

I Inhaltsverzeichnis

I	Inhaltsverzeichnis	I
II	Abbildungsverzeichnis	II
III	Tabellenverzeichnis	VI
IV	Abkürzungsverzeichnis	VII
V	Zusammenfassung	X
VI	Abstract.....	XI
1	Einleitung	1
1.1	Zielsetzung.....	2
1.2	Grundlagen	2
2	Material und Methoden	6
2.1	Untersuchungsgebiet	6
2.2	Messgeräte und Messaufbau	9
2.2.1	LI-COR 7500	9
2.2.2	YOUNG 81000	10
2.2.3	Meteorologische Messgeräte.....	12
2.2.4	Messaufbau.....	12
2.3	Datenaufbereitung.....	14
2.3.1	Berechnung der Parameter für die Eddy Kovarianz Methode	14
2.3.2	Berechnungen der turbulenten Flüsse	16
2.3.3	Qualitätssicherung	27
2.3.4	Statistik.....	35
3	Ergebnisse.....	36
3.1	Meteorologie	36
3.2	Energiebilanz	40
3.3	Kohlendioxid und Wasserdampfflüsse.....	41
3.3.1	Kohlendioxid und Wasserdampfflüsse an Turm 1 und 2	41
3.3.2	Der Einfluss von Nebel auf die CO ₂ - und H ₂ O _(g) -Flüsse	43
3.3.3	Vergleich der beiden Türme.....	45
3.4	Footprints	50
4	Diskussion	54
5	Fazit und Ausblick.....	60
6	Literatur.....	62
	Anhang	66
	Danksagung	67
	Erklärung	68

II Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1: Schematische Darstellung der Advektion durch ein Volumenelement für homogenes Gelände (a) und für Gelände mit komplexer Topografie (b). Die x-y-Ebene ist definiert als Ensemblemittel des Windvektors und das Kontrollvolumen ist nicht parallel zur mittleren Unterlage.....	4
Abbildung 2.1: Karte des Untersuchungsgebietes YYL in Taiwan.	8
Abbildung 2.2: Messkopf des LI-COR 7500.....	10
Abbildung 2.3: Geräteaufbau des YOUNG 81000, Ansicht von Oben und der Seite.	11
Abbildung 2.4: Eddy Kovarianz Setup an Turm 1 (links) und Turm 2 (rechts) mit den Geräten LI-COR 7500 und YOUNG 81000.	13
Abbildung 2.5: Methodik der doppelten Koordinatenrotation.....	18
Abbildung 2.6: Planar-fit Rotationsmethode.....	20
Abbildung 2.7: Vergleich der verschiedenen Rotationsmethoden mit den nicht rotierten Daten an Turm 2 vom 20.08. bis zum 22.08.06. Oben: nicht rotierte Daten, Mitte: doppelte Koordinatenrotation (schwarze Linie) und Planar-fit Rotation (graue Linie), unten: Planar-fit Rotation (graue Linie) und Planar-fit Rotation eingeteilt nach vier verschiedenen Windrichtungen (schwarze Linie).	21
Abbildung 2.8: Abhängigkeit der vertikalen Windgeschwindigkeit w von der Windrichtung, Turm 1 (oben) und Turm 2 (unten) im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 22.09.06.	22
Abbildung 2.9: Vergleich der verschiedenen Trendeliminierungsverfahren an Turm 2. Auf der x-Achse sind die ungefilterten CO ₂ -Flüsse mit einer Stationarität < 30 % aufgetragen und auf der y-Achse die gefilterten Werte für die gleichen 30 min Intervalle. Linear detrendete Flüsse sind als offene Quadrate und Flüsse, die mit dem Gaußfilter korrigiert wurden als Kreuze dargestellt.	25
Abbildung 2.10: Wasserdampf- und CO ₂ -Fluss an Turm 2 ohne (graue Linie) und mit (schwarze Linie) WPL-Korrektur vom 20.08. bis zum 22.08.06.	27
Abbildung 2.11: Vertikalwindgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Windrichtung im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 22.09.06 mit Sinusregression zur Erkennung der gestörten Windsektoren Turm 1 (links) und Turm 2 (rechts). ..	28
Abbildung 2.12: Abhängigkeit der Vertikalwindgeschwindigkeit w von der Windrichtung vom 05.08. bis zum 22.09.06 an Turm 2 vor der Windrichtungskorrektur mit zwei Maxima bei 135° auf 180°.....	28

Abbildung 2.13: Mittlere CO ₂ -Konzentration an Turm 1 (schwarze Linie) und Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.	29
Abbildung 2.14: Mittlere H ₂ O _(g) -Konzentration an Turm 1 (schwarze Linie) und Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.	29
Abbildung 2.15: Konzentrationskorrektur an Turm 1 und Turm 2 im Untersuchungsgebiet für die CO ₂ - und H ₂ O _(g) -Konzentrationen vom 04.08. bis zum 22.09.06. Oben: Messwerte vor der Korrektur, unten: Messwerte nach der Konzentrationskorrektur.	30
Abbildung 2.16: Schematische Darstellung der Footprintfunktion nach Schmid (1994).	33
Abbildung 2.17: Definition der charakteristischen Parameter des Quellgebietes nach Schmid (1994).....	34
Abbildung 3.1: Windrichtungsverteilung im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 22.09.06.....	37
Abbildung 3.2: Mittlere Windrichtung (schwarze Punkte) in Abhängigkeit von der Tageszeit im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 22.09.06. Die Hauptwindrichtungen werden durch die gestrichelten Linien dargestellt.....	37
Abbildung 3.3: Vertikalwindgeschwindigkeit an Turm 1 (schwarze Linie) und Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet gemittelt über den Zeitraum vom 05.08. bis zum 20.09.06.....	38
Abbildung 3.4: Horizontale Windgeschwindigkeit an Turm 1 (schwarze Linie) und an Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet gemittelt über den Zeitraum vom 05.08. bis zum 20.09.06.....	39
Abbildung 3.5: Mittlerer sensibler (graue Linie) und latenter Wärmestrom (hellgraue Linie), mittlere Energie- (schwarze Linie) und Strahlungsbilanz (dunkelgrau gestrichelte Linie) und mittlerer Bodenwärmestrom (grau gepunktete Linie) vom 04.08. bis zum 20.09.06 im Untersuchungsgebiet an Turm 1.....	41
Abbildung 3.6: Typischer Tagesgang des CO ₂ - und H ₂ O _(g) -Flusses an Turm 1 (schwarze Linie) und Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 20.08 bis zum 22.08.06.....	43
Abbildung 3.7: Gemittelter Tagesgang für die Parameter CO ₂ - und H ₂ O _(g) -Fluss, Globalstrahlung (durchgezogene Linien) und photosynthetisch aktive Strahlung (gestrichelte Linie) zwischen dem 04.08. und dem 20.09.06 an Turm 1 im Untersuchungsgebiet unter nebligen (schwarze Linie) und klaren (graue Linie) Bedingungen.....	44
Abbildung 3.8: Gemittelter Tagesgang für die Parameter Windrichtung, Temperatur und spezifische Feuchte zwischen dem 04.08. und dem 20.09.06 an Turm 1 im	

Untersuchungsgebiet unter nebligen (schwarze Linie / Kreuze) und klaren (graue Linie / Kreise) Bedingungen.....	45
Abbildung 3.9: Vergleich des mittleren CO ₂ -Flusses an Turm 1 (schwarze Linie) mit Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06..	46
Abbildung 3.10: Vergleich des mittleren H ₂ O _(g) -Flusses an Turm 1 (schwarze Linie) mit Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.	46
Abbildung 3.11: Vergleich des mittleren sensiblen Wärmeflusses an Turm 1 (schwarze Linie) mit Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.	47
Abbildung 3.12: Vergleich des mittleren latenten Wärmeflusses an Turm 1 (schwarze Linie) mit Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.	47
Abbildung 3.13: Vergleich der Vertikalwindgeschwindigkeit, horizontalen Windgeschwindigkeit, korrigierten Windrichtung und Schubspannungsgeschwindigkeit von Turm 1 mit Turm 2 im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.	49
Abbildung 3.14: Vergleich der Windrichtungen zwischen Turm 1 und Turm 2 im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.....	49
Abbildung 3.15: Vegetationskarte mit 50 %- und 90 %-Quellgebiet für die Footprints, 19.08.06 um 12:00 Uhr Ortszeit an Turm 1 (schwarzes Quadrat) und Turm 2 (schwarzer Punkt). Die Quellgebiete von Turm 1 sind von links unten nach rechts oben schraffiert und die Quellgebiete von Turm 2 sind von rechts unten nach links oben schraffiert. Chob steht für <i>Chamaecyparis obtusa</i> var. <i>formosana</i> , Chfo für <i>Chamaecyparis formosensis</i> , Crja für <i>Cryptomeria japonica</i> , juv. für juvenile Baumbestände und gem. für eine Mischung aus juvenilen und alten Baumbeständen.....	52
Abbildung 3.16: Vegetationskarte mit 50 %- und 90 %-Quellgebiet für die Footprints, 20.08.06 um 14:30 Uhr Ortszeit an Turm 1 (schwarzes Quadrat) und Turm 2 (schwarzer Punkt). Die Quellgebiete von Turm 1 sind von links unten nach rechts oben schraffiert und die Quellgebiete von Turm 2 sind von rechts unten nach links oben schraffiert. Chob steht für <i>Chamaecyparis obtusa</i> var. <i>formosana</i> , Chfo für <i>Chamaecyparis formosensis</i> , Crja für <i>Cryptomeria japonica</i> , juv. für juvenile Baumbestände und gem. für eine Mischung aus juvenilen und alten Baumbeständen.....	52
Abbildung 3.17: Vegetationskarte mit 50 %- und 90 %-Quellgebiet für die Footprints, 21.08.06 um 17:30 Uhr Ortszeit an Turm 1 (schwarzes Quadrat) und Turm 2	

(schwarzer Punkt). Die Quellgebiete von Turm 1 sind von links unten nach rechts oben schraffiert und die Quellgebiete von Turm 2 sind von rechts unten nach links oben schraffiert. Chob steht für *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana*, Chfo für *Chamaecyparis formosensis*, Crja für *Cryptomeria japonica*, juv. für juvenile Baumbestände und gem. für eine Mischung aus juvenilen und alten Baumbeständen.53

III Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1: Installierte Messgeräte an Turm 1 im Untersuchungsgebiet.....	12
Tabelle 2.2: Planar-fit Koeffizienten und Rotationswinkel.	23
Tabelle 2.3: Klasseneinteilung der Qualitätskriterien Schubspannungsgeschwindigkeit, Stationarität, integrale Turbulenzcharakteristik und Windrichtung.....	31
Tabelle 2.4: Matrizen zur Einteilung der 30 min Intervalle in die Qualitätsklassen 1-4.	32
Tabelle 3.1: Verteilung der CO ₂ - und H ₂ O _(g) -Flüsse auf die vier Qualitätsklassen vom 04.08. bis zum 22.09.06 im Untersuchungsgebiet.	36
Tabelle 3.2: CO ₂ - und H ₂ O _(g) -Fluss, Globalstrahlung, photosynthetisch aktive Strahlung, spezifische Feuchte, Temperatur und Windrichtung unter nebligen und klaren Bedingungen an Turm 1 im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 20.09.06 gemittelt für die Stunden zwischen 12:00 und 21:00 Uhr Ortszeit.	44
Tabelle 3.3: Eingangsparameter und Ergebnisse des Footprintmodells nach Schmid (1994) für Turm 1.....	50
Tabelle 3.4: Eingangsparameter und Ergebnisse des Footprintmodells nach Schmid (1994) für Turm 2.....	51

IV Abkürzungsverzeichnis

a	nächster Punkt des Quellgebietes	[m]
a	eine Konstante	
\bar{c}	mittlere Konzentration einer Stoffbeimengung der Luft	
c'	fluktuierender Anteil einer Stoffbeimengung der Luft	
\bar{c}	Offset-Vektor	[m s ⁻¹]
[CO ₂]	Kohlenstoffdioxidkonzentration	[mmol m ⁻³]
[CO ₂ ']	fluktuierender Anteil der CO ₂ -Konzentration in der Luft	[mmol m ⁻³]
c_p	spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]
d	laterale Ausdehnung des Quellgebietes	[m]
e	entferntester Punkt des Quellgebietes	[m]
f	Footprintfunktion	
F	turbulenter Fluss	[mmol m ⁻² s ⁻¹]
F_{CO_2}	turbulenter Kohlenstoffdioxidfluss	[mmol m ⁻² s ⁻¹]
$F_{H_2O(g)}$	turbulenter Wasserdampffluss	[mmol m ⁻² s ⁻¹]
F_T	Auftriebsstrom	[W m ⁻²]
g	Schwerebeschleunigung	[m s ⁻²]
[H ₂ O _(g)]	Wasserdampfkonzentration	[mmol m ⁻³]
[H ₂ O _(g) ']	fluktuierender Anteil der Wasserdampfkonzentration in der Luft	[mmol m ⁻³]
ITC_w	integrale Turbulenzcharakteristik des Vertikalwindes	
κ	von-Kármán-Konstante	
L	Monin-Obukhov-Länge	[m]
LTER	Taiwan “Long-Term Ecological Research” Programm	
M _a	Molare Masse von trockener Luft	[g mol ⁻¹]
M _v	Molare Masse von Wasserdampf	[g mol ⁻¹]
η	Messgröße, Skalar	
P	Transformationsmatrix	
PAR	photosynthetisch aktive Strahlung	[μmol m ⁻² s ⁻¹]
q	spezifische Feuchte	[mmol m ⁻³]
q'	fluktuierender Anteil der spezifischen Feuchte	[mmol m ⁻³]
Q_E	latenter Wärmestrom	[W m ⁻²]

Q_G	Bodenwärmestrom	[W m ⁻²]
Q_H	sensibler Wärmestrom	[W m ⁻²]
Q_n	Quellbereich	[m ²]
Q_s	Speicherterm	[W m ⁻²]
Q_s^*	Strahlungsbilanz	[W m ⁻²]
ρ_a	Dichte von trockener Luft	[g m ⁻³]
ρ_v	Dichte von Wasserdampf	[g m ⁻³]
σ_w	Standardabweichung der vertikalen Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
σ_v	Standardabweichung der lateralen Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
T	Temperatur	[°C] bzw. [K]
T_s	Schalltemperatur	[K]
T'_s	fluktuierender Anteil der Schalltemperatur	[K]
τ_L	Zeitkonstante des Tiefpassfilters	
u	horizontale Windkomponente	[m s ⁻¹]
u_p	Planar-fit rotierte horizontale Windkomponente	[m s ⁻¹]
u_1	horizontale Windkomponente nach der ersten Rotation	[m s ⁻¹]
u_2	horizontale Windkomponente nach der zweiten Rotation	[m s ⁻¹]
\vec{u}_m	Vektor der gemessenen Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
\vec{u}_p	Vektor der Planar-fit rotierten Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
U	horizontale Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
U'	fluktuierender Anteil der horizontale Windgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
ü. NN	über Normal Null	
v	laterale Windkomponente	[m s ⁻¹]
v_m	gemessene laterale Windkomponente	[m s ⁻¹]
v_p	Planar-fit rotierte laterale Windkomponente	[m s ⁻¹]
v_1	laterale Windkomponente nach der ersten Rotation	[m s ⁻¹]
v_2	laterale Windkomponente nach der zweiten Rotation	[m s ⁻¹]

w	vertikale Windkomponente	[m s ⁻¹]
w_m	gemessene vertikale Windkomponente	[m s ⁻¹]
w_p	Planar-fit rotierte vertikale Windkomponente	[m s ⁻¹]
w_1	vertikale Windkomponente nach der ersten Rotation	[m s ⁻¹]
w_2	vertikale Windkomponente nach der zweiten Rotation	[m s ⁻¹]
w_{Webb}	Vertikalwindgeschwindigkeit nach Webb et al. (1980)	[m s ⁻¹]
w'	fluktuierender Anteil des Vertikalwindes	[m]
WR	Windrichtung	[°]
WWF	World Wide Fund For Nature	
x_m	maximaler Quellpunkt	
(x_m, y_m, z_m)	Messpunkt	
YYL	Yuan Yang Lake	
z	Höhe	[m]
z_B	Bestandeshöhe	[m]
z_m	Höhe der Geräte	[m]
z_v	Verschiebungshöhe	[m]
z_0	Rauhigkeitslänge	[m]
z'	aerodynamische Höhe	[m]
z'/L	dimensionslose Parameter zur Charakterisierung der Stabilitätszustände in der Atmosphäre	

V Zusammenfassung

Vom 04. August bis zum 22. September 2006 wurden über einem subtropischen Bergnebelwald im Nordosten Taiwans CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse mit der Eddy Kovarianz Methode gemessen. Das Untersuchungsgebiet wird durch eine hohe Frequenz von orographischem Nebel charakterisiert. Tagsüber steigen feuchte und warme Luftmassen aus dem Tal den Berghang auf, kühlen ab und führen zu Nebel. Der CO₂- und H₂O_(g)-Fluss wurde an zwei Messtürmen separat erfasst. Der zweite Turm befand sich ca. 200 m hangabwärts vom ersten Messturm entfernt.

Die Energiebilanz war im Untersuchungszeitraum mit -12 W m^{-2} fast vollständig geschlossen. Der CO₂-Fluss schwankte während der siebenwöchigen Feldexperimente an Turm 1 zwischen $-79,8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Deposition) und $50,7 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Emission) und betrug im Mittel $-4,74 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. An Turm 2 schwankte er zwischen $-34,1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ und $26,6 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $-2,98 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Der Wasserdampffluss erreichte Werte von $-7,34 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ bis zu $15,6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $1,71 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ an Turm 1. An Turm 2 erreichte er Werte von $-3,74 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ bis zu $13,1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $1,49 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Die Flüsse wiesen einen typischen Tagesgang auf. Tagsüber fand eine Aufnahme von CO₂ vom Ökosystem, bedingt durch die Photosynthese der Pflanzen, statt. Durch die Respiration der Pflanzen und Bodenorganismen waren positive CO₂-Flüsse in der Nacht zu beobachten. Der H₂O_(g)-Fluss war während der Messperiode aufgrund der stattfindenden Evapotranspiration sowohl am Tage als auch in der Nacht meist positiv, wobei die gemessenen Flüsse tagsüber um ein Vielfaches höher waren als nachts.

Während Nebelperioden wurde der CO₂-Fluss, trotz einer Reduzierung der Globalstrahlung um 64 %, nicht statistisch signifikant kleiner. Daraus folgt, dass die im Untersuchungsgebiet wachsenden Zypressenarten *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* und *Chamaecyparis formosensis* gut an die reduzierten Lichtverhältnisse während Nebel angepasst sind. Des Weiteren waren unter nebligen Bedingungen positive Wasserdampfflüsse zu beobachten. Dies ist ein Zeichen dafür, dass Evapotranspiration auch unter wasserdampfgesättigten Luftverhältnissen auftreten kann.

Ein Vergleich der beiden Türme ergab einen statistisch signifikanten Unterschied zwischen den CO₂-Flüssen. Die CO₂-Flüsse an Turm 2 waren um 27 % geringer als an Turm 1. Im Quellgebiet der gemessenen Flüsse von Turm 2 wächst außer den beiden Zypressenarten noch *Cryptomeria japonica*. *Cryptomeria japonica* weist eine

geringere Photosyntheserate unter den durch Nebel reduzierten Lichtverhältnissen auf. Dies spiegelt sich in einer Reduzierung des CO₂-Flusses im Quellgebiet von Turm 2 wieder. Die Wasserdampfflüsse waren an beiden Türmen gleich. Ein Großteil der Wasserdampfabgabe an die Atmosphäre erfolgte durch Evaporation. Die Transpiration der Pflanzen machte im Untersuchungszeitraum nur einen geringen Anteil am Gesamtwasserdampffluss aus.

VI Abstract

From the 4th of August through the 22th of September 2006 the turbulent vertical fluxes of CO₂ and water vapor were quantified above a subtropical mountain cloud forest in NE Taiwan. The study site is characterized by a high frequency of orographic fog. At daytime, humid air masses are transported uphill and cool down so that condensation leads to fog formation. The CO₂ and water vapor flux were measured separately at two micrometeorological measurement towers. The second tower was positioned 200 m downhill of the first tower.

The energy balance was well closed with -12 W m⁻² during the period of examination. During the seven week experimental field study the CO₂ flux ranged between -79,8 µmol m⁻² s⁻¹ (deposition) and 50,7 µmol m⁻² s⁻¹ (emission) with an average of -4,74 µmol m⁻² s⁻¹ at the first tower. At the second one ranged the CO₂ flux between -34,1 µmol m⁻² s⁻¹ and 26,6 µmol m⁻² s⁻¹ with an average of -2,98 µmol m⁻² s⁻¹. The water vapor flux reached values of -7,34 mmol m⁻² s⁻¹ up to 15,6 mmol m⁻² s⁻¹ with an average of 1,71 mmol m⁻² s⁻¹ at the first tower. At the second tower the water vapor flux reached values of -3,74 mmol m⁻² s⁻¹ to 13,1 mmol m⁻² s⁻¹ with an average of 1,49 mmol m⁻² s⁻¹. The fluxes show a diurnal cycle with CO₂ deposition during daytime representing photosynthetic CO₂ uptake by plants, and positive fluxes during night resulting from respiration. The diurnal pattern of the water vapor flux showed maximum positive values (evapotranspiration) at daytime, and minor positive fluxes during nighttimes.

Limited solar radiation during fog leads to a not statistical significant reduction of the CO₂ flux as compared to clear situations. However, even though the reduction of solar radiation is high (64 %), the *Chamaecyparis* species which grow in the study site are able to perform photosynthesis at a high rate. Under foggy conditions, the water vapor flux is still positive, which might be a sign for transpiration under saturated conditions.

A comparison of the two towers showed a statistical significant difference of the CO₂-fluxes. The CO₂-flux at the second tower was 27 % less than at the first tower. The source area of the second tower is not only covered by *Chamaecyparis* species

but also by *Cryptomeria japonica* which is less adapted to low light regimes under foggy conditions. This leads to a lower total photosynthetic activity in the source area of the second tower. The water vapor fluxes were equal at the two towers. The net water vapor flux has been dominated by the effect of evaporation. The transpiration amounted during the seven week experimental field study only a small part of the net water vapor flux.

1 Einleitung

Der Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration durch anthropogene CO₂-Emissionen verursacht einen Großteil der globalen Erwärmung (IPCC, 2007). Terrestrische Ökosysteme, insbesondere Wälder, die durch eine CO₂-Aufnahme aus der Atmosphäre den Effekt der globalen Erwärmung abschwächen, spielen eine immer größere Rolle in der Forschung (Aubinet et al., 2005).

Die CO₂-Aufnahme von Waldökosystemen wird durch die Differenz von zwei großen Flüssen bestimmt: die Photosynthese (Deposition) und die Respiration (Emission). In diesem globalen Kontext gilt es gerade seltene und stark gefährdete Waldökosysteme, wie die subtropischen Bergnebelwälder, vor der Abholzung und Zerstörung zu schützen. Heutzutage sind Bergnebelwälder eines der am schnellsten verschwindenden Waldökosysteme weltweit (Bruijnzeel, 2001).

Bergnebelwälder werden durch häufiges auftreten von Nebel gekennzeichnet (Stadtmüller, 1987) und kommen vorwiegend in Höhenlagen von 1200 m bis 2500 m ü. NN vor. Sie weisen einen hohen Grad an Biodiversität auf (Beiderwieden, 2007).

Zum Schutz der Bergnebelwälder gibt es die „Tropical Montane Cloud Forest Initiative“ der World Conservation Union, des WWF International, des World Conservation Monitoring Centres und der UNESCO International (Bruijnzeel, 2001). Um Bergnebelwälder effektiver schützen zu können, müssen mehr Informationen über die Standortansprüche sowie die Physiologie der Organismen und den Nährstoff-, Kohlenstoff- und hydrologischen Kreislauf in diesen Ökosystemen gesammelt werden. Obwohl das Ökosystem Bergnebelwald seit mehr als achtzig Jahren erforscht wird, konnten bisher nur wenige dieser Fragen geklärt werden (Bruijnzeel & Veneklaas, 1998). Für das Vorkommen bestimmter Arten in diesen Regionen scheint die hohe Frequenz von Nebel ein Schlüsselfaktor zu sein (Klemm et al., 2006). Ein Anstieg der Temperatur, unter anderem hervorgerufen durch anthropogene CO₂-Emissionen und Landnutzungsänderungen, beeinflusst den globalen und regionalen Wasserkreislauf stark (IPCC, 2007). Der Kondensationspunkt für Wasserdampf in den Bergnebelwäldern wird immer weiter in höhere Regionen verschoben. Das daraus resultierende Fehlen von Nebel im Ökosystem Bergnebelwald hat eine extreme Veränderung der biotischen Faktoren zur Folge (Beiderwieden, 2007). Da Bergnebelwälder oftmals in steilen Regionen mit komplexer Geländetopographie liegen, ist es bis heute nicht gelungen den Gasaustausch von CO₂ und Wasserdampf zwischen Biosphäre und Atmosphäre ausreichend zu erfassen (Bruijnzeel & Veneklaas, 1998).

1.1 Zielsetzung

Ein Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der Bestimmung und Interpretation der CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse, da diese beiden Gase relevant für den Treibhauseffekt sind. Gerade CO₂ spielt im Zeitalter der globalen Erwärmung eine immer bedeutendere Rolle (IPCC, 2007).

Da in dem untersuchten Ökosystem Bergnebelwald Nebel eine wichtige Rolle für das Wachstum der dort vorkommenden Pflanzen spielt (Klemm et al., 2006), wird ein weiterer Schwerpunkt auf den Einfluss von Nebel auf die CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse gelegt. Hierbei werden auch der sensible und latente Wärmestrom, die Temperatur und die Strahlung während nebliger und klarer Wetterlagen betrachtet.

Des Weiteren soll ein Vergleich der turbulenten Flüsse zwischen zwei Messtürmen im Untersuchungsgebiet erfolgen.

