



Das Klima im polnisch-sächsischen Grenzraum

LANDESAMT FÜR UMWELT,
LANDWIRTSCHAFT
UND GEOLOGIE



Europäische Union. Europäischer Fonds für
regionale Entwicklung: Investition in Ihre Zukunft/
Unia Europejska. Europejski Fundusz Rozwoju
Regionalnego: Inwestujemy w waszą przyszłość



Klimawandel, Luftverschmutzung und ökologische
Belastungsgrenzen von Ökosystemen im
polnisch-sächsischen Grenzraum





Klimawandel, Luftverschmutzung und ökologische Belastungsgrenzen
von Ökosystemen im polnisch-sächsischen Grenzraum

Das Klima im polnisch-sächsischen Grenzraum



Autoren

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

Susann Mehler
unter Mitwirkung von Andreas Völlings und Ines Flügel

Universität Wrocław, Institut für Geographie und Regionalentwicklung

Mariusz Szymanowski
Marek Błaś
Mieczysław Sobik
Krzysztof Migała
Małgorzata Werner
Maciej Kryza

Review: Prof. Dr. hab. Marian Rojek,
Universität Przyrodniczy we Wrocławiu

Institut für Meteorologie und Wasserwirtschaft (IMGW), Wrocław

Bartłomiej Miszuk
Irena Otop
Agnieszka Kolanek
Marzenna Strońska

Review: Prof. Dr. hab. Zbigniew Szwejkowski,
Universität Warmińsko-Mazurski, Olsztynie



Inhalt

1 Einordnung des KLAPS-Projektgebiets	
Allgemeiner klimatischer Überblick	7
Regionale Besonderheiten	8
Landnutzung	10
2 Daten und Methodik	
Datenbasis	12
Klimaindizes	13
Allgemeine klimatische Indizes	13
Agrarmeteorologische Indizes	14
Bioklimatische Indizes	16
Biothermische Indizes	16
Tourismusindizes	17
Prüfung der Klimadaten	19
Plausibilitätsprüfung und Lückenschließung	19
Homogenitätsprüfung	20
Trendanalyse	21
Regionalisierungsverfahren	21
3 Ergebnisse	
Lufttemperatur	24
Räumliche Variabilität	24
Zeitliche Variabilität	29
Klimatische Kenntage	34
Perzentilbasierte Indizes	37
Perioden	38
Agrarmeteorologie	40
Bioklima	48
Bioklimatische Indizes	48
Tourismusindizes	52
4 Großwetterlagen	
Entwicklung der Großwetterlagen in Mitteleuropa im Zeitraum 1881–2010	62
Entwicklung der Großwetterlagen in den Jahren 1980 und 2006	67
Einfluss der nordatlantischen Oszillation	68
Zusammenfassung	69
Literaturverzeichnis	71
Abbildungsverzeichnis	74
Tabellenverzeichnis	78
Impressum	80





Vorwort

Klima und Bioklima einer Region werden im Wesentlichen durch globale und regionale Zirkulationsformen in der Atmosphäre sowie die Sonnenstrahlung beeinflusst, welche jedoch durch lokale Umweltfaktoren (z. B. Oberflächenrelief, Vegetation, Boden, Landnutzung, Verstädterung und Luftverschmutzung) stark modifiziert werden können. Neben der geographischen Lage zählen Wetter und Klima zu den wichtigsten natürlichen Einflussfaktoren auf das Tourismus- und Freizeitangebot oder die Landwirtschaft und entscheiden über die Potentiale einer Region. Doch mit der Veränderung des Regionalklimas entstehen und verschieben sich die Risiken und Chancen dieser Regionen. Aus diesem Grund ist es wichtig, gegenwärtige und zukünftig mögliche Veränderungen, die Einfluss auf die natürliche und sozio-ökonomische Umwelt haben, aufzuzeigen und frühzeitig geeignete Klimaanpassungs- und Schutzmaßnahmen zu entwickeln.

Das vorliegende Heft stellt in zusammengefasster Form die ersten Ergebnisse aus dem EU-Projekt *KLAPS (Klimawandel, Luftverschmutzung und ökologische Belastungsgrenzen von Ökosystemen im polnisch-sächsischen Grenzraum)* dar. Das Projekt wird im Rahmen des operationellen Programms der grenzüberschreitenden Zusammenarbeit Sachsen – Polen 2007–2013 umgesetzt und durch das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (Lead Partner), die Universität Wrocław, Institut für Geographie und Regionalentwicklung – Abteilung für Klimatologie und Atmosphärenschtz und das Institut für Meteorologie und Hydrologie in Wrocław durchgeführt. Ziel des Projekts ist der Wissenstransfer und die Sensibilisierung der Öffentlichkeit für die Anpassung an den Klimawandel im KLAPS-Projektgebiet.

Inhalt und Zielsetzung des ersten Heftes ist die Charakterisierung des gegenwärtigen Klimawandels im polnisch-sächsischen Grenzraum, für welchen erstmalig eine gemeinsame Datenbasis aufgebaut und eine grenzüberschreitende Klimaanalyse realisiert werden konnte. Fokus der Analyse bildet die Auswertung von thermischen Trends in den Bereichen Klima, Bioklima und Agrarmeteorologie anhand geeigneter Indizes im Zeitraum 1971–2010. In einem zweiten Band werden mögliche zukünftige klimatische Änderungen, verglichen zur Klimareferenzperiode 1971–2000, bis zum Ende des 21. Jahrhunderts aufgezeigt. Die Niederschlagscharakteristik im polnisch-sächsischen Grenzraum wird im Rahmen des parallel durchgeführten EU-Projekts *NEYMO Lausitzer Neiße – Klimatische und hydrologische Modellierung, Analyse und Prognose*¹ ausführlich betrachtet und deshalb in KLAPS nicht näher analysiert.

1 <http://www.umwelt.sachsen.de/neymo>

1

Klimatische Einordnung des Projektgebiets





Allgemeiner klimatischer Überblick

Die untersuchte Projektregion lässt sich großklimatisch dem Übergangsklima zwischen maritimem westeuropäischem und kontinentalem osteuropäischem Klima der Westwindzone zuordnen (genetische Klimaklassifikation nach FLOHN, 1954). Der starke kontinentale Einfluss zeigt sich sowohl in einer größeren Jahresamplitude der Temperatur als auch geringeren mittleren Jahresniederschlägen von Westeuropa in Richtung Osteuropa. Innerhalb der KLAPS-Projektregion lässt sich kein signifikant zunehmender Einfluss der Kontinentalität erkennen. Bedingt durch den ausgleichenden Effekt des Nordatlantiks (Golfstrom) liegt die Jahresmitteltemperatur, beispielsweise in Görlitz mit 8,6 °C deut-

lich höher als in Regionen gleicher geographischer Breite (Saratow, Russland 4,9 °C²). Repräsentative Klimadiagramme für verschiedene Höhenstufen im Projektgebiet sind in **Abbildung 1** dargestellt.

Langzeittrend

In **Abbildung 2** wird der Langzeittrend der Mitteltemperatur für Westpolen (50.63 N, 16.48 O) auf Basis von monatlichen Daten³ im Zeitraum 1750–2012 dargestellt. Die vorliegende Analyse wurde im Rahmen des Berkeley Earth Projektes⁴ durchgeführt und ermöglicht die Einordnung der im Projekt KLAPS verwendeten 40-jährigen Temperaturreihe 1971–2010.

