

Technische Universität Dresden

Fakultät Umweltwissenschaften

Kohlendioxid- und Wasserflüsse über semiarider Steppe in der Inneren Mongolei (China)

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades

Doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)

vorgelegt von

Diplom-Hydrologin Sylvia H. Vetter

Geboren am 10. Juni 1981 in Meißen

Gutachter:

Prof. Dr. Christian Bernhofer, Technische Universität Dresden

Prof. Dr. Karl Auerswald, Technische Universität München

Dr. Christof Ammann, Universität Bern

Eingereicht am: 14.09.2015

Tag der Verteidigung: 09.06.2016

Zusammenfassung

Die semiaride Steppe der Inneren Mongolei (China) ist ein gefährdetes Ökosystem. Der Wandel vom traditionellen nomadischen Lebensstil hin zur konventionellen Landwirtschaft überlastet die Steppe und führt zu Degradierung und Desertifikation. Besonders die intensive Beweidung belastet die weiten Grasflächen und mindert deren natürliches Potential Kohlenstoff (C) im Boden zu speichern.

Um den Einfluss unterschiedlicher Beweidungsintensitäten auf die semiaride Steppe zu untersuchen, wurden im Rahmen des Projektes *Matter fluxes in grasslands of Inner Mongolia as influenced by stocking rate* (MAGIM) das Einzugsgebiet des Xilin Flusses in der Inneren Mongolei von 2004 bis 2009 untersucht. Dafür wurden u. a. meteorologische und Eddykovarianz-Messungen an definierten Standorten durchgeführt. Ziel dieser Messungen war es, die Unterschiede im Energiehaushalt und den Kohlendioxid- und Wasserflüssen (CO_2 - und H_2O -Flüsse) für die dominanten Steppenarten und unter verschiedenen Beweidungsintensitäten zu erfassen. Die Schließung der Energiebilanz ergab eine Schließungslücke von 10 – 30% in Abhängigkeit der meteorologischen Bedingungen, wobei die Lücke unter feuchten Bedingungen kleiner ist. Die gemessenen CO_2 - und H_2O -Flüsse sind klein im Vergleich zu Grasländern in den gemäßigten Zonen und reagieren sensitiv auf Veränderungen der Einflussfaktoren. Dabei ist die Evapotranspiration (ET) eng an den eingehenden Niederschlag (P) gekoppelt und über längere Zeiträume wie ein Jahr entspricht ET dem P (ET: $185,7 \text{ mm a}^{-1}$ bis 242 mm a^{-1} ; P : 138 mm a^{-1} bis 332 mm a^{-1}). Die Jahressummen für den Nettoökosystemaustausch (NEE) reichen von $-10,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (2005) bis $-67,5 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (2007) für die unbeweidete Steppe und charakterisieren diese als eine leichte Nettosenke für atmosphärisches CO_2 . Grundsätzlich zeigt die unbeweidete Steppe eine höherer C-Sequestrierung (maximale C-Sequestrierung im Mittel $-0,06 \text{ g C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) als die beweidete Steppe (maximale C-Sequestrierung im Mittel $-0,02 \text{ g C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

Die Messergebnisse zeigen, dass die Steppe unter trockenen Verhältnissen zur CO_2 -Quelle wird, unter erhöhten Niederschlagsbedingungen zur CO_2 -Senke und die Beweidung die C-Sequestrierung des Ökosystems unter beiden Bedingungen einschränkt. Im Vergleich der beiden Steppenarten (*Leymus chinensis* und *Stipa grandis*) konnte für *Leymus chinensis* eine höhere Trockentoleranz beobachtet werden. Diese führt zu einer höheren C-Sequestrierung unter trockeneren Verhältnissen. Unabhängig von der Steppenart sind die wichtigsten Einflüsse auf das Ökosystem die Bodenfeuchte, die vom eingehenden P abhängt, die Temperatur (T) und die Beweidung. Diese Faktoren können dabei nicht unabhängig voneinander betrachtet werden. Der Einfluss durch die Beweidung beeinflusst das Ökosystem nachhaltig, wobei die Intensität und die Dauer (Jahre) der Beweidung entscheidend sind, da nicht nur die oberirdische Biomasse reduziert wird, sondern gleichzeitig die Bodeneigenschaften.

Um die Sensitivität auf den CO₂- und H₂O-Austausch der semiariden Steppe über die Messungen hinaus abzuschätzen, wurden Simulationen mit den Modellen BROOK90 und DAILYDAYCENT (DDC) durchgeführt. Beide Modelle konnten gut an die Bedingungen der semiariden Steppe angepasst werden, wobei die Übereinstimmung zwischen der gemessenen und modellierten ET für BROOK90 besser war ($r^2 = 0,7$) als für DDC ($r^2 = 0,34$). Beide Modelle konnten gut die Dynamik der ET-Messungen wiedergeben. Die Sensitivitätsanalyse hat gezeigt, dass die Beziehung zwischen P und ET entscheidend für das Ökosystem ist und sich Änderungen in der T nur zum Ende und Beginn der Vegetationsperiode auf den Wasseraustausch auswirken.

DDC konnte sehr gut den gemessenen CO₂-Austausch simulieren. Die Ergebnisse zeigen die Sensitivität gegenüber den klimatischen Faktoren T , P und der Beweidung. Die CO₂-Flüsse werden durch hohe Beweidungsintensitäten so stark minimiert, dass andere Einflussfaktoren dahinter zurücktreten. Bei leichten Beweidungsintensitäten wirkt sich dagegen besonders der P auf die Austauschprozesse aus. Die DDC-Ergebnisse zeigen, dass unter den derzeitigen Bedingungen der bodenorganische Kohlenstoff (SOC) verringert wird, also C aus dem Boden freigesetzt wird. Auch unter unbeweideten Verhältnissen steigt der SOC nicht wieder auf das Ausgangsniveau (von vor der Beweidung) an. Die Ergebnisse zeigten, dass die C-Sequestrierung der Steppe nur erhöht werden kann, wenn der P steigt, die T in einem Optimumbereich ($\pm 2^\circ\text{C}$) bleibt und die Beweidung minimiert wird.

Die Messungen und Modellergebnisse zeigen, dass der Niederschlag der limitierende Faktor der semiariden Steppe ist. P bestimmt die Bodenfeuchte, diese wiederum beeinflusst das Pflanzenwachstum und somit den CO₂- und H₂O-Austausch der Pflanzen. Die Beweidung strapaziert das Ökosystem und reduziert dadurch die CO₂- und H₂O-Flüsse und verändert die Bodeneigenschaften nachhaltig. Unabhängig von der klimatischen Entwicklung, ist die derzeitige überwiegend hohe Beweidungsintensität der Steppe eine Belastung für das Ökosystem und schränkt das Pflanzenwachstum langfristig ein, was u. a. die Desertifikation begünstigt.

Summary

Semiarid grasslands in Inner Mongolia (China) are degrading. The change from the traditional Nomadic lifestyle to conventional agriculture stresses the semiarid grasslands and increases desertification. In particular, intense grazing of the semiarid grasslands reduces their potential of storing carbon (C) in the soil.

In the project *Matter fluxes in grasslands of Inner Mongolia as influenced by stocking rate* (MAGIM) a team of scientists researched the catchment area of the Xilin River to investigate impacts of different grazing intensities on semiarid grasslands. Meteorological and eddy covariance measurements took place from 2004 to 2009. The aim of the measurements was to examine the energy balance and the exchange of the carbon dioxide (CO₂) and water (H₂O) fluxes of the dominant grasslands in Inner Mongolia under different grazing intensities. The energy balance could be closed by 70 – 90% depending on the driving factors. The energy balance shows a smaller gap for moist conditions. The CO₂ and H₂O fluxes in the study area are much smaller than in temperate grasslands and show a high sensitivity towards the driving factors. Evapotranspiration (ET) is closely connected to the precipitation (*P*) and over longer periods of a year or more, ET nearly matches *P* (ET: 185.7 mm a⁻¹ to 242 mm a⁻¹; *P*: 138 mm a⁻¹ to 332 mm a⁻¹). The annual net ecosystem exchange (NEE) of ungrazed grassland ranges from -10.7 g C m⁻² a⁻¹ (2005) to -67.5 g C m⁻² a⁻¹ (2007), which makes the grassland a small CO₂-sink. Overall, ungrazed grassland shows higher C sequestration (averaged maximum -0.06 g C m⁻² s⁻¹) than grazed grassland (averaged maximum -0.02 g C m⁻² s⁻¹).

The measurements show the semiarid grassland as a CO₂-source under dry conditions and as a CO₂-sink under moist conditions, while grazing decreases the C sequestration for both climatic conditions. A comparison of the two dominant steppe types (*Leymus chinensis* and *Stipa grandis*) showed a higher tolerance for *Leymus chinensis* under dry conditions, which resulted in higher C sequestration for this vegetation. Besides the steppe type, the main driving factors are *P*, temperature (*T*) and grazing. These factors can not only be considered in isolation, but cross correlation needs to get considered as well. Grazing affects the sustainability of the ecosystem, with an increasing impact due to grazing intensity and duration (years). The impact of grazing influences the vegetation directly and shows indirect impacts for the soil properties.

Simulations with the models BROOK90 and DAILYDAYCENT (DDC) enable a sensitivity analysis of CO₂ and H₂O fluxes of the semiarid grassland. Both models performed well, but BROOK90 showed a better fit to observed ET ($r^2 = 0.7$) than DDC ($r^2 = 0.34$). Both models simulated the dynamics of the measured ET well. The sensitivity analysis showed a close relationship between *P* and ET and a smaller impact on ET due to a change in *T*.

DDC performs well in the simulation of CO₂ exchange dynamics of the semiarid grassland. The results show for high grazing intensities a decreasing influence of the other driving factors. A change in *P* has an influence on CO₂ and H₂O fluxes under low grazing intensities.

The results also show a decrease in soil organic carbon (SOC) as grazing intensity increases (under current climatic conditions). An increase in SOC could only be achieved under an increase in P , an optimum T and low grazing intensities.

The measurements and results of the simulations identify P as the main driving factor controlling the CO_2 and H_2O fluxes in the semiarid grassland. P influences the soil moisture and this influences plant growth, which governs the CO_2 and H_2O exchange of the vegetation. Grazing decreases the CO_2 and H_2O exchange and affects the soil properties in the long term. Besides climate change, the current high grazing intensities of the semiarid grassland have a negative impact on the ecosystem, decreasing plant growth and increasing desertification.

Inhalt

Zusammenfassung	i
Summary	iii
Inhalt	v
Symbol- und Abkürzungsverzeichnis	viii
1 Einleitung	1
1.1 Hintergrund	1
1.2 Motivation	2
1.3 Zielsetzung	3
1.4 Eingliederung in das Forschungsprojekt MAGIM.....	4
2 Einführung und Stand der Forschung	5
2.1 Energie-, CO ₂ - und H ₂ O-Austausch eines Ökosystems	5
2.2 CO ₂ - und H ₂ O-Flüsse semiarider Steppen	6
2.3 Erfassen der CO ₂ - und H ₂ O-Flüsse	8
2.4 Anwendung der ökologischen Modellierung	9
3 Untersuchungsgebiet	11
3.1 Charakterisierung des Untersuchungsgebiets.....	11
3.1.1 Geographie	11
3.1.2 Klima.....	12
3.1.3 Vegetation und Landnutzung	13
3.1.4 Boden	14
3.2 Versuchsflächen	14
4 Methoden	17
4.1 Messungen auf den Versuchsflächen	17
<i>Messsystem</i>	17
<i>Messkonzept</i>	18
4.2 Eddykovarianz-Methode	19
4.2.1 Theorie	19
4.2.2 Messtechnik.....	20
4.2.3 Berechnung.....	22
4.2.3.1 Berechnungsansatz	22
4.2.3.2 Spezifische Gleichungen für Wärme-, Kohlendioxid- und Wasserflüsse.....	23
4.2.3.3 Korrekturverfahren.....	23
<i>Koordinatenrotation (Neigungsrotation)</i>	23
<i>Temperaturkorrektur</i>	24
<i>Spektrale Korrektur</i>	25
<i>Dichtekorrektur</i>	26

	<i>Korrektur der Selbsterwärmung von „open-path“ Gasanalysatoren</i>	26
4.3	Schließungslücke.....	27
4.4	Flüsse auf Ökosystemniveau	27
4.5	Datenaufbereitung	29
4.5.1	Aufbereitung der hochfrequenten Daten	29
4.5.2	Lückenfüllung	29
4.6	Modellierung der CO ₂ - und H ₂ O-Flüsse	30
4.6.1	BROOK90.....	31
	<i>Modellbeschreibung</i>	31
	<i>Parametrisierung von BROOK90</i>	32
4.6.2	DAILYDAYCENT	33
	<i>Modellbeschreibung</i>	33
	<i>Parametrisierung von DDC</i>	34
4.6.3	Simulationen für das Untersuchungsgebiet.....	35
5	Ergebnisse	37
5.1	Meteorologische Bedingungen im Messzeitraum	37
5.2	Ergebnisse der EC-Messungen.....	41
5.2.1	Flüsse über der unbeweideten Steppe	41
5.2.1.1	Energieflüsse	41
	<i>Energiebilanz</i>	44
5.2.1.2	CO ₂ - und H ₂ O-Flüsse	46
5.2.1.3	Bilanzen mit unterschiedlicher Integrationszeit.....	49
5.2.2	Einfluss der meteorologischen Bedingungen.....	53
	<i>Evapotranspiration (ET)</i>	53
	<i>Nettoökosystemaustausch (NEE)</i>	55
5.2.3	Einfluss der Steppenart.....	59
5.2.4	Einfluss der Beweidung	63
5.3	Ergebnisse der Modellierung	71
5.3.1	Ergebnisse der BROOK90-Modellierung	71
	<i>Parametrisierung</i>	71
	<i>Modellanpassung und Validierung</i>	72
	<i>Verdunstungskomponenten in ET</i>	74
	<i>Sensitivitätsanalyse mit BROOK90</i>	74
5.3.2	Ergebnisse der DDC-Modellierung.....	77
	<i>Modellanpassung und Validierung</i>	77
	<i>Sensitivitätsanalyse mit DDC</i>	80
5.3.3	Vergleich der ET-Modellierungen	87
6	Diskussion	91
6.1	Diskussion der Messergebnisse.....	91
6.1.1	EC-Messungen und Datenbearbeitung.....	91
6.1.2	Schließung der Energiebilanz.....	93
6.1.3	ET der semiariden Steppe.....	94

6.1.4	CO ₂ -Austausch in der semiariden Steppe	96
	<i>Jahresbilanzen der unbeweideten Steppe</i>	96
	<i>Einfluss meteorologischer Größen</i>	98
	<i>Tagesgänge</i>	99
	<i>Vergleich der unbeweideten Leymus chinensis und Stipa grandis Steppe</i>	100
	<i>Einfluss der Beweidung</i>	101
6.2	Diskussion der Modellergebnisse.....	103
6.2.1	ET-Modellierung.....	103
6.2.2	CO ₂ -Modellierung.....	104
7	Schlussfolgerungen	109
	Literaturverzeichnis	111
	Abbildungsverzeichnis	125
	Tabellenverzeichnis	133
	Anhang A	135
	Anhang B	146
	Anhang C	177
	Danksagung	199
	Erklärung	200

Symbol- und Abkürzungsverzeichnis

Lateinische Symbole

A_R	[W m ⁻²]	$R_g - H$, verfügbare Energie über dem Bestand
A_S	[W m ⁻²]	verfügbare Energie am Boden
a	[kPa °C ⁻¹]	Anstieg der Korrelation zwischen Sättigungsdampfdruck und Temperatur
a'	[μmol m ⁻² s ⁻¹]	Lichtnutzungseffizienz
ANPP	[g m ⁻²]	Nettoprimärproduktion
b	[m]	Schlauchradius
c	[m s ⁻¹]	Schallgeschwindigkeit
c_{CO_2}	[ppm] [μmol mol ⁻¹]	CO ₂ -Konzentration
c_p	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
c_v	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen
d	[m]	Nullverschiebung der Vegetationsdecke (<i>zero plane displacement</i>)
E	[kg m ⁻² s ⁻¹]	korrigierter H ₂ O-Fluss
E_{Inter}	[mm]	Interzeptionsverdunstung
E_n		Parameter der Aktivierungsenergie
E_{Soil}	[mm]	Bodenverdunstung
E_{Tran}	[mm]	Transpiration
E_0	[kg m ⁻² s ⁻¹]	unkorrigierter H ₂ O-Fluss
ET	[mm]	Evapotranspiration
ET _{BROOK90}	[mm]	simulierte Evapotranspiration mit BROOK90
ET _{DDC}	[mm]	simulierte Evapotranspiration mit DAILYDAYCENT
ET _{meas}	[mm]	gemessene Evapotranspiration
ET _{mod}	[mm]	simulierte Evapotranspiration
F		Fluss
F_c	[μmol m ⁻² s ⁻¹] [mg m ⁻² s ⁻¹]	Kohlendioxid Fluss
F_{c0}	[μmol m ⁻² s ⁻¹] [mg m ⁻² s ⁻¹]	unkorrigierter Kohlendioxid Fluss
G	[W m ⁻²]	Bodenwärmestrom
g_c	[mm s ⁻¹]	Bestandesleitfähigkeit
$g_{c,max}$	[mm s ⁻¹]	maximale Bestandesleitfähigkeit
GPP	[μmol m ⁻² s ⁻¹] [mg m ⁻² s ⁻¹]	Bruttoprimärproduktion GPP – <i>gross primary production</i>
H	[W m ⁻²]	sensibler Wärmestrom

h	[ppt] [mmol mol ⁻¹]	Wasserdampfkonzentration
k^{air}	[W m ⁻¹ °K ⁻¹]	Wärmeleitfähigkeitskoeffizient von Luft
K_{\downarrow}	[W m ⁻²]	kurzwellige einfallende Strahlung
K_{\uparrow}	[W m ⁻²]	kurzwellige reflektierte Strahlung
L	[kJ kg ⁻¹]	Verdampfungswärme
l	[m]	Schlauchlänge
l^{bot}	[m]	Durchmesser des Bodenfenster des <i>open-path</i> Gasanalysators ($l^{\text{bot}}=0,065\text{m}$)
l^{spar}	[m]	Durchmesser der Zwischenstäbe des <i>open-path</i> Gasanalysators ($l^{\text{spar}}=0,005\text{m}$)
l^{top}	[m]	Durchmesser des Kopffenster des <i>open-path</i> Gasanalysators ($l^{\text{top}}=0,045\text{m}$)
L_{\downarrow}	[W m ⁻²]	langwellige einfallende Strahlung
L_{\uparrow}	[W m ⁻²]	langwellige abgehende Strahlung
LAI	[m ² m ⁻²]	Blattflächenindex, LAI - <i>leaf area index</i>
LE	[W m ⁻²]	latenter Wärmestrom
LE_0	[W m ⁻²]	unkorrigierter latenter Wärmestrom
M_a	[g mol ⁻¹]	molare Masse trockener Luft
M_v	[g mol ⁻¹]	molare Masse von Wasser
n	[Hz]	Frequenz
n_c	[Hz]	Übergangsfrequenz
n_s	[Hz]	Messfrequenz
NEE	[μmol m ⁻² s ⁻¹] [mg m ⁻² s ⁻¹]	Nettoökosystemaustausch, <i>hier</i> : von CO ₂ NEE – <i>net ecosystem exchange</i>
NEE _{mod}	[g m ⁻² s ⁻¹]	modellierte NEE
NEE _{Nacht}	[μmol m ⁻² s ⁻¹]	NEE bei Nacht, $R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$
NEE _{Tag}	[μmol m ⁻² s ⁻¹]	NEE am Tag, $R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$
NEP	[mg m ⁻² s ⁻¹]	Nettoökosystemproduktion NEP - <i>net ecosystem production</i>
NPP	[mg m ⁻² d ⁻¹]	Nettoprimärproduktion NPP – <i>net primary production</i>
NPP _{mod}	[mg m ⁻² d ⁻¹]	modellierte NPP
P	[mm]	Niederschlag
p_s		skalare Weglänge
p_{xy}	[m]	Distanz zwischen den Geräten
PPFD	[μmol m ⁻² s ⁻¹]	photosynthetische Photonenflussdichte
R	[mm]	Abfluss
R_a	[mg m ⁻² s ⁻¹]	autotrophe Atmung
r_a	[m s ⁻¹]	aerodynamischer Widerstand
r_{ac}	[m s ⁻¹]	aerodynamischer Widerstand des Bestandes

r_{as}	[m s ⁻¹]	aerodynamischer Widerstand am Boden
r_c	[m s ⁻¹]	Bestandeswiderstand
$R_{eco,ref}$	[μmol m ⁻² s ⁻¹]	Referenztemperatur für Regression Atmung-Temperatur
R_g	[W m ⁻²]	Globalstrahlung
R_h	[g m ⁻² s ⁻¹]	heterotrophe Atmung
$R_{h,mod}$	[g m ⁻² s ⁻¹]	modellierte heterotrophe Atmung
R_n	[W m ⁻²]	Strahlungsbilanz
R_s	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	spezifische Gaskonstante ($R_s=287$ J kg ⁻¹ K ⁻¹)
r_{sc}	[m s ⁻¹]	Bestandeswiderstand an der Oberfläche
r_{ss}	[m s ⁻¹]	Widerstand der Wasserbewegung von Wasserdampf vom Boden zur Oberfläche
r^{spar}	[m]	Radius des Zylinders des <i>open-path</i> Gasanalysators ($r^{spar}=0,0025$ m)
r^{top}	[m]	Radius der Kopfsensoren des <i>open-path</i> Gasanalysators ($r^{top}=0,0225$ m)
S	[W m ⁻²]	sensibler Wärmestrom bei Korrektur der Selbsterwärmung der <i>open-path</i> Gasanalysators
s		Mischungsverhältnis eines Gases
S_c	[g m ⁻² s ⁻¹]	Speicheränderung der CO ₂ -Konzentration
S^{bot}	[W m ⁻²]	sensibler Wärmestrom am Boden des <i>open-path</i> Gasanalysators
S^{spar}	[W m ⁻²]	sensibler Wärmestrom an den Zwischenstäben des <i>open-path</i> Gasanalysators
S^{top}	[W m ⁻²]	sensibler Wärmestrom am Kopf des <i>open-path</i> Gasanalysators
SOC	[g m ⁻²]	organischer Kohlenstoff im Boden - <i>soil organic carbon</i>
SOC _{mod}	[g m ⁻²]	modellierter SOC
T	[°C]	Lufttemperatur
t	[s]	Zeit
T_0	[°C]	Konstante ($T_0=-46,02$ °C)
$T_{all}(n)$		Übertragungsfunktion für spektrale Korrektur
T_b	[°C]	Bodentemperatur
$T_{ds}(n)$		Transferfunktion der Dämpfung durch digitales Signal
T_{FW}	[°C]	gemessene Temperatur im Messpfad des <i>open-path</i> Gasanalysators
$T_{hi}(n)$		Transferfunktion für <i>high-pass filtering</i>
T_{max}	[°C]	maximale Lufttemperatur
T_{min}	[°C]	minimale Lufttemperatur
T_{ref}	[°C]	Referenztemperatur ($T_{ref}=10$ °C)
$T_s(n)$		Transferfunktion der Dämpfung durch Separation der Messgeräte

T_S^{bot}	[°K]	Oberflächentemperatur am Boden des <i>open-path</i> Gasanalysators
T_S^{spar}	[°K]	Oberflächentemperatur an den Zwischenstäben des <i>open-path</i> Gasanalysators
T_S^{top}	[°K]	Oberflächentemperatur am Kopf des <i>open-path</i> Gasanalysators
T_{sonic}	[°C]	Ultraschalltemperatur
$T_{\text{sp}}(n)$		Transferfunktion der Dämpfung durch Mittelung der Pfadlänge und des Volumens
$T_t(n)$		Transferfunktion der Dämpfung durch den Schlauch
$T_\tau(n)$		Transferfunktion der Zeitverzögerung
$T_{\tau c}(n)$		Transferfunktion für die Zeitverzögerung für das Signal des Gasanalysators
$T_{\tau w}(n)$		Transferfunktion für die Zeitverzögerung für das Signal der Windkomponente
$T_{\text{vp}}(n)$		Transferfunktion der Dämpfung durch Mittelung des Vektorweges
TER	[$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$] [$\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]	Gesamtatmung TER – <i>total ecosystem respiration</i>
u	[m s^{-1}]	Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit
u_{max}	[m s^{-1}]	maximale Windgeschwindigkeit
u_t	[m s^{-1}]	Geschwindigkeit des angesaugten Luftstroms
u^*	[m s^{-1}]	Schubspannungsgeschwindigkeit
v	[m s^{-1}]	Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit
VPD	[hPa]	Dampfdruckdefizit
VPD_0	[Pa]	Dampfdruckdefizit in Höhe der effektiven Quelle
w	[m s^{-1}]	Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit
z	[m]	Messhöhe der Windgeschwindigkeit
z_0	[m]	Rauhigkeitslänge
z_τ	[m]	Höhe des Referenzniveaus

Griechische Symbole

β		Bowenverhältnis (H/LE)
Δ	[Pa K ⁻¹]	Rate der Änderung des Dampfdrucks mit Temperatur
ΔS_E	[W m ⁻²]	Speicheränderung des Energiehaushalts
ΔS_W	[mm]	Speicheränderung des Wasserhaushalts
δ^{bot}	[m]	mittlere Dicke der Grenzschicht am Boden des <i>open-path</i> Gasanalysators
δ^{spar}	[m]	mittlere Dicke der Grenzschicht an den Zwischenstäben des <i>open-path</i> Gasanalysators
δ^{top}	[m]	mittlere Dicke der Grenzschicht am Kopf des <i>open-path</i> Gasanalysators

θ	[Vol%]	Bodenfeuchte
Φ	[°]	Alpha, Winkel zur Berechnung der Koordinatenrotation
γ	[kPa °C ⁻¹]	Psychrometerkonstante
γ_c		Verhältnis c_p/c_v
Λ		Dämpfungsparameter für jeqwiliges Gas
μ		Verhältnis von molarer Masse von Luft und Wasser ($\mu=1,6077$)
Θ	[°]	Beta, Winkel zur Berechnung der Koordinatenrotation
ρ_a	[g m ⁻³]	Luftdichte
ρ_d	[g m ⁻³]	Dichte trockener Luft
ρ_c	[g m ⁻³]	Dichte von CO ₂
ρ_v	[g m ⁻³]	Dichte von Wasserdampf
σ		Verhältnis der mittleren Dichte von Wasser und Luft
τ		dynamischen Zeitverzögerung des Sensors
τ_f		Konstante für <i>high-pass filtering</i>
φ	[%]	relative Luftfeuchte

Abkürzungen und Eigennamen

AMERIFLUX	Nordamerikanisches Netzwerk für EC Messungen
ASIAFLUX	Asiatisches Netzwerk für EC Messungen
BFK	Bodenfeuchteklasse
BROOK90	Wasserhaushaltsmodell zur Simulation der Verdunstung und des Bodenwassers
C	Kohlenstoff
C ₆ H ₁₂ O ₆	Glukose
CANADIAN CP	Kanadisches Netzwerk für EC Messungen
CARBOAFRICA	Netzwerk für EC Messungen in Afrika
CARBOEUROPE IP	Europäisches Netzwerk für EC Messungen
CHINAFLUX	Chinesisches Netzwerk für EC Messungen
CENTURY	biogeochemisches Modell zur Simulation von Wasser-, Kohlenstoff- und Stickstoffflüssen
CH ₄	Methan
CO ₂	Kohlendioxid
DAILYDAYCENT	biogeochemisches Modell basierend auf CENTURY und DAYCENT
DAYCENT	Modell, auf Tageswerten basierende Version von CENTURY
DDC	DAILYDAYCENT
EC	<i>eddy covariance</i> , Eddy-Kovarianz
EXF	Einzugsgebietes des Xilin Flusses
FLUXNET	weltweites Netzwerk für EC Messungen

G1	Beweidungsintensität für DDC-Simulation (ANPP -10%)
G6	Beweidungsintensität für DDC-Simulation (ANPP -70%)
GLADA	Global Assessment of Land Degradation and Improvement
H ₂ O	Wasserdampf
IM	Inneren Mongolei (eine autonome Region der Volksrepublik China)
LCCG	kontinuierliche Beweidung der <i>Leymus chinensis</i> Steppe (<i>continuous grazing</i>)
LCG	beweidete <i>Leymus chinensis</i> Steppen
LCHG	überweidete <i>Leymus chinensis</i> Steppe (<i>heavily grazing</i>)
LCUG79	unbeweidete <i>Leymus chinensis</i> Steppe seit 1979 (<i>ungrazed since 1979</i>)
LCWG	im Winter beweidete <i>Leymus chinensis</i> Steppe (<i>winter grazing</i>)
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
O ₂	Sauerstoff
OZFLUX	Netzwerk für EC Messungen in Australien und Neuseeland
SGUG79	unbeweidete <i>Stipa grandis</i> Steppe seit 1979 (<i>ungrazed since 1979</i>)
WPL	Webb-Pearman-Leuning Korrektur

1 Einleitung

1.1 Hintergrund

Ursache und Wirkung des anthropogen verursachten Klimawandels beschäftigt Wissenschaft und Politik weltweit. Eine Auswirkung ist der Anstieg der globalen Durchschnittstemperatur von 1880 bis 2012 von durchschnittlich 0,85°C; und derzeit wird von einer weiteren Erhöhung bis 2100 im Bereich von 0,3°C und 4,8°C ausgegangen (*IPCC 2014*). Weitere Folgen sind häufige Hitzewellen, extreme Niederschlagsereignisse, die Erwärmung und Versauerung der Ozeane und der Anstieg des globalen Meeresspiegels. An dieser Entwicklung sind anthropogen verursachte Treibhausgase (GHG – *greenhouse gases*) maßgeblich beteiligt, die seit Beginn der Industrialisierung vermehrt in die Atmosphäre abgegeben werden. Da GHG die emittierte Strahlung der Erde absorbieren und dann erneut abgeben, wird die Einstrahlung auf die Erdoberfläche erhöht, was wiederum zu einer Erhöhung der Temperatur führt (Glashaus-effekt).

Eines der wichtigsten anthropogen verursachten GHG ist Kohlendioxid (CO₂), dessen Konzentration in der Atmosphäre in den letzten 200 Jahren und besonders in den letzten Jahrzehnten stark angestiegen ist (um 80% von 1970 – 2004, *IPCC 2007b*). Um dieser Entwicklung effektiv entgegenzuwirken müssen die Emissionen gesenkt werden. Neben der Energieerzeugung, der Industrie und dem Verkehr, ist der landwirtschaftliche Sektor eine nennenswerte CO₂-Quelle, die gleichzeitig großes Potential zur Senkung von GHG bietet. Derzeit beträgt der Anteil der Landwirtschaft an den anthropogen verursachten GHG, global 14% (*IPCC 2007b*). Wird der Anteil des Landnutzungswechsels, speziell von Wald zu Agrarwirtschaft, hinzugenommen, ist dieser Sektor für ca. 1/3 der anthropogen verursachten GHG verantwortlich. Von allen landwirtschaftlich genutzten Flächen nehmen Grasländer etwa 70% ein (*FAO 2005*). In Grasländern werden derzeit ca. 34% der globalen Kohlenstoff (C)-Bestände aller terrestrischen Ökosysteme gespeichert, wobei C hauptsächlich im Boden gespeichert wird und weniger in der Vegetation (*White et al. 2000*). Gerade die Bindung von C im Boden hat großes Potential die CO₂-Emissionen im landwirtschaftlichen Bereich durch eine verbesserte bzw. angepasste Bewirtschaftung zu minimieren (*IPCC 2007a*).

Global, sind ca. 73% der Grasflächen durch Bodendegradierung gefährdet (*WOCAT 2009*). Dabei wird der Anteil organischer Substanzen, wie im Boden gespeicherter C, stark reduziert. Besonders gefährdet sind Weiden in Trockengebieten, was 2/3 der globalen Viehwirtschaft betrifft und dabei überwiegend in ärmlichen Verhältnissen stattfindet (*FAO 2009*). Diese Umstände führen oft zu einer starken Beweidung der Grasflächen, was wiederum zu Bodendegradierung führt (*FAO 2009*). In einer globalen Studie zu degradierten Landflächen (GLADA -*Global Assessment of Land Degradation and Improvement*) wurde ermittelt, dass bereits 22% der Trockengebiete degradiert sind, davon 9% in semiariden Gebieten. Der

Hauptgrund für diese Entwicklung ist eine für das jeweilige Gebiet ungeeignete Bewirtschaftung (FAO 2009).

Zu diesen gefährdeten Trockengebieten zählen die Steppen im Norden Chinas. Sie stellen eine der größten zusammenhängende Grasfläche der Erde dar (Kawamura et al. 2005), die durch die Zunahme der Degradierung und der Desertifikation bedroht ist. So waren 2001 nur noch 43,9% (38,1 Mio. ha) der Grasflächen in der Inneren Mongolei (eine autonome Region der Volksrepublik China) in „gutem“ Zustand erhalten (Chuluun 2001). Diese Entwicklung wurde maßgeblich durch einen Wandel in der Bewirtschaftungspolitik in den 1950er und 1960er Jahren beeinflusst. Traditionell war die Steppe im Norden Chinas im nomadischen Lebensstil beweidet. Seit der veränderten Bewirtschaftungspolitik wird die Steppe durch lokale Farmer betrieben (Sneath 1998). Dieser Wandel von einer geringen Nutzung der Steppe, hin zu kontinuierlicher, intensiver Beweidung und der gleichzeitigen Zunahme des Ackerbaus, führte zur Ausbeutung der Landressourcen und zu großräumiger Überweidung der Steppe. Diese Prozesse führten dann zu Degradierung und Desertifikation der Grasflächen bzw. zur dessen Beschleunigung (Jian und Meurer 2001; Graetz 1994; Tong et al 2004).

Generell ist das Potential C aus der Atmosphäre zu sequestrieren von Grasflächen in Trockengebieten groß, was zu einer Reduktion der CO₂-Emissionen beitragen kann, da (i) es weitflächige Gebiete sind und (ii) diese Böden in der Vergangenheit bereits viel C freisetzen und sie nun weit entfernt von einer C-Sättigung sind (FAO/LEAD 2006). Zurzeit ist die Gefahr groß, dass durch eine schlecht angepasste Bewirtschaftung, die Intensivierung der Beweidung oder dem Klimawandel der im Boden gespeicherte C freigesetzt wird (FAO 2009). Besonders der Klimawandel kann durch die Erhöhung der globalen Durchschnittstemperatur den Abbau des im Boden gespeicherten C eher beschleunigen (Jenkinson et al. 1991, MacDonald et al. 1999, Niklinska et al. 1999, Scholtes et al. 1999).

1.2 Motivation

Um den Einfluss von landwirtschaftlich verursachten GHG auf das globale Klima abschätzen zu können, muss zunächst der Austausch von CO₂- und Wasserdampf (H₂O)-Flüssen einzelner Ökosysteme untersucht und verstanden werden. Dazu dienen Untersuchungen von einzelnen Ökosystemen unter natürlichen Bedingungen und unter verändertem Klima und Bewirtschaftungen. Die meisten Untersuchungen zu CO₂- und H₂O-Flüssen von Grasländern fanden bisher in den gemäßigten Zonen Europas (Allard et al. 2007, Sousana et al. 2007a,b, Jacobs et al. 2007a,b) und Nordamerikas (Flanagan et al. 2002, Frank 2002, Novick et al. 2004, Suyker and Verma 2001, Xu und Baldocchi 2004) statt. Studien von semiariden Gebieten befassen sich weitestgehend mit den Prärien in Nordamerika (Bachman et al. 2010, Frank und Dugas 2001, Kandeler et al. 2006, Potts et al. 2006). Nur wenige Arbeiten liegen über die weiten Steppen in Afrika (Veenendaal et al. 2004) oder Asien (Goyal 2004, Lü und Han 2010, Nakano et al. 2008) vor und nur ein kleiner Teil dieser Studien schließt den Einfluss der

Beweidung ein. Dabei führt die zunehmende Degradierung und Desertifikation von Grasflächen in den Trockengebieten zu gesteigertem Bewusstsein um die Empfindlichkeit dieses Ökosystems. In den letzten Jahren stieg dadurch die Forschungsaktivität in diesen Gebieten an, besonders in den weiten Steppen von China und der Mongolei (*Butterbach-Bahl 2011*).

Es ist immer noch zu wenig über den CO₂- und H₂O-Austausch von semiariden Steppen bekannt und wie die CO₂- und H₂O-Flüsse unter veränderten Klima und Bewirtschaftungssystemen reagieren. Die vorliegende Arbeit dient der Erweiterung des Verständnisses dieser Prozesse. Sie soll Aufschluss geben, wie unterschiedliche Beweidungsintensitäten die CO₂- und H₂O-Flüsse beeinflussen und wie sensitiv dieses Ökosystem auf veränderte klimatische Bedingungen wie erhöhte Temperaturen und höhere oder niedrigere Niederschläge reagiert.

1.3 Zielsetzung

Um Aufschluss über den Austausch von CO₂- und H₂O-Flüsse von semiariden Steppen zu geben, fanden Eddykovarianz-Messungen (Kap. 4.2) in der Inneren Mongolei (China) statt. Im Untersuchungsgebiet (Kap. 3) wurden Messungen auf zwei unterschiedlichen Steppenarten (*Leymus chinensis*, *Stipa grandis*) und auf Flächen mit verschiedenen Beweidungsintensitäten (unbeweidet, im Winter beweidet, durchgängig beweidet, überweidet) durchgeführt. Von diesen Flächen wurden die CO₂-Flüsse in Form des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und der Brutto-primärproduktion (GPP), sowie der H₂O-Fluss in Form der Evapotranspiration (ET) betrachtet. Die Ergebnisse (Kap. 5) dieser Untersuchungen werden in der vorliegenden Arbeit präsentiert und sollen Aufschluss zu folgenden Fragen für das betrachtete Gebiet geben:

- (i) Wie groß sind die CO₂- und H₂O-Flüsse einer unbeweideten semiariden Steppe?
- (ii) Welche Unterschiede bestehen in den CO₂- und H₂O-Flüssen der beiden vorherrschenden Steppenarten?
- (iii) Wie groß ist der Einfluss der Beweidungsintensität auf die CO₂- und H₂O-Flüsse?
- (iv) Wie sensitiv reagieren CO₂- und H₂O-Flüsse der semiariden Steppe auf Veränderungen im Klima und der Bewirtschaftung?
- (v) Unter welchen Bedingungen stellen die untersuchten Standorte eine Senke oder Quelle für atmosphärisches CO₂ dar?

1.4 Eingliederung in das Forschungsprojekt MAGIM

Die vorliegende Arbeit ist Teil des Forschungsprojektes MAGIM (*Matter fluxes in grasslands of Inner Mongolia as influenced by stocking rate*). In dessen Rahmen von 2004 bis 2009 das Einzugsgebiet des Xilin Flusses in der semiariden Steppe der Inneren Mongolei (China) intensiv erforscht wurde. MAGIM ist eine Kooperation zwischen deutschen und chinesischen Forschungseinrichtungen und wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG, Forschergruppe 536) und der National Science Foundation of China (NSFC) gefördert.

Die Forschergruppe konzentrierte sich auf die Auswirkungen von intensiver Beweidung auf die semiaride Steppe. Der Fokus lag dabei auf einer Verbesserung des Beweidungssystems mit Hinblick auf die Produktivität, die Vielfalt der Pflanzenarten, den Zustand des Bodens und dem Austausch der Nährstoffflüsse (*Butterbach-Bahl et al. 2011*). Die Untersuchungen sollen zur Beurteilung des ökologischen Effekts von Beweidungsintensitäten auf semiarider Steppe beitragen und als Richtlinien für die zukünftige Nutzung dieser Gebiete dienen.

MAGIM umfasst 11 Teilprojekte die sich jeweils auf Spezialgebiete aus den Bereichen Boden, Pflanzenökologie und Tierhaltung, Mikrometeorologie, Biogeochemie, Hydrologie und Winddynamik konzentrieren. Die Studien umfassen dabei teilweise das gesamte Einzugsgebiet des Xilin Flusses oder definierte Standorte. Zu den definierten Standorten zählen Weiden mit unterschiedlicher Beweidungsintensitäten und Steppenart, sowie die unbeweidete Steppe. Im Projekt wurde ein Beweidungsexperiment erstellt mit definierten Flächen und Anzahl von Schafen, wo auch nach 2009 weiter geforscht wurde. Eine Übersicht über die Teilprojekte mit jeweiligen Veröffentlichungen ist im Anhang A1 zusammengestellt.

Die vorliegende Studie präsentiert die Ergebnisse der Quantifizierung des H₂O- und C-Haushaltes durch die Mikrometeorologie, was Teil des Teilprojektes P6 war. Es werden die Messungen im Rahmen von MAGIM beschrieben und die Ergebnisse präsentiert und analysiert.

2 Einführung und Stand der Forschung

2.1 Energie-, CO₂- und H₂O-Austausch eines Ökosystems

In einem Ökosystem, welches „ein ganzheitliches Wirkungsgefüge von Lebewesen und deren anorganischen Umwelt“ darstellt (Ellenberg, 1973), finden zur Regulierung des Energie- und Stoffhaushalts Austausch- und Speicherprozesse statt. Die primäre Energiequelle für diese Prozesse ist die Sonneneinstrahlung. Die Erdoberfläche ist dabei die Hauptenergieumsatzfläche an der die Einstrahlung in Form von Wärme in den Boden geleitet oder über turbulente Flüsse an die Atmosphäre abgegeben wird. Die Strahlungsbilanz (R_n , Gl. 2-1) ist positiv, wenn mehr Strahlungsenergie aufgenommen als abgegeben wird. Durch die kurzwellige Einstrahlung der Sonne ($K\downarrow$, auch als Globalstrahlung bezeichnet) bestehend aus direkter und diffuser Sonneneinstrahlung wird die Erdoberfläche erwärmt. Ein Teil der kurzwelligen Strahlung wird von der Oberfläche reflektiert ($K\uparrow$). Zusätzliche Energie wird in Form von langwelliger Strahlung von der Erdoberfläche abgegeben ($L\uparrow$), die dann durch Wolken, Partikel und Gase in der Atmosphäre zur Oberfläche zurück emittiert werden kann ($L\downarrow$).

$$R_n = (K\downarrow - K\uparrow) + (L\downarrow - L\uparrow) \quad (\text{Gl. 2-1})$$

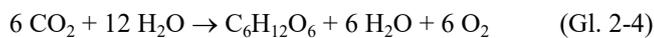
$$R_n - G = H + LE \pm \Delta S_E \quad (\text{Gl. 2-2})$$

$$P = ET + R \pm \Delta S_W \quad (\text{Gl. 2-3})$$

Der Transport der Wärme im Boden wird als Bodenwärmestrom (G) bezeichnet. Er basiert weitestgehend auf molekularer Wärmeleitung und ist von der Wärmekapazität und der Leitfähigkeit des Erdbodens abhängig. Durch die Erwärmung der Erdoberfläche wird die darüber liegende Luftschicht durch Wärmeleitung, Diffusion und Konvektion erwärmt, dehnt sich aus, hat dadurch eine geringere Dichte als die Umgebung und steigt auf. Beim umgekehrten Prozess erwärmt wärmere Luft den kälteren Boden. Dieser turbulente Austausch von Wärme wird als sensibler Wärmestrom (H) bezeichnet. Ein weiterer turbulenter Fluss, der Energie transportiert, ist der latente Wärmestrom (LE). Für LE ist die Verdampfungswärme (L) nötig, welche als gespeicherte Wärmeenergie im Wasserdampf enthalten ist und mit diesem von der Oberfläche abtransportiert wird. Der entgegengesetzte Prozess ist die Kondensation bei der, unter Freisetzung der Wärmeenergie, der Wasserdampf wieder in den flüssigen Zustand umgewandelt wird. Unter Berücksichtigung der Energiespeicherung (ΔS_E) im Ökosystem ergibt sich aus den genannten Energieflüssen die Energiebilanz (Gl. 2-2). Diese ist über LE bzw. der Evapotranspiration (ET) mit der Wasserbilanz (Gl. 2-3) gekoppelt. ET ist die Gesamtverdunstung unter Ausschluss von L . ET setzt sich dabei aus der Evaporation und der Transpiration zusammen. Ersteres stellt die Verdunstung von Boden, Wasserflächen und benetzten Blattflächen (Interzeptionsverdunstung) dar und ist abhängig von der Wasserverfügbarkeit, der Energiezufuhr und dem turbulenten Austausch. Die Transpiration ist die Verdunstung von Wasser über die Stomata der Pflanzenblätter. Sie ist abhängig vom Sättigungsdefizit und der

photosynthetisch aktiven Strahlung. Der wichtigste Lieferant von Wasser in den meisten Ökosystemen ist der Niederschlag (P). Er geht in flüssiger oder fester Form auf den Boden, die Vegetation und auf die Wasserflächen nieder. Von dort aus wird ein Teil des Wassers als Abfluss (R) aus dem Ökosystem abtransportiert, ein Teil wird verdunstet und transpiriert (ET) und der Rest wird in dieser vereinfachten Form als Speicherterm (ΔS_w) zusammengefasst (Interzeption, Versickerung, Speichern von Wasser).

Der Wasserkreislauf und die Energieflüsse sind unerlässlich für das Wachstum der Vegetation und den Kohlenstoffkreislauf eines Ökosystems. Im Kohlenstoffkreislauf wird C hauptsächlich als CO_2 transportiert (Heinrich und Hergt 1998). Unter Antrieb der Sonnenstrahlung findet die Photosynthese (Gl. 2-4) statt, bei der die Pflanzen CO_2 aus der Atmosphäre aufnehmen und mit Wasser (H_2O) zu Glukose ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$) umwandeln. Bei dem Prozess wird Sauerstoff (O_2) freigesetzt.



Ein Teil des umgewandelten C's wird in der Pflanze gespeichert, der Rest wird durch Atmung wieder an die Atmosphäre oder ins Wasser abgegeben. Diese Pflanzenatmung wird auch als autotrophe Respiration (R_a) bezeichnet. Die heterotrophe Respiration (R_h) wird von heterotrophen Organismen (Pilze, Tiere, Bakterien) zur Energiegewinnung durchgeführt, wobei O_2 verbraucht und CO_2 freigesetzt wird. Gelangen C-Verbindungen über die Wurzeln in den Boden können sie dort in großen Mengen gespeichert werden. Dies gilt ebenfalls für C, das durch teilweise zersetztes organisches Material unter Ausschluss von O_2 , in den Boden gelangt. Die Speicherung oder Freisetzung des bodenorganischen Kohlenstoffs (SOC) ist von äußeren Bedingungen wie Klima und der Bewirtschaftung abhängig. Ändern sich die Bedingungen kann dies auch die C-Sequestrierung oder C-Emission beeinflussen.

2.2 CO_2 - und H_2O -Flüsse semiarider Steppen

In semiariden Gebieten ist in sechs bis neun Monaten die Verdunstung größer als der P . Dadurch wird P zur limitierenden Größe in diesen Gebieten und der Austausch von CO_2 und H_2O hängt stark vom Zeitpunkt der Niederschläge ab (Hao et al. 2008, Potts et al. 2006). Weitere wichtige Faktoren sind die Temperatur und der Bodenwassergehalt (Goyal et al. 2004, Fu et al. 2009, Xu und Baldocchi 2004). Eine Studie in Indien (Goyal et al. 2004) zeigt die Sensitivität und die positive Korrelation von ET mit der steigenden Temperatur. Zweit-rangig sind ein Anstieg der Strahlung (leichter Anstieg von ET), der Windgeschwindigkeit (leichter Anstieg von ET) und dem Dampfdruck (leichter Rückgang von ET). Da P in ariden und semiariden Gebieten meist episodisch auftritt, unterbrochen von Perioden mit niedriger Wasserverfügbarkeit (Noy-Meir 1973), reagieren die CO_2 - und H_2O -Flüsse nach einem P -Ereignis ähnlich dynamisch (Hao et al. 2008, Potts et al. 2006, Veenendaal et al. 2004).

ET und NEE in semiariden Gebieten sind vom Bodenwassergehalt abhängig und dadurch von P (Nakano et al. 2008, Rey et al. 2011). Tritt ein P -Ereignis nach einer Trockenperiode auf, steigt überwiegend die Gesamtatmung an, d. h. es wird mehr CO_2 an die Atmosphäre abgegeben, bei unveränderter Aufnahme von CO_2 , was das Ökosystem vorübergehend in eine CO_2 -Quelle umwandelt (Nakano et al. 2008, Veenendaal et al. 2004). Veenendaal et al. (2004) zeigen, dass dagegen unter guten Bedingungen (keine Wasserlimitierung und optimales Wachstum) die CO_2 -Aufnahme stark überwiegt, was das Ökosystem zu diesen Zeiten zu einer signifikanten CO_2 -Senke macht. Wird die Jahresbilanz von NEE betrachtet, zeigen bisherige Studien die Neutralität (Frank und Dugas 2001, Veenendaal et al. 2004) von semiariden Steppen, die sich leicht ins Positive (höhere C-Abgabe) oder Negative (höhere CO_2 -Aufnahme) wandeln kann, wenn ein trockenes bzw. feuchtes Jahr die Bilanz beeinflusst (Dong et al. 2000, Su et al. 2005, Zhang et al. 2007). Dies zeigt den Unterschied zu Grasländern in den gemäßigten Zonen, die überwiegend eine Nettosenke für atmosphärisches CO_2 darstellen (Sousana et al. 2007a,b, Jacobs et al. 2007a,b).

Studien, die die Auswirkung der Beweidung auf semiaride Grasflächen untersuchen, konzentrieren sich größtenteils auf den im Boden gespeicherten C. Raiesi und Asadi (2006) stellen eine Senkung der Bodenatmung durch die Beweidung fest, da frische Pflanzenreste und lebende Wurzeln im Ökosystem reduziert werden, die die mikrobielle Aktivität stimulieren. Kandeler et al. (2006) konnte eine Stabilisierung des C's im Boden durch die Beweidung feststellen und Reeder und Schuman (2002) eine Zunahme von C im Boden. Diese Ergebnisse beziehen sich auf Studien in Nordamerika und auf moderate Beweidungssysteme. Die Auswirkungen von starker Beweidung auf das Ökosystem werden dabei vernachlässigt.

Die Degradierung der Steppe beeinflusst den Austausch von CO_2 und H_2O ebenfalls. So reagiert TER einer stark degradierten Fläche unter „verbesserten“ Bedingungen (erhöhte Bodenfeuchte) nur geringfügig, die Pflanzenproduktion bleibt reduziert und der hydrologische Kreislauf gestört (Rey et al. 2011). Einmal degradierte Steppen benötigen Jahre bis Jahrzehnte um zu ihrer alten Produktivität zurückzukehren.

Da durch den Klimawandel die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre ansteigt (IPCC 2001), befassen sich jüngere Studien mit dem Einfluss von erhöhten CO_2 auf den C-Kreislauf von semiariden Steppen. So ermittelte Bachman et al. (2010) geringeres NEE mit einer Erhöhung des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes und schlussfolgert, dass die Komponenten des C-Kreislaufes in semiariden Gebieten sensitiver auf Änderungen in der Wasserverfügbarkeit reagieren als auf eine veränderte CO_2 -Konzentration. Morgan et al. (2011) konnte dagegen eine steigende Produktivität mit erhöhten CO_2 bei C3 Gräsern feststellen, C4 Gräser reagierten dagegen stärker auf erhöhte Temperaturen als auf eine Erhöhung der CO_2 -Konzentration.

2.3 Erfassen der CO₂- und H₂O-Flüsse

Um Fragen zum Klimawandel bezüglich des CO₂- und H₂O-Austauschs zu beantworten, stieg in den letzten Jahrzehnten der Bedarf nach zuverlässigen Messmethoden. Derartige Methoden wurden bisher ausschließlich im Bereich der Forschung angewendet und sind sehr aufwendig (Foken 2006). Verfahrensweisen zur Bestimmung der CO₂- und H₂O-Flüsse umfassen die *Profilmethode* basierend auf der Fluss-Gradienten Beziehung, die *Fluss-Varianz-Beziehung*, die den Fluss durch das Messen der Varianz einer Größe unter bekannter funktioneller Abhängigkeit der integralen Turbulenzcharakteristik bestimmt und die *Akkumulationsverfahren* beruhend auf den getrennten Berechnungen der Kovarianz für positive und negative Flüsse (Desjardins 1977, Foken 2006). Die täglichen Variationen des C-Flusses von Blättern, Pflanzen oder dem Boden können mittels traditionellen Methoden wie *Küvetten-* (Field et al. 1982, Collatz et al. 1991) oder *Kammermessungen* (Denmead et al. 1993, Livingston und Hutchinson 1995, Goulden und Crill 1997) bestimmt werden. *Kammermessungen*, bei der eine Kammer über den Boden platziert wird um die Bodenatmung (Lundegårdh, 1927; Reiners, 1968) und andere Gasemissionen vom Boden (Ryden et al., 1979) zu erfassen, werden seit mehreren Dekaden durchgeführt. Der große Nachteil dieser Methoden ist die Errichtung eines geschlossenen Messbereiches, wodurch das vorherrschende Druck-, Wind- und CO₂-Konzentrationsfeldes, sowie der Wärme- und Wasserhaushalt verändert wird (Livingston und Hutchinson 1995, Lund et al. 1999, Davidson et al. 2002).

Obwohl verschiedene Ansätze entwickelt wurden, hat sich die Eddykovarianz-Technik (EC – *Eddy Covariance*) in den letzten 20 Jahren als die populärste Methode zur Bestimmung der CO₂- und H₂O-Flüsse herausgebildet. Es ist ein direktes Messverfahren bei dem der Fluss mittels Kovarianz aus der vertikalen Windgeschwindigkeit und einer gewünschten Größe (z. B. CO₂- oder H₂O-Konzentration) bestimmt wird (siehe Kap. 4.2). Die Vorteile dieser Methode sind (Baldochi 2003): (i) die Messungen können skaliert werden um den CO₂-Austausch eines Ökosystems zu bestimmen, (ii) es ist eine direkte Methode zur Bestimmung des CO₂-Austauschs zwischen dem Bestand und der Atmosphäre, (iii) die Reichweite kann zwischen mehreren 100 m und mehreren km betragen und (iv) es können verschiedene Zeitskalen betrachtet werden von Halbstunden bis Jahre.

Entwicklung der EC-Methode

Die Entwicklung der EC-Technik wurde maßgeblich durch Fortschritte in den Bereichen der flüssigen Dynamik und der Mikrometeorologie, sowie der Technik beeinflusst (Baldochi 2003). Der theoretische Ansatz stammt von Reynolds (1895) aus einer Zeit in der die technische Umsetzung noch nicht möglich war. Erst 1926 konnte mit Hilfe von analogen Instrumenten der Impulsaustausch erfasst werden (Scrase 1930). Die Weiterentwicklung der Technik machte CO₂-Messungen mittels EC-Technik erst in den frühen 1970er Jahren möglich (Desjardins und Lemon 1974, Desjardins 1974). Es wurden dafür Propelleranemometer und modifizierte *closed path* Infrarotgasanalysatoren mit einer Zeitkonstante von 0,5 s ver-

wendet. Diese Messungen des CO₂-Flusses hatten einen geschätzten Fehler von 40% (*Garratt 1975*). Erst etwa 10 Jahre später wurden durch den kommerziellen Vertrieb von Ultraschallanemometern und von schnellreagierenden *open-path* Infrarotgasanalysatoren Messungen mit 10 Hz möglich und brachten damit die entscheidende Innovation (*Baldocchi 2003*). Bis 1990 waren nur kurze Messkampagnien während der Vegetationsphase möglich. Erst in den 1990er Jahren konnte durch die Leistungsverbesserung der Messsensoren und der Datenerfassung, Langzeitmessungen durchgeführt werden, d.h. seit dieser Zeit konnte durchgängig über mehrere Jahre gemessen werden. Seit dem wurde die EC-Technik immer häufiger zur Erfassung der CO₂- und H₂O-Flüsse eingesetzt und wird heute über verschiedenen Vegetationen angewendet (z. B. Wälder, Gräser, landwirtschaftliche Nutzungen).

1993 wurden bereits mehrere EC-Studien zu Wäldern über Nordamerika (*Goulden et al. 1996, Greco und Baldocchi 1996*), Japan (*Yamamoto et al. 1999*) und Europa (*Valentini et al. 1996*) veröffentlicht. In 1997 waren regionale Netzwerke in Europa (CARBOEUROPE IP, *Aubinet et al. 2000, Valentini et al. 2000*) und in Nordamerika (AMERIFLUX, *Running et al. 1999*) aktiv. In dem globalen Netzwerk FLUXNET, zu dem auch die regionalen Netzwerke ASIAFLUX (in Asien), OZFLUX (in Australien und Neuseeland), CARBOAFRICA (in Afrika), CANADIAN CP (in Kanada) und CHINAFLUX (in China) zählen, sind zurzeit über 500 EC-Messstandorte aktiv registriert.

2.4 Anwendung der ökologischen Modellierung

Eine Möglichkeit die Komplexität von Ökosystemen zu erfassen, bieten integrative Ansätze, die auf mathematischer Modellierung basieren. Wie *Richards (1990)* feststellt, sind Prozesse nicht messbar, aber dessen Effekte und Ergebnisse (*Wainwright und Mulligan 2004*). Die ökologische Modellierung ermöglicht Experimente, die in der Natur nicht durchführbar sind, wodurch Effekte abschätzbar werden, die noch nicht stattgefunden haben. Derzeit werden überwiegend ökologische Modellierungen zum anthropogen verursachten Klimawandel durchgeführt, um dessen weitgreifenden Auswirkungen zu beurteilen, wie z. B. den Einfluss auf die Landdegradierung (*Wainwright und Mulligan 2004*). Die Modellierung wird auch zur politischen Entscheidungsfindung herangezogen, um beispielsweise Einflüsse auf die Umwelt oder Ökosysteme abzuschätzen und sie zu schützen.

Die ökologische Modellierung hat sich seit den 1970er Jahren entwickelt, als begonnen wurde, Modelle zur Entscheidungshilfe in umweltrelevante Fragestellungen zu nutzen (*Jørgensen 2008*). Seit dem wurde eine Vielfalt von Modellen entwickelt. Das Entwickeln oder das Nutzen eines Modells richtet sich dabei nach der Fragestellung und der Komplexität mit der sie beantwortet werden soll. Grob, können die Modelle in empirische, konzeptionelle und physikalisch basierte Modelle eingeteilt werden (*Wainwright und Mulligan 2004*). Empirische Modelle basieren auf Beobachtungen zwischen Variablen und geben nicht notwendigerweise die zugrundeliegenden Prozesse wieder, sondern die beobachteten Zusammenhänge. Konzep-

tionelle Modelle beschreiben ebenso das Beobachtete, aber auf Basis der Prozesse im System, die über Parameter beschrieben werden. Physikalisch basierten Modellen liegen physikalische Gesetzmäßigkeiten zu Grunde, die die Prozesse eines Systems beschreiben. Es gibt viele Möglichkeiten Modelle zu kategorisieren, dabei passt ein Modell meist in mehrere Kategorien oder ist ein Mix aus verschiedenen Ansätzen, u. a. umfassen die biogeochemischen Modelle eine breite Anzahl von Ansätzen in der ökologischen Modellierung, die die Transporte und Wechselbeziehungen in Ökosystemen untersuchen (*Jørgensen 2008*).

In der vorliegenden Arbeit wird der CO₂- und H₂O-Austausch der semiariden Steppe erforscht. Um die Sensitivität der Steppe über die Messungen hinaus zu untersuchen, wurden zwei Modelle ausgewählt: BROOK90, ein Wasserhaushaltsmodell mit prozessorientierten Ansatz und physikalisch relevanten Parametern und DAILYDAYCENT, einem biogeochemischen Modell mit empirischen Ansätzen zur Beschreibung des Wachstums und prozessorientierten Routinen zur Berechnung des Wasserhaushaltes.

3 Untersuchungsgebiet

3.1 Charakterisierung des Untersuchungsgebiets

3.1.1 Geographie

Das Untersuchungsgebiet liegt im oberen Einzugsgebiet des Xilin Flusses in der Inneren Mongolei (IM), einer autonomen Region der Volksrepublik China (Abb. 3-1, oben links).

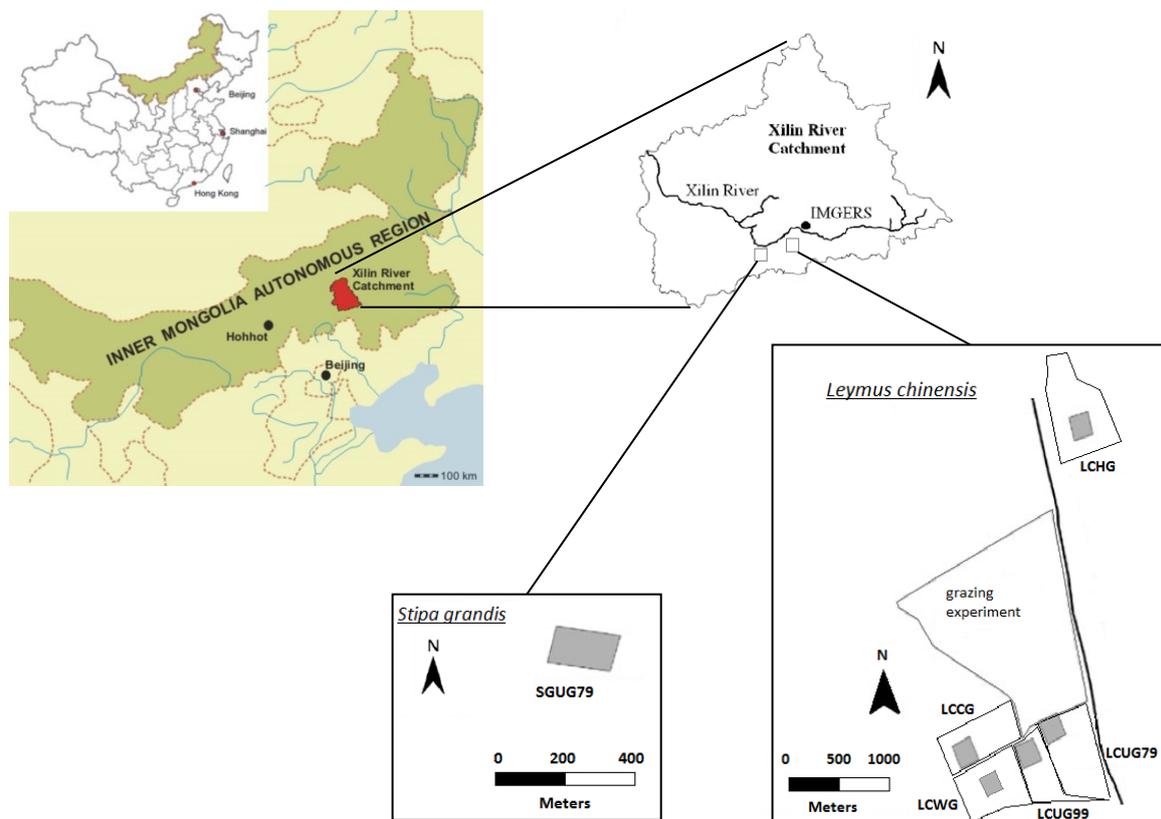


Abbildung 3-1: Lage des Xilin Einzugsgebiets in der Inneren Mongolei (Autonome Region China) mit der Lage der Messstation IMGERS (*Inner Mongolia Grassland Ecosystem Research Station*) und den Untersuchungsgebieten auf der *Leymus chinensis* (LCUG79 – unbeweidet seit 1979, LCUG99 – unbeweidet seit 1999, LCWG – nur im Winter beweidet, LCCG – durchgängig beweidet, LCHG – überweidete Fläche) und *Stipa grandis* Steppe (SGUG79 – unbeweidet seit 1979) (modifiziert nach *Butterbach-Bahl et al. 2011, Kölbl et al. 2011, Steffens et al. 2008*)

Die IM liegt im Norden von China und ist eine der größten administrativen Einheiten Chinas. Das Einzugsgebiet des Xilin Flusses befindet sich in der Mitte der IM etwa 450 km nördlich von Peking (*Wiesmeier et al. 2011*). Die Region ist Teil des gemäßigten Eurasischen Steppe ngürtels (*Lavrenko and Karamysheva 1993*) und befindet sich auf dem mongolischen Plateau. Sie ist Teil der semiariden Steppe und dient als Absorber für Sand und Staub der über 100 km entfernten Wüsten (u. a. Wüste Gobi, *Reiche et al. 2012*). Durch die hohen Beweidungsintensitäten und die Zunahme der bewirtschafteten Felder verliert die Region nach und

nach diese Funktion und wird selbst zur Staubquelle, was eine fortschreitende Desertifikation zur Folge hat. Sandstürme treten in dieser Region gehäuft im Frühjahr von März bis Mai auf (Reiche et al. 2012).

Die vorliegende Arbeit bezieht sich auf Untersuchungen im oberen Teil des Einzugsgebietes des Xilin Flusses (EXF, Abb. 3-1, oben rechts). Es umfasst eine Fläche von etwa 3600 km² (44,13° N bis 43,41° N; 116,12° E bis 117,24° E; Wiesmeier et al. 2011) des gesamten Xilin Einzugsgebietes (ca. 10 000 km²; Tong et al. 2004). Die Topographie im EXF wird flacher mit abnehmender Höhe Richtung Nordwest. Die flacheren Ebenen im Nordwesten liegen 1000 m über NN und die bergigen Regionen am östlichen und südlichen Einzugsgebietsrand reichen bis zu 1600 m über NN. Die Quellen des Xilin Flusses befinden sich im bergigen Osten (Abb. 3-1, oben rechts).

Im EXF befindet sich die Forschungsstation IMGERS (*Inner Mongolia Grassland Ecosystem Research Station*, E116°42' N43°38') an der u. a. Klimadaten erhoben werden, die in der vorliegenden Arbeit zum Vergleich und zum auffüllen von fehlenden Daten verwendet werden (Abb. 3-1, oben rechts).

3.1.2 Klima

Das kontinental gemäßigte, semiaride Klima im EXF ist charakterisiert durch kalte, trockene Winter und warme, feuchte Sommer (Kawamura et al. 2005). Die durchschnittliche Jahrestemperatur liegt bei 2°C. Im Untersuchungsgebiet unterliegt das Klima großen jährlichen Amplituden. So sind die durchschnittlichen Temperaturen für den wärmsten und kältesten Monat jeweils 18°C (Juli) und -23°C (Januar; Chen und Wang 2000). Durch die langen kalten Winter beschränkt sich die Vegetationsperiode auf ca. 150 Tage zwischen Mai und September, an denen die durchschnittliche Tagestemperatur höher als 5°C ist (Kawamura et al. 2005). In dieser Zeit werden auch die höchsten Evaporations- und Transpirationsraten gemessen. Der jährliche *P* ist im Mittel geringer als 350 mm und fällt hauptsächlich konvektiv in den Sommermonaten von Juni bis August (Chen und Wang 2000, Kawamura et al. 2005). In diesen Monaten bringen überwiegend östliche und südöstliche Windströmungen feuchte Luftmassen in das Gebiet, während in den Wintermonaten nordwestliche Winde vorherrschen, die überwiegend trockene Luft mit sich führen (Ripley 1992; Domrös and Peng 1988). In den kalten Wintermonaten fällt der geringe *P* als Schnee und verbleibt bis zur Schneeschmelze im April als dünne Schneedecke, wodurch es zu Schneeverwehungen kommen kann (Barthold et al. 2008, 2010).

3.1.3 Vegetation und Landnutzung

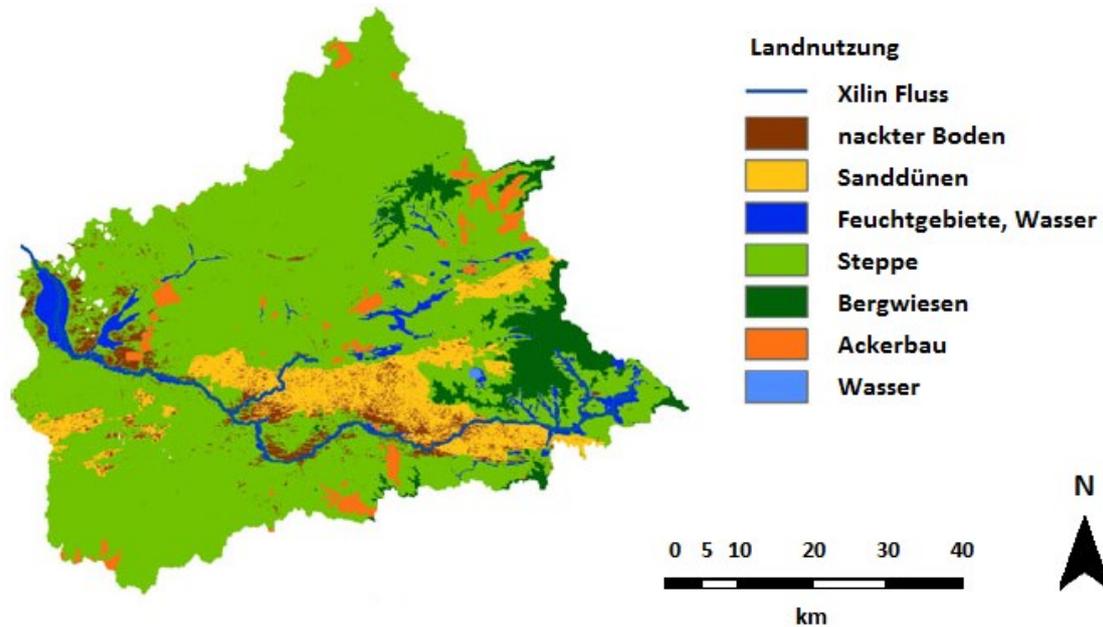


Abbildung 3-2: Landnutzung im Einzugsgebiet des Xilin Flusses (modifiziert von *Wiesmeier et al. 2011*)

Die überwiegende Landnutzung im EXF ist die Nutzung der Steppe als Weideland. Etwa 72% des Gebietes sind Grasflächen, die mit einer durchschnittlichen Beweidungsintensität von $0,67$ Schafeinheiten ha^{-1} (eine Schafeinheit bezieht sich auf ein Muttertier und ein Lamm) beweidet werden (Angabe über gesamte Steppe für 2001, *Kawamura et al. 2005*). Die verbleibende Fläche des EXF kann in 5 weitere Klassen unterteilt werden (*Wiesmeier et al. 2011*, Abb. 3-2): (i) Flächen der landwirtschaftlichen Nutzung mit dem Anbau von Kulturpflanzen wie Mais, Weizen, Kartoffeln und Raps (3% des EXF); (ii) Gebiete ohne Vegetation um den Xilin Fluss und in der Nähe von Siedlungen mit starker Degradierung (ca. 5% des EXF); (iii) Feuchtgebiete entlang des Xilin Flusses und in grundwasserdominierenden Gebieten mit typischen Pflanzenarten wie *Phragmites australis* und *Carex appendiculata* (ca. 5% des EXF); (iv) gering beweidete Bergwiesen in den höheren Lagen im Osten und Nordosten mit Pflanzenarten wie *Agrostis gigantean*, *Carex pediformis* und *Stipa baicalensis* (ca. 6% des EXF) und (v) ein Gürtel Sanddünen, der von Ost nach West des EXF etwa 10% der Gesamtfläche einnimmt mit geringer Vegetation bestehend aus Bäumen wie *Ulmus*, *Betulus*, *Malus*, *Prunus* und *Populus*.

Die überwiegende Vegetationsart im EXF ist die typische Steppe mit den Arten *Stipa grandis* und *Leymus chinensis* (*Li et al. 1988*). Diese C3 Gräser sind auf niedrigen Hügeln und in den Ebenen zu finden, haben eine durchschnittlich geringe Bodenbedeckung (30-50%) und Vegetationshöhen von $0,25 - 0,45$ m (*Li et al. 1988*, *Chen et al. 2003*). Die beiden Steppenarten unterscheiden sich in ihren photosynthetisch physiologischen Eigenschaften und im bevorzugten Standort. So bevorzugt *Leymus chinensis* wasser- und nährstoffreichere Böden als *Stipa grandis* (*Chen et al. 2005b*). In den Pflanzengemeinschaften von *Stipa grandis* und

Leymus chinensis sind geringere Vorkommen von *Stipa baicalensis*, *Stipa krylovii* und einigen Krautpflanzen zu finden. Es entwickeln sich durch die Überweidung und Degradierung der Grasflächen neue Pflanzengemeinschaften mit den Arten *Artemisia frigida*, *Cleistogenes squarrosa*, *Caragana microphylla* (shrub), *Potentilla acaulis*, *Stellera chamaejasme*, *Salsola collina* und *Convolvulus ammannii* (Tong et al. 2004).

3.1.4 Boden

Ausgehend von der *World Reference Base for Soil Resources* (FAO 2012) konnten im EXF neun Referenz Bodengruppen identifiziert werden (Wiesmeier et al. 2011). Mit 51% des EXF ist *Phaeozems* am weitesten verbreitet, besonders in den bergigen Regionen im Osten und Nordosten. Mit einem Vorkommen von ca. 15% befindet sich *Chernozems* meist in der Übergangszone zwischen *Gleysols* und *Phaeozems*. *Gleysols* (14%) treten nahe des Xilin Flusses und in grundwasserdominierten Gebieten auf. *Arenosols* (16%) sind fast immer zusammen mit Sanddünen zu finden, aber auch auf Agrarflächen. Weitere Bodenarten im EXF sind *Kastanozems* (1%), *Calcisols* (0,3%), *Regosols* (0,2%), *Cryosols* (0,1%) und *Cambisols* (<0,1%).

Eine Zusammenstellung der Bodenarten, deren einzelne chemische Anteile und die Vorkommen bei den verschiedenen Landnutzungsarten wurde von Wiesmeier et al. 2011 (Tab. A2 – A3).

3.2 Versuchsflächen

Die vorliegende Arbeit basiert auf Messungen von fünf definierten Standorten im EXF die sich in ihrer Steppenart und der Beweidungsintensität unterscheiden. Die Standorte befinden sich im Süden des EXF nahe der IMGERS Station (Abb. 3-1). Auf der *Leymus chinensis* Steppe konnten vier verschiedene Beweidungsintensitäten untersucht werden (Abb. 3-1, unten rechts): unbeweidet seit 1979 (*Leymus chinensis* ungrazed since 1979 - LCUG79), nur im Winter beweidet (*Leymus chinensis* winter grazed - LCWG), durchgängig beweidet (*Leymus chinensis* continuously grazed - LCCG) und überweidet (*Leymus chinensis* heavily grazed - LCHG). Auf der *Stipa grandis* Steppe (Abb. 3-1, unten) wurde die unbeweidete Steppe seit 1979 untersucht (*Stipa grandis* ungrazed since 1979 - SGUG79). Auf LCUG79 wurde über den gesamten Zeitraum gemessen, weshalb sie als Referenzfläche dient. Die unbeweideten Flächen sind seit 1979 eingezäunt und waren davor moderat beweidet. Die unterschiedlich beweideten Flächen werden von Schafen wie folgt beweidet: LCCG mit 1,2 Schafeinheiten ha⁻¹, LCWG nur im Winter mit 0,5 Schafeinheiten ha⁻¹ und LCHG mit mindestens 2 Schafeinheiten ha⁻¹ über mehrere Jahre. Die Angaben der Beweidungsintensitäten stammen direkt von den Bauern, die das Land bewirtschaften und es für die Messungen zur Verfügung stel-



Abbildung 3-3: Untersuchungsflächen im Xilin Einzugsgebiet mit einer Übersicht der Fläche (unten) und Fokus auf kleinen Ausschnitt (oben) auf *Leymus chinensis* und *Stipa grandis* Steppe. Von links nach rechts: LCUG79 – unbeweidet seit 1979, SGUG79 – unbeweidet seit 1979, LCCG – durchgängig beweidet, LCWG – nur im Winter beweidet, LCHG – überweidete Fläche

len. Die Angaben sind dabei Durchschnittswerte, da die Anzahl der Schafe über den Untersuchungszeitraum schwankt (Ketzer *et al.* 2008).

Abbildung 3-3 zeigt die Untersuchungsflächen (unten) und den entsprechenden Bedeckungsgrad (oben). Die Untersuchungsflächen der *Leymus chinensis* Steppe liegen nahe beieinander (Abb. 3-1, unten rechts). Eine Ausnahme ist LCHG, welche 3 km nördlich der anderen *Leymus chinensis* Flächen liegt. Die Untersuchungsfläche SGUG79 liegt etwa 15 km südöstlich von den *Leymus chinensis* Flächen (Abb. 3-1 oben rechts). Die Messungen fanden auf flachen Gebieten statt mit keiner oder nur geringer Neigung (Tab. 3-1). Die Neigungsangaben beziehen sich im Mittel auf die gesamte Fläche. Über die Arbeiten von anderen MAGIM Gruppen (P2, Gao *et al.* 2009) konnten die Werte für den Blattflächenindex (leaf area index - LAI) für

Tabelle 3-1: Charakteristik der Untersuchungsflächen in EXF, Untersuchungsflächen auf *Leymus chinensis* (LCUG79, LCWG, LCCG, LCHG) und *Stipa grandis* (SGUG79) Steppe.

	Größe [ha]	Beweidungsintensität [Schaf ha ⁻¹]	Max. grüner LAI [m ² m ⁻²]	Neigung [°]
LCUG79	24	0	0,83 (Aug 2006)	~3
LCWG	40	0,5 (Okt-Feb)	0,78 (Aug 2006)	2,5 – 2,7
LCCG	~ 50	1,2	-	~3
LCHG	100	2	0,45 (Jul 2005)	~0
SGUG79	~ 5	0	-	~0

die einzelnen Flächen erstellt werden (Tab. 3-1). Auf den unbeweideten Flächen ist nur ein sehr geringer LAI von maximal $0,83 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ zu finden, während auf der überweideten Fläche LCHG ein maximaler LAI von $0,45 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ ermittelt werden konnte. Die Böden sind überwiegend sandig, die Texturen unterscheiden sich dabei stärker mit zunehmender Distanz der Standorte (Tab. A3). Die Böden unterscheiden sich dagegen hinsichtlich des C-Gehaltes mit niedrigen Werten um 16 mg g^{-1} auf SGUG79 und LCHG bis hin zu weit über 20 mg g^{-1} für LCWG und LCUG79.

4 Methoden

Der Methodenteil ist in sechs Unterkapitel geteilt. Im ersten Teil werden die Messungen auf den Untersuchungsflächen vorgestellt (Kap. 4.1). Anschließend wird auf die Eddykovarianz-Methode und den Berechnungsansätzen eingegangen (Kap. 4.2). Die Schließung der Energiebilanz wird in Kap. 4.3 vorgestellt. Im 4. Unterkapitel werden die berechneten Flüsse auf das Ökosystem bezogen (Kap. 4.4). Anschließend werden die Datenbearbeitung (Kap. 4.5.1) und die Lückenfüllung (Kap. 4.5.2) der Datensätze behandelt. Eine kurze Vorstellung der Modelle BROOK90 und DAILYDAYCENT findet in Kap. 4.6 statt.

4.1 Messungen auf den Versuchsflächen

Messsystem

Alle Messsysteme (Abb. 4-1) waren identisch mit einem dreidimensionalen Ultraschallanemometer *CSAT3* (Campell Scientific, Loughborough, UK) und einem *open-path* Gasanalysator *LI-7500* (LI-COR Inc., Lincoln, Nebraska, USA) für die EC-Messungen ausgestattet. Das Ultraschallanemometer erfasst die turbulenten Fluktuationen des horizontalen und vertikalen Windes und der Gasanalysator misst zeitgleich die Fluktuationen in den H₂O- und CO₂-Konzentrationen. Beide Messgeräte wurden 2 m über dem Boden und 0,1 m voneinander entfernt, installiert. Der Gasanalysator war 15° nach Norden geneigt um direkte Sonneneinstrahlung zu vermeiden und das Abtropfen von Wassertropfen zu unterstützen. Weitere

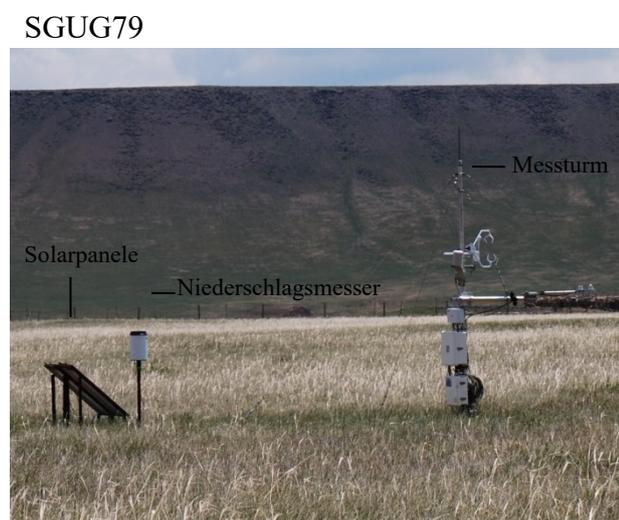
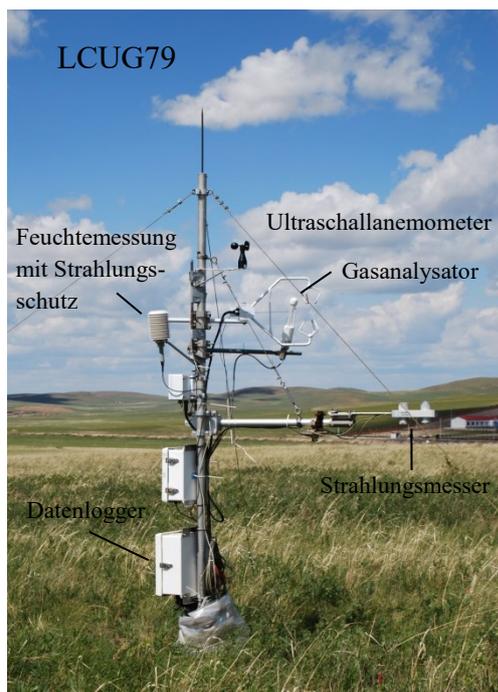


Abbildung 4-1: Messturm auf LCUG79 (links) und das gesamte Messsystem auf SGUG79 (rechts)

gemessene meteorologische Größen sind: die Strahlungsflussdichte, der Bodenwärmestrom, die Lufttemperatur, die Luftfeuchte und der Niederschlag. Die kurzwelligen (solare) und langwelligen (thermale) Strahlungskomponenten wurden separat mit einem *CNRI* Netradiometer (Kipp & Zonen BV, Delft, NL) gemessen, welches aus zwei *CM3* Pyranometern für die Solarstrahlung und zwei *CG3* Pyrgeometern für die thermale Strahlung besteht. Die photosynthetisch aktive Strahlung wird mit einem Quantumsensor *LI-190SZ* (LI-COR Inc., Lincoln, Nebraska, USA) gemessen. Die Strahlungsmesser sind 1,5 m über dem Boden installiert. Die Lufttemperatur und relative Feuchte wurden mit einem *HMP45C* oder *HMP35C* (Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) gemessen und die Bodentemperaturen konnten mit Hilfe von Thermoelementen *CS107* (Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) in 2 cm, 5 cm und 10 cm Tiefe ermittelt werden. Die Bodentemperatur wurde in der ersten Phase nur an *LCUG79* gemessen in der zweiten Phase ebenfalls an den Stationen *LCHG* und *SGUG79*. Der Niederschlag wird über eine unbeheizte Kippwaage (*RM Young*; Traverse City, Michigan, USA) erfasst. In der 2. Phase wurde zusätzlich die Bodenfeuchte in 5 cm Tiefe mittels TDR (*time domain reflectivity*) Sonde (Delta-T devices, Cambridge, UK) gemessen. Die Daten wurden durchgängig von zwei *CR5000* Datenlogger (Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) gesammelt. Die EC-Daten wurden dabei in der ersten Phase mit 20 Hz und in der zweiten Phase mit 10 Hz erfasst, während die anderen Größen als 10-Minuten Mittelwerte gespeichert wurden. Die Stromzufuhr erfolgte über Solarpaneele.

Zusätzlich wurden periodisch die Vegetationshöhen an 3 bis 10 Stellen um den Messturm herum gemessen und das Mittel gebildet. Die Bodenfeuchte wurde in der ersten Phase von der *MAGIM*-Gruppe P8 zur Verfügung gestellt, die an den *Leymus chinensis* Stationen mittels TDR-Technik (*Type ML2x*, Delta-T Devices, Cambridge, UK) in 5, 20 und 40 cm Tiefe ermittelt wurde (*Zhao et al. 2010a*). Die *MAGIM*-Gruppe P2 stellte den LAI zur Verfügung, der einmal im Monat über mehrere Proben an den Standorten ermittelt wurde (*Gao et al. 2009*).

An der Station *IMGERS* wurden die meteorologischen Größen Temperatur, Strahlung, Windgeschwindigkeit und Niederschlag von 1998 bis 2009 gemessen. Diese Daten dienen als Vergleichswerte und als Füllwerte wenn die Messungen an den Stationen zu kurz waren, um die Eingangsdaten für die Modellierungen bereitzustellen.

Messkonzept

Die Messungen fanden in zwei Phasen statt. In der ersten *MAGIM* Phase von 2004 bis 2006 standen zwei Messsysteme zur Verfügung, welche durch ein weiteres in der zweiten Phase (2007 - 2009) erweitert wurde (Abb. 4-2). In 2004 begannen die Messungen im August und wurden bis September nur auf *LCUG79* durchgeführt (Abb. 4-1). Ab 2005 fanden die Messungen durchgängig auf *LCUG79* statt, weshalb diese Messungen als Referenz zu den anderen Stationen dienen. Das zweite Messsystem in der ersten Phase wurde als Wanderturm eingesetzt, um abwechselnd auf den beweideten *Leymus chinensis* Flächen zu messen. Dafür

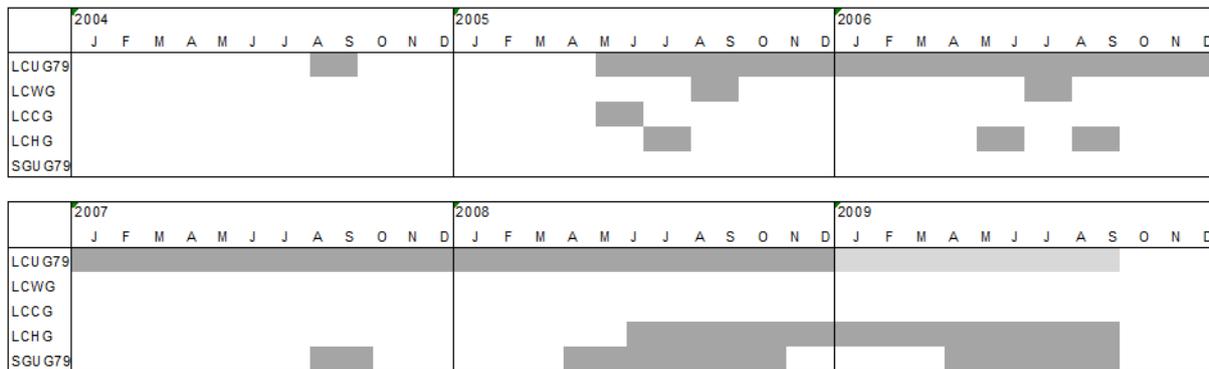


Abbildung 4-2: Messzeiträume auf den einzelnen Untersuchungsflächen auf *Leymus chinensis* (LCUG79, LCWG, LCCG, LCHG) und *Stipa grandis* (SGUG79) Steppe.

wurde der Messturm alle sechs Wochen versetzt, was als optimaler Zeitraum eingeschätzt wurde, um die charakteristische Wachstumsphase durch den Einfluss des verfügbaren Wasser ausreichend zu erfassen. In der zweiten Phase wurde ab 2007 auf SGUG79 gemessen, um den Unterschied zweier Steppenarten zu erfassen. Ab 2008 stand ein weiteres Messsystem zur Verfügung. Dieses konnte auf LCHG eingesetzt werden, um den größten Gradienten der Beweidungsintensität weiter zu erfassen. Anfang 2009 traten Probleme an der Messstation LCUG79 auf, die zu unkorrekten Messungen führten. Aus diesem Grund beziehen sich die Untersuchungen überwiegend auf den Zeitraum 2004 bis 2008. In einzelnen Analysen gehen die Messwerte von SGUG79 und LCHG von 2009 in die Untersuchungen ein.

4.2 Eddykovarianz-Methode

4.2.1 Theorie

Eine Luftströmung kann als horizontaler Transport verstanden werden, der aus rotierenden Eddies verschiedener Größen besteht (Abb. 4-3). Ein Eddy ist ein Luftwirbel, der Luftteilchen bewegt. Jedes Luftteilchen hat seine eigene Charakteristik definiert aus Temperatur, Feuchte und Gaskonzentration. Die Luftteilchen werden innerhalb eines Eddies auf und ab bewegt bzw. rotiert. Gleichzeitig unterliegen die Eddies größeren Strömungen. Die Dynamik eines

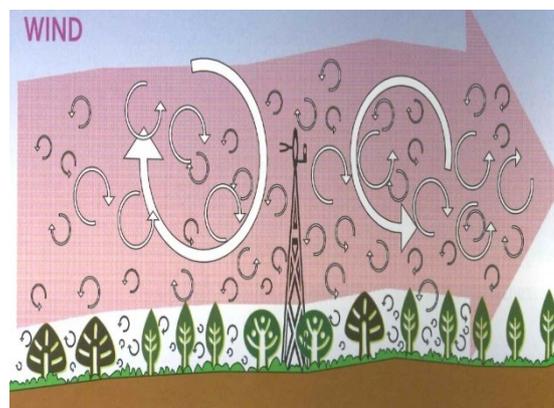


Abbildung 4-3: Luftströmung mit rotierenden Eddies in und über der Vegetation an einem Messturm (Burba und Anderson 2010 S. 16)

Eddies wird über räumliche Dimensionen (u , v , w) beschrieben. Wird ein solcher Luftwirbel von einem Messgerät erfasst, können diese an einem Messturm gemessen werden (*Kaimal und Finnigan 1994*).

Allgemein ist ein Fluss definiert als die Anzahl der Moleküle, die sich über einem bestimmten Zeitraum mit einer bestimmten Geschwindigkeit in eine bestimmte Richtung bewegen. Der vertikale Fluss kann dabei aus der Kovarianz der gemessenen vertikalen Geschwindigkeit und einer gemessenen Konzentration (z. B. CO_2 , H_2O) abgeleitet werden. Die Flussmessungen werden verwendet um den Wärme-, Wasser- und CO_2 -Austausch abzuschätzen (auch Methan und andere Spurengase). Ist ein solcher Fluss von einer Oberfläche weg, Richtung Atmosphäre gerichtet, wird diese Oberfläche als Quelle bezeichnet. Ist ein Fluss zur Oberfläche hin gerichtet, wirkt diese als Senke.

Die turbulenten Fluktuationen in der Atmosphäre ändern sich sehr schnell, was eine schnelle und dabei akkurate Messung erfordert. Die EC-Methode ist dabei die direkteste und weit verbreitetste Methode (Kap. 2.3). Damit die EC-Methode erfolgreich angewendet werden kann, müssen einige Annahmen getroffen werden, die bestmöglich eingehalten werden sollten (*Foken 2006*): (i) die Messungen finden in der gewünschten Grenzschicht statt; (ii) der Einzugsbereich (*footprint*) des Messstandortes ist ausreichend gewählt, dieser Bereich wird entsprechend der Vegetation, der Messhöhe und dem Wind bestimmt; (iii) der gemessene Fluss ist turbulent und es herrschen stationäre Bedingungen; (iv) der Messstandort ist horizontal und homogen; (v) die mittlere Vertikalkomponente des Windes ist Null; (vi) die Flusskonvergenz und -divergenz sind verschwindend klein und können somit vernachlässigt werden; und (vii) die Instrumente messen sehr kleine Änderungen in einer hohen Frequenz.

4.2.2 Messtechnik

Die rotierenden Eddies unterteilen sich in kleine Eddies, überwiegend an der Oberfläche, und in größere Eddies, oberhalb des Bodens und der Vegetation (Abb. 4-3). Dabei rotieren die kleinen Eddies schneller als die großen, was durch die Messtechnik beides erfasst werden muss. Die Instrumente der EC-Technik müssen schnell genug sein, um alle Frequenzen abzudecken und gleichzeitig sensitiv, um kleine Änderungen wahrzunehmen. Die Geräte dürfen dabei keine grobe Struktur aufweisen, um die größeren Eddies nicht zu stören und müssen gleichzeitig aerodynamisch geschnitten sein, um die Entstehung kleiner Eddies zu verhindern (*Burba und Anderson 2010*). Typischer Weise besteht ein EC-Messsystem aus einem dreidimensionalen Ultraschallanemometer zur Erfassung der Windkomponenten des Eddies, einen Gasanalysator zur Bestimmung der gewünschte Gaskonzentration und einem feindrätigen Thermolement für die Temperaturmessung. Die Messinstrumente werden nah beieinander installiert, um das Windfeld nicht zu stören.

Ein Ultraschallanemometer (Abb. 4-4, links im Bild) misst die Schallgeschwindigkeit in der Luft durch einen kurzen Impuls, der über einen Transmitter abgegeben wird und von einem



Abbildung 4-4: EC-Messsystem bestehend aus *open-path* Gasanalysator (LI-7500) und Ultraschallanemometer (CSAT3)

weiteren aufgenommen wird. Aus der Verzögerung zwischen abgegebenem und aufgenommenem Impuls wird die Schallgeschwindigkeit bei bekannter Entfernung der beiden Transmitter bestimmt. Ausgehend von der Schallgeschwindigkeit wird die Schalltemperatur (*sonic temperature*) bestimmt.

Für den Gasanalysator stehen zurzeit drei verschiedene Ansätze zur Verfügung. Es kann mit einem offenen Messpfad (*open-path*), einen geschlossenen Messpfad (*closed-path*) oder mit einem teilweise geschlossenen Messpfad (*enclosed*) gemessen werden (Burba und Anderson 2010). Jede Methode hat dabei Vor- und Nachteile. Die Wahl des jeweiligen Instruments richtet sich nach dem Standort, dessen Erreichbarkeit und der möglichen Stromversorgung. Der wichtigste Vorteil von *open-path* Gasanalysatoren ist die Installation direkt neben dem Ultraschallanemometer und der zeitgleichen Messung derselben Luftströmung (Abb. 4-4). Das Instrument besteht aus einem Bodenfenster und einem Kopffenster, die durch vier Verbindungsstäbe miteinander verbunden sind. Der optische Messpfad befindet sich zwischen Boden und Kopf, die gleichzeitig als Sender und Empfänger dienen. Die Konzentrationen von H_2O und CO_2 (und evtl. Methan) werden direkt mittels Infrarot in diesem Pfad gemessen. Für diese Messung ist eine geringe Energieversorgung nötig und ein geringer Kalibrierungsaufwand (ein Mal im Jahr). Der wesentliche Nachteil dieses Verfahrens besteht in der Witterungsanfälligkeit des offenen Messpfades. So kommt es zum Datenverlust durch die Beeinträchtigung des Messpfades und durch Beschmutzung oder beim Beschlagen der Sensorfenster (z. B. bei Schnee, Regen, Tau oder auch Sandstürmen).

Ein *closed-path* Messsystem umgeht diese Problematik in dem die Luft am Ultraschallanemometer über einen Schlauch angesaugt und zum Gasanalysator transportiert wird. Dies hat den Vorteil, dass bei jeder Witterung kontinuierlich und ungehindert gemessen werden kann. Nachteilig ist die zeitversetzte Messung zum Ultraschallanemometer, was einen größeren Korrekturumfang, unter Berücksichtigung der Schlauchlänge und Pumpenleistung, nach sich zieht. Darüber hinaus ist eine höhere Energieversorgung notwendig (für die Pumpe) und es muss häufiger kalibriert werden (ca. einmal pro Woche).

Bei einem *enclosed* Messsystem werden die beiden erst genannten Methoden kombiniert. Das Gerät entspricht im äußeren einem Messinstrument mit offenem Messpfad. Dieser wird durch einen Einsatz, durch den die Luft gesaugt wird, geschlossen. Die Schläuche sind hier sehr kurz und es ist nur eine geringe Pumpenleistung nötig. Die Messung findet dabei nahezu zeitgleich mit der Ultraschallmessung statt und es ist ein geringer Kalibrierungsaufwand nötig, ähnlich dem *open-path* Messsystem. Darüberhinaus hat dieses System die Vorteile des geschlossenen Systems, da Ausfälle durch die Witterung minimiert werden.

