

Berichte des Deutschen Wetterdienstes

253

Parallelmessungen an deutschen Klimareferenzstationen

Schlussfolgerungen im Hinblick auf Homogenität und Messunsicherheiten

von
Lisa Hannak und Sven Brinckmann



253

Berichte des Deutschen Wetterdienstes

Parallelmessungen an deutschen Klimareferenzstationen

Schlussfolgerungen im Hinblick auf Homogenität
und Messunsicherheiten

von
Lisa Hannak und Sven Brinckmann

Zitationsvorschlag:

Hannak, L. und Brinckmann, S. (Hrsg.: Deutscher Wetterdienst), 2020: Parallelmessungen an deutschen Klimareferenzstationen - Schlussfolgerungen im Hinblick auf Homogenität und Messunsicherheiten. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 253, 101 Seiten. Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.

Dieser Bericht ist im Rahmen einer gemeinsamen Forschungsaktivität des Referats „Nationale Klimaüberwachung“ und des Sachgebiets „In-situ Sondierung“ im Rahmen des DWD-Forschungsprogramms „Innovation in der angewandten Forschung und Entwicklung“ (IAFE) entstanden.

Titelfoto: Messfeld des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg. Quelle: Werner Thomas, DWD

ISSN: 2194-5969 (Online)

ISBN: 978-3-88148-523-4 (Online)

Nutzungsbedingungen:

Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz:



Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden. Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

Die in den DWD-Berichten veröffentlichten Texte werden allein von ihren jeweiligen Autoren verantwortet; die darin zum Ausdruck gebrachte Meinung entspricht nicht notwendig der Meinung des Herausgebers (Deutscher Wetterdienst).

Fachliche Durchsicht: Dr. Florian Imbery

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes
Am DFS-Campus 4
63225 Langen
selbstverlag@dwd.de
www.dwd.de

Korrespondenzadresse:

Deutscher Wetterdienst
Lisa Hannak
Abteilung Hydrometeorologie
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach am Main
Lisa.Hannak@dwd.de

Autoren:

Lisa Hannak, DWD
Dr. Sven Brinckmann, DWD

Zusammenfassung

An Klimareferenzstationen finden Parallelmessungen durch historische und operationelle Messgeräte statt. Mithilfe dieser Messungen sollen die Vergleichbarkeit der Messungen untersucht, die Messunsicherheit abgeschätzt und gegebenenfalls Methoden zur Homogenisierung der Messreihen entwickelt werden. Für diese Untersuchungen wurden folgende, besonders wichtige Klimaelemente ausgewählt: Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Niederschlagssumme, Sonnenscheindauer, Luftdruck und Erdbodentemperatur.

In Hinblick auf die Homogenität langer Messreihen lässt sich zusammenfassend sagen, dass für die Messungen der Lufttemperatur (Ausnahme Tagesextrema), des Luftdruckes und der relativen Feuchte keine Inhomogenitäten aufgrund der Automatisierung zu erwarten sind. Bei den täglichen Temperaturminima und –maxima wurden leichte Änderungen vor allem in den Sommermonaten, hauptsächlich infolge des Wechsels der Strahlungsschutzhütte, festgestellt. Aufgrund der höheren Trägheit der Englischen Hütte (im Vergleich zur LAM-630), die durch den Aufbau ihrer Lamellen und ihres großen Luftvolumens stark von der Umgebungsluft abgeschottet ist, gleichen sich die Temperaturen in ihrem Inneren relativ langsam an die Umgebung an, sodass negative oder positive Temperaturspitzen nicht vollständig erfasst werden. Bei der Sonnenscheindauer wurden Unterschiede festgestellt, die auf das veränderte Messprinzip zurückzuführen sind. Mithilfe eines linearen Regressionsmodells können die Reihen jedoch homogenisiert werden. Bei den Messungen der Niederschlagshöhe konnte eine geringe, jedoch systematische Unterschätzung starker Niederschlagsereignisse des automatischen Messgeräts PLUVIO im Vergleich zum manuellen Messgerät nach Hellmann festgestellt werden. Für das aktuell operationelle automatische Messgerät Rain[e] zeigte sich für flüssigen Niederschlag eine gute Übereinstimmung zu den manuellen Hellmann-Messungen (innerhalb der definierten Toleranzbereiche), jedoch bei festem Niederschlag eine starke Unterschätzung der Niederschlagsmenge gegenüber der manuellen Referenz. Durch Verwendung eines Windschutzes am Rain[e] kann dieser Fehler verringert werden.

In Zukunft sollen an den Klimareferenzstationen die Parallelmessungen von automatischen Messgeräten verschiedener Bauart fortgeführt werden. Zu den zu untersuchenden Messgrößen gehört demnächst auch die Windgeschwindigkeit.

Summary

At German climate reference stations historical and operational measurement instruments are measuring in parallel. These parallel measurements help to analyze the comparability of observations. They enable to quantify the uncertainty of the measurements and are used to develop methods to homogenize time series if needed. In this study following climate parameters are analyzed: air temperature, relative humidity, precipitation amount, sunshine duration, air pressure, and soil temperature.

A major result is that the automatization of the measurements for air temperature (except daily extremes), air pressure, and relative humidity does not cause inhomogeneities in long time series. Nevertheless, differences were found (especially in summer) for daily maximum and minimum temperature, mainly caused by the change of the radiation screen. The historical Stevenson screen is more shielded from the ambient air by the structure of its lamellas and its large air volume compared to the operational LAM 630 screen. Due to the increased inertia time of the Stevenson screen, the temperature inside the screen adapts more slowly to the environment. Thus strong temperature peaks are not captured. Also the automatization of sunshine duration measurements causes inhomogeneities. But these time series could be homogenized with a linear regression model developed in this project. Furthermore, strong precipitation events are systematically underestimated by the automatic PLUVIO instrument compared to the manual Hellmann instrument. However, the underestimation is inside the tolerance range. The operational precipitation instrument Rain[e] shows good agreement with Hellmann measurements for rain events (inside defined tolerance range), whereas Rain[e] has problems in case of snow events (strong underestimation). This error can be reduced using a wind shield surrounding the Rain[e].

In future, parallel measurements of automatic instruments of different types will be continued at climate reference stations. The wind speed will be one of the next parameters to investigate.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Motivation	7
	Lufttemperatur - Zusammenfassung	10
2	Lufttemperatur	11
2.1	Messungen	11
2.1.1	Manuelle Messung	11
2.1.2	Automatische Messung	11
2.2	Differenzen der automatischen und der manuellen Messung	12
2.2.1	Vergleichbarkeit der Messsysteme an Terminwerten	12
2.2.2	Vergleichbarkeit der Tagesmittel	12
2.2.3	Vergleich der Minimumtemperaturen	14
2.2.4	Vergleich der Maximumtemperaturen	15
2.3	Messunsicherheiten	16
2.3.1	Hütteneinfluss – Strahlung und thermische Trägheit	17
2.3.2	Kalibrierung / Nichtlinearität	33
2.3.3	Sensorträgheit	34
2.3.4	Reproduzierbarkeit	36
2.3.5	weitere Unsicherheitsquellen	37
2.3.6	Gesamtunsicherheiten	37
2.4	Einfluss der Automatisierung auf Kenntage	39
	Niederschlagshöhe - Zusammenfassung	41
3	Niederschlagshöhe	42
3.1	Messungen	42
3.1.1	Manuelle Messung	42
3.1.2	Automatische Messung	42
3.1.3	Bekannte systematische Fehler bei Punktmessungen	42
3.2	Vergleich PLUVIO und Hellmann	43
3.3	Vergleich PLUVIO und Rain[e]	47
3.3.1	Vergleich PLUVIO / Rain[e] zum manuellen Messinstrument Hellmann	50
3.3.2	Vergleich der Tagessummen von PLUVIO- und Rain[e]-Messungen	52
3.4	Vergleich Rain[e] mit und ohne Windschutz	52
	Relative Feuchte - Zusammenfassung	55
4	Relative Feuchte	56
4.1	Messungen	56
4.1.1	Manuelle Messung	56
4.1.2	Automatische Messung	56
4.2	Differenzen von automatischer und manueller Messung	56
4.2.1	Vergleichbarkeit der Messsysteme an Terminwerten	56
4.2.2	Vergleichbarkeit der Tagesmittel	57
4.2.3	Differenzen zwischen EE-33 und HMP-45D / Hygromer MP-100	58
4.3	Messunsicherheiten	60
4.3.1	Strahlung / Temperatur	60

4.3.2	Kalibrierung / Nichtlinearität	61
4.3.3	Driften über Monate	63
4.3.4	Driften über Stunden	66
4.3.5	Sensorträgheit.....	68
4.3.6	Reproduzierbarkeit	70
4.3.7	Weitere Unsicherheitsbeiträge	71
4.3.8	Gesamtunsicherheit	71
	Sonnenscheindauer - Zusammenfassung	73
5	Sonnenscheindauer	74
5.1	Messungen.....	74
5.1.1	Manuelle Messung	74
5.1.2	Automatische Messung	74
5.2	Vergleichbarkeit der Messsysteme.....	74
5.2.1	Homogenisierung der Zeitreihen der täglichen Sonnenscheindauer	77
5.2.2	Kreuzvalidierung.....	79
5.2.3	Ergebnisse	80
5.3	Vergleich der Stundenwerte zwischen automatischer und manueller Messung.....	82
5.3.1	Mittlere Tagesgänge der Differenzen.....	83
5.3.2	Abhängigkeit der stündlichen Differenzen zu Einstrahlungswinkeln und -stärke	84
5.4	Differenzen zwischen bodennaher Messung und Satellitenmessungen	85
	Luftdruck - Zusammenfassung	87
6	Luftdruck	88
6.1	Messungen.....	88
6.1.1	Manuelle Messung	88
6.1.2	Automatische Messung	88
6.1.3	Fehlerquellen.....	88
6.2	Vergleichbarkeit der Messsysteme an Terminwerten.....	88
6.3	Vergleichbarkeit der Tagesmittel	90
	Erbodentemperatur - Zusammenfassung	91
7	Erbodentemperatur	92
7.1	Messungen.....	92
7.1.1	Manuelle Messung	92
7.1.2	Automatische Messung	92
7.2	Vergleichbarkeit der Messsysteme.....	92
7.2.1	Aufteilung nach Terminwerten und Jahreszeiten	92
8	Zusammenfassung der Ergebnisse	94
	Danksagung	95
	Literaturverzeichnis	96
	Abkürzungsverzeichnis	97

1 Einleitung und Motivation

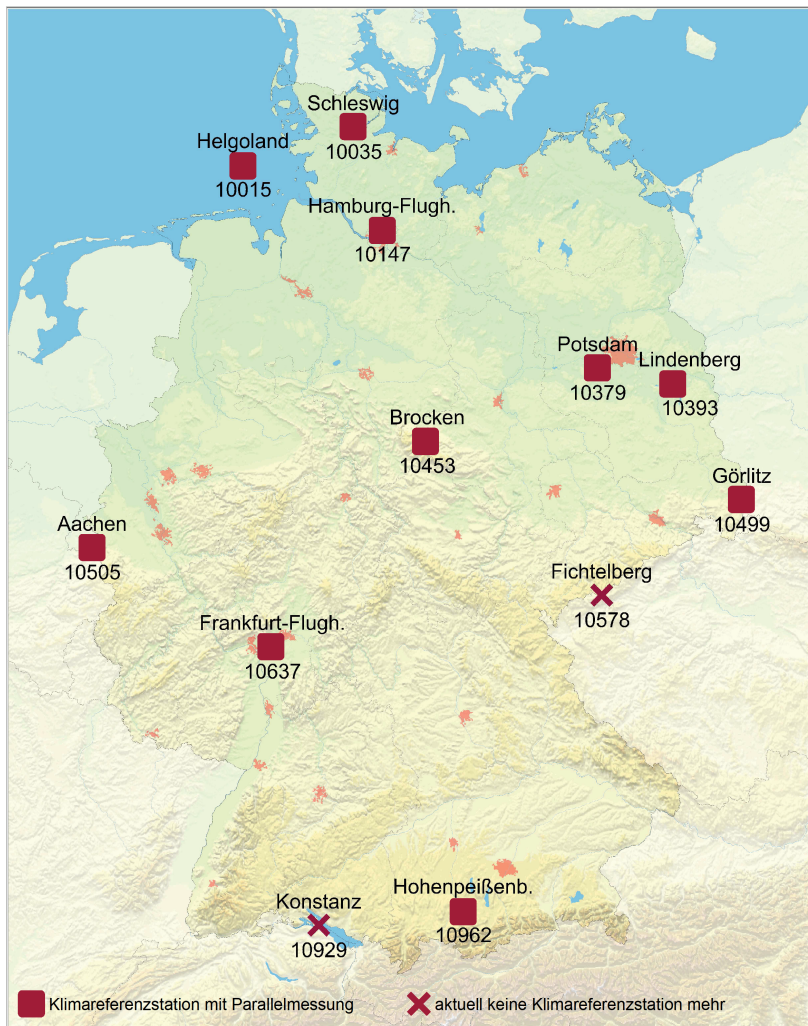


Abbildung 1.1: Verteilung der Klimareferenzstationen (KRS)

Die ersten organisierten meteorologischen Messungen in Deutschland begannen um 1781 auf Initiative der „Societas Meteorologica Palatina“, einer in Mannheim gegründeten meteorologische Gesellschaft. Von den ehemals 14 Stationen im Gebiet des heutigen Deutschlands – das Netzwerk umfasste insgesamt 39 Stationen in Europa und Nordamerika – sind allerdings nur wenige Standorte über das Jahr 1795 hinaus erhalten geblieben. Eine Ausnahme stellt die Station auf dem Hohenpeißenberg dar, deren Temperatur-Messreihen von 1781 bis heute kontinuierlich aufgezeichnet wurden. Ab etwa 1881 begann der Aufbau eines deutschlandweiten meteorologischen Messnetzes mit systematischen Wetteraufzeichnungen. Mithilfe dieser kontinuierlichen Messreihen können die Veränderungen des Klimas beschrieben werden. Im Laufe der Zeit haben sich jedoch die Messbedingungen teilweise deutlich geändert. Es kam zu Stationsverlegungen, Änderungen in der Messtechnik, Beobachterwechsel, Veränderungen in der Messumgebung und schließlich zur Automatisierung der Messungen. Um möglichst homogene und qualitativ hochwertige Datenreihen zu gewährleisten, müssen die Auswirkungen der verschiedenen Änderungen auf die Messungen untersucht werden. Die letzte größere Umstellung der meteorologischen Messungen in Deutschland begann 2008 mit der Einführung einer neuen vollautomatischen Messwerterfassung.

Aus diesem Anlass wurden im gleichen Jahr zwölf sogenannte Klimareferenzstationen (im Folgenden mit KRS abgekürzt; siehe Abbildung 1.1 und Tabelle 1.1) eingerichtet, an denen Parallelmessungen mit historischen (manuellen) und operationellen (automatischen) Messinstrumenten durchgeführt werden. Die Stationen decken unterschiedliche klimatische Regionen Deutschlands ab und umfassen auch Standorte in den Mittelgebirgen (z. B. Brocken) und in maritimen Regionen (Helgoland). Neben der Bestimmung potenzieller Inhomogenitäten werden die Parallelmessungen auch genutzt, um Messunsicherheiten zu bestimmen und die Datenqualität zu prüfen. Die gewonnenen Methoden sollen im zweiten Schritt für die Messreihen des gesamten deutschen Messnetzes genutzt werden.

Tabelle 1.1: Klimareferenzstationen im Messnetz des DWD mit Beginn der Parallelmessungen und geografische Lage der Stationen

WMO ID	Stationsname	Beginn der Parallelmessungen	Geografische Breite	Geografische Länge	Stationshöhe in m
10015	Helgoland	2006	54,1750	7,8920	4
10035	Schleswig	2006	54,5275	9,5486	43
10147	Hamburg-Fuhlsbüttel	2008	53,6332	9,9881	11
10379	Potsdam	2008	52,3813	13,0622	81
10393	Lindenberg	2008	52,2085	14,1180	98
10453	Brocken	2008	51,7986	10,6183	1134
10499	Görlitz	2008	51,1622	14,9506	238
10501	Aachen	2008-2011	50,7827	6,0941	202
10505	Aachen-Orsbach	2011	50,7982	6,0244	231
10578	Fichtelberg	2008-2014	50,4283	12,9535	1213
10637	Frankfurt/Main	2008	50,0259	8,5213	100
10929	Konstanz	2007-2012	47,6774	9,1901	443
10962	Hohenpeißenberg	2008	47,8009	11,0109	977

Die Parallelmessungen von manuellen und automatischen Verfahren begannen an den meisten der KRS im Jahr 2008 und wurden teilweise bis Ende 2018 durchgeführt (rund zehnjähriger Vergleichszeitraum). Im Jahr 2013 wurden erste Ergebnisse dieser Vergleichsmessungen in einem Projektbericht veröffentlicht (Augter, 2013). Etwa ab 2015 begannen mit der Einführung neuer automatischer Instrumente (z. B. Umrüstung der Feuchtesensorik von HMP-45D zu EE-33 Ende 2015) auch Parallelmessungen von je zwei automatischen Instrumenten an den KRS. Diese Vergleiche sollen auch in Zukunft an zehn Stationen fortgeführt werden. Die KRS Aachen wurde 2011 verlegt und trägt nun den Namen Aachen-Orsbach. Die Standorte Konstanz und Fichtelberg sind seit 2013 bzw. 2015 keine KRS mehr.

Abbildung 1.2 zeigt die mittleren meteorologischen Bedingungen an den KRS (gemittelt über alle 10-Minuten-Werte des gesamten Vergleichszeitraums, siehe Tabelle 1.1). In den nachfolgenden Kapiteln werden die wichtigsten Ergebnisse der Vergleichsmessungen getrennt nach den einzelnen Parametern präsentiert. Die betrachteten Parameter sind Lufttemperatur (u. a. Tagesmittel und Tagesextreme), Niederschlagshöhe, relative Feuchte, Sonnenscheindauer, Luftdruck und Erdbodentemperatur. Im Folgenden wird, soweit nicht anders beschrieben, die manuelle Messung als Referenz angesehen und mit der automatischen Messung verglichen (d. h. Differenzen von automatischen minus manuellen Messungen bzw. Quotienten aus automatischen und manuellen Messungen).

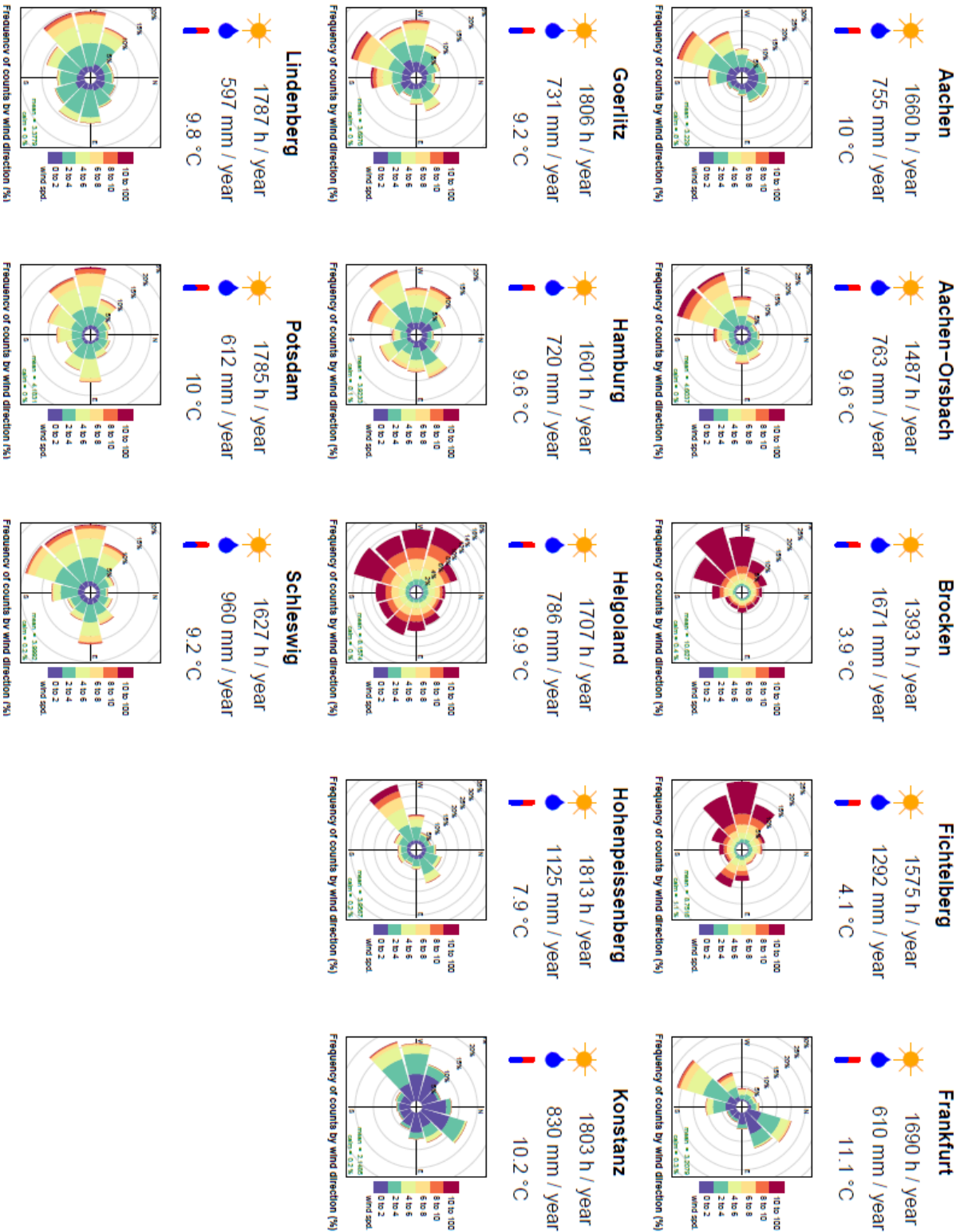


Abbildung 1.2: Mittlere meteorologische Bedingungen (mittlere jährliche Sonnenscheindauer, Niederschlagssumme, Mitteltemperatur, Häufigkeit der Windrichtung und -geschwindigkeit) an den Klimareferenzstationen des DWD berechnet anhand der Zeiträume aus Tabelle 1.1 bis 2018.

Lufttemperatur - Zusammenfassung

Terminwerte und Tagesmittel

Die mittleren Differenzen der automatischen und manuellen Messungen an Terminwerten (6:30 UTC, 13:30 UTC, 20:30 UTC) sind gering (Histogramm in Abb. I links). Auch bei den Tagesmittelwerten zeigt sich eine recht gute Übereinstimmung zwischen beiden Messverfahren, wenn die Tagesmittel in beiden Fällen nach dem traditionellen Kämtzschen Mittel berechnet werden (Histogramm in Abb. I Mitte). Bei Berechnung der Tagesmittel aus automatischen Messungen gemäß der 24 Stundenwerte eines Tages ergeben sich teils größere Abweichungen zu den Tagesmitteln der manuellen Messungen (Histogramm in Abb. I rechts), die mittlere Differenz ist aber auch in diesem Fall gering.

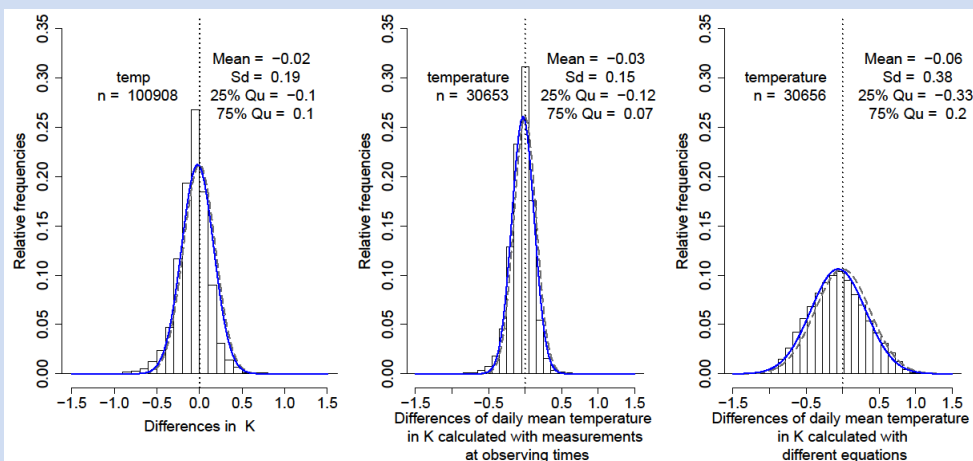


Abb. I: Relative Häufigkeit der Differenzen (jeweils automatisch minus manuell) der Lufttemperatur an Terminwerten (links) und der mittleren Tagestemperatur in K berechnet aus drei Terminwerten (Kämtzsches Mittel, Mitte) und berechnet mit unterschiedlichen Mittelungsverfahren (aus Stundenwerten bzw. aus drei Terminwerten, rechts). Als Datengrundlage dienen die verfügbaren Vergleichswerte an allen KRS. Die Daten sind von Ausreißern bereinigt (4-fache Pseudo-Standardabweichung der Differenzen). Die grauen bzw. blauen Kurven stellen eine angepasste Normalverteilung mit idealem Mittelwert Null bzw. dem real beobachteten Mittelwert dar.

Einfluss des Strahlungsschutzes

Der verwendete Strahlungsschutz hat einen signifikanten Einfluss auf die Messungen der Lufttemperatur. Die höhere thermische Trägheit der Englischen Hütte (manuelle Messung) bedingt zum einen systematische Unterschiede bei stetigen Temperaturänderungen (insbesondere am Vormittag und am Abend). Zum anderen werden kurzzeitige Temperaturschwankungen in der Englischen Hütte nicht vollständig registriert. Dadurch sind die Minimumtemperaturen der automatischen Messung in der LAM 630 (Lamellenhütte, belüftet) in klaren Sommernächten oft etwas geringer und die Maximumtemperaturen an klaren Sommertagen etwas höher. Abgesehen von diesem Trägheitseffekt der Englischen Hütte treten keine signifikanten Temperaturunterschiede durch die Verwendung unterschiedlicher Strahlungsschutzhütten auf.

2 Lufttemperatur

Zunächst werden in diesem Kapitel die Messsysteme zur Erfassung der Lufttemperatur vorgestellt und anschließend die Unterschiede zwischen automatischer und manueller Messungen erläutert. Dabei werden in den Unterabschnitten 2.2.2 bis 2.2.4 getrennt die Differenzen der Tagesmittel, Minimum- bzw. Maximumtemperaturen gezeigt. In 2.3 wird dann auf die einzelnen Unsicherheitsquellen des automatischen Instruments (Pt-100-Widerstandsthermometer des Typs LTS 2000) eingegangen und es werden die einzelnen Unsicherheiten quantifiziert. Abschließend wird in 2.4 der Einfluss der Automatisierung der Lufttemperaturmessung auf verschiedene Kenntage untersucht.

2.1 Messungen

2.1.1 Manuelle Messung

Für die Messungen der aktuellen Temperatur wird ein Quecksilberthermometer verwendet, das an drei Terminen (6:30 UTC, 13:30 UTC, 20:30 UTC), den sogenannten Mannheimer Stunden, abgelesen wird. Durch Glasalterung kann es bei Quecksilberthermometern zu Messfehlern kommen. Nach zehn Jahren sollten diese getauscht werden.

Die Temperaturextrema werden mit speziellen Thermometern gemessen. Die Maximumthermometer enthalten einen eingeschmolzenen Glasstift, der den Quecksilberfluss bei Temperaturzunahme zulässt, jedoch bei Temperaturabnahme den Quecksilberfluss nach unten unterdrückt. Die Quecksilbersäule verharrt bei der maximalen Temperatur und muss vom Beobachter nach dem Ablesen wieder nach unten geschüttelt werden. Das Temperaturminimum wird mit einem Alkoholthermometer gemessen. In den Kapillaren befindet sich ein Glasstück, das bei abnehmender Temperatur mitgeführt wird, jedoch bei ansteigenden Temperaturen am tiefsten Punkt verweilt, da der Alkohol das Glasstück umfließt und nicht mitführt. Beim Alkoholthermometer ist zu beachten, dass dieses Thermometer thermisch träger ist als ein Quecksilberthermometer und eine Nicht-Linearität der Skala aufweist. Außerdem können durch Änderungen der Alkoholkonzentration Messfehler entstehen (Löffler, 2012).

Die manuellen Thermometer der Klimareferenzstationen sind in traditionellen Englischen Strahlungsschutzhütten (siehe Abbildung 2.1a) aufgehängt. An der Station Brocken wird statt der Englischen Hütte die Gießener Hütte genutzt. Beide Hüttenmodelle sind passiv belüftet, verfügen also über keine Vorrichtung zur aktiven Belüftung.

2.1.2 Automatische Messung

Für die automatische Messung der Temperatur wird ein Pt-100-Widerstandsthermometer mit der Bezeichnung LTS-2000 (Firma Ketterer, siehe Abbildung 2.1c) verwendet. Durch temperaturabhängige Widerstandsänderungen des Platindrahts können Temperaturschwankungen registriert werden. Die sekundlichen Messungen des LTS-2000 werden über eine Minute gemittelt und alle zehn Minuten (letztes Ein-Minuten-Mittel der letzten zehn Minuten) in einer Datenbank abgespeichert. Zusätzlich wird das tiefste und höchste Ein-Minuten-Mittel der jeweils letzten zehn Minuten gespeichert. Auf Basis dieser Daten können die täglichen Temperaturextrema bestimmt werden. An den meisten Stationen befinden sich die Temperatursensoren in der Strahlungsschutzhütte LAM 630 (Abbildung 2.1b), die über eine leichte aktive Belüftung verfügt. Ausnahmen bilden die Stationen Brocken und Fichtelberg, wo die LTS-2000 in der Gießener bzw. Englischen Hütte positioniert sind. An der Station Frankfurt/Main wurde zunächst die Englische Hütte auch für die automatischen Messungen verwendet. Erst nach einer Stationsverlegung am 22.10.2014 um wenige Kilometer (von Ost- auf Westseite der Landebahnen) wird an dieser Station die LAM 630 für diese Messungen genutzt. Die Lamellenhütte LAM 630 besitzt vier Steckplätze für die Temperatur- und Feuchtesensorik. Der primäre Temperatursensor befindet sich an Position Nordost, der sekundäre Sensor an Position Nordwest. Die Daten des primären

Sensoren werden dabei als operationelle Temperaturmessung verwendet. Die Daten des sekundären Sensors werden zur Qualitätskontrolle und im Falle eines Datenausfalls der primären Messung als Ersatzmessung genutzt. Die LAM 630 besitzt einen 12 V DC Lüfter, um bei schwachem Wind einem Wärmestau in der Hütte entgegenzuwirken. de Haij et al. (2014) haben gezeigt, dass diese Belüftung zu einer induzierten Luftbewegung von etwa 0,25 m/s an den Sensoren führt. In der gleichen Studie wurde durch Laborexperimente festgestellt, dass sich äußere Luftbewegungen mit einem Faktor von etwa 0,5 auf die Sensoren auswirken. Das bedeutet, dass bei einer äußeren Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe von 1 m/s die Sensoren mit ca. 0,5 m/s passiv belüftet werden.

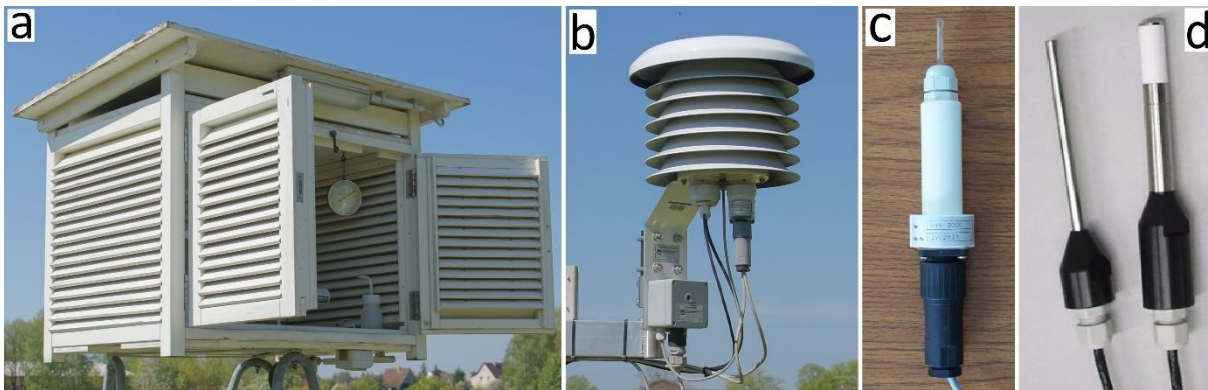


Abbildung 2.1: (a) Traditionelle Englische Hütte, (b) Strahlungsschutzhütte LAM-630, (c) Temperaturmessinstrument LTS-2000 und (d) Feuchtemessinstrument EE-33.

2.2 Differenzen der automatischen und der manuellen Messung

2.2.1 Vergleichbarkeit der Messsysteme an Terminwerten

Die Differenzen zwischen der automatischen und der manuellen Messung an den drei Terminwerten (06:30, 13:30 und 20:30 UTC) liegen meist in einem Bereich von $\pm 0,5$ K (Standardabweichung 0,19 K) und streuen um einen Mittelwert sehr nahe bei Null. Die Häufigkeitsverteilung der Temperaturdifferenzen über alle KRS und Termine ist in Abbildung 2.2 links dargestellt. Für die Terminwerte ist somit beim Tausch der Messsysteme von manuellen zu automatischen Instrumenten kein Bruch zu erwarten.

2.2.2 Vergleichbarkeit der Tagesmittel

Bei Verwendung des gleichen Berechnungsverfahrens für die Tagesmitteltemperatur sind die Differenzen für die konventionellen und automatischen Messungen sehr gering und streuen um den Mittelwert Null mit einer Standardabweichung von 0,15 K (Abbildung 2.2 Mitte). Dabei wird das Tagesmittel auf Basis der drei täglichen Beobachtungstermine berechnet, wobei der Abendtermin doppelt gewichtet ist (Kämtzsches Mittel). Da die zeitliche Auflösung der automatischen Messung höher ist, kann man für diese auch das arithmetische Mittel über alle 24 Stundenwerte verwenden. Auf diese Weise werden aktuell die Tagesmittel im Deutschen Wetterdienst berechnet. Beim Vergleich der Tagesmittel aus den beiden abweichenden Berechnungsverfahren treten mitunter größere Unterschiede auf (Standardabweichung 0,38 K). Allerdings liegt auch bei diesem Vergleich der Mittelwert nahe Null ($-0,06$ K automatisch minus manuell, Abbildung 2.2 rechts). Bei Mittelung über Wochen oder Monate sind die Tagesmittelwerte aus beiden Mess- und Berechnungsverfahren demnach sehr konsistent (siehe auch Ergebnisse in Kaspar et al., 2016). Teilweise konnten Brüche innerhalb der Messreihen gefunden werden, die vermutlich durch defekte Geräte verursacht wurden. In Hannak et al. (2020) wurden diese Brüche in den Zeitreihen der manuellen und automatischen Messung homogenisiert und auf ihre Vergleichbarkeit analysiert. Die Schlussfolgerung sind unverändert geblieben. Der Mittelwert der Differenzen ist nahezu Null und die Standardabweichung ist vergleich mit den Ergebnissen von Kaspar et al. (2016).

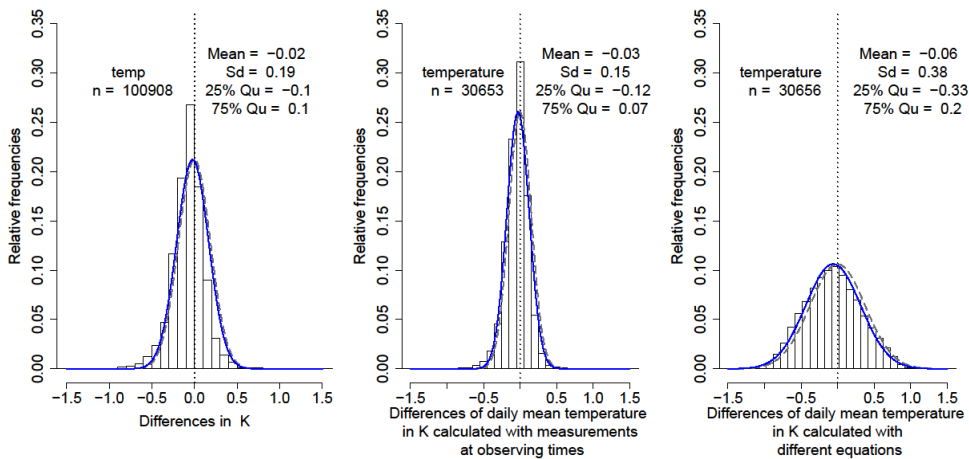


Abbildung 2.2: Relative Häufigkeit der Differenzen (jeweils automatisch minus manuell) der Temperatur an Terminwerten (links) und der mittleren Tagestemperatur in K berechnet aus drei Terminwerten (Kämtzsches Mittel, Mitte) und berechnet aus unterschiedlichen Mittelwertberechnungen (aus Stundenwerten bzw. aus drei Terminwerten, rechts). Als Datengrundlage dienen die verfügbaren Vergleichswerte an allen KRS. Die Daten sind von Ausreißern bereinigt (4-fache Pseudo-Standardabweichung der Differenzen). Die grauen bzw. blauen Kurven stellen eine angepasste Normalverteilung mit idealem Mittelwert Null bzw. dem real beobachteten Mittelwert dar.

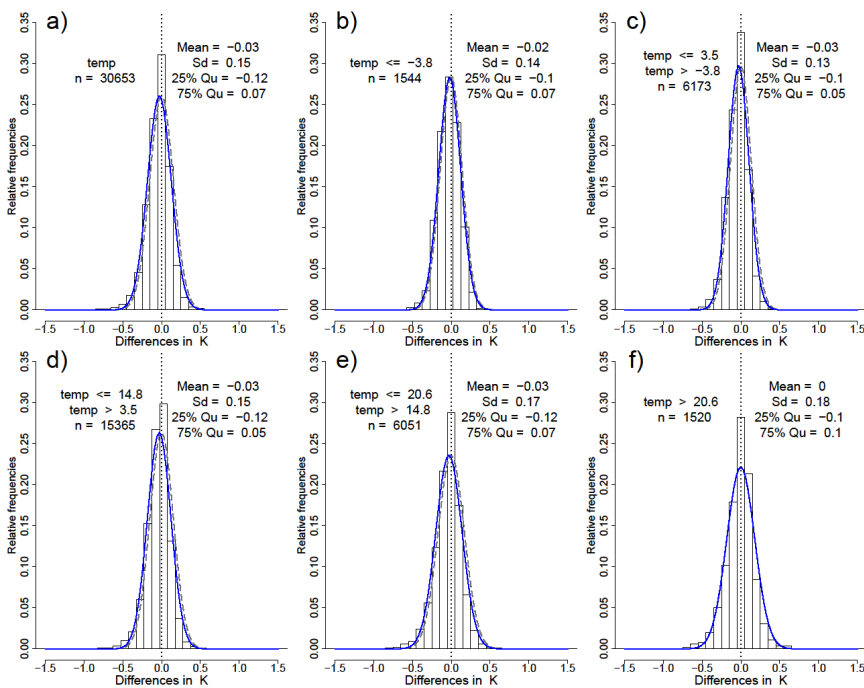


Abbildung 2.3: Relative Häufigkeit der Differenzen (jeweils automatisch minus manuell) der traditionellen Tagesmitteltemperaturen in K für alle Temperaturbereiche (a) sowie aufgeteilt nach unterschiedlichen Wertebereichen (b-f) angegeben in °C. Als Datengrundlage dienen die verfügbaren Vergleichswerte an allen KRS. Die Daten sind von Ausreißern bereinigt (4-fache Pseudo-Standardabweichung der Differenzen). Die grauen bzw. blauen Kurven stellen eine angepasste Normalverteilung mit idealem Mittelwert Null bzw. dem real beobachteten Mittelwert dar.

2.2.2.1 Aufteilung der Differenzen der Tagesmitteltemperaturen (traditionelles Mittel) in Wertebereiche

Bei Aufteilung der Temperaturdifferenzen in unterschiedliche Wertebereiche (Quantilbereiche: 0-5%, 5-25%, 25-75%, 75-95%, 95-100% in Abbildung 2.3 (b) bis (f)) zeigen sich kaum Änderungen des Mittelwerts, allerdings nimmt die Standardabweichung der Differenzen mit ansteigender Tagesmitteltemperatur etwas zu (von 0,14 bei Klasse < -3.8 °C auf 0,18 K bei Klasse > 20,6 °C).

2.2.3 Vergleich der Minimumtemperaturen

Die Differenzzeitreihen der Minimumtemperaturen weisen teilweise Sprünge auf, die in einigen Fällen durch Wechsel der Thermometer erklärt werden können. Tendenziell zeigen die LTS-2000 vor allem in den Sommermonaten etwas geringere Werte im Vergleich zu den manuell abgelesenen Alkoholthermometern. Dies lässt sich hauptsächlich auf die höhere thermische Trägheit der Englischen Hütte zurückführen (vgl. Abschnitt 2.3.1). Daneben könnten auch die relativ hohe thermische Trägheit und Nichtlinearitäten der Alkoholthermometer einen Einfluss auf die Vergleichsdaten haben. Bei einer Kalibration bei 0 °C und 100 °C können Alkoholthermometer positive Abweichungen im negativen Messbereich und negative Abweichungen im positiven Messbereich aufweisen (Camuffo and Della Valle, 2016).

Abbildung 2.4 zeigt die Histogramme der Differenzen in den täglichen Temperaturminima (automatisch minus manuell) für die Gesamtstatistik aus allen KRS für alle Wertebereiche (a) sowie aufgeteilt in die Quantilbereiche 0-5%, 5-25%, 25-75%, 75-95% und 95-100% (b-f). Besonders bei hohen Temperaturminima sind die Abweichungen häufig negativ. Dies kann maßgeblich durch die höhere thermische Trägheit der Englischen Hütte erklärt werden. Die Temperaturvariabilität um das Minimum herum ist im Sommer oft höher als im Winter.

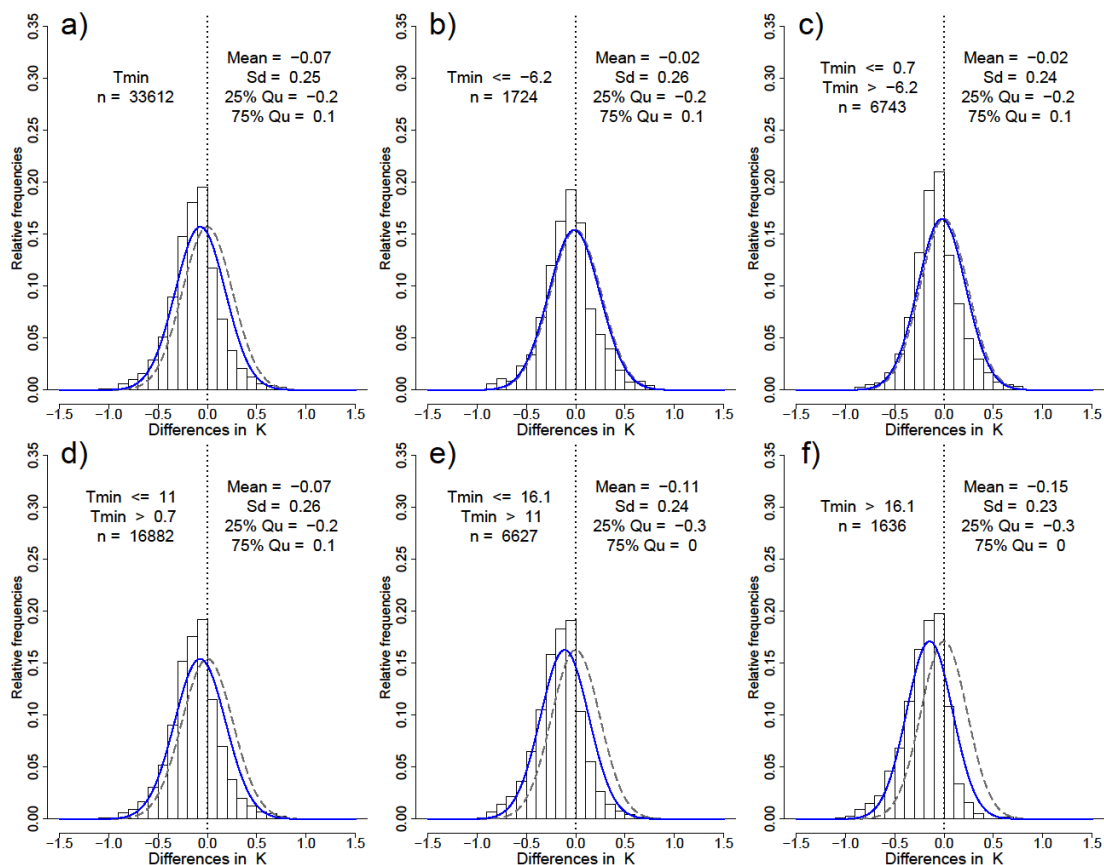


Abbildung 2.4: Relative Häufigkeit der Differenzen (jeweils automatisch minus manuell) der täglichen Temperaturminima in K für alle Temperaturbereiche (a) sowie aufgeteilt nach unterschiedlichen Wertebereichen (b-f) angegeben in °C. Als Datengrundlage dienen die verfügbaren Parallelmessungen an allen KRS. Die Daten sind von Ausreißern bereinigt (4-fache Pseudo-Standardabweichung der Differenzen). Die grauen bzw. blauen Kurven stellen eine angepasste Normalverteilung mit idealem Mittelwert Null bzw. dem real beobachteten Mittelwert dar.

2.2.4 Vergleich der Maximumtemperaturen

Die Differenzzeitreihen der Maximumtemperaturen (siehe Abbildung 2.5 für Station Görlitz; automatisch minus manuell) weisen einen deutlichen Jahresgang auf. Im Sommer sind die Messwerte der automatischen Messungen oft höher als die der manuellen Messungen, während im Winter die Unterschiede an den meisten KRS relativ gering sind.

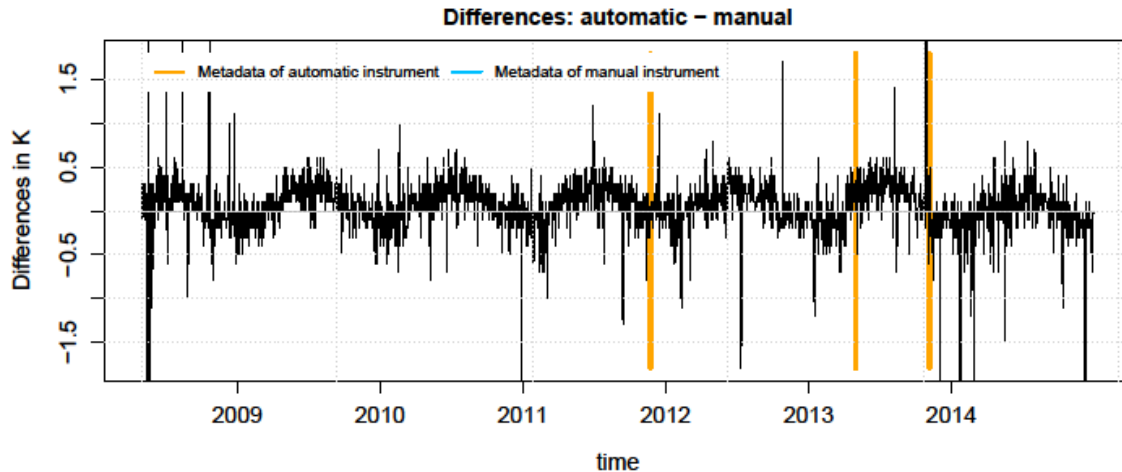


Abbildung 2.5: Differenzen zwischen automatischer und manueller Messung der täglichen Maximumtemperatur an der Station Görlitz in K. Die Zeitpunkte mit Metadateninformationen des automatischen bzw. manuellen Messinstruments sind als orange bzw. blaue vertikale Linien markiert.

Dieser Jahresgang findet sich auch in den Histogrammen der Differenzen der täglichen Temperaturmaxima (Abbildung 2.6, automatisch minus manuell) für die Gesamtstatistik aus allen KRS und für alle Wertebereiche (a) sowie aufgeteilt in die Quantilbereiche 0-5%, 5-25%, 25-75%, 75-95% und 95-100% (b-f). Die jahreszeitlichen Unterschiede sind an allen Stationen sichtbar, bei denen die Temperatursensoren in der LAM-630 installiert sind. Es zeigt sich, dass auch hier die thermische Trägheit der Englische Hütte als hauptursächlich anzusehen ist. Die deutlich höhere Temperaturvariabilität (um das Tagesmaximum herum) im Sommer wird innerhalb der Englischen Hütte nicht vollständig erfasst. Dazu gibt es überlagernde Effekte durch die Unterschiede beider Messanordnungen in der Beeinflussung durch kurz- und langwellige Strahlung. Weitere Details zu den Unterschieden bei den Temperaturextrema folgen in Abschnitt 2.3.1.5.

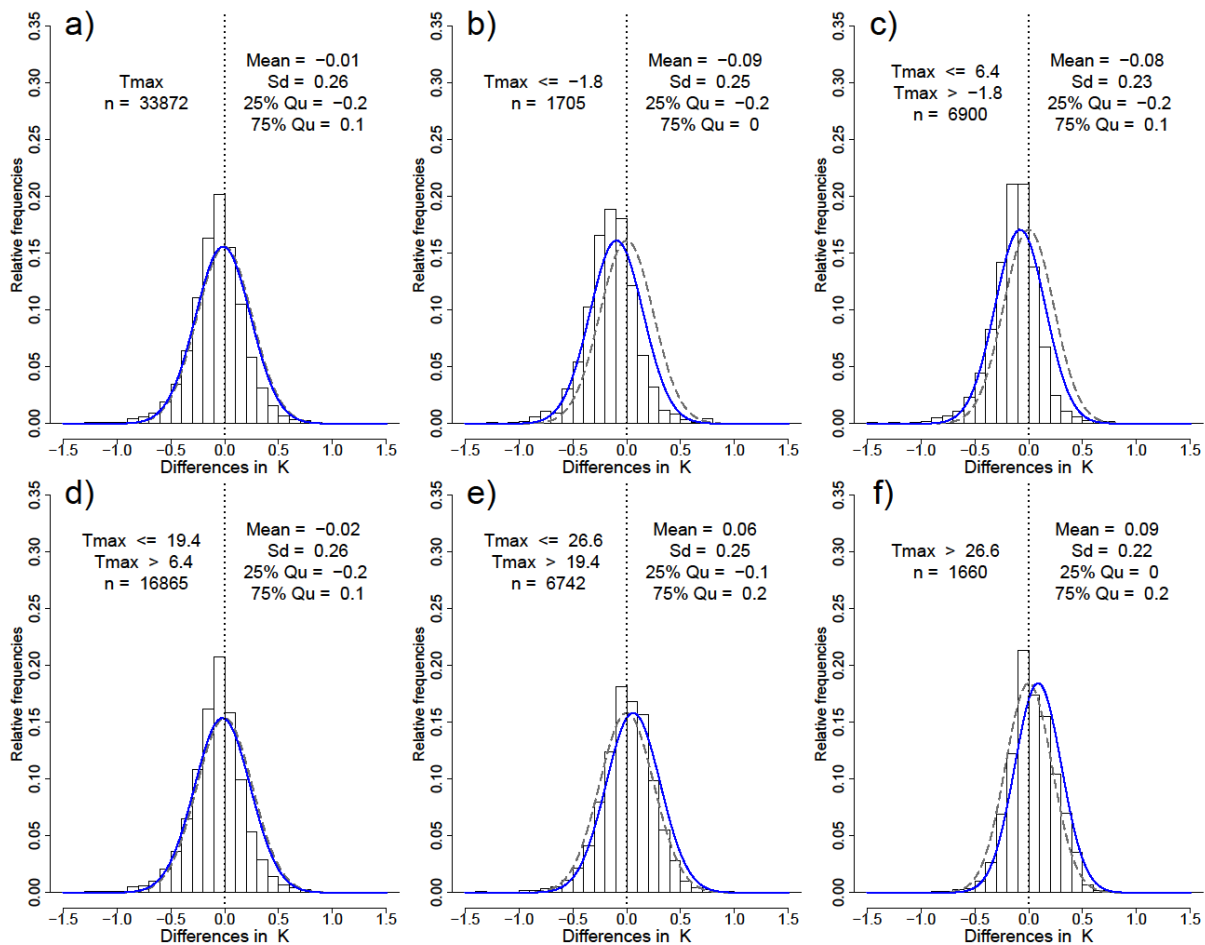


Abbildung 2.6: Relative Häufigkeit der Differenzen (jeweils automatisch minus manuell) der täglichen Temperaturmaxima in K für alle Temperaturbereiche (a) sowie aufgeteilt nach unterschiedlichen Wertebereichen (b-f) angegeben in °C. Als Datengrundlage dienen die verfügbaren Parallelmessungen an allen KRS. Die Daten sind von Ausreißern bereinigt (4-fache Pseudo-Standardabweichung der Differenzen). Die grauen bzw. blauen Kurven stellen eine angepasste Normalverteilung mit idealem Mittelwert Null bzw. dem real beobachteten Mittelwert dar.

