenwassergehalt [-]
BWG_{rel, SW}	Trockenstressschwellenwerte des relativen Bodenwassergehaltes [-]
BWS	Pflanzenverfügbare Bodenwasserspeicher [mm] (Modellgröße im Bodenwasserhaushaltsmodell)
DGM	Digitales Geländemodell
ET_{0-FAO}	FAO-Grasreferenzverdunstung [mm]
ET_{akt}	Aktuelle Evapotranspiration [mm]
ET_{max}	Maximal möglich landnutzungsabhängige Evapotranspiration [mm]
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
f_{LN}	Landnutzungsparameter zur Evapotranspirationsanpassung
GIS	Geographisches Informationssystem
GWS	Pflanzenverfügbare Gesamtwasserspeicher [mm]
h	Höhenlage [m ü. M.]
HyMo	Hydrologisches Modell (Bodenwasserhaushaltsmodell)
IDW	Inverse Distance Weighting (Inverse Distanzgewichtung)

IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Zwischenstaatlicher Ausschuss über Klimaveränderungen)
KI	Klarheitsindex [-]
KWB	Klimatische Wasserbilanz [mm]
m ü. M.	Meter über dem Meer (Pegel Marseille)
Max	Maximum bzw. Maximalwert einer Stichprobe
ME	Mittlerer Fehler
Min	Minimum bzw. Minimalwert einer Stichprobe
M_{Tw}	Mächtigkeit des durchwurzelten Tiefenbereichs [cm]
nFK	Nutzbare Feldkapazität
nFK_{100 cm}	Nutzbare Feldkapazität bis 100 cm Tiefe [mm]
nFK_{eff}	Effektiv nutzbare Feldkapazität [mm]
nFK_{Kennwert}	Volumenanteil der nutzbaren Feldkapazität am Bodenvolumen [m ³ /m ³]
PBIAS	Prozentualer Modellfehler [%]
pH_{pot}	potentieller pH-Wert [-]
PWP	Permanenter Welkepunkt [BWG _{rel} < 0.01; pF 4,2]
r²	Bestimmtheitsmaß
R_E	Extraterrestrische Einstrahlung an der Atmosphärenobergrenze [J/cm ²]
R_G	Globalstrahlungssumme [J/cm ²]
RCP3PD	Klimaszenario des IPCC bei dem die weltweiten Treibhausgasemissionen durch einschneidende politische Entscheidungen rasch und andauernd gesenkt werden.
RUE	Wetterstation Rünenberg
relGS_{Sommer}	Relative Globalstrahlungssumme des Sommerhalbjahres [%]
SAGA	System zur Automatisierten Geowissenschaftlichen Analyse
SOWAS	Soil Water Storage (Bodenwasserhaushaltsmodell)
SD_t	tatsächliche Sonnenscheindauer (Messwert) [h]
SD_{astr}	astronomisch mögliche Sonnenscheindauer [h]
SDABW	Standardabweichung einer Stichprobe
SVF	Sky View Factor (Anteil des sichtbaren Horizontes) [-]
T_{mit}	Tagesmitteltemperatur [°C]
T_{min}	Tagesminimumtemperatur [°C]
TP_{Diff}	Transpirationsdifferenz [mm]
TP_{Index}	Transpirationsindex [-]
Tab.	Tabelle
TSI	Trockenstressindex [-]

TSI_{Jahr}	Trockenstressindex, bezogen auf das gesamte Kalenderjahr[-]
TSI_{VP}	Trockenstressindex, bezogen auf die Vegetationsperiode [-]
TSR	Standörtliches Trockenstressrisiko
TSR-Stufe	Stufe des standörtlichen Trockenstressrisikos
V_H	Hohlraumvolumen [m ³ /m ³]
V_{GH}	Gefülltes Hohlraumvolumen [m ³ /m ³]
V_{OH}	Offenes Hohlraumvolumen [m ³ /m ³]
VBA	Virtual Basic for Applications, Skriptsprache für die Steuerung von Programmabläufen in Microsoft-Office Produkten
WAWAHAMO	Waldwasserhaushaltsmodell (Bodenwasserhaushaltsmodell)
WHSIM	Name eines Wasserhaushaltsmodells
WMO	World Meteorological Organization
WS_{GHW}	Pflanzenverfügbare Wasserspeicher in der durchwurzelten Gesteinsverwitterungsschicht [mm]

1 Einleitung

1.1 Trockenheit, Trockenstress und standörtliches Trockenstressrisiko

Trockenheit beschreibt in der Alltagssprache die „Abwesenheit von Wasser“. Fachlich können drei Formen unterschieden werden: **(1) Meteorologische Trockenheit** beschreibt eine Periode in der keine oder nur sehr geringe Niederschlagsmengen fallen. Der fehlende Niederschlag führt zu **(2) hydrologischer Trockenheit**. Sie bezieht sich auf niedrige Wasserstände in fließenden und stehenden Gewässern, Grundwasseraquiferen und Trinkwasserspeichern. Kommt es zu **(3) landwirtschaftlicher Trockenheit** bzw. **Bodentrockenheit (pedologische Trockenheit)**, ist die Wasserversorgung von (Kultur)pflanzen eingeschränkt (DAI 2011; KEYANTASH & DRACUP 2002; MISHRA & SINGH 2010). Sie ist im Grundsatz identisch mit der im Fokus dieser Arbeit stehenden **Bodentrockenheit in Wald- und Forstökosystemen**. Ihre Intensität ist immer in Bezug zu den durchschnittlichen klimatischen Bedingungen des betrachteten Raumes bzw. Ökosystems zu sehen. Extreme Trockenheit geht oft mit Hitzewellen einher und hat sozio-ökonomische Folgen: Ernteausfälle, Einschränkungen in der Wasser- und Stromversorgung, das weitgehende Erliegen des sozialen Lebens und eine erhöhte Mortalitätsrate zeigen die Spannweite möglicher Folgen auf (vgl. APPENZELLER 2005 MISHRA & SINGH 2010).

Bodentrockenheit geht immer auf unzureichende Niederschläge zurück. Die Stärke der Bodenaustrocknung wird jedoch maßgeblich von der Höhe der maximal möglichen Evapotranspiration bzw. von der durch die Atmosphäre zur Verdunstung bereitgestellten Energiemenge bestimmt. Eine unzureichende Wasserversorgung führt zu Trockenstress bei Pflanzen: In Wäldern können Bäume dem Boden nicht länger oder nur eingeschränkt Wasser entnehmen und über ihre Blätter bzw. Nadeln transpirieren. Das Pflanzenwachstum wird limitiert, bei länger anhaltendem Trockenstress kommt es zum Abwurf von Blättern, dem Absterben einzelner Äste bis hin zu letalen Schädigungen der Bäume. Durch Trockenstress vorgeschädigte Bäume sind wesentlich empfindlicher gegenüber weiteren abiotischen und biotischen Stressfaktoren (ALLEN et al. 2010; DOBBERTIN 2005; McDOWELL et al. 2008).

Auf standörtlicher Ebene hängt die Intensität des Trockenstresses, dem Waldbäume im Verlauf einer Trockenperiode ausgesetzt sind, von z. T. erheblich variierenden Boden-, Relief- und Vegetationseigenschaften ab. Wie AHRENDTS et al. (2009) beschreiben, bedarf es daher für die lokale Risikoabschätzung der Kenntnis darüber, welche Kombinationen aus Klima- und Witterungsbedingungen sowie Standortverhältnissen das Risiko von Trockenstress erhöhen. Daraus abgeleitet ergibt sich das **standörtliche Trockenstressrisiko**. Es ist definiert als das Risiko eines Standortes bei meteorologischen Trockenperioden die Vegetation nicht mehr mit Wasser versorgen zu können.

1.2 Stand der Forschung

Das Phänomen Trockenstress wird von verschiedenen wissenschaftlichen Disziplinen auf unterschiedlichen Maßstabsebenen bearbeitet. Botaniker und Forstökologen betrachten den Wasserhaushalt innerhalb der Pflanze und verknüpfen Trockenstresssituationen mit physiologischen Prozessen (SALA et al. 2010; ZWEIFEL et al. 2009). Die von Joseph Böhm Ende des 19. Jahrhunderts entwickelte und lange umstrittene **Kohäsions-Theorie** (BOEHM 1893) ist als das zentrale Modell zum Verständnis des Wassertransportes im Kontinuum Boden – Pflanze – Atmosphäre akzeptiert. Sie vereint Erkenntnisse der Pflanzenphysiologie, Bodenkunde und Meteorologie und wird auch aktuell zur Erklärung von Trockenstress und Trockenstressschäden herangezogen (MCDOWELL et al. 2013; SEVANTO et al. 2014).

Trockenheit und Trockenperioden in der Meteorologie und Klimatologie

Die Klimatologie und Meteorologie beschäftigen sich mit Trockenperioden in großen Maßstabsebenen (HEIM 2002). ZARGAR et al. (2011) und NIEMEYER (2008) tragen 74 bzw. über 150 verschiedene Indices zur Beurteilung verschiedener Trockenheitstypen (vgl. Kapitel 1.1.) zusammen. Im Fokus der klimatologischen Forschung stehen aktuell Arbeiten zur zukünftigen Auftrittswahrscheinlichkeit und Intensität von Trockenperioden (AMENGUAL et al. 2014; CALANCA 2007; JASPER et al. 2006; MEEHL 2004; SCHÄR et al. 2004; TRÄGER-CHATTERJEE et al. 2013). Dabei werden auch Rückkopplungen zwischen Bodentrockenheit, reduzierter Transpiration der Pflanzen und dem weiteren Witterungsverlauf untersucht (FISCHER et al. 2007a; SCHÄR et al. 1999; SENEVIRATNE & STÖCKLI 2008; TEULING et al. 2006; TEULING et al. 2013).

Weltweit durchgeführte Eddy-Flux-Messungen dienen der Erforschung des globalen Kohlenstoffkreislaufes (AUBINET et al. 1999; BALDOCCHI et al. 2001). In diesem Rahmen werden u. a. die Energie- und Stoffströme zwischen Wäldern und der Atmosphäre gemessen. Im Fokus der Beobachtungen stehen mögliche Veränderungen in den Kohlenstoffbilanzen und der Brutto-primärproduktion der Wälder durch den prognostizierten Klimawandel. Dabei sind

Waldbestände unter Trockenstress ein zentrales Szenario (CIAIS et al. 2005; GRANIER et al. 2007; REICHSTEIN et al. 2007; VAN DER MOLEN et al. 2011).

Prognostizierter Klimawandel und Trockenheit

BRESHEARS et al. (2005), ALLEN et al. (2010), NIU et al. (2014) und WILLIAMS et al. (2012) beschäftigen sich vor dem Hintergrund des prognostizierten Klimawandels mit dem Zusammenhang zwischen Trockenperioden und dem Absterben von Waldbäumen. Demnach sind durch den Klimawandel Wälder weltweit in ihrem Fortbestehen und ihrer Artenzusammensetzung bedroht (ALLEN et al. 2010; CHOAT et al. 2012; LINDNER et al. 2010). Trockenperioden werden zukünftig häufiger auftreten, Extremereignisse wie das Hitze- und Trockenjahr 2003 können zum Ende des 21. Jahrhunderts in Mitteleuropa einem Normaljahr entsprechen (SCHÄR et al. 2004).

Mit Blick auf den Klimawandel gilt in Europa das außergewöhnliche Hitze- und Trockenjahr 2003 als ein „Zeichen für das, was kommen mag“ („*A Shape of things to come*“) (BENISTON 2004). Es kann als Beispieljahr für die Auswirkungen extremer Trockenheit auf Ökosysteme verstanden werden. Eine Vielzahl von Studien zu Extremereignissen, die mit dem Klimawandel vermehrt auftreten können, beziehen sich daher auf das europäische Trockenjahr 2003 (CIAIS et al. 2005; EICHHORN et al. 2008; FISCHER et al. 2007b; GRANIER et al. 2007; JOLLY 2005; LEUZINGER et al. 2005; REBETEZ et al. 2006, 2006; ROUAULT et al. 2006; SENEVIRATNE et al. 2012).

In der deutschsprachigen forstökologischen Literatur werden vorrangig Fragestellungen im Zusammenhang mit der klimabedingten Verschiebung von Verbreitungs- bzw. Potentialgebieten und den Grenzen des wirtschaftlichen Anbaus von Waldbaumarten bearbeitet (BOLLIGER 2002; BOLTE et al. 2009; KÖLLING & ZIMMERMANN 2007; ZIMMERMANN & BUGMANN 2008). In Bayern wurden von KÖLLING et al. (2008) sowie FALK & DIETZ (2009) *Klimarisikokarten* für einzelne Baumarten auf Basis des *Klimahüllenkonzeptes* (KÖLLING 2007) entwickelt. Daneben existieren modellgestützte Aussagen zur Anbausicherheit verschiedener Baumarten unter zukünftig trockeneren Bedingungen (NOTHDURFT et al. 2012; PETERS et al. 2011; RÖTZER et al. 2004; SCHARNWEBER et al. 2011; SCHWÄRZEL et al. 2011). Die deutschen forstlichen Versuchsanstalten benennen häufigere Trockenheit und Hitzewellen als „extrem besorgniserregende“ (BOLTE et al. 2009) Effekte des Klimawandels und rechnen mit einer Abnahme der Produktivität und des Verjüngungserfolges der Wälder. Dies geht mit der Erkenntnis einher, dass Extremereignisse und daran anschließende biotische Schädigungen von hoher Bedeutung für die Waldgesundheit sind (BOLTE et al. 2009; KÖLLING & ZIMMERMANN 2007).

Im Rahmen des schweizer Forschungsprogramms *Wald und Klimawandel* werden unter anderem räumlich hoch aufgelöste Klimaszenarien für den Alpenraum den klimatischen

Ansprüchen wichtiger Baumarten gegenübergestellt. Außerdem wurden Baumartenportfolios für verschiedene Klimaszenarien entwickelt und Trockenheitsindices für die gesamte Fläche der Schweiz und über 1000 Bodenprofile modelliert (BRANG et al. 2011). Demgegenüber stehen die Ziele der schweizerischen Waldpolitik: Die Funktionsfähigkeit der Wälder soll gesichert werden und eine weiterhin nachhaltige, naturnahe und effiziente Bewirtschaftung erfolgen (BAFU 2013). Teile der Wälder und Forste sind in ihrer heutigen Baumartenzusammensetzung und Bewirtschaftungsform jedoch nicht zukunftsfähig. Neben Stürmen und Waldbränden bedrohen vor allem Trockenheit und daran anschließende biotische Schädigungen die schweizer Wälder. Es besteht zudem die Gefahr, dass die Klimaveränderung mit einer Geschwindigkeit abläuft, die natürliche Anpassungsprozesse überfordert. Dennoch soll auch weiterhin das Holznutzungspotential unter Berücksichtigung der standörtlichen Bedingungen ausgeschöpft werden. Entsprechend ist in der Schweiz ein aktiver, klimagerechter Waldumbau erforderlich, der den sich ändernden Klimabedingungen Rechnung trägt (BAFU 2013).

Kohäsions-Theorie: Wassertransport im Kontinuum Boden – Pflanze – Atmosphäre

Im Folgenden sollen die zentralen Erkenntnisse zur Entstehung und Wirkung von Trockenstress auf Pflanzen zusammengefasst werden. Daran schließt eine Zusammenstellung von Modellen an, mit denen die Wasserversorgung von Pflanzen sowie das Auftreten und die Stärke von Trockenstress bestimmt werden können.

Die Kohäsions-Theorie (s. o.) erklärt den Wassertransport im Kontinuum Boden – Pflanze – Atmosphäre entlang eines Potentialgradienten. In den engen Xylem-Leitbahnen der Bäume bildet sich auf Grund der Kohäsionskräfte des Wassers eine Wassersäule aus, entlang derer Wasser zur Verdunstung von den Wurzeln in die Blätter geleitet wird. Der Bodenwassergehalt sowie der Transpirationsbedarf der Atmosphäre modulieren den Potentialgradienten zwischen Wurzel und Blatt und damit die hydraulischen Bedingungen in der Pflanze: Das Sättigungsdefizit der Atmosphäre definiert eine Saugspannung, mit der das Wasser über die Stomata und Xylem-Leitbahnen aus dem Boden entnommen wird. An der Grenzschicht Wurzel/Boden steht der Entnahme eine Saugspannung entgegen, mit der das Bodenwasser in der Bodenmatrix gebunden ist (McDOWELL et al. 2008; PORPORATO et al. 2001).

Je weiter der Bodenwassergehalt sinkt, desto stärker ist das noch zur Verfügung stehende Wasser an die Bodenmatrix gebunden. Damit wird der Potentialgradient zwischen Atmosphäre und Boden kleiner, die Entnahme von Wasser aus dem Boden zunehmend eingeschränkt. Zugleich nimmt der Druck im Xylem ab, es kann zum Abriss der Wassersäule kommen. Mit der eingeschränkten Wasserversorgung sind vielfältige Beeinträchtigungen pflanzenphysiologischer Vorgänge verbunden. Daher ermöglicht die Kohäsions-Theorie die direkte Verknüpfung von Trockenstresssymptomen mit aktuellen Bodenwassergehalten.

Physiologische Vorgänge unter Trockenstress und letale Schädigung

Pflanzenphysiologisch wird der Beginn des Trockenstresses bei Bäumen mit dem Schließen der Stomata gleichgesetzt (s. Tab. 1) (PORPORATO et al. 2001). Mit diesem Vorgang wird die Transpiration einer Pflanze bzw. eines Pflanzenbestandes reduziert, was als Kennzeichen für Trockenstress gilt (BARTHOLOMEUS et al. 2012; REDDY et al. 2004; SCHIMPER 1964). Komplette geschlossene Stomata beschreiben das Erreichen des maximalen Trockenstresses.

Tab. 1: Physiologische Reaktionen von Bäumen auf Trockenstress. Quellen: ANDEREGG et al. 2012; BRÉDA et al. 2006; CHOAT et al. 2012; CHOAT 2013; McDOWELL et al. 2008; MITCHELL et al. 2013; PORPORATO et al. 2001; REDDY et al. 2004; SEVANTO et al. 2014.

	moderater Trockenstress	intensiver Trockenstress
Wasseraufnahme aus dem Boden	sukzessive reduziert	eingestellt
Wassertransport in die Blätter und Transpiration	sukzessive reduziert	maximal möglich reduziert
Stomata	sukzessive geschlossen (starke Unterschiede zwischen verschiedenen Baumarten)	geschlossen
Netto-Photosyntheserate (Photosynthese – Respiration)	Abnahme bis ins Negative (Photosynthese reduziert)	stark negativ (Photosynthese eingestellt)
Kohlenstoffbilanz	Abnahme bis ins Negative (wird zur Kohlenstoffquelle)	negativ (Kohlenstoffquelle)
Wachstum, Zellaufbau und Zellerneuerung	eingestellt (noch vor Reduzierung der Photosyntheseleistung)	eingestellt
Wassergehalt in der Pflanze	nimmt sukzessive ab (starke Unterschiede zwischen verschiedenen Baumarten)	nimmt weiter ab
Nährstoffaufnahme aus dem Boden	mit Wasseraufnahme reduziert	mit Wasseraufnahme eingestellt
Vulnerabilität gegenüber Sekundärschäden	erhöht (Bildung von Abwehrstoffen reduziert)	extrem geschwächte Widerstandskräfte, hoch vulnerabel
Kavitationen in Xylem-Elementen	in kleineren Xylem-Elementen (Blätter, Wurzeln, Zweige)	Anstieg bis zum hydraulischen Kollaps der ganzen Pflanze
Sichtbare Schäden	Abwurf einzelner Zweige und Blätter	Abwurf des gesamten Laubes, Absterben größerer Äste, Abgang des ganzen Baumes
Blüte und Fruktifikation	Blütenbildung reduziert, Samenproduktion gehemmt	Abbruch der Fruchtentwicklung

Mit der Reduzierung der Transpiration verringern sich die CO₂-Assimilation und die Photosyntheseleistung. Zugleich wird die Zellregeneration und das Wachstum reduziert (REDDY et al. 2004). Zur Aufrechterhaltung des Metabolismus respirieren Bäume eingelagerte Kohlenhydrate. Daher werden Wälder unter Trockenstress zu Kohlenstoffemittenten. In Tab. 1 sind weitere Einschränkungen beschrieben, zu denen es bei Trockenstress kommt. Detaillierte Informationen zu physiologischen, biochemischen und molekularen Vorgängen in Gehölzpflanzen unter Trockenstress können ANDEREGG et al. (2012), McDOWELL et al. (2008), LAIO et al. (2001), MITCHELL et al. (2013), SEVANTO et al. (2014), BRÉDA et al. (2006), CHOAT et al. (2012), CHOAT (2013) und PORPORATO et al. (2001) entnommen werden.

Schlussendlich kann Trockenstress zu einer letalen Schädigung von Bäumen führen. Die genauen Prozesse, die zum Absterben durch Trockenheit führen, sind jedoch trotz intensiver Forschung im Detail noch weitgehend unbekannt bzw. unverstanden (SEVANTO et al. 2014). Im Rahmen der Kohäsions-Theorie sind drei verschiedene Absterbeprozesse möglich: der **hydraulische Kollaps**, die **Kohlenstoffunterversorgung** oder die **biotische Schädigung** (s. Abb. 1) (McDOWELL et al. 2008).

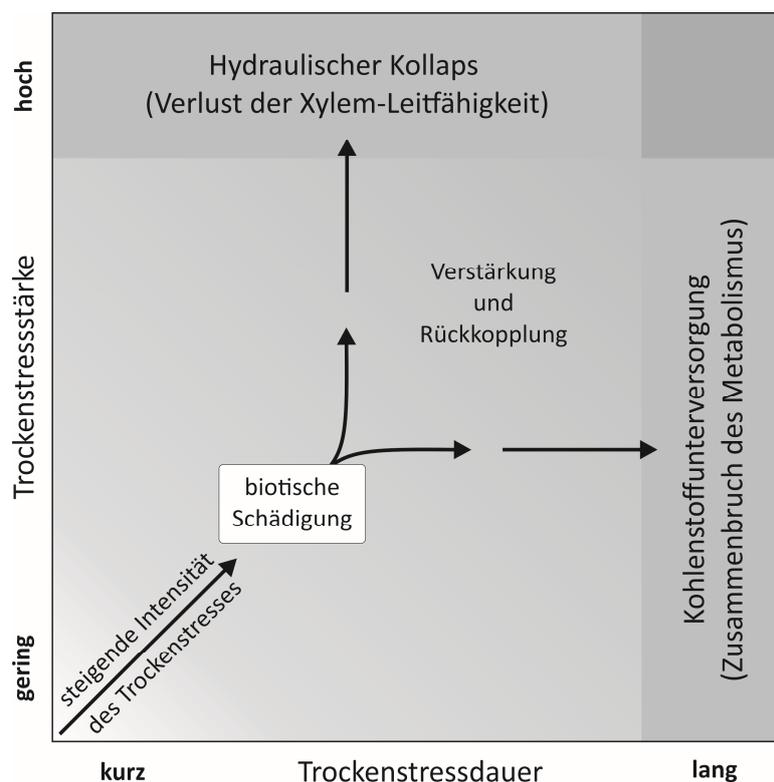


Abb. 1: Theoretische Beziehung zwischen Trockenstressdauer- und -stärke sowie Mechanismen, die zum Absterben von Bäumen führen. Sehr starker Trockenstress führt zum hydraulischen Kollaps im Xylem des Baumes. Lang anhaltender Trockenstress zum Zusammenbruch des Metabolismus nach dem Aufbrauchen der Kohlenstoffreserven. Die Vulnerabilität gegenüber biotischen Schädlingen (Insekten und Pathogene) wird durch vorangegangenen Trockenstress verstärkt. Zugleich steigern Schädlinge die Anfälligkeit gegenüber Trockenstress. Verändert und ergänzt nach McDOWELL et al. (2008).

Beim **hydraulischen Kollaps** reißt die Wassersäule im Stamm-Xylem eines Baumes dauerhaft ab. Es entstehen irreversible Gasembolien im Xylem, Wasser kann nicht länger von den Wurzeln in die Blätter geleitet werden (McDOWELL et al. 2008). Hierzu kommt es, wenn der Bodenwassergehalt (auch über kürzere Zeiträume) extrem tief sinkt und keinerlei Wasser mehr aus dem Boden entnommen werden kann. Da die Transpiration jedoch nicht komplett eingestellt werden kann, verdunstet der Baum zunächst seine Wasserreserven. Ist zu viel Wasser aus dem System entwichen, kommt es zur schrittweisen Kavitation des Xylems und damit zum Verlust der Wasserleitfähigkeit (PORPORATO et al. 2001). Bereits vor der letalen Schädigung des Baumes werden einzelne Xylem-Elemente in Blättern, Wurzeln oder ganzen Ästen entleert und damit vom Wasserstrom getrennt. Mit diesen Maßnahmen reduziert der Baum seine Transpiration und versucht damit den gesamten Organismus zu erhalten.

Zur **Kohlenstoffunterversorgung** kommt es bei länger anhaltender aber weniger starker Trockenheit (McDOWELL et al. 2008). Durch die teilweise Schließung der Stomata ist die Entnahme von Wasser aus dem Boden und die Verdunstung reduziert. Hierdurch wird die Photosyntheseleistung und damit die Kohlenstoffakkumulation eingeschränkt. Der Baum deckt seinen Energiebedarf durch Respiration und veratmet zuvor eingelagerten Kohlenstoff. Die Kohlenstoffbilanz ist negativ, die Pflanze zehrt von ihren Reserven. Sind die Kohlenstoffvorräte aufgebraucht, stellt der Baum seinen Stoffwechsel dauerhaft ein.

Der hydraulische Kollaps und die Kohlenstoffunterversorgung stehen zudem in direktem Zusammenhang mit der Stärke bzw. der Dauer der Trockenheit. Steigt die Intensität (hier definiert als Produkt aus Dauer und Stärke) einer Trockenperiode an, müssen die Bäume zwischen zwei Strategien zur Vermeidung der letalen Schädigung wählen: Geschlossene Stomata führen langfristig zur Kohlenstoffunterversorgung, bei maximal möglicher Transpiration ist rasch der Punkt des hydraulischen Kollaps erreicht (McDOWELL et al. 2008; MITCHELL et al. 2013). **Im Hinblick auf das standörtliche Trockenstressrisiko ist also sowohl die Dauer, als auch die Stärke des Trockenstresses relevant.**

Zusätzlich zum hydraulischen Kollaps und der Kohlenstoffunterversorgung können **biotische Schädigungen** den bereits durch Trockenheit gestressten Organismus treffen: Pilzen, Viren oder Schadinsekten können nur noch geringe Widerstandskräfte entgegengesetzt werden. Zugleich kann eine biotische Schädigung die Anfälligkeit gegenüber Trockenstress steigern. **Abiotische Schädigungen** bei Trockenheit treten in Kombination mit hohen Temperaturen auf: Die Hitze und die fehlende Kühlfunktion der weitgehend eingestellten Transpiration kann zur Zerstörung des Photosyntheseapparates und des Zellgewebes führen (BRÉDA et al. 2006; MITCHELL et al. 2013; PORPORATO et al. 2001).

Neben den direkten Schädigungen, die bis zum Absterben führen, existieren vielfältige verzögerte Effekte durch Trockenheit und Trockenstress: Direkt nach einer Trockenperiode

benötigen Bäume Energie zur Beseitigung von Kavitationen und zur Wiederherstellung verletzter Gewebeelemente. Entsprechend können die Kohlenhydratvorräte zunächst nicht wieder aufgefüllt werden. Daher steigt vor allem im ersten Jahr nach der Schädigung die Vulnerabilität von Waldbeständen gegenüber Zweitschädigungen stark an. Teilweise sterben Bäume direkt in der energieintensiven Blattaustriebsphase ab, da die verbliebenen Kohlenstoffvorräte nicht für das Austreiben und die Aufrechterhaltung des Metabolismus ausreichen (BRÉDA et al. 2006; BRÉDA & BADEAU 2008). Zudem bleibt das Wachstum, in Abhängigkeit von der Intensität des erfahrenen Trockenstresses, über mehrere Jahre hinweg reduziert (NIU et al. 2014). Scheinbar konträr dazu kommt es nach Trockenjahren regelmäßig zu sog. Mastjahren: Es werden überdurchschnittlich viele Samen- und Fruchtkörper angelegt. Dieser Effekt wird als Maßnahme zur Arterhaltung gedeutet (EICHORN et al. 2008).

Verfahren zur Bestimmung der Wasserversorgung von Waldbeständen

Die Kohäsions-Theorie und empirisch ermittelte Zusammenhänge zwischen Trockenstress, Transpiration und Bodenwassergehalt erlauben es, Verfahren zur Bestimmung der Wasserversorgung von Waldbeständen zu entwickeln.

In den Vorgaben zur Standortskartierung der deutschen Forstverwaltungen sind Verfahren zur Wasserhaushaltsansprache verankert, mit denen eine grundsätzliche Einschätzung der Trockenstressgefährdung möglich ist (ARBEITSKREIS STANDORTSKARTIERUNG 2003). Die nutzbare Wasserspeicherkapazität, die durchschnittliche Niederschlagssumme und –verteilung sowie die mittlere Globalstrahlungssumme und Temperatur werden zu Wasserhaushaltsstufen verknüpft. Diese geben klassiert die durchschnittliche Wassermenge an, die Waldbäumen am Standort zur Verfügung steht (SCHULTZE et al. 2005). Vor dem Hintergrund des Klimawandels sind die auf starren Klimakennwerten beruhenden Wasserhaushaltsstufen jedoch zu unflexibel, um ein geeignetes Werkzeug für die Waldplanung zu sein (SCHULTZE et al. 2005). Für die Abschätzung zukünftiger Trockenheits- und Trockenstressbedingungen sind vielmehr deterministische, szenariofähige Modellsysteme notwendig, mit denen der Bodenwasserhaushalt in seinen wichtigsten Komponenten simuliert werden kann (GAUER et al. 2011).

Mit BROOK90 (HAMMEL & KENNEL 2001), WAWAHAMO (ZIERL 2001), HyMo (RÖTZER et al. 2004), WHSIM (LUKES 2005) und BILJOU (GRANIER et al. 1999) liegen entsprechende Bodenwasserhaushaltsmodelle für Waldbestände und –böden vor. Darüber hinaus existiert eine große Anzahl weiterer Modellsysteme, mit denen der Bodenwasserhaushalt von Standorten, Einzugsgebieten und auf großräumiger Ebene berechnet werden kann (vgl. z. B. DISSE 1995, MENZEL 1999, SCHULLA 1997). Alle genannten Modelle simulieren den Bodenwasserhaushalt auf Basis des Systems Boden – Vegetation – Atmosphäre in unterschiedlicher Komplexität. Fast alle Modelle liegen auch als GIS-Umsetzungen vor und erlauben damit im Grundsatz flächenhaft-differenzierte Aussagen.

Unabhängig vom Bodenwasserhaushaltsmodell sind Kennwerte notwendig, die mit der Wasserversorgung der Bäume, dem Einsetzen des Trockenstresses und der Trockenstressintensität verknüpft werden können. Diese sollen physikalisch begründet, mit geringem Aufwand messbar sowie mit Bodenwasserhaushaltsmodellen modellierbar sein. In verschiedenen Studien werden folgende Kenngrößen verwendet:

1. Pflanzenwasserpotential (Dämmerungspotential):

Wasserpotential der Pflanze vor Sonnenaufgang als Maß für das im Boden zur Verfügung stehende Wasser.

(AHRENDTS et al. 2009; CHRISTMANN et al. 2007)

2. Relativer Bodenwassergehalt (BWG_{rel}):

Verhältnis von aktuellem Bodenwassergehalt (BWG_{akt}) zur effektiv nutzbaren Feldkapazität (nFK_{eff}).

(BAUWE et al. 2012; BLACK 1979; BRÉDA et al. 2006; DUNIN & ASTON 1984; GRANIER 1987; GRANIER et al. 1999; GRANIER et al. 2007; KÖSTNER & CLAUSNITZER 2011; PETERS et al. 2011; SCHWÄRZEL et al. 2009a; SCHWÄRZEL et al. 2011)

3. Transpirationsindex (TP_{Index}):

Verhältnis von aktueller Evapotranspiration (ET_{akt}) zu maximaler landnutzungsabhängiger Evapotranspiration (ET_{max}).

(BALÁŽ et al. 2009; HAMMEL & KENNEL 2001; MÜLLER 2007; PETERS et al. 2011; SCHWÄRZEL et al. 2009a; SCHWÄRZEL et al. 2011; SUTMÖLLER et al. 2009; WELLPOTT et al. 2005; ZIERL 2001; ZIERL 2004; ZIERL et al. 2007)

4. Transpirationsdifferenz (TP_{Diff}):

Differenz zwischen maximaler landnutzungsabhängiger Evapotranspiration ET_{max} und aktueller Evapotranspiration ET_{akt}.

(FALK & DIETZ 2009; KÖLLING et al. 2008; PETERS et al. 2011; SCHULTZE et al. 2005; SCHWÄRZEL et al. 2009a)

Die vor dem Sonnenaufgang gemessene Wasserspannung des Bodens gibt den durch nächtlichen Potentialausgleich zwischen Pflanze und Boden eingestellten maximalen **Pflanzenwasserpotentialwert** wieder (SPERRY et al. 2002). Dieser steht für die aktuell pflanzenverfügbare Wassermenge im Wurzelraum und den Druck, der zur Entnahme des noch vorhandenen Bodenwassers aufgebracht werden muss. Das Pflanzenwasserpotential wird in Bezug zum Potentialwert gesetzt, bei dem es in den Xylem-Leitbahnen der Bäume zum Leitfähigkeitsverlust kommt. Nach einer Zusammenstellung von AHRENDTS et al. (2009) liegen eine Reihe von Schwellenwerten für verschiedene Baumarten vor. Für die Anwendung des Verfahrens muss die Wasserspannung im Boden gemessen oder berechnet werden. Die Regionalisierung

des Verfahrens ist daher nur unter hohem Aufwand und auf Grundlage umfangreicher Eingangsdaten möglich.

Das Verfahren **relativer Bodenwassergehalt (BWG_{rel})** beschreibt, ähnlich wie der vorangegangenen erläuterte Kennwert, wie stark der Boden ausgetrocknet ist. An Stelle der nur mit hohem Aufwand mess- oder berechenbaren Potentialdrücke wird hier aber der mit empirischen Modellen leichter bestimmbare Bodenwassergehalt verwendet. Auf Grundlage der Kohäsions-Theorie kann ein Schwellenwert des relativen Bodenwassergehaltes ermittelt werden, bei dem die Transpirationsreduktion einsetzt. Die Dauer und Stärke der Unterschreitung des Schwellenwertes erlaubt die Ermittlung der Trockenstressintensität. Differenzierte Aussagen zu einzelnen Baumarten sind über die Ermittlung expliziter Schwellenwerte möglich.

Die Bewertungsmethoden **Transpirationsindex (TP_{Index})** und **Transpirationsdifferenz (TP_{Diff})** beschreiben die Reduzierung der Verdunstung, setzen also „am anderen Ende“ des Kontinuums Boden – Pflanze – Atmosphäre an. Damit haben diese beiden Bewertungsansätze einen direkten pflanzenphysiologischen Bezug: Die geringe Wasserverfügbarkeit führt zur Einschränkung der Transpiration (s. o.). Diese ist direkt mess- oder berechenbar als Abfall der aktuellen Evapotranspiration gegenüber der maximal möglichen Evapotranspiration. Dabei beschreibt TP_{Index} als Quotient die relative Abnahme der Verdunstung und ist ein über Standort- und Klimagrenzen hinweg vergleichbarer Kennwert. Die mit dem Kennwert TP_{Diff} angegebene direkte Differenz zwischen möglicher und tatsächlicher Verdunstung erlaubt hingegen nur zeitliche Vergleiche an einem Standort oder zwischen Standorten mit vergleichbaren klimatischen Verhältnissen. Der Vorteil dieses Verfahrens besteht in der Möglichkeit direkt abzulesen, welche Wassermenge den Waldbäumen bis zur optimalen Wasserversorgung fehlt.

1.3 Flächenhaft-differenzierte Modellierung des standörtlichen Trockenstressrisikos – Ziele der Arbeit und Übersicht zum Vorgehen

Vor dem Hintergrund des zuvor dargelegten Forschungsstandes ist das übergeordnete Ziel dieser Arbeit die Bestimmung und Charakterisierung des standörtlichen Trockenstressrisikos in den Wäldern der Nordwestschweiz. Hierzu wird beispielhaft das standörtliche Trockenstressrisiko für die Waldflächen der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt modelliert. Zum Erreichen dieses Zieles muss ein räumlich hochauflösendes, szenariofähiges Modellsystem entwickelt werden. Mit diesem können Aussagen zum aktuellen und, auf der Basis von Klimaprognosemodellen, zum zukünftigen Trockenstressrisiko getroffen werden. Für die Erstellung eines solchen Modelles sind eine Reihe von Kernfragen zu beantworten:

- Das standörtliche Trockenstressrisiko soll auf Grundlage eines szenariofähigen Bodenwasserhaushaltsmodelles bestimmt werden. Wie muss ein solches Modell strukturiert sein damit aus ihm das standörtliche Trockenstressrisiko abgeleitet werden kann?
- Welche Indikatoren können auf Grundlage eines Bodenwasserhaushaltsmodells zur Bestimmung der Trockenstressintensität herangezogen werden?
- Welche Komplexität im Bodenwasserhaushaltsmodell und der Modellierung des Trockenstressrisikos kann auf Grundlage der zeitlichen Granularität und räumlichen Auflösung der vorliegenden Eingangsdaten erreicht werden?
- Mit welchen Methoden können die vorliegenden meteorologischen und klimatologischen Daten einzelner Messstationen regionalisiert werden?
- Welche klimatischen Kennwerte und meteorologischen Ereignisse sind relevant für die Bestimmung des standörtlichen Trockenstressrisikos?
- Beobachtungen im Untersuchungsgebiet zeigen, dass Waldbäume an gesteinsgeprägten, flachgründigen Standorten über Kalk entlang von Klüften und Spalten in die Kalksteinverwitterungsschicht hinein wurzeln. Bäume überstehen an diesen Standorten Trockenperioden besser als es bei alleiniger Berücksichtigung des Bodenwasserspeichers möglich erscheint. Daher ist davon auszugehen, dass Kalksteinverwitterungsschichten ein zusätzliches Wasserangebot für Waldbäume darstellen. Wie kann die Höhe des Wasserspeichers in diesem noch wenig untersuchten Bereich unterhalb des Bodens abgeschätzt und in der Modellierung des Trockenstressrisikos berücksichtigt werden?
- Wie kann das standörtliche Trockenstressrisiko für prognostizierte klimatische Bedingungen in der Zukunft bestimmt und mit dem aktuellen standörtlichen Trockenstressrisiko verglichen werden?

- Sind absolute, direkt mit anderen Regionen vergleichbare Aussagen zur Höhe des standörtlichen Trockenstressrisikos möglich?
- Wie kann das Modellierungsergebnis validiert werden und welche Empfehlungen für die Forstwirtschaft sind auf Grundlage der Ergebnisse möglich?

Aus diesen Fragen ergibt sich für die Arbeit folgendes Vorgehen:

1. Sichtung und Regionalisierung der meteorologischen und klimatologischen Kennwerte des Untersuchungsgebietes.
 - Festlegen der Beobachtungs- bzw. Modellierungszeiträume sowie der zeitlichen Granularität der Modellierung.
 - Regionalisierung der für die Modellierung des Bodenwasserhaushalts notwendigen meteorologischen Kenngrößen Niederschlag und Temperatur.
 - Flächenhaft-differenzierte Modellierung der maximal möglichen landnutzungsabhängigen Evapotranspiration als Eingangsdatum für das Bodenwasserhaushaltsmodell.
2. Entwicklung eines einfachen Bodenwasserhaushaltsmodells (einschichtiges Speichermodell) für die flächenhaft-differenzierte Modellierung des Bodenwasserhaushaltes als Grundlage für die Abschätzung des standörtlichen Trockenstressrisikos.
3. Untersuchung der klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet unter dem Fokus des standörtlichen Trockenstressrisikos: Historische und prognostizierte Entwicklung des Klimas und Bedeutung von Extremereignissen.
4. Ermittlung des pflanzenverfügbaren Wasserspeichers in Kalksteinverwitterungsschichten des Untersuchungsgebietes und Berücksichtigung der Ergebnisse in der Bodenwasserhaushaltsmodellierung.
5. Flächenhafte Modellierung des Bodenwasserhaushalts für den Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 und prognostizierte zukünftige klimatische Bedingungen (Perioden 2020 bis 2049, 2045 bis 2074 und 2070 bis 2099, vgl. APPENZELLER (2011)).
6. Berechnung von Trockenstressindices aus den Ergebnissen der Bodenwasserhaushaltsmodellierung.
7. Ableitung von Trockenstressrisikostufen auf Basis der Trockenstressindices.
8. Überprüfung und Bewertung des modellierten Trockenstressrisikos anhand im Gelände erhobener Kennwerte.

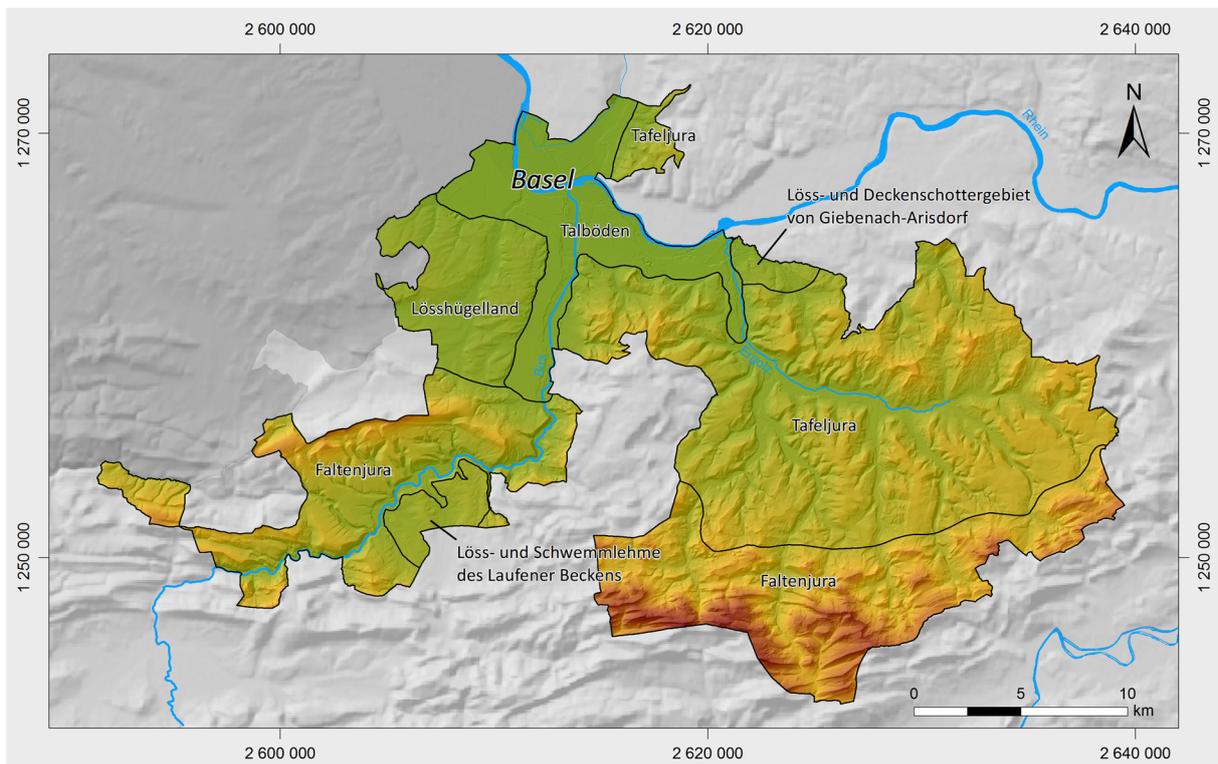
1.4 Charakterisierung des Untersuchungsgebietes

Die im Nordwesten der Schweiz liegenden Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt umfassen ein Gebiet von 555 km² von dem ca. 37 % (204 km²) von Wäldern bedeckt ist. In der Region Basel treffen mehrere geotektonische Großeinheiten aufeinander: Der aus mesozoischen Sedimenten aufgebaute *Falten- und Tafeljura*, der mit tertiären Sedimenten aufgefüllte *Oberreingraben* mit im Quartär entstandenen Schotterebenen und Lösshügelländern sowie das nördlich des Untersuchungsgebietes gelegene *Schwarzwaldmassiv*.

Das Untersuchungsgebiet selbst lässt sich in die naturräumlichen Teilräume *Faltenjura*, *Tafeljura* und *Talböden* sowie in die *lössgeprägten Gebiete* gliedern. Die letztgenannten Gebiete umfassen das *Sundgauer Lösshügelland*, die *Lösse- und Schwemmlerme des Laufener Beckens* sowie das *Löss- und Deckenschottergebiet von Giebenach-Arisdorf* (s. Karte 1). Die geologischen Grundlagen, die quartäre Überprägung sowie das Relief und die klimatischen Verhältnisse ergeben für die Teilräume typische Muster der Boden- und Pflanzengesellschaften sowie der Landnutzungsformen. Sie begründen auch die Verteilung der Wald- und Offenlandflächen im Untersuchungsgebiet (MOSIMANN 1985; VAVRUCH 1985).

Die mesozoischen Gesteinsserien des *Tafel- und Faltenjura* sind aus verschiedenen Kalken, (Kalk-)mergeln, Mergeln und Tonmergeln in Wechsellagerung aufgebaut. Innerhalb des Untersuchungsgebietes kommt es in den insgesamt 1000 bis 1500 m mächtigen mesozoischen Schichten zu z. T. erheblichen Faziesunterschieden: Gesteine gleichen Alters weisen wegen verschiedener Ablagerungsbedingungen zur Zeit ihrer Entstehung regional variierende Zusammensetzungen auf (LABHART 2009; WALTHERT et al. 2004).

Der *Tafeljura* ist ein aus Bruchschollen aufgebautes Schichtstufenland, dessen Entstehung mit der beginnenden Absenkung des Rheingrabens in Zusammenhang steht. Die Brüche wurden vor ca. 37 bis 23 Mio. Jahren (Oligozän) angelegt und reichen von den mesozoischen Schichten bis in das kristalline Grundgebirge hinab. Das Gebiet weist eine weitgehend ungestörte Lagerung der geologischen Schichten auf und liegt mit einer Höhererstreckung von etwa 250 bis 750 m ü. M. in der kollinen und submontanen Höhenstufe. Die Deckbildner der zergliederten und leicht nach Süden einfallenden Tafeln sind harte Kalke. Durch die Verkippung werden die anstehenden Schichten gegen Norden hin älter. Die Täler werden durch steile Hänge von den Hochflächen abgegrenzt, die durch rückschreitende Erosion in einzelne Tafeln aufgelöst sind. An ihren Rändern bilden mächtige Kalksteinpakete markante Felsbänder aus, die sogenannten Fluhen (LABHART 2009; SCHMASSMANN 1960).



Übersicht zur naturräumlichen Gliederung des Untersuchungsgebietes

Höhenlage [m]

240  1170

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.

Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
Physische Geographie
und Landschaftsökologie



1 | 1
1 0 | 2
1 0 0 | 4

Leibniz
Universität
Hannover

Karte 1: Übersicht zur naturräumlichen Gliederung des Untersuchungsgebietes.

Die Falten- und Überschiebungszone des *Faltenjura* reicht im Untersuchungsgebiet in Höhenlagen von ca. 500 m bis 1200 m. Die Auffaltung des Juragebirges vor ca. 10 Mio. Jahren (Oligozän) steht in direktem Zusammenhang mit der letzten Phase der Alpenauffaltung. Im Untersuchungsgebiet bildeten sich steile Antiklinalrücken und synklinal angelegte Täler aus. Durch tektonische Brüche angelegte Quertäler, sog. Klusen, durchbrechen die von Südwest nach Nordost verlaufenden Ketten. Die Falten gehen in einer bis zu 5 km breiten, von einem kuppigen Relief geprägten, Überschiebungszone in den Tafeljura über. Im Landschaftsbild des Faltenjura dominiert der Kalkstein, welcher markante Scheitel- und Kammbereiche ausbildet. Weichere Gesteine sind unter der Vegetation verborgen und liegen in den gering geneigten Hang- und Talbereichen (LABHART 2009; SCHMASSMANN 1960).

Im Tafel- und Faltenjura bilden verschiedene unter periglazialen Einfluss entstandene Deckschichten und Decklehme die dominierenden Ausgangssubstrate der Bodenbildung. Lediglich Relieflagen, in denen keine Ab- und Umlagerung von Verwitterungsmaterial stattgefunden hat, weisen Bodenentwicklungen im anstehenden Gestein auf. In Hanglagen überdecken in der Regel umgelagerte, mehrere Dezimeter mächtige Deckschichten aus

Kalkschutten mit eingearbeitetem Feinmaterial das Ausgangsgestein. Als Bildungsprozesse wirkten Solifluktion, gravitative und fluviatile Umlagerung sowie die Einwehung von Lössen. Entsprechend vielfältig sind die Deckschichten aufgebaut und weisen variierende Anteile von Fein- und Grobmaterial auf. Den Hochflächen des Tafeljuras liegen inselartig erhaltene Decklehme mit vielfältigen Entstehungsgeschichten und Zusammensetzungen auf. Verwitterungslehme mit hohen Schluffanteilen deuten auf Löss- und Flugsandeinträge hin, an manchen Standorten belegen eingearbeitete Gerölle eine Entstehung aus Riss-Kaltzeitlichen Grundmoränen. Damit ergibt sich im Tafel- und Faltenjura ein wesentlich vielfältigeres und reicher gegliedertes Mosaik von Ausgangssubstraten als es durch den geologischen Untergrund vorbestimmt ist. Daraus abgeleitet variieren die Waldbodeneigenschaften z. T. sehr kleinräumig in einem breiten Spektrum: Neben flachgründigen, gesteinsbestimmten Böden über Kalk und Kalkmergel kommen in Verwitterungslehmen entstandene Böden mit hohen Wasserspeicherkapazitäten vor. In den Hangfußbereichen bildeten sich z. T. zu Vernässung neigende Böden (MOSIMANN 2011; VAVRUCH 1985; WALTHERT et al. 2004). Daneben existieren vielfältige Übergangsformen. Kombiniert mit den Hangneigungs- und Expositionsunterschieden und der Höhenstreckung von der kollinen bis in die montane Stufe ergibt sich für den Tafel- und Faltenjura ein vielfältiges Muster wechselnder Standortbedingungen, welches sich auch in den Pflanzengesellschaften widerspiegelt. Charakteristisch sind Buchenwälder verschiedener Ausprägung. In den hohen Lagen des Faltenjura geht der Buchenwald in einen Tannen-Buchenwald über. Auf flachgründigen Böden mischen sich Waldföhren bei, feuchte bis nasse Standorte sind von Eschen- und Erlenmischwäldern geprägt (BURNARD & HASSPACHER 1999).

Im Tafeljura stocken die Wälder vor allem an steilen Hängen sowie über den flachgründigen Kalkgesteinsböden der Hochflächen. Liegen den Tafeln mächtige Decklehme auf, werden diese häufig landwirtschaftlich genutzt. Es ergibt sich im Tafeljura ein Waldflächenanteil von etwa 40 %. Die Hänge des Faltenjuras sind zum Großteil mit Wäldern bedeckt, in den von weichen Gesteinen gebildeten Synklinalmulden herrscht Wiesen- und Weidenutzung vor. Im Untersuchungsgebiet ist etwa die Hälfte des Faltenjuras von Wäldern bedeckt (SCHMASSMANN 1960).

Im Norden des Untersuchungsgebietes liegen im Übergang vom Rheingraben in den Tafeljura die Ausläufer des *Sundgauer Lösshügellandes*. Den Untergrund dieses Gebietes bilden mächtige tertiäre Sedimente sowie in den älteren Eiszeiten großflächig abgelagerte Schotter. Darüber liegen im Riss und Würm eingewehte Lössdecken mit Mächtigkeiten von 2 bis 10 m (BONO 1985). Die unter periglazialen Bedingungen aus den Lockersedimenten geformten niedrigen Hügel und flachen Muldentäler weisen nur geringe bis mittlere Hangneigungen auf. Auch im *Laufener Becken* wurden, im Lee des Blauen-Höhenzuges, Löss abgelagert. In Teilbereichen des Beckens liegt der Löss direkt über Kalken, hier finden sich Formen des

bedeckten Karstes. Darüber hinaus ist das flachhügelige *Laufener Becken* mit quartär entstandenen Schwemmlernen ausgekleidet. Die zumeist tiefgründig entkalkten Böden werden zum Großteil landwirtschaftlich genutzt. Als dritte von Lössinwehungen geprägte Region ist das *Löss- und Deckenschottergebiet von Arisdorf-Giebenach* zu nennen. Hier liegen unter den Lössen in mehreren Phasen abgelagerte Deckenschotter.

In den verwitterten Lössen und fluviatil umgelagerten Schwemmlössen der drei zuvor genannten *lössgeprägten Gebieten* entwickelten sich weitgehend skelettfreie, tiefgründige Böden mit hohen Wasserspeicherfähigkeiten (> 160 mm bis 100 cm Tiefe) (MOSIMANN 2011). In oft vorliegenden Pseudogley-Parabraunerden reduzieren durch Tonverlagerung entstandene Staukörper das Wasserspeichervermögen. Die fruchtbaren Böden dieser Teilräume werden zum größten Teil landwirtschaftlich genutzt, ca. 19 % sind (z. T. historisch bedingt) mit ertragreichen Buchen- und Eschenmischwäldern bestanden (BONO 1985; BURNARD & HASSPACHER 1999).

Die *Talböden* gliedern sich in die Schotterebenen des Rhein-, Birs-, und Ergolztals. Im Rheintal lagern jung-quartäre Kalk-Silikat-Schotter, in den Juratälern reine Kalk-Schotter (LABHART 2009; SCHMASSMANN 1960). Viele Böden in den Talebenen sind durch frühere Nutzungen stark verändert. Außerdem weichen sie in ihrer Feinbodenzusammensetzung stark von den Böden in den anderen Teilräumen des Untersuchungsgebietes ab: Während im Tafel- und Faltenjura sowie in den lössgeprägten Gebieten *Ton- und Schlufflehme* vorherrschen, dominieren in den Talböden fluviatil angelagerte *sandige Lehme*.

Das gesamte Gebiet der *Talböden* dient als Wirtschaftsraum und wird von Siedlungen (insbesondere Stadt und Agglomeration Basel), landwirtschaftlichen Nutzflächen und Verkehrswegen eingenommen (MOSIMANN 2011). Wälder kommen mit einem Flächenanteil von ca. 7 % nur untergeordnet vor.

2 Methodisches Vorgehen und Datengrundlage

2.1 Konzeptioneller Aufbau der Arbeit

Im Zentrum dieser Arbeit steht das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz. Nach der theoretischen Auseinandersetzung mit dem Phänomen Trockenstress in Kapitel 1 folgt die Modellierung des standörtlichen Trockenstressrisikos am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt. Das dafür notwendige methodische Vorgehen ist in Abb. 2 dargestellt. Bestandteil der Arbeit sind außerdem Analysen zu Extremereignissen und zur klimatischen Entwicklung im Untersuchungsgebiet (Kapitel 4). Diese bilden einen wichtigen Rahmen zur Bestimmung des standörtlichen Trockenstressrisikos. Auch die Untersuchung von Kalksteinverwitterungsschichten und die Bestimmung ihrer Bedeutung für die Wasserversorgung von Waldbäumen in Trockenperioden ist Teil der Arbeit (Kapitel 5). Die Ergebnisse werden in der Modellierung des standörtlichen Trockenstressrisikos (Kapitel 6 und 7) berücksichtigt. Den Abschluss der Arbeit bildet die Interpretation und Diskussion der Ergebnisse (Kapitel 8).

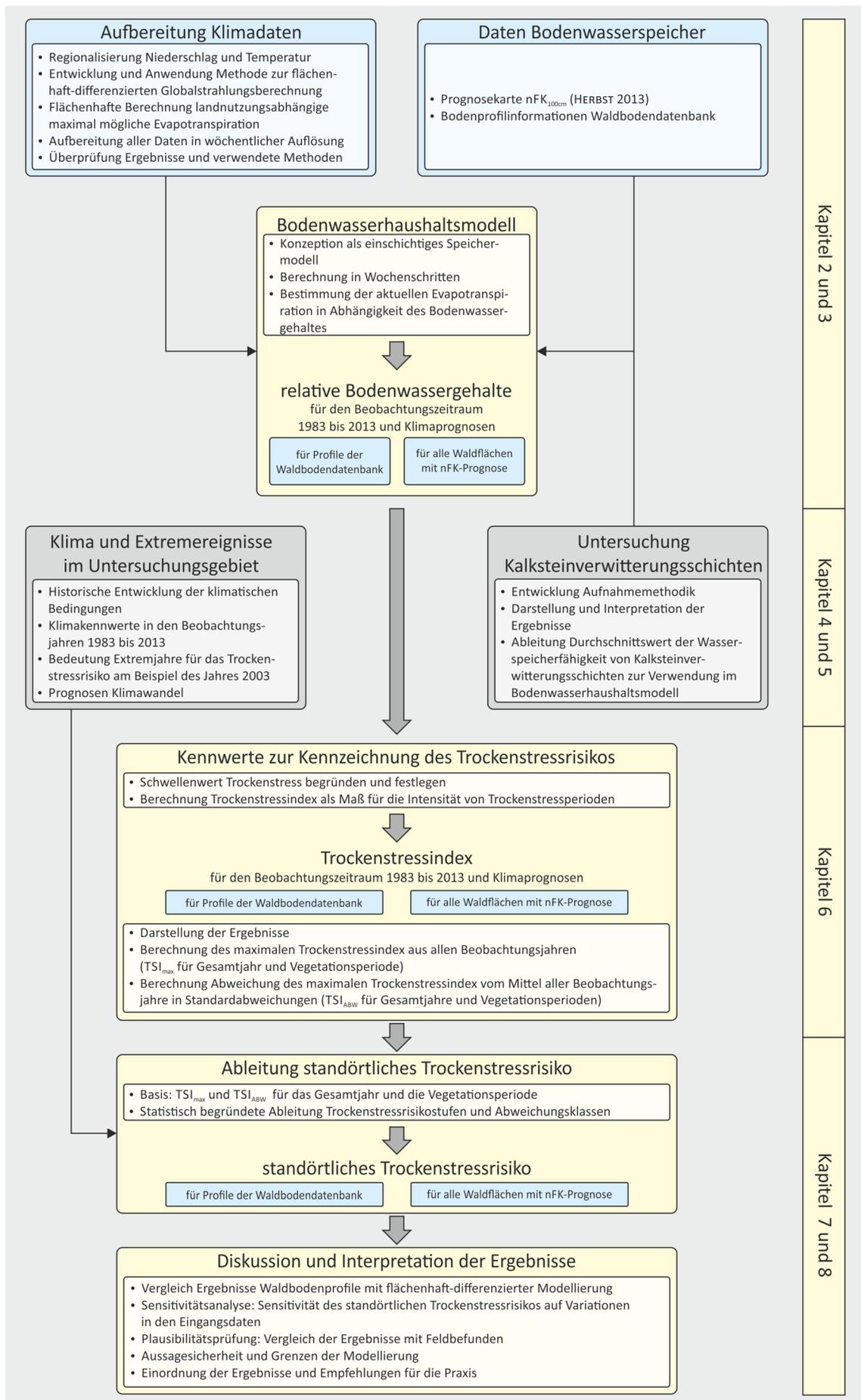


Abb. 2: Methodischer Aufbau der Arbeit.

2.2 Datengrundlage

2.2.1 Meteorologische und klimatologische Daten

Die klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet werden durch Wetterstationen des amtlichen Schweizer Wetterdienstes MeteoSchweiz erfasst. An den Stationen Rünenberg und Basel-Binningen werden eine Vielzahl meteorologischer Kenngrößen automatisiert gemessen. Zusätzlich wird an 18 weiteren für das Untersuchungsgebiet relevanten Stationen der Niederschlag erfasst. Niederschlagssummen in täglicher Auflösung werden in dieser Arbeit von den in Tab. 2 angegebenen Stationen und Zeiträumen genutzt. Zusätzlich stehen Normwerte für die Perioden 1961 bis 1990 und 1981 bis 2010 zur Verfügung.

Tab. 2: Übersicht über die verwendeten Niederschlagsmessstationen. Mit Angaben zur Lage, Höhenlage und verwendeten Messzeiträumen. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Station	Kanton	Koordinaten (Rechts- / Hochwert)	Höhenlage [m ü. M.]	Messzeitraum
Arisdorf	Basel-Landschaft	2 625 310 / 1 261 860	480	01.01.1983 – 31.12.2013
Barmelweid	Solothurn	2 640 160 / 1 252 380	770	01.01.1983 – 01.05.2004 31.05.2004 – 31.12.2013
Basel-Binningen	Basel-Landschaft	2 610 911 / 1 265 600	316	01.01.1983 – 31.12.2013
Delémont	Jura	2 593 269 / 1 244 543	439	01.01.1983 – 31.12.2013
Eptingen	Basel-Landschaft	2 628 720 / 1 248 410	565	01.01.1983 – 31.12.2013
Gempfen	Solothurn	2 616 260 / 1 260 400	585	01.01.1983 – 31.12.2013
Gösgen	Solothurn	2 640 417 / 1 245 937	380	24.10.1988 – 14.11.1988 01.12.1988 – 31.12.2012
Lampenberg	Basel-Landschaft	2 624 200 / 1 252 640	540	01.01.1983 – 29.06.1995
Langenbruck	Basel-Landschaft	2 624 495 / 1 244 345	736	01.01.1983 – 30.05.2004 31.12.2004 – 31.12.2013
Laufen	Basel-Landschaft	2 604 455 / 1 251 915	357	01.06.1987 – 31.12.2013
Löwenburg	Jura	2 587 680 / 1 251 985	738	01.01.1983 – 30.07.2005 31.10.2005 – 31.12.2013
Mervelier	Jura	2 604 610 / 1 243 670	556	01.01.1983 – 30.05.2012 01.09.2012 – 31.12.2013
Möhlin	Aargau	2 631 900 / 1 269 055	341	01.01.1983 – 31.12.2013
Reigoldswil	Basel-Landschaft	2 617 710 / 1 249 820	595	01.01.1983 – 31.12.2013
Riehen	Basel-Stadt	2 613 930 / 1 269 300	260	01.09.1995 – 31.12.2013
Rünenberg	Basel-Landschaft	2 633 246 / 1 253 845	611	01.01.1983 – 31.12.2013
Sissach	Basel-Landschaft	2 627 530 / 1 257 100	380	01.01.1983 – 30.12.1986 31.05.1995 – 31.12.2013
Wittnau	Aargau	2 639 960 / 1 259 015	462	01.01.1983 – 29.06.2007 01.09.2007 – 31.12.2013
Waldenburg	Basel-Landschaft	2 623 380 / 1 248 275	525	01.01.1983 – 29.06.2003
Waldweide	Basel-Landschaft	2 621 375 / 1 247 325	1014	01.01.1983 – 29.04.1993 01.08.1994 – 29.09.2003

Neben Niederschlagswerten werden für diese Arbeit zur Regionalisierung der Globalstrahlung und Modellierung der Evapotranspiration die meteorologischen Kenngrößen Temperatur, Sonnenscheindauer und Globalstrahlung verwendet. Die verwendeten Daten werden an den Stationen Basel-Binningen und Rünenberg erfasst (s. Tab. 3).

Zur Beschreibung der klimatologischen Entwicklung im Untersuchungsgebiet werden Niederschlags- und Temperaturdaten der „homogenisierten Reihe“ der Station Basel-Binningen verwendet (s. Tab. 3). Die Homogenisierung beseitigt systematische Fehler bzw. künstliche Unregelmäßigkeiten die aus Standortwechseln und den Austausch von Messgeräten resultieren (BEGERT et al. 2005). Die so korrigierte Messreihe gibt die tatsächliche Entwicklung von Temperatur und Niederschlag wieder (BADER & BANTLE 2004).

Tab. 3: Übersicht über verwendete meteorologische Kenngrößen der Wetterstationen Basel-Binningen und Rünenberg.
Mit Angaben zur Lage, Höhenlage, Messzeiträumen und Granularität. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Station	Meteorologische Kenngröße und Zeitraum	Granularität
Basel-Binningen 316 m ü. M. Kanton Basel-Landschaft 2 610 911 / 1 265 600	Tagesmittel der Lufttemperatur 2 m über Boden [°C] 01.01.1983 – 31.12.2013; Normwerte (1961 – 1990 und 1981 – 2010)	Tag
	Sonnenscheindauer [h] 01.01.1983 – 31.12.2013	Tag
	Tagesmittel der Globalstrahlung [W/m ²] 01.01.1983 – 31.12.2013	Tag
	Tagesmittel der Lufttemperatur 2 m über Boden [°C] Homogenisierte Reihe 01.01.1864 – 31.12.2013	Tag / Monat / Jahr
	Niederschlagssumme [mm] Homogenisierte Reihe 01.01.1864 – 31.12.2013	Tag / Monat / Jahr
	Minimum der Lufttemperatur 2 m über Boden [°C] 01.01.1983 – 31.12.2013	Tag
Rünenberg 611 m ü. M. Kanton Basel-Landschaft 2 633 246 / 1 253 845	Tagesmittel der Lufttemperatur 2 m über Boden [°C] 01.01.1983 – 31.12.2013; Normwerte (1961 – 1990 und 1981 – 2010)	Tag
	Sonnenscheindauer [h] 01.01.1983 – 31.12.2013	Tag
	Tagesmittel der Globalstrahlung [W/m ²] 01.01.1983 – 31.12.2013	Tag
	Minimum der Lufttemperatur 2 m über Boden [°C] 01.01.1983 – 31.12.2013	Tag

Zur Überprüfung des Modells zur Fraktionierung der Globalstrahlung in die diffuse und direkte Himmelsstrahlung nach REINDL et al. (1990) wurden entsprechende Messdaten der Stationen Gösigen, St. Chrischona und Würenlingen verwendet. Die Messzeitreihen und Kennwerte zu den Stationen können Tab. 4 entnommen werden.

Tab. 4: Übersicht über die verwendeten Wetterstationen für die Kenngrößen diffuse Himmelsstrahlung und Globalstrahlung. Mit Angaben zur Lage, Höhenlage, Messzeiträumen und Granularität. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Station	Meteorologische Kenngröße und Zeitraum	Granularität
Gösgen 380 m ü. M. Kanton Solothurn 2 640 417 / 1 245 937	Stundenmittel der diffusen Himmelsstrahlung [W/m ²] 01.11.2010 bis 31.12.2013	Stunde
	Stundenmittel der Globalstrahlung [W/m ²] 01.11.2010 bis 31.12.2013	Stunde
St. Chrischona 493 m ü. M. Kanton Basel-Stadt 2 618 695 / 1 269 036	Stundenmittel der diffusen Himmelsstrahlung [W/m ²] 21.02.2011 bis 31.12.2013	Stunde
	Stundenmittel der Globalstrahlung [W/m ²] 21.02.2011 bis 31.12.2013	Stunde
Würenlingen 334 m ü. M. Kanton Aargau 2 659 640 / 1 265 600	Stundenmittel der diffusen Himmelsstrahlung [W/m ²] 27.07.2011 bis 31.12.2013	Stunde
	Stundenmittel der Globalstrahlung [W/m ²] 27.07.2011 bis 31.12.2013	Stunde

Zur Modellierung zukünftiger klimatischer Bedingungen liegen umfangreiche Daten aus dem Projekt „Swiss Climate Change Scenario CH2011“ vor (APPENZELLER 2011). In dieser Arbeit werden die Klimaprognosen von zehn verschiedenen Modellläufen für die Zeiträume 2020 – 2049, 2045 – 2074 und 2070 – 2099 genutzt. Den Modellierungen liegt das Emissionsszenario A1B des IPCC zu Grunde. Demnach werden ab Mitte des 21. Jahrhunderts die Treibhausgasemissionen reduziert. Für die Modellläufe werden verschiedene globale und regionale Klimamodelle kombiniert (s. Kapitel 4.3 und Abb. A-1 im Anhang) (NAKIĆENVIĆ 2000, APPENZELLER 2011).

Die insgesamt zehn Modellläufe decken durch die Kombination verschiedener Klimamodelle eine große Spannweite der möglichen Entwicklungen innerhalb des IPCC-Szenarios A1B ab. Es liegen für jeden Modelllauf Skalierungsfaktoren für Niederschlags- und Temperaturwerte in täglicher Auflösung für die in Tab. 2 und Tab. 3 aufgelisteten Messstationen vor. Mit diesen werden, ausgehend von den klimatischen Bedingungen der Periode 1980 bis 2009, die täglichen Temperaturen und Niederschlagsmengen der prognostizierten klimatischen Bedingungen berechnet.

2.2.2 Geodaten

Für die Modellierungen in dieser Arbeit stehen die in Tab. 5 aufgeführten Geodaten zur Verfügung. Als Polygon-Vektordaten aufgeführte Geodaten werden für die Modellierung in Rasterformate mit einer Laufweite von 10 m umgewandelt.

Tab. 5: Übersicht über die in der Arbeit verwendeten Geodaten.

Daten	Format	Anmerkungen und Referenz
Digitales Geländemodell	Raster (10 x 10 m)	Aus dem <i>DTM-AV 2 m</i> interpoliertes Rastermodell (KANTON BASEL-LANDSCHAFT: AMT FÜR GEOINFORMATION, 2010)
Geologische Karten	Vektor (Polygon)	Kartenblätter Basel, Rodersdorf, Arlesheim, Delémont, Passwang (1 : 25 000) und Zentr. Nordschweiz (1 : 100 000) (SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION, DIV. JAHRE)
Topographische Karten	Georeferenzierte TIFF	Kartenblätter Aarau, Arlesheim, Basel, Delémont, Frick, Hauenstein, Rodersdorf, Passwang und Sissach (1 : 25 000) (SWISSTOPO, div. Jahre)
Nutzbare Feldkapazität der Waldböden	Vektor (Polygon)	Prognosekarte zur pflanzenverfügbaren Wasserspeicherkapazität der Waldböden bis 100 cm Tiefe ($nFK_{100\text{ cm}}$) (HERBST 2013)
Waldflächen	Vektor (Polygon)	Waldflächen im Untersuchungsgebiet zur Abgrenzung des Modellierungsraumes
Pflanzensoziologie	Vektor (Polygon)	Pflanzensoziologische Waldgesellschaften im Maßstab 1 : 5 000 (BURNARD & HASSPACHER 1999)
Waldbodeneigenschaften	Vektor (Polygon)	Prognosekarten wichtiger Waldbodeneigenschaften (MOSIMANN & HERBST 2013)
Messstationen MeteoSchweiz	Vektor (Punkt)	Lage der MeteoSchweiz-Messstationen (METEOSCHWEIZ, O.J.)

2.2.3 Waldbodendaten

Umfangreiche bodenkundliche Aufnahmen von Waldstandorten in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt in den Jahren 2004 bis 2013 umfassen über 100 detailliert dokumentierte Waldbodenprofile (MOSIMANN 2005; MOSIMANN et al. 2006; MOSIMANN et al. 2009; MOSIMANN et al. 2010). Die Aufnahmen orientierten sich an den Vorgaben der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA5) (AD-HOC-AG BODEN 2005) und sind in einer in MS Access geführten Datenbank zusammengeführt. Sie bilden die Grundlage für digitale Karten der Waldbodeneigenschaften nutzbare Feldkapazität (HERBST 2013), Basensättigung (FRACEK 2013), Gründigkeit, Skelettgehalt, Vernässung und Azidität (MOSIMANN & HERBST 2013).

In dieser Arbeit werden die Daten von 134 Profilen zur Abschätzung des standörtlichen Trockenstressrisikos an den beschriebenen Waldbodenstandorten genutzt. Von zentraler Bedeutung ist hierfür die effektiv nutzbare Feldkapazität (nFK_{eff}) des Standortes als Kennwert für

den pflanzenverfügbaren Bodenwasserspeicher: Die nFK_{eff} geht als Speichergröße in das Bodenwasserhaushaltsmodell ein (vgl. Kapitel 1.3 und 3.6).

Die nFK_{eff} liegt für alle Profile in der Waldbodendatenbank vor. Die Berechnung erfolgte nach AD-HOC-AG BODEN (2005). Das pflanzenverfügbare Wasserspeichervermögen wurde demnach horizontweise, in Abhängigkeit von Bodenart, Skelettgehalt und Trockenrohddichte unter Berücksichtigung der physiologischen Gründigkeit bestimmt.

2.3 Technische Umsetzung der Modellierung und statistische Auswertungen

Alle Modellierungen wurden in der Open-Source-Software SAGA-GIS (*System für Automatisierte Geowissenschaftliche Analysen*, Version 2.0.8) umgesetzt (CONRAD 2006). SAGA-GIS ermöglicht durch eine Programmierschnittstelle u. a. die komplexe Verarbeitung von Rasterdaten. Die einzelnen Modelle wurden als SAGA-GIS-Module in der Programmiersprache C++ erstellt. Das Bodenwasserhaushaltsmodell (s. Kapitel 3.6) wurde für die Berechnung auf Standortebene zusätzlich als VBA-Makro in MS-Excel umgesetzt.

Die Ergebnisauswertungen und statistischen Analysen wurden mit R in der Version 3.0.2 (R CORE TEAM 2013) durchgeführt.

3 Flächenhafte Modellierung Klimakennwerte und Bodenwasserhaushaltsmodell

3.1 Flächenhafte Modellierung der Globalstrahlung

Zur flächenhaften Modellierung der Evapotranspiration sind Wertefelder der Globalstrahlung notwendig. Hierzu wird das von der FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) vorgeschlagene Verfahren nach ALLEN (1998) an die Anforderungen einer flächenhaften Berechnung unter Berücksichtigung der Topographie angepasst. Alle Berechnungsschritte werden für Zeitintervalle von einer halben Stunde durchgeführt und die Ergebnisse zu Tagessummen addiert. Somit kann die vom Sonnenstand und Relief bedingte Veränderung des Strahlungsinputs im Verlauf des Tagesganges einbezogen werden.

Abb. 3 zeigt das grundsätzliche Vorgehen zur flächenhaften Modellierung der Globalstrahlung ohne Berücksichtigung der zeitlichen Dimension der Berechnungen. Als Stützpunkte der räumlichen Modellierung dienen die MeteoSchweiz-Wetterstationen Basel-Binningen und Rünenberg. Zunächst erfolgt die Berechnung der Globalstrahlungswerte für horizontale Ebenen an den jeweiligen Messstationen mit dem *Ångström-Verfahren*. Hierbei wird von der relativen Sonnenscheindauer und der extraterrestrischen Strahlung auf die Globalstrahlung geschlossen, die auf eine horizontal ausgerichtete Ebene trifft. Anschließend erfolgt die Übertragung der Werte beider Stationen auf das gesamte Untersuchungsgebiet. In den nächsten Schritten wird die Globalstrahlung in ihren diffusen und direkten Strahlungsanteil aufgetrennt und die Auswirkung der Topographie auf die beiden Bestandteile des Strahlungsinputs berücksichtigt. Abschließend werden die flächenhaft vorliegenden Bestandteile der Globalstrahlung wieder zusammengeführt und die auf den Messwerten beider Stationen basierenden Wertefelder zu endgültigen Globalstrahlungsrastern interpoliert.

In den folgenden Abschnitten wird das Vorgehen schrittweise erläutert. Zur Überprüfung des Verfahrens stehen Messwerte der Globalstrahlung der Stationen Basel-Binningen und Rünenberg zur Verfügung.

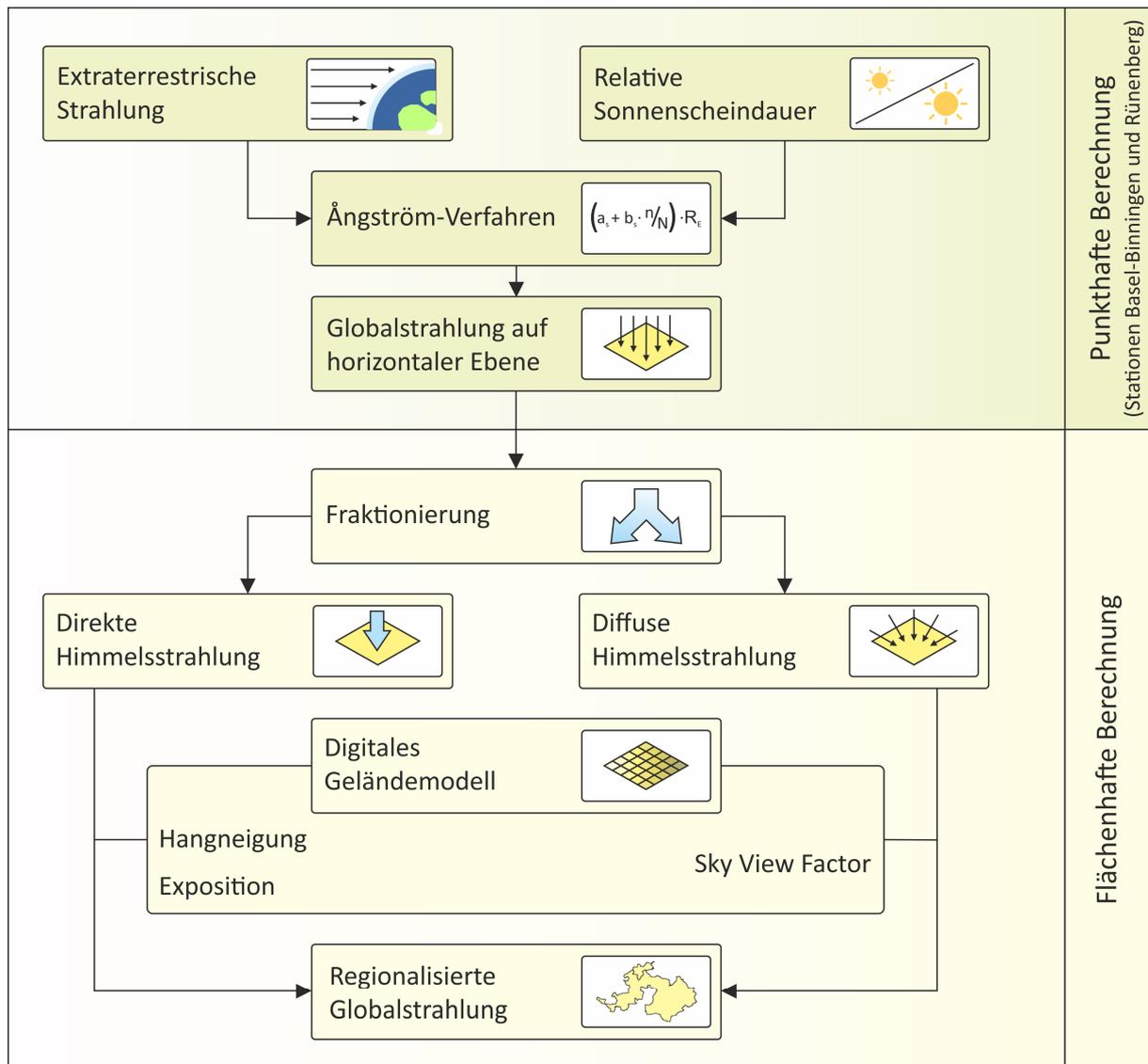


Abb. 3: Grundsätzliches Vorgehen zur flächenhaft-differenzierten Modellierung der Globalstrahlung ohne Berücksichtigung zeitlicher Integration.

3.1.1 Globalstrahlungsberechnung für Messstationen

Mit dem *Ångström-Verfahren* wird die auf eine horizontal ausgerichtete, flache Ebene einfallende Globalstrahlung bestimmt (ALLEN 1998). Die Methode beruht auf dem empirisch ermittelten, linearen Zusammenhang von extraterrestrischer Strahlung, relativer Sonnenscheindauer und Globalstrahlung: Die Extinktion des Strahlungsstroms wird in Abhängigkeit des Bewölkungsgrades bzw. der Trübung der Atmosphäre bestimmt. Hierzu gibt die relative Sonnenscheindauer das Verhältnis von tatsächlicher bzw. gemessener Sonnenscheindauer zu astronomisch möglicher Sonnenscheindauer eines Tages wieder. Als Sonnenschein werden Bedingungen gewertet, bei denen mehr als 200 W/m^2 Solarstrahlung an der Erdoberfläche gemessen werden (METEOSCHWEIZ 2013b).

Der Zusammenhang zwischen den Größen wurde erstmals von ÅNGSTRÖM (1924) beschrieben und durch eine Vielzahl von Publikationen bestätigt (z. B. MARTÍNEZ-LOZANO et al. 1984; YORUKOGLU & CELIK 2006). Die hier verwendete Formel geht in ihrer Form auf PRESCOTT (1940) zurück und bezieht sich auf halbstündige Berechnungsintervalle (vgl. ALLEN 1998):

$$R_G = \left(a_s + b_s \frac{SD_t}{SD_{astr}} \right) \cdot R_E \quad \text{Formel 1}$$

Mit:

R_G	Globalstrahlungssumme im Berechnungsintervall $\left[\frac{J}{cm^2 \cdot 0.5 h} \right]$
SD_t	gemessene Sonnenscheindauer des Tages [h]
SD_{astr}	astronomisch mögliche Sonnenscheindauer des Tages [h]
$\frac{SD_t}{SD_{astr}}$	relative Sonnenscheindauer [-]
R_E	Extraterrestrische Einstrahlung im Berechnungsintervall $\left[\frac{J}{cm^2 \cdot 0.5 h} \right]$
a_s	Regressionskonstante
b_s	Regressionskonstante

Die Regressionskonstante a_s der *Ångström-Formel* beschreibt den Anteil der extraterrestrischen Strahlung, der die Erdoberfläche an komplett bedeckten Tagen ($SD_t = 0$) erreicht. Der über die Konstante a_s bestimmte Wert kann als die minimale, diffus eingestrahlte Komponente der Globalstrahlung interpretiert werden und ist unabhängig vom Bewölkungsgrad. Die Regressionskonstante b_s beschreibt hingegen den direkten Anteil der Globalstrahlung. An klaren Tagen entspricht die gemessene Sonnenscheindauer der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer: Es wird der maximal mögliche Wert der Globalstrahlung erreicht.

