



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Synoptisch - klimatologische Analyse
von Temperaturtagesgängen
an Strahlungstagen

verfasst von

Manuel Safner, BSc

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (MSc)

Wien, 2015

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 066 614

Studienrichtung lt. Studienblatt: Masterstudium Meteorologie

Betreuer: o. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Zusammenfassung

Die Temperatur als eine zentrale meteorologische Größe ist abhängig von einer Vielzahl verschiedener, zum Teil wechselwirkender Prozesse und Faktoren. Ziel dieser Arbeit ist es, die Tagesgänge der Lufttemperatur (DTR) anhand einer statistischen Analyse in Abhängigkeit dieser diversen Einflussfaktoren, wie etwa der Strömungswetterlage oder Luftmasse zu untersuchen. Das Hauptaugenmerk liegt hierbei auf Strahlungstagen, welche über eine relative Sonnenscheindauer von mindestens 85 % definiert werden. Grundlage der Auswertung bilden Klimadatensätze, welche für insgesamt 15 verschiedene Stationen innerhalb Österreichs analysiert werden und somit auf regionale Charakteristika schließen lassen. Eine Korrelationsanalyse sowie eine Stratifizierung der Daten erlauben zudem eine jahreszeitlich abhängige Betrachtung der Tagesgänge nach unterschiedlichen Kriterien. Anhand der Auswertungen sollen maßgebende qualitative wie quantitative Beziehungen abgeleitet werden, welche u. a. in der Temperaturvorhersage eingesetzt werden können.

Die gewonnen Ergebnisse zeigen, dass allgemein eine starke Abhängigkeit der Temperaturtagesgänge von der Globalstrahlung besteht, da diese als Energieinput fungiert und somit die Erwärmung tagsüber steuert. Die an Strahlungstagen auftretende Durchmischung ist je nach Jahreszeit unterschiedlich gut ausgeprägt, weshalb die Temperaturverhältnisse in 850 hPa besonders im Frühling und Sommer einen guten Schätzer für die zu erwartenden Maximatemperaturen darstellen. Der Feuchtegehalt der Luft weist nur geringe Einflüsse auf die Temperaturtagesgänge auf und hebt das Temperaturniveau generell an. Der Einfluss des Windes ist v. a. während der Nächte von Bedeutung, da Wind die Ausprägung von Strahlungsinversionen hemmt und Minimatemperaturen somit höher verbleiben. Die höchsten Temperaturtagesgänge werden an gradientschwachen sowie Süd- bzw. Südwestströmungswetterlagen erreicht und sind im Frühjahr und Sommer zu finden, wenn sowohl die nächtlichen Inversionen als auch die Durchmischung tagsüber gut ausgeprägt sind.

Aus dem regionalen Vergleich lässt sich schließen, dass die Tagesgänge der Temperatur im Einzelnen stark von den lokalen Einflüssen abhängig sind und eine stabilitätsabhängige Amplifizierung der Tagesgänge durch die Volumsreduktion in alpinen Tälern beobachtbar ist. Effekte aufgrund einer inversionsbegünstigenden Lage führen jedoch häufig zu deutlich höheren Tagesgängen, so beispielsweise in Weitra oder Klagenfurt. Stationen, welche sich in unmittelbarer Nähe zu Städten oder Gewässern befinden, zeigen einen gedämpfteren Temperaturtagesgang. Letzteres trifft auch auf die Bergstationen zu, wobei es aufgrund des höhenbedingt stärkeren Windeinflusses zu einer ausgesprochen markanten Reduktion der Tagesgänge kommt.

Abstract

Temperature, as one of the most important meteorological variables, depends on various, partly interacting processes and factors. The main aim of this work is a statistical analysis of diurnal temperature ranges (DTR) upon these influencing factors, such as lower tropospheric flow patterns or air masses, focusing primarily on radiation days defined by means of an 85 %-threshold of relative sunshine duration. The analysis is based on climate data sets for 15 different sites in Austria, which in each case can be considered to represent their specific region. In order to get more detailed results, a correlation analysis as well as a stratification of the data is performed allowing for a description of diurnal temperature ranges on a seasonal basis. For this reason, the analysis provides qualitative and quantitative relationships which can be also used for temperature forecasts.

The gained results emphasize the strong dependence of diurnal temperature range on global radiation as the main forcing term governing the daytime warming of air in the general case. The extent of turbulent mixing of the air adjacent to the ground shows strong seasonal dependence, resulting in a high skill of the temperature in 850 hPa as a predictor for daily maximum temperature on radiation days, most of all in spring and summer. The atmospheric moisture content shows little effect on DTR because moisture mainly acts to increase both, minimum and maximum temperatures. The influence of the wind is more pronounced with respect to nighttime cooling as it inhibits the formation of radiative inversions near the ground and thus the reduction of temperatures. High DTR are associated with weak gradient situations or situations with predominant southerly to southwesterly flow, especially in spring and summer, when both, radiative inversions during night and mixing during day are well developed.

The regional comparison of DTR shows that there is a high dependence on influences on a local scale. A seasonal varying amplification of DTR due to the effects of a reduced air volume can be observed to some extent for alpine valleys, nevertheless there may be higher DTR produced by regional or local wind shading favoring radiative nighttime inversions, like in Weitra or Klagenfurt. The vicinity to urban areas or lakes results in a damping of DTR, which is also the case for sites on mountains, where stronger winds tend to reduce DTR effectively.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	v
Abstract	vii
Inhaltsverzeichnis	ix
1 Einleitung	1
2 Theoretischer Hintergrund	3
2.1 Temperatur	3
2.1.1 Definitionen	3
2.1.2 Temperaturmessung	4
2.2 Temperatur in der Grenzschicht	5
2.2.1 Energiebilanz	5
2.2.2 Luftmassen	11
2.3 Einfluss der Topographie	12
3 Datenmaterial	15
3.1 Stationsdaten	15
3.1.1 Stationsnetz	15
3.1.2 Klimadaten	15
3.1.3 Stundendaten	17
3.2 Sonnenscheindauer	18
3.3 850 hPa - Daten	18
3.4 Strömungswetterlage	19
3.5 TAF	20
4 Methode	21
4.1 Datenaufbereitung	21
4.1.1 Klimadaten	21
4.1.2 Stundendaten	23
4.2 Definition der Strahlungstage	24
4.3 Berechnung abgeleiteter Parameter	24
4.3.1 Feuchtemaße	24

4.3.2	Wind	26
4.3.3	Parameter der 850 hPa - Druckfläche	27
4.4	statistische Maße und Methoden	27
4.4.1	Maßzahlen	28
4.4.2	lineare Regression und Korrelation	30
4.5	Stratifizierung	34
5	Ergebnisse	37
5.1	Strahlungstage	37
5.2	Temperaturtagesgänge	41
5.2.1	mittlere Verhältnisse	41
5.2.2	Korrelationsanalyse	49
5.2.3	Stratifizierung	55
5.2.4	Serien von Strahlungstagen	65
5.3	regionaler Vergleich	70
5.3.1	mittlere Verhältnisse	70
5.3.2	Korrelationsanalyse	72
5.3.3	Einfluss der Höhenlage & Topographie	72
6	Conclusio	77
6.1	Ausblick	78
	Anhang	79
	Literaturverzeichnis	xi
	Abbildungsverzeichnis	xiii
	Tabellenverzeichnis	xv
	Danksagung	xvii
	Lebenslauf	xix

Kapitel 1

Einleitung

Die Temperatur, allgemein definiert als Maß für die mittlere kinetische Energie der Moleküle eines Stoffes ist eine der zentralen Größen in der Meteorologie, wobei in diesem Falle meist auf die Lufttemperatur als primäres Wetterelement Bezug genommen wird. Als solche ist sie auch abseits der wissenschaftlichen Debatte ein wichtiger Interessenspunkt unseres täglichen Lebens, da wir stets in Kontakt mit unserer Umwelt stehen und auf diese Weise auch den atmosphärischen Gegebenheiten ausgesetzt sind. Angesichts der Temperaturabhängigkeit vieler Prozesse ist sie nicht zuletzt für zahlreiche Anwendungen und Fragestellungen von hoher Bedeutung, wenn nicht entscheidend. Dies reicht von simplen Entscheidungen in Sachen täglicher Bekleidung, über Heizkosten, bis hin zu wirtschaftlichen und industriellen Gesichtspunkten, so etwa der Landwirtschaft. Aufgrund dieses enormen Einflusses wird es daher verständlich, meteorologische Daten der Lufttemperatur zu sammeln und einen entsprechenden Aufwand im Umgang solcher Information, wie etwa in der Wettervorhersage, zu betreiben.

Im Zuge dieser Arbeit soll der Tagesgang der Lufttemperatur, der als Produkt einer Vielzahl verschiedener wechselwirkender Prozesse und Faktoren zu interpretieren ist, näher analysiert werden. Ein Ziel ist es, diese Temperaturtagesgänge in Abhängigkeit verschiedener Einflussfaktoren, so etwa der Jahreszeit, Wetterlage oder Luftmasse zu untersuchen und auf diese Weise maßgebende Beziehungen zu erkennen sowie abzuleiten, die u. a. in der Wettervorhersage eingesetzt werden können. Das Hauptaugenmerk liegt hierbei auf der Betrachtung ungestörter Strahlungstage, welche in dieser Arbeit als Tage mit einer relativen Sonnenscheindauer von mindestens 85 % definiert werden. Anhand der Auswertungen sollen Rückschlüsse auf die zugrundeliegenden Prozesse gezogen werden sowie regionale Charakteristika für das topographisch äußerst vielfältige Österreich gefunden werden, wobei zu diesem Zweck eine Auswahl insgesamt 15 verschiedener, repräsentativer Stationen bzw. Orte vorgenommen wird.

Das zur Verfügung stehende Datenmaterial, dessen Kern Klimadatensätze bilden, wird im Rahmen der Fragestellung einer statistischen Auswertung unterzogen. Im Unterschied zu früheren Statistiken, die sich vorrangig mit der generellen Betrachtung der Lufttem-

peraturdaten beschäftigten, soll diese Arbeit einen vertiefenden Einblick hinsichtlich der Verhältnisse an den genannten Strahlungstagen im regionalen und physikalischen Kontext erbringen. Eine Erweiterung in diesem Sinne bildet etwa der Miteinbezug von Daten der Strömungswetterlage im Ostalpenraum nach Steinacker (1991). Anhand der Stratifizierung der Daten, d. h. bilden von Kategorien nach unterschiedlichen Parametern sowie einer korrelativen Analyse sollen neue Kenntnisse, qualitativ wie quantitativ, gewonnen werden, welche zusammen mit einer Auswertung bekannter, z. T. empirischer Regeln, das Erstellen und Abwiegen von Temperaturprognosen erleichtern sollen.

Kapitel 2

Theoretischer Hintergrund

2.1 Temperatur

2.1.1 Definitionen

Wie bereits eingangs erwähnt, handelt es sich bei der Temperatur ganz allgemein um ein Maß für die mittlere kinetische Energie der Moleküle eines Stoffes. Als interne Zustandsgröße ist sie dabei von der Masse unabhängig. Die absolute Temperatur T , die in der Einheit Kelvin (K) angegeben wird, ist über folgende Relation mit der Temperatur t in der Einheit °C gegeben (Bergmann et al., 2001):

$$T = \left[\frac{t}{^{\circ}\text{C}} + 273.15 \right] \text{K} \quad (2.1)$$

Aus meteorologischer Sichtweise ist die Temperatur der Luft, des Bodens oder etwa des Wassers von zentralem Interesse. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass sich alle weiteren Betrachtungen stets auf die Lufttemperatur (kurz Temperatur T) beziehen, falls nicht näher angegeben. Die WMO gibt in diesem Fall folgende Definition der Lufttemperatur vor (WMO, 2008):

“the temperature indicated by a thermometer exposed to the air in a place sheltered from direct solar radiation”

Als Temperaturtagesgang (englisch: *Diurnal Temperature Range*) oder *aperiodische* Tagesschwankung DTR wird im Folgenden die Differenz zwischen der täglichen Maximumtemperatur und Minimumtemperatur verstanden:

$$DTR = T_{max} - T_{min} \quad (2.2)$$

Im Falle *typischer* Temperaturtagesgänge treten Minima- und Maximatemperaturen um die Zeit des Sonnenaufgangs bzw. während der frühen Nachmittagsstunden auf, wobei der daraus resultierende DTR dem Temperaturanstieg tagsüber entspricht, der stark mit dem tagesperiodischen solaren Forcing einhergeht. Nicht selten ist es allerdings der Fall, dass Minima- bzw. Maximatemperaturen an unüblichen Zeiten auftreten, was einen *atypischen*

Tagesgang zur Folge hat und häufig mit Frontdurchgängen, oder allgemein advektiven Prozessen verbunden ist, die an keine Tageszeiten gebunden sind (Makowski, 2009). Um diesem Umstand Rechnung zu tragen existiert der Begriff der *periodischen* Tagesschwankung der Temperatur, welche als Differenz der Temperaturen der im Mittel wärmsten und kältesten Tageszeit definiert ist und daher maximal so groß wie die aperiodische sein kann (Prettenthaler and Podesser, 2010).

2.1.2 Temperaturmessung

Zur Messung der Lufttemperatur gibt es eine Vielzahl verschiedener Messgeräte und Methoden, wovon Flüssigkeitsthermometer und elektrische Thermometer operationell am häufigsten im Einsatz stehen. Die genaue Messmethodik ist hierbei von der WMO einheitlich geregelt um international vergleichbare Messdaten sicher zu stellen. Danach werden Thermometer in einer Höhe von 1.2 bis 2 m über Grund in einer *englischen Hütte* in möglichst freiem Gelände positioniert, die zum einen als Strahlungsschutz (weiße Farbe) dient und so eine mögliche Überhitzung aufgrund von Absorption vermeidet bzw. gering hält, zum anderen vor Niederschlag und Schmutz schützt. Der terrestrische Strahlungsschutz ist über die Ausstattung mit Metallhülsen (geringe Absorption) gegeben. Damit die registrierte Temperatur eines Thermometers die *wahren* Bedingungen seiner freien Umgebung entsprechend repräsentiert, ist zusätzlich eine ausreichende Belüftung der Messgeräte nötig. Unter besonders ungünstigen Voraussetzungen, wie intensivem Strahlungswetter bei Windstille, kann der *Strahlungsfehler* dennoch bis zu 2.5 K betragen. (Bergmann et al., 2001)

Im Folgenden seien einige gängige Arten von Thermometern angeführt:

Flüssigkeitsthermometer, wie das klassische *Stationsthermometer*, beruhen auf dem Prinzip der Ausdehnung von Flüssigkeiten mit steigender Temperatur. Als Flüssigkeit wird hierbei, je nach Temperaturbereich, Quecksilber (über $-38.3\text{ }^{\circ}\text{C}$) oder Alkohol verwendet.

Maximumthermometer dienen zur Aufzeichnung des Maximums der Temperatur und besitzen für gewöhnlich eine Verengung im Flüssigkeitsröhrchen, welche die Quecksilbersäule daran hindert bei sinkenden Temperaturen abzusteigen. Sie werden in der Regel 2° von der Horizontalen ausgerichtet. In den ebenfalls quasi horizontal angebrachten *Minimumthermometern* fungiert ein verschiebbares Glasstäbchen als Anzeiger der Minimumtemperatur.

Bimetallthermometer, die beispielsweise in der Ausführung eines *Thermographen* für die laufende Registrierung der Temperatur verwendet werden können, bedienen sich ebenfalls des Konzeptes der Materialausdehnung bei Temperaturanstieg, wobei es durch die unterschiedlichen Ausdehnungskoeffizienten zweier zusammengepresster Metallstreifen zu einer charakteristischen, messbaren Krümmung kommt.

Im Gegensatz zu Flüssigkeitsthermometern erlauben **elektrische Thermometer**, wie *Widerstandsthermometer* oder *Thermoelemente* eine kontinuierlichere Aufzeichnung von Temperaturen und werden daher heutzutage immer häufiger eingesetzt. *Widerstandsthermometer* nutzen dabei den Effekt der Temperaturabhängigkeit des elektrischen Widerstands eines Metalls, wobei je nach verwendetem Material zwischen PTC (*positive temperature coefficient*) und NTC (*negative temperature coefficient*) unterschieden werden kann. *Thermoelemente* bestehen hingegen aus zwei verschiedenen Materialien, bei deren Kontakt eine temperaturdifferenzabhängige elektrische Spannung (Seebeck-Effekt) auftritt. (WMO, 2008)

2.2 Temperatur in der Grenzschicht

Die Lufttemperatur innerhalb der Grenzschicht, also der an der Erdoberfläche anliegenden und deshalb von ihr beeinflusste unterste Teil der Atmosphäre, ist als Produkt einer Vielzahl verschiedener wechselwirkender Prozesse und Faktoren zu verstehen (Arya, 2001):

1. Nettostrahlung R_N am Boden und deren Variation mit der Höhe
2. Fühlbarer Wärmestrom H am Boden und dessen Variation mit der Höhe
3. Latenter Wärmestrom H_L am Boden und in der Luft
4. thermische Eigenschaften des Bodens (Bodenwärmestrom H_G)
5. Advektion
6. Grenzschichthöhe (Dicke der Grenzschicht, innerhalb welcher der turbulente Wärmeaustausch stattfindet)
7. Luftmasse

Betrachten wir die ersten vier Punkte, so finden wir die Terme der Energiebilanz wieder, die an dieser Stelle kurz erläutert werden soll.

2.2.1 Energiebilanz

Viele der für die Temperaturentwicklung wichtigen Energieumsätze finden an der Erdoberfläche statt. Die dabei beteiligten Energieflüsse (in der Einheit W/m^2) können mittels Gleichung (2.3) für eine ideale Bodenoberfläche bilanziert werden (Arya, 2001).

$$R_N = H + H_L + H_G \quad (2.3)$$

In Worten ausgedrückt bedeutet dies nichts anderes, als dass die Nettostrahlung gleich der Summe des fühlbaren, sensiblen und Bodenwärmestroms entsprechen muss, was dem Konzept der Energieerhaltung gleichkommt.

Für den **Nettostrahlungsfluss** R_N , der sich aus der Summe der ausgehenden ($\uparrow$) und einfallenden ($\downarrow$) langwelligen (terrestrischen) sowie kurzwelligen (solaren) Strahlung R_L bzw. R_S berechnen lässt, gilt (Arya, 2001):

$$R_N = R_{S\downarrow} + R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} + R_{L\uparrow} \quad (2.4)$$

Die einfallende kurzwellige Strahlungskomponente $R_{S\downarrow}$ (abhängig vom geographischen Standort, Tages- & Jahreszeit sowie der Transmissivität der Atmosphäre) ist auch als *Globalstrahlung* bekannt und ergibt sich aus der Summe der *direkten Sonnenstrahlung* und der *diffusen Himmelsstrahlung*. Sie weist einen typischerweise sinusförmigen Verlauf während des Tages auf, wobei das Maximum mit Sonnenhöchststand erreicht wird.

Die ausgehende kurzwellige Strahlungskomponente $R_{S\uparrow}$, auch *Reflexstrahlung* genannt, ist jener Teil der Globalstrahlung, der von der Erdoberfläche reflektiert wird und deshalb mit deren Albedo α verbunden ist. Auf diese Weise gilt (Arya, 2001) : $R_{S\uparrow} = -\alpha R_{S\downarrow}$

Für die langwelligen Strahlungskomponenten R_L herrscht gemäß dem Stefan-Boltzmann-Gesetz eine Abhängigkeit von der vierten Potenz der Temperatur und der Emissivität ϵ des jeweiligen Mediums. Es lässt sich daher schreiben: $R_L = \epsilon\sigma T^4$ mit $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W/(m}^2\text{K}^4\text{)}$, der Stefan-Boltzmann-Konstante. Die langwellige Ausstrahlung des Erdbodens $R_{L\uparrow}$ folgt daher einem, in der Regel ebenfalls, sinusförmigen Verlauf mit den höchsten Beträgen während der Nachmittagsstunden und einem Minimum während der Morgenstunden. Die *atmosphärische Gegenstrahlung* $R_{L\downarrow}$, weist im Gegensatz einen vergleichsweise schwach ausgeprägten Tagesgang auf. Die atmosphärische Gegenstrahlung einer Schicht der Atmosphäre hängt hierbei vom Vertikalprofil der Temperatur ab; für die Emissivität spielen außerdem die Verteilung von Wasserdampf und Kohlendioxid eine entscheidende Rolle (Arya, 2001).

Der Nettostrahlungsfluss R_N ist somit für gewöhnlich tagsüber deutlich positiv (d.h. zum Boden gerichtet) sowie negativ (in die Atmosphäre gerichtet) während der Nachtstunden und kann als Input von Energie, die in die übrigen Energiebilanzkomponenten aufgespaltet wird, angesehen werden. Der Tagesgang der Temperatur kann somit in vereinfachter Weise über die Bilanzierung der Strahlungsflusskomponenten dargestellt werden (Abbildung 2.1). Während des Tages übersteigt die Energiezufuhr durch die solare Einstrahlung den Energieverlust durch langwellige Ausstrahlung, was mit einem Temperaturanstieg verbunden ist. Dies geschieht solange bis die beiden Komponenten einander ausgleichen und die Temperatur daher nicht mehr weiter ansteigen kann, was typischerweise nachmittags eintritt. Ab diesem Zeitpunkt überwiegt der Energieverlust durch langwellige Emission, was mit einer Abnahme der Temperatur einhergeht und während der Nacht anhält. Um die Zeit des Sonnenaufgangs wird die Minimumtemperatur erreicht, ehe mit dem Anstieg der solaren Strahlung erneut Erwärmung eintritt.

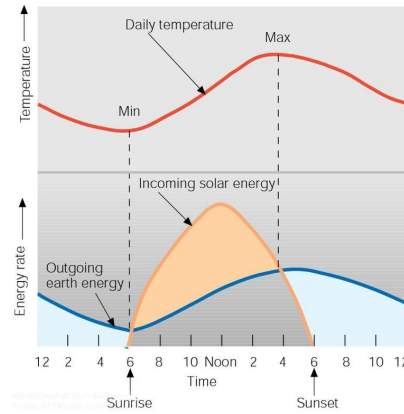


Abbildung 2.1: vereinfachter Zusammenhang zwischen kurz- & langwelligem Nettostrahlungsfluss und Temperaturtagesgang, aus Ahrens (1994)

Beim **fühlbaren Wärmestrom** H handelt es sich um einen turbulenten Energiefluss, der streng genommen vom Gradienten der potentiellen Temperatur Θ abhängig ist und diesem entgegengerichtet ist. An Tagen mit typischen Strahlungsverhältnissen ist der Fluss der fühlbaren Wärme daher tagsüber in die Atmosphäre gerichtet, nachtsüber jedoch aufgrund der stärkeren Abkühlung des Bodens (Inversion) zum Grund gerichtet. In unmittelbarer Umgebung des Bodens, in der sich die Temperatur am stärksten mit der Höhe ändert, findet der Austausch bzw. Transport von Wärme auf zwei Arten statt. In der an den Erdboden anliegenden laminaren Grenzschicht wird Wärme zunächst vom Grund über molekulare Wärmeleitung weitergegeben. Dieser Prozess beschränkt sich lediglich auf wenige Millimeter über Grund, in der extreme Temperaturgradienten im Bereich von $10000\text{ }^{\circ}\text{C/m}$ beobachtbar sind. Anschließend an die laminare Grenzschicht sind Wärmetransporte an turbulente Prozesse, also Konvektion, über *Eddies* (Turbulenzkörper) gebunden und können sodann mittels Gleichung (2.5) beschrieben werden. Konvektion tritt dabei grundsätzlich in zwei Formen auf: Die *freie* Konvektion ergibt sich als Folge des Auftriebs, beispielsweise eines an der Erdoberfläche erwärmten Luftpakets. Wird Turbulenz durch Windscherung (mechanisch) hervorgerufen, spricht man hingegen von *erzwungener* Konvektion (Oke, 1978).

$$H = -\rho c_p K_H \left(\frac{\Delta \bar{T}}{\Delta z} + \Gamma \right) \quad (2.5)$$

ρ bezeichnet die Dichte der Luft, c_p die spezifische Wärmekapazität, K_H die Eddy-Konduktivität, $\bar{T}$ die gemittelte Temperatur und Γ den trockenadiabatischen Temperaturgradienten von $9.8 \cdot 10^{-3}\text{ K/m}$, der bei größeren Höhendifferenzen berücksichtigt werden muss.

Der auf diese Weise stattfindende Transport fühlbarer Wärme bewirkt eine Fortpflanzung der am Boden beobachteten Temperaturwelle in die Grenzschicht, wobei es generell zusammen mit einer zeitlichen Verzögerung zu einer Abschwächung der Amplitude mit

zunehmender Höhe kommt. Hier ist allerdings auch die statische Stabilität von zentraler Rolle, da sie über die Ausprägung der Temperaturwellen maßgeblich entscheidet. Bei geringer Stabilität ist etwa eine schnellere sowie ungedämpftere Fortpflanzung der Temperaturwellen zu erwarten.

Der **latente Wärmestrom** ist an die bei Phasenübergängen von Wasser ablaufende Abgabe oder Aufnahme von Wärme gebunden. Ein Beispiel ist die Evaporation, bei der Wasser vom flüssigen in den gasförmigen Zustand übergeht und dabei der verdunstenden Oberfläche Wärme entzieht, wie es tagsüber typischerweise der Fall ist, wenn die Luft ungesättigt ist. Bildet sich hingegen Tau durch Kondensation, so hat man es mit einem zum Boden gerichteten Strom latenter Wärme zu tun. Analog zum fühlbaren Wärmestrom ist der latente Wärmestrom abhängig vom Gradienten der spezifische Feuchte q und diesem entgegengerichtet. Formelmäßig lässt er sich durch Gleichung (2.6) beschreiben (Oke, 1978):

$$H_L = -\rho L K_W \frac{\Delta \bar{q}}{\Delta z} \quad (2.6)$$

L bezeichnet die Verdampfungswärme für Wasser ($L \approx 2.5 \cdot 10^6$ J/kg) und K_W den Eddy-Diffusionskoeffizienten für Wasserdampf. Ähnlich der Fortpflanzung der Temperaturwelle ist auch bei der spezifischen Feuchte ein Tagesgang der Amplitude mit einem Maximum während des Tages und einem Minimum während der Morgenstunden zu beobachten, vorausgesetzt, dass ausreichend Feuchteangebot besteht. Da der Erdboden als Feuchtequelle fungiert, wird zudem eine Verminderung der spezifischen Feuchte mit zunehmender Höhe einsichtig.

Um den fühlbaren und latenten Wärmestrom in Beziehung zu setzen existiert das *Bowen-Verhältnis*: $\beta = \frac{H}{H_L}$

Schließlich verbleibt noch der Term des **Bodenwärmestroms** H_G , der vom Temperaturgradienten im Boden sowie dessen Eigenschaften, wie der Wärmekapazität und dem thermischen Leitfähigkeitskoeffizienten k abhängt. Tagsüber finden wir eine in der Regel warme Bodenoberfläche vor, der Bodenwärmestrom ist daher in den Boden gerichtet. Nachts über kehren sich die Verhältnisse abermals um - der Boden kühlt stark aus und Wärme wird aus den tieferen Bodenschichten Richtung Oberfläche geleitet. Im Falle von Wasseroberflächen findet dieser Wärmetransport jedoch über Konvektion statt. Auch der Bodenwärmestrom lässt sich über einen Gradientensatz bestimmen, wobei T_S die Bodentemperatur bezeichnet (Oke, 1978):

$$H_G = -k \frac{\Delta \bar{T}_S}{\Delta z} \quad (2.7)$$

Je nach Eigenschaften des Bodens kann die an der Bodenoberfläche beobachtete sinusförmige Temperaturwelle mehr oder weniger stark in den Untergrund vordringen. Ähnlich

zur Ausbreitung in der Luft tritt auch im Boden eine zeitlich verzögerte und idealerweise exponentielle Abschwächung der Amplitude mit zunehmender Distanz von der Oberfläche auf.

Für die betrachtete Energiebilanz nach Gleichung (2.3) lässt sich nun folgendes Schema für Tage mit Strahlungswetter zusammenfassen (Abbildung 2.2): Am Tag kommt es zu einem zum Boden gerichteten Nettostrahlungsfluss, der sich in den von der Bodenoberfläche weggerichteten fühlbaren und latenten Wärmestrom sowie Bodenwärmestrom aufteilt. Während der Nacht kehren sich die Bedingungen um. Die Bodenoberfläche kühlt stark aus indem sie netto langwellige Strahlung emittiert, was durch den Energiegewinn der zum Boden gerichteten übrigen Energieflüsse kompensiert wird. Die Absolutbeträge der nächtlichen Energieflüsse sind jedoch zumeist deutlich kleiner. Die konkrete Aufteilung der beteiligten Energieflüsse ist somit generell stark von den Eigenschaften des Bodens, aber auch von den atmosphärischen Bedingungen abhängig. Beispielsweise überwiegt bei einem ausreichenden Angebot an Bodenfeuchtigkeit sowie üppiger Vegetationsbedeckung der latente Wärmestrom aufgrund von Verdunstung, weshalb es zu einer starken Dämpfung des fühlbaren Wärmestroms kommt (Abbildung 2.3).

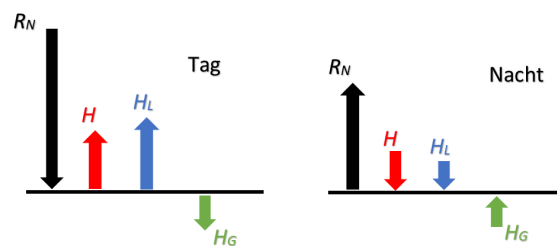


Abbildung 2.2: typische Energieflüsse während Strahlungswetterlagen, modifiziert nach Arya (2001)

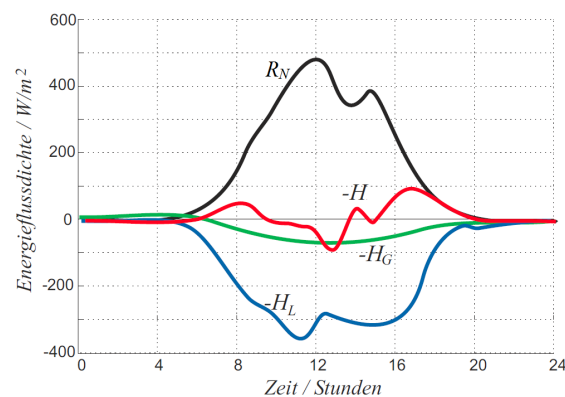


Abbildung 2.3: Beispiel der Energiebilanz eines Getreidefelds in England im Juli 1963, modifiziert nach Mayer (2009)

Bis jetzt wurde die Energiebilanz einer idealen, masselosen Bodenoberfläche betrachtet. Da wir es jedoch in der Realität mit einem dreidimensionalen Volumen zu tun haben und die darin enthaltene Masse die Eigenschaft hat Energie zu speichern, wird der Energiebilanzgleichung (2.3) ein weiterer Term (Speicherterm ΔH_S) hinzugefügt (Arya, 2001):

$$R_N = H + H_L + H_G + \Delta H_S \quad (2.8)$$

In dieser Betrachtungsweise können die Energiebilanzterme als Nettoflüsse in bzw. aus einem betrachteten Luftvolumen angesehen werden, was etwa die Beschreibung vegetationsbedeckter Standorte, aber auch urbaner Gebiete ermöglicht. Der Speicherterm, dessen Änderung einer Temperaturänderung des Volumens entspricht kann durch Gleichung (2.9) ausgedrückt werden (Arya, 2001):

$$\Delta H_S = \int_z \frac{\partial}{\partial t} (\rho c_p T) dz \quad (2.9)$$

Unter der Annahme, dass die Wärmekapazität sowie die Dichte nicht mit der Höhe innerhalb der Schicht variieren, ergibt sich folgender Zusammenhang zwischen der zeitlichen Temperaturänderung und der vertikalen Änderung des Speicherterms (Mayer, 2009):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial \Delta H_S}{\partial z} \quad (2.10)$$

Eine Änderung des Speicherterms kann sich etwa durch die Betrachtung der aus einer Luftschicht ausgehenden und eingehenden Energieflüsse veranschaulicht werden (Abbildung 2.4). Tritt ein größerer Energiefluss aus dem Volumen aus als es aufnimmt wird von *Energieflussdivergenz* ($\Delta H_S < 0$) gesprochen, was einen entsprechenden Temperaturrückgang zur Folge hat. Im umgekehrten Fall ist von *Energieflusskonvergenz* ($\Delta H_S > 0$) die Rede, wobei netto Energie aufgenommen wird und sich in einer Erhöhung der Temperatur äußert. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass nicht nur vertikale Energieflüsse an der Temperaturänderung beteiligt sind, sondern i. A. auch horizontale Flüsse (*Advektion*) berücksichtigt werden müssen (Arya, 2001).

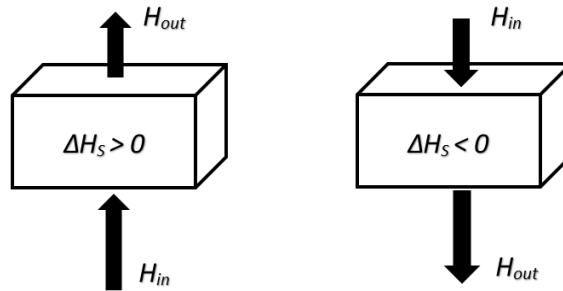


Abbildung 2.4: schematische Veranschaulichung der Konvergenz (links) und Divergenz (rechts) eines Energieflusses, modifiziert nach Arya (2001)

Die Divergenz des Speicherterms kann in weiterer Folge auf die Divergenz des fühlbaren Wärmestroms sowie des Nettostrahlungsflusses zurückgeführt werden, wenn man von einer ungesättigten Luftschicht ausgeht.