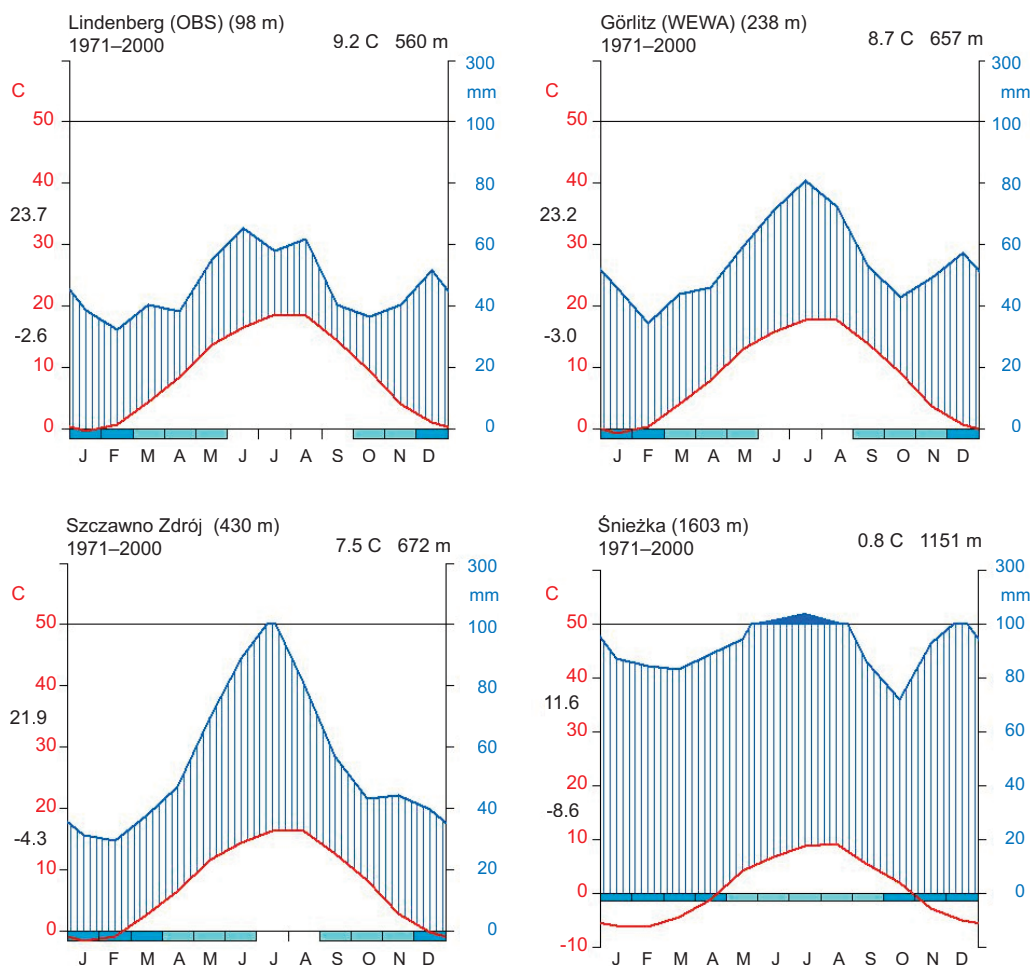


Abbildung 1

Klimadiagramme nach Walter/Lieth für den Zeitraum 1971–2000

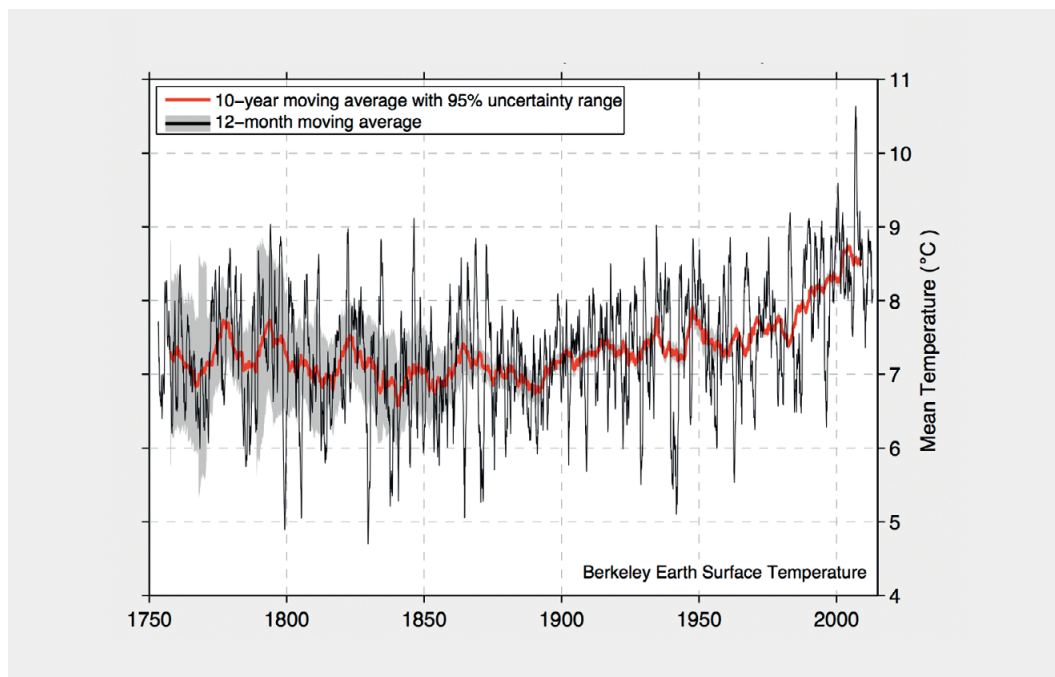
(links = Monatsmittel (TX+TN)/2 der Temperatur (rot), Werte links = Monatsmittel der Maximumtemperatur des wärmsten Monats (oben) und Monatsmittel der Minimumtemperatur des kältesten Monats (unten), rechts = Monatsmittel Niederschlag (blau), unten = frostsichere Monate (dunkelblau), frostgefährdete Monate (hellblau))

2 <http://www.klimadiagramme.de/Europa/saratow.html>

3 Global Historical Climatology Network Monthly (GHCN-M)

4 <http://berkeleyearth.lbl.gov/locations/50.63N-16.48E>

Abbildung 2
 Langzeitrend der
 mittleren Lufttemperatur
 in Westpolen (50.63 N,
 16.48 O) im Zeitraum
 1750–2012
 (Berkeley Earth Project)



Die Darstellung der langen Zeitreihe verdeutlicht die natürliche Variabilität des Klimas. Große Schwankungen innerhalb der Zeitreihe werden durch einen 10-jährigen Tiefpassfilter geglättet und als 95%-Unsicherheitsbereich (rote Linie) dargestellt. Die schwarze Linie repräsentiert das gleitende 12-Monatsmittel der Lufttemperatur und der grau hinterlegte Bereich im Zeitraum 1750 bis 1880 eine Periode mit großer Unsicherheit, die eine Interpretation an dieser Stelle erschwert. Im Zeitraum 1880 bis 2012 ist die Temperaturänderung belastbarer, wengleich eine gewisse Unsicherheit bestehen bleibt. Betrachtet man die Periode von 1880 bis 1930, lässt sich ein leichter Erwärmungstrend erkennen. Interessant ist an dieser Stelle, dass das Mittel der Lufttemperatur während dieses Zeitraums im Vergleich zum Mittel der Klimareferenzperiode 1971–2000 wesentlich kühler ist. Extrem warme Jahre zu Beginn des 20. Jahrhunderts zählen heute zu normalen oder sogar kalten Jahren. Eines der wärmsten Jahre des Jahrhunderts war das Jahr 1934, bevor in 2000 (und schließlich 2007) ein neuer Rekord der Jahresmitteltemperatur gemessen wurde. Während im Zeitraum 1935 bis 1980 eine hohe Variabilität der Lufttemperatur zu beobachten war, zeigt diese seit den achtziger Jahren bis heute einen starken Erwärmungstrend. Das ist ein seit Beginn der meteorologischen Aufzeichnungen noch nie gemessener Anstieg in so kurzer Zeit. Der in der letzten Dekade geringer ausfallende Erwärmungstrend lässt sich auf natürliche kompen-

satorische Effekte wie die Wärmespeicherfähigkeit der Ozeane oder ein Minimum im 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus zurückführen (IPCC, 2013). Dies bedeutet jedoch keinesfalls, dass von nun an mit einem rückgängigen Erwärmungstrend zu rechnen ist, da eine solche natürliche Schwankung in Folge der Vielzahl von Einflussfaktoren eine typische Charakteristik des Klimasystems ist.

Regionale Besonderheiten

Regionale klimatische Unterschiede werden entscheidend durch die Höhe sowie die Lage der Mittelgebirge wie Erzgebirge, Zittauer Gebirge, Isergebirge und Riesengebirge im Süden der Projektregion bestimmt (Abbildung 3). Somit beträgt die mittlere Lufttemperatur im Referenzzeitraum im Tiefland an der Station Lindenberg 9,2°C (98 m), wohingegen an der Schneekoppe 0,8°C (1603 m) gemessen werden. Im Allgemeinen kann man eine umgekehrt proportionale Beziehung zwischen der Lufttemperatur und der Höhenlage beobachten.

Im westlich gelegen Teil der KLAPS-Projektregion wird generell eine höhere Niederschlagsmenge gemessen als im östlichen Teil. Dies wird durch die allmähliche Abschwächung der atmosphärischen Frontenaktivität und der Abnahme von feuchten, polar maritimen Luftmassen verursacht, die sich vor allem von Südwest-West Richtung Nordost-Ost



bewegen. Zudem ist für die Verteilung der Niederschlagsmenge die Lage der Gebirge zur Hauptwindrichtung West-Südwest bedeutsam. Topographiebedingte Staueffekte und damit verbundene Wolken- und Niederschlagsbildung auf den Luvseiten (windzugewandte Seite) sowie Abschattungseffekte mit verstärkter Wolkenauflösung und Niederschlagsarmut an den Leeseiten (windabgewandte Seite) der Höhenzüge sind die Folge. Innerhalb des Projektgebietes führt dies zu einer relativen Niederschlagsarmut im Osterzgebirge und einem relativen Niederschlagsreichtum im Iser- und Riesengebirge in der gleichen Höhenlage.

Bevorzugt bei Süd-Südwestanströmung können im Winterhalbjahr föhnartige Effekte (milde Winde) beobachtet werden. Diese häufig auftretenden Föhn-Wetterlagen führen zu einem Anstieg der Lufttemperatur im Winterhalbjahr an der Nordseite der Mittelgebirge, wohingegen an den Südseiten deutlich kühlere Temperaturen vorherrschen (KWIATKOWSKI und HOLDYS, 1985). Beispielsweise wurde am 16. 11. 2006 an der Station Cottbus eine für November ungewöhnlich hohe Temperatur von 20 °C gemessen (SMUL, 2008). Weitere topographische Einflüsse zeigen sich in der Klimavariabilität kleinräumiger Geländeformen (Kaltluftseen, Inversionswetterlagen), die eine besonders große Bedeutung für die Landwirtschaft oder Luftverschmutzung haben. Beispielsweise wird an der Station Jelenia Góra (342 m), gelegen am Boden eines Talkessels, im Referenzzeitraum 1971–2000

eine deutlich niedrigere Minimumtemperatur von 2,3 °C gemessen als in Görlitz (238 m), wo im Mittel 4,8 °C beobachtet werden.