2.3 Messunsicherheiten

Mithilfe zweier Temperaturvergleichsexperimente in Lindenberg (nähere Beschreibung folgt in 2.3.1.1), der Daten aus den Kalibrierlabors des DWD sowie Charakterisierungen der technischen Abteilung des DWD zum Trägheitsverhalten der Sensorik und zu den AD-Wandlern wurden Verfahren zur Korrektur und Unsicherheitsbestimmung für Temperaturdaten des Pt-100-Widerstandsthermometers LTS-2000 entwickelt. In den folgenden Abschnitten werden diese Verfahren für die einzelnen Unsicherheitseinflüsse näher beschrieben. Die operationelle Umsetzung des Verfahrens kann aufgrund besonderer technischer Voraussetzungen (Datenauflösung von 1 min, Windmessung in 2 m Höhe, Identifikation Sensorik) zunächst nur für die Station Lindenberg realisiert werden. Die korrigierten Messwerte der Temperatur und deren Gesamtunsicherheiten werden in Kürze über Datenbanken in Lindenberg (,SAEULE11', Schema ,PRODUKTE', Tabelle ,TEMPERATUR_2M_MESSFELD') und Offenbach (,MIRAKEL', Schema ,PRK_KLIMREF', Tabelle ,ENMW_KLIMREF') verfügbar gemacht. Möglicherweise können zukünftig zumindest Teile der entwickelten Methode auch auf die Daten an den anderen Klimareferenzstationen und weiteren Stationen im Messnetz des DWD angewendet werden.

2.3.1 Hütteneinfluss – Strahlung und thermische Trägheit

2.3.1.1 Experimenteller Aufbau

Experiment 1: Temperaturvergleich zur Englischen Hütte

Zur genaueren Untersuchung möglicher systematischer Temperaturunterschiede zwischen der LAM-630 und der Englischen Hütte sowie innerhalb der LAM-630 (im Folgenden kurz LAM) wurden an der Station Lindenberg im August 2017 und April 2018 zusätzliche automatische Messinstrumente zur Erweiterung der operationellen Klimareferenzmessungen installiert:

- ein Pt-100-Temperatursensor LTS-2000 in der Mitte der Englischen Hütte (siehe Abbildung 2.7 a, im Folgenden T_{EH} genannt).
- ein Pt-100-Temperatursensor LTS-2000 in der zweiten LAM-Hütte an Position Südwest (Abbildung 2.7 b, genannt T_3).
- ein zusätzlicher Polymer-Feuchtesensor EE-33 mit interner Temperatureinheit (Pt-1000) in der zweiten LAM-Hütte an den Positionen Nordost bzw. Nordwest (Abbildung 2.7 b, RH_2 bzw. T_{EE2}); (RH_3 bezeichnet einen Feuchtesensor vom Typ HMP-45D (Fa. Vaisala), der im Rahmen der Klimareferenzmessungen parallel betrieben wird.)
- zusätzlich Windgeschwindigkeits- (Schalenkreuzanemometer F-460 von Climatronics) und Globalstrahlungsmessungen (Pyranometer CM-11 von Kipp & Zonen) in etwa 2 m Messhöhe zur Beurteilung des Einflusses beider Größen auf die Temperaturmessungen (Abbildung 2.7 c).

Für dieses Experiment wurden alle Daten in Auflösungen von einer Minute (Mittelwerte über die letzten 60 Sekunden) und zwei Nachkommastellen gespeichert, mit Ausnahme der operationellen Feuchtemessungen des primären EE-33 (je nur eine Nachkommastelle für relative Feuchte und Temperatur).

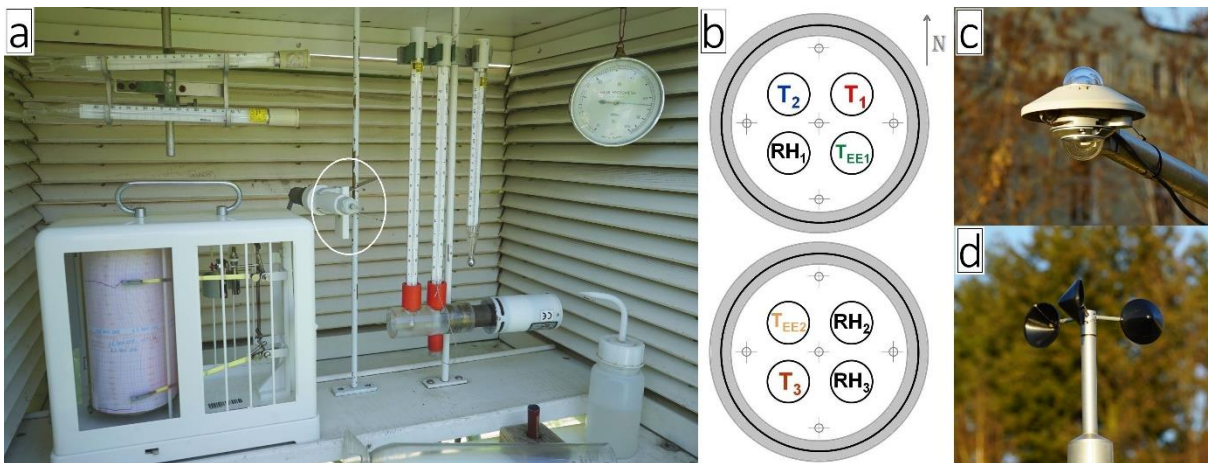


Abbildung 2.7: Installation von zusätzlichen LTS-2000-Temperatursensoren in der Englischen Hütte (a) und in der LAM-630 (b, Sensor 3, als T_3 bezeichnet). Darüber hinaus wurde in der LAM-630 ein zweiter Feuchtesensor EE-33 mit zugehöriger Temperaturmessung installiert (RH_2 und T_{EE2}). (c+d): Zusätzliche Messungen von Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe und in einer Distanz von etwa 8m zu den Temperaturmessungen.

Experiment 2: Temperaturvergleich zur Young Hütte

Für eine detaillierte Analyse möglicher systematischer Temperaturfehler durch solare Strahlung in der LAM im Vergleich zur „wahren“ Temperatur der Umgebungsluft wurde auf dem Grenzsichtmessfeld in Falkenberg (bei Lindenberg) ein weiteres Vergleichsexperiment durchgeführt. Der Messaufbau dieses Vergleichs sieht folgendermaßen aus:

- ein Pt-100-Temperatursensor der Firma Friedrichs (glasvergossen, 4,7mm Durchmesser) in einer aspirierten Young-Hütte (Modell 43408) mit Luftstrom von ≥ 5 m/s (Abbildung 2.8 a)
- vier Pt-100-Temperatursensoren LTS-2000 in einer LAM mit Sensorausrichtung gemäß der vier Haupthimmelsrichtungen (Abbildung 2.8 b und c)
- ein Ultraschallanemometer USA-1 von Metek zur Messung der Windgeschwindigkeit in 2 m Messhöhe und im Abstand von ca. 20 m zu Temperaturmessungen (Abbildung 2.8 d)
- ein Pyranometer CM-21 von Kipp & Zonen zur Messung der kurzwelligen Globalstrahlung in 2 m Messhöhe und im Abstand von ca. 30 m zu Temperaturmessungen (Abbildung 2.8 e)

Alle Daten werden minütlich (Mittelwerte über die letzten 60 Sekunden) und mit zwei Nachkommastellen aufgezeichnet.

Die starke aktive Belüftung der Young-Hütte (mit einem Luftstrom von mindestens 5 m/s) führt zu einem sehr geringen Einfluss der solaren Strahlung auf die Temperaturmessungen (Dirksen et al., 2014). Daher können die zugehörigen Temperaturdaten als „wahre“ Lufttemperatur angesehen und die Abweichungen der LAM-Temperaturen von diesen Daten zur Abschätzung der Fehler durch solare Strahlung bei den operationellen Messungen herangezogen werden.

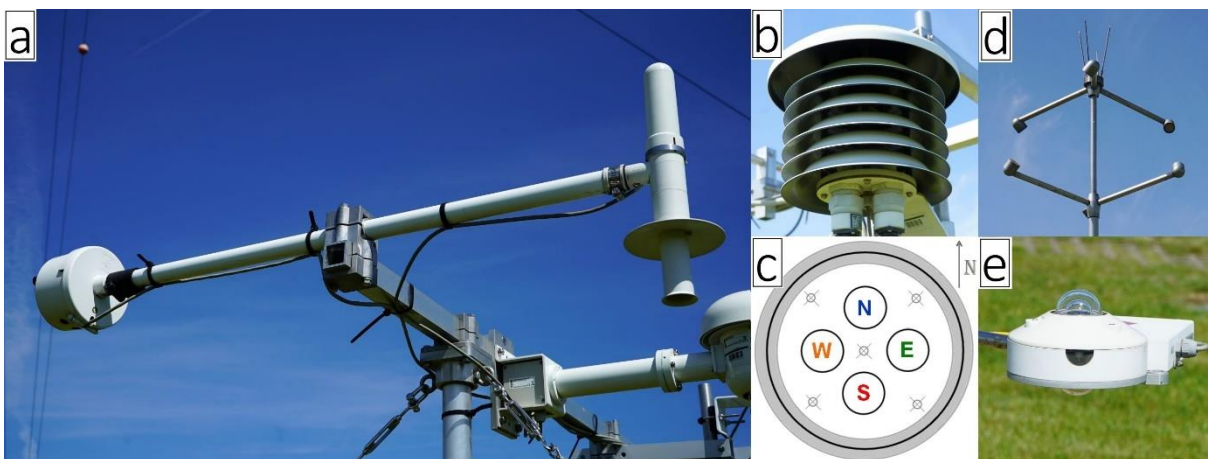


Abbildung 2.8: Messaufbau des Vergleichsexperiments Falkenberg; (a): Young-Hütte mit einem Pt-100-Temperatursensor der Firma Friedrichs; (b) und (c): LAM-630 mit Ausrichtung der vier LTS-2000 Temperatursensoren; (d) und (e): Ultraschall-Anemometer USA-1 und Pyranometer CM-21 zur Messung der Windgeschwindigkeit und der Globalstrahlung.

2.3.1.2 Ergebnisse Vergleich LAM-630 zu Englischer Hütte

Zunächst werden mögliche strahlungsinduzierte Temperaturfehler untersucht, die für die Homogenität langer Zeitreihen relevant sind. Somit werden zu Beginn nur Abweichungen zur Englischen Hütte (im Folgenden mit E.H. abgekürzt) betrachtet. Um systematische Abweichungen durch die Kalibriertoleranz (± 0.12 K, vgl. Abschnitt 2.3.2) zu reduzieren, wurden die LTS-2000-Sensordaten entsprechend ihren Kalibrierprotokollen in Abhängigkeit von der Temperatur korrigiert. Für die beiden zusätzlichen LTS-2000 (T_3 in LAM und T_{EH}), deren Daten von einem separaten Datenlogger erfasst werden, wurden systematische Einflüsse durch den AD-Wandler korrigiert (unter Verwendung zeitlicher Änderungen eines Referenzwiderstandes von 100Ω). Darüber hinaus wurden alle Temperaturdaten auf Basis der mittleren Temperaturabweichungen an einem windigen und bedeckten Tag (22.11.2018) normiert. Um ein mögliches zeitliches Driften der Temperaturmessungen in der LAM zu erkennen, wurden 5-tägige gleitende Mittelwerte der Temperaturdifferenzen berechnet, wobei Bedingungen mit Globalstrahlung $> 50 \text{ W/m}^2$ ausgeschlossen wurden. Nur T_1 zeigte in dieser Analyse ein signifikantes Driftverhalten $> 0,05$ K ab Ende Januar 2019. Diese Drift wurde basierend auf den 5-tägig geglätteten Abweichungen gegenüber T_2 korrigiert.

In Abbildung 2.9 ist der Temperaturvergleich für einen Tag mit sehr hohen Abweichungen dargestellt. Am Morgen des 1. September 2018 steigen die Temperaturen in der LAM (a; siehe Farbcode für die verschiedenen Sensoren in der Legende) deutlich schneller als in der E.H. (durchgehende schwarze Linie (STEV)). Diagramm (b) zeigt eine vergrößerte Darstellung der Morgenstunden mit den Temperaturunterschieden der verschiedenen Sensoren in der LAM zur E.H. Die größten Temperaturabweichungen von bis zu 2 K werden für die Temperatur des primären EE-33 (grüne Linie) festgestellt. Auch die relativen Abweichungen innerhalb der LAM sind signifikant und erreichen an diesem Tag Werte von mehr als 1 K. Die Beobachtungen an diesem und an anderen Tagen zeigen meist relativ große Unterschiede unter Bedingungen mit geringen Windgeschwindigkeiten und niedrigen Höhenwinkeln der Sonne.

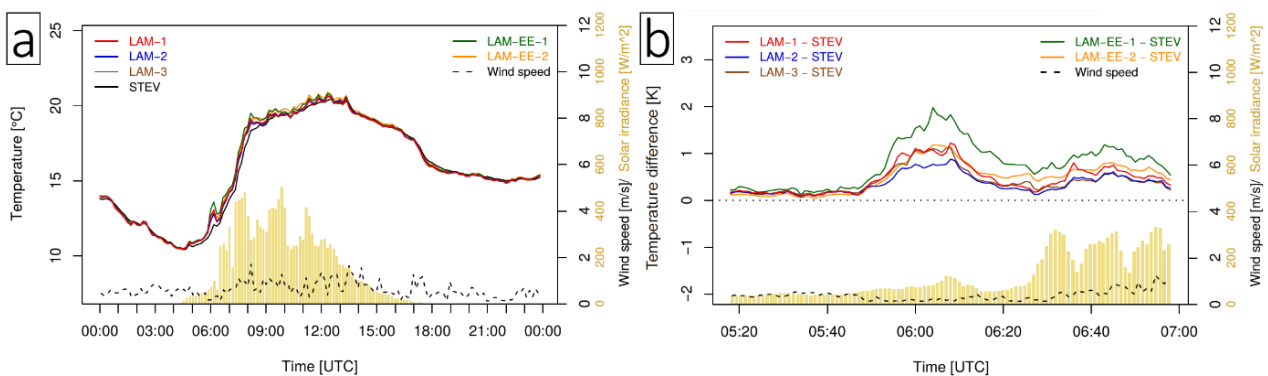


Abbildung 2.9: (a): Gemessene Lufttemperaturen in LAM-630 (siehe Farbcode für verschiedene Sensoren) und Englischer Hütte (durchgezogene schwarze Linie (STEV)) für einen Beispieltag mit sehr hohen Abweichungen (1. September 2018). Die mittlere Windgeschwindigkeit in 2m Höhe und die Globalstrahlung werden durch eine gestrichelte Linie bzw. vertikale Balken (rechte y-Achse) dargestellt. (b): Temperaturunterschiede gegenüber der Englischen Hütte für den Zeitraum der größten Abweichungen am Morgen desselben Tages.

Um die Ursachen dieser Temperaturdifferenzen besser zu verstehen, wurden mittlere Tagesgänge berechnet. Abbildung 2.10 zeigt diese mittleren Tagesgänge der Temperaturunterschiede zwischen den verschiedenen Sensoren in der LAM und dem LTS-2000 der E.H. für Juli 2018 (ein relativ sonnenreicher Monat mit etwa 150 % der klimatologisch zu erwartenden Sonnenstunden). Alle Temperaturdaten der LAM wurden zusätzlich

zu der oben beschriebenen Normierung auf der Grundlage der mittleren nächtlichen Temperaturunterschiede im betrachteten Monat normiert. Die Temperaturdifferenzen für die drei LTS-2000-Sensoren in der LAM (siehe Farbcode in der Legende) sind mit der Kurve der mittleren Temperaturtendenz (gestrichelte schwarze Linie) hoch korreliert (Korrelationskoeffizient $r=0,96$ für T_1 , nach Pearson). Aus dieser Beobachtung lässt sich schließen, dass Temperaturabweichungen dieser Sensortypen durch die thermische Trägheit der E.H. stark beeinflusst werden. Der Luftaustausch mit der Umgebung erfolgt in der LAM wesentlich schneller als in der E.H., in der die Lamellen sehr eng zueinander und in zwei gegensätzlich orientierten Lamellenschichten angeordnet sind. Für die beiden Pt-1000-Sensoren der EE-33-Instrumente werden nachts ähnliche relative Temperaturverläufe registriert. Tagsüber jedoch liegen deren Temperaturen im Mittel deutlich über denen der LTS-2000. Somit ist bei diesem Sensortyp die Beeinflussung durch solare Strahlung höher als beim LTS-2000. Ein weiterer interessanter Aspekt ist die zeitliche Entwicklung der mittleren Unterschiede innerhalb der LAM. Diese relativen Temperaturunterschiede korrelieren gut mit der Sonnenexposition der Sensoren. So scheint die Erwärmung der Hüttenwand unter relativ geringen Höhenwinkeln der Sonne die Temperaturen der in der Nähe dieser Wand montierten Sensoren künstlich zu erhöhen. Eine weitere mögliche Ursache für diese Erwärmung könnte das Eindringen direkter Sonneneinstrahlung durch Reflexionen an der Erdoberfläche und zwischen den Lamellen sein.

2.3.1.3 Thermische Trägheit

Die Tatsache, dass die thermische Trägheit ein Hauptfaktor für systematische Temperaturunterschiede zwischen den beiden Hüttentypen ist, erschwert die Beurteilung der Auswirkungen von solarer Strahlung und Windgeschwindigkeit auf die Messungen. Im Folgenden wurde ein Algorithmus zur Korrektur von Abweichungen aufgrund thermischer Trägheit angewendet. Dieser Algorithmus wird ursprünglich in der Radiosondierung zur Korrektur von Zeitverzögerungen bei den Messungen der relativen Luftfeuchtigkeit mit Polymerinstrumenten verwendet (Dirksen et al., 2014). Er stellt die Umkehrung eines Tiefpassfilters dar. Die entsprechende Gleichung lautet in unserem Fall wie folgt:

$$T_i^c = T_i^m + \sum_{j=0}^{i-1} (T_i^m - T_j^c) \cdot e^{-\frac{t_j - t_i}{\tau}}$$

Gleichung 1

mit T_i^c und T_j^c : trägheitskorrigierte Temperatur der Umgebungsluft zum Zeitpunkt i und j , T_i^m und T_j^m : gemessene Lufttemperatur zum Zeitpunkt i und j , t_i und t_j : Zeitpunkte i und j , τ : Zeitkonstante. Die Anzahl der Zeitschritte in der Summierung wird entsprechend der Größe von τ gewählt. Der Zeitraum sollte deutlich größer sein als τ . Hier verwenden wir ein Zeitfenster von $10 \cdot \tau$.

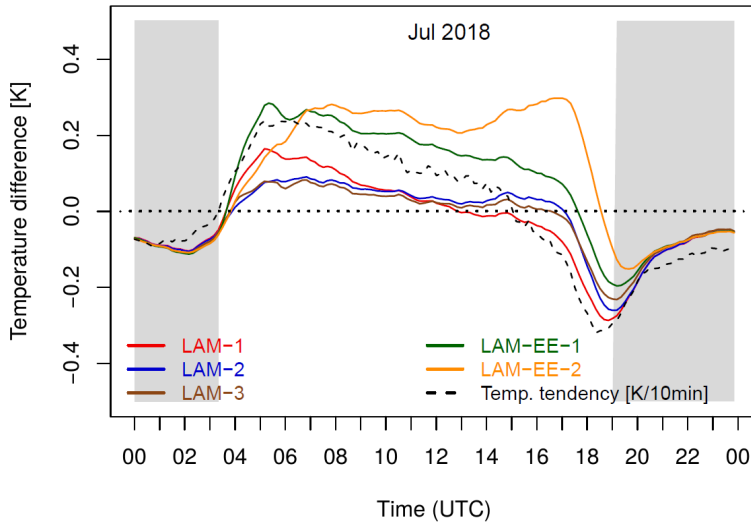


Abbildung 2.10: Mittlere Tagesgänge der Temperaturunterschiede zwischen LAM-630 (siehe Farbcode für verschiedene Sensoren) und Englischer Hütte für Juli 2018. Die gestrichelte Linie zeigt den mittleren Tagesgang der Temperaturtendenz über 10 Minuten. Die mittleren Nachtstunden sind grau markiert.

Die Zeitkonstante definiert die Stärke der Zeitverzögerung und wird hier auf der Grundlage der folgenden Annahmen geschätzt: Wenn die Temperaturen in beiden Hütten zu Beginn eines betrachteten Zeitfensters von 10 Minuten gleich sind und eine plötzliche Änderung der Umgebungstemperatur (bestimmt durch Temperaturtendenz T_{tend}^*) eintritt, wäre die erwartete Differenz T_{diff}^* zwischen den Strahlungsschutzhütten t^* Minuten nach dem Temperatursprung wie folgt:

$$T_{diff}^* = T_{tend}^* \cdot e^{-\frac{t^*}{\tau}}$$

Gleichung 2

Diese Gleichung kann nach τ aufgelöst werden:

$$\tau = -\frac{t^*}{\ln\left(\frac{T_{diff}^*}{T_{tend}^*}\right)}$$

Gleichung 3

In einer Klimakammer wäre es möglich, einen starken Temperaturanstieg zu simulieren und die Zeitkonstante der E.H. abzuleiten. Aber auch basierend auf den Vergleichsdaten in Lindenberg lassen sich grobe Schätzwerte von τ ableiten. Dabei werden die beobachteten T_{tend} (Temperaturänderungen über jeweils letzte 10 min, basierend auf LAM-Daten), T_{diff} (Temperaturdifferenz E.H. minus LAM jeweils am Ende der 10 min) und t (Zeitspanne von 10 min) analysiert. Diese drei beobachteten Größen unterscheiden sich von den theoretischen Größen T_{tend}^* , T_{diff}^* und t^* in Gleichung 2 aus folgenden Gründen:

1. Die allmähliche Änderung (im Gegensatz zu einem Sprung am Beginn des Intervalls, wie in Gleichung 2 vorausgesetzt) führt zu einer verkürzten Zeit t , die zum Ausgleich der durch T_{tend} verursachten Temperaturabweichung T_{diff} zur Verfügung steht. Aus dieser Betrachtung leiten wir ein effektives Zeitintervall von 6,7 min ab. Für dieses Zeitintervall ist die Abweichung, die durch eine abrupte Änderung zu Beginn verursacht wird, gleich groß wie bei einer linearen Änderung gleicher Größe innerhalb von 10 Minuten (als ein im Mittel zu erwartendes Szenario). Dabei wurde ein erster Schätzwert für τ von 5 min angesetzt.
2. Ein weiteres Problem bei der Anwendung der Gleichung 2 auf die Beobachtungsdaten ist, dass die Tendenzen in der Regel über viele Stunden anhalten, so dass sich im Laufe der Zeit Trägheitseffekte bei der beobachteten Temperaturdifferenz aufsummieren.

Daher verwenden wir im Folgenden die Änderungen von T_{tend} und T_{diff} relativ zu den vorherigen Werten (10 min vorher). Auf diese Weise werden konstante Trends über Stunden, die zu konstanten Differenzen führen würden, subtrahiert und damit die Voraussetzungen für Gleichung 2 im Mittel erfüllt. Die Größen in den Gleichungen 2 und 3 werden daher wie folgt aus den Beobachtungsdaten abgeschätzt:

$$T_{\text{diff}}^* = \Delta T_{\text{diff}}$$

$$T_{\text{tend}}^* = \Delta T_{\text{tend}}$$

$$t^* = 6,7 \text{ min}$$

Gleichung 4

Im nächsten Schritt wurde die Abhängigkeit zwischen T_{diff}^* und T_{tend}^* untersucht. Die Steigungen der zugehörigen Regressionsgeraden wurden für verschiedene Windklassen (ganzzahlig zwischen 0 und 5 m/s, Mittelwerte über 10 Minuten) berechnet. Je höher die Windgeschwindigkeit, desto geringer ist die Trägheit der E.H. und damit auch die Steigung der Regressionsgeraden. In Abbildung 2.11 (a) sind die Ergebnisse dieses Regressionsansatzes für die Windklasse 1 m/s dargestellt. Die Korrelationen für alle untersuchten Windklassen sind relativ hoch, mit Korrelationskoeffizienten r von etwa 0,7 (nach Pearson; auch im Folgenden verwendet).

Der Quotient von T_{diff}^* und T_{tend}^* in Gleichung 3 kann durch die Steigung m der Regressionsgeraden ersetzt werden:

$$\tau = -\frac{t^*}{\ln(m)}$$

Für die verschiedenen Windklassen wurden Schätzwerte der Zeitkonstanten berechnet. Der zugehörige Exponential-Fit ist in Abbildung 2.11 b dargestellt (schwarze Kurve). Unter der Annahme, dass solare Strahlung einen signifikanten Einfluss auf die Temperaturunterschiede hat, würden auch die Steigungen der Regressionslinien dadurch beeinflusst. Aus diesem Grund wurden die gleichen Analysen auch für gefilterte Daten mit sehr geringen Werten der Globalstrahlung von unter 50 W/m^2 durchgeführt. Die resultierende Kurve ist blau dargestellt. Beide Kurven weisen nur geringe Unterschiede auf. Die Zeitkonstanten liegen zwischen 4 und 8 Minuten und sind vergleichbar mit den Ergebnissen von Van der Meulen and Brandsma (2008) zu den gemessenen Zeitverzögerungen einer E.H. ähnlicher Bauart.

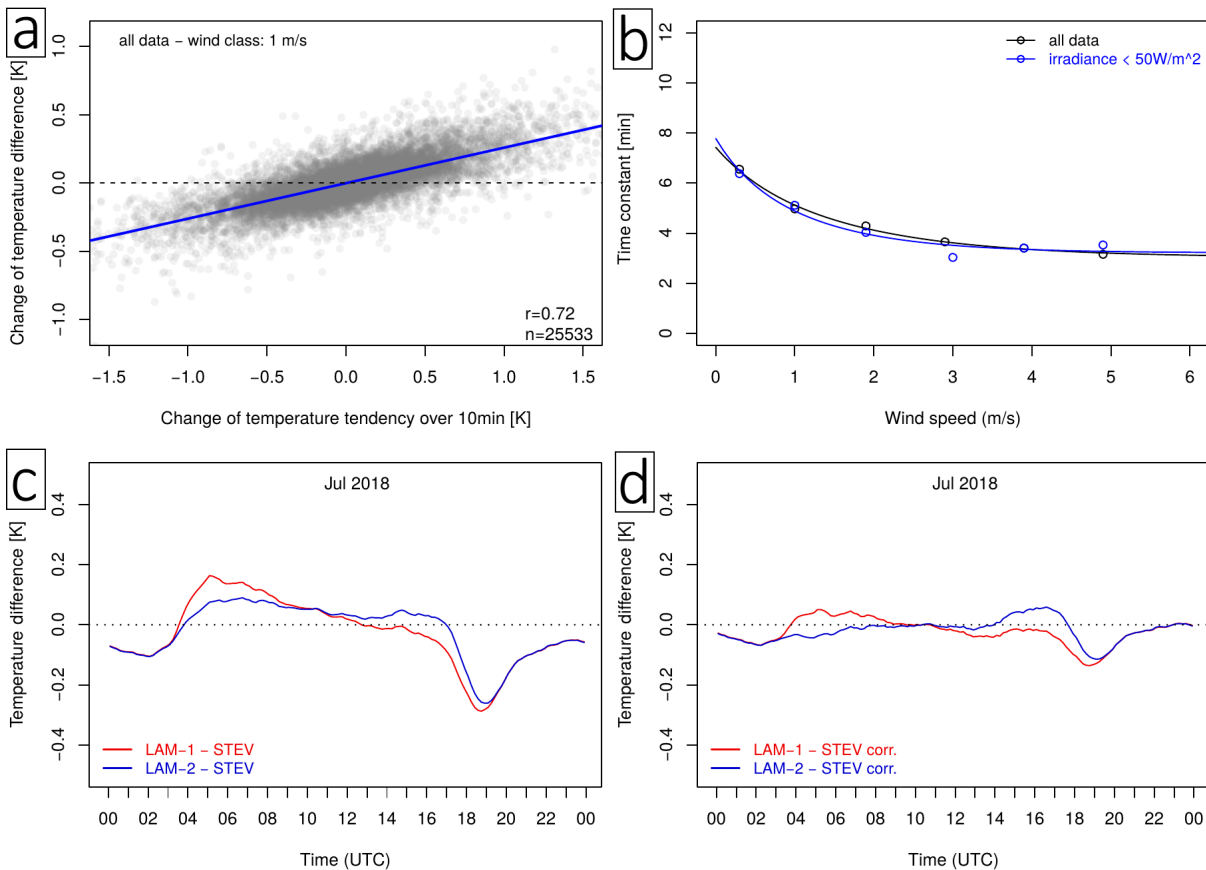


Abbildung 2.11: Schritte zur Korrektur der Trägheit der Englischen Hütte; (a): Zusammenhang zwischen Änderung der Temperaturtendenz (basierend auf LAM-Daten) und Änderung der Temperaturdifferenz Englische Hütte minus LAM für Windklasse 1 m/s.; (b): Zeitkonstanten der thermischen Trägheit der Englischen Hütte, abgeschätzt nach Gleichung 3. Die schwarze Kurve zeigt die Ergebnisse bei Verwendung aller Daten, die blaue Kurve basiert auf Daten ohne direkte Sonneneinstrahlung (Globalstrahlung < 50 W/m²); (c): identisch Abbildung 2.10, jedoch nur für operationelle Temperatursensoren; (d) wie in (c), jedoch nach Trägheitskorrektur der Temperaturen in der Englischen Hütte.

Mithilfe des Algorithmus in Gleichung 1 und dem windabhängigen τ wurden die Temperaturdaten der E.H. für den 1-Jahres-Zeitraum zwischen Mai 2018 und April 2019 korrigiert. Die resultierenden Daten wurden durch Berechnung gleitender Mittelwerte über je 10 Werte (entspricht 10 Minuten) geglättet, da statistische Variabilität zu einem künstlichen Aufschwingen der korrigierten Werte führt. Die mittleren Tageszyklen für die beiden Sensoren 1 und 2 (relativ zur Temperatur in der E.H.) im Juli 2018 aus Abbildung 2.10 ändern sich wie in Abbildung 2.11 (c+d) dargestellt. Die mittleren Temperaturunterschiede zur E.H. sind nach Korrektur deutlich geringer. Bei schnellen Temperaturänderungen (morgens und abends) sind noch bestimmte Muster der Zeitverzögerung sichtbar. Der hier verwendete Algorithmus ist demnach nicht in der Lage, die Trägheit der E.H. unter allen Bedingungen richtig zu korrigieren, insbesondere nicht im Hinblick auf einzelne Tageszyklen. Dies kann durch die grobe zeitliche Auflösung (Zeitschritt von 1 Minute ist relativ groß im Vergleich zu τ) und die ungenügende Repräsentierung des Windeinflusses (mit potenziell zeitlich hoher Variabilität) erklärt werden.

2.3.1.4 Referenztemperatur LAM-630

Die Ergebnisse aus Abbildung 2.11 (d) deuten an, dass die Temperaturunterschiede zwischen LAM und E.H., abgesehen vom Einfluss der Trägheit auf die E.H., im Mittel sehr gering sind. Selbst in einem Monat mit hoher Sonneneinstrahlung erfahren die beiden Strahlungsschutzhütten einen quantitativ sehr ähnlichen Einfluss durch kurzwellige Strahlung. Nur unter Bedingungen erhöhter Sonnenexposition von je einem der beiden Sensoren (am Morgen und Abend), tendieren die Temperaturen in der LAM zu einer Erhöhung relativ zur E.H. Diese Muster finden sich auch in den anderen Monaten zwischen März und Oktober, während in den Wintermonaten die Unterschiede den ganzen Tag über im Mittel sehr gering ausfallen. Basierend auf diesen Beobachtungen schlagen wir eine einfache Korrektur in Bezug auf die Sonneneinstrahlung vor: In den meisten Fällen ist die Mitteltemperatur der beiden Sensoren 1 und 2 eine gute Referenz im Hinblick auf die Homogenität langer Temperaturzeitreihen. In Fällen, in denen beide Werte in der LAM stark voneinander abweichen und die Globalstrahlung mehr als 50 W/m^2 beträgt, wird das Minimum aus beiden Werten als Referenztemperatur gewählt. Als Schwellenwert für eine signifikante Temperaturabweichung wird $0,1 \text{ K}$ definiert. Für die Beurteilung der Signifikanz der Temperaturabweichung werden die Temperaturen normiert, indem das mittlere Bias der Differenz Sensor 2 minus 1 in den Nachtstunden eines betrachteten Tages von sämtlichen Tageswerten des Sensors 2 abgezogen werden. Dieser Schwellenwert von $0,1 \text{ K}$ wird in $4,2 \%$ der Daten überschritten. Eine Überschreitung von $0,2 \text{ K}$ tritt nur noch bei $0,7 \%$ der Daten auf. Daher sind die Korrekturen bei der Bestimmung der Referenztemperatur in der Regel sehr gering.

Mit der obigen Korrekturvorschrift wurden die Referenztemperaturen der LAM-Hütte für einen ganzjährigen Zeitraum zwischen April 2018 und April 2019 berechnet. Die mittleren Abweichungen dieser Referenztemperatur gegenüber der E.H. sind in Abhängigkeit von Tageszeit und Monat in Abbildung 2.12 (a) dargestellt. Systematische Abweichungen sind hauptsächlich auf die thermische Trägheit der E.H. zurückzuführen. Entsprechende Muster eines relativ schnelleren Temperaturanstiegs am Morgen und Rückgangs am späten Abend sind annähernd symmetrisch und spiegeln die astronomischen Veränderungen im Laufe des Jahres wider. In Abbildung 2.12 (b) werden die gleichen Differenzen, jedoch unter Verwendung trägheitskorrigierter Temperaturen der E.H., dargestellt. Die verbleibenden Abweichungen liegen für die meisten Tages- und Jahreszeiten sehr nahe bei null. Aufgrund der oben erwähnten Limitierungen der Korrekturmethode kommt es zu leichten Artefakten im Residualfeld.

Ein weiteres Problem im Hinblick auf die Homogenität der Zeitreihen ist der Wechsel der Thermometer von manuellen zu automatischen Sensoren. An zwei KRS (Frankfurt/Main und Fichtelberg) wurden zwischen 2008 und 2014 sowohl manuelle als auch automatische Thermometer in der gleichen E.H. verwendet. Auf Basis dieser Daten sowie der Vergleichsdaten in Lindenberg werden für die drei Klimatermine (06:30, 13:30 und 20:30 UTC) keine signifikanten Temperaturunterschiede zwischen den beiden Thermometertypen festgestellt. Die mittleren Differenzen liegen an diesen Stationen zwischen $0,02$ und $0,04 \text{ K}$ und zeigen keine Abhängigkeit zu den drei Terminen.

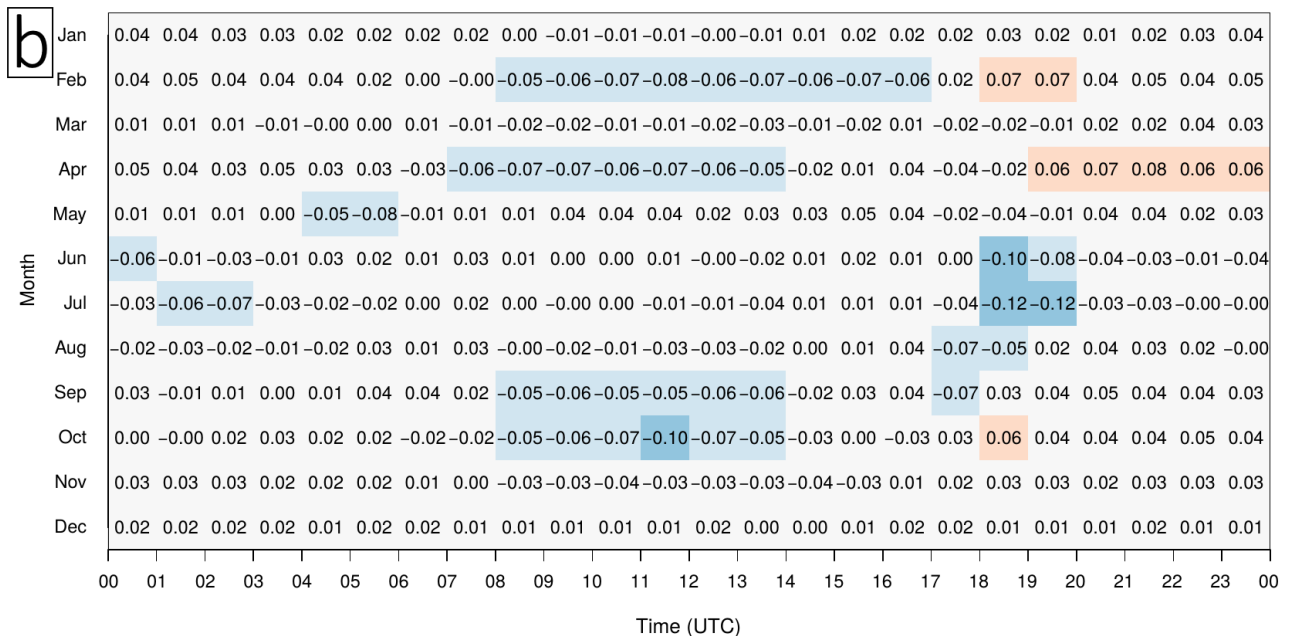
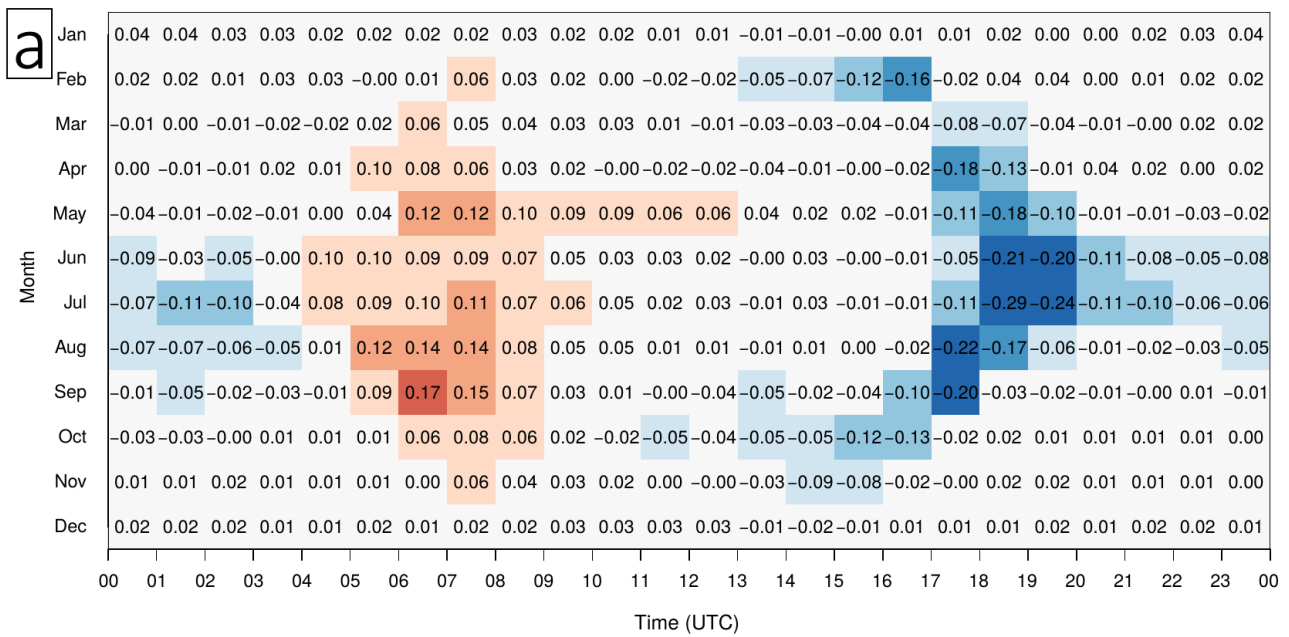


Abbildung 2.12 (a): Mittlere Abweichungen zwischen der Referenztemperatur in der LAM-630 (Details zur Berechnung im Text) und der Temperatur in der Englischen Hütte in Abhängigkeit von der Tageszeit und dem Monat in K. Die Farben illustrieren die Stärke der Abweichungen; (b): Wie (a), jedoch mit trägheitskorrigierten Temperaturen der Englischen Hütte.

2.3.1.5 Tagesextrema

Neben der aktuellen Lufttemperatur wurden auch die täglichen Minimum- und Maximumtemperaturen (T_{\min} und T_{\max}) in beiden Strahlungsschutzhütten für den besagten 1-Jahres-Zeitraum verglichen. Die niedrigste und höchste 1-minütige Mitteltemperatur eines Tages definiert dabei das tägliche T_{\min} und T_{\max} . Abbildung 2.13 zeigt die Differenzen zwischen T_{\min} (a) bzw. T_{\max} (b) in der LAM (Referenztemperatur) und E.H. bei Verwendung der gleichen Sensorik (LTS-2000) als graue Kurve. Zur besseren Veranschaulichung der saisonalen Veränderungen sind 10-tägige gleitende Mittelwerte als schwarze Kurven hinzugefügt. Die Unterschiede werden

hauptsächlich durch die thermische Trägheit der E.H. verursacht. Um diesen Effekt zu veranschaulichen, wurden die Differenzen der Mittelwerte sowie der Standardabweichung über ± 20 min (je 40 1-min-Werte) zum Zeitpunkt des Minimums bzw. Maximums (LAM minus E.H.) in grün bzw. orange hinzugefügt, ebenfalls als gleitende Mittelwerte über je 10 Tage. Die Standardabweichungen wurden mit 2 multipliziert, um die erwartete Abweichung des niedrigsten bzw. höchsten 1-min-Mittels vom 40-Minuten-Mittel abzuschätzen (unter Annahme einer Normalverteilung). Es zeigt sich, dass bei Erweiterung des Mittelungsintervalls auf ± 20 min die Temperaturunterschiede zwischen beiden Hütten nahezu verschwinden (grüne Kurve). Die Differenzen der Variabilität (orange Kurve) sind mit den Differenzen der Tagesextrema gut korreliert ($r = -0,48/0,67$ für T_{\min}/T_{\max} für ungeglättete Daten). Besonders im Sommer, wenn die Temperaturvariabilität tendenziell hoch ist (bis zu $0,3/0,6$ K für T_{\min}/T_{\max} gemessen in LAM), werden diese Variationen in der E.H. gedämpft. Daher sind die T_{\min} in dieser Hütte im Vergleich zu LAM tendenziell höher und die T_{\max} niedriger. Nur im Winter, wenn Strahlungswetterlagen selten sind und die Temperaturvariabilität allgemein geringer ist, liegen die mittleren Abweichungen der Extrema bei nahe 0 K.

In einer weiteren Analyse wurde der Einfluss des Instrumentenwechsels (von Flüssigkeitsthermometern zu LTS-2000) auf die täglichen T_{\min} und T_{\max} untersucht. Dazu wurden die Daten beider Thermometertypen aus identischen E.H. in Lindenberg und zwei weiteren KRS (Frankfurt/Main 2009-2013 und Fichtelberg 2009-2014) ausgewertet. Die zugehörigen Temperaturabweichungen (LTS-2000 minus Flüssigkeitsthermometer (liq)) sind in Abbildung 2.13 für T_{\min} (c) und T_{\max} (d) als farbige Linien dargestellt (gemäß Legende; im Falle von Frankfurt am Main und Fichtelberg mittlere Jahressgänge, jeweils 10-tägige Mittelwerte). Für die T_{\min} zeigen sich auf Basis der verfügbaren Daten Temperaturunterschiede, die meist zwischen $\pm 0,2$ K liegen, wobei keine ausgeprägten Jahressgänge zu finden sind. Beim T_{\max} sind die Differenzen meist negativ (mit tendenziell geringeren Werten beim LTS-2000). Auch hier sind keine Jahressgänge zu erkennen. Mögliche Ursachen für die beobachteten Abweichungen könnten die höhere thermische Trägheit der Flüssigkeitsthermometer und/oder ihre höhere Strahlungssensitivität (aufgrund ihres größeren Durchmessers, siehe de Podesta et al. (2018)) sein. Beide Einflüsse sollten sich gegenteilig auf die Temperaturunterschiede auswirken, was erklären könnte, dass keine resultierenden Jahreszyklen entstehen. Generell liegen die Unterschiede der täglichen Temperaturextrema beim reinen Thermometervergleich in einem Bereich, der auch durch die kombinierte Messtoleranz je beider miteinander verglichenen Instrumente erklärt werden kann.

Die kombinierten Unterschiede durch den Wechsel von Instrument und Strahlungsschutz sind als schwarze (Lindenberg 2018) und graue Kurven (alle verfügbaren KRS 2009-2017; Mittel über alle Jahre und Stationen bzw. Bereich aller mittleren Jahressgänge an einzelnen Stationen) in Abbildung 2.13(c) und (d) für T_{\min} und T_{\max} dargestellt. Es zeigen sich auch für diesen Vergleich signifikante Jahressgänge als Resultat der thermischen Trägheit der E.H. Bezogen auf die Gesamtstatistik an allen KRS liegen die mittleren Abweichungen im Sommer bei etwa $-0,2$ K für T_{\min} $+0,2$ K für T_{\max} und im Winter bei 0 K für T_{\min} und $-0,1$ K für T_{\max} .

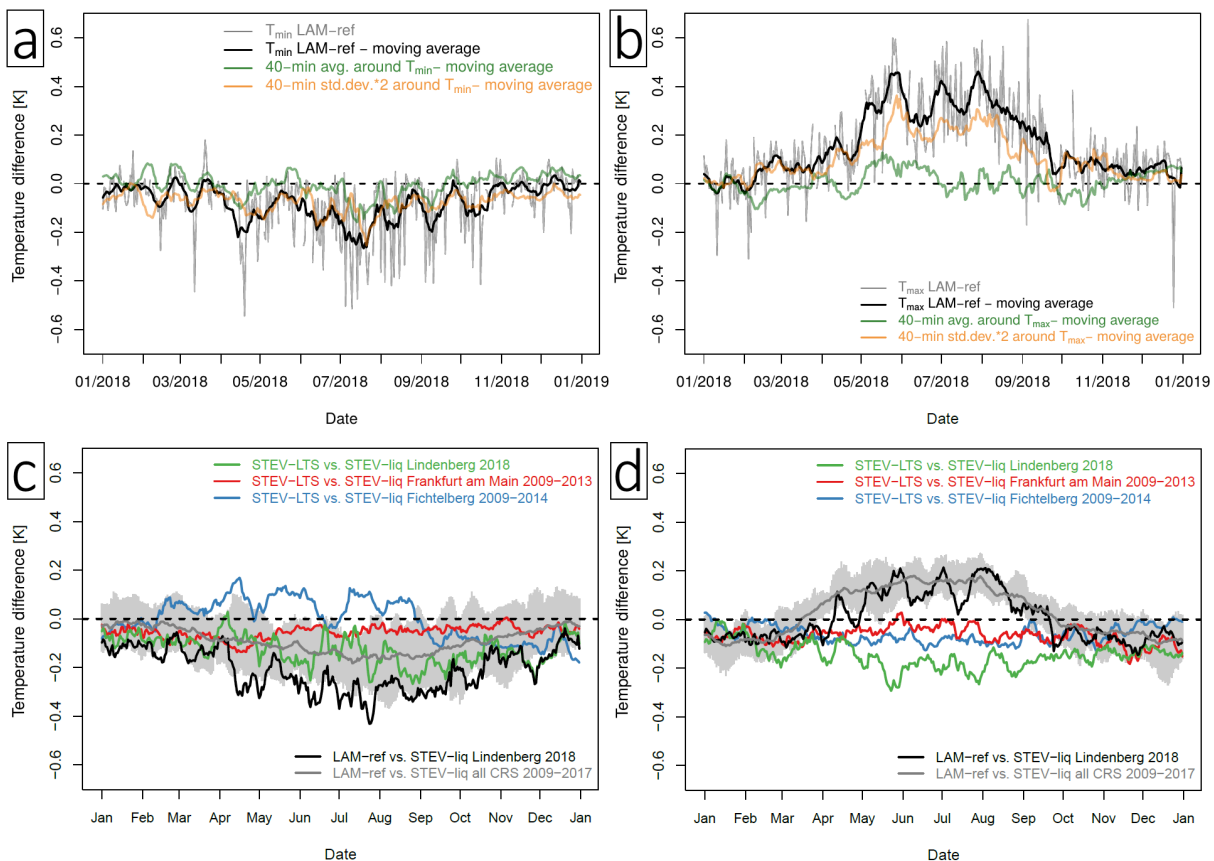


Abbildung 2.13: (a) Abweichungen der täglichen T_{\min} bei unterschiedlichem Strahlungsschutz (LAM-Referenztemperatur minus E.H.) aber gleichen Instrumenten (je LTS-2000; graue Kurve) und entsprechende 10-tägige gleitende Mittelwerte (schwarz) in Lindenberg. Die Abweichungen des Temperaturmittelwerts und der Standardabweichung (multipliziert mit 2) über ± 20 min zum Zeitpunkt des T_{\min} (ebenfalls LAM minus E.H.) sind in grün und orange als 10-tägige gleitende Mittel hinzugefügt. (b): wie in (a), jedoch für T_{\max} . (c): Abweichungen der täglichen T_{\min} bei Verwendung unterschiedlicher Instrumente (LTS-2000 minus Flüssigkeitsthermometer (liq)) aber gleichem Strahlungsschutz (E.H.) für Lindenberg 2018 (grün), Frankfurt/Main 2009-2013 (mittlerer Jahresgang; rot) und Fichtelberg 2009-2014 (mittlerer Jahresgang; blau). Kombinierte Abweichungen der täglichen T_{\min} bei unterschiedlichem Strahlungsschutz und unterschiedlichen Instrumenten (LAM-Referenztemperatur minus Flüssigkeitsthermometer E.H.) für Lindenberg 2018 (schwarz) und für alle verfügbaren Daten von KRS (CRS) zwischen 2009 und 2017 (mittlere Jahresgänge, Mittelwert und Streubereich über alle Stationen in grau). Alle Daten sind als 10-tägige gleitende Mittel dargestellt. (d): wie in (c), jedoch für T_{\max} .