Im Falle der Nettostrahlung liegt Divergenz und somit Abkühlung bei einer Abnahme des Nettostrahlungsflusses mit der Höhe vor, was besonders in klaren Nächten wirksam ist und auf die Absorption bzw. Emission langwelliger Strahlung von Wasserdampf und Kohlendioxid zurückführbar ist. Tagsüber ist jedoch kein nennenswerter Erwärmungsbeitrag durch Strahlungsflusskonvergenz, v. a. unter Strahlungswetter, zu erwarten, da hierbei die solare Strahlung ausschlaggebend ist, welche nur eine geringe Höhenvariation innerhalb der Grenzschicht aufweist.

Einen wesentlichen Beitrag zur täglichen Erwärmung liefert allerdings die Konvergenz des fühlbaren Wärmestroms, wobei ein geringer Gradient von 1 W/m^3 bereits zu einer Temperaturänderung von etwa 3 K/h führt! Während der Nacht kommt es zusammen mit der Strahlungsflussdivergenz typischerweise auch zu einer Divergenz des fühlbaren Wärmestroms, die eine Abkühlung der Luft bewirkt (Arya, 2001).

Wie oben erwähnt, sind neben der (vertikalen) Divergenz der Energieflüsse auch noch weitere Faktoren für die Temperaturentwicklung innerhalb der Grenzschicht ausschlaggebend. So etwa die **Advektion** von Luftmassen, die in der Regel nicht nachverlässigt werden darf und für die bereits genannte Ausprägung von atypischen Temperaturtagesgängen wichtig ist. Hierzu kann auch das vertikale Absinken oder Aufsteigen von Luftmassen im weiteren Sinne gerechnet werden.

2.2.2 Luftmassen

Der bereits mehrfach verwendete Begriff der Luftmasse stellt ein meteorologisches Konzept dar, mit dem versucht wird Luft, gemäß ihrer absoluten Temperatur- und Feuchteverhältnisse (bedingt durch die unterschiedlichen Herkunftsgebiete), zu charakterisieren. Als differenzierendes Merkmal dient häufig die äquivalentpotentielle Temperatur Θ_e , die etwa für die 850 hPa - Druckfläche über Gleichung (2.11) berechnet werden kann und die Temperatur darstellt, die ein Luftpaket annehmen würde, wenn die gesamte in ihr enthaltene Feuchtigkeit unter Freisetzung der latenten Wärme auskondensieren würde und anschließend auf das Referenzniveau von 1000 hPa gebracht werden würde.

$$\Theta_e = \Theta_e \frac{Lq}{c_p T} \quad (2.11)$$

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^\kappa \quad (2.12)$$

Θ bezeichnet die potentielle Temperatur, p den Druck, p_0 den Referenzdruck von 1000 hPa sowie $\kappa = \frac{2}{7}$ den Adiabatenexponenten.

Die äquivalentpotentielle Temperatur, die sich im Gegensatz zur potentiellen Temperatur auch bei feuchteisentropen Prozessen nicht ändert, eignet sich daher zur Identifikation von Fronten (Luftmassengrenzen) oder zur Stabilitätsanalyse.

2.3 Einfluss der Topographie

Neben den bisher genannten Faktoren, die für die Ausprägung des Temperaturfeldes in der bodennahen Grenzschicht entscheidend sind, soll an dieser Stelle auf die Rolle der Topographie eingegangen werden. Dies ist insofern wichtig, da häufig keine idealen Bedingungen einer ebenen Oberflächenform gegeben sind, was Auswirkungen auf die benachbarte Grenzschicht und der darin stattfindenden Prozesse hat. Ein Ansatz, die Form der Topographie, etwa für die Betrachtung eines reduzierten Talatmosphärenvolumens zu berücksichtigen, ist der *topographische Amplifizierungsfaktor* (*TAF*), der gemäß Gleichung (2.13) als das geometrische Verhältnis eines betrachteten Gesamtvolumens V und seinem reduzierten, ausschließlich mit Luft gefülltem Volumen V_{red} definiert ist. Unter der Verwendung derselben Grundfläche des Volumens lässt sich die Berechnung auf Höhendifferenzen der im Volumen befindlichen maximalen Höhe z_{crest} , Talbodenhöhe z_{floor} und mittleren Höhe z_{mean} zurückführen (Steinacker et al., 2006).

$$TAF = \frac{V}{V_{red}} = \frac{z_{crest} - z_{floor}}{z_{crest} - z_{mean}} \quad (2.13)$$

Demnach besitzt eine Ebene einen TAF von 1, ein ideales V-förmiges Tal jedoch einen Wert von 2 (Abbildung 2.5), was bedeutet, dass sich die am Oberrand der Talatmosphäre eintretende Energie auf nur die Hälfte des zu erwärmenden Volumens im Vergleich zu ebener Topographie verteilt und im vereinfachten Fall mit einer Verdoppelung des Temperaturanstiegs einhergeht. Der topographische Amplifizierungsfaktor kann somit auch als ein mittleres Verhältnis zwischen der Temperaturamplituden in einem Tal und einer auf gleicher Höhe befindlichen Ebene interpretiert werden, wenn man den wichtigen Aspekt der Stabilität außer Acht lässt (Steinacker et al., 2006).

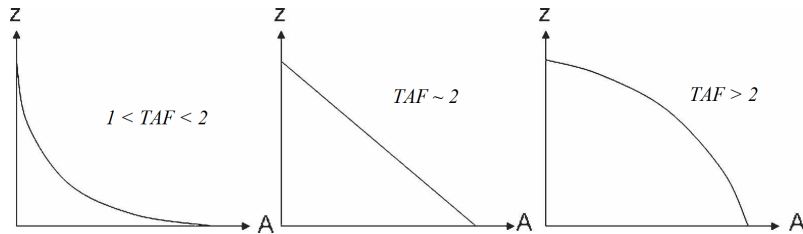


Abbildung 2.5: Flächen-Höhen-Verteilung für drei verschiedene Geländeformen, modifiziert nach Steinacker et al. (2006)

Die Stabilität der Luft ist insofern von Bedeutung, da die Ausprägung des turbulenten Energieaustausches von ihr abhängt. Bei stabilen Verhältnissen ($\partial\Theta/\partial z > 0$) unterdrückt die Atmosphäre vertikale Austausche, weshalb sich diese häufig auf die unterste Luftschicht

beschränken. Im Falle neutraler ($\partial\Theta/\partial z = 0$) oder sogar labiler ($\partial\Theta/\partial z < 0$) Verhältnisse findet hingegen in der Regel eine starke konvektive Umwälzung innerhalb der gesamten Talatmosphärensäule statt, was eine Dämpfung der Temperaturamplitude zur Folge hat.

Um die konkrete Höhenverteilung eines Talvolumens zu berücksichtigen, kann das TAF-Konzept auf den sogenannten massenspezifischen *differentiellen TAF* (*DTAF*) erweitert werden, mit dem jede einzelne Höschicht innerhalb des Volumens beschrieben werden kann. Zu dessen Berechnung nach Gleichung (2.14) gehen die Druckwerte p des jeweiligen Höschniveaus sowie die horizontale Fläche A_h der, des in der Höhe h betrachteten Teilvolumens, beitragenden Taloberfläche ein (Steinacker et al., 2006). Für eine tiefgreifendere Erläuterung sei an dieser Stelle auf die Arbeit von Steinacker et al. (2006) verwiesen.

$$DTAF_M(h) = \frac{[p(z_{layer\ bottom}) - p(z_{layer\ top})]_h A_h}{[p(z_{mean}) - p(z_{layer\ top})]_h A} \quad (2.14)$$

Für gegebene topographische Verhältnisse kann somit eine Abschätzung des Temperaturanstiegs ΔT für jede Höschicht mittels Gleichung (2.15) angegeben werden:

$$(\Delta T)_h = \frac{H A_h \Delta t}{c_p M_h} \quad (2.15)$$

Unter Einbezug der hydrostatischen Beziehung sowie der Verwendung der Definition des DTAF ergibt sich (Steinacker et al., 2006):

$$(\Delta T)_h = \frac{g H \Delta t}{c_p [p(z_{layer\ bottom}) - p(z_{layer\ top})]_h} DTAF_M(h) \quad (2.16)$$

, wobei H wiederum den fühlbaren Wärmestrom, M die Masse der Luft sowie g die Schwerebeschleunigung bezeichnet. Auch in dieser Betrachtungsweise sollte jedoch der oben genannte Stabilitätsaspekt Berücksichtigung finden.

Kapitel 3

Datenmaterial

3.1 Stationsdaten

3.1.1 Stationsnetz

Die Analyse der Temperaturtagesgänge (DTR) erfolgte für die, in Abbildung (3.1) eingezeichneten Stationen, welche nach zwei maßgeblichen Kriterien ausgesucht wurden: Zum einen musste eine möglichst lange sowie vollständige Aufzeichnung von Klimadaten, allen voran der Temperatur und Sonnenscheindauer, vorhanden sein. Zum anderen sollten die Stationen jeweils repräsentativ für deren zugeordnete Landschaftseinheit innerhalb Österreichs sein. Anhand dieser Kriterien wurde letztendlich eine Auswahl insgesamt 15 verschiedener Stationen getroffen (Abbildung 3.1), die in erster Linie dem TAWES (teilautomatische Wetterstationen) - Messnetz des österreichischen Wetterdienstes (ZAMG) angehören und untenstehend (Tabelle 3.1) für die aktuelle Lage angeführt werden. Unter den 15 Stationen befinden sich somit auch vier Bergstationen um die Mittel- bzw. Hochgebirgsregionen entsprechend zu repräsentieren, wobei die Station Sonnblick mit ihrer Lage auf über 3100 m Seehöhe heraussticht.

3.1.2 Klimadaten

Klimadaten bilden die Basis dieser Arbeit. Für die genannten Stationen standen diese in Form von `.mat`-Dateien, die von UBIMET bereitgestellt wurden, zur Verfügung. Dabei handelt es sich um Klimabeobachtungsdaten auf Tagesbasis, die, je nach Station, verschieden weit in die Vergangenheit zurückreichen, jedoch in einigen Fällen zeitliche Lücken aufweisen. Mit Ausnahme der Station St. Michael im Lungau, von welcher diese Daten erst ab Dezember 1968 vorhanden sind, liegen die Daten für einen gemeinsamen Gesamtzeitraum von 1.1.1960 bis 30.9.2011, also für 18901 Tage, vor. In vielen Fällen wurden jedoch mehrere Datenfiles pro Station, welche mit Änderungen an derselben verbunden sind, verwendet, wobei in bestimmten Fällen Überlappungszeiträume vorhanden sind und dann für eine Homogenisierung verwendet werden konnten.

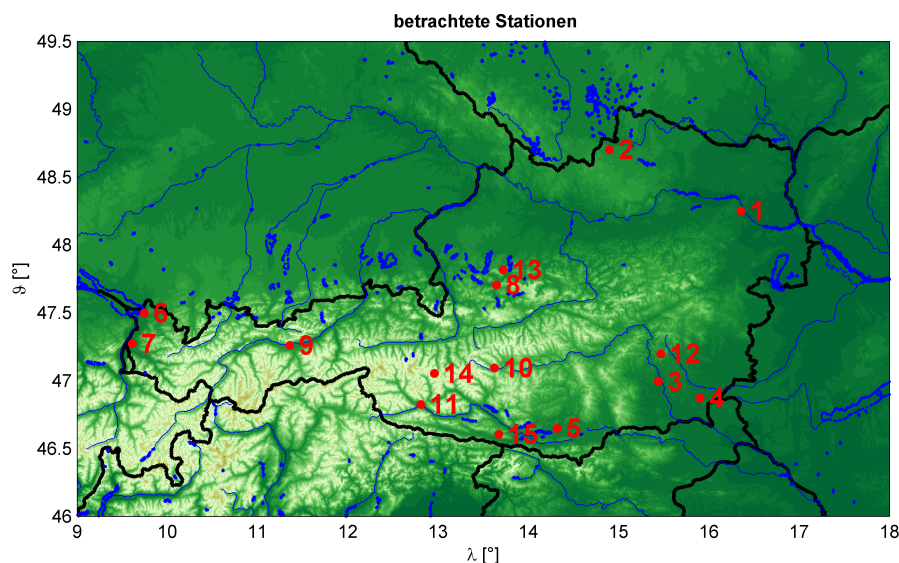


Abbildung 3.1: betrachtetes Stationsnetz

Der vollständige Aufbau der Klimadatenfiles ist über die folgende Spaltenaufteilung für jeden Tag (Zeilen) gegeben:

- Zeitstempel
- Temperaturmaximum & Temperaturminimum (19 Uhr Vortag - 19 Uhr MOZ) [°C]
- Temperatur 07:00 / 14:00 / 19:00 MOZ [°C]
- Feuchtttemperatur 07:00 / 14:00 / 19:00 MOZ [°C]
- relative Luftfeuchtigkeit 07:00 / 14:00 / 19:00 MOZ [%]
- Wolkenbedeckungsgrad (relativ) 07:00 / 14:00 / 19:00 MOZ [0 - 1]
- Windrichtung 07:00 / 14:00 / 19:00 MOZ [°]
- Windgeschwindigkeit 07:00 / 14:00 / 19:00 MOZ [Beauforte]
- Windgeschwindigkeitsmaximum 00:00 - 24:00 MOZ [m/s]
- Föhnstärke [0 = schwach, 1 = mittel, 2 = stark]
- Niederschlagsmenge 19:00 Vortag - 07:00 [mm], Niederschlagsmenge 07:00 - 19:00 [mm], Niederschlagsmenge 07:00 - 07:00 Folgetag [mm]
- Niederschlagsart 19:00 Vortag - 07:00, Niederschlagsart 07:00 - 19:00, Niederschlagsart 07:00 - 07:00 [0: kein RR, 1: Regen, 2: Schnee, 3: Graupel, 4: Hagel, 5: Regen & Schnee, 6: Regen & Graupel, 7: Regen & Hagel, 8: Schnee & Graupel, 9: Graupel & Hagel, 10: Regen & Schnee & Graupel, 11: Regen & Graupel & Hagel, 12: Schnee & Hagel, 13: Regen & Schnee & Hagel, 14: Schnee & Graupel & Hagel, 15: Regen & Schnee & Graupel & Hagel]

#	Name	λ [°]	φ [°]	Höhe h [m]	Region
1	Wien-Hohe Warte	16.3564	48.2486	198	Wiener Becken
2	Weitra	14.8986	48.7022	572	Wald- & Mühlviertel
3	Graz-Flughafen	15.4392	46.9931	340	Grazer Becken
4	Bad Gleichenberg	15.9036	46.8722	269	Steirisches Hügelland
5	Klagenfurt-Flughafen	14.3183	46.6483	450	Klagenfurter Becken
6	Bregenz	9.7461	47.4992	424	Bodenseeregion
7	Feldkirch	9.6097	47.2711	438	Rheintal
8	Bad Ischl	13.6472	47.7061	507	Alpennordrand
9	Innsbruck-Universität	11.3567	47.2600	578	nordinneralpines Tal
10	St. Michael im Lungau	13.6228	47.0944	1052	zentralinneralpines Tal
11	Lienz	12.8064	46.8256	661	südinneralpines Tal
12	Schöckl	15.4664	47.1986	1443	Mittelgebirgsregion
13	Feuerkogel	13.7178	47.8167	1618	nordalpine Region
14	Sonnblick	12.9575	47.0542	3109	hochalpine Region
15	Villacher Alpe	13.6725	46.6036	2117	südalpine Region

Tabelle 3.1: Stationen (Stand 2014)

- Gesamtschneehöhe 07:00 MOZ [cm], Neuschneehöhe 07:00 MOZ [cm],
- Schneeart 07:00 MOZ [0: keine Schneedecke, 1: Schneeflecken, 2: durchbrochene Schneedecke, 3: normale Schneedecke]
- Sonnenscheindauer 00:00 - 24:00 MOZ [h]
- Globalstrahlung (Tagessumme) [J/cm²]

MOZ bezeichnet die für Klimabeobachtungen übliche *mittlere Ortszeit*, die sich nach dem mittleren Sonnenstand richtet und somit von der geographischen Länge λ eines Ortes abhängt. Die Klimabeobachtungszeiten gehen auf die Verwendung der Mannheimer Stunden zurück, allerdings wurde in Österreich der Termin um 21 MOZ durch 19 MOZ ersetzt.

3.1.3 Stundendaten

Zusätzlich zu den Klimadaten werden die Auswertungen durch Stundendaten der entsprechenden Stationen ergänzt, um auch eine Analyse des Temperaturtagesgangs innerhalb eines Tages oder Fallstudienbetrachtungen vorzunehmen. Auch diese Daten wurden von UBIMET bereitgestellt und lagen pro Station in jeweils einem .csv-File vor. Die Zeitspanne der verfügbaren Daten dieser Art war hierbei jedoch je nach Station auf die Jahre 2005 bzw. 2006 bis 2014 begrenzt, wobei auch in diesem Fall teils zeitliche Lücken vorhanden waren.

Der Aufbau der Daten ist dem der Klimadaten ähnlich, jedoch liegen die gemessenen Größen hier in stündlicher Frequenz sowie UTC vor:

- Temperatur [°C]
- Taupunkt [°C]
- Maximum- & Minimumtemperatur innerhalb der letzten Stunde [°C]
- relative Luftfeuchtigkeit [%]
- Windgeschwindigkeit, -spitzen [m/s] sowie Windrichtung [°]
- reduzierter Druck & Stationsdruck [hPa]
- Sonnenscheindauer innerhalb der letzten Stunde [min]
- Globalstrahlung [W/m²]
- Niederschlagsmenge innerhalb der letzten Stunde [mm]
- Wettererscheinungen (als SYNOP-Code) [00-99]
- Gesamtschneehöhe [cm]

3.2 Sonnenscheindauer

Für die Berechnung der relativen Sonnenscheindauer wurden Daten der effektiv möglichen Sonnenscheindauer, die sich aus der astronomischen Sonnenscheindauer unter Berücksichtigung der lokalen topographischen Verhältnisse ergibt, benötigt. Die ebenfalls von UBIMET bereitgestellten Daten, die für die jeweilige Station verwendet wurden, lagen hierbei im `.txt`-Format vor und beinhalten folgende Daten für jeden Tag eines Kalenderjahres:

- Zeit des effektiven Sonnenaufgangs und Sonnenuntergangs [UTC]
- effektiv mögliche Sonnenscheindauer [h:min]

Freilich bleiben in dieser Berechnungsweise lokale Reduktionen der effektiv möglichen Sonnenscheindauer durch Bebauung oder Vegetation unberücksichtigt, weshalb die tatsächlich mögliche Sonnenscheindauer in der Regel etwas geringer ausfällt.

3.3 850 hPa - Daten

Um Informationen bezüglich der Luftmasse zu erhalten wurden auf die jeweilige Station interpolierte Daten aus ERA-Interim verwendet, die von UBIMET stammen. Bei ERA-Interim handelt es sich um eine globale Reanalyse, die am EZMWF gerechnet wird und atmosphärische Daten ab 1979 in einer horizontalen Auflösung von rund 80 km und für 60 vertikale Niveaus beinhaltet (Berrisford et al., 2011). Die Daten lagen als `.mat`-File vor und liefern so ab 1.1.1971 in Schritten von sechs Stunden (00, 06, 12, 18 UTC) Werte für:

- Temperatur im 850 hPa - Niveau [K]
- spezifische Feuchte im 850 hPa - Niveau [kg/kg]
- Geopotential der 850 hPa - Druckfläche [m^2s^{-2}]

3.4 Strömungswetterlage

Die in dieser Arbeit verwendeten täglichen Daten zur Strömungswetterlage im Ostalpenraum gehen auf die Strömungslagenklassifikation nach Steinacker (1991) zurück und reichen bis in das Jahr 1961. Die Klassifikation basiert auf den geglätteten Strömungsverhältnissen im 850 hPa - Niveau und liegt der Idee zu Grunde, dass die niedertroposphärische Strömung entscheidend für die Ausprägung bestimmter Wettermerkmale im Zuge der Advektion und Vertikalbewegung von Luftmassen verantwortlich ist. Zu diesem Zweck erfolgt eine Einteilung der Strömungslagen in insgesamt zehn Kategorien, wovon acht die Haupt- bzw. Nebenwindrichtungen repräsentieren. Zusätzlich zu diesen ist eine Kategorie zur Charakterisierung gradientschwacher Lagen (H, Windgeschwindigkeit unter 15 Knoten), etwa im Falle eines Hochdruckgebiets über dem Ostalpenraum, sowie für variable Lagen (V), an denen eine uneinheitliche Strömung (v. a. an Tagen mit Frontdurchgängen) vorliegt, in Verwendung. Unterhalb der Geschwindigkeit von 15 Knoten darf davon ausgegangen werden, dass thermisch induzierte Druckgebilde und Zirkulationen vorherrschen (Steinacker, 1991).

Auswertungen von Steinacker (1991) haben eine Dominanz variabler sowie gradientenschwacher Strömungslagen, gefolgt von westlichen Lagen für die Periode 1978 bis 1990 gezeigt (Abbildung 3.2).

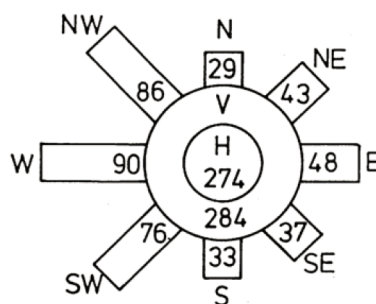


Abbildung 3.2: Verteilung der Strömungslagen (1978-1990), Angaben in Promille, H (gradientenschwach), V (variabel), aus Steinacker (1991)

In den vorliegenden Daten entspricht jede Kategorie einer Ziffer nach folgendem Schema:

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N	V

Tabelle 3.2: Strömungswetterlagen

3.5 TAF

Schließlich wurden außerdem Daten topographischer Amplifizierungsfaktoren für Vergleiche zwischen den einzelnen Regionen herangezogen. Allerdings liegt diesen Daten nicht die wie in Abschnitt 2.3 eingeführte ursprüngliche Definition des TAF bzw. DTAF zugrunde, sondern beziehen sich auf eine alternative Definition eines topographischen Amplifizierungsfaktors TAF^* , wie er bis dato bei UBIMET Verwendung findet (Gleichung 3.1). Hierbei werden zunächst die differentiellen TAFs für Höhengschichten von 250 m und einem festgelegten Einflussradius r (zylinderförmiges Volumen) berechnet. Anschließend werden die Kehrwerte dieser DTAFs gauß-gewichtet aufsummiert, wobei je nach gewählter Standardabweichung σ der verwendeten Gaußfunktion, der Beitrag höherer Schichten schwächer oder stärker abnimmt.

$$TAF^*(r, \sigma) = \sum_h \frac{1}{DTAF(h, r)} g(h, \sigma) \quad (3.1)$$

$g(h, \sigma)$ bezeichnet die für eine bestimmte Standardabweichung σ höhenabhängigen Gewichtungsfaktoren. Der auf diese Weise berechnete alternative TAF nimmt somit Werte zwischen 0 und 1 (für ausgedehnte Ebenen oder herausragende Berggipfel) an.

Im konkreten Fall standen insgesamt zwölf verschiedene alternative TAFs pro Station zur Verfügung, die aus von UBIMET erstellten Tabellen entnommen wurden. Die Werte ergeben sich aus der Kombination der Berechnung für vier unterschiedliche Einflussradien r von 2, 5, 10 sowie 20 km und jeweils drei unterschiedlichen Standardabweichungen σ (250, 500 und 1000 m) der Gaußfunktion für die vertikale Gewichtung. Der Zweck in den verschiedenen Berechnungsweisen liegt im Auffinden eines optimalen TAFs, der abhängig von Jahreszeit und Stabilität die Temperaturverteilung in den jeweiligen Tälern optimal erklären soll.

Kapitel 4

Methode

Das sämtliche, vorhandene Datenmaterial wurde mithilfe des Programms MATLAB weiterbearbeitet und für die Analyse der Temperaturtagesgänge einer breiten statistischen Analyse unterzogen. Die konkrete Vorgangsweise soll in den nächsten Punkten schrittweise erläutert werden.

4.1 Datenaufbereitung

4.1.1 Klimadaten

Zu Beginn musste das im vorigen Kapitel beschriebene Rohdatenmaterial für jede der 15 Stationen eingelesen werden. Die interpolierten Daten der 850 hPa - Druckfläche sowie die Daten der Sonnenscheindauer wurden dabei auf das dem Klimadatensatz entsprechende Format mit Zeileneinteilung in Tagen gebracht. Anschließend erfolgte das Einlesen der gesamten Klimadaten, die je nach Station auf mehrere Files aufgeteilt waren. Fehlende Werte wurden dabei durch NaN ersetzt. In einem nächsten Schritt wurden sodann die Klimadatensätze um die eingelesenen Daten zur effektiv möglichen Sonnenscheindauer *ESD* (inklusive Sonnenauf- & Sonnenuntergangszeiten) ergänzt und danach die relative Sonnenscheindauer *RSD* in % nach Gleichung (4.1) über die gemessene absolute Sonnenscheindauer *SO* ermittelt.

$$RSD = \frac{SO}{ESD} \cdot 100 \quad (4.1)$$

Da, wie bereits erwähnt, aufgrund von Stationsänderungen vielfach mehrere Datensätze mit teils überschneidenden Zeiträumen vorhanden waren, wurde im Falle einer Überlappungsperiode von mindestens einem gesamten Kalenderjahr eine Mittelwertkorrektur bestimmter Parameter in einem späteren Schritt vorgenommen, um eventuelle Sprünge in der Zeitreihe zu beheben. Zu diesem Zweck wurden die jeweiligen Mittelwerte sowie Differenzen zunächst für alle Variablen berechnet und gespeichert. In der Berechnung der Mittelwerte der relativen Sonnenscheindauer wurden jedoch nur Tage mit Sonnenschein berücksichtigt um einen Bias zu verhindern. Danach wurden die Daten zu einer Datenmatrix zusammengefügt, wobei für Überschneidungszeiträume noch die Daten der älteren

Station beibehalten wurden. Falls nun die ersten oder letzten Aufzeichnungen aus unvollständigen Kalenderjahren stammten, so wurden die Daten auf das erste vollständige bis letzte vollständige Kalenderjahr gekürzt. Da der letzte verfügbare Eintrag aller Stationen der 30. September 2011 war, wurden die Daten des Jahres 2011 verworfen. Der verbliebene Datensatz wurde anschließend mit den entsprechenden Daten der 850 hPa - Druckfläche (Temperatur, spezifische Feuchte und Geopotential der Druckfläche in 6-Stunden - Schritten) sowie den Daten der Strömungswetterlage ergänzt. Da diese erst ab 1979 bzw. 1961 zur Verfügung standen, wurden die verbleibenden Felder durch NaN ersetzt.

Nun erfolgte die Korrektur der Daten der berechneten relativen Sonnenscheindauer. Dies ist insofern von Bedeutung, da es nach 1990 zu einer Umstellung der Messgeräte für die Aufzeichnung der Sonnenscheindauer kam, weshalb Sprünge in den Zeitreihen resultierten. Vor der Verwendung der heute üblichen automatischen Haenni-Sensoren (Solar 111B) wurde diese nämlich durch Campbell-Stokes Sonnenscheinautographen mittels Brennsuren registriert. Für die Korrektur dieser Messungen wurde in diesem Fall ein Anpassungsfaktor, der sich aus der bereits genannten Differenzbildung ergibt, verwendet. Beispielsweise nimmt dieser Faktor den Wert 0.96 für die Station Wien-Hohe Warte an, was besagt, dass durch die ältere Messmethodik im Mittel 4 Prozent weniger Sonnenschein aufgezeichnet wurde. Um wiederum einen Bias zu vermeiden, wurden die Daten der nun angeglichenen relativen Sonnenscheindauer auf Kalenderjahre mit höchstens einem Monat fehlender Sonnenscheinregistrierung beschränkt. Im Falle der Stationen Feldkirch und Weitra erfolgte nach einer Überprüfung der Zeitreihen der Sonnenscheindauer eine zusätzliche Beschränkung des Zeitraums für die Auswertung bezüglich der Strahlungstage, da schwer korrigierbare Sprünge im Zusammenhang mit Neuplatzierungen der Stationen vorhanden waren.

Vor weiteren Korrekturen wurde das Datenmaterial generell auf seine Plausibilität geprüft und im Bedarfsfall durch einzelne Fehlwerte (NaN) ersetzt. Da sich die Daten der Temperatur, wie auch der übrigen Klimaparameter, lediglich auf die Zeiten von 7, 14 sowie 19 Uhr MOZ beziehen, jedoch die Maxima- und Minimatemperaturen für den Zeitraum von 19 Uhr MOZ (Vortag) bis 19 Uhr MOZ gelten, wurde diesen besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Schließlich ist es für eine sinnvolle Betrachtung der Temperaturtagesgänge entscheidend, typische von atypischen zu trennen um auf diese Weise den Tagesgang der Temperatur (DTR) als Differenz des nachmittäglichen Temperaturhöhepunkts und morgendlichen Tiefpunkts und damit als Temperaturanstieg interpretieren zu können. Dies weist auf die Schwierigkeit der mangelnden Zuordbarkeit des zeitlichen Eintretens von Maxima- & Minimatemperaturen im vorliegenden Datenmaterial hin, wenn beispielsweise die vermerkte Maximumtemperatur um 19 Uhr MOZ des Vortages erreicht wurde und somit keine konkrete Angabe über ein eventuell auftretendes Maximum tagsüber gibt (Abbildung 4.1).

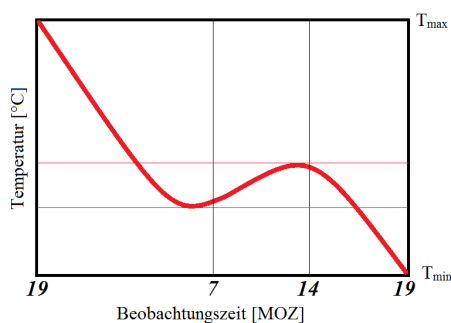


Abbildung 4.1: schematischer Verlauf einer Temperaturkurve deren gemeldete Maximum- & Minimumtemperatur nicht repräsentativ sind

Um diesem Problem möglichst zu entgehen wurden daher folgende Kriterien für das Auffinden interpretierbarer Daten der Maxima- & Minimatemperaturen verwendet:

- Minimumtemperatur T_{min} : $T_{min} < T_{19}$ & $T_{min} < T_{19V}$ (Vortag) & $T_7 < T_{14}$
- Maximumtemperatur T_{max} : $T_{max} > T_{19}$ & $T_{max} > T_{19V}$ (Vortag) & $T_7 < T_{14}$

Alle Extremtemperaturen, die das Kriterium nicht erfüllten wurden sodann mit NaN ersetzt, da sie nicht weiter repräsentativ waren. Im Anschluss erfolgte die Mittelwertkorrektur der Temperaturdaten, übrige Parameter (mit Ausnahme der relativen Sonnenscheindauer) blieben unkorrigiert.

Zur Ermittlung des Tagesgangs der Temperatur nach Gleichung (2.2) kamen letztendlich nur Tage mit gültigem Maximum- und Minimumtemperaturwert zum Einsatz. Die auf diese Weise verursachte Reduktion von interpretierbaren DTR-Daten beträgt infolge der Differenzbildung meist um 20 %, anders als bei Bergstationen, für die der Einfluss von Advektion höhenbedingt besonders groß ist und sich deshalb im Einzelfall auf bis zu 40 % beläuft.

4.1.2 Stundendaten

Im Falle der Stundendaten wurde bei der Aufbereitung der Daten auf eine ähnliche Weise vorgegangen. Zunächst erfolgte das Einlesen der `csv`-Files für alle 15 Stationen. Im Anschluss wurden die vorhandenen Daten einer Plausibilitätsprüfung unterzogen, wobei eventuelle Falschwerte wie auch fehlende Werte durch NaN ersetzt wurden. Schließlich wurde die entstandene Matrix der Stundendaten mit fehlenden relevanten Parametern aus den entsprechenden Klimadatensätzen (Tagesdaten) im Überschneidungszeitraum (2005 bzw. 2006 bis inklusive 2010) ergänzt. Dabei handelt es sich um Maxima- & Minimatemperaturen, Daten der 850 hPa-Druckfläche sowie um die Daten der Strömungswetterlage. Erstere waren aufgrund der teils fehlenden Verfügbarkeit von stündlichen Maxima- & Minimatemperaturen zusätzlich nötig, da andernfalls nur Stundentemperaturwerte vorgelegen wären.

4.2 Definition der Strahlungstage

Als Strahlungstage (ST) werden in dieser Arbeit Tage mit einer relativen Sonnenscheindauer RSD von mindestens 85 % definiert. Eine in der Literatur häufig verwendete alternative Definition durch Heranziehen des Bedeckungsgrades wurde aufgrund der mangelnden zeitlichen Auflösung von 3 Terminen pro Tag ausgeschlossen. Zudem ist keine Information über die aufgetretene Wolkengattung vorhanden, sodass theoretisch bei einem Bedeckungsgrad von 10 Zehnteln im Falle von hochliegender Cirrus-Bewölkung ebenso Strahlungswetter herrscht, da die einfallende solare Strahlung nur wenig abgeschwächt wird. Maßgebend für Strahlungstage ist daher, dass tagsüber solare Strahlung weitgehend ungehindert den Boden erreicht und dieser nachtsüber langwellige Strahlung ungehindert abgibt, was in Abwesenheit von Advektion mit einem typischerweise sinusförmigen Temperaturverlauf mit einem Minimum um die Zeit des Sonnenaufgangs sowie einem Maximum während des Nachmittags einhergeht.