Die Windgeschwindigkeit nimmt im Mittel mit der Höhe zu, wird jedoch durch den Reliefeinfluss wie Täler, Kuppen und Senken stark modifiziert. Kuppen führen meist zu einer Verstärkung, während kleine Täler und Senken eher eine Abschwächung des Windes bewirken. Eine klimatische Besonderheit der Modellregion ist der im Winterhalbjahr gelegentlich auftretende „Böhmische Wind“ (SMUL, 2008).

Der Böhmische Wind, welcher zur Familie der Bora-Winde gehört, ist ein im Winterhalbjahr auftretender böiger Fallwind. Verursacht wird dieser durch Ausströmen kalter Luft aus dem Böhmischem Becken, wenn eine Hochdrucklage in Osteuropa und ein Tiefdruckgebiet über Westeuropa vorherrscht. Der Böhmische Wind bedingt im Neiße- und Elbtal als auch entlang des Brama Lubawska und des Kamienna Góra Talbeckens bis zum Ostrand des Riesengebirges deutlich kältere Temperaturen im Vergleich zu den übrigen niederen Lagen im Projektgebiet. Verspätetes Tauwetter und eine Verlängerung der Schneedeckenandauer kann beispielsweise die Folge sein.

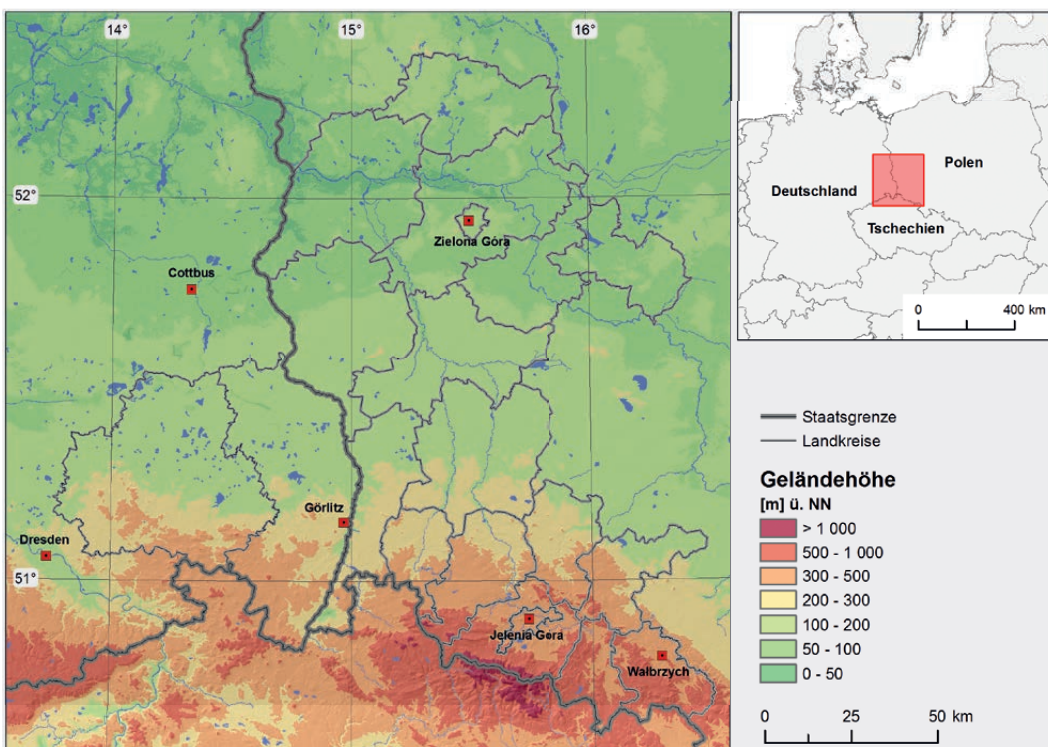
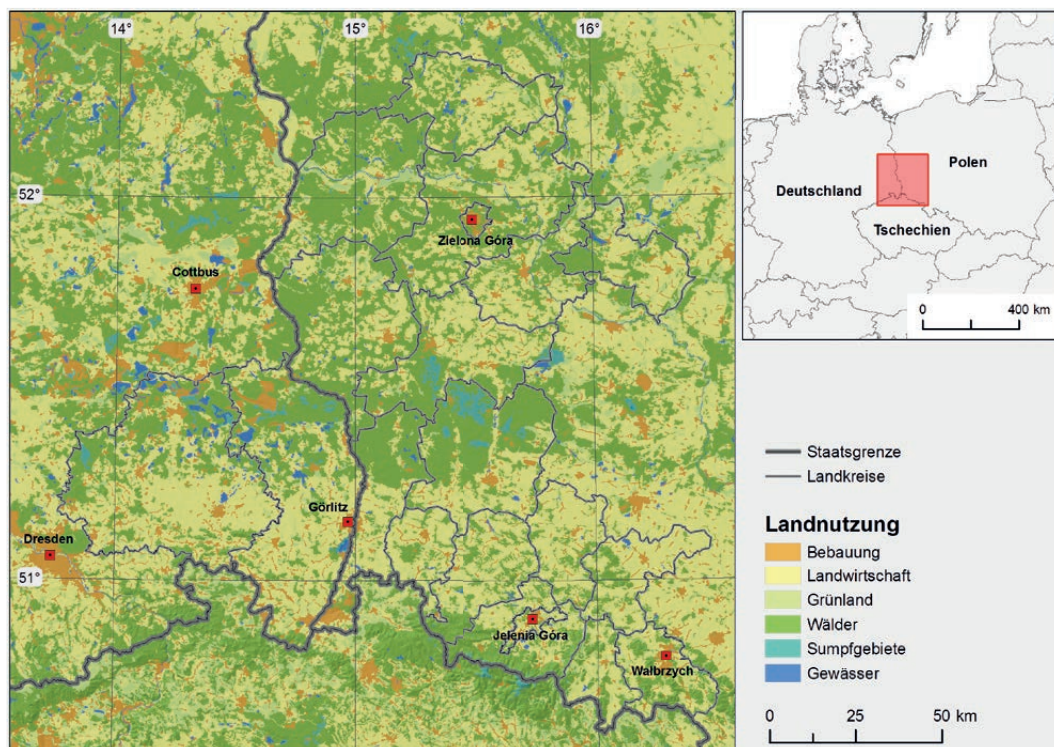


Abbildung 3
Das KLAPS Projektgebiet
(Datenbasis: SRTM4,
ESRI Daten und Karten
9.3, Baza Danych
Ogólnogeograficznych)

Abbildung 4
Verteilung der
Landnutzung im
Projektgebiet
(CORINE Land Cover
2006)



Abhängig von der Höhenlage lässt sich das Projektgebiet in zwei bioklimatische Regionen unterteilen: die niederen und höheren Lagen. Zu den niederen Lagen zählen das Lausitzer und Niederschlesische Tiefland sowie das Elbtal, während die Mittelgebirge und ihr Vorland den höheren Lagen zugeordnet werden. Die niederen Lagen lassen sich durch ein mildes Bioklima in Folge von relativ guten Temperatur-, Wind-, Strahlungs- und Niederschlagsbedingungen charakterisieren. Demgegenüber zeichnen sich die höheren Lagen durch ein raueres Klima mit deutlich schlechteren bioklimatischen Bedingungen, niedrigeren Temperaturen und höheren Niederschlägen, vor allem während der kalten Jahreszeit, aus.

Landnutzung

Im Projektgebiet dominieren landwirtschaftliche (42%) und forstwirtschaftliche (42%) Nutzflächen (Datenbasis: CORINE Land Cover 2006). Der Anteil von Siedlungsflächen (6%), Grünland (8%) und Wasserflächen (2%) ist wesentlich geringer. Bei einer Flächenausdehnung $> 1 \text{ km}^2$ können unterschiedliche Landnutzungen zur Ausbildung lokaler Sonderklimate, wie beispielsweise Waldklima oder Stadtklima, führen. Die Beschaffenheit der Oberfläche kann sich aufgrund unterschiedlichen Reflexionsvermögens auf die Verteilung der Nettostrahlung auswirken. Dadurch kann vor allem die Vegetation die Verteilung der Maximum- und Minimumtemperatur im Projektgebiet entscheidend beeinflussen.

2

Daten und Methodik



Datenbasis

Die Datengrundlage der Klimaanalyse bilden täglich gemessene Zeitreihen verschiedener Klimaelemente (Tabelle 1) der amtlichen Messnetze Deutschlands (DWD), Tschechiens (CHMI) und Polens (IMGW).

Insgesamt stehen Klimadaten von 26 Klimastationen zur Verfügung. Aus der Schnittmenge der jeweiligen Datenverfügbarkeit leitet sich der Datenzeitraum 1971 bis 2010 für die Untersuchungen ab. Dieser Zeitraum wird in die Referenzklimaperiode 1971–2000 unterteilt, auf deren Basis mittlere Kennwerte sowie die räumliche Verteilung der Temperatur im Untersuchungsgebiet hervorgehoben werden. Der gesamte 40-jährige Verfügungszeitraum dient als Grundlage der Trendanalyse.

