

Inaugural – Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich – Mathematischen
Gesamtfakultät
der
Ruprecht – Karls – Universität
Heidelberg

Vorgelegt von:

Diplom Geogr., Master of Science in
Integrated Natural Resource Management
Matthias Stork

Tag der mündlichen Prüfung: 21.10.2016

Thema:

**ENERGIE- UND WASSERHAUSHALT LANDWIRTSCHAFTLICH
INTENSIV BEWIRTSCHAFTETER FLÄCHEN**

**Analysen und Simulationen im Südwesten Deutschlands
unter Verwendung der Eddy-Kovarianz-Methode**

Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. Lucas Menzel

Prof. Dr. rer. nat. Frank-M. Chmielewski

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde der gesamte Wasser- und Energiehaushalt für die Vegetationsperioden der zwei Getreidearten Sommergerste und Winterweizen anhand von hydrometeorologischen Experimenten untersucht. Der Untersuchungsstandort befand sich in den Jahren 2014 und 2015 im Südwesten Deutschlands, im Raum Heidelberg. Herzstück der Experimente war die Messung der latenten und sensiblen Wärmeströme mittels der Eddy-Kovarianz-Methode. Hierbei wurden insbesondere verschiedene Ansätze zur Schließung der Energiebilanz sowie die Quellgebietsbestimmung der untersuchten Flüsse diskutiert. Die Messungen umfassten im Weiteren den Niederschlag, die Lufttemperatur und -feuchte, die Bodenfeuchte, die Strahlungsbilanzkomponenten Nettostrahlung und Bodenwärmestrom sowie die phänologischen Entwicklungen der untersuchten Kulturarten.

Messungen der turbulenten Wärmeströme mittels der Eddy-Kovarianz-Methode weisen stets eine unausgeglichene Energiebilanz auf. Hierdurch entstehen Residuen verfügbarer Energie, die weder den sensiblen noch den latenten Wärmeströmen zugeordnet sind. Das Energiebilanzverhältnis betrug in dieser Studie 69,7 % für die Sommergerste (2014) und 76,5 % für den Winterweizen (2015). Die sich hierdurch ergebene Energiebilanzlücke wurde durch zwei Verfahren geschlossen. Das eine Verfahren teilt die Residuen entsprechend dem Verhältnis von sensibler zu latenter Wärme (Bowen-Verhältnis) auf. Das andere Verfahren ordnet das gesamte Residuum der sensiblen Wärme zu, sodass die gemessenen latenten Wärmeströme unverändert bleiben. Die Energiebilanzschließung nach der Bowen-Verhältnis-Methode ergab einen deutlichen Anstieg der Verdunstung. Bezogen auf die Vegetationsperiode vom Beginn der Messungen bis zur Ernte stieg die Evapotranspiration im Jahr 2014 um 124,7 mm von 209,7 mm auf 334,4 mm und im Jahr 2015 um 102 mm von 244,8 mm auf 348,4 mm. Die durchschnittliche tägliche Verdunstungsrate betrug für den Gesamtzeitraum 3,6 mmd^{-1} bei der Sommergerste und 3,4 mmd^{-1} beim Winterweizen. In der Zeit der Blüte und Fruchtentwicklung wurden Spitzenwerte von 8,4 mmd^{-1} bei der Sommergerste und 7,3 mmd^{-1} beim Winterweizen gemessen.

Die experimentell erhobenen Daten dienten der Simulation des Wasser- und Energiehaushalts anhand des ökohydrologischen Modells TRAIN und der Validierung der Simulationsergebnisse. Dieses Modellsystem nutzt für die Berechnung der Evapotranspiration die Penman-

Monteith-Gleichung. Ein wichtiger Bestandteil dieser Gleichung ist die Verwendung eines pflanzenspezifischen Bestandeswiderstandes r_c . Im Rahmen dieser Arbeit wurde dieser Widerstand durch Umstellen der Penman-Monteith-Gleichung für beide Kulturarten ermittelt. Die Berechnungen der Bestandeswiderstände ergaben für beide Getreidearten mit 33 sm^{-1} (Sommergerste) bzw. 47 sm^{-1} (Winterweizen) ähnliche Minimumwerte in der Hauptwachstumszeit, doch wiesen die Mittelwerte (89 sm^{-1} und 117 sm^{-1}) und insbesondere die Maximumwerte in den Endstadien der Vegetationsperiode (634 sm^{-1} bzw. 1889 sm^{-1}) deutliche Unterschiede auf.

Die Ableitung der Bestandeswiderstände ermöglichte eine raum- und kulturartenspezifische Anpassung des Modells durch multivariate lineare Regression. Für die Sommergerste zeigten die Simulationsergebnisse des kalibrierten Modells hohe Übereinstimmungen mit den gemessenen Verdunstungswerten und den Bodenfeuchteveränderungen. Die Ergebnisse des Winterweizens wiesen eine Unterschätzung der Verdunstung sowie deutliche Abweichungen zu den Bodenfeuchteveränderungen auf.

Im Rahmen dieser Studie wurden Unsicherheiten bei der Energiebilanzschließung diskutiert, die durch mesoskalige Strömungsmuster entstehen können. Eine Plausibilitätsprüfung erfolgte durch die Berechnung der Wasserbilanz aus den gemessenen Niederschlägen und den Bodenfeuchteveränderungen. Sie legt eine phasenweise Überkorrektur der latenten Wärmeströme mittels Bowen-Verhältnis-Methode nahe.

Beide Untersuchungsperioden wiesen eine, im Bezug zum vieljährigen Mittel (1981-2010), deutlich zu trockene und zu warme Witterung auf. Trockenzeiten, in den für die Ernteerträge kritischen phänologischen Phasen, wurden durch Bewässerungsmaßnahmen ausgeglichen. Es wurden daher keine kritischen Trockenstresssymptome beobachtet. Die Ernteerträge lagen in beiden Jahren über den vom Landwirt erwarteten Erträgen. Als Grund hierfür wird die hohe Photosyntheseleistung infolge der hohen Sonnenscheindauer angeführt.

Summary

This Phd Thesis analyses the total water and energy balance for the growing seasons of two cereal varieties (spring barley and winter wheat) through hydro-meteorological experiments.

The experiments were conducted in 2014 and 2015 in southwestern Germany, near Heidelberg. The experiments measured the latent and sensible heat fluxes by the eddy-covariance-method. Different approaches to the energy balance closure and the determination of the footprint are discussed. The measurements included additionally precipitation, air temperature, air humidity, soil moisture, the radiation balance components net radiation, soil heat flux and the phenological development of the studied crops.

Measurements of turbulent heat fluxes using the eddy covariance method imply generally an unbalanced energy balance. This produces residuals of available energy which are neither sensitive nor associated to the latent heat flows. The energy balance ratio in this study was 69.7% for spring barley (2014) and 76.5% for winter wheat (2015). The energy balance gap was closed by two methods. One method divides the residuals in accordance with the ratio of sensible to latent heat (Bowen ratio). The other method allocates the entire residue of the sensible heat, so that the measured latent heat flows remain unchanged. The energy balance closure by the Bowen ratio method showed a significant increase in evapotranspiration. Based on the growing season from the start of the measurements in April to harvest in July, evapotranspiration increased in 2014 from 209.7 mm to 334.4 mm and in 2015 by 102 mm from 244.8 mm to 348.4 mm to. The average daily evaporation rate was for the whole period 3.6 mmd^{-1} for spring barley and 3.4 mmd^{-1} for winter wheat. Peak values of 8.4 mmd^{-1} (spring barley) and 7.3 mmd^{-1} (winter wheat) were measured during flowering and fruit development stages.

The data from the experiments was used for the simulation of water and energy balance with the eco-hydrological model TRAIN and the validation of the simulation results. This model system uses for calculating evapotranspiration the Penman-Monteith equation. An important part of this equation is the use of a plant specific canopy resistance r_c . In this thesis, this resistance was determined by rearranging the Penman-Monteith equation. The calculations of canopy resistances showed for both cereals 33 sm^{-1} (spring barley) and 47 sm^{-1} (winter wheat) similar minimum values in the main growing season. Mean values of 89 sm^{-1} and 117 sm^{-1} and in particular the maximum values in the final stages of the growing season (634 sm^{-1} and 1889 sm^{-1}) differed significantly.

The derivation of canopy resistances enabled a landscape- and crop-specific adaptation of the model by identifying multivariate linear regression. The simulation results of the calibrated model showed consistency with the measured evapotranspiration rates and the soil moisture changes for spring barley. The results for winter wheat showed an underestimation of the evapotranspiration and significant deviations for soil moisture changes.

In this study, uncertainties in the energy balance closure were discussed that may arise by mesoscale flow patterns. A plausibility check was conducted by calculating the water balance from the measured rainfall and soil moisture changes. It suggests phases of overcorrection of the latent heat flux by the bowen-ratio-method.

Both study years exhibited much too less precipitation and high average temperatures during growing season in relation to the long-term average (1981-2010). Dry times in the critical phenological phases of the cereals were mitigated by irrigation measures. However no critical drought stress symptoms were observed. Crop yields were in both periods larger than those anticipated by the farmer. A reason for this was an enhanced photosynthetic performance due to a high number of sunshine hours.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich vor allem bei meinem Doktorvater Herrn Prof. Lucas Menzel sowie Herrn Prof. Frank Chmielewski bedanken, die mich in vielerlei Hinsicht unterstützt und zum Gelingen dieser Arbeit maßgeblich beigetragen haben.

Auch der kollegialen Arbeitsgruppe im Fachbereich Hydrogeographie und Klimatologie möchte ich danken. Insbesondere Dr. Zhiyong Liu und Dr. Chunyu Dong haben mich in den Feldphasen tatkräftig unterstützt. Ohne sie wäre der mehrmalige Stationsauf- und -abbau wesentlich beschwerlicher gewesen. Zudem möchte ich Verena Maurer und Michael Kraft für ihre Bereitschaft zum Lektorieren in der Endphase der Anfertigung dieser Dissertation danken.

Besonderen Dank gebührt meiner Frau Henriette Hartmann, die stets an meiner Seite stand und meinen Weg mit Geduld und Zuversicht begleitet hat. Nicht zuletzt sei meinen Eltern Katja und Hans-Ulrich Stork gedankt, die den Grundstein für meinen Werdegang gelegt und mich in allem unterstützt haben. Vielen Dank!

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	I
Summary	III
Danksagung	V
Inhaltsverzeichnis	VI
Abbildungsverzeichnis	VIII
Tabellenverzeichnis	X
Symbolverzeichnis	XI
1. Einleitung	1
1.1 Ziele der Arbeit.....	4
2. Naturräumliche Einordnung des Untersuchungsstandortes	5
2.1 Standort Grenzhof	6
3. Material und Methoden	10
3.1 Konzeptioneller Aufbau der Arbeit.....	10
3.2 Experimentieraufbau und eingesetzte Sensoren	14
3.3 Mikrometeorologie	18
3.3.1 Theoretische Grundlagen der Eddy-Kovarianz-Methode	18
3.3.2 Atmosphärische Grenzschicht	18
3.3.2 Turbulenz	20
3.3.3 Grundlegende Gleichungen der Eddy-Kovarianz-Methode.....	23
3.3.4 Korrekturverfahren	26
3.3.4.1 Koordinatenrotation	27
3.3.4.2 Entfernung von Trends.....	27
3.3.4.3 Frequenzkorrekturen	28
3.3.5 Qualitätskontrolle	29
3.3.5.1 Test auf Stationarität und integrale Turbulenzcharakteristiken.....	29
3.3.5.2 Footprintanalyse	31
3.3.5.3 Füllen von Datenlücken	35
3.3.5.4 Schließung der Energiebilanz	37
3.4 Bestandsparameter der untersuchten Kulturarten	42
3.4.1 Bestandshöhe	42
3.4.2 Blattflächenindex	43

3.5 Bewässerung.....	46
3.6 Wasserhaushaltmodellierung mit TRAIN	48
3.6.1 Evapotranspiration	50
3.6.2 Aerodynamischer Widerstand r_a	51
3.6.3 Bestandeswiderstand r_c	52
3.6.4 Statistische Evaluation der Modelgüte.....	56
4. Ergebnisse und Diskussion.....	57
4.1 Klimaparameter	57
4.1.1 Niederschlag und Lufttemperatur 2014.....	57
4.1.2 Niederschlag und Lufttemperatur 2015.....	59
4.1.3 Bodenhydrologie	61
4.1.4 Windfeldverteilung.....	66
4.2 Phänologie und Blattflächenindex	67
4.3 Energie -und Wasserflüsse.....	70
4.3.1 Qualitätsanalysen.....	70
4.3.1.1 Test auf Stabilität und integrale Turbulenzstatistik.....	70
4.3.1.2 Footprint	71
4.3.1.3 Schließung von Datenlücken.....	75
4.3.1.4 Turbulente Wärmeströme und Schließung der Energiebilanzlücke.....	79
4.4 Simulation des Energie- und Wasserhaushalts.....	86
4.4.1 Evapotranspiration	86
4.4.2 Bodenfeuchte.....	91
4.4.3 Plausibilitätsprüfung	93
4.4.5 Ableitung der Bestandeswiderstände	93
4.4.6 Simulationen mit dem kalibrierten TRAIN.....	113
5. Schlussfolgerungen und Ausblick	118
Literaturverzeichnis.....	123
Anhang A.....	134
Anhang B.....	135
Anhang C.....	136

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Langjährige monatliche Mittelwerte für Lufttemperatur und Niederschlag.....	6
Abb. 2: Veränderung der vol. Bodenfeuchte über verschiedene Saugspannungsbereiche.....	7
Abb. 3: Ausschnitt aus der topographischen Übersichtskarte Kreis Heidelberg (TK25).	8
Abb. 4: Darstellung der Standorte für die Versuchsjahre 2014 und 2015 am Grenzhof, nahe Heidelberg und die Windrichtungsverteilung.....	9
Abb. 5: Ablaufschema der in dieser Studie verwendeten Methoden.....	11
Abb. 6: Aufbau der hydroklimatischen Station am Grenzhof 2014 und 2015	16
Abb. 7: Fotografie der Klimastation im Jahr 2014.....	16
Abb. 8: Fotografien von den Bodenprofilen und der Sommergerste.....	17
Abb. 9: Die tageszeitliche Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht.....	19
Abb. 10: Schematische Darstellung der Trajektorien für gleichförmige und turbulente Strömungen	20
Abb. 11: Darstellung des turbulenten Austauschprozess eines betrachteten Skalars.....	24
Abb. 12: Bewegungsrichtung eines Eddy und den damit verbundenen Transport.....	26
Abb. 13: Fluktuation der Wasserdampfkonzentration für den 15.05.2015	28
Abb. 14: Schematische Darstellung des Footprints und dessen Schwerpunkt in Abhängigkeit von der atmosphärischen Stabilität	32
Abb. 15: Tagesgang der Energieflussdichten der Strahlungbilanzkomponenten	38
Abb. 16: Schematischer Aufbau von TRAIN.....	49
Abb. 17: Schema für die Weiterentwicklung der Verdunstungsberechnung von TRAIN	55
Abb. 18: Niederschlag und Lufttemperatur in der Untersuchungsperiode 2014	59
Abb. 19: Niederschlag und Lufttemperatur in der Untersuchungsperiode 2015	61
Abb. 20: Volumetrische Bodenfeuchte in der Untersuchungsperiode 2014.....	62
Abb. 21: Niederschlag und nutzbare Feldkapazität im Zeitraum 15.04.-15.07.2014	63
Abb. 22: Veränderung der Bodenfeuchte durch Zusatzbewässerung am 15.06.2014	64
Abb. 23: Volumetrische Bodenfeuchte in der Untersuchungsperiode 2015.....	65
Abb. 24: Niederschlag und nutzbare Feldkapazität in der Untersuchungsperiode 2015.....	66
Abb. 25: Verteilung der Windrichtung für die DWD Station Mannheim im langjährigen Mittel (1981-2010) und die Klimastation am Standort Grenzhof.....	67
Abb. 26: Die Entwicklung des gemessenen grünen LAI und der Wuchshöhe.....	68

Abb. 27: Verteilung der Daten mit unzureichender Qualität aufgrund von Stationarität und fehlender Turbulenz.....	71
Abb. 28: Isoplethen der Quellgebiete 50 %, 70 % und 90 % im Untersuchungsjahr 2014.....	73
Abb. 29: Isoplethen der Quellgebiete 50 %, 70 % und 90 % im Untersuchungsjahr 2015.....	74
Abb. 30: Vergleich von künstlich geschaffener Datenlücken und originaler latenter Wärmeströme.....	76
Abb. 31: Relative Häufigkeit von künstlich geschaffener und tatsächlicher Datenlücken.....	79
Abb. 32: Verfügbare Energie und turbulente Wärmeströme für Sommergerste und Winterweizen.....	80
Abb. 33: Summenkurve der Evapotranspiration von Sommergerste und Winterweizen.....	83
Abb. 34: Verdunstungsraten im Tageskreislauf und die phänologischen Makrostadien.....	84
Abb. 35: Streudiagramme für die Beziehung von gemessener und simulierter Evapotranspiration für 2014.....	87
Abb. 36: Gemessene und simulierte latente Wärmeströme im Tagesgang.....	89
Abb. 37: Verlauf der gemessenen und simulierten Verdunstung.....	90
Abb. 38: Anhand von TRAIN simulierte und gemessene Bodenfeuchte.....	93
Abb. 39: Ganglinie der gemessenen Bodenfeuchten und der simulierten Bodenfeuchten aus der Wasserbilanz.....	97
Abb. 40: Streudiagramme der ermittelten r_c -Werte und verschiedener Parameter.....	105
Abb. 41: Streudiagramm für den Zusammenhang zwischen anhand von multivariater Regression berechneten und den gemessenen ET_a und r_c Werte.....	111
Abb. 42: Ganglinien der gemessenen Verdunstung und der Verdunstung die anhand der multivariat Regression ermittelten Bestandeswiderstände, berechnet wurde.....	112
Abb. 43: Streudiagramme zum Zusammenhang zwischen der gemessenen Verdunstung, Bodenfeuchte und r_c und den TRAIN Simulationen.....	114
Abb. 44: Ganglinien der gemessenen und der simulierten Verdunstung.....	116
Abb. 45: Ganglinien der gemessenen und der simulierten Bodenfeuchte.....	117
Abb. 46: Ganglinien der Klimaparameter Niederschlag, Temperatur, rel. Luftfeuchtigkeit, Bowen-Verhältnis, Energiebilanzverhältnis und Albedo für 2014.....	134
Abb. 47: Ganglinien der Klimaparameter Niederschlag, Temperatur, rel. Luftfeuchtigkeit, Bowen-Verhältnis, Energiebilanzverhältnis und Albedo für 2015.....	135
Abb. 48: Ganglinien der Gemessenen und der anhand standortkalibrierter Simulationen ermittelten Bestandeswiderstände (r_c).....	136

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Exemplarische Darstellung der mittleren Distanzen von verschiedenen Quellgebietsklassen für stabile, neutrale und instabile Bedingungen.	33
Tab. 2: Niederschlag und Lufttemperatur gemessen am Grenzhof im Jahr 2014.....	58
Tab. 3: Niederschlag und Lufttemperatur gemessen am Grenzhof im Jahr 2015.....	60
Tab. 4: Windrichtungsverteilung für das vieljährige Mittel der DWD Station Mannheim für die Monate April bis Juli und der Klimastation am Standort Grenzhof	67
Tab. 5: Phänologische Makrostadien und deren Dauer, LAI sowie die durchschnittliche Blattlänge bzw. –breite	69
Tab. 6: Mittlere Distanzen der Footprintbereiche 90 % und 50% / 70 % für die Jahre 2014 und 2015	73
Tab. 7: Anzahl an erfassten Daten, die individuellen Verwerfungsarten von Mittelungsintervallen sowie die kombinierte Datenverfügbarkeit für 2014 und 2015	75
Tab. 8: Durchschnittliche, monatliche Energiebilanzverhältnisse, Residuen, max. latente Wärmeflussdichten und Bowen-Verhältnisse für die Jahre 2014 und 2015.....	81
Tab. 9: Maximale und minimale tägl. Evapotranspiration und die Mittelwerte und deren Standardabweichung von Sommergerste und Winterweizen	82
Tab. 10: Modellgütemaße NSE, RMSE und Bias die Simulation der Verdunstung.....	88
Tab. 11: Modellgütemaße NSE, RMSE und Bias für die Simulationen der Bodenfeuchte	92
Tab. 12: Wasserbilanzen errechnet mit Verdunstungswerten aus der Eddy-Kovarianz-Methode und der Bodenwasserbilanz	95
Tab. 13: Verdunstungsraten für die Korrekturmethode, das Bodenwasserbilanzverfahren und dem Kombinationsansatz und deren Wasserbilanzen	103
Tab. 14: Ergebnisse der Korrelationsanalyse zwischen den durch die umgestellte PM-Gleichung ermittelten r_c -Werten und verschiedener Parameter	105
Tab. 15: Korrelationsanalyse für den Kombinationsansatz zwischen den durch die umgestellte PM-Gleichung ermittelten r_c -Werte und verschiedener Parametern	108
Tab. 16: Ergebnisse der multivariaten Regressionsanalyse und die Koeffizienten der verschiedenen Parameter	110
Tab. 17: Modellgütemaße NSE, RMSE und Bias für die kalibrierten Simulationen der Bodenfeuchte für Sommergerste und Winterweizen.....	115

Symbolverzeichnis

Symbol	Einheit	Beschreibung
ABL		Atmospheric boundary layer
Cfb		Feuchtgemäßigtes Klima, ozeanisch geprägt
C_0	-	Kolmogorovkonstante
C_v	$\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$	Volumetrische Wärmekapazität
c_p	$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$	Spezifische Wärme bei konstantem Druck
c_s	mmolm^{-3}	Molare Konzentration
d	m	Versatzhöhe
D	hPa	Sättigungsdampfdruckdefizit
ETa	mm	Evapotranspiration
ETa _{Bo-Korr}	mm	Evapotranspiration korrigiert nach dem Bowen-Verhältnis
ETa _{H-Korr}	mm	Evapotranspiration sensibler Wärmestrom korrigiert
ETa _{Kombi}	mm	Evapotranspiration Kombinationsansatz
FK	mm	Feldkapazität
f_m	-	Volumetrischer Mineralbodenanteil
fPAR	-	Gap Fraktion
G	Wm^{-2}	Bodenwärmestrom
GOK		Geländeoberkante
GWL		Großwetterlage
H	Wm^{-2}	Sensible Wärme
h	m	Vegetationshöhe
h_m	m	Messhöhe
ITC	-	Integral turbulence characteristic
k_c	-	Verdunstungsbeiwert
K_E	$\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$	Turbulenter Diffusionskoeffizient für latente Wärme
K_H	$\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$	Turbulenter Diffusionskoeffizient für sensible Wärme
k	-	Extinktionsskoeffizient
LES		Large eddy simulation
LAI	m^2m^{-2}	Blattflächenindex
L	m	Monin-Obukhov-Länge
Le	Wm^{-2}	Latente Wärme
MESZ		Mitteleuropäische Sommerzeit (UTZ +2)
N	mm	Niederschlag
nFK	mm	Nutzbare Feldkapazität
PAR	-	Photosynthetisch aktive Strahlung
q	kgkg^{-1}	spezifische Feuchte

rH	%	Relative Luftfeuchtigkeit
R_n	Wm^{-2}	Nettostrahlung
R_g	Wm^{-2}	Globalstrahlung
R_L	Wm^{-2}	Langwellige Strahlungskomponente
R_s	Wm^{-2}	Kurzwellige Strahlungskomponente
r_c	sm^{-1}	Bestandwiderstand
r_a	sm^{-1}	Aerodynamischer Widerstand
S	Jm^{-2}	Bodenwärmespeicher
T	$^{\circ}C$	Temperatur
TW	mm	Totwasseranteil
u	ms^{-1}	Windgeschwindigkeit (Allgemein)
u	ms^{-1}	Longitudinale Windkomponente
u^*	$kgm^{-1}s^{-2}$	Schubspannungsgeschwindigkeit
v	ms^{-1}	Laterale Windkomponente
w	ms^{-1}	Vertikale Windkomponente
z	m	Höhe
z_0	m	Rauigkeitslänge
γ	$hPaK^{-1}$	Psychrometerkonstante
Δ	$hPaK^{-1}$	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
ΔS	mm	Bodenfeuchtespeicheränderung
ρ	kgm^{-3}	Luftdichte bei konstantem Druck
λ	Jkg^{-1}	Verdampfungswärme
χ	Variierend	Skalar oder horizontale Windkomponente
θ	Vol.-%	Bodenfeuchte
$\varepsilon\theta$	Vol.-%	Bodenfeuchtedefizit
$d\theta$	mm	Bodenfeuchtedefizit
θ_{aktuell}	mm	Aktuelle Bodenfeuchte
θ_{PW}	mm	Bodenfeuchte beim permanenten Welkepunkt
κ	-	von-Kármán-Konstante

1. Einleitung

Der zentrale Forschungsgegenstand in der Hydrologie ist der Wasserhaushalt und seine Komponenten Niederschlag, Abfluss und Evapotranspiration. Hierbei kommt der Evapotranspiration eine besondere Bedeutung zu, da von den Landflächen der Erde im Mittel 75 % des Niederschlagswassers verdunsten; in Mitteleuropa sind es zwischen 65 % und 80 % (DVWK, 1996). Somit bildet die Verdunstung den limitierenden Faktor für die Wasserverfügbarkeit dar. Die Evapotranspiration - im Folgenden als Verdunstung bezeichnet - ist zugleich das verbindende Element von Wasser- und Wärmehaushalt und sorgt durch ihre stark variierende Größe für eine unterschiedliche Verteilung der verfügbaren Energie in die sensible und latente Wärme.

Künftige Klimaentwicklungen und die damit einhergehenden Veränderungen im Wasser- und Wärmehaushalt werden erhebliche Herausforderungen für die Landwirtschaft darstellen. Langjährige Messungen belegen, dass die mittlere Oberflächentemperatur der Erde schon im 20. Jahrhundert um etwa 0,7 °C gestiegen ist (im gleichen Zeitraum hat die Mitteltemperatur in Deutschland um mehr als 1 °C zugenommen). Dieser Trend verstärkt sich in jüngerer Zeit zunehmend (IPCC, 2007). Gleichzeitig haben sich die Häufigkeit und die Andauer widriger Witterungsbedingungen verändert. Untersuchungen belegen, dass sich die Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten trockener Vegetationsperioden (April-September) bzw. trocken, warmer Sommer (Juni-August) im süddeutschen Raum signifikant erhöht haben. Auswertungen im Rahmen des KLIWA-Projektes zeigen, dass heute trockene Wetterlagen mehr als doppelt so häufig wie noch vor ca. 40 Jahren auftreten (Arbeitskreis KLIWA, 2006). Entsprechend hat sich die klimatische Wasserbilanz innerhalb der Vegetationsperiode im Schnitt um 10 mm pro Dekade verschlechtert, mit derzeitigen Werten von etwa -150 mm im Oberrheingraben. Die sich ändernden klimatischen Rahmenbedingungen und die Diversifizierung bzw. Spezialisierung der Landwirtschaft in Richtung Sonderkulturanbau (Obst und Gemüse) führte zu einem erhöhten Wasserbedarf. Dadurch hat der Bewässerungsbedarf in der Landwirtschaft seit den 1960er stetig zugenommen, um hierdurch den Verdunstungsanspruch der Kulturpflanzen zu entsprechen. Steigende potentielle Verdunstung infolge steigender Temperaturen bei gleichzeitig zunehmendem Transpirationsbedarf in der Landwirtschaft zeigt die wachsende Bedeutung der Verdunstung für den Landschaftswasserhaushalt.

Die instrumentelle Erfassung der Verdunstung ist nach wie vor sehr aufwendig und mit vielen Unsicherheiten behaftet. Daher sind die meisten Studien zur Verdunstungsmessung auf zeitlich befristete Untersuchungen beschränkt (MENZEL, 1997). Die Methoden zur Verdunstungsmessung gliedern sich in drei Kategorien (SEIDLER et al. 2005):

(1) Die indirekte Bestimmung der Verdunstung als Restglied aus der Wasserbilanz: Beim Standortwasserhaushalt kann die Verdunstung zum einen über Lysimetermessungen und zum anderen anhand der Messung von Bodenfeuchteveränderungen über die Bodenwasserbilanz errechnet werden. Lysimeter sind Vorrichtung zur Messung von Gewichtsveränderung eines Bodenmonolithen. Eine Massenabnahme ist auf Verdunstung und den Sickerwasserabfluss zurückzuführen, eine Massenzunahme auf Niederschlag. Lysimeter gelten als sehr zuverlässig, besitzen jedoch den Nachteil, dass sie meist immobil sind und der Aufbau von Lysimeters aufwendig ist.

(2) Die Bestimmung über pflanzphysiologische Bestimmungsverfahren: Wichtigste Vertreter dieser Kategorie sind zum einen Miniküvetten die den Gaswechsel an einzelnen Blättern und Zweigen zur Erfassung der CO_2 Aufnahme und H_2O -Abgabe messen. Das den Blättflächenindex enthaltende Upscaling ermöglicht die Transpiration auf Bestandesebene zu ermitteln. Zum anderen verbreitet weit sind Xylemflussmessungen bei denen nach einer punktförmigen Erwärmung des Xylemsaftes die Ausbreitung der Wärme anhand von Temperatursensoren aufgezeichnet wird. Die sich ergebende Temperaturdifferenz zwischen Heizquelle und Messpunkt kann dann direkt mit der Xylemflussgeschwindigkeit und dementsprechend auch mit der Transpiration der Pflanze in Beziehung gesetzt werden (KÖSTNER et al., 1998). Eine weitere Möglichkeit ist die Druckbombe nach Scholander. Sie ist eine destruktive Methode zur Messung des Gesamtwasserpotentials einer ganzen Pflanze oder eines Blattes bzw. Stängels. Allerdings ist es mit diesen Bestimmungsverfahren nicht möglich die Gesamtverdunstung zu ermitteln, da sie den evaporativen Teil der Verdunstung nicht erfassen kann, sondern nur die Transpiration.

(3) Mikrometeorologische Verfahren zur Ermittlung des Verdunstungswärmestroms: Hierunter fallen Verfahren, die den Wasserdampftransport von einer verdunstenden Oberfläche entweder direkt messen (Eddy-Kovarianz) oder indirekt über klimatische Parameter wie Energiebilanz, Luftfeuchte und -temperatur berechnen (Gradient- oder Profilmethode). Die Eddy-Kovarianz-Methode ist die einzige Methode, die den Wasserdampftransport direkt messen kann. Sie basiert auf der Messung von Fluktuationen der Wasserdampfdichte und der vertikalen

len Windgeschwindigkeit, die durch turbulente Prozesse in der bodennahen atmosphärischen Grenzschicht entstehen. Bei den Gradientenverfahren ist neben der aerodynamischen Methode vor allem die Bowen-Verhältnis-Energiebilanz-Methode zu nennen. Hierbei wird die Verdunstung aus dem Restglied der Energiebilanz, das der verfügbaren Energie entspricht, bestimmt. Aus dem Gradienten der Luftfeuchte und -temperatur über eine bestimmte Höhe hinweg, wird das Verhältnis von sensibler zu latenter Wärme berechnet (Bowenverhältnis). Mit diesem Verhältnis ist es dann möglich die verfügbare Energie in die genannten Wärmekomponenten aufzuteilen und so die Verdunstung zu bestimmen. Mikrometeorologische Verfahren haben im Vergleich zu pflanzenphysiologischen oder Wasserbilanz-Verfahren den Vorzug, dass sie die Verdunstung eines größeren Gebietes ermitteln können und hierdurch auch Heterogenitäten in der Vegetation erfassen. Darin liegt gleichzeitig auch eine Schwäche. Denn wenn der Forschungsgegenstand eine bestimmte Landnutzungsform ist, diese sich jedoch in einem Areal befindet, das kleiner ist als der erfasste Bereich, kann es hierdurch zu einer Vermischung der untersuchten Verdunstung mit der Verdunstung der benachbarten Flächen kommen. Zudem bedarf es besonders bei Eddy-Kovarianz-Messungen und auch bei der Gradientenmethode aufwendiger Korrekturen und Qualitätssicherungsverfahren.

Die Entscheidung für die Auswahl eines Verfahrens muss aufgrund der jeweiligen Vor- und Nachteile, an der wissenschaftlichen Fragestellung sowie den Rahmenbedingungen orientiert werden. Einen umfassenden Einblick in die verschiedenen Messmethoden der Verdunstung geben u.a. ALLEN et al. (2011a & b) und SEIDLER et al. (2005).

Aufgrund der Komplexität des Verdunstungsprozesses und der komplizierten Messung der Verdunstung stehen nur selten Messwerte als Eingangsgröße für die hydrologische Modellierung zur Verfügung. Daher stellt die Verdunstungsberechnung ein Kernstück bei der Simulation des Wasserhaushaltes dar, bei der auf bereits vorhandene klimatologische Standardmesswerte zurückgegriffen werden kann. Hierfür steht eine Vielzahl an verschiedenen Berechnungsansätzen zur Verfügung. In der Regel wird die potentielle Evapotranspiration berechnet. Soll die reale Evapotranspiration konkreter Pflanzenbestände berechnet werden, so sind vegetationspezifische Faktoren und der Wasserhaushalt des Bodens mit zu berücksichtigen. Der wichtigste Vertreter für ein physikalisch begründetes Verdunstungsmodell stellt das Penman-Monteith-Modell dar (MONTEITH, 1975). Hier wird durch den Einsatz von Widerstandswerten die potentielle Verdunstung eingeschränkt und so die reale Verdunstung berechnet. Diese Widerstände können anhand von pflanzenspezifischer, bodenhydrologischer und meteorolo-

gischer Faktoren abgeleitet werden. Trotz der weiten Verbreitung dieses Verfahrens besteht weiterhin ein Mangel an experimentell gut abgesicherten und zuverlässigen Widerstandswerten und demnach ein erheblicher Forschungsbedarf. Hierfür sind zum einen der große methodische Aufwand und zum anderen die Vielzahl von Pflanzenkulturen unter einem breiten Spektrum an Klimabereichen verantwortlich, für die die benötigten Werte bestimmt werden müssen.

1.1 Ziele der Arbeit

Die veränderten klimatischen Rahmenbedingungen im südwestdeutschen Raum besitzen weitreichende Auswirkungen auf die Landwirtschaft und anderer Sektoren. Daher ist es das Ziel der Promotion anhand eines Prozessstudiums die Wirkmechanismen und die Dynamiken des den Wasser- und Energiehaushalts ländlicher Regionen raumspezifisch zu erfassen und dadurch übertragbare Ergebnisse für die Simulation der Wasserhaushalte der jeweiligen Kulturen zu erreichen.

Die wesentlichen Ziele dieser Arbeit sind:

- Detaillierte Betrachtung des Wasser- und Energiehaushalts typischer Ackerkulturen mit Hilfe mikrometeorologischer, phänologischer und hydrologischer Untersuchungsmethoden
- Ableitung von Wasserbilanzen für die betrachteten Kulturarten
- Standörtliche Anwendung des Modells anhand der experimentellen Datenerhebung
- Integration der aus den Untersuchungen abgeleiteten Widerstandswerten in das ökohydrologische Modell TRAIN
- Evaluierung der Anwendbarkeit mikrometeorologischer Methoden zur Erfassung der Verdunstung zur Kalibrierung und Validierung von hydrologischen Modellen

2. Naturräumliche Einordnung des Untersuchungsstandortes

Die Projektregion liegt gemäß MEYNEN & SCHMITHÜSEN (1962) in der naturräumlichen Hauptgruppe „Nördliches Oberrheintiefland“. Diese Region Deutschlands ist gekennzeichnet durch den Gegensatz von der Grabensenke des Oberrheingrabens und den Randgebirgen Odenwald im Osten und Pfälzerwald im Westen. Bis auf wenige Ausnahmen, wie der Haardt- rand, das Lösshügelland der Vorderpfalz und das Dünengebiet bei Sandhausen, weist die eigentliche Tiefebene kaum Relief auf. Sie heutige Oberfläche wird überwiegend von der jung- pleistozänen Niederterrasse eingenommen, deren Kiese und Schotter von Hochflutlehmen bedeckt sind.

Aufgrund der thermischen Beckenlage zwischen den Gebirgsrändern und den trockenadiaba- tisch erwärmten Luftmassen im Lee des Pfälzerwaldes gehört diese Region klimatisch zu den Gunstregionen Mitteleuropas. Im kältesten Monat Januar liegen die Mitteltemperaturen stets über 0 °C und im wärmsten Monat Juli bei 21 °C wodurch sie im mitteleuropäischen Ver- gleich zu den wärmsten Regionen zählt. Für die Vegetation bedeutet dies ein früheres Einset- zen und hierdurch eine um 14 Tage verlängerte Vegetationsperiode im landesweiten Vergleich (LIEDKE & MARCINEK, 2002).

Nach der Klimaklassifikation nach Köppen & Geiger (HUPFER & KUTTLER, 2005, S.267ff.) liegt ein warmes feuchtgemäßigtes Cfb Klima vor. Zugleich sprechen MEYNEN & SCHMITHÜ- SEN (1962) hier trotz der westlichen Lage von einer „kontinentalen Tönung“ des Klimas. Der Pfälzerwald und der Odenwald erhalten im Vergleich zu den südlichen Randgebirgen (Vo- gesen und Schwarzwald), aufgrund der niedrigeren Topografie und durch Abschirmungseffek- te der linksrheinischen Schiefergebirgsbereiche der deutschen Mittelgebirgsschwelle, geringere Jahresniederschläge. Im nördlichen Oberrheingraben selbst fallen die Niederschläge aufgrund der Leewirkung des Pfälzerwaldes deutlich ab. Insbesondere in den westlichen Bereichen lie- gen die Niederschläge im langjährigen Mittel unter 600 mm (Schifferstadt: 578 mm¹), steigen jedoch zu den östlichen Rändern hin wieder an (Heidelberg: 736 mm). Die Niederschlagsma- xima liegen, insbesondere bedingt durch konvektive Niederschlagsereignisse, in den Som- mermonaten, während die Winter- und Frühjahrsmonate vergleichsweise trocken ausfallen (Abb. 1).

¹ Die durchschnittlichen langjährigen Niederschläge beziehen sich auf die Periode 1981-2010.

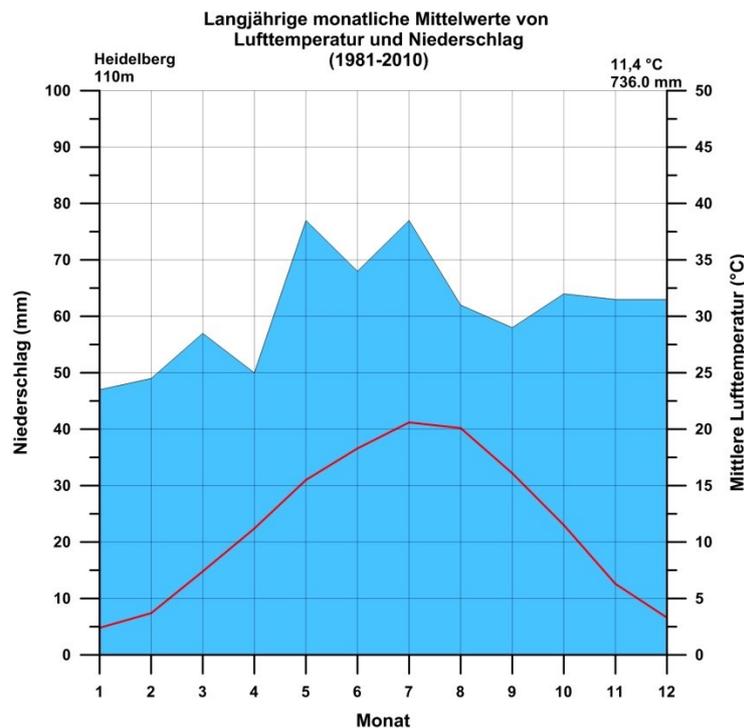


Abb. 1: Langjährige monatliche Mittelwerte für Lufttemperatur [°C] und Niederschlag [mm] im Zeitraum 1981-2010 basierend auf Daten des DWD

2.1 Standort Grenzhof

Der Untersuchungsstandort am Grenzhof im Raum Heidelberg (49.41701 N, 8.61542 O) befindet sich in der naturräumlichen Untergruppe der Neckar-Rheinebene auf dem halbkreisförmigen Schwemmkegel des Neckars, der einen Radius von 7 - 14 km aufweist. Dementsprechend bestehen die Böden hier aus Hochflutlehmern auf quartären Schotter- und Sandsteinablagerungen, die bei etwa einem Meter anstehen. Als Bodentyp haben sich Parabraunerden ausgebildet und weisen einen ausgeprägten Pflughorizont bei ca. 40 cm GOK auf. Die Bodenart des ersten Messstandortes im Jahr 2014 bestand aus einem stark lehmigen Sand (Sl3) mit einer durchschnittlichen Feldkapazität von 320 mm und einer Totwassermenge von ca. 90 mm bei pF 4.2 woraus sich eine nutzbare Feldkapazität von 230 mm auf 100 cm Bodentiefe ergab. Abb. 2 zeigt die pF-Kurven für verschiedene Bodentiefen für Standort 1 am Grenzhof. Diese Werte wurden mittels Druckkammerversuchen erhoben, wobei für jede Bodentiefe zwei Proben entnommen wurden. Im Bereich um den permanenten Welkepunkt war die volumetrische Bodenfeuchte bei allen fünf Tiefen ähnlich und lag im Mittel bei 9 %. Mit zunehmender Bodenfeuchte ent-

stand zwischen den verschiedenen Bodentiefen ein differenzierteres Bild, denn die Horizonte in 25 cm und 50 cm Tiefe unterschieden sich deutlich von den Horizonten in 10 cm und 100 cm Tiefe. So lag die Bodenfeuchte bei pF 1,8 mit ca. 27 Vol. % und 28 Vol. % deutlich unter den 33 Vol. % bzw. 36 Vol. % der letzteren Horizonte. Ein wesentlicher Grund hierfür war die Erhöhung der Trockenrohdichten infolge der Bodenbewirtschaftung und der damit verbundenen Ausbildung eines Pflughorizonts.

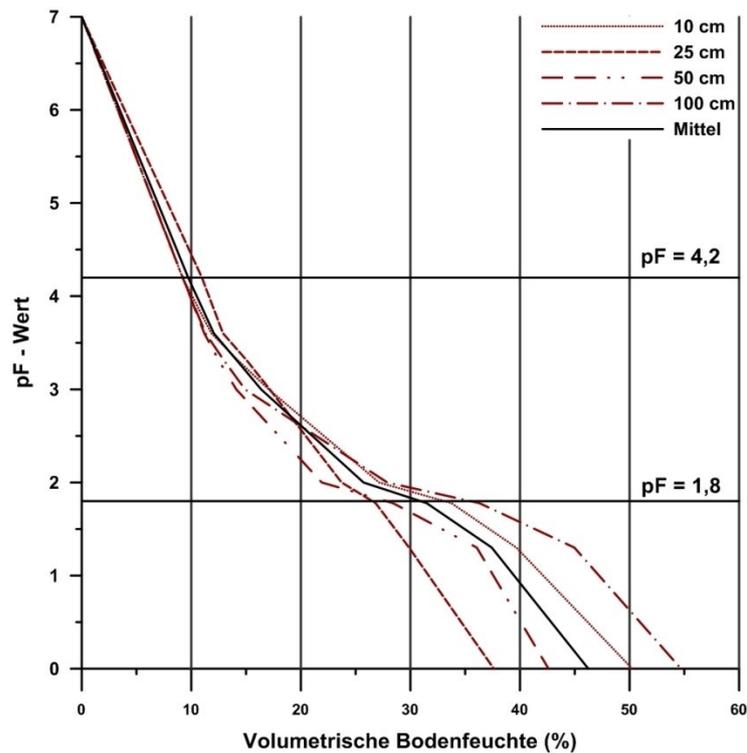


Abb. 2: Veränderung der volumetrischen Bodenfeuchte [%] über verschiedene Saugspannungsbereiche für die Bodenhorizonte 10 cm, 25 cm, 50 cm und 100 cm, sowie den in TRAIN verwendeten Mittelwert.

Eine Grundwasseranbindung stand für die Anbaukulturen nicht zur Verfügung, da die Flurabstände über 5 m lagen (Regierungspräsidium Karlsruhe, 2003). Der Boden wies eine Mächtigkeit von etwa einem Meter auf. Unterhalb des ersten Meters befanden sich die schon erwähnten Schotter. Nach Angaben des Landwirtes schwankte die Bodentiefe jedoch auf seinen Feldern zwischen 60 cm und 100 cm. Der Messstandort auf dem Nachbarfeld im Jahr 2015 zeigte leicht abweichende Bodenkennwerte. So lag die Feldkapazität bei 340 mm und die Totwassermenge bei 100 mm, was einer nutzbaren Feldkapazität von 240 mm auf 100 cm entsprach.

2. Naturräumliche Einordnung des Untersuchungsstandortes

Allerdings war der Boden am Standort mit 75 cm geringmächtiger, sodass der nutzbare Wasservorrat im Boden auch geringer war.

Die hydroklimatischen Untersuchungen erfolgten in den Jahren 2014 und 2015 auf zwei benachbarten Feldern (Abb. 3 und 4). Bei Untersuchungen im Jahr 2014 wurde auf ca. 5 ha eine Sommergerste (*Hordeum vulgare* L.) angebaut. Hierbei handelte es sich um die Braugerste Avalon die mit ca. 300 Körnern pro m² ausgesät wurde. Die Düngegaben betragen während der Vegetationsperiode 60 kg N pro ha. Im Jahr 2015 war die Feldgröße mit 6,5 ha etwas größer als im Vorjahr. Hier wurde ein Winterweizen (*Triticum aestivum* L.) der Sorte Hermann angebaut. Die Saattiefe betrug hier ca. 500 Körner pro m² und es wurden insgesamt 120 kg N Dünger pro ha ausgebracht. Auf Baden-Württemberg bezogen ist der Winterweizen mit einem Anteil von 47 % des Getreideanbaus die wichtigste Getreideart. Die Sommergerste wird auf etwa 12 % der Getreideanbauflächen kultiviert, was deutlich höher als der bundesweit Durchschnitt von 5,5 % der Ackerfläche ist (STATISTISCHES BUNDESAMT, 2015). Zusammen stehen diese beiden Kulturen in Baden-Württemberg entsprechend für beinahe 60 % der Getreideanbaufläche und zeigten deren Bedeutung auf.

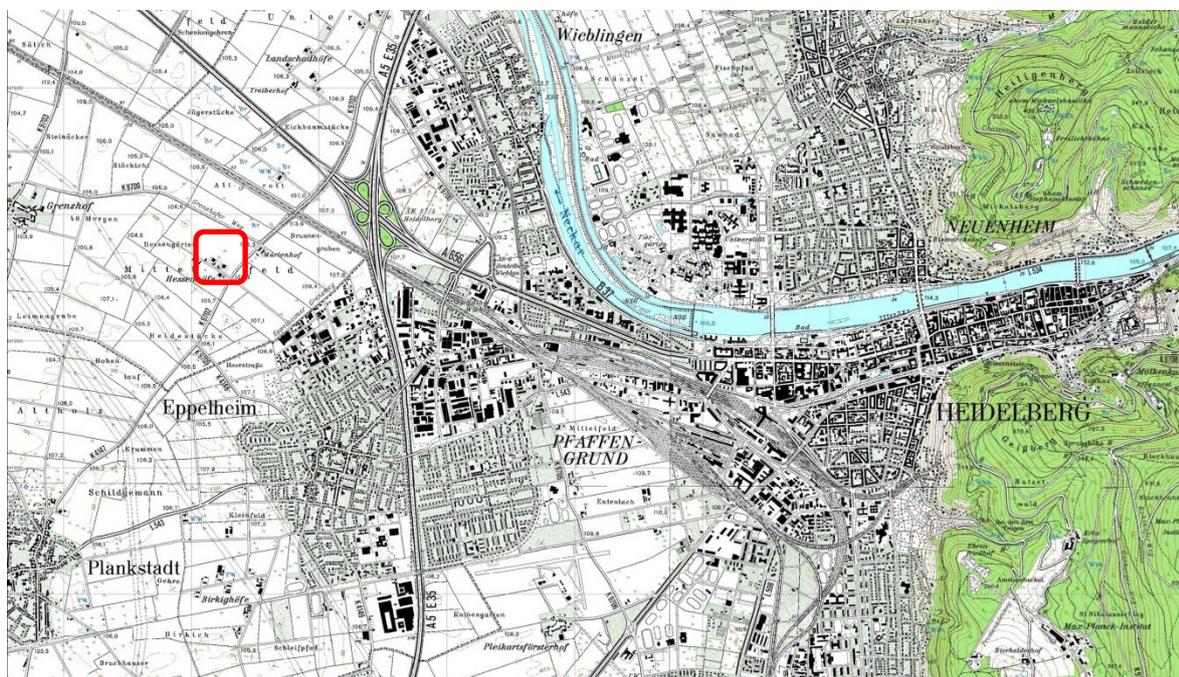


Abb. 3: Ausschnitt aus der topographischen Übersichtskarte vom Kreis Heidelberg (TK25), Die rote Markierung zeigt die Lage der Versuchstandorte. (LANDESVERMESSUNGSAMT BADEN-WÜRTTEMBERG, BUNDESAMT FÜR KARTOGRAPHIE, 2002)

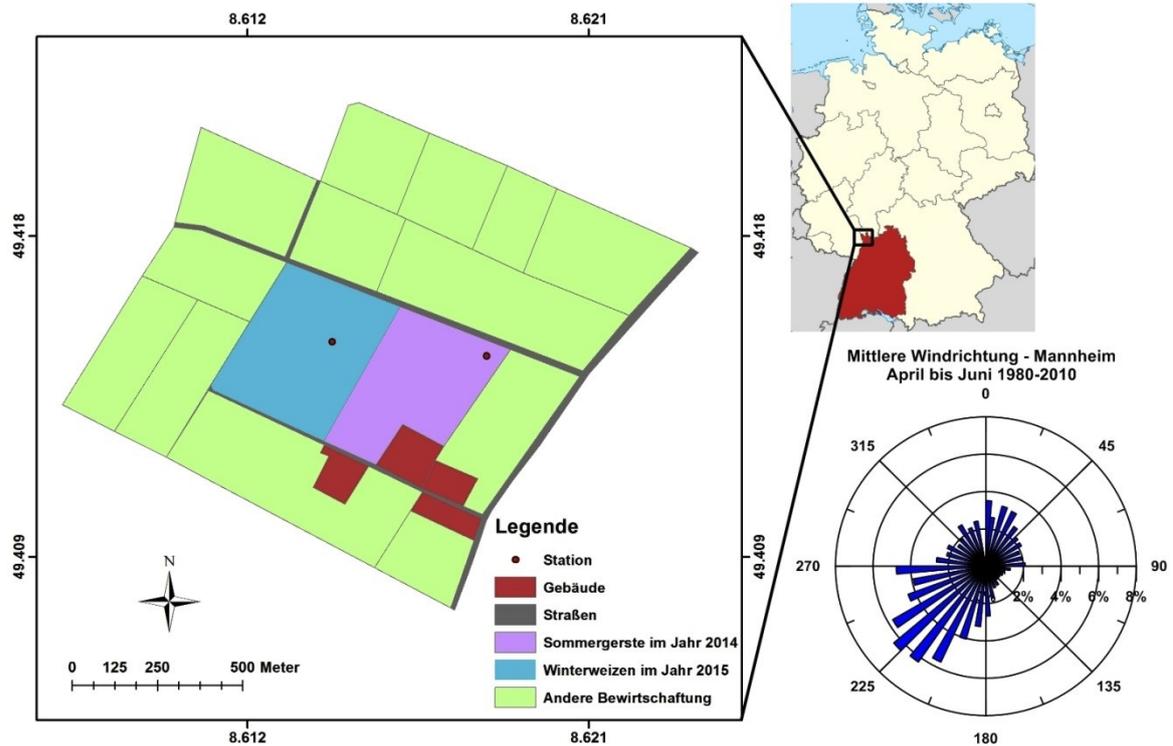


Abb. 4: Darstellung der Standorte für die Versuchsjahre 2014 und 2015 am Grenzhof nahe Heidelberg und die Windrichtungsverteilung für die Monate April bis Juli an der DWD Station in Mannheim im langjährigen Mittel (1981-2010). Die Karte wurde anhand von Google Earth georeferenziert und digitalisiert.

Bei einer Befragung des Landwirtes gab dieser an, dass er in diesen beiden Jahren Sommergerste, Senfsaat als Zwischenfrucht und Kartoffeln für das östliche Feld und Kartoffeln und Winterweizen für das westliche Feld in Fruchtfolge bewirtschaftete. Beide Messperioden begannen Anfang bis Mitte April und endeten mit der Ernte im Juli. Die angrenzenden Felder wurden während beider Jahre mit Mais, Sommergerste, Winterweizen und Kartoffeln in wechselnder räumlicher Verteilung bewirtschaftet.

Sommergerste und Kartoffeln wurden in Form von Vertragsanbau in Kooperation mit dem Bierhersteller Eichbaum GmbH und der Wild GmbH angebaut. Die zusätzliche Bewässerung von Kartoffeln wurde durch die Wildwerke koordiniert und überprüft, um die Qualität der Kartoffel zu gewährleisten. Zu feuchte Bedingungen können zu Fäulnis oder dem Ausbreiten von Pilzkrankheiten führen, wohingegen zu trockene Bedingungen die Form und den Wasser- und Stärkegehalt beeinflussen. Im Fall von Winterweizen und Sommergerste schätzte der Landwirt den Bewässerungsbedarf ohne Unterstützung von Drittdienstleistern, Feldmessungen oder Anbaukontrolleuren. Sein Ziel war keine Maximierung der Ernteergebnisse aufgrund

einer optimalen Bodenfeuchtesteuerung, sondern Ernteeinbußen infolge von Trockenperioden zu vermeiden. Daher lagen die Bewässerungsgaben meist im Bereich von 25 mm.