1.2 Grundlagen

Um die täglichen lokalen Schwankungen und die jährliche Variabilität des vertikalen Gasaustausches zwischen Biosphäre und Atmosphäre zu bestimmen, ist die Eddy Kovarianz Methode weit verbreitet (Falge et al., 2002; Miglietta et al., 2007). Sie beschreibt die vertikalen turbulenten Flüsse. Die Eddy Kovarianz Methode leitet sich aus der Navier-Stokes-Gleichung für die mittlere Bewegung ab. Die Navier-Stokes-Gleichung für den vertikalen Wind wird durch die Reynolds'sche Zerlegung (Gleichung (1.1)) in eine Gleichung der turbulenten Strömung überführt. Diese Zerlegung erfordert eine Reihe von Festlegungen (Gleichungen (1.2)).

$$w = \bar{w} + w' \quad (1.1)$$

$$\bar{w}' = 0 \text{ und } \bar{c}' = 0 \quad (1.2)$$

$$\bar{w}c = \bar{w}\bar{c} + \bar{w}'\bar{c}'$$

$$\bar{\bar{w}}\bar{c} = \bar{w}\bar{c}$$

$$\bar{a}\bar{w} = \bar{a}\bar{w}$$

$$\bar{w} + \bar{c} = \bar{w} + \bar{c}$$

mit

\bar{w} = mittlerer Vertikalwind [m s⁻¹]

w' = fluktuierender Anteil des Vertikalwindes [m s⁻¹]

\bar{c} = mittlere Konzentration einer Stoffbeimengung der Luft [mmol m⁻³]

c' = fluktuierender Anteil einer Stoffbeimengung der Luft [mmol m⁻³]

a = eine Konstante

Nach den Reynolds'schen Postulaten entspricht der totale Fluss bei verschwindendem Mittelwert des Vertikalwindes gerade der Kovarianz (Foken, 2006).

Des Weiteren müssen bei der Herleitung der Methode folgende Abschätzungen und Vereinfachungen angenommen werden. Nach der Boussinesq-Approximation können Dichteschwankungen der Luft vernachlässigt werden. In der atmosphärischen Grenzschicht wird die Gleichung weiter vereinfacht. Der Einfluss der Corioliskraft kann in der Bodenschicht vernachlässigt werden, wenn das betrachtete Phänomen relativ kleinräumig ist. Zusätzlich muss die Kontinuitätsgleichung gültig sein. Eine Schließung der Energiebilanz (Gleichung (1.3)) ist Voraussetzung, da es sonst zur Speicherung bzw. Freisetzung von Energie kommt, was Fehler in der Flussmessung verursacht.

$$-Q_s^* = Q_H + Q_E + Q_G + \Delta Q_s \quad (1.3)$$

mit

Q_s^* = Strahlungsbilanz [W m⁻²]

Q_H = sensibler Wärmestrom [W m⁻²]

Q_E = latenter Wärmestrom [W m⁻²]

Q_G = Bodenwärmestrom [W m⁻²]

Q_s = Speicherterm [W m⁻²]

Positive Vorzeichen sind hier als eine Energieabfuhr von der Erdoberfläche definiert. Des Weiteren ist die Taylor Hypothese fundamental für die Eddy Kovarianz Methode. Sie besagt, dass die Turbulenz als „eingefroren“ mit dem Wind transportiert wird (Foken, 2006). Daraus folgt, dass Messungen an einem Punkt als Funktion der Zeit die gleichen Ergebnisse wie viele spontane Messungen an verschiedenen Punkten im Raum liefern.

Für die Anwendung der Eddy Kovarianz Methode muss das turbulente Regime in der Atmosphäre gut entwickelt sein, da sonst Advektion auftritt (Abbildung 1.1) und es zu einer Unterschätzung des Stoffaustausches bei der Eddy Kovarianz Methode kommt. Ebenfalls müssen Stationarität und horizontale Homogenität der Unterlage

vorhanden sein (Foken, 2006).

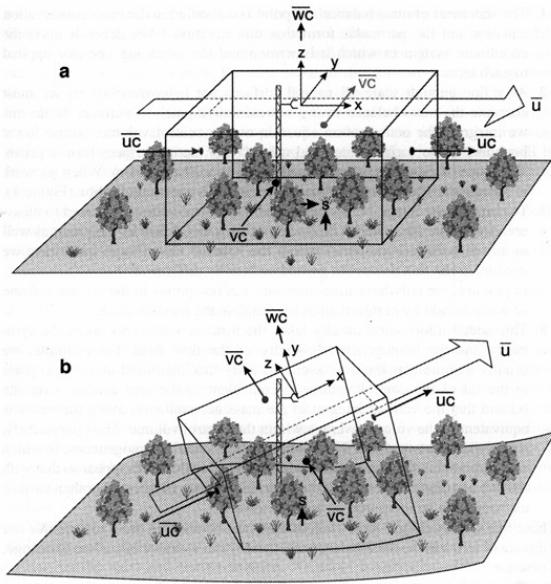


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung der Advektion durch ein Volumenelement für homogenes Gelände (a) und für Gelände mit komplexer Topografie (b). Die x-y-Ebene ist definiert als Ensemblemittel des Windvektors und das Kontrollvolumen ist nicht parallel zur mittleren Unterlage

Quelle: Finnigan et al. (2003) in Foken (2006).

Sind all diese Voraussetzungen erfüllt, so kann der Stoffaustausch zwischen Biosphäre und Atmosphäre mit folgender Gleichung (1.4) bestimmt werden.

$$F = \overline{w' c'} \quad (1.4)$$

Äquivalent dazu wird der Kohlenstoffdioxidfluss mit

$$F_{CO_2} = \overline{w' [CO_2]'}, \quad (1.5)$$

der Wasserdampffluss mit

$$F_{H_2O(g)} = \overline{w' [H_2O(g)]'}, \quad (1.6)$$

der Auftriebsstrom mit

$$F_T = \overline{w' T_s'}, \quad (1.7)$$

der Fluss sensibler Wärme mit

$$Q_H = c_p \rho \overline{w' T'_s} \quad (1.8)$$

und der Fluss latenter Wärme mit

$$Q_E = \overline{w' q'} \quad (1.9)$$

mit

w' = fluktuierender Anteil des Vertikalwindes [m s⁻¹]

[CO₂]' = fluktuierender Anteil der CO₂-Konzentration in der Luft [mmol m⁻³]

[H₂O_(g)]' = fluktuierender Anteil der H₂O_(g)-Konzentration in der Luft [mmol m⁻³]

T'_s = fluktuierender Anteil der Schalltemperatur [K]

c_p = spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck [1004 J kg⁻¹ K⁻¹]

ρ = Luftdichte [kg m⁻³]

q' = fluktuierender Anteil der spezifischen Feuchte [kg kg⁻¹]

berechnet.

2 Material und Methoden

2.1 Untersuchungsgebiet

Vom 4. August bis zum 22. September 2006 wurden über einem subtropischen Bergnebelwald im Nordosten von Taiwan Kohlendioxid- und Wasserdampfflüsse gemessen. Die mikrometeorologischen Untersuchungen fanden an zwei Messtürmen in einer Zypressenplantage statt.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Nordosten Taiwans im Bezirk Hsinchu (Abbildung 2.1). In der Nähe des Untersuchungsgebietes liegt das Naturschutzgebiet Yuan Yang Lake (YYL) (24°35'N, 121°25'E) auf einer Höhe von 1650 bis 2423 m ü. NN (Rees et al., 2006). Das Klima in dieser Region ist gemäßigt und sehr feucht. Die durchschnittliche Jahrestemperatur beträgt 13 °C. Die Solarstrahlung ist gering, wohingegen Niederschlag (Jahressumme > 4000 mm) und Luftfeuchtigkeit hohe Werte aufweisen. Es tritt sehr häufig Nebel auf (z. B. 38 % der Zeit im Jahre 2003) (Chang et al., 2006). Der YYL befindet sich im Wassereinzugsgebiet des Tahan-Flusses. Im Jahr 1986 wurden 374 ha um den YYL vom „Council of Agriculture Taiwan“ zum Naturschutzgebiet erklärt. Seit 1992 ist der YYL eines von sechs Untersuchungsgebieten des Taiwan „Long-Term Ecological Research (LTER)“ Programms. Das LTER wird vom „Taiwan National Science Council“ in Kooperation mit dem „Taiwan Forestry Research Institute“, verschiedenen Universitäten und dem „Institute of Botany of the Academia Sinica“ in Taipei finanziell gefördert. Das Ziel ist es durch das LTER ökologische und hydrologische Prozesse sowie Nährstoffflüsse zu erforschen und Daten für das „global change“ Programm zu erheben (Klemm et al., 2006).

In der Umgebung des Sees hat sich ein Altbestand aus *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* ausgebildet (Chou et al., 2000). Neben *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* wächst in dem Wald *Chamaecyparis formosensis*. *Rhododendron formosanum* dominiert die Strauchschicht. Bedingt durch die hohe Luftfeuchtigkeit und den Nebel gibt es in dieser Region einen großen Anteil an Epiphyten, Moosen und Lebermoosen (Klemm et al., 2006).

In den 1960er Jahren wurden außerhalb des Naturschutzgebietes Teile des Altbestandes abgeholt. Es kam in diesen Bereichen zur natürlichen Verjüngung durch die Samen weniger Altbäume. Eine Fläche von 1 ha dieser Plantage wurde im Jahr 2002 als Untersuchungsgebiet für Langzeitforschungen zur Quantifizierung biogeochemischer Kreisläufe ausgewiesen (Chang et al., 2006). Die Zypressen haben dort eine Baumhöhe von 11 m bis 13 m und bilden durch ihre geschlossenen

Baumkronen eine relativ homogene Unterlage, die für mikrometeorologische Messungen gut geeignet ist (Klemm et al., 2006). Die topographischen Gegebenheiten des Gebietes (15° Hangneigung nach Südosten) begünstigen die Entstehung von orographischem Nebel: tagsüber herrschen Talwinde (SE-Winde), die warme und feuchte Luftmassen aus dem Tal heranbringen. Durch den adiabatischen Aufstieg kühlte die Luft ab, Wasserdampf kondensiert und es tritt Nebel auf. Nachts kehrt sich das Windregime um und wird geprägt durch nordwestliche Bergwinde ohne Nebelereignisse. Die hohe Frequenz von Nebel ist ein entscheidender Faktor für das Vorkommen von *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* in dieser Region (Beiderwieden et al., 2007).

Seit 2002 steht ein Turm für mikrometeorologische Messungen auf 24°35'28,15''N, 121°24'56,02''E, 1683 m ü. NN mit einer Höhe von 23,70 m am nordwestlichen Ende der Plantage. Im Sommer 2006 wurde ein zweiter Messturm auf 24°35'23,03''N, 121°25'01,44''E, 1629 m ü. NN, hangabwärts in südöstlicher Richtung vom ersten Turm, errichtet. Der zweite Messturm ist 28 m hoch und 219 m Luftlinie vom ersten Turm entfernt. Die mittlere Baumhöhe an Turm 1 beträgt 13,70 m und an Turm 2 11,20 m.

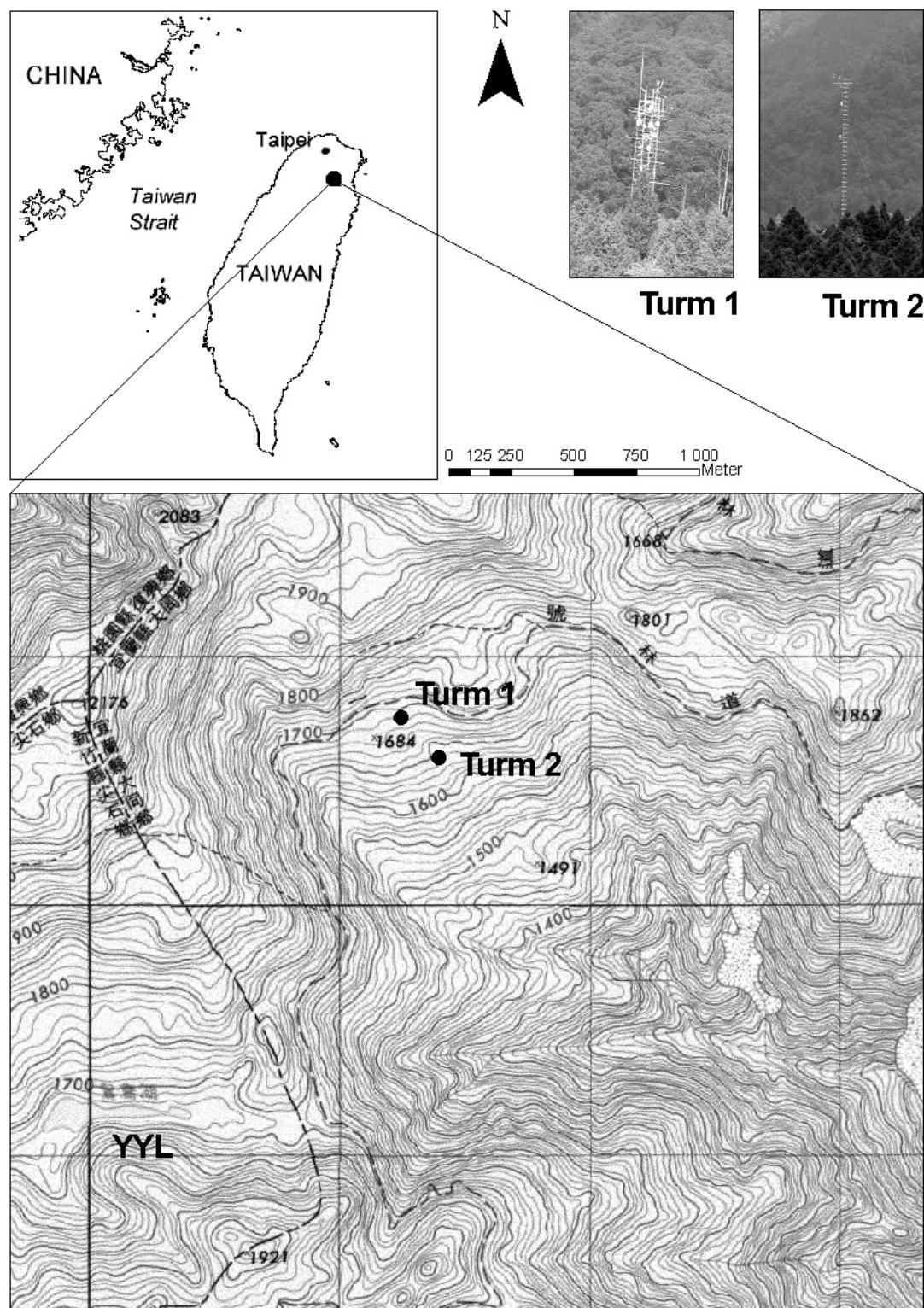


Abbildung 2.1: Karte des Untersuchungsgebietes YYL in Taiwan.

2.2 Messgeräte und Messaufbau

Zur Messung der vertikalen turbulenten Flüsse von CO₂ und Wasserdampf wurde an beiden Messtürmen ein Eddy Kovarianz Setup installiert.

Die Messungen an Turm 1 fanden vom 04. August 2006 16:30 Uhr Ortszeit bis zum 20. September 2006 21:30 Uhr Ortszeit statt. An Turm 2 begannen die Messungen am 05. August 2006 um 13:00 Uhr Ortszeit und endeten am 22. September 2006 um 9:30 Uhr Ortszeit.

Das Eddy Kovarianz Setup bestand jeweils aus einem Ultraschallanemometer YOUNG 81000 und einem CO₂ / H₂O-Gasanalysator LI-COR 7500. Zusätzlich wurden an Turm 1 Nebelflüsse mit dem FM-100 Fog Droplet Spectrometer gemessen, Nebelproben gesammelt und meteorologische Parameter erfasst.

2.2.1 LI-COR 7500

Das LI-COR 7500 ist ein Infrarot „open path“ Gasanalysator (LI-COR Inc., 2000). Mit ihm können die CO₂- und H₂O_(g)-Konzentrationen in der Atmosphäre bestimmt werden. Durch die hohe Messauflösung von bis zu 20 Hz ist das LI-COR 7500 optimal für Eddy Kovarianz Messungen geeignet. Das Messprinzip basiert auf dem Zusammenhang zwischen Infrarotabsorption und Konzentration eines Stoffes in der Luft. Die Messung erfolgt auf einer 12,5 cm langen, offenen Messstrecke (Abbildung 2.2). Auf der einen Seite des Messpfades befindet sich eine Infrarotquelle. Die emittierte Infrarotstrahlung wird auf der anderen Seite des LI-COR-Kopfes von einem Blei-Selen-Detektor erfasst. Die Infrarotstrahlung wird auf der Messstrecke von den in der Atmosphäre vorhandenen Gasmolekülen (CO₂ und H₂O) absorbiert. Am Detektor wird registriert, wie viel Strahlung noch ankommt und intern in eine Spannung von 0 V bis 5 V umgerechnet. Die Absorption von CO₂ und Wasserdampf findet bei Wellenlängen von 4,26 µm und 2,59 µm statt. Wichtig hierbei ist, dass die Infrarotabsorption von CO₂ durch den Wasserdampf in der Atmosphäre beeinflusst wird. Zur Berechnung des CO₂ Gehaltes wird die gemessene Wasserdampfkonzentration im LI-COR 7500 mit einbezogen. Dies hat zur Folge, dass bei Messfehlern des Wasserdampfes die CO₂-Konzentration ebenfalls falsch ermittelt wird.

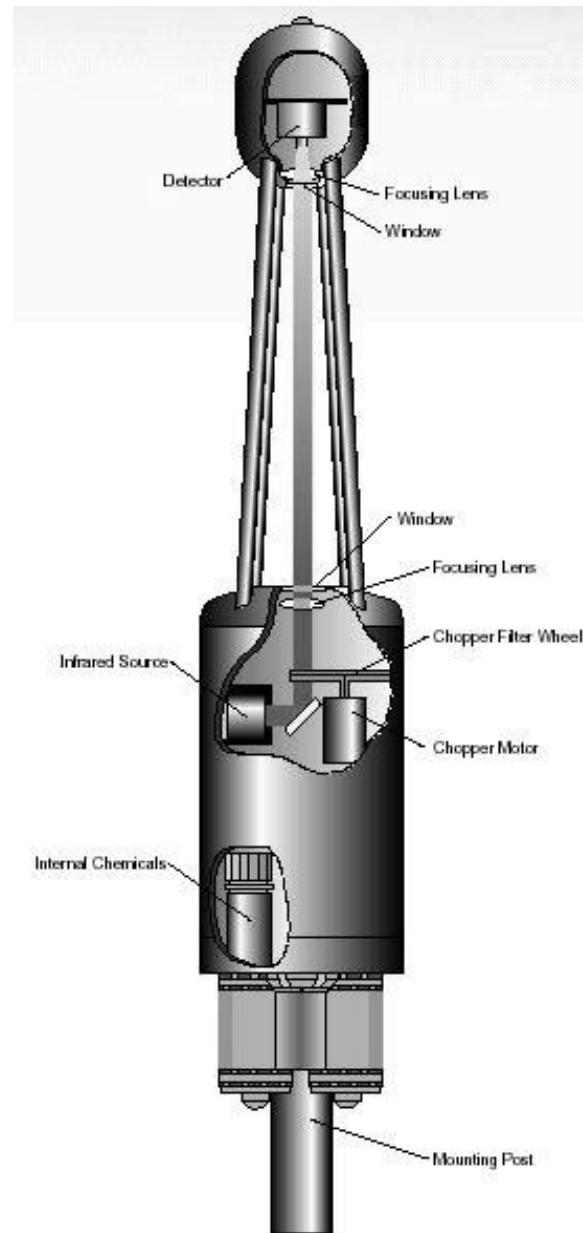


Abbildung 2.2: Messkopf des LI-COR 7500.
Quelle: www.licor.com.

2.2.2 YOUNG 81000

Das YOUNG 81000 ist ein Ultraschallanemometer (YOUNG Company, 2003). Mit ihm können die dreidimensionale Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Schalltemperatur erfasst werden. Die Windgeschwindigkeit kann in einem Wertebereich von 0 m s^{-1} bis $40 \text{ m s}^{-1} \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$, die Windrichtung von $0,0^\circ$ bis $359,9^\circ \pm 0,1^\circ$ und die Schalltemperatur von -50 bis $+50^\circ \text{C}$ mit $\pm 0,01^\circ \text{C}$ gemessen werden. Das YOUNG 81000 misst mit einer Frequenz von 4 Hz bis zu 32 Hz, dadurch ist das Gerät für Eddy Kovarianz Messungen geeignet. Das Messprinzip basiert auf der Beschleunigung bzw. Abbremsung der Schallgeschwindigkeit durch

den Wind in Abhängigkeit von der Temperatur. Das YOUNG 81000 hat sechs Ultraschallsender, die gleichzeitig auch Empfänger sind (Abbildung 2.3). Drei Sender / Empfänger liegen jeweils drei Sendern / Empfängern gegenüber. Die Messstrecke beträgt jeweils ca. 15 cm. Das Ultraschallsignal wird vom unteren Sender abgegeben und vom oberen, diagonal gegenüberliegenden Empfänger empfangen. Der Ultraschall wird zusätzlich in die entgegengesetzte Richtung ausgestrahlt. Auf der Messstrecke wird die Schallgeschwindigkeit durch den Wind abgebremst bzw. beschleunigt. Dies geschieht in drei räumlichen Richtungen. Aus der Differenz der Geschwindigkeit werden intern im Gerät die drei Windvektoren u , v und w berechnet. Da die Schallgeschwindigkeit von der Temperatur T abhängt, kann diese ebenfalls bestimmt werden.

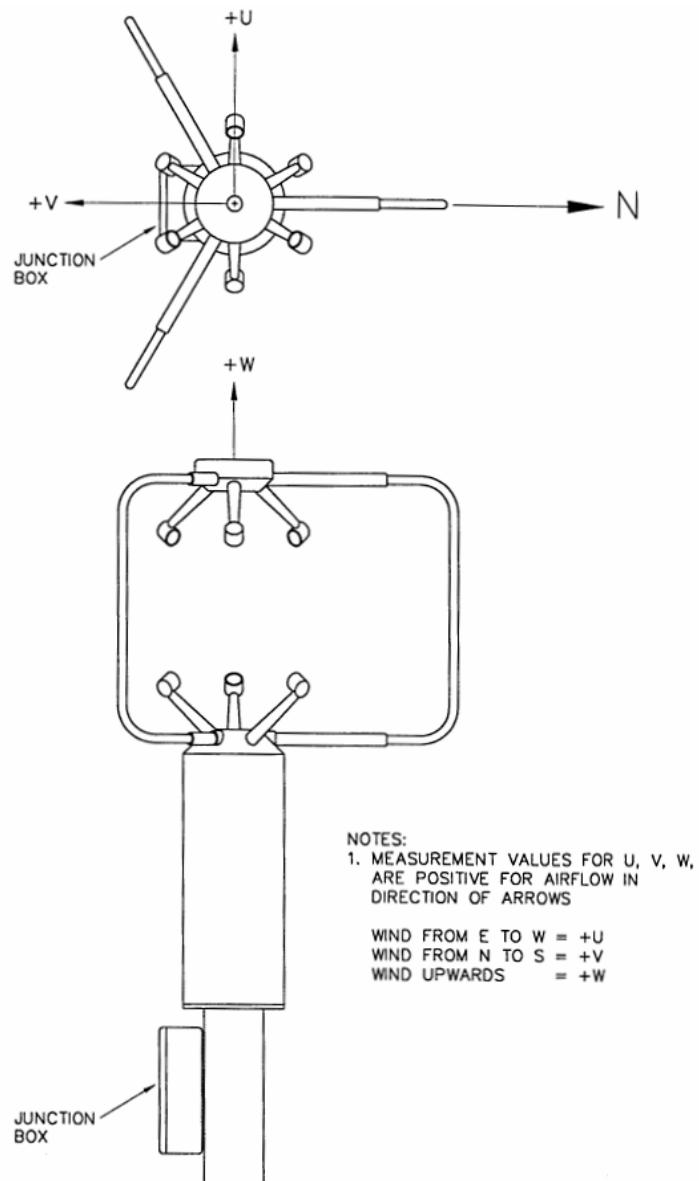


Abbildung 2.3: Geräteaufbau des YOUNG 81000, Ansicht von Oben und der Seite.
Quelle: YOUNG Company, YOUNG 81000.

2.2.3 Meteorologische Messgeräte

Zur Bestimmung der Sichtweite war während der Messperiode an Turm 1 ein MIRA visibility sensor 3544 der Firma Aanderra Instruments installiert. Die langwellige und kurzwellige Ein- und Ausstrahlung wurde mit einem CNR-1 der Firma Kipp & Zonen und die relative Luftfeuchte und Temperatur mit einem YOUNG 43408 der Firma Young erfasst. Die photosynthetisch aktive Strahlung (PAR) wurde mit dem Quantum Sensor LI-190SB der Firma LI-COR und der Bodenwärmestrom mit dem Wärmesensor HPF01 von HUKSEFLUX gemessen. Die verschiedenen Höhen in denen die Messgeräte installiert waren, sind Tabelle 2.1 zu entnehmen. Zusätzlich wurden noch Luftdruck und Niederschlag aufgezeichnet.

Tabelle 2.1: Installierte Messgeräte an Turm 1 im Untersuchungsgebiet.

Firma	Modell	Messhöhe [m]	Sensor	Parameter
LI-COR	LI-190SB	23,55	Quantum Sensor	photosynthetisch aktive Strahlung
R.M. Young	Young 43408	23,55	Temperature & Humidity Sensor	Temperatur & Luftfeuchte
Kipp & Zonen	CNR-1	22,5	Net Radiometer	Netto Strahlung ($Q_{up}/Q_{dn}/L_{up}/L_{dn}$)
Aanderra Instruments	Mira3544	22,05	Visibility sensor	Sichtweite
Hukseflux	HPF01	-0,1	Termal Sensor	Bodenwärmestrom

2.2.4 Messaufbau

An Turm 1 wurden das LI-COR 7500 und das YOUNG 81000 in einer Höhe von 23,40 m installiert (Abbildung 2.4). Das YOUNG 81000 wurde mit der offenen Seite nach Südosten ausgerichtet, damit das Windfeld durch die Halterungen der Sensoren möglichst wenig gestört wird. Der LI-COR-Kopf war nach Nordosten ausgerichtet und um 13° geneigt. Das Eddy Kovarianz Setup wurde an Turm 2 in einer Höhe von 25,70 m in Richtung Nordost montiert (Abbildung 2.4). Der LI-COR-Kopf war nach Nordosten ausgerichtet und um einen Winkel von 45° geneigt. Die geneigte Anbringung des LI-COR-Kopfes begünstigt das Ablaufen von Niederschlagswasser und verhindert somit teilweise Messausfälle bei Starkniederschlägen. An beiden Ultraschallanemometern waren Abtropfnasen angebracht, die ebenfalls eine Störung der Messstrecke durch sich sammelnde Regentropfen verhindern sollten. An Turm 2 wurde am 18. August 2006 das

Ultraschallanemometer auf Grund eines Gerätefehlers ausgetauscht.