Die Grundlage für die Berechnung von biothermischen- und Tourismusindizes bilden Tages- und 12UTC-Werte (Coordinated Universal Time, eine Stunde vor der Mitteleuropäischen Zeit – MEZ) im Zeitraum 1971 bis 2010. Biometeorologische Analysen verlangen 12UTC-Terminwerte, um die aktive Tageszeit des Menschen berücksichtigen zu können. Terminwerte liegen für Lufttemperatur (TT), relative Luftfeuchtigkeit (RF), Dampfdruck (DD), Windgeschwindigkeit (FF), Sonnenscheindauer (SD), Bewölkung (NN), Niederschlag (RR) und Schneebedeckung (SN) vor. Zur Beurteilung der Beeinflussung durch die Strahlung wurden zusätzlich Informationen des Sonnenstands für jeden Tag des Jahres betrachtet. Die verwendeten Klima- und Bioklimastationen sind in Abbildung 5 dargestellt.

Tabelle 1

Datenverfügbarkeit der verwendeten Klimaelemente auf Basis von Tagesdaten

(TX = Maximumtemperatur, TM = Mitteltemperatur, TN = Minimumtemperatur, RR = Niederschlag, RF = Relative Feuchte, PP = Luftdruck, DD = Dampfdruck, SD = Sonnenscheindauer, NN = Wolkenbedeckung, FF = Windgeschwindigkeit)

Station	Höhe [m] ü. NN	TX [°C]	TM [°C]	TN [°C]	RR [mm]	RF [%]	PP [hPa]	DD [hPa]	SD [h]	NN [oktas]	FF [m/s]
Bad Muskau	125				X						
Bedřichov	777	X	X	X	X	X	X	X			X
Cottbus	69	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Česká Lípa	246		X		X	X	X	X	X		X
Český Dub	355	X	X	X	X	X	X	X			X
Doberlug-Kirchhain	97	X	X	X	X	X	X	X			X
Dresden-Klotzsche	227	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Görlitz	238	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Hoyerswerda	135				X						
Hejnice	396		X		X		X		X		
Jablónné	320		X		X	X	X	X			X
Jakuszyce	860	X	X		X		X				
Jelenia Góra	342	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Kubschütz	232	X	X	X	X	X	X	X		X	
Lindenberg	98	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Legnica	122	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Liberec	398		X		X	X	X	X	X		X
Nové Město pod Smrkem	473	X	X	X	X	X	X	X			X
Ślubice	22	X	X	X	X	X	X	X		X	X
Śnieżka	1603	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Szczawno Zdrój	430	X	X	X	X	X	X	X		X	
Ústí nad Labem	375		X		X		X		X		
Varnsdorf	365		X		X	X	X	X			X
Zinnwald-Georgenfeld	877	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Zgorzelec	203	X	X	X	X	X	X	X		X	X
Zielona Góra	192	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

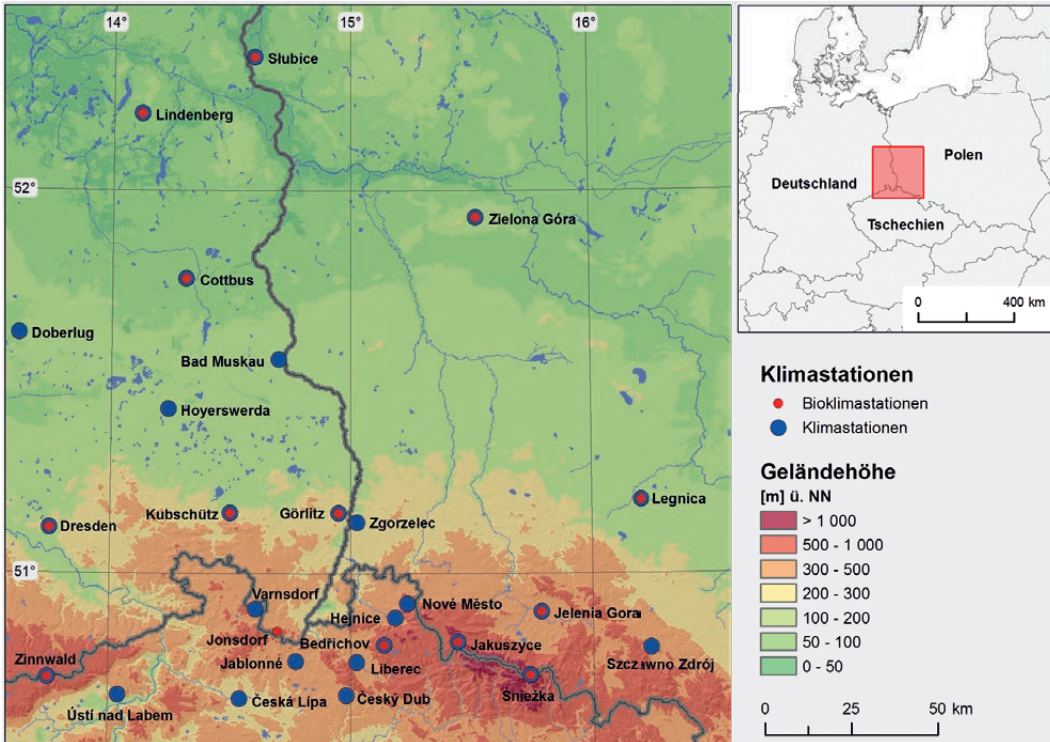


Abbildung 5
Überblick der innerhalb des KLAPS-Projektes verwendeten Klima- und Bioklimastationen

Klimaindizes

Allgemeine klimatische Indizes

Zur Bewertung der gegenwärtigen klimatischen Veränderung im Projektgebiet werden verschiedene Klimaindizes berechnet. Im Wesentlichen handelt es sich um temperaturabgeleitete Klimagrößen, welche im Folgenden näher erläutert werden.

Ereignistage werden auf Basis von absoluten Schwellwerten definiert und gemäß den Vorgaben aus European Climate Assessment & Data (ECA&D, 2012) berechnet (Tabelle 2).

Indikator	Abkürzung	Berechnung	Einheit	Referenz
Sommertag	SU25	Anzahl der Tage mit TX > 25 °C	Tage	ECA&D
Hitzetag	HD30	Anzahl der Tage mit TX > 30 °C	Tage	ECA&D
Tropennacht	TN20	Anzahl der Tage mit TN > 20 °C	Tage	ECA&D
Frosttage	FD	Anzahl der Tage mit TN < 0 °C	Tage	ECA&D
Eistage	ID	Anzahl der Tage mit TX < 0 °C	Tage	ECA&D

Tabelle 2
Beschreibung der Ereignistage

Kältesumme	Beurteilung
< 100	sehr milder Winter
100 – 200	normaler Winter
201 – 300	mäßig strenger Winter
301 – 400	strenger Winter
> 400	sehr strenger Winter

Tabelle 3
Klassifizierung zur Beurteilung der Winterstrenge (SMUL, 2008)

Die Kältesumme dient der Bewertung der Winterstrenge einer Region. Dabei wird die Summe der negativen Mitteltemperaturen [°C] über die Monate November bis März nach folgender Gleichung gebildet:

$$KS = \sum_{i=1}^n |T_{m,i}| \quad \text{for } T_{m,i} < 0^\circ\text{C}$$

Aufgrund der Höhenabhängigkeit temperaturabgeleiteter Indizes besteht ein erhöhtes Interesse in der Analyse perzentilbasierter Indizes (Tabelle 4). Anhand perzentilbasierter Indizes können Auswertungen für Klimastationen unterschiedlicher Höhenlage direkt miteinander verglichen und für die Berglagen relativ warme Tage und Nächte herausgestellt werden.

Hierbei ist TX_{ij} die tägliche Maximumtemperatur am Tag i in der Periode j und $TX_{in,90}$ das 90. Perzentil (obere Extremwerte der Verteilung) eines Kalendertages, berechnet auf Basis eines gleitenden 5-Tagesfensters für jeden Tag im Zeitraum 1971–2000. Gezählt wird die Anzahl der Tage, für die gilt:

$$TX_{ij} > TX_{in,90}$$

Hierbei ist TN_{ij} die tägliche Minimumtemperatur am Tag i in der Periode j und $TN_{in,90}$ das 90. Perzentil eines Kalendertages, berechnet auf Basis eines gleitenden 5-Tagesfensters für jeden Tag im Zeitraum 1971–2000. Gezählt wird die Anzahl der Tage, für die gilt:

$$TN_{ij} > TN_{in,90}$$

Neben der Häufigkeit des Auftretens bestimmter Klimaindizes ist vor allem die Andauer ihres Auftretens von großer Bedeutung. Die in Tabelle 5 aufgelisteten Perioden definieren die maximale Andauer bestimmter Wetterbedingungen bzw. klimatologischer Ereignistage.

Die Darstellung der beschriebenen Indizes erfolgt anhand von Tabellen und Trendkarten. Eine räumliche Interpolation ist aufgrund ihres seltenen Auftretens nicht geeignet.