Die EC-Messungen werden mit all diesen Messsystemen hochfrequent (10-20 Hz) durchgeführt. Für die Betrachtungen der Flüsse wird empfohlen diese Daten auf 30 min zu mitteln (*Foken 2006*), da bei kürzeren Zeiten der langwellige Anteil in den Flüssen verloren geht und bei längeren Zeiten die stationären Bedingungen nicht mehr erfüllt sind.

Die Messungen der vorliegenden Arbeit wurden mit einem *open-path* Messsystem durchgeführt, da die Standorte entfernt von jeglicher Stromversorgung durchgeführt wurden und die *enclosed* Messsysteme zum Zeitpunkt der Messung noch nicht möglich waren.

4.2.3 Berechnung

4.2.3.1 Berechnungsansatz

In turbulenten Flüssen kann der vertikale Fluss als Produkt der Luftdichte (ρ_a), dem vertikalem Wind (w) und dem Mischungsverhältnis (s) eines Gases bestimmt werden. Es ergibt sich (*Baldocchi 2012*):

$$F = \overline{\rho_a w s} \quad (\text{Gl. 4-1})$$

Durch die Reynoldszerlegung kann dieser Term in Mittelwerte und Abweichungen aufgeteilt werden. Die ausmultiplizierte Gleichung ergibt dann:

$$F = \overline{(\overline{\rho_a} \overline{w s} + \overline{\rho_a} \overline{w s'} + \overline{\rho_a} \overline{w' s} + \overline{\rho_a} \overline{w' s'} + \rho'_a \overline{w s} + \rho'_a \overline{w s'} + \rho'_a \overline{w' s} + \rho'_a \overline{w' s'})} \quad (\text{Gl. 4-2})$$

Die ausführliche Gleichung 4-2 kann durch eine Reihe von Annahmen vereinfacht werden. So entfallen mehrere Terme: (i) da die mittlere Abweichung vom Mittelwert Null ist, (ii) durch die Annahme, dass die Fluktuationen der Luftdichte verschwindend klein sind, (iii) durch die Annahme eines verschwindend kleinen Vertikalflusses und (iv) dass das Einzugsgebiet horizontal und homogen ist, wodurch die damit zusammenhängende Divergenz und Konvergenz vernachlässigt werden kann. Somit lautet die vereinfachte Gleichung um einen EC-Fluss zu bestimmen (*Reynolds 1895*):

$$F = \overline{\rho_a w' s'} \quad (\text{Gl. 4-3})$$

4.2.3.2 Spezifische Gleichungen für Wärme-, Kohlendioxid- und Wasserflüsse

Aus der allgemeinen Beschreibung der Eddy-Flüsse (Gl. 4-3) können die spezifischen Gleichungen für den Wärme-, H₂O- und CO₂-Fluss abgeleitet werden. Der sensible Wärmestrom (H) wird in W m^{-2} berechnet:

$$H = \rho_a c_p \overline{w'T'} \quad (\text{Gl. 4-4})$$

Dabei wird die Kovarianz aus dem vertikalem Wind und der Temperatur ($\overline{w'T'}$) mit der Luftdichte (ρ_a) und der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Druck (c_p) multipliziert.

Der latente Wärmestrom (LE) wird in W m^{-2} berechnet:

$$LE = L\rho_a \overline{w'q'} \quad (\text{Gl. 4-5})$$

mit der Kovarianz aus der vertikalen Windgeschwindigkeit und der Wasserdampfkonzentration in der Luft ($\overline{w'q'}$), der Verdampfungswärme (L) und der Luftdichte (ρ_a).

Der Kohlendioxid Fluss (F_c) wird in $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ aus der Kovarianz des vertikalen Windes und der Kohlendioxidkonzentration in der Luft berechnet ($\overline{w'c_{CO_2}'}$):

$$F_c = \frac{\rho_a}{M_a} \overline{w'c_{CO_2}'} \quad (\text{Gl. 4-6})$$

mit der Luftdichte (ρ_a) und der molaren Masse von trockener Luft (M_a).

4.2.3.3 Korrekturverfahren

Bevor die Flüsse berechnet werden, wird eine Koordinatenrotation der gemessenen Windkomponenten vorgenommen, um die horizontalen und vertikalen Windgeschwindigkeit zu erhalten. Um von den gemessenen und errechneten Rohflüssen (Kap. 4.2.3.2) die korrekten Flüsse zu erhalten, müssen die folgenden Korrekturen durchgeführt werden: Wenn H mit der Schalltemperatur berechnet wurde, wird für H eine Temperaturkorrektur durchgeführt. Für LE und F_c sind eine Spektralkorrektur, auf Grund der Messung mit unterschiedlichen Geräten, und eine Dichtekorrektur, durch Fluktuationen in der Luft auf Grund von Feuchte, nötig.

Koordinatenrotation (Neigungsrotation)

Durch eine Koordinatenrotation wird die Neigung des Ultraschallanemometers gegenüber dem Gelände bzw. gegenüber den Stromlinien ausgeglichen. Diese Betrachtungen gehen zurück auf *Tanner und Thurtel (1969)* und *Hyson et al. (1977)*. Für die vorliegende Arbeit wurde eine zweidimensionale Rotation nach *Kaimal und Finnigan (1994)* durchgeführt. Dafür wird das Koordinatensystem zunächst um die z-Achse in den mittleren Wind gedreht:

$$u_1 = u_m \cos \theta + v_m \sin \theta \quad (\text{Gl. 4-7})$$

$$v_1 = -u_m \sin \theta + v_m \cos \theta$$

$$w_1 = w_m$$

mit dem Winkel θ :

$$\theta = \text{atan}\left(\frac{v_m}{u_m}\right) \quad (\text{Gl. 4-8})$$

Dabei sind u und v die Horizontalkomponenten und w die Vertikalkomponenten des Windes in m s^{-1} .

Die zweite Drehung um die y -Achse wird durchgeführt, bis der mittlere Vertikalwind verschwindet:

$$\begin{aligned} u_2 &= u_1 \cos \phi + w_1 \sin \phi & (\text{Gl. 4-9}) \\ v_2 &= v_1 \\ w_2 &= -u_1 \sin \phi + w_1 \cos \phi \end{aligned}$$

mit dem Winkel ϕ :

$$\phi = \text{atan}\left(\frac{w_1}{u_1}\right) \quad (\text{Gl. 4-10})$$

Diese 2D-Rotation legt die gemessenen Windkomponenten des Ultraschallanemometers in die Stromlinien. Die Rotation wird meist auf die 30-Minutenwerte angewandt, wofür die Windvektoren v und w jeweils den Wert Null ergeben. Es gibt noch eine dritte Rotation, die aber meist vernachlässigt wird, da sie das Ergebnis kaum beeinflusst. In der FLUXNET-Gemeinschaft hat sich die 2D-Rotation durchgesetzt (*Aubinet et al. 2000*).

Als Alternative kann auch eine *Planar-Fit-Rotation* (*Wilczak et al. 2001*) durchgeführt werden, wobei das Koordinatensystem über längere Zeiträume, wie Wochen oder Monate in die Stromlinien gelegt wird.

Temperaturkorrektur

Mit der Temperaturkorrektur nach *Schotanus et al. (1983)* wird H korrigiert, wenn H auf Basis der Schalltemperatur berechnet wird. H , berechnet von der Schalltemperatur, entspricht dem Auftriebsstrom (*Foken 2006*), der ca. 10-20% größer ist als der sensible Wärmestrom. Die gemessene Schalltemperatur entspricht nicht der Lufttemperatur aufgrund von feuchtebedingten Änderungen der Luftdichte und durch Störungen der Schallgeschwindigkeit während der Messung. Die Berechnung erfolgt nach Gleichung 4-11:

$$\overline{w'T'} = \overline{w'T_{sonic}'} \left(1 + \frac{0,51\bar{T}c_p}{L\beta}\right) - 2\frac{\bar{T}\bar{u}}{c^2}\overline{u'w'} \quad (\text{Gl. 4-11})$$

wobei $\overline{w'T'}$ den korrigierten sensiblen Wärmestrom darstellt und $\overline{w'T_{sonic}'}$ die Kovarianz der vertikalen Windgeschwindigkeit und der Ultraschalltemperatur. Des Weiteren werden benötigt: die Lufttemperatur (T), die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck (c_p), die Verdunstungswärme (L), die Windgeschwindigkeit (u), die Schallgeschwindigkeit (c) und die Impulskomponente ($\overline{u'w'}$). Durch das Bowen-Verhältnis β wird die Luftfeuchte berücksichtigt:

$$\beta = \frac{c_p \overline{w'T'}}{L \overline{w'q'}} \quad (\text{Gl. 4-12})$$

mit dem sensiblen Wärmefluss ($\overline{w'T'}$) und dem latenten Wärmefluss ($\overline{w'q'}$).

Die Schallgeschwindigkeit (c) wird nach *Etling (2002)* berechnet:

$$c = \bar{u} \pm \sqrt{\gamma R_s \bar{T}} \quad (\text{Gl. 4-13})$$

mit der Windgeschwindigkeit (u), der spezifischen Gaskonstante (R_s) und der Lufttemperatur (T), sowie

$$\gamma_c = \frac{c_p}{c_v} \quad (\text{Gl. 4-14})$$

mit der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Druck (c_p) und bei konstantem Volumen (c_v).

Spektrale Korrektur

Unter der spektralen Korrektur werden mehreren Korrekturen zusammengefasst, die die Dämpfungen der Messung durch unterschiedliche Messsensoren und Messkonfigurationen beschreiben. Meist sind die Korrekturen der Dämpfung durch die Pfadlänge, die Zeitkonstante und der Separation der Messgeräte, die Schlauchlänge und dem Schlauchdurchmesser, sowie die Geschwindigkeit des angesaugten Luftstroms enthalten. Die Korrektur dieser Dämpfungen über eine frequenzabhängigen Transferfunktion wurde ursprünglich von *Moor (1986)* entwickelt. Weitere Quellen sind *Burba und Anderson (2010)*, *Kaimal et al. (1972)*, *Massman and Clement (2004)* und *Moncrieff et al. (1996)*.

Die gesamte Korrekturfunktion ($T_{\text{all}}(n)$) ist das Produkt von individuellen Übertragungsfunktionen, die jeweils die genannten Einflüsse berücksichtigen:

$$T_{\text{all}}(n) = T_{\text{tc}}(n)T_{\text{tw}}(n)T_{\text{t}}(n)T_{\text{ds}}(n)T_{\text{s}}(n)T_{\text{hi}}^2(n)\sqrt{T_{\text{sp}}(n)T_{\text{vp}}(n)} \quad (\text{Gl. 4-15})$$

mit der Transferfunktion der Zeitverzögerung des Signals des Gasanalysators ($T_{\text{tc}}(n)$) und des Signals der Windkomponente ($T_{\text{tw}}(n)$), der Transferfunktion der Dämpfung durch den Schlauch ($T_{\text{t}}(n)$), der Transferfunktion der Dämpfung durch das digitale Signal ($T_{\text{ds}}(n)$), der Transferfunktion der Dämpfung durch die Separation der Messgeräte ($T_{\text{s}}(n)$), der Transferfunktion der Hochpassfilter (*high-pass filtering*, $T_{\text{hi}}(n)$), der Transferfunktion der Dämpfung durch die Mittelung der Pfadlänge und des Volumens ($T_{\text{sp}}(n)$) und der Transferfunktion für die Mittelung des Vektorweges ($T_{\text{vp}}(n)$).

Diese Korrektur ist besonders wichtig bei *closed-path* und *enclosed* Messungen. Bei *open-path* Messungen ist sie von geringerer Bedeutung. Da in der vorliegenden Arbeit Messungen mit einem *open-path* Gasanalysator vorliegen, werden die einzelnen Transferfunktionen an dieser Stelle nicht weiter erläutert und sind im Anhang A3 zusammengefasst.

Dichtekorrektur

Da die Gaskonzentrationen bei *open-path* Messungen in einem offenen Messpfad direkt über die Dichte im Luftstrom gemessen werden, ist eine Dichtekorrektur nötig. Dabei werden Effekte von Temperatur- und Feuchtefluktuationen auf das zu messende Gas (z. B. CO₂, H₂O) kompensiert. Für *closed-path* und *enclosed* Messungen spielt diese Korrektur eine untergeordnete Rolle.

Für die EC-Messungen hat sich die Webb-Pearman-Leuning Korrektur (WPL-Korrektur) nach *Webb et al. (1980)* durchgesetzt. Die Dichtekorrekturen für F_c und LE werden danach wie folgt berechnet:

$$F_c = F_{c_0} + \mu \left(\frac{\rho_c}{\rho_a} \right) \overline{w' \rho_v'} + (1 + \mu \sigma) \left(\frac{\rho_c}{T} \right) \overline{w' T'} \quad (\text{Gl. 4-16})$$

$$LE = LE_0 + \mu \left(\frac{\rho_v}{\rho_a} \right) \overline{w' \rho_v'} + (1 + \mu \sigma) \left(\frac{\rho_v}{T} \right) \overline{w' T'} \quad (\text{Gl. 4-17})$$

mit $\mu = \frac{M_a}{M_v}$ (Gl. 4-18)

und $\sigma = \frac{\overline{\rho_v}}{\rho_a}$ (Gl. 4-19)

wobei F_c und LE die korrigierten Flüsse darstellen und F_{c_0} und LE_0 die unkorrigierten Flüsse. In die Berechnung gehen die Luftdichte (ρ_a), die Dichte von Wasserdampf (ρ_v) und CO₂ (ρ_c), die molaren Massen von Luft (M_a) und Wasser (M_v) und die Kovarianzen der vertikalen Windgeschwindigkeit mit der Dichte von Wasserdampf ($\overline{w' \rho_v'}$) bzw. der Temperatur ($\overline{w' T'}$) ein. Grundsätzlich gilt, dass die Bedeutung der WPL-Korrektur während der Vegetationsperiode gering ist, sie nimmt in den vegetationsfreien Perioden zu, wenn die Korrektur je nach Gebiet und Vegetation mehrfach dem eigentlichen Fluss entsprechen kann.

Korrektur der Selbsterwärmung von „open-path“ Gasanalysatoren

Die Korrektur der Selbsterwärmung betrifft die *open-path* Gasanalysatoren, die durch die Eigenerwärmung des Messgerätes die gemessenen Flüsse unterschätzen (*Burba et al. 2006, Burba et al. 2008, Grelle und Burba 2007*). Dabei wird durch die Erwärmung des Gerätes, aufgrund der Sonneneinstrahlung und der im Gerät befindenden Elektronik, die Temperatur im offenen Messpfad (*Burba et al. 2006*). Die Korrektur wird für F_c und LE vorgeschlagen, wobei sich die Korrektur bzw. der Einfluss durch die zusätzliche Erwärmung kaum auf LE auswirkt. Der Effekt der Selbsterwärmung des Gasanalysators sollte sich in der Vegetationszeit und besonders nachts als minimal bis nichtig erweisen. Dagegen ist der Einfluss auf die Flüsse in der kalten Jahreszeit vergleichsweise groß, da der Effekt der Erwärmung umso größer wird, je kälter die Umgebungstemperatur ist. Der Einfluss ist auch auf kleine Flüsse groß, wodurch die Korrektur dem ganzen Fluss entsprechen kann.

Da es sich in der vorliegenden Arbeit um ein Ökosystem handelt, was in diesem Fall als Extrem einzuschätzen ist (semiarid, sehr trocken, extreme Temperaturen im Winter, sehr kleine Flüsse) und die Flüsse mit der Korrektur keine plausiblen Ergebnisse erbrachten (Anhang A4), wurde auf die Korrektur im Weiteren verzichtet. Für erweiterte Betrachtungen und Dis-

kussionen sind im Anhang A4 die Berechnungsgrundlagen, sowie die Ergebnisse mit der Selbsterwärmungskorrektur für das Untersuchungsgebiet zusammengefasst.

4.3 Schließungslücke

Die Energiebilanz an der Oberfläche wird als geschlossen bezeichnet, wenn die zur Verfügung stehende Energie durch R_n den Energie ableitenden Flüsse LE , H und G entspricht. Kann diese Gleichstellung durch die gemessenen Flüsse nicht erfüllt werden, wird dies als Schließungslücke bezeichnet. Auf Basis der EC-Messungen konnte für verschiedene Ökosysteme eine Schließung der Energiebilanz mit 80% gemessen bzw. ermittelt werden (Mahrt, 1998, Gu et al. 1999, Aubinet et al. 2000, Twine et al. 2000, Wilson et al. 2002).

Die Beziehung der Energieflüsse kann über den Energieschließungsfactor (CF) beschrieben werden (Barr et al. 2012):

$$CF = \frac{H+LE}{R_n-G} \quad (\text{Gl. 4-20})$$

wobei ein Wert kleiner eins auf Defizite in der Flussmessung (hier: EC-Messungen) hinweist oder auf eine zu hohe Strahlungsmessung.

4.4 Flüsse auf Ökosystemniveau

Abbildung 4-5 stellt ein Grasland-Ökosystem schematisch dar. Die obere Abgrenzung bezieht sich dabei auf die Höhe des Messgerätes und stellt die Grenze zur Umgebung dar. Werden die CO_2 -Flüsse dieses geschlossenen Ökosystems atmosphärisch betrachtet, ergeben sich folgende Definitionen (Chapin et al. 2006, Grünwald und Bernhofer 2007): Die Gesamtatmung des Ökosystems (TER – *total ecosystem respiration*) ist die Summe aus der R_h und R_a , die Tags und Nachts stattfindet und temperaturabhängig ist (Kap. 2.1). TER stellt C dar, der aus dem Ökosystem in die Atmosphäre abgegeben wird (positive TER). Die Bilanz der Ab- und Zuführenden CO_2 -Flüsse in einem Ökosystem wird als Nettoökosystemaustausch (NEE – *net ecosystem exchange*) bezeichnet und ergibt sich aus der Summe des turbulenten CO_2 -Flusses (F_c) und der temporären C-Speicherung (S_c). NEE unterscheidet sich tags und nachts stark, da unter Sonneneinstrahlung am Tag die Photosynthese stattfindet, wobei CO_2 aus der Atmosphäre durch die Vegetation gebunden wird (negativer NEE). Nachts entfällt dieser Prozess und NEE entspricht TER, da nur noch CO_2 an die Atmosphäre abgegeben wird (positiver NEE). Die Bruttoprimärproduktion des Ökosystems (GPP – *gross primary production*) stellt die gesamt produzierte Energie durch die Vegetation dar und ergibt sich aus der Summe der Nettoökosystemproduktion (NEP – *net ecosystem production*) und TER. NEP entspricht dabei dem umgekehrten NEE (NEP = - NEE). Nachts ergibt sich ein GPP von 0 da nur die Atmung stattfindet und sich TER und NEE gegenseitig aufheben. Wird von GPP die R_a abgezogen,

kann dagegen variieren. Die Referenztemperatur (T_{ref}) ist 10°C . Die Atmung bei der Referenztemperatur ($R_{\text{eco,ref}}$) wird von den nächtlichen Daten für eine definierte Periode bestimmt.

GPP wird aus der Differenz von TER und NEE berechnet:

$$\text{GPP} = \text{TER} - \text{NEE} \quad (\text{Gl. 4-24})$$

Um die Evapotranspiration (ET) bestehend aus Evaporation, Transpiration und Interzeptionsverdunstung zu erhalten, wird L aus dem Fluss LE heraus gerechnet:

$$\text{ET} = LE/L \quad (\text{Gl. 4-25})$$

4.5 Datenaufbereitung

4.5.1 Aufbereitung der hochfrequenten Daten

Die hochfrequenten EC-Daten werden mit dem Programm EDIRE¹ bearbeitet. EDIRE ist ein anwenderfreundliches Programm und findet in der FLUXNET-Gemeinschaft häufig Anwendung. Die Bearbeitung der EC-Daten orientierte sich an *Aubinet et al. (2000)*: (i) zunächst werden die hochfrequenten Daten auf Ausreißer getestet (Standardabweichung, Vorgabe fester Grenzen), (ii) anschließend werden Halbstundenmittel zur weiteren Bearbeitung gebildet, (iii) es folgt eine 2D-Rotation der Winddaten, (iv) die Rohflüsse H (Gl. 4-4), LE (Gl. 4-5) und F_c (Gl. 4-6) werden berechnet (Kap. 4.2.3.2), die abschließend (v) mit den folgenden Korrekturen korrigiert werden: die Spektrale Korrektur nach *Moor (1986)*, eine Temperaturkorrektur nach *Schotanus et al. (1983)* für H und die Dichtekorrektur nach *Webb et al. (1980)* für LE und F_c (Kap. 4.2.3.3).

Nach der Berechnung in EDIRE werden die Halbstundenwerte der berechneten Flüsse und der meteorologischen Daten erneut auf Ausreißer und Unstimmigkeiten überprüft. Anschließend werden die Flüsse auf Ökosystemniveau (Kap. 4.4) berechnet und lückengefüllt (Kap. 4.5.2).

4.5.2 Lückenfüllung

Die Daten weisen aufgrund von wetterbedingten Ausfällen, technischen Problemen und der Einhaltung der getroffenen Annahmen Lücken auf. Neben Ausreißertests (Vorgabe fester Grenzen, Standardabweichung) und dem optischen Überprüfen des Datensatzes, wird auch die Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*) als Turbulenzindikator verwendet. Die Lückenfüllung der EC- und meteorologischen Daten, sowie das Filtern nach dem u^* -Kriterium wurde

¹ R. Clement, Edinburgh, <http://www.geos.ed.ac.uk/abs/research/micromet/EdiRe/>

mit Hilfe des online Tools² des Max Planck Institutes für Biogeochemie (Jena) durchgeführt. Die Berechnungen richten sich nach *Falge et al. (2001)* und *Reichstein et al. (2005)*.

Für die u^* -Filterung wurde der Datensatz in sechs Temperaturklassen der gleichen Datengröße geteilt. Jede Temperaturklasse wurde dann in 20 u^* -Klassen untergliedert. Der Grenzwert ist definiert als die u^* -Klasse in der der nächtliche Fluss mehr als 95% des mittleren Flusses der nächst höheren u^* -Klasse erreicht. Diese Berechnung wird jeweils für Perioden von drei oder vier Monaten durchgeführt um die saisonalen Veränderungen der Vegetation zu berücksichtigen. Die Filterung des Datensatzes erfolgt für ein Jahr mit dem höchsten Grenzwert der so ermittelt werden kann. Der kleinste zugelassene Grenzwert wurde auf $0,1 \text{ m s}^{-1}$ festgelegt. Wurde ein kleinerer Grenzwert ermittelt, wird der Datensatz mit einem Grenzwert von $0,1 \text{ m s}^{-1}$ überprüft. Jede Halbstunde, die ein kleineres u^* aufweist als den ermittelten Grenzwert, wird entfernt bzw. markiert. Nach *Gu et al. (2005)* entspricht der hier verwendete Minimumwert dem empfohlenen Grenzwert für Grasland, welches in der vorliegenden Arbeit untersucht wird.

Für die Lückenfüllung standen alle geforderten meteorologischen Größen (R_g , T , VPD) zur Verfügung um eine bestmögliche Füllung zu gewährleisten. Lücken in den meteorologischen Daten wurden durch mittlere Werte unter ähnlichen meteorologischen Bedingungen während eines 7-Tage Zeitraumes gefüllt (*gleitendes Fenster*). Falls die nötigen meteorologischen Werte im vorgegebenen Zeitraum nicht zur Verfügung standen, wurde er auf 14 Tage erweitert usw.

Zum Füllen von NEE werden nur gemessene Daten unter ausreichend turbulenten Bedingungen (u^* -Kriterium) verwendet. Nächtliches NEE wird nach der *Arrhenius Funktion* (Gl. 4-23) gefüllt. NEE für $R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$ (NEE_{Tag}) wird über die *Lichtsättigungskurve* nach *Michaelis-Menten* (*Falge et al. 2001*) aufgefüllt:

$$NEE_{\text{Tag}} = - \left(\frac{a' \cdot R_g \cdot NEE_{\text{sat}}}{NEE_{\text{sat}} + a' \cdot R_g} - R_{\text{Tag}} \right) \quad (\text{Gl. 4-26})$$

mit der Lichtnutzungseffizienz (a'), dem NEE bei Lichtsättigung (NEE_{sat}) und der Tagesatmung (R_{Tag}).

Wenn die Lücken auf Grund von zu großen Datenausfällen nicht durch die *Arrhenius Funktion* und die *Michaelis-Menten-Funktion* gefüllt werden können, wird die bereits oben erwähnte Methode des *gleitenden Fensters* verwendet.

4.6 Modellierung der CO₂- und H₂O-Flüsse

Mit der Modellierung wird die Sensitivität von CO₂- und H₂O-Flüssen hinsichtlich verschiedener beeinflussender Größen untersucht. Dafür werden das Wasserhaushaltsmodell BROOK90 und das biogeochemische Modell DAILYDAYCENT verwendet.

² <http://www.bgc-jena.mpg.de/~MDIwork/eddyproc/method.php> [07.08.2015]

4.6.1 BROOK90

Modellbeschreibung

BROOK90³ ist ein prozessorientiertes, hydrologisches Modell (*Federer 2002*). Im Modell werden auf Basis von Tageswerten ET und der Bodenwassergehalt für einen definierten Standort simuliert. Die jährliche Variabilität der Vegetation wird in BROOK90 über die Vegetationshöhe und dem Blattflächenindex (LAI) berücksichtigt. Die Parametrisierung des Bodens richtet sich nach dem Bodenprofil und den Bodenwassereigenschaften. BROOK90 kann sowohl mehrere als auch nur eine Bodenschicht berechnen. Die Beziehung zwischen Bodenwassergehalt, Matrixpotential und hydraulische Leitfähigkeit wird über den modifizierten Ansatz von *Campbell (1974)* und dem Ansatz von *Clapp und Hornberger (1978)* berechnet. Die Fließrichtung im Boden richtet sich nach Darcy's Gesetz.

ET wird in BROOK90 nicht direkt simuliert, sondern aus der simulierten Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) berechnet. Dadurch können die einzelnen Prozesse separat betrachtet werden, was, ausgehend von den EC-Messungen, nicht möglich ist. Die Berechnungen von E_{Tran} und E_{Soil} basieren auf der modifizierten Penman-Monteith Gleichung von *Shuttleworth und Wallace (1985)*.

In BROOK90 wird die potentielle Transpiration ausgehend von der maximalen Blattleitfähigkeit berechnet (*Federer 2002*). Um die aktuelle oder reale Transpiration zu erhalten, wird die potentielle Transpiration unter Berücksichtigung der Wasserverfügbarkeit, dem Wurzelwiderstand und dem minimalen Blatt-Wasser-Potential reduziert. Der angegebene aerodynamische Widerstand wird nach *Shuttleworth und Gurney (1990)* ausgehend vom LAI und der Bestandeshöhe abgeleitet. Der Widerstand der Bodenverdunstung richtet sich nach dem Bodenwasserpotential in der oberen Bodenschicht. Die Interzeption ist neben weiteren Oberflächeneigenschaften hauptsächlich von der Bestandeshöhe abhängig und wird vom Modell nicht direkt simuliert, stattdessen wird die potentielle Interzeption über die existierende Bodenoberflächenfeuchte im Shuttleworth-Wallace Ansatz (*Federer et al. 1996*) bestimmt.

Für die Modellierung mit BROOK90 werden Niederschlag, maximale und minimale Temperatur, Strahlung, Dampfdruck und Windgeschwindigkeit verwendet. Fehlende Messungen der Strahlung, des Dampfdrucks und/oder der Windgeschwindigkeit, werden durch modellinterne Funktionen berechnet: die Strahlung wird über die geographische Lage und dem Tag des Jahres bestimmt, der Dampfdruck wird über die Minimaltemperatur berechnet und die Windgeschwindigkeit wird konstant auf 3 m s^{-1} bei 10 m festgelegt (*Federer et al. 2003*). Die Modellergebnisse werden als Tages-, Monats- oder Jahreswerte für die gewünschten Größen des Bodens (auch für jede Bodenschicht), der Verdunstung und des Abflusses ausgegeben.

³ <http://www.ecoshift.net/brook/brook90.htm> [30.06.2015]

Für die vorliegenden Untersuchungen wurde BROOK90 Version 4.4e verwendet. Ergebnisse der Simulationen zu ET werden auch in *Vetter et al. (2012)* und *Schaffrath et al. (2013)* präsentiert.

Parametrisierung von BROOK90

Die Parametrisierung des Modells erfolgte mit den mikrometeorologischen Messungen von 2004 bis 2008 (Kap. 4.1, *Ketzer et al. 2008*, *Vetter et al. 2012*). Im Modell wird die Vegetation durch LAI, die Bestandeshöhe und die Bestandesleitfähigkeit (g_c) definiert. g_c wird dabei als der Reziprok des Bestandeswiderstandes (r_c) definiert. Für LAI und die Bestandeshöhe lagen in 2005 und 2006 Messungen vor (Abb. B25), während g_c über eine umgestellte Penman-Monteith Gleichung auf Basis von Tageswerten bestimmt wurde.

$$r_c = \frac{1}{g_c} = \left(\frac{a}{\gamma} \beta - 1 \right) \cdot r_a + \left(\frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{VPD}{LE} \right) \quad (\text{Gl. 4-27})$$

a	Anstieg der Beziehung zwischen dem Sättigungsdampfdruck und der Temperatur	ρ_a	Luftdichte
γ	Psychrometerkonstante	c_p	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
β	Bowenverhältnis (H/LE)	VPD	Dampfdruckdefizit
r_a	aerodynamischer Widerstand	LE	latenter Wärmestrom

Der aerodynamische Widerstand (r_a) wurde nach *Thom und Oliver (1977)* berechnet:

$$r_a = \frac{4,72 \left[\ln((z-d)/z_0) \right]^2}{1+0,54u} \quad (\text{Gl. 4-28})$$

u	Windgeschwindigkeit	d	Nullverschiebung der Vegetationsdecke
z	Messhöhe für die Windgeschwindigkeit	z_0	Rauhigkeitslänge

Die Parameter d und z_0 ergeben sich über ein Vielfaches der Vegetationshöhe ($d = 0,63 \times$ Vegetationshöhe, $z_0 = 0,13 \times$ Vegetationshöhe; *Monteith 1973*). Die jährliche Variabilität der Vegetation wird über 10 repräsentative Werte für LAI und Vegetationshöhe vorgegeben.

Das Bodenprofil wird über 15 Schichten beschrieben, mit je 5 cm Dicke für die ersten 7 Schichten und jeweils 10 cm für weitere 8 Schichten. Die Bodenparameter wurden für den Bodentyp *sandiger Lehm* (Kategorie nach *Clapp und Hornberger, 1978*) angepasst, was der überwiegenden Bodenart im Untersuchungsgebiet entspricht (*Gan et al. 2012a*, *Krümmlbein et al. 2008*).

4.6.2 DAILYDAYCENT

Modellbeschreibung

DAILYDAYCENT (DDC) ist ein biogeochemisches Modell basierend auf Tagesdaten. Es basiert auf den vorangegangenen Versionen CENTURY 4.5⁴ (Parton *et al.* 1987) und DAYCENT 4.5⁵. DDC zeigt die gleiche Struktur wie DAYCENT, basierend auf mehreren Unterprogrammen (Wachstum, H₂O-Haushalt, N- und C-Kreislauf, Nährstoffkreislauf und Dekompositionen), die die Prozesse im Boden und der Vegetation koppeln (Del Grosso *et al.* 2001a, Parton *et al.* 1998). DDC wird verwendet, um u.a. die Emissionen von CO₂, NO_x, N₂O, CH₄ und N₂ von der Vegetation und dem Boden zu berechnen. Die Modellfamilie wird zur Simulation der Nährstoffflüsse von landwirtschaftlichen Flächen, Grasflächen und Wälder verwendet (Del Grosso *et al.* 2001a, 2002).

Für die Modellierung werden minimale und maximale Temperatur und Niederschlag in täglicher Auflösung benötigt. Zusätzlich können die Globalstrahlung, die relative Feuchte und die Windgeschwindigkeit angegeben werden. Sind diese Daten nicht vorhanden, werden sie über modellinterne Funktionen bereitgestellt.

Wasserflüsse in DDC

Das Untermodul zur Berechnung der Wasserflüsse in DDC basiert auf einem modifizierten *tipping-bucket* Modell (sog. Speichermodell) mit mehreren Bodenwasserschichten, um die bodenhydrologische Dynamik widerzugeben (Parton (1978), Parton *et al.* 1998). Dabei wird kein Wasser an die nächste Schicht weitergegeben wenn der volumetrische Wassergehalt einer Schicht kleiner ist als die Feldkapazität. Der Wasserfluss zwischen den Bodenschichten wird nach Darcy's Gesetz in Abhängigkeit der bodenphysikalischen Eigenschaften berechnet. Jede Bodenschicht ist durch Mächtigkeit, Feldkapazität, permanenten Welkepunkt, Verteilung der Wurzeln, Bulkdichte, Bodenzusammensetzung, gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit, dem geringsten möglichen Wassergehalt und pH-Wert charakterisiert. Die Parameter werden gemessen oder über Pedotransferfunktionen (Gupta und Larson 1979, Rawls *et al.* 1982) abgeleitet.

Die Berechnung der Infiltration, des Abflusses, der Verdunstung und die Umverteilung des Bodenwassers basieren auf einem Zwei-Phasen-Model. In einem ersten Schritt wird das eingehende Wasser (Niederschlag) auf Infiltration, Abfluss und dem gesättigten Fluss verteilt. Danach werden in einem zweiten Schritt nach Hillel (1977) Verdunstung und der ungesättigte Fluss berechnet. Der Wasserverlust durch die Transpiration wird durch eine modifizierte Gleichung von Parton (1978) berechnet und basiert auf der Berechnung der potentiellen ET nach Penman (1948). Die Aufteilung der maximalen potentiellen Transpiration und der Bodenverdunstung richten sich nach der Biomasse grüner Blätter. Dabei steigt die Transpiration

⁴ <http://www.nrel.colostate.edu/projects/century5/> [30.06.2015]

⁵ <http://www.nrel.colostate.edu/projects/daycent/> [30.06.2015]

und sinkt die Bodenverdunstung, wenn der Anteil der grünen Biomasse zunimmt (*Parton, 1978*). Die Transpiration wird bei geringem Bodenwasser reduziert.

Kohlenstoffflüsse in DDC

In DDC richten sich die Kohlenstoffflüsse nach verschiedenen Prozessen, wie dem Pflanzenwachstum und der Dekomposition. Die maximale NPP wird in Abhängigkeit der Strahlung bestimmt. Um die aktuelle NPP zu erhalten, wird die maximale NPP durch die Nährstoff-Wasserversorgung, die Temperatur und die Abschattung limitiert (*Metherell et al. 1993*). Die Verteilung des gebundenen C's erfolgt je nach Pflanzenart, Bodenwassergehalt und Stickstoffverfügbarkeit anteilig auf Blätter, Holz (bei Wald) und Feinwurzeln. Das bodenorganische Material (BOM) ist dabei in drei Speicher unterteilt (*Parton et al. 1993*): (i) der aktive BOM Speicher für das schnell zersetzbare Material (z. B. mikrobielle Biomasse), (ii) der langsame BOM Speicher für Nebenprodukte der Dekomposition die 10 bis 50 Jahre brauchen bis sie abgebaut werden und (iii) der passive BOM Speicher, der extrem stabil gegenüber zukünftigen Dekompositionen ist. Die Dekomposition von BOM und die Nährstoffzufuhr von außen sind die Lieferanten für den Nährstoffspeicher, welche für das Pflanzenwachstum und die mikrobiellen Prozesse zur Verfügung stehen. Die Nährstoffe und BOM sind an der Bodenoberfläche konzentriert und nehmen exponentiell mit der Tiefe ab.

In DDC wird angenommen dass NPP und die bodenorganische Dekompositionsrate mit dem Bodenwassergehalt ansteigen bis ein optimaler Wassergehalt erreicht ist. Dieses Optimum ist für NPP höher als für die Dekomposition. Vergleichbare Beziehungen bestehen für NPP und die Dekomposition bezüglich der Temperatur und der Nährstoffzufuhr. Die optimale, minimale und maximale Temperatur für NPP ist für jede Pflanzenart unterschiedlich. Wenn der atmosphärische CO₂-Gehalt erhöht wird, reagiert DDC mit 3 Varianten: (i) maximales NPP steigt an, (ii) die Transpiration pro Blatteinheit sinkt und (iii) das N:C Verhältnis des Pflanzengewebes sinkt. Eine höhere Transpiration führt zu höheren Bodenwassergehalt und zu indirekt beeinflusster Dekomposition, was besonders für aride Gebiete eine Rolle spielt.

Parametrisierung von DDC

Für die Modellierung des Untersuchungsgebietes wird der Boden in 12 Schichten geteilt. Dabei sind die oberen Schichten von geringerer Mächtigkeit (2 - 3 cm) und mit zunehmender Tiefe werden sie dicker (3: 5 cm, 4-5: 10 cm, 6-11: 15 cm und 12: 30 cm). Die Bodenparameter und die Zusammensetzung des Bodens stammen von Messungen der Fläche LCUG79 (*Gan et al. 2012a, Krümmelbein et al. 2008, Zhao et al. 2007*).

In Abhängigkeit der Temperatur wird über die potentielle Produktivität der Pflanzen (hier: Gras) eine Produktivitätskurve abgeleitet. Diese wird mittels optimaler Temperaturen, der Produktivität (über NPP) und des Anstiegs und Abstiegs der Produktivitätskurve beschrieben. Zur Ableitung der Produktivitätskurve für die vorliegende Vegetation, werden von den ge-

messenen NEE und TER Werte für NPP abgeschätzt. Dazu wird, ausgehend von Untersuchungen der heterotrophen und autotrophen Atmung, die Annahme getroffen, dass sich TER aus je 50% der heterotrophen und autotrophen Atmung zusammensetzt (*Högberg und Read 2006, Jassal et al. 2007, Janssens et al. 2001, Sjögersten und Wookey 2002*). Die Abschätzung von NPP erfolgt über Addition des heterotrophen Anteils der Atmung zu NEE. Ausgehend von der Abhängigkeit des abgeschätzten NPP gegenüber der Temperatur, werden die Parameter für die Wachstumskurve für LCUG79 bestimmt (Abb. A3, Tab. A4).

Damit sich das Modell ausgehend von den Initialisierungsparametern (Bodenkohlenstoff, -stickstoff, etc.) auf ein dem Gebiet entsprechendes Niveau einstellt, muss eine gewisse Vorlaufzeit gewährleistet sein. Testläufe ergaben, dass sich nach etwa 100 Jahren ein Gleichgewicht im Boden einstellt. Um die Bedingungen von LCUG79 möglichst genau nachzustellen, wurde nach dem 100jährigen Vorlauf, eine moderate Beweidung von 1940 bis 1979 angegeben und ab 1979 der unbeweidete Zustand vorgegeben.

4.6.3 Simulationen für das Untersuchungsgebiet

ET wurde von beiden Modellen berechnet, was einen Vergleich der Ergebnisse ermöglicht. Mit DDC wurden zusätzlich auch die Kohlenstoffflüsse simuliert und Modellexperimente mit der Beweidungsintensität durchgeführt. Die Parametrisierung erfolgte in beiden Modellen für die Fläche LCUG79 im Jahr 2006 und als Eingangsdaten werden jeweils die Messungen (P , T_{\min} , T_{\max}) dieser Messstation verwendet.

BROOK90

Es liegen LAI-Messungen für 2005 und 2006 für LCUG79, LCWG und LCHG vor (Abb. B25). Daraus ergeben sich zusätzlich zur Modellanpassung (LCUG79 in 2006) Vergleichszeiträume in 2005 für LCUG79 und in 2006 für die beweideten Flächen.

Für die Simulationsläufe wird jeweils der Datensatz eines Jahres verdoppelt, um der eigentlichen Simulation ein Jahr Vorlauf unter denselben Bedingungen zu geben. Ein Grund für die Verwendung des gleichen Datensatzes in zweiaufeinander folgenden Jahren ist die Angabe des LAI-Verlaufs über das Jahr, der über die gesamte Simulation jedes Jahr gleich bleibt und nicht erneut angepasst werden kann. Da jedoch eine direkte Beziehung zwischen LAI und P für das Untersuchungsgebiet nachgewiesen wurde (*Schaffrath et al. 2011*), soll kein verändertes Niederschlagsprofil in die Simulation eingehen ohne gleichzeitige Anpassung von LAI.

DAILYDAYCENT

Die Messdaten von LCUG79 (2004-2009) konnten mit Daten von IMGERS aufgefüllt werden, um eine 11 jährige Datenreihe von 1999 bis 2009 zu erhalten. Um längere Modellläufe

durchzuführen, wird die Eingangsdatenreihe im Modell wiederholt verwendet. Für die vorliegenden Untersuchungen ergibt sich dabei ein 11-Jahresrhythmus.

Sensitivitätsanalyse

Die Grasländer verfügen über begrenzte Kapazitäten der Wasserspeicherung, was die Austauschprozesse im Ökosystem stark beeinflusst. Dies ist in ariden und semiariden Gebieten noch stärker ausgeprägt. Um die Sensitivität beider Modelle hinsichtlich des Einflusses der abiotischen Einflussgrößen T und P auf ET und dem CO₂-Austausch des Untersuchungsgebietes zu untersuchen, werden die Eingangsdaten verändert: P wird von -100% bis +100% in 5% Schritten reduziert bzw. erhöht und die Temperaturen T_{\min} und T_{\max} von -5°C bis +5°C in 0,5°C Schritten.

Ausgehend von der linearen Beziehung des jährlichen P zu LAI im Untersuchungsgebiet (*Schaffrath et al. 2011*) kann in BROOK90 der maximale LAI und die maximale Vegetationshöhe an den jeweils modifizierten P angepasst werden. Die Simulationen werden mit den modifizierten Eingangsdaten P und T und den jeweils entsprechenden Vegetationsparametern für 2006 mit einem Vorlaufjahr durchgeführt.

In DDC wird bis 1999 mit den originalen Eingangsdaten gerechnet und ab 1999 mit den veränderten Datensatz (dessen Umfang ebenfalls 11 Jahre umfasst).

Basierend auf den Simulationen, die die Messergebnisse wiedergeben, werden Modellexperimente durchgeführt, die den langfristigen Einfluss der Beweidung auf das Ökosystem untersuchen. Die Modellläufe werden nach dem Vorlauf bis 1800, für 100 Jahre unterschiedliche Beweidungsintensitäten simulieren (1800 - 1900) und anschließend 100 Jahre ohne Beweidung (1900 - 2000). Ausgehend von der Basislinie (keine Beweidung) werden die Beweidungsintensitäten variiert. Um die Regeneration des Ökosystems zu testen, werden auch alternierende Beweidungen abgenommen (nur jedes zweite Jahr Beweidung). Die Intensität der Beweidung orientiert sich an den Beobachtungen und entspricht der moderaten Beweidung. Es wird von einer leichten Beweidungsintensität mit 10%iger Reduzierung der oberirdischen Biomasse (G1) bis zu einer starken Intensität von 70% Reduktion (G6) durch Fraß simuliert.

5 Ergebnisse

Im Folgenden werden die Messungen im Untersuchungsgebiet präsentiert und analysiert, gefolgt von den Modellergebnissen. Die Messungen an der Station LCUG79 dienen der Charakterisierung der meteorologischen Bedingungen über den Untersuchungszeitraum (2004 - 2008) und geben den Rahmen zur Analyse der Energie-, CO₂- und H₂O-Flüsse (Kap. 5.1). Die Flüsse der unbeweideten *Leymus chinensis* Steppe werden untersucht und quantifiziert (Kap. 5.2.1). Anschließend werden die gemessenen Flüsse in Abhängigkeit der meteorologischen Einflussfaktoren betrachtet (Kap. 5.2.2), verglichen mit der Steppenart *Stipa grandis* (Kap. 5.2.3) und der Einfluss der Beweidung abgeschätzt (Kap. 5.2.4). Dabei beziehen sich die Analysen auf den Vegetationszeitraum von Mai bis September, da, durch die vorherrschenden Bedingungen außerhalb dieses Zeitraums die Flüsse stark eingeschränkt und vernachlässigbar klein sind. Von Oktober bis April sind die Temperaturen überwiegend so niedrig ($T < 0^{\circ}\text{C}$), dass weitere Einflussgrößen vernachlässigbar werden.

Anschließend zeigen die Ergebnisse der Modellierungen mit BROOK90 (Kap. 5.3.1) und DDC (Kap. 5.3.2) wie das Verändern der meteorologischen Bedingungen und Beweidungsintensitäten die CO₂- und H₂O-Flüsse der Steppe langfristig beeinflussen kann.

Die Größen des CO₂-Austausches werden im Folgenden in g C angegeben und beziehen sich damit auf CO₂-C.

5.1 Meteorologische Bedingungen im Messzeitraum

Die Globalstrahlung (R_g) ist mit durchschnittlichen Tagessummen von 20 bis 23 MJ m⁻² d⁻¹ am höchsten von Mai bis Juli und kann an einzelnen Tagen bis zu 30 MJ m⁻² d⁻¹ erreichen (Abb. 5-1, Tab. B1). Am geringsten ist R_g im Dezember mit durchschnittlich 9 MJ m⁻² d⁻¹. Die mittleren monatlichen Tagesgänge (Abb. B1) zeigen nachts keine kurzweilige Einstrahlung ($R_g = 0 \text{ W m}^{-2}$) und zum Tagesmaximum durchschnittlich 400 W m⁻² (November/Dezember) bis 750 W m⁻² (Mai bis September).

Die Lufttemperatur (T) zeigt im Jahresgang maximale Tagestemperaturen (T_{max}) bis zu 35°C (Juli) und minimale Tagestemperaturen (T_{min}) bis ca. -30°C (Dezember/Januar) (Abb. 5-1, Abb. B1, Tab. B1). Die mittleren Tagesgänge zeigen, dass nur von Mai bis September die Temperaturen durchgängig über 0°C steigen. Von November bis Februar steigt die Temperatur nur vereinzelt über 0°C und in den Monaten März, April und Oktober richtet sich die tägliche Durchschnittstemperatur nach der innerjährlichen Variabilität, dabei fällt T_{min} meist nachts unter 0°C und am Tag ist T_{max} positiv. Die Temperaturamplituden der mittleren Tagesgänge unterscheiden sich zwischen Sommermonaten (12 bis 13°C) und Wintermonaten (4 bis 5°C). Die höchsten mittleren Temperaturen je Tag werden von Juni bis August mit ca. 20°C

erreicht und die niedrigsten Tageswerte mit ca. -20°C konnten im Dezember und Januar gemessen werden. In Monaten mit geringerer R_g werden auch geringere T gemessen (z. B. Oktober 2005, Juni 2006).

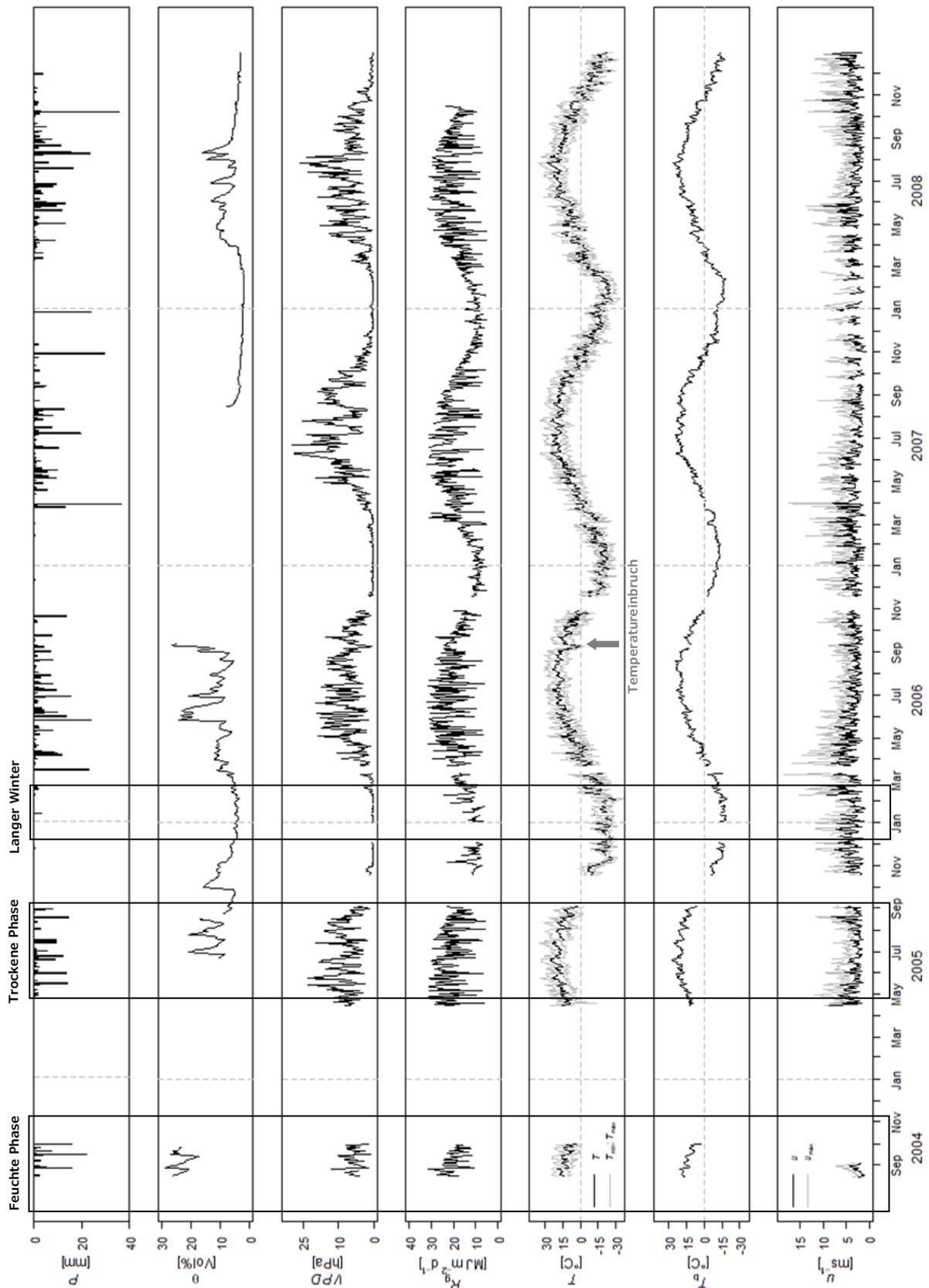


Abbildung 5-1: Tageszeitliche meteorologische Größen auf LCUG79 von August 2004 bis Dezember 2008: Niederschlag (P), Bodenfeuchte (θ), Dampfdruckdefizit (VPD), Globalstrahlung (R_g), mittlere Lufttemperatur (T , schwarz) und tägliche Minimum- und Maximumtemperatur (T_{\min} ; T_{\max} , grau), Bodentemperatur (T_b) und mittlere (u , schwarz) und maximale (u_{\max} , grau) Windgeschwindigkeit.

Die Bodentemperatur T_b wurde in den Tiefen von 2, 5 und 10 cm gemessen. Wenn nur ein T_b angegeben bzw. dargestellt ist, beziehen sich die Werte auf die Messungen in 2 cm Tiefe. Werden andere Bodentemperaturen verwendet, ist dies kenntlich gemacht. Der Verlauf von T_b (Abb. 5-1, Abb. B1, Tab. B1) folgt dem Verlauf von T mit einer geringen Verzögerung. Mit zunehmender Tiefe sind die mittleren Tagesgänge von T_b zunehmend versetzt und gedämpft, d. h. die Temperaturamplitude wird geringer. Die Amplituden der Tagesgänge für T_b sind grundsätzlich geringer als für T in den Sommermonaten (ca. 5°C Unterschied). In den Wintermonaten Dezember und Januar ist nahezu kein mittlerer Tagesgang zu erkennen. Die geringere Temperaturschwankung über einen Tag bewirkt in den Sommermonaten eine geringere Abkühlung in der Nacht, was im Mittel zu höheren mittleren Tageswerten für T_b führt als für T (für 2 cm Tiefe). So ist die höchste mittlere T_b gleich 21,5°C, was 1°C höher ist als T . Im Winter führt die Dämpfung in der Tiefe zu höheren T_b als T . Im Mittel sind die mittleren täglichen T_b um 5°C höher als bei T in Dezember und Januar. Im April ist T_b höher als T und fällt nur selten unter 0°C.

Der Feuchtgehalt der Luft wird durch die relative Feuchte (φ) und dem Dampfdruckdefizit (VPD) charakterisiert (Abb. 5-1, Abb. B1, Tab. B1). φ zeigt in den Monaten April bis Oktober ausgeprägte Tagesgänge mit dem Minimum am späten Nachmittag ($\varphi \sim 30\%$) und dem Maximum in der zweiten Nachthälfte ($\varphi \sim 80\%$). Bei VPD verläuft der Tagesgang entgegengesetzt, da bei höheren T der Sättigungsdampfdruck höher ist und dadurch auch VPD , dagegen wird φ kleiner bei großem Sättigungsdampfdruck. Durch die durchgängig niedrigen T in den Monaten November bis Februar ändert sich der Feuchtegehalt in der Luft nur geringfügig und resultiert in einem kaum zuerkennen Tagesgang für φ und VPD . φ ist dann gleichbleibend hoch um 80%. Durch diesen Verlauf zeigt der Feuchtgehalt der Luft einen Jahresgang. Im Winter geht VPD gegen 0 hPa, in den Sommermonaten kann der durchschnittliche Tageswert zwischen 20 und 25 hPa erreichen. Die Tageswerte unterliegen großen Schwankungen, da sie von den Faktoren der Wasserverfügbarkeit (durch Niederschlag, Bodenfeuchte) und T abhängen.

Der Niederschlag (P , Abb. 5-1, Tab. B1) stellt die entscheidende Wasserzufuhr im Untersuchungsgebiet dar, der den Bodenwassergehalt vorgibt und sich maßgeblich auf das Pflanzenwachstum auswirkt. Die P -Ereignisse im Gebiet sind meist räumlich begrenzte Starkniederschläge. Die niederschlagsreichsten Monate sind April bis September mit durchschnittlich 30 bis 60 mm je Monat. Vereinzelt konnten höhere P -Mengen verzeichnet werden, die meist in einzelnen Starkniederschlägen begründet liegen. In den Wintermonaten sind die gemessenen P -Mengen gering von 0 bis 5 mm je Monat. Ausgehend von den Jahressummen (Tab. 5-2) kann das Jahr 2005 mit nur 138 mm als trockenes Jahr bezeichnet werden, da nicht einmal die Hälfte des langjährigen Mittels erreicht wird. In den Jahren 2006 bis 2008 sind die P -Summen mit 300 ± 30 mm durchschnittlich. In diesen Jahren war P gleichmäßig über die Vegetationsmonate verteilt. Um genauer Auskunft über das Jahr 2004 geben zu können, werden die gemessenen Daten von LCUG79 mit den gemessenen Niederschlagsdaten von IMGERS aufgefüllt, wodurch die jährliche Niederschlagssumme mit 325 mm angenommen

wird. Die Daten zeigen eine ungewöhnlich hohe Verteilung in den Monaten Juli bis September (Juli: 50 mm, August: 133 mm, September: 53 mm), in denen der Niederschlag nicht als vereinzelte Starkniederschlagsereignisse nieder ging, sondern gleichmäßig verteilt über die genannten Monate.

Die zur Verfügung stehenden Daten der Bodenfeuchte (θ , Abb. 5-1) zeigen einen jeweils starken Anstieg nach einem P -Ereignis. Anschließend trocknet der Boden auf den Ausgangsgehalt ab, wenn nicht ein erneuter Niederschlag folgt. Die θ steigt selten über 20 Vol%. Eine Ausnahme bilden die hohen gemessene θ im August und September 2004, wenn θ nicht unter 20 Vol% sinkt. Dies ist eine Folge der überdurchschnittlich hohen Niederschläge in diesem Zeitraum. Im Gegensatz dazu konnten keine θ über 20 Vol% in der Messperiode von 2005

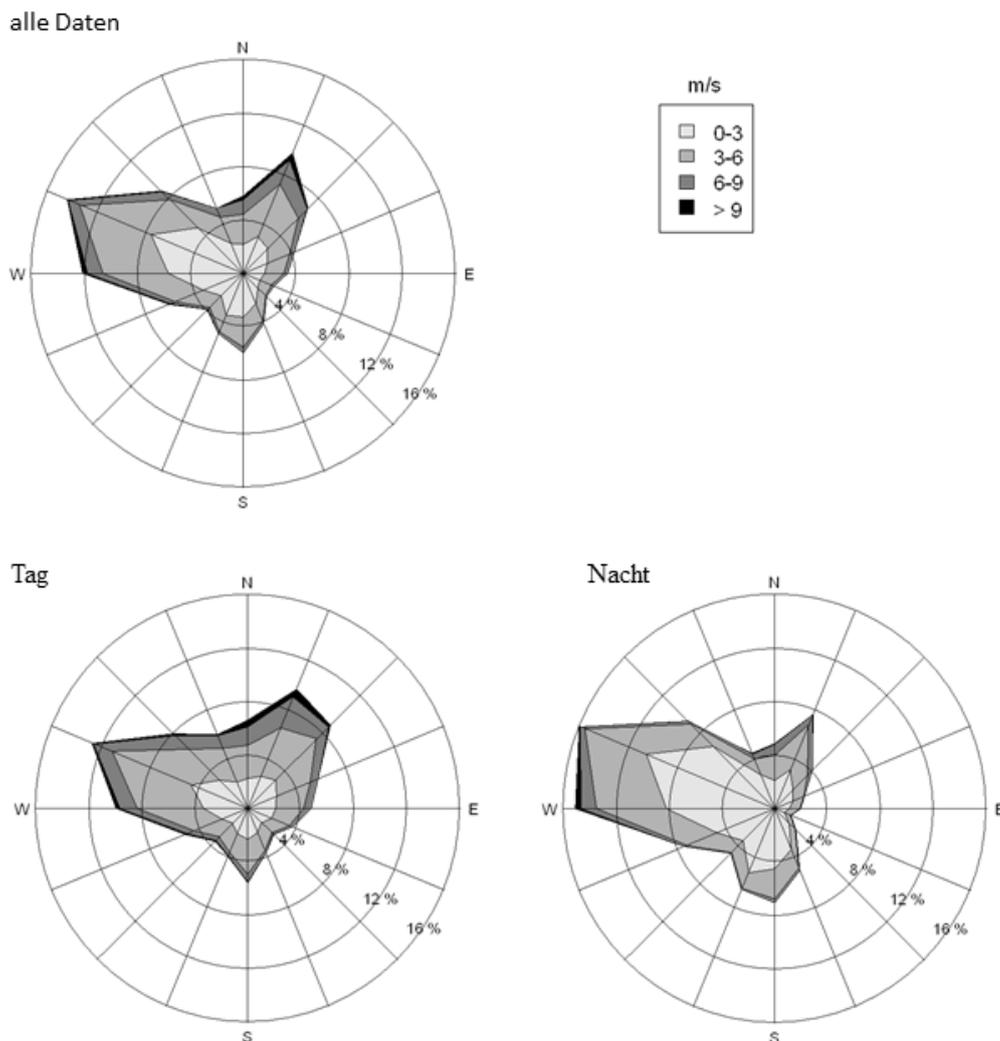


Abbildung 5-2: Windrichtung und Windgeschwindigkeit (u) der unbeweideten *Leymus chinensis* Steppe (LCUG79) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$).

erfasst werden, was eine direkte Folge der wenigen Niederschläge in diesem Jahr ist.

Im Untersuchungsgebiet weht fast durchgängig ein mäßiger bis starker Wind (Abb. 5-1, Abb. B1, Tab. B1), was der Messmethode dieser Untersuchung entgegenkommt. Der mittlere tägliche Wind (u) ist etwa 4 m s^{-1} , was 65% aller Tageswerte entspricht. In dem Bereich zwischen 2 bis 4 m s^{-1} fallen nur 10% aller mittleren Tageswerte und die höheren Tageswerte (24%) erreichen bis zu 6 m s^{-1} . Durchschnittlich sind die Windgeschwindigkeiten am Tag (bis 6 m s^{-1}) höher als nachts (2 bis 3 m s^{-1}). Die höchsten gemessenen Windgeschwindigkeiten auf Basis der Halbstunden betragen 10 bis $14,5 \text{ m s}^{-1}$. Die Hauptwindrichtung für LCUG79 ist NWW, mit Einflüssen von NNO (Abb. 5-2). Die Hauptwindrichtung ist für die anderen Messstationen ebenfalls NWW, mit einer eindeutigen W-Windrichtung nachts und am Tag überwiegt die Windrichtung NO (Abb. B2 bis Abb. B5). Eine Ausnahme ist LCCG bei der am Tag die Hauptwindrichtung N ist (Abb. B3).

Zusammenfassend zeichnet sich das Klima im Beobachtungszeitraum als kontinental, mit warmen Sommern und sehr kalten Wintern, und einem durchgängigen mäßigen bis starken Wind aus. Die Vegetationszeit beginnt im Mai wenn T länger über 0°C steigt und reicht bis September. Das Klima ist trocken bzw. semiarid mit durchschnittlich $300 \text{ mm } P$, der über die Vegetationszeit verteilt ist. In den Ergebnissen fallen die folgenden Zeiträume besonders auf: August und September 2004 mit durchgängig hohen Niederschlägen und der daraus resultierenden hohen θ ; die Vegetationsperiode in 2005 durch geringe Niederschlagsmengen und der darauf beruhenden Trockenheit; Oktober 2005 durch geringe Strahlungswerte, was zu niedrigen Temperaturen bereits im Oktober führte und zu einen längeren und kälteren Winter als in den anderen beobachteten Jahren; und ein starker Temperaturrückgang im September 2006.

5.2 Ergebnisse der EC-Messungen

5.2.1 Flüsse über der unbeweideten Steppe

5.2.1.1 Energieflüsse

Als Energieflüsse werden hier die eingehende Energie in das Ökosystem in Form der Strahlungsbilanz (R_n) bezeichnet und die Flüsse, die diese Energie weiter bzw. ableiten (H , LE , G). Sie werden zunächst einzeln betrachtet und dann im Verhältnis zueinander gesetzt, um die Schließung der Energiebilanz abzuschätzen.

LE (Abb. 5-3) zeigt im Jahresverlauf geringere Flüsse (1 MJ d^{-1} und weniger) in den Wintermonaten als in den Sommermonaten, wenn LE vereinzelt bis zu 10 MJ d^{-1} erreicht. Im Mittel ist LE gleich 3 bis 6 MJ d^{-1} , je nach Witterungsverhältnissen in den einzelnen Jahren. Die mittleren Tagesgänge der Vegetationszeit (Abb. 5-4) zeigen nachts LE um 0 W m^{-2} mit Einzelwerten ins Negative. Am Tag steigt LE auf 100 bis 150 W m^{-2} an. Im August und September 2004 ist LE mit über 200 W m^{-2} über den Tag durchgängig hoch. Dagegen ist LE

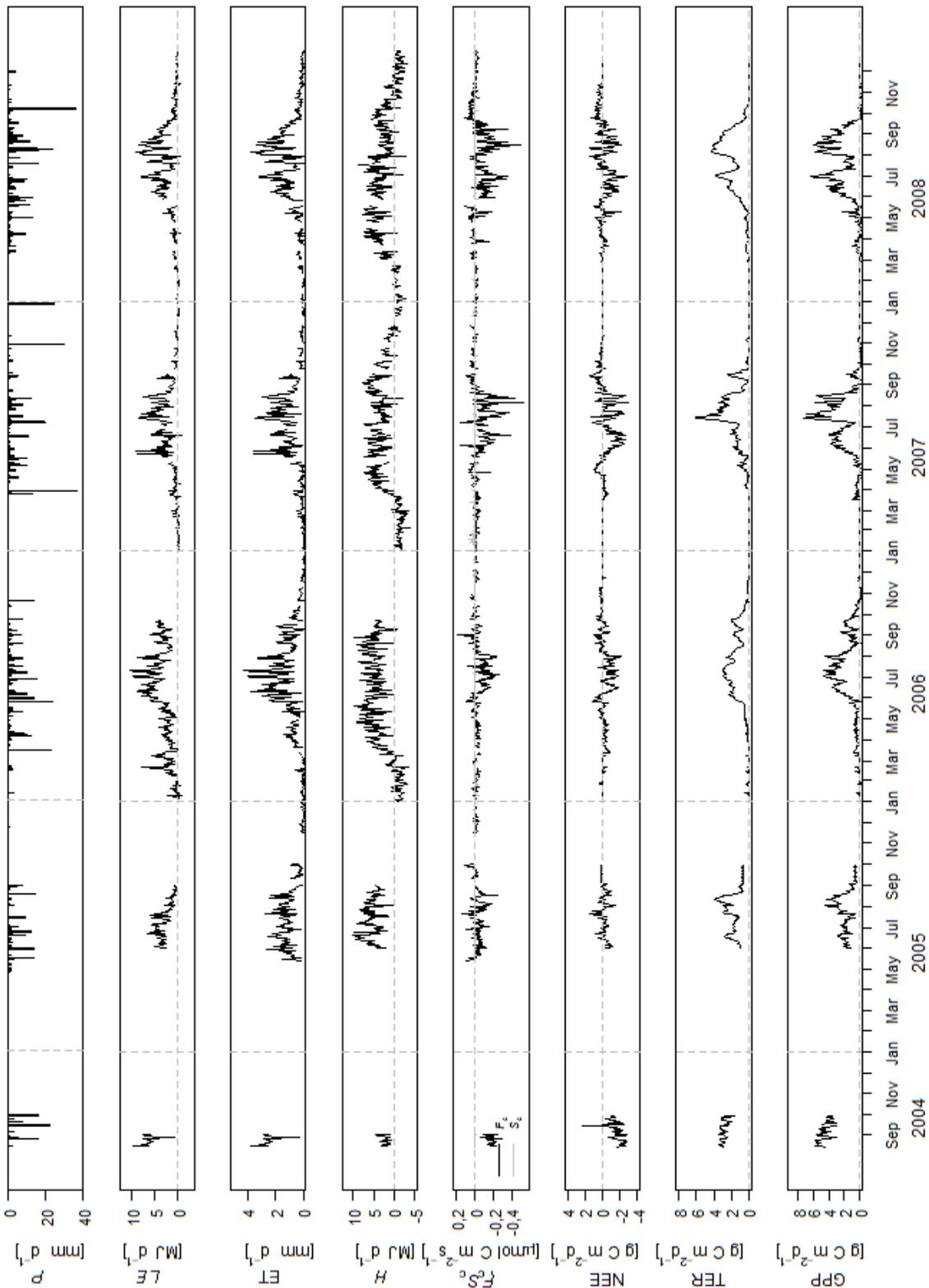


Abbildung 5-3: Verlauf der Energie- und Stoffflüsse auf LCUG79 von 2004 bis 2008: Tagessummen des Niederschlags (P), des latenten Wärmestroms (LE), der Evapotranspiration (ET), des sensiblen Wärmestroms (H), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) und des täglichen mittleren Kohlenstoffflusses (F_c) und der Speicheränderung (S_c).

in 2005 durchschnittlich geringer ($LE = 1 \text{ MJ d}^{-1}$ im August), worauf LE in den anderen Untersuchungsjahren im Mittel erst ab Oktober sinkt (Tab. B2). In 2005 steigt im monatlichen Mittel LE nicht über $3,8 \text{ MJ d}^{-1}$, während in den anderen Jahren LE zumindest in einem Monat

über 4 MJ d^{-1} ansteigt und in den Monaten Juni/Juli 2006 und August 2008 (abgesehen von August und September 2004) sogar über 5 MJ d^{-1} erreicht.

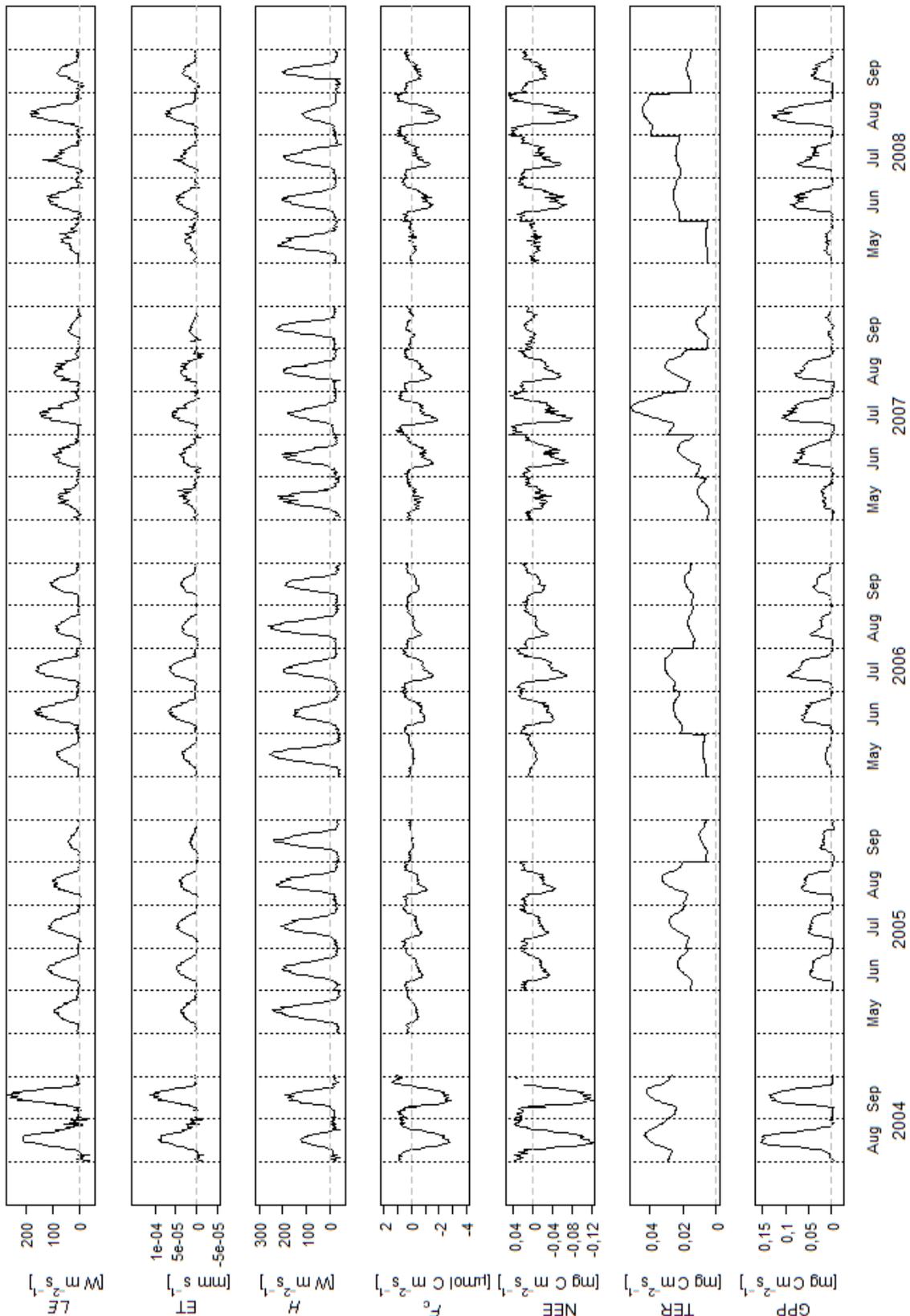


Abbildung 5-4: Mittlere monatliche Tagesgänge auf LCUG79 im Vegetationszeitraum (Mai - September) von 2004 bis 2008 der Energie- und Stoffflüsse: latenter Wärmestrom (LE), Evapotranspiration (ET), sensibler Wärmestrom (H), Kohlenstofffluss (F_c), Nettoökosystemaustausch (NEE), Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und Bruttoprimärproduktion (GPP).

Im Untersuchungsgebiet ist H größer als LE (Abb. 5-3, Abb. 5-4, Tab. B2). Im Jahresverlauf fällt H in den Wintermonaten unter 0 MJ d^{-1} und erreicht bis zu -4 MJ d^{-1} . Ab April/Mai steigt H auf bis zu 9 MJ d^{-1} in den Sommermonaten (Juni bis August) an. Die Amplituden der mittleren Tagesgänge in der Vegetationszeit schwanken zwischen -50 W m^{-2} (nachts) und 250 W m^{-2} (tags). Die mittleren Monatssummen sind für August und September 2004 am geringsten mit H um 2 MJ d^{-1} . In der Vegetationszeit in 2005, 2006 und 2008 reicht H im monatlichen Mittel von 4 bis 6 MJ d^{-1} . In 2007 steigt H nicht über 4 MJ d^{-1} , außer im September, indem ein mittleres monatliches H von $4,3 \text{ MJ d}^{-1}$ erreicht wird.

Grundsätzlich konnten in einem Monat mit hohen H gleichzeitig geringe LE gemessen werden und umgekehrt. Auffällig sind die Verhältnisse in 2004 mit hohen LE und niedrigen H , in 2005 mit niedrigerem LE und durchschnittlich etwas höheren H und im Juni 2006 und August 2008 in denen jeweils LE hoch und H gering ist.

G ist im Vergleich zu LE und H im Mittel gering. Durchschnittlich erreicht G in den Vegetationsmonaten etwa $0,5$ bis 1 MJ d^{-1} , dabei ist er am größten im Mai und Juni und nimmt anschließend bis September ab (Tab. B2). Im September kann G im Mittel leicht ins Negative fallen und bis auf $-0,3 \text{ MJ d}^{-1}$ sinken. Im Tagesgang (Abb. B6) ist G in der Vegetationszeit am Tag zwischen 50 und 100 W m^{-2} und nachts fällt G unter 0 W m^{-2} (0 bis -50 W m^{-2}).

Energiebilanz

Um die Energiebilanz und deren Schließung für die unbeweideten Steppe in der Inneren Mongolei zu betrachten, werden, um die Genauigkeit der Messungen zu gewährleisten, nur die gemessenen Halbstundenwerte ohne Niederschlag von Mai bis September ausgewählt.

Die Energiebilanz wird aus den Flüssen R_n , LE , H und G berechnet (Gl. 2-2). Die Energieterme $(R_n - G)$ und $(H + LE)$ werden in Streudiagrammen gegeneinander aufgetragen und die lineare Regression gebildet (Abb. B7). Liegen alle Daten auf einer 1:1 Geraden würde dies eine 100%ige Schließung der Energiebilanz bedeuten. Die Daten in den Jahren 2004, 2006, 2007 und 2008 korrelieren gut mit einem Bestimmtheitsmaß (r^2) von $0,84$ bis $0,96$ (Tab. 5-1).

Tabelle 5-1: Ergebnisse der linearen Regression der Energieterme $(H + LE)$ vs. $(R_n - G)$ in der Vegetationszeit (Mai bis September) für LCUG79. Ergebnisse der Korrelation aller verfügbaren Daten (all) und der einzelnen Jahre (n- vorhandene Daten, Bestimmtheitsmaß r^2), (vergl. Abb. B7)

Daten	n	Schnittpunkt	Steigung	r^2
alle	16833	12,87	0,71	0,77
2004	716	0,02	0,88	0,96
2005	3618	33,79	0,60	0,50
2006	5583	7,40	0,90	0,89
2007	3224	6,05	0,68	0,84
2008	3692	2,10	0,64	0,93

Größere Schwankungen sind in den Daten von 2005 zu finden ($r^2 = 0,55$), was den durchschnittlichen r^2 über alle Jahre senkt ($r^2 = 0,77$). Die Regression aller Daten ohne die Werte von 2005 erzielt dabei eine leicht bessere Schließung (Slope = 0,74, Intercept = 7,05, $r^2 = 0,85$). Ohne die Daten von 2005 liegt die Steigung der einzelnen Jahre zwischen 0,64 (2008) und 0,9 (2006) und die Verschiebung des Schnittpunkts zwischen 0,02 (2004) und 7,4 (2006). Die Schließung der Energiebilanz ist Abhängig von den herrschenden Bedingungen in den untersuchten Jahren, dabei ist die Trockenheit ein entscheidender Faktor. Allerdings kann durch das Filtern der Daten bezüglich θ (nicht gezeigt) kein eindeutiger Trend gefunden werden, da jeweils die Streuung der Daten zu groß ist ($r^2 = 0,75$ bis 0,8; je Bodenfeuchteklasse BFK). Dennoch ist zu erkennen, dass die Schließungslücke geringer ausfällt in Zeiträumen mit höherer θ .

In den Tagessummen der Energieflüsse (Tab. B2) ist zu erkennen, dass die jährliche Variabilität einen großen Einfluss auf die Schließung der Energiebilanz hat. Während von Mai bis August 2006 im Mittel ΔS_E klein ist (zwischen 0 und $0,6 \text{ MJ d}^{-1}$), ist in den Jahren 2007 und 2008 ΔS_E durchschnittlich $3,4$ bis $4,6 \text{ MJ d}^{-1}$, was etwa 30% von R_n entspricht. In den Jahren 2004 und 2005 gibt es in den einzelnen Monaten große Schwankungen. Auch in den mittleren monatlichen Tagesgängen (Abb. B6) sind die Energieflüsse unterschiedlich in den Jahren und Monaten, was auf die jährlichen Bedingungen zurückzuführen ist. R_n ist dabei der stabilste Fluss in den untersuchten Monaten, während die anderen Flüsse stark schwanken.

Der Schließungslückenfaktor ($CF = (H + LE)/(R_n - G)$) setzt die Energieterme zueinander ins Verhältnis. Für eine allgemeine Aussage wird CF jeweils in $0,1 \text{ u}^*$ -Schritten gemittelt und gegen u^* aufgetragen (Abb. 5-5). Die Zusammenhänge unterscheiden sich zwischen Tag und Nacht. Am Tag ist nur eine geringe Steigung von CF (im Mittel von 0,7 auf 0,9) mit zuneh-

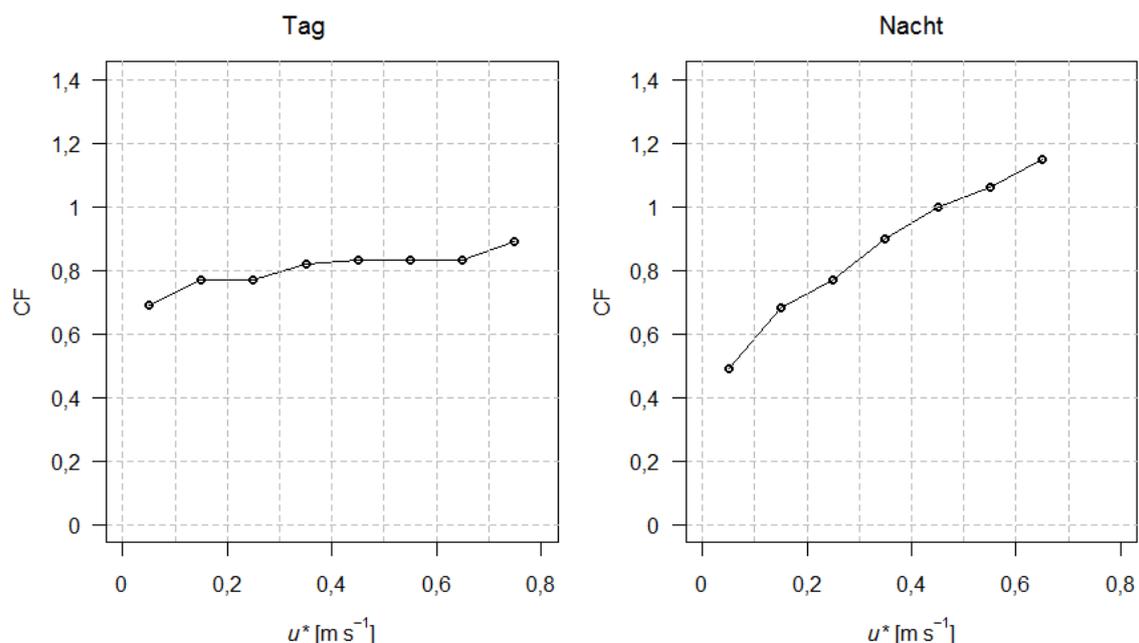


Abbildung 5-5: Der Schließungslückenfaktor [$CF = ((H + LE)/(R_n - G))$] gegen die Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*) auf Basis von gemittelten Halbstundenwerten in $0,1 \text{ u}^*$ Schritten und der Standardabweichung. Die Darstellung zeigt links die Werte für Tag ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) und rechts die Werte für Nacht ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$) für LUG79 im Vegetationszeitraum (Mai – September).

menden u^* zu sehen. Dagegen zeigen die Verhältnisse in der Nacht einen steilen Anstieg von mittleren CF von 0,5 auf 1,2 mit zunehmenden u^* . Folglich überwiegt am Tag der Term ($R_n - G$) bei allen Turbulenzverhältnissen, während sich in der Nacht der Einfluss unter guten turbulenten Bedingungen (großes u^*) umdreht, mit ($H + LE$) als den größeren Term. Die Überschließung in der Nacht ist bei der Betrachtung der einzelnen Jahre nur in 2005 und 2006 zu sehen (Abb. B8). Diese zwei Jahre sind durch längere Trockenphasen (2005) bzw. innerjährige Extreme (langer Winter und Temperatursturz in 2006) charakterisiert, was auf eine besondere Situation in dieser Zeit durch ein erhöhtes H schließen lässt oder auf ein messtechnisches Artefakt. Zusätzlich ist in 2005 am Tag eine negative Steigung ab u^* von 0,5 auffällig.

Generell ist im Untersuchungsgebiet der Term ($H + LE$) kleiner als der Term ($R_n - G$), was eine größere Energiezufuhr in das Ökosystem bedeutet und eine geringere Energieabführung durch die turbulenten Flüsse. Eine Ausnahme bilden die Flüsse im Jahr 2005, in dem die Energieflüsse großen Schwankungen unterliegen. Die Energiebilanz ist nicht geschlossen, neigt aber zu einer geringeren Lücke unter guter Wasserverfügbarkeit. Für das Untersuchungsgebiet konnte eine 70 bis 90%ige Schließung der Energiebilanz gefunden werden, die von den jeweiligen meteorologischen Bedingungen abhängt.

5.2.1.2 CO₂- und H₂O-Flüsse

In der vorliegenden Arbeit wird der H₂O-Fluss in Form der Evapotranspiration (ET) untersucht. ET zeigt einen ausgeprägten Jahresgang (Abb. 5-3) mit ET um 0 mm d⁻¹ in den Wintermonaten (Oktober/November bis März/April) und einem Anstieg bis zu 4 mm d⁻¹ in den warmen Sommermonaten (Mai bis September). Nach dem Winter im April/Mai, steigt ET auf im Mittel 2 mm d⁻¹ an, was bis September anhält. Die Tagesgänge (Abb. 5-4) reichen im Mittel von ca. 0 mm s⁻¹ (nachts) bis zu 5×10^{-5} mm s⁻¹ (Tagesmaximum). In 2004 erreicht ET im Tagesgang bis zu 1×10^{-4} mm s⁻¹. Im Messzeitraum sind auffällig: überdurchschnittlich hohes ET im August 2004 (62 mm mon⁻¹), die monatlichen ET in 2005 mit weniger als 40 mm mon⁻¹ und ein Rückgang von ET im Juli 2008 (ET = 39,1 mm mon⁻¹), einem Monat mit sonst durchschnittlich hohen ET (Tab. B3).

In den einzelnen Monaten unterliegt ET geringeren Schwankungen in Mai und September mit vergleichsweise geringeren Werten, als in den Monaten Juni bis August (Abb. 5-6, Abb. B9). Die Monate mit durchschnittlich hohem ET, unterliegen großen Schwankungen, was besonders auffällig im August 2004, Juli 2007 und August 2008 ist (Abb. 5-6). Die nächtlichen halbstündlichen ET sind in allen Monaten um 0 mm m⁻² s⁻¹. Die Tagessummen (Abb. B9) folgen dem beschriebenen jährlichen Verlauf in der Vegetationszeit in 2006, 2007 und 2008. Im Sommer 2005 ist auch in dieser zeitlichen Auflösung ET durchschnittlich kleiner mit einer geringen Streuung. Die Bedingungen im Juli 2008 führten dagegen zu einer großen Streuung von ET und durchschnittlich geringerer Verdunstung als in den anderen Jahren.

Der CO_2 -Fluss (F_c) und die Speicheränderung (S_c) sind in Abb. 5-3 als mittlere Tageswerte in CO_2 -C dargestellt. S_c ist über das ganze Jahr gering und schwankt um $0 \mu\text{mol C m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (zw. $-0,03$ und $0,03 \mu\text{mol C m}^{-2} \text{s}^{-1}$) und kann in Einzelfällen bis zu $-0,1$ bzw. $0,05 \mu\text{mol C m}^{-2} \text{s}^{-1}$ erreichen. F_c ist in den vegetationsfreien Monaten klein um $0 \mu\text{mol C m}^{-2} \text{s}^{-1}$ und erreicht in der Vegetationszeit im Mittel bis zu $-0,4 \mu\text{mol C m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Aus diesen beiden Größen wird der Nettoökosystemaustausch von CO_2 -C (NEE) berechnet.

Im Jahrgang steigt NEE (Abb. 5-3) nach den Wintermonaten (November bis März, NEE $\sim 0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) ab April/Mai an, mit ersten Aktivitäten durch leicht negative NEE und kurzzeitigen Anstiegen ins Positive, was den Beginn der Vegetationsperiode darstellt. Spätestens im Juni überwiegt die C-Sequestrierung mit bis zu $-3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, welche bis September mit Unterbrechungen überwiegt. Anschließend steigt NEE überwiegend ins Positive und ist ab Oktober/November ca. $0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Dieser allgemeine Verlauf folgt in den einzelnen Jahren verschiedenen Abweichungen: In 2005 ist die C-Sequestrierung gering mit NEE bis $-1 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, bereits im Juni ist NEE wieder positiv und schwankt dann bis zum September zwischen -1 und $1 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; in 2007 und 2008 steigt NEE im Juli ins Positive und im August erneut ins Negative.

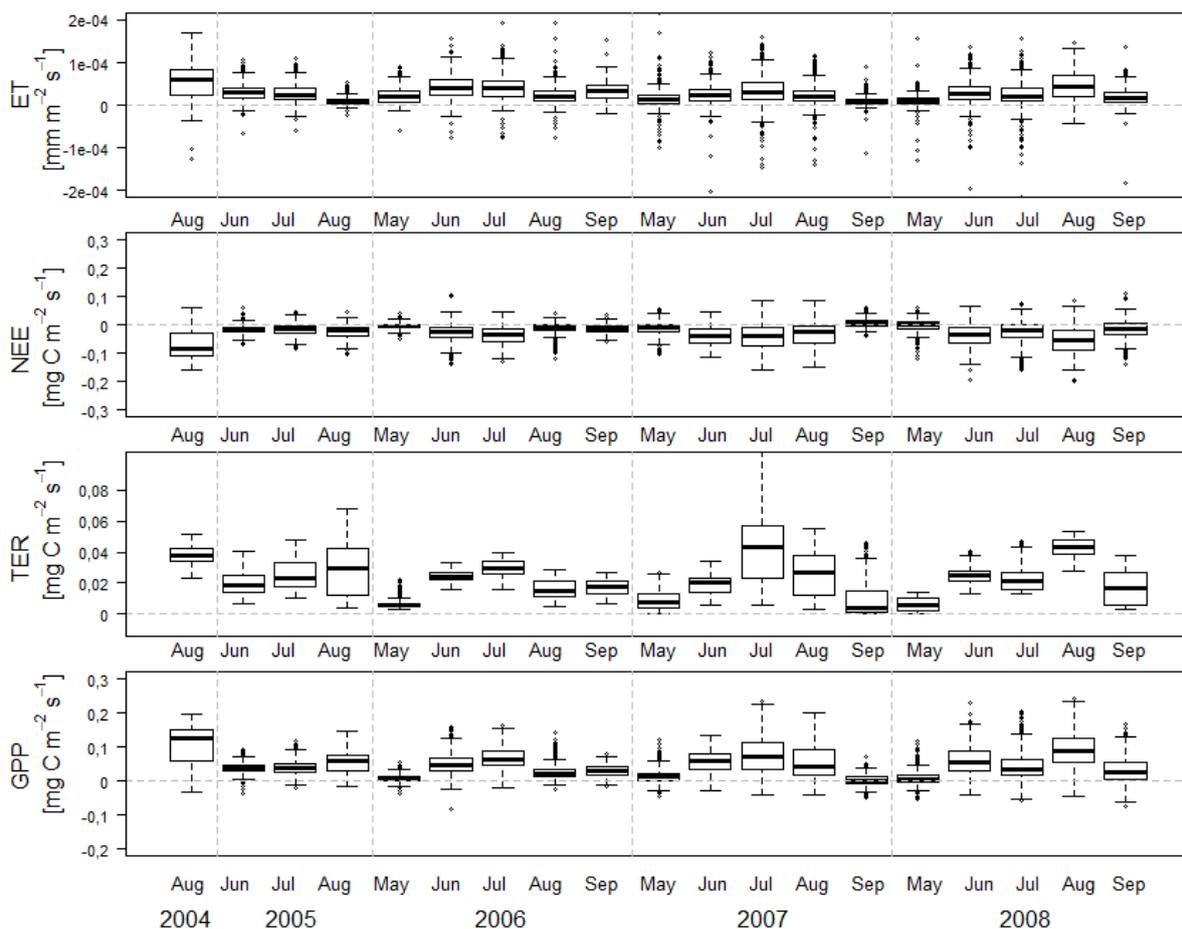


Abbildung 5-6: Monatliche Boxplots für LCUG79 der Vegetationszeit (May bis September): Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) auf täglichen ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Halbstundenbasis.

Der mittlere Tagesgang ist charakteristisch für NEE (Abb. 5-4) mit positiven Werten bis $0,04 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ in der Nacht und negativen Werten am Tag mit der maximalen C-Sequestrierung am Vormittag mit bis zu $-0,08 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (in 2004 bis $-0,12 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Die Tagesgänge zeigen große Amplituden von Juni bis August und im Mai und September sind sie im Mittel geringer (zw. $-0,02$ und $0,02 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Wie bereits im Jahresverlauf, sind die jährlichen Unterschiede auch in den Tagesamplituden zu erkennen, so zeigt NEE in 2004 große Differenzen zwischen Tagesminimum und -maximum, während sie in 2005 gering sind. Die halbstündlichen NEE eines Monats (Abb. 5-6) streuen geringer wenn NEE im Mittel klein ist ($\text{NEE} \sim 0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Die Halbstunden am Tag ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) sind überwiegend negativ in den Monaten Juni, Juli und August. Die Tagessummen in den jeweiligen Monaten zeigen große Streuungen und nur selten sind nahezu alle NEE negativ (August 2004, Juli 2006, Juni 2007, Juni 2008) (Abb. B9). Grundsätzlich ist NEE im Mai und September überwiegend positiv mit einer geringen Streuung, während von Juni bis August die C-Sequestrierung überwiegt auf Grund der erhöhten Pflanzenaktivität in dieser Zeit und der damit verbundenen C-Aufnahme durch die Pflanzen.

Im Jahresverlauf ist TER im Winter mit durchschnittlich $0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ am geringsten (Abb. 5-3). Ab April/Mai ist ein Anstieg in TER zu sehen, der in den Sommermonaten (Juni bis August) auf 4 bis $6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ansteigen kann. Im September geht TER zurück und spätestens im Oktober sinkt TER wieder auf $0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. In den einzelnen Jahren fallen ein besonders hoher Anstieg im Juli 2007 und ein Einbruch im Juli 2008 auf. Die mittleren Tagesgänge (Abb. 5-4) zeigen nachts ein Minimum und am Tag ein Maximum mit variierten Minima und Maxima über das Jahr. So ist das Minimum im Mai etwa $0,005 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ und das Maximum erreicht $0,01 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Dagegen ist im Juli und August, den Monaten mit den höchsten TER, das Minimum größer als $0,02 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ und das Maximum übersteigt $0,04 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Die täglichen Amplituden, sowie die Absolutwerte von TER sind durchschnittlich höher im Juli und August als im Mai und September. Die Halbstunden je Tag und Nacht, sowie die Tagessummen zeigen überwiegend eine geringe Streuung je Monat mit den Ausnahmen August 2005, Juli und August 2007 und September 2008, in denen TER schwankt (Abb. 5-6, Abb. B9). Der saisonale Verlauf zeigt jeweils höhere TER in den Monaten Juni, Juli und August und niedrige TER im Mai und September, was u.a. dem Temperaturverlauf entspricht, da die Atmungsprozesse temperaturabhängig sind.

Der Jahresverlauf für GPP (Abb. 5-3) ist im Winter minimal ($\text{GPP} \sim 0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Im April/Mai steigt GPP an und erreicht in den Sommermonaten zwischen 6 und $8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. GPP ist vergleichsweise hoch im August und September 2004 (4 bis $6 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) und gering in 2005 (2 bis $4 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Es ist ein Einbruch im Verlauf von GPP im Juli 2007 und im Juli 2008 zu sehen. Die mittleren Tagesgänge für GPP (Abb. 5-4) zeigen nachts $0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ und am Tag Maximalwerte von $0,02 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Mai) bis $0,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Juli/August). Im August/September 2004 steigt GPP auf bis zu $0,15 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ an, dagegen erreicht GPP in den Sommermonaten von 2005 nicht mehr als ein mittleres Maximum von $0,05 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Allgemein sind die mittleren GPP im Juli oder August am höchsten. Die halbstündlichen GPP

je Monat (Abb. 5-6) geben im Mittel den Jahresverlauf wieder, mit geringeren Streuungen im Mai und September und großen Schwankungen in den Sommermonaten. Die nächtlichen GPP sind um $0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ mit wenigen Ausreißern. Die Tagessummen für GPP zeigen eine etwas andere Verteilung (Abb. B9): Im August 2004 ist GPP ($\sim 5 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) nahe um den monatlichen Mittelwert und Auffällig sind die Monate Juli und August 2007 und Juni bis September 2008, in denen GPP weit gestreut ist.

5.2.1.3 Bilanzen mit unterschiedlicher Integrationszeit

Die Bilanzierung über verschiedene Zeiträume soll Aufschluss über eventuelle saisonale Trends oder Neigungen in ET, NEE, TER und GPP geben, die bei der alleinigen Betrachtung der Tageswerte nicht auffallen und in den Jahresbilanzen geglättet sind. Um 5 Jahre von 2004 bis 2008 zu betrachten, werden Lücken die größer als 1 Monat sind, durch die Mittelung der Tageswerte der anderen Jahre aufgefüllt.

ET integriert über unterschiedliche Zeiträume (Abb. 5-7) gibt in den niedrigen Integrationszeiten von einem Tag bis einem Monat die bereits beschriebenen Jahrgänge und Besonderheiten wieder (Kap. 5.2.1.2). In den größeren Integrationszeiten ist zu erkennen, dass ET in der zweiten Hälfte des Jahres größer ist, obwohl in der ersten Hälfte ein starker Anstieg in ET zu sehen ist, wie die Summen über 3 Monate und 6 Monate zeigen. Dieser Trend ist auch in dem trockenen Jahr 2005 zu sehen. Der Einbruch in ET in den wenigen Tagen im Juli 2008 ist bis in die Monatsmittelung sichtbar, erst ab der 3monatigen Mittelung ist der Effekt durch die hohen ET im Juni ausgeglichen. Auf monatlicher Basis steigt ET von April bis August an und nimmt ab September ab. Dieser Trend ist in der Integration über 7 und 14 Tage nicht so deutlich. In dieser Integrationsperiode ist eher ein stetiger Wechsel zwischen Perioden mit hohen und niedrigen ET sichtbar.