Das LI-COR 7500 wurde so programmiert, dass eine Spannungsausgabe von 0 V einer CO₂-Konzentration von 8 mmol m⁻³ und 5 V einer CO₂-Konzentration von 23 mmol m⁻³ entsprachen. Eine Spannung von 0 V entsprach einer H₂O_(g)-Konzentration von 0 mmol m⁻³ und 5 V entsprachen 2500 H₂O mmol m⁻³.

Das LI-COR 7500 wurde über das YOUNG 81000 mit einem Computer ausgelesen. Hierfür wurde im LI-COR 7500 das Messsignal von einem digitalen in ein analoges Signal umgewandelt und zum YOUNG 81000 weitergeleitet. Das Ultraschallanemometer hat zwei Eingänge für eine Spannung von 0 V bis zu 5 V, an die das LI-COR 7500 angeschlossen wurde. Im YOUNG 81000 wurde das Signal wieder von analog zu digital umgewandelt und in einem Spannungsbereich von 0 V bis 4 V analog ausgegeben. Dabei wurde intern die ankommende Spannung vom LI-COR 7500 mit einem Faktor von 1,25 multipliziert (z. B. eingehende Spannung 2500 mV = serielle Ausgabe von 2000 mV, Umrechnung im Ultraschallanemometer: 2000 · 1,25 = 2500 mV). Durch die Umwandlung des Messsignals im YOUNG 81000 kann es zu kleinen Fehlern in der Datenübertragung kommen, da das YOUNG 81000 nicht exakt 4 V ausgibt sondern einen Fehler von $\pm 0,1\%$ zulässt (YOUNG Company, 2003).

Die Messdaten wurden an Turm 1 mit einer Frequenz von 12,5 Hz auf einem Notebook aufgezeichnet. Hierfür wurde das Programm Aquisio der Arbeitsgruppe Klimatologie, Institut für Landschaftsökologie der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster verwendet. An Turm 2 wurden die Daten mit einer Frequenz von 10 Hz und dem Programm YoungAcqui der Arbeitsgruppe Klimatologie auf einem Computer erfasst. Das Aufzeichnungsintervall betrug an beiden Türmen 30 min. Gemessen wurden die Parameter Zeit, u , v , w , T , [CO₂] und [H₂O_(g)].

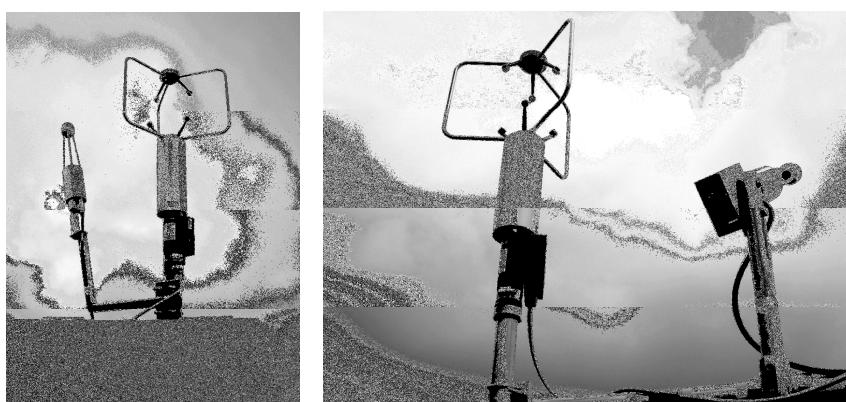


Abbildung 2.4: Eddy Kovarianz Setup an Turm 1 (links) und Turm 2 (rechts) mit den Geräten LI-COR 7500 und YOUNG 81000.

2.3 Datenaufbereitung

Die aufgezeichneten Rohdaten wurden in Konzentrationen umgerechnet. Hierbei erfolgte die erste Qualitätskontrolle. Messwerte, bei denen das YOUNG 81000 einen Fehlercode ausgegeben hat, wurden direkt gelöscht. Die Messwerte von den drei Windvektoren u , v und w und der CO₂- und H₂O_(g)-Konzentration wurden auf Plausibilität überprüft. Wertebereiche von $-15 < u < +15 \text{ m s}^{-1}$, $-15 < v < +15 \text{ m s}^{-1}$, $-5 < w < +5 \text{ m s}^{-1}$, $-9 < \text{CO}_2 < 19 \text{ mmol m}^{-3}$ und $200 < \text{H}_2\text{O}_{(g)} < 1800 \text{ mmol m}^{-3}$ scheinen nicht realistisch zu sein. Alle Werte die außerhalb des Plausibilitätsbereiches lagen, wurden in einer Statusdatei angezeigt und manuell entfernt.

2.3.1 Berechnung der Parameter für die Eddy Kovarianz Methode

Um die Eddy Kovarianz Methode durchführen und fachlich sinnvolle Aussagen treffen zu können, wurden folgende Parameter berechnet:

- Die mittleren Windvektoren u , v und w ,
- die horizontale Windgeschwindigkeit U und Windrichtung WR ,
- Minimum, Maximum und Mittelwert der Temperatur T , CO₂- und H₂O_(g)-Konzentration,
- die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* als Geschwindigkeit für den Impulstransport zur Charakterisierung der Turbulenzausprägung in der Atmosphäre (Goulden et al., 1996)

$$u_* = \sqrt{-\overline{w'U'}}, \quad (2.1)$$

- die Kovarianz aus w und der horizontalen Windgeschwindigkeit, Temperatur, der CO₂- und H₂O_(g)-Konzentration,
- die Vertikalwindgeschwindigkeit nach Webb et al. (1980) w_{Webb} ,
- die integrale Turbulenzcharakteristik ITC_w des Vertikalwindes zur Charakterisierung des Turbulenzzustandes integral über alle Frequenzen (Foken, 2006) und die Abweichung der erfassten ITC_w vom Modellwert

$$ITC_w = \frac{\sigma_w}{u_*} = \frac{\sqrt{\overline{w'^2}}}{u_*} \quad (2.2)$$

mit

σ_w = Standardabweichung der vertikalen Windgeschwindigkeit [m s⁻¹],

- die Varianzen der Parameter u , v , w , T , CO₂ und H₂O_(g) in 5 min Intervallen,
- die Monin-Obukhov-Länge L

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \frac{g \cdot Q_H}{T \cdot \rho \cdot c_p}} \quad (2.3)$$

mit

u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit [m s⁻¹]

Q_H = sensibler Wärmestrom [W m⁻²]

κ = von-Kármán-Konstante

g = Schwerkraftbeschleunigung [m s⁻²]

ρ = Luftdichte [kg m⁻³]

c_p = spezifische Wärme bei konstantem Druck [J kg⁻¹ K⁻¹]

T = Temperatur [K],

- die Rauhigkeitslänge z_0

$$z_0 = \frac{z}{e^{\frac{u(z)\kappa}{u_*}}}, \quad (2.4)$$

mit

z = Höhe [m]

und

- der dimensionslose Parameter z'/L zur Charakterisierung des Stabilitätszustandes in der Atmosphäre (Foken, 2006). Hierfür wurde die aerodynamische Höhe z' für die Setups an beiden Messtürmen bestimmt. Die aerodynamische Höhe wurde aus der Höhe der Geräte z_m minus der Verschiebungshöhe ($z_V = 2/3$ der Bestandeshöhe z_B) berechnet. An Turm 1 beträgt die aerodynamische Höhe 14,27 m und an Turm 2 18,23 m. Wolff (2006) hat durch Messungen des Windprofils an Turm 1 eine Verschiebungshöhe von 8,02 m ermittelt. Dieses Ergebnis weicht um +1,11 m von der zuvor geschätzten Verschiebungshöhe ab. Es sind allerdings keine Daten über das Windprofil an Turm 2 vorhanden. Damit die berechnete Stabilität an beiden Türmen vergleichbar ist, wird in dieser Arbeit für beide Türme die geschätzte Verschiebungshöhe verwendet.

Diese Parameter wurden jeweils für alle 30 min Intervalle berechnet. Die weiteren Details werden in Kapitel 2.3.2 erläutert.

2.3.2 Berechnungen der turbulenten Flüsse

Um die turbulenten Flüsse mittels der Eddy Kovarianz Methode zu bestimmen, werden folgende Korrekturverfahren benötigt, die in der unten angegebenen Reihenfolge durchgeführt wurden. Diese sind erforderlich, um die theoretischen Voraussetzungen für die Methode zu schaffen (Foken, 2006). Um das gesamte Turbulenzspektrum und somit den Gesamtfluss zu erfassen, muss die Messzeit korrekt gewählt werden. Sie hängt von der Stabilität der Atmosphäre und der Windgeschwindigkeit ab. Bei labiler Schichtung sollte sie mindestens 10 min bis 20 min und bei stabiler Schichtung 30 min bis 60 min betragen. Nach Foken (2006) entstehen keinen größeren Fehler, wenn mit 30 min Intervallen über den gesamten Tag gearbeitet wird. Aus diesem Grund wurden die Einzelmesswerte zu 30 min Mittelwerten zusammengefasst. Alle Berechnungen wurden mit dem Programm TSA der Arbeitsgruppe Klimatologie, Institut für Landschaftsökologie der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster durchgeführt.

Time lag:

Da die Messköpfe des CO₂ / H₂O Gasanalysators und des Ultraschallanemometers nicht exakt an der gleichen Stelle liegen, kommt es zu einer Messverzögerung in Abhängigkeit von der Windrichtung und -geschwindigkeit. Das heißt die Luftmasse wird von einem der beiden Geräte zuerst erfasst und von dem anderen erst einige zehntel Sekunden später. Dieser Effekt wird time lag genannt. Für die Berechnung der turbulenten Flüsse wird hier ein time lag von ± 2 s, das entspricht 20 Messwerten, als maximal mögliche Zeitverschiebung angenommen. Es wurde die größte Kovarianz zwischen w und [CO₂] bzw. [H₂O_(g)] gesucht. Um die größte Kovarianz zu finden, ging das Programm vom w -Wert bis zu 20 Messdaten nach vorne und hinten. War keine der Kovarianzen höher als die zur selben Zeit gemessene, wurde das time lag auf Null gesetzt. Die Verschiebung des Datenintervalls erfolgte nach Foken (2006) vor der eigentlichen Flussberechnung.

Koordinatenrotation:

Um die Bedingungen der Eddy Kovarianz Methode zu erfüllen, muss w über den Mittelungszeitraum gleich Null sein (Foken, 2006). Da \bar{w} in dem gewählten Mittelungsintervall von 30 min im Normalfall nicht gleich Null ist, muss diese Voraussetzung durch die Rotation des Koordinatensystems in den mittleren Wind hergestellt werden. Es gibt verschiedene Ansätze zur Rotationsmethodik.

Die doppelte Koordinatenrotation nach Kaimal & Finnigan (1994) wird auch als Neigungs-Korrektur bezeichnet. Sie basiert auf der Annahme, dass das

Ultraschallanemometer nicht exakt horizontal ausgerichtet ist (Foken, 2006). Bei dieser Methodik wird das Koordinatensystem des Ultraschallanemometers in die Stromlinien gelegt. Zuerst wird das Koordinatensystem um die z-Achse in den mittleren Wind gedreht (Gleichungen (2.5) & Abbildung 2.5).

$$u_1 = u_m \cos \theta + v_m \sin \theta$$

$$v_1 = -u_m \sin \theta + v_m \cos \theta \quad (2.5)$$

$$w_1 = w_m$$

mit

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\sqrt{v_m^2}}{u_m} \right)$$

u_1 = horizontale Windkomponente nach der ersten Rotation [m s⁻¹]

v_1 = laterale Windkomponente nach der ersten Rotation [m s⁻¹]

w_1 = vertikale Windkomponente nach der ersten Rotation [m s⁻¹]

u_m = gemessene horizontale Windkomponente [m s⁻¹]

v_m = gemessene laterale Windkomponente [m s⁻¹]

w_m = gemessene vertikale Windkomponente [m s⁻¹]

Die zweite Drehung erfolgt um die y-Achse, so lange bis der mittlere Vertikalwind gleich Null wird (Gleichung (2.6) & Abbildung 2.5)

$$u_2 = u_1 \cos \phi + w_1 \sin \phi$$

$$v_2 = v_1 \quad (2.6)$$

$$w_2 = -u_1 \sin \phi + w_1 \cos \phi$$

mit

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\sqrt{w_1^2}}{u_1} \right)$$

u_2 = horizontale Windkomponente nach der zweiten Rotation [m s⁻¹]

v_2 = laterale Windkomponente nach der zweiten Rotation [m s⁻¹]

w_2 = vertikale Windkomponente nach der zweiten Rotation [m s⁻¹]

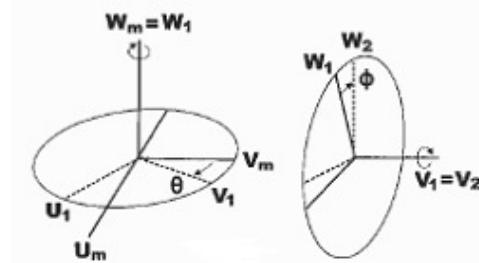


Abbildung 2.5: Methodik der doppelten Koordinatenrotation.
Quelle: Foken 2006 (verändert).

Diese Rotation wurde für jedes 30 min Intervall separat durchgeführt. Diese Rotationsmethode ist für geneigtes Gelände weniger gut geeignet, da die Stromlinien über komplexem Terrain nicht immer normal zur Schwerkraft verlaufen (Foken, 2006). Gerade bei konvektiven Ereignissen kann es so zu einer Überkorrektur von w kommen.

Die Rotationsmethode Planar-fit nach Wilczak et al. (2001) bestimmt die Abweichung zwischen Messgerät und mittlerem Stromfeld über einen Zeitraum von Tagen bis Wochen. Hierbei ist wichtig, dass die Position des Ultraschallanemometers über den Gesamtzeitraum nicht verändert wird. Die Planar-fit Methode lässt sich durch Matrizenrechnung am besten darstellen (Gleichung (1.3) & Abbildung 2.6).

$$\vec{u}_p = P(\vec{u}_m - \vec{c}) \quad (2.7)$$

mit

\vec{u}_p = Vektor der Planar-fit rotierten Windgeschwindigkeit [m s⁻¹]

\vec{u}_m = Vektor der gemessenen Windgeschwindigkeit [m s⁻¹]

\vec{c} = Offset-Vektor [m s⁻¹]

P = Transformationsmatrix

Zuerst werden die mittleren Windvektoren für jedes Mittelungsintervall (hier 30 min) berechnet. Die Gleichungen für die Rotation lauten wie folgt:

$$\begin{aligned} \overline{u}_p &= p_{11}(\overline{u}_m - c_1) + p_{12}(\overline{v}_m - c_2) + p_{13}(\overline{w}_m - c_3) \\ \overline{v}_p &= p_{21}(\overline{u}_m - c_1) + p_{22}(\overline{v}_m - c_2) + p_{23}(\overline{w}_m - c_3) \\ \overline{w}_p &= p_{31}(\overline{u}_m - c_1) + p_{32}(\overline{v}_m - c_2) + p_{33}(\overline{w}_m - c_3) \end{aligned} \quad (2.8)$$

mit

u_p = Planar-fit rotierte horizontale Windkomponente [m s⁻¹]

v_p = Planar-fit rotierte laterale Windkomponente [m s⁻¹]

w_p = Planar-fit rotierte vertikale Windkomponente [m s⁻¹]

u_m = gemessene horizontale Windkomponente [m s⁻¹]

v_m = gemessene laterale Windkomponente [m s⁻¹]

w_m = gemessene vertikale Windkomponente [m s⁻¹]

Mittels multipler linearer Regression werden dann mit Hilfe von Gleichung (2.9) die Neigungswinkel α und β und die Koeffizienten b_0 , b_1 und b_2 bestimmt.

$$\overline{w_m} = c - \frac{p_{31}}{p_{33}} \overline{u_m} - \frac{p_{32}}{p_{33}} \overline{v_m} = b_0 + b_1 \overline{u_m} + b_2 \overline{v_m} \quad (2.9)$$

mit

$$p_{31} = \sin \alpha$$

$$p_{32} = -\cos \alpha \sin \beta$$

$$p_{33} = \cos \alpha \cos \beta$$

$$\sin \alpha = \frac{-b_1}{\sqrt{1 + b_1^2}}$$

$$\cos \alpha = \frac{1}{\sqrt{1 + b_1^2}}$$

$$\sin \beta = \frac{b_2}{\sqrt{1 + b_2^2}}$$

$$\cos \beta = \frac{1}{\sqrt{1 + b_2^2}}$$

Mit Hilfe der P -Matrix werden die mittleren Windvektoren in ein Koordinatensystem überführt, welches die z-Achse senkrecht zu den mittleren Stromlinien hat. Dies geschieht durch eine Drehung um den Neigungswinkel α . Dann wird die x-Achse durch eine Drehung um den Winkel β so rotiert, dass sie entlang des mittleren Windes liegt und die laterale Windkomponente v im Mittel gleich Null wird (Abbildung 2.6). Nach dieser Rotation in die mittlere Strömungsebene wird jedes einzelne Blockintervall noch in die mittlere Windrichtung gedreht (Gleichung (2.10) & Abbildung 2.6).

$$\gamma = \arctan\left(\frac{\bar{v}_p}{\bar{u}_p}\right) \quad (2.10)$$

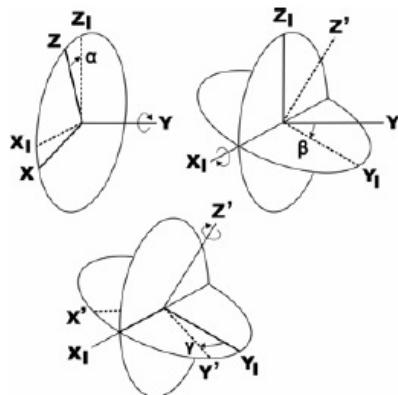


Abbildung 2.6: Planar-fit Rotationsmethode.

Quelle: Foken 2006.

Die mittlere vertikale Windkomponente ist bei der Planar-fit Methode nicht für alle 30 min Intervalle gleich Null, sondern wird so berechnet, dass sie erst über den gesamten Messzeitraum Null wird: $\bar{w}_p = 0$.

Diese Methode der Koordinatenrotation ist besser für Standorte mit geringen Windgeschwindigkeiten und komplexem Terrain geeignet, da unter diesen Bedingungen die Anwendung der doppelten Koordinatenrotation zu Fehlern führt (Turnipseed et al., 2003; Foken, 2006). Da diese Eigenschaften im Untersuchungsgebiet zutreffen, wurde im Rahmen dieser Arbeit die Planar-fit Methode zur Koordinatenrotation verwendet.

Wenn der Neigungswinkel für verschiedene Windrichtungen unterschiedlich ist, empfiehlt es sich die Rotation für einzelne Windsektoren separat durchzuführen (Foken, 2006).

Ein Vergleich für die verschiedenen Rotationsmethoden anhand der Berechnung des Wasserdampfflusses ist beispielhaft für zwei Tage in Abbildung 2.7 dargestellt. Unterschiede sind deutlich zwischen den Flüssen mit und ohne Korrekturverfahren zu erkennen. Dieser Unterschied ist auf dem $p < 0.05$ Niveau statistisch signifikant. Weniger deutlich fällt allerdings der Unterschied zwischen den Methoden doppelte Koordinatenrotation, Planar-fit und Planar-fit eingeteilt in vier verschiedene Windrichtungen aus. Hier ist kein statistisch signifikanter Unterschied nachzuweisen. Anhand des mittleren Wasserdampfflusses von zwölf Tagen (18. August bis 29. September 2006) an Turm 2 ist allerdings erkennbar, dass die Flüsse bei der doppelten Koordinatenrotation (1,57 mmol m⁻² s⁻¹) höher sind, als bei

der Planar-fit Methode eingeteilt in vier verschiedene Windrichtungen ($1,34 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

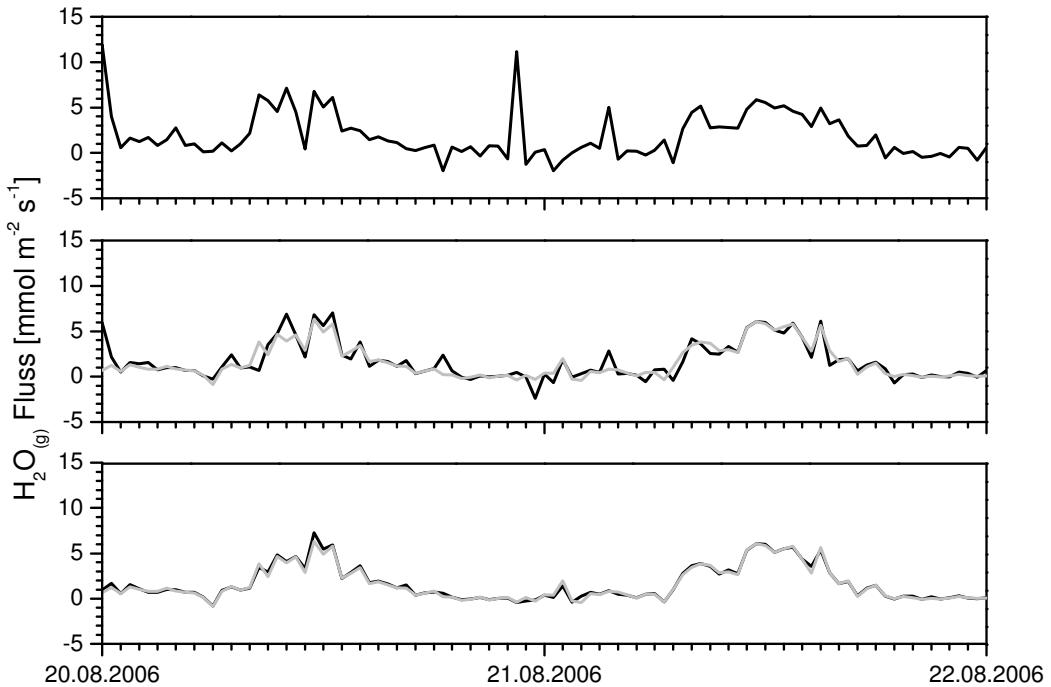


Abbildung 2.7: Vergleich der verschiedenen Rotationsmethoden mit den nicht rotierten Daten an Turm 2 vom 20.08. bis zum 22.08.06. Oben: nicht rotierte Daten, Mitte: doppelte Koordinatenrotation (schwarze Linie) und Planar-fit Rotation (graue Linie), unten: Planar-fit Rotation (graue Linie) und Planar-fit Rotation eingeteilt nach vier verschiedenen Windrichtungen (schwarze Linie).

Da im Untersuchungsgebiet die Inklination 15° beträgt und bedingt durch die Topographie eine deutliche Abhängigkeit der vertikalen Windkomponente w von der Windrichtung gegeben ist (Abbildung 2.8), wird zur Berechnung der turbulenten Flüsse die Planar-fit Methode für vier verschiedene Windrichtungen gewählt.

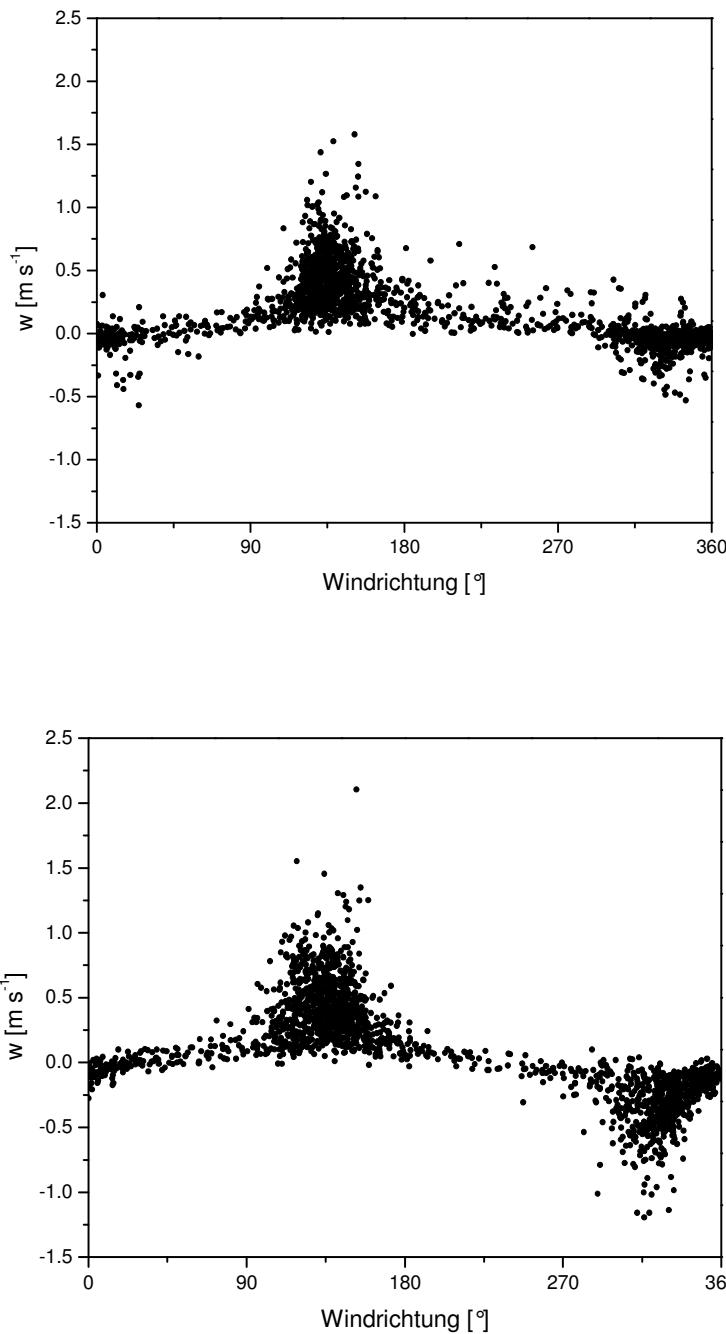


Abbildung 2.8: Abhängigkeit der vertikalen Windgeschwindigkeit w von der Windrichtung, Turm 1 (oben) und Turm 2 (unten) im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 22.09.06.

Die Koordinatenrotation wurde separat für die Windrichtungen 45° bis 90°, 90° bis 180°, 180° bis 270° und 270° bis 45° durchgeführt (Tabelle 2.2). Für Turm 2 wurden die Rotationswinkel separat für die Zeiträume vom 05. August bis 17. August 2006 und 17. August bis 22. September 2006 berechnet, da das Ultraschallanemometer ausgetauscht wurde und sich dadurch die Geräteneigung geändert hat.