Agrarmeteorologische Indizes

Im vorliegenden Heft werden drei agrarmeteorologische Indizes auf Basis der innerhalb des Projekts verwendeten Klimastationen berechnet. Alle Indizes werden mit dem in Kapitel *Trendanalyse*, S. 21 näher erläuterten Ansatz räumlich interpoliert. Die

Tabelle 4
Beschreibung
perzentilbasierter Indizes

Indikator	Abkürzung	Berechnung	Einheit	Referenz
Warme Tage	TX90	Anzahl der Tage mit TX > 90. Perzentil verglichen mit der täglichen TX	Tage	ECA&D
Warme Nächte	TN90	Anzahl der Tage mit TN > 90. Perzentil verglichen mit der täglichen TN	Tage	ECA&D

Tabelle 5
Berechnung ausgewählter
Perioden

Indikator	Abkürzung	Berechnung	Einheit	Referenz
Hitzewelle	HSDI	Anzahl von 6 aufeinanderfolgenden Tagen mit TX > 90. Perzentil von TX in 1971–2000	Ereignis	ECA&D
Kältewelle	CSDI	Anzahl von 6 aufeinanderfolgenden Tagen mit TN < 10. Perzentil von TN in 1971–2000	Ereignis	ECA&D
Aufeinanderfolgende warme Tage	CTX90	Aufeinanderfolgende Tage, wenn TX > 90. Perzentil von TX, berechnet für jeden Kalendertag in 1971–2000	Tage	ECA&D
Aufeinanderfolgende warme Nächte	CTN90	Aufeinanderfolgende Nächte, wenn TN > 90. Perzentil von TN, berechnet für jeden Kalendertag in 1971–2000	Tage	ECA&D
Frostperiode	FP	Länge der Periode zwischen dem ersten und dem letzten Frosttag (TN < 0 °C)	Tage	ECA&D
Frostfreie Periode	FFP	Länge der Periode zwischen dem ersten und dem letzten frostfreien Tag (TN ≥ 0 °C)	Tage	Easterling & Kunkel



Berechnung der Summe der aktiven Temperaturen (SAT) und Wachstumsgradtage (GDD) basieren auf der Lufttemperatur. Für die Berechnung des hydrothermalen Koeffizienten von SELYANINOV (HTC) werden sowohl die Lufttemperatur als auch die Niederschlagsmenge berücksichtigt, um aride und feuchte Regionen aufzeigen zu können. Die analysierten Indizes werden jeweils für zwei extreme Jahre (kalt und warm bzw. trocken und feucht) und die Periode 1971–2010 kartographisch dargestellt.

Die Summe der aktiven Temperaturen (SAT) gilt als ein wichtiger thermischen Parameter in der Agrarmeteorologie zur Bewertung der landwirtschaftlichen Eignung einer Region. In einem Weinanbaug Gebiet sollte beispielsweise die SAT mindestens 2500 °C betragen (MYŚLIWIEC, 2003). SAT beschreibt die Summe einer mittleren täglichen Lufttemperatur größer oder gleich 10 °C im Zeitraum zwischen April und Oktober (JONES und DAVIS, 2000). Sie wird wie folgt berechnet:

$$SAT = \sum_{1.04}^{31.10} \frac{T_X + T_N}{2} \text{ da } T_d = \frac{T_X + T_N}{2} \geq 10^{\circ}\text{C}$$

Wird T_d in anderer Form berechnet, ist eine entsprechende Anpassung der SAT-Gleichung erforderlich. SAT wird z. B. verwendet, um die Reifefähigkeit verschiedener Traubensorten zu beschreiben (Tabelle 6).

Wachstumsgradtage (GDD) beschreiben die beobachtete Wärmezufuhr, die eine Pflanzenart in einem bestimmten Zeitraum erhält, um blühen oder reifen zu können (SENSHAN et al., 1995). GDD werden nach folgender Gleichung berechnet:

$$GDD = \sum_{1.04}^{31.10} \frac{T_X + T_N}{2} - 10^{\circ}\text{C} \text{ (} T_{Basis} \text{)}$$

Eine kritische Bewertung des Konzepts der GDD erfolgte durch GILMORE und ROGERS (1958), ARNOLD (1960), WANG (1960), PRUESS (1983), McMASTER und WILHELM (1997) und BONHOMME (2000). Darüber hinaus wurde die Gleichung zur Berechnung von GDD vielfach modifiziert. Zum Beispiel durch:

- einen veränderten Temperaturschwellwert – T_{Basis} (McMASTER und SMIKA, 1988)
- Einbeziehung der maximalen und minimalen Temperatur des Tages oder Tagesabschnitte (MASLE et al., 1989)
- Korrektur der Beobachtungszeiten von TX und TN (DEGAETANO und KNAPP, 1993)
- Vereinfachung der Gleichung, indem die Tagesmitteltemperatur = $[(T_X + T_N)/2]$ gesetzt wird (CROSS und ZUBER, 1972).

Zudem muss erwähnt werden, dass nach McMASTER und WILHELM (1997) zwei Möglichkeiten zur Interpretation der Grundgleichung existieren:

- 1 Ist die tägliche Mitteltemperatur $< T_{Basis}$, wird diese gleich T_{Basis} gesetzt.
- 2 Ist $T_X < T_{Basis}$ oder $T_N < T_{Basis}$, dann werden diese ebenfalls gleich T_{Basis} gesetzt

Unterschiede zwischen diesen Methoden treten nur dann auf, wenn $T_N < T_{Basis}$. In diesem Fall liefert das Ergebnis aus (1) geringere GDD-Werte als auf Basis von (2). Abhängig von der angewandten Methode, welche je nach Pflanzenart variiert, werden verschiedene Werte der GDD berechnet. Unterschiede zwischen den verwendeten Methoden resultieren vor allem durch die Eingangsdaten von T_X und T_N . Vergleichende Berechnungen von McMASTER und WILHELM (1997) zeigten Unterschiede von bis zu 83% bei der Verwendung des Schwellwertes von 0 °C für Weizen (*Triticum aestivum L.*) und noch größere Differenzen für Mais (*Zea mays L.*) bei einem Schwellwert von 10 °C. Kenntnisse über methodische Unterschiede sind notwendig, um Verwirrung und Fehler bei der Quantifizierung der zeitlichen Zusammenhänge zwischen den berechneten Wärmeinheiten und der Pflanzenentwicklung sowie -wachstum zu vermeiden.

Allgemein dient die akkumulierte GDD der Bewertung der Wuchsbedingungen verschiedener wichtiger Pflanzenarten. Ursprünglich wurde die GDD zur Charakterisierung der Entwicklung von Mais oder Rebsorten verwendet. Besonders Trauben sind sehr empfindlich gegenüber ihrer klimatischen Umgebung und abhängig von geeigneten Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen (BECKER, 1985). Das Klima in einer Weinregion bestimmt letztlich die Art des produzierten Weins, aber auch eine von Jahr zu Jahr auftretende klimatische Variabilität kann eine unmittelbare Auswirkung haben. In warmen Jahren entstehen häufiger Weine mit höherem Zuckergehalt und weniger Säure und Tanninen (Gerbstoffe), während in einem kalten Jahr tendenziell eher hohe

SAT	Sorten
2000 – 2200	sehr zeitige Reifung
2200 – 2500	zeitige Reifung
2500 – 2700	mäßig zeitige Reifung
2700 – 2900	späte Reifung
> 2900	sehr späte Reifung

Tabelle 6
Mittlere Summe der aktiven Temperaturen (SAT)[°C] und Reifefähigkeit der Sorten (MYŚLIWIEC, 2003)

Tabelle 7
**Wasserverfügbarkeit
für die Vegetation in
Abhängigkeit vom
HTC-Wert**

HTC	Beschreibung
0,4 bis 0,7	sehr trocken
0,7 bis 1,0	trocken
1,0 bis 1,3	mäßig trocken
über 1,3	feucht

Säuregehalte in Verbindung mit geringem Zucker-
gehalt vorkommen (JONES et al., 2004). Ein zu feuch-
tes Jahr mit viel Niederschlag kann zu stark wasser-
haltigen oder weniger robusten Trauben führen.
Gleichermaßen kann auch ein extrem trockenes
Jahr eine schlechte Traubenqualität erzeugen.

Die mittleren Temperaturen in der Vegetations-
periode (von April bis Oktober in der nördlichen
Hemisphäre) werden als ein Kriterium verwendet,
um weltweit Ober- und Untergrenzen der Eignung
festzulegen (JONES, 2006). Weintrauben können
beispielsweise erfolgreich in Gebieten mit einer
durchschnittlichen Temperatur im Bereich zwischen
13 und 21 °C angebaut werden (GLADSTONES, 1992;
JONES, 2006).

Für landwirtschaftliche Zwecke ist es darüber hin-
aus wichtig, die Auswirkungen von Trockenpe-
rioden zu berücksichtigen. Dies kann z. B. mittels
des relativen (dimensionslosen) hydrothermalen
Selyaninov-Koeffizienten (HTC) geschehen, der auf
der Lufttemperatur und der Niederschlagssumme
während der Wachstumsperiode basiert (SELYANI-
NOV, 1937):

$$HTC = R / 0,1 \Sigma T,$$

Hierbei entspricht R der Niederschlagssumme [mm]
der gesamten Periode, in der eine mittlere Lufttem-
peratur von > 5 °C vorherrscht und ΣT der Summe
der mittleren täglichen Lufttemperatur im gleichen
Zeitraum, dividiert durch 10. Durch diesen Ansatz
lässt sich die Verdunstung sehr gut charakterisie-
ren. Der HTC zeigt somit unterschiedliche Was-
serversorgungsbedingungen im Zusammenhang
mit der Wassernachfrage durch die Vegetation im
Bereich von sehr trockenen bis zu feuchten Bedin-
gungen auf (Tabelle 7).