Während die meisten Landwirte der Region mit Zugang zu Bewässerungswasser an den Beregnungsverband Eppelheim/Planckstadt angeschlossen sind, besitzt der Landwirt eigene Grundwasserbrunnen. Diese Brunnen wurden in den 1960er ursprünglich zur häuslichen Versorgung angelegt. In den 1980er Jahren wurden die Höfe jedoch an die Wasserversorgung von Heidelberg angeschlossen, wobei die Brunnen erhalten blieben und seither über unterirdische Rohrleitungen an die Felder des Landwirts angebunden sind. Insgesamt besitzt der Landwirt 72 ha landwirtschaftliche Nutzflächen von denen ca. 35 ha unter anderem mit Weizen und Gerste bewirtschaftet werden. Die restlichen Flächen werden mit Kartoffeln, Zuckerrüben sowie mit Klee und Mais für die Milchviehwirtschaft bewirtschaftet.

3. Material und Methoden

Dieser Arbeit beruht vor allem auf experimentellen Untersuchungen des Energie- und Wasserhaushalts verschiedener landwirtschaftlicher Ackerkulturen und deren Simulation anhand des ökohydrologischen Modellsystems TRAIN. Die Erfassung der Verdunstung erfolgte mittels der Eddy-Kovarianz-Methode, da sie die einzige Methode ist, die die Verdunstung direkt für einen gesamten Pflanzenbestand messen kann. Die Methode basiert auf einer komplexen mikrometeorologischen Theorie und umfasst neben der reinen Messung vielfältige Verarbeitungs- und Korrekturverfahren. Daher sollen in diesem Teil der Arbeit sowohl auf die wichtigsten theoretischen Grundlagen als auch auf die wichtigsten Verfahrensschritte eingegangen werden.

3.1 Konzeptioneller Aufbau der Arbeit

Um einen Überblick über diese Arbeit zu geben, soll hier zunächst der konzeptionelle Aufbau erläutert werden. Die einzelnen Schritte seien hierbei nur kurz erwähnt, da sie in den entsprechenden Kapiteln näher beschrieben werden. Die hydrometeorologischen Untersuchungen gliedern sich in drei Teile: 1. Mikrometeorologie, 2. Messung der Klimaparameter und 3. Bestimmung der phänologischen Parameter (Abb. 5):

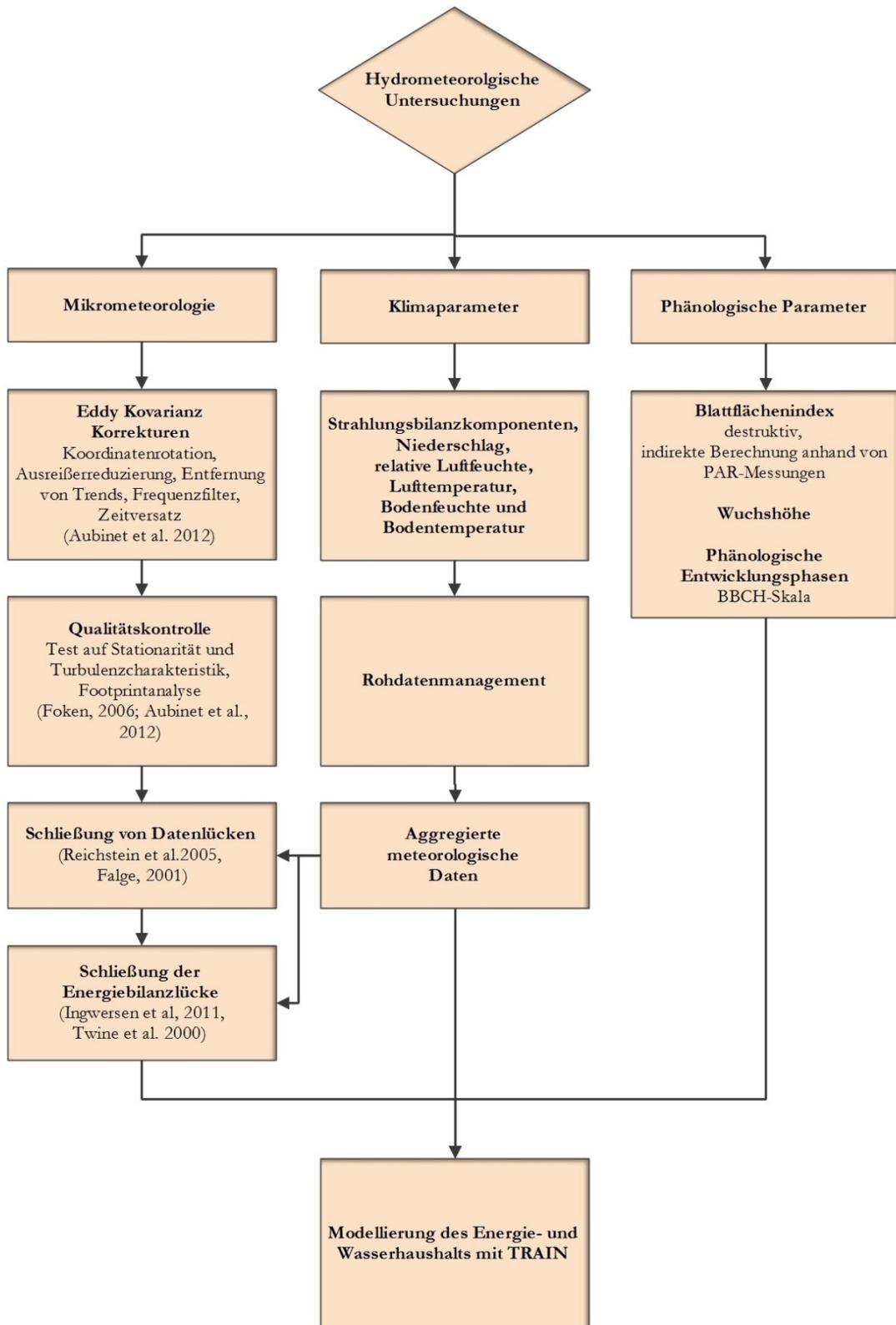


Abb. 5: Ablaufschema der in dieser Studie verwendeten Methoden.

(1) Mikrometeorologie: Dieser Teil umfasst im Wesentlichen vier Schritte. Die erhobenen Rohdaten wurden mit der aktuellen Version von Eddypro (6.0) verarbeitet und durchliefen im Zuge der Eddy-Kovarianz-Berechnungen verschiedene Korrekturprozeduren. Hierzu gehörten die Koordinatenrotation (u.a. McMILLEN, 1988; KAIMAL & FINNIGAN, 1994), die Entfernung von Trends nach dem „*block average*“ Verfahren, Entfernung von Ausreißern (3,5-fache der Standardabweichung, Frequenzfilterung (IBROM et al. 2007, MONCRIEFF et al. 1997 & 2005) und Zeitversatzkompensation durch Kovarianzmaximierung. Es erfolgte zudem die Webb-Korrektur, die Fluktuationen von Temperatur und Wasserdampfkonzentration, welche beispielsweise durch Ausdehnungseffekte von Luft infolge von Temperaturveränderungen entstehen, korrigiert (WEBB et al., 1980). Im Anschluss erfolgte eine Qualitätskontrolle, zu der neben verschiedenen Tests auch die Analyse sogenannter Footprintbereiche zählte. Infolge der Qualitätskontrollen, durch Wartungsarbeiten oder durch Stromausfall entstandene Datenlücken wurden im dritten Schritt über statistische Verfahren geschlossen. Als letzter und vierter Schritt erfolgte die Schließung der Energiebilanzlücke.

(2) Klimaparameter: Diese Messungen umfassten sowohl die Strahlungsbilanzkomponenten Globalstrahlung, Nettostrahlung und Bodenwärmestrom, als auch die relative Luftfeuchte, Lufttemperatur, Bodenfeuchte und –temperatur sowie den Niederschlag. Nach der Prüfung der Daten auf Plausibilität und Datenlücken wurden letztere über Interpolation und lineare Regression geschlossen und auf verschiedene Zeithorizonte aggregiert (30 min, 60 min und 24 Stunden). Die Parameter wurden einerseits dafür benötigt die Datenlücken und die Energiebilanzlücken aus dem Mikrometeorologieteil zu schließen und andererseits gingen sie als Parameter in die Simulation des Wasser- und Energiehaushalts mit TRAIN ein.

(3) Phänologische Parameter: Die phänologische Entwicklung der untersuchten landwirtschaftlichen Kulturarten wurde anhand des Blattflächenindex (*leaf area index*, LAI), der Bestandeshöhe und der phänologischen Entwicklungsphasen erfasst. Insbesondere der LAI ist ein wichtiger Parameter zur Simulation der Transpiration und der Interzeptionsverdunstung in TRAIN. Er wurde destruktiv und indirekt über die „*gap-fraction*“ Methode ermittelt. Die Bestandeshöhe wurde sowohl in TRAIN als auch bei den Eddy-Kovarianz-Messungen verwendet, da sie für die Berechnung der Versatzhöhe benötigt wird bei der die mittlere Windgeschwindigkeit Null ist. Die Entwicklungsstadien dienten der Zuordnung der Verdunstungsströme zu den wichtigsten Makrophasen und wurden anhand der BBCH-Skala bestimmt.

3.2 Experimentieraufbau und eingesetzte Sensoren

Entsprechend der längjährigen Windrichtungsverteilung, nach der eine Dominanz des SW-Sektors vorherrscht, wurde die Klimastation in beiden Jahren in den nordöstlichen Bereichen der beiden Felder positioniert. Hierdurch sollte gewährleistet werden, dass ein möglichst großer Anteil der aufgezeichneten Eddy-Kovarianz-Messungen innerhalb der Erstreckung der Felder lag (Abb. 4). In beiden Jahren betrug die maximale Distanz ca. 320 m in Richtung südwesten. Allerdings wurde hierdurch gleichzeitig die Distanz in die nördlichen und östlichen Sektoren reduziert. In 2015 konnte die Klimastation aufgrund des größeren Feldes etwas weiter in die Feldmitte gebracht und hierdurch die Distanzen in diese Sektoren erweitert werden.

Die experimentellen Untersuchungen erfolgten in beiden Versuchsjahren in der gleichen Konfiguration von Sensoren und deren Positionierung (Abb. 6). Das Messsystem erfasste den gesamten Energie- und Wasserhaushalt. Das Herzstück der hydroklimatischen Station war die Messungen der latenten und sensiblen Wärme anhand der Eddy-Kovarianz-Methode. Die Sensoren bestanden aus einem 3D Ultraschall Anemometer (Gill Instruments, UK) und einem Infrarot Gasanalysator CO₂/H₂O Li7200 (LI-Cor Biosciences Inc., USA), der auch als IRGA bezeichnet wird. Bei letzterem handelt es sich um eine Hybridform zwischen den häufig verwendeten „*open-path*“ und „*close-path*“ Sensoren. Hierbei wird die Sensoreinheit des „*open-path*“ verwendet, wodurch es möglich ist das Mischungsverhältnis (*molar mixing ratio*, H₂O gkg⁻¹ trockener Luft) des untersuchten Gases zu messen. Im Gegensatz zum „*open-path*“ liegt die Sensoreinheit jedoch nicht offen, sondern befindet sich in einem Gehäuse. Die Luft für die Messung wird durch eine Saugereinheit (*flow module*) angesaugt, wie dies bei den „*close-path*“ Systemen geschieht. Dies hat den Vorteil, dass die Messungen nicht durch Niederschläge beeinträchtigt werden, die Sensoreinheit vor Verschmutzung geschützt ist und somit weniger Daten verloren gehen. Der Nachteil von „*close-path*“ Systemen besteht in der Dämpfung des Kospektrums durch den Ansaugschlauch. Je größer die Entfernung zwischen Sensoreinheit und Anemometer, desto größer ist auch die Dämpfung. Im Gegensatz zum „*close-path*“ kann das „*enclosed*“ System nahe am Anemometer positioniert werden, da die Sensoreinheit wesentlich kleiner ist. Einen Überblick über die verschiedenen Infrarot Gasanalysatoren geben BURBA & ANDERSON (2014). Zecks Minimierung von Einflüssen des Messturms auf das Windfeld, wurde das Eddysystem in 2 m Höhe auf einem Seitenmast des Messturms installiert. Der Abstand zwischen Anemometer und IRGA betrug 25 cm, da dies der optimale Kompromiss zwischen

möglichst geringer Dämpfungswirkung durch das Ansaugrohr und ungestörten Windmessungen war. *Open-path* Systeme werden häufig in ähnlicher Distanz angebracht. Zudem wurde der LI7200 um 5° geneigt, wodurch der Fluss von Kondenswasser in der Sensoreinheit vermieden wurde. Die Datenerfassung erfolgte in 10 Hz Auflösung und wurde in 30 min Intervallen gespeichert.

Zur Erfassung der weiteren Strahlungsbilanzkomponenten wurde das 4-Komponenten Netradiometer NR01 (Hukseflux Thermal Sensors, NL) eingesetzt, das die lang- und kurzwellige Ein- und Ausstrahlung misst und hierdurch die Nettostrahlung berechnet. Dieser wurde auf einem separaten Mast in südlicher Orientierung montiert und reichte 2 m in den Bestand hinein. Die Höhe des Sensors lag bei 1,5 m oberhalb der Vegetation. Zudem wurden im Profil 1 und 2 je eine Bodenwärmestromplatte HFP01 (Hukseflux, UK) in 8 cm Bodentiefe eingesetzt. In Profil 1 wurden zusätzlich sieben Bodentempersensoren PT100 (Campbell,UK) in 2 cm, 4 cm, 6 cm, 8 cm, 15 cm, 25 cm und 50 cm eingesetzt, um zum einen die Wärmespeicherung im Boden zu berechnen und zum anderen separate Bodenwärmestrommessungen zur Validierung der HFP01 durchführen zu können.

Der Wasserhaushalt wurde durch einen Pluvio2 Niederschlagssensor (OTT, DE) und 15 TDR (IMKO GmbH, DE) Bodenfeuchtesensoren erfasst. Der Pluvio2 befand sich ca. 5 m vom Stationsturm entfernt und die Auffangfläche lag in 1,2 m Höhe. Die TDRs wurden in drei Bodenprofilen am Ende der Schürfgrube in 8 cm, 15 cm, 25 cm, 50 cm, und 75 cm (2015) bzw. 100 cm (2014) eingesetzt (markiert durch Pfeile in Abb. 6). Für die hydroklimatische Modellierung wurde jedoch nur ein Anfangsbodenfeuchtwert benötigt, sodass die Bodenfeuchten über die jeweilige Tiefe gewichtet gemittelt wurden. Die Bodenkennwerte (FK, TW und Porenvolumen) wurden anhand von Druckkammermessungen und einem Luftpyknometer ermittelt. Zudem wurde eine Substratansprache mittels Bodenkundlicher Kartieranleitung (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005) durchgeführt. Desweiteren wurde ein Lufttemperatur- und Luftfeuchtesensor HMP155 (Hukseflux) am Hauptturm in 2 m Höhe installiert, der sich zum Schutz vor direkter Insolation in einer Strahlenschutzhütte befand.

Die Speicherung der Daten erfolgte mithilfe verschiedener Datenlogger. Die Eddyeinheit und der Pluvio2 hatten je einen eigenen Logger. Zudem wurden der Campbell Logger CR1000 und ein Sutron Logger XLite 9210 verwendet. Die Energieversorgung erfolgte solarbetrieben mit drei Solarpanelen á 150 W und vier Batterien mit insgesamt 400 Ah.

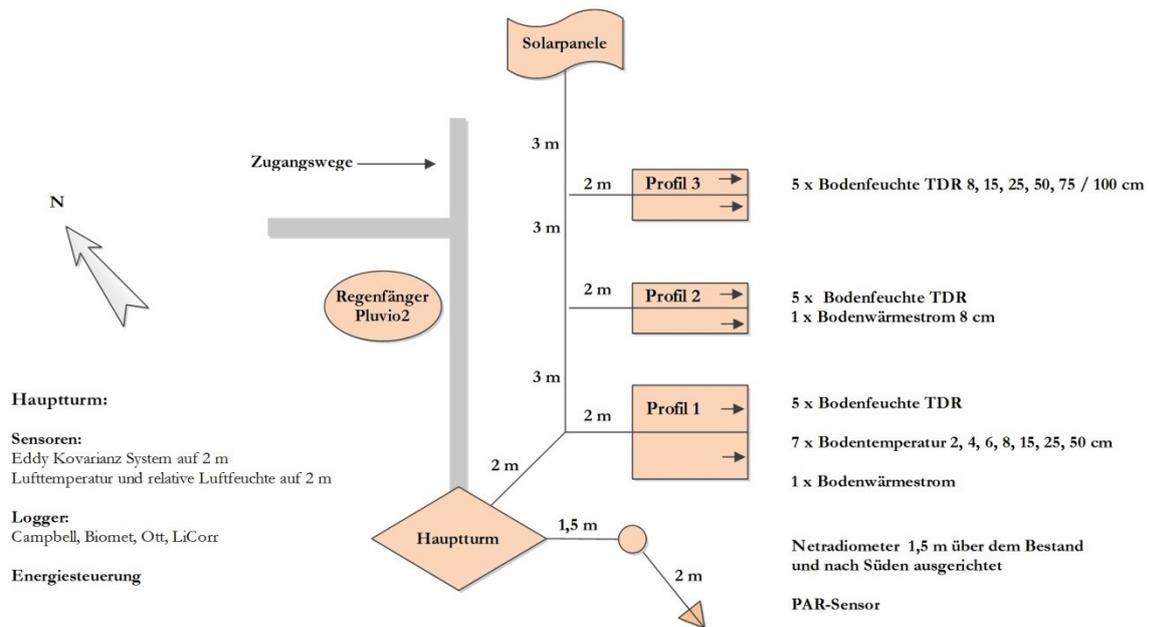


Abb. 6: Aufbau der hydroklimatischen Station am Grenzhof 2014 und 2015.



Abb. 7: Klimastation im Jahr 2014. Zu sehen sind neben der Eddy-Kovarianz-Station (links im Bild), das Netradiometer und den Pluvio2 (Mitte) sowie die solarbetriebene Energieversorgung (rechts).



Abb. 8: Das linke Bild zeigt exemplarisch ein Bodenprofil mit den fünf TDR Bodenfeuchte Sensoren (links), einer Bodenwärmestromplatte (Mitte) und den Bodentemperatursonden (rechts). Das rechte Bild zeigt die Sommergerste in der phänologischen Phase des Schossens.

3.3 Mikrometeorologie

3.3.1 Theoretische Grundlagen der Eddy-Kovarianz-Methode

3.3.2 Atmosphärische Grenzschicht

Die in dieser Studie betrachteten Energie- und Wasserflüsse finden in der unteren atmosphärischen Grenzschicht (ABL, engl. „*atmospheric boundary layer*“) statt. Hierunter versteht man die oberhalb der Erdoberfläche (Land oder Wasser) liegende Luftschicht, die in ihrem vertikalen Verlauf durch die freie Atmosphäre begrenzt wird. Luftströmungen in diesem Bereich der Atmosphäre können als praktisch ständig turbulent angesehen werden (ETLING, 2008). Hier findet ein Großteil des Wettergeschehens statt und die Einflüsse der Erdoberfläche sind wahrnehmbar (KRAUS 2008).

Primärenergiequelle der atmosphärischen Grenzschicht bildet die kurzwellige Strahlung der Sonne, die zum einen direkt von der Atmosphäre absorbiert und zum anderen durch die Erdoberfläche aufgenommen wird und dort zu Erwärmung führt. Die hier gespeicherte und in langwellige Strahlung umgewandelte Energie führt zu einer molekularen und vor allem turbulenten Wärmeleitung und damit zur Erwärmung der unteren Luftschichten. Hierdurch werden thermisch bedingte Druckgegensätze ausgelöst, die in Luftbewegungen resultieren (ETLING, 2008). Diese Luftbewegungen wiederum werden durch Reibung an der Erdoberfläche abgebremst und geben Impuls (engl. „*momentum*“) an diese ab. Hierdurch entsteht die für die atmosphärische Grenzschicht typische turbulente Bewegung. Neben den Energie- und Impulsflüssen dient die Erdoberfläche zudem als Quelle von Stoffflüssen (KRAUS, 2008). So wird von hier Wasserdampf, der zuvor durch Evapotranspiration an der Grenzfläche der Erdoberfläche zur Atmosphäre produziert wurde, durch die ABL hindurch in höher gelegene Luftschichten transportiert. Im Mittel besitzt die ABL eine Mächtigkeit von 1-2 km über Land und 0,5 km über Ozeanen. Bei sehr stabilen Wetterlagen kann die ABL auch nur eine Höhe von 100 m erreichen (STULL, 1988). Zudem ist die Mächtigkeit der atmosphärischen Grenzschicht im Tagesgang stark variabel, wie Abb. 9 zeigt.

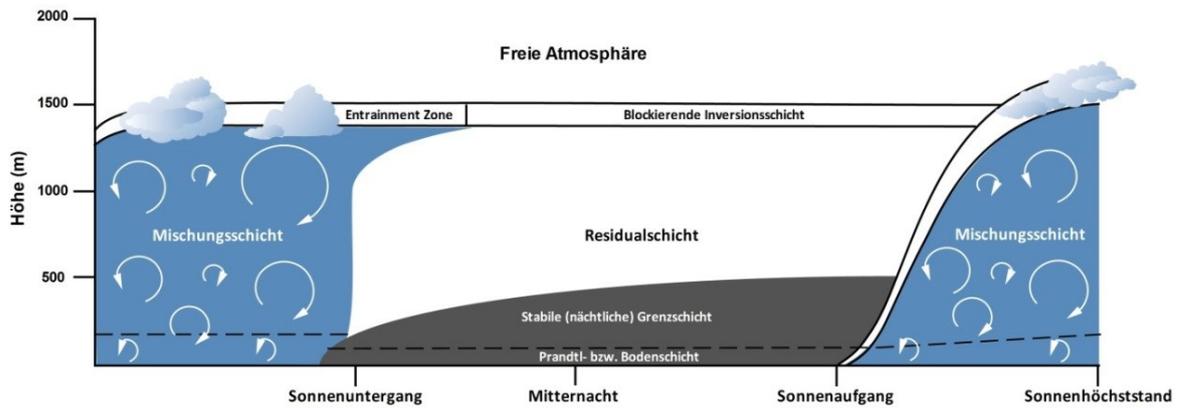
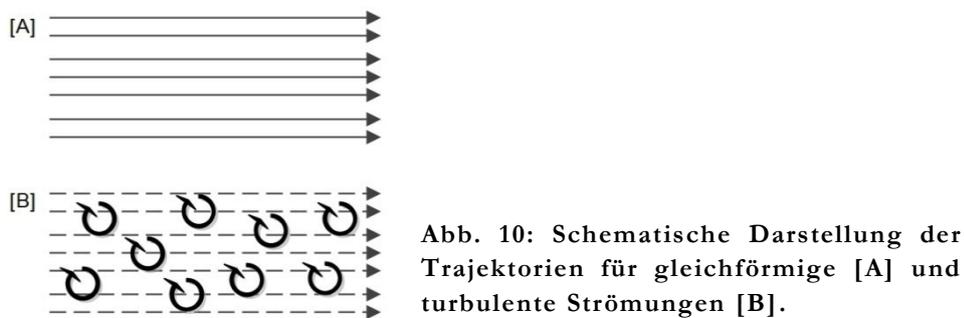


Abb. 9: Die tageszeitliche Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht nach STULL (1988).

Bei Sonnenaufgang beginnt die Erwärmung der Unterlage und damit die Erwärmung der oberflächennahen Atmosphäre. Die hierdurch einsetzende Thermik z.B. in Form von sich vertikal erstreckenden Konvektionszellen, bewirkt ein Durchbrechen der nächtlichen Inversion und es bildet sich eine gut durchmischte Schicht heraus, die sog. Mischungsschicht. Der Übergangsbereich zur freien Atmosphäre bildet eine statisch stabile Luftschicht (Temperaturinversion), die auch als Entrainmentzone bezeichnet wird (FOKEN, 2006). Oberhalb dieser Zone schließt sich die freie Atmosphäre an. Bei Sonnenuntergang, wenn die solare Einstrahlung endet, entwickelt sich eine stabile (nächtliche) Grenzschicht, die auch als Bodeninversion bezeichnet wird (FOKEN, 2006). Oberhalb dieser befindet sich die Residualschicht, die aus der Mischungsschicht vom Vortag besteht. Vereinfacht wird die ABL unterhalb der Entrainmentzone in die Prandtl- bzw. Bodenschicht und die Ekman-Schicht differenziert. Letztere stellt die eigentliche Mischungsschicht dar. Windgeschwindigkeit und potentielle Temperatur sind hier konstant. Zudem kommt es zu einer durch Reibung und Corioliskraft bedingten Winddrehung, die durch den Ozeanographen V.K. Ekman erstmals theoretisch begründet wurde (Näheres bei HOLTON, 2004). Unterhalb der Ekman-Schicht befindet sich die Prandtl-Schicht deren Ausdehnung stark von der Schichtungsstabilität abhängig ist und meist weniger als 10 % der atmosphärischen Grenzschicht bemisst (KRAUS, 2008). Das Windprofil nimmt hier einen logarithmischen Verlauf an und geht direkt am unteren Rand gegen Null. In dieser Schicht herrscht eine Höhenkonstanz aller Energie- und Stoffflüsse, wodurch die Möglichkeit gegeben wird u.a. die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme messtechnisch zu erfassen (FOKEN, 2006).

3.3.2 Turbulenz

Der Begriff der Turbulenz entstammt der Strömungslehre von Fluiden und wurde erstmals durch PRANDTL (1904) formuliert. ROEDEL (2011, S. 282) versteht unter Turbulenz eine zeitlich und räumlich stationäre, zufällig und gewissermaßen „chaotisch“ wirkende Strömungs- und Bewegungsform. Diese Form stellt sich ein, wenn Effekte der Massenträgheit, die durch zufällige Störungen angestoßen werden, nicht durch die molekulare Viskosität des bewegten Mediums gedämpft werden können. Der vertikale Wärme- und Stofftransport in der atmosphärischen Grenzschicht erfolgt fast ausschließlich in turbulenter Form. In laminaren Strömungen findet bis auf molekularer kaum Austausch statt. Daher spielen laminare Strömungen beim Stoff- und Energietransport kaum eine Rolle. Turbulente Austauschprozesse können in thermische und mechanische Turbulenz unterschieden werden. Nach ROEDEL (2011) können turbulente Strömungen zum einen durch Windgeschwindigkeitsveränderungen zwischen zwei Schichten, durch Windscherungen an der Erdoberfläche oder Objekten wie Bewuchs entstehen (dynamische Turbulenz). Zum anderen führen konvektive Prozesse, also thermisch bedingte Auf- und Abtriebskräfte infolge von Insolation, zu Turbulenz. Diese Strömungen besitzen neben einer mittleren Hauptströmung weitere unregelmäßige, zufällige Zusatzbewegungen (Abb. 9 und Abb. 10).



Diese Zusatzbewegungen erfolgen in alle Richtungen und weisen ein weites räumliches und zeitliches Spektrum auf. Sie können bildhaft als Turbulenzwirbel beschrieben werden. Im englischen Sprachgebrauch werden sie als „*Eddys*“ bezeichnet (FOKEN, 2012b; HOLTON, 2004; ROEDEL, 2011). In der atmosphärischen Grenzschicht zwingen Eddys benachbarte Luftpakete auseinander zu driften und hierdurch Eigenschaften wie Impuls, potentielle Temperatur

und andere Skalare² zu durchmischen bzw. aufzunehmen (HOLTON, 2004). Die maximale Größe turbulenter Eddys wird einerseits durch die Ausdehnung der ABL begrenzt und kann dementsprechend 10^3 m erreichen. Andererseits ist die minimale Größe durch Diffusion und molekularer Reibung auf 10^{-3} m beschränkt. Jeder Turbulenzwirbel unterscheidet sich hinsichtlich seiner Dichte (in Abhängigkeit von Lufttemperatur und -feuchte) vom nächsten. Daher sind Messungen der Temperatur stets eine Mittelung aller Transportvorgänge von fühlbarer Wärme über eine bestimmte Zeitspanne hinweg und keine Punktmessung. Der Energie- und Stofftransport durch Turbulenz ist wesentlich größer als die molekulare Diffusion, wodurch es unter thermo-dynamischen Turbulenzbedingungen zu einer rascheren Durchmischung bzw. Transport von Wärme und anderer Skalare kommt. Hierdurch wird es überhaupt möglich, dass sich in der atmosphärischen Grenzschicht die Mischungsschicht herausbilden kann. Thermische und mechanische Austauschprozesse können durch die Fluss-Gradient-Ähnlichkeit, wonach der Fluss einer Komponente proportional zum Gradienten dieser Komponente ist, beschrieben werden. Hiernach gelten für den fühlbaren und latenten Wärmestrom H und Le:

$$H = -\rho \cdot c_p \cdot K_H \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad \text{Gl. 1}$$

$$Le = -\rho \cdot \lambda \cdot K_E \cdot \frac{\partial q}{\partial z} \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad \text{Gl. 2}$$

mit:

ρ = Luftdichte bei konstantem Druck [kgm^{-3}]

c_p = Spezifische Wärme bei konstantem Druck [$\approx 1005 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$]

z = Höhe [m]

T = Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$ oder K]

q = spezifische Feuchte [kgkg^{-1}]

λ = Verdampfungswärme [$2,47 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$]

² Mit Skalaren wird allgemein eine Menge eines atmosphärischen Bestandteils verstanden. Hierzu gehören die Dichte (ρ_s , kg^{-3}), die molare Konzentration pro m^3 Luft (*molar concentration* c_s , mol m^{-3}), der Stoffmengengehalt, was der Anteil des Skalars am Gesamtgasgemisch in der Atmosphäre darstellt (*mole fraction*, mol mol^{-1}), das molare Mischungsverhältnis (*molar mixing ratio* $\chi_{s,m}$, kg kg^{-1}), das den Anteil eines Stoffes in Mole an der Anzahl von Mol von trockener Luft widerspiegelt und schlussendlich das Massenmischungsverhältnis (*mass mixing ratio* χ_{s} , kg kg^{-1}).

K_H und K_E sind turbulente Diffusionskoeffizienten, die von Windgeschwindigkeit und Stabilitätsfaktoren abhängen. Dieser Schließungsansatz wird allgemein auch als K-Theorie bezeichnet (FOKEN, 2006). Mechanische Austauschprozesse werden allgemein durch die Schubspannungsgeschwindigkeit wiedergegeben:

$$u_* = \kappa \cdot \frac{\partial u}{\partial \ln z} \quad [\text{ms}^{-1}] \quad \text{Gl. 3}$$

Mit κ der von-Kármán-Konstante. Diese Gleichungen gelten streng genommen nur unter neutralen Bedingungen, wenn die atmosphärische Stabilität keinen Einfluss in der dynamischen Unterschicht ausübt. Eine in der Mikrometeorologie übliche Methode die Stabilität der Schichtung in die Bestimmung der Austauschprozesse einzubeziehen ist die Monin-Obukhov'sche Ähnlichkeitstheorie (MONIN & OBUKHOV, 1954 in ARYA, 2001). Hierbei wird ein dimensionsloser Parameter ζ in die Profildgleichungen eingefügt, der zur Charakterisierung der Vorgänge in der Bodenschicht dient.

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad [-] \quad \text{Gl. 4}$$

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \cdot \frac{g}{\theta_v} \cdot w' \theta_v'} \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 5}$$

L ist hierbei die Obukhov-Länge, die ein wichtiges Längenmaß für die Auftriebskräfte in der Bodenschicht ist. Sie gibt das Verhältnis von dynamischen zu thermischen Auftriebsprozessen wieder und repräsentiert die Schichtdicke der Bodenschicht in der die Scherkräfte die Konvektiven überwiegen. Nimmt ζ Werte kleiner Null an liegt eine instabile Schichtung vor. Positive Werte zeugen von einer stabilen Schichtung und Werte gleich Null entsprechen neutralen Verhältnissen. Bei instabilen Verhältnissen überwiegen die thermisch konvektiven Auftriebsprozesse, wodurch Durchmischungs- und Transportprozesse verstärkt werden und hierdurch die Verdunstungsraten ansteigen können. Stabile Verhältnisse treten in der Regel bei Temperaturinversionen auf, wenn die Temperatur infolge von Wärmeabstrahlung von der Erdoberfläche mit der Höhe bis zu einem Maximum hin zunimmt und anschließend wieder abnimmt.

Hierdurch werden die Luftschichten voneinander abgekoppelt, denn Flüsse folgen stets vertikalen Gradienten. Oberhalb des Temperaturmaximums sind die Flüsse nach oben hin gerichtet während sie unterhalb des Maximums zur Erdoberfläche hin gerichtet sind und somit thermische Austauschprozesse zwischen den Schichten unterbunden werden.

3.3.3 Grundlegende Gleichungen der Eddy-Kovarianz-Methode

Zur Beschreibung von turbulenter Bewegung und Transport müssen verschiedene theoretische Ansätze berücksichtigt werden. Nach dem 1. Reynolds'schen Postulat wird jede Variable A in einen zeitgemittelten Teil \bar{A} und einen schwankenden bzw. turbulenten Teil a' unterteilt (Abb. 11, Gl. 6 und 7). In FOKEN (2012) werden die grundlegenden Prinzipien wie folgt beschrieben:

$$A = \bar{A} + a' \quad \text{Gl. 6}$$

$$\text{mit: } \bar{A} = \frac{1}{T} \int_t^{1+T} A(t) dt \quad \text{Gl. 7}$$

Die Anwendung der Reynoldszerlegung benötigt jedoch verschiedene Annahmen bzw. Postulate (FOKEN et al., 2012):

$$\text{I } \overline{a'} = 0$$

$$\text{II } \overline{A B} = \bar{A} \bar{B} + \overline{a' b'}$$

$$\text{III } \overline{\overline{A B}} = \bar{A} \bar{B}$$

$$\text{IV } \overline{kA} = a\bar{A}$$

$$\text{V } \overline{A + B} = \bar{A} + \bar{B}$$

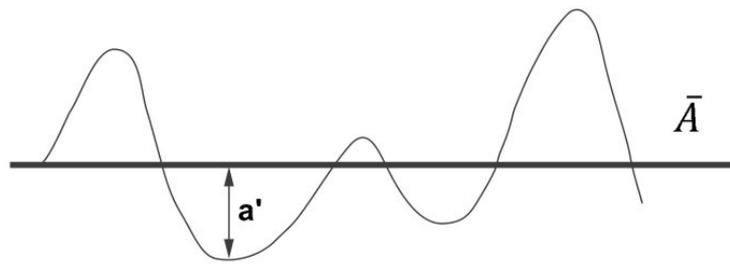


Abb. 11: Die Varianz a' steht für den turbulenten Austauschprozess eines betrachteten Skalars. \bar{A} steht für den mittleren Fluss.

Wobei k eine Konstante ist und A, B Variablen sind. Die Herleitung kann bei STULL (1988) nachvollzogen werden. Das 2. Reynolds'sche Postulat bildet die Grundlage der Eddy Kovarianz. Es sagt aus, dass der Mittelwert eines Flusses die Summe aus dem Produkt der Mittelwerte der einzelnen Komponenten des Flusses und dem Mittelwert des Produktes der turbulenten Elemente entspricht. Streng genommen ist diese Art der Zerlegung nur bei einer Ensemble-Mittelung möglich, wo eine große Anzahl an Realisierungen unter gleichen Bedingungen gemittelt wird. Aufgrund der Ergodenhypothese, die besagt, dass sich thermodynamische Systeme zufällig verhalten und hierdurch alle energetisch möglichen Zustände mit der Zeit eintreten, können über die statistische Auswertung von Zeitreihen die Zeit-Mittelung mit der Ensemble-Mittelung gleichgesetzt werden. Dies setzt voraus, dass die Werte innerhalb einer Zeitreihe stationär, also zeitlich unabhängig ($\partial/\partial t = 0$) und horizontal homogen ($\partial/\partial x_i = 0$, $\partial/\partial x_j = 0$) sind (KAIMAL & FINNIGAN, 1994). Ohne die Einhaltung dieser beiden Bedingungen ist die korrekte Anwendung der Eddy-Kovarianz-Methode nicht möglich.

STULL (1988) zeigt, dass die Mittelung der turbulenten Komponenten in Term II nicht Null sein müssen, wenn die Kovarianz zwischen zwei Komponenten gebildet wird. In der Grenzschichtmeteorologie sind dies zum einen die Komponenten des Windes. Im kartesischen Koordinatensystem x, y, z entspricht x der horizontalen Komponente, parallel zur mittleren Windgeschwindigkeit, y der horizontalen Komponente lotrecht zu x und z der vertikalen Windkomponente; u, v, w entsprechen den Windgeschwindigkeiten von x, y und z . Zum anderen sind dies Flüsse von passiven Skalaren. Term I ist nur dann notwendigerweise der Fall, wenn lediglich eine Variable betrachtet wird. Eine weitere Bedingung ist die weitgehende Höhenkonstanz der Gradienten der einzelnen Flüsse innerhalb der Bodenschicht. Somit gilt unter

der Bedingung, dass in der Bodenschicht die Druckgradientkraft, Corioliskraft und molekulare Reibung vernachlässigbar sind:

$$\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \approx 0, \quad \frac{\partial \overline{T'w'}}{\partial z} \approx 0, \quad \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \approx 0, \quad \frac{\partial \overline{c'w'}}{\partial z} \approx 0 \quad \text{Gl. 8}$$

mit, z der Höhe in Metern über Grund, T der Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$ oder K] und c einer untersuchten Konzentration. Hierbei wird jedoch ein Restfehler von ca. 10 % zugelassen (FOKEN, 2006). Desweiteren kann angenommen werden, dass während einer bestimmten Zeitperiode der aufwärts und abwärts gerichtete Transport sich aus Kontinuitätsgründen ausgleichen und damit der Vertikalwind im Mittel Null ist ($\overline{w} = 0$). Hierdurch ist es nun möglich den Stoff und Energietransport durch turbulente Ströme zu erklären. Nach dem 2. Reynolds'schen Postulat bildet der gesamte turbulente Fluss, bei verschwindendem Mittelwert des Vertikalwindes, die Kovarianz. Die Grundgleichung zur Anwendung der Eddy-Kovarianz-Methode ist daher wie folgt (FOKEN, 2006):

$$\overline{w'\chi'} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=0}^{N-1} [(w'_i - \overline{w}_i)(\chi'_i - \overline{\chi}_i)] = \frac{1}{N-1} \sum_{i=0}^{N-1} w'_i \chi'_i \quad \text{Gl. 9}$$

wobei χ für eine horizontale Windkomponente oder einen Skalar steht. Die Grundgleichungen für die turbulenten Austauschprozesse ergeben sich dementsprechend zu:

$$\frac{H}{\rho \cdot c_p} = \overline{T'w'}, \quad \frac{Le}{\rho \cdot \lambda} = \overline{q'w'}, \quad \frac{c}{\rho} = \overline{c'w'}, \quad u_* = \sqrt{-\overline{u'w'}} \quad \text{Gl. 10}$$

c steht hier für den Fluss einer Konzentration (z.B. CO_2). Der Vorteil der Eddy-Kovarianz-Methode ist, dass die Austauschprozesse auf der rechten Seite der Terme direkt gemessen werden und nicht indirekt abgeleitet werden müssen, wie beispielsweise bei der Gradientmethode.

Anders ausgedrückt steht die Summe aller Kovarianzen in Gl. 9 innerhalb eines Mittelungsintervalls für alle Eddys, die jeweils ihre eigene Größe besitzen, die von ihren Frequenzen innerhalb des Frequenzspektrums abhängen. Diese Eddys werden über Schließungsansätze konser-

viert (Näheres FOKEN & NAPPO, 2008). Bildhaft gesprochen zieht der so konservierte Eddy durch den optischen Sensor hindurch wobei seine Kovarianzen von vertikalem Wind und Skalar auf der Vorder- und der Rückseite erfasst werden (Abb. 12 A). Sind beide Kovarianzen positiv oder negativ kommt es zu einem Transport in Richtung Atmosphäre. Sind die Vorzeichen hingegen unterschiedlich kommt es zu einer Deposition (STULL, 1988). Abb. 12 B stellt die Kovarianzen verschiedener Skalare, die kurzwellige Einstrahlung und die langwellige Ausstrahlung für eine Situation am Tag dar.

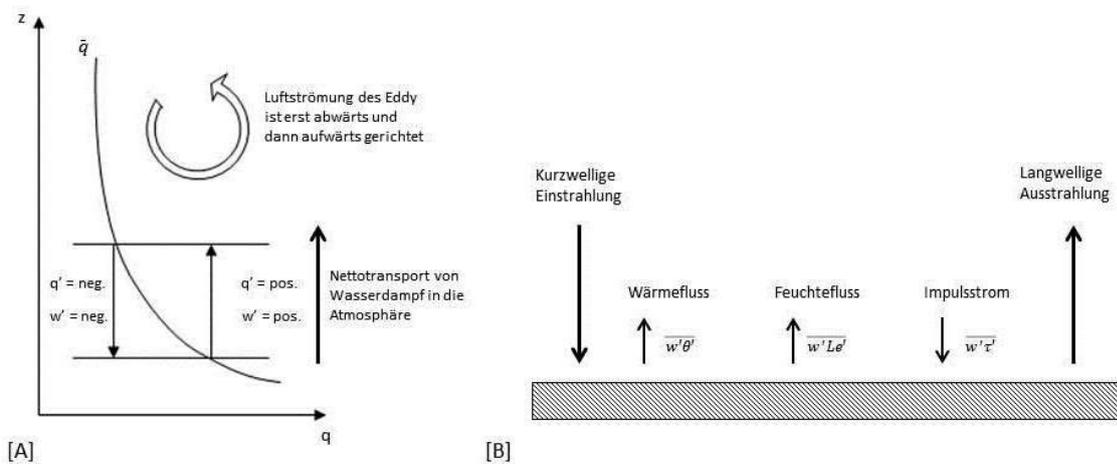


Abb. 12: Bewegungsrichtung eines Eddys und den damit verbundenen Transport von Wasserdampf [A] nach STULL (1988). Kovarianzen zwischen dem vertikalem Teil des Windes mit den drei Skalaren sensible und latente Wärme und Impuls. Die Pfeile zeigen die Richtung der Flüsse an [B]. Hier ist die Situation am Tag dargestellt.

3.3.4 Korrekturverfahren

Die Anwendung der Eddy-Kovarianz-Methode erfordert die Anwendung verschiedener Korrekturverfahren. Die bei der Rohdatenverarbeitung verwendeten Verfahren sollen jedoch nur kurz erläutert werden. Weiterführende Informationen können der angegebenen Literatur entnommen werden. Die Footprintanalyse, die Schließung von Datenlücken sowie die Energiebilanz sollen jedoch eingehender betrachtet werden, da sie aufgrund relativ kleiner Untersuchungsfelder für diese Studie wichtig waren.

3.3.4.1 Koordinatenrotation

Eine Grundvoraussetzung der Eddy-Kovarianz-Methode ist die Annahme des Verschwindens der mittleren Vertikalkomponente des Windes ($\bar{w} = 0$). Da das Anemometer fest montiert ist und nicht in den Wind gedreht werden kann, muss eine Koordinatenrotation oder auch Neigungskorrektur der Winddaten erfolgen. Eine häufig verwendete Methode ist das „*double rotation*“-Verfahren. Hierbei werden die Winddaten aus einem 30 min Mittelungsintervall zweimal rotiert. Die erste Drehung erfolgt um die z-Achse in den mittleren Wind ($\bar{v} = 0$). Mit der zweiten Drehung um die y-Achse wird dann die mittlere Vertikalkomponente neutralisiert (FOKEN, 2006). Es gibt jedoch auch Situationen in denen die mittlere vertikale Windgeschwindigkeit trotz Rotation ungleich Null ist. Dies kann eintreten, wenn sich die Stromlinien des Windes nicht normal zur Schwerkraft verhalten, wie es bei geneigtem Gelände oder bei kurzzeitigen konvektiven Prozessen der Fall ist. Die Abweichungen können 20-40° betragen, wodurch es zu systematischen Verzerrungen bei den Flussberechnungen kommen kann. Allerdings sind hiervon vor allem die Implusströme betroffen und weniger die Wärmeströme (YUAN et al., 2007). Dieses Verfahren ist das Meistverwendete und liefert in homogenen, flachen Gebieten ohne massive Strukturen im Umfeld gute Ergebnisse.

3.3.4.2 Entfernung von Trends

Ein üblicher Begriff für die Entfernung von Trends, der aus der englischsprachigen Literatur stammt, ist das „*detrending*“. Trends innerhalb eines definierten Messintervalls können durch Überlappung des tageszeitlichen Zyklus mit turbulenter Bewegung, sich verändernder meteorologischer Bedingungen und/oder durch Bewegungen der Sensoren z.B. infolge von starken Windböen entstehen (RANNIK & VESALA, 1999). Ein Beispiel für die Fluktuationen der Wasserdampfkonzentration eines 30 min Intervalls in den Morgenstunden des 15.05.2015 zeigt Abb. 13. Diese Trends beeinflussen das Signal des untersuchten Skalars und müssen entsprechend herausgefiltert werden. Dies geschieht durch verschiedene Filtermethoden, wie u.a. das lineare „*detrending*“, das nicht lineare „*detrending*“, über rekursive Funktionen und das „*block average*“-Verfahren. Beim letztgenannten Verfahren wird der mittlere Wert des Mittelungsintervalls herausgefiltert, was somit dem Reynoldsmittelungsregeln aus Kap. 3.3.3 entspricht. Besteht ein linearer Trend, so erfolgt beim linearen „*detrending*“ eine Filterung anhand linearer Regression. Dies entspricht jedoch streng genommen nicht den Reynoldsmittelungsregeln (MONCRIEFF et al., 2005).

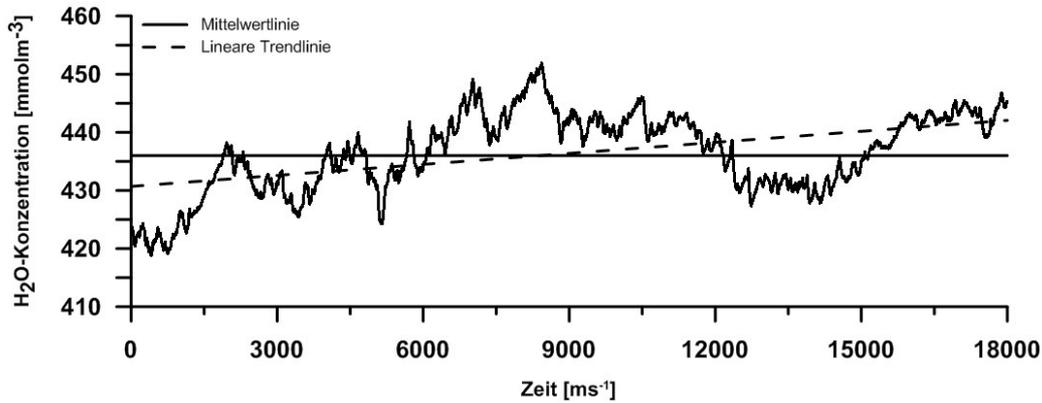


Abb. 13: Wasserdampfkonzentration in mmolm^{-3} für den 15.05.2015 zwischen 07:00 und 07:30. Die Mittelwertlinie („*block average*“) stellt die verwendete Trendentfernungsmethode dar.

Während das „*block average*“-Verfahren die Kovarianzen tendenziell überschätzt, kommt es beim linearen detrending eher zu einer Unterschätzung und damit potentiell zu einem Verlust von Flüssen. Effektiv handelt es sich bei der Trendentfernung um einen Hochpassfilter, der Frequenzen im niederen Frequenzbereich des Kospektrums filtert. In der Praxis wird empfohlen, keine linearen und nicht-linearen Verfahren zu verwenden, da es hier zu spektralen Artefakten kommen kann (BURBA & ANDERSON, 2012). Daher wurde in dieser Arbeit mit dem „*block average*“-Verfahren gearbeitet.

3.3.4.3 Frequenzkorrekturen

Während die Trendentfernung und die 7Koordinatenrotation die Rohdaten korrigieren, sind die Frequenzkorrekturen die ersten Korrekturen, die nach den Kovarianz-Berechnungen erfolgen. Wie schon erläutert, geschieht der turbulente Transport in Eddys unterschiedlicher Größe bzw. unterschiedlicher Frequenzen. Nun könnten verschiedene Bedingungen jedoch zu Frequenzverlusten führen. Im hohen Frequenzbereich können dies sein: Distanz zwischen Anemometer und Infrarotsensor, Reaktionsgeschwindigkeiten der Sensoren und die Dämpfung durch das Rohr bzw. den Schlauch bei „*enclosed*“ und „*close-path*“-Systemen. Sie funktionieren wie Tiefpassfilter, die niedrige Frequenzen ungehindert durchlassen, hohe Frequenzen hingegen dämpfen. Allerdings ist die Dämpfung von dem in dieser Studie verwendeten „*enclosed*“-System eher gering, da die verwendete Rohrlänge kurz gehalten wurde, um die Dämpfungsverluste für die Wasserdampf Flüsse zu minimieren. Im niederfrequenten Bereich sind dies die oben angesprochene Trendentfernungskorrektur, die Länge des Mittelungsintervalls

und die Messhöhe der Sensoren. Hierbei handelt es sich im Gegensatz zu der Tiefpassfilterung um einen Hochpassfilter. Besonders in Studien mit geringer Höhe der Messsensoren kann es zu einem Verlust von gemessenem turbulenten Transport kommen, da hier Eddys, die größer als die Messhöhe sind, nicht erfasst werden können.

Die Frequenzkorrekturen gliedern sich daher in Tiefpass- und Hochpassfilterkompensationen. Für die Filterkompensationen wurde eine rein analytische Methode nach MONCRIEFF et al., (1997 und 2005) verwendet. Im Wesentlichen geschieht die Kompensation über die Schätzung des „wahren“ Kospektrum-Bereichs anhand analytischer Kospektrum-Berechnung und der Ableitung einer Transferfunktion. Das Kospektrum wird hierbei anhand einer Funktion aus der natürlichen Frequenz mit dem betrachteten Fluss, der atmosphärischen Schichtung, der Windgeschwindigkeit und der Messhöhe über der Vegetation berechnet. Die Transferfunktion ist u.a. von der Stationsanordnung (Messhöhe, Rohrlänge, Distanz der Sensoren, Messintervalle etc.) abhängig. Durch die Anwendung der Transferfunktion auf das geschätzte Kospektrum kann im Anschluss die Flusssdämpfung geschätzt werden. Das Vorgehen erfolgt bei Tiefpass- und Hochpassfilterung analog, nur die Transferfunktionen wird individuell an den entsprechenden Spektralbereich angepasst.

3.3.5 Qualitätskontrolle

3.3.5.1 Test auf Stationarität und integrale Turbulenzcharakteristiken

Die Anwendung der Eddy-Kovarianz-Methode beruht auf vereinfachenden Annahmen zu den mikrometeorologischen Bedingungen. Daher ist es notwendig zu überprüfen, ob die theoretischen Grundbedingungen in den Datensätzen erfüllt sind. Grundlegend hierfür ist die Monin-Obukhov Ähnlichkeitstheorie, die auf zwei Grundannahmen basiert: Zum einen müssen statistisch stationäre Bedingungen in der Atmosphäre vorherrschen und zum anderen müssen die Oberflächen homogen sein. Ohne diese Annahmen wäre die Berechnung der turbulenten Flüsse nicht möglich. Hierzu gehören das Ausschließen von internen Grenzschichten (Homogenität des Messumfelds), Schwerewellen und unterbrochene Turbulenzen z.B. durch Objekte im Raum. Anhand von Tests kann überprüft werden, ob die beiden Grundbedingungen erfüllt sind. (VICKERS & MAHRT, 1997; FOKEN & WICHURA, 1996; FOKEN, 2012B).

Stationarität ist gegeben, wenn alle gemessenen Flüsse eines Mittelungsintervalls zeitlich unabhängig sind, d.h. sich die Mittelwerte während dieses Intervalls nicht ändern. Instationarität

kann auftreten, wenn sich verschiedene Klimaparameter aufgrund des Tagesganges, Änderungen des Wettergeschehens oder starken mesoskaligen Schwankungen rasch ändern. Bei dem Test auf Stationarität wird ein gegebenes Messintervall von 30 min in sechs Einzelintervalle unterteilt und die Kovarianzen $\overline{(w'\chi'_s)_{SI}}$ (mit w der vertikalen Windkomponente und χ_s einem Skalar) mit denen des 30 min Mittelungsintervalls $\overline{(w'\chi'_s)_{WI}}$ verglichen. Beträgt die Abweichung $< 30\%$ wird Stationarität angenommen:

$$RN_{\text{Kovar}} = \left| \frac{\overline{(w'\chi'_s)_{SI}} - \overline{(w'\chi'_s)_{WI}}}{\overline{(w'\chi'_s)_{WI}}} \right| \quad \text{Gl. 11}$$

Der Test auf Ähnlichkeit der turbulenten Flüsse ist gleichzeitig auch ein Test auf die Entwicklung der turbulenten Bedingungen. Ähnlichkeit ist gegeben, wenn das Verhältnis aus der Standardabweichung eines Turbulenzparameters (Skalar oder Impuls) und des entsprechenden turbulenten Flusses dem eines Stabilitätsparameters entspricht oder eine Funktion hiervon ist:

$$\frac{\sigma_\chi}{\chi_s} = c_1 \left(\frac{h_m - d}{L} \right)^{c_2} \quad \text{Gl. 12}$$

mit h_m der Messhöhe, d der Verschiebungshöhe und L der Monin-Obukhov-Länge. c_1 und c_2 sind Koeffizienten, die vom Stabilitätsparameter abhängen und dessen Werte FOKEN (2012b) entnommen werden können. Auch hier kann Ähnlichkeit angenommen werden, wenn die Differenz aus gemessenen turbulenten Flüssen und modellierten Stabilitätsparameter $< 30\%$ beträgt:

$$ITC = \left| \frac{\left(\frac{\sigma_\chi}{\chi_s} \right)_{\text{modelliert}} - \left(\frac{\sigma_\chi}{\chi_s} \right)_{\text{gemessen}}}{\left(\frac{\sigma_\chi}{\chi_s} \right)_{\text{modelliert}}} \right| \quad \text{Gl. 13}$$

ITC steht hierbei für den englischsprachigen Fachbegriff „*integral turbulence characteristic*“. Getestet werden hier sowohl die Windkomponenten u und w , als auch der fühlbare Wärmetransport.