Die Regressionskonstanten a_s und b_s müssen an die Verhältnisse an den Messstationen angepasst werden, alternativ können Standardwerte genutzt werden. Für die Stationen Basel-Binningen und Rünenberg wurden die Konstanten aus den Tageswerten der Globalstrahlungssumme, der relativen Sonnenscheindauer und der extraterrestrischen Strahlung monatsweise bestimmt (s. Tab. 6).

Tab. 6: Regressionskonstanten für das Ångström-Verfahren zur Bestimmung der Globalstrahlung aus extraterrestrischer Strahlung und relativer Sonnenscheindauer. Berechnete Konstanten für die Stationen Basel-Binningen und Rünenberg. Datengrundlage: Wetterdaten der Stationen Basel-Binningen und Rünenberg (01.01.1983 bis 31.12.2013), MeteoSchweiz.

Station		Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Basel-Binningen	a_s	0.192	0.218	0.22	0.22	0.223	0.252	0.255	0.232	0.235	0.213	0.194	0.186
	b_s	0.533	0.521	0.545	0.56	0.569	0.524	0.503	0.52	0.514	0.554	0.552	0.534
Rünenberg	a_s	0.206	0.233	0.227	0.217	0.215	0.237	0.239	0.225	0.223	0.21	0.2	0.201
	b_s	0.533	0.54	0.559	0.581	0.587	0.555	0.533	0.54	0.549	0.574	0.572	0.507

Zur Begrenzung der Rechenzeit werden für die Berechnung der Globalstrahlungssummen in halbstündiger Auflösung Tageswerte der relativen Sonnenscheindauer verwendet. Die extraterrestrische Strahlung wird in Abhängigkeit des Sonnenstandes aus geographischen Koordinaten, Datum und Zeit nach den Vorgaben von ALLEN (1998) berechnet (Beschreibung des Verfahrens im Anhang).

3.1.2 Regionalisierung der Globalstrahlung

Die berechneten Globalstrahlungssummen der Stationen Basel-Binningen bzw. Rünenberg werden zunächst separat und für jeden Zeitschritt auf das gesamte Untersuchungsgebiet projiziert. Die Wertefelder geben zu diesem Bearbeitungszeitpunkt die auf eine horizontal ausgerichtete Ebene einfallende Globalstrahlung an der jeweiligen Messstation wieder. Die erstellten Rasterdatensätze gleichen in ihrer Ausdehnung und Auflösung dem DGM des Untersuchungsgebietes. Im Folgenden werden die berechneten Globalstrahlungswerte an die Bedingungen des Reliefs angepasst. Da der diffuse und direkte Anteil der Globalstrahlung unterschiedlichen reliefbedingten Abwandlungen unterliegt, muss zunächst die Fraktionierung der Globalstrahlung in einen diffusen und direkten Strahlungsanteil vorgenommen werden (DERVISHI & MAHDAVI 2012; JACOVIDES et al. 2006).

Fraktionierung der Globalstrahlung

Zur Fraktionierung der halbstündigen Globalstrahlungsraster wird ein empirisches Verfahren nach REINDL et al. (1990) umgesetzt. Dieses verwendet als Eingangsdatum den Klarheitsindex (KI), der das Verhältnis der extraterrestrischen Strahlung zur Globalstrahlung angibt. Vom Klarheitsindex wird auf den Anteil der diffusen Himmelsstrahlung an der Globalstrahlung geschlossen (A_d). Es gilt:

$$\begin{array}{ll} KI \leq 0.3 & A_d = 1.02 - 0.248 \cdot KI \\ KI > 0.3 < 0.78 & A_d = 1.45 - 1.67 \cdot KI \\ KI \geq 0.78 & A_d = 0.147 \end{array}$$

Da für die Stationen Basel-Binningen und Rünenberg keine Messungen der diffusen Himmelsstrahlung vorliegen, werden zur Überprüfung des Verfahrens Messwerte der drei nordwestschweizer MeteoSchweiz-Stationen St. Chrischona (Kanton Basel-Stadt), Gösgen (Kanton Solothurn) und Würenlingen (Kanton Aargau) herangezogen (weitere Informationen zu den Stationen s. Kapitel 2.2.1 und Tab. 4). In Tab. 7 werden die in stündlicher Auflösung vorliegenden Messwerte der Stationen den modellierten Daten gegenübergestellt und statistisch ausgewertet. Korrelationsanalysen nach Pearson zeigen für die einzelnen Stationen und den gesamten Datensatz hoch signifikante Zusammenhänge zwischen Mess- und Modellwerten auf ($p < 0.001$). Das Bestimmtheitsmaß liegt für den gesamten Datensatz (alle

drei Stationen zusammengefasst) bei 0.78. Der prozentuale Modellfehler beträgt 1.4 %, erreicht an den einzelnen Stationen jedoch höhere Werte.

Tab. 7: Statistische Beschreibung des Zusammenhanges zwischen gemessenem und modelliertem Anteil der diffusen Himmelsstrahlung an der Globalstrahlung. n = Anzahl der Datenpaare aus Mess- und Modellwerten (Stundenwerte), r^2 = Bestimmtheitsmaß, PBIAS [%] = prozentualer Modellfehler. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Statistisches Maß	St. Chrischona	Gösgen	Würenlingen	Gesamt
N	12 661	11 993	10 473	35 127
r^2	0.8	0.79	0.76	0.78
PBIAS [%]	2	4.9	-2.5	1.4

Reliefbedingte Abwandlung des direkten Strahlungsanteils

Durch die Fraktionierung der Globalstrahlung liegen Werte der direkten Himmelsstrahlung für das gesamte Untersuchungsgebiet vor. Diese geben zunächst den Strahlungsinput für eine nicht beschattete, horizontal ausgerichtete, ebene Fläche wieder. Reliefbedingt verringert oder erhöht sich der Strahlungsgenuss gemäß des Lambertschen Gesetzes beim Auftreffen auf die geneigte Erdoberfläche, zusätzlich ist die Abschattung zu berücksichtigen (KUMAR et al. 1997, DUBAYA & RICH 1995). Zur Bestimmung der Effekte wird aus dem DGM die Hangneigung und Exposition jeder Rasterzelle berechnet. Aus dem Einfallswinkel der direkten Himmelsstrahlung sowie Hangneigung und Hangneigungsrichtung ergibt sich nach BÖHNER & ANTONIĆ (2009) der reliefbedingte direkte Strahlungsinput für jede Rasterzelle. Zusätzlich werden (Selbst-)abschattungseffekte berücksichtigt die sich aus der Reliefgeometrie ergeben.

Reliefbedingte Abwandlung des diffusen Strahlungsanteils

Der diffuse Anteil der an der Erdoberfläche eintreffenden Globalstrahlung wird vom gesamten Horizont bzw. der Himmelshalbkugel über der betrachteten Fläche empfangen. Vereinfacht können isotrope Bedingungen angenommen werden, d.h. die diffuse Strahlung ist an jedem Punkt des Horizontes gleich (PEREZ et al. 1987). Reliefbedingt ist i. d. R. immer ein Teil der oberen Hemisphäre durch die umliegende Erdoberfläche abgedeckt. Entsprechend verringert sich die diffuse Himmelsstrahlung um den Grad der Horizontabdeckung. Um dies in der flächenhaften Berechnung der Globalstrahlung zu berücksichtigen, wird das Konzept des *Sky View Factors (SVF)* verwendet (BÖHNER & ANTONIĆ 2009; DUBAYA & RICH 1995). Als Verhältniswert gibt der SVF den Anteil des unbedeckten Horizontes an der Himmelshalbkugel wieder und wird für jede Rasterzelle des Untersuchungsgebietes aus dem DGM berechnet. Durch Multiplikation mit dem SVF wird die diffuse Himmelsstrahlung reliefbedingt verringert.

Zusammenfassung des diffusen und direkten Strahlungsanteils, Interpolation der Wertefelder

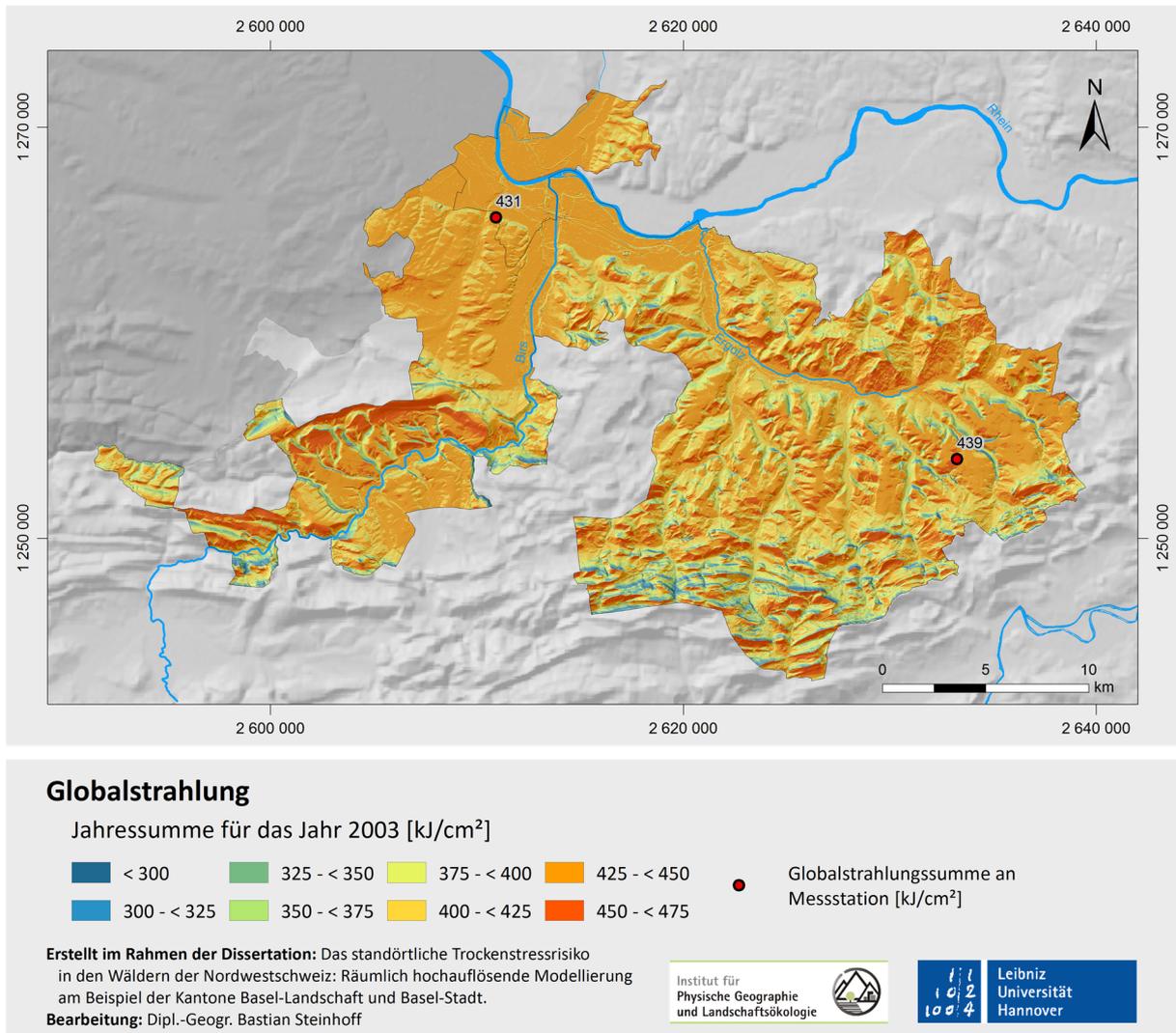
Die für jede Rasterzelle des DGM reliefbedingt veränderten Werte der diffusen und direkten Himmelsstrahlung werden wieder zur Globalstrahlung zusammengeführt und die Wertefelder der Halbstundenintervalle zu Tageswerten aufsummiert. Abschließend erfolgt die Interpolation der regionalisierten Tageswerte der Stationen Basel-Binningen und Rünenberg. Hierzu wird eine höhenabhängige lineare Regression verwendet.

3.1.3 Ergebnisse der Globalstrahlungsmodellierung

Mit der Globalstrahlungsmodellierung wird die eingestrahlte Energiemenge leicht unterschätzt: Ein Vergleich der täglichen Messwerte der Globalstrahlung an beiden Klimastationen mit den modellierten Werten für den berechneten Zeitraum (01.01.1983 bis 31.12.2013) zeigt einen prozentualen Modellfehler (PBIAS) von -4.2 % an der Station Rünenberg und von -4.5 % an der Station Basel-Binningen. Das Bestimmtheitsmaß (r^2) zwischen Modell- und Messwerten liegt für beide Stationen bei 0.96. Damit ist der Fehler in der Modellierung kleiner als die Unsicherheit der zur Verfügung stehenden Messungen. Von MeteoSchweiz wird diese auf 5 bis 10 % gegenüber den hochgenauen Messungen der WMO-Klimaforschungsprogramme geschätzt (MOESCH & ZELENKA 2004).

Karte 2 zeigt die nach dem oben beschriebenen Verfahren modellierte mittlere Jahressumme der Globalstrahlung im Untersuchungsgebiet für das Jahr 2003. In Abb. 4 ist zusätzlich die in der Modellierung berücksichtigte, reliefbedingte Abwandlung der Globalstrahlung zusammengefasst.

Im Jahr 2003 lag der Strahlungsinpud wegen der im Sommer lang anhaltenden Hochdruck- und Trockenperiode mit geringen Bewölkungsgraden weit über den Durchschnittswerten. Zugleich war die Differenzierung zwischen verschiedenen exponierten Hängen wegen des hohen Direktstrahlungsanteils besonders stark ausgeprägt. Im größten Teil des Untersuchungsgebietes (41 % der Flächen) wurden Werte zwischen 425 und 450 kJ/cm² erreicht. Vor allem wenig und leicht geneigte Standorte in den Talebenen von Ergolz und Birs, im Sundgauer Lösshügelland sowie im Laufener Becken aber auch die nahezu ebenen Plateauflächen des Tafeljuras fallen in diese Klasse. Globalstrahlungssummen über 450 kJ/cm² wurden erst ab Hangneigungen über 5° und gleichzeitiger Südexposition erreicht (s. Abb. 4). Im Kartenbild (s. Karte 2) treten besonders die steilen Südhangen des Faltenjuras und die südexponierten Hänge nördlich der Ergolz als Bereiche mit hohem Strahlungsgenuss hervor.



Karte 2: Jahressumme der Globalstrahlung [kJ/cm^2] für das Jahr 2003 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt.
 Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Die Reduzierung des Strahlungsinputs an Nordhängen kam auch im Jahr 2003 zum Tragen und nahm mit steigender Hangneigung konstant zu: Standorte mit einer Neigung über 15° empfangen bei Nordausrichtung maximal 375 kJ/cm^2 (Abb. 4). Diese Situation ist an den Nordabhängen der Jurafalten sowie an den nordexponierten Hängen der Tafeljuratäler vorzufinden. Hier kommen Abschattungseffekte zum Tragen, durch die insbesondere der winterliche Strahlungsinput reduziert wird: Sehr steile Nordhänge mit Neigungen über 30° empfangen im Jahr 2003 in 37 % der Fälle weniger als 300 kJ/cm^2 und nie über 350 kJ/cm^2 .

Eine starke Unterschätzung der Globalstrahlung beschatteter Hänge kann durch die Fraktionierung der Globalstrahlung in einen diffusen und direkten Strahlungsanteil ausgeschlossen werden. Gleichwohl ist darauf hinzuweisen, dass die Fraktionierung der Strahlung vorrangig auf dem Bewölkungsgrad beruht. Dieser ist im Tagesverlauf und innerhalb des Untersuchungsgebietes oft sehr heterogen. Die Übertragung der Messwerte der Stationen Basel-Binningen und Rünenberg auf das gesamte Untersuchungsgebiet stellt somit eine

Vereinfachung dar, ist jedoch auf Grundlage der zur Verfügung stehenden Daten eine gute Annäherung an die realen Bedingungen.

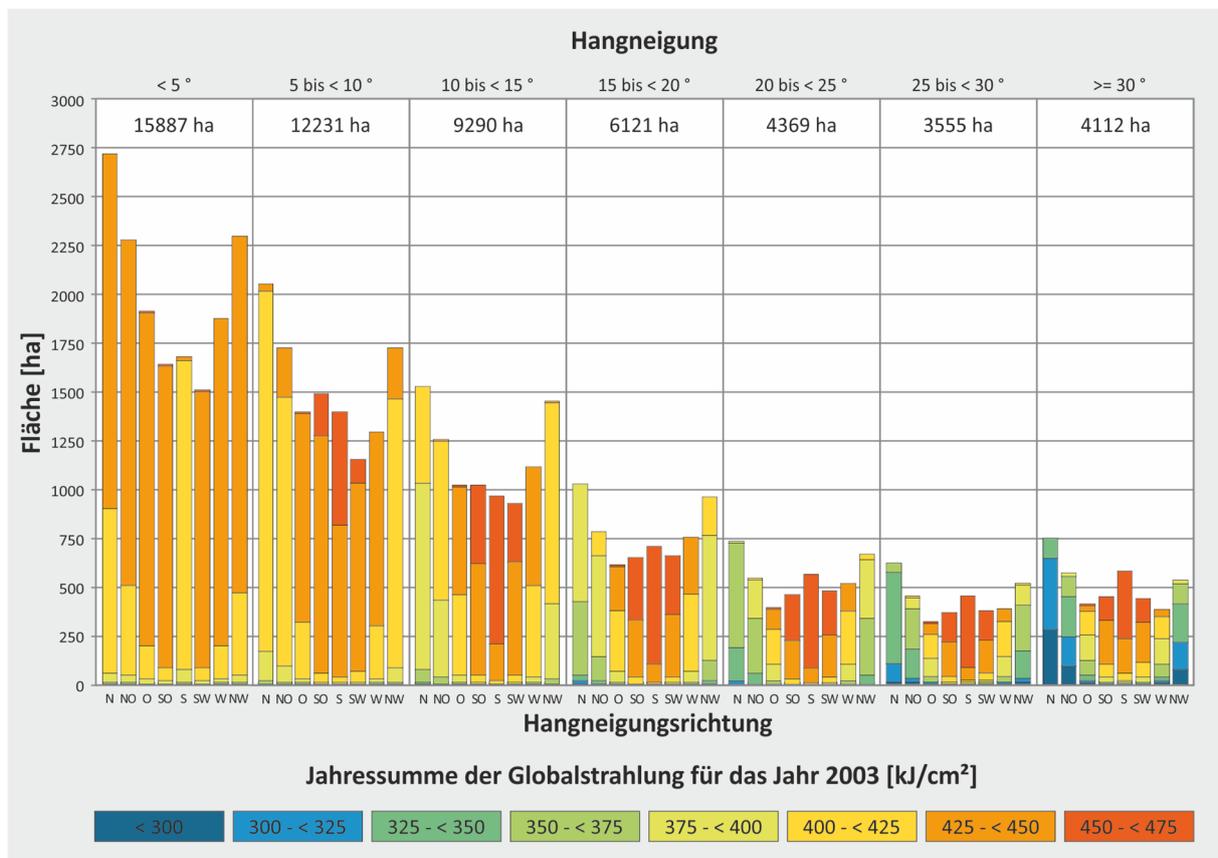


Abb. 4: Jahressumme der Globalstrahlung für das Jahr 2003 in Abhängigkeit der Hangneigung und Hangneigungsrichtung. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

3.2 Flächenhafte Modellierung der Temperatur

Als Eingangsdatum für die Evapotranspiration und zur Bestimmung der Vegetationsperiode werden Messwerte der Temperatur (Tagesmittel- und Tagesminimumtemperatur) in täglicher Auflösung in die Fläche interpoliert. Die Modellierung beruht auf den Werten der MeteoSchweiz-Stationen Basel-Binningen und Rünenberg sowie den Höhendaten des Digitalen Geländemodells (DGM).

Zur Regionalisierung wird das Verfahren „lineare Regression mit Residueninterpolation mittels inverser Distanzgewichtung (Inverse Distance Weighting, IDW)“ genutzt (HENNEMUTH et al. 2013). Es kombiniert die höhenabhängige lineare Regression der Messwerte mit einem geostatistischen Ansatz. Zunächst wird aus den Messwerten und der Höhenlage der Messstationen ein lineares Regressionsmodell erstellt. Auf das zur Verfügung stehende DGM angewandt, ergibt sich ein vorläufiges Rasterfeld mit Schätzwerten der Tagesmitteltemperaturen. An den Stützstellen der Modellierung weichen die Mess- von den Modellwerten ab. Die Abweichungen (Residuen) an den Messstationen werden mittels des IDW-Verfahrens

flächenhaft interpoliert. Das lokal-deterministische IDW-Verfahren bestimmt die Werte zwischen den bekannten Datenpunkten in Abhängigkeit der Entfernung zu diesen (HARTKAMP et al. 1999). Zur Erhöhung der Erwartungstreue wird das Wertefeld der Residueninterpolation zum vorläufigen Ergebnisraster hinzuaddiert. Im Ergebniswertefeld sind die modellierten Werte an den Messstationen identisch mit den dort erhobenen Messwerten.

3.3 Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration

3.3.1 Gras-Referenzverdunstung

Die *Penman-Monteith-Methode* ist das physikalisch begründete Standardverfahren zur rechnerischen Bestimmung von Verdunstungshöhen (vgl. MONTEITH 1965; ALLEN 1998). In die Berechnung gehen neben Temperatur und Globalstrahlung unter anderem das Sättigungsdefizit der Luft, die Windgeschwindigkeit sowie der Bodenwärmestrom ein. Jedoch variiert die Verdunstungshöhe auch bei optimaler Wasserversorgung in Abhängigkeit des Bewuchses sowie den Oberflächen- und Bodeneigenschaften. In der *Penman-Monteith-Methode* kann dies durch die Einbeziehung des Bestandeswiderstandes (Widerstand der Pflanzen und des Bodens gegenüber der Verdunstung) und des aerodynamischen Verdunstungswiderstandes berücksichtigt werden. Es ergibt sich unter Berücksichtigung des Bewuchses die *landnutzungsabhängige maximale Evapotranspiration*.

Um Verdunstungshöhen verschiedener Klimate und Standorte vergleichbar zu halten, wurde die FAO-Gras-Referenzverdunstung (ET_{0-FAO}) als weltweite Referenzgröße eingeführt (ALLEN 1998). Sie wird standardmäßig anhand der *Penman-Monteith-Methode* bestimmt und gibt die maximal mögliche Evapotranspirationssumme für 12 cm hohes Gras mit einer Albedo von $\alpha = 0.23$ bei optimaler Wasserversorgung wieder.

Die umfangreichen Eingangsdaten der *Penman-Monteith-Methode* liegen für das Untersuchungsgebiet nicht flächenhaft vor. Darüber hinaus ist z. B. die Regionalisierung des Windfeldes mit hohen Ungenauigkeiten verbunden (vgl. KLÄMT 2008). Daher wird in dieser Arbeit eine empirisch begründete Vereinfachung der *Penman-Monteith-Methode* verwendet. Damit wird die Berechnung der Verdunstungshöhe auf die beiden meteorologischen Kenngrößen Lufttemperatur und Globalstrahlungssumme zurückgeführt (WENDLING 1995). Das Verfahren berücksichtigt zusätzlich die Höhenlage und über einen Küstenfaktor den maritimen Einfluss von Ozeanen. Da der Küstenfaktor ab einer Entfernung von 50 km zu Meeresflächen keinen Einfluss auf die Berechnung hat, ist er unerheblich für das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit und entfällt (ATV-DVWK 2002).

Demnach gilt für die Bestimmung der ET_{0-FAO} :

$$ET_{0-FAO} = \frac{(R_G + 93) \cdot (T_{mit} + 22)}{165 \cdot (T_{mit} + 123)} \cdot \frac{1}{1 + 0.00019 \cdot h} \left[\frac{mm}{d} \right] \quad \text{Formel 2}$$

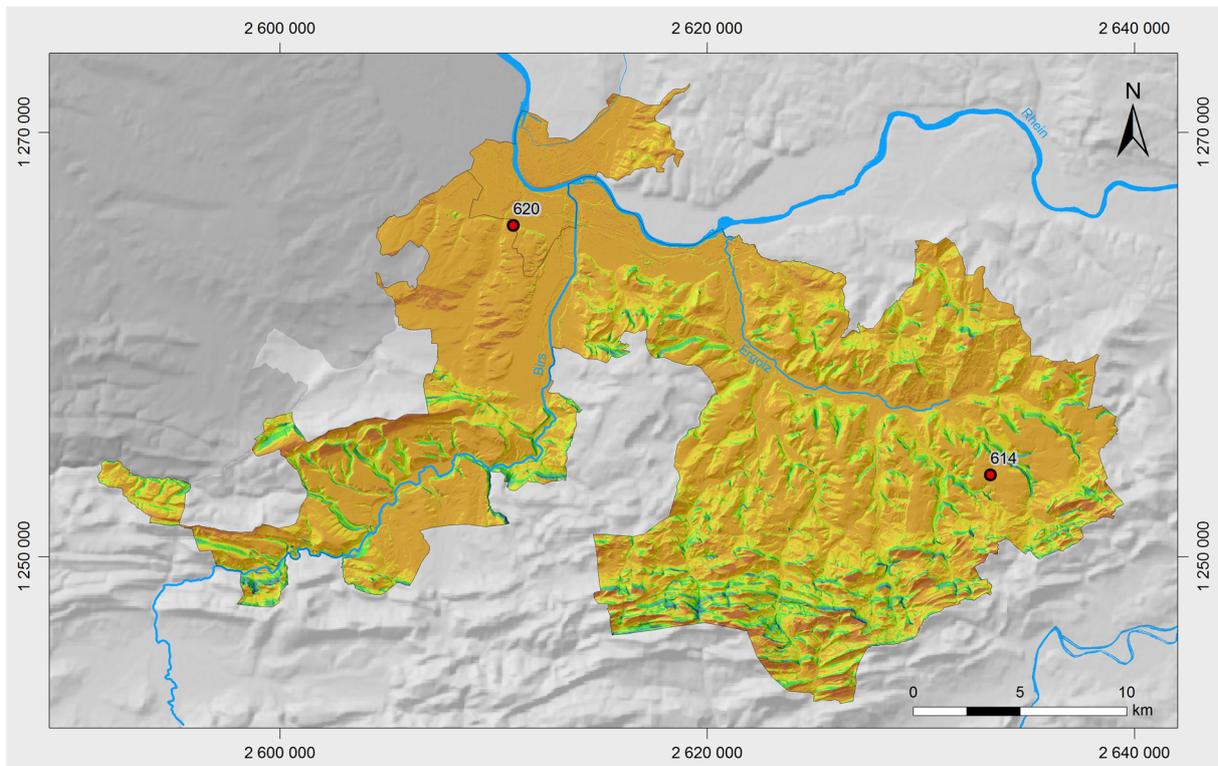
Mit: ET_{0-FAO} = FAO-Grasreferenzverdunstung $\left[\frac{mm}{d} \right]$

R_G = Globalstrahlungssumme $\left[\frac{J}{cm^2 \cdot d} \right]$

T_{mit} = Tagesmitteltemperatur $[^\circ C]$

h = Höhenlage [m ü. M.] (Wenn > 600 gilt $h = 600$)

Die flächenhafte Berechnung der ET_{0-FAO} wird in dieser Arbeit in täglicher Auflösung auf Basis der Wertefelder der modellierten Globalstrahlungssumme und der Tagesmitteltemperatur mit einer Rasterweite von 10 m durchgeführt. Karte 3 zeigt die jährliche Höhe der FAO-Grasreferenzverdunstung für mittlere Bedingungen des Beobachtungszeitraumes 1983 bis 2013.



FAO-Grasreferenzverdunstung (ET_{0-FAO})

Mittlere Jahressumme für den Beobachtungszeitraum 1983 - 2013 [mm]



● Mittlere Jahressumme an Messstation [mm]

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.

Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
Physische Geographie
und Landschaftsökologie



11
10:2
100:4

Leibniz
Universität
Hannover

Karte 3: Mittlere Jahressumme der FAO-Grasreferenzverdunstung (ET_{0-FAO}) [mm] im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Die ET_{0-FAO} -Modellierung kann an den Stationen Rünenberg und Basel-Binningen mit ET_{0-FAO} -Werten von MeteoSchweiz verglichen werden, die auf Basis der *Penman-Monteith-Methode* berechnet wurden. Es stehen nicht für alle Tage des Beobachtungszeitraums ET_{0-FAO} -Werte von MeteoSchweiz zur Verfügung (s. Tab. 8). Die modellierten ET_{0-FAO} -Werte bleiben, beim Vergleich von Tageswerten, im Mittel um 16.4 (Rünenberg) bzw. 16.6 % (Basel-Binningen) hinter den MeteoSchweiz-Werten zurück. Das Bestimmtheitsmaß von 0.93 (Rünenberg) bzw. 0.92 (Basel-Binningen) zeigt, dass die Abweichungen systematisch sind.

Tab. 8: Statistische Maße zum Zusammenhang zwischen modellierten und von MeteoSchweiz berechneten ET_{0-FAO} -Werten. n = Anzahl der Datenpaare aus Modell- und MeteoSchweiz-Werten (Tageswerte), r^2 = Bestimmtheitsmaß, PBIAS [%] = prozentualer Modellfehler. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Statistisches Maß	Rünenberg	Basel-Binningen	Gesamt
N	9 770	6 200	15 970
r^2	0.93	0.92	0.93
PBIAS [%]	-16.40	-16.60	-15.90

Abweichende Ergebnisse bei der Bestimmung der Evapotranspiration mit verschiedenen Verfahren sind ein bekanntes Phänomen (ATV-DVWK 2002). Mit dem Festlegen von Standardverfahren durch die FAO (ALLEN 1998) wurde die Evapotranspirationsberechnung weitgehend vereinheitlicht. Neben der *Penman-Monteith-Methode* wird von ALLEN (1998) auch die hier verwendete empirische Methode vorgeschlagen. In die *Penman-Monteith-Methode* geht ein Ventilationsterm in die Berechnung ein, der bei dem in dieser Arbeit verwendeten Verfahren nicht berücksichtigt wird. Hinzu kommt, dass für die Berechnung der ET_{0-FAO} modellierte Globalstrahlungswerte verwendet werden, die ca. 5 % niedriger ausfallen als die von MeteoSchweiz verwendeten Globalstrahlungsmesswerte (vgl. Kapitel 3.1). Die Abweichungen zwischen den von MeteoSchweiz berechneten und in dieser Arbeit modellierten Werten können daher in ihrer Höhe und Richtung plausibel mit den verschiedenen Berechnungsverfahren erklärt werden.

3.3.2 Landnutzungsabhängige maximale Evapotranspiration

Die berechnete ET_{0-FAO} kann anschließend mit zusammengefassten Landnutzungsparametern nach ATV-DVWK (2002) (s. Tab. 9) an die Verdunstungsbedingungen verschiedener Landnutzungsklassen zur *landnutzungsabhängigen maximalen Evapotranspiration* (ET_{max}) angepasst werden. Die Landnutzungsparameter wurden aus Messungen wägbarer Lysimeter abgeleitet. Die monatlich variierenden Faktoren spiegeln die unterschiedlich hohen Verdunstungsansprüche im Verlauf der Vegetationsperiode wieder. Es gilt:

$$ET_{max} = f_{LN} \cdot ET_{0-FAO} \left[\frac{mm}{d} \right] \quad \text{Formel 3}$$

Mit: ET_{max} = Landnutzungsabhängige maximale Evapotranspiration $\left[\frac{mm}{d} \right]$
 ET_{0-FAO} = FAO-Grasreferenzverdunstung $\left[\frac{mm}{d} \right]$
 f_{LN} = zusammengefasster Landnutzungsparameter gemäß
Landnutzungs-kategorie, monatlich variierend [-]

Tab. 9: Zusammengefasste Landnutzungsparameter (f_{LN}) zur Bestimmung der landnutzungsabhängigen maximalen Evapotranspiration. Monatswerte für die Landnutzungs-klassen Laubwald, Nadelwald und Mischwald. Quelle: ATV-DVWK (2002).

Landnutzungs-kategorie	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Laubwald	1.003	1.003	1.053	1.179	1.114	1.227	1.241	1.241	1.241	1.139	1.082	1.003
Nadelwald	1.335	1.335	1.335	1.335	1.307	1.321	1.335	1.335	1.335	1.335	1.335	1.335
Mischwald	1.173	1.173	1.173	1.264	1.211	1.280	1.280	1.294	1.294	1.250	1.238	1.173

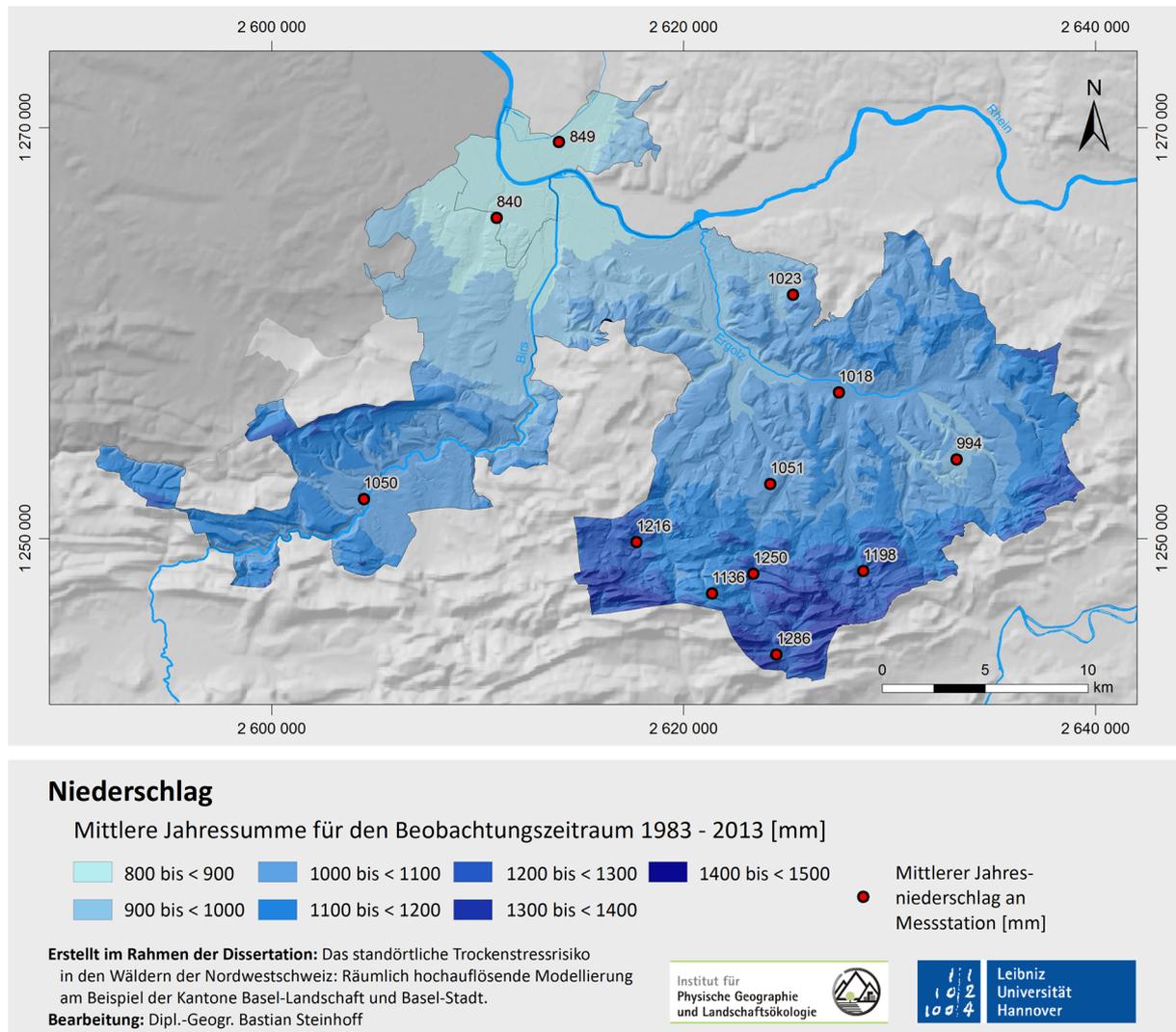
Die flächenhafte Berechnung der ET_{max} wird für alle Waldflächen in täglicher Auflösung auf Basis der Wertfelder der modellierten Globalstrahlungssumme und Tagesmitteltemperatur mit einer Rasterweite von 10 m durchgeführt. Für alle Wälder im Untersuchungsgebiet wird einheitlich die Landnutzungs-kategorie Mischwald angenommen. Eine Unterteilung in verschiedene Waldtypen wäre auf Grundlage der von BURNARD & HASSPACHER (1999) kartierten Waldgesellschaften möglich. Da aber nicht die aktuelle Gefährdung der Wälder gegenüber Trockenstress, sondern das grundsätzliche standörtliche Trockenstressrisiko modelliert wird, ist die Beschränkung auf die Landnutzungs-kategorie Mischwald zielführender.

3.4 Flächenhafte Modellierung des Niederschlages

Die flächenhafte Modellierung der Niederschlagssummen erfolgt in wöchentlicher Auflösung. Eine Modellierung in täglicher Auflösung ist wegen der komplexen Topographie des Untersuchungsgebietes und der damit verbundenen erhöhten Lokalität einzelner Niederschlagsereignisse mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht möglich.

Die Regionalisierung wird mit dem Verfahren „lineare Regression mit Residueninterpolation mittels inverser Distanzgewichtung (Inverse Distance Weighting, IDW)“ (HENNEMUTH et al. 2013) vorgenommen (vgl. Kapitel 3.2). Durch Berücksichtigung der interpolierten Residuenfelder können in Einzelfällen negative Niederschlagssummen modelliert werden. In den betroffenen Rasterzellen wird die Niederschlagssumme auf 0 gesetzt. Zur Modellierung stehen 20 Messstationen zur Verfügung (s. Tab. 2). Acht der Stationen befinden sich außerhalb

des Untersuchungsgebietes und dienen der Verbesserung der Modellierung. Karte 4 zeigt als Beispiel für die modellierten Niederschlagskarten die mittlere Jahresniederschlagssumme für die Periode 1983 bis 2013.



Karte 4: Mittlere Jahresniederschlagssumme [mm] für den Untersuchungszeitraum 1983 bis 2013 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

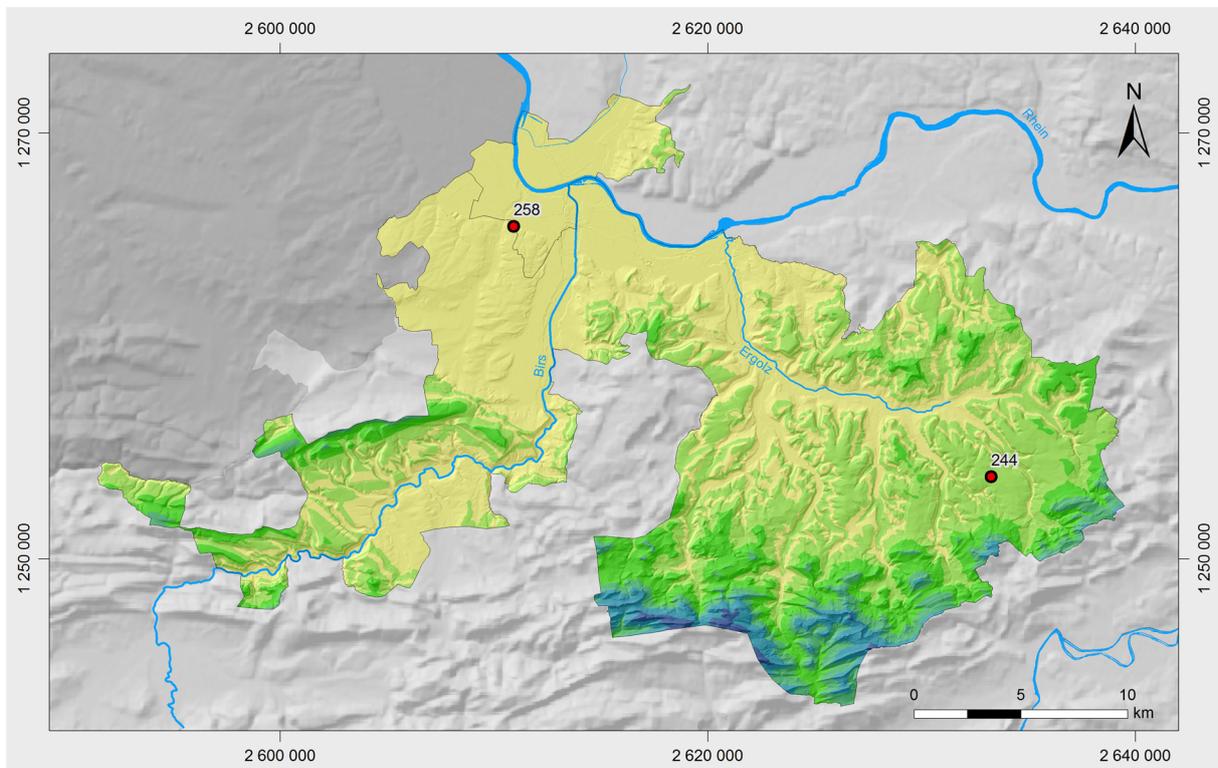
3.5 Flächenhafte Modellierung der thermischen Vegetationsperiode

Die Vegetationsperiode wird für diese Arbeit nach der Methode des staatlichen schweizerischen Wetterdienstes MeteoSchweiz bestimmt (DEFILA 1991; PRIMAULT 1972). Das Verfahren definiert die thermische Vegetationsperiode und ist an die Schweizer Klimaverhältnisse angepasst. Kurzfristige Wärme- oder Kälteperioden führen nicht zum Start oder Abbruch der Vegetationsperiode. Als Kriterien werden folgende Temperaturschwellenwerte (Tagesmittel- und Tagesminimumtemperatur) genutzt:

Vegetationsbeginn: 7 aufeinanderfolgende Tage mit $T_{\text{mit}} \geq 5 \text{ } ^\circ\text{C}$

- Vegetationsende:** 5 aufeinanderfolgende Tage mit $T_{mit} < 5\text{ °C}$ **oder**
 3 aufeinanderfolgende Tage mit $T_{min} < 0\text{ °C}$ **oder**
 1 Tag mit $T_{min} < -2\text{ °C}$

Die Methodik wird flächenhaft-differenziert auf der Basis von Karten der Tagesmittel- und Tagesminimumtemperatur umgesetzt. Die Regionalsierung der Temperaturwerte erfolgte mit dem IDW-Verfahren (s. Kapitel 3.2). Die Vegetationsperiode wird für alle Beobachtungsjahre (1983 bis 2013), mittlere klimatische Bedingungen und Klimamodellläufe (vgl. Kapitel 2.2.1 und 4.3) bestimmt. Karte 5 zeigt die mittlere Dauer der thermischen Vegetationsperiode für den Untersuchungszeitraum 1983 bis 2013. Demnach ist die pflanzenaktive Phase in den höchsten Lagen des Faltenjura weniger als 200 Tage lang und steigt bis in die tieferen Lagen der lössgeprägten Gebiete und Talböden auf eine Dauer von über 250 Tagen an.



Thermische Vegetationsperiode

Mittlere Dauer der thermischen Vegetationsperiode für den Beobachtungszeitraum 1983 - 2013 [d]

- 196 - 200
- 211 - 220
- 231 - 240
- 251 - 261
- 201 - 210
- 221 - 230
- 241 - 250

● Mittlere Dauer der Vegetationsperiode an Messstation [d]

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.
Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
 Physische Geographie
 und Landschaftsökologie



1 | 1
 1 0 | 2
 1 0 0 | 4

Leibniz
 Universität
 Hannover

Karte 5: Dauer der thermischen Vegetationsperiode für mittlere klimatische Bedingungen des Untersuchungszeitraumes 1983 bis 2013 in den Kantonen Basel-Stadt und Basel-Landschaft. Dargestellt ist die Dauer der thermischen Vegetationsperiode in Tagen [d]. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

3.6 Bodenwasserhaushaltsmodell

Für diese Arbeit wird ein Bodenwasserhaushaltsmodell benötigt, das auf der Grundlage der zur Verfügung stehenden Eingangsdaten möglichst valide Aussagen zu den wichtigsten Bilanzgrößen des Bodenwasserhaushaltes der Waldböden berechnet. Im Fokus steht dabei die Bestimmung des aktuellen Bodenwassergehaltes. Zudem soll es auch in einer flächenhaft-differenzierten Umsetzung in hoher räumlicher Auflösung eine möglichst geringe Rechenzeit benötigen. Auf die physikalische Beschreibung der einzelnen Prozesse des Bodenwasserhaushaltes wird daher bewusst verzichtet. Das Modell lehnt sich an die validierten Modelle SOWAS (Soil Water Storage) (DISSE 1995) und WAWAHAMO (Waldwasserhaushaltsmodell) (ZIERL 2001) sowie die Untersuchungen von ELLING et al. (1990) zur Schätzung der aktuell nutzbaren Wasserspeicherung im Wurzelraum von Waldbeständen an. Die zur Verfügung stehenden Eingangsdaten stellen folgende Anforderungen an das Modell:

- Berechnung in wöchentlicher Auflösung, da die flächenhafte Regionalisierung der Niederschlagsdaten nicht in höherer zeitlicher Auflösung vorliegt bzw. möglich ist.
- Verzicht auf die Beschreibung der Wasserbewegung im Boden entlang mehrerer Bodenhorizonte bzw. Tiefenbereiche, da flächenhaft keine ausreichend detaillierte Datengrundlage über den Aufbau der Böden vorliegt.
- Ausschluss von kapillarem Grundwasseraufstieg und lateralem Wasserzufluss.

Auf dieser Grundlage wurde ein einfacher Bilanzierungsansatz in Form eines einschichtigen Speichermodells ausgewählt. Folgende Bilanzgleichung beschreibt die Modellkomponenten:

$$BWG_{akt,i} = BWG_{akt,i-1} + N_i - ET_{akt,i} \quad \text{Formel 4}$$

Mit: $BWG_{akt,i}$ = aktueller Bodenwassergehalt am Ende des Zeitintervalls i [mm]

N_i = Niederschlag im Zeitintervall i [mm / Woche]

$ET_{akt,i}$ = aktuelle Evapotranspiration im Zeitintervall i [mm / Woche]

Als pflanzenverfügbare Bodenwasserspeicher (BWS) wird eine faktorenbasierte Prognosekarte zur nutzbaren Feldkapazität der Waldböden bis 100 cm Tiefe ($nFK_{100\text{ cm}}$) nach HERBST (2013) verwendet (s. Kapitel 2.2.2). Bei geringmächtigeren Böden bezieht sich das Wasserspeichervermögen auf die geringere Gründigkeit (z. B. bis 60 cm Tiefe). Damit ist das berücksichtigte Bodenvolumen identisch mit dem von RAISSI et al. (2009) angegebenem Mittelwert für die Durchwurzelungstiefe der Hauptwurzelmasse auf Forststandorten. Ebenfalls eingeschlossen in diese Bezugstiefe ist die in der forstlichen Standortkartierung definierte Betrachtungstiefe für das Wasserregime (i. d. R. bis 60 cm Tiefe) (ARBEITSKREIS STANDORTSKARTIERUNG 2003; GAUER et al. 2011).

In der Prognosekarte wird die $nFK_{100\text{ cm}}$ auf Grundlage eines wissensbasierten empirisch-statistischen Modells in Wertebereichen mit je 40 mm Klassenbreite angegeben. Aussagen zu in der Tendenz höherer oder niedrigerer Ausprägung der $nFK_{100\text{ cm}}$ ergänzen die klassifizierten Angaben. Darüber hinaus werden einseitig offene Klassen modelliert (z. B. $nFK_{100\text{ cm}} > 40\text{ mm}$). Für die Eingangsgröße BWS des Bodenwasserhaushaltsmodells werden jedoch eindeutig festgelegte Werte benötigt. Hierzu werden die in der Prognosekarte von HERBST (2013) modellierten Wertebereiche der nutzbaren Feldkapazität nach den Angaben in Tab. 10 in operationalisierbare Werte umgewandelt. Im Grundsatz wird die Klassenmitte der Prognoseklassen verwendet. Angegebene Tendenzen zu höheren oder geringeren $nFK_{100\text{ cm}}$ -Werten ergeben Zu- und Abschläge. Nach oben offenen Klassen werden Werte zugewiesen, die 20 mm über der angegebenen Untergrenze liegen. Für die Klasse $< 40\text{ mm}$ wurde ein minimaler Wert von 30 mm festgelegt.

Tab. 10: Klassen der nutzbaren Feldkapazität bis 100 cm Bodentiefe ($nFK_{100\text{ cm}}$) nach HERBST (2013) und daraus abgeleitete Werte für das Bodenwasserhaushaltsmodell.

Klasse der nutzbaren Feldkapazität ($nFK_{100\text{ cm}}$) [mm]	Tendenz	nutzbare Feldkapazität im Bodenwasserhaushaltsmodell II ($nFK_{100\text{ cm}}$) [mm]
≤ 40	-	30
$> 40 - 80$	geringere nutzbare Feldkapazität	40
$> 40 - 80$	-	60
$> 40 - 80$	höhere nutzbare Feldkapazität	80
> 40	-	60
≤ 80	-	50
$> 80 - 120$	-	100
$> 80 - 120$	höhere nutzbare Feldkapazität	120
> 80	-	100
$> 120 - 160$	geringere nutzbare Feldkapazität	120
$> 120 - 160$	-	140
$> 120 - 160$	höhere nutzbare Feldkapazität	160
> 120	-	140
$> 160 - 200$	geringere nutzbare Feldkapazität	160
$> 160 - 200$	-	180

Im Vorgriff auf die Ergebnisse zur Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten im Untersuchungsgebiet (s. Kapitel 5) wird für flachgründige Böden über Kalkgestein ein zusätzlicher pflanzenverfügbare Wasserspeicher in der durchwurzelten Kalksteinverwitterungsschicht WS_{GHw} als Teil des Bodenwasserspeichers BWS berücksichtigt. Es gilt:

$$BWS = nFK_{100\text{ cm}} + WS_{GHw}$$

Angaben zur Höhe des Zuschlages und den davon profitierenden Standorten bzw. Flächen können den Kapiteln 5.4 und 5.5 entnommen werden.

Die Talböden werden von der Modellierung des Bodenwasserhaushaltes und damit von der Bestimmung des standörtlichen Trockenstressrisikos ausgenommen. Sie weichen in ihrem Aufbau stark von den Böden in den anderen Bodenregionen ab. Im Grundsatz handelt es sich hier um Böden mit hohen Schotteranteilen, die oft anthropogen verändert wurden. Besonders die Bodenart des durch die Flüsse aufgeschütteten Feinmaterials unterscheidet sich stark vom sonst üblichen Spektrum: Im Gegensatz zu den Löss- und Tonlehmen anderer Regionen liegen in den Talbereichen sandige Lehme vor. Entsprechend unterscheiden sich die aus Schotter und sandigem Feinboden aufgebauten Böden in ihrem Wasserhaushalt stark von den im restlichen Untersuchungsgebiet dominierenden Böden. Zudem ist davon auszugehen, dass in den Talebenen der kapillare Aufstieg von nahe an der Erdoberfläche anstehendem Grundwasser eine wichtige Rolle in der sommerlichen Wasserversorgung der Waldbäume spielt. Dies kann wegen fehlender Datengrundlagen im Bodenwasserhaushaltsmodell jedoch nicht berücksichtigt. Um mit den anderen Regionen des Untersuchungsgebietes vergleichbare Aussagen zu erhalten, müsste ein eigenständiges Bodenwasserhaushaltsmodell entwickelt bzw. parametrisiert werden. Da die Talböden nur einen sehr kleinen Flächenanteil des Untersuchungsgebietes ausmachen, ist die Entwicklung eines zweiten Modells nicht Bestandteil der vorliegenden Arbeit.

Darüber hinaus gelten für das Bilanzierungsmodell folgende Annahmen:

- Die Bodenfeuchte verändert sich gleichmäßig über den als Bodenwasserspeicher angenommenen Tiefenbereich, inklusive evtl. vorhandener Kalksteinverwitterungsschichten. Veränderungen innerhalb verschiedener Tiefenbereiche werden nicht modelliert (einschichtiges Speichermodell).
- Da die Modellierung auf wöchentlicher Basis erfolgt, werden der Interzeptionsspeicher der Baumkronen und die Interzeptionsverdunstung nicht explizit berücksichtigt. In wöchentlicher Auflösung kann das mehrfache Befeuchten und Abtrocknen der Blätter nicht korrekt wiedergegeben werden, da nur die Gesamtsummen des Wochenniederschlages und der Evapotranspiration vorliegen. Für eine korrekte Berechnung der Interzeptionsverdunstung wären jedoch die Summen der Einzelniederschläge notwendig. Die verwendete land

nutzungsabhängige, maximal mögliche Evapotranspiration (ET_{max}) berücksichtigt jedoch auch die Verdunstung der benässen Blattflächen.

- Der Auf- und Abbau der Belaubung, erfasst mit dem Blattflächenindex, verändert im Jahresverlauf die Höhe der Transpiration von Bäumen. Mit der Anzahl der verdunstenden Organe der Laubbäume variiert auch die Interzeptionsverdunstung. Dieser Effekt wird nicht innerhalb des Bodenwasserhaushaltsmodelles berücksichtigt. Die nach den Vorgaben der ATV-DVWK (2002) berechnete, maximal mögliche Evapotranspiration für Mischwälder (ET_{max}) berücksichtigt jedoch die phänologische Entwicklung der Waldbäume und damit die Variation in der Verdunstung (s. Kapitel 3.3.2).

Für die Berechnung des Bodenwassergehaltes gelten des Weiteren folgende Vorschriften:

- Überschreitet der Bodenwassergehalt in einem Berechnungsintervall ($BWG_{akt,i}$) durch eine positive Wasserbilanz rechnerisch den Bodenwasserspeicher (BWS) (der Wasserspeicher „läuft über“), gilt: $BWG_{akt,i} = BWS$

Das vom Bodenwasserspeicher nicht mehr aufnehmbare Wasser fließt oberflächlich ab oder versickert in das Grundwasser. Beide Prozesse werden im Modell nicht weiter berücksichtigt.

- Wenn die maximal mögliche Evapotranspiration ($ET_{max,i}$) des Berechnungsintervalls die Niederschlagssumme (N_i) übersteigt, wird die aktuelle Evapotranspiration ($ET_{akt,i}$) in Abhängigkeit des relativen Bodenwassergehaltes des vorangehenden Berechnungsschrittes ($BWG_{rel,i-1}$) bestimmt. Die dafür verwendete „Abminderungsfunktion“ beruht auf den Studien von MINHAS et al. (1974) und wurde von DISSE (1995) weiterentwickelt. Die modifizierte Formel beinhaltet den normierten Parameter (R) der die Verdunstung in Abhängigkeit von Vegetationsklassen verschieden stark verringert (s. Tab. 11). Es gilt:

Wenn $ET_{max,i} \leq N_i$ **dann** $ET_{akt,i} = ET_{max,i}$ Formel 5

Wenn $ET_{max,i} > N_i$ **dann** $ET_{akt,i} = N_i + \frac{1 - e^{-R \cdot BWG_{rel,i-1}}}{1 - 2 \cdot e^{-R} + e^{-R \cdot BWG_{rel,i-1}}} \cdot (ET_{max,i} - N_i)$ Formel 6

Mit: R = Skalierungsparameter für verschiedene Vegetationsklassen (s. Tab. 11).

$$BWG_{rel,i-1} = \frac{BWG_{akt,i-1}}{BWS} \text{ [mm]}$$

Tab. 11: Normierte Werte des Skalierungsparameters R für verschiedene Vegetationsklassen zur Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration in Abhängigkeit des relativen Bodenwassergehaltes nach DISSE (1995).

Landnutzungs- klasse	Nadel- wald	Laub- wald	Wiese	Getreide	Mais	Sonnen- blume
Skalierungsparameter R	6.0	6.0	4.0	6.0	3.0	3.0

Mit diesem Verfahren hängt die aktuelle Evapotranspirationssumme (ET_{akt}) direkt vom relativen Bodenwassergehalt (BWG_{rel}) ab. Je höher der BWG_{rel} ist, desto höher ist die ET_{akt} bzw. desto geringer ist die Abminderung der ET_{max} .

In einer tageweisen Berechnung mit geringen Evapotranspirationssummen gewährleistet die Abminderungsfunktion das rasche Absinken der ET_{akt} bei geringen Bodenwassergehalten. Bei der Berechnung in wöchentlicher Auflösung mit entsprechend höheren ET_{max} -Summen kommt es jedoch z. T. zu unrealistisch hohen ET_{akt} -Werten. Damit einher geht eine nicht plausible Entleerung des Bodenwasserspeichers. Um diesen Effekt abzumildern, wurde das Verfahren angepasst: Die über die Niederschlagssumme (N_i) hinausgehende ET_{max} -Summe ($ET_{max,i}$) wird in Teilsommen von maximal 1 mm aufgeteilt. Anschließend erfolgt die Bestimmung der $ET_{akt,i}$ in Abhängigkeit des $BWG_{rel,i-1}$ schrittweise für jede Teilsomme. Damit wird Formel 6 ersetzt durch:

$$ET_{akt,i} = N_i + \left[\sum_{k=1}^{\lfloor ET_{max,i} - N_i \rfloor} \frac{1 - e^{-R \cdot BWG_{rel,i-1,k-1}}}{1 - 2 \cdot e^{-R} + e^{-R \cdot BWG_{rel,i-1,k-1}}} \cdot 1 \right] + \left[\frac{1 - e^{-R \cdot BWG_{rel,i-1,k}}}{1 - 2 \cdot e^{-R} + e^{-R \cdot BWG_{rel,i-1,k}}} \cdot \left[\lfloor ET_{max,i} - N_i \rfloor - (ET_{max,i} - N_i) \right] \right] \quad \text{Formel 7}$$

Abb. 5 zeigt die Unterschiede zwischen den Verfahren für einen Waldstandort mit einem BWS von 80 mm und einer konstanten ET_{max} von 13.5 mm pro Woche, Niederschläge sind ausgeschlossen. Beim angepassten Verfahren fällt der Quotient aus ET_{akt} zu ET_{max} rascher ab als im Standardverfahren. Die Verdunstung wird also bei gleichen relativen Bodenwassergehalten stärker reduziert, die modellierte Bodenwasserentnahme verzögert sich.

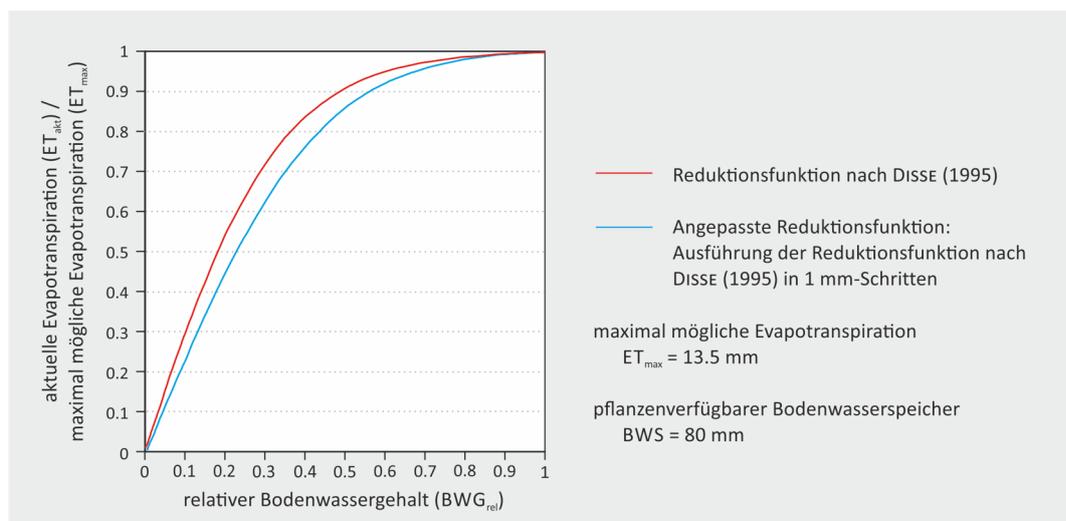


Abb. 5: Vergleich von Abminderungsfunktionen zur Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration (ET_{akt}) in Abhängigkeit des relativen Bodenwassergehaltes (BWG_{rel}). Dargestellt sind die Reduktionsfunktionen nach DISSE (1995) (vgl. Formel 6) und die angepasste Reduktionsfunktion (vgl. Formel 7). ET_{max} beträgt konstant 13.5 mm, Niederschläge sind ausgeschlossen. Die Berechnungen wurden für einen Waldstandort (Landnutzungsabhängiger Skalierungsparameter $R = 6.0$) mit einem BWS-Wert von 80 mm ausgeführt.

4 Einfluss des Klimas auf das Trockenstressrisiko

4.1 Klimatische Bedingungen im Untersuchungsgebiet

Das subozeanisch-subkontinentale Übergangsklima gemäßigter Breiten spiegelt sich im Untersuchungsgebiet in sommerlichen Temperatur- und Niederschlagsmaxima wider (vgl. Abb. 6). Durch die Höhererstreckung von der planaren Stufe mit etwa 240 m ü. M. am Rande des Oberrheingraben bis in die montanen Lagen des Kettenjuras (bis ca. 1200 m ü. M.) ergibt sich ein relevanter Gradient der Temperatur, des Niederschlages und der Evapotranspiration.

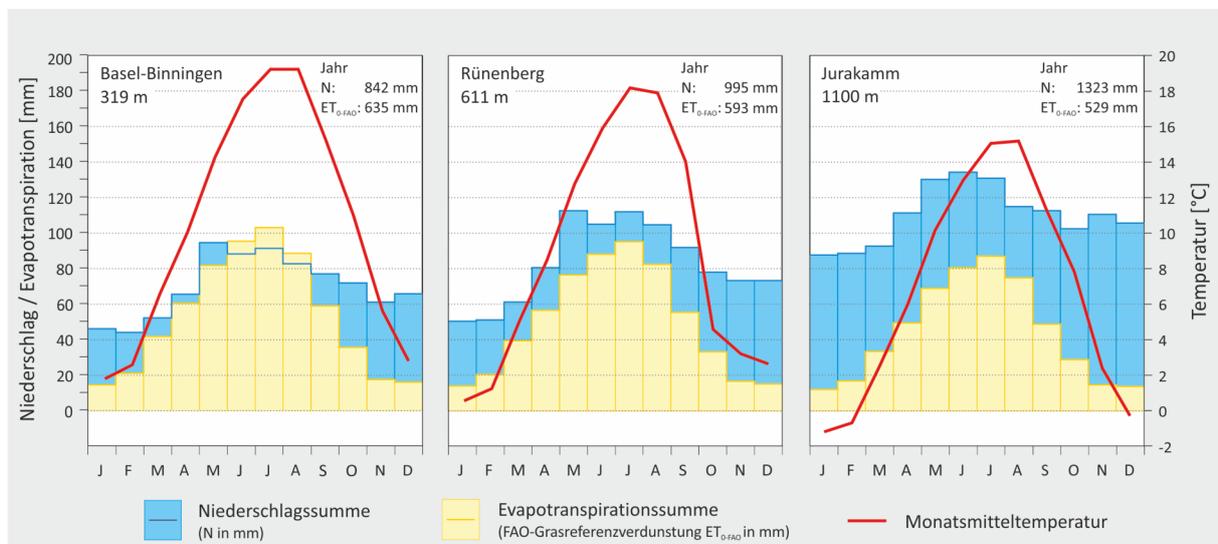


Abb. 6: Klimadiagramme für die Stationen Basel-Binningen und Rünenberg sowie modellierte Werte für Bedingungen am Jurakamm bei Waldenburg. Durchschnittswerte für den Untersuchungszeitraum 1983 bis 2013. Berechnung der FAO-Grasreferenzverdunstung gemäß Kapitel 3.3. Interpolation der Temperatur und des Niederschlages (Werte Jurakamm) gemäß Kapitel 3.2 und 3.4. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

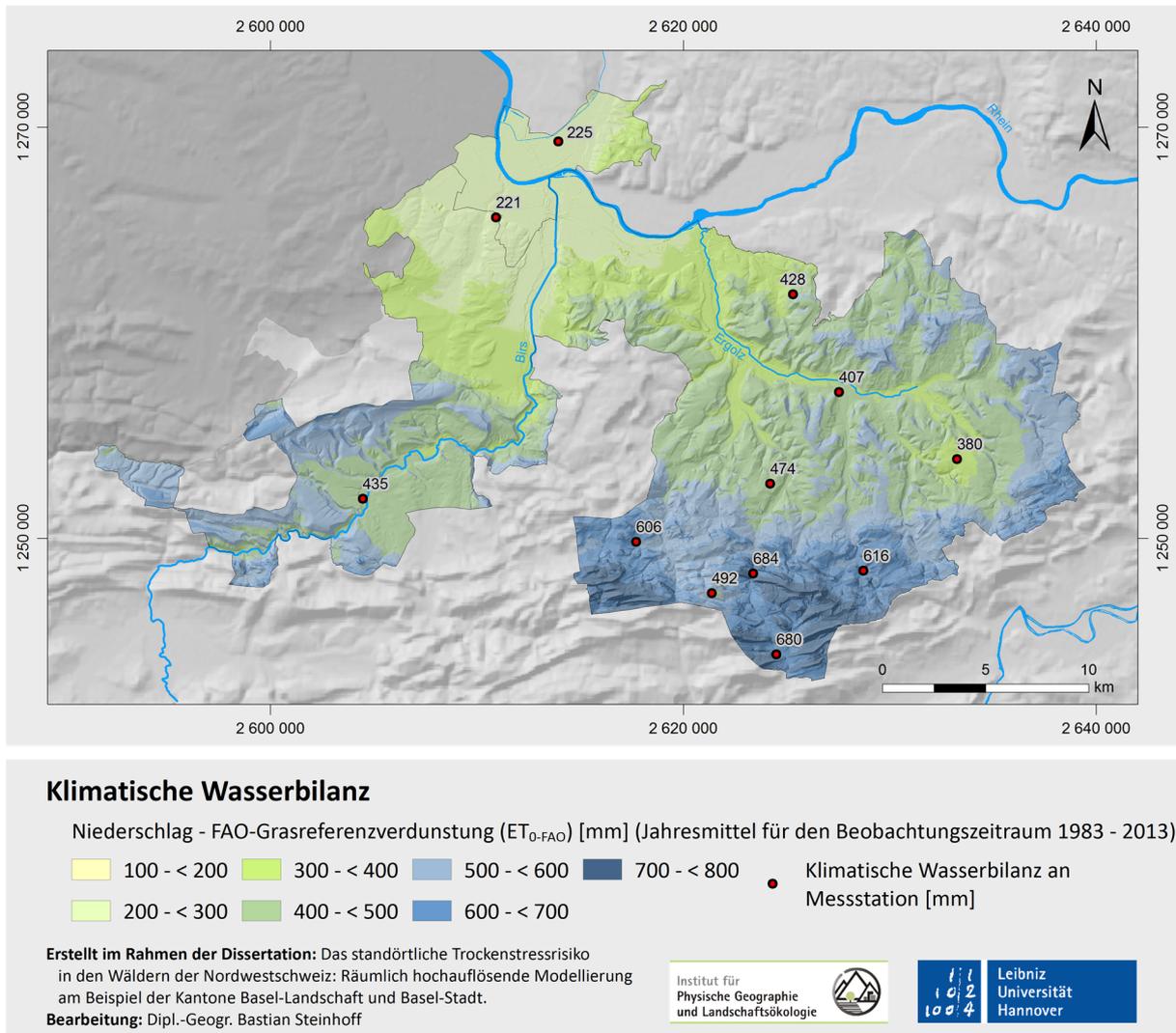
An der Station Basel-Binningen liegt die Jahresmitteltemperatur im Untersuchungszeitraum (1983 bis 2013) bei 10.5 °C. Die im Tafeljura gelegene Station Rünenberg weist ein um 1.3 K niedrigeres Jahresmittel auf. Modellgestützt interpolierte Werte für Bedingungen am Jurakamm von 6.7 °C zeigen den abnehmenden Höhengradienten der Temperatur auf. Die Jahresniederschläge steigen von 842 mm in Basel-Binningen bis auf etwa 1300 mm am Jurakamm an. Der Jahresverlauf der Grasreferenzverdunstung (ET_{0-FAO}) zeichnet den Jahresgang der eingestrahelten Energiemenge und den Temperaturverlauf nach. Sie nimmt mit

der Höhe ab und liegt am Jurakamm in der Jahressumme bei etwa 530 mm. In Basel-Binningen wird mit 635 mm eine um etwa ein Viertel höhere Summe erreicht.

Als wichtige Kenngröße zur Einschätzung der klimatisch bedingten Disposition gegenüber Trockenheit dient die Klimatische Wasserbilanz (KWB). In der KWB wird monatsweise die ET_{0-FAO} vom Niederschlag subtrahiert. Über das Jahr hinweg ergibt die KWB den Wasserüberschuss bzw. das Wasserdefizit einer Grasreferenzfläche unter der Annahme einer ständig maximal möglichen Verdunstungshöhe an. In der Realität wird die maximale Evapotranspiration durch Bodentrockenheit reduziert. Die Berechnung der KWB ermöglicht deshalb nur eine erste grobe Abschätzung der grundsätzlichen Wasserversorgung eines Standortes. Im Untersuchungsgebiet steigt die Bilanzgröße mit der Höhe an und liegt an allen drei in Abb. 6 dargestellten Standorten für das Gesamtjahr im positiven Wertebereich. Lediglich in Basel-Binningen übersteigt die ET_{0-FAO} im Sommerquartal (Juni bis August) die Niederschlagssumme: Zur Deckung des Evapotranspirationsbedarfs kommt es zum Bodenfeuchteverzehr. In den Wintermonaten wird der Bodenwasserspeicher unter mittleren Bedingungen durch Überschüsse in der KWB wieder aufgefüllt.

In der flächenhaften Darstellung der KWB wird die Amplitude der klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet besonders deutlich (s. Karte 6). In den tiefen Lagen in und um Basel beträgt die KWB im Mittel zwischen 200 und 300 mm. Im Faltenjura werden Werte über 600 mm erreicht. Im Laufener Becken und im Tafeljura liegt die KWB in einem Bereich von 300 bis 500 mm. Das Sundgauer Lösshügelland liegt mit Werten zwischen 200 und 400 mm im unteren Spektrum der auftretenden Werte. Im Untersuchungsgebiet herrschen somit im Grundsatz humide klimatische Bedingungen. Zu sommerlichen Einschränkungen in der Wasserversorgung kommt es unter durchschnittlichen Bedingungen lediglich in tieferen Lagen. Dort kann der sommerliche Wasserbedarf jedoch zumeist aus dem relativ großen Wasserspeicher der Böden gedeckt werden. In den höher gelegenen Gebieten des Tafel- und Faltenjuras sind die Bodenwasserspeicherkapazitäten in der Regel geringer. Die KWB zeigt für diese Gebiete im Mittel jedoch keine unzureichende Wasserversorgung an. Die Waldflächen des Untersuchungsgebietes sind also nicht von jährlich oder regelmäßig wiederkehrenden Phasen mit länger anhaltender, unzureichender Wasserversorgung betroffen. Unter den aktuellen klimatischen Bedingungen sind die Waldbäume also nur unregelmäßigen Trockenstressperioden ausgesetzt.

Die durchschnittlichen Bedingungen geben die Disposition gegenüber Trockenperioden jedoch nur unzureichend wieder. Wichtiger sind Extremereignisse und die langfristig prognostizierten Veränderungen der klimatischen Bedingungen, auf die Wälder und Forstwirtschaft nur verzögert reagieren können.



Karte 6: Klimatische Wasserbilanz für durchschnittliche Bedingungen des Untersuchungszeitraumes 1983 bis 2013 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt. Klimatische Wasserbilanz auf Basis der FAO-Grasreferenzverdunstung und des interpolierten Niederschlages. Berechnung gemäß der Kapitel 3.3 und 3.4. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

4.2 Extremereignisse und historische Entwicklung der klimatischen Bedingungen

Homogenisierte Tageswerte der Lufttemperatur und des Niederschlages liegen für die Station Basel-Binningen in täglicher Auflösung ab dem Jahr 1864 vor und ermöglichen einen Blick auf die Entwicklung der klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet (BADER & BANTLE 2004, BEGERT et al. 2005). Abb. 7 zeigt die Jahresmittel- und Halbjahresmitteltemperaturen der Station Basel-Binningen von 1864 bis 2013.

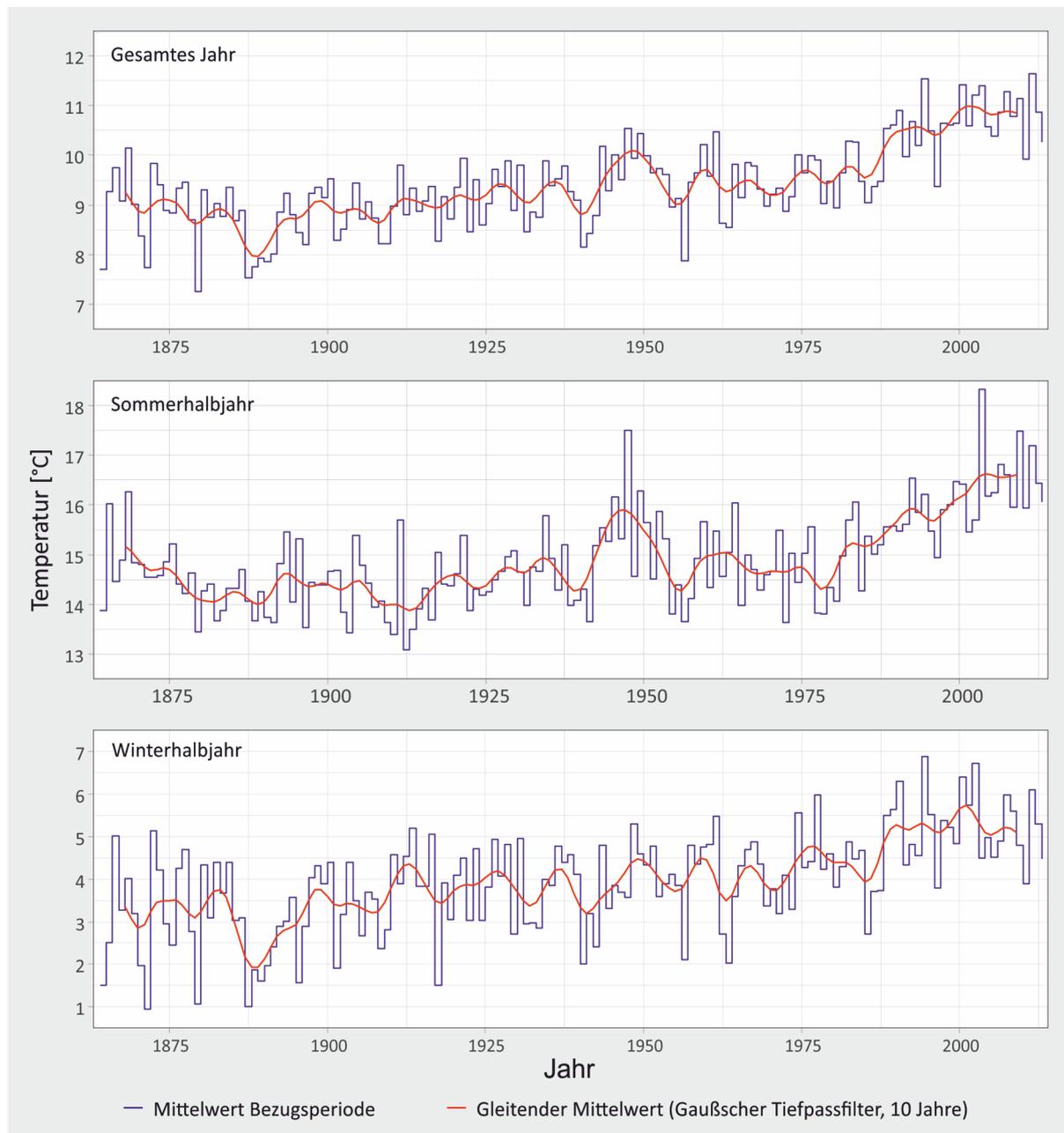


Abb. 7: Homogenisierte Zeitreihe der Lufttemperatur (2 m über dem Boden in °C) an der Station Basel-Binningen (316 m ü. M.) für den Zeitraum 1864 bis 2013. Dargestellt sind die Jahresmitteltemperatur sowie die mittlere Temperatur des Sommer- (April bis September) und Winterhalbjahres (Oktober bis März). In blau ist der jährliche Mittelwert der Bezugsperiode (Halbjahr bzw. Jahr) angegeben. Zur Berechnung des gleitenden Mittels (in rot) wurde ein Gaußscher Tiefpassfilter (SCHÖNWIESE 2006) mit einer Breite von zehn Jahren verwendet. Eigene Berechnungen auf der Datengrundlage von MeteoSchweiz.

In den 1880er und 1890er Jahren ist eine ausgeprägte Temperaturdepression zu erkennen, die sich vor allem aus niedrigen Wintertemperaturen ergibt. In den darauf folgenden Jahren stabilisiert sich das Temperaturniveau auf ca. 9 °C mit in den 1910er Jahren bereits deutlich wärmeren Wintern als zu Beginn der Aufzeichnungen. Eine erste deutlich warme Phase tritt in den 1940ern mit dem außergewöhnlich warmen Sommer 1947 auf. Zu Beginn der 1980er steigen die Jahresmitteltemperaturen sprunghaft und deutlich an (vgl. BADER & BANTLE 2004).

Seinen vorläufigen Höhepunkt erreichte der ansteigende Temperaturtrend im extremen Hitzesommer 2003.

In Basel-Binningen stieg die Jahresmitteltemperatur über die gesamte zur Verfügung stehende Messreihe (1864 bis 2013) hinweg pro Dekade um 0.135 K an (s. Tab. 12). Der Temperaturanstieg der letzten 31 Jahre (1983 bis 2013) verlief mit 0.372 K pro Dekade deutlich schneller. Auffällig ist der rapide Anstieg der Temperaturen im Sommerhalbjahr ab den 1980er Jahren: Der Trend liegt für den Zeitraum 1983 bis 2013 bei 0.494 K pro Dekade. Die Temperaturentwicklung im Winterhalbjahr des gleichen Zeitraumes ist mit einem Anstieg von 0.249 K pro Dekade wesentlich geringer und nicht signifikant.

Tab. 12: Lineare Temperaturtrends an der Station Basel-Binningen für die Zeiträume 1864 bis 2013 und 1983 bis 2013. Signifikanzniveau der Trends (Rangkorrelationskoeffizient nach Spearman): ** < 0.001; * < 0.01; nicht signifikant

Bezugszeitraum	1864 bis 2013		1983 bis 2013	
	Trend [K / 10 a]	r ²	Trend [K / 10 a]	r ²
Jahr	0.135	0.451**	0.372	0.273*
Sommerhalbjahr	0.117	0.294**	0.494	0.356**
Winterhalbjahr	0.152	0.314**	0.249	0.062

Die Entwicklung der Lufttemperatur in Basel-Binningen verlief damit weitgehend analog zur Entwicklung in der gesamten Schweiz: Von 1864 bis 2011 stieg die Temperatur an zwölf für die Schweiz repräsentativen Messstationen um 1.7 K (0.12 K pro Dekade) an (PERROUD & BADER 2013). Im europäischen Mittel lag die Erwärmung im 20. Jahrhundert hingegen bei nur 0.08 K (± 0.03 K) pro Dekade (LUTERBACHER et al. 2004). Damit stieg die Temperatur in der Schweiz ca. 1.5-mal schneller an als im europäischen Durchschnitt. Dieser Trend verstärkte sich ab den 1970ern: REBETEZ & REINHARD (2008) berechneten für den Zeitraum von 1975 bis 2004 einen schweizweiten Temperaturanstieg von 0.56 K pro Dekade.

Zugleich häuften sich gegen Ende des 20. und zu Beginn des 21. Jahrhunderts warme und sehr warme Jahre: Seit Mitte der 1980er Jahre lagen die schweizweiten Jahresmitteltemperaturen immer über dem Durchschnitt der Periode 1961 bis 1990 (PERROUD & BADER 2013). Europaweit verdoppelte sich im 20. Jahrhundert die Länge sommerlicher Hitzeperioden. Im selben Zeitraum verdreifachte sich die Anzahl von Hitzetagen (DELLA-MARTA et al. 2007).

Der Jahresniederschlag stieg an den meisten schweizerischen Stationen der Alpennordseite seit Beginn der systematischen Messungen 1864 an. Die Trends weisen eine Zunahme des Niederschlages von 87 bis 111 mm pro Jahrhundert an den Stationen Zürich, Bern und Genf aus. Lediglich die Basler Zeitreihe weist ausgesprochen stabile Verhältnisse auf (BADER & BANTLE 2004): Der Trend an der Station Basel-Binningen ist kleiner als die natürliche Variabilität

der Niederschlagssummen und nicht signifikant. Eine Studie von SCHMIDLI & FREI (2005) deutet auf einen Anstieg der durchschnittlichen winterlichen Niederschläge im 20. Jahrhundert um 15 bis 30 % in der Nordwestschweiz hin. Eine Verschiebung der Niederschlagsmengen zwischen den Jahreszeiten konnte in Basel-Binningen seit Beginn der Aufzeichnungen jedoch nicht beobachtet werden.

Neben dem extremen Trockenjahr 2003 (s. Kapitel 4.4) gab es im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 zwei weitere ungewöhnlich trockene Jahre. Im Jahr 1989 registrierten die Regenschreiber an der Station Basel-Binningen (BAS) lediglich 78 %, in Rünenberg (RUE) nur 81 % der durchschnittlichen Jahresniederschlagsmenge. Insbesondere der Sommer und Herbst erwiesen sich als trocken. 2011 startete mit einem nassen Winter, im Frühjahrsquartal fielen jedoch lediglich 41 (BAS) bzw. 54 % (RUE) der üblichen Regenmenge. Auf die deutliche Frühjahrstrockenheit folgte ein durchschnittlicher Sommer, im Herbst sanken die Niederschlagssummen erneut auf 61 (BAS) bzw. 62 % (RUE) ab. Über das gesamte Jahr hinweg erreichten die Niederschläge damit 82 (BAS) bzw. 75 % (RUE) der durchschnittlichen Menge. Die Temperaturen lagen im Mittel des Jahres 2011 um 1.2 (BAS) bzw. 1.3 K (RUE) über dem Durchschnitt der Jahre 1983 bis 2013.