Nach ŽMUDZKA (2004) beschreiben HTC-Werte
unter 0,5 landwirtschaftliche Dürrebedingun-
gen. Die zeitliche und räumliche Schwankung
des HTC wird durch saisonale Minimumwerte
charakterisiert, die für jeden Tag zwischen dem
1. Juni und 31. Oktober berechnet werden. Die Basis
bilden tägliche Temperatur- und Niederschlags-

daten ab dem 1. Mai. Dieses Datum wurde aus-
gewählt, da es einen Zeitpunkt im Jahresverlauf
charakterisiert, an welchem die Mehrheit der Kli-
mastationen eine tägliche mittlere Lufttemperatur
von über 5 °C aufzeigen. Mittels der verwendeten
Methodik können auch einzelne Tage (in einer
bestimmten Vegetationsperiode und bei einer
bestimmten Station) mit hoher Trockenheit oder
leicht trockenen Bedingungen identifiziert werden.
Basierend auf der räumlichen Interpolation des HTC
kann dieser flächendeckend für das gesamte Unter-
suchungsgebiet dargestellt werden. Die Interpolati-
on des HTC für das Projektgebiet basiert auf den
Daten von insgesamt 21 Klimastationen im Zeit-
raum 1971 bis 2010.

Bioklimatische Indizes

Der Einfluss der Witterungsbedingungen auf den
menschlichen Organismus kann mit Hilfe von ver-
schiedenen biometeorologischen Indizes identifi-
ziert werden. Diese Indizes resultieren aus bestimm-
ten Reaktionen des menschlichen Organismus auf
ausgewählte klimatische Bedingungen. Bioklima-
modelle, die zur Berechnung jener Indizes entwi-
ckelt wurden sind, berücksichtigen die Wärmebilanz
des Menschen. Zudem werden Informationen zu
verschiedenen meteorologischen Elementen wie
Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, Luftfeuch-
tigkeit und Strahlung oder geographische Infor-
mationen (Koordinaten, Höhenlage) integriert.
Eine der neuesten Entwicklungen sind sogenannte
Multi-Node-Modelle, die aufwendiger und rechen-
intensiver arbeiten und bestimmte Reaktionen des
menschlichen Organismus im Detail betrachten.
Eine der wichtigsten Indizes auf der Grundlage sol-
cher Bioklimamodelle ist der Universelle Thermi-
sche Klimaindex (UTCI).

Biothermische Indizes

Für die Berechnungen der ausgewählten biome-
teorologischen Indizes wurden die beiden Biokli-
mamodelle RayMan (MATZARAKIS und RUTZ, 2005)
und MENEX (BŁAŻEJCZYK, 2006) verwendet. Das Ray-
Man Modell schätzt die Strahlungsflüsse und die
Auswirkungen von Wolken und festen Hindernis-
sen der Erdoberfläche auf die kurzwelligen Strah-
lungsflüsse ab. Wesentlicher Output des Modells
ist die mittlere Strahlungstemperatur (Mrt), die zur
Berechnung der Energiebilanz des Menschen erfor-
derlich ist.



Das MENEX Modell ermöglicht die Bewertung menschlicher Wärmebilanzen während bestimmter Wetterbedingungen und kann für thermophysiologische sowie Tourismusaspekte verwendet werden. Im KLAPS-Projekt wurden die thermischen Indizes Physiologisch Äquivalente Temperatur (PET) und UTCI unter Verwendung des RayMan Modells berechnet, während der Subjektive Temperaturindex (STI) und der Wettereignungsindex (WSI) mit Hilfe des MENEX Modells modelliert werden konnten.

Die Klassifizierung der thermischen Belastungen auf der Grundlage von UTCI, STI und PET ist in den folgenden Tabellen (Tabelle 8) dargestellt.

UTCI ist definiert als die Lufttemperatur unter Referenzbedingungen, bei der die dynamische Reizantwort des Organismus, somit die physiologische Belastung, derjenigen unter den aktuell betrachteten Bedingungen gleicht (BŁAŻEJCZYK et al., 2010). Der UTCI lässt sich in zehn thermische Belastungsstufen, die von „extremer Kältestress“ bis zu „extremer Wärmebelastung“ reichen, klassifizieren.

STI beschreibt die subjektiv wahrgenommenen thermischen Reize eines Menschen auf die vorherrschenden Wetterbedingungen ohne Berücksichtigung von Anpassungsmaßnahmen (BŁAŻEJCZYK, 2004). Der STI Index wird auf Grundlage der folgenden Gleichung berechnet:

$$STI = \{Mrt - [ImSI^{0.75} / (5.386 \times 10^{-8}) + 273^{41}]^{0.25}\} - 273$$

wenn $mS < 0 \text{ W/m}^2$

$$STI = \{Mrt + [ImSI^{0.75} / (5.386 \times 10^{-8}) + 273^{41}]^{0.25}\} - 273$$

wenn $mS \geq 0 \text{ W/m}^2$

Wobei mS der Netto-Wärmespeicher und Mrt die mittlere Strahlungstemperatur ist.

PET ist für eine beliebige Stelle im Freien definiert als diejenige Lufttemperatur bei der in einem typischen Innenraum (ohne Wind- und Strahlungseinfluss) die Energiebilanz eines Menschen bei gleichen Werten der Haut- und Kerntemperatur ausgeglichen ist, wie bei den komplexen Bedingungen im Freien (HÖPPE, 1999). Die Werte werden aus dem Münchner Energiebilanzmodell für Individuen (MEMI) abgeleitet, welches die thermischen Bedingungen zur Vorhersage der Körperreaktion auf wechselnde Umgebungsbedingungen in physiologisch relevanter Weise modelliert.

Tourismusindizes

Die wichtigsten meteorologischen Elemente im Zusammenhang mit Tourismus- und Freizeitaktivitäten sind: Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Strahlung, Bewölkung, Niederschlag und Schneebedeckung. Gegenwärtig existieren zahlreiche Tourismusindizes, die sowohl biothermische Bedingungen als auch den Einfluss von bestimmten meteorologischen Elementen betrachten.

Ein Beispiel ist der Wettereignungsindex (WSI). Er basiert auf täglichen (RR, SN, Sonnenstand) als auch 12UTC Terminwerten (TT, RF, DD, FF, NN). Abhängig von den WSI-Werten variieren die klimatischen Bedingungen für die bereits erwähnten Formen des Tourismus von „ungeeignet“ ($WSI < 0,5$), „mäßig geeignet“ ($0,5 \leq WSI < 1,2$), „geeignet“ ($1,2 \leq WSI < 2,0$) bis „sehr geeignet“ ($WSI \geq 2,0$). Das Ergebnis des WSI Index wird in Form eines Wetterkalenders dargestellt, welcher die klimatischen und bioklimatischen Bedingungen für Klimaheilbehandlung, Tourismus und Erholung aufzeigt. Auf Grundlage der betrachteten Indizes kann die Eignung der thermischen Bedingungen für Sonnenbäder, Luftbä-

UTCI [°C]	Belastungsklasse	STI [°C]	Belastungsklasse	PET [°C]	Belastungsklasse
< -40	extremer Kältestress	< -38	extrem kalt	< 4	sehr kalt
-40 – -27	sehr starker Kältestress	-38 – -20	sehr kalt	4 – 8	kalt
-27 – -13	starker Kältestress	-20 – -0.5	kalt	8 – 13	kühl
-13 – 0	mäßiger Kältestress	-0.5 – 22.5	kühl	13 – 18	mäßig kühl
0 – 9	schwacher Kältestress	22.5 – 32	behaftlich	18 – 23	behaftlich
9 – 26	keine thermische Belastung	32 – 46	warm	23 – 29	mäßig warm
26 – 32	mäßige Wärmebelastung	46 – 55	heiß	29 – 35	warm
32 – 38	starke Wärmebelastung	55 – 70	sehr heiß	35 – 41	heiß
38 – 46	sehr starke Wärmebelastung	> 70 °C	drückend heiß	> 41	sehr heiß
> 46	extreme Wärmebelastung				

Tabelle 8
 Physiologische Belastungsstufen und thermisches Empfinden gemäß UTCI (links), STI (Mitte) und PET (rechts)

der, leichte und intensivere Freizeitformen und für den Wintersporttourismus charakterisiert werden (BŁAŻEJCZYK, 2004).