Um nun ungestörte Tage mit Strahlungswetter zu finden wurden folgende Kriterien unter Einbezug der Niederschlagsmenge RR , der Temperatur T sowie des Bedeckungsgrades N verwendet, wobei der Index F für den Folgetag steht:

- Strahlungstage (ST): $RSD \geq 85\% \ \& \ RR_{0719} = 0 \ \& \ T_{14} > T_7$
- (gefolgte) Strahlungsnacht (SN): $ST \ \& \ T_{19} > T_{7F} \ \& \ RR_{0707} = 0 \ \& \ N_{7F} < 1$
- Strahlungsnacht zwischen zwei Strahlungstagen: $SN \ \& \ \text{Folgetag} = ST$

Für ungestörte Strahlungstage ST wurde daher neben der ausreichenden relativen Sonnenscheindauer Niederschlagsfreiheit während des Tages sowie Erwärmung tagsüber gefordert. Für, auf Strahlungstage gefolgte, Strahlungsnächte wurde neben der Niederschlagsfreiheit und einem Temperaturrückgang zusätzlich gefordert, dass keine vollständige Bedeckung vorliegen darf, um etwa Nebel auszuschließen. Diese Definitionsweise ist zwar nicht optimal, jedoch wegen der fehlenden Information bezüglich der Bewölkungsverhältnisse bei Nacht der beste Kompromiss.

4.3 Berechnung abgeleiteter Parameter

Nach dem beschriebenen Einlesen, Zusammenfügen, Prüfen sowie Korrigieren des Datenmaterials wurden fehlende ableitbare Parameter aus den vorliegenden Messgrößen errechnet.

4.3.1 Feuchtemaße

Aus den vorhandenen Feuchtemaßen (relative Luftfeuchtigkeit und Feuchttemperatur) wurden die Taupunkttemperatur, die spezifische Feuchte sowie der Spread berechnet.

Taupunkt

Die Taupunkttemperatur T_d ist jene Temperatur bei der Sättigung der Luft mit Wasserdampf in Bezug auf die flüssige Phase eintritt. Liegt die Lufttemperatur unter der Nullgradgrenze spricht man analog von der *Frostpunktttemperatur*, die sich auf Bedingungen über Eis bezieht.

Die fehlenden Angaben der Taupunkttemperatur T_d wurden für die Klimadaten anhand der Messwerte der Temperatur T und Feuchttemperatur T_f nach Gleichung (4.2) ermittelt. Falls keine Daten der Feuchttemperatur vorhanden waren, wurde jedoch auf die Messwerte der relativen Luftfeuchtigkeit U zurückgegriffen. Die verwendeten Formeln (4.2 - 4.8) wurden hierbei aus dem *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation* (WMO, 2008) entnommen.

$$T_d = \frac{243.12 \cdot \ln [e'/6.112f(p)]}{17.62 - \ln [e'/6.112f(p)]} \quad (4.2)$$

e' bezeichnet den Dampfdruck (Partialdruck des Wasserdampfs), der sich gemäß der Psychrometergleichung für Wasser w (Gleichung 4.3) und Eis i (Gleichung 4.4) über den Sättigungsdampfdruck e'_w bzw. e'_i , der Temperatur T (in °C), Feuchttemperatur über Wasser T_{fw} bzw. Eis T_{fi} sowie dem Druck p berechnen lässt. Im Falle keiner vorliegenden Daten der Feuchttemperatur wurde der Dampfdruck entsprechend Gleichung (4.5) aus der relativen Luftfeuchtigkeit U berechnet.

$$e' = e'_w(p, T_{fw}) - 6.53 \cdot 10^{-4} \cdot (1 + 0.000944 T_{fw}) \cdot p \cdot (T - T_{fw}) \quad (4.3)$$

$$e' = e'_i(p, T_{fi}) - 5.75 \cdot 10^{-4} \cdot p \cdot (T - T_{fi}) \quad (4.4)$$

$$e' = e'_w(p, T) \cdot U/100 \quad (4.5)$$

Der Sättigungsdampfdruck feuchter Luft mit Bezug auf Wasser e'_w bzw. Eis e'_i berechnet sich nach:

$$e'_w(p, T) = f(p) \cdot 6.112 \exp [17.62 T / (243.12 + T)] \quad (4.6)$$

$$e'_i(p, T) = f(p) \cdot 6.112 \exp [22.46 T / (272.62 + T)] \quad (4.7)$$

$$\text{mit } f(p) = 1.0016 + 3.15 \cdot 10^{-6} p - 0.074 p^{-1} \quad (4.8)$$

Der Stationsdruck p wurde dabei aufgrund der fehlenden Druckinformation über die Standardatmosphäre anhand der Barometerformel für die polytrope Atmosphäre (Gleichung 4.9) ermittelt.

$$Z - Z_0 = \frac{T_0}{\gamma} \left[1 - \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R\gamma}{g_0}} \right] \quad (4.9)$$

Eine Umformung auf p liefert:

$$p = p_0 \left[1 - (Z - Z_0) \frac{\gamma}{T_0} \right]^{\frac{g_0}{R\gamma}} \quad (4.10)$$

mit $p_0 = 1013.25$ hPa als Referenzdruck und $T_0 = 288.15$ K der Referenztemperatur im Meeresniveau. γ bezeichnet den vertikalen Temperaturgradienten der Standardatmosphäre von 0.0065 K/m. Des Weiteren gilt $g_0 = 9.80$ m/s² für die Standardschwerebeschleunigung sowie $R = 287.04$ J/(kg K) für die spezifische Gaskonstante trockener Luft. Die geopotentielle Höhe Z bzw. Z_0 darf in der Praxis durch die Höhe z bzw. z_0 in Meter ersetzt werden (Bergmann et al., 2001).

spezifische Feuchte

Die spezifische Feuchte q gibt das Verhältnis der, in einem Luftvolumen enthaltenen, Masse an Wasserdampf zur Gesamtmasse der feuchten Luft an. Die spezifische Feuchte ist einheitenlos, wird jedoch häufig in g/kg oder kg/kg angegeben. Werte der spezifischen Feuchte wurden anhand Gleichung (4.11) (Bergmann et al., 2001) aus dem Dampfdruck e' sowie dem Druck p berechnet.

$$q = 0.6222 \frac{e'}{p - 0.377 e'} \quad (4.11)$$

Spread

Als weiteres Feuchtemaß wurde der Spread S , also die Taupunktdifferenz, aus der gemessenen Temperatur und dem berechneten Taupunkt bestimmt: $S = T - T_d$

4.3.2 Wind

Windgeschwindigkeit

Aufgrund der Angabe der Windgeschwindigkeit V in Beaufort (Bf) erfolgte eine Umrechnung in die SI-Einheit m/s im Falle der Klimadaten. Zu diesem Zweck wurde Gleichung (4.12) verwendet, die eine vereinfachte Abschätzung angibt (Häkel, 2005).

$$V \approx 0.836 (V_{Bf})^{\frac{3}{2}} \quad (4.12)$$

Windrichtung

Da der Wind eine vektorielle Größe ist, wurde über die Angabe der Windrichtung α (in Grad) eine Zerlegung in die einzelnen Komponenten u (in x-Richtung) bzw. v (in y-Richtung) vorgenommen, was überdies für die spätere Berechnung der statistischen Maße notwendig war. Für die Komponenten gilt definitionsgemäß:

$$u = -V \sin(\alpha) \quad (4.13)$$

$$v = -V \cos(\alpha) \quad (4.14)$$

wobei die Windrichtung in Radiant eingeht. Ist man lediglich an der Windrichtung unabhängig von der Windgeschwindigkeit V interessiert, so reicht es die normierten Komponenten (Gleichung 4.15 & 4.16) zu betrachten. Kalmen (angegeben durch die Windrichtung 0°) müssen hierbei jedoch ausgeschlossen werden.

$$u_n = -\sin(\alpha) \quad (4.15)$$

$$v_n = -\cos(\alpha) \quad (4.16)$$

4.3.3 Parameter der 850 hPa - Druckfläche

potentielle & äquivalentpotentielle Temperatur

Die potentielle Temperatur Θ sowie die äquivalentpotentielle Temperatur Θ_e wurden nach Gleichung (2.12) bzw. (2.11) für die Druckfläche von 850 hPa aus den entsprechenden Daten der Temperatur und spezifischen Feuchte in Zeitschritten von 6 Stunden berechnet. Wie bereits in Abschnitt 2.2.2 behandelt, lassen sich anhand der potentiellen Temperatur Temperaturwerte für verschiedene Druckflächen miteinander vergleichen, indem Luftpakete gedanklich trockenisentrop auf das Referenzniveau von 1000 hPa gebracht werden. Im Falle der äquivalentpotentiellen Temperatur findet neben der Temperatur auch noch die spezifische Feuchte Berücksichtigung, weshalb sie den Energieinhalt der Luft besser beschreibt.

Höhe der Druckfläche

Zur Berechnung der geometrischen Höhe z der 850 hPa - Druckfläche aus dem gegebenen Geopotential ϕ wird

$$z \approx Z = \frac{\phi}{g_0} \quad (4.17)$$

verwendet, wobei die geometrische Höhe z wiederum durch die geopotentielle Höhe Z angenähert werden darf.

4.4 statistische Maße und Methoden

Im Anschluss an die Berechnung der beschriebenen Parameter wurden im Zuge der Auswertungen verschiedene statistische Maße und Methoden am nun erweiterten Datenmaterial angewendet.

4.4.1 Maßzahlen

Um Zeitreihen meteorologischer Parameter im Sinne von statistischen Stichproben zu untersuchen, existiert eine breite Palette an Maßen, von denen die in dieser Arbeit verwendeten Kennzahlen kurz beschrieben werden sollen.

arithmetischer Mittelwert

Der äußerst verbreitete arithmetische Mittelwert einer Größe a eines gegebenen Stichprobenumfanges n ist gegeben durch (Schönwiese, 2013):

$$\bar{a} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i \quad (4.18)$$

und in MATLAB als Funktion `mean` bzw. `nanmean` (bei fehlenden Werten, die bei der Berechnung unberücksichtigt bleiben sollen) implementiert.

Im konkreten Fall wurde für die Berechnung der täglichen Mittel der Parameter der Klimadaten ein zeitliches Mittel über die drei Beobachtungstermine 7, 14 sowie 19 MOZ gebildet. Die Tagesmitteltemperatur $\bar{T}$ wurde jedoch davon abweichend über Gleichung (4.19) ermittelt, die in Österreich seit Abschaffung des Klimabeobachtungstermins um 21 MOZ in Verwendung steht.

$$\bar{T} = \frac{T_7 + T_{19} + T_{max} + T_{min}}{4} \quad (4.19)$$

Für die Mittelung vektorieller Größen in Polarkoordinaten, wie etwa des horizontalen Windes, ist zunächst eine Mittelung der einzelnen Komponenten (u, v) im kartesischen Koordinatensystem vorzunehmen. Im Anschluss lässt sich die mittlere Windrichtung $\bar{\alpha}$ mittels

$$\bar{\alpha}' = \arctan \left(\left| \frac{\bar{u}}{\bar{v}} \right| \right) \quad (4.20)$$

und einer Fallunterscheidung für die 4 Quadranten (Tabelle 4.1) bestimmen. Zu beachten ist, dass die auf diese Weise berechnete mittlere Windrichtung die Geschwindigkeit berücksichtigt und somit gewichtet ist. Für eine Mittelung der reinen Windrichtung, was in dieser Arbeit vorrangig der Fall ist, sind daher die gemittelten normierten Komponenten $\bar{u}_n$ und $\bar{v}_n$ zu verwenden.

u	< 0	≤ 0	> 0	≥ 0
v	≤ 0	> 0	≥ 0	< 0
$\bar{\alpha}$	$\bar{\alpha}'$	$180^\circ - \bar{\alpha}'$	$180^\circ + \bar{\alpha}'$	$360^\circ - \bar{\alpha}'$

Tabelle 4.1: Berechnung der mittleren Windrichtung; nach Hirss (2012)

Modus

Der häufigste Wert in einem bestehenden Datenkollektiv wird als Modus bezeichnet. Dieser ist in MATLAB als `mod` implementiert. Der Modus wurde für die Aussagen bezüglich der in Kategorien geteilten Strömungswetterlage verwendet, da in diesem Fall eine arithmetische Mittelung nicht sinnvoll ist.

Median

Der Median (Med) einer diskreten Variable a ist definiert über die Bedingung (Schönwiese, 2013)

$$\sum_{i=1}^{Med} f(a_i) = 0.5 \quad (4.21)$$

, was bedeutet, dass die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion f in 2 gleich große Bereiche geteilt wird. Im Gegensatz zum arithmetischen Mittelwert wird der Median nicht durch Ausreißer beeinflusst. Zur Ermittlung des Medians muss das Datenkollektiv zunächst der Größe nach in aufsteigender Reihenfolge sortiert werden. Ist der Stichprobenumfang n ungerade so gilt (Schönwiese, 2013):

$$Med = a_{\frac{n+1}{2}} \quad (4.22)$$

Für n gerade gilt hingegen (Schönwiese, 2013):

$$Med \approx \frac{a_{\frac{n}{2}-1} + a_{\frac{n}{2}+1}}{2} \quad (4.23)$$

Im Falle einer symmetrischen Verteilung stimmen arithmetisches Mittel und Median überein. In MATLAB wird zur Berechnung des Medians die Funktion `median` verwendet.

Quantile

Bei dem Konzept der Quantile handelt es sich um eine Verallgemeinerung des Medians, der als 50 Prozent-Grenze einer Verteilung angesehen werden kann. Dabei können beliebige Prozentsätze (Perzentile) verwendet werden. Neben der 50-%-Perzentile (Median) ist etwa das untere Quartil (25%) bzw. obere Quartil (75%) häufig in Verwendung und beschreibt somit bis zu welcher Obergrenze ein bestimmter Prozentsatz der Daten liegt (Schönwiese, 2013).

Standardabweichung und Varianz

Da man vielfach nicht nur an Stichprobenmittelwerten interessiert ist, sondern auch Information über die Abweichung a'_i der Daten von ihrem arithmetischen Mittelwert haben möchte, existieren verschiedene Variationsmaße, von denen die Standardabweichung und Varianz am häufigsten in Gebrauch sind.

Die Standardabweichung s als Maß für die Streuung einer Variable ist definiert als (Schönwiese, 2013):

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (a'_i)^2} \quad (4.24)$$

, wobei $a'_i = a_i - \bar{a}$ die Abweichung vom Mittelwert angibt.

Das Quadrat der Standardabweichung wird Varianz s^2 genannt und ist in der Statistik von zentraler Rolle. In MATLAB ist die Berechnung der Standardabweichung und Varianz über die Funktionen `std` bzw. `var` verfügbar.

4.4.2 lineare Regression und Korrelation

lineare Regression

Das Ziel einer Regression liegt in der Ermittlung eines expliziten funktionalen Zusammenhangs zwischen verschiedenen Stichproben. Im Falle der einfachen linearen Regression handelt es sich um die Bestimmung des linearen Zusammenhangs zweier Variablen a und b aus Stichproben von gleichem Umfang n . Das lineare Regressionsmodell wird dann durch die Regressionsgleichung (Schönwiese, 2013)

$$\hat{a} = A + B \cdot b \quad (4.25)$$

beschrieben. Hierbei handelt es sich um eine Geradengleichung mit Achsenabstand A und Steigung B , welche die quadratischen Abweichungen der Funktionswerte $a_i(b)$ von der Regressionsgerade optimal minimiert. Es gilt:

$$\sum_{i=1}^n (\hat{a}_i - a_i)^2 = \min \quad (4.26)$$

Um eine lineare Regression dieser Art durchzuführen wird i. A. vorausgesetzt, dass die Stichprobenumfänge ausreichend groß sind und die Daten der jeweiligen Stichprobe voneinander unabhängig sowie normalverteilt sind (Schönwiese, 2013). Über den Befehl `regress` kann eine lineare Regression in MATLAB auf unkomplizierte Weise ausgeführt werden.

Korrelationskoeffizient und Bestimmtheitsmaß

Die Güte des linearen Zusammenhangs wird durch den Korrelationskoeffizienten r , dessen Wertebereich von -1 bis 1 reicht, beschrieben. Ein Korrelationskoeffizient von 1 weist auf einen perfekten (positiven) linearen Zusammenhang hin, d. h. alle Werte liegen auf der Regressionsgerade. Kein Zusammenhang liegt hingegen bei einem Korrelationskoeffizienten von 0 vor, was sich in einem Streudiagramm durch eine gleichmäßige Verteilung der Wertepaare oder der Anordnung exakt entlang der Achsen äußert. Im Falle dieser zweidi-

mensionalen Betrachtung kann der lineare Korrelationskoeffizient (nach Pearson) r_{ab} über die Kovarianz s_{ab} (Gleichung 4.27) zweier Variablen a und b definiert werden. In der Berechnung der Kovarianz gehen die Abweichungen a'_i bzw. b'_i der jeweiligen Variable von dessen Mittelwert ein.

$$s_{ab} = \frac{1}{n-1} \sum (a'_i \cdot b'_i) \quad (4.27)$$

$$r_{ab} = \frac{s_{ab}}{s_a \cdot s_b} = \frac{\sum a'_i \cdot b'_i}{\sqrt{\sum (a'_i)^2 \cdot \sum (b'_i)^2}} \quad (4.28)$$

$r_{ab} = r$ ist symmetrisch, d. h. es ist nicht von Bedeutung, ob etwa a die abhängige oder unabhängige Variable ist. Der Korrelationskoeffizient r lässt sich überdies mit den Koeffizienten der Regressionsgleichung (Gleichung 4.25) in Beziehung setzen. Es gilt (Schönwiese, 2013):

$$\hat{a} = \bar{a} + r \cdot \frac{s_a}{s_b} \cdot (b - \bar{b}) \quad (4.29)$$

Auch im Falle des linearen Korrelationskoeffizienten ist dieser nur gültig, wenn man von normalverteilten Stichproben sowie Datenunabhängigkeit innerhalb dieser ausgeht. Ob eine Normalverteilung der Daten vorliegt, lässt sich etwa durch den χ^2 -Anpassungstest ermitteln und bei Nichtgegebenheit eine Transformation (z.B. Fisher-Transformation) anstellen.

Um nun auf den Korrelationskoeffizienten ρ_{ab} der zugrundeliegenden Grundgesamtheiten zu schließen gilt folgende Schätzung mithilfe der Mutungsbereiche (Vertrauensbereiche), innerhalb derer der wahre Korrelationskoeffizient vermutet wird (Schönwiese, 2013):

$$\rho_{ab} = r_{ab} \pm z_\alpha \cdot \frac{1 - r_{ab}^2}{\sqrt{n-1}} \quad (4.30)$$

z_α ist hierbei ein Parameter, der auf einer Normalverteilung basiert, und für verschiedene Irrtumswahrscheinlichkeiten α in statistischen Tabellenwerken nachgeschlagen werden kann. Ein häufiger Wert für α ist 5 %, was bedeutet, dass mit einer Wahrscheinlichkeit (Signifikanz) von 95 % der Koeffizient innerhalb der Mutungsbereiche liegt (Nullhypothese). Um zu testen ob eine signifikante Korrelation vorliegt existieren überdies verschiedene Testverfahren. In MATLAB wurden zur Berechnung von ρ_{ab} die implementierten Funktionen `corr` bzw. `corrcoef` verwendet, wobei eine Hypothesenprüfung auf die Signifikanz der berechneten Korrelation auf dem 95% -Niveau anhand der Wahrscheinlichkeitsangabe desselben ermittelten Koeffizienten als Zufallsprodukt durchgeführt wird. In diesem Sinne gefundene insignifikante Werte wurden verworfen, nicht zuletzt um Fehlinterpretationen vorzubeugen.

Bildet man das Quadrat des Korrelationskoeffizienten erhält man das Bestimmtheitsmaß $R = r^2$, das häufig in Prozent angegeben wird und ein Maß für die durch das Regressionsmodell *erklärte Varianz* angibt. Weisen etwa zwei Größen eine gemeinsame Korrelation von 0.7 auf, so wird durch das verwendete Modell erst 49 % der Varianz erklärt.

Da man es häufig mit Zeitreihen von Variablen zu tun hat, ist v. a. die Unabhängigkeit der Daten vielfach nicht gegeben, was über die Betrachtung der Autokorrelation einer Größe berücksichtigt werden kann. Schließlich können Variablen von mehr als einer Größe abhängen, was in einer *multiplen* linearen Regressions- und Korrelationsrechnung Einbezug findet, oder nur scheinbar eine Korrelation aufweisen. Dies geschieht, wenn man etwa zwei Variablen korreliert, die von einer gemeinsamen dritten Variable abhängen. Mithilfe einer *partiellen* Regressions- und Korrelationsrechnung ist es möglich, die auf diese Weise störenden Variablen auszuschalten (Schönwiese, 2013).

partieller und multipler Korrelationskoeffizient

In der Betrachtung von drei Variablen a , b und c gilt für den linearen partiellen Korrelationskoeffizienten (Schönwiese, 2013):

$$r_{ab*c} = \frac{r_{ab} - r_{ac}r_{bc}}{\sqrt{(1 - r_{ac}^2)(1 - r_{bc}^2)}} \quad (4.31)$$

, wobei der Einfluss der Größe c ausgeschaltet wird. Auch bei diesem Koeffizienten beschränkt sich der Wertebereich zwischen -1 und 1 und kann in MATLAB über die Funktion `partialcorr` ausgegeben werden.

Vergleicht man nun einfache und partielle Korrelationskoeffizienten so lässt sich Folgendes aussagen (Schönwiese, 2013):

- Die Korrelation r_{ab} wird wegen des Einflusses von c überschätzt: $|r_{ab*c}| < |r_{ab}|$
- Die Korrelation r_{ab} wird durch den Einfluss von c unterschätzt: $|r_{ab*c}| > |r_{ab}|$
- Zwischen a und b liegt eine Scheinkorrelation vor: $|r_{ab*c}| \approx 0$ und $|r_{ab}| > 0$
- c besitzt keinen störenden Einfluss, r_{ab} ist brauchbar: $|r_{ab*c}| \approx |r_{ab}|$
- Bei einer signifikanten Unterscheidung beider Koeffizienten von Null kommt eine multiple Korrelationsrechnung in Frage.

Die Berechnung des, auf Werte zwischen 0 und 1 beschränkten, linearen multiplen Korrelationskoeffizienten, bei dem somit eine Abhängigkeit der Größe a von b als auch von c existiert, kann im dreidimensionalen Fall mittels

$$r_{a(bc)} = \sqrt{\frac{r_{ab}^2 + r_{ac}^2 - 2 \cdot r_{ab} \cdot r_{ac} \cdot r_{bc}}{1 - r_{bc}^2}} \quad (4.32)$$

durchgeführt werden (Schönwiese, 2013). Die entsprechende lineare Regressionsgleichung des Modells erhält einen Zusatzterm (Gleichung 4.33). Geometrisch kann sich hierbei eine in dem von den drei Größen aufgespannten Raum liegende Gerade vorgestellt werden.

$$\hat{a} = A + B \cdot b + C \cdot c \quad (4.33)$$

Das Konzept dieser linearen Korrelations- und Regressionsrechnung lässt sich generell auf beliebig viele Dimensionen ausweiten, sei in dieser Abhandlung jedoch auf zwei bzw. drei Dimensionen beschränkt. Außerdem ist stets von der Annahme linearer Zusammenhänge die Rede, welche aufgrund ihrer vergleichsweise einfachen Beschreibbarkeit bevorzugt werden, allerdings nur bei vermuteten linearen Beziehungen zwischen den Größen Gültigkeit besitzt.

Autokorrelation und Kreuzkorrelation

Wie bereits erwähnt liegen meteorologische Größen häufig in Form von Zeitreihen $a_i = a_i(t_i)$ vor, wobei die Zeit t die unabhängige Variable darstellt. Der Wert zu einem bestimmten Zeitpunkt ist dabei häufig von den zeitlich vorangegangenen Werten abhängig, weshalb keine Unabhängigkeit der Daten vorliegt, was etwa bei Signifikanztests durch die Verwendung reduzierter Freiheitsgrade Einbezug finden kann. Um diesen Umstand zu berücksichtigen existiert der Autokorrelationskoeffizient r_A (Gleichung 4.34), zu dessen Berechnung die betrachtete Zeitreihe mit der um einen bestimmten Zeitschritt τ (*lag*) verschobenen selben Zeitreihe zu korrelieren ist (Schönwiese, 2013).

$$r_A(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} a'_i \cdot a'_{i+\tau}}{\sqrt{\sum_{i=1+\tau}^n (a'_i)^2 \cdot \sum_{i=1}^{n-\tau} (a'_i)^2}} \quad (4.34)$$

Für eine Zeitverschiebung von $\tau = 0$ ergibt sich somit ein Autokorrelationskoeffizient von 1, wobei r_A erneut auf Wertebereiche zwischen -1 und 1 beschränkt ist. Im Falle unabhängiger Daten kommt es zu einem abrupten Abfall von $r_A(\tau)$ auf Null, ansonsten besitzen die Daten ein Gedächtnis, weshalb sich der effektive Stichprobenumfang reduziert. Beispielsweise weisen viele meteorologische Parameter einen zyklischen Tagesgang auf und besitzen deshalb eine hohe Autokorrelation im Bereich von 24 Stunden. Eine Zeitreihe wird dabei als *stationär* bezeichnet, wenn sich ihre Momente (i. e. S. Mittelwert und Varianz) sowie die Autokorrelation bei Erhöhung des Zeitreihenintervalls nicht ändern, was die Statistik idealerweise voraussetzt.

Bei der Autokorrelation handelt es sich im Grunde um einen Spezialfall der Kreuzkorrelation, bei der verschiedene Zeitreihen unter zeitlicher Versetzung korreliert werden. Für den zweidimensionalen Fall und einen lag von 0 (keine Zeitverschiebung) resultiert der über Gleichung (4.28) gegebene Korrelationskoeffizient r_{ab} . Allgemein gilt jedoch für den (zweidimensionalen) Kreuzkorrelationskoeffizienten r_C (Schönwiese, 2013):

$$r_C(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} a'_i \cdot b'_{i+\tau}}{\sqrt{\sum_{i=1+\tau}^n (b'_i)^2 \cdot \sum_{i=1}^{n-\tau} (a'_i)^2}} \quad (4.35)$$

Da meteorologische Größen, wie die Temperatur, von einer Vielzahl verschiedener, sich zum Teil wechselseitig beeinflussender Größen abhängen und deren Zeitreihen häufig eine Autokorrelation aufweisen, ist die Interpretation dieser statistischen Maße mit Vorsicht zu genießen. Der physikalische Zusammenhang zwischen den Variablen muss daher in jedem Falle mitberücksichtigt werden. Korrelationen sind jedoch als wichtige Hinweise auf mögliche Zusammenhänge zu verstehen.

Anomalien

Da meteorologische Größen häufig einen ausgeprägten Jahresgang besitzen, muss darauf auch bei der Interpretation von Korrelationen geachtet werden. Im Allgemeinen ist es daher sinnvoll Anomalien zu verwenden, die den mittleren Jahresgang berücksichtigen und somit auch die damit einhergehende Autokorrelation. Die Bildung von Anomalien x' kann durch den Abzug des jeweiligen Monatsmittels $\bar{x}_k$ vom ursprünglichen Wert x_k erfolgen (Gleichung 4.36). Im Falle der vorliegenden Klimadatensätze erfolgt die Berechnung der Monatsmittel über den gesamten Abdeckungszeitraum (51 Jahre), anstatt des für klimatologische Zwecke häufig benutzten Zeitraums von 30 Jahren.

$$x'_k = x_k - \bar{x}_k; \quad k = 1, \dots, 12 \quad (4.36)$$

Die über die Verwendung von Anomalien berechneten Korrelationen (Anomaliekorrelationen) weisen somit keine künstliche Verfälschung durch einen eventuellen mittleren Jahresgang auf und erlauben somit aussagekräftigere Rückschlüsse auf die zugrundeliegenden Zusammenhänge.

4.5 Stratifizierung

Ein wesentlicher Aspekt dieser Arbeit liegt in der Stratifizierung, also Schichtung, des Datenmaterials nach unterschiedlichen Kriterien, mit deren Hilfe die Einflüsse der einzelnen Größen näher untersucht werden soll. Die wichtigste Unterscheidung in diesem Sinne erfolgt bereits über die Betrachtung der Temperaturtagesgänge (DTR) an Strahlungstagen (ST), die mit den Verhältnissen solcher aller Tage verglichen werden. Als zweites maßgebendes Kriterium ist die Unterteilung nach Jahreszeiten zu nennen. Sie ist insofern von Bedeutung wenn man bedenkt, dass die an der Ausprägung von Temperaturtagesgängen beteiligten Faktoren und Prozesse jahreszeitlich variieren. An dieser Stelle sei etwa auf die unterschiedliche Beschaffenheit des Bodens durch die sich im Jahresverlauf verändernde Vegetationsbedeckung oder die Stabilität innerhalb der Grenzschicht hingewiesen.

Auf Basis dieser jahreszeitlichen Betrachtung erfolgt eine weitere Stratifizierung der Klimadaten nach folgenden Parametern mit den entsprechenden Kategorien bzw. Grenzen:

- Strömungswetterlage: 0,1,...,9
- Luftmasse (über Θ_e): 25, 50, 75 % - Perzentile
- Windrichtung: 45°-Sektoren (NE, E, SE, S, SW, W, NW, N) sowie Kalmen
- Windgeschwindigkeit: 25, 50, 75 % - Perzentile
- Feuchtemaße (relative Feuchte, spezifische Feuchte, Spread): 25, 50, 75 % - Perzentile
- Bewölkung: 0, 0.1, 0.5, 1
- Globalstrahlung (Tagessumme): 1000, 2000, 3000 J/cm²
- Niederschlagsmenge: 0, 0.1, 1 mm
- Schneebedeckung: 0, 0.1 cm (Schneedecke vorhanden oder nicht)
- Maxima- & Minimatemperaturen: 25, 50, 75 % - Perzentile
- Tagesgang der Temperatur (DTR): in Schritten von 3°C, beginnend bei tiefstem DTR (gerundet)

Die teils verwendete Perzentilverteilung nimmt hierbei stets Bezug auf Strahlungstage und unterteilt die dafür geeigneten Daten entsprechend in vier Bereiche. Im Falle der Luftmasse, Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Feuchtemaße sowie Bewölkung wurden die berechneten Tagesmittel herangezogen. Für die Niederschlagsmenge ist die des Vortages bzw. der Vornacht relevant, da aufgrund der Definition von Strahlungstagen schließlich kein Niederschlag an solchen auftritt.

Im Zuge der weiteren Vorgehensweise erfolgte sodann eine Berechnung statistischer Parameter für jede Fallunterscheidung, die ab einer Mindestanzahl von 10 eingehenden Fällen in den entsprechenden Stundendaten durch mittlere Tageszeitserien der Temperatur sowie anderer Parameter ergänzt wurde.

Serien von Strahlungstagen

In einer gesonderten Betrachtung von Serien von mindestens drei bzw. zwei (Winter) aufeinanderfolgenden Strahlungstagen (inklusive Strahlungsnächten), wurde auf Basis der jahreszeitlichen Stratifizierung folgende Fallunterscheidung verwendet:

1. kein weiteres Kriterium
2. Niederschlag am Vortag bzw. in der Vornacht des ersten ST einer Serie: $RR_{0707,Vortag} \geq 0.1 \text{ mm}$

3. Luftmassenwechsel am Vortag bzw. in der Vornacht des ersten ST einer Serie (über T in 850 hPa): $T_{06,Vortag} - T_{06} \geq 5 \text{ K}$
4. Luftmassenwechsel am Vortag bzw. in der Vornacht des ersten ST einer Serie (über Θ_e in 850 hPa): $\Theta_{e,06,Vortag} - \Theta_{e,06} \geq 5 \text{ K}$

Der definierte Luftmassenwechsel einer Temperabnahme von mindestens 5 K im Vergleich zum Vortag entspricht einer Kaltfront und ergibt sich aus der Beobachtung, dass Serien von Strahlungstagen nicht sehr selten nach einem solchen Frontdurchgang auftreten. Die gewählte Differenz von 5 K ist hierbei als Kompromiss für eine ausreichende Anzahl an Fällen zu verstehen. Da Fälle von Serien mindestens dreier bzw. zweier (Winter) aufeinanderfolgender Strahlungstage ohnehin nicht sehr häufig sind und bei Hinzunahme eines einschränkenden zweiten Kriteriums weiter reduziert werden, war es ebenso nötig die erforderliche Mindestfallanzahl bereits auf 5 zu verringern.

Kapitel 5

Ergebnisse

Die im Zuge dieser Analyse gewonnenen Resultate sollen in den folgenden Unterkapiteln vorgestellt werden. Zunächst wird auf die genannten **Strahlungstage** eingegangen, da sie als Grundlage für die weitere Betrachtung der **Temperaturtagesgänge** (DTR) dienen. Da aufgrund der Anzahl von 15 verschiedenen Stationen nicht auf jede einzelne eingegangen werden konnte, wurde die Darlegung der hier verwendeten Ergebnisse je nach Auswertung auf bestimmte Stationen beschränkt. In diesem Zusammenhang ist die Station Wien - Hohe Warte häufig in Verwendung, da sie aufgrund der besonders hohen Datenabdeckung als Referenzstation angesehen werden kann. Für die vollständigen Ergebnisse der hier nicht beschriebenen Stationen sei jedoch auf den Anhang (CD) verwiesen. Im dritten Unterkapitel folgt ein **regionaler Vergleich** der Kernresultate sowie eine TAF-Analyse. Schließlich werden die Ergebnisse durch Fallbeispiele ergänzt.