Die Länge sommerlicher Phasen ohne Niederschläge ($< 1 \text{ mm / Tag}$) zeigte im 20. Jahrhundert in der Schweiz gemäß der Analyse von 104 Niederschlagszeitreihen keinen langfristigen Trend (SCHMIDLI & FREI 2005). Lediglich in der südlichen Schweiz kam es im Herbst und Frühjahr zu einer Zunahme von meteorologischen Trockenperioden. Stochastische Modelle legen jedoch nahe, dass es in der nördlichen Schweiz innerhalb des Zeitraums 1906 bis 2006 in bis zu 20 Jahren zu Einschränkungen in der Wasserversorgung von Pflanzen kam (FUHRER et al. 2006). An der Station Basel-Binningen sind keine signifikanten Veränderungen in der Länge meteorologischer Trockenphasen erkennbar. In den letzten 30 Jahren betrug die Dauer der längsten niederschlagsfreien Phasen an der Station Basel-Binningen im Mittel 20 Tage (eigene Berechnungen).

Valide Aussagen zur Entwicklung der Evapotranspiration in historischer Zeit liegen nicht vor. Mit dem Anstieg der Lufttemperatur erhöht sich im Grundsatz jedoch auch das Sättigungsdefizit der Luft. Bei gleich bleibenden Niederschlagssummen steigt damit prinzipiell die Disposition gegenüber Phasen längerer Bodentrockenheit. Andererseits kann die erhöhte Lufttemperatur selbst bereits als ein Signal für verstärkte Sommertrockenheit interpretiert werden: Bei Bodentrockenheit kann nur wenig der eingestrahlten Energiemenge durch Evapotranspiration in latente Wärme umgesetzt werden, stattdessen erhöht sich durch den Strom fühlbarer Wärme direkt die Lufttemperatur (FISCHER et al. 2007a; FISCHER et al. 2007b).

Ein deutlicher Indikator der bereits abgelaufenen Klimaveränderung im Untersuchungsgebiet ist die Verlängerung und der frühere Beginn der phänologischen Vegetationsperiode.

Schweizweite Untersuchungen diesbezüglicher Trends für den Zeitraum 1951 bis 2002 belegen eine Vorverlegung des Frühjahrsbeginns um 21 bzw. 17 Tage für Höhenlagen unter 600 bzw. über 1000 m ü. M. Zugleich dehnte sich die phänologische Vegetationsperiode um 14 bzw. 13 Tage aus. Dabei verlängerte sich die photosynthetisch aktive Phase der Pflanzen (Blattentfaltung bis Blattverfärbung) in den niedriger gelegenen Gebieten lediglich um drei, in den höheren Lagen jedoch um neun Tage. Die beobachtete Verfrühung in der Verfärbung der Blätter kann auch auf Trockenheit während der Vegetationsperioden zurückgeführt werden (DEFILA & CLOT 2005).

Einen weiteren Anhaltspunkt für die Vorverlegung des Frühlings gibt die phänologische Zeitreihe zum Eintritt der Kirschblüte in Liestal (Kanton Basel-Landschaft). Demnach blühen die Kirschbäume 15 bis 20 Tage früher als zur Mitte des 20. Jahrhunderts (PERROUD & BADER 2013). Diese Entwicklung deckt sich mit der Veränderung der thermisch bestimmten Vegetationsperiode (s. Kapitel 3.5) an der Station Basel-Binningen: Vom Zeitraum 1877 - 1907 bis zur Periode 1983 - 2013 verfrühte sich der Beginn der Vegetationsperiode um 13 Tage und verlängerte sich um insgesamt 23 auf 256 Tage (eigene Berechnungen).

Die hier skizzierten Veränderungen der klimatischen Bedingungen sind mit hoher Sicherheit auf den anthropogen verstärkten Klimawandel zurückzuführen. Der nächste Abschnitt analysiert wie sich dieser voraussichtlich fortsetzen wird und welche Auswirkungen dies für das Auftreten von Trockenperioden im Untersuchungsgebiet hat.

4.3 Zukünftige Klimaentwicklung

Der Anstieg der Jahresmitteltemperaturen in historischer Zeit ist mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit primär auf den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt zurückzuführen. Abhängig von der Stärke des zukünftigen Emissionsausstoßes ist weltweit von einem weiteren Anstieg der Temperaturen, einer interannuellen Verschiebung der Niederschlagsverteilung und einer Verstärkung von Extremereignissen auszugehen (IPCC 2013).

Die zukünftige klimatische Entwicklung wird mit globalen und regionalen Klimamodellen unter der Annahme verschiedener Szenarien des zukünftigen Emissionsausstoßes prognostiziert (IPCC 2013; MOSS et al. 2010; NAKIĆENović 2000). Dabei ist zu beachten, dass jegliche Projektion der klimatischen Bedingungen gemäß COX & STEPHENSON (2007) durch drei hauptsächliche Unsicherheitsfaktoren beeinflusst wird:

- (1) Unsicherheiten über die Höhe der zukünftigen anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen und Aerosolen.
- (2) Unsicherheiten im Verständnis und der nur begrenzt modellierbaren Komplexität von Zusammenhängen und Prozessen im globalen und regionalen Klimasystem.

(3) Unsicherheiten, die sich aus natürlichen Fluktuationen des Klimas ergeben.

Ausgehend von verschiedenen Emissionsszenarien ist mit einem Anstieg der globalen Jahresmitteltemperatur bis zum Ende des 21. Jahrhunderts (Periode 2081 bis 2100) von 1 bis 3.7 K gegenüber der Periode 1986 bis 2005 zu rechnen (IPCC 2013). Regional kann der Temperaturanstieg auch deutlich höher ausfallen (METEOSCHWEIZ 2013a). Zudem ist es wahrscheinlich, dass es bis zum Ende des 21. Jahrhunderts global zu einem Anstieg in der Stärke und Dauer von Trockenperioden kommt. Auch regionale Klimaprojektionen für Europa sagen häufigere und intensivere meteorologische Trockenperioden voraus (SENEVIRATNE et al. 2012).

Für die Schweiz liegt ein multi-modaler Ansatz zur Projektion des Klimawandels vor. Um Unsicherheiten einzelner Modelle abzufangen, werden 8 globale und 14 regionale Klimamodelle sowie drei Emissionsszenarien zur Darstellung eines Korridors der zukünftigen klimatischen Entwicklung kombiniert (APPENZELLER 2011, FISCHER et al. 2012). Als Basis dienen Klimamodelle aus dem europäischen ENSEMBLE-Projekt (VAN DER LINDEN & MITCHELL 2009). Prognosen werden für die drei Zielperioden 2020 - 2049, 2045 - 2074 und 2070 - 2099 vorgenommen. Die berücksichtigten drei IPCC-Emissionsszenarien A2, A1B sowie RCP3PD entsprechen verschiedenen Entwicklungsmöglichkeiten der zukünftigen globalen Treibhausgasemissionen (s. Abb. 8). Den Trends liegen verschiedene Annahmen zur globalen demographischen, gesellschaftlichen, technologischen und ökonomischen Entwicklung zu Grunde. Das Szenario A2 geht von weiterhin steigenden Emissionen aus, während im Szenario A1B eine Trendwende zur Mitte des 21. Jahrhunderts vollzogen wird. Das Szenario RCP3PD geht von einer raschen Reduktion der weltweiten Treibhausgasemissionen durch einschneidende politische Entscheidungen aus (NAKIĆENOVIĆ 2000).

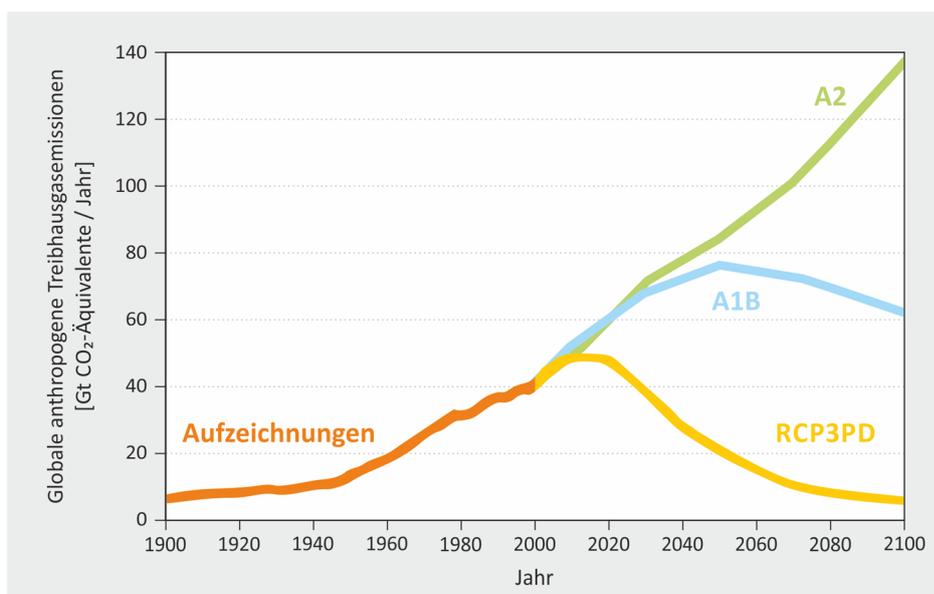


Abb. 8:
Historische Entwicklung der globalen anthropogenen Treibhausgasemissionen und Szenarien für zukünftige Emissionen ab dem Jahr 2000.

Eigene Darstellung nach: IPCC (2013), NAKIĆENOVIĆ (2000).

In der nördlichen Schweiz steigt demnach die mittlere Temperatur, abhängig von der Jahreszeit und dem Emissionsszenario verschieden stark an (s. Tab. 13). Ende des 21. Jahrhunderts

liegen die jahreszeitlichen Mitteltemperaturen um 2.6 bis 3.4 K (IPCC-Szenario A2), 2.4 bis 3.3 K (IPCC-Szenario A1B) bzw. 1.3 bis 1.7 K (IPCC-Szenario RCP3PD) über den Werten der Bezugsperiode 1980 bis 2009. Zugleich nimmt die sommerliche Niederschlagssumme um 9 bis 18 % ab.

Bedingt durch den Temperaturanstieg verlängert sich die thermische Vegetationsperiode in der Nordwestschweiz im Durchschnitt der Emissionsszenarien A1B, A2 und RCP3PD bis zum Ende des 21. Jahrhunderts auf 263 (Höhenlagen unter 500 m ü. M.), 248 (Höhenlagen zwischen 500 und 800 m ü. M.) bzw. 217 Tage (Höhenlagen zwischen 800 und 1200 m ü. M.) (METEOSCHWEIZ 2013a).

Der erwartete Anstieg der Temperaturen führt indirekt auch zu steigenden Evapotranspirationssummen. Für ein Flusseinzugsgebiet in der nördlichen Schweiz gehen JASPER et al. (2004) im Vergleich zur Periode 1981 – 2000 von einer Zunahme der durchschnittlichen Jahressumme der Evapotranspiration von 11 - 20 % bis zur Periode 2071 - 2100 aus. Die Spannweite ergibt sich aus der Variation zwischen den verschiedenen Emissionsszenarien. In Kombination mit der prognostizierten Abnahme sommerlicher Niederschläge erhöht sich damit die Eintrittswahrscheinlichkeit von Dürreperioden. Zudem können die früher einsetzende Schneeschmelze, die früher beginnende Vegetationsperiode und der damit verbundene schnellere Bodenfeuchteverzehr verstärkt zu Bodentrockenheit führen (APPENZELLER 2011).

Tab. 13: Prognostizierte Veränderungen der mittleren jahreszeitlichen Temperatur (T in K) und des mittleren jahreszeitlichen Niederschlages (N in %) für die nördliche Schweiz bezogen auf die Periode 1980 bis 2009. Quelle: APPENZELLER (2011).

Periode und Jahreszeit		Prognose für die nördliche Schweiz					
		Veränderungen in Temperatur und Niederschlag					
		Szenario A2		Szenario A1B		Szenario RCP3PD	
		T [K]	N [%]	T [K]	N [%]	T [K]	N [%]
2020 bis 2049	Winter	+1.19	-0.1	+1.31	-0.1	+1.34	-0.1
	Frühling	+0.86	+2.5	+0.95	+2.8	+0.97	+2.8
	Sommer	+1.11	-2.4	+1.23	-2.6	+1.25	-2.7
	Herbst	+1.08	+0.5	+1.19	+0.6	+1.22	+0.6
2045 bis 2074	Winter	+1.96	+2.2	+2.10	+2.4	+1.50	+1.7
	Frühling	+1.71	+0.4	+1.84	+0.4	+1.31	+0.3
	Sommer	+2.12	-10.3	+2.27	-11.1	+1.63	-7.9
	Herbst	+1.72	-0.3	+1.85	-0.4	+1.32	-0.3
2070 bis 2099	Winter	+2.86	+2.4	+2.71	+2.3	+1.41	+1.2
	Frühling	+2.57	+1.2	+2.43	+1.1	+1.26	+0.6
	Sommer	+3.44	-17.8	+3.25	-16.8	+1.69	-8.7
	Herbst	+2.95	-4.3	+2.80	-4.0	+1.45	-2.1

Auch das mit Bodentrockenheit in Verbindung stehende Eintrittsrisiko von sommerlichen Hitzewellen wird sich mit der grundsätzlichen Erwärmung und der Reduktion der sommerlichen Niederschläge erhöhen. Die Aussagen hierzu sind jedoch nur wenig belastbar. Hauptsächliche Unsicherheiten bzgl. des häufigeren Auftretens von Trockenperioden liegen im mäßigen Verständnis des Niederschlagsprozesses, der Interaktion von Landoberfläche und Atmosphäre sowie in möglichen Veränderungen im globalen Zirkulationsmuster (APPENZELLER 2011).

In dieser Arbeit werden zur Modellierung zukünftiger Niederschlags- und Temperaturwerte zehn regionale Klimaprojektionen aus dem Projekt CH2011 genutzt (APPENZELLER 2011). Die Prognosen liegen in täglicher Auflösung für die Wetterstationen von MeteoSchweiz vor und beziehen sich auf das IPCC-Emissionsszenario A1B (NAKIĆENović 2000). In diesem Szenario wird von einem weltweit starken ökonomischen Wachstum und einer weiterhin wachsenden Weltbevölkerung ausgegangen. Das Wachstum der Weltbevölkerung erreicht Mitte des 21. Jahrhunderts seinen Höhepunkt und verlangsamt sich anschließend. Der Energieverbrauch wird ausgewogen aus erneuerbaren und fossilen Energieträgern gedeckt, die schnelle Einführung energieeffizienter Technologien wird ab den 2050er Jahren zu einer Reduzierung der Treibhausgasemissionen führen. Damit kann das Szenario als *Mittelweg* zwischen rapider Reduktion und weiterhin stetigem Anstieg der Emissionen eingeordnet werden (NAKIĆENović 2000).

Bedingt durch verschiedene pragmatische Modellannahmen (vgl. APPENZELLER 2011, FISCHER et al. 2012) und die Beschränkung auf das Emissionsszenario A1B geben die Prognosen nicht die gesamte Spannweite der möglichen Entwicklung wieder. Die Projektion der Temperatur wird als valide eingestuft, dennoch ist mit einer Unsicherheit in der Modellierung von ca. 1 K auszugehen. Die Prognose der Niederschlagsentwicklung ist sehr unsicher: In der Hälfte der Fälle wird die Veränderung durch die Spannweite der Prognosen überdeckt (APPENZELLER 2011).

Auf Grundlage dieser Annahmen errechnen die zehn verschiedenen Modellläufe für die Station Basel-Binningen gegenüber der Periode 1983 bis 2013 einen Anstieg der Jahresmitteltemperatur von 1 K bis zum Zeitraum 2020 bis 2049 (Abweichung der verschiedenen Modellläufe ± 0.3 K, s. Tab. 14). Der Anstieg der Temperatur setzt sich in gleicher Höhe bis zur Periode 2045 bis 2074 fort und verringert sich zur Periode 2070 bis 2099 auf 0.8 K (± 0.4).

Tab. 14: Aktuelle und prognostizierte mittlere Lufttemperatur (2 m über dem Boden in °C) an den Stationen Basel-Binningen (BAS) und Rünenberg (RUE). Jahresmitteltemperaturen und mittlere Temperaturen des Sommer- (April bis September) und Winterhalbjahres (Oktober bis März). Prognostizierte Werte mit angegebener Spannweite beruhen auf zehn verschiedenen Modellläufen auf Grundlage des IPCC-Emissionsszenarios A1B. Eigene Berechnungen auf Grundlage von MeteoSchweiz und APPENZELLER (2011).

Bezugszeitraum	Mittlere Lufttemperatur 2 m über Boden [°C]							
	1983 - 2013		2020 - 2049		2045 - 2074		2070 - 2099	
	BAS	RUE	BAS	RUE	BAS	RUE	BAS	RUE
Jahr	10.5	9.2	11.5 (± 0.3)	10.2 (± 0.3)	12.5 (± 0.3)	11.2 (± 0.3)	13.3 (± 0.4)	12.0 (± 0.4)
Sommerhalbjahr	6.5	5.3	7.5 (± 0.3)	7.6 (± 0.4)	8.4 (± 0.3)	8.9 (± 0.5)	9.2 (± 0.4)	10.1 (± 0.6)
Winterhalbjahr	14.6	13.1	15.6 (± 0.5)	14.1 (± 0.5)	16.4 (± 0.5)	15.0 (± 0.5)	17.3 (± 0.6)	15.8 (± 0.6)

Die Spannweite der Niederschlagsentwicklung ist an den Stationen Basel-Binningen und Rünenberg für die Betrachtung auf jährlicher Ebene und für alle Prognosezeiträume höher als die über alle Modellläufe gemittelte Veränderung (s. Tab. 15). Dies gilt auch für die sommerlichen Niederschläge. Lediglich bei der Prognose der winterlichen Niederschlagssumme für den Zeitraum 2020 - 2049 ist der Trend größer als die Spannweite der Modellprognosen. Darüber hinaus spielen sich die Veränderungen der Niederschlagssummen im Mittel in einem kleinen Rahmen ab.

Tab. 15: Aktuelle und prognostizierte mittlere Niederschlagssummen [mm] an den Stationen Basel-Binningen (BAS) und Rünenberg (RUE). Mittlere Jahressummen sowie mittlere Summen des Sommer- (April bis September) und Winterhalbjahres (Oktober bis März). Prognostizierte Werte mit angegebener Spannweite beruhen auf zehn verschiedenen Modellläufen auf Grundlage des IPCC-Emissionsszenarios A1B. Eigene Berechnungen auf Grundlage von MeteoSchweiz und APPENZELLER (2011).

Bezugszeitraum	Niederschlagssumme [mm]							
	1983 - 2013		2020 - 2049		2045 - 2074		2070 - 2099	
	BAS	RUE	BAS	RUE	BAS	RUE	BAS	RUE
Jahr	842	995	857 (± 38)	1027 (± 45)	835 (± 56)	997 (± 62)	852 (± 69)	1020 (± 81)
Sommerhalbjahr	475	577	462 (± 26)	576 (± 30)	452 (± 35)	560 (± 39)	448 (± 38)	560 (± 45)
Winterhalbjahr	367	418	394 (± 17)	451 (± 23)	383 (± 24)	438 (± 27)	404 (± 35)	460 (± 39)

4.4 Das Hitze- und Trockenjahr 2003

Europaweit war 2003 ein extrem heißes und trockenes Jahr. In der Schweiz war es ein Extremereignis „jenseits aller Erfahrungswerte“ (APPENZELLER 2005). Mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit war 2003 der wärmste Sommer seit 1500 (LUTERBACHER et al. 2004, STOTT et al. 2004). Die Sommertemperaturen (Monate Juni bis August) lagen ca. 2 K über den mittleren europäischen Sommertemperaturen der Periode 1901 – 1995. Dies entspricht einer positiven Abweichung vom langjährigen Mittelwert von über 4 Standardabweichungen (LUTERBACHER et al. 2004, FERRANTI & VITERBO 2006). Die höchsten Abweichungen vom jährlichen Temperaturmittel traten in einem Korridor von Nordostdeutschland über die Schweiz und Norditalien bis nach Südfrankreich auf (BADER 2004).

An einer Vielzahl schweizerischer Messstationen wurden 2003 die Werte der bisher heißesten Tage seit Beginn der systematischen Messungen 1864 um 2 bis 3 K übertroffen (APPENZELLER 2005). Klimarekonstruktionen legen nahe, dass der Sommer 2003 im gesamten Alpenraum einer der Trockensten der letzten 500 Jahre war (APPENZELLER 2005; PFISTER et al. 1999). Auswertungen von historischen Wetteraufzeichnungen, -berichten und Archiven weisen darauf hin, dass 1540 gesamteuropäisch trockener war. Demnach blieben über fast das gesamte Jahr hinweg die Niederschläge aus. Die Auswirkungen waren katastrophal: Vieh verendete auf Grund von Wasser- und Futtermangel, Ernten blieben aus, große Flüsse wie Rhein, Elbe und Rhône konnten zu Fuß durchwatet werden (WETTER et al. 2014).

2003 fielen in der Schweiz von Juni bis August nur ca. 50 % der üblichen Niederschlagsmenge (SCHMIDLI & FREI 2005). Aus meteorologischer Sicht war auf der Alpennordseite nur das Sommerhalbjahr 1947 (April bis September) trockener. Da aber das Frühjahr 1947 deutlich feuchter als 2003 war, ist davon auszugehen, dass die Einschränkungen in der Wasserversorgung der Pflanzen im Jahr 2003 größer waren (BADER 2004).

4.4.1 Verlauf und Merkmale des Trockenjahres 2003

Bereits der Witterungsverlauf im Frühjahr 2003 legte die Grundlage für den außergewöhnlich trockenen und heißen Sommer: Im Februar und März blieben die Niederschlagssummen an einer Vielzahl schweizerischer Stationen weit hinter dem langjährigen Mittel zurück. Dieser Trend setzte sich prinzipiell ununterbrochen bis in den Oktober hinein fort (APPENZELLER 2005).

In den Monaten Juni bis August dominierten stationäre Hochdruckgebiete das Wettergeschehen in Mitteleuropa. Die atlantische Störungszone war weit in den Norden Europas verlagert: Der ausgleichende Einfluss des Atlantiks kam nicht zum Tragen. In der Schweiz kam es lediglich im Juli zu wechselhaftem Wetter mit Schauern und Gewittern (BADER 2004). Aus der Wetterlage ergaben sich geringe Bewölkungsgrade, die im Gesamtjahr 18 % unter dem

Mittel der 10 vorherigen Jahre lagen. Damit einher ging ein um 11 % erhöhter Strahlungsinput an der Erdoberfläche. In Kombination mit enorm reduzierten bzw. ausbleibenden Niederschlägen trockneten die Böden stark aus (APPENZELLER 2005). Durch das geringe Wasserangebot und die damit stark reduzierte Verdunstung wurde der Großteil der eingestrahlten Energiemenge als fühlbare Wärme in die Atmosphäre zurückgeführt. Dadurch erhöhte sich direkt die Lufttemperatur (GARCÍA-HERRERA et al. 2010). Die Hitze und Trockenheit des Sommers 2003 stehen also in einem direkten kausalen Zusammenhang. Im Einklang damit gehen FERRANTI & VITERBO (2006) davon aus, dass die sommerliche Bodentrockenheit in Europa in einem Feedback das Anhalten der meteorologischen Trockenperiode positiv beeinflusste. Ablesbar ist der gesteigerte fühlbare Wärmestrom auch an der niedrigen relativen Luftfeuchte. Sie lag im Sommerquartal an den Station Basel-Binningen und Rünenberg bei 84 bzw. 81 % der durchschnittlichen Werte für die Periode 1901 - 2013 (Basel-Binningen) bzw. 1983 - 2013 (Rünenberg) (eigene Berechnungen).

Temperaturen

Vielerorts in der Schweiz wurden im Juni 2003 neue Temperaturrekorde aufgestellt. Vom 1. bis 13. August erfasste die extremste Hitzewelle seit Beginn systematischer Messungen die Schweiz und überbot an vielen Messstationen die Rekordwerte erneut. In Basel-Binningen lagen die mittleren Monatstemperatur im Juni mit 23.1 °C um 5.6 K und im August mit 23.8 °C um 4.6 K über den Durchschnittswerten (1983 - 2013) (s. Abb. 9). In Rünenberg erreichten die Werte 21.5 °C (+ 5.6 K) bzw. 23.4 °C (+ 5.5 K), am Jurakamm überstieg der Augustwert das Mittel mit 22.1 °C um 6.9 K. Im Sommerquartal 2003 lagen gemittelt über alle drei Orte die Temperaturen 4.1 K über dem Mittelwert der Periode 1983 bis 2013.

Niederschlagsverhältnisse und Klimatische Wasserbilanz

2003 fiel die Niederschlagssumme an der Station Basel-Binningen um 227 mm niedriger aus als im Durchschnitt. Allein in den Monaten Juni bis August waren es 115 mm weniger als im Mittel der Jahre 1983 bis 2013. Auch andere Messstationen im Untersuchungsgebiet zeigen das gleiche Muster deutlicher Niederschlagsarmut: Im Durchschnitt beträgt der Jahresniederschlag an 17 für das Untersuchungsgebiet relevanten Messstationen im Jahr 2003 nur 68 % der üblichen Summe.

Einhergehend mit den geringen Niederschlägen und hohen Evapotranspirationssummen ergeben sich hohe Defizite in der KWB: Sie setzen in Basel-Binningen bereits im März ein, am trockensten stellt sich der Juni dar. Erst im Oktober decken die Niederschläge wieder den Evapotranspirationsbedarf. In Rünenberg, repräsentativ für den Tafeljura, ist die KWB während der Vegetationsperiode nur im Mai positiv. Am Jurakamm waren auch in 2003 die

Verhältnisse deutlich feuchter: Bis auf die Monate Juni und August weisen alle Monate eine positive KWB auf.

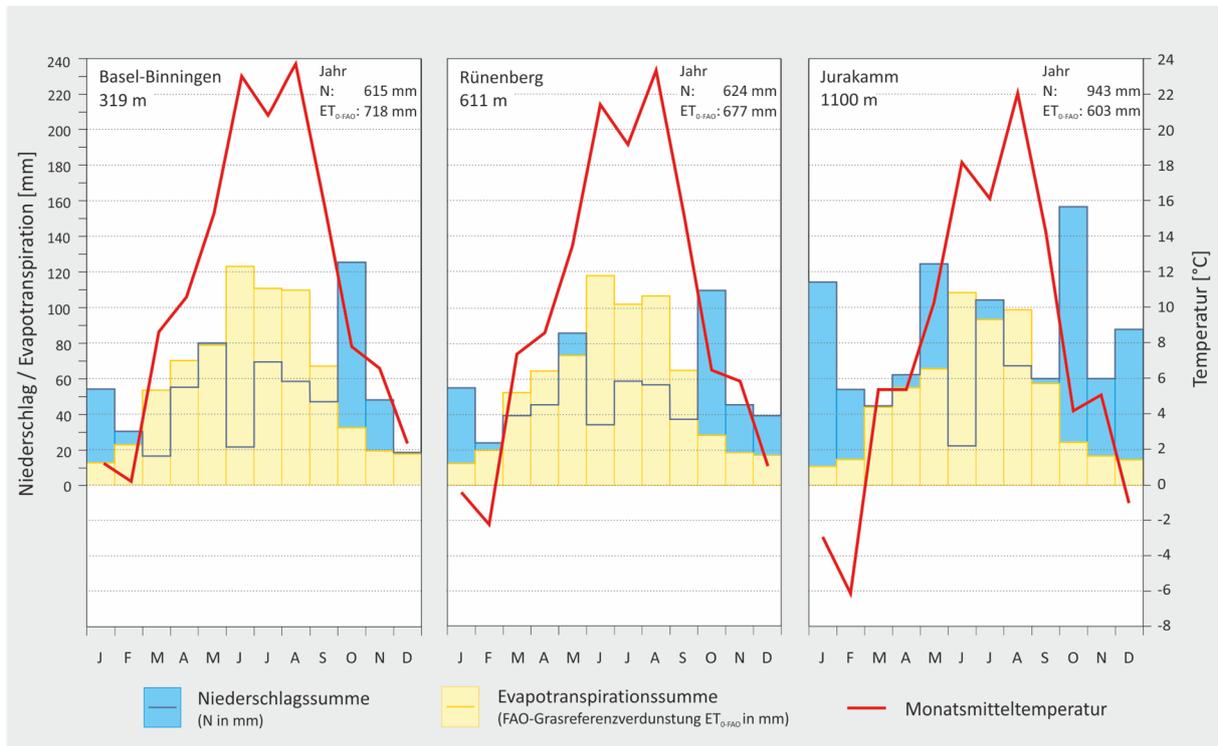
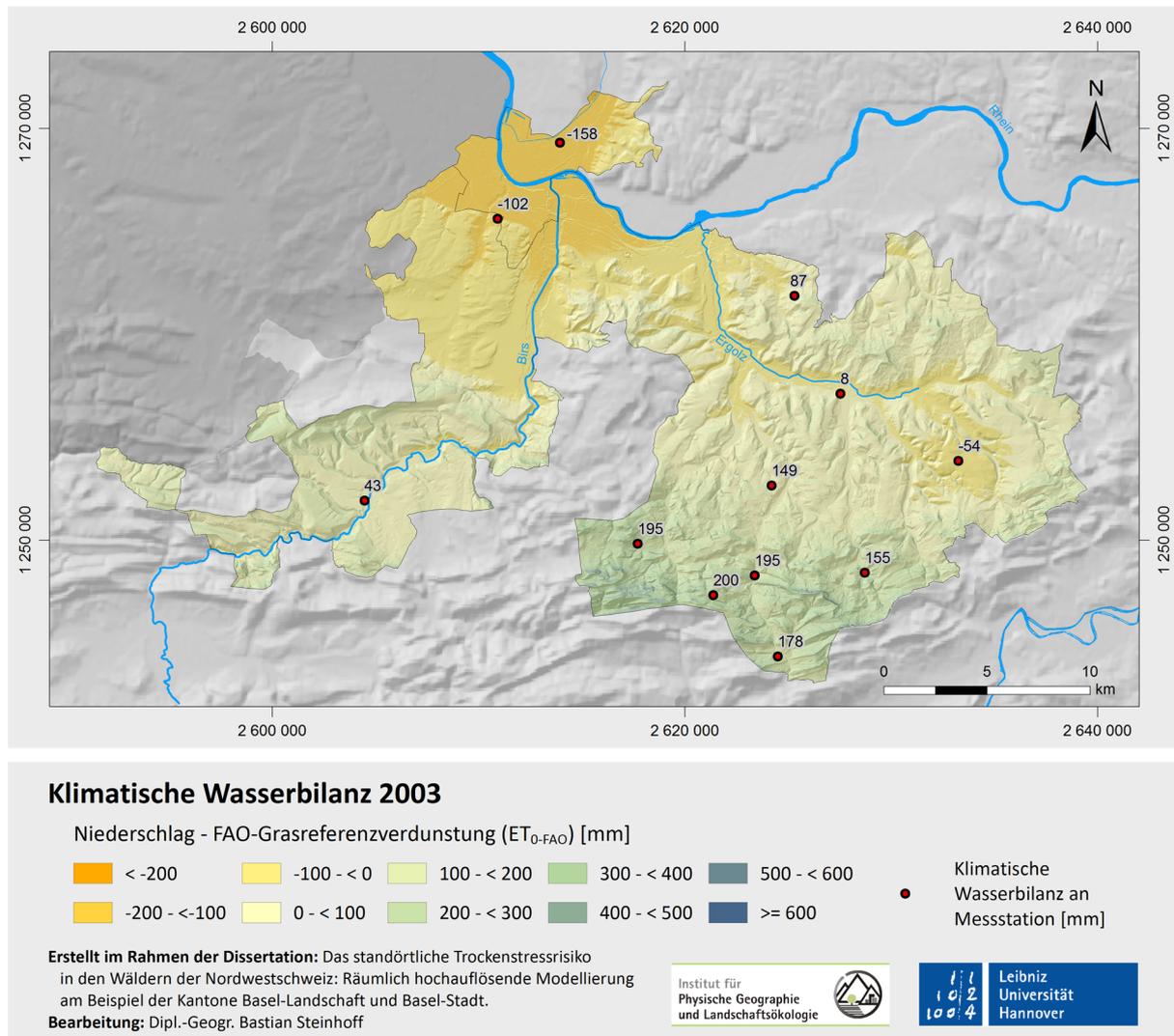


Abb. 9: Verlauf der monatlichen Kennwerte Niederschlag, Evapotranspiration und Temperatur für die Stationen Basel-Binningen und Rünenberg sowie modellierte Werte für Bedingungen am Jurakamm im Jahr 2003. Berechnung der FAO-Grasreferenzverdunstung gemäß Kapitel 3.3. Interpolation der Temperatur und des Niederschlages (Werte Jurakamm) gemäß Kapitel 3.2 und 3.4. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Die Karte der Klimatischen Wasserbilanz (KWB) des Jahres 2003 verdeutlicht die Aussagen der Klimadiagramme (s. Karte 7). In den tieferen Lagen des Untersuchungsgebietes waren die Wasserdefizite mit KWB-Werten unter – 100 mm deutlich negativ. Auch Werte unter 200 mm, wie sie verbreitet im Tafel- und Faltenjura vorkommen, stehen für eine im Sommer stark eingeschränkte Wasserversorgung. Der Großteil des Niederschlagsüberschusses in diesen Lagen ergibt sich aus wenigen Monaten außerhalb der Vegetationsperiode (vgl. Abb. 9). Auch in den höchsten Lagen liegt die KWB des Jahres 2003 bei lediglich 25 bis 50 % der durchschnittlichen Werte.



Karte 7: Klimatische Wasserbilanz für das Jahr 2003 in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt. Klimatische Wasserbilanz auf Basis der FAO-Grasreferenzverdunstung und des interpolierten Niederschlages. Berechnung gemäß Kapitel 3.3 und 3.4. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

4.4.2 Auswirkungen der Hitze und Trockenheit

Die Hitze und Trockenheit des Jahres 2003 hatte enorme Auswirkungen auf Natur, Land- und Forstwirtschaft sowie Gesellschaft und Wirtschaft. Der Tod von über 20 000 Menschen in Europa (davon 11 000 bis 14 000 in Frankreich) konnte auf die extrem hohen Temperaturen zurückgeführt werden (BENISTON & DIAZ 2004). In der Schweiz wurden knapp 1000 zusätzliche Todesfälle bilanziert (APPENZELLER 2005). Die sommerliche Trockenheit führte zu schweren Schäden in der Landwirtschaft durch Ernteauffälle: SWISS RE (2004) errechnete für Europa eine Schadenssumme von insgesamt 10.7 Milliarden Euro. In der gesamten EU fiel die Produktionsleistung des agrarischen Sektors um mehr als 10 % auf 186 MT ab (GARCÍA-HERRERA et al. 2010). In der Schweiz wurden die monetären Ausfälle im Agrarsektor auf bis zu 500 Millionen Schweizer Franken geschätzt. Die trockenen Bedingungen beschnitten hier

vorrangig die Erntemengen von Silomais und Äpfeln. Bei anderen Ackerkulturen ergab sich ein regional differenziertes Bild (KELLER & FUHRER 2004).

Die Abschmelzrate der europäischen Gletscher verfünffachte sich (FERRANTI & VITERBO 2006) und europaweit war die Nettoprimärproduktion von Wäldern um 30 % eingeschränkt (GARCÍA-HERRERA et al. 2010). Messungen des Stammzuwachses zeigen deutlich, dass es im Jahr 2003 in den kollinen Höhenlagen der Schweiz zu signifikanten Einschränkungen im Baumwachstum kam (JOLLY 2005). Dies steht im Einklang mit Ergebnissen aus Bayern und Baden-Württemberg (BStLF 2004; MEINING et al. 2004). Wälder in montaner Höhenlage zeigten in Bayern hingegen keine Einschränkungen im Wachstum, Lärchenwälder auf 1500 m Höhe jedoch um 50 % reduzierte Wachstumsraten. Bei Koniferen in inneralpinen Tälern reduzierte sich das Dickwachstum der Stämme um 10 bis 43 %. Die Ergebnisse zeigen, dass Reaktionen der Bäume auf Trockenheit im hohen Maße standort- und baumartenabhängig sind (PICHLER & OBERHUBER 2007).

JOLLY (2005) weist darauf hin, dass, neben den deutlichen Einschränkungen in tiefen Lagen in der Schweiz, 20 % der Wälder in der alpinen Höhenstufe im Jahr 2003 von der verlängerten Vegetationsperiode und warmen Bedingungen profitierten. Viele Alpenpflanzen zeigten jedoch als Folge der Trockenheit äußerst selten beobachtete Welkeerscheinungen. Insgesamt erhöhte sich in 70 % der schweizer Forstkreise die Baummortalitätsrate, jedoch deutlich geringer als es anhand der Erfahrungen mit Trockenperioden in den 1940er Jahren erwartet wurde (APPENZELLER 2005). Die seit 1985 jährlich auf über 90 Beobachtungsflächen durchgeführte, gesamtschweizerische Sanasilva-Inventur bewertet den Kronenzustand der Bäume als Indikator für ihre Vitalität. Im Trockenjahr 2003 wurden nur geringe Werte der Kronenverlichtung jedoch erhöhte Windwurfraten beobachtet. Erst im Folgejahr 2004 kam es zu den bisher höchsten beobachteten Sterberaten (DOBBERTIN et al. 2012).

Im Kanton Basel-Landschaft wurden im Jahr 2003 u. a. absterbende Weißtannen (*Abies alba*) sowie Ast- und Kronenabbrüche bei Buchen (*Fagus sylvatica*) beobachtet (PAUL 2010). Eine in den Jahren 2001 bis 2003 bei Hofstetten (Nordhang des Blauen, Kanton Solothurn) durchgeführte Untersuchung an 22 Waldbäumen verschiedener Arten ergab, dass der Baumdickenzuwachs im Jahr 2003 um ca. 25 % reduziert war. Trockenstressschäden an den untersuchten Bäumen konnten nicht beobachtet werden. Lediglich der Unterwuchs zeigte Zeichen permanenten Welkens (LEUZINGER et al. 2005). Nach visueller Einschätzung von LEUZINGER et al. (2005) waren Schäden in Folge der Trockenheit in der Region Basel auf Kuppen, Kämmen und Standorten über Fluhen beschränkt.

Buchen (*Fagus sylvatica*) zeigten in großflächigen Untersuchungen in der Schweiz über alle Höhenstufen hinweg Stresssymptome. Es kam u. a. zum frühzeitigen Blattverlust, eine Reaktion der Bäume die auf hohe Ozonwerte und Trockenstress hindeutet. Im Schweizer

Mittelland verfrühte sich die Blattfärbung und der Blattfall z. T. auf Ende Juli und lag damit zwei Monate früher als üblich. 2004 wurde in der Schweiz der größte Rückgang der Belaubung seit 1985 festgestellt (BUWAL & WSL, 2005). Modellrechnungen ergaben, dass die Wasserversorgung von Pflanzen im Einzugsgebiet der Thur (Ostschweiz) stark eingeschränkt war. Über 69 Tage hinweg lag der relative Bodenwassergehalt im Wurzelraum unter 30 % (JASPER et al. 2006). In Ostfrankreich führte die starke Hitze an vielen Bäumen zur direkten Zerstörung des Photosyntheseapparates: Zum ersten Mal seit Beginn systematischer Beobachtungen im Jahr 1976 wurde der Blattfall noch grüner Blätter registriert (BRÉDA et al. 2006).

An Buchen (*Fagus sylvatica*) auf flachgründigen sowie sonnenexponierten Standorten in Nordwestdeutschland waren ab Mitte August 2003 sichtbare Auswirkungen der Trockenheit erkennbar. Es kam z. T. zum frühzeitigen Laubabwurf von in der Regel noch grünen Blättern. Erst im Folgejahr wurde eine um 50 % eingeschränkte Biomasseproduktion verzeichnet, das Wachstum von Höhentrieben blieb mehrere Jahre eingeschränkt. Auch die Anzahl verlichteter Kronen nahm im Jahr 2004 sprunghaft zu, sank im Folgejahr jedoch wieder auf durchschnittliche Werte. Eine erhöhte Mortalitätsrate wurde in Nordwestdeutschland nicht beobachtet. Zur Sicherung der natürlichen Regeneration und Arterhaltung reagierten die Bäume im Folgejahr mit einer stark erhöhten Fruchtbildung (EICHHORN et al. 2008).

Nach dem Trockenjahr stieg im Jahr 2004 der Befall mit verschiedenen Schadinsekten in den westeuropäischen Wäldern stark an (ROUAULT et al. 2006). Schäden wurden hauptsächlich auf Standorten mit geringer Wasserspeicherkapazität oder hoher direkter Einstrahlung beobachtet. Europaweit stieg die Baummortalitätsrate für die Jahre 2004 bis 2006 auf Werte zwischen 0.8 und 1.2 % an. Üblich sind Werte von ca. 0.2 % (BRÉDA & BADEAU 2008). Insbesondere Laubbäume starben häufiger ab. In Frankreich wurden die höchsten bisher verzeichneten Mortalitätsraten während des Blattaustriebs im Frühjahr 2004 beobachtet. Die hohen Raten werden im Einklang mit der Kohäsions-Theorie als Hinweis auf extrem reduzierte Kohlenstoffvorräte der Bäume (Absterben durch Kohlenstoffunterversorgung) in Folge der Trockenperiode gedeutet (BRÉDA & BADEAU 2008). ROUAULT et al. (2006) sowie BRÉDA & BADEAU (2008) leiten aus ihren Untersuchungen zum Trockenjahr 2003 ab, dass einzelne Dürren und anschließende Schädigungen durch biotische Schaderreger wichtiger für die Artenveränderungen in Wäldern sind als der mit dem Klimawandel einhergehende, langsame Anstieg der Durchschnittstemperaturen. Es gilt als gesichert, dass bei häufigerem Auftreten extremer Trockenheit und Hitze die Leistungsfähigkeit der Wälder rapide abnehmen wird (WILLIAMS et al. 2012).

4.4.3 Das Trockenjahr 2003 als Extremereignis

Stochastische Analysen zeigen, dass der Hitzesommer 2003, gesamteuropäisch betrachtet, eine Wiederkehrwahrscheinlichkeit von 46 000 Jahren relativ zur Periode 1990 bis 2002 hat (SCHÄR et al. 2004; SCHÄR & JENDRITZKY 2004). Zum Ende des 21. Jahrhunderts können in Europa jedoch Bedingungen herrschen, in denen der Hitze- und Trockensommer 2003 ein übliches Ereignis darstellt (BENISTON & DIAZ 2004). DELLA-MARTA & BENISTON (2008) gehen davon aus, dass Hitzesommer und damit in Verbindung stehende Prozesse, wie das Fehlen von konvektiven Regenfällen und eine verstärkte Bodenaustrocknung, einen Großteil des europäischen Kontinents Ende des 21. Jahrhunderts regelmäßig treffen werden. Wird das IPCC-Emissions-szenario A2 zu Grunde gelegt, wird die Anzahl der Hitzetage (Tagesmaximum der Temperatur $> 30\text{ °C}$) in Europa in der Periode 2071 bis 2100 mit 38 Tagen ähnlich hoch sein wie 2003 (41 Tage) (BENISTON & DIAZ 2004). In der Schweiz wird die prognostizierte Erwärmung unter der Annahme gleich bleibender Treibhausgasemissionen zum Ende des 21. Jahrhunderts zu Bedingungen führen, in denen jeder zweite Sommer so warm und trocken ist wie 2003. Damit entspräche der Extremsommer 2003 einem zukünftigem Durchschnittssommer (OcCC 2008, FUHRER et al. 2006, CALANCA 2007).

Abb. 10 zeigt die Sommertemperaturen in Basel-Binningen der Jahre 1864 bis 2013 mit der dazugehörigen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion. Die Sommertemperaturen des Jahres 2003 übertreffen den zweitwärmsten Sommer 1947 mit einem Abstand von 2.2 K bei Weitem.

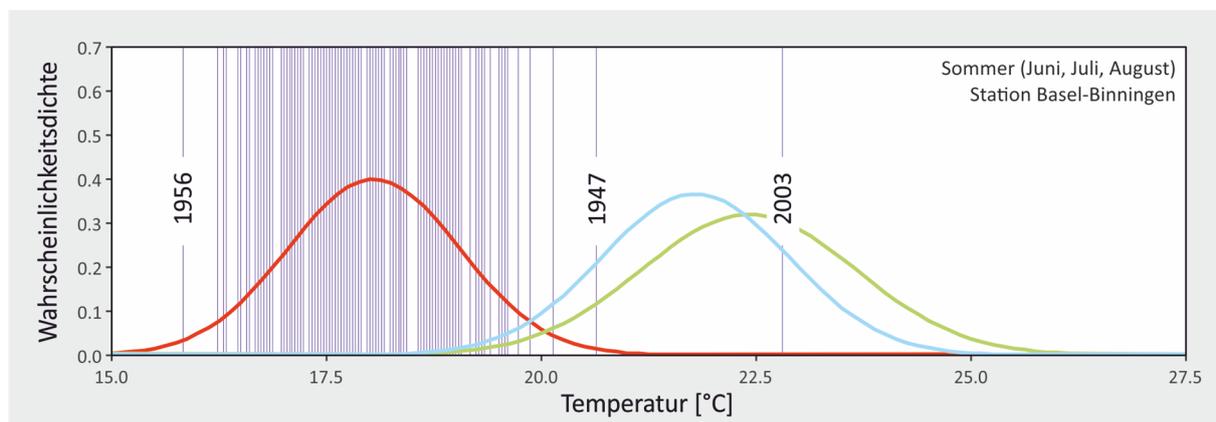


Abb. 10: Sommertemperaturen (Mittelwert der Monate Juni, Juli, August in °C) an der Station Basel-Binningen von 1864 bis 2013. In rot: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für alle Beobachtungsjahre (Gauß-Verteilungen mit $T = 18.0\text{ °C}$ und $SDABW = 0.99\text{ K}$). In blau (IPCC-Emissionsszenario A1B mit $T = 21.8\text{ °C}$ und $SDABW = 1.09\text{ K}$) und grün (IPCC-Szenario A2 mit $T = 22.4\text{ °C}$ und $SDABW = 1.25\text{ K}$) sind Prognosen für den Zeitraum 2075 - 2099 angegeben. Datengrundlage: MeteoSchweiz und APPENZELLER (2011).

Die Eintrittswahrscheinlichkeit für ein solches Ereignis liegt weit oberhalb des 99%-Konfidenzintervalles der bisherigen Beobachtungen. Temperaturprojektionen, basierend auf den IPCC-Emissionsszenarien A2 und A1B zeigen, dass Ende des 21. Jahrhunderts Sommertemperaturen wie 2003 häufig bis regelmäßig auftreten werden. Damit gilt der Sommer 2003

als ein Beispiel für zukünftige Bedingungen (BENISTON & DIAZ 2004). Der Verlauf und die Intensität dieses Trockenjahres kann somit gut zur Untersuchung zukünftiger klimatischer Bedingungen und ihrer Auswirkungen herangezogen werden.

4.5 Zusammenfassende Bemerkungen zu den klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet unter dem Fokus des standörtlichen Trockenstressrisikos

Unter den bisherigen klimatischen Bedingungen (Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 und zuvor) konnten sich die Wälder im Untersuchungsgebiet weitgehend unbeschadet von regelmäßig oder häufig auftretenden Trockenperioden entwickeln. Der prognostizierte Klimawandel verändert die durchschnittlichen Niederschlags- und Temperaturbedingungen im Untersuchungsgebiet in einem Maße, das nur geringe Auswirkungen auf die durchschnittliche Trockenstressdisposition der Wälder haben wird. Die enorm ansteigende Auftrittswahrscheinlichkeit von Extremereignissen in der Art des Trockenjahres 2003 im Zuge des prognostizierten Klimawandels verändert die Situation hingegen grundlegend (BENISTON et al. 2007; DAI 2011): Bisherige Extremjahre werden zu üblichen Elementen des zukünftigen Klimas. Daher müssen in einer zukunftssicheren waldbaulichen Planung Trockenjahre berücksichtigt werden. Entsprechend wird das standörtliche Trockenstressrisiko, als ein auf die zukünftigen Bedingungen ausgerichtetes Hilfsmittel für den Waldbau, in dieser Arbeit anhand der bisher extremsten Jahre bemessen.

Dabei ist nicht nur das Extremjahr 2003 von Bedeutung: Im Beobachtungszeitraum waren auch die Jahre 1989 und 2011 sehr trocken, insbesondere die Frühjahrstrockenheit des Jahres 2011 war außergewöhnlich (s. Kapitel 4.2). Auch diese stark von den mittleren Bedingungen abweichenden Jahre sind bedeutsam für die Bestimmung des Trockenstressrisikos. Im Grundsatz gilt, dass das standörtliche Trockenstressrisiko für jede Waldfläche anhand des Jahres mit der bisher stärksten Trockenstressintensität berechnet wird.

Darüber hinaus ist von Bedeutung, wie stark das bisher extremste Trockenjahr von den mittleren Bedingungen des Beobachtungszeitraums abweicht. Es ist davon auszugehen, dass die Wälder an die bisher üblichen Bedingungen angepasst sind. Je stärker die Extrema davon abweichen, desto höher ist die Gefährdung der dann nur wenig angepassten Bäume. Auch dieser Aspekt soll in der weiteren Modellierung berücksichtigt werden.

5 Die Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten

5.1 Pflanzenverfügbare Wasserspeicherreservoirare in Waldgebieten

In der Regel wird im mitteleuropäischen Raum als Kennwert für die Wasserspeicherkapazität von Waldböden die effektiv nutzbare Feldkapazität (nFK_{eff}) berechnet. Hierzu wird das Bodenvolumen bis zur effektiven Durchwurzelungstiefe berücksichtigt (ARBEITSKREIS STANDORTSKARTIERUNG 2003; AD-HOC-AG BODEN 2005). Das Konzept der nFK_{eff} entwickelten RENGER & STREBEL (1980) für homogen aufgebaute, agrarisch genutzte Böden. Verschiedene Anpassungen für Wald- und Forststandorte wurden von MEESENBURG et al. (2004) sowie RAISSI et al. (2009) zusammengestellt. Bei allen Methoden wird die Berechnung der nFK_{eff} auf das Feinbodenvolumen begrenzt und horizontweise in Abhängigkeit von Bodenart, Lagerungsdichte und Skelettgehalt bestimmt. Die Berechnungen schließen maximal den Tiefenbereich bis zur Untergrenze des verwitterten Unterboden-Horizontes (C_v -Horizont, angewittertes bis verwittertes Gestein) ein. Nach RAISSI et al. (2009) erfassen Waldbäume mit ihrem Hauptwurzelraum im Mittel den Bereich bis 100 cm Tiefe. Auch die in dieser Arbeit verwendete Prognosekarte der nutzbaren Feldkapazität der Waldböden (HERBST 2013) bezieht sich auf diesen Tiefenbereich. Extremstandorte können jedoch starke Abweichungen davon aufweisen.

Beobachtungen im Untersuchungsgebiet zeigen, dass in den (kalk)gesteinsgeprägten Böden Baumwurzeln entlang von Klüften, Spalten und sonstigen Hohlräumen über den C_v -Horizont hinaus bis in das nur wenig verwitterte Gestein reichen (s. Abb. 11). Im Tafel- und Faltenjura liegen entsprechend durchwurzelte Kalksteinverwitterungsschichten vor. SCHMASSMANN (1960) beschreibt für die Region Basel, dass die Wurzeln von Waldbäumen in das zerklüftete Gestein des harten, schwer verwitterbaren Hauptrogensteines (ein Kalkoolith) einzudringen vermögen. Die zumeist mit Feinmaterial verfüllten Hohlräume im Gesteinskörper bzw. seiner Verwitterungsschicht stehen somit potentiell als zusätzlicher Wasserspeicher zur Verfügung. Dieser sollte bei der Abschätzung der Wasserversorgung von Waldstandorten berücksichtigt werden. MÜLLER (2004) legt entsprechende Kennwerte zur nutzbaren Feldkapazität von

Festgesteinen, Festgesteinszersatz und Festgesteinszersatz mit Feinbodenanteilen vor. Er merkt jedoch an, dass diese „auf Schätzungen und auf durch wenige Messungen belegte Ableitungen“ beruhen. Es fehlen also verlässliche Daten zur pflanzenverfügbaren Wasserspeicherkapazität von porösen Gesteinen und Gesteinsverwitterungsschichten in gemäßigten Klimaten.



Abb. 11: Beispiele für die Durchwurzelung von Kalkgesteinen aus dem Untersuchungsgebiet. Foto links: Standort auf einem Plateau bei Rünenberg (Tafeljura). Foto rechts: Standort an einem Weganschnitt bei Dittingen (Faltenjura).

Die Bedeutung verwitterter Gesteinsschichten für die Wasserversorgung von Pflanzen in mediterranen und sub-humiden Klimaten wurde bereits vielfach nachgewiesen (SCHWINNING 2010). MILLY & DUNNE (1994) stellen fest, dass Pflanzen in diesen Klimaten ihre Durchwurzelungstiefe, auch in Gesteine und Verwitterungsschichten hinein, an die maximal mögliche Transpiration anpassen. PIEDALLU et al. (2013) heben hervor, dass in der Modellierung des Systems Boden-Pflanze-Atmosphäre möglichst auch der von Baumwurzeln erreichbare Wasserspeicher im „fragmentierten Grundgestein“ berücksichtigt werden sollte.

Der in verschiedenen Fallstudien in Kalifornien (USA) ermittelte Anteil des pflanzenverfügbaren Wasserspeichervermögens am verwitterten Granitkörper liegt zwischen 0.1 und 0.15 m³/m³ (s. Tab. 16). Eine Untersuchung im klimatisch mediterran geprägten Süd-Kalifornien zeigt, dass Hartlaub-Sträucher verwittertes Granitgestein über 2 m tief durchwurzeln. Die Wasserversorgung der Vegetation ist demnach in der sommerlichen Trockenperiode zu einem

erheblichen Teil von dem im tieferen Untergrund gespeicherten Wasser abhängig: Der Wasserentzug durch Pflanzen reichte bis zu 3.3 m in das Gestein hinein (STERNBERG et al. 1996). Mehrjährige Wasserhaushaltsuntersuchungen eines Nadelwaldes über Granitgestein im südlichen Kalifornien geben Hinweise auf die erhebliche Bedeutung des verwitterten oder von feinmaterialreichen Spalten durchzogenen Granits (ARKLEY 1981). WITTY et al. (2003) zeigen, dass im verwitterten Granitgestein gespeichertes Wasser essentiell für das Überleben und die Produktivität eines großen Teils der kalifornischen Wälder ist. Die untersuchten Kiefernwälder der Sierra Nevada decken über 70 % ihres jährlichen Wasserbedarfs aus dem unter einer geringmächtigen Bodenschicht liegenden, verwitterten Granitgestein.

Tab. 16: Ergebnisse verschiedener Studien zur pflanzenverfügbaren Wasserspeicherkapazität von Gesteinsverwitterungsschichten und Gesteinen. Das berücksichtigte Wasserpotential gibt in MPa die minimalen und maximalen Wasserpotentialwerte an die zur Bestimmung der Wasserspeicherkapazität genutzt wurden (Spannweite der Wasserspannungskurve). Die Wasserspeicherkapazität gibt den auf Grundlage des Wasserpotentials berechneten volumetrischen Anteil des Wasserspeichers am Gesteinsvolumen in m^3/m^3 wieder.

Untersuchtes Gestein und Region	Autor	Berücksichtigtes Wasserpotential [MPa]	Wasserspeicherkapazität [m^3/m^3]
Verwittertes Granitgestein, Südliche Sierra Nevada, Kalifornien, USA	HUBBERT et al. (2001)	-0.01 bis -2.2	0.124
Verwittertes Granitgestein, Südliche Sierra Nevada, Kalifornien, USA	ANDERSON et al. (1995)	keine Angabe	0.15
Verwittertes Granitgestein, San Bernardino und San Jacinto Mountains, Süd-Kalifornien, USA	JONES & GRAHAM (1993)	-0.01 bis -1.5	0.01 bis 0.108
Verwittertes Granitgestein, San Jacinto Mountain, Südliches Kalifornien, USA	STERNBERG et al. (1996)	-0.01 bis -1.5	0.14
Sekundär angereicherte, verfestigte Karbonate Dona Ana County, New Mexico, USA	HENNESSY et al. (1983)	-0.03 bis -1.5	0.36
Sekundär angereicherte, verfestigte Karbonate Chihuahuan Wüste, New Mexico, USA	DUNIWAY et al. (2007)	-0.03 bis -1.5	0.04 bis 0.22
Verkarstetes Kalkgestein (ohne Feinmaterialtaschen), Yucatan-Halbinsel, Mexiko	ESTRADA-MEDINA et al. (2013)	-0.03 bis -1.5	< 0.05
Verwitterter Metamorphit Südwestliches Oregon, USA	ZWIENIECKI & NEWTON (1996)	-0.01 bis -1.5	Arithm. Mittel: 0.04 Maximum: 0.15
Weicher Schluffstein Zentral-Montana, USA	MONTAGNE et al. (1992)	-0.01 bis -1.5	0.1

Für weitere Gesteinsarten liegen jeweils nur wenige Untersuchungen vor: ZWIENIECKI & NEWTON (1996) ermitteln pflanzenverfügbare Wasserspeicherkapazitäten von bis zu $0.15 \text{ m}^3/\text{m}^3$ für verwitterten Metamorphit in einem Untersuchungsgebiet im südwestlichen Oregon. Der durchschnittliche Betrag von $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ zeigt die große Heterogenität des untersuchten

Gesteinsmaterials auf. Weiche Schluffsteine im zentralen Montana weisen ein pflanzenverfügbares Wasserspeichervermögen von im Durchschnitt $0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ auf (s. Tab. 16) (MONTAGNE et al. 1992).

Für Bodenhorizonte mit sekundär angereichertem, verhärtetem Karbonat (Petrocalcic Horizons, vgl. SOIL SURVEY STAFF 1999) ermitteln HENNESSY et al. (1983) sowie DUNIWAY et al. (2007) eine pflanzenverfügbare Wasserspeicherfähigkeit zwischen 0.04 und $0.36 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (s. Tab. 16). HERBEL et al. (1972) stellen fest, dass Weideflächen auf Böden mit sekundärer Karbonatanreicherung nahe der Bodenoberfläche im ariden Klima New Mexicos (USA) während Trockenperioden besser mit Wasser versorgt sind als sonstige Standorte.

Im arid-warmen Klima Yucatans (Mexiko) spielt verkarstetes Kalkgestein eine erhebliche Rolle in der Wasserversorgung der Pflanzen (ESTRADA-MEDINA et al. 2013). Im porösen Kalkgestein kann nur weniger als $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ Wasser pflanzenverfügbar gespeichert werden (s. Tab. 16). Nicht einbezogen in diesen Wert sind mit Verwitterungslehmen verfüllte Taschen im Gestein. Sie stellen mit einem Anteil von $0.09 \text{ m}^3/\text{m}^3$ an der Gesteinsverwitterungsschicht wichtige Wasserspeicherreservoirare dar. Die vorrangig auf Feinmaterialtaschen konzentrierte Durchwurzelung reicht dabei in Einzelfällen bis zu 9 m in das Gestein hinein (ESTRADA-MEDINA et al. 2013). Anhand von Isotopen-Untersuchungen konnte im gleichen Untersuchungsgebiet gezeigt werden, dass die Vegetation in der jährlichen Trockenperiode Wasser aus der Kalksteinverwitterungsschicht bezieht. 9 bis 20 m unter der Bodenoberfläche liegende Grundwasserleiter tragen hingegen nicht zur Wasserversorgung bei (QUEREJETA ET AL. 2006).

In Karstgebieten kann auch der Epikarst eine bedeutende Rolle in der Wasserversorgung von Pflanzen spielen (SCHWINNING 2008). Epikarst ist als die, möglicherweise von Boden überbedeckte, verwitterte und poröse Zone zwischen Oberfläche und vadosen Zone eines verkarsteten Kalkgesteinskörpers definiert (KLIMCHOUK 2004). In der vadosen Zone kommt es zur freien Dränung des versickernden Wassers in den Untergrund entlang weniger großer Spalten im ansonsten kompakten Gestein. Im darüber liegenden Epikarst beruht die sekundäre Porosität des Gesteinskörpers von 0.1 bis $0.3 \text{ m}^3/\text{m}^3$ auf Fissuren, kleinen Spalten und sonstigen Hohlräumen (WILLIAMS 2008). Zum Teil sind diese mit Feinmaterial verfüllt (KLIMCHOUK 2004). Innerhalb des Epikarstes wird Wasser gespeichert und nur verzögert in den Untergrund weitergeleitet. Der so entstehende dynamische Wasserspeicher befindet sich nah an der Bodenoberfläche und kann gut von Pflanzen erschlossen werden. SCHWINNING (2008) zeigt, dass die Wurzeln einiger Pflanzen in einem verkarsteten Savannengebiet in Texas (USA) in den Epikarst hineinreichen und Wasser aus diesem Bereich mobilisieren können. Im Milandre-Karstsystem (Kanton Jura, Schweiz), nur wenige Kilometer vom Untersuchungsgebiet entfernt, wurde die mehrere Meter mächtige Epikarst-Schicht als wichtige Komponente im Gebietswasserhaushalt identifiziert (PERRIN et al. 2003).

Der größeren Anzahl von Studien zur Bedeutung von Gesteinsverwitterungsschichten für die Wasserversorgung in mediterranen und sub-humiden Ökosystemen stehen lediglich zwei mitteleuropäische Untersuchungen gegenüber: GERKE (1987) untersuchte den Wasserhaushalt eines Kalkbuchenwald-Ökosystems im Göttinger Wald (Süd-Niedersachsen). Die Kalksteinverwitterungsschicht und der darunter anstehende, von vielen Trennflächen durchzogene Kalkgesteinskörper (Lokalbezeichnung „Wellenkalk“, stratigraphisch dem Unteren Muschelkalk zugeordnet) wurde in die Messungen einbezogen. Entlang von Rissen, Spalten und Klüften reichte die Durchwurzelung bis in 3 m Tiefe. Zwischen der wenig porösen Gesteinsmatrix konnten bis in 4 m Tiefe Wasserdruckpotentiale nachgewiesen werden, die auf Niederschlagsereignisse, Versickerung und Bodenwasserentzug durch die Vegetation reagieren. Modellrechnungen für ein niederschlagsarmes Jahr zeigen, dass 50 mm der Jahresevapotranspirationssumme des untersuchten Waldbestandes von 300 mm aus dem durchwurzelten Kalkgestein stammen. Gegenüber der $nFK_{100\text{ cm}}$ des Standortes von 130 mm ist der Beitrag der durchwurzelten Kalksteinverwitterungsschicht für die Wasserversorgung des Standortes erheblich (GERKE 1987).

LEUZINGER et al. (2005) schließen aus ihren Bodenfeuchte-, Transpirations-, und Xylemflussmessungen an einem Waldbestand in der Region Basel während der Trockenperiode 2003, dass die Bäume auch in die Kalksteinverwitterungsschicht hineinwurzeln (s. Kapitel 4.4.2). Der Boden am beobachteten Standort ist eine lediglich 30 cm mächtige Rendzina. Die darunter liegende Kalksteinverwitterungsschicht, von LEUZINGER et al. (2005) als „steiniger Unterboden“ bezeichnet, variiert in ihrer Mächtigkeit zwischen 40 und 90 cm. Während der Sommertrockenheit im Jahr 2003 erfuhren die Waldbäume weniger Trockenstress als erwartet. LEUZINGER et al. (2005) führen dies direkt auf die Durchwurzelung der Kalksteinverwitterungsschicht und eine damit einhergehende Verbesserung der Wasserversorgung zurück.

In der Waldbodendatenbank (s. Kapitel 2.2.3) sind 21 im Untersuchungsgebiet liegende Standorte mit Rendzinen und verwandten Übergangssubtypen erfasst. Die Dokumentationen dieser Standorte geben erste Hinweise auf die Relevanz der Wasserspeicherkapazität durchwurzelter Kalksteinverwitterungsschichten im Untersuchungsgebiet. Die Gründigkeit der untersuchten Kalkgesteinsböden beträgt mit wenigen Ausnahmen maximal 35 cm (MOSIMANN 2011). Die nFK_{eff} ist mit im Durchschnitt 46 mm (durchschnittliche absolute Abweichung: ± 23 mm) und einem Minimum von 15 mm sehr gering. Neben den geringen Gründigkeiten ist dies auf hohe Skelettgehalte zurückzuführen: Über die gesamte Profiltiefe gewichtet liegt dieser im Mittel bei ca. 55 % (durchschnittliche absolute Abweichung: ± 16 %). Der Hauptwurzelraum ist stets auf den Oberboden beschränkt, aber auch die feinmaterialhaltigen Hohlräume der gesteinsbestimmten Horizonte sind von Wurzeln erschlossen. Insbesondere Tontaschen im Kalkgestein sind zumeist stark durchwurzelt. Darüber hinaus reichen an zehn

von zwölf Profilen mit aufgeschlossenem Ausgangsgestein Wurzeln entlang von Klüften und Spalten bis in das Kalkgestein. Es ist davon auszugehen, dass Waldbäume ihre Durchwurzelung bis in diese Tiefenbereiche ausweiten, um eine ausreichende Wasserversorgung sicherzustellen.

5.2 Aufnahmemethodik zur Erfassung der Wasserspeicherfähigkeit in der durchwurzelten Kalksteinverwitterungsschicht

Im Folgenden wird eine einfache Aufnahmemethodik zur Erfassung der Wasserspeicherfähigkeit durchwurzelter Kalksteinverwitterungsschichten im Feld vorgestellt. Als Grundlage dafür werden zunächst einige Begriffe definiert. Die Definitionen stützen sich auf die in der Geohydrologie und Ingenieurgeologie genutzten Begriffe Kluft(raum)volumen und Auflockerungsgrad (HÖLTING & COLDEWEY 2013; MEIER & KRONBERG 1989; MÜLLER 1963; PRINZ 2006).

- Die **Kalksteinverwitterungsschicht** ist der wenig angewitterte Kalkgesteinskörper direkt unterhalb des Bodens. Er ist von Klüften, Spalten, Fugen, offenen Schichtflächen und sonstigen Hohlräumen durchzogen. Diese sind zum Teil mit Feinbodenmaterial gefüllt und durchwurzelt. Damit stellen sie ein potentiell von Pflanzen nutzbares Wasserspeicherreservoir dar. Vom C_v -Horizont unterscheidet sich die Gesteinsverwitterungsschicht durch einen intakten, nur wenig aufgelockerten Gesteinsverband.
- Das **Hohlraumvolumen** (V_H [m^3/m^3]) ist definiert als Volumenanteil [m^3/m^3] des Gesteinskörpers, der von Hohlräumen bzw. von mit Feinbodenmaterial gefüllten Hohlräumen gebildet wird. Während der Sedimentation entstandene, geschlossene Poren (die primäre Porosität des Gesteins) sind nicht Teil des Hohlraumvolumens.
- Das **Hohlraumvolumen** gliedert sich in das mit Verwitterungslehm bzw. Feinbodenmaterial **gefüllte Hohlraumvolumen** (V_{GH} [m^3/m^3]) und das **offene Hohlraumvolumen** (V_{OH} [m^3/m^3]).

5.2.1 Methode zur Erfassung des Hohlraumvolumens

Untersuchungen zum Hohlraumvolumen und der Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten werden an natürlichen Aufschlüssen (Böschungen und Felsstufen) sowie in aufgegrabenen Bodenprofilgruben durchgeführt.

Zur Quantifizierung des Hohlraumvolumens wird ein Messraster mit 6 mal 6 Messlinien von je 100 cm Länge in einem Abstand von 20 cm verwendet (s. Abb. 12). Der Rahmen des Messrasters ist aus leichten Aluminiumrohren gefertigt, die einzelnen Messlinien sind durch eingespannte Schnüre markiert. Das Messraster wird am Aufschluss befestigt und horizontaliert. Auf einer Metallschiene mit Messskala ist ein beweglicher, waagrecht ausgerichteter Laser installiert. Mit dem Laser wird die Koordinate im Messsystem (vorgegeben durch das Messraster) auf die Gesteinsoberfläche projiziert. Durch Verschieben des Lasers auf der Metallschiene wird entlang jeder Messlinie die anteilige Öffnungsweite (a [-]) als Verhältnis von (gefülltem) Hohlraum zu festem Gestein millimetergenau erfasst. Aus den in Richtung jeder Raumdimension jeweils sechs vorgenommenen Messungen werden Mittelwerte der anteiligen Öffnungsweite (a_x ; a_y ; a_z [-]) berechnet. Die Erfassung der anteiligen Öffnungsweite in allen drei Raumdimensionen ist nur an Standorten mit senkrecht zueinander stehenden Aufschlüssen (z. B. in Schürfgruben) möglich.

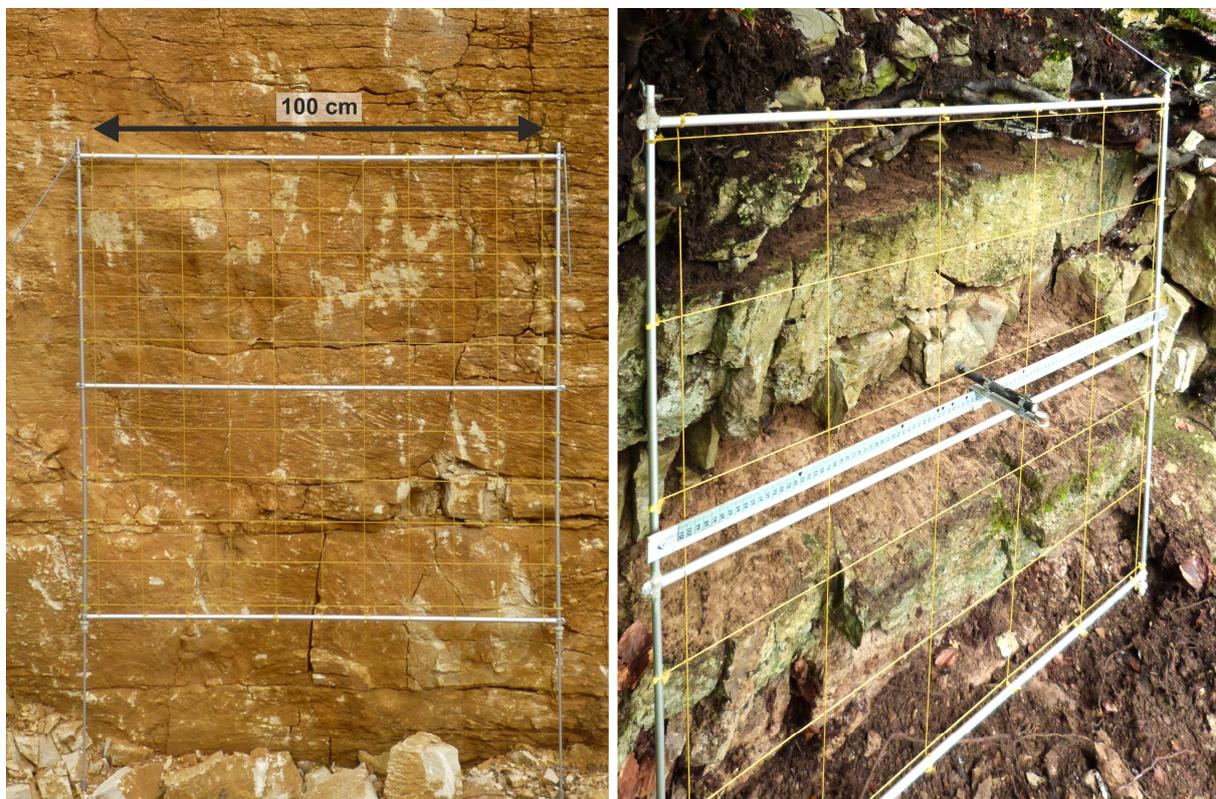


Abb. 12: Messraster zur Erfassung des Hohlraumvolumens von Gesteinsverwitterungsschichten. Das 100 mal 100 cm große Messraster ist aus Aluminiumrohren gefertigt, Messlinien sind durch eingespannte Schnüre markiert. Auf einer Metallschiene ist ein beweglicher Laser zur millimetergenauen Erfassung der Hohlräume im Gesteinskörper entlang der Messlinien montiert.

Steht am Gesteinsaufschluss nicht genug Fläche für das 1-m²-Standard-Messraster zur Verfügung, wird das Hohlraumvolumen anhand weniger Messlinien aufgenommen. Mindestens ist eine Fläche von 0.3 m² zu erfassen, ggf. ist der Abstand der Messlinien zu verringern um in jede Richtung eine ausreichende Anzahl an Messlinien (mindestens 4) aufzunehmen. Aus den für jede Raumrichtung ermittelten Werten ergibt sich das Hohlraumvolumen (V_H) wie folgt:

$$V_H = (a_x + a_y + a_z) - ((a_x \cdot a_y) + (a_x \cdot a_z) + (a_y \cdot a_z)) \quad [m^3/m^3] \quad \text{Formel 8}$$

Der Berechnungsmethode liegt die Annahme zu Grunde, dass sich an der aufgeschlossenen Gesteinswand zeigende (offene) Trennflächen in den Gesteinskörper hinein fortsetzen (s. Abb. 13). Bei gebanktem Kalkstein ist die Öffnungsweite in vertikaler Richtung (abgetragen auf der Z-Achse) ungleich der Öffnungsweiten, die durch Schichtflächen in den beiden horizontalen Richtungen (X- und Y-Achse) geprägt sind. Für die anteilige Öffnungsweite der an den meisten Standorten nicht messbaren Y-Richtung (a_y) wird daher angenommen, dass diese der anteiligen Öffnungsweite in X-Richtung entspricht ($a_y = a_x$). Damit gilt:

$$V_H = 2 \cdot a_x + a_z - (a_x^2 + 2 \cdot a_x \cdot a_z) \quad [m^3/m^3] \quad \text{Formel 9}$$

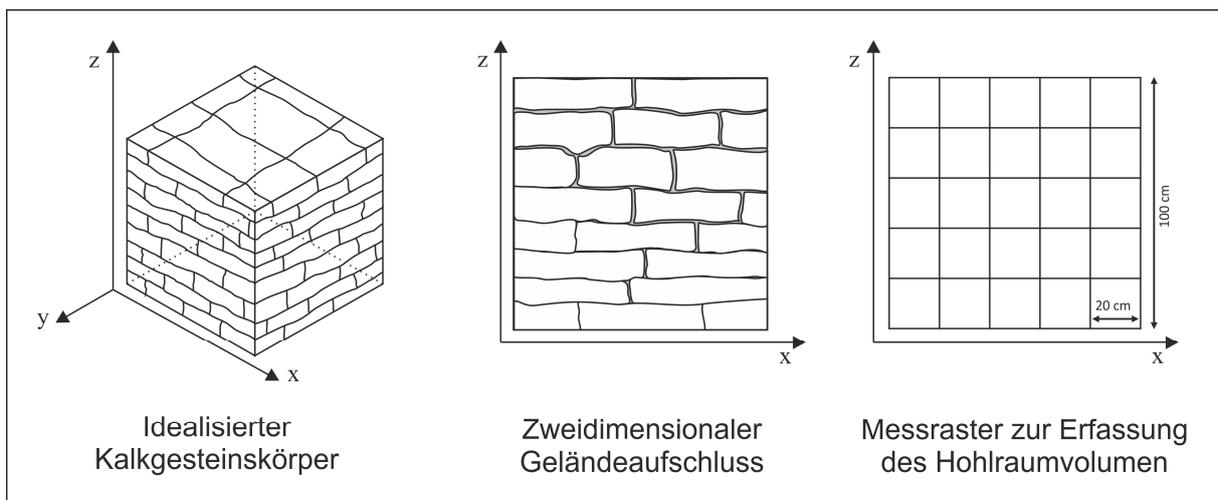


Abb. 13: Schematische Darstellungen eines idealisierten Kalkgesteinskörpers mit offenen Trennflächen (Klüfte und Schichtfugen), eines zweidimensionalen Geländeaufschlusses und des Messrasters zur Erfassung des Hohlraumvolumens.

Zur Bestimmung des mit Feinbodenmaterial gefüllten Anteils des Hohlraumvolumens (V_{GH} [m^3/m^3]) werden die anteiligen Öffnungsweiten (a [-]) um Informationen zur Füllung ergänzt und nach Formel 9 berechnet.

Mit der Methode und dem Messraster steht ein einfach handhabbares Messsystem zur Erfassung des Hohlraumvolumens zur Verfügung, das vergleichsweise leicht und mit geringem Aufwand im Gelände einsetzbar ist.

5.2.2 Berechnung der Wasserspeicherkapazität

Der pflanzenverfügbare Gesamtwasserspeicher eines Standortes (GWS) ergibt sich aus der effektiv nutzbaren Feldkapazität des Bodens (nFK_{eff} [mm]) und dem pflanzenverfügbaren Wasserspeicher innerhalb der durchwurzelten Gesteinsverwitterungsschicht (WS_{GHW} [mm]). Die Berechnung der nFK_{eff} erfolgt in dieser Arbeit horizontweise nach den Vorgaben der AD-HOC-AG BODEN (2005) und umfasst den gesamten Bodenkörper bis zur Untergrenze des C_v-Horizontes.

Da im Rahmen dieser Untersuchung keine Kalksteinblöcke mit intaktem Schicht- und Kluftsystem entnommen werden konnten, scheiden Methoden zur Bestimmung der Wasserspeicherfähigkeit durch das Anlegen von Potentialdrücken aus. Daher wird für die Berechnung der WS_{GHW} die Korngrößenzusammensetzung des Feinbodenmaterials in der Gesteinsverwitterungsschicht herangezogen und der Kennwert zum Volumenanteil der nutzbaren Feldkapazität (nFK_{Kennwert} [m^3/m^3]) in Abhängigkeit von Bodenart und Trockenrohichte nach der bodenkundlichen Kartieranleitung bestimmt (AD-HOC-AG BODEN 2005). Für die Trockenrohichte wird einheitlich die mittlere Stufe (*pt* 3; 1.4 bis < 1.6 g/cm^3) angenommen.

In den Hohlräumen lagerndes Feinbodenmaterial kann aus der Verwitterung des umliegenden Gesteins entstanden oder eingeschwemmt sein (HÖLTING & COLDEWEY 2013). Es bildet das gefüllte Hohlraumvolumen (V_{GH} [m^3/m^3]). Die Korngrößenzusammensetzung des Feinbodenmaterials wird wegen nur geringer gewinnbarer Mengen direkt im Feld mit der Fingerprobe ermittelt (AD-HOC-AG BODEN 2005). Ist die Bodenart wegen zu geringer Feinmaterialmengen nicht bestimmbar, wird die Bodenart des direkt darüber liegenden Bodenhorizontes angenommen. Liegt auch hier zu wenig Feinmaterial vor, wird als nFK_{Kennwert} der Mittelwert aller sonstigen Werte verwendet. Dies ist möglich, da die Bodenart in den untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten in einem relativ kleinen Spektrum schwankt. An einzelnen Standorten konnten größere Mengen Feinmaterial gewonnen werden. Hier wurde die Korngrößenzusammensetzung mittels kombiniertem Sieb- und Sedimentationsverfahren bestimmt (DIN ISO 11277:2002-08 2002; SCHLICHTING et al. 1995).