Die ET-Jahresbilanzen (Abb. 5-8, Tab. 5-2, Tab. B3) ergeben zwischen 186 mm (2005) bis 242 mm (2006). In 2005 ist ET durchgängig gering, auch über die verschiedenen Integrationszeiten. Die höchste Jahresverdunstung konnte in 2006 gemessen werden, mit einer gleichmäßigen Verteilung der Niederschläge über die Vegetationsperiode. ET ist in 2008 mit

Tabelle 5-2: Jahressummen des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER), der Bruttoprimärproduktion (GPP) der Evapotranspiration (ET) und des Niederschlags (P) für LCUG79

Jahr	NEE g C m⁻² a⁻¹	TER g C m⁻² a⁻¹	GPP g C m⁻² a⁻¹	ET mm a⁻¹	P mm a⁻¹
2004 (Aug-Sep)	-75,7	139,2	214,9	84,8	82,6
2005	-10,7	222,6	233,3	185,7	138,1
2006	-51,1	253,4	304,4	241,9	276,9
2007	-67,5	252,5	319,9	191,3	301,1
2008	-29,3	303,4	332,7	235,3	332,6

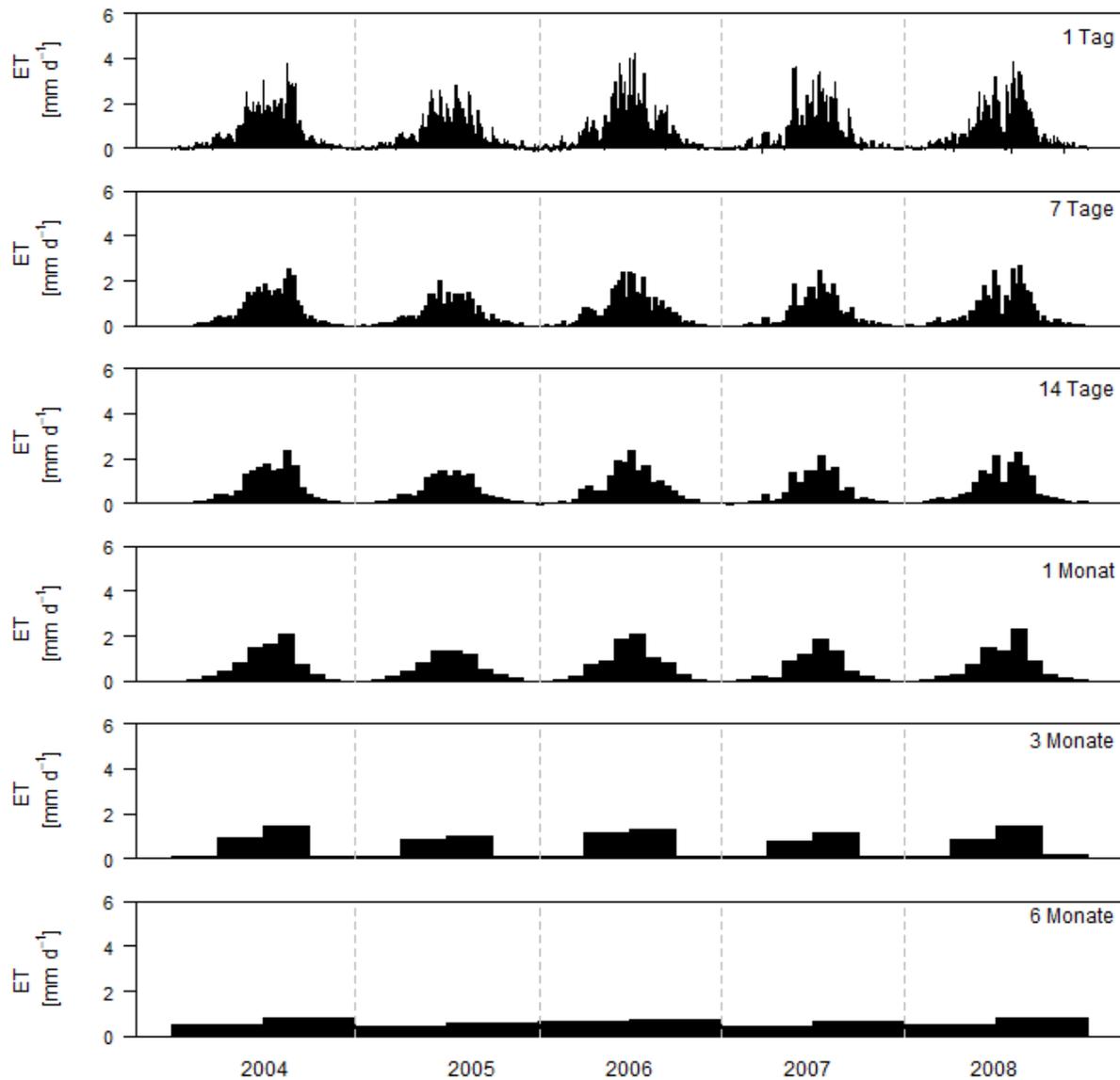


Abbildung 5-7: Gemittelte Bilanzen der Evapotranspiration (ET) für LCUG79 über die Integrationszeiträume 1 Tag, 7 Tage, 14 Tage, 1 Monat, 3 Monate und 6 Monate.

235 mm eine der höchsten gemessenen Jahresbilanzen, obwohl im sonst regenreichsten Monat (Juli) ET klein ist.

Die unterschiedlichen Integrationen für NEE (Abb. 5-9) zeigen verschiedene Ergebnisse je Saison und Jahr. NEE in 2004 fällt durch besonders hohe C-Sequestrierung über einen längeren Zeitraum von ca. 2 Monaten auf, was der Messperiode in 2004 entspricht, die die gesamte Jahresbilanz beeinflusst. In den anderen Jahren sind die Schwankungen zwischen Perioden mit hoher C-Sequestrierung (neg. NEE) und hoher C-Abgabe (pos. NEE) zu sehen. Allgemein ist NEE zu Beginn der Vegetationsperiode leicht negativ und steigt dann ins Positive. Anschließend sinkt NEE weit ins Negative und zeigt im Juni oftmals die größte C-Sequestrierung. Über dem Sommer ist NEE überwiegend negativ, wird aber von positiven Perioden unterbrochen. Gegen Ende der Vegetationsperiode wird NEE positiv und im weiteren Verlauf nimmt NEE ab und geht gegen $0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. In 2005 zeigen sich Schwankungen, die auf Monatsbasis eine Abwechslung zwischen einem Monat mit leicht negativen NEE und einem Monat mit $\text{NEE} \sim 0 \text{ g C m}^{-2} \text{ mon}^{-1}$ zeigen. Diese Schwankungen werden erst über die

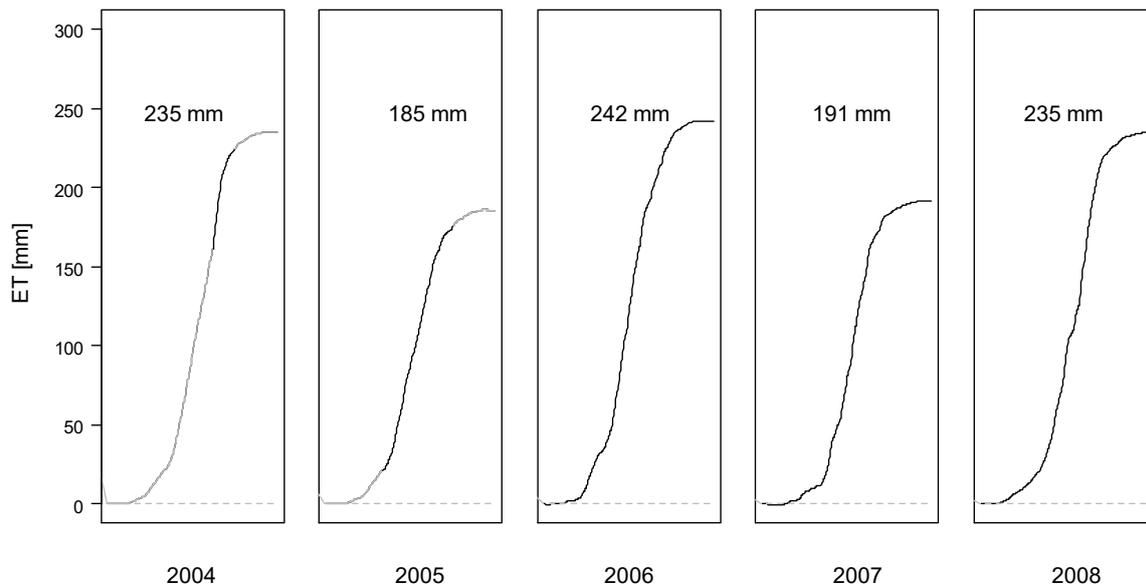


Abbildung 5-8: Jahresbilanzen der Evapotranspiration (ET) für LCUG79 von 2004 bis 2008 (grau - gefüllte Lücken größer als 1 Monat)

Mittelung von 3 und 6 Monaten ausgeglichen. Obwohl in den Integrationen über 7 bzw. 14 Tage auch Perioden mit C-Sequestrierung zu sehen sind, wirken sich in 2005 die positiven NEE stärker auf die Bilanz aus (Jahresbilanz: $-11 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$).

In den Jahren 2006 bis 2008 folgt NEE überwiegend dem beschriebenen Jahresverlauf. Vereinzelte positive NEE werden in den Sommermonaten durch die starken negativen NEE ausgeglichen. Der längste positive Zeitraum in den Sommermonaten (Juli 2007) wird ab der Integration über einen Monat ausgeglichen und ergibt im Monatsmittel einen leicht negativen Wert. In 2006 und 2008 erfolgt die größte C-Sequestrierung in den Monaten Juli/August/September und in 2007 in den Monaten April/Mai/Juni. Ob die C-Flüsse in den vegetationslosen Perioden (Januar/Februar/März und Oktober/November/Dezember) eher positiv oder negativ gerichtet sind, ist überwiegend von den Randmonaten zur Vegetationsperiode abhängig und den jeweils herrschenden meteorologischen Bedingungen. So konnte in 2008 ein leicht positiver Trend im Oktober erkannt werden, der einen starken Einfluss auf die Gesamtbilanz zeigt.

Die NEE-Jahresbilanzen (Abb. 5-10, Tab. 5-2, Tab. B3) sind negativ von $-11 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (2005) bis $-67 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (2007). Für 2004 wird eine Jahresbilanz von $-108 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ geschätzt. Die geringe Bilanz in 2005 liegt in der Trockenperiode in der Vegetationszeit begründet, in der das Pflanzenwachstum durch Trockenheit stark eingeschränkt war. Die höchste Jahresbilanz mit der größten Nettogesamtaufnahme (abgesehen von 2004) konnte für 2007 berechnet werden. Schlussfolgernd kann die unbeweidete Steppe als leichte C-Nettosenke eingestuft werden, die unter guten Feuchtebedingungen (2004) erhöht C sequestriert und unter größerer Trockenheit (2005) die C-Aufnahme limitiert.

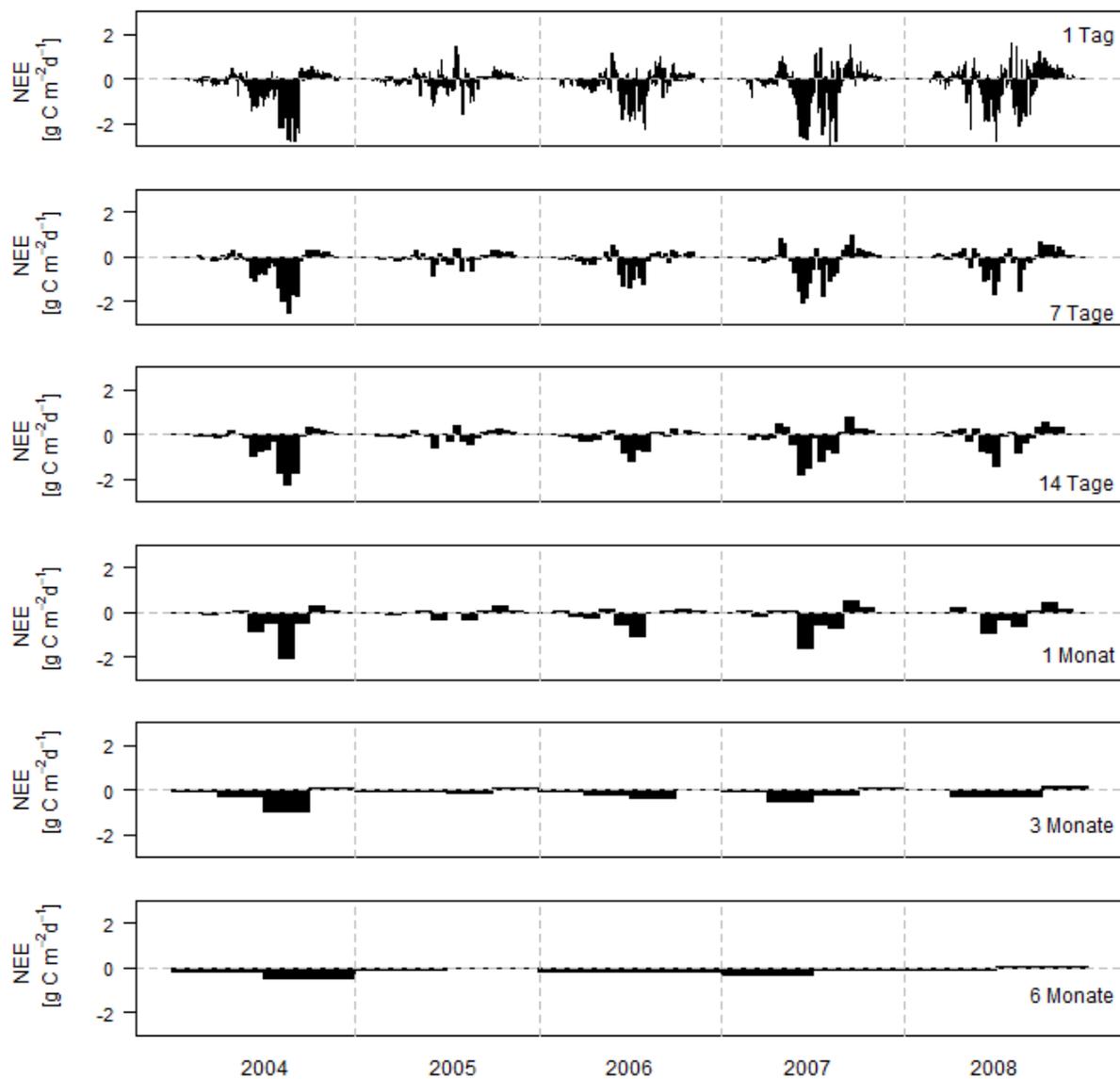


Abbildung 5-9: Gemittelte Bilanzen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) für LCUG79 über die Integrationszeiträume 1 Tag, 7 Tage, 14 Tage, 1 Monat, 3 Monate und 6 Monate.

Die Bilanzierungen für TER (Abb. B10) zeigen Trends mit ansteigenden TER bis August und anschließendem Rückgang in den folgenden Monaten. In der ersten Jahreshälfte ist TER geringer als in der zweiten und in der vegetationsfreien Periode sinkt TER auf $0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Der Rückgang in TER im Juli 2008 ist über alle Integrationszeiträume zu sehen. Die Jahresbilanzen (Tab. 5-2, Tab. B3) sind zwischen $223 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (2005) und $303 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (2008). Obwohl im Juli 2008 TER stark zurückgeht, ist die Jahresbilanz dennoch die größte im Untersuchungszeitraum.

GPP (Abb. B11) folgt den genannten Trends von NEE und TER, mit dem größeren Einfluss von TER auf Grund der größeren Werte. Die Jahresbilanzen (Tab. 5-2, Tab. B3) ergeben $233 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (2005) und $332 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (2008).

Für 2004 sind in Tab. 5-2 nur die Summen für 2 Monate angegeben, die sich auf den Messzeitraum in diesem Jahr beziehen. Diese hohen Werte werden die Jahresbilanzen in 2004

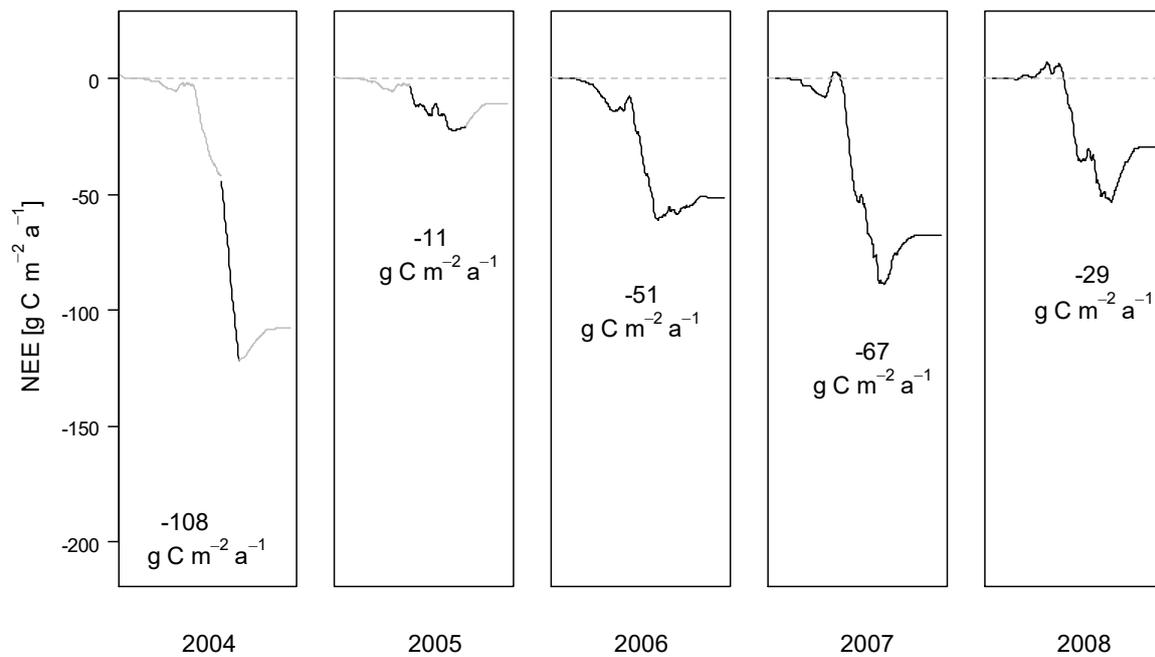


Abbildung 5-10: Jahresbilanzen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) für LCUG79 von 2004 bis 2008 (gefüllte Lücken größer als 1 Monat - grau)

maßgeblich beeinflussen. Die hohen Werte in diesem Zeitraum sind ein Ergebnis der guten Niederschlagsbedingungen, die das Pflanzenwachstum und dadurch die C-Sequestrierung unterstützen und gleichzeitig zu erhöhter Atmung führte.

5.2.2 Einfluss der meteorologischen Bedingungen

ET und NEE werden im Folgenden auf die Sensitivität verschiedener meteorologischer Größen untersucht. Für die Untersuchungen werden die gemessenen halbstündlichen ET und NEE für LCUG79 in 4 Bodenfeuchteklassen (BFK) geteilt: (i) $\theta < 9$ Vol%, (ii) $9 \text{ Vol}\% < \theta < 12$ Vol%, (iii) $12 \text{ Vol}\% < \theta < 19$ Vol% und (iv) $\theta > 19$ Vol%. Um die Einflüsse auf ET und NEE genauer abzuschätzen, werden die Datensätze getrennt für Tag ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) und Nacht ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$) gegen R_g , T , T_b , VPD und u aufgetragen (Abb. 5-11, Abb. 5-12, Tab. B4) und anschließend die Tagessummen betrachtet. Bereits die Trennung in unterschiedliche BFK zeigt Unterschiede in den Diagrammen.

Evapotranspiration (ET)

Die Streudiagramme für ET zeigen unterschiedliche Verteilungen für die BFK und gegenüber den Größen R_g , T , T_b , VPD und u (Abb. 5-11). Die Diagramme zeigen überwiegend trompetenförmige Verteilungen, was bedeutet, dass ET von mehr als nur der korrelierten Variable abhängig ist, dabei nimmt der Einfluss anderer Größen zu, je weiter die Trompetenform ist.

Die Ergebnisse der linearen Regressionen sind für ET mit dem jeweiligen Bestimmtheitsmaß (r^2) im Anhang B, Tabelle B4 zusammengefasst.

ET vs. R_g : Für BFK (i) ist ET zwischen 0 und $5 \times 10^{-5} \text{ mm s}^{-1}$ verteilt, erst durch die Regression wird sichtbar, dass mit höheren R_g auch ET im Mittel steigt. Mit zunehmender BFK wird die Trompetenform sichtbar und ist von der x-Achse los gelöst. Die lineare Regression zeigt größere Anstiege und bessere r^2 mit zunehmender BFK (BFK (ii) $r^2 = 0,23$; BFK (iii) $r^2 = 0,38$; BFK (iv) $r^2 = 0,5$). ET zeigt demnach eine stärkere Abhängigkeit von R_g mit hohen Bodenfeuchten, unter Berücksichtigung des Einflusses weiterer Größen.

ET vs. T : Die Temperaturabhängigkeit zeigt mit jeder höheren BFK einen weiteren Trompetenkopf, der jedoch nicht losgelöst von der x-Achse ist. Die Dichte der Punktwolke ist dichter bei 20°C und zeigt bei höheren Temperaturen eine Abnahmen von ET. Es ist in jeder BFK eine Zunahme von ET ab 10°C zu sehen, was darauf hindeutet, dass mit geringeren T ET ein-

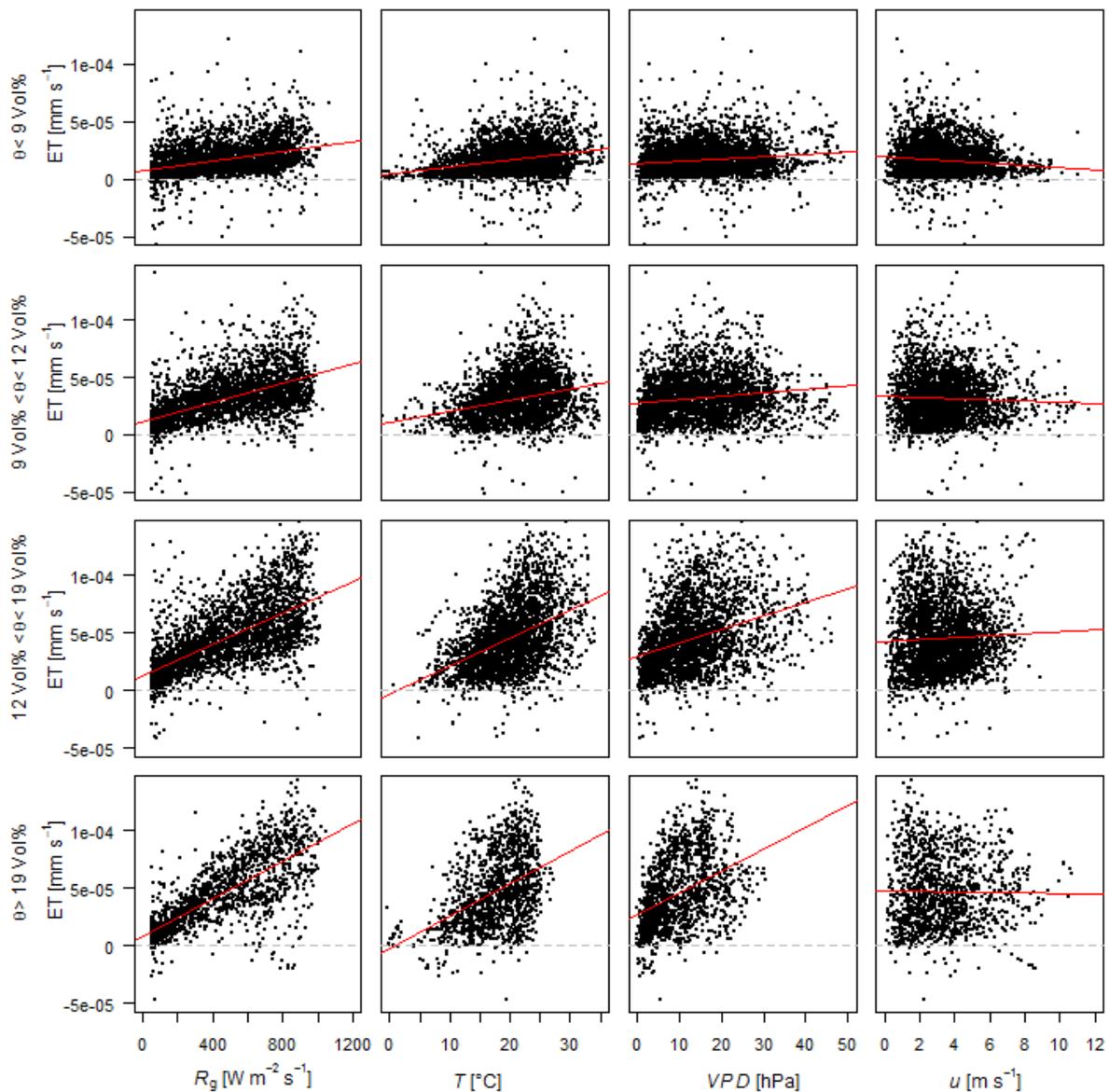


Abbildung 5-11: Tägliche ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Halbstunden der Evapotranspiration (ET) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) und die jeweilige lineare Regression (rot) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen ($<9 \text{ Vol}\%$, $9\text{-}12 \text{ Vol}\%$, $12\text{-}19 \text{ Vol}\%$, $>19 \text{ Vol}\%$). Halbstündliche Daten für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.

geschränkt ist. r^2 nimmt mit jeder höheren BFK zu. Die Verteilung von ET gegen T lässt auf einen Optimalbereich bei ca. 20°C schließen.

ET vs. VPD : In BFK (i) ist die Verteilung von ET nahe 0 mm s⁻¹ und es ist keine Abhängigkeit von VPD erkennbar. In den BFK (ii) bis (iv) ist eine Trompetenform zu sehen. Die Breite des Trompetenkopfes wird kleiner mit zunehmender BFK, was auf eine Zunahme der Abhängigkeit für ET mit hohen VPD hinweist bzw. besteht nur ein Zusammenhang zwischen ET und VPD unter feuchten Bedingungen (Boden-, wie Luftfeuchte).

ET vs. u : ET zeigt Punktwolken mit höheren Dichten bei u von 2 m s⁻¹ in allen BFK, was dem Bereich mit dem höchsten ET entspricht. Mit zunehmenden BFK sind auch hohe ET bei hohen Windgeschwindigkeiten zusehen, es kann aber keine direkte Korrelation zwischen ET und u abgeleitet werden.

Die nächtlichen ET zeigen keine ersichtlichen Abhängigkeiten von T , T_b , VPD und u .

Für die Betrachtung der Tagessummen sind die Daten nicht in BFK unterteilt (Abb. B12). Wird ET gegen θ aufgetragen, ist ein Anstieg von ET bis zu θ von 12 Vol% zu sehen. Oberhalb dieser Grenze sind keine eindeutigen Trends in ET zu erkennen, was auf die geringere Datenverfügbarkeit in diesem Bereich hindeuten kann oder, dass ab diesen Grenzwert θ nicht mehr limitierend auf ET wirkt. Die Tagessummen für ET sind ähnlich den Abhängigkeiten der halbstündlichen ET am Tag. Im Mittel steigt ET mit höheren täglichen R_g und T an und zeigt für beide Streudiagramme auch hier eine trompetenförmige Verteilung. Für T und T_b ist eine Zunahme von ET von 0 bzw. 5°C bis 18 bzw. 20°C zu sehen, bei welcher Temperatur jeweils die größte Dichte an ET im Diagramm zu sehen ist. Dies weist auf einen optimalen Temperaturbereich für die Verdunstung hin, auch wenn zusätzliche Bedingungen (R_g , θ , VPD) erfüllt sein müssen, um ein maximales ET zu erreichen. Dagegen zeigen die täglichen ET keine eindeutige Korrelation gegenüber den täglichen mittleren Windgeschwindigkeiten und gegenüber VPD , außer dass sich die höchsten ET bei VPD von 7 bis 10 hPa einstellen.

ET wird maßgeblich von den Feuchtebedingungen beeinflusst, wenn θ einen Grenzwert unterschreitet, werden die anderen Einflussgrößen unwichtig. Ist θ mindestens 9 Vol%, korreliert ET mit R_g und T , wobei eine bessere Korrelation mit zunehmender θ erreicht wird.

Nettoökosystemaustausch (NEE)

Die halbstündlichen NEE am Tag reflektieren die C-Aufnahme durch die Pflanzenaktivität (Abb. 5-12). Demnach entspricht die Ableitung der Abhängigkeiten von NEE gleichzeitig den Einschränkungen des Pflanzenwachstums im Untersuchungsgebiet.

NEE vs. R_g : NEE in Abhängigkeit von R_g zeigt ab BFK (iii) den Verlauf bzw. die Verteilung der *Lichtsättigungskurve* (Gl. 4-26). NEE nähert sich dabei exponentiell der größten C-Sequestrierung an. In den BFK (i) und (ii) weicht der Verlauf von der exponentiellen Verteilung ab und steigt stattdessen nach der maximalen C-Sequestrierung wieder an, für die BFK

(i) ist dabei keine negative Steigung zu erkennen, sondern nur ein geringer Anstieg von NEE mit hohen R_g . Dieser Verlauf ist typisch für Ökosysteme unter Trockenstress (Fu et al. 2006b, Zhang and Gao 1999). Die maximale C-Sequestrierung wird dabei mit jeder höheren BFK bei höheren R_g erreicht. Eine weitere Untergliederung des Datensatzes nach Jahren (Abb. 5-13, links) und Temperaturklassen, zeigt für erstere unterschiedliche Verläufe der *Lichtsättigungskurve* der einzelnen Jahre in den hohen BFK. Die Unterteilung in Temperaturklassen zeigte keine eindeutigen Trends, da die jährliche Variabilität den stärkeren Einfluss auf das Pflanzenwachstum ausübt.

NEE vs. T : Die Temperaturabhängigkeit ist in allen BFK erkennbar, wenn auch weniger ausgeprägt in der BFK (i). Die Diagramme zeigen eine Normalverteilung von NEE im negativen Bereich mit dem Maximum (bzw. Minimum, da negativ) bei 20°C, was die optimale T für die C-Sequestrierung durch die Pflanzen darstellt. NEE geht mit höheren T zurück, was auf ein

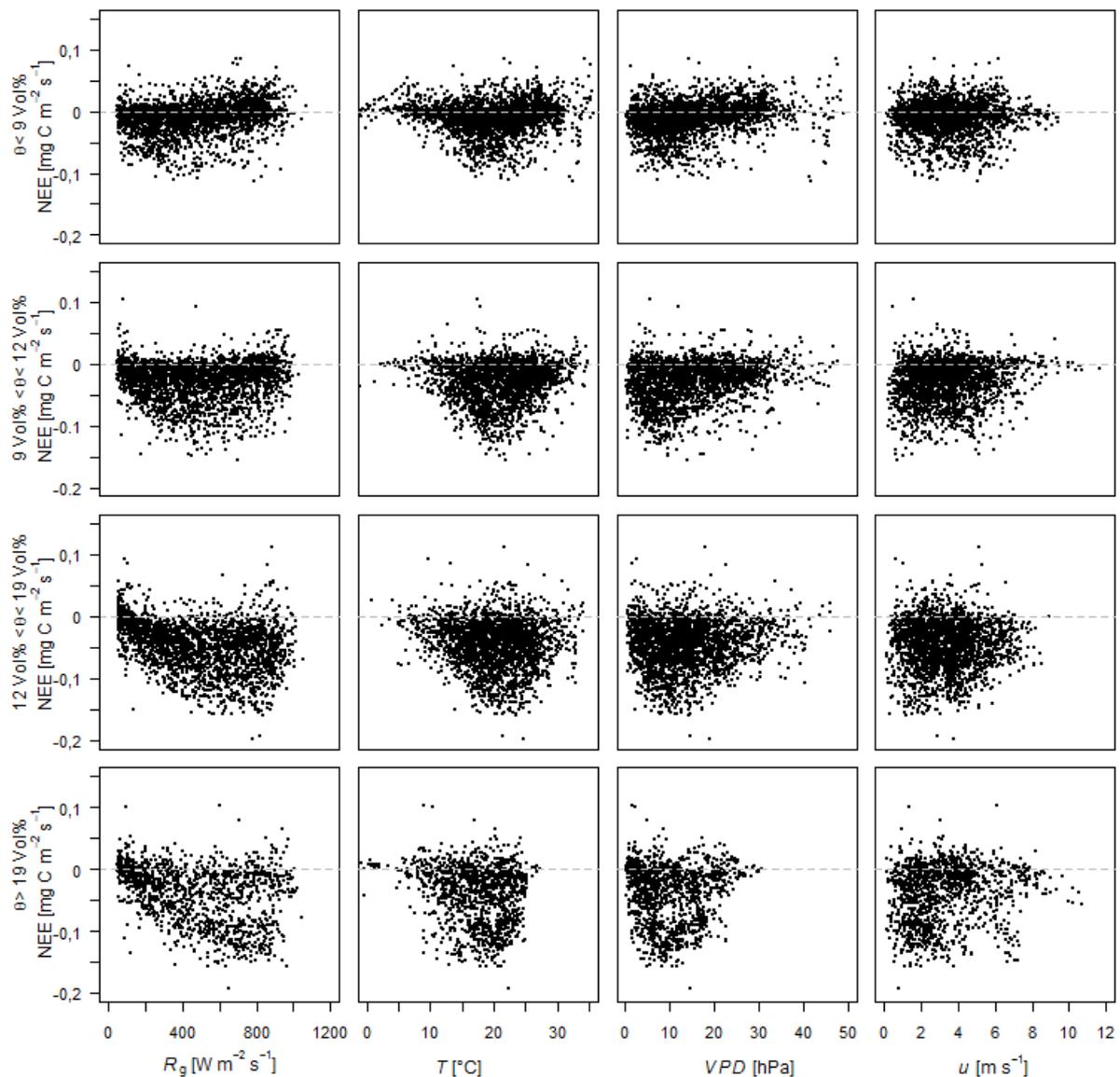


Abbildung 5-12: Täglicher ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Nettoökosystemaustauschs (NEE_{Tag}) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen (<9 Vol%, 9-12 Vol%, 12-19 Vol%, >19 Vol%). Halbstündliche Daten für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.

Schließen der Stomata oder das Absterben der Pflanzen bei höheren Temperaturen hinweist. Mit jeder höheren BFK steigt die maximale C-Sequestrierung (BFK (i): $NEE = -0,1 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, BFK (ii): $NEE = -0,14 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, BFK (iii): $NEE = -0,15 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, BFK (iv): $NEE = -0,17 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Die C-Sequestrierung ist demnach größer mit höheren θ . In der höchsten BFK (iv) sind keine Daten vorhanden für T größer 25°C , weshalb die Verteilung in dieser Graphik von den anderen abweicht.

NEE vs. VPD : NEE gegen VPD zeigt eine schiefe Normalverteilung mit der maximalen C-Sequestrierung bei 10 hPa, diese nehmen mit den höheren BFK zu (siehe NEE vs. T). Das

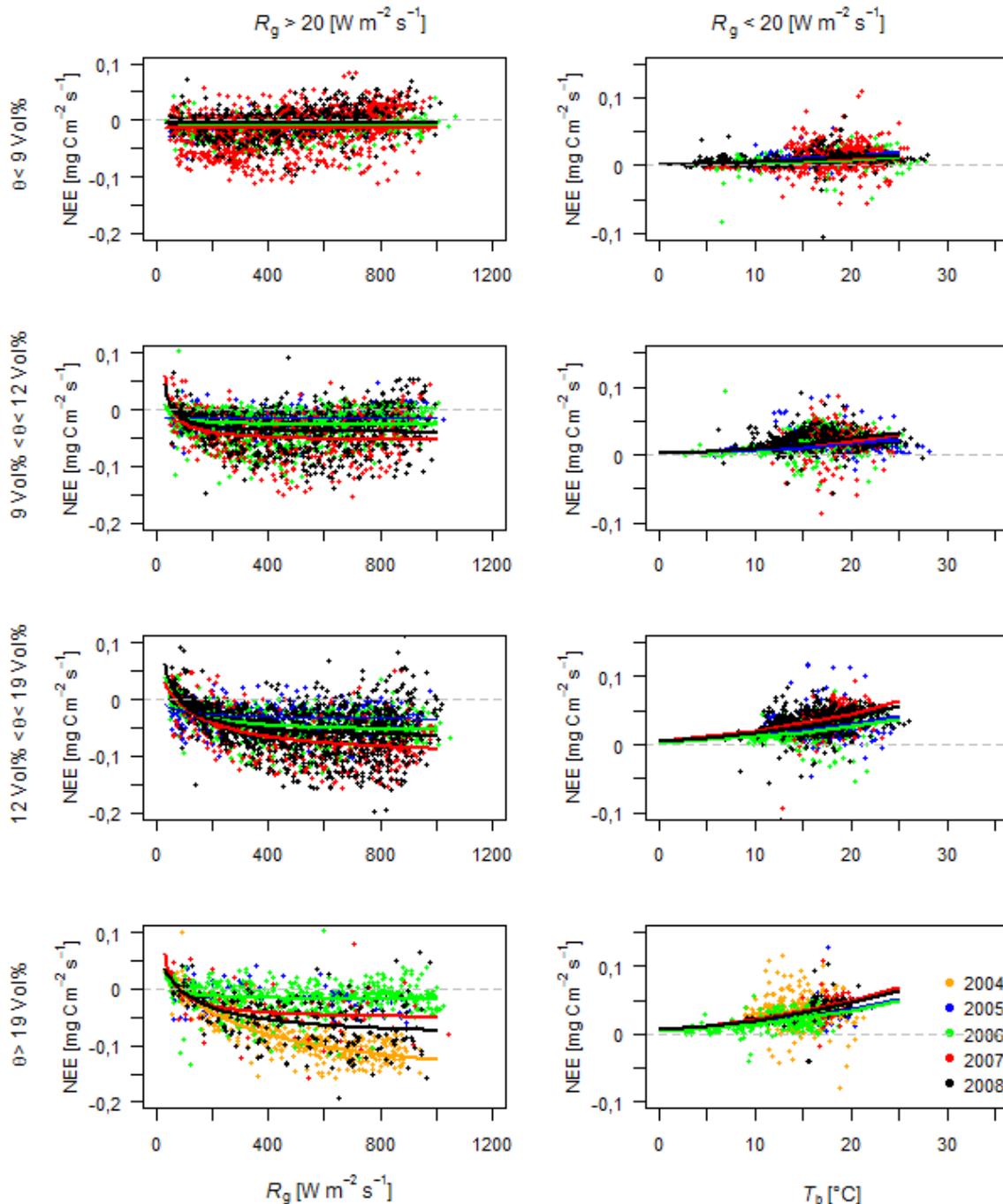


Abbildung 5-13: Nettoökosystemaustausch (NEE) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g , $R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$, links) und Bodentemperatur (T_b , $R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$, rechts) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen ($<9 \text{ Vol}\%$, $9\text{-}12 \text{ Vol}\%$, $12\text{-}19 \text{ Vol}\%$, $>19 \text{ Vol}\%$). Halbstündliche Daten für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.

Optimum der C-Sequestrierung ist bei 10 hPa und nimmt mit steigenden VPD ab bis auf $NEE \sim 0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ bei VPD von ca. 40 hPa.

NEE vs. u : Eine Abhängigkeit von NEE zu u ist nicht zu erkennen. NEE zeigt die höchste C-Sequestrierung bei geringen u von 2 m s^{-1} bis 4 m s^{-1} und mit steigenden u schwankt NEE stärker, was aber auch auf die geringere Datenverfügbarkeit für diese Windgeschwindigkeiten zurückgeführt werden kann.

Die nächtlichen NEE zeigen ähnliche Verteilungen mit positiven Vorzeichen gegenüber, T , T_b , VPD und u wie NEE am Tag. In der niedrigsten BFK (i) steigt NEE bis auf $0,05 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ an für T von 10 bis 20°C , $T_b > 15^\circ\text{C}$ und $VPD < 5 \text{ hPa}$. Die Temperaturabhängigkeit des nächtlichen NEE wird in der BFK (ii) durch den Anstieg in NEE bis zum Maximum bei T von 15°C und T_b von 16°C sichtbar und den steigenden NEE mit zunehmenden T und T_b in BFK (iii) und (iv). Unterteilt nach den jeweiligen Jahren (Abb. 5-13, rechts) konnte die Abhängigkeit von NEE zu T_b über die *Arrhenius Funktion* (Gl. 4-23) dargestellt werden. Die exponentielle Zunahme von NEE mit höheren T_b (bzw. T) kann hier in den BFK (iii) und (iv) gesehen werden. Für BFK (i) und (ii) ist die Anpassung an die *Arrhenius Funktion* ungenau, da in den Diagrammen eher eine Normalverteilung mit Maximum zu sehen ist als ein exponentieller Anstieg. Diese Verteilung ist sichtbar in BFK (ii). In BFK (i) ist NEE durchgängig so gering und nahe $0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, dass die Ableitung einer Abhängigkeit uneindeutig bleibt. Es gibt kaum Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren.

Auf Basis der Tageswerte (Abb. B13) sind Abhängigkeiten von NEE gegenüber R_g , T , T_b und θ zu sehen. Mit zunehmenden R_g nimmt NEE im Mittel ab, was auf eine erhöhte C-Sequestrierung an Tagen mit hoher Einstrahlung hinweist. Auch gegenüber T und T_b steigt die C-Aufnahme mit steigenden Temperaturen bis zur maximalen C-Sequestrierung bei 18 bis 20°C . Die Verteilung von NEE gegen θ zeigt eine höhere Datenverfügbarkeit bis θ von 14 Vol%, in der die C-Aufnahme steigt. Die geringe Datenverfügbarkeit mit höheren θ lässt den weiteren Verlauf von NEE unklar, die Mehrzahl der verfügbaren NEE -Tageswerte sind in diesem Bereich negativ. NEE zeigt gegenüber u und VPD keine eindeutigen Trends.

Der C-Austausch wird von den Feuchtebedingungen, R_g und T beeinflusst, wobei eine geringe θ zu Trockenstress führt und den Einfluss der anderen Einflussgrößen limitiert. Der Trockenstress ist in der BFK (i) zu sehen und abgeschwächt in BFK (ii). Mit höheren θ (BFK ii und iii) nimmt der Einfluss von R_g bzw. T auf NEE zu und wird ausschlaggebend für den C-Austausch.

Für den Vergleich mit den anderen Untersuchungsflächen werden die mittleren Verläufe der halbstündlichen NEE je BFK verwendet. Die Mittelung erfolgte in 100 W m^{-2} - Schritten für R_g und in $2,5^\circ\text{C}$ - Schritten für T . Die Ergebnisse werden im Folgenden im Vergleich mit den Ergebnissen der *Stipa grandis* und den beweideten Flächen präsentiert (Abb. 5-17, Abb. 5-24).

5.2.3 Einfluss der Steppenart

Die Parallelmessungen der unbeweideten Steppen *Leymus chinensis* und *Stipa grandis* in 2007 und 2008 zeigen für ET und NEE ähnliche Verläufe, folgend dem limitierenden Faktor P (Abb. 5-14, Abb. 5-15). In 2007 begannen die Messungen auf SGUG79 im August, weshalb hier nur die Parallelmessungen für August und September dargestellt sind. Die Niederschläge sind in diesem Zeitraum ähnlich verteilt, mit einer Niederschlagsdifferenz von 7 mm am Ende des Zeitraums (LCUG79: $P_{\text{cum}} = 41$ mm, SGUG79: $P_{\text{cum}} = 34$ mm). In 2008 unterscheiden sich die Niederschläge um etwa 100 mm, mit der größeren Niederschlagsmenge auf SGUG79 ($P_{\text{cum}} = 370$ mm) über die Monate Mai bis September.

Der Verlauf von ET (Abb. 5-14) ist für beide Flächen ähnlich mit höheren ET nach P -Ereignissen bzw. an Tagen mit Niederschlag. Im Mai und Juni 2008 ist ET höher auf SGUG79 als auf LCUG79. Im August und September beider Jahre liegen die Kurven für ET nahe beieinander mit leicht höheren ET für SGUG79. Die kumulativen ET ergeben für 2008 eine Differenz von 50 mm. In 2007 liegen die Ergebnisse um 12 mm auseinander. In beiden Jahren ist ET_{cum} größer für SGUG79 als für LCUG79.

NEE der beiden Steppenarten zeigt im Vergleich größere Abweichungen zueinander (Abb. 5-15). Der Verlauf von NEE ist an P gekoppelt mit jeweils unterschiedlichen Auswirkungen. Auf LCUG79 ist die C-Sequestrierung größer, besonders im Juni und Juli 2008. Obwohl NEE für beide Flächen unterschiedlich groß ist, zeigen sie jeweils Anstiege zur gleichen Zeit, was

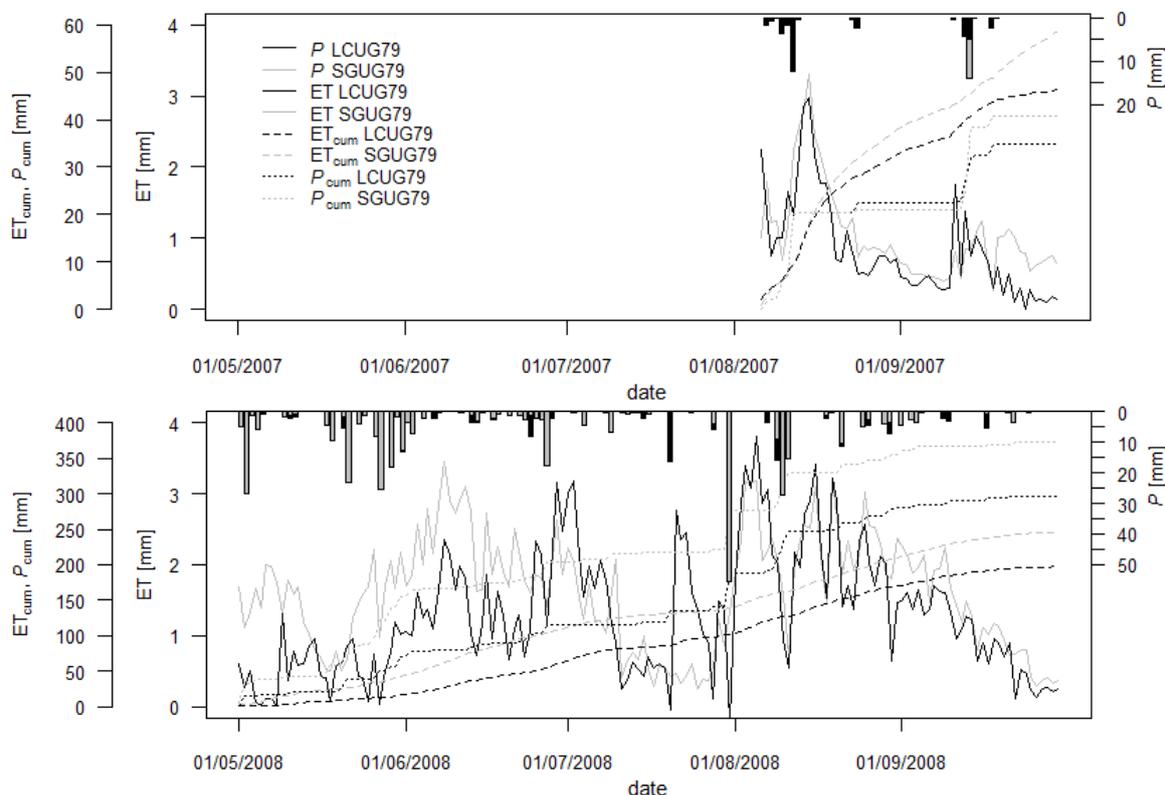


Abbildung 5-14: Tägliche und kumulative Evapotranspiration (ET) und Niederschlag (P) der unbeweideten Flächen der *Leymus chinensis* Steppe (LCUG79, schwarz) und der *Stipa grandis* Steppe (SGUG79, grau) in der Vegetationszeit in 2007 (oben) und 2008 (unten).

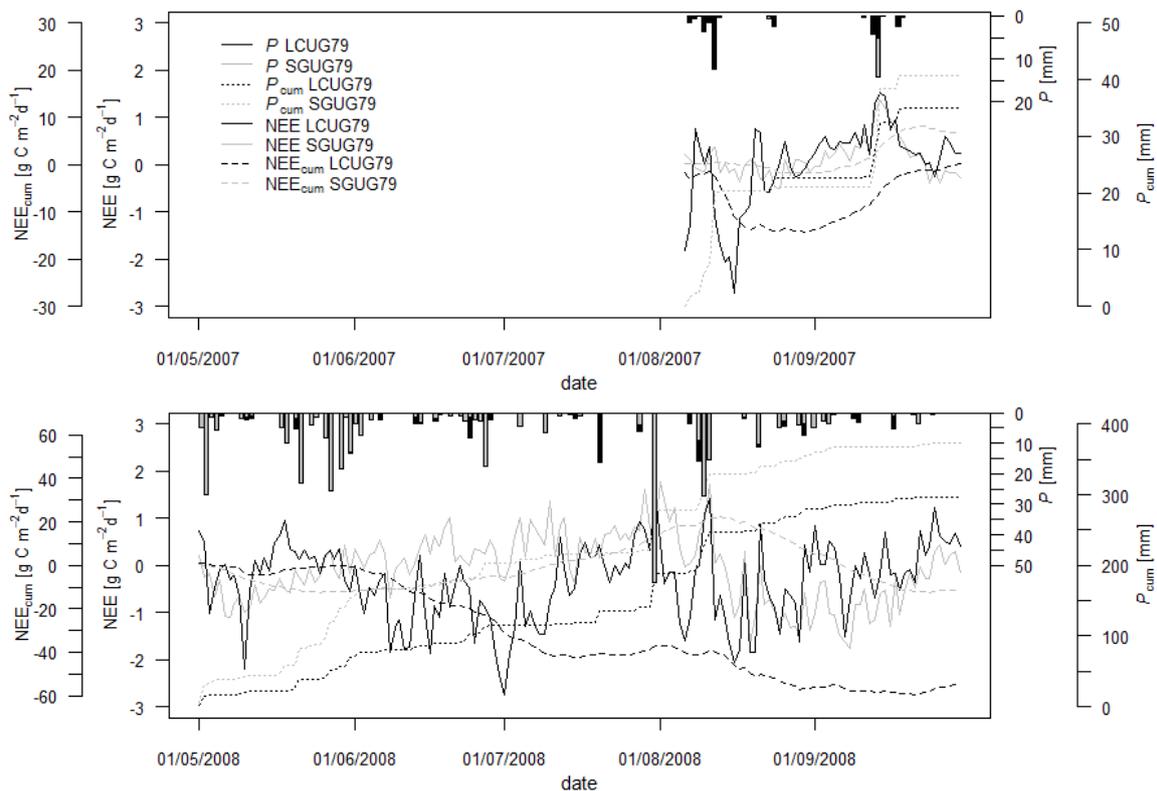


Abbildung 5-15: Täglicher und kumulativer Nettoökosystemaustausch (NEE) und Niederschlag (P) der unbeweideten Flächen der *Leymus chinensis* Steppe (LCUG79, schwarz) und der *Stipa grandis* Steppe (SGUG79, grau) in der Vegetationszeit in 2007 (oben) und 2008 (unten).

besser im September zu sehen ist, wenn beide NEE-Verläufe sich annähern. Die kumulativen NEE zeigen die Unterschiede in der Summe: in 2007 ist $NEE_{cum} = 6,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ für SGUG79 und $NEE_{cum} = 0,25 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ für LCUG79, in 2008 ist $NEE_{cum} = -11,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ für SGUG79 und $NEE_{cum} = -54,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ für LCUG79. In beiden Jahren ist die C-Sequestrierung größer für LCUG79 als auf SGUG79.

Die Messungen für SGUG79 in 2009 sind als Überblick in Abb. B18 dargestellt. Da die Referenzmessungen in diesem Jahr nicht zu Verfügung standen, werden diese Messungen in den Untersuchungen vernachlässigt.

Im Vergleich der einzelnen Monate (Abb. 5-16, B14, B15) ist ET durchschnittliche größer auf SGUG79 als auf LCUG79 mit Ausnahme des Juli 2008. Die C-Sequestrierung ist im Mittel größer auf LCUG79, außer im September der beiden Jahre, wenn die Sequestrierung höher auf SGUG79 ist. TER und GPP sind im Mittel je Monat für beide Flächen ähnlich mit leicht höheren Werten für den einen oder anderen Standort.

Die Abhängigkeiten von ET und NEE über SGUG79 gegenüber den meteorologischen Größen sind denen von LCUG79 ähnlich (Abb. B16 – B17). Für SGUG79 steigt ET ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) mit zunehmender R_g an und der Anstieg ist größer mit jeder höheren BFK, wie für LCUG79, dabei ist im Vergleich r^2 größer für SGUG79 (Tab. B4). Die Ergebnisse für ET gegen T sind vergleichbar mit denen für LCUG79 mit größeren r^2 für SGUG79. Abgesehen von der Größe R_g kann aus den Diagrammen in der BFK (i) für ET gegen $T/VPD/u$ keine Ab-

hängigkeiten abgeleitet werden. In den BFK (ii), (iii) und (iv) sind die Zusammenhänge vergleichbar mit denen von LCUG79 mit der auch hier erscheinenden trompetenförmigen Verteilung. Die nächtlichen ET sind um 0 mm s^{-1} und sind unabhängig von θ , T , T_b , VPD oder u . Die Tagessummen für ET zeigen ähnliche Zusammenhänge wie die täglichen Halbstunden mit steigenden ET bei zunehmenden R_g , T und θ . Gegenüber VPD ist ein Maximum bei 10 hPa zusehen und gegenüber u ist keine Abhängigkeit zuerkennen.

NEE zeigt für SGUG79 überwiegend dieselben Abhängigkeiten wie für LCUG79, nur mit geringeren Werten, da die C-Sequestrierung durchschnittlich geringer ist (Abb. B17, Abb. 5-17). Auch hier ist der Unterschied zwischen den einzelnen BFK zuerkennen mit NEE um $0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ in BFK (i) und einer größeren C-Sequestrierung in den anderen Klassen. NEE in Abhängigkeit zu R_g folgt dem Verlauf der *Lichtsättigungskurve* und die maximale C-Sequestrierung in Abhängigkeit von T und VPD wird bei 20°C bzw. 10 hPa erreicht (BFK (ii): $\text{NEE} = -0,05 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, BFK (iii): $\text{NEE} = -0,1 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). In der höchsten BFK (iv) sind zu wenige Daten vorhanden um eine klare Aussage zu treffen, obwohl sie für NEE gegen R_g bereits die Verteilung der *Lichtsättigungskurve* andeuten. Es kann keine Abhängigkeit von NEE

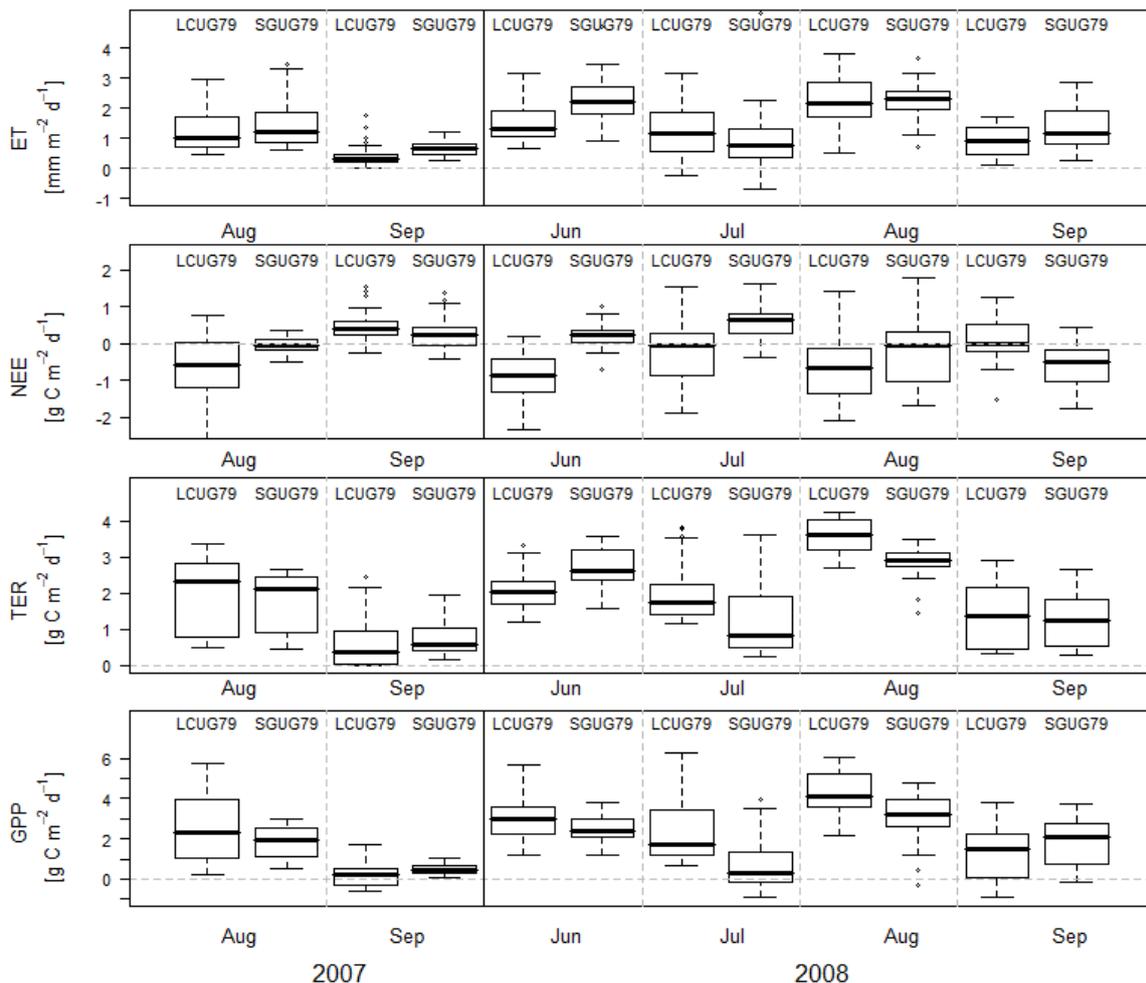


Abbildung 5-16: Monatliche Boxplots von parallelen Messungen der unbeweideten Flächen der *Leymus chinensis* Steppe (LCUG79) und der *Stipa grandis* Steppe (SGUG79) in der Vegetationszeit 2007 und 2008: Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) auf Basis von Tagessummen.

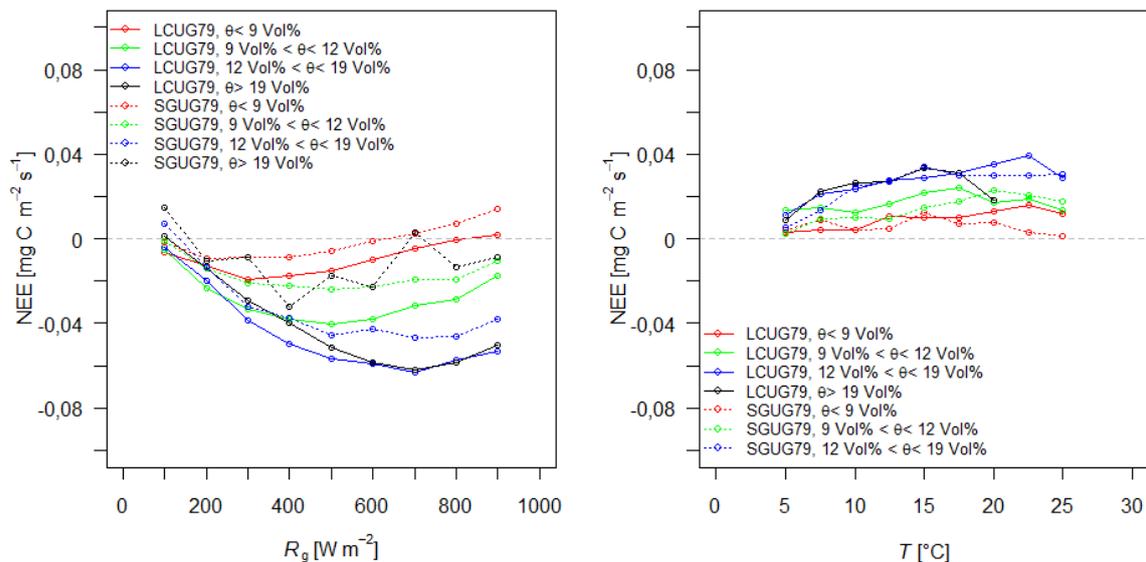


Abbildung 5-17: Vergleich der Mittelungen des Nettoökosystemaustauschs in Abhängigkeit der Globalstrahlung R_g ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$, links) und der Lufttemperatur T ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$, rechts) der 4 Bodenfeuchteklassen: $\theta < 9 \text{ Vol\%}$, $9 < \theta < 12 \text{ Vol\%}$, $12 < \theta < 19 \text{ Vol\%}$, $\theta > 19 \text{ Vol\%}$. Halbstündliche Daten der unbeweideten *Leymus chinensis* Steppe seit 1979 (LCUG79) und der unbeweideten *Stipa grandis* Steppe seit 1979 (SGUG79) in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.

gegenüber u erkannt werden. Die nächtlichen NEE zeigen eine Abhängigkeit gegenüber θ , indem NEE mit zunehmender BFK größere Steigungen gegenüber der betrachteten Größen zeigt. Es ist eine Zunahme von NEE mit steigender T und T_b in den BFK (ii), (iii) und (iv) zu erkennen. Eine Abhängigkeit von NEE gegenüber VPD und u ist nicht sichtlich zuerkennen, NEE ist jedoch größer in höheren BFK.

Die Tageswerte für NEE von SGUG79 zeigen gegenüber R_g , T , T_b , θ und VPD jeweils ein Minimum bei $R_g = 20 \text{ MJ d}^{-1}$, $T = 14^{\circ}\text{C}$, $T_b = 15^{\circ}\text{C}$, $\theta = 15 \text{ Vol\%}$ und $VPD = 8 \text{ hPa}$. Gegenüber u nimmt NEE im Mittel mit zunehmenden u leicht ab.

Im direkten Vergleich der beiden unbeweideten Flächen zeigt NEE gegen R_g im Mittel die maximale C-Sequestrierung für SGUG79 bei geringeren R_g als für LCUG79 (Abb. 5-17, links). Die mittleren Kurven zeigen für LCUG79 und SGUG79 jeweils den gleichen Verlauf für die BFK (i), (ii) und (iii). In der höchsten BFK (iv) sind für SGUG79 zu wenige Daten vorhanden um die Mittelung repräsentativ darzustellen. Die mittleren nächtlichen NEE überlappen sich nahezu für NEE gegen T in der jeweiligen BFK, was für die gleichen Gesetzmäßigkeiten bezüglich der Atmung an beiden Standorten hindeutet (Abb. 5-17, rechts). Die jeweiligen Maxima werden jeweils bei 20°C erreicht, unabhängig von der BFK.

Zusammenfassend zeigen die Messungen auf SGUG79 eine geringere Toleranz gegenüber Trockenstress als die Ergebnisse für LCUG79. NEE zeigt eine geringere C-Sequestrierung bei gleichen Bedingungen für SGUG79. Dagegen zeigt ET vergleichbare Ergebnisse.

5.2.4 Einfluss der Beweidung

Die Ergebnisse der beweideten *Leymus chinensis* Flächen (LCCG, LCWG, LCHG) von 2005 und 2006 sind in Abb. 5-18 für die Größen P , T , θ , ET, NEE, TER und GPP dargestellt. Die Niederschlagsdaten für LCWG in 2005 und für LCHG in 2006 konnten nicht verwendet werden. Um einen Überblick über eventuelle Niederschläge im Messzeitraum zu erhalten, dient

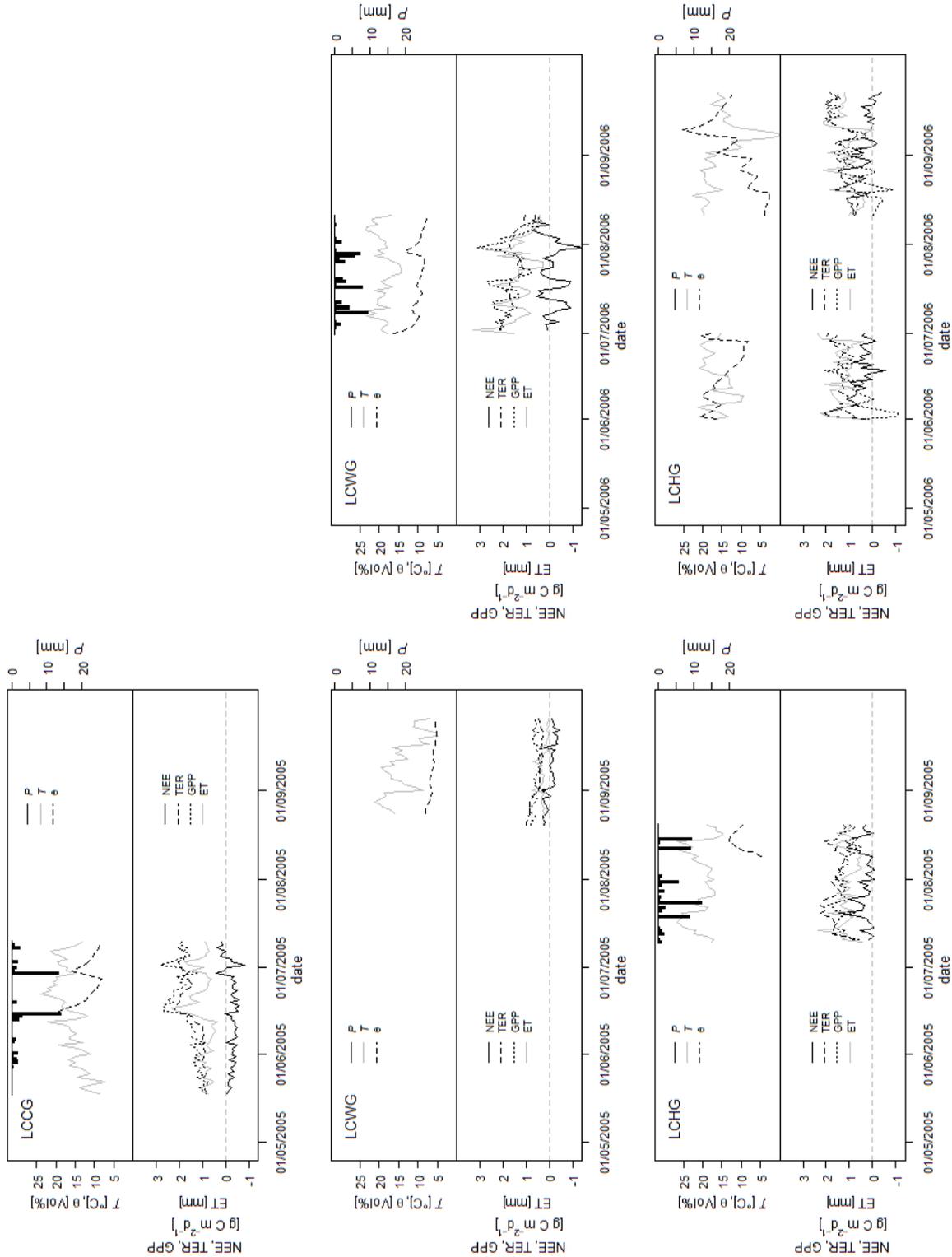


Abbildung 5-18: Messungen des Niederschlags (P), der Lufttemperatur (T), der Bodenfeuchte (θ), der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der beweideten *Leymus chinensis* Steppen: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG) in 2005 und 2006.

die Bodenfeuchte. Die θ -Daten für LCHG in 2005 sind lückenhaft. Die gemessenen Daten zeigen auf allen Flächen einen Zusammenhang zwischen P und θ , da an Tagen mit P -Ereignissen bzw. anschließend die Bodenfeuchte ansteigt.

Die Messungen der Fläche LCCG in 2005 zeigt, dass ET dem Verlauf der Bodenfeuchte folgt mit jeweiligem Anstieg nach einem P -Ereignis, dabei erreicht ET zwischen 0,5 bis 2 mm d⁻¹. NEE ist leicht negativ zwischen -0,5 bis 0 g C m⁻² d⁻¹. Zum Ende der Messperiode am 01.07.2005 steigt NEE ins Positive. TER ist Mitte Mai ca. 1 g C m⁻² d⁻¹ und steigt dann bis zum Ende der Messungen an auf über 2 g C m⁻² d⁻¹. Für ET sind größere Anstiege nach den P -Ereignissen zu erkennen. GPP folgt überwiegend dem Verlauf von TER.

Der Untersuchungszeitraum auf LCWG bezieht sich auf das Ende der Vegetationsperiode in 2005 und auf den Zeitraum Juli/August 2006. In 2005 sind die Flüsse gering mit ET = 0 bis 0,5 mm d⁻¹, NEE = -0,4 bis 0,3 g C m⁻² d⁻¹ und TER und GPP um 0,5 g C m⁻² d⁻¹. Die Bodenfeuchte ist in diesem Zeitraum kleiner als 10 Vol%. In 2006, in der Mitte der Vegetationszeit, ist θ fast durchgängig über 10 Vol% auf Grund der gutverteilten Niederschläge. ET zeigt nach jedem P -Ereignis einen Anstieg, was bis zu 3 mm d⁻¹ erreichen kann. NEE schwankt zwischen -1,5 g C m⁻² d⁻¹ und 1 g C m⁻² d⁻¹. TER und GPP sind durchgängig über 1 g C m⁻² d⁻¹ mit größeren Anstiegen nach den P -Ereignissen.

Die Messungen auf LCHG im Juli/August 2005 zeigen die tägliche durchschnittliche T durchgängig höher als 15°C und erreicht oft 25°C. Die kurze Messreihe von θ zeigt einen Anstieg nach einem P -Ereignis. ET erreicht zwischen 0,5 und 2 mm d⁻¹. Die Kohlenstoffflüsse sind alle positiv: NEE = 0 bis 1,2 g C m⁻² d⁻¹, TER = 1 bis 2 g C m⁻² d⁻¹ und GPP = 0,5 bis 2 g C m⁻² d⁻¹. In August/September 2006 zeigt θ große Schwankungen mit kleineren Anstiegen, die zu dieser Zeit auf P schließen lassen. Die tägliche mittlere T ist im Frühjahr zwischen 10 und 20°C, im Herbst gibt es einen Einbruch Anfang September, wenn die Temperaturen nachts unter 0°C fallen. ET erreicht zwischen 0,5 und 2 mm d⁻¹ und steigt mit zunehmenden θ . Zum Zeitpunkt des Temperatursturzes sinkt ET auf 0 mm d⁻¹. NEE ist überwiegend positiv mit Werten zwischen 0 und 1 g C m⁻² d⁻¹, wenige Abweichungen sind Mitte und Ende Juni und im September zu sehen, wenn NEE negativ wird. TER ist ca. 1 g C m⁻² d⁻¹ und GPP schwankt zwischen -1 und 2 g C m⁻² d⁻¹. Auch in den Kohlenstoffflüssen sind Einschnitte während des Temperatursturzes zu erkennen.

Die Messungen der beweideten Flächen von 2005 und 2006 werden im Folgenden gemeinsam als beweidet (LCG - *Leymus chinensis* grazed) behandelt um sie mit den Messungen der unbeweideten Fläche LCUG79 zu vergleichen. Die Messungen der beweideten Flächen können dabei nur mit den Referenzmessungen von LCUG79 verglichen werden, da keine Parallelmessungen der beweideten Flächen vorliegen und sich die Bedingungen über den Messzeitraum veränderten (P , T , θ). Getrennte Darstellungen und einzelne Vergleiche der Messungen der jeweiligen Beweidungsintensitäten mit LCUG79 sind im Anhang B (Abb. B20 – B25) zusammengestellt.

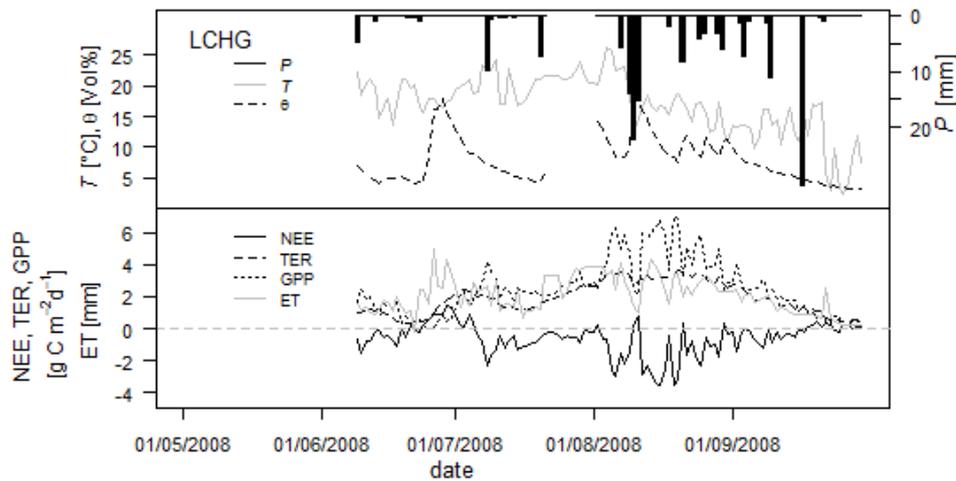


Abbildung 5-19: Messungen des Niederschlags (P), der Lufttemperatur (T), der Bodenfeuchte (θ), der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der überweideten *Leymus chinensis* Steppe (LCHG) in 2008.

Die Messungen auf LCHG von Juni bis September 2008 werden separat von den anderen beweideten Flächen betrachtet. ET und die Kohlenstoffflüsse sind um ein Vielfaches größer als in 2005 und 2006 (Abb. 5-19). T schwankt im täglichen Mittel über den Sommer um 20°C und fällt ab Mitte August ab bis Ende September auf unter 5°C . P ist über das ganze Jahr verteilt mit Tagen an denen $P > 20\text{ mm}$ erreicht. θ zeigt Anstiege nach niederschlagsreichen Tagen, außer Ende September wenn $T < 5^{\circ}\text{C}$ ist. NEE schwankt zunächst zwischen -2 und $2\text{ g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, ab Mitte Juli ist NEE durchgängig negativ und erreicht Mitte August nach starken P -Ereignissen bis zu $-4\text{ g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. Im September wird NEE immer kleiner und geht zum Ende September gegen $0\text{ g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. TER erreicht zunächst bis $2\text{ g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ und steigt im August auf bis zu $3,5\text{ g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ an. GPP erreicht im August bis zu $6\text{ g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. Anschließend nehmen TER und GPP ab, bis sie Ende September gegen $0\text{ g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ gehen.

Die Messungen auf LCHG in 2008 unterliegen speziellen Bedingungen, die die Fläche nicht mehr als typisch überweidete Steppe der Inneren Mongolei charakterisieren. Ein erhöhter Bewuchs, der denen der unbeweideten Steppen (LCUG79 und SGUG79) übertrifft konnte vor Ort registriert werden (mündl. L. Wang). Aus diesem Grund können die Messungen aus 2008 für LCHG nicht mit den anderen Messungen beweideter Flächen zusammengefasst werden.

Die Messungen auf LCHG in 2009 können nicht mit den Referenzmessungen von LCUG79 verglichen werden und dadurch nur bedingt in die Betrachtungen einbezogen werden (Abb. B19). Die Messungen für ET und den Kohlenstoffflüssen sind in den Bereichen der Messungen auf LCHG in 2006 mit ET zwischen $0,5$ und 3 mm d^{-1} und einem großen Anstieg auf 5 mm d^{-1} nach einem großen P -Ereignis. NEE schwankt zwischen -1 bis $1,5\text{ g C m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. Diese Messungen gehen teilweise in die Untersuchung ein, wenn die Abhängigkeit von den meteorologischen Größen betrachtet wird.

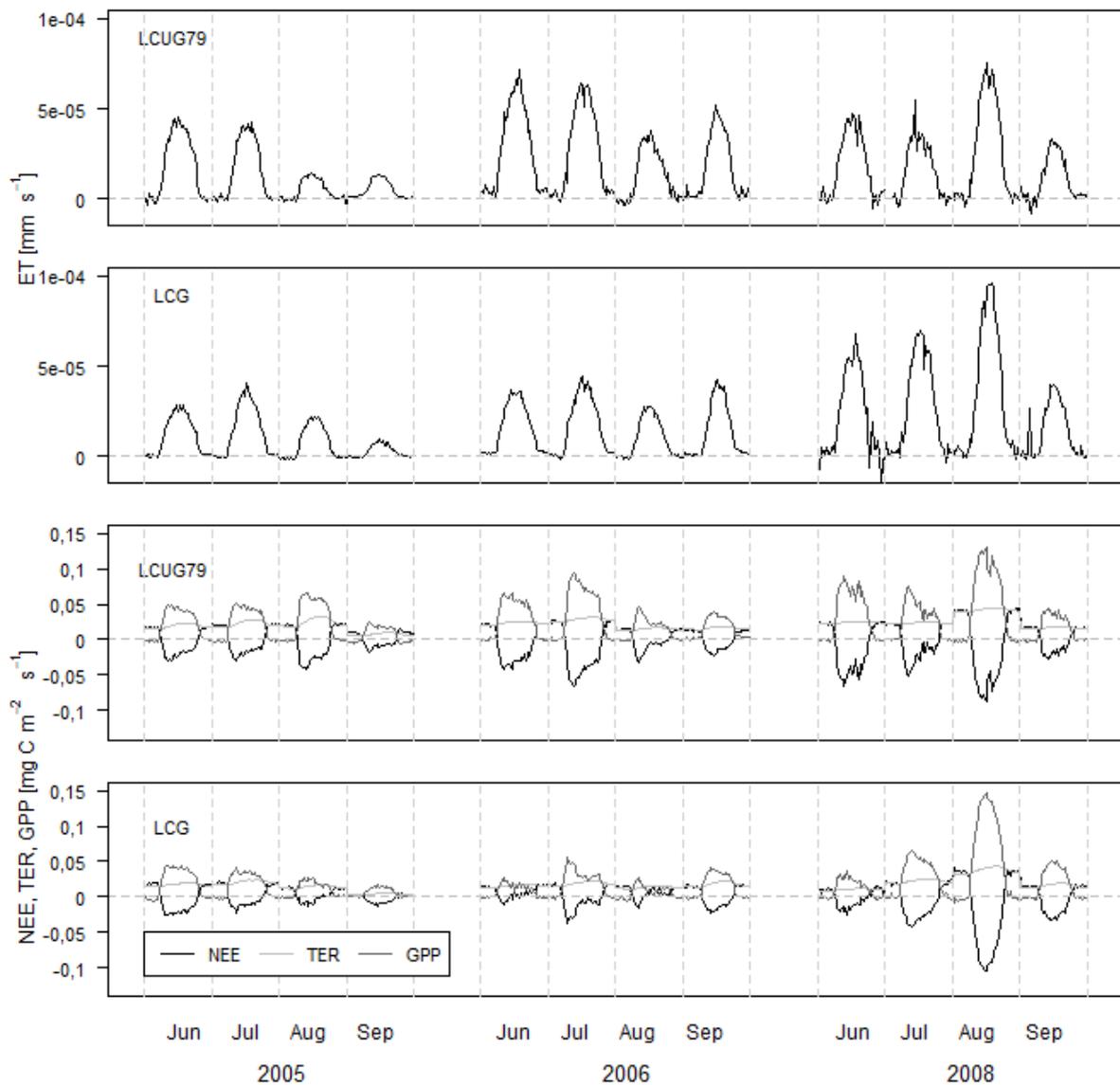


Abbildung 5-20: Mittlere monatliche Tagesgänge der Evapotranspiration (ET) und des Nettoökosystemaus-tauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der unbeweideten *Leymus chinensis* Steppe (LCUG79) und der beweideten Flächen der *Leymus chinensis* Steppe (LCG). Auf Basis von Halbstundendaten gemessen in 2005, 2006 und 2008.

Im Vergleich der mittleren monatlichen Tagesgänge zwischen den beweideten Flächen (LCG) und LCUG79 (Abb. 5-20) sind die Flüsse für LCG durchschnittlich kleiner als für LCUG79. Die mittleren monatlichen Tagesgänge für ET (LCUG79) reichen im Juni und Juli 2005 an $0,00005 \text{ mm s}^{-1}$, während ET der LCG weit niedriger sind. Im Juni und Juli 2006 ist ET im Mittel halb so groß für LCG als für LCUG79. Allerdings sind die mittleren Tagesgänge von ET höher für LCG in 2008. Die Kohlenstoffflüsse zeigen ähnliche Verläufe mit geringeren Flüssen für NEE, TER und GPP in 2005 und 2006 für LCG. Die Kohlenstoffflüsse sind nur im August 2008 größer für LCG als für LCUG79, in den anderen Monaten in 2008 sind die Flüsse für LCG kleiner. NEE zeigt die größte C-Sequestrierung am Vormittag für beide, LCG und LCUG79.

Im Vergleich der einzelnen Monate fällt als erstes der Unterschied zwischen den Jahren 2005/2006 und 2008 auf (Abb. 5-21). Die durchschnittlichen Tageswerte für ET sind in 2005 und 2006 größer für LCUG79 mit niedrigeren ET in 2005 als 2006. In 2008 ist ET durchgängig größer für LCG. NEE ist im Mittel negativ auf LCUG79, wogegen NEE der LCG 2005

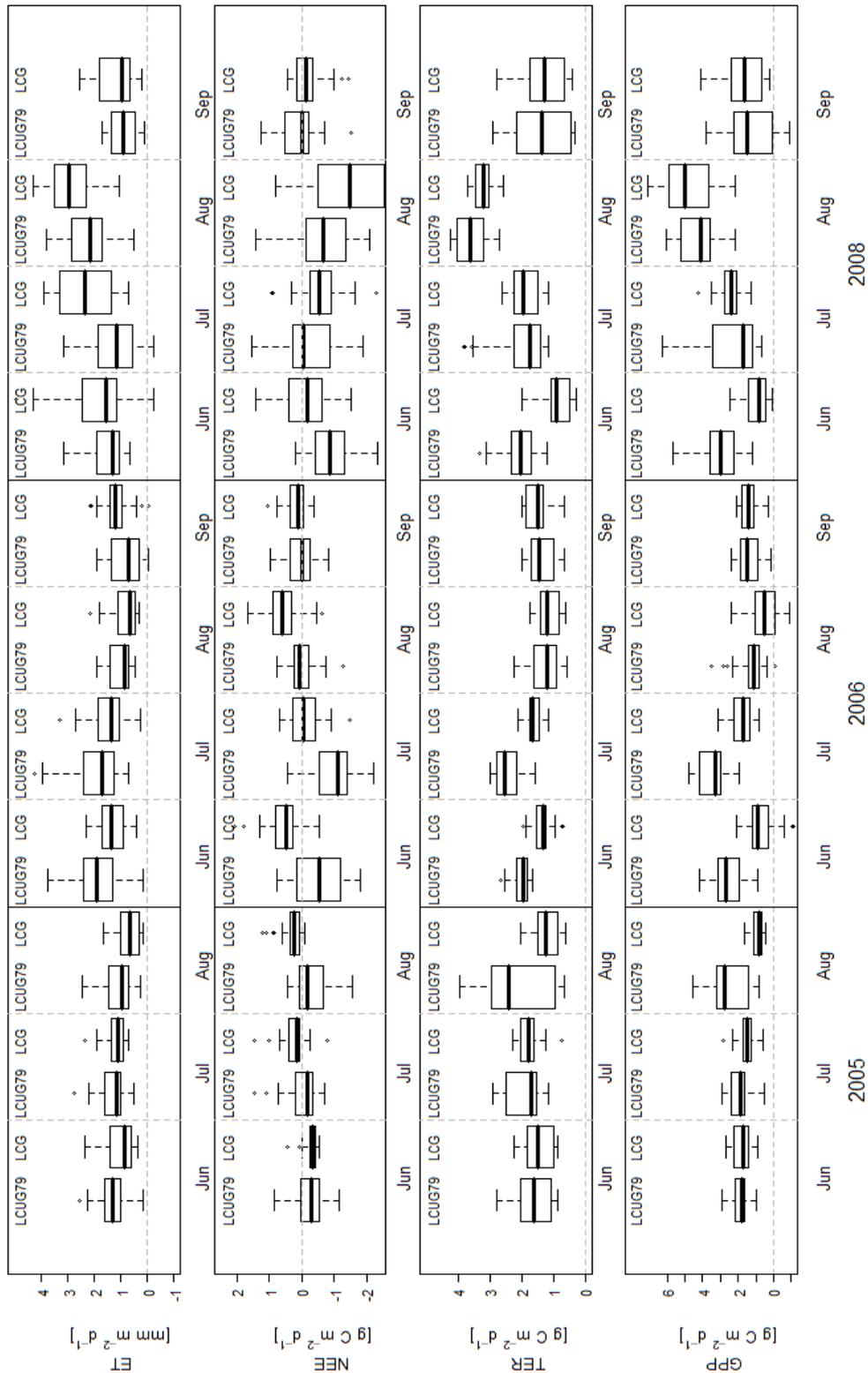


Abbildung 5-21: Monatliche Boxplots von parallelen Messungen der unbeweideten Flächen der *Leymus chinensis* Steppe (LCUG79) und den beweideten *Leymus chinensis* Steppen (LCG) in der Vegetationszeit 2005, 2006 und 2008: Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimaryproduktion (GPP) auf Basis von Tagessummen.

und 2006 um $0 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ schwankt oder ins Positive reicht. 2008 ist die C-Sequestrierung für LCG größer im Juli, August und September als für LCUG79. Grundsätzlich unterliegt NEE geringeren Schwankungen mit niedrigen Flüssen in 2005 und jeweils im September. TER ist für die beweideten und unbeweideten Steppen jeweils nahezu gleich groß, bis auf die Ausnahmen im August 2005, Juni/Juli 2006 und im Juni 2008 mit weit höheren TER für LCUG79. GPP ist vergleichbar mit den Ergebnissen für TER mit größeren Flüssen. Die halbstündlichen Tagesmessungen (Abb. B26) spiegeln die Ergebnisse der Tagessummen wieder. Die nächtlichen Halbstunden zeigen ET um 0 mm s^{-1} ; NEE ist leicht positiv und die Ergebnisse befinden sich im gleichen Bereich für LCG und LCUG79; TER ist durchschnittlich größer für LCUG79 und GPP ist durchgängig um $0 \text{ g C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Die Datengrundlage auf Basis der Messungen von 2005 und 2006 ist zu gering um Gesetzmäßigkeiten gegenüber den meteorologischen Größen abzuleiten. Da die Daten aus 2008 weit von den Messungen der anderen Jahre abweichen, werden die Daten um die Messungen aus

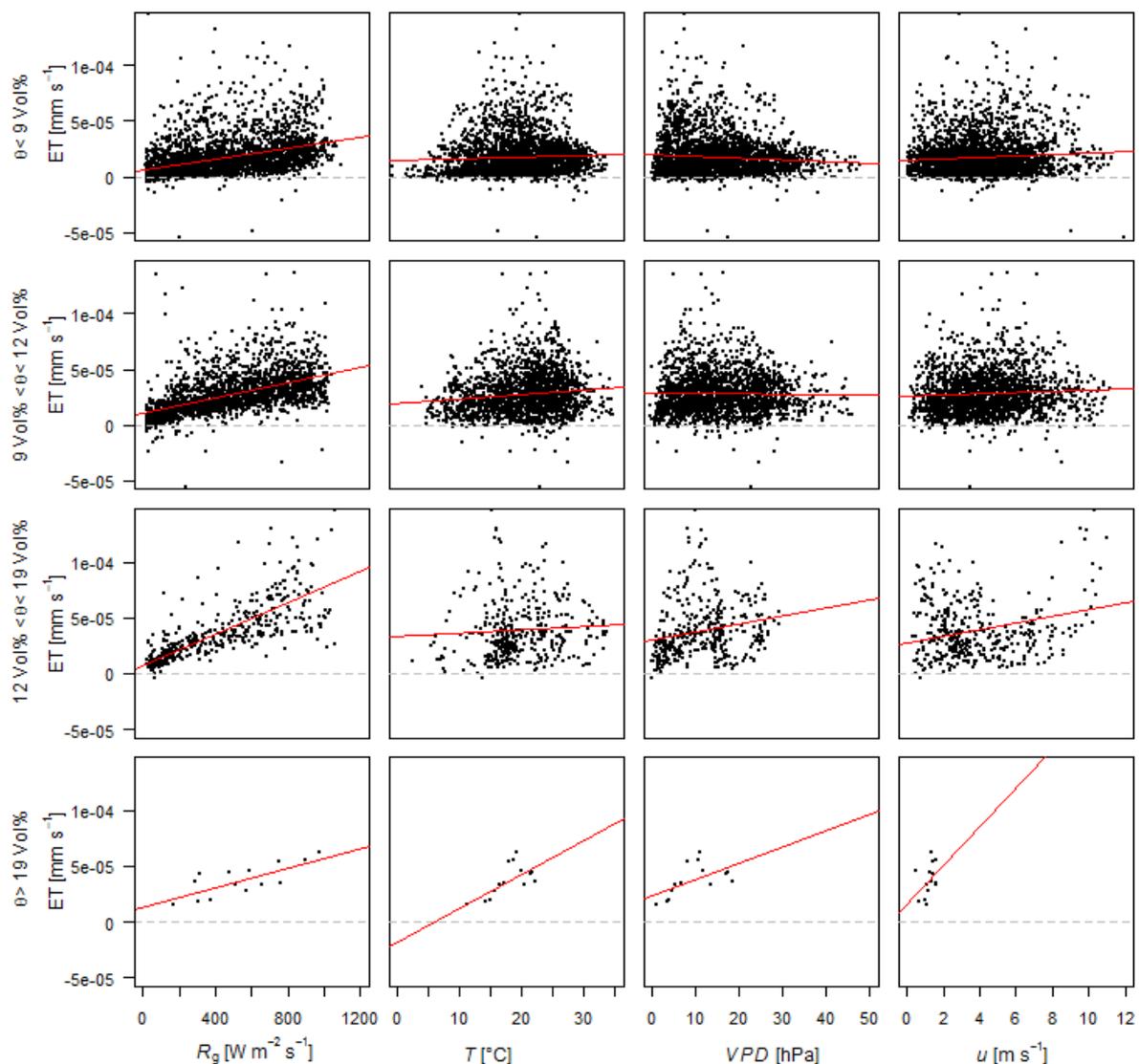


Abbildung 5-22: Tägliche ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Evapotranspiration (ET) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen ($< 9 \text{ Vol}\%$, $9\text{-}12 \text{ Vol}\%$, $12\text{-}19 \text{ Vol}\%$, $> 19 \text{ Vol}\%$). Halbstündliche Daten aller beweideten *Leymus chinensis* Steppen (LCCG, LCWG, LCHG) in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2005, 2006 und 2009.

2009 (LCHG) erweitert (Abb. 5-22, Abb. 5-23). Trotz des erweiterten Datensatzes ist die Datengrundlage in den beiden BFK (iii) und (iv) gering, was die Ableitung von Abhängigkeiten in diesen hohen BFK erschwert. Dies lässt auf einen nachhaltigen Einfluss auf die Bodenfeuchte bzw. die Bodeneigenschaften durch die Beweidung schließen.

ET am Tag (Abb. 5-22) zeigt nur gegenüber R_g eine ableitbare lineare Regression. Die Mehrzahl der ET-Daten in der BFK (i) sind nahe 0 mm s^{-1} und im Mittel ist nur eine geringe Steigung mit höheren R_g zu sehen (Tab. B4). In der BFK (ii) und (iii) wird die losgelöste Trompetenform sichtbar, wie für die unbeweideten Flächen. Anstatt einem stetigen Anstieg in ET mit steigenden T und VPD , sind Maxima in ET zu sehen bei $T = 20^\circ\text{C}$ bzw. bei $VPD = 10 \text{ hPa}$. Anschließend geht ET im Mittel mit weiter ansteigender T bzw. VPD zurück. Gegenüber u ist keine eindeutige Abhängigkeit zu erkennen. Auf Basis von Tagessummen zeigt ET eine durchschnittliche Steigerung mit zunehmenden R_g und θ . Gegenüber T und T_b steigt ET an bis

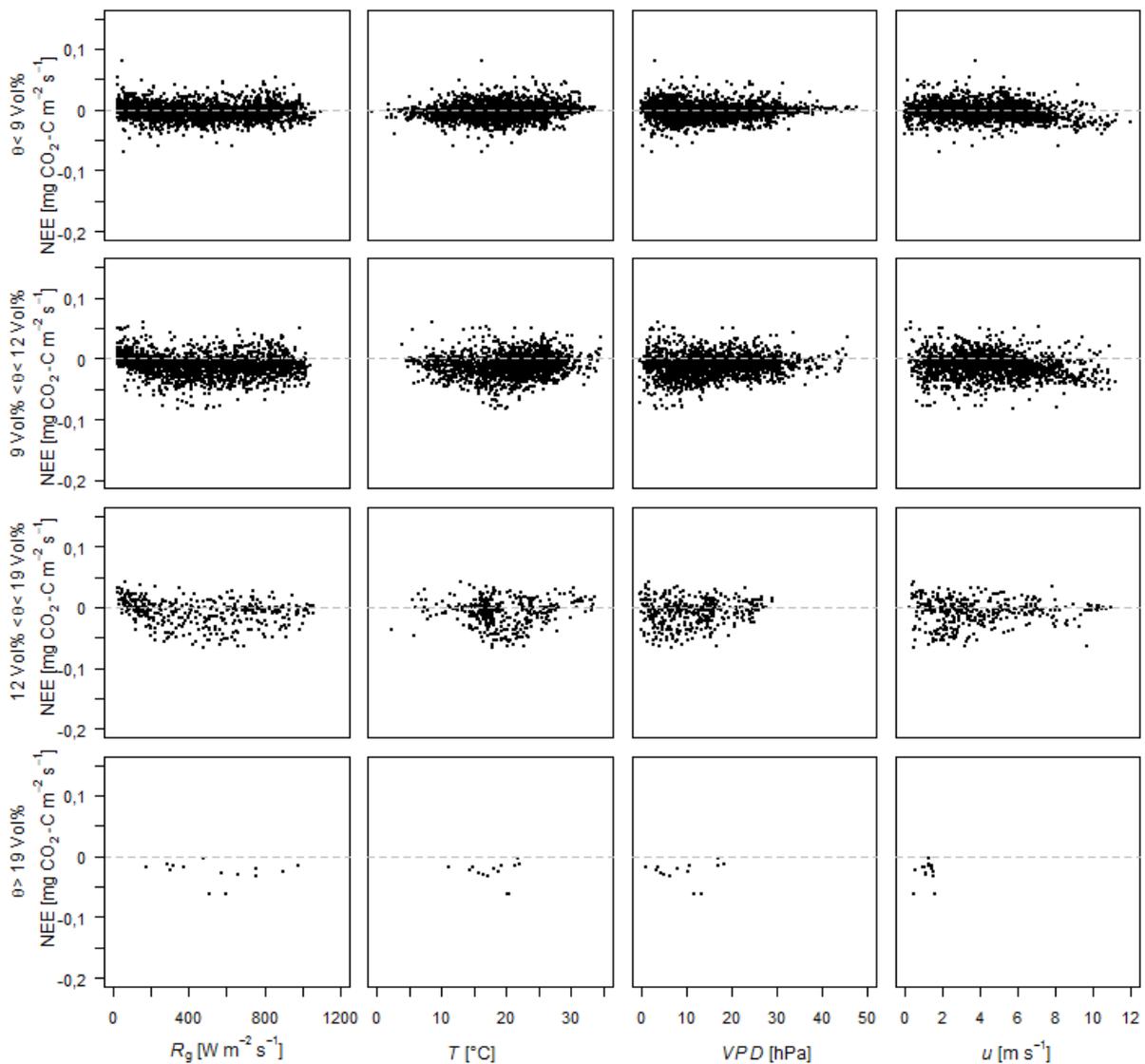


Abbildung 5-23: Täglicher ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Nettoökosystemaustauschs (NEE) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen ($<9 \text{ Vol}\%$, $9\text{-}12 \text{ Vol}\%$, $12\text{-}19 \text{ Vol}\%$, $>19 \text{ Vol}\%$). Halbstündliche Daten aller beweideten *Leymus chinensis* Steppen (LCCG, LCWG, LCHG) in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2005, 2006 und 2009.

zu $T = 10^\circ\text{C}$ bzw. $T_b = 15^\circ\text{C}$ und hält dann das durchschnittliche Level. Gegenüber VPD ist ET im Mittel 1 mm d^{-1} .