Aus klimatologischer Sicht ist eine Anpassung der täglichen T_{\min} und T_{\max} durch ein Regressionsmodell mithilfe verschiedener Prädiktoren (wie von Brandsma and Van der Meulen (2008) gezeigt) anzustreben. Im Hinblick auf die Messunsicherheiten der Temperaturen in der LAM ergibt sich aus diesen Ergebnissen kein Anhaltspunkt für systematische Fehler bei den T_{\min} und T_{\max} , da sich die gezeigten Diskrepanzen überwiegend als Resultat der thermischen Trägheit der E.H. erklären lassen. Brandsma and Van der Meulen (2008) zeigen, wie sich die Länge des Mittelungsintervalls L auf die täglichen Extrema auswirkt, wenn Strahlungsschutzhütten unterschiedlicher thermischer Trägheit miteinander verglichen werden. Dabei wurde festgestellt, dass bei L von 6 bis 7 Minuten die T_{\min} und T_{\max} in einer E.H. sich im Mittel den Werten aller anderen untersuchten (schnell reagierenden) Hütten angleichen (gezeigt für Sommermonat). Bei der Standardintervalllänge L von 1 min waren die T_{\min} in der E.H. etwa 0,06 K höher und die T_{\max} etwa 0,18 K niedriger im Vergleich zur Referenzhütte (Typ ähnlich der LAM). In unserem Vergleich ist der Einfluss der thermischen Trägheit der E.H. offensichtlich höher (vermutlich bauartbedingt), was zu einem deutlich größeren L von ca. 40 min führt, bei dem sich die Extrema in beiden Hütten angleichen.

2.3.1.6 Ergebnisse Vergleich LAM-630 zu Young-Hütte

Mithilfe der Analysen zum Temperaturvergleichsexperiment in Falkenberg (siehe Abschnitt 2.3.1.1) wollen wir die Frage nach möglichen strahlungsinduzierten Temperaturabweichungen im Vergleich zur „wahren“ Lufttemperatur beantworten. Die Daten der fünf Sensoren (vier Sensoren in LAM-, ein Sensor in Young-Hütte), aufgezeichnet von zwei Datenloggern, wurden zunächst entsprechend den Werten der Referenzwiderstände der beiden Logger korrigiert. Für jeden Datenpunkt wurde die virtuelle Temperaturdifferenz zwischen dem Referenzwiderstand A und B (berechnet aus den Werten der Widerstände gemäß DIN 60751 (DIN EN 60751)) von allen am Datenlogger A montierten Sensoren abgezogen. In einem zweiten Schritt wurde eine Bias-Korrektur, basierend auf den mittleren Abweichungen zwischen den Sensoren an einem windigen und bewölkten Tag (2. Januar 2018), durchgeführt.

In Abbildung 2.14 sind die Zeitreihen der fünf Temperatursensoren für einen Beispieltag mit sehr hohen Abweichungen dargestellt (13. August 2018). Ähnlich wie in Abbildung 2.9 sind die absoluten Temperaturen in Grafik (a) und die relativen Abweichungen (im Vergleich zur Young-Hütte) für einen Zeitausschnitt von 90 Minuten in Grafik (b) dargestellt. Signifikant positive Abweichungen von teilweise mehr als 1 K treten am Morgen bei sehr geringen Windgeschwindigkeiten auf. Die Temperaturdifferenzen sind dabei stark mit den Windgeschwindigkeiten korreliert (negativ). Im Gegensatz zu den Vergleichen in Abschnitt 2.3.1.2 wirkt sich die solare Strahlung deutlich auf die Temperaturdifferenzen beider Hütten aus. Temperaturunterschiede durch Zeitverzögerungen sind in diesem Vergleich als weniger bedeutend anzusehen, da beide Hütten eine sehr geringe thermische Trägheit aufweisen. Allerdings sind vor allem bei geringer Windgeschwindigkeit Unterschiede in der Sensorträgheit (siehe Abschnitt 2.3.3) zu erwarten, da die starke Belüftung der Young-Hütte die zugehörigen Zeitverzögerungen deutlich verringert. Im Hinblick auf Temperaturunterschiede innerhalb der LAM zeigt sich erneut der Einfluss der Sensorposition relativ zur Sonne. Diese relativen Unterschiede betragen für den gezeigten Tag bis zu 0,8 K zwischen den Sensoren im Osten und Westen der LAM.

Vor Sonnenaufgang sind die Temperaturen in der Young-Hütte tendenziell höher als in der LAM. Diese erhöhten Nachtwerte in der Young-Hütte treten vor allem bei wolkenarmen Bedingungen mit geringen Windgeschwindigkeiten auf. Wie auch bei Van der Meulen and Brandsma (2008) beschrieben, könnten diese nächtlichen Differenzen durch eine Störung der Temperaturschichtung über dem Boden erklärt werden, die durch das starke aktive Ansaugen von Luft in die Young-Hütte entsteht. Diese Annahme steht im Einklang mit der Beobachtung einer höheren Variabilität der Temperaturen in der Young-Hütte um den Zeitpunkt des T_{\min} herum (im Vergleich zur LAM) zwischen April und Oktober 2018. Eine weitere Erklärung für unterschiedliche Nachttemperaturen könnte das Auskühlen der Hüttenoberfläche durch Wärmeabstrahlung sein. Dieser Effekt würde zu einer Kühlung der Sensoren in der LAM gegenüber der Umgebungsluft in klaren Nächten führen, während die Messungen in der Young-Hütte vermutlich kaum von solchen nächtlichen Strahlungseffekten beeinflusst werden. Es hängt letztendlich von der Größenordnung beider Effekte ab, welche der beiden Hütten bei diesen Bedingungen repräsentativere Messungen ermöglicht. Im Gegensatz zu den T_{\min} sind für die T_{\max} die Variabilitäten in beiden Hütten über das ganze Jahr hinweg sehr vergleichbar. Tagsüber, insbesondere bei Sonnenschein, wird die Grenzschicht durch Oberflächenerwärmung und dadurch induzierte turbulente Luftströmungen gut durchmischt.

Abbildung 2.15 zeigt die mittleren Tagesgänge der Temperaturdifferenz LAM minus Young für die vier Sensoren der LAM im Juli 2018. Tagsüber sind für diesen relativ sonnenscheinreichen Monat positive Abweichungen der LAM-Temperaturen zwischen 0,1 und 0,2 K zu beobachten. In den Morgenstunden finden sich positive Peaks für die stärker exponierten Sensoren an den Positionen Ost und Nord. Interessanterweise werden für die Zeit kurz vor Sonnenuntergang keine solchen Peaks gefunden, wie sie für die nach Westen und Norden ausgerichteten Sensoren zu diesem Zeitpunkt zu erwarten wären. Dies lässt sich durch die im Mittel relativ höheren Windgeschwindigkeiten in den Abendstunden dieses Monats erklären. Die Nachttemperaturen sind

in der LAM meist etwa 0,1 K niedriger im Vergleich zur Young-Hütte. Wie bereits erwähnt, führt die starke Belüftung der Young-Hütte in klaren Nächten vermutlich zu künstlich erhöhten Temperaturen.

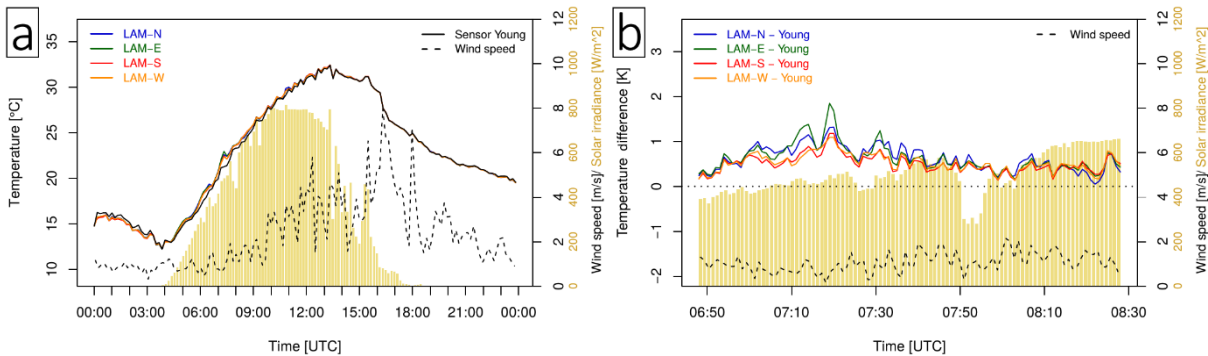


Abbildung 2.14 (a): Tagesgang der Temperaturen in LAM-630 (siehe Farbcode der verschiedenen Sensoren) und Young-Hütte (durchgezogene schwarze Linie) für einen Beispieltag mit hohen Abweichungen (13.08.2018). Die Windgeschwindigkeit und die Globalstrahlung werden durch eine gestrichelte Linie bzw. vertikale Balken (rechte y-Achse) dargestellt. (b): Temperaturunterschiede gegenüber der Young-Hütte für den Zeitraum der größten Abweichungen am Morgen des gleichen Tages.

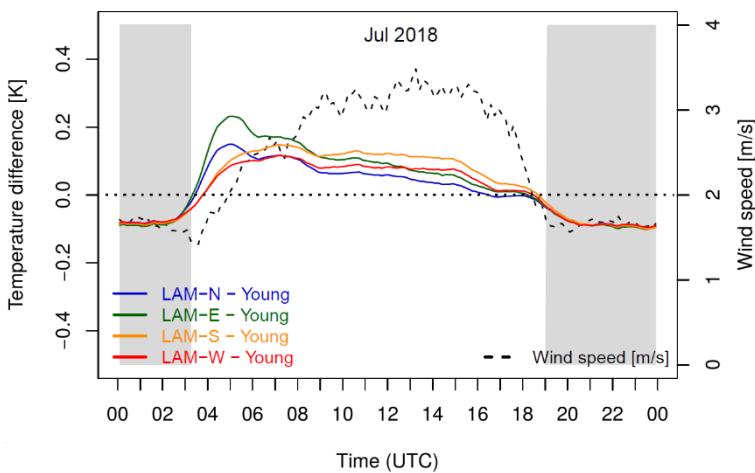


Abbildung 2.15: Mittlere Tagesgänge der Temperaturdifferenzen zwischen LAM-630 (siehe Farbcode für verschiedene Sensoren) und Young-Hütte für Juli 2018. Die gestrichelte Linie zeigt den mittleren Tagesgang der 2-m-Windgeschwindigkeit an (rechte y-Achse). Die mittleren Nachtstunden sind grau hinterlegt.

In ähnlicher Weise wie im Abschnitt 2.3.1.4 beschrieben, wurden für jeden Zeitpunkt Referenztemperaturen für die LAM berechnet. Dabei wurden der Mittelwert und das Minimum der vier Temperaturen für jeden Zeitpunkt miteinander verglichen, um zu entscheiden, ob die Temperaturabweichungen innerhalb der LAM signifikant sind. In Fällen, in denen die Differenz von Mittelwert und Minimum (normiert durch Subtraktion der mittleren Differenz beider Werte in den Nachtstunden des betrachteten Tages) über 0,1 K liegt, wird als Referenztemperatur das Minimum anstelle des Mittelwertes gewählt. Diese Schwelle wird bei 1,7 % aller Daten überschritten.

Die mittleren Unterschiede zwischen der Referenztemperatur in der LAM- und der Temperatur in der Young-Hütte in Abhängigkeit von Tageszeit und Monat für das Jahr 2018 sind in Abbildung 2.16 dargestellt. In Abbildung 2.16 (a) wurden alle Daten berücksichtigt, während in Abbildung 2.16 (b) nur Werte der Globalstrahlung von über 120 W/m² und Windgeschwindigkeiten unter 1 m/s in die Berechnung einbezogen wurden. Die Tendenz zu relativ höheren Nachttemperaturen in der Young-Hütte ist in allen Monaten mit einer signifikanten Anzahl klarer Nächte (April bis Oktober) zu beobachten. Tagsüber liegt der angenommene Strahlungsfehler in der LAM im Mittel bei etwa 0,1 K. Besonders signifikant sind die Diskrepanzen in Fällen mit Sonnenschein und geringer Windgeschwindigkeit, mit mittleren Abweichungen von bis zu 0,9 K. Diese Ergebnisse stimmen mit anderen Studien überein, die systematische Abweichungen zwischen den Strahlungsschutzhütten automatischer Wetterstationen (AWS) und der Young-Hütte untersucht haben (z. B. Van der Meulen and Brandsma (2008), Burt (2018)). Im Vergleich zu der in Burt (2018) untersuchten Hütte zeigt die LAM jedoch trotz der geringeren mittleren Windgeschwindigkeiten in Falkenberg (im Vergleich zum maritim beeinflussten Standort in Südengland) im Mittel geringere Strahlungsfehler am Tag. Vermutlich führen Unterschiede im Aufbau der beiden AWS-Hütten (Campbell Scientific Met21 in Burt (2018)) zu diesen Abweichungen in den Ergebnissen.

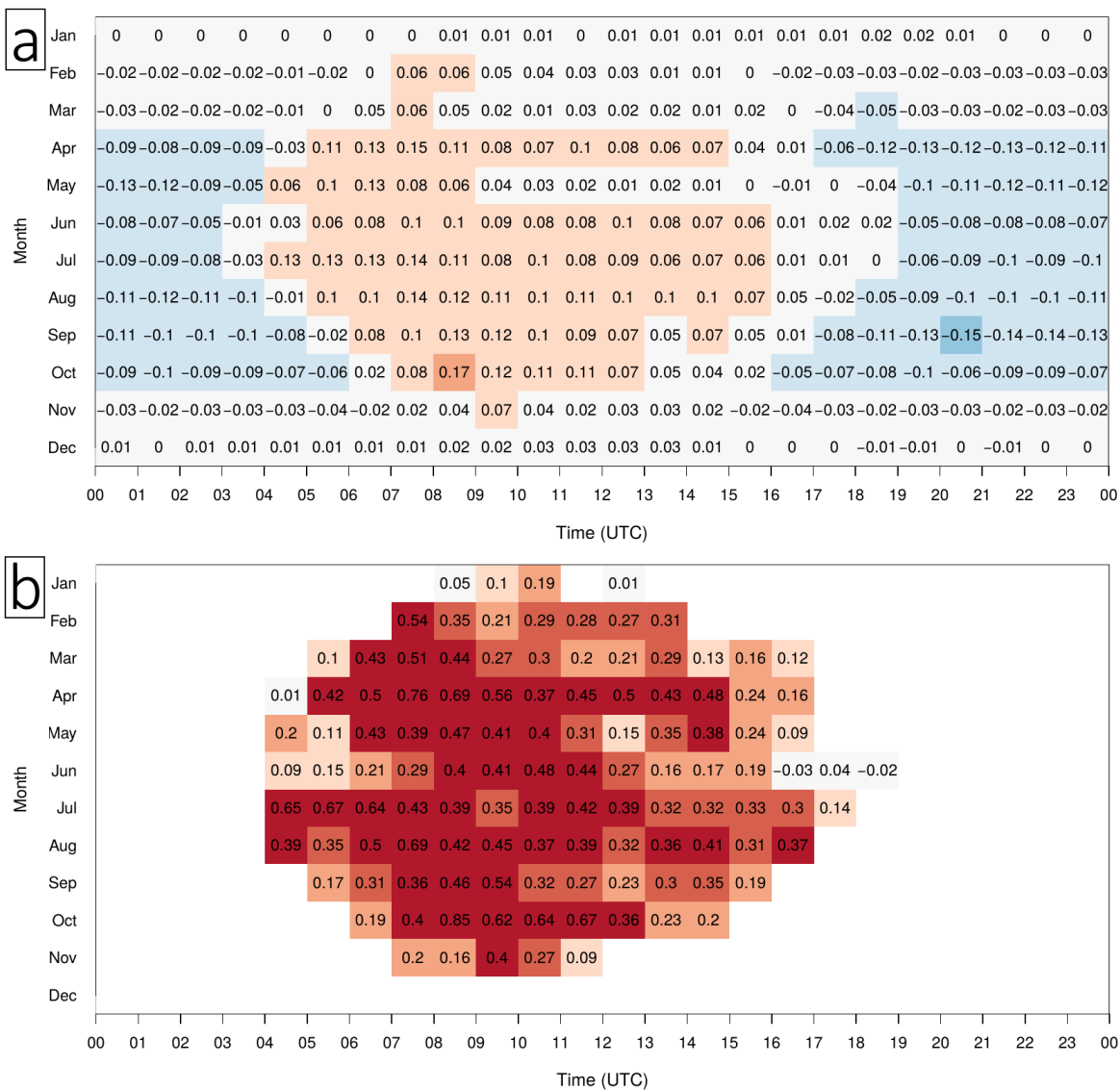


Abbildung 2.16 (a): Mittlere Abweichungen zwischen der Referenztemperatur in der LAM-Hütte (nähere Beschreibung im Text) und der Temperatur der Young-Hütte in Abhängigkeit von der Tageszeit und dem Monat in K. Die Farben zeigen die Stärke der Abweichung an. (b): wie in (a), jedoch nur für Daten mit Sonnenschein (>120 W/m²) und geringen Windgeschwindigkeiten (<1 m/s) berücksichtigt.

2.3.1.7 Fehler und Unsicherheit durch Strahlung

Im Folgenden werden die Zusammenhänge zwischen der 2-m-Windgeschwindigkeit (nachfolgend kurz WIND genannt), Globalstrahlung (auf horizontale Fläche, im Folgenden kurz RAD genannt) und dem angenommenen Temperaturfehler in der LAM (Differenz Referenztemperatur LAM zu Temperatur Young, abgekürzt T_{ERR}) betrachtet. Die zugrundeliegende Frage ist, ob der Temperaturfehler (Zielgröße oder Prädiktand) mithilfe der beiden anderen Variablen (Prädiktoren) abgeschätzt werden kann. Die Korrelationskoeffizienten betragen während des Tages 0,23 für T_{ERR} und RAD, -0,26 für T_{ERR} und WIND und 0,15 für RAD und WIND. Wie zu erwarten, nehmen die T_{ERR} also tendenziell mit anwachsendem RAD zu und mit anwachsendem WIND ab, aber beide Prädiktoren zeigen eine signifikante Kovarianz. Wird einer der Prädiktoren konstant gehalten (z. B. Windklasse zwischen 0,6 und 1,4 m/s), steigt die Korrelation deutlich an ($r=0,74$ für T_{ERR} und RAD). Eine weitere Erhöhung der Korrelation kann durch eine Mittelung von RAD, WIND und T_{ERR} über 10 Minuten erreicht werden ($r=0,84$ für T_{ERR} und RAD bei Windklasse 0,6-1,4 m/s). Durch die Betrachtung von Mittelwerten über 10 Minuten wird eine zeitliche Verzögerung der Reaktion von T_{ERR} auf Änderungen in WIND und RAD besser berücksichtigt.

Abbildung 2.17 (a) zeigt die Beziehung zwischen diesen 10-minütigen Mittelwerten von T_{ERR} und RAD für die genannte Windklasse 1 m/s. Eine logarithmische Funktion wurde an die Daten angepasst, um T_{ERR} in Abhängigkeit von RAD abschätzen zu können. Gemäß dieser Kurve beträgt T_{ERR} zwischen 0 und 0,5 K für Windgeschwindigkeiten um 1 m/s. Zusätzlich sind in der Abbildung die Mediane bestimmter Strahlungsklassen (0, 100, 200, ..., 800 W/m^2) als schwarze Quadrate hinzugefügt. Es scheint, dass ab Werten über 500 W/m^2 kein weiterer Anstieg der Temperaturfehler erfolgt. Die größten Einzelabweichungen treten sogar um diese Strahlungsklasse herum auf. Dies steht im Einklang mit den Beobachtungen in den Abbildung 2.15 und Abbildung 2.16, mit relativ hohen Abweichungen am Vormittag unter niedrigen bis mittleren Sonnenhöhenwinkeln und der daraus resultierenden Erwärmung der sonnenexponierten Wandflächen. Ähnliche Kurven können für die Daten weiterer Windklassen abgeleitet werden, um Schätzungen von T_{ERR} als Funktionen von RAD und WIND abzuleiten. In einem vereinfachten Ansatz werden alle Daten mit signifikanter direkter solarer Strahlung (RAD > 120 W/m^2) gegen WIND aufgetragen (Abbildung 2.17 b). In diesem Fall sind die Korrelationskoeffizienten etwas niedriger (-0,67), aber die hier verwendete exponentielle Anpassung folgt sehr gut den Medianen für verschiedene Windklassen.

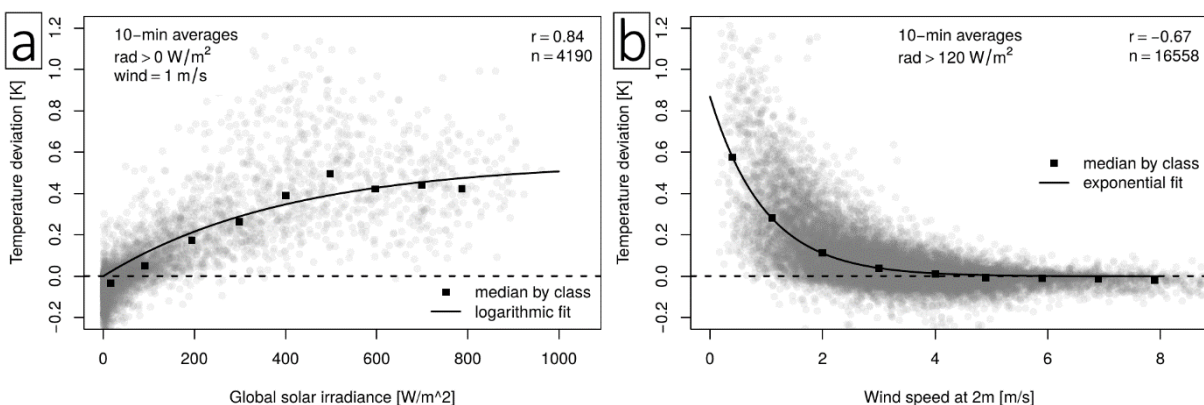


Abbildung 2.17 (a): Abhängigkeit des Temperaturfehlers für T_{ref} von der Sonneneinstrahlung für die Windklasse 1 m/s. Die schwarzen Quadrate stellen die Mediane verschiedener Strahlungsklassen dar. Eine logarithmische Anpassung ist als schwarze Linie hinzugefügt. (b): Abhängigkeit des Temperaturfehlers für T_{ref} von der Windgeschwindigkeit für alle Daten mit Sonnenscheinbedingungen (Globalstrahlung größer 120 W/m^2). Für bestimmte Klassen sind die Mediane hinzugefügt. Die Daten werden gut durch einen Exponential-Fit beschrieben. Alle Werte in (a) und (b) sind 10-Minuten-Mittelwerte.

Die Grenze zwischen Bedingungen mit oder ohne Einwirkung direkter solarer Strahlung ist jedoch fließend. Aus diesem Grund wurde die Kurve in Abbildung 2.17 (b) nachfolgend separat an die Daten von zehn verschiedenen Strahlungsklassen (100, 150, 200, 300, ..., 900 W/m² mit Klassenbreiten von ±20 W/m²) angepasst. Für die Strahlungsklasse 50 W/m² wurden keine systematischen Abweichungen zwischen den beiden Hütten-typen festgestellt. Zusätzlich zu den Medianen wurden auch die Standardabweichungen der Temperaturabweichung (für bestimmte Klassen der Strahlung und Windgeschwindigkeit) analysiert, um Unsicherheiten über die abgeschätzten Fehler abzuleiten. Wie bei den Medianen wurden auch bei den Standardabweichungen Exponential-Fits der Beziehung zur Windgeschwindigkeit für die oben genannten Strahlungsklassen berechnet.

Durch Interpolation zwischen den erzeugten Kurven für die zehn Strahlungsklassen wurden in einem zweiten Schritt Fehler und Standardunsicherheiten (im Folgenden mit SDU abgekürzt) für beliebige Strahlungs- und Windgeschwindigkeitswerte erzeugt. Dazu wurden für feste Windgeschwindigkeiten (zwischen 0 und 5 m/s in Intervallen von 0,1 m/s) die aus den obigen Exponential-Fits abgeleiteten Fehler und Unsicherheiten linear zwischen den zehn untersuchten Strahlungsklassen approximiert (ähnlich den Kurven in Abbildung 2.17 a). Fehlende Datenpunkte bei 0 und 1000 W/m² wurden dabei folgendermaßen abgeschätzt: bei 0 W/m² werden beide Größen als Null angenommen, für 1000 W/m² werden sie auf Basis der beobachteten Änderungen beider Größen zwischen 800 und 900 W/m² extrapoliert. Die resultierenden Kurven wurden durch die Berechnung gleitender Mittelwerte über je 5 Punkte geglättet. Abbildung 2.18 zeigt das resultierende Fehlerfeld (a) und das Unsicherheitsfeld (b) als Funktion der Windgeschwindigkeit und der Globalstrahlung. Bei sehr niedrigen Windgeschwindigkeiten werden relativ hohe Fehler für zwei Strahlungsbereiche erwartet, nahe 500 W/m² und nahe der maximal möglichen Strahlungsflussdichte von 1000 W/m². Dies deutet darauf hin, dass die Erwärmung der Hüttenwände (unter mittleren Höhenwinkeln der Sonne) zu hohen Temperaturfehlern führt. Aber auch bei hohen Sonnenhöhenwinkeln, wenn das Dach der LAM relativ stark erwärmt wird, können sehr große Fehler auftreten. Im Folgenden haben wir die Wahrscheinlichkeiten für Ereignisse mit solchen potenziell hohen Temperaturfehlern untersucht. Basierend auf den Daten von 2018 treten Bedingungen für Temperaturfehler über 0,2 K in 3,8 % aller Werte (Statistik ohne Nachtwerte) auf, Fehler über 0,5 K werden nur für 0,5 % aller Werte tagsüber gefunden und Bedingungen mit erwarteten Fehlern von mehr als 1 K wurden 2018 nicht einmal erfüllt. Solche Bedingungen, die innerhalb eines Jahres nicht beobachtet wurden, sind in Abbildung 2.18 grau markiert.

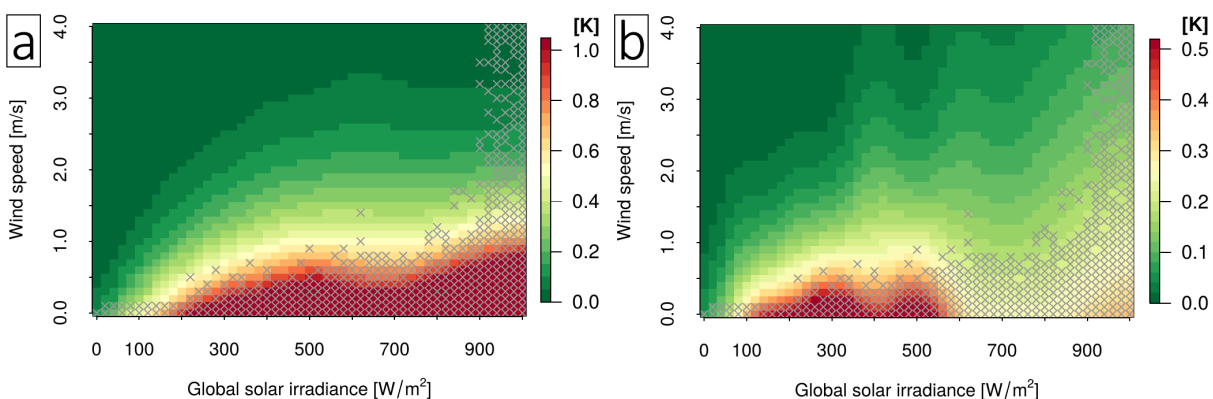


Abbildung 2.18 (a): Abgeschätztes Feld der Temperaturfehler für T_{ref} verursacht durch solare Strahlung in Abhängigkeit von der 2m- Windgeschwindigkeit und der Globalstrahlung. Die grau markierten Bereiche zeigen Bedingungen, die im untersuchten Jahr 2018 nicht erreicht wurden. (b): Entsprechende Schätzungen der Standardunsicherheit der Temperaturfehler in (a).

2.3.1.8 Schlussfolgerungen für Korrekturen und Unsicherheiten

Temperaturkorrekturen aufgrund von Strahlungsfehlern werden zum einen im Hinblick auf die Homogenität langer Zeitreihen durchgeführt. Dafür werden Referenztemperaturen T_{ref} , wie im Abschnitt 2.3.1.4 definiert, basierend auf den Werten der beiden operationellen Messungen in 1-Minuten-Auflösung, berechnet. Die Ergebnisse aus den Vergleichsmessungen mit der Young-Hütte werden in einem zweiten Schritt zur Berechnung von Schätzwerten der „wahren“ Lufttemperatur T_{true} verwendet. Beide Temperaturversionen werden zusammen mit ihren Unsicherheiten im geplanten Temperaturprodukt für die Station Lindenberg zur Verfügung gestellt. Die SDU von T_{true} entspricht den in Abbildung 2.18 (b) dargestellten Ergebnissen, während für T_{ref} der Fehler selbst (wie in Abbildung 2.18 a) als grober Schätzwert der SDU verwendet wird. Wie bei der Ableitung zu Abbildung 2.18 werden 10-Minuten-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit und der Globalstrahlung berechnet. Im Unterschied zu der Ableitung werden aber Korrekturen und Unsicherheiten nicht auf 10-Minuten-Mittelwerte der Temperatur angewendet, sondern auf das letzte 1-Minuten-Mittel im zugehörigen Intervall. Damit kann die hohe Auflösung der Temperaturdaten aufrechterhalten werden.

2.3.2 Kalibrierung / Nichtlinearität

Die Temperatursensoren werden in Klimakammern in den Labors des DWD bei Temperaturen zwischen -30 und +40 °C (in Abständen von 10 K) vor der Installation an den Stationen kalibriert. Nach fünf Jahren werden die Sensoren ausgetauscht und die ausgebauten Sensoren im Labor neu kalibriert. Die Referenztemperaturmessungen in den Labors werden mit einem Platin-Widerstandsthermometer Pt-100 durchgeführt, dessen genaue Kennlinie zwischen Temperatur und Widerstand in der Physikalisch-Technischen Bundesanstalt (PTB) ermittelt wurde. Die Standardunsicherheit dieser Referenzmessungen beträgt 0,025 K. Abbildung 2.19 zeigt die Ergebnisse aller Temperaturkalibrierungen zwischen Januar 2018 und April 2019. Die Kalibrierkurven der 903 charakterisierten Sensoren liegen typischerweise zwischen -0,1 und +0,1 K und weisen einen Median von -0,03 bis 0,00 K über den gesamten Temperaturbereich (Grafik a) auf. Die Verteilung der Wahrscheinlichkeitsdichte aller Daten (ohne Unterscheidung nach Temperaturniveaus) ist in Grafik (b) gezeigt. Die Daten sind annähernd normalverteilt (angepasste blaue Kurve) und zeigen nur eine leichte negative Verschiebung des Medians (-0,01 K).

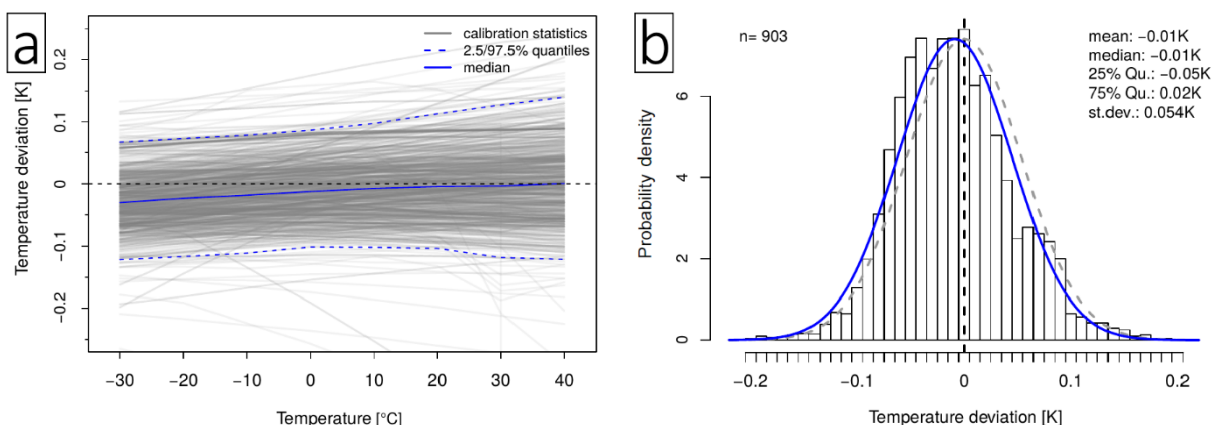


Abbildung 2.19 (a): Kalibrierkurven von LTS-2000-Temperatursensoren, die zwischen Januar 2018 und April 2019 in den DWD-Labors charakterisiert wurden. Die Sensoren werden zwischen -30 und 40 °C in Schritten von 10 K mit der Laborreferenz verglichen. Mediane und 2,5/97,5%-Quantile der 903 Datensätze sind als blaue Linien dargestellt. (b): Verteilung der Wahrscheinlichkeitsdichte der Abweichungen von der Referenz für den gesamten Temperaturbereich und die entsprechenden statistischen Größen als Zahlenwerte. Die blaue Kurve stellt eine angepasste Normalverteilung dar, die grau gestrichelte Kurve zeigt eine ideale Verteilung mit Median Null.

Basierend auf den individuellen Kalibrierdaten eines Sensors werden die Temperaturdaten in Abhängigkeit vom Temperaturbereich korrigiert. Um eine kontinuierliche Korrekturfunktion zu erhalten, wird ein linearer Verlauf zwischen den im Labor charakterisierten diskreten Temperaturen angenommen (wie in Abbildung 2.19 a dargestellt). Nach Korrektur entspricht die verbleibende Unsicherheit der Unsicherheit der Laborreferenz (SDU von ± 0.025 K). Dabei wird zur Vereinfachung davon ausgegangen, dass die zusätzliche Unsicherheit bei Temperaturen zwischen den im Labor bestimmten Messpunkten vernachlässigbar ist im Vergleich zur Basisunsicherheit von ± 0.025 K. Für den Fall ohne Korrektur der Kalibrierabweichungen wird die SDU durch die Standardabweichung in Abbildung 2.19 b abgeschätzt (± 0.054 K).

2.3.3 Sensorträgheit

Die Bauweise der Temperatursensoren ist darauf ausgelegt, eine gewisse Trägheit ähnlich wie bei klassischen Thermometern zu erzeugen. Diese Eigenschaft führt jedoch zu einer verzögerten Reaktion auf schnelle Temperaturänderungen. Entsprechende Zeitkonstanten wurden vom DWD für zwei verschiedene Belüftungsstärken (1 und 2 m/s) unter Laborbedingungen für den LTS-2000 charakterisiert. Aus den beiden Datenpunkten der Zeitkonstanten (τ gleich 70 bzw. 40 s) wird die Abhängigkeit zur Windgeschwindigkeit am Sensor abgeleitet, indem zunächst zwei zusätzliche Datenpunkte (bei 0,5 und 3 m/s) extrapoliert und anschließend eine Exponentialfunktion an den erweiterten Datensatz angepasst wird. Die Abschätzung eines zusätzlichen Datenpunkts bei 0,5 m/s erfolgte auf Basis von Messungen der Zeitkonstanten von ähnlichen Temperatursensoren in Burt (2018 b). Dabei zeigte sich, dass die Änderungsrate zwischen 0,5 und 1 m/s in etwa gleich der Änderungsrate zwischen 1 und 2 m/s ist. Aus dieser Annahme wurde ein τ von 123 s bei 0,5 m/s abgeleitet. Ein weiterer Datenpunkt bei 3 m/s wurde so gewählt (τ gleich 34 s), dass der resultierende Fit die beiden Messwerte bei 1 und 2 m/s so nah wie möglich durchläuft. Diese geschätzte Kurve der Zeitkonstante τ als Funktion der Windgeschwindigkeit am Sensor ist in Abbildung 2.20 (a) dargestellt. Die Zeitkonstanten liegen mit Ausnahme von Bedingungen mit hohen Windgeschwindigkeiten deutlich über den von der WMO (WMO, 2014) empfohlenen Zeitkonstanten von 20 Sekunden.

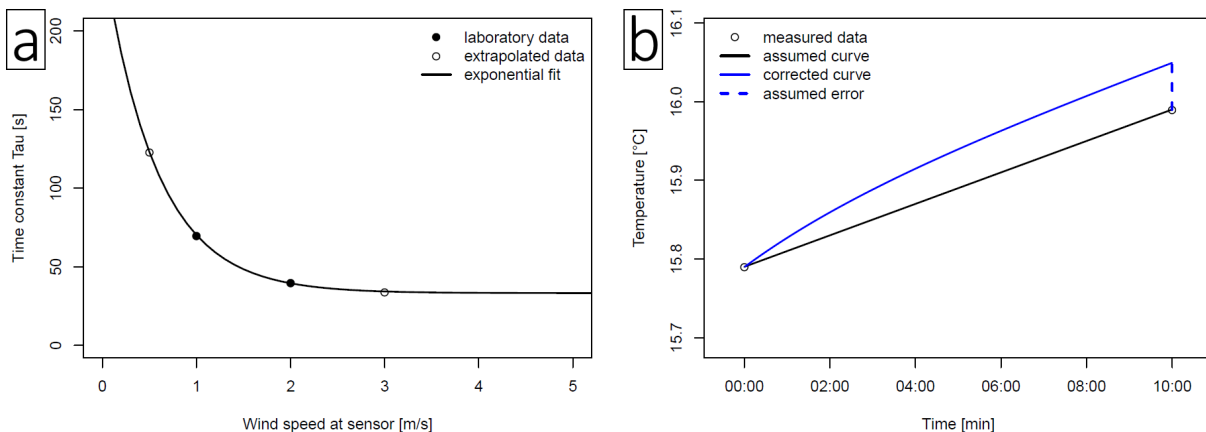


Abbildung 2.20 (a): Geschätzte Funktion der Zeitkonstanten der thermischen Trägheit des LTS-2000 in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit am Sensor. Details zu den vereinfachten Annahmen bei der Herleitung der Kurve im Text. (b): Bestimmung von mittleren Fehlern durch Trägheit für bestimmte Bedingungen der Temperaturtendenz und der Windgeschwindigkeit (weitere Einzelheiten im Text).

Mögliche Fehler durch Trägheit wurden in Abhängigkeit von der 2 m-Windgeschwindigkeit und der gemessenen Temperaturtendenz innerhalb von 10 Minuten geschätzt. Die Grundannahmen für diese Schätzung sind in Abbildung 2.20 (b) dargestellt. Zwischen zwei Datenpunkten in einem Abstand von 10 Minuten – zur Vereinfachung gehen wir von Punktdaten anstelle von 1-Minuten-Mittelwerten aus – wird ein linearer Verlauf der Temperaturen angenommen. Basierend auf diesem idealisierten Datensatz mit einer Auflösung von 1 Sekunde wird mithilfe von Gleichung 1 und einer als konstant angenommenen Windgeschwindigkeit eine korrigierte Temperaturkurve für die nächsten 10 Minuten berechnet. Zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit am Sensor wird die gemessene 2 m-Windgeschwindigkeit mit dem Faktor 0,5 multipliziert (de Haij et al., 2014). Der erwartete Fehler für den zweiten Messpunkt nach 10 Minuten wird dann durch die Abweichung der beiden Kurven zu diesem Zeitpunkt bestimmt. Das Szenario eines einfachen linearen Verlaufs innerhalb der 10 Minuten führt zu einer mittleren Fehlerschätzung für eine gegebene Temperaturänderung. In der Realität schwanken die Temperaturen relativ stark, vor allem bei Bedingungen mit Sonnenschein. Das bedeutet, dass selbst bei einer positiven Tendenz innerhalb von 10 Minuten ein negativer Fehler durch Zeitverzögerung auftreten kann. Eine weitere Quelle der Unsicherheit ist die Variabilität der Windgeschwindigkeit und ihre Auswirkungen auf die Zeitkonstanten. Aus den genannten Gründen werden die nach diesem Ansatz abgeschätzten Fehler im Folgenden als Standardunsicherheit (SDU) betrachtet.

Für verschiedene Szenarien der Temperaturtendenz und der Windgeschwindigkeit wurden, wie oben beschrieben, Unsicherheitsabschätzungen abgeleitet. Diese sind in Abbildung 2.21 dargestellt. Die abgeschätzten Unsicherheiten durch Trägheit sind in der Regel kleiner als 0,1 K (89,3% der Daten im Beispieljahr 2018). Unsicherheiten von mehr als 0,3 K sind nur in 0,3 % aller Fälle zu erwarten. Die grau markierten Bereiche zeigen Bedingungen, die im 1-Jahres-Zeitraum kein einziges Mal erreicht wurden. Das in Abbildung 2.21 dargestellte Datenfeld wird als sogenannte Lookup-Tabelle gespeichert. Abhängig von der Windgeschwindigkeit (10-Minuten-Mittel bis zum betrachteten Zeitpunkt) und der 10-Minuten-Temperaturänderung werden die SDU aus dieser Tabelle jeder 1-Minuten-Temperatur zugeordnet. Aufgrund der natürlichen Temperaturvariabilität (siehe auch Abschnitt 2.3.4), vor allem unter Strahlungsbedingungen, wird als Temperaturänderung über 10 Minuten ein Mindestwert von 0,3 K angenommen. Dadurch werden mögliche, aus der Variabilität resultierende Zeitverzögerungen der Messung bei der Unsicherheitsabschätzung berücksichtigt.

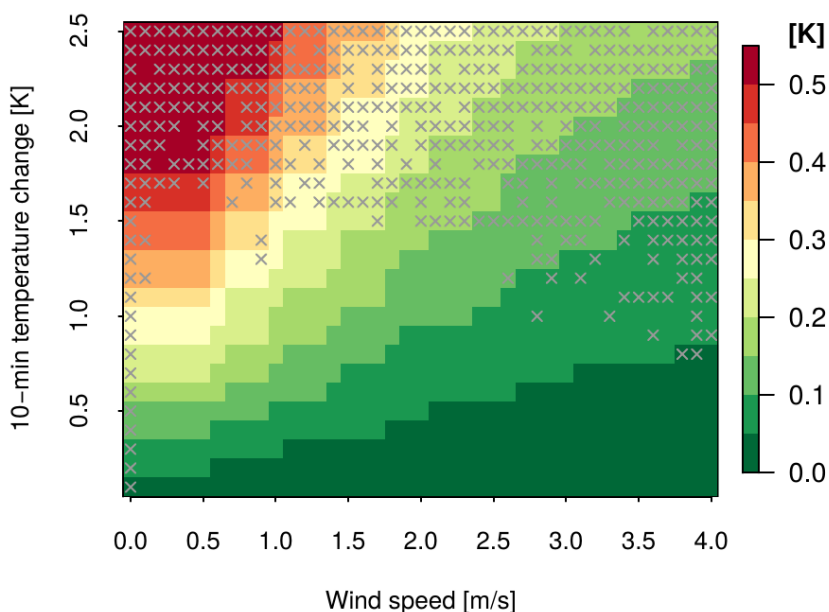


Abbildung 2.21: Geschätztes Feld der Temperaturunsicherheiten durch Trägheit in Abhängigkeit von 10-minütiger Temperaturänderung und 2-m-Windgeschwindigkeit. Die grau markierten Bereiche zeigen Bedingungen, die im Untersuchungszeitraum von einem Jahr nicht erreicht wurden.

2.3.4 Reproduzierbarkeit

Ausgehend von der Statistik der Temperaturdifferenz zwischen den operationellen Sensoren 1 und 2 in der LAM wird die statistische Unsicherheit, verursacht durch die leicht unterschiedlichen Messpositionen und durch die Elektronik der Geräte, bestimmt. Abbildung 2.22 (a) zeigt die normierten Temperaturdifferenzen zwischen den beiden Sensoren für den 01.09.2018 (gleicher Tag wie in Abbildung 2.9). Um den Einfluss der solaren Strahlung in dieser Analyse zu minimieren, wurde der gleitende Mittelwert der Differenzen über ± 5 min von jedem Datenpunkt der Differenzzeitreihe abgezogen. An den meisten Tagen liegt die Variabilität der Temperaturdifferenz auf der Basis von 1-Minuten-Mittelwerten im Bereich von 0,01 bis 0,03 K. Nur zwischen 06 und 12 UTC erreichen die Unterschiede gelegentlich höhere Werte von etwa 0,1 K. Diese erhöhten Werte sind wahrscheinlich auf die häufig wechselnde Bewölkung und geringe Windgeschwindigkeiten zurückzuführen. Das Histogramm der Standardabweichungen (über je 10 Minuten) dieser normierten Temperaturdifferenzen ist in Abbildung 2.22 (b) für alle Daten des Jahres 2018 gezeigt. Mittelwert und Median liegen beide bei 0,01 K, Werte über 0,05 K werden sehr selten beobachtet.

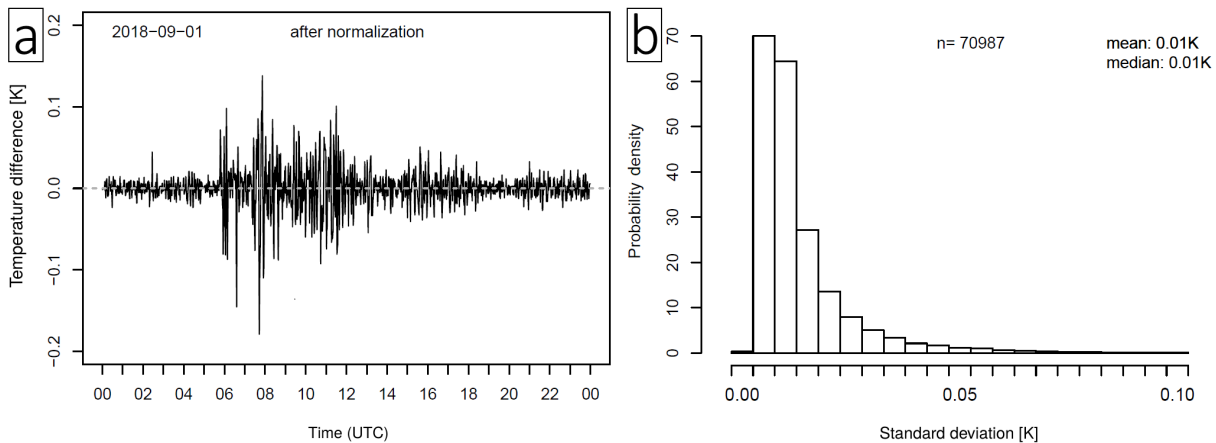


Abbildung 2.22 (a): Statistische Variabilität der Temperaturdifferenz (1-Minuten-Mittel) zwischen den Sensoren 2 und 1 in der LAM-Hütte für den 1. September 2018 (gleicher Tag wie in Abbildung 2.9) in Lindenberg. Um den Einfluss der Strahlung zu unterdrücken, wurde von jedem Datenpunkt der gleitende Mittelwert über ± 5 min abgezogen. (b): Histogramm der Standardabweichungen der normierten Sensordifferenz (wie in (a) dargestellt) über Intervalle von je 10 Minuten für das Jahr 2018.

Die SDU der Einzelmessungen lässt sich aus der Variabilität der Temperaturdifferenz durch Division mit der Wurzel aus 2 bestimmen. In den meisten Fällen wird die Referenztemperatur LAM durch Mittelung beider operationeller Temperaturwerte berechnet (vgl. Abschnitt 2.3.1.4). Die Unsicherheit wird in diesen Fällen mit der Wurzel aus der Anzahl der Beobachtungen, also der Wurzel aus 2, dividiert. Dies führt insgesamt zu SDU, die nur halb so groß sind wie die Werte in Abbildung 2.22 (b). Damit sind die Unsicherheitsbeiträge durch die Reproduzierbarkeit in den meisten Fällen sehr gering. Die zugehörigen SDU werden für jeden Einzelwert auf der Grundlage der Standardabweichungen der normierten Temperaturdifferenz über ± 5 min berechnet.

Durch die zeitlich und räumlich ungleichmäßige Temperaturverteilung in der Nähe der Erdoberfläche kommt es zu statistischen Temperaturschwankungen, die teils deutlich über den Zahlenwerten der oben abgeschätzten SDU liegen können. Für Lindenberg liegen die dadurch hervorgerufenen Standardabweichungen von 1-minütigen Mitteltemperaturen in der LAM tagsüber typischerweise zwischen 0,08 K im Winter und 0,3 K im Sommer. Bei den Nachttemperaturen ist die Variabilität etwas geringer, im Mittel bei 0,05 K im Winter und 0,1 K

im Sommer. Diese Variation wird im Unsicherheitsbudget für Einzelmessungen, repräsentativ für einen bestimmten Standort und Zeitpunkt, nicht berücksichtigt. Dennoch sollte diese natürliche Temperaturvariabilität bei der Beurteilung der Repräsentativität der Temperaturmessungen beachtet werden und Temperaturwerte ggf. über längere Zeitintervalle gemittelt werden.

2.3.5 weitere Unsicherheitsquellen

Im Gegensatz zu den für die Charakterisierung der Unsicherheiten genutzten Vergleichsdaten in Lindenberg werden die operationellen Temperaturdaten an anderen Stationen des DWD nur mit einer Dezimalstelle gespeichert. Dies führt zu Unsicherheiten von $\pm 0,0475$ K bezogen auf 95 % der Daten. Da die zu Grunde liegende Verteilung eine Gleichverteilung darstellt, wird die SDU durch Division des obigen Wertes durch die Wurzel aus 3 berechnet. Dies führt im allgemeinen Fall zu einer SDU von 0,03 K. Im Falle der Mittelung der Werte beider operationeller Sensoren verringert sich die SDU auf 0,02 K. Steht die höhere Auflösung von zwei Nachkommastellen zur Verfügung, ist die Unsicherheit durch Rundung vernachlässigbar.

Die analogen Messwerte des LTS-2000 werden mithilfe eines AD-Wandlers (e.bloxx A5 von Gantner Instruments) digitalisiert. Mithilfe von Laboruntersuchungen der technischen Abteilung des DWD (Holger Dörschel, TI33) konnte gezeigt werden, dass die Konvertierung zu einer 95 %-Unsicherheit von etwa $\pm 0,08$ K führt. Da diese Abweichungen überwiegend temperaturbedingt sind, gehen wir von einer Normalverteilung dieser Werte über ein ganzes Jahr aus. Die entsprechende SDU beträgt demnach 0,04 K.