Aufgrund dieser beiden Prüfverfahren wurde von MAUDER & FOKEN (2011) ein Flaggingssystem eingeführt, das auch in dieser Studie Verwendung findet. Hierbei wird der Grad der Stationarität und der Grad der Homogenität der Turbulenzen jeweils in Klassen eingeteilt, zusammengefasst und anschließend mit einem Indexwert versehen. Die Bandbreite reicht bei der hier verwendeten Methodik von 0 (beste Datenqualität), 1 (verwendbar für bilanzierende Untersuchungen) bis 2 (zu verwerfende Mittelungsintervalle). In der EddyPro Software erfolgen die Tests für die Flüsse von Impuls, CO₂ und latenter bzw. sensibler Wärme, wobei in dieser Arbeit insbesondere der Qualitätstest für die latenten und sensiblen Wärmeströme als Ausschlusskriterium betrachtet wurden.

3.3.5.2 Footprintanalyse

Idealerweise sollte eine Klimastation in einem möglichst homogenen und flachen Umfeld stehen dessen Erstreckung größer ist, als der Messbereich (engl. „Footprint“) des Sensors. Häufig sind diese Bedingungen jedoch nicht gegeben, sodass Richtung und Ausdehnung des Footprints von Bedeutung sind. SCHMID (2002) beschreibt den Footprint als das Sichtfeld eines Sensors. Hierbei wird innerhalb dieses Sichtfeldes ein Zusammenhang zwischen den räumlich verteilten Quellen eines passiven Skalars oder eines Flusses zum Gesamtsignal hergestellt. KLJUN et al. (2002) erweitern diese Footprintdefinition um den Begriff der Quellgebietsfläche. Diese stellt jenen Teil der Erdoberfläche dar, der sämtliche Quellen eines gemessenen Flusses oder einer Konzentration an einem Messstandort umfasst. Diesen Zusammenhang beschreibt die grundlegende Footprintfunktion f als eine Transferfunktion zwischen einer gemessenen Größe χ an einem Messstandort \vec{r} und der Signalstärke der Quelle/Senke $Q_\chi(\vec{r}')$ innerhalb eines Gebiets \mathbb{R} (PASQUILL & SMITH, 1983, RANNIK et al., 2012):

$$\chi = \int_{\mathbb{R}} Q_\chi(\vec{r} + \vec{r}')f(\vec{r}') d\vec{r}' \quad \text{Gl. 14}$$

Der Footprint ist vor allem von der Messhöhe sowie der Windrichtung abhängig. Zudem zeigen LECLERC & THURTELL (1990) erstmals, dass der Footprint stark von der atmosphärischen Stabilität und der Oberflächenrauigkeit beeinflusst wird. Je höher die Stabilität und je geringer die Oberflächenrauigkeit desto weiter entfernt liegt der Footprintschwerpunkt und desto weiter reicht der gemessene Quellbereich (Abb. 14). Unter instabilen Bedingungen liegt der

Footprintschwerpunkt in einer Entfernung von einem Mehrfachen der Messhöhe, wohingegen das Verhältnis bei stabilen Bedingungen bei einigen dutzend Mal der Messhöhe liegen kann (VESALA et al., 2008).

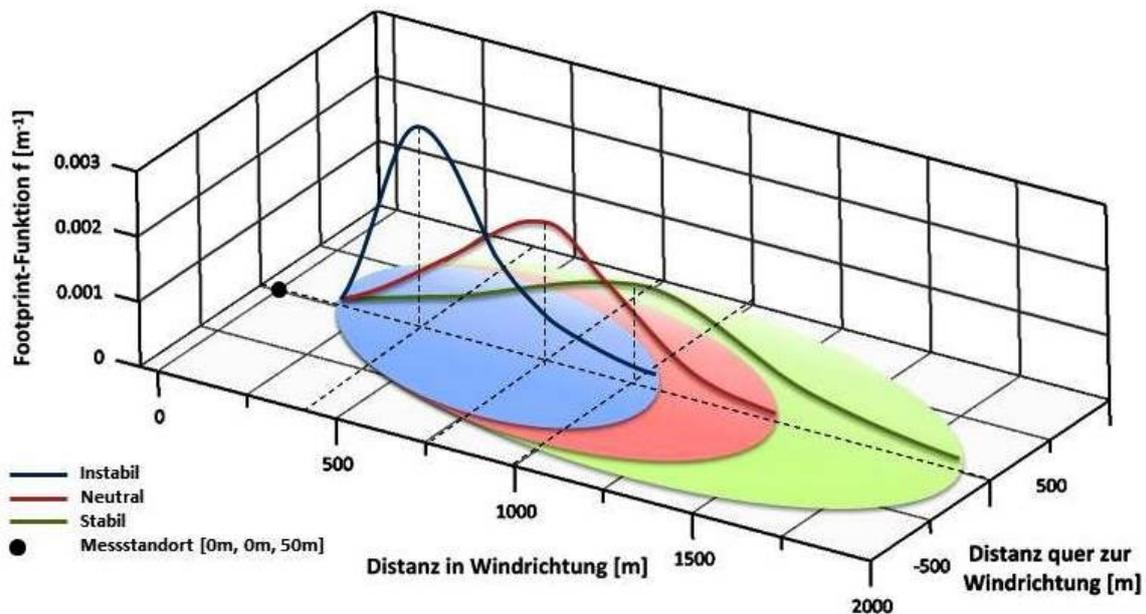


Abb. 14: Schematische Darstellung der Abhängigkeit des Footprints und dessen Schwerpunkt in Abhängigkeit von der atmosphärischen Stabilität.

Mathematisch gesehen erstreckt sich die Quellbereichsfläche bis ins Unendliche, sodass SCHMID & OKE (1990) den Begriff des n %-Quellgebiets einführen. Diese n %-Quellgebiete tragen entsprechend n % zum gesamt gemessenen Signal bei. Häufig erfolgt eine Unterteilung in 10 %, 30 %, 50 %, 70 % und 90 %. Zudem gibt der „*peak*“-Wert das Maximum bzw. den Schwerpunkt der Footprintfunktion wieder. In Tab. 1 sind exemplarisch drei Beispiele für die Quellgebietsklassen verschiedener Stabilitätsbedingungen dargestellt, die im Untersuchungszeitraum 2015 auftraten. Sie zeigen deutlich die soeben erläuterten Beziehungen zwischen atmosphärischen Stabilitätsbedingungen und Erstreckung des Footprintbereichs bzw. der Quellgebiete. In der Regel liegt die „*peak*“-Distanz zwischen den Quellgebietsklassen 10 % und 30 %; seltener auch zwischen 30 % und 50 %. Je stabiler die Bedingungen in der atmosphärischen Grenzschicht sind, desto größer ist auch das Verhältnis von 90 % und „*peak*“-Distanz, was auf einen flacheren Kurvenverlauf hinweist.

Tab. 1: Exemplarische Darstellung der mittleren Distanzen [m] von verschiedenen Quellgebietsklassen für sehr stabile, neutrale und sehr instabile Bedingungen.

Datum	Zeit	Stabilität	ζ [-]	Peak [m]	10 % [m]	30 % [m]	50 % [m]	70 % [m]	90 % [m]
21.04.2015	07:30	Stabil	5,48	143,5	135,0	283,0	542,0	1213,0	5593,0
23.07.2015	02:30	Neutral	0,00	15,1	13,0	25,0	44,0	86,0	297,0
18.06.2015	17:00	Instabil	-5,78	3,2	2,0	4,0	6,0	9,0	20,0

Es können vier Kategorien von Footprintmodellen unterschieden werden: Analytische Modelle, Lagrangesche stochastische Modelle (LS), Large-Eddy-Simulationen und Schließungsansätze. Auf eine ausführliche Beschreibung aller vier Ansätze wird hier jedoch aufgrund des Umfangs dieses Forschungsfeldes verzichtet werden. Daher werden im Folgenden nur die in dieser Arbeit verwendeten Verfahren erläutert. Eine gute Übersicht über die einzelnen Footprintansätze und deren Entwicklung bieten u.a. SCHMID (2002) und VESALA et al. (2008).

Das analytische Modell von KORMANN & MEIXNER (2001) nutzt zur Ableitung der Footprintfunktion eine zweidimensionale Advektions-Diffusions-Gleichung, das logarithmische Windprofil der mittleren Windgeschwindigkeit und die Eddy Diffusionskonstante K (K -Theorie siehe Kap. 3.3.2) Zudem basiert es auf einer gauß'schen Verteilungsfunktion quer zur Hauptwindrichtung (GOCKEDE et al., 2004, KJUN, 2002). Im Anschluss an die Ableitung der Footprintfunktion wird diese entsprechend der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie angepasst, wodurch das Modell auch unter nicht neutralen Bedingungen angewendet werden kann. Allerdings bleibt die Anwendung hierbei auf die Boden- oder Prandtlerschicht beschränkt. Analytische Modelle setzen stets Homogenität und wie alle anderen Footprintansätze auch, stationäre Bedingung voraus. Zudem wird die turbulente Diffusion eines passiven Skalars entlang der Strömungsrichtung vernachlässigt (GOCKEDE et al., 2004).

Lagrangesche stochastische Modelle beruhen auf der Annahme, dass die Dispersion eines passiven Skalars innerhalb einer turbulenten Strömung durch die Berechnung der Trajektorien einer endlichen Zahl von Partikeln, die innerhalb eines Quellbereichs emittieren, bestimmt werden kann. Dabei wird die Dispersion anhand einer stochastischen Differentialgleichung (Langevin-Gleichung) beschrieben, der meistens eine gauß'sche Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion zugrunde liegt (STEINFELD, 2009, RANNIK et al., 2012). LS Modelle benötigen lediglich eine Ein-Punkt-Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion des Euler'schen Windfelds (RANNIK, 2012). Ein Vorteil von LS-Ansätzen gegenüber analytischen Ansätzen ist, dass es grundsätz-

lich möglich ist, sowohl gaußförmige als auch nicht-gaußförmige Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen von Turbulenz zu berücksichtigen. Hierdurch können prinzipiell alle Turbulenzregime abgebildet werden. Gaußförmige Turbulenz tritt vor allem in der Bodenschicht auf, wohingegen nicht-gaußförmige Turbulenz durch Inhomogenität im Messumfeld und in der konvektiven Mischungsschicht entsteht. Der Nachteil von LS Modellen liegt jedoch im erheblichen Rechenaufwand.

Als Standard in dieser Arbeit wurde die Parametrisierung nach KLJUN et al (2004) verwendet. Diese Parametrisierung ist jedoch nur gültig, wenn $-200 < \zeta < 1$ und $u^* \geq 0,2 \text{ ms}^{-1}$ gegeben ist. War dies nicht der Fall wurde das von Modell KORMANN & MEIXNER (2001) genutzt. Bei beiden Ansätzen ist es möglich das Quellgebiet in die oben genannten n%-Bereiche zu unterteilen und die Schwerpunktdistanz zu identifizieren (KORMANN & MEIXNER, 2001; KLJUN et al., 2004).

Wie gezeigt können die Footprintbereiche je nach Messhöhe des Sensors und anderer genannter Faktoren sehr groß werden. Eine Daumenregel besagt, dass der Bereich im Durchschnitt bei einem Verhältnis von 1:100 der Höhe des Sensors zu Footprintausdehnung liegt (LECLERC & THURTELL, 1990). Dies ist zwar nur eine grobe Einschätzung, doch kann sie bei der Planung des Messstandortes hilfreich sein. Bei der in dieser Studie verwendeten Messhöhe von zwei Metern müsste das Messfeld (engl. „*fetch*“) eine Ausdehnung von ca. 200 m in alle Richtungen betragen. Die landwirtschaftlichen Flächen im Oberrheingraben zeichnen sich jedoch durch eine klein parzellierte Struktur aus, wodurch die Rahmenbedingungen hierfür kaum gegeben sind. Daher kann es notwendig sein in solchen Gebieten Kompromisse ein zu gehen. Werden für die Datenanalyse lediglich Daten verwendet, dessen Footprint zu 90 % innerhalb des „*fetches*“ liegen, steigt die Rate von zu verwerfender Daten in solchen Gebieten stark an. Aufgrund dieser Problematik verwendeten AMMAN et al (2008) und SCHMIDT et al. (2012) eine weniger strenge Auswahl der Daten. Sie ließen tagsüber Mittelungsintervalle zu, bei denen die Quellgebietsklasse 70 % noch innerhalb des „*fetches*“ lagen. In den Nachtstunden, wenn die Energie- und Stoffflüsse gering sind, senkten sie diese Grenze auf 50 % herab. Dies hatte den Vorteil, dass die Anzahl der Daten, die zurückgewiesen und durch Lückenschließungsverfahren ersetzt werden mussten, deutlich vermindert werden konnte. Bei dieser Methode sollten die Daten jedoch auf Einflüsse von stark divergierenden Landnutzungsarten in den Nachbargebieten untersucht werden.

3.3.5.3 Füllen von Datenlücken

Die Messung von Wärme- und Stoffströmen folgt strenger Kriterien und ist abhängig vom Experimentaufbau und dem Umfeld (siehe Kap. 3.2.). Sind die benötigten Bedingungen nicht erfüllt, entstehen Datenlücken, die durch objektive Verfahren aufgefüllt werden müssen. Im Wesentlichen sind drei Kategorien von Datenausfällen zu ersetzen: (1) Fehlende Daten aufgrund messtechnischer Probleme (z.B. Stromausfall, Beschädigungen an den Sensoren durch Tiere und Blitzeinschlag); (2) Daten mit ungenügender Güte und (3) Daten bei denen der Footprintbereich größer als die Erstreckung des „*fetches*“ ist. Die Verwerfungsrate bei der Eddy-Kovarianz-Methode ist recht hoch. FALGE et al. (2001) ermittelten für die 19 Stationen des Ameriflux und Euroflux Projekts eine durchschnittliche Verwerfungsrate von 35 %. Eine andere Studie identifizierte je nach Qualitätskriterium 20-60 % an zu verwerfenden Daten (PAPALE, 2012).

Das Auffüllen von Datenlücken (engl. „*gap-filling*“) ist insbesondere dann notwendig, wenn aggregierte Daten wie Stunden-, Tages- oder Monatssummen bzw. Mittelwerte für Modellierungen benötigt werden. Alle „*gap-filling*“ Ansätze verwenden gültige Daten, um mit diesen die Datenlücken zu schließen. Eine Rekonstruktion kann sowohl rein empirisch als auch anhand von Modellen durchgeführt werden. Bei den Modellierungsmethoden werden Annahmen zu wechselseitigen Beeinflussungen meteorologischer Daten und Eddy-Kovarianz-Daten getroffen, wobei die Klimaparameter zur Parametrisierung verwendet werden. Der Nachteil dieser Methode wird evident, wenn die so geschlossenen Datensätze zur Validierung von Modellen verwendet werden sollen, die ähnliche Beziehungen herstellen und so zu falschen Korrelationen führen können. Empirische Methoden hingegen verwenden zum Schließen der Lücken Daten mit ähnlicher Konfiguration von meteorologischen Parametern (Lufttemperatur, Globalstrahlung, latente und fühlbare Wärme, Sättigungsdampfdruckdefizit, relative Luftfeuchtigkeit etc.) innerhalb einer bestimmten Zeitspanne bzw. verwenden Interpolationen ohne dabei Annahmen zu den gegenseitigen Einflüssen zu treffen. Die im Rahmen dieser Arbeit angewandte Methode ist eine solche empirische Verfahrensweise. Sie wird vom Max Plank Institut für Biogeochemie in Jena online bereitgestellt (URL im Literaturverzeichnis) und beruht auf den Arbeiten von FALGE et al. (2001) und REICHSTEIN et al. (2005). Die Methode berücksichtigt bei der Interpolation sowohl Kovarianzen von Stoff- und Energiefüssen mit den meteorologischen Daten, als auch temporäre Autokorrelationen innerhalb verschiedener Zeithorizonte (7 - 14 Tage vor und nach den Datenlücken). Größere Zeithorizonte werden im Allgemeinen

vermieden, da dabei keine linearen Abhängigkeiten der Umweltparameter (z.B. phänologische Phasen der untersuchten Kulturart) angenommen werden können. Gemäß der „*mean diurnal variation method*“ (MDV) werden anschließend, in Abhängigkeit des täglichen Zyklus, die Mittelwerte der infrage kommenden Zeitintervalle in die Lücken eingesetzt. Es werden für die Schließung einer Datenlücke nur Daten ausgewählt, die zur selben Tageszeit innerhalb des Zeithorizonts liegen. Bei der Auswahl der für die Mittelung infrage kommenden Daten wird zudem eine Klassifikation in Abhängigkeit von Verfügbarkeit von Globalstrahlung, Lufttemperatur und Wasserdampfdruck sowie deren Abweichung von den Klimadaten der Datenlücke vorgenommen. Hierbei werden drei Kategorien unterschieden:

- Die zuverlässigste Kategorie liegt vor, wenn alle Klimaparameter vorhanden sind und sich nicht mehr als 50 Wm^{-2} , $2,5 \text{ °C}$ bzw. $5,0 \text{ hPa}$ von den Klimaparametern der Datenlücke unterscheiden. Befinden sich nicht mindestens zwei Zeitintervalle innerhalb des Zeitfensters bis max. 14 Tagen, die diesen Kriterien entsprechen, so wird die zweite Kategorie angewandt.
- In der zweiten Kategorie wird analog zur ersten vorgegangen. Es wird jedoch lediglich die Globalstrahlung verwendet, deren Abweichung auch hier nicht größer als 50 Wm^{-2} betragen darf. Wenn innerhalb von 14 Tagen keine entsprechenden Zeitintervalle existieren, bzw. keine Globalstrahlung vorliegt, erfolgt die Lückenschließung mittels Kategorie drei.
- Liegt auch keine Globalstrahlung vor, werden in Kategorie drei die Flüsse von den Zeitintervallen direkt vor und nach der Datenlücke gemittelt. Hierbei wird in 30 min Schritten vorgegangen. Ist die Lücke größer als 30 min wird der Zeitraum ausgedehnt bis auf maximal 2,5 Tage. Aufgrund der großen Unsicherheiten bei Mittelungszeiträumen größer als 0,5 Tage, werden diese bei der Datenauswertung nicht berücksichtigt.

Zudem erfolgt in Abhängigkeit von Kategorie und Größe des Zeitfensters eine weitere Einteilung in „Höchste Zuverlässigkeit“, „mittlere Zuverlässigkeit“ und in „nicht schließbar“.

3.3.5.4 Schließung der Energiebilanz

Die Betrachtung der Energiebilanz ist für diese Arbeit von besonderer Bedeutung, da die Eddy-Kovarianz-Methode die Eigenschaft hat mit den von ihr ermittelten sensiblen und latenten Wärmeströmen die Bilanz nicht vollständig schließen zu können. Daher sollen an dieser Stelle zunächst die Energieströme an der Erdoberfläche definiert werden. Als grundlegende Beziehung gilt:

$$R_n = R_S \downarrow - R_S \uparrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad \text{Gl. 15}$$

wobei R_n für die Nettostrahlung, R_S für die kurzwelligen Strahlungskomponenten (Globalstrahlung bzw. die Albedo) und R_L für die langwelligen Komponenten steht. Die Pfeile zeigen an, ob der Strahlungstyp einstrahlend (\downarrow) oder ausstrahlend (\uparrow) ist. Die Nettostrahlung (R_n) ist für die Mikrometeorologie von wesentlicher Bedeutung, denn sie bestimmt, wie viel Energie an der Unterlage zur Verfügung steht. Sie dient der Phasenveränderung des Wassers (latente Wärme, Le), der Veränderung der Lufttemperatur (fühlbare Wärme, H) und des Bodenwärmestroms (G). Aufgrund des Erhaltungssatzes von Energie und Masse besteht folgende Beziehung:

$$0 = R_n - Le - H - G \quad \text{Gl. 16}$$

Die Vorzeichen der Energieströme in dieser Arbeit folgen der Vorgehensweise von ARYA (2001) und STULL (1988). Hiernach erhalten alle zur Erdoberfläche hin gerichteten strahlenden Energieströme ein positives, alle von der Erdoberfläche weg gerichteten ein negatives Vorzeichen.

Das Verhältnis der turbulenten Wärmeströme ($H + Le$) zur verfügbaren Energie ($R_n - G$) wird in der Literatur als „*energy balance ratio*“ (EBR) bezeichnet und muss stets eins sein (TWINE et al. 2000). Es besteht bei EC-Methode jedoch das generelle Problem, dass die Energiebilanz nicht geschlossen ist und hierdurch ein Restglied oder ein Residuum ϵ bestehen bleibt ($\epsilon = R_n - G - H - Le$) bzw. die $EBR \neq 1$. Abb. 15 zeigt die tageszeitliche Entwicklung der Energieflussdichten der Energiebilanzkomponenten und das Residuum für Juni 2015. Mit

dem Anstieg der Nettostrahlung steigen auch der Bodenwärmestrom und die turbulenten Wärmeströme bis 13 Uhr. Gleichzeitig jedoch steigt auch die Residualenergie, die nicht von dem Eddy System erfasst werden konnte. Anschließend sinken die Energieflussdichten wieder ab bis sich ihre Vorzeichen in der Nacht drehen.

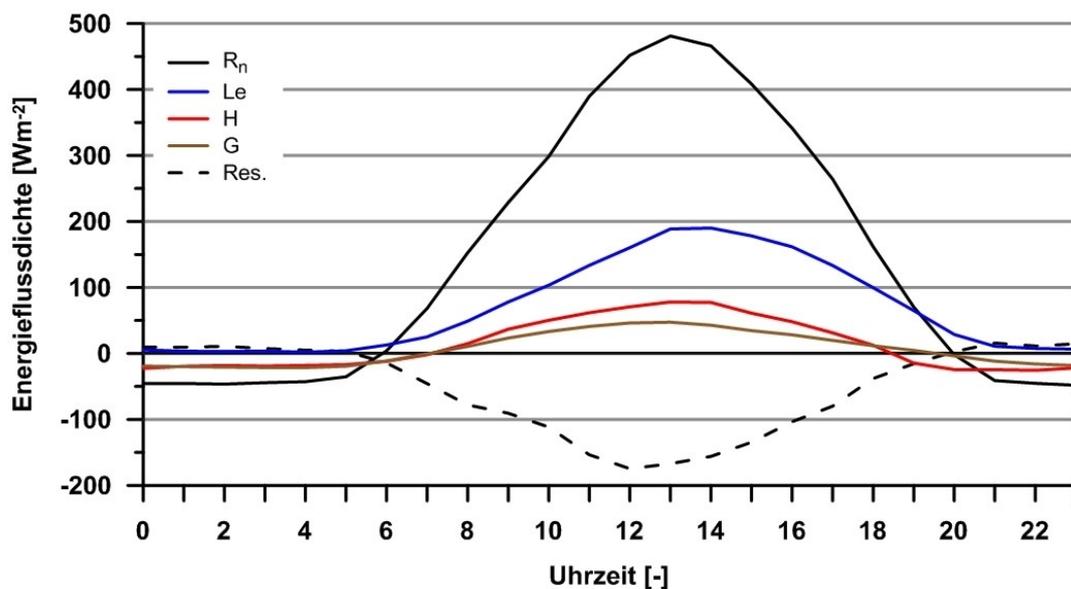


Abb. 15: Tagesgang der Energieflussdichten von Nettostrahlung (R_n), latenten Wärmestrom (Le), sensiblen Wärmestrom (H), Bodenwärmestrom (G) und dem Residuum (Res.) für den Juni 2015 [Wm^{-2}]. Das Residuum wurde hier als negativer Wert dargestellt, um die Energiebilanzlücke zu veranschaulichen (Mittel-europäische Sommerzeit, UTC+2).

Nach FOKEN (2006) beträgt die Energiebilanzlücke für die meisten Studien zwischen 10 % und 30 %. Hierfür werden verschiedene Ursachen diskutiert. Zum einen können die fehlenden Energiemengen durch Fehler bei den Messungen entstehen. Hierzu gehören vor allem Unterschiede in der Art der Energie- und Turbulenzmessung (z.B. verschiedene Typen von Bodenwärmestromplatten und Netradiometern). Aufgrund technischer Weiterentwicklungen und der Tendenz die kurzweilige Strahlung eher zu unter- als zu überschätzen wird dem mittlerweile jedoch weniger Relevanz eingeräumt und mehr Gewicht einer anderen Ursachengruppe zugesprochen: der Speicherung von Wärme innerhalb der Vegetation und dem Boden, die durch die Sensoren nicht erfasst wird. Die Speicherung von Wärme in der Luft innerhalb des Bestands kann hierbei vernachlässigt werden. Auch der Energieumsatz im Rahmen der Photosynthese ist relativ gering. Für ein bewässertes Baumwollfeld wurden beispielsweise im Durchschnitt Werte von $3,8 Wm^{-2}$ bis maximal $12 Wm^{-2}$ gemessen (ONCLEY et al., 2007 in FOKEN,

2006). Allerdings fanden PANIN et al. (1998) für niedrige Vegetationsformen Korrelationen zwischen dem Residuum und erhöhter Heterogenität im Umfeld der Messungen. Zudem zeigten Messungen in Gebieten mit hohem Anteil an unbedeckter Bodenoberfläche höhere Energieresiduen als in Gebieten mit geschlossenem Bewuchs. Vor allem die Wärmespeicherung im Boden ist von Bedeutung, denn die Messungen des Bodenwärmestroms erfolgen einige Zentimeter unterhalb der Bodenoberfläche. Die Korrektur des gemessenen Bodenwärmestroms um den Bodenwärmespeicher erfolgt nach LIEBETHAL et al. (2005):

$$G = G_z + S \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad \text{Gl. 17}$$

mit G_z dem Bodenwärmestrom in der Referenztiefe z und S dem Bodenwärmespeicher. S_G wird nach LIEBETHAL et al. (2005) folgenderweise ermittelt:

$$S_G = \int_z^0 C_v \frac{\partial T}{\partial t} \partial z \quad [\text{Jm}^{-2}] \quad \text{Gl. 18}$$

C_v steht für die volumetrische Wärmekapazität des Bodens und wird in $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ angegeben. Der Boden zwischen Oberfläche und Bodenwärmestromsensor wird hierbei entsprechend der Messtiefen der Temperatursensoren unterteilt und die Temperaturgradienten über die Tiefe integriert. Die Wärmekapazität kann nach DE VRIES (1963) ermittelt werden:

$$C_v = 1,9 * 10^6 * f_m + 4,12 * 10^6 * \theta \quad [\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}] \quad \text{Gl. 19}$$

mit f_m der volumetrischen Mineralbodenanteil und θ der volumetrischen Bodenfeuchte. Der organische Anteil des Bodens wird auf mineralischen Böden mit geringem Humusanteil vernachlässigt.

Der Messfehler der beiden Parameter R_n und G liegt bei homogenen Umfeldstrukturen und niedriger Vegetation nach TWINE et al. (2000) zusammengenommen bei ca. 10 %. Hiervon entfallen ca. 30 % auf Unsicherheiten in der Messung des Bodenwärmestroms infolge heterogener Bodenbedingungen (insbesondere Bodenartzusammensetzungen und variierende Bo-

denfeuchten). Nach FOKEN (2008) kann die Energiespeicherung im Bestand und Boden jedoch nicht die gesamte fehlende Energie erklären, denn selbst bei auf den Bodenwärmestrom spezialisierte Untersuchungen mit entsprechender Datenbasis wurden Residuen von über 100 Wm^{-2} gemessen (LIEBETHAL & FOKEN, 2007). Zudem konnten u.a. MAUDER et al (2006a) zeigen, dass unter optimalen Messbedingungen bei Nacht, wenn die turbulenten Flüsse vernachlässigbar sind, die Energiebilanz geschlossen werden kann. Durch den Einbezug der Speicherterme kann die Energiebilanzlücke daher vermindert nicht jedoch erklärt werden.

Bei der Analyse der Frequenzspektren der turbulenten Flüsse haben u.a. FOKEN et al (2006) gezeigt, dass die Eddy-Kovarianz-Methode bei hohen Frequenzen exakt funktioniert. Bei niedrigen Frequenzen kommt es allerdings bedingt durch Einflüssen aus dem Umfeld der Messung zu Fehlern bzw. zu Wärmeflüssen, die die Eddy-Kovarianz-Methode nicht erfassen kann; Einflüsse also, die außerhalb des Footprint-Bereichs liegen (FOKEN, 2012). Hier sind zum einen die Heterogenitäten im Umfeld der Messung zu nennen, die zu langwelligen, turbulenten Strukturen führen (PANIN et al., 1998). So konnten z.B. MAUDER et al. (2007) und HEUSINKVELD et al. (2004) in Gebieten mit weiträumig, homogener Topographie (Savanne in Nigeria bzw. Wüste Negev in Israel) beinahe geschlossene Energiebilanzen aufzeigen. Zum anderen können dies Einflüsse von mesoskaligen, sekundären Zirkulationen sein, die jedoch nur anhand von Large Eddy Simulationen (LES) und Scintillometer Messungen, nicht jedoch von einer einzelnen Eddy-Kovarianz-Station, erfasst werden können (FINNIGAN et al., 2004; INAGAKI, 2006; KANDA, 2004; MAUDER & FOKEN, 2006; MEIJNGER et al., 2006). Das Entstehen solcher Zirkulationen ist neben klimatischer Einflüsse vor allem topographisch (z.B. Übergang von Mittelgebirgen zum Vorland) und durch die Art der Bodenbedeckung (z.B. Wechsel von ausgedehnten Waldflächen zu landwirtschaftlich genutzten Flächen) bedingt. FOKEN (2006) zeigte, dass durch die Berücksichtigung solcher mesokaliger, atmosphärischer Strukturen die Energiebilanz geschlossen werden kann. So wird deutlich, dass die ungeschlossene Energiebilanz vor allem ein Skalenproblem ist, das jedoch nur in entsprechend spezialisierten Studien gelöst werden kann.

Auch wenn es aufgrund der soeben erwähnten Einflüsse problematisch ist, so ist die Schließung der Energiebilanz dennoch notwendig, da die Modellierung bzw. das Prozessstudium des Wasserhaushalts auf dem grundlegenden Gesetz der Massen- und Energieerhaltung beruht. Unter der Bedingung, dass die verfügbare Energie ($R_n - G$) korrekt gemessen wurde, ist

es möglich, das Residuum ϵ den beiden Wärmeströmen H und Le zuzuordnen. Hierfür gibt es drei Methoden.

Bei der ersten wird angenommen, dass das Eddy–Kovarianz-System die fühlbare Wärme korrekt erfasst, wodurch das gesamte Restglied der latenten Wärme zugeordnet wird (ASHKTORAB et al., 1989; STANNARD et al., 1994).

$$Le^* = R_n - G - H \quad [Wm^{-2}] \quad Gl. 20$$

Bei der zweiten Methode wird von der Annahme ausgegangen, dass das Bowen-Verhältnis ($Bo = H / Le$) der erfassten Wärmeströme dem des Residuums entspricht. So ist es möglich ϵ zwischen den Wärmeströmen entsprechend dem Bowen-Verhältnis aufzuteilen (FOKEN et al., 2012; INGWERSEN et al., 2011; TWINE et al., 2000):

$$Le^* = \frac{R_n - G}{Bo + 1} \quad [Wm^{-2}] \quad Gl. 21$$

$$H^* = R_n - G - Le^* \quad [Wm^{-2}] \quad Gl. 22$$

Die dritte Möglichkeit ordnet die Residuen vollständig den sensiblen Wärmeströmen zu. Damit würden die durch die Eddy-Messungen erfassten latenten Wärmeströme unverändert bleiben. INGWERSEN et al. (2011) argumentieren, dass bei Mittelungsintervallen von 30 min ein Teil des Frequenzspektrums verloren ginge, da Eddys mit niedrigen Frequenzen nicht erfasst würden. Beim LITFASS 2003 Experiment wurden daher die Berechnung mit Mittelungsintervallen von 24 Stunden bis 5 Tagen durchgeführt, sodass auch niederfrequente Eddys erfasst wurden. Hierbei zeigte sich, dass sich die sensiblen Wärmeströme beinahe verdoppelten, während der Einfluss auf die latenten Wärmeströme gering war. Dies deutet darauf hin, dass es bei der Energiebilanzschließung mittels der Bowen-Verhältnis-Methode zu Überschätzungen der latenten Wärmeströme kommen kann.

Alle drei Methoden wurden vielfach angewendet wobei in der Literatur am häufigsten die Bowen-Verhältnis-Methode zum Einsatz kommt. Der Vorteil der ersten Methode liegt vor allem darin, dass nur Messungen der Größen R_n , G , und H notwendig sind. Es besteht jedoch

kein objektiver Grund die gemessen latenten Wärmeströme zu verwerfen, zumal sie messtechnisch aufwendig erhoben wurden. FOKEN (2012) empfiehlt, auch wenn alle drei Methoden ihre Berechtigung haben, die Energiebilanzlücke mit dem Bowen-Verhältnis zu schließen. Dies dürfe allerdings nur erfolgen wenn stationäre Bedingungen der betrachteten Flüsse vorliegen. Daher wurde die Schließung der Energiebilanzlücke im Anschluss an die Qualitätskorrekturen vorgenommen. Es wurden nur solche Daten korrigiert bei denen sowohl die Nettostrahlung $> 50 \text{ Wm}^{-2}$ als auch das Bowen-Verhältnis-Werte von $Bo < -1.25$ und $Bo > -0.75$ aufwiesen (TWINE et al., 2000; OHMURA, 1994). Hierdurch wurden vor allem Dämmerungsperioden vermieden, in denen sich die Turbulenzbedingungen sehr rasch verändern und somit zu Unsicherheiten führen (TWINE et al., 2000; FOKEN, 2008).

In dieser Studie wurde die Energiebilanzlücke anhand des Bowen-Verhältnisses und der Korrektur der sensiblen Wärme geschlossen. Die mit dem Bowen-Verhältnis korrigierten Verdunstungswerte wurden zur Unterscheidung mit *Bo-Korr* (z.B. $Le_{Bo-Korr}$) und die sensible Wärme-korrigierten mit *H-Korr* (z.B. Le_{H-Korr}) gekennzeichnet.

3.4 Bestandparameter der untersuchten Kulturarten

Untersuchungen zum Wasser- und Energiehaushalt von Landnutzungsformen erfordern neben der Betrachtung der meteorologischen Parameter auch Untersuchungen zur Entwicklung der Phänologie der entsprechenden Vegetationsformen. Die hier gewonnen Ergebnisse wurden zum einen für das Prozessverständnis und zum anderen zur Modellierung des Wasser- und Energiehaushalts genutzt. Insbesondere die Bestandeshöhe und der Blattflächenindex sind für hydroklimatische Fragestellungen von besonderer Bedeutung.

3.4.1 Bestandeshöhe

Jede Vegetationsform stellt ein Hindernis oder Rauigkeitselement für den über sie hinweg wehenden Wind dar. Hierdurch entstehen aufgrund von Scherkräften dynamisch bedingte Turbulenzen, die die Durchmischungs- und Transportprozesse von latenter und fühlbarer Wärme in der atmosphärischen Grenzschicht verstärken. Die Wuchshöhe einer Vegetationsdecke bedingt daher eine Veränderung des Geschwindigkeitsprofils des Winds und dementsprechend auch die Turbulenzcharakteristika. Bei neutraler Schichtung und homogener, ebener Oberfläche stellt sich ein logarithmisches Windprofil ein, bei dem die Windgeschwindig-

keit, in Abhängigkeit von der Rauigkeit bzw. der Rauigkeitslänge, in einer bestimmten Höhe z über der Oberfläche Null wird. Dichte Vegetation kann die Windgeschwindigkeit zudem deutlich reduzieren, sodass die Bezugsebene des Windprofils nicht mehr die Bodenoberfläche entspricht, sondern eine Höhe innerhalb des Bestands. Diese Höhe wird in der Mikrometeorologie als Versatzhöhe d (engl. „*displacement height*“) bezeichnet. Die Modifizierung des Windprofils geschieht entsprechend durch die Versatzhöhe d und die Rauigkeitslänge z_0 :

$$z = d + z_0 \quad \quad \quad [\text{m}] \quad \quad \quad \text{Gl. 23}$$

Die Versatzhöhe wird üblicherweise als $2/3$ der Bestandeshöhe (h) approximiert; als mittlerer Wert für die Rauigkeitslänge von Gras- und Agrarland wird ein Wert von $0,15 h$ angegeben (ARYA, 2001; STULL, 1988). Für niedrige Vegetationsformen wie beispielsweise Getreide bedeutet dies, dass unterhalb von z kaum turbulenter Energie- und Stoffaustausch stattfindet. Beide Größen gehen bei der Modellierung der Evapotranspiration nach der häufig verwendeten Penman-Montheith-Formel in die Berechnung des aerodynamischen Widerstands r_a ein, wodurch die Bestandeshöhe zu einem wichtigen Parameter wird. Zudem bestimmt die Bestandeshöhe in Felduntersuchungen die minimale Höhe der Sensoren und dementsprechend auch den Footprintbereich der Messungen. Dies wird besonders bei Untersuchungen von turbulenten Flüssen über Waldbeständen relevant.

3.4.2 Blattflächenindex

Der Blattflächenindex LAI (engl. „*leaf area index*“) gibt das Verhältnis von der aufsummierten Fläche aller Blätter zur entsprechenden Grundfläche wieder. Dieses Maß reflektiert eine Vielzahl von Prozessen und Wechselwirkungen. So beeinflusst die Blattflächenentwicklung den mikroklimatischen Strahlungshaushalt durch beispielsweise Veränderungen der Albedo und dementsprechend auch auf die fühlbaren Wärmeströme im Bestand (u.a. Bodenwärmestrom). Zudem steht der LAI für die Transpirationsfähigkeit einer Vegetationsform, welche wiederum die Lufttemperatur und –feuchte durch die latenten Wärmeströme beeinflusst. In Widerstandsansätzen zur Modellierung der Evapotranspiration geht der LAI zur Berechnung des Bestandeswiderstands r_c ein (SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985). Hier sei auf die Bedeutung der Blattflächenentwicklung als Steuergröße für Interzeptionsverluste nach Niederschlagser-

eignissen hingewiesen, wodurch letztlich das pflanzenverfügbare Wasser beeinflusst wird (MENZEL, 1997).

Der Blattflächenindex kann durch direkte und indirekte Methoden ermittelt werden. Zu den indirekten Methoden zählen die hemisphärische Fotografie, die Ermittlung des Spektralreflexionsindex NDVI („*Normalized Difference Vegetation Index*“) anhand von Satellitendaten und die Messung der Lichtinterzeption im Bestand. Bei letzterer Methode wird die photosynthetisch aktive Strahlung (PAR), die ein Spektrum von 400-750 nm aufweist, ober- und unterhalb des Bestandes gemessen. Zudem werden jeweils beschattete Messungen vorgenommen, um so die diffuse Himmelsstrahlung von der Berechnung auszuschließen. Somit ergibt sich der Anteil der PAR Strahlung der den Boden erreicht zu:

$$fPAR = \frac{PAR_u - PAR_{u,beschattet}}{PAR_o - PAR_{o,beschattet}} \quad [-] \quad \text{Gl. 24}$$

fPAR wird in der englischsprachigen Literatur auch als „*gap fraction*“ bezeichnet, mit der es nach Umstellen des Lambert-Beer'schen Gesetzes nun möglich ist, den LAI zu ermitteln (FUCHS et al., 1983; MARTENS et al., 1993):

$$LAI = -\frac{\ln fPAR}{k} \quad [-] \quad \text{Gl. 25}$$

k steht hier für den Extinktionskoeffizienten, der ein Maß für den Winkel der Blattstellung zum Zenitalwinkel der Sonne darstellt. Er kann Werte von 0 (vollständig vertikal zur Sonne) bis 1 (vollständig horizontal) annehmen. Nach ZAHNAG et al. (2014) und LUNAGARIA et al. (2006) wird k für Getreide mit $0,7 \pm 0,2$ angegeben. Diese Methode hat den Vorteil, dass mit relativ geringem Zeitaufwand eine hohe Zahl an Messungen vorgenommen und somit die Streuung der Heterogenitäten im Bestand erfasst werden kann. Die Messungen erfolgten stets in einem Zeitraum von einer Stunde vor und nach der Zeit des Zenitalstandes der Sonne, da sich die Lichtinterzeption mit dem sich veränderndem Einfallswinkel der Sonneneinstrahlung schnell ändert. Vor jeder einzelnen LAI-Messung wurde stets eine Referenzmessung außerhalb des Bestandes vorgenommen, sodass die zeitliche Differenz zwischen den Messungen maximal fünf Minuten betrug. Neben diesem relativ kurzen Zeitfenster stellt die Witterung

einen einschränkenden Faktor dar. Für die Anwendung dieser Methode darf keine oder eine nur geringe Bewölkung vorhanden sein. Bewölkung und deren Bewegung bedingen Beschattungseffekte, die sich zudem in sehr kurzen Zeitskalen ändern und somit einen großen verfälschenden Einfluss auf die Messergebnisse haben.

Für die Messkampagnen 2014 und 2015 wurde der Blattflächenindex zusätzlich destruktiv erhoben. Hierfür wurde von einer 25 x 25 cm großen Fläche sämtliche Vegetation entfernt und nach Länge und Breite manuell vermessen. Zur Berechnung der Blattflächen wurde eine ellipsoide Form der Blätter angenommen, die durch genaue Vermessung von Stichproben bestätigt werden konnte. Anschließend wurde die so gewonnene Blattfläche auf 1 m² hochskaliert. Die Messungen erfolgten je wöchentlich und mit jeweils zwei bis drei destruktiv erhobenen Proben. Die destruktive Bestimmung erfolgte hierbei nur für die grüne Biomasse, denn die Vermessung der gelben, abgestorbenen Biomasse erwies sich als zu ungenau. Sobald den Blättern das Wasser entzogen wurde neigten sie dazu sich zusammenzuziehen, sodass eine Vermessung ohne einen Blattscanner, wie dem Area Meter LI-3100C der Firma LI-Cor, nicht akkurat erfolgen konnte. Gelbe Biomasse beim Getreide tritt zum einen am Ende der Vegetationsperiode auf, wenn das Korn ausreift und die Pflanzen absterben. Zum anderen werden bei Bestandesschluss die Blätter der unteren Pflanzenstockwerke aufgrund des zu geringen Stoffgewinns der Blätter infolge der stark eingeschränkten Photosyntheseleistung abgeworfen (LÜTKE ENTRUP & OEHMICHEN, 2000).

Die phänologische Entwicklung wurde gemäß den BBCH-Standards erhoben. Hierbei handelt es sich um eine Skala, in der die Entwicklungsphasen in zehn Makrostadien und 99 Mikrostadien untergliedert werden. Beginnend bei der Keimung entwickelt sich das Getreide über das Makrostadium Blattentwicklung, Bestockung, Schossen, Ährenschieben, Blüte, Fruchtentwicklung, Frucht- und Samenreife bis hin zum Absterben. Die einzelnen Mikrostadien dienen der Kodierung und richten sich nach den äußeren Erscheinungsformen der Pflanzen (z.B. Anzahl der Blätter und Haupttriebe, Anzahl der Knoten, Entwicklung des Fahnenblattes, Ausbildung der Rispen etc.)

3.5 Bewässerung

In Trockenzeiten, wenn die Niederschläge gering sind und das im Boden gespeicherte Wasser nicht ausreicht, kann es notwendig werden, durch zusätzliche Bewässerungsmaßnahmen die Ernteerträge zu sichern. Zur Ermittlung des Wasserbedarfs gibt es im Wesentlichen zwei Herangehensweisen. Die eine Herangehensweise basiert auf Kennwerten der Bodenhydrologie und einer kontinuierlichen Bodenfeuchtemessung wohingegen der andere Ansatz die täglichen Wasserbilanzen und die sich daraus ergebenden Bodenwasserspeicheränderungen berechnet. Für beide Methoden werden von den Landesämtern entsprechende Empfehlungen veröffentlicht so z.B. das Merkblatt 24 der Landesanstalt für Pflanzenbau, LAP (2002). Zudem existieren einige Onlinedienste, wie den Bewässerungsservice des Dienstleistungszentrums Ländlicher Raum (DLR) in Rheinland Pfalz und des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Bei beiden Methoden stehen jeweils die Fragen im Zentrum, wann und wie viel Wasser für die entsprechende Kulturart aufgebracht werden sollte.

Menge und Verfügbarkeit der Bodenwasservorräte ist von den Bodeneigenschaften (u.a. Bodenart und Trockenrohdichte) und von der nutzbaren Bodentiefe abhängig, die wiederum von der durchwurzelbaren Bodentiefe und der Kulturart bestimmt wird. Aus den Bodeneigenschaften ergibt sich das maximale Wasserhaltevermögen, die sogenannte Feldkapazität (FK). Subtrahiert man von ihr das nicht pflanzenverfügbare Totwasser (TW), das jenseits des permanenten Welkepunktes (PWP) bei $pF > 4,2$ im Boden verbleibt, so erhält man die nutzbare Feldkapazität (nFK). Diese Kennwerte können in Prozent Bodenvolumen und in mm Speicherhöhe des durchwurzelten Bodenraums ($1 \text{ Vol.-%} = 0,1 \text{ mmcm}^{-1}$) ausgedrückt werden. Je feinmaterialreicher ein Boden und je geringer die Trockenrohdichte ist, desto höher ist das Wasserhaltevermögen gleichzeitig aber auch die Totwassermenge. Die Totwassermenge ist eng an das Feinporenvolumen gekoppelt, das wiederum insbesondere vom Tongehalt abhängt. Die größten nFK Werte werden in schluffreichen Böden mit hohem Makro und Mesoporenanteil ($0,2\text{-}0,5 \mu\text{m}$) erreicht (BLUME et al., 2010, 242 ff.).

Das von den Pflanzen nutzbare Bodenvolumen richtet sich zum einen nach der Tiefgründigkeit des Bodens und der Durchwurzelungstiefe der Anbaukultur. Eine differenzierte Betrachtung der Durchwurzelungstiefe zeigt, dass die maximale Tiefe zwar recht groß sein kann, der Hauptwurzelraum jedoch in den bodenoberflächennahen Horizonten zu finden ist. So zeigten zahlreiche Studien (z.B. SCHWEIGER et al., 2009; ASSENG et al., 1997; MIAN et al., 1994; CHAUDHARY & BHATNAGAR, 1980), dass sich der Hauptwurzelraum des Winterweizens im

Bereich bis 50 cm (mit dem Schwerpunkt des Feinwurzelraums bis 30 cm) befindet. In Abhängigkeit des Bodens können Wurzeln (insbes. Senkwurzeln) jedoch auch Tiefen bis 160 cm und mehr erreichen, wie u.a. SCHWEIGER et al. (2009) für zwei Winterweizenarten (Capo und Satumus) zeigten. Aufgrund der großen Dominanz der Wurzelverteilung in den oberen Horizonten und der entsprechenden Bedeutung der Wasserverfügbarkeit für die Anbaukultur werden in der Praxis von den Landesämtern Richtwerte für die Durchwurzelungstiefen genannt. So erreicht Sommergetreide Durchwurzelungstiefen bis 60 cm; Wintergetreide kann das im Boden gespeicherte Wasser im Schnitt bis 90 cm ausschöpfen (LAP, 2002).

Der Bewässerungszeitpunkt und die Ertragswirksamkeit der Wassergaben sind stark von der Kulturart (Ackerbaukulturen oder Obst und Gemüse) sowie von den angebauten Sorten abhängig. Für Ackerbaukulturen (Getreide, Mais, Raps etc.) mit hohem Wasseraneignungsvermögen gilt im Allgemeinen, dass ab 40-50 % nFK zusätzlich bewässert werden sollte. ROTH et al. (2005) geben für Winterweizen jedoch einen geringeren Wert von 30 % nFK an. Für Anbaukulturen mit geringem Wasseraneignungsvermögen, wie Kopfsalat, Frischgemüse, Erdbeeren etc. sollte die Bodenfeuchte nicht unter 60-70 % abfallen. Das Bewässerungsziel liegt bei 80 % nFK. Hierdurch wird das Risiko von gesättigten Bodenbedingungen infolge von Niederschlagsereignissen vermindert, die zu Oberflächenabfluss und Perkolation und somit zu Erosion und Nährstoffauswaschung führen können.

Für Getreide liegt die optimale Periode für zusätzliche Wassergaben zu Beginn des Schossens bis Anfang der Gelbreife. Feldversuche ergaben, dass Getreide in diesen phänologischen Stadien besonders sensitiv auf die Wasserverfügbarkeit reagiert und eine optimale Wasserversorgung entsprechend ertragswirksam ist (ROTH et al., 2005).

Die Bewässerungssteuerung über Bodenfeuchtemessungen erfolgt über die kontinuierliche Messung anhand von Sensoren, die die volumetrische Bodenfeuchte (TDR, FDR) oder die Saugspannung (Tensiometer, Saugkerzen) ermitteln. Ein weit verbreiteter Ansatz für die Ermittlung der Bewässerungsbedürftigkeit ist die Verwendung von Wasserbilanzmodellen. Hierfür sind jedoch auch meist ein Anfangswert und die Kenntnis der Bodenkennzahlen notwendig. Alternativ wird zu weilen angenommen, dass sich der Bodenwasserspeicher über das Winterhalbjahr voll aufgefüllt hat. Dies ist jedoch eine Annahme die räumlich gesehen kritisch betrachtet werden muss. In Deutschland wird von den oben genannten Institutionen insbesondere die Geisenheimer Methode verwendet. Hierbei wird die Verdunstung anhand der Referenzverdunstung (maximale Verdunstung über Gras bei ausreichendem Wasserdargebot)

nach dem Penman-Monteith-Ansatz berechnet und mit dem sogenannten kc-Wert multipliziert. Die kc-Werte wurden von der Forschungsanstalt Geisenheim unter landes- und sortentypischen Bedingungen ermittelt und an die phänologische Entwicklung der Kulturart angepasst. Hierbei werden die kulturartenspezifischen kc-Werte in bis zu vier Makrostadien untergliedert. Sie beginnen in Abhängigkeit von der Anbaukultur bei Werten von 0,3 - 0,5 und erreichen Werte von maximal 1,4. Für Getreide sind es jedoch lediglich die zwei Makrostadien Auflaufen ($kc=0,5$) und Schossen ($kc=0,9$). Ab dem Stadium Teigreife erfolgt keine weitere Bewässerungsempfehlung. Die Wasserbilanzberechnung erfolgt auf Tagesbasis, die anschließend zu einer Gesamtwasserbilanz über mehrere Tage hinweg aufsummiert wird. Hierdurch ist es möglich, die Ausschöpfung des Bodenwasserspeichers und dementsprechend die Bewässerungsbedürftigkeit zu ermitteln.

3.6 Wasserhaushaltmodellierung mit TRAIN

TRAIN ist ein Akronym und steht für Transpiration und Interzeptionsverdunstung. Es ist ein physikalisch basiertes ökohydrologisches Modell, dessen Schwerpunkt insbesondere auf der Simulation des Energie- und Wasserhaushalts im System Boden-Pflanze-Atmosphäre liegt. Es basiert auf detaillierten Untersuchungen von verschiedenen Landnutzungstypen und Naturräumen und wurde stetig weiterentwickelt (MENZEL, 1996; MENZEL, 1997; MENZEL et al., 2009; WIMMER et al., 2009; TÖRNROS & MENZEL, 2014a und b). In Abhängigkeit von der Fragestellung kann TRAIN sowohl in einer Standort- als auch in einer Flächenvariante eingesetzt werden und läuft in einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde oder einem Tag.

Obligatorische Eingangsparameter für TRAIN sind Netto- oder Globalstrahlung, Niederschlag, Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit und die Windgeschwindigkeit (Abb. 16). Desweiteren benötigt TRAIN bodenspezifische Informationen wie Feldkapazität, Welkepunkt und die Durchwurzelungstiefe. Optionale Eingangsparameter sind der Bodenwärmestrom und der Blattflächenindex, sofern sie im Vorfeld der Simulationen ermittelt wurden. Andernfalls wird der Bodenwärmestrom in Abhängigkeit von der Nettostrahlung geschätzt bzw. für den LAI typische Verlaufskurven der entsprechenden Vegetationsformen verwendet. Mit diesen Eingangsdaten ist es in TRAIN möglich Transpiration, Interzeptionsverdunstung, Bodenwasserspeicher, Oberflächenabfluss, Perkolation in tiefere Bodenhorizonte und die Schneeeakkumulation bzw. -schmelze zu simulieren. Zudem bietet TRAIN ein Modul zur Ermittlung des

Bewässerungsbedarfs für landwirtschaftliche Gebiete. Die Stärke von TRAIN liegt darin, dass es mit wenigen Standardparametern betrieben werden kann. Im Folgenden sollen einige Module erläutert werden, die für die Untersuchungen dieser Arbeit von besonderer Relevanz sind.