Tabelle 2.2: Planar-fit Koeffizienten und Rotationswinkel.

		45° - 90°	90° - 180°	180° - 270°	270° - 45°
	b_0	0,05	0,02	0,07	0,07
Turm 1	b_1	0,07	0,10	-0,03	-0,02
04.08.-	b_2	-0,15	-0,25	-0,19	-0,09
20.09.06	α	-4,05	-5,38	1,68	0,90
	β	-8,41	-14,30	-11,0	-5,18
	b_0	0,04	0,01	0,04	-0,05
Turm 2	b_1	0,19	-0,02	0,09	0,06
05.08.-	b_2	-0,20	-0,28	-0,09	-0,17
17.08.06	α	-10,5	1,05	-5,12	-3,28
	β	-11,1	-15,8	-5,41	-9,64
	b_0	0,03	0,02	0,01	-0,02
Turm 2	b_1	0,12	0,16	0,20	0,19
17.08.-	b_2	-0,09	-0,22	-0,18	-0,09
22.09.06	α	-7,03	-8,85	-11,3	-10,7
	β	-5,27	-12,4	-10,3	-5,22

Es ist am Rotationswinkel β erkennbar, dass die Stromlinien bei Südostwinden der Hangneigung von 15° folgen. Sie liegen zwischen -12,4° und -15,8°. Bei den übrigen Windrichtungen tritt dies nicht so deutlich auf $-11,1^\circ < \beta < -5,18^\circ$. Dies lässt darauf schließen, dass bei den nachts auftretenden Nordwestwinden die Stromlinien nicht der Topographie folgen, was durch die geringeren Windgeschwindigkeiten erklärt werden kann.

Trendeliminierung (detrending):

Um die Eddy Kovarianz Methode anwenden zu können, muss die Messreihe über das Mittelungsintervall stationär sein. Es darf keinen Trend in den gemessenen Parametern geben. Allerdings kann bedingt durch eine Veränderung der meteorologischen Parameter und Sensordrift ein Trend hervorgerufen werden (Rannik & Vesala, 1999). Ist ein Trend vorhanden, so muss dieser mittels geeigneter Verfahren entfernt werden, um das entsprechende Messintervall noch verwenden zu können. Hierfür gibt es verschiedene Möglichkeiten: lineare Trendeliminierung oder mittels eines gleitenden Mittelwerts (Lee et al., 2004).

Bei der linearen Trendeliminierung wird eine Regressionsgerade

$$X_t = St + I \quad (2.11)$$

mit

$$S = \frac{N_i \sum tx_t - \sum t \sum x_t}{N_i \sum t^2 - (\sum t)^2}$$

$$I = \frac{\sum x_t - S \sum t}{N_i}$$

$$t = i\Delta t$$

durch die Zeitreihe T ($= N\Delta t$) gelegt und vom real gemessenen Wert $x'_t = x_t - X_t$ abgezogen. Bei der linearen Trendeleminierung kommt es zu einer Entfernung einiger Variationen von tiefen Frequenzen, was zu einer Unterschätzung des turbulenten Flusses führt (Rannik & Vesala, 1999).

Die Trendeleminierung mittels eines gleitenden Mittelwerts kann mit Hilfe von Tiefpassfilterung durchgeführt werden (McMillen, 1988).

$$X_t = aX_{t-\Delta t} + (1-a)x_t = \sum_{i=0}^{\infty} a^i (1-a)x_{t-i\Delta t} \quad (2.12)$$

$$a = e^{(-\Delta t / \tau_L)}$$

mit

τ_L = Zeitkonstante des Tiefpassfilters

Jeder Punkt in der Filterserie wird durch den Mittelwert über alle Werte im Filterfenster ersetzt. Welche Zeitspanne das Fenster betragen sollte ist variabel. Stull (1994) schlägt 1/3 oder 1/5 des Gesamtintervalls vor. Durch Subtraktion der tiefpassgefilterten von den ungefilterten Daten erhält man die zugehörigen hochpassgefilterten Werte, bei denen der ungewollte Trend von den tiefen Frequenzen befreit ist. Wenn $\tau_L = \frac{T}{4}$ gilt, dann ist der systematische Fehler bei der

Hochpassfilterung gleich dem Fehler bei der linearen Trendentfernung (Rannik & Vesala, 1999).

Für das Untersuchungsgebiet wurde die geeignete Methode zur Trendeleminierung getestet. Es wurden alle 30 min Intervalle, die keinen Trend (Stationarität < 30 %) und somit eine gute Datenqualität aufwiesen, gefiltert. Hierfür wurde das Verfahren der linearen Trendentfernung und der gaußsche Hochpassfilter mit einer

Fensterbreite von 3000 Werten verwendet. Die Ergebnisse wurden mit den nicht trendkorrigierten Daten verglichen. Die Verfahren zur Trendentfernung dürfen die Flüsse von guter Qualität nicht zu stark verändern. Der CO₂-Fluss war bei der linearen Trendeleminierung um 5 % kleiner als bei den nicht gefilterten Werten. Dies zeigte an, dass durch die lineare Trendeleminierung im Mittel eine Unterschätzung des Flusses zustande kommt. Die Korrelation zwischen beiden Datensätzen war mit dem Rangkorrelationskoeffizienten nach Spearman $r_s = 0,93$ sehr gut. Werden die nicht gefilterten Flüsse gegen die mit dem gaußschen Hochpassfilter korrigierten Flüsse aufgetragen, so ist eine Unterschätzung von 42 % mit einer schlechteren Korrelation von $r_s = 0,84$ zu beobachten (Abbildung 2.9). Dies deutet darauf hin, dass der Gaußfilter die Flüsse zu stark minimiert und somit nicht für die Trendkorrektur im Untersuchungsgebiet geeignet ist.

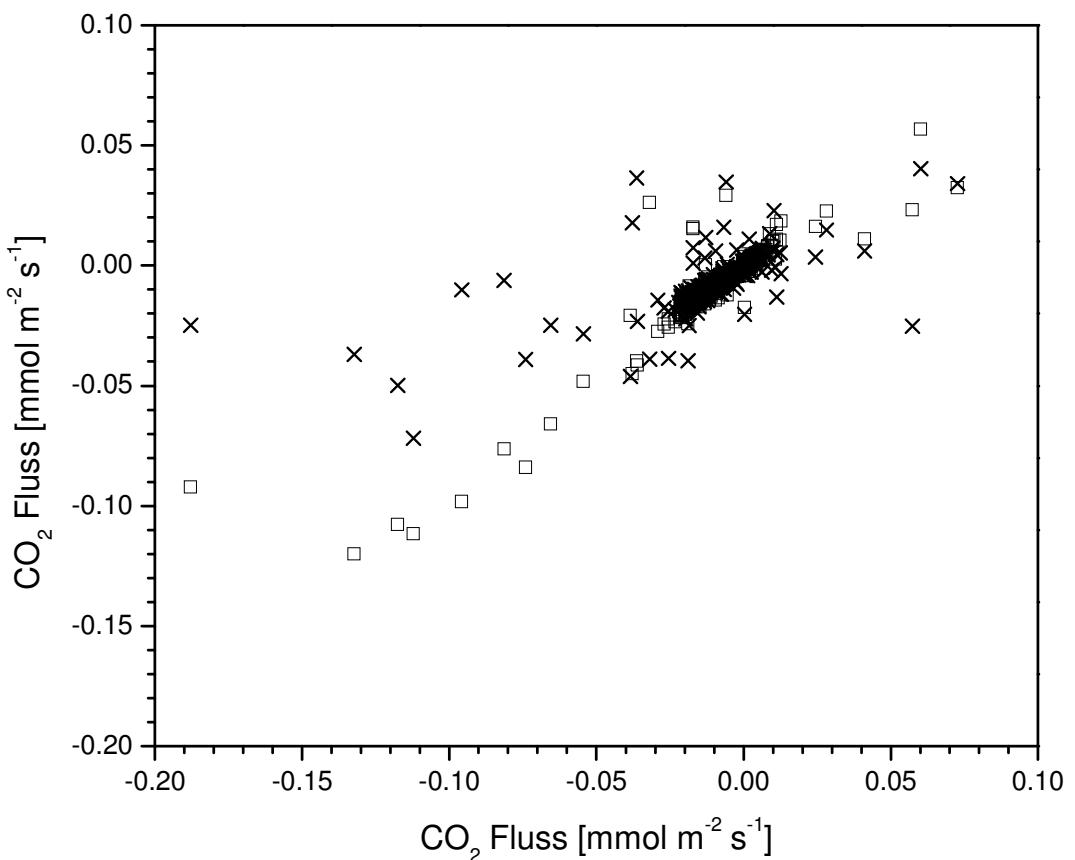


Abbildung 2.9: Vergleich der verschiedenen Trendeleminierungsverfahren an Turm 2. Auf der x-Achse sind die ungefilterten CO₂-Flüsse mit einer Stationarität < 30 % aufgetragen und auf der y-Achse die gefilterten Werte für die gleichen 30 min Intervalle. Linear detrendete Flüsse sind als offene Quadrate und Flüsse, die mit dem Gaußfilter korrigiert wurden als Kreuze dargestellt.

WPL-Korrektur:

Durch den turbulenten Austausch von latenter und sensibler Wärme treten Dichtefluktuationen in der Luft auf. Da die CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse bezogen auf ein Luftvolumen bestimmt werden, kommt es bedingt durch die Dichteunterschiede zu einer scheinbaren Fluktuation der CO₂- und H₂O_(g)-Konzentration. Um diesen scheinbaren Flussbeitrag zu korrigieren wurde von Webb et al. (1980) die WPL-Korrektur eingeführt (Gleichung (2.13)).

$$F = \overline{w'c'} + \overline{w}_{Webb} \quad (2.13)$$

mit

$$\overline{w}_{Webb} = \frac{M_a \overline{w' \rho'_v}}{M_v \rho_a} + \left(1 + \frac{M_a \overline{\rho_v}}{M_v \rho_a} \right) \frac{\overline{w' T'}}{T}$$

F = tatsächlicher CO₂- / H₂O_(g)-Fluss [mmol m⁻² s⁻¹]

w = Vertikalwindgeschwindigkeit [m s⁻¹]

c = CO₂- / H₂O_(g)-Konzentration [mmol m⁻³]

\overline{w}_{Webb} = mittlere Vertikalwindgeschwindigkeit nach Webb et al. (1980) [m s⁻¹]

M_a = Molare Masse von trockener Luft [g mol⁻¹]

M_v = Molare Masse von Wasserdampf [g mol⁻¹]

ρ_a = Dichte von trockener Luft [g m⁻³]

ρ_v = Dichte von Wasserdampf [g m⁻³]

T = Lufttemperatur [K]

Die Abhängigkeit von ρ_a vom Luftdruck und der Temperatur wurde bei der Berechnung der Parameter ebenfalls berücksichtigt. Es wurde ein einheitlicher Druck für die Höhe von 1650 m ü. NN angenommen.

Sind die turbulenten Fluktuationen gegenüber der mittleren Konzentration klein, so ist die WPL-Korrektur groß (Foken, 2006). Dies ist z. B. bei CO₂-Flüssen der Fall. Beim Wasserdampffluss ist die Korrektur gering (Liebethal & Foken, 2003) (Abbildung 2.10).

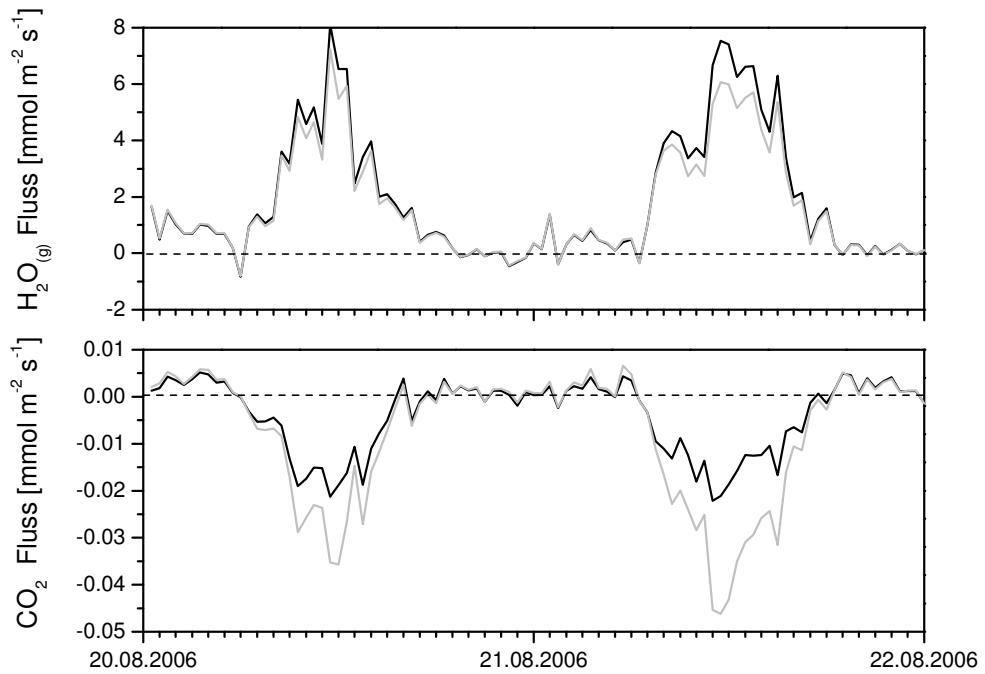


Abbildung 2.10: Wasserdampf- und CO₂-Fluss an Turm 2 ohne (graue Linie) und mit (schwarze Linie) WPL-Korrektur vom 20.08. bis zum 22.08.06.

Die mittlere Vertikalwindgeschwindigkeit nach Webb et al. (1980) war während der Messperiode an Turm 1 in einem Bereich von $-7 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ bis $+2 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $+2 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ und an Turm 2 von $-4 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ bis $+2 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $+2 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$.

2.3.3 Qualitätssicherung

Um herauszufinden, welche Windrichtungen durch den Messaufbau oder örtliche Gegebenheiten gestört sind, wird die mittlere Windrichtung gegen den mittleren Vertikalwind aller 30 min Intervalle aufgetragen. Hierdurch ergibt sich ein Zusammenhang, der durch eine nicht lineare Regression nach der Levenberg-Marquardt-Methode an eine Sinus-Funktion angenähert werden kann (Held, 2004) (Abbildung 2.11). Weichen die w -Werte stark von der Sinuskurve ab, so ist dieser Sektor gestört. Mit diesem Verfahren konnte an beiden Messtürmen keine deutliche Störung festgestellt werden. Die vorhandenen Störungen in Abhängigkeit von der Windrichtung wurden aus dem Messaufbau und der Anbringung des LI-COR 7500 abgeleitet (siehe unten). Bei Turm 2 ist auffällig, dass die Verteilung der w -Werte für die Windrichtungssektoren SE und NW jeweils zwei leicht verschobene Maxima

aufweist (Abbildung 2.12). Das zweite Maximum wird aus weniger Wertepaaren gebildet und ist um +45° zum ersten Maximum und dem Maximum des ersten Turmes verschoben. Da am 17. August 2006 an Turm 2 das Setup verändert wurde, liegt eine nicht korrekte Ausrichtung des Ultraschallanemometers vom 5. August 2006 bis zum Umbau nahe. Werden zu den Windrichtungsdaten vor dem 17. August 2006 45° addiert, so enthält die Verteilung nur noch ein Maximum bei SE (Abbildung 2.11). Diese Korrektur der Windrichtung an Turm 2 wurde für alle nachfolgenden Auswertungen angewendet.

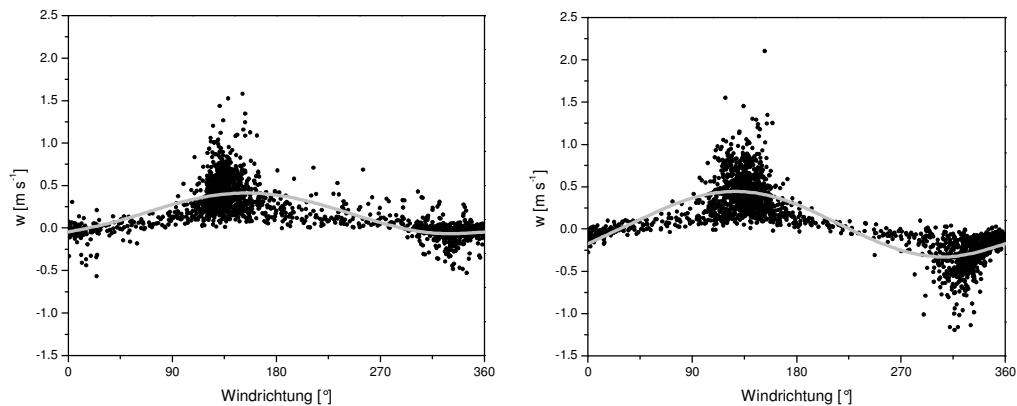


Abbildung 2.11: Vertikalwindgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Windrichtung im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 22.09.06 mit Sinusregression zur Erkennung der gestörten Windsektoren Turm 1 (links) und Turm 2 (rechts).

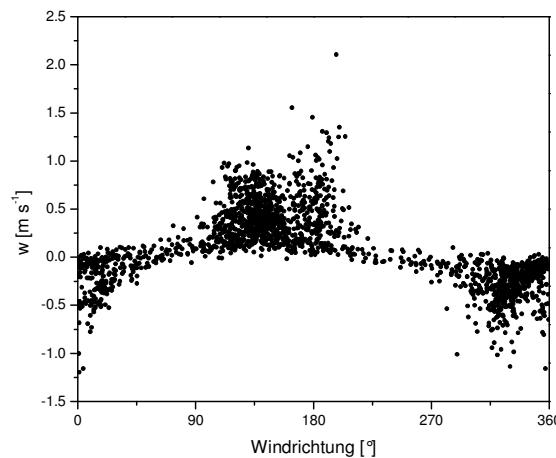


Abbildung 2.12: Abhängigkeit der Vertikalwindgeschwindigkeit w von der Windrichtung vom 05.08. bis zum 22.09.06 an Turm 2 vor der Windrichtungskorrektur mit zwei Maxima bei 135° auf 180°.

Bei der Berechnung der mittleren Konzentrationen ist auffällig, dass die [CO₂] und [H₂O_(g)] an Turm 2 niedriger waren als an Turm 1 (Abbildung 2.13 & Abbildung 2.14). Die mittlere [CO₂] für alle 30 min Intervalle, die an beiden Messtürmen zur

gleichen Zeit vorhanden sind, betrug an Turm 1 13,6 mmol m⁻³ und an Turm 2 12,7 mmol m⁻³. Die mittlere [H₂O_(g)] war 942 mmol m⁻³ an Turm 1 und 772 mmol m⁻³ an Turm 2.

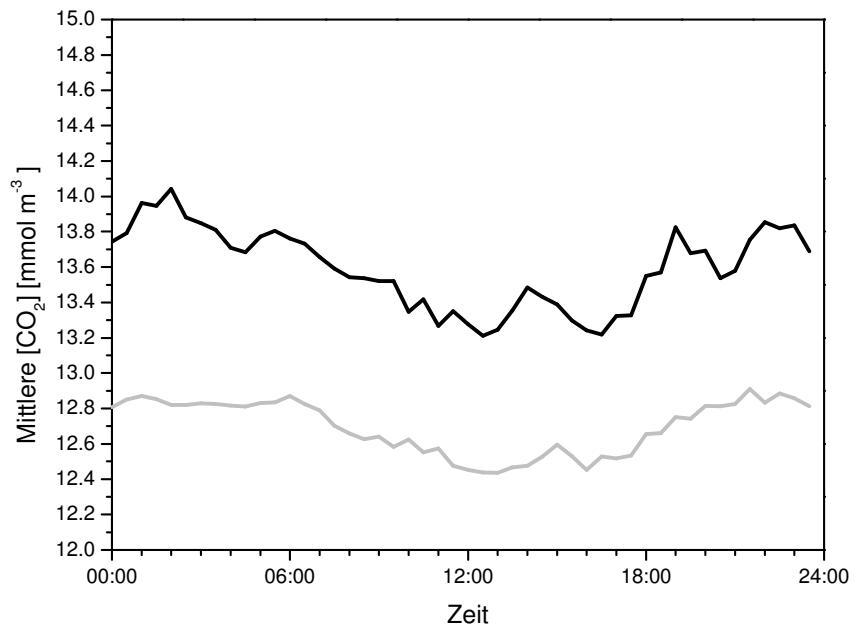


Abbildung 2.13: Mittlere CO₂-Konzentration an Turm 1 (schwarze Linie) und Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.

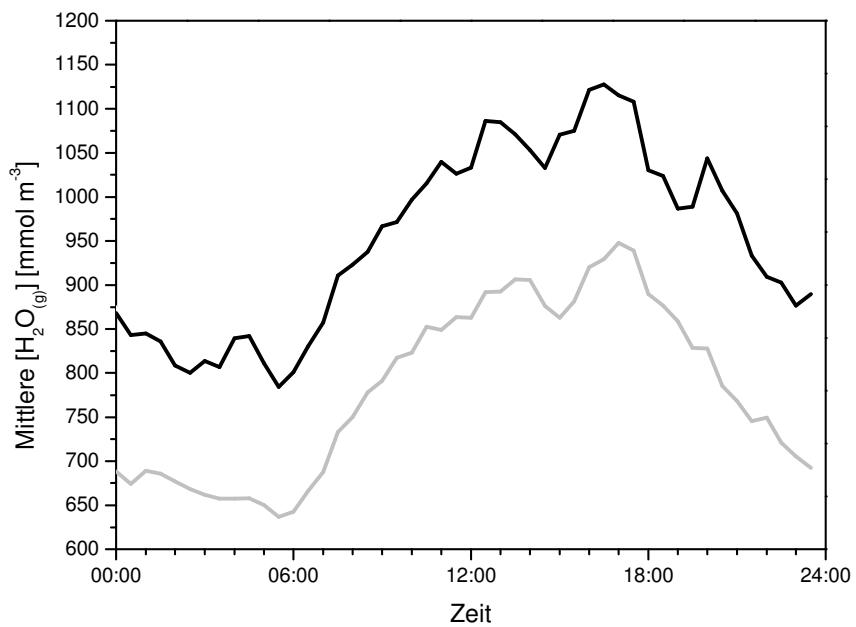


Abbildung 2.14: Mittlere H₂O_(g)-Konzentration an Turm 1 (schwarze Linie) und Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.

Diese großen Abweichungen kamen wahrscheinlich dadurch zu Stande, dass die beiden LI-COR 7500 nicht exakt identisch gemessen haben. Beide Geräte wurden vor der Messung im Labor kalibriert. Eine Parallelmessung im Gelände ist allerdings nicht erfolgt. Es kann nicht sichergestellt werden, welcher der zwei Gasanalysatoren richtig gemessen hat. Wird die Konzentrationen der beiden Türme gegeneinander aufgetragen, so ist eine Parallelverschiebung der Daten zur eins zu eins Geraden sichtbar. Um die Abweichung der Konzentrationen anzugeleichen, wurde bei der [CO₂] an Turm 1 die halbe mittlere Abweichung von 0,45 mmol m⁻³ subtrahiert und zu der [CO₂] an Turm 2 addiert. Bei der [H₂O_(g)] wurde ebenfalls die halbe mittlere Abweichung von 84,9 mmol m⁻³ von allen 30 min Intervallen an Turm 1 subtrahiert und an Turm 2 addiert (Abbildung 2.15).

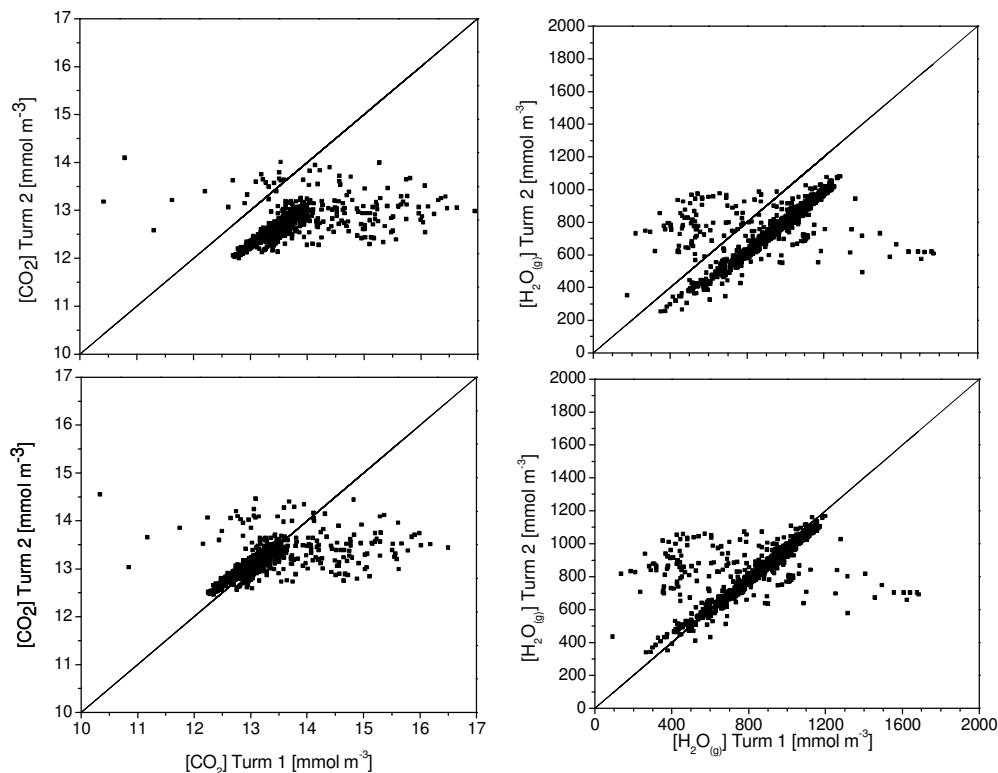


Abbildung 2.15: Konzentrationskorrektur an Turm 1 und Turm 2 im Untersuchungsgebiet für die CO₂- und H₂O_(g)-Konzentrationen vom 04.08. bis zum 22.09.06. Oben: Messwerte vor der Korrektur, unten: Messwerte nach der Konzentrationskorrektur.

Durch diese Korrektur sind keine Aussagen über die tatsächliche Gaskonzentration im Untersuchungsgebiet mehr machbar, da nicht sichergestellt werden konnte, welcher der Messwerte der Realität entspricht. Da bei der Bestimmung des turbulenten Flusses nur die Abweichung der Konzentration vom Mittelwert eingeht,

ändert dieser sich nicht durch die Korrektur der Konzentration mittels Parallelverschiebung. Folglich können über die Flüsse sinnvolle Aussagen getroffen werden.