2.3.6 Gesamtunsicherheiten

Für den 1-Jahres-Zeitraum zwischen dem 1. Mai 2018 und dem 30. April 2019 wurden wie oben beschrieben Korrekturen und SDU für die einzelnen Unsicherheitsquellen berechnet. Darüber hinaus wurden Unsicherheiten für ein Szenario ohne Korrekturen ermittelt, um Aussagen für Stationsdaten ohne Korrekturmöglichkeit zu erhalten. In Tabelle 2.1 sind die Einzelbeiträge der verschiedenen Unsicherheitsquellen als SDU und 95 %-Unsicherheiten aufgelistet. Für Beiträge, die individuell für jeden Einzelmesswert bestimmt werden, sind Unsicherheitsbereiche angegeben, die 99 % aller relevanten Unsicherheitsdaten (im Falle der Strahlung nur Tageswerte mit $RAD > 120 \text{ W/m}^2$) im Zeitraum von einem Jahr abdecken. Die Werte in Klammern zeigen Unsicherheiten nach Korrekturen (im Falle von Strahlung für T_{true}), wie in den vorangegangenen Abschnitten beschrieben, an. Bei der Komponente Rundung bezieht sich der Klammerwert auf den Fall der Verfügbarkeit von zwei Nachkommastellen.

Tabelle 2.1: Unsicherheiten der Temperaturmessungen mit dem LTS-2000, abgeschätzt für verschiedene Einflüsse sowie Gesamtunsicherheiten. Die Werte in Klammern bezeichnen Unsicherheiten nach Anwendung der entwickelten Korrekturverfahren bzw. im Falle von „Rundung“ bei Verfügbarkeit von zwei Nachkommastellen. Im Falle variabel bestimmter Beiträge sind Unsicherheitsbereiche angegeben, die 99% der relevanten Daten eines 1-Jahres-Zeitraums abdecken.

Einfluss	Standardunsicherheit [K]	95%-Unsicherheit [K]
Strahlung	$\pm 0,00-0,69$ ($\pm 0,00-0,34$)	$\pm 0,00-1,38$ ($\pm 0,00-0,68$)
Kalibrierung/Nichtlinearität	$\pm 0,054$ ($\pm 0,025$)	$\pm 0,11$ ($\pm 0,05$)
Sensorträgheit	$\pm 0,02-0,19$	$\pm 0,04-0,38$
Reproduzierbarkeit	$\pm 0,00-0,05$	$\pm 0,00-0,10$
Rundung	$\pm 0,03$ ($\pm 0,00$)	$\pm 0,05$ ($\pm 0,00$)
AD-Wandler	$\pm 0,04$	$\pm 0,08$
Gesamt	$\pm 0,08-0,76$ ($\pm 0,05-0,45$)	$\pm 0,16-1,52$ ($\pm 0,10-0,90$)

Mit Ausnahme des Beitrags durch Rundung (Gleichverteilung) werden alle anderen Beiträge als normalverteilt behandelt. In diesen Fällen werden 95 %-Unsicherheiten durch die Anwendung des Erweiterungsfaktors $k=2$ abgeleitet. Für die Gleichverteilung wird ein Faktor gleich der Wurzel aus drei verwendet. Die kombinierte SDU (SDU_c) wird nach den Regeln der Unsicherheitsfortpflanzung wie folgt bestimmt (GUM, 2008):

$$SDU_c = \sqrt{\sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f}{\partial x_i}\right)^2 \cdot SDU^2(x_i) + 2 \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \frac{\partial f}{\partial x_i} \frac{\partial f}{\partial x_j} COV(x_i, x_j)}$$

Gleichung 5

mit x_i : Eingangsgrößen, f : funktionaler Zusammenhang zwischen Messgröße und Eingangsgröße, $SDU(x_i)$: Standardunsicherheit der Eingangsgröße x_i , $COV(x_i, x_j)$: Kovarianz zwischen x_i und x_j . In unserem Fall sind alle Eingangsgrößen bereits Temperaturunsicherheiten, so dass alle partiellen Ableitungen (auch Sensitivitätskoeffizienten genannt) in der obigen Gleichung gleich eins sind. Die Kovarianz der Eingangsgrößen x_i lässt sich mithilfe des Korrelationskoeffizienten r in folgender Gleichung ausdrücken (GUM, 2008):

$$COV(x_i, x_j) = SDU(x_i) \cdot SDU(x_j) \cdot r(x_i, x_j)$$

Gleichung 6

Die Korrelationen zwischen den SDU aus Strahlung, Trägheit und statistischen Quellen sind signifikant (Korrelationskoeffizienten r zwischen 0,36 und 0,58 für den Beispieltag 1. September 2018), so dass die Kovarianzterme berücksichtigt werden müssen. Gleichung 5 vereinfacht sich mithilfe der oben beschriebenen Annahmen und Gleichung 6 wie folgt:

$$SDU_c = \sqrt{\sum_{i=1}^N SDU_i^2 + 2 \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N SDU_i \cdot SDU_j \cdot r(SDU_i, SDU_j)}$$

Gleichung 7

Mit dieser Bestimmungsgleichung wurden die Gesamtunsicherheiten für den oben genannten Zeitraum von einem Jahr berechnet. In der untersten Zeile von Tabelle 2.1 ist die Bandbreite dieser Gesamtunsicherheiten angegeben. Der obere Grenzwert entspricht dem 99,5%-Quantil aller Daten tagsüber.

In Abbildung 2.23 sind für den 1. September 2018 (gleicher Tag wie in Abbildung 2.9) die Temperaturkorrekturen und Unsicherheiten dargestellt. Die Diagramme (a) und (b) zeigen die Temperaturkorrekturen für den gesamten Tag bzw. für einen Zeitausschnitt in den Morgenstunden. Die unkorrigierten Sensordaten sind in rot und blau, die korrigierten T_{ref} und T_{true} in grün und grau dargestellt. Die Strahlungskorrektur zur Bestimmung der T_{true} beträgt teilweise mehr als 0,5 K, verursacht durch das Zusammenspiel aus geringen Windgeschwindigkeiten und ansteigenden Strahlungswerten am Vormittag. Die strahlungsbezogenen Unsicherheiten der T_{true} sind als graue vertikale Balken in Abbildung 2.23 (b) illustriert. Die Diagramme in Abbildung 2.23 (c+d) veranschaulichen die einzelnen Beiträge zur Gesamttemperaturunsicherheit. Wie zu erwarten, trägt die solare

Strahlung maßgeblich zur Gesamtmessunsicherheit an diesem Tag bei. Eine weitere wichtige Unsicherheitsquelle ist die Sensorträgheit, vor allem während des starken Temperaturanstiegs zwischen 6 und 9 UTC. Für den Fall ohne jegliche Korrekturen liegen die Gesamtunsicherheiten deutlich höher (graublau Kurve für 95%-Niveau). Die Verringerung der Messunsicherheit durch Anwendung der Korrekturen beträgt an diesem Tag zeitweise etwa 50%.

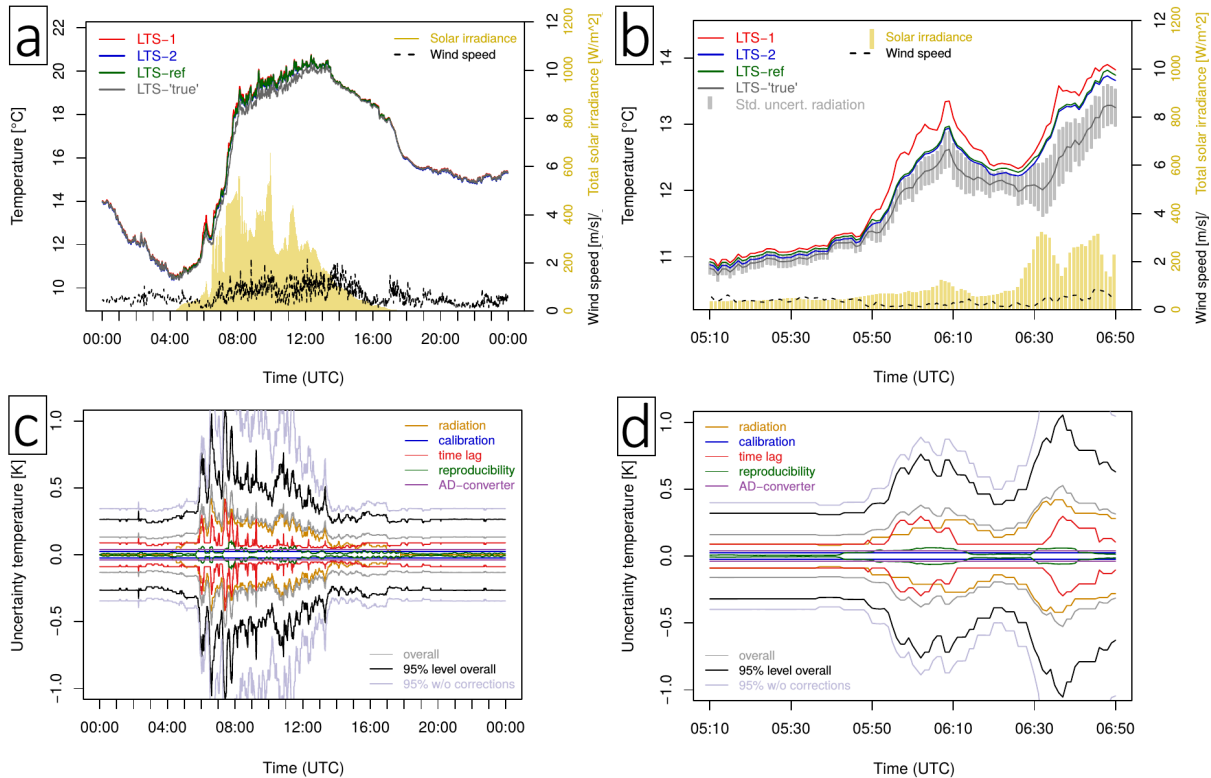


Abbildung 2.23 (a): Temperaturen in LAM und Korrekturen bezüglich Kalibrierung und Strahlung für 1. September 2018 in Lindenberg. Die unkorrigierten Daten der beiden operationellen Sensoren sind in rot und blau dargestellt, Referenz- und "wahre" Lufttemperatur (grün bzw. grau) entsprechen den Definitionen im Abschnitt 2.3.1.8. (b): Wie in (a), jedoch mit vergrößerter Ansicht der Morgenstunden des gleichen Tages und strahlungsbezogener Unsicherheit der „wahren“ Temperatur (graue Balken). (c+d): Unsicherheitsbeiträge und Gesamtunsicherheit von T_{true} für den Gesamttag und die Morgenstunden.

2.4 Einfluss der Automatisierung auf Kenntage

In der Klimaforschung wird häufig an Hand der Veränderung von verschiedenen definierten Indizes die Veränderung des Klimas untersucht. Im Folgenden wird betrachtet, in wie weit die Automatisierung der Temperaturmessung Einfluss auf die Bestimmung dieser Indizes hat.

Abbildung 2.24 zeigt die berechneten verschiedenen Kenntage, bestimmt aus manuellen und automatischen Messungen des gesamten zur Verfügung stehenden Parallelmesszeitraums an den einzelnen Klimareferenzstationen. Die Unterschiede sind meist gering. Allerdings besteht eine Tendenz zu mehr Frost-, Eis-, Sommer- und heißen Tagen sowie weniger Tropennächten bei den automatischen Messungen. Wie in Abschnitt 2.3.1.5 beschrieben, werden aufgrund der geringeren thermischen Trägheit der LAM (im Vergleich zur E.H.) schnelle Temperaturänderungen besser erfasst und damit die Extremtemperaturen geringfügig extremer (tendenziell erhöhte Maxima und niedrigere Minima der automatischen Messungen). Dies erklärt mutmaßlich einen Teil

der Unterschiede. Zusätzlich könnten auch Unterschiede der Thermometer (thermische Trägheit und Strahlungsempfindlichkeit) zu diesen Differenzen in den Kenntagen beitragen (vgl. Diskussion in Abschnitt 2.3.1).

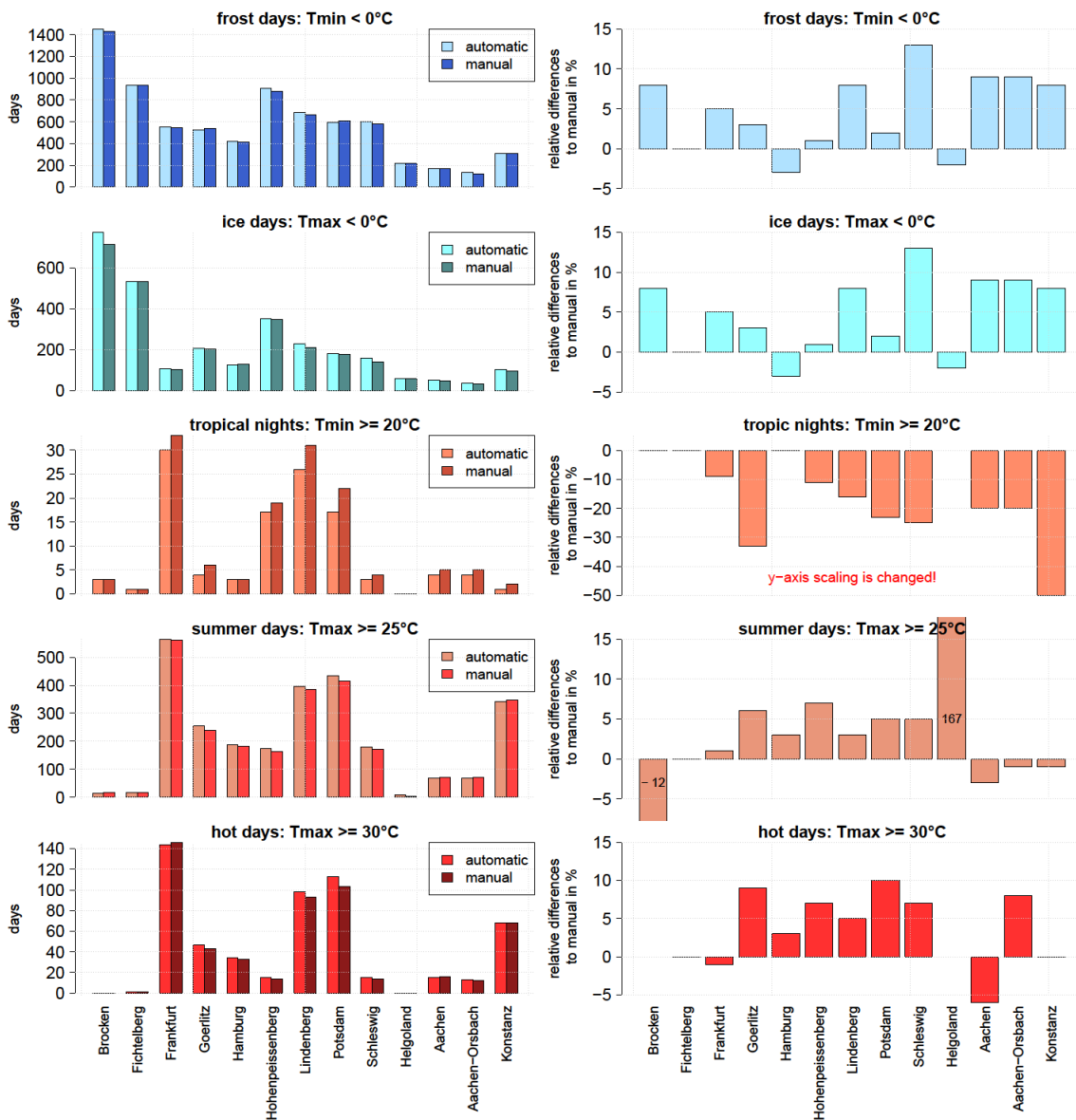


Abbildung 2.24: Anzahl verschiedener Kenntage (jeweils links) beider Messverfahren und prozentuale Abweichung der Kenntage mit automatischer Messung (relativ zur manuellen Messung) über den gesamten verfügbaren Parallelmesszeitraum und aufgeteilt nach einzelnen KRS.

Niederschlagshöhe - Zusammenfassung

Vergleich PLUVIO / Hellmann-Messung

Die Differenzen der Tagessummen zwischen automatischer Messung (mit dem Ombrometer PLUVIO) und manueller Messung (mit dem Hellmann-Ombrometer) liegen innerhalb des durch die WMO definierten Toleranzbereichs (bei Differenzen: 7 % des Messwertes). Jedoch kann man eine systematische Unterschätzung der Niederschlagsmengen des PLUVIO bei großen täglichen Niederschlagssummen erkennen (Abb. II).

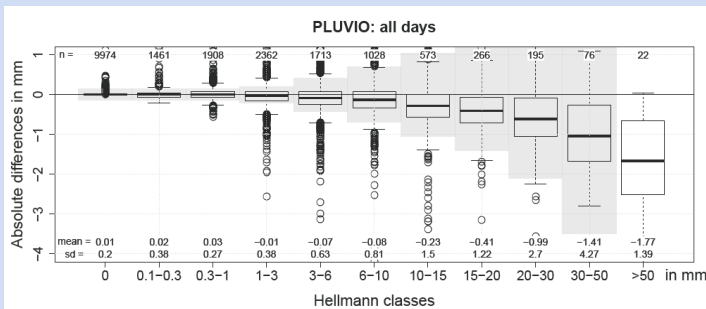


Abb. II: Boxplot der täglichen Niederschlagsdifferenzen in mm in Abhängigkeit der Wertebereiche der manuellen Hellmann-Messung (auf der x-Achse aufgetragen). Der von der WMO definierte Toleranzbereich ist als graue Fläche hinterlegt.

Vergleich Rain[e] / PLUVIO

Die beiden automatischen Niederschlagsmessinstrumente PLUVIO und Rain[e] (Firma Lambrecht) unterscheiden sich in ihrem verwendeten Messprinzip und Aufbau. Der operationell im DWD genutzte Rain[e] besitzt im hauptamtlichen Messnetz zusätzlich einen Windschutz, um den Messfehler durch Windeinfluss zu minimieren. Bei flüssigem Niederschlag misst der Rain[e] tendenziell mehr Niederschlag als der PLUVIO. Bei Schnee hingegen ist eine starke Unterschätzung der Mengen durch die Rain[e]-Messung zu beobachten (Abb. III). Eine mögliche Ursache für dieses Verhalten könnte die Beheizung des Rain[e] sein. Fester Niederschlag wird beim Rain[e] zunächst geschmolzen, bevor er mithilfe der Kippwaage gemessen werden kann. Dadurch kann es zu Verdunstungsfehlern kommen.

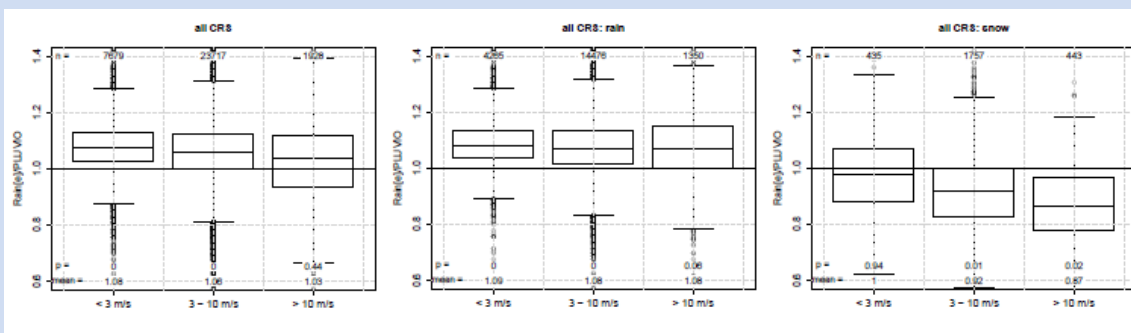


Abb. III: Quotienten Rain[e] / PLUVIO aufgeteilt nach Windklassen (<3 m/s, 3-10 m/s, >10 m/s) und Niederschlagsform.

Vergleich Rain[e] mit und ohne Windschutz

Beim Vergleich von Rain[e]-Messungen mit bzw. ohne Windschutz zeigt sich, dass der Windschutz bei hohen Windgeschwindigkeiten und festem Niederschlag zu einer Erhöhung der gemessenen Niederschlagsmengen (und damit zu einer Verbesserung) führt.

3 Niederschlagshöhe

Kapitel 3 befasst sich mit dem Parameter „Niederschlagshöhe“. Zu Beginn werden die unterschiedlichen Niederschlagsmessinstrumente vorgestellt und die Quotienten der automatischen und manuellen Messung betrachtet. Anschließend werden zwei unterschiedliche automatische Niederschlagsmessgeräte verglichen und der Einfluss eines Windschutzes am operationellen Messinstrument Rain[e] untersucht.

3.1 Messungen

3.1.1 Manuelle Messung

Die manuelle Messung der Niederschlagsmenge erfolgt durch einen Ombrometer nach Hellmann, der auf der Volumenmessung des Niederschlags basiert. Das Messinstrument ist aus einem metallenen Auffangtrichter (Auffangfläche 200 cm²) und einem Sammelgefäß für den zu messenden Niederschlag aufgebaut. Die Öffnung des Gefäßes zum Trichter hin ist dabei klein gehalten, um Verluste durch Verdunstung zu minimieren. Bei Schneefall soll ein Schneekreuz Verwirbelungen verhindern (Löffler, 2012). Die Messung wird jeweils um 06:30 UTC für die letzten 24 Stunden vorgenommen.

3.1.2 Automatische Messung

Bis Ende 2017 wurde im DWD automatisiert mithilfe des Niederschlagsmessers PLUVIO der Firma Ott gemessen (mit Ausnahme der Station Brocken; auf dem Fichtelberg nur bis 31.05.2011). Das Gerät ähnelt äußerlich dem Hellmann-Ombrometer, misst den Niederschlag jedoch durch Wiegen. Die zeitliche Auflösung beträgt 1 min, die Messunsicherheit liegt laut Hersteller bei ± 0.1 mm oder 1 % des Messwertes. Der Auffangring des PLUVIO kann beheizt werden, um das Anhaften von Schnee zu verhindern. Der Auffangbehälter muss regelmäßig von Hand geleert werden. In den Sommermonaten wird eine Insektenschutzinsel in den Auffangbehälter eingesetzt (Löffler, 2012). Erschütterungen von z. B. Wind können zu Fehlmessungen führen. Um dies zu verringern, wird eine Fünf-Minuten-Filterung durchgeführt, weswegen die Daten einen Versatz von fünf Minuten aufweisen. Eine Messung mit dem Zeitstempel 10:50 bezieht sich daher auf das Zehn-Minuten-Intervall von 10:35 bis 10:45, bzw. das Ein-Minuten-Intervall von 10:44 bis 10:45. Als Vorteile des Wägeprinzips sind zu nennen, dass der Niederschlag vor der Messung nicht geschmolzen und das Sammelgefäß zur Bestimmung des Messwerts nicht geleert werden muss (wie bei der oben beschriebenen manuellen Messung) (Nitu et al., 2018). Da der Niederschlag direkt in das Sammelgefäß fällt und darauffolgend direkt gemessen wird, entfallen Verluste durch Benetzung und Verdunstung im Trichter.

Seit Ende 2017 wird ein neues automatisches Messsystem namens Rain[e] (Firma Lambrecht) verwendet. Dieses Messinstrument misst den Niederschlag über eine Kippwaage. Jeder Kipp-Impuls gibt eine quantitative Information über den nach dem letzten Kippen aufsummierten Niederschlag. Geringe Niederschlagsmengen können auch ohne Kippen anhand einer Waage bestimmt werden. Der Rain[e] besitzt je eine Heizung an Ring, Trichter und Ablassventil. An allen hauptamtlichen Stationen ist der Rain[e] zusätzlich mit einem Windschutz ausgestattet.

3.1.3 Bekannte systematische Fehler bei Punktmessungen

Wie in einigen Vergleichsmessungen der WMO im Feld und im Labor festgestellt wurde, unterliegt die Niederschlagsmessung Einflüssen, die zu systematischen Fehlern führen können (Sevruk and Klemm, 1989). Zunächst ist der Benetzungsfehler zu nennen. Dieser entspricht der Menge an Niederschlag, der an der Wand des Messgerätes nach dem Ausschütten und Messen der Menge zurückbleibt. Eng damit verbunden ist der Verdunstungsfehler. Der Niederschlag an der benetzten Fläche kann verdunsten und bei erneutem Niederschlag wird diese Fläche wiederum benetzt. Außerdem wurde festgestellt, dass der Verdunstungsfehler bei einigen automatischen Niederschlagsmessern mit Heizung sehr groß sein kann.

Den potenziell größten Einfluss auf die Messungen übt der Wind aus. Durch die Geometrie des Auffangbehälters wird das Windfeld um diesen herum beeinflusst. Es entstehen Wirbel, die besonders bei kleinen und leichten Tropfen/Schneeflocken den Niederschlag über den Behälter wehen, wodurch es zu einer Unterschätzung des Niederschlags kommt. Dieser Windfehler ist bei Schnee und starkem Wind besonders groß (bis über 50 %) (Richter, 1995).

3.2 Vergleich PLUVIO und Hellmann

Zunächst werden die Quotienten von automatischer PLUVIO- zu manueller Hellmann-Messung betrachtet. Im Gegensatz zur Temperatur werden bei Betrachtung von Niederschlagsabweichungen üblicherweise Quotienten statt Differenzen bestimmt. Dadurch wird berücksichtigt, dass die absoluten Messfehler mit der Niederschlagshöhe eines Ereignisses zunehmen, während die relativen Fehler über alle Wertebereiche etwa gleichbleiben. Die täglichen Niederschlagsunterschiede (identische 24h-Bezugszeiträume bis 06:30 UTC) sind meist relativ gering, an einzelnen Tagen können jedoch größere Abweichungen auftreten. Im Mittel liegt der Quotient bei fast eins. Größere Variationen gibt es bei den Stationen Fichtelberg (Daten nur bis 2011 verfügbar), Hohenpeißenberg und Potsdam (Abbildung 3.1 oben). Bei Aufteilung der Daten in unterschiedliche Niederschlagssummen-Klassen fällt auf, dass für die oberen Klassen (> 10 mm und > 25 mm) die automatisiert gemessenen Daten tendenziell etwas unter den manuell gemessenen Daten liegen (Abbildung 3.1).

Die Unterschätzung der Niederschlagsmenge bei hohen Niederschlagsraten durch den PLUVIO kann unterschiedliche Gründe haben. Die Datendichte ist bei Starkniederschlägen deutlich geringer als bei schwachen Niederschlägen. Wenige Fehlmessungen könnten sich statistisch deutlicher auswirken. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass technische Eigenschaften des PLUVIO diese Unterschätzung verursachen, wie z. B. Fehler durch die interne Plausibilitätsanalyse (fälschlich gefilterte Messwerte) der Software.

Bei schwachen Regenereignissen sind die Variationen der Quotienten größer als bei den niederschlagsreichen Ereignissen. Es finden sich Stationen mit positiven als auch negativen Abweichungen. Dies könnte auf eine stärkere Standortabhängigkeit der Messungen bei solchen Niederschlagsereignissen hindeuten. In Abbildung 3.2 sind sämtliche Tagesniederschläge der PLUVIO- und Hellmann-Messungen an den Klimareferenzstationen gegeneinander aufgetragen. Einige Werte liegen außerhalb des von der WMO vorgegebenen Toleranzbereichs. Dieser sieht für Niederschlagsmengen kleiner 2 mm eine tolerierte Abweichung von 0,1 mm vor und Niederschlagsmengen über 2 mm sollen nicht mehr als 5 % des Niederschlagswertes abweichen (WMO-No.8, 2014). Geht man davon aus, dass beide Messgeräte dieser Norm entsprechen, dann sind Abweichungen für Werte kleiner 2 mm von 0,14 mm tolerierbar und für Werte über 2 mm dürfen die Abweichungen höchstens 7 % betragen. Mindestens 95,4 % aller Werte sollten innerhalb dieses Toleranzbereichs liegen. Im vorliegenden Vergleich liegen allerdings nur 87,12 % aller Werte innerhalb dieses Bereichs. Die mittlere relative Abweichung an allen Stationen beträgt 1,59 %.

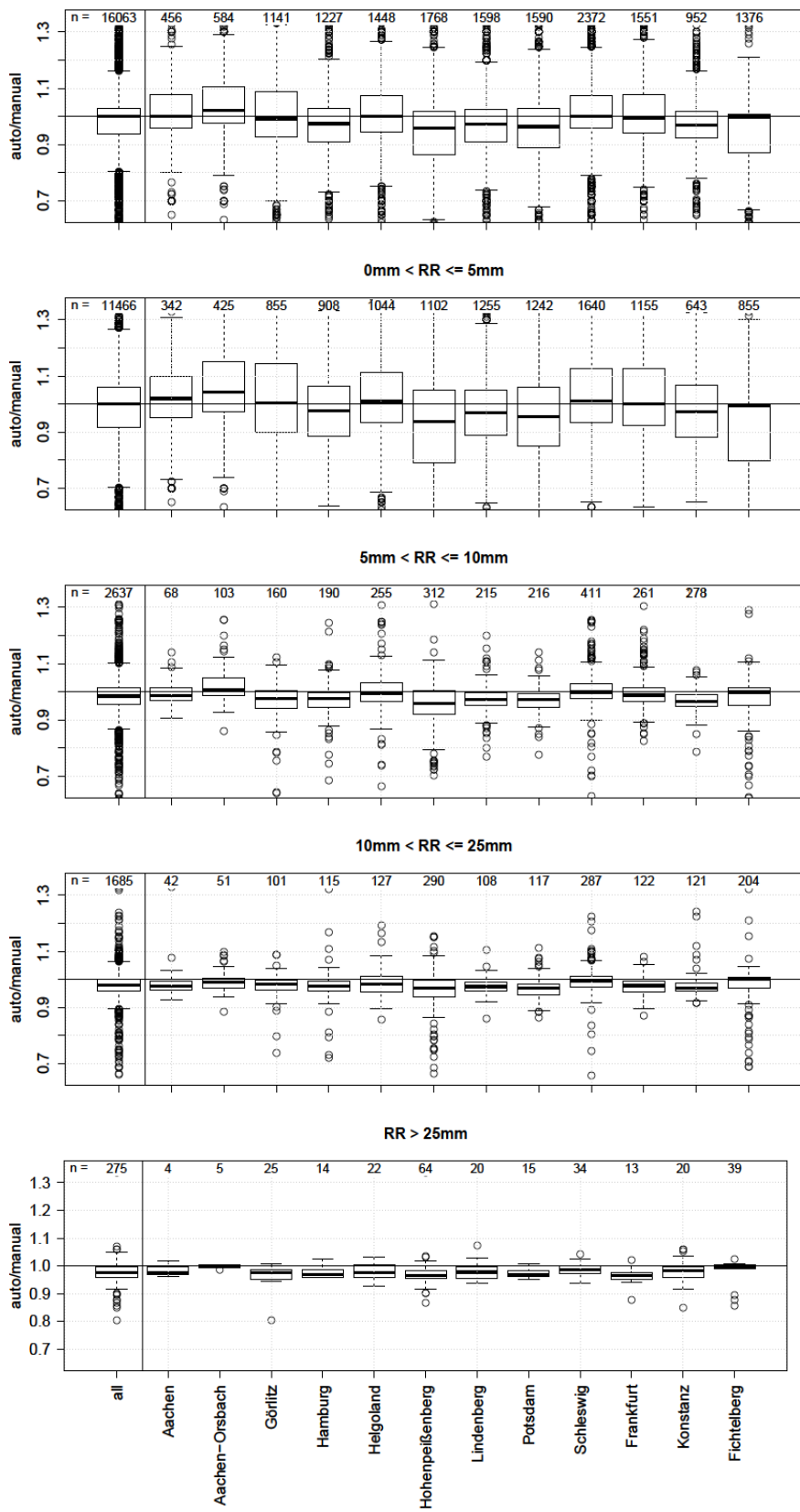


Abbildung 3.1: Quotienten automatische / manuelle Messung der täglichen Niederschlagssumme für verschiedene Wertebereiche und Klimareferenzstationen.

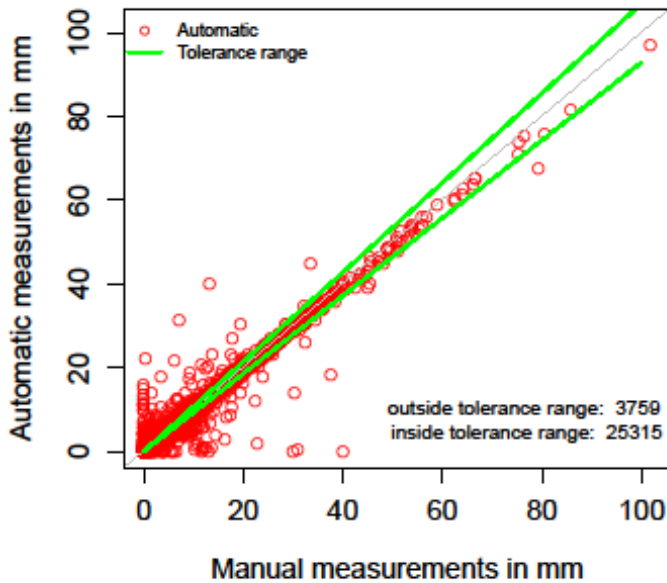


Abbildung 3.2: Scatterplot der automatischen (PLUVIO) gegen die manuellen (Hellmann) Messungen aller Tagesniederschläge an den KRS.

Die Abweichungen zwischen PLUVIO- und Hellmann-Messung weisen im Jahresverlauf leichte Änderungen auf (Abbildung 3.3). Die Standardabweichung ist im Winter deutlich größer als im Sommer (vermutlich durch Unterschiede in Intensität), der Median zeigt über den Jahresverlauf nur geringe Änderungen. Neben den Unterschieden in der mittleren Intensität könnte auch das Auftreten festen Niederschlags (z. B. durch Verwehungen am Rand des Messgerätes: *wind-induced undercatch*) zu jahreszeitenabhängigen Änderungen führen.

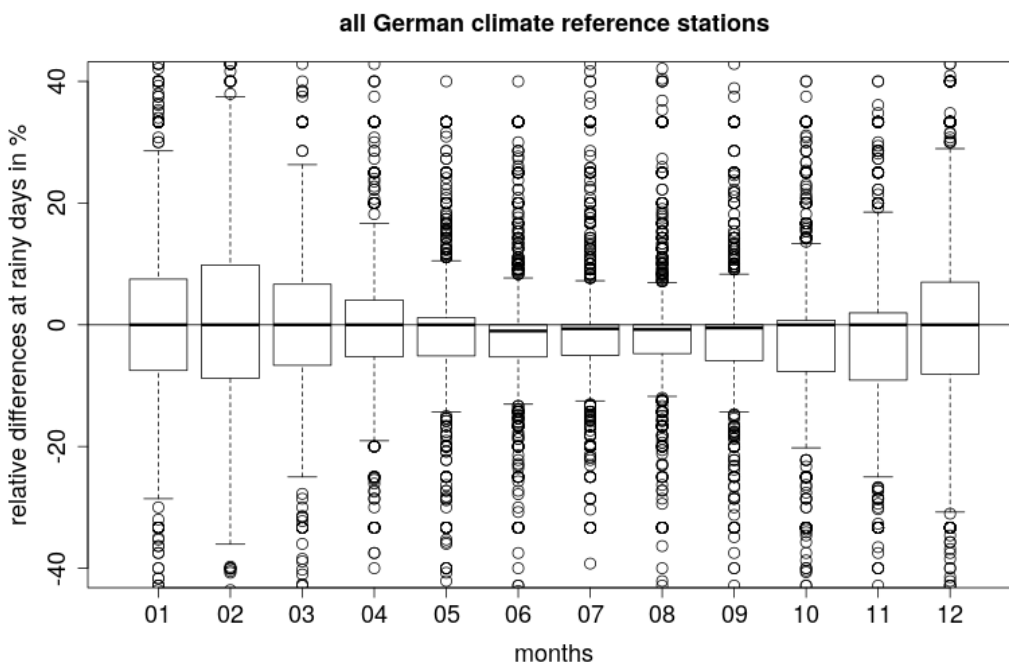


Abbildung 3.3: Statistik der relativen Unterschiede zwischen PLUVIO- und Hellmann-Messungen (Referenz) im Jahresgang über alle Stationsdaten an KRS.

Im Folgenden werden die Vergleiche je nach Niederschlagsart getrennt betrachtet. Dafür werden über die Wetterzustände Schneesituationen gefiltert (nicht für jede Station möglich). Abbildung 3.4 zeigt die Gegenüberstellung beider Messungen an den Stationen mit entsprechender Datenverfügbarkeit getrennt nach Niederschlagsart. An Schneetagen ist häufig eine Unterschätzung des täglichen Niederschlags durch das PLUVIO-Messgerät zu erkennen, besonders bei schwachen Niederschlägen. Bei Regenereignissen ist die Übereinstimmung besser.

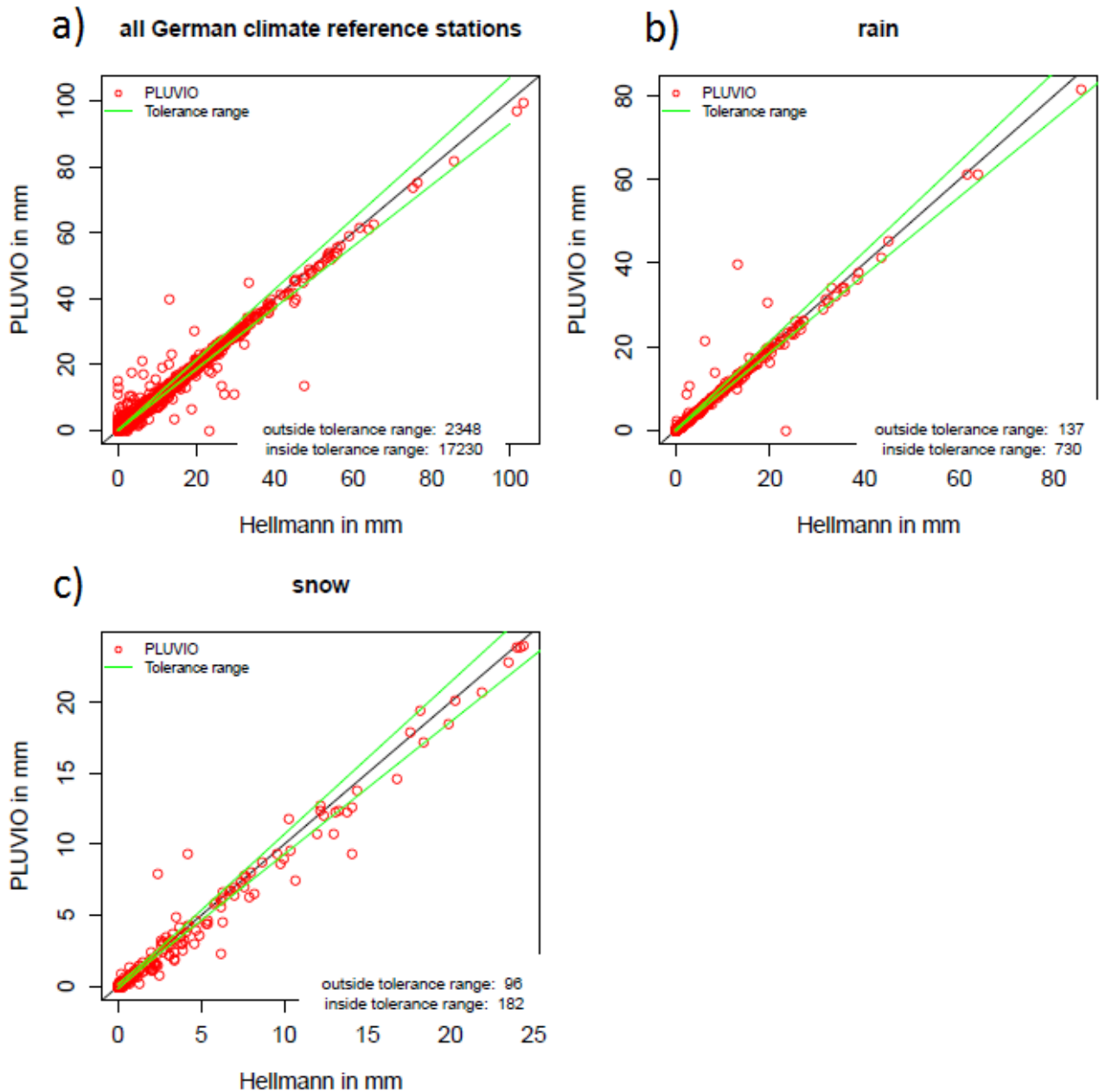


Abbildung 3.4: Vergleich der Tagesniederschläge beider Messverfahren (PLUVIO gegen Hellmann) relativ zueinander unter Verwendung aller verfügbaren Stationsdaten der KRS. (a): alle Niederschlagsarten, (b): nur Regen, (c): nur Schnee.

3.3 Vergleich PLUVIO und Rain[e]

Seit Einführung des Ombrometers Rain[e] gibt es Vergleichsdaten beider automatisierter Messungen (PLUVIO und Rain[e]) in einer hohen zeitlichen Auflösung von 1 min für das operationelle Gerät Rain[e] und 10 min Auflösung für das Parallelmessgerät PLUVIO. Die Anzahl an Messdaten des Rain[e] ist aktuell noch gering im Vergleich zu den PLUVIO-Messdaten, was bei den nachfolgenden Auswertungen zu beachten gilt.

Es werden zunächst Niederschlagsereignisse definiert. Ein solches Ereignis tritt ein, wenn in einem gleitenden 30-min Intervall (aus 10-Min-Werten) die Niederschlagsmenge größer gleich 0,25 mm ist und mindestens in zwei der drei 10-Min-Werte Niederschlag gemessen wird. Im Folgenden wird verglichen, wie oft dieser Fall bei den jeweiligen Messinstrumenten aufgetreten ist. Die Datenreihen wurden dafür synchronisiert (5-Min-Versatz der PLUVIO-Messung). Als Referenz ist hier die PLUVIO-Messung definiert.

Tabelle 3.1 zeigt die Kontingenztafel, wobei 'JA' dafür steht, dass das beschriebene Niederschlagsereignis eingetroffen ist und 'NEIN', dass es nicht eingetroffen ist. Anhand dieser Tabelle werden einige Scores berechnet:

- *False Alarm Ratio* (FAR) = false alarms / (hits + false alarms)
- *BIAS* = (hits + false alarms) / (hits + misses)
- *Proportion Correct* (PC) = (hits + correct negatives) / (hits + false alarms + misses + correct negatives)
- *Probability of Detection* (POD) = hits / (hits + misses)

Tabelle 3.1: Kontingenztafel

Parallel \ Referenz	Referenz (PLUVIO)	
	JA	NEIN
Parallel (Rain[e])	Hits	false alarms
	Misses	correct negatives

Abbildung 3.5 zeigt die Ergebnisse an den einzelnen Stationen. Die *False Alarm Ratio* (FAR) liegt meist bei 0,1. Ausnahmen sind hier Hamburg und Helgoland mit leicht größeren Werten (0,18 und 0,1). Die *Probability Of Detection* (POD) ist an allen Stationen größer 0,9. Die Stationen Hohenpeißenberg hat den niedrigsten POD mit 0,92. Hohenpeißenberg ist eine Bergstation mit, relativ zu den anderen Stationen, höheren Windgeschwindigkeiten und einer größeren Wahrscheinlichkeit für Schneefall.

Die Quotienten der Niederschlagsmenge (Rain[e]/PLUVIO) innerhalb der betrachteten Niederschlagsereignisse (bei Registrierung an beiden Geräten) sind in Abbildung 3.6 als Boxplot dargestellt. Quotienten größer bzw. kleiner eins zeigen positive bzw. negative Messabweichungen des Rain[e] im Vergleich zum PLUVIO an. Es wurde nach Möglichkeit nach flüssigem und festem Niederschlag unterschieden (nur für einige Stationen möglich). Bei Schnee ist der Quotient tendenziell geringer als bei Regen und liegt in der Mehrzahl der Fälle unter eins. Bei Schneefall misst demnach der Rain[e] häufig etwas geringere Mengen als der PLUVIO. Bei flüssigem Niederschlag finden wir ein umgekehrtes Bild, mit tendenziell höheren Werten beim Rain[e]. Den markantesten Unterschied findet man für die Daten der Station Hohenpeißenberg. Hier wurden unter den verfügbaren Stationen auch die mit Abstand meisten Fällen mit Schnee beobachtet (n=1603, siehe Zahlenwerte in Abbildung 3.6). Gemittelt über alle Stationen betragen die Quotienten 0,93 für Schnee bzw. 1,08 für Regen.

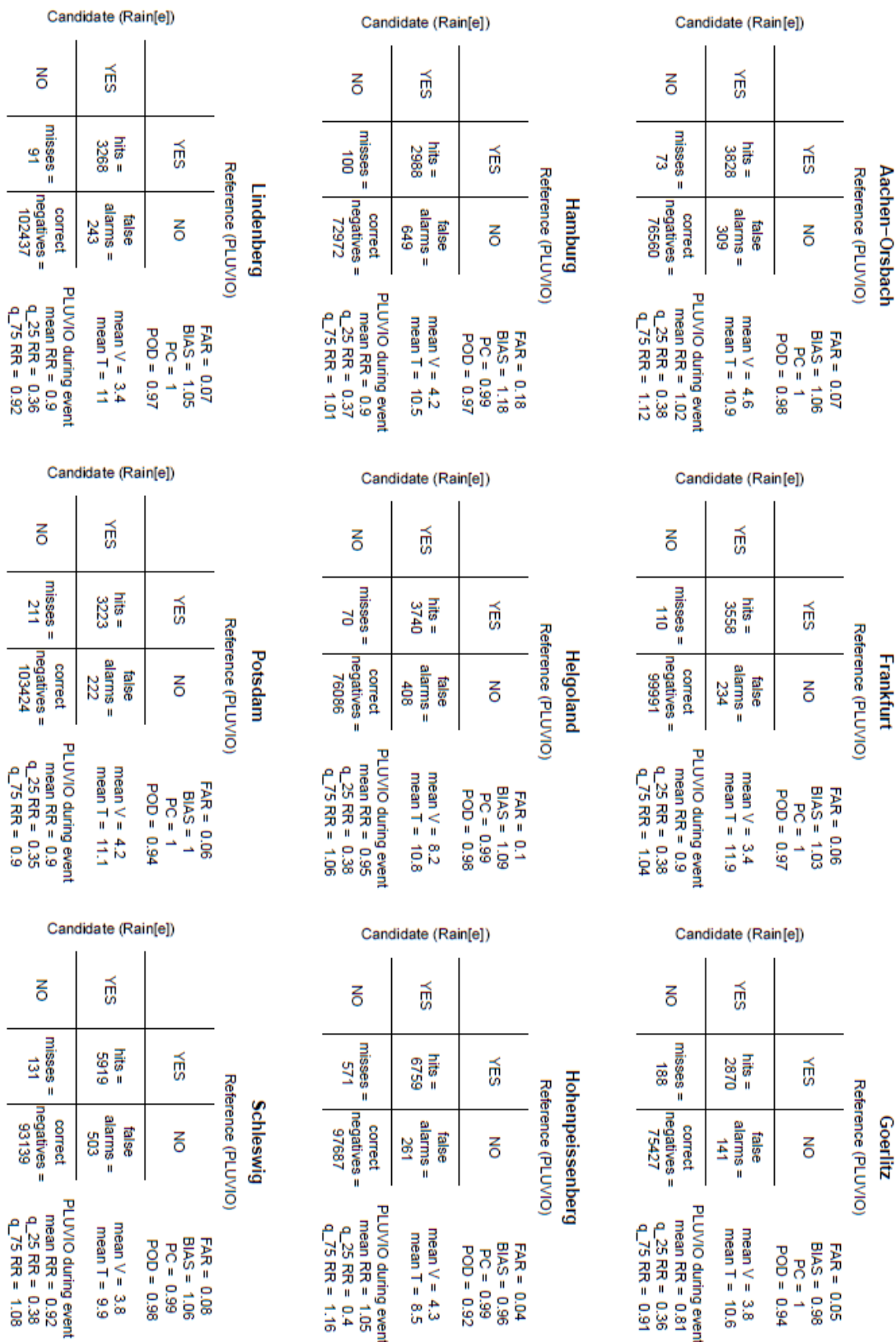


Abbildung 3.5: Kontingenztafel der einzelnen KRS mit den berechneten Scores. Die mittlere Windgeschwindigkeit und die mittlere Temperatur wurden berechnet aus den 10-min-Werten nach der Einführung des Rain[e], beziehen sich also auf Daten von etwa einem Jahr.

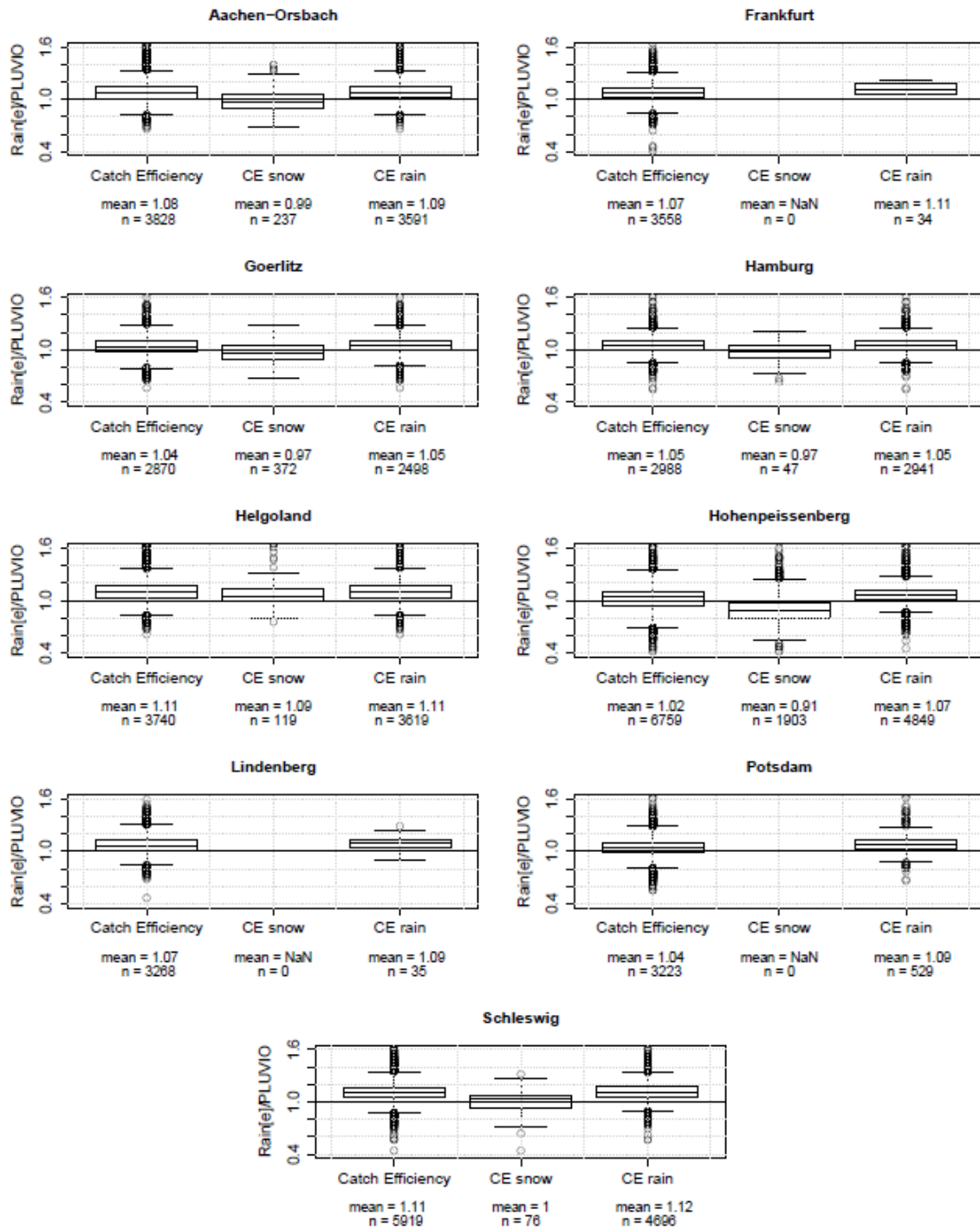


Abbildung 3.6: Auffangeffizienz (*Catch Efficiency*) der einzelnen KRS aufgeteilt nach allen Events (jeweils links), Events mit Schneefall (jeweils in der Mitte) und Events mit Regen (jeweils rechts).