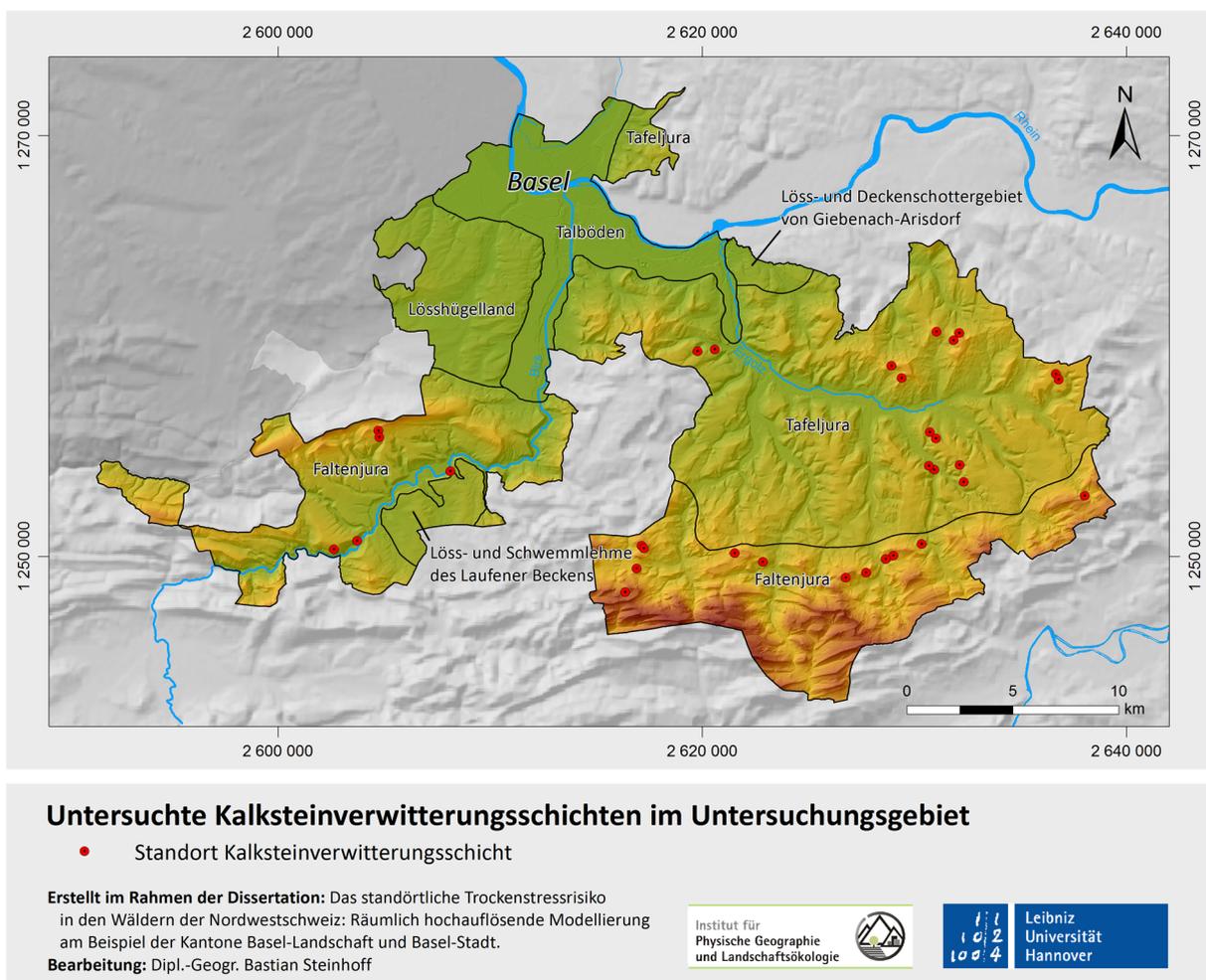
Da mit dem Messraster an manchen Standorten nicht die gesamte durchwurzelte Gesteinsverwitterungsschicht erfassbar ist, wird die gesamte Mächtigkeit des durchwurzelten Tiefenbereiches (M_{TW} [mm]) bestimmt und in der Berechnung des Wasserspeichervermögens berücksichtigt. Entsprechend ergibt sich der *pflanzenverfügbare Wasserspeicher in der durchwurzelten Gesteinsverwitterungsschicht* (WS_{GHW}):

$$WS_{\text{GHW}}[\text{mm}] = nFK_{\text{Kennwert}}[\text{m}^3/\text{m}^3] \cdot V_{\text{GH}}[\text{m}^3/\text{m}^3] \cdot M_{\text{TW}}[\text{mm}] \quad \text{Formel 10}$$

5.3 Ergebnisse zur Wasserspeicherkapazität von untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten

5.3.1 Untersuchte Standorte und statistische Auswertung

Insgesamt wurden 33 Kalksteinverwitterungsschichten mit den darüber liegenden Böden untersucht (s. Karte 8). Die Bodenbildung erfolgte in der Regel direkt im Kalkgestein, nur in drei Fällen liegt eine Deckschicht über dem Gestein. Die vertretenen Bodentypen reichen von extrem flachgründigen Syrosem- und Fels-Rendzinen über Rendzinen bis zu verbraunten Rendzinen und Kalkbraunerden. Den weitaus größten Anteil machen mit 25 Standorten extrem flachgründige und flachgründige Fels-Rendzinen aus, deren Bodenmächtigkeiten zwischen 5 und 40 cm liegen. Die geringsten Bodenaufgaben weisen zwei Syrosem-Rendzinen mit je 2 cm auf. Demgegenüber stehen eine Braunerde-Rendzina sowie eine Kalkbraunerde mit jeweils 110 cm mächtigen Böden über der Kalksteinverwitterungsschicht.



Karte 8: Standorte der untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten (n = 33) im Kanton Basel-Landschaft.

Für alle 33 Standorte wurden die in Tab. 17 angegebenen Kennwerte aufgenommen bzw. ermittelt. Shapiro-Wilk-Tests ergeben, dass keine der erhobenen Kennwertreihen normalverteilt ist. Zur Identifikation von Zusammenhängen zwischen den erhobenen Kennwerten wurden daher Rangkorrelationskoeffizienten nach Spearman berechnet und zweiseitige Signifikanztests durchgeführt.

5.3.2 Mächtigkeit der durchwurzelten Gesteinsverwitterungsschicht

Im Mittel beträgt die Mächtigkeit der durchwurzelten Gesteinsverwitterungsschicht (M_{TW}) 63 cm (SDABW: ± 39 cm) (s. Tab. 17). Die hohe Standardabweichung ist vorrangig auf zwei tief durchwurzelte Standorte (189 und 210 cm) zurückzuführen. An vier Standorten, die ein Hohlraumvolumen (V_H) im unteren Spektrum aufweisen, konnten keine Wurzeln in der Gesteinsverwitterungsschicht gefunden werden. Das kompakte Gestein lässt hier keine Durchwurzelung zu, die Kalksteinverwitterungsschicht speichert somit kein pflanzenverfügbares Wasser. Zugleich weist der am tiefsten durchwurzelte Standort (210 cm) das geringste gemessene Hohlraumvolumen ($V_H = 0.04$) auf. Ein signifikanter Zusammenhang zwischen M_{TW} und gefülltem Hohlraumvolumen besteht nicht ($r = 0.20$, n. s., s. Abb. 14). Auch zwischen der Mächtigkeit des Bodens und M_{TW} existiert keine systematische Beziehung.

Tab. 17: Statistische Kennwerte zu Mächtigkeit, Hohlraumvolumen und pflanzenverfügbarer Wasserspeicherkapazität der untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten und Böden. Mit: Arithmetischem Mittel (Arithm. Mittel), Standardabweichung (SDABW), Minimum (Min), Maximum (Max) und Anzahl der untersuchten Standorte (n).

	Arithm. Mittel	SDABW	Min	Max	n
Mächtigkeit Boden über Kalksteinverwitterungsschicht [cm]	30.73	26.95	2.00	110.00	33
Mächtigkeit durchwurzelte Kalksteinverwitterungsschicht (M_{TW}) [cm]	62.85	38.83	0.00	210.00	33
Hohlraumvolumen Kalksteinverwitterungsschicht (V_H) [m^3/m^3]	0.11	0.03	0.04	0.18	33
Gefülltes Hohlraumvolumen Kalksteinverwitterungsschicht (V_{GH}) [m^3/m^3]	0.10	0.04	0.01	0.18	33
Pflanzenverfügbare Wasserspeicherkapazität (Volumenanteil) Kalksteinverwitterungsschicht ($nFK_{Kennwert}$) [m^3/m^3]	0.01	0.01	0.00	0.03	33
Pflanzenverfügbare Wasserspeicherkapazität durchwurzelte Kalksteinverwitterungsschicht (WS_{GHW}) [mm]	8.07	5.79	0.35	22.17	33
Effektiv nutzbare Feldkapazität Boden über Kalksteinverwitterungsschicht (nFK_{eff}) [mm]	22.99	18.88	1.40	95.00	33
pflanzenverfügbarer Gesamtwasserspeicher Boden und durchwurzelte Kalksteinverwitterungsschicht [mm]	31.06	19.42	1.7	97.83	33

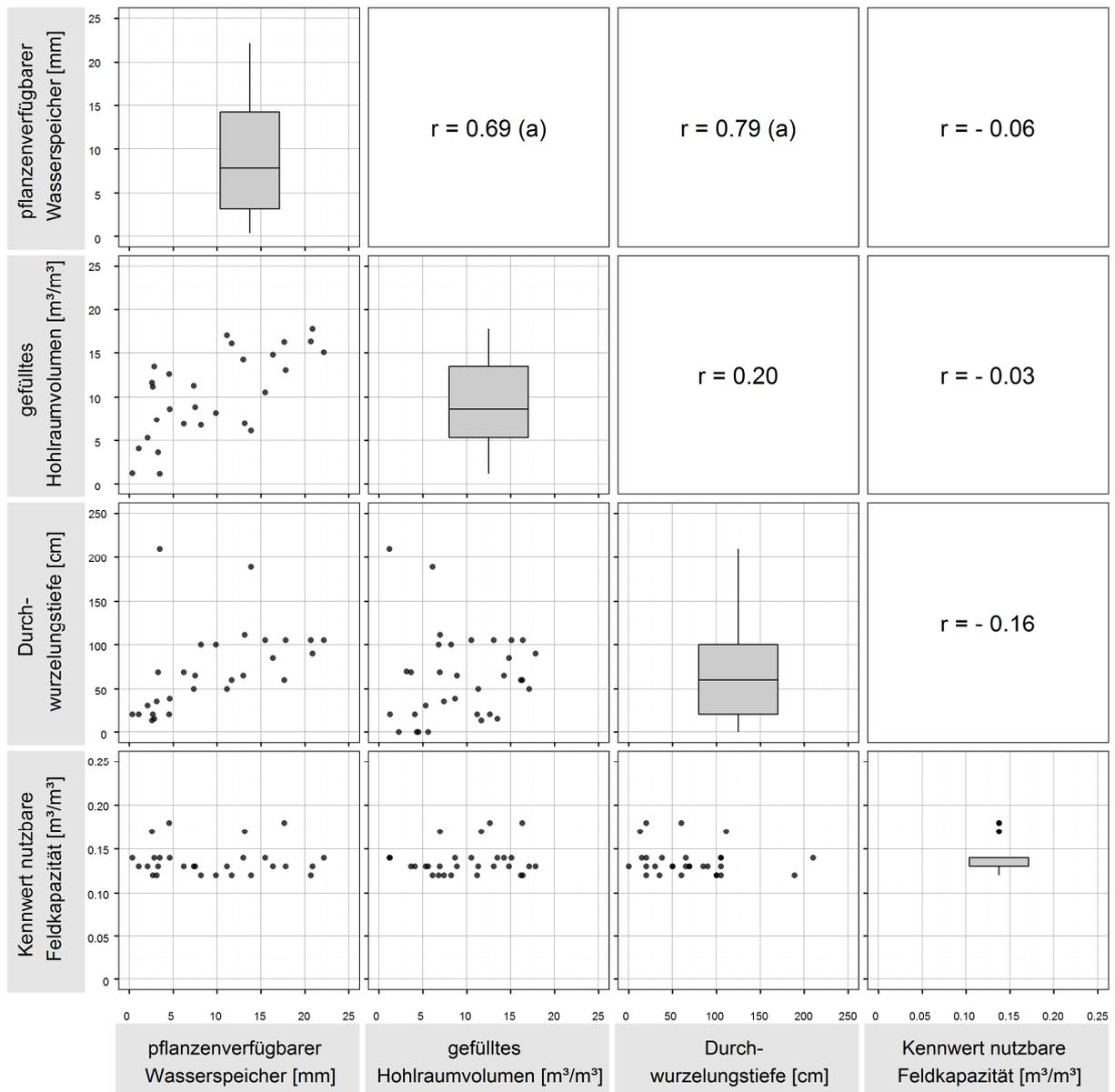


Abb. 14: Gegenüberstellung wichtiger Eigenschaften der Kalksteinverwitterungsschichten. Oberes Dreieck: Spearman's Rangkorrelationskoeffizient (r) zwischen den Kennwerten; (a) Korrelation signifikant ($p < 0.001$; beidseitig). Diagonale: Boxplots stellen die Werteverteilung der jeweiligen Eigenschaften dar. Unteres Dreieck: Streudiagramme zeigen die Zusammenhänge zwischen verschiedenen Eigenschaften der Kalksteinverwitterungsschichten an.

5.3.3 Hohlraumvolumen der Kalksteinverwitterungsschichten

Das durchschnittliche Hohlraumvolumen (V_H) liegt mit $0.11 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ($\pm 0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$) nur geringfügig über dem Wert von $0.10 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ($\pm 0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$) des gefüllten Hohlraumvolumens (V_{GH}) (s. Tab. 17). Das entspricht im Mittel einem Füllungsgrad des Hohlraumvolumens von 81 % (± 21 %). Der nicht von Gestein eingenommene Volumenanteil der Kalksteinverwitterungsschichten ist also zumeist mit Feinbodenmaterial gefüllt. An 14 von 33 Standorten ist das gesamte Hohlraumvolumen gefüllt. Verwitterungsschichten mit geringeren Füllungsgraden des Hohlraumvolumens von weniger als 50 % weisen zugleich Hohlraumvolumina im unteren Spektrum auf.

5.3.4 Korngrößenzusammensetzung des Feinbodenmaterials

Das Feinbodenmaterial innerhalb der untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten schwankt in seiner Korngrößenzusammensetzung mit wenigen Ausnahmen in einem vergleichsweise kleinen Spektrum: Neben nur selten auftretenden Lehmsanden, Tonschluffen (je zwei Standorte) und Tonlehmern (ein Standort) treten Lehmtone (vier Standorte) und Normallehme (sechs Standorte) auf. Mit insgesamt 14 Standorten dominiert die Bodenartengruppe der Schlufftone. An vier Standorten konnte weder aus dem Feinmaterial der Kalksteinverwitterungsschicht noch aus der Bodenauflage eine Bodenart bestimmt werden.

Damit ergeben sich über alle Standorte hinweg ähnliche Porengrößenverteilungen innerhalb des Feinbodenmaterials. Vier der untersuchten Standorte weisen günstigere Korngrößenzusammensetzungen auf und übersteigen das ansonsten enge Spektrum des anteiligen Wasserspeichervermögens: Die anteilige nutzbare Feldkapazität (nFK_{Kennwert}) liegt im Mittel bei $0.14 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (± 0.01) (s. Tab. 17). Demnach sind im Untersuchungsgebiet die Bodenart, bzw. die Porengrößenverteilung und das Porenvolumen des Feinmaterials, für die Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten nur von untergeordneter Bedeutung. Der Zusammenhang zwischen beiden Größen fällt mit $r = -0.06$ (n. s., s. Abb. 14) entsprechend gering aus.

5.3.5 Wasserspeicherung in der Kalksteinverwitterungsschicht

Im Mittel beträgt der Anteil des pflanzenverfügbaren Wasserspeichers an der Kalksteinverwitterungsschicht $0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ($\pm 0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$). Bezogen auf den durchwurzelten Tiefenbereich ergibt sich ein durchschnittlicher WS_{GHW} -Wert von 8 mm (± 6 mm, s. Tab. 17). An vier der 33 Standorte reichen die Wurzeln nicht in den Kalkgesteinskörper, die WS_{GHW} beträgt in diesen Fällen 0 mm.

Den stärksten Einfluss auf die WS_{GHW} hat das gefüllte Hohlraumvolumen ($r = 0.79$), gefolgt von der Durchwurzelungstiefe ($r = 0.69$, s. Abb. 14). Beide Kennwerte korrelieren unabhängig vom Standortstyp auf hohem Signifikanzniveau ($p < 0.001$) mit der WS_{GHW} , jedoch nicht untereinander ($r = 0.20$, n. s.). Unabhängig von der Korngrößenzusammensetzung liegt bei Durchwurzelungstiefen über 50 cm in Kombination mit V_{GH} -Werten über $0.13 \text{ m}^3/\text{m}^3$ die WS_{GHW} stets über 11 mm (s. Abb. 15). Bei WS_{GHW} -Werten unter 3 mm ist die Durchwurzelungstiefe der limitierende Faktor und beträgt nie mehr als 50 cm.

Fels-Rendzina-Standorte zeigen im Bezug auf die Wasserspeicherkapazität ein breites Spektrum das sich in drei Gruppen gliedern lässt: Bei WS_{GHW} -Werten unter 5 mm ist das gefüllte Hohlraumvolumen in der Regel im unteren Wertebereich angesiedelt (s. Abb. 15). Liegt die

WS_{GHW} zwischen 5 und 10 mm sind die Werte für gefülltes Hohlräumvolumen und Durchwurzelungstiefe jeweils nahe am Mittelwert aller Standorte. Steigt die WS_{GHW} auf Werte über 10 mm an, ist die Kalksteinverwitterungsschicht stets über 50 cm tief durchwurzelt und das gefüllte Hohlräumvolumen zumeist überdurchschnittlich hoch.

Braunerde-Rendzinen und verbrauchte Rendzinen mit hoher nFK_{eff} (> 80 mm) sind nur mit geringen zusätzlichen Wasserspeicherkapazitäten ($WS_{GHW} < 5$ mm) ausgestattet. Aber auch Syrosem-Rendzinen mit flachgründigen Bodenauflagen (≤ 5 cm) weisen stets äußerst geringe WS_{GHW} -Werte auf.

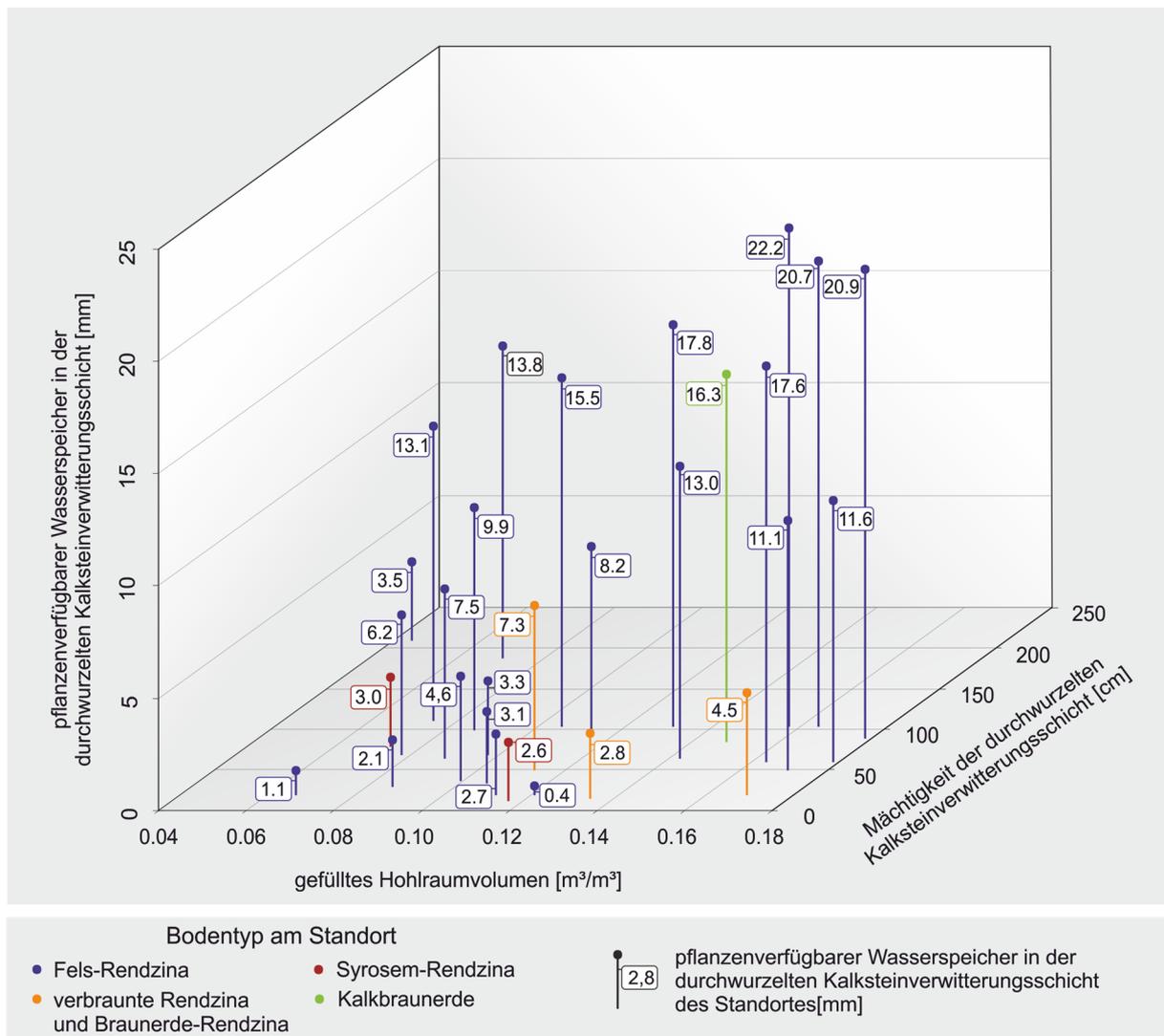


Abb. 15: Pflanzenverfügbare Wasserspeicher von Kalksteinverwitterungsschichten in Abhängigkeit von gefülltem Hohlräumvolumen und Mächtigkeit der durchwurzelten Kalksteinverwitterungsschicht. Gruppirt nach Bodentyp am Standort ($n = 29$). Standorte ohne Durchwurzelung in der Kalksteinverwitterungsschicht sind nicht dargestellt.

5.3.6 Gesamtwasserspeicher

Berechnungen der effektiv nutzbaren Feldkapazität der Böden (nFK_{eff}) ergeben für die untersuchten Standorte im Mittel Werte von 23 mm (± 19 mm). Bei Berücksichtigung der WS_{GHW} erhöht sich der pflanzenverfügbare Gesamtwasserspeicher (GWS) auf durchschnittlich 31 mm (STABW: ± 19 mm) (s. Tab. 17). Der Anteil der WS_{GHW} am GWS liegt damit bei 32 % (± 21 %). Bei GWS-Werten zwischen 20 und 30 mm verdoppelt WS_{GHW} mit einer Ausnahme immer die nFK_{eff} und steigert damit die an flachgründigen Kalkstandorten für Pflanzen verfügbare Wassermenge enorm.

Die untersuchten Standorte lassen sich zu fünf Typen mit unterschiedlichen Kombinationen von Bodenauflage und Kalksteinverwitterungsschicht zusammenfassen (s. Abb. 16). Unter *extrem flachgründigen Fels-Rendzinen* mit nFK_{eff} -Werten unter 15 mm treten zwei Varianten von Kalksteinverwitterungsschichten auf: Im weitgehend kompakten Kalkgestein steht nur ein marginaler zusätzlicher Wasserspeicher zur Verfügung (WS_{GHW} bis 5 mm). Daneben existieren extrem flachgründige Fels-Rendzina-Standorte mit im Vergleich wenigen gefüllten Hohlräumen im Kalkgestein, die i. d. R. durchwurzelt sind. Der Beitrag der Kalksteinverwitterungsschicht an der bis zu 20 mm hohen GWS ist bei diesem Standortstyp hoch, bleibt jedoch unter 10 mm.

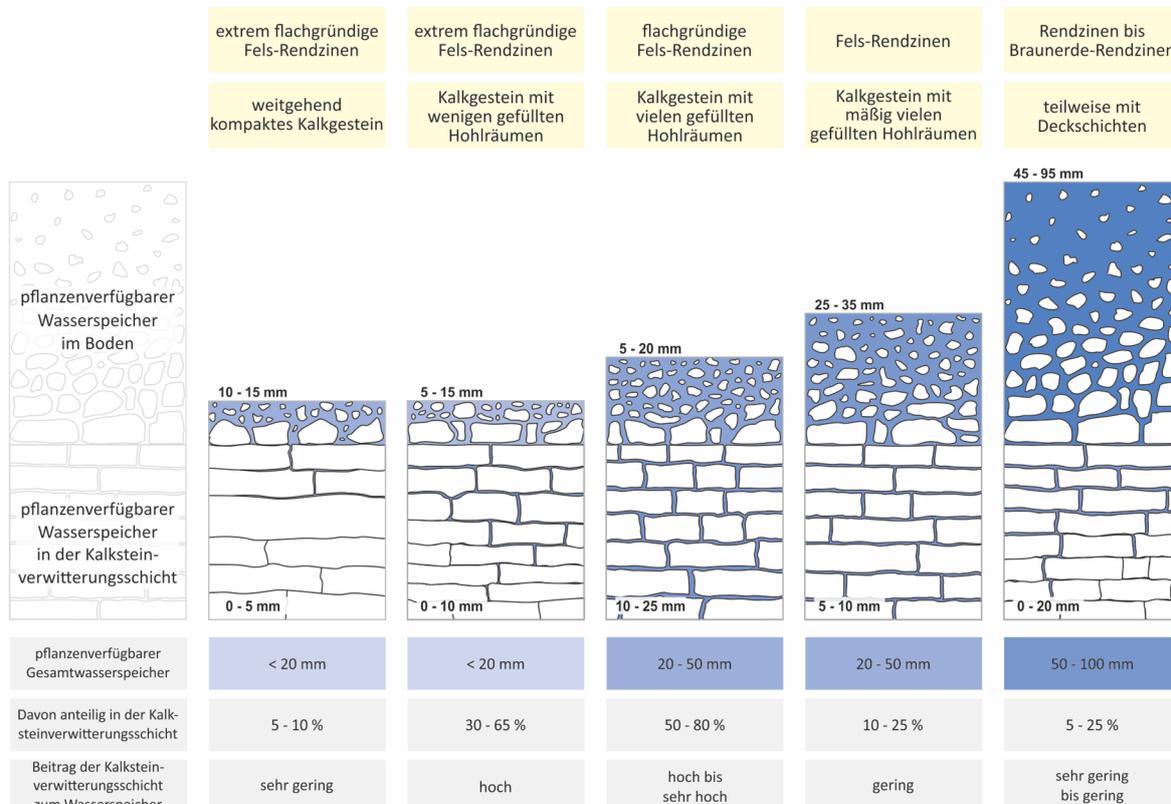


Abb. 16: Typische Kombinationen von Kalksteinverwitterungsschichten und überlagernden Böden.

Erst flachgründige Fels-Rendzinen weisen einen GWS-Wert bis zu 50 mm auf. Das Kalkgestein ist hier mit vielen gefüllten Hohlräumen durchsetzt, der Beitrag der Kalksteinverwitterungsschicht zum GWS ist mit 50 bis 80 % als hoch bis sehr hoch einzuschätzen. Wächst die nFK_{eff} weiter an, sinkt die Bedeutung der Kalksteinverwitterungsschicht wieder ab: Unter Fels-Rendzinen mit nFK_{eff} -Werten zwischen 25 und 35 mm ist der Beitrag der WS_{GHW} an der GWS gering.

Von nur untergeordneter Bedeutung für die Gesamtwasserspeichermenge sind Kalksteinverwitterungsschichten unterhalb von Rendzinen und Braunerde-Rendzinen: Die nFK_{eff} beträgt an diesen Standorten zwischen 45 und 95 mm, der mögliche Zusatz im Kalkgestein ist mit maximal 20 mm WS_{GHW} als sehr gering bis gering einzustufen.

5.4 Schlussfolgerungen zur Wasserspeicherfähigkeit von Waldböden über Kalkgestein

Die untersuchten Standorte zeigen, dass Kalksteinverwitterungsschichten im Untersuchungsgebiet z. T. tief von Wurzeln erschlossen sind. Die Spannweite schwankt jedoch enorm: Standorte mit Durchwurzungen bis über 2 m Tiefe stehen neben nicht durchwurzelten. Eine Abhängigkeit zwischen Durchwurzeltiefe und gefülltem Hohlraumvolumen konnte nicht festgestellt werden.

Die Erfahrungen aus den Feldaufnahmen deuten darauf hin, dass die Zusammensetzung des Kalkgesteins, die Anordnung der Spalten und Klüfte im Gesteinskörper sowie die damit geschaffenen „Wurzelleitbahnen“ eine wichtige Rolle spielen. Für die Durchwurzelbarkeit der Kalksteinverwitterungsschicht sind daher vor allem die petrographische Zusammensetzung, die Schichtung sowie die Ausbildung und Anordnung eines Kluftsystems relevant. Differenzierte Aussagen zur Durchwurzelbarkeit der Kalksteinverwitterungsschichten gleicher stratigraphischer Einheiten sind im Untersuchungsgebiet wegen großen Faziesunterschieden nicht möglich: Die Variationen in der Gesteinszusammensetzung und den ausgebildeten Kluftsystemen sind zu hoch. Es zeigt sich jedoch, dass in ihrer Zusammensetzung zum Mergel tendierende und von vielen Schichtwechsell geprägte Karbonatgesteine höhere Durchwurzelungsintensitäten und –tiefen aufweisen.

Im Durchschnitt werden 8 mm (± 6 mm) Wasser pflanzenverfügbar in der Kalksteinverwitterungsschicht gespeichert. Dies ergibt relativ zur Wasserspeicherung im Solum eine z. T. erhebliche Erhöhung der Gesamtwasserspeichermenge auf durchschnittlich 32 mm (± 19 mm). Damit bewegen sich die untersuchten Standorte immer noch deutlich im unteren Spektrum der Wasserspeicherfähigkeit von Waldstandorten im Untersuchungsgebiet: In der

Waldbodendatenbank (s. Kapitel 2.2.3) dokumentierte Rendzinen und verwandte Übergangssubtypen im Tafel- und Faltenjura weisen nK_{eff} -Werte von im Mittel 46 mm (± 23 mm) auf. Auch für Teile dieser Standorte mit extrem geringen nK_{eff} -Werten unter 30 mm ist durch Berücksichtigung der Kalksteinverwitterungsschicht ein erheblicher Zuschlag zum Bodenwasserspeicher gegeben. In Trockenjahren kann dieser Zusatz maßgeblich für die ausreichende Wasserversorgung eines Waldstandortes sein: Gehäuftes Verdürren von Weißtannen tritt im Untersuchungsgebiet nicht auf allen flachgründigen Rendzina-Standorten auf. Die zusätzlichen Wasserreserven in der Kalksteinverwitterungsschicht liefern einen plausiblen Erklärungsansatz für das Fehlen von Schäden auf Standorten, deren Wasserversorgung im Boden eigentlich unter der kritischen Schwelle liegt.

Die entwickelte Feldmethodik zur Erfassung des Hohlraumvolumens stützt sich auf erprobte Verfahren und erlaubt es, Kennwerte zu Gesteinsverwitterungsschichten mit relativ geringem Aufwand zu erheben. Dies ermöglichte Untersuchungen an einer größeren Anzahl von Standorten. In bisherigen Studien wurden aufwendigere Messungen der Saugspannung an wenigen Standorten vorgenommen oder die Wasserspeicherkapazität experimentell an Gesteins- bzw. Gesteinszersatzproben bestimmt. Grundsätzlich ist die durch angelegte Potentialdrücke experimentell bestimmte Wasserspeicherkapazität als genau einzustufen. Das Verfahren ist erprobt und als breit abgestützt anerkannt. Die Auswahl, Entnahme und der ungestörte Transport repräsentativer Proben stellt hingegen Probleme. Die Genauigkeit des hier angewandten Verfahrens kann nicht anhand bodenphysikalischer Vergleichsmessungen beziffert werden. Die ermittelten Werte bewegen sich jedoch in der gleichen Größenordnung wie in anderen Untersuchungen von Kalksteinverwitterungsschichten. Zudem ist es mit der hier vorgestellten Methodik möglich, Kennwerte für die gesamte, teilweise durch Schichtwechsel stark heterogen aufgebaute, Gesteinsverwitterungsschicht aufzunehmen.

Wie gezeigt werden konnte, ist das Spektrum der Bodenarten innerhalb der Kalksteinverwitterungsschichten im Untersuchungsgebiet relativ klein. Damit ist die Korngrößenzusammensetzung nur von untergeordneter Bedeutung für die nutzbare Feldkapazität in der Kalksteinverwitterungsschicht. Großen Einfluss auf die zur Verfügung stehende Wasserspeichermenge haben hingegen Hohlraumvolumen und Durchwurzelungstiefe. Beide Größen können mit der hier vorgestellten Methodik präzise im Feld erfasst werden.

Wie ordnen sich die erhobenen Daten im Vergleich zu bisherigen Untersuchungen ein? In Kalifornien (USA) ist die Relevanz verwitterten Granitgesteins für die Wasserversorgung mediterraner Nadelwälder erheblich (WITTY et al. 2003). Die Regolithdecken Kaliforniens unterscheiden sich jedoch deutlich von den im kühl-humiden Klima Mitteleuropas entstandenen Kalksteinverwitterungsschichten. Das in Kalifornien untersuchte Material ist z. T. grabbar (WITTY et al. 2003) oder von breiten Spalten mit feinerem Verwitterungsmaterial

durchzogen (STERNBERG et al. 1996). Im Untersuchungsgebiet verwittert der unter dem Boden anstehende Kalk entlang von Spaltflächen und Fissuren zu einem gelockerten Gesteinsverband. Die Spalten und Klüfte sind, abhängig von der Beimengung anderer Stoffe im Kalkgestein, mit feinem Verwitterungsmaterial verfüllt.

Von der Gesteinssituation mit dem Untersuchungsgebiet vergleichbar sind die verkarsteten und mit Feinmaterial durchsetzten Karbonatgesteine Yucatans (Mexiko). Im sub-humiden Klima versorgen sich spezialisierte Pflanzen in periodisch wiederkehrenden Trockenperioden über tiefreichende Wurzeln mit Wasser aus Kalksteinverwitterungsschichten (ESTRADA-MEDINA et al. 2013). Im nördlichen Jura kommen ähnlich spezialisierte Pflanzen nicht vor. Hingegen liegen die Wasserspeicherkapazitäten der Kalksteinverwitterungsschichten im Untersuchungsgebiet mit im Mittel $0.01 \text{ m}^3/\text{m}^3$ zumindest in der gleichen Größenordnung, aber deutlich unter den in Yucatan ermittelten Werten von bis zu $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Außerdem ist zu berücksichtigen, dass verschiedene Porenvolumen bzw. äquivalente Matrixpotentiale zur Berechnung der pflanzenverfügbaren Wasserspeicherkapazität zu Grunde liegen: 0.03 bis 1.5 MPa bei ESTRADA-MEDINA et al. (2013) gegenüber 0.01 bis 1.5 MPa in dieser Arbeit. Damit ergeben sich systematisch leicht höhere Werte für die hier untersuchten Kalksteinverwitterungsschichten. Eine ähnlich hohe Bedeutung wie im sub-humiden Yucatan haben die Kalksteinverwitterungsschichten im nördlichen Jura also nicht.

GERKE (1987) zeigt, dass Kalksteinverwitterungsschichten auch im gemäßigten Klima des Göttinger Waldes (Süd-Niedersachsen) und für die dortigen, wenig spezialisierten Baumarten, von Bedeutung sind. Demnach können die Waldbäume durch mehrfache Wasserentnahme jährlich bis zu 50 mm Wasser zur Evapotranspiration aus der Kalksteinverwitterungsschicht mobilisieren. Diesen vergleichsweise hohen Wert ermittelt GERKE (1987) indirekt aus Modellrechnungen zum Wasserhaushalt. Die hier vorliegende Untersuchung bestätigt die Höhe dieser Beobachtungen nicht. Dennoch ergibt sich eine im Grundsatz gleiche Aussage: Der Wasserspeicher in der von Wurzeln erfassten Kalksteinverwitterungsschicht ist relevant. Besonders an flachgründigen Rendzina-Standorten entspricht ein Zuschlag von im Mittel 8 mm einer prozentual erheblichen Erweiterung des pflanzenverfügbaren Bodenwasserspeichers und kann entscheidend für die Wasserversorgung in länger andauernden Trockenperioden sein.

5.5 Übertragung der Ergebnisse auf das Untersuchungsgebiet und Berücksichtigung im Bodenwasserhaushaltsmodell

Die Erkenntnisse zur Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten im Untersuchungsgebiet sollen auch in die Abschätzung des standörtlichen Trockenstressrisikos einbezogen werden. Hierzu wird die pflanzenverfügbare Wasserspeicherkapazität der Kalk

steinverwitterungsschicht (WS_{GHW}) im Bodenwasserhaushaltsmodell berücksichtigt (vgl. Kapitel 3.6).

Es ist nicht möglich typische Gruppen mit unterschiedlichen WS_{GHW} -Werten zu identifizieren, die auf Grundlage vorliegender Geodaten in die Fläche projiziert werden können. Daher wird als Zuschlag für Standorte mit Kalksteinverwitterungsschichten einheitlich der Mittelwert der WS_{GHW} von 8 mm angesetzt.

Zunächst ist zu ermitteln, welche Waldflächen im Untersuchungsgebiet einen Zuschlag zur effektiv nutzbaren Feldkapazität erhalten, also von Kalksteinverwitterungsschichten unterlagert sind. Aus den 33 erfassten Standorten kann abgeleitet werden, bei welcher Merkmalskombination für die Wasserversorgung von Waldbäumen relevante Kalksteinverwitterungsschichten vorliegen. Es lassen sich drei Merkmale identifizieren:

- Kalkgestein bildet das Ausgangsmaterial der Bodenbildung **oder** Kalkgestein steht unter einer nur geringmächtigen Deckschicht an.
- Die Gründigkeit des Bodens ist sehr gering bis gering.
- Die effektiv nutzbare Feldkapazität des Bodens ist sehr gering.

Die erste Bedingung berücksichtigt, dass Kalksteinverwitterungsschichten sich nur in Kalkgestein bilden können. Andere Gesteinstypen die zur Bildung von Verwitterungsschichten mit ähnlichen Wasserspeichereigenschaften neigen, kommen im Untersuchungsgebiet nicht vor. Den beiden weiteren Bedingungen liegt die Beobachtung zu Grunde, dass Kalksteinverwitterungsschichten insbesondere dann durchwurzelt sind, wenn die vom Boden zur Verfügung gestellte nFK_{eff} sehr gering ist. Hier sind die Bäume darauf angewiesen auch tiefer liegende Wasserressourcen in der Kalksteinverwitterungsschicht zu erschließen. Auf Basis flächenhafter Informationen zu den Gesteinstypen und Prognosekarten zu den Waldbodeneigenschaften Gründigkeit und nutzbare Feldkapazität bis 100 cm Tiefe ($nFK_{100\text{ cm}}$) (HERBST 2013; MOSIMANN & HERBST 2013) werden alle Flächen im Untersuchungsgebiet ermittelt für die diese Merkmale zutreffen. Hierzu werden die Bedingungen wie in Abb. 17 dargestellt operationalisiert.

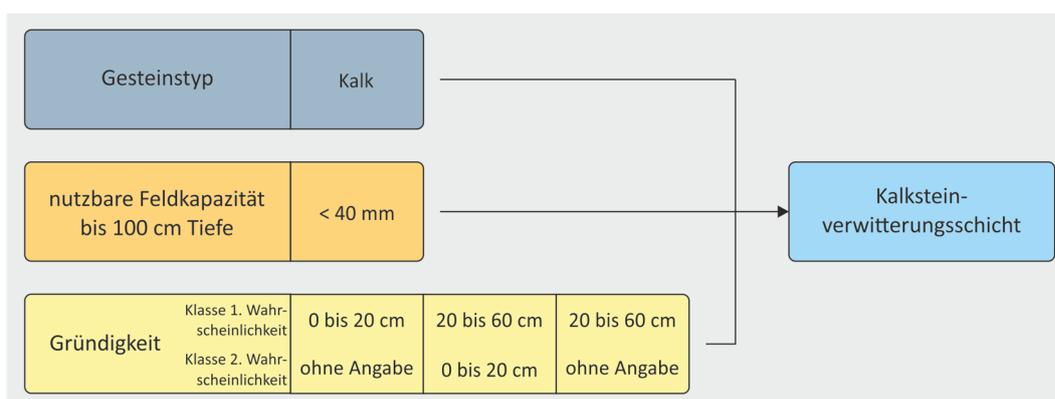
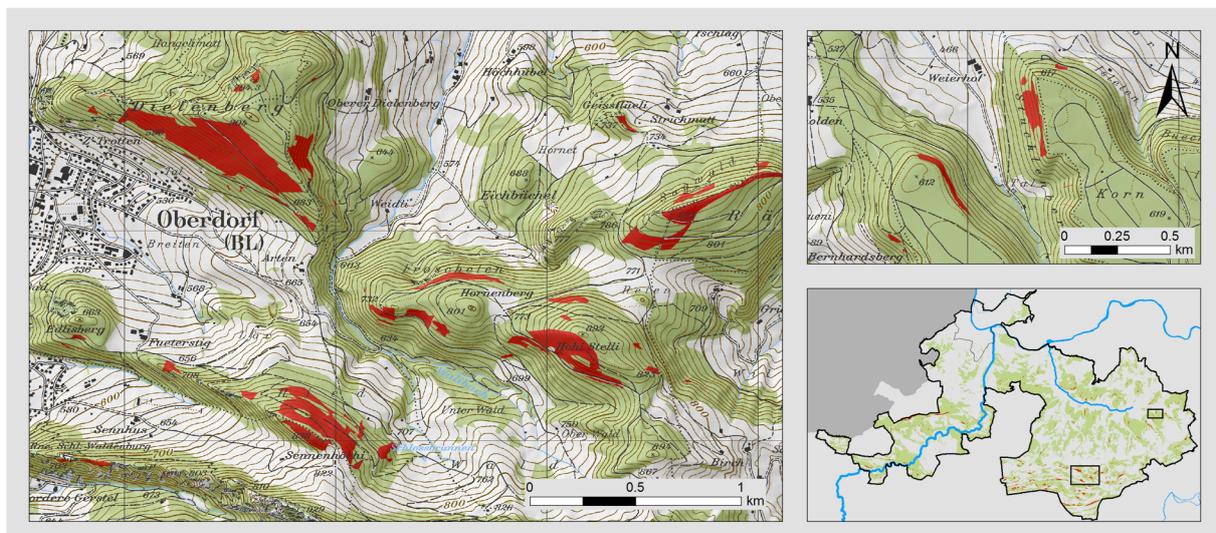


Abb. 17: Modell zur Ausweisung von Waldflächen mit Kalksteinverwitterungsschichten.

Demnach profitieren 488 ha Waldfläche (2.39 % der Waldfläche im Untersuchungsgebiet) vom zusätzlichen Wasserspeicher in der Kalksteinverwitterungsschicht. Bei Betrachtung der gesamten Waldfläche spielen sie also nur eine untergeordnete Rolle. Bezogen auf Standorte mit einer $nFK_{100\text{ cm}} < 40\text{ mm}$ (im Bodenwasserhaushaltsmodell als 30 mm operationalisiert; vgl. Tab. 10) sind 30 % der Waldflächen von einer Kalksteinverwitterungsschicht unterlagert. Es profitiert also ein hoher Anteil der Flächen mit geringeren $nFK_{100\text{ cm}}$ -Werten von den Kalksteinverwitterungsschichten. Für die Bewertung des Trockenstressrisikos auf Basis des Bodenwasserhaushaltsmodells spielt der Zuwachs des Bodenwasserspeichers für diese Standorte also eine erhebliche Rolle: Absolut beträgt der Zuwachs nur 8 mm, die Erhöhung von 30 mm auf 38 mm entspricht jedoch einer Erhöhung um ca. 27 %.

Die Flächen mit Kalksteinverwitterungsschichten konzentrieren sich im Faltenjura auf Hang- und Scheitelbereiche (s. Karte 9, linkes Kartenbild). Gemäß der Modellannahmen weisen insgesamt 3.8 % der bewaldeten Fläche im Faltenjura Kalksteinverwitterungsschichten auf. Im Tafeljura sind es hingegen nur 1.4 %. Dabei handelt es sich vorrangig um Hangbereiche unterhalb der Plateauflächen (s. Karte 9, Kartenbild rechts oben). In den lössgeprägten Gebieten und in den Talebenen kommen Kalksteinverwitterungsschichten nicht vor.



Kalksteinverwitterungsschichten

Kalksteinverwitterungsschichten mit Relevanz für den Bodenwasserhaushalt (Modellprognose)

Wald

Wald mit Kalksteinverwitterungsschicht

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.

Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
Physische Geographie
und Landschaftsökologie



11
102
1004

Leibniz
Universität
Hannover

Karte 9: Kalksteinverwitterungsschichten mit Relevanz für den Bodenwasserhaushalt (Modellprognose). Ausschnitte für den Faltenjura (großes Kartenbild) und den Tafeljura (kleines Kartenbild oben rechts). Modellgestützt ermittelte Flächen. Hier angegebene Flächen erhalten im Bodenwasserhaushaltsmodell einen Zuschlag zum pflanzenverfügbaren Bodenwasserspeicher von 8 mm. Übersichtskarte in höherer Auflösung im Anhang (s. Abb. A-3).

6 Relativer Bodenwassergehalt und Trockenstressindex

6.1 Der Relative Bodenwassergehalt als Kennwert für Trockenstress

Den Rahmen für die Identifizierung von Trockenstress bildet die Kohäsions-Theorie zur Beschreibung des Wassertransports im Kontinuum Boden – Pflanze – Atmosphäre in Abhängigkeit des Bodenwassergehaltes (vgl. Kapitel 1.2). Von den in Kapitel 1.2 benannten Kennwerten zur Einschätzung der Wasserversorgung wird in dieser Arbeit das Verfahren *relativer Bodenwassergehalt* umgesetzt und zur Bewertung des standörtlichen Trockenstressrisikos herangezogen. Es gilt:

$$BWG_{rel,i} = \frac{BWG_{akt,i}}{BWS} \quad \text{Formel 11}$$

Mit: $BWG_{rel,i}$ relativer (pflanzenverfügbarer) Bodenwassergehalt zum Zeitpunkt i [-]
 $BWG_{akt,i}$ aktueller (pflanzenverfügbarer) Bodenwassergehalt zum Zeitpunkt i [mm]
 BWS pflanzenverfügbarer Bodenwasserspeicher [mm]

Der relative Bodenwassergehalt (BWG_{rel}) gilt als synthetisierende Kenngröße, in der die Wirkung der klimatischen Bedingungen bzw. des konkreten Witterungsverlaufes sowie die Boden- und Vegetationsverhältnisse zusammengefasst werden. Zugleich beschreibt der Bodenwassergehalt die aktuelle Verfügbarkeit des Bodenwassers für Pflanzen und kann somit direkt mit der Kohäsions-Theorie des Wassertransports im Kontinuum Boden – Pflanze – Atmosphäre verknüpft werden. Damit ist der relative Bodenwassergehalt ein gut geeigneter Kennwert zur Quantifizierung von Trockenstress (BRÉDA et al. 2006; RODRIGUEZ-ITURBE et al. 2001).

Aus boden- und pflanzenhydrologischer Sicht ist die Verwendung von BWG_{rel} -Werten zur Darstellung der aktuellen Wasserverfügbarkeit hingegen eine starke Generalisierung. Die eigentlich relevante Kenngröße ist das sich im Boden einstellende Wasserpotential. An diesem kann direkt abgelesen werden, ob die Bäume (noch) in der Lage sind genug Druck aufzubauen, um Wasser aus dem Boden zu mobilisieren. Damit verbunden ist keine direkte Aussage über die Höhe des noch zur Verfügung stehenden Bodenwassers. Dieses kann jedoch bei bekanntem Bodenaufbau aus dem aktuellen Wasserpotential und der jeweils

standortspezifischen Wasserspannungskurve bestimmt werden. Der Verlauf der Wasserspannungskurve ist vom Aufbau des Bodens bzw. des Porengefüges im Boden und damit von der Bodenart, Lagerungsdichte und dem Skelettgehalt abhängig. Die Waldböden des Untersuchungsgebietes sind vorrangig skelettreich. Bei diesen Böden muss zur Bestimmung des aktuellen Bodenwassergehaltes aus Saugspannungswerten insbesondere der Skelettgehalt im Bodenprofil bekannt sein. Sonst kann es zu einer Über- oder Unterschätzung der aktuell pflanzenverfügbaren Wasserspeichermenge kommen.

Die Höhe des relativen Bodenwassergehaltes kann also in Abhängigkeit des Bodenaufbaus für unterschiedlich gut sichergestellte Wasserversorgungen stehen. Als vergleichender Kennwert für die Menge des pflanzenverfügbaren Wassers kann der relative Bodenwassergehalt somit im Grundsatz nur für Böden mit ähnlichen bodenhydraulischen Kennwerten verwendet werden. Da die Bodenart als wichtigste steuernde Kenngröße im Untersuchungsgebiet in einem für die Wasserspeicherfähigkeit nur begrenzten Spektrum schwankt (MOSIMANN 2011), ist die Verwendung des BWG_{rel} als vereinfachende, approximierende Kenngröße gerechtfertigt. Zugleich ist darauf hinzuweisen, dass mit den zur Verfügung stehenden Eingangsdaten ein flächenhaftes Verfahren zur Bestimmung des Trockenstress auf Grundlage des Wasserpotentials nicht umgesetzt werden kann.

Es existiert kein baumartenübergreifender Schwellenwert des BWG_{rel} oder des Wasserpotentials, bzw. keine „magische Linie“ (CHOAT 2013), bei deren Unterschreitung alle Bäume absterben oder in Trockenstress fallen (BRÉDA et al. 2006; McDOWELL et al. 2013). Vielmehr reagieren Bäume in Abhängigkeit ihrer Art, ihres Alters sowie des Wurzel- und Xylem-Aufbaus bei gleichen klimatischen Bedingungen verschieden auf die Unterversorgung mit Wasser. Baumarten sind also unterschiedlich stark von Trockenstress betroffen (MICHELOT et al. 2012). Beispielsweise waren die Wachstumseinschränkungen an Eichen (*Quercus petraea*) auf einem Standort in der Region Basel während des Trockenjahres 2003 wesentlich geringer als an Buchen (*Fagus sylvatica*), Feldahorn (*Acer campestre*), Sommerlinden (*Tilia platyphyllos*) und Hainbuchen (*Carpinus betulus*) (LEUZINGER et al. 2005). Auch innerhalb einer Baumart können große Unterschiede auftreten: THIEL et al. (2014) zeigen, dass Buchen (*Fagus sylvatica*) unterschiedlicher Provenienz in Gewächshausversuchen verschieden sensitiv auf Bodentrockenheit reagieren.

Da in dieser Arbeit ein standörtlicher Ansatz verfolgt wird, ist es notwendig allgemeine, generalisierende Schwellenwerte zu verwenden. Im Folgenden soll ein allgemeingültiger Schwellenwert des BWG_{rel} für das Einsetzen von Trockenstress in Waldgesellschaften gemäßigter Klimate hergeleitet werden.

Beim Erreichen des permanenten Welkepunktes (PWP) bzw. einem BWG_{rel} -Wert von 0 kann von den meisten Pflanzen, insbesondere von ackerbaulichen Kulturpflanzen, kein Wasser

mehr aus dem Boden entnommen werden. Der PWP gleicht somit dem Bodenwassergehalt, bei dem es zur höchsten Trockenstressbelastung für Pflanzen kommt und ist auf ein Wasserpotential von 1.5 MPa (pF 4.2) festgelegt (AD-HOC-AG BODEN 2005). Nur spezialisierte Pflanzen, darunter viele Bäume, können ohne Schädigungen höhere Potentialdrücke zur Bodenwasserentnahme aufbauen (BRÉDA et al. 2006). Zu berücksichtigen ist jedoch, dass Bäume bereits vor dem Erreichen des PWP wegen nicht mehr ausreichender Wasserversorgung in Trockenstress fallen: Die Transpiration wird herabgesetzt, es kommt zur Einstellung des Wachstums und bei intensivem oder lang anhaltendem Trockenstress zur Schädigung der Pflanze (s. Kapitel 1.2).

Generalisierende Aussagen von ERNSTBERGER (1987) setzen den relativen Bodenwassergehalt in Bezug zur Wasserversorgung von Pflanzen (s. Tab. 18): Ist der Boden komplett wassergesättigt, kommt es zu Sauerstoffmangel an den Wurzeln. Eine optimale Wasserversorgung ist nach ERNSTBERGER (1987) bis zu einem BWG_{rel} -Wert von 0.5 gegeben. Sinkt der Wert weiter ab, kommt es zu Einschränkungen in der Transpiration der Pflanze.

Tab. 18: Wasserversorgung von Pflanzen in Abhängigkeit des relativen Bodenwassergehaltes. Quelle: ERNSTBERGER (1987).

Relativer Bodenwassergehalt [-]	Auswirkung auf Pflanze
> 0.8	gute Wasserversorgung, bei schweren Böden Sauerstoffmangel für Wurzeln
0.8 bis > 0.5	optimale Wasserversorgung
0.5 bis > 0.3	Transpiration in kritischen Entwicklungsphasen zeitweise eingeschränkt
0.3 bis > 0	Transpiration stark vermindert
0	Permanenter Welkepunkt erreicht, Pflanzentod

Baumarten unterscheiden sich in ihrer Fähigkeit Wasser aus dem Boden zu mobilisieren und verfolgen verschiedene Strategien bei der Überwindung von Trockenperioden. Entsprechend sind Schwellenwerte, bei denen Bäume in Trockenstress fallen, baumartenspezifisch (AHRENDT et al. 2009; HINCKLEY et al. 1978). Dennoch wurde in verschiedenen Studien an diversen Waldbaumarten ein weitgehend identischer Schwellenwert ermittelt: Demnach kommt es in gemäßigten Klimaten bei vielen Baumarten ab BWG_{rel} -Werten von 0.4 zur Transpirationsreduktion (s. Tab. 19).

Tab. 19: Für verschiedene Baumarten experimentell ermittelte Schwellenwerte des relativen Bodenwassergehaltes (BWG_{rel}) [-] bei denen Trockenstress einsetzt. Quellen: Siehe Tabelle.

Autor	Baumart	Untersuchungsgebiet	Schwellenwert Trockenstress
SUCOFF & HONG (1974)	Amerikanische Rotkiefer (<i>Pinus resinosa</i>)	Cloquet, Minnesota, USA	$BWG_{rel} < 0.4$
BLACK (1979)	Douglasie (<i>Pseudotsuga menziesii</i>)	Vancouver Island, British Columbia, USA	$BWG_{rel} < 0.4$
DUNIN & ASTON (1984)	Eukalyptus (<i>Eucalyptus maculata</i>)	Südliche Tafelländer in New South Wales, Australien	$BWG_{rel} < 0.4$
GRANIER (1987)	Douglasie (<i>Pseudotsuga menziesii</i>)	Amance bei Nancy, Frankreich	$BWG_{rel} < 0.3$
BIRON (1994)	Fichte (<i>Picea abies</i>)	Vogesen, Frankreich	$BWG_{rel} < 0.4$
BRÉDA et al. (1995)	Traubeneiche (<i>Quercus petraea</i>) Stieleiche (<i>Quercus robur</i>)	Champenoux bei Nancy, Frankreich	$BWG_{rel} < 0.4$
STURM et al. (1998)	Waldkiefer (<i>Pinus sylvestris</i>)	Hartheim am Rhein, Baden-Württemberg	$BWG_{rel} < 0.16$
BERNIER et al. (2002)	Zuckerahorn (<i>Acer saccharum</i>)	Saint-Gilles (bei Quebec-Stadt), Kanada	$BWG_{rel} < 0.42$
KÖSTNER & CLAUSNITZER (2011)	Fichte (<i>Picea abies</i>)	Tharandter Wald, Sachsen	$BWG_{rel} < 0.43$

Abweichend vom häufig ermittelten Schwellenwert von des BWG_{rel} von 0.4, setzte bei einer Studie an Douglasien (*Pseudotsuga menziesii*) in Frankreich der Trockenstress bei einem relativen Bodenwassergehalt von 0.3 ein (GRANIER 1987). Die höchste Abweichung von den sonst ermittelten Werten wurde an 35jährigen Kiefern (*Pinus sylvestris*) festgestellt: Trockenstress setzte hier erst bei einem BWG_{rel} -Wert von 0.16 ein (STURM et al. 1998).

In Tab. 20 sind Studien aufgelistet, die in der Modellierung (Korrelation von Wachstumsdaten mit klimatischen Kennwerten) und im Monitoring (Erfassung der Bruttoprimaryproduktion und Kohlenstoffbindung von Wäldern) einen Schwellenwert des relativen Bodenwassergehaltes zur Kennzeichnung von Trockenstress verwenden. GRANIER et al. (2007) stellen auf Grundlage von Messdaten aus ganz Europa fest, dass die Transpiration von Bäumen ab BWG_{rel} -Werten unter 0.4 reduziert wird und die Primärproduktion von Wäldern bei BWG_{rel} -Werten zwischen 0.4 und 0.2 signifikant abnimmt. Kiefernbestände im nordostdeutschen Tiefland reduzieren ab BWG_{rel} -Werten kleiner 0.6 das Dickenwachstum, ab Werten von 0.4 erliegt das Wachstum vollständig (MÜLLER 2007).

Tab. 20: Überblick über Studien in denen Schwellenwerte des relativen Bodenwassergehaltes (BWG_{rel}) [-] zur Kennzeichnung von Trockenstress genutzt werden. Quellen: Siehe Tabelle.

Autor	Baumarten	Untersuchungsgebiet	Schwellenwert Trockenstress
GRANIER et al. (1999)	Waldbestände im Allgemeinen	Frankreich	BWG _{rel} < 0.4
BRÉDA et al. (2006) und GRANIER et al. (2007)	Rotbuche (<i>Fagus sylvatica</i>), Douglasie (<i>Pseudotsuga menziesii</i>), Eukalyptus (<i>Eucalyptus maculata</i>), Seekiefer (<i>Pinus pinaster</i>), Steineiche (<i>Quercus ilex</i>), Waldkiefer (<i>Pinus sylvestris</i>), Fichte (<i>Picea abies</i>).	Standorte des europäischen Carboflux-Messnetzes: Brasschaat (B), Espirra (P), Fougère (F), Hainich (D), Hesse (F), Hyytiälä (FIN), Le Bray (F), Loobos (NL), Nonantola (I), Norunda (S), Puéchabon (F), Renon (I), San Rossore (I), Soro (DK), Tharandt (D), Vielsalm (B).	BWG _{rel} < 0.4 und BWG _{rel} < 0.33
LEBOURGEOIS et al. (2005)	Rotbuche (<i>Fagus sylvatica</i>)	15 Standorte in Frankreich	BWG _{rel} < 0.33 BWG _{rel} < 0.4 BWG _{rel} < 0.45
MÜLLER (2007)	Kiefern (<i>Pinus</i>)	Brandenburg und Sachsen	BWG _{rel} < 0.6 BWG _{rel} < 0.4
SCHWÄRZEL et al. (2009a)	Rotbuche (<i>Fagus sylvatica</i>)	Tharandter Wald, Sachsen	BWG _{rel} < 0.3
SCHWÄRZEL et al. (2011) und PETERS et al. (2011)	Rotbuche (<i>Fagus sylvatica</i>), Traubeneiche (<i>Quercus petraea</i>), Fichte (<i>Picea abies</i>), Waldkiefer (<i>Pinus sylvestris</i>).	Tharandter Wald, Sachsen	BWG _{rel} < 0.4
BAUWE et al. (2012)	Waldkiefer (<i>Pinus sylvestris</i>)	Mecklenburg-Vorpommern	BWG _{rel} < 0.4
MICHELOT et al. (2012)	Rotbuche (<i>Fagus sylvatica</i>), Traubeneiche (<i>Quercus petraea</i>), Waldkiefer (<i>Pinus sylvestris</i>).	Fontainebleau bei Paris, Frankreich	BWG _{rel} < 0.4

Wie gezeigt, dominiert in der forstökologischen Literatur ein Schwellenwert des relativen Bodenwassergehaltes von 0.4 zur Kennzeichnung von Trockenstress. Dieser Wert wird in einer Vielzahl von Studien für verschiedenste Standorte in gemäßigten Klimaten und in der Regel unabhängig von Baumarten und Bodenkennwerten genutzt. Auf Grundlage der Literaturauswertung wird auch in dieser Arbeit ein Schwellenwert des BWG_{rel} von 0.4 verwendet.

6.2 Der Trockenstressindex als Kennwert für die Trockenstressintensität

Zur Bestimmung der Trockenstressintensität in einem Beobachtungszeitraum (Jahr oder Vegetationsperiode) wird in dieser Arbeit in Anlehnung an GRANIER et al. (1999), RIDOLFI et al. (2000) und PORPORATO et al. (2001) der *Trockenstressindex (TSI)* berechnet.

Grundlage für die Berechnung des TSI ist die Höhe des relativen Bodenwassergehaltes (BWG_{rel}) im Verlauf des Beobachtungszeitraumes. Zunächst wird der *kritische Wassermangel* jedes Beobachtungsintervalls (in dieser Arbeit für jede Kalenderwoche) bestimmt (s. Abb. 18). Die Höhe des *kritischen Wassermangels* ist identisch mit dem nicht gedeckten Wasserbedarf der Pflanzen und steht somit für die Stärke des Trockenstress. Der Wert ergibt sich bei Unterschreitung des Trockenstressschwellenwertes ($BWG_{rel} = 0.4$) aus der Differenz von Schwellenwert und aktuellem BWG_{rel} -Wert. Die Einzelbeträge des *kritischen Wassermangels* aus jedem Beobachtungsintervall werden anschließend zum *trockenstressrelevanten Bodenwasserdefizit* des Beobachtungszeitraums aufsummiert. Die Summe gibt also die Höhe des gesamten, nicht gedeckten Wasserbedarfs der Pflanzen an. Im grafischen Beispiel (Abb. 18) entspricht die Höhe des *trockenstressrelevanten Bodenwasserdefizits* dem Flächeninhalt der gelb eingefärbten Fläche zwischen dem Trockenstressschwellenwert und der Kurve des relativen Bodenwassergehaltes. Das *trockenstressrelevante Bodenwasserdefizit* fasst damit die Stärke (Höhe des kritischen Wassermangels) und Dauer (Anzahl der Beobachtungsintervalle mit Wassermangel) des Trockenstress zu einem Kennwert für die Trockenstressintensität zusammen.

Um Werte von Standorten mit verschiedenen Wasserspeicherkapazitäten vergleichen zu können, wird zur Bildung des TSI das *trockenstressrelevante Bodenwasserdefizit* des Beobachtungszeitraumes (Jahr oder Vegetationsperiode) abschließend in Bezug zum maximal möglichen Bodenwasserdefizit am Standort gesetzt. Es gilt:

$$TSI = \frac{\sum_i^n (BWG_{rel,SW} - BWG_{rel,i})}{\sum_i^n BWG_{rel,SW}} \quad \text{Formel 12}$$

wenn $BWG_{rel,i} > BWG_{rel,SW}$ gilt $BWG_{rel,i} = BWG_{rel,SW}$

- Mit: $BWG_{rel,i}$ relativer Bodenwassergehalt im Intervall i (Kalenderwoche i)
 $BWG_{rel,SW}$ Trockenstressschwellenwert des relativen Bodenwassergehalts (0.4)
 n Anzahl der Intervalle im Beobachtungszeitraum (Jahr oder Vegetationsperiode)
 i Intervall i im Beobachtungszeitraum (Kalenderwoche)

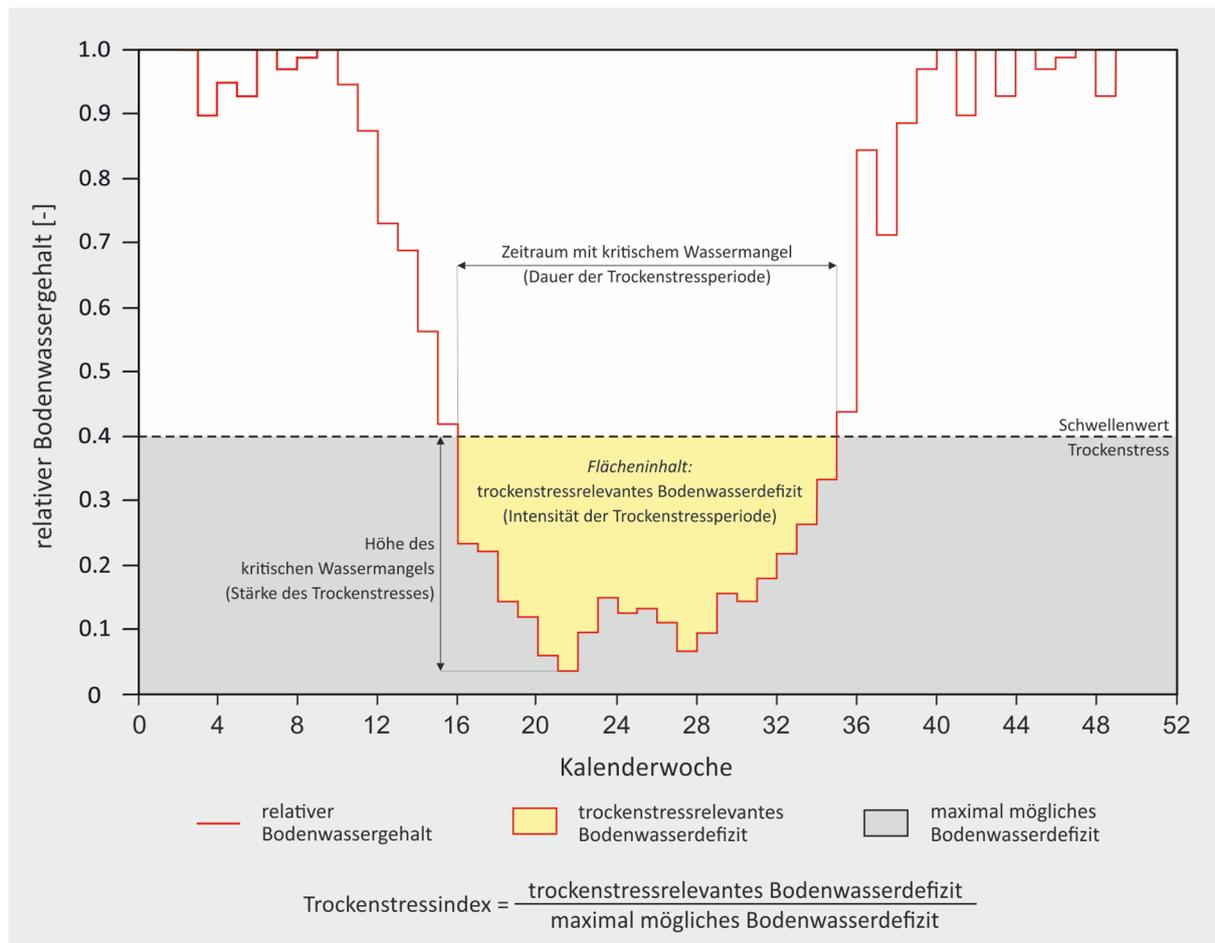


Abb. 18: Schematisches Beispiel zur Berechnung des Trockenstressindex (TSI). Für die Bestimmung des Trockenstressindex wird das trockenstressrelevante Bodenwasserdefizit des Beobachtungszeitraums berechnet und ins Verhältnis zum maximal möglichen Bodenwasserdefizit gestellt. Der TSI gibt die Intensität von Trockenstressperioden als Produkt aus Stärke und Dauer des Trockenstressses bzw. des kritischen Wassermangels wieder.

Ein TSI-Wert von 0 kennzeichnet somit eine Periode, in der die Wasserversorgung vollständig gewährleistet ist. Ist der pflanzenverfügbare Bodenwasserspeicher hingegen über den gesamten Betrachtungszeitraum hinweg komplett entleert, ergibt sich ein TSI-Wert von 1. Für das in Abb. 18 dargestellte Beispiel ergibt sich ein TSI-Wert von 0.23 bei einer über 19 Wochen anhaltenden Unterschreitung des Trockenstressschwellenwertes und einem minimalem BWG_{rel} -Wert von 0.04.

Der TSI bestimmt die Intensität des Trockenstressses in einer festgelegten Bezugsperiode und ist damit ein einzelner, aggregierender Parameter. Zugleich überdeckt das Aufsummieren der Wasserdefizite zu einem Kennwert den Charakter von Trockenstressperioden: Jahre mit lang anhaltenden Trockenstressperioden und geringem kritischem Wassermangel können den gleichen TSI-Wert aufweisen, wie Jahre in denen über einen kurzen Zeitraum der Bodenwasserspeicher extrem tief entleert war. Die Auswirkungen auf die Pflanzen können hingegen sehr unterschiedlich sein: Insbesondere hohe Bodenwasserdefizite und das

Erreichen des Permanenten Welkepunktes können zu relevanten Schäden an Waldbäumen führen.

Für diese Arbeit werden TSI-Werte für die Beobachtungsjahre 1983 bis 2013 auf Basis der Bodenwasserhaushaltsberechnungen für alle Waldflächen mit gültiger Prognose der nutzbaren Feldkapazität sowie für 134 Waldbodenstandorte aus der Waldbodendatenbank (s. Kapitel 2.2.3) berechnet. Für jedes Jahr wird der TSI für das gesamte Kalenderjahr (TSI_{Jahr}) und die nach Kapitel 3.5 berechneten Vegetationsperioden (TSI_{VP}) bestimmt. Aus den TSI-Werten aller Jahre werden die in Tab. 21 beschriebenen statistischen Kennwerte berechnet.

Tab. 21: Übersicht über statistische Kennwerte, die auf Grundlage der Trockenstressindex-Werte (TSI-Werte) aller Beobachtungsjahre (1983 bis 2013) berechnet wurden.

Statistischer Kennwert	Erläuterung
$TSI_{min, Jahr}$ $TSI_{min, VP}$	Minimalwert der TSI_{Jahr} - bzw. TSI_{VP} -Werte aus allen 31 Beobachtungsjahren. Berechnet für jeweils alle Waldbodenstandorte ($n = 134$) und die Waldflächen des Untersuchungsgebietes mit $nFK_{100\text{ cm}}$ -Prognose ($n = 1\,505\,897$, Pixel des Rasters).
$TSI_{max, Jahr}$ $TSI_{max, VP}$	Maximalwert der TSI_{Jahr} - bzw. TSI_{VP} -Werte aus allen 31 Beobachtungsjahren. Berechnet für jeweils alle Waldbodenstandorte ($n = 134$) und die Waldflächen des Untersuchungsgebietes mit $nFK_{100\text{ cm}}$ -Prognose ($n = 1\,505\,897$, Pixel des Rasters).
$TSI_{AM, Jahr}$ $TSI_{AM, VP}$	Arithm. Mittel der TSI_{Jahr} - bzw. TSI_{VP} -Werte aus allen 31 Beobachtungsjahren. Berechnet für jeweils alle Waldbodenstandorte ($n = 134$) und die Waldflächen des Untersuchungsgebietes mit $nFK_{100\text{ cm}}$ -Prognose ($n = 1\,505\,897$, Pixel des Rasters).
$TSI_{Norm, Jahr}$ $TSI_{Norm, VP}$	TSI_{Jahr} - bzw. TSI_{VP} -Wert auf Basis der mittleren klimatischen Bedingungen der 31 Beobachtungsjahre (1983 bis 2013). Berechnet für jeweils alle Waldbodenstandorte ($n = 134$) und die Waldflächen des Untersuchungsgebietes mit $nFK_{100\text{ cm}}$ -Prognose ($n = 1\,505\,897$, Pixel des Rasters).
$TSI_{SDABW, Jahr}$ $TSI_{SDABW, VP}$	Standardabweichung der TSI_{Jahr} - bzw. TSI_{VP} -Werte aus allen 31 Beobachtungsjahren (1983 bis 2013). Berechnet für jeweils alle Waldbodenstandorte ($n = 134$) und die Waldflächen des Untersuchungsgebietes mit $nFK_{100\text{ cm}}$ -Prognose ($n = 1\,505\,897$, Pixel des Rasters).
$TSI_{ABW, Jahr}$ $TSI_{ABW, VP}$	$\frac{(TSI_{max} - TSI_{AM})}{TSI_{SDABW}}$ <p>Abweichung des TSI_{max} vom TSI_{AM} in Standardabweichungen für jeweils alle Waldbodenstandorte ($n = 134$) und die Waldflächen des Untersuchungsgebietes mit $nFK_{100\text{ cm}}$-Prognose ($n = 1\,505\,897$, Pixel des Rasters).</p>
Min, Max, AM, Median und SDABW für jedes Beobachtungsjahr	Minimal- und Maximalwert, arithmetisches Mittel, Median und Standardabweichung des TSI_{Jahr} bzw. TSI_{VP} für jeweils alle Waldbodenstandorte ($n = 134$) und die Waldflächen des Untersuchungsgebietes mit $nFK_{100\text{ cm}}$ -Prognose ($n = 1\,505\,897$, Pixel des Rasters) im jeweiligen Beobachtungsjahr.

6.3 Der Trockenstressindex für bekannte Waldbodenstandorte

Die in diesem Abschnitt dargestellten Ergebnisse beruhen auf der Modellierung des Bodenwasserhaushaltes von 134 bodenkundlich beschriebenen Waldbodenstandorten der Waldbodendatenbank (s. Kapitel 2.2.3) für den Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013.

Der Trockenstressindex im Vergleich der Beobachtungsjahre

Im Mittel aller Standorte wiesen die Jahre 1987, 2012 und 2002 die niedrigsten Trockenstressindex-Werte (TSI_{Jahr}) auf (s. Abb. 19, Grafik für die TSI-Werte der Vegetationsperiode (TSI_{VP}): s. Abb. A-4 im Anhang). Die Bodenwasserspeicher waren in diesen Jahren fast durchgängig gut gefüllt. Die trockensten Bedingungen herrschten in den Jahren 2003, 1989 und 2011. Der absolut höchste TSI-Wert (0.46) wurde im Jahr 2011 an einem Standort im Faltenjura mit einer extrem geringen nutzbaren Feldkapazität von 20 mm erreicht.

Das Trockenjahr 2003 zeichnet sich durch den höchsten Median aller Beobachtungsjahre (0.28) aus. Dass für 99 Standorte die $TSI_{\text{max, Jahr}}$ -Werte aus dem Jahr 2003 stammen, unterstreicht die besonders trockenen Bedingungen dieses Jahres. Zudem ist es das einzige Jahr, in dem an allen 134 Standorten der TSI_{Jahr} -Wert größer 0 ist: Der relative Bodenwassergehalt sank an allen Standorten für mindestens drei Wochen unter den Trockenstressschwellenwert von 0.4.

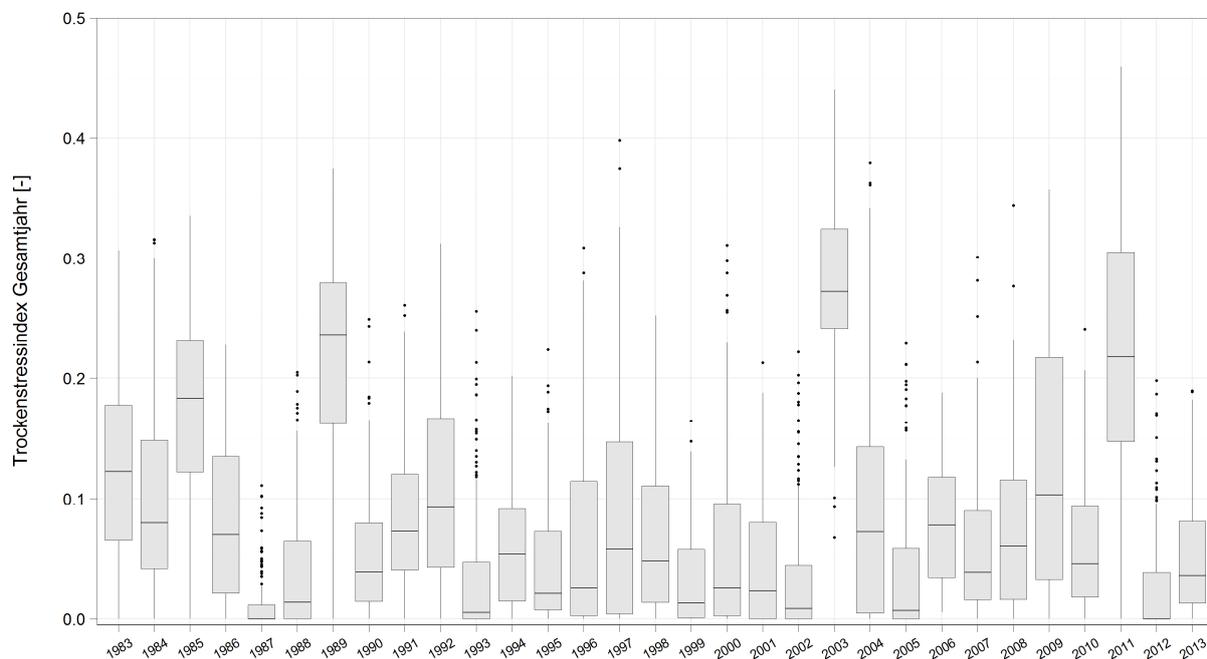


Abb. 19: Jährliche Variation des Trockenstressindex (Gesamtjahr; TSI_{Jahr}) für bekannte Waldbodenstandorte im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013. Boxplots für jedes Beobachtungsjahr; Punkte: Ausreißer; Whiskers: kleinster und größter Wert innerhalb des unteren und oberen 1.58-fachen Interquartilsabstands; Beginn und Ende der Box: unteres und oberes Quartil; Strich innerhalb der Box: Median ($n = 134$; Anzahl Beobachtungsjahre: 31).

Einfluss von Klimatischer Wasserbilanz und nutzbarer Feldkapazität

In Abb. 20 sind die TSI_{Jahr} -Werte (Grafik für die Vegetationsperiode (TSI_{VP}): s. Abb. A-6 im Anhang) aus allen Beobachtungsjahren gegen die Klimatische Wasserbilanz (KWB) des Beobachtungsjahres aufgetragen und nach der Höhe der nutzbaren Feldkapazität (nFK) am Standort gruppiert. Es sind zwei generelle Trends feststellbar:

1. Je niedriger die nutzbare Feldkapazität, desto höher der Trockenstressindex-Wert.
2. Je niedriger die Klimatische Wasserbilanz, desto höher der Trockenstressindex-Wert.

Beide Aussagen sind hinsichtlich der zu Grunde liegenden Prozesszusammenhänge und Berechnungsmethoden plausibel und entsprechen den Erwartungen. Darüber hinaus fällt auf, dass an allen Standorten mit einer $nFK < 40$ mm die Wasserversorgung in jedem Beobachtungsjahr für zumindest kurze Zeit eingeschränkt ist: TSI-Werte von 0 kommen in dieser nFK -Klasse nicht vor. Steigt die nFK über 40 mm, wird bei zugleich positiver KWB der TSI-Wert von 0.2 nur in 8 % der berechneten Fälle überschritten. Ab einem pflanzenverfügbaren Wasserspeicher über 80 mm ist die Wasserversorgung an einem Großteil der Standorte und für die meisten Beobachtungsjahre vollständig gewährleistet: TSI-Werte von 0.1 werden an diesen Standorten in 70 % der Fälle nicht überschritten.

Die räumliche Variation der Bodeneigenschaften und der klimatischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet bedingt, dass die Standorte mit hoher nutzbarer Feldkapazität (> 160 mm, i. d. R. Bodenbildungen in Löss oder Verwitterungslehmen) im Vergleich niedrige Wasserüberschüsse in der Klimatischen Wasserbilanz aufweisen. Auf Grund des hohen Bodenwasserspeichers wird an diesen Standorten der Trockenstressschwellenwert des relativen Bodenwassergehaltes von 0.4 jedoch nur selten unterschritten. Erhöhte TSI-Werte treten an diesen Standorten also nur in Jahren mit stark negativer Klimatischer Wasserbilanz auf.

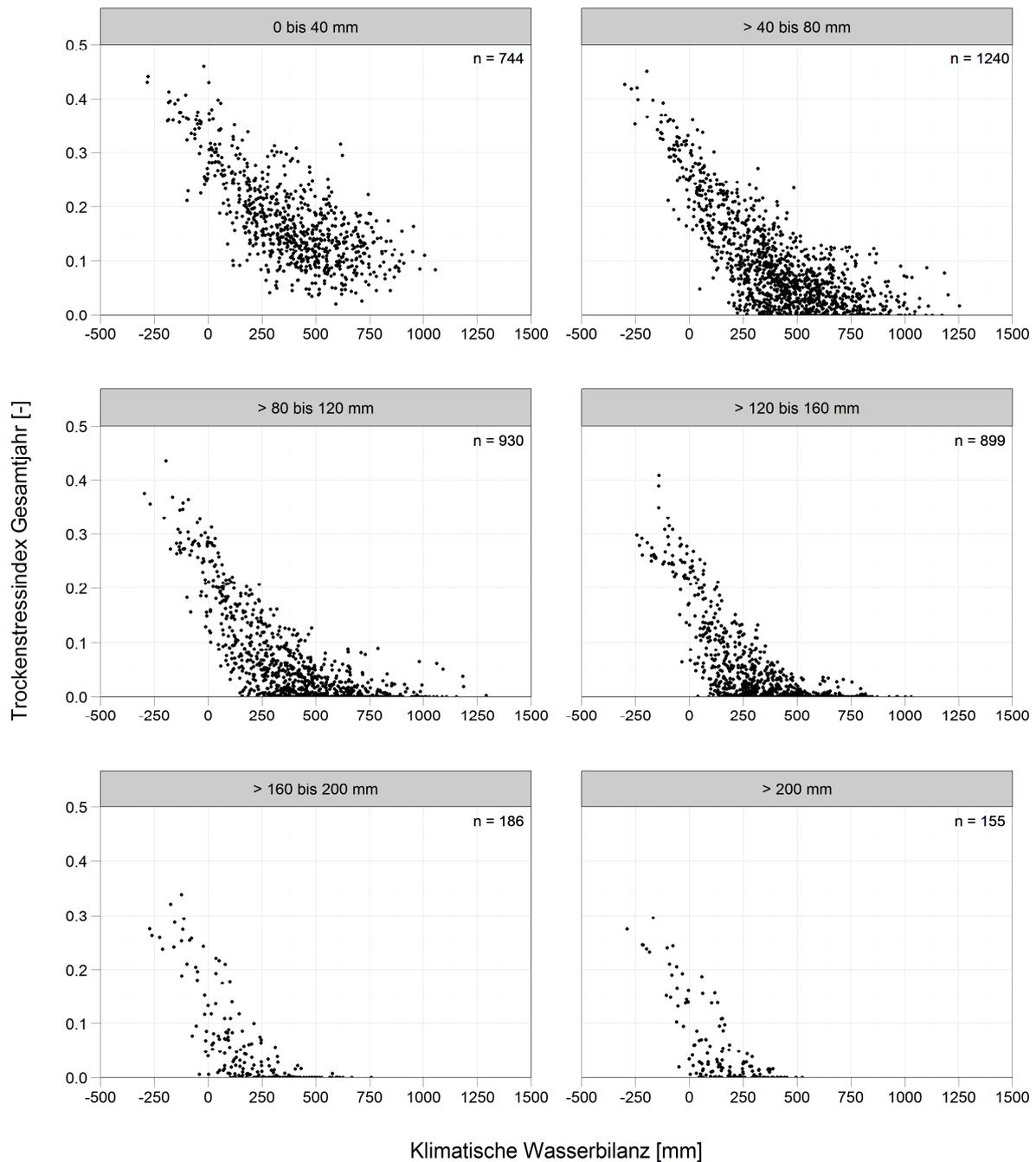


Abb. 20: Trockenstressindex (Gesamtjahr; TSI_{Jahr}) in Abhängigkeit der Klimatischen Wasserbilanz [mm] und der nutzbaren Feldkapazität [mm] für bekannte Waldbodenstandorte in den Beobachtungsjahren 1983 bis 2013. Gruppirt nach Klassen der nFK (n = 4154; Anzahl Profile: 134; Anzahl Beobachtungsjahre: 31).