5.1 Strahlungstage

Das Hauptaugenmerk der Analyse liegt auf ungestörten Strahlungstagen (ST), wie sie bereits in Abschnitt 4.2 definiert wurden. Das wichtigste Kriterium ist hierbei durch ein Mindestmaß von 85 % relativer Sonnenscheindauer gegeben. Im Falle der Station Wien - Hohe Warte, für die eine vollständige Sonnenscheinregistrierung besteht, traten im Zeitraum 1960-2010 demnach 2004 Strahlungstage (knapp 11% aller Tage) auf, was eine durchschnittliche Anzahl von über 39 ST pro Jahr bedeutet (Abbildung 5.1). Die für spätere Auswertungen ebenfalls verwendeten Strahlungsnächte (SN) bzw. Strahlungstage mit gefolgter Strahlungsnacht zeigen eine naturgemäß ähnliche Verteilung, wobei sich die Gesamtanzahl auf 1723 beläuft. Dies entspricht über 9% der Tage und knapp 34 Fällen im jährlichen Mittel. In 714 Fällen traten diese Strahlungsnächte dabei zwischen zwei Strahlungstagen auf (14 Fälle im jährlichen Durchschnitt).

In der monatlichen (Abbildung 5.2) bzw. jahreszeitlichen (Abbildung 5.4) Verteilung der Strahlungstage fällt ein klares Maximum in den Sommermonaten Juli und August auf, was auf beständigere Hochdruckwetterlagen und den damit einhergehenden wolkenarmen Bedingungen in dieser Zeit zurückzuführen ist. Im Juni wird jedoch ein lokales Minimum erreicht, was durch das häufige Auftreten von konvektiven Wetterlagen im Frühsommer

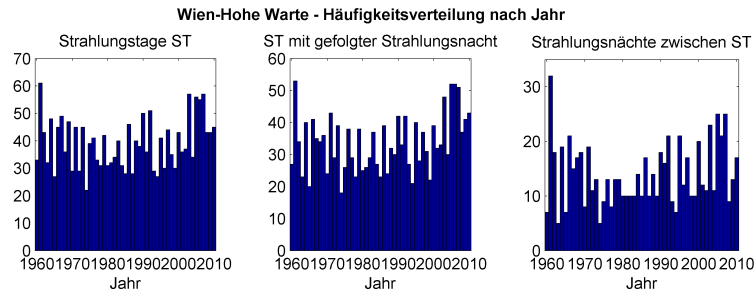


Abbildung 5.1: Wien - Hohe Warte: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Jahr

erklärt werden kann. Die wenigsten Strahlungstage treten allerdings während der Wintermonate auf, wobei weniger als ein Drittel im Vergleich zum Sommer gezählt werden, was sich durch die für das Wiener Becken sowie Donautal typischen Hochnebellagen ergibt, die bereits im November die Anzahl trüber Tage stark erhöhen. Auf diese Weise sind lediglich rund 5% der Tage im Winter auch Strahlungstage (o. Abb.).

Eine andere Verteilung weist hingegen Lienz in Osttirol auf (Abbildung 5.3). Dort tritt eine schärfere Trennung der beiden Maxima von Strahlungstagen auf, die sich im März und Oktober abheben. Das Minimum um Juni ist sehr ausgeprägt und mit erhöhten Bewölkungsverhältnissen im Zuge alpiner Konvektion in Zusammenhang zu bringen.

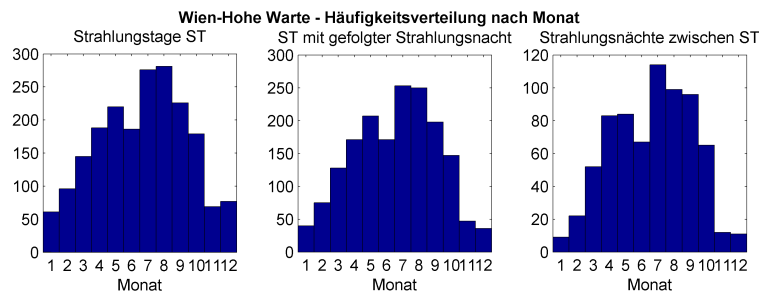


Abbildung 5.2: Wien - Hohe Warte: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Monat

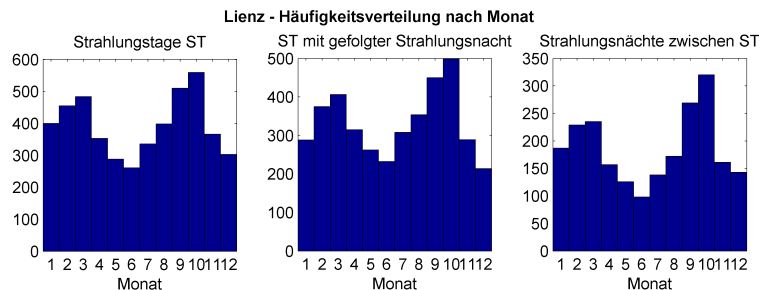


Abbildung 5.3: Lienz: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Monat

Wenig verwunderlich gehen generell rund 50 % der Strahlungstage mit gradientschwachen Wetterlagen (0) einher, wie es typischerweise bei Hochdruckgebieten über dem Ostalpenraum der Fall ist (Abbildung 5.5). Gefolgt wird diese Kategorie von den variablen

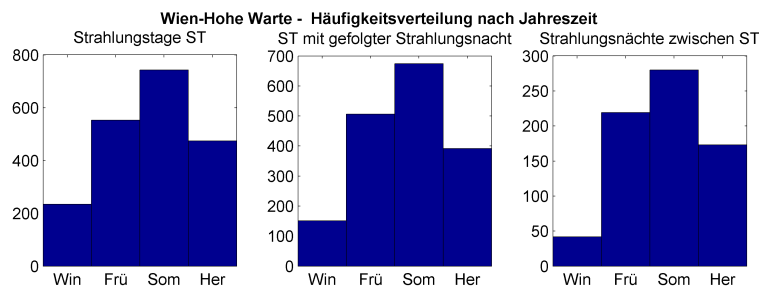


Abbildung 5.4: Wien - Hohe Warte: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Jahreszeit

Lagen (9), wobei nur noch 13 % der Strahlungstage verbucht werden. Berücksichtigt man jedoch die Verteilung der Strömungswetterlagen im Ostalpenraum, so erkennt man, dass diese allgemein stark von gradientschwachen ($\approx 27\%$) sowie variablen Lagen ($\approx 25\%$) dominiert ist (Abbildung 5.6, links). Betrachtet man daher das relative Auftreten von Strahlungstagen in Abhängigkeit von der jeweiligen Strömungswetterlage, ergibt sich ein teils deutlich abweichendes Bild (Abbildung 5.6, rechts). Im Falle Wiens treten Strahlungstage somit zwar noch in rund 20 % aller Tage mit gradientschwacher Strömungslage (0) auf, variable Lagen (9) sind jedoch nur mehr in knapp 6 % dieser Fälle mit dem Auftreten von Strahlungstagen verbunden. Wie bereits erwähnt, treten variable Lagen i. A. bei Frontdurchgängen im Ostalpenraum auf und gehen deshalb mit höheren Bewölkungsverhältnissen einher. In mehr als 20 % der Fälle treten Strahlungstage hingegen bei südlicher Strömungslage (4) in Erscheinung, was durch die begünstigende leeseitige Lage Wiens im Zusammenhang mit Absinken bzw. Föhn an der Alpennordseite in Verbindung steht. Auch präfrontal kommt es an der Alpennordseite häufig zu Föhnfenstern in der Bewölkung. In diesem Fall sind die Strahlungstage jedoch eher der Strömungswetterlage 9 (variabel) zugeordnet. Ein deutliches Minimum an beobachteten Strahlungstagen liegt bei nordwestlichen Strömungswetterlagen vor, welche lediglich in rund 1 % der Fälle Strahlungstage mit sich bringen. Strahlungstage an Tagen mit nördlicher Strömungslage (8) sind zusammen mit der generell geringen Häufigkeit nördlicher Lagen mit nur 15 Fällen absolut am seltensten.

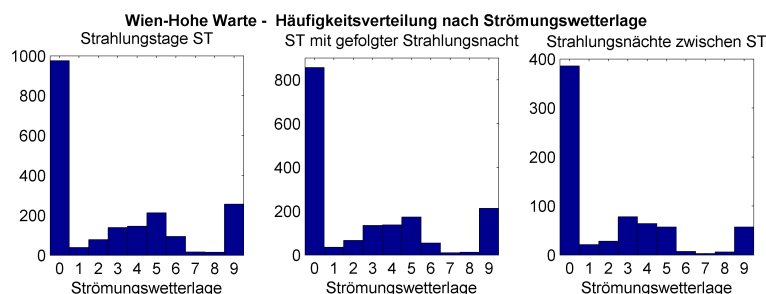


Abbildung 5.5: Wien - Hohe Warte: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Strömungswetterlage im Zeitraum 1961 - 2010

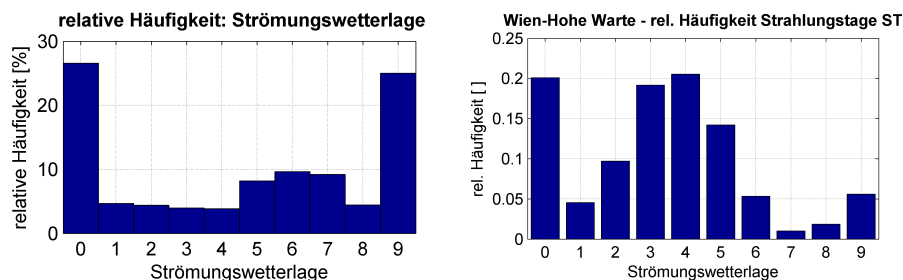


Abbildung 5.6: relative Häufigkeiten der Strömungswetterlagen im Ostalpenraum (links) und Strahlungstage für Wien - Hohe Warte (rechts)

regionaler Vergleich

Das jahreszeitlich sehr unterschiedliche Vorkommen von Strahlungstagen gilt auch für das übrige Stationsnetz. Die absolute Häufigkeit von Strahlungstagen variiert zum Teil beträchtlich (Abbildung 5.7, oben), ist jedoch aufgrund der unterschiedlichen Anzahl eingehender Jahre mit Sonnenscheinregistrierung nicht optimal unter den Stationen vergleichbar. So liegen etwa für die Stationen Weitra oder Schöckl deutlich weniger Strahlungstage vor, was auf eine geringere Jahresanzahl zurückgeht. Im Falle der Station Lienz für die, ebenso wie für die Station Wien - Hohe Warte, 51 vollständige Jahre vorliegen, kommen mit absolut 4713 Fällen (etwa 25 % aller Tage) die meisten Strahlungstage vor, wobei im Herbst ein Maximum von 1435 solcher Tage (knapp 31 % der Herbsttage) vorliegt. Wesentlich vergleichbarer ist die Betrachtung der relativen Häufigkeiten (Abbildung 5.7, unten). Tiefgelegene Stationen (unterhalb von etwa 500 - 600 m Seehöhe) zeigen i. A. ein Maximum von Strahlungstagen während des Sommers im Bereich von 30 bis 40 %. Für höhergelegene Stationen innerhalb des Alpenbereichs findet eine allmähliche Verschiebung des Maximums in den Herbst und Winter statt. Diese Umkehr der Verteilung ist in den im Herbst sowie Winter häufig zu beobachtenden Inversionswetterlagen mit Hochnebelfeldern über dem Tiefland und sonnigen Verhältnissen im Bergland verbunden. Für die Bergstationen Feuerkogel, Sonnblick sowie Villacher Alpe zeigt sich eine sehr einheitliche Verteilung, die Station Schöckl (Mittelgebirgslage) scheint hingegen ein ausgeprägteres Maximum während der Wintermonate zu besitzen, was jedoch aufgrund der geringen Anzahl eingehender Fälle nicht überinterpretiert werden sollte.

Die Häufigkeitsverteilung der Strahlungstage in Abhängigkeit von der Strömungswetterlage unterscheidet sich nicht wesentlich von der für Wien. Auch in den übrigen Regionen überragt naturgemäß die Dominanz von gradientschwachen sowie variablen Wetterlagen in absoluten Zahlen. Während gradientschwache Lagen jedoch in Wien in lediglich 20 % der Fälle mit Strahlungstagen verbunden sind, ist dies etwa für höhergelegene und inneralpine Stationen deutlich öfter der Fall. So steigt für Lienz die Häufigkeit bereits auf 43 %. Für die richtungsgebundenen Strömungslagen ergibt sich hier hingegen eine vergleichsweise ausgeglichene Verteilung um 25 % mit ebenfalls tendenziell bevorzugtem Auftreten bei südlichen Strömungslagen.

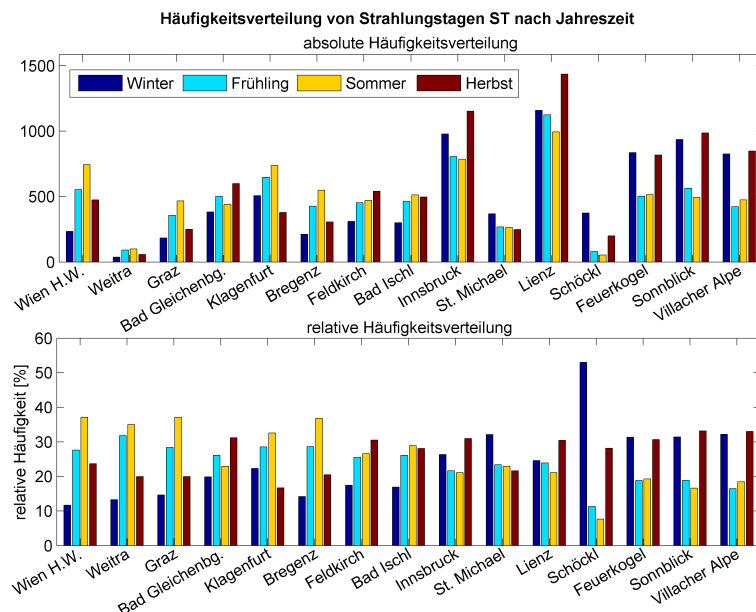


Abbildung 5.7: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Jahreszeit; oben: Anzahl eingehender Strahlungstage (ST); unten: Häufigkeit mit prozentueller Anzahl bezogen auf die Jahreszeiten (alle Strahlungstage = 100%)

5.2 Temperaturtagesgänge

5.2.1 mittlere Verhältnisse

Die in diesem Abschnitt dargelegten statistischen Ergebnisse basieren zunächst auf der alleinigen Stratifizierung nach Jahreszeit, Monat, Luftmasse oder der Strömungswetterlage und beziehen sich, falls nicht näher angeführt, zunächst auf die Station Wien - Hohe Warte.

atypische Tagesgänge

Wie bereits erwähnt, wurden für die Analyse der Temperaturtagesgänge im Zuge einer sinnvollen Interpretation der Ergebnisse nur jene Tage bzw. Strahlungstage in Betracht gezogen, für welche die in den Klimadaten vorliegenden Maxima- sowie Minimatemperaturen und der daraus abgeleitete DTR repräsentativ für eine Temperaturerhöhung tagsüber sind. Die hier mit *atypischem* Tagesgang bezeichneten Tage waren daher von dieser Betrachtung auszuschließen und machen im Falle der Station Wien - Hohe Warte etwa 31 % aller Tage bzw. 16 % der Strahlungstage im Winter aus (Abbildung 5.8). Dies bedeutet, dass an beinahe jedem dritten Tag im Winter der Wert der Maximum- und/ oder Minimumtemperatur aufgrund ihrer Eintrittszeitpunkte nicht aussagekräftig ist, was durch den großen Einfluss tageszeitenunabhängiger, advektiver Prozesse in der kalten Jahreszeit erklärt werden kann. Im Sommer ist dies hingegen nur an 14 % aller Tage bzw. weniger als 1 % der Strahlungstage der Fall. Die Tatsache, dass an Strahlungstagen weniger häufig atypische Tagesgänge auftreten, ist aufgrund der i. A. geringeren Advektion nachvoll-

ziehbar. Da die Rolle advektiver Prozesse gemäß der mittleren Windgeschwindigkeit mit zunehmender Höhe an Bedeutung gewinnt, sind atypische Tagesgänge bei höhergelegenen Stationen wesentlich häufiger. Für die höchste Station Sonnblick steigt der Anteil der Tage mit atypischem Tagesgang im Winter daher auf über 50 % und sogar an Strahlungstagen im Winter noch auf über 30 %.

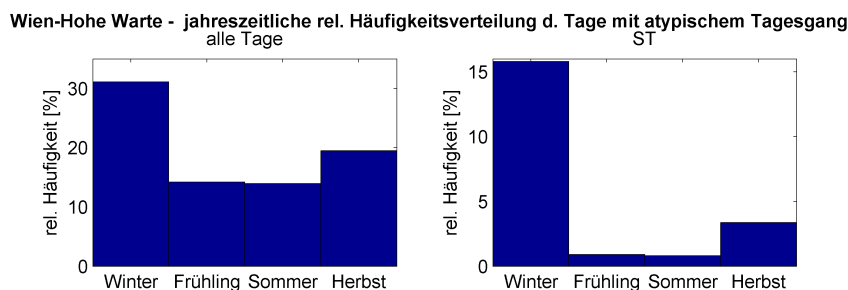


Abbildung 5.8: Wien - Hohe Warte: relative Häufigkeiten der Tage mit atypischem Tagesgang nach Jahreszeit

einfache Stratifizierung

Gesamtjahr Bei der Verteilung der Temperaturtagesgänge (DTR) über alle Tage (mit typischem Tagesgang), handelt es sich im Falle der Station Wien - Hohe Warte um eine annähernd positiv schiefe Normalverteilung (Abbildung 5.9). Der mittlere DTR beträgt $8.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, der Modalwert der Verteilung ist jedoch kleiner und liegt zwischen 6 und $7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die Untermenge der Strahlungstage weist einen um mehr als $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ höheren mittleren DTR von $12.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf, wobei sich ein breiterer Modalbereich mit hohen Werten von 12 bis $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ beobachten lässt (negative Schiefe). Die Standardabweichung reduziert sich im Vergleich aller Tage auf etwa $3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der höchste DTR liegt bei $20.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, der geringste bei $2.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, was eine Spannweite von $17.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ausmacht. Andere Regionen weisen eine ähnliche Häufigkeitsverteilung auf, wobei für Talstationen ein generell höherer DTR, für Bergstationen ein generell tieferer DTR festzustellen ist. Den höchsten Temperaturtagesgang an einem Strahlungstag verzeichnete die Station St. Michael im Lungau mit $27.5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

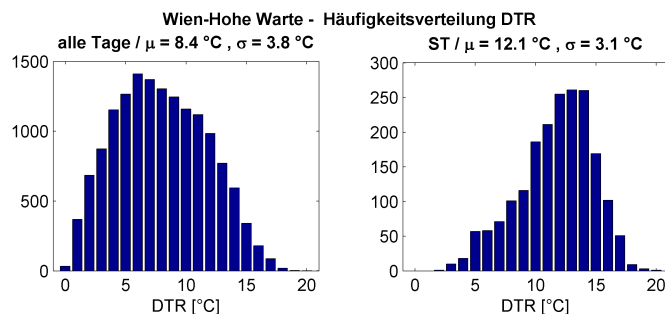


Abbildung 5.9: Wien - Hohe Warte: Häufigkeitsverteilung DTR

Für die über das gesamte Jahr gemittelten stündlichen Werte der Temperatur sowie der anderen maßgeblichen Parameter ergeben sich im Falle der Strahlungstage charakteristi-

sche Tagesgänge (Abbildung 5.10). Das mittlere Minimum der Temperatur wird hierbei um 4 UTC erreicht und geht mit der Zeit des mittleren Sonnenaufgangs einher. Den geringsten Wert erreicht ebenso die Taupunkttemperatur, weshalb der Spread unter $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ sinkt und die relative Feuchte im Bereich von 85 % liegt. Mit beginnender Einstrahlung kommt es zu einem allmählichen Anstieg der Temperatur, aber auch des Taupunkts, was mit einer Anfeuchtung durch Verdunstung von Bodenbeschlägen wie Tau in Zusammenhang gebracht werden kann. In dieser Zeit erreicht die Windgeschwindigkeit ihr Minimum, was mit dem Drehen der anfänglichen Nordwestwinde auf die während des Tages infolge der südöstlichen Exposition vorherrschende ost-südöstliche Richtung zusammenfällt. Ab dem späteren Vormittag folgt der Taupunkt der Temperatur nicht mehr und beginnt unter Einfluss des stärker werdenden Windes abzufallen. Das mittlere Maximum der Temperatur wird schließlich um etwa 14 UTC, bei bereits reduzierter Globalstrahlung erreicht, wobei der Wind sowie der Spread ebenfalls ihren Höchstwert annehmen. Die Luft ist mit im Mittel unter 50 % relativer Feuchte deutlich trockener als am Morgen. Mit Sonnenuntergang beginnt der schwächer werdende Wind allmählich wieder auf westliche oder nördliche Richtung zu drehen. Der Druck zeigt die für ungestörte Strahlungsbedingungen typische doppelte Welle, die sich durch die atmosphärischen Gezeiten ergeben und ein Maximum während des Vormittags sowie innerhalb der ersten Nachthälfte verursachen, ersteres infolge der kälteren Luft und letzteres durch Resonanz. Die Größen der 850 hPa-Fläche weisen einen generellen Anstieg während des Tages auf, wobei etwa das Maximum der spezifischen Feuchte oder auch der äquivalentpotentiellen Temperatur am Abend erreicht wird und über die höhenverzögerte Anfeuchtung bzw. Erwärmung innerhalb der Grenzschicht interpretierbar ist.

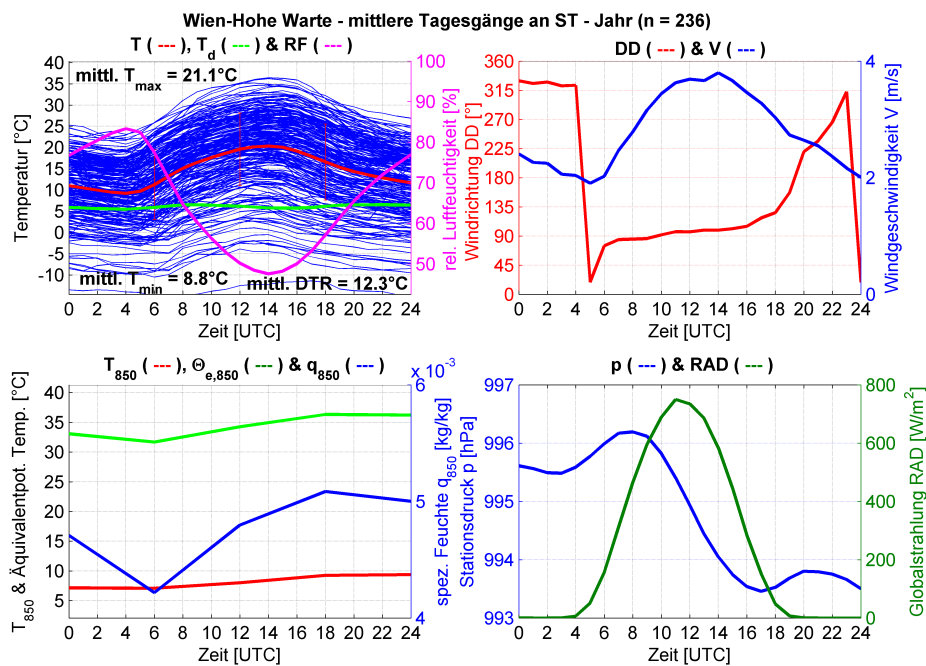


Abbildung 5.10: Wien - Hohe Warte: mittlere Tagesgänge an Strahlungstagen

Jahreszeit Da die Temperaturtagesgänge i. A. einen Jahresgang aufweisen, ist es sinnvoll diese auch jahreszeitlich zu betrachten. Die Häufigkeitsverteilung ist hierbei zu höheren oder tieferen Werten verschoben, wobei das Minimum des mittleren DTR aller Tage mit 5.4 °C im Winter und das Maximum mit 10.4 °C im Sommer erreicht wird (Abbildung 5.11). Diesem Muster entsprechen auch die Verhältnisse an Strahlungstagen, deren mittlere DTR zwischen 7.7 °C im Winter und 13.3 °C im Sommer schwanken. Die Spannweite der DTR ist jedoch im Falle der Strahlungstage geringer, da ein gewisses Mindestmaß an DTR vorliegt. Im Sommer werden somit keine DTR unterhalb von 6 °C beobachtet, was für den Winter hingegen nicht ungewöhnlich ist.

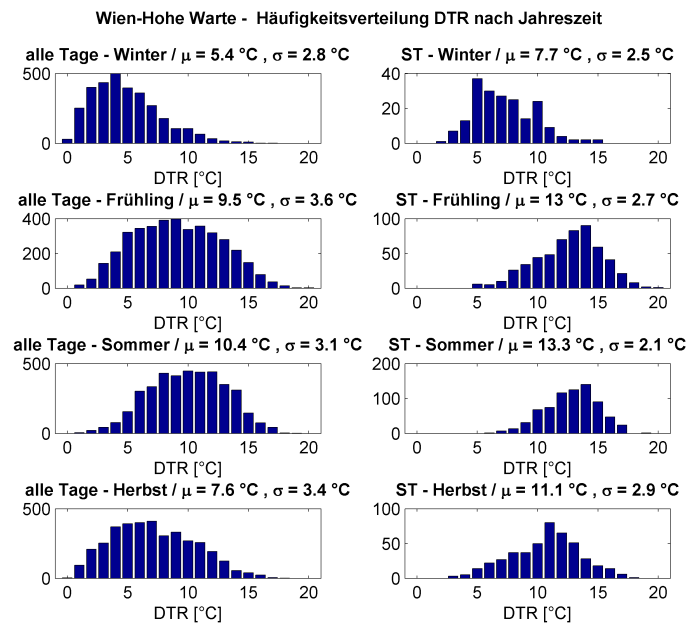


Abbildung 5.11: Wien - Hohe Warte: Häufigkeitsverteilung DTR nach Jahreszeit

Betrachtet man die jahreszeitlich differenzierten mittleren meteorologischen Bedingungen an Strahlungstagen (Abbildung 5.13), für welche die genannten DTR zu beobachten sind, so lassen sich im Falle der Station Wien - Hohe Warte folgende Kernaussagen feststellen:

- Die den jeweiligen DTR entsprechenden Maxima- und Minimatemperaturen weisen einen naturgemäßen Jahresgang auf. Beispielsweise ist an Strahlungstagen im Sommer mit einer mittleren Maximumtemperatur von 28.1 °C zu rechnen, was zusammen mit dem mittleren Minimum von 14.8 °C den hohen DTR erklärt. Bildet man eine Regression der Maxima- gegen die Minimatemperaturen in Abhängigkeit von der Jahreszeit, so lässt sich ein deutlicher linearer Zusammenhang feststellen, der mit Ausnahme des Sommers durch eine hohe Korrelation gekennzeichnet ist (Abbildung 5.12). Im letzteren Falle sind den Maximatemperaturen trotz sehr hoher Minimatemperaturen natürliche Obergrenzen infolge der turbulenten Durchmischung

einschließlich der Ausprägung einer Überadiabasis vorgegeben, was v. a. an Strahlungstagen im Hochsommer durch ein Schwanken der Nachmittagstemperaturen im Zehntelgradbereich beobachtbar ist. In den übrigen Jahreszeiten ist hingegen mit einem stärkeren proportionalen Anstieg der nachmittäglichen Maxima zu rechnen, wobei diese eine in der Regel ausgeprägtere Spitze aufweisen.

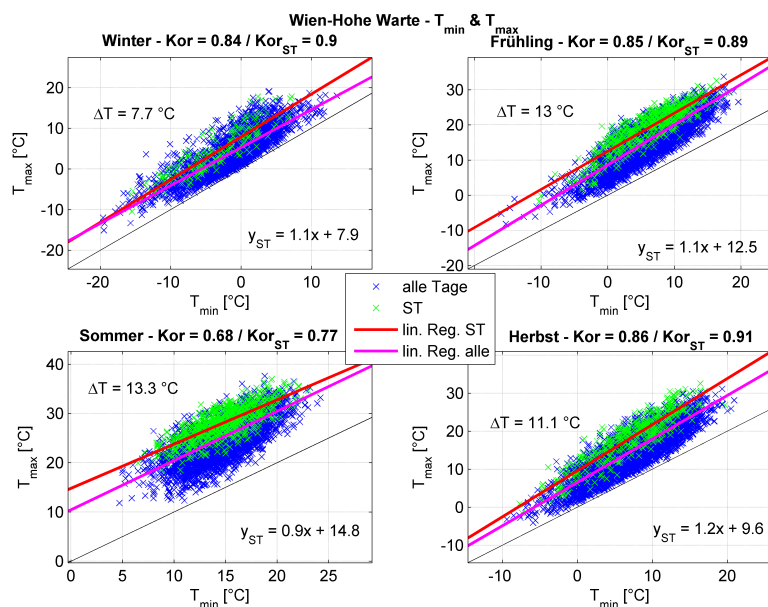


Abbildung 5.12: Wien - Hohe Warte: Streudiagramme Minimum- / Maximumtemperaturen; jeweils angegeben sind die Korrelationskoeffizienten, die Gleichung der Regressionsgerade sowie der mittlere DTR an Strahlungstagen (ST)

- Strahlungstage treten unabhängig von der Jahreszeit am häufigsten bei gradient-schwachen Strömungslagen (0) auf. Die damit verbundenen Luftmassen, charakterisiert durch die äquivalentpotentielle Temperatur in 850 hPa, weisen ebenso wie etwa die spezifische Feuchte oder Globalstrahlung einen starken Jahresgang mit den jeweils höchsten Werten im Sommer und einem Minimum im Winter auf. Im Gegensatz zur Globalstrahlung sind die äquivalentpotentielle Temperatur sowie die spezifische Feuchte im Mittel jedoch im Herbst höher als im Frühling und daher mit dem Jahresgang des DTR weniger gut in Phase.
- Die mittlere Windrichtung an Strahlungstagen weist i. A. eine ausgeprägte Ost- bis Südostkomponente auf, was durch die südostexponierte Flachhanglage der Station Wien - Hohe Warte erklärbar ist. Die mittlere Windgeschwindigkeit variiert dabei wenig und bewegt sich im Bereich von 2 bis 3 m/s.
- Die mittlere relative Feuchte erreicht ihr Minimum im Frühling und ist dabei um 15 % geringer als im Winter.

- Relativ invariant verhalten sich die mittlere Bedeckung an Strahlungstagen, die im Einklang mit dem geforderten Mindestmaß an relativer Sonnenscheindauer sehr gering bleibt, sowie die Niederschlagsmenge, welche im Falle der Strahlungstage ohnehin nur für den Vortag von Interesse ist.
- Die mittlere Gesamtschneehöhe an Strahlungstagen im Winter beträgt rund 3 cm, variiert jedoch stark.

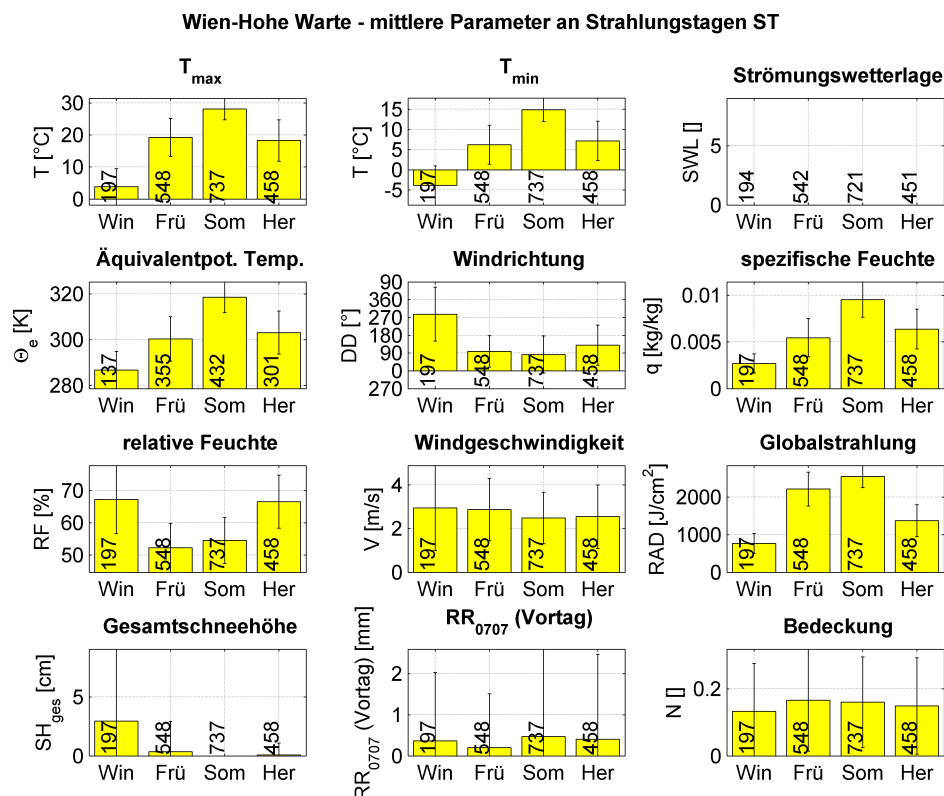


Abbildung 5.13: Wien - Hohe Warte: jahreszeitliche Verteilung der mittleren Parameter an Strahlungstagen inklusive Standardabweichung (schwarze Balken) sowie Anzahl der eingehenden Tage

In einigen Parametern grundlegend verschieden verhalten sich im Vergleich dazu hochgelegene Stationen, wie die Station Sonnblick, wo etwa die relative Luftfeuchtigkeit im Winter ihr Minimum erreicht, was mit dem Vorhandensein sehr trockener, absinkender Luftmassen in Verbindung steht. Aufgrund der Höhenlage ist die mittlere Windgeschwindigkeit um einen Faktor 2 erhöht, außerdem herrscht ganzjährig Schneebedeckung (mit einem Maximum im Frühjahr), die Globalstrahlung ist höher und das Temperaturniveau wesentlich tiefer.