NEE am Tag ist klein in der BFK (i) mit NEE um $0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ unabhängig von anderen Größen (Abb. 5-23). NEE zeigt in der BFK (ii) und (iii) eine Abhängigkeit gegenüber R_g mit niedriger Steigung, die in der BFK (iii) die Form der *Lichtsättigungskurve* annimmt. Die größte C-Sequestrierung ist dabei nicht größer als $-0,05 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Gegenüber T ist eine maximale C-Sequestrierung bei 20°C für die BFK (iii) erkennbar. In den anderen BFK konnten keine Abhängigkeiten zu T abgeleitet werden. Gegenüber VPD und u können von der dargebotenen Datengrundlage keine eindeutigen Abhängigkeiten für NEE gesehen werden. Die nächtlichen NEE sind kleiner als am Tag und schwanken geringfügig um $0 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Es ist nur ein minimaler Anstieg in NEE mit zunehmender T und T_b in der BFK (iii) zu sehen. Die Tagessummen für NEE zeigen im Mittel kaum einen Zusammenhang zu den herrschenden meteorologischen Bedingungen, es ist nur eine geringe Zunahme von NEE gegenüber steigenden T und T_b zu erkennen.

Im direkten Vergleich der mittleren NEE für LCG und LCUG79 gegen R_g sind die Unterschiede zwischen den beiden Beweidungsintensitäten sichtbar (Abb. 5-24, links): Die Kurven für LCG der drei BFK (i, ii, iii) liegen nahe beieinander und fallen nicht unter NEE von $-0,02 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Dagegen zeigen die mittleren Kurven für LCUG79 eine Zunahme der C-Sequestrierung mit jeder höheren BFK und auch eine höhere C-Sequestrierung gegenüber steigenden R_g . Die Kurven der LCG ähneln nur der Kurve von LCUG79 für BFK (i). Der Vergleich der nächtlichen NEE zu T (Abb. 5-24, rechts) zeigt einen ähnlichen Verlauf in der niedrigsten BFK (i) zwischen LCG und LCUG79. Allerdings fällt die Kurve für LCG ab 17°C ab, während die Kurve von LCUG79 auf dem erreichten Level verbleibt. In den höheren BFK liegen die Kurven für LCG unter denen von LCUG79 auf Grund von niedrigeren Werten. Auf

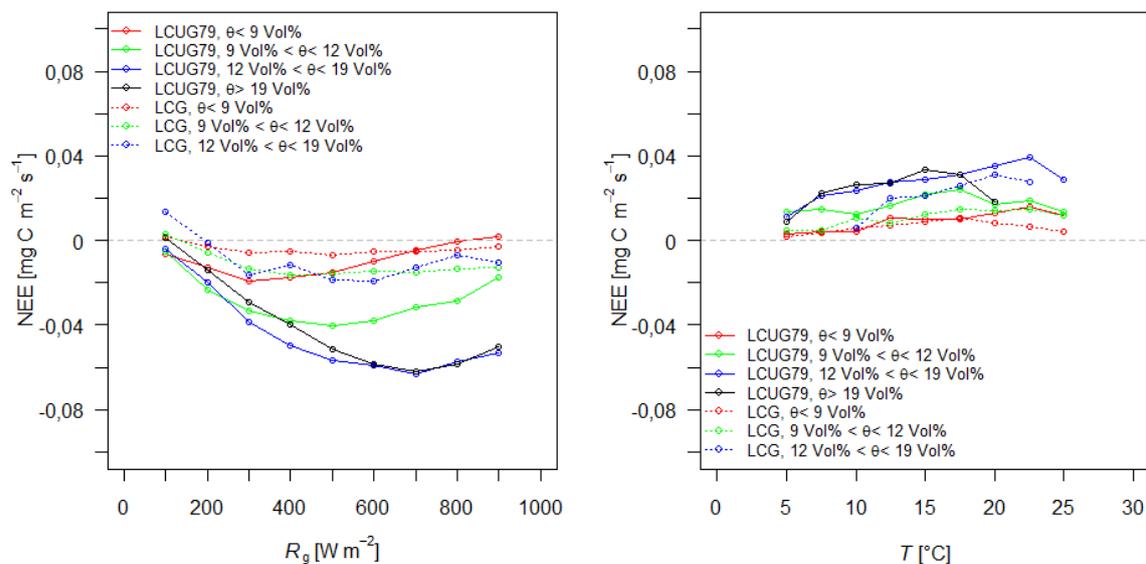


Abbildung 5-24: Vergleich der Mittelungen des Nettoökosystemaustauschs in Abhängigkeit der Globalstrahlung R_g ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$, links) und der Lufttemperatur T ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$, rechts) der 4 Bodenfeuchteklassen: $\theta < 9 \text{ Vol}\%$, $9 < \theta < 12 \text{ Vol}\%$, $12 < \theta < 19 \text{ Vol}\%$, $\theta > 19 \text{ Vol}\%$. Halbstündliche Daten für LCUG79 in der Vegetationszeit von 2004 bis 2008 und für LCG in der Vegetationszeit 2005, 2006 und 2009.

Grund der geringen Datenverfügbarkeit in der höchsten BFK (iv), konnte für diese Klasse keine mittleren Verläufe erstellt werden.

Die Beweidung übt einen bedeutenden Einfluss auf die Steppe, deren C-Austausch und die Verdunstung aus. Das Pflanzenwachstum ist eingeschränkt, was sich in den niedrigen NEE zeigt. Die Steppe ist nahezu durchgängig im Trockenstress, da θ kaum über die BFK ansteigt, was ein Hinweis auf nachhaltige Veränderungen in den Bodeneigenschaften ist. Im Vergleich zu den unbeweideten Flächen ist ET geringer und NEE mehr positiv gerichtet, was die beweidete Steppe zu einer C-Senke macht.

5.3 Ergebnisse der Modellierung

5.3.1 Ergebnisse der BROOK90-Modellierung

Parametrisierung

Für die berechneten täglichen g_c besteht eine Abhängigkeit gegenüber VPD für die jeweiligen Beweidungsintensitäten (Abb. 5-25). Dabei sind keine Unterschiede zwischen den einzelnen

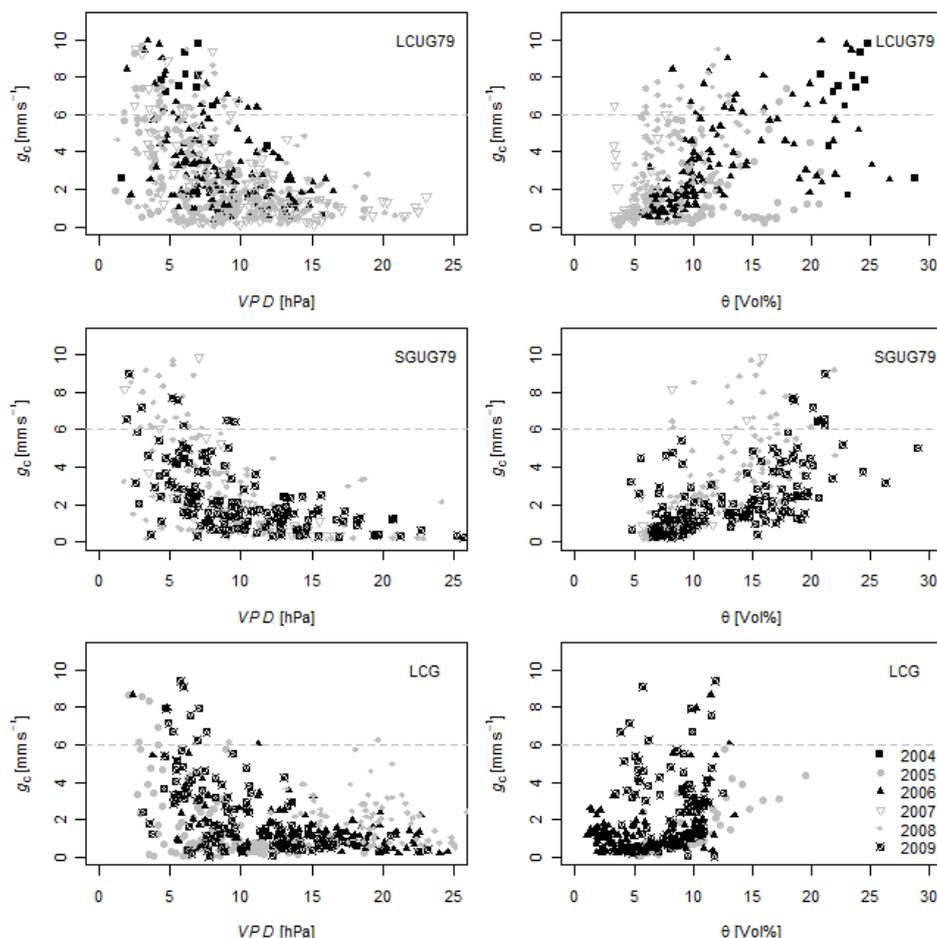


Abbildung 5-25: Bestandesleitwert (g_c) in Abhängigkeit des Dampfdruckdefizits (VPD) und der Bodenfeuchte (θ) für die unbeweideten Flächen (LCUG79, SGUG79) und der beweideten *Leymus chinensis* Steppen (LCG). Tageswerte von Mai bis September 2004 bis 2009, Tage ohne Niederschlag, $g_{c,\text{max}} = 6 \text{ mm s}^{-1}$ (grau gestrichelt)

Jahren zu erkennen. Die höchsten g_c (bis zu 10 mm s^{-1}) werden bei geringen VPD (bis 10 hPa) erreicht und mit steigenden VPD nimmt g_c exponentiell ab, bis sich g_c bei ca. 25 hPa gegen 0 mm s^{-1} annähert. Durchschnittlich ergeben sich für LCG im Vergleich zu den anderen Flächen geringere Werte mit größeren Schwankungen für g_c . Im Mittel ist ein Anstieg für g_c mit zunehmender θ zu erkennen.

Für die Modellierung mit BROOK90 wird von diesen Ergebnissen ein maximaler g_c -Grenzwert ($g_{c,max}$) bestimmt. Die Mehrzahl der berechneten g_c ist kleiner als 2 mm s^{-1} (LCUG79 = 46%, SGUG79 = 50%, LCG = 68%). Die höchsten Werte erreichen bis zu $g_c = 10 \text{ mm s}^{-1}$, wobei nur wenige Werte grösser $g_c = 6 \text{ mm s}^{-1}$ erreichen. Ausgehend von dieser Analyse wird $g_{c,max}$ mit 6 mm s^{-1} festgelegt. Durchschnittlich umfasst dieser Grenzwert 90% aller berechneten g_c (LCUG79 = 86%, SGUG79 = 90%, LCG = 96%).

Modellanpassung und Validierung

Die Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen den simulierten ET (ET_{mod}) und

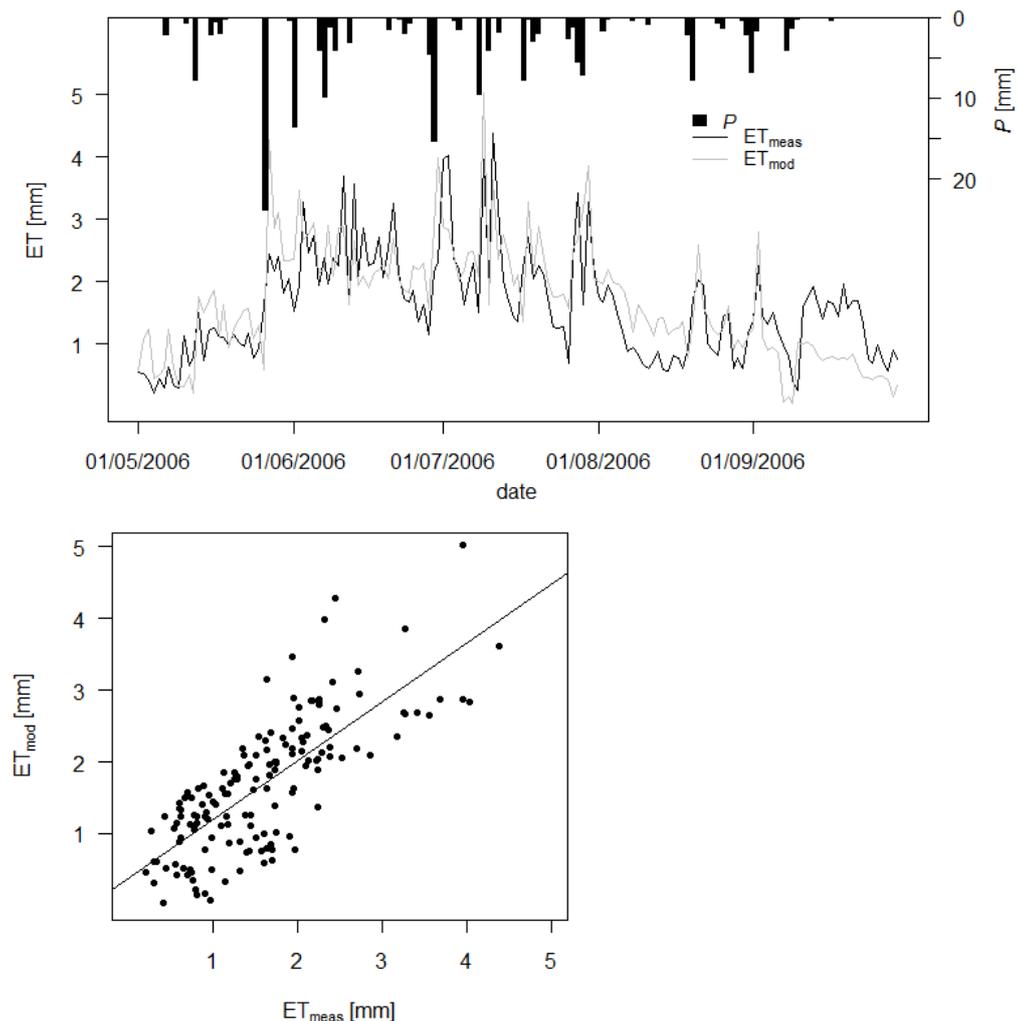


Abbildung 5-26: Gemessene (ET_{meas}) und modellierte Evapotranspiration (ET_{mod}) mit BROOK90 für LCUG79 von Mai bis September 2006. Die Tageswerte sind im Verlauf mit dem Niederschlag (P) (oben) und als Scatterplot (unten) abgebildet.

den gemessenen ET (ET_{meas}) für LCUG79 2006 ($r^2 = 0,7$ für Tageswerte und $0,96$ für Monatswerte; Abb. 5-26, Abb. C1, Tab. C1). Von Mai bis August 2006 zeigt ET_{mod} , trotz einer leichten Überschätzung, den Verlauf von ET_{meas} besonders gut und simuliert die Anstiege nach P -Ereignissen in entsprechender Höhe. Lediglich im September sind größere Abweichungen zwischen ET_{mod} und ET_{meas} zu sehen. Trotz einer grundsätzlichen leichten Unterschätzung von ET_{meas} durch die Messmethode (Kap. 6.1.1), werden die Modellergebnisse in diesem Zeitraum als plausibel eingeschätzt.

Zur Überprüfung der Modelleinstellungen, wird der Zeitraum 2005 simuliert und mit den Messungen verglichen (Abb. C4 – C6, Tab. C2). Dafür werden die maximale Bewuchshöhe ($0,29$ m) und der maximale LAI-Wert ($0,7$) entsprechend den Messungen von 2005 auf LCUG79 angepasst. Das Ergebnis zeigt vergleichbare Werte für ET_{mod} und ET_{meas} (Tageswerte: $r^2 = 0,54$; Monatswerte: $r^2 = 0,93$). Im weiteren Testlauf zeigen die Simulationen der Fläche LCHG für 2006 plausible ET für beide Messperioden (Abb. C7 – C8, Tab. C3). In der ersten Messperiode, zu Beginn der Vegetationszeit, werden dabei bessere Ergebnisse erzielt ($r^2 = 0,51$) als in der zweiten Periode, welche am Ende der Vegetationszeit liegt ($r^2 = 0,16$). Diese Abweichung kann über das Auffüllen der fehlenden Messwerte mit Daten der unbeweideten Fläche erklärt werden.

Schlussfolgernd, können die Simulationsergebnisse von ET für das Untersuchungsgebiet als sehr gut bewertet werden, unabhängig von der Witterung oder der Beweidungsintensität. Eine Einschränkung sind die Ergebnisse zum Ende der Vegetationsperiode, während der die simulierten Größen von den Messungen abweichen. Die Dynamik in ET wird über den gesamten Messzeitraum gut wiedergegeben.

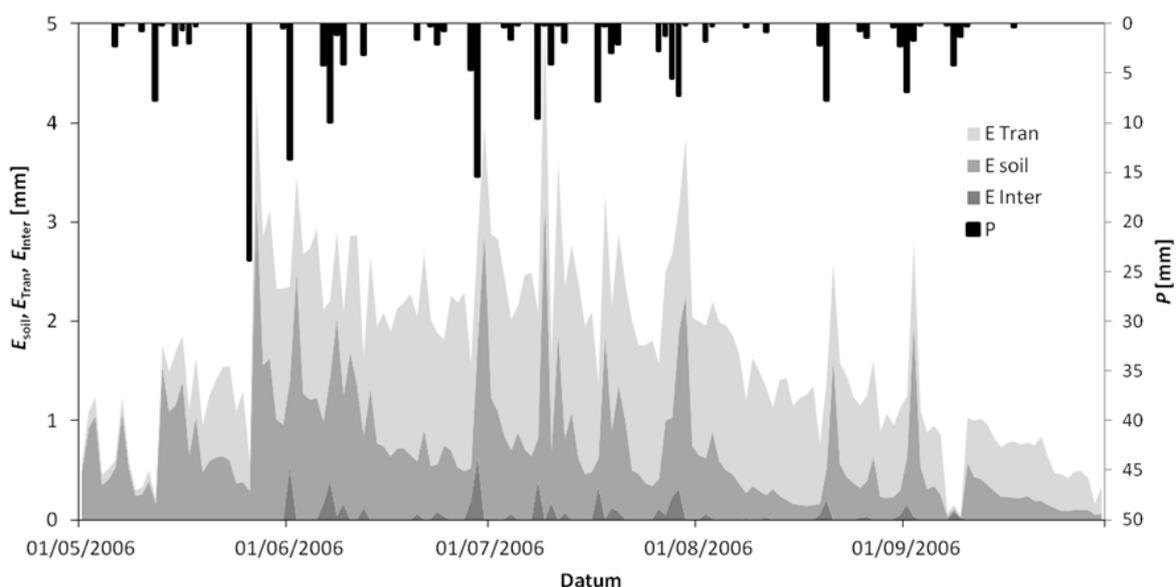


Abbildung 5-27: Anteilige Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) von ET_{mod} . Modellierte Ergebnisse mit BROOK90 für LCUG79 2006 und gemessener Niederschlag (P)

Verdunstungskomponenten in ET

Zu Beginn der Vegetationsperiode 2006 besteht ET_{mod} zu 90% aus E_{Soil} (Abb. 5-27, Abb. C9), während im weiteren Verlauf E_{Tran} zunimmt und ab Ende Juni den größten Anteil von ET_{mod} stellt. Nur direkt nach P -Ereignissen ändert sich dieses Verhältnis. Es steigen dann alle Verdunstungskomponenten stark an, E_{Soil} aber stärker als E_{Tran} . E_{Inter} tritt nur kurz nach P -Ereignissen auf und kann dann auf 10-20% von ET_{mod} ansteigen. Die Monatssummen zeigen im Mai den größten Anteil in ET von E_{Soil} (62%), in den anderen Monaten überwiegt E_{Tran} mit 54% bis 72% (Abb. C10, Tab. C4). E_{Inter} ist in dem Monat am größten, in dem die meisten P -Ereignisse stattfinden (Juni: 3.4%). Von Mai bis August überschätzt ET_{mod} leicht ET_{meas} (mit 5 bis 30%), dagegen werden im September die Messungen unterschätzt (ca. 40%). Im Mai und Juni entsprechen ET_{meas} und ET_{mod} nahezu P , von Juli bis September ist die Verdunstung durchschnittlich doppelt so groß wie P .

Die Verteilung der Verdunstungskomponenten von 2005 entspricht der von 2006 mit einem höheren Anteil von E_{Soil} , besonders zum Ende der Vegetationszeit (Abb. C11, C12). Obwohl die gemessenen P und ET_{meas} von 2005 ca. halb so groß sind wie 2006, unterscheidet sich das Verhältnis der modellierten Verdunstungskomponenten zueinander in den zwei Jahren kaum.

Da E_{Inter} den kleinsten Bestandteil mit wenigen Prozent von ET_{mod} einnimmt, liegt im Folgenden der Schwerpunkt der weiteren Analyse auf E_{Soil} und E_{Tran} .

Sensitivitätsanalyse mit BROOK90

Die Ergebnisse der modifizierten Klimadaten (siehe Kap. 4.6.3) ergeben einen weiten Ergebnisbereich, in denen ET_{mod} unter den veränderten Bedingungen ab und zu nimmt. Die Abweichungen sind dabei größer wenn ET_{mod} groß ist, wie nach einem P -Ereignis (Abb. 5-28). Der Median ist für ET_{mod} größer als der Mittelwert mit zunehmender Abweichung für den Zeitraum ab Mitte Juni (Abb. C13). Die Zunahme in ET_{mod} wird durch die Variation geringer als die Abnahme, obwohl die Eingangsdaten linear verändert wurden. Während E_{Tran} trotz starker Variation der Eingangsdaten in der Zunahme limitiert ist (maximal +20%), wird E_{Soil} bis zu 100% bei starken P -Ereignissen erhöht. Im Fall der starken P -Reduzierung gehen E_{Tran} und E_{Soil} stark zurück und gegen 0 mm. Das Minimum wird nicht ab Beginn der Vegetationsperiode erreicht, da zu diesem Zeitpunkt noch Vorfeuchte aus dem zuvor modellierten Jahr vorhanden ist.

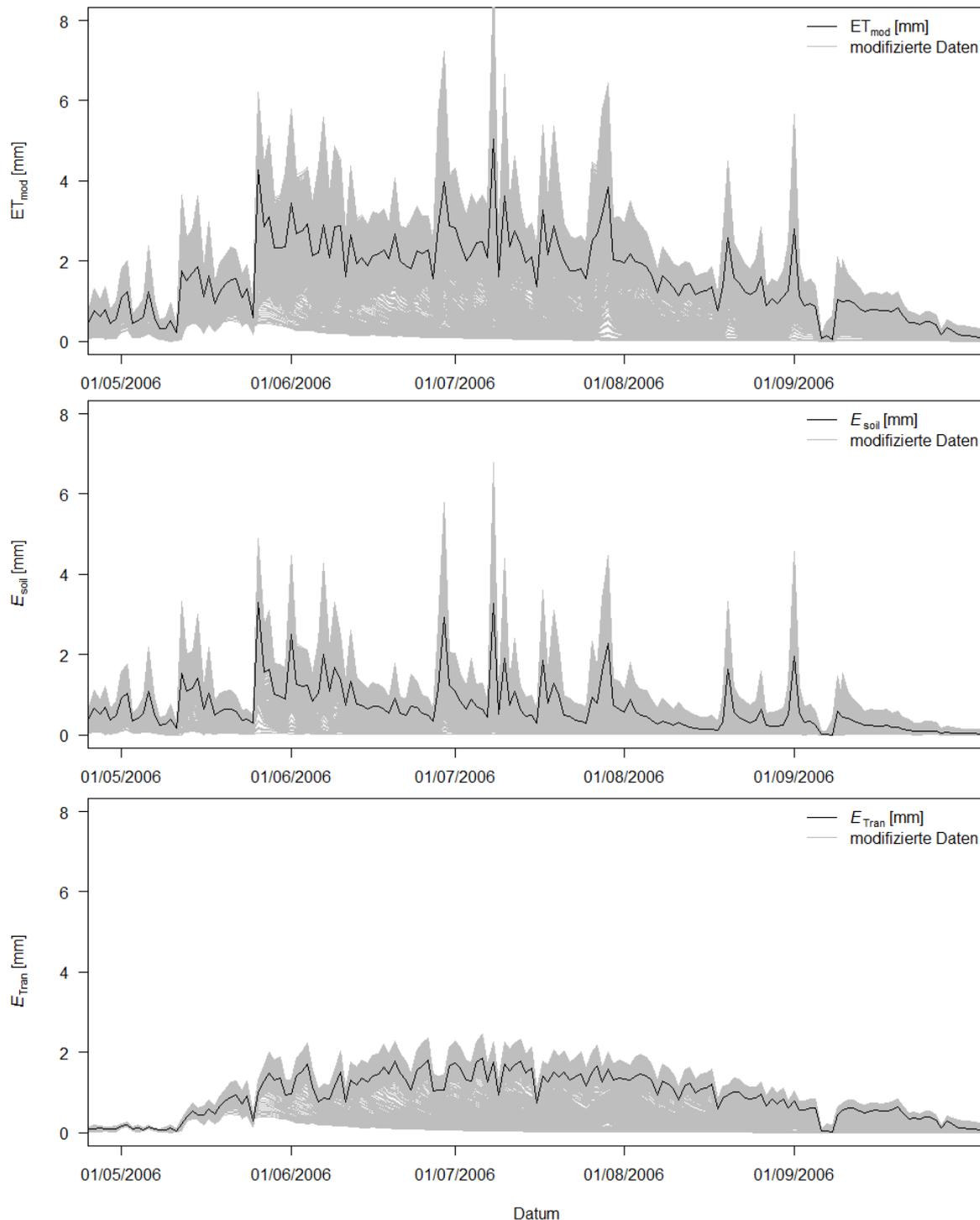


Abbildung 5-28: BROOK90-Simulationen für die Evapotranspiration (ET_{mod}), der Bodenverdunstung (E_{Soil}), und der Transpiration (E_{Tran}) für LCUG79 in der Vegetationsperiode 2006 unter variierten Inputdaten des Niederschlags (-100% bis +100% in 5% Schritten) und der Temperatur (-5°C bis +5°C in 0.5°C Schritten)

Die Bilanz von Mai bis September 2006 (Abb. 5-29) zeigt die größte Zunahme von ET_{mod} (bis maximal +100%) wenn alle Eingangsgrößen erhöht werden. Steigt P unter sinkender T , ist der Anstieg in ET_{mod} geringer. Bei sinkenden P nimmt ET_{mod} ab und geht bei steigender T gegen 0 mm. Das absolute Minimum ergibt sich bei der P - 100% und T + 5°C, also unter trockeneren und wärmeren Verhältnissen. Durch diese Entwicklung entsteht eine Schiefe Darstellung (Abb. 5-29, oben). In der farblichen Rasterdarstellung (Abb. 5-29, unten) ist ein leichter Bogen zu erkennen (im gelben Bereich), der darauf schließen lässt, dass eine Veränderung in T

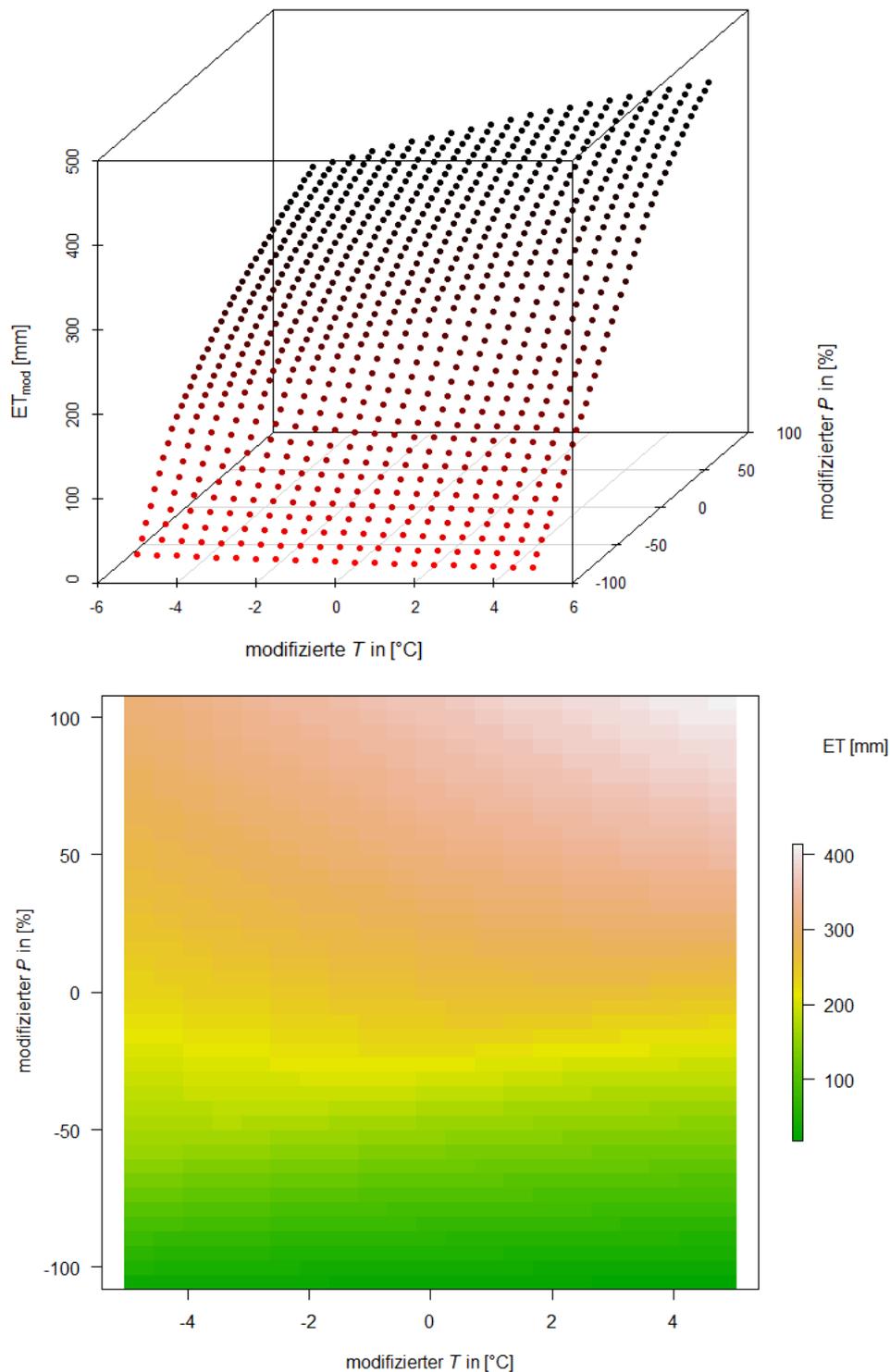


Abbildung 5-29: BROOK90 simulierte Monatssummen der Evapotranspiration (ET) von Mai bis September 2006 unter Variationen von Temperatur (T) (-5°C bis $+5^{\circ}\text{C}$) und Niederschlag (P) (-100% bis 100%) als 3D-Darstellung (oben) und Rasterdarstellung (unten). Auf Basis der gemessenen Eingangsdaten ergibt sich in der Summe von Mai bis September $ET_{sum} = 257.2$ mm.

um wenige Grad Celsius ($\pm 2^{\circ}\text{C}$) zunächst zu höherer ET_{mod} führt. Grundsätzlich ist zu sehen, dass unter guten P -Bedingungen eine Erhöhung der T zu gesteigerten ET_{mod} führt, wogegen bei einer Abnahme des P , sich eine Erhöhung der T negativ auf ET ausübt, was in niedrigeren ET_{mod} resultiert als bei vergleichbaren P mit niedrigeren T .

Die Ergebnisse der einzelnen Tage zeigen dagegen unterschiedliche Verteilungen im Vergleich zur Summe über die Vegetationszeit (Beispiel in Abb. 5-39). Allerdings sind auch hier die absoluten Maxima für ET_{mod} immer für $T + 5^{\circ}\text{C}$ und $P + 100\%$ zu finden. Die absoluten Minima befinden sich bei $P - 100\%$, variieren aber für die modifizierte T .

5.3.2 Ergebnisse der DDC-Modellierung

Modellanpassung und Validierung

DDC reagiert auf die Parametrisierung und Eingangsdaten des semiariden Gebietes sehr sensitiv. Veränderungen der Bodenparameter, Produktivitätskurve und Anteile des toten bzw. lebenden oberirdischen Materials beeinflussen die Modellergebnisse stark. Weitere Pflanzenparameter wurden getestet, aber zeigten keine bis vernachlässigbar kleine Sensitivität gegenüber Veränderungen.

Die Parametrisierung von DDC mit den Messungen von LCUG79 2006 ergeben eine annehmbare Übereinstimmung (5-Tagessummen für Mai bis September: ET: $r^2 = 0,55$; NEE: $r^2 = 0,6$; NPP: $r^2 = 0,76$; Abb. C14, Tab. C5). Über das gesamte Jahr sind die Korrelationen etwas besser für die 5-Tagessummen (ET: $r^2 = 0,72$; NEE $r^2 = 0,56$; NPP: $r^2 = 0,85$) und ein Vergleich der Tageswerte ergibt eine schlechtere Korrelation (ET: $r^2 = 0,34$; NEE: $r^2 = 0,3$; NPP: $r^2 = 0,76$; Abb. C15, Tab. C5). Der zeitliche Verlauf für ET, NEE und NPP (Abb. 5-30, Abb. C16) zeigt die gleiche Dynamik in den Modelergebnissen wie die Messungen. Besonders nach P -Ereignissen konnten die Austauschprozesse entsprechend den Messungen simuliert werden. Größere Abweichungen sind Ende Mai in ET und NEE und Mitte Juli in NEE zu sehen. Der Vergleich der oberirdischen Nettoprimärproduktion (ANPP) der Simulationsergebnisse ($ANPP = 92 \text{ g C m}^{-2}$) mit der Abschätzung von *Gao et al. (2008)* für LCUG79 2006 ($ANPP = 107 \text{ g C m}^{-2}$) zeigt ein ähnliches Ergebnis.

Vergleiche zwischen dem angepassten Modell für LCUG79 für die Jahre 2007 und 2008 derselben Fläche zeigten plausible Ergebnisse. Durchschnittlich wichen die simulierten Ergebnisse für ET, NEE und NPP in 2007 etwas weiter von den Messungen ab (ET: $r^2 = 0,19-0,52$; NEE: $r^2 = 0,15-0,24$; NPP: $r^2 = 0,29-0,53$; Abb. C17-C18, Tab. C6) und in 2008 zeigen die Ergebnisse der Simulation eine gute Übereinstimmung mit den Messungen (ET: $r^2 = 0,21-0,48$; NEE: $r^2 = 0,36-0,37$; NPP: $r^2 = 0,56-0,67$; Abb. C19-C20, Tab. C7).

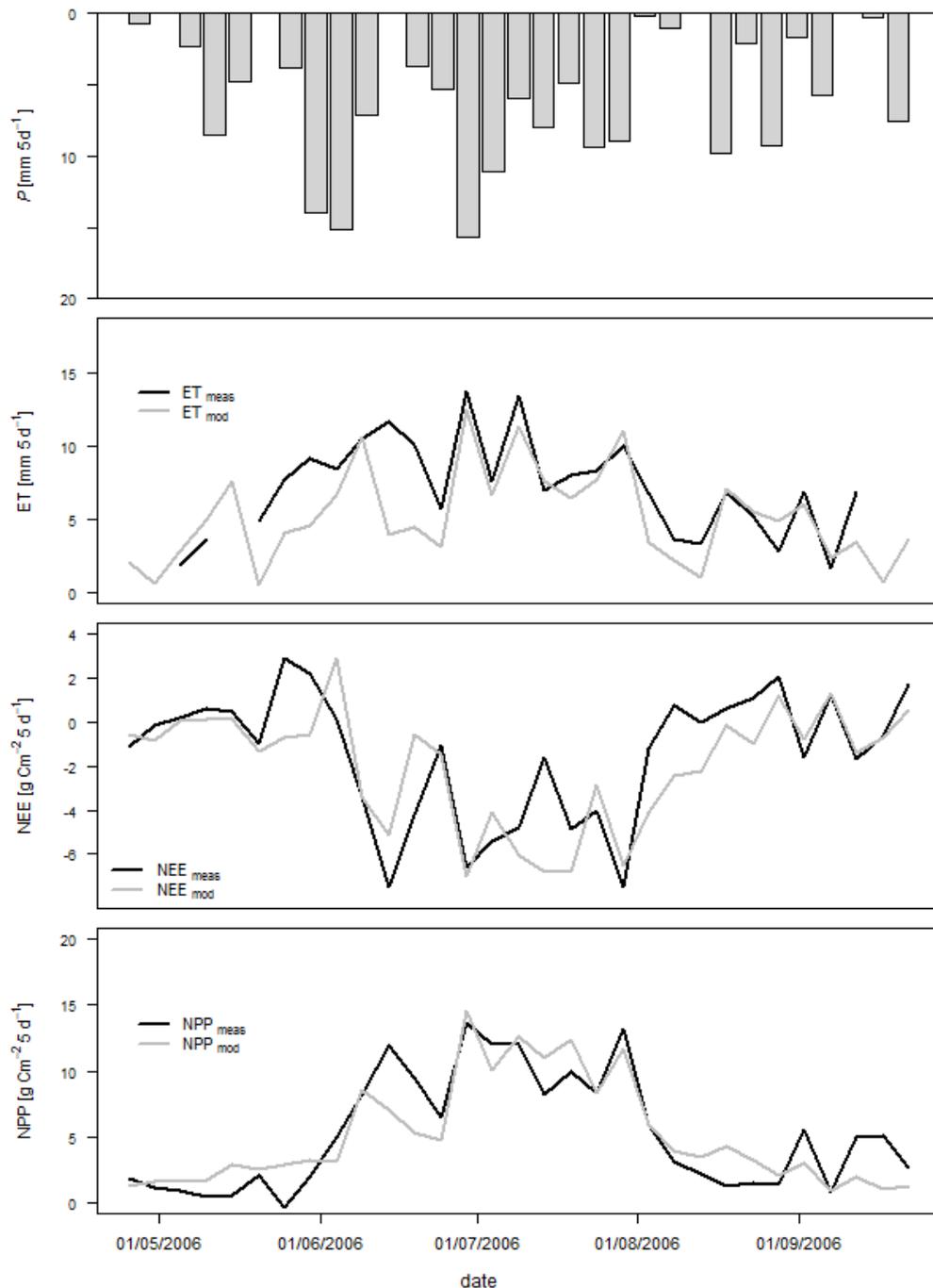


Abbildung 5-30: 5-Tageswerte für gemessene (meas) und modellierte (mod) Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustausch (NEE) und der Nettoprimärproduktion (NPP). Oben im Bild ist der 5-tägige Niederschlag (P) abgebildet. Ergebnisse für LCUG79 von Mai bis September 2006.

Die kumulative Darstellung von ET, NEE und NPP (Abb. 5-31) zeigt in welchen Zeiträumen und Jahren die simulierten Größen die beste Übereinstimmung zu den Messungen haben. Die Dynamik durch P ist in ET_{mod} und ET_{meas} wiedergegeben, dabei unterschätzt DDC ET für 2006 und überschätzt ET für 2007 und 2008. ET_{mod} fällt 2006 mit der Kurve des P zusammen, während ET_{meas} darüber liegt, auch in 2008 verläuft ET_{mod} bis August, nahezu identisch mit P danach steigt P höher an. ET wird in DDC aus E_{Tran} , E_{Soil} und E_{Inter} berechnet (Abb. C21). Nach P -Ereignissen ist in allen drei Verdunstungen ein Anstieg zu sehen, der am größten in E_{Inter} ist. Ohne P -Ereignis ist E_{Tran} der größte Bestandteil in ET.

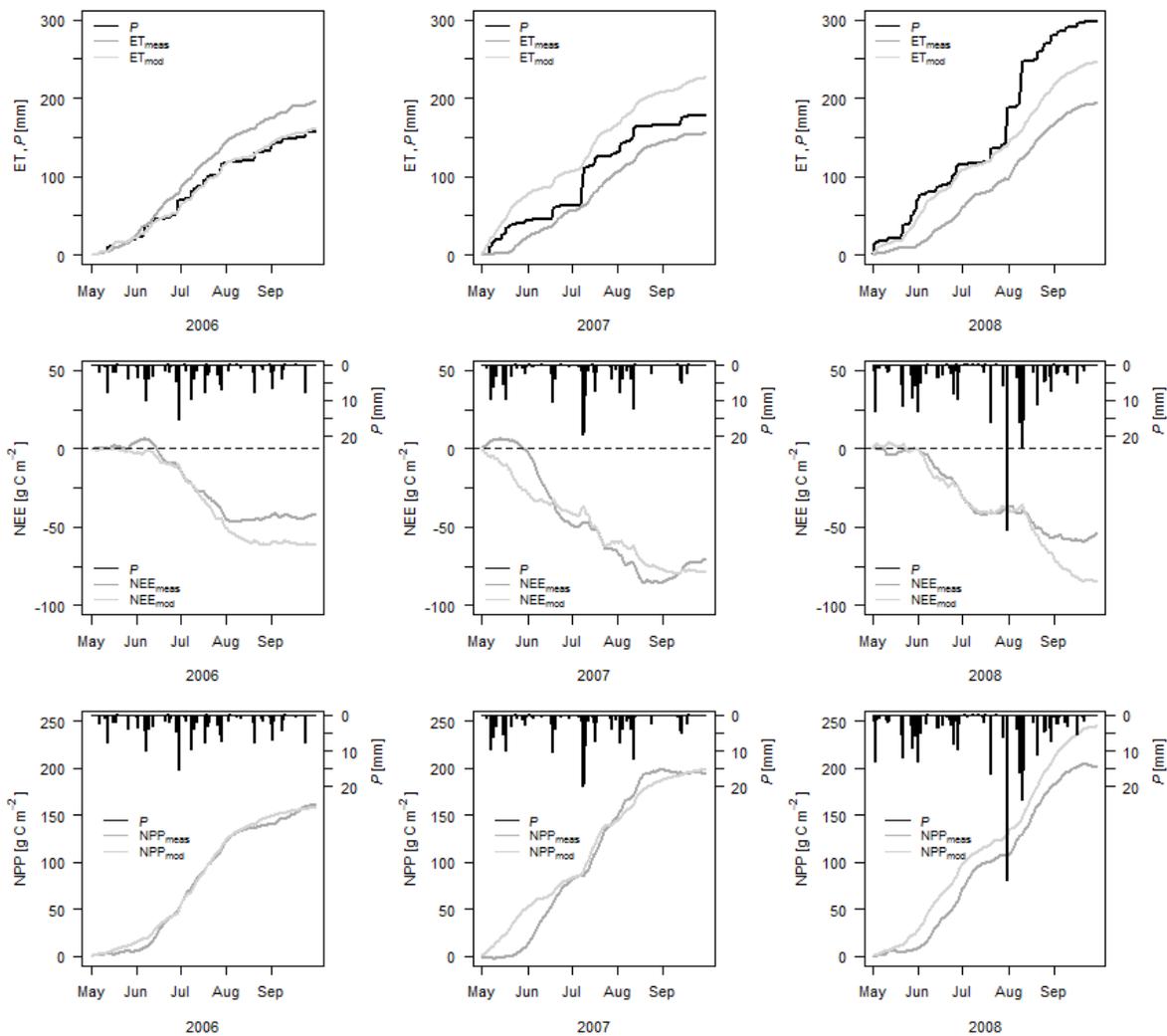


Abbildung 5-31: Kumulative Darstellung von gemessenen und DDC modellierten Evapotranspiration (ET), Nettoökosystemaustausch (NEE) und der Nettoprimärproduktion (NPP) von Mai bis September 2006, 2007 und 2008 und Darstellung des Niederschlages (P).

2006 und 2008 zeigen die simulierten NEE (NEE_{mod}) bis Ende August einen nahezu identischen Verlauf zu den Messungen (Abb. 5-31). Im September weichen die kumulativen Kurven voneinander ab, da höhere C-Sequestrierung simuliert wird als die Messungen zeigen. 2007 weicht NEE_{mod} im Mai und September von den Messungen ab. In beiden Monaten zeigt NEE_{meas} einen positiven Anstieg, der von DDC nicht simuliert wird.

Der Vergleich von NPP zeigt einen identischen Verlauf von NPP_{meas} und NPP_{mod} für das Jahr 2006. In 2007 zeigt NPP_{mod} Abweichungen im Mai und September, ähnlich den NEE-Ergebnissen, aber zum Ende der Vegetationszeit ergibt sich die gleiche Bilanz. NPP_{mod} verläuft parallel zu NPP_{meas} 2008, überschätzt aber die Messungen um ca. 40 g C m^{-2} über den gesamten Zeitraum.

Da in DDC nur R_h berechnet wird, mit der EC-Methode aber TER gemessen wurde, wird angenommen, dass sich TER aus 50% heterotropher und autotropher Atmung zusammensetzt (Kap. 4.6.3). Ein Vergleich der gemessenen und simulierten R_h ergibt im Durchschnitt Ergebnisse im gleichen Wertebereich, allerdings wird nur ein r^2 von 0,2 erreicht.

Der Vergleich der Messungen von den beweideten Flächen mit simulierten Größen unter Beweidung ergeben große Differenzen für NEE und ET, was auch durch die kurzen Messperioden bedingt ist. Teilweise sind die Ergebnisse zeitlich versetzt und ein jährlicher Vergleich war nicht möglich. Ein Vergleich zwischen der gemessenen jährlichen ANPP (75 – 99 g C m⁻², Gao *et al.* 2008) mit den simulierten Ergebnissen (60 – 120 g C m⁻²), ergibt dagegen gute Übereinstimmungen.

Allgemein, konnte das Modell gut an die Bedingungen der semiariden Steppe angepasst werden. Die Simulationen der Biomasse und der C-Austauschprozesse geben die Messwerte besser wieder als die Simulation von ET.

Sensitivitätsanalyse mit DDC

Simulation unter veränderten Klimabedingungen

ET_{mod}, NEE_{mod} und NPP_{mod} sind sensitiv gegenüber den modifizierten Eingangsgrößen P und T (Abb. 5-32). ET_{mod} korreliert mit den veränderten P und ist weniger sensitiv gegenüber Veränderungen der T . Nur nach größeren P -Ereignissen kann durch die T der Effekt auf ET_{mod} unterstützt oder gedämpft werden. Die größte Variabilität in ET_{mod} wird durch das gemeinsame Verändern der Eingangsdaten P und T erreicht (Abb. 5-32). Für ET_{mod} sind der Mittelwert und der Median über den Untersuchungszeitraum gleich groß (Abb. C22), wie auch Zu- und Abnahme gleich groß sind.

Durch den Anstieg im P zeigt NEE_{mod} eine zunehmende C-Sequestrierung über die Vegetationszeit mit der am höchsten gesteigerten C-Sequestrierung im September. Dagegen zeigt die Veränderung von T den entgegengesetzten Effekt, mit einem starken Einfluss auf NEE_{mod} zu Beginn der Vegetationszeit bis August und geringen Auswirkungen im September. Dabei kann die C-Sequestrierung im Mai und Juni erhöht werden, ab Juli wird sie dann weitestgehend reduziert. Werden beide Eingangsgrößen modifiziert, kann die maximale C-Sequestrierung im gleichen Maße gesteigert werden wie die C-Abgabe (Abb. 5-33). NEE_{mod} zeigt eine höhere C-Sequestrierung im Juni und September, im Juli kann dagegen die bereits hohe C-Sequestrierung durch die Modifikation der Eingangsdaten weniger erhöht werden. Der Mittelwert der simulierten NEE ist nahezu identisch mit dem Median, bis auf wenige Ausnahmen wenn der Median über dem Mittelwert liegt (Abb. C23).

NPP_{mod} korreliert mit Änderungen im P , wobei der Einfluss von P auf NPP_{mod} im September am größten ist. Durch die variierte T wird NPP_{mod} besonders zu Beginn der Vegetationszeit beeinflusst, ähnlich den Ergebnissen von NEE_{mod}. NPP_{mod} ist sensitiver gegenüber den veränderten P und T zu Beginn und Ende der Vegetationszeit (Abb. 5-32).

Für die drei Größen ET_{mod}, NEE_{mod} und NPP_{mod} ist der Zeitraum Ende August auffällig, in dem einige simulierte Ergebnisse um ein Vielfaches höhere Werte zeigen als die Ergebnisse unter den ursprünglichen Bedingungen. Dies tritt ein, wenn P stark reduziert und gleichzeitig

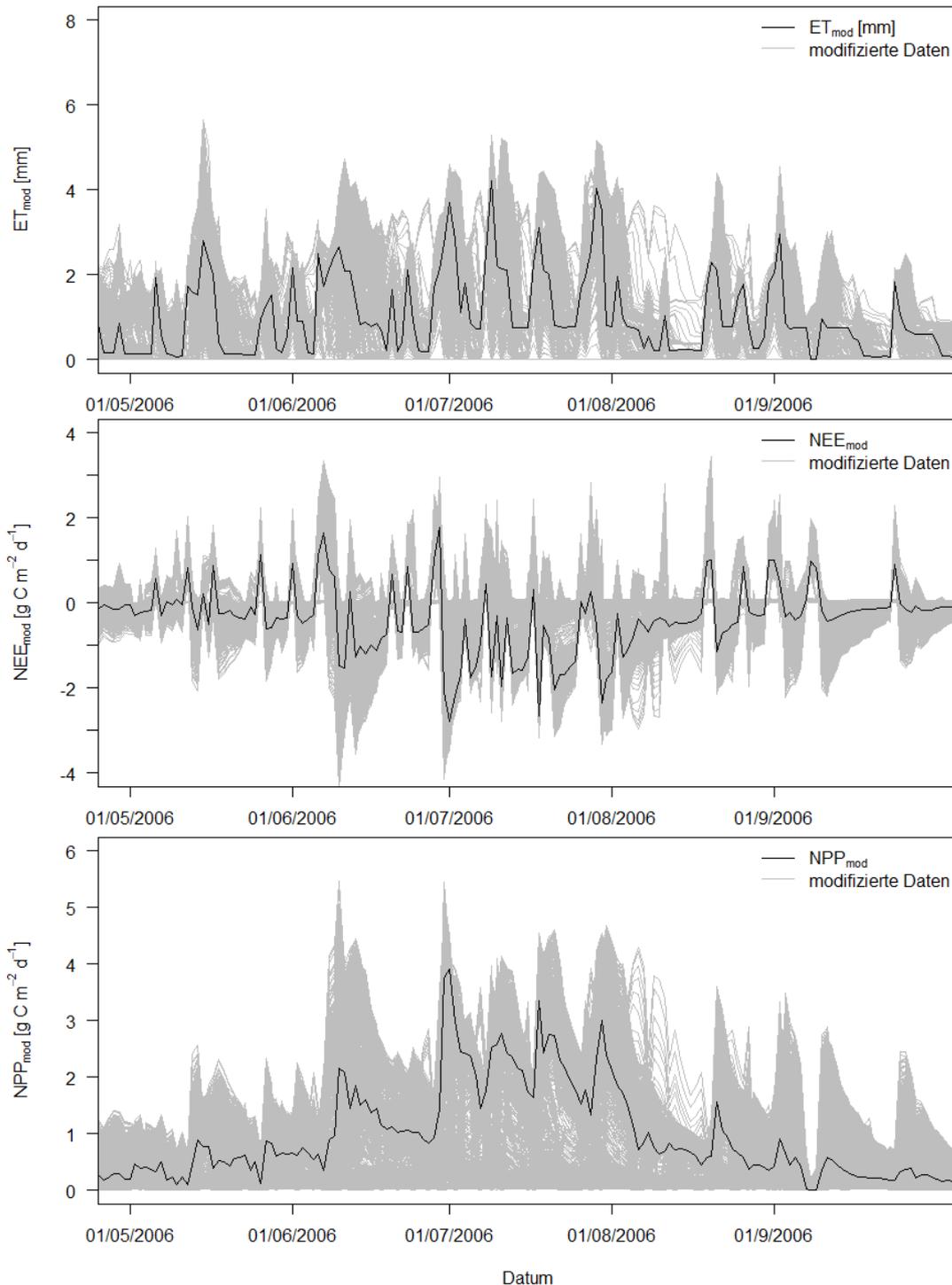


Abbildung 5-32: DDC-Simulationen für die Evapotranspiration (ET_{mod}), den Nettoökosystemaustausch (NEE_{mod}) und der Nettoprimärproduktion (NPP_{mod}) für LCUG79 in der Vegetationsperiode 2006 unter variierten Inputdaten des Niederschlags (-100% bis +100% in 5% Schritten) und der Temperatur (-5°C bis +5°C in 0.5°C Schritten).

T erhöht wird. Die Ausgangsdaten zeigen in diesem Zeitraum einen Temperaturrückgang (Abb. 5-1).

In der Summe von Mai bis September 2006 zeigt ET_{mod} eine lineare Abhängigkeit zum P , während der Einfluss der T nichtig erscheint (Abb. 5-33, oben). Auch in der farblichen Rasterdarstellung erscheint die Abhängigkeit linear zu dem veränderten P (Abb. 5-33, unten). Nur in den Bereichen ab $P + 50\%$ erscheinen Schwankungen in ET_{mod} .

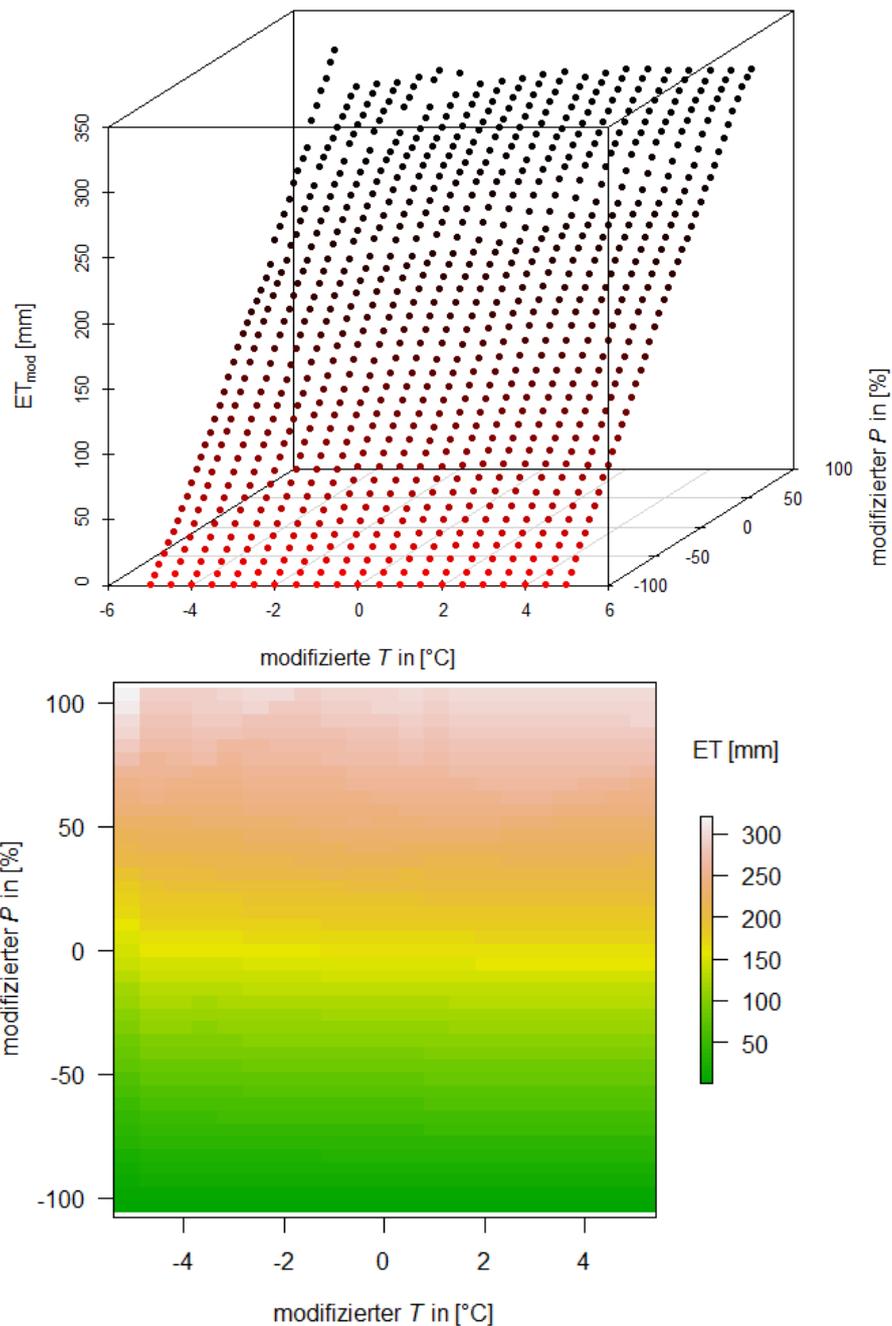


Abbildung 5-33: DDC simulierte Monatssummen der Evapotranspiration (ET) von Mai bis September 2006 unter Variationen von Temperatur (T) (-5°C bis +5°C) und Niederschlag (P) (-100% bis 100%) als 3D-Darstellung (oben) und Rasterdarstellung (unten). Auf Basis der gemessenen Eingangsdaten ergibt sich in der Summe von Mai bis September $ET_{mod} = 161$ mm.

NEE_{mod} (Abb. 5-34) und NPP_{mod} (Abb. C24) sind deutlich abhängig von P und T . Dabei ergeben sich Wertebereiche in denen die eine Größe größeren Einfluss übt als die andere. Beispielsweise sinkt der Einfluss der T wenn P einen Grenzwert unterschreitet, der bei $P - 25\%$ liegt (Abb. 5-34, unten). Wird P um mehr als 25% reduziert sind nur geringe Veränderungen bei weiterer Variation der T zu sehen und NEE ist positiv, was bedeutet, dass die C-Sequestrierung verringert ist. Wird der P dagegen erhöht, kann durch eine veränderte T die C-Sequestrierung weiter gesteigert oder verringert werden. Die höchste C-Sequestrierung ($NEE_{mod} = -80$ bis -90 g C m⁻²) ergibt sich im Bereich von $P +10$ bis $+50\%$ in Kombination mit einer Zunahme der T . Interessanter Weise wird nicht die höchste C-Sequestrierung bei der

Erhöhung des P um 100% erreicht, was bedeutet, dass eine reine Zunahme von P auch die anderen Prozesse wie die Atmung steigert. Dagegen ist ein deutliches Maximum für NPP_{mod} ($NPP_{\text{mod}} = 300 \text{ g C m}^{-2}$) bei maximaler Zunahme des P zu sehen, für die Temperatur ergibt sich ein Optimumsbereich zwischen einer Veränderung der T um -2°C bis $+2^\circ\text{C}$.

Werden einzelne Tage betrachtet, zeigen sich abhängig von der Ausgangssituation sehr unterschiedliche Ergebnisse (Abb. 5-39, C25, C26). Um die Ergebnisse für ET mit den BROOK90-Simulationen vergleichen zu können, werden jeweils dieselben Tage gewählt. Für die Verringerung des P unter 50% kann kein ET_{mod} simuliert werden, mit zunehmenden P ist

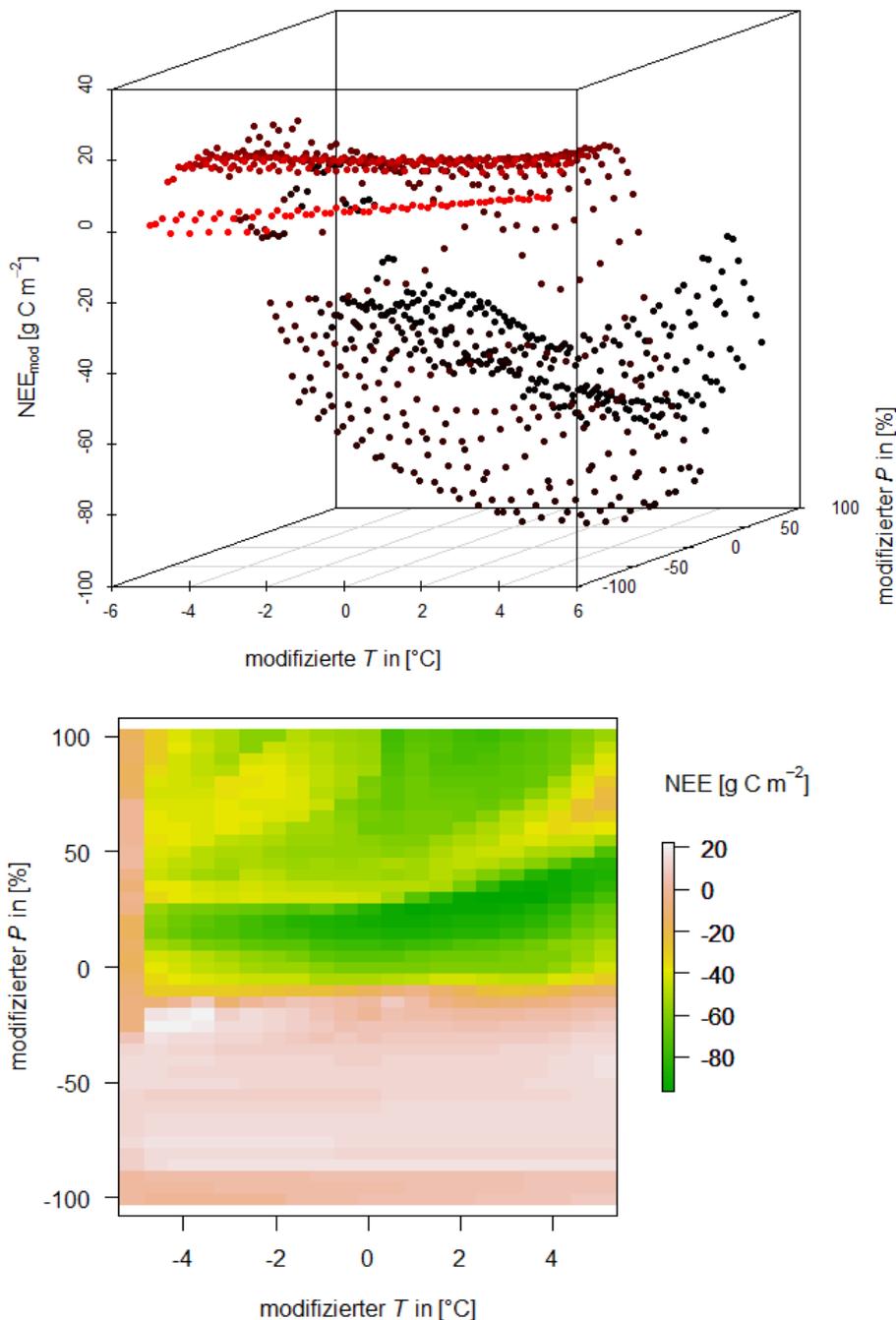


Abbildung 5-34: DDC simulierte Monatssummen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) von Mai bis September 2006 unter Variationen von Temperatur (T) (-5°C bis $+5^\circ\text{C}$) und Niederschlag (P) (-100% bis 100%) als 3D-Darstellung (oben) und Rasterdarstellung (unten). Auf Basis der gemessenen Eingangsdaten ergibt $NEE_{\text{mod}} = -61.6 \text{ g C m}^{-2}$.

die T entscheidend wie hoch ET_{mod} simuliert wird. NEE_{mod} und NPP_{mod} sind sehr sensitiv gegenüber der T , was gut in den Ergebnissen der einzelnen Tage zu sehen ist (Abb. 5-39, C25, C26).

Simulation unter verschiedenen Beweidungsszenarien

In den simulierten Ergebnissen ist in den Jahreswerten aller Größen deutlich der 11 jährige Rhythmus, der durch die Eingangsdaten vorgegeben ist, zu erkennen (Abb. 5-35). Dies gilt für den Zeitraum während der Beweidung und im Zeitraum ohne Beweidung, was noch einmal zeigt, wie stark sich die klimatischen Bedingungen auf die Prozesse in einem semiariden Gebiet auswirken. Von den 12 verschiedenen Beweidungsszenarien sind in Abb. 5-35 die 4 ext-

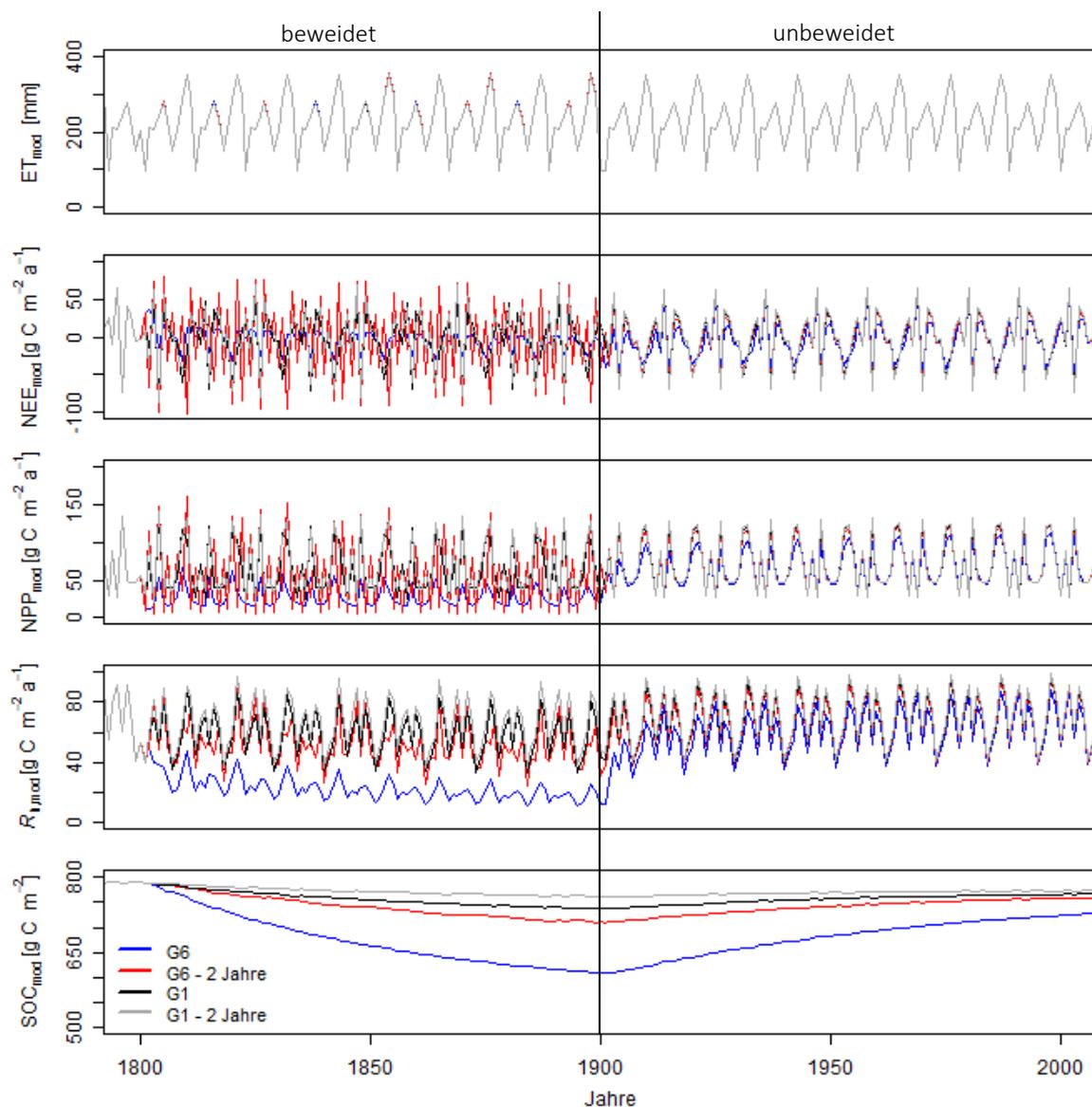


Abbildung 5-35: Ergebnisse der DDC-Simulationen für 100 Jahre Beweidung (G1: 10% Reduzierung der Biomasse; G6: 70% Reduzierung der Biomasse; durchgängige Beweidung und nur jedes zweite Jahr beweidet) und anschließend 100 Jahre ohne Beweidung: Jahressummen der Evapotranspiration (ET_{mod}), Nettoökosystemaustausch (NEE_{mod}), Nettoprimärproduktion (NPP_{mod}), heterotrophe Atmung ($R_{h, \text{mod}}$) und Jahresmittel des Bodenorganischer Kohlenstoffs (SOC_{mod}).

remsten Ergebnisse dargestellt. G1 präsentiert eine sehr leichten Beweidung, bei der nur 10% der oberirdischen Biomasse durch Fraß reduziert wird und G6 ist eine hohe Beweidungsintensität, bei der bis zu 70% der oberirdischen Biomasse reduziert wird. In allen Modellläufen wurde die Beweidung nur im Sommerhalbjahr simuliert. Obwohl sich für die unterschiedlichen Beweidungseinstellungen jeweils Abstufungen in den Ergebnissen ergaben, waren diese größer für die kleineren Abstufungen wie von G1 zu G2 (ANPP -20%) und G3 (ANPP -30%), während zwischen G5 (ANPP -50%) und G6 kaum Unterschiede zu sehen waren.

Mehrere Modellläufe mit unterschiedlichen Beweidungsintensitäten ergaben keine Veränderung in ET_{mod} (Abb.). Allerdings veränderte sich die anteilige Zusammensetzung: wenn ANPP reduziert wird, werden E_{Tran} und E_{Inter} im gleichen Maße verringert, wie E_{soil} anteilig steigt, somit bleibt die Summe ET_{mod} gleich. NEE_{mod} zeigt große Unterschiede für die unterschiedlichen Beweidungsszenarien, aber für die anschließende Zeit ohne Beweidung können für alle Beweidungsintensitäten und Bewirtschaftungen nahezu identische Verläufe für NEE_{mod} simuliert werden. Während der Beweidung wird NEE_{mod} besonders durch G6 reduziert. Wird diese Beweidungsintensität nur in jedem zweiten Jahr durchgeführt, wird die C-Sequestrierung stark gesteigert und liegt über der für beide G1 Bewirtschaftungen. Die durchgängige Beweidung reduzierte NEE_{mod} in allen Beweidungsintensitäten. Die Ergebnisse für NEE_{mod} und NPP_{mod} der Beweidung in jedem zweiten Jahr zeigt größere Schwankungen als die durchgängige Beweidung. Auffällig ist, dass in trockenen Jahren für alle Beweidungsintensitäten die jährlichen NEE_{mod} positiv sind und die Fläche somit eine CO_2 -Quelle.

Auch $R_{h, \text{mod}}$ wird durch die durchgängige Beweidung reduziert und zeigt einen sinkenden Trend über die 100 Jahre Beweidung. Wird nur jedes zweite Jahr beweidet, steigt $R_{h, \text{mod}}$ an und fällt mit den Jahreswerten der durchgängigen Beweidung für G1 zusammen. Im anschließenden Zeitraum ohne Beweidung werden nahezu die 100 Jahre benötigt bis die $R_{h, \text{mod}}$ der verschiedenen Beweidungsintensitäten und Bewirtschaftungen dieselben Jahreswerte erreichen. Diese Verläufe sind auch für NPP_{mod} zu beobachten.

Die Simulationen in denen nur jedes zweite Jahr beweidet wird, zeigen in den unbeweideten Jahren höhere NEE_{mod} , NPP_{mod} und $R_{h, \text{mod}}$. Besonders für G6 wird die C-Sequestrierung im Vergleich zur durchgängigen Beweidung verdoppelt. Dies ist auch in der Simulation von SOC_{mod} zu sehen. Der Verlust von SOC_{mod} aus dem Boden wird durch diese Bewirtschaftung verringert. Wenn die Fläche wieder unbeweidet ist, reichen 100 Jahre jedoch nicht aus, dass SOC_{mod} nach einer dauerhaften hohen Beweidungsintensität wieder auf das Ausgangsniveau steigt. Ein neues Gleichgewicht für SOC_{mod} stellt sich für G1 nach ca. 50 Jahren nach der Beweidung in jedem zweitem Jahr ein und nach ca. 100 Jahren bei durchgängiger Beweidung. In längeren Modellläufen (1000 Jahre) ergibt sich ein leicht sinkender Trend in SOC_{mod} für alle Beweidungsszenarien und den unbeweideten Fall.

Verschiedene Beweidungsszenarien unter variierten Klimadaten

Um den Einfluss der Beweidung auf die semiaride Steppe unter veränderten Klimadaten zu untersuchen werden die Beweidungsszenarien G1 und G6 ausgewählt. Es werden verschiedene Variationen getestet, aber für die Veränderung der T ergeben sich jeweils sehr ähnliche Ergebnisse für ET_{mod} , NEE_{mod} , NPP_{mod} und $R_{\text{h,mod}}$, weshalb für diese Größen die Ergebnisse des veränderten P bei einer Zunahme von 2°C dargestellt sind (Abb. 5-36).

Wie in den vorherigen Untersuchungen ergeben sich keine Unterschiede in ET_{mod} für die verschiedenen Beweidungsintensitäten, sondern nur mit dem veränderten P . Für NEE_{mod} , NPP_{mod} und $R_{\text{h,mod}}$ ergeben sich deutliche Unterschiede zwischen G1 und G6 im Beweidungszeitraum mit geringeren Werten für G6. Im anschließenden Zeitraum ohne Beweidung ist NEE_{mod} bei der Intensitäten gleich groß, für NPP_{mod} und $R_{\text{h,mod}}$ ist eine Entwicklung zu beobachten bis sie die gleichen Werte zeigen. Es ist zu sehen, dass die Unterschiede zwischen den verschiedenen G6-Szenarien kleiner sind als für G1. Unter starker Beweidung wird demnach NEE_{mod} , NPP_{mod} und $R_{\text{h,mod}}$ bereits so stark beeinflusst, dass eine Veränderung in P vernachlässigbar wird.

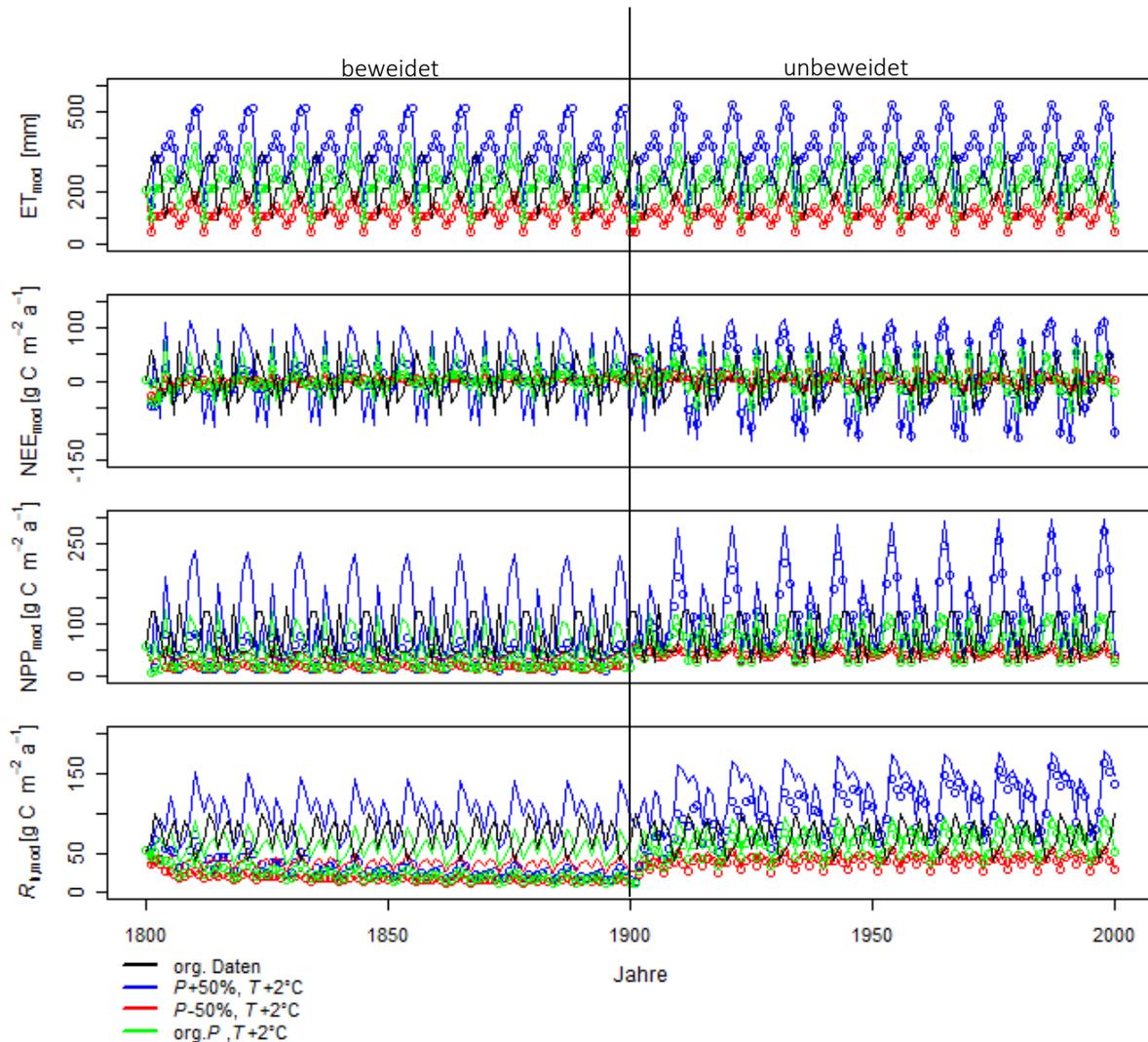


Abbildung 5-36: Ergebnisse der DDC-Simulationen für 100 Jahre Beweidung (G1: durchgängige Linie; G6: gepunktet) und anschließend 100 Jahre ohne Beweidung unter veränderten Eingangsdaten: Jahressummen der Evapotranspiration (ET_{mod}), des Nettoökosystemaustauschs (NEE_{mod}), der Nettoprimärproduktion (NPP_{mod}) und der heterotrophe Atmung ($R_{\text{h,mod}}$).

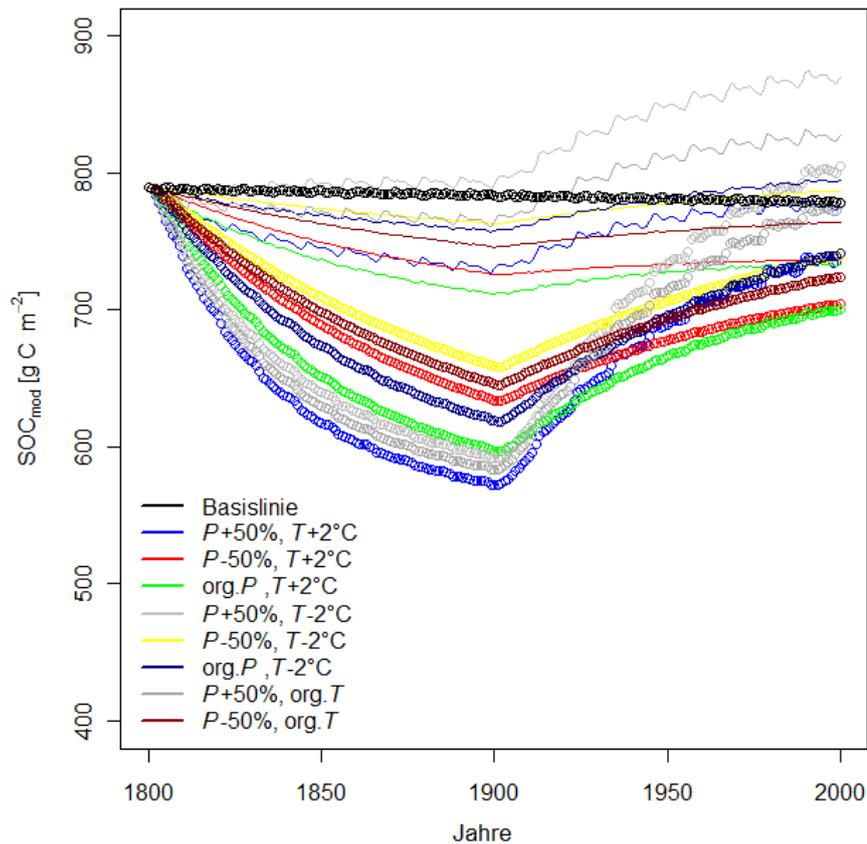


Abbildung 5-37: Ergebnisse des modellierten jährlichen bodenorganischen Kohlenstoffs (SOC_{mod}) mit DDC für 100 Jahre Beweidung (G1: durchgängige Linie; G6: gepunktet) und anschließend 100 Jahre ohne Beweidung unter veränderten Eingangsdaten.

Dagegen sind deutliche Unterschiede in den G1-Szenarien zu sehen, die eine Zunahme in den Werten von NEE_{mod} , NPP_{mod} und $R_{\text{h,mod}}$ mit zunehmenden P zeigen. Bei leichter Beweidung kann sich eine Veränderung im P demnach positiv oder negativ auf die Prozesse in der semiariden Steppe auswirken.

Die Entwicklung über die Zeit von SOC_{mod} zeigte für alle Beweidungsszenarien und Klimaänderung einen anderen Verlauf (Abb. 5-37), mit einem deutlichen Rückgang in SOC_{mod} durch G6 und leichteren Rückgängen für die G1-Szenarien. Es gibt nur ein Szenario in dem SOC_{mod} während der Beweidung nicht sinkt und das ist unter G1 bei einer Zunahme von P um 50% und der gleichzeitigen Abnahme der T um 2°C . Auch in der anschließenden Zeit ohne Beweidung ist dies die Kombination in der SOC_{mod} am weitesten ansteigt. Die Veränderungen in SOC_{mod} korrelieren demnach mit P und T , wobei höhere Werte für SOC_{mod} simuliert werden wenn P steigt und T sinkt. Die Simulation mit den ursprünglichen Eingangsdaten ohne Beweidung (Basislinie) ergab einen leicht sinkenden Trend in SOC_{mod} .

5.3.3 Vergleich der ET-Modellierungen

Die simulierten ET mit BROOK90 ($\text{ET}_{\text{BROOK90}}$) und DDC (ET_{DDC}) geben beide den Verlauf des gemessenen ET gut wieder, wobei mit BROOK90 ($r^2 = 0,7$) eine bessere Übereinstimmung erzielt wird als mit DDC ($r^2 = 0,34$). Die BROOK90-Simulation überschätzen die

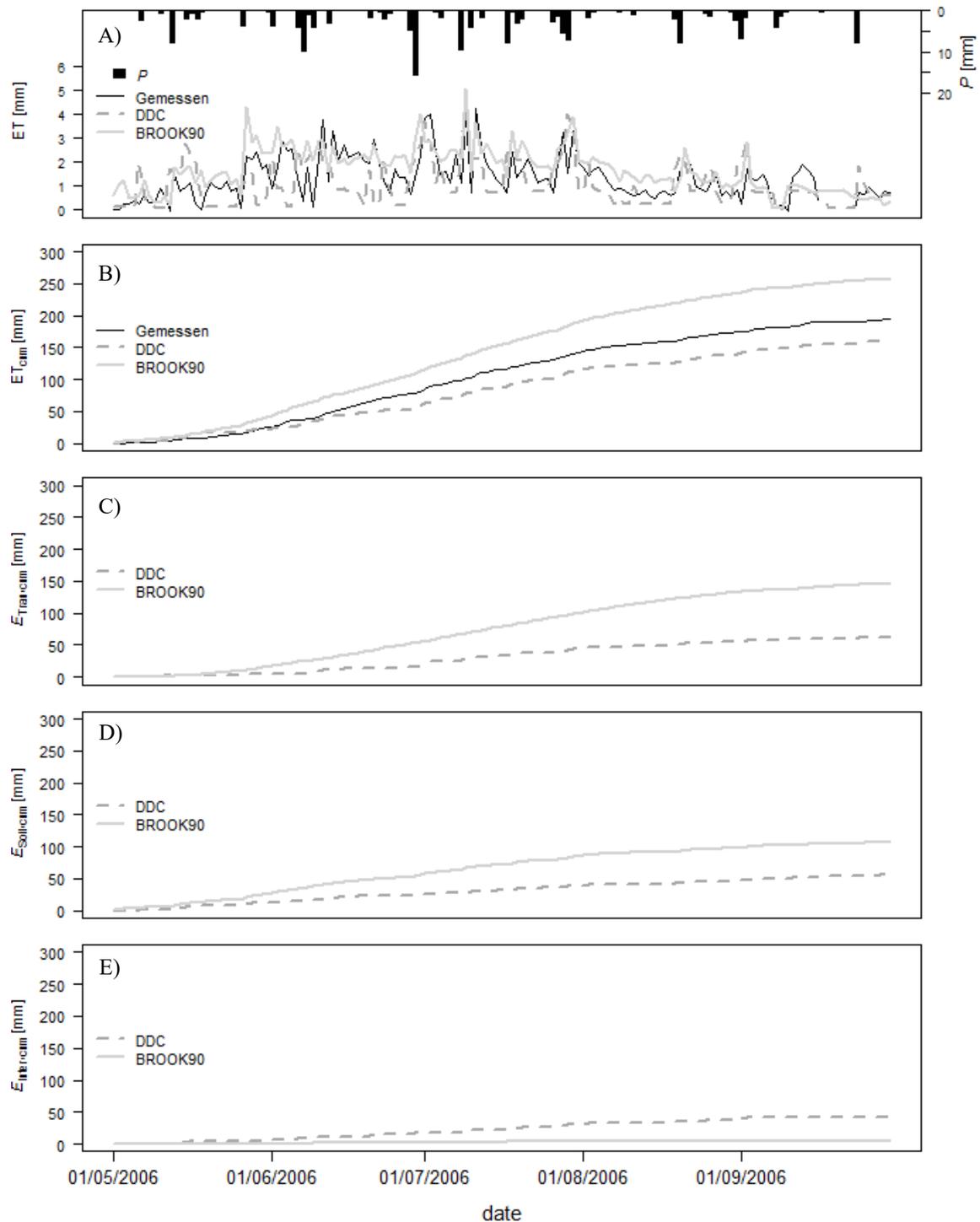
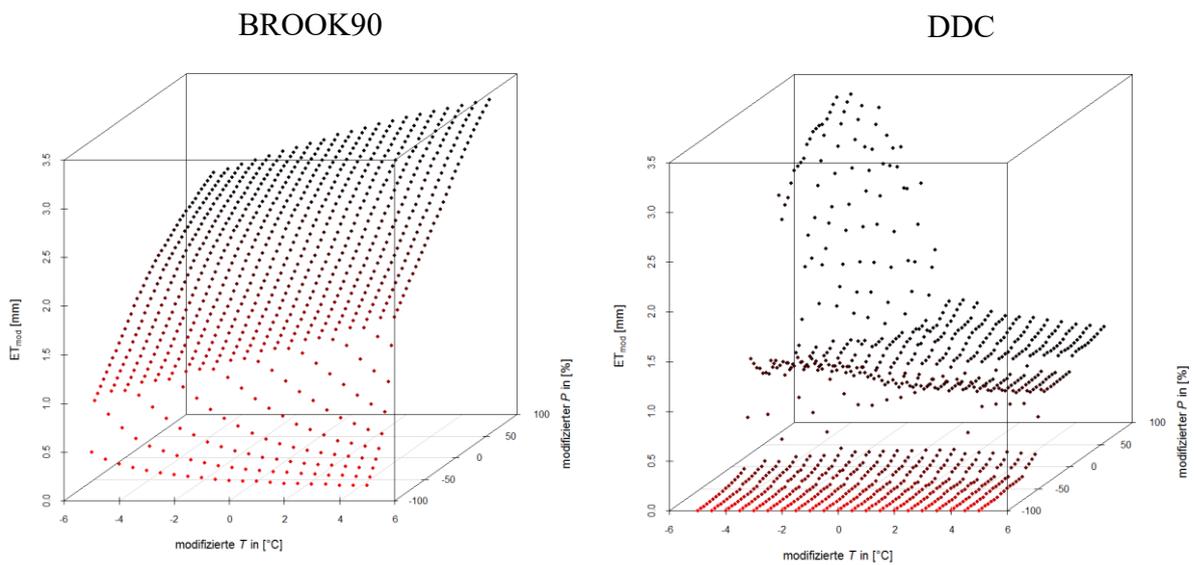


Abbildung 5-38: Vergleich der ET-Modellierung mit BROOK90 und DDC. A: tägliche gemessene und modellierte ET und gemessener Niederschlag (P). Vergleich der kumulativen Darstellung von (B) ET, (C) der Transpiration (E_{Tran}), (D) Bodenverdunstung (E_{Soil}) und (E) Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) für BROOK90 und DDC.

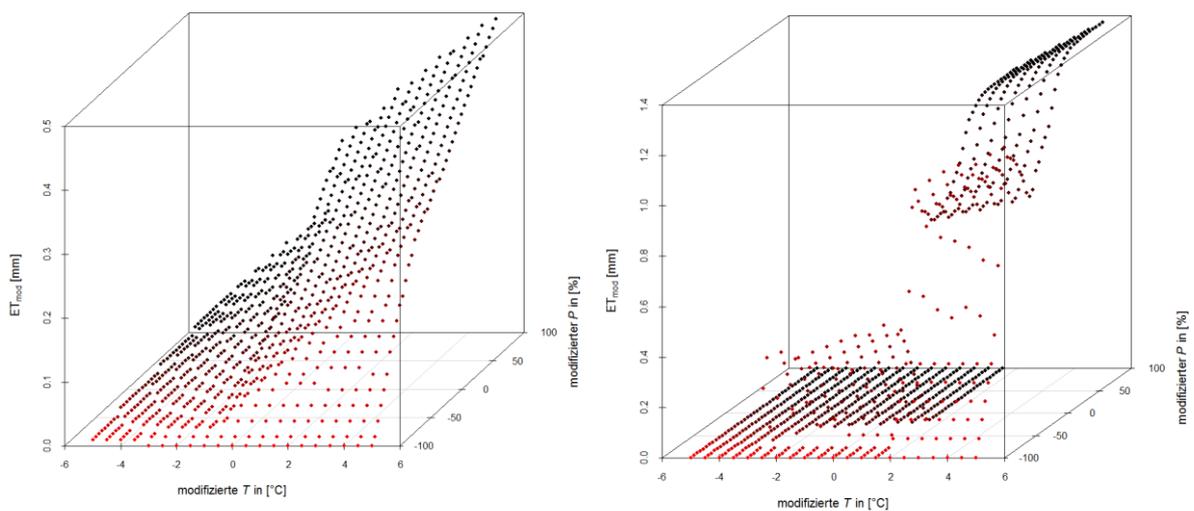
gemessene ET leicht und DDC unterschätzt sie (Abb. 5-38 A, B). Die Dynamik in ET wird von den beiden Modellen unterschiedlich wiedergegeben: nach einem P -Ereignis sinkt ET_{DDC} wieder auf das Ausgangsniveau ab, während $ET_{BROOK90}$ länger höhere Werte zeigt. Es ist auffällig, dass beide Modelle den gemessenen Verlauf von ET im September nicht wiedergeben können.

Im Vergleich der einzelnen Verdunstungskomponenten (Abb. 5-38 C-E) zeigen E_{Tran} und E_{Soil} jeweils größere Verdunstungsraten bei den BROOK90-Simulationen. Dabei sind die Unterschiede größer für E_{Tran} als für E_{Soil} . DDC simuliert durchgängig eine größere E_{Inter} als BROOK90. Nach P -Ereignissen ist in allen drei Verdunstungen ein Anstieg zu sehen, der jeweils am größten in E_{Inter} ist und darin größer für die DDC-Ergebnisse als für BROOK90.

In der Summe von Mai bis September unterschätzt ET_{DDC} die Summe der Messungen mit ca. 40 mm und ET_{BROOK90} überschätzt sie mit ca. 60 mm. Durch das Verändern der Eingangsdaten werden die Unterschiede und Gemeinsamkeiten der Modelle in den Ergebnissen noch deutlicher (Abb. 5-30, 5-33). ET_{BROOK90} zeigt ein deutliches Maximum für ET bei maximalen



A: 18/06/2006 $ET_{\text{mod}} = 2.16 \text{ mm}$; org. Input: $T_{\text{max}} = 27^\circ\text{C}$, $T_{\text{min}} = 8^\circ\text{C}$,
 $P = 0 \text{ mm}$ (seit 5d kein P)



B: 09/09/2006 $ET_{\text{mod}} = 0.04 \text{ mm}$; org. Input: $T_{\text{max}} = 3.4^\circ\text{C}$, $T_{\text{min}} = -3^\circ\text{C}$,
 $P = 1.3 \text{ mm}$ (P am Vortag)

Abbildung 5-39: Vergleich der ET-Modellierung unter variierten Eingangsdaten (P , T) für Beispieltage für BROOK90 (links) und DDC (rechts)

T und P . Mit DDC sind die höchsten ET-Ergebnisse ebenfalls für maximales P zu sehen, aber das Ergebnis erscheint unabhängig von T . ET_{BROOK90} zeigt stattdessen gleichzeitig eine Abhängigkeit zu T , die den Einfluss von P mindern (niedrigere T) oder verstärken (höhere T) kann. Für ET_{BROOK90} ergaben sich größerer Mediane als Mittelwerte für die Simulationen, wogegen für ET_{DDC} die Mittelwerte und Mediane gleich groß sind unter veränderten Bedingungen (Abb. C13, Abb. C22).

Werden einzelne Tage betrachtet, im Vergleich zu der Summe von Mai bis September, ergeben sich sehr unterschiedliche Ergebnisse (Abb. 5-39): Während ET_{BROOK90} jeweils eine klare Abhängigkeit (linear oder exponentiell) zu den veränderten Eingangsdaten P und T zeigt, sind die ET_{DDC} dynamischer. Es sind jeweils Grenzwerte für P und T zu erkennen, ab denen ET_{BROOK90} gegen 0 mm geht, was sich an den unterschiedlichen Tagen unterscheidet. Für ET_{DDC} ist eine Grenze für jeden Tag bei $P - 50\%$ zu erkennen. T beeinflusst ET an den einzelnen Tagen in beiden Modellen, was in der Gesamtdarstellung für DDC nicht mehr zu sehen ist (Abb. 5-33).

6 Diskussion

In Kapitel 6 werden die Ergebnisse aus Kapitel 5 diskutiert und analysiert. Nach einer kurzen Analyse der Messtechnik, wird die Charakteristik der semiariden Steppe hinsichtlich der Energiebilanz, der ET und des CO₂-Austauschs, basierend auf den Messergebnissen, diskutiert. Anschließend werden die verwendeten Modelle und die Simulationsergebnisse erörtert.

6.1 Diskussion der Messergebnisse

6.1.1 EC-Messungen und Datenbearbeitung

Die Aussagekraft der Ergebnisse richtet sich nach den Einschränkungen der verwendeten Messtechnik, der Qualität der Messungen und der Datenbearbeitung. Für die verwendete EC-Technik sind neben den Ansprüchen an den Messstandort (homogene Oberfläche, eben, unendlich ausgedehnt), ausreichende turbulente Bedingungen ausschlaggebend für eine korrekte Messung (Kap. 2.3, Kap. 4.2). Die nötigen Bedingungen waren bei allen Messstandorten der vorliegenden Arbeit erfüllt. Es wehte durchgängig ein mittlerer bis starker Wind, der für hinreichend turbulente Verhältnisse sorgte, auch nachts, was vielerorts bei EC-Messungen ein Problem darstellt (*Aubinet et al. 2000*).

Die EC-Technik unterliegt Einschränkungen, die berücksichtigt werden müssen, um die Unsicherheiten der Messungen einzuschätzen. Insbesondere hinsichtlich des Problems der Schließung der Energiebilanz werden folgende begrenzende Bedingungen genannt (*Wilson et al. 2002*): (i) systematischer Fehler aufgrund unterschiedlicher Quellflächen (*footprint*) der verschiedenen Messungen für die einzelnen Komponenten der Energiebilanz, (ii) systematischer Fehler durch Versatz der Instrumente, (iii) vernachlässigte Senken von Energie (z.B. Speicheränderungen), (iv) niedrig und hochfrequente Verluste der turbulenten Flüsse und (v) horizontale und/oder vertikale Advektion. Da die Energiebilanz überwiegend nicht geschlossen ist, wenn sie auf EC-Messungen basiert, befassen sich diese Studien sehr intensiv mit deren messtechnischen Einschränkungen und sollen an dieser Stelle nicht weiter diskutiert werden (*Mahrt, 1998, Gu et al. 1999, Twine et al. 2000*).

Die turbulenten Flüsse werden systematisch unterschätzt, wenn sie mit der EC-Technik gemessen werden (*Aubinet et al. 2000, Li et al. 2007*). Begründet liegt dies u. a. in dem systematischen Ausschließen von Messungen die den Messbedingungen nicht entsprechen.

Neuere Studien weisen auf eine Unterschätzung der vertikalen Windgeschwindigkeit hin, was zu einer zusätzlichen Unterschätzung von H beiträgt (*Frank et al. 2013*) oder es wird in Frage gestellt, wie gut die vertikale Windgeschwindigkeit überhaupt gemessen werden kann (*Kochendorfer et al. 2012*).