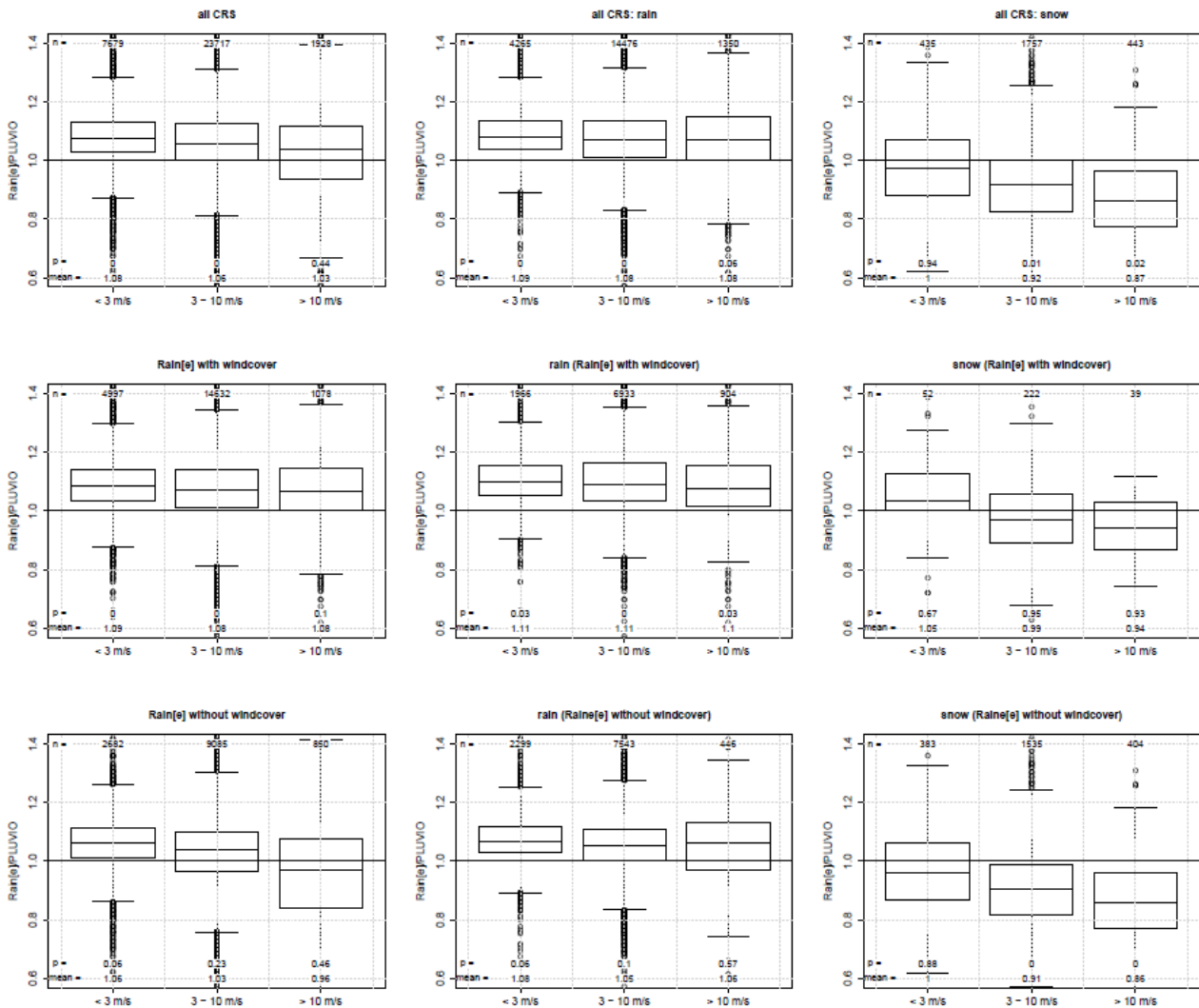


Abbildung 3.7: Quotienten des Niederschlags Rain[e]/PLUVIO, aufgeteilt nach Windklassen (<3 m/s, 3-10 m/s, >10 m/s) und Niederschlagsform. Erste Reihe: alle KRS fließen mit ein, zweite Reihe: KRS, an denen der Rain[e] mit einem Windschutz (PLUVIO ohne Windschutz) ausgestattet wurde, dritte Reihe: KRS, an denen der Rain[e] ohne einen Windschutz (PLUVIO ohne Windschutz) ausgestattet wurde.

In Abbildung 3.7 ist der Quotient aus Rain[e] und PLUVIO-Messung zu den definierten Events dargestellt, wobei nach Windklassen, nach Niederschlagsform und Ausstattung des Rain[e] aufgeteilt wurde. Es zeigt sich, dass die Rain[e]-Messungen meist über den PLUVIO-Messungen liegen, vor allem bei flüssigem Niederschlag. Bei Schnee liegt der Quotient unter eins, was eine Unterschätzung der Rain[e]-Messung bedeutet. Der Windschutz am Rain[e] bringt im Falle von Schneefall und / oder hohen Windgeschwindigkeiten eine Verbesserung (geringere Unterschätzung der Niederschlagsmenge).

3.3.1 Vergleich PLUVIO / Rain[e] zum manuellen Messinstrument Hellmann

Die Tagessummen der automatischen Geräte wurden mit denen des manuellen Messinstruments Hellmann verglichen. Hierzu wurden die „Hellmann-Daten“ (bis 01.01.2019) in verschiedene Niederschlagsklassen unterteilt. Es zeigt sich (siehe Abbildung 3.8), dass bei starken Niederschlagsereignissen die PLUVIO-Messung tendenziell den Niederschlag unterschätzt, jedoch innerhalb des von der WMO vorgegebenen Toleranzbereichs liegt (graue Fläche in der Abbildung). Die Rain[e]-Messungen zeigen dieses Verhalten nicht. Bei flüs-

sigen Niederschlag liegt die Rain[e]-Messung in einem vergleichbaren Niveau oder sogar über der „Hellmannmessung“ (siehe Abbildung 3.9, oben). Bei festem Niederschlag registriert der Rain[e] deutlich weniger Niederschlag als der Hellmann-Messer, die PLUVIO-Messung ist ebenfalls geringer, zeigt jedoch eine schwächere Unterschätzung im Vergleich zum Rain[e] und liegt meist innerhalb der Toleranzgrenzen.

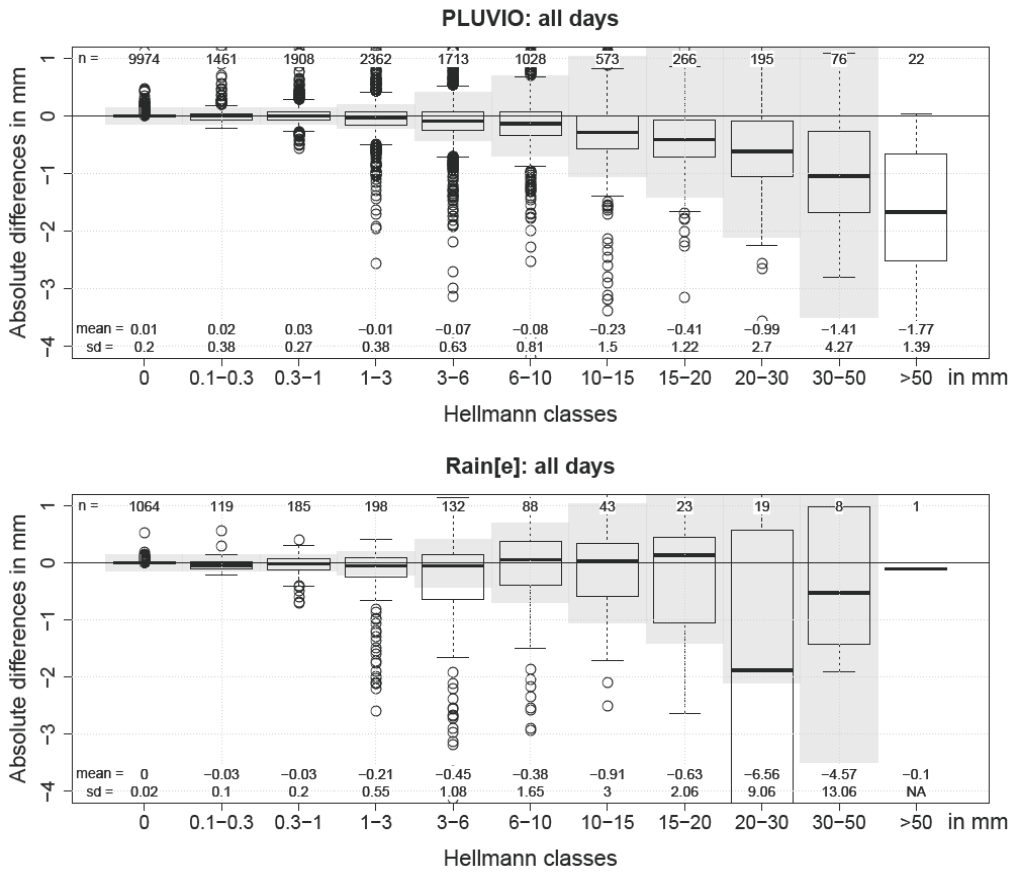


Abbildung 3.8: Absolute Niederschlagsdifferenzen in mm aufgeteilt in unterschiedliche Niederschlagsklassen (gemessen mit dem Regenmesser nach Hellmann). Der von der WMO definierte Toleranzbereich ist grau hinterlegt.

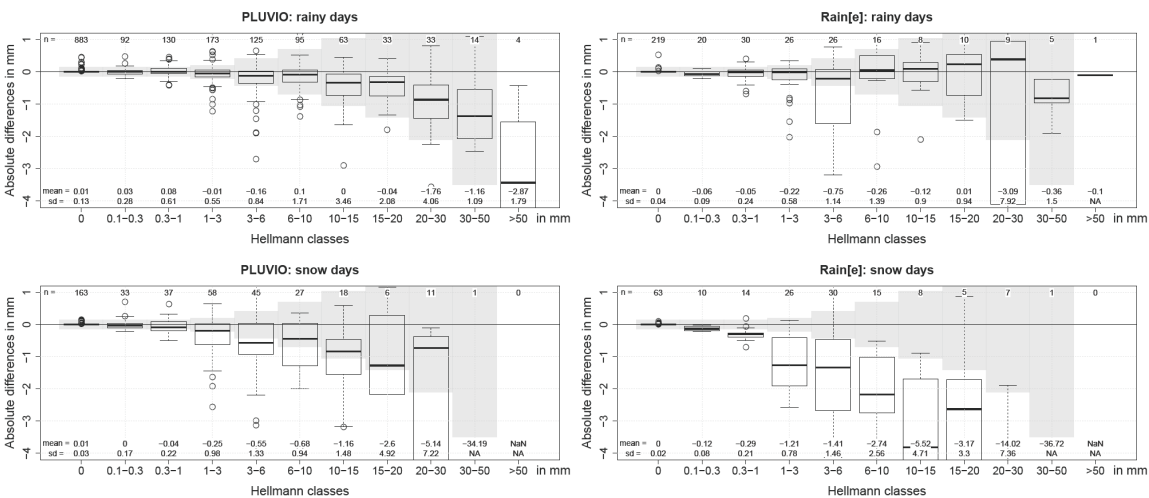


Abbildung 3.9: Absolute Differenzen in mm aufgeteilt in unterschiedlichen Niederschlagsklassen (gemessen mit dem Regenmesser nach Hellmann) und Niederschlagsform (fest oder flüssig). Der von der WMO definierte Toleranzbereich ist grau hinterlegt.

3.3.2 Vergleich der Tagessummen von PLUVIO- und Rain[e]-Messungen

Beim Vergleich der Tagessummen zwischen Rain[e]- und PLUVIO-Messungen an allen KRS (Abbildung 3.10) fällt auf, dass besonders in den oberen Klassen mit hohen Tagesniederschlagssummen der Rain[e] oft größere Mengen misst. Bei Betrachtung der Quotienten der Tagessummen (siehe Abbildung 3.10, unten) fällt auf, dass in der untersten Klasse (Tagesniederschläge gemessen mit dem PLUVIO > 0 mm, aber kleiner 0,3 mm) die Rain[e]-Messungen häufig eine Unterschätzung im Vergleich zu den PLUVIO-Daten zeigen.

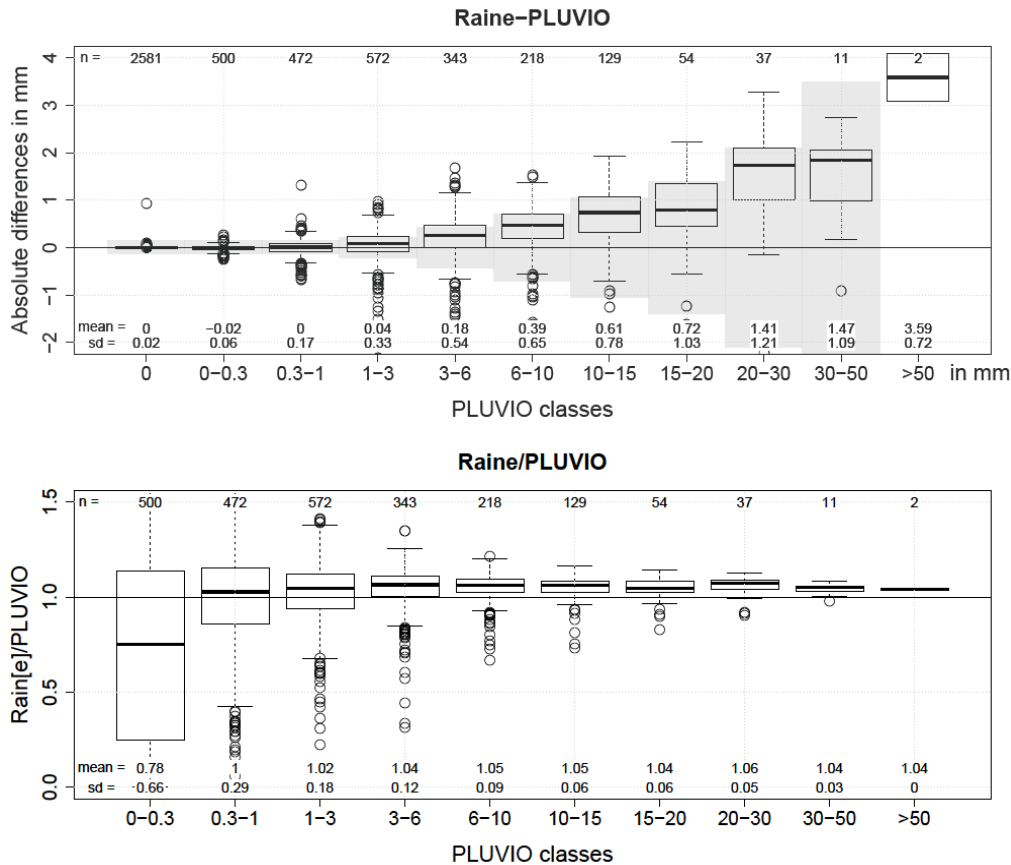


Abbildung 3.10: Oben: Absolute Differenzen zwischen Tagessummen Rain[e] und PLUVIO in mm für verschiedene Niederschlagsklassen der PLUVIO-Messung auf Basis aller verfügbaren Vergleichsdaten an den KRS. Der graue Bereich im Hintergrund zeigt den Toleranzbereich der WMO. Unten: wie oben, jedoch Quotienten der Tagessummen (ausgenommen erste Klasse mit PLUVIO = 0 mm).

3.4 Vergleich Rain[e] mit und ohne Windschutz

An den Stationen Potsdam und Frankfurt/Main befinden sich jeweils zwei Rain[e]-Instrumente, eines mit und eines ohne Windschutz. Die zeitliche Auflösung der Daten beträgt eine Minute. Es werden wieder Niederschlagsereignisse definiert. Als Bedingung wird gefordert, dass innerhalb eines gleitenden 30-min-Fensters die Niederschlagsmenge größer gleich 0,25 mm und mindestens 18 der 30 Werte größer 0 mm sind. Leider sind die Daten beider Messinstrumente nicht für alle Tage vollständig. Daher wurden nur Zeiträume mit gültigen Daten an beiden Instrumenten berücksichtigt.

Der POD-Wert ist in Potsdam etwas geringer als in Frankfurt/Main (0,87 im Vergleich zu 0,88; siehe Abbildung 3.11). Demgegenüber ist die FAR in Frankfurt/Main geringer als in Potsdam. In Fällen einheitlicher Registrierung von Niederschlagsereignissen an beiden Instrumentenaufbauten sind statistisch kaum Unterschiede in den Niederschlagsmengen zu erkennen (Abbildung 3.12).

Erst ab Windgeschwindigkeiten größer 10 m/s (Mittel über 30 Minuten) misst das Gerät mit Windschutz im Mittel mehr Niederschlag als das Gerät ohne Windschutz (siehe Abbildung 3.13), wobei die Anzahl an Daten mit diesen Windbedingungen bisher sehr gering ist. Unterteilt man die Niederschlagsereignisse nach Temperaturbereichen (Mitteltemperatur der betrachteten 30 Minuten kleiner 0 °C und größer 0 °C), dann wird bei Temperaturen kleiner 0 °C (vermutlich Schnee) am Gerät mit Windschutz mehr Niederschlag gemessen. Bei Temperaturen größer 0 °C (meist Regen) messen die beiden Geräte mit und ohne Windschutz vergleichbar viel Niederschlag (siehe Abbildung 3.14). Der mittlere Windfehler ist bei Schnee größer als bei Regen, der Windschutz bringt demnach vor allem bei Schneefall einen deutlichen Nutzen. Da es bisher wenige Fälle mit Schnee an diesen beiden Stationen gab, ist in diesem Vergleich eine Unterteilung nach Windklassen nicht sinnvoll.

		Potsdam		Frankfurt	
		Reference (Rain[e] with windcover)		Reference (Rain[e] with windcover)	
		YES	NO	YES	NO
Candidate (Rain[e] without windcover)	YES	hits = 14658	false alarms = 1906	hits = 17285	false alarms = 723
	NO	misses = 2146	correct negatives = 699798	misses = 2273	correct negatives = 715702
		FAR = 0.12 BIAS = 0.99 PC = 0.99 POD = 0.87 Rain[e] with windcover during event mean RR = 1.01 q_25 RR = 0.34 q_75 RR = 0.97		FAR = 0.04 BIAS = 0.92 PC = 1 POD = 0.88 Rain[e] with windcover during event mean RR = 0.89 q_25 RR = 0.38 q_75 RR = 0.99	

Abbildung 3.11: Kontingenztafel mit den berechneten Scores für den Vergleich des Rain[e] mit und ohne Windschutz an den Stationen Potsdam und Frankfurt/Main.

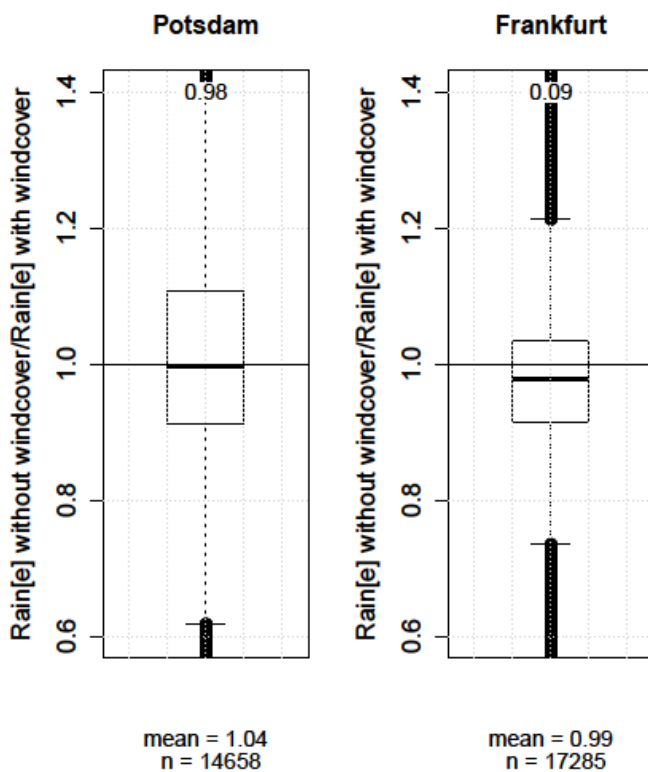


Abbildung 3.12: Auffangeffizienz (*Catch Efficiency*) für den Vergleich des Rain[e] mit und ohne Windschutz an den Stationen Potsdam und Frankfurt/Main.

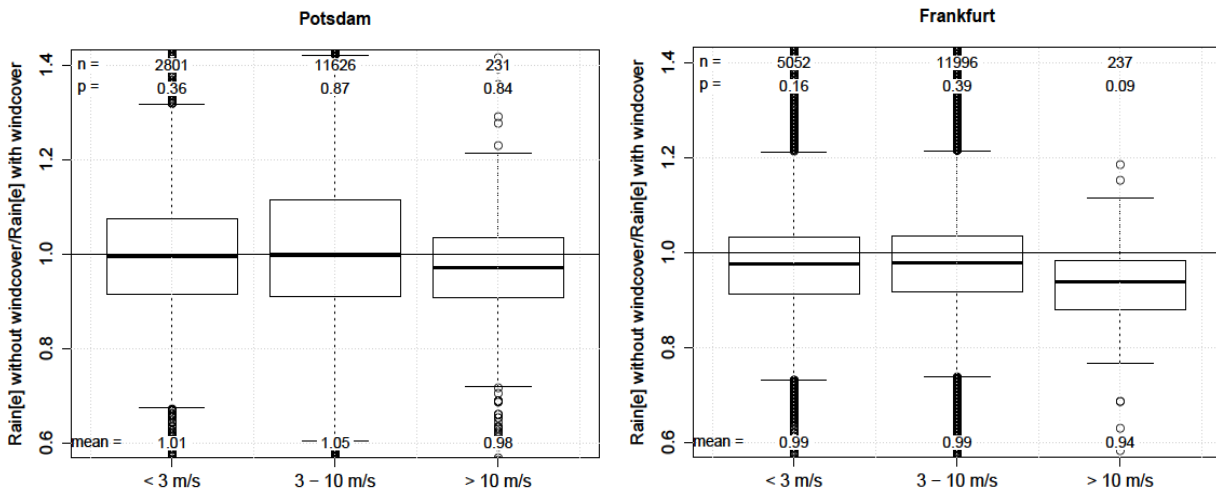


Abbildung 3.13: *Catch Efficiency* (beide Instrumente registrieren das Niederschlagsereignis) an den Stationen Potsdam und Frankfurt / Main zu unterschiedlichen Windgeschwindigkeitsklassen.

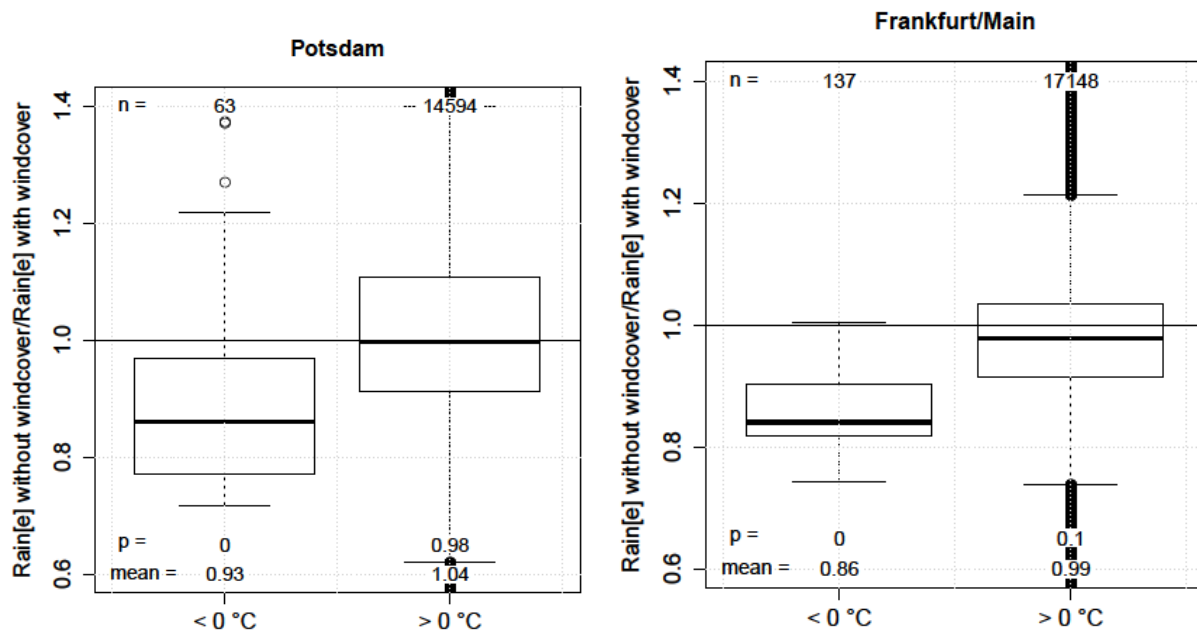


Abbildung 3.14: *Catch Efficiency* (beide Instrumente registrieren das Niederschlagsereignis) an den Stationen Potsdam und Frankfurt / Main für Temperaturen kleiner 0 °C (links) und größer 0 °C (rechts).

Relative Feuchte - Zusammenfassung

Vergleichbarkeit der Messung

Im Mittel sind die Abweichungen zwischen automatischer und manueller Messung gering. Jedoch gibt es verschiedene Effekte, die zu Unterschieden führen können. Dazu gehören vor allem:

- der Strahlungsfehler (bedingt durch die Strahlungssensitivität der Temperaturmessung am Pt-1000),

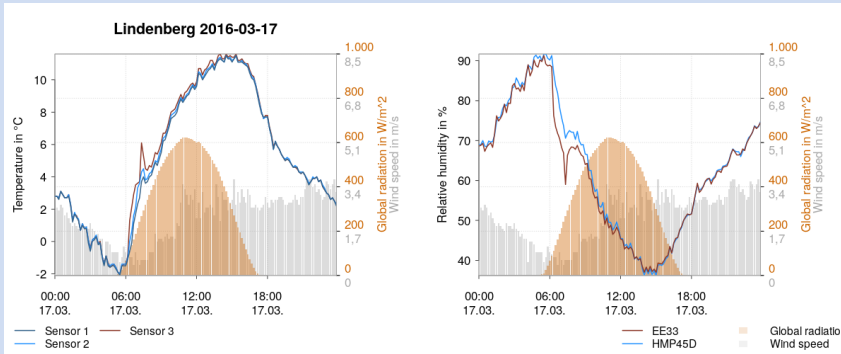


Abb. IV: Temperaturmessung an Sensoren 1, 2 (LTS-2000) und 3 (Pt-1000 des EE-33) und Messung der relativen Feuchte mit dem HMP-45D und EE-33 (rechts).

- das Driften über längere Zeitintervalle (näherungsweise lineare Trends zwischen Kalibrierzyklen der automatischen Messinstrumente sowie höherfrequente Variabilität mit Zeitskalen von einigen Wochen) und

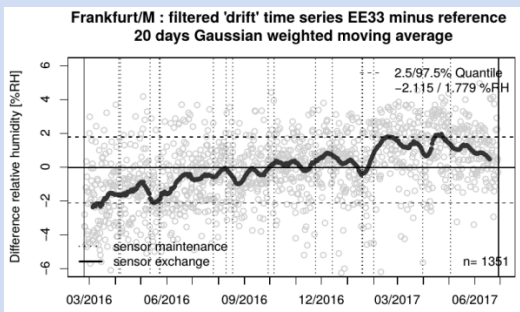


Abb. V: Differenzen der relativen Feuchte zwischen EE-33 und Psychrometer in Frankfurt/Main für eine Sensorperiode als Punktdaten (grau) sowie als Driftkurve (zeitlich gleitend Gauß-gemittelt).

- die Probleme beim Messen des Feuchterückgangs nach Sättigung (betrifft HMP-45D)

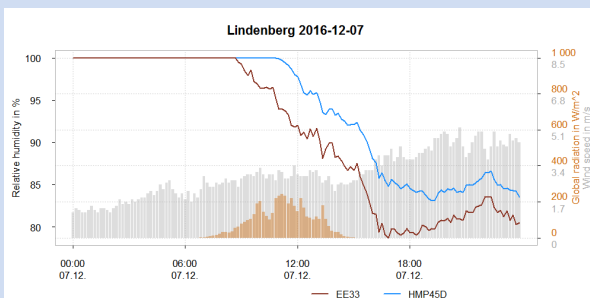


Abb. VI: Vergleich der Messungen der relativen Feuchte mit HMP-45D und EE-33 für Beispieltag in Lindenberg.

4 Relative Feuchte

Der Parameter relative Feuchte (kurz: RF) wird in Kapitel 4 näher betrachtet. Die Messinstrumente werden in 4.1 vorgestellt. In 4.2 werden die Differenzen zwischen automatischer und manueller Messung untersucht und anschließend in 4.3 die Unsicherheitsquellen diskutiert und quantifiziert.

4.1 Messungen

4.1.1 Manuelle Messung

Die relative Feuchte (engl.: *Relative Humidity*) wird manuell mithilfe des Hüttenpsychrometers gemessen, das aus zwei Quecksilberthermometern besteht. Der Kolben des einen Thermometers ist mit einem Strumpf umwickelt, der mit destilliertem Wasser befeuchtet wird. Durch Ventilation (>2 m/s) kann bei relativen Luftfeuchten < 100 % Wasser verdunsten, wodurch dem Quecksilber Energie entzogen wird. Die Temperatur an diesem Thermometer (so genannte Feuchttemperatur) verringert sich so lange, bis sich ein Gleichgewicht zwischen Wärmeverlust durch Verdunstung und Wärmegewinn durch den fühlbaren Wärmestrom der Außenluft einstellt.

Aus der Differenz der gemessenen Feuchttemperatur und der Trockentemperatur (gemessen an zweitem Thermometer ohne Strumpf) lässt sich die relative Feuchte ableiten. Je nach Aggregatzustand des Wassers am Strumpf werden unterschiedliche Koeffizienten in der Psychrometer-Formel zur Berechnung des Dampfdrucks benutzt. Die relative Feuchte wird manuell an drei täglichen Beobachtungsterminen (06:30 UTC, 13:30 UTC und 20:30 UTC) bestimmt.

4.1.2 Automatische Messung

4.1.2.1 HMP-45D

Der HMP-45D ist ein kapazitiver Feuchtesensor. Eine dünne Polymerschicht befindet sich zwischen einem Plattenkondensator. Je nach relativer Luftfeuchte nimmt das Polymer mehr oder weniger Wasser auf, wodurch sich die Kapazität ändert. Anhand der Spannung kann die relative Feuchte bestimmt werden. (Löffler, 2012).

4.1.2.2 Hygromer MP-100

Auf dem Brocken wurde anstelle des HMP-45D der kapazitive Feuchtesensor Hygromer MP-100 bis Ende 2015 verwendet.

4.1.2.3 EE-33

Der HMP-45D (bzw. MP-100 auf Brocken) wurde an den Klimareferenzstationen zwischen November 2015 und Februar 2016 durch den EE-33-Polymersensor (Fa. E+E Elektronik) ersetzt. Im Unterschied zu den beiden Vorgänger-Sensoren wird der EE-33-Sensor beheizt (konstante Schaftheizung und Regelheizung bei relativen Feuchten über 76 %) und besitzt einen zusätzlichen Pt-1000-Sensor zur Temperaturmessung. Es wird im ersten Schritt aus der gemessenen relativen Feuchte und der Sensortemperatur der Taupunkt bestimmt. Die Heizung beeinflusst den gemessenen Messwert der relativen Feuchte, weshalb dieser noch bearbeitet werden muss. Im zweiten Schritt wird auf Basis der mit dem PT-1000 gemessenen Lufttemperatur die relative Feuchte berechnet.

4.2 Differenzen von automatischer und manueller Messung

4.2.1 Vergleichbarkeit der Messsysteme an Terminwerten

Im Mittel sind die Differenzen zwischen automatischer und manueller Feuchtemessung gering (siehe Abbildung 4.1 für EE-33 und HMP-45D). Kurzzeitige größere Differenzen entstehen vor allem durch den Einfluss

solarer Strahlung sowie durch eine Art Hysterese-Effekt der unbeheizten Sensoren HMP-45D und MP-100 nach längeren Zeitabschnitten gesättigter Luft (siehe Abschnitte 4.3.1 und 4.2.3.1).

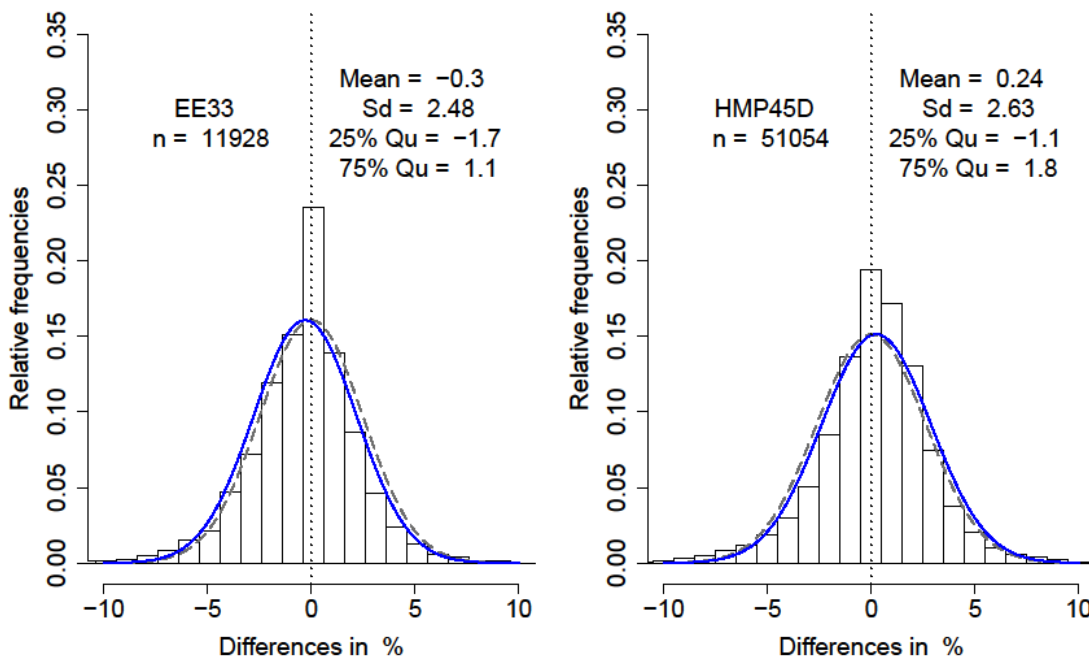


Abbildung 4.1: Relative Häufigkeiten der Feuchtedifferenzen EE-33 minus Psychrometer (links) und HMP-45D minus Psychrometer (rechts) in % RF aus verfügbaren Vergleichsdaten an allen Klimareferenzstationen. Die Daten sind von Ausreißern bereinigt (4-fache Pseudo-Standardabweichung der Differenzen). Die grauen bzw. blauen Kurven stellen eine angepasste Normalverteilung mit idealem Mittelwert Null bzw. dem real beobachteten Mittelwert dar.

4.2.2 Vergleichbarkeit der Tagesmittel

Wie bereits für die Lufttemperatur beschrieben, wird im Folgenden das Tagesmittel der relativen Luftfeuchte, gebildet aus den Mannheimer Stunden (3 Tageswerte), mit dem 24 h-Mittel verglichen. Bei Verwendung der traditionellen Formel (im Gegensatz zur Temperatur ohne doppelte Gewichtung des Abendtermins) für beide Messverfahren liegt die Standardabweichung der Differenzen automatische Messung (HMP45D und EE33-Messung) minus Psychrometer unter Verwendung der Daten aller Klimareferenzstationen bei 2,06 % RF und der Mittelwert bei 0,00 % RF (Abbildung 4.2 links).

Bei Verwendung der traditionellen Berechnungsformel für die manuelle und des 24-h-Mittels für die automatische Messung liegen Mittelwert und Standardabweichung der Differenzen der automatischen Messung minus Psychrometer (Daten aller Klimareferenzstationen) bei 0,85 bzw. 2,83 % RF. Die Änderungen im Berechnungsverfahren führen demnach zu einer leichten Verschiebung des Mittelwerts und einer erhöhten Standardabweichung (Abbildung 4.2).

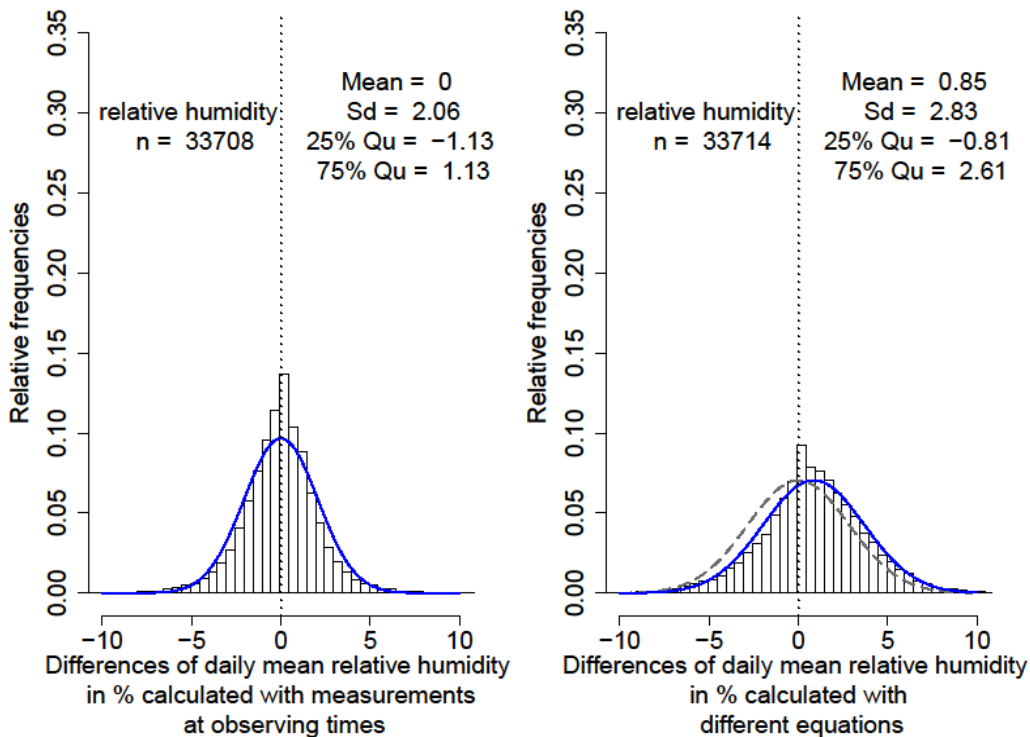


Abbildung 4.2: Relative Häufigkeiten der Differenzen (automatischen Messung (HMP-45D und EE-33) minus Psychrometer) der Tagesmittel der relativen Feuchte in % RF berechnet aus der traditionellen Formel (links) und berechnet aus unterschiedlichen Mittelwertberechnungen (siehe Text, rechts). Die grauen bzw. blauen Kurven stellen eine angepasste Normalverteilung mit idealem Mittelwert Null bzw. dem real beobachteten Mittelwert dar.

4.2.3 Differenzen zwischen EE-33 und HMP-45D / Hygromer MP-100

4.2.3.1 Reaktionszeit auf Feuchterückgang nach Zeiten hoher Luftfeuchte

Die Differenzen zwischen den Feuchtemessungen mit dem EE-33 und den unbeheizten Polymersensoren HMP-45D und MP-100 sind in Phasen hoher Luftfeuchte und den anschließenden Abtrocknungsphasen teils hoch. Die Daten des EE-33 zeigen in solchen Phasen ein höheres Rauschen (bedingt durch die Heizsteuerung und die interne Prozessierung), werden jedoch nicht systematisch durch anhaftendes Wasser verfälscht (vgl. Beispieltage in Abbildung 4.3 und Abbildung 4.4 für die Stationen Brocken, Frankfurt/Main und Lindenberg). Die Analysen zeigen, dass die Daten des HMP-45D im Vergleich zum EE-33 im Mittel rund 30 Minuten verzögert auf einen Feuchterückgang reagieren. Neben dem kurzzeitigen systematischen Driften der unbeheizten Sensoren nach Hochfeuchte gibt es Anhaltspunkte für ein unsystematisches Driften aller untersuchten Polymersensoren über Stunden. Dieses Driften kann auch durch Nichtlinearitäten, den Einfluss durch Strahlung oder Standortunterschiede erklärt werden. Nur für den EE-33 ist es möglich, die erstgenannten potenziellen Fehler zu korrigieren (Zuordenbarkeit Kalibrierdaten, Temperaturkorrektur). Nach Korrektur (vgl. Abschnitt 4.3.4) liegt die Größenordnung des kurzfristigen relativen 'Driftens' zweier EE-33-Sensoren zueinander meist zwischen 0 und 1 % RF.

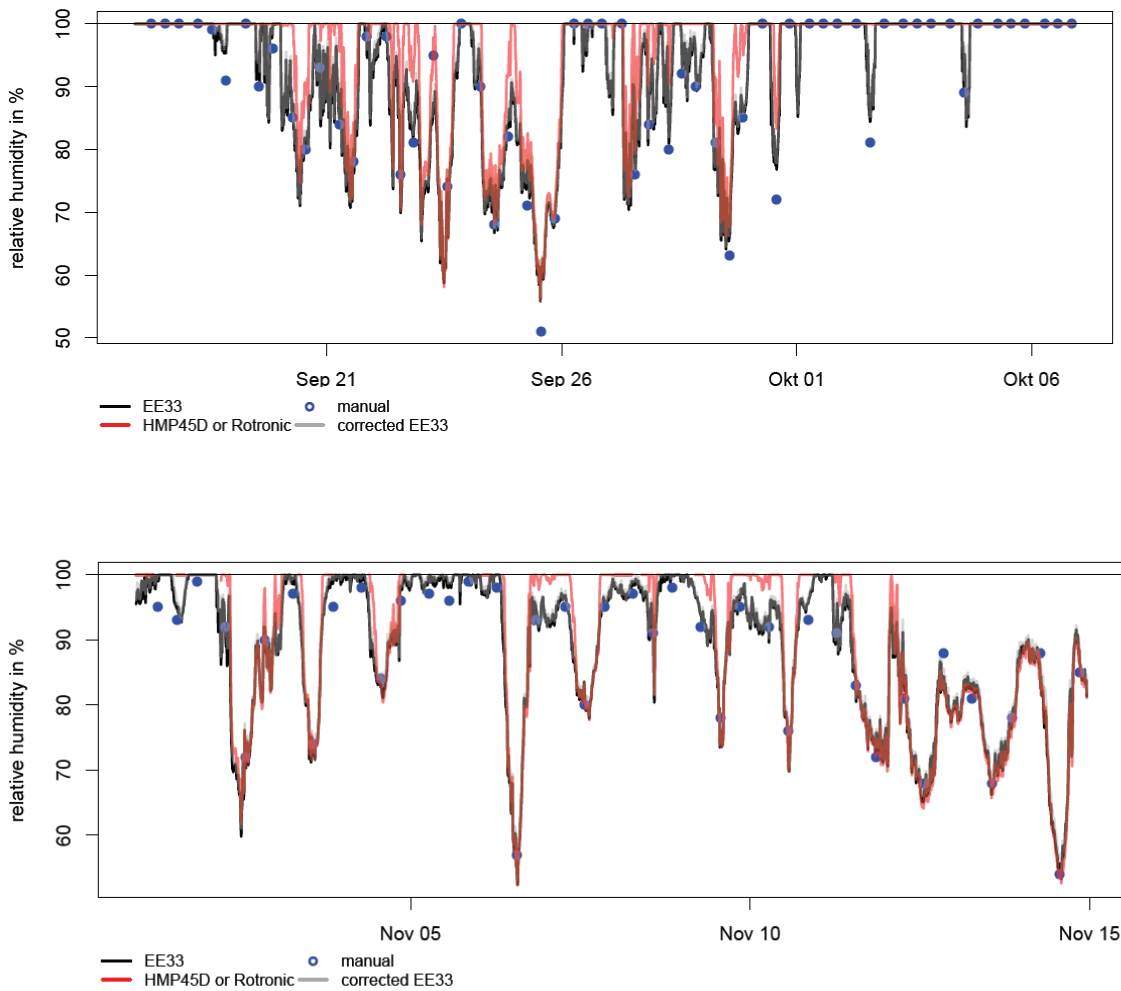


Abbildung 4.3: Beispieltage mit systematischen Differenzen der relativen Feuchte (siehe Legende für verschiedene Instrumente) an den Stationen Brocken (oben) und Frankfurt/Main (unten).

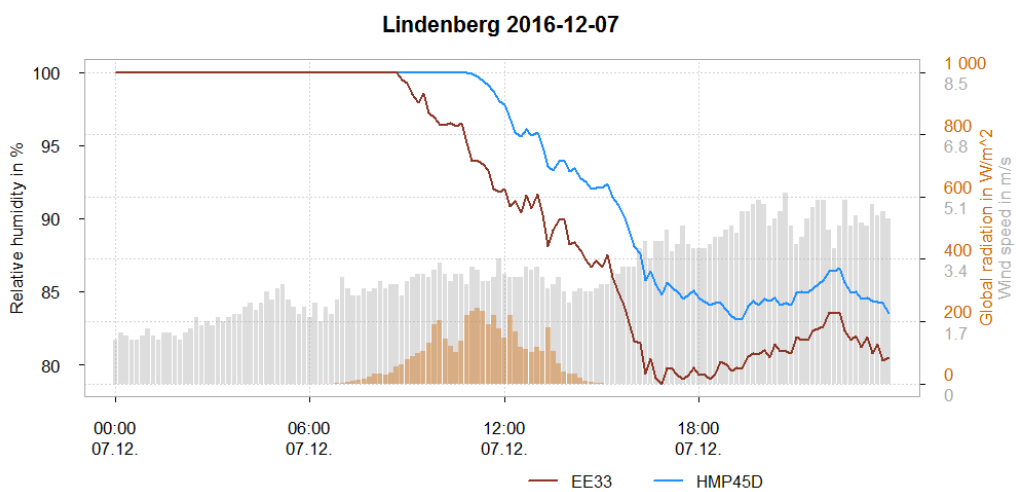


Abbildung 4.4: Beispieltag mit systematischen Differenzen der relativen Feuchte gemessen mit dem EE-33 und dem HMP-45D in Lindenberg.

4.3 Messunsicherheiten

Mithilfe der Vergleichsmessungen an den Klimareferenzstationen, zweier weiterer Feuchtevergleichs-Experimente (Lindenberg 2010-2012 sowie Wasserkuppe 2015-2016), der Kalibrierprotokolle und Charakterisierungen zum Trägheitsverhalten wurden Verfahren zur Korrektur und Unsicherheitsbestimmung für die Daten des Feuchtesensors EE-33 entwickelt. In den folgenden Abschnitten werden diese Verfahren für die einzelnen Unsicherheitseinflüsse näher beschrieben. Die operationelle Umsetzung des Verfahrens kann aufgrund besonderer technischer Voraussetzungen (Datenauflösung von 1 min, Windmessung in 2 m Höhe, Dopplung Feuchtemessung, Identifikation Sensorik) zunächst nur für die Station Lindenberg realisiert werden. Ab voraussichtlich Januar 2021 können die korrigierten Messwerte der relativen Feuchte und deren Gesamtunsicherheiten über Datenbanken in Lindenberg („SAEULE11“, Schema „PRODUKTE“, Tabelle „REL_FEUCHTE_2M_MESSFELD“) und Offenbach („MIRAKEL“, Schema „PRK_KLIMREF“, Tabelle „ENMW_KLIMREF“) abgerufen werden. Möglicherweise können zukünftig zumindest Teile der entwickelten Methode auch auf die Daten an den anderen Klimareferenzstationen und weiteren Stationen im Messnetz des DWD angewendet werden.

4.3.1 Strahlung / Temperatur

Wie in Abschnitt 4.1.2.3 beschrieben, findet beim EE-33 aufgrund der Beheizung eine interne Datenprozessierung auf Basis der gemessenen Feuchte, der Sensor- und der Lufttemperatur statt. Die Messung der Lufttemperatur mit dem Pt-1000 ist potenziell durch Strahlung beeinflusst (siehe Abschnitt 2.3.1). Die Bauart des Sensors und der südliche Standort (siehe Beispieltagesgang in Abbildung 2.9, grüne Kurve für LAM-EE-1) führen unter sehr ungünstigen Bedingungen zu Temperaturfehlern von mehr als 2 K und damit Feuchtefehlern von umgerechnet bis zu 10 % RF oder darüber.

Auf Basis der strahlungskorrigierten und linearisierten Temperatur T_{true} für den Beispieltag in Abbildung 2.23 werden die Werte der relativen Feuchte (im Folgenden auch mit RF abgekürzt) korrigiert. Ähnlich wie bei der internen Prozessierung des EE-33 wird dabei zunächst auf die Taupunkttemperatur zurückgerechnet und danach gemäß dem Wert von T_{true} RF_{true} berechnet. Diese Korrekturen sind in Abbildung 4.5 für den Beispieltag 1. September 2018 dargestellt. Aus der Gesamtunsicherheit der Temperatur, berechnet wie in Abschnitt 2.3.6 beschrieben, wird die damit verbundene Unsicherheit der RF abgeleitet. Dabei wird mit den verringerten Unsicherheitsbeiträgen nach Korrekturen (Klammerwerte in Tabelle 2.1 gerechnet. Bei der Erfassung der $T_{\text{EE-1}}$ durch einen AD-Wandler (e.bloxx A4-1 von Gantner Instruments) entstehen zusätzliche Temperaturunsicherheiten. Die zugehörige SDU beträgt laut Hersteller 0,02K. Durch die Rundung von $T_{\text{EE-1}}$ (1 Nachkommastelle) entsteht ein zusätzlicher Beitrag zur Gesamtunsicherheit (SDU=0,03 K). Die Rundungsunsicherheit der unkorrigierten relativen Feuchte (auch 1 Nachkommastelle) kann als nicht signifikant für die Berechnung der Gesamtunsicherheit der relativen Feuchte angesehen werden. Für jeden korrigierten Feuchtwert wird bei der Berechnung mithilfe der „Sonntag“-Formeln (Sonntag, 1990) eine Temperaturabweichung zu T_{true} addiert, die der kombinierten SDU der Temperatur entspricht, um die resultierende SDU für die relative Feuchte zu erhalten. Diese Unsicherheiten sind als vertikale graue Balken in Abbildung 4.5 (b+d) hinzugefügt. Die Korrekturen der relativen Feuchten betragen an diesem Tag bis zu 8 % RF, die Unsicherheiten nach Temperaturkorrektur liegen bei bis zu 3,3 % RF.