In Anlehnung an Foken (2006) wurde eine Qualitätsmatrix für die turbulenten Flüsse erstellt. Zuerst wurden die Parameter Schubspannungsgeschwindigkeit u^* , Stationarität, integrale Turbulenzcharakteristik des Vertikalwindes ITC_w und Windrichtung in Klassen eingeteilt (Tabelle 2.3). Die Klasse 1 zeigt eine sehr gute Datenqualität an. Diese Daten sind zur Grundlagenforschung geeignet. Klasse 2 enthält Daten von guter bis mittlerer Qualität, die für Dauermessungen gut geeignet sind. Die Daten aus Klasse 3 sind von schlechter Qualität und bedingt für Dauermessungen, aber gut zur Lückenfüllung einsetzbar. Die Daten der Klasse 4 weisen eine sehr schlechte Qualität auf und sind nur noch zur Lückenfüllung geeignet.

Tabelle 2.3: Klasseneinteilung der Qualitätskriterien Schubspannungsgeschwindigkeit, Stationarität, integrale Turbulenzcharakteristik und Windrichtung.

u^* [m s ⁻¹]	prozentuale Abweichung der Stationarität [%]	Abweichung ITC_w vom Standartwert [%]	Windrichtung [%]	Klasse
> 0,3	0 – 30	0 – 30	270 – 180	1
0,1 < u^* < 0,3	30 – 70	30 – 70	180 – 270	2
< 0,1	> 70	> 70		3
nicht berechenbar				4

Eine sehr gute Turbulenzausprägung in der Atmosphäre wird durch $u^* > 0,3 \text{ m s}^{-1}$ angezeigt (Foken et al., 2004). Werte zwischen $0,1 \text{ m s}^{-1}$ und $0,3 \text{ m s}^{-1}$ zeigen ein gut entwickeltes Turbulenzregime an (Klemm et al., 2006; Klemm & Mangold, 2001). Werte $< 0,1 \text{ m s}^{-1}$ und nicht berechenbare Schubspannungsgeschwindigkeiten deuten auf eine schlechte bis sehr schlechte Turbulenzausprägung hin.

Da beim Reynolds-Averaging die Annahme $\bar{c'} = 0$ und $\bar{w'} = 0$ getroffen wird, muss gewährleistet werden, dass sich die statistischen Eigenschaften des Mittelungsintervalls nicht erheblich ändern. Das heißt die Zeitreihe muss stationär sein. Die Varianz der gemessenen Parameter wurde über 5 min Intervalle bestimmt, anschließend gemittelt und mit der Varianz über das Gesamtintervall von 30 min verglichen (Schönwiese, 2000). Die Zeitreihe ist stationär, wenn sich die Ergebnisse nicht mehr als 30 % voneinander unterscheiden (Foken, 2006).

Mittels der Fluss-Varianz-Ähnlichkeit kann untersucht werden, wie gut die Turbulenz

in der Atmosphäre entwickelt ist (Foken & Wichura, 1996). Bei diesem Verfahren wird die integrale Turbulenzcharakteristik aus der Messung mit den Modellvorstellungen gemäß Thomas & Foken (2002) verglichen. Auch hier sollten die Abweichungen nicht mehr als 30 % betragen (Foken, 2006).

Auf Grund der Störung des Windfeldes durch den Gerätetkopf des LI-COR 7500 und den Messturm sind die Flüsse aus bestimmten Windrichtungen leicht gestört. An Turm 1 ist der Sektor von 270° bis 45° schlechter, aber noch verwendbar, da sich der Turm am nordwestlichen Ende der Plantage befindet und das Quellgebiet nicht mehr homogen ist (Klemm et al., 2006). Eine Anströmrichtung von 45° bis 90° ist durch den LI-COR-Kopf beeinflusst. Der Bereich von 180° bis 270° ist an Turm 2 gestört, da der LI-COR-Kopf nach Nordosten ausgerichtet war.

Aus den vier Qualitätskriterien wurde anschließend eine Qualitätsmatrix entwickelt, mit der es möglich ist, die 30 min Intervalle einer allgemeinen Qualitätsklasse zuzuordnen. Zuerst wurden die Stationaritätsklassen gegen die Klassen der integralen Turbulenzcharakteristik ITC_w aufgetragen (Tabelle 2.4). Im nächsten Schritt wurde diesem Wert eine Schubspannungsgeschwindigkeitsklasse zugewiesen. Als letztes wurden die Klassen der Windsektoren gegen diesen Wert aufgetragen. Die Bedeutung der allgemeinen Qualitätsklassen ist gleich der Bedeutung der Klassen der einzelnen Parameter (wie oben beschrieben).

Tabelle 2.4: Matrizen zur Einteilung der 30 min Intervalle in die Qualitätsklassen 1-4.

Stationarität				Stationarität / ITC_w				Stationarität / ITC_w / u^*							
ITC_w	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3	4	
1	1	1	2	1	1	1	2	1	1	2	1	1	2	3	4
2	1	2	3	2	1	2	3	2	4	4	2	4	4	4	4
3	2	3	3	3	2	3	3	3	4	4	3	3	4	4	4
				4	4	4	4	4	4	4					

Die Datenlücken, welche durch Geräteausfälle bedingt sind, wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht gefüllt. Da die Geräte vorwiegend bei starkem Niederschlag und sehr dichtem Nebel ausfielen, ist es nicht möglich mittels neuronaler Netzwerke die Lücken für diese Ereignisse sinnvoll zu ersetzen. Dies hat zur Folge, dass alle angegebenen Mittelwerte über den Zeitraum der Messungen nicht den Gesamtfluss bzw. die Gesamtkonzentration beinhalten. Das ist bei allen gemittelten Werten und den daraus erstellten Graphiken in dieser Arbeit der Fall und wird im Folgenden nicht mehr einzeln angegeben.

Bei dem Vergleich beider Messtürme wurden nur die 30 min Intervalle verglichen,

die an beiden Messstürmen zur gleichen Zeit vorhanden waren. Das heißt wenn an einem der beiden Türme ein Geräteausfall war, dann gingen die Werte des anderen Turmes auch nicht in die Auswertung mit ein.

Um den Standort der Messstürme zu bewerten, wurden sogenannte Footprints berechnet. Der gemessene Fluss repräsentiert nicht den Stoffaustausch direkt unter dem Messgerät sondern wird durch die Unterlageneigenschaften der Luvseite des Gerätes bestimmt (Gash, 1986). Der Footprint gibt den Quellbereich einer Messgröße in Bezug auf seine räumliche Wichtung und Intensitätsverteilung an (Foken, 2006) (Abbildung 2.16) und wird mittels folgender Funktion berechnet:

$$\eta(x_m, y_m, z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Q_{\eta}(x', y', z' = z_0) \cdot f(x_m - x', y_m - y', z_m - z_0) dx' dy' \quad (2.14)$$

mit

η = Messgröße, Skalar

Q_{η} = Quellbereich [m²]

f = Footprintfunktion

(x_m, y_m, z_m) = Messpunkt

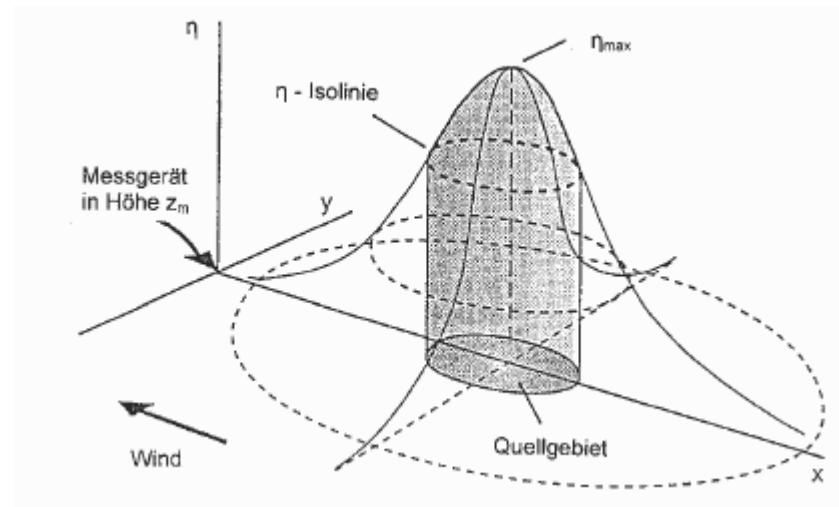


Abbildung 2.16: Schematische Darstellung der Footprintfunktion nach Schmid (1994).

Quelle: Foken 2006.

Hierbei ist zu beachten, dass an das Footprintmodell bestimmte Bedingungen geknüpft sind. Es wird die Annahme getroffen, dass die Unterlage homogen ist, das Turbulenzregime voll entwickelt ist und die Flüsse höhenkonstant sind (Foken,

2006). Da unter stabilen Bedingungen in der Atmosphäre das Turbulenzregime nicht gut entwickelt ist, wurden im Rahmen dieser Arbeit nur Footprints für sehr labile Bedingungen (das entspricht der Ausbreitungsklasse A nach Pasquill (1974)), die im Untersuchungsgebiet vorwiegend bei Windrichtungen aus SE auftraten, berechnet. Wichtige Eingangsparameter zur Ermittlung der Footprintfunktion f nach Schmid (1994) sind die aerodynamische Höhe, Rauhigkeitslänge, Stabilität, Standardabweichung der lateralen Windkomponente, die Schubspannungsgeschwindigkeit und Windrichtung. Der berechnete Footprint wird durch die Parameter maximaler Quellpunkt x_m , nächster Punkt a und entferntester Punkt e zum Messpunkt und die laterale Ausdehnung d des Quellgebietes charakterisiert (Abbildung 2.17) und als 50 %- und 90 %-Quellgebiet dargestellt.

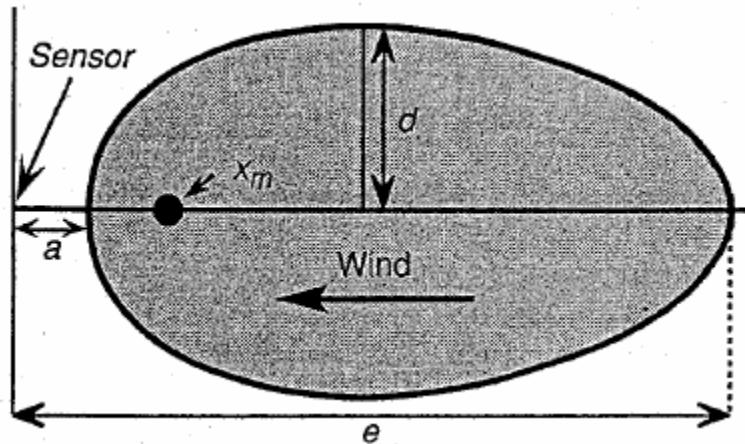


Abbildung 2.17: Definition der charakteristischen Parameter des Quellgebietes nach Schmid (1994).
Quelle: Schmid 1994.

Durch die Berechnung des Quellgebietes konnte anschließend kartographisch ermittelt werden, ob der Footprint noch im homogenen Bereich des Standortes lag, oder über den Plantagenrand hinausreichte. Des Weiteren können durch das Quellgebiet wichtige Aussagen zur Interpretation der Flussmessungen und dem Vergleich der beiden Türme getroffen werden.

Die Footprints wurden mit dem Programm FSAMwin entwickelt von H. P. Schmid (Department of Geography, Climate & Meteorology Program, Indiana University Bloomington, IN 47405, USA) berechnet.

2.3.4 Statistik

Um statistische Auswertungen mit den Daten durchführen zu können, müssen folgende Tests durchgeführt werden. Die Daten werden zuerst auf Normalverteilung getestet. Hierfür wird der Kolmogoroff-Smirnoff-Test verwendet (Zöfel, 1992). Sind die Daten normalverteilt, so können Mittelwerte berechnet und parametrische Signifikanztests und Korrelationstests durchgeführt werden. Um die Ähnlichkeit zweier Stichproben auf statistische Signifikanz zu testen, wird in diesem Falle der zweiseitige t-Test genutzt. Um Zusammenhänge zwischen zwei Variablen zu erkennen, werden eine lineare Regression und das Bestimmtheitsmaß berechnet. Sind die Messwerte nicht normalverteilt, so werden Mediane berechnet und parameterfreie Tests durchgeführt. Als Korrelationstest wird eine Rangkorrelationsrechnung nach Spearman verwendet und als Signifikanztest der U-Test nach Wilcoxon durchgeführt (Schönwiese, 2000). Bis zu einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha < 0,05$ wird eine statistische Signifikanz angenommen. In den einzelnen Kapiteln und Datenauswertungen wird nicht mehr einzeln auf den verwendeten Test eingegangen. Es liegen immer die in diesem Abschnitt beschriebenen Tests zu Grunde.

3 Ergebnisse

Aufgrund von Geräteausfällen, bedingt durch sehr starken Niederschlag und Nebel sowie durch Stromausfälle, sind an Turm 1 34 % und an Turm 2 36 % der Werte im Messzeitraum nicht vorhanden. Dies gilt für die Parameter CO₂- und H₂O_(g)-Konzentration bzw. Fluss, latenter sowie sensibler Wärmestrom. Die restlichen 30 min Intervalle teilen sich, wie in Tabelle 3.1 dargestellt, auf die vier Qualitätsklassen auf.

Tabelle 3.1: Verteilung der CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse auf die vier Qualitätsklassen vom 04.08. bis zum 22.09.06 im Untersuchungsgebiet.

Qualitätsklasse	Anteil der Daten pro Klasse [%]	
	Turm 1	Turm 2
1	24	28
2	7	8
3	4	3
4	32	27

Der hohe Anteil an Daten aus der Qualitätsklasse 4 kommt dadurch zu Stande, dass u_* häufig durch die nachts geringeren Windgeschwindigkeiten nicht berechenbar war. Bei der Aufzeichnung der meteorologischen Parameter gab es keine Geräteausfälle.

3.1 Meteorologie

Vom 04. August bis zum 22. September 2006 gab es im Untersuchungsgebiet eine deutliche, durch die Topographie des Untersuchungsgebietes geprägte Windrichtungsverteilung (Abbildung 3.1). Die Winde kamen vorwiegend aus den Richtungen SE und NW. Es ist eine klare Abhängigkeit der Windrichtung von der Tageszeit zu erkennen (Abbildung 3.2). Von 18:00 bis 6:30 Uhr Ortszeit herrschten NW-Winde vor, was im Untersuchungsgebiet den Bergwinden entspricht. Um 7:00 Uhr Ortszeit begannen die Winde bedingt durch den Sonnenaufgang in Richtung SE zu drehen. Von 8:00 bis 17:00 Uhr Ortszeit dominierten Talwinde aus SE. Sie drehten um 17:30 Uhr Ortszeit mit dem Sonnenuntergang wieder in Richtung NW. Die Tal- und Bergwinde mit den Hauptwindrichtungen SE und NW sind für das Untersuchungsgebiet typisch (Klemm, 2006).

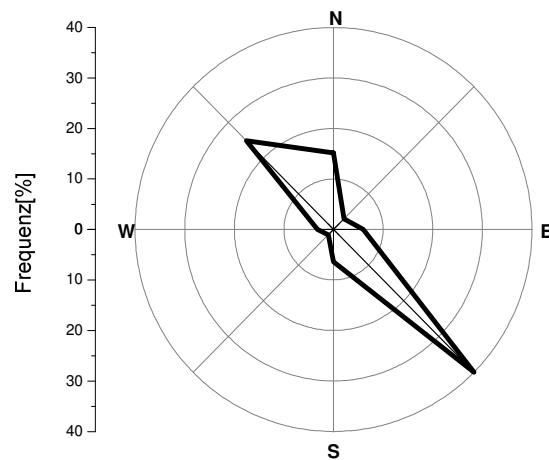


Abbildung 3.1: Windrichtungsverteilung im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 22.09.06.

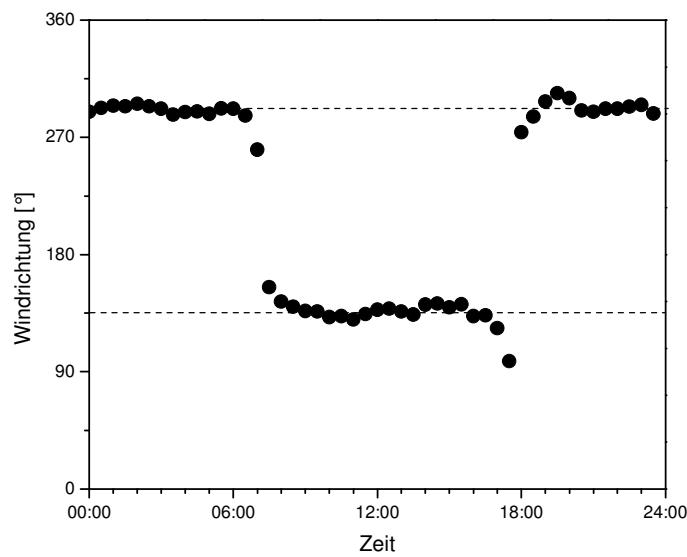


Abbildung 3.2: Mittlere Windrichtung (schwarze Punkte) in Abhängigkeit von der Tageszeit im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 22.09.06. Die Hauptwindrichtungen werden durch die gestrichelten Linien dargestellt.

Im Untersuchungsgebiet war während der Messperiode eine Abhängigkeit der Vertikalwindgeschwindigkeit von der Tageszeit zu erkennen. Tagsüber wurden positive und nachts negative w -Werte aufgezeichnet. Dies lässt sich durch die tagsüber herrschenden Talwinde erklären, die den SE-Hang aufsteigend entlang streichen, bzw. nachts durch die Bergwinde. Bei Turm 1 ist auffällig, dass w in der Nacht im Mittel Null war. An Turm 2 waren nachts negative Werte von $0,1 \text{ m s}^{-1}$ bis $0,2 \text{ m s}^{-1}$ zu beobachten.

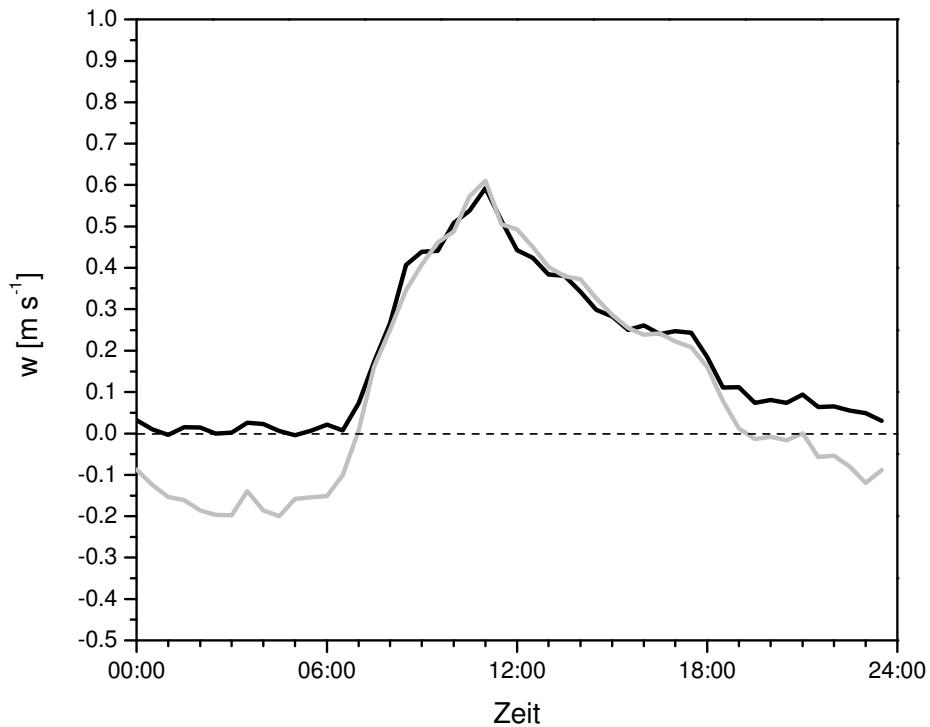


Abbildung 3.3: Vertikalwindgeschwindigkeit an Turm 1 (schwarze Linie) und Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet gemittelt über den Zeitraum vom 05.08. bis zum 20.09.06.

Die auf 30 min Intervalle gemittelten Windgeschwindigkeiten U schwankten in einem Bereich von $0,05 \text{ m s}^{-1}$ bis zu $6,25 \text{ m s}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $1,47 \text{ m s}^{-1}$ an Turm 1. An Turm 2 schwankten die Werte zwischen $0,01 \text{ m s}^{-1}$ und $7,04 \text{ m s}^{-1}$ um einen Mittelwert von $1,44 \text{ m s}^{-1}$ (Abbildung 3.4). Durch die Drehung des Windes bei Sonnenaufgang von NW nach SE wurde die horizontale Windgeschwindigkeit abgebremst. Sie sank von ca. $1,5 \text{ m s}^{-1}$ auf $0,8 \text{ m s}^{-1}$. Nach Sonnenaufgang wurde der Wind wieder beschleunigt. Eine mittlere maximale Windgeschwindigkeit von $2,2 \text{ m s}^{-1}$ war um 12:00 Uhr Ortszeit zu beobachten. Mit dem Sonnenuntergang drehte der Wind von SE zurück nach NW. Auch dies hatte eine Abbremsung der Windgeschwindigkeit zur Folge.

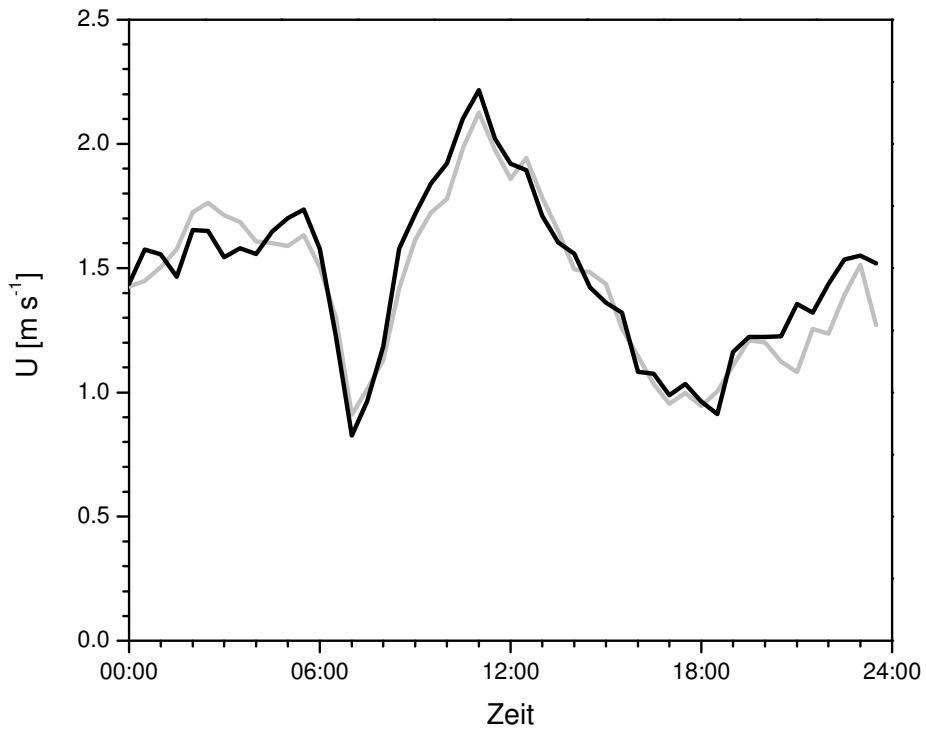


Abbildung 3.4: Horizontale Windgeschwindigkeit an Turm 1 (schwarze Linie) und an Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet gemittelt über den Zeitraum vom 05.08. bis zum 20.09.06.

Die Temperatur erreichte im Mittel 19,0 °C mit einem Minimum von 11,0 °C und einem Maximum von 25,5 °C. Der Luftdruck im Untersuchungsgebiet betrug im Mittel während der Messperiode 830,79 hPa. Im Untersuchungszeitraum sind 1180 mm Niederschlag gefallen, was ca. einem Viertel des Jahresniederschlags entspricht.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde Nebel nach der Richtlinie der World Meteorological Organisation definiert: Sichtweiten unter 1000 m wurden als Nebel klassifiziert. Insgesamt herrschten während 22 % der Messperiode neblige Bedingungen.

Während der Messperiode kam es zu zwei Taifunen im Untersuchungsgebiet. Der Kategorie 5 Taifun „Saomai“ erreichte Taiwan am 08. August 2006 (Abbildung A 1). Direkt danach folgte der tropische Sturm „Bopah“ am 9. August 2006 (Abbildung A 2). Die mit solchen Ereignissen verbundenen Starkniederschläge betragen im Untersuchungsgebiet in dem Zeitraum vom 07. August 2006, 14:30 Uhr Ortszeit bis zum 09. August 2006, 13:00 Uhr Ortszeit 292 mm. Es wurde eine maximale Windgeschwindigkeit von 15,87 m s⁻¹ am 09. August 2006 um 6:30 Uhr Ortszeit verzeichnet. Am 16. September 2006 zog der Kategorie 4 Taifun „Shanshan“ nahe Taiwan vorbei (Abbildung A 3). Vom 15. September 2006, 7:30 Uhr Ortszeit bis zum

16. September 2006, 18:30 Uhr Ortszeit wurden im Untersuchungsgebiet 210 mm Niederschlag und eine maximale Windgeschwindigkeit von 16,08 m s⁻¹ am 16. September 2006 um 8:00 Uhr Ortszeit gemessen.