Hinzukommen gerätespezifische Einschränkungen durch die Art des Messgerätes: Aufgrund des offenen Messpfads der verwendeten *open-path* Technik, gehen durchschnittlich mehr Daten verloren als bei *closed-path* oder *enclosed* Messungen (Kap. 4.2.2). Allerdings ist der Energiebedarf geringer, was die Messungen im spärlich besiedelten Untersuchungsgebiet über einen längeren Zeitraum ermöglichte. Um die Qualität der Messungen zu erhöhen wurden die Messstationen in den Sommermonaten regelmäßig kontrolliert und die Messgeräte gesäubert. Die Messungen in den Wintermonaten fanden dagegen überwiegend unbeaufsichtigt statt, was zu Ausfällen führte, wenn sich in den durchschnittlich trockenen Wintern Schnee auf dem Messfenster festsetzte. Die Problematik der Selbsterwärmung des *open-path* Gerätes und dessen Auswirkung auf die Messungen wird im Anhang A2 ausführlich diskutiert.

Auch die anschließende Datenbearbeitung kann sich systematisch auf die Ergebnisse ausüben. Die Unsicherheiten die sich daraus für H und LE ergeben, gibt *Mauder et al. (2006)* für H mit 10% (20 W m^{-2}) und für LE mit 15% (30 W m^{-2}) an. Beim Bearbeiten der Daten hat, neben der Wahl der Software und den Korrekturverfahren (*Mauder et al. 2013*), die Methodik der Lückenfüllung großen Einfluss auf die Ergebnisse. Diese wirkt sich auf die Jahressummen von NEE, TER, GPP umso mehr aus, je kleiner die Flüsse sind (*Burba et al. 2008, Serrano-Ortiz et al. 2009, Lasslop et al. 2010*), wie es für das untersuchte Ökosystem der Fall ist. In der vorliegenden Arbeit wurden die Lücken in NEE nach der anerkannten Methode von *Reichstein et al. (2005)* und *Falge et al. (2001)* durch die Lichtsättigungskurve (Gl. 4-26) und *Arrhenius Funktion* (Gl. 4-23) gefüllt (Kap. 4.5.2). Wie jedoch in den Ergebnissen (Abb. 5-13) gezeigt wird, kann die Lichtsättigungskurve unter Trockenstress ($\theta < 9 \text{ Vol}\%$) nicht bzw. nur bedingt ($9 \text{ Vol}\% < \theta < 12 \text{ Vol}\%$) angewendet werden. Für die berechneten Jahreswerte ist demnach eine Unterschätzung der lückengefüllten NEE-Flüsse (höhere neg. Werte – größere CO_2 -Senke) unter trockenen Bedingungen und bei hohen Werten von R_g anzunehmen. Dies ist besonders in der Betrachtung der Jahressummen zu beachten in denen sich dieser Effekt aufsummiert. Mit großer Wahrscheinlichkeit wird die Jahressumme in 2005 unterschätzt und die Fläche ist in diesem Jahr eine kleinere CO_2 -Nettosenke als berechnet wurde oder sogar eine CO_2 -Quelle. In den anderen Untersuchungsjahren herrschten bessere Bodenfeuchtebedingungen mit gelegentlichem Trockenstress, weshalb dieser Berechnungseffekt einen geringeren Einfluss auf die Jahressumme haben sollte.

Obwohl in den Messungen ein Rückgang des nächtlichen NEE (nächtliches TER) ab $T \sim 20^\circ\text{C}$ gefunden wurde (Abb. 5-13), konnte nicht geklärt werden, ob dies ein Effekt des Steppensystems ist oder ein Artefakt aufgrund der begrenzten Datenverfügbarkeit. Daher wird angenommen, dass die Lückenfüllung und Berechnung von TER auf Basis der *Arrhenius Funktion* zu Ergebnissen führt, die dem wahren Wert am nächsten kommen.

Die Messungen der vorliegenden Arbeit und die Messstandorte wurden entsprechend der nötigen Messbedingungen gewählt. Dennoch gehen systematisch Messungen verloren, zum einem aufgrund unzureichender atmosphärischer Bedingungen für die EC-Methode (geringe Turbulenz) und zum anderen durch messtechnisch bedingte Ausfälle (z.B. Benetzung des *open-path* Messensors durch z. B. Niederschlag oder Sand). Trotz der genannten

Einschränkungen ist die EC-Technik die zurzeit am besten geeignete Methode um langfristig CO₂- und H₂O-Flüsse über Boden und Vegetation zu messen (Kap. 2, *Baldocchi 2014*). Die gemessenen Flüsse für NEE, TER, GPP und ET werden aus den genannten Gründen wahrscheinlich unterschätzt, ein Vergleich der Flüsse zueinander und in Abhängigkeit zu den abiotischen Faktoren gibt die Tendenzen der Flüsse und des Ökosystems aber dennoch aussagekräftig wieder, da sie alle den zuvor diskutierten Einschränkungen unterliegen.

6.1.2 Schließung der Energiebilanz

Die turbulenten Flüsse H und LE reagieren im Untersuchungsgebiet sensitiv auf Änderungen der abiotischen Faktoren, besonders auf die Dynamik in P und θ . Durchschnittlich ist H größer als LE , wie es für semiaride oder aride Gebiete zu erwarten ist, da bei geringer Wasserverfügbarkeit im Ökosystem die verfügbare Energie weitestgehend turbulent über H wieder in die Atmosphäre gelangt. Unter erhöhter Wasserzufuhr durch P steigt LE an, und je nachdem wie intensiv und lang dieser Zustand anhält, wird LE gleich groß oder größer als H (Abb. 5-3, Abb. B6, Tab. B2). G zeigt im Vergleich nur geringe witterungsbedingte Abweichungen und ist durchschnittlich geringer als H und LE (Abb. B6, Tab. B2).

Die Korrelation der Energieterme ($R_n - G$) und $(H + LE)$ zeigt teilweise große Unterschiede zwischen den einzelnen Jahren (Tab. 5-1, Abb. B7). Die linearen Regressionen der Halbstunden zeigen aber in jedem Jahr einen Anstieg der kleiner 1 ist und zeigt daher durchgängig eine Unterschätzung des Terms $(H + LE)$ gegenüber $(R_n - G)$ an, was eine Nichtschließung Energiebilanz bedeutet. Diese Schließungslücke konnte für die Messstandorte mit 10% bis 30% ermittelt werden und ist konsistent mit anderen Untersuchungen der Energiebilanz die ebenfalls die EC-Methode nutzen (*Aubinet et al. 2000, Barr et al. 2006, Jacobs et al. 2008, Twine et al. 2000, Wilson et al. 2002*) und ist vergleichbar mit anderen Studien semiarider Steppen (*Hao et al. 2007, Li et al. 2007*).

Werden die einzelnen Jahre verglichen, fällt auf, dass die Schließungslücke am größten im trockenem Jahr 2005 ist (Schließung $< 60\%$, $r^2 = 0,5$) und die höchste Schließung in den feuchten Perioden von 2004 und 2006 erreicht wird (Schließung zu 90% , $r^2 \sim 0,9$). Auch wenn ein Zusammenhang zwischen den Feuchtebedingungen und der Schließung der Energiebilanz gegeben zu sein scheint, konnte keine signifikante Abhängigkeit zwischen θ und der Energiebilanz oder CF abgeleitet werden. Dies bedeutet nicht, dass kein Zusammenhang besteht, er konnte nur auf Basis der vorliegenden Messungen nicht bestätigt werden. Jedoch konnte in einer Studie über Grasland (Kalifornien, USA) gezeigt werden, dass die Schließung umso besser war, je feuchter der Boden (*Wever et al. 2002*).

Cava et al. (2008) versucht über mediterranem Grasland eine bessere Schließung der Energiebilanz durch eine Verbesserung der Korrekturen des Ultraschallanemometers zu erreichen. Die Schließung konnte dabei nur am Tage, nicht in der Nacht verbessert werden. Dieselbe Studie zeigt auch, dass G eine wichtige Komponente in der Schließung der Energiebilanz ist,

welche in der vorliegenden Arbeit klein ist, im Vergleich zu den anderen Größen, und geringen Schwankungen in den einzelnen Jahren unterliegt.

Es wäre möglich die Energiebilanz zu schließen und darüber die berechneten ET zu korrigieren, wenn einerseits die Annahme getroffen wird, dass H korrekt gemessen wurde und somit über die Energiebilanz ein Restglied bestimmt werden kann; oder, andererseits wird angenommen, dass H und LE im gleichen Verhältnis zueinander unterschätzt wurden, in welchem Fall die Schließung über das Bowenratioverhältnis berechnet werden kann (*Li et al. 2007*). Dies konnte für die vorliegenden Messungen aber nicht mit Gewissheit angenommen werden. *Li et al. (2007)* erfasste in der selben Studie über mongolischer Steppe, das, ausgehend von den EC-Messungen, ET 66% von P einnimmt, nach vorgenommener Korrektur über die Schließung der Energiebilanz, ergab ET 82-97% des jährlichen P .

6.1.3 ET der semiariden Steppe

Die Messungen der unbeweideten *Leymus chinensis* Steppe ergeben ein mittleres jährliches ET von $213,5 \pm 30$ mm, was $90 \pm 30\%$ des jährlichen P entspricht. Unter Ausschluss des extrem trockenen Jahres 2005, erreicht ET $74 \pm 12\%$ des jährlichen P . Wird die Unterschätzung von ET durch die Messmethode berücksichtigt und eine ähnliche Korrektur wie bei *Li et al. (2007)* erwogen, ist der Wasserkreislauf durch P und ET nahezu geschlossen (siehe oben). Dies entspricht den Ergebnissen vergleichbarer Studien zu Verdunstung von Grasländern, in denen sich ein nahezu geschlossener Wasserkreislauf zwischen P und ET über den Zeitraum eines Jahres einstellt (*Li et al. 2007, Wever et al. 2002*).

ET ist am höchsten in der Vegetationszeit, wenn der überwiegende Teil des P fällt, und gering in den Wintermonaten durch die extrem kalten Bedingungen und den geringen P in diesem Zeitraum. Studien in vergleichbaren Regionen zeigen dieselben grundsätzlichen Tendenzen (*Li et al. 2000, Hao et al. 2007, Li et al. 2007, Wever et al. 2002*).

ET ist abhängig von biotischen und abiotischen Faktoren (*Li et al. 2000, Xu und Baldocchi 2004*). Ein Vergleich des LAI als biotischen Faktor der Messstandorte, zeigt Unterschiede zwischen den beweideten und unbeweideten Flächen. Es gibt einen geringen Zusammenhang zwischen LAI und ET auf der unbeweideten Fläche LCUG79 (*Wang et al. 2012*), der deutlicher ist für die beweideten Flächen (LAI, Abb. B25). Die Unterschiede im LAI von der unbeweideten (LCUG79) zur winterbeweideten Fläche (LCWG) ist gering, während der LAI der überweideten Fläche (LCHG) deutlich niedriger ist. Obwohl keine Parallelmessungen der beweideten Flächen vorliegen, sind die Unterschiede in den ET-Messungen nicht so groß wie der Unterschied in LAI vermuten lässt. Die Beweidung reduziert den LAI verhältnismäßig stärker als ET. Da durch die EC-Messungen die einzelnen Komponenten von ET (E_{Tran} , E_{Soil} , E_{Inter}) nicht untersucht werden können, kann nur vermutet werden, dass bei Reduzierung der oberirdischen Biomasse (und somit LAI) durch Fraß, die Transpiration abnimmt und stattdessen die Bodenverdunstung zunimmt, wie eine Studie über Weiden in Tibet zeigte (*Babel et al.*

2014). Da auch θ grundsätzlich geringer auf den beweideten Flächen ist (besonders der überweideten), wird diese Vermutung bekräftigt. In Kap. 5.3 und 6.2 wird auf die einzelnen Komponenten von ET näher eingegangen.

Für ET ergaben sich in dieser Arbeit eindeutige Abhängigkeiten von den gemessenen abiotischen Faktoren R_g , T , VPD und θ . Besonders auffällig ist dabei die Abhängigkeit zu θ . Wenn $\theta < 9$ Vol% ist ET minimal und es können nur bedingt Abhängigkeiten zu anderen Faktoren gesehen werden. Mit steigender θ ($9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$) werden die Zusammenhänge zu den anderen abiotischen Faktoren deutlicher sichtbar und es können ab $\theta > 12 \text{ Vol\%}$ die Abhängigkeiten zu R_g und T abgeleitet werden, und zum VPD , welcher indirekt über θ gesteuert wird (Li et al. 2007). Ausgehend von diesen Analysen wird für die untersuchte Steppe eine Trockenstressgrenze mit $\theta < 12 \text{ Vol\%}$ festgelegt.

Da einige untersuchte Einflussgrößen sich gegenseitig beeinflussen, können Beziehungen indirekt auf den Einfluss eines dritten Faktors zurückgeführt werden, wie z. B. der Einfluss von T und θ auf VPD (Li et al. 2007, Wang et al. 2012). VPD ist abhängig von T und θ , somit zeigt VPD zwangsläufig einen ähnlichen Zusammenhang zu ET wie ET zu T bzw. θ . Die deutlichsten Zusammenhänge sind zwischen ET zu θ und ET zu R_g zu sehen. Dieses Ergebnis kann durch vergleichbare Studien bestätigt werden, die diese beiden Faktoren als die wichtigsten Einflüsse auf ET von Grasflächen und Steppen identifizieren konnten (Li et al. 2000, Hao et al. 2007, Li et al. 2007, Wever et al. 2002).

Die ET beider unbeweideter Flächen LCUG79 und SGUG79 weisen keinen charakteristischen Unterschied auf. In 4 von 6 Monaten in denen ET grösser auf der *Stipa grandis* Steppe (SGUG79) war, war auch P im gleichen Maße grösser als auf LCUG79 (Abb. 5-16). Die auftretenden Unterschiede in ET können demnach mit der Entfernung der beiden Flächen zueinander und der dadurch abweichenden Witterung erklärt werden.

Die beweideten *Leymus chinensis* Steppen zeigen dagegen deutlichere Unterschiede in ET und den gemessenen Einflussgrößen gegenüber der unbeweideten Steppe. Die bisherigen Untersuchungen zeigten einen Zusammenhang zwischen ET und R_g bzw. θ , sowie, unter guten Bodenfeuchtebedingungen, Abhängigkeiten zu T und VPD . Die Ergebnisse der beweideten Flächen zeigen durchschnittlich geringere Bodenfeuchtwerte und geringere LAI-Werte (Abb. B20 – B25). Die Studie von Wang et al. (2012), die sich auf dieselben Flächen bezieht, zeigte für die beweideten Flächen folgende Ergebnisse: (i) die geringere Bodenbedeckung verursacht einen insgesamt trockeneren Boden mit einer geringeren Wärmekapazität was zu einer höheren Oberflächentemperatur führt; (ii) die geringere Vegetation und damit höhere Anteile freier Bodenoberfläche erhöhen die Albedo; und (iii) durch die Beweidung wird letztlich die Bodenfeuchte verringert, da eine geringere Wurzeldichte zur Speicherung von Wasser zur Verfügung steht und durch geringere Interzeptionsspeicherung auf Pflanzenoberflächen die Infiltrationsgeschwindigkeit von Wasser gesteigert wird. Durch die höhere Oberflächentemperatur und die Erhöhung der Albedo wird R_n der beweideten Flächen geringer. Diese Entwicklung entspricht der Studie von Li et al. (2000), in der ein signifikanter Einfluss der

Albedo auf das Wärmeregime und die Wasserbilanz von Grasflächen festgestellt wurde. Obwohl ein Einfluss von R_n auf ET zu erkennen ist, steht er hinter dem Einfluss der Bodenfeuchte und der Vegetationsdichte zurück.

Beweidung bzw. Überweidung beeinflusst und verändert die Bodeneigenschaften, was zu niedrigeren Bodenfeuchten und höheren Bodenwärmeströmen führt (*Gan et al. 2012a, Reszkowska et al. 2011b*). Gründe dafür liegen in der Steigerung der Trittschäden durch die Tiere, der Verringerung der Biomasse der Vegetation und der geringeren Bodenbedeckung bei höheren Beweidungsintensitäten. Dies führt wiederum zu einer höheren Bodendichte, einem geringeren Anteil von organischem Material im Boden und zur räumlichen Homogenität der eben benannten Eigenschaften (*Zhao et al. 2011b*). All dies führt zu einer Erhöhung der Albedo und zu niedrigeren Bodenfeuchten und unterstützt letztlich den Prozess der Bodenerosion. *Li et al. (2000)* geht von einem kritischen Albedo-Wert aus (ca. 30% für sandige Grasländer/sandiges Gras), ab dem eine Desertifikation wahrscheinlich ist.

Zusammenfassend zeigen die Ergebnisse, in Übereinstimmung mit der Literatur (*Hao et al. 2007, Li et al. 2000, Li et al. 2007, Wever et al. 2002*), dass die geringere ET der beweideten Flächen durch die veränderten Oberflächencharakteristiken zu erklären ist, die die wichtigsten Einflussfaktoren, die ET steuern, beeinflussen (*Ketzer et al. 2008, Wang et al. 2012*).

6.1.4 CO₂-Austausch in der semiariden Steppe

Jahresbilanzen der unbeweideten Steppe

Die vorliegende Arbeit schätzt die unbeweidete *Leymus chinensis* Steppe in der Jahresbilanz als eine leichte Nettosenke für atmosphärisches CO₂ ein. Die vergleichsweise hohe C-Sequestrierung in 2004 basiert auf den Ergebnissen des kurzen Messzeitraums (Aug-Sep: NEE = -75,7 g C m⁻² a⁻¹), welcher die Jahresbilanz maßgeblich bestimmt, da diese weitestgehend in der Vegetationszeit bestimmt werden und die Flüsse in der vegetationsfreien Zeit minimal sind bzw. gegen 0 g C m⁻² gehen. Die Ergebnisse von 2004 werden in der folgenden Diskussion nicht berücksichtigt, da die Jahreswerte zu viele Lücken aufweisen.

Die Ergebnisse für NEE von 2005 bis 2008 liegen zwischen -10,7 bis -67,5 g C m⁻² a⁻¹. Diese Absolutwerte sind unter Berücksichtigung der bereits diskutierten Einschränkungen durch die Messmethode (Kap. 6.1.1) zu betrachten. Die Tendenzen der einzelnen Jahre werden dagegen sehr gut wiedergegeben. Die C-Sequestrierung (negative NEE-Werte) in der Steppe ist in einem trockenen Jahr wie 2005 (NEE = -11 g C m⁻² a⁻¹) eingeschränkt. Sie wird dagegen grösser, je besser die Wachstumsbedingungen in der Vegetationsperiode sind (Verteilung und Menge von P und θ). Zum Beispiel zeigt NEE die größte C-Sequestrierung im Jahr 2007 (NEE = -67,5 g C m⁻² a⁻¹), einem Jahr mit reichlich Niederschlag während der gesamten Vegetationsperiode. Ähnliche Ergebnisse sind auch in TER und GPP zu finden, mit den kleinsten Jahressummen in 2005, mittleren Ergebnissen in 2006 und 2007 und den höchsten in 2008 (Tab. 5-2).

Es liegen bisher nur wenige Studien zum jährlichen NEE semiarider Steppen vor. *Fu et al. (2009)* (106 bis 139 g C m⁻² a⁻¹) und *Wang et al. (2008)* (37 bis 68 g C m⁻² a⁻¹) konnten mit EC-Messungen für die Steppen im Norden Chinas positive Jahressummen abschätzen und stuften die Steppe demnach als leichte Nettoquelle für atmosphärisches CO₂ ein. Weitere Studien für semiaride Grasländer und Steppen zeigten leichte Senken im Norden der USA (~ -34 g C m⁻² a⁻¹, *Frank und Dugas 2001*; -47 bis -98 g C m⁻² a⁻¹, *Scott et al. 2010*), der semiariden Savanne im Sudan (zw. 44 bis -179 g C m⁻² a⁻¹, *Ardö et al. 2008*) und West Afrika (-271 g C m⁻² a⁻¹, *Tagesson et al. 2015*) und der semiariden Trockensteppe in Spanien (-2 ± 23 g C m⁻² a⁻¹, *Serrano-Ortiz et al. 2009*) oder als leichte Quellen (14 bis 95 g C m⁻² a⁻¹, *Scott et al. 2009*; *Ardö et al. 2008*). Diese Studien beziehen sich überwiegend auf einzelne Messungen eines oder zweier Jahre bzw. auf Messungen einer Saison von der die Jahresbilanz abgeschätzt wurde. Dadurch wird die jährliche Variabilität durch die Witterung nur bedingt berücksichtigt. In einigen Studien wird gezeigt, dass durch die Trockenheit eine sonst überwiegend als Senke wirkende Grasfläche in eine Nettoquelle verwandelt werden kann bzw. die Senke gemindert wird (*Ardö et al. 2008*, *Nagy et al. 2007*, *Scott et al. 2010*).

Im Allgemeinen fungieren Grasflächen weltweit überwiegend als Nettosenken für CO₂ mit unterschiedlicher Intensität von -13 bis -650 g C m⁻² a⁻¹ je nach Region, Klima und Nutzung (alle untersuchten 9 Grasflächen, *Soussana et al. 2007b*; 15 von 19 Grasflächen, *Gilmanov et al. 2007*; *Peichl et al. 2008*; *Allard et al. 2007*, *Hussain et al. 2011*; *Jacobs et al. 2007a*; *Flanagan et al. 2002*). Nur wenige Untersuchungen berichten von Grassflächen als Nettoquelle für CO₂, wie z. B. 4 von 19 Grasflächen in der Studie von *Gilmanov et al. (2007)*, 26 bis 160 g C m⁻² a⁻¹), eine Grasfläche auf organischem Boden (220 ± 90 g C m⁻² a⁻¹, *Jacobs et al. 2007b*) und eine Untersuchung von *Novick et al. (2004)*, 97 g C m⁻² a⁻¹). Diese positiven Bilanzen ergaben sich für wärmere und trockenere Gebiete oder auf organischem Boden.

Die Jahressummen von TER und GPP für die semiaride Steppe der vorliegenden Untersuchungen sind geringer als vergleichbare Messungen anderer Grasflächen (TER = 490 bis 1600 g C m⁻² a⁻¹ und GPP = 470 bis 1900 g C m⁻² a⁻¹, *Gilmanov et al. 2007*).

Jahressummen sind nur bedingt miteinander vergleichbar, da die Untersuchungen von unterschiedlichen Gebieten und Jahren stammen, manche Grasländer gedüngt werden, beweidet oder bewirtschaftet sind. Auch wenn die allgemeinen Bedingungen (wie Klimazone, Bewirtschaftung) ähnlich sind, führen die Unterschiede allein durch die Entfernung der Untersuchungsgebiete, der Vegetation und des Bodens, sowie die innerjährliche Variabilität des Klimas, zu so unterschiedlichen Ausgangsbedingungen, dass sich die Ergebnisse einer Jahresbilanz unterscheiden müssen. Erst eine größere Anzahl von Untersuchungen unter ähnlichen Bedingungen kann im Mittel zu einem aussagekräftigen Ergebnis führen.

Werden dagegen die Flüsse auf täglicher und halbstündlicher Basis verglichen, lassen sich Gemeinsamkeiten finden und ähnliche Abhängigkeiten. Bisherige Messungen von NEE semiarider Steppen in der Vegetationszeit zeigen kleine Flüsse in ähnlichen Wertebereichen zwischen -2 und 2 mg C m⁻² d⁻¹ für EC-Messungen (*Fu et al. 2009*, *Hao et al. 2008*, *Wang et*

al. 2008, Zhang et al. 2007) und Kammermessungen (Liu et al. 2008, Rey et al. 2011). Die durchschnittlichen Flüsse von Grasländern in den gemäßigten Zonen liegen deutlich höher (ca. -10 und 10 mg C m⁻² d⁻¹, Gilmanov et al. 2007). Kammermessungen der gleichen Standorte der vorliegenden Arbeit zeigen, dass die nächtlichen NEE-Flüsse in denselben Wertebereichen liegen, wie die in der vorliegenden Arbeit (Liu et al. 2008).

Einfluss meteorologischer Größen

Der Kohlenstoffaustausch im Untersuchungsgebiet reagiert sensitiv auf Schwankungen in θ , was auch die Beziehungen zwischen dem Kohlenstoffaustausch und anderen abiotischen Größen wie R_g , T und VPD beeinflusst (Abb. 5-12, 5-13, Abb. B13). Fällt die Bodenfeuchte unter einen bestimmten Grenzwert (siehe 6.1.3) unterliegen die biotischen Prozesse Trockenstress. In der vorliegenden Untersuchung wurde dieser Grenzwert mit $\theta < 12$ Vol% bestimmt, was die beiden unteren BFK (i: $\theta < 9$ Vol%, ii: $9 < \theta < 12$ Vol%) umfasst. Ist $\theta < 12$ Vol% wird der Einfluss von R_g , T und VPD auf NEE abgeschwächt, in unterschiedlicher Intensität für die beiden BFK (i) und (ii).

Auswirkungen des Trockenstress‘ zeigt NEE bei $\theta < 12$ Vol% durch die geringe C-Sequestrierung, besonders unter hohen R_g . Anstelle von steigender C-Sequestrierung mit zunehmender R_g , wird ein Rückgang vermerkt und NEE steigt stattdessen ins Positive (Abb. 5-12, Abb. 5-13). Kommt es zu Bodenwasserstress und gleichzeitig hohen Temperaturen wird die stomatäre Leitfähigkeit minimiert (Fu et al. 2006a), was die C-Sequestrierung reduziert. Verschiedene Untersuchungen (Li et al. 2005, Scott et al. 2010, Wang et al. 2008 und Zhang et al. 2007) konnten ähnliche Beziehungen für NEE unter Trockenstress finden. Dabei wird die Trockenheit als der kritischste Faktor in der semiariden Steppe definiert (Li et al. 2005), der die Pflanzenphysiologie und somit die CO₂-Aufnahme entscheidend verändern kann (Hunt et al. 2002). Li et al. (2005) nimmt an, dass die Steppe, aufgrund geringer LAI-Werte, nicht sehr produktiv in Bezug auf die Lichtsättigungseffizienz ist. Die vorliegenden Messungen zeigen, dass unter guten Bodenfeuchtebedingungen ($12 < \theta < 19$ Vol%, $\theta > 19$ Vol%) auch eine hohe Lichtsättigungseffizienz erzielt wird. In 2004, zeigte NEE eine gute Korrelation zu R_g und war vergleichbar mit Grasflächen in den gemäßigten Gebieten (Soussana et al. 2007b). Die kurze Messperiode in 2004 zeigt wie die Steppe auf dauerhaft hohe Bodenfeuchte ($\theta > 19$ Vol%), aufgrund überdurchschnittlicher Niederschläge, reagiert. In dieser Zeit wurde die höchste C-Sequestrierung, aber auch die höchste TER gemessen und in Abhängigkeit der Strahlung wird kein Maximum der C-Sequestrierung erreicht (Abb. 5-13). Die hohe C-Sequestrierung ergibt sich aus dem hohen Pflanzenwachstum aufgrund der guten Wasserverfügbarkeit.

Im Vergleich zum NEE bei unterdurchschnittlich trockenen Bedingungen, wirken sich ein höherer P und somit bessere Bedingungen stärker auf die Prozesse in der Steppe aus. Bedingt durch die höheren Niederschläge stiegen die Kohlenstoffflüsse stark an (Aug/Sep 2004), bei einer Halbierung des P nahmen die Kohlenstoffflüsse dagegen nur gering ab (Jahr 2005).

Flanagan et al (2002) konnte ähnliche Ergebnisse in einem ariden Ökosystem finden, in dem die CO₂-Flüsse durch eine feuchte Periode, im Vergleich zu einem durchschnittlichen Jahr, verdoppelt wurden. Das Ökosystem der semiariden Steppe ist gut an die trockenen Bedingungen und den gelegentlichen Trockenstress angepasst, erhöht sich dagegen der durchschnittliche P nähern sich die Kohlenstoffumsätze denen der gemäßigten Zonen an (siehe C-Sequestrierung in 2004).

Die hohe C-Sequestrierung in 2004 zeigt wie entscheidend die P -Menge in der Vegetationszeit ist. Die Anstiege in der C-Sequestrierung nach einem P -Ereignis zeigen, dass sich auch der Zeitpunkt des P -Ereignisses auf den Kohlenstoffaustausch auswirkt. Bereits *Xu und Baldocchi (2004)* berichten wie entscheidend die Niederschläge zu Beginn der Vegetationsperiode sind. Dies gilt besonders für die semiaride Steppe. Fällt kein P in der Vegetationsperiode über längere Zeiträume (> 1 Woche), ist ein Rückgang in allen CO₂-Flüsse zu sehen. Hält diese Phase an und ist nur unterbrochen von kleineren P -Ereignissen, kann NEE positiv werden (siehe 2005, Juli 2008), was gleichbedeutend mit einer CO₂-Quelle ist. Dagegen führte der P zu Beginn der Vegetationsperiode in 2006 und im Juli 2007 zu einer größeren C-Sequestrierung als in den Jahren 2005 und 2008.

Die nächtlichen Werte des NEE bzw. der nächtlichen TER zeigen ähnliche Abhängigkeiten zur Bodenfeuchte und gegenüber T und T_b wie am Tag (Abb. 5-13). Bei geringer θ ist der nächtliche NEE kleiner als bei hohen θ . Hinsichtlich der Lufttemperatur erreicht der NEE nachts ein Maximum bei ca. 20°C. In keiner der vergleichbaren Studien konnte ein ähnliches Phänomen gefunden werden. Da nur wenige Daten nachts bei höheren Temperaturen als 20°C vorliegen, wird angenommen, dass dieser Effekt auf die mangelnde Datenverfügbarkeit zurückzuführen ist.

Da die Bodenatmung auf der Aktivität von Wurzeln und Mikroben im Boden basiert und diese Prozesse mit der Bodenfeuchte korrelieren, wird die Bodenfeuchte als entscheidender Faktor in wasserlimitierten Regionen hervorgehoben (*Jia et al. 2006, Howard und Howard 1993 in: Jia et al. 2006*). Einige Studien schätzen T als gleichwertigen Einflussfaktor wie θ ein (*Jia et al. 2007*) bzw. stufen T als den primären Einflussfaktor ein, gefolgt von θ (*Fu et al. 2006b*). *Jia et al. (2007)* stuft θ als den wichtigsten Einflussfaktor hinsichtlich der Bodenatmung in ariden und semiariden Gebieten ein, gefolgt von T , was durch die vorliegenden Ergebnisse bestätigt wird.

Tagesgänge

Die Tagesgänge (Abb. 5-4) zeigen im Mittel die größte C-Sequestrierung am Vormittag und das Tagesmaximum von TER am Nachmittag. Dieser Verlauf ist konsistent mit anderen Messungen vergleichbarer Standorte (*Hao et al. 2008, Li et al. 2005, Zhang et al. 2007*). Die Limitierung der C-Sequestrierung um die Mittagszeit und am frühen Nachmittag ist dabei auf die niedrige Enzymaktivität zurückzuführen, die bei hohen Temperaturen und der gleichzeitigen Schließung der Stomata bei hohen VPD unter höherer photosynthetisch aktiver Strahlung

auftritt (Zhang et al. 2007). Dieses als *Trockendepression (midday depression)* bekannte Phänomen, ist bei Pflanzen in wasserlimitierten Regionen mit gleichzeitig hohen Temperaturen zu beobachten (Chaves et al. 2002, Fu et al. 2006a, Zhang und Gao 1999). Im einzigen gemessenen Zeitraum ohne Wasserknappheit (Jahr 2004), tritt dieser Effekt nicht auf.

TER zeigt im Tagesgang das Maximum gleichzeitig mit dem Temperaturmaximum, was zum einen darauf beruht, dass die Atmung überwiegend von abiotischen, temperaturabhängigen Prozessen gesteuert wird und zum anderen, für die vorliegenden Ergebnisse diese Beziehung zur Ableitung von TER genutzt wurde (*Arrhenius Funktion*, Gl. 4-23, Kap. 4.4). Biotische Faktoren die einen zusätzlichen Einfluss auf TER ausüben sind der organische Kohlenstoff- und Stickstoffgehalt im Boden, die Wurzeldichte und das abgestorbene Material am Boden (Fu et al. 2006b, Wang et al. 2008), wobei diese Faktoren nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit sind.

Vergleich der unbeweideten Leymus chinensis und Stipa grandis Steppe

Der Vergleich der beiden typischen Steppenarten der Inneren Mongolei zeigt größere Unterschiede im CO₂-Austauschs als für ET. In den saisonalen Bilanzen ist die C-Sequestrierung jeweils größer für LCUG79 (Abb. 5-15), obwohl, auf Grund des höheren P auf SGUG79, eine höhere C-Sequestrierung für die *Stipa grandis* Steppe zu erwarten wäre. Dies weist darauf hin, dass die pflanzenphysiologischen Unterschiede der Steppenarten zu verschiedenen Ergebnissen im CO₂-Austausch führen. Im monatlichen Mittel ist NEE durchschnittlich größer für LCUG79 als für SGUG79 (Abb. 5-16). Am deutlichsten zeigt Abbildung 5-17 (links) die Unterschiede im NEE zwischen beiden Steppenarten: In den jeweiligen Bodenfeuchteklassen zeigt SGUG79 jeweils eine NEE-Sättigung bei geringeren R_g als LCUG79, was auf eine geringere Trockenstresstoleranz der *Stipa grandis* Steppe hindeutet. Obwohl beide Steppenarten typisch für die semiariden Steppen im Norden von China sind, ist *Stipa grandis* auch in den gemäßigten Zonen weitverbreitet (Dong et al. 2006). Dies zeigt, dass die Pflanzenphysiologie der *Stipa grandis* auch an feuchtere Gebiete (jährliches $P > 350$ mm) angepasst ist. *Leymus chinensis* und *Stipa grandis* sind beides C3-Pflanzen und folgen den gleichen photosynthetischen Mechanismen, jedoch konnte bei *Stipa grandis* eine höhere Sensitivität der Stomata gegenüber Trockenheit festgestellt werden (Chen et al. 2005a, b), was auch in der geringeren C-Sequestrierung im Vergleich zu *Leymus chinensis* mit höherer Strahlung zu sehen ist. Diese pflanzenphysiologischen Unterschiede sollten sich auch auf ET auswirken, bzw. auf die Komponente Transpiration. Da diese nicht getrennt von ET gemessen werden konnte, wird vermutet, dass sich das Verhältnis zwischen E_{Tran} und E_{Soil} für die beiden Steppenarten unterscheidet, in der Summe, ET aber den gleichen Einflüssen unterliegt.

Für die nächtlichen NEE-Werte bzw. TER-Werte sind keine so gravierenden Unterschiede zwischen den beiden Steppenarten zu sehen. In den monatlichen Mittelwerten (Abb. 5-16) sind keine Trends zu erkennen, da TER durchschnittlich mal höher für SGUG79 oder LCUG79 ist. In der Abhängigkeit zu T (Abb. 5-19, rechts) liegen die mittleren Kurven für

TER in der jeweiligen Bodenfeuchteklasse in etwa den gleichen Wertebereichen. Diese ähnlichen Ergebnisse zeigen, dass TER für beide Steppenarten von den gleichen Faktoren abhängig ist (θ und T) und unabhängig von der Pflanzenphysiologie sind, da die Bodenorganismen die Respiration steuern. Unterschiede, wie in den monatlichen Daten, können durch die unterschiedliche Witterung aufgrund der Entfernung zwischen den beiden Flächen erklärt werden.

Ausgehend von der Entfernung der beiden Standorte, sind auch die unterschiedlichen Böden zu berücksichtigen. Die unterschiedlichen Bodencharakteristiken ergaben u.a. einen größeren Bodenwärmestrom für SGUG79 als für LCUG79 (Gan et al. 2012a). Eine Studie (Geng et al. 2008) zeigte, dass durch die Beweidung von *Leymus chinensis* und *Stipa grandis* jeweils der Anteil an SOC in der oberen Bodenschicht gesenkt wird, in tieferen Bodenschichten dagegen ansteigt. Der Unterschied zwischen den beiden Steppenarten konnte dabei in der oberen Bodenschicht gefunden werden, dabei reichte die Abnahme von SOC bei *Stipa grandis* in den oberen Bodenschichten tiefer als bei *Leymus chinensis*.

Einfluss der Beweidung

Beweidete Grasländer in den gemäßigten Zonen (Ammann et al. 2007, Allard et al. 2007, Rutledge et al. 2015) zeigen oftmals einen Anstieg der C-Sequestrierung vom extensiv zum intensiv bewirtschafteten Grasland, da das Potential der C-Sequestrierung durch die Bewirtschaftung erhöht wird (Conant et al. 2001). Die Ergebnisse für die semiaride Steppe zeigen dagegen kleinere C-Flüsse für die beweidete Steppe im Vergleich zur unbeweideten Steppe (Abb. 5-23).

Durch die Beweidung wird die Vegetation reduziert, welches sich auch deutlich im LAI widerspiegelt (Abb. B25). Dadurch wird die C-Aufnahme durch die Photosynthese vermindert. Am deutlichsten ist dieser Unterschied in der C-Sequestrierung zwischen der unbeweideten und der beweideten Steppe in Abhängigkeit von R_g zusehen (Abb. 5-26, links). Die mittleren Werte des NEE zeigen dabei kaum Unterschiede für LCG zwischen den Bodenfeuchtegruppen im Gegensatz zu LCUG79. Die geringen NEE-Werte für LCG erreichen im Mittel nicht mehr als $-0,02 \text{ mg C m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Dieser Vergleich wird nur für die *Leymus chinensis* Steppe untersucht, da keine Messungen auf beweideter *Stipa grandis* Steppe durchgeführt wurden, es wird aber vermutet, dass der Einfluss der Beweidung auf der *Stipa grandis* die C-Sequestrierung im gleichen Maße einschränkt, was die Studie von Chen et al. (2005a) bestätigt. In dieser wurde untersucht wie die pflanzenphysiologischen Mechanismen von *Leymus chinensis* und *Stipa grandis* unter unterschiedlichen Beweidungsintensitäten reagieren. Es zeigt sich, dass bei beiden Steppenarten die Nettphotosyntheserate, die Transpirationsrate und die Wassernutzungseffizienz bei Überweidung stark herabgesetzt sind.

Wie die ET der beweideten Flächen, wird auch der Kohlenstoffaustausch von den Veränderungen der Bodeneigenschaften beeinflusst (Gan et al. 2012a, Reszkowska et al. 2011b, Zhao et al. 2011b). Die oben genannten Faktoren sollen an dieser Stelle nicht noch einmal wieder-

holt, sondern nur die beiden wichtigsten Veränderungen genannt werden: die Bodenverdichtung und die Verringerung der Bodenfeuchte. Ersteres schränkt die biotischen Prozesse im Boden ein und verringert die Wurzeldichte, was zu einer Verringerung der TER führt, und die Verringerung der Bodenfeuchte schränkt das Pflanzenwachstum ein.

Wie sich unterschiedliche Beweidungsintensitäten auf die Kohlenstoffflüsse auswirken, kann mit der vorliegenden Arbeit leider nur bedingt abgeschätzt werden, da keine Parallelmessungen der beweideten Flächen vorliegen. Es können aber die jeweiligen Kurzzeitmessungen mit der unbeweideten *Leymus chinensis* Fläche verglichen werden (Abb. B22 - B24), welche jeweils eine höhere C-Sequestrierung zeigt. Demnach wird die C-Sequestrierung durch Beweidung grundsätzlich reduziert, wobei davon auszugehen ist, dass diese Reduzierung abhängig ist von der Beweidungsintensität. Dies widerspricht der Studie von *Kang et al. (2013)* über eine semiaride Steppe, in der beobachtet wurde, dass unter moderater Beweidung der NEE erhöhte C-Sequestrierung zeigte im Vergleich zur unbeweideten Fläche, ähnlich wie in den gemäßigten Zonen.

Der Einfluss der Beweidung auf TER ist weniger deutlich zu sehen als auf NEE. Im Vergleich zwischen unbeweideten und beweideten Flächen, ist TER in den meisten Monaten höher auf LCUG79, vereinzelt ist TER größer auf LCG (Jul 2005, Sep 2006) oder TER ist für beide gleich groß (Jun 2005, Aug 2006). In Abhängigkeit von T gibt es keinen Unterschied zwischen den nächtlichen NEE-Kurven in der niedrigsten BFK (Abb. 5-24, rechts). Mit zunehmender BFK steigen die Kurven an, wobei sie für LCUG79 den größeren Anstieg mit höheren Werten zeigen. Es sind dabei nur wenige Daten für LCG in hohen BFK vorhanden.

Verschiedene Studien zeigen welchen Einfluss die Beweidung auf SOC und die Atmung eines semiariden Steppensystems ausübt (*Geng et al. 2008, Han et al. 2008, Jia et al. 2006, Kang et al. 2007, Wang et al. 2011*). Es liegen aber nur wenige Studien über den Nettoökosystemaustausch beweidete Steppen vor. *Li et al. (2005)* führte EC-Messungen über einer beweideten Steppe in der Mongolei durch. Die einjährigen Messungen ergaben ähnlich niedrige C-Flüsse wie in der vorliegenden Arbeit mit denselben Abhängigkeiten und Dynamiken auf Basis von Halbstundenwerten. Eine kurze Vergleichsmessung in demselben Jahr mit und ohne Beweidung ergab eine 16%ige Reduzierung des LAI durch die Beweidung. Untersuchungen zum SOC einer Beweidungsstudie mit Rindern in der Inneren Mongolei (*Han et al. 2008*) ergab eine signifikante Abnahme des bodenorganischen Kohlenstoffs mit höherer Beweidungsintensität. Die Überweidung zählt mit zu den Gründen, die zur Verringerung des SOC in China in den letzten Jahrzehnten beigetragen hat (*Wang et al. 2011*). Es fehlen Studien und Experimente wie diese Entwicklung aufgehalten bzw. umgekehrt werden kann.

Zusammenfassend wird die semiaride Steppe durch die Beweidung unter zusätzlichen „Stress“ gesetzt. Der Kohlenstoffaustausch wird durch die Beweidung eingeschränkt und insbesondere die C-Sequestrierung minimiert. Desweiteren werden die Bodeneigenschaften negativ beeinflusst. Neben der Bodenfeuchte ist die Beweidung damit der bedeutendste Faktor der den C-Austausch in der semiariden Steppe beeinflusst. Die vorliegenden

Untersuchungen zeigen die negativen Effekte auf die semiaride Steppe, die durch die durchgängige Beweidung, wie sie mittlerweile seit Jahrzehnten im Norden von China durchgeführt wird (Kang et al. 2007), entstehen. Dadurch wird u.a. die Desertifikation unterstützt. Global betrachtet stellt die beweidete Steppe demnach eine Quelle für atmosphärisches CO₂ dar und wirkt sich negativ auf die GHG Bilanz aus.

6.2 Diskussion der Modellergebnisse

6.2.1 ET-Modellierung

Modellvergleich

ET wurde in der vorliegenden Arbeit mit den beiden Modellen BROOK90 und DDC für die unbeweidete *Leymus chinensis* Steppe modelliert. Beide Modelle werden für unterschiedliche Fragestellungen verwendet und sind für ihren jeweiligen Bereich bestmöglich angepasst. So wird BROOK90 überwiegend für Simulationen des Wasserhaushaltes an Waldstandorten angewendet (Yu et al. 2013, Combalicer et al. 2010, Spank et al. 2013), während DDC und das nah verwandte DAYCENT weitestgehend für landwirtschaftliche Flächen entwickelt wurden (Chamberlain et al. 2011, Pan et al. 2010, Smith et al. 2012). Simulationen für die semiaride Steppe liegen dagegen für beide Modelle außerhalb des entwickelten Bereiches.

Die Ableitung der realen von der berechneten potentiellen Transpiration richtet sich in beiden Modellen nach der Biomasse und dem Bodenwasser. Dafür wird in BROOK90 die Biomasse über Pflanzenparameter wie Wuchshöhe und LAI über das Jahr vorgegeben, während in DDC die Biomasse über einen empirischen Ansatz berechnet wird. Die beiden verschiedenen Ansätze zum Bereitstellen der Biomasse wirken sich auf ET_{mod} aus. BROOK90 simuliert eine niedrigere E_{Inter} als DDC, da in BROOK90 die nicht grünen Pflanzenanteile vernachlässigt werden (Federer 2002). In DDC wird dagegen lebende wie tote Biomasse in der Berechnung berücksichtigt (Parton et al. 1998).

Beide Modelle geben die Dynamik der gemessenen ET gut wieder und können die Anstiege nach P -Ereignissen entsprechend simulieren. Diese ET- P -Beziehung ist in wasserlimitierenden Gebieten entscheidend für weitere Prozesse wie den C-Austausch (Li et al. 2007, Wever et al. 2002). Um die Sensitivität des Ökosystems zu testen, wurden die Simulationen unter variierten Eingangsdaten (P , T) mit beiden Modellen durchgeführt (Abb. 5-28, Abb. 5-32). Die Ergebnisse zeigen dieselben Tendenzen, aber mit unterschiedlicher Intensität, was gut in der kumulativen ET_{mod} von Mai bis September zu sehen ist (Abb. 5-29, Abb. 5-33). Die verschiedenen Ansätze der Modelle resultieren in abweichende Ergebnisse, stimmen aber in den Grundaussagen überein: wird P reduziert nimmt ET ab und mit erhöhten P steigt auch ET an.

Beide Modelle konnten an die Bedingungen der semiariden Steppe angepasst werden und ET simulieren, dabei konnte mit BROOK90 eine bessere Übereinstimmungen mit den Messun-

gen erreicht werden als mit DDC. BROOK90 wurde ausschließlich konstruiert, um den Wasserhaushalt eines Ökosystems bestmöglich wiederzugeben und kann dies auch für ein semiarides Ökosystem. Dagegen liegt der Fokus in DDC auf den biologisch-chemischen Prozessen, in denen der Wasserhaushalt eine wichtige Rolle spielt, aber den anderen Prozessen im Modell untergeordnet ist. Dies resultiert in den weniger guten Übereinstimmungen zwischen den gemessenen und modellierten ET, aber in sehr guten Übereinstimmungen für NEE.

Ergebnis für Ökosystem

Für das wasserlimitierte Gebiet der semiariden Steppe zeigen die Ergebnisse eine gute Korrelation von ET und P für das Untersuchungsgebiet mit zeitgleichem Anstieg und Rückgang. Dabei fällt das simulierte ET schnell auf ein Minimum wenn P reduziert wird. Dies konnte mit den Messungen nicht beobachtet werden, da in dem trockenen Jahr (2005, $P = 50\%$ geringer) ET nur um ca. 1/3 reduziert war. Dies zeigt, dass sich die Vegetation den Bedingungen der semiariden Steppe angepasst hat und auch unter kurzzeitiger extremer Trockenheit (Extrem für die semiaride Steppe) der Wasseraustausch weiter stattfindet. Die Modelle konnten diese Extreme nicht entsprechend den Messungen simulieren und unterschätzen beide ET bei einer Reduzierung des P , was vermuten lässt, dass die Ergebnisse für eine Verringerung des P weit von der Wirklichkeit abweichen oder entscheidende Prozesse für Trockenperioden nicht ausreichend abgebildet sind. Dagegen konnte unter feuchten Bedingungen in den Messungen (2004) ein starker Anstieg in ET verzeichnet werden, der von den Modellen ebenfalls simuliert wurde. Da die Modelle für feuchtere Bedingungen entwickelt wurden, sind diese Ergebnisse aussagekräftiger.

Die Sensitivitätsanalyse hat gezeigt, dass die Beziehung zwischen P und ET entscheidend für das Ökosystem ist. Auch wenn sich Änderungen in der T auf den Wasseraustausch im System auswirken, bleibt die Beziehung ET- P entscheidend. Änderungen in der T wirken sich weitestgehend zum Ende und Beginn der Vegetationsperiode auf das Ökosystem und den Wasseraustausch aus, da die Länge der Vegetationsperiode beeinflusst wird.

6.2.2 CO₂-Modellierung

Modellierung mit DDC

Ziel der Modellierung mit DDC war es die Sensitivität des Kohlenstoffaustausches der semiariden Steppe gegenüber den Einflussfaktoren zu testen. Die vorangehende Version von DDC, DAYCENT, wurde bereits erfolgreich für Steppenökosysteme verwendet (*Chamberlein et al. 2011, Parton et al. 2007*). DDC gibt gut den Stoffwechsel der semiariden Steppe wieder. Vergleichbare Studien zeigten ebenfalls gute Ergebnisse für die Dynamik von CO₂-Flüssen für eine Kurzgrassteppe (*Kelly et al. 2000*) und die Wiedergabe der engen Beziehung zwischen P und den CO₂-Flüssen für wasserlimitierte Gebiete (*Gerten et al. 2008*). Für das

Untersuchungsgebiet konnte DDC den Verlauf von NEE gut simulieren, nur zu Beginn der Vegetationsperiode wird in den Messungen ein positiver Anstieg in NEE gezeigt (Abb. 5-31), was nicht simuliert werden konnte. Im Modell wird mit Beginn der Vegetationsperiode und den entsprechenden Temperaturen, wachsende Biomasse simuliert und damit C-Sequestrierung, während die Messungen erhöhte C-Abgabe registrierten. Demnach überwiegen die Atmungsprozesse in dieser Zeit im Untersuchungsgebiet und die C-Sequestrierung ist geringer. Diesen Effekt konnte DDC nicht wiedergeben.

Größere Abweichungen sind Ende Mai in der ET und dem NEE und Mitte Juli im NEE zu sehen. Diese sind ein Indikator, dass mit den Messungen Prozesse erfasst werden, die im Modell nicht wiedergegeben werden können. Die simulierte Beweidung ergab eine gute Übereinstimmung im Vergleich der gemessenen und simulierten oberirdischen Biomassen, der direkte jährliche Verlauf des NEE konnte jedoch nicht verglichen werden. Allerdings zeigten die Messungen auch eine geringere ET durch die Beweidung, was in der simulierten ET nicht zu sehen war. Die gemessene ET ist geringer, da die Bodendichte durch Trittschäden verändert wird und somit nicht nur E_{Tran} , sondern auch E_{Soil} reduziert wird. In DDC wird die Bodendichte im Bodenprofil über die Simulationen hinaus nicht verändert, nur die Bodennährstoffe werden angepasst.

Ergebnis für Ökosystem

Neben den Messungen (Kap. 5.2) zeigen auch die Simulationen mit DDC, dass in diesem wasserlimitierten Gebiet die Zu- oder Abnahme von P jeweils starke Auswirkungen auf die CO_2 -Flüsse hat, was durch eine Veränderung in T verstärkt oder abgeschwächt wird (Abb. 5-34). Das Variieren der Eingangsdaten hatte auf den CO_2 -Austausch unterschiedliche Auswirkungen abhängig vom Jahreszyklus. Während im Juli die CO_2 -Abgabe durch die Variation der Eingangsdaten erhöht wird, bleibt die C-Sequestrierung gering. Dagegen konnte im August und September durch höhere P und T die C-Sequestrierung erhöht werden. Bei einer durchgängigen T -Erhöhung und gleichzeitigen guten P -Bedingungen ($\Delta P = 0$ bis $+100\%$), wird die Vegetationsperiode verlängert, was, einerseits, zu einer erhöhten C-Aufnahme im Mai und September beiträgt, andererseits aber zu einer geringeren C-Sequestrierung in den Sommermonaten, in denen eher eine T -Senkung die C-Sequestrierung steigern würde (da in den warmen Sommermonaten die T die optimale T für das Wachstum übersteigt). Auch Peng *et al.* 2013 zeigt wie sich unterschiedliche Zeitpunkte von P auf den CO_2 -Austausch in semiariden Gebieten auswirken. Diese Simulationen wurden mit unterschiedlichen P -Profilen durchgeführt, resultieren aber in ähnlichen Ergebnissen wie die vorliegende Arbeit.

Die DDC-Ergebnisse zeigen eine gute Anpassung der Vegetation an die herrschenden Bedingungen. Weshalb Veränderungen im Klima das Wachstum der vorherrschenden Vegetation einschränken und zu einem Vegetationswechsel führen kann (Auerswald *et al.* 2012, Tong *et al.* 2004).

Das Simulieren verschiedener Beweidungsintensitäten (G1 – G6) und Bewirtschaftungen (durchgängig, nur jedes zweite Jahr) zeigt die kurzfristigen Auswirkungen auf die Steppe, aber auch die langzeitlichen, wie den Verlauf des SOC. Interessant ist, wie stark sich eine zwischenzeitliche Regeneration auf die Prozesse und den CO₂-Austausch in der Steppe ausüben und selbst bei hoher Beweidungsintensität kann die C-Sequestrierung zwischenzeitlich erhöht werden. *Kang et al. (2013)* konnten eine Zunahme des NEE für die semiaride Steppe durch moderate Beweidung, im Vergleich zu unbeweideter Steppe, simulieren. Allerdings beruhen diese Ergebnisse bereits auf Messungen in denen dieser Unterschied besteht. Für die vorliegenden Simulationsläufe zeigt sich eine höhere C-Sequestrierung bei höheren Beweidungsintensitäten für die unbeweideten Jahre, wenn in jedem zweiten Jahr beweidet wird. Allerdings ergeben sich im folgenden Jahr erhöhte C-Abgaben mit intensiverer Beweidung, was die Steigerung der C-Sequestrierung vom Vorjahr übertrifft und die Fläche in eine CO₂-Quelle verwandelt. Die unbeweidete Steppe zeigte jeweils die größte C-Sequestrierung im Vergleich zu allen Beweidungsintensitäten.

Die Abnahme in SOC kann durch zeitweise Unterbrechung der Beweidung langfristig nicht verhindert werden, aber gemindert. Der Landnutzungswechsel weg von der Beweidung erhöhte SOC wieder, allerdings wird das Ausgangsniveau nicht erreicht. Die meisten Studien zum SOC bei einem Landnutzungswechsel gehen von einem Zeitraum von 20 Jahren aus (*Ogle et al. 2005*), in dem das Ökosystem ein neues Gleichgewicht einstellt, dies kann mit den vorliegenden Ergebnissen für die semiaride Steppe nicht bestätigt werden. Der Zeitraum der benötigt wird, ist Abhängig von der vorherigen Beweidungsintensität und wie intensiv die Bewirtschaftung war. Neuere Studien zeigen ähnliche Trends in denen SOC nach einem Landnutzungswechsel bis zu 100 Jahre braucht, um ein neues Gleichgewicht zu finden (*Poehlau et al. 2011*). Für die Schweiz konnten *De Brujin et al. (2012)* simulieren, dass Veränderungen im SOC bis ca. 20 Jahre nach dem Landnutzungswechsel durch die Beweidung dominiert werden, sich Einflüsse durch Klimawandel jedoch 50 Jahre auswirken bis ein neues Gleichgewicht in SOC erreicht wird.

Unter den gegebenen klimatischen Bedingungen sinkt der SOC selbst wenn die Steppe unbeweidet ist, durch die Beweidung wird dieser Gradient verstärkt. Die vorliegende Ergebnisse zeigen, dass nur unter spezifischen Bedingungen der SOC der semiariden Steppe erhöht werden kann und dadurch mehr C im Boden gebunden als freigesetzt wird. Dieser Fall ist bei einer Zunahme des *P* und einem gleichzeitigen Temperaturrückgang. Unter diesen Voraussetzungen steigt SOC selbst unter leichter Beweidungsintensität. Allerdings ist eher das Gegenteil in der klimatischen Entwicklung zu erwarten (*IPCC 2014*), mit einem Rückgang des *P* in Zentralasien und der steigenden globalen Temperatur, was nach den vorliegenden Untersuchungen den SOC weiter reduziert, aber auch die CO₂- und H₂O-Flüsse mindert. Die Veränderung in SOC hat weitreichende Folgen für die CO₂-Flüsse, da mehr C aus dem Boden abgebaut wird und in die Atmosphäre gelangt – die Steppe also zu einer Quelle für atmosphärisches CO₂ wird. Globale Simulationen zeigen, dass unter den zu erwartenden klimatischen Veränderungen und Landnutzungswechseln der SOC weiter abgebaut wird, dem

nur durch Gegenmaßnahmen wie z. B. Düngung entgegengewirkt werden kann (*Tian et al. 2015*).

Bei einem Rückgang des P wirkt sich die Beweidung umso stärker auf die Prozesse im Ökosystem aus, minimiert den Stoffaustausch und reduziert die Flüsse. Allerdings können die Einflüsse der Beweidung durch zwischenzeitige Regeneration reduziert werden, was auch der ursprünglichen nomadischen Bewirtschaftung entspricht. Auch andere Studien zeigen einen großen Rückgang in SOC von semiariden Gebieten bei geringeren P (*Albaladejo et al. 2013*). Die semiaride Steppe reagiert sensitiv auf einen Wechsel in der Bewirtschaftung und jeder Wandel (wie z. B. höhere Bewirtschaftung oder Landwirtschaft) kann die Steppe in eine Quelle für atmosphärisches CO_2 verwandeln (*Qui et al. 2012*). Dagegen kann ein Restaurieren der Vegetation zur Erhöhung des SOC beitragen und dadurch auch die Bodenerosion der semiariden Steppe mindern, was wiederum der Desertifikation entgegen wirken würde (*Wang et al. 2011*).

7 Schlussfolgerungen

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit gemessenen CO₂- und H₂O-Flüsse beschreiben die beweidete und unbeweidete Steppe der Inneren Mongolei als sensitives Ökosystem. Im Vergleich zu Grasländern in den gemäßigten Zonen sind die Flüsse klein. ET ist eng an den eingehenden P gekoppelt und über längere Zeiträume wie ein Jahr entspricht ET gleich P . Die Kohlenstoffflüsse sind klein mit Jahressummen für NEE nahe 0 g C a⁻¹. Dabei neigt die unbeweidete Steppe zu höherer C-Sequestrierung als die beweidete Steppe. In Abhängigkeit der Umwelteinflüsse ist die semiaride Steppe eine Nettoquelle oder –senke für atmosphärisches CO₂. Dabei gilt: für trockene Verhältnisse wird die Steppe zur CO₂-Quelle, unter guten und erhöhten Niederschlagsbedingungen wird die Steppe zur CO₂-Senke und unter Beweidung wird die C-Sequestrierung des Ökosystems eingeschränkt. Im Vergleich der beiden Steppenarten (*Leymus chinensis* und *Stipa grandis*) konnte für *Leymus chinensis* eine höhere Trockentoleranz festgestellt werden, die zu einer höheren C-Sequestrierung unter trockeneren Verhältnissen beiträgt. Unabhängig von der Steppenart sind die wichtigsten Einflüsse auf das Ökosystem die Bodenfeuchte, die durch den eingehenden P bestimmt wird, die T und die Beweidung. Diese Faktoren können dabei nicht unabhängig voneinander betrachtet werden.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit geben einen Ausschnitt wieder, der das Ökosystem der semiariden Steppe einige Monate charakterisiert. Durch die unterschiedlichen Bedingungen im Messzeitraum war es möglich das Ökosystem unter veränderten Rahmenbedingungen (trockenes Jahr, feuchte Zeiträume) zu studieren und durch die Modellierung langzeitliche Trends abzuschätzen (Tab. 7.1). Die Simulationsergebnisse zeigen, dass die CO₂-Flüsse durch hohe Beweidungsintensitäten so stark minimiert werden, dass andere Einflussfaktoren dahinter zurücktreten. Bei leichten Beweidungsintensitäten wirkt sich dagegen besonders der P auf die Austauschprozesse aus. Die DDC-Ergebnisse zeigen, dass unter den derzeitigen Bedingungen der SOC verringert wird, also C aus dem Boden freigesetzt wird. Dies wird durch die Beweidung unterstützt. Bei einem Landnutzungswandel von beweideter Steppe zur unbeweideten Steppe, steigt SOC wieder an, erreicht aber unter den derzeitigen (gemessenen) klimatischen Bedingungen nicht mehr den Zustand wie von vor der Beweidung. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass der SOC der semiariden Steppe nur erhöht werden kann, wenn der P in der Region steigt und gleichzeitig die T sinkt, dann kann auch eine leichte Beweidungsintensität stattfinden. Jedoch wird für Zentralasien ein Rückgang des P und eine Erhöhung der T prognostiziert (IPCC 2014), wodurch SOC weiter abgebaut wird und sich die semiaride Steppe, selbst ohne Beweidung, zu einer CO₂-Quelle entwickelt. Durch die Beweidung wird dieser Effekt verstärkt.

Um die Auswirkungen von Veränderungen der Einflussfaktoren auf die Steppe der Inneren Mongolei abzuschätzen, sind verschiedene Kombinationen in Tabelle 7.1 zusammengestellt. Der Einfluss durch die Beweidung beeinflusst das Ökosystem nachhaltig, wobei die Intensität

und die Dauer (Jahre) der Beweidung entscheidend sind, denn, es wird nicht nur die Biomasse reduziert, sondern gleichzeitig die Bodeneigenschaften verändert.

Tabelle 7-1: Abschätzung der Auswirkungen auf ET und dem Netto-CO₂-Austausch der semiariden Steppe durch Veränderungen der Einflussfaktoren (*P*, *T*, Beweidung), ↓ steht für eine Abnahme und ↑ steht für eine Zunahme

	Unbeweidet	Moderate Beweidung	Intensive Beweidung
aktuell; Mittel der Messungen	leichte CO ₂ -Senke	CO ₂ -Austausch neutral	CO ₂ -Quelle
trockener, wärmer	geringere CO ₂ -Senke, ET↓	CO ₂ -Quelle, ET↓	CO ₂ -Quelle, ET↓
trockener, kälter	kürzere Vegetationsperiode, eher CO ₂ -Quelle, ET↓	CO ₂ -Quelle, ET↓	CO ₂ -Quelle, ET↓
feuchter, wärmer	CO ₂ -Senke, längere Vegetationsperiode, ET↑	neutral bis CO ₂ -Senke, ET↑	CO ₂ -Quelle, ET↑
feuchter, kälter	CO ₂ -Senke, kürzere Vegetationsperiode, ET↑	CO ₂ -Senke, ET↑	CO ₂ -Quelle, ET↑

Unabhängig von der klimatischen Entwicklung, ist die derzeitige überwiegend hohe Beweidungsintensität (Bewirtschaftung) der Steppe eine Belastung für das Ökosystem und schränkt das Vegetationswachstum langfristig ein, was u. a. die Desertifikation beschleunigt. Um dieser Entwicklung entgegenzuwirken und das Ökosystem der semiariden Steppe zu erhalten, müssen nachhaltige Maßnahmen ergriffen werden. Eine Möglichkeit stellt die *Climate-Smart*⁶ Landwirtschaft (*FAO 2013*) dar, mit der versucht wird, eine umweltfreundlichere Landwirtschaft zu betreiben. Wie die Simulationsergebnisse zeigen, ist z. B. eine moderate Beweidung einer intensiven vorzuziehen und ein zwischenzeitiges Regenerieren der Weiden entlastet die Steppe langfristig und steigert den CO₂-Austausch. Letzteres ähnelt auch der früheren nomadischen Bewirtschaftung, was den Bedingungen der Steppe entgegenkommt.

Die semiaride Steppe stellt ein Ökosystem unter extremen Bedingungen dar, an deren Voraussetzungen sich die heimische Vegetation angepasst hat. Verändern sich diese Bedingungen, wird das System unter Stress gesetzt, was sich auf den Wasser- und Kohlenstoffaustausch auswirkt. Die vorliegende Arbeit hat gezeigt dass besonders verringerter *P* und die Beweidung diesen Austausch einschränkt bzw. die Aufnahme von atmosphärischem CO₂ vermindert und den im Boden gespeicherte C freisetzen.

⁶ *Climate-Smart*: Bewirtschaftungsmaßnahmen mit geringeren GHG Emissionen und Berücksichtigen von Maßnahmen zur Minimierung der GHG Emissionen bei gleichzeitiger Erhöhung der landwirtschaftlichen Produktivität

Literaturverzeichnis

- Albaladejo J, Ortiz R, Garcia-Franco N, Navarro A, Almagro M, Pintado J, Martínez-Mena M (2013) Land use and climate change impacts on soil organic carbon stocks in semi-arid Spain. *Journal of Soils and Sediments*, **13**, 265-277
- Allard V, Soussana J-F, Falcimagne R, Berbigier P, Bonnefond JM, Ceschia E D'hour P, Hénault C, Laville P, Martin C, Pinarès-Patino C (2007) The role of grazing management for the net biome productivity and greenhouse gas budget (CO₂, N₂O and CH₄) of semi-natural grassland. *Agric Ecosyst Environ*, **121**, 47-58
- Ammann C, Flechard CR, Leifeld J, Neftel A, Fuhrer J (2007) The carbon budget of newly established temperate grassland depends on management intensity. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **121**, S. 5 - 20
- Ardö J, Mölder M, El-Tahir BA, Elkhidir (2008) Seasonal variation of carbon fluxes in a sparse savanna in semi arid Sudan. *Carbon Balance and Management*, **3** (7)
- Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, Rannik Ü, Moncrieff J, Foken T, Kowalski AS, Martin PH, Berbigier P, Bernhofer Ch, Clement R, Elbers J, Granier A, Grünwald T, Morgenstern K, Pilegaard K, Rebmann C, Snijders W, Valentini R, Vesala T (2000) Estimates of the netcarbon and water exchange of forests: The EUROFLUX Methodology. *Advances in Ecological Research*, **30**, 113 - 176
- Auerswald K, Wittmer MHOM, Männel TT, Bai YF, Schäufele R und Schnyder H (2009) Large regional-scale variation in C₃/C₄ distribution pattern of Inner Mongolia steppe is revealed by grazer wool carbon isotope composition. *Biogeosciences Discuss.*, **6**, 545–574
- Auerswald K, Wittmer MHOM, Bai Y, Yang H, Taube F, Susenbeth A und Schnyder H (2012) C₄ abundance in an Inner Mongolia grassland system is driven by temperature–moisture interaction, not grazing pressure. *Basic and Applied Ecology*, **13**, 67–75
- Babel W, Biermann T, Coners H, Falge E, Seeber E, Ingrisch J, Schleuß P-M, Gerken T, Leonbacher J, Leipold T and others (2014) Pasture degradation modifies the water and carbon cycles of the Tibetan highlands. *Biogeosciences*, **11**, 6633-6656
- Bachman S, Heisler-White JL, Pendall E, Williams DG, Morgan JA, Newcomb J (2010) Elevated carbon dioxide alters impacts of precipitation pulses on ecosystem photosynthesis and respiration in a semi-arid grassland. *Oecologia*, **162**, 791–802
- Baldocchi D (2003): Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, **9**, S. 479 – 492
- Baldocchi (2012) ESPM 228, Advanced Topics in Biometeorology and Micrometeorology: <http://nature.berkeley.edu/biomelab/espm228/> [07.10.2012]
- Baldocchi D (2014) Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere - the state and future of the eddy covariance method. *Global Change Biol*, **20**, 3600-3609
- Barr AG, Morgenstern K, Black TA, McCaughey JH, Nesic Z (2006) Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO₂ flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, **140**, 322–337
- Barr AG, Kamp G van der, Black TA, McCaughey JH, 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. *Agricultural and Forest Meteorology*, **153**, 3– 13
- Barthold FK, Sayama T, Schneider K, L. Breuer L, Vaché KB, Frede H-G and McDonnell JJ (2008) Gauging the ungauged basin: a top-down approach in a large semiarid watershed in China. *Adv. Geosci.*, **18**, 3–8
- Barthold FK, Wu J, Vaché KB, Schneider K, Frede H-G und Breuer L (2010) Identification of geographic runoff sources in a data sparse region: hydrological processes and the limitations of tracer-based approaches. *Hydrol. Process*. **24**, 2313–2327
- BGC-Jena (2012) Biogeochemical Model-Data Integration Group: <http://www.bgc-jena.mpg.de/~MDIwork/eddyproc/method.php> [07.10.2012]
- Brueck H, Erdle K, Gao Y, Giese M, Zhao Y, Peth S und Lin S (2010) Effects of N and water supply on water use-efficiency of a semiarid grassland in Inner Mongolia. *Plant Soil*, **328**, 495 – 505

- Burba GG, Anderson DJ, Xu L, McDermit DK (2006) Additional term in the Webb-Pearman-Leuning correction due to surface heating from an open-path gas analyzer. *Eos Trans. AGU* 87:Fall Meeting Supplement-C12A-03
- Burba GG, McDermit DK, Grelle A, Anderson DJ, Xu L (2008) Addressing the influence of instrument surface heat exchange on the measurements of CO₂ flux from open-path gas analyzers. *Global Change Biol*, **14**, 1854-1876
- Burba G und Anderson D (2010) A Brief Practical Guide to Eddy Covariance Flux Measurements: Principles and Workflow Examples for Scientific and Industrial Applications. LI-COR Biosciences, Lincoln, Nebraska
- Butterbach-Bahl K, Kögel-Knabner I und Han X (2011) Steppe ecosystems and climate and land-usechanges - vulnerability, feedbacks and possibilities for adaptation. *Plant Soil*, **340**, 1-6
- Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci*, **117**, 311-314
- Cava D, Contini D, Donato A, Martano P (2008) Analysis of short-term closure of the surface energy balance above short vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, **148**, 82-93
- Chamberlain JF, Miller SA, Frederick JR (2011) Using DAYCENT to quantify on-farm GHG emissions and N dynamics of land use conversion to N-managed switchgrass in the Southern U.S.. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **141**, 332– 341
- Chapin III FS, Woodwell GM, Randerson JT, Rastetter EB, Lovett GM, Baldocchi DD, et al. (2006) Reconciling Carbon-cycle Concepts, Terminology, and Methods. *Ecosystems*, **9**, 1041–1050
- Chaves MM, Pereira JS, Marcoco J, Rodrigues ML, Ricardo CPP, Osório ML, Carvalho I, Faria T, Pinheiro C (2002) How Plants Cope with Water Stress in the Field? Photosynthesis and Growth. *Annals of Botany*, **89** (7), 907-916
- Chen Z, Wang S (2000) The typical grassland ecosystems of China. *Science Press*
- Chen S, Xiao X, Liu J, Zhuang D (2003) Observation of land use/cover change of the Xilin River Basin, Inner Mongolia, using multi-temporal Landsat images. *Proc SPIE*, 4890, 674–685
- Chen SP, Bai YF, Lin GH, Liang Y, Han XG (2005a) Effects of grazing on photosynthetic characteristics of major steppe species in the Xilin River Basin, Inner Mongolia, China. *Photosynthetica*, **43** (4), 559-565
- Chen S, Bai Y, Zhang L, Han X (2005b) Comparing physiological responses of two dominant grass species to nitrogen addition in Xilin River Basin of China. *Environ Exp Bot*, **53**, 65–75
- Chen W, Wolf B, Brüggemann N, Butterbach-Bahl K und Zheng X (2011) Annual emissions of greenhouse gases from sheepfolds in Inner Mongolia. *Plant Soil*, **340**, 291 – 301
- Chuluun T (2001) Land use change and carbon cycle in arid and semiarid lands of east and central asia. In: Land Use Change and the Terrestrial Carbon Cycle in Asia. APN Kobe Report. [.gcte.org/APN%20Kobe%20Report.pdf](http://gcte.org/APN%20Kobe%20Report.pdf)
- Clapp RB, Hornberger GM (1978) Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour Res*, **14**, 601-604
- Collatz GJ, Ball JT, Grivet C et al. (1991) Regulation of stomatal conductance and transpiration: a physiological model of canopy processes. *Agricultural and Forest Meteorology*, **54**, 107-136
- Combalicer EA, Cruz RVO, Lee S, Im S (2010) Assessing climate change impacts on water balance in the Mount Makiling forest, Philippines. *J. Earth Syst. Sci.*, **119** (3), 265-283
- Conant RT, Paustian K, Elliott ET (2001) Grassland Management and conversion into grassland: Effects on soil carbon. *Ecological Applications*, **11** (2), 343-355
- Davidson EA, Savage K, Verchot LV et al. (2002) Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**, 21–37.
- Del Grosso SJ, Parton WJ, Mosier AR, Hartman MD, Brenner J, Ojima DS, Schimel DS, (2001a) Simulated interaction of carbon dynamics and nitrogen trace gas fluxes using the DAYCENT model. In: Schaffer M, Ma L, Hansen, S. (Eds.), Modeling Carbon and Nitrogen Dynamics for Soil Management. CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 303-332.
- Del Grosso SJ, Parton WJ, Mosier AR, Hartman MD, Keough CA, Peterson GA, Ojima DS, Schimel DS (2001b) Simulated effects of land use, soil texture, and precipitation on N gas emissions using DAYCENT. Pages in Follett RF, Hatfield JL (editors) Nitrogen in the environment: sources, problems, and management. Elsevier Science Publishers, The Netherlands.

- Del Grosso SJ, Ojima DS, Parton WJ, Mosier AR, Peterson GA, Schimel DS (2002) Simulated effects of dry-land cropping intensification on soil organic matter and greenhouse gas exchanges using the *DAYCENT* ecosystem model. *Environ. Pollut.*, **116**, S75–S83
- Denmead OT, Dunin FX, Wong SC et al. (1993) Measuring water use efficiency of Eucalypt trees with chambers and micrometeorological techniques. *Journal of Hydrology*, **150**, 649-664
- Desjardins RL (1974) A technique to measure CO₂ exchange under field conditions. *International Journal of Biometeorology*, **18**, 76–83
- Desjardins RL (1977) Description and evaluation of a sensible heat flux detector. *Boundary-Layer Meteorol*, **11**, 147-154
- Desjardins RL, Lemon ER (1974) Limitations of an eddy covariance technique for the determination of the carbon dioxide and sensible heat fluxes. *Boundary Layer Meteorology*, **5**, 475–488
- Domrös M, Peng G (1988) The climate of China. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo
- Dong Y, Zhang S, Qi Y, Chen Z, Geng Y (2000) Fluxes of CO₂, N₂O and CH₄ from a typical temperate grassland in Inner Mongolia and its daily variation. *Chinese Science Bulletin*, **45** (17), 1590-1594
- Dong Y-S, Qi Y-C, Liu J-Y, Domroes M, Liu L-X, Geng Y-B, Liu X-R, Yang X-H, Li M-F (2006) Emission characteristics of carbon dioxide in the semiarid *Stipa grandis* steppe in Inner Mongolia, China. *Journal of Environmental Sciences*, **18** (3), 488-494
- Ellenberg H (1973) Ziele und Stand der Ökosystemforschung: Ökosystemforschung, Ergebnisse von Symposien der Deutschen Botanischen Gesellschaft und der Gesellschaft für Angewandte Botanik in Innsbruck, Juli 1971, pp. 1-31
- Etling D (2002) Theoretische Meteorologie: Eine Einführung. Springer-Verlag, Berlin, pp. 183 – 184
- Falge E, Baldocchi D, Olson R, Anthoni P, Aubinet M, Bernhofer C, Burba G, et al. (2001) Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agric For Meteorol*, **107**, 43-69
- Fan L, Liu S, Bernhofer C, Liu H, Berger FH (2007) Regional land surface energy fluxes by satellite remote sensing in the Upper Xilin River Watershed (Inner Mongolia, China). *Theor. Appl. Climatol.*, **88**, 231–245
- Fan L, Gao Y, Brück H, Bernhofer C (2009) Investigating the relationship between NDVI and LAI in semi-arid grassland in Inner Mongolia using in - situ measurements. *Theor Appl Climatol*, **95**, 151-156.
- Fan L, Ketzer B, Liu H und Bernhofer C (2011) Grazing effects on seasonal dynamics and interannual variabilities of spectral reflectance in semi-arid grassland in Inner Mongolia. *Plant Soil*, **340**, 169 - 180
- Fanselow N, Schönbach P, Gong XY, Lin S, Taube F, Loges R, Pan Q, Dittert K (2011) Short-term regrowth responses of four steppe grassland species to grazing intensity, water and nitrogen in Inner Mongolia. *Plant Soil*, **340**, 279 – 289
- FAO (2005) Grasslands: Developments, Opportunities, Perspectives. Reynolds SG, Frame J (Ed.) FAO, Rome and Science Publishers, Inc. Enfield, NH, USA.
- FAO/LEAD (2006) Livestock's long shadow. Environmental issues and options. FAO, Rom
- FAO (2009) Review of evidence on drylands pastoral systems and climate change: Implications and opportunities for mitigation and adaptation. Neely C, Bunning S, Wilkes A (Ed.), FAO, Rom
- FAO (2012) World Reference Base for Soil Resources: Internationale Bodenklassifikation, <http://www.fao.org/nr/land/soils/soil/en/> [07.10.2012]
- FAO (2013) Climate-Smart Agriculture Sourcebook. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rom, 2013 (www.fao.org/publications)
- Federer CA, Vörösmarty C, Fekete B (1996) Intercomparison of methods for calculating potential evaporation in regional and global water balance models. *Water Resour Res*, **32**, 2315-2321
- Federer CA (2002) BROOK 90: A simulation model for evaporation, soil water, and streamflow. <http://www.ecoshift.net/brook/brook90.htm> [07.10.2012]
- Federer CA, Vörösmarty C, Fekete B (2003) Sensitivity of Annual Evaporation to Soil and Root Properties in Two Models of Contrasting Complexity. *J Hydrometeorol*, **4**, 1276-1290
- Field CB, Berry JA, Mooney HA (1982) A portable system for measuring carbon dioxide and water vapour exchanges of leaves. *Plant, Cell and Environment*, **5**, 179-186
- Flanagan LB, Wever LA, Carlson PJ (2002) Seasonal and interannual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. *Global Change Biology*, **8**, S. 599 – 615

- Foerreis B, Bellamy PH, Holden A, Kirk GJD (2012) On the initialization of soil carbon models and its effects on model predictions for England and Wales. *European Journal of Soil Science*, **63**, 32–41
- Foken T (2006) *Angewandte Meteorologie: Mikrometeorologische Methoden*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg
- Frank AB, Dugas WA (2001) Carbon dioxide fluxes over a northern, semiarid, mixed-grass prairie. *Agricultural and Forest Meteorology*, **108**, 317–326
- Frank AB (2002) Carbon dioxide fluxes over a grazed prairie and seeded pasture in the Northern Great Plains. *Environmental Pollution*, **116**, 397–403
- Frank JM, Massman WJ, Ewers BE (2013) Underestimates of sensible heat flux due to vertical velocity measurement errors in non-orthogonal sonic anemometers. *Agricultural and Forest Meteorology*, **171–172**, 72–81
- Fu Y-L, Yu G-R, Sun X-M, Li Y-N, Wen X-F, Zhang L-M, Li Z-Q, Zhao L, Hao Y-B (2006a) Depression of net ecosystem CO₂ exchange in semi-arid *Leymus chinensis* steppe and alpine shrub. *Agricultural and Forest Meteorology*, **137**, 234–244
- Fu Y, Yu G, Wang Y, Li Z, Hao Y (2006b) Effect of water stress on ecosystem photosynthesis and respiration of a *Leymus chinensis* steppe in Inner Mongolia. *Science in China Series D: Earth Sciences*, **49** (Supp.II), 196–206
- Fu Y, Zheng Z, Yu G, Hu Z, Sun X, Shi P, Wang Y, Zhao X (2009) Environmental influences on carbon dioxide fluxes over three grassland ecosystems in China. *Biogeosciences*, **6**, 2879–2893
- Funk R, Li Y, Hoffmann C, Reiche M, Zhang Z, Li J, Sommer M (2012) Using ¹³⁷Cs to estimate wind erosion and dust deposition on grassland in Inner Mongolia-selection of a reference site and description of the temporal variability. *Plant Soil*, **351**, 293–307
- Gan L, Peng X, Peth S und Horn R (2012a) Effects of grazing intensity on soil thermal properties and heat flux under *Leymus chinensis* and *Stipa grandis* vegetation in Inner Mongolia, China. *Soil and Tillage Research*, **118**, 147 - 158
- Gan L, Peng X-H, Peth S and Horn R (2012b) Effects of Grazing Intensity on Soil Water Regime and Flux in Inner Mongolia Grassland, China. *Pedosphere*, **22**(2), 165-177
- Gao YZ, Giese M, Lin S, Sattelmacher B, Zhao Y und Brueck H (2008) Belowground net primary productivity and biomass allocation of a grassland in Inner Mongolia is affected by grazing intensity. *Plant Soil*, **307**, 41 – 50
- Gao YZ, Giese M, Han XG, Wang DL, Zhou ZY, Brueck H, Lin S und Taube F (2009) Land use and drought interactively affect interspecific competition and species diversity at the local scale in a semiarid steppe ecosystem. *Ecol Res*, **24**, 627–635
- Gao YZ, Chen Q, Lin S, Giese M und Brueck H (2011) Resource manipulation effects on net primary production, biomass allocation and rain-use efficiency of two semiarid grassland sites in Inner Mongolia, China. *Oecologia*, **165**, 855–864
- Garratt JR (1975) Limitations of the eddy correlation technique for determination of turbulent fluxes near the surface. *Boundary Layer Meteorology*, **8**, 255–259
- Geng Y-B, Luo G-Q, Yuan G-F, Li M-F, Meng W-Q, Dong Y-S (2008) Effects of Cultivating and Grazing on Soil Organic Carbon and Soil Inorganic Carbon in Temperate Semiarid Grassland. *Journal of Agro-Environment Science*, **6**
- Gerten D, Luo Y, Le Maire G, Parton WJ, Keough C, Weng E, Beier C, et al. (2008) Modelled effects of precipitation on ecosystem carbon and water dynamics in different climatic zones. *Global Change Biology*, **14**, 2365–2379
- Giese M, Gao YZ, Zhao Y, Pan Q, Lin S, Peth S, Brueck H (2009) Effects of grazing and rainfall variability on root and shoot decomposition in a semi-arid grassland. *Applied soil ecology*, **41**, 8-18
- Gilmanov TG, Soussana JF, Aires L, Allard V, Ammann C, Balzarolo M, et al. (2007) Partitioning European grassland net ecosystem CO₂ exchange into gross primary productivity and ecosystem respiration using light response function analysis. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **121**, S. 93 - 120
- Glindemann T, Wang C, Tas BM, Schiborra A, Gierus M, Taube F, Susenbeth A (2009) Impact of grazing intensity on herbage intake, composition, and digestibility and on live weight gain of sheep on the Inner Mongolian steppe. *Livestock Science*, **124**, 142 - 147

- Gong X, Brueck H, Giese KM, Zhang L, Sattelmacher B, Lin S. (2008) Slope aspect has effects on productivity and species composition of hilly grassland in the Xilin River Basin, Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Environments*, **72**, 483–493
- Gong XY, Chen Q, Lin S, Brueck H, Dittert K, Taube F und Schnyder H (2011a) Tradeoffs between nitrogen- and water-use efficiency in dominant species of the semiarid steppe of Inner Mongolia. *Plant Soil*, **340**, 227-238
- Gong XY, Chen Q, Dittert K, Taube F und Lin S (2011b) Nitrogen, phosphorus and potassium nutritional status of semiarid steppe grassland in Inner Mongolia. *Plant Soil*, **340**, 265-278
- Goulden ML, Munger JW, Fan SM et al. (1996) Measurement of carbon storage by long-term eddy correlation: methods and a critical assessment of accuracy. *Global Change Biology*, **2**, 169–182
- Goulden ML, Crill PM (1997) Automated measurements of CO₂ exchange at the moss surface of a black spruce forest. *Tree Physiology*, **17**, 537–542
- Goyal RK (2004) Sensitivity of evapotranspiration to global warming: a case study of arid zone of Rajasthan (India). *Agricultural Water Management*, **69**, 1–11
- Graetz D (1994) Grasslands. In: Meyer W, Turner B (eds) Change in land use and land cover, a global perspective. Cambridge University Press, Cambridge, pp 287–328
- Greco S, Baldocchi DD (1996) Seasonal variations of CO₂ and water vapor exchange rates over a temperate deciduous forest. *Global Change Biology*, **2**, 183–198
- Grelle A, Burba G (2007) Fine-wire thermometer to correct CO₂ fluxes by open-path analyzers for artificial density fluctuations. *Agric For Meteorol*, **147**, 48-57
- Grünwald T, Bernhofer C (2007) A decade of carbon, water and energy flux measurements of an old spruce forest at the Anchor Station Tharandt. *Tellus 2007*
- Gu J, Smith EA, Merritt JD (1999) Testing energy balance closure with GOES-retrieved net radiation and in situ measured eddy correlation fluxes in BOREAS. *J. Geophys. Res.*, **104** (D22), 27881–27893
- Gu L, Falge EM, Boden T, Baldocchi DD, Black TA, Saleska SR, Suni T, Verma SB, Vesala T, Wofsy SC, Xu L (2005) Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agric For Meteorol*, **128**, 179-197
- Gupta SC, Larson WE (1979) Estimating Soil Water Retention Characteristics From Particle Size Distribution, Organic Matter Percent, and Bulk Density. *Water Resources Research*, **15** (6), 1633-1635
- Hao Y, Wang Y, Huang X, Cui X, Zhou X, Wang S, Niu H, Jiang G (2007) Seasonal and interannual variation in water vapor and energy exchange over a typical steppe in Inner Mongolia, China. *Agricultural and Forest Meteorology*, **146**, 57–69
- Hao Y, Wang Y, Mei X, Huang X, Cui X, Zhou X, Niu H (2008) CO₂, H₂O and energy exchange of an Inner Mongolia steppe ecosystem during a dry and wet year. *Acta Oecol*, **33**, 133-143
- Haslwanter A, Hammerle A, Wohlfahrt G (2009) Open-path vs. closed-path eddy covariance measurements of the net ecosystem carbon dioxide and water vapour exchange: A long-term perspective. *Agric For Meteorol*, **149**, 291-302
- Heinrich D, Hergt M (1998) dtv – Atlas Ökologie. Taschenbuch, München. Deutscher Taschenbuch Verlag, 1998
- Hillel D (1977) Computer Simulation of Soil–Water Dynamics: A Compendium of Recent Work. International Development Research Center, Ottawa, Canada, pp. 90–94.
- Hoffmann C, Funk R, Li Y und Sommer M (2008a) Effect of grazing on wind driven carbon and nitrogen ratios in the grasslands of Inner Mongolia. *Catena*, **75**, 182 - 190
- Hoffmann C, Funk R, Wieland R, Li Y, Sommer M (2008b) Effects of grazing and topography on dust flux and deposition in the Xilingele grassland, Inner Mongolia. *Journal of Arid Environments*, **72**, 792 - 807
- Hoffmann C, Funk R, Sommer M und Li Y (2008c) Temporal variations in PM10 and particle size distribution during Asian dust storms in Inner Mongolia. *Atmospheric Environment*, **42**, 8422–8431
- Hoffmann C, Funk R, Reiche M und Li Y (2011) Assessment of extreme wind erosion and its impacts in Inner Mongolia, China. *Aeolian Research*, **3**, 343–351
- Högberg P, Read DJ (2006) Towards a more plant physiological perspective on soil ecology. *TRENDS in Ecology and Evolution*, **21** (10), 548-554

- Holst J, Liu C, Yao Z, Brüggemann N, Zheng X, Han X und Butterbach-Bahl K (2007) Importance of point sources on regional nitrous oxide fluxes in semi-arid steppe of Inner Mongolia, China. *Plant Soil*, **296**, 209-226
- Holst J, Liu C, Yao Z, Brüggemann N, Zheng X, Giese M und Butterbach-Bahl K (2008) Fluxes of nitrous oxide, methane and carbon dioxide during freezing–thawing cycles in an Inner Mongolian steppe. *Plant Soil*, **308**, 105-117
- Holst J, Butterbach-Bahl K, Liu C, Zheng X, Kaiser AJ, Schnitzler J-P, Zechmeister-Boltenstern S und Brüggemann N (2009) Dinitrogen fixation by biological soil crusts in an Inner Mongolian steppe. *Biol Fertil Soils*, **45**, 679-690
- Hunt JE, Kelliher FM, McSeveny TM, Byers JN (2002) Evaporation and carbon dioxide exchange between the atmosphere and a tussock grassland during a summer drought. *Agricultural and Forest Meteorology*, **111**, 65–82
- Hussain MZ, Grünwald T, Tenhunen JD, Li YL, Mirzae H, Bernhofer C, Otieno D, Dinh NQ, Schmidt M, Waringer M, Owen K (2011) Summer drought influence on CO₂ and water fluxes of extensively managed grassland in Germany. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **141**, 67-76
- Hyson P, Garratt JR, Francey RJ (1977) Algebraic and electronic corrections of measured uw covariance in the lower atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 43-47
- IPCC (2001) Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA
- IPCC (2006) Intergovernmental panel on climate change: Guidelines for national greenhouse gas inventories.
- IPCC (2007a) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of the Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA
- IPCC (2007b) Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA
- IPCC (2014) Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp
- Jacobs AFG, Heusinkveld BG, Holtslag AAM (2007a) Seasonal and interannual variability of carbon dioxide and water balances of a grassland. *Climatic Change*, **82**, 163-177
- Jacobs CMJ, Jacobs AFG, Bosveld FC, Hendriks DMD, Hensen A et al. (2007b) Variability of annual CO₂ exchange from Dutch grasslands. *Biogeosciences*, European Geosciences Union (EGU), **4** (5), pp.803-816
- Jacobs AFG, Heusinkveld BG, Holtslag AAM (2008) Towards Closing the Surface Energy Budget of a Mid-latitude Grassland. *Boundary-Layer Meteorol*, **126**, 125–136
- Janssens IA, H Lankreijer H, Matteucci G, Kowalski AS, Buchmann N, Epron D et al. (2001) Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. *Global Change Biology*, **7**, 269-278
- Järvi L, Mammarella I, Eugster W, Ibrom A, Siivola E, Dellwik E, Keronen P, Burba G, Vesala T (2009) Comparison of net CO₂ fluxes measured with open- and closed-path infrared gas analyzers in an urban complex environment. *Boreal Environ Res*, **14**, 499-514
- Jassal RS, Black TA, Cai T, Morgenstern K, Li Z, Gaumont-Guay D, Nesic Z (2007) Components of ecosystem respiration and an estimate of net primary productivity of an intermediate-aged Douglas-fir stand. *Agricultural and Forest Meteorology*, **144**, 44–57
- Jenkinson DS (1991) The Rothamsted long-term experiments: are they still of use? *J. Agron*, **83**, 2–12
- Jia B, Zhou G, Wang Y, Wang F, Wang X (2006) Effects of temperature and soil water-content on soil respiration of grazed and ungrazed *Leymus chinensis* steppes, Inner Mongolia. *Journal of Arid Environments*, **67**, 60–76
- Jia B, Zhou G, Yuan W (2007) Modeling and coupling of soil respiration and soil water content in fenced *Leymus chinensis* steppe, Inner Mongolia. *Ecological Modelling*, **201**, 157-162
- Jian Y, Meurer M (2001) Die Steppen Nordchinas und ihre Belastung durch weide- und landwirtschaftliche Nutzung. *Geogr Rundsch*, **53**, 48-52

- Jørgensen SE (2008) Overview of the model types available for development of ecological models. *Ecological Modelling*, **215**, 3-9
- Kaimal JC, Wyngaard JC, Izumi Y, Coté OR (1972) Spectral characteristics of surface layer turbulence. *Quart J Roy Meteorol Soc*, **98**, 563-589
- Kaimal J, Finnigan JJ (1994) Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. Oxford University press., New York
- Kandelera E, Mosier AR, Morgan JA, Milchunas DG, King JY, Rudolph S, Tscherko D (2006) *Soil Biology & Biochemistry*, **38**, 2448–2460
- Kang L, Han X, Zhang Z, Sun OJ (2007) Grassland ecosystems in China: review of current knowledge and research advancement. *Phil. Trans. R. Soc. B*, **362**, 997–1008
- Kang X, Hao Y, Cui X, Chen H, Li C, Rui Y, Tian J, Kardol P, Zhong L, Wang J and others (2013) Effects of grazing on CO₂ balance in a semiarid steppe: field observations and modeling. *Journal of Soils and Sediments*, **13**, 1012-1023
- Kawamura K, Akiyama T, Yokota H, Tsutsumi M, Yasuda T, Watanabe O, Wang S (2005) Quantifying grazing intensities using geographic information systems and satellite remote sensing in the Xilingol steppe region, Inner Mongolia, China. *Agric Ecosyst Environ*, **107**, 83-93
- Kelly RH, Parton WJ, Hartman MD, Stretch LK, Ojima DS, Schimel DS (2000) Intra-annual and interannual variability of ecosystem processes in shortgrass steppe. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 20.093-10.100
- Ketzer B, Liu H, Bernhofer C (2008) Surface characteristics of grasslands in Inner Mongolia as detected by micrometeorological measurements. *Int J Biometeorol*, **52**, 563-574
- Kochendorfer J, Meyers TP, Frank J, Massman WJ, Heuer MW (2012) How Well Can We Measure the Vertical Wind Speed? Implications for Fluxes of Energy and Mass. *Boundary-Layer Meteorol*, **145**, 383–398
- Kölbl A, Steffens M, Wiesmeier M, Hoffmann C, Funk R, Krümmelbein J, Reszkowska A, Zhao Y, Peth S, Horn R, Giese M, Kögel-Knabner I (2011) Grazing changes topography-controlled topsoil properties and their interaction on different spatial scales in a semi-arid grassland of Inner Mongolia, P.R. China. *Plant Soil*, **340**, 35-58
- Krümmelbein J, Peth S, Horn R (2008) Determination of pre-compression stress of a variously grazed steppe soil under static and cyclic loading. *Soil and Tillage Research*, **99**, 139–148
- Krümmelbein J, Peth S, Zhao Y, Horn R (2009a) Grazing-induced alterations of soil hydraulic properties and functions in Inner Mongolia, PR China. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **172**, 769–776
- Krümmelbein J, Wang Z, Zhao Y, Peth S, Horn R (2009b) Influence of various grazing intensities on soil stability, soil structure and water balance of grassland soils in Inner Mongolia, P.R. China. *Advances in GeoEcology*, **38**, 93-101
- Lasslop G, Reichstein M, Papale D, Richardson AD, Arneth A, Barr A, Stoy P, Wohlfahrt G (2010) Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation. *Global Change Biology*, **16**, 187–208
- Lavrenko EM, Karamysheva ZV (1993) Steppes of the former Soviet Union and Mongolia. In: Coupland RT (ed) Natural grasslands. Eastern hemisphere and résumé. Ecosystems of the world, vol 8B. Elsevier, Amsterdam, London, New York, Tokyo, pp 3–59
- Li B, Yong S, Liu Z (1988) The vegetation of the Xilin River Basin and its utilization. In: Inner Mongolia Grassland Ecosystem Research Station (Ed.), *Research on Grassland Ecosystems*, **3**, 275pp
- Li SG; Harazono Y, Oikawa T, Zhao HL, He ZY, Chang XL (2000) Grassland desertification by grazing and the resulting micrometeorological changes in Inner Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology*, **102**, 125–137
- Li SG, Asanuma J, Eugster W, Kotani A, Liu JJ, Urano T, Oikawa T, Davaa G, Oyunbaatar D, Sugita M (2005) Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia. *Global Change Biology*, **11**, 1941–1955
- Li S-G, Asanuma J, Kotani A, Davaa G, Oyunbaatar D (2007) Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints. *Journal of Hydrology*, **333**, 133–143
- Li J, Lin S, Taube F, Pan Q, Dittert K (2011) Above and belowground net primary productivity of grassland influenced by supplemental water and nitrogen in Inner Mongolia. *Plant Soil*, **340**, 253-264