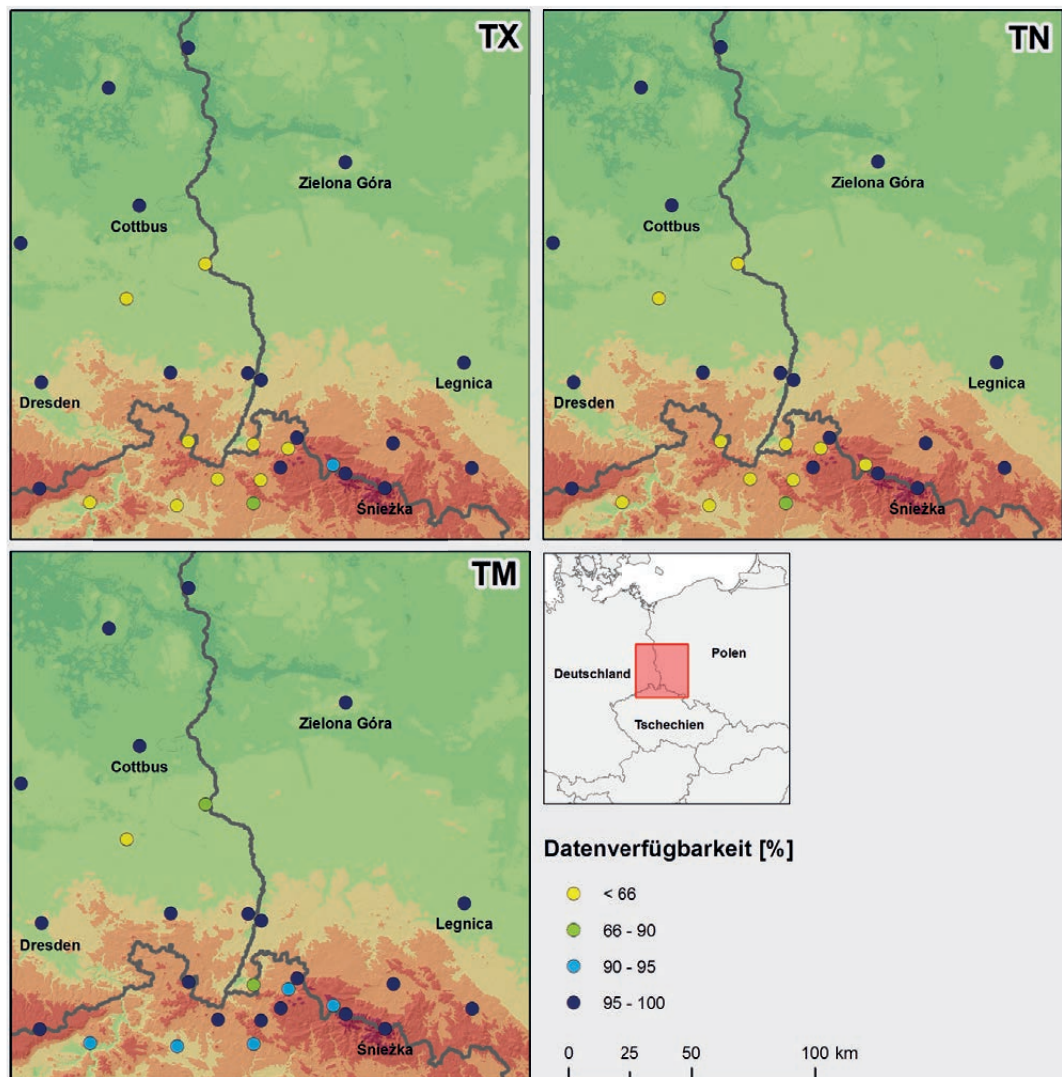
Eine weitere Möglichkeit Klima- und Bioklimainformationen für Tourismuszwecke zu integrieren bietet das Klima-Tourismus-Information-Schema (CTIS), welches von MATZARAKIS (2007) entwickelt wurde. Mittels prozentualen Häufigkeitsdarstellungen auf 10-Tagesbasis werden bioklimatische (PET) und klimatische (TT, NN, FF, RF, DD, RR, SN) Parameter dargestellt. Das CTIS liefert somit wichtige Informationen zur thermischen Beschreibung eines Gebietes auf der Grundlage der Facetten des Klimas für den Tourismus (DE FREITAS, 2003; MATZARAKIS, 2006).

Zusätzlich zu den bereits erwähnten Indizes wurde der Tourismus-Klimaindex (TCI) nach MIECZKOWSKI (1985) auf Grundlage von Monatswerten berechnet. Er wird unter Verwendung einer Reihe von gewichteten Faktoren mit Hilfe folgender Gleichung berechnet:

$$TCI = 2 (4 * C_{td} + C_{ta} + 2 * R + 2 * SD + W_v)$$

Wobei C_{td} der Tageszeit-Komfortindex, C_{ta} der täglicher Komfortindex, SD der Sonnenscheindauerindex, R der Niederschlagsindex und W_v der Windgeschwindigkeitsindex ist.

Abbildung 6
Verteilung der Klimastationen zur Messung der Lufttemperatur (TX, TN, TM) und deren Datenverfügbarkeit [%] im Zeitraum 1971–2010





Prüfung der Klimadaten

Für die gegenwärtige Klimadiagnose sowie die Modellierung und Analyse von Klimaprojektionen sind vollständige und qualitätsgeprüfte Daten notwendig. Inhomogene oder fehlerhafte Daten können zu falschen Schlussfolgerungen führen. Die vorhandenen Rohdaten aus den verschiedenen Messnetzen haben mitunter Lücken, sind inkonsistent oder fehlerhaft. Daher erfolgte eine Qualitätskontrolle (Plausibilitätsprüfung und Korrektur), die Füllung bestehender Datenlücken – soweit möglich – sowie eine Homogenitätsprüfung der Daten. Die Datenverfügbarkeit ausgewählter Rohdaten ist **Abbildung 6** zu entnehmen. Die angewandte Methodik wird im Folgenden kurz erläutert. Detailliertere Informationen finden sich in BERNHOFER und FRANKE (2013).

Plausibilitätsprüfung und Lückenschließung

Plausibilitäten wurden anhand physikalisch bedingter Grenzen der Wertebereiche überprüft und Werte in Fällen der Grenzwertverletzung nachfolgend als Fehlwert behandelt. Weiterhin wurden TX, TM und TN auf ihre wertmäßige Reihung hin überprüft und ggf. korrigiert.

Datensätze wurden dann einer Lückenschließung unterzogen, wenn wenigstens eine 2/3-Datenverfügbarkeit für den Zeitraum 1971 bis 2010 gegeben war.

Die Lückenschließung erfolgte in 4 Stufen, welche im Folgenden kurz erläutert werden:

1. Stationsinterne Lückenschließung von Primärelementen (betrifft: DD, RF, SD⁵)
2. Stationsübergreifende Lückenschließung von Primärelementen (betrifft: TX, TM, TN, RR, RF, SD, FF⁶)
3. Stationsinterne Berechnung von Primärelementen (betrifft: DD, PP⁷)
4. Stationsinterne Berechnung von Sekundärelementen (betrifft: RK, GS, ET, GR⁸)

1. Stationsinterne Lückenschließung von Primärelementen

Unter Verwendung der Tagesmitteltemperatur (TM) lässt sich über die MAGNUS-Formel der Sättigungsdampfdruck errechnen (SCHÖNWIESE, 2003). Je nach

5 DD ... Dampfdruck, RF ... relative Feuchte, SD ... Sonnenscheindauer/Globalstrahlung

6 TX ... Maximumtemperatur, TN ... Minimumtemperatur, TM ... Mitteltemperatur, RR ... Niederschlag, FF ... Windgeschwindigkeit

7 PP ... Luftdruck

8 GS ... Globalstrahlung, ET ... Evapotranspiration, GR ... Gras-Referenzverdunstung

Datenverfügbarkeit können damit Lücken für die relative Feuchte bzw. den Dampfdruck geschlossen werden. Mittels eines komplexeren Ansatzes kann die Globalstrahlung aus dem Bedeckungsgrad berechnet werden. Einen Zusammenhang zwischen Sonnenscheindauer und Globalstrahlung stellt die ANGSTRÖM-Formel her (ÅNGSTRÖM, 1924). Zur Plausibilisierung der Algorithmen zur internen Lückenschließung wurden berechnete und gemessene Werte gegenübergestellt. Auffällig ist lediglich eine tendenzielle Unterschätzung der berechneten Sonnenscheindauern gegenüber den gemessenen Werten.

2. Stationsübergreifende Lückenschließung von Primärelementen

Können Lücken nicht mehr stationsintern gefüllt werden, werden die benachbarten Stationen hinzugezogen. Für die Elemente RR, TN, SD, NN, RH und DD werden zu jedem Zeitschritt (Tag) die 3 nächstgelegenen Stationen ermittelt, die über Daten verfügen. Mittels des Interpolationsverfahrens der Inversen Distanzwichtung (IDW) kann der fehlende Wert berechnet werden.

Für die Elemente TM, TX und FF wird eine Regression zwischen den Werten und der Höhenlage aller Stationen ermittelt. Diese Regressionsbeziehung wird genutzt, um das Klimatelement an der betreffenden und den drei umliegenden Stationen zu berechnen. Die Abweichungen (Residuen) zwischen realen und berechneten Werten an den umliegenden Stationen werden mittels IDW interpoliert und zusätzlich auf die lückenhafte Station aufsummiert.

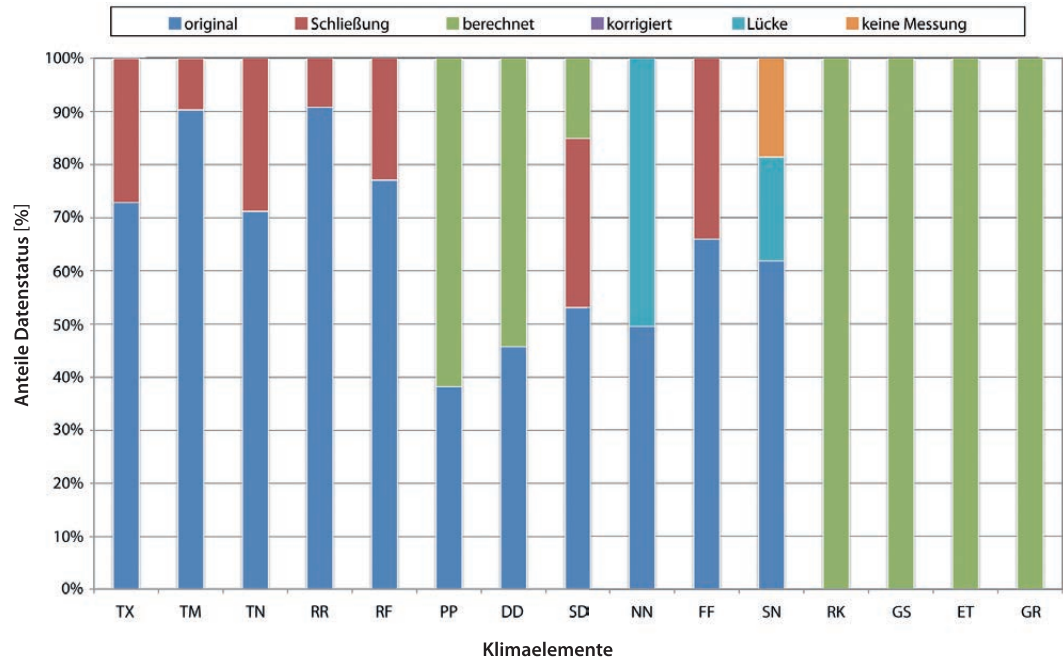
3. Stationsinterne Berechnung von Primärelementen

Die Schließung von Lücken im 2. Schritt ermöglicht in einigen Fällen eine erneute stationsinterne Berechnung.