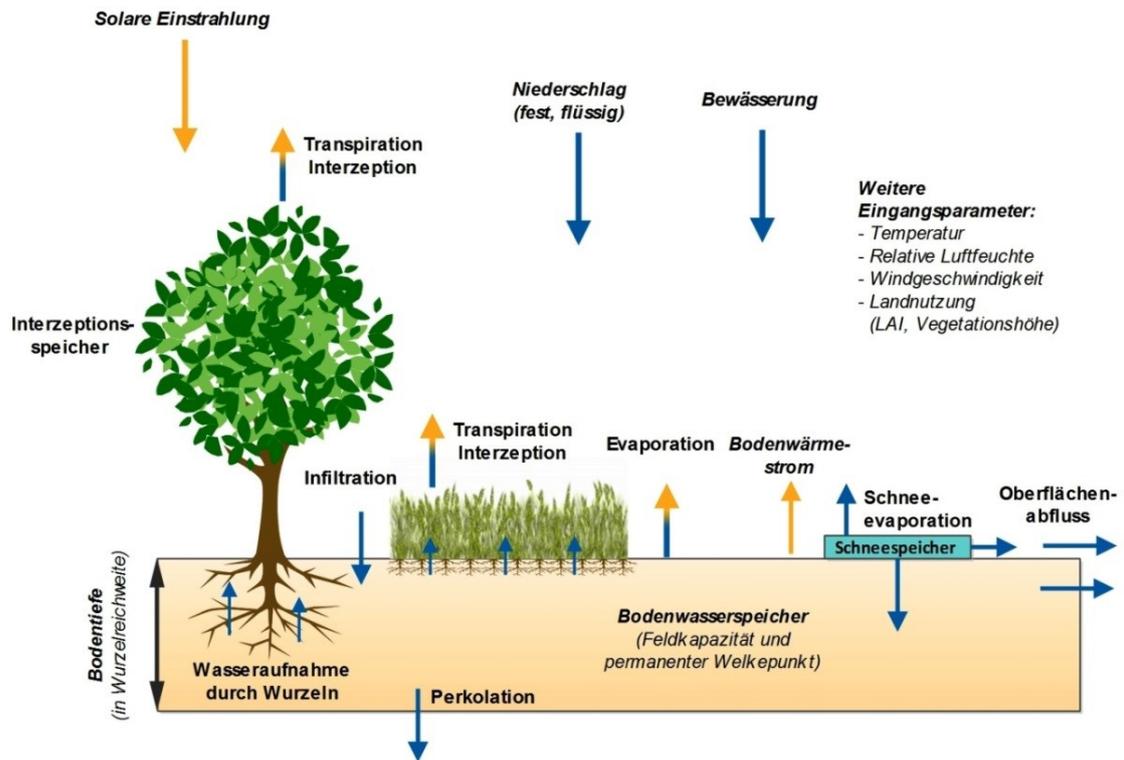


Abb. 16: Schematischer Aufbau von TRAIN. Die relevanten Energie- und Wasserströme sind durch gelbe bzw. blaue Pfeile gekennzeichnet. Für die Verdunstungskomponenten als Bindeglied zwischen Energie- und Wasserhaushalt wurden beide Farben verwendet. Von TRAIN benötigte Eingangsparameter sind durch eine kursive Schrift hervorgehoben.

3.6.1 Evapotranspiration

Die reale Evapotranspiration wird in TRAIN anhand des Penman-Monteith (PM) Ansatzes berechnet (MONTEITH, 1965). Dieser Ansatz ist eine Weiterentwicklung des ursprünglichen Penman Ansatzes zur Bestimmung der Evaporation von offenen Wasseroberflächen (PENMAN, 1948). Im Wesentlichen wird die Evapotranspiration im PM-Modell durch das Sättigungsdefizit der Luft, die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve, der effektiven Strahlungsbilanz sowie verschiedener Konstanten simuliert. Diese Parameter können von Standardparametern, wie Nettostrahlung, Lufttemperatur und –feuchte abgeleitet werden. Die wesentliche Weiterentwicklung durch MONTEITH (1965) erfolgte durch die Einführung zweier vegetationspezifischer Faktoren, die in ihrer Form an elektrische Widerstände angelehnt sind. Hierbei handelt es sich zum einen, um den von der Bestandesstruktur und der Windgeschwindigkeit abhängigen aerodynamischen Widerstand r_a . Beim anderen Verdunstungswiderstand handelt es sich um den pflanzenphysiologisch definierten und die Wasserversorgung der Pflanzen kennzeichnenden Stomata- bzw. Bestandeswiderstand r_c . Mit der Einführung von r_a und r_c ergibt sich die PM-Formel dementsprechend zu:

$$ET_a = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{D}{r_a}}{\lambda \left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right)} \quad [\text{mms}^{-1}] \quad \text{Gl. 26}$$

mit:

- ET_a = Reale Evapotranspiration [mms^{-1}]
- R_n = Nettostrahlung [Wm^2]
- G = Bodenwärmestrom [Wm^2]
- λ = Verdampfungswärme [$2,47 \times 10^6 \text{kg}^{-1}$]
- c_p = Spezifische Wärme von trockener Luft [$\approx 1005 \text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$]
- γ = Psychrometerkonstante [hPaK^{-1}]
- Δ = Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPaK^{-1}]
- D = Sättigungsdampfdruckdefizit [hPa]
- ρ_a = Luftdichte [kgm^{-3}]
- r_c = Bestandeswiderstand [sm^{-1}]
- r_a = Aerodynamischer Widerstand [sm^{-1}]

3.6.2 Aerodynamischer Widerstand r_a

Der aerodynamische Widerstand beschreibt die physikalischen Austauschprozesse zwischen Vegetation und atmosphärischer Grenzschicht. Streicht der Wind über Pflanzenbestände oder andere Oberflächenformen, so führt deren Rauigkeit aufgrund von Scherkräften zu Turbulenzen im Wind und somit zu turbulenten Durchmischungs- oder Austauschprozessen. Neben Rauigkeit und Windgeschwindigkeit sind diese Prozesse zudem von den Stabilitätsverhältnissen in der atmosphärischen Grenzschicht abhängig. Je instabiler die Verhältnisse in der ABL sind und je größer die Rauigkeit ist, desto stärker können die Austauschprozesse der Wärme- ströme wirken und entsprechend geringer ist der Verdunstungswiderstand. Zwar ist es numerisch möglich die Stabilität in Form eines Korrekturfaktors in die Berechnung von r_a einzubeziehen, doch sind hierfür Profilmessungen der Windgeschwindigkeit, der Luftfeuchtigkeit und -temperatur notwendig. Solche Daten sind jedoch meist nur in spezialisierten Studien verfügbar, weshalb TRAIN auf die Berücksichtigung von Stabilitätsparametern verzichtet (MENZEL, 1997). Für die Berechnung des aerodynamischen Widerstands verwendet TRAIN den empirischen Ansatz nach THOM & OLIVER (1977) und MENZEL (1997). Es wird lediglich die Windgeschwindigkeit und die Vegetationshöhe benötigt:

$$r_a = \frac{4,72 \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)^2}{1 + 0,54 u} \quad [\text{sm}^{-1}] \quad \text{Gl. 27}$$

und

$$z_0 = 0,125 h \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 28}$$

mit

z = Messhöhe [m]

z_0 = Rauigkeitslänge [m]

u = Windgeschwindigkeit in Höhe z [ms^{-1}]

h = Vegetationshöhe [m]

3.6.3 Bestandeswiderstand r_c

Der überwiegende Teil des Gasaustausches zwischen Pflanze und Atmosphäre, vor allem für die CO_2 -Assimilation zur Photosynthese, geschieht durch Spaltöffnungen sog. Stomata in der Epidermis der Blätter. Bei den meisten Landpflanzen befinden sich diese Stomata auf der Blattunterseite. Gräser jedoch, zu denen auch das Getreide gehört, besitzen Stomata auf beiden Blattseiten. Die Stomatadichte ist stark von der Pflanze abhängig und schwankt in einem Bereich von 50 - 500 Stomata pro mm^2 (EHLERS, 1996). BALOCH et al. (2013) sprechen von maximal 100 Stomata pro mm^2 für verschiedene Sorten von Sommerweizen. Durch die Öffnung der Stomata entsteht ein Potentialunterschied zwischen dem im Blatt gespeicherten Wasser und der Wasserdampfkonzentration in der umgebenen Luft wodurch Transpiration induziert wird. Unter optimalen Bedingungen kann die Transpiration durch die Stomata beinahe ebenso hoch sein wie die Evaporation von freien Wasseroberflächen (ZENKER, 2003). Einerseits bedeutet die Verdunstung für die Pflanze einen Verlust von Wasser, der in Wassermangelsituationen zu Einschränkungen in der phänologischen Entwicklung oder im Extrem zu einem Absterben führen kann. Andererseits entsteht durch Transpiration ein Potentialunterschied zwischen Wurzelraum und Blättern, wodurch die Pflanze kontinuierlich mit im Bodenwasser gelösten Mineralsalze versorgt wird. Zudem wirkt die Transpiration an Strahlungstagen durch die Verdunstungskälte kühlend, sodass Hitzestress gemildert wird. Diese stomatare Transpiration kann mit der Gesamttranspiration der Pflanze gleich gesetzt werden, da die Verdunstung direkt durch die Epidermis des Blattes durch die Cuticula behindert wird. Der Stomatawiderstand r_s ergibt sich als die durchschnittliche Differenz in der Wasserdampfkonzentration [kgm^{-3}] zwischen Spaltöffnung und umgebender Luft dividiert durch die Transpirationsrate [$\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$]. Hierdurch ergibt sich die im Widerstandsansatz gebräuchliche Einheit sm^{-1} (MENZEL, 1997). Zur Berechnung des Bestandeswiderstandes arbeitet TRAIN nach dem „Big Leaf“-Ansatz. Hierbei handelt es sich um einen Einschichtansatz bei dem, unter der Annahme einer durchgehenden Blattoberfläche des Pflanzenbestandes, alle individuellen Stomatawiderstände zum Bestandeswiderstand r_c parallel geschaltet und gemittelt werden. Im Gegensatz hierzu arbeiten Mehrschichtansätze mit verschiedenen Stockwerken innerhalb des Pflanzenbestands, da die Lichtverfügbarkeit in den unteren Stockwerken aufgrund zunehmender Beschattung abnimmt und dementsprechend andere Verdunstungswiderstände aufweisen als höher gelagerte Blattstockwerke.

Eine Möglichkeit den Bestandeswiderstand zu bestimmen besteht darin, die PM-Formel nach r_c aufzulösen. Dies setzt jedoch voraus, dass Informationen zu latenten Wärmeströmen bzw.

Verdunstungsraten vorliegen. Diese können direkte Methoden, wie Eddy Kovarianz, Lysimeter Messungen oder indirekte Bestimmungen nach der Gradientmethode sein. Hiernach erhält man:

$$r_c = \frac{(R_n - G) \Delta + \frac{\rho c_p D}{r_a}}{\lambda ET_a \gamma} - \frac{\Delta r_a}{\gamma} - r_a \quad [\text{sm}^{-1}] \quad \text{Gl. 29}$$

Die meisten hydrologischen Fragestellungen sind auf die Simulation der Wasser- und Energieflüsse ausgerichtet, sodass Bestandeswiderstände für die Simulationen verfügbar sein müssen. Für die Entwicklung von TRAIN ermittelte MENZEL (1997) zunächst anhand von Lysimetermessungen und der Gl. 29 die Bestandeswiderstände für verschiedene Pflanzenbestände. Anschließend wurde anhand von linearer Regression ein empirisches Modell zur Simulation von r_c in Abhängigkeit von Bodenfeuchtedefizit, Blattflächenindex und Lufttemperatur hergeleitet. Die Berechnung der Regressionskoeffizienten a_1 - a_3 und b_1 - b_3 wurde in Bereiche $LAI \geq 2$ und $LAI < 2$ differenziert und kann in MENZEL (1997) nachvollzogen werden. Hier sei nur die allgemeine Form dargestellt:

$$r_c(T, LAI, \varepsilon\theta) = a_0 + a_1 r_{cT} + a_2 r_{cLAI} + a_3 r_{c\varepsilon\theta} \quad [\text{sm}^{-1}] \quad \text{Gl. 30}$$

Wobei:

$$r_{cT} = (T + b_1)^4$$

$$r_{cLAI} = \text{Exp}(b_2 * LAI)$$

$$r_{c\varepsilon\theta} = (d\theta + b_3)^4$$

T steht für die Lufttemperatur [°C] und $d\theta$ für das Bodenfeuchtedefizit [mm]. Letzteres berechnet sich aus der Differenz zwischen aktuell pflanzenverfügbarer Bodenfeuchte und der maximalen nutzbaren Feldkapazität:

$$d\theta = nFk - (\theta_{\text{aktuell}} - \theta_{\text{PWK}}) \quad [\text{mm}] \quad \text{Gl. 31}$$

mit:

θ_{aktuell} : Aktuelle Bodenfeuchte [mm]

θ_{PWK} : Bodenfeuchte beim permanenten Welkepunkt [mm]

nFK: Nutzbare Feldkapazität [mm]

Aus diesen Modellbeziehungen wird deutlich, dass je größer $d\theta$ und je kleiner der LAI, desto größer der Bestandeswiderstand ist und dementsprechend geringer sind die Verdunstungsraten. Der minimale Wert für den r_c liegt in der Standortvariante von TRAIN bei 30 sm^{-1} . Dieses Regressionsmodell wurde in einem alpinen Umfeld für Grasflächen unterschiedlicher Höhenstufen entwickelt. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Bestandeswiderstände aus den Eddy-Kovarianz-Messungen für Sommergerste und Winterweizen ermittelt und entsprechende lineare Regressionen abgeleitet (Abb. 17). Neben der Separierung der Daten in solche mit $\text{LAI} < 2$ und $\text{LAI} \geq 2$ wurden für die Ableitung der r_c -Werte und den Regressionsanalysen jedoch nur Tage verwendet an denen der Niederschlag $< 1 \text{ mm}$ war. Die Variabilität von Klimaparametern und turbulenten Wärmeströmen ist in solchen Zeiten sehr hoch, sodass keine vegetationspezifischen Gesetzmäßigkeiten abgeleitet werden können. Im Unterschied zu MENZEL (1997) wurde für das Bodenfeuchtedefizit ein relativer Wert verwendet. Die Einführung eines relativen Wertes für das Bodenwasserdefizit in TRAIN hat den Vorteil, dass bei der Berechnung des Bestandeswiderstandes weniger die Tiefe des Bodens wichtig ist, sondern die prozentuale Ausschöpfung. Daher wurde das Bodenwasserdefizit folgendermaßen definiert:

$$\varepsilon\theta = \frac{nFk - (\theta_{\text{aktuell}} - \theta_{\text{PWK}})}{nFk} * 100 \quad \text{Gl. 32}$$

Die Ergebnisse wurden im Anschluss an die multivariate, lineare Regressionsanalyse in TRAIN implementiert und damit der Energie- und Wasserhaushalt der untersuchten Kulturarten simuliert.

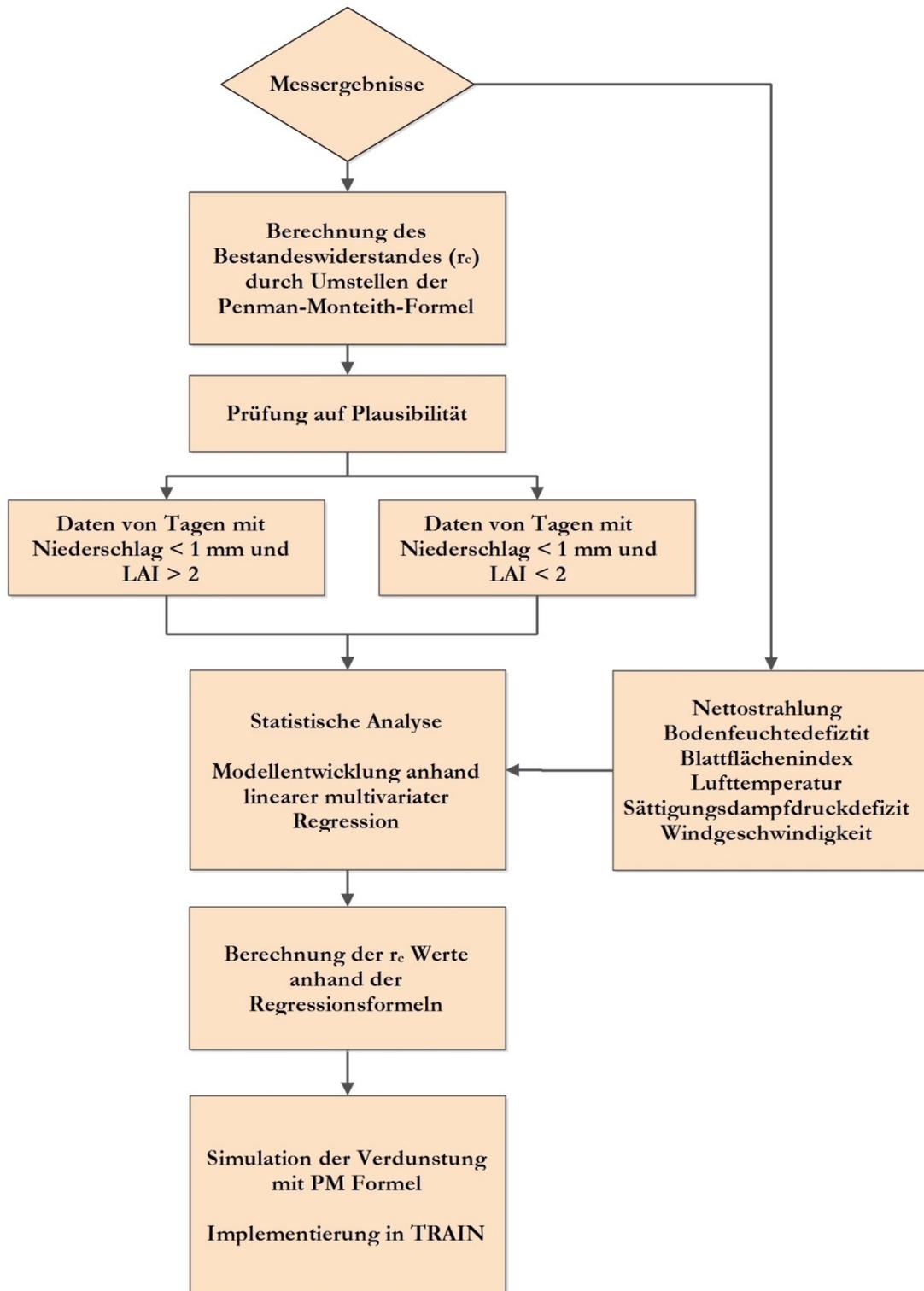


Abb. 17: Schema für die Weiterentwicklung der Verdunstungsberechnung von TRAIN.

3.6.4 Statistische Evaluation der Modelgüte

Die Modellergebnisse wurden anhand von drei Standardverfahren evaluiert. Die Modelleffizienz (NSE) wurde nach NASH & SUTCLIFFE (1970) ermittelt. Die Modelleffizienz kann Werte von $-\infty$ bis 1 annehmen. Ein NSE-Wert von 1 bedeutet vollkommene Übereinstimmung NSE- Werte < 0 bedeutet, dass die Simulation die Beobachtung schlechter schätzt als der Mittelwert der Beobachtung. Die Evaluation von systematischen Fehlern wurde anhand von Bias und RMSE durchgeführt:

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (F_g^i - F_{s_s}^i)^2}{\sum_{i=1}^N (F_g^i - \bar{F}_g)^2} \quad \text{Gl. 33}$$

$$\text{Bias} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_g^i - F_s^i) \quad \text{Gl. 34}$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_g^i - F_s^i)^2} \quad \text{Gl. 35}$$

In den Gleichungen 33-35 steht F für die individuellen Flüsse und die Suffixe g und s für gemessen und simuliert.

4. Ergebnisse und Diskussion

Die Messperioden für die hydrometeorologischen Untersuchungen erstreckten sich über die Vegetationsperioden zweier Getreidearten (Sommergerste und Winterweizen) in den Jahren 2014 und 2015. Im Jahr 2015 kam es aufgrund des Ausfalls der solargestützten Energieversorgung im Zeitraum vom 28.04.15 bis 08.05.15 zeitweilig zu Ausfällen der Messungen. Die Datenlücken der meteorologischen Messungen konnten zum einen durch Werte einer Klimastation der Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, die sich wenige hundert Meter entfernt befand und zum andern durch Interpolation geschlossen werden. Die mikrometeorologischen Datenlücken wurden anhand der Methode zur Lückenschließung geschlossen. Für die Bestimmung der Bestandeswiderstände wurde diese Periode nicht mit berücksichtigt. Die Datenerfassung erfolgte in der mitteleuropäischen Sommerzeit, MESZ (UTC +2).

4.1 Klimaparameter

4.1.1 Niederschlag und Lufttemperatur 2014

Die ersten vier Monate waren die trockensten Monate des Jahres 2014. Sowohl der Winter, als auch die Monate März und April waren im Jahr 2014 ungewöhnlich warm und trocken. Es war der viertwärmste und dritttrockenste Winter/Frühling seit Beginn der Aufzeichnungen. Von Anfang Dezember (2013) bis Ende Februar herrschte fast durchgängig die gleiche Großwetterlage (GWL), bei der unaufhörlich Sturmtiefs von Westen her über den Nordostatlantik zogen und mit ihren Niederschlagsgebieten über den Britischen Inseln nach Norden abbogen. Hierdurch strömten maritime milde Luftmassen nach Mitteleuropa, die jedoch kaum zu Niederschlägen führten. Diese Serie warmer und trockener Monate setzte sich bis Mitte Mai fort. So fielen im Frühling lediglich 58 % der Niederschläge im Vergleich zum langjährigen Mittel (1981-2010). Insbesondere der März aber auch der April war besonders trocken. In der zweiten Maihälfte dominierten meridionale GWL des Typs Trog über Mitteleuropa (TRM) und der zonale Typ Winkelförmige Westlage (WW), die hohe Niederschlagssummen mit sich brachten (DWD, 2014; WERNER & GERSTENGARBE, 2010). Aufgrund der trockenen Bedingungen war der Landwirt am Grenzhof gezwungen, nach der Aussaat der Sommergerste die

4. Ergebnisse und Diskussion

Auskeimung der Saat durch eine geringe Bewässerungsgabe von 10 mm zu unterstützen. Hierdurch wurde das Niederschlagsdefizit von -25,6 % auf -5,6 % reduziert (siehe Tab. 2).

Tab. 2: Niederschlag und Lufttemperatur gemessen am Grenzhof im Jahr 2014 und die langjährigen Mittelwerte der DWD Station Mannheim 1981-2010 (DWD, 2014). Im April und Juni wurden 10 mm und respektive 25 mm zusätzlich berechnet.

Monat	Niederschlag [mm]	Langjähriges Mittel [mm]	Bewässerung [mm]	Abw. zum langjährigen Mittel [mm]	Abw. zum langjährigen Mittel [%]
April	37,2	50,0	10,0	-12,8	-25,6
Mai	76,0	77,0		-1,0	-1,3
Juni	32,0	68,0	25,0	-36,0	-52,9
Juli*	69,2	77,0			
Summe	214,4	272,0	35,0	-49,8	-26,3

Monat	Monatsmitteltemperatur [°C]	Langjähriges Mittel [°C]	Abw. zum langjährigen Mittel [°C]	Abw. zum langjährigen Mittel [%]
April	12,4	11,2	1,2	10,7
Mai	14,3	15,5	-1,2	-7,7
Juni	18,5	18,3	0,2	1,1
Juli*	19,2	20,6		

**Erfasste Daten bis 15.07.14*

Bis auf einige regenreiche Tage an Pfingsten war der Juni durchweg sehr trocken. Ohne die Zusatzbewässerung von 25 mm wären im Juni lediglich 32 mm Niederschlag am Grenzhof gefallen, was einer Abweichung von -52,9 % vom langjährigen Mittel entsprach. Eine weitere Bewässerungsgabe am 10.06.14 konnte sowohl vom Niederschlagssammler als auch den Bodensensoren nicht erfasst werden, da der Landwirt den Teil des Feldes aussparte in dem das Messsystem installiert war. Nach Aussage des Landwirtes lag die Bewässerungsmenge bei 15 mm. Die Temperaturen lagen im Monatsdurchschnitt in einem Bereich der für den Juni üblich ist. Ende Juni und insbesondere die ersten 12 Tage des Julis waren sehr niederschlagsreich, sodass die knapp 70 mm Niederschlag Anfang Juli fast 90 % der sonst im Juli üblichen Niederschläge ausmachte (Abb. 18). Verantwortlich hierfür waren im Wesentlichen zwei Großwetterlagen des Typs TRM und Tief über Mitteleuropa (TM), die insbesondere im Som-

mer zu Starkniederschlägen führen. Insgesamt wurde inklusive der Bewässerungsmaßnahmen ca. 250 mm Niederschlag erfasst. Die Lufttemperaturen über die Vegetationsperiode hinweg entsprachen dem langjährigen Mittel, jedoch differenzierte sich dies in einem zu warmen April (+1,0 °C) und einem zu kühlen Mai (-1,2 °C). Am 09.06.14 wurden mit 34,4 °C im Tagesmaximum und 26,3 °C im Tagesdurchschnitt die höchsten Temperaturen innerhalb der Messperiode aufgezeichnet.

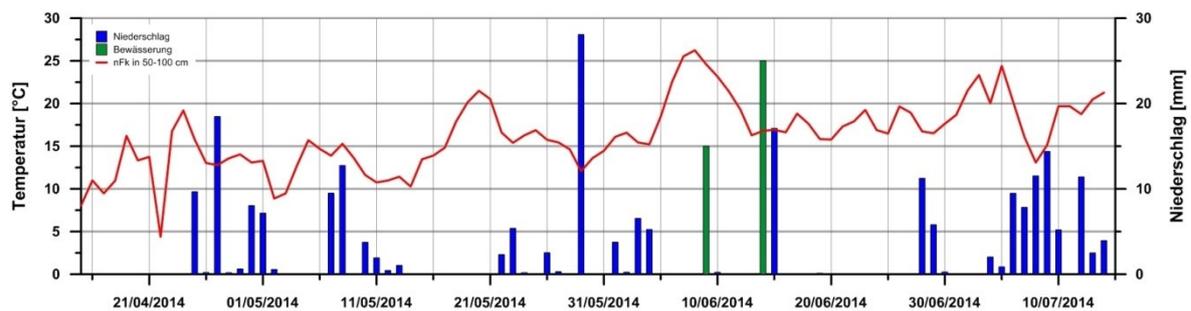


Abb. 18: Niederschlag und Lufttemperatur am Standort im Jahr 2014 Grenzhof - Tagessummen bzw. Tagesdurchschnittswerte.

4.1.2 Niederschlag und Lufttemperatur 2015

Nach einem regenreichen Dezember 2014 und Januar 2015 schloss sich eine sehr trockene Phase von Februar bis August 2015 an. Innerhalb des erfassten Zeitraums vom 29.03.15 bis zum 23.07.15 fielen lediglich 110,1 mm Niederschlag. Im Vergleich zum langjährigen Mittel (1981-2010) bedeutete dies eine Abweichung von -161,9 mm bzw. -47,8 %. Der Juli wurde hierbei nicht voll mit einbezogen, da die Messperiode am 23.07.15 endete. Ende Juli traten noch einige Niederschlagsereignisse auf, die nicht erfasst werden konnten. Dennoch waren die Niederschläge mit 4,4 mm im Juli ungewöhnlich gering. Neben dem Juli besonders trocken zeigte sich der April (16,5 mm, -67 %). Auch wenn im Mai und Juni mit 43,5 mm und 45,7 mm höhere Niederschläge fielen als im April, so waren die Abweichungen zum langjährigen Mittel doch beträchtlich (siehe Tab. 3). Ein wesentlicher Grund für die geringen Niederschläge in der Messperiode 2015 war die Dominanz antizyklonaler Großwetterlagen (86 Tage) gegenüber zyklonaler Großwetterlagen (28 Tage). Besonders häufig hierbei war mit 45 Tagen die Westlage, überwiegend antizyklonal (Wa) vertreten (DWD, 2015).

4. Ergebnisse und Diskussion

Tab. 3: Niederschlag und Lufttemperatur gemessen am Grenzhof im Jahr 2015 und die langjährigen Mittelwerte der DWD Station Mannheim 1981-2010 (DWD, 2016).

Monat	Niederschlag [mm]	Bewässerung [mm]	Langjähriges Mittel [mm]	Abw. zum langjährigen Mittel [mm]	Abw. zum langjährigen Mittel [%]
April	16,5		50,0	-33,5	-67,0
Mai	43,5	81,7	77,0	-33,5	-43,5
Juni	45,7		68,0	-22,3	-32,8
Juli*	4,4		77,0	-72,6	
Summe	110,1	81,7	272,0	-161,9	-47,8

Monat	Monatsmitteltemperatur [°C]	Langjähriges Mittel [°C]	Abw. zum langjährigen Mittel [°C]	Abw. zum langjährigen Mittel [%]
April	11,5	11,2	0,3	2,4
Mai	15,8	15,5	0,3	1,8
Juni	19,4	18,3	1,1	5,7
Juli*	25,7	20,6	5,1	24,7

**Erfasste Daten bis 23.07.15*

Die außergewöhnlich trockenen Bedingungen veranlassten den Landwirt das Feld an zwei Terminen im Mai zusätzlich zu beregnen (48,7 mm am 19.05.15 und 33 mm am 30.05.15). Diese Wassergaben wurden durch den Regenfänger gemessen und durch die Bodenfeuchtemessungen bestätigt. Nach Aussage des Landwirts wurden jedoch jeweils nur ca. 25 mm beregnet. Als Grund die Abweichungen wird eine Überlappung der Beregnungsflächen im Bereich der Klimastation gesehen, da die Station in der Mitte zwischen zweier Fahrspuren der mobilen Beregner stand.

Das Jahr 2015 war in Deutschland nach 2014 das zweitwärmste Jahr seit Beginn der flächenhaften Temperaturerfassung im Jahr 1881. Die durchschnittliche Abweichung vom langjährigen Mittel betrug +1,0 °C gegenüber 1981-2010. Bezogen auf die kühlere Bezugsperiode 1961-1990 lag die Abweichung bei +1,7 °C (DWD Station Mannheim). Zehn von zwölf Monate waren zu warm, wobei die Abweichungen der Durchschnittstemperaturen in den Frühlingsmonaten mit +0,3 °C moderat waren. An der Klimastation am Grenzhof war der Juli mit 25,7 °C und einer Abweichung von +5,1 °C der wärmste Monat. Hier wurde am 05.07.15 eine Maximumtemperatur von 39 °C und eine Tagesdurchschnittstemperatur von ca. 30 °C gemessen.

sen (siehe Tab. 3 und Abb. 19). Verantwortlich hierfür war die Großwetterlage Hoch über Mitteleuropa (HM), wobei Europa von einem mächtigen Geopotentialrücken dominiert wurde und hierdurch heiße subtropische Luftmassen nach Mitteleuropa gelangen konnten (DWD, 2015).

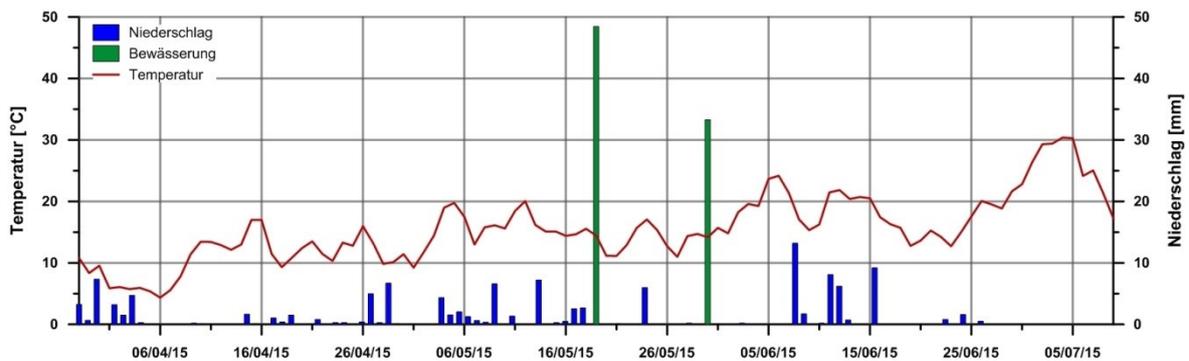


Abb. 19: Niederschlag und Lufttemperatur am Standort Grenz Hof im Jahr 2015 - Tagessummen bzw. Tagesdurchschnittswerte.

4.1.3 Bodenhydrologie

Die geringen winterlichen Niederschläge konnten den Bodenwasserspeicher in der Messperiode 2014 nicht vollständig auffüllen. Zu Beginn der Messungen lag die volumetrische Bodenfeuchte bei knapp 20 Vol.-% und entsprach damit einer Feldkapazität von 200 mm auf 100 cm Bodensäule. Auch wenn der obere Bodenwasserspeicher bis 50 cm relativ gut gefüllt war, erreichte das infiltrierende Niederschlagswasser kaum die tieferen Horizonte. So lag die nFK bei 66 % in den oberen 30 cm, unterhalb jedoch sank sie auf durchschnittlich 32 % herab. Während der Phase vom 25.04. bis 12.05.14 konnten lang anhaltende Niederschläge den Bodenwasservorrat bis in eine Tiefe von 30 - 40 cm auf nFK 75 % auffüllen. Tiefere Horizonte wurden in dieser Zeit nicht erreicht, ersichtlich an den horizontal verlaufenden Isolinien. (Abb. 20). Im Anschluss setzte eine Phase intensiver Bodenwasserausschöpfung durch die Sommergerste ein, erkennbar an den stark vertikal verlaufenden Isolinien in Abb. 20. Hierbei wurden auch zunehmend tiefere Bodenhorizonte durch die Wurzeln der Sommergerste erschlossen. Anfang Juni setzte bei gleichzeitig zu hoher Temperaturen eine ausgeprägte Trockenperiode ein, sodass auch der Bodenwasservorrat stark ausgeschöpft wurde. In dieser Zeit sank die nFK auf 12 % innerhalb der oberen 30 cm und 1 % im Bereich von 50 cm bis 100cm (Abb. 21). Ende Juni bis Anfang Juli führten reichliche Niederschläge zu einer deutlichen Bo-

denfeuchtezunahme, die jedoch nur die Sensoren bis in eine Tiefe von 50 cm erreichte. Die Sensoren bei 100 cm verzeichneten keine Feuchtezunahme. Beachtlicherweise war die Austrocknung des Bodens an der Oberfläche so stark, dass selbst ein Niederschlagsereignis mit 10 mm am 28.06.14 nicht ausreichte um den ersten Bodenfeuchtesensor in 8 cm Tiefe zu erreichen. Bei allen drei Sensoren in dieser Tiefe wurde während und 24 Stunden nach dem Niederschlag keine Bodenfeuchtezunahme registriert. Eine Kontrolle auf Plausibilität der Niederschlagsmessung ergab ebenfalls keine Auffälligkeit, da die Niederschlagsmessungen des DWD in Mannheim ähnliche Werte registrierten.

Die geringe Infiltrationstiefe von teils starken Niederschlagsereignissen wie Anfang und Ende Mai bzw. Anfang Juli deutete zudem auf das Vorhandensein eines Pflughorizontes hin. In der letzten Periode fielen 86 mm Niederschlag, dennoch erreichte nur ein geringer Anteil die tieferen Horizonte. So stieg die nutzbare Feldkapazität in 0-30 cm von 12 % auf 80,5 % während die nFK in 50-100 cm lediglich einen Zuwachs von 16 mm verzeichnete (Abb. 21). Hierbei zeigte der Sensor in 50 cm Tiefe einen Anstieg von 9 Vol.-% auf 17 Vol.-% (+8 %) während in 100 cm Tiefe keine Veränderungen zu verzeichnen waren. Im Gegensatz hierzu stieg die Bodenfeuchte im nächst höheren Horizont (25 cm) um 18 Vol.-% an.

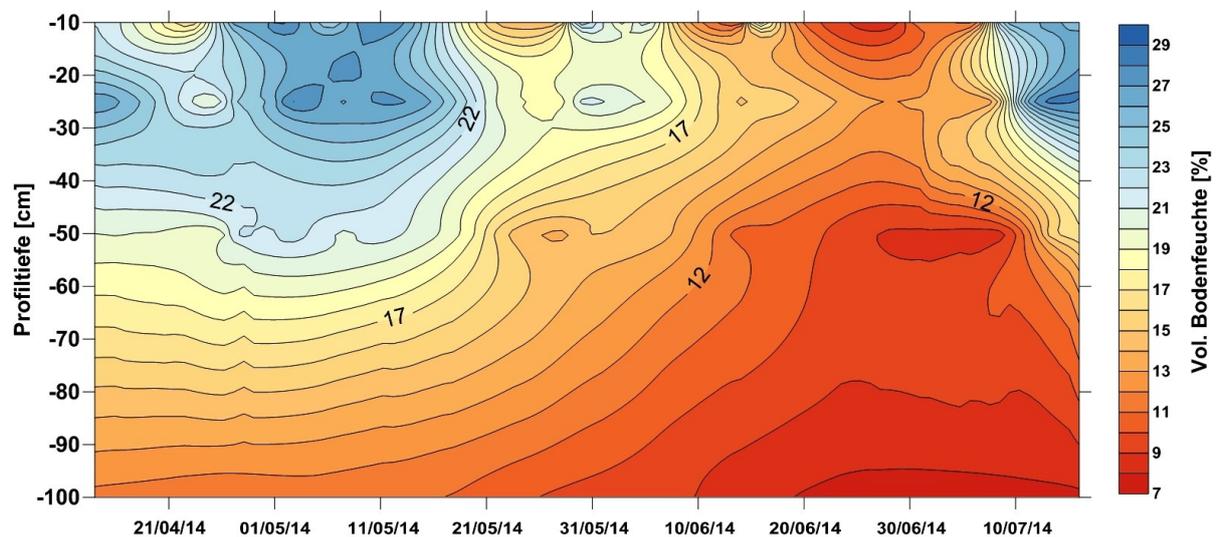


Abb. 20: Volumetrische Bodenfeuchte (Vol.-%) während der Vegetationsperiode 2014. Die Daten wurden mittels Kriging zwischen den verschiedenen Messtiefen interpoliert.

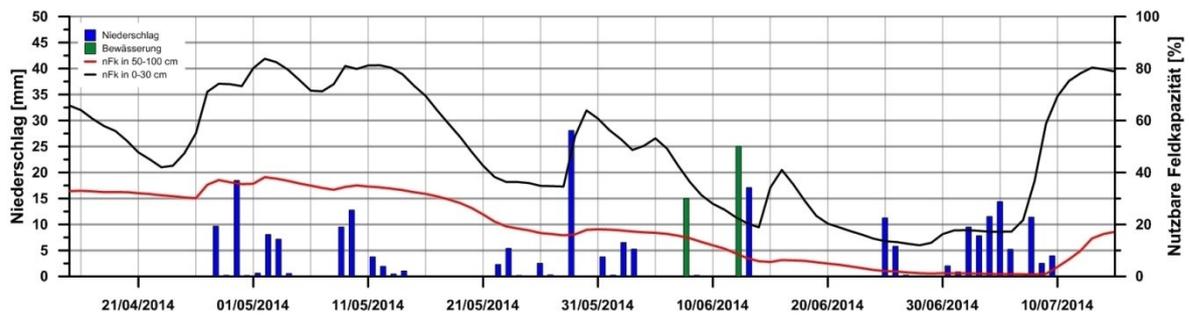


Abb. 21: Niederschlag und nutzbare Feldkapazität für 0-30 cm und 50-100 cm Tiefe während der Vegetationsperiode 2014.

Eine genaue Berechnung des Bodenwasserhaushalts mit ausschließlicher Bodenfeuchtemessung anhand von TDRs, führte zu verzerrten Ergebnissen. Dies ist sowohl auf die vertikalen Flüsse während und kurz nach Niederschlags- bzw. Bewässerungsereignissen mit entsprechend starken Sensorreaktionen, als auch durch den Stau effekt des Pflughorizontes zurückzuführen. Hierdurch kann es vor allem bei starken Niederschlagsereignissen zu Berechnungsfehlern kommen.

Innerhalb des Untersuchungszeitraums wurde an zwei Tagen zusätzlich bewässert. Die erste Zusatzbewässerung erfolgte außerhalb der Sensorreichweite. Die zweite Zusatzgabe am 15.06.14 in Höhe von 25 mm konnte erfasst werden. In Abb. 22 sind die Veränderungen der Bodenfeuchte in 24 Stunden Schritten über das Profil bis 100 cm aufgetragen. Hierbei zeigte sich, dass die Bewässerungsmaßnahme lediglich einen Einfluss auf die oberen 25 cm Bodensäule hatte. So stieg die Bodenfeuchte direkt nach der Bewässerung um 14 % in 8 cm, 5 % in 15 cm und um 2 % in 25 cm Tiefe. Die unteren Horizonte in 50 cm und 100 cm wurden auch 48 Stunden später hingegen nicht erreicht (0,5 % in 50 cm lag im Rahmen des Messfehlers). Zusammenfassend bewirkte die Bewässerung einen Anstieg der nutzbaren Feldkapazität von 20 % auf 40 % im Bereich 0-30 cm und führte damit zu einer nur kurzen Entlastung, da die nFK schon fünf Tage später wieder auf dem Ausgangsniveau vor der Bewässerung lag. Aufgrund betriebswirtschaftlicher Erwägungen wurde nur ein Mindestmaß zusätzlich bewässert, um das Kornwachstum zu fördern. Zu dieser Zeit befand sich die Sommergerste im Stadium zwischen Milch und Teigreife. Ziel dieser Bewässerungsmaßnahme war es daher nicht die nFK auf ein Niveau von 80 % zu heben.

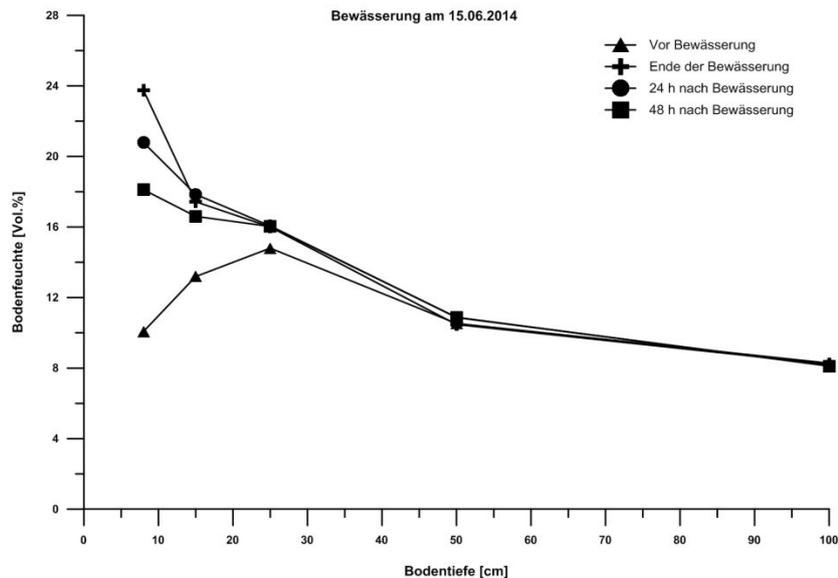


Abb. 22: Veränderung der Bodenfeuchte durch Zusatzbewässerung am 15.06.2014 (25 mm) vor, am Ende, 24 h und 48 h nach der Bewässerungsmaßnahme.

Die Anfangsbodenfeuchte in der Messperiode 2015 zeigte, trotz ähnlicher Witterung mit feuchtem Frühwinter und trockenem Frühling, deutliche Unterschiede zu 2014. Der Bodenwasservorrat war über die gesamte Tiefe beinahe vollständig gefüllt. Zwar war der Wasservorrat im Bodenhorizont 0-30 cm mit einer nFK von 74 % leicht vermindert, doch kann dies neben der oben beschriebenen Witterung mit der Aussaat des Winterweizen im November 2014 erklärt werden. Mit Blick auf die ähnlichen Witterungen der beiden Messperioden fällt die fast vollständige Vorratsfüllung im Bodenhorizont 50-75 cm auf (siehe Abb. 23). Dies lag wahrscheinlich an der Bewirtschaftungspraxis des Landwirtes, denn in der Voranbauphase wurden auf dem Untersuchungsfeld im Vertragsanbau Kartoffeln angebaut, die regelmäßig, kontrolliert bewässert wurden.

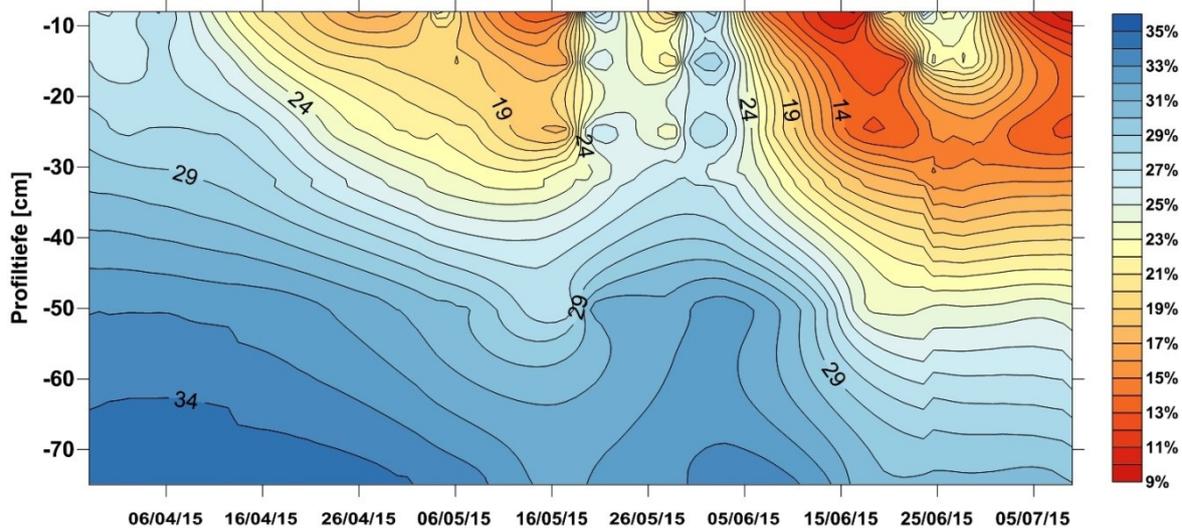


Abb. 23: Volumetrische Bodenfeuchte (Vol.-%) während der Vegetationsperiode 2015. Die Daten wurden mittels Kriging zwischen den verschiedenen Messtiefen interpoliert.

Abb. 23 zeigt deutlich die Bodenfeuchteveränderungen im Zuge der Transpiration des Winterweizens. Mit dem Beginn des Schossens um den 10.04.2015 stieg die Bodenwasserentnahme deutlich an. Zunehmend wurden auch die tieferen Bodenhorizonte durch die Wurzeln erschlossen. Hohe Verdunstung und geringe Niederschläge führten dazu, dass die nFK im Bereich 0-30 cm auf 22,5 % sank und es dadurch zu einer Wassermangelsituation in der Hauptwurzelzone des Winterweizens kam (Abb. 24). Als Reaktion führte dies zu einem vermehrten Tiefenwachstum der Wurzeln. Zwar wurden hierzu keine spezifischen Bodenansprachen durchgeführt, doch kann man dies anhand der zunehmend steiler werdenden Isolinien im Bereich 50-75 cm erkennen. Dennoch waren die Bodenwasserentnahmen in diesen Tiefen relativ gering. Über die gesamte untersuchte Vegetationsperiode sank die nFK nicht unter 70%.

Mit der zweimaligen Bewässerung wurde der Bodenwasserspeicher über das gesamte Profil weitgehend wieder aufgefüllt. Aufgrund der oben beschriebenen Überlappung der Beregnungsbereiche wird diese Vorratsauffüllung, bezogen auf das gesamte Feld, jedoch deutlich geringer ausfallen. In der Folgezeit führte die starke Verdunstung innerhalb von 10 Tagen zu einer Verminderung der nFK auf das Niveau vor den Bewässerungsmaßnahmen. Mit dem Einsetzen der Reife ab ca. dem 20.06.15 endete die Wasserentnahme in den tieferen Bodenschichten unterhalb von 30 cm abgrubt. Zugleich fand noch bis kurz vor der Ernte am 09.07.15 eine Wasserentnahme oberhalb von 30 cm bis kurz vor der Ernte statt, die jedoch

sukzessiv abnahm. Dies zeigt, dass selbst im Makrostadium der Reife der Winterweizen noch transpiert. Auf eine Analyse des Einflusses der Bewässerung auf die Verteilung der Bodenfeuchte wurde hier aufgrund der oben beschriebenen Probleme verzichtet.

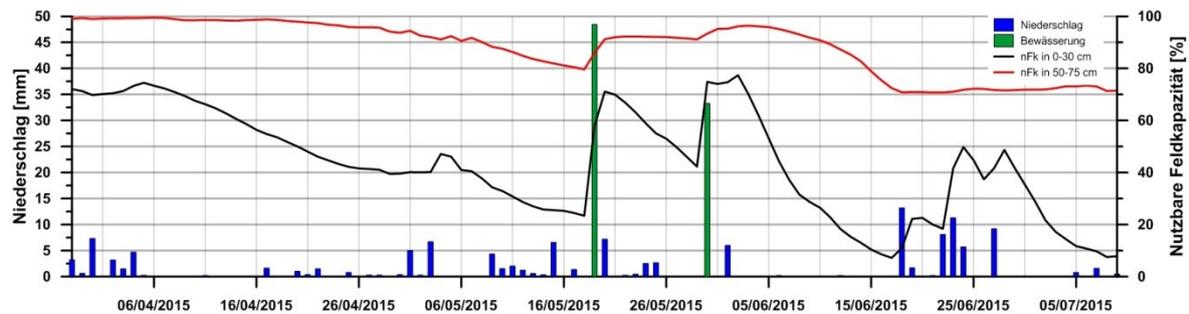


Abb. 24: Niederschlag und nutzbare Feldkapazität für 0-30 cm und 50-100 cm Tiefe während der Vegetationsperiode in 2015.

4.1.4 Windfeldverteilung

Die Windrichtung hat für den Footprintbereich und die Standortwahl der Klimastation einen großen Einfluss. Aus diesem Grund soll hier ein kurzer Überblick über die Windrichtungsverteilungen für die Untersuchungsperioden 2014 und 2015 und der DWD Wetterstation in Mannheim gegeben werden. Für Station in Mannheim lagen Werte für den Zeitraum 1981-2010 vor, aus denen langjährige Durchschnittswerte berechnet wurden.

Die Analyse der Windrichtungen an der DWD Klimastation Mannheim aus den Jahren 1981-2010 für die Monate April bis Juli zeigte einen deutlichen Schwerpunkt der Winde aus dem Südwestsektor (44,6 %) gefolgt von Nordwest und Nordost mit jeweils ca. 21 % (Abb. 25 und Tab. 4). Die geringste Häufigkeit bestand für südöstliche Strömungen (12,3 %). Zwischen den Jahren sind die Windrichtungen aufgrund des Auftretens unterschiedlicher Großwetterlagen naturgemäß stark schwankend. Die Untersuchungszeiträume 2014 und 2015 am Grenzhof zeigten deutliche Abweichungen gegenüber dem vieljährigen Mittel auf. So wiesen nordwestliche und südöstliche Strömungen in beiden Perioden überdurchschnittliche Häufigkeiten auf, wohingegen Strömungen aus dem SW-Sektor unterdurchschnittlich repräsentiert waren.

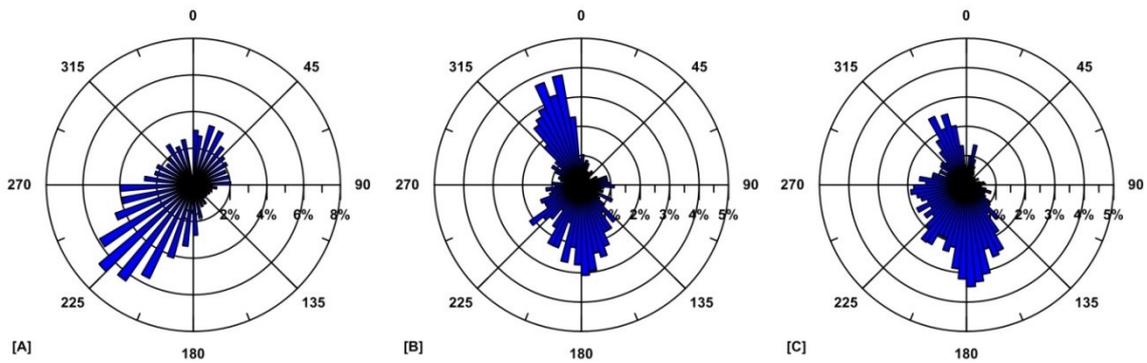


Abb. 25: Verteilung der Windrichtung für die DWD Station Mannheim im langjährigen Mittel (1981-2010) [A] und die Klimastation am Standort Grenzhof für die Messzeiträume 2014 [B] und 2015 [C] -Stundenwertbasis.