3.2 Energiebilanz

Der sensible Wärmestrom an Turm 1 schwankte während des Messzeitraums zwischen -130 W m⁻² und 500 W m⁻² mit einem Mittelwert von 53 W m⁻². Der latente Wärmestrom erreichte Werte von -330 W m⁻² bis zu 670 W m⁻². Der Mittelwert betrug 77 W m⁻². An Turm 2 hatte der sensible Wärmestrom sein Minimum bei -130 W m⁻² und das Maximum bei 520 W m⁻². Im Mittel betrug er 44 W m⁻². Der latente Wärmestrom schwankte an Turm 2 zwischen -170 W m⁻² und 590 W m⁻² und betrug im Mittel 67 W m⁻² (Abbildung 3.5). Die Energiebilanz wurde nur an Turm 1 berechnet, da dort die Messgeräte für die Strahlungsbilanz und den Bodenwärmestrom installiert waren. Für die Messperiode vom 04. August bis zum 21. September 2006 mussten 34 % der Werte für die Berechnung der Energiebilanz ausgeschlossen werden, da es in dieser Zeit zu Geräteausfällen kam. Der Bodenwärmestrom schwankte zwischen -14 W m⁻² und 17 W m⁻² mit einem Mittelwert von 0,4 W m⁻². Die Strahlungsbilanz erreichte Werte von -910 W m⁻² bis zu 100 W m⁻² mit einem Mittelwert von -120 W m⁻². Die Energiebilanz lag im Mittel bei -12 W m⁻² und hatte ihr Minimum bzw. Maximum bei -480 W m⁻² bzw. 480 W m⁻² (Abbildung 3.5). Der sensible Wärmefluss wies nachts negative Werte und tagsüber positive Werte auf. Das bedeutet, dass tagsüber Energie in Form von sensibler Wärme von der Erdoberfläche abgegeben wurde. Nachts wurde Energie von der Erdoberfläche aufgenommen. Der Bodenwärmestrom zeigte ein ähnliches Bild wie der sensible Wärmestrom, nur war sein Betrag wesentlich geringer. Der latente Wärmestrom ist fast durchgehend positiv. Dies bedeutet, dass Energie in Form von latenter Wärme abgegeben wurde. Die Energiezufuhr kam durch die Strahlung zu Stande. Positive Vorzeichen sind in diesem Abschnitt als eine Energieabfuhr von der Erdoberfläche definiert.

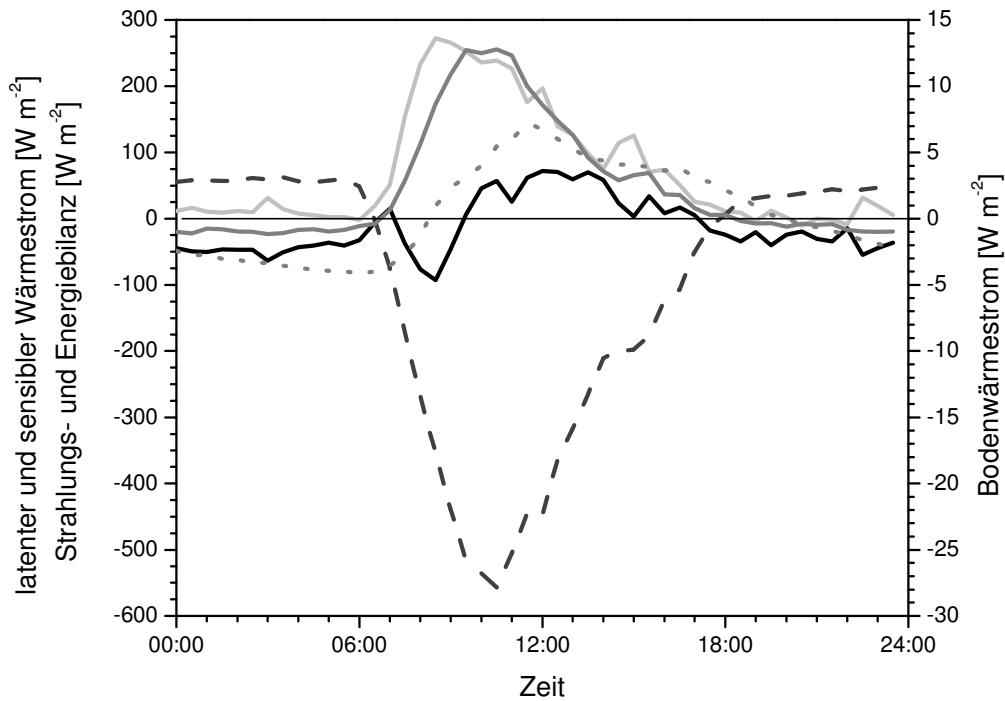


Abbildung 3.5: Mittlerer sensibler (graue Linie) und latenter Wärmestrom (hellgraue Linie), mittlere Energie- (schwarze Linie) und Strahlungsbilanz (dunkelgrau gestrichelte Linie) und mittlerer Bodenwärmestrom (grau gepunktete Linie) vom 04.08. bis zum 20.09.06 im Untersuchungsgebiet an Turm 1.

3.3 Kohlendioxid und Wasserdampfflüsse

Ein Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der Bestimmung und Interpretation der CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse sowie dem Einfluss von Nebel auf die CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse. Der Einfluss von Nebel auf die CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse wird nur an Turm 1 untersucht, da hier die Messgeräte für die Nebelerfassung installiert waren. Des Weiteren werden die Flüsse der beiden Messtürme miteinander verglichen.

3.3.1 Kohlendioxid und Wasserdampfflüsse an Turm 1 und 2

Die CO₂-Konzentration an Turm 1 schwankte im Bereich von 9,16 mmol m⁻³ bis 17,8 mmol m⁻³ mit einem Mittelwert von 13,2 mmol m⁻³. Die Wasserdampfkonzentration an Turm 1 erreichte Werte von 58,3 mmol m⁻³ bis zu 1680 mmol m⁻³ mit einer mittleren Konzentration von 855 mmol m⁻³. An Turm 2 lag die CO₂-Konzentration im Mittel bei 13,3 mmol m⁻³ und schwankte im Bereich von 9,94 mmol m⁻³ bis zu 21,1 mmol m⁻³. Die Wasserdampfkonzentration hatte an

Turm 2 ein Minimum von 179 mmol m⁻³ und ein Maximum von 1370 mmol m⁻³. Im Mittel betrug sie 837 mmol m⁻³.

Der mittlere CO₂-Fluss betrug an Turm 1 -4,74 µmol m⁻² s⁻¹ und schwankte im Bereich zwischen -79,8 µmol m⁻² s⁻¹ und 50,7 µmol m⁻² s⁻¹. Der H₂O_(g)-Fluss erreichte Werte von -7,34 mmol m⁻² s⁻¹ bis zu 15,6 mmol m⁻² s⁻¹ mit einem Mittelwert von 1,71 mmol m⁻² s⁻¹. Nachts (von 18:00 bis 6:30 Uhr Ortszeit) flossen in der Summe 66 µmol m⁻² s⁻¹ CO₂ und 4,8 mmol m⁻² s⁻¹ H₂O_(g). Tagsüber (von 7:00 bis 17:30 Uhr Ortszeit) flossen in der Summe -272 µmol m⁻² s⁻¹ CO₂ und 71,7 mmol m⁻² s⁻¹ H₂O_(g). Die CO₂-Flüsse an Turm 2 schwankten zwischen -34,1 µmol m⁻² s⁻¹ und 26,6 µmol m⁻² s⁻¹ mit einem Mittelwert von -2,89 µmol m⁻² s⁻¹. Der H₂O_(g)-Fluss hatte ein Minimum von -3,74 mmol m⁻² s⁻¹, ein Maximum von 13,1 mmol m⁻² s⁻¹ und lag im Mittel bei 1,49 mmol m⁻² s⁻¹. Der aufsummierte CO₂- und H₂O_(g)-Fluss betrug hier nachts 35,7 µmol m⁻² s⁻¹ bzw. 4,03 mmol m⁻² s⁻¹. Tagsüber betrug er -171 µmol m⁻² s⁻¹ bzw. 66,5 mmol m⁻² s⁻¹.

Die CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse zeigten einen typischen Tagesgang. Tagsüber sind die CO₂-Flüsse negativ und erreichten ihr Maximum um 11:00 Uhr Ortszeit, das heißt dass CO₂ vom Ökosystem aufgenommen wurde. Im Gegensatz dazu waren nachts die CO₂-Flüsse positiv, es wurde CO₂ vom Ökosystem an die Atmosphäre abgegeben. Die Wasserdampfflüsse waren tagsüber sowie nachts meist positiv, wobei die Höhe des Flusses tagsüber um ein Vielfaches größer war als nachts. Das Maximum des H₂O_(g)-Flusses war um 9:30 Uhr Ortszeit zu beobachten. Zu Zeiten der Messperiode wurde Wasserdampf vom Ökosystem an die Atmosphäre abgegeben. Tagsüber waren die CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse größer als nachts (Abbildung 3.6), da das Turbulenzregime hier besser entwickelt war und somit ein größerer turbulenter Austausch zwischen Biosphäre und Atmosphäre stattfinden konnte.

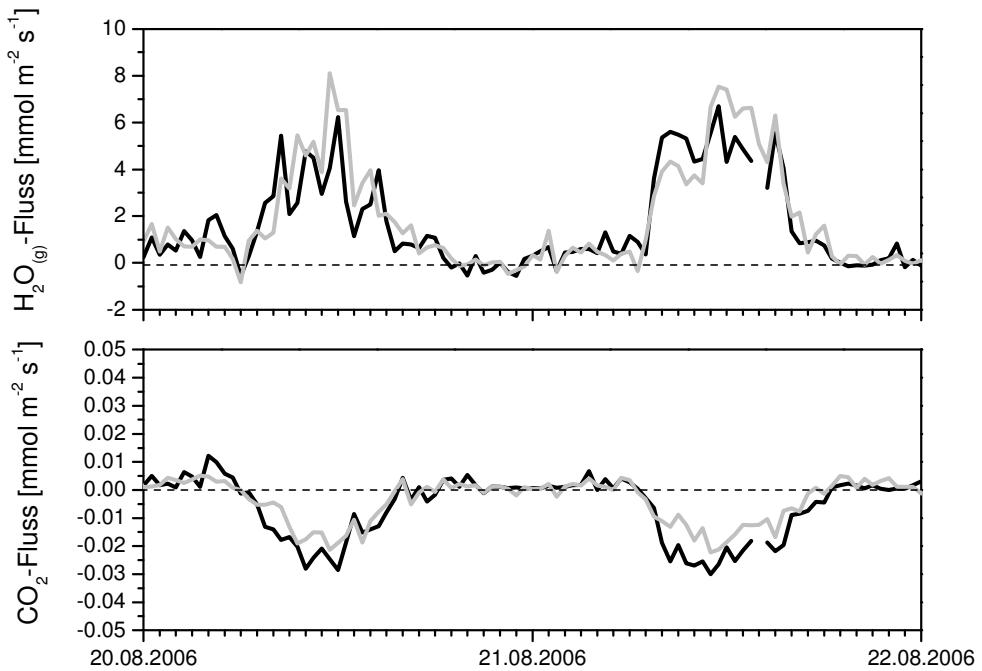


Abbildung 3.6: Typischer Tagesgang des CO₂- und H₂O_(g)-Flusses an Turm 1 (schwarze Linie) und Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 20.08 bis zum 22.08.06.

3.3.2 Der Einfluss von Nebel auf die CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse

Nebel trat während der Messperiode nur zwischen 12:00 Uhr und 21:00 Uhr Ortszeit auf. Folglich wurden nur die 30 min Intervalle von 12:00 bis 21:00 Uhr Ortszeit verwendet, um die Flüsse bei Nebel und nebelfreien Bedingungen zu vergleichen (Tabelle 3.2). Der mittlere CO₂-Fluss bei Nebel betrug $-4,17 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ und zu nicht nebligen Messzeiten $-5,25 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Der mittlere H₂O_(g)-Fluss bei Nebel lag bei $0,83 \text{ mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ und unter klaren Bedingungen bei $1,49 \text{ mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Das entspricht einer Reduzierung der CO₂- und H₂O_(g)-Flüsse um 21 % bzw. 45 %. Allerdings ist diese Abnahme nicht statistisch signifikant. Die Verminderung der einfallenden kurzweligen Strahlung durch den Nebel um 64 % ist dagegen statistisch signifikant (Abbildung 3.7). Die mittlere photosynthetisch aktive Strahlung PAR wurde durch Nebel von $245 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ auf $91,9 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (von 60 W m^{-2} auf 22 W m^{-2}) reduziert. Das entspricht einer Abnahme von 63 %. Die mittlere spezifische Feuchte verringerte sich bei Nebel von 960 mmol m^{-3} auf 952 mmol m^{-3} . Die mittlere Temperatur bei Nebel betrug $21,2^\circ\text{C}$ und unter nicht nebligen Bedingungen $19,7^\circ\text{C}$ und ist somit um $1,5^\circ\text{C}$ niedriger. Unter nebligen Bedingungen kam der Wind immer aus Südosten, wohingegen unter klaren

Verhältnissen die Windrichtungen Südost und Nordwest vertreten waren (Abbildung 3.8). Winde aus Nordwest traten vorwiegend zwischen 18:00 und 7:00 Uhr Ortszeit auf. Zwischen 7:30 und 17:30 Uhr Ortszeit herrschte die Windrichtung SE vor.

Tabelle 3.2: CO₂- und H₂O_(g)-Fluss, Globalstrahlung, photosynthetisch aktive Strahlung, spezifische Feuchte, Temperatur und Windrichtung unter nebligen und klaren Bedingungen an Turm 1 im Untersuchungsgebiet vom 04.08. bis zum 20.09.06 gemittelt für die Stunden zwischen 12:00 und 21:00 Uhr Ortszeit.

	CO ₂ -Fluss [$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$]	H ₂ O _(g) -Fluss [$\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$]	PAR [W m^{-2}]	spezifische Feuchte [mmol m^{-3}]	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]	Windrichtung
Nebel	-4,17	0,83	68,8 / 22	960	19,7	SE
kein Nebel	-5,25	1,49	185 / 60	952	21,2	NW / SE

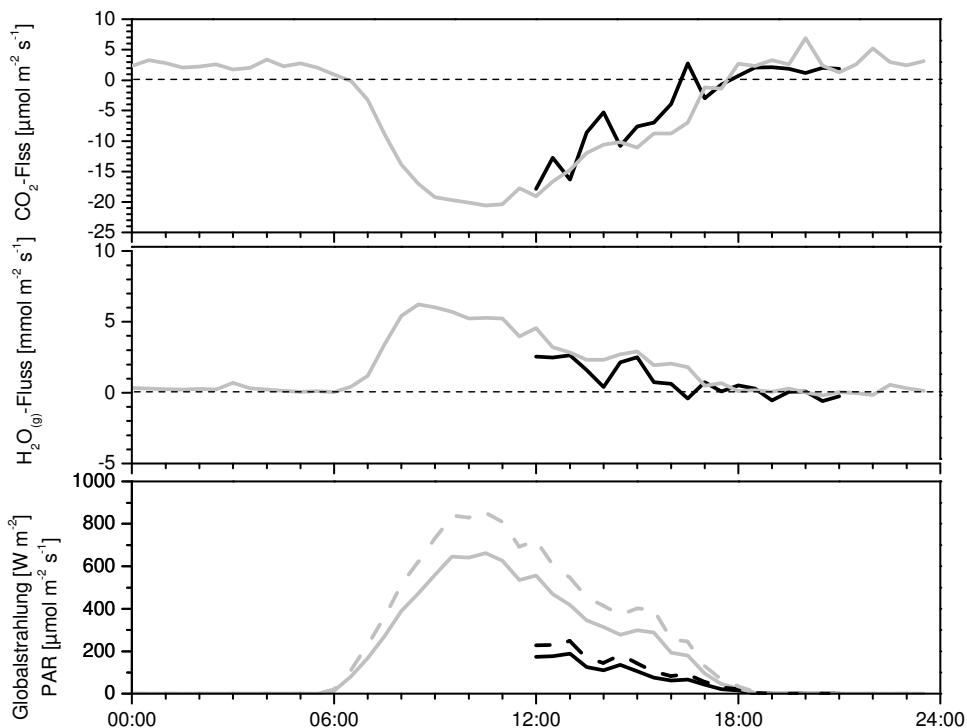


Abbildung 3.7: Gemittelter Tagesgang für die Parameter CO₂- und H₂O_(g)-Fluss, Globalstrahlung (durchgezogene Linien) und photosynthetisch aktive Strahlung (gestrichelte Linie) zwischen dem 04.08. und dem 20.09.06 an Turm 1 im Untersuchungsgebiet unter nebligen (schwarze Linie) und klaren (graue Linie) Bedingungen.

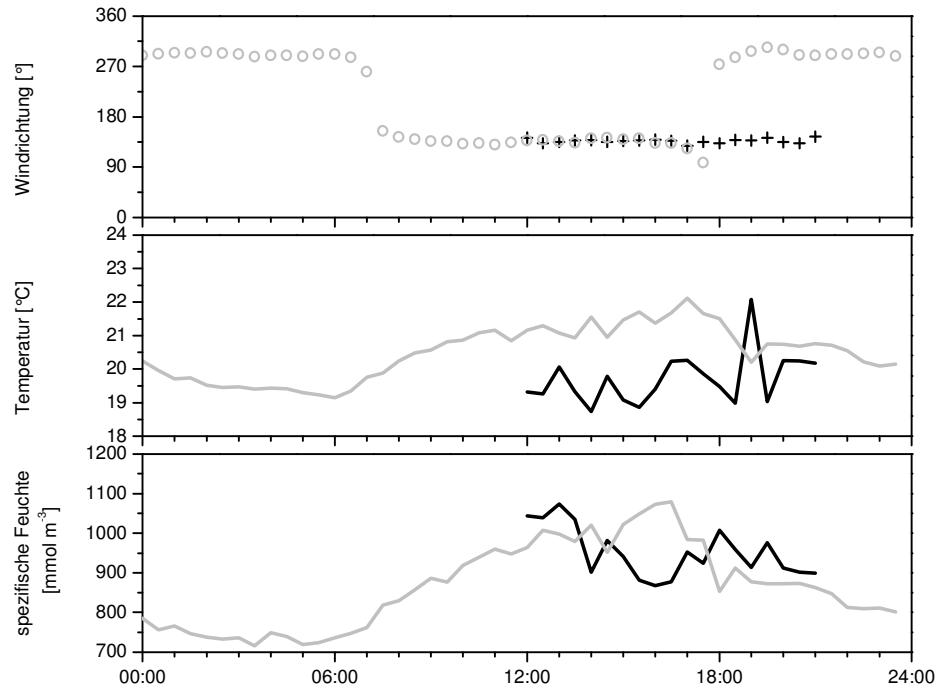


Abbildung 3.8: Gemittelter Tagesgang für die Parameter Windrichtung, Temperatur und spezifische Feuchte zwischen dem 04.08. und dem 20.09.06 an Turm 1 im Untersuchungsgebiet unter nebligen (schwarze Linie / Kreuze) und klaren (graue Linie / Kreise) Bedingungen.

3.3.3 Vergleich der beiden Türme

Um einen sinnvollen Vergleich der Flüsse zwischen den beiden Türmen durchzuführen, wurden nur die 30 min Intervalle verwendet, die an beiden Türmen zur gleichen Zeit vorhanden waren. Ist an einem der beiden Türme ein Datenausfall aufgetreten, so wurde das Blockintervall vom anderen Turm ebenfalls nicht verwendet. Der mittlere CO₂-Fluss während der Messperiode war an Turm 1 im Verhältnis zum mittleren CO₂-Fluss an Turm 2 um 27 % größer (Abbildung 3.9). Der mittlere H₂O_(g)-Fluss an Turm 1 war um 1 % geringer als an Turm 2 (Abbildung 3.10). Der sensible Wärmefluss an Turm 1 war im Mittel um 0,5 % geringer als der an Turm 2 (Abbildung 3.11). Beim latenten Wärmefluss ergab sich ein ähnliches Bild. Er war an Turm 1 um 1 % geringer als an Turm 2 (Abbildung 3.12). Der Unterschied ist nur beim CO₂-Fluss auf dem $p < 0.05$ Niveau statistisch signifikant. Die CO₂- und H₂O_(g)-Konzentrationen wurden im Rahmen dieser Untersuchung nicht verglichen, da nicht sichergestellt werden konnte welches der beiden LI-COR 7500 richtig gemessen hatte (siehe Kapitel 2.3.3).

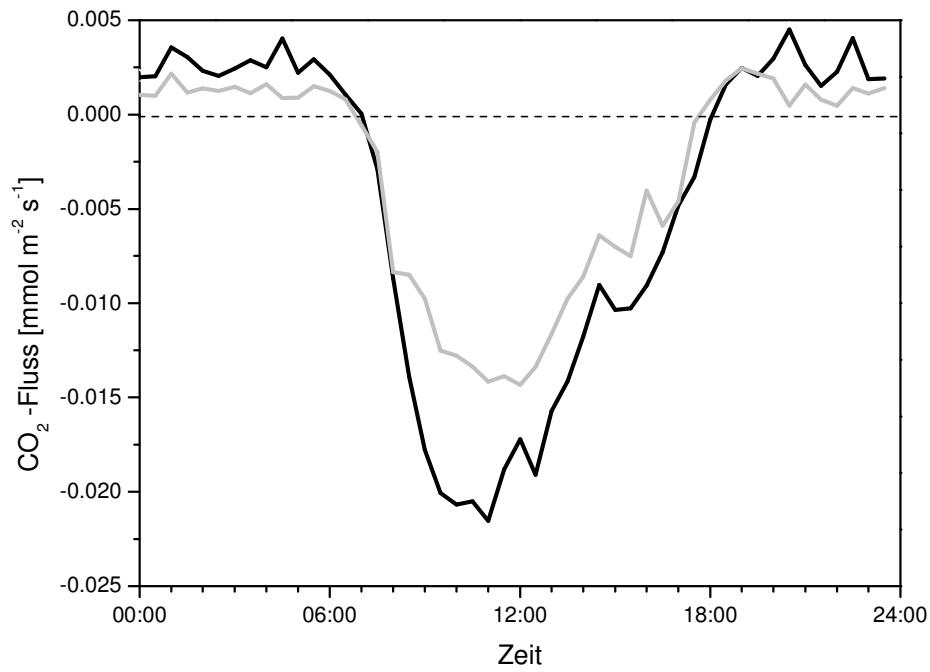


Abbildung 3.9: Vergleich des mittleren CO₂-Flusses an Turm 1 (schwarze Linie) mit Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.

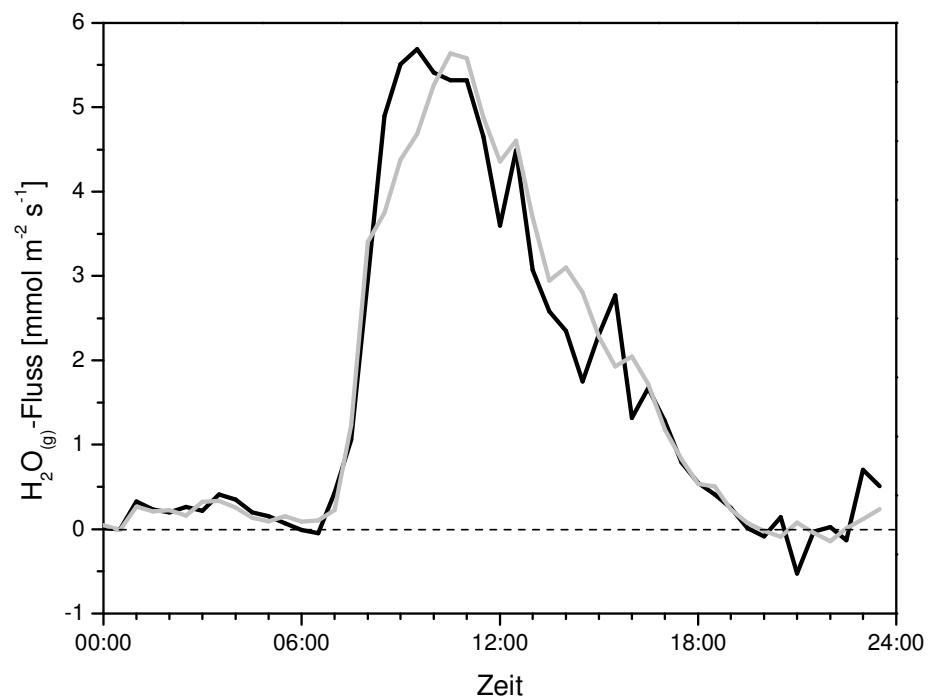


Abbildung 3.10: Vergleich des mittleren H₂O_(g)-Flusses an Turm 1 (schwarze Linie) mit Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.

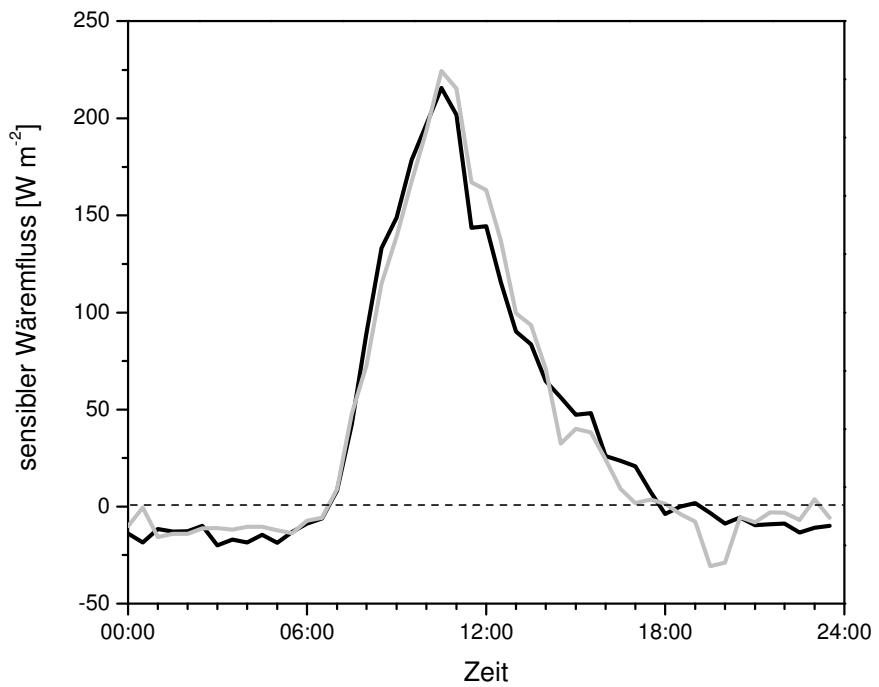


Abbildung 3.11: Vergleich des mittleren sensiblen Wärmeflusses an Turm 1 (schwarze Linie) mit Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.