4. Stationsinterne Berechnung von Sekundärelementen

Bei der Messung des Niederschlages treten insbesondere windbedingte Fehler auf. Dieser Messfehler wird nach RICHTER (1995) korrigiert. Für wasserhaushaltsrelevante Untersuchungen wird die Verwendung des korrigierten Niederschlages empfohlen. Zur Ableitung der Globalstrahlung aus der gemessenen Sonnenscheindauer wird der semiempirische Ansatz nach ÅNGSTRÖM (1924) verwendet. Die Berechnung der potentiellen Verdunstung erfolgt nach dem Ansatz von TURC-WENDLING (DVWK, 1996). Durch die geringe Anzahl an Eingangsvaria-

Abbildung 7
Verteilung des
Datenstatus im
KLAPS-Projektgebiet



blen (GS, TM (alternativ TX und TN)) wird eine vergleichsweise bessere Datenverfügbarkeit erreicht. Die Gras-Referenz-Verdunstung wird nach dem FAO-Standard (DVWK, 2002) ermittelt und ist durch eine hohe Anzahl von Parametern (TM, RF, FF, GS) gekennzeichnet.

Abbildung 7 gibt einen Überblick über die Anzahl der Originaldaten, der vorgenommenen Berechnungen sowie Lückenschließungen. Bedeckungsgrad und Schneehöhe wurden nicht lückengefüllt, da hierzu wesentlich komplexere Algorithmen angewandt werden müssten.

Das Ergebnis der Lückenschließung wurde abschließend mit mehreren Verfahren erneut auf Plausibilität geprüft. Erwähnt sei hier der Abgleich der Statistiken der originalen mit den lückengefüllten Datensätzen. Folgende der festgestellten Probleme konnten nicht behoben werden, weshalb diese Zeitreihen im Weiteren nicht verwendet werden: Die Wind- und Temperaturdaten der Station Szrenica konnten nicht plausibel gefüllt werden. Die korrigierten Werte ab Oktober 2002 sind zu gering und weisen überhöhte Schwankungen auf. Des Weiteren weist die aus dem Bedeckungsgrad errechnete Globalstrahlung keine plausiblen Werte für die Stationen Kubschütz, Słubice, Zgorzelec und Szczawno Zdrój auf.

Homogenitätsprüfung

Als letzter Schritt wurden die Zeitreihen von Niederschlag und Temperatur einem komplexen Algorithmus zur Homogenitätsprüfung unterzogen. Hierbei sollen Inhomogenitäten, wie sie z. B. durch Messgerätewechsel oder Stationsverlegung entstehen, identifiziert werden. Das Prüfverfahren unterteilt sich in vorbereitende Analysen (Fehlwertanalyse und Ausreißer-Test), Stationaritätstest und relative Homogenitäts-Tests in numerischer und grafischer Form. Die verwendeten Homogenitäts-Tests sind Zweireihen-Tests die auf Vergleichen zwischen der Testreihe und einer homogenen Referenzreihe beruhen. Die Feststellung von Homogenität bzw. Inhomogenität der Testreihe basiert auf einer subjektiven Bewertung aller Testergebnisse für die jeweilige Reihe. Das größte Gewicht wird dem numerischen Alexandersson-Test (ALEXANDERSSON, 1986) zugesprochen. Da die Homogenitätsprüfung separat für Klimaelemente erfolgt und dies die Erzeugung einer elementübergreifenden Inkonsistenz zur Folge haben kann, wurde keine Homogenisierung der Klimadaten vorgenommen.

Im Ergebnis der hier angewendeten Homogenitätsprüfung konnte festgestellt werden, dass weitgehend, aber nicht umfassend, von Homogenität in den Temperatur- und Niederschlagszeitreihen ausgegangen werden kann. Somit liegt ein vollständiger Datensatz für die weiteren Analysen im Projekt vor. Für die Untersuchungsregion stellt dies, aufgrund des grenzübergreifenden Ansatzes, eine



Q	SIG [%]	α	Signifikanz
≤ 1,645	≤ 90	≥ 0,1	nicht signifikant
> 1,645	> 90	< 0,1	signifikant
> 1,960	> 95	< 0,05	sehr signifikant
> 2,576	> 99	< 0,01	hochsignifikant

Tabelle 9
Zuordnung der statistischen Wahrscheinlichkeit (SCHÖNWIESE, 2000)

neue Qualität der Daten dar und bildet die Basis für die folgende grenzüberschreitende klimatische Analyse.

Trendanalyse

Die langfristigen Veränderungen der Lufttemperatur (mindestens 30 Jahre) und deren abgeleiteter Größen im Projektgebiet werden mittels Trendanalyse quantifiziert. Eine Voraussetzung sind dabei qualitätsgeprüfte, lückenlose und homogene Zeitreihen, was durch die vorangegangene Datenprüfung der Klimamessreihen (*Prüfung der Klimadaten*, S. 19 ff.) gewährleistet wird. Die Trendberechnung basiert auf der Annahme eines linearen Trends, wobei der berechnete Trend zeitlich nicht extrapoliert werden darf. Die Trendgerade einer betrachteten Größe y wird in Abhängigkeit von der Zeit t durch folgende Gleichung beschrieben:

$$y(t) = a + b * t$$

Die Steigung b der Geraden berechnet sich durch:

$$b = \frac{\frac{1}{j} * \sum_{i=1}^j (t_i - \bar{t}) * (y_i - \bar{y})}{\frac{1}{j} * \sum_{i=1}^j (t_i - \bar{t})^2}$$

Mit $i = 1, \dots, j$ Stützstellen und deren Ordinatenwerte y_i zu den Zeitpunkten t_i sowie den Mittelwerten \bar{y} , \bar{t} . Der Schnittpunkt mit der Ordinatenachse a berechnet sich aus:

$$a = \bar{y} - \bar{b} * \bar{t}$$

Der absolute Trend T_{abs} der Größe y ergibt sich nach der linearen Beziehung als Differenz zwischen dem Endwert y_i und dem Anfangswert y_1 der Regressionsgeraden.

$$T_{abs} = y_i - y_1$$

Der relative Trend [%] stellt eine Normierung mit dem Mittelwert der Ordinatenwerte über die betrachtete Zeitperiode dar.

$$T_{rel} = \frac{T_{abs}}{\bar{y}}$$

Aufgrund der Abhängigkeit des Trends von dem zugrunde liegenden Zeitintervall besteht eine gewisse Zufälligkeit in der Aussage des Langzeitverhaltens einer bestimmten Größe. Insbesondere Extremjahre zu Beginn oder Ende der Zeitreihe, können Trendergebnisse wesentlich beeinflussen. Daher muss in einem weiteren Schritt die Trendaussage auf Signifikanz geprüft werden. Zur Bewertung der statistischen Signifikanz wurde das Testverfahren nach MANN (1945) und KENDALL (1970) angewandt.

$$Q = \frac{\sum_{m=1}^{L-1} \sum_{n=m+1}^L sgn(y_n - y_m)}{\sqrt{\frac{1}{18} [L * (L - 1) * (2 * L + 5) - \sum_i b_i * (b_i - 1) * (2 * b_i + 5)]}}$$

Die standardnormalverteilte Testgröße Q berechnet sich aus der Länge L der Zeitreihe, den zu vergleichenden Werten der Zeitreihe y_m und y_n der Richtungsinformation (positiv oder negativer Trend) und der Anzahl der identischen Reihenwerte b_i des Beobachtungswertes y_i .

Die Zuordnung der statistischen Sicherheit des Trends zur Testgröße Q , des Signifikanzniveaus SIG und der Irrtumswahrscheinlichkeit α wurde nach SCHÖNWIESE (2000) vorgenommen (Tabelle 9). Für die im vorliegenden Heft dargestellten Trendkarten wurde der Signifikanzwert SIG > 90% als unterer Schwellenwert für signifikante Zeitreihenänderungen angenommen.

Regionalisierungsverfahren

Die agrarmeteorologischen und klimatologischen Indizes wurden für jede zur Verfügung stehende Klimastation und für jedes Jahr im Zeitraum 1971–2010 separat berechnet. Diese Ergebnisse liefern die Grundlage der Regionalisierung (Übertragung von Punktinformationen in die Fläche). Die räumliche Interpolation der Indizes wurde durch die Kombination der geographisch gewichteten Regression und einem Residual-Kriging-Ansatz (GWRK) realisiert