Im Falle der Muster der mittleren täglichen Verläufe der Temperatur sowie der anderen diskutierten Parameter in jahreszeitlicher Abhängigkeit ist kein wesentlicher Unterschied

zur gesamtjährlichen Betrachtung festzustellen. Je kürzer die Tageslänge ist, desto kürzer fallen auch die Erwärmungsperiode sowie die Dauer des tagsüber beobachtbaren Ost- bis Südostwinds aus. Letzteres ist auch ein Grund für die aus den 3 Klimamesszeiten berechneten mittleren täglichen Windrichtung, die für den Winter bereits im West- bis Nordwestbereich liegt (Abbildung 5.13).

Monat Die monatliche Darstellung der mittleren DTR erlaubt einen noch differenzierteren Blick auf die konkreten Verhältnisse, wird jedoch aufgrund der teils sehr geringen Anzahl an eingehenden Strahlungstagen nur auf ergänzende Weise angeführt (Abbildung 5.14). Die Aussage etwa der höchsten DTR im Sommer wird dadurch verfeinert. Der monatliche Verlauf des mittleren DTR weist hiermit gleich zwei lokale Maxima auf, wovon sich eines im Juli (13.6 °C), das größere sich jedoch mit 13.9 °C im April befindet. Der kleine Rückgang in den Monaten Mai und Juni kann einerseits auf das i. A. größere Angebot an Feuchtigkeit infolge höherer Niederschläge sowie starker Verdunstung und der damit einhergehenden Reduktion des fühlbaren Wärmestroms, andererseits auf eine vergleichsweise kurze Abkühlungsperiode in den Nächten zurückgeführt werden. Nach dem zweiten Maximum im Juli findet ein kontinuierlicher Rückgang bis zum Dezember mit lediglich 6.0 °C entsprechend dem Verlauf der Globalstrahlung statt, ehe es ab Januar zu einem starken Anstieg kommt. Die Variabilität der DTR ist im März am größten, was in der Standardabweichung von 3.3 °C zum Ausdruck kommt.

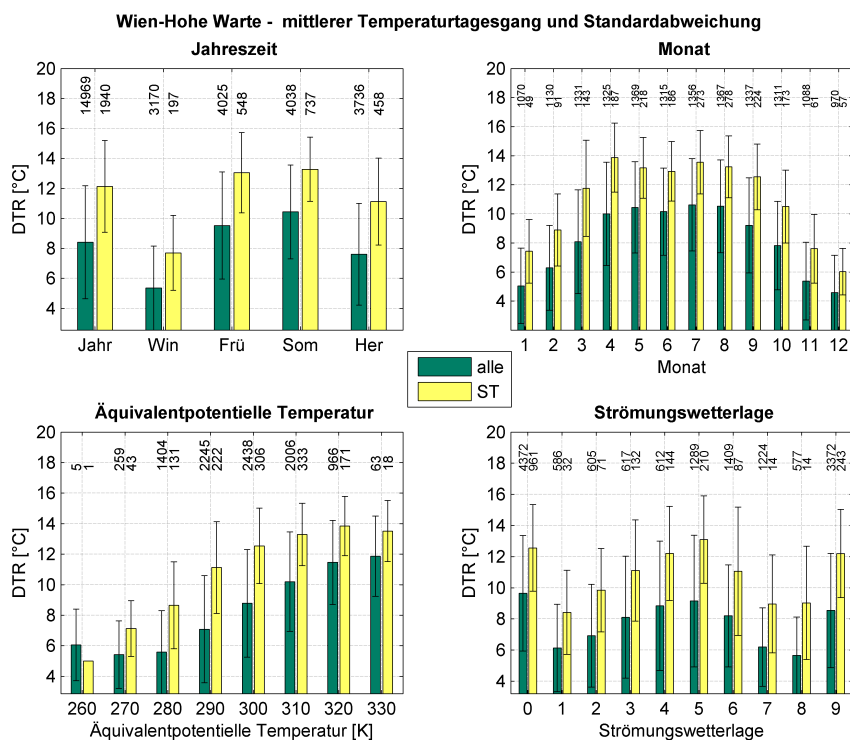


Abbildung 5.14: Wien - Hohe Warte: mittlere Temperaturtagesgänge (DTR) für alle Tage und Strahlungstage nach unterschiedlichen Kriterien

Da die mittleren DTR auf die mittleren Maxima- und Minimatemperaturen zurückzuführen sind, ist eine monatliche Betrachtung der stündlichen Mittelwerte der Temperatur für Strahlungstage von Interesse. Hierbei ist festzustellen, dass das Minimum der Temperatur stets um die Zeit des Sonnenaufgangs erreicht wird und somit im Jahresverlauf um 3 bis 4 Stunden variiert (Abbildung 5.15). Das Maximum der Temperatur liegt hingegen zwischen rund 12 UTC im Dezember und 15 UTC im Juli und damit etwa 1 bis 4 Stunden nach dem Sonnenhöchststand entfernt. Die 30 ° - Marke wird hierbei durchschnittlich an Strahlungstagen im Juli überschritten, was aus klimatologischer Sicht mit dem Auftreten *heißer* Tage gleichbedeutend ist. Im Falle der Taupunkttemperatur herrscht eine vergleichsweise geringe tägliche Variation. Die relative Luftfeuchtigkeit weist hingegen aufgrund des mit steigender Temperatur anwachsenden Spreads ein deutliches Minimum zur Zeit der Maximumtemperaturen auf, das im März und April im Bereich von 40 % liegt und in der Regel auch mit dem stärksten mittleren Wind (Ost- Südostwind bei 3 bis 4 m/s) übereinstimmt, welcher tagsüber zu mehr oder weniger hochreichend durchmischten Bedingungen führt.

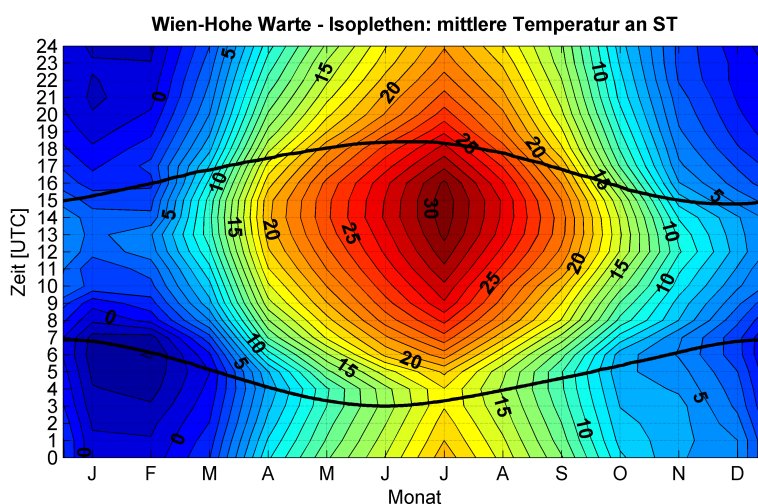


Abbildung 5.15: Wien - Hohe Warte: Thermoisoplethendiagramm an Strahlungstagen; dicke, schwarze Linien stellen die Zeiten des Sonnenaufgangs und -untergangs dar

Luftmasse Mithilfe der äquivalentpotentiellen Temperatur im 850 hPa - Niveau ist es möglich den Energiegehalt von Luftmassen zu beschreiben. Da diese proportional zur Temperatur und der spezifischen Feuchte ist, weist sie selbst einen Jahresgang mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Winter auf. Bezieht man sich nun auf die mittleren DTR auf Basis dieser Größe, so lässt sich ein Anstieg der DTR mit steigender äquivalentpotentieller Temperatur feststellen (Abbildung 5.14, links unten). Bei sehr energiereichen Luftmassen zwischen 320 und 330 K wird im Mittel bereits ein Temperaturanstieg von 13.8 °C erreicht.

Strömungswetterlage Kein proportionaler Zusammenhang liegt zwischen dem mittleren DTR und der Strömungswetterlage vor, für die, aufgrund der Klasseneinteilung, kein natürliches Ordnungsprinzip gilt (Abbildung 5.14, rechts unten). Im Falle gradientschwacher (0) sowie variabler Lagen (9), welche am häufigsten vorkommen, werden DTR über 12 °C erreicht. Mit zunehmend abweichender Strömungsrichtung vom Nordostsektor (1), für welchen ein minimaler mittlerer DTR von 8.4 °C beobachtet wird, steigt der Tagesgang der Temperatur stark an. Die absolut größten mittleren DTR (13.1 °C) kommen somit bei Südwestströmungslagen (5) vor, bei denen häufig Föhneffekte im Ostalpenraum auftreten.

5.2.2 Korrelationsanalyse

Um die Abhängigkeiten der DTR von anderen meteorologischen Größen qualitativ sowie quantitativ näher zu untersuchen, wurde eine korrelative Analyse herangezogen. Diese bezieht sich im Folgenden auf die bereits erwähnten Anomalien der zu untersuchenden Größen, also um die vom mittleren Jahresgang bereinigten Zeitserien.

Gesamtjahr Die gesamtjährliche Betrachtung liefert im Falle der Station Wien - Hohe Warte erste Indizien auf mögliche, maßgebliche Zusammenhänge zwischen den beobachteten Tagesgängen der Temperatur und den übrigen Messgrößen sowie abgeleiteten Parametern, welche über die entsprechenden Tagesmittel eingehen.

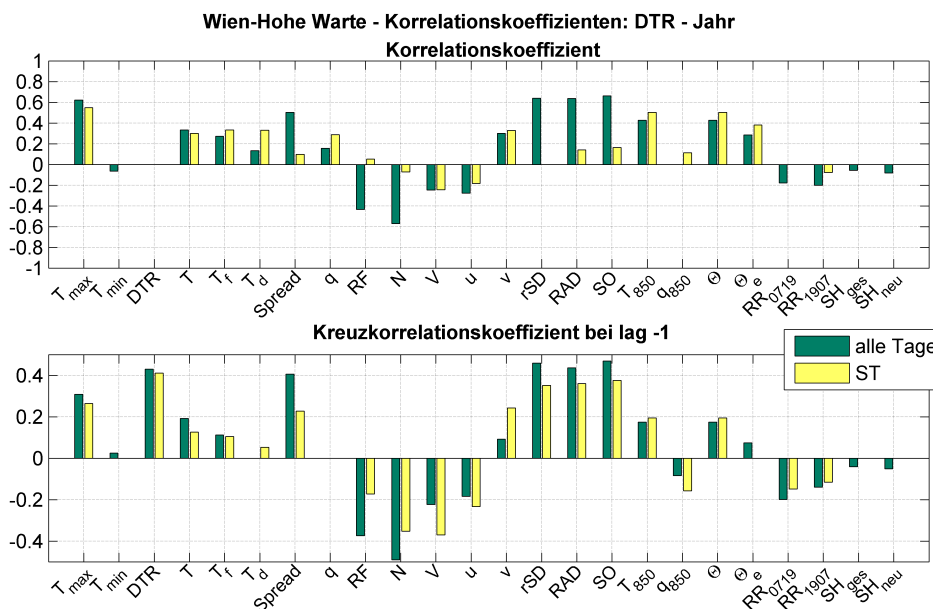


Abbildung 5.16: Wien - Hohe Warte; oben: Korrelationskoeffizienten: DTR - Jahreszeit; unten: Kreuzkorrelationskoeffizienten für lag -1 d (Vortag): DTR - Jahreszeit; nur statistisch signifikante Ergebnisse dargestellt

Die betragsmäßig größten Korrelationskoeffizienten liegen hierbei um 0.6 und sind daher als mäßig einzustufen (Abbildung 5.16, oben). Es handelt sich um die absolute Sonnen-

scheindauer SO (0.66) gefolgt von den ebenfalls strahlungsbezogenen Größen der relativen Sonnenscheindauer rSD sowie Globalstrahlung RAD mit einem Koeffizienten von jeweils 0.64, was durch den größeren Input an solarer Energie als Antrieb für die Erwärmung tagsüber verständlich erscheint. Im Einklang dazu verhält sich die Korrelation mit der Gesamtbedeckung N , die mit -0.57 auf eine Dämpfung des DTR bei zunehmender Gesamtbewölkung hinweist. Die Maximumtemperatur korreliert mit 0.62 ebenfalls mäßig mit den beobachteten DTR, ist jedoch in umgekehrter Weise zu verstehen, da die DTR umso größer sind, je höher die Maximumtemperaturen liegen. Korrelationskoeffizienten von mehr als 0.5 werden noch für das Feuchtemaß Spread beobachtet, was allerdings mit den häufig höheren Taupunktdifferenzen und daher trockeneren Verhältnissen bei höheren DTR in Verbindung steht. Interessant zu beobachten ist u. a. dass eine positive meridionale Windkomponente v (Südwind) tendenziell mit höheren DTR einhergeht, eine positive zonale Windkomponente u (Westwind) jedoch i. A. mit einer Reduktion des DTR verbunden ist, wie sie auch bei Niederschlag feststellbar ist. Ersteres ist auf die Advektion von wärmerer bzw. kühlerer Luftmassen, letzteres auf die mit Niederschlag verbundene Bewölkung, Niederschlagskühlung sowie das erhöhte Feuchteangebot zurückzuführen. Die Kreuzkorrelationskoeffizienten geben Auskunft über die Korrelation des DTR mit den zeitlich verschobenen Größen. Für einen lag von -1 d, also der Korrelation mit dem Vortag, ergibt sich ein qualitativ sehr ähnliches Bild, wobei die beobachteten Korrelationen betragsmäßig 0.5 nicht mehr überschreiten (Abbildung 5.16, unten). Da der DTR (aber auch andere Parameter) autokorreliert ist (0.43), also der DTR an einem Tag dem seines Vortags ähnelt, lässt sich auf eine gewisse Persistenz des Wettercharakters schließen.

Die Situation an Strahlungstagen verhält sich in einigen Punkten verschieden. So haben etwa die strahlungsbezogenen Parameter einschließlich der Gesamtbedeckung keinen wesentlichen Einfluss mehr, da Strahlungstage ohnehin durch die Definition über die relative Sonnenscheindauer nur noch wenig Variabilität in dieser Hinsicht zulassen. Tendenziell bleibt jedoch auch hier eine signifikante, positive Abhängigkeit im Falle der Globalstrahlung sowie Sonnenscheindauer bestehen, die für die Vortagkorrelation wesentlich größere Ausmaße annimmt. Dies ist ebenfalls in der häufigen mehrtägigen Beständigkeit sonniger bzw. trüber Tage begründet. Die stärkste Korrelation besteht, abgesehen von der Maximumtemperatur, mit der Temperatur bzw. potentiellen Temperatur in 850 hPa und übersteigt 0.50, wobei eine Betrachtung ohne Anomalien zu einem noch etwas höheren Wert von 0.63 führt. In beiden Fällen ist sie auf die häufig vorliegende turbulente Durchmischung während der Nachmittage an Strahlungstagen zurückzuführen, die zu einem Temperaturanstieg in Verbindung mit der im Mittel höheren Maximumtemperaturen führt und auf die noch gesondert eingegangen wird.

Jahreszeit Aufgrund der bereits erwähnten jahreszeitlichen Abhängigkeit vieler, für die Temperaturentwicklung wichtiger Prozesse und Faktoren ist es i. A. aufschlussreicher eine korrelative Analyse für jede Jahreszeit anzustellen.

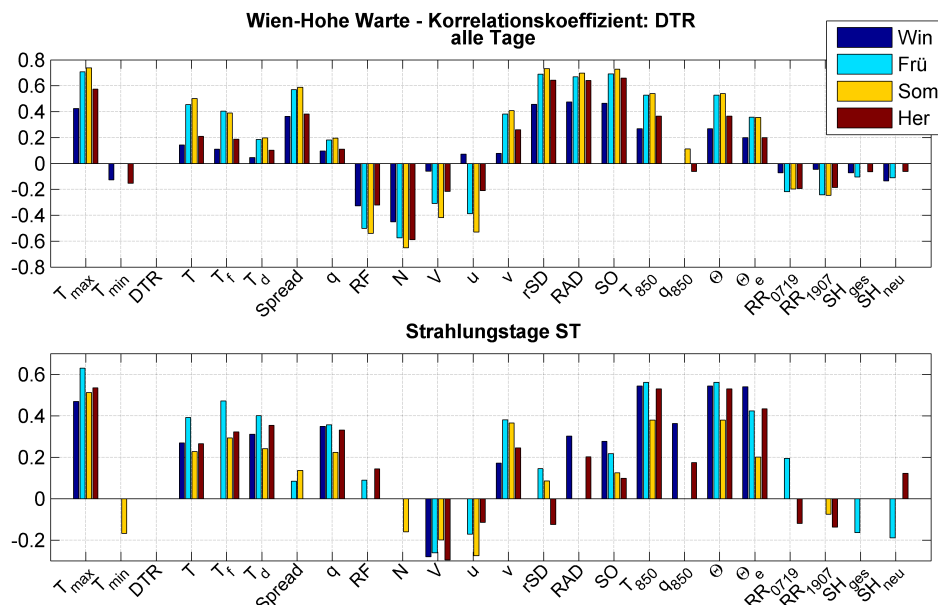


Abbildung 5.17: Wien - Hohe Warte: Korrelationskoeffizienten: DTR - Jahreszeit; nur statistisch signifikante Ergebnisse dargestellt

Die in diesem Zusammenhang relevanten Aussagen sind im Folgenden zusammengefasst:

Winter Im Winter ist der Tagesgang der Temperatur, im Vergleich zu den übrigen Jahreszeiten, generell schwach mit anderen Parametern korreliert (Abbildung 5.17). Die relativ größten Anteile der Varianz des DTR werden jedoch auch hier durch die strahlungsrelevanten Größen der relativen bzw. absoluten Sonnenscheindauer, Globalstrahlung sowie Gesamtbedeckung erklärt, welche naturgemäß eine hohe Korrelation untereinander aufweisen. An Strahlungstagen existiert eine mäßig gute Korrelation mit der Temperatur in 850 hPa infolge der Korrelation mit der Maximumtemperatur. Eine Westwindkomponente steht tendenziell mit höheren Maxima- wie auch Minimatemperaturen in Verbindung, was auf die häufige Advektion wärmerer Luftmassen in dieser Jahreszeit zurückgeht und folglich auf den DTR wenig Einfluss hat. Höhere DTR sind im Falle einer südlichen Windkomponente mit höheren Maximatemperaturen verbunden. Ein weiteres, interessantes Ergebnis liegt in der Beobachtung, dass Maxima-, wie auch Minimatemperaturen bei steigender Gesamtschneehöhe zurückgehen, der DTR jedoch ebenfalls tendenziell zurückgeht, was auf eine stärkere Reduktion der Maxima hindeutet.

Berücksichtigt man die Korrelationen der maßgeblichen Parameter untereinander, so lässt sich im Rahmen der partiellen Korrelationsanalyse feststellen, dass sich der Einfluss der strahlungsbezogenen Größen zugunsten des Windes reduziert. Dies scheint in der Tatsache, dass der DTR im Winter stärker durch advektive Prozesse gesteuert ist, begründet zu sein. Eine im Mittel erhöhte Windgeschwindigkeit steht zwar mit einer Dämpfung des Tagesgangs in Beziehung, eine positive Zonal- (West) oder Meridional Komponente (Süd) des Windes ist jedoch mit einem tendenziellen Anstieg

der Tagesgänge verbunden. Im Falle der Strahlungstage sind vergleichsweise wenig statistisch signifikante Folgerungen für den Winter zu ziehen. Dies ist in erster Linie mit der geringen Anzahl der zu korrelierenden Daten zu erklären.

Frühling Im Frühling steigen die signifikanten Zusammenhänge in beinahe allen Fällen deutlich an, sind jedoch qualitativ den Verhältnissen im Winter ähnlich. Die strahlungsrelevanten Größen erklären bereits ein Drittel (Gesamtbewölkung) bis die Hälfte der gesamten Varianz des DTR aller Tage, was auf den schon wesentlich größeren Einfluss der diabatischen Komponente infolge der starken Einstrahlung hinweist. Auch im Frühling ist ein Anstieg des negativen linearen Zusammenhangs zwischen dem DTR und der Windgeschwindigkeit feststellbar. Eine positive zonale Komponente (u) des Windes ist im Gegensatz zum Winter mit einer Reduktion des DTR aufgrund geringerer Maxima verbunden, was mit der im Frühling häufigen Zufuhr kühlerer und feuchterer Luftmassen zusammenhängt, jedoch im Winter durch das Ausräumen der kontinentalen, häufig hochnebelanfälligen Kaltluft eine gegenteilige DTR-Tendenz bewirkt. Besonders auffällig ist ein Maximum der Korrelation hinsichtlich der (potentiellen) Temperatur in 850 hPa im Falle der Strahlungstage, an denen häufig gut durchmischte Bedingungen bis zum Boden vorliegen.

Sommer Die betragsmäßig höchsten Korrelationen liegen generell für den Sommer vor. Qualitativ unterscheiden sich die Zusammenhänge im Vergleich zum Frühling kaum. Dies ist wenig verwunderlich, wenn man bedenkt, dass die Advektion von Luftmassen im Sommer für gewöhnlich eine meist untergeordnete Rolle spielt und das solare Forcing bestimmend auf die Temperaturentwicklung wirkt. Die spezifische Feuchte q , repräsentativ für den absoluten Feuchtegehalt der bodennahen Luft, scheint schwach positiv korreliert zu sein, was zunächst kontroversiell erscheinen mag, jedoch mit der Tatsache zusammenhängt, dass schließlich der Gradient der Feuchte für das Maß der Verdunstung (latenter Wärmestrom) bzw. der Dämpfung des fühlbaren Wärmestroms entscheidender ist. Der absolute Feuchtegehalt der Luft ist somit in erster Linie für das Temperaturniveau bestimmend, da Maxima- wie auch Minimumtemperaturen bei höherem Feuchtegehalt infolge der tageszeitlich annähernd konstanten höheren langwelligen Gegenstrahlung angehoben werden und somit netto wenig Effekt auf die DTR haben. Im Falle des Niederschlags ist bei dessen Auftreten eine tendenzielle DTR-Reduktion infolge der Dämpfung der Maximumtemperatur zu erwarten. Letztere ist im Falle des Sommers generell positiv mit der Minimumtemperatur, der spezifischen Feuchte, Globalstrahlung oder etwa der äquivalentpotentiellen Temperatur (Luftmasse) korreliert, wobei für Strahlungstage ein noch besserer Zusammenhang herrscht (Tab. 5.1 bzw. 5.2). Die Ausnahme bildet allerdings die Globalstrahlung, welche wegen des an Strahlungstagen ohnehin eingeschränkten Bereichs keine signifikante Korrelation mehr aufweist (Abbildung 5.18, Sommer). Eine negative Korrelation herrscht hingegen für die Gesamtbedeckung, die dämpfend auf die Maximumtemperatur wirkt. Die Minimumtemperatur ist jedoch besonders hoch

mit der spezifischen Feuchte sowie der äquivalentpotentiellen Temperatur korreliert, was auf die wichtige Rolle des Feuchtegehalts in der Limitierung der Minimatemperaturen infolge der langwelligen Gegenstrahlung hinweist. An Strahlungstagen ist auffällig, dass die Korrelationen häufig geringer sind als im Frühjahr. Mit Einbezug der partiellen Korrelation steigt jedoch etwa der DTR-reduzierende Einfluss der mittleren Windgeschwindigkeit deutlich an (Abbildung 5.19, unten). Dieser geht im Wesentlichen mit dem Auftreten höherer Minimatemperaturen infolge schwächerer Strahlungsinversionen einher, weshalb der Windgeschwindigkeit als Maß für die turbulente Durchmischung effektiv einer gewichtigen Rolle an Strahlungstagen - nicht nur im Sommer - zukommt.

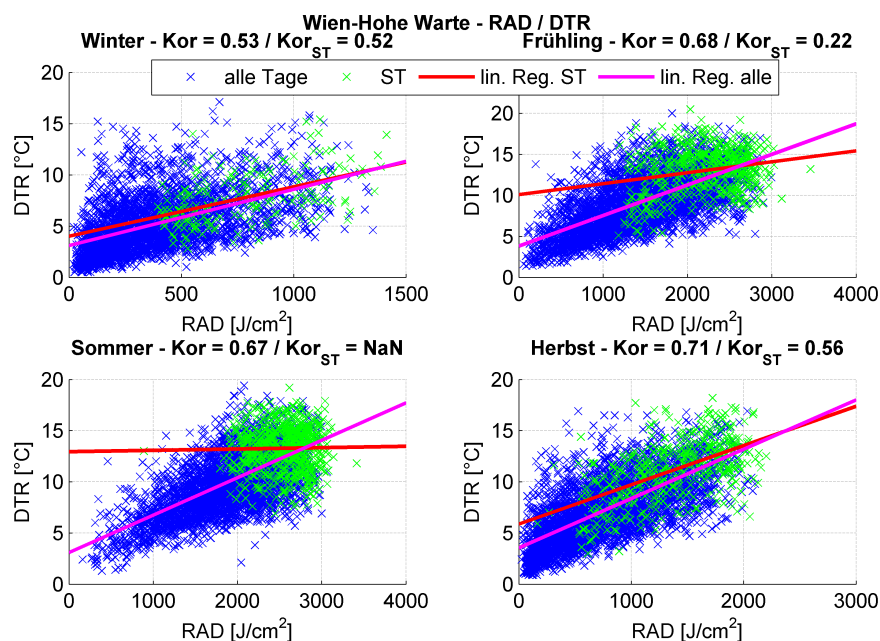


Abbildung 5.18: Wien - Hohe Warte: Streudiagramme Globalstrahlung (Tagessumme)/ DTR (absolute Werte) - Jahreszeit

	T_{max}	T_{min}	DTR	$Spread$	q	N	V	u	v	RAD	Θ_e	RR_{0719}
T_{max}	NaN	0.66	0.74	0.53	0.65	-0.55	-0.37	-0.47	0.35	0.61	0.81	-0.16
T_{min}	0.66	NaN	NaN	0.11	0.74	-0.08	-0.09	-0.10	0.07	0.11	0.82	NaN
DTR	0.74	NaN	NaN	0.59	0.20	-0.65	-0.42	-0.53	0.41	0.70	0.36	-0.20
$Spread$	0.53	0.11	0.59	NaN	-0.22	-0.69	-0.24	-0.36	0.11	0.76	0.08	-0.40
q	0.65	0.74	0.20	-0.22	NaN	-0.05	-0.23	-0.26	0.29	0.05	0.89	0.08
N	-0.55	-0.08	-0.65	-0.69	-0.05	NaN	0.34	0.48	-0.21	-0.80	-0.20	0.29
V	-0.37	-0.09	-0.42	-0.24	-0.23	0.34	NaN	0.68	-0.16	-0.31	-0.23	0.13
u	-0.47	-0.10	-0.53	-0.36	-0.26	0.48	0.68	NaN	-0.36	-0.43	-0.33	0.15
v	0.35	0.07	0.41	0.11	0.29	-0.21	-0.16	-0.36	NaN	0.20	0.26	-0.09
RAD	0.61	0.11	0.70	0.76	0.05	-0.80	-0.31	-0.43	0.20	NaN	0.18	-0.37
Θ_e	0.81	0.82	0.36	0.08	0.89	-0.20	-0.23	-0.33	0.26	0.18	NaN	NaN
RR_{0719}	-0.16	NaN	-0.20	-0.40	0.08	0.29	0.13	0.15	-0.09	-0.37	NaN	NaN

Tabelle 5.1: Wien - Hohe Warte: Korrelationskoeffizienten - Sommer; Koeffizienten mit Betrag über 0.5 hervorgehoben

	T_{max}	T_{min}	DTR	$Spread$	q	N	V	u	v	RAD	Θ_e	RR_{0719}
T_{max}	NaN	0.76	0.51	0.31	0.73	-0.15	NaN	-0.20	0.33	NaN	0.86	NaN
T_{min}	0.76	NaN	-0.17	0.26	0.66	NaN	0.22	NaN	0.10	NaN	0.82	NaN
DTR	0.51	-0.17	NaN	0.14	0.22	-0.16	-0.20	-0.27	0.37	NaN	0.20	NaN
$Spread$	0.31	0.26	0.14	NaN	-0.35	NaN	0.13	NaN	-0.10	0.19	NaN	NaN
q	0.73	0.66	0.22	-0.35	NaN	-0.08	NaN	-0.22	0.37	NaN	0.87	NaN
N	-0.15	NaN	-0.16	NaN	-0.08	NaN	NaN	0.23	-0.12	-0.07	NaN	0.09
V	NaN	0.22	-0.20	0.13	NaN	NaN	NaN	NaN	0.36	NaN	0.18	NaN
u	-0.20	NaN	-0.27	NaN	-0.22	0.23	NaN	NaN	-0.54	NaN	-0.18	NaN
v	0.33	0.10	0.37	-0.10	0.37	-0.12	0.36	-0.54	NaN	-0.13	0.32	NaN
RAD	NaN	NaN	NaN	0.19	NaN	-0.07	NaN	NaN	-0.13	NaN	-0.14	-0.40
Θ_e	0.86	0.82	0.20	NaN	0.87	NaN	0.18	-0.18	0.32	-0.14	NaN	NaN
RR_{0719}	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	0.09	NaN	NaN	NaN	-0.40	NaN	NaN

Tabelle 5.2: Wien - Hohe Warte: Korrelationskoeffizienten - Sommer (Strahlungstage); Koeffizienten mit Betrag über 0.5 hervorgehoben

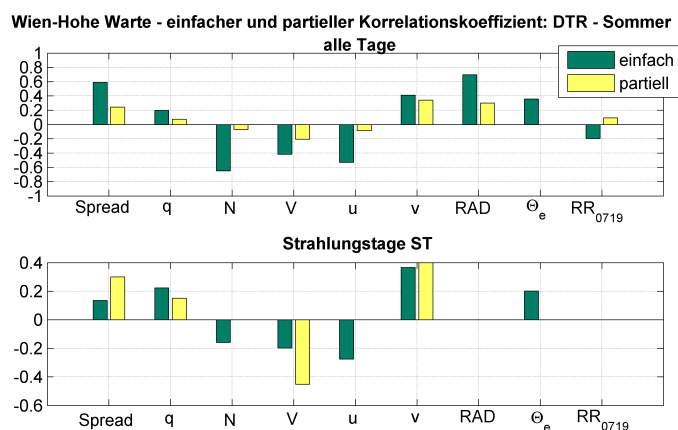


Abbildung 5.19: Wien - Hohe Warte: einfache und partielle Korrelationskoeffizienten: DTR - Sommer; nur statistisch signifikante Ergebnisse dargestellt

Herbst Die Korrelationen im Herbst liegen i. A. zwischen den Frühlings- und Winterwerten und gehen somit mit der bereits deutlich reduzierten Tageslänge einher. Die Korrelation des DTR mit der Globalstrahlung liefert im Falle aller Tage, wie auch der Strahlungstage jedoch die jeweils höchsten Werte im jahreszeitlichen Vergleich unter Verwendung der absoluten Werte (Abbildung 5.18). Die linearen Anstiege sind dabei den Winterverhältnissen ähnlich, in denen der Unterschied zwischen Strahlungstagen und allen Tagen beinahe zu verschwinden scheint, was auf eine geringe Beeinflussung des schwachen fühlbaren Wärmestroms im Winter hindeutet. Der brauchbare (lineare) Zusammenhang im Herbst ist einerseits in der starken zeitlichen Änderung des solaren Forcings während dieser Jahreszeit, andererseits in dem im Vergleich zum Frühling (Vegetationsperiode) reduzierten latenten Wärmestrom zu begründen. An Strahlungstagen scheint die Temperatur in 850 hPa, welche keine nennenswerte Korrelation mit der Globalstrahlung aufweist, in absoluten Maßen wiederum am besten mit den beobachteten DTR zu korrelieren. Der Wert liegt hierbei klar über dem entsprechenden Sommerwert.

5.2.3 Stratifizierung

Da eine Korrelationsanalyse nur statistische Zusammenhänge liefert erfolgte eine Stratifizierung mit dem Ziel den Effekt einzelner Variablen auf den DTR besser zu verstehen. Die Vorgehensweise ähnelt dabei der in Dai et. al. (1999) beschriebenen. Eine nach unterschiedlichen Kriterien stratifizierte, also geschichtete, Betrachtung der DTR auf Basis der Jahreszeiten birgt somit konkretere Informationen und soll nachfolgend für die Situation an Strahlungstagen wiederum am Beispiel der Station Wien - Hohe Warte dargelegt werden. In der Analyse wurden dabei insgesamt 14 verschiedene Fälle jeweils mehrerer Kategorien unterschieden, wobei an dieser Stelle eine reduzierte Anzahl ausgewählter Fälle diskutiert wird. Zur Interpretation der statistischen Parameter sei darauf hingewiesen, dass in der jeweiligen Kategorie sowie Jahreszeit zumindest 10 Strahlungstage vorliegen mussten, was vor allem im Winter durch die generell geringere Anzahl an Strahlungstagen weniger häufig erfüllt ist.