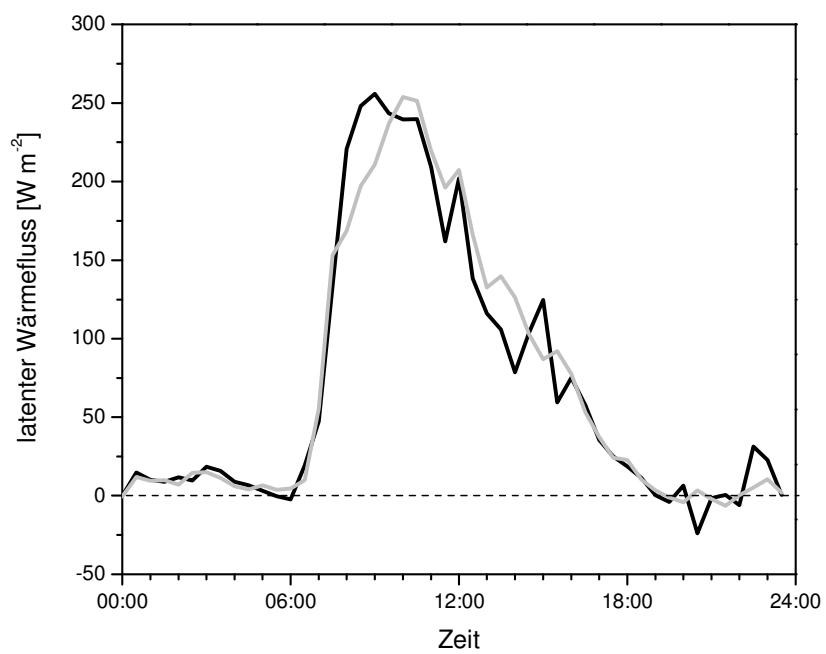


Abbildung 3.12: Vergleich des mittleren latenten Wärmeflusses an Turm 1 (schwarze Linie) mit Turm 2 (graue Linie) im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.

Wird die vertikale Windgeschwindigkeit w von Turm 1 gegen w von Turm 2 aufgetragen, so ist ein Zusammenhang erkennbar (Abbildung 3.13). Der Rangkorrelationskoeffizienten nach Spearman beträgt $r_s = 0,90$. Es fällt auf, dass bei negativen Vertikalwindgeschwindigkeiten Turm 1 geringere Werte aufweist als Turm 2. Die horizontale Windgeschwindigkeit U korreliert an beiden Türmen mit $r_s = 0,90$ sehr gut (Abbildung 3.13). Eine Korrelation der Windrichtung ist mit dem Standardverfahren der Rangkorrelation nach Spearman nicht möglich, da es sich bei der Windrichtung um Polarkoordinaten handelt. Dadurch werden Messwerte die z. B. 359° betragen beim Rangtest als unähnlich zu Messwerten von 1° eingestuft, obwohl dies in der Realität nicht der Fall ist (Abbildung 3.14). Um die Windrichtung der beiden Türme dennoch miteinander zu korrelieren, wurde eine standortspezifische Verschiebung bestimmter Achsenteile durchgeführt. Wenn die Windrichtung von Turm 1 größer als 180° und die Windrichtung von Turm 2 kleiner gleich des Wertes von Turm 1 minus 180° war, dann wurden zu den Messwerten von Turm 2 360° addiert. Wenn die Messwerte von Turm 2 größer als 180° waren und die Windrichtung an Turm 1 kleiner gleich dem Wert von Turm 2 minus 180°, dann wurde zu dem Messwert von Turm 1 360° addiert. Im nächsten Schritt wurde geprüft, ob die Werte von Turm 1 kleiner als 180° und die Werte von Turm 2 kleiner als minus der Wert von Turm 1 plus 180° waren. War dies der Fall, so wurden zu den Windrichtungen von Turm 1 und 2 jeweils 360° addiert. Durch dieses Vorgehen entsteht eine neue Achse mit Werten von 0 bis 540° (Abbildung 3.13). Die Windrichtung nach diesem Verfahren korreliert mit $r_s = 0,94$ sehr gut. Die Schubspannungsgeschwindigkeit u^* korreliert mit $r_s = 0,62$ nicht sehr gut (Abbildung 3.13). Die Korrelationskoeffizienten aller vier Parameter sind auf dem $p < 0,05$ Niveau statistisch signifikant.

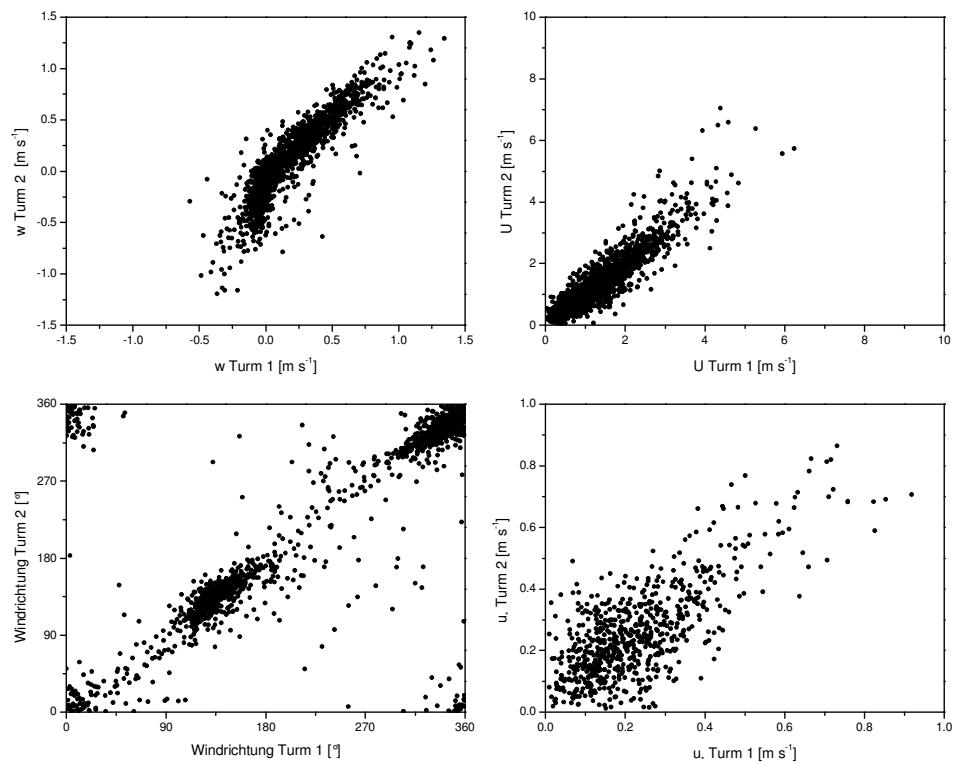


Abbildung 3.13: Vergleich der Vertikalwindgeschwindigkeit, horizontalen Windgeschwindigkeit, korrigierten Windrichtung und Schubspannungsgeschwindigkeit von Turm 1 mit Turm 2 im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.

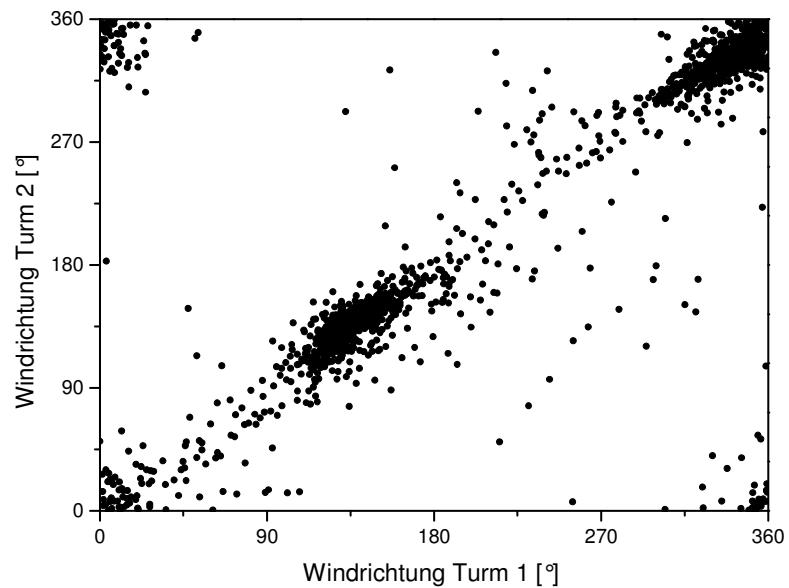


Abbildung 3.14: Vergleich der Windrichtungen zwischen Turm 1 und Turm 2 im Untersuchungsgebiet vom 05.08. bis zum 20.09.06.

3.4 Footprints

Im Rahmen dieser Arbeit wurden für drei Tage beispielhaft Footprints für beide Türme berechnet. Es wurden drei verschiedene Tageszeiten (Vormittag, Mittag und Nachmittag) ausgewählt. Dabei wurde darauf geachtet, dass das Turbulenzregime sehr gut entwickelt war (Qualitätsklasse 1) und die Atmosphäre sehr labile Bedingungen (das entspricht der Ausbreitungsklasse A nach Pasquill (1974)) aufwies. Die Eingangsparameter sowie die Ergebnisse der Footprintberechnung sind in Tabelle 3.3 und Tabelle 3.4 aufgelistet. Des Weiteren wird die vorherrschende Baumart in den Footprintabbildungen mit dargestellt, damit eine spätere Interpretation der unterschiedlichen Flüsse an Turm 1 und 2 erleichtert wird.

Tabelle 3.3: Eingangsparameter und Ergebnisse des Footprintmodells nach Schmid (1994) für Turm 1.

Parameter	19.08.2006		20.08.2006		21.08.2006		
	12:00 Uhr	14:30 Uhr	17:30 Uhr	50%	90%	50%	90%
Windrichtung [°]	130		135		147		
U [m s ⁻¹]	2,80		1,80		1,65		
u* [m s ⁻¹]	0,30		0,18		0,18		
z'/L	-0,95		-2,37		-0,69		
z _m /z ₀ [m]	32,4		41,7		32,2		
σ _v /u*	3,48		3,01		3,58		
x _m [m]	63,3		51,1		75,4		
a [m]	42,2	34,9	30,0	24,3	52,5	42,8	
e [m]	127	261	95,6	179	157	324	
d [m]	63,8	149	44,4	99,1	77,2	179	
x _d [m]	81	146	62,9	103,0	98,8	180	
Gesamtfläche [m ²]	6780	53600	3290	23500	10100	78800	

Tabelle 3.4: Eingangsparameter und Ergebnisse des Footprintmodells nach Schmid (1994) für Turm 2.

Parameter	19.08.2006		20.08.2006		21.08.2006	
	12:00 Uhr		14:30 Uhr		17:30 Uhr	
	50%	90%	50%	90%	50%	90%
Windrichtung [°]	118		132		148	
U [m s ⁻¹]		2,79		1,91		1,78
u* [m s ⁻¹]		0,31		0,17		0,23
z'/L		-1,82		-3,83		-0,47
z _m /z ₀ [m]		32,1		71,5		20,3
σ _v /u*		3,14		2,70		2,41
x _m [m]		39,7		87,3		56,9
a [m]	25,6	21,5	52,8	38,6	39,4	31,1
e [m]	78,2	159	158	258	118	261
d [m]	41,7	96,7	57,1	113	49,2	107
x _d [m]	49,9	88,5	107	154	67,9	140
Gesamtfläche [m ²]	2910	22100	4960	31700	4630	33100

Am 19. August 2006 um 12:00 Uhr Ortszeit betrug das 50 %-Quellgebiet an Turm 1 6780 m² und das 90 %-Quellgebiet 53600 m². Der erste Punkt des Footprints *a* war 42,2 m (50 %) bzw. 34,9 m (90 %) vom Messpunkt entfernt. An Turm 2 waren das 50 %- und das 90 %-Quellgebiet 2980 m² und 22100 m² groß. Die minimalen Entfernungen zum Messpunkt waren 25,6 m (50 %) und 21,5 m (90 %) (Abbildung 3.15). Am 20. August 2006 um 14:30 Uhr Ortszeit hatte das 50 %-Quellgebiet an Turm 1 eine Größe von 3290 m² und das 90 %-Quellgebiet von 23500 m² mit einer minimalen Entfernung zum Messsensor von 30,0 m (50 %) und 24,3 m (90 %). An Turm 2 waren sie 4960 m² und 31700 m² groß und hatten einen minimalen Abstand von 52,8 m (50 %) bzw. 38,6 m (90 %) zum Messpunkt (Abbildung 3.16). Am 21. August 2006 um 17:30 Uhr Ortszeit betrug das 50 %-Quellgebiet und das 90 %-Quellgebiet an Turm 1 10100 m² und 78785 m². Die geringste Entfernung zum Messpunkt betrug 52,5 m (50 %) und 42,8 m (90 %). An Turm 2 waren sie 4630 m² und 33100 m² groß mit einer minimalen Entfernung zum Messpunkt von 39,4 m (50 %) und 31,1 m (90 %) (Abbildung 3.17).

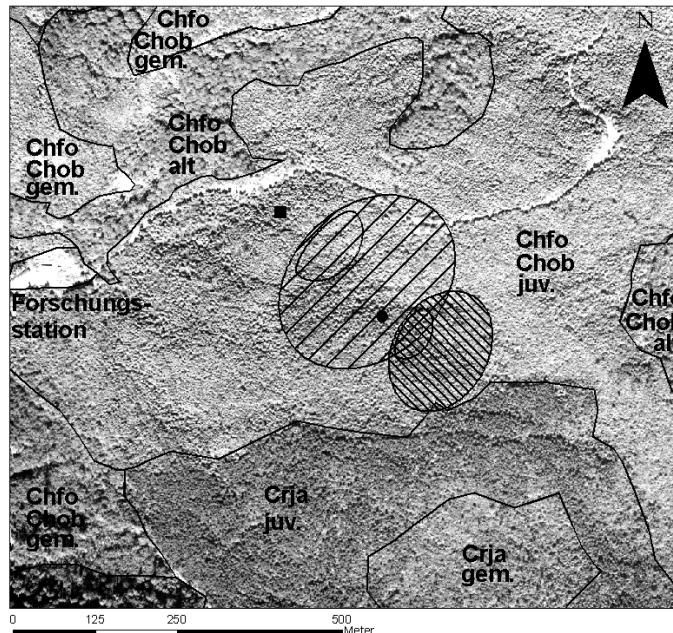


Abbildung 3.15: Vegetationskarte mit 50 %- und 90 %-Quellgebiet für die Footprints, 19.08.06 um 12:00 Uhr Ortszeit an Turm 1 (schwarzes Quadrat) und Turm 2 (schwarzer Punkt). Die Quellgebiete von Turm 1 sind von links unten nach rechts oben schraffiert und die Quellgebiete von Turm 2 sind von rechts unten nach links oben schraffiert. Chob steht für *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana*, Chfo für *Chamaecyparis formosensis*, Crja für *Cryptomeria japonica*, juv. für juvenile Baumbestände und gem. für eine Mischung aus juvenilen und alten Baumbeständen.

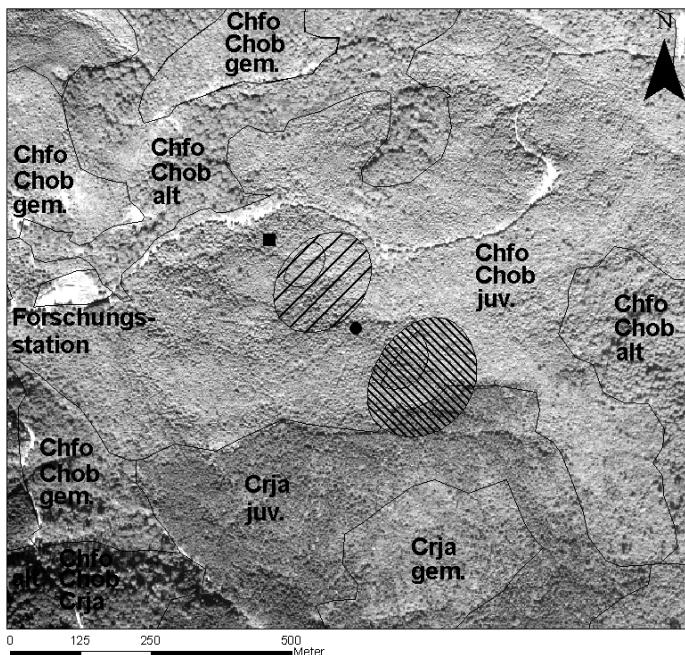


Abbildung 3.16: Vegetationskarte mit 50 %- und 90 %-Quellgebiet für die Footprints, 20.08.06 um 14:30 Uhr Ortszeit an Turm 1 (schwarzes Quadrat) und Turm 2 (schwarzer Punkt). Die Quellgebiete von Turm 1 sind von links unten nach rechts oben schraffiert und die Quellgebiete von Turm 2 sind von rechts unten nach links oben schraffiert. Chob steht für *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana*, Chfo für *Chamaecyparis formosensis*, Crja für *Cryptomeria japonica*, juv. für juvenile Baumbestände und gem. für eine Mischung aus juvenilen und alten Baumbeständen.

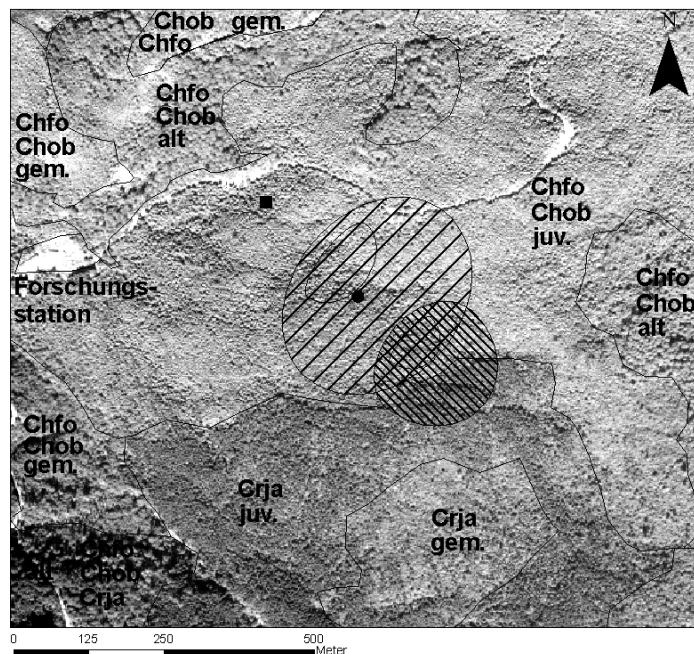


Abbildung 3.17: Vegetationskarte mit 50 %- und 90 %-Quellgebiet für die Footprints, 21.08.06 um 17:30 Uhr Ortszeit an Turm 1 (schwarzes Quadrat) und Turm 2 (schwarzer Punkt). Die Quellgebiete von Turm 1 sind von links unten nach rechts oben schraffiert und die Quellgebiete von Turm 2 sind von rechts unten nach links oben schraffiert. Chob steht für *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana*, Chfo für *Chamaecyparis formosensis*, Crja für *Cryptomeria japonica*, juv. für juvenile Baumbestände und gem. für eine Mischung aus juvenilen und alten Baumbeständen.

4 Diskussion

Im folgenden Teil der Arbeit werden die Ergebnisse erörtert und interpretiert. Im Untersuchungsgebiet ist das Windregime deutlich von der Topographie beeinflusst. Tagsüber herrschen Talwinde aus SE und nachts Bergwinde aus NW. Die vertikale Windgeschwindigkeit w ist ebenfalls abhängig von der Topographie. Die tagsüber dominierenden positiven Vertikalwindgeschwindigkeiten kamen durch die Talwinde zustande. Da der Wind den Hang in einem Winkel von ca. 15° entlang wehte, wurde vom Ultraschallanemometer die Vertikalwindgeschwindigkeit als positiv erfasst. Durch die Drehung des Koordinatensystems in die Hauptwindrichtung konnte diese scheinbar positive w -Komponente korrigiert werden. Nachts kehrte sich der Effekt um und die mittlere Vertikalwindgeschwindigkeit wurde negativ. Hierbei ist auffällig, dass w an Turm 1 nachts im Mittel $+0,04 \text{ m s}^{-1}$ betrug, wohingegen w an Turm 2 Werte von $-0,1 \text{ m s}^{-1}$ bis $-0,2 \text{ m s}^{-1}$ erreichte (Abbildung 3.3). Dies deutet darauf hin, dass die Stromlinien des Windes an Turm 1 bei NW-Winden nicht parallel zum Hang verlaufen. Da Turm 1 am nordwestlichen Ende der Plantage unmittelbar vor einer Straße steht, ist hier das Gelände nicht vollständig homogen. Es besteht die Möglichkeit, dass die Straße eine mechanisch induzierte Turbulenz hervorruft. Der Wind fließt den Hang folgend ab, stößt auf die Straße und bildet so einen Wirbel aus, der in positiven Vertikalwindgeschwindigkeiten an Turm 1 bei NW-Winden messbar ist.

Die horizontale Windgeschwindigkeit in der Nacht und am Tage war an beiden Türmen gleich (Abbildung 3.4). Dies unterstützt die Theorie der mechanisch induzierten Turbulenz bei NW-Winden an Turm 1. Da bei nicht turbulenten, stabilen Bedingungen die Windgeschwindigkeit mit der Höhe abnimmt (Pérez et al., 2005), müsste nachts die Windgeschwindigkeit an Turm 1, bedingt durch die geringere Messhöhe über der Vegetation, kleiner sein als an Turm 2.

Klemm et al. (2006) haben in Untersuchungen im Untersuchungsgebiet mittels Powerspektren über w herausgefunden, dass die Datenqualität der Vertikalwindgeschwindigkeit nachts an Turm 1 schlechter ist als tagsüber. Bei Turm 2 ist dies nicht der Fall. Aus diesem Grund werden in der folgenden Diskussion die während der Nacht gemessenen Flüsse nicht zwischen beiden Türmen verglichen.

Während der Messperiode war eine Nichtschließung der Energiebilanz mit -12 W m^{-2} zu beobachten. Klemm et al. (2006) beobachteten während einer fünfjährigen Feldstudie im Jahr 2002 im Untersuchungsgebiet eine nicht geschlossene Energiebilanz von -10 W m^{-2} . Die beiden Ergebnisse zeigen eine gute

Übereinstimmung. Die nicht geschlossene Energiebilanz deutet darauf hin, dass dem Ökosystem mehr Energie in Form von Strahlung zugeführt wurde, als ihm wieder in umgewandelter Form als latenter, sensibler und Bodenwärmestrom entzogen wurde. Da der Energieerhaltungssatz gilt (Foken, 2006), ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass die Messgeräte den sensiblen und latenten Wärmestrom nicht vollständig erfasst haben. Das hätte eine Unterschätzung dieser Wärmeflüsse zur Folge. Dies kann dadurch zustande gekommen sein, dass die Messgeräte für den sensiblen und latenten Wärmestrom nicht direkt an der Bilanzoberfläche gemessen haben, sondern in einem Abstand von 23,70 m über der Geländeoberfläche installiert waren. Es besteht die Möglichkeit, dass die nicht erfasste Energie im Stammraum gespeichert wurde. Warme Luftmassen, die bei schwach ausgeprägter Turbulenz in der Atmosphäre direkt oberhalb des Kronendaches advehiert wurden, wurden möglicherweise durch die Messung in größerer Höhe nicht erfasst. Da für die Anwendung der Eddy Kovarianz Methode die Annahme getroffen werden muss, dass der advektive Fluss gleich Null ist, kann es bei nicht ausreichend ausgeprägter Turbulenz zu einer Fehleinschätzung des Flusses kommen (Goulden et al., 1996; Marcolla, 2005; Foken, 2006).

Insbesondere nachts traten im Untersuchungsgebiet stabile Bedingungen auf und die Schubspannungsgeschwindigkeit konnte zu diesen Zeiten oft nicht berechnet werden. Diese Beobachtung deutet darauf hin, dass nachts das Turbulenzregime nicht stark entwickelt war und unterstützt die Theorie über das Auftreten von Advektion. Wolff (2006) hat ebenfalls beobachtet, dass die Atmosphäre im Untersuchungsgebiet nachts meist stabil geschichtet und somit wenig Turbulenz vorhanden ist.

Eine nicht vollständige Schließung der Energiebilanz wurde an fast allen FLUXNET-Untersuchungsgebieten beobachtet. Die Schließung der Energiebilanz verbesserte sich in dieser Studie meist mit einer Zunahme der Schubspannungsgeschwindigkeit. Es wurde ebenfalls herausgearbeitet, dass die nicht vollständig geschlossene Energiebilanz durch eine Unterschätzung des sensiblen und latenten Wärmestroms verursacht wird (Wilson et al., 2002). Diese Ergebnisse passen sehr gut zu der im Untersuchungsgebiet nicht geschlossenen Energiebilanz. Hierdurch wird bestätigt, dass durch ein nicht optimal ausgeprägtes Turbulenzregime die Schließung der Energiebilanz verhindert wird.

Während der Messperiode war an beiden Türmen eine Netto-CO₂-Aufnahme vom Ökosystem zu verzeichnen. Der Gesamtfluss von CO₂ setzt sich aus verschiedenen Teilkomponenten zusammen. Durch die Respiration der Bodenorganismen wird ständig CO₂ an die Atmosphäre abgegeben. Als weitere CO₂-Quellen sind die

Photorespiration der Pflanzen am Tag und die Pflanzenatmung in der Nacht im Ökosystem vorhanden. Eine CO₂-Senke ist die Photosynthese der Pflanzen während des Tages (Aubinet et al., 2005). An der Kurve des CO₂-Flusses im Untersuchungsgebiet können diese Komponenten in ihrem Tagesgang gut beobachtet werden (Abbildung 3.6). Nachts wurde, bedingt durch die Atmung aller Organismen, CO₂ an die Atmosphäre abgegeben. Tagsüber dominiert der Effekt der Photosynthese und es ist eine CO₂-Aufnahme durch das Ökosystem zu beobachten.

Im Untersuchungsgebiet wurde vom 04. August bis zum 22. September 2006 eine Netto-H₂O_(g)-Abgabe vom Ökosystem an die Atmosphäre verzeichnet. In den Gesamtfluss von Wasserdampf gehen als positive Komponenten die aktive Verdunstung der Pflanzen (Transpiration) und die passive Verdunstung von den Boden- und Pflanzenoberflächen (Evaporation) ein (Meiresonne et al., 2003). Ein negativer Wasserdampffluss entsteht durch Kondensation von Wasserdampf an Vegetation und Boden. Kondensation trat im Untersuchungsgebiet selten und nur nachts bei fehlender Solarstrahlung auf. Eine Besonderheit des Standortes ist, dass auch nachts vorwiegend positive Wasserdampfflüsse herrschen. Am Tagesgang des Wasserdampfflusses ist erkennbar, dass Evapotranspiration tagsüber viel stärker als nachts stattfindet (Abbildung 3.6). Dies ist durch die dem System zugeführte Energie in Form von kurzwelliger Einstrahlung zu begründen.