- Lin L, Dickhoefer U, Müller K, Wang C, Glindemann T, Hao J, Wan H, Schönbach P, Gierus M, Taube F, Susenbeth A (2012) Growth of sheep as affected by grazing system and grazing intensity in the steppe of Inner Mongolia, China. *Livestock Science*, **144**, 140-147
- Liu C, Holst J, Brüggemann N, Butterbach-Bahl K, Yao Z, Yue J, Han S, Han X, Krümmelbein J, Horn R, Zheng X (2007) Winter-grazing reduces methane uptake by soils of a typical semi-arid steppe in Inner Mongolia, China. *Atmospheric Environment*, **41**, 5948–5958
- Liu C, Holst J, Brüggemann N, Butterbach-Bahl K, Yao Z, Han S, Han X, Zheng X (2008) Effects of Irrigation on Nitrous Oxide, Methane and Carbon Dioxide Fluxes in an Inner Mongolian Steppe. *Advances in atmospheric science*, **25** (5), 748 -756
- Liu C, Holst J, Yao Z, Brüggemann N, Butterbach-Bahl K, Han S, Han X, Tas B, Susenbeth A, Zheng X (2009) Growing season methane budget of an Inner Mongolian steppe. *Atmospheric Environment*, **43**, 3086–3095
- Livingston GP, Hutchinson GL (1995) Enclosure-based measurements of trace gas exchange: applications and sources of error. In: Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water (eds Matson PA, Harriss RC), pp. 14–51. Blackwell Science, London.
- Lloyd J, Taylor JA (1994) On the Temperature Dependence of Soil Respiration. *Functional Ecology*, **8**, 315-323
- Lund CP, Riley WJ, Pierce LL, et al. (1999) The effects of chamber pressurization on soil-surface CO₂ flux and the implications for NEE measurements under elevated CO₂. *Global Change Biology*, **5**, 269
- Lundegårdh H (1927) Carbon Dioxide evolution of soil and crop growth. *Soil Science*, **23** (6), 417-453
- Lü X-T, Han X-G (2010) Nutrient resorption responses to water and nitrogen amendment in semi-arid grassland of Inner Mongolia, China. *Plant Soil*, **327**, 481–491
- MacDonald NW, Randlett DL, Zalc DR (1999) Soil warming and carbon loss from a Lake States Spodosol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63**(1), 211–218
- Mahrt L (1998) Flux sampling errors for aircraft and towers. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **15**, 416–429
- Massman W and Clement (2004) Chapter 4 in: Lee X, Massman W, Law BE (ed.) Handbook of micrometeorology. A guide for surface flux measurements and analysis. Kluwer Academic Press, Dordrecht, 250 pp
- Mauder M, Liebethal C, Göckede M, Leps J-P, Beyrich F, Foken T (2006) Processing and quality control of eddy covariance data during LITFASS-2003. *Boundary-Layer Meteorology*, **121**, 67–88
- Mauder M, Cuntz M, Drüe C, Graf A, Rebmann C, Schmid HP, Schmidt M, Steinbrecher R (2013) A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. *Agric. For. Meteorol.*, **169**, 122-135
- Metherell AK, Harding LS, Cole CV, Parton WJ (1993) CENTURY Soil Organic Matter Model Environment: Technical documentation, agroecosystem version 4.0, *Great Plains Syst. Res. Unit Tech. Rep. 4, USDA-ARS, Fort Collins, Colo.*
- Moncrieff JB, Mahli Y, Leuning R (1996) The propagation of errors in long term measurements of land atmosphere fluxes of carbon and water. *Global Change Biology*, **2**, 231-240
- Monteith JL (1973) Principles of Environmental Physics, New York,
- Moore CJ (1986) Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorology*, **37**, 17-35
- Morgan JA, LeCain DR, Pendall E, Blumenthal DM, Kimball BA, Carrillo Y, Williams DG, Heisler-White J, Dijkstra FA, West M (2011) C4 grasses prosper as carbon dioxide eliminates desiccation in warmed semi-arid grassland. *Nature Letters*, **476**, doi:10.1038/nature10274
- Nagy Z, Pintér K, Czóbel Sz, Balogh J, Horváth L, Fóti a Sz, Barcza Z, Weidinger T, Csintalan Zs, Dinh NQ, Grosz B, Tuba Z (2007) The carbon budget of semi-arid grassland in a wet and a dry year in Hungary. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **121**, 21–29
- Nakano T, Nemoto M, Shinoda M (2008) Environmental controls on photosynthetic production and ecosystem respiration in semi-arid grasslands of Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology*, **148**, 1456-1466
- Niklinska M, Maryanski M, Laskowski R (1999) Effect of temperature on humus respiration rate and nitrogen mineralization: Implication for global climate change. *Biochem.*, **44**, 239–257
- Novick KA, Stoy PC, Katul GG, Allsworth DS, Siqueira MBS, Juang J, Oren R (2004) Carbon dioxide and water vapor exchange in a warm temperate grassland. *Oecologia*, **138**, 259-274
- Noy-Meir I (1973) Desert Ecosystems: Environment and Producers Annual Review of Ecology and Systematics. **4**, 25-51 (Volume publication date November 1973)

- Ogle SM, Breidt FJ, Paustian K (2005) Agricultural management impacts on soil organic carbon storage under moist and dry climatic conditions of temperate and tropical regions. *Biogeochemistry*, **72**, 87-12
- Pan Z, Andrade D, Segal M, Wimberley J, McKinney N, Takle E (2010) Uncertainty in future soil carbon trends at a central U.S. site under an ensemble of GCM scenario climates. *Ecological Modelling*, **221**, 876–881
- Parton WJ (1978) Abiotic section of ELM. In: Innis, G.S. _Ed., Grassland Simulation Model. *Ecological Studies Analysis and Synthesis*, **45**, 31–53
- Parton WJ, Schimel DS, Cole CV, Ojima DS (1987) Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Science Society of America Journal*, **51**, 1173-1179
- Parton WJ, Scurlock WJ, Ojima DS, Gilmanov TG, Scholes RJ, Schimel DS, Kirchner T, Menaut J-C, Seastedt T, Garcia Moya E, Kamnalrut A, Kinyamario JI (1993) Observations and modelling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. *Global Biogeochem. Cycles*, **7**, 785– 809
- Parton WJ, Hartman MD, Ojima DS, Schimel DS (1998) DAYCENT: Its land surface submodel: description and testing. *Glob. Planet. Chang.*, **19**, 35-48
- Parton B, Ojima D, Del Grosso S, Keough C (2001) CENTURY Tutorial: Supplement to CENTURY User's Manual (http://www.nrel.colostate.edu/projects/century/century_tutorial.pdf [30.06.2012])
- Parton WJ, Morgan JA, Wang G, Del Grosso S (2007) Projected ecosystem impact of the Prairie Heating and CO₂ Enrichment experiment. *New Phytologist*, **174**, 823–834
- Peichl M, Leahy P, Kiely G (2011) Six-year Stable Annual Uptake of Carbon Dioxide in Intensively Managed Humid Temperate Grassland. *Ecosystems*, **14**, 112–126
- Peng S, Piao S, Shen Z, Ciais P, Sun Z, Chen S, Bacour C, Peylin P, Chen A (2013) Precipitation amount, seasonality and frequency regulate carbon cycling of a semi-arid grassland ecosystem in Inner Mongolia, China: A modeling analysis. *Agric. For. Meteorol.*, **178–179**, 46-55
- Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A.* **193**, 120–145
- Poeplau C, Don A, Vesterdal L, Leifeld J, Van Wesemael B, Schumacher J, Gensior A (2011) Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone - carbon response functions as a model approach. *Global Change Biol*, **17**, 2415-2427
- Potts DL, Huxman TE, Cable JM, English NB, Ignace DD, Eilts JA, Mason MJ, Weltzin JF, Williams DG (2006) Antecedent moisture and seasonal precipitation influence the response of canopy-scale carbon and water exchange to rainfall pulses in a semi-arid grassland. *New Phytologist*, **170**, 849-860
- Qiu L, Wei X, Zhang X, Cheng J, Gale W, Guo C, Long T (2012) Soil organic carbon losses due to land use change in a semiarid grassland. *Plant Soil*, **355**, 299-309
- Raiesi F, Asadi E (2006) Soil microbial activity and litter turnover in native grazed and ungrazed rangelands in a semiarid ecosystem. *Biol Fertil Soils*, **43**, 76-82
- Rawls WJ, Brakensiek DL, Saxton KE (1982) Estimation of water properties. *ASAE*, **25** (5), 1316-1321
- Reeder JD, Schuman GE (2002) Influence of livestock grazing on C sequestration in semi-arid mixedgrass and short-grass rangelands. *Environmental Pollution*, **116**, 457–463
- Reiche M, Funk R, Zhang Z, Hoffmann C, Reiche J, Wehrhan M, Li Y, Sommer M (2011) Application of satellite remote sensing for mapping wind erosion risk and dust emission-deposition in Inner Mongolia grassland, China. *Grassland Science*, **58**, 8–19
- Reiche M, Funk R, Zhang Z, Hoffmann C, Li Y und Sommer M (2012) Using a Parafoil Kite for Measurement of Variations in Particulate Matter—A Kite-Based Dust Profiling Approach. *Atmospheric and Climate Sciences*, **2**, 41-51
- Reichstein M, Falge E, Baldocchi D, Papale D, Aubinet M, et al. (2005) On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biol*, **11**, 1424-1439
- Reiners WA (1968) Carbon Dioxide Evolution from the Floor of Three Minnesota Forests. *Ecology*, **49** (3), 471-483
- Reszkowska A, Krümmelbein J, Peth S, Horn R, Zhao Y und Gan L (2011) Influence of grazing on hydraulic and mechanical properties of semiarid steppe soils under different vegetation type in Inner Mongolia, China. *Plant Soil*, **340**, 59-72
- Reszkowska A, Krümmelbein J, Gan L, Peth S und Horn R (2011b) Influence of grazing on soil water and gas fluxes of two Inner Mongolian steppe ecosystems. *Soil and Tillage Research*, **111**, 180-189

- Reszkowska A, Peth S, Peng X und Horn R (2011c) Grazing Effects on Compressibility of Kastanozems in Inner Mongolian Steppe Ecosystem. *Soil Science Society of America Journal*, **75** (2), 426-433
- Rey A, Pegoraro E, Oyonarte C, Were A, Escribano P, Raimundo J (2011) Impact of land degradation on soil respiration in a steppe (*Stipa tenacissima* L.) semi-arid ecosystem in the SE of Spain. *Soil Biology & Biochemistry*, **43**, 393-403
- Reynolds O (1895) On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of criterion. *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, **A174**, 935-982
- Richards KS (1990) 'Real' geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, **15**, 195-197
- Ripley EA (1992) Grassland climate. In: Coupland RT (ed) Natural grasslands. Introduction and western hemisphere. Ecosystems of the world, vol 8A. Elsevier, Amsterdam, London, New York, Tokyo, pp 7-24
- Running SW, Baldocchi DD, Turner D et al. (1999) A global terrestrial monitoring network, scaling tower fluxes with ecosystem modeling and EOS satellite data. *Remote Sensing Environment*, **70**, 108-127
- Rutledge S, Mudge PL, Campbell DI, Woodward SL, Goodrich JP, Wall AM, Kirschbaum MUF, Schipper LA (2015) Carbon balance of an intensively grazed temperate dairy pasture over four years. *Agric. , Ecosyst. Environ.*, **206**, 10-20
- Schaffrath D, Barthold FK, Bernhofer C (2011) Spatiotemporal variability of grassland vegetation cover in a catchment in Inner Mongolia, China, derived from MODIS data products. *Plant Soil*, **340**, 181-198
- Schaffrath D, Vetter SH, Bernhofer C (2013) Spatial precipitation and evapotranspiration in the typical steppe of Inner Mongolia, China e A model based approach using MODIS data. *Journal of Arid Environments*, **88**, 184-193
- Schiborra A, Gierus M, Wan HW, Bai YF, Taube F (2006) Herbage yield and quality as influenced by cutting frequency of natural grassland of Inner Mongolia. *Grassland Science in Europe*, **11**, 592-594
- Schiborra A, Gierus M, Wana HW, Bai YF, Taube F (2009) Short-term responses of a *Stipa grandis*/*Leymus chinensis* community to frequent defoliation in the semi-arid grasslands of Inner Mongolia, China. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **132**, 82-90
- Schneider K, Ketzer B, Breuer L, Vaché KB, Bernhofer C, Frede H-G (2007) Evaluation of evapotranspiration methods for model validation in a semi-arid watershed in northern China. *Adv. Geosci.*, **11**, 37-42
- Schneider K, Huisman JA, Breuer L, Zhao Y, Frede H-G (2008a) Temporal stability of soil moisture in various semi-arid steppe ecosystems and its application in remote sensing. *Journal of Hydrology*, **359**, 16-29
- Schneider K, Huisman JA, Breuera L, Frede H-G (2008b) Ambiguous effects of grazing intensity on surface soil moisture: A geostatistical case study from a steppe environment in Inner Mongolia, PR China. *Journal of Arid Environments*, **72**, 1305-1319
- Schneider K, Leopold U, Gerschlauser F, Barthold F, Giese M, Steffens M, Hoffmann C, Frede H-G, Breuer L (2011) Spatial and temporal variation of soil moisture in dependence of multiple environmental parameters in semi-arid grasslands. *Plant Soil*, **340**, 73-88
- Scholtes RJ, Schulze ED, Pitelka LF, Hall DO (1999) Biochemistry of terrestrial ecosystems. In: Walker B, Steffen W, Canadell J, Ingram J (ed.), *The Terrestrial Biosphere and Global Change: Implication for Natural and Managed Ecosystems*. Cambridge, UK, University Press, pp. 637
- Schönbach P, Wan H, Schiborra A, Gierus M, Bai Y, Müller K, Glindemann T, Wang C, Susenbeth A, Taube F (2009) Short-term management and stocking rate effects of grazing sheep on herbage quality and productivity of Inner Mongolia steppe. *Crop and Pasture Science*, **60** (10), 963-974
- Schönbach P, Wan H, Gierus M, Bai Y, Müller K, Lin L, Susenbeth A, Taube F (2011) Grassland responses to grazing: effects of grazing intensity and management system in an Inner Mongolian steppe ecosystem. *Plant Soil*, **340**, 103-115
- Schönbach P, Wan H, Gierus M, Loges R, Müller K, Lin L, Susenbeth A, Taube F (2012) Effects of grazing and precipitation on herbage production, herbage nutritive value and performance of sheep in continental steppe. *Grass and Forage Science*, doi: 10.1111/j.1365-2494.2012.00874
- Schotanus P, Nieuwstadt FTM, de Bruin HAR (1983) Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, **26**, 81-93
- Scrase FJ (1930) Some Characteristics of Eddy Motion in the Atmosphere, Geophysical Memoirs, #52, pp. 56. Meteorological Office, London.
- Scott RL, Jenerette GD, Potts DL, Huxman TE (2009) Effects of seasonal drought on net carbon dioxide exchange from a woody-plant-encroached semiarid grassland. *Journal of Geophysical Research*, **114**, G04004

- Scott RL, Hamerlynck EP, Jenerette GD, Moran MS, Barron-Gafford GA (2010) Carbon dioxide exchange in a semidesert grassland through drought-induced vegetation change. *Journal of Geophysical Research*, **115**, G03026
- Serrano-Ortiz P, Kowalski AS, Domingo F, Ruiz B, Alados-Arboledas L (2008) Consequences of Uncertainties in CO₂ Density for Estimating Net Ecosystem CO₂ Exchange by Open-path Eddy Covariance. *Boundary-Layer Meteorol*, **126**, 209–218
- Serrano-Ortiz P, Domingo F, Cazorla A, Were A, Cuezva S, Villagarcía L, Alados-Arboledas L, Kowalski AS (2009) Interannual CO₂ exchange of a sparse Mediterranean shrubland on a carbonaceous substrate. *Journal of Geophysical Research*, **114**, G04015
- Shuttleworth WJ, Gurney RJ (1990) The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Quart J Royal Meteorol Soc*, **116**, 497-519
- Shuttleworth WJ, Wallace JS (1985) Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quart J Royal Meteorol Soc*, **111**, 839-855
- Sjögersten S, Wookey PA (2002) Climatic and resource quality controls on soil respiration across a forest-tundra ecotone in Swedish Lapland. *Soil Biology & Biochemistry*, **34**, 1633–1646
- Smith WN, Grant BB, Campbell CA, McConkey BG, Desjardins RL, Kröbel R, Malhi SS (2012) Crop residue removal effects on soil carbon: Measured and inter-model comparisons. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **161**, 27–38
- Sneath D (1998) State policy and pasture degradation in Inner Asia. *Science*, **28**, 1147–1148
- Soussana JF, Fuhrer J, Jones M, Van Amstel A (2007a) The greenhouse gas balance of grasslands in Europa. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **121**, 1-4
- Soussana JF, Allard V, Pilegaard K, Ambus P, Amman C, et al. (2007b): Full accounting of the greenhouse gas (CO₂, N₂O, CH₄) budget of nine European grassland sites. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **121**, 121-134
- Spank U, Schwärzel K, Renner M, Moderow U, Bernhofer C (2013) Effects of measurement uncertainties of meteorological data on estimates of site water balance components. *Journal of Hydrology*, **492**, 176–189
- Steffens M, Kölbl A, Totsche KU, Kögel-Knabner I (2008) Grazing effects on soil chemical and physical properties in a semiarid steppe of Inner Mongolia (P.R. China). *Geoderma*, **143**, 63 – 72
- Steffens M, Kölbl A, Giese M, Hoffmann C, Totsche KU, Breuer L, Kögel-Knabner I (2009a) Spatial variability of topsoils and vegetation in a grazed steppe ecosystem in Inner Mongolia (PR China). *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **172**, 78 – 90
- Steffens M, Kölbl A, Kögel-Knabner I (2009b) Alteration of soil organic matter pools and aggregation in semi-arid steppe topsoils as driven by organic matter input. *European Journal of Soil Science*, **60**, 198–212
- Steffens M, Kölbl A, Schörk E, Gschrey B, Kögel-Knabner I (2011) Distribution of soil organic matter between fractions and aggregate size classes in grazed semiarid steppe soil profiles. *Plant Soil*, **338**, 63-81
- Su Y-Z, Li Y-L, Cui J-Y, Zhao W-Z (2005) Influences of continuous grazing and livestock exclusion on soil properties in a degraded sandy grassland, Inner Mongolia, northern China. *Catena*, **59**, 267–278
- Suyker AE, Verma SB (2001) Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie. *Global Change Biology*, **7**, 279 -289
- Tagesson T, Fensholt R, Cropley F, Guiro I, Horion S, Ehammer A, Ardö J (2015) Dynamics in carbon exchange fluxes for a grazed semi-arid savanna ecosystem in West Africa. *Agric. , Ecosyst. Environ.*, **205**, 15-24
- Tanner CB, Thurtell GW (1969) Anemoclinometer measurements of Reynolds stress and heat transport in the atmospheric surface layer. ECOM 66-G22-F, ECOM, *United States Army Electronics Command, Research and Development*
- Thom AS, Oliver HR (1977) On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **103**, 345-357
- Tian H, Lu C, Yang J, Banger K, Huntzinger DN, Schwalm CR, Michalak AM, Cook R, Ciais P, Hayes D and others (2015) Global patterns and controls of soil organic carbon dynamics as simulated by multiple terrestrial biosphere models: Current status and future directions. *Global Biogeochem. Cycles*. DOI: 10.1002/2014GB005021
- Tong C, Wu J, Yong S, Yang J, Yong W (2004) A landscapescale assessment of steppe degradation in the Xilin River Basin, Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Environments*, **59**, 133–149

- Twine TE, Kustas WP, Norman JM, Cook DR, Houser PR, Meyers TP, Prueger JH, Starks PJ, Wesely ML (2000) Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. For. Meteorol.*, **103**, 279–300
- Valentini RP, De Angelis G, Matteucci R et al. (1996) Seasonal net carbon dioxide exchange of a beech forest with the atmosphere. *Global Change Biology*, **2**, 199–208
- Valentini R, Matteucci G, Dolman AJ et al. (2000) Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, **404**, 861–864
- Veenendaal EM, Kolle O, Lloyd J (2004) Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna (Mopane woodland) in Southern Africa. *Global Change Biology*, **10**, 318–328
- Vetter SH, Schaffrath D, Bernhofer C (2012) Spatial simulation of evapotranspiration of semi-arid Inner Mongolian grassland based on MODIS and eddy covariance data. *Environmental Earth Science*, **65** (5), 1567 – 1574
- Wainwright J, Mulligan M (edt) (2004) Environmental Modelling: Finding Simplicity in Complexity. John Wiley & Sons Inc., Hoboken, USA
- Wan H, Bai Y, Schönbach P, Gierus M, Taube F (2011) Effects of grazing management system on plant community structure and functioning in a semiarid steppe: scaling from species to community. *Plant Soil*, **340**, 215 - 226
- Wang Y, Zhou G, Wang Y (2008) Environmental effects on net ecosystem CO₂ exchange at half-hour and month scales over *Stipa krylovii* steppe in northern China. *Agricultural and Forest Meteorology*, **148**, 714-722
- Wang CJ, Tas BM, Glindemann T, Mueller K, Schiborra A, Schoenbach P, Gierus M, Taube F, Susenbeth A (2009) Rotational and continuous grazing of sheep in the Inner Mongolian steppe of China. *Journal of Animal Physiology and Animal Nutrition*, **93**, 245 – 252
- Wang S, Wilkes A, Zhang Z, Chang X, Lang R, Wang Y, Niu H (2011) Management and land use change effects on soil carbon in northern China's grasslands: a synthesis. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **142**, 329– 340
- Wang Y, Fu B, Lü Y, Chen L (2011) Effects of vegetation restoration on soil organic carbon sequestration at multiple scales in semi-arid Loess Plateau, China. *Catena*, **85**, 58-66
- Wang L, Liu H, Ketzner B, Horn R und Bernhofer C (2012) Effect of grazing intensity on evapotranspiration in the semiarid grasslands of Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Environments*, **83**, 15-24
- Webb EK, Perman GI, Leuning R (1980) Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly journal of the Royal meteorological Society*, **106**, 85 – 100
- Wever LA, Flanagan LB, Carlson PJ (2002) Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, **112**, 31–49
- White R, Murray S, Rohweder M (2000) Pilot analysis of global ecosystems: Grassland ecosystems. Washington, D.C., World Resources Institute
- Wiesmeier M, Steffens M, Kölbl A, Kögel-Knabner I (2009) Degradation and small-scale spatial homogenization of topsoils in intensively-grazed steppes of Northern China. *Soil and Tillage Research*, **104**, 299–310
- Wiesmeier M, Barthold F, Blank B, Kögel-Knabner I (2011) Digital mapping of soil organic matter stocks using Random Forest modeling in a semi-arid steppe ecosystem. *Plant Soil*, **340**, 7 - 24
- Wiesmeier M, Kreyling O, Steffens M, Schoenbach P, Wan H, Gierus M, Taube F, Kölbl A, Kögel-Knabner I (2012a) Short-term degradation of semiarid grasslands - results from a controlled-grazing experiment in Northern China. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **175**, 434–442
- Wiesmeier M, Steffens M, Mueller CW, Kölbl A, Reszkowska A, Peth S, Horn R, Kögel-Knabner I (2012b) Aggregate stability and physical protection of soil organic carbon in semi-arid steppe soils. *European Journal of Soil Science*, **63**, 22–31
- Wilson K, Goldstein A, Falge E, Aubinet M, Baldocchi D, et al. (2002) Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**, 223–243
- Wilczak JM, Oncley SP, Stage SA (2001) Sonic Anemometer Tilt Correction. *Algorithms. Boundary-Layer Meteorology*, **99**, 127 - 150

- Wittmer MHOM, Auerswald K, Schönbach P, Schäufele R, Müller K, Yang H, Bai YF, Susenbeth A, Taube F, Schnyder H (2010a) Do grazer hair and faeces reflect the carbon isotope composition of semi-arid C3/C4 grassland? *Basic and Applied Ecology*, **11**, 83–92
- Wittmer MHOM, Auerswald K, BAI YF, Schäufele R, Schnyder H (2010b) Changes in the abundance of C3/C4 species of Inner Mongolia grassland: evidence from isotopic composition of soil and vegetation. *Global Change Biology*, **16**, 605–616
- Wittmer MHOM, Auerswald K, Schönbach P, Bai Y, Schnyder H (2011) 15N fractionation between vegetation, soil, faeces and wool is not influenced by stocking rate. *Plant Soil*, **340**, 25 – 33
- WOCAT (2009) Benefits of sustainable land management. UNCCD, World Overview of Conservation Approaches and Technologies, Swiss Agency for Development and Cooperation, FAO, Centre for Development and Environment
- Wohlfahrt G, Fenstermaker LF, Arnone JA III (2008) Large annual net ecosystem CO₂ uptake of a Mojave Desert ecosystem. *Global Change Biol*, **14**, 1475-1487
- Wolf B, Zheng X, Brüggemann N, Chen W, Dannenmann M, Han X, Sutton MA, Wu H, Yao Z, Butterbach-Bahl K (2010) Grazing-induced reduction of natural nitrous oxide release from continental steppe. *Nature*, **464**, 881-88
- Wolf B, Chen W, Brüggemann N, Zheng X, Pumpanen J and Butterbach-Bahl K (2011) Applicability of the soil gradient method for estimating soil-atmosphere CO₂, CH₄, and N₂O fluxes for steppe soils in Inner Mongolia. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **174**, 359–372
- Wu H, Dannenmann M, Fanselow N, Wolf B, Yao Z, Wu X, Brüggemann N, Zheng X, Han X, Dittert K, Butterbach-Bahl K (2011) Feedback of grazing on gross rates of N mineralization and inorganic N partitioning in steppe soils of Inner Mongolia. *Plant Soil*, **340**, 127 - 139
- Wu H, Wiesmeier M, Yu Q, Steffens M, Han X, Kögel-Knabner I (2012) Labile organic C and N mineralization of soil aggregate size classes in semiarid grasslands as affected by grazing management. *Biol Fertil Soils*, **48**, 305-313
- Xu L, Baldocchi D (2004) Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology*, **123**, 79 – 96
- Yamamoto S, Murayama S, Saigusa N et al. (1999) Seasonal and interannual variation of CO₂ flux between a temperate forest and the atmosphere in Japan. *Tellus*, **51B**, 402–413
- Yang H, Auerswald K, Bai Y, Han X (2011) Complementarity in water sources among dominant species in typical steppe ecosystems of Inner Mongolia, China. *Plant Soil*, **340**, 303 - 313
- Yao Z, Wolf B, Chen W, Butterbach-Bahl K, Brüggemann N, Wiesmeier M, Dannenmann M, Blank B, Zheng X (2010) Spatial variability of N₂O, CH₄ and CO₂ fluxes within the Xilin River catchment of Inner Mongolia, China: a soil core study. *Plant Soil*, **331**, 341 - 359
- Yeluripati JB, van Oijen M, Wattenbach M, Neftel A, Ammann A, Parton WJ, Smith P (2009) Bayesian calibration as a tool for initialising the carbon pools of dynamic soil models. *Soil Biology & Biochemistry*, **41**, 2579–2583
- Yu P, Wang Y, Du A, Guan W, Feger K-H, Schwärzel K, Bonell M, Xiong W, Pan S (2013) The effect of site conditions on flow after forestation in a dryland region of China. *Agricultural and Forest Meteorology*, **178–179**, 66–74
- Zhang S, Gao R (1999) Diurnal changes of gas exchange, chlorophyll fluorescence, and stomatal aperture of hybrid poplar clones subjected to midday light stress. *Photosynthetica*, **37** (4), 559-571
- Zhang WL, Chen SP, Chen J, Wei L, Han XG, Lin GH (2007) Biophysical regulations of carbon fluxes of a steppe and a cultivated cropland in semiarid Inner Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology*, **146**, 216–229
- Zhang Z, Wieland R, Reiche M, Funk R, Hoffmann C, Li Y, Sommer M (2011) Wind modelling for wind erosion research by open source computational fluid dynamics. *Ecological Informatics*, **6**, 316 – 324
- Zhang Z, Wieland R, Reiche M, Funk R, Hoffmann C, Li Y, Sommer M (2012a) Identifying sensitive areas to wind erosion in the Xilingele grassland by computational fluid dynamics modelling. *Ecological Informatics*, **8**, 37-47
- Zhang Z, Wieland R, Reiche M, Funk R, Hoffmann C, Li Y, Sommer M (2012b) A computational fluid dynamics model for wind simulation: model implementation and experimental validation. *Appl Phys & Eng*, **13**(4), 274-283

- Zhao Y, Peth S, Julia Krümmelbein J, Horn R, Wang Z, Steffens M, Hoffmann C, Peng X (2007) Spatial variability of soil properties affected by grazing intensity in Inner Mongolia grassland. *Ecological modelling*, **205**, 241 – 254
- Zhao Y, Peth S, Krümmelbein J, Horn R, Wang Z, Steffens M, Hoffmann C, Peng X (2007) Spatial variability of soil properties affected by grazing intensity in Inner Mongolia grassland. *Ecological Modelling*, **205**, 241–254
- Zhao Y, Peth S, Horn R, Krümmelbein J, Ketzer B, Gao Y, Doerner J, Bernhofer C, Peng X (2010a) Modeling grazing effects on coupled water and heat fluxes in Inner Mongolia grassland. *Soil & Tillage Research*, **109**, 75–86
- Zhao Y, Peth S, Wang XY, Lin H, Horn R (2010b) Controls of surface soil moisture spatial patterns and their temporal stability in a semi-arid steppe. *Hydrol. Process.* **24**, 2507–2519
- Zhao Y, Peth S, Reszkowska A, Gan L, Krümmelbein J, Peng X, Horn R (2011a) Response of soil moisture and temperature to grazing intensity in a *Leymus chinensis* steppe, Inner Mongolia. *Plant Soil*, **340**, 89-102
- Zhao Y, Peth S, Hallett P, Wang X, Giese M, Gao Y, Horn R (2011b) Factors controlling the spatial patterns of soil moisture in a grazed semi-arid steppe investigated by multivariate geostatistics. *Ecohydrol.* **4**, 36–48
- Zheng S, Lan Z, Li W, Shao R, Shan Y, Wan H, Taube F, Bai Y (2011) Differential responses of plant functional trait to grazing between two contrasting dominant C3 and C4 species in a typical steppe of Inner Mongolia, China. *Plant Soil*, **340**, 141 - 155

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 3-1: Lage des Xilin Einzugsgebiets in der Inneren Mongolei (Autonome Region China) mit der Lage der Messstation IMGERS (<i>Inner Mongolia Grassland Ecosystem Research Station</i>) und den Untersuchungsgebieten auf der <i>Leymus chinensis</i> (LCUG79 – unbeweidet seit 1979, LCUG99 – unbeweidet seit 1999, LCWG – nur im Winter beweidet, LCCG – durchgängig beweidet, LCHG – überweidete Fläche) und <i>Stipa grandis</i> Steppe (SGUG79 – unbeweidet seit 1979) (modifiziert nach <i>Butterbach-Bahl et al. 2011, Kölbl et al. 2011, Steffens et al. 2008</i>)	11
Abbildung 3-2: Landnutzung im Einzugsgebiet des Xilin Flusses (modifiziert von <i>Wiesmeier et al. 2011</i>)	13
Abbildung 3-3: Untersuchungsflächen im Xilin Einzugsgebiet mit einer Übersicht der Fläche (unten) und Fokus auf kleinen Ausschnitt (oben) auf <i>Leymus chinensis</i> und <i>Stipa grandis</i> Steppe. Von links nach rechts: LCUG79 – unbeweidet seit 1979, SGUG79 – unbeweidet seit 1979, LCCG – durchgängig beweidet, LCWG – nur im Winter beweidet, LCHG – überweidete Fläche.....	15
Abbildung 4-1: Messturm auf LCUG79 (links) und das gesamte Messsystem auf SGUG79 (rechts) .	17
Abbildung 4-2: Messzeiträume auf den einzelnen Untersuchungsflächen auf <i>Leymus chinensis</i> (LCUG79, LCWG, LCCG, LCHG) und <i>Stipa grandis</i> (SGUG79) Steppe.	19
Abbildung 4-3: Luftströmung mit rotierenden Eddies in und über der Vegetation an einem Messturm (<i>Burba und Anderson 2010 S. 16</i>)	19
Abbildung 4-4: EC-Messsystem bestehend aus <i>open-path</i> Gasanalysator (<i>LI-7500</i>) und Ultraschallanemometer (<i>CSAT3</i>).....	21
Abbildung 4-5: schematische Darstellung der C-Flüsse (NEE – Nettoökosystemaustausch, TER – Gesamtatmung, GPP – Bruttoprimärproduktion) in einem Grasland-Ökosystem	28
Abbildung 5-1: Tägliche meteorologische Größen auf LCUG79 von August 2004 bis Dezember 2008: Niederschlag (P), Bodenfeuchte (θ), Dampfdruckdefizit (VPD), Globalstrahlung (R_g), mittlere Lufttemperatur (T , schwarz) und tägliche Minimum- und Maximumtemperatur (T_{\min} ; T_{\max} , grau), Bodentemperatur (T_b) und mittlere (u , schwarz) und maximale (u_{\max} , grau) Windgeschwindigkeit.	38
Abbildung 5-2: Windrichtung und Windgeschwindigkeit (u) der unbeweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCUG79) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$).	40
Abbildung 5-3: Verlauf der Energie- und Stoffflüsse auf LCUG79 von 2004 bis 2008: Tagessummen des Niederschlags (P), des latenten Wärmestroms (LE), der Evapotranspiration (ET), des sensiblen Wärmestroms (H), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) und des täglichen mittleren Kohlenstoffflusses (F_c) und der Speicheränderung (S_c).	42
Abbildung 5-4: Mittlere monatliche Tagesgänge auf LCUG79 im Vegetationszeitraum (Mai - September) von 2004 bis 2008 der Energie- und Stoffflüsse: latenter Wärmestrom (LE), Evapotranspiration (ET), sensibler Wärmestrom (H), Kohlenstofffluss (F_c), Nettoökosystemaustausch (NEE), Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und Bruttoprimärproduktion (GPP).	43

Abbildung 5-5: Der Schliessungslückenfaktor [$CF = ((H + LE)/(R_n - G))$] gegen die Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*) auf Basis von gemittelten Halbstundenwerten in $0.1-u^*$ Schritten und der Standardabweichung. Die Darstellung zeigt links die Werte für Tag ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) und rechts die Werte für Nacht ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$) für LCUG79 im Vegetationszeitraum (Mai – September).....	45
Abbildung 5-6: Monatliche Boxplots für LCUG79 der Vegetationszeit (May bis September): Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) auf täglichen ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Halbstundenbasis.....	47
Abbildung 5-7: Gemittelte Bilanzen der Evapotranspiration (ET) für LCUG79 über die Integrationszeiträume 1 Tag, 7 Tage, 14 Tage, 1 Monat, 3 Monate und 6 Monate.	50
Abbildung 5-8: Jahresbilanzen der Evapotranspiration (ET) für LCUG79 von 2004 bis 2008 (grau - gefüllte Lücken größer als 1 Monat).....	51
Abbildung 5-9: Gemittelte Bilanzen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) für LCUG79 über die Integrationszeiträume 1 Tag, 7 Tage, 14 Tage, 1 Monat, 3 Monate und 6 Monate.	52
Abbildung 5-10: Jahresbilanzen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) für LCUG79 von 2004 bis 2008 (gefüllte Lücken größer als 1 Monat - grau)	53
Abbildung 5-11: Tägliche ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Halbstunden der Evapotranspiration (ET) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) und die jeweilige lineare Regression (rot) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen (<9 Vol%, 9-12 Vol%, 12-19 Vol%, >19 Vol%). Halbstündliche Daten für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.....	54
Abbildung 5-12: Täglicher ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Nettoökosystemaustauschs (NEE_{Tag}) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen (<9 Vol%, 9-12 Vol%, 12-19 Vol%, >19 Vol%). Halbstündliche Daten für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.....	56
Abbildung 5-13: Nettoökosystemaustausch (NEE) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g , $R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$, links) und Bodentemperatur (T_b , $R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$, rechts) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen (<9 Vol%, 9-12 Vol%, 12-19 Vol%, >19 Vol%). Halbstündliche Daten für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.....	57
Abbildung 5-14: Tägliche und kumulative Evapotranspiration (ET) und Niederschlag (P) der unbeweideten Flächen der <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCUG79, schwarz) und der <i>Stipa grandis</i> Steppe (SGUG79, grau) in der Vegetationszeit in 2007 (oben) und 2008 (unten).	59
Abbildung 5-15: Täglicher und kumulativer Nettoökosystemaustausch (NEE) und Niederschlag (P) der unbeweideten Flächen der <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCUG79, schwarz) und der <i>Stipa grandis</i> Steppe (SGUG79, grau) in der Vegetationszeit in 2007 (oben) und 2008 (unten).	60
Abbildung 5-16: Monatliche Boxplots von parallelen Messungen der unbeweideten Flächen der <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCUG79) und der <i>Stipa grandis</i> Steppe (SGUG79) in der Vegetationszeit 2007 und 2008: Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) auf Basis von Tagessummen. .	61
Abbildung 5-17: Vergleich der Mittelungen des Nettoökosystemaustauschs in Abhängigkeit der Globalstrahlung R_g ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$, links) und der Lufttemperatur T ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$, rechts) der 4 Bodenfeuchteklassen: $\theta < 9 \text{ Vol\%}$, $9 < \theta < 12 \text{ Vol\%}$, $12 < \theta < 19 \text{ Vol\%}$, $\theta > 19 \text{ Vol\%}$. Halbstündliche Daten der unbeweidete <i>Leymus chinensis</i> Steppe seit 1979 (LCUG79) und der	

unbeweideten <i>Stipa grandis</i> Steppe seit 1979 (SGUG79) in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.....	62
Abbildung 5-18: Messungen des Niederschlags (P), der Lufttemperatur (T), der Bodenfeuchte (θ), der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppen: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG) in 2005 und 2006.	63
Abbildung 5-19: Messungen des Niederschlags (P), der Lufttemperatur (T), der Bodenfeuchte (θ), der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der überweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCHG) in 2008.	65
Abbildung 5-20: Mittlere monatliche Tagesgänge der Evapotranspiration (ET) und des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der unbeweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCUG79) und der beweideten Flächen der <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCG). Auf Basis von Halbstundendaten gemessen in 2005, 2006 und 2008.....	66
Abbildung 5-21: Monatliche Boxplots von parallelen Messungen der unbeweideten Flächen der <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCUG79) und den beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppen (LCG) in der Vegetationszeit 2005, 2006 und 2008: Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) auf Basis von Tagessummen.....	67
Abbildung 5-22: Tägliche ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Evapotranspiration (ET) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen (<9 Vol%, 9-12 Vol%, 12-19 Vol%, >19 Vol%). Halbstündliche Daten aller beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppen (LCCG, LCWG, LCHG) in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2005, 2006 und 2009.	68
Abbildung 5-23: Täglicher ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Nettoökosystemaustauschs (NEE) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen (<9 Vol%, 9-12 Vol%, 12-19 Vol%, >19 Vol%). Halbstündliche Daten aller beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppen (LCCG, LCWG, LCHG) in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2005, 2006 und 2009.	69
Abbildung 5-24: Vergleich der Mittelungen des Nettoökosystemaustauschs in Abhängigkeit der Globalstrahlung R_g ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$, links) und der Lufttemperatur T ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$, rechts) der 4 Bodenfeuchteklassen: $\theta < 9 \text{ Vol\%}$, $9 < \theta < 12 \text{ Vol\%}$, $12 < \theta < 19 \text{ Vol\%}$, $\theta > 19 \text{ Vol\%}$. Halbstündliche Daten für LCUG79 in der Vegetationszeit von 2004 bis 2008 und für LCG in der Vegetationszeit 2005, 2006 und 2009.....	70
Abbildung 5-25: Bestandesleitwert (g_c) in Abhängigkeit des Dampfdruckdefizits (VPD) und der Bodenfeuchte (θ) für die unbeweideten Flächen (LCUG79, SGUG79) und der beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppen (LCG). Tageswerte von Mai bis September 2004 bis 2009, Tage ohne Niederschlag, $g_{c,max} = 6 \text{ mm s}^{-1}$ (grau gestrichelt)	71
Abbildung 5-26: Gemessene (ET_{meas}) und modellierte Evapotranspiration (ET_{mod}) mit BROOK90 für LCUG79 von Mai bis September 2006. Die Tageswerte sind im Verlauf mit dem Niederschlag (P) (oben) und als Scatterplot (unten) abgebildet.....	72
Abbildung 5-27: Anteilige Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) von ET_{mod} . Modellierte Ergebnisse mit BROOK90 für LCUG79 2006 und gemessener Niederschlag (P).....	73

- Abbildung 5-28: BROOK90-Simulationen für die Evapotranspiration (ET_{mod}), der Bodenverdunstung (E_{Soil}), und der Transpiration (E_{Tran}) für LCUG79 in der Vegetationsperiode 2006 unter variierten Inputdaten des Niederschlags (-100% bis +100% in 5% Schritten) und der Temperatur (-5°C bis +5°C in 0.5°C Schritten)..... 75
- Abbildung 5-29: BROOK90 simulierte Monatssummen der Evapotranspiration (ET) von Mai bis September 2006 unter Variationen von Temperatur (T) (-5°C bis +5°C) und Niederschlag (P) (-100% bis 100%) als 3D-Darstellung (oben) und Rasterdarstellung (unten). Auf Basis der gemessenen Eingangsdaten ergibt sich in der Summe von Mai bis September $ET_{sum} = 257.2$ mm.. 76
- Abbildung 5-30: 5-Tageswerte für gemessene (meas) und modellierte (mod) Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustausch (NEE) und der Nettoprimärproduktion (NPP). Oben im Bild ist der 5-tägige Niederschlag (P) abgebildet. Ergebnisse für LCUG79 von Mai bis September 2006. 78
- Abbildung 5-31: Kumulative Darstellung von gemessenen und DDC modellierten Evapotranspiration (ET), Nettoökosystemaustausch (NEE) und der Nettoprimärproduktion (NPP) von Mai bis September 2006, 2007 und 2008 und Darstellung des Niederschlages (P). 79
- Abbildung 5-32: DDC-Simulationen für die Evapotranspiration (ET_{mod}), den Nettoökosystemaustausch (NEE_{mod}) und der Nettoprimärproduktion (NPP_{mod}) für LCUG79 in der Vegetationsperiode 2006 unter variierten Inputdaten des Niederschlags (-100% bis +100% in 5% Schritten) und der Temperatur (-5°C bis +5°C in 0.5°C Schritten). 81
- Abbildung 5-33: DDC simulierte Monatssummen der Evapotranspiration (ET) von Mai bis September 2006 unter Variationen von Temperatur (T) (-5°C bis +5°C) und Niederschlag (P) (-100% bis 100%) als 3D-Darstellung (oben) und Rasterdarstellung (unten). Auf Basis der gemessenen Eingangsdaten ergibt sich in der Summe von Mai bis September $ET_{mod} = 161$ mm. 82
- Abbildung 5-34: DDC simulierte Monatssummen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) von Mai bis September 2006 unter Variationen von Temperatur (T) (-5°C bis +5°C) und Niederschlag (P) (-100% bis 100%) als 3D-Darstellung (oben) und Rasterdarstellung (unten). Auf Basis der gemessenen Eingangsdaten ergibt $NEE_{mod} = -61.6$ g C m⁻². 83
- Abbildung 5-35: Ergebnisse der DDC-Simulationen für 100 Jahre Beweidung (G1: 10% Reduzierung der Biomasse; G6: 70% Reduzierung der Biomasse; durchgängige Beweidung und nur jedes zweite Jahr beweidet) und anschließend 100 Jahre ohne Beweidung: Jahressummen der Evapotranspiration (ET_{mod}), Nettoökosystemaustausch (NEE_{mod}), Nettoprimärproduktion (NPP_{mod}), heterotrophe Atmung ($R_{h, mod}$) und Jahresmittel des Bodenorganischer Kohlenstoffs (SOC_{mod}). 84
- Abbildung 5-36: Ergebnisse der DDC-Simulationen für 100 Jahre Beweidung (G1: durchgängige Linie; G6: gepunktet) und anschließend 100 Jahre ohne Beweidung unter veränderten Eingangsdaten: Jahressummen der Evapotranspiration (ET_{mod}), des Nettoökosystemaustauschs (NEE_{mod}), der Nettoprimärproduktion (NPP_{mod}) und der heterotrophe Atmung ($R_{h, mod}$). 86
- Abbildung 5-37: Ergebnisse des modellierten jährlichen bodenorganischen Kohlenstoffs (SOC_{mod}) mit DDC für 100 Jahre Beweidung (G1: durchgängige Linie; G6: gepunktet) und anschließend 100 Jahre ohne Beweidung unter veränderten Eingangsdaten. 87
- Abbildung 5-38: Vergleich der ET-Modellierung mit BROOK90 und DDC. A: tägliche gemessene und modellierte ET und gemessener Niederschlag (P). Vergleich der kumulativen Darstellung von (B) ET, (C) der Transpiration (E_{Tran}), (D) Bodenverdunstung (E_{Soil}) und (E) Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) für BROOK90 und DDC. 88
- Abbildung 5-39: Vergleich der ET-Modellierung unter variierten Eingangsdaten (P , T) für Beispieltage für BROOK90 (links) und DDC (rechts) 89

Abbildung A1: Vergleich von Selbsterwärmung korrigierten und unkorrigierten Kohlenstoffflüssen F_c für einen Sommertag (07.06.2005) und einen Wintertag (03.04.2006) der unbeweideten Fläche LCUG79.....	142
Abbildung A2: Jahresbilanzen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) der unbeweideten Fläche LCUG79 von 2004 bis 2008, mit (grau) und ohne (schwarz) Korrektur der Selbsterwärmung des <i>open-path LiCors</i>	143
Abbildung A3: Wachstumskurve mit den verwendeten Parametern (Tab. A4) für die DDC Modellierung ausgehend von den von den Messungen abgeleiteten NPP-Werten in Abhängigkeit de Temperatur.	145
Abbildung B1: Mittlere monatliche Tagesgänge der Globalstrahlung (R_g), der Lufttemperatur (T), der Bodentemperatur (T_b), der Luftfeuchte (φ) und der Windgeschwindigkeit (u) für LCUG79 von August 2004 bis Dezember 2008.	147
Abbildung B2: Windrichtung und Windgeschwindigkeit der unbeweideten <i>Stipa grandis</i> Fläche seit 1979 (SGUG79) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$).....	149
Abbildung B3: Windrichtung und Windgeschwindigkeit der durchgängig beweideten <i>Leymus chinensis</i> Fläche (LCCG) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$)....	150
Abbildung B4: Windrichtung und Windgeschwindigkeit der im Winter beweideten <i>Leymus chinensis</i> Fläche (LCWG) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$).....	151
Abbildung B5: Windrichtung und Windgeschwindigkeit der überweideten <i>Leymus chinensis</i> Fläche (LCHG) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$).....	152
Abbildung B6: Mittlere monatliche Tagesgänge der Energieflüsse der unbeweideten <i>Leymus chinensis</i> Fläche (LCUG79) in der Vegetationszeit: sensibler Wärmestrom (H), latenter Wärmestrom (LE), Bodenwärmestrom (G), Strahlungsbilanz (R_n) und Speicheränderung (ΔS_E)	153
Abbildung B7: Regression der Energieterme ($H + LE$) und ($R_n - G$) auf Halbstundenbasis für LCUG79 in der Vegetationszeit von 2004 bis 2008 und jedes einzelne dieser Jahr.....	155
Abbildung B8: Der Schliessungslückenfaktor ($CF = ((H + LE)/(R_n - G))$) gegen die Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*) auf Basis von gemittelten Halbstundenwerten in $0.1 u^*$ Schritten und der Standardabweichung. Die Darstellung zeigt links die Werte für Tag ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) und rechts die Werte für Nacht ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$) für LCUG79 im Vegetationszeitraum (Mai – September) für 2004, 2005, 2006, 2007 und 2008.....	156
Abbildung B9: Monatliche Boxplots für LCUG79 der Vegetationszeit (May bis September): Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und der Bruttopräprimärproduktion (GPP) auf Basis von Tagessummen.....	157
Abbildung B10: Gemittelte Bilanzen der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) für LCUG79 über die Integrationszeiträume 1 Tag, 7 Tage, 14 Tage, 1 Monat, 3 Monate und 6 Monate.	158
Abbildung B11: Gemittelte Bilanzen der Bruttopräprimärproduktion (GPP) für LCUG79 über die Integrationszeiträume 1 Tag, 7 Tage, 14 Tage, 1 Monat, 3 Monate und 6 Monate.	159

Abbildung B12: Tagessummen der Evapotranspiration (ET) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Windgeschwindigkeit (u), Bodentemperatur (T_b), Bodenfeuchte (θ) und Dampfdruckdefizit (VPD) für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.....	162
Abbildung B13: Tagessummen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Windgeschwindigkeit (u), Bodentemperatur (T_b), Bodenfeuchte (θ) und Dampfdruckdefizit (VPD) für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.....	163
Abbildung B14: Mittlere monatliche Tagesgänge der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) für LCUG79 und SGUG79 in der Vegetationszeit in 2007 und 2008.	164
Abbildung B15: Monatliche Boxplots von parallelen Messungen für LCUG79 und SGUG79 in der Vegetationszeit in 2007 und 2008: Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) auf Basis von täglichen ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Halbstunden.	165
Abbildung B16: Tägliche ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Evapotranspiration (ET) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) mit der jeweiligen linearen Regression (rot) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen (<9 Vol%, 9-12 Vol%, 12-19 Vol%, >19 Vol%). Halbstündliche Daten für SGUG79 in der Vegetationszeit von 2007 bis 2008.....	166
Abbildung B17: Täglicher ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Nettoökosystemaustausch (NEE) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen (<9 Vol%, 9-12 Vol%, 12-19 Vol%, >19 Vol%). Halbstündliche Daten für SGUG79 in der Vegetationszeit von 2007 bis 2008.	167
Abbildung B18: Messungen des Niederschlags (P), der Lufttemperatur (T), der Bodenfeuchte (θ), der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der unbeweideten <i>Stipa grandis</i> Steppe (SGUG79) in 2009.	168
Abbildung B19: Messungen des Niederschlags (P), der Lufttemperatur (T), der Bodenfeuchte (θ), der Evapotranspiration (ET), Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCHG) in 2009.....	169
Abbildung B20: Mittlere monatliche Tagesgänge der Evapotranspiration (ET) für beweidete Flächen der <i>Leymus chinensis</i> Steppe: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG). Auf Basis von Halbstundendaten gemessen in 2005 und 2006.	170
Abbildung B21: Mittlere monatliche Tagesgänge des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) für beweidete Flächen der <i>Leymus chinensis</i> Steppe: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG). Auf Basis von Halbstundendaten gemessen in 2005 und 2006.	171
Abbildung B22: Boxplots der Evapotranspiration (ET) paralleler Messungen von beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppen: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG) und der unbeweideten Fläche (LCUG79) in 2005 und 2006. Parallele Zeiträume: A) 18.05. – 10.07.2005 B) 10.07. – 20.08.2005 C) 20.08.-26.09.2005 D) 29.05. – 01.07.2006 E) 01.07. -10.08.2006 F) 11.08. – 23.09.2006.	172
Abbildung B23: Boxplots des Nettoökosystemaustauschs (NEE) paralleler Messungen von beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppen: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG) und der unbeweideten Fläche (LCUG79) in 2005 und 2006. Parallele	

Zeiträume: A) 18.05. – 10.07.2005 B) 10.07. – 20.08.2005 C) 20.08.-26.09.2005 D) 29.05. – 01.07.2006 E) 01.07. -10.08.2006 F) 11.08. – 23.09.2006.	173
Abbildung B24: Boxplots von Tageswerten der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) paralleler Messungen von beweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppen: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG) und der unbeweideten Fläche (LCUG79) in 2005 und 2006. Parallele Zeiträume: A) 18.05. – 10.07.2005 B) 10.07. – 20.08.2005 C) 20.08.-26.09.2005 D) 29.05. – 01.07.2006 E) 01.07. -10.08.2006 F) 11.08. – 23.09.2006.....	174
Abbildung B25: Blattflächenindex (LAI) für die unbeweidete <i>Leymus chinensis</i> Steppe seit 1979 (LCUG79), die im Winter beweidete <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCWG) und die überweidete <i>Leymus chinensis</i> Steppe (LCHG) in 2005 und 2006	175
Abbildung B26: Monatliche Boxplots von parallelen Messungen für LCUG79 und LCG in der Vegetationszeit 2005, 2006 und 2008: Evapotranspiration (ET), Nettoökosystemaustausch (NEE), Gesamtatmung (TER) und Bruttoprimärproduktion (GPP) auf Basis von täglichen ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Halbstunden.....	176
Abbildung C1: Scatterplots und lineare Regression für gemessene ET (ET_{meas}) gegen BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCUG79: A) Tageswerte Mai bis September 2006, B) Tageswerte 2006, C) Monatswerte von Mai bis September 2006 und D) Monatswerte 2006.	177
Abbildung C2: Simuliertes ET (ET_{mod}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Transpiration (E_{Tran}) mit BROOK90 für LCUG79 in 2006.	178
Abbildung C3: Simuliertes ET (ET_{mod}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Transpiration (E_{Tran}) mit BROOK90 für LCUG79 von Mai bis September 2006.	178
Abbildung C4: Gemessene und modellierte Evapotranspiration (ET) mit BROOK90 für LCUG79 von Mai bis September 2005. Die Tageswerte sind im Verlauf mit dem Niederschlag (P) (oben) und als Scatterplot (unten) abgebildet.	179
Abbildung C5: Scatterplots und lineare Regression für gemessene ET (ET_{meas}) gegen BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCUG79 in Mai bis September 2005: A) Tageswerte und B) Monatswerte.....	180
Abbildung C6: ET (ET_{mod}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Transpiration (E_{Tran}) mit BROOK90 für LCUG79 von Mai bis September 2005.....	180
Abbildung C7: Scatterplots und linearen Regression für tägliche gemessene ET (ET_{meas}) gegen mit BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCHG: A) von 01.06.2006 bis 01.07.2006 und B) von 12.08.2006 bis 23.09.2006.	181
Abbildung C8: Simuliertes ET (ET_{mod}) mit BROOK90 und gemessenes ET (ET_{mod}) von 01.06.2006 bis 01.07.2006 und vom 12.08.2006 bis 23.09.2006 für LCHG. Gemessener Niederschlag (P) von LCHG mit aufgefüllten P von LCUG79.	181
Abbildung C9: Prozentuale Anteile der Bestandteile der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) von ET_{mod} . Modellerte Ergebnisse mit BROOK90 für LCUG79 in 2006.....	182
Abbildung C10: monatliche Summen des gemessenen Niederschlages (P), der gemessenen Evaporation (ET_{meas}) und der modellierten Evapotranspiration (ET_{mod}) mit den einzelnen	

modellierten Anteilen der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}). Modellierung mit BROOK90 für LCUG79 in 2006.....	182
Abbildung C11: Anteile der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) von ET_{mod} . Modellerte Ergebnisse mit BROOK90 für LCUG79 in 2005 und gemessener Niederschlag (P).....	183
Abbildung C12: Prozentuale Anteile der Bestandteile der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) von ET_{mod} . Modellerte Ergebnisse mit BROOK90 für LCUG79 in 2005.....	184
Abbildung C13: Statistische Ergebnisse der Simulation für die Evapotranspiration (ET_{mod}): Minimum (Min), Maximum (Max), Mittelwert (Mean), Median und Standardabweichung (std dev) aller Simulationen	185
Abbildung C14: Scatterplots der 5-Tagessummen für gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP für LCUG79 Mai bis September 2006	186
Abbildung C15: Scatterplots der 5-Tagessummen für gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP für LCUG79 das gesamte Jahr 2006	187
Abbildung C16: 5-Tageswerte gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP des ganzen Jahres 2006.....	188
Abbildung C17: Scatterplots der 5-Tagessummen für gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP für LCUG79 Mai bis September 2007	190
Abbildung C18: 5-Tageswerte für gemessene und modellierte ET, NEE und NPP und Niederschlag (P) Mai bis September 2007.....	191
Abbildung C19: Scatterplots der 5-Tagessummen für gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP für LCUG79 Mai bis September 2008	192
Abbildung C20: 5-Tageswerte für gemessene und modellierte ET, NEE und NPP und Niederschlag (P) Mai bis September 2008.....	193
Abbildung C21: Aufteilung der modellierten ET in DAYCENT in Bodenverdunstung (E_{Soil}) Transpiration (E_{Tran}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) und Niederschlag (P) für LCUG79 Mai bis September 2006	194
Abbildung C22: Statistische Ergebnisse der Variationen der Inputdaten je Tag, ET, Mai bis September 2006.....	195
Abbildung C23: Statistische Ergebnisse der Variationen der Inputdaten je Tag, NEE, Mai bis September 2006.....	196
Abbildung C24: Monatssummen der Nettoprimärproduktion (NPP) von Mai bis September unter Variationen von Temperatur (T) (-5°C bis +5°C) und Niederschlag (P) (-100% bis 100%) als 3D-Darstellung (oben) und als Rasterdarstellung (unten). Auf Basis der gemessenen Eingangsdaten ist $NPP_{\text{mod}} = 158.3 \text{ g C m}^{-2}$	197
Abbildung C25: Beispieltage, an denen die simulierte Nettoprimärproduktion (NPP_{mod}) mit DAYCENT unter den veränderten Inputdaten dargestellt ist. Jeweils über den einzelnen Graphiken A bis D ist das Datum, mit der ursprünglich simulierten ET und Inputdaten angegeben.	198
Abbildung C26: Beispieltage, an denen die simulierte Nettoökosystemaustauschs (NEE_{mod}) mit DAYCENT unter den veränderten Inputdaten dargestellt ist. Jeweils über den einzelnen Graphiken A bis D ist das Datum, mit der ursprünglich simulierten ET und Inputdaten angegeben.	198

Tabellenverzeichnis

Tabelle 3-1: Charakteristik der Untersuchungsflächen in EXF, Untersuchungsflächen auf <i>Leymus chinensis</i> (LCUG79, LCWG, LCCG, LCHG) und <i>Stipa grandis</i> (SGUG79) Steppe.....	15
Tabelle 5-1: Ergebnisse der linearen Regression der Energieterme ($H + LE$) vs. ($R_n - G$) in der Vegetationszeit (Mai bis September) für LCUG79. Ergebnisse der Korrelation aller verfügbaren Daten (all) und der einzelnen Jahre (n- vorhandene Daten, Bestimmtheitsmaß r^2), (vergl. Abb. B7)	44
Tabelle 5-2: Jahressummen des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER), der Bruttoprimärproduktion (GPP) der Evapotranspiration (ET) und des Niederschlags (P) für LCUG79	49
Tabelle 7-1: Abschätzung der Auswirkungen auf ET und dem Netto- CO_2 -Austausch der semiariden Steppe durch Veränderungen der Einflussfaktoren (P , T , Beweidung), ↓ steht für eine Abnahme und ↑ steht für eine Zunahme	110
Tabelle A1: Übersicht über Teilprojekte der DFG-Forschungsgruppe MAGIM mit jeweiligen Publikationen.....	135
Tabelle A2: Hauptwerte der chemischen und physikalischen Bodeneigenschaften der Landnutzungseinheiten (<i>Wiesmeier et al. 2011</i>).....	137
Tabelle A3: Zusammensetzung des Bodens an den Standorten, pH-Werte, bulk density und organischer Kohlenstoff (OC) (<i>Steffens et al. 2008, Wiesmeier et al. 2012b</i>) an den Untersuchungsflächen auf <i>Leymus chinensis</i> (LCUG79 – unbeweidet seit 1979, LCWG – nur im Winter beweidet, LCCG – durchgängig beweidet, LCHG – überweidete Fläche) und <i>Stipa grandis</i> (SGUG79 – unbeweidet seit 1979) Steppe.	138
Tabelle A4: Pflanzenparameter um Steppe zu charakterisieren (Ausschnitt aus crop.100).....	145
Tabelle B1: Mittlere monatliche meteorologische Größen für LCUG79 von August 2004 bis Dezember 2008: monatliche Niederschlagssumme (P), gemittelte tägliche Globalstrahlung (R_g), mittlere tägliche Lufttemperatur (T), minimale (T_{min}) und maximale (T_{max}) Lufttemperatur, mittlere tägliche Bodentemperatur (T_b), mittlere tägliche Luftfeuchte (φ), mittleres tägliches Dampfdruckdefizit (VPD) und mittlere (u) und maximale (u_{max}) tägliche Windgeschwindigkeit mit den jeweiligen höchsten (rot) und niedrigsten (blau) Werten je Jahr.....	148
Tabelle B2: Tageswerte der Größen der Energiebilanz gemittelt über einen Monat: Globalstrahlung (R_g), Strahlungsbilanz (R_n), latenter Wärmestrom (LE), sensibler Wärmestrom (H) und Speicheränderung (ΔS_E). Im Vegetationszeitraum (Mai – september) von 2004 bis 2008 soweit Messwerte vorhanden für LCUG79.	154
Tabelle B3: Monatliche und jährliche Summen des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER), der Bruttoprimärproduktion (GPP), der Evapotranspiration (ET) und des Niederschlags der unbeweideten <i>Leymus chinensis</i> Steppe seit 1979 (LCUG79).....	160
Tabelle B4: Ergebnisse der linearen Regression von ET gegen R_g , T , VPD und u für jeweils 4 Bodenfeuchteklassen der Standorte LCUG79, SGUG79 und der beweideten Flächen über	

unterschiedliche Zeiträume der Halbstundenwerte ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$) in der Vegetationszeit (Mai – September)	161
Tabelle C1: Ergebnisse der linearen Regression für gemessene (ET_{meas}) gegen BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCUG79 in 2006. Ergebnisse zu Abb. C1.....	177
Tabelle C2: Ergebnisse der linearen Regression für gemessene (ET_{meas}) gegen simuliertes ET (ET_{mod}) für LCUG79 in 2005. Ergebnisse zu Abb. C6.	179
Tabelle C3: Ergebnisse der linearen Regression für gemessene (ET_{meas}) gegen BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCHG von 01.06.2006 bis 01.07.2006 (1st periode) und von 12.08.2006 bis 23.09.2006 (2nd period). Ergebnisse zu Abb. C8.	181
Tabelle C4: monatliche Summen des gemessenen Niederschlags (P), der gemessenen Evaporation (ET_{meas}) und der modellierten Evapotranspiration (ET_{mod}) mit den einzelnen modellierten Anteilen als Absolutwert und als Prozentanteil (in Klammern) der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}). Modellierung mit BROOK90 für LCUG79 in 2006	183
Tabelle C5: Korrelationskoeffizienten des modellierten und gemessenen NEE, NPP und ET der Tageswerte und 5-Tagessummen für LCUG79 für Mai – September 2006 und ganzes Jahr 2006	189
Tabelle C6: Korrelationskoeffizienten für ET, NEE und NPP LCUG79 2007 für 5-Tagessummen und täglich für Mai bis September 2007 und ganzes Jahr 2007.....	190
Tabelle C7: Korrelationskoeffizienten für ET, NEE und NPP LCUG79 2007 für 5-Tagessummen und täglich für Mai bis September 2008 und ganzes Jahr 2008.....	192

Anhang A

A1 MAGIM Teilprojekte

Tabelle A1: Übersicht über Teilprojekte der DFG-Forschungsgruppe MAGIM mit jeweiligen Publikationen

Teilprojekt	Forschungsgegenstand	Publikationen
P1	Bestandteile und Abbau von bodenorganischen Material	Kölbl et al. 2011 Steffens et al. 2008; 2009 a, b; 2011 Wiesmeier et al. 2009; 2011; 2012 a, b Wu et al. 2011; 2012
P2	Auswirkungen der Beweidungsintensität auf NPP und Nährstoffdynamik	Brück et al. 2010 Fanselow et al. 2011 Gao et al. 2008; 2009; 2011 Giese et al. 2009 Gong et al. 2008; 2011 a, b Li et al. 2011
P3	Auswirkungen der Beweidungsintensität auf die Erntemenge, Qualität und Beständigkeit des Graslands	Schiborra et al. 2006; 2009 Schönbach et al. 2009; 2011; 2012 Wan et al. 2011 Zheng et al. 2011
P4	Auswirkungen der Beweidungsdichte und des Beweidungssystems auf die Stabilität des Ökosystems und der Tierproduktivität	Glindemann et al. 2009 Lin et al. 2012 Wang et al. 2009 Zhao et al. 2007; 2010a, b; 2011a, b
P5	Quantifizierung und biogeochemischen Modellierung von C und N Abbauprozessen; Biosphären-Atmosphären-Austausch von C und N	Chen et al. 2011 Holst et al. 2007; 2008; 2009 Liu et al. 2007; 2008; 2009 Wolf et al. 2010; 2011 Yao et al. 2010
P6	Quantifizierung des H ₂ O und C-Haushalts mit Mikrometeorologie und Fernerkundung	Fan et al. 2007; 2009; 2011 Ketzer et al. 2008 Schaffrath et al. 2011 Vetter et al. 2012 Wang et al. 2012
P7	Hydrologie, regionale H ₂ O-Flüsse und die Kopplung von C und N Transporten	Barthold et al. 2008; 2010 Schneider et al. 2007; 2008 a, b, 2011
P8	Einflüsse der Beweidungsintensität auf Bodenstabilität und die H ₂ O-Bilanz	Gan et al. 2012 a, b Krümmelbein et al. 2008; 2009 a, b Reszkowska et al. 2011 a, b, c Zhao et al. 2007; 2010 a, b; 2011 a, b
P9	Dynamik der Winderosion	Funk et al. 2012 Hoffmann et al. 2008 a, b, c; 2011 Reiche et al. 2011; 2012 Zhang et al. 2011; 2012 a, b
P10	Einflüsse der Beweidungsintensität auf C-Isotopen-	Auerswald et al. 2009; 2012 Wittmer et al. 2010 a, b; 2011

	Zusammensetzung	Yang et al. 2011
P11	Boden- und Satellitenbasierende Fernerkundung zur Erschließung von Niederschlagsraten	Fan et al. 2007

A2 Landnutzung und Bodenarten

Tabelle A2: Hauptwerte der chemischen und physikalischen Bodeneigenschaften der Landnutzungseinheiten (Wiesmeier et al. 2011)

land use unit abbreviation	arable land		bare soil		marshland/water		mountain meadow		steppe		sand dunes		total catchment	
	al	bs	mw	mm	s	sd	tc							
area (km ²)	99	180	170	203	2605	351	3608							
proportion (%)	3	5	5	6	72	10	100							
sampling locations	13	12	9	26	38	22	120							
Reference Soil Group (n)	Chernozem (9)	Arenosol (7)	Arenosol (1)	Calcisol (1)	Calcisol (2)	Arenosol (22)	Arenosol (30)							
	Kastanozem (2)	Cambisol (3)	Cryosol (1)	Chernozem (4)	Cambisol (1)		Calcisol (3)							
	Phaeozem (2)	Chernozem (1)	Gleysol (6)	Phaeozem (21)	Chernozem(13)		Cambisol (4)							
		Kastanozem (1)	Phaeozem (1)		Kastanozem (2)		Chernozem(27)							
					Phaeozem (20)		Cryosol (1)							
							Gleysol (6)							
							Kastanozem (5)							
							Phaeozem (44)							
depth ^a (cm)	76±24	48±23	43±22	73±30	70±21	30±20	60±29							
SOC ^b (kg m ⁻²)	11.3±3.8	5.4±2.4	35.1±18.6	26.5±14.8	14.2±5.3	5.3±2.8	15.6±13.0							
C _{tot} ^b (kg m ⁻²)	14.6±6.2	6.0±2.8	38.8±21.2	27.8±14.7	17.1±7.3	5.3±2.8	17.5±14.1							
N _{tot} ^b (kg m ⁻²)	1.2±0.4	0.6±0.3	3.2±1.8	2.4±1.3	1.5±0.5	0.5±0.3	1.5±1.2							
S _{tot} ^b (kg m ⁻²)	0.23±0.04	0.15±0.05	0.85±0.60	0.34±0.14	0.27±0.13	0.14±0.05	0.29±0.25							
SOC (mg g ⁻¹)/N _{tot} (mg g ⁻¹)	9.4±1.1	9.2±1.3	10.2±1.4	10.9±0.9	9.6±0.8	10.0±1.3	9.9±1.2							
BD ^a (g cm ⁻³)	1.33±0.19	1.53±0.10	1.07±0.20	1.20±0.21	1.39±0.10	1.50±0.23	1.35±0.22							
pH ^a (CaCl ₂)	6.5±0.5	6.2±0.2	6.7±0.4	6.0±0.3	6.2±0.3	6.1±0.2	6.2±0.4							
sand ^a (%)	59±16	84±10	85±7	35±17	72±15	88±9	71±22							
silt ^a (%)	27±11	10±6	10±5	44±13	17±8	8±6	18±15							
clay ^a (%)	14±5	6±4	5±2	21±5	11±8	4±3	10±8							

^a A horizon ^b 1 m depth

Tabelle A3: Zusammensetzung des Bodens an den Standorten, pH-Werte, bulk density und organischer Kohlenstoff (OC) (Steffens et al. 2008, Wiesmeier et al. 2012b) an den Untersuchungsflächen auf *Leymus chinensis* (LCUG79 – unbeweidet seit 1979, LCWG – nur im Winter beweidet, LCCG – durchgängig beweidet, LCHG – überweidete Fläche) und *Stipa grandis* (SGUG79 – unbeweidet seit 1979) Steppe.

	Sand mg g ⁻¹	Schluff mg g ⁻¹	Ton mg g ⁻¹	pH (CaCl ₂)	bulk density g cm ⁻³	OC mg g ⁻¹
LCUG79	491	349	161	6,6	0,9	21,3-31
LCCG	494	334	171	6,6	1,17	16,7-23
LCWG	439	378	183	6,7	1,09	25,9
LCHG	681	209	110	6,6	1,28	17,0
SGUG79	642	180	178	6,9	1,08	16,2

A3 Spektrale Korrektur

Im Folgenden sind die Gleichungen aufgeführt, die bei einer spektralen Korrektur für z.B. *closed-path* Messungen Anwendung finden. Für weitere und ausführliche Information sind *Massman and Clement 2004, Kaimal et al. 1972, Moncrieff et al. 1996* und *Burba und Anderson 2010* zu empfehlen.

Die Transferfunktion für die Zeitverzögerung für das Signal des Gasanalysators ($T_{\tau c}(n)$) und des Signals der Windkomponente ($T_{\tau w}(n)$) ist:

$$T_{\tau}(n) = \frac{1}{\sqrt{1+(2\pi n\tau)^2}} \quad (\text{Gl. A1})$$

mit der Frequenz (n) und der dynamischen Zeitverzögerung des Sensors (τ).

Die Transferfunktion für die Dämpfung durch den Schlauch ($T_t(n)$) ist:

$$T_t(n) = e^{-4\pi^2 \lambda a L n^2 / \bar{u}_t^2} \quad (\text{Gl. A2})$$

mit einem Dämpfungsparameter für das jeweilige Gas (λ), dem Schlauchradius (a), der Schlauchlänge (L) und der Geschwindigkeit des angesaugten Luftstroms (u_t).

Die Transferfunktion für die Dämpfung durch das digitale Signal ($T_{ds}(n)$) ist:

$$T_{ds}(n) = 1 + \left(\frac{n}{n_s - n}\right)^3 \quad (\text{Gl. A3})$$

mit der Messfrequenz (n_s).

Die Transferfunktion für die Dämpfung durch die Separation der Messgeräte ($T_s(n)$) ist:

$$T_s(n) = e^{-9,9(n p_{xy} / \bar{u})^{1,5}} \quad (\text{Gl. A4})$$

mit der Distanz zwischen den Geräten (p_{xy}) und der mittleren Windgeschwindigkeit (u).

Die Transferfunktion für den Hochpassfilter (*high-pass filtering*), $T_{hi}(n)$) ist:

$$T_{hi}(n) = \frac{2\pi n \tau_f}{\sqrt{\frac{(2\pi n \tau_f)^2}{1 + \frac{1}{(1 + \frac{1}{\tau_f n_c})}}}}} \quad (\text{Gl. A5})$$

mit der Hochpassfilterkonstante (τ_f) und der sogenannten *cutoff frequency* (n_c), was der Hälfte der Messfrequenz entspricht.

Der Transferfunktion für die Dämpfung durch die Mittelung der Pfadlänge und des Volumens ($T_{sp}(n)$) und der Transferfunktion für die Mittelung des Vektorweges ($T_{vp}(n)$) ist:

$$T_{sp}(n) = \sqrt{\frac{3 + \exp\left(-2\pi n \frac{p_s}{u}\right) - \left(\frac{4}{2\pi n \frac{p_s}{u}}\right) (1 - \exp(-2\pi n \frac{p_s}{u}))}{2\pi n \frac{p_s}{u}}} \quad (\text{Gl. A6})$$

mit der skalaren Weglänge (p_s) und der mittleren Windgeschwindigkeit (u).

A4 Korrektur der Selbsterwärmung von *open-path* Gasanalysatoren

Die Korrektur wird in der WPL-Korrektur für F_c und LE berücksichtigt. Hierfür wird die sensible Wärme, die in die WPL-Korrektur eingeht, neu berechnet unter der Berücksichtigung der zusätzlich erzeugten Wärme des Messgerätes (*Burba et al. 2008*). In *Burba et al. (2008)* werden verschiedene Methoden für eine Korrektur vorgeschlagen. Als sicherste Methode wird die Verwendung eines *enclosed* Messgerätes empfohlen, da bei diesen Messungen keine Dichtekorrektur mehr nötig ist, oder die Messung der Temperatur mit einem feindrahtigen Thermoelement direkt im offenen Messpfad, was allerdings nur möglich ist für noch stattfindende Messungen. Für bereits abgeschlossene Messungen werden Berechnungsroutinen auf Basis der gemessenen meteorologischen Größen gegeben. Die wichtigste Grundlage ist dabei die Abhängigkeit der Erwärmung zur Umgebungstemperatur. In einem zweiten Ansatz werden auch die Strahlung und der Wind berücksichtigt.

A4.1 Berechnung des Terms der Selbsterwärmung von *open-path* Gasanalysatoren

Die folgenden Gleichungen beziehen sich auf EC-Messungen mit einem *open-path* Gasanalysator von LI-COR *LI-7500* (LI-COR Inc., Lincoln, Nebraska, USA). Um die Selbsterwärmung der *open-path* Gasanalysatoren in die Dichtekorrektur einzubeziehen, wird die Dichtekorrektur nach *Webb et al. 1980* für CO_2 (F_c) und für H_2O (E) umgestellt:

$$F_c = F_0 + \mu \frac{ET}{\rho_d} \frac{\rho_c}{1 + \mu(\rho_v/\rho_d)} + \frac{S}{\rho c_p} \frac{\rho_c}{T} \quad (\text{Gl. A7})$$

$$E = \left(1 + \mu \frac{\rho_v}{\rho_d}\right) \left(E_0 + \frac{S}{\rho c_p} \frac{\rho_v}{T}\right) \quad (\text{Gl. A8})$$

mit dem WPL-korrigiertem CO_2 -Fluss (F_c in $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) und H_2O -Fluss (E in $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) und F_0 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) und E_0 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) die WPL-unkorrekten CO_2 - und H_2O -Flüsse, Verhältnis von molarer Masse von Luft zu Wasser ($\mu=1,6077$), mittlerer Dichte trockener Luft (ρ_d in kg m^{-3}), mittlere Dichte von Wasserdampf (ρ_v in kg m^{-3}), mittlere Dichte von CO_2 (ρ_c in kg m^{-3}), sensibler Wärmestrom (S in W m^{-2}), spezifische Wärmekapazität (c_p in $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) und die Lufttemperatur (T in K).

Um den Term S (sensibler Wärmestrom im *open-path* Gasanalysator) zu bestimmen, gibt es folgende Möglichkeiten (*Burba et al. 2008*):

- (1) Traditionelle WPL Korrektur:

$$S = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (\text{Gl. A9})$$

- (2) *Enclosed* LI-7500 Technik (sensibler Wärmestrom wurde eliminiert durch die Abschwächung der Temperaturfluktuationen im einführenden Schlauch; gleiches Prinzip wie bei *closed-path* Geräte):

$$S = 0 \quad (\text{Gl. A10})$$

- (3) Messen der Temperatur im Messpfad mit Hilfe von einem Thermoelement T_{FW} :

$$S = \rho c_p \overline{w'T_{FW}'} \quad (\text{Gl. A11})$$

(4) Abschätzung der Wärmekorrektur (Absoluter sensibler Wärmefluss für WPL wird bestimmt über die abgeschätzten Wärmeflüsse von den einzelnen Instrumententeilen (Bodenfenster, Kopffenster, Stäbe), die den Messpfad umgeben):

$$S = \rho c_p \overline{w'T'} + S^{bot} + S^{top} + 0.15S^{spar} \quad (\text{Gl. A12})$$

Bestimmung der Terme für die Methode (4):

$$S^{bot} = k^{air} \frac{(T_s^{bot} - T)}{\delta^{bot}} \quad (\text{Gl. A13})$$

$$S^{top} = k^{air} \frac{(r^{top} + \delta^{top})(T_s^{top} - T)}{r^{top} \delta^{top}} \quad (\text{Gl. A14})$$

$$S^{spar} = k^{air} \frac{(T_s^{spar} - T)}{r^{spar} \ln\left(\frac{r^{spar} + \delta^{spar}}{r^{spar}}\right)} \quad (\text{Gl. A15})$$

$$\delta^{bot} = 0,004 \sqrt{\frac{l^{bot}}{u}} + 0,004 \quad (\text{Gl. A16})$$

$$\delta^{top} = 0,0028 \sqrt{\frac{l^{top}}{u}} + 0,00025/u + 0,0045 \quad (\text{Gl. A17})$$

$$\delta^{spar} = 0,0058 \sqrt{\frac{l^{spar}}{u}} \quad (\text{Gl. A18})$$

Für Tag:

$$T_s^{bot} = 0,944T_a + 2,57 \quad (\text{Gl. A19})$$

$$T_s^{top} = 1,005^{ns}T_a + 0,24 \quad (\text{Gl. A20})$$

$$T_s^{spar} = 1,01T_a + 0,36 \quad (\text{Gl. A21})$$

Für Nacht:

$$T_s^{bot} = 0,883T_a + 2.17 \quad (\text{Gl. A22})$$

$$T_s^{top} = 1,008T_a - 0,41 \quad (\text{Gl. A23})$$

$$T_s^{spar} = 1,01T_a - 0,17 \quad (\text{Gl. A24})$$

w	vertikale Windgeschwindigkeit (m s^{-1})
T	Lufttemperatur ($^{\circ}\text{K}$)
T_{FW}	Temperatur gemessen mit Thermoelement im Messpfad ($^{\circ}\text{K}$)
$S^{bot}, S^{top}, S^{spar}$	sensible Wärmeflüsse (S in Wm^{-2}) des Messgerätes am Bodenfenster (bottom), Kopffenster (top) und den Zwischenstäben (spar)
T_s	Oberflächentemperaturen ($^{\circ}\text{K}$) am Bodenfenster (T_s^{bot}), Kopffenster (T_s^{top}) und den Zwischenstäben (T_s^{spar})
δ	mittlere Dicke der Grenzschicht (m) über dem Bodenfenster, Kopffenster und den Zwischenstäben
r^{top}	Radius des Messfensters im Kopf (0,0225 m)
r^{spar}	Radius des Zylinders (0,0025 m)
l^{bot}	Durchmesser des Bodenfensters (0,065 m)

l^{top}	Durchmesser des Kopfensters (0,045 m)
l^{spar}	Durchmesser der Stäbe (0,005 m)
k^{air}	Wärmeleitfähigkeitskoeffizient von Luft ($\text{W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$)
u	mittlere horizontale Windgeschwindigkeit (m s^{-1})

Die ausführlichen Herleitungen und detaillierte Erklärungen sind in *Burba et al. 2008* nachzulesen.

A4.2 Auswirkung der Selbsterwärmung von open-path Gasanalysatoren auf die EC-Daten der Inneren Mongolei

Die Korrektur der Selbsterwärmung für *open-path* Gasanalysatoren wurde auf die Messdaten der vorliegenden Arbeit angewendet und ist im Folgenden für F_c aufgeführt. Dabei wurde die Methode (4) verwendet, bei der der sensible Wärmestrom im *open-path* Messgerät über lineare Regressionen zur Lufttemperatur abgeschätzt wird (*Burba et al. 2008*). Die Auswirkungen der Korrektur auf die Messdaten sind dabei verhältnismäßig groß. In Abbildung A1 sind Beispiele für einen Sommer- (links) und einen Wintertag (rechts) dargestellt. Beim Sommertag ist tagsüber eine Verschiebung des Flusses in positiver Richtung zu sehen um bis zu 25% des Flusses, nachts zeigt die Korrektur keinen Einfluss, wie es zu erwarten ist. Die Größe der Korrektur ist dabei auf den sehr kleinen Fluss zurückzuführen. Vergleiche zu anderen EC Daten (Grassland Gruenschwaige, nicht dargestellt) und Quellen (*Järvi et al. 2009*, *Haselwanter et al. 2009*) zeigen, dass die Korrektur bei größeren Kohlenstoffflüssen nur wenige Prozente ausmacht und zumindest je Tag sehr gering ist (Die Auswirkungen auf die Jahresbilanzen können auch hier enorm sein und eine negative Bilanz in eine positive verwandeln). Der Effekt bei den winterlichen Flüssen, in der *off-season*, ist dabei noch grösser. Tagsüber wird beinahe der gesamte Fluss eliminiert. In der Nacht bewirkt die Korrektur eine Verschie-

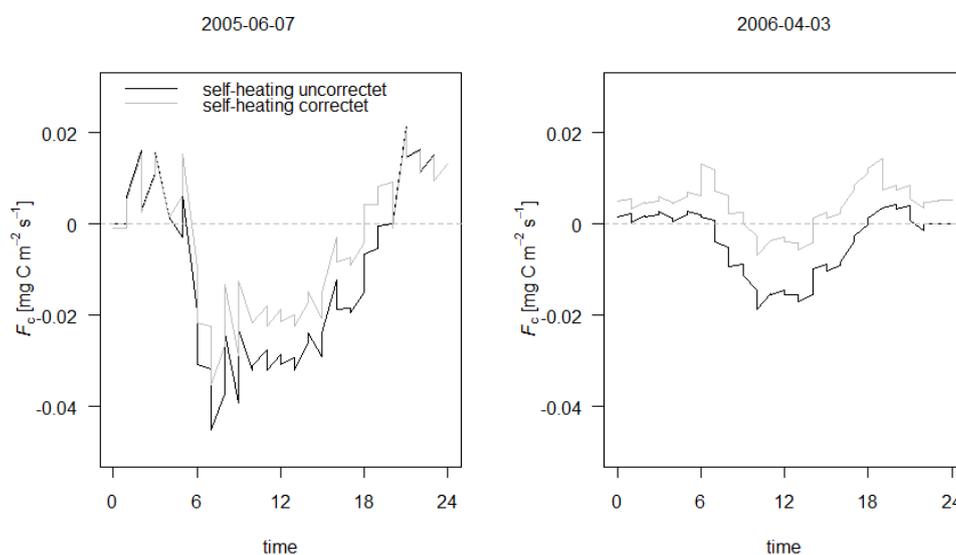


Abbildung A1: Vergleich von Selbsterwärmung korrigierten und unkorrigierten Kohlenstoffflüssen F_c für einen Sommertag (07.06.2005) und einen Wintertag (03.04.2006) der unbeweideten Fläche LCUG79.

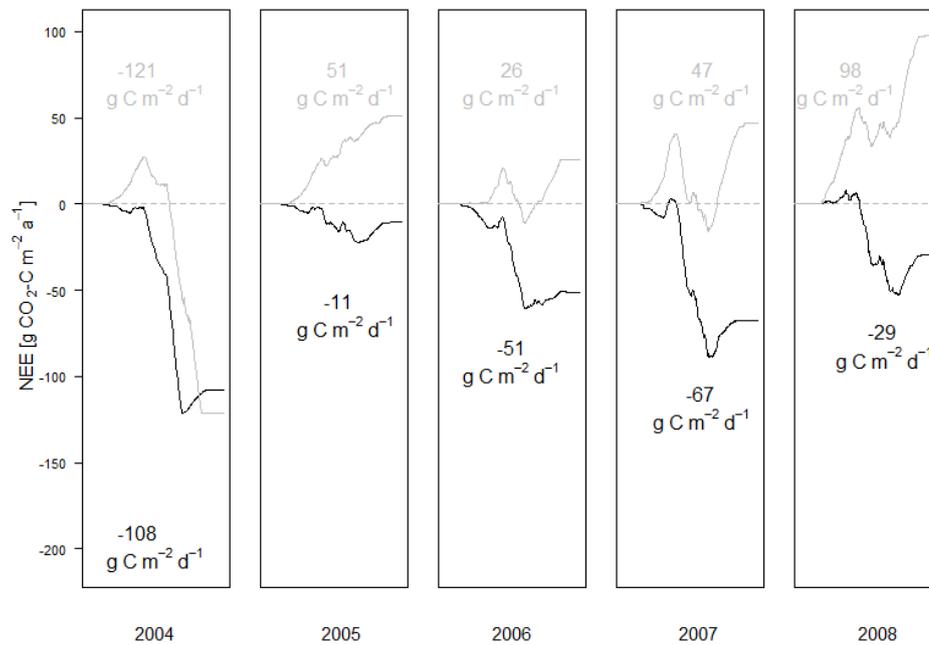


Abbildung A2: Jahresbilanzen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) der unbeweideten Fläche LCUG79 von 2004 bis 2008, mit (grau) und ohne (schwarz) Korrektur der Selbsterwärmung des *open-path LiCors*.

bung des Flusses stark ins Positive. Die Korrektur in der Nacht dürfte laut *Burba et al. (2008)* (ebenso Korrespondenz mit G. Burba⁷) nicht sein. Der enorme Einfluss der Korrektur auf die Jahresbilanzen ist in Abbildung A2 dargestellt. Es wird deutlich, dass, allein durch die Selbsterwärmungskorrektur, sich die Bilanzen zum Teil um ein Vielfaches verschieben und (mit Ausnahme von 2004) die negativen Bilanzen zu positiven werden.

Entgegengesetzt einer „kleinen“ Korrektur der gemessenen Flüsse durch die Selbsterwärmungskorrektur, konnte gezeigt werden, dass die Korrektur einen sehr großen Anteil des Flusses einnimmt und sich ebenfalls auf die nächtlichen Flüsse auswirkt, worauf die Korrektur laut *Burba et al. (2008)* keinen Einfluss haben dürfte. In der vorliegenden Arbeit wurde deshalb auf die Korrektur verzichtet. Es liegen eindeutig noch weitere Faktoren vor, die in eine Korrektur berücksichtigt werden müssen bzw. ist die Methode für den vorliegenden Fall nicht anwendbar. Es scheint, dass die Auswirkungen auf kleine Flüsse noch grösser sind als vermutet (*Burba et al. 2008*) und dadurch die Berechnungen und Ableitungen zu grob sind bzw. die Ungenauigkeiten in der Methode für die Flüsse zu groß. Ein Effekt der Selbsterwärmung auf die Messungen wird nicht ausgeschlossen, es wird jedoch vermutet dass er viel kleiner ist als hier berechnet und besonders die Winterwerte eher neutralisiert als sie ins Positive zu verschieben (da bei Temperaturen zw. -15°C und -30°C im Winter nur minimaler bis gar kein Gasaustausch erwartet wird).

Die Existenz der Selbsterwärmung von *open-path* Messgeräten, sowie der Einfluss der Korrektur derselben wurden bereits stark diskutiert. Wobei einige Studien zeigen dass die Selbsterwärmung kaum eine Rolle spielt im Vergleich zu den Unterschieden zwischen *open-*

⁷ George Burba, LI-COR Biosciences, george.burba@licor.com

path und *closed-path* Messungen (Haselwanter et al. 2009, Wohlfahrt et al. 2008). Andere Studien zeigen dass eine Korrektur zu besseren Übereinstimmungen mit Parallelmessungen führt (Burba et al. 2008, Järvi et al. 2009). Durch das neue Messsystem des *enclosed* Gasanalyzers (Kap. 4.2.2), wo in einem *open-path* ein geschlossener Messpfad eingebaut wurde, wird diese Problematik umgangen, da keine Dichtekorrektur mehr nötig ist.

A5 DAILYDAYCENT

Tabelle A4: Pflanzenparameter um Steppe zu charakterisieren (Ausschnitt aus crop.100)

...	
0,42	'PRDX(1)' # Produktivität
23,0	'PPDF(1)' # optimale Temperatur
32,0	'PPDF(2)' # maximale Temperatur
0,25	'PPDF(3)' # Verschiebung der Produktionskurve, links
3,7	'PPDF(4)' # Verschiebung der Produktionskurve, rechts
...	

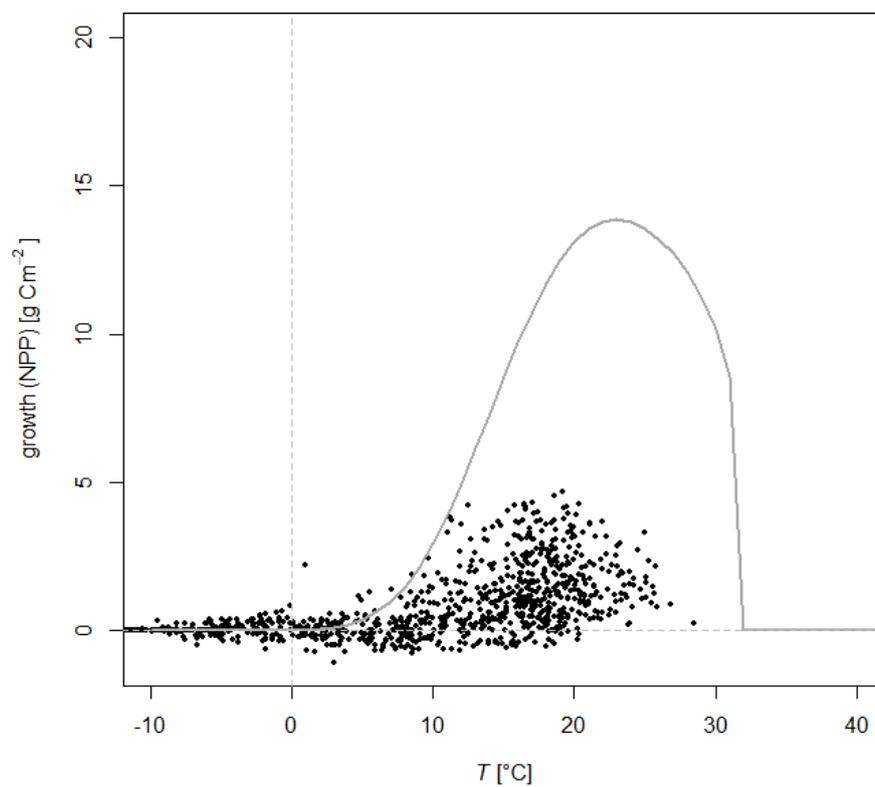


Abbildung A3: Wachstumskurve mit den verwendeten Parametern (Tab. A4) für die DDC Modellierung ausgehend von den von den Messungen abgeleiteten NPP-Werten in Abhängigkeit de Temperatur.

Anhang B

B1 Meteorologische Bedingungen

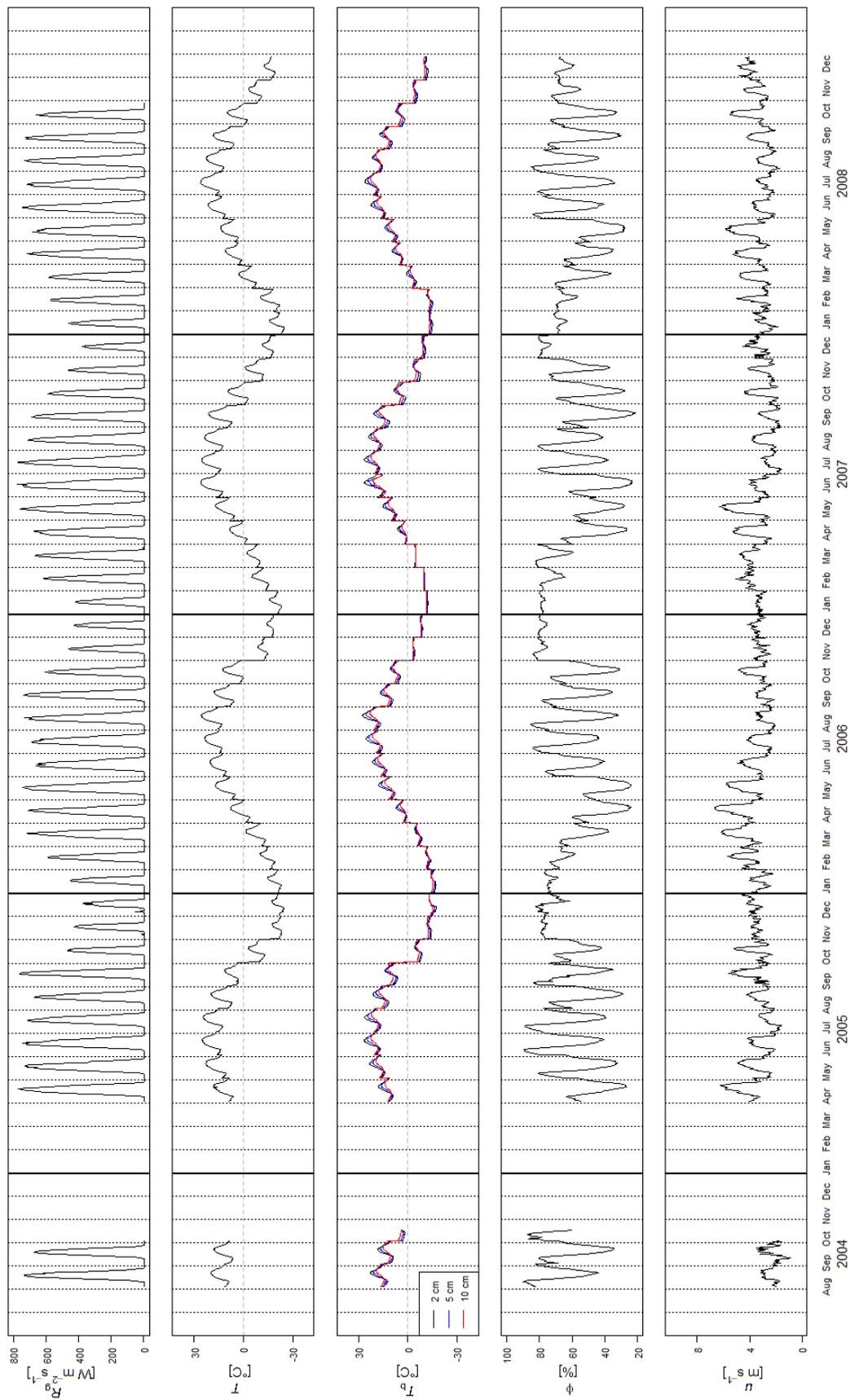


Abbildung B1: Mittlere monatliche Tagesgänge der Globalstrahlung (R_g), der Lufttemperatur (T), der Bodentemperatur (T_b), der Luftfeuchte (φ) und der Windgeschwindigkeit (u) für LCUG79 von August 2004 bis Dezember 2008.