Bodenwasserhaushalt und Trockenstressindex am Beispielstandort *Arisdorf – Im Bärenfels*

Abb. 21 zeigt beispielhaft den modellierten Jahresverlauf von Niederschlag, maximal möglicher und aktueller Evapotranspiration sowie relativem Bodenwassergehalt am Beispielstandort *Arisdorf – Im Bärenfels*. Zusätzlich sind der Bodenfeuchteverzehr, die Bodenspeicherauffüllung und der Wassermangel in wöchentlicher Auflösung angegeben. Der Standort liegt im *Löss- und Deckenschottergebiet von Arisdorf und Giebenach*. Der Parabraunerde-Pseudogley entwickelte sich in umgelagertem Löss über Deckenschotter und stellt einen pflanzenverfügbaren Bodenspeicher von 180 mm zur Verfügung. Die Wasserspeicherfähigkeit ist durch einen Staukörper und erhöhte Skelettgehalte im Unterboden reduziert (MOSIMANN et al. 2006). Dargestellt sind die durchschnittlichen Bedingungen des Beobachtungszeitraumes und das Jahr mit den größten Einschränkungen in der Wasserversorgung (2011).

Am dargestellten Standort ist die Klimatische Wasserbilanz unter durchschnittlichen Bedingungen im Sommer über viele Wochen hinweg negativ. Der Evapotranspirationsbedarf muss in diesem Zeitraum aus dem Bodenspeicher gedeckt werden. Dieser entleert sich auf Grund der hohen nFK vergleichsweise langsam. Relative Bodenwassergehalte unter 0.4 werden nicht erreicht: Unter durchschnittlichen Bedingungen ist die Wasserversorgung der Bäume also uneingeschränkt gewährleistet und die Transpiration nicht reduziert.

Der höchste TSI-Wert am Standort Arisdorf-Bärenfels wurde im Jahr 2011 erreicht. Das Frühjahr startete bereits trocken und bis zur Mitte des Jahres gab es nur wenige Wochen mit positiver Wasserbilanz. Insbesondere die Kalenderwochen 14 bis 20 fallen durch extrem geringe Niederschläge auf. Entsprechend sinkt der relative Bodenwassergehalt rasch und anhaltend unter den Trockenstressschwellenwert von 0.4. Erstmals wird dieser in der Kalenderwoche 18 unterschritten. Anschließend wird bis zum Ende der Vegetationsperiode keine Woche ohne kritischen Wassermangel bzw. BWG_{rel} -Werten über 0.4 verzeichnet. Aus der lang anhaltenden Trockenperiode ergibt sich ein TSI-Wert von 0.34.

Der permanente Welkepunkt, bzw. ein BWG_{rel} -Wert von 0, wurde im Jahr 2011 nicht erreicht. Jedoch ist die Dauer der Trockenstressperiode außergewöhnlich: Nach der Kohäsions-Theorie hatten die Bäume an diesem Standort im Jahr 2011 nur untergeordnet Probleme mit dem Aufrechterhalten des Turgordrucks, zu Kavitationen im größeren Umfang kam es wahrscheinlich nicht. Jedoch war der Baumbestand über die gesamte Dauer der Trockenstressperiode hinweg auf Respiration angewiesen und verbrauchte zur Aufrechterhaltung des Metabolismus zuvor eingelagerte Kohlenstoffvorräte. Ein mögliches Absterben von Bäumen an diesem Standort durch Kohlenstoffunterversorgung, noch im Verlauf der

Trockenperiode oder zu Beginn der nächsten Vegetationsperiode, ist damit plausibel erklärbar.

In der Berechnung des Bodenwasserhaushaltes ist der kapillare Aufstieg von Wasser aus dem Unterboden nicht berücksichtigt (vgl. Kapitel 3.6.). Auf Grund der Substratsituation und Bodenzusammensetzung ist der kapillare Aufstieg nicht unbedeutend. Daher wird der modellierte Bodenwassergehalt in den Sommermonaten unterschätzt. Die Wasserversorgung der Waldbäume am Standort *Im Bärenfels* sollte also besser gewährleistet sein als dies vom modellierten Trockenstressindex angegeben wird.

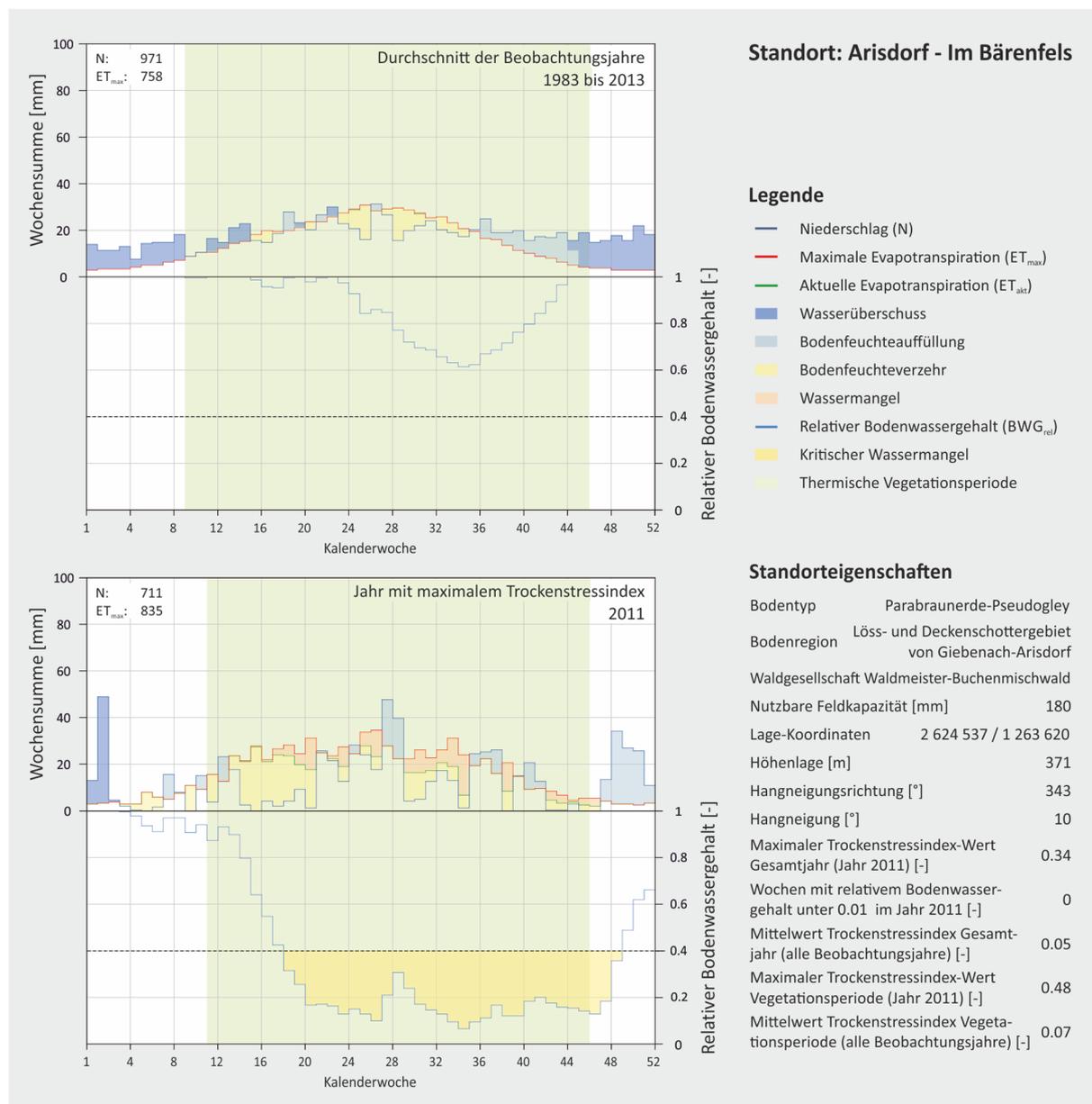


Abb. 21: Klimatisch bestimmter Bodenwasserhaushalt für den Waldbodenstandort Arisdorf – Im Bärenfels (Löss- und Deckenschottergebiet von Giebach-Arisdorf). Dargestellt sind die durchschnittlichen klimatischen Bedingungen der Beobachtungsjahre 1983 bis 2013 und das Jahr mit maximalem Trockenstressindex-Wert (2011).

Bodenwasserhaushalt und Trockenstressindex am Beispielstandort *Zunzgen - Lägerts*

Abb. 22 zeigt den Bodenwasserhaushalt für den Waldbodenstandort *Zunzgen - Lägerts* im Tafeljura. Die verbraunte Schutt-Rendzina entstand in einem sehr skelettreichem Gehängeschutt und weist eine nutzbare Feldkapazität von 70 mm auf. Der Standort liegt in einem relativ steilem, südostexponierten Hang der hohe Strahlungssummen empfängt (MOSIMANN et al. 2005).

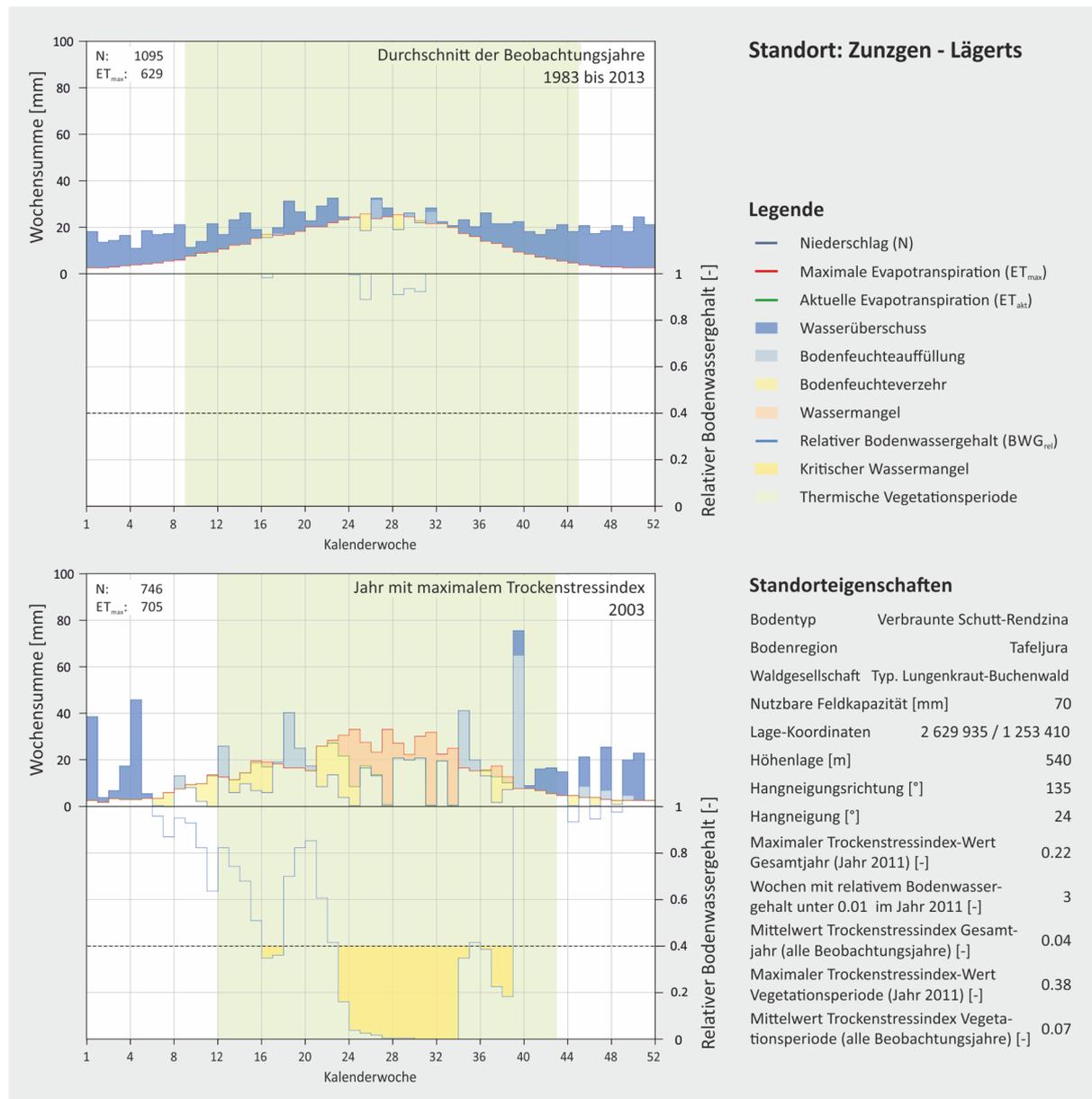


Abb. 22: Klimatisch bestimmter Bodenwasserhaushalt für den Waldbodenstandort Zunzgen – Lägerts (Tafeljura). Dargestellt sind die durchschnittlichen klimatischen Bedingungen der Beobachtungsjahre 1983 bis 2013 und das Jahr mit maximalem Trockenstressindex-Wert (2003).

Unter durchschnittlichen Bedingungen übersteigt der Evapotranspirationsbedarf die Niederschlagssummen nur in wenigen Sommerwochen: Die Wasserversorgung ist also stets gewährleistet. Der TSI_{max} -Wert von 0.22 stammt aus dem Jahr 2003. Demnach fällt die bisher

extremste Trockenstressperiode, im Vergleich zum zuvor beschriebenen Lössstandort (Abb. 21), weniger intensiv aus: Der BWG_{rel} -Wert sinkt in Kalenderwoche 16 kurzfristig unter den Trockenstressschwellenwert. Ab der 22. Kalenderwoche fällt der BWG_{rel} -Wert rapide und sehr tief ab. Drei Wochen lang wird der permanente Welkepunkt ($BWG_{rel} < 0.01$) erreicht. Die Wiederauffüllung des Bodenwasserspeichers verläuft ebenso rasch wie die vorherige Entleerung. Die Trockenperiode zeichnet sich durch extrem niedrige Bodenwassergehalte aus. Bei diesen Bedingungen kommt es nach der Kohäsions-Theorie rasch zu Embolien im Stamm-Xylem. Den Bäumen am Standort droht ein Absterben durch hydraulischen Kollaps.

6.4 Flächenhafte Differenzierung des Trockenstressindex

Dieses Kapitel stellt die modellierten Trockenstressindex-Werte für Waldflächen mit Modellprognose, also alle Areale mit gültiger nFK-Prognose, dar. Insgesamt wurden TSI-Werte für 31 Beobachtungsjahre (1983 – 2013) und 15 059 ha Waldfläche (1 505 897 Rasterzellen mit 10 m Laufweite) berechnet. Für Flächen ohne nFK-Prognose und für die von der Modellierung ausgenommene Bodenregion *Talböden* liegen keine Ergebnisse vor (vgl. Kapitel 3.6).

Der Trockenstressindex im Vergleich der Beobachtungsjahre

Abb. 23 fasst die räumliche Variation der TSI_{Jahr} -Werte im Untersuchungsgebiet für jedes Beobachtungsjahr zusammen (Abbildung für die Vegetationsperiode (TSI_{VP}): s. Abb. A-5 im Anhang). Dies ermöglicht den Vergleich der Trockenstressrisikosituation der Beobachtungsjahre untereinander. Zusätzlich werden mit den TSI_{AM} - und TSI_{max} -Werten die Spektren der TSI-Durchschnitts- und Maximalwerte aus allen Beobachtungsjahren angegeben (vgl. Tab. 21). Die TSI_{Norm} -Werte beruhen auf den langjährigen Durchschnittswerten von Evapotranspiration und Niederschlag. Sie liegen deutlich unter den TSI_{AM} -Werten, da durch die Mittelwertbildung der Eingangsparameter Trockenperioden nivelliert werden.

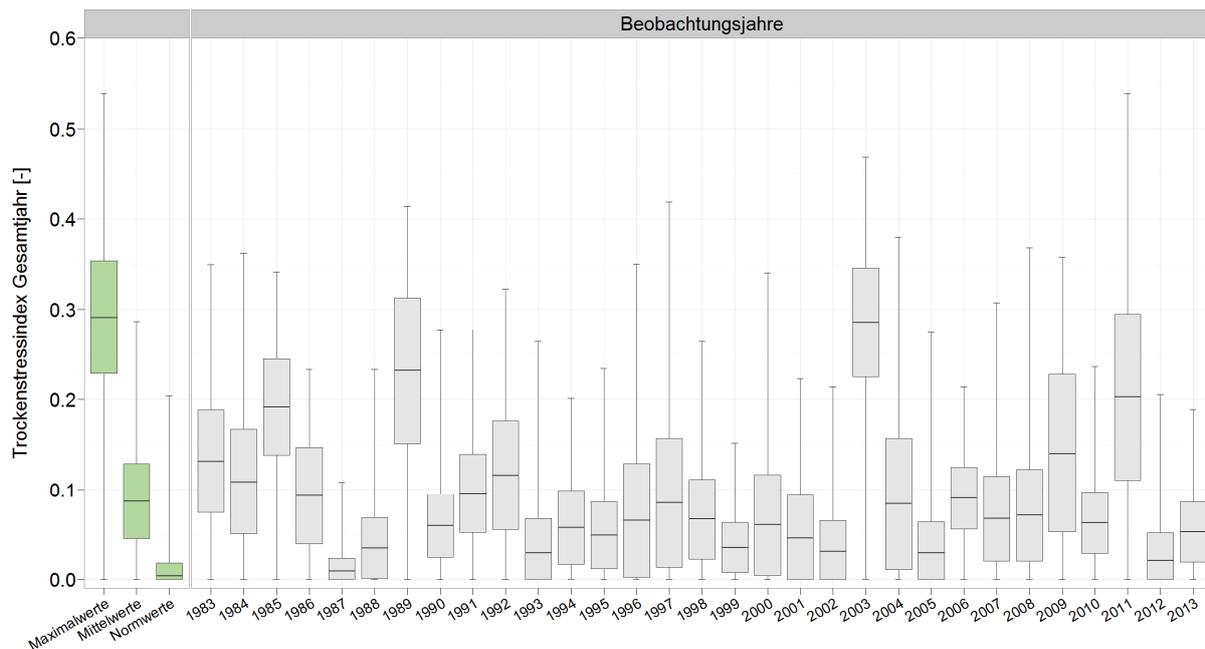


Abb. 23: Jährliche Variation des Trockenstressindex (Gesamtjahr; TSI_{Jahr}) für alle Waldflächen mit Prognose der nutzbaren Feldkapazität im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013. Boxplots für jedes Beobachtungsjahr sowie die Maximal- (TSI_{max}), Mittel- (TSI_{AM}), und Normwerte (TSI_{Norm}) des Beobachtungszeitraums; Whiskers: Minimal- und Maximalwert; Beginn und Ende der Box: Standardabweichung vom arithmetischen Mittel; Strich innerhalb der Box: arithmetisches Mittel ($n = 1\,505\,897$; Anzahl Beobachtungsjahre: 31).

Wie bei den Waldbodenstandorten im vorangegangenen Abschnitt (s. Kapitel 6.3), zeigt sich bei Betrachtung aller Areale mit nFK-Prognose, dass die Wasserversorgung der Waldbäume in den Jahren 2003, 1989 und 2011 am wenigsten gewährleistet war. Entsprechend stammen die TSI_{max} -Werte vorrangig aus dem Jahr 2003 ($TSI_{\text{max, Jahr}}: 78\%$; $TSI_{\text{max, VP}}: 94\%$) und für kleinere Gebietsanteile aus den Jahren 2011 ($TSI_{\text{max, Jahr}}: 11\%$; $TSI_{\text{max, VP}}: 4\%$) und 1989 ($TSI_{\text{max, Jahr}}: 11\%$; $TSI_{\text{max, VP}}: 2\%$). Im Gegensatz zur Betrachtung der Bodenprofilstandorte gab es in allen drei Extremjahren Waldflächen, auf denen die Wasserversorgung vollständig gewährleistet war. Die absolut höchsten TSI-Werte werden, wie bei den Waldbodenstandorten, erneut im Jahr 2011 verzeichnet. Die TSI-Werte des Jahres 2003 weisen den höchsten Mittelwert (TSI_{AM}) sowie die geringste Standardabweichung (TSI_{SDABW}) unter den trockensten Jahren auf. 2003 war also bezogen auf das gesamte Untersuchungsgebiet das trockenste Jahr im Beobachtungszeitraum.

Einfluss der nutzbaren Feldkapazität

Die Auswertung der Ergebnisse nach Klassen der nutzbaren Feldkapazität zeigt, dass es im Durchschnitt aller Jahre in keiner der Klassen zu erhöhten TSI-Werten, also zu längeren Perioden mit erhöhtem Trockenstress, kommt (s. Abb. 24). Insgesamt sind die Unterschiede zwischen den TSI-Werten für das Gesamtjahr in Abhängigkeit der nFK nur gering. Dies ist im Grundsatz auf entgegengerichtete, höhenabhängige Trends im Untersuchungsgebiet zurückzuführen: Mit der Höhe nimmt die Niederschlagssumme zu, die Evapotranspiration hingegen

ab. Zugleich sinkt mit dem Übergang von den Lössgebieten in den Tafel- und Faltenjura die nutzbare Feldkapazität der Böden. Trockenere Bedingungen in den tieferen Lagen werden somit durch höhere Wasserspeicherkapazitäten der Böden „ausgeglichen“.

In den beiden höchsten nFK-Klassen steigen die TSI-Werte des Gesamtjahres ($TSI_{AM, \text{Jahr}}$ und $TSI_{\max, \text{Jahr}}$) gegenüber den niedrigsten Werten in der Klasse > 80 bis 120 mm wieder leicht an. Die höhere nutzbare Feldkapazität wird offenbar durch trockenere Bedingungen überkompensiert. Dennoch kommen in der Klasse > 160 bis 200 mm die absolut geringsten TSI_{\max} -Werte vor: Das jeweilige Minimum der TSI_{\max} -Werte liegt in den beiden unteren nFK-Klassen bei einem TSI-Wert von 0. Es gab also auch in den bisher extremsten Trockenjahren Waldareale mit nFK-Werten unter 80 mm, bei denen die Wasserversorgung uneingeschränkt gewährleistet war. In den drei höchsten nFK-Klassen existieren entsprechende Standorte nicht: Die minimalen TSI_{\max} -Werte sind ab nFK-Werten über 80 mm immer größer 0. Dies ist dadurch erklärbar, dass die besonders geringen nFK-Werte vorrangig in den höheren Lagen des Faltenjuras vorkommen und dort Teilräume existieren, in denen die Wasserversorgung durch hohe Niederschlags- und geringe Evapotranspirationssummen stets gewährleistet ist.

Die TSI-Werte der Vegetationsperiode zeigen, auf einem insgesamt höheren Niveau, eine ähnliche Ausprägung und Stellung zueinander wie die TSI-Werte des Gesamtjahres. Die Unterschiede in den TSI-Werten zwischen den nFK-Klassen sind deutlicher ausgeprägt, aber weitgehend identisch zu den Werten des Gesamtjahres. Die kleinsten $TSI_{\max, VP}$ -Werte werden für die nFK-Klasse > 80 bis 120 mm angegeben. Dies ist vorrangig auf die Lage dieser Standorte mit mittleren Wasserspeicherkapazitäten zurückzuführen: Sie liegen zumeist im Tafel- und Faltenjura und selten in südexponierter Lage. Durch die damit einhergehenden höheren Niederschläge und geringeren Evapotranspirationssummen ist die Wasserversorgung gegenüber Standorten mit nur wenig höherer Wasserspeicherkapazität, die zumeist in tieferen Lagen liegen, besser gewährleistet.

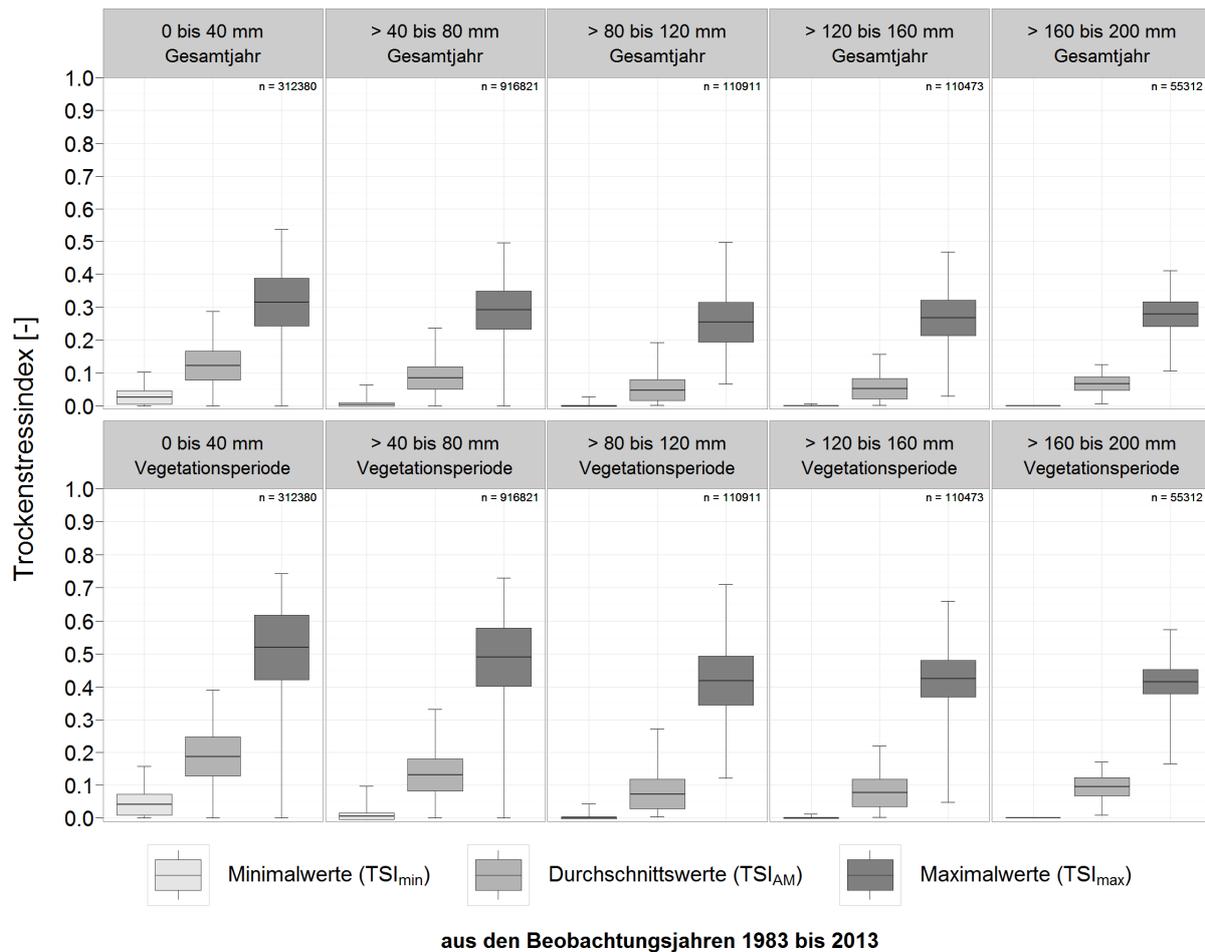


Abb. 24: Statistische Kennwerte zum Trockenstressindex (TSI) für Waldflächen mit Prognose der nutzbaren Feldkapazität im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 (Gesamtjahr: TSI_{Jahr} ; Vegetationsperiode: TSI_{Vp}), gruppiert nach Klassen der nutzbaren Feldkapazität. Die Boxplots zeigen die flächenhafte Variation der Minimal-, Durchschnitts- sowie Maximalwerte (TSI_{min} , TSI_{AM} , TSI_{max}) aus allen Beobachtungsjahren an; Whiskers: Minimal- und Maximalwert; Beginn und Ende der Box: Standardabweichung vom arithmetischen Mittel; Strich innerhalb der Box: arithmetisches Mittel ($n = 46\,682\,807$; Anzahl Rasterzellen: $1\,505\,897$; Anzahl Beobachtungsjahre: 31).

Einfluss von Hangneigung- und Hangneigungsrichtung

Eine bedeutende Regelgröße der Evapotranspiration ist die Hangneigungsrichtung: Diese bestimmt mit der Hangneigungsstärke die Höhe der solaren Einstrahlung und damit in einem erheblichen Umfang die Evapotranspiration. Dies spiegelt sich auch in den Modellierungsergebnissen wider (s. Abb. 25). Südlich exponierte Standorte weisen grundsätzlich höhere TSI-Werte auf: Alle TSI_{max} -Werte der südost- und südexponierten Waldflächen betragen mindestens 0.1. Darüber hinaus sind TSI-Werte für die Vegetationsperiode im Grundsatz höher als die Werte für das Gesamtjahr. Auch die Abweichung der TSI_{max} -Werte von den TSI_{AM} -Werten ist in der Vegetationsperiode noch einmal stärker ausgeprägt - besonders auf südexponierten Standorten.

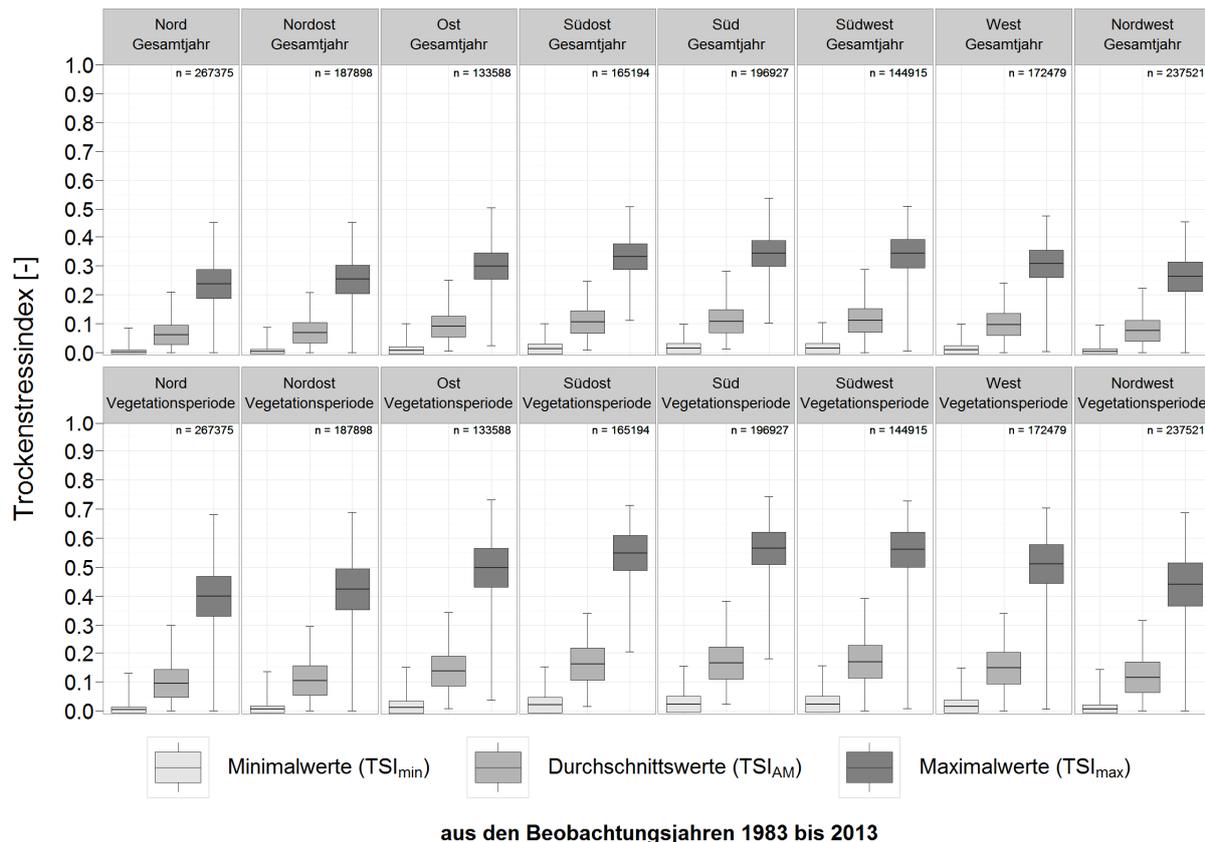


Abb. 25: Statistische Kennwerte zum Trockenstressindex (TSI) für Waldflächen mit Prognose der nutzbaren Feldkapazität im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 (Gesamtjahr: TSI_{Jahr} ; Vegetationsperiode: TSI_{VP}), gruppiert nach Klassen der Hangneigungsrichtung. Die Boxplots zeigen die flächenhafte Variation der Minimal-, Durchschnitts- sowie Maximalwerte (TSI_{min} , TSI_{AM} , TSI_{max}) aus allen Beobachtungsjahren an; Whiskers: Minimal- und Maximalwert; Beginn und Ende der Box: Standardabweichung vom arithmetischen Mittel; Strich innerhalb der Box: arithmetisches Mittel ($n = 46\,682\,807$; Anzahl Rasterzellen: $1\,505\,897$; Anzahl Beobachtungsjahre: 31).

Einfluss von Klimatischer Wasserbilanz und nutzbarer Feldkapazität

Die Darstellung der $TSI_{max, Jahr}$ - und $TSI_{max, VP}$ -Werte nach Klassen der durchschnittlichen Klimatischen Wasserbilanz der Jahre 1983 bis 2013 (KWB) und Klassen der nutzbaren Feldkapazität (nFK) zeigt die Abhängigkeit der TSI-Werte von der nFK sowie der KWB deutlich auf (s. Abb. 26). Die Ausprägung des TSI_{max} wird in erster Linie vom verfügbaren Bodenspeicher bestimmt und durch die klimatische Wasserbilanz abgewandelt. Eine Abweichung von diesem Muster liegt beim Übergang von der mittleren (> 80 bis 120 mm) zur nächst höheren nFK-Klasse (> 120 bis 160 mm) vor: In der KWB-Klasse 600 bis 800 mm steigen die $TSI_{max, Jahr}$ - und $TSI_{max, VP}$ -Werte entgegen dem allgemeinen Trend leicht an. Darüber hinaus fällt auf, dass TSI_{max} -Werte von 0 lediglich auf Flächen mit stark positiver KWB und in Kombination mit nFK-Werten kleiner 80 mm auftreten. Die absolut höchsten TSI_{max} -Werte werden in der nFK-Klasse 0 bis 40 mm und niedriger KWB erreicht.

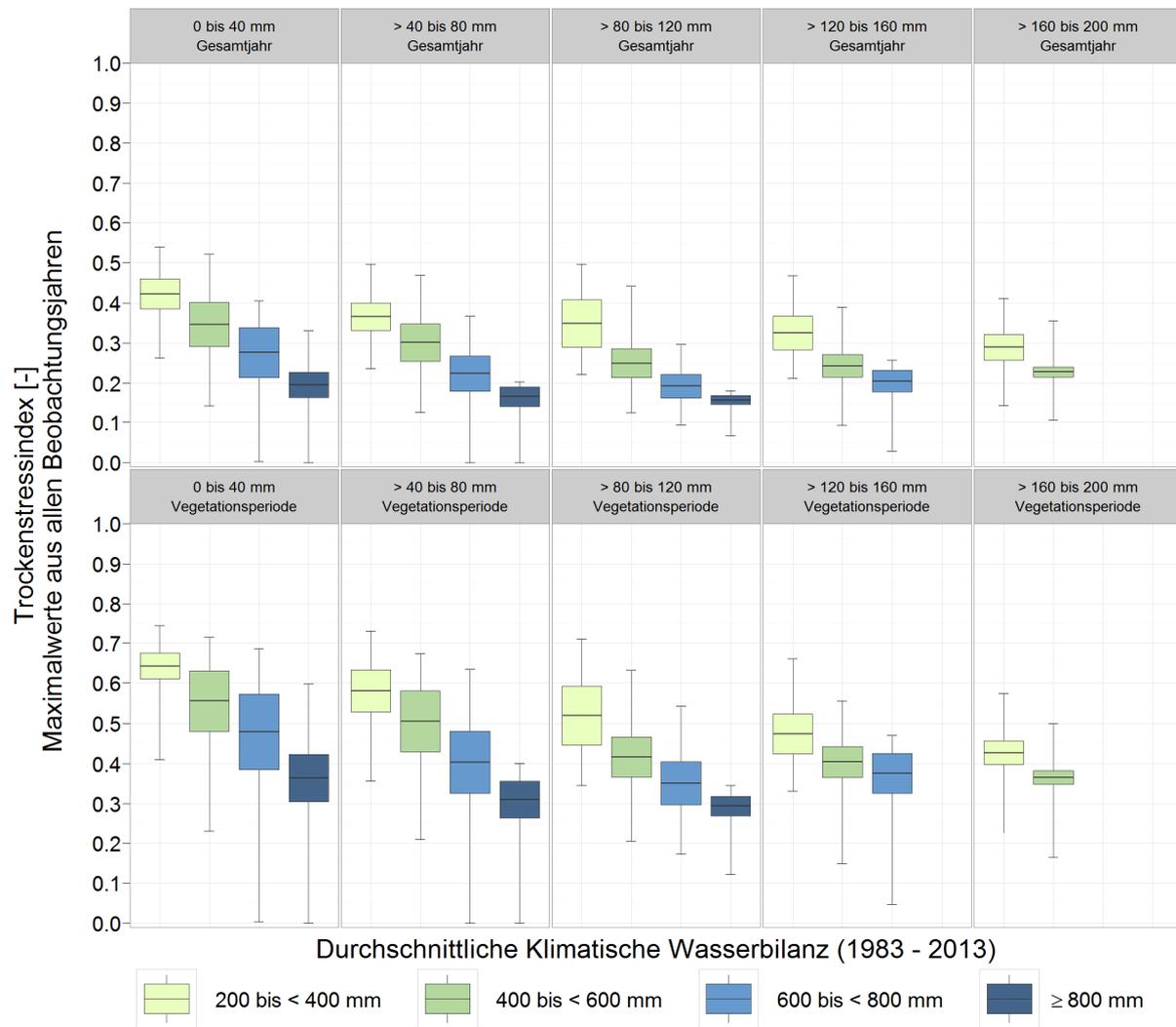


Abb. 26: Maximalwerte des Trockenstressindex (Maximalwerte aus allen Beobachtungsjahren; Gesamtjahr: $TSI_{max, Jahr}$; Vegetationsperiode: $TSI_{max, VP}$) für Waldflächen mit Prognose der nutzbaren Feldkapazität, gruppiert nach Klassen der nutzbaren Feldkapazität und der durchschnittlichen Klimatischen Wasserbilanz (1983 – 2013). Die Boxplots zeigen die flächenhafte Variation der TSI_{max} -Werte in den verschiedenen KWB- und nFK-Klassen an; Whiskers: Minimal- und Maximalwert; Beginn und Ende der Box: Standardabweichung vom arithmetischen Mittel; Strich innerhalb der Box: arithmetisches Mittel ($n = 1\,505\,897$).

6.5 Trockenstressindex für prognostizierte Bedingungen in der Zukunft

Auf der Grundlage von 10 verschiedenen Klimamodellläufen für die Schweiz wurde der Trockenstressindex für die mittleren klimatischen Bedingungen der drei Prognosezeiträume 2020 bis 2049, 2045 bis 2074 sowie 2070 bis 2099 berechnet. Die verwendeten Klimamodelle beruhen auf dem IPCC-Emissionsszenario A1B und zeigen die Spannweite möglicher Entwicklungen innerhalb dieses Szenarios auf (s. Kapitel 2.2.1). Die für die Prognosezeiträume ermittelten TSI-Werte beruhen auf den prognostizierten Durchschnittswerten des Niederschlages und der Evapotranspiration. Damit entsprechen sie den TSI_{Norm} -Werten des Beobachtungszeitraumes 1983 bis 2013 und sind direkt mit diesen vergleichbar. An den Ergebnissen kann somit abgeschätzt werden, wie sich die Trockenstressdisposition und die Auftrittswahrscheinlichkeit von Extremjahren durch den Klimawandel verändern wird.

Abb. 27 zeigt die Prognosen sowie die TSI_{max} -, TSI_{AM} - und TSI_{Norm} -Werte aus dem Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013. Die z. T. großen Unterschiede in den TSI-Werten zwischen den verschiedenen Modellläufen zeigen die Unsicherheiten in den Klimaprognosen und die Spannweite der möglichen Entwicklungen auf. Entsprechend sind bei der Interpretation der Ergebnisse die verschiedenen Unsicherheitsfaktoren in den Klimaprognosen zu beachten. Zu den in Kapitel 4.3 benannten Unsicherheiten bezüglich der Klimamodelle kommt hinzu, dass in der Modellierung der Evapotranspiration nur die erwartete Temperaturveränderung berücksichtigt ist. Änderungen im Bewölkungsgrad und damit im Strahlungshaushalt müssen wegen fehlender Datengrundlagen unberücksichtigt bleiben. Insgesamt sind prognostizierte Veränderungen nur wahrscheinlich wenn sie von der Mehrzahl der Klimamodellläufe vorhergesagt werden und deutliche Abweichungen gegenüber den aktuellen Normbedingungen zeigen.

In keinem Prognosezeitraum erreicht der Mittelwert von einem der zehn verwendeten Modellläufe den Mittelwert des TSI_{max} . Bedingungen wie in den Extremjahren 1989, 2003 und 2011 werden also auch in Zukunft nicht dauerhaft vorherrschen. Die TSI_{Norm} -Werte des Beobachtungszeitraumes werden hingegen bereits im Prognosezeitraum 2020 bis 2049 von den meisten Modellen übertroffen - jedoch nur von drei Modellläufen deutlich. Daher ist davon auszugehen, dass sich die grundsätzliche Trockenstressdisposition bis zu diesem Zeitraum nur unwesentlich ändert.

Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts ergeben sich große Veränderungen: Bereits im zweiten Prognosezeitraum wird lediglich für einen Modelllauf ein TSI-Wertespektrum ausgegeben, das dem Spektrum der TSI_{Norm} -Werte aus dem Beobachtungszeitraum ähnelt. Alle anderen Modelle übersteigen die TSI_{Norm} -Werte bereits deutlich. Wird eine gleichbleibende oder ähnliche Beziehung in der Auftrittshäufigkeit und Abweichungshöhe zwischen den einzelnen

TSI-Jahreswerten und dem TSI_{Norm} -Werten wie im Beobachtungszeitraum angenommen, nimmt die Auftrittswahrscheinlichkeit von Trockenjahren stark zu.

Die Modellläufe für den Zeitraum 2070 bis 2099 weisen auf einen weiteren, hohen Anstieg der klimatisch bedingten Trockenstressdisposition hin. Zwar erreichen die Bedingungen nicht die TSI_{max} -Werte, die meisten Modellläufe übersteigen jedoch bereits die TSI_{AM} -Werte. Es ist mit dem gehäuftem Auftreten von meteorologischen Trockenperioden zu rechnen.

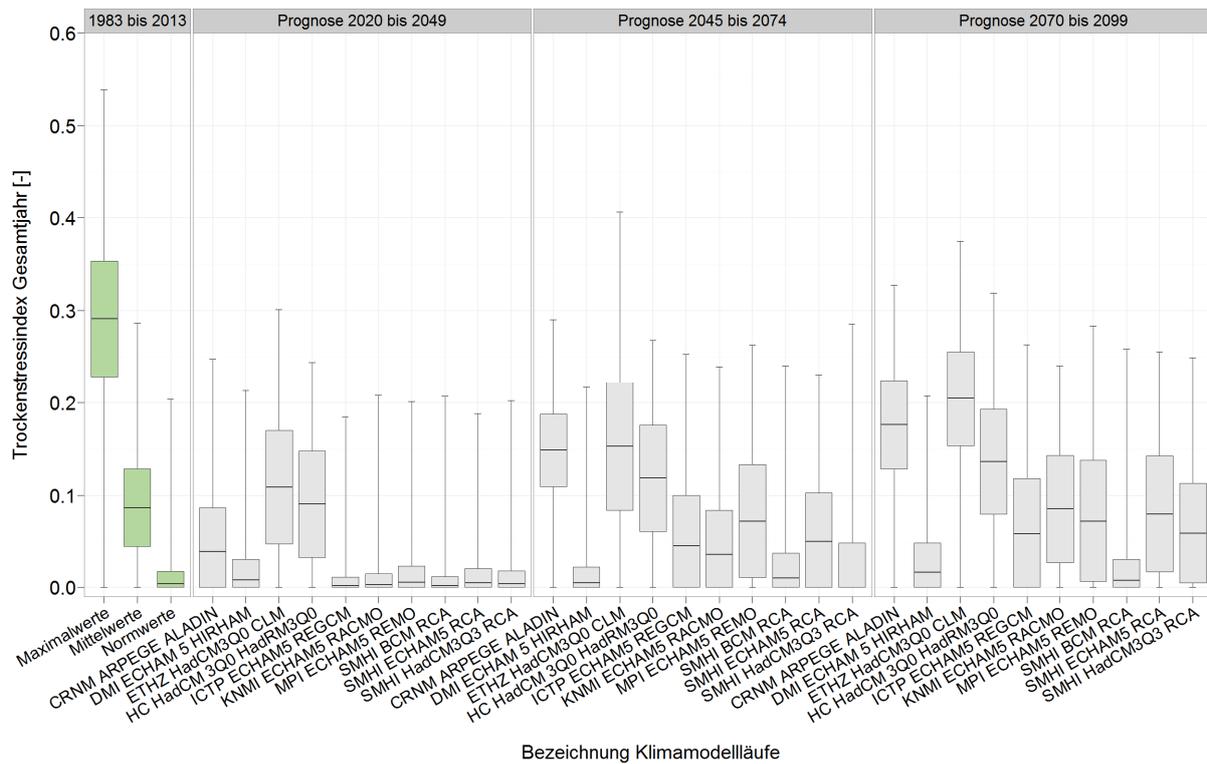


Abb. 27: Variation des Trockenstressindex (Gesamtjahr, TSI_{Jahr}) für prognostizierte klimatische Bedingungen (Klimamodellläufe). Boxplots für jeden Modelllauf der Prognosezeiträume 2020 bis 2049, 2045 bis 2074 und 2070 bis 2099 sowie die Maximal-, Mittel-, und Normwerte (TSI_{max} , TSI_{AM} , TSI_{Norm}) für den Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013; Whiskers: Minimal- und Maximalwert; Beginn und Ende der Box: Standardabweichung vom arithmetischen Mittel; Strich innerhalb der Box: arithmetisches Mittel. Klimamodellläufe gemäß APPENZELLER (2011) ($n = 1\,505\,897$, Anzahl Klimamodellläufe: 10 je Beobachtungszeitraum).

Insgesamt verdeutlichen die TSI-Werte der Klimamodellprognosen, dass es zu einem wesentlichen Anstieg in der Auftrittswahrscheinlichkeit von extremen Trockenperioden bis zum Ende des 21. Jahrhunderts kommen wird. Das klimatisch bedingte Trockenstressrisiko steigt also an, die bisherigen Extremereignisse werden zu üblichen Elementen des Klimas. Daraus kann auch geschlossen werden, dass die bisherigen Extremjahre die Trockenstressdisposition unter zukünftigen Klimabedingungen gut charakterisieren.

7 Standörtliches Trockenstressrisiko: Ergebnisse und Analyse

7.1 Von der standörtlichen Wasserversorgung zum Trockenstressrisiko

Bisher liegt keine Datengrundlage für eine empirisch begründete Klassifizierung des Trockenstressindex in Stufen des Trockenstressrisikos, beispielsweise durch die Korrelation von beobachteten Trockenstressschäden und TSI-Werten, vor. Daher wird im Folgenden auf Grundlage der modellierten TSI-Werte aller Flächen mit gültiger nFK-Prognose eine statistisch begründete Klassierung entwickelt. Die Ableitung der Trockenstressrisikostufen aus den TSI-Werten ist eine relative Einordnung, entspricht einer quantitativen Generalisierung und bezieht sich auf das Spektrum bzw. die Spannweite der im Untersuchungsgebiet vorkommenden TSI-Werte.

Grundsätzliche Vorgehensweise

Wie in den Kapiteln 1.2 und 4.5 erläutert, sind für das standörtliche Trockenstressrisiko die durchschnittlichen Bedingungen nur eingeschränkt relevant. Entsprechend zeigen die mittleren Trockenstressindex-Werte (TSI_{AM}) lediglich die grundsätzliche Wasserversorgung von Waldstandorten an, können die konkrete Situation in Trockenjahren jedoch nicht wiedergeben. Die Intensität der Bodenaustrocknung in bekannten Trockenjahren (1989, 2003 und 2011) oder dem Jahr mit maximalem Trockenstressindex (TSI_{max}) ist ein Indikator für die Wasserversorgung in extremen Trockenjahren und damit für das Trockenstressrisiko der verschiedenen Waldstandorte. Entsprechend wird das standörtliche Trockenstressrisiko eines spezifischen Standortes durch die Höhe des TSI_{max} -Wertes im Vergleich zu den TSI_{max} -Werten aller bekannten Standorte definiert. Dabei handelt es sich um eine relative Einordnung im Spektrum aller im Untersuchungsgebiet auftretenden Werte. Hiermit können vergleichsweise gefährdete Standorte von weniger stark oder nicht trockenstressgefährdeten Standorten unterschieden werden.

Zusätzlich kann für jede modellierte Fläche der TSI_{max} -Wert in Bezug zum durchschnittlichen TSI-Wert (TSI_{AM}) gesetzt werden. Damit lässt sich einschätzen, wie stark die Wasserversorgung

in Extremjahren von den mittleren Bedingungen abweicht. Hierzu wird die Abweichung der TSI_{max} -Werte von den TSI_{AM} -Werten in Standardabweichungen berechnet (TSI_{ABW}). Die TSI_{ABW} -Werte bestimmen also für jede Fläche den Grad der Abweichung zwischen extremsten und durchschnittlichen Bedingungen. Damit sind weitere Aussagen zum Trockenstressrisiko, z. B. bezüglich der zu erwartenden Sensitivität der Waldbäume gegenüber Trockenperioden am Standort, möglich: Waldflächen mit hohen Abweichungswerten wichen im Jahr mit dem bisher intensivsten Trockenstress besonders stark von den mittleren Bedingungen ab. Es ist zu erwarten, dass Waldbäume an diesen Standorten besonders sensitiv auf intensiven Trockenstress reagieren. Bei vergleichsweise niedrigen Abweichungswerten kam es im Beobachtungszeitraum häufiger zu Trockenstress, die Waldgesellschaften an diesen Standorten sind entsprechend besser an Trockenheit angepasst.

Insgesamt wird das standörtliche Trockenstressrisiko anhand des Jahres mit der höchsten Trockenstressintensität bemessen und in den Kontext der durchschnittlichen Bedingungen gestellt.

Bezug auf das Gesamtjahr und die Vegetationsperiode

Für die Klassifizierungen in Trockenstressrisikostufen werden jeweils die TSI -Maximalwerte für das Gesamtjahr und für die Vegetationsperiode herangezogen ($TSI_{max, Jahr}$ und $TSI_{max, VP}$). Damit wird sichergestellt, dass die zur Bewertung genutzten Bedingungen sowohl in der Vegetationsperiode als auch im Gesamtjahr die bisher Trockensten waren. Für die Bewertung des Trockenstressrisikos ist besonders der Bezug auf die Vegetationsperiode wichtig: In diesem Zeitraum wirkt Bodentrockenheit und Trockenstress wachstumseinschränkend und schädigend auf die Bäume (vgl. Kapitel 1.2). Durch den Bezug auf das Gesamtjahr werden zusätzlich Bodenwasserdefizite zu Beginn der Vegetationsperiode und während der Wiederbefüllungsphase im Herbst und Winter berücksichtigt. Hierdurch können auch Ungenauigkeiten in der Berechnung der thermischen Vegetationsperiode (vgl. Kapitel 3.5) abgefangen werden.

Damit werden für die Ableitung von Trockenstressrisikostufen die folgenden Trockenstressindices von jeweils allen Waldflächen mit vorliegender TSI -Prognose genutzt:

1. Maximaler Wert des Trockenstressindex aus allen Beobachtungsjahren für das Gesamtjahr ($TSI_{max, Jahr}$).
2. Maximaler Wert des Trockenstressindex aus allen Beobachtungsjahren für die Vegetationsperiode ($TSI_{max, VP}$).
3. Abweichung des $TSI_{max, Jahr}$ vom arithmetischen Mittel der Trockenstressindex-Werte aller Jahre (bezogen auf das Gesamtjahr) in Standardabweichungen ($TSI_{ABW, Jahr}$).
4. Abweichung des $TSI_{max, VP}$ vom arithmetischen Mittel der Trockenstressindex-Werte aller Jahre (bezogen auf die Vegetationsperiode) in Standardabweichungen ($TSI_{ABW, VP}$).

Klassifizierung der TSI-Maximalwerte zu Trockenstressrisikostufen

In einem ersten Schritt werden die Trockenstressindex-Maximalwerte für das Gesamtjahr ($TSI_{\max, \text{Jahr}}$) und für die Vegetationsperiode ($TSI_{\max, \text{VP}}$) aller Waldflächen mit gültiger nFK-Prognose in Häufigkeitsverteilungen dargestellt und auf Basis von Quantilen in Klassen eingeteilt (s. Abb. 28). Es werden jeweils fünf vorläufige Stufen des standörtlichen Trockenstressrisikos (TSR-Stufen), von *sehr gering* bis *hoch*, ausgewiesen. Die Klassenbreiten sind unregelmäßig gewählt: In die mittlere Stufe (*mäßiges* standörtliches Trockenstressrisiko) fallen 40 % der Werte (30 %- bis 70 %-Quantil). Die Stufen *gering* und *erhöht* beinhalten 20 % der Werte, die Randklassen *sehr geringes* und *hohes* standörtliches Trockenstressrisiko umfassen jeweils die 10 % der Werte mit geringstem und höchstem TSI_{\max} -Wert. Mit dieser ungleichmäßigen Einteilung wird sichergestellt, dass die als problematisch (*hohes* standörtliches Trockenstressrisiko) bzw. unbedenklich (*sehr geringes* standörtliches Trockenstressrisiko) ausgewiesenen Flächen tatsächlich weit ober- bzw. unterhalb der im Untersuchungsgebiet vorherrschenden durchschnittlichen Trockenstressbedingungen liegen. Somit gelten nur die Flächen mit einem tatsächlich stark erhöhten TSI_{\max} -Wert oberhalb des 90 %-Quantils als *hoch* trockenstressgefährdet.

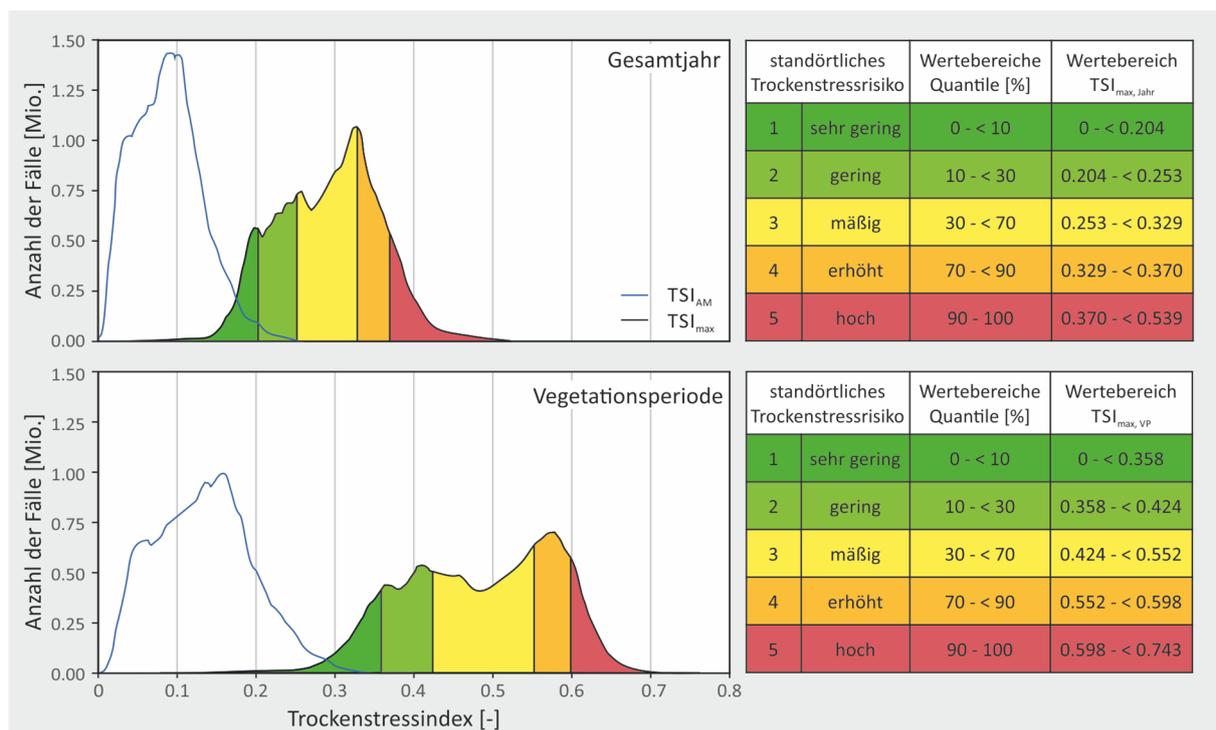


Abb. 28: Häufigkeitsverteilungen der Trockenstressrisiko-Indikatoren $TSI_{\max, \text{Jahr}}$ und $TSI_{\max, \text{VP}}$ sowie Bildung der vorläufigen Trockenstressrisikostufen (TSR-Stufen). Verteilungen der Mittel- und Maximalwerte des Trockenstressindex (TSI_{AM} und TSI_{\max}) aus den Beobachtungsjahren 1983 bis 2013 für das Gesamtjahr (oben) und die Vegetationsperiode (unten). Die Häufigkeitsverteilungen beruhen auf den Werten jeweils aller Rasterzellen mit gültiger TSI-Prognose ($n = 1\,505\,897$).

Die TSI_{\max} -Werte liegen z. T. weit oberhalb der durchschnittlichen TSI-Werte: Jeweils ca. 90 % der $TSI_{\max, \text{Jahr}}$ - und $TSI_{\max, \text{VP}}$ -Werte liegen mehr als zwei Standardabweichungen von dem

TSI_{AM} -Wert der gleichen Fläche entfernt. Die Häufigkeitsverteilungen der TSI_{AM} - sowie der TSI_{max} -Werte überschneiden sich nur in ihren Randbereichen (vgl. Abb. 28).

Die zunächst für das Gesamtjahr und die Vegetationsperiode einzeln abgeleiteten Trockenstressrisikostufen werden anschließend durch Mittelwertbildung zusammengefasst. Fallen die $TSI_{max, Jahr}$ - und $TSI_{max, VP}$ -Werte einer Waldfläche in die jeweils benachbarte Stufe, wird die niedrigere Stufe zugeordnet. Durch dieses Vorgehen muss beispielsweise zur Zuweisung der TSR-Stufe *hoch* der TSI_{max} -Wert sowohl für das Gesamtjahr wie auch für die Vegetationsperiode oberhalb des 90 %-Quantils der Verteilungen liegen. Hierdurch werden Überbewertungen bzw. zu hohe Einstufungen vermieden. Dieses Vorgehen reduziert zudem den Anteil von Waldflächen mit *erhöhtem* und *hohem* standörtlichen Trockenstressrisiko. In Abb. 29 ist die daraus resultierende Verteilung der Waldflächen auf die verschiedenen TSR-Stufen dargestellt: In die TSR-Stufe *hoch* fallen 7.2 %. Den drei unteren Stufen (*sehr gering*, *gering* und *mäßig*) gehören jeweils größere Flächenanteile an, als dies bei der Berücksichtigung nur einer TSI_{max} -Variante der Fall wäre.

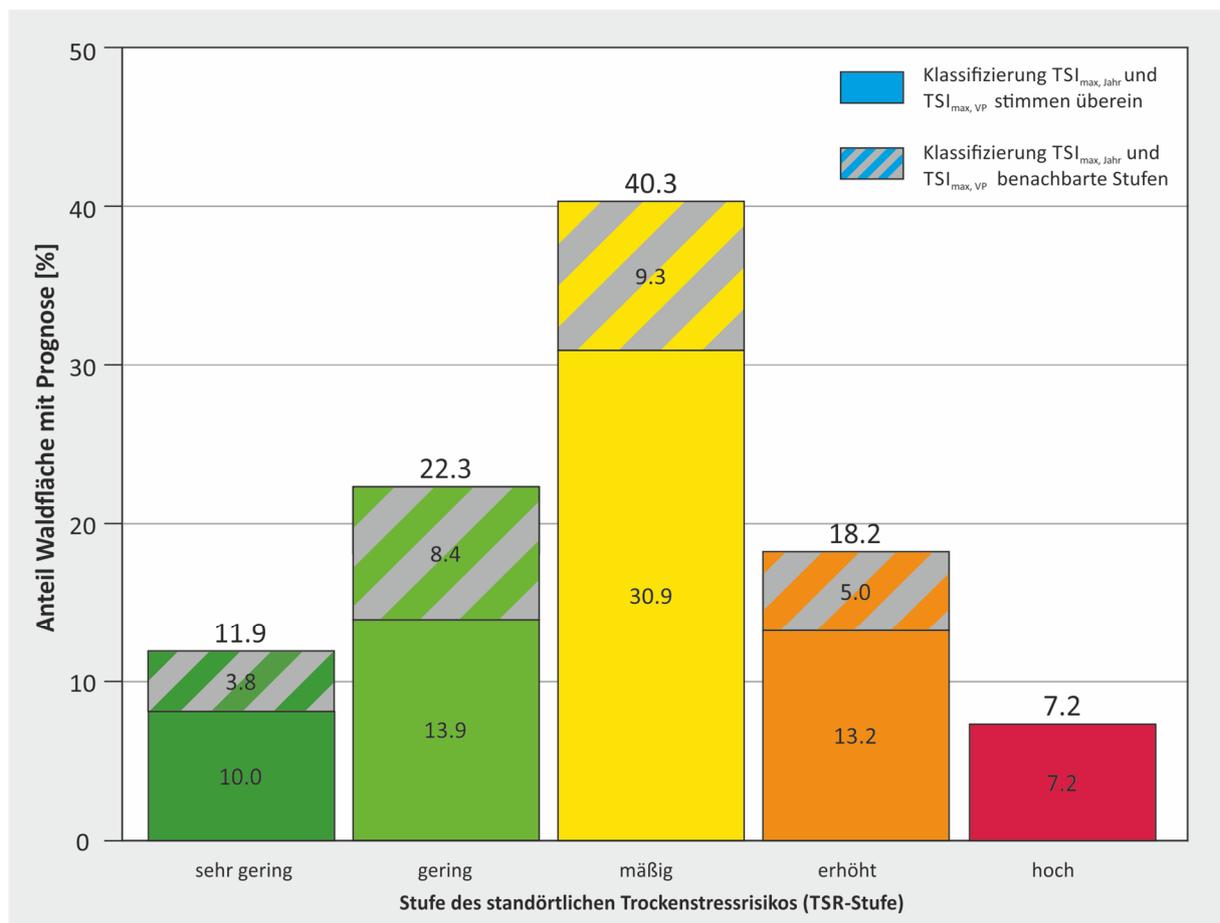


Abb. 29: Flächenbilanz nach Stufen des standörtlichen Trockenstressrisikos (TSR-Stufen). Dargestellt sind die aus den $TSI_{max, Jahr}$ - und $TSI_{max, VP}$ -Werten abgeleiteten und zusammengefassten TSR-Stufen. Schraffierte Bereiche kennzeichnen Flächenanteile, bei denen die TSI-Werte in benachbarte TSR-Stufen fallen und entsprechend die niedrigere TSR-Stufe zugeordnet wurde. Bilanz für alle Waldflächen mit gültiger Trockenstressindex-Prognose (Alle Rasterzellen mit gültiger TSI-Prognose; $n = 1\,505\,897$).

Klassifizierung der TSI-Abweichungen zu Abweichungsklassen

Auch die Klassifizierung der TSI_{ABW} -Werte (Abweichungen der TSI_{max} -Werte von den TSI_{AM} -Werten) wird zunächst getrennt für das Gesamtjahr ($TSI_{ABW, Jahr}$) und für die Vegetationsperiode ($TSI_{ABW, VP}$) vorgenommen (s. Abb. 30). Es werden drei Klassen ausgewiesen: Die oberste (*hohe Abweichung*) und unterste Abweichungsklasse (*geringe Abweichung*) beinhaltet jeweils 25 % der Werte. Die für das Gesamtjahr und die Vegetationsperiode separat vorgenommenen Klassierungen werden nach dem gleichen Prinzip wie die TSI_{max} -Varianten zusammengefasst. Damit reduziert sich der Flächenanteil, der in die Abweichungsklasse *hoch* fällt: Nach der Zusammenfassung gehören, bezogen auf die Waldflächen mit gültiger Prognose, 21.3 % der Flächen der Abweichungsklasse *hoch*, 47.4 % der Klasse *mäßig* und 31.3 % der Abweichungsklasse *gering* an.

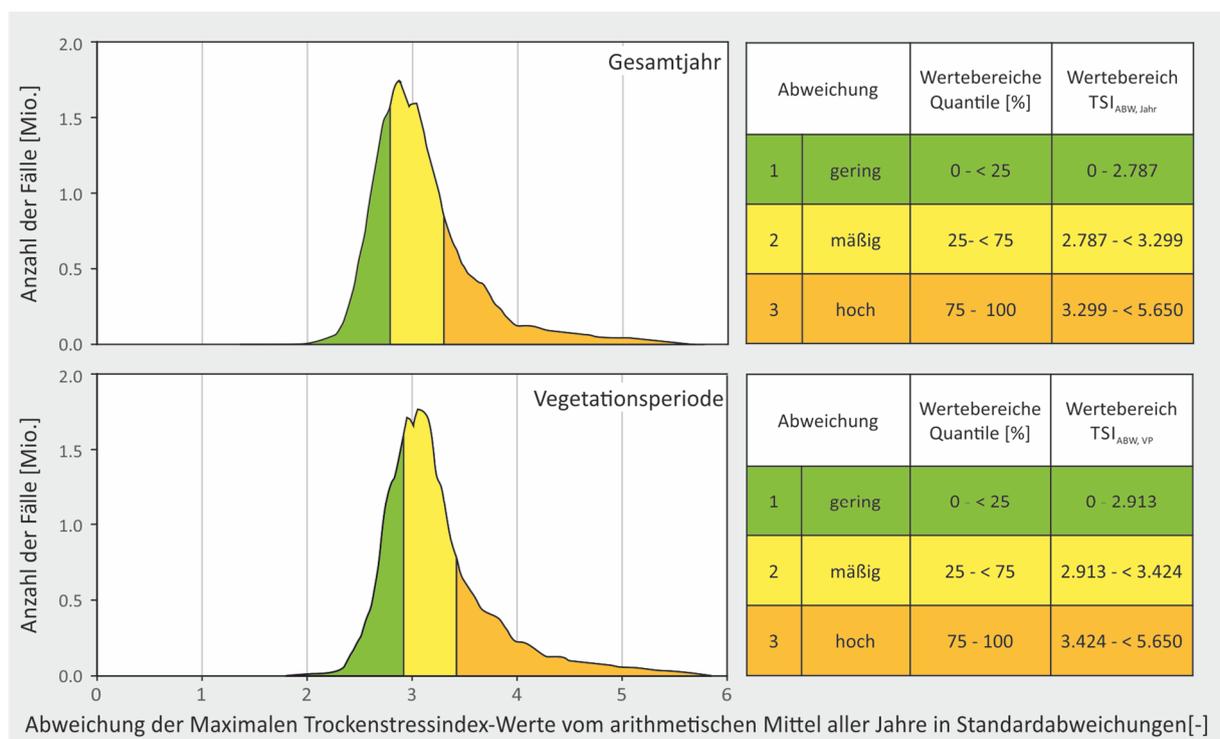


Abb. 30: Werteverteilungen der Trockenstressrisiko-Indikatoren $TSI_{ABW, Jahr}$ und $TSI_{ABW, VP}$ sowie Bildung der vorläufigen Abweichungsklassen. Verteilungen der Abweichungswerte (Abweichung der maximalen Trockenstressindex-Werte (TSI_{max}) vom arithmetischen Mittel (TSI_{AM}) aller Jahre in Standardabweichungen, TSI_{ABW}) für das Gesamtjahr (oben) und die Vegetationsperiode (unten). Die Verteilungskurven beruhen auf den Werten jeweils aller Rasterzellen mit gültiger TSI-Prognose ($n = 1\,505\,897$).

Zusammenführung der Trockenstressrisikostufen und Abweichungsklassen

Mit den **Trockenstressrisikostufen** und **Abweichungsklassen** liegt eine zweidimensionale Einschätzung des Trockenstressrisikos vor: Die Trockenstressrisikostufen zeigen für jede Waldfläche das standörtliche Trockenstressrisiko im Vergleich aller Standorte an. Als Bewertungsgrundlage wird für jede Waldfläche das jeweils trockenste Jahr herangezogen. Die Abweichungsklasse gibt darüber hinaus für jeden Standort an, wie außergewöhnlich das

bisher trockenste Jahr des Beobachtungszeitraums im Vergleich zu allen Beobachtungsjahren war. Es wird also ein räumlicher und zeitlicher Bezug geschaffen, in den das standörtliche Trockenstressrisiko jeder Waldfläche eingeordnet wird.

Die Abweichungsklassen verteilen sich ungleichmäßig über die fünf Trockenstressrisikostufen (s. Abb. 31): Im Grundsatz wird den Flächen mit niedriger TSR-Stufe (*sehr gering* und *gering*) vermehrt die Abweichungsklasse *hoch* zugeordnet. Standorte mit den TSR-Stufen *erhöht* und *hoch* haben hingegen extrem geringe Anteile der Abweichungsklasse *hoch*, jedoch große Anteile der Abweichungsklasse *gering*.

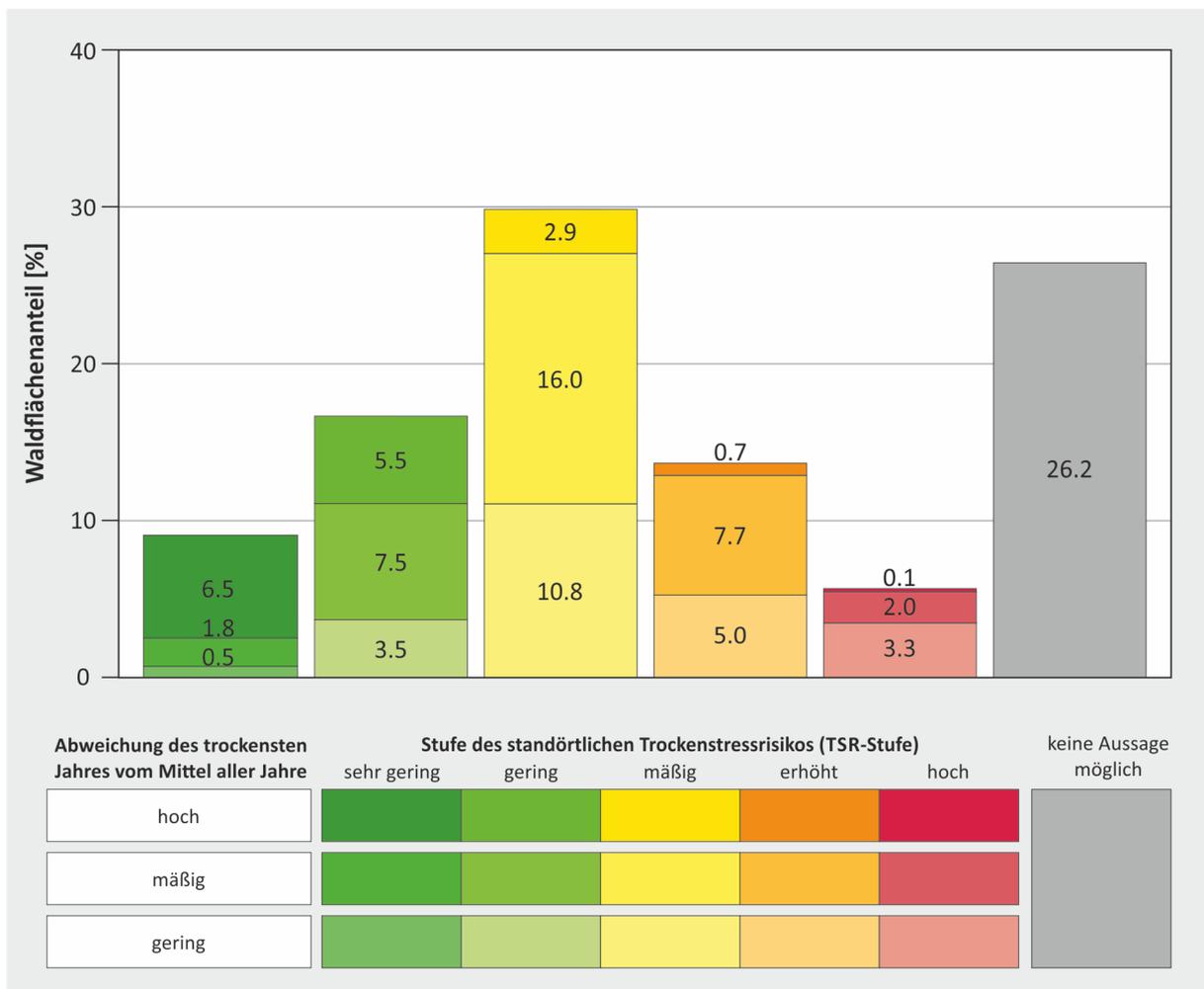


Abb. 31: Flächenbilanz des standörtlichen Trockenstressrisikos für die Waldflächen des Untersuchungsgebietes. Dargestellt sind die Trockenstressrisikostufen (TSR-Stufen) sowie die Abweichungsklassen (ABW-Klassen) als Maß für die Abweichung des bisher trockensten Jahres von den durchschnittlichen Bedingungen aller Beobachtungsjahre (n = 2 041 377, Anzahl der Rasterzellen).

7.2 Übersicht zur Gesamtkarte

Die Ergebniskarte (s. Karte 10) zeigt für die gesamte Waldfläche im Untersuchungsgebiet das modellierte standörtliche Trockenstressrisiko. Für Areale ohne Prognose der nutzbaren Feldkapazität und die Wälder in der Bodenregion Talböden (zusammen 26.2 % der Waldfläche) kann keine Einstufung des standörtlichen Trockenstressrisikos vorgenommen werden (s. Kapitel 3.6). Die grundsätzliche räumliche Verteilung des standörtlichen Trockenstressrisikos spiegelt

- die Wasserspeicherfähigkeit der Böden,
- die klimatischen Bedingungen (Niederschlag und Evapotranspiration) am Standort und
- die Variation des Strahlungsgenusses durch Hangneigung und Hangneigungsrichtung wider.

7.2.1 Hinweise zur Interpretation der Trockenstressrisikostufen und Abweichungsklassen

Im folgenden Abschnitt werden anhand von Standortbeispielen allgemeine Hinweise zur Interpretation der verschiedenen Trockenstressrisikostufen und Abweichungsklassen gegeben. Sie bilden die Grundlage für die weitere Interpretation und Einordnung der Ergebnisse.

Die TSR-Stufen *sehr gering* und *hoch* beinhalten die eindeutig feuchten bzw. trockenen Standorte: In den bisher extremsten Jahren gehörten die TSI_{\max} -Werte zum untersten bzw. obersten Quantil des Wertespektrums. Areale, denen die Stufe *sehr gering* zugewiesen wird, sind in der Regel als ertragreich bekannt wie z. B. der Nordhang des *Bueberges* bei Laufen. Am Beispielstandort (① in Karte 10, s. Abb. 32) ist der *Bueberg* von ertragreichem Wirtschaftswald mit einer großen Baumartenvielfalt bestanden.

	Standort	Bueberg Nordhang
	Ausgangssubstrat	Decklehm
	Waldgesellschaft	Typ. Zahnwurz-Buchenwald (artenarm)
	Lage-Koordinaten	2 602 238 / 1 250 929
	Nutzbare Feldkapazität [mm]	> 120 - 160 mm
	Höhenlage [m]	620
	Hangneigungsrichtung [°]	50
	Hangneigung [°]	6
Anmerkungen		
Auf dem nur mäßig geneigtem Nordhang entwickelte sich im Decklehm ein Boden mit nFK-Werten zwischen 120 und 160 mm. Am Standort sind in den gut wüchsigen Buchenwald viele Weißtannen (<i>Abies alba</i>) eingemischt.		
sehr geringes standörtliches Trockenstressrisiko Abweichungsklasse hoch		

Abb. 32:
Beispielstandort Bueberg Nordhang (Faltenjura).

Am Beispielstandort entwickelte sich in einer feinmaterialreichen Decklehmschicht ein Boden mit einer nutzbaren Feldkapazität zwischen 120 und 160 mm. Im Vergleich zu anderen Standorten war die Wasserversorgung der Bäume auch in Trockenjahren gut gewährleistet. Dies ist auf die günstige Kombination von Relieflage und Wasserspeicherfähigkeit des Bodens zurückzuführen.

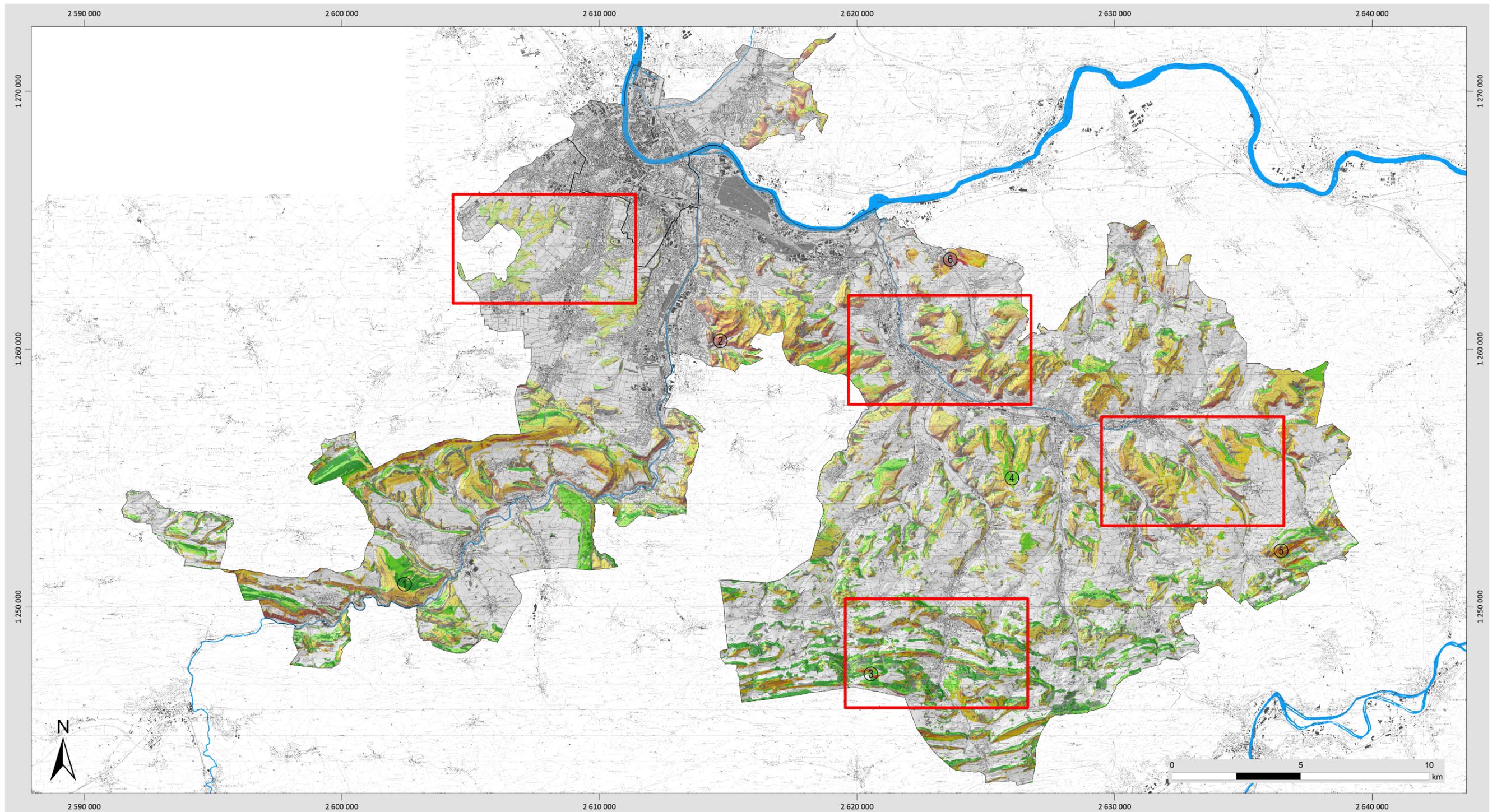
Als problematisch trocken bekannte Standorte bekommen fast ausschließlich die TSR-Stufe *hoch* zugewiesen. Tafeljura-Südhänge, wie der Hang mit der Bezeichnung *Gstüd* (östlich von Arlesheim ② in Karte 10), zählen zu diesen Standorten. Die Rendzinen und Schutt-Rendzinen weisen nFK-Werte im unteren Spektrum von unter 80 mm und in Teilen von unter 40 mm auf. Auch die Waldgesellschaften (Weißseggen-Buchenwälder) zeigen die im Grundsatz trockenen Bedingungen an.

Die absolut höchste Trockenstressgefährdung ist für Standorte mit der TSR-Stufe und Abweichungsklasse *hoch* gegeben: Im Vergleich aller Standorte waren die bisher extremsten Bedingungen hier besonders trocken und zugleich besonders außergewöhnlich. Standorte dieses Typs sind mit einem Anteil von 0.1 % an der Waldfläche des Untersuchungsgebietes extrem selten. Eine größere zusammenhängende Fläche liegt im Faltenjura in der Nähe des *Wasserfallenpasses* (③ in Karte 10): Die Waldgesellschaft des steilen, südexponierten Hanges wird als sehr trockener Blaugras-Buchenwald mit Eichenfarn beschrieben. Die hier vorherrschenden Rendzinen und Schutt-Rendzinen weisen nutzbare Feldkapazitäten unter 40 mm auf. Die TSI_{max} -Werte für den Beispielstandort und das umliegende Gebiet stammen aus dem regen- und bewölkungsarmen Jahr 2003. In diesem Jahr konnten die hohen Evapotranspirationsraten auf Grund der ausbleibenden Niederschläge und der geringen Wasserspeicherfähigkeit der Böden rasch nicht mehr gedeckt werden. Dennoch finden sich in direkter Nachbarschaft zur Beispielfläche Flächen mit *geringem* und *sehr geringem* standörtlichen Trockenstressrisiko. Die Übergänge lassen sich jedoch plausibel mit höheren Wasserspeicherfähigkeiten und einer Veränderung der Exposition erklären.