Strömungswetterlage

gradientschwache Lagen (0) Wie bereits zuvor beschrieben, treten Strahlungstage unabhängig von der Jahreszeit generell am häufigsten an gradientschwachen Lagen (0) auf. Die mittleren DTR liegen hierbei in jeder Jahreszeit in einem hohen Bereich und liegen zwischen 8.2 °C im Winter und 13.4 °C im Sommer (Abbildung 5.20), was mit den im mittleren bis oberen Bereich angesiedelten Maxima- und Minimatemperaturen einhergeht (Abbildung 5.21). Die Standardabweichung von 2 bis 3 °C lässt jedoch auf eine vergleichsweise konstante Variabilität des DTR im Jahresverlauf schließen, wohingegen Maxima- sowie Minimatemperaturen in den Übergangsjahreszeiten besonders hohe Streuungen aufweisen. Letzteres ist auf die naturgemäße Umstellung des sommerlichen bzw. winterlichen Wettercharakters auf den jeweils gegenteiligen, und der damit verbundenen Luftmassenvariabilität zurückzuführen.

variable Lagen (9) Die Verhältnisse an Strahlungstagen bei variablen Lagen (9) sind denen, wie sie an gradientschwachen Lagen (0) zu beobachten sind, sehr ähnlich. Die DTR liegen jedoch mit Ausnahme des Winters bereits etwa ein halbes Grad darunter, was durch den Unterschied in der mittleren Windgeschwindigkeit, die bei variablen Lagen deutlich höher ist, begründet werden kann. Die höheren Windgeschwindigkeiten gehen in erster Linie mit höheren Minimatemperaturen einher, weshalb eine Dämpfung des DTR resultiert. Im Falle des Winters scheint der stärkere Rückgang auf lediglich 6.7 °C mit gedämpfteren Maximatemperaturen in weiterer Kombination, mit der im Mittel stärkeren Schneebedeckung in Zusammenhang zu stehen.

Richtungslagen (1-8) Eine auffällige Beobachtung liegt in der Tatsache, dass die mittleren DTR an Nordost- (1) bzw. Ostlagen (2) die geringsten Werte erreichen und einen kontinuierlichen Anstieg bei Südost-, Süd- bis hin zu den Südwestlagen aufweisen. Gestei-

gerte DTR ergeben sich in diesem Fall durch verhältnismäßig niedrige Minimatemperaturen infolge der schwachen nächtlichen Winde (Ausprägung von Strahlungsinversionen) sowie durch höhere Maximatemperaturen, welche aufgrund der mit zunehmend positiven Meridional Komponente der Strömungslage in der Regel verbundenen Advektion energiereicherer Luft auftreten. Außerdem kommt es mit zunehmender südwestlicher Strömungslage (5) und dem dabei häufigen Auftreten von Südföhn im Alpenraum infolge der Gebirgsüberströmung häufig zu einer hochreichenderen Durchmischung, die besonders tagsüber durchgreift, jedoch in Wien, aufgrund der Umströmung, bisweilen über Südostwind am Boden in Erscheinung tritt. Die höchsten DTR werden auf diese Weise im Frühling bei Südwestwetterlagen mit 14.5 °C erzielt. Mit weiterer Drehung der Strömungslage in den Westsektor sinken die Maximatemperaturen stärker ab und folglich geht auch der DTR allmählich zurück. Die nördlichen Strömungslagen sind zu schwach besetzt um sinnvolle Aussagen zu formulieren, wie in der gesamtjährlichen Betrachtung jedoch beschrieben, ist qualitativ mit einem weiteren Rückgang der DTR in Verbindung mit ganztägig beständigeren Windverhältnissen, z. T. unter Kaltluftadvektion, zu rechnen.

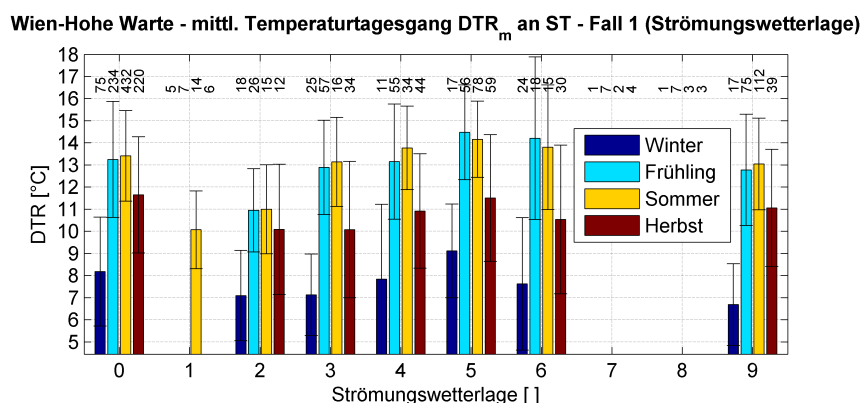


Abbildung 5.20: Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 1 (Strömungswetterlage); Zahlen am Oberrand geben die Anzahl eingehender ST an

Die Betrachtung der Stundendaten liefert aufgrund der deutlich reduzierten Anzahl an eingehenden Strahlungstagen quantitativ etwas abweichende Werte bezüglich der mittleren DTR, weshalb eine qualitative Interpretation vorrangig ist. Im Unterschied zu den zuvor beschriebenen tagesgemittelten Parametern gibt die stündliche Mittelung jedoch bessere Hinweise auf tageszeitenabhängige Zusammenhänge, die bei Tagesmitteln u. U. verloren gehen. Beispielsweise soll an dieser Stelle auf die mittleren Tagesgänge im Frühling eingegangen werden, die für gradientschwache (0), variable (9) sowie Südost- (3) Strömungswetterlagen miteinander verglichen werden (Abbildung 5.22). Im Falle variabler Lagen ist während des ganzen Tages eine höhere Windgeschwindigkeit festzustellen, was mit gedämpfteren Temperaturgängen einhergeht. Bei gradientschwachen Lagen oder Lagen mit vorherrschender Südostströmung kommt es hingegen zu einem schärferen Maximum des tagsüber wehenden Windes sowie zu einem ausgeprägten Geschwindigkeitsminimum nach

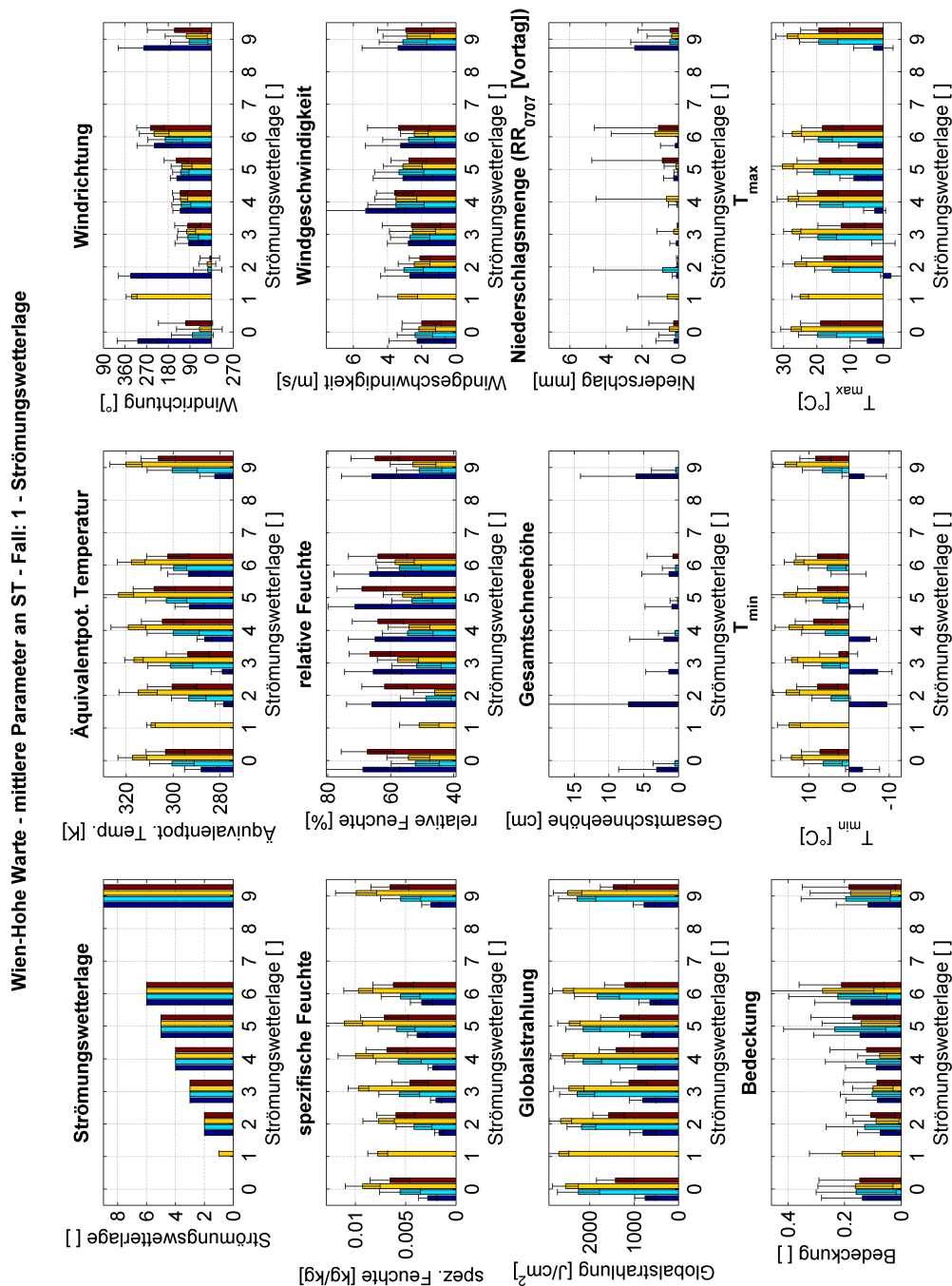


Abbildung 5.21: Wien - Hohe Warte: mittlerer Parameter an ST - Fall 1 (Strömungswetterlage); Legende wie in Abbildung 5.20

Sonnenaufgang, was auf die stärkere Ausprägung nächtlicher Strahlungsinversionen hinweist. Südoströmungslagen sind in diesem Vergleich mit den energiereichsten Luftmassen (am Boden sowie im 850 hPa - Niveau) assoziiert, die mit der häufigen Durchmischung tagsüber folglich auch einen markanteren Temperaturanstieg bewirken.

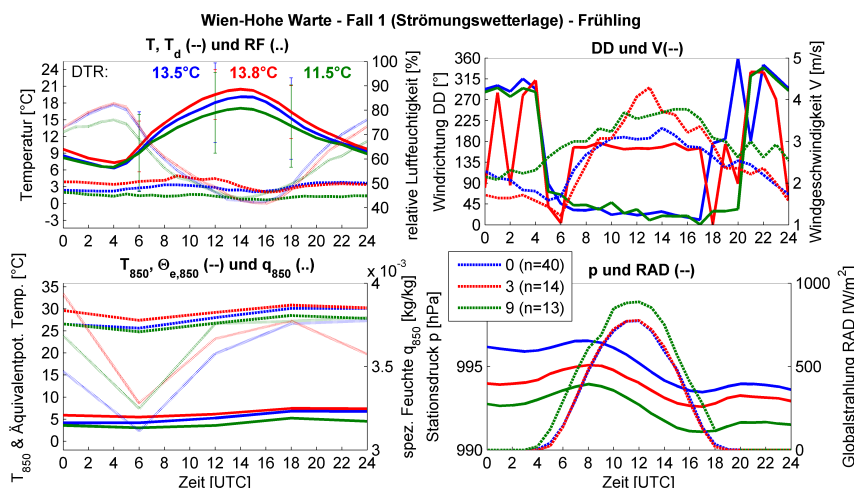


Abbildung 5.22: Wien - Hohe Warte: mittlere Tagesgänge an ST - Fall 1 (Strömungswetterlage) - Frühling

Luftmasse

Auch die Luftmasse, charakterisiert durch den Wert der äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa, variiert jahreszeitlich verschieden. Die größte Variabilität findet sich naturgemäß in den Übergangsjahreszeiten vor, weshalb sich die Luftmassen auf mehrere Kategorien verteilen, deren Grenzen wie bereits erwähnt über Perzentile definiert wurden.

Die in der gesamtjährlichen Betrachtung gefundene Tatsache eines Anstiegs der mittleren DTR mit zunehmendem Energiegehalt der Luftmasse spiegelt sich i. A. für die ausreichend besetzten Kategorien in jeder Jahreszeit wieder (Abbildung 5.23) und ist mit den stärker steigenden Maxima- als Minimatemperaturen verbunden. An Strahlungstagen mit sehr energiearmen Luftmassen (270 - 296 K) kommt es im Herbst zu einem durchschnittlichen DTR von 7.9 °C, bei Vorhandensein energiereicher Luftmassen (306 - 316 K) jedoch bereits zu mehr als 12 °C. In diesem Fall sind die um mehr als 50 % höhere Globalstrahlung, welche generell im Herbst großen Änderungen unterliegt, sowie die bessere Ausprägung nächtlicher Inversionen infolge der schwächeren nächtlichen Winde die entscheidenden Faktoren. Hinzu kommt, dass das Auftreten energiearmer Luftmassen im Spätherbst häufig mit Schneebedeckung einhergeht.

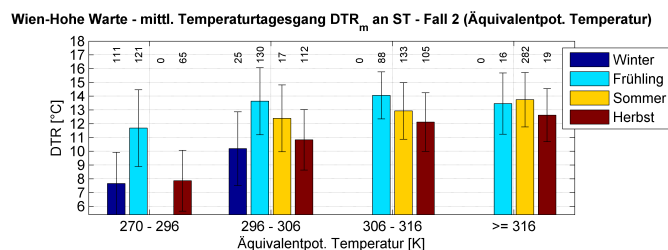


Abbildung 5.23: Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 2 (mittlere äquivalentpotentielle Temperatur); Zahlen am Oberrand geben die Anzahl eingehender ST an

Maximateperaturen Aufgrund der hohen Korrelation zwischen Maxima- bzw. Minimateperaturen und der Luftmasse soll an dieser Stelle näher auf die Abschätzung der Maximumtemperaturen mithilfe der Temperatur im 850 hPa - Druckniveau (proportional zur potentiellen Temperatur in 850 hPa) eingegangen werden, die im Rahmen der Temperaturprognose häufig Anwendung findet, allerdings nur unter bestimmten Bedingungen Gültigkeit besitzt. Die Abschätzung basiert auf der Tatsache, dass die Temperatur in 850 hPa im Gegensatz zur bodennahen Lufttemperatur i. A. sehr gut von den numerischen Wettervorhersagemodellen erfasst wird und daher im Falle einer trockenisentropen Durchmischung bzw. neutralen Schichtung bis zum Bodenniveau ein ausgezeichnetes Maß für die beobachtbaren Temperaturverhältnisse darstellt. Da der trockenisentrope Temperaturgradient von 0.98 K pro 100 Metern Höhendifferenz konstant ist, reicht es somit die Höhendifferenz zwischen der 850 hPa - Druckfläche und dem Stationsniveau zu kennen.

Aufgrund der häufig nicht vollständigen Durchmischung innerhalb der Luftschicht vom Boden bis in das schwankende Niveau der 850 hPa - Fläche kommt es für die Güte der Temperatur in 850 hPa als Indikator der zu erwartenden Maximumtemperatur jahreszeitlich zu großen Unterschieden (Abbildung 5.24). Im Frühling und Sommer sind die Zusammenhänge besonders gut ausgeprägt, die Maximumtemperaturen liegen an Strahlungstagen im Mittel 13.6 °C bzw. 14.6 °C über der entsprechenden, für 15 UTC (aus Mittelung der 12 UTC und 18 UTC - Werte) bestimmten mittleren Temperatur in 850 hPa und sind auf die gute Durchmischung, die zu diesen Jahreszeiten infolge der meist starken diabatischen Erwärmung vom Boden her erreicht wird zurückzuführen. Im Sommer und Frühling ist zusätzlich das Auftreten einer überadiabatischen Erwärmung in Bodennähe zu beobachten, die typischerweise um 2 °C liegt, allerdings tendenziell für höhere Temperaturbereiche im Sommer in Verbindung mit dem stärker werdenden konvektiven Austausch schwächer ausgeprägt ist. Die resultierenden Maximumtemperaturen können in Kombination mit dem Auftreten nächtlicher Strahlungsinversionen und somit tiefer Minimumtemperaturen hohe DTR bewirken. Im Herbst ist das Angebot an Globalstrahlung bereits deutlich reduziert und reicht daher i. A. nicht mehr aus um die Grenzschicht bis in das 850 hPa - Niveau diabatisch zu erwärmen, insbesondere da bereits häufig zu starke Inversionen unterhalb von 850 hPa vorliegen. Im Mittel kommt es somit gegenüber der Temperatur in 850 hPa zu einer Erhöhung von 10.5 °C, die jedoch im Vergleich zum Frühling eine merklich größere Streuung aufweist. Während sommerlich warme Tage zu Beginn des Herbstes noch häufig auf ausreichend durchmischte Verhältnisse zurückgehen, kommen diese mit Ausnahme eines starken, hochreichend durchmischenden Windes nicht mehr vor, weshalb die Maximateperaturen zumeist deutlich zurückbleiben. Eine alternative Interpretation des im Mittel 10.5 °C hohen Temperaturzuschlags liegt in einer Durchmischung bis in eine mittlere Höhe der Inversionsuntergrenze von etwa 1250 Metern im Bereich von etwa 875 hPa (siehe auch Abbildung 5.34, rechts), wenn man von einem trockenisentropen Temperaturgradienten sowie einem Ausgangsniveau von rund 200 Metern Seehöhe ausgeht. Im Winter ist der Zusammenhang zwischen der Maximumtemperatur und nachmittäglichen Temperatur in 850 hPa generell am schwächsten. Der mittlere Temperaturzuschlag be-

trägt nur noch 6.6 °C, wobei die Maxima beim Vorhandensein für die Jahreszeit warmer Luftmassen in 850 hPa infolge der höheren Stabilität und somit mächtigeren Inversionen besonders tief bleiben. Eine Durchmischung bis 850 hPa wird daher an Strahlungstagen praktisch nicht mehr erreicht, sondern beschränkt sich statistisch auf die untersten 660 Meter der Grenzschicht, was im Falle Wiens eine absolute Höhe von rund 860 Metern (unter Vernachlässigung einer eventuellen Überadiabatie) bzw. 925 hPa bedeutet. Die genannte Überadiabatie ist besonders in der warmen Jahreszeit ausgeprägt, wenn tagsüber windschwache Verhältnisse am Boden gegeben sind, welche hingegen im Winter mit typischerweise reduzierten Maximatemperaturen einhergehen. Gemittelt über das ganze Jahr ergibt sich ein gesamter Temperaturzuschlag von 12.3 °C gegenüber der Höhentemperatur an Strahlungstagen.

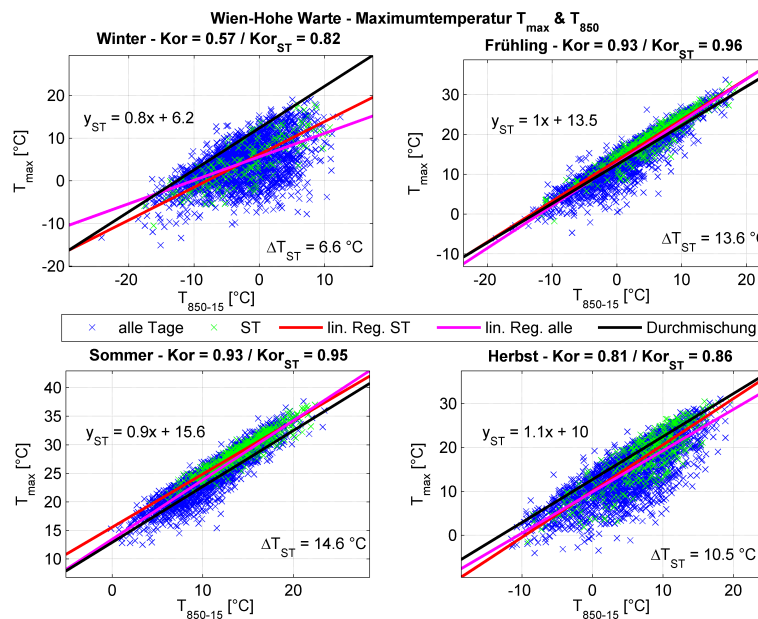


Abbildung 5.24: Wien - Hohe Warte: Streudiagramme Temperatur in 850 hPa um 15 UTC / Maximumtemperatur; jeweils angegeben sind die Korrelationskoeffizienten, die Gleichung der Regressionsgerade sowie die mittlere Temperaturdifferenz an Strahlungstagen (ST)

Windrichtung

Die Ergebnisse der Stratifizierung auf Basis der mittleren Windrichtung stimmen qualitativ mit denen für die jeweils entsprechende Strömungswetterlage überein. Ein Maximum der DTR tritt demnach unabhängig von der Jahreszeit bei vorherrschender südlicher bzw. südwestlicher (weniger Fälle) Bodenströmung auf (Abbildung 5.25). Geringe DTR werden hingegen in Verbindung mit Wind aus dem nordwestlichen bis nördlichen Sektor beobachtet, was in erster Linie mit den auch während der Nachtstunden bemerkbaren Bodenwinden zusammenhängt, welche die Minimatemperaturen zwar einerseits vor einem noch stärkeren Absinken bewahren, jedoch andererseits im Zusammenhang mit Kaltluftadvektion

tion auch tagsüber keine große Erwärmung zulassen. Im Winter werden so im Mittel 7 °C Tagesgang an Strahlungstagen nicht mehr überschritten.

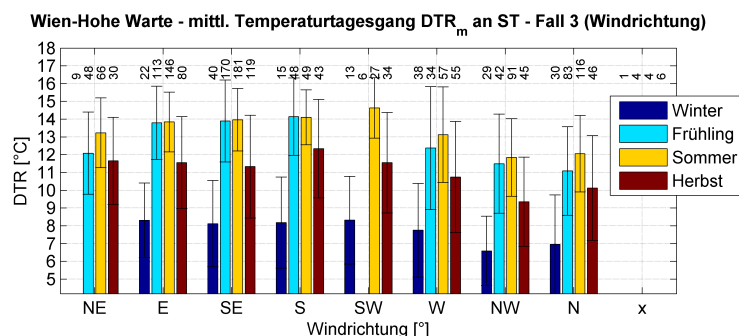


Abbildung 5.25: Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 3 (mittlere Windrichtung); x bezeichnet Kalmen; Zahlen am Oberrand geben die Anzahl eingehender ST an

spezifische Feuchte

Da die mittlere spezifische Feuchte sehr gut mit der äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa (Luftmasse) korreliert ist, kommt es bei einem höheren Feuchtegehalt der bodennahen Luftschicht auch zu höheren mittleren DTR. Absolut feuchte Bedingungen liegen besonders in der warmen Jahreszeit vor, die mit hohen Werten der Globalstrahlung sowie energiereichen Luftmassen einhergehen und daher einen generellen Anstieg der Minima- und Maximatemperaturen mit sich bringen (Abbildung 5.26). Die Rolle des Feuchtegehalts kann somit als der das mittlere Temperaturniveau bestimmende Faktor interpretiert werden, da über die stärkere langwellige atmosphärische Gegenstrahlung feuchterer Luftmassen netto mehr Energie Richtung Boden fließt.

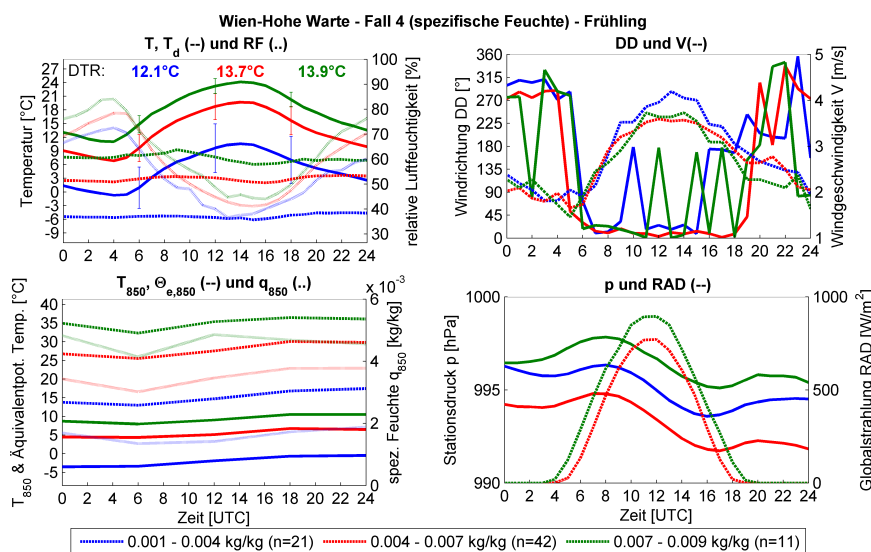


Abbildung 5.26: Wien - Hohe Warte: mittlere Tagesgänge an ST - Fall 4 (mittlere spezifische Feuchte) - Frühling

Minimatemperaturen Die Rolle der Feuchte soll an dieser Stelle anhand der Taupunkttemperatur illustriert werden, mit deren Hilfe eine grobe Abschätzung der Minimatemperaturen an Strahlungsnächten erfolgen kann. Kennt man die Taupunkttemperatur am Abend (hier 19 MOZ) einer bevorstehenden Strahlungsnacht, so lässt sich die zu erwartende Minimumtemperatur in Abhängigkeit von der Jahreszeit aufgrund der i. A. hohen Korrelation durch die Addition eines charakteristischen Temperaturzuschlags bzw. -abschlags beurteilen. Gemittelt über das ganze Jahr ist demnach ein Zuschlag von 2.6 °C an den wie in Abschnitt 4.2 definierten Strahlungsnächten festzustellen. Im Einzelnen ergeben sich für die 4 Jahreszeiten jedoch mitunter große Unterschiede. So liegen die Minima im Sommer, für den der Zusammenhang am schlechtesten gegeben ist, aufgrund der kurzen Nächte typischerweise mehr als 3 °C über dem Taupunkt des Vorabends. Im Falle des Herbsts, für den eine ausgesprochen hohe Korrelation vorliegt, ist der Zuschlag von 0.6 °C am geringsten, was durch die bessere Ausprägung nächtlicher Strahlungsinversionen erklärbar ist. In dem für die jeweilige Jahreszeit höheren Taupunktsbereich findet eine generelle Annäherung der Taupunkt- und Minimatemperaturen statt, was auf eine gewisse Limitierung des Temperaturniveaus infolge des höheren Feuchtegehalts der Luft hinweist.

Unter Verwendung einer strikteren Definition der betrachteten Strahlungsnächte ist eine Limitierung des Einflusses aufgrund eventuell störender Faktoren sinnvoll. In diesem Zusammenhang sind der Wind und die mögliche Bewölkung zu nennen, die einen maßgeblichen Einfluss auf die nächtliche Abkühlung haben, da sie die Bildung bodennaher Kaltluft mitunter stark hemmen. Werden Windgeschwindigkeiten über 3 m/s sowie Gesamtbedeckungsgrade von über 2 Zehnteln in der Vorabend- sowie Morgenmeldung ausgeschlossen, ergibt sich ein um im Mittel 0.8 °C geringerer Zuschlag, wobei im Herbst sogar ein Abschlag von 0.4 °C resultiert und daher bei Annahme von Advektionsfreiheit zwingend mit einem Auskondensieren von Feuchtigkeit verbunden ist (Abbildung 5.27). Letzteres fällt nicht selten mit der Bildung von strahlungsbedingtem Bodennebel zusammen. Im Winter entsprechen Minima- und Taupunkttemperaturen einander in sehr guter Näherung. Als eine weitere mögliche Methode für die Abschätzung der nächtlichen Abkühlung bzw. Minimatemperaturen bei ungestörtem Strahlungswetter sei an dieser Stelle auf den beobachtbaren jahreszeitenabhängigen Trend des Temperaturniveaus verwiesen. Dieser kann aus der Differenz zwischen dem Temperaturanstieg tagsüber und der daran anschließenden Temperaturabnahme ermittelt werden. Während im Sommer auf diese Weise ein positiver Trend von im Mittel 0.6 °C resultiert, ist im Winter eine Abnahme von 0.9 °C festzustellen, was in der unterschiedlichen Energiebilanz begründet liegt. Gesamtjährlich ergibt sich ein beinahe ausgeglichener Trend (+ 0.1 °C), Erwärmung und Abkühlung entsprechen somit einander. Im Mittel gilt überdies, dass an Strahlungswetter die nächtliche Abkühlung der täglichen Erwärmung proportional ist, der Zusammenhang im Sommer jedoch wiederum am geringsten ausgeprägt erscheint (o. Abb.). Aufgrund des flachen Anstiegs der Regressionsgeraden lässt sich allerdings ableiten, dass verhältnismäßig starke nächtliche Abkühlungen häufig bei geringen vorangehenden Temperaturanstiegen auftreten und somit einen negativen Temperaturtrend bewirken.

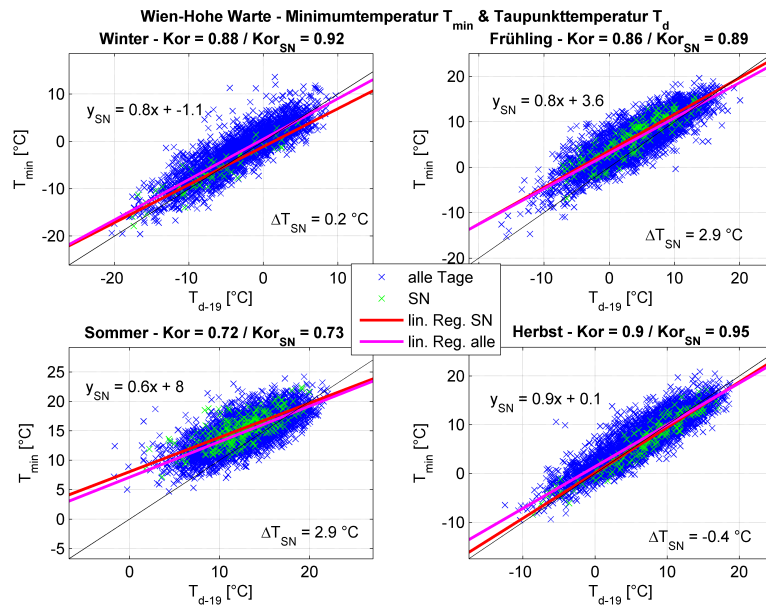


Abbildung 5.27: Wien - Hohe Warte: Streudiagramme Minimumtemperatur / Taupunkttemperatur am Vorabend; jeweils angegeben sind die Korrelationskoeffizienten, die Gleichung der Regressionsgerade sowie die mittlere Temperaturdifferenz an ungestörten Strahlungsnächten (SN), wie sie im Text beschrieben sind

Windgeschwindigkeit

Die Tagesgänge der Temperatur zeigen eine abnehmende Tendenz mit steigender mittlerer Windgeschwindigkeit (Abbildung 5.28), was mit den Ergebnissen der Korrelationsanalyse im Einklang steht. Höhere mittlere Windgeschwindigkeiten stehen dabei häufig mit steigenden Minimatemperaturen und daher mit gedämpften DTR in Verbindung. An sehr windschwachen Strahlungstagen (0 - 1 m/s) werden somit im Frühling über 14 °C Tagesgang erreicht.

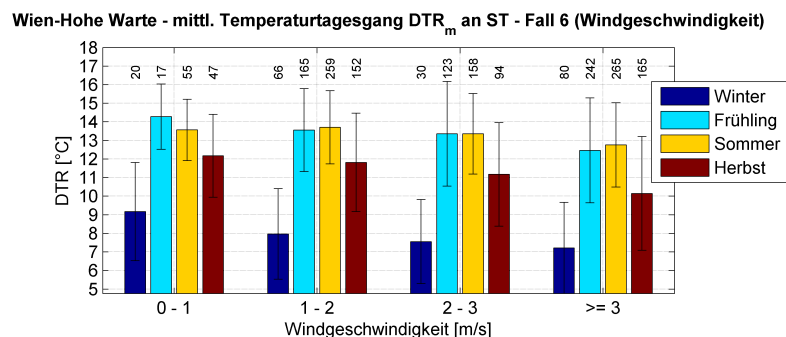


Abbildung 5.28: Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 6 (mittlere Windgeschwindigkeit); Zahlen am Oberrand geben die Anzahl eingehender ST an

Globalstrahlung

Die Globalstrahlung, die wie bereits erwähnt, an Strahlungstagen naturgemäß hohe Werte erreicht, ändert sich im Laufe der Jahreszeiten sehr stark. Im Gegensatz zu allen Tagen, an denen eine starke Abhängigkeit des mittleren DTR von der Globalstrahlung besteht, ist diese für Strahlungstage aufgrund des ohnehin eingeschränkten hohen Bereichs deutlich geringer. Dies trifft vor allem auf den Sommer zu, in dem sich eine größere Globalstrahlungssumme nicht mehr sehr stark in einer zusätzlichen Erwärmung äußert, da die i. A. gute turbulente Durchmischung (Konvektion) die Energie tagsüber rasch innerhalb der gesamten Grenzschicht verteilt. Im Bereich geringerer Globalstrahlungssummen ($\text{RAD} < 2000 \text{ J/cm}^2$), wie es im Winter oder Herbst typischerweise der Fall ist, kommt es hingegen infolge des geringeren vertikalen Austausches zu deutlich steigenden Maximatemperaturen und höheren DTR.