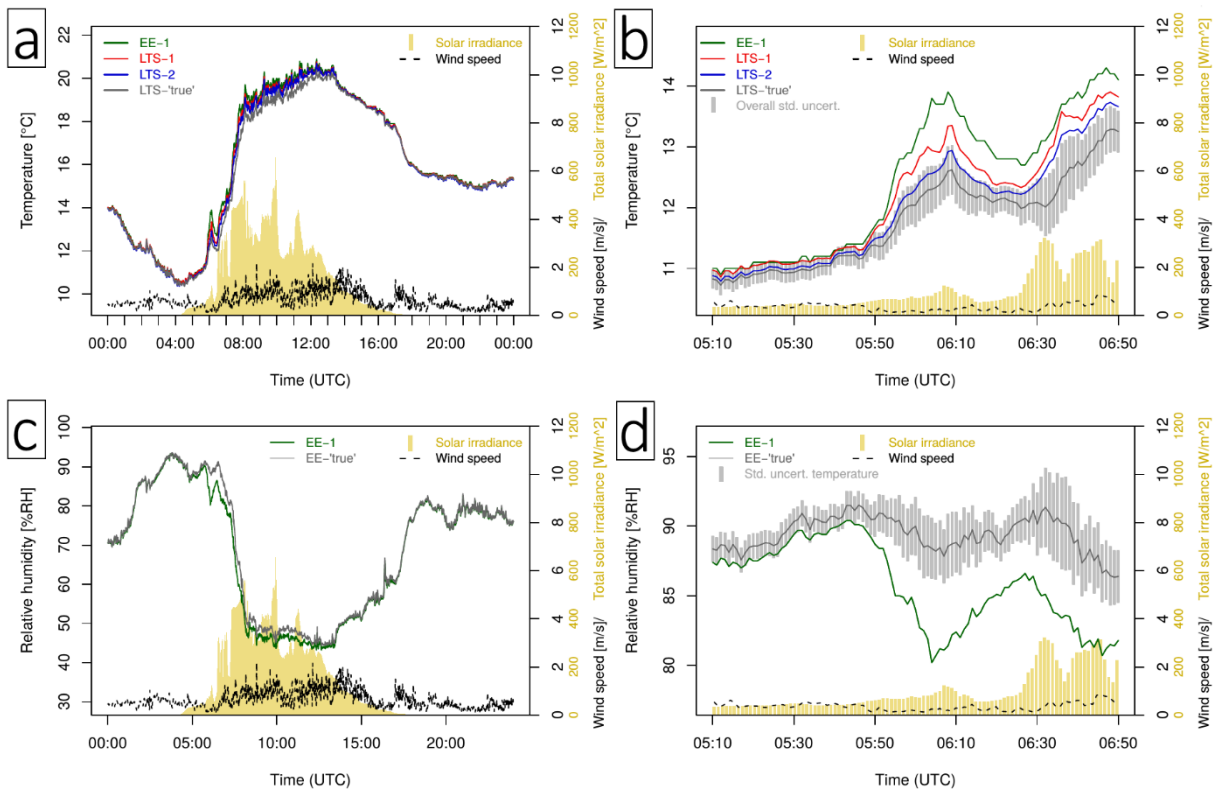


Abbildung 4.5: Korrekturen der relativen Feuchte entsprechend der Temperaturkorrektur für Beispieltag 1. September 2018. (a): Temperaturen in LAM inklusive des operationellen EE-33 und Korrekturen bezüglich Strahlung. Die "wahre" Lufttemperatur entspricht der Definition im Abschnitt 2.3.1.7. (b): Wie in (a), jedoch mit vergrößerter Ansicht der Morgenstunden des gleichen Tages und mit Darstellung der kombinierten Temperaturunsicherheit. (c): Korrektur der relativen Feuchte des EE-33 auf Basis der „wahren“ Temperatur. (d): wie in c, jedoch für die Morgenstunden des Tages und mit Standardunsicherheit RF hervorgerufen durch die Temperaturunsicherheit.

4.3.2 Kalibrierung / Nichtlinearität

Die Feuchteinstrumente werden in Zyklen von etwa 18 Monaten in den DWD-Labors Hamburg und Oberschleißheim kalibriert. In einem Feuchtegenerator werden dabei relative Feuchten von 15, 35, 55, 75 und 95 % eingestellt und die Feuchtwerte der Sensorik mit den Werten eines kalibrierten Taupunktspiegelsystems verglichen.

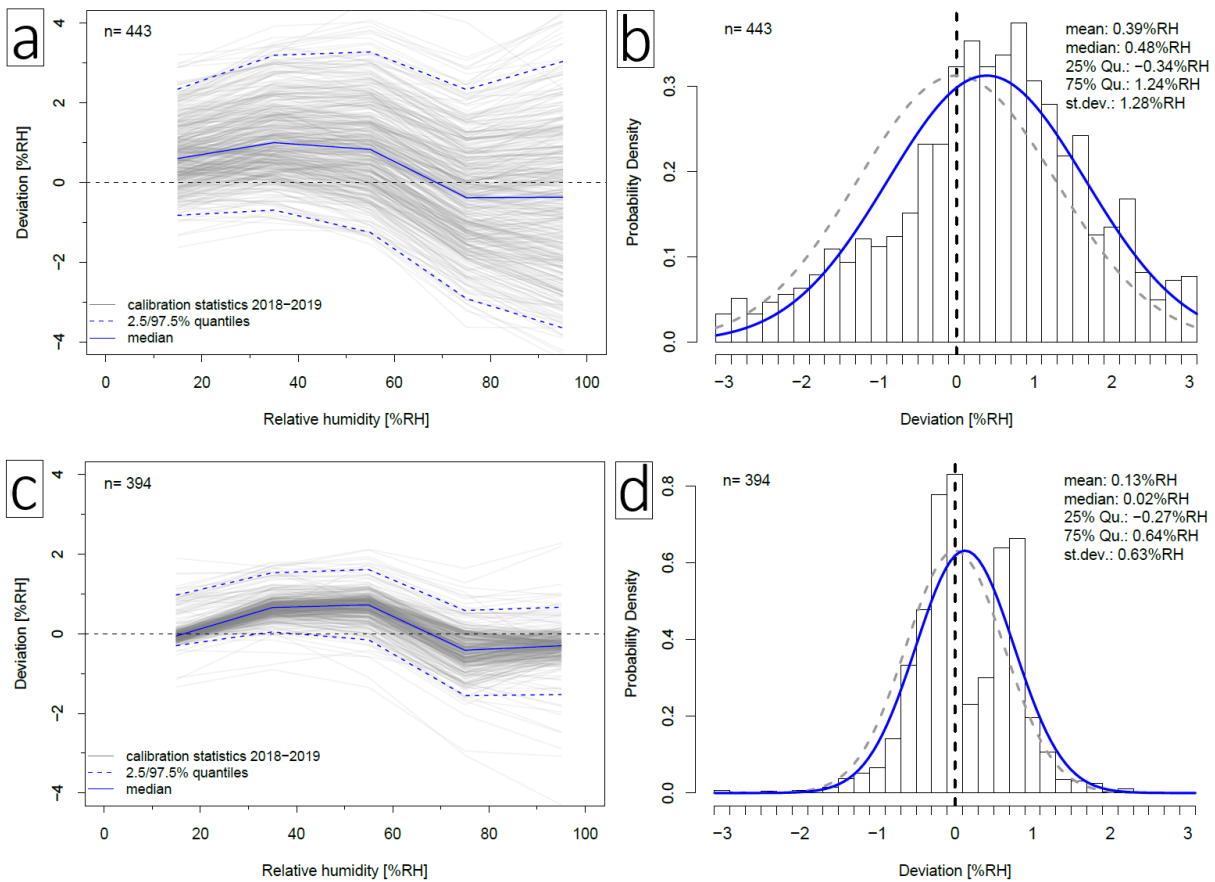


Abbildung 4.6: Ergebnisse der Kalibrierung von EE-33-Sensoren zwischen Januar 2018 und April 2019 in DWD-Labors. (a): Eingangskalibrierungen mit Differenzen zu Laborreferenz für fünf Feuchteniveaus zwischen 15 und 95 % RF für insgesamt 443 Sensoren. Die zugehörigen statistischen Kennlinien sind blau dargestellt. (b): Histogramm aller gemessenen Abweichungen zur Laborreferenz (ohne Unterscheidung der Feuchteniveaus) mit zugehörigen statistischen Kennzahlen. (c+d): wie (a+b), jedoch nach Justierung der Sensoren.

Die Ergebnisse dieser Kalibrierungen zwischen Januar 2018 und April 2019 sind in Abbildung 4.6 illustriert. Grafik (a) zeigt die Abweichungen zur Laborreferenz für die einzelnen Feuchteniveaus für Sensoren nach dem Ausbau an den Stationen (Eingangskalibrierungen). In (b) sind die Abweichungen aus (a) ohne Differenzierung nach Feuchteniveaus als Histogramm dargestellt. Durch die markante Charakteristik der Abweichungen, mit tendenziell positiven Abweichungen zwischen 20 und 60 % RF und eher negativen Abweichungen zwischen 75 und 95 % RF, sind die übergreifenden Abweichungen nur annähernd normalverteilt. Der übergreifende Median liegt bei +0,5 % RF. Im Falle signifikanter Abweichungen zwischen Sensor und Laborreferenz wird die Feuchteausgabe des Sensors an zwei Punkten (über Salzlösungen bei 11,4 und 97,8 % RF) justiert. Nach dem Justieren der Sensoren liegen die Abweichungen zur Referenz meist im Bereich von ± 1 % RF (Abbildung 4.6 c und d). Die Grundcharakteristik mit systematischen Abweichungen je nach Feuchtebereich bleibt aber erhalten. Entsprechend bilden sich im Histogramm der alle Feuchtwerte berücksichtigenden Abweichungen zwei Maxima aus.

Basierend auf den individuellen Kalibrierdaten eines Sensors werden die Feuchtedaten in Abhängigkeit vom Feuchtebereich korrigiert. Um eine kontinuierliche Korrekturfunktion zu erhalten, wird ein linearer Verlauf zwischen den im Labor charakterisierten diskreten Feuchteniveaus angenommen (wie in Abbildung 4.6 c dargestellt). Mit zunehmender Einsatzzeit eines Sensors an einer Station kann sich die Kalibrierkurve ändern. In den bisher untersuchten Fällen an den KRS verschoben sich die Kurven nach einigen Monaten nach oben oder

unten, während die Charakteristik der Kurven erhalten blieb. Diese Änderungen sind als Ergebnis einer Sensor drift zu verstehen (Beschreibung im folgenden Abschnitt 4.3.3). Nach Korrektur entspricht die verbleibende Unsicherheit der Unsicherheit der Laborreferenz (SDU zwischen $\pm 0,2$ % RF bei 15 % RF und $\pm 0,35$ % RF bei 95 % RF). Aufgrund der starken Änderungen der Abweichungen mit der Feuchte wird eine Erhöhung der Unsicherheit bei relativen Feuchten zwischen den charakterisierten Feuchteniveaus (z. B. bei 85 % RF) angenommen. Zur Abschätzung dieser zusätzlichen Unsicherheit abseits der Messpunkte im Labor wird eine alternative Annahme für den Verlauf der Kalibrierkurven gemacht (Abbildung 4.7). Mithilfe eines Polynoms lässt sich eine stetige Funktion definieren, die alle im Labor vermessenen Punkte exakt durchläuft. Die Differenz zwischen der linear approximierten mittleren Kalibrierkurve (blaue Linie entsprechend Median in Abbildung 4.7 c) und der zweiten Annahme auf Basis eines Polynomial-Fits 4. Ordnung (schwarze Kurve) soll dabei als erster grober Schätzwert für die zusätzliche Unsicherheit dienen (graue Fehlerbalken). Im nächsten Schritt wurden aus diesen Fehlerannahmen mittlere Fehler in Abhängigkeit von der Distanz zum nächsten Messpunkt berechnet (graue gestrichelte Linie). Diese Werte sollen als Schätzwerte für die zusätzliche Unsicherheit der Kalibrierung abseits von Messpunkten verwendet werden. Beide Beiträge, die feuchteabhängigen SDU der Messungen der Laborreferenz (unter Annahme eines linearen Verlaufs zwischen Messpunkten) sowie die zusätzlichen Beiträge zwischen charakterisierten Messpunkten, werden entsprechend Gleichung 7 kombiniert. Die Kovarianzterme dieser Gleichung fallen in diesem Falle weg. Die kombinierte Unsicherheit nach Korrektur der Abweichungen ist in Abbildung 4.7 (b) gezeigt.

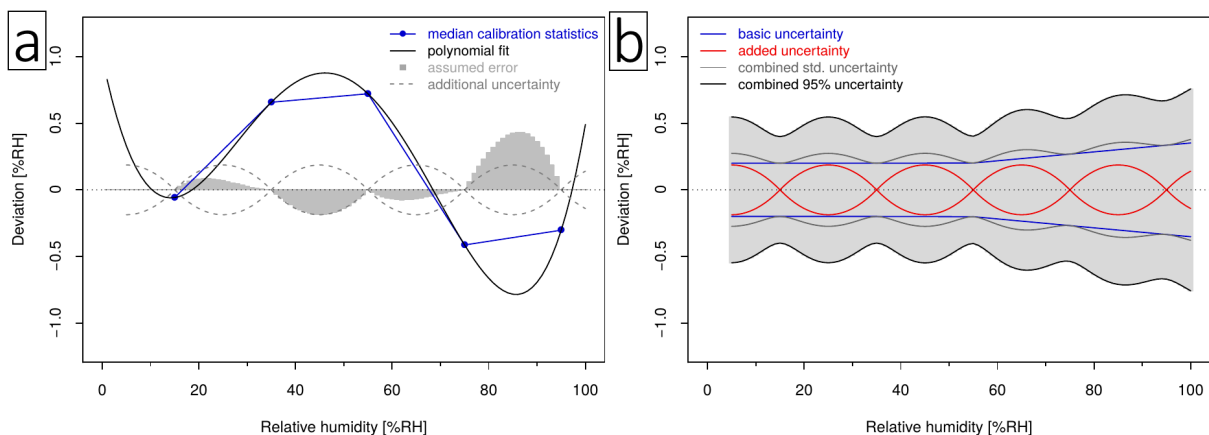


Abbildung 4.7: (a) Abschätzung der zusätzlichen Kalibrierunsicherheit für nicht-charakterisierte Feuchtebereiche. Weitere Details dazu im Text. (b): Gesamtunsicherheit nach Korrektur gemäß Kalibrierdaten.

Für den Fall ohne Korrektur der Kalibrierabweichungen wird die SDU durch die Standardabweichung in Abbildung 4.6 (d) abgeschätzt ($\pm 0,63$ % RF).

4.3.3 Driften über Monate

Aus den Analysen eines Feuchtevergleichsexperiments in Lindenberg, mit Parallelmessungen eines HMP-45D, eines Psychrometers und eines Taupunktspiegelsystems Thygan (Fa. Meteolabor), geht hervor, dass insbesondere die Werte des Polymersensors über Zeiträume von Monaten relativ zu den Werten von Psychrometer und Thygan driften. Abbildung 4.8 zeigt die entsprechenden zeitlich gleitend gemittelten (je 20 Tage Gaußgewichtet) Differenzzeitreihen für die drei Vergleiche (siehe Farbcode in Legende), in (a) für die relative Feuchte, in (b) für den Taupunkt. Alle Feuchtwerte wurden auf eine gemeinsame Referenztemperatur gemäß

den Formeln in (Sonntag, 1990) umgerechnet (temperaturnormiert) und gegenüber dem jeweiligen Bezugsinstrument linearisiert (durch Abzug mittlerer Differenzen für einzelne Feuchteklassen). Unter Einbeziehung rein statistischer Einflüsse (Standortunterschiede, Zeitunschärfe, Ableseunsicherheit) sollten die abgeleiteten Driftkurven innerhalb des grau markierten Bereichs liegen. Alle drei Kurven überschreiten dieses Signifikanzniveau, die deutlichsten Änderungen finden sich jedoch für die Vergleiche mit dem HMP-45D. Die Korrelationen der drei Kurven zueinander (r^2 zwischen 0.04 und 0.61 für RF) deuten an, dass die Werte des HMP-45D am stärksten die Varianz der Kurven bestimmen, während der Thygan kaum zum Driften beiträgt. Das Driften des HMP-45D scheint rein saisonal geprägt zu sein. Bei den Vergleichen an den KRS zwischen HMP-45D und EE-33 jeweils relativ zum Psychrometer kann das beobachtete Driften jedoch kaum durch Temperaturänderungen erklärt werden (für EE-33 in Lindenberg Korrelationskoeffizient von 0,1 für Driftkurve gegen Kurve der zeitlich gleitenden Temperaturänderung). Möglicherweise führt beim HMP-45D wegen der fehlenden Beheizung die Tendenz zum verzögerten Abtrocknen nach längerer Hochfeuchte (siehe auch Abschnitt 4.3.4) zu den hohen positiven Abweichungen im Winter.

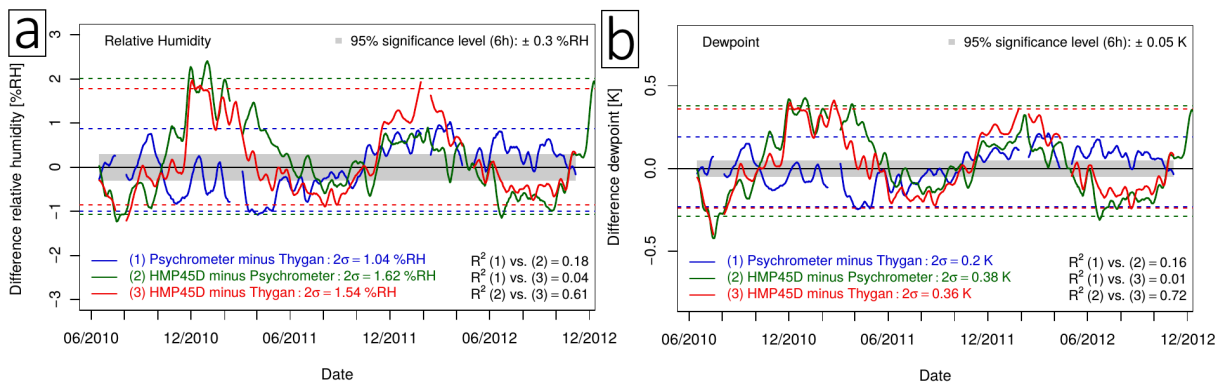


Abbildung 4.8: Zeitlich gleitend Gauß-gemittelte (je 20 Tage) Differenzzeitreihen zwischen Juni 2010 und Dezember 2012 von Feuchtemessungen mit HMP-45D, Psychrometer und Thygan (Taupunktspiegel). (a): relative Feuchte. (b): Taupunkttemperatur. Alle Werte wurden temperaturnormiert (einheitliche Bezugstemperatur) und relativ zum betrachteten Vergleichsinstrument linearisiert.

Für den EE-33 wurden an den KRS entsprechende Driftkurven (relativ zum Psychrometer) für feste Sensorzeiträume berechnet. Abbildung 4.9 (a) zeigt entsprechende Daten für die Station Frankfurt/Main zwischen März 2016 und Juni 2017. Ähnlich wie im obigen Experiment wurden die Feuchtwerte in diesem Vergleich normiert (gleiche Bezugstemperatur, Linearisierung). Die Driftkurve weist in diesem Fall einen positiven Trend auf, der sich über alle Jahreszeiten erstreckt. Im gesamten Verlauf von rund 16 Monaten deutet sich eine relative Zunahme der Werte von etwa 3 % RF an. Der Vergleich der Kalibrierungen des verwendeten Sensors vor und nach dem Einsatz an der Station bestätigt diese Zunahme von rund 3 % RF (Abbildung 4.9 b). Für die untersuchten Daten an fünf weiteren KRS mit entsprechenden Vergleichen zum Psychrometer zeigen sich sehr ähnliche Ergebnisse wie in Lindenberg. Es finden sich positive Trends für den EE-33 von 1-3 %RF über Perioden von 12-18 Monaten, die sowohl anhand der Vergleiche zum Psychrometer, als auch durch die Kalibrierungen im Labor quantitativ konsistent berechnet wurden. Damit zeigt sich, dass die Messungen mit dem Psychrometer zeitlich relativ stabil sind und deshalb eine robuste Referenz für die Bestimmung von Sensordrifts darstellen.

Für die Korrektur der niederfrequenten (also in Gestalt langfristiger Trends auftretenden) Anteile in den Driftkurven werden zwei Strategien vorgeschlagen. Für zurückliegende Sensorzeiträume werden die Daten des EE-33 gemäß den Beschreibungen in Abschnitt 4.3.2 korrigiert. Dabei wird jedoch die Korrekturfunktion aus den beiden Kalibrierungen vor und nach dem Einsatz an der Station berechnet (siehe Abbildung 4.9 b). Wie in

Abschnitt 4.3.2 beschrieben, werden zunächst kontinuierliche Kurven für die beiden Kalibrierzeitpunkte berechnet. Zwischen beiden Kurven wird anschließend zeitlich linear interpoliert, um für einen beliebigen Zeitpunkt eine abgeschätzte Korrekturkurve zu erhalten. Auf diese Weise kann neben der Nichtlinearitätskorrektur gleichzeitig auch ein langfristiger linearer Trend aus den Daten des EE-33 entfernt werden.

Für den Fall zeitnaher Korrekturen – geplant ist eine Korrektur der letzten 24 Stunden am Ende eines jeden Tages – sollen die zeitlich gemittelten Feuchtedifferenzen zum Psychrometer für eine einfache Driftkorrektur verwendet werden. Dabei werden die temperaturnormierten und linearisierten Differenzen – aufgrund geringer Vergleichswerte zum Psychrometer vor allem kurz nach einem Tausch wird die Nichtlinearitätscharakteristik aus dem Labor auch für den Vergleich zum Psychrometer angesetzt – jeweils über die letzten 30 Tage gemittelt und die Änderung bezogen auf den ersten 30-Tages-Zeitraum nach Installation eines Sensors berechnet. Die beobachtete Änderung definiert die Verschiebung der Kalibrierkurve (letzte Kalibrierung vor dem Einbau). Dabei wird von einer einheitlichen Änderung über alle Feuchteniveaus ausgegangen. Auf Basis dieser angepassten Kalibrierkurven können schließlich zeitnahe Korrekturen der Nichtlinearität und eines Anteils des zeitlichen Driftens durchgeführt werden.

Zur Abschätzung der Unsicherheit nach Driftkorrektur wird das oben beschriebene Szenario einer rückwirkenden Korrektur unter Verwendung beider Kalibrierungen (vor und nach Einsatz) herangezogen. Die korrigierte Driftkurve des EE-33 relativ zum Psychrometer (siehe Abbildung 4.9 (c) für Beispiel Frankfurt/Main) enthält weitere systematische Variabilität mit Zeitskalen von wenigen Wochen. Diese Variabilität wird nicht notwendigerweise allein durch Driften verursacht. Denkbar wäre auch, dass eine Häufung bestimmter Feuchteniveaus (lange Hochdruck- bzw. Regenphasen) in Verbindung mit der zeitlich nicht aufgeschlüsselten Nichtlinearitätsanpassung an die Psychrometerwerte zu den systematischen Schwankungen führt. Unter der Annahme, dass die Driftkurve in Abbildung 4.9 (c) hauptsächlich durch systematische Abweichungen der Messwerte des EE-33 verursacht wird, geben die Quantile dieser Kurve (gestrichelte horizontale Linien) einen Schätzwert für diese Unsicherheit. In diesem Fall liegen 95% der Werte in einem Intervall von etwa $\pm 1,2$ % RF. Gemittelt über die Ergebnisse von 5 KRS, wobei die Station Brocken wegen teils außergewöhnlicher Abweichungen nicht berücksichtigt wurde, ergibt sich eine 95 %-Unsicherheit von $\pm 1,12$ % RF.

Aus dem Feuchtevergleichsexperiment Lindenberg (Abbildung 4.8) geht hervor, dass auch die Messwerte des Psychrometers gegenüber der Referenz Thygan für bestimmte Zeiträume systematisch abweichen. Aus diesen Daten leiten wir einen entsprechenden Beitrag der Psychrometer-Daten zum Driften der Differenz EE-33 minus Psychrometer von etwa 0,6 % RF über 15 Monate ab. Unter der Annahme, dass beide Driftanteile nicht korreliert sind, reduziert sich die Variabilität verursacht durch den EE-33 auf 0,90 % RF. Die zugehörige SDU beträgt unter der Annahme einer Normalverteilung der Werte der Driftkurve (nach Entfernen langfristiger Trends gerechtfertigt) 0,45 % RF. Dieser Wert wird auch für den Fall der zeitnahen Korrektur angewendet, auch wenn bei dieser Betrachtung eine etwas geringere Unsicherheit zu erwarten wäre. Ohne Driftkorrektur erhöhen sich die Unsicherheiten gemäß den Quantilen der Driftkurven an 5 Stationen auf 0,7 % RF (SDU) und 1,2 % RF (95 %), wobei eine Gleichverteilung der Unsicherheiten vorausgesetzt wurde (vgl. (GUM, 2008).

Es ist damit zu rechnen, dass die Sensoren mit zunehmender Laufzeit ein abnehmendes Driftverhalten zeigen (Konditionierung). Die anfänglich meist positiven Trends der RF der EE-33 (Einführung ins DWD-Netz Ende 2015 / Anfang 2016) sollten also mit zunehmendem Alter der Sensoren abnehmen (persönliche Kommunikation mit Holger Dörschel, DWD).

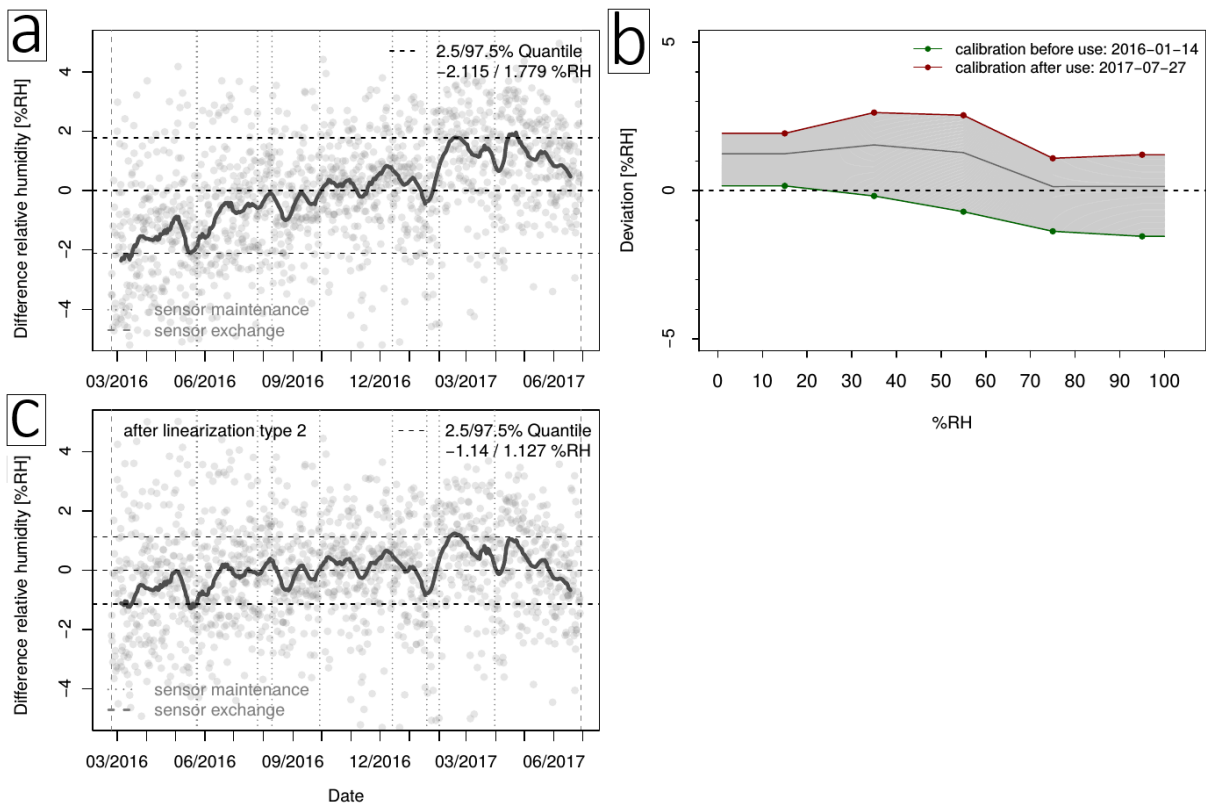


Abbildung 4.9: Zeitlicher Verlauf der Feuchtedifferenzen zwischen EE-33 und Psychrometer in Frankfurt/Main für einen festen Sensorzeitraum (a). Die schwarze Kurve zeigt das 20-tägige Gauß-gewichtete gleitende Mittel zur Illustration des Driftens. Mithilfe der Kalibrierdaten (b) wurden die Daten des EE33 nachträglich linearisiert und der lineare Trend über den Gesamtzeitraum entfernt (c).

4.3.4 Driften über Stunden

Wie bereits im Abschnitt 4.2.3.1 erwähnt, zeigt der Vorgängersensor des EE-33, der HMP-45D Probleme in Phasen direkt nach einer länger andauernden Hochfeuchte. Durch anhaftendes Wasser an der Filterkappe des HMP, möglicherweise aber auch durch eine Art Hysterese-Effekt, liegen die Messwerte in solchen Abtrocknungsphasen teils für mehrere Stunden systematisch über den Messwerten eines Thygan.

Für ein Vergleichsexperiment auf der Wasserkuppe (zwischen HMP-45D, EE-33 und Thygan) wurden Fälle identifiziert, in denen nach mindestens 4 Stunden ununterbrochener Hochfeuchte um 100 % RF ein lang andauerndes Abtrocknen der Luft (ohne neue Hochfeuchte für mindestens 24 h) verzeichnet wurde. Ein solcher Beispieltag ist in Abbildung 4.10 gezeigt. Die Differenzen zwischen HMP und Thygan betragen zu Beginn des Abtrocknens teils 10 %RF, um nach etwa 5 Stunden auf Differenzen von meist unter 2 % RF abzufallen. Die Werte des beheizten EE-33 liegen an diesem Beispieltag durchgehend sehr nah an den Messwerten des Taupunktspiegels.

In Abbildung 4.11 wurden für alle Ereignisse mit längerer Trockenphase nach mindestens 4 Stunden Hochfeuchte die Abweichungen zum Thygan über je 24 Stunden aufgetragen, beginnend mit dem Zeitpunkt des Unterschreitens der 90 %RF. Für den HMP-45D (Abschnitt a) wurden insgesamt 16 solche Fälle, für den EE-33 26 Ereignisse identifiziert. Die Unterschiede resultieren aus der Tatsache, dass der Vergleichszeitraum für den HMP um etwa 6 Monate kürzer ist. In den meisten Fällen finden sich für den HMP positive Abweichungen zur Referenzmessung über die ersten Stunden. In Abhängigkeit von der Zeit wurden drei Quantile (2,5, 50 und 97,5 %) der gezeigten Daten berechnet und Exponentialfits an diese Quantilkurven angepasst. Diese Kurven

sind gestrichelt dargestellt. Median und 97,5 %-Quantil liegen zu Beginn des Abtrocknens bei etwa 2,5 % RF bzw. über 10 % RF. Unter der Annahme, dass das Rauschen der Differenzen ab etwa 14 h nach Beginn des Abtrocknens durch andere Unsicherheitsquellen verursacht wird, lassen sich normierte Unsicherheitsbereiche (fett gedruckt) berechnen.

Für die Vergleichswerte des EE-33 zeigen sich nur schwache Tendenzen zur Erhöhung der relativen Feuchte in den ersten Stunden nach Hochfeuchteereignissen. Der Median weicht nicht signifikant vom Wert Null ab. Demnach lassen sich – aufgrund der Beheizung ist dies auch zu erwarten – statistisch keine systematischen Einflüsse mit einheitlichem Vorzeichen durch Hochfeuchte finden. Allerdings gibt es Indizien, dass sich in Abhängigkeit von bestimmten Bedingungen, z. B. bei schnellen Feuchteänderungen, kurzfristig systematische Abweichungen, die sich als eine Art kurzfristiges Driften äußern, einstellen. Zur Abschätzung der damit verbundenen Unsicherheit werden in Lindenberg die Daten eines parallel betriebenen zweiten EE-33 herangezogen. Dieser wurde im Juli 2017 in der zweiten LAM-Hütte in Lindenberg installiert, um mögliche Drift-Phänomene besser einschätzen und den Strahlungseinfluss auf die Temperaturmessungen des EE-33 besser verstehen zu können.

Der Vergleich beider Feuchtemessungen für den Beispieltag 5. September 2018 ist in Abbildung 4.12 gezeigt. Die Werte beider Instrumente wurden dabei strahlungskorrigiert (bezogen auf Referenztemperatur LAM), linearisiert (auf Basis der Gesamtstatistik der Sensor-Sensor-Differenz) und normiert (Abzug des 5-tägigen Mittelwertes der Differenz). Man erkennt ein relativ starkes Rauschen in der Phase der Hochfeuchte und zu Beginn des Abtrocknens am Vormittag, am Nachmittag sinkt die Variabilität dann deutlich ab. Bei zeitlich gleitender Gauß-Mittelung über je 60 Minuten zeigen sich Abschnitte mit systematischen Abweichungen beider Messwerte. Diese Unterschiede könnten durch die Standortunterschiede, geringe Fehler bei der Linearisierung, Änderung der Nichtlinearität mit der Temperatur (Kalibrierung bei 20 °C) oder ein echtes kurzzeitiges Driften des Sensors hervorgerufen werden. Die gezeigte gleitend gemittelte Sensordifferenz wird als Schätzwert der SDU durch solche kurzfristigen systematischen Effekte verwendet und für jeden Messwert individuell berechnet. Die zugehörigen SDU bewegen sich meist zwischen 0 und 0,6 % RF.

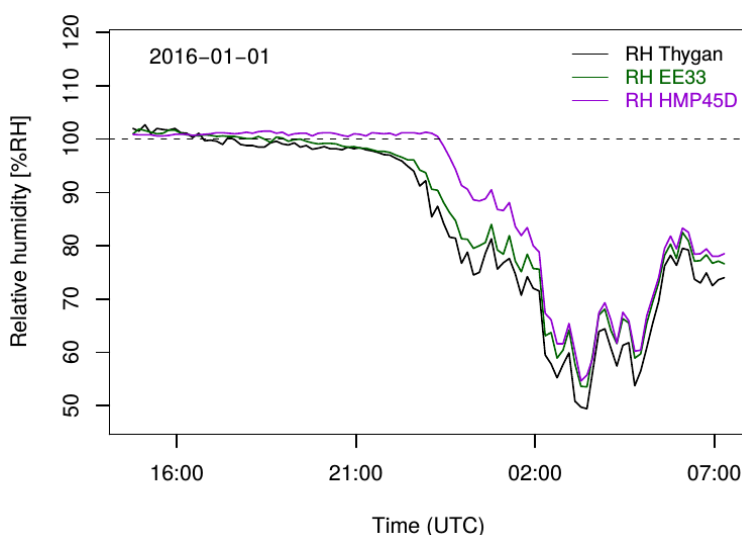


Abbildung 4.10: Vergleich der relativen Luftfeuchte nach einem Hochfeuchteereignis am 1. Januar 2016 auf der Wasserkuppe für drei verschiedene Instrumente (siehe Farbcode).

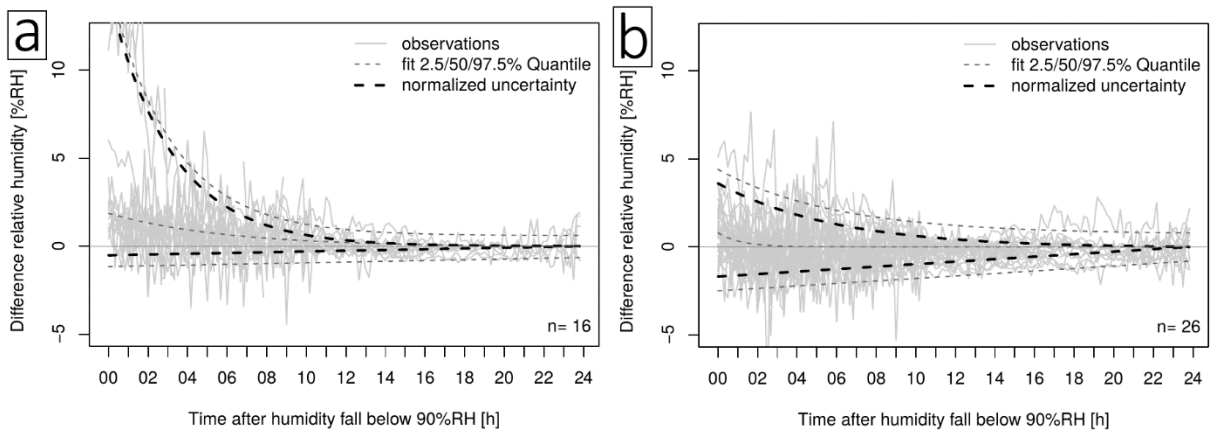


Abbildung 4.11: (a) Differenzen relative Feuchte für HMP-45D gegen Thygan für 16 Hochfeuchte-Ereignisse mit anschließendem Abtrocknen für mindestens 24 h auf der Wasserkuppe zwischen 07/2015 und 08/2016. An die 2,5, 50 und 97,5 %-Quantile wurden Exponentialkurven angepasst und als gestrichelte Linien hinzugefügt. (b): Wie in a, jedoch für den Vergleich EE-33 gegen Thygan und insgesamt 26 Ereignisse im Zeitraum 01/2015-08/2016.

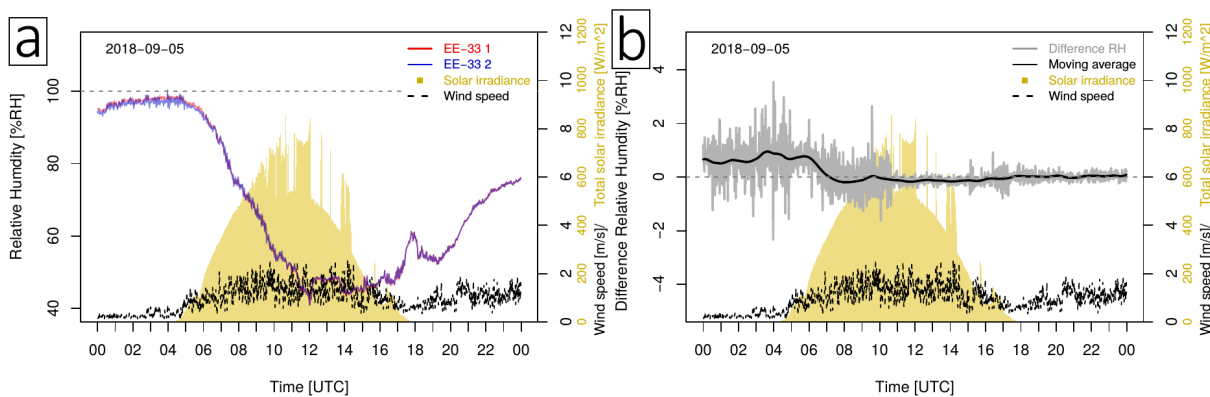


Abbildung 4.12: Vergleich der relativen Feuchte an zwei parallel betriebenen EE-33 in Lindenberg für den 05.09.2018. Die mittlere Windgeschwindigkeit in 2m Höhe und die Globalstrahlung sind als gestrichelte Linie bzw. vertikale Balken (rechte y-Achse) dargestellt. (a): Absolutwerte, strahlungskorrigiert, linearisiert und normiert (siehe Text); (b): wie in a, jedoch Feuchtedifferenz beider EE-33 mit zeitlich gleitendem 60-min Gauß-Mittel.

4.3.5 Sensorträgheit

Die Messeinheit des EE-33, bestehend aus dem Messelement sowie einer Filterkappe, die das Eindringen von Wasser und Schmutz verhindern soll, reagiert mit einer gewissen Verzögerung auf schnelle Zustandsänderungen der Atmosphäre. Zur Charakterisierung dieser Trägheit wurden in der technischen Abteilung des DWD Laborexperimente mithilfe eines Feuchtegenerators durchgeführt. Dabei wurden bei jeweils konstanter Temperatur (zwischen -20 und $+20$ °C) drei verschiedene Feuchtesprünge simuliert und die Zeitkonstanten der Feuchtemessung bestimmt. In Abbildung 4.13 (a) sind diese Zeitkonstanten τ in Abhängigkeit von der Temperatur dargestellt. An die Datenpunkte wurden Exponential-Fits angepasst. Die drei Szenarien (siehe Farbcode) liefern leicht abweichende τ . Zur Vereinfachung wird im Folgenden die Mittelwertkurve aus den drei Szenarien (schwarze Linie) als Basis für die Unsicherheitsabschätzung unabhängig von Art und Vorzeichen der Änderung gewählt.

Neben der starken Temperaturabhängigkeit – die Geschwindigkeit des Austauschs von Wassermolekülen zwischen Polymer und Umgebungsluft nimmt mit der Temperatur zu – ist ähnlich wie in Abschnitt 2.3.3 beschrieben auch eine Abhängigkeit des τ von der Windgeschwindigkeit am Sensor zu erwarten. Die Charakterisierung

im Labor erfolgte bei etwa 1 m/s. Zur Abschätzung der Zeitkonstanten bei den Windgeschwindigkeiten 0,5, 2 und 3 m/s wurden gleiche prozentuale Änderungen wie bei den vier Stützstellen in Abbildung 2.20 (a) angenommen. Für jede ganzzahlige Temperatur zwischen -30 und +40°C wurden auf Basis des mittleren Fits in Abbildung 4.13 (a) und den je 3 zusätzlich abgeleiteten Punkten bei 0,5, 2 und 3 m/s Exponentialfunktionen angepasst. Diese sind in Abbildung 4.13 (b) beispielhaft für die Temperaturen -10, 10 und 30°C dargestellt.

Mithilfe dieser in Abhängigkeit von Temperatur und Windgeschwindigkeit bestimmten Schätzwerte der Zeitkonstanten wurden für beliebige Feuchteänderungen mittlere Fehler bestimmt (entsprechend Abbildung 2.20 (b) und Erläuterungen in Abschnitt 2.3.3). Ähnlich wie in Abschnitt 2.3.3 wurden diese Fehlerwerte bezogen auf das stark vereinfachte Szenario einer linearen Änderung über 10 Minuten bestimmt. Die entsprechenden Fehlerfelder hängen in diesem Fall von drei Variablen ab. In Abbildung 4.13 (c) und (d) sind diese mittleren Fehler für die Temperaturen 0 und 20 °C als Funktionen der 2m-Windgeschwindigkeit und der 10-min-Feuchteänderung gezeigt. Bedingungen, die innerhalb des 1-Jahres-Zeitraums 01.05.2018 bis 30.04.2019 nicht erreicht wurden, sind durch graue Kreuze markiert.

Aus den gleichen Überlegungen heraus wie in Abschnitt 2.3.3 werden die mittleren Fehler durch Trägheit nicht korrigiert, sondern stattdessen als zugehörige SDU interpretiert. In Abhängigkeit von den drei Parametern Temperatur, Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe (letztes 10-min-Mittel) und 10-min-Feuchteänderung werden die SDU jedem Messwert aus Lookup-Tabellen zugeordnet. Im Testzeitraum 01.05.2018 bis 30.04.2019 in Lindenberg lagen die SDU meist zwischen 0 und 0,6 % RF. Werte von über 0,7 % RF wurden nur für 0,4% aller Daten erreicht. Aufgrund der natürlichen Temperatur- und Feuchteschwankungen um den Messort herum (siehe auch Abschnitt 2.3.4) wird als 10-min-Feuchteänderung mindestens 0,5 % RF angenommen, um diese statistischen Schwankungen und die daraus resultierenden Zeitverzögerungen in der Abschätzung zu berücksichtigen.

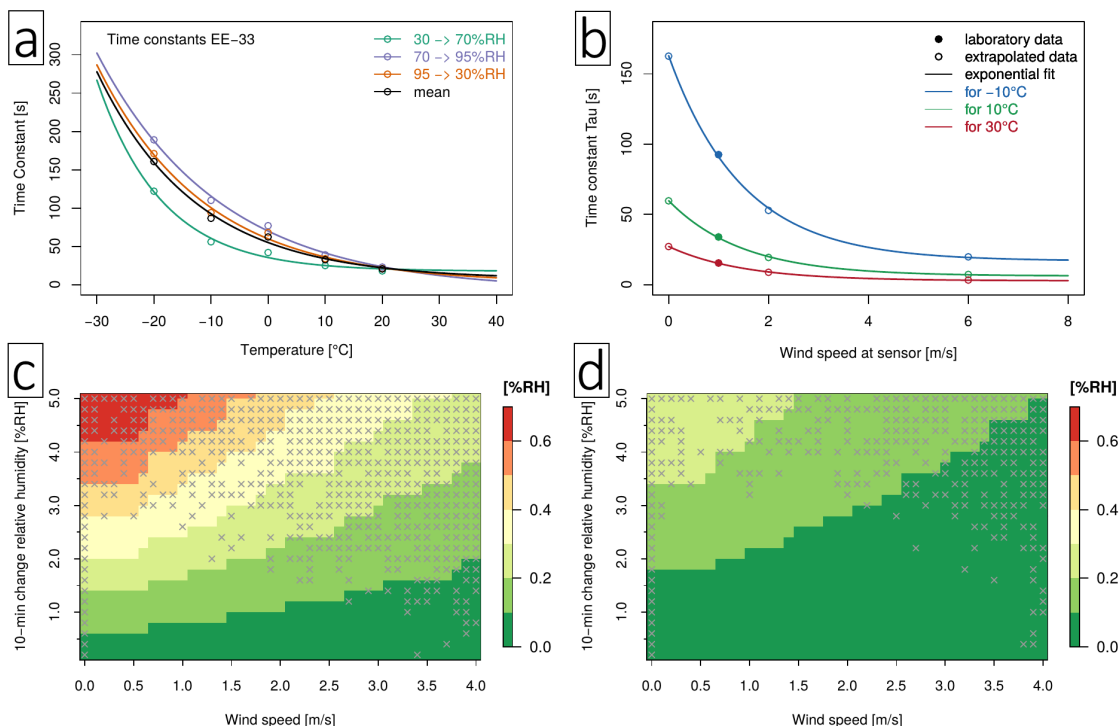


Abbildung 4.13: (a): Zeitkonstante der Sensorträgheit des EE-33 als Funktion der Lufttemperatur für drei verschiedene Feuchteänderungsszenarien. (b): Abschätzung der Abhängigkeit der Zeitkonstanten von der Windgeschwindigkeit am Sensor (Details im Text). (c): Geschätztes Fehlerfeld der RF durch Sensorträgheit in Abhängigkeit von 2-m-Windgeschwindigkeit und 10-minütiger Feuchteänderung bei 0 °C. (d): wie c, jedoch bei 20 °C.

4.3.6 Reproduzierbarkeit

Ähnlich wie in Abschnitt 2.3.4 werden auf Basis der Sensordifferenz die statistischen Einflüsse durch den abweichenden Messstandort und die Elektronik abgeschätzt. Dafür werden die Werte beider Instrumente strahlungskorrigiert (bezogen auf Referenztemperatur LAM) und linearisiert (auf Basis der jeweiligen Gesamtstatistik der Sensor-Sensor-Differenz). Zusätzlich wurde der gleitende Mittelwert der Differenzen über ± 5 min von jedem Datenpunkt abgezogen, um den Einfluss durch kurzfristiges Driften zu minimieren. Abbildung 4.14 (a) zeigt die normierten Differenzen der RF zwischen den beiden Sensoren für den 01.09.2018 (gleicher Tag wie in Abbildung 4.5).

Die Feuchtedifferenzen (auf der Basis von 1-Minuten-Mittelwerten) liegen meist im Bereich von $\pm 2,0$ % RF. Die in Abbildung 2.22 (a) gefundene Erhöhung der Temperaturvariabilität zwischen 06 und 12UTC prägt sich nicht auf die hier betrachteten RF aus, da diese auf eine einheitliche Temperatur (Referenztemperatur LAM) umgerechnet wurden. Damit werden hier nur absolute Feuchteunterschiede berücksichtigt und eine Trennung von Temperatureinflüssen (behandelt in Abschnitt 4.3.1) gewährleistet. Die Standardabweichungen der Sensordifferenz zeigen schwache Abhängigkeiten zur Feuchteänderung ($r=0.26$) und zur Windgeschwindigkeit ($r=-0.18$).

In Abbildung 4.14 (b) ist die Häufigkeitsverteilung der Standardabweichungen der Differenzen über je 10 Minuten für einen Zeitraum ohne Wechsel von einem der beiden Sensoren (02/2018-10/2018) dargestellt. Diese Werte bewegen sich meist zwischen 0,1 und 1,0 % RF. Mittelwert und Median liegen bei 0,30 bzw. 0,24 % RF. Die SDU der Einzelmessungen lässt sich aus der Variabilität der Temperaturdifferenz durch Division mit der Wurzel aus 2 bestimmen. Die zugehörigen SDU werden für jeden Einzelwert auf der Grundlage der Standardabweichungen der normierten Feuchtedifferenz über ± 5 min berechnet.