Die Gefährdung durch Trockenstress auf Flächen mit der TSR-Einstufung *gering* drückt aus, dass die Wasserversorgung auch in Trockenjahren fast immer gewährleistet werden kann. Die Stufe beinhaltet jedoch nicht mehr die Flächen mit sehr geringen TSI_{max} -Werten. Die ausgewiesenen Abweichungsklassen erlauben eine weitere Differenzierung: So charakterisiert ein *geringes* Trockenstressrisiko in Kombination mit der Abweichungsklasse *hoch* Standorte, auf denen Trockenperioden selten auftreten und bisher wenig intensiv ausfielen. Demnach treten größere Störungen durch Trockenheit nur selten auf. Entsprechende Areale können auch in Zukunft mit anspruchsvollen und ertragreichen Baumarten bewirtschaftet werden. Ein großes Gebiet dieses Typs befindet sich auf der Tafeljurahochfläche *Zunzgerhard* (④ in Karte 10). Die Ausgangssubstrate der Bodenbildung sind hier Decklehme, die nutzbare Feldkapazität

der Böden wird mit Werten zwischen 120 und 160 mm angegeben. Die Modellierung zeigt, dass Waldbäume bei einem Wasserspeicher dieser Größenordnung auch längere Trockenperioden relativ gut überstehen können.

Bei *erhöhtem* Trockenstressrisiko in Kombination mit der Abweichungsklasse *hoch* ist es möglich, dass Standorte über viele Jahre hinweg nur geringem Trockenstress ausgesetzt sind. Unregelmäßige Phasen intensiven Trockenstresses sind jedoch wahrscheinlich. Südexponierte Flächen im Faltenjura wie z. B. bei *Zeglingen* (⑤ in Karte 10) weisen entsprechende Kombinationen aus TSR-Stufe und Abweichungsklasse auf. Hier bildeten sich in z. T. feinsmaterialreichen Gehängeschuttdecken über Kalkstein verbrauchte Rendzinen und Schutt-Rendzinen. Die nutzbare Feldkapazität der Böden liegt mit 40 bis 80 mm im unteren Spektrum, die Waldgesellschaften (Lungenkraut-Buchenwälder mit Immenblatt) weisen auf mäßige Trockenheit hin und gelten als mäßig wüchsig. Das Gebiet ist jedoch im Mittel aller Jahre relativ feucht: Die durchschnittliche Klimatische Wasserbilanz weist für das Gebiet einen Wasserüberschuss von etwa 580 mm aus. Im bisher trockensten Jahr (2003) lag der Überschuss hingegen bei lediglich 80 mm, mit deutlichen Defiziten in der Vegetationsperiode. Daraus ergibt sich ein hoher TSI_{max} -Wert und die Eingruppierung des Standortes in die TSR-Stufe *erhöht*. Da zudem die Abweichung zwischen den TSI_{AM} - und TSI_{max} -Werten sehr hoch ist, wird die Abweichungs-klasse *hoch* zugewiesen. Für Flächen dieser Art stehen schwierige Bewirtschaftungsentscheidungen an: Die Limitierung durch Trockenheit kommt besonders unregelmäßig, aber in für den Standort extremen Ausmaßen vor. Eine Bewirtschaftung mit weniger trockenstresstoleranten Baumarten erscheint möglich. Der wirtschaftliche Verlust beim Eintreten einer Trockenperiode wäre dann jedoch ungleich größer.



Standörtliches Trockenstressrisiko für die Waldflächen der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt

Abweichung des trockensten Jahres vom Mittel aller Jahre	Stufe des standörtlichen Trockenstressrisikos [Flächenanteil / Fläche]					keine Aussage möglich
	sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	
hoch	6.5 % / 13.3 km ²	5.5 % / 11.2 km ²	2.9 % / 5.9 km ²	0.7 % / 1.4 km ²	0.1 % / 0.1 km ²	26.2 % / 53.5 km ²
mäßig	1.8 % / 3.6 km ²	7.5 % / 15.2 km ²	16 % / 32.7 km ²	7.7 % / 15.7 km ²	2 % / 4.2 km ²	
gering	0.5 % / 1.1 km ²	3.5 % / 7.1 km ²	10.8 % / 22 km ²	5 % / 10.2 km ²	3.3 % / 6.7 km ²	

Beispielgebiete

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.
 Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
 Physische Geographie
 und Landschaftsökologie



11
 102
 1004
 Leibniz
 Universität
 Hannover

Karte 10: Das standörtliche Trockenstressrisiko für die Waldflächen der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt. Mit Lage der Beispielgebiete.

7.2.2 Bodenregionstypische Ausprägungen des Trockenstressrisikos

Die Ausprägung und Kombination der in der Modellierung des Trockenstressrisikos verwendeten Eingangsdaten variiert zwischen den Bodenregionen. Es ergeben sich bodenregionstypische Wirkungszusammenhänge und räumliche Anordnungen der TSR-Stufen sowie ABW-Klassen (vgl. Abb. 33). Im Folgenden soll ein Überblick über die wichtigsten Unterschiede zwischen den Gebieten gegeben werden. Weitere Erläuterungen und Standortbeispiele finden sich in den Ausführungen zu vier ausgewählten Beispielgebieten im Kapitel 7.4.

Lössgeprägte Gebiete

In den lössgeprägten Gebieten (*Sundgauer Lösshügelland, Löss- und Schwemmlerme des Laufener Beckens, Löss- und Deckenschottergebiet von Giebenach-Arisdorf*) fallen lediglich 10 % der Waldflächen in die beiden höchsten TSR-Stufen *erhöht* und *hoch*. Die großen Flächenanteile mit niedrigem standörtlichen Trockenstressrisiko (38 % in den TSR-Stufen *gering* und *sehr gering*) lassen sich plausibel mit der zumeist hohen Wasserspeicherkapazität der Waldböden erklären. Das Ausgangssubstrat der Bodenbildung ist in den lössgeprägten Gebieten zumeist Löss oder umgelagerter Verwitterungslehm. Die nutzbare Feldkapazität der Böden liegt selten unter 120 mm. Die Abweichungsklasse *gering* kommt anteilig besonders häufig in den Trockenstressrisikostufen *gering* und *mäßig* (65 bzw. 89 % der jeweiligen Flächen) vor. Hier weichen die bisher beobachteten Trockenjahre im Vergleich weniger stark von den durchschnittlichen Bedingungen ab. Hingegen weisen 84 % der Waldflächen mit der TSR-Einstufung *sehr gering* die Abweichungsklasse *hoch* auf. Das Trockenstressrisiko dieser Standorte ist besonders gering: Die hohe Abweichungsklasse zeigt an, dass das bisher extremste Trockenstressjahr stark von den üblichen Bedingungen abweicht. Zugleich konnte in diesem Jahr die Wasserversorgung noch relativ gut sichergestellt werden. Daher gilt nicht nur im Grundsatz, sondern auch im Falle von Trockenperioden, dass die Wasserversorgung der Pflanzen i. d. R. gewährleistet werden kann.

3 % der Waldflächen in den lössgeprägten Gebieten wird die TSR-Stufe *hoch* zugewiesen. Diese Flächen liegen fast komplett im *Löss- und Deckenschottergebiet von Giebenach-Arisdorf* (© in Karte 10). Gemäß Modellierung sind diese Flächen bei Trockenperioden wie im Jahr 2003 besonders gefährdet. Hierbei handelt es sich jedoch, wie bei benachbarten Gebieten mit der Trockenstressrisikostufe *erhöht*, um eine Fehleinschätzung durch das Modell: Die Lössböden bei *Giebenach-Arisdorf* sind i. d. R. tiefgründig und lagern über Deckenschottern. Zumeist sind jedoch durch Tonverlagerung entstandene Stauschichten ausgebildet. In den wechselfeuchten Parabraunerde-Pseudogleyen und verwandten Bodentypen setzen die Stauschichten den durchwurzeltten Bereich und damit die nFK_{eff} der Böden herab. In den Sommermonaten kann in diesen Böden die Wasserversorgung durch kapillaren Wasser

aufstieg aus den Staukörpern jedoch länger gewährleistet werden, als dies durch die nFK abgebildet wird. Da im Modellsystem dieser Arbeit der kapillare Aufstieg nicht berücksichtigt wird, kommt es zu einer Überschätzung des Trockenstressrisikos. Fehleinschätzungen dieses Typs kommen an allen Standorten mit tief anstehenden Stauwasser- oder Grundwasserkörpern vor. Bedeutende Flächen finden sich nur im *Löss- und Deckenschottergebiet von Giebenach-Arisdorf*.

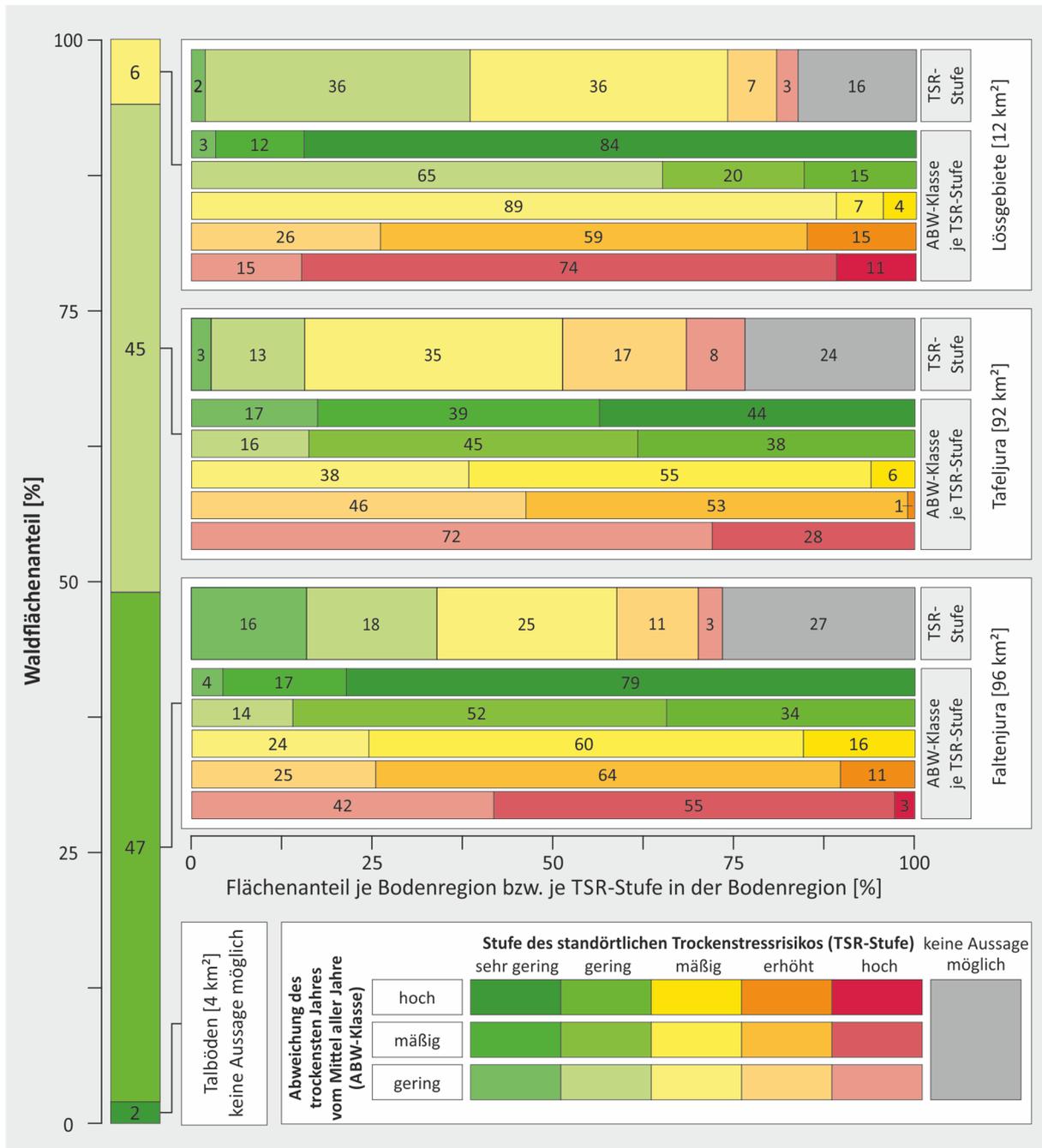


Abb. 33: Flächenbilanzen zum standörtlichen Trockenstressrisiko für die Waldflächen des Untersuchungsgebietes, gegliedert nach Bodenregionen. Dargestellt sind die Trockenstressrisikostufen (TSR-Stufen) sowie die Abweichungsklassen (ABW-Klassen) als Maß für die Abweichung des bisher trockensten Jahres von den durchschnittlichen Bedingungen aller Beobachtungsjahre. Flächenbilanzen für alle Waldflächen (n = 2 041 377, Anzahl der Rasterzellen).

Tafeljura

Im Tafeljura treten im Vergleich aller Bodenregionen die größten Flächenanteile der Trockenstressrisikostufen *erhöht* (17 %) und *hoch* (8 %) auf. Grundsätzlich erklären dies die geringen und mittleren nFK-Werte der Böden. Die gegenüber den tieferen Lagen des Lösshügellandes leicht feuchteren Bedingungen (höhere KWB, vgl. Karte 6) können die geringeren nFK-Werte nicht kompensieren. Darüber hinaus spiegelt sich der Einfluss von Hangneigung und Exposition auf die Evapotranspirationshöhe deutlich und plausibel in den Ergebnissen wider: *Erhöhte* und *hohe* TSR-Einstufungen kommen dominant auf südexponierten Hanglagen vor. Den Tafelhochflächen wird großflächig ein *mäßiges* Trockenstressrisiko zugewiesen. Mit einem Flächenanteil von 35 % ist dies die dominante TSR-Einstufung im Tafeljura. Dies ist konsistent mit dem Anteil der Waldflächen mit mittleren nFK-Werten. Der Anteil der Abweichungsklasse *gering* ist im Tafeljura über alle TSR-Stufen hinweg groß. Bei Flächen mit der TSR-Stufe *hoch* beträgt ihr Anteil 72 %: Bodenwassergehalte, die zu intensivem Trockenstress führen, sind hier im Vergleich aller Beobachtungsjahre nur wenig außergewöhnlich. Größere Anteile der Abweichungsklassen *hoch* kommen nur in den TSR-Stufen *sehr gering* (44 %) und *gering* (38 %) vor. Hier sind die Wälder nur äußerst selten intensivem Trockenstress ausgesetzt.

Faltenjura

Der Faltenjura ist hinsichtlich des standörtlichen Trockenstressrisikos die Bodenregion mit den größten Gegensätzen und weist den höchsten Flächenanteil der TSR-Stufe *sehr gering* auf (16 %). Im Vergleich zu den anderen Bodenregionen höhere Niederschläge und geringere Verdunstungswerte begründen diesen Trend. Zugleich ist der Flächenanteil mit den TSR-Stufen *erhöht* und *hoch* mit 11 und 3 % höher als im Lösshügelland. Areale dieser Ausprägung treten fast ausschließlich auf den südexponierten Hängen der Jurafalten auf. Insgesamt ist die räumliche Variation des Trockenstressrisikos vorrangig durch die Hangneigungsrichtung und -stärke vorgegeben. Im Kartenbild sind die markanten Wechsel der TSR-Stufen zwischen nord- und südexponierten Hängen gut sichtbar. Als weiterer Faktor prägt die räumliche Variation des Bodenwasserspeichers die TSR-Einstufung: Die steilen Oberhänge der Falten werden von skelettreichen Böden mit sehr geringer nFK eingenommen, z. T. liegen Schuttwälder vor. In den unteren Hangbereichen bilden fast immer Deckschichten die Ausgangssubstrate: Die Böden sind zumeist feinmaterialreicher, die nFK fällt höher aus und das Trockenstressrisiko nimmt ab. 79 % der Flächen mit *sehr geringem* Trockenstressrisiko im Faltenjura wird die Abweichungsklasse *hoch* zugewiesen. Hierbei handelt es sich vorrangig um nordexponierte Standorte mit vergleichsweise hohen nFK-Werten. Daneben ist der mit 42 % hohe Anteil der Abweichungsklasse *gering* in der TSR-Stufe *hoch* auffällig. Diese Kombination kennzeichnet Areale, auf denen niedrige Bodenwassergehalte relativ üblich sind. Flächen dieses Typs sind i. d. R. als deutlich trockene Standorte bekannt.

7.3 Einfluss der Eingangsdaten auf das standörtliche Trockenstressrisiko

Gruppiert nach Klassen der **nutzbaren Feldkapazität** (s. Abb. 34), zeigt sich zunächst, dass die Flächenanteile mit *erhöhtem* und *hohem* Trockenstressrisiko mit zunehmendem Wasserspeicher abnehmen. Bei Standorten mit nFK-Werten über 160 mm tritt die Trockenstressrisikostufe *hoch* nicht und die TSR-Stufe *erhöht* nur in marginalem Umfang (< 1 %) auf.

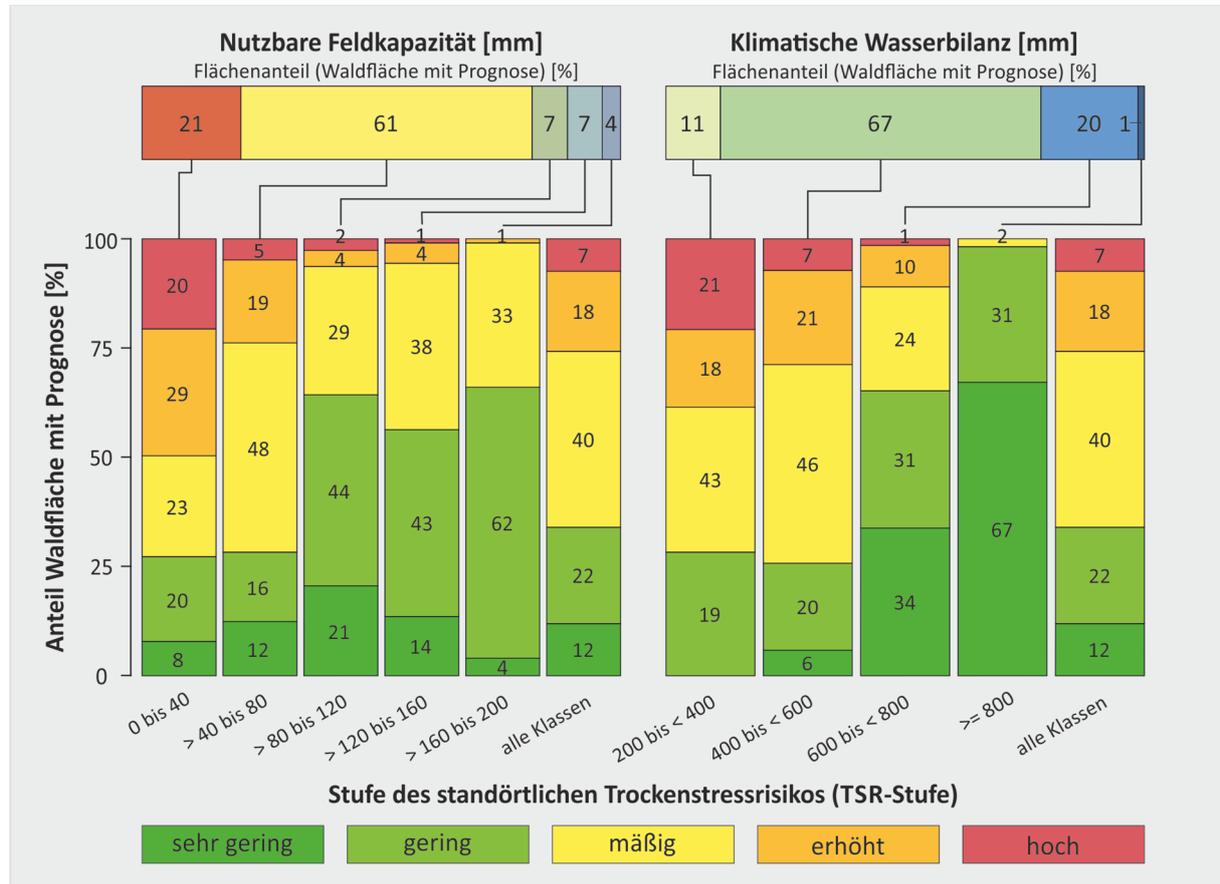


Abb. 34: Flächenbilanzen des standörtlichen Trockenstressrisikos in Abhängigkeit der nutzbaren Feldkapazität und der durchschnittlichen Klimatischen Wasserbilanz. Flächenbilanzen für alle Waldflächen mit gültiger TSI-Prognose (n = 1 505 897, Anzahl der Rasterzellen). Klimatische Wasserbilanz für mittlere Bedingungen der Jahre 1983 bis 2013, nutzbare Feldkapazität gemäß Kapitel 3.6.

Für das Auftreten der TSR-Stufe *sehr gering* in Abhängigkeit der nFK ist kein eindeutiger Trend erkennbar: Bis zur nFK-Klasse *> 80 bis 120 mm* steigt der Flächenanteil dieser TSR-Stufe an, sinkt danach jedoch wieder ab. Dies kann plausibel mit der räumlichen Verteilung der Böden unterschiedlicher Wasserspeicherkapazität erklärt werden: Waldböden mit nFK-Werten über 120 mm kommen vor allem in den tiefer gelegenen Gebieten mit höheren Verdunstungsraten und geringeren Niederschlagsmengen vor. Das höhere Wasserspeichervermögen kann die ansteigenden Verdunstungsansprüche jedoch nicht komplett kompensieren. Entsprechend nimmt in den beiden höchsten nFK-Klassen der Anteil von Flächen mit *sehr geringem* Trockenstressrisiko wieder ab. Jedoch weisen Standorte mit einer nFK über 160 mm mit ca. 62 % den höchsten Flächenanteil mit der TSR-Stufe *gering* auf.

Im Hinblick auf die durchschnittliche **Klimatische Wasserbilanz** der Beobachtungsjahre 1983 bis 2013 (KWB, s. Abb. 32) ist ein eindeutiger Trend in der Ausprägung des Trockenstressrisikos erkennbar: Liegt die KWB unter 400 mm wird nur einem marginalen Flächenanteil (< 1 %) die Trockenstressrisikostufe *sehr gering* zugeordnet. Jedoch weisen 21 % der Flächen mit dieser KWB-Ausprägung ein *hohes* Trockenstressrisiko auf. Am anderen Ende der Skala (KWB \geq 800 mm) fallen 67 % der Standorte in die TSR-Stufe *sehr gering* und die beiden höchsten TSR-Stufen kommen nicht vor. Es ist jedoch anzumerken, dass lediglich 1 % der Waldfläche der entsprechenden KWB-Klasse angehört. Der größte Teil der Waldflächen (67 %) fällt in die KWB-Klasse 400 bis < 600 mm. Die Flächenanteile der verschiedenen TSR-Stufen innerhalb dieser KWB-Klassen ähneln stark der Gesamtverteilung. Mit 6 % wird jedoch einem deutlich geringeren Flächenanteil die TSR-Stufe *sehr gering* zugewiesen.

Der hohe Einfluss der **Hangneigung und Hangneigungsrichtung** auf das Trockenstressrisiko wird in Abb. 35 dargestellt. Bei niedriger Hangneigung variiert das Trockenstressrisiko in Abhängigkeit der Hangneigungsrichtung kaum. Steilere Hänge (über 20°) zeigen hingegen deutliche Unterschiede: Die TSR-Stufen *erhöht* und *hoch* treten bei Nord- und Nordost-Ausrichtung der Hänge nicht mehr auf. Bei Hangneigungen über 30° ist die Trockenstressgefährdung auf Nordhängen marginal. Hingegen werden Wäldern auf Südhängen zu über 50 % die TSR-Stufen *erhöht* oder *hoch* zugewiesen. Unabhängig von der Hangneigungsstärke tritt die TSR-Stufe *sehr gering* auf südlich ausgerichteten Hängen fast gar nicht auf.

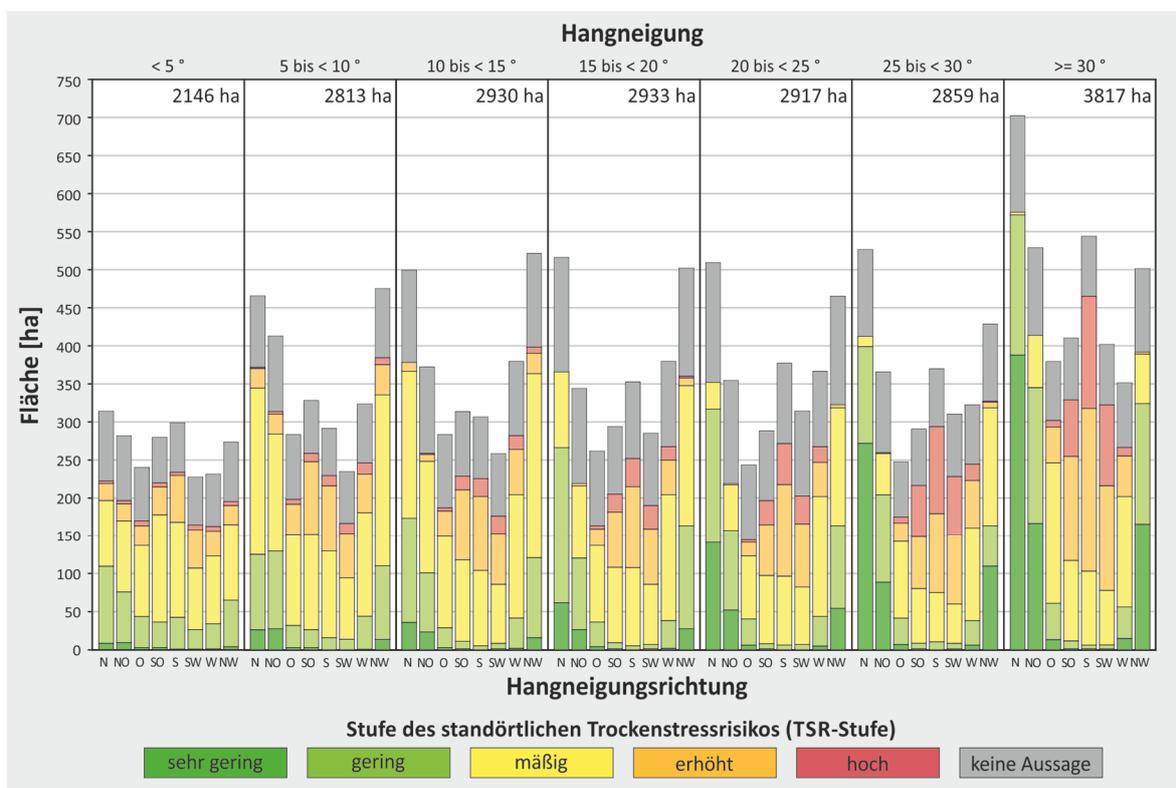
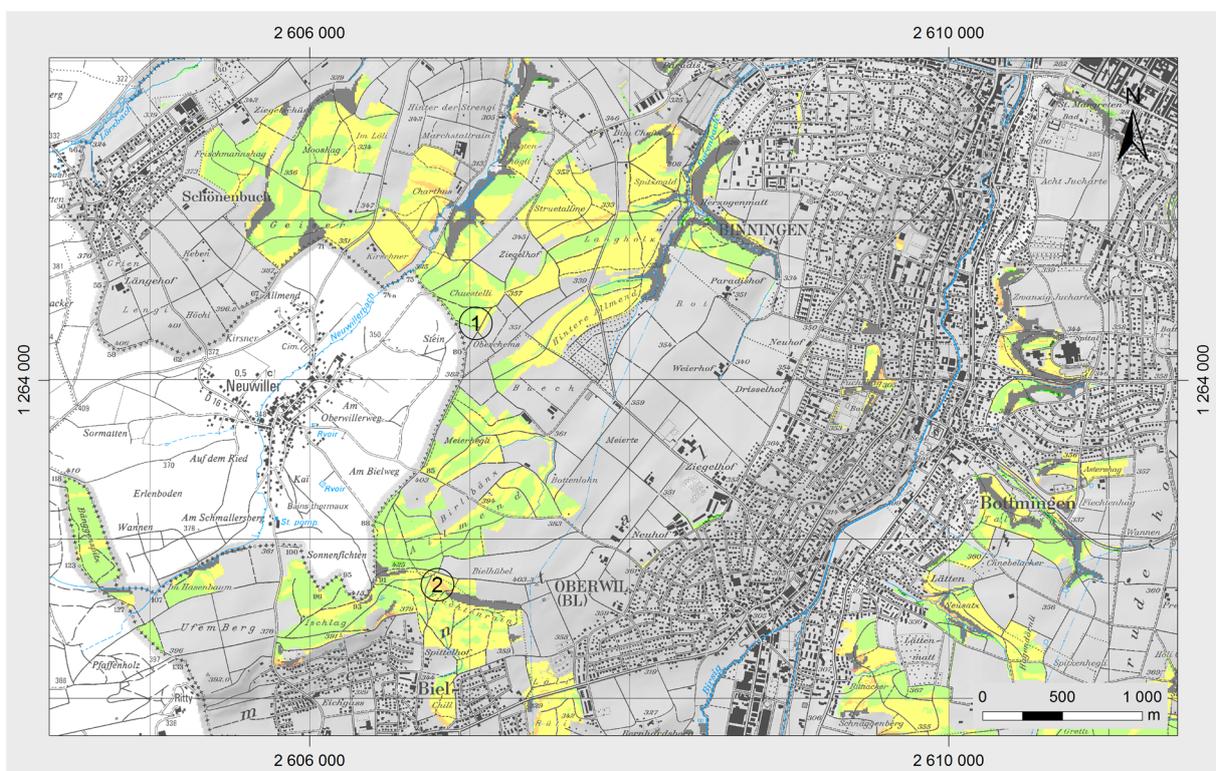


Abb. 35: Flächenbilanz des standörtlichen Trockenstressrisikos in Abhängigkeit der Hangneigung und Hangneigungsrichtung. Flächenbilanz für alle Waldflächen (n = 2 041 377, Anzahl der Rasterzellen mit 10 m Laufweite).

7.4 Das standörtliche Trockenstressrisiko in den drei Bodenregionen

7.4.1 Beispielgebiet Lösshügelland (Binningen - Oberwil)

Karte 11 zeigt die typische Ausprägung des standörtlichen Trockenstressrisikos im Lösshügelland. Das Beispielgebiet ist sowohl in seiner lokalklimatischen Situation wie auch in den für das Trockenstressrisiko relevanten Bodeneigenschaften von nur geringen Unterschieden geprägt. Entsprechend stellt sich die Situation insgesamt relativ einheitlich dar: Der Großteil der Waldflächen fällt in die TSR-Stufen *gering* (37.4 %) und *mäßig* (45.6 %), die Flächen anderer TSR-Einstufungen summieren sich auf einen Anteil von insgesamt 2.6 %. Für 14.4 % der Waldflächen können keine Aussagen getroffen werden.



Standörtliches Trockenstressrisiko - Beispielgebiet Lösshügelland (Binningen - Oberwil)

Abweichung des trockensten Jahres vom Mittel aller Jahre	Stufe des standörtlichen Trockenstressrisikos					keine Aussage möglich
	sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	
hoch	0.4 ha 0.1 %					
mäßig	0.8 ha 0.2 %	1.3 ha 0.2 %	0.1 ha 0 %	0.4 ha 0.1 %		76.6 ha 14.4 %
gering	0.2 ha 0 %	198.6 ha 37.2 %	243.3 ha 45.6 %	10.8 ha 2.0 %	1.0 ha 0.2 %	

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.
 Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
 Physische Geographie
 und Landschaftsökologie



102
 1004
 Leibniz
 Universität
 Hannover

Karte 11: Standörtliches Trockenstressrisiko für die Wälder im Beispielgebiet Lösshügelland (Binningen – Oberwil).

Im wellig-hügeligen Lösshügelland bilden tertiäre Schichten (Sande, Sandsteine und Mergel) den geologischen Untergrund. Darüber lagern in der Regel mehrere Meter mächtige, weitgehend skelettfreie Löss, Lösslehme und Schwemmlössse. In den Tiefenbereichen und Tälern liegen über den tertiären Mergeln oft nur geringe Lössreste oder Deck- und Hanglehme. Die Bodenbildung vollzog sich daher auf einem großen Teil der Flächen des Beispielgebietes in tiefgründigen Lockersedimenten. Durch Lessivierungsprozesse bildeten sich Tonanreicherungshorizonte aus. Entsprechend entwickelten sich tiefgründige Parabraunerden, Pseudogley-Parabraunerden und verwandte Bodentypen. Teilweise setzen Staukörper die effektiv nutzbare Feldkapazität herab. Das Spektrum der nFK-Werte reicht von mindestens 80 bis 200 mm und liegt zumeist über 160 mm (vgl. HERBST 2013). Dennoch ist die TSR-Stufe *sehr gering* im Beispielgebiet mit einem Waldflächenanteil von 0.3 % nur marginal vertreten. Als limitierender Faktor wirkt die im Vergleich relativ niedrige Klimatische Wasserbilanz: Sie liegt im langjährigen Mittel zwischen 230 und 350 mm und steigt von Nordost nach Südwest leicht an.

Wälder, denen die TSR-Stufen *gering* und *mäßig* zugewiesen werden, stocken auf Böden mit hohen bis sehr hohen nutzbaren Feldkapazitäten über 160 mm. Abb. 36 zeigt als Beispiel das Bodenprofil am Standort *Chuestelli*: Ein typischer Lösshügellandstandort mit *mäßigem* standörtlichen Trockenstressrisiko (① in Karte 11).

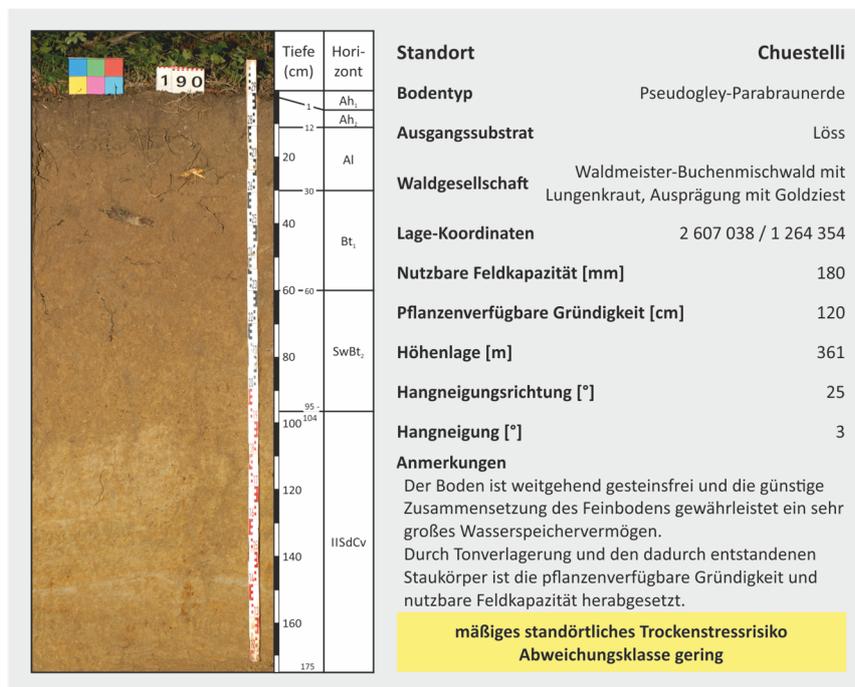


Abb. 36:
Beispielstandort Chuestelli
(Sundgauer Lösshügelland).
Datengrundlage:
MOSIMANN et al. (2006).

Es handelt sich um eine Pseudogley-Parabraunerde, das Ausgangssubstrat der Bodenbildung ist Löss mit wenigen eingeschalteten Geröllen kristallinen Ursprungs. Der tiefgründige Boden besitzt in Bezug auf die Wasserspeicherfähigkeit eine günstige Feinbodenzusammensetzung, weist jedoch einen durch Tonverlagerung entstandenen Staukörper in 60 cm Tiefe auf. Hierdurch ist die effektiv nutzbare Feldkapazität auf insgesamt immer noch sehr hohe 180 mm

herabgesetzt. Die Waldgesellschaft am Beispielstandort ist ein Waldmeister-Buchenwald mit Lungenkraut (Ausprägung mit Goldziest). Diese und nahverwandte Waldgesellschaften sind gut wüchsig, erlauben in der Bewirtschaftung ein breites Baumartenspektrum mit einem hohen Anteil von Edellaubhölzern und können als typisch für das Sundgauer Lösshügelland gelten (vgl. BURNARD & HASSPACHER 1999).

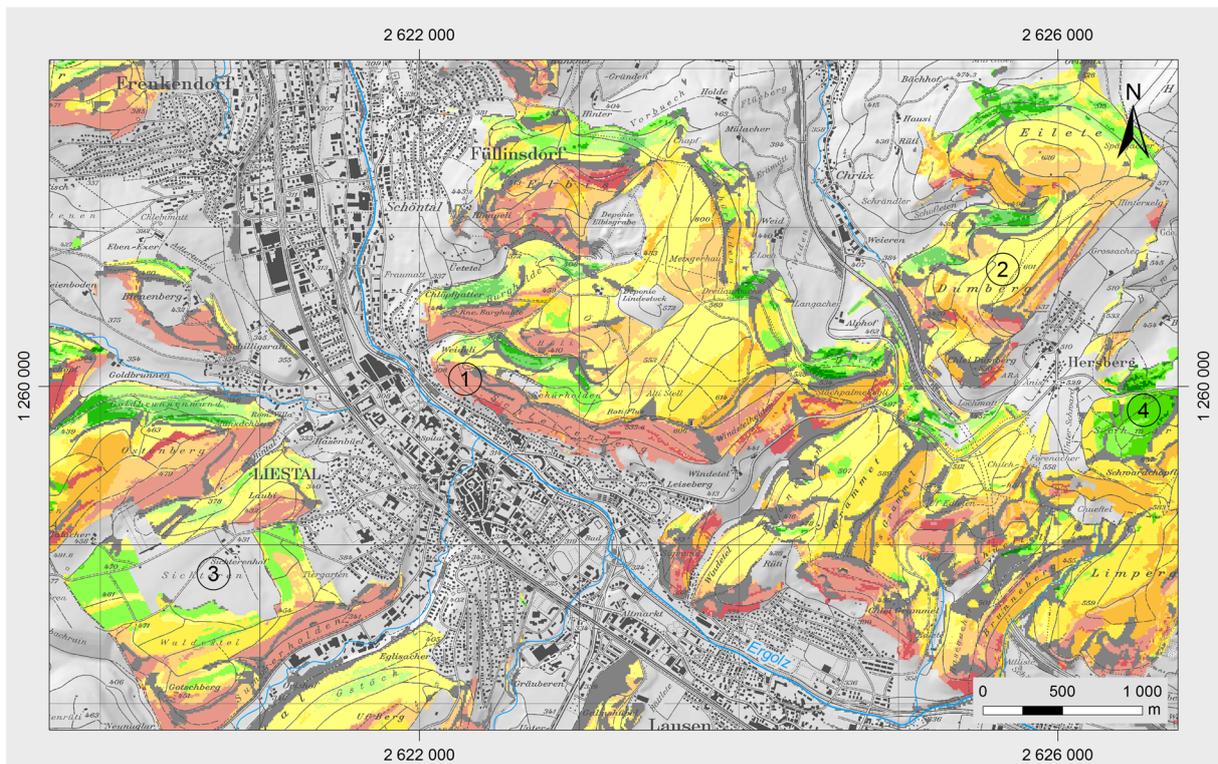
Am Beispielstandort waren die Jahre 2003 und 2011 besonders trocken, der permanente Welkepunkt wurde jedoch in keinem der beiden Jahre erreicht. Im Vergleich aller Flächen mit Einschätzung des Trockenstressrisikos ist die Wasserversorgung an diesem Standort auch in Trockenjahren gut bzw. durchschnittlich gut gewährleistet (TSR-Stufe *mäßig*). Damit wird die gute bis sehr gute Wasserversorgung des Standorts jedoch unterschätzt: Im verwendeten Bodenwasserhaushaltsmodell wird die Wassernachlieferung durch kapillaren Aufstieg nicht berücksichtigt. Hierdurch bleibt unbeachtet, dass durch einen möglichen Wasseraufstieg aus dem Stauwasserkörper bis in den Wurzelraum die Wasserversorgung der Pflanzen besser gewährleistet ist, als dies im Modell abgebildet wird. Das standörtliche Trockenstressrisiko wird also zu hoch eingestuft.

Ein *erhöhtes* oder *hohes* standörtliches Trockenstressrisiko weisen hingegen die wenigen Standorte mit pflanzenverfügbaren Wasserspeicherkapazitäten von 80 mm auf. Sie nehmen im Beispielgebiet 12.2 ha bzw. 2.3 % der Waldflächen ein. Es handelt sich zumeist um Standorte in den Übergängen zu den Talbereichen. Hier steht der tertiäre Untergrund nahe an der Geländeoberfläche an, die zumeist darüber lagernden Decklehmreste gewährleisten ein Mindestmaß der Wasserspeicherkapazität von 80 mm. Ein Gebiet dieser Ausstattung findet sich beispielsweise nördlich von Biel (② in Karte 11).

Dem größten Teil der Waldflächen mit gültiger TSR-Prognose im Beispielgebiet Binningen – Oberwil wird die Abweichungsklasse *gering* zugeordnet. Die Trockenstresssituation in den bisher trockensten Jahren wich im Vergleich aller Standorte also nur wenig von den sonst üblichen Bedingungen ab. In Verbindung mit den ausgewiesenen TSR-Stufen wird deutlich, dass es sich im Beispielgebiet um zumeist ertragreiche Standorte handelt, auf denen nur eine geringe Anpassung der Waldbewirtschaftung notwendig sein wird.

7.4.2 Beispielgebiet Tafeljura-Nord (Liestal)

Das Beispielgebiet Tafeljura-Nord zeigt die typische Trockenstressrisiko-Situation für die Waldgebiete im Tafeljura nördlich der Ergolz und westlich des Frenketals (s. Karte 12). Das Gebiet weist einen hohen Waldflächenanteil mit *erhöhtem* (19 %) oder *hohem* (15.1 %) standörtlichen Trockenstressrisiko auf. Areale mit den TSR-Einstufungen *gering* oder *sehr gering* nehmen 10.2 bzw. 3.2 % der Waldfläche ein.



Standörtliches Trockenstressrisiko - Beispielgebiet Tafeljura-Nord (Liestal)

Abweichung des trockensten Jahres vom Mittel aller Jahre	Stufe des standörtlichen Trockenstressrisikos					keine Aussage möglich
	sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	
hoch	3.6 ha 0.3 %	12.1 ha 0.9 %	1.2 ha 0.1 %			
mäßig	16.8 ha 1.2 %	73.9 ha 5.4 %	145.5 ha 10.6 %	109 ha 8.0 %	35.9 ha 2.6 %	261.9 ha 19.1 %
gering	22.7 ha 1.7 %	53.9 ha 3.9 %	310.1 ha 26.6 %	151.1 ha 11.0 %	171.7 ha 12.5 %	

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.

Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
Physische Geographie
und Landschaftsökologie



11
102
1004

Leibniz
Universität
Hannover

Karte 12: Standörtliches Trockenstressrisiko für die Wälder im Beispielgebiet Tafeljura-Nord (Liestal).

In Bezug auf die Klimatische Wasserbilanz stellt sich das Beispielgebiet relativ einheitlich dar: Die durchschnittliche KWB liegt zwischen 400 und 550 mm, für den Großteil der Waldflächen jedoch deutlich unter 500 mm. Es zeigt sich im Kartenbild dennoch ein deutlicher, in erster Linie auf die sommerlichen Einstrahlungsbedingungen rückführbarer Unterschied im Trockenstressrisiko zwischen nord- und südexponierten Hängen. Diese Differenzierung wird

durch Unterschiede in der Wasserspeicherfähigkeit der Böden verstärkt: Bedingt durch die Substratverhältnisse, erreicht die nFK auf den südexponierten Hängen i. d. R. geringere Werte als auf den nordexponierten Hängen.

In den steilen Südlagen unterhalb der Plateaus kommen Schutt-Rendzinen mit pflanzenverfügbaren Wasserspeicherkapazitäten unter 40 mm vor. Der Beispielstandort *Schleifenberg* bei Liestal weist diese Merkmale auf (s. Abb. 37 und ① in Karte 12). Die Schutt-Rendzina ist in einer Gehängeschuttdecke entstanden und von der Oberfläche an stark skeletthaltig. Als Baumart dominiert die trockenolerante Waldkiefer (*Pinus sylvestris*). In Kombination mit dem hohen sommerlichen Strahlungsgenuss ergibt sich für den Beispielstandort und den gesamten Schleifenberg-Südhang ein *hohes* standörtliches Trockenstressrisiko. Ähnliche Situationen sind an einer Vielzahl von südexponierten Lagen im gesamten nördlichen Tafeljura vorzufinden. Entsprechend kommt im Beispielgebiet ein vergleichsweise hoher Flächenanteil von 15.1 % mit *hohem* standörtlichen Trockenstressrisiko vor.



Standort	Schleifenberg Südhang
Bodentyp	Schutt-Rendzina
Ausgangssubstrat	Gehängeschutt
Waldgesellschaft	Typischer Weißseggen-Buchenwald
Lage-Koordinaten	2 622 286 / 1 260 045
Nutzbare Feldkapazität [mm]	≤ 40
Höhenlage [m]	395
Hangneigungsrichtung [°]	230
Hangneigung [°]	31
Anmerkungen	Der steile, südexponierte Standort weist von der Erdoberfläche an einen sehr hohen Skelettgehalt auf. Als Baumart dominiert die Waldkiefer.
hohes standörtliches Trockenstressrisiko Abweichungsklasse gering	

Abb. 37:
Beispielstandort Schleifenberg Südhang (Tafeljura-Nord)

Auf den Kalksteinplateaus des Beispielgebietes dominieren die gelblichen Farben des *mäßigen* standörtlichen Trockenstressrisikos. Hier liegen zumeist Rendzinen mit Wasserspeicherkapazitäten zwischen 40 und 80 mm vor (z. B. *Dumberg*, ② in Karte 12). Untergeordnet bildeten sich in feinmaterialreicheren Decklehmen Böden mit höherer Wasserspeicherkapazität (120 – 160 mm) aus: Nördlich der Ergolz sind lediglich flächenhaft unbedeutende, inselartige Decklehmreste erhalten. Den südlicher gelegenen Plateaus liegen auch größere zusammenhängende Decklehmareale auf. So stocken beispielsweise die Wälder um den *Sichterhof*, südwestlich von Liestal (③ in Karte 12), über Decklehmen und weisen ein *geringes* standörtliches Trockenstressrisiko auf.

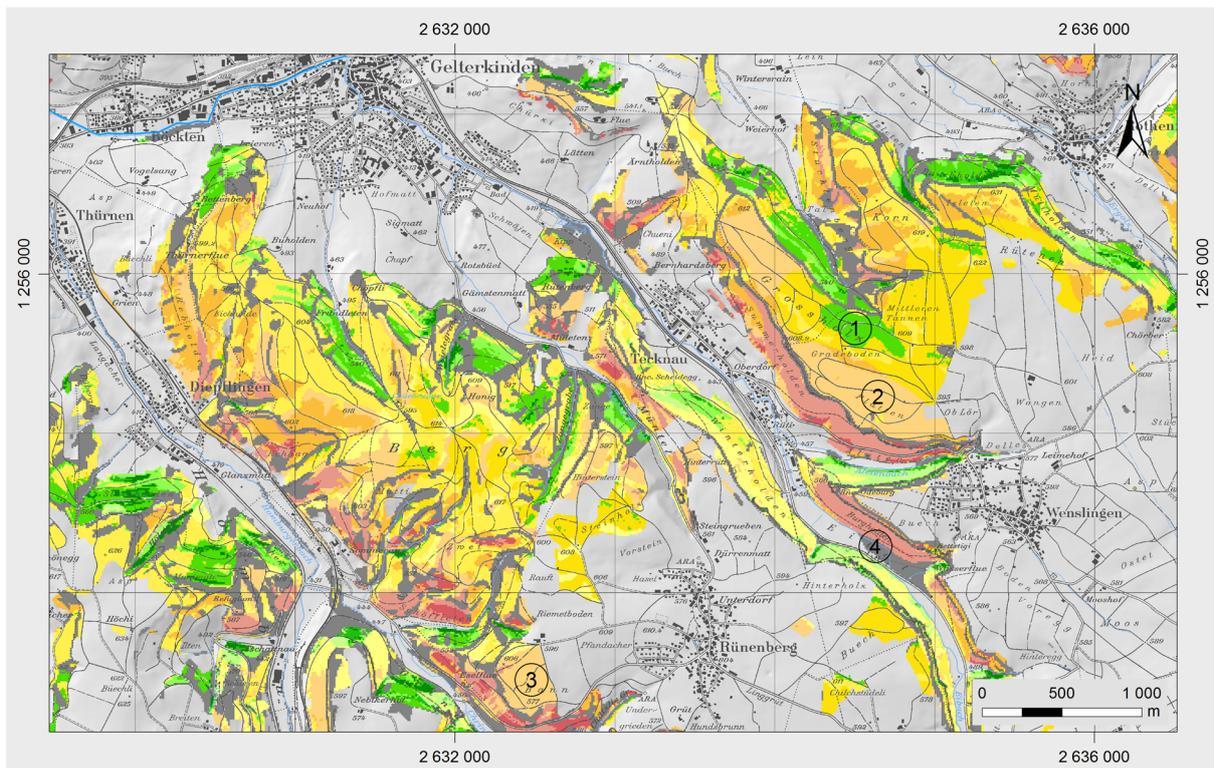
Die Nordhänge der Plateaus werden zumeist von weicheren Schichten aus Kalk- und Tonmergel gebildet, die oftmals von Deckschichten überlagert sind. Die nFK der Böden liegt hier fast nie unter 40 mm und erreicht Werte bis 120 mm (z. B. *Schward* ④ in Karte 12). In

Kombination mit der expositionsbedingt herabgesetzten Evapotranspiration fällt das standörtliche Trockenstressrisiko dieser Standorte in die Stufen *gering* und *mäßig*.

Im nördlichen Tafeljura liegen viele Flächen mit erhöhtem standörtlichen Trockenstressrisiko (TSR-Stufen *erhöht* und *hoch*) bei gleichzeitig *geringer* Abweichungsklasse vor (11 bzw. 12.5 % der Waldflächen des Beispielgebietes). Diese Flächen waren vergleichsweise häufig Verhältnissen ausgesetzt, die denen des bisher extremsten Jahres ähneln. In weiten Teilen ist die Einstufung auf die Kombination von geringer Wasserspeicherkapazität und hohem Strahlungsinput zurückzuführen. Diese Standorte sind daher in der Regel als problematisch trocken bekannt und zählen auch bislang nicht zu den ertragreichen Standorten in der Region. Die zu erwartenden Veränderungen im Klima werden dazu führen, dass sich die Situation auf diesen Flächen graduell weiter verschlechtert. Ertragreiche Waldwirtschaft mit wertvollen Edelbaumarten wird im nördlichen Tafeljura zukünftig voraussichtlich auf Standorte mit *geringem* und *sehr geringem* standörtlichen Trockenstressrisiko begrenzt sein. Dies sind fast immer Deckschichtareale mit Wasserspeicherkapazitäten über 120 mm.

7.4.3 Beispielgebiet Tafeljura-Süd (Diepflingen - Tecknau)

Im südlichen Tafeljura zeigt sich eine vielfältige Differenzierung des standörtlichen Trockenstressrisikos: Im Beispielgebiet Diepflingen – Tecknau tritt jede TSR-Stufe mit in der Karte sichtbaren Flächenanteilen auf (s. Karte 13). Die Höhe des standörtlichen Trockenstressrisikos wird hier neben der nutzbaren Feldkapazität der Böden maßgeblich von der expositionsabhängigen Variation der Evapotranspirationssumme gesteuert.



Standörtliches Trockenstressrisiko - Beispielgebiet Tafeljura-Süd (Diepflingen - Tecknau)

Abweichung des trockensten Jahres vom Mittel aller Jahre	Stufe des standörtlichen Trockenstressrisikos					keine Aussage möglich
	sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	
hoch	19 ha 1.5 %	80.3 ha 6.4 %	107.9 ha 8.6 %	0.1 ha 0 %		
mäßig	6.7 ha 0.5 %	47.6 ha 3.8 %	245.4 ha 19.7 %	102.6 ha 8.2 %	17.3 ha 1.4 %	287.6 ha 23 %
gering	1.4 ha 0.1 %	19.6 ha 1.6 %	92.1 ha 7.4 %	149.7 ha 12 %	70.4 ha 5.6 %	

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.

Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
Physische Geographie
und Landschaftsökologie



11
102
1004

Leibniz
Universität
Hannover

Karte 13: Standörtliches Trockenstressrisiko für die Wälder im Beispielgebiet Tafeljura-Süd (Diepflingen – Tecknau).

Dem Großteil der Flächen (35.7 %) wird die TSR-Stufe *mäßig* zugeordnet, 11.8 % fallen in die TSR-Stufe *gering*. Zumeist handelt es sich bei Gebieten mit diesen TSR-Einstufungen um Decklehm- oder Tonmergelareale auf den Tafelhochflächen mit nutzbaren Feldkapazitäten zwischen 120 und 160 mm oder nordexponierte Hänge mit Wasserspeicherkapazitäten von mindestens 40 mm.

Abb. 38 zeigt beispielhaft eine für die TSR-Stufe *gering* typische Pseudogley-Parabraunerde auf der Tafelfläche *Grossholz* (① in Karte 13). Das über dem Hauptrogenstein liegende Ausgangssubstrat ist ein schluffreicher, besonders steinarmer Decklehm. Der Boden weist in 60 cm Tiefe einen durch Tonverlagerung entstandenen Staukörper auf, die effektiv nutzbare Feldkapazität beträgt 150 mm. Der Standort gilt als gut wüchsig: In durchschnittlichen Jahren bestehen keine Einschränkungen in der Wasserversorgung und auch in den Trockenjahren 2003 und 2011 fiel der Trockenstress moderat aus. Entsprechend ist das standörtliche Trockenstressrisiko *gering* und das bisher trockenste Jahr wich besonders stark von den sonst üblichen Bedingungen ab. Einschränkungen in der Baumartenauswahl ergeben sich an diesem und anderen Decklehmstandorten vorrangig durch die weit fortgeschrittene Versauerung des Bodens (pH_{pot} im Oberboden: 4-5).

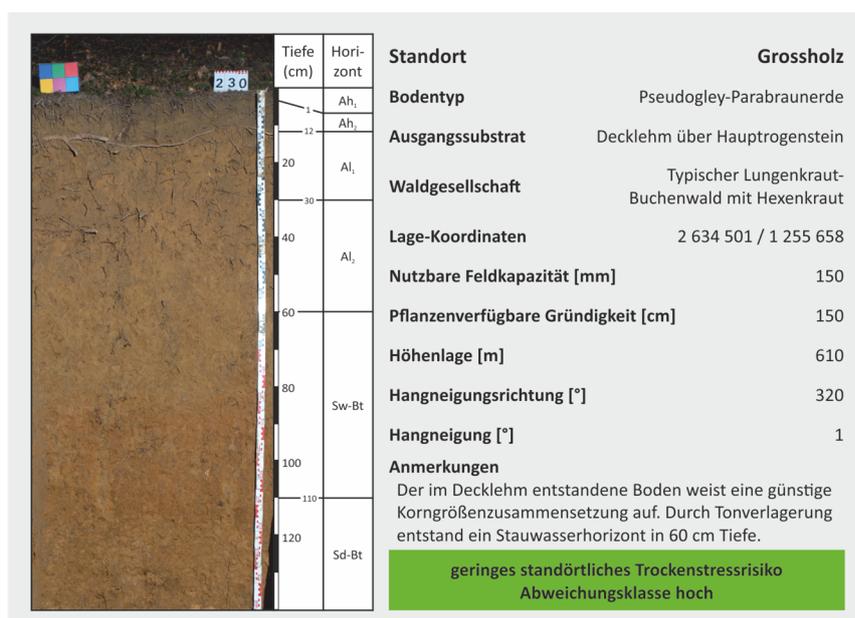


Abb. 38:
Beispielstandort Grossholz
(Tafeljura-Süd).

Datengrundlage:
MOSIMANN et al. (2009).

Neben den Bereichen mit *mäßigem* oder *geringem* standörtlichen Trockenstressrisiko kommen auf den Tafelflächen auch Areale mit *erhöhtem* Trockenstressrisiko vor, die zugleich in die Abweichungsklasse *gering* fallen (z. B. *Platten* und *Bann*, ② und ③ in Karte 13). Die bisher trockensten Jahre wichen also vergleichsweise wenig von den Durchschnittsbedingungen ab. Strahlungsgenuss und damit Evapotranspirationshöhe liegen an diesen Standorten, der nahezu ebenen Reliefsituation entsprechend, in einer durchschnittlichen Größenordnung. Die Ausgangsmaterialien der Bodenbildung sind Kalke und Kalkmergel oder dünnmächtige Deck- und Kalksteinverwitterungsschichten. Die Wasserspeicherfähigkeit der Rendzinen und Parabraunerde-Rendzinen liegt bei geringen 40 bis 80 mm. Die Zuweisung höherer Trockenstressrisikostufen für diese Areale können damit plausibel erklärt werden. Auf Standorten dieses Typs können insbesondere Baumarten mit höheren Ansprüchen wie z. B. Weißtannen (*Abies alba*) ihre Wasserversorgung in Trockenjahren nur eingeschränkt gewährleisten. Sinkt auf den Tafelflächen die nutzbare Feldkapazität lokal weiter ab, drohen

die Bäume, wie im Trockenjahr 2003 geschehen, zu verdorren und müssen der Zwangsnutzung zugeführt werden.

Wie im nördlichen Tafeljura sind im Beispielgebiet die Unterschiede zwischen den Nord- und Südhängen markant ausgeprägt: Der höhere Strahlungsgenuss an den Südhängen führt in Kombination mit in der Tendenz niedrigeren nFK-Werten zu einer höheren Einstufung des Trockenstressrisikos als an den Nordhängen. Entsprechend fallen 20.2 bzw. 7 % der Waldflächen, zumeist südexponierte Hänge, in die TSR-Stufen *erhöht* und *hoch*. Standorte mit *sehr geringem* und *geringem* standörtlichen Trockenstressrisiko konzentrieren sich hingegen auf Nordhänge und nehmen 2.2 bzw. 11.8 % der Flächen ein.

Die Bedeutung der Hangneigung und Hangneigungsrichtung für die TSR-Einstufung wird besonders im direkten Vergleich von Süd- und Nordhängen deutlich. Das *Eital*, westlich von Wenslingen gelegen, wird von steilen (Hangneigung $> 30^\circ$), von Südost- nach Nordwest verlaufenden Hängen umschlossen (④ in Karte 13; Abb. 39). Der südexponierte Hang weist eine nFK von 40 bis 80 mm auf und bekommt flächig die TSR-Stufe *hoch* zugewiesen. Die Waldflächen des nordexponierten Gegenhangs werden trotz geringerer Wasserspeicherkapazität (nFK < 40 mm) den TSR-Stufen *gering* und *mäßig* zugeordnet. Auch die Waldgesellschaften, trockener Weißseggen-Buchenwald am Südhang und *frische* Verhältnisse anzeigender Linden-Zahnwurz-Buchenwald am Nordhang, bestätigen die kleinklimatische Differenzierung durch den Strahlungsgenuss. Demnach hat an Steilhängen die Hangneigungsrichtung einen großen und mitunter entscheidenden Einfluss auf die Höhe des Trockenstressrisikos.

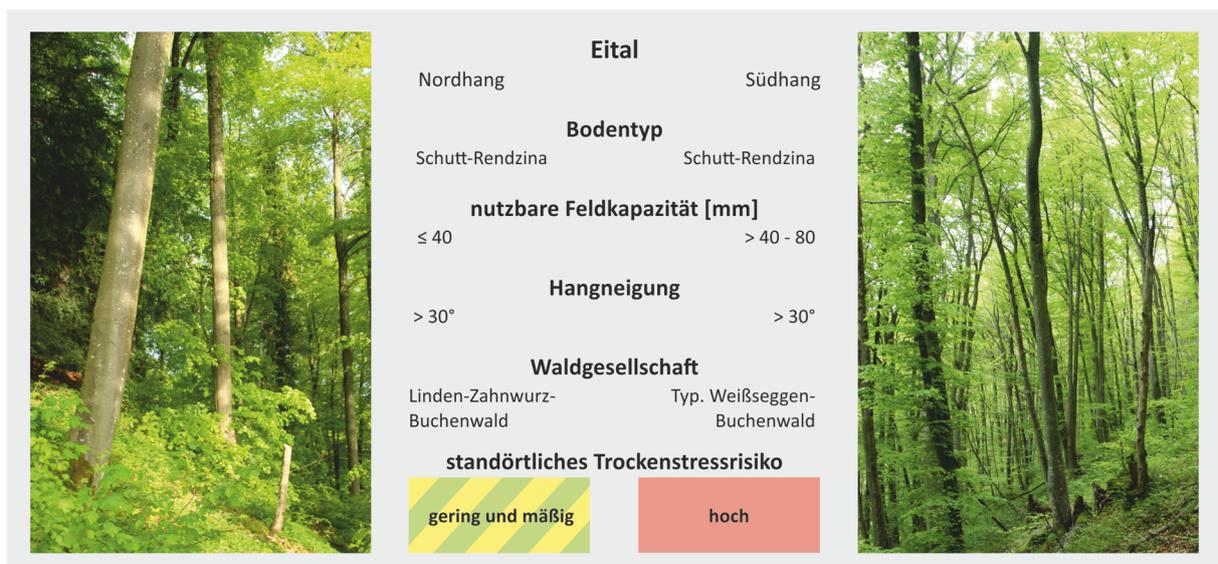
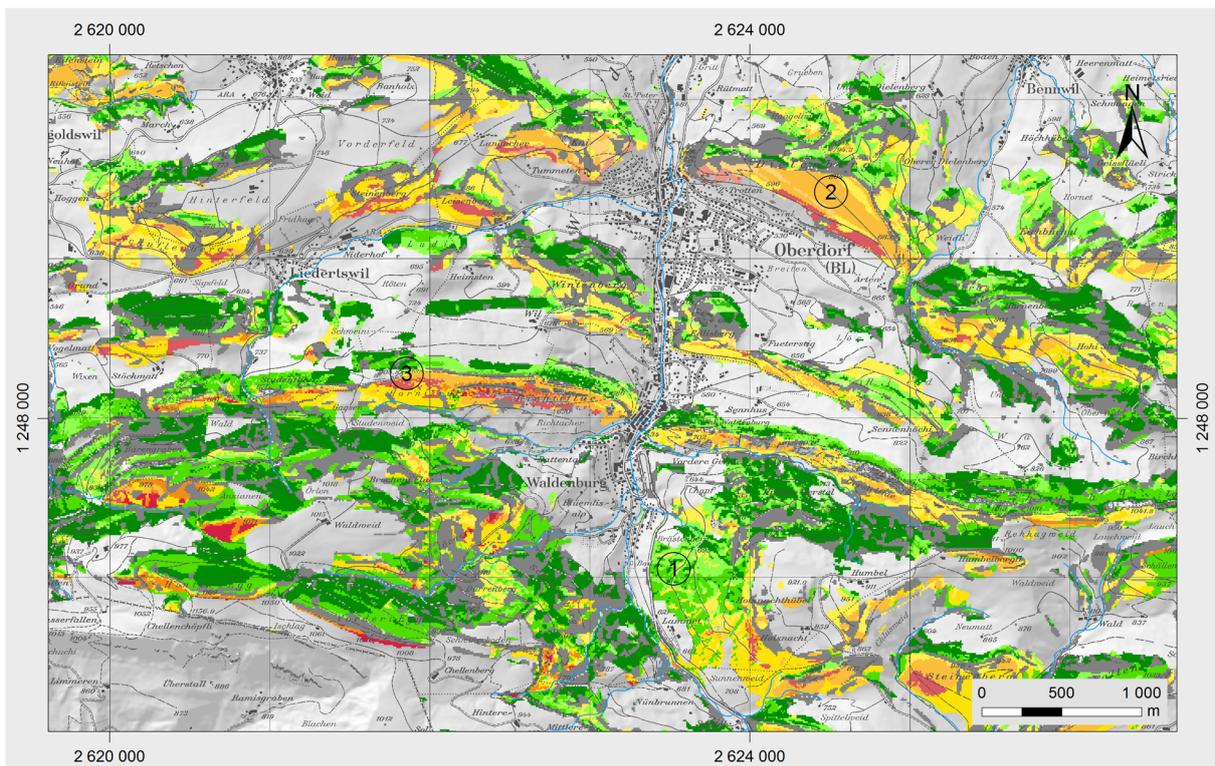


Abb. 39: Beispielstandorte im Eital (Tafeljura-Süd): Gegenüberstellung von Nord- und Südhang.

7.4.4 Beispielgebiet Faltenjura (Oberdorf – Waldenburg)

Im Beispielgebiet für den Faltenjura bei Oberdorf und Waldenburg (Karte 13) dominieren im Kartenbild die grünen Farben für *sehr geringes* (19.8 % der Waldflächen im Beispielgebiet) und *geringes* (21.9 %) standörtliches Trockenstressrisiko. Flächen mit der TSR-Einstufung *erhöht* und *hoch* kommen mit Anteilen von 8 bzw. 2.2 % nur untergeordnet vor. Dabei weisen die Böden im Vergleich zum Tafeljura und den lössgeprägten Gebieten geringere Wasserspeicherkapazitäten auf. Die klimatische Situation ist mit einem Überschuss in der langjährigen Klimatischen Wasserbilanz von 500 bis 850 mm hingegen erheblich feuchter.



Standörtliches Trockenstressrisiko - Beispielgebiet Faltenjura (Oberdorf - Waldenburg)

Abweichung des trockensten Jahres vom Mittel aller Jahre	Stufe des standörtlichen Trockenstressrisikos					keine Aussage möglich
	sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	
hoch	275.4 ha 18.9 %	151.9 ha 10.4 %	86.4 ha 5.9 %	16.7 ha 1.1 %	6.4 ha 0.4 %	426.4 ha 29.2 %
mäßig	13.1 ha 0.9 %	154.8 ha 10.6 %	177 ha 12.1 %	91.9 ha 6.3 %	23.6 ha 1.6 %	
gering		12.5 ha 0.9 %	10 ha 0.7 %	9 ha 0.6 %	3.4 ha 0.2 %	

Erstellt im Rahmen der Dissertation: Das standörtliche Trockenstressrisiko in den Wäldern der Nordwestschweiz: Räumlich hochauflösende Modellierung am Beispiel der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt.

Bearbeitung: Dipl.-Geogr. Bastian Steinhoff

Institut für
Physische Geographie
und Landschaftsökologie



Leibniz
Universität
Hannover

Karte 14: Standörtliches Trockenstressrisiko für die Wälder im Beispielgebiet Faltenjura (Oberdorf – Waldenburg).

Flachgründige Fels- und Schutt-Rendzinen in den steilen Oberhängen der Jurafalten weisen nur geringe Wasserspeicherkapazitäten unter 40 mm auf. Sie gelten als typisch für das

Beispielgebiet, nehmen jedoch nur einen kleinen Teil der Waldflächen ein. Dominant vertreten sind hingegen Areale mit Gehängeschuttdecken und nFK-Werten zwischen 40 und 80 mm wie z. B. am südwestlich exponierten *Brästenberg* bei Waldenburg (① in Karte 14). Als Bodentypen treten hier Schutt-Rendzinen und bei feinmaterialreicheren Gehängeschuttdecken Parabraunerde-Rendzinen auf. Es herrschen die TSR-Stufen *sehr gering* bis *mäßig* vor. An einigen Schatthängen westlich von Waldenburg liegen Decklehme über dem geologischen Untergrund. In den tiefgründigeren Böden beträgt die nFK zwischen 80 und 120 mm. Die erhöhten Wasserspeicherkapazitäten und der niedrige Strahlungsgenuss führen hier zu niedrigen TSR-Prognosen (TSR-Stufen *gering* und *sehr gering*).

Höhere TSR-Einstufungen sind auf südexponierte und zumeist steile bis sehr steile Hänge begrenzt. Ein markantes Beispiel ist der *Dielenberg* nördlich von Oberdorf (Abb. 40; ② in Karte 14): Der steile Hang mit einer Neigung von in weiten Bereichen über 25° ist aus Kalkstein aufgebaut. Entsprechend entwickelten sich Rendzinen und Schutt-Rendzinen mit größtenteils niedrigen nFK-Werten unter 40 mm. Die Waldgesellschaften am Dielenberg-Südhang zeigen die trockenen Bedingungen an. Ein Beleg für den hohen Strahlungsgenuss sind im Unterhang des Dielenberges angelegte Rebflächen. Den Waldflächen auf dem Dielenberg-Südhang wird zu 65.5 % die TSR-Stufe *erhöht* zugeordnet, 19.5 % der Flächen fallen in die TSR-Stufe *hoch*.



Abb. 40: Beispielstandort Dielenberg Südhang (Faltenjura).

Am prägnant ausgebildeten Kalksteinkamm mit der Flurbezeichnung *Hornisrüti* (westlich von Waldenburg, ③ in Karte 14) wird der im Faltenjura sehr hohe Einfluss der Exposition besonders deutlich: Der Kamm verläuft nahezu exakt von West nach Ost. An Nord- und Südhang liegen im oberen Bereich Schutt-Rendzinen mit gleichen nFK-Prognosen (< 40 mm) und

ähnlichen Hangneigungen ($> 30^\circ$) vor. Der Nordhang bekommt ein *geringes* Trockenstressrisiko, der Südhang die TSR-Stufen *erhöht* und *hoch* zugewiesen. Die Unterschiede von mindestens zwei TSR-Stufen können nur auf die Variation des (sommerlichen) Strahlungsinputs durch die Hangneigungsrichtung zurückgeführt werden. Die Waldgesellschaften bestätigen die TSR-Prognose am *Hornisrüti* mit Einschränkungen: Der Südhang und der Kammbereich sind von trockenen und sehr trockenen Waldgesellschaften (Zahnwurz-Buchenwald und Blaugras-Buchenwald) bestanden. Mit Übertritt auf den Nordhang herrscht Alpendost-Buchenwald vor, dem die Feuchtestufe „*frisch*“ zugeordnet ist.



Abb. 41: Beispielstandorte Hornisrüti (Faltenjura): Gegenüberstellung von Nord- und Südhang.

Im Beispielgebiet Oberdorf - Waldenburg ist der Anteil der Abweichungsklasse *hoch* in allen TSR-Stufen relativ groß. Insbesondere Flächen mit der TSR-Stufe *sehr gering*, insgesamt 18.9 % der Waldflächen im Beispielgebiet, wird die Abweichungsklasse *hoch* zugewiesen. Die Bedingungen im bisher trockensten Jahr wichen hier, auch im Vergleich zu anderen Teilen des Untersuchungsgebietes, besonders stark von den mittleren Bedingungen ab. Es handelt sich also um Flächen, die besonders selten und wenig durch Trockenstress gefährdet sind. Das extreme Trockenjahr 2003 wich besonders stark von diesen Bedingungen ab.

7.5 Vergleich des standörtlichen Trockenstressrisikos an Bodenprofilen mit der flächenhaften Modellierung

Im folgenden Vergleich wird das standörtliche Trockenstressrisiko für Bodenprofile aus der Waldbodendatenbank (s. Kapitel 2.2.3) mit der Trockenstressrisiko-Aussage aus der flächenhaften Modellierung am gleichen Standort verglichen. Die beiden Modellierungsvarianten unterscheiden sich jeweils nur in den verwendeten nFK-Werten. Dabei zielt der Vergleich explizit nicht auf die Überprüfung der in der flächenhaften Modellierung genutzten nFK-Prognosekarte ab: Wie in HERBST (2013) beschrieben, ist eine Gegenüberstellung der nFK-Werte nur für einen Teil der erhobenen Waldbodenprofildaten gültig: Standorte, die wegen stark heterogenen Verhältnissen nicht repräsentativ für ihre Umgebung sind oder deren Eigenschaften von flächenhaft vorliegenden Prädiktoren nicht abgebildet werden können, wurden in der wissensbasierten Modellierung der nFK_{100 cm}-Karte bewusst von den Flächeninformationen gelöst. Daher weicht die nFK der bodenkundlich beschriebenen Profile aus der Waldbodendatenbank in vielen Fällen von den in der flächenhaften Modellierung des standörtlichen Trockenstressrisikos genutzten nFK-Werten ab.

Die klimatischen Eingangsdaten für das Bodenwasserhaushaltsmodell (Niederschlag und Evapotranspiration) sind in beiden Varianten identisch. Unterschiede in der TSR-Einstufung gehen also auf lediglich auf verschieden hohe nFK-Werte zurück. Daher kann mit dem hier vorgenommenen Vergleich lediglich ein Hinweis auf die Sensitivität der TSR-Prognose auf Veränderungen im Wasserspeichervermögen beschrieben werden.

Für 44 der 91 Standorte umfassenden Stichprobe werden die gleichen TSR-Stufen ermittelt (s. Abb. 43). An 41 weiteren Standorten weicht die Einschätzung um eine Stufe ab. Abweichungen von mehr als zwei Stufen kommen nicht vor. Die größten Unterschiede aus Sicht der bodenprofilbezogenen TSR-Einstufung treten bei *mäßigem* Trockenstressrisiko auf: Die flächenhaft bestimmten TSR-Werte streuen gegenüber den profilbezogenen TSR-Werten über alle Stufen. Diese hohen Abweichungen in der TSR-Einstufung ergeben sich durch um zwei bis drei Klassen abweichende nFK-Werte.

		n = 91	sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	Σ
Stufe des standörtlichen Trockenstressrisikos Flächeninformation	sehr gering		7	3	3			13
	gering		1	17	8	1		27
	mäßig			7	17	8		32
	erhöht				8	3	1	12
	hoch				2	5		7
	Σ		8	27	38	17	1	91

		n = 91	> 160 bis 200	> 120 bis 160	> 80 bis 120	> 40 bis 80	0 bis 40	Σ
nFK-Klasse Flächeninformation [mm]	> 160 bis 200		1	6		1		8
	> 120 bis 160		1	9	7	6	2	25
	> 80 bis 120			3	4	8	2	17
	> 40 bis 80			2		24	2	28
	0 bis 40				1	1	5	13
	Σ		2	20	12	46	11	91

Abb. 42: Einstufung des standörtlichen Trockenstressrisikos (TSR-Einstufung) an bodenkundlich beschriebenen Waldbodenstandorten. Vergleich zwischen flächenhafter und bodenprofilbezogener Einstufung (n = 91).

Zugleich können auch bei übereinstimmender TSR-Einstufung Abweichungen in den nFK-Werten auftreten: Bei extrem steilen Nordhängen ergeben sich, trotz nFK-Abweichungen von bis zu drei Klassen, identische TSR-Stufen. Analog dazu werden Profilstandorten in steilen Südlagen, trotz höherer nFK, hohe TSR-Stufen zugewiesen. Die Gegenüberstellung der profil- und flächenbezogenen TSR-Einstufungen zeigt damit, dass die Exposition in steilen Lagen die Evapotranspiration erheblich steuert und die Bedeutung des pflanzenverfügbaren Wasserspeichers für das standörtliche Trockenstressrisiko sinkt.

7.6 Sensitivität des standörtlichen Trockenstressrisikos durch Veränderungen der Eingangsparameter

In den Ausführungen zum standörtlichen Trockenstressrisiko innerhalb der verschiedenen Beispielregionen (s. Kapitel 7.4) wird deutlich, dass die Wirkung der Eingangsparameter auf die TSR-Einstufung von ihrer Kombination und Ausprägung abhängt. Beispielsweise wirkt sich eine gleich große Veränderung in der Hangneigung in Abhängigkeit der nFK-Höhe und Hangneigungsrichtung unterschiedlich stark auf das standörtliche Trockenstressrisiko aus. Die Berechnungsmethoden reagieren also unterschiedlich sensitiv auf die Veränderung einer Eingangsgröße. Daher wird die Sensitivität der TSR-Berechnung durch die Veränderung wichtiger Eingangsparameter in Simulationen für den Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 untersucht.

Um die Analysen erfassbar zu halten, werden die Parameter Niederschlag, Temperatur und Globalstrahlung (auf einer ebenen Fläche) konstant gehalten und von der Station Rünenberg übernommen. Unterschiede in der Klimatischen Wasserbilanz (Niederschlags- und Evapotranspirationsveränderungen) sind also nicht Teil der Sensitivitätsanalyse. Auch Abschattungseffekte, wie sie unter realen Bedingungen vorkommen und in der flächenhaften Modellierung der Evapotranspiration in dieser Arbeit berücksichtigt werden (s. Kapitel 3.1 und 3.3), sind ausgeschlossen.

In der Simulation werden folgende Parameter im angegebenen Umfang variiert:

- 1. Pflanzenverfügbare Wasserspeicher (nFK):**

Varianten: 30 mm, 60 mm, 90 mm, 120 mm und 180 mm

- 2. Hangneigung**

Variiert in 5°-Schritten von 0 bis 35°

- 3. Hangneigungsrichtung**

Variiert in 5°-Schritten von 0 bis 355°

Die Veränderungen durch die drei ausgewählten Parameter lassen sich an den Trockenstressrisikostufen, die einen hohen Aggregierungsgrad der Trockenstressgefährdung darstellen, nur grob analysieren. Daher erfolgt die Sensitivitätsanalyse zunächst am durchschnittlichen Trockenstressindex aller Beobachtungsjahre (TSI_{AM}) und in einem zweiten Schritt anhand der Trockenstressrisikostufen. Abb. 43 fasst die Ergebnisse der Simulation für das TSI_{AM} zusammen.

Simulierte Trockenstressindex-Werte für verschiedene Wasserspeicherkapazitäten

Bedeutendster und sensitivster Parameter für das TSI_{AM} ist der pflanzenverfügbare Wasserspeicher. Dieser definiert die grundsätzliche Trockenstressdisposition. Mit zunehmender

Höhe der nFK nimmt die Reduzierung des TSI_{AM} durch den nFK-Zuwachs ab: Bedeutet die Erhöhung der nFK von 30 auf 60 mm (bei einer Hangneigung von 0°) eine Verringerung des TSI_{AM} -Wertes um 0.077, sinkt der „Verringerungsbetrag“ beim weiteren Anstieg der nFK von 60 auf 90 mm auf 0.034 ab. Wie in Abb. 43 ersichtlich, setzt sich dieser Trend mit ansteigender nFK fort.

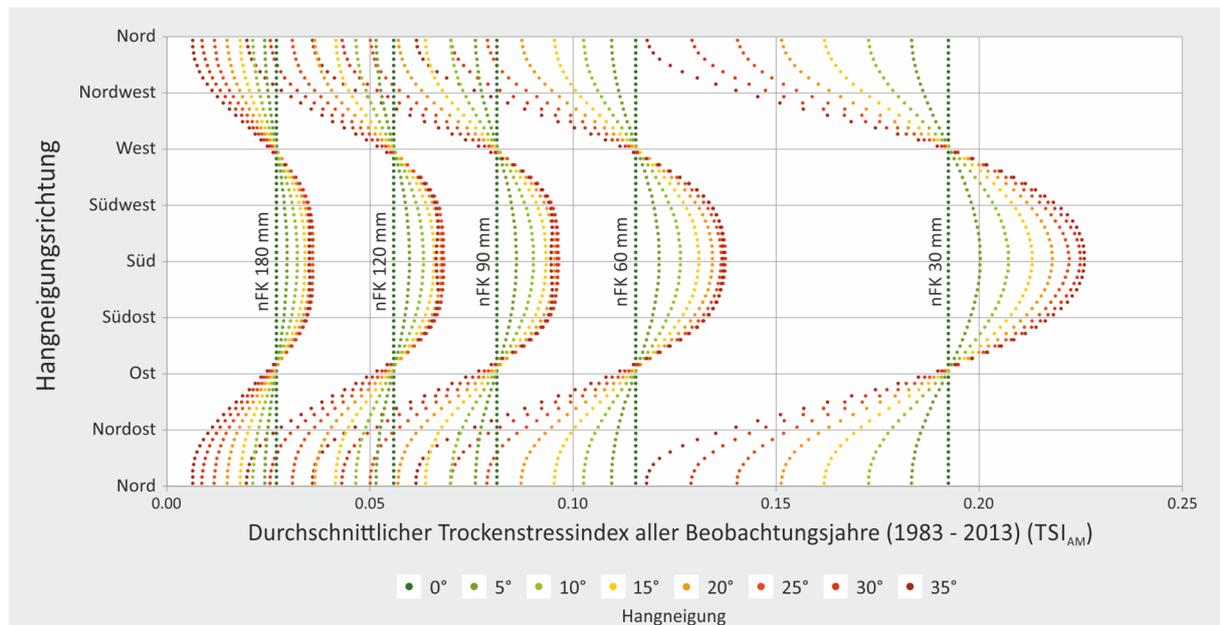


Abb. 43: Simulierte Variationen des durchschnittlichen Trockenstressindex aller Beobachtungsjahre (1983 bis 2013) (TSI_{AM}) in Abhängigkeit der Parameter nutzbare Feldkapazität (nFK in mm), Hangneigung und Hangneigungsrichtung. Simulation auf Grundlage der Niederschlags- und Evapotranspirationswerte der Wetterstation Rünenberg.