Gesamtschneehöhe

Im Falle der Gesamtschneehöhe erfolgte eine einfache Unterscheidung in Strahlungstage mit vorhandener Schneedecke (Gesamtschneehöhe $\geq 0.1 \text{ cm}$), welche im Flachland in erster Linie im Winter auftreten, und Strahlungstage mit fehlender Schneebedeckung (Gesamtschneehöhe $0 - 0.1 \text{ cm}$). Die resultierenden mittleren DTR sind bei Vorhandensein einer Schneebedeckung geringer und gehen etwa im Winter von $8.0 \text{ }^\circ\text{C}$ auf $7.1 \text{ }^\circ\text{C}$ zurück, wobei die Maximatemperaturen einen stärkeren Rückgang als die Minimatemperaturen aufweisen. Der Grund für die geringeren DTR liegt in der hohen Albedo der Schneeflächen, welche einen Großteil der einkommenden Globalstrahlung reflektieren. Da die Nettostrahlungsbilanz (Forcingterm) in diesem Fall sehr klein ist, steht weitaus weniger Energie für die Erwärmung der Luft während des Tages zur Verfügung. Ein weiterer Aspekt liegt im latenten Wärmestrom, der aufgrund der stattfindenden energiezehrenden Phasenübergänge (Sublimation) erhöht ist und der Schneeoberfläche Wärme entzieht.

Niederschlag

Um die Effekte des Niederschlags im Sinne eines erhöhten Bodenfeuchtegehalts auf den DTR an Strahlungstagen zu untersuchen, wurde die Niederschlagsmenge des Vortages R_{0707} herangezogen, welche die 24-stündigen Niederschläge bis 7 MOZ der betrachteten Strahlungstage darstellt. An Strahlungstagen selbst wurde schließlich laut Definition Niederschlagsfreiheit gefordert, nicht zuletzt ist jedoch eine Beeinflussung des DTR an Strahlungstagen in Verbindung mit vorangegangenen Niederschlägen zu erwarten, da diese den Bodenfeuchtegehalt vergrößern. Wie zu erwarten, kommt es bei vorangegangenen Niederschlägen zu einer deutlichen Dämpfung des DTR im Bereich von $2 \text{ }^\circ\text{C}$ (Abbildung 5.29), wobei generell ein Rückgang der Maximatemperaturen zu beobachten ist. Dies weist einerseits auf den infolge stärkerer Verdunstung reduzierten fühlbaren Wärmestrom, andererseits auf das Vorhandensein energieärmerer Luftmassen hin. Da das Auftreten vorangegangener Niederschläge im Mittel auch an Strahlungstagen mit nordwestlichen Winden am

Boden verbunden ist und diese eine ganztägige Beständigkeit aufweisen, steigen die Minimatemperaturen in der kalten Jahreszeit generell an, wohingegen in der warmen Jahreszeit ein tendenzieller Rückgang unter Einfluss kühlerer Luftmassen zu beobachten ist.

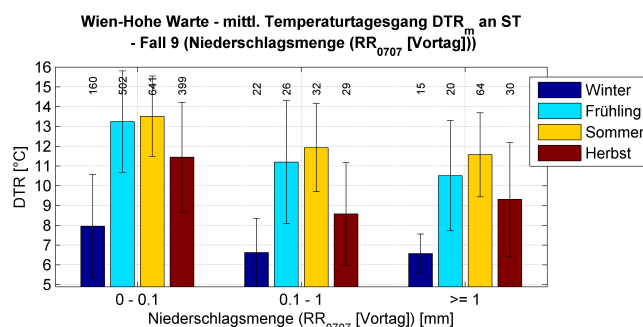


Abbildung 5.29: Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 9 (Niederschlag); Zahlen am Oberrand geben die Anzahl eingehender ST an

DTR

Ein interessanter Aspekt liegt in der Stratifizierung der Tagesgänge der Temperatur nach sich selbst. Zu diesem Zweck werden die DTR nach deren Größenordnung jahreszeitlich sortiert, um danach Rückschlüsse auf die den jeweiligen, beobachteten Temperaturgang steuernden Größen zu erhalten. Hohe DTR sind demzufolge einerseits auf gesteigerte Maximumtemperaturen zurückzuführen, welche ihrerseits bei energiereichen Luftmassen infolge der mit dem tagsüber auffrischenden Wind erreichten Durchmischung erzielt werden (Abbildung 5.30). Da sich jedoch nachtsüber bei fehlendem Wind bodennah eine Kaltluftschicht aufbauen kann (Strahlungsinversion), erreichen die Minimatemperaturen andererseits vergleichsweise tiefe Werte. Hohe Tagesgänge der Temperatur treten somit bei ausgeprägten Strahlungsinversionen am Morgen in Kombination mit gut durchmischten Bedingungen tagsüber auf. Da beide Bedingungen unter anderem abhängig vom Wind sind, ist die Rolle der Windgeschwindigkeit maßgebend. Niedrige DTR werden im Zusammenhang mit höheren Windgeschwindigkeiten bzw. Restbewölkung am Morgen sowie vorangegangenen Niederschlägen erreicht und sind im Falle des Sommers mit dem Auftreten hoher Minimatemperaturen verbunden, wobei sich i. A. keine oder eine nur sehr schwache Strahlungsinversion ausbildet. Im Winter deutet die Häufigkeit von Nordostströmungslagen (1) zusätzlich auf die Advektion kälterer Luft hin, wobei sich die mittleren DTR an Strahlungstagen auf lediglich 2 - 5 °C beschränken.

5.2.4 Serien von Strahlungstagen

Zur expliziten Analyse der täglichen Ausprägung der DTR an Serien von Strahlungstagen, ist es zunächst von Interesse die Häufigkeit solcher Serien in Abhängigkeit ihrer Länge zu betrachten. Im Zuge der Interpretation ist es überdies sinnvoller die Serien auf Tage mit vollständigem Strahlungswettercharakter, d. h. auf Strahlungstage inklusive derer Strah-

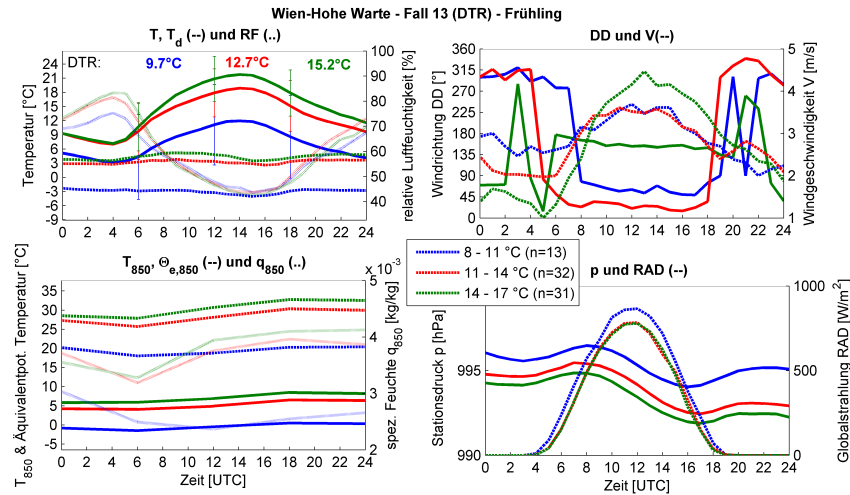


Abbildung 5.30: Wien - Hohe Warte: mittlere Tagesgänge an ST - Fall 13 (mittlerer DTR) - Frühling

lungsnächte (SN), zu beschränken. Im Falle der Station Wien - Hohe Warte treten diese Strahlungstage am häufigsten einzeln auf (Abbildung 5.31). Serien exakt zweier Tage mit ungestörtem Strahlungswetter treten noch in 231 Fällen auf. Generell nimmt die Häufigkeit der Fälle mit steigender Serienlänge annähernd exponentiell ab, wobei sich die mit 10 hintereinanderfolgenden Tagen längste Serie im September 1961 deutlich hervorhebt. Wie in Abschnitt 4.5 erläutert, kamen für die Auswertung auf jahreszeitlicher Basis nur Serien von mindestens 3 Tagen mit ungestörtem Strahlungswetter in Betracht. Um statistische Aussagen für den Winter zu erhalten, in dem aufgrund der geringen Anzahl an Strahlungstagen häufig nur sehr wenige Fälle solcher Serien eingehen würden, wurde die Mindestanzahl an Tagen auf bereits 2 reduziert.

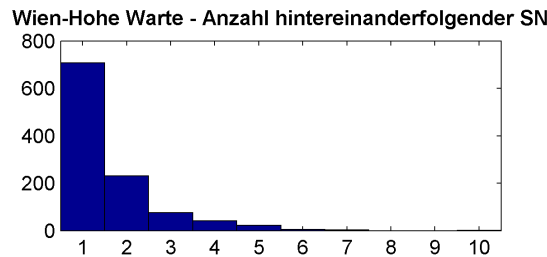


Abbildung 5.31: Wien - Hohe Warte: Anzahl der Serien von Tagen mit Strahlungswetter für unterschiedliche Längen

Die Entwicklung der mittleren DTR während solcher Serien weist dabei in jeder Jahreszeit eine steigende Tendenz innerhalb der ersten drei bzw. zwei Tage auf, wobei der größte Anstieg vom ersten auf den zweiten Tag der Serie erfolgt und im Herbst am ausgeprägtesten erscheint (Abbildung 5.32). Die Erhöhung der DTR geht dabei auf eine in der Regel sukzessiven Erwärmung der Luftmassen zurück, die zu einem besonders ausgeprägten Anstieg der Maximateperaturen während der Nachmittage führt, was jedoch in der kalten Jahreszeit nur noch sehr schwach in Erscheinung tritt. Im Einzelnen resultiert

für den Sommer ein Anstieg der Maximatemperaturen von über 2 °C im Vergleich zum ersten Tag der Serie. In weiterer Folge steigen die mittleren Maxima immerhin noch um ein weiteres Grad an. Für den Frühling und Herbst ergeben sich in diesem Zusammenhang gleichmäßigere Anstiege von etwa 1.5 °C bzw. 1 °C. Schlusslicht bildet der Winter mit einem mittleren Anstieg von lediglich 0.1 °C.

Im Winter kommt es mit sinkenden Minimatemperaturen zu einer generellen Abnahme des mittleren Temperaturniveaus, was über die negative Energiebilanz zu dieser Jahreszeit erklärbar ist, welche sich aufgrund des stark reduzierten solaren Strahlungsangebots, verstärkt durch das Vorhandensein einer Schneedecke, einstellt. In letztgenanntem Fall einer bestehenden Schneedecke ist sogar ein Rückgang der Maximatemperaturen im Bereich eines halben Grades zu beobachten. Im Laufe einer Serie von Tagen mit Strahlungswetter ist eine tendenzielle Anfeuchtung der Grenzschicht im Zusammenhang mit schwächer werdenden Winden festzustellen. Der Wind ist typischerweise am ersten Tag einer Serie am stärksten und nimmt danach vor allem während der Nacht ab, was die besonders hohe Dämpfung des DTR zu Beginn erklärt, an dem häufig noch Winde im Zusammenhang mit abziehenden synoptischen Systemen vorherrschen. Strahlungsinversionen können sich folglich oft erst ab der Nacht zum zweiten Tag der Serie am Boden ausbilden und auf diese Weise vergleichsweise tiefe Temperaturen bewirken.

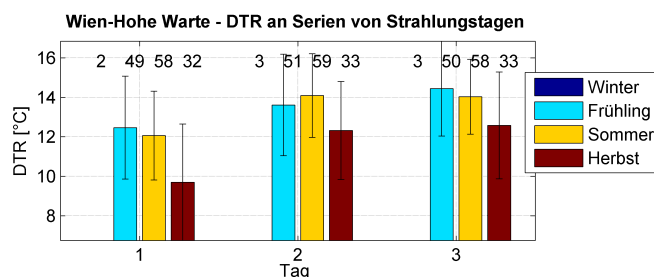


Abbildung 5.32: Wien - Hohe Warte: mittlere DTR an Serien von Tagen mit Strahlungswetter; Zahlen über den Balken geben die Anzahl der eingehenden Fälle an

Betrachtet man die mittleren Verhältnisse an Serien ungestörten Strahlungswetters auf Basis eines weiteren Kriteriums, wie etwa das Auftreten von Niederschlägen oder eines Luftmassenwechsels unmittelbar vor Beginn der Serie, so ergeben sich geringfügige Unterschiede, die jedoch durch die stark reduzierte Anzahl an verfügbaren Fällen nicht überinterpretiert werden dürfen. Der im Zusammenhang mit den Temperaturtagesgängen bedeutendste qualitative Unterschied liegt im allgemeinen Rückgang, besonders am ersten Tag der Serie, der über die schwächere nächtliche Temperaturabnahme sowie die geringere Überadiabatie tagsüber (v. a. im Sommer) erklärt werden kann.

Im Falle länger andauernder Serien von Tagen mit Strahlungswetter ist die Situation häufig die, dass bereits am zweiten oder dritten Tag der Serie die höchsten DTR infolge der tiefen Minimatemperaturen, jedoch bereits häufig hohen Maximatemperaturen beobachtet

werden und daher dem mittleren DTR-Anstieg der ersten drei Tage nicht weiter folgen, sondern im weiteren Verlauf mitunter deutlich davon abweichen. Der konkrete Gang der Temperaturen ist somit für längere Serien überdies stark von veränderlichen Wind- sowie Luftmassenverhältnissen (z.B. durch Advektionen) abhängig, welche die sonst sehr gleichmäßigen, ungestörten Erwärmungs- sowie Abkühlungsmuster modifizieren können. Liegt der letzte Tag einer Serie vor einem Luftmassenwechsel, so kommt es etwa an der Vorderseite der Front typischerweise zu einem Maximum an Warmluftadvektion in der Höhe, die bei einer Durchmischung bis zum Boden für eine Spitze in der Maximumtemperatur und dem DTR sorgt.

Fallbeispiel

Um obige Aussage zu illustrieren, soll an dieser Stelle an eine besonders ausgeprägte Serie ungestörten Strahlungswetters vom 9.9.2006 bis 14.9.2006 eingegangen werden, welche sich an der Station Wien - Hohe Warte nach einem Kaltfrontdurchgang am 8.9.2006 einstellte (Abbildung 5.33). Mit Abzug dieser Kaltfront Richtung Südosten erfolgte der Aufbau eines Staukeils an der Alpennordseite, welcher sich infolge des Nachströmens deutlich kälterer und trockenerer Luftmassen mit der vorherrschenden nordwestlichen Strömung für kurze Zeit etablierte. In der Nacht zum ersten Tag der Serie von insgesamt 6 Tagen mit beinahe ungehinderter Sonneneinstrahlung werden noch stärkere Nordwestwinde mit im Mittel 4 bis 5 m/s beobachtet, welche eine ausgeprägtere Abkühlung der trockenen bodennahen Luft verhindern. Mit Einsetzen der Einstrahlung beginnt der sich allmählich abschwächende Wind auf Nordost zu drehen, was durch die thermisch angetriebene Zirkulation im Zusammenhang mit der lokalen Topographie erklärbar ist, die aufgrund der südöstlichen Exposition eine stärkere Erwärmung und somit ein Zuströmen bewirkt. Der tagsüber gemessene Temperaturanstieg von 10.6 °C (unter dem Herbstmittel) führt infolge der erreichten Durchmischung aus etwa 875 hPa zu einem Maximum von 20.2 °C, zu der eine leichte überadiabatische Erwärmung aufgrund des bereits schwachen Windes am Nachmittag beisteuert. Mit der nun stark zurückgehenden solaren Einstrahlung folgt ein starker Temperaturrückgang als Produkt der ungehinderten langwelligen Ausstrahlung, welche die Ausbildung einer markanten Strahlungsinversion in Bodennähe bewirkt (Abbildung 5.34, links). Bei fehlendem Wind gehen die Temperaturen bis zum Morgen des zweiten Tages der Serie auf 9 °C zurück (gemäß mittlerem Taupunktabschlag 8.7 °C) und kommen damit in die Nähe des morgendlichen Taupunkts im Bereich von 7.5 °C. Bezüglich der synoptischen Wetterlage findet allmählich ein Übergang der gradientschwachen Lage (0) in eine Südost-(3) bis Südlage (4) statt, da sich das Bodenhoch langsam Richtung Osten verlagert, was sich auch im Bodenwind widerspiegelt, der ganztägig aus Südost weht und nachmittags für gewöhnlich 5 m/s überschreitet. In weiter Folge kommt es damit zu einer kontinuierlichen Erwärmung sowie Anfeuchtung der Luftmassen, die mithilfe der nachmittäglichen Durchmischung zusätzlich der Überadiabatie von etwa 1.5 °C am zweiten Tag einen besonders hohen DTR von 13.4 °C hervorrufen (Abbildung 5.34, rechts). An den folgenden Tagen

kommt es aufgrund der äußerst ähnlichen Windbedingungen zu vergleichbaren Temperaturanstiegen sowie -abfällen. Die mit den nächtlichen Temperaturrückgängen verbundenen Bodeninversionen sind jedoch aufgrund des etwas stärkeren mittleren Windes sowie des höheren Feuchtegehalts nicht mehr so stark ausgeprägt. Die Minimatemperaturen steigen somit insgesamt dem Anstieg der Maximatemperaturen entsprechend an, weshalb sich für den Tagesgang der Temperatur keine große Schwankungsbreite ergibt und sich daher für Tag 3 bis Tag 6 in einem mittleren Bereich von 11 bis 11.5 °C einpendelt. Die Maxima steigen dabei wie die Minima im Mittel um etwa 0.5 °C pro Tag ab dem dritten Tag der Serie an und erreichen ihren jeweiligen Höchstwert zu Serienende. Dieses geht mit Annäherung eines Frontensystems von Südwesten einher und hat den Zusammenbruch der zuletzt föhnigen Lage im Ostalpenraum zur Folge.

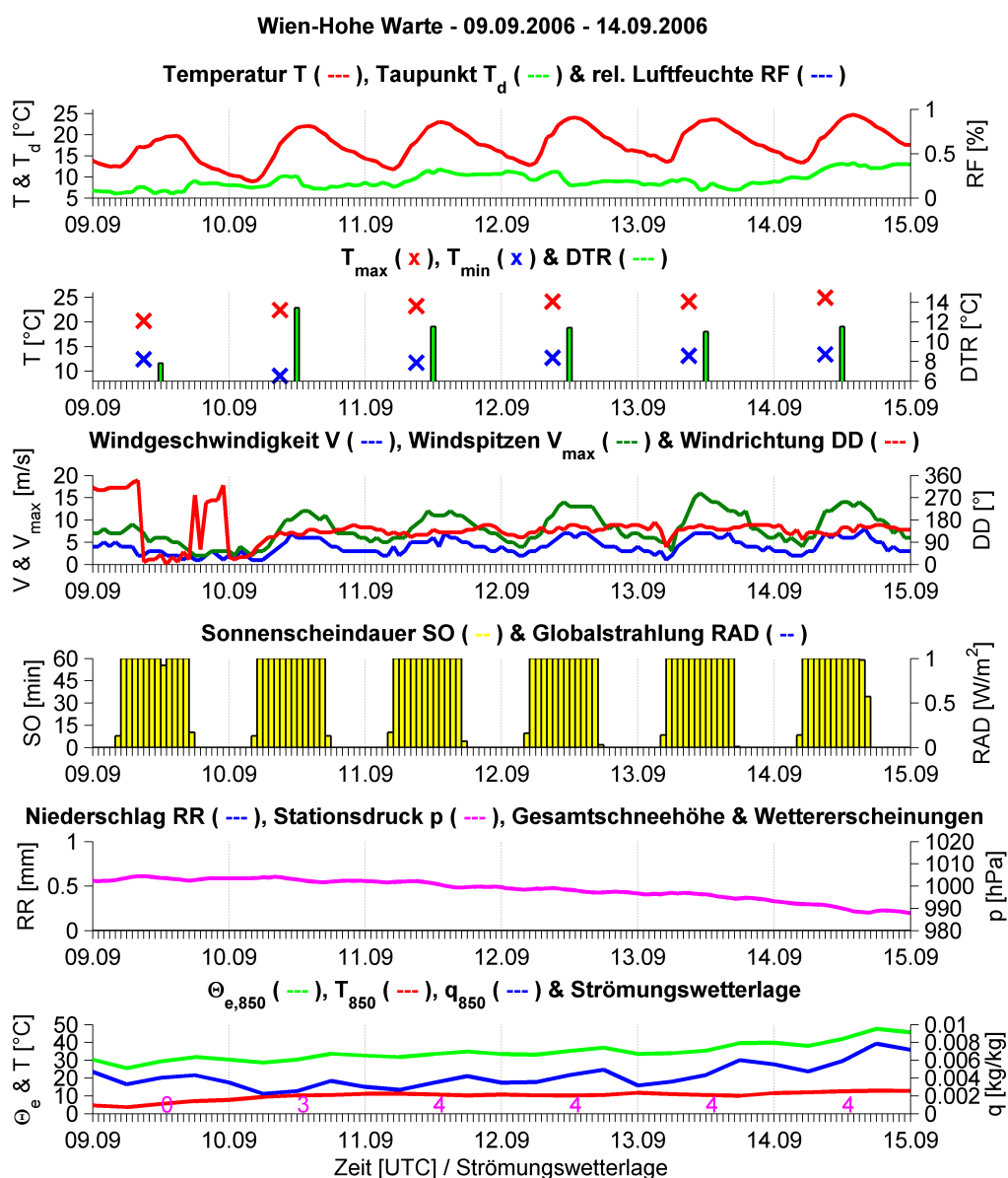


Abbildung 5.33: Wien - Hohe Warte: Serie von Tagen mit Strahlungswetter

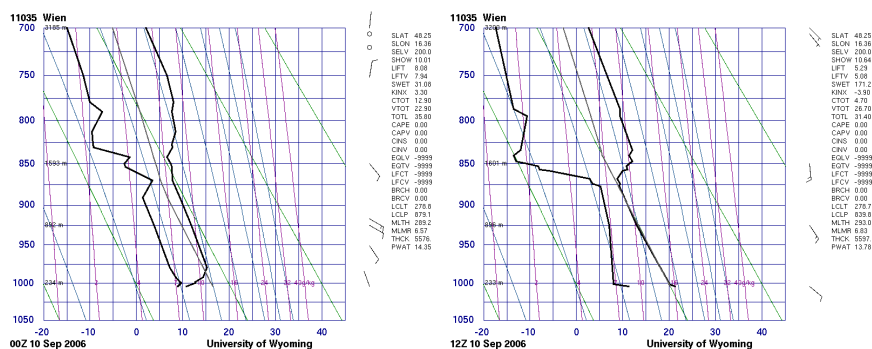


Abbildung 5.34: Wien - Hohe Warte: Radiosondenaufstiege vom 10.09.2006 00 UTC (links) und 12 UTC (rechts); <http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html>

5.3 regionaler Vergleich

Im Zuge einer regional differenzierten Betrachtungsweise sollen die wesentlichen Ergebnisse der einzelnen Stationen an dieser Stelle einem Vergleich unterzogen werden.

5.3.1 mittlere Verhältnisse

Jahreszeit

Die mittleren Temperaturtagesgänge weisen nicht nur eine zeitliche, sondern generell auch eine ausgeprägte räumliche Abhängigkeit auf, welche einerseits auf die geographische Lage (Länge, Breite, Höhe, Oberflächenform, Exposition, Nähe zu Gewässern oder Städten), andererseits auf die konkreten Beschaffenheiten des Bodens zurückzuführen ist.

Die Station Wien - Hohe Warte ist in diesem Zusammenhang als urban zu klassifizieren, da sich der Wärmeinseleffekt der Stadt Wien besonders im Anstieg der Minimumtemperaturen und somit einer Reduktion der DTR äußert. Anders verhält sich die Lage etwa in Weitra (Waldviertel), wo im jährlichen Mittel mit 17.2 °C die höchsten DTR an Strahlungstagen zu finden sind und daher bereits mehr als 5 °C über dem Wert für Wien liegen, was in erster Linie im starken Rückgang der Minimumtemperaturen im Bereich von 5 - 6.5 °C begründet ist, welche durch die besonders gute Ausprägung nächtlicher Strahlungsinversionen zustande kommen (Abbildung 5.35). Die im Vergleich zum Donautal sehr schwache Windexposition der Talbecken des Waldviertels schafft hierfür optimale Voraussetzungen. Ähnliche Verhältnisse zeichnen sich für das weitgehend geschützte Klagenfurter Becken ab, wobei die beobachteten DTR über denen des Grazer Beckens liegen. Bregenz zeichnet sich durch die geringsten mittleren DTR bezüglich aller Talstationen aus. Diese geringen Tagesgänge können mithilfe des Einflusses des Bodensees erklärt werden, der ähnlich einer Stadt als Wärmespeicher fungiert und daher effektiv in der Erhöhung von Minimumtemperaturen und der sich ergebenden Reduktion der DTR beteiligt ist. An den alpinen Talstationen sind hohe Tagesgänge festzustellen, wobei im Frühling und Sommer

15 °C in der Regel überschritten werden, was zum Teil mit der topographischen Struktur von Tälern zusammenhängt. Das sich im Salzburger Lungau befindliche St. Michael weist dabei die mit 18.4 °C höchsten mittleren DTR im Sommer auf. Auch in diesem Fall ist eine windgeschützte Beckenlage für die besonders hohen Tagesgänge verantwortlich. Wie zu erwarten, ist der DTR an den Bergstationen deutlich geringer ausgeprägt als an den tiefer gelegenen Stationen. Während im Mittelgebirge (Bsp. Schöckl) durchschnittlich noch 7 °C erreicht werden, gehen die DTR am Sonnblick auf lediglich 4.9 °C zurück und liegen damit im Vergleich zu allen Tagen nur noch ein halbes Grad höher. Aufgrund der Höhenlage ist der Gang der Temperatur sehr eng an den der Luftmasse gebunden, welcher naturgemäß nur geringen täglichen Schwankungen unterworfen ist und sich nur unter Einfluss von Advektion oder der vertikalen Umlagerung stärker ändert.

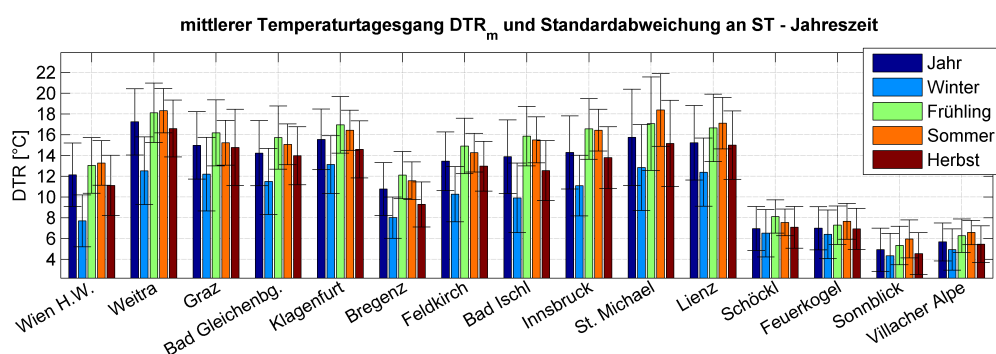


Abbildung 5.35: mittlerer Temperaturtagesgang mit Standardabweichung an Strahlungstagen - Jahreszeit

Die höchsten DTR bleiben generell im Frühling bzw. Sommer angesiedelt, wobei die östlichen Talstationen (Wien, Graz) zwei lokale Maxima im monatlichen Jahresverlauf ausprägen, welche durch eine Reduktion der Tagesgänge von Mai bis Juni bzw. September verursacht werden. An den übrigen Stationen tritt jedoch ein ausgeprägtes Maximum im oder um den Monat Mai auf. Die tiefsten mittleren DTR sind hingegen stets im Dezember zu beobachten, was durch den Jahresgang der Globalstrahlung (Forcing) nachvollziehbar ist. Der größte Jahresgang des mittleren DTR an Strahlungstagen ist mit 9.3 °C an der am Alpennordrand gelegenen Talstation Bad Ischl zu finden, liegt jedoch mit Ausnahme der Bergstationen meist im Bereich von 7 °C. Für letztere ist ein besonders geringer Jahresgang von lediglich 2 °C festzustellen.

Luftmasse & Strömungswetterlage

Ähnlich den Verhältnissen für Wien kommt es auch in anderen Regionen zu einem generellen Anstieg der DTR mit zunehmendem Energiegehalt der vorherrschenden Luftmassen. Dieser Zusammenhang verschwindet jedoch im Falle der Bergstationen weitgehend.

Die Betrachtung der mittleren DTR in Abhängigkeit von der Strömungswetterlage zeigt ein qualitativ ähnliches Bild. Gradientschwache Lagen sind mit generell hohen mittleren DTR verbunden und werden an den alpinen Talstationen mit dem höchsten DTR asso-

ziiert, was auf die besonders gute Ausprägung nächtlicher Inversionen sowie der tagsüber raschen Erwärmung innerhalb der Täler zurückgeht. Variable Lagen, an denen i. A. höhere mittlere Windgeschwindigkeiten gemessen werden, gehen bereits mit einer Reduktion der DTR einher. Reine Süd- bzw. Südwestströmungslagen bewirken hingegen, mit Ausnahme der vorhin erwähnten alpinen Talstationen, die höchsten DTR. Mit abnehmendem Talcharakter sowie zunehmender Entfernung von den Alpen der Stationen scheint außerdem eine größere Auswirkung der verschiedenen Strömungswetterlagen in Hinsicht auf die Tagesgänge der Temperatur an Strahlungstagen zu bestehen, da eine stärkere unmittelbare Beeinflussung des bodennahen Temperaturfelds im Zuge von Advektionen resultiert. Nördliche Strömungslagen wirken sich hier besonders dämpfend auf den DTR aus.

5.3.2 Korrelationsanalyse

Eine jahreszeitliche Betrachtung der korrelativen Zusammenhänge zwischen den DTR und den übrigen meteorologischen Größen liefert nur in wenigen Fällen deutliche Abweichungen von den Ergebnissen für Wien. Die Korrelationskoeffizienten an den Strahlungstagen liegen im Vergleich zu allen Tagen generell niedrig und gehen betragsmäßig über 0.6 nicht hinaus, wobei Bergstationen weniger brauchbare Ergebnisse liefern. Für letztere gilt etwa ein tendenziell negativer Zusammenhang zwischen den DTR und der äquivalentpotentiellen Temperatur (Luftmasse) in jeder Jahreszeit, jedoch besonders im Sommer. Dies geht auf trockenere und daher energieärmere Luft zurück, welche die Minimatemperaturen vergleichsweise tief sinken lässt. Deutliche Effekte durch Wind und Bewölkung lassen sich an Strahlungstagen v. a. für die Station St. Michael im Lungau feststellen, wo die im Mittel sehr hohen DTR verhältnismäßig stark gedämpft werden. Der Effekt der Globalstrahlung als der die diabatische Erwärmung antreibende Forcingterm ist für die alpinen Talstationen an Strahlungstagen am besten ausgeprägt, d. h., dass eine geringe Änderung der Globalstrahlung größere Auswirkungen auf die beobachtbaren Temperaturgänge hat, was mit dem reduzierten Talvolumen in Zusammenhang steht.

5.3.3 Einfluss der Höhenlage & Topographie

Die räumlichen Unterschiede in den beobachteten DTR sind, abgesehen von der Dämpfung im Zusammenhang mit der Nähe zu Gewässern oder Städten, sehr stark von der Höhenlage sowie der Topographie bzw. Oberflächenform abhängig.

Höhenlage

Die Höhenlage des betrachteten Stationsnetzes variiert beträchtlich und reicht von der Tieflandstation Wien - Hohe Warte (198 m) bis zur hochalpinen Bergstation des Sonnblick (3109 m) (Abbildung 5.36, links). Unabhängig von der Jahreszeit ergibt sich ein negativer Zusammenhang zwischen der absoluten Höhe und dem mittleren DTR entsprechend der höhenbedingten Zunahme des Windes, wobei die Korrelation an Strahlungstagen von -0.73 (Winter) bis -0.82 (Frühling) reicht (Abbildung 5.36, rechts). Es sei jedoch darauf

hingewiesen, dass i.A. von keiner linearen Beziehung zwischen der Höhe und der DTR ausgegangen werden kann. Die in Hinsicht auf die entsprechende Höhenlage größten positiven Abweichungen liegen für die Stationen Weitra sowie St. Michael im Lungau wegen ihrer inversionsbegünstigenden Lage vor. Die größten negativen Abweichungen sind hingegen für die Stationen Wien - Hohe Warte (Wärmeinseleffekt) sowie Bregenz (Einfluss des Bodensees) im Bezug auf deren Höhe zu nennen. Die Tatsache, dass es für tiefe bis mittlere Höhenlagen deutliche Unterschiede in den mittleren DTR gibt ist ein Hinweis auf den starken Einfluss der lokalen Topographie auf das Temperaturfeld, der in weiterer Folge betrachtet wird.