Tab. 4: Windrichtungsverteilung für das vieljährige Mittel der DWD Station Mannheim für die Monate April bis Juli und der Klimastation am Standort Grenzhof für die Jahre 2014 und 2015.

Station	Windrichtungsverteilung [%]			
	NO	SO	SW	NW
Mannheim (1981-2010)	21,9	12,3	44,6	21,2
Grenzhof 2014	11,0	27,0	30,1	31,8
Grenzhof 2015	14,2	23,5	31,4	30,9

4.2 Phänologie und Blattflächenindex

Die Untersuchungsfelder am Grenzhof wurden während beider Vegetationsperioden wöchentlich hinsichtlich der phänologischen Entwicklungsstadien und des Blattflächenindex untersucht. Abb. 26 zeigt die Entwicklung des grünen LAI und der Wuchshöhe für beide Vegetationsperioden. Da der Winterweizen schon im November 2014 gesät wurde und die LAI-Messungen erst im März 2015 begannen, lag der erste LAI-Wert bei 1,2 und die Wuchshöhe bei 9 cm. Zu dieser Zeit befand sich der Winterweizen im Stadium der Bestockung, jenem Stadium in dem der Winterweizen überwintert. Geringe Temperaturen und Fröste führen dazu, dass die Entwicklung des Winterweizens über den Winter hinweg unterdrückt wird und erst im Frühjahr weiter fortschreitet.

Die Sommergerste als Sommerfeldfrucht benötigt von Aussaat bis Ernte 110 - 130 Tage. Die Wachstumszeit des Winterweizens beträgt hingegen im Durchschnitt 300 Tage. Daher zeigte die Sommergerste auch eine raschere Entwicklung der frühen Entwicklungsstadien als der

Winterweizen. Obwohl die Keimung der Gerste erst einsetzte als der Winterweizen zur selben Zeit im Folgejahr schon im Übergang zum Schossen war, erreichten Sommergerste und Winterweizen ihr LAI-Maximum zur gleichen Zeit (Tag im Jahr). Die Makrostadien 3-5 dauerten beim Winterweizen 14 Tage länger als bei der Sommergerste (Tab. 5). Beide Kulturarten zeigten mit einem LAI von ca. 5,6 während des Stadiums des Ährenschiebens bzw. -schwells gleiche Maximalwerte, bei gleichzeitig voller Blattentfaltung. Die maximale Wuchshöhe betrug 83 cm bei der Sommergerste und 85 cm beim Winterweizen, wobei die stärksten Zuwächse während des Schossens registriert wurden (Tag 110 bis 140). Mit Beginn des Blütestadiums sanken die LAI-Werte zunächst langsam, was vor allem an der allmählichen Reduzierung der Anzahl der Blätter zurückzuführen ist. Bestandesschluss welkten die Blätter der unteren Blätterstockwerke aufgrund geringer PAR-Strahlung. Mit dem Einsetzen der Fruchtentwicklung und der anschließenden Reifestadien beschleunigte sich die Abnahme des LAI zunehmend. Innerhalb von 13 Tagen sank der LAI-Wert beim Winterweizen von 3,8 am 12.06.2015 (Tag 163) auf 0,7 am 25.06.15 (Tag 176). Die Sommergerste nahm nach dem maximalen LAI-Wert einen analogen Verlauf an wie der Winterweizen (Abb. 26).

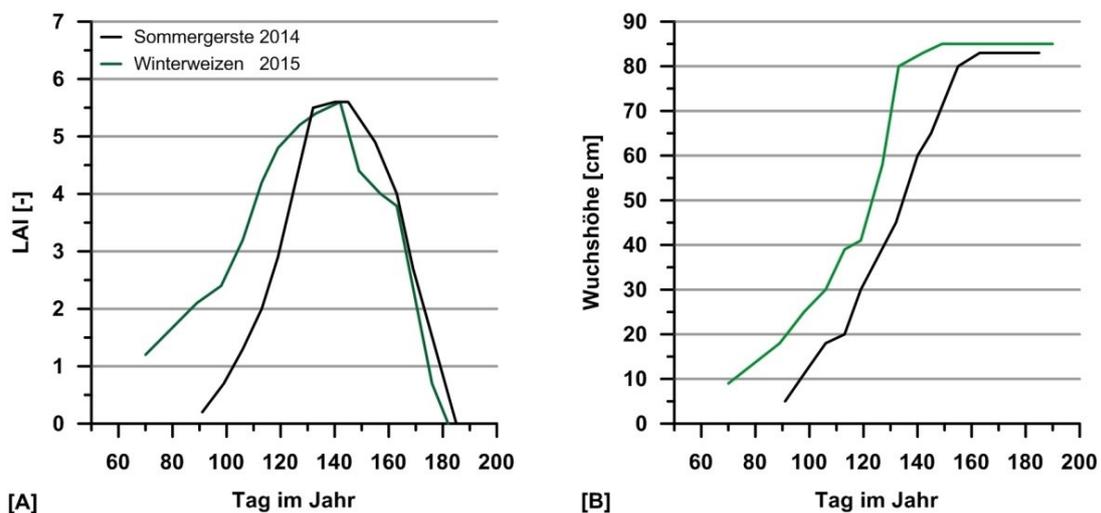


Abb. 26: Die Entwicklung des gemessenen grünen LAI [A] und der Wuchshöhe [B] für Sommergerste (2014) und Wintergetreide (2015).

Die Ernte bei der Sommergerste erfolgte am 16.07.14. Allerdings war die Gerste eine Woche zuvor schon im Stadium des Absterbens und der grüne LAI tendierte schon Ende Juni gegen Null. Aufgrund der feuchten Witterung war es dem Landwirt nicht möglich die Ernte früher einzufahren. Nach Angaben des Landwirtes hätte die Gerste bereits ca. zwei Wochen früher

geerntet werden können. Insgesamt betrug die gemessene Vegetationsperiode ab Blattentwicklung für die Sommergerste 112 Tage bzw. 100 Tage, wenn man die verzögerte Ernte mit berücksichtigt. Der Winterweizen wurde am 10.07.2015 eingebracht. Ab dem Vegetationsbeginn im Frühjahr bis zur Ernte vergingen ca. 120 Tage.

Tab. 5: Phänologische Makrostadien und deren Dauer, LAI und die durchschnittliche Blattlänge bzw. -breite für beide Versuchsjahre.

Phänologische Makrostadien	Tag im Jahr	LAI [-]	Länge / Breite der Blätter [cm]
2014			
Keimung, Blattentwicklung, Bestockung	91-112	0,2 - 1,3	143,8 / 6,4
Schossen, Ährenscheiden und -schieben	113-144	2,0 - 5,6	192,9 / 9,5
Blüte, Fruchtentwicklung	145-163	5,6 - 4,9	182,3 / 10,9
Reife und Absterben	164-197	4,0 - 0,0	154,3 / 10,3
2015			
Blattentwicklung, Bestockung	0-98	1,2 - 2,1	104,0 / 5,6
Schossen, Ährenscheiden und -schieben	99-144	2,4 - 5,6	183,7 / 12,5
Blüte, Fruchtentwicklung	145-163	4,0 - 3,5	169,2 / 12,3
Reife und Absterben	164-190	3,4 - 0,0	99,0 / 13,1

Die Messergebnisse zur Entwicklung des Blattflächenindex beruhen vor allem auf der destruktiven Methode, da sich die indirekte Methode über die Messung der Lichtdiffusivität des Bestandes anhand des PAR-Sensors als sehr unsicher erwiesen hat. Sowohl die Anpassung des Extinktionskoeffizienten k an die destruktiv gemessenen LAI-Werte an jedem Messtag, als auch die Literaturwerte zu k erbrachten aufgrund großer Differenzen bei den LAI-Werten zum Teil wenig verlässliche Ergebnisse. Insbesondere der Verlauf des Sonnenstandes während der Messungen, Wetterbedingungen (Wolkenbewegung und hohe Luftfeuchtigkeit und damit Beeinträchtigung der Strahlungsverhältnisse) sowie der zunehmende Bestandsschluss führten zu starken Abweichungen im Vergleich zur destruktiven Methode.

4.3 Energie -und Wasserflüsse

4.3.1 Qualitätsanalysen

4.3.1.1 Test auf Stabilität und integrale Turbulenzstatistik

Die Datenauswertung wurde gemäß Kap. 3.3.5 nach den Qualitätskriterien von FOKEN (2012) und MAUDER & FOKEN (2011) für die latenten Wärmeströme durchgeführt. Beide Untersuchungszeiträume wiesen hierbei große Ähnlichkeiten auf. So bestanden in beiden Jahren ca. 11 % der Mittelungsintervalle nicht die Qualitätstests, was $5 \pm 2,5$ Mittelungsintervallen pro Tag entsprach. In 99 % der Fälle war dies auf Instationarität zurückzuführen. Gleichzeitig zeigten diese beim integralen Turbulenztest häufig eine zu hohe Abweichung bei den gemessenen fühlbaren Wärmeströmen (62 %). Der Turbulenztest für die Windkomponenten u und w hatte hingegen kaum Einfluss auf die Datenqualität. Die Windrichtungen kamen in den entsprechenden Zeiträumen nur zu einem geringen Anteil aus Richtung der Klimastation. Ein Einfluss der Gebäude des Landhofes ca. 250 m im Süden der Station konnte nicht festgestellt werden.

Insbesondere während Nacht- und Dämmerungszeiten war der Anteil der zu verwerfenden Daten (87 %) groß (Abb. 27). In der Mikrometeorologie wird häufig die Beobachtung gemacht, dass es insbesondere in diesen Zeiten zu instationären Verhältnissen kommen kann. Nach ANDREAS et al. (2008) treten instationäre Bedingungen dann auf, wenn es zu zeitlich raschen Lufttemperatur- und Luftfeuchtigkeitsveränderungen kommt. Dies führt zu starken Kovarianzunterschieden zwischen den Einzelintervallen und dem Gesamtmittelungsintervall beim Stationaritätstest. Abgesehen von sich verändernder Witterungsverhältnisse und mesokali-ger Effekte, treten diese im täglichen Zyklus insbesondere nachts und in den frühen Abend- und Morgenstunden auf. Aber auch tagsüber, wenn beispielsweise bei Schönwetterperioden der Schattenwurf von Kumuluswolken zu einem Wechsel zwischen freier und gefilterter Insolation und damit zu starken Temperaturveränderungen führt, kann Instationarität auftreten (ANDREAS et al., 2008).

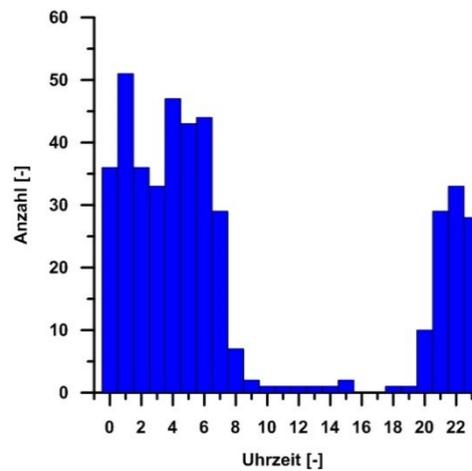


Abb. 27: Verteilung der Daten mit unzureichender Qualität aufgrund von Stationarität und fehlender Turbulenz (2015).

Während eine Korrelationsanalyse zwischen den Stabilitätsparametern (TKE, u^* und L) und den getesteten Stationaritäts-Indizes keine signifikanten Zusammenhänge feststellen konnte, zeigte sich für den ITC-Test ein deutlich negativer Zusammenhang zwischen der Temperatur, der Schubspannungsgeschwindigkeit und der Obukhov Länge. Entsprechend stiegen die Index-Werte bei erhöhter Stabilität. Insbesondere nachts, wenn die Durchmischungsschicht infolge von Strahlungsdivergenzen zusammenbricht, kann es häufig zur Ausbildung von Inversionslagen kommen. Dies hat eine hohe atmosphärische Stabilität und ein Zusammenbrechen der turbulenten Flüsse zur Folge. Hierdurch wachsen sowohl die Quellbereiche der Flüsse als auch die Einflüsse von Nachbarfeldern, die jedoch unterschiedliche Bodenwasserhaushalte und damit auch unterschiedliche Wärmehaushalte aufweisen. Es liegt daher die Möglichkeit nahe, dass es sich bei den ITC-Tests auf Wärmeflüsse zum Teil um thermisch bedingte, interne Grenzschichten handelte.

4.3.1.2 Footprint

Wie schon erläutert, wurde die Position der Klimastation am Grenzhof im Vorfeld so gewählt, dass die Quellgebietsausstreckung gemäß den langjährigen Mittelwerten zu den Hauptwindrichtungen hin maximiert wurde. Die Windrichtungsverteilung im Untersuchungszeitraum 2014 führte jedoch dazu, dass ein Großteil der Footprints in der 90 %-Quellgebietsklasse grö-

ßere Distanzen aufwiesen als die Erstreckung des Untersuchungsbereichs betrug. Auch im Jahr 2015 war die Windrichtungsverteilung unüblich verteilt. Aufgrund der Erfahrungen aus dem Vorjahr und einem etwas größeren Feld konnte die Position der Station dahingehend modifiziert werden, sodass die Fetchbereiche in alle Richtungen etwas vergrößert und gleichzeitig der Fetchbereich im SW-Sektor optimiert werden konnte. Insgesamt lagen lediglich 29,2 % (2014) bzw. 53 % (2015) der Daten im 90 %-Bereich des Footprints.

Daher wurde der Ansatz von AMMAN et al (2008) und SCHMIDT et al. (2012) verwendet. Der Unterschied zum 90 %-Quellbereich war beträchtlich. Um die Unterschiede deutlich zu machen werden in Abb. 28 und Abb. 29 die Median-Werte der drei Footprintbereiche dargestellt. Es wurden hierbei Medianwerte verwendet, da die Standardabweichungen bei den arithmetischen Mitteln sehr groß waren. Insbesondere nachts lagen die 90 %-Quellgebiete zum Teil bei mehreren Kilometern (max. 9,7 km), doch auch im 70 %-Quellgebiet wurden große Distanzen verzeichnet. Hierdurch kam es zu starken Verzerrungen der Mittelwerte und entsprechenden Unterschieden im Vergleich zu den Medianwerten (Tab. 6). In 2014 waren die Rahmenbedingungen für den 90 %-Footprintbereich nur in einem Bereich des Windefelds von 190°-300° gegeben, bei gleichzeitig geringer Häufigkeit von Winden aus dieser Richtung. Aufgrund der Feldgröße und der Position der Klimastation in 2015 lagen die Medianwerte des 90 %-Bereichs nur im SO-Sektor außerhalb des Messbereichs. In beiden Versuchsjahren lagen die 50/70 %-Quellgebiete fast überwiegend innerhalb des Messfeldes, wobei in 2014 die Distanzen zu den Feldrändern dieser Sektoren wesentlich geringer waren als in 2015. Da es sich um Medianwerte handelt, bedeutet dies insbesondere für die NO und SO Sektoren, dass ca. 50 % der Werte außerhalb des Bereichs lagen. Im Jahr 2015 hingegen waren die Abstände zu den Feldrändern wesentlich größer. Insgesamt konnte durch diese Vorgehensweise die Anzahl von 30 min. Intervallen innerhalb des Untersuchungsgebiets auf 52,9 % in 2014 bzw. auf 86,2 % in 2015 erhöht werden (Tab. 6).

Tab. 6: Mittlere Distanzen der Footprintbereiche 90 % und 50% / 70 % für 30 min Intervalle für die Jahre 2014 und 2015.

Footprintbereich	2014		2015	
	90 %	50 % / 70 %	90 %	50 % / 70 %
Anzahl 30 min. Intervalle	4464	4464	5616	5616
Intervalle innerhalb Messbereich	1305	2364	2949	4828
Anteil (%)	29,2	53,0	52,5	86,0

Distanzen (m)	90 %	50 % / 70 %	90 %	50 % / 70 %
Mittel	346,0	54,7 / 100,1	355,8	44,5 / 87,7
Standardabweichung	605,8	45,6 / 108,8	808,7	58,9 / 144,3
Median	106,0	46,1 / 66,6	86,0	29,0 / 45,0

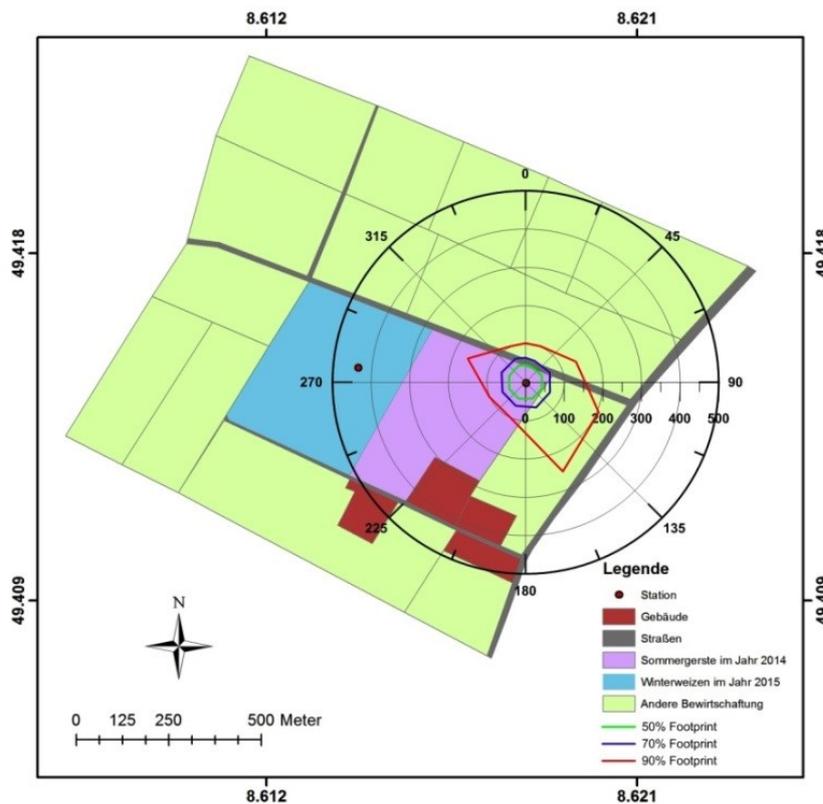


Abb. 28: Isoplethen der Quellgebiete 50 %, 70 % und 90 % im Untersuchungsyear 2014, zentriert auf die Position der Klimastation im Sommergerstenfeld - Medianwerte.

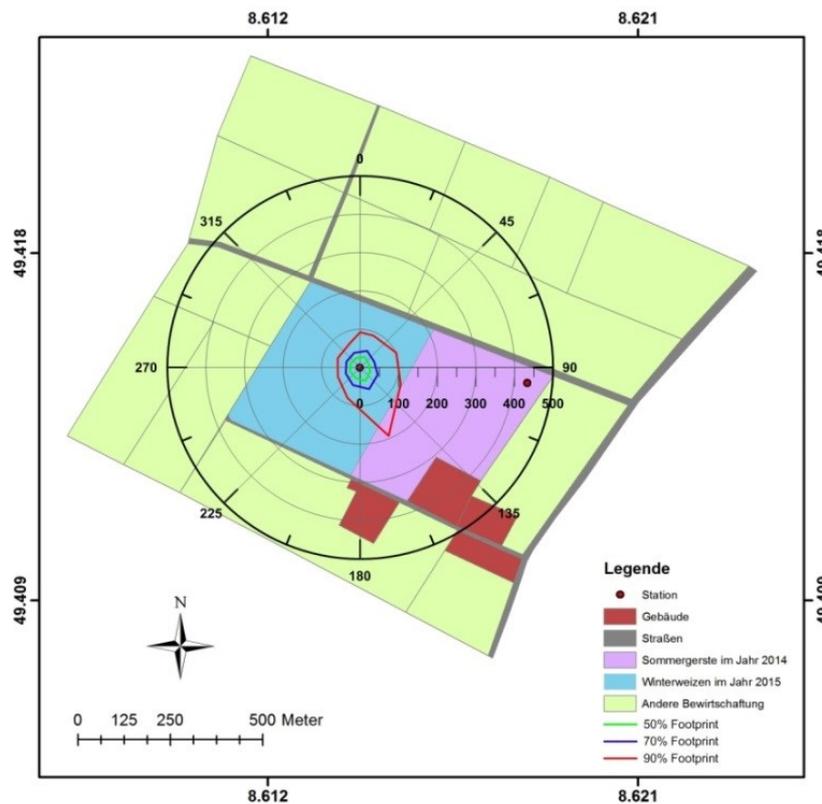


Abb. 29: Isoplethen der Quellgebiete 50 %, 70 % und 90 % im Untersuchungsjahr 2015, zentriert auf die Position der Klimastation im Winterweizenfeld - Medianwerte.

Die Ergebnisse bestätigen, dass die 1:100 Daumenregel für die Messhöhe des Eddy-Kovarianz-Systems durchaus eine Grundlage bilden kann. Zwar lagen die mittleren Distanzen der 90 %-Bereiche bei ca. 350 m und damit außerhalb der 200 m (bei Messhöhe 2 m), doch zeigten die Medianwerte mit 106 m bzw. 86 m weit geringere Distanzen. Im 50/70 %-Quellbereich lagen auch die mittleren Distanzen unter Berücksichtigung der Standardabweichung innerhalb des 200 m Bereichs. Der große Unterschied zwischen 90 % und 70 % lag in der Form der Footprintfunktion begründet. Diese Funktion hat zum Maximum hin einen steil ansteigenden und nach dem Maximum einen flach abfallenden Kurvenverlauf. Je stabiler die Verhältnisse in der Grenzschicht sind, desto langgestreckter zeigt sich auch die Footprintfunktion und dementsprechend größer sind dann auch die Distanzunterschiede zwischen den 70 %- und 90 %-Quellgebieten.

Zwischenfazit

Das Footprintkriterium war der Hauptfaktor für die Verwerfung von Daten. Dies war insbesondere den Windrichtungsverteilungen und den Abmessungen der Untersuchungsfelder geschuldet. Die Datenverwerfungen infolge von Instationarität oder ungenügender Turbulenz besaßen einen Anteil von ca. 11 %. Doch ein Teil dieser Daten fiel mit den verworfenen Zeiträumen aus der Footprintanalyse zusammen, sodass stattdessen 6,5 % (2014) und 2,8 % (2015) zusätzlich verworfen werden mussten. Insgesamt entsprachen für die beiden Untersuchungsperioden 46,4 % (2014) und 77,8 % (2015) der erhobenen Daten den Qualitätskriterien (Tab. 7). Unter Berücksichtigung der relativ kleinen Feldgrößen und den meteorologischen Verhältnissen sind dies akzeptable Ergebnisse. SCHMIDT et al (2012) und AMMAN et al. (2007), die ihre Messungen auf ähnlichen Feldgrößen durchführten zeigten eine geringere Datenverfügbarkeit auf. So erhielten SCHMIDT et al. (2012) bei einer Feldgröße von 6,5 ha insgesamt 39,4 % der Daten.

Tab. 7: Anzahl an erfassten Daten (N), die individuellen Verwerfungsarten von Mittelungsintervallen sowie die kombinierte Datenverfügbarkeit [%] für 2014 und 2015 nach den Qualitätsanalysen.

	2014			2015		
	Individuelle Verwerfung		Datenverfügbarkeit	Individuelle Verwerfung		Datenverfügbarkeit
	N	relative Abw.	relative Abw.	N	relative Abw.	relative Abw.
Daten insgesamt	4465	-	100	5616	-	100
Techn. Probleme	0,0	0,0	100	274	5,0	95,1
Footprintanalyse	2101	47,1	52,9	788	14,0	80,4
Qualitätskontrolle	500	11,2	46,4	621	11,1	77,8

4.3.1.3 Schließung von Datenlücken

Im Anschluss an die Qualitätsanalyse erfolgte die Schließung der Datenlücken anhand der in Kap. 3.3.5 beschriebenen Methodik. Die Evaluierung der Prozedur für 2014 ergab, dass 94,5 % der Datenlückenschließung in die höchstmögliche Zuverlässigkeitsklasse fielen. Die restlichen 5,5 % wurden als moderat zuverlässig eingestuft. Für das Jahr 2015 waren die Werte beinahe identisch. Eine Validierung der Lückenschließung erfolgte durch die Schaffung von künstlichen Lücken im originalen Datensatz die wiederum geschlossen wurden. Hierbei wur-

4. Ergebnisse und Diskussion

den nur solche Daten berücksichtigt, die keiner Lückenschließung bedurften. Abb. 30 A und C zeigen die gemessenen und geschlossenen Lücken für die zwei Zuverlässigkeitsklassen „höchstmöglich“ und „moderat“. So wiesen die Simulationen in 2014 mit $r^2 = 0,70$ für Daten mit der höchst möglichen Zuverlässigkeit und $r^2 = 0,79$ für mittlere Zuverlässigkeit, akzeptable Ergebnisse auf. Die Validierung für das Jahr 2015 zeigte weit bessere Ergebnisse für die Lückenschließung mit der höchst möglichen Zuverlässigkeit ($r^2 = 0,85$ und Steigung 0,86), doch eine geringere Güte für die moderate Zuverlässigkeit. Auf den gesamten Testdatensatz 2014 betrachtet lag die Summe der Evapotranspiration bei 114,64 mm (simuliert) und 112,49 mm (tatsächlich), was einer Abweichung von 1,9 % entsprach. In 2015 lag die Differenz der beiden Summen mit 6,75 mm etwas höher (9,45 %).

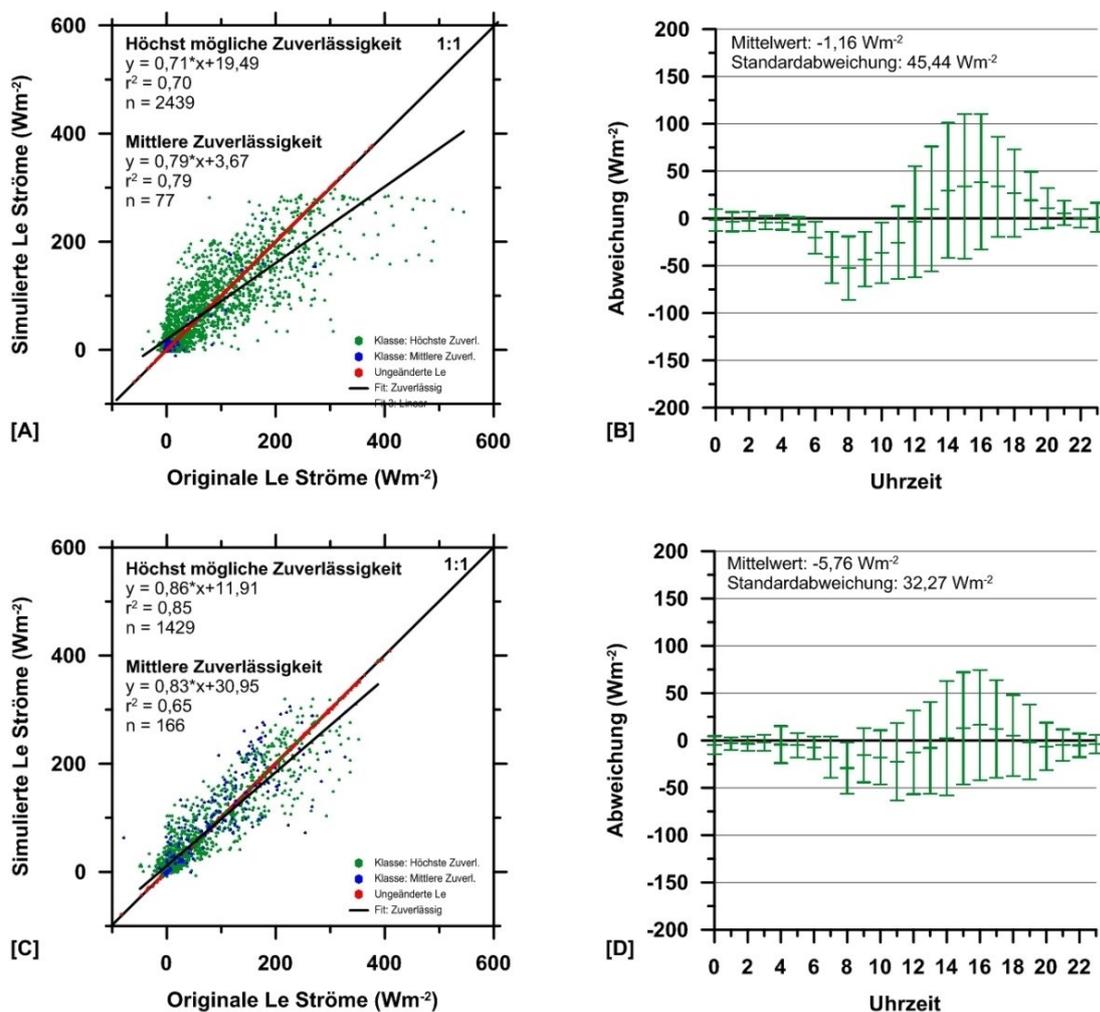


Abb. 30: [A] Vergleich von Le künstlich geschaffener Datenlücken und originaler Le für drei Zuverlässigkeitsklassen und [B] deren mittlere Abweichung (gemessen minus simuliert) im Tageszyklus für 2014; [C] und [D] für 2015.

Abb. 30 B und D zeigen die Abweichungen zwischen tatsächlich gemessenen und der Schließung der künstlichen Lücken im Tageszyklus. Die systematischen Fehler waren für beide Messperioden mit Mittelwerten nahe Null sehr gering, jedoch zeigten die Standardabweichungen mit $45,44 \text{ Wm}^{-2}$ (2014) und $32,27 \text{ Wm}^{-2}$ (2015) eine deutliche Streuungsbandbreite. Hierbei waren im Tagesverlauf deutliche Unterschiede in der Lückenschließung erkennbar. In den Nachtstunden waren sowohl die Abweichungen als auch die Fehlervarianzen absolut gesehen gering, da in diesen Zeiten kaum turbulente Austauschprozesse stattfanden. Mit Tagesanbruch bis 13 Uhr überschätzte das Gapfilling in beiden Jahren die latenten Wärmeströme und die Fehlervarianz nahm zu. Im weiteren Tagesverlauf bis ca. 20 Uhr kam es zu einer deutlichen Unterschätzung der tatsächlichen Verdunstung. Insbesondere die Maximumwerte $> 300 \text{ Wm}^{-2}$ wurden stark unterschätzt, wie auch Abb. 30 A zeigt. Dieser Verlauf und die Größenordnung der Korrelationskoeffizienten bzw. der Fehlerwerte wird von der Studie von PARK et al. (2015), in der verschiedene Methoden der Lückenschließung evaluiert wurden, bestätigt. Hierzu gehörte auch die „mean diurnal variation“ (MDV) Methode, allerdings ohne die Berücksichtigung von Klimaparametern. Sie begründeten die Schwankungen mit eben dieser Nichtberücksichtigung hydroklimatischer Parameter. Da diese jedoch durch die in dieser Studie verwendete Methode berücksichtigt wurden fiel dieser Erklärungsansatz aus. Eine weitere Möglichkeit lag in der Anzahl der Daten, die zur Mittelung herangezogen wurden. Im Durchschnitt wurden für jede Lücke die Verdunstungsraten von 28 Zeitintervallen zur Mittelung verwendet. In den Zeiten in denen die Verdunstung stark über- bzw. unterschätzt wurden (Differenz $> 50 \text{ Wm}^{-2}$ und $< -50 \text{ Wm}^{-2}$), waren es im Schnitt 14. Bei noch stärkeren Abweichungen reduzierte sich diese Anzahl noch weiter. Damit stieg einerseits die Unsicherheit durch die stärkere Gewichtung von Ausreißern. Andererseits kam es bei der Lückenschließung von hohen Verdunstungsraten zu Unterschätzungen, da Zeiträume mit niedrigeren Verdunstungsraten mit berücksichtigt wurden.

Zudem kann auch die Größe der Zeitfenster, aus denen die Mittelungsintervalle zur Lückenschließung herangezogen werden die Ergebnisse beeinflussen. Der Vorteil der MDV Methode ist zwar, dass sie mit einem Minimum an Parametern trotz Abweichungen recht gute Ergebnisse generiert. Gleichwohl liegt hier auch ein Schwachpunkt. Sowohl phänologische Parameter, wie der Blattflächenindex, die Wuchshöhe oder die Entwicklungsstufe als auch bodenhydrologische Parameter, können bei dieser Methode nicht mit berücksichtigt werden. Insbesondere die phänologischen Parameter und die damit verbundenen Transpirationsraten verändern sich in den Hauptwachstumsphasen von Ackerkulturen schnell. Daher können längere Zeit-

fenster, trotz ähnlicher hydroklimatischer Parameter, zu größeren Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Werten führen, da Werte vorangegangener bzw. künftiger phänologischer Phasen mit verwendet werden. Die durchschnittliche Fenstergröße lag hier bei 14 Tagen, was zwar gemäß der Methodik zu einer verlässlichen Fenstergröße zählte, jedoch bei einer Vegetationsperiode von ca. 120 Tagen ein beträchtliches Zeitfenster darstellte. Insbesondere zwischen den Makrostadien „Schossen“ und „Reife“ sind die Veränderungen der Transpiration bei Winterweizen und Sommergerste groß, wie die kommenden Kapitel zeigen werden.

Während die künstlichen Datenlücken über alle Tagesstunden überwiegend gleichverteilt geschaffen wurden, lag der Großteil der tatsächlichen Datenlücken in Zeiten ohne oder geringer Globalstrahlung (Abb. 31). Für die Nachtzeiten zeigte die Lückenschließung nur geringe Abweichungen. Allerdings ist zu erwarten, dass es bei der Schließung der tatsächlichen Lücken in den Morgenstunden zu einer Erhöhung der Verdunstung kommt. Zwar würde es während der Mittags- und Nachmittagsstunden zur Reduzierung der Verdunstung kommen, doch sind diese Zeitintervalle relativ zu den übrigen in der Minderheit. Hierdurch kam es bei der Lückenschließung für 2014 zu einer Erhöhung der Verdunstung um 5,7 mm und um 9,8 mm für 2015. Allerdings muss für 2015 berücksichtigt werden, dass es Ende April bis Anfang Mai zu größeren Datenausfällen kam, deren Lücken geschlossen werden mussten. Es handelte sich hierbei um insgesamt zehn aufeinanderfolgende Tage, sodass die Unsicherheiten der Lückenschließung als so groß eingestuft wurden und damit dieser Zeitraum für die standörtliche Kalibrierung von TRAIN nicht berücksichtigt wurde.

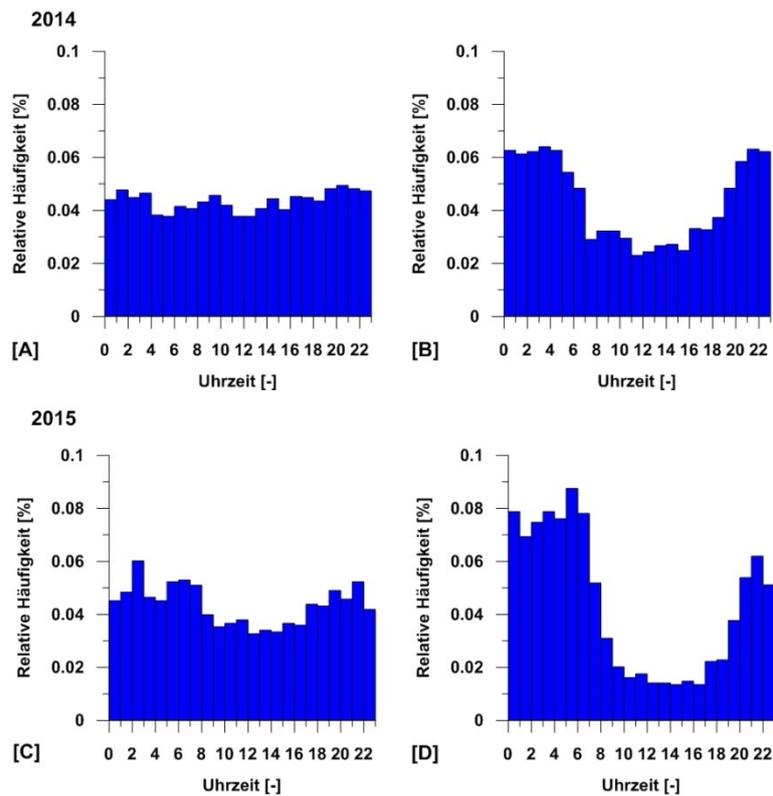


Abb. 31: Relative Häufigkeit von künstlich geschaffener und tatsächlicher Datenlücken für die Periode 2014 [A und B] und 2015 [C und D].

4.3.1.4 Turbulente Wärmeströme und Schließung der Energiebilanzlücke

Wie bereits im Kapitel über die Energiebilanzschließung beschrieben, lassen sich die turbulenten Wärmeströme in der oberflächennahen Grenzschicht mit der Eddy-Kovarianz-Methode nicht vollständig erfassen, sodass die Energiebilanz nicht geschlossen werden kann. Abb. 32 zeigt die turbulenten Wärmeströme ($Le + H$) und die verfügbare Energie ($R_n - G$) über alle Zeiträume hinweg. Auch wenn die Korrelationskoeffizienten mit 0,8 und 0,91 auf sehr hohe Übereinstimmungen hindeuten, so weisen die linearen Regressionsgeraden mit Steigungen von 0,58 und 0,66 auf solch unausgeglichene Energiebilanzen hin.

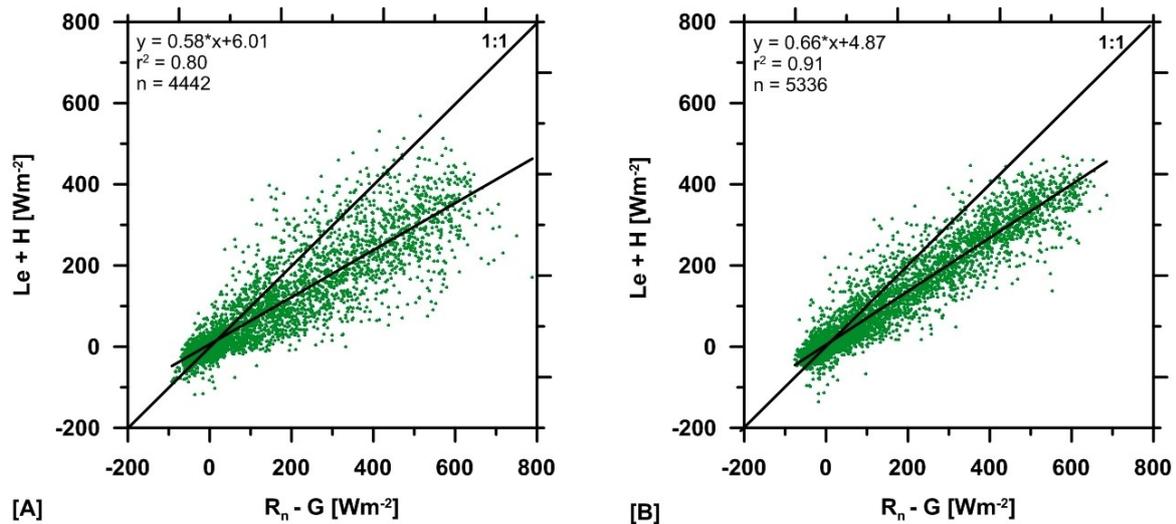


Abb. 32: Verfügbare Energie ($R_n - G$) und turbulente Wärmeströme ($Le + H$) für die Sommergerste 2014 [A] und den Winterweizen 2015 [B].

Die Schließung der Energiebilanz erfolgte anhand der schon erläuterten Filterkriterien. In Summe erfüllten in den beiden Jahren 2090 und 2126 Mittelungsintervalle die Kriterien zur Energiebilanzschließung (Tab. 8). Die Maximumwerte der latenten Wärmestromdichten wurden am 1. Juni 2014 mit 544 Wm^{-2} und 408 Wm^{-2} am 09. Juni 2015 gemessen, was einer Verdunstungshöhe von etwa 0,8 mm bzw. 0,6 mm pro Stunde entsprach. Die mittlere Energiebilanz lag bei 69,7 % (2014) bzw. 76,5 % (2015) mit Residuen von im Schnitt $99,6 \text{ Wm}^{-2}$ bzw. $77,7 \text{ Wm}^{-2}$. Allerdings gab es deutliche Unterschiede zwischen den phänologischen Wachstumsphasen. In der Hauptwachstumsperiode Mai bis Juni betrug die Energiebilanz nur 60,7 % bzw. 62,8 % im Jahr 2014 und 67,3 % bzw. 59,5 % in 2015. Zudem waren in diesen Monaten die durchschnittlichen Bowen-Verhältnisse aufgrund der Dominanz der latenten Wärmeströme mit 0,1 bis 0,4 gering (siehe auch Anhang A). In Zeiten geringer Transpiration, in den Anfangs- und Endphasen der Vegetationsperiode, waren die Energiebilanzlücken deutlich kleiner und die Bowen-Verhältnisse größer (Tab. 8). Insbesondere in den Endstadien der phänologischen Entwicklung dominierten zunehmend die sensiblen gegenüber den latenten Wärmeströmen, sodass die Bowen-Verhältnisse auf Werte von 1,25 bzw. 2,7 anstiegen. Im Juli 2015 war es möglich die Messungen während der nach der Ernte anschließenden Bracheperiode fortzuführen. Bis zur Ernte am 09.07.15 betrug die Energiebilanz 78,6 %. Nach der Ernte im Zeitraum vom 09.07 bis 23.07.15 stieg die Energiebilanz deutlich auf 91,8 % an. Der höchste Monatsdurchschnittswert der Energiebilanz wurde mit 98,4 % und mit einem Bowen-Verhältnis von -0,1 im März 2015 ermittelt. Diese Werte sind jedoch nicht repräsentativ für

den März, da hier nur Werte von drei Tagen verfügbar waren. Die hier vorgestellten Ergebnisse der Energiebilanz zeigen deutliche Ähnlichkeiten zu anderen Studien, wie beispielsweise zu den Ergebnissen von INGWERSEN et al. (2011). Die Autoren untersuchten die Energieströme von Winterweizen auf Feldern in einer benachbarten Region bei Pforzheim etwa 60 km südwestlich des Standortes Grenzhof. Sie verwendeten einen ähnlichen Versuchsaufbau mit Eddy-Kovarianz-Messungen in einer Höhe von zwei Metern, die jedoch später auf drei Meter erhöht wurde. In ihrer Studie betrug die durchschnittliche Energiebilanz 68 % für die gesamte Vegetationsperiode eines Winterweizenbestandes. Betrachtet man lediglich die Monate April bis Juni so betrug die Energiebilanz in ihrer Studie durchschnittlich 64 %.

Tab. 8: Durchschnittliche, monatliche Energiebilanzverhältnisse, Residuen, maximale latente Wärmeflussdichten und Bowen-Verhältnisse für die Jahre 2014 und 2015.

	Energiebilanz- verhältnis [%]	Residuum [Wm ⁻²]	Max. latente Wärme [Wm ⁻²]	Bowen- Verhältnis	N
2014					
April ^a	81,7	72,5	304,4	0,6	343
Mai	60,7	114,7	410,0	0,2	684
Juni	62,8	130,5	544,9	0,3	722
Juli ^b	73,8	80,6	208,4	1,3	341
Mittelwert	69,7	99,6	366,9	0,6	
Summe					2090
2015					
März ^c	98,4	17,4	266,0	-0,1	42
April	76,9	74,3	337,1	0,1	590
Mai	67,4	103,6	354,7	0,7	564
Juni	59,6	114,4	408,6	0,4	709
Juli ^d	78,9,5	78,6	254,9	2,8	221
Mittelwert	76,5	77,7	324,2	0,8	
Summe					2126

a: ab 15.04.14, b: bis 15.07.14, c: ab 29.03.15, d: bis 09.07.15

Die Energiebilanzschließung nach der Bowen-Verhältnis-Methode ergab einen deutlichen Anstieg der Verdunstung. Bezogen auf die Vegetationsperiode zu Beginn der Messungen bis zur Ernte stieg die Evapotranspiration im Jahr 2014 um 124,7 mm von 209,7 mm auf 334,4 mm und im Jahr 2015 um 102 mm von 244,8 mm auf 348,4 mm an. Die durchschnittli-

Die tägliche Verdunstungsrate betrug für den Gesamtzeitraum $3,6 \text{ mmd}^{-1}$ bei der Sommergerste und $3,4 \text{ mmd}^{-1}$ beim Winterweizen. Hierbei folgten die Durchschnittswerte den einzelnen Makrostadien der phänologischen Entwicklung (siehe Tab. 9). Die Standardabweichungen waren in den Anfangsstadien mit ca. $0,5 \text{ mmd}^{-1}$ gering und schwankten in den späteren Makrostadien zwischen $1,1 \text{ mmd}^{-1}$ und $1,8 \text{ mmd}^{-1}$. Die maximalen täglichen Verdunstungsraten wurden bei beiden Kulturarten zur Zeit der Blüte und Fruchtentwicklung erzielt. So wurden bei der Sommergerste $8,4 \text{ mmd}^{-1}$ und beim Winterweizen $7,3 \text{ mmd}^{-1}$ gemessen. Es gab allerdings auch Tage innerhalb der einzelnen Entwicklungsphasen, an denen die Verdunstung stark eingeschränkt war, sodass Minimalwerte zwischen $0,7$ und $2,8 \text{ mm}$ pro Tag gemessen wurden. Die Maximalwerte bei den sensible-Wärme-korrigierten Verdunstungsraten lagen mit $5,5 \text{ mmd}^{-1}$ für die Sommergerste und $4,7 \text{ mmd}^{-1}$ für den Winterweizen wesentlich niedriger. Ebenso verhielt es sich mit den Durchschnittswerten für die Gesamtperiode mit Werten von $2,3 \text{ mmd}^{-1}$ und $2,4 \text{ mmd}^{-1}$.

Tab. 9: Maximale und minimale tägl. Evapotranspiration (Bo-Korr), die Mittelwerte sowie deren Standardabweichung von Sommergerste und Winterweizen nach phänologischen Entwicklungsstadien.

Phänologische Makrostadien	Tag im Jahr	ETa max./min. [mmd ⁻¹]	Mittelwert [mmd ⁻¹]	Standardabw. [mmd ⁻¹]
2014				
Keimung, Blattentwicklung, Bestockung	91-112	2,7 / 1,6	2,2	0,4
Schossen, Ährenschwellen und -schieben	113-144	5,7 / 1,5	3,7	1,1
Blüte, Fruchtentwicklung	145-163	8,4 / 2,8	4,9	1,6
Reife und Absterben	164-197	7,3 / 0,7	3,3	1,6
2015				
Bestockung	0-98	3,3 / 1,3	2,4	0,5
Schossen, Ährenschwellen und -schieben	99-144	5,6 / 0,7	3,5	1,0
Blüte, Fruchtentwicklung	145-163	7,4 / 1,2	4,2	1,8
Reife und Absterben	164-190	4,9 / 1,2	3,0	1,2

In den vegetativen Phasen bis einschließlich Schossen waren die Unterschiede der täglichen Verdunstungsraten von Sommergerste und Winterweizen relativ gering. Dies zeigten auch die weitestgehend parallel verlaufenden Summenkurven der Evapotranspiration (siehe Abb. 33).

Mit einsetzen der reproduktiven Phase ab Tag 144 zeigte die Sommergerste stärkere Verdunstungsraten als der Winterweizen. Zwar lag dies zum einen an den höheren Spitzenwerten, zum anderen war dies auch meteorologisch bedingt. Im Juni 2015 führten mehrere Tage mit Niederschlägen zu verminderter Evapotranspiration.

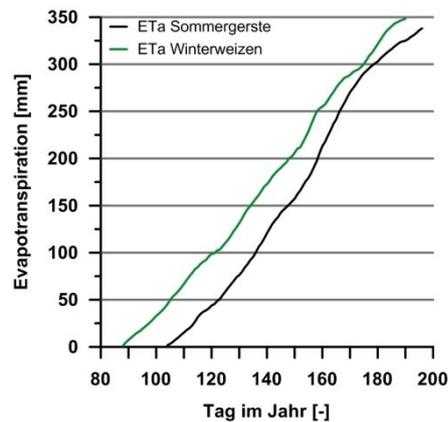


Abb. 33: Summenkurve der Evapotranspiration von Sommergerste und Winterweizen [ET_{aBo-Korr} in mm].

Abb. 34 zeigt die stündlichen Verdunstungsraten im Tagesgang für beide Zeiträume und die phänologischen Makrostadien der untersuchten Kulturarten. Hierbei sollte noch einmal darauf hingewiesen werden, dass sich die Darstellung auf die Mitteleuropäische Sommerzeit bezieht. Im Tagesgang fand das Gros der Verdunstung zwischen 6 Uhr und 18 Uhr bzw. 19 Uhr statt. Die Isolinien zeigen deutlich die stete Zunahme bis hin zum Maximum zwischen 12 Uhr und 14 Uhr und die anschließende, kontinuierliche Abnahme. Nachts und in den frühen Morgenstunden lag die Verdunstung nahe Null. Kondensationsvorgänge fanden vor allem in Zeiten statt, in denen die nächtliche Abkühlung am stärksten war. Die maximale Kondensationsrate wurde beim Winterweizen am 07.05.15 mit $0,2 \text{ mmh}^{-1}$ gemessen. In beiden Datensätzen wurden tagsüber, aber vor allem in den frühen Abendstunden, negative Residuen registriert (300 Mittelungsintervalle in 2014 und 280 Intervalle in 2015). Die Bowen-Verhältnis-Methode führte in diesen Zeiten zu einer Reduzierung von turbulenten Strömen, wodurch sich ET_{aBo-Korr} um etwa 7 mm in 2014 und 4 mm in 2015 verminderte. Die Vegetation benötigte Zeit an sich verändernde Energieverfügbarkeiten anzupassen, die zum einen durch die kontinuierliche Abnahme der Nettostrahlung und durch den Durchzug größerer Wolkenfelder bedingt sind.

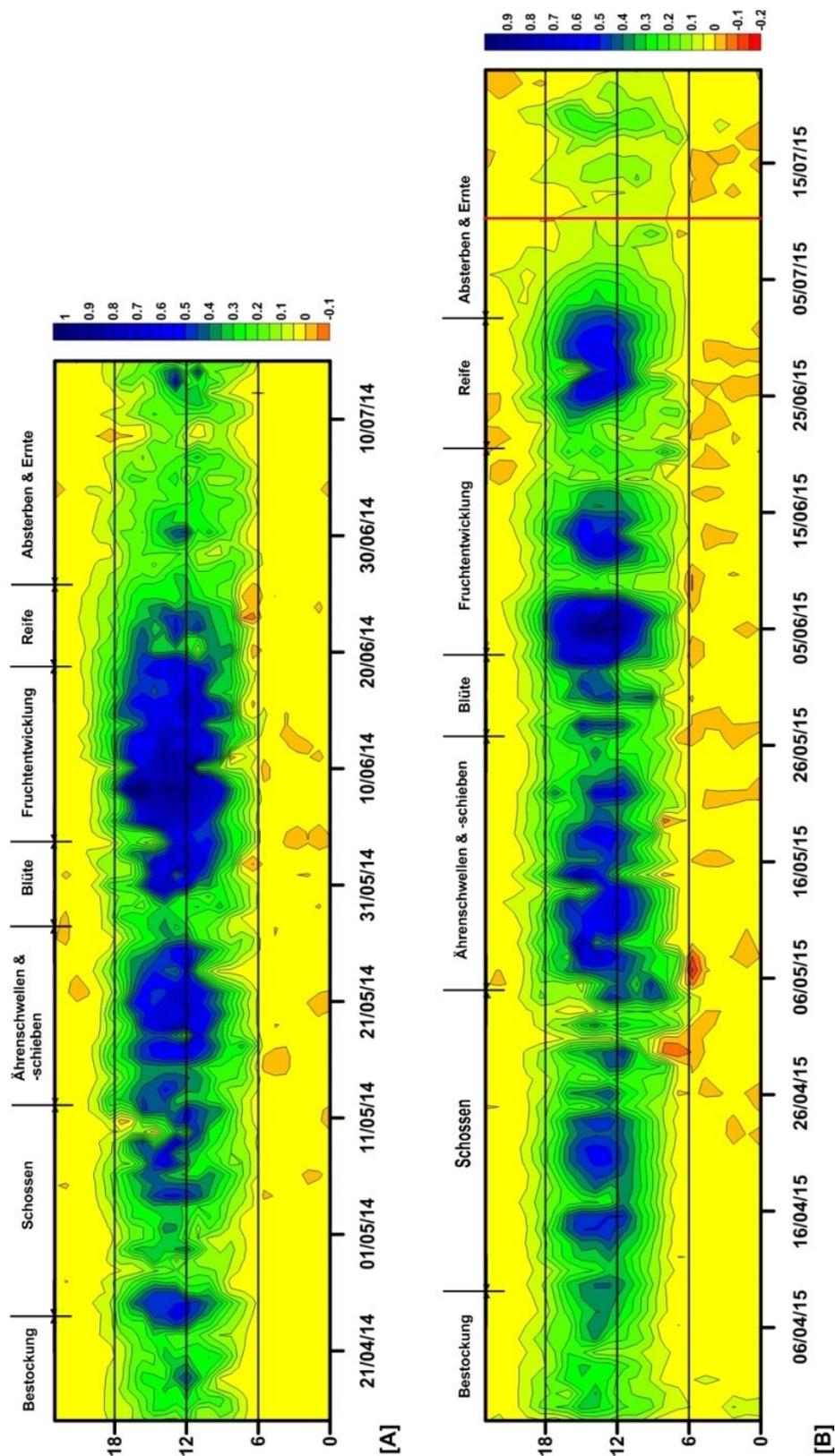


Abb. 34: Verdunstungsraten [mmh^{-1}] im Tageslauf während der gemessenen Vegetationsperiode und die phänologischen Makrostadien der Sommergerste (A) und des Winterweizens (B). Die Ernte des Winterweizens erfolgte am 10.07.15, markiert durch die rote Linie.