Mit steigender nFK sinkt auch die Sensitivität der TSI_{AM} -Werte gegenüber Veränderungen in Hangneigung und Hangneigungsrichtung: In der Simulation steigt daher durch den Anstieg der Hangneigung von 5 auf 35° die Spannweite zwischen mini- und maximalen TSI_{AM} -Werten (also zwischen Nord- und Südexposition) an. Bei einer nFK von 30 mm vervielfacht sich die Spannweite durch die Erhöhung der Hangneigung um das 6.38-fache (s. Tab. 22). Bei einer nFK von 90 mm liegt die Vervielfachung der Spannweite bei 5.84 und sinkt bei einer nFK von 180 mm auf das 5.22-fache ab. Demnach reagieren Böden mit einer nFK von 60 mm am sensitivsten auf reliefbedingte Veränderungen der Einstrahlungsbedingungen.

Tab. 22: Spannweite des durchschnittlichen Trockenstressindex (TSI_{AM}) durch Variation der Hangneigungsrichtung (0 bis 355°) in Abhängigkeit der nutzbaren Feldkapazität (nFK in mm) und Hangneigung (5 bis 35°). Berechnung auf Grundlage der Messwerte der Wetterstation Rünenberg. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Spannweite des durchschnittlichen Trockenstressindex (TSI_{AM}) durch Variation der Hangneigungsrichtung / Vervielfachung der Spannweite gegenüber 5° Hangneigung bei gleicher nFK					
Hangneigung	30 mm	60 mm	90 mm	120 mm	180 mm
5°	0.017 / 1.00	0.012 / 1.00	0.010 / 1.00	0.008 / 1.00	0.006 / 1.00
10°	0.035 / 2.04	0.024 / 2.03	0.020 / 2.02	0.017 / 2.02	0.011 / 1.98
15°	0.051 / 3.03	0.036 / 3.02	0.030 / 2.94	0.024 / 2.94	0.016 / 2.90
20°	0.067 / 3.95	0.047 / 4.00	0.039 / 3.81	0.031 / 3.77	0.020 / 3.70
25°	0.082 / 4.83	0.058 / 4.91	0.046 / 4.58	0.037 / 4.52	0.024 / 4.39
30°	0.096 / 5.66	0.068 / 5.75	0.053 / 5.25	0.042 / 5.14	0.027 / 4.93
35°	0.108 / 6.38	0.076 / 6.44	0.059 / 5.84	0.047 / 5.71	0.029 / 5.22

Trockenstressrisiko-Einstufungen der Simulationen mit Interpretation

Die Verteilung der für die Simulation berechneten TSR-Stufen zeigt die Variation des standörtlichen Trockenstressrisikos durch die Hangneigungsrichtung, gruppiert nach den berechneten nFK- und Hangneigungsvarianten, auf (s. Abb. 44). Bei 0° Hangneigung wird allen untersuchten Hangneigungsrichtungsvarianten die gleiche TSR-Stufe zugeordnet: Bei einer nFK von 30 mm ergibt sich ein *hohes* standörtliches Trockenstressrisiko. Bei der höchsten nFK-Variante (180 mm) sinkt das Trockenstressrisiko auf die Stufe *mäßig* ab.

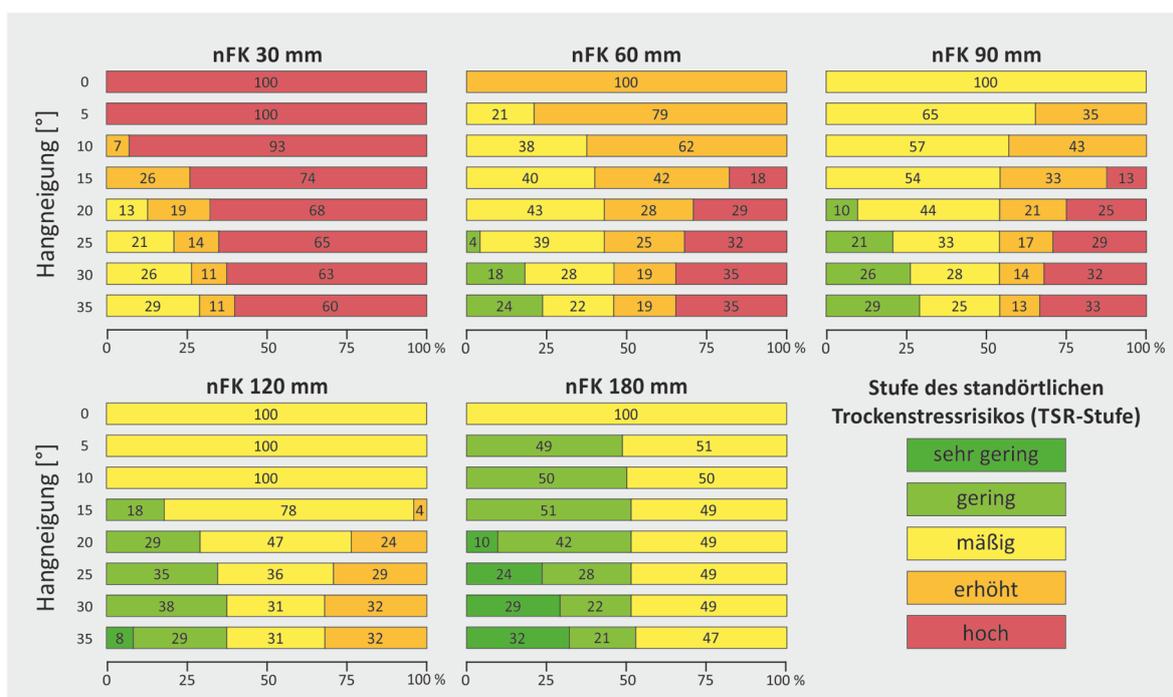


Abb. 44: Einstufung des standörtlichen Trockenstressrisikos (TSR-Einstufung) durch Variation der Hangneigungsrichtung (0 bis 355°) in Abhängigkeit der nutzbaren Feldkapazität (nFK in mm) und Hangneigung (0 bis 35°). Berechnung auf Grundlage der Messwerte der Wetterstation Rünenberg. Datengrundlage: MeteoSchweiz.

Es bestätigt sich, dass die nFK den höchsten Einfluss auf das Trockenstressrisiko hat. Bei extrem niedriger Wasserspeicherkapazität (30 mm) sinkt das standörtliche Trockenstressrisiko, bei mittleren bis hohen Hangneigungen und zugleich Nordexposition maximal bis auf die TSR-Stufe *mäßig* ab. Auch im günstigsten Fall der Varianten mit 30 mm nFK (35° Hangneigung) fallen 60 % der Simulationen in die TSR-Stufe *hoch*. Bei den nFK-Varianten mit 60, 90 und 120 mm variiert das Trockenstressrisiko durch Veränderung der Parameter sowohl in höhere als auch niedrigere TSR-Stufen. Die Abweichung von der TSR-Stufe bei 0° Hangneigung durch Veränderungen in Hangneigung und Hangneigungsrichtung ist bei der nFK-Variante 90 mm am größten. Folglich reagieren die verwendeten Berechnungsmethoden bei einer Wasserspeicherkapazität in diesem Bereich besonders sensitiv gegenüber expositionsbedingten Veränderungen. Varianten mit einer nFK von 120 mm wird nicht mehr die TSR-Stufe *hoch* zugewiesen. Beträgt die nFK 180 mm, wird die durch die Wasserspeicherfähigkeit vorgegebene Grundexposition gegenüber Trockenstress nur noch in Richtung geringerem Trockenstressrisiko moduliert.

Der größte Teil der Waldfläche im Untersuchungsgebiet (61 %) weist nFK-Werte zwischen 40 und 80 mm auf. Die Variation der TSR-Einstufung durch Hangneigung und Hangneigungsrichtung ist in diesem nFK-Bereich stark ausgeprägt und daher von hoher Bedeutung. Zugleich ist zu beachten, dass weite Teile der als Wirtschaftswald genutzten Areale auf den Tafelflächen nur geringe Hangneigungen aufweisen und entsprechend nur untergeordnet von den zuvor beschriebenen Effekten beeinflusst sind. Auch für die durch mächtige Böden gut mit Wasser versorgten Wälder in den lössgeprägten Gebieten spielt die Variation des Globalstrahlungsgenusses eine untergeordnete Rolle.

Besonders relevant ist die ermittelte Sensitivität gegenüber Hangneigung und Exposition im Faltenjura. Hier paaren sich niedrige Wasserspeicherkapazitäten mit hohen Hangneigungen und extremen Unterschieden in der Hangneigungsrichtung. Entsprechend ist, wie in Kapitel 7.3 gezeigt wird, die Spannweite der TSR-Einstufungen durch die Variation der Hangneigungsrichtung besonders hoch. Durch die grundsätzlich feuchteren Bedingungen im Faltenjura ist es zudem möglich, dass auch Böden mit sehr geringem Bodenwasserspeichervermögen niedrige TSR-Einstufungen zugewiesen werden.

7.7 Überprüfung der Modellergebnisse im Gelände

Der in dieser Arbeit entwickelte und berechnete Kennwert des standörtlichen Trockenstressrisikos ist ein aggregierter Index, der die Bodenwasserspeicherfähigkeit eines Standortes mit meteorologischen Daten zur Häufigkeit und Intensität bekannter Trockenperioden verknüpft. Die Überprüfung der Modellergebnisse im Gelände ist daher nur indirekt möglich: Es existiert kein einzelnes, im Gelände erfassbares Standortmerkmal, das einen unmittelbaren Rückschluss auf das standörtliche Trockenstressrisiko zulässt. Dennoch können mit Felderhebungen Standortmerkmale erfasst werden, die in ihrer Kombination Hinweise auf die Ausprägung des standörtlichen Trockenstressrisikos liefern. Die im Gelände erhobenen Merkmale erlauben es also für jeden Standort zu überprüfen, wie plausibel die Zuordnung der TSR-Stufe ist.

Das standörtliche Trockenstressrisiko ist ein relativer Kennwert und leitet sich aus dem Spektrum der im Untersuchungsgebiet vorkommenden TSI_{\max} -Werte ab. Dabei wurden die Trockenstressrisikostufen bewusst unterschiedlich breit gewählt (vgl. Kapitel 7.1): Die Stufen *sehr gering* und *hoch* beinhalten 11.2 und 7.9 % der Waldflächen mit Prognosen, die Stufe *mäßig* enthält mit einem Flächenanteil von über 40 % das Gros der Waldstandorte. Damit geht einher, dass die meisten Standorte mit *mäßigem* Trockenstressrisiko auch in ihrer Wasserspeicherfähigkeit und den klimatischen Bedingungen im Mittelfeld der vorkommenden Werte liegen oder sich die Einflüsse der wichtigsten Faktoren ausgleichen. Bei Standorten mit *sehr geringem* und *hohem standörtlichen Trockenstressrisiko* sollten hingegen mehrere Faktoren eindeutig auf die entsprechende Trockenstressdisposition hinweisen. Standorte mit diesen TSR-Stufen müssten also auch im Gelände gut erkennbar sein. Für den Praxiseinsatz der Modellergebnisse ist die korrekte Abbildung *hoch* gefährdeter Standorte von besonderem Interesse.

Ziel der Felderhebungen ist es daher, (1) das Modell auf Fehler zu überprüfen, die zu Fehleinschätzungen des standörtlichen Trockenstressrisikos führen und (2) die Plausibilität des Modells bei der Vergabe der „äußeren“ Trockenstressrisikostufen *sehr gering* und *hoch* zu überprüfen.

7.7.1 Erfasste Standortmerkmale

Die erfassten Standortmerkmale sollen **in ihrer Kombination** Rückschlüsse auf das standörtliche Trockenstressrisiko ermöglichen. Entsprechend wurden drei aussagekräftige Merkmale ausgewählt: Die nutzbare Feldkapazität des Bodens, die relative Globalstrahlungssumme im Sommerhalbjahr und die Feuchtestufe der Waldgesellschaft (s. Tab. 23). Die Merkmale wurden klassifiziert erfasst, die Klasseneinteilung gemäß Tab. 23

vorgenommen. Die Bedeutung der Merkmale für das standörtliche Trockenstressrisiko sowie die jeweilige Aufnahmemethodik werden im Folgenden erläutert.

Tab. 23: Zur Überprüfung der modellierten Trockenstressrisikos im Gelände erhobene Standortmerkmale mit erfasster Klasseneinteilung.

nutzbare Feldkapazität (nFK-Klasse)	relative Globalstrahlungs- summe im Sommerhalbjahr (relGS_{Sommer})	Feuchtestufe der Waldgesellschaft
> 160 mm	< 80 %	nass
> 120 bis 160 mm	80 bis < 90 %	feucht
> 80 bis 120 mm	90 bis < 110 %	frisch
> 40 bis 80 mm	110 bis < 120 %	trocken
0 bis 40 mm	≥ 120 %	sehr trocken

Nutzbare Feldkapazität (nFK-Klasse)

Die nFK bestimmt die Grunddisposition gegenüber Trockenstress. So zeigen die Analysen der Modellergebnisse (Kapitel 7.4) und die Sensitivitätsanalyse (Kapitel 7.6) beispielsweise, dass Standorte mit sehr geringer Wasserspeicherkapazitäten nur in Ausnahmefällen ein *sehr geringes* standörtliches Trockenstressrisiko aufweisen.

Wegen der hohen Anzahl zu erfassender Standorte erfolgt keine Bestimmung der nFK_{eff} an neu angelegten Bodenprofilen. Vielmehr wird der Bodenaufbau am Standort mit mehreren Bohrungen mit dem Bohrstock erfasst. Hiermit können der Skelettgehalt, die Gründigkeit und die Zusammensetzung des Feinbodens ermitteln und mit bekannten Bodenprofilen aus der Waldbodendatenbank verglichen werden. Mit diesem Verfahren sind keine genauen Angaben zur Wasserspeichermöglichkeit möglich. Es kann jedoch mit ausreichender Genauigkeit ein klassifizierter Wert der nFK angegeben werden. Insbesondere können Standorte mit sehr geringer oder sehr hoher nFK von Standorten im mittleren Spektrum separiert werden. Jedem Standort wird eine der in Tab. 23 aufgelisteten nFK-Klassen zugewiesen.

Relative Globalstrahlungssumme im Sommerhalbjahr (relGS_{Sommer})

Die Modellergebnisse und insbesondere die Sensitivitätsanalyse zeigen deutlich, dass Hangneigungsrichtung und -stärke einen hohen Einfluss auf die Höhe des Trockenstressrisikos haben (vgl. Kapitel 7.4 und 7.6). Gemeinsam stehen die beiden Reliefparameter für den reliefbedingt variierenden Strahlungsinp. Im Gelände wird die aus Hangneigung und Hangneigungsrichtung berechenbare *relative Globalstrahlungssumme im Sommerhalbjahr* (relGS_{Sommer}) bestimmt. Sie gibt an, wie hoch die durchschnittlich empfangene Globalstrahlungssumme einer beliebig geneigten Fläche im Vergleich zum Strahlungsgenuss einer

ebenen Fläche ist. Mit der Beschränkung auf das Sommerhalbjahr werden die Vegetationsperiode und damit der Zeitraum maximaler Verdunstung und Bodenwasserspeicherentleerung abgedeckt. Mit den $relGS_{\text{Sommer}}$ -Werten sollten insbesondere Standorte identifizierbar sein, die in Trockenperioden durch hohen bzw. niedrigen Strahlungsgenuss besonders gefährdet bzw. geschützt sind.

Zur Bestimmung der $relGS_{\text{Sommer}}$ im Gelände werden am Standort Hangneigung und Hangneigungsrichtung ermittelt und die $relGS_{\text{Sommer}}$ aus dem Nomogramm in Abb. 45 ausgelesen. Für die Überprüfung der Modellergebnisse wird eine Klassifizierung der $relGS_{\text{Sommer}}$ -Werte gemäß Tab. 23 vorgenommen.

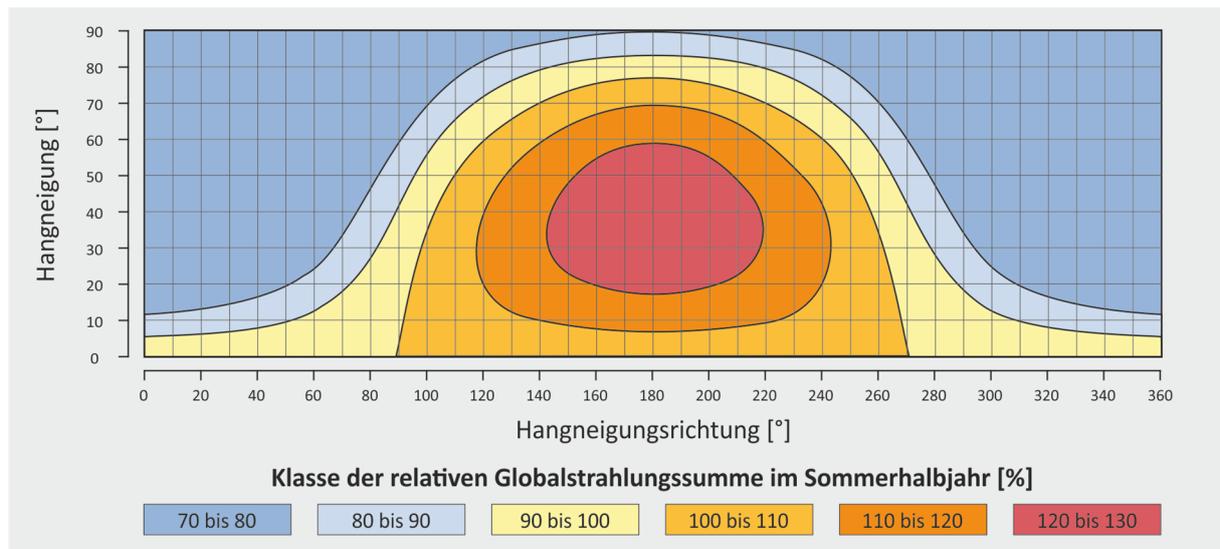


Abb. 45: Nomogramm zur Bestimmung der relativen Globalstrahlungssumme im Sommerhalbjahr ($relGS_{\text{Sommer}}$ in %) in Abhängigkeit der Hangneigung und Hangneigungsrichtung. Das Nomogramm ist für die geographische Breite der Wetterstation Rünenberg berechnet und in Annäherung für das gesamte Untersuchungsgebiet gültig.

Feuchtestufe der Waldgesellschaft

Waldgesellschaften sind typisch für bestimmte Bodeneigenschaften (Wasserspeicherkapazität, Nährstoffversorgung, etc.), Relieflagen und klimatische Bedingungen. Entsprechend kann auf Grundlage der am Standort vorkommenden Waldgesellschaft eine Feuchtestufe ermittelt werden, die einen Hinweis auf die grundsätzliche (langjährige) Wasserversorgung gibt. Die qualitativ benannten Klassen reichen von *nass* bis *sehr trocken* (vgl. Tab. 23). Die mittlere Feuchtestufe „*frisch*“ umfasst ein breites Spektrum von Standortbedingungen und muss als wenig aussagekräftig für das standörtliche Trockenstressrisiko bezeichnet werden. Mit den eindeutigen Stufen dieses Merkmals sollten jedoch Extremstandorte identifiziert werden können.

Im Rahmen der Standortaufnahmen werden die von BURNARD & HASSPACHER (1999) kartierten Waldgesellschaften auf ihre Plausibilität überprüft und ggf. angepasst. Hierzu werden die Pflanzenarten am Standort bestimmt und mit den Leitarten der laut Karte vorliegenden

Waldgesellschaft verglichen. In fast allen Fällen stimmen die vorgefundenen Waldgesellschaften mit der Kartengrundlage überein.

7.7.2 Ergebnisse der Feldaufnahmen

Insgesamt wurden im Rahmen der Feldaufnahmen 137 Standorte in allen Bodenregionen des Untersuchungsgebietes erfasst. Die Standorte bilden ein möglichst vollständiges und differenziertes Bild der verschiedenen Kombinationen von nutzbarer Feldkapazität, relativer Globalstrahlungssumme im Sommerhalbjahr und Feuchtestufe der Waldgesellschaft ab.

Auswertung nach relativer Globalstrahlungssumme und nutzbarer Feldkapazität

Wegen der Vielschichtigkeit der für das standörtliche Trockenstressrisiko bedeutsamen Wirkzusammenhänge (vgl. Sensitivitätsanalyse in Kapitel 7.6) müssen die erhobenen Faktoren direkt kombiniert ausgewertet werden. Entsprechend gliedert Abb. 46 die Gegenüberstellung von nFK-Feldbefund und TSR-Stufe nach Klassen der relativen Globalstrahlungssumme im Sommerhalbjahr.

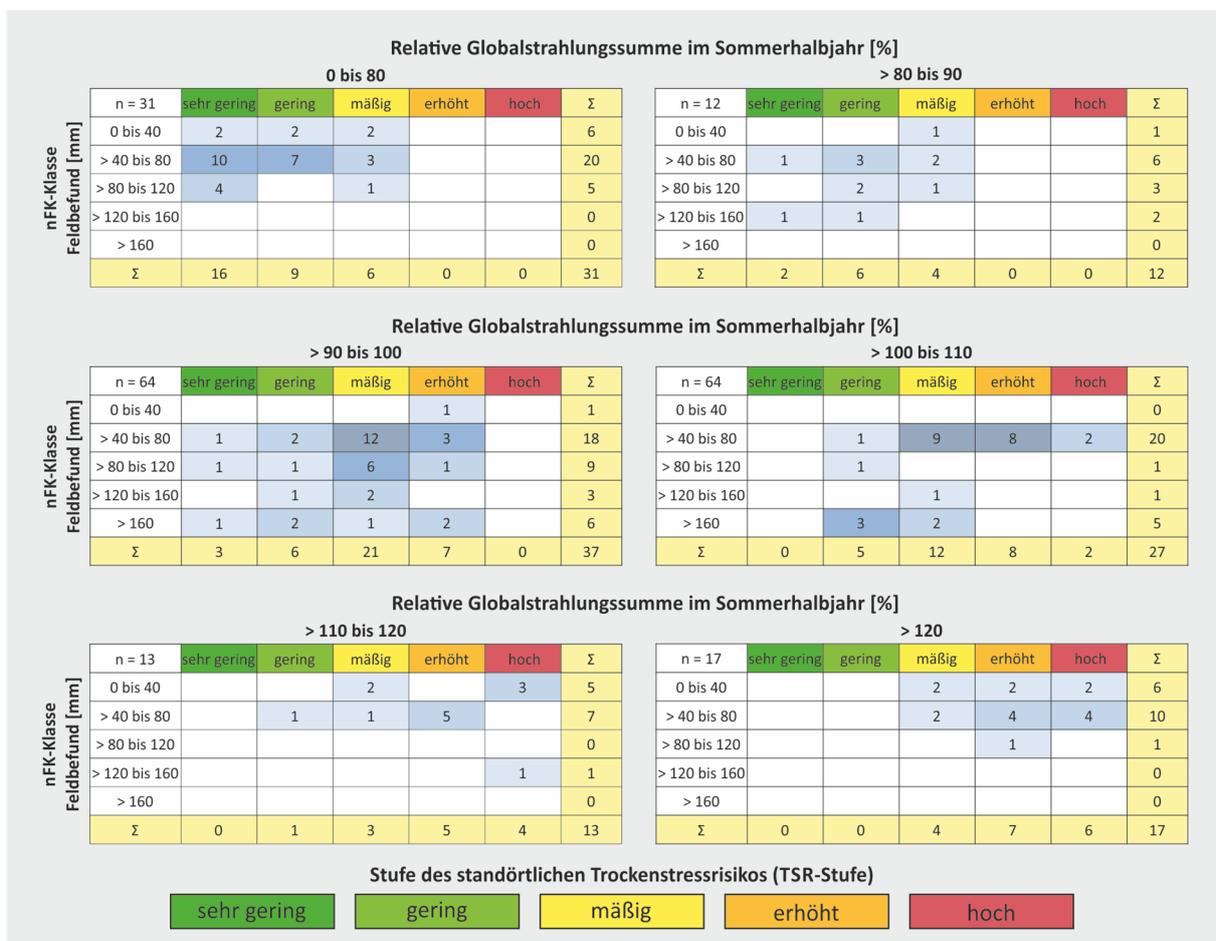


Abb. 46: Gegenüberstellung von standörtlichem Trockenstressrisiko und Feldbefunden zur Wasserspeicherefähigkeit der Böden (nFK-Klasse Feldbefund [mm]), gegliedert nach der relativen Globalstrahlungssumme des Sommerhalbjahres [%] am Standort. Ergebnisse aus Felderhebungen an 137 Standorten.

Im erhobenen Datensatz besteht zwischen der relativen Globalstrahlungssumme des Sommerhalbjahres ($\text{relGS}_{\text{Sommer}}$) und der TSR-Einstufung ein stärker ausgeprägter Zusammenhang als zwischen der Wasserspeicherfähigkeit der Böden ($n\text{FK}$) und der TSR-Einstufung. Bei geringen $\text{relGS}_{\text{Sommer}}$ -Werten bis 90 % treten, unabhängig von der Wasserspeicherfähigkeit am Standort, die Trockenstressrisikostufen *erhöht* und *hoch* nicht auf. Steigt der $\text{relGS}_{\text{Sommer}}$ -Wert hingegen über 100 %, kommt die niedrigste Trockenstressrisikostufe (*sehr gering*) nicht vor. Bei durchschnittlichem Strahlungsgenuss ($\text{relGS}_{\text{Sommer}}$ zwischen 90 und 100 %) kommt die TSR-Stufe *hoch* nicht vor, aber 7 von 37 kartierten Standorten fallen in die TSR-Stufe *erhöht*.

Weitgehend indifferent zeigen sich Standorte mit $n\text{FK}$ -Werten zwischen 40 und 80 mm. Aufgrund der geringen $n\text{FK}$ -Werte entspräche ein *erhöhtes* Trockenstressrisiko den Erwartungen. Die Einstufung hängt bei diesen Standorten jedoch vorrangig vom relativen Globalstrahlungsgenuss ab und die Mehrheit fällt in die TSR-Stufe *mäßig*. Dieses Ergebnis ist auch auf die relative Klassifizierung der maximalen Trockenstressindex-Werte (TSI_{max}) zu Trockenstressrisikostufen zurückzuführen (vgl. Kapitel 7.1): 61 % aller Waldflächen des Untersuchungsgebietes fallen in die $n\text{FK}$ -Klasse 40 bis 80 mm und müssen allein aus statistischen Gründen einen großen Anteil an der TSR-Stufe *mäßig* einnehmen.

Fast alle untersuchten Standorte mit der TSR-Einstufung *sehr gering* liegen im Faltenjura, weisen unterdurchschnittliche Globalstrahlungssummen auf und haben zu großen Teilen $n\text{FK}$ -Werte unter 80 mm. Die trotz niedriger $n\text{FK}$ geringe TSR-Einstufung erklärt sich aus den, auch in Trockenjahren, feuchteren Bedingungen in den hohen Lagen des Faltenjuras.

Nicht plausible TSR-Einstufungen ergeben sich aus Abweichungen zwischen dem $n\text{FK}$ -Feldbefund und dem im Modell verwendeten $n\text{FK}$ -Wert: An 45 von 137 Standorten stimmen die klassifizierten Werte nicht überein, in 13 Fällen kommt es zu Abweichungen von zwei und in einem Fall von drei $n\text{FK}$ -Klassen. Die Unterschiede können i. d. R. auf kleinräumige Heterogenitäten im Gesteinsuntergrund zurückgeführt werden, die in der verwendeten Prognosekarte nicht abgebildet werden können (HERBST 2013). Beispielsweise treten in den Tonmergeln der *Wildeggen Formation (Effinger Schichten)* Kalksteinbänke auf, die in den geologischen Karten nicht erfasst sind. An anderen Standorten entwickelten sich die Böden entgegen der Kartengrundlagen nicht in Deckschichten oder umgekehrt. Die Abweichungen verteilen sich zu etwa gleichen Anteilen auf Über- bzw. Unterschätzungen der $n\text{FK}$. Die daraus resultierenden Fehleinschätzungen des Trockenstressrisikos betragen zwischen ein und zwei Stufen.

Auswertung nach Feuchtestufe der Waldgesellschaft und relativer Globalstrahlungssumme im Sommerhalbjahr

Die kombinierte Zuordnung der Feuchtestufe der Waldgesellschaft und der im Feld erhobenen Wasserspeicherkapazität zum modellierten Trockenstressrisiko ist in Abb. 47 dargestellt. Es zeigt sich, dass die Feuchtestufe nur in Tendenzen mit dem Trockenstressrisiko übereinstimmt: Ein Großteil der Standorte (71) fällt in die als „weitgehend indifferent“ zu bezeichnende Feuchtestufe *frisch*. Innerhalb dieser Klasse dominieren die Trockenstressrisikostufen *mäßig*, *sehr gering* und *gering*. Die TSR-Stufe *hoch* kommt mit 5 Standorten selten vor und ist zumeist auf Flächen mit geringer nFK beschränkt.

Feuchte Waldgesellschaften weisen zum größten Teil nFK-Werte über 80 mm auf. Die TSR-Einstufung *hoch* kommt nicht, die Einstufung *erhöht* nur einmal vor. Die Feuchtestufe „*feucht*“ ist damit ein guter Anzeiger für Standorte, die nicht in die Trockenstressrisikostufe *hoch* fallen.

		Feuchtestufe Waldgesellschaft					
		feucht			frisch		
nFK-Klasse Feldbefund [mm]	n = 31	sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	Σ
	0 bis 40						
> 40 bis 80			2		1		3
> 80 bis 120			1	3			4
> 120 bis 160	1	1					2
> 160	1	4	1				6
Σ		2	8	4	1	0	15

		Feuchtestufe Waldgesellschaft					
		trocken und sehr trocken					
nFK-Klasse Feldbefund [mm]	n = 17	sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	Σ
	0 bis 40				6	3	3
> 40 bis 80	2	2	12	11	4	31	
> 80 bis 120	2		3	2		7	
> 120 bis 160			1			1	
> 160						0	
Σ		4	2	22	16	7	51

		Stufe des standörtlichen Trockenstressrisikos (TSR-Stufe)					
		sehr gering	gering	mäßig	erhöht	hoch	
0 bis 40	2	2	1			2	7
> 40 bis 80	10	10	17	8	2	47	
> 80 bis 120	3	3	2			8	
> 120 bis 160		1	2		1	4	
> 160		1	2	2		5	
Σ		15	17	24	10	5	71

Abb. 47: Gegenüberstellung von standörtlichem Trockenstressrisiko und Feldbefunden zur Wasserspeicherkapazität der Böden (nFK-Klasse Feldbefund [mm]), gegliedert nach der Feuchtestufe der Waldgesellschaft am Standort. Ergebnisse aus Felderhebungen an 137 Standorten.

Bei Standorten mit *trockenen* und *sehr trockenen* Waldgesellschaften tritt am häufigsten (22 von 51 Fälle) die TSR-Stufe *mäßig* und am zweithäufigsten (16 Fälle) die TSR-Stufe *erhöht* auf. Es kommen jedoch auch Standorte mit *sehr geringem* und *geringem* Trockenstressrisiko vor. Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen den Feuchtestufen *trocken* und *sehr trocken* sowie dem standörtlichem Trockenstressrisiko besteht also nicht.

Die Feuchtestufen der Waldgesellschaften bilden das modellierte Trockenstressrisiko also nur unzureichend ab. Dies kann grundsätzlich auf die qualitative Art dieses Merkmals zurückgeführt werden. Zudem zeigt die Feuchtestufe der Waldgesellschaft langjährige Trends in der Wasserversorgung, also durchschnittliche Bedingungen, an. Die Auswirkungen von

Extremereignissen, welche das standörtliche Trockenstressrisiko definieren, werden durch die Feuchtestufe der Waldgesellschaft jedoch nicht wiedergegeben.

7.7.3 Interpretation der Ergebnisse der Felderhebungen

Wie in der Einleitung dieses Kapitels erläutert, sind Häufigkeit und Intensität von Trockenperioden, denen ein Standort ausgesetzt ist im Gelände in der Regel nicht erkennbar. Die Feldaufnahmen zeigen, dass lediglich trockene bis sehr trockene Standorte mit einem entsprechend *hohen* Trockenstressrisiko direkt identifiziert werden können. Für die Mehrzahl aller weiteren Standorte gilt, dass die im Feld erfassten Parameter zumindest in ihrer Tendenz plausibel mit dem modellierten standörtlichen Trockenstressrisiko übereinstimmen. Die Gegenüberstellung der Felderhebungen und Modellierungsergebnisse weisen jedoch auch auf zwei Fehlerquellen hin, die zu Fehleinschätzungen im standörtlichen Trockenstressrisiko führen können:

1. Fehler, die aus der Abweichung zwischen der tatsächlichen Wasserspeicherkapazität der Böden und den im Modell verwendeten nFK-Werten resultieren. Fehler dieser Art gehen auf die Ausgangsdaten zurück und sind damit keine Modellfehler im engeren Sinne.
2. Fehler, die sich aus der relativen Klassifizierung der modellierten Trockenstressindexwerte zu Trockenstressrisikostufen ergeben. Durch die vorgenommene Klassifizierung kann es dazu kommen, dass Standorte mit weitgehend gleichen Merkmalen und nur geringfügig unterschiedlichen TSI_{max} -Werten in unterschiedliche TSR-Stufen fallen. Besonders davon betroffen sind Standorte mit nFK-Werte zwischen 40 und 80 mm.

Unabhängig davon kann die Ausweisung der Randklassen des standörtlichen Trockenstressrisikos im Gelände gut nachvollzogen werden: Standorte mit der TSR-Stufe *hoch* und *erhöht* weisen immer einen erhöhten Strahlungsgenuss und fast immer eine nFK kleiner 80 mm auf. Die TSR-Stufe *sehr gering* kommt nur bei unterdurchschnittlichem Strahlungsgenuss vor, ist jedoch nicht an hohe Wasserspeicherkapazitäten der Böden gebunden. Darüber hinaus ist bei Standorten mit Zuweisung der Feuchtestufe der Waldgesellschaft „*feucht*“ ein *hohes* Trockenstressrisiko ausgeschlossen.

Die Felderhebungen zeigen also insgesamt, dass die Ausweisung der TSR-Stufen plausibel ist und gut mit den Standortsituationen übereinstimmt. Durch die Klassifizierung der TSI_{max} -Werte zu TSR-Stufen kann es zu unterschiedlichen Einschätzungen bei sehr ähnlichen Standortsituationen kommen. Fehleinschätzungen im engeren Sinne sind in der Regel jedoch auf nFK-Werte zurückzuführen die von der tatsächlichen Standortsituation abweichen.

8 Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

8.1 Bemerkungen zur Aussagesicherheit der Ergebnisse und zu Grenzen der Modellierungen

Die Modellierung des standörtlichen Trockenstressrisikos ist mehreren Restriktionen unterworfen, welche die Aussagesicherheit der Ergebnisse einschränken. Diese lassen sich insbesondere auf Unsicherheiten in der räumlichen Interpolation von Eingangsdaten, dem Bodenwasserhaushaltsmodell und dem verwendeten Trockenstressschwelenwert zurückführen.

Wasserspeicherfähigkeit der Böden

Die wichtigste Eingangsgröße in das Modell zur Bestimmung des Trockenstressrisikos ist die Wasserspeicherfähigkeit der Böden. Hierfür wird die von HERBST (2013) entwickelte Karte der nutzbaren Feldkapazität der Waldböden verwendet. Abweichungen zwischen der nFK-Prognosekarte und den tatsächlichen Bedingungen führen direkt zu falschen Einschätzungen des Trockenstressrisikos. Der Vergleich der profilbezogenen TSR-Einstufungen mit der flächenhaften TSR-Einstufung (s. Kapitel 7.5) sowie die Überprüfung der Modellierung anhand von Felderhebungen (s. Kapitel 7.7) zeigen die Unsicherheit hinsichtlich der im Modell verwendeten Daten zur Wasserspeicherfähigkeit auf. Bei den Felderhebungen wurden Abweichungen zwischen Karte und Feldbefund um bis zu zwei nFK-Klassen festgestellt. In diesen Fällen kommt es zu Fehleinschätzungen von einer bis zwei TSR-Stufen. Fehler dieser Art gehen auf die Eingangsdaten zurück und können im Rahmen dieser Arbeit lediglich durch Felderhebungen identifiziert, jedoch nicht korrigiert werden.

Räumliche Modellierung der Evapotranspiration

Nur schwer einschätzbare Fehlerquellen ergeben sich aus der Modellierung und räumlichen Interpolation der klimatischen Eingangsdaten: Die Evapotranspirationsberechnung erfolgt mit einem empirischen Standardverfahren nach ALLEN (1998). Stützpunkte der flächenhaften Modellierung sind die Stationen Basel-Binningen und Rünenberg. An diesen werden die für das Verfahren notwendigen Parameter Temperatur und Sonnenscheindauer erfasst. Die Modellierung unterschätzt die ET_{0-FAO} (vgl. Kapitel 3.3). Der relative Modellfehler (PBIAS)

zwischen den in dieser Arbeit und den von MeteoSchweiz auf Grundlage der *Penman-Monteith-Methode* berechneten ET_{0-FAO} -Tageswerten liegt bei -16.4 (Rünenberg) bzw. -16.6 % (Basel-Binningen). Die Abweichung geht u. a. auf den unterschätzten Globalstrahlungsinpult zurück: Im Durchschnitt liegen die Tagessummen an den Messstationen um etwa 5 % unter den Messwerten (vgl. Kapitel 3.1.2).

Die Übertragung der Stationswerte auf das Untersuchungsgebiet berücksichtigt die relief- und höhenabhängige Variation des Strahlungsgenusses und der Temperatur auf Grundlage etablierter Methoden (s. Kapitel 3.1). Es ist jedoch zu bedenken, dass die Messwerte der Sonnenscheindauer von den Stationen Basel-Binningen und Rünenberg die Differenzierung des Bewölkungsgrades im Untersuchungsgebiet nur unzureichend wiedergeben: Die für das Lösshügelland bzw. den Tafeljura repräsentativen Messstationen geben z. B. höhere Bewölkungsgrade in Staulagen des Faltenjuras nicht wieder. Daher werden räumliche Variationen in der Globalstrahlungshöhe, die auf Unterschiede in der Bewölkung zurückgehen, nur unzureichend wiedergegeben. Folglich muss davon ausgegangen werden, dass der Strahlungsgenuss im Faltenjura im Jahresmittel in einer nicht bestimmaren Höhe überschätzt wird. Diese Ungenauigkeit ist für die Modellierung des Strahlungsinpults in Trockenperioden jedoch unbedeutend: Längere niederschlagsfreie Perioden wie im Jahr 2003 und 2011 gehen mit lang anhaltenden, wolkenfreien Bedingungen einher und betreffen fast immer das gesamte Untersuchungsgebiet. Entsprechend ist die Variation des Bewölkungsgrades in diesen für die Bestimmung des Trockenstressrisikos wichtigen Phasen unbedeutend.

Räumliche Interpolation des Niederschlages

Mit insgesamt 20 berücksichtigten Messstationen werden die Niederschlagsverhältnisse im Untersuchungsgebiet gut wiedergegeben. Es stehen jedoch keine Messwerte von unmittelbar in der Nähe liegenden Stationen aus Frankreich und Deutschland zur Verfügung. Mit diesen könnte die Genauigkeit der Niederschlagsinterpolation im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes weiter verbessert werden. Die Erstellung von Niederschlagsfeldern erfolgt in dieser Arbeit in wöchentlicher Auflösung. Es konnte keine Methode identifiziert werden, mit der als korrekt einstuftbare Interpolationen der Tagesniederschläge vorgenommen werden können. Insbesondere für Tage mit lokal begrenzten Niederschlagsereignissen können nur unzureichend genaue und oftmals falsche Ergebnisse erzeugt werden. Mit dem verwendeten Regionalisierungsverfahren können hingegen plausible Ergebnisse in wöchentlicher Auflösung erzeugt werden.

Bodenwasserhaushaltsmodell

Das in dieser Arbeit genutzte Bodenwasserhaushaltsmodell berechnet als einschichtiges Speichermodell den aktuellen und relativen Bodenwassergehalt auf Grundlage empirisch

ermittelter Zusammenhänge. Es abstrahiert, im Vergleich zu Modellen mit physikalisch begründeter Beschreibung der Prozesse, die realen Abläufe relativ stark. Die Wahl fiel auf ein einfaches Speichermodell, da es mit den zur Verfügung stehenden Daten und Methoden nicht möglich ist, die für physikalische Modelle benötigten Eingangsparameter flächenhaft-differenziert abzubilden.

Mit der Bestimmung der ET_{akt} in Abhängigkeit des Bodenwassergehaltes nach DISSE (1995) wird eine validierte und vielfach angewendete Methode übernommen. Wegen fehlender Vergleichsmessungen kann nicht beziffert werden, wie groß die Abweichung der modellierten Bodenwassergehalte von den tatsächlichen Werten ist. Mit dem verwendeten Bodenwasserhaushaltsmodell liegt jedoch ein Modellsystem vor, das im Grundsatz plausible und reproduzierbare Ergebnisse liefert. Es benötigt nur wenige Eingangsdaten und ist szenariofähig. Beide Eigenschaften sind für die Berechnung des Bodenwasserhaushaltes unter zukünftigen Bedingungen wichtig. Darüber hinaus ist die Modellierung von Trockenstressindices auf Basis einfacher Speichermodelle üblich und erzielt geeignete Ergebnisse (BRÉDA et al. 1995; GRANIER et al. 1999; GRANIER et al. 2007; REICHSTEIN et al. 2007; ZIERL 2001).

Die im Landschaftswasserhaushalt relevanten Prozesse Grundwasseraufstieg und vertikale Wasserbewegungen im Boden werden in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Diese Vereinfachung führt zur Überschätzung des Trockenstressrisikos in stauwassergeprägten Böden, wie sie verbreitet im *Löss- und Deckenschottergebiet von Giebach-Arisdorf* vorkommen. Durch das Hinzuziehen von räumlichen Daten zum Grundwasserflurabstand und die Berücksichtigung des kapillaren Wasseraufstieges könnte die bisher zu hohe Einstufung des Trockenstressrisikos dieser Flächen verbessert werden.

Schwellenwert Trockenstress

Der Schwellenwert des relativen Bodenwassergehaltes für einsetzenden Trockenstress von 0.4 gilt als breit abgestützt und wird in der forstökologischen Literatur weitgehend als gültiger Kennwert akzeptiert (vgl. Kapitel 6.1). Dennoch stellt dieser Schwellenwert eine erhebliche Vereinfachung dar. Die Wasserverfügbarkeit hängt für Pflanzen vom aktuellen Wasserpotential im Boden (bzw. in verschiedenen Tiefenbereichen des Bodens) ab. Das Wasserpotential steht der durch die Pflanzenwurzeln aufgebrauchten Saugspannung entgegen und bestimmt damit, ob die Pflanze in der Lage ist dem Boden Wasser zu entnehmen. Einem allgemein gültigen Schwellenwert widerspricht zudem, dass die Höhe der maximal an den Wurzeln aufbaubaren Saugspannung pflanzenspezifisch ist. Aus bereits genannten Gründen ist jedoch ersichtlich, dass eine Modellierung des Wasserpotentials verschiedener Tiefenbereiche (auf Grundlage der vorliegenden Eingangsdaten) für das gesamte Untersuchungsgebiet nicht möglich ist. Ob der Schwellenwert des einsetzenden Trockenstress auch für die Bodenverhältnisse und Pflanzen im Untersuchungsgebiet gültig ist, kann nicht abschliessend

beantwortet werden. Die Verwendung eines allgemein akzeptierten und oft genutzten Wertes macht die Ergebnisse dieser Arbeit jedoch mit anderen Studien vergleichbar. Zudem entspricht die Verwendung eines allgemeinen Schwellenwertes dem artenübergreifenden Ansatz des standörtlichen Trockenstressrisikos.

Berechnung des Trockenstressindex

Der Trockenstressindex (TSI) bildet die Intensität des Trockenstressses im Verlauf einer Bezugsperiode ab und aggregiert damit die Dauer und Stärke von Trockenstressperioden. Im TSI wird das trockenstressrelevante Bodenwasserdefizit einer Bezugsperiode, abgelesen am relativen Bodenwassergehalt, in Bezug zum maximal möglichen Bodenwasserdefizit gesetzt. Dabei steht, im Einklang mit der Kohäsions-Theorie zur Beschreibung des Wassertransports im Kontinuum Boden – Atmosphäre – Pflanze, die Höhe des Bodenwasserdefizites für die Stärke des Trockenstressses. Durch die Aggregation von Trockenstressdauer und -stärke in einem Index wird ein vergleichender Kennwert geschaffen. Allerdings kann am TSI nicht mehr der Charakter einer Trockenperiode abgelesen werden: Kurze Perioden mit tiefen Bodenwassergehalten können zum gleichen TSI-Wert führen wie lang anhaltende Perioden mit weniger tiefer Entleerung des Bodenwasserspeichers. Für Studien, in denen der Absterbemechanismus von Bäumen untersucht werden soll, ist der TSI daher ungeeignet. Eine allgemeine und plausible Einschätzung der Trockenstressintensität, wie sie auch das Ziel dieser Arbeit ist, gelingt mit dem Trockenstressindex hingegen gut: Studien mit vergleichbaren Ansätzen zeigen nachvollziehbare Übereinstimmungen zwischen Index und Trockenstressreaktionen (BAUWE et al. 2012; GRANIER et al. 1999).

Einstufung des standörtlichen Trockenstressrisikos

Die Bildung von Trockenstressrisikostufen erfolgt auf statistischer Basis: Die TSI-Werte jedes Standortes werden in das Spektrum aller Werte des Untersuchungsgebietes eingeordnet und einer von fünf TSR-Stufen zugeordnet. Die Klassenbildung gleicht damit einer quantitativen Generalisierung des Trockenstressindex und charakterisiert das standörtliche Trockenstressrisiko durch die qualitative Benennung der Stufen. Die relativen TSR-Stufen heben die räumliche Verteilung der verschiedenen gefährdeten Gebiete hervor und können im Kartenbild schnell erfasst werden. Durch ungleichmäßige Klassenbreiten (vgl. Kapitel 7.1) stellt die TSR-Einstufung insbesondere die *sehr gering* und *hoch* trockenstressgefährdeten Waldareale heraus. Da Quantile als Klassengrenzen genutzt werden, können jedoch auch Standorte mit sehr ähnlichen Bedingungen in unterschiedliche TSR-Stufen fallen (vgl. Kapitel 7.7).

Da sich die TSR-Stufen auf das Wertespektrum des Untersuchungsgebietes beziehen, sind die qualitativen Wertstufen nicht direkt mit anderen Gebieten vergleichbar. Die Vergleichbarkeit wird jedoch durch die Trockenstressindex-Werte gewährleistet: Eine identische Modellierung

der Eingangsdaten und des Bodenwasserhaushaltes vorausgesetzt, können TSI-Werte verschiedener Gebiete direkt miteinander verglichen werden.

Ein Nachteil der relativen TSR-Stufen ist, dass sie nicht mit Reaktionen der Waldbäume auf bestimmte Bodenwasserdefizite verknüpft werden können. Für eine solche, absolute Einstufung müssten beispielsweise die Bodenwassergehalte bekannter Standorte auf beobachtete Wachstumseinschränkungen oder das Absterben durch Trockenstress kalibriert werden. Die Kalibrierungsdaten sollten dabei eine möglichst breite Spannweite von Standortbedingungen abdecken. Datensätze dieser Art liegen für verschiedene Dauermessflächen in der gesamten Schweiz vor (DOBBERTIN et al. 2012; ETZOLD et al. 2014). Die Messungen werden i. d. R. auf jeweils landschaftsraumtypischen Flächen vorgenommen, eine Vielzahl von Merkmalskombinationen innerhalb einer Region kann aus monetären Gründen nicht erfasst werden. Für eine räumlich hochaufgelöste Modellierung des Trockenstressrisikos, wie sie in dieser Arbeit vorgenommen wird, stehen also derzeit zu wenige Vergleichsdaten zur Verfügung.

8.2 Einordnung der Ergebnisse

Mit der Karte des standörtlichen Trockenstressrisikos liegt eine hochaufgelöste, flächenhaft-differenzierte Aussage zur Gefährdung der Wälder durch Trockenheit bzw. Trockenstress vor. Die Modellierung beruht auf einem standörtlichen Ansatz und nutzt zur Einschätzung des Trockenstressrisikos die Extremjahre des Beobachtungszeitraumes 1983 bis 2013. Im folgenden Abschnitt werden die Hypothesen, die dem methodischen Vorgehen zu Grunde liegen, überprüft und die erzielten Ergebnisse in Bezug zu Studien mit ähnlichen Fragestellungen gestellt.

Es ist in der forstökologischen Literatur weitgehender Konsens, dass die (aktuellen) durchschnittlichen Klimabedingungen die standörtliche Gefährdung gegenüber Trockenstress nur unzureichend wiedergeben (BENISTON & STEPHENSON 2004). Von viel höherer Bedeutung für die Waldgesundheit sind einzelne Trockenjahre (ETZOLD et al. 2014; SCHWÄRZEL et al. 2009b). Bisherige Einschätzungen der Trockenstressgefährdung für die Schweiz basieren auf den durchschnittlichen Bedingungen eines Beobachtungszeitraumes (BRANG et al. 2011; ZIERL 2004) oder auf Klimamodellprognosen (FUHRER et al. 2006). Mit dem in dieser Arbeit verfolgten Konzept des standörtlichen Trockenstressrisikos werden hingegen die bisher extremsten Trockenjahre als „Indikatoren“ für die Trockenstressdisposition genutzt. Die Einschätzung des Trockenstressrisikos erfolgt also auf der Grundlage von realen Extremereignissen.

Zur Identifizierung und Einordnung der bisherigen Extremjahre wurden historische Wetterdaten der Station Basel-Binningen ab dem Jahr 1864 sowie umfangreiche Messdaten von insgesamt 20 Wetterstationen aus dem Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013 analysiert. Das

europäische Hitze- und Trockenjahr 2003 stellte sich auch im Untersuchungsgebiet als außergewöhnlich trocken und heiß dar. Außerdem kam es in den Jahren 1989 und 2011 zu Perioden intensiver Trockenheit. Das Jahr 1989 tritt in großräumigen Untersuchungen nicht als besonders trocken hervor, fällt jedoch zeitlich mit einem schweizweiten „Temperatursprung“ zum Ende der 1980er Jahre zusammen (BADER & BANTLE 2004). Das trockene Frühjahr des Jahres 2011 bildete sich gesamtschweizerisch in hohen Kronenverlichtungswerten ab (DOBBERTIN et al. 2012), ist also als Trockenjahr mit negativen Auswirkungen für die Waldgesundheit und Forstwirtschaft bekannt. Auf einem Anteil von je 11 % der Waldfläche des Untersuchungsgebietes herrschten in den Jahren 1989 und 2011 trockenere Bedingungen vor als im Jahr 2003. Demnach kam es im Untersuchungsgebiet innerhalb von 31 Jahren zu drei Jahren mit intensivem Trockenstress. Dies erscheint insofern überraschend, als dem „Jahrtausendsommer“ 2003 gesamteuropäisch eine Wiederkehrwahrscheinlichkeit von über 46.000 Jahren (im Verhältnis zu den klimatischen Bedingungen der Periode 1990 bis 2002) zugeschrieben wird (SCHÄR et al. 2004; SCHÄR & JENDRITZKY 2004). Es ist jedoch in Betracht zu ziehen, dass 2003 nicht nur wegen der enormen Hitze und Trockenheit, sondern auch wegen der großen geographischen Erstreckung des betroffenen Gebietes, außergewöhnlich war. Ein häufigeres Auftreten von kleinräumig begrenzten Trockenperioden ähnlicher Intensität ist also plausibel erklärbar. Weiter zurückreichende Analysen würden genauere Rückschlüsse über die Häufigkeit von Trockenperioden zulassen.

In Übereinstimmung mit statistischen Analysen zur zukünftigen Auftrittswahrscheinlichkeit von Trockenjahren durch SCHÄR et al. (2004) wird in dieser Arbeit zudem davon ausgegangen, dass extreme Trockenjahre in Zukunft häufiger auftreten werden. Diese Hypothese kann in vollem Umfang bestätigt werden: Die TSI-Werte für die bisher trockensten Jahre liegen im Mittel um ca. 20 Standardabweichungen von den Normbedingungen des Beobachtungszeitraums 1983 bis 2013 entfernt. Gemäß den berechneten Klimamodellläufen sinkt die Abweichung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts auf 1.7 bis 11.9 Standardabweichungen ab. Folglich steigt die Auftrittswahrscheinlichkeit von Trockenjahren, also das klimatisch bedingte Trockenstressrisiko, enorm an. Dies bestätigt zudem eine weitere Grundannahme der Arbeit: Bekannte Extremjahre können als Indikatoren für das Trockenstressrisiko im 21. Jahrhundert genutzt werden.

Die Ergebnisse aus den Klimamodellläufen zeigen auch, dass sich die durchschnittlichen Bedingungen zum Ende des 21. Jahrhunderts zwar sukzessive denen der Jahre 1989, 2003 oder 2011 annähern, diesen aber nicht gleichen werden. Die Prognoseergebnisse liegen damit unter denen von SCHÄR et al. (2004) sowie FUHRER et al. (2006): Nach ihren Ergebnissen können extreme Hitze- und Trockenjahre wie 2003 zum Ende des 21. Jahrhunderts alle zwei Jahre auftreten. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass in dieser Arbeit ein relativ moderates Szenario zur Prognose der Klimaentwicklung verwendet wird (IPCC-Szenario A1B). SCHÄR et al. (2004)

und FUHRER et al. (2006) nutzen hingegen ein Szenario mit weiter steigenden Treibhausgasemissionen (IPCC-Szenario A2). Eine höhere Auftretswahrscheinlichkeit von extremen Trockenjahren als in dieser Arbeit ermittelt liegt also im Bereich des Möglichen. Daher deckt sich auch der von JASPER et al. (2006) für das Einzugsgebiet der Thur (Nordostschweiz) ermittelte Anstieg der Tage mit extrem niedrigen Bodenwassergehalten für den Zeitraum 2081 bis 2100 auf das Niveau des Trockenjahres 2003 gut mit den Ergebnissen dieser Arbeit.

In einer schweizweiten Untersuchung von ZIERL (2001) ist das Klima der vorrangige Kontrollfaktor für die räumliche Variation des Trockenheits- bzw. Trockenstressrisikos. Die grundsätzliche Veränderung der Klimabedingungen mit der Höhe ist auch für das Trockenstressrisiko in der Nordwestschweiz von Bedeutung: Die Klimatische Wasserbilanz steigt durch die gegenläufigen Trends der Niederschlagszu- und Evapotranspirationsabnahme vom Oberrheingraben bis in den Faltenjura an. Dem entgegen steht ein weiterer bedeutender Trend: Im Untersuchungsgebiet nimmt mit dem Übergang vom Lösshügelland in den Tafel- und Faltenjura die nutzbare Feldkapazität der Böden im Grundsatz ab. Die Böden im Lösshügelland können mit ihren hohen nFK-Werten die klimatisch bedingte Benachteiligung in der Wasserversorgung mehr als ausgleichen: Das Lösshügelland ist die am wenigsten von Trockenstress bedrohte Bodenregion im Untersuchungsgebiet. Im Faltenjura werden die niedrigen Wasserspeicherkapazitäten der Böden durch im Grundsatz feuchtere Bedingungen kompensiert: 16 % der Waldflächen fallen in die TSR-Stufe *sehr gering* – der höchste Werte aller Bodenregionen. Im Tafeljura ergibt die ungünstige Kombination aus nFK und klimatischen Bedingungen den höchsten Anteil von Waldflächen mit *erhöhtem* und *hohem* Trockenstressrisiko. Das beschriebene Entgegenwirken der verschiedenen Faktoren zeigt, dass klimatisch bedingte Trends im Trockenstressrisiko auf regionaler Ebene durchaus von den standörtlichen Bedingungen (über)kompensiert werden können. Modellierungen, die auf einer unzureichend genauen Bodenkarte basieren, können bereits auf regionaler Ebene wichtige Unterschiede im standörtlichen Trockenstressrisiko nicht abbilden.

Darüber hinaus erlaubt die mit 10 m Rasterweite hohe Auflösung der Modellierung in dieser Arbeit, im Gegensatz zu den bisher vorliegenden schweizweiten Karten des Trockenstressrisikos (BRANG et al. 2011; ZIERL 2001), eine genauere Differenzierung der Aussagen. Berücksichtigt werden die in großmaßstäbigen Karten nicht abbildbaren Variationen im Bodenaufbau sowie in Hangneigung und Exposition. Demnach verändert sich das in dieser Arbeit modellierte standörtliche Trockenstressrisiko in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von JASPER et al. (2006) sowie SCHWÄRZEL et al. (2009b) vorrangig in Abhängigkeit der lokalen Standorteigenschaften. Als wichtigster Faktor konnte die nutzbare Feldkapazität bzw. der pflanzenverfügbare Wasserspeicher identifiziert werden. Auch die z. T. erheblichen Unterschiede im Strahlungsgenuss wirken sich im hohen Maße auf die Höhe des standörtlichen Trockenstressrisikos aus: Gemäß der durchgeführten Sensitivitätsanalyse haben

Hangneigung und Hangneigungsrichtung vor allem bei Standorten mit geringer nFK einen hohen Einfluss auf das standörtliche Trockenstressrisiko. Es können sich Unterschiede von bis zu drei Trockenstressrisikostufen ergeben. SCHWÄRZEL et al. (2009b) kommen in einer Untersuchung im östlichen Erzgebirge zu ähnlichen Einschätzungen bezüglich der Bedeutung des Strahlungsgenusses und weisen explizit auf die Bedeutung dieser Effekte in Trockenperioden hin. Hangneigung und Exposition bestimmen das Trockenstressrisiko im kleinen Maßstab also erheblich. Es ergeben sich vor allem im unruhigen Gelände große Variationen im Trockenstressrisiko auf kleinem Raum, die nur in hochaufgelösten Modellierungen abgebildet werden können.

In dieser Arbeit wurde auf Grundlage des modellierten relativen Bodenwassergehaltes eine Karte zum Trockenstressrisiko mit hohem Differenzierungsgrad erstellt. Demgegenüber stehen großräumige Modellierungen auf Basis der Evapotranspirationsreduktion unter Trockenheit (BRANG et al. 2011). Nach dieser Studie ist das Wallis die einzige von Trockenheit bedrohte Region der Schweiz. Dies stimmt zwar gut mit dem beobachteten Absterben von Waldföhren (*Pinus sylvestris*) auf Trockenstandorten im Wallis überein (REBETEZ & DOBBERTIN 2004), ist jedoch als unrealistisch abzulehnen: Die Ergebnisse dieser Arbeit und die z. T. enormen Unterschiede in der Klimatischen Wasserbilanz und der Wasserspeicherfähigkeit der Böden widersprechen einer nicht differenzierten Trockenstressrisikoeinschätzung innerhalb der Nordwestschweiz bereits im Grundsatz.

Eine ebenfalls in BRANG et al. (2011) veröffentlichte Karte der Standortwasserbilanz zeichnet ein plausibleres Bild der schweizweiten Trockenstressgefährdung: Demnach weist fast der gesamte Alpensüdfuss Wasserdefizite oder nur geringe Wasserüberschüsse auf (BRANG et al. 2011). Auch für Gebiete in der Region Basel werden negative Standortwasserbilanzen ausgewiesen. Diese Ergebnisse stimmen, trotz erheblicher Unterschiede in der räumlichen Auflösung, in der Grundaussage gut mit dem in dieser Arbeit modellierten Trockenstressrisiko überein.

Besonders hervorzuheben sind die Beobachtungen von LEUZINGER et al. (2005) zu Trockenschäden in der Nordwestschweiz im Jahr 2003. Demnach gab es an den Bäumen auf einer Intensivmessfläche am Nordhang des Blauen-Höhenzuges (bei Hofstetten, Kanton Solothurn), also unmittelbar außerhalb des Untersuchungsgebietes gelegen, keine auffälligen Trockenschäden. Nach visueller Beurteilung kamen Schäden im Umland nur auf Anhöhen und Bergkämmen sowie über Fluhen und Standorten mit extrem niedriger Wasserspeicherkapazität vor. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen für die genannten Lagen i. d. R. ein *erhöhtes* oder *hohes* standörtliches Trockenstressrisiko. Im Nordabhang der Juraufalten gelegene Waldareale erhalten die Trockenstressrisikoeinstufungen *gering* und *sehr*

gering. Die Modellierung des standörtlichen Trockenstressrisikos differenziert also übereinstimmend mit den Beobachtungen von LEUZINGER et al. (2005) zum Trockenjahr 2003 und bestätigt damit die vorgenommene Abstufung des Trockenstressrisikos.

Durch die Berücksichtigung des Wasserspeichers von Kalksteinverwitterungsschichten im Bodenwasserhaushaltsmodell erhöht sich für einen großen Teil der Flächen mit extrem geringer nFK der Böden der pflanzenverfügbare Wasserspeicher. Allen Standorten, die vom Zuschlag profitieren, wird gemäß der nFK-Prognosekarte (HERBST 2013) ein nFK-Wert von 30 mm zugewiesen. Der verwendete Zuschlag von 8 mm entspricht also einem Anstieg des pflanzenverfügbaren Wasserspeichers um ca. 27 %. Die Auswirkungen des Zuschlages auf das Trockenstressrisiko wurden nicht explizit analysiert. Die Sensitivitätsanalyse zeigt jedoch, dass Zuwächse im Wasserspeicher in diesem Wertebereich besonders wirksam sind. Eine um maximal zwei Stufen geringere Einstufung des standörtlichen Trockenstressrisikos durch die Einbeziehung des Wasserspeichers in der Kalksteinverwitterungsschicht ist, in Abhängigkeit der Hangneigung und Exposition, möglich. Damit werden die in den Felduntersuchungen dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse zur Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten angemessen berücksichtigt: Der zusätzliche Wasserspeicher ist zwar relevant, kann aber nicht dazu beitragen das standörtliche Trockenstressrisiko grundsätzlich zu ändern.

Als zusätzliche Dimension der Beurteilung wird in dieser Arbeit für jede Waldfläche die Abweichung des maximalen Trockenstressindex-Wertes (TSI_{max}) vom arithmetischen Mittel aller Jahre (TSI_{AM}) berechnet. Damit steht ein Kennwert zur Verfügung der die Abweichung der extremen Trockenjahre von den mittleren Bedingungen angibt. Aus theoretischen Überlegungen ist ersichtlich, dass Pflanzen stärker von Trockenstress betroffen sind, wenn dieser für den Standort besonders ungewöhnlich ist. Pflanzen, die bereits häufiger ähnlichen Trockenstressbedingungen ausgesetzt waren, sind hingegen stärker angepasst und besitzen damit eine höhere Widerstandskraft gegenüber Trockenstress. Wie gezeigt wurde, können mit dieser Bewertungsdimension die Aussagen zum Trockenstressrisiko weiter differenziert werden.

8.3 Empfehlungen für die Praxis

Weltweit wird das Absterben von Bäumen während oder nach Trockenperioden beobachtet (ALLEN et al. 2010). In der Schweiz waren größere Absterbeereignisse bisher auf Waldföhren (*Pinus sylvestris*) im Wallis beschränkt (REBETEZ & DOBBERTIN 2004; WEBER et al. 2007). Der Klimawandel und die damit einhergehende Zunahme von Trockenperioden werden jedoch auch die schweizer Wälder vor große Herausforderungen stellen. Neben der Verschiebung der Potentialgebiete einzelner Baumarten durch veränderte Temperatur- und Niederschlagsbedingungen sowie häufigere Trockenstressperioden wird eine Verstärkung des Schädlingsbefalles erwartet (AHRENDTS et al. 2009; FALK & DIETZ 2009; KÖLLING & ZIMMERMANN 2007; NOTHDURFT et al. 2012; ZIMMERMANN & BUGMANN 2008). Daher können bislang ertragreiche Waldbaumarten in einigen Regionen Mitteleuropas in Zukunft nicht mehr bzw. nicht mehr gewinnbringend angebaut werden. Schädigungen durch häufigere Trockenjahre werden ungeplante Zwangsnutzungen erforderlich machen. Als besonders problematisch gelten rasch ablaufende Klimaveränderungen: Diese können die Anpassungsfähigkeit der Wälder bzw. einzelner Baumarten übersteigen und großflächige Absterbeereignisse hervorrufen. Daher stellt sich in waldbaulicher Hinsicht die Frage, wie die Wälder auch in Zukunft standortgerecht und ertragreich bewirtschaftet werden können. Entscheidungen für die zukünftige Waldbewirtschaftung müssen vor dem Hintergrund langer Umtriebszeiten bereits jetzt getroffen werden (BRANG et al. 2008).

Allgemein gilt weiterhin die Empfehlung eine naturnahe Bewirtschaftungsweise zu verfolgen. Diese wird die Anpassungsfähigkeit des Waldes an den Klimawandel mindestens erhalten, evtl. sogar fördern (BRANG et al. 2011). Das Risiko von Ausfällen kann durch die Erhöhung der Baumartenanzahl minimiert werden. Langfristig wird jedoch ein Baumartenwechsel notwendig sein, der durch künstliche Verjüngungsmaßnahmen gezielt gesteuert werden sollte. Mittelfristiges Ziel sollte die Entwicklung von Waldbeständen sein, die dem Klima der kommenden 50 bis 200 Jahre angepasst sind (BRANG et al. 2008). Ein insgesamt flexibles, adaptives Waldmanagement würde es erlauben, schnell auf rasche Klimaveränderungen und häufigere Störungen zu reagieren (RIGLING et al. 2008). Die genannten Maßnahmen stimmen im Allgemeinen mit den Zielen der gesamtschweizerischen Waldpolitik überein. Demnach sollen die schweizer Wälder in Zusammensetzung und Bewirtschaftung an den Klimawandel angepasst werden (BAFU 2013). Die Empfehlungen des Amtes für Wald beider Basel zur *Waldpflege und Waldverjüngung unter dem Aspekt der Klimaveränderung* sehen konkretere Maßnahmen innerhalb dieser Zielrichtung vor: Stabile und vitale Einzelbäume sowie Bestände mit einer weiten Standortamplitude werden gezielt gefördert. Die genetische Vielfalt einzelner Baumarten wird bei Pflanzungen durch das Einbringen verschiedener Provenienzen erhöht (AMT FÜR WALD BEIDER BASEL 2011).

Mit der in dieser Arbeit entwickelten, hochaufgelösten Karte des standörtlichen Trockenstressrisikos können Empfehlungen getroffen werden, die über die Aussagen auf Grundlage des allgemeinen Klimatrends hinausgehen. Die Ergebniskarte kann also direkt als Planungswerkzeug in einer kleinräumig-differenzierten Waldentwicklungsplanung eingesetzt werden. Beispielsweise erlaubt es die Einschätzung des standörtlichen Trockenstressrisikos, problematische Standorte von weiterhin ertragreichen Standorten zu trennen. Auch Areale, die vor großen Veränderungen in ihrer Trockenstressdisposition stehen, können auf Grundlage der Trockenstressrisikostufe und Abweichungsklasse identifiziert werden. Besonders von Trockenstress bedrohte Gebiete sind wegen ihrer geringen Wasserspeicherkapazität, Lage oder besonders hohem Strahlungsgenuss bereits heute als trockene und wenig ertragreiche Standorte bekannt. Im Untersuchungsgebiet sind dies vorrangig südexponierte Lagen im Falten- und Tafeljura sowie extrem flachgründige Rendzina-Standorte, z. B. direkt über Fluhen. Waldbaulich kann mit diesen Standorten gut umgegangen werden: Trockensensitive Baumarten sollten entfernt werden. Zu fördernde Bäume sind durch regelmäßiges Durchforsten vor konkurrierendem Jungwuchs zu schützen.

Daneben existieren Standorte auf denen wegen der günstigen Kombinationen von Wasserspeicherkapazität und kleinklimatischer Begünstigung auch in Zukunft eine ertragreiche Forstwirtschaft betrieben werden kann. Auf diesen Arealen werden Trockenperioden weniger stark ausfallen als im restlichen Untersuchungsgebiet. Die Wasserversorgung der Bäume ist also zumeist gesichert. Insbesondere die Waldareale im Lösshügelland weisen ein entsprechend *geringes* standörtliches Trockenstressrisiko auf.

Darüber hinaus können durch die Verschneidung von Bestandeskarten mit den Ergebnissen dieser Arbeit sensitive Waldbestände identifiziert werden, die unter besonderer Beobachtung stehen sollten oder bei denen ein rascher Baumartenwechsel nötig ist. Dazu können folgende grundsätzlichen Ansprüche von Waldbaumarten berücksichtigt werden: Trockenstress-resistentere Eichenarten werden gegenüber der mit ihrer großen Standortamplitude weiterhin bedeutsamen Buche zunehmend konkurrenzfähiger und sollten in den nächsten Jahren auf Standorten mit *mäßigem* bis *hohem* Trockenstressrisiko gezielt gefördert werden. Allgemein gelten Nadelbäume als anfälliger gegenüber Trockenstressstörungen als Laubbäume. Daher sollten reine Nadelholzbestände durch das Einbringen weiterer Baumarten besser strukturiert werden (RIGLING et al. 2008). In einer Reihe von Studien wurden Douglasien als relativ trockenstressresistent identifiziert (z. B. GRANIER 1987) und können als Begleitbaum auf Flächen mit *mäßigem* Trockenstressrisiko empfohlen werden. Tannen sollten nur noch auf gut wasserversorgten Standorten der montanen Stufe angebaut werden (FORSTAMT BEIDER BASEL 2011). Dies entspricht Flächen im Tafel- und Faltenjura, denen die TSR-Stufen *sehr gering* oder *gering* zugewiesen werden. Zumeist handelt es sich dabei um nordexponierte Standorte.

9 Fazit und Ausblick

In den vorangegangenen Ausführungen werden Methoden entwickelt und vorgestellt, mit denen eine hochaufgelöste Karte des standörtlichen Trockenstressrisikos für die Wälder der Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt erstellt wird. Das Ergebnis ermöglicht flächendeckende Aussagen über die Intensität des Trockenstress, dem Waldbäume während einer meteorologischen Trockenperiode ausgesetzt sind. Eine ähnlich hohe räumliche Auflösung und Differenzierung des Trockenstressrisikos von Waldflächen wurde für ein Gebiet vergleichbarer Größe bisher nicht erreicht.

Trockenstress ist ein diskontinuierlich auftretendes Phänomen. Daher sind für die Bestimmung des standörtlichen Trockenstressrisikos nicht die durchschnittlichen Bedingungen, sondern die Extremereignisse relevant. Entsprechend wird in der Modellierung von den bisher trockensten Jahren auf das standörtliche Trockenstressrisiko geschlossen. Zusätzlich werden die Bedingungen des Extremjahres in den Kontext der durchschnittlichen Bedingungen gestellt. Daraus ergibt sich eine zweidimensionale Einschätzung des standörtlichen Trockenstressrisikos, die vielfältige Auswertungsmöglichkeiten eröffnet.

Die absolute Höhe des standörtlichen Trockenstress kann wegen fehlender Vergleichswerte nicht bestimmt werden. Die mit qualitativen Wertaussagen belegten Trockenstressrisikostufen erlauben jedoch die relative Einordnung des Trockenstressrisikos im Spektrum des Untersuchungsgebietes und insbesondere die sichere Identifikation von *hoch* und *sehr gering* gefährdeten Standorten.

Insgesamt differenziert das modellierte standörtliche Trockenstressrisiko im Untersuchungsgebiet inhaltlich nachvollziehbar, in Abhängigkeit standörtlicher Faktoren und in Übereinstimmung mit Beobachtungen aus dem Trockenjahr 2003. Felderhebungen belegen die Plausibilität der ausgewiesenen Trockenstressrisikostufen. Innerhalb der jeweils klimatisch relativ einheitlichen Teilräume des Untersuchungsgebietes konnte als wichtigster Steuerungsfaktor die nutzbare Feldkapazität identifiziert werden. Darüber hinaus modulieren die Hangneigungsrichtung und –stärke die Höhe des Trockenstressrisikos auf kleinstem Raum in erheblichem Umfang.

Die Untersuchung von Kalksteinverwitterungsschichten zeigt, dass Waldbäumen an extrem flachgründigen Rendzina-Standorten zusätzliche Wasserspeicherreservoirare zur Verfügung stehen. Durch die Berücksichtigung dieses Wasserdargebots in der Modellierung wird das standörtliche Trockenstressrisiko um maximal zwei Stufen verringert.

Die Aussagen zu Kalksteinverwitterungsschichten beruhen auf relativ wenigen Messungen. Um allgemeingültige Aussagen zur Wasserspeicherfähigkeit von Kalksteinverwitterungsschichten treffen zu können, sind erheblich mehr Messwerte notwendig. Zudem sollte das bisher verwendete Verfahren überprüft und durch weitere Methoden ergänzt werden.

Zur Beschreibung des Bodenwasserhaushaltes wurde bewusst ein einfaches Modell entwickelt, das auf validierten Methoden basiert. Dieses benötigt nur wenige Eingangsdaten, ist szenariofähig und liefert plausible, reproduzierbare Ergebnisse. Dabei wird der Grundannahme gefolgt, dass flächenhaft-differenzierte Modelle auf der Basis weniger Eingangsdaten mit bekannter Genauigkeit robustere Aussagen erzeugen als Modelle, die eine große Anzahl von nur ungenau schätzbaren Parametern benötigen. In Übereinstimmung damit scheidet eine Beschreibung des Bodenwasserhaushaltes auf der Grundlage physikalischer Methoden, wegen grundsätzlicher Bedenken in der räumlichen Modellierung der Eingangsparameter, aus. Fortschritte in der Aussagesicherheit des in dieser Arbeit verwendeten Bodenwasserhaushaltsmodells können durch die Kalibrierung mit Messdaten erzielt werden.

Weiterer Forschungsbedarf besteht in der Identifikation des Trockenstressrisikos anhand des Bodenwassergehaltes. Die grundsätzlichen Zusammenhänge sind bekannt und Absterbemechanismen durch Trockenheit können mit der Kohäsionstheorie des Wassertransports im Kontinuum Boden – Pflanze – Atmosphäre plausibel erklärt werden. Der Schwellenwert des relativen Bodenwassergehaltes von 0.4, bei dem Bäume in Trockenstress fallen, ist eine Approximation, gilt jedoch als breit abgestützt und wird auch in dieser Arbeit verwendet. Eine Bestätigung des Schwellenwertes für die Boden- und Klimaverhältnisse in der Nordwestschweiz fehlt bisher und kann nur durch ein langfristiges Monitoring validiert werden.

Im Rahmen dieser Arbeit gelang auch die flächenhaft-differenzierte Modellierung der Trockenstressdisposition für ein Ensemble von 10 verschiedenen Klimamodellläufen in drei Prognosezeiträumen. Die Ergebnisse zeigen, dass die Wasserversorgung der nordwestschweizer Wälder bis zum Ende des 21. Jahrhunderts im Grundsatz nicht gefährdet ist, extreme Trockenperioden jedoch deutlich häufiger auftreten werden. Vor dem Hintergrund langer Umtriebszeiten ist dieser Aspekt des Klimawandels in der waldbaulichen Entwicklungsplanung besonders zu berücksichtigen. Waldareale, bei denen aus forstwirtschaftlicher Sicht hoher Handlungsbedarf für einen aktiven Waldumbau besteht, sind auf Grundlage der Ergebniskarte gut identifizierbar.

10 Literaturverzeichnis

AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung., Stuttgart, 438 S.

AHRENDTS, B.; PANFEROV, O.; CZAJKOWSKI, T.; DÖRING, C.; JANSEN, M. & A. BOLTE (2009): Bundesweiter standortsbezogener Modellierungsansatz zur Abschätzung von Trockenstress ausgewählter Baumarten unter den Klimaszenarien A1B und B1 im DSS Wald und Klima. In: Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg (Hrsg.): Berichte Freiburger Forstliche Forschung: Bedeutung des Klimawandels für Bodenprozesse. Gemeinsames Kolloquium des Arbeitskreises "Waldböden" der DBG und der Sektion "Wald und Wasser" im DVFFA in Freiburg vom 24. bis 25. April 2008 82, Freiburg, S. 161–179.

ALLEN, C. D.; MACALADY, A. K.; CHENCHOUNI, H.; BACHELET, D.; MCDOWELL, N. G.; VENNETIER, M.; KITZBERGER, T.; RIGLING, A.; BRESHEARS, D. D.; HOGG, E. H.; GONZALEZ, P.; FENSHAM, R.; ZHANG, Z.; CASTRO, J.; DEMIDOVA, N.; LIM, J.-H.; ALLARD, G.; RUNNING, S. W.; SEMERCI, A. & N. S. COBB (2010): A Global Overview of Drought and Heat-Induced Tree Mortality Reveals Emerging Climate Change Risks for Forests. In: Adaptation of Forests and Forest Management to Changing Climate Selected papers from the conference on "Adaptation of Forests and Forest Management to Changing Climate with Emphasis on Forest Health: A Review of Science, Policies and Practices", Umeå, Schweden, August 25-28, 2008 259, S. 660–684.

ALLEN, R. G. (1998): Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Rom, 300 S.

AMENGUAL, A.; HOMAR, V.; ROMERO, R.; BROOKS, H. E.; RAMIS, C.; GORDALIZA, M. & S. ALONSO (2014): Projections of Heat Waves with High Impact on Human Health in Europe. In: Global and Planetary Change 119, S. 71–84.

ANDEREGG, W. R. L.; BERRY, J. A. & C. B. FIELD (2012): Linking Definitions, Mechanisms, and Modeling of Drought-Induced Tree Death. In: Trends in plant science 17, S. 693–700.

ANDERSON, M. A.; GRAHAM, R. C.; ALYANAKIAN, G. J. & MARTYNN, D. Z. (1995): Late summer water status of soils and weathered bedrock in a giant sequoia grove. In: Soil Science 160, S. 415-422.

- ÅNGSTRÖM, A. (1924): Solar and terrestrial radiation. Report to the international commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation. In: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 50, S. 121–126.
- AMT FÜR WALD BEIDER BASEL (2011): Arbeitspapier zur Waldpflege und Waldverjüngung unter dem Aspekt der Klimaveränderung, 6 S. URL: www.baselland.ch/fileadmin/baselland/files/docs/vsd/forstamt/aktuell/waldpflege_aspekt_klimaveraenderung.pdf.
- APPENZELLER, C. (2005): Hitzesommer 2003: Synthesebericht; basierend auf den Referaten und Beiträgen zum Forum Hitzesommer 2003 vom 7. Juli 2005 sowie weiteren Forschungsarbeiten und Berichten zum Thema, Bern, 28 S.
- APPENZELLER, C. (2011): Swiss Climate Change Scenarios CH2011, Zürich, 86 S.
- ARBEITSKREIS STANDORTSKARTIERUNG (2003): Forstliche Standortsaufnahme, Eiching bei München, 352 S.
- ARKLEY, R. J. (1981): Soil-Moisture Use by Mixed Conifer Forest in a Summer-Dry Climate. In: Soil Science Society of America Journal 45, S. 423-427.
- [ATV-DVWK] DEUTSCHE VEREINIGUNG FÜR WASSERWIRTSCHAFT, ABWASSER UND ABFALL (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden, ATV-DVWK-Regelwerk 504 : Merkblatt, Hennef, 144 S.
- AUBINET, M.; GRELE, A.; IBROM, A.; RANNIK, Ü.; MONCRIEFF, J.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A. S.; MARTIN, P. H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRÜNWALD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R. & T. VESALA (1999): Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The EUROFLUX Methodology. In: FITTER A. H. & D. G. RAFFAELLI (Hrsg.): Advances in Ecological Research 30, S. 113–175.
- BADER, S. (2004): Die extreme Sommerhitze im aussergewöhnlichen Witterungsjahr 2003, Arbeitsberichte der MeteoSchweiz 200, Zürich, 25 S. URL: http://www.meteoswiss.admin.ch/web/de/forschung/publikationen/alle_publicationen/die_extreme_sommerhitze.Par.0001.DownloadFile.tmp/dieextremesommerhitzeimaussergewoehnlichenwitterungsjahr2003.pdf.
- BADER, S. & H. BANTLE (2004): Das Schweizer Klima im Trend: Temperatur- und Niederschlagsentwicklung 1864-2001, Veröffentlichungen der MeteoSchweiz 68, 48 S. URL: http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/forschung/publikationen/alle_publicationen/Das_Schweizer_Klima_im_Trend.Par.0001.DownloadFile.tmp/veroeffentlichung68.pdf.
- BALÁŽ, P.; STŘELCOVÁ, K.; BLAŽENEC, M.; POKORNÝ, R. & Z. KLIMÁNKOVÁ (2009): Assessment of Water Deficiency in Forest Ecosystems: Can a Simple Model of Forest Water Balance Produce Reliable Results? In: STŘELCOVÁ K.; MÁTYÁS C.; KLEIDON A.; LAPIN M.; MATEJKA F.; BLAŽENEC M.; ŠKVARENINA J. & J. HOLÉCY (Hrsg.): Bioclimatology and Natural Hazards, Dordrecht, S. 207–217.