Tabelle B1: Mittlere monatliche meteorologische Größen für LCUG79 von August 2004 bis Dezember 2008: monatliche Niederschlagssumme (P), gemittelte tägliche Globalstrahlung (R_g), mittlere tägliche Lufttemperatur (T), minimale (T_{\min}) und maximale (T_{\max}) Lufttemperatur, mittlere tägliche Bodentemperatur (T_b), mittlere tägliche Luftfeuchte (φ), mittleres tägliches Dampfdruckdefizit (VPD) und mittlere (u) und maximale (u_{\max}) tägliche Windgeschwindigkeit mit den jeweiligen höchsten (rot) und niedrigsten (blau) Werten je Jahr.

year	month	P mm	R_g MJ d ⁻¹	T °C	T_{\min} °C	T_{\max} °C	T_b °C	φ %	VPD hPa	u m s ⁻¹	u_{\max} m s ⁻¹	
2004	8	26.30	21.72	14.66	4.78	24.84	17.06	68.65	5.48	2.45	7.20	
	9	56.30	19.33	11.81	-1.17	24.34	12.71	58.48	5.95	2.14	4.96	
	...											
2005	4	1.90	22.84	12.07	-14.16	25.34	12.77	45.53	7.72	4.59	11.94	
	5	39.60	23.34	17.14	2.83	34.12	18.28	53.57	9.64	3.51	9.97	
	6	37.30	23.15	19.70	7.74	33.29	21.30	65.46	8.36	3.01	9.41	
	7	26.50	20.96	18.63	6.25	34.64	20.83	64.35	7.80	2.45	7.83	
	8	32.30	18.31	13.09	-1.98	30.89	15.84	50.48	7.78	3.19	11.56	
	9	0.20	19.52	6.35	-3.26	15.89	9.36	60.66	3.73	3.75	7.70	
	10	0.00	10.24	-8.47	-19.93	1.13	-6.71	57.24	1.33	3.29	9.76	
	11	0.30	11.41	-20.61	-30.91	-5.91	-13.05	77.51	0.23	3.66	11.69	
	12		8.50	-20.57	-30.91	-7.75	-14.11	73.71	0.48	4.03	11.69	
	2006	1	3.20	10.60	-19.71	-29.01	-9.04	-15.78	74.11	0.28	3.20	10.88
		2	4.90	14.76	-15.34	-36.42	2.94	-12.49	67.32	0.66	4.42	13.82
		3	23.80	18.51	-7.84	-25.18	17.10	-6.28	53.34	1.92	4.64	10.47
4		42.10	19.96	1.97	-15.22	24.28	3.32	39.62	4.67	5.02	14.49	
5		39.80	23.71	11.38	-5.61	28.55	12.40	37.60	8.97	4.21	11.67	
6		60.20	21.13	15.83	4.96	28.65	16.95	58.29	8.00	3.63	10.66	
7		47.00	22.19	18.42	6.89	30.55	19.99	63.71	7.85	3.15	8.80	
8		17.40	20.91	19.39	7.50	31.25	21.54	59.42	9.14	2.72	8.15	
9		22.10	20.51	11.66	-2.97	28.25	12.43	58.11	6.28	2.91	8.66	
10		16.20	15.05	5.58	-11.39	22.96	7.08	53.02	4.73	3.47	11.07	
11		0.00	9.94	-11.81	-23.75	0.57	-3.65	79.07	0.53	3.14	9.62	
12		0.20	8.94	-17.16	-31.17	-5.83	-8.58	78.68	0.31	3.45	11.44	
2007	1	0.00	9.22	-20.16	-29.99	-6.28	-12.01	78.63	0.22	3.26	11.64	
	2	0.30	14.20	-10.91	-30.39	5.01	-10.10	73.51	0.70	4.04	13.70	
	3	50.90	18.11	-6.71	-26.30	13.54	-4.62	74.36	1.10	4.07	12.73	
	4	11.10	20.23	3.11	-10.07	23.22	2.81	46.81	4.49	3.68	10.76	
	5	43.50	22.09	11.36	-4.81	25.96	10.72	43.59	7.97	4.22	11.10	
	6	19.20	23.85	19.89	6.78	33.74	20.15	39.52	14.36	3.23	10.99	
	7	68.20	22.98	20.01	5.09	34.41	21.29	58.59	10.12	2.29	7.99	
	8	34.30	20.69	18.18	7.04	29.86	19.44	60.82	8.44	2.83	11.06	
	9	12.30	18.87	13.93	-3.46	28.38	15.39	42.28	9.56	2.31	9.09	
	10	35.40	14.82	2.52	-16.15	20.91	4.27	48.46	4.14	2.82	9.48	
	11	1.80	10.18	-7.56	-25.69	10.93	-5.92	59.26	1.40	2.64	8.97	
	12	24.10	9.18	-15.51	-24.92	-2.98	-10.14	78.23	0.36	3.66	9.08	
2008	1	0.00	10.27	-20.96	-33.64	-7.53	-14.34	68.10	0.34	2.91	9.62	
	2	0.00	13.85	-16.73	-30.57	1.67	-13.59	65.69	0.62	3.17	10.29	
	3	10.00	15.61	-2.72	-16.62	14.95	-2.43	56.66	2.32	3.51	9.79	
	4	18.60	19.80	5.83	-7.03	26.59	5.77	50.90	5.47	3.75	10.19	
	5	70.30	21.34	9.04	-4.29	27.51	10.01	40.17	7.42	4.25	13.44	
	6	45.10	22.58	16.37	2.34	31.55	17.57	63.28	7.24	3.00	8.93	
	7	26.30	22.76	20.75	9.82	35.73	21.58	57.48	10.95	2.75	7.13	
	8	91.70	21.79	17.27	3.84	33.01	18.02	66.22	7.05	2.63	7.77	
	9	17.50	19.38	11.75	-5.11	26.28	12.72	53.76	6.50	3.05	10.89	
	10	46.90	16.46	3.19	-11.36	22.11	4.27	54.70	3.99	3.78	14.01	
	11	2.30		-7.37	-26.30	9.58	-4.81	65.57	1.33	3.32	10.63	
	12	3.90		-16.28	-32.10	-0.78	-11.53	65.62	0.55	4.12	12.27	

B1.2 Windrichtungen und –geschwindigkeiten der einzelnen Flächen

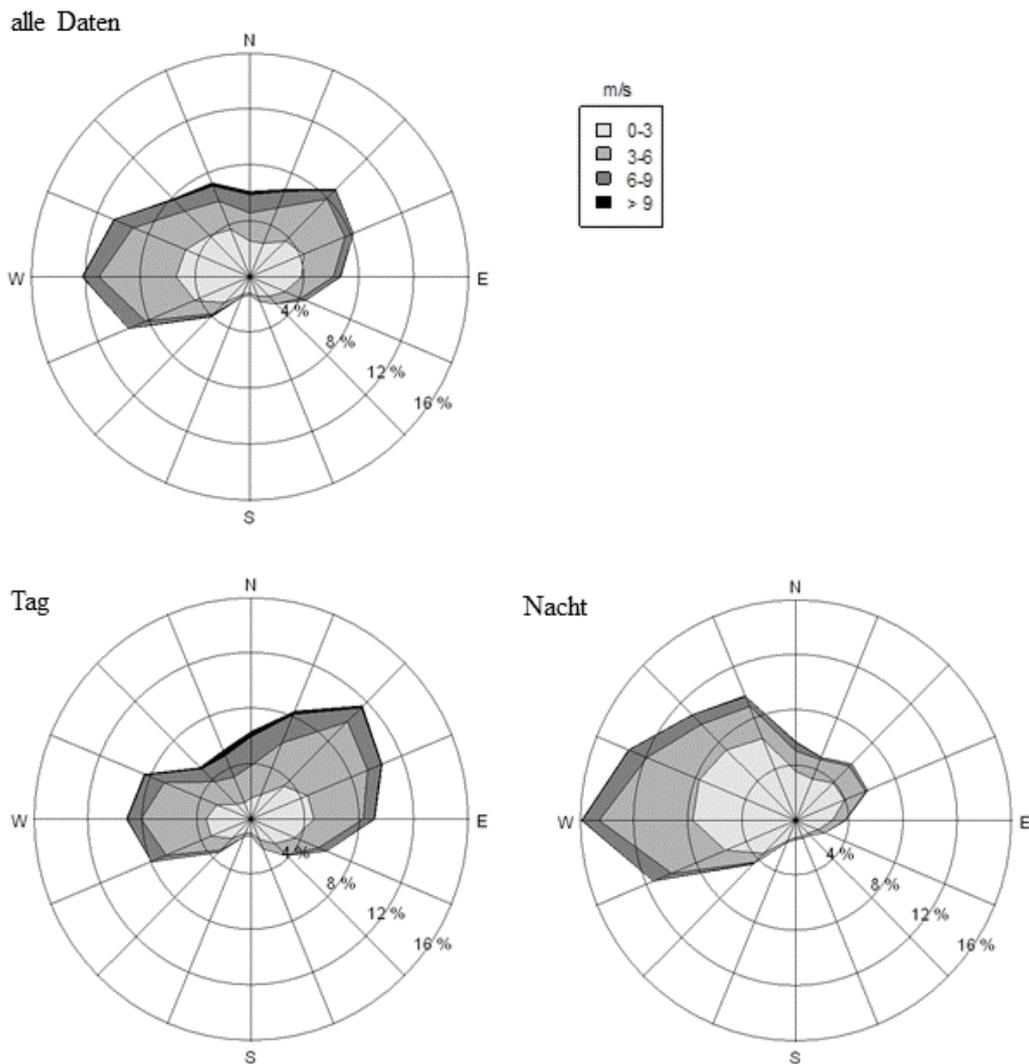
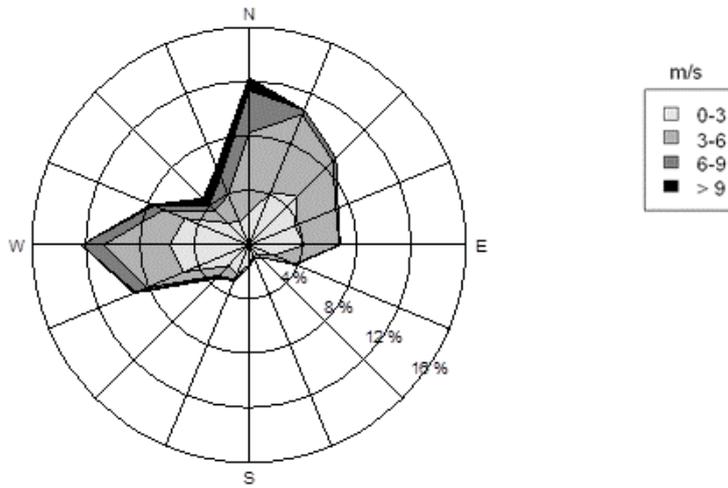
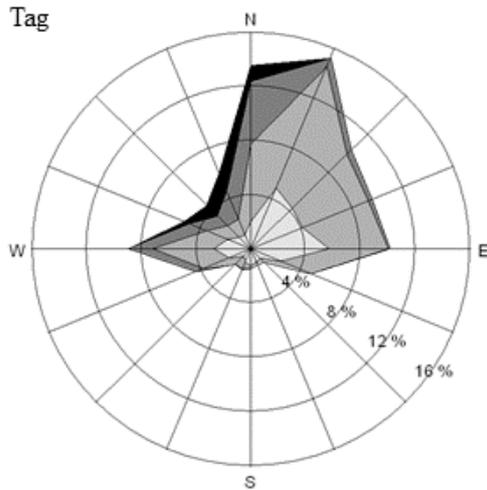


Abbildung B2: Windrichtung und Windgeschwindigkeit der unbeweideten *Stipa grandis* Fläche seit 1979 (SGUG79) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$)

alle Daten



Tag



Nacht

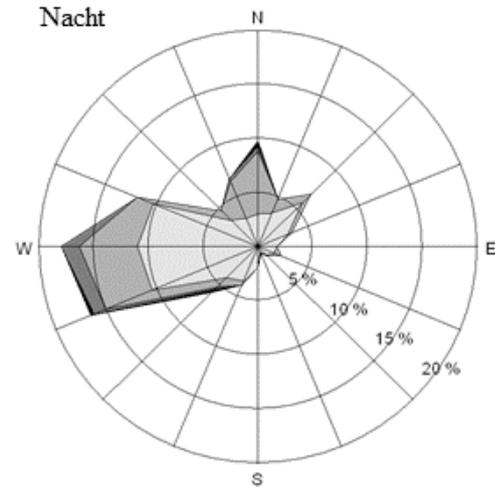


Abbildung B3: Windrichtung und Windgeschwindigkeit der durchgängig beweideten *Leymus chinensis* Fläche (LCCG) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$)

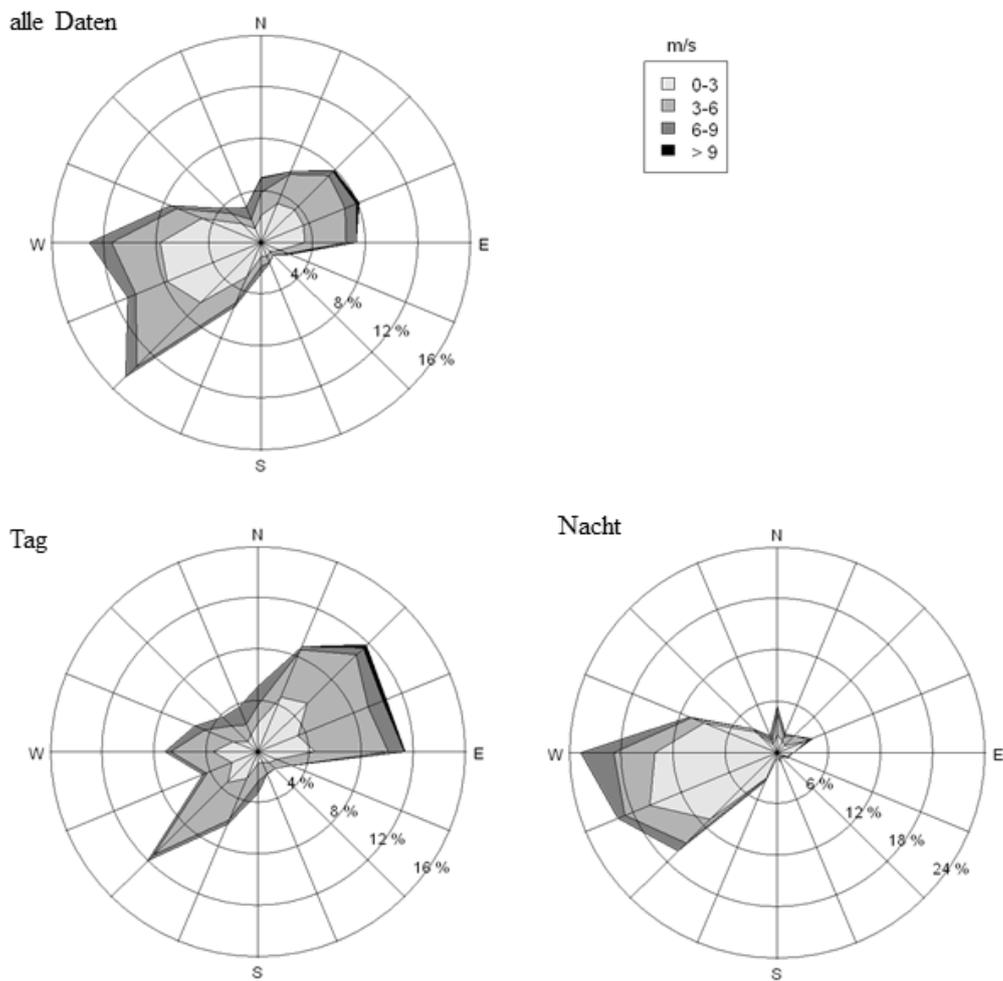


Abbildung B4: Windrichtung und Windgeschwindigkeit der im Winter beweideten *Leymus chinensis* Fläche (LCWG) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$)

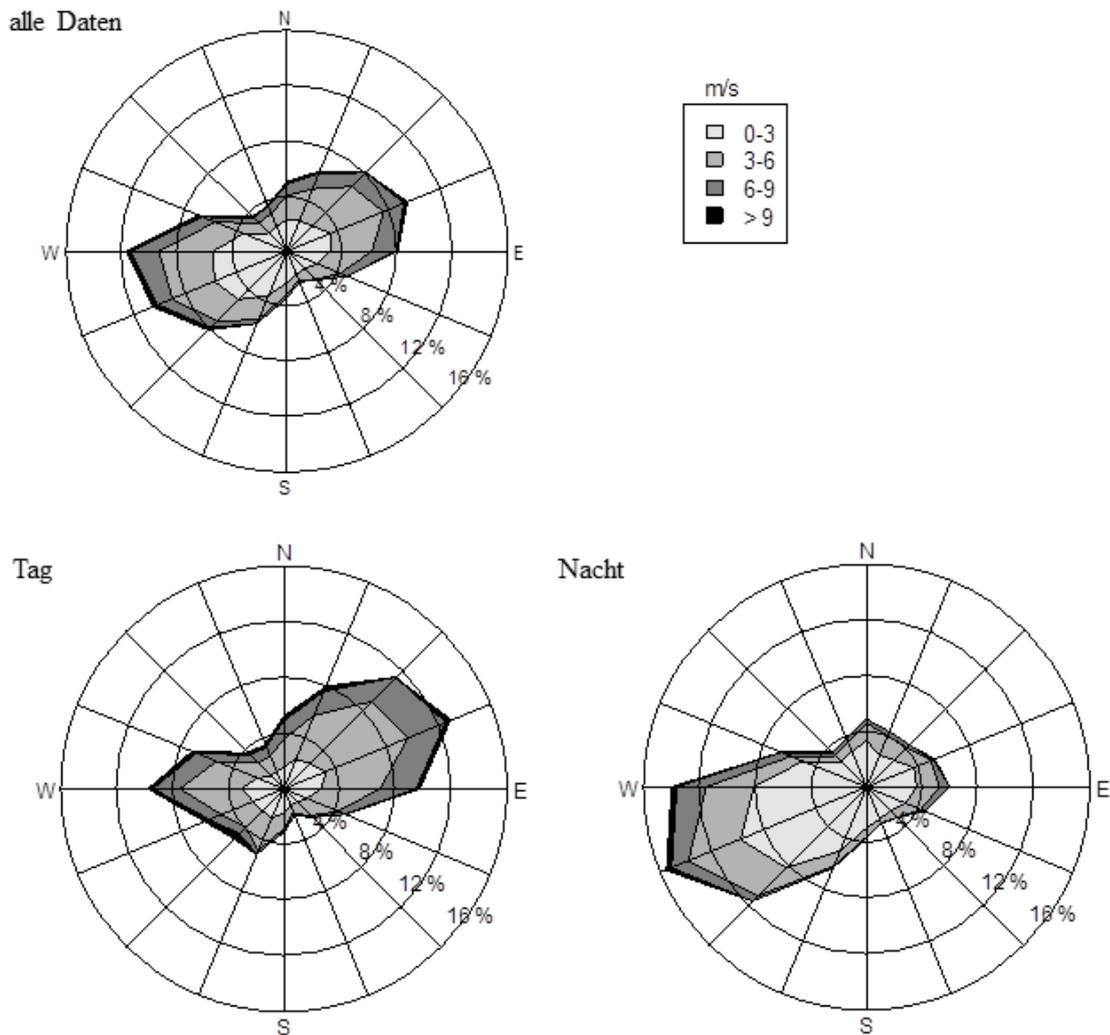


Abbildung B5: Windrichtung und Windgeschwindigkeit der überweideten *Leymus chinensis* Fläche (LCHG) auf Basis von Halbstunden. Oben: alle Halbstundenwerte, unten links: tägliche Halbstunden ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$), unten rechts: nächtliche Halbstunden ($R_g < 0 \text{ W m}^{-2}$)

B2 Atmosphärische Flüsse von unbeweideter Steppe

B2.1 Energieflüsse

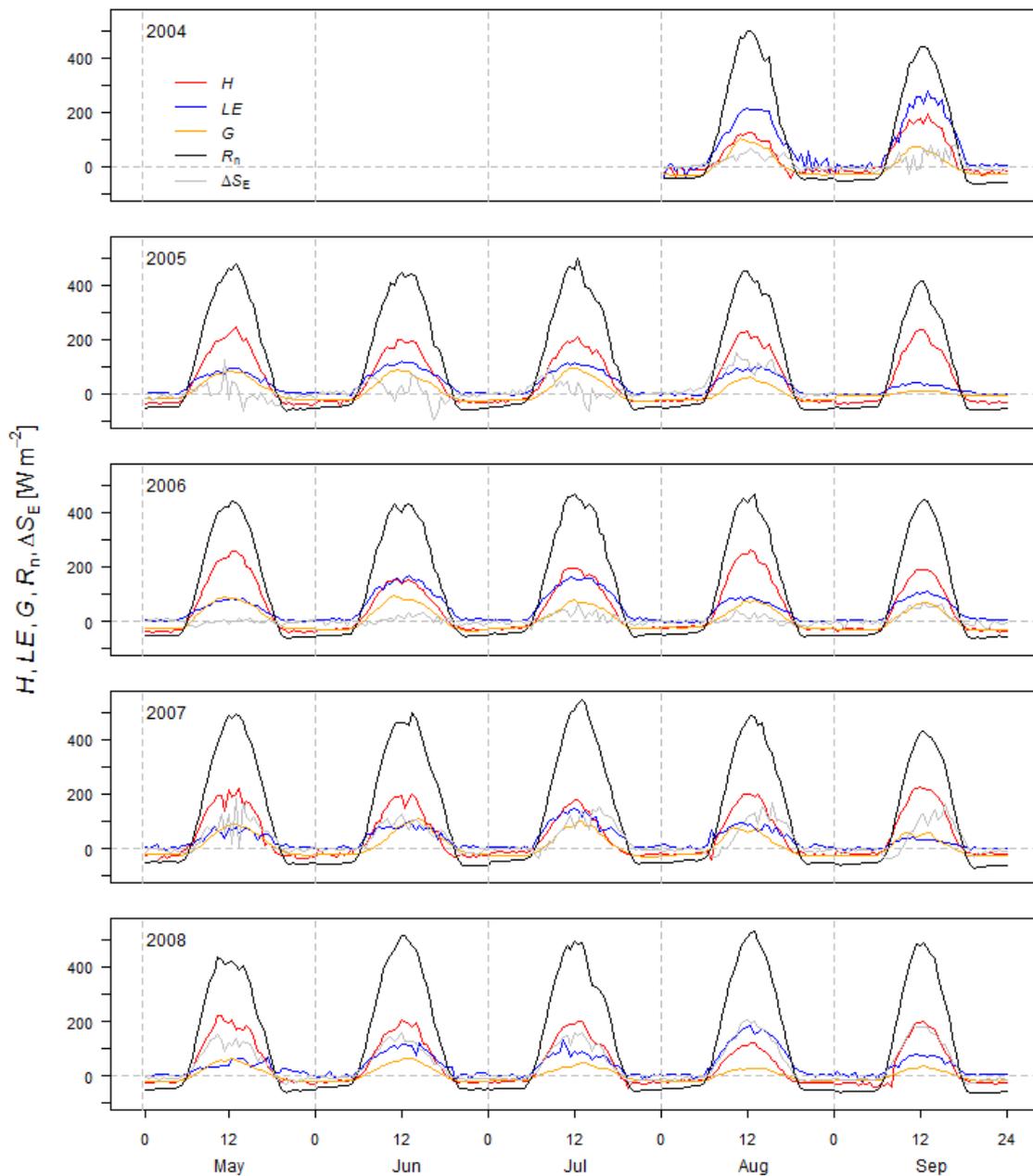


Abbildung B6: Mittlere monatliche Tagesgänge der Energieflüsse der unbeweideten *Leymus chinensis* Fläche (LCUG79) in der Vegetationszeit: sensibler Wärmestrom (H), latenter Wärmestrom (LE), Bodenwärmestrom (G), Strahlungsbilanz (R_n) und Speicheränderung (ΔS_E)

Tabelle B2: Tageswerte der Größen der Energiebilanz gemittelt über einen Monat: Globalstrahlung (R_g), Strahlungsbilanz (R_n), latenter Wärmestrom (LE), sensibler Wärmestrom (H) und Speicheränderung (ΔS_E). Im Vegetationszeitraum (Mai – september) von 2004 bis 2008 soweit Messwerte vorhanden für LCUG79.

year	month	R_g MJ d ⁻¹	R_n MJ d ⁻¹	LE MJ d ⁻¹	H MJ d ⁻¹	G MJ d ⁻¹	$\pm \Delta S_E$ MJ d ⁻¹
2004	8	20.0	10.6	6.3	2.0	0.6	1.7
	9	17.5	7.8	5.5	1.9	0.0	0.5
	...						
2005	5						
	6	22.2	11.0	3.8	5.8	1.1	0.3
	7	20.1	11.4	3.3	5.8	1.0	1.3
	8	17.1	10.0	1.0	4.5	0.2	4.3
	9	18.5	7.0	1.1	4.5	-0.1	1.5
	...						
2006	5	22.1	9.8	2.8	5.8	1.2	-0.1
	6	21.0	10.8	5.8	4.0	1.0	0.0
	7	21.2	11.6	5.5	4.7	0.8	0.6
	8	20.0	9.7	2.7	6.1	0.7	0.2
	9	18.7	7.8	3.6	3.3	-0.3	1.1
	...						
2007	5	22.2	11.0	2.3	3.5	1.2	4.1
	6	23.4	11.7	3.0	3.7	1.6	3.4
	7	22.3	12.4	4.3	3.5	1.0	3.6
	8	19.8	10.5	2.9	3.5	0.6	3.5
	9	18.1	7.3	1.2	4.3	0.0	1.8
	...						
2008	5	20.8	10.2	1.9	4.5	0.7	3.1
	6	22.0	12.5	3.8	4.1	0.8	3.9
	7	21.5	11.7	3.1	4.1	0.5	4.0
	8	20.3	11.7	5.5	1.8	-0.2	4.6
	9	18.6	8.6	2.3	2.6	-0.2	3.9

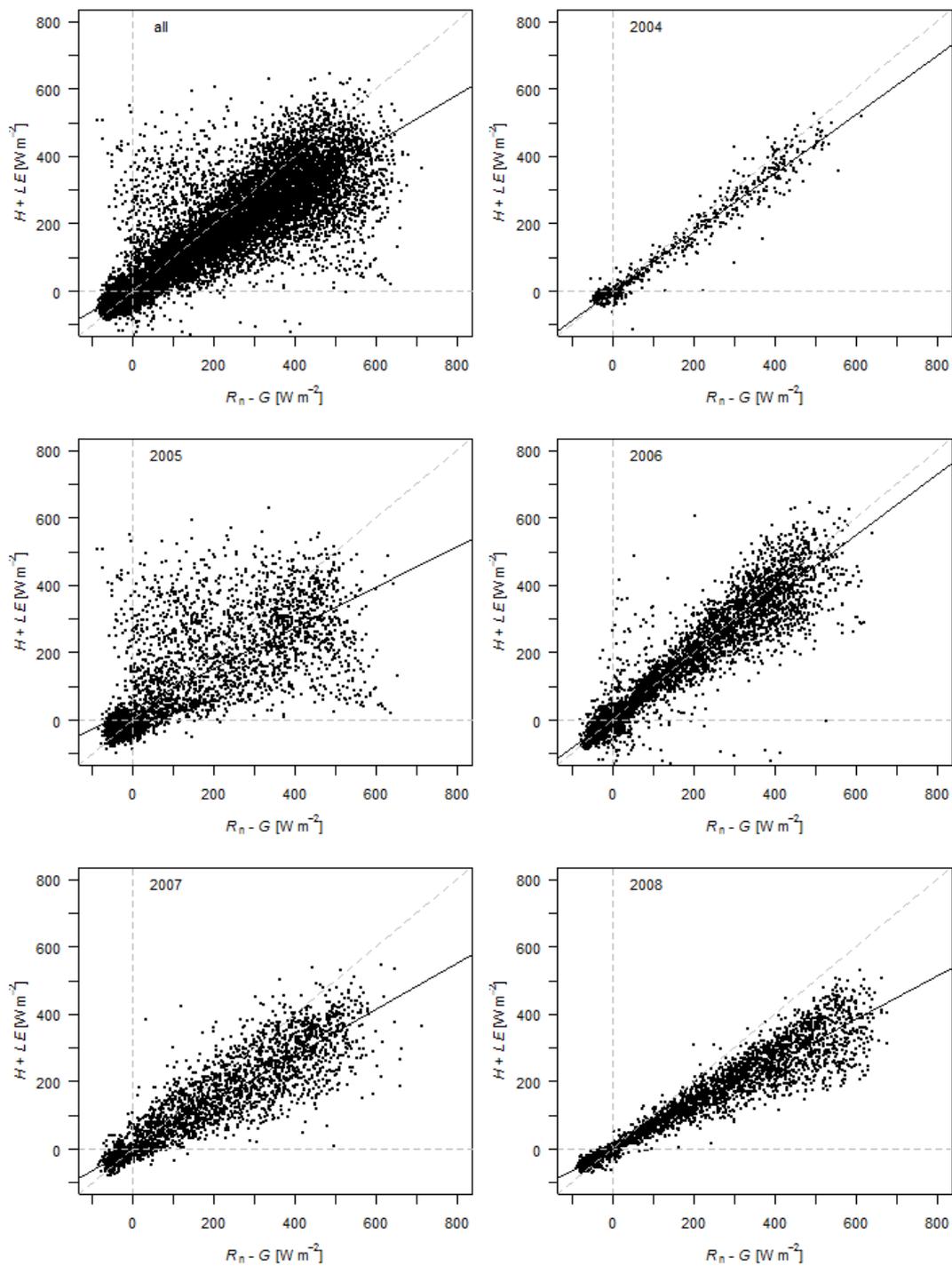


Abbildung B7: Regression der Energierme ($H + LE$) und ($R_n - G$) auf Halbstundenbasis für LCUG79 in der Vegetationszeit von 2004 bis 2008 und jedes einzelne dieser Jahr.

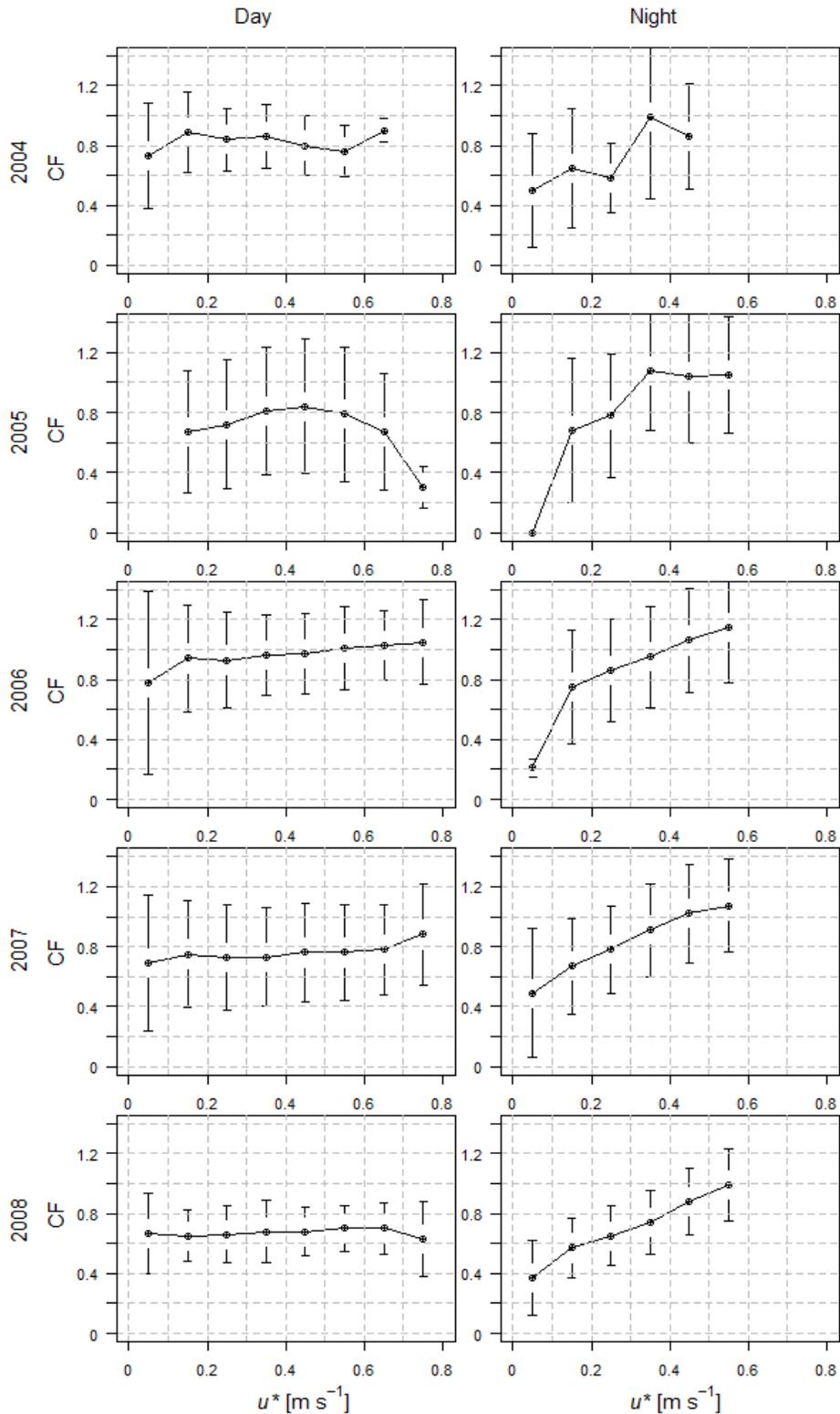


Abbildung B8: Der Schliessungslückenfaktor ($CF = ((H + LE)/(R_n - G))$) gegen die Schubspannungsgeschwindigkeit (u^*) auf Basis von gemittelten Halbstundenwerten in $0.1 u^*$ Schritten und der Standardabweichung. Die Darstellung zeigt links die Werte für Tag ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) und rechts die Werte für Nacht ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$) für LCUG79 im Vegetationszeitraum (Mai – September) für 2004, 2005, 2006, 2007 und 2008.

B2.2 CO₂- und H₂O- Flüsse von unbeweideter *Leymus chinensis* Steppe

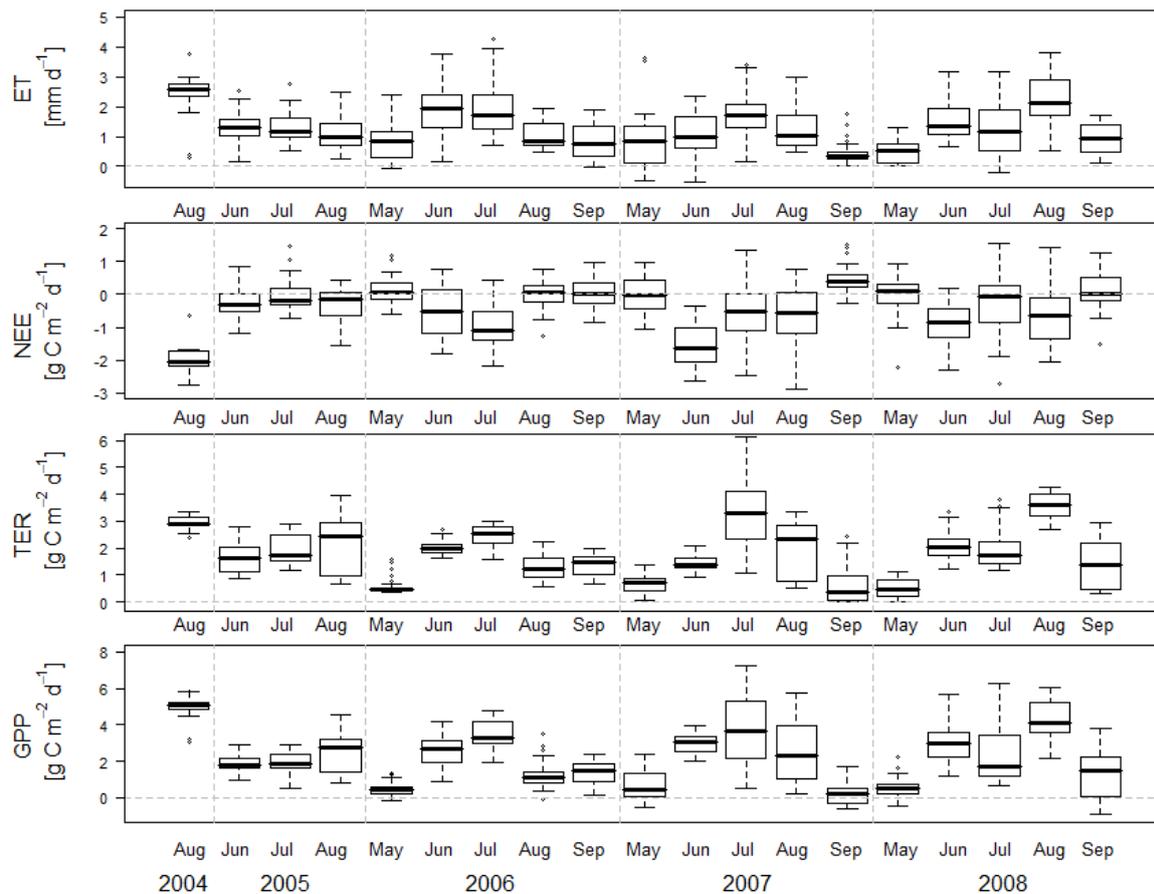


Abbildung B9: Monatliche Boxplots für LCUG79 der Vegetationszeit (May bis September): Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) auf Basis von Tagessummen

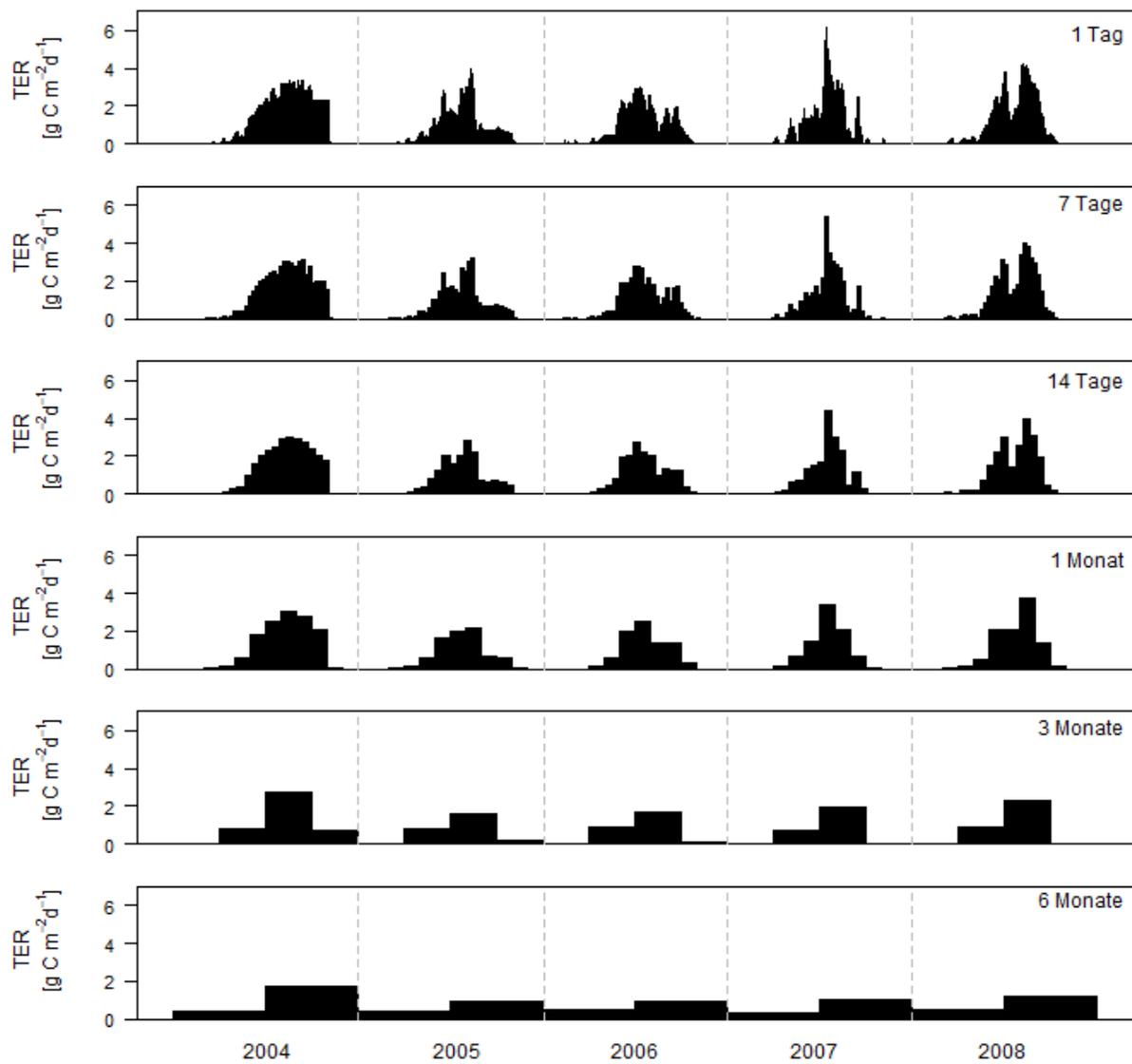


Abbildung B10: Gemittelte Bilanzen der Gesamtatmung des Ökosystems (TER) für LCUG79 über die Integrationszeiträume 1 Tag, 7 Tage, 14 Tage, 1 Monat, 3 Monate und 6 Monate.

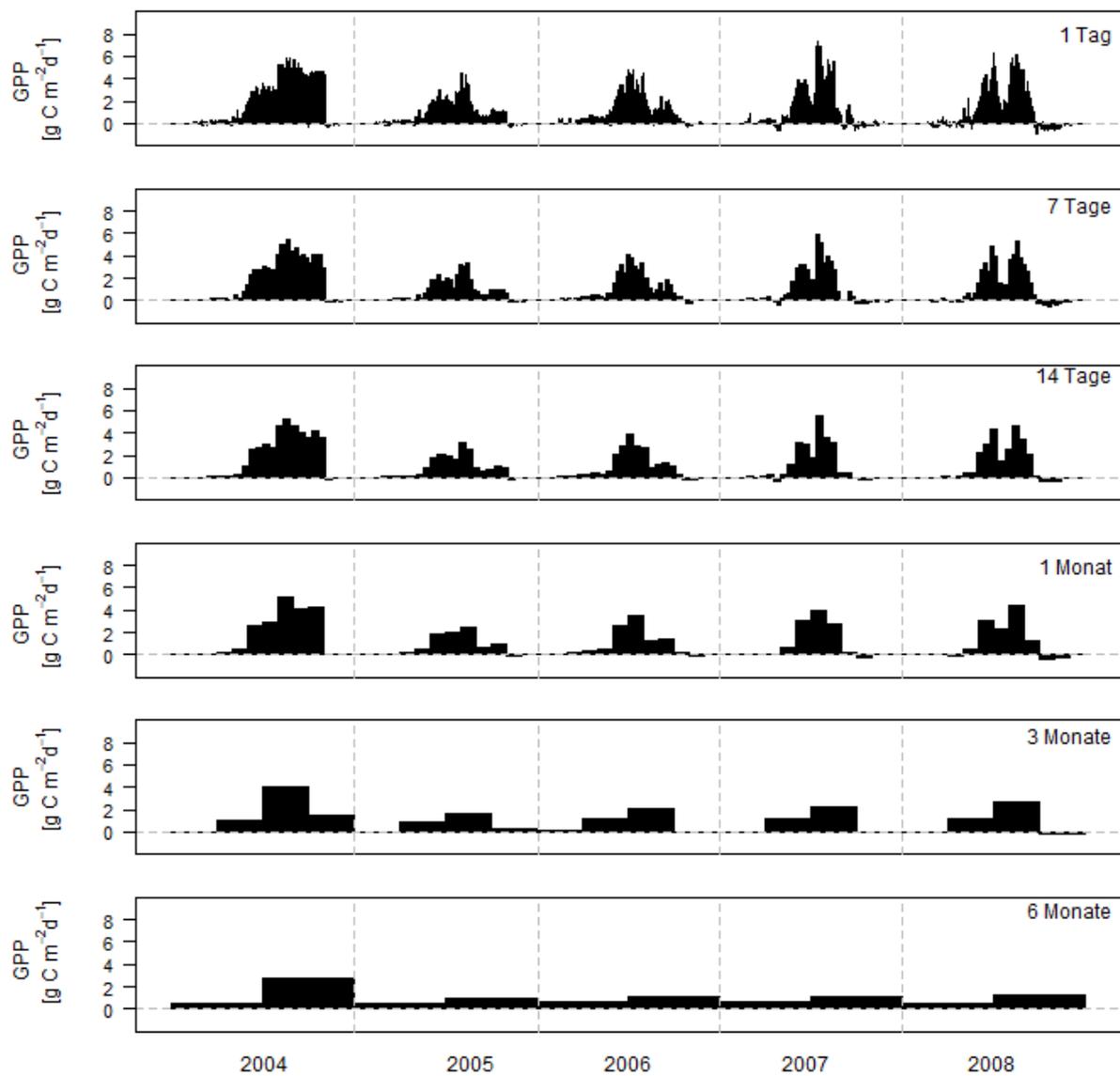


Abbildung B11: Gemittelte Bilanzen der Bruttoprimärproduktion (GPP) für LCUG79 über die Integrationszeiträume 1 Tag, 7 Tage, 14 Tage, 1 Monat, 3 Monate und 6 Monate.

B3 Einfluss der meteorologischen Bedingungen

Tabelle B3: Monatliche und jährliche Summen des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER), der Bruttoprimärproduktion (GPP), der Evapotranspiration (ET) und des Niederschlags der unbedeutenden *Leymus chinensis* Steppe seit 1979 (LCUG79).

year	month	NEE g C m ⁻² mon ⁻¹	TER g C m ⁻² mon ⁻¹	GPP g C m ⁻² mon ⁻¹	ET mm mon ⁻¹	P mm mon ⁻¹
2004	...					
	8	-62.2	92.2	154.4	62.2	26.3
	9	-13.59	46.92	60.51	22.7	56.3
	...					
	Aug-Sep	-75.7	139.1	214.9	84.9	82.6
2005	1	0.0	0.0	0.0	0.2	
	2	-0.9	0.2	1.1	1.9	
	3	-2.7	1.0	3.7	6.4	
	4	0.0	4.5	4.5	12.3	1.9
	5	0.6	18.1	17.5	23.2	39.6
	6	-8.6	48.9	57.5	40.6	37.3
	7	-0.3	59.8	60.0	40.7	26.5
	8	-9.6	65.4	75.0	34.6	32.3
	9	0.8	19.2	18.5	14.7	0.2
	10	7.58	5.02	-2.55	8.2	0
	11	2.35	0.39	-1.96	3.0	0.3
	12	0.0	0.0	0.0	0.0	
		year	-10.7	222.6	233.3	185.7
2006	1	0.0	0.0	0.0	0.3	3.2
	2	-1.3	0.7	1.9	1.8	4.9
	3	-4.4	0.8	5.2	7.4	23.8
	4	-8.2	4.4	12.5	22.3	42.1
	5	4.0	18.7	14.7	26.2	39.8
	6	-16.3	60.6	77.0	55.6	60.2
	7	-30.9	75.6	106.5	61.4	47
	8	0.3	40.1	39.8	31.9	17.4
	9	1.0	42.1	41.1	23.6	22.1
	10	3.1	10.0	6.9	8.7	16.2
	11	1.7	0.4	-1.3	2.9	0
	12	0.0	0.0	0.0	-0.1	0.2
		year	-51.1	253.4	304.4	241.9
2007	1	0.0	0.0	0.0	-0.3	0
	2	-1.5	0.0	1.5	1.7	0.3
	3	-4.3	0.0	4.3	5.3	50.9
	4	2.6	4.3	1.7	4.9	11.1
	5	-1.2	20.7	21.9	27.4	43.5
	6	-47.2	42.9	90.1	36.3	19.2
	7	-16.8	100.9	117.7	54.9	68.2
	8	-20.1	61.2	81.3	38.9	34.3
	9	14.4	20.3	5.9	14.0	12.3
	10	6.1	1.4	-4.7	5.8	35.4
	11	0.5	0.8	0.3	2.3	1.8
	12	0.0	0.0	0.0	0.2	24.1
		year	-67.5	252.5	319.9	191.3
2008	1	0.0	0.0	0.0	0.5	0
	2	0.2	0.1	-0.1	2.3	0
	3	0.5	2.0	1.5	6.3	10
	4	5.7	4.9	-0.8	9.6	18.6
	5	-0.9	15.0	15.8	21.6	70.3
	6	-27.4	62.7	90.0	45.6	45.1
	7	-9.0	61.7	70.7	39.1	26.3
	8	-19.6	111.3	130.9	68.8	91.7
	9	2.6	42.0	39.4	27.6	17.5
	10	13.6	3.7	-9.9	8.7	46.9
	11	4.9	0.0	-4.9	3.5	2.3
	12	0.1	0.0	-0.1	1.6	3.9
		year	-29.3	303.4	332.7	235.3

Tabelle B4: Ergebnisse der linearen Regression von ET gegen R_g , T , VPD und u für jeweils 4 Bodenfeuchteklassen der Standorte LCG79, SGUG79 und der beweideten Flächen über unterschiedliche Zeiträume der Halbstundenwerte ($R_g < 20 \text{ W m}^{-2}$) in der Vegetationszeit (Mai – September)

θ	EI vs.	LCUG79				SGUG79				LCG (2005, 2006, 2009)			
		n	Intercept	Slop	r ²	n	Intercept	Slop	r ²	n	Intercept	Slop	r ²
$\theta < 9 \text{ Vol\%}$	R_g	3147	7.20E-06	2.15E-08	0.086	1869	9.50E-06	1.88E-08	0.1	2575	6.64E-06	2.46E-08	0.15
$9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$	R_g	2736	1.18E-05	4.17E-08	0.23	1410	8.89E-06	4.33E-08	0.36	2000	1.09E-05	3.47E-08	0.27
$12 \text{ Vol\%} < \theta < 19 \text{ Vol\%}$	R_g	2694	1.29E-05	6.77E-08	0.38	1662	8.74E-06	7.35E-08	0.64	381	6.64E-06	7.02E-08	0.53
$\theta > 19 \text{ Vol\%}$	R_g	1331	8.91E-06	8.10E-08	0.5	155	1.46E-05	5.90E-08	0.56	12	1.32E-05	4.42E-08	0.56
$\theta < 9 \text{ Vol\%}$	T	3147	4.45E-06	6.09E-07	0.04	1869	1.72E-05	1.00E-08	0.0002	2575	1.53E-05	1.28E-07	0.002
$9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$	T	2736	1.10E-05	9.77E-07	0.054	1410	1.34E-05	8.02E-07	0.079	2000	1.95E-05	4.14E-07	0.016
$12 \text{ Vol\%} < \theta < 19 \text{ Vol\%}$	T	2694	-3.50E-06	2.45E-06	0.18	1662	1.39E-06	2.08E-06	0.24	381	3.36E-05	2.80E-07	0.003
$\theta > 19 \text{ Vol\%}$	T	1331	-3.03E-06	2.85E-06	0.19	155	-1.82E-05	2.95E-06	0.31	12	-1.71E-05	3.03E-06	0.46
$\theta < 9 \text{ Vol\%}$	VPD	3147	1.04E-05	1.90E-07	0.009	1869	1.91E-05	-1.12E-07	0.006	2575	2.00E-05	-1.47E-07	0.006
$9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$	VPD	2736	2.70E-05	3.07E-07	0.016	1410	2.24E-05	4.24E-07	0.03	2000	2.83E-05	-1.76E-08	0.00007
$12 \text{ Vol\%} < \theta < 19 \text{ Vol\%}$	VPD	2694	2.97E-05	1.18E-06	0.12	1662	2.60E-05	1.28E-06	0.19	381	3.09E-05	7.19E-07	0.035
$\theta > 19 \text{ Vol\%}$	VPD	1331	2.77E-05	1.90E-06	0.16	155	2.38E-05	1.92E-06	0.3	12	2.35E-05	1.46E-06	0.32
$\theta < 9 \text{ Vol\%}$	u	3147	1.97E-05	-9.00E-07	0.006	1860	1.46E-05	8.20E-07	0.013	2575	1.51E-05	6.63E-07	0.006
$9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$	u	2736	3.35E-05	-4.77E-07	0.001	1404	2.62E-05	6.47E-07	0.004	2000	2.57E-05	5.33E-07	0.004
$12 \text{ Vol\%} < \theta < 19 \text{ Vol\%}$	u	2694	4.27E-05	8.07E-07	0.001	1508	4.19E-05	6.75E-07	0.003	381	2.75E-05	2.96E-06	0.067
$\theta > 19 \text{ Vol\%}$	u	1331	4.74E-05	-1.70E-07	0.0001	155	3.18E-05	3.25E-06	0.027	12	1.63E-05	1.73E-05	0.16
$\theta < 9 \text{ Vol\%}$	R_g	2575	6.64E-06	2.46E-08	0.15	701	1.71E-06	1.80E-08	0.24	2411	6.92E-06	7.40E-08	0.39
$9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$	R_g	2000	1.09E-05	3.47E-08	0.27	668	7.99E-06	3.85E-08	0.35				
$12 \text{ Vol\%} < \theta < 19 \text{ Vol\%}$	R_g	381	6.64E-06	7.02E-08	0.53	225	6.49E-06	6.47E-08	0.68				
$\theta > 19 \text{ Vol\%}$	R_g	12	1.32E-05	4.42E-08	0.56	12	1.32E-05	4.42E-08	0.56				
$\theta < 9 \text{ Vol\%}$	T	2575	1.53E-05	1.28E-07	0.002	701	-7.27E-07	5.11E-07	0.13				
$9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$	T	2000	1.95E-05	4.14E-07	0.016	668	1.86E-05	3.45E-07	0.007	2411	-4.25E-06	2.31E-06	0.14
$12 \text{ Vol\%} < \theta < 19 \text{ Vol\%}$	T	381	3.36E-05	2.80E-07	0.003	225	3.24E-07	1.43E-06	0.14				
$\theta > 19 \text{ Vol\%}$	T	12	-1.71E-05	3.03E-06	0.46	12	-1.71E-05	3.03E-06	0.46				
$\theta < 9 \text{ Vol\%}$	VPD	2575	2.00E-05	-1.47E-07	0.006	701	6.70E-06	1.83E-07	0.027				
$9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$	VPD	2000	2.83E-05	-1.76E-08	0.00007	668	2.88E-05	-1.29E-07	0.005				
$12 \text{ Vol\%} < \theta < 19 \text{ Vol\%}$	VPD	381	3.09E-05	7.19E-07	0.035	225	2.07E-05	8.96E-07	0.14				
$\theta > 19 \text{ Vol\%}$	VPD	12	2.35E-05	1.46E-06	0.32	12	2.35E-05	1.46E-06	0.32				
$\theta < 9 \text{ Vol\%}$	u	2575	1.51E-05	6.63E-07	0.006	701	7.41E-06	4.67E-07	0.007				
$9 \text{ Vol\%} < \theta < 12 \text{ Vol\%}$	u	2000	2.57E-05	5.33E-07	0.004	668	2.17E-05	1.42E-06	0.023	2411	3.93E-05	6.88E-07	0.002
$12 \text{ Vol\%} < \theta < 19 \text{ Vol\%}$	u	381	2.75E-05	2.96E-06	0.067	225	3.34E-05	-7.25E-07	0.005				
$\theta > 19 \text{ Vol\%}$	u	12	1.63E-05	1.73E-05	0.16	12	1.63E-05	1.73E-05	0.16				

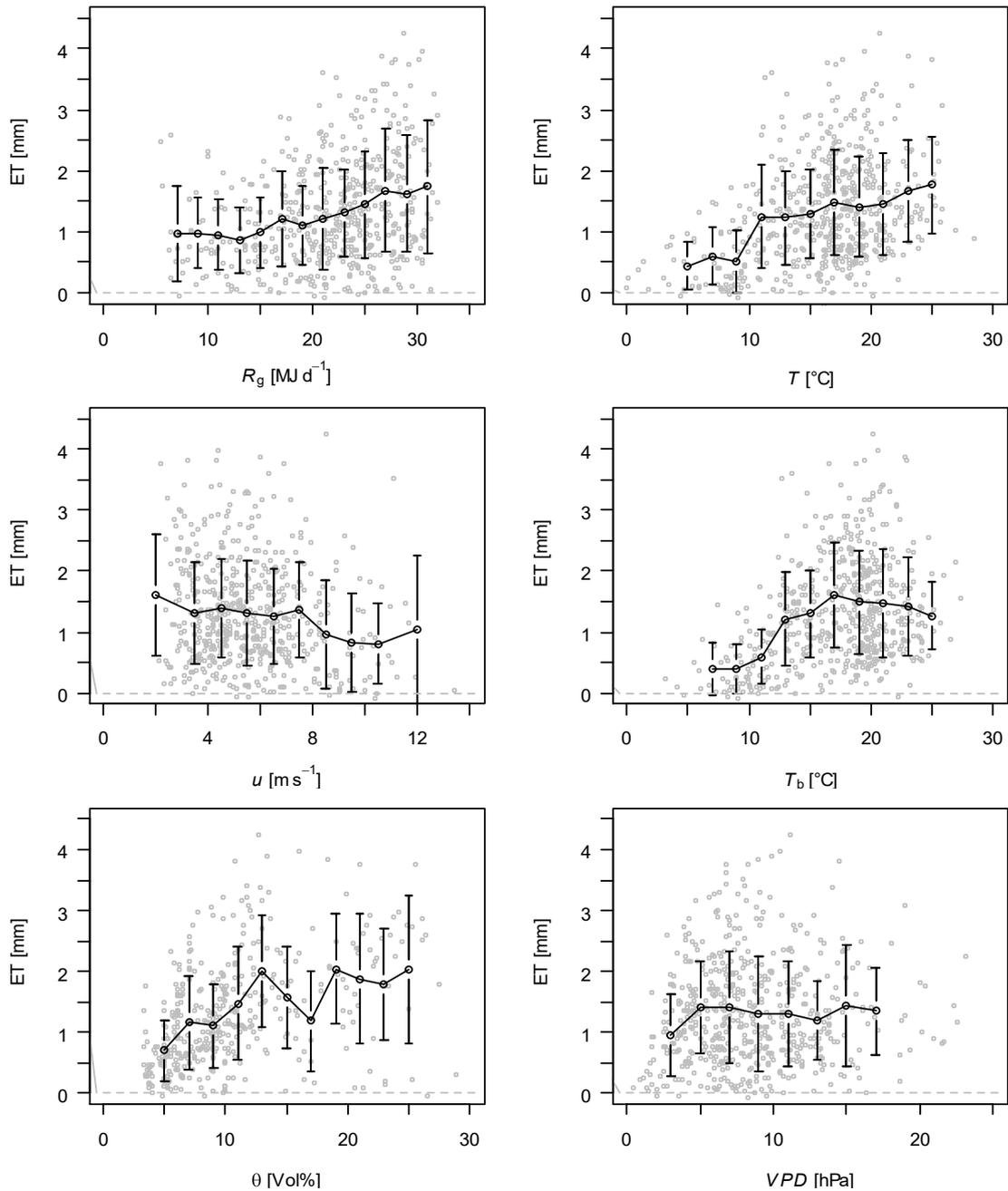


Abbildung B12: Tagessummen der Evapotranspiration (ET) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Windgeschwindigkeit (u), Bodentemperatur (T_b), Bodenfeuchte (θ) und Dampfdruckdefizit (VPD) für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.

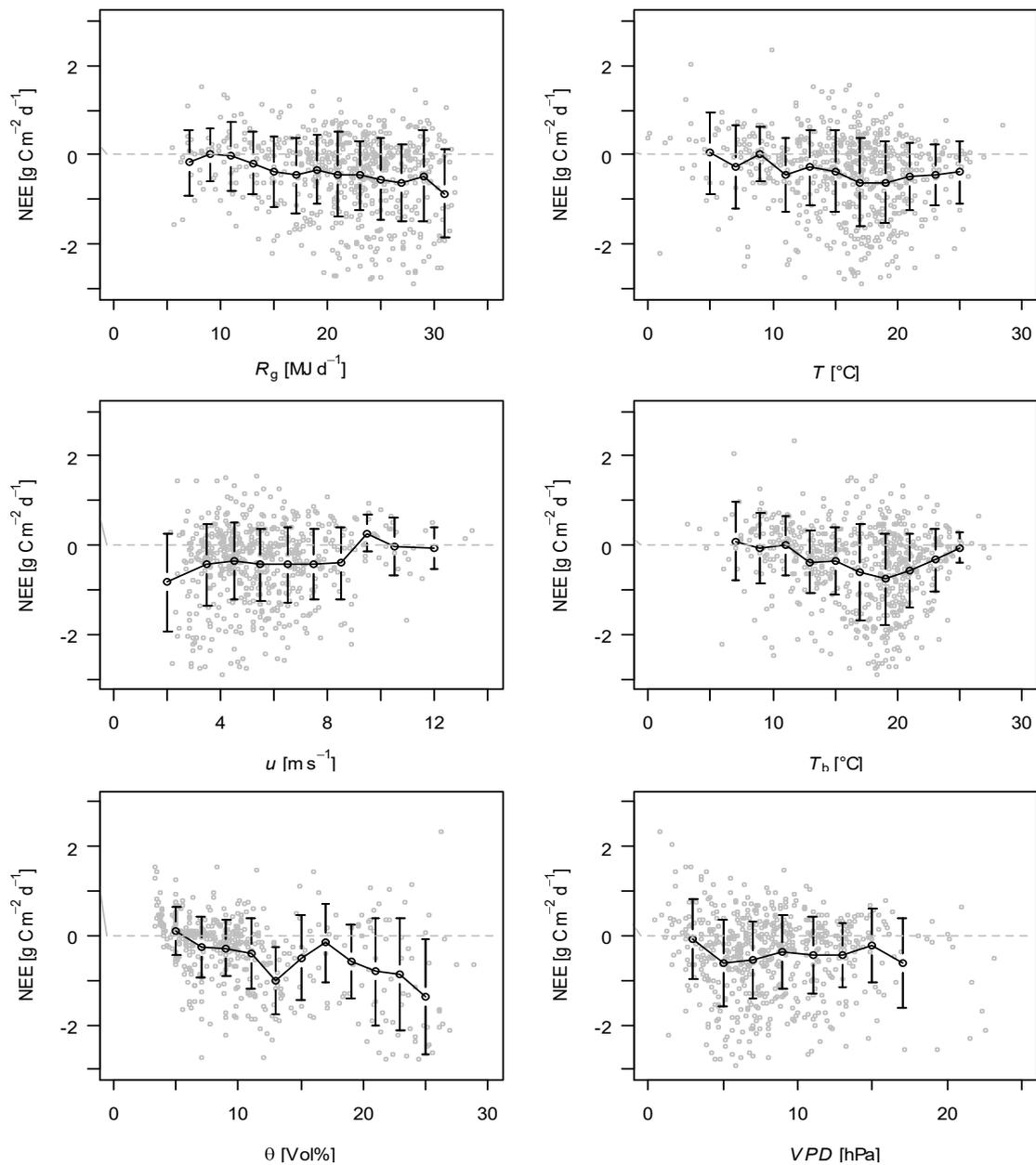


Abbildung B13: Tagessummen des Nettoökosystemaustauschs (NEE) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Windgeschwindigkeit (u), Bodentemperatur (T_b), Bodenfeuchte (θ) und Dampfdruckdefizit (VPD) für LCUG79 in der Vegetationszeit (Mai bis September) von 2004 bis 2008.

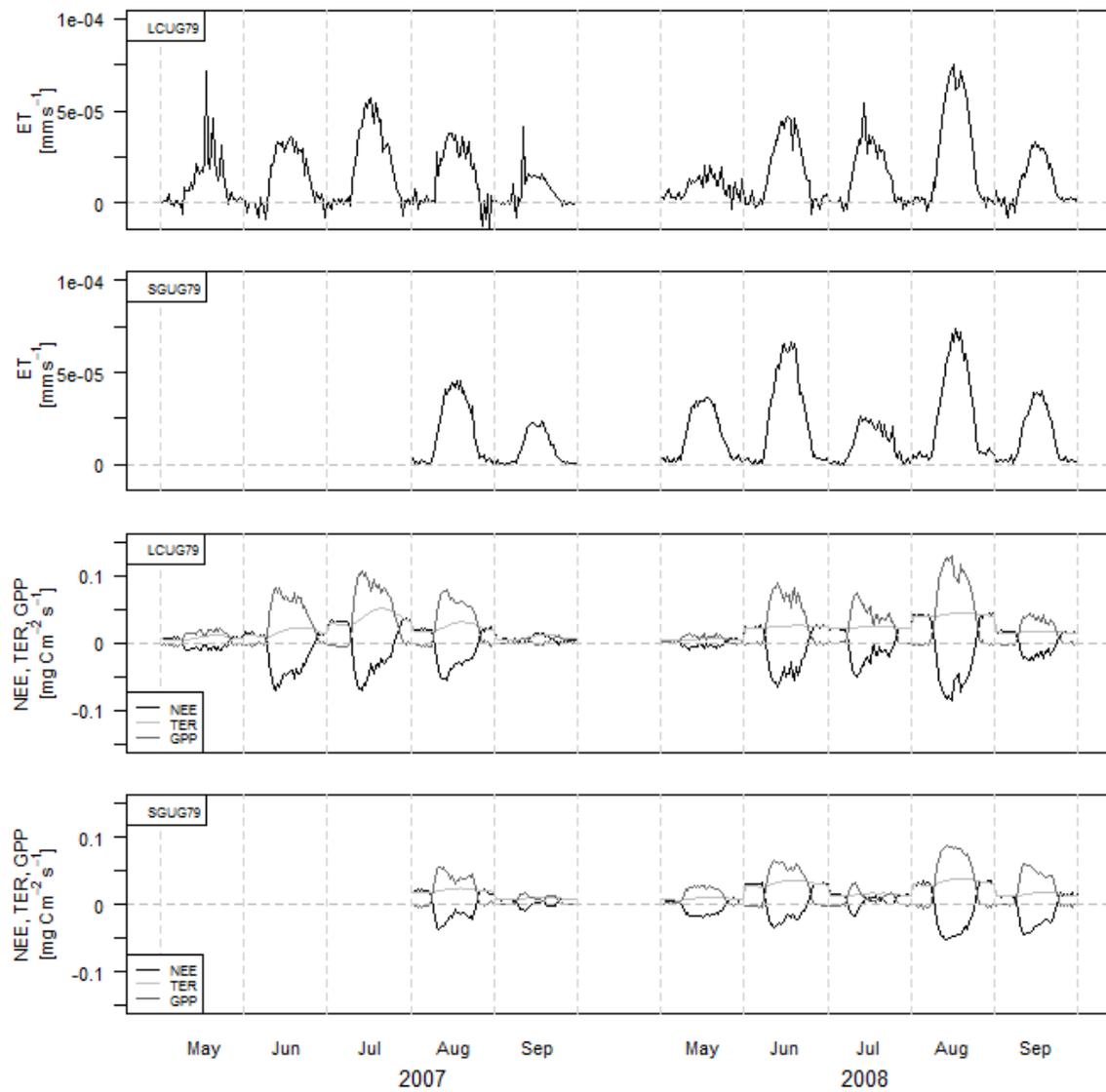
B4 Einfluss der Steppenart

Abbildung B14: Mittlere monatliche Tagesgänge der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) für LCUG79 und SGUG79 in der Vegetationszeit in 2007 und 2008.

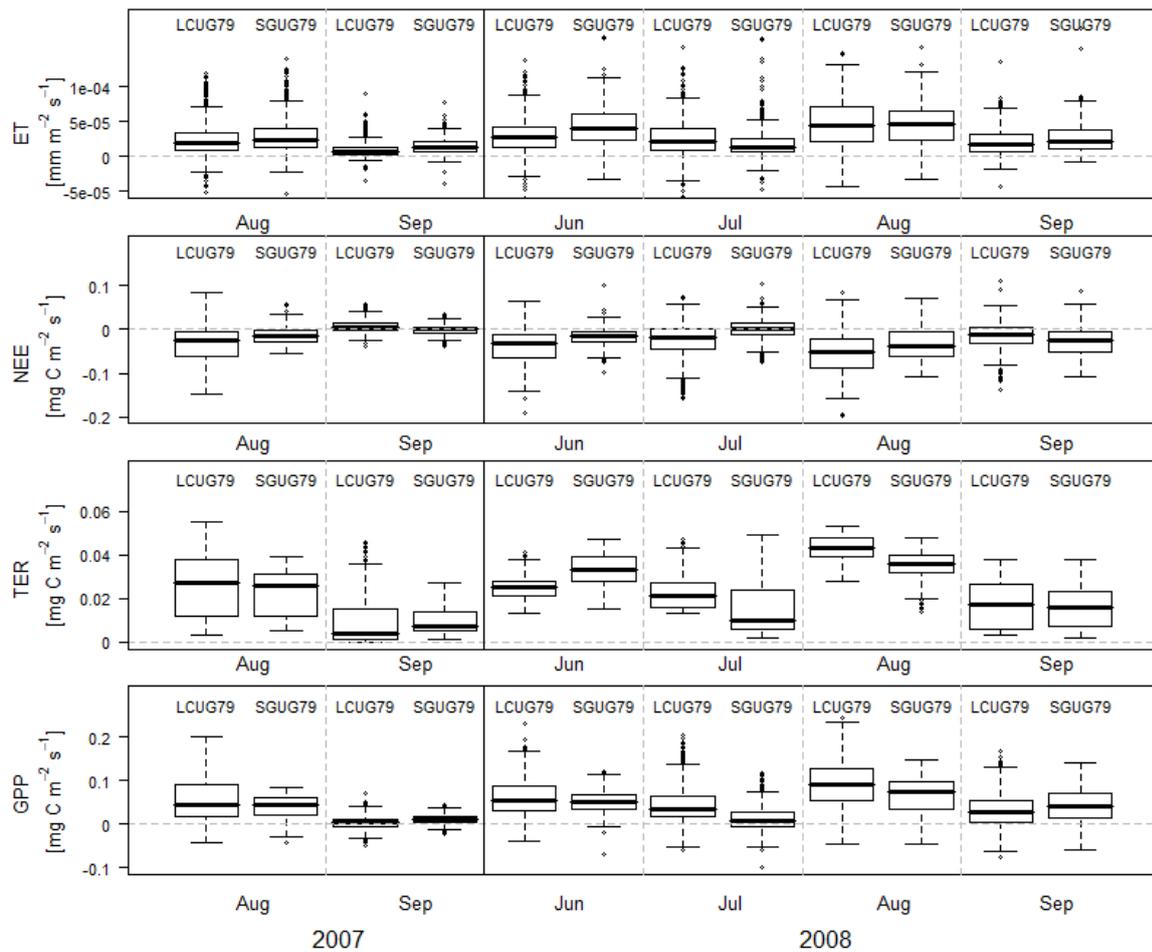


Abbildung B15: Monatliche Boxplots von parallelen Messungen für LCUG79 und SGUG79 in der Vegetationszeit in 2007 und 2008: Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) auf Basis von täglichen ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Halbstunden.

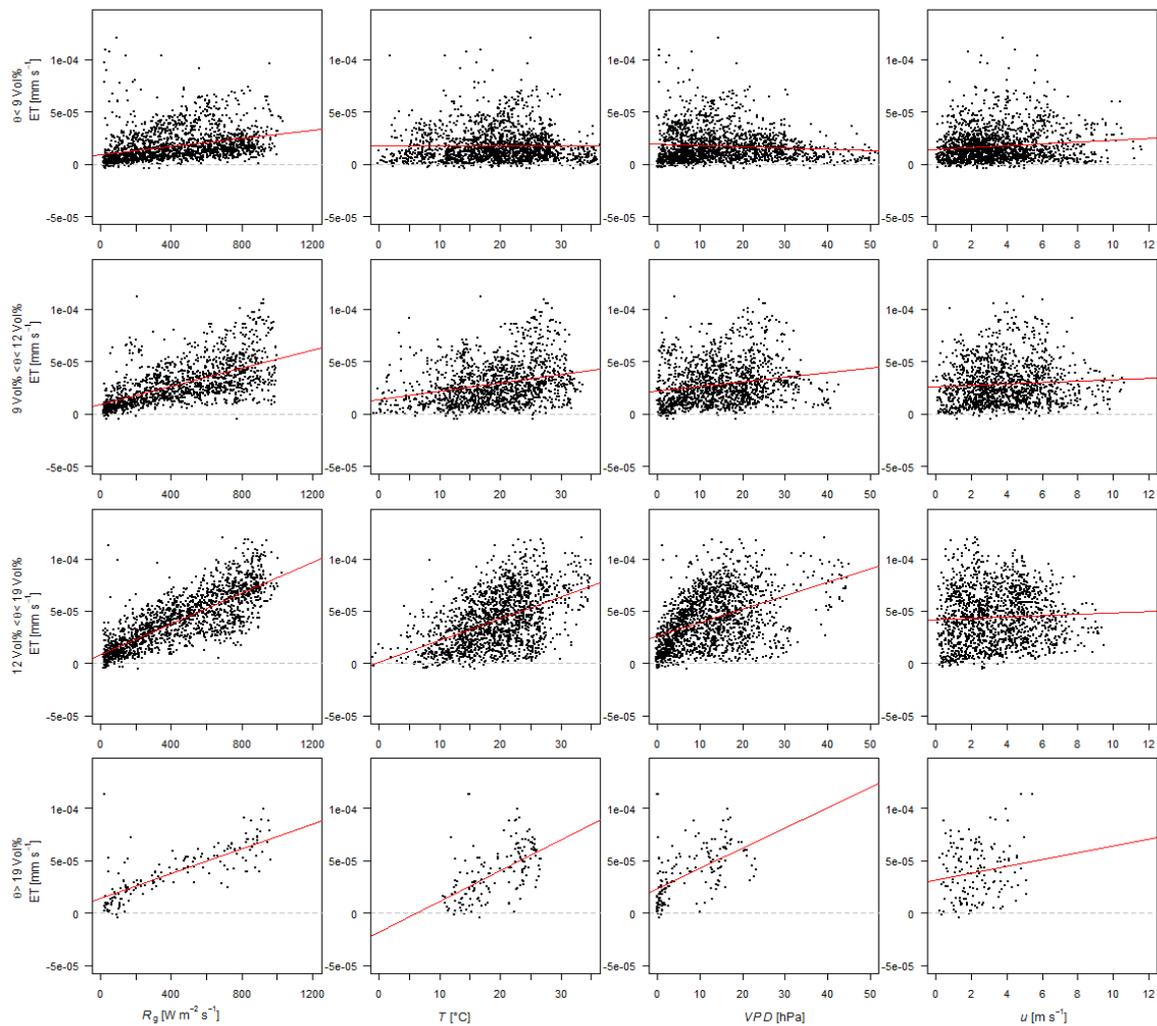


Abbildung B16: Tägliche ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Evapotranspiration (ET) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) mit der jeweiligen linearen Regression (rot) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen ($<9 \text{ Vol}\%$, $9\text{-}12 \text{ Vol}\%$, $12\text{-}19 \text{ Vol}\%$, $>19 \text{ Vol}\%$). Halb-stündliche Daten für SGUG79 in der Vegetationszeit von 2007 bis 2008.

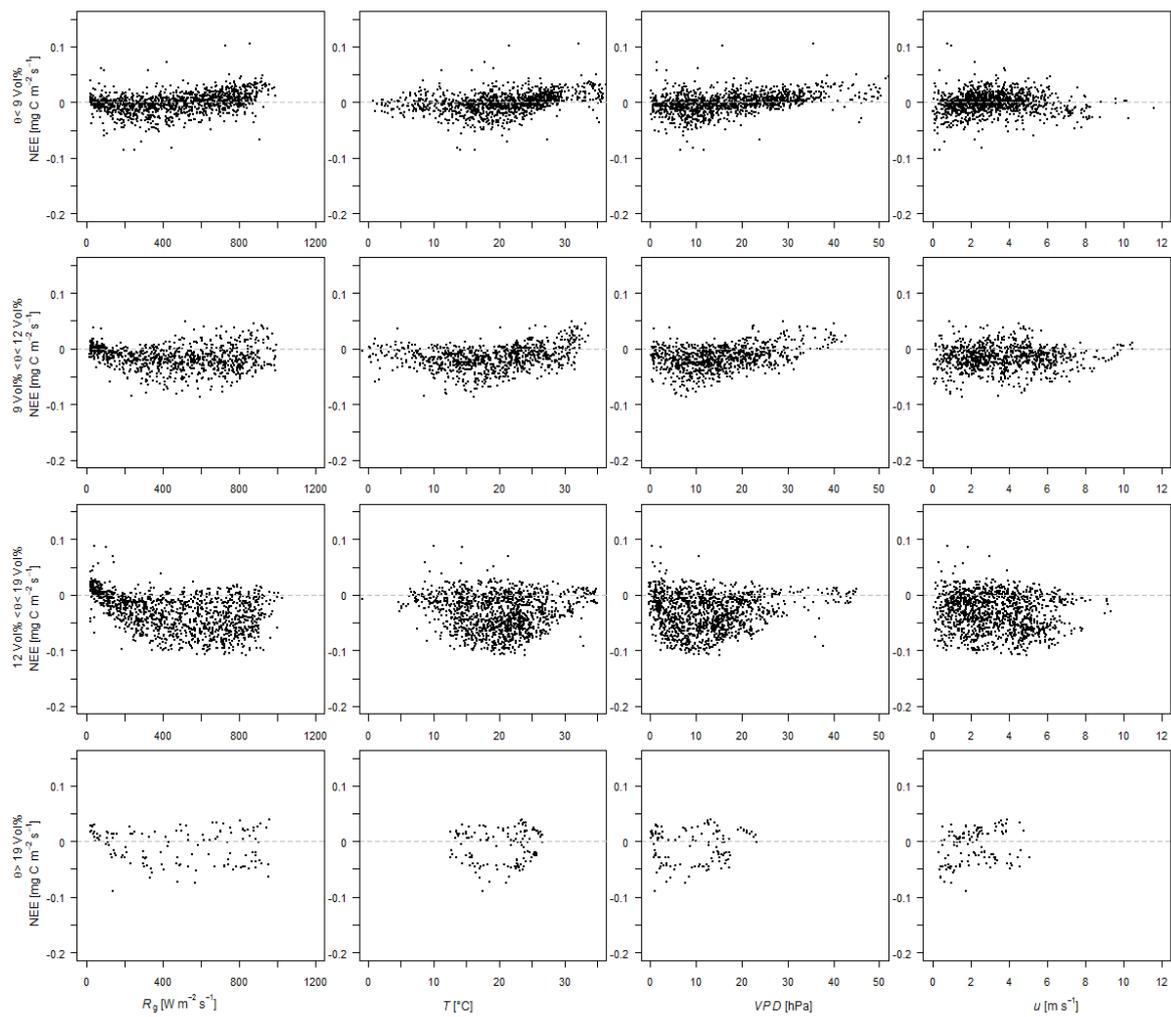


Abbildung B17: Täglicher ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Nettoökosystemaustausch (NEE) in Abhängigkeit von Strahlung (R_g), Lufttemperatur (T), Dampfdruckdefizit (VPD) und Windgeschwindigkeit (u) unterteilt in 4 Bodenfeuchteklassen ($< 9 \text{ Vol}\%$, $9\text{-}12 \text{ Vol}\%$, $12\text{-}19 \text{ Vol}\%$, $> 19 \text{ Vol}\%$). Halbstündliche Daten für SGUG79 in der Vegetationszeit von 2007 bis 2008.

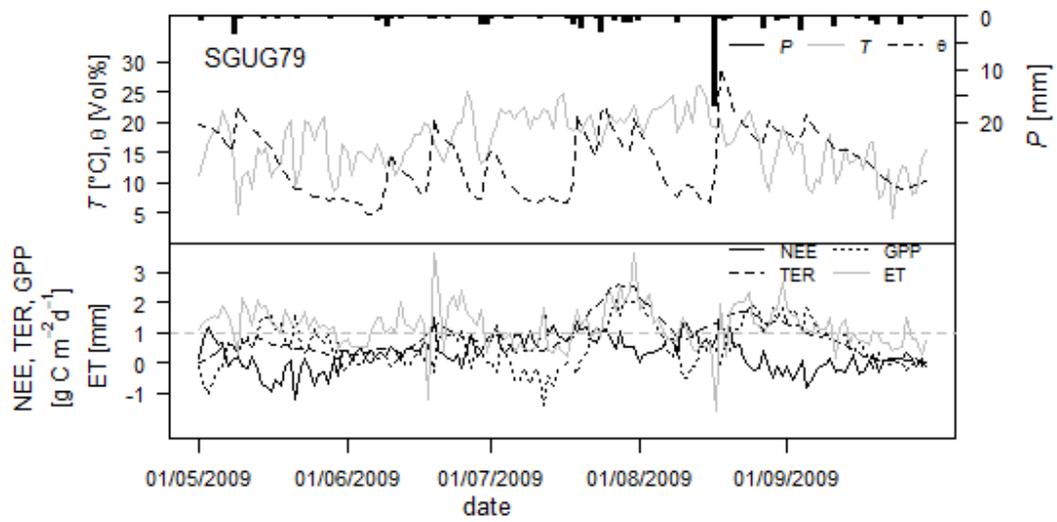


Abbildung B18: Messungen des Niederschlags (P), der Lufttemperatur (T), der Bodenfeuchte (θ), der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der unbeweideten *Stipa grandis* Steppe (SGUG79) in 2009.

B5 Einfluss der Beweidung

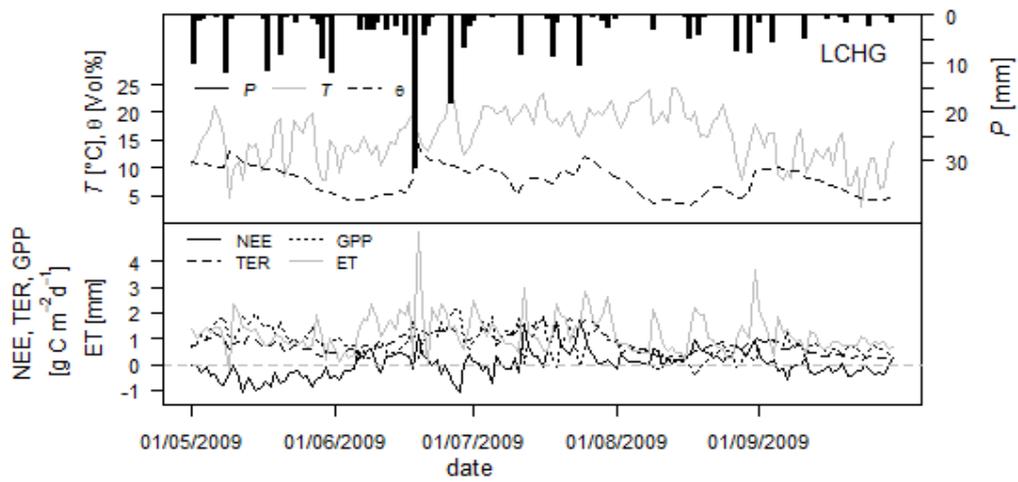


Abbildung B19: Messungen des Niederschlags (P), der Lufttemperatur (T), der Bodenfeuchte (θ), der Evapotranspiration (ET), Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) der beweideten *Leymus chinensis* Steppe (LCHG) in 2009.

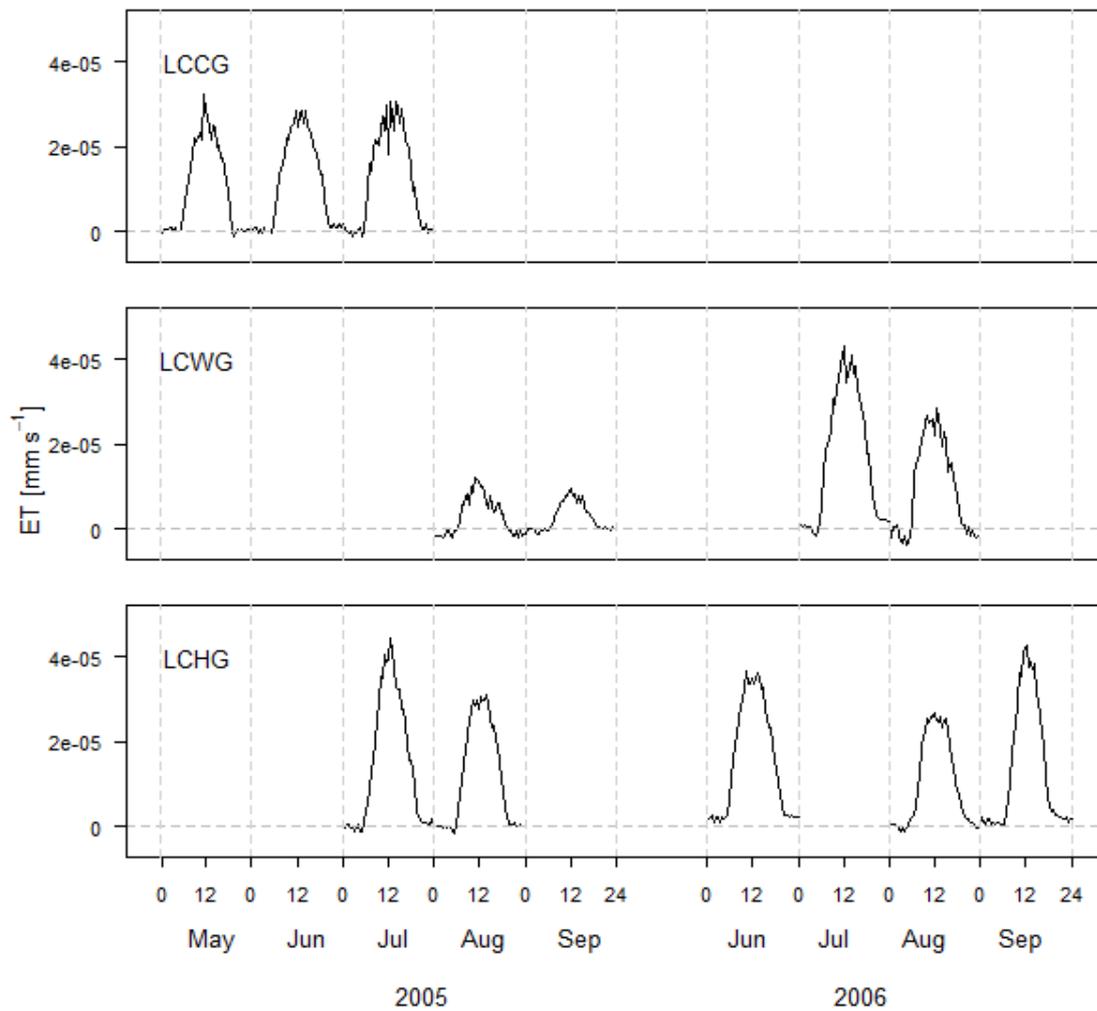


Abbildung B20: Mittlere monatliche Tagesgänge der Evapotranspiration (ET) für beweidete Flächen der *Leymus chinensis* Steppe: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG). Auf Basis von Halbstundendaten gemessen in 2005 und 2006.

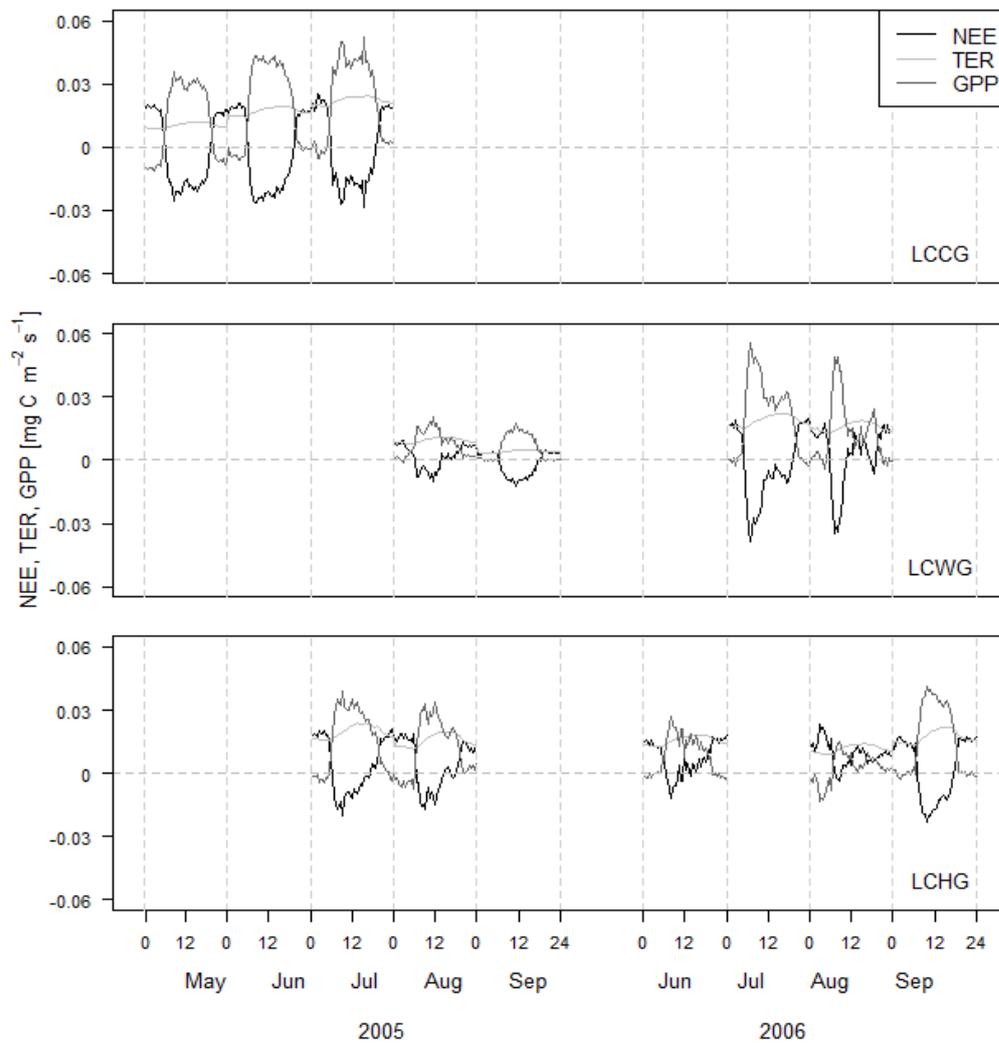


Abbildung B21: Mittlere monatliche Tagesgänge des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) für beweidete Flächen der *Leymus chinensis* Steppe: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG). Auf Basis von Halbstundendaten gemessen in 2005 und 2006.

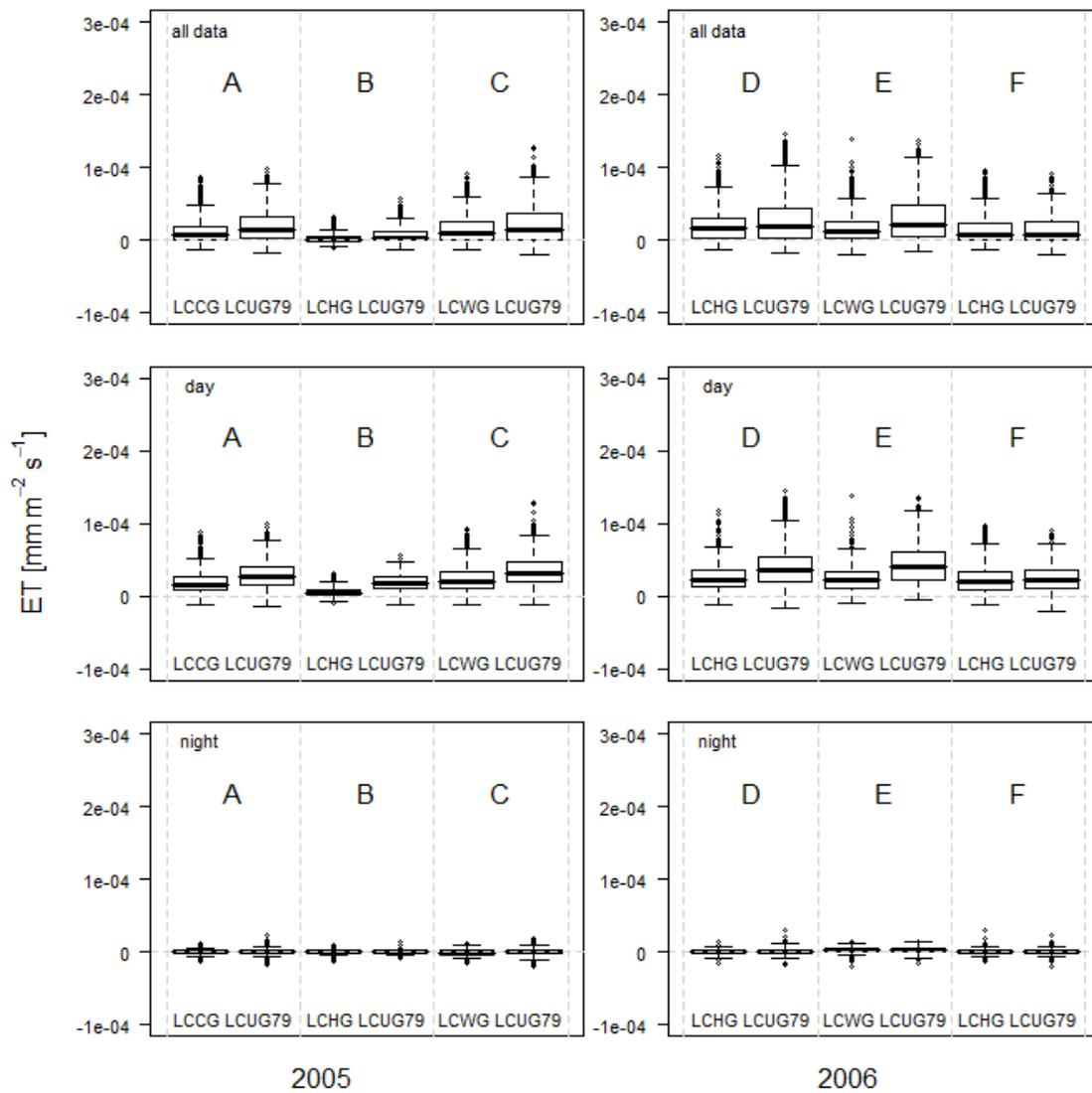


Abbildung B22: Boxplots der Evapotranspiration (ET) paralleler Messungen von beweideten *Leymus chinensis* Steppen: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG) und der unbeweideten Fläche (LCUG79) in 2005 und 2006. Parallele Zeiträume: A) 18.05. – 10.07.2005 B) 10.07. – 20.08.2005 C) 20.08.-26.09.2005 D) 29.05. – 01.07.2006 E) 01.07. -10.08.2006 F) 11.08. – 23.09.2006.

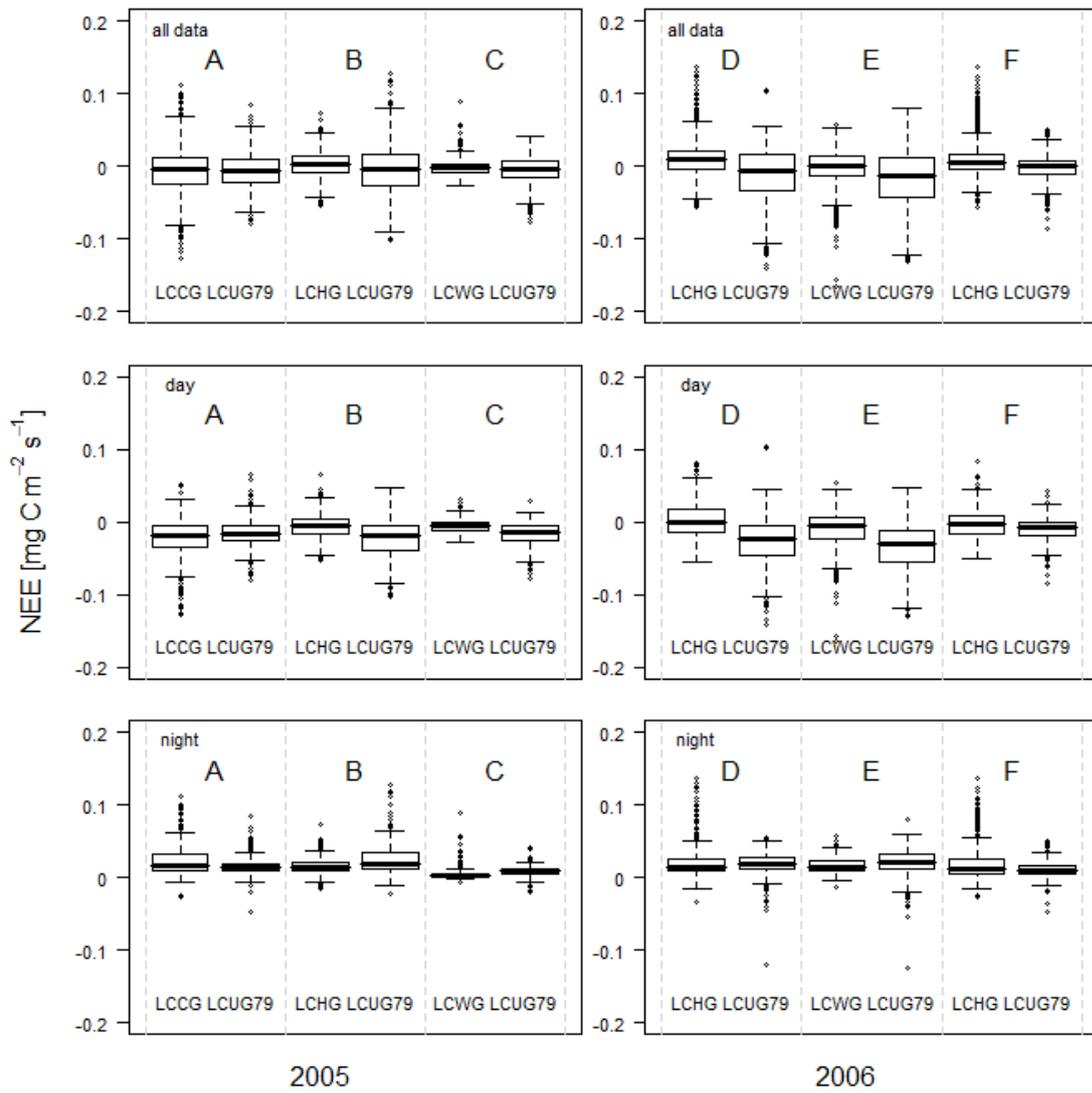


Abbildung B23: Boxplots des Nettoökosystemaustauschs (NEE) paralleler Messungen von beweideten *Leymus chinensis* Steppen: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG) und der unbeweideten Fläche (LCUG79) in 2005 und 2006. Parallele Zeiträume: A) 18.05. – 10.07.2005 B) 10.07. – 20.08.2005 C) 20.08.-26.09.2005 D) 29.05. – 01.07.2006 E) 01.07. -10.08.2006 F) 11.08. – 23.09.2006.