Die Verdunstung beider Kulturen nahm von der Bestockung zum Schossen hin zu und konnte Verdunstungsraten von bis zu $0,55 \text{ mmh}^{-1}$ erreichen. Doch die größten Verdunstungsraten wurden ab dem Ährenscheiden und dem Ährenschieben gemessen und reichten bis zum Stadium der Fruchtbildung. Hier wurden als Transpirationsspitzen Verdunstungsraten von $1,11 \text{ mmh}^{-1}$ für die Sommergerste und von $0,95 \text{ mmh}^{-1}$ für den Winterweizen gemessen. Mit dem Reifestadium reduzierte sich die Transpiration und tendierte mit dem Absterben Richtung Null. Im Endstadium der Sommergerste fand noch Verdunstung in Höhe von $0,2$ bis $0,3 \text{ mmh}^{-1}$ statt, wobei es sich jedoch vor allem um Evaporation handelte, die im Zuge der hohen Niederschläge zwischen Ende Juni und Anfang Juli stattfand. Beachtenswert ist, dass sowohl der Winterweizen als auch die Sommergerste trotz der zunehmenden Reduzierung des grünen LAI und dem Anstieg des gelben LAI dennoch weiter transpirierten. Dies wurde auch durch die Bodenspeicherentnahmen in dieser Zeit gestützt. Der Anstieg des gelben LAI ist mit dem Absterben der Mesophyllzellen und der Verminderung des in ihnen enthaltenen Chlorophylls verbunden. Die stomatären Schließzellen hingegen besitzen eine längere Funktionsfähigkeit als Mesophyllzellen, wodurch der Gasaustausch zwischen Pflanze und Atmosphäre weiter fortbesteht (ZEIGER & SCHWARTZ, 1982; UDDLING & PLEIJEL, 2006). SEIDLER et al. (2005) konnten für einen Winterweizenbestand in der Phase der Milchreife eine Verdunstung von 2 mmd^{-1} nachweisen. Dies entsprach den Ergebnissen der Sommergerste, doch die Verdunstungsraten des Winterweizens in der Endphase mit zeitweise bis zu 5 mmd^{-1} waren ungewöhnlich hoch.

In Zeiten mit Niederschlägen und starker Bewölkung entstanden Unterbrechungen im Verlauf, sodass wenig Energie zur Verfügung stand und der aktuelle Dampfdruck nahe dem Sättigungsdampfdruck lag. Die Luft konnte daher nur wenig Feuchtigkeit aufnehmen und transportieren. Gute Beispiele hierfür war die Zeit in der letzten Maiwoche 2014 und Anfang Mai 2015.

Im Juni beider Jahre führte eine ausgeprägt, trockene Phase zu einer starken Ausschöpfung des Bodenwassers, die selbst die Beregnungsmaßnahmen des Landwirts nur kurzzeitig und insbesondere im Jahr 2014 nur oberflächennah ausgleichen konnte. In 2015 war es dem Winterweizen möglich Wasser aus den tieferen Bodenhorizonten zu schöpfen, wodurch die Evapotranspiration bis Ende Juni hoch blieb, da die nFK hier noch bei über 80 % lag. Das Bodenfeuchtedefizit fiel im gesamten Zeitraum nicht unter 65 %. Berücksichtigt man jedoch die zu hoch gemessene Bewässerung von etwa 30 mm, so hätte das Bodenfeuchtedefizit am Ende der Vegetationsperiode bei 80 % gelegen. Die Sommergerste hingegen könnte die Verduns-

tung fünf Tage nach der Beregnung eingeschränkt haben, da in diesem Jahr der gesamte Boden bis in einer Tiefe von 100 cm stark ausgetrocknet war und die nFK unter 20 % fiel.

4.4 Simulation des Energie- und Wasserhaushalts

Die hydroklimatischen Daten dienen im Anschluss sowohl zur Modellierung des Energie- und Wasserhaushalts als auch zur Validierung der Simulationsergebnisse. Hierbei wurden die Eingangsdaten zu 60 min Intervallen aggregiert, da TRAIN entweder im 60 min oder im 24 Stunden Modus simuliert. Die Parametrisierung von TRAIN erfolgte anhand der Bodenkennwerte und den Anfangsbodenfeuchten für die beiden Standorte. Hierbei wurden die Kennwerte an die maximal mögliche Durchwurzelungstiefe an den Standorten angepasst. Am Standort 1 im Jahr 2014 lag eine Durchwurzelungstiefe von 100 cm vor, sodass keine Umrechnung notwendig war. Im Jahr 2015 lag die Tiefe am Standort 2 bei 75 cm, daher wurden hier die Kennwerte mit 0,75 multipliziert. Für diese Studie sind vor allem drei Resultate von TRAIN von Interesse: die reale Evapotranspiration und die Bodenfeuchte als ein wichtiger limitierender Faktor bei der Simulation der ETa in TRAIN und die simulierten Bestandeswiderstände. Die angebenen Verdunstungswerte aus dem vorigen Kapitel bezogen sich auf die nach dem Bowenverfahren korrigierten gemessenen Verdunstungsraten. In diesem Kapitel wird zusätzlich Bezug auf die Korrektur der Energiebilanz genommen, bei der nur die sensiblen Wärmeströme korrigiert wurden, sodass die direkt gemessenen latenten Wärmeströme erhalten blieben.

4.4.1 Evapotranspiration

Die Simulation der Verdunstung für die Sommergerste im Jahr 2014 ergab für die Gesamtperiode einen Nash Sutcliff von 0,77 für die Bowen-korrigierten und 0,13 für die H-Korr-Werte. Der Bias ging hierbei gegen Null, bei gleichwohl relativ hoher Standardabweichung von 61,6 Wm^{-2} und 64,1 Wm^{-2} (Tab. 10). Die Korrelationskoeffizienten lagen für beide Korrekturverfahren zwar bei $r^2 = 0,78$, doch zeigten die Regressionsgeraden für Bowen eine Steigung von 0,83 und für H-Korr 1,39. Die simulierten Verdunstungsraten unter- bzw. überschätzten entsprechend die Gemessenen (Abb. 35). Im Vergleich zu 2014 generierten die Simulationen in 2015 mit einem Gesamt-NSE von 0,60 ein schwächeres Ergebnis für $\text{Le}_{\text{Bo-Korr}}$ ($r^2 = 0,64$; Steigung 0,8) und mit $\text{NSE} = 0,11$ ein ähnliches Ergebnis für $\text{Le}_{\text{H-Korr}}$ ($r^2 = 0,66$; Steigung 1,21),

bei jedoch größerer Unterschätzung (Bias von -20 Wm^{-2}). In Abb. 35 fällt eine ausgeprägte Grenze auf, bei der TRAIN trotz gemessener Verdunstung keine Verdunstung simulierte. Eine genauere Betrachtung dieser Grenze ergab, dass im Jahr 2014 an 208 Stunden und in 2015 an 321 Stunden keine Verdunstung simuliert wurde, obgleich Verdunstung stattgefunden hatte³. In beiden Perioden lagen ca. 75 % dieser Daten in den Zeiträumen 7 - 10 Uhr oder 18 - 20 Uhr, also in Zeiten in denen die Veränderungsraten sowohl der Verdunstung als auch anderer Klimaparameter (u.a. Nettostrahlung, Lufttemperatur und relative Luftfeuchte) besonders groß waren. In Summe bedeutete dies effektiv eine Differenz zwischen gemessener und simulierter Verdunstung von 22,7 mm (2014) und 34,4 mm (2015).

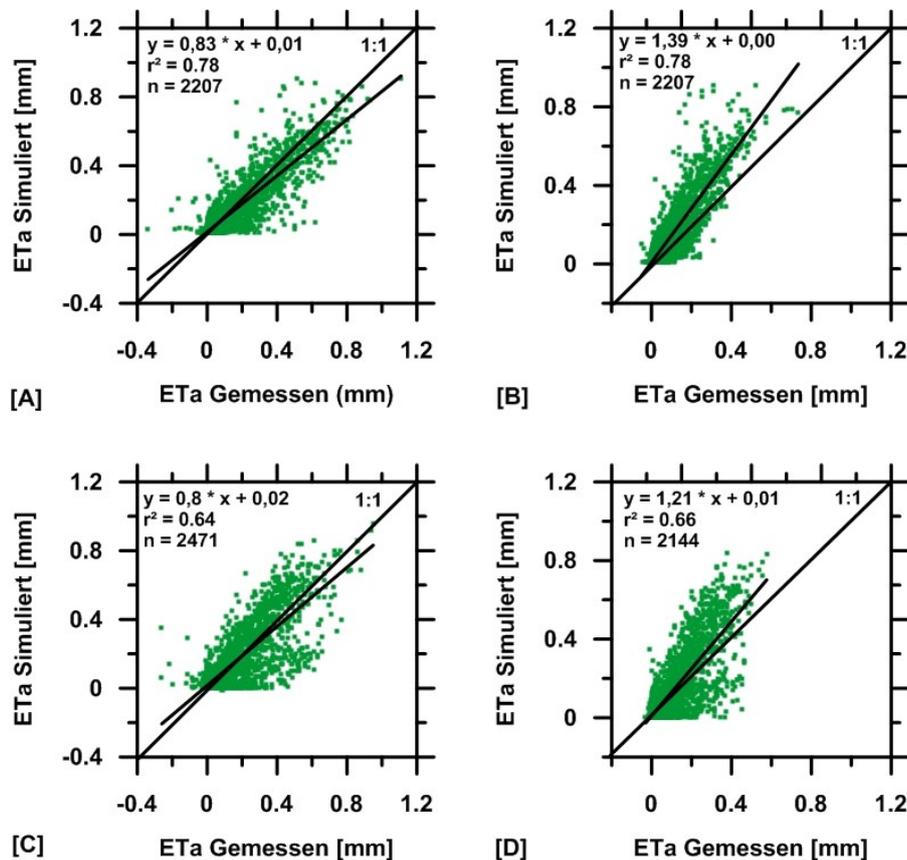


Abb. 35: Streudiagramme für die Beziehung von gemessener und simulierter Evapotranspiration für 2014 (A: Bo-Korr und B: H-Korr) und 2015 (C: Bo-Korr und D: H-Korr) – Stundenwerte.

³ Hierbei wurde ein Grenzwert von $0,05 \text{ mmh}^{-1}$ festgelegt um hierdurch, die für diesen Grenzbereich verantwortlichen Daten herauszufiltern.

4. Ergebnisse und Diskussion

Auf die Monate bezogen waren die NSE Werte für Bo-Korr von April bis Juni 2014 sehr gut (0,77-0,80). Im Juli sank der NSE jedoch deutlich auf 0,1. Der RMSE stieg hierbei von 43,6 Wm^{-2} im April bis 64,1 Wm^{-2} im Juli an (Tab. 10). Die Bias-Werte für April und Mai waren sehr gering, wobei es im Mai mit einem Wert von -10,2 Wm^{-2} zu einer leichten Überschätzung der Simulationen kam. Im Juni und Juli wiesen die Simulationen eine deutliche Unterschätzung mit Werten um 30 Wm^{-2} auf. Die Modellgüte, bezogen auf H-Korr, war insbesondere im April (0,09) und Mai (-0,43) gering und nahm im Juni und Juli zu, wobei im Juli bessere Ergebnisse vorlagen als für die Bo-Korr Werte bei gleichzeitig geringerer Standabweichung und Bias. Von April bis Juni wiesen die simulierten latenten Wärmeströme mit negativem Bias höhere Werte auf als die gemessenen H-Korr Werte.

Tab. 10: Modellgütemaße NSE, RMSE und Bias für 2014 und 2015 für die Bowen-Verhältnis und sensible-Wärme-korrigierte latente Wärme - Stundenwerte.

2014	April	Mai	Juni	Juli	Gesamt	
Le_{Bo-Korr}						
NSE	0,77	0,79	0,80	0,10	0,77	
RMSE [Wm^{-2}]	43,6	58,0	64,1	64,1	61,6	
Bias [Wm^{-2}]	5,5	-10,2	30,5	27,9	1,7	
Le_{H-Korr}						
NSE	0,09	-0,43	0,60	0,48	0,13	
RMSE [Wm^{-2}]	53,4	72,6	60,4	32,2	64,1	
Bias [Wm^{-2}]	-16,4	-53,7	-21,1	8,3	-0,2	
<hr/>						
2015	März	April	Mai	Juni	Juli	Gesamt
Le_{Bo-Korr}						
NSE	0,69	0,68	0,76	0,45	0,27	0,60
RMSE [Wm^{-2}]	38,0	52,0	60,2	86,8	59,8	74,5
Bias [Wm^{-2}]	-8,9	-27,6	-7,8	52,4	41,7	8,3
Le_{H-Korr}						
NSE	0,42	-0,49	0,27	0,43	0,38	0,11
RMSE [Wm^{-2}]	41,2	74,5	61,5	65,4	38,3	70,7
Bias [Wm^{-2}]	-9,7	-48,3	-38,3	12,0	26,2	-20,1

Bezogen auf $\text{Le}_{\text{Bo-Korr}}$ waren die Modellergebnisse im Jahr 2015 in den Monaten April und Mai zwar etwas schwächer als 2014, zeigten jedoch ähnliche Größenordnungen für NSE, Bias und

RMSE. Allerdings war die Überschätzung der Verdunstung im April stärker ausgeprägt als im Mai. Diese Überschätzung der Simulationen spiegelte sich verstärkt auch für die unveränderten gemessenen Verdunstungsströme mit einer negativen Modelgüte von -0,49 und einem Bias von $-48,3 \text{ Wm}^{-2}$ wieder. Im Juni und Juli war die Modellgüte für beide Korrekturverfahren sehr gering, wobei hier die gemessene Verdunstung unterschätzt wurde.

Abb. 36 zeigt die mittleren, gemessenen und simulierten latenten Wärmeströme im tageszeitlichen Zyklus in der Zeit zwischen 6 Uhr bis 20 Uhr. TRAIN konnte sowohl den Verlauf als auch die Maxima der Tagesgänge im April und Mai 2014 von $Le_{\text{Bo-Korr}}$ sehr gut wiedergeben. Im Juni kam es während der Zeit der maximalen solaren Einstrahlung zu stärkeren Abweichungen von $Le_{\text{Bo-Korr}}$, die sich im Juli weiter verstärkten. Im Juli stimmten die TRAIN-Simulationen besser mit $Le_{\text{H-Korr}}$ überein, wie auch die Modellgüte in Tab. 10 zeigt. Diese Tendenzen trafen auch für den Winterweizen zu. Hier überschätzte TRAIN jedoch im April $Le_{\text{Bo-Korr}}$ in der Zeit 11 - 16 Uhr deutlich. Der durchschnittliche, simulierte Maximalwert lag hier bei 320 Wm^{-2} gegenüber 253 Wm^{-2} . Zudem war im Juni und Juli die Unterschätzung von TRAIN gegenüber $Le_{\text{Bo-Korr}}$ wesentlich stärker ausgeprägt als in 2014, wobei TRAIN den Verlauf des Tagesgangs von $Le_{\text{H-Korr}}$ im Juni gut abbilden konnte.

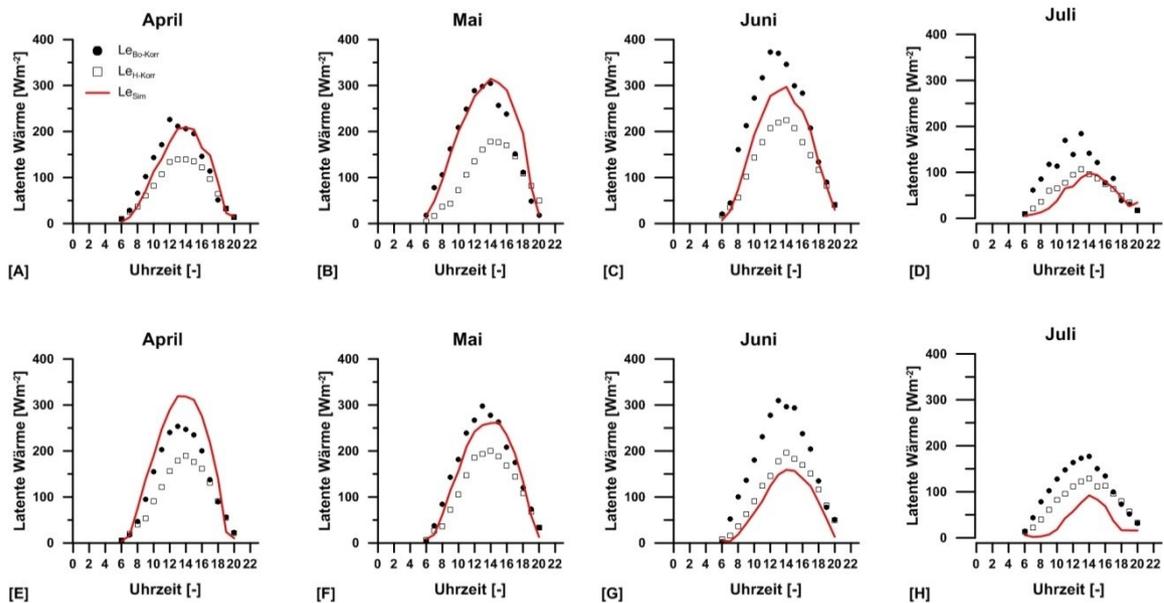


Abb. 36: Gemessene und simulierte latente Wärmeströme im Tagesgang für die Untersuchungsperioden 2014 (A - D) und 2015 (E - H). Die Werte sind für die einzelnen Monate gemittelt.

Die bisherige Darstellung der Modellierungsergebnisse erfolgte über größere Zeiträume hinweg, sodass wenige Informationen verfügbar waren, inwieweit TRAIN auf tagesspezifische Veränderungen der Klimabedingungen reagierte. Im Folgenden sollen daher die Ganglinien der gemessenen und simulierten täglichen Verdunstungsraten näher betrachtet werden. Auf Tagesbasis lagen bei der Sommergerste die Ganglinien von $ETa_{Bo-Korr}$ und TRAIN bis zum 10.06.14 sehr dicht beieinander (Abb. 37 A). Die erhöhten ETa_{Sim} -Werte vom 24.04.14 und um den 20.05.14 entstanden in einer Zeit, in der die Lufttemperaturen stark zunahmen und die relativen Luftfeuchten respektive abnahmen (siehe hierzu Abb. 18). Ab dem 10.06.14 jedoch lagen ETa_{H-Korr} und ETa_{Sim} dicht beieinander. Wie in Kapitel 4.4.1 die Simulation der Bodenfeuchte zeigen wird, näherten sich die simulierten Bodenfeuchten immer weiter dem permanenten Welkepunkt, sodass TRAIN die Transpiration zunehmend einschränkte. Gegen Ende der Vegetationsperiode näherten sich alle Verdunstungsraten einander an. Infolge hoher Niederschlägen dominierte die Evaporation die gesamte Evapotranspiration. Zudem stiegen die Bowen-Verhältnisse aufgrund verminderter Evapotranspiration, bei gleichzeitig hoch bleibenden sensiblen Wärmeströmen. Dadurch verminderten sich absolut die Korrekturen bei $ETa_{Bo-Korr}$ und führten damit zu kleineren Unterschieden zwischen $ETa_{Bo-Korr}$ und ETa_{H-Korr} .

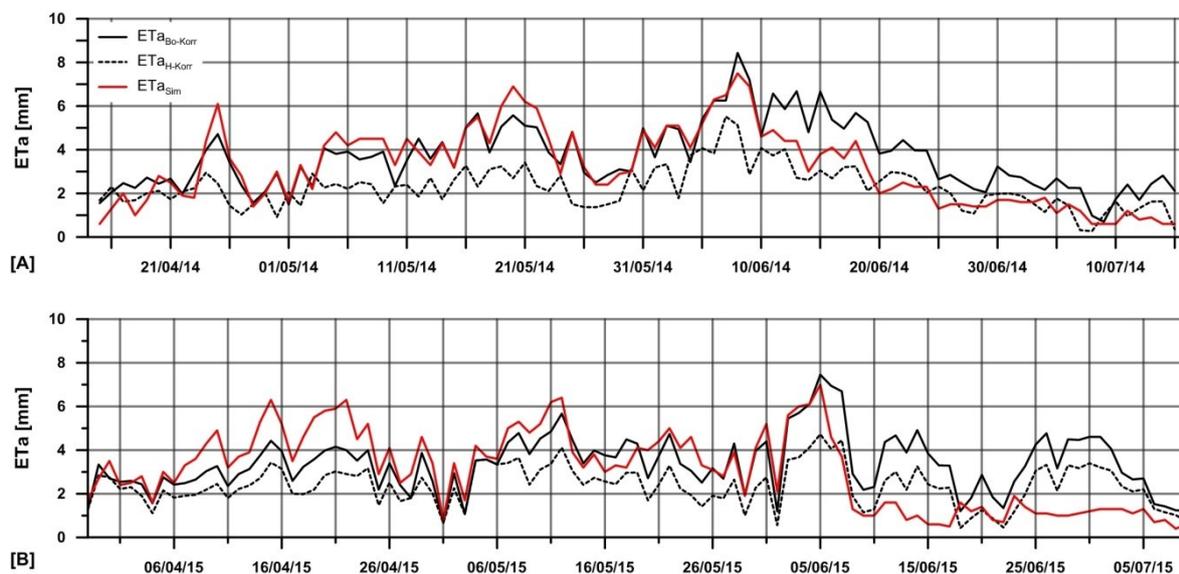


Abb. 37: Ganglinien der gemessenen und simulierten Verdunstung in der erfassten Vegetationszeit von Sommergerste (A) und Winterweizen (B) – Tagessummen.

Die Ganglinien der Verdunstung des Winterweizens in 2015 lagen in den drei Tagen im März und den ersten vier Tagen im April dicht beieinander. In dieser Zeit war die Transpiration aufgrund einer Schlechtwetterperiode mit anhaltenden Niederschlägen und Temperaturen $< 10\text{ °C}$ eingeschränkt (Abb. 37 B). Die große Übereinstimmung von simulierter und gemessener Verdunstung trat auch in anderen Perioden mit Niederschlägen auf, wie z.B. Anfang Mai und von Ende Mai bis Anfang Juni. Eine hohe Bodenwasserverfügbarkeit in den oberen Bodenschichten, ansteigende Temperaturen und eine allmählich zunehmende Blattfläche führten zu ansteigenden Verdunstungsraten, wobei TRAIN die gemessene Verdunstung bis zum 25.04.15 deutlich überschätzte. In der darauf folgenden Zeit konnte TRAIN $ET_{\text{Bo-Korr}}$ bis zum 05.06.15 gut abbilden. Die eingeschränkte simulierte Bodenwasserverfügbarkeit im Anschluss führte dazu, dass die gemessenen Verdunstungsraten deutlich unterschätzt wurden, sodass zum Ende der Messperiode ET_{sim} 2 mmd^{-1} nicht mehr erreichte und im Schnitt bei 1 mmd^{-1} lag, obwohl selbst $ET_{\text{H-Korr}}$ noch Werte von $> 3\text{ mmd}^{-1}$ erreichte. Die Kurvenverläufe von $ET_{\text{Bo-Korr}}$ und $ET_{\text{H-Korr}}$ lagen insgesamt enger beieinander als in 2014, wofür die kleinere Energiebilanzlücke in 2015 verantwortlich war.

4.4.2 Bodenfeuchte

Die Bodenfeuchtesimulationen zeigten differenzierte Ergebnisse. In 2014 stimmen die gemessenen und simulierten Bodenfeuchten mit einem Gesamt-NSE von 0,92, bei gleichzeitig geringem RMSE (10,8 mm) und Bias (-0,5 mm), sehr gut überein. Der Korrelationskoeffizient lag hierbei bei 0,91 ($y = 0,75 * x + 38,27$). Auch über die Monate hinweg wurden gute Simulationsergebnisse erzielt. Nur im Mai kam es zu einer etwas stärkeren Überschätzung der Bodenwasserausschöpfung durch TRAIN, wodurch der NSE auf immer noch sehr gute 0,88 sank (Tab. 11). Gegen Ende der Vegetationsperiode zwischen dem 30.06.14 und 10.07.14 kam es hingegen zu einer geringfügigen Unterschätzung der gemessenen Bodenfeuchte. Diese guten Ergebnisse werden ebenfalls durch den überwiegend parallelen Verlauf der Kurven in Abb. 38 deutlich.

Tab. 11: Modellgütemaße NSE, RMSE und Bias für die Simulationen der Bodenfeuchte für Sommergerste (2014) und Winterweizen (2015) - Stundenwertbasis.

2014		April	Mai	Juni	Juli	Gesamt
NSE		0,99	0,88	0,96	0,90	0,92
RMSE [mm]		8,3	6,9	7,8	10,7	10,8
Bias [mm]		-1,0	-11,8	0,5	8,2	-0,5
2015	März	April	Mai	Juni	Juli	Gesamt
NSE	1,00	-1,40	-18,08	-5,54	0,06	-4,78
RMSE [mm]	1,45	22,15	15,21	18,62	3,87	31,91
Bias [mm]	-0,75	25,38	79,90	79,70	46,45	58,69

Im Jahr 2015 hingegen stimmen die simulierten Bodenfeuchten, abgesehen von den drei Tagen im März, nicht mit den gemessenen überein. Der Gesamt-NSE besaß eine Modellgüte von -4,78, die Streuung betrug 31,91 mm und der Bias 58,69 mm. Besonders große Abweichungen bestanden im Mai und Juni mit NSE von -18,08 bzw. -5,54. Doch schon im April begann eine hohe Unterschätzung mit einem Bias von 25,38 mm, die sich dann zum Mai hin auf 79,9 mm weiter verstärkte. Bei der Betrachtung der Bodenfeuchtesimulation muss beachtet werden, dass sich eine Über- bzw. Unterschätzung der Simulationen in den Folgeperioden kontinuierlich fortsetzt. Besonders deutlich wird dies für den Juni 2015. Zwar gab es auch hier Abweichungen insbesondere zur zweiten Hälfte des Monats. Hier unterschätzte die simulierte Bodenfeuchte die gemessene Bodenfeuchteausschöpfung, da sie den Welkepunkt erreichte und hierdurch die Transpiration einschränkte, während die gemessene Bodenfeuchte eine stärkere Ausschöpfung erfuhr. Im Zeitraum vom 15.05.15 bis 15.06.15 lag der Korrelationskoeffizient jedoch bei 0,9 ($y = 0,77x - 41$) und die simulierten und gemessenen Bodenfeuchten verliefen weitgehend parallel (Abb. 38). Doch die Höhe des Bias von 79,7 mm stammte insbesondere aus dem April und der ersten Hälfte des Vormonats Mai. Daher wurde ein Testlauf durchgeführt bei dem die Simulationen erst am 15.05.15 begannen, nachdem die starke Divergenz zwischen simulierter und gemessener Bodenfeuchte auftrat. Die Anfangsbodenfeuchte entsprach der gemessenen Bodenfeuchte am 15.05.15, wodurch eine höhere Ausgangsbodenfeuchte für die Simulationen zur Verfügung stand als bei den Simulationen des Gesamtzeitraums zu dieser Zeit. TRAIN simulierte hierbei ein wesentlich höheres ETa_{sim} als in der Gesamtsimulation, das selbst $ETa_{Bo-Korr}$ stark überschätzte. Somit wurde auch der Bodenwasservorrat entsprechend stark ausgeschöpft, bis ab Mitte Juni wieder die ursprünglichen Bodenfeuchtesimulationen erreicht waren. In TRAIN besitzt die Bodenfeuchte eine hohe Sensitivität

auf die Bestandeswiderstände und damit auf die Transpiration, sofern die klimatischen Rahmenbedingungen für hohe Transpirationsraten stimmen. Dementsprechend waren die ursprünglichen Simulationen nicht durch die verfügbare Energie sondern durch die Wasserverfügbarkeit limitiert. Dies galt zum Teil auch für die aktuelle gemessene Verdunstung, da die nFK in den oberen 30 cm, auf 30 % fiel, wenngleich im Bereich 50 - 75 cm die nFK stets über 70 % lag (Abb. 24). Der Hauptwurzelraum lag im Bereich bis 30 cm, wodurch die tieferen Bodenhorizonte nur begrenzt von der Vegetation genutzt werden konnten.

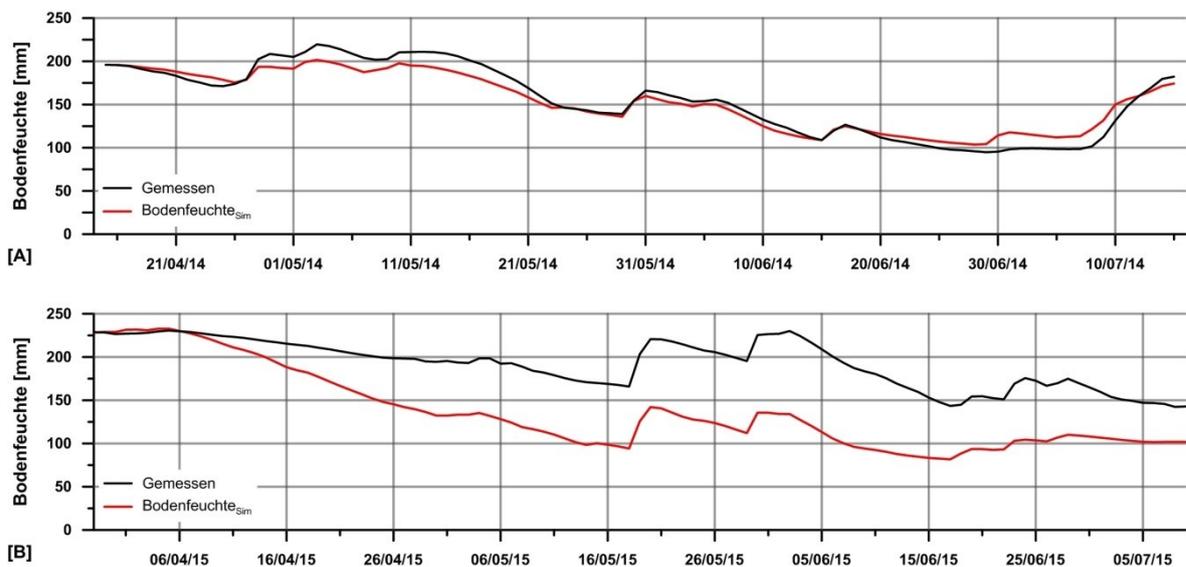


Abb. 38: Ganglinien von simulierter und gemessener Bodenfeuchte für beide Versuchsjahre [mm].

4.4.3 Plausibilitätsprüfung

Die starken Abweichungen des Jahres 2015 führten zu Bedenken an der Modellierung des Wasserhalts für den Winterweizen, da hier die gemessenen und simulierten Bodenfeuchteverläufe stark divergierten. Daher wurden im Rahmen einer Plausibilitätsanalyse zunächst die Wasserbilanzen für beide Jahre berechnet.

$$\text{Bilanz}_x = N - ET_{a_x} - \Delta S \quad [\text{mm}] \quad \text{Gl. 36}$$

hierbei steht N für Niederschlag, ΔS für die Bodenfeuchtespeicheränderung und das Suffix x für die individuelle Verdunstungsart. Letztere besteht zum einen aus den Verdunstungswerten

der Energiebilanzkorrekturen $ETa_{Bo-Korr}$ und ETa_{H-Korr} . Zum anderen wurde die Evapotranspiration anhand der Niederschlagswerte und der Veränderungen der Bodenfeuchte als Restglied errechnet (ETa_{WB}).

Es ist anzumerken, dass der Fokus dieser Studie nicht auf Verdunstungsberechnungen anhand von Bodenfeuchtemessungen gerichtet war. So wurden weder Daten zur Perkolation (Sickerung von Niederschlagswasser in tiefere Bodenhorizonte), noch zum Grundwasseranschluss oder dem Oberflächenabfluss erhoben. Allerdings konnte ein Grundwasseranschluss aufgrund von Grundwasserflurabständen von 5 – 7 m und damit eine zusätzliche Wasserversorgung durch kapillaren Aufstieg ausgeschlossen werden. Die Verdunstungsberechnung anhand der Wasserbilanz generiert gute Ergebnisse, wenn die aktuelle Feldkapazität unter der maximalen Feldkapazität liegt und keine starken Niederschläge auftreten, da diese zu erheblichen Unsicherheiten führen können (SCHELDE et al., 2011; IMUKOVA et al., 2016). So kann Oberflächenabfluss infolge von Infiltrationsüberschuss zu einem Verlust an Wasser führen, das dann fälschlicherweise als Verdunstung ausgewiesen wird. Die Infiltration von großen Mengen Niederschlagswassers führt zudem zu Wasserbewegungen im Boden, wobei diese zu einem Großteil im Meso- und Makroporenbereich erfolgen. Je nach Anteil der Makroporen und Stärke der Bodenverdichtung, kommt es zu einem Zeitversatz zwischen Niederschlag und Bodenfeuchteänderung, der in tieferen Bodenhorizonten bis zu 24 Stunden und mehr betragen kann. Daher wurden die Wasserbilanzen nicht auf Tages- sondern auf Monatswertbasis berechnet.

Für die ersten drei Monate im Jahr 2014 wurde die Wasserbilanz für Bo-Korr in den Monaten April und Mai im Bezug zur Bodenwasserbilanz gut wiedergegeben. Im Juni wurde die Verdunstung jedoch mit 25,6 mm relativ stark überschätzt. Die Bilanz von H-Korr war zwar für den April beinahe ausgeglichen, doch lag die Verdunstung im Mai und Juni mit 43,2 mm und 28,9 mm niedriger als ETa_{WB} (Tab. 12). Im Juli lagen die Niederschlagswerte niedriger als die Bodenfeuchteveränderungen, sodass ETa_{WB} -15 mm betrug. Dies veranschaulicht die Schwäche der Bodenwasserbilanz bei hohen Niederschlägen. Aufgrund der hohen Niederschläge, hätte die Evaporation infolge von Interzeption und Bodenevaporation deutlich höher sein müssen, was sie auch war, wenn man die Eddy-Werte betrachtet. Im Durchschnitt lag die Verdunstung in dieser 15-tägigen Periode je nach Korrekturmethode bei 2,0 mmd^{-1} oder 1,3 mmd^{-1} . Während der niederschlagsreichen Periode erfolgten die Bodenfeuchtezunahmen beinahe vollständig bei den Sensoren bis 25 cm Tiefe. Erst nach vier Tagen mit insgesamt 51,4 mm Niederschlag wurde eine Bodenfeuchtezunahme in 50 cm Tiefe erfasst. Von den fast

70 mm Niederschlag im Juli erreichten ca. 10 mm den Bodenbereich, der der Sonde in 50 cm Tiefe zugeordnet war. Dies ist zum einen durch die starke Austrocknung der oberen Bodenhorizonte und deren Speicherauffüllung und zum anderen durch einen Pflughorizont in ca. 30 - 40 cm Tiefe zu erklären. Dieser Pflughorizont behinderte die Versickerung in tiefere Bodenbereiche und könnte hierdurch zu einer Art Staueffekt geführt haben.

Tab. 12: Wasserbilanzen errechnet mit Verdunstungswerten aus der Eddy-Kovarianz-Methode und der Evapotranspiration als Restglied Wasserbilanz [mm]. Beim Niederschlag wurde auch die Zusatzbewässerung mit inbegriffen - Monatssummen.

2014	ET _{aBo-Korr} [mm]	ET _{aH-Korr} [mm]	ET _{aWB} [mm]	Nieder- schlag [mm]	ΔS [mm]	Bilanz Bo-Korr [mm]	Bilanz H-Korr [mm]
April	42,3	30,0	33,5	44,4	9,1	-7,1	5,2
Mai	117,8	70,2	113,4	72,6	-40,8	-4,0	43,2
Juni	143,5	88,9	120,0	47,2	-70,6	-25,6	28,9
Juli	30,9	20,6	-15,0	69,2	84,2	-45,9	-35,5
Summe	334,4	209,7	290,4	233,4	-18,1	-82,9	41,8
2015							
März	7,3	6,9	12,9	11,2	-1,7	5,6	6,1
April	91,4	68,8	52,7	16,5	-32,1	-42,8	-19,7
Mai	111,7	79,0	89,5	121,5	32,0	-22,3	10,6
Juni	115,6	72,9	117,4	55,8	-61,6	1,5	44,4
Juli	22,2	17,1	25,0	2,9	-22,1	2,6	7,9
Summe	348,9	244,8	293,4	207,9	-85,5	-55,0	48,9

Im Jahr 2015 zeigten die Bo-Korr Werte für die drei Tage im März, den gesamten Juni und für den Juli beinahe ausgeglichene Bilanzen. Im April und Mai waren sie hingegen mit -42,8 mm bzw. -22,3 mm stark negativ. Auch die H-Korr Bilanz war im April mit -19,7 mm stark defizitär und deutet darauf hin, dass die gemessenen Verdunstungsströme im Footprint der Messung höher gewesen sein müssen als die Verdunstung im Einflussbereich der Bodenfeuchtemessungen. In den restlichen Monaten waren die Bilanzen von H-Korr positiv; mit einer sehr deutlichen Unterschätzung von 44,4 mm im Juni und geringeren Unterschätzungen im März, Mai und Juli.

Die außerordentlich starken Differenzen im April und Mai 2015 konnten nicht mit inkorrekt erfassten Niederschlägen erklärt werden, da die Niederschlagsmessungen mit einer Klimastati-

on wenige hundert Meter entfernt validiert und bestätigt werden konnten und somit korrekt erfasst wurden. Daher kamen nur die Verdunstungsmessungen und die Bodenfeuchtemessungen für die Differenzen in Betracht. Die Bodenfeuchtemessungen aus den drei Profilen ergaben vergleichbare Werte, sowohl in der Dynamik der Feuchteänderung als auch hinsichtlich der absoluten volumetrischen Bodenfeuchten (Abweichungen < 3 Vol.-%). Beim Einbau von Bodenfeuchtesensoren können Probleme jedoch nicht ausgeschlossen werden. Randspalten, die beim Einsetzen der Sensoren entstehen, können z.B. einen signifikanten Einfluss auf die Messergebnisse ausüben, da hierdurch ein Luftraum zwischen Sensorstab und Boden entsteht (WILPERT et al., 1997). Diese Randspalten wurden jedoch durch die Verwendung einer Installationslehre weitestgehend vermieden. Zudem besteht die Möglichkeit, dass das Wurzelsystem des Winterweizens durch den Aushub und das Wiederbefüllen der Profilgrube beeinträchtigt wurde. Es ist jedoch unwahrscheinlich, dass diese Fehlerursachen bei allen 15 TDR Sonden gleich wirksam waren.

Die Footprintanalyse für diesen Zeitraum ergab keine nennenswerten Einflüsse von benachbarten Feldern, da hier südwestliche Winde dominierten und die Quellbereiche am Tag überwiegend innerhalb der Grenzen des Feldes lagen. Allerdings stammen die Verdunstungswerte aus einem bestimmten Quellbereich, der wiederum Heterogenitäten, wie unterschiedliche Pflanzdichten und Bodenkennwerte, aufweist. Die Bodenfeuchtemessungen erfolgten jedoch punktuell in der Nähe der Klimastation, wodurch es zu Differenzen zwischen den beiden Datensignalen kommen kann.

Geht man davon aus, dass die Bodenfeuchten überwiegend korrekt gemessen wurden, muss die Art der Energiebilanzschließung genauer analysiert werden. Hierzu wurden die täglichen Bodenfeuchteveränderungen anhand der Verdunstungswerte der beiden Energiebilanzkorrekturen und der Niederschläge in einem einfachen Bilanzmodell für beide Zeiträume simuliert (Abb. 39). Hierbei zeigten sich für beide Untersuchungsjahre sehr unterschiedliche Bilder. Im Jahr 2014 wurde der Verlauf der gemessenen Bodenfeuchte gut mit den anhand $ET_{a_{Bo-Korr}}$ simulierten Bodenfeuchten abgebildet ($r^2 = 0,88$ mit $y = 0,97 \cdot x - 11,8$). Ab dem 10.06.14 kam es bei Bo-Korr zu einer starken Bodenfeuchteausschöpfung bis unterhalb des permanenten Welkepunkt. In dieser Zeit wies Bo-Korr einen $r^2 = 0,62$ (Steigung 0,6) gegenüber $r^2 = 0,75$ (Steigung 0,67) bei H-Korr auf. Dies deutet darauf hin, dass hier die H-Korr-Korrekturen die tatsächliche Verdunstung besser wiedergaben. Die H-Korr-Werte konnten zwar die Periode vom Beginn der kontinuierlichen Messungen bis Anfang Mai und die Endperiode gut simulie-

ren, doch in den anschließenden Phasen lagen die Bodenfeuchteverläufe weit auseinander ($r^2 = 0,07$ mit $y = 0,1 \cdot x + 187,18$).

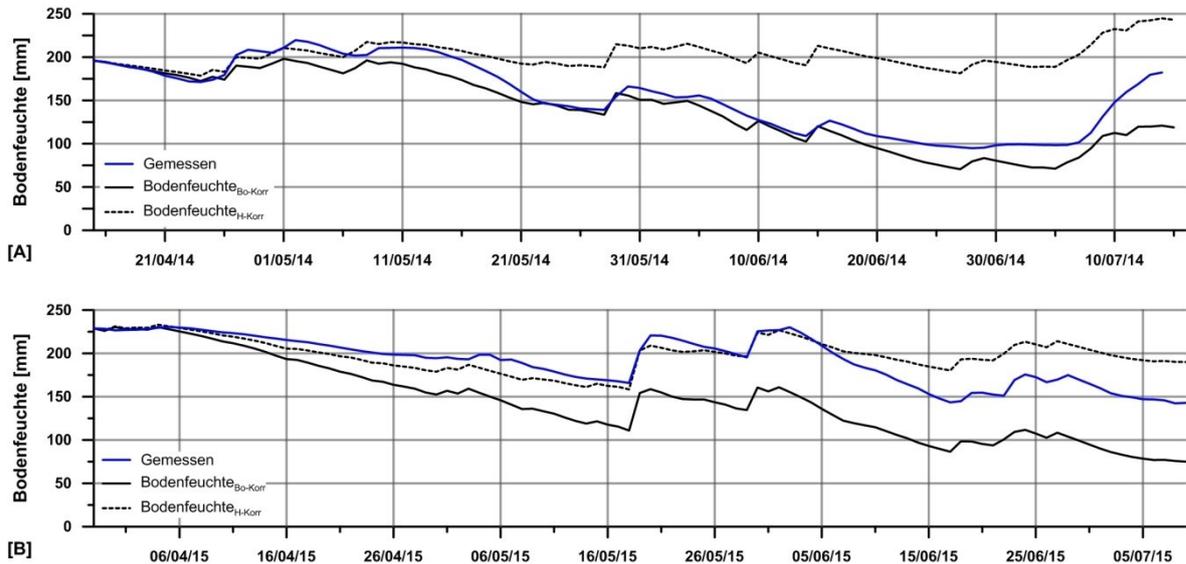


Abb. 39: Ganglinien der gemessenen Bodenfeuchte [mm] und den Bodenfeuchten ermittelt aus den Wasserbilanzen anhand der gemessenen Verdunstungs- und Niederschlagswerte für 2014 [A] und 2015 [B].

In 2015 lagen die gemessenen Bodenfeuchten und die aus $ET_{a,H-Korr}$ ermittelten Bodenfeuchten bis zum 05.06.15 mit $r^2 = 0,95$ ($y = 1,16x - 40,5$) und einem Nash-Sutcliff von 0,84 dicht beieinander, divergieren dann jedoch im Anschluss. Die größte Abweichung entstand zwischen dem 06.06. und 17.06.15 mit einer Differenz von 34,7 mm und in der darauf folgenden Zeit mit weiteren 10,4 mm. Im Gegensatz hierzu lag eine hohe Übereinstimmung von den von TRAIN simulierten Bodenfeuchten und den Bo-Korr Werten vor. Für die Gesamtperiode betrug der Korrelationskoeffizient 0,87 ($y = 0,98x - 8,6$) bei $NSE = 0,81$. Allerdings lag die Bodenwasserausschöpfung von TRAIN im Zeitraum bis kurz vor der ersten Bewässerungsmaßnahme um ca. 25 mm über der von Bo-Korr. Nach der zweiten Bewässerungsschranke TRAIN die Wasserentnahmen langsam ein, während Bo-Korr den Bodenwasservorrat unvermindert weiter ausgeschöpft. Hierdurch glichen sich beide Bodenfeuchten ab dem 17.06.15 wieder an; divergierten jedoch nach einer niederschlagsreichen Phase wieder bis Bo-Korr ab 05.07.15 den permanenten Welkepunkt erreichte während TRAIN stagnierte. In der Phase vom 18.06.15 bis zum Ende konnten weder H-Korr noch Bo-Korr die gemessenen Bodenfeuchteveränderungen wiedergeben. Während Bo-Korr das Bodenwasser um 10,8 mm

stärker ausschöpfte, unterschätzte H-Korr diesen um 10,3 mm. Allerdings lag für H-Korr der Korrelationskoeffizient bei 0,92 im Vergleich zu 0,7 für Bo-Korr.

Zusammengefasst bedeutet dies, dass die Transpiration der Sommergerste überwiegend gut durch die Bowen-Korrekturen wiedergegeben wurden, während im Jahr 2015 die sensible-Wärme-korrigierten Verdunstungswerte besser mit den Bodenwasserentnahmen vom Anfang der Messungen bis Mitte Mai übereinstimmten. Es gibt keine allgemeingültige Methode die Energiebilanz zu schließen, denn für jede der Korrekturen der Energiebilanzschließung gibt es Untersuchungen auf die diese gut zutrifft. Es gibt jedoch nur wenige Studien, die Verfahren zur Energielückenschließung mit alternativen direkten Verdunstungsmessungen, wie z.B. Lysimeter- oder Saftflussmessungen, vergleichen bzw. validieren.

WOHLFAHRT et al. (2013) zeigte, dass keine der Schließungsverfahren uneingeschränkt verwendet werden kann. Für die Evaluierung der Eddy-Kovarianz-Daten nutzten sie Mikrolysimetern und eine Methode, die die stomatäre Leitfähigkeit von Blattflächen auf Bestandesebene hochkaliert, an drei verschiedenen Standorten: Grasland im gemäßigten alpinen Raum in Österreich, Wüstenbuschland in der Mojave Wüste und einem Korkeichenwald in Portugal. Bei jeder Schließungsmethode gab es in jeder von ihren untersuchten Datensätzen bis zu 23 % Fälle, bei denen die verwendete Schließungsmethode mit den besten Ergebnissen zu unplausiblen Ergebnissen führte. Dennoch führten in mehr als 70 % der Fälle eine der Methoden, die auch die latenten Wärmeströme bei der Schließung berücksichtigte, zu plausiblen Ergebnissen. Es war ihnen jedoch nicht möglich eine einzelne Methode für die Lückenschließung zu identifizieren, die für alle Untersuchungsreihen geeignet gewesen wäre.

BARR et al. (2012) verglichen die Abflüsse von einem Flusseinzugsgebiet im südlichen Kanada, das durch boreale Wälder geprägt ist, mit Eddy-Kovarianz-Messungen von sieben Messtürmen über eine Periode von 10 Jahren. Sie zeigten in ihren Modellierungen, dass die simulierten Abflüsse mit ETa Werten ohne Le-Korrektur um 40 % höher lagen, während jene mit Bowen-Verhältniskorrektur nur leicht unterhalb der gemessenen Abflüsse lagen. GEBLER et al. (2015) unternahmen ähnliche Versuche für ein extensiv genutztes Grasland (Weidel- und Rispengras) in Rollesbroich, Eifel. Auch hier wurden Lysimeter zur vergleichenden Untersuchung verwendet. Die $ETa_{Bo-Korr}$ lag für das Gesamtjahr 2012 sehr nahe an den Lysimetermessungen (-2,4 %). Bei ETa_{H-Korr} hingegen war die Gesamtverdunstung 16 % niedriger und bei $ETa_{Le-Korr}$ 15,7 % höher.

SCHUME et al. (2005) verglichen Eddy-Kovarianz-Messungen mit der Bodenwasserbilanzmethode in einem Buchenmischbestand in Norwegen. Die Energiebilanz lag in ihren Studien bei 73 % und 92 %. Sie schlussfolgerten, dass eine proportionale Aufteilung der residualen, turbulenten Wärmeströme zu einer Überschätzung der Verdunstung führe. WILSON et al. (2001) nutzen Saftflussmessungen, den Bodenwasser- und den Flussgebietswasserhaushalt und Eddy-Kovarianz-Messungen zur Untersuchung der Evapotranspiration eines Eichenwaldes in Tennessee, USA. Die Energiebilanzlücke lag hier bei 80 %. Ihre Ergebnisse zeigten eine hohe Übereinstimmung von $ET_{a_{H-Korr}}$ und dem Wasserhaushalt auf Flussgebietsbasis mit annähernd gleichen Verdunstungsraten über eine Periode von fünf Jahren hinweg. Mit der Bodenwasserbilanz lag ebenfalls eine relativ hohe Übereinstimmung vor ($r^2 = 0,8$ und Steigung von 0,75). SEIDLER et al. (2005) verwendeten in ihrer vergleichenden Studie mehrere Methoden der Verdunstungsmessungen von Sonnenblumen. Hierzu gehörten neben Eddy-Kovarianz-Messungen u.a. auch Lysimeter- und Bodenfeuchtemessungen. Die Autoren machten keine Angaben zur Energiebilanzschließung. Daher muss davon ausgegangen werden, dass die unveränderten Le-Ströme verwendet wurden. Die Ergebnisse zeigten ein uneinheitliches Bild zwischen Eddy-Kovarianz- und Lysimetermessungen. Es gab Zeiträume mit einer hohen Übereinstimmung der Verdunstungsraten und solche in denen die Lysimetermessungen stark unterschätzt wurden. Auch die Bodenfeuchtemessungen unterschätzten zeitweise die Lysimetermessungen wodurch Differenzen von 9 % auftraten.

Die einzige bekannte vergleichende Studie zu Getreide wurde von IMUKOVA et al. (2016) und INGWERSEN et al. (2015) durchgeführt. Sie verglichen Eddy-Kovarianz-Messungen von zwei Winterweizenbeständen mit der Bodenwasserbilanz. Letztere bestand aus 16 Bodenfeuchteprofilen mit jeweils fünf TDRs in 10 – 75 cm Tiefe innerhalb der Footprints und zwei Grundwassermessstellen für die Erfassung der Perkolation. Zudem wurde die Bodenfeuchte in mehreren Messkampagnen gravimetrisch ermittelt. Die Energiebilanz lag in den Jahren 2012 und 2013 bei 71 % bzw. 60 %. In dieser Studie zeigten die $ET_{a_{WB}}$ Werte für beide Messperioden eine große Übereinstimmung mit den $ET_{a_{H-Korr}}$ Werten. $ET_{a_{Bo-Korr}}$ überschätzte $ET_{a_{WB}}$ in 2012 um 28 % und um 46 % in 2013. Vergleicht man ihre täglichen Verdunstungswerte mit denen in dieser Studie ermittelten Werten, gibt es eine große Übereinstimmung zwischen deren $ET_{a_{WB}}$ -Werten und $ET_{a_{Bo-Korr}}$ -Werten am Grenzhof. Für die Gesamtperiode 2012 ermittelten sie eine $ET_{a_{WB}}$ von durchschnittlich $3,3 \text{ mmd}^{-1}$, was jedoch der $ET_{a_{Bo-Korr}}$ von $3,2 \text{ mmd}^{-1}$ in dieser Studie entsprach ($ET_{a_{H-Korr}} = 2,4 \text{ mmd}^{-1}$). Zwar differenzierten die Autoren in ihrer Studie nicht nach phänologischen Phasen doch in einer Messperiode (13.04.-

26.04.2013), in der sehr wahrscheinlich die Bestockung des Winterweizens stattfand⁴, lag die $ET_{a_{WB}}$ bei $2,3 \text{ mmd}^{-1}$ und deren $ET_{a_{Bo-Korr}}$ bei $3,3 \text{ mmd}^{-1}$. Am Grenzhof wurde in dieser Phase für $ET_{a_{Bo-Korr}}$ $2,4 \text{ mmd}^{-1}$ und für $ET_{a_{H-Korr}}$ $2,0 \text{ mmd}^{-1}$ gemessen. Auch für die späteren Phasen gab es eine hohe Übereinstimmung zwischen bowenkorrigierten ET_a Werten am Grenzhof und den $ET_{a_{WB}}$ von IMUKOVA et al. (2016). In der Summe transpirierte der Winterweizen in ihrer Studie $313,6 \text{ mm}$ (13.04. - 31.07.12) und $319,6 \text{ mm}$ (25.04. - 27.07.13) für die H-Korr-Korrektur.