Werden die mittleren turbulenten Flüsse von CO₂, H₂O_(g), sensibler und latenter Wärme während der Messperiode an beiden Türmen miteinander verglichen, so ergibt sich folgender Interpretationsansatz. Die CO₂-Flüsse an Turm 1 waren im Mittel statistisch signifikant um 27 % höher als an Turm 2. Dahingegen wiesen der H₂O_(g)-Fluss sowie der sensible und latente Wärmefluss annähernd gleiche Werte auf. Die Differenz bei den CO₂-Flüssen muss seine Ursache in Unterschieden der Vegetation im Quellgebiet haben. Bei den berechneten Footprints fällt auf, dass das Quellgebiet der Flüsse an Turm 1 vollständig auf der Zypressenplantage liegt. Die beiden Zypressenarten *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* und *Chamaecyparis formosensis* sind im untersuchten Bergnebelwald heimische Baumarten, welche die Klimaxvegetation bilden (Chou et al., 2000). Das Quellgebiet von Turm 2 reicht jedoch bei südöstlichen Windrichtungen über den Plantagenrand hinaus und umfasst Teile eines jungen *Cryptomeria japonica*-Bestandes. *Cryptomeria japonica* ist eine Baumart, die schlechter an die Lichtreduzierung durch den Nebel im Untersuchungsgebiet angepasst ist. Laut Tange (1996) hat *Cryptomeria japonica* eine optimale Photosyntheserate bei 170 W m⁻² photosynthetisch aktiver Strahlung. *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* und *Chamaecyparis formosensis* haben ihr

Wachstumsoptimum bei 18 bis 24 W m⁻² photosynthetisch aktiver Strahlung (Lai et al., 2005). Daraus folgt, dass diese Zypressenarten unter nebligen Bedingungen (ca. 22 W m⁻²) besser Photosynthese betreiben, als *Cryptomeria japonica* und somit mehr CO₂ aufnehmen.

Eine weitere Möglichkeit zur Erklärung der Unterschiede zwischen den beiden Türmen ist, dass im Quellgebiet von Turm 1 die Bäume dichter stehen und mehr Pflanzen in der Unterschicht vorhanden sind. Dies würde eine höhere Biomasse im Quellgebiet ausmachen und folglich zu einer höheren CO₂-Aufnahme am Tage führen. Eine weitere Interpretationsmöglichkeit ist eine schlechtere Nährstoffverteilung im Quellgebiet von Turm 2. Das hat zur Folge, dass die Pflanzen eine geringere Wachstumsrate aufweisen als an Turm 1. Diese beiden Hypothesen können allerdings nicht validiert werden, da im Rahmen dieser Arbeit keine Vegetationsaufnahmen erstellt und Bodenproben entnommen wurden.

Ein Unterschied in der Messhöhe der beiden Türme über der Vegetation kann nicht die Ursache für die unterschiedlichen CO₂-Flüsse sein, da in der Prandtl-Schicht (0 m bis 20 m über der Vegetation) die Flüsse höhenkonstant sind (Foken, 2006).

Der latente Wärmefluss und der Wasserdampffluss sind an beiden Türmen gleich. Zur Diskussion dieses Phänomens muss zwischen der Transpiration und der Evaporation unterschieden werden, obwohl sie nur als Summe erfasst werden konnten. Die Tatsache, dass der Evapotranspirationsstrom an beiden Türmen gleich ist, deutet darauf hin, dass der Anteil der Transpiration aus den Spaltöffnungen der Pflanzen vom Anteil der Evaporation überdeckt wird. Wenn der Anteil der Transpiration an der Evapotranspiration größer wäre, dann wäre der H₂O_(g)-Fluss im Quellgebiet von Turm 1 höher als im Quellgebiet von Turm 2, da durch den unterschiedlichen CO₂-Fluss ein Unterschied im Gasaustausch der Vegetation festgestellt wurde. In anderen Studien über Bergnebelwälder wurde ebenfalls beobachtet, dass die Transpiration in Bergnebelwäldern nur einen geringen Anteil an der Evapotranspiration ausmacht (Bruijnzeel & Veneklaas, 1998). Es kann also gefolgert werden, dass im Untersuchungsgebiet der Großteil der Wasserdampfabgabe vom Ökosystem an die Atmosphäre von der Evaporation stammt.

Für den Wasserdampffluss ist also die Wassersättigung des Bodens entscheidend. Nach Bruijnzeel & Veneklaas (1998) haben viele Studien gezeigt, dass in Bergnebelwäldern Wassersättigung des Bodens vorherrscht. Dies steht in scharfem Kontrast zu den sehr variablen Feuchtigkeitsregimen in tiefer gelegenen Bergregenwäldern (Höhe ü. NN. < 1500 m), die nicht von Nebel beeinflusst werden. Es ist sehr wahrscheinlich, dass im Untersuchungsgebiet zu Zeiten der Messperiode

Wassersättigung des Bodens herrschte. Vom 04. August bis zum 22. September 2006 fiel ein Viertel des Jahresniederschlags. Des Weiteren wurden 5,8 mm Nebel in dieser Zeit in das Ökosystem eingetragen (Beiderwieden, 2007). Die Interpretation des Überwiegens des Evaporationsstromes über den Transpirationsstrom wird durch diese Überlegungen gestützt.

Für das Ökosystem „Bergnebelwald“ im Untersuchungsgebiet spielt Nebel eine entscheidende Rolle. Durch das häufige und regelmäßige Auftreten von Nebel wird die Globalstrahlung an diesem Standort erheblich reduziert. Dies hat zur Folge, dass die photosynthetisch aktive Strahlung statistisch signifikant um 63 % erniedrigt wird. Trotz dieser starken Reduzierung der Strahlung wird der CO₂-Fluss unter nebligen Bedingungen nicht signifikant geringer als unter nicht nebligen Bedingungen. In Gewächshausversuchen haben Lai et al. (2005) herausgefunden, dass die beiden Zypressenarten *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* und *Chamaecyparis formosensis* ihre höchsten Wachstumsraten unter gemäßigten Lichtbedingungen bei einer photosynthetisch aktiven Strahlung von 18 W m⁻² bis 24 W m⁻² haben. Ihre maximale Wachstumsrate haben sie an nebligen und nicht an klaren Tagen (Lai et al., 2005). Dies passt sehr gut zu den im Rahmen dieser Arbeit gemessenen photosynthetisch aktiven Strahlungswerten von 22 W m⁻² bei Nebel. Die beiden Zypressenarten sind bestens an die reduzierten Lichtbedingungen adaptiert und weisen kaum geringere Photosyntheseraten unter nebligen Verhältnissen im Vergleich zu klaren Bedingungen auf. Bruijnzeel & Veneklaas (1998) haben vermutet, dass die Reduzierung der Globalstrahlung ein Schlüsselfaktor für das Vorkommen bestimmter Arten in Bergnebelwäldern ist. Im Rahmen dieser Arbeit konnte bestätigt werden, dass die Zypressen im Untersuchungsgebiet an reduzierte Lichtverhältnisse angepasst sind und eine gute Lichtnutzungseffizienz aufweisen.

Während Nebelperioden wurden im Untersuchungsgebiet positive Wasserdampfflüsse verzeichnet. Dies bedeutet, dass bei gesättigten Luftverhältnissen Verdunstung auftritt. Dieser Effekt wurde mittels Messungen mit der Bowen-Ratio-Methode im Untersuchungsgebiet im Jahr 2005 beobachtet (Beiderwieden et al., 2007; Wolff, 2006). Eine mögliche Erklärung für die Verdunstung von Wasser, trotz gesättigter Verhältnisse in der Atmosphäre ist durch die Transpiration der Pflanzen erklärbar. Pflanzen produzieren durch ihren Stoffwechsel Wärme (Nichelmann, 1986), was zur Folge hat, dass unmittelbar über der Blattoberfläche die Temperatur erhöht ist. Wie groß die Temperaturdifferenz ist hängt von der Pflanzenart, Blattoberfläche, Exposition des Blattes und der Strahlung ab (Nichelmann, 1986). Konkrete Angaben über diese Parameter bei den

untersuchten Zypressenarten können im Rahmen dieser Arbeit nicht gemacht werden. Dies kann zu einer Untersättigung der Luftmassen in der laminaren Grenzschicht führen. Durch die so entstandene Differenz des Wasserdampfpartialdruckes kann direkt an der Blattoberfläche dennoch Wasser verdunsten. Der Wasserdampf wird durch den Wind vom Blatt der Pflanze abtransportiert. Während Nebel steigt also der Anteil der Transpiration am Gesamtwasserdampffluss. Unterstützt wird diese These durch die Reduzierung des Wasserdampfflusses um 45 %, was durch die verringerte Evaporation bei nebligen Bedingungen erklärt werden kann. Dies könnte ein Effekt sein, der zu positiven Wasserdampfflüssen während nebliger Perioden führt. Allerdings liegen im Rahmen dieser Arbeit keine weiteren Informationen über die Blatttemperatur der Zypressen im Verhältnis zur Lufttemperatur vor. Zur Bestätigung oder Ablehnung dieser Hypothese sind weitere Messungen im Untersuchungsgebiet erforderlich.

Eine andere Möglichkeit für die Erklärung positiver Wasserdampfflüsse während Nebel ist Folgende. Die Luft ist nur während der Entstehung des Nebels wasserdampfgesättigt. Auch bei nicht gesättigten Bedingungen in der Atmosphäre kann der Nebel noch für einige Zeit weiter bestehen bleiben (Pruppacher & Klett, 1996). Folglich ist eine Wasserdampfsättigung der Luft während Nebelperioden nicht zwingend vorhanden. Durch das Wasserdampfdefizit in der Luft kann es zu Verdunstung während Nebel kommen. Diese Theorie erscheint im Untersuchungsgebiet aber weniger wahrscheinlich, da die Luftmassen bei Nebel sich meist hangaufwärts bewegen, weiter abkühlen und der Wasserdampf kondensieren kann. Dies führt zu einer kontinuierlich Wasserdampfsättigung der Luft und wirkt dem zuvor diskutierten Effekt entgegen.

5 Fazit und Ausblick

Während der Messperiode im Untersuchungsgebiet konnte eine Netto-CO₂-Aufnahme vom Ökosystem verzeichnet werden. Im Kontext der globalen Erwärmung ist dies ein entscheidender Faktor für die CO₂-Bilanzierung von Bergnebelwäldern. Der CO₂-Fluss wies einen typischen Tagesgang auf. Tagsüber wurde der Atmosphäre CO₂ durch die Photosynthese entzogen. Nachts wurde CO₂ durch die Respiration der Bodenorganismen und der Pflanzen vom Ökosystem abgegeben.

Der Unterschied von 27 % bei den CO₂-Flüssen der beiden Türme ist auf die unterschiedlichen Baumarten in den Quellgebieten zurückzuführen. Die im Quellgebiet von Turm 2 wachsende Baumart *Cryptomeria japonica* ist schlechter an die hohe Frequenz von Nebel und die dadurch verringerte photosynthetisch aktive Strahlung im Untersuchungsgebiet angepasst und hat deshalb eine geringere Photosyntheserate als die beiden dort heimischen Zypressenarten der Klimaxvegetation.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde festgestellt, dass die Pflanzen im Ökosystem Bergnebelwald optimal an die hohe Frequenz von Nebel und die damit verbundene Reduzierung der Strahlung adaptiert sind. Es konnte nachgewiesen werden, dass die Photosyntheserate der im Untersuchungsgebiet wachsenden Zypressenarten *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* und *Chamaecyparis formosensis* während nebliger Perioden nicht statistisch signifikant reduziert war.

Des Weiteren wurde herausgearbeitet, dass die Transpiration während der Messperiode im Untersuchungsgebiet nur einen geringen Anteil am Wasserdampffluss ausmacht. Der Wasserdampffluss wurde maßgeblich durch die Evaporation bestimmt. Während der Messperiode wurde Wasserdampf vom Ökosystem Bergnebelwald an die Atmosphäre abgegeben. Negative Wasserdampfflüsse traten selten und höchstens nachts während fehlender globaler Einstrahlung auf. Es gab vorwiegend positive Wasserdampfflüsse.

Der positive Wasserdampffluss während Nebel kann durch die vom Stoffwechsel der Pflanzen produzierte Wärme und dem daraus resultierenden Gradienten des Wasserdampfpartialdrucks zwischen laminarer Grenzschicht über dem Pflanzenblatt und der Prandtl-Schicht entstanden sein.

Die Energiebilanz war mit -12 W m^{-2} während der Messperiode fast vollständig geschlossen. Die Abweichung deutet auf das Vorhandensein von horizontalen advektiven Flüssen ungleich Null hin.

Die Anwendung der Eddy Kovarianz Methode über komplexem Terrain erfordert

noch viel Forschungsbedarf. Die Schwierigkeit besteht darin, dass an diesen Standorten oftmals die Voraussetzungen zur Anwendung der Eddy Kovarianz Methode nicht gegeben sind. Um dieses Problem zu lösen, müssen geeignete Korrekturfaktoren für die abweichenden Bedingungen eingesetzt werden.

Besonders nachts unter stabilen atmosphärischen Bedingungen hat die Eddy Kovarianz Methode ihren Schwachpunkt, da bei nicht gut ausgeprägtem Turbulenzregime die horizontale Advektion nicht Null ist. Gerade über geneigtem Gelände herrschen nachts Drainageflüsse, die unter dem Messgerät hangabwärts fließen und nicht mit erfasst werden (Lee, 1998). Dies führt zu einer Unterschätzung des Flusses. Um den advektiven Fluss im Untersuchungsgebiet zu quantifizieren werden Eddy Kovarianz Messungen an beiden Messtürmen in verschiedenen Höhen empfohlen. Mit diesen Daten könnte der advektive Fluss berechnet werden. Eine weitere Unterschätzung der Flüsse kommt dadurch zu Stande, dass der mittlere Vertikalwind über das Mittelungsintervall ungleich Null ist. Die zur Zeit in der Forschung verwendeten Korrekturmethoden durch Rotation des Koordinatensystems sind für ebenes Gelände entwickelt worden. Hier besteht der Bedarf einer Weiter- oder Neuentwicklung geeigneter Methoden für komplexeres Terrain.

Im Zuge der globalen Erwärmung ist es von Interesse die Netto Ökosystem Austauschrate von CO₂ über Bergnebelwäldern zu quantifizieren. Hierfür wäre es empfehlenswert eine Langzeitstudie über die CO₂- und Wasserdampfflüsse im Untersuchungsgebiet durchzuführen. Darüber hinaus könnten weiterführende Messungen die im Rahmen dieser Arbeit aufgestellten Hypothesen verifizieren bzw. falsifizieren. Die beobachteten Differenzen beim CO₂-Fluss können auch aus einem Gerätefehler resultieren, da nicht sichergestellt werden konnte, ob beide Geräte übereinstimmten. Bei zukünftigen Messungen ist es wichtig, die Geräte im Gelände parallel laufen zu lassen. Des Weiteren werden eine vollständige Vegetationsaufnahme im Quellgebiet der beiden Türme sowie eine Untersuchung der Böden und deren Feuchtigkeitsgehalt in Abhängigkeit von der Zeit und eine zusätzliche Temperaturmessung unmittelbar oberhalb der Blattoberfläche empfohlen.

6 Literatur

- Aubinet, M., Berbigier, P., Berndorfer, C., Cescatti, A., Feigenwinter, C., Granier, A., Grünwald, T., Havrankova, K., Heinesch, B., Longdoz, B., Marcolla, B., Montagnani, L., Sedlak, P. (2005): Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different CARBOEUROFLUX sites. *Boundary-Layer Meteorology*, **116**: 63-94.
- Beiderwieden, E., Schmidt, A., Hsia, Y.-J., Chang, S.-C., Wrzesinsky, T., Klemm, O. (2007): Nutrient input through occult and wet deposition into a subtropical montane cloud forest. eingereicht bei: *Water, Air & Soil Pollution*.
- Beiderwieden, E. (2007): Fogwater fluxes above a subtropical montane cloud forest. Münster, Universität, Dissertation, 105 S.
- Bruijnzeel, L. A. (2001): Hydrology pf tropical montane cloud forests: A Reassessment. *Land Use and Water Resources Research*, **1**: 1.1-1.18.
- Bruijnzeel, L. A. & Veneklaas, E. J. (1998): Climatic conditions and tropical montane forest productivity: the fog has not lifted yet. *Ecology*, **79**: 3-9.
- Chang, S.-C., Yeh, C.-F., Wu, M.-J., Hsia, Y.-J., Wu, J.-T. (2006): Quantifying fog water deposition by in situ exposure experiments in a mountainous coniferous forest in Taiwan. *Forest Ecology and Management*, **224**: 11-18.
- Chou, C.-H., Chen, T.-Y., Liao, C.-C., Peng, C.-I (2000): Long-term ecological research in the Yuanyang Lake forest ecosystem I. Vegetation composition and analysis. *Botanical Bulletin of Academia Sinica*, **41**: 61-72.
- Falge, E., Baldocchi, D. Tenhunen, J., Aubinet, M., Bakwin, P., Berbigier, P., Bernhofer, C., Burba, G., Clement, R., Davis, K. J., Elbers, J. A., Goldstein, A. H., Grelle, A., Granier, A., Guðmundsson, J., Hollinger, D., Kowalski, A. S., Katul, G., Law, B. E., Malhi, Y., Meyers, T., Monson, R. K., Munger, J. W., Oechel, W., Paw U, K. T., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A., Valentini, R., Wilson, K., Wofsy, S. (2002): Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**: 53-160.
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., Cleugh, H. A. (2003): A re-evaluation of long-term flux measurement techniques, Part I: Averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology*, **107**: 1-48.
- Foken, T. (2006): Angewandte Meteorologie – Mikrometeorologische Methoden. Springer, Berlin, 2. Auflage, 325 S.
- Foken, T., Göckede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B. D., Munger, J. W. (2004): Post field data quality control. In: Lee, X. (Autor), *Handbook of Micrometeorology*:

- A Guide for Surface Flux Measurements. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library **29**, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht / Boston / London.
- Foken, T. & Wichura, B. (1996): Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, **78**: 83-105.
- Gash, J. H. C. (1986): A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, **35**: 409-414.
- Goulden, M. L., Munger J. W., Fan, S.-M., Daube, B. C., Wofsy, S. C. (1996): Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, **2**: 169-182.
- Held, A. (2004): Turbulenter Austausch, Bildung und Wachstum atmosphärischer Partikel über einem Fichtenwald. [online] Münster, Universität, Dissertation, 148 S. [URN: urn:nbn:de:hbz:6-49659588209].
- IPCC (2007): Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., Miller, H. L. (Hrsg.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kaimal, J. C. & Finnigan, J. J. (1994): Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement. Oxford University Press, New York, 289 S.
- Klemm, O., Chang, S.-C., Hsia, Y.-J. (2006): Energy fluxes at a subtropical mountain cloud forest. *Forest Ecology and Management*, **224**: 5-10.
- Klemm, O. & Mangold, A. (2001): Ozone deposition at a forest site in NE Bavaria. *Water, Air, and Soil Pollution*, **1**: 223-232.
- Lai, I-L., Scharr, H., Chavarria-Krauser, A., Küsters, R., Wu, J.-T., Chou, C.-H., Schurr, U., Walter, A. (2005): Leaf growth dynamics of two congener gymnosperm tree species reflect the heterogeneity of light intensities given in their natural ecological niche. *Plant, Cell and Environment*, **28**: 1496-1505.
- Lee, X. (1998): On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, **91**: 39-49.
- Lee, X., Massman, W., Law, B. (2004): Handbook of Micrometeorology – A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library **29**, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht / Boston / London.
- LI-COR Inc. [Hrsg.] (2000): LI-7500 CO₂ / H₂O Gasanalyser, Instruction Manual. LI-COR Inc., 4421 Superior Street, Lincoln, Nebraska 68504, USA.
- LI-COR Biosciences [Hrsg.] (2007): Messkopf des LICOR 7500. URL:

- www.licor.com, abgerufen am 08.05.07.
- Liebethal, C. & Foken, T. (2003): On the significance of the Webb correction to fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, **109**: 99-106.
- Marcolla, B., Cescatti, A., Montagnani, L., ca, G., Kerschbaumer, G., Minerbi, S. (2005): Importance of advection in the atmospheric CO₂ exchange of an alpine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, **130**: 193-206.
- McMillen, R. T. (1988): An Eddy Correlation Technique with Extended Applicability to Non-Simple Terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, **43**: 17-35.
- Meiresonne, L., Sampson, D. A., Kowalski, A. S., Janssens, I. A., Nadeshdina, N., Cermák, J., Van Slycken, J., Ceulemans, R. (2003): Water flux estimates from a Belgian Scots pine stand: a comparison of different approaches. *Journal of Hydrology*, **270**: 230-252.
- Miglietta, F., Gioli, B., Hutz, R. W. A., Reichenstein, M. (2007): Net regional ecosystem CO₂ exchange from airborne and ground-based eddy covariance, land-use maps and weather observations. *Global Change Biology*, **13**: 548-560.
- Nichelmann, M. (1986): Temperatur und Leben. Aulis, Deubner, 136 S.
- Pasquill, F. (1974): Atmospheric diffusion, Halsted Press, New York, 2. Auflage, 429 S.
- Pérez, I. A., García, M. A., Sánchez, M. L., de Torre, B. (2005): Analysis and parameterisation of wind profiles in the low atmosphere. *Solar Energy*, **78 (6)**: 809-821.
- Rannik, Ü. & Vesala, T. (1999): Autoregressive filtering versus linear detrending in estimation of fluxes by the eddy covariance method. *Boundary-Layer Meteorology*, **91**: 259-280.
- Rees, R., Chang, S.-H., Wang, C.-P., Matzner, E. (2006): Release of nutrients dissolved organic carbon during decomposition of *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana* leaves in a mountain forest in Taiwan. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, **169 (6)**: 792-798.
- Schmid, H. P. (1994): Source Areas for Scalars and Scalar Fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, **67**: 293-318.
- Schönwiese, C.-D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebrüder Borntraeger, Berlin / Stuttgart, 3. Auflage, 298 S.
- Stadtmüller, T. (1987): Cloud Forests in the Humid Tropics. A Bibliographic Review. The United Nations University, Tokyo und Centro Agronomico Tropical de Investigacion y Ensenanza, Turrialba, Costa Rica, 82 S.
- Stull, R. B. (1994): An Introduction to boundary Layer Meteorology. Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht / Boston / London. 5.

Auflage, 666 S.

- Tange, T. (1996): Seasonal changes in photosynthesis of young *Cryptomeria japonica* growing on ridges and foot-slopes. *Forest Ecology and Management*, **89**: 93-99.
- Thomas, C. & Foken, T. (2002): Re-evaluation of integral turbulence characteristics and their parameterisations. 15th Conference on Turbulence and Boundary-Layer Meteorology, Wageningen, NL, *American Meteorological Society*, 129-132.
- Turnipseed, A. A., Anderson D. E., Blanken P. D., Baugh W. M., Monson R. K. (2003): Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain Part 1. Canopy and local effects. *Agricultural and Forest Meteorology*, **119**: 1-21.
- Webb, E. K., Pearman, G. I., Leuning, R. (1980): Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**: 85-100.
- Wilczak, J. M., Oncley, S. P., Stage, S. A. (2001): Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology*, **99**: 127-150.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S. (2002): Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**: 223-243.
- Wolff, V. (2006) Water Vapour Fluxes Above a Mountain Cloud Forest in Taiwan. Diplomarbeit Universität Münster, Institut für Landschaftsökologie, 80 S.
- YOUNG Company [Hrsg.] (2003): Model 81000 Ultrasonic Anemometer, Manual. R. M. YOUNG Company, 2801 Aeropark Drive, Traverse City, Michigan 49686, USA.
- Zöfel, P. (1992): Statistik in der Praxis. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena.

Anhang



Abbildung A 1: Kategorie 5 Taifun „Saomai“ (links) am 08.08.06 um 10:00 Uhr Ortszeit.

Quelle: NASA Earth Laboratory.

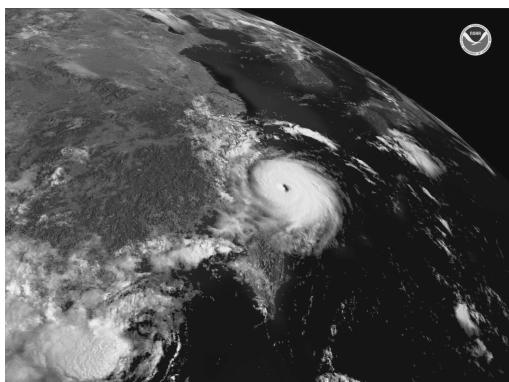


Abbildung A 2: Tropischer Sturm „Bopah“ am 10.08.06 um 9:30 Uhr Ortszeit.

Quelle: NOAA / NNVL.

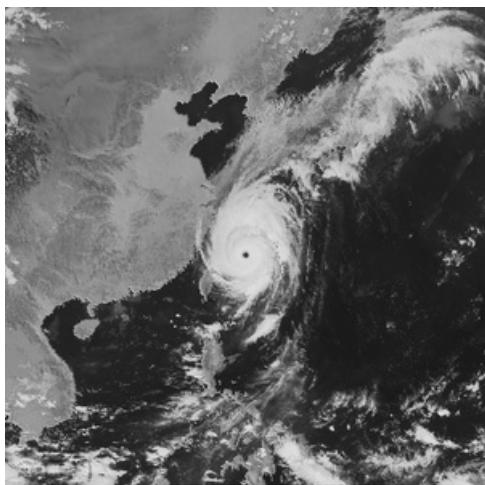


Abbildung A 3: Kategorie 4 Taifun „Shanshan“ am 16.09.06 um 14:00 Uhr Ortszeit.

Quelle: MTSAT.

Weitere Tabellen mit den 30 min Intervallen für alle berechneten Parameter sind im elektronischen Anhang zu finden.

Danksagung

Ich bedanke mich bei meinen Gutachtern Prof. Dr. O. Klemm und Diplom-Landschaftsökologin E. Beiderwieden für die sehr gute Betreuung. Sie standen mir jeder Zeit für Fragen zur Verfügung. Bei E. Beiderwieden bedanke ich mich für die hervorragende Unterstützung während der Messperiode in Taiwan.

Des Weiteren gilt mein Dank den Professoren Y.-J. Hsia und S.-C. Chang der National Dong Hwa University, Taiwan für die Hilfe während der Feldexperimente.

Zusätzlich danke ich Diplom-Geograph A. Schmidt, der das Programm für die Berechnung der turbulenten Flüsse geschrieben hat und Dr. T. Wrzesinsky die mir beide viele Fragen beantwortet haben.

Des Weiteren danke ich allen, die meine Arbeit durchgesehen haben.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst und nur die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Münster, Mai 2007

(Katrin Mildenberger)