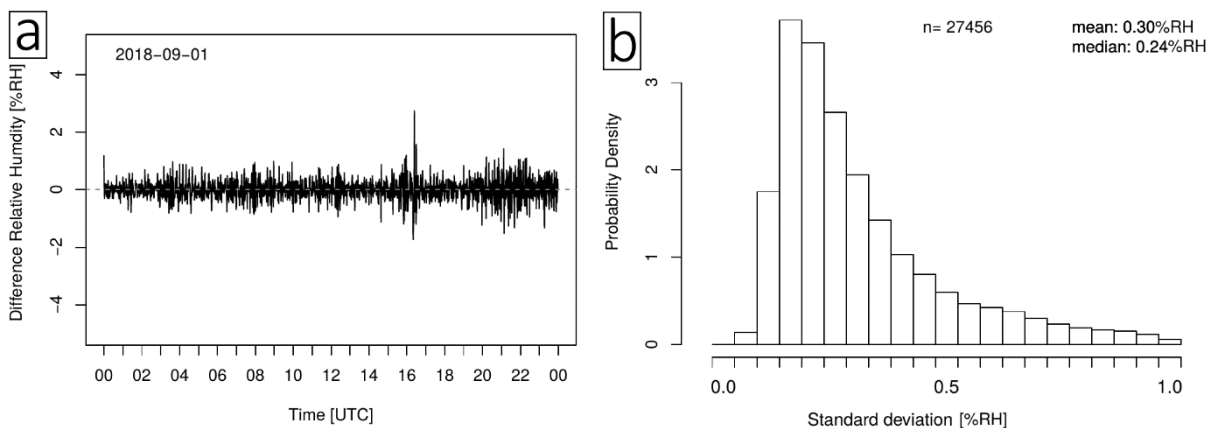


Abbildung 4.14 (a): Statistische Variabilität der Feuchtedifferenz (1-Minuten-Mittel) zwischen den Sensoren 2 und 1 für den 1. September 2018 (gleicher Tag wie in Abbildung 3.6) in Lindenberg. Die Daten beider Sensoren wurden strahlungskorrigiert, zueinander linearisiert und normiert (Abzug des gleitenden Mittelwerts über ± 5 min von jedem Datenpunkt). (b): Histogramm der Standardabweichungen der normierten Sensordifferenz (wie in (a) dargestellt) über Intervalle von je 10 Minuten für feste Sensorperiode von 02/ 2018 bis 10/2018.

Wie in Abschnitt 2.3.4 angemerkt, besteht eine zusätzliche statistische Variabilität durch die insbesondere bei wolkenarmen Wetterlagen leicht inhomogene Temperaturverteilung nahe der Erdoberfläche. Dies führt gemeinsam mit teils auftretenden absoluten Feuchteunterschieden zu räumlichen und zeitlichen Schwankungen der RF. Die zugehörigen Standardabweichungen der 1-min-Mittelwerte liegen in Lindenberg im Winter um

0,3 % RF nachts und 0,5 % RF tagsüber. Im Sommer sind die Werte mit im Mittel 0,4 bzw. 0,6 % RF etwas höher. Diese Variationen werden bei der Unsicherheitsabschätzung der Einzelmessungen, repräsentativ für einen bestimmten Standort und Zeitpunkt, zwar nicht berücksichtigt, sollten jedoch bei der Beurteilung der Repräsentativität der Feuchtemessungen beachtet werden.

4.3.7 Weitere Unsicherheitsbeiträge

Die operationellen Feuchtedaten werden mit einer Dezimalstelle gespeichert. Dies führt zu Unsicherheiten von $\pm 0,0475$ % RF bezogen auf 95 % der Daten. Da die zugrundeliegende Verteilung eine Gleichverteilung darstellt, wird die SDU durch Division des obigen Wertes durch die Wurzel aus 3 (GUM, 2008) berechnet. Dies führt zu einer SDU von 0,03 % RF.

Die Messwerte des EE-33 können sowohl digital, als auch analog ausgegeben werden. Im Falle der Datenerfassung an den KRS (AMDA II) werden die analogen Messwerte des EE-33 genutzt und mithilfe eines AD-Wandlers (e.bloxx A4-1 von Gantner Instruments) digitalisiert. Die zugehörige SDU liegt bei $\pm 0,03$ % RF.

4.3.8 Gesamtunsicherheit

Für den 1-Jahres-Zeitraum zwischen dem 1. Mai 2018 und dem 30. April 2019 wurden die beschriebenen Korrekturen und SDU für die einzelnen Unsicherheitsquellen berechnet. Darüber hinaus wurden Unsicherheiten für ein Szenario ohne jegliche Korrekturen ermittelt, um Aussagen für Stationsdaten ohne Korrekturmöglichkeit zu erhalten. In Tabelle 4.1 sind die Einzelbeiträge der verschiedenen Unsicherheitsquellen als SDU und 95 %-Unsicherheiten aufgelistet. Für Beiträge, die individuell für jeden Einzelmesswert bestimmt werden, sind Unsicherheitsbereiche angegeben, die 99 % aller relevanten Unsicherheitsdaten – im Falle des Strahlungs- bzw. Temperatureinflusses werden nur Tageswerte mit Sonnenschein betrachtet – im Zeitraum von einem Jahr abdecken. Die Werte in Klammern zeigen die Unsicherheiten nach Korrekturen an.

Im Falle der Beiträge durch Rundung und des nicht korrigierten Driftens wird eine Gleichverteilung der Unsicherheiten angenommen. In allen anderen Fällen kann näherungsweise von einer Normalverteilung ausgegangen werden. Wie in Abschnitt 2.3.6 beschrieben, werden 95 %-Unsicherheiten bestimmt (Tabelle 4.1, rechte Spalte).

Die kombinierte SDU wird in gleicher Weise wie in Abschnitt 2.3.6 bestimmt. Die Korrelationen zwischen den SDU aus Strahlung, Trägheit und statistischen Quellen sind auch bei der RF signifikant (Korrelationskoeffizienten r zwischen 0,25 und 0,34 für den Beispieltag 1. September 2018). Mithilfe von Gleichung 7 wurden die Gesamtunsicherheiten für den oben genannten Zeitraum von einem Jahr berechnet. Die Bandbreite dieser Gesamtunsicherheiten ist in der letzten Zeile der Tabelle 4.1 gezeigt. Die beiden Grenzwerte entsprechen dem 0,5 % und 99,5 %-Quantil aller Daten tagsüber. Die Gesamtunsicherheit auf dem 95 %-Niveau liegt nach den Korrekturen je nach Bedingungen bei Werten zwischen 1,2 und 5,4 % RF (nach Korrekturen) bzw. 1,9 und 7,4 % RF (ohne Korrekturen).

Abbildung 4.15 zeigt die Korrekturen und Unsicherheiten der RF für den 1. September 2018 (gleicher Tag wie in Abbildung 4.5). Im Abschnitt (a) werden die Feuchtekorrekturen für den gesamten Tag, in Abschnitt (b) für die Morgenstunden gezeigt. Die Strahlungskorrektur macht an diesem Tag bis zu 8 % RF aus. In Abbildung 4.15 (c) und (d) sind die einzelnen Beiträge zur Gesamtunsicherheit illustriert. Dabei wurden bestimmte Komponenten zusammengefasst (siehe Legende). Wie zu erwarten, ist die Temperaturunsicherheit der dominante Einfluss an diesem Tag. Daneben sind kurzzeitig auch erhöhte Unsicherheitsbeiträge durch Sensorträgheit und Reproduzierbarkeit zu beobachten.

Tabelle 4.1: Unsicherheiten der relativen Feuchte des EE33, abgeschätzt für einzelne Einflüsse sowie Gesamtunsicherheiten. Die Werte in Klammern bezeichnen Unsicherheiten nach Anwendung neu entwickelter Korrekturverfahren. Im Falle variabel bestimmter Beiträge sind Unsicherheitsbereiche angegeben, die 99% der relevanten Daten (siehe Text) eines 1-Jahres-Zeitraums abdecken.

Einfluss	Standardunsicherheit [%RF]	95%-Unsicherheit [%RF]
Strahlung (Temperatur)	$\pm 0,2-3,6$ (0,2-2,5)	$\pm 0,4-7,2$ (0,4-5,0)
Kalibrierung/Nichtlinearität	$\pm 0,6$ (0,2-0,4)	$\pm 1,3$ (0,4-0,8)
Driften über Monate	$\pm 0,7$ (0,5)	$\pm 1,2$ (0,9)
Driften über Stunden	$\pm 0,0-0,7$	$\pm 0,0-1,4$
Sensorträgheit	$\pm 0,0-0,7$	$\pm 0,0-1,4$
Reproduzierbarkeit	$\pm 0,0-1,4$	$\pm 0,1-2,8$
AD-Wandler+Rundung	$\pm 0,0$	$\pm 0,1$
Gesamt	$1,0-3,7$ (0,6-2,7)	$\pm 1,9-7,4$ (1,2-5,4)

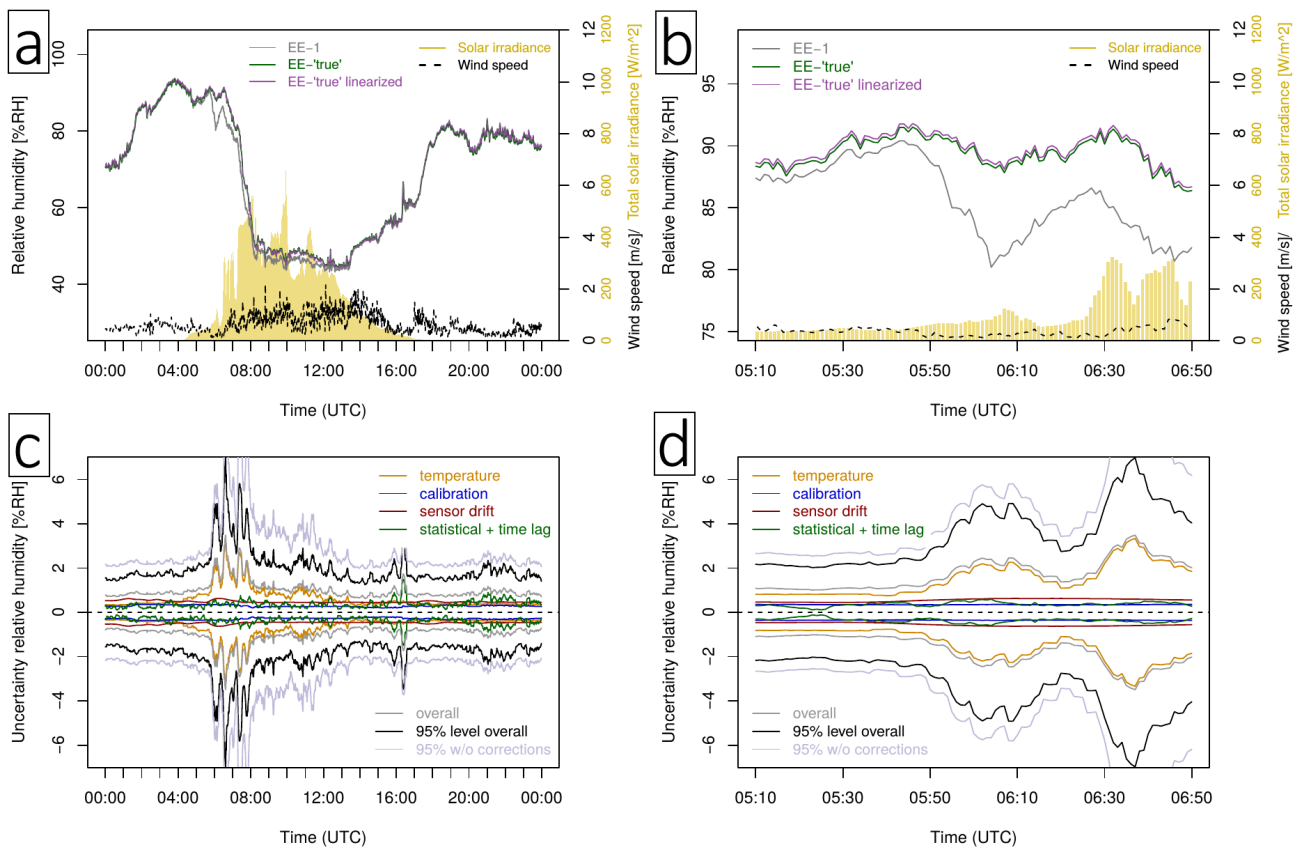


Abbildung 4.15: (a): Relative Feuchte EE-33 und Korrekturen bezüglich Strahlung und Kalibrierung für den 1. September 2018 in Lindenberg. Die „wahre“ Lufttemperatur entspricht der Definition im Abschnitt 2.3.1.7. (b): wie in (a), jedoch mit vergrößerter Ansicht der Morgenstunden des gleichen Tages. (c+d): Unsicherheitsbeiträge und Gesamtunsicherheit der korrigierten RF für den Gesamttag und die Morgenstunden. Zum Vergleich sind die 95 %-Unsicherheiten der RF ohne jegliche Korrekturen in graublau hinzugefügt.

Sonnenscheindauer - Zusammenfassung

Vergleichbarkeit der Messung

Im Mittel wird bei der manuellen Messung die tägliche Sonnenscheindauer um 0,23 Stunden im Vergleich zur automatischen Messung überschätzt. Der Hauptgrund für diese Überschätzung ist ein „Überbrennen“ auf dem Papier des manuellen Geräts beim Wechsel von einer sonnigen zu einer bewölkten Phase. Daher ist die Überschätzung der Sonnenscheindauer bei häufigem Wechsel der Bewölkung und großen Tageslängen (insbesondere im Sommer) besonders stark ausgeprägt.

Anpassung der automatischen Messung

Um einen Bruch in langen Messzeitreihen der täglichen Sonnenscheindauer zu verhindern, wird empfohlen, die aktuellen automatisch gemessenen Daten an die älteren manuellen Daten anzupassen. Dafür wird ein multiples lineares Regressionsmodell mit folgenden Einflussgrößen gebildet: Messwert des automatischen Instruments, die tägliche Anzahl an Wechslen zwischen wolkigen und wolkenfreien Situationen und die Tageslänge. Nach Anpassung der Messdaten mithilfe dieses Regressionsmodells sind der Mittelwert und die Standardabweichung der Differenzen zwischen den Datenreihen deutlich verringert (0,07 h bzw. 0,64 h, Abb. VII).

Einige Ergebnisse der Parallelmessungen der Sonnenscheindauer sind bereits in einer Veröffentlichung zusammengefasst (Hannak et al., 2019).

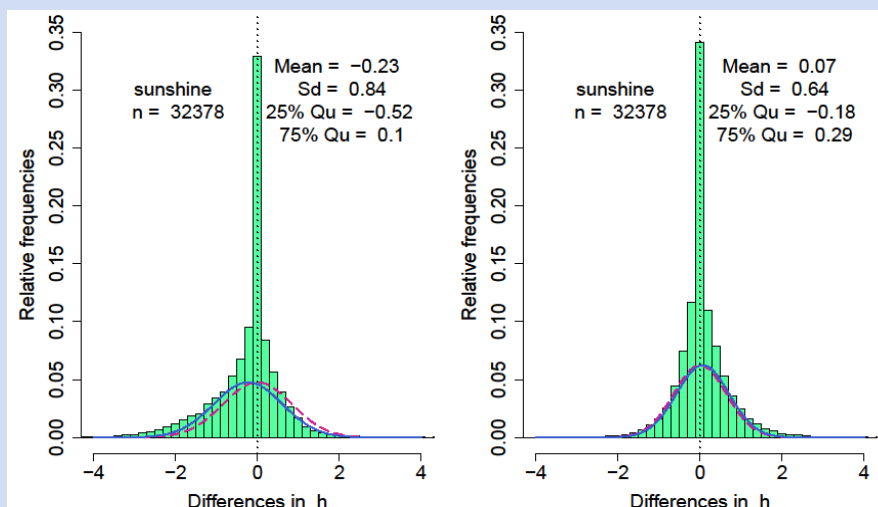


Abb. VII: Relative Häufigkeit der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer (automatisch minus manuell) für die Daten aller Klimareferenzstationen. Die blaue Kurve zeigt die zugehörige angepasste Normalverteilung; die rosafarbene Kurve zeigt die entsprechende Verteilung mit einem Mittelwert Null. Links: für Rohdaten; rechts: unter Verwendung der angepassten automatischen Daten.

5 Sonnenscheindauer

Kapitel 5 beschäftigt sich mit der Sonnenscheindauer. Die Messinstrumente werden in 5.1 beschrieben und in 5.2 werden die täglichen Differenzen zwischen automatischen und manuellen Messungen untersucht. Da durch die Umstellung der Messinstrumente von manuell zu automatisch eine Inhomogenität in den Messreihen entsteht, wird ein Verfahren vorgestellt, mit dem die Messreihen homogenisiert werden können. In 5.3 werden Stundenwerte verglichen und die Tagesgänge der Differenzen untersucht. Anschließend werden die täglichen Messungen der automatischen und manuellen Messinstrumente mit einem Satellitenprodukt verglichen.

5.1 Messungen

5.1.1 Manuelle Messung

Die Sonnenscheindauer wird traditionell mit einem Campbell-Stokes-Sonnenscheinautographen aufgezeichnet. In diesem Messgerät wird ein Brennstreifen, der je nach Jahreszeit unterschiedlich groß und gebogen ist, eingelegt. Die Sonneneinstrahlung wird mittels einer Glaskugel gebündelt und brennt sich in das Papier ein. Aus der aufsummierten Länge der Brennspur lässt sich die Sonnenscheindauer des Tages bestimmen (Löffler, 2012). Wie in Legg (2014) beschrieben, wird die Sonnenscheindauer bei diesem Messverfahren im Falle eines ständigen Wechsels von Sonne und Wolken durch 'überbrennen' überschätzt. Die Überschätzung ist tendenziell stärker in den Sommermonaten bei hohem Sonnenstand (Bider, 1958) und großen Tageslängen zu beobachten.

Weitere Unsicherheiten entstehen durch die variable Strahlungssensitivität des verwendeten Papiers, die vom Herstellungsprozess, der Luftfeuchte und anderen Wettereinflüssen abhängt (Sonntag and Behrens, 1992). Daneben sind signifikante Messfehler bei sehr geringen Sonnenwinkeln (Bider, 1958) und durch die subjektive Auswertung der Brennstreifen zu erwarten.

5.1.2 Automatische Messung

Automatisiert wird die Sonnenscheindauer im Messnetz des DWD mit dem SONIe (Fa. Siggelkow Gerätebau GmbH) oder SCAPP (Weiterentwicklung des SONIe, Fa. Siggelkow) gemessen. Diese Messgeräte bestehen aus einer rotierenden Schlitzblende in einem halbkugelförmigen Gehäuse aus Kunststoff. Durch die Schlitzblende gelangt die direkte Sonnenstrahlung in das Gehäuse, während die diffuse oder reflektierte Strahlung überwiegend abgehalten wird. Im Inneren der Halb-Kugel befindet sich ein Lichtleiter, der die empfangene Strahlung zu einer Fotodiode leitet. Wenn das Signal der Fotodiode über einen bestimmten Schwellwert steigt, wird das Signal als Sonnenschein interpretiert (Löffler, 2012). Der Schwellenwert liegt nach einer Empfehlung der WMO bei 120 W/m^2 (WMO-No.8, 2014).

5.2 Vergleichbarkeit der Messsysteme

Die Häufigkeitsverteilung der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer an den KRS (Abbildung 5.1) zeigt im Mittel leichte Unterschiede zwischen den Daten beider Messverfahren. Bei Betrachtung der Zeitreihen dieser Differenzen (siehe Beispielzeitreihe Schleswig in Abbildung 5.2) ist ein Jahresgang zu erkennen mit teilweise großen negativen Differenzen (automatisiert minus manuell) im Sommer und kleineren Differenzen im Winter. In Übereinstimmung mit den Erläuterungen in Abschnitt 5.1.1 und anderen Studien (Legg, 2014) liefern die automatischen Messungen vor allem im Sommer tendenziell geringere Sonnenscheindauer im Vergleich zu den manuellen Messungen. Im Mittel beträgt die tägliche Differenz 0,23 h (siehe Zahlenwerte in Abbildung 5.1). Bei den monatlichen und jährlichen Differenzen der Sonnenscheindauer (Abbildung 5.3) zeigen sich sehr deutlich diese saisonal stark ausgeprägten Unterschiede. Besonders große Differenzen wurden in Helgoland im Jahr 2012 (1782 h manuell gegenüber 1593 h automatisiert) beobachtet.

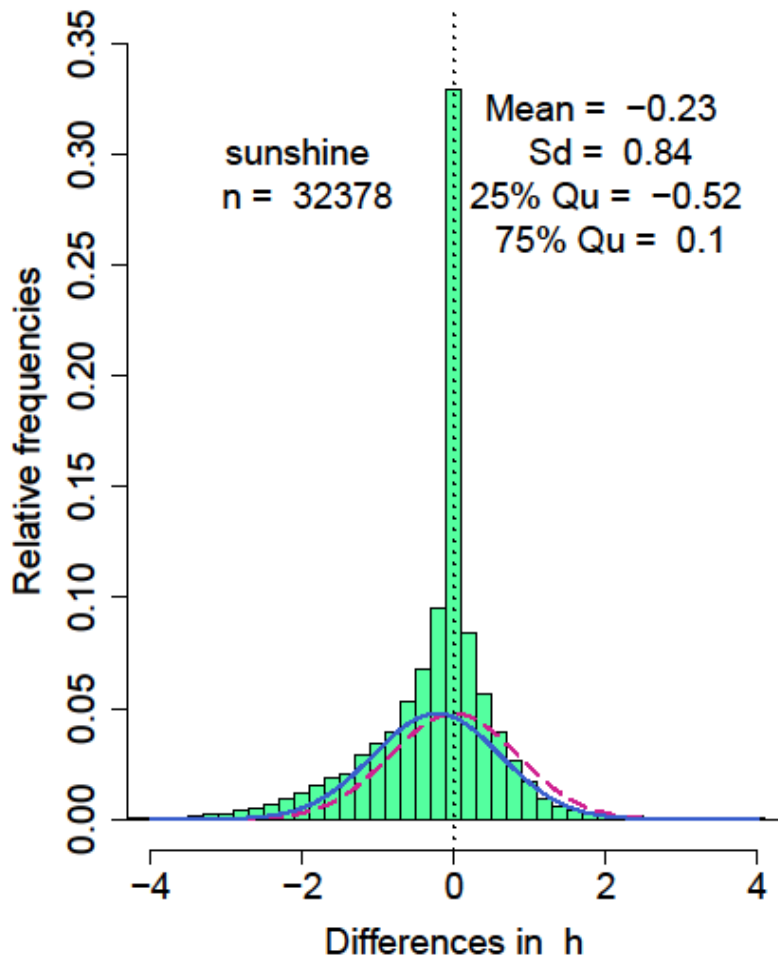


Abbildung 5.1: Relative Häufigkeit der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer (automatisch minus manuell) für die Daten aller Klimareferenzstationen. Die blaue Kurve zeigt die zugehörige angepasste Normalverteilung; die rosafarbene Kurve zeigt die entsprechende Verteilung mit einem Mittelwert Null.

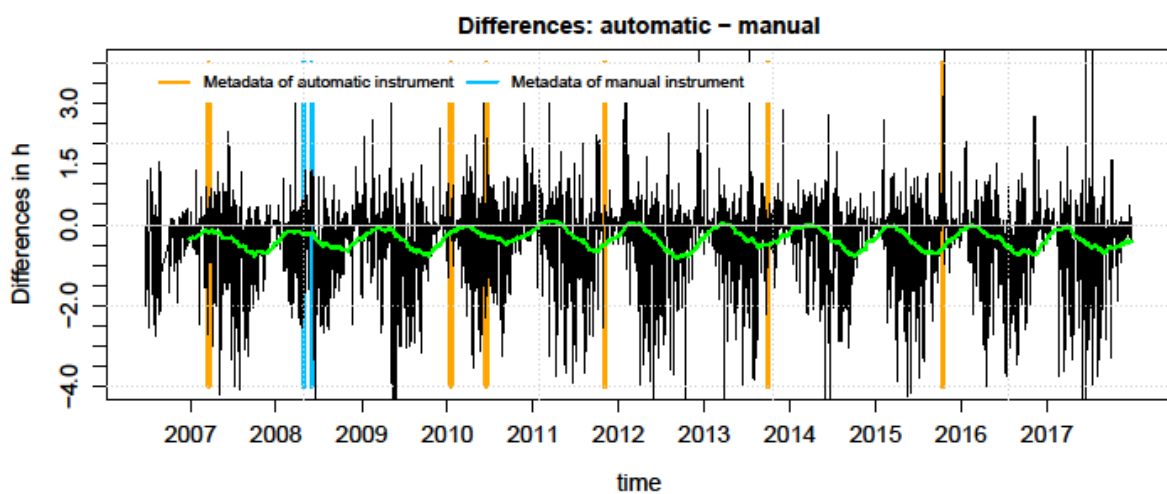


Abbildung 5.2: Zeitreihe der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer (automatische minus manuelle Beobachtungen) in Stunden der Station Schleswig. Die grüne Linie zeigt das gleitende Mittel über je 150 Werte. Die vertikalen Linien markieren die Zeitpunkte von Instrumentenwechselln.

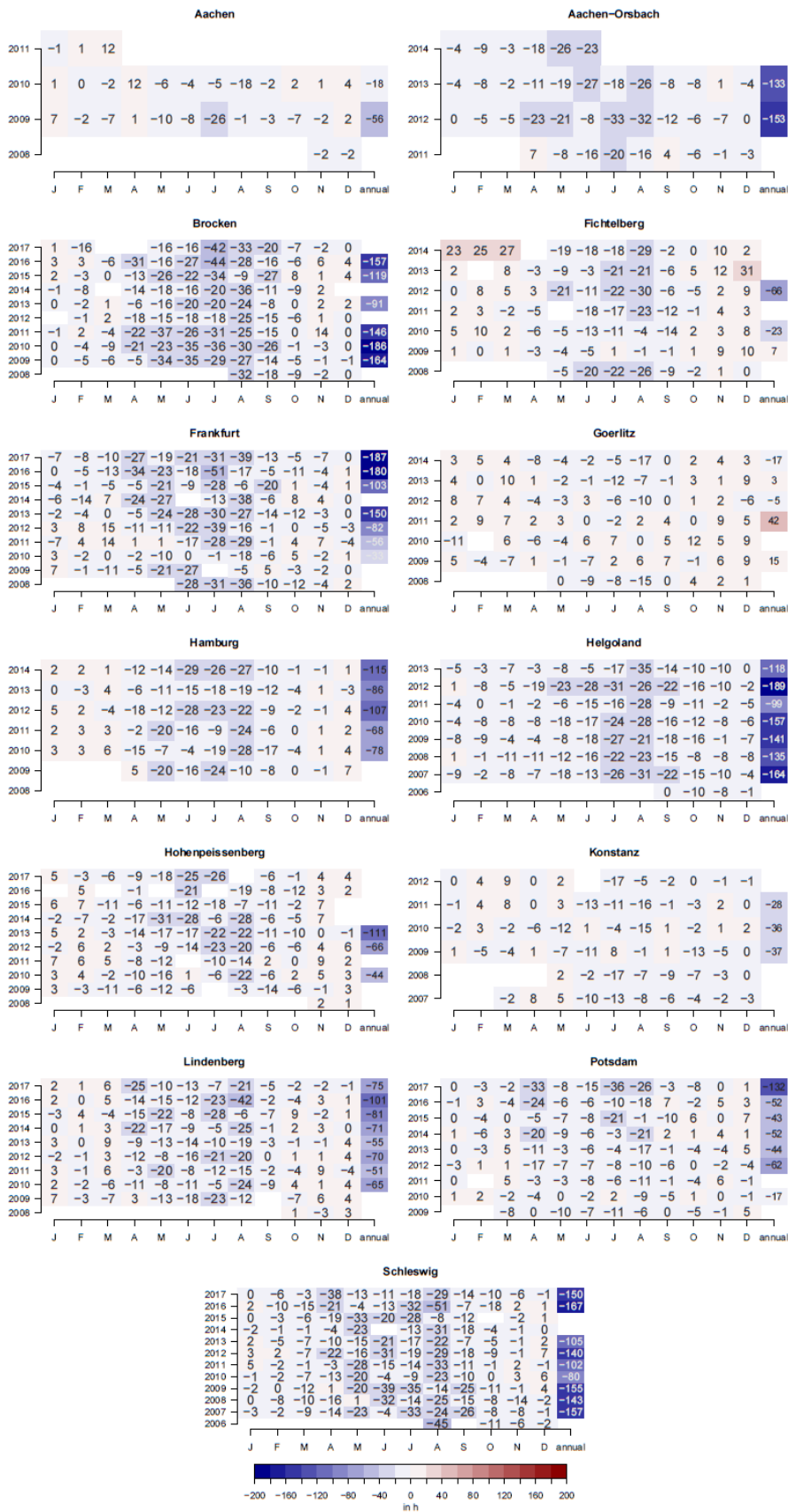


Abbildung 5.3: Monatliche und jährliche Differenzen zwischen automatischer und manueller Messung in Stunden für die verschiedenen Klimareferenzstationen.

5.2.1 Homogenisierung der Zeitreihen der täglichen Sonnenscheindauer

Um Brüche in den Zeitreihen der Sonnenscheindauer beim Wechsel zu den automatisierten Messungen zu vermeiden, wird eine Homogenisierung der Daten mithilfe von Messgrößen angestrebt, die als sogenannte Prädiktoren systematische Unterschiede der Messgrößen durch eine Regressionsgleichung erklären können. Da für die historischen Daten bestimmte Prädiktoren nicht rekonstruierbar sind, muss der eigentlich präzisere automatische Messwert an die tendenziell fehleranfällige manuelle Messung angepasst werden.

Die täglichen Differenzen der Sonnenscheindauer weisen eine hohe Korrelation zur Anzahl an Wechseln zwischen bewölkten und wolkenfreien Abschnitten auf (Abbildung 5.4). Die Korrelation zur Tageslänge ist ebenfalls hoch. Diese beiden Größen werden zusammen mit der automatischen Messung der Sonnenscheindauer verwendet, um den manuellen Messwert mithilfe des folgenden linearen Regressionsmodells abzuschätzen:

$$sun_{auto,adapted} = 0.95 \cdot sun_{auto} + 0.032 \cdot change_{sun\ cloud} + 0.011 \cdot day_{length} - 0.22$$

Die Anzahl zwischen sonnigen und bewölkten Abschnitten wird auf Basis der automatischen Messung bestimmt. Bei Änderung des Messwertes der automatischen Messung der Sonnenscheindauer von einem 10-Min-Wert zum nächsten wird ein Wechsel registriert. Abbildung 5.5 zeigt die Veränderung der Verteilung, wenn die Messwerte mithilfe der Regressionsbeziehung angepasst werden, wobei die Tageslänge in Stunden verwendet wird. Nach Anpassung der automatischen Messdaten sind die Verteilungen der Daten beider Messverfahren deutlich ähnlicher als zuvor.

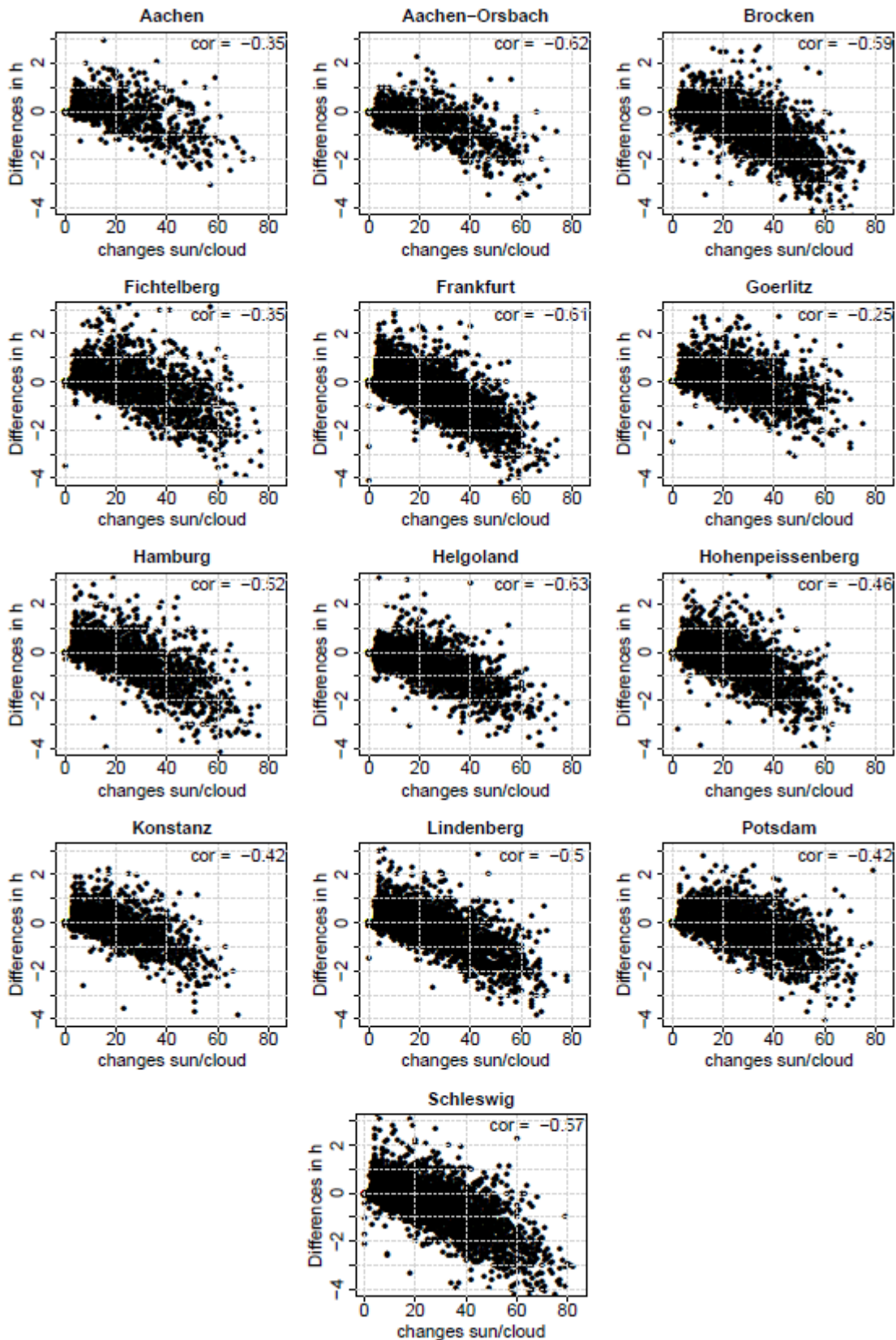


Abbildung 5.4: Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer in Stunden aufgetragen gegen die Anzahl täglicher Wechsel zwischen sonnigen und bewölkten Abschnitten für die Klimareferenzstationen und zugehörige Korrelationskoeffizienten nach 'Spearman'.

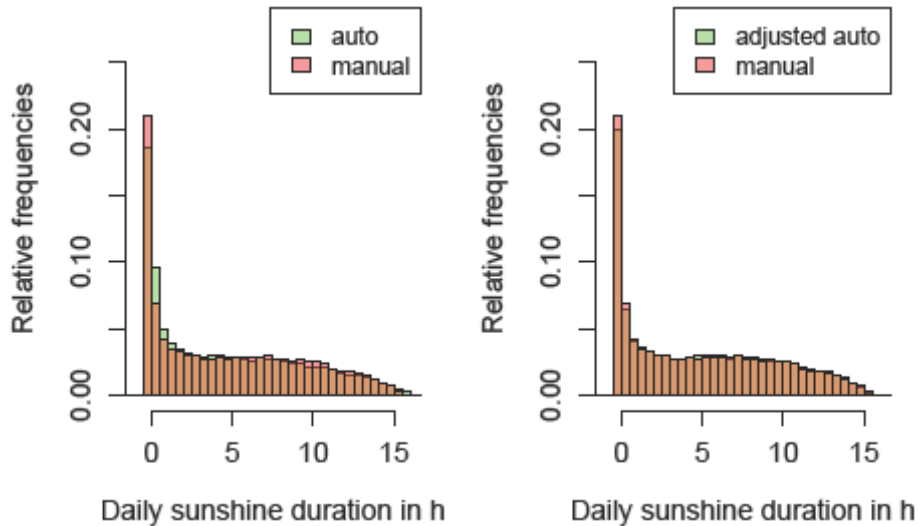


Abbildung 5.5: Histogramme der manuellen (rot) und automatischen (grün) Messungen. Auf der linken Seite sind die Rohdaten, auf der rechten Seite die auf Basis des linearen Regressionsmodells angepassten automatischen Daten dargestellt.

5.2.2 Kreuzvalidierung

Um die Robustheit des Modells zu testen, wurde eine Kreuzvalidierung durchgeführt. Dafür wurden die Regressionsparameter für verschiedene Kombinationen von Stationen (durch Nichtberücksichtigung jeweils einer Station) berechnet (siehe Abbildung 5.6). Die Regressionsparameter ändern sich dabei kaum.

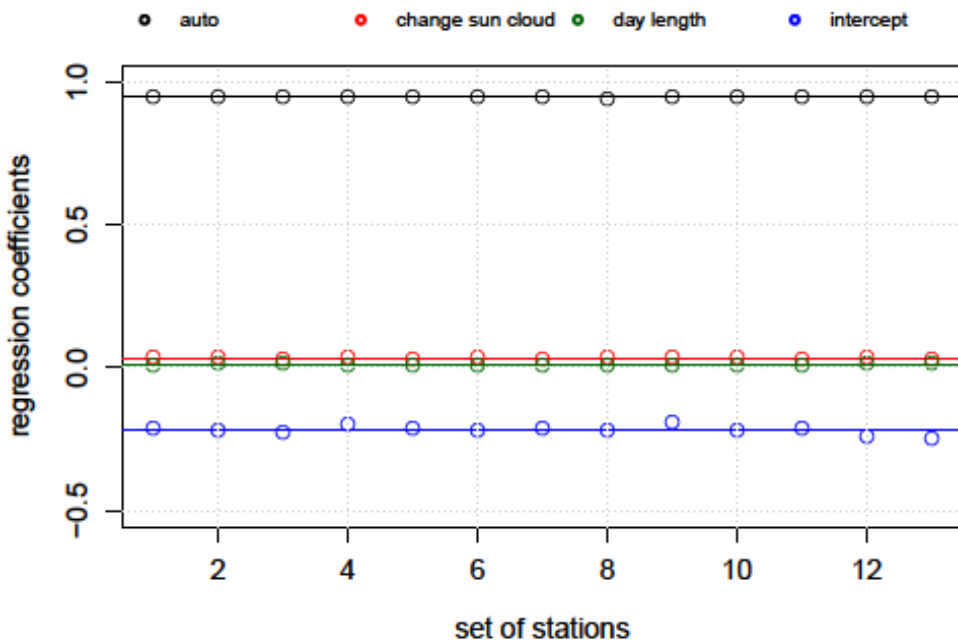


Abbildung 5.6: Regressionsparameter für verschiedene Kombinationen von Stationen (Punkte) und bei Verwendung aller KRS (Linie).

5.2.3 Ergebnisse

Der Jahresgang der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer ist durch die Anpassung der automatischen Messung stark reduziert (Abbildung 5.7 und Abbildung 5.8). Nur an der Station Görlitz wurde eine Verschlechterung durch Nutzung des Regressionsmodells festgestellt. An dieser Station ist unter Verwendung der Rohdaten kaum ein Jahresgang in den Differenzen zwischen automatischer und manueller Messung erkennbar, nach Anpassung zeigt sich ein Jahresgang mit positiven Abweichungen der automatischen Messungen im Sommer. Die Ursache für dieses Verhalten an der Station Görlitz (konträr zu allen anderen KRS) konnte nicht identifiziert werden.

Das Histogramm der Differenzen ist nach der Anpassung deutlich symmetrischer, mit einem Mittelwert nahe Null und einer verringerten Standardabweichung (Abbildung 5.9).

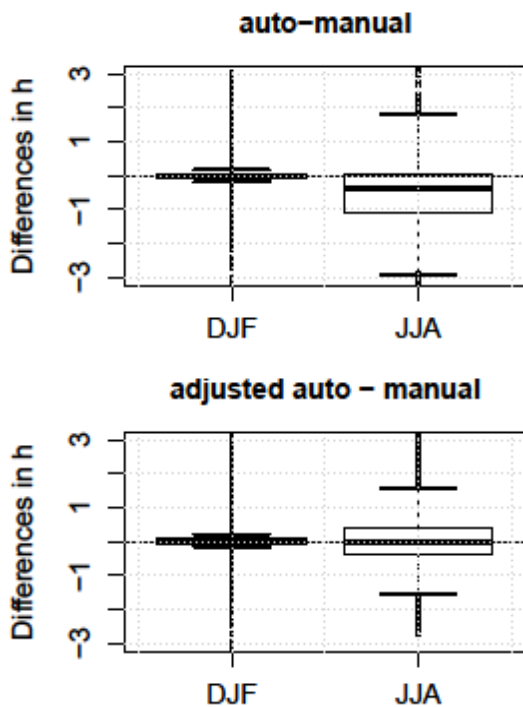


Abbildung 5.7: Boxplot der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer zwischen automatischer und manueller Messung aus den Daten aller Klimareferenzstationen; links: für Wintermonate; rechts: für Sommermonate. Die obere Abbildung zeigt die Rohdaten, die untere zeigt die Daten mit Anpassung der automatischen Daten an die manuellen mittels Regressionsansatz.

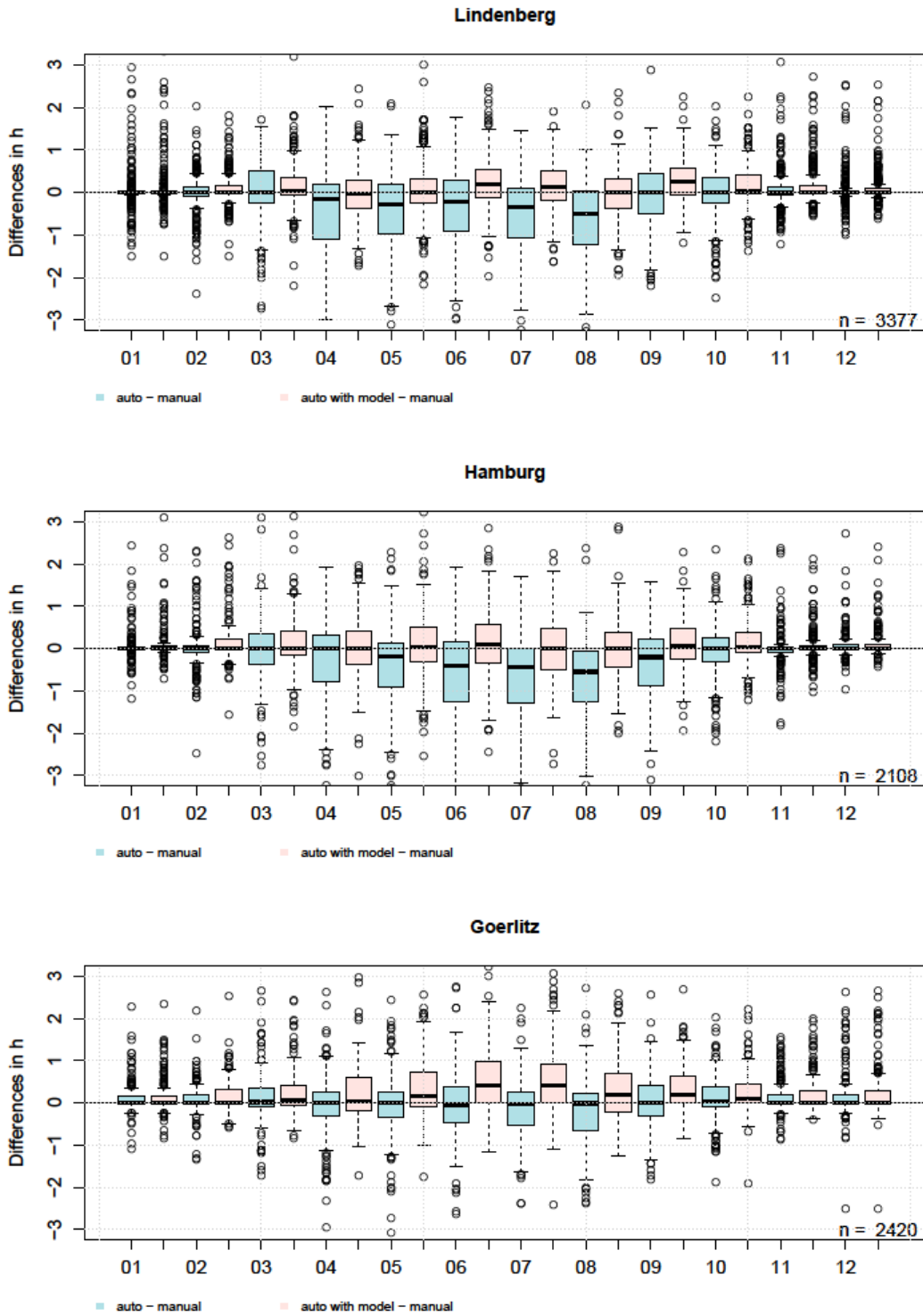


Abbildung 5.8: Boxplot der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer zwischen automatischer und manueller Messung in Stunden unterteilt nach Monaten für die Stationen Lindenberg (oben), Hamburg (Mitte) und Görlitz (unten). Die Rohdaten sind durch blaue Boxen, die angepassten Daten durch rosafarbene Boxen repräsentiert.

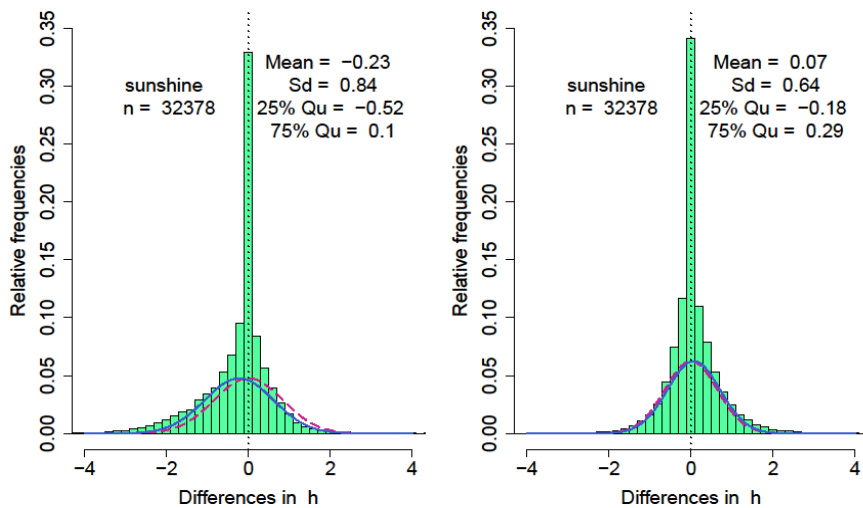


Abbildung 5.9: Relative Häufigkeit der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer (automatisch minus manuell) für die Daten aller Klimareferenzstationen. Die blaue Kurve zeigt die zugehörige angepasste Normalverteilung; die rosafarbene Kurve zeigt die entsprechende Verteilung mit einem Mittelwert Null. Links: für Rohdaten; rechts: unter Verwendung der angepassten automatischen Daten.

5.3 Vergleich der Stundenwerte zwischen automatischer und manueller Messung

In diesem Abschnitt werden manuelle Stundensummen der Sonnenscheindauer mit den Summen aus der automatischen Messung verglichen. Die Auflösung der manuellen Messung beträgt sechs Minuten bzw. umgerechnet 0,1 Stunden. Demgegenüber bieten die automatischen Messungen eine Auflösung bis 0,001 Stunden.

Abbildung 5.10 (oben) zeigt die Statistik der Differenzen der Stundenwerte der Sonnenscheindauer (automatisch minus manuell) als Boxplot in Abhängigkeit des Monats für den Fall, dass alle Stundenwerte zwischen Sonnenaufgang und Sonnenuntergang berücksichtigt werden. Werden nur Stundenwerte mit Sonnenscheindauer > 0 (manuell gemessen) berücksichtigt, ergibt sich eine etwas veränderte Statistik (Abbildung 5.10 unten). Die Ergebnisse sind konsistent mit den Beobachtungen für die Tagessummen: vor allem in den Sommermonaten besteht eine Tendenz zur Überschätzung der Sonnenscheindauer bei der manuellen Messung.

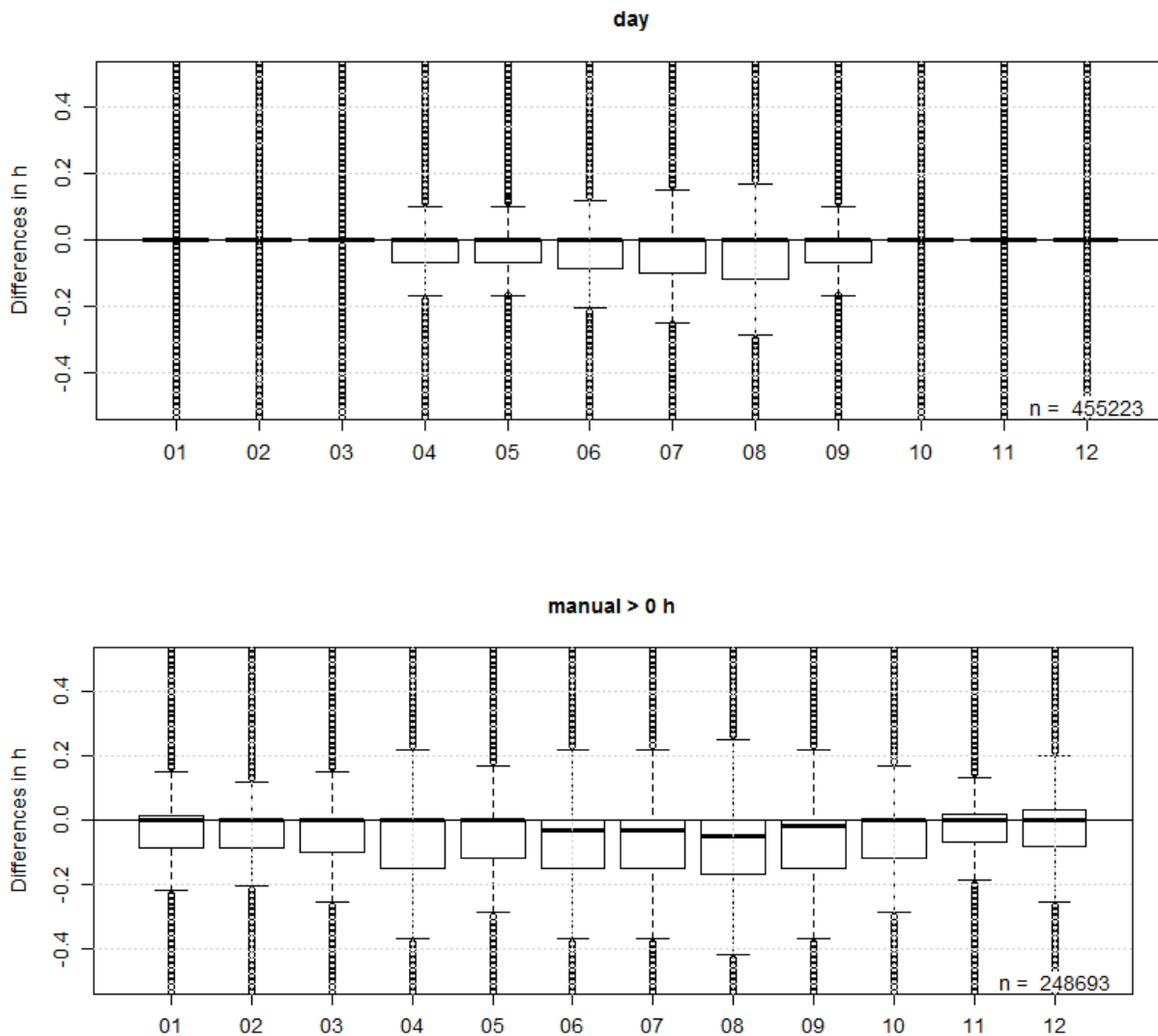
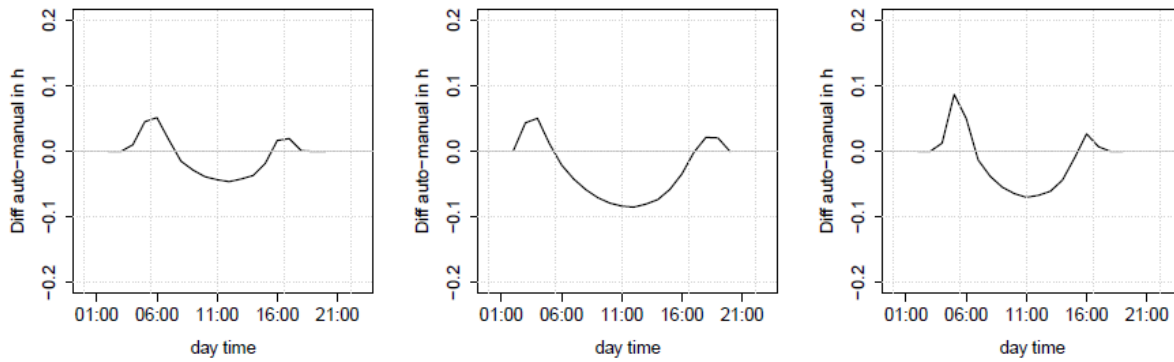


Abbildung 5.10: Differenzen der stündlichen Sonnenscheindauer (automatische minus manuelle Messung) an allen Klimareferenzstationen unterteilt nach Monaten. Oben: Berücksichtigung aller Tagesstunden (mit potenziell möglichem Sonnenschein). Unten: Berücksichtigung nur derjenigen Stundenwerte mit tatsächlich gemessenem Sonnenschein (manuelle Messung größer 0 h).