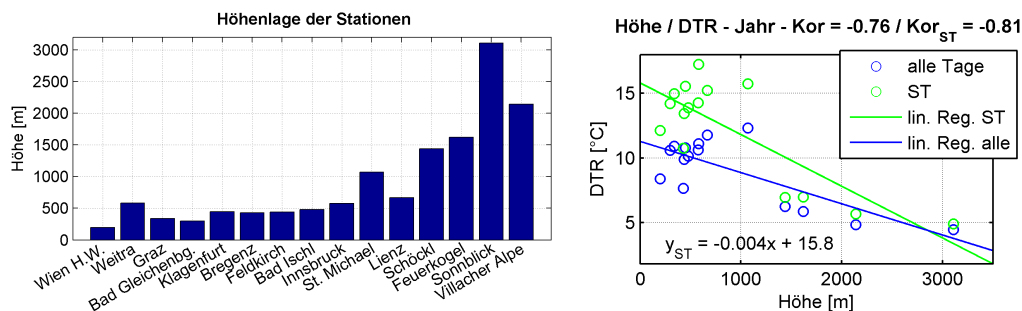


Abbildung 5.36: links: Höhenlage der Stationen; rechts: Streudiagramm: mittlerer DTR / Höhe - Jahr, angegeben sind die Korrelationskoeffizienten sowie die Gleichung der Regressionsgerade für Strahlungstage (ST)

Topographie

Die lokale Topographie spielt neben der Höhenlage eine wesentliche Rolle wenn es im Zuge eines reduzierten Luftvolumens, wie es etwa in Tälern und Becken der Fall ist, zu einer generellen Modifizierung der Energiebilanz kommt. Ein weiterer wichtiger Aspekt liegt in der häufigen Abkoppelung der Talatmosphäre, wobei sich infolge der Ausprägung von Inversionen an Strahlungsnächten typischerweise Kaltluftansammlungen (Kaltluftseen) ausbilden.

Im Falle des vorliegenden Stationsnetzes liegen je nach Berechnungsweise des topographischen Amplifizierungsfaktors (abhängig von Einflussradius sowie vertikaler Standardabweichung) Werte zwischen 1 für Flachland- bzw. Bergstationen und 12.5 (Lienz) für alpine Talstationen vor (Abbildung 5.37). Nur letztgenannte erreichen somit Werte über 2, was auf ein deutlich reduziertes Luftvolumen hinweist und somit höhere DTR erwarten lässt. Da die Station Wien - Hohe Warte unabhängig von der Berechnungsweise topographische Amplifizierungsfaktoren von 1 bzw. sehr nahe an 1 aufweist kann sie gleichsam als Referenz für andere Stationen benutzt werden um die DTR zu vergleichen, da hier der topographische Einfluss im Sinne der Volumesreduktion vernachlässigt werden darf.

Bezieht man die mittleren, jahreszeitlichen DTR auf die entsprechenden Verhältnisse für die Station Wien - Hohe Warte, so ergeben sich bestimmte Verhältnisse, welche hier als *effektive Amplifizierungsfaktoren* bezeichnet werden und typischerweise jahreszeitlich va-

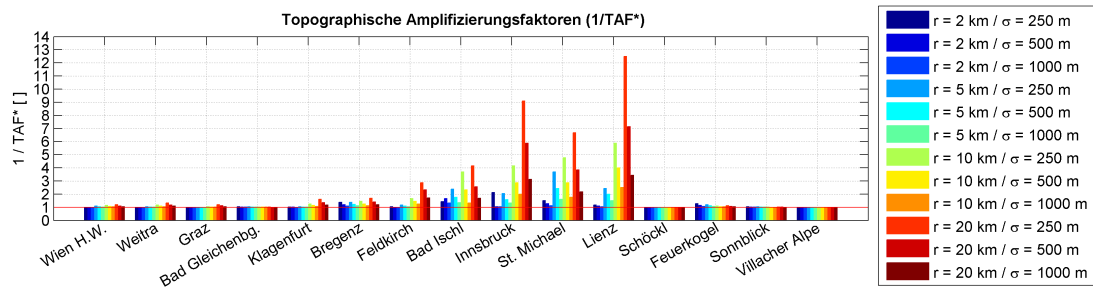


Abbildung 5.37: topographische Amplifizierungsfaktoren für jeweils verschiedene Einflussradien und vertikale Standardabweichungen

rieren (Abbildung 5.38, oben). Ein deutliches Maximum liegt somit im Winter vor, wobei der mittlere DTR an Strahlungstagen an der Station Klagenfurt-Flughafen um den Faktor 1.7 größer ist und wiederum mit der inversionsbegünstigenden Lage des Klagenfurter Beckens zusammenhängt. Gemeinsam mit dem Wärmeinseleffekt, der sich in Wien besonders in der kalten Jahreszeit in den Minimatemperaturen bemerkbar macht, weisen Stationen die außerhalb urbaner Gebiete liegen einen jahreszeitlich betrachtet vergleichsmäßig hohen DTR im Winter auf. Ein Minimum der Amplifizierung liegt hingegen in der Regel für den Sommer und Frühling vor, was auf den stärkeren sowie hochreichenderen, vertikalen Wärmeaustausch infolge der geringeren Stabilität hinweist und somit mit Ausnahme der Bergstationen zu räumlich tendenziell ausgeglicheneren DTR führt.

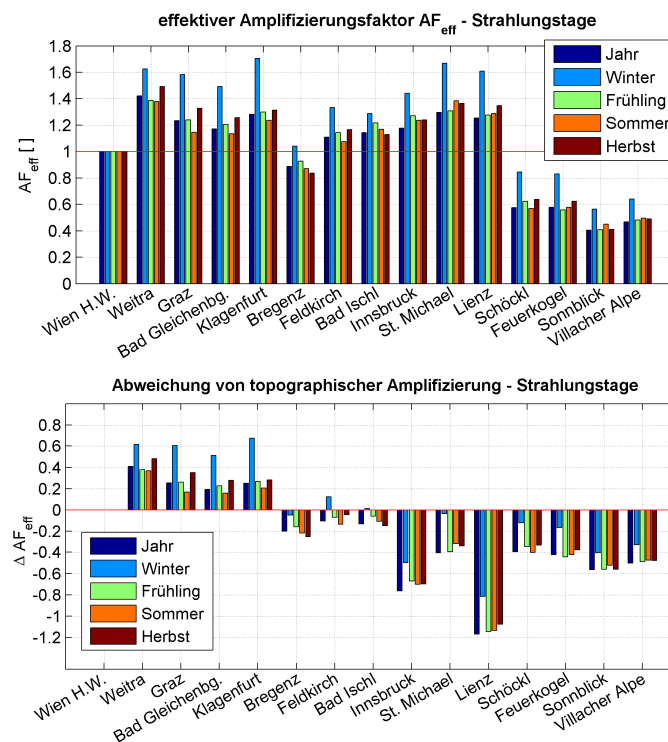


Abbildung 5.38: oben: effektive Amplifizierungsfaktoren im Vergleich zu Wien - Hohe Werte; unten: Abweichung von topographischer Amplifizierung

Unter Berücksichtigung des rein geometrischen, topographischen Amplifizierungsfaktors ist es nun möglich den effektiven Einfluss der Topographie besser zu beurteilen. Wählt man für die Berechnungsweise des TAF einen mittleren Einflussradius von $r = 10$ km sowie eine hohe vertikale Standardabweichung von $\sigma = 1$ km, so ergeben sich nach einer erneuten Normierung auf die Station Wien - Hohe Warte jahreszeitlich unterschiedliche Abweichungen von der topographischen Amplifizierung, welche ohnehin nur im Falle der alpinen Talstationen Auswirkungen zeigen kann (Abbildung 5.38, unten). Positive Abweichungen, die für die Stationen Weitra, Graz, Bad Gleichenberg und Klagenfurt beobachtbar sind, können praktisch nicht auf die Volumsreduktion zurückgeführt werden und ergeben sich daher aus den besonderen Bedingungen der geographischen Lage, die den Windeinfluss stark mindert und somit den nächtlichen Temperaturrückgang - besonders in der kalten Jahreszeit - im Vergleich zu Wien begünstigt. Während für Bregenz der deutlich dämpfende Einfluss des Bodensees bestehen bleibt, entsprechen die Stationen Feldkirch sowie Bad Ischl ihrer durch das Talvolumen erwarteten Amplifizierung in guter Näherung. Die beiden inneralpinen Talstationen Innsbruck sowie Lienz weichen hingegen besonders stark negativ von ihrer erwarteten Amplifizierung ab, da hier das Temperaturniveau vergleichsweise hoch bleibt, eine Übererwärmung der Täler jedoch durch den Vertikalaustausch tagsüber begrenzt ist. Für die Bergstationen, an denen praktisch eine negative Volumsreduktion besteht, bleibt schließlich die Reduktion der DTR infolge der Höhenlage bestehen.

Fallbeispiel

Verglichen werden die im Süden Österreichs gelegenen Stationen Klagenfurt-Flughafen (Kärnten) und Lienz (Osttirol). Erstere befindet sich im Klagenfurter Becken, letztere liegt im Drautal eingebettet und weist daher im Vergleich zu Klagenfurt ein deutlich reduziertes Talvolumen auf. Entgegen einer ersten Erwartung für höhere DTR in Lienz tritt dies jedoch nur unwesentlich in Erscheinung. Unterschiede in der Höhenlage von rund 200 Metern können die Differenz allerdings nicht erklären. Betrachtet man etwa die Situation an gradientschwachen Lagen so steigen die Temperaturen im Sommer in Lienz mit 17.5°C um lediglich 1°C mehr als in Klagenfurt. Die mittleren Maximatemperaturen liegen jedoch für beide Stationen um 27.5°C und gehen mit durchmischten Bedingungen und ähnlich großen Überadiabasen während der Nachmittage einher. Die Minima bewegen sich für Lienz um 10°C und sind damit um etwa 1°C niedriger als in Klagenfurt. Im Gegensatz zum Klagenfurter Becken ist die potentielle Temperatur bzw. Temperatur in 850 hPa jedoch im inneralpinen Bereich um rund 2 K höher, was vorrangig aufgrund der erhöhten Heizfläche resultiert. Die tagsüber rasche Aufheizung der Täler führt zu einer starken Labilisierung der bodennahen Luftschichten, weshalb es zu einem regen vertikalen Wärmeaustausch (Konvektion) innerhalb der Talatmosphäre kommt, die einer stärkeren Erwärmung der bodennahen Luft effektiv entgegenwirkt. Die Rolle der Topographie im Sinne der Volumsreduktion ist daher stark durch die jahreszeitlich unterschiedliche Sta-

bilität innerhalb der Grenzschicht beeinflusst und somit für den bodennahen Temperaturanstieg an Strahlungstagen mitunter nur von geringerer Bedeutung.

Ein konkretes Beispiel liefert die Serie von Strahlungstagen, welche vom 13. Juli bis 19. Juli 2007 in Klagenfurt wie auch Lienz nach Durchzug eines Höhentrogos unter gradientschwacher bzw. südwestlicher Strömungslage beobachtet wurde. Auffällig ist, dass die Verläufe der Temperaturen und Tagesgänge an beiden Stationen weitgehend in Phase sind und auch die absoluten Temperaturverhältnisse kaum voneinander abweichen (Abbildung 5.39). Da die DTR in Klagenfurt in der zweiten Hälfte der Serie sogar die von Lienz übersteigen, scheinen amplifizierende Effekte im Zusammenhang mit der Topographie daher deutlich hinter den lokalen Einfluss der geographischen Lage zurückzutreten. Im Falle von Lienz sind hierbei etwa die thermisch getriebene Talwindzirkulation zu nennen, welche eine Dämpfung des bodennahen Temperaturfeldes bewirkt.

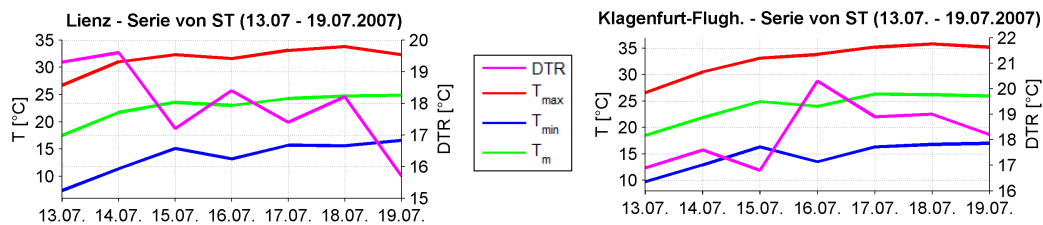


Abbildung 5.39: Serie von Strahlungstagen; Vergleich zwischen Lienz (links) und Klagenfurt (rechts)

Kapitel 6

Conclusio

Das Hauptziel dieser Arbeit lag in der statistischen Analyse von Temperaturtagesgängen, welche allgemein als Produkt einer Vielzahl verschiedener, wechselwirkender Prozesse und Faktoren aufgefasst werden können. Da diese, wie auch die meteorologischen Größen selbst, typischerweise einen Jahresgang aufweisen ist eine jahreszeitliche Betrachtung sinnvoll.

Im Zuge der Auswertung hat sich bestätigt, dass der Tagesgang der Temperatur generell sehr stark von den strahlungsrelevanten Größen wie der Globalstrahlung und dem Bedeckungsgrad abhängig ist. Erstere wirkt sich als treibendes Forcing direkt auf die Erwärmung tagsüber aus, spielt jedoch im Falle der Strahlungstage, die sich naturgemäß durch hohe Globalstrahlungssummen auszeichnen, eine vergleichsweise geringe Rolle. Absolut betrachtet ist die an der Erdoberfläche umgesetzte Energie jedoch maßgeblich für die Höhe der turbulenten Durchmischung sowie das Ausprägen einer Überadiabatie an Strahlungstagen verantwortlich. Erstere ist v. a. im Frühling und Sommer gegeben, wobei die Maximatemperaturen mithilfe der Temperatur in 850 hPa gut prognostiziert werden können. Die höchsten mittleren DTR sind in der Regel im April oder Mai zu beobachten, in denen die nächtlichen Strahlungsinversionen wie auch die Durchmischung tagsüber häufig gut ausgeprägt sind. Die Abhängigkeit der DTR vom Energiegehalt der Luftmasse in 850 hPa, gegeben über die äquivalentpotentielle Temperatur, ist aufgrund des eingehenden Feuchtegehalts bereits geringer als von der (potentiellen) Temperatur in 850 hPa. Der absolute Feuchtegehalt der Luft kann als der das allgemeine Temperaturniveau limitierende Faktor gesehen werden, da er Maxima- wie auch Minimatemperaturen anhebt und deshalb netto wenig Einfluss auf die DTR hat, tendenziell jedoch bei höheren Werten, welche in der warmen Jahreszeit auftreten, auch mit höheren DTR einhergeht. Im Zusammenhang mit dem Feuchtegehalt ist es häufig möglich die Minimatemperaturen an ungestörten Strahlungsnächten mithilfe des Taupunkts am Vorabend abzuschätzen. Der Einfluss des Windes wirkt generell dämpfend auf die DTR, da v. a. die Ausprägung nächtlicher Strahlungsinversionen und somit das Absinken der Temperaturen gehemmt werden. Während des Tages wirkt sich der Wind hingegen in der Regel förderlich auf den Anstieg der Temperaturen aus und geht mit einer besseren Durchmischung einher. Die Advektion von Luftmassen, welche in Abhängigkeit von bestimmten Strömungswetterlagen angenommen werden muss, ist in der Lage die Tagesgänge zu modifizieren, wobei der advektive Anteil des DTR aufgrund

der allgemeinen Zunahme des Windes mit der Höhe für Bergstationen besonders relevant wird. Die höchsten DTR treten somit nach windschwachen Strahlungsnächten auf, in denen die Temperaturen bodennah stark zurückgehen können, in Verbindung mit tagsüber möglichst hochreichend durchmischten Bedingungen, welche bei Warmluftadvektion eine zusätzliche Erwärmung mit sich bringen. Dies ist auch ein Grund für die bei Süd- bzw. Südwestströmungslagen auftretenden hohen mittleren DTR an den tiefgelegenen Stationen. Da Strahlungstage v. a. an gradientschwachen Lagen auftreten und die verschiedenen Strömungswetterlagen im regionalen Vergleich qualitativ keine großen Unterschiede an diesen Tagen bewirken, ist die regionale Ausprägung der DTR im Einzelnen stark durch die geographische Lage (Länge, Breite, Höhe, Nähe zu Gewässern oder Städten) und die lokale Topographie beeinflusst. Eine annehmbare Amplifizierung der DTR in Hinblick auf das reduzierte Volumen in Talbecken ist von der Stabilität abhängig und zu einem gewissen Grade in den Beobachtungen der alpinen Talstationen zu finden. Die allgemein hohen DTR des Waldviertels, Klagenfurter sowie Grazer Beckens sind jedoch in der windgeschützten Lage zu begründen, welche nächtliche Strahlungsinversionen fördert.

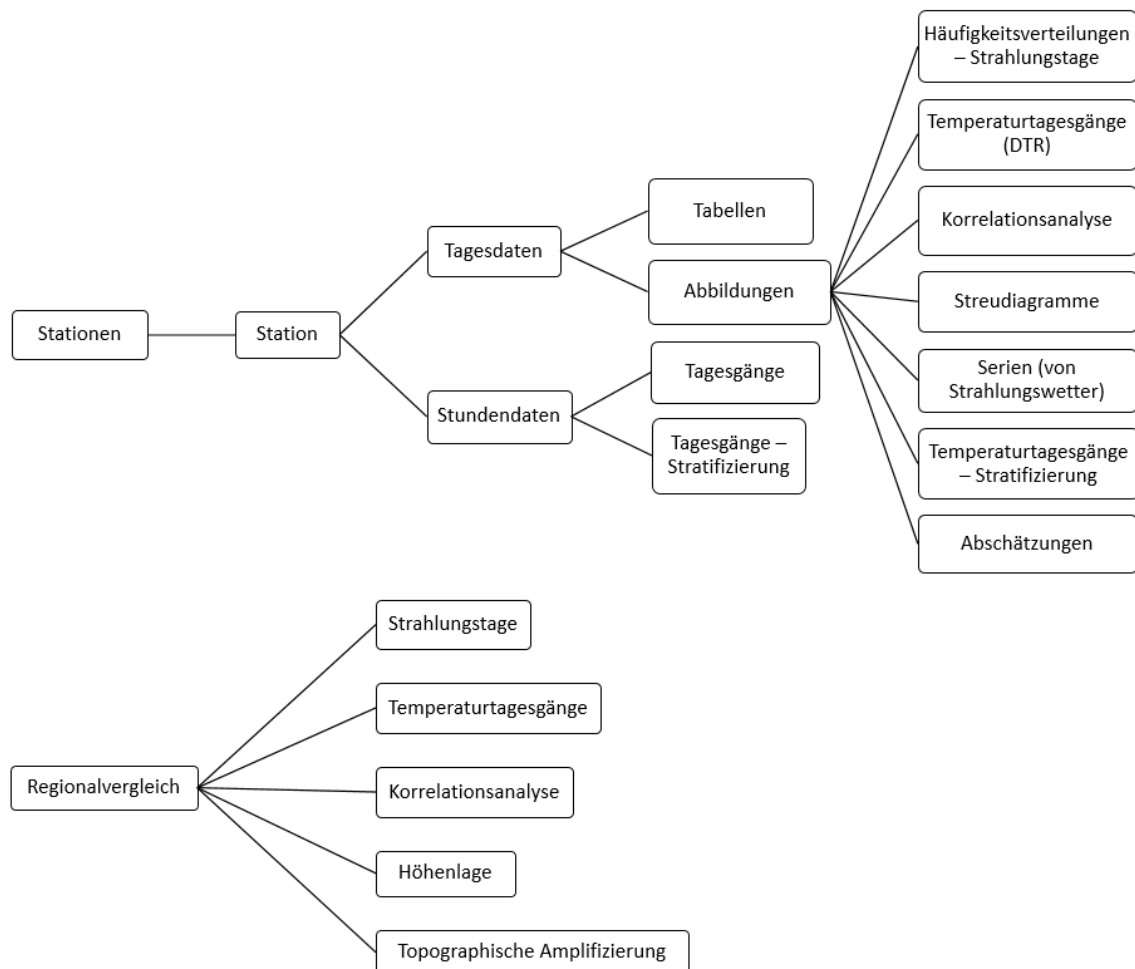
6.1 Ausblick

Da die gewonnenen Ergebnisse in erster Linie auf Klimadatensätzen basieren, für die täglich nur an drei Terminen Beobachtungen vorlagen, und außerdem Maxima- und Minimatemperaturen häufig nicht repräsentativ für die Berechnung der DTR im Sinne eines Temperaturanstiegs tagsüber waren, ist eine Analyse mit zeitlich hochaufgelösten Daten von Interesse. Während das Auffinden von Strahlungstagen noch häufig gut zu gewährleisten war, sind aufgrund der mangelnden zeitlichen Auflösung der Daten größere Unsicherheiten im Falle der Strahlungsnächte zu erwarten. Unter Einbezug weiterer, die DTR beeinflussender Parameter, wie etwa der Eigenschaften des Bodens (Temperatur, Feuchtegehalt, Albedo), der langwelligen Strahlungskomponente oder anderer Energiebilanzterme ist ebenfalls wesentlich detailreichere Information in Hinsicht auf die Entwicklung des Temperaturfeldes zu erwarten. Die in dieser Arbeit betrachteten 15 Stationen sind nur bis zu einem gewissen Grade repräsentativ für ihre entsprechende Region, da lokale Einflüsse sowie die konkrete Lage der Stationen z. T. deutliche Auswirkungen auf die Tagesgänge der Temperatur haben mögen. Es ist deshalb sicherlich von Vorteil, ein räumlich wesentlich dichteres Stationsnetz zu betrachten. In diesem Zusammenhang könnte man eine praktisch flächendeckende, anstatt der stichpunktartigen, Information des Temperaturfeldes erhalten und danach etwa in einen klimatologischen Fingerprint in Abhängigkeit von der Jahreszeit und Strömungswetterlage einfließen lassen. Zudem ist auch eine Ausweitung der Analyse - nicht nur für Strahlungstage - sinnvoll, da diese schließlich als Spezialfälle nur ein sehr begrenztes Vorkommen aufweisen. Ein Punkt der in dieser Arbeit aufgrund der teils mangelnden Repräsentativität der Extremtemperaturen nicht behandelt wurde, sind zeitliche Trends der DTR, welche in letzter Zeit aufgrund der Beobachtung eines globalen Rückgangs häufig im Blickpunkt des Interesses standen.

Anhang

Als Anhang sei auf die umseitig beiliegende CD verwiesen, welche das wesentliche generierte Bild- sowie Tabellenmaterial der vollständigen Auswertung in Form von pdf-Dokumenten beinhaltet. Zur Beschreibung und Interpretation der jeweiligen Graphiken möge bei Bedarf im Text dieser Arbeit nachgelesen werden.

Die inhaltliche Gliederung (Ordnerstruktur) richtet sich nach folgendem Schema:



Literaturverzeichnis

- C. D. Ahrens. *Meteorology today: an introduction to weather, climate and the environment*. 5th ed. West Publ., St. Paul, 1994.
- S. Pal Arya. *Introduction to micrometeorology*. 2nd ed. Academic Press, San Diego, 2001.
- I. Auer, R. Böhm, and H. Mohnl. *Klima von Wien: eine anwendungsorientierte Klimatographie*. Magistrat der Stadt Wien, Wien, 1989.
- L. Bergmann, S. J. Bauer, and C. Schaefer. *Lehrbuch der Experimentalphysik. 7. Erde und Planeten. 2. Ausgabe*. Walter de Gruyter, Berlin, 2001.
- P. Berrisford, D. Dee, P. Poli, Roger Brugge, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi, S. Uppala, and A. J. Simmons. The era-interim archive, version 2.0. Technical report, ECMWF, 2011.
- A. Dai, K. E. Trenberth, and T. R. Karl. Effects of clouds, soil moisture, precipitation and water vapour on diurnal temperature range. *Journal of Climate*, 12:2451–2473, 1999.
- H. Häckel. *Meteorologie 5. Auflage*. Ulmer, Stuttgart, 2005.
- V. Hirss. Windanalyse im Bereich komplexer Gebäude am Beispiel eines Industriestandortes in Wien Schwechat. Diplomarbeit, Universität Wien, 2012.
- A. Jurkovic, K. Türk, A. Orlik, I. Auer, R. Böhm, R. Potzmann, and W. Schöner. Endbericht 2010: Projekt SON-ALP: Interpolationen der SONnenscheindauer sowie Globalstrahlung in Hinblick auf Klimaänderungen im ALPenraum. Projektbericht, ZAMG, 2010.
- K. Makowski. *The daily temperature amplitude and surface solar radiation*. PhD thesis, ETH Zürich, 2009.
- D. Mayer. Vorlesungsskriptum Mikrometeorologie. Universität Wien, 2009.
- T. R. Oke. *Boundary layer climates*. Menthuen, London, 1978.
- F. Prettenhaler and A. Podesser. *Klimaatlas Steiermark. Periode 1971-2000. Eine anwenderorientierte Klimatographie*. ÖAW, 2010.

- D. L. Ruschy, D. G. Baker, and R. H. Skaggs. Seasonal variation in daily temperature ranges. *Journal of Climate*, 4:1211–1216, 1991.
- C. D. Schönwiese. *Klimatologie 2. Auflage*. Ulmer, Stuttgart, 2003.
- C. D. Schönwiese. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Borntraeger, Berlin, 2013.
- R. Steinacker. Eine ostalpine Strömungslagenklassifikation. Universität Wien, 1991.
- R. Steinacker, M. Ratheiser, B. Bica, B. Chimani, M. Dorninger, W. Gepp, Ch. Lotteraner, S. Schneider, and S. Tschannett. A mesoscale data analysis and downscaling method over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 134(10):2758–2771, 2006.
- R. B. Stull. *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer, Dordrecht, 1988.
- WMO. *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. WMO-No. 8. WMO, 7th edition, 2008.
- URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html> [1.12.2014]

Abbildungsverzeichnis

2.1	vereinfachter Zusammenhang zwischen kurz- & langwelligem Nettostrahlungsfluss und Temperaturtagesgang	7
2.2	typische Energieflüsse während Strahlungswetterlagen	9
2.3	Beispiel der Energiebilanz eines Getreidefelds in England im Juli 1963 . . .	9
2.4	schematische Veranschaulichung der Konvergenz und Divergenz eines Energieflusses	10
2.5	Flächen-Höhen-Verteilung für drei verschiedene Geländeformen	12
3.1	betrachtetes Stationsnetz	16
3.2	Verteilung der Strömungslagen (1978-1990)	19
4.1	schematischer Verlauf einer Temperaturkurve deren gemeldete Maximum- & Minimumtemperatur nicht repräsentativ sind	23
5.1	Wien - Hohe Warte: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Jahr	38
5.2	Wien - Hohe Warte: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Monat	38
5.3	Lienz: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Monat	38
5.4	Wien - Hohe Warte: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Jahreszeit . . .	39
5.5	Wien - Hohe Warte: Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Strömungswetterlage im Zeitraum 1961 - 2010	39
5.6	relative Häufigkeiten der Strömungswetterlagen im Ostalpenraum und Strahlungstage für Wien - Hohe Warte	40
5.7	Häufigkeiten von Strahlungstagen nach Jahreszeit	41
5.8	Wien - Hohe Warte: relative Häufigkeiten der Tage mit atypischem Tagesgang nach Jahreszeit	42
5.9	Wien - Hohe Warte: Häufigkeitsverteilung DTR	42
5.10	Wien - Hohe Warte: mittlere Tagesgänge an Strahlungstagen	43
5.11	Wien - Hohe Warte: Häufigkeitsverteilung DTR nach Jahreszeit	44
5.12	Wien - Hohe Warte: Streudiagramme Minima- / Maximatemperaturen . . .	45
5.13	Wien - Hohe Warte: jahreszeitliche Verteilung der mittleren Parameter an Strahlungstagen	46
5.14	Wien - Hohe Warte: mittlere Temperaturtagesgänge (DTR) für alle Tage und Strahlungstage nach unterschiedlichen Kriterien	47

5.15	Wien - Hohe Warte: Thermoisoplethendiagramm an Strahlungstagen	48
5.16	Wien - Hohe Warte: Korrelationskoeffizienten: DTR - Jahr	49
5.17	Wien - Hohe Warte: Korrelationskoeffizienten: DTR - Jahreszeit	51
5.18	Wien - Hohe Warte: Streudiagramme Globalstrahlung (Tagessumme)/ DTR (absolute Werte) - Jahreszeit	53
5.19	Wien - Hohe Warte: einfache und partielle Korrelationskoeffizienten: DTR - Sommer	54
5.20	Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 1 (Strömungs- wetterlage)	56
5.21	Wien - Hohe Warte: mittlerer Parameter an ST - Fall 1 (Strömungswetterlage)	57
5.22	Wien - Hohe Warte: mittlere Tagesgänge an ST - Fall 1 (Strömungswetter- lage) - Frühling	58
5.23	Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 2 (mittlere äquivalentpotentielle Temperatur)	58
5.24	Wien - Hohe Warte: Streudiagramme Temperatur in 850 hPa um 15 UTC / Maximumtemperatur	60
5.25	Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 3 (mittlere Windrichtung)	61
5.26	Wien - Hohe Warte: mittlere Tagesgänge an ST - Fall 4 (mittlere spezifische Feuchte) - Frühling	61
5.27	Wien - Hohe Warte: Streudiagramme Minimumtemperatur / Taupunkttem- peratur am Vorabend	63
5.28	Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 6 (mittlere Windgeschwindigkeit)	63
5.29	Wien - Hohe Warte: mittlerer DTR an Strahlungstagen - Fall 9 (Niederschlag)	65
5.30	Wien - Hohe Warte: mittlere Tagesgänge an ST - Fall 13 (mittlerer DTR) - Frühling	66
5.31	Wien - Hohe Warte: Anzahl der Serien von Tagen mit Strahlungswetter für unterschiedliche Längen	66
5.32	Wien - Hohe Warte: mittlere DTR an Serien von Tagen mit Strahlungswetter	67
5.33	Wien - Hohe Warte: Serie von Tagen mit Strahlungswetter	69
5.34	Wien - Hohe Warte: Radiosondenaufstiege vom 10.09.2006 00 UTC und 12 UTC	70
5.35	mittlerer Temperaturtagesgang mit Standardabweichung an Strahlungsta- gen - Jahreszeit	71
5.36	Höhenlage der Stationen & Streudiagramm: mittlerer DTR / Höhe - Jahr .	73
5.37	topographische Amplifizierungsfaktoren für jeweils verschiedene Einflussra- dien und vertikale Standardabweichungen	74
5.38	effektive Amplifizierungsfaktoren im Vergleich zu Wien - Hohe Warte & Abweichung von topographischer Amplifizierung	74
5.39	Serie von Strahlungstagen; Vergleich zwischen Lienz und Klagenfurt	76

Tabellenverzeichnis

3.1	Stationen (Stand 2014)	17
3.2	Strömungswetterlagen	19
4.1	Berechnung der mittleren Windrichtung	28
5.1	Wien - Hohe Warte: Korrelationskoeffizienten - Sommer	53
5.2	Wien - Hohe Warte: Korrelationskoeffizienten - Sommer (Strahlungstage) .	54

Danksagung

Ein besonderer Dank gilt meinem Betreuer o. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker, der das Thema der Arbeit vorschlug und stets neue Anregungen einbrachte. Auch wenn er häufig sehr beschäftigt oder bereits in Eile war, nahm er sich gerne die Zeit meine Fragen zu beantworten sowie Probleme zu klären.

An weiterer Stelle möchte ich mich sehr herzlich bei UBIMET und Dipl.-Ing. Mag. Dr. Dieter Mayer bedanken, der mir den Großteil des Datenmaterials zur Verfügung stellte und die Nebenbetreuung übernahm. Gemeinsam mit Prof. Steinacker war er stets darum bemüht konstruktive Vorschläge einzubringen und Unklarheiten zu beseitigen.

Ein großes Dankeschön möchte ich auch Petra aussprechen, die das Korrekturlesen der Arbeit übernahm, sowie meinem breiten Freundeskreis, der die Studienzeit sehr angenehm für mich machte.

Nicht zuletzt sei an dieser Stelle meiner Familie, allen voran meinen Eltern, gedankt, die mir das Studium in Wien ermöglichten und mich stets unterstützten.

Lebenslauf

Persönliche Daten:

Name: Manuel Safner
Geburtsdatum: 22.08.1991
Geburtsort: Hartberg
Staatsangehörigkeit: Österreich
Familienstand: ledig
Adresse: Theresiengasse 8/9
1180 Wien
E-mail: manuel.safner@gmx.at

Ausbildungsweg:

1997 - 2001 Volksschule in Schöneegg bei Pöllau
2001 - 2005 Hauptschule in Pöllau
2005 - 2009 BORG in Hartberg (Matura am 23.06.2009)
2009 - 2013 Bachelorstudium Meteorologie an der Universität Wien
2013 - 2015 Masterstudium Meteorologie an der Universität Wien
SS 2015 ERASMUS-Auslandsaufenthalt in Madrid
(Universidad Complutense)

Berufserfahrung &

Nebentätigkeiten:

Aug. - Sept. 2011 Ferialpraktikum bei UBIMET GmbH
(Erstellung von Textprognosen für Medien)
August 2012 Ferialpraktikum an ZAMG
(Mitarbeit bei Projekt SUBEX in Abteilung für Klimatologie)
2013 - 2014 Tutorium Wetterbesprechung (Universität Wien)

Kenntnisse:

Sprachen: Deutsch, Englisch, Spanisch
EDV: Windows, Linux, MS Office, Matlab, NCL, LaTeX