Ein weiterer Faktor für die Unterschiede können sekundäre Zirkulationen sein. Das Auftreten dieser mesoskaliger Strukturen ist aufgrund der Lage der Messstation zwischen den zwei Mittelgebirgen Pfälzerwald und Odenwald wahrscheinlich. So kann bei entsprechender Wetterlage der Rheingraben als Windkanal wirken. Zudem lag der Standort nur ca. 6 km vom Fuß des Odenwaldes bzw. des Anfangs des Neckartals entfernt. Je nachdem ob West- oder Ostwinde vorherrschten, befand sich die Klimastation im Luv oder Lee des nahen Odenwaldes. Auch das Neckartal besitzt durch seine spezifischen Windsysteme einen mesoskaligen Einfluss. CHARUCHITTIPAN et al. (2014) zeigten, dass bei einem Auftreten von sekundären Zirkulationen das Bowen-Verhältnis nicht konserviert werden kann, da von diesen vor allem sensible Wärme transportiert wird. Befindet sich die Messstation im Bereich der Zirkulation, in dem die vertikalen Strömungen zum Boden hin gerichtet sind, kommt es zu einem positiven Eintrag an sensibler Wärme. Im entgegengesetzten Fall kommt es zu einem Transport aus dem Bereich der Messungen heraus. Hierdurch verschlechtert sich die skalare Ähnlichkeit (*skalar similarity*) von latenter und sensibler Wärme im niedrigen Frequenzbereich (RUPPERT et al., 2006; FOKEN et al., 2012b). Solche sekundäre Zirkulationen können nicht von einem einzelnen Messsystem und Mittelungsintervallen von 30 min erfasst werden. Eine Möglichkeit dennoch Hinweise auf ein Vorhandensein zu erhalten ist, die Mittelungsintervalle der Eddy-Kovarianz-Berechnungen auf 24 Stunden zu erhöhen. In 2014 wurde so eine um 15,4 % niedrigere sensible Wärme und eine um 2,4 % reduzierte latente Wärme für den gesamten Zeitraum errechnet. Diese Reduzierung von H fand vor allem zum Ende der niederschlagsreichen Phase Ende Juni bis zum 13.07.14 statt (-52,5 %). Gleichzeitig stiegen hier die latenten Wärmeflüsse um 12,0 %. In der Zeit vom 26.04. bis 06.05.14, in der die Bo-Korr Bodenfeuchten niedrigerer waren als die gemessenen (siehe Abb. 39 A), fand hingegen eine Erhöhung von H von 200,8 % statt. Durch die nicht erfassten sensiblen Wärmeströme könnten so die Bowen-

⁴ In Ingwersen et al. (2011) fand zu dieser Zeit die Bestockung am gleichen Standort in 2009 statt.

Verhältnisse zu gering gewesen sein, sodass Le durch die Bowen-Verhältnis-Korrekturen überschätzt wurde. Für das Jahr 2015 lag die Erhöhung bei 32,0 % für H und 1,8 % für Le . Der Schwerpunkt dieser Erhöhung lag in der Phase vom 06.06.15 bis Ende mit einem Plus von 50,3 % bei H und 26,3 % bei Le . In der ersten Phase bis zum 17.05.15, in der eine große Abweichung zwischen gemessener Bodenfeuchte und der Bo-Korr-Bodenfeuchte auftrat, kam es zu leicht erhöhten sensiblen Wärmeströmen (8,9 %) und einer leichten Reduzierung der Latenten(-3 %). Eine deutliche Reduzierung fand in der Phase vom 17.05.15 bis 05.06.15. mit -30,1 % und -26,7 % statt. In den beiden letztgenannten Zeiträumen wurden die Bowen-Verhältnisse jedoch nicht signifikant verändert, wodurch der Einfluss von sekundären Zirkulationen unwahrscheinlich ist.

Auch wenn diese Ergebnisse zum Teil auf sekundäre Zirkulationen hindeuten und einige Schwankungen in den Bodenfeuchtesimulationen erklären könnten, so sind die Ergebnisse der 24 Stunden Mittelung mit Vorsicht zu betrachten. Einerseits kann auf Tagesbasis kein Gapfilling von Perioden schlechter Datenqualität durchgeführt werden. Andererseits gibt es erhebliche Schwankungen von H und Le zwischen den einzelnen Tagen sodass die Standardabweichungen zwischen 35 Wm^{-2} und 65 Wm^{-2} lagen. Auf Tageswertbasis können Ausreißer hierdurch einen größeren Einfluss bekommen, weil sie auf 30 min zur vergleichenden Analyse distributioniert werden müssen. Unterschiede können zum Teil auch durch die Trendentfernung in den Rohdaten auftreten. Wie bereits in Kap. 3.3.4 beschrieben fungiert die Trendentfernung als ein Filter, der hier jedoch über einen Zeitraum von 24 Stunden angewendet wird. Hierdurch kann es je nach tageszeitlicher Stärke und Verteilung der Varianzen der relevanten Parameter zu einem Verlust oder Gewinn von turbulentem Wärmetransport führen. Dennoch wird deutlich, dass die Bowen-Verhältnisse der 30 min Mittelungsintervalle teilweise die überlagernden Prozesse in der bodennahen Grenzschicht nicht korrekt wiedergeben können.

4.4.5 Ableitung der Bestandeswiderstände

Der erste Schritt für die Entwicklung der kulturartenspezifischen Regressionsmodelle war die Ableitung der Bestandeswiderstände anhand der Umstellung der Penman-Monteith-Gleichung. Hierfür dienten die gemessenen latenten Verdunstungsströme der Sommergerste bzw. des Winterweizens als ein wesentlicher Eingangsparameter. Doch die soeben diskutierte Problematik der Energiebilanzlückenschließung führte zur Frage welche Energiebilanzkorrektur für die Ableitung der Bestandeswiderstände verwendet werden sollte. In beiden Zeitreihen

gab es Abschnitte in denen entweder die Bowen-Verhältnis-Korrektur oder die Korrektur der sensiblen Wärme zu besseren Ergebnissen führte. Die Eddy-Kovarianz-Berechnung mit 24 Stunden Mittelungsintervallen kann Indizien auf das Vorhandensein von sekundären Zirkulationen und damit auf eine wahrscheinliche Unterschätzung der sensiblen Wärmeströme liefern. Auch räumlich hoch aufgelöste Bodenfeuchtemessungen können Hinweise geben, welche Schließungsmethode der Energiebilanz besser geeignet ist. Daraus lassen sich jedoch keine hydroklimatisch ableitbaren Kriterien für die Art der Energiebilanzschließung ableiten. Trotz der Unsicherheiten musste auf eines der Verfahren zurückgegriffen werden. Im Fall der Sommergerste war die Bowen-Verhältnis-Methode eindeutig die geeignetere Methode zur Schließung der Energiebilanz. Für den Winterweizen war die Sachlage nicht so eindeutig, doch auch hier fiel die Entscheidung auf die Bowenmethode, da $ETa_{Bo-Korr}$ mit Verdunstungswerten anderer Studien gut übereinstimmen. So ergaben Lysimetermessungen der THÜRINGISCHEN LANDESANSTALT FÜR LANDWIRTSCHAFT, (2005) sowohl bei den Tagesdurchschnittswerten als auch den Varianzen von Sommergerste und Winterweizen ähnliche Werte wie die in dieser Studie. Hier lagen die Durchschnittswerte für Winterweizen bei 3,9 bis 4,3 $mm d^{-1}$ mit einer Schwankungsbreite von 2,5 bis 8,3 $mm d^{-1}$. Bei der Sommergerste waren dies 3,7 bis 4,0 $mm d^{-1}$ und Schwankungsbreiten von 1,5 bis 8,7 $mm d^{-1}$. Zwar erfolgten die Untersuchungen unter etwas anderen klimatischen (jährliche Niederschläge 600 mm und Temperaturmittel von 8,2°C) Rahmenbedingungen, doch geben sie eine gute Einordnung der Messergebnisse dieser Studie. Die Tageswerte von IMUKOVA et al. (2016) zeigten hohe Übereinstimmungen mit den $ETa_{Bo-Korr}$ -Werten. ROTH & GUNTHER (1988) ermittelten für einen Winterweizenbestand auf einer Löss-Braunschwarzerde vom Bestandesschluss bis zur Vergilbung zwar eine Gesamtverdunstung von 276 mm, was geringer ist als die in dieser Studie gemessene Verdunstung (Bo-Korr). Doch betrug in 50 - 75 % der Tage eine Verdunstungshöhe von 3,5 $mm d^{-1}$, mit Spitzenwerten von 7,6 bis 7,9 $mm d^{-1}$. Auch wenn es sich bei Winterweizen und Sommergerste um unterschiedliche Kulturarten handelt und ein Vergleich daher mit Vorsicht zu betrachten ist, lagen die durchschnittlichen $ETa_{Bo-Korr}$ Werte mit 3,4 $mm d^{-1}$ für den Winterweizen und 3,6 $mm d^{-1}$ für die Sommergerste, bzw. 2,4 $mm d^{-1}$ und 2,3 $mm d^{-1}$ bei ETa_{H-Korr} , eng beieinander.

Als Alternative wurde ein neuer Ansatz getestet, mit der es möglich sein könnte die verschiedenen Energiebilanzschließungen zu kombinieren. Es handelte sich hierbei um einen vergleichenden und nicht um einen physikalisch determinierten Ansatz. Zunächst wurden für ETa_{WB} , $ETa_{Bo-Korr}$ und ETa_{H-Korr} jeweils 10-tägige Mittel berechnet. Dieser Zeitraum wurde gewählt um einen diskreten Zeithorizont für die Bewertung der Zeitreihen zu erhalten, da keine physika-

lich begründete Abgrenzung möglich ist. Zudem sind Dekaden in der agrarwissenschaftlichen Literatur ein übliches Zeitintervall zur Darstellung von Messergebnissen. Ein weiterer Vorteil vom relativ langen Zeitintervall ist, dass hierdurch Einflüsse von hohen Niederschlägen und Bewässerungsmaßnahmen über einen längeren Zeitraum gemittelt werden und somit die Unsicherheiten reduziert werden. Im Anschluss an die Mittelung wurden die Differenzen von ETa_{WB} zu $ETa_{Bo-Korr}$ bzw. ETa_{H-Korr} berechnet. Die Energiebilanzschließungsmethode mit der kleineren Differenz zu ETa_{WB} wurde dann für die entsprechenden zehn Tage angewendet. Somit dient $ETa_{Bo-Korr}$ als obere Verdunstungsgrenze und ETa_{H-Korr} als untere Grenze. Entsprechend dieses Verfahrens wurden in 2014 von zehn Dekaden fünf identifiziert in denen die ETa_{H-Korr} -Werte näher an ETa_{WB} lagen als die $ETa_{Bo-Korr}$ -Werte; in 2015 waren es fünf von elf. In Tab. 13 sind die Ergebnisse des so ermittelten ETa_{Kombi} und deren Bilanzen dargestellt. Im Jahr 2014 konnte so die Bilanz für die Monate April bis Juni auf diese Weise gut ausgeglichen werden. Nur für die Bilanz des Julis konnte aufgrund der messtechnischen Probleme keine weitere Verbesserung erreicht werden. Auch die starken Abweichungen von $ETa_{Bo-Korr}$ im April und Mai 2015 konnten so teilweise ausgeglichen werden, sodass die Gesamtbilanz mit -10,1 mm gering war und die Überschätzung von $ETa_{Bo-Korr}$ in Bezug zu ETa_{WB} von 19 % auf 3 % reduziert werden konnte.

Tab. 13: Verdunstungssummen für die Korrekturmethode, das Bodenwasserbilanzverfahren und dem Kombinationsansatz und deren Wasserbilanzen

2014	$ETa_{Bo-Korr}$ [mm]	ETa_{H-Korr} [mm]	ETa_{WB} [mm]	ETa_{Kombi} [mm]	Bilanz Bo-Korr [mm]	Bilanz H-Korr [mm]	Bilanz Kombi [mm]
April	42,3	30,0	33,5	35,0	-7,1	5,2	0,3
Mai	117,8	70,2	113,4	113,7	-4,4	43,2	-0,3
Juni	143,5	88,9	120,0	117,0	-25,6	28,9	0,9
Juli	30,9	20,6	-15,0	20,6	-45,9	-35,5	-35,5
Summe	334,4	209,7	251,9	286,2	-82,9	41,8	-34,7
2015							
März	7,3	6,9	12,9	7,8	5,6	6,1	5,1
April	91,6	68,3	48,6	68,2	-43,0	-19,6	-19,7
Mai	111,7	78,8	89,5	97,0	-22,3	10,6	-7,5
Juni	115,9	72,9	117,4	112,2	1,5	44,4	5,2
Juli	22,4	17,6	25,0	18,3	2,6	7,4	6,8
Summe	348,9	244,5	293,4	303,4	-55,5	48,9	-10,1

Korrelations- und Regressionsanalyse

Für die Sommergerste lag die Spanne der abgeleiteten Bestandeswiderstände zwischen 33 sm^{-1} und 634 sm^{-1} . Für $\text{LAI} \geq 2$ lag der Mittelwert bei 89 sm^{-1} und die Standardabweichung bei 26 sm^{-1} . Im Bereich $\text{LAI} < 2$ war die Spanne mit 280 sm^{-1} und 176 sm^{-1} entsprechend größer. Zwar waren der minimale Bestandeswiderstand mit 47 sm^{-1} ähnlich niedrig wie der der Sommergerste, doch lag der Maximalwert mit 1.889 sm^{-1} beim Winterweizen deutlich höher. Die Mittelwerte und Standardabweichungen lagen bei 117 sm^{-1} bzw. 41 sm^{-1} für $\text{LAI} \geq 2$ und 567 sm^{-1} bzw. 509 sm^{-1} für $\text{LAI} < 2$. Die Sommergerste wies in der Studie eine im Mittel 20 Wm^{-2} höhere latente Wärmeflussdichte auf als der Winterweizen, was zu geringen mittleren r_c -Werten führte. In der Endphase 2015 führte eine stabile Hochdruckwetterlage zu trockenen und warmen Bedingungen während in der Endphase 2014 sehr wechselhaftes Wetter mit hohen Niederschlägen vorherrschte. Hierdurch lagen die Lufttemperaturen im Mittel um $6 \text{ }^\circ\text{C}$ höher als in 2014. Dies resultierte entsprechend in wesentlich höheren Sättigungsdampfdrücken mit Maximalwerten von $83,4 \text{ hPa}$ und damit zu größeren Bestandeswiderständen. Zudem soll hier noch einmal darauf hingewiesen werden, dass für den Winterweizen in der Kategorie $\text{LAI} < 2$ nur Werte vom Ende der Vegetationsperiode vorlagen. Der kontinuierliche Betrieb der Messungen begann Ende März, doch der milde Winter führte zu einem sehr frühzeitigen einsetzen der Wachstumsperiode.

Die so ermittelten Bestandeswiderstände gingen anschließend in eine Korrelationsanalyse ein, um hierdurch die maßgeblichen Zusammenhänge für die spätere multivariate Regression zu erfassen. Dafür wurden basierend auf den Filterkriterien Tagesmittelwerte der Bestandeswiderstände und der in der Korrelationsanalyse verwendeten Parameter gebildet. Die Betrachtung der Zusammenhänge auf Tageswertbasis erfolgte, weil die Berechnung der Bestandeswiderstände in TRAIN auf Tageswertbasis beruht. Die Ergebnisse der Korrelationsanalyse und der Beziehungen der Regressionsparameter zu r_c sind in Tab. 14 und Abb. 40 aufgelistet bzw. dargestellt.

Tab. 14: Ergebnisse der Korrelationsanalyse (Pearson) zwischen den ermittelten r_c -Werten und den Parametern Nettostrahlung (R_n), LAI, Bodenfeuchtedefizit ($\epsilon\theta$), Lufttemperatur (T), Sättigungsdampfdruckdefizit (D) und Windgeschwindigkeit (u). - Tageswertbasis

2014			R_n	LAI	$\epsilon\theta$	T	D	u
LAI ≥ 2	Rc	Koeffizient	0,087**	-0,427**	0,464**	0,718**	0,734**	-0,46**
		N	1056	1056	1056	1056	1056	1056
LAI < 2	Rc	Koeffizient	0,131**	-0,771**	0,427**	0,854**	0,919**	-0,499*
		N	480	480	480	480	480	480
2015			R_n	LAI	$\epsilon\theta$	T	D	u
LAI ≥ 2	Rc	Koeffizient	-0,054	-0,04	0,786**	0,576**	0,535**	0,357**
		N	1248	1248	1248	1248	1248	1248
LAI < 2	Rc	Koeffizient	-0,054*	-0,632**	0,779**	0,331**	0,173**	0,5882**
		N	384	384	384	384	384	384

** . Korrelation ist signifikant auf einem 0.01 Niveau (zweiseitig)

* . Korrelation ist signifikant auf einem 0.05 Niveau (zweiseitig)

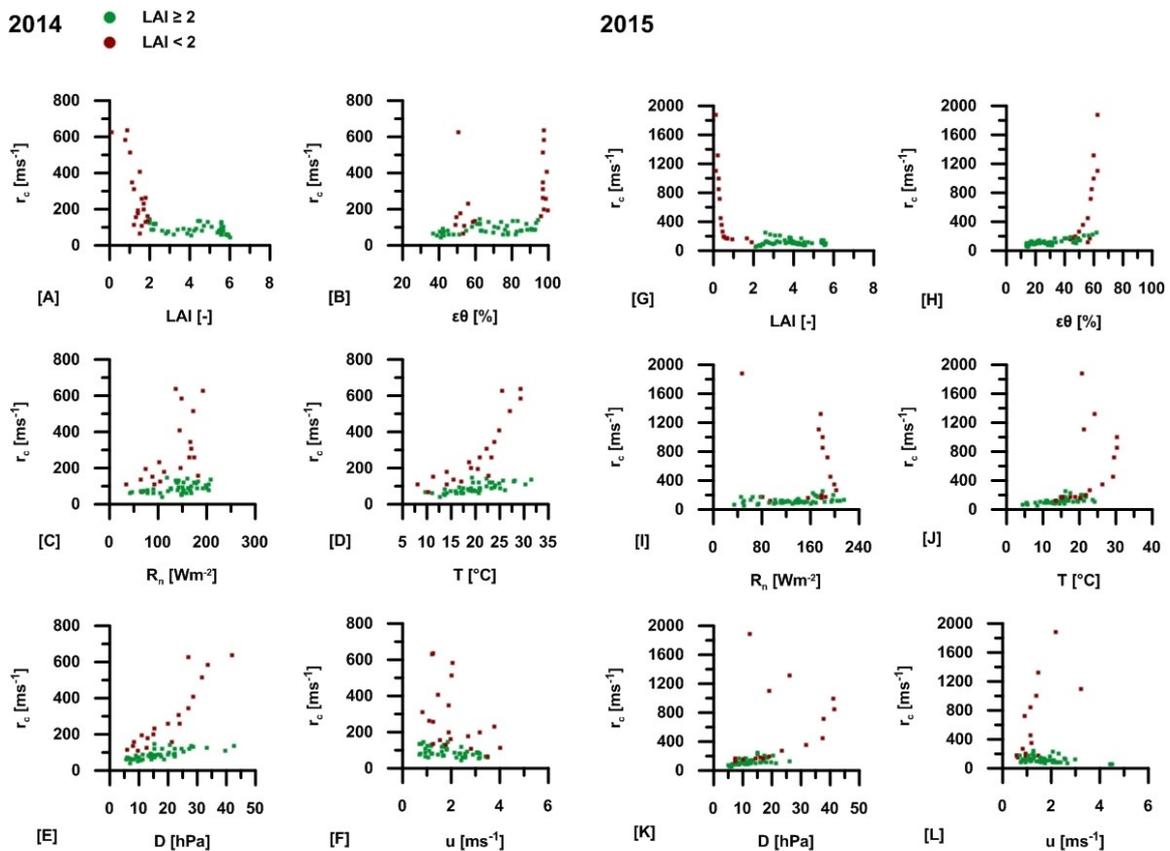


Abb. 40: Streudiagramme für den Zusammenhang zwischen den ermittelten r_c -Werten und den Parametern Nettostrahlung (R_n), LAI, Bodenfeuchtedefizit (θ), Lufttemperatur (T), Sättigungsdampfdruckdefizit (D) und Windgeschwindigkeit (u) – Tageswertbasis.

Der LAI wies für den Gesamtzeitraum beider Jahre einen exponentiellen Kurvenverlauf auf und besaß eine starke sowie hoch signifikante Korrelation für $LAI < 2$. Mit der kontinuierlichen Abnahme des LAI ging auch eine Verminderung der Verdunstung und damit eine große Bandbreite des r_c einher. Bei $LAI \geq 2$ war der Zusammenhang $-0,43$ (2014) bzw. $-0,04$ (2015) wesentlich geringer. Zum einen war hier die Bandbreite des r_c relativ gering. Zum anderen besaßen die latenten Wärmeströme im tageszeitlichen Zyklus im Mai, Juni und selbst im April des Jahres 2015 einen ähnlichen Verlauf und ähnliche Maxima (Abb. 35). Abweichungen hiervon entstanden überwiegend während Niederschlagsperioden, die jedoch bei der Analyse nicht betrachtet wurden. Somit war bei $LAI \geq 2$ der Einfluss der LAI Veränderungen auf die Bestandeswiderstände relativ gering bzw. nicht vorhanden.

Für das Bodenfeuchtedefizit bestand ein schwächerer Zusammenhang im Jahr 2014 und mit Korrelationskoeffizienten von $0,79$ und $0,78$ ein ausgeprägt starker Zusammenhang für beide LAI Kategorien in 2015. Aufgrund sehr geringer Niederschläge in 2015 kam es, abgesehen von der Periode im letzten Drittel des Junis und der künstlichen Beregnung, zu überwiegend kontinuierlichen Bodenwasserabnahmen wodurch das Bodenwasserdefizit sowie der r_c langsam anstiegen. So erhöhte sich der r_c in der Kategorie $LAI \geq 2$ von $50 - 100 \text{ sm}^{-1}$ bei 15% Bodenfeuchtedefizit auf 250 sm^{-1} bei 65% . In 2014 kam es infolge höherer Niederschläge zu häufigeren Bodenspeicherauffüllungen, sodass ein Zusammenhang zwar bestand, dieser jedoch nicht so stark ausgeprägt war wie in 2015, was in einer größeren Streuung der Werte resultierte.

Für die Nettostrahlung bestand für beide Jahre ein sehr schwacher, wenngleich auch zum Teil signifikanter Zusammenhang zum Bestandeswiderstand. Abb. 40 C und I zeigen für $LAI \geq 2$ ein sehr unelastisches Verhalten, d.h. trotz ansteigender Nettostrahlungen wurden die Bestandeswiderstände hierdurch wenig beeinflusst. Für $LAI < 2$ hingegen zeigte sich ein sehr elastisches Verhalten, wobei dies in 2014 nur für den Teil der Daten gilt, der sich in der Endphase der Vegetationsperiode befand. Für die Lufttemperatur und den Sättigungsdampfdruck bestand eine signifikant positive Korrelation für alle Kategorien und Kulturarten, war jedoch für 2014 war stärker ausgeprägt. Klar ist, dass die Verdunstung mit zunehmendem D und T potentiell ansteigt, wenn die reale Verdunstung allerdings gleichzeitig niedrig ist oder sinkt, steigen somit auch die Bestandeswiderstände (gemäß Gl. 29). Dies traf insbesondere für $LAI < 2$ zu. Die größere Streuung in 2015 entstand in den letzten drei Tagen der Messungen als die mittleren Temperaturen um 10 K abnahmen und damit auch die mittleren Sättigungs-

dampfdruckdefizite von 41 hPa auf 12,5 hPa absanken, gleichzeitig die Bestandeswiderstände infolge abnehmender Verdunstung jedoch stark anstiegen. Die negative Korrelation zwischen r_c und Windgeschwindigkeit bestand für alle Kategorien bis auf LAI < 2 im Jahr 2015. Zunehmende Windgeschwindigkeiten fördern zugleich auch die turbulenten Austauschprozesse und damit sanken die Bestandeswiderstände. Die positive Korrelation für LAI < 2 entstand durch eine Überlagerung anderer Einflussfaktoren, die die Bestandeswiderstände stark zunehmen ließen. Diese Einflussfaktoren sind vor allem in den phänologischen Stadien zu finden, da sich der Winterweizen in den Stadien der Reife bis Seneszenz befand und hierdurch die Transpiration zunehmend eingeschränkte.

Bei Korrelationsanalysen ist es nur bedingt möglich Aussagen über den Einfluss einzelner Prozessparameter auf den Gesamtzusammenhang zu treffen, wenn dieser durch viele einzelne Prozesse bzw. Parameter gesteuert wird. Mehrere Einzelprozesse können sich hierbei überlagern und dadurch den Einfluss des einzelnen Parameters überdecken und sowohl verstärkende als auch abschwächende Korrelationen bewirken. Ein eindrückliches Beispiel hierfür ist die positive Korrelation zwischen r_c und der Windgeschwindigkeit im Jahr 2015. In 2014 bestand für den gesamten Zeitraum ein ausgeprägt starker signifikanter, positiver Zusammenhang für T und D in Bezug zu r_c . Dieser war auch für 2015 gegeben, doch auf einem niedrigeren Niveau.

Der Kombinationsansatz veränderte die Korrelationen für beide Zeitreihen. Im Jahr 2014 resultierte die in einem wesentlich stärkeren Zusammenhang von LAI und r_c für die Hauptwachstumsperiode. So stieg der Korrelationskoeffizient von -0,43 auf -0,87 bei LAI \geq 2. Gleichzeitig kam es in dieser Kategorie jedoch zu einer Abkopplung des r_c von den Klimaparametern R_n , T, D und u. In der Kategorie LAI < 2 blieben diese jedoch bestehen bzw. verstärkten sich leicht (Tab. 15). Dies traf auch für den Winterweizen zu, doch beschränkte sich die Abkopplung nicht auf die Klimaparameter sondern bestand auch beim Bodenfeuchtedefizit. Die Stärkung des Zusammenhangs vom LAI und das Verbleiben der Korrelationskoeffizienten auf ähnlichem Niveau bei den Klimaparametern in der Endperiode bestanden auch im Jahr 2015.

Die Schwächung der Zusammenhänge ist darauf zurückzuführen, dass es durch den Kombinationsansatz zu Sprüngen in der Verdunstung zwischen den Dekaden kam. Dies führte zu einer Zunahme der Streuung der Daten in Bezug auf die anhand der modifizierten Le-Werten abgeleiteten Bestandeswiderstände. Besonders stark war dieser Effekt in der Hauptwachs-

4. Ergebnisse und Diskussion

tumsperiode, wenn die latenten Wärmeströme und gleichzeitig die Unterschiede von $Le_{Bo-Korr}$ und Le_{H-Korr} groß sind. Weniger stark sind diese Effekte bei $LAI < 2$.

Tab. 15: Ergebnisse der Korrelationsanalyse (Pearson) für den Kombinationsansatz zwischen den ermittelten r_c -Werten und den Parametern R_n , LAI , $\epsilon\theta$, T , D und u – Tageswertbasis.

2014 Kombination			R_n	LAI	$\epsilon\theta$	T	D	u
$LAI \geq 2$	Rc	Koeffizient	-0,03	-0,257**	0,231**	-0,343**	-0,245**	0,332**
		N	1056	1056	1056	1056	1056	1056
$LAI < 2$	Rc	Koeffizient	0,131**	-0,726**	0,578**	0,896**	0,921**	-0,535**
		N	480	480	480	480	480	480
2015 Kombination			R_n	LAI	$\epsilon\theta$	T	D	u
$LAI \geq 2$	Rc	Koeffizient	-0,003	-0,084**	0,335**	0,067*	0,082**	-0,254**
		N	1248	1248	1248	1248	1248	1248
$LAI < 2$	Rc	Koeffizient	-0,070	-0,589**	0,752**	0,264**	0,194**	0,597**
		N	384	384	384	384	384	384

** . Korrelation ist signifikant auf einem 0.01 Niveau (zweiseitig)

* . Korrelation ist signifikant auf einem 0.05 Niveau (zweiseitig)

Die multivariate Regression erfolgte nach der Gleichung 37. Hierbei wurden der Blattflächenindex, das Bodenfeuchtedefizit und die drei Klimaparameter Lufttemperatur, Sättigungsdampfdruckdefizit und die Windgeschwindigkeit berücksichtigt. Die Erweiterung der ursprünglich in TRAIN verwendeten Parameter um D und u erfolgte, weil diese Parameter ein wichtiges Maß dafür sind, inwieweit ein turbulenter Transport von latenter Wärme stattfinden kann. Die Korrelationskoeffizienten der Nettostrahlung in Bezug zu r_c waren zu gering, als dass sie eine Verbesserung des Modells hätte bewirken können. Sie wurden daher nicht mit berücksichtigt. Für die Sommergerste ergab sich hierdurch die folgende Beziehung zu Berechnung der Bestandeswiderstände:

$$r_c(LAI, \epsilon\theta, T, D, u) = a_0 + a_1LAI + a_2\epsilon\theta + a_3T + a_4D + a_5u \quad [sm^{-1}] \quad Gl. 37$$

mit:

θ : Bodenfeuchtedefizit [%]

T: Temperatur [°C]

D: Sättigungsdampfdruckdefizit [hPa]

u: Windgeschwindigkeit [ms⁻¹]

Die Koeffizienten a_0 - a_5 können der Tab. 16 entnommen werden. Eine generelle Kurvenanpassung der Modellparameter, wie sie von Menzel (1997) in TRAIN verwendet wurde, konnte für die in dieser Studie vorliegenden Zeitreihen keine Verbesserung der Modellierungsergebnisse erzielen. Dies war insbesondere im Jahr 2014 der Fall, wo die verschiedenen Kurvenanpassungsmodelle, wie beispielsweise exponentielle, inverse, lineare, kubische oder quadratische Modelle, nur sehr geringe Korrelationskoeffizienten aufwiesen und somit auf eine Anpassung verzichtet wurde. Für den Winterweizen hingegen konnte durch die Anwendung eines quadratischen Modells bei den Bodenfeuchtedefiziten und eines inversen Modells beim Blattflächenindex für $LAI < 2$ eine signifikante Verbesserung der Regression erreicht werden (Gl. 38-41). Daher galt für den Winterweizen eine modifizierte Beziehung:

$$r_c(LAI, \varepsilon\theta, T) = a_0 + a_1 r_c(LAI) + a_2 r_c(\varepsilon\theta) + a_3 T \quad [sm^{-1}] \quad \text{Gl. 38}$$

Für $LAI \geq 2$:

$$r_c(\varepsilon\theta) = b_3 + b_4 \varepsilon\theta + b_5 \varepsilon\theta^2 \quad [sm^{-1}] \quad \text{Gl. 39}$$

Für $LAI < 2$:

$$r_c(\varepsilon\theta) = b_3 + b_4 \varepsilon\theta + b_5 \varepsilon\theta^2 \quad [sm^{-1}] \quad \text{Gl. 40}$$

$$r_c(LAI) = b_1 + \frac{b_2}{LAI} \quad [sm^{-1}] \quad \text{Gl. 41}$$

Auch die Koeffizienten b_1 - b_5 können ebenfalls der Tab. 16 entnommen werden. Die Ergebnisse der Regressionen sind in Tab. 16 angegeben. In 2015 wurde jedoch nur der Bestandeswiderstand, LAI und die Lufttemperatur verwendet, da D und u hier zu keiner Verbesserung

der Modellgüte beitrugen. Zum Ende der Vegetationsperiode bedingten vor allem die abnehmenden Verdunstungsraten infolge der Reduzierung des LAI die Höhe des r_e . Hierdurch war der Einfluss der Klimaparameter auf die Transpiration beschränkt. Durchweg gute Ergebnisse konnten beide Jahre für $\text{LAI} < 2$ mit einem r^2 von 0,97 bis 0,89 erreicht werden. Die Modellgüte für $\text{LAI} \geq 2$ war für 2014 mit $r^2 = 0,75$ und $r^2 = 0,76$ für 2015 gut.

Der Kombinationsansatz konnte für $\text{LAI} < 2$ beider Jahre gute Ergebnisse erzielen (Tab. 16). Doch in der Kategorie $\text{LAI} \geq 2$ waren die Korrelationen für beide Jahre unbefriedigend. Eine Schwäche dieses Ansatzes ist, dass es durch die rigide Einteilung in zeitdiskrete Abschnitte zu abrupten Sprüngen in der ETa kommen kann, die nicht durch physikalische Prozesse begründet sind. Zudem können einzelne Tage, die noch in die eine Kategorie fallen aufgrund des Mittelungsintervalls z.B. in die nächste Kategorie zugeordnet werden. Dies und die schlechten Korrelationsergebnisse führten dazu, dass der Kombinationsansatz nicht weiter verfolgt wurde.

Tab. 16: Ergebnisse der multivariaten Regressionsanalyse und die Koeffizienten der Parameter.

2014	r^2	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
LAI ≥ 2	0,75	102,354	-7,441	0,05	1,126	2,32	-8,13
LAI < 2	0,98	193,41	-148,05	1,22	10,78	10,72	-1,51
2014 Kombination	r^2	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
LAI ≥ 2	0,21	245,99	-6,62	0,37	-7,4	2,9	-19,7
LAI < 2	0,97	170,32	-246,89	1,65	14,981	7,22	-4,05
2015	r^2	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
LAI ≥ 2	0,76	-7,157	-6,87	0,85	2,93	0,00	0,00
LAI < 2	0,89	-385,72,	0,48	0,54	14,524	0,00	0,00
2015 Kombination	r^2	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
LAI ≥ 2	0,12	129,15	-4,42	0,48	-0,545	0,00	0,00
LAI < 2	0,84	-35,40	0,63	0,43	0,0	0,00	0,00
2015	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5		
LAI ≥ 2	0,0	0,0	97,71	1,13	0,05		
LAI < 2	41,01	161,59	18826,5	-767,7	7,86		

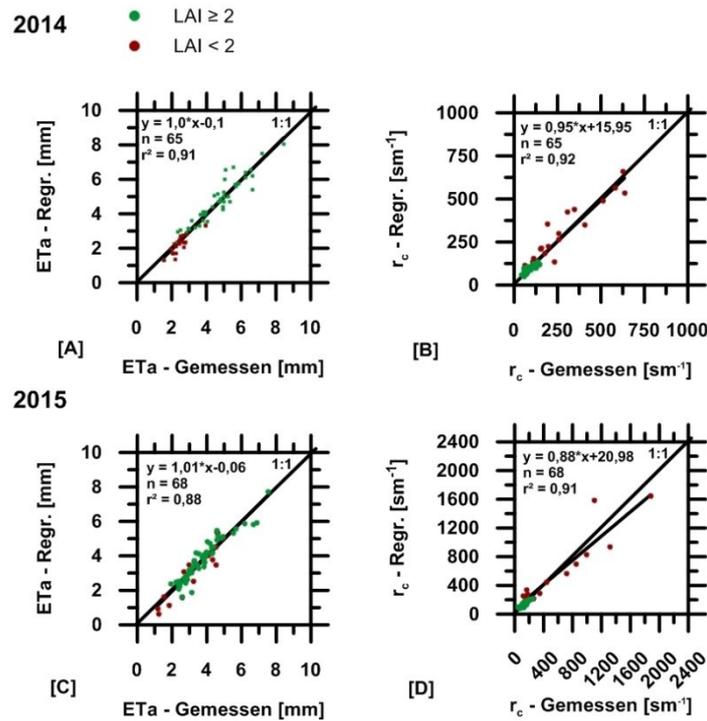


Abb. 41: Streudiagramm für den Zusammenhang zwischen anhand von multivariater Regression berechneter und gemessener ETa- bzw. r_c -Werte für Sommergerste [A, B] und Winterweizen [C, D]. LAI < 2 besitzen eine rote und LAI ≥ 2 eine grüne Signatur.

Auf Tageswertbasis konnte für die Bestandeswiderstände ein r^2 von über 0,90 mit einer Steigung von 0,95 (2014) und 0,85 (2015) und relativ geringem Achsenabschnitt erreicht werden (Abb. 41 B und D). Die aus der Regressionsmodellierung erhaltenen Bestandeswiderstände gingen anschließend in die ursprüngliche Penman-Monteith-Gleichung ein. Hieraus ergaben sich ETa-Werte, die mit $r^2 = 0,91$ (2014) und $r^2 = 0,88$ (2015) bei einer Steigung der Regressionsgeraden von 1, eine hohe Übereinstimmung mit der gemessenen Evapotranspiration besaßen. Im Anschluss wurden Regressionsbeziehungen auf die Gesamtzeiträume angewendet wodurch auch Tage berücksichtigt wurden an denen der Niederschlag > 1 mm war. Wie Abb. 42 zeigt konnten die gemessenen Verdunstungswerte in beiden Perioden durch die Regressionen weitgehend gut wiedergegeben werden. Im Anhang C sind die Ganglinien der r_c -Werte über der Vegetationsperiode dargestellt.

4. Ergebnisse und Diskussion

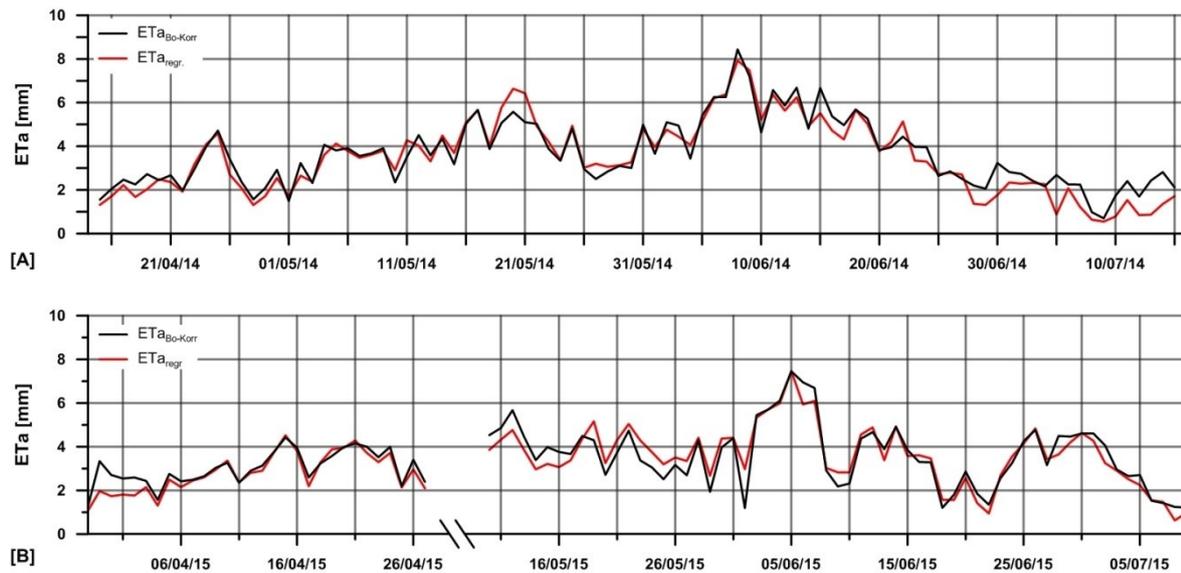


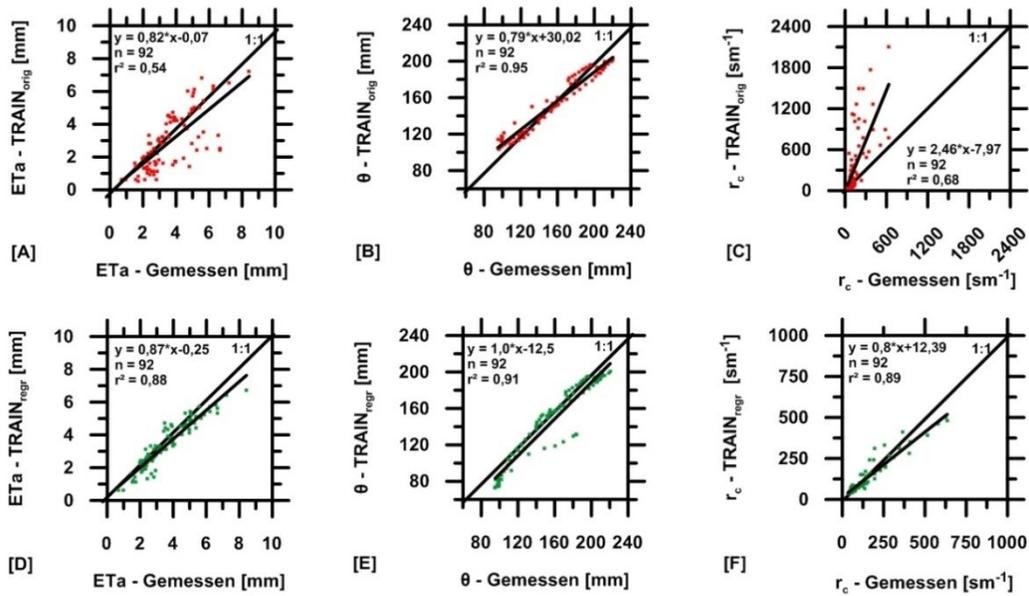
Abb. 42: Ganglinien der Tagessummen von gemessener Verdunstung und der Verdunstung, die auf Basis der multivariaten Regression ermittelten Bestandeswiderstände berechnet wurden für [A] Sommergerste und [B] Winterweizen. In 2015 konnte die Periode vom 28.05.15 bis einschließlich 08.06.15 aufgrund des Ausfalls der Klimastation nicht mitberücksichtigt werden.

4.4.6 Simulationen mit dem kalibrierten TRAIN

Die Simulationsläufe mit den kulturart- und standortspezifisch, kalibrierten Bestandeswiderständen erfolgte auf Basis der Parameterspezifikationen der originalen TRAIN Simulationen. Es konnte in beiden Untersuchungsperioden eine Verbesserung der Ergebnisse erreicht werden (Abb. 43, Tab. 17). Die Korrelationskoeffizienten der simulierten Verdunstung in Bezug zur Gemessenen stiegen in 2014 von 0,54 auf 0,88 bei gleichzeitig deutlicher Senkung der Streuung. Die Modellgüte verbesserte sich leicht von 0,77 auf 0,82. Für die Bodenfeuchten konnten ähnlich hohe Werte verzeichnet werden. Allerdings sank der NSE-Wert von 0,91 auf 0,82 bedingt durch eine deutliche Verschlechterung des NSE im Juli, da hier die simulierte Bodenwasserausschöpfung stärker war als die gemessene. Der Bias im Juli sank hierdurch von -5,6 mm auf -31,3 mm. Eine deutliche Verbesserung erfuhren hingegen die simulierten Bestandeswiderstände. Die Steigung der Regressionsgeraden sank hierbei von 2,46 ($r^2 = 0,68$) in der ursprünglichen Version auf 0,8 ($r^2 = 0,89$) in der kalibrierten.

Die Simulationen für den Winterweizen ergaben bei der Verdunstung eine deutliche Erhöhung von r^2 (von 0,29 auf 0,67) und Modelleffizienz (von 0,6 auf 0,75) sowie eine geringere Streuung (RSME= 13,3 mm gegenüber 31,91 mm), wie Abb. 43 und Tab. 17 zeigen. Gleichzeitig sank die simulierte Gesamtverdunstung auf 277 mm gegenüber 317 mm bei $ETa_{\text{Sim-orig}}$ und den 348 mm ($ETa_{\text{Bo-Korn}}$) gemessenen. Dies führte zu einer geringeren simulierten Bodenspeicherausschöpfung und damit zu einer geringeren Abweichung zu den gemessenen Bodenfeuchten, sodass die Ergebnisse der Bodenfeuchtesimulation verbessert werden konnten. Der NSE stieg hierdurch von -4,78 auf 0,39. Gleichwohl konnten diese Ergebnisse nicht überzeugen. Insbesondere die Ergebnisse des Mai zeigten zwar eine deutliche Verbesserung, doch noch immer war die Modellgüte von -1,55 gering. Im Durchschnitt der Monate April, Juni und Juli lag die Modelleffizienz hingegen bei 0,74 sowie einer deutlichen Absenkung des Bias und des RMSE (Tab. 17). Sehr gute Ergebnisse zeigte die Simulation der Bestandeswiderstände ($r^2 = 0,90$ und Steigung von 1 gegenüber 0,66 und einer Steigung von 1,6).

2014



2015

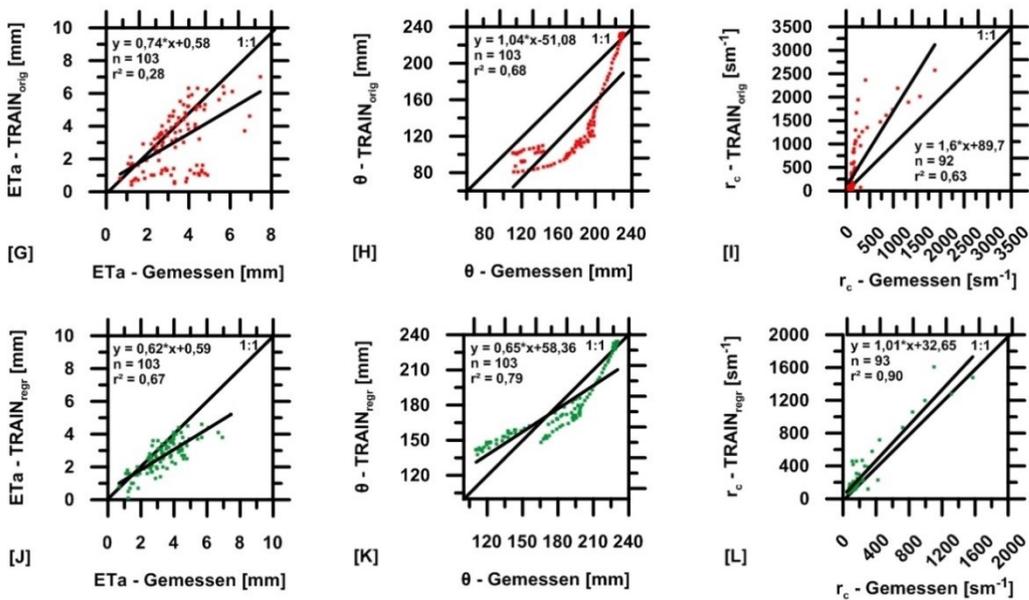


Abb. 43: Streudiagramme zum Zusammenhang zwischen gemessener Verdunstung, Bodenfeuchte und Bestandeswiderstand und den simulierten Werten (unkalibriertes TRAIN: [A-C] und [G-I], kalibriertes TRAIN: [D-F] und [J-L]).

Tab. 17: Modellgütemaße NSE, RMSE und Bias für die kalibrierten Simulationen der Verdunstung sowie der Bodenfeuchte für Sommergerste (2014) und Winterweizen (2015) - Stundenwertbasis.

2014 Sommergerste						
ET _{aBo-Korr}	April	Mai	Juni	Juli	Gesamt	
NSE	0,83	0,81	0,87	0,15	0,82	
RMSE [mm]	37,7	55,5	56,9	67,1	55,7	
Bias [mm]	4,8	-1,3	11,1	9,4	0,7	
Bodenfeuchte						
	April	Mai	Juni	Juli	Gesamt	
NSE	0,99	0,91	0,92	0,36	0,82	
RMSE [mm]	7,7	8,4	7,2	12,6	12,7	
Bias [mm]	-3,2	-8,9	-8,9	-31,3	-11,6	
2015 Winterweizen						
ET _{aBo-Korr}	März	April	Mai	Juni	Juli	Gesamt
NSE	0,70	0,87	0,71	0,73	0,61	0,75
RMSE [mm]	4,6	5,1	18,1	16,8	8,5	14,2
Bias [mm]	2,1	2,0	6,6	7,5	4,1	5,2
Bodenfeuchte						
	März	April	Mai	Juni	Juli	Gesamt
NSE	1,00	0,57	-1,55	0,51	0,99	0,39
RMSE [mm]	1,6	10,3	9,3	12,1	2,8	13,3
Bias [mm]	-0,9	10,0	28,3	18,7	4,5	17,2

Die Ganglinien der Tagessummern von gemessener Verdunstung und $ET_{aSim-regr}$ zeigten einen ausgesprochen parallelen Verlauf in 2014, wenngleich die Maximalwerte der gemessenen Verdunstung nicht erreicht werden konnten. Hierdurch lag $ET_{aSim-regr}$ in Summe bei 316 mm gegenüber den gemessenen 334,4 mm. Besonders die Periode nach dem 10.06.14 bis zum Ende der Vegetationsperiode wies im Vergleich zu den ursprünglichen Simulationen eine hohe Übereinstimmung der Ganglinien auf (Abb. 44). Die im Vergleich zu $ET_{aSim-orig}$ höheren Verdunstungsraten führten jedoch dazu, dass in der gleichen Zeit die simulierte Bodenfeuchte ($Bodenfeuchte_{Sim-regr}$) unter der Gemessenen lag (Abb. 46). Damit nahm sie etwa den gleichen Verlauf an, wie der Verlauf von $Bodenfeuchte_{Bo-Korr}$ in Abb. 39 A im Kapitel zur Plausibilitätsprüfung (Kap. 4.4.3). Hierdurch sank $Bodenfeuchte_{Sim-regr}$ unterhalb des permanenten Welkepunktes was in natura nicht möglich ist.

4. Ergebnisse und Diskussion

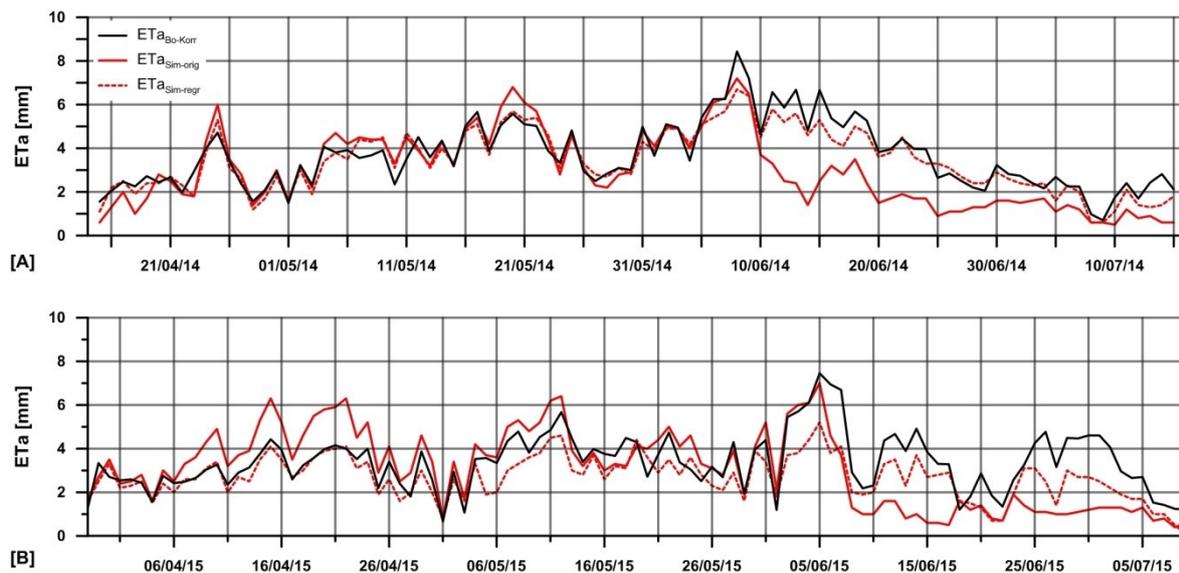


Abb. 44: Ganglinien der Tagessummen von gemessener ($ETA_{Bo-Korr}$) und simulierter Verdunstung (unkalibriert: $ETA_{Sim-orig}$, kulturarten- und standortspezifisch kalibriert: $ETA_{Sim-regr}$) für Sommergerste [A] und Winterweizen [B].

Die kulturarten- und standortspezifische Kalibration der Berechnung der Bestandeswiderstände in TRAIN konnte für den Zeitraum vom Beginn der Untersuchung bis Anfang Mai 2015 eine gute Übereinstimmung zu den gemessenen Verdunstungswerten erreichen. In der Folgeperiode wurden die Spitzenwerte nicht erreicht, sodass die reale Verdunstung unterschätzt wurde. Besonders stark war die Unterschätzung im Zeitraum um den 05.06.15 bis zum Ende der Untersuchungen. Der simulierte Maximalwert betrug $5,2 \text{ mmd}^{-1}$ (05.06.15) während der Gemessene bei $7,0 \text{ mmd}^{-1}$ lag. Gleichwohl konnten die Simulationsergebnisse von $ETA_{Sim-regr}$ die gemessenen Verdunstungsraten in dieser Phase besser wiedergeben als die $ETA_{Sim-orig}$ -Werte (Abb. 44). Die sehr starken Überschätzungen der Bodenwasserausschöpfung von $Bodenfeuchte_{Sim-regr}$ im April und Mai 2015 wurde durch die Anpassung der Bestandeswiderstände deutlich vermindert. Ab dem 07.06.15 lag die modellierte Bodenfeuchte hingegen über der Gemessenen. Dies lag nicht zuletzt auch darin begründet, dass die gemessenen $ETA_{Bo-Korr}$ -Werte um insgesamt 71 mm unterschätzt wurden. Tatsächlich lag $ETA_{Sim-regr}$ sogar näher an ETA_{H-Korr} , obwohl die Anpassung der Bestandeswiderstände an $ETA_{Bo-Korr}$ erfolgte (siehe Abb. 42). Die Differenz zwischen $ETA_{Sim-regr}$ (277 mm) bei ETA_{H-Korr} (244,5 mm) lag bei etwa 32 mm. Ursache hierfür ist die unausgeglichene Wasserbilanz bei $ETA_{Bo-Korr}$. Die Modellierung der Bestandeswiderstände anhand der Regressionen verwendete zwar die Bodenfeuchte zur Berechnung, die Wasserbilanz blieb jedoch unberücksichtigt. Wie in Kap. 4.4.3 darge-

legt lag, die durch gemessene Bodenfeuchte und Niederschlag ermittelte Verdunstung ($ET_{a_{WB}}$) bei 293 mm, während $ET_{a_{Bo-Korr}}$ 348 mm betrug. TRAIN hingegen nutzte den Wasserhaushalt zur Berechnung der Bodenfeuchte. Ist die simulierte Bodenausschöpfung höher als die Gemessene, steigen die r_c -Werte und die simulierte Verdunstung nimmt im Vergleich zur Gemessenen ab.