- BALDOCCHI, D. D.; FALGE, E.; LIANHONG, G.; OLSON, R.; HOLLINGER, D.; RUNNING, S. W.; ANTHONI, P.; BERNHOFER, C.; KENNETH, D.; EVANS, R.; FUENTES, J.; GOLDSTEIN, A.; KATUL, G. G.; LAW, B. E.; LEE, X.; MALHI, Y.; MEYERS, T.; MUNGER, W.; OECHEL, W.; PAW U, K. T.; PILEGAARD, K.; SCHMID, H. P.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, T. & S. WOFSY (2001): FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. In: Bulletin of the American Meteorological Society 82, S. 2415–2434.
- BARTHOLOMEUS, R. P.; WITTE, J.-P. M. & J. RUNHAAR (2012): Drought Stress and Vegetation Characteristics on Sites with Different Slopes and Orientations. In: Ecohydrology 5, S. 808–818.
- BAUWE, A.; CRIEGEE, C.; GLATZEL, S. & B. LENNARTZ (2012): Model-Based Analysis of the Spatial Variability and Long-Term Trends of Soil Drought at Scots Pine Stands in Northeastern Germany. In: European Journal of Forest Research 131, S. 1013–1024.
- BEGERT, M.; SCHLEGEL, T. & W. KIRCHHOFER (2005): Homogeneous Temperature and Precipitation Series of Switzerland from 1864 to 2000. In: International Journal of Climatology 25, S. 65–80.
- BENISTON, M. (2004): The 2003 Heat Wave in Europe: A Shape of Things to Come? An Analysis Based on Swiss Climatological Data and Model Simulations. In: Geophysical Research Letters 31, S. 1–4.
- BENISTON, M. & H. F. DIAZ (2004): The 2003 Heat Wave as an Example of Summers in a Greenhouse Climate? Observations and Climate Model Simulations for Basel, Switzerland. In: Global and Planetary Change 44, S. 73–81.
- BENISTON, M. & D. B. STEPHENSON (2004): Extreme Climatic Events and their Evolution Under Changing Climatic Conditions. In: Global and Planetary Change 44, S. 1–9.
- BENISTON, M.; STEPHENSON, D. B.; CHRISTENSEN, O. B.; FERRO, CHRISTOPHER A. T.; FREI, C.; GOYETTE, S.; HALSNAES, K.; HOLT, T.; JYLHÄ, K.; KOFFI, B.; PALUTIKOF, J.; SCHÖLL, R.; SEMMLER, T. & K. WOTH (2007): Future Extreme Events in European Climate: an Exploration of Regional Climate Model Projections. In: Climatic Change 81, S. 71–95.
- BERNIER, P. Y.; BRÉDA, N.; GRANIER, A.; RAULIER, F. & F. MATHIEU (2002): Validation of a Canopy Gas Exchange Model and Derivation of a Soil Water Modifier for Transpiration for Sugar Maple (*Acer saccharum Marsh.*) Using Sap Flow Density Measurements. In: Forest Ecology and Management 163, S. 185–196.
- BIRON, P. (1994): Le cycle de l'eau en forêt de moyenne montagne flux de seve et bilans hydriques stationnels (bassin versant du Strengbach à Aubure-hautes Vosges). Dissertationsschrift, Straßburg, 318 S.
- BLACK, T. A. (1979): Evapotranspiration from Douglas Fir Stands Exposed to Soil Water Deficits. In: Water Resources Research 15, S. 164–170.

- BOEHM, J. (1893): Capillarität und Saftsteigen. In: Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft 11, S. 203–212.
- BÖHNER, J. & O. ANTONIĆ (2009): Land-Surface Parameters Specific to Topo-Climatology. In: HENGL T. & H. I. REUTER (Hrsg.): Developments in Soil Science: Geomorphometry Concepts, Software, Applications 33, Amsterdam, Oxford, S. 195–226.
- BOLLIGER, J. (2002): Schweizer Wälder und Klimaveränderungen: Vergleich von Simulationen quantitativer Vegetationsmodelle | Swiss forests and climate change: comparison of simulated quantitative vegetation models. In: Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen 153, S. 167–175.
- BOLTE, A.; EISENHAUER, D.-R.; ERHART, H.-P.; GROß, J.; HANEWINKEL, M.; KÖLLING, C.; PROFFT, I.; ROHDE, M.; RÖHE, P. & K. AMERELLER (2009): Klimawandel und Forstwirtschaft: Übereinstimmungen und Unterschiede bei der Einschätzung der Anpassungsnotwendigkeiten und Anpassungsstrategien der Bundesländer. In: Landbauforschung - vTI Agriculture and Forestry Research 59, S. 259–278.
- BONO, R. (1985): Lössböden im niederen und hohen Sundgau (Elsass, Frankreich). In: MOSIMANN T. (Hrsg.) (1985): Basler Beiträge zur Physiogeographie / Materialien zur Physiogeographie 8, S. 17–28.
- BRANG, P.; BORN, J.; AUGUSTIN, S.; KÜCHLI, C.; PAULI, B.; THÜRIG, E.; WERMELINGER, B.; WOHLGEMUTH, T.; ZIMMERMANN, N. E. & B. WSL (2011): Forschungsprogramm Wald und Klimawandel. Synthese der ersten Programmphase 2009-2011, Bern, 51 S. URL: www.wsl.ch/info/organisation/fpo/wald_klima.
- BRANG, P.; BUGMANN, H.; BÜRGI, A.; MÜHLEHALER, U.; RIGLING, A. & R. SCHWITTER (2008): Klimawandel als waldbauliche Herausforderung. In: Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen 159, S. 362–373.
- BRÉDA, N. & V. BADEAU (2008): Forest Tree Responses to Extreme Drought and Some Biotic Events: Towards a Selection According to Hazard Tolerance? In: Comptes Rendus Geoscience 340, S. 651-662.
- BRÉDA, N.; GRANIER, A. & G. AUSSENAC (1995): Effects of Thinning on Soil and Tree Water Relations, Transpiration and Growth in an Oak Forest (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.). In: Tree Physiology 15, S. 295–306.
- BRÉDA, N.; HUC, R.; GRANIER, A. & E. DREYER (2006): Temperate Forest Trees and Stands under Severe Drought: a Review of Ecophysiological Responses, Adaptation Processes and Long-Term Consequences. In: Annals of Forest Science 63, S. 625–644.
- BRESHEARS, D. D.; COBB, N. S.; RICH, P. M.; PRICE, K. P.; ALLEN, C. D.; BALICE, R. G.; ROMME, W. H.; KASTENS, J. H.; FLOYD, M. L.; BELNAP, J.; ANDERSON, J. J.; MYERS, O. B. & C. W. MEYER (2005): Regional Vegetation Die-Off in Response to Global-Change-Type Drought. In: Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 102, S. 15144–15148.

- [BAFU] BUNDESAMT FÜR UMWELT (2013): Waldpolitik 2020: Visionen, Ziele und Massnahmen für eine nachhaltige Bewirtschaftung des Schweizer Waldes, BUNDESAMT FÜR UMWELT BAFU, Bern, 66 S.
- BUNDESAMT FÜR UMWELT, WALD UND LANDSCHAFT & EIDGENÖSSISCHE FORSCHUNGSANSTALT FÜR WALD, SCHNEE UND LANDSCHAFT [BUWAL & WSL] (2005): Waldbericht 2005 - Zahlen und Fakten zum Zustand des Schweizer Waldes, Bern, Birmensdorf, 152 S.
- BURNARD, J. & B. HASSPACHER (1999): Waldstandorte beider Basel: Kommentar zur vegetationskundlichen Standortkartierung der Wälder, Liestal, 266 S.
- CALANCA, P. (2007): Climate Change and Drought Occurrence in the Alpine region: How Severe are Becoming the Extremes? In: *Global and Planetary Change* 57, S. 151–160.
- CHOAT, B. (2013): Predicting Thresholds of Drought-Induced Mortality in Woody Plant Species. In: *Tree physiology* 33, S. 669–671.
- CHOAT, B.; JANSEN, S.; BRODRIBB, T. J.; COCHARD, H.; DELZON, S.; BHASKAR, R.; BUCCI, S. J.; FEILD, T. S.; GLEASON, S. M.; HACKE, U. G.; JACOBSEN, A. L.; LENS, F.; MAHERALI, H.; MARTÍNEZ-VILALTA, J.; MAYR, S.; MENCUCCINI, M.; MITCHELL, P. J.; NARDINI, A.; PITTERMANN, J.; PRATT, R. BRANDON; SPERRY, J. S.; WESTOBY, M.; WRIGHT, I. J. & A. E. ZANNE (2012): Global Convergence in the Vulnerability of Forests to Drought. In: *Nature* 491, S. 752–755.
- CHRISTMANN, A.; WEILER, E. W.; STEUDLE, E. & E. GRILL (2007): A Hydraulic Signal in Root-to-Shoot Signalling of Water Shortage. In: *The Plant Journal* 52, S. 167–174.
- CIAIS, P.; REICHSTEIN, M.; VIOVY, N.; GRANIER, A.; OGÉE, J.; ALLARD, V.; AUBINET, M.; BUCHMANN, N.; BERNHOFER, C.; CARRARA, A.; CHEVALLIER, F.; NOBLET-DUCOUDRE, N. de; FRIEND, A. D.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GRÜNWARD, T.; HEINESCH, B.; KERONEN, P.; KNOHL, A.; KRINNER, G.; LOUSTAU, D.; MANCA, G.; MATTEUCCI, G.; MIGLIETTA, F.; OURCIVAL, J. M.; PAPALE, D.; PILEGAARD, K.; RAMBAL, S.; SEUFERT, G.; SOUSSANA, J. F.; SANZ, M. J.; SCHULZE, E. D.; VESALA, T. & R. VALENTINI (2005): Europe-Wide Reduction in Primary Productivity Caused by the Heat and Drought in 2003. In: *Nature* 437, S. 529–533.
- CONRAD, O. (2006): SAGA - Entwurf, Funktionsumfang und Anwendung eines Systems für Automatisierte Geowissenschaftliche Analysen. Dissertationsschrift, Göttingen, 233 S.
- COX, P. & D. B. STEPHENSON (2007): Climate change. A changing climate for prediction. In: *Science* 317, S. 207–208.
- DAI, A. (2011): Drought under Global Warming: a Review. In: *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2, S. 45–65.
- DEFILA, C. (1991): Pflanzenphänologie der Schweiz, Veröffentlichungen der MeteoSchweiz 50, Zürich, 242 S.
- DEFILA, C. & B. CLOT (2005): Phytophenological Trends in the Swiss Alps, 1951–2002. In: *Meteorologische Zeitschrift* 14, S. 191–196.

- DELLA-MARTA, P. M. & M. BENISTON (2008): Summer Heat Waves in Western Europe, Their Past Change and Future Projections. In: BRÖNNIMANN S.; LUTERBACHER J.; EWEN T.; DIAZ H. F.; STOLARSKI R. S. & U. NEU (Hrsg.): Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years, Dordrecht, S. 235–250.
- DELLA-MARTA, P. M.; HAYLOCK, M. R.; LUTERBACHER, J. & H. WANNER (2007): Doubled Length of Western European Summer Heat Waves Since 1880. In: Journal of Geophysical Research 112, S. 1–11.
- DERVISHI, S. & A. MAHDAVI (2012): Computing Diffuse Fraction of Global Horizontal Solar Radiation: A Model Comparison. In: Solar Energy 86, S. 1796–1802.
- [DIN & ISO] DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. & INTERNATIONAL ORGANIZATION FOR STANDARDIZATION (2002): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung der Partikelgrößenverteilung in Mineralböden - Verfahren mittels Siebung und Sedimentation (ISO 11277:1998 + ISO 11277:1998 Corrigendum 1:2002).
- DISSE, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und der Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten, Mitteilungen des Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft an der Universität Karlsruhe 53, Karlsruhe, 243 S.
- DOBBERTIN, M. (2005): Tree Growth as Indicator of Tree Vitality and of Tree Reaction to Environmental Stress: a Review. In: European Journal of Forest Research 124, S. 319–333.
- DOBBERTIN, M.; HUG, C. & L. WALTHERT (2012): Waldzustand in der Schweiz: Erfassung, Entwicklung und Einflussfaktoren. In: Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen 163, S. 331–342.
- DUBAYA, R. & P. M. RICH (1995): Topographic Solar Radiation Models for GIS. In: International Journal of Geographical Information Science 9, S. 405–419.
- DUNIN, F. X. & A. R. ASTON (1984): The Development and Proving of Models of Large Scale Evapotranspiration: An Australian Study. In: Agricultural Water Management 8, S. 305–323.
- DUNIWAY, M. C.; HERRICK, J. E. & H. C. MONGER (2007): The High Water-Holding Capacity of Petrocalcic Horizons. In: Soil Science Society of America Journal 71, S. 812-819.
- EICHHORN, J.; DAMMANN, I.; SCHÖNFELDER, E.; ALBRECHT, M.; BECK, W. A. & U. PAAR (2008): Untersuchungen zur Trockenheitstoleranz der Buche am Beispiel des witterungsextremen Jahres 2003. In: Nordwestdeutsche Forstliche Versuchsanstalt (Hrsg.): Beiträge aus der Nordwestdeutschen Forstlichen Versuchsanstalt 3, Göttingen, S. 109–134.
- ELLING, W.; HÄCKEL, H. & G. OHMAYER (1990): Schätzung der aktuell nutzbaren Wasserspeicherung (ANWS) des Wurzelraums von Waldbeständen mit Hilfe eines Simulationsmodells. In: Forstwissenschaftliches Centralblatt 109, S. 210–219.
- ERNSTBERGER, H. (1987): Einfluss der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz: Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration von unterschiedlich genutzten Standorten

- zur Ermittlung der Wasserbilanz von Einzugsgebieten in unteren Mittelgebirgslagen Hessens, Kirchzarten, 189 S.
- ESTRADA-MEDINA, H.; GRAHAM, R. C.; ALLEN, M. F.; JOSE JIMENEZ-OSORNIO, J. & S. ROBLES-CASOLCO (2013): The Importance of Limestone Bedrock and Dissolution Karst Features on Tree Root Distribution in Northern Yucatan, Mexico. In: *Plant Soil* 362, S. 37-50.
- ETZOLD, S.; WALDNER, P.; THIMONIER, A.; SCHMITT, M. & M. DOBBERTIN (2014): Tree growth in Swiss forests between 1995 and 2010 in relation to climate and stand conditions: Recent disturbances matter. In: *Forest Ecology and Management* 311, S. 41–55.
- FALK, W. & E. DIETZ (2009): Wassermangelvorhersage mittels digitaler Standortskarten in Bayern - Methoden und erste Ergebnisse im Projektgebiet Nordostbayern. In: Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg (Hrsg.): *Berichte Freiburger Forstliche Forschung: Bedeutung des Klimawandels für Bodenprozesse. Gemeinsames Kolloquium des Arbeitskreises "Waldböden" der DBG und der Sektion "Wald und Wasser" im DVFFA in Freiburg vom 24. bis 25. April 2008, Freiburg, S. 135–144.*
- FERRANTI, L. & P. VITERBO (2006): The European Summer of 2003: Sensitivity to Soil Water Initial Conditions. In: *Journal of Climate* 19, S. 3659–3680.
- FISCHER, A. M.; WEIGEL, A. P.; BUSER, C. M.; KNUTTI, R.; KÜNSCH, H. R.; LINIGER, M. A.; SCHÄR, C. & C. APPENZELLER (2012): Climate Change Projections for Switzerland Based on a Bayesian Multi-Model Approach. In: *International Journal of Climatology* 32, S. 2348–2371.
- FISCHER, E. M.; SENEVIRATNE, S. I.; LÜTHI, D. & C. SCHÄR (2007a): Contribution of Land-Atmosphere Coupling to Recent European Summer Heat Waves. In: *Geophysical Research Letters* 34, S. 1–6.
- FISCHER, E. M.; SENEVIRATNE, S. I.; VIDALE, P. L.; LÜTHI, D. & C. SCHÄR (2007b): Soil Moisture–Atmosphere Interactions During the 2003 European Summer Heat Wave. In: *Journal of Climate* 20, S. 5081–5099.
- FRACEK, K. (2013): Räumlich hoch aufgelöste Modellierung der Basensättigung in den Waldböden des Kantons Basel-Landschaft (Nordwestschweiz). *Dissertationsschrift, Hannover, 159 S.*
- FUHRER, J.; BENISTON, M.; FISCHLIN, A.; FREI, C.; GOYETTE, S.; JASPER, K. & C. PFISTER (2006): Climate Risks and Their Impact on Agriculture and Forests in Switzerland. In: *Climatic Change* 79, S. 79–102.
- GARCÍA-HERRERA, R.; DÍAZ, J.; TRIGO, R. M.; LUTERBACHER, J. & E. M. FISCHER (2010): A Review of the European Summer Heat Wave of 2003. In: *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 40, S. 267–306.
- GAUER, J.; FEGER, K.-H. & K. SCHWÄRZEL (2011): Erfassung und Bewertung des Wasserhaushalts von Waldstandorten in der forstlichen Standortskartierung: Gegenwärtiger Stand und

- künftige Anforderungen. In: *Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz* 12, S. 7–16.
- GERKE, H. (1987): Untersuchungen zum Wasserhaushalt eines Kalkbuchenwald-Ökosystems und zur Wasserbewegung in flachgründigen Böden und im durchwurzelteten Kalkgestein als Grundlage zur Modellentwicklung, *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme / Waldsterben: Reihe A 27*, Göttingen, 189 S.
- GRANIER, A. (1987): Evaluation of Transpiration in a Douglas-Fir Stand by Means of Sap Flow Measurements. In: *Tree Physiology* 3, S. 309–319.
- GRANIER, A.; BRÉDA, N.; BIRON, P. & S. VILLETTE (1999): A Lumped Water Balance Model to Evaluate Duration and Intensity of Drought Constraints in Forest Stands. In: *Ecological Modelling* 116, S. 269–283.
- GRANIER, A.; REICHSTEIN, M.; BRÉDA, N.; JANSSENS, I. A.; FALGE, E.; CIAIS, P.; GRUENWALD, T.; AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; BUCHMANN, N.; FACINI, O.; GRASSI, G.; HEINESCH, B.; ILVESNIEMI, H.; KERONEN, P.; KNOHL, A.; KOESTNER, B.; LAGERGREN, F.; LINDROTH, A.; LONGDOZ, B.; LOUSTAU, D.; MATEUS, J.; MONTAGNANI, L.; NYS, C.; MOORS, E.; PAPALE, D.; PEIFFER, M.; PILEGAARD, K.; PITA, G.; PUMPANEN, J.; RAMBAL, S.; REBMANN, C.; RODRIGUES, A.; SEUFERT, G.; TENHUNEN, J. D.; VESALA, T. & Q. WANG (2007): Evidence for Soil Water Control on Carbon and Water Dynamics in European Forests During the Extremely Dry Year: 2003. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 143, S. 123-145.
- HAMMEL, K. & M. KENNEL (2001): Charakterisierung und Analyse der Wasserverfügbarkeit und des Wasserhaushalts von Waldstandorten in Bayern mit dem Simulationsmodell BROOK90, *Forstliche Forschungsberichte München* 185, München, 135 S.
- HARTKAMP, A. D.; BEURS, K. de; STEIN, A. & J. W. WHITE (1999): Interpolation Techniques for Climate Variables, *NRG-GIS Series 99-01*, Mexico, 34 S.
- HEIM, R. R. (2002): A Review of Twentieth-Century Drought Indices Used in the United States. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 83, S. 1149–1165.
- HENNEMUTH, B.; BENDER, S.; BÜLOW, K.; DREIER, N.; KEUP-THIEL, E.; KRÜGER, O.; MUDERSBACH, C.; RADERMACHER, C. & R. SCHOETTER (2013): Statistische Verfahren zur Auswertung von Klimadaten aus Modell und Beobachtung, eingesetzt in Projekten und Institutionen, die sich mit Klimfolgen und Anpassung befassen, *CSC Report 13*, CLIMATE SERVICE CENTER, Hamburg, 142 S.
- HENNESSY, J. T.; GIBBENS, R. P.; TROMBLE, J. M. & M. CARDENAS (1983): Water Properties of Caliche. In: *Journal of Range Management* 36, S. 723-726.
- HERBEL, C. H.; ARES, F. N. & R. A. WRIGHT (1972): Drought Effects on a Semidesert Grassland Range. In: *Ecology* 53, S. 1084-1093.

- HERBST, P. (2013): Räumlich hoch aufgelöste Modellierung der Wasserspeicherfähigkeit von Waldböden in der Nordwestschweiz: Faktorenbasierte Prognose mit einem Vergleich von wissensbasierter und teilautomatisierter Abschätzung. Dissertationsschrift, 186 S.
- HINCKLEY, T. M.; LASOIE, J. P. & S. W. RUNNING (1978): Temporal and Spatial Variations in the Water Status of Forest Trees, Forest Science Monograph 20, 76 S.
- HÖLTING, B. & W. G. COLDEWEY (2013): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, Heidelberg, 438 S.
- HUBBERT, K. R.; GRAHAM, R. C. & M. A. ANDERSON (2001): Soil and weathered bedrock: Components of a Jeffrey pine plantation substrate. In: Soil Science Society of America Journal 65, S. 1255-1262.
- IPCC (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis : Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, New York, 1535 S.
- JACOVIDES, C. P.; TYMVIOS, F. S.; ASSIMAKOPOULOS, V. D. & N. A. KALTSOUNIDES (2006): Comparative Study of Various Correlations in Estimating Hourly Diffuse Fraction of Global Solar Radiation. In: Renewable Energy 31, S. 2492–2504.
- JASPER, K.; CALANCA, P. & J. FUHRER (2006): Changes in Summertime Soil Water Patterns in Complex Terrain Due to Climatic Change. In: Journal of Hydrology 327, S. 550–563.
- JASPER, K.; CALANCA, P.; GYALISTRAS, D. & J. FUHRER (2004): Differential Impacts of Climate Change on the Hydrology of Two Alpine River Basins. In: Climate Research 26, S. 113–129.
- JOLLY, W. M. (2005): Divergent Vegetation Growth Responses to the 2003 Heat Wave in the Swiss Alps. In: Geophysical Research Letters 32, S. 1–4.
- JONES, D. P. & R. C. GRAHAM (1993): Water-Holding Characteristics of Weathered Granitic Rock in Chaparral and Forest Ecosystems. In: Soil Science Society of America Journal 57, S. 256-261.
- KELLER, F. & J. FUHRER (2004): Die Landwirtschaft und der Hitzesommer 2003. In: AGRAR-Forschung 11, S. 403–410.
- KEYANTASH, J. & J. A. DRACUP (2002): The Quantification of Drought: An Evaluation of Drought Indices. In: Bulletin of the American Meteorological Society 83, S. 1167–1180.
- KLÄMT, A. (2008): Langzeitverhalten von Sonnenscheindauer und Globalstrahlung sowie von Verdunstung und klimatischer Wasserbilanz in Baden-Württemberg und Bayern, KLIWA-Berichte 12, Offenbach, 147 S.
- KLIMCHOUK, A. (2004): Towards Defining, Delimiting and Classifying Epikarst: its Origin, Processes and Variants of Geomorphic Evolution. In: Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 2, S. 1-13.
- KÖLLING, C. (2007): Klimahüllen für 27 Waldbaumarten. In: AFZ - Der Wald 23, S. 1242–1245.

- KÖLLING, C.; DIETZ, E.; FALK, W. & K.-H. MELLERT (2008): Provisorische Klima-Risikokarten als Planungshilfen für den klimagerechten Waldumbau in Bayern. In: LWF Wissen 63, S. 31–39.
- KÖLLING, C. & L. ZIMMERMANN (2007): Die Anfälligkeit der Wälder Deutschlands gegenüber dem Klimawandel. In: Gefahrstoffe - Reinhaltung der Luft 6, S. 259–268.
- KÖSTNER, B. & F. CLAUSNITZER (2011): Die Transpiration eines Fichten- und Buchenbestandes unter Bodentrockenheit im Tharandter Wald. In: Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz 12, S. 29–35.
- KUMAR, L.; SKIDMOR, A. K. & E. KNOWLES (1997): Modelling Topographic Variation in Solar Radiation in a GIS Environment. In: International Journal of Geographical Information Science 11, S. 475–497.
- LABHART, T. P. (2009): Geologie der Schweiz, Bern, 211 S.
- LAIO, F.; PORPORATO, A.; RIDOLFI, L. & I. RODRIGUEZ-ITURBE (2001): Plants in Water-Controlled Ecosystems: Active Role in Hydrologic Processes and Response to Water Stress. In: Advances in Water Resources 24, S. 707–723.
- LEBOURGEOIS, F.; BRÉDA, N.; ULRICH, E. & A. GRANIER (2005): Climate-Tree-Growth Relationships of European Beech (*Fagus sylvatica* L.) in the French Permanent Plot Network (RENECOFOR). In: Trees-Structure and Function 19, S. 385–401.
- LEUZINGER, S.; ZOTZ, G.; ASSHOFF, R. & C. KÖRNER (2005): Responses of Deciduous Forest Trees to Severe Drought in Central Europe. In: Tree Physiology 25, S. 641–650.
- LINDNER, M.; MAROSCHEK, M.; NETHERER, S.; KREMER, A.; BARBATI, A.; GARCIA-GONZALO, J.; SEIDL, R.; DELZON, S.; CORONA, P.; KOLSTRÖM, M.; LEXER, M. J. & M. MARCHETTI (2010): Climate Change Impacts, Adaptive Capacity, and Vulnerability of European Forest Ecosystems. In: Forest Ecology and Management 259, S. 698–709.
- LUKES, M. (2005): Kalibrierung und Sensitivitätsanalyse eines Wasserhaushaltsmodells für Waldstandorte, Schriftenreihe Freiburger forstliche Forschung 31, Freiburg, 176 S.
- LUTERBACHER, J.; DIETRICH, D.; XOPLAKI, E.; GROSJEAN, M. & H. WANNER (2004): European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes since 1500. In: Science 303, S. 1499–1503.
- MARTÍNEZ-LOZANO, J. A.; TENA, F.; ONRUBIA, J. E. & DE LA RUBIA, J (1984): The Historical Evolution of the Ångström Formula and its Modifications: Review and Bibliography. In: Agricultural and Forest Meteorology 33, S. 109–128.
- MCDOWELL, N. G.; FISHER, R. A.; XU, C.; DOMEK, J. C.; HÖLTÄ, T.; MACKAY, D. S.; SPERRY, J. S.; BOUTZ, A.; DICKMAN, L.; GEHRES, N.; LIMOUSIN, J. M.; MACALADY, A. K.; MARTÍNEZ-VILALTA, J.; MENCUCCINI, M.; PLAUT, J. A.; OGÉE, J.; PANGLE, R. E.; RASSE, D. P.; RYAN, M. G.; SEVANTO, S.; WARING, R. H.; WILLIAMS, A. P.; YEPEZ, E. A. & W. T. POCKMAN (2013): Evaluating Theories of Drought-Induced

- Vegetation Mortality Using a Multimodel-Experiment Framework. In: *The New phytologist* 200, S. 304–321.
- MCDOWELL, N. G.; POCKMAN, W. T.; ALLEN, C. D.; BRESHEARS, D. D.; COBB, N. S.; KOLB, T.; PLAUT, J. A.; SPERRY, J. S.; WEST, A.; WILLIAMS, D. G. & E. A. YEPEZ (2008): Mechanisms of Plant Survival and Mortality During Drought: Why Do Some Plants Survive While Others Succumb to Drought? In: *The New phytologist* 178, S. 719–739.
- MEEHL, G. A. (2004): More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. In: *Science* 305, S. 994–997.
- MEESBURG, H.; JACOBSEN, C.; KHANNA, P. K. & K. J. MEIWES (2004): Abschätzung der effektiven Durchwurzelungstiefe von Waldböden, NIEDERSÄCHSISCHE FORSTLICHE VERSUCHSANSTALT (NFV), ABTEILUNG UMWELTKONTROLLE, Göttingen, 41 S.
- MEIER, D. & P. KRONBERG (1989): Klüftung in Sedimentgesteinen: Erscheinungsformen, Datenaufnahme, Datenbearbeitung, Interpretation, Stuttgart, 116 S.
- MEINING, S.; SCHRÖTER, H. & K. VAN WILPERT (2004): Waldzustandsbericht 2004 der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Freiburg, 58 S.
- MENZEL, L. (1999): Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration mit TRAIN, PIK report / Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, 30 S.
- METEOSCHWEIZ (2013a): Klimaszenarien Schweiz - eine regionale Übersicht, Fachbericht MeteoSchweiz 243, Zürich, 36 S.
- METEOSCHWEIZ (2013b): MeteoSchweiz - Sonnenscheindauer URL: <http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/services/datenportal/gitterdaten/sonnenscheindauer.html>.
- MICHELOT, A.; BRÉDA, N.; DAMESIN, C. & E. DUFRENE (2012): Differing Growth Responses to Climatic Variations and Soil Water Deficits of *Fagus sylvatica*, *Quercus petraea* and *Pinus sylvestris* in a Temperate Forest. In: *Forest Ecology and Management* 265, S. 161-171.
- MILLY, P. C. & K. A. DUNNE (1994): Sensitivity of the Global Water Cycle to the Water-Holding Capacity of Land. In: *Journal of Climate* 7, S. 506-526.
- MINHAS, B. S.; PARIKH, K. S. & T. N. SRINIVASAN (1974): Toward the Structure of a Production Function for Wheat Yields with Dated Inputs of Irrigation Water. In: *Water Resources Research* 10, S. 383–393.
- MISHRA, A. K. & V. P. SINGH (2010): A Review of Drought Concepts. In: *Journal of Hydrology* 391, S. 202–216.
- MITCHELL, P. J.; O'GRADY, A. P.; TISSUE, D. T.; WHITE, D. A.; OTTENSCHLAEGER, M. L. & E. A. PINKARD (2013): Drought Response Strategies Define the Relative Contributions of Hydraulic Dysfunction and Carbohydrate Depletion During Tree Mortality. In: *The New phytologist* 197, S. 862–872.
- MOESCH, M. & A. ZELENKA (2004): Globalstrahlungsmessung 1981 - 2000 im ANETZ, Arbeitsberichte der MeteoSchweiz 207, Zürich, 87 S.

- MONTAGNE, C.; RUDEL, J. & H. FERGUSON (1992): Water-Retention of Soft Siltstone Fragments in a Ustiv Torriorthent, Central Montana. In: Soil Science Society of America Journal 56, S. 555-557.
- MONTEITH, J. L. (1965): Evaporation and Environment. In: Symposia of the Society for Experimental Biology 19, S. 205–234.
- MOSIMANN, TH. (1985): Übersicht über die naturräumlichen Verhältnisse der Region Basel. In: MOSIMANN T. (Hrsg.) (1985): Basler Beiträge zur Physiogeographie / Materialien zur Physiogeographie 8, S. 5–16.
- MOSIMANN, TH. (2005): Waldböden des Kantons Basel-Landschaft. Bodenprofile der Gebiete Brislach, Reigoldswil-Lauwil-Bretzwil und des Tafeljuras zwischen Waldenburger- und Diegtertal, Hannover and Liestal 269 S.
- MOSIMANN, TH. (2011): Waldböden im Kanton Basel-Landschaft (NW-Schweiz) - Vielfalt, ökologische Eigenschaften und Verbreitung. In: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft beider Basel 13, S. 43-66.
- MOSIMANN, TH.; FRACEK, K.; HERBST, P.; PAUL, G.; SCHAUER, R. & M. SCHUTT (2009): Waldböden des Kantons Basel-Landschaft: Band 3. Bodenprofile im Gebiet des Birs- und Rheintales, im Homburgertal und im oberen Ergolzgebiet 3, Hannover und Liestal, 181 S.
- MOSIMANN, TH.; FRACEK, K.; HERBST, P. & M. SCHUTT (2006): Waldböden des Kantons Basel-Landschaft: Band 2. Bodenprofile der Gebiete Allschwil/Oberwil, Arisdorf und Wintersingen 2, Hannover und Liestal, 120 S.
- MOSIMANN, TH. & P. HERBST (2013): Flächenhafte Modellierung von Waldboden-Eigenschaften in der Nordwestschweiz. In: Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen 164, S. 10–22.
- MOSIMANN, TH.; HERBST, P.; GABRIEL, M. & J. WESSELS (2010): Waldböden des Kantons Basel-Stadt.: Band 4 der Dokumentation der Waldböden beider Basel. Bodenprofile der Gemeinden Riehen und Bettingen, Hannover und Lauwil, 71 S.
- MOSS, R. H.; EDMONDS, J. A.; HIBBARD, K. A.; MANNING, M. R.; ROSE, S. K.; VAN VUUREN, DETLEF P.; CARTER, T. R.; EMORI, S.; KAINUMA, M.; KRAM, T.; MEEHL, G. A.; MITCHELL, J. F. B.; NAKIĆENović, N.; RIAHI, K.; SMITH, S. J.; STOUFFER, R. J.; THOMSON, A. M.; WEYANT, J. P. & T. J. WILBANKS (2010): The Next Generation of Scenarios for Climate Change Research and Assessment. In: Nature 463, S. 747–756.
- MÜLLER, J. (2007): Auswirkungen von Trockenheit auf den Waldzustand - Ansätze zur Bewertung der Trockenheitsgefährdung von Waldstandorten. In: 12. Gumpensteiner Lysimetertagung, S. 113–116.
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau, Stuttgart, 624 S.
- MÜLLER, U. (2004): Auswertungsmethoden im Bodenschutz. Dokumentation zur Methodenkbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS): Arbeitshefte Boden, Stuttgart, 409 S.

- NAKIĆENOVIĆ, N. (2000): Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, New York, 599 S.
- NIEMEYER, S. (2008): New Drought Indices. In: López-Francos A (Hrsg.): Options Méditerranéennes : Série A. Séminaires Méditerranéens, Zaragoza, S. 267-274.
- NIU, S.; LUO, Y.; LI, D.; CAO, S.; XIA, J.; LI, J. & M. D. SMITH (2014): Plant Growth and Mortality Under Climatic Extremes: An Overview. In: Environmental and Experimental Botany 98, S. 13–19.
- NOTHDURFT, A.; CULLMANN, H.; MICHIELS, H.-G.; PUHLMANN, H.; YUE, C.; KOHNLE, U.; KÄNDLER, G. & K. von WILPERT (2012): Forstliche Forschung zur Entwicklung von Anpassungsstrategien an den Klimawandel. In: PROMET 38, S. 101–111.
- ORGANE CONSULTATIF SUR LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES [OCCC] (2008): Das Klima ändert - was nun?: Der neue UN-Klimabericht (IPCC 2007) und die wichtigsten Ergebnisse aus Sicht der Schweiz, Bern, 47 S. URL: <http://proclimweb.scnat.ch/Products/OcCC-IPCC/OcCC-IPCC.pdf>.
- PAUL, G. (2010): Wasserversorgung der Waldböden in der Nordwestschweiz: Abschätzung der standörtlichen Wasserversorgung unter dem Einfluss der Wasserspeicherung im Boden sowie den aktuellen und zukünftigen Klimabedingungen. Diplomarbeit, Hannover, 153 S.
- PEREZ, R.; SEALS, R.; INEICHEN, P.; STEWART, R. & D. MENICUCCI (1987): A New Simplified Version of the Perez Diffuse Irradiance Model for Tilted Surfaces. In: Solar Energy 39, S. 221–231.
- PERRIN, K.; JEANNIN, P. Y. & F. ZWAHLEN (2003): Epikarst Storage in a Karst Aquifer: a Conceptual Model Based on Isotopic Data, Milandre Test Site, Switzerland. In: Journal of Hydrology 279, S. 106-124.
- PERROUD, M. & S. BADER (2013): Klimaänderung in der Schweiz. Indikatoren zu Ursachen, Auswirkungen, Massnahmen., Umwelt-Zustand 1308, Zürich, 86 S. URL: http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/klima/berichte_und_publicationen/indikatorenbericht_meteoschweiz_bafu.Par.0004.DownloadFile.tmp/bericht.pdf.
- PETERS, R.; CLAUSNITZER, F.; KÖSTNER, B.; BERNHOFER, C.; FEGER, K.-H. & K. SCHWÄRZEL (2011): Einfluss von Boden und Bestockung auf den Standortswasserhaushalt. In: Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz 12, S. 101–109.
- PFISTER, C.; BRÁZDIL, R.; GLASER, R.; BARRIENDOS, M.; CAMUFFO, D.; DEUTSCH, M.; DOBROVOLNÝ, P.; ENZI, S.; GUIDOBONI, E.; KOTYZA, O.; MILITZER, S.; RÁČZ, L. & F. S. RODRIGO (1999): Documentary Evidence on Climate in Sixteenth-Century Europe. In: Climatic Change 43, S. 55–110.
- PICHLER, P. & W. OBERHUBER (2007): Radial Growth Response of Coniferous Forest Trees in an Inner Alpine Environment to Heat-Wave in 2003. In: Forest Ecology and Management 242, S. 688–699.

- PIEDALLU, C.; GÉGOUT, J.-C.; PEREZ, V. & F. LEBOURGEOIS (2013): Soil Water Balance Performs Better than Climatic Water Variables in Tree Species Distribution Modelling. In: *Global Ecology and Biogeography* 22, S. 470–482.
- PORPORATO, A.; LAIO, F.; RIDOLFI, L. & I. RODRIGUEZ-ITURBE (2001): Plants in Water-Controlled Ecosystems: Active Role in Hydrologic Processes and Response to Water Stress. In: *Advances in Water Resources* 24, S. 725–744.
- PRESCOTT, J. A. (1940): Evaporation From a Water Surface in Relation to Solar Radiation. In: *Transactions of the Royal Society of South Australia* 64, S. 114–125.
- PRIMAULT, B. (1972): De deux particularités phénologiques., *Arbeitsberichte der MeteoSchweiz* 78, METEOSCHWEIZ, Zürich, 7 S.
- PRINZ, H. (2006): *Abriss der Ingenieurgeologie*, München und Heidelberg, 671 S.
- QUEREJETA, J. I.; ESTRADA-MEDINA, H.; ALLEN, M. F.; JIMENEZ-OSORNIO, J. J. & R. RUENES (2006): Utilization of Bedrock Water by *Brosimum alicastrum* Trees Growing on Shallow Soil atop Limestone in a Dry Tropical Climate. In: *Plant Soil* 287, S. 187-197.
- R CORE TEAM (2013): *R: A Language and Environment for Statistical Computing*, Wien.
- RAISSI, F.; MÜLLER, U. & H. MEESENBERG (2009): Ermittlung der effektiven Durchwurzelungstiefe von Forststandorten, *Geofakten* 9, Hannover, 7 S.
- REBETEZ, M. & M. DOBBERTIN (2004): Climate change may already threaten Scots pine stands in the Swiss Alps. In: *Theoretical and Applied Climatology* 79, S. 1–9.
- REBETEZ, M.; MAYER, H.; DUPONT, O.; SCHINDLER, D.; GARTNER, K.; KROPP, J. P. & A. MENZEL (2006): Heat and Drought 2003 in Europe: a Climate Synthesis. In: *Annals of Forest Science* 63, S. 569–577.
- REBETEZ, M. & M. REINHARD (2008): Monthly Air Temperature Trends in Switzerland 1901–2000 and 1975–2004. In: *Theoretical and Applied Climatology* 91, S. 27–34.
- REDDY, A. R.; CHAITANYA, K. V. & M. VIVEKANANDAN (2004): Drought-Induced Responses of Photosynthesis and Antioxidant Metabolism in Higher Plants. In: *Journal of Plant Physiology* 161, S. 1189–1202.
- REICHSTEIN, M.; CIAIS, P.; PAPAIE, D.; VALENTINI, R.; RUNNING, S. W.; VIOVY, N.; CRAMER, W.; GRANIER, A.; OGÉE, J.; ALLARD, V.; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BUCHMANN, N.; CARRARA, A.; GRÜNWARD, T.; HEIMANN, M.; HEINESCH, B.; KNOHL, A.; KUTSCH, W.; LOUSTAU, D.; MANCA, G.; MATTEUCCI, G.; MIGLIETTA, F.; OURCIVAL, J. M.; PILEGAARD, K.; PUMPANEN, J.; RAMBAL, S.; SCHAPHOFF, S.; SEUFERT, G.; SOUSSANA, J. F.; SANZ, M. J.; VESALA, T. & M. ZHAO (2007): Reduction of Ecosystem Productivity and Respiration During the European Summer 2003 Climate Anomaly: a Joint Flux Tower, Remote Sensing and Modelling Analysis. In: *Global Change Biology* 13, S. 634–651.
- REINDL, D. T.; BECK, W. A. & J. A. DUFFIE (1990): Evaluation of Hourly Tilted Surface Radiation Models. In: *Solar Energy* 45, S. 9–17.

- RENGER, M. & O. STREBEL (1980): Berechnungsbedarf landwirtschaftlicher Kulturen in Abhängigkeit von Boden. In: Wasser & Boden 32, S. 572-575.
- RIDOLFI, L.; D'ODORICO, P.; PORPORATO, A. & I. RODRIGUEZ-ITURBE (2000): Duration and Frequency of Water Stress in Vegetation: An Analytical Model. In: Water Resources Research 36, S. 2297–2307.
- RIGLING, A.; BRANG, P.; BUGMANN, H.; KRÄUCHI, N.; WOHLGEMUTH, T. & N. E. ZIMMERMANN (2008): Klimawandel als Prüfstein für die Waldbewirtschaftung | Climate change as a touchstone for forest management. In: Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen 159, S. 316–325.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I.; PORPORATO, A.; LAIO, F. & L. RIDOLFI (2001): Plants in Water-Controlled Ecosystems: Active Role in Hydrologic Processes and Response to Water Stress. In: Advances in Water Resources 24, S. 695–705.
- RÖTZER, T.; DITTMAR, C. & W. ELLING (2004): A Model for Site Specific Estimation of the Available Soil Water Content and the Evapotranspiration in Forest Ecosystems. In: Journal of Environmental Hydrology 12, S. 1–14.
- ROUAULT, G.; CANDAU, J.-N.; LIEUTIER, F.; NAGELEISEN, L.-M.; MARTIN, J.-C. & N. WARZÉE (2006): Effects of Drought and Heat on Forest Insect Populations in Relation to the 2003 Drought in Western Europe. In: Annals of Forest Science 63, S. 613–624.
- SAILER, W. (2004): Waldzustandsbericht 2004, BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN (BStLF), München, 60 S. URL: <http://www.forst.bayern.de>.
- SALA, A.; PIPER, F. & G. HOCH (2010): Physiological Mechanisms of Drought-Induced Tree Mortality are Far From Being Resolved. In: The New phytologist 186, S. 274–281.
- SCHÄR, C. & G. JENDRITZKY (2004): Climate Change: Hot News from Summer 2003. In: Nature 432, S. 559–560.
- SCHÄR, C.; LÜTHI, D.; BEYERLE, U. & E. HEISE (1999): The Soil–Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model. In: Journal of Climate 12, S. 722–741.
- SCHÄR, C.; VIDALE, P. L.; LÜTHI, D.; FREI, C.; HÄBERLI, C.; LINIGER, M. A. & C. APPENZELLER (2004): The Role of Increasing Temperature Variability in European Summer Heatwaves. In: Nature 427, S. 332–336.
- SCHARNWEBER, T.; MANTHEY, M.; CRIEGEE, C.; BAUWE, A.; SCHRODER, C. & M. WILMKING (2011): Drought Matters - Declining Precipitation Influences Growth of *Fagus sylvatica* L. and *Quercus robur* L. in North-Eastern Germany. In: Forest Ecology and Management 262, S. 947-961.
- SCHIMPER, A. F. W. (1964): Plant-Geography upon a Physiological Basis, Weinheim, 839 S.
- SCHLICHTING, E.; BLUME, H.-P. & K. STAHR (1995): Bodenkundliches Praktikum: Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler ; mit 60 Tabellen, Pareys Studentexte 81, Berlin, 295 S.

- SCHMASSMANN, H. (1960): Geologischer Bau, Bodenbeschaffenheit und Bodennutzung im Kanton Baselland. In: Direktion des Innern des Kantons Basel-Landschaft (Hrsg.): Die Entwicklung der basellandschaftlichen Waldwirtschaft, 1899-1954, Liestal, S. 42–62.
- SCHMIDL, J. & C. FREI (2005): Trends of Heavy Precipitation and Wet and Dry Spells in Switzerland During the 20th Century. In: *International Journal of Climatology* 25, S. 753–771.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2006): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, Berlin, 302 S.
- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung des Folgen von Klimaänderungen, *Zürcher geographische Schriften* 69, Zürich, 161 S.
- SCHULTZE, B.; KÖLLING, C.; DITTMAR, C.; RÖTZER, T. & W. ELLING (2005): Konzept für ein neues quantitatives Verfahren zur Kennzeichnung des Wasserhaushalts von Waldböden in Bayern: Modellierung - Regression - Regionalisierung. In: *Forstarchiv* 76, S. 155–163.
- SCHWÄRZEL, K.; FEGER, K.-H.; HÄNTZSCHEL, J.; MENZER, A.; SPANK, U.; CLAUSNITZER, F.; KOESTNER, B. & C. BERNHOFER (2009a): A Novel Approach in Model-Based Mapping of Soil Water Conditions at Forest Sites. In: *Forest Ecology and Management* 258, S. 2163-2174.
- SCHWÄRZEL, K.; HÄNTZSCHEL, J.; MENZER, A.; SPANK, U.; CLAUSNITZER, F.; KÖSTNER, B.; BERNHOFER, C. & K.-H. FEGER (2009b): Modellierung und Regionalisierung des Standortwasserhaushaltes von Wäldern im Mittelgebirge. In: *Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg (Hrsg.): Berichte Freiburger Forstliche Forschung: Bedeutung des Klimawandels für Bodenprozesse. Gemeinsames Kolloquium des Arbeitskreises "Waldböden" der DBG und der Sektion "Wald und Wasser" im DVFFA in Freiburg vom 24. bis 25. April 2008* 82, Freiburg, S. 123–134.
- SCHWÄRZEL, K.; PETERS, R.; PETZOLD, R.; HÄNTZSCHEL, J.; MENZER, A.; CLAUSNITZER, F.; SPANK, U.; KÖSTNER, B.; BERNHOFER, C. & K.-H. FEGER (2011): Räumlich-differenzierte Berechnung und Bewertung des Standortwasserhaushaltes von Wäldern des Mittelgebirges. In: *Forstliche Standortskunde*, S. 119–126.
- SCHWINNING, S. (2008): The Water Relations of Two Evergreen Tree Species in a Karst Savanna. In: *Oecologia* 158, S. 373-383.
- SCHWINNING, S. (2010): The Ecohydrology of Roots in Rocks. In: *Ecohydrology* 3, S. 238-245.
- SENEVIRATNE, S. I.; LEHNER, I.; GURTZ, J.; TEULING, A. J.; LANG, H.; MOSER, U.; GREBNER, D.; MENZEL, L.; SCHROFF, K.; VITVAR, T. & M. ZAPPA (2012): Swiss Prealpine Rietholzbach Research Catchment and Lysimeter: 32 Year Time Series and 2003 Drought Event. In: *Water Resources Research* 48, S. 1–20.
- SENEVIRATNE, S. I. & R. STÖCKLI (2008): The Role of Land-Atmosphere Interactions for Climate Variability in Europe. In: BRÖNNIMANN S.; LUTERBACHER J.; EWEN T.; DIAZ H. F.; STOLARSKI R. S. & U. NEU (Hrsg.): *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*, Dordrecht, S. 179–193.

- SEVANTO, S.; MCDOWELL, N. G.; DICKMAN, L. T.; PANGLE, R. E. & W. T. POCKMAN (2014): How do Trees die? A Test of the Hydraulic Failure and Carbon Starvation Hypotheses. In: *Plant, Cell and Environment* 37, S. 153–161.
- SOIL SURVEY STAFF (1999): *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Survey*, Agriculture Handbook No 436, Washington D.C., 870 S.
- SPERRY, J. S.; HACKE, U. G.; OREN, R. & J. P. COMSTOCK (2002): Water Deficits and Hydraulic Limits to Leaf Water Supply. In: *Plant, Cell and Environment* 25, S. 251–263.
- STERNBERG, P. D.; ANDERSON, M. A.; GRAHAM, R. C.; BEYERS, J. L. & K. R. TICE (1996): Root Distribution and Seasonal Water Status in Weathered Granitic Bedrock Under Chaparral. In: *Geoderma* 72, S. 89–98.
- STOTT, P. A.; STONE, D. A. & M. R. ALLEN (2004): Human Contribution to the European Heatwave of 2003. In: *Nature* 432, S. 610–614.
- STURM, N.; KÖSTNER, B.; HARTUNG, W. & J. D. TENHUNEN (1998): Environmental and Endogenous Controls on Leaf- and Stand-Level Water Conductance in a Scots Pine Plantation. In: *Annales des Sciences Forestières* 55, S. 237–253.
- SUCOFF, E. & S. G. HONG (1974): Effects of Thinning on Needle Water Potential in Red Pine. In: *Forest Science* 20, S. 25–29.
- SUTMÖLLER, J.; FIEBINGER, C. & H. MEESENBURG (2009): Auswirkung des Klimawandels auf den Wasserhaushalt von Wäldern - Modellgestützte Risikoabschätzung für ausgewählte Waldbestände im Hessischen Ried. In: *Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg (Hrsg.): Berichte Freiburger Forstliche Forschung: Bedeutung des Klimawandels für Bodenprozesse. Gemeinsames Kolloquium des Arbeitskreises "Waldböden" der DBG und der Sektion "Wald und Wasser" im DVFFA in Freiburg vom 24. bis 25. April 2008, Freiburg, S. 111–121.*
- SWISS RE (2004): *Natural Catastrophes and Man-Made Disaster in 2003: Many Fatalities, Comparatively Moderate Insured Losses*, sigma 1/2004, Zürich, 44 S.
- TEULING, A. J.; SENEVIRATNE, S. I.; WILLIAMS, C. & P. A. TROCH (2006): Observed Timescales of Evapotranspiration Response to Soil Moisture. In: *Geophysical Research Letters* 33, S. 1–5.
- TEULING, A. J.; VAN LOON, ANNE F.; SENEVIRATNE, S. I.; LEHNER, I.; AUBINET, M.; HEINESCH, B.; BERNHOFER, C.; GRÜNWARD, T.; PRASSE, H. & U. SPANK (2013): Evapotranspiration Amplifies European Summer Drought. In: *Geophysical Research Letters* 40, S. 2071–2075.
- THIEL, D.; KREYLING, J.; BACKHAUS, S.; BEIERKUHNEIN, C.; BUHK, C.; EGEN, K.; HUBER, G.; KONNERT, M.; NAGY, L. & A. JENTSCH (2014): Different Reactions of Central and Marginal Provenances of *Fagus sylvatica* to Experimental Drought. In: *European Journal of Forest Research* 133, S. 247–260.

- TRÄGER-CHATTERJEE, C.; MÜLLER, R. W. & J. BENDIX (2013): Analysis of Extreme Summers and Prior Late Winter/Spring Conditions in Central Europe. In: *Natural Hazards and Earth System Science* 13, S. 1243–1257.
- VAN DER LINDEN, P. & J. F. B. MITCHELL (2009): ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of Research and Results from the ENSEMBLES Project, MET OFFICE HADLEY CENTRE, Exeter, 160 S.
- VAN DER MOLEN, M.K.; DOLMAN, A. J.; CIAIS, P.; EGLIN, T.; GOBRON, N.; LAW, B. E.; MEIR, P.; PETERS, W.; PHILLIPS, O. L.; REICHSTEIN, M.; CHEN, T.; DEKKER, S. C.; DOUBKOVÁ, M.; FRIEDL, M. A.; JUNG, M.; VAN DEN HURK, B.J.J.M.; JEU, R. de; KRUIJT, B.; OHTA, T.; REBEL, K.; PLUMMER, S.; SENEVIRATNE, S. I.; SITCH, S.; TEULING, A. J.; VAN DER WERF, G.R. & G. WANG (2011): Drought and Ecosystem Carbon Cycling. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 151, S. 765–773.
- VAVRUCH, S. (1985): Bodenformen des Tafeljuras. In: MOSIMANN T. (Hrsg.) (1985): *Basler Beiträge zur Physiogeographie / Materialien zur Physiogeographie* 8, S. 29–42.
- WALTHERT, L.; ZIMMERMANN, S.; BLASER, P.; LUSTER, J. & P. LÜSCHER (2004): *Waldböden der Schweiz: Band 1, Grundlagen und Region Jura*, Bern, 768 S.
- WEBER, P.; BUGMANN, H. & A. RIGLING (2007): Radial Growth Responses to Drought of *Pinus sylvestris* and *Quercus pubescens* in an Inner-Alpine Dry Valley. In: *Journal of Vegetation Science* 18, S. 777–792.
- WELLPOTT, A.; IMBERY, F.; SCHINDLER, D. & H. MAYER (2005): Simulation of Drought for a Scots Pine Forest (*Pinus sylvestris* L.) in the Southern Upper Rhine Plain. In: *Meteorologische Zeitschrift* 14, S. 143–150.
- WENDLING, U. (1995): Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith-Beziehung. In: *Wasserwirtschaft* 85, S. 602–604.
- WETTER, O.; PFISTER, C.; WERNER, J. P.; ZORITA, E.; WAGNER, S.; SENEVIRATNE, S. I.; HERGET, J.; GRÜNEWALD, U.; LUTERBACHER, J.; ALCOFORADO, M.-J.; BARRIENDOS, M.; BIEBER, U.; BRÁZDIL, R.; BURMEISTER, K. H.; CAMENISCH, C.; CONTINO, A.; DOBROVOLNÝ, P.; GLASER, R.; HIMMELSBACH, I.; KISS, A.; KOTYZA, O.; LABBÉ, T.; LIMANÓWKA, D.; LITZENBURGER, L.; NORDL, Ø.; PRIBYL, K.; RETSÖ, D.; RIEMANN, D.; ROHR, C.; SIEGFRIED, W.; SÖDERBERG, J. & J.-L. SPRING (2014): The Year-Long Unprecedented European Heat and Drought of 1540 – a Worst Case. In: *Climatic Change* 125, S. 349–363.
- WILLIAMS, A. P.; ALLEN, C. D.; MACALADY, A. K.; GRIFFIN, D.; WOODHOUSE, C. A.; MEKO, D. M.; SWETNAM, T. W.; RAUSCHER, S. A.; SEAGER, R.; GRISSINO-MAYER, H. D.; DEAN, J. S.; COOK, E. R.; GANGODAGAMAGE, C.; CAI, M. & N. G. McDOWELL (2012): Temperature as a Potent Driver of Regional Forest Drought Stress and Tree Mortality. In: *Nature Climate Change* 3, S. 292–297.
- WILLIAMS, P. W. (2008): The Role of the Epikarst in Karst and Cave Hydrogeology: a Review. In: *Int. J. Speleol.* 37, S. 1–10.

- WITTY, J. H.; GRAHAM, R. C.; HUBBERT, K. R.; DOOLITTLE, J. A. & J. A. WALD (2003): Contributions of Water Supply from the Weathered Bedrock Zone to Forest Soil Quality. In: *Geoderma* 114, S. 389-400.
- YORUKOGLU, M. & A. N. CELIK (2006): A Critical Review on the Estimation of Daily Global Solar Radiation from Sunshine Duration. In: *Energy Conversion and Management* 47, S. 2441–2450.
- ZARGAR, A.; SADIQ, R.; NASER, B. & F. I. KHAN (2011): A Review of Drought Indices. In: *Environmental Reviews* 19, S. 333–349.
- ZIERL, B. (2001): A Water Balance Model to Simulate Drought in Forested Ecosystems and its Application to the Entire Forested Area in Switzerland. In: *Journal of Hydrology* 242, S. 115–136.
- ZIERL, B. (2004): A Simulation Study to Analyse the Relations Between Crown Condition and Drought in Switzerland. In: *Forest Ecology and Management* 188, S. 25–38.
- ZIERL, B.; BUGMANN, H. & C. L. TAGUE (2007): Water and Carbon Fluxes of European Ecosystems: an Evaluation of the Ecohydrological Model RHESSys. In: *Hydrological Processes* 21, S. 3328–3339.
- ZIMMERMANN, N. E. & H. BUGMANN (2008): Die Kastanie im Engadin – oder was halten Baumarten von modellierten Potenzialgebieten? Chestnut in the Engadine – what do tree species think about model predictions? In: *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 159, S. 326–335.
- ZWEIFEL, R.; RIGLING, A. & M. DOBBERTIN (2009): Species-Specific Stomatal Response of Trees to Drought - a Link to Vegetation Dynamics? In: *Journal of Vegetation Science* 20, S. 442–454.
- ZWIENIECKI, M. A. & M. NEWTON (1996): Water-Holding Characteristics of Metasedimentary Rock in Selected Forest Ecosystems in Southwestern Oregon. In: *Soil Science Society of America Journal* 60, S. 1578-1582.

Anhang

Abbildungsverzeichnis Anhang

- Abb. A-1: Übersicht zu den im Projekt CH2011 verwendeten Modellläufen prognostizierter zukünftiger klimatischer Bedingungen. 178
- Abb. A-2: Homogenisierte Zeitreihe der Niederschlagssummen [mm] an der Station Basel-Binningen (316 m ü. M.) für den Zeitraum 1864 bis 2013. 179
- Abb. A-3: Durchwurzelte Kalksteinverwitterungsschichten mit Relevanz für den Bodenwasserhaushalt in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt (Modellgestützte Prognose). 180
- Abb. A-4: Jährliche Variation des Trockenstressindex (für die Vegetationsperiode; TSI_{VP}) für bekannte Waldbodenstandorte im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013. 181
- Abb. A-5: Jährliche Variation des Trockenstressindex (für die Vegetationsperiode; TSI_{VP}) für alle untersuchten Waldflächen im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013. 181
- Abb. A-6: Trockenstressindex (für die Vegetationsperiode; TSI_{VP}) in Abhängigkeit der klimatischen Wasserbilanz und der nutzbaren Feldkapazität für bekannte Waldbodenstandorte in den Beobachtungsjahren 1983 bis 2013. 182

Berechnung der extraterrestrischen Strahlung in halbstündiger Auflösung

Für die Berechnung der extraterrestrischen Strahlung halbstündiger Periode nach dem FAO-Standardverfahren (ALLEN 1998) wird aus geographischen Koordinaten, sowie Datums- und Zeitangaben die Position der Sonne bestimmt. Es gilt:

$$R_E = \frac{12(30)}{\pi} \cdot G_{SK} \cdot d_r \cdot [(\omega_2 - \omega_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))]$$

Mit:	R_E	Extraterrestrische Strahlungssumme der Berechnungsperiode (30 min) $\left[\frac{J}{\text{cm}^2 \cdot \text{Zeitperiode}}\right]$
	G_{SK}	Solar-Konstante = 0.0820 $\left[\frac{MJ}{\text{m}^2 \cdot \text{min}}\right]$
	d_r	inverse relative Distanz Erde-Sonne
	δ	Sonnendeklination (Geogr. Breite in der die Sonne am Berechnungstag im Zenit steht) [°]
	φ	Geographische Breite des Berechnungsortes [°]
	ω_1	Stundenwinkel der Sonne zu Beginn der Berechnungsperiode [°]
	ω_2	Stundenwinkel der Sonne zum Ende der Berechnungsperiode [°]

$$d_r = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J\right)$$

$$\delta = 0.409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1.39\right)$$

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi \cdot t_1}{24}$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi \cdot t_1}{24}$$

Mit:	ω	Stundenwinkel der Sonne zur Mitte der Periode [Grad]
	t_1	Länge der Zeitperiode für die berechnet wird [h]

$$\omega = \frac{\pi}{24} [(t + 0.06667(L_Z - L_M) + S_K) - 12]$$

Mit:	t	Standard-Uhrzeit zur Mitte der Periode [h]
	L_Z	Geographische Länge des Zentralmeridians der Zeitzone des Berechnungsstandortes[°]. Angabe im Format „westlich von Greenwich“: Mitteleuropäische Zeitzone: 15° Ost = 345°
	L_M	Geographische Länge des Berechnungsstandortes [°] Angabe im Format „westlich von Greenwich“: 10° Ost = 350°
	S_K	Saisonaler Korrekturfaktor für Sommerzeit [h]

$$S_K = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin b$$

$$\text{Mit: } b = \frac{2\pi \cdot (J - 81)}{364}$$

J	Tag des Jahres [1 – 365]
---	--------------------------

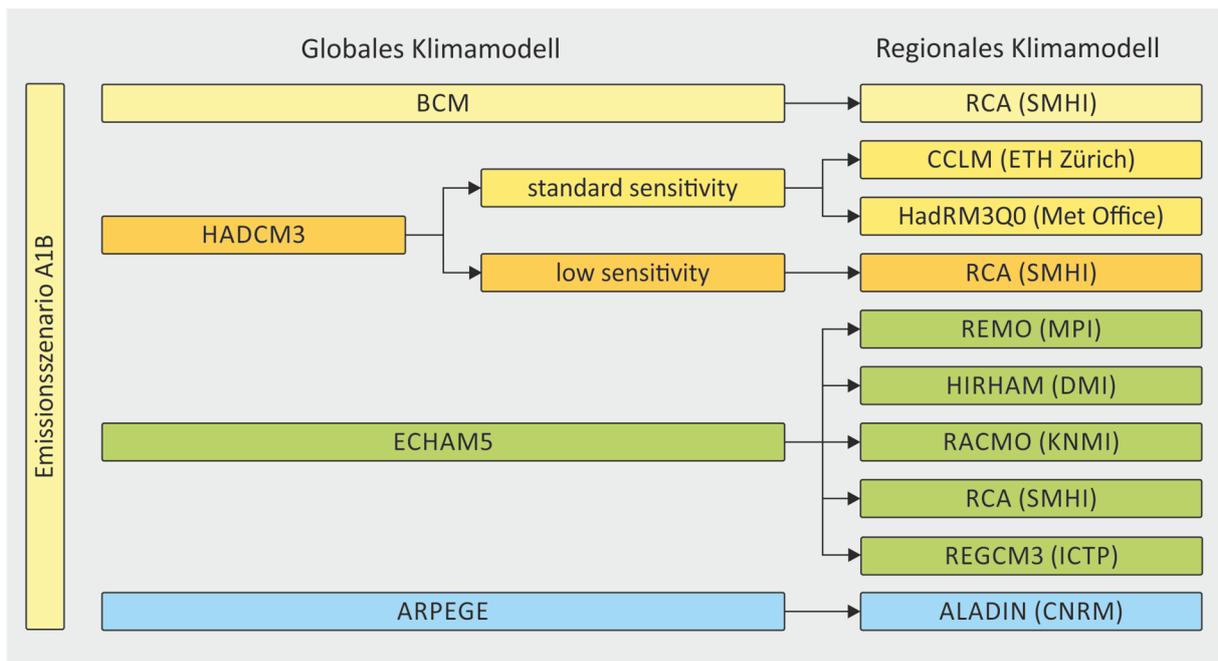


Abb. A-1: Übersicht zu den im Projekt CH2011 verwendeten Modellläufen prognostizierter zukünftiger klimatischer Bedingungen. Dargestellt sind die Kombinationen aus globalen und regionalen Klimamodellen. Quelle: APPENZELLER (2011).

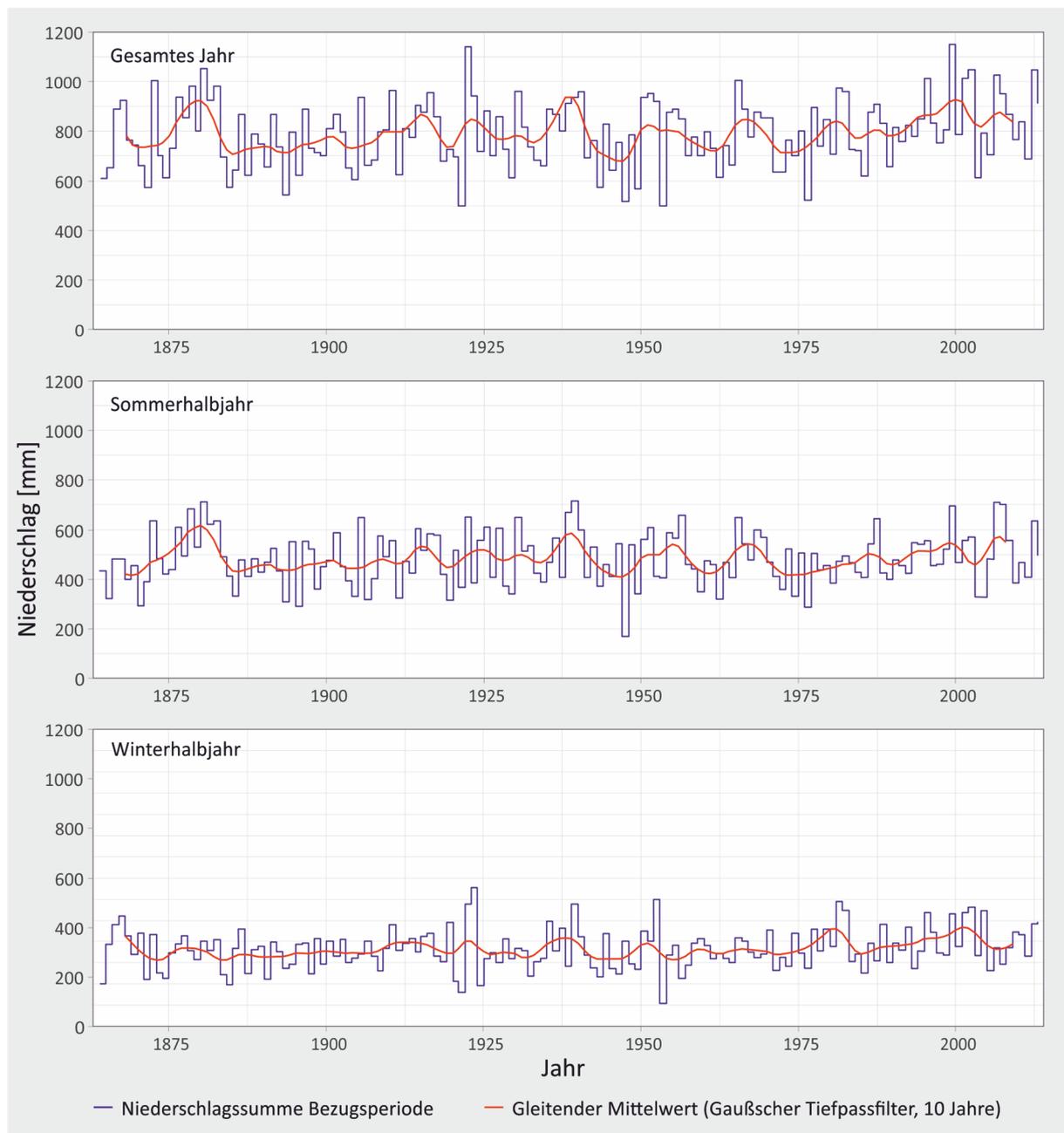


Abb. A-2: Homogenisierte Zeitreihe der Niederschlagssummen [mm] an der Station Basel-Binningen (316 m ü. M.) für den Zeitraum 1864 bis 2013. Dargestellt sind die Jahressummen sowie die Summen des Sommer- (April bis September) und Winterhalbjahres (Oktober bis März). In blau ist die jährliche Niederschlagssumme der Bezugsperiode (Halbjahr bzw. Jahr) angegeben. Zur Berechnung des gleitenden Mittels (in rot) wurde ein Gaußscher Tiefpassfilter (SCHÖNWIESE 2006) mit einer Breite von zehn Jahren verwendet. Eigene Berechnungen auf der Datengrundlage von MeteoSchweiz.

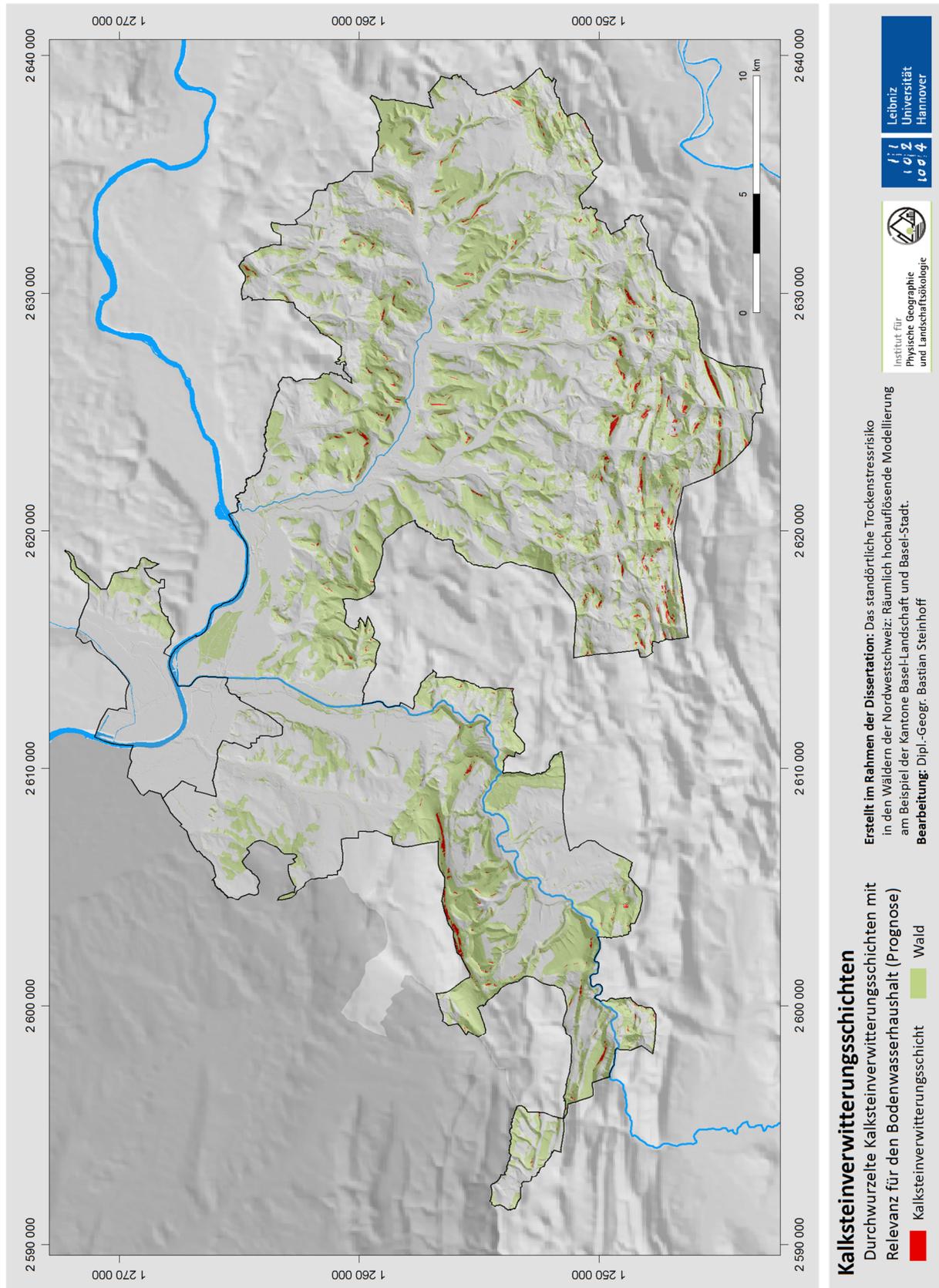


Abb. A-3: Durchwurzelte Kalksteinverwitterungsschichten mit Relevanz für den Bodenwasserhaushalt in den Kantonen Basel-Landschaft und Basel-Stadt (Modellgestützte Prognose). Die hier angegebenen Flächen erhalten in der Bodenwasserhaushaltsmodellierung einen Zuschlag zum pflanzenverfügbaren Bodenwasserspeicher von 8 mm.

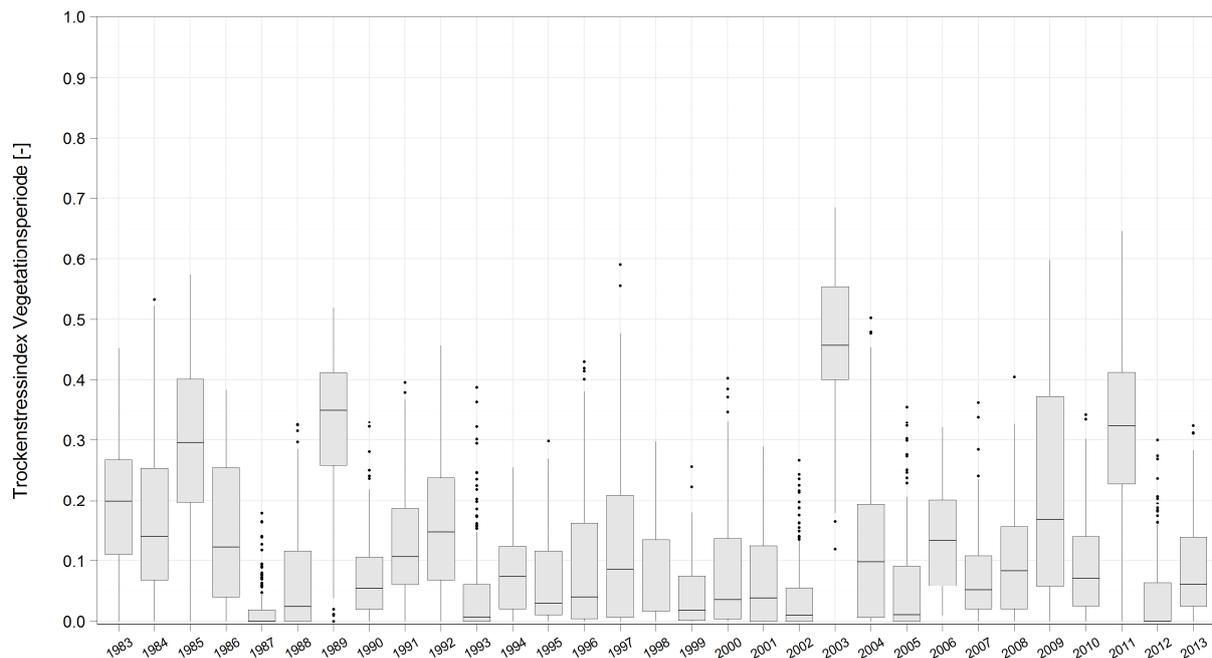


Abb. A-4: Jährliche Variation des Trockenstressindex (für die Vegetationsperiode; TSI_{VP}) für bekannte Waldbodenstandorte im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013. Boxplots für jedes Beobachtungsjahr; Punkte: Ausreißer; Whiskers: kleinster und größter Wert innerhalb des unteren und oberen 1,58-fachen Interquartilsabstands; Beginn und Ende der Box: unteres und oberes Quartil; Strich innerhalb der Box: Median ($n = 134$; Anzahl Beobachtungsjahre: 31).

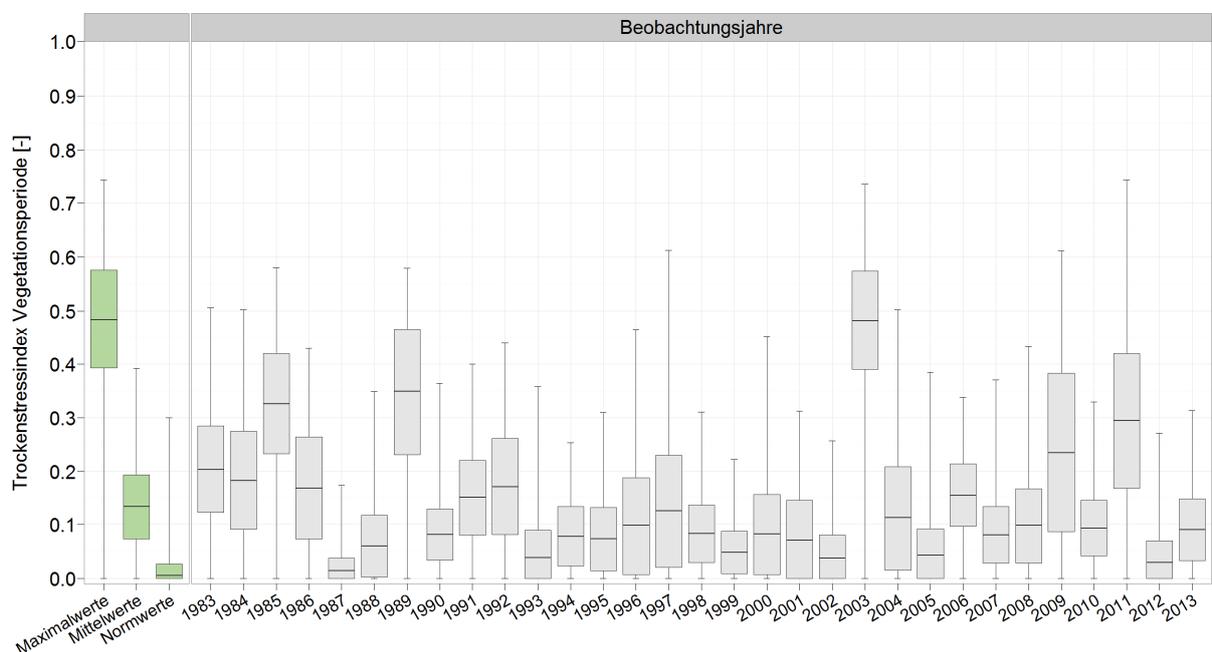


Abb. A-5: Jährliche Variation des Trockenstressindex (für die Vegetationsperiode; TSI_{VP}) für alle untersuchten Waldflächen im Beobachtungszeitraum 1983 bis 2013. Boxplots für jedes Beobachtungsjahr sowie die Maximal-, Mittel-, und Normwerte des Beobachtungszeitraums; Whiskers: Minimal- und Maximalwert; Beginn und Ende der Box: Standardabweichung vom arithmetischen Mittel; Strich innerhalb der Box: arithmetisches Mittel ($n = 1.505.897$; Anzahl Beobachtungsjahre: 31).

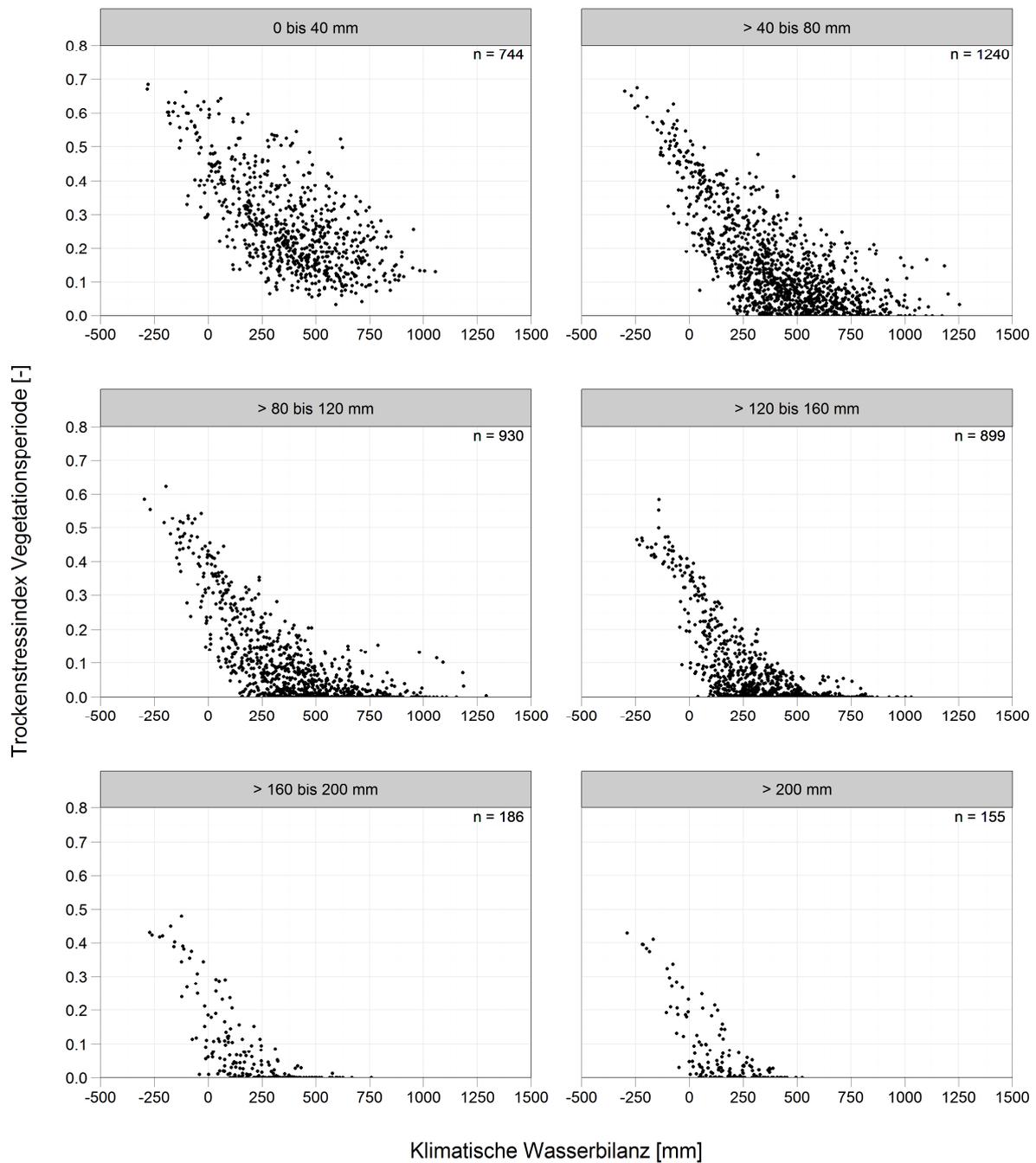


Abb. A-6: Trockenstressindex (für die Vegetationsperiode; TSI_{VP}) in Abhängigkeit der klimatischen Wasserbilanz und der nutzbaren Feldkapazität für bekannte Waldbodenstandorte in den Beobachtungsjahren 1983 bis 2013. Gruppiert nach Klassen der nutzbaren Feldkapazität (n = 4154; Anzahl Profile: 134; Anzahl Beobachtungsjahre: 31).

Zur Person

Name Bastian Steinhoff-Knopp (geb. Steinhoff)

Geburtsdatum 02. August 1983

Geburtsort Hannover

Beruflicher Werdegang

seit 11.2011 **Wissenschaftlicher Mitarbeiter**
Institut für Physische Geographie und Landschaftsökologie der Leibniz Universität Hannover.

seit 11.2011 **Promotionsstudium**
zur Erlangung des Dr. rer. nat. an der Leibniz Universität Hannover.

05.2011 bis 10.2011 **Lehrkraft für besondere Aufgaben für die GIS-Ausbildung**
Institut für Physische Geographie und Landschaftsökologie der Leibniz Universität Hannover.

Studium

04.2011 **Abschlussprüfung zum Diplom-Geographen**

Verfassen der Diplomarbeit
08.2010 bis 02.2011 Titel: Modellierung von Raumstrukturen für die räumlich-differenzierte Abschätzung von Bodenabträgen.

Studium der Geographie
10.2005 bis 04.2011 Schwerpunkt Physische Geographie und Landschaftsökologie (Hauptfach), Kartographie und Geoinformatik (Nebenfach) sowie Geologie (Nebenfach) an der Leibniz Universität Hannover.

Zivildienst, FÖJ und Schulbildung

Zivildienst
05.2004 bis 03.2005 Bürgerinitiative Umweltschutz e.V. in Hannover.

Freiwilliges Ökologisches Jahr (FÖJ)
09.2003 bis 05.2004 Bürgerinitiative Umweltschutz e.V. in Hannover.

Abitur
06.2003 Gymnasium Michelsenschule Hildesheim.