5.3.1 Mittlere Tagesgänge der Differenzen

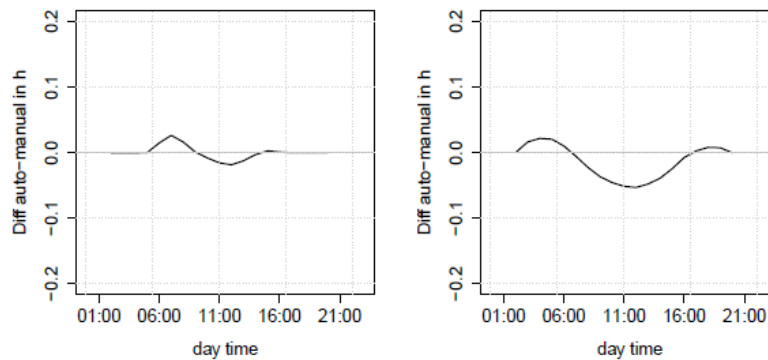
Mithilfe der stündlichen Sonnenschein-Daten können mittlere Tagesgänge der Differenzen zwischen automatischen und manuellen Messungen berechnet werden (siehe Abbildung 5.11). Dargestellt sind Tagesgänge auf Basis aller Stationsdaten für einzelne Jahreszeiten und das Gesamtjahr. In allen Jahreszeiten finden sich ein positiver Peak der Differenzen am Vormittag kurz nach Sonnenaufgang und ein zweiter am Nachmittag/Abend kurz vor Sonnenuntergang. Zwischen beiden Peaks zeigen die Kurven negative Werte mit einem Minimum um die Mittagszeit herum. Im Winter fallen die Kurven aufgrund der statistisch deutlich geringeren Anzahl an Sonnenstunden flacher aus. Die Daten bestätigen die Ausführungen in Abschnitt 5.1.1. Unter sehr niedrigen Höhenwinkeln der Sonne kommt es zur Unterschätzung, bei höheren Einstrahlungswinkeln und häufigem Wechsel der Bewölkung zur Überschätzung der Sonnenscheindauer durch das manuelle Messverfahren.



(a) Frühling

(b) Sommer

(c) Herbst



(d) Winter

(e) Gesamtjahr

Abbildung 5.11: Mittlere Tagesgänge der Differenzen der stündlichen Sonnenscheindauer zwischen automatischer und manueller Messung in h, gemittelt über alle Stationswerte der KRS. (a)-(d): aufgeteilt nach Jahreszeiten, (e): gemittelt über alle Jahreszeiten.

5.3.2 Abhängigkeit der stündlichen Differenzen zu Einstrahlungswinkeln und -stärke

Abbildung 5.12 zeigt die Abhängigkeit der stündlichen Differenzen der Sonnenscheindauer zu den Sonnenwinkeln (Höhenwinkel und Azimut). Tendenziell positive Differenzen (automatisch minus manuell) treten besonders bei geringen Höhenwinkeln und Sonnenpositionen Nord-Ost bzw. Nord-West auf. Eher negative Differenzen sind bei mittleren bis großen Höhenwinkeln und Sonnenpositionen im südlichen Halbkreis zwischen Ost nach West zu registrieren. Diese Ergebnisse sind konsistent mit den Beobachtungen in Abschnitt 5.3.1.

In Abbildung 5.13 ist die Abhängigkeit der stündlichen Differenzen der Sonnenscheindauer zur Stärke der solaren Strahlung (Globalstrahlung) gezeigt. Da die Globalstrahlung überwiegend eine Funktion des Höhenwinkels ist, zeigen sich ähnliche Abhängigkeiten der mittleren Differenzen wie in Abbildung 5.12 links.

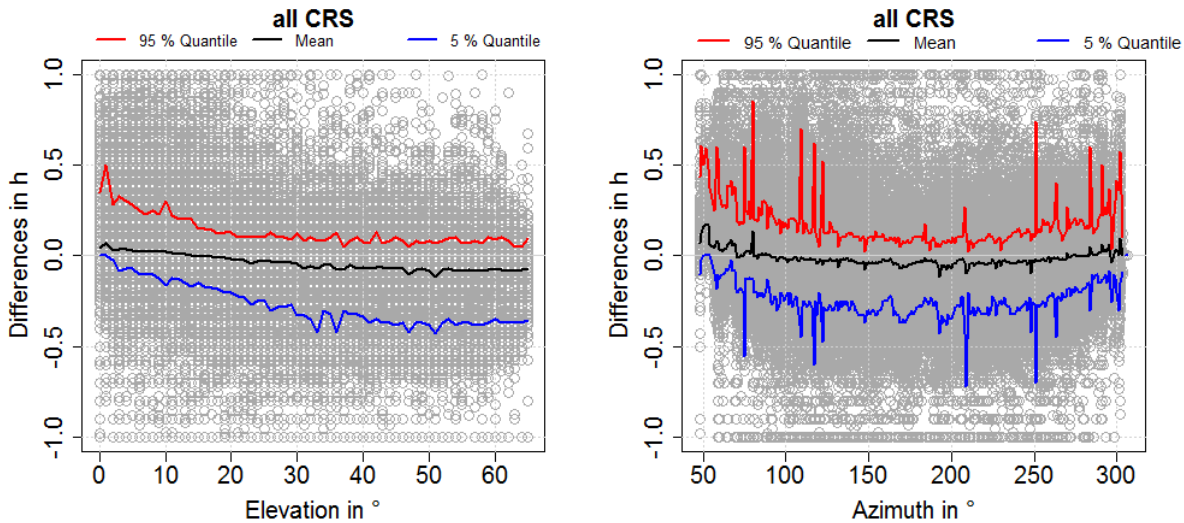


Abbildung 5.12: Differenzen der Sonnenscheindauer in Abhängigkeit zu Höhen- und Azimuthwinkel (bei positiven Höhenwinkeln).

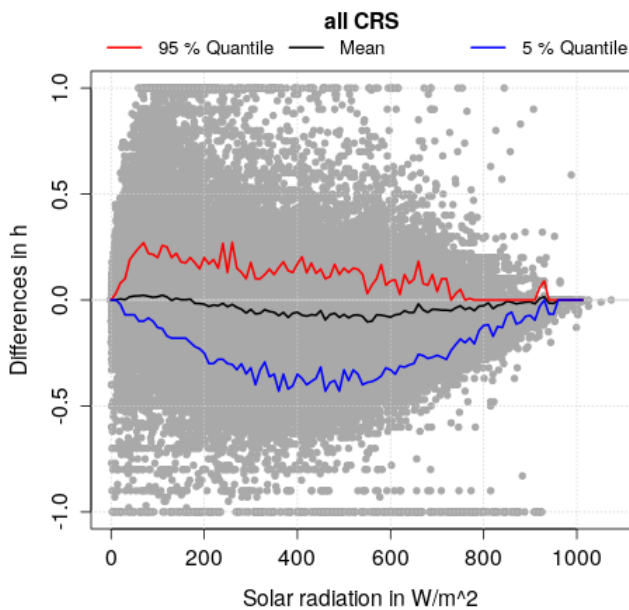


Abbildung 5.13: Differenzen der Sonnenscheindauer in Abhängigkeit zur solaren Strahlung.

5.4 Differenzen zwischen bodennaher Messung und Satellitenmessungen

Für die tägliche Sonnenscheindauer stellt das CM SAF (*Satellite Application Facility on Climate Monitoring*) ein entsprechendes Produkt bereit, das auf der Basis von halbstündigen Satellitenmessungen im sichtbaren Wellenlängenbereich berechnet wird. Aus diesem Datensatz wurde der nächstgelegene Gitterpunkt zu jeder Station ausgewählt (räumliche Auflösung $0,05^\circ \times 0,05^\circ$) und die Datenreihe dieses Gitterpunkts mit den Stationswerten der manuellen und automatischen Messungen verglichen. Im Mittel stimmen die satellitenbasierten Daten etwas besser mit den manuell gemessenen Daten überein als mit den automatischen, wie die Zeitreihendarstellung in Abbildung 5.14 für die Daten aus Lindenberg zeigt. Die Standardabweichung beim Vergleich mit dem Satellitenprodukt ist dabei aufgrund dessen hoher Unsicherheit recht hoch. In der Zeitreihe

zum Vergleich manuelle Messungen minus CM SAF Produkt ist ein Jahresgang erkennbar, in dem sich die tendenzielle Überschätzung der Sonnenstunden durch die manuellen Messungen widerspiegelt. Hingegen zeigen die Differenzen zwischen den automatischen Messungen und dem CM SAF Produkt keinen klaren Jahresgang.

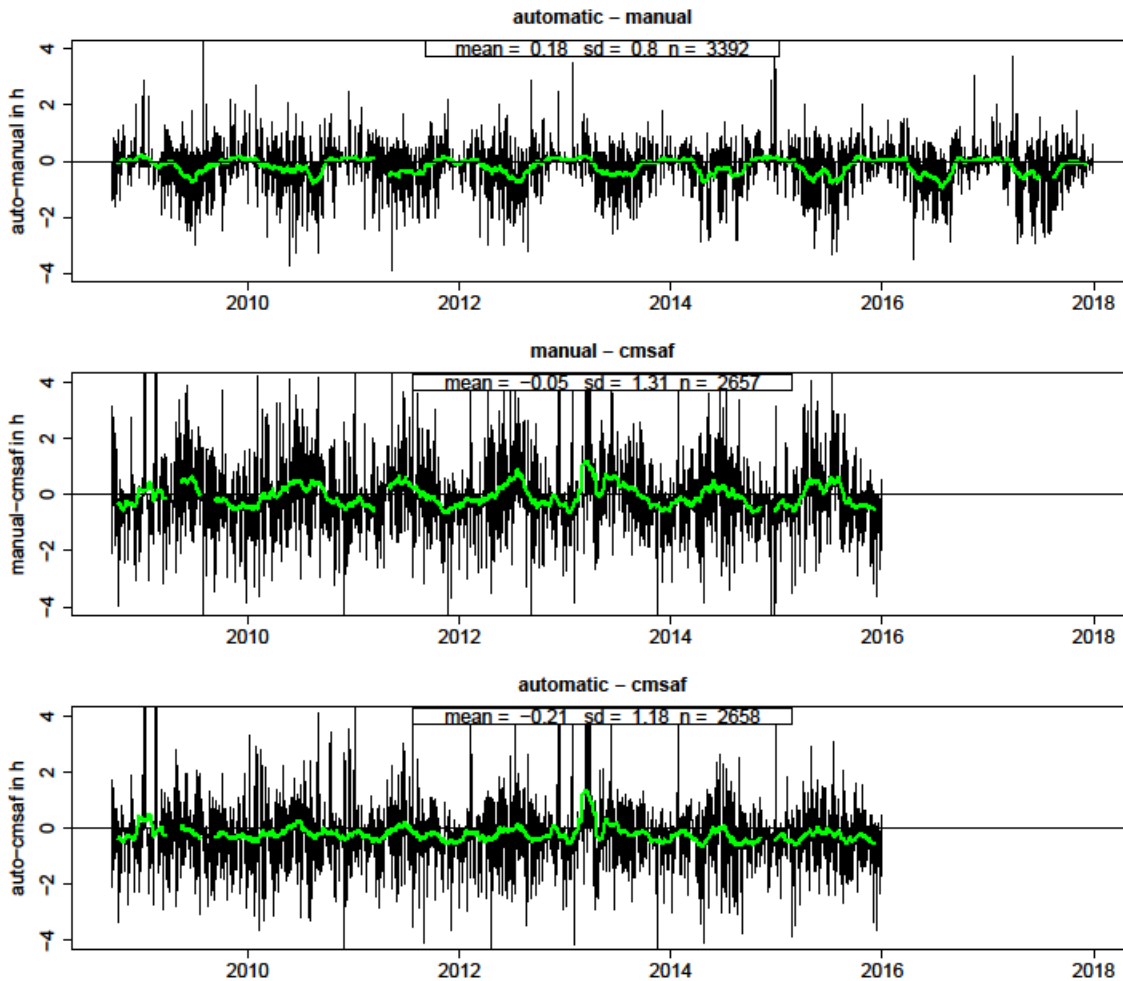


Abbildung 5.14: Zeitreihen der Differenzen der täglichen Sonnenscheindauer in Lindenberg für die Vergleiche automatisch minus manuell (oben), manuell minus Satellitenmessung (Mitte) sowie automatisch minus Satellitenmessung (unten). Das gleitende Mittel über 50 Tage ist jeweils als grüne Linie dargestellt.

Luftdruck - Zusammenfassung

Vergleich manuelle gegen automatische Messung

Im Mittel sind die Luftdruckdifferenzen zwischen automatischer und manueller Messung gering. In den langen Zeitreihen der Luftdruckmessung ist daher kein Bruch zu erwarten, der durch die Automatisierung verursacht wird.

Die Zeitreihen der Luftdruckdifferenzen weisen in bestimmten Zeitabschnitten einen Offset zwischen der manuellen und automatischen Messung auf (siehe z. B. Station Brocken, Abb. VIII). Diese Unterschiede werden teilweise durch einen „Korrekturwert“ in der AMDA verursacht, der von den Wartungstechnikern an den Stationen eingegeben werden kann. Im Sinne der Datentransparenz werden solche Korrekturen zukünftig nicht mehr verwendet.

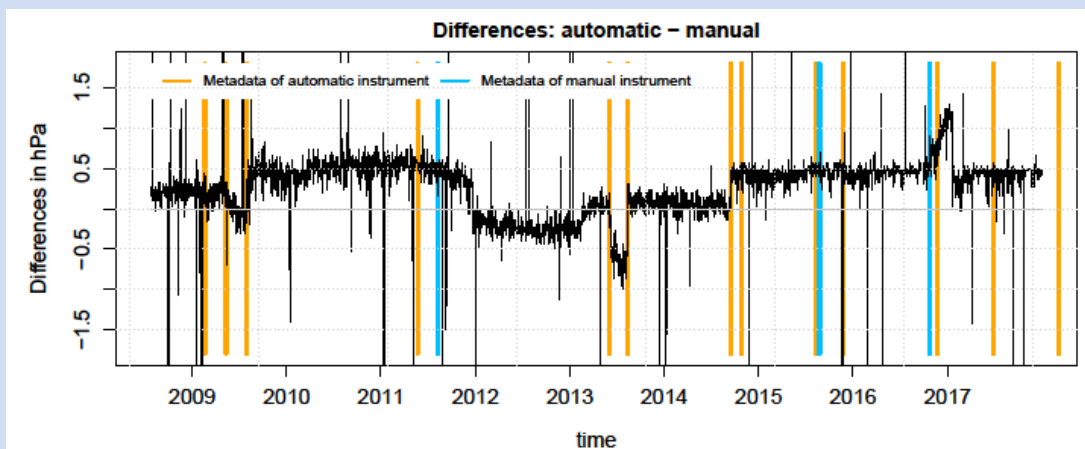


Abb. VIII: Zeitreihe der Differenzen zwischen automatischen und manuellen Luftdruckmessungen an der Station Brocken. Die vertikalen Linien zeigen die Zeitpunkte von Metadateninformationen zu den automatischen (orange) und manuellen (blau) Instrumenten.

6 Luftdruck

In Kapitel 6 werden die Messinstrumente für die Luftdruckmessung erläutert und die Differenzen zwischen automatischer und manueller Messung untersucht.

6.1 Messungen

6.1.1 Manuelle Messung

Das Stationsbarometer besteht aus einem Rohr, das mit Quecksilber gefüllt ist. Das untere Ende taucht in ein zur Luft hin offenes Vorratsgefäß, das obere Ende des Glasrohrs ist verschlossen und evakuiert. Der Luftdruck auf das offene Vorratsgefäß führt zu einem Anstieg der Quecksilbersäule, bis sich ein Gleichgewicht durch die entgegenwirkende Gewichtskraft der Flüssigkeitssäule einstellt. Die Genauigkeit der Luftdruckbestimmung mit diesem Instrument liegt bei $\pm 0,3$ hPa mit einer Ablesegenauigkeit von 0,1 hPa. Zusätzlich wird der Temperatureinfluss auf die Luftdruckmessung korrigiert (Löffler, 2012).

6.1.2 Automatische Messung

Die modernen Digitalbarometer PTB-330 oder PTB-220 (früher auch AIR-DB) messen den Luftdruck mittels Kapazitätsänderung (durch Verformung) eines Kondensators. Die Gesamtunsicherheit liegt für das modernste Instrument PTB-330 nach Justierung in den DWD-Labors bei $\pm 0,1$ hPa.

6.1.3 Fehlerquellen

Bei der Luftdruckmessung muss darauf geachtet werden, dass kein Staudruck durch Wind entsteht. Deshalb sollte die Druckmessung nicht in ventilierten Räumen stattfinden. Beim Stationsbarometer muss darauf geachtet werden, dass das obere Ende des Rohrs keine Luftblasen enthält und das Quecksilber rein ist (Löffler, 2012). Zusätzliche Unsicherheitsquellen sind das Driften (in den ersten Jahren bis 0,1 hPa, danach deutlich abnehmend; persönliche Kommunikation mit Holger Dörschel, DWD) und Nichtlinearitäten (durch Justierung weitgehend korrigiert).

6.2 Vergleichbarkeit der Messsysteme an Terminwerten

Die Häufigkeitsverteilung der Luftdruckdifferenzen (automatisch minus manuell) an den Terminwerten (Abbildung 6.3 links, Daten aller KRS) weist einen Mittelwert nahe Null und eine Standardabweichung von 0,23 hPa auf. Bei der Ausreißerprüfung (4-fache Pseudo-Standardabweichung der Differenzen) fallen einige sehr große Differenzen auf, die vermutlich auf Eingabefehler der manuellen Messung zurückzuführen sind. In den Differenzen-Zeitreihen einiger Stationen erkennt man deutliche, zum Teil mehrfach auftretende Brüche (siehe z. B. Brocken in Abbildung 6.1), die durch einen Sensortausch oder durch geänderte Korrekturwerte auf der AMDA verursacht werden. Solche Korrekturwerte sollen zukünftig im Sinne einer höheren Datentransparenz nicht mehr vergeben werden. Die Größenordnung der Brüche (ermittelt aus den Differenzen-Zeitreihen aller Klimareferenzstationen) liegt zwischen 0,02 und 0,7 hPa (Abbildung 6.2).

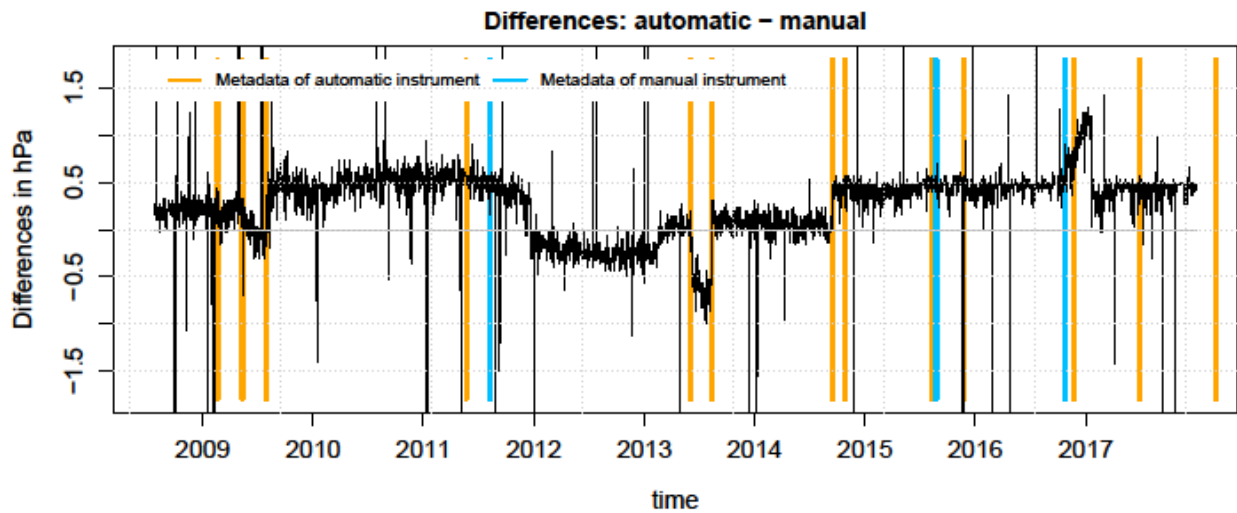


Abbildung 6.1: Zeitreihe der Differenzen zwischen automatischen und manuellen Luftdruckmessungen an der Station Brocken. Die vertikalen Linien zeigen die Zeitpunkte von Metadateninformationen zu den automatischen (orange) und manuellen Instrumenten (blau).

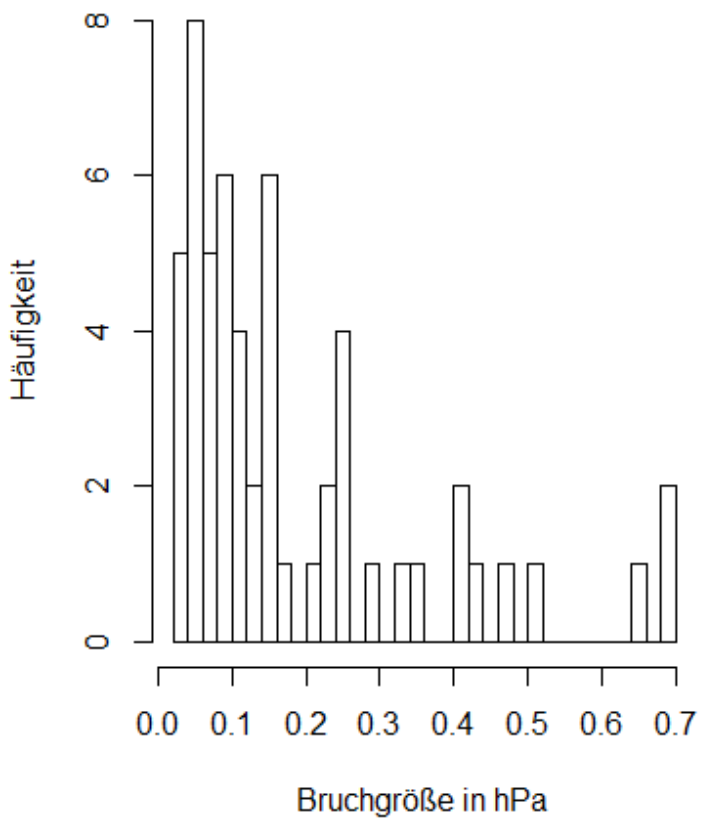


Abbildung 6.2: Histogramm der Bruchgrößen für den Parameter Luftdruck (detektiert von einem statistischen Verfahren) aller KRS.

6.3 Vergleichbarkeit der Tagesmittel

Es wurden Tagesmittel des Luftdrucks gemäß der traditionellen Berechnungsvorschrift für die manuellen und automatischen Messungen ermittelt und die Differenzen gebildet. An den Beobachtungsterminen findet man für den Vergleich automatisch minus manuell über die Daten aller KRS einen Mittelwert von 0,04 hPa und eine Standardabweichung von 0,23 hPa (siehe Histogramm in Abbildung 6.3, links). Ein Bruch in den Zeitreihen des Luftdrucks ist demnach durch die Umstellung des Messsystems nicht zu erwarten. Bei Verwendung unterschiedlicher Mittelwertberechnungen (traditionell für die manuellen bzw. aus Stundenwerten für die automatischen Messungen), nimmt die Übereinstimmung etwas ab (Mittelwert 0,02 hPa, Standardabweichung 0,34 hPa).

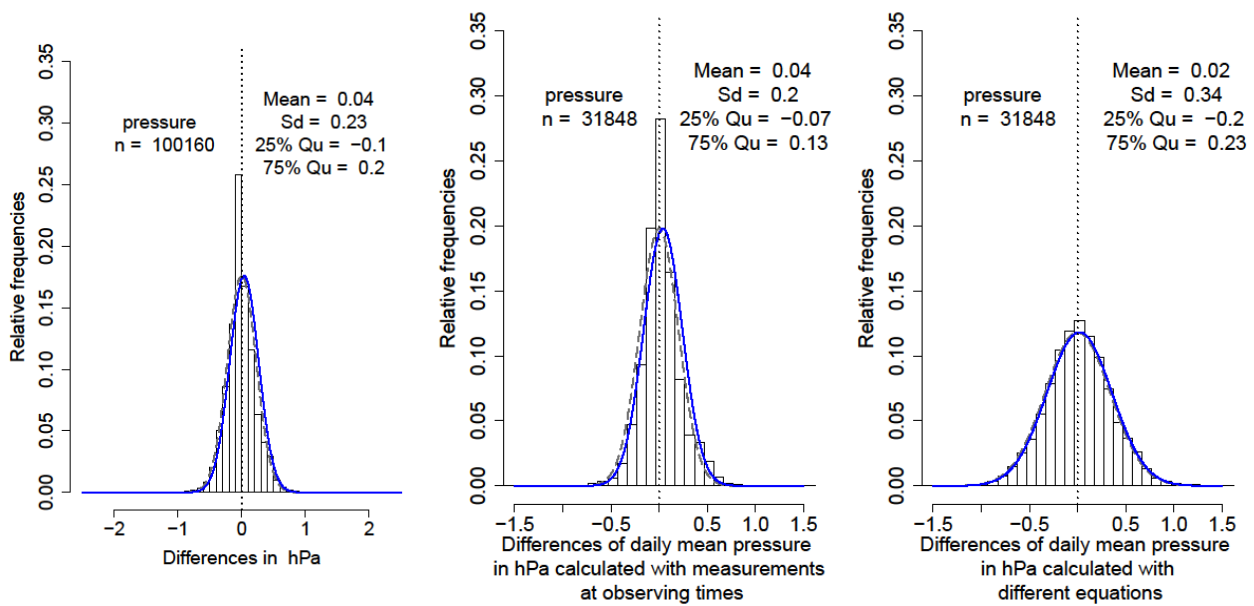


Abbildung 6.3: Relative Häufigkeit der Luftdruck-Differenzen an Beobachtungsterminen (links) und des mittleren Tagesluftdrucks berechnet über die traditionelle Formel (Mitte) und berechnet nach unterschiedlichen Formeln (siehe Text, rechts). Die blaue Kurve zeigt die zugehörige angepasste Normalverteilung; die gestrichelte Kurve zeigt die entsprechende Verteilung mit einem Mittelwert Null.

Erbodentemperatur - Zusammenfassung

Vergleich automatische und manuelle Messung

Die Differenzen der Erdbodentemperatur zwischen automatischen und manuellen Messungen sind zum Teil erheblich, besonders in den oberen Bodenschichten. Vermutlich werden diese Differenzen durch die unterschiedlichen Bodenbeschaffenheiten verursacht. Jedes Eingreifen in den Boden (durch das Einbringen der Thermometer) verändert potenziell dessen Eigenschaften. Diese Veränderungen können deutliche Brüche in den Zeitreihen verursachen.

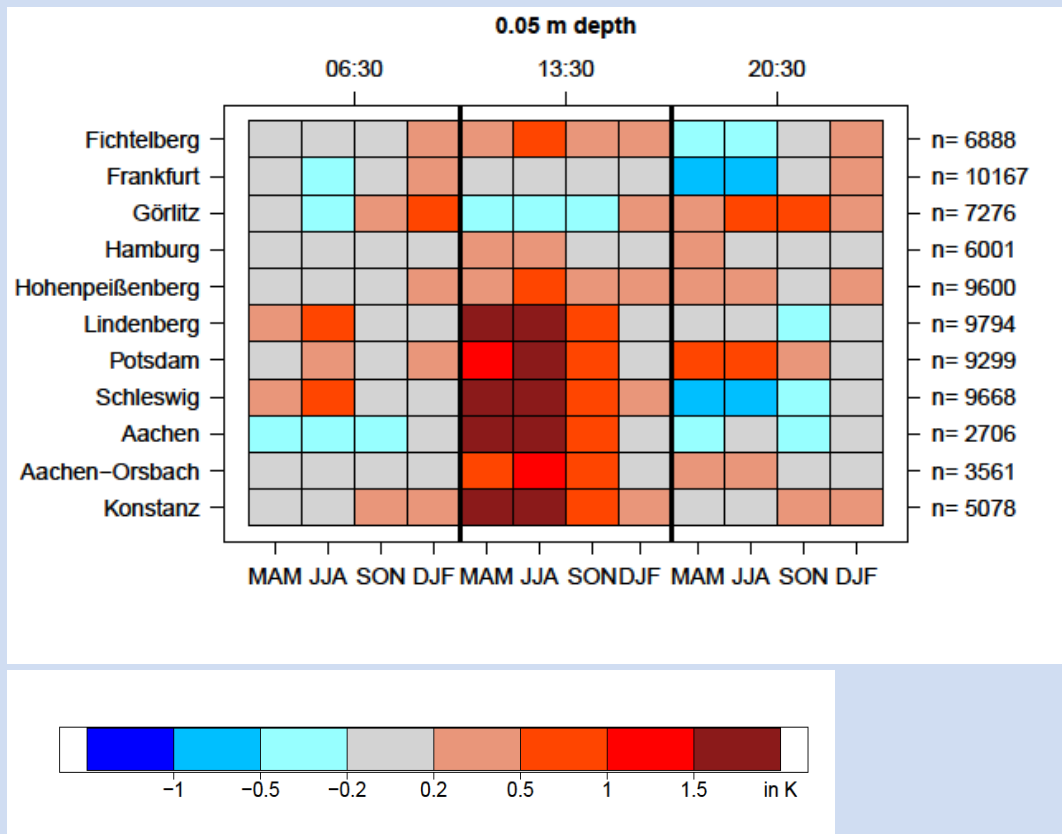


Abb. IX: Mittelwerte der Differenzen automatische minus manuelle Temperaturmessung in 5 cm Bodentiefe unterteilt nach Jahreszeiten, Beobachtungsterminen und Stationen.

7 Erdbodentemperatur

Kapitel 7 stellt die Messinstrumente der Erdbodentemperatur vor und beinhaltet die Analysen der Differenzen zwischen automatischer und manueller Messung in den unterschiedlichen Tiefen.

7.1 Messungen

7.1.1 Manuelle Messung

Die Erdbodentemperatur wird manuell in Tiefen von 5, 10, 20, 50 und 100 cm gemessen. Für die obersten drei Bodentiefen werden spezielle Quecksilberthermometer (so genannte Stockthermometer) verwendet, die nach außen ragen und nach oben hin leicht geneigt sind, um dem Beobachter das Ablesen zu ermöglichen. Die Thermometer für die untersten zwei Bodentiefen sind in den Erdboden eingelassen und werden zum Ablesen des Messwertes herausgezogen. Die hohe Trägheit der Thermometer verhindert dabei eine Änderung des Messwerts beim Herausziehen (Löffler, 2012).

7.1.2 Automatische Messung

Für die automatisierte Messung werden Pt-100-Sensoren genutzt, die an einem Edelstahlgerüst befestigt und in den Erdboden eingelassen sind (Löffler, 2012).

7.2 Vergleichbarkeit der Messsysteme

Die mittleren Differenzen zwischen automatischer und manueller Temperaturmessung sind in den Jahreszeiten hoher Sonneneinstrahlung in den oberen Bodenschichten meist positiv bei insgesamt hoher Variabilität. Im Winter findet man für diese Bodenschichten mittlere Differenzen nahe Null und eine verringerte Standardabweichung. Der Jahresgang der mittleren Temperaturdifferenzen ist, wie zu erwarten, in 5 cm Tiefe sehr stark ausgeprägt und nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Für die untersten Bodentiefen 50 und 100 cm sind an den meisten Stationen keine signifikanten Unterschiede zwischen den Daten der beiden Messverfahren zu finden.

Möglicherweise kann die höhere Trägheit der manuellen Thermometer die systematischen Differenzen erklären. Auch die gegenseitige Abschattung der manuellen Thermometer könnte einen Einfluss auf die Messergebnisse haben. Auf der anderen Seite könnte das Edelstahlgestell der automatischen Messung Wärme von oben nach unten leiten, falls dieses nicht komplett im Boden eingebracht ist und nach oben herausragt. Des Weiteren könnten geringe Abweichungen der Messtiefe insbesondere in den obersten Schichten zu signifikanten Temperaturabweichungen führen.

Der vermutlich größte potenzielle Einfluss besteht in der unterschiedlichen Beschaffenheit des Bodens. Durch das Einbringen der Thermometer in den Boden wird dessen Struktur verändert und dies kann zu veränderten Messwerten führen.

7.2.1 Aufteilung nach Terminwerten und Jahreszeiten

In diesem Abschnitt werden die Temperaturdifferenzen zwischen automatischer und manueller Messung jeweils getrennt nach den drei Beobachtungsterminen verglichen. Die zugehörigen Ergebnisse sind in Abbildung 7.1 dargestellt. Für die oberen Messtiefen von 5 und 10 cm zeigt sich ein Tagesgang vor allem im Frühjahr und Sommer, mit stationsübergreifend relativ geringen Abweichungen um 06:30 UTC, meist signifikant positiven Abweichungen (der automatischen Messung) um 13:30 UTC und leicht positiven Differenzen um 20:30 UTC (für 5 cm uneinheitlich). Für die Tiefe 20 cm finden sich im Frühjahr und Sommer leicht positive Abweichungen für den Abendtermin, aber stationsübergreifend keine signifikanten Unterschiede an den beiden anderen Terminen. Möglicherweise sind die beobachteten Differenzen in den Abendstunden in 10 und 20 cm im Zusammenhang als eine verzögerte Wärmeleitung der Mittagswärme in die tieferen Bodenschichten

zu interpretieren. In den beiden untersten Bodentiefen sind die Temperaturabweichungen ganzjährig sehr gering.

Einige Zeitreihen weisen deutliche Brüche in den Zeitreihen auf, die auf Änderungen des Messaufbaus oder der Bodenbeschaffenheit hindeuten. Im Falle der Station Lindenberg führte die Verlegung des Bodenmessfelds um wenige Meter zu solchen Änderungen in den jahreszeitlichen Mustern.

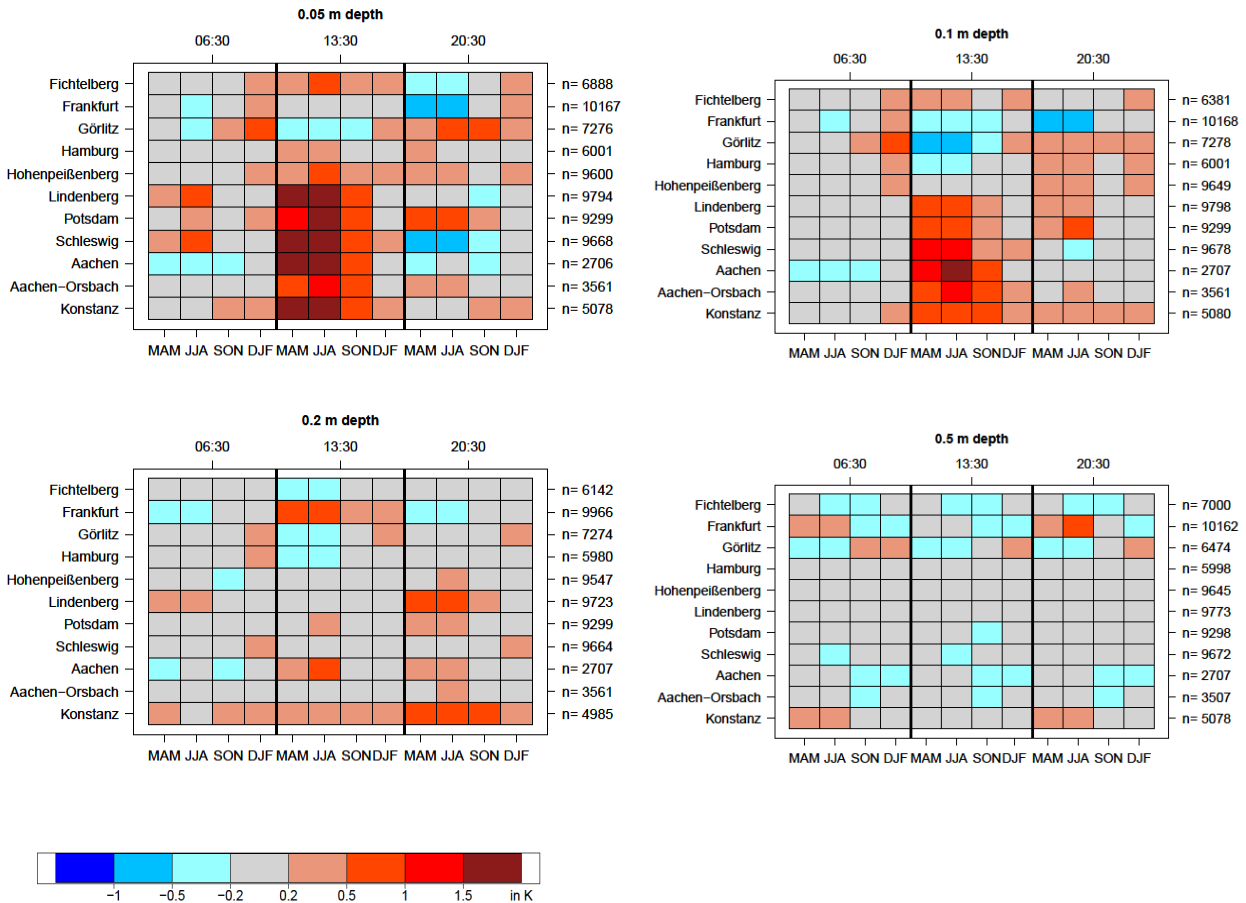


Abbildung 7.1: Mittelwerte der Erdbodentemperaturdifferenzen (automatische minus manuelle Messung) in unterschiedlichen Tiefen unterteilt nach Jahreszeiten, Beobachtungsterminen und Stationen.

8 Zusammenfassung der Ergebnisse

An Klimareferenzstationen finden Parallelmessungen durch historische und operationelle Messgeräte statt. Mithilfe dieser Messungen sollen die Vergleichbarkeit der Messungen untersucht, die Messunsicherheit abgeschätzt und gegebenenfalls Methoden zur Homogenisierung der Messreihen entwickelt werden. Für diese Untersuchungen wurden folgende besonders wichtige Klimaelemente ausgewählt: Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, Niederschlagssumme, Sonnenscheindauer, Luftdruck und Erdbodentemperatur. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden in diesem Projektbericht für die einzelnen Klimavariablen dargelegt.

In Hinblick auf die Homogenität langer Messreihen lässt sich zusammenfassend sagen, dass für die Messungen der Lufttemperatur (Ausnahme Tagesextrema), des Luftdruckes und der relative Feuchte keine Inhomogenitäten aufgrund der Automatisierung zu erwarten sind. Bei den täglichen Temperaturminima und –maxima wurden leichte Änderungen vor allem in den Sommermonaten, hauptsächlich infolge des Wechsels der Strahlungsschutzhütte, festgestellt. Aufgrund der höheren Trägheit der Englischen Hütte (im Vergleich zur LAM-630), die durch den Aufbau ihrer Lamellen und ihres großen Luftvolumens stark von der Umgebungsluft abgeschottet ist, gleichen sich die Temperaturen in ihrem Inneren relativ langsam an die Umgebung an, so dass negative oder positive Temperaturspitzen nicht vollständig erfasst werden. Bei der Sonnenscheindauer wurden Unterschiede festgestellt, die auf das veränderte Messprinzip zurückzuführen sind. Mithilfe eines linearen Regressionsmodells können die Reihen jedoch homogenisiert werden. Bei den Messungen der Niederschlagshöhe konnte eine geringe, jedoch systematische Unterschätzung starker Niederschlagsereignisse des automatischen Messgeräts PLUVIO im Vergleich zum manuellen Hellmann festgestellt werden. Für das aktuell operationelle automatische Messgerät Rain[e] zeigte sich für flüssigen Niederschlag eine gute Übereinstimmung zu den manuellen Hellmann-Messungen (innerhalb der definierten Toleranzbereiche), jedoch bei festem Niederschlag eine starke Unterschätzung der Niederschlagsmenge gegenüber der manuellen Referenz. Durch Verwendung eines Windschutzes am Rain[e] kann dieser Fehler verringert werden.

In Zukunft sollen an den Klimareferenzstationen die Parallelmessungen von automatischen Messgeräten verschiedener Bauart fortgeführt werden. Diese sollen bei der Neueinführung von Sensorik dazu dienen, die Homogenität der Messreihen zu untersuchen und gegebenenfalls mit geeigneten Korrekturansätzen sicherzustellen, sowie um die Unsicherheit der Messwerte abzuschätzen. Zu den zu untersuchenden Messgrößen gehört demnächst auch die Windgeschwindigkeit. Parallelmessungen zwischen Schalenkreuz- und Ultraschallanemometer beginnen aktuell an den Stationen Brocken und Hohenpeißenberg.

Danksagung

Wir möchten uns herzlich bei unseren Kolleginnen und Kollegen des technischen Bereichs des DWD für hilfreiche Diskussionen und Unterstützungen bei der Umsetzung von zusätzlichen Experimenten und für die Datenbereitstellung bedanken. Außerdem wollen wir uns bedanken bei den Kolleginnen und Kollegen an den Observatorien Lindenberg und Hohenpeißenberg, sowie der nationalen Klimaüberwachung. Die Ausführung dieses Projektes wäre ohne die Zusammenarbeit aller nicht möglich gewesen. Vielen Dank!

Literaturverzeichnis

- AUGTER, G., 2013: Vergleich der Referenzmessungen des Deutschen Wetterdienstes mit automatisch gewonnenen Messwerten. Hrsg.: Deutscher Wetterdienst, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **238**.
- BIDER, M., 1958: Über die Genauigkeit der Registrierungen des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B* **9**, 199-230.
- BRANDSMA, T., VAN DER MEULEN, J., 2008: Thermometer screen intercomparison in De Bilt (the Netherlands) - Part II: Description and modeling of mean temperature differences and extremes. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* **28**(3), 389-400.
- BURT, S., 2018a: A multi-year comparison between screened and aspirated air temperature measurements. Ext. abstract der WMO-Konferenz CIMO TECO 2018, Amsterdam. https://www.wmocimo.net/wp-content/uploads/P1_7_Burt_2018-10-WMO-TECO-Stephen-Burt-Thermometer-screens-extended-abstract.pdf (Abruf am 11.11.2020).
- BURT, S., 2018b: Can commercial PRTs meet WMO CIMO response time specifications? Präsentation im Rahmen der WMO-TECO-Konferenz 2018, Amsterdam. URL: https://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/documents/O1_7_Burt_Presentation.pdf (Abruf am 11.11.2020).
- CAMUFFO, D., DELLA VALLE, A., 2016: A summer temperature bias in early alcohol thermometers. *Climatic Change* **138**(3-4), 633-640.
- DE HAIJ, M.J., BIJMA, J.R., PROKSCH, N., 2014: (Too) hot or not? Field experiment with the KNMI thermometer screen. Präsentation auf der TECO-2014 Konferenz.
- DE PODESTA, M., BELL, S., UNDERWOOD, R., 2018: Air temperature sensors: dependence of radiative errors on sensor diameter in precision metrology and meteorology. *Metrologia* **55**(2), 229.
- DIN EN 60751, 2009-05: Industrielle Platin-Widerstandsthermometer u. Platin-Temperatursensoren (IEC 60751:2008).
- DIRKSEN, R. et al., 2014: Reference quality upper-air measurements: GRUAN data processing for the Vaisala RS92 radiosonde. *Atmospheric Measurement Techniques* **7**(12), 4463-4490.
- GUM, 2008: Evaluation of measurement data - Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement (GUM 2008). *Joint Committee for Guides in Metrology* **100**.
- HANNAK, L., FRIEDRICH, K., IMBERY, F., KASPAR, F., 2019: Comparison of manual and automatic daily sunshine duration measurements at German climate reference stations. *Adv. Sci. Res.* **16**, 175-183.
- HANNAK, L., FRIEDRICH, K., IMBERY, F., KASPAR, F., 2020: Analyzing the impact of automatization using parallel daily mean temperature series including breakpoint detection and homogenization. *International Journal of Climatology*, <https://doi.org/10.1002/joc.6597>.
- KASPAR, F., HANNAK, L., SCHREIBER, K.-J., 2016: Climate reference stations in Germany: Status, parallel measurements and homogeneity of temperature time series. *Adv. Sci. Res.* **13**, 163-171.
- LEGG, T., 2014: Comparison of daily sunshine duration recorded by Campbell–Stokes and Kipp and Zonen sensors. *Weather* **69**(10), 264-267.
- LÖFFLER, H., 2012: Meteorologische Bodenmesstechnik (vormals Instrumentenkunde). Hrsg.: Deutscher Wetterdienst, *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst* 3., vollst. neu bearb. Auflage.
- NITU, R. et al., 2018: WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment (SPICE) (2012 - 2015). *Instruments and Observing Methods*, Report No. **131**.
- RICHTER, D., 1995: Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Hrsg.: Deutscher Wetterdienst, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **194**.
- SEVRUK, B., KLEMM, S., 1989: Instruments and Observing Methods. Report 39. Catalogue of National Precipitation Gauges. World Meteorological Organization, Genève.
- SONNTAG, D., 1990: Import New Values of the Physical Constants of 1986, Vapour Pressure Formulations Based on the ITS-90, and Psychrometer Formulae. *Z. Meteorol.* **70**, 340.
- SONNTAG, D., BEHRENS, K., 1992: Ermittlung der Sonnenscheidadauer aus pyranometrisch gemessenen Bestrahlungsstärken der Global- und Himmelsstrahlung. Hrsg.: Deutscher Wetterdienst, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **181**.
- VAN DER MEULEN, J., BRANDSMA, T., 2008: Thermometer screen intercomparison in De Bilt (The Netherlands), Part I: Understanding the weather-dependent temperature differences. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* **28**(3), 371-387.
- WMO, 2014: WMO Guide to meteorological instruments and methods of observation. WMO-No. 8, Secretariat of the World Meteorological Organization.

Abkürzungsverzeichnis

AWS	Automatische Wetterstation
CM SAF	<i>Satellite Application Facility on Climate Monitoring</i>
DWD	Deutscher Wetterdienst
E.H.	Englische Hütte
FAR	<i>False Alarm Ratio</i>
KRS	Klimareferenzstationen
LAM	Strahlungsschutzhütte LAM 630
PC	<i>Proportion Correct</i>
POD	<i>Probability Of Detection</i>
PTB	Physikalisch-Technische Bundesanstalt
SDU	Standardunsicherheit
STEV	<i>Stevenson screen</i>
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>

Berichte des Deutschen Wetterdienstes

- Nr. 252 G. Mühlbacher, M. Koßmann, K. Sedlmeier und K. Winderlich:
Stadtklimatische Untersuchungen der sommerlichen Temperaturverhältnisse und des Tagesgangs des Regionalwindes („Alpines Pumpen“) in München
- Nr. 251 T. Winterrath, C. Brendel, M. Hafer, T. Junghänel, A. Klameth, E. Walawender, E. Weigl und A. Becker:
Erstellung einer radargestützten Niederschlagsklimatologie
- Nr. 250 C. Hinz:
Optische Erscheinungen und andere ungewöhnliche Wetterphänomene auf der Wetterwarte Fichtelberg
- Nr. 249 H. Noppel:
Modellbasierte Analyse des Stadtklimas als Grundlage für die Klimaanpassung am Beispiel von Wiesbaden und Mainz: Abschlussbericht zum Arbeitspaket 3 des Projekts KLIMPRAX Wiesbaden/Mainz - Stadtklima in der kommunalen Praxis
- Nr. 248 U. Sievers:
Das kleinskalige Strömungsmodell MUKLIMO_3. - Teil 2: Thermodynamische Erweiterungen
- Nr. 247 K. Trusilova und W. Riecke:
Klimauntersuchung für die Metropolregion Hamburg zur Entwicklung verschiedener meteorologischer Parameter bis zum Jahr 2050
- Nr. 246 S. Hänsel, A. Schucknecht, F. Böttcher, C. Bernhofer und J. Matschullat:
Niederschlagsveränderungen in Sachsen von 1901 bis 2100 - Starkniederschlags- und Trockenheitstrends
- Nr. 245 P. Winkler:
Untersuchung zu historischen und neuzeitlichen Dampfdruckmessungen am Observatorium Hohenpeißenberg
- Nr. 244 C. Brendel, E. Brisson, F. Heyner, E. Weigl und B. Ahrens:
Bestimmung des atmosphärischen Konvektionspotentials über Thüringen
- Nr. 243 K. Hoffmann, W. Bivour, B. Früh, M. Koßmann und P.-H. Voß:
Klimauntersuchungen in Jena für die Anpassung an den Klimawandel und seine erwarteten Folgen - ein Ergebnisbericht
- Nr. 242 C. Stein und G. Maliltz:
Das Hochwasser an Elbe und Donau im Juni 2013: Wetterentwicklung und Warnmanagement des DWD: Hydrometeorologische Rahmenbedingungen
- Nr. 241 A. Hoff, C. Drüe und H.-R. Sonnabend:
Messphysik und Datenverarbeitung der Verkehrsflugzeuge als meteorologische Sensorträger
- Nr. 240 U. Sievers:
Das kleinskalige Strömungsmodell MUKLIMO_3. - Teil 1: Theoretische Grundlagen, PC-Basisversion und Validierung
- Nr. 239 F. Herbert:
Die Erschließung der Rossby-Welle durch Lärmfilterung
- Nr. 238 G. Augter:
Vergleich der Referenzmessungen des Deutschen Wetterdienstes mit automatisch gewonnenen Messwerten
- Nr. 237 B. Früh, M. Koßmann und M. Roos:
Frankfurt am Main im Klimawandel: Eine Untersuchung zur städtischen Wärmebelastung



Deutscher Wetterdienst

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Bildungszentrum

Am DFS-Campus 4

63225 Langen