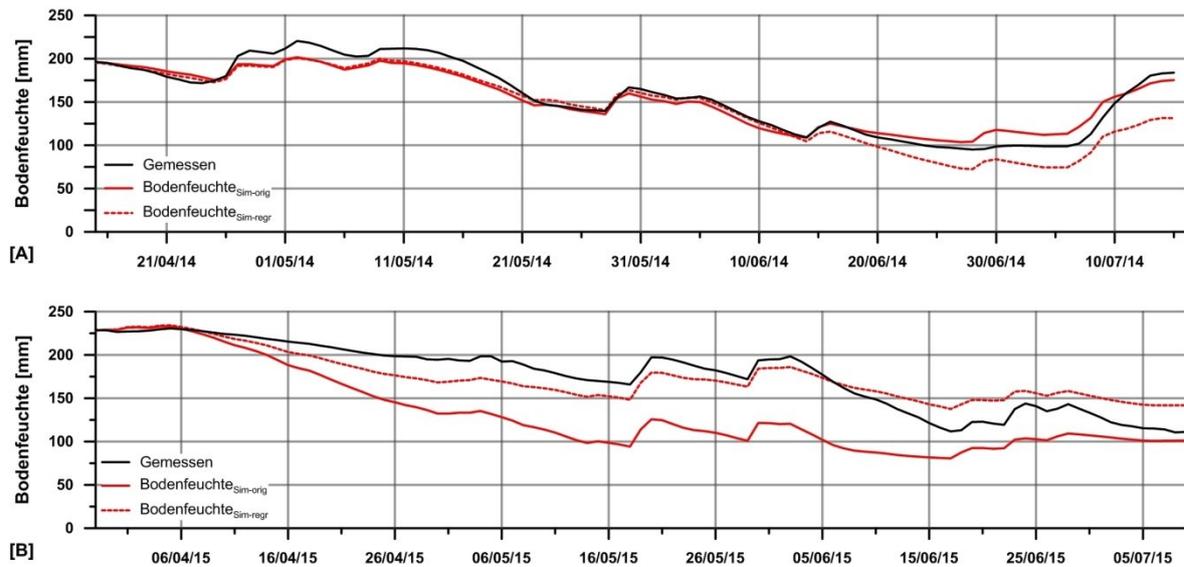


Abb. 45: Ganglinien der gemessenen (Bodenfeuchte_{Bo-Korr}) und der simulierten Bodenfeuchte (unkalibriert: Bodenfeuchte_{Sim-orig}, kulturarten- und standortspezifisch kalibriert: Bodenfeuchte_{Sim-regr}) für Sommergerste [A] und Winterweizen [B].

5. Schlussfolgerungen und Ausblick

In dieser Studie wurden die Energie- und Wasserflüsse mittels der Eddy-Kovarianz-Methode von den zwei Getreidearten Sommergerste und Winterweizen im Raum Heidelberg, SW Deutschland untersucht. Ergänzende Messungen von meteorologischen und bestandespezifischen Variablen dienten der Erfassung der übrigen Komponenten des Energie- und Wasserhaushalts sowie als Eingangsparameter für die Simulationen mit dem ökohydrologischen Modell TRAIN. Die experimentellen Untersuchungen erfolgten im Jahr 2014 für einen Sommergersten- und im Jahr 2015 für einen Winterweizenbestand. Die Eddy-Kovarianz-Methode eignet sich besonders, um stündliche bzw. halbstündliche Verdunstungsraten für einen Pflanzenbestand kontinuierlich zu ermitteln. Keine andere direkte Messmethode ist hierzu in der Lage. Lysimetermessungen können zwar robuste Ergebnisse für Tagessummen ermitteln, doch die Unsicherheitsspanne auf Stundenbasis ist groß (ZENKER, 2003). Die hohe zeitliche Auflösung der Verdunstungsmessungen durch Eddy-Kovarianz-Messungen besitzt ein hohes Potential sowohl für das Prozessstudium der Verdunstung, als auch für die Validierung und Kalibrierung von Wasserhaushaltsmodellierungen spezifischer Vegetationstypen.

Die Kalibrierung und Validierung von Wasserhaushaltsmodellen setzt eine möglichst genaue Erfassung der Verdunstung einer untersuchten Vegetationsform voraus. Bei experimentellen Untersuchungen sind Datenausfälle aufgrund technischer Problemen, Stromausfällen, messtechnischer Unsicherheiten sowie Problemen bei der Datenqualität jedoch unvermeidbar. Insbesondere die Datenqualität stellt in der Eddy-Kovarianz-Methode eine Hauptursache für Datenausfälle dar. Hier sind zum einen die Nichterfüllung der theoretischen Grundannahmen und die Quellgebiete zu nennen. Aufgrund der geringen Feldgrößen im Untersuchungsgebiet lag hier ein besonderes Augenmerk auf der Analyse der Quellgebiete. Trotz Optimierung der Position der Klimastation in Richtung des Hauptwindfeldes, einer relativ geringen Sensorhöhe und weniger strengen Kriterien bei der Datenzurückweisung während der Quellgebietsanalyse lag die Datenverfügbarkeit im Jahr 2014 bei lediglich 46 %. In 2015 waren es aufgrund eines größeren Feldes und einer etwas günstigeren Windrichtungsverteilung hingegen insgesamt 78 %. Die Datenausfälle wurden nach einheitlichen Kriterien auf Basis der Daten mit hoher Qualität geschlossen. Dies erfolgte anhand statistischer Methoden, die wiederum gewisse Unsicherheiten aufwiesen. Die Unterschiede zwischen den originalen Datensätzen und denjenigen mit der Datenlückenschließung sind allerdings gering. Über die Vegetationsperioden hin-

weg betragen die Differenzen der Verdunstungssummen $< 4 \%$. Ursache hierfür war vor allem die tageszeitliche Verteilung der Datenlücken, da diese vor allem nachts und in den Dämmerungszeiten mit geringen latenten Wärmeflüssen auftraten.

Wesentlich stärker fielen die messtechnischen Unsicherheiten bei der Erfassung der latenten und sensiblen Wärmeströme ins Gewicht, denn die Eddy-Kovarianz-Methode weist stets eine nicht geschlossene Energiebilanz auf. Hierdurch entstehen Residuen verfügbarer Energie, die messtechnisch weder der sensiblen noch der latenten Wärme zugeordnet werden können. Die Energiebilanzlücke liegt bei den meisten Studien zwischen 10% und 30% . Es ist bisher keine Studie bekannt, die eine ausgeglichene Energiebilanz aufweisen konnte (STOY et al., 2013; FOKEN, 2008). In dieser Studie betrug die Energiebilanzlücke $30,3 \%$ (2014) bzw. $24,5 \%$ (2015). Als Ursache wurden neben nicht berücksichtigter Speicherterme vor allem Heterogenitäten im Umfeld sowie im weiteren Umland der Messungen diskutiert. Diese Heterogenitäten können zu sekundären, mesoskaligen Zirkulationen führen, deren Wärmetransporte nicht von einer einzelnen Eddy-Kovarianz-Station erfasst werden können, da die Frequenzbereiche der Eddys außerhalb des Messbereichs liegen (FINNIGAN et al., 2004; INAGAKI, 2006; KANDA, 2004; MAUDER & FOKEN, 2006; MEIJNGER et al., 2006; STOY et al., 2013; FOKEN, 2008).

Ein häufig verwendetes Verfahren zur Schließung der Energiebilanz ist die Aufteilung der Residuen auf die latenten und sensiblen Wärmeströme anhand des Bowen-Verhältnisses. Die Energiebilanzschließung, bei der die Residuen entweder ganz der latenten oder sensiblen Wärme zugeordnet werden, findet in verschiedenen Studien ebenfalls Anwendung. Wie in Kap. 4.4.3 diskutiert, gibt es keine allgemeingültigen Verfahren zur Energiebilanzschließung und nur wenige Studien validieren die Energiebilanzschließungsverfahren mit alternativen Verdunstungsmessungen. Diese jedoch zeichnen kein einheitliches Bild, sodass für jede Untersuchung standortspezifische Analysen für die Korrekturmethode vorgenommen werden sollten. In dieser Arbeit wurden hierfür sowohl kulturartenspezifische Verdunstungsraten aus anderen Studien als auch die Berechnung der Wasserbilanz über die gemessenen Niederschläge und der Bodenfeuchteveränderungen verwendet. Für die Sommergerste war die Bowen-Korrektur eindeutig das geeignete Verfahren, auch wenn es im Bezug zur Bodenwasserbilanz zu erhöhten Verdunstungsraten führte. Trotz großer Abweichungen der Bodenwasserbilanz zu den Verdunstungswerten des Winterweizens wurde auch im Jahr 2015 die Bowen-Korrektur für den Winterweizen verwendet. Selbst die ET_{H-Korr} -Werte wiesen in der ersten Hälfte der Vegetationsperiode höhere Werte auf, als die Veränderungen des Bodenwasserspei-

chers ergaben. Doch die $ETa_{Bo-Korr}$ -Werte des Winterweizens deckten sich weitgehend mit den Ergebnissen anderer Studien sowie den Werten der Sommergerste aus dem Vorjahr (IMUKOVA et al., 2016; ROTH & GUNTHER, 1988; TLL, 2005).

Obwohl in beiden Jahren zu trockene Bedingungen herrschten, wurde nur im Juni eine mögliche Einschränkung der Transpiration festgestellt. Zwar erfolgten keine Untersuchungen zum Blattwaterpotential zur Ermittlung von Trockenstress. Symptome starken Trockenstresses in Form von vorzeitig vergilbenden Blättern wurden jedoch nicht beobachtet. Die Bewässerungsmaßnahmen des Landwirtes dienten dazu, vor allem in der Phase der Blüte und der Fruchtentwicklung, den Mangelsituationen entgegenzuwirken, um hierdurch keine signifikanten Ertragseinbußen hinnehmen zu müssen. Der Landwirt rechnet in einem durchschnittlichen Jahr mit 60 dzha^{-1} Ernteertrag bei der Sommergerste und 80 dzha^{-1} beim Winterweizen. Trotz der geringen Niederschläge lagen die Erträge mit 64 dzha^{-1} und 83 dzha^{-1} deutlich höher als die Erwartungen. Ein Grund hierfür lag in der hohen solaren Einstrahlung infolge geringer Bewölkung in den phänologischen Phasen der Blüte und Fruchtentwicklung. Dies ermöglichte eine erhöhte Photosyntheseleistung und unterstützte somit die Kornentwicklung bzw. -füllung. Relativ geringe Wassergaben zur rechten Zeit stellten demnach eine effektive Methode zur Sicherstellung von Ernteerträgen dar.

Ein weiterer Bestandteil der Studie war die standörtliche Anwendung und die Integration der aus den Untersuchungen abgeleiteten Bestandeswiderstände in das Wasserhaushaltsmodell TRAIN. Das Verfahren zur Ableitung der Bestandeswiderstände führte zu überzeugenden Ergebnissen, wenn man die Konsistenz der Verdunstungsergebnisse voraussetzt. Die Bestandeswiderstände hingen stark von den meteorologischen und kulturartenspezifischen Rahmenbedingungen ab und variierten daher zwischen den beiden Getreidearten. Aufgrund sehr warmer und trockener Bedingungen in den Jahren 2014 und 2015 ist zu erwarten, dass sich die Bestandeswiderstände von Perioden, in denen die klimatischen Bedingungen dem langjährigen Mittel entsprechen oder feuchtere Verhältnisse aufweisen, von den Bestandeswiderständen dieser Studie unterscheiden werden. Somit werden bis zu einem gewissen Grad auch die Regressionsbeziehungen voneinander abweichen. Folglich wäre es sinnvoll, die Untersuchungen über längere Zeiträume fortzuführen, um ein möglichst breites Spektrum klimatischer Rahmenbedingungen zu erfassen und umfassende Beziehungen herstellen zu können.

Die direkte Anwendung der multivariaten Regressionsbeziehungen ergab eine weitgehende Übereinstimmung mit den gemessenen Verdunstungsraten beider Kulturarten. Die Implemen-

tierung in das Modellsystem TRAIN konnte die Simulation der Verdunstung im Vergleich zur unkalibrierten Simulation deutlich verbessern, was insbesondere für die Sommergerste galt. Beim Winterweizen kam es zwar zu einer Steigerung der Gütemaße, doch war die Verbesserung weniger stark ausgeprägt. Hier kam es zu einer deutlichen Unterschätzung der Verdunstungssimulation, deren Ursache in der Bodenwasserbilanz lag. Die Regressionen verwendeten zwar die Bodenfeuchte, die Wasserbilanz blieb aber unberücksichtigt. TRAIN hingegen nutzt den Wasserhaushalt zur Berechnung der Bodenfeuchte. Die starken Unterschiede zwischen den ermittelten Verdunstungsraten und der Bodenwasserbilanz in 2015 müssen zu verzerrten Regressionsbeziehungen geführt haben, wodurch es zu den Abweichungen zwischen den berechneten Bestandeswiderständen bzw. Verdunstungsraten und den Gemessenen kam. In 2014 könnte dies für die Endphase der Vegetationsperiode ebenfalls der Fall gewesen sein, da die Bodenfeuchteveränderungen der Simulationen zu niedrige Werte ergaben, obgleich die simulierten und gemessenen Verdunstungsraten ($ET_{a_{Bo-Korr}}$) eine hohe Übereinstimmung aufwiesen.

Eine Kalibrierung durch die Anpassung des Modells auf Basis der Eddy-Kovarianz-Messungen ist daher differenziert zu bewerten. Die Problematik der Energiebilanzschließung führt bei genauerer Betrachtung zu deutlichen Unsicherheiten. Die Ergebnisse dieser Studie zeigen, dass die Bowen-Verhältnis-Korrekturen in Phasen, in denen sekundäre Zirkulationen wahrscheinlich waren, zu einer Überkorrektur der latenten Wärme führte, da solche Strömungsstrukturen vor allem sensible Wärme transportieren. Hier kann die Annahme, dass das Bowen-Verhältnis der erfassten Wärmeströme dasselbe ist wie das der Residuen, nicht uneingeschränkt gelten. Hinweise über das Vorhandensein von sekundären Zirkulationsmustern ergaben die Kovarianz-Berechnungen mit Mittelungsintervallen von 24 Stunden. Der Ansatz, kombinierter Energiebilanzschließungsverfahren, konnte zwar ausgeglichene Wasserbilanzen erreichen, doch die Korrelationsanalysen ergaben eine Abkopplung der Bestandeswiderstände sowohl von den Klimaparametern als auch von der Bodenfeuchte in der Hauptwachstumszeit. Es gibt derzeit keine bekannten Alternativen zu den in dieser Studie verwendeten Verfahren zur Energiebilanzschließung. Large-Eddy-Simulationen und regionale Klimamodelle könnten helfen, die physikalischen Hintergründe der Zusammenhänge zwischen Heterogenitäten auf Landschaftsebene und der Energiebilanzlücke zu erklären. Bisher konnten hieraus noch keine praktisch anwendbaren Ansätze zur Lückenschließung abgeleitet werden (STOY et al., 2013; STEINFELD et al. 2007). Gleichwohl der Unsicherheiten während einiger Phasen der Untersuchung, liegen die Ergebnisse der Verdunstungsmessungen in einem plausiblen Bereich.

Die Plausibilisierung der täglichen Verdunstungswerte durch die Bodenwasserbilanz besitzt eine begrenzte Aussagekraft. Einerseits sind hier Probleme bei der Erfassung der tatsächlichen Bewässerungsgaben anzuführen. Im Mai 2014 erfolgte eine Bewässerungsmaßnahme außerhalb der Sensorreichweite. Im Juni 2015 kam es hingegen zu einer Überlappung der Bewässerungsbereiche, wodurch zu viel Bewässerungswasser erfasst wurde. Zudem kann die Bodenwasserbilanz nur in niederschlagsfreien Perioden mit ungesättigten Bodenfeuchtebedingungen verlässliche Aussagen über tägliche Verdunstungsraten erreichen und tendiert zu einer Unterschätzung der Verdunstung (SEIDLER, 2005). Andererseits wurde die Bodenfeuchte entlang eines 15 m langen Transektes in der direkten Umgebung der Klimastation gemessen. Im Vergleich zu den Eddy-Kovarianz-Messungen handelte sich hier dementsprechend um Punktmessungen. Die Verdunstungsmessungen erfolgten hingegen aus dem weiteren Umfeld, das durch den Footprint bestimmt wurde. Für künftige Studien sollten daher Bodenfeuchtemessungen an mehreren Punkten innerhalb des Untersuchungsbereichs in Betracht gezogen werden. Gleichzeitig könnte an diesen Stellen der Bodenwärmestrom und die Wärmespeicherung im Boden gemessen werden, da diese wichtige Bestandteile der Energiebilanz sind. So könnten Heterogenitäten von Bodeneigenschaften und Pflanzenbestand innerhalb des Untersuchungsgebietes besser erfasst und Fehlerquellen reduziert werden.

Für künftige Untersuchungen des Energie- und Wasserhaushalts könnten folgende Fragestellungen relevant sein: Können Ensembleansätze, bei denen die Bestandeswiderstände längerer Zeitreihen zusammengefasst werden zu einer Verbesserung der Simulationsergebnisse führen? Inwieweit kann die Ausdehnung des Bodenmessfeldes in die Fläche zu einer Reduzierung von Unsicherheiten und somit zu geringeren Energiebilanzlücken beitragen? Welchen Beitrag können Eddy-Kovarianz-Messungen zur Erfassung des evaporativen Teils der Verdunstung leisten? Die Methode könnte sich dazu eignen, insbesondere die Interzeptionsverdunstung direkt nach Niederschlagsereignissen zu erfassen und hierdurch die Simulationen der Interzeption zu validieren. Zudem ist die Evaporation von Brachflächen, auch in Hinblick auf die Grundwasserneubildung, ein mögliches künftiges Forschungsfeld.

Letztlich ist festzuhalten, dass die Eddy-Kovarianz-Methode, trotz der genannten Unsicherheiten und der umfangreichen Korrekturen, eine geeignete Methode zur Untersuchung des Energie- und Wasserhaushalts von landwirtschaftlich genutzten Flächen darstellt. Sie bietet ein großes Potential für weitere wissenschaftliche Fragestellungen.

Literaturverzeichnis

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden: Bodenkundliche Kartieranleitung (Hrsg.) (2005): Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten, 5. Aufl., Hannover.
- Andreas, E. L.; Geiger, C.A.; Treviño, G.; Claffey, K.J. (2008): Identifying nonstationarity in turbulence series. In: *Boundary-Layer Meteorol* 127 (1), S. 37-56.
- Allen, R.; Pereira, L. S.; Howell, T.; Jensen, M. (2011a): Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. In: *Agricultural Water Management* 98 (6), S. 899-920.
- Allen, R.; Pereira, L.; Howell, T.; Jensen, M. (2011b): Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation. In: *Agricultural Water Management* 98 (6), S. 921-929.
- Alavi, N.; Warland, J.S. Berg, A.A. (2006): Filling gaps in evapotranspiration measurements for water budget studies: evaluation of a Kalman filtering approach. In: *Agric. Forest Meteorol.* 141, S. 57–66.
- Ammann, C.; Flechard, C. R.; Leifeld, J.; Neftel, A.; Fuhrer, J. (2007): The carbon budget of newly established temperate grassland depends on management intensity. In: *The Greenhouse Gas Balance of Grasslands in Europe* 121 (1-2), S. 5-20.
- Arbeitskreis KLIWA (Hrsg.) (2006): Regionale Klimaszenarien für Süddeutschland - Abschätzung der Auswirkungen auf den Wasserhaushalt. Stuttgart.
- Arya, S.P. (2001): *Introduction to Micrometeorology*, Academic Press, London.
- Ashktorab, H.; Pruitt, K.; Paw, U.; George, W. (1989): Energy balance determinations close to the soil surface using a micro-bowen ratio system. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 46 (3), S. 259-274.
- Asseng, S.; Richter, C.; Wessolek, G. (1997): Modelling root growth of wheat as the linkage between crop and soil. In: *Plant and Soil* 190 (2), S. 267-277.
- Attarod, P.; Aoki, M.; Bayramzadeh, V. (2009): Measurements of the actual evapotranspiration and crop coefficients of summer and winter seasons crops in Japan. In: *Plant Soil Environ.*, 55 (3), S. 121–127.

- Baloch, M.; Dunwell, J.; Khan, N.; Jatoi, W.; Khakhwani, A.; Vessar, N.; Gul, S. (2013): Morpho-physiological characterization of spring wheat genotypes under drought stress. In: International Journal of Agriculture and Biology.
- Barr, A.; van der Kamp, G.; Black, T. A.; McCaughey, J. H.; Nesic, Z. (2012): Energy balance closure at the BERMS flux towers in relation to the water balance of the White Gull Creek watershed 1999-2009. In: Land-Atmosphere Interactions: Advances in Measurement, Analysis, and Modeling - A Tribute to T. Andrew Black 153, S. 3-13.
- Blume, H.-P.; Brümmer, G.W.; Horn, R.; Kandler, E.; Kögel-Knabner, I.; Kretschmar, R.; Stahr, K.; Wilke, B.-M.; Thiele-Bruhn, S.; Welp, G. (2010): Gefährdung der Bodenfunktionen. In: Lehrbuch der Bodenkunde. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, S. 449–519.
- Burba, G.; Anderson, D. (2015): A brief practical guide to eddy covariance flux measurements: principles and workflow examples for scientific and industrial applications. Lincoln, Neb, LI-COR.
- Chaudhary, T.N.; Bhatnagar, K. (1980): Wheat root distribution, water extraction pattern and grain yield as influenced by time and rate of irrigation. In: Agric Water Manage 3, S. 115–124.
- Charuchittipan, D.; Babel, W.; Mauder, M.; Leps, J.-P.; Foken, T. (2014): Extension of the averaging time in eddy-covariance measurements and its effect on the energy balance closure. In: Boundary-Layer Meteorology 152 (3), S. 303-327.
- de Vries, D.A. (1963): Thermal properties of soil. In: van Wijk, W.R. (Hrsg.): Physics of Plant Environment. North-Holland, Amsterdam, S. 210-235.
- Lütke-Entrup, N.; Oehmichen, J. (2006): Lehrbuch des Pflanzenbaus - Bd. 1 Grundlagen. AgroConcept, Bonn.
- Ehlers, W. (1996): Wasser in Boden und Pflanze. Dynamik des Wasserhaushalts als Grundlage von Pflanzenwachstum und Ertrag. Ulmer Verl., Stuttgart.
- Etling, D. (2008): Theoretische Meteorologie - eine Einführung. Springer, Heidelberg.
- Falge, E.; Baldocchi, D.; Olson, R.; Anthoni, P.; Aubinet, M.; Bernhofer, C. (2001): Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. In: Agricultural and Forest Meteorology 107 (1), S. 43-69.

-
- Foken, T.; Leuning, R.; Oncley, S.; Mauder, M.; Aubinet, M. (2012a): The Eddy Covariance Method. In: Aubinet, M.; Vesala, T.; Papale, D. (Hrsg.): Eddy Covariance: Springer Netherlands (Springer Atmospheric Sciences), S. 85-131.
- Foken, T.; Leuning, R.; Oncley, S.; Mauder, M.; Aubinet, M. (2012b): Corrections and Data Quality Control. In: Aubinet, M.; Vesala, T.; Papale, D. (Hrsg.): Eddy Covariance: Springer Netherlands (Springer Atmospheric Sciences), S. 1-20.
- Foken, T.; Mauder, M.; Liebethal, C.; Wimmer, F.; Beyrich, F.; Leps, J.-P. (2010): Energy balance closure for the LITFASS-2003 experiment. In: *Theor Appl Climatol* 101 (1-2), S. 149-160.
- Foken, T.; Nappo, C.J. (2008): *Micrometeorology*: Springer, Berlin Heidelberg, 308 S.
- Foken, T. (2006): *Angewandte Meteorologie: Mikrometeorologische Methoden*: Springer, Heidelberg Berlin.
- Foken, T.; Wichura, B. (1996): Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 78 (1-2), S. 83-105.
- Fuchs, M.; Asrar, G.; Kanemasu, E. T.; Hipps, L. E. (1984): Leaf area estimates from measurements of photosynthetically active radiation in wheat canopies. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 32 (1), S. 13-22.
- Gebler, S.; Hendricks-Franssen, H. -J.; Pütz, T.; Post, H.; Schmidt, M.; Vereecken, H. (2015): Actual evapotranspiration and precipitation measured by lysimeters: a comparison with eddy covariance and tipping bucket. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19 (5), S. 2145-2161.
- Göckede, M.; Markkanen, T.; Reth, S.; Arnold, K.; Leps, J-P; Foken, T. (2004): Ansätze zur Validierung von Footprint-Modellen basierend auf Austauschmessungen natürlicher Tracer. Vortrag, DACH Meteorologentagung.
- Heusinkveld, B.; Jacobs, A.; Holtslag, A.; Berkowicz, S. (2004): Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. In: *Agric For Meteorol* 122, S. 21–37.
- Holton, J.R. (2004): *An Introduction to Dynamic Meteorology*: Elsevier Academic Press, Burlington USA.
- Hupfer, P.; Kuttler, W.; Chmielewski, F.-M.; Pethe, H. (Hrsg.) (2005): *Witterung und Klima: Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie*. Vieweg+Teubner Verlag, Wiesbaden.

- Ibrom, A.; Dellwik, E.; Larsen, S.; Pilegaard, K. (2007): On the use of the Webb-Pearman-Leuning theory for closed-path eddy correlation measurements. In: *Tellus B* 59 (5), S. 937-946.
- Imukova, K.; Ingwersen, J.; Hevart, M.; Streck, T. (2016): Energy balance closure on a winter wheat stand: comparing the eddy covariance technique with the soil water balance method. In: *Biogeosciences* 13 (1), S. 63-75
- Ingwersen, J.; Imukova, K.; Högy, P.; Streck, T. (2015): On the use of the post-closure methods uncertainty band to evaluate the performance of land surface models against eddy covariance flux data. In: *Biogeosciences* 12 (8), S. 2311-2326.
- Ingwersen, J.; Steffens, K.; Högy, P.; Warrach-Sagi, K.; Zhunusbayeva, D.; Poltoradnev, M. (2011): Comparison of Noah simulations with eddy covariance and soil water measurements at a winter wheat stand. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 151 (3), S. 345-355.
- Kaimal, J.C.; Finnigan, J. (1994): *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*, Oxford University Press., Oxford.
- Kljun, N.; Calanca, P.; Rotach, M. W.; Schmid, H. P. (2004): A Simple Parameterisation for Flux Footprint Predictions. In: *Boundary-Layer Meteorology* 112 (3), S. 503-523.
- Kljun, N.; Rotach, M. W.; Schmid, H. P. (2002): A three-dimensional backward lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications. In: *Boundary-Layer Meteorology* 103 (2), S. 205-226.
- Kormann, R; Meixner, F. (2001): An analytical footprint model for non-neutral stratification. In: *Boundary-Layer Meteorology* 99 (2), S. 207-224.
- Köstner, B.; Granier, A.; Cermak, J. (1998): Sapflow measurements in forest stands: methods and uncertainties. In: *Annales des Sciences Forestières* 55, S. 13 – 27.
- Kraus, H. (2008): *Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie: Einführung in die Physik der Atmosphärischen Grenzschicht und in die Mikrometeorologie*, Springer, Heidelberg.
- Landesanstalt für Pflanzenbau (2002): *Umweltgerechte Landbewirtschaftung – Beregnung, Bewässerung*. Merkblatt 24, Rheinstetten, 12 S. www.ltz-bw.de (31.07.16)
- Liebenthal, C.; Foken, T. (2007): Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. In: *Theor. Appl. Climatol.* 88 (1-2), S. 43-56.

-
- Liebenthal, C.; Huwe, B.; Foken, T. (2005): Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 132 (3-4), S. 253-262.
- Liedtke, H.; Marcinek J. (Hrsg.) (2002): *Physische Geographie Deutschlands*. Gotha: Klett-Perthes.
- Leclerc, M. Y.; Thurtell, G. W. (1990): Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. In: *Boundary-Layer Meteorol* 52 (3), S. 247-258.
- Lunagaria, M.; Shekh, A.M. (2006): Radiation interception, light extinction coefficient and leaf area index of wheat (*Triticum aestivum* L.) crop as influenced by row orientation and row spacing. In: *J Agric Sci* 2, 43–54.
- Martens, S.; Ustin, S.; Rousseau, R. (1993): Estimation of tree canopy leaf area index by gap fraction analysis. In: *Forest Ecology and Management* 61 (1-2), S. 91-108.
- Mauder, M.; Jegede, O.; Okogbue, E.; Wimmer, F.; Foken T. (2007): Surface energy flux measurements at a tropical site in West-Africa during the transition from dry to wet season. In: *Theor Appl Climatol* 89, S. 171–183.
- Mauder M., Liebenthal, C., Göckede M., Leps, J.-P., Beyrich F.; Foken T. (2006): Processing and quality control of flux data during LITFASS-2003. In: *Boundary-Layer Meteorology* 121 (1), S. 67-88.
- McMillen, R. (1988): An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. In: *Boundary-Layer Meteorol.* 43 (3), S. 231–245.
- Menzel, L.; Koch, J.; Onigkeit, J.; Schaldach, R. (2009): Modelling the effects of land-use and land-cover change on water availability in the Jordan River region. In: *Adv. Geosci.* 21, S. 73–80.
- Menzel, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. In: *Zürcher Geographische Schriften* (67).
- Menzel, L. (1996): Modelling canopy resistances and transpiration of grassland. In: *Phys. Chem. Earth* (21-3), S. 123–129.
- Meynen, E.; Schmithüsen J. (1962): *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands*. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Bad Godesberg.

- Mian, M.; Nafziger, E.; Kolb, F.; Teyker, R. (1994): Root size and distribution of field grown wheat genotypes. In: *Crop Science* 34, S. 810-812.
- Moncrieff, J.; Clement, R.; Finnigan, J.; Meyers, T. (2005): Averaging, detrending, and filtering of eddy covariance time series. In: Lee X., Massman W., Law B. (Hrsg.): *Handbook of Micrometeorology: A guide for surface flux measurement and analysis*. Dordrecht: Springer Netherlands, S. 7-31.
- Moncrieff, J. B.; Massheder, J. M.; Bruin, H.; Elbers, J.; Friborg, T.; Heusinkveld, B. (1997): A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide. In: *HAPEX-Sahel* 188-189, S. 589-611.
- Monteith, J. L. (1965): Evaporation and environment. In: *Symposia of the Society for Experimental Biology* 19, S. 205-234.
- Nash, J.; Sutcliffe, J. (1970): River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles. In: *J. Hydrol.* 10, S. 282–290.
- Ohmura, A. (1982): Objective criteria for rejecting data for bowen ratio flux calculations. In: *Journal of Applied Meteorology* 21 (4), S. 595-598.
- Oncley, S.; Businger, J.; Itsweire, E.; Friehe, C.; LaRue, J.; Chang, S. (1990): Surface layer profiles and turbulence measurements over uniform land under near-neutral conditions. In: *Proceedings, ninth symposium on turbulence and diffusion, Roskilde, Denmark*. American Meteorological Society, S. 237–240.
- Pachauri, R.K.; Reisinger, A. (Hrsg.) (2007): Contribution of working groups I, II and III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, IPCC, Geneva, Switzerland.
- Panin, G.N.; Tetzlaff, G.; Raabe, A. (1998): Inhomogeneity of the land surface and problems in the parameterization of surface fluxes in natural conditions. In: *Theor Appl Climatol* (60), S.163–178.
- Papale, D.; Reichstein, M.; Aubinet, M.; Canfora, E.; Bernhofer, C.; Kutsch, W. (2006): Towards a standardized processing of net ecosystem exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. In: *Biogeosciences* 3 (4), S. 571-583.
- Papale, D. (2012): Data gap filling. In: Aubinet, M.; Vesala, T.; Papale, D. (Hrsg.): *Eddy Covariance: Springer Netherlands (Springer Atmospheric Sciences)*, S. 159-172.

-
- Pasquill, F.; Smith, F.B. (1983): Atmospheric diffusion, 3. Aufl., Wiley, New York, 437 S.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass (Proceedings of the Royal Society of London. Series A). In: Mathematical and Physical Sciences (193), S. 120-145.
- Prandtl, L. (1904): Über Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung. Verh. III. Int. Math Kongress Heidelberg, S. 484-491.
- Rannik, U.; Sogachev, A.; Foken, T.; Göeckede, M.; Kljun, N.; Leclerc, M. (2012): Footprint analysis. In: Aubinet, M.; Vesala, T.; Papale, D. (Hrsg.): Eddy Covariance: Springer Netherlands (Springer Atmospheric Sciences), S. 211-262.
- Rannik, Ü.; Vesala, T. (1999): Autoregressive filtering versus linear detrending in estimation of fluxes by the eddy covariance method. In: Boundary-Layer Meteorology 91 (2), S. 259-280.
- Reichstein, M.; Falge E.; Baldocchi D.; Papale D.; Aubinet, M.; Berbigier, P. (2005): On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. In: Global Change Biology 11 (9), S. 1424-1439.
- Regierungspräsidium Karlsruhe (2003): Bewertung der Grundwasserbewirtschaftung im Hinblick auf ihre Nachhaltigkeit in Mannheim, Heidelberg und im Rhein-Neckar-Kreis. www.rp.baden-wuerttemberg.de (31.07.16)
- Roedel, W.; Wagner, T. (2011): Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre. Springer, Berlin Heidelberg.
- Roth, D.; Günther R.; Roth, R. (1988): Transpirationskoeffizienten und Wassernutzungsraten von Getreide, Hackfrüchten und Silomais unter Feldbedingungen und in Gefäßversuchen. In: Arch. Acker-Pflanzenbau Bodenkd. (32), S. 397-403.
- Ruppert, J.; Mauder, M.; Thomas, C.; Luers, J. (2006): Innovative gap-filling strategy for annual sums of CO₂ net ecosystem exchange. In: Agric. Forest Meteorol., 138, S. 5–18.
- Schelde, K.; Ringgaard, R.; Herbst, M.; Thomsen, A.G.; Friberg, T.; Sogaard, H. (2011): Comparing evapotranspiration rates estimated from atmospheric flux and TDR soil moisture measurements. In: Vadose Zone Journal 10 (1), S. 78-83.
- Schmidt, M.; Reichenau, T. G.; Fiener, P.; Schneider, K. (2012): The carbon budget of a winter wheat field: An eddy covariance analysis of seasonal and inter-annual variability. In: Agricultural and Forest Meteorology 165 (0), S. 114-126.

- Schmid, H.P. (2002): Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective. In: FLUXNET 2000 Synthesis 113 (1-4), S. 159-183.
- Schmid, H. P.; Oke, T. R. (1990): A model to estimate the source area contributing to turbulent exchange in the surface layer over patchy terrain. In: Q.J.R. Meteorol. Soc. 116 (494), S. 965-988.
- Schume, H.; Hager, H.; Jost, G. (2005): Water and energy exchange above a mixed European Beech - Norway Spruce forest canopy: a comparison of eddy covariance against soil water depletion measurement. In: Theoretical and Applied Climatology 81 (1), S. 87-100.
- Schweiger, P.; Petrasek, R.; Ableidinger, Ch.; Hartl, W. (2009): Tiefenverteilung von Wurzeln bei Winterweizen. In: Mayer, J.; Alföldi, T.; Leiber, F.; Dubois, D.; Fried, P.; Heckendorn, F.; Hillmann, E. et al. (Hrsg.): Werte – Wege – Wirkungen: Biolandbau im Spannungsfeld zwischen Ernährungssicherung, Markt und Klimawandel. Beiträge zur 10. Wissenschaftstagung Ökologischer Landbau, Zürich, S. 11-13.
- Seidler, C.; Merta, M.; Fjodorowa, T.; Hellie, F. (2005): Prozessbezogene Verdunstungsuntersuchungen und ihre Nutzung für die Qualifikation hydrologischer Modelle. IHI-Schriften (17), Zittau.
- Shuttleworth, W.; Wallace, J. S. (1985): Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. In: Q.J.R. Meteorol. Soc. 111 (469), S. 839-855.
- Sun, G.; Noormets, A.; Chen, J.; McNulty, S.G. (2008): Evapotranspiration estimates from eddy covariance towers and hydrologic modeling in managed forests in Northern Wisconsin, USA. In: Agricultural and Forest Meteorology 148, S. 257-267.
- Steinfeld, G.; Raasch, S.; Markkanen, T. (2008): Footprints in homogeneously and heterogeneously driven boundary layers derived from a Lagrangian Stochastic particle model embedded into large-eddy simulation. In: Bound Layer Meteorol 129, 225–248.
- Steinfeld, G.; Letzel, M.; Raasch, S.; Kanda, M.; Inagaki, A. (2007): Spatial representativeness of single tower measurements and the imbalance problem with eddy-covariance fluxes: results of a large-eddy simulation study. In: Boundary-Layer Meteorology 123 (1), S. 77–98.
- Stannard, D. I.; Blanford, J. H.; Kustas, W. P; Nichols, W. D.; Amer, S. A.; Schmugge, T. J.; Weltz, M. A. (1994): Interpretation of surface flux measurements in heterogeneous terrain during the Monsoon '90 experiment. In: Water Resour. Res. 30 (5), S. 1227-1239.

-
- Statistisches Bundesamt (2015): Land- und Forstwirtschaft, Fischerei - Bodennutzung der Betriebe, Wiesbaden. www.destatis.de (31.07.16)
- Stoy, P.; Mauder, M.; Foken, T.; Marcolla, B.; Boegh, E.; Ibrom, A. et al. (2013): A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: The role of landscape scale heterogeneity. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 171–172, S. 137–152.
- Stull, R.B. (1988): *Introduction to Boundary Layer*: Kluwer Academic Pub.
- Thom, A.S.; Oliver, H.R. (1977): On Penman's equation for estimating regional evaporation. In: *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* (103), S. 345–357.
- Törnros, T.; Menzel, L. (2014a): Leaf Area Index as a function of precipitation within a hydrological model. In: *Hydrology Research* (45), S. 660–672.
- Törnros, T.; Menzel, L. (2014b): Addressing drought conditions under current and future climates in the Jordan River region. In: *Hydrology and Earth System Sciences (HESS)* (18), S. 305–318.
- Thüringischen Landesanstalt für Landwirtschaft (2005): *Wasserhaushaltsgrößen von Kulturpflanzen unter Feldbedingungen - Ergebnisse der TLL-Lysimeterstation*. In: „Landwirtschaft und Landschaftspflege in Thüringen 1, Jena.
- Twine, T. E.; Kustas, W. P.; Norman, J. M.; Cook, D. R.; Houser, P. R.; Meyers, T. P. (2000): Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 103 (3), S. 279-300.
- Uddling, J.; Pleijel, H. (2006): Changes in stomatal conductance and net photosynthesis during phenological development in spring wheat: implications for gas exchange modelling. In: *International Journal of Biometeorology* 51 (1), S. 37–48.
- Van Bavel, C. (1966): Potential evaporation: The combination concept and its experimental verification. In: *Water Resources Research* 2(3), S. 455-467.
- Vesala, T.; Kljun, N.; Rannik, Ü.; Rinne, J.; Sogachev, A.; Markkanen, T. et al. (2008): Flux and concentration footprint modelling: State of the art. In: *Environmental Pollution* 152 (3), S. 653-666.
- Vickers, D.; Mahrt, L. (1997): Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14 (3), S. 512-526.

- Webb, E. K.; Pearman, G. I.; Leuning, R. (1980): Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. In: Q.J.R. Meteorol. Soc. 106 (447), S. 85–100.
- Werner, P.C.; Gerstengarbe, F.W. (2010): Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2009) nach Paul Hess und Helmut Brezowsky. PIK Report, S. 119-146.
- Wimmer, F.; Schlaffer, S.; aus der Beek, T.; Menzel, L. (2009): Distributed modelling of climate change impacts on snow sublimation in northern Mongolia. In: Adv. Geosci. (21): S. 117–124.
- Wilpert, K. V.; Nell, U., Lukes, M., Schack-Kirchner, H. (1998): Genauigkeit von Bodenfeuchtemessungen mit Time Domain-Reflektometrie und Frequency Domain-Sensoren in heterogenen Waldböden. In: Z. Pflanzenernaehr. Bodenk. 161 (2), S. 179-185.
- Wilson, K.; Hanson, P.; Mulholland, P.; Baldocchi, D.; Wullschleger, S. (2001): A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components. sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. In: Agricultural and Forest Meteorology 106 (2), S. 153-168.
- Wohlfahrt, G.; Widmoser P. (2013): Can an energy balance model provide additional constraints on how to close the energy imbalance? In: Agricultural and Forest Meteorology 169, S. 85-91.
- Yuan, R.; Kang, M. (2007): The effect of coordinate rotation on the eddy covariance flux estimation in a hilly KoFlux forest catchment. In: Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology 9(2), S. 100-108.
- Zeiger, E.; Schwartz, A. (1982): Longevity of guard cell chloroplasts in falling leaves: implication for stomatal function in cellular aging. In: Science 218, S.680–682
- Zenker T. (2003): Verdunstungswiderstände und Gras-Referenzverdunstung. – Diss. TU Berlin, Fakultät VII – Architektur, Umwelt und Gesellschaft.
- Zhang, L.; Hu, Z.; Fan, J.; Zhou, D.; Tang, F. (2014): A meta-analysis of the canopy light extinction coefficient in terrestrial ecosystems. In: Front. Earth Sci. 8 (4), S. 1-11.

Kartenwerke

Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie
(2002): Top. Karte 1:25.000 (TK 25) Kreis Heidelberg. Wertheim.

Internetquelle

Gap-filling Service des Max Plank Institut für Biogeochemie, Jena:

www.bgc-jena.mpg.de/~MDIwork/eddyproc/method.php (31.07.2016)

Deutscher Wetterdienst, (2014): Großwetterlage-Juli 2014. Offenbach. www.dwd.de (31.07.16)

Deutscher Wetterdienst, (2015): Großwetterlage-Juli 2015. Offenbach. www.dwd.de (31.07.16)

Klimaveränderung und Wasserwirtschaft: www.kliwa.de (31.07.16)

Anhang A

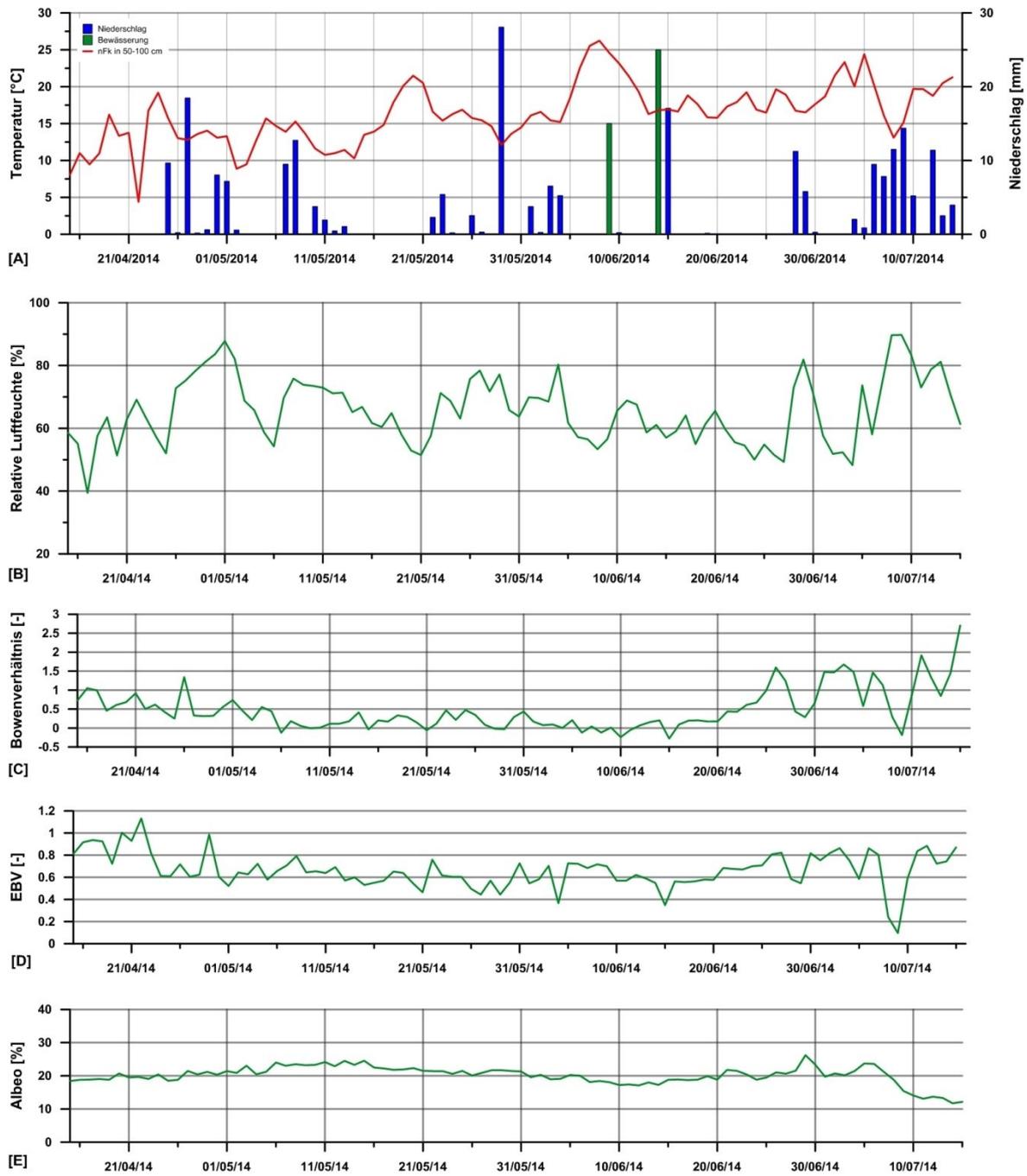


Abb. 46: Ganglinien der Klimaparameter Niederschlag, Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit sowie vom Bowen-Verhältnis, Energiebilanzverhältnis (EBV) und der Albedo für 2014

Anhang B

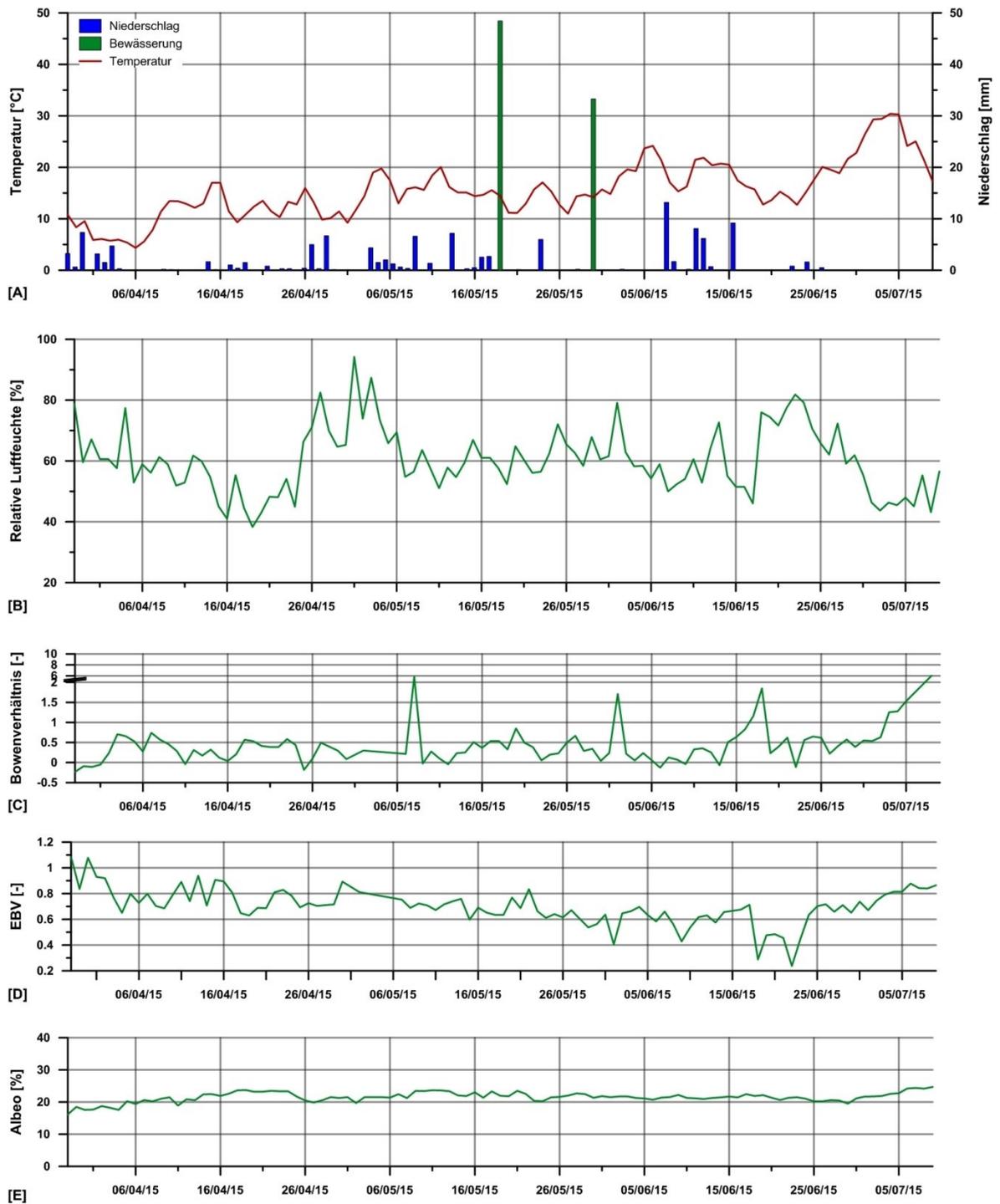


Abb. 47: Ganglinien der Klimaparameter Niederschlag, Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit sowie vom Bowen-Verhältnis, Energiebilanzverhältnis (EBR) und der Albedo für 2015

Anhang C

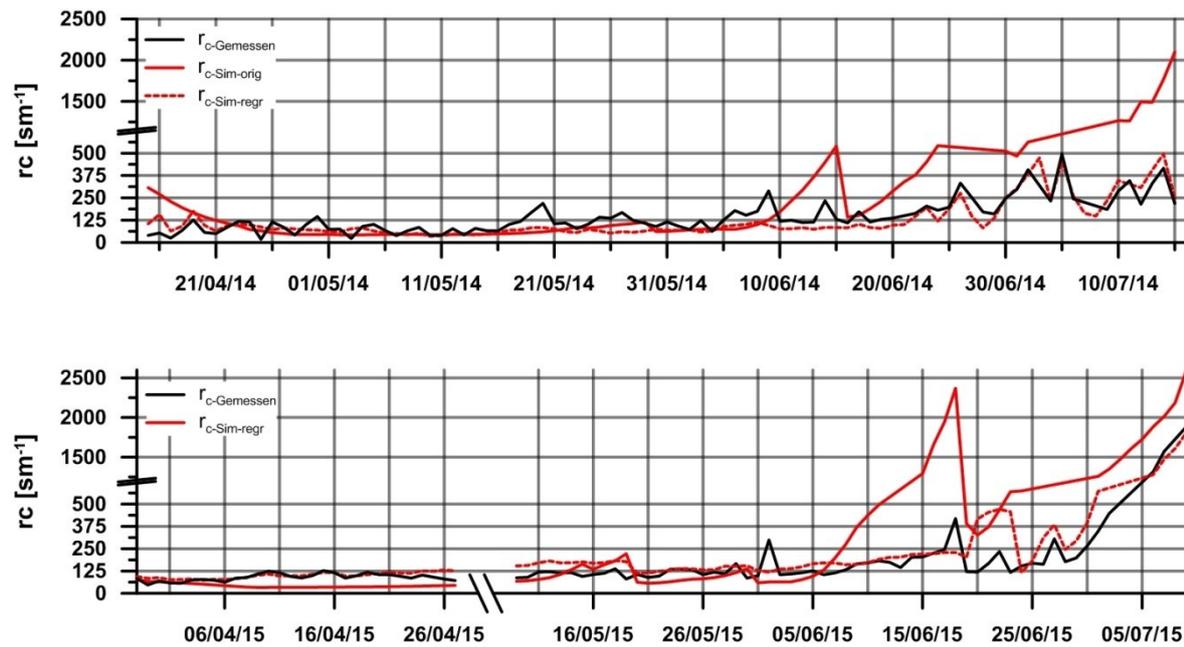


Abb. 48: Ganglinien der Gemessenen sowie der durch die unkalibrierten und standortkalibrierten Simulationen ermittelten Bestandeswiderstände (r_c).

Eidesstattliche Versicherung gemäß § 8 der Promotionsordnung der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Universität Heidelberg

1. Bei der eingereichten Dissertation zu dem Thema:

Energie- und Wasserhaushalt landwirtschaftlich intensiv bewirtschafteter Flächen - Analysen und Simulationen im Südwesten Deutschlands unter Verwendung der Eddy-Kovarianz-Methode

handelt es sich um meine eigenständig erbrachte Leistung.

2. Ich habe nur die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und mich keiner unzulässigen Hilfe Dritter bedient. Insbesondere habe ich wörtlich oder sinngemäß aus anderen Werken übernommene Inhalte als solche kenntlich gemacht.

3. Die Richtigkeit der vorstehenden Erklärungen bestätige ich.

4. Die Bedeutung der eidesstattlichen Versicherung und die strafrechtlichen Folgen einer unrichtigen oder unvollständigen eidesstattlichen Versicherung sind mir bekannt.

Ich versichere an Eides statt, dass ich nach bestem Wissen die reine Wahrheit erkläre und nichts verschwiegen habe.

Heidelberg, den 31.07.2016

Matthias Stork