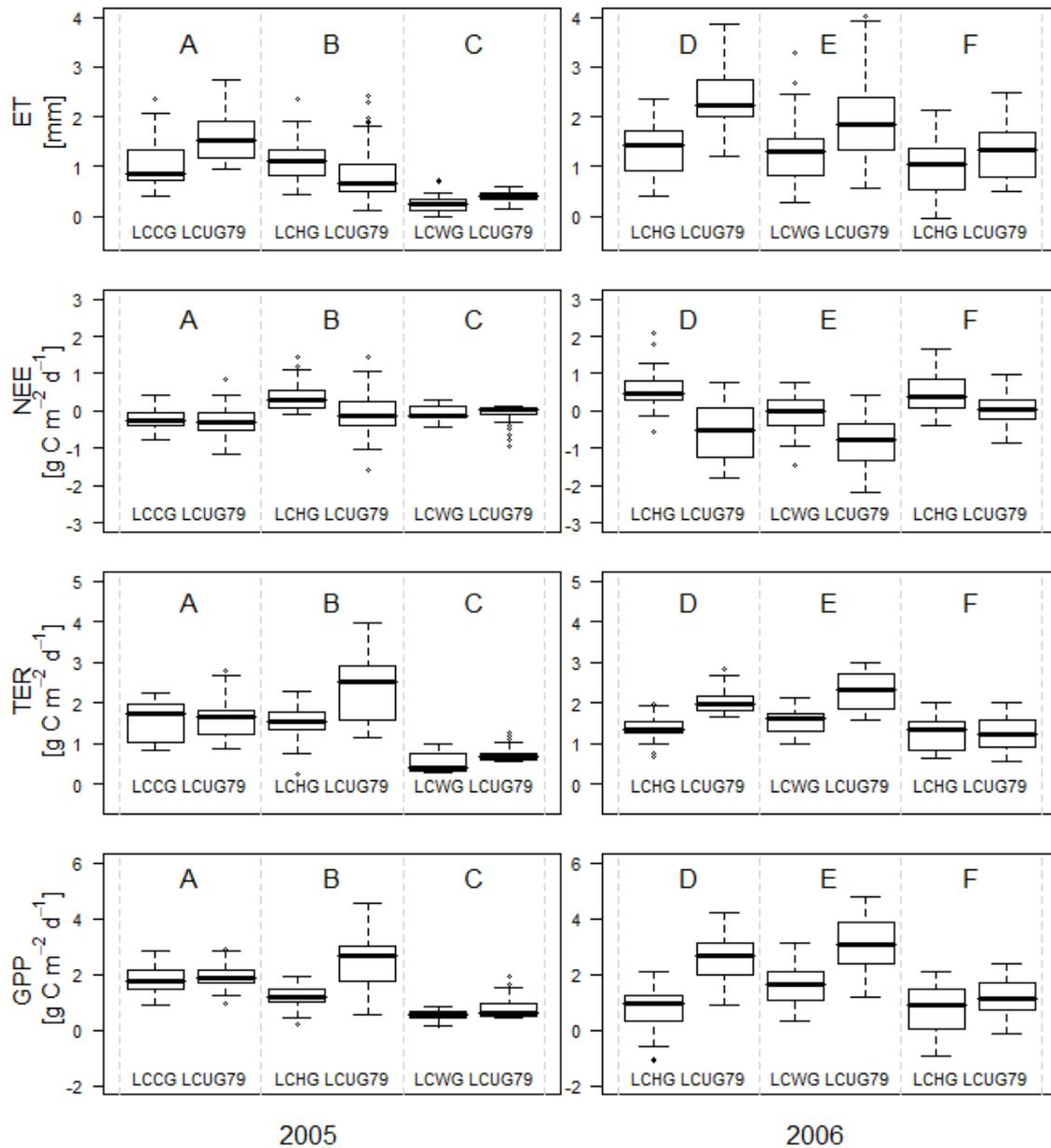


Abbildung B24: Boxplots von Tageswerten der Evapotranspiration (ET), des Nettoökosystemaustauschs (NEE), der Gesamtatmung (TER) und der Bruttoprimärproduktion (GPP) paralleler Messungen von beweideten *Leymus chinensis* Steppen: kontinuierliche Beweidung (LCCG), im Winter beweidet (LCWG) und Überweidung (LCHG) und der unbeweideten Fläche (LCUG79) in 2005 und 2006. Parallele Zeiträume: A) 18.05. – 10.07.2005 B) 10.07. – 20.08.2005 C) 20.08.-26.09.2005 D) 29.05. – 01.07.2006 E) 01.07. -10.08.2006 F) 11.08. – 23.09.2006.

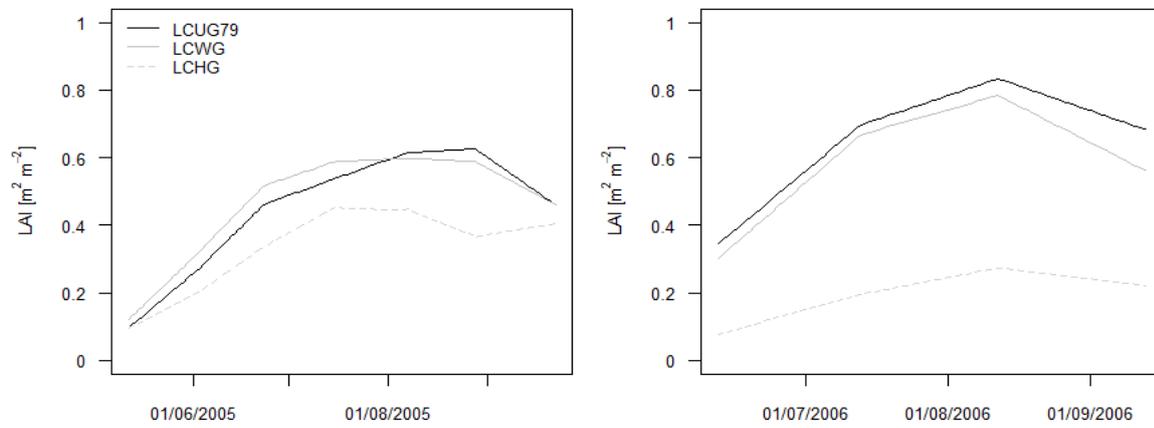


Abbildung B25: Blattflächenindex (LAI) für die unbeweidete *Leymus chinensis* Steppe seit 1979 (LCUG79), die im Winter beweidete *Leymus chinensis* Steppe (LCWG) und die überweidete *Leymus chinensis* Steppe (LCHG) in 2005 und 2006

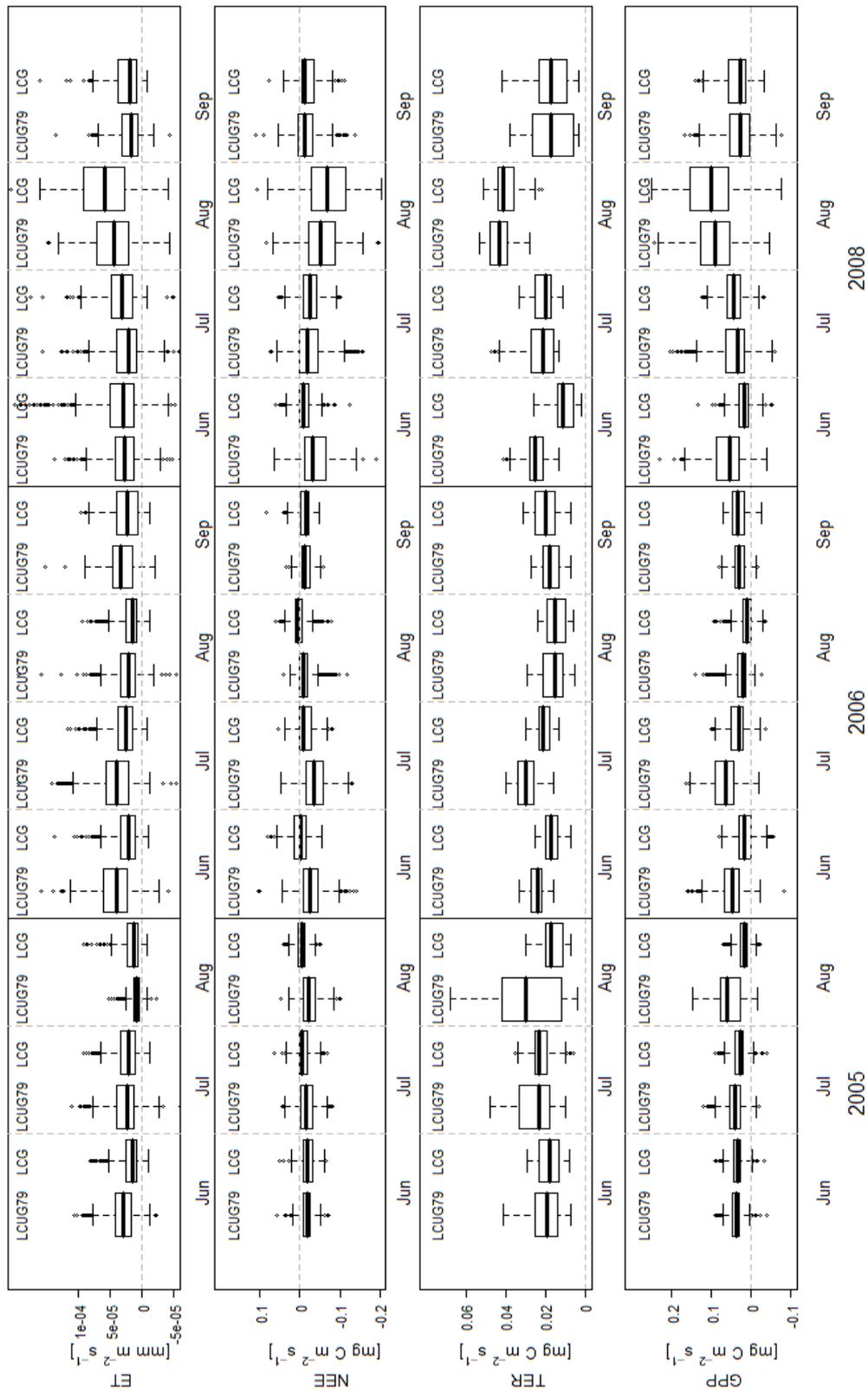


Abbildung B26: Monatliche Boxplots von parallelen Messungen für LCUG79 und LCG in der Vegetationszeit 2005, 2006 und 2008: Evapotranspiration (ET), Nettoökosystemaustausch (NEE), Gesamtatmung (TER) und Bruttoprimärproduktion (GPP) auf Basis von täglichen ($R_g > 20 \text{ W m}^{-2}$) Halbstunden.

Anhang C

C1 Anpassung der Modellierung mit BROOK90

Tabelle C1: Ergebnisse der linearen Regression für gemessene (ET_{meas}) gegen BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCUG79 in 2006. Ergebnisse zu Abb. C1.

	Mai - Sep 2006					whole year 2006				
	ET_{meas} vs.	intercept	slope	r^2	NS	ET_{meas} vs.	intercept	slope	r^2	NS
daily	ET_{mod}	0.38	0.82	0.58	0.46	ET_{mod}	0.08	1.04	0.7	0.54
monthly	ET_{mod}	0.85	1.04	0.76	0.63	ET_{mod}	-2.68	1.33	0.96	0.80

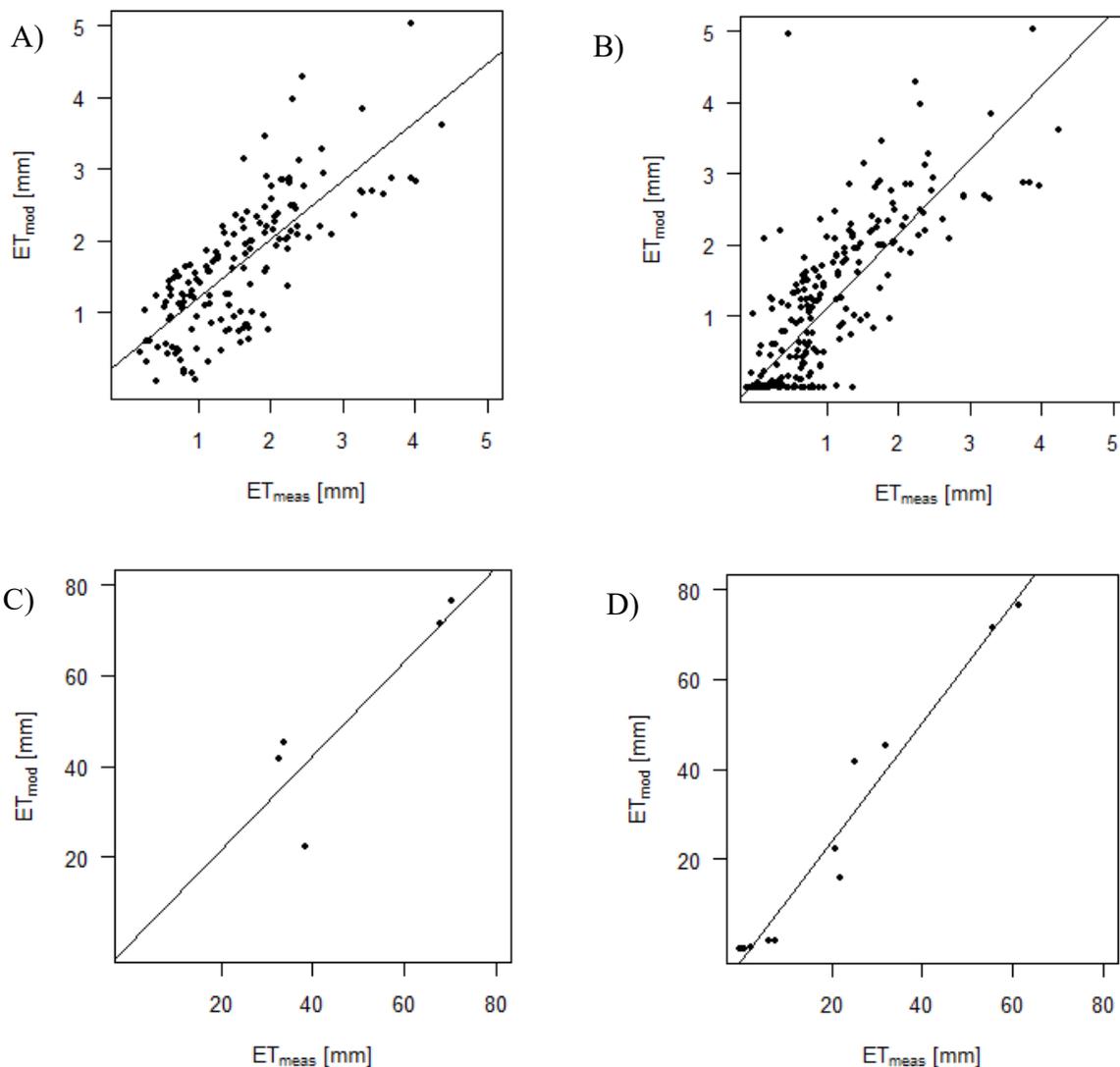


Abbildung C1: Scatterplots und lineare Regression für gemessene ET (ET_{meas}) gegen BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCUG79: A) Tageswerte Mai bis September 2006, B) Tageswerte 2006, C) Monatswerte von Mai bis September 2006 und D) Monatswerte 2006.

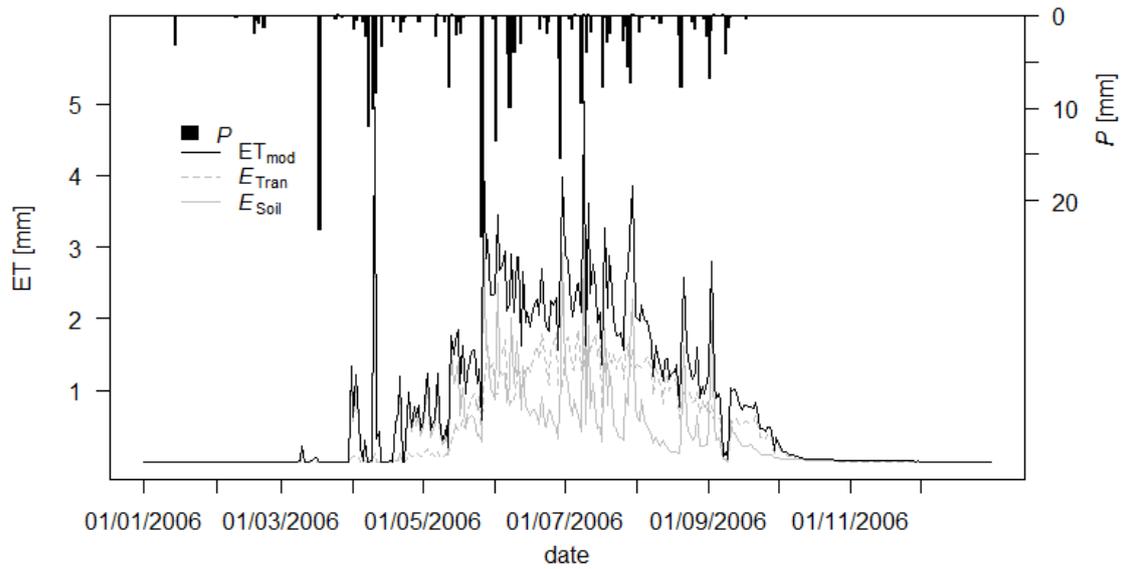


Abbildung C2: Simuliertes ET (ET_{mod}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Transpiration (E_{Tran}) mit BROOK90 für LCUG79 in 2006.

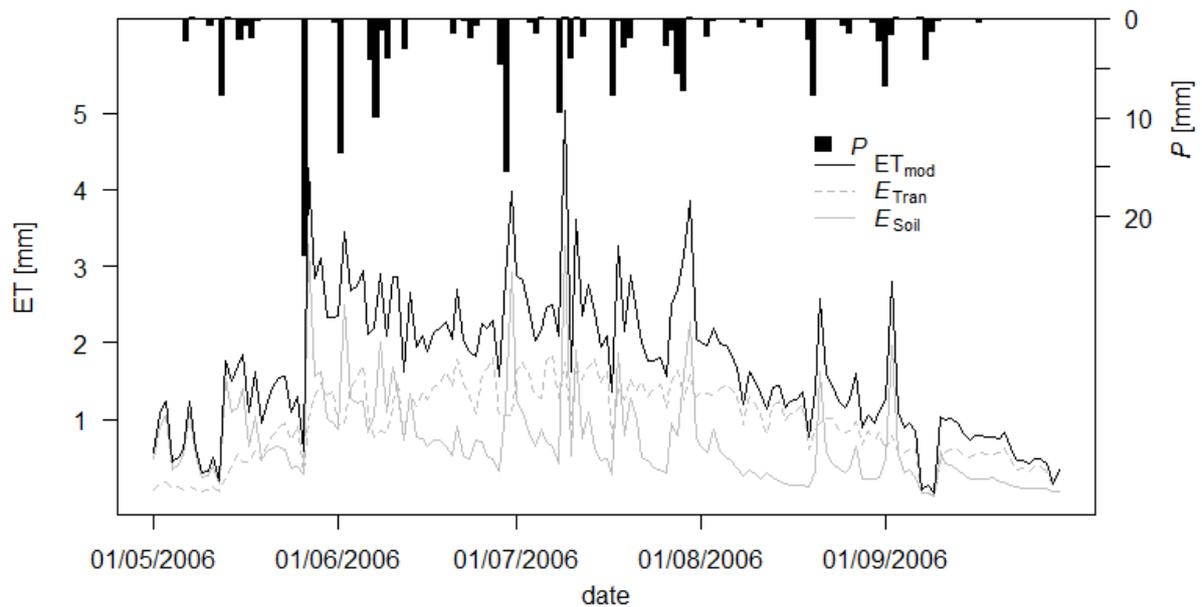


Abbildung C3: Simuliertes ET (ET_{mod}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Transpiration (E_{Tran}) mit BROOK90 für LCUG79 von Mai bis September 2006.

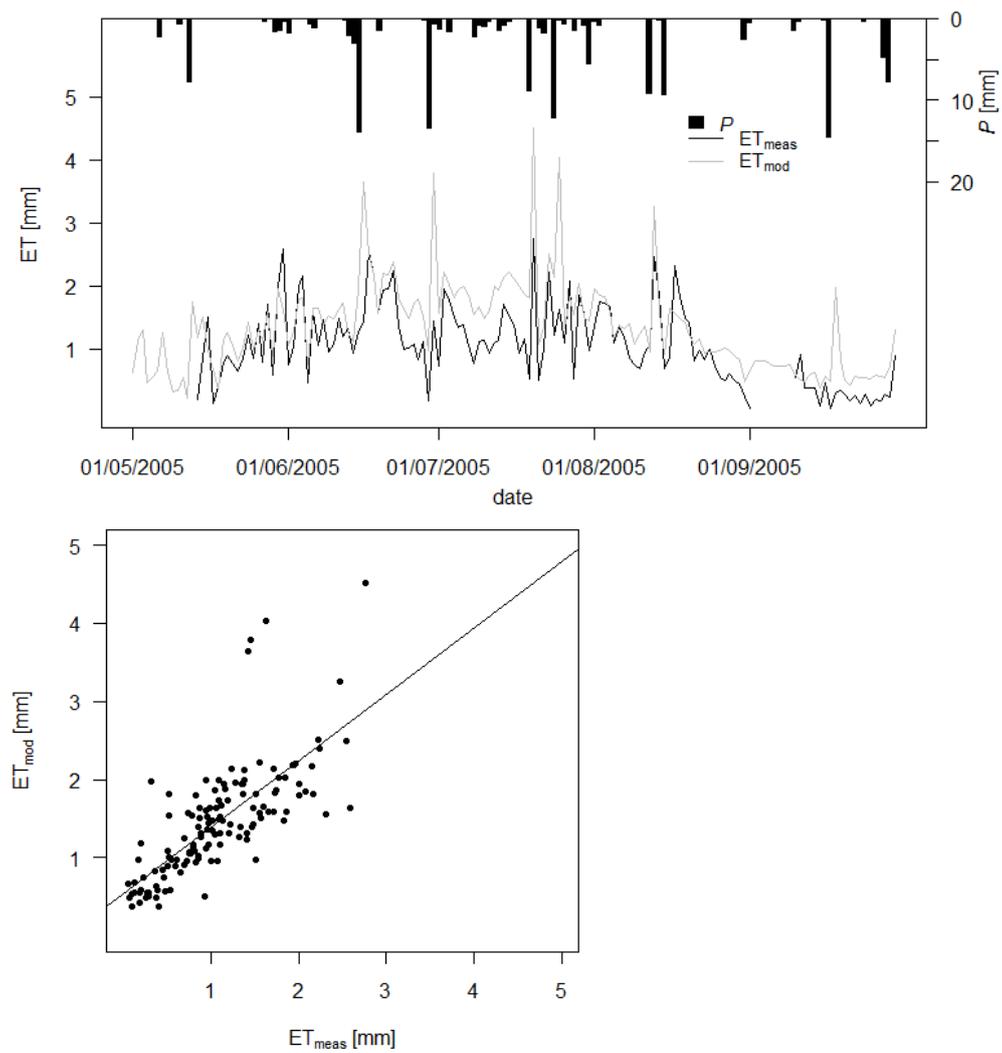


Abbildung C4: Gemessene und modellierte Evapotranspiration (ET) mit BROOK90 für LCUG79 von Mai bis September 2005. Die Tageswerte sind im Verlauf mit dem Niederschlag (P) (oben) und als Scatterplot (unten) abgebildet.

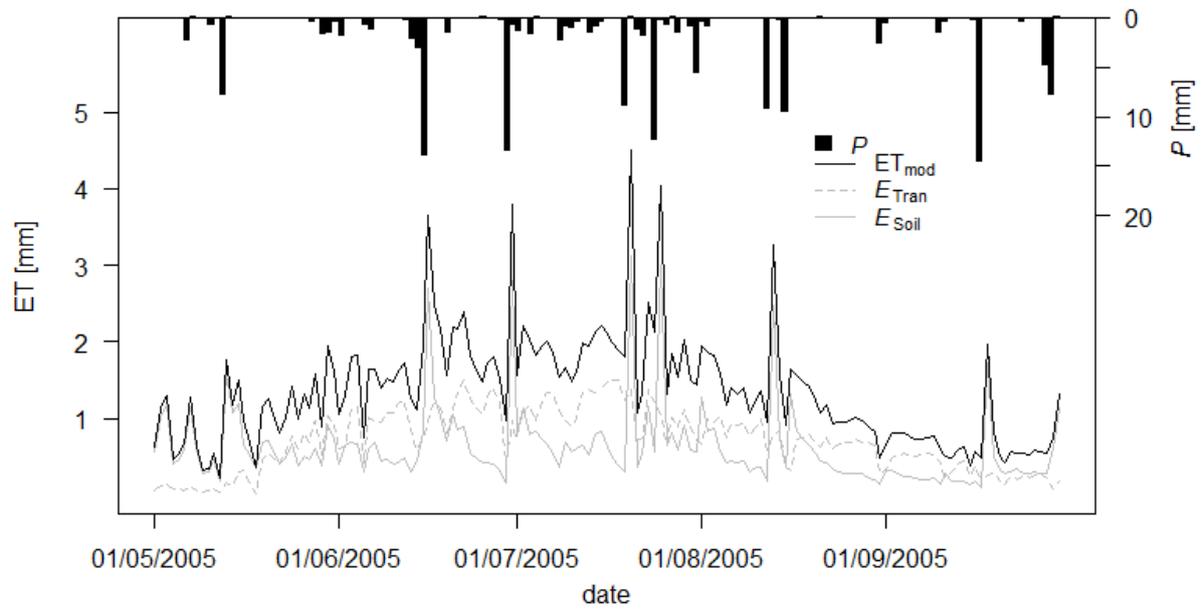


Abbildung C6: ET (ET_{mod}), Bodenverdunstung (E_{Soil}) und Transpiration (E_{Tran}) mit BROOK90 für LCUG79 von Mai bis September 2005

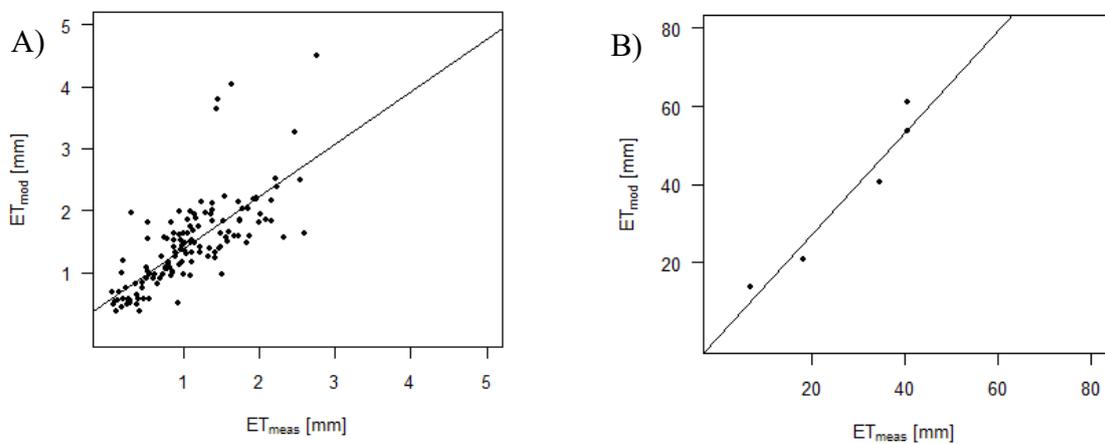


Abbildung C5: Scatterplots und lineare Regression für gemessene ET (ET_{meas}) gegen BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCUG79 in Mai bis September 2005: A) Tageswerte und B) Monatswerte.

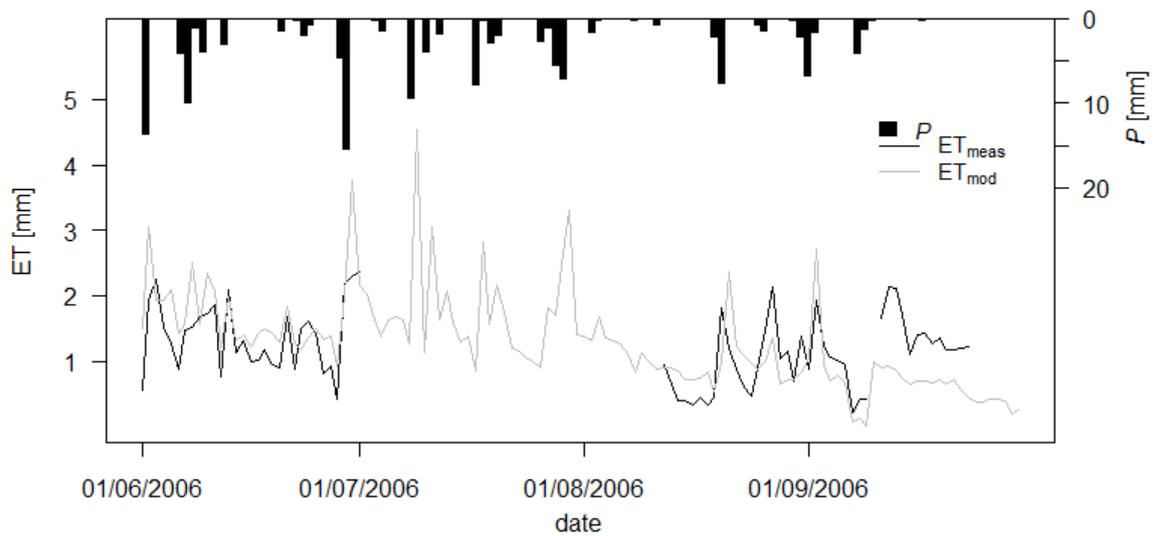


Abbildung C8: Simuliertes ET (ET_{mod}) mit BROOK90 und gemessenes ET (ET_{meas}) von 01.06.2006 bis 01.07.2006 und vom 12.08.2006 bis 23.09.2006 für LCHG. Gemessener Niederschlag (P) von LCHG mit aufgefüllten P von LCUG79.

Tabelle C3: Ergebnisse der linearen Regression für gemessene (ET_{meas}) gegen BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCHG von 01.06.2006 bis 01.07.2006 (1st periode) und von 12.08.2006 bis 23.09.2006 (2nd periode). Ergebnisse zu Abb. C8.

1st periode					
	ET_{meas} vs.	intercept	slope	r^2	NS
daily	ET_{mod}	0.63	0.79	0.51	

2nd periode					
	ET_{meas} vs.	intercept	slope	r^2	NS
daily	ET_{mod}	0.46	0.35	0.16	

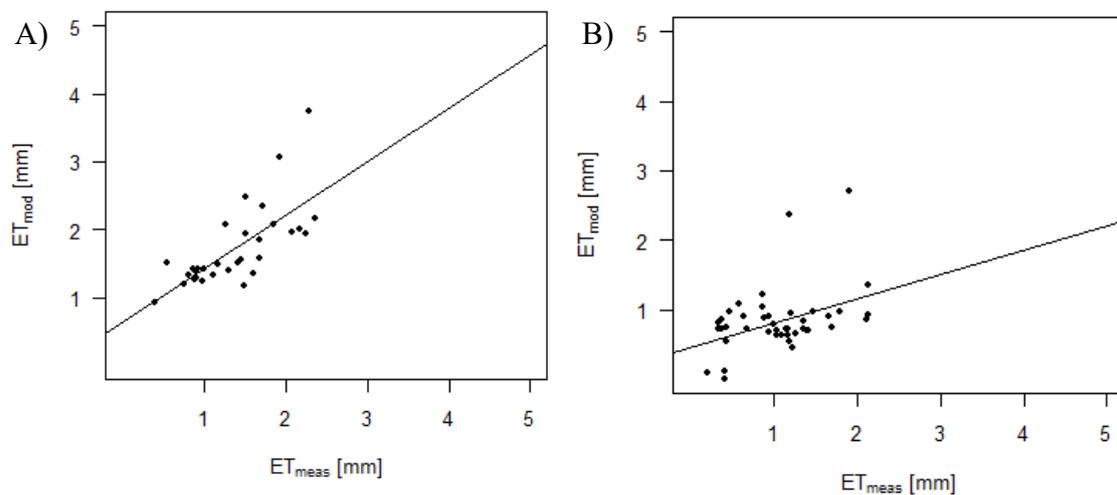


Abbildung C7: Scatterplots und linearen Regression für tägliche gemessene ET (ET_{meas}) gegen mit BROOK90 simuliertes ET (ET_{mod}) für LCHG: A) von 01.06.2006 bis 01.07.2006 und B) von 12.08.2006 bis 23.09.2006.

C2 Simulationen mit BROOK90

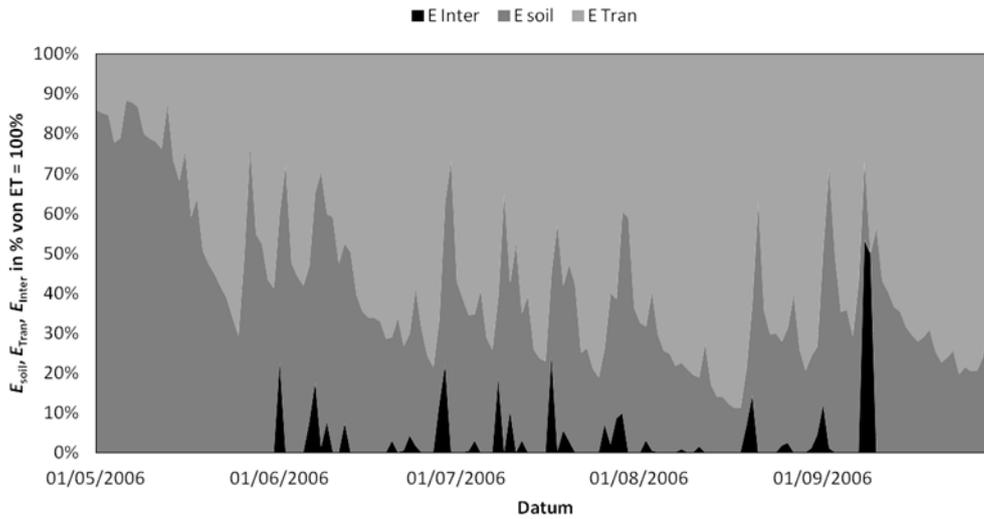


Abbildung C9: Prozentuale Anteile der Bestandteile der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) von ET_{mod} . Modellerte Ergebnisse mit BROOK90 für LCUG79 in 2006

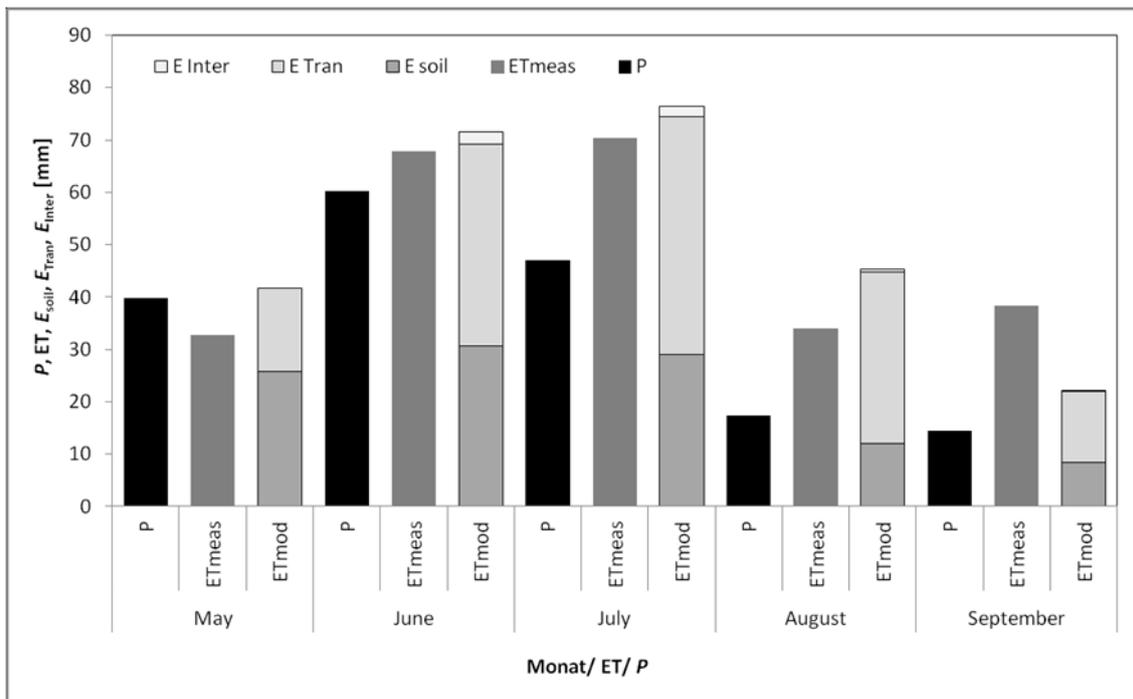


Abbildung C10: monatliche Summen des gemessenen Niederschlages (P), der gemessenen Evaporation (ET_{meas}) und der modellierten Evapotranspiration (ET_{mod}) mit den einzelnen modellierten Anteilen der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}). Modellierung mit BROOK90 für LCUG79 in 2006.

Tabelle C4: monatliche Summen des gemessenen Niederschlags (P), der gemessenen Evaporation (ET_{meas}) und der modellierten Evapotranspiration (ET_{mod}) mit den einzelnen modellierten Anteilen als Absolutwert und als Prozentanteil (in Klammern) der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}). Modellierung mit BROOK90 für LCUG79 in 2006

	P mm	ET_{meas} mm	ET_{mod} mm	E_{soil} mm (%)	E_{Tran} mm (%)	E_{Inter} mm (%)
Mai	39.8	32.7	41.8	25.7 (61.6)	16.0 (38.4)	0.0 (0.0)
Jun	60.2	67.8	71.6	30.7 (42.9)	38.5 (53.8)	2.4 (3.4)
Jul	47.0	70.4	76.4	29.1 (38.1)	45.4 (59.4)	1.94 (2.5)
Aug	17.4	33.9	45.3	12.1 (26.8)	32.7 (72.3)	0.46 (1.0)
Sep	14.5	38.3	22.2	8.4 (37.8)	13.6 (61.0)	0.28 (1.3)

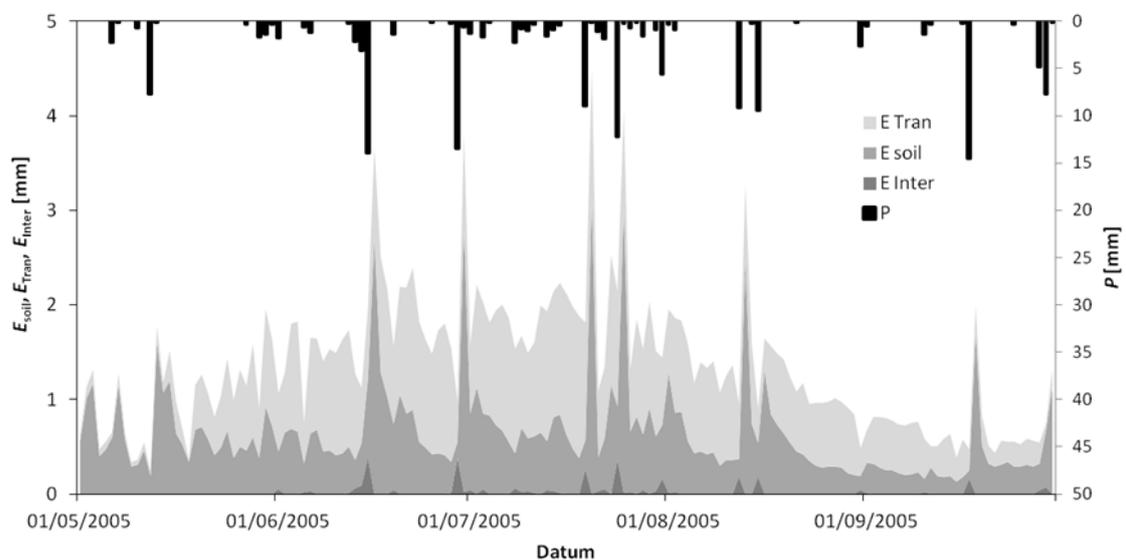


Abbildung C11: Anteile der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) von ET_{mod} . Modellierte Ergebnisse mit BROOK90 für LCUG79 in 2005 und gemessener Niederschlag (P)

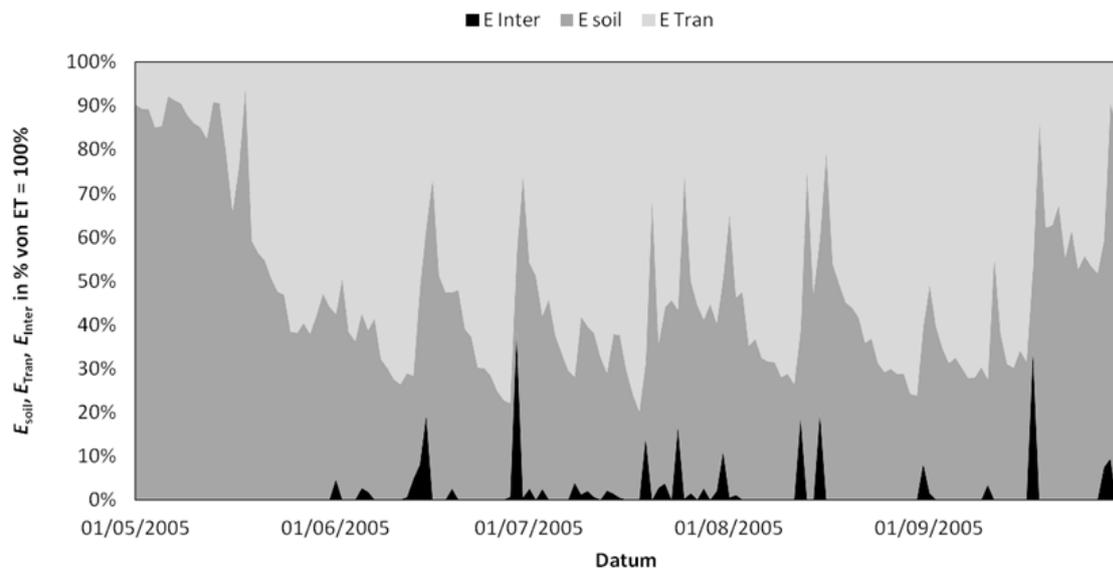


Abbildung C12: Prozentuale Anteile der Bestandteile der Transpiration (E_{Tran}), Bodenverdunstung (E_{soil}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) von ET_{mod} . Modellerte Ergebnisse mit BROOK90 für LCUG79 in 2005

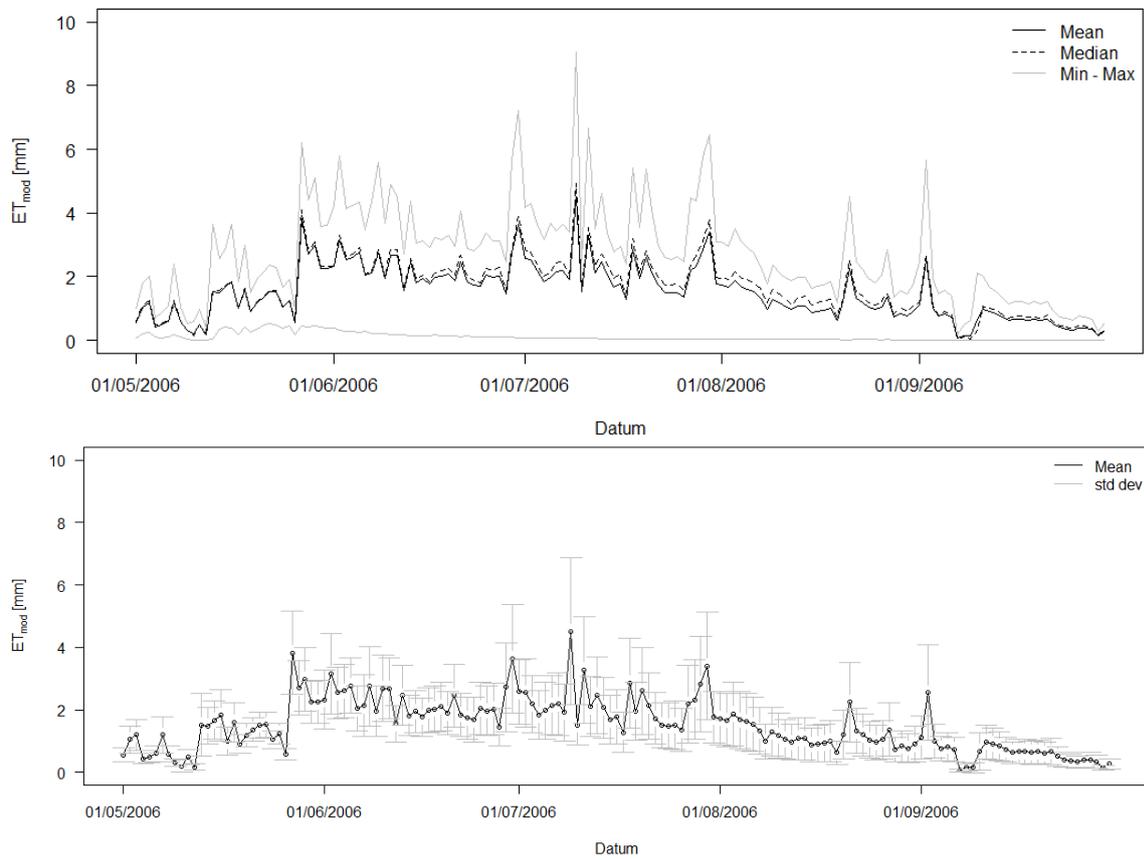


Abbildung C13: Statistische Ergebnisse der Simulation für die Evapotranspiration (ET_{mod}): Minimum (Min), Maximum (Max), Mittelwert (Mean), Median und Standardabweichung (std dev) aller Simulationen

C3 Anpassung der Modellierung mit DDC

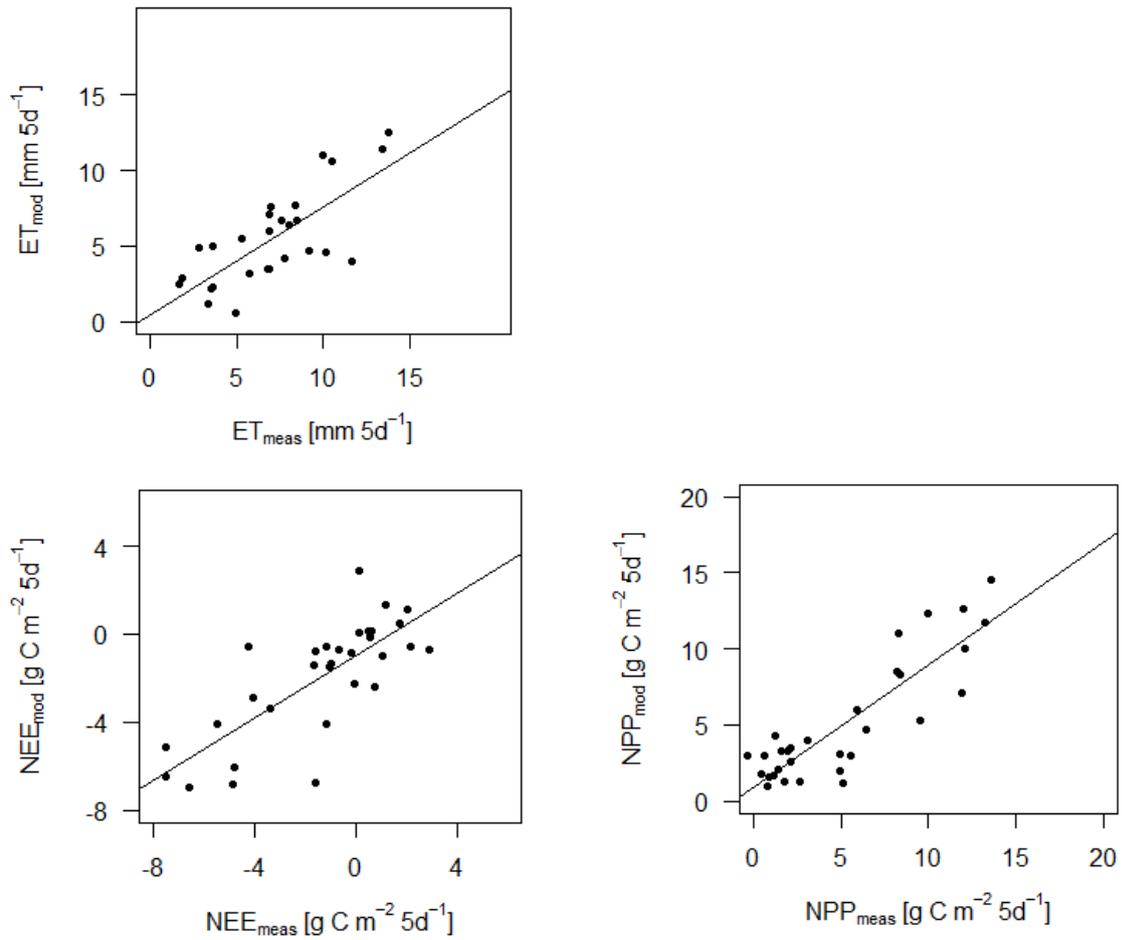


Abbildung C14: Scatterplots der 5-Tagessummen für gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP für LCUG79 Mai bis September 2006

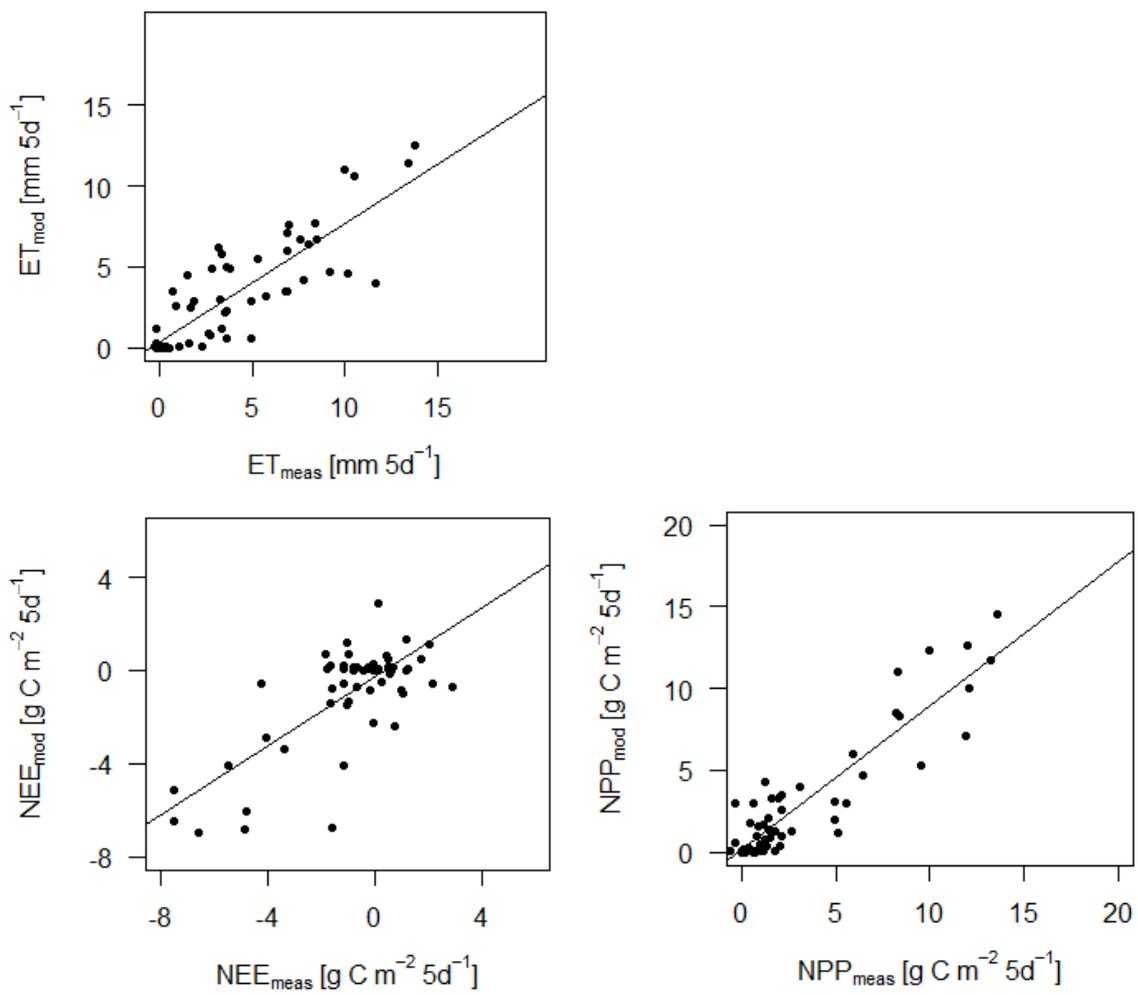


Abbildung C15: Scatterplots der 5-Tagessummen für gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP für LCUG79 das gesamte Jahr 2006

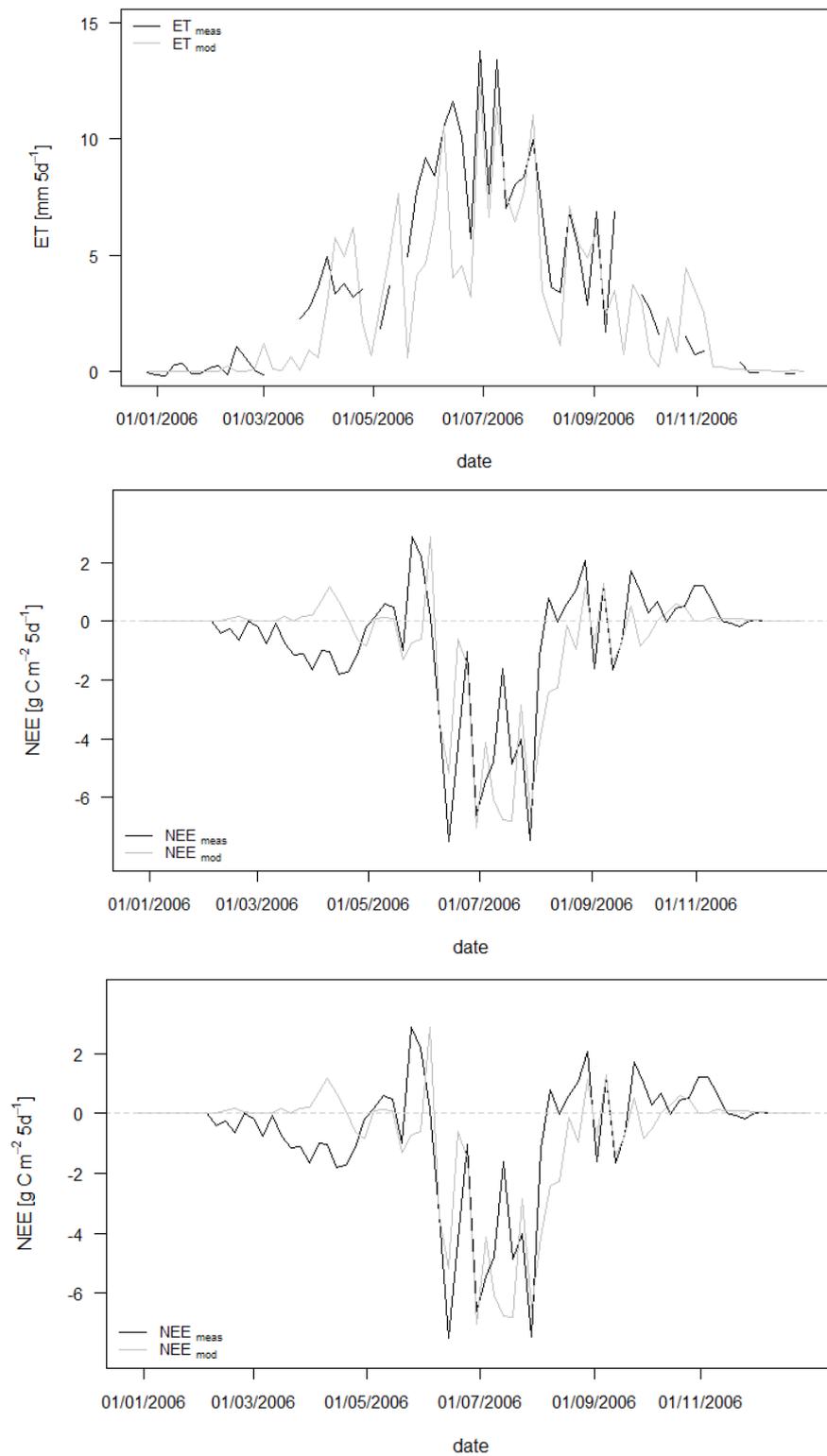


Abbildung C16: 5-Tageswerte gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP des ganzen Jahres 2006

Tabelle C5: Korrelationskoeffizienten des modellierten und gemessenen NEE, NPP und ET der Tageswerte und 5-Tagessummen für LCUG79 für Mai – September 2006 und ganzes Jahr 2006

	May - Sep 2006		all 2006	
	daily	5 day sum	daily	5 day sum
NEE _{meas} vs. NEE _{mod}	$r^2 = 0.28$	$r^2 = \mathbf{0.60}$	$r^2 = 0.30$	$r^2 = \mathbf{0.56}$
NPP _{meas} vs. NPP _{mod}	$r^2 = 0.65$	$r^2 = \mathbf{0.76}$	$r^2 = 0.76$	$r^2 = \mathbf{0.85}$
ET _{meas} vs. ET _{mod}	$r^2 = 0.15$	$r^2 = \mathbf{0.55}$	$r^2 = 0.34$	$r^2 = \mathbf{0.72}$

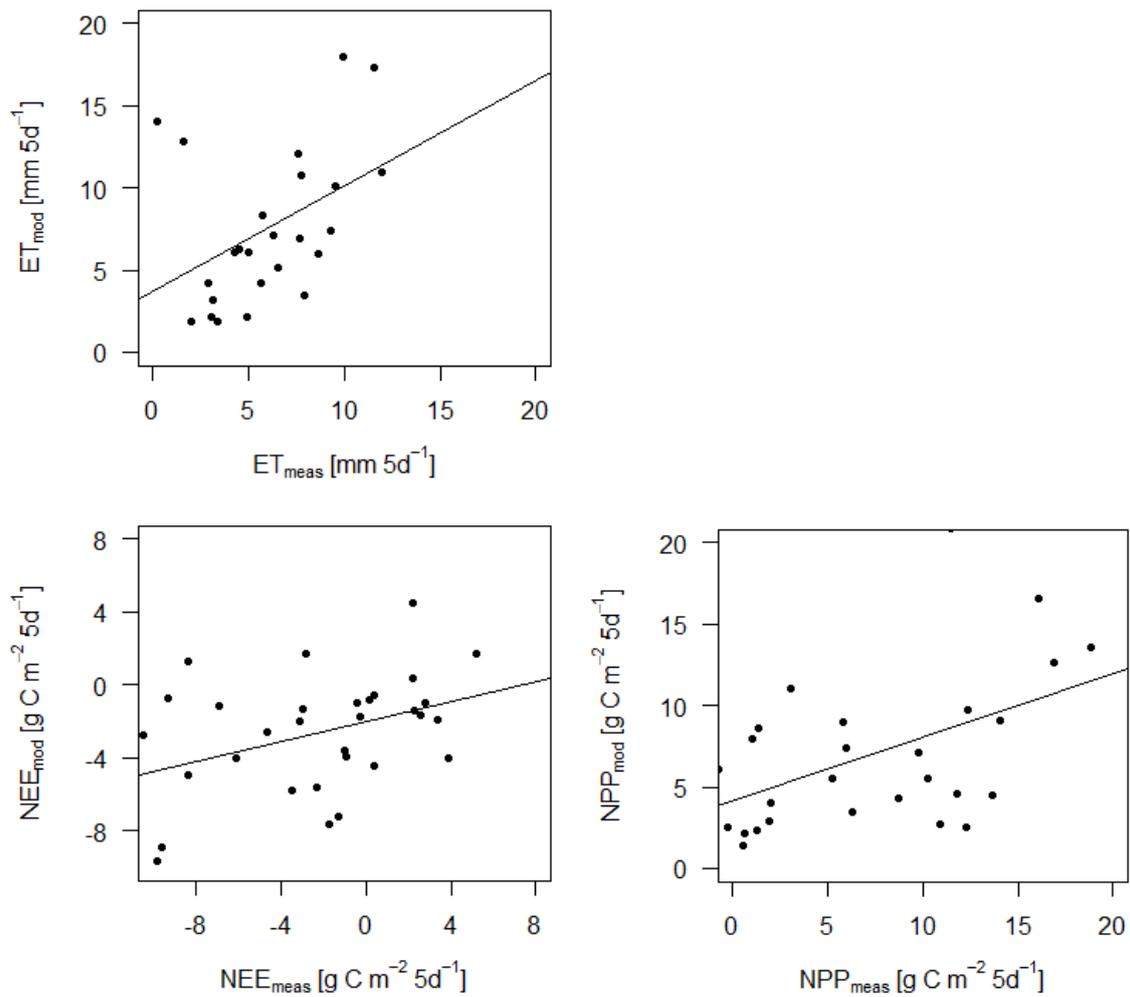


Abbildung C17: Scatterplots der 5-Tagessummen für gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP für LCUG79 Mai bis September 2007

Tabelle C6: Korrelationskoeffizienten für ET, NEE und NPP LCUG79 2007 für 5-Tagessummen und täglich für Mai bis September 2007 und ganzes Jahr 2007

	May - Sep 2007		all 2007	
	daily	5 day sum	daily	5 day sum
NEE _{meas} vs. NEE _{mod}	$r^2 = 0.13$	$r^2 = \mathbf{0.15}$	$r^2 = 0.17$	$r^2 = \mathbf{0.24}$
NPP _{meas} vs. NPP _{mod}	$r^2 = 0.25$	$r^2 = \mathbf{0.29}$	$r^2 = 0.45$	$r^2 = \mathbf{0.53}$
ET _{meas} vs. ET _{mod}	$r^2 = 0.10$	$r^2 = \mathbf{0.19}$	$r^2 = 0.3$	$r^2 = \mathbf{0.52}$

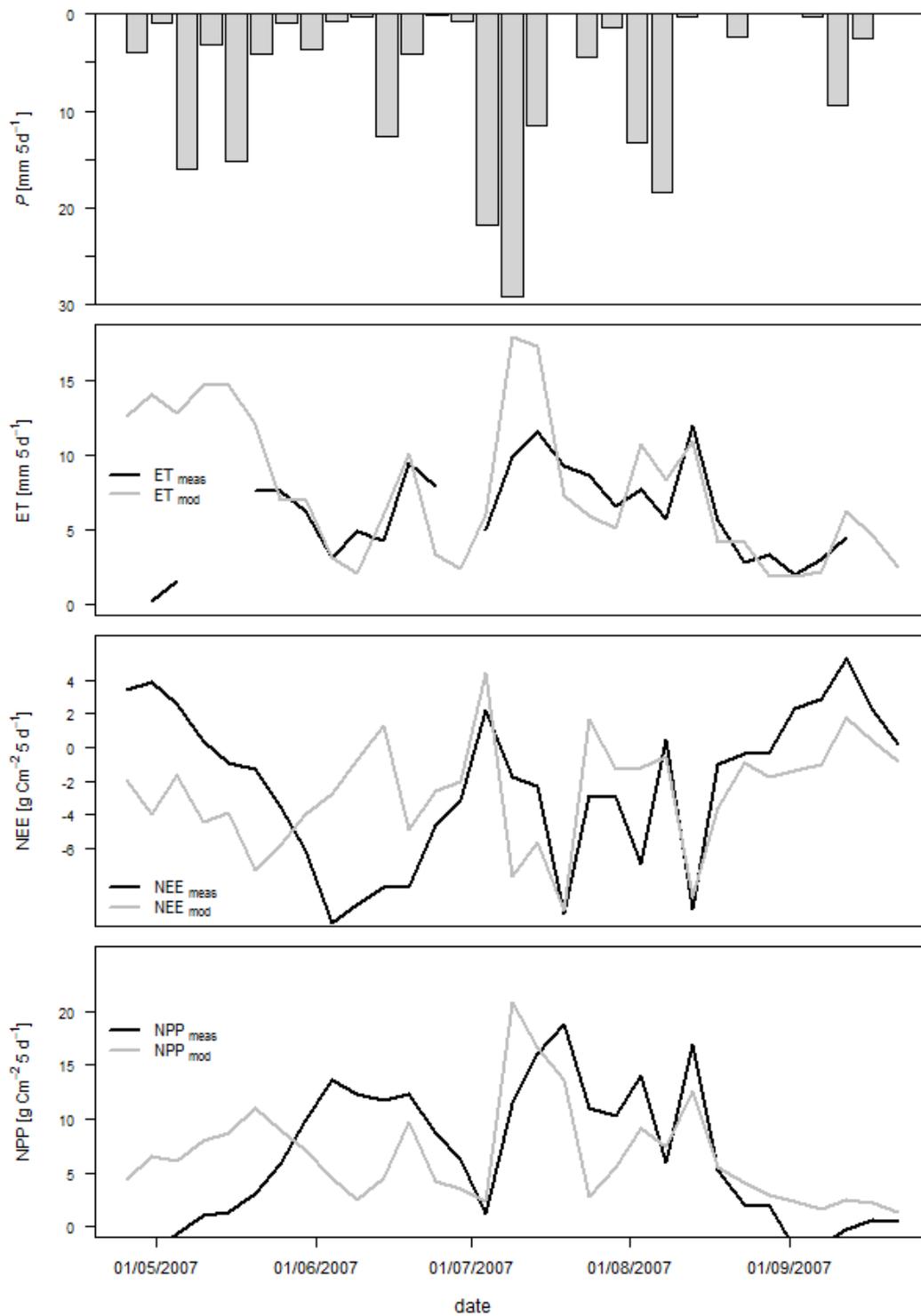


Abbildung C18: 5-Tageswerte für gemessene und modellierte ET, NEE und NPP und Niederschlag (P) Mai bis September 2007

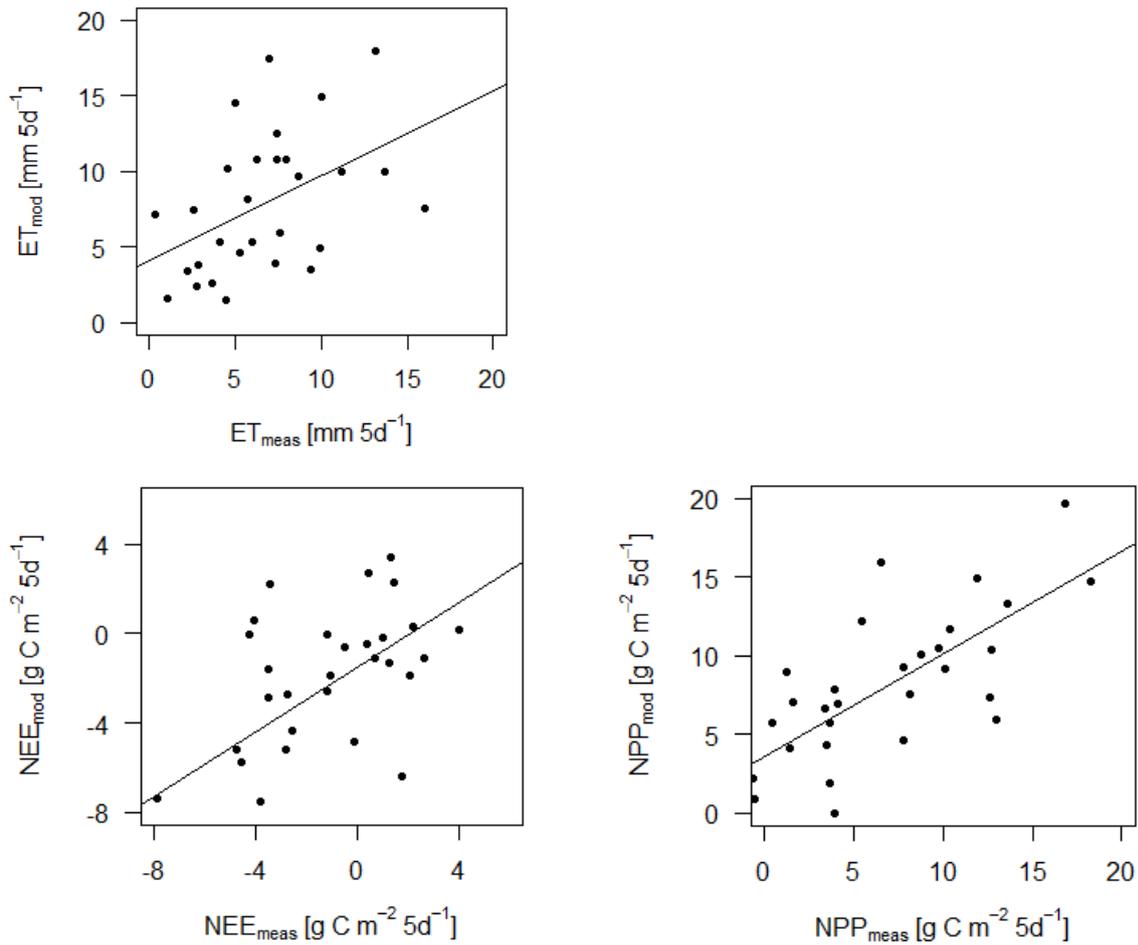


Abbildung C19: Scatterplots der 5-Tagessummen für gemessenes und modelliertes ET, NEE und NPP für LCUG79 Mai bis September 2008

Tabelle C7: Korrelationskoeffizienten für ET, NEE und NPP LCUG79 2007 für 5-Tagessummen und täglich für Mai bis September 2008 und ganzes Jahr 2008

	May - Sep 2008		all 2008	
	daily	5 day sum	daily	5 day sum
NEE _{meas} vs. NEE _{mod}	$r^2 = 0.17$	$r^2 = 0.36$	$r^2 = 0.19$	$r^2 = 0.37$
NPP _{meas} vs. NPP _{mod}	$r^2 = 0.33$	$r^2 = 0.56$	$r^2 = 0.52$	$r^2 = 0.67$
ET _{meas} vs. ET _{mod}	$r^2 = 0.11$	$r^2 = 0.21$	$r^2 = 0.35$	$r^2 = 0.48$

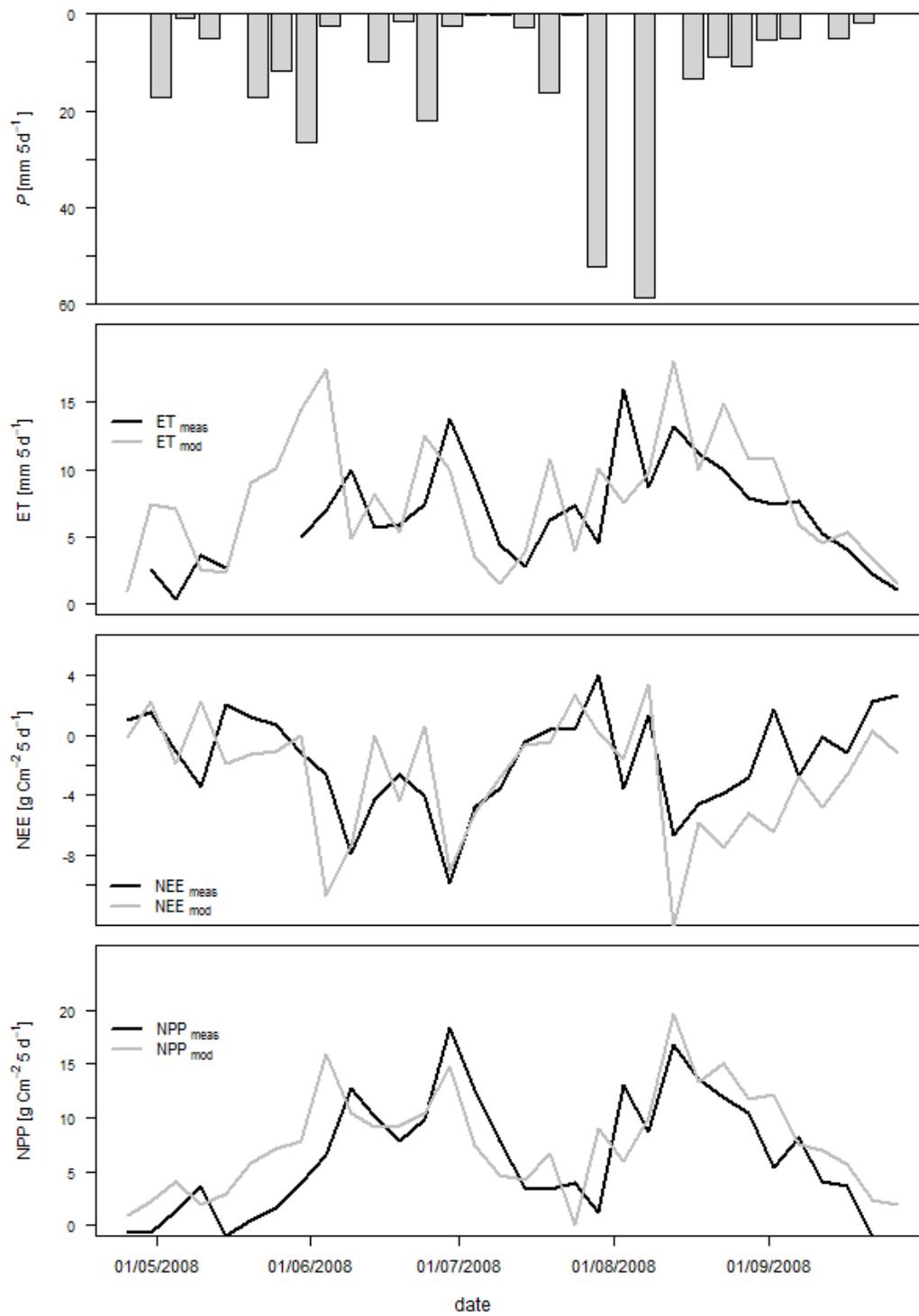


Abbildung C20: 5-Tageswerte für gemessene und modellierte ET, NEE und NPP und Niederschlag (P) Mai bis September 2008

C4 Simulationen mit DDC

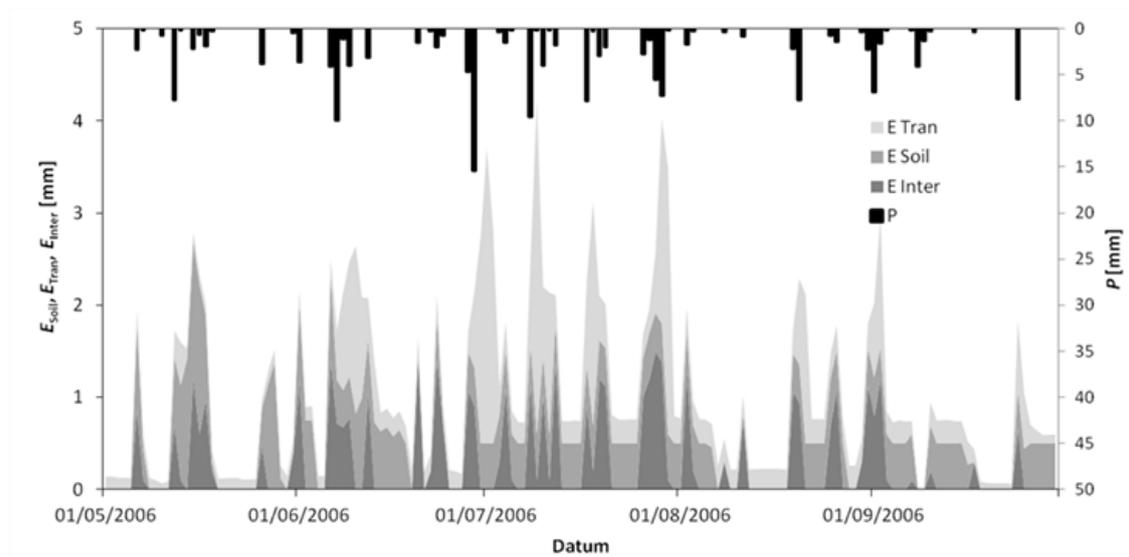


Abbildung C21: Aufteilung der modellierten ET in DAYCENT in Bodenverdunstung (E_{Soil}) Transpiration (E_{Tran}) und Interzeptionsverdunstung (E_{Inter}) und Niederschlag (P) für LCUG79 Mai bis September 2006

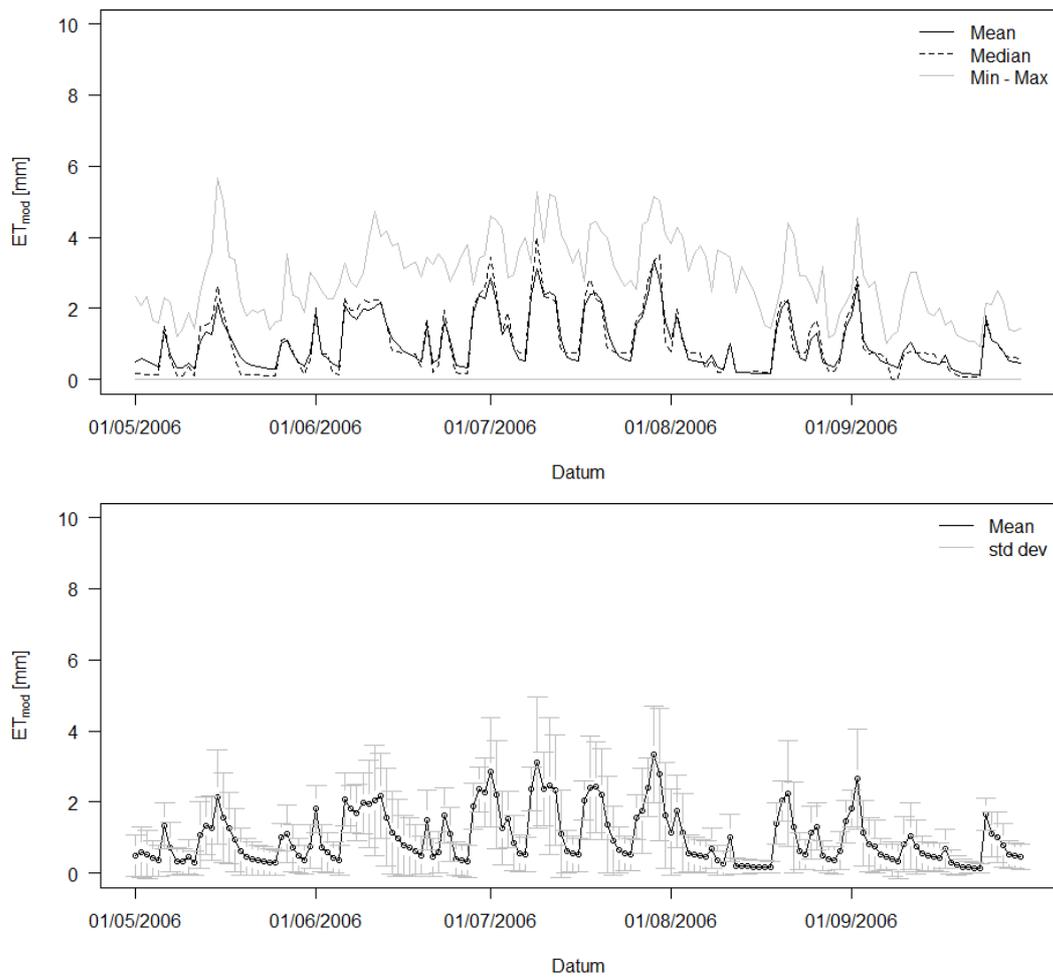


Abbildung C22: Statistische Ergebnisse der Variationen der Inputdaten je Tag, ET, Mai bis September 2006

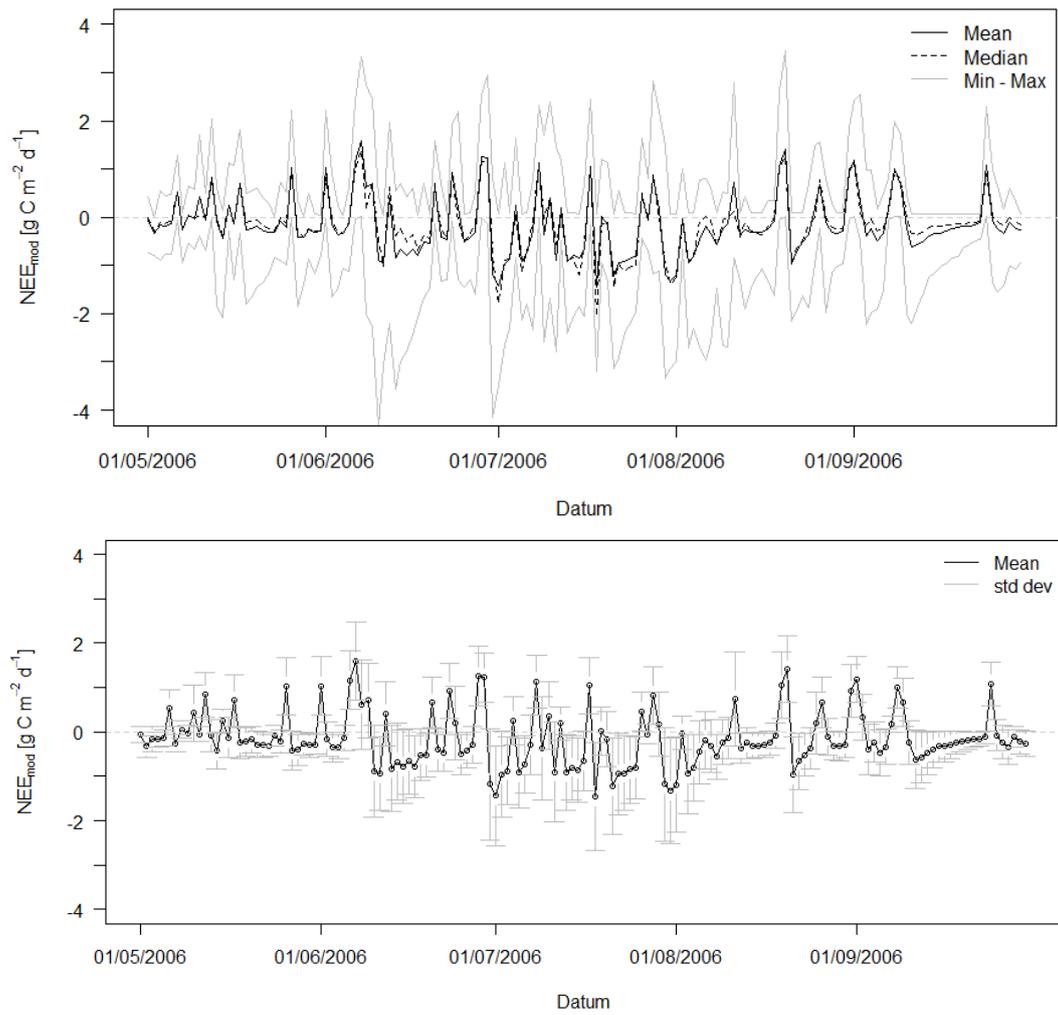


Abbildung C23: Statistische Ergebnisse der Variationen der Inputdaten je Tag, NEE, Mai bis September 2006

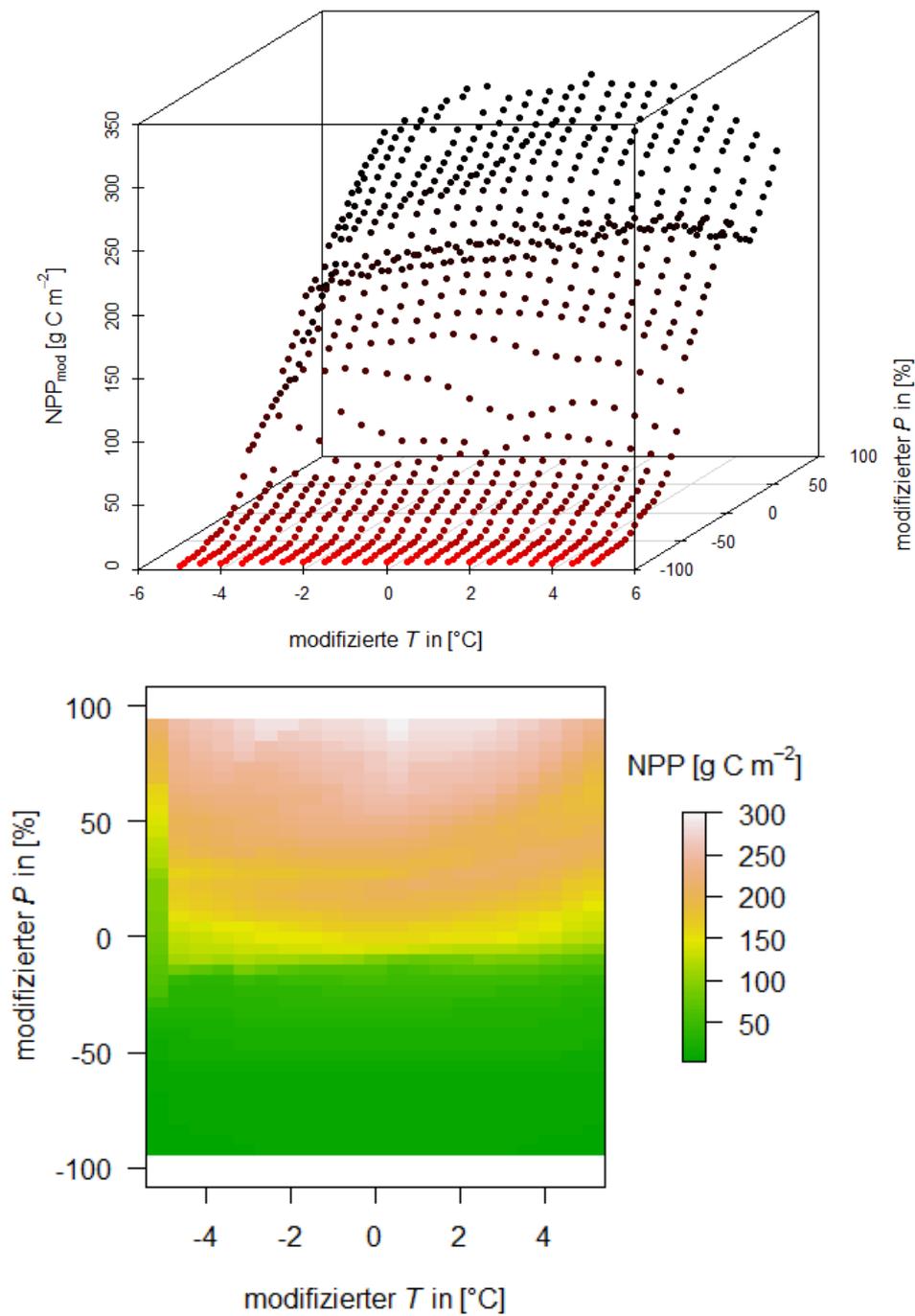
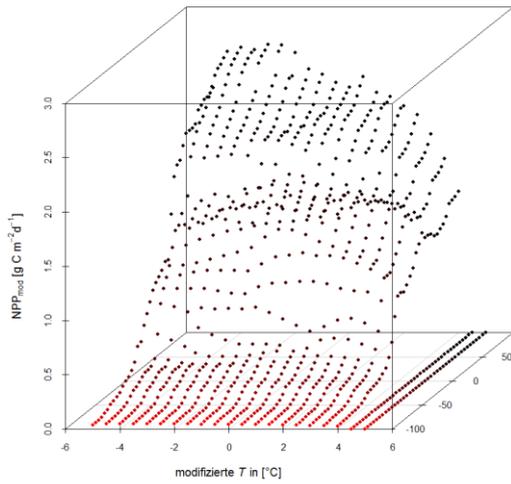


Abbildung C24: Monatssummen der Nettoprimärproduktion (NPP) von Mai bis September unter Variationen von Temperatur (T) (-5°C bis $+5^{\circ}\text{C}$) und Niederschlag (P) (-100% bis 100%) als 3D-Darstellung (oben) und als Rasterdarstellung (unten). Auf Basis der gemessenen Eingangsdaten ist $\text{NPP}_{\text{mod}} = 158.3 \text{ g C m}^{-2}$.

A: 18/06/2006 $NPP_{mod} = 1.16 \text{ g C m}^{-2}$
 org. Input: $T_{max} = 27^\circ\text{C}$, $T_{min} = 8^\circ\text{C}$,
 $P = 0 \text{ mm}$ (seit 5d kein P)



B: 09/09/2006 $NPP_{mod} = 0.01 \text{ g C m}^{-2}$
 org. Input: $T_{max} = 3.4^\circ\text{C}$, $T_{min} = -3^\circ\text{C}$,
 $P = 1.3 \text{ mm}$ (P am Vortag)

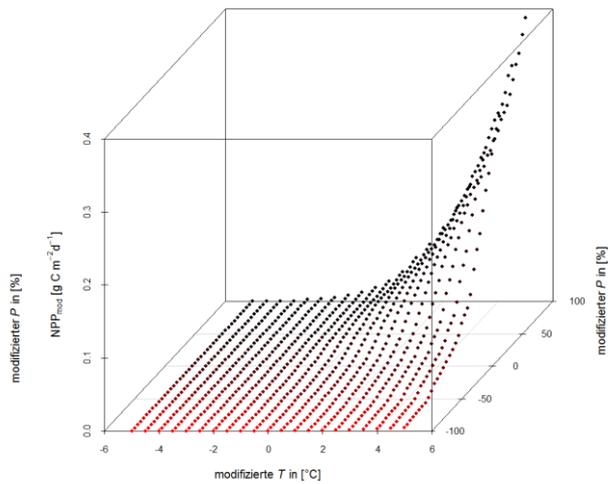
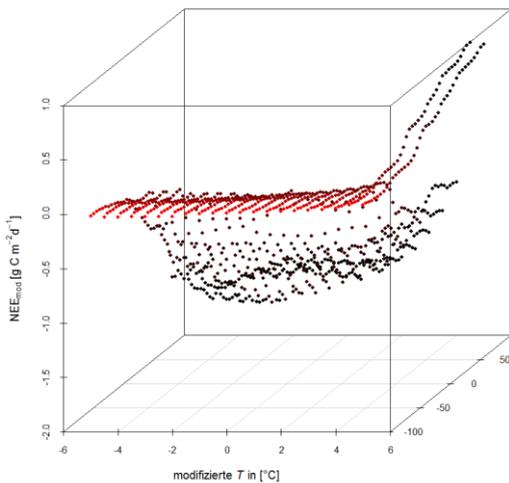


Abbildung C25: Beispieltage, an denen die simulierte Nettoprimärproduktion (NPP_{mod}) mit DAYCENT unter den veränderten Inputdaten dargestellt ist. Jeweils über den einzelnen Graphiken A bis D ist das Datum, mit der ursprünglich simulierten ET und Inputdaten angegeben.

A: 18/06/2006 $NEE_{mod} = -0.84 \text{ g C m}^{-2}$
 org. Input: $T_{max} = 27^\circ\text{C}$, $T_{min} = 8^\circ\text{C}$,
 $P = 0 \text{ mm}$ (seit 5d kein P)



B: 09/09/2006 $NEE_{mod} = 0.83 \text{ g C m}^{-2}$
 org. Input: $T_{max} = 3.4^\circ\text{C}$, $T_{min} = -3^\circ\text{C}$,
 $P = 1.3 \text{ mm}$ (P am Vortag)

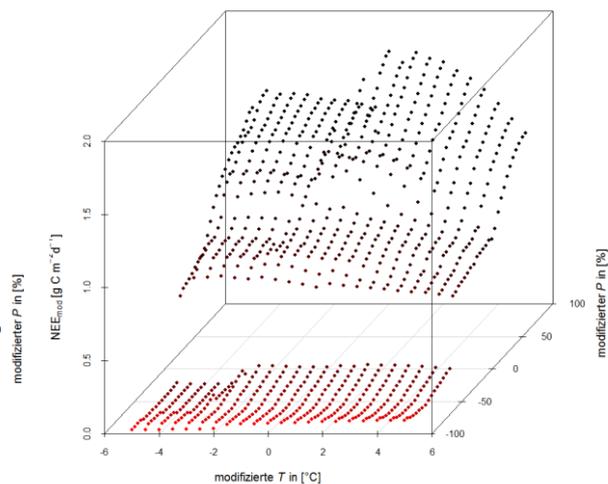


Abbildung C26: Beispieltage, an denen die simulierte Nettoökosystemaustauschs (NEE_{mod}) mit DAYCENT unter den veränderten Inputdaten dargestellt ist. Jeweils über den einzelnen Graphiken A bis D ist das Datum, mit der ursprünglich simulierten ET und Inputdaten angegeben.

Danksagung

Diese Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Hydrologie und Meteorologie an der TU Dresden und während eines Stipendium geförderten Aufenthalts an der University of Aberdeen. Die Arbeit wurde gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) als Teil der Forschergruppe 536 *Matter fluxes in grasslands of Inner Mongolia as influenced by stocking rate* (MAGIM) und durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) als Teil des Projektes *International Water Research Alliance Saxony* (IWAS). Mein Aufenthalt an der University of Aberdeen wurde durch die European Science Foundation (ESF) gefördert.

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. Christian Bernhofer, der mir die Möglichkeit gab diese Arbeit verfassen zu dürfen, mich in seine Arbeitsgruppe in der Professur für Meteorologie aufnahm und mich während der Arbeit betreute. Ich bedanke mich bei Prof. Dr. Karl Auerswald und Dr. Christof Ammann dafür, dass sie sich zur Begutachtung der Arbeit zur Verfügung gestellt haben.

Ich möchte mich bei den Mitarbeitern des Projektes MAGIM bedanken und ihrer ausgezeichnete Forschungsarbeit, die den Rahmen für viele Interpretationen der vorliegenden Arbeit lieferten. Besonders möchte ich mich bei Bettina Ketzner und Lei Wang bedanken, die die EC-Messungen in der Inneren Mongolei betreuten.

Weiterhin möchte ich mich bei David Schaffrath und Thomas Grünwald für das angenehme Arbeitsklima und die gute gemeinsame Arbeit bedanken.

Ein weiterer besonderer Dank gilt Uta Moderow, die meine Arbeit mit Ideenaustausch, einer angenehmen Zusammenarbeit und ihre Hilfsbereitschaft begleitet hat.

Darüberhinaus möchte ich mich bei allen Mitarbeitern der Professur für Meteorologie für die schöne Zeit und das gute Arbeitsklima bedanken.

Des Weiteren möchte ich mich bei Prof. Pete Smith und Dr. Jagadeesh Yeluripati bedanken, die mich während meiner Stipendienzeit betreuten und allen Mitarbeitern in der Umwelt-Modelliergruppe der University of Aberdeen für ein entspanntes Arbeitsumfeld und kontroverse Diskussionen.

Besonderen Dank gilt meinen Freunden und meiner Familie für ihre Geduld und moralische Unterstützung. Meiner Mama möchte ich ganz besonders danken, da sie immer für mich da ist und mich jederzeit unterstützt hat, auch in harten Zeiten. Und Matthias Kuhnert danke ich für seine Unterstützung und sein unermüdliches Verständnis für die Sorgen, die die Doktorandenzeit mit sich bringt.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne die Hilfe anderer Personen angefertigt zu haben. Weiterhin versichere ich, nur frei zugängliche oder lizenzierte Software verwendet zu haben, welche mir im Rahmen einer Anstellung als wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Technischen Universität Dresden und der University of Aberdeen (Scotland, UK) zur Verfügung stand.

Sylvia Vetter

Aberdeen, 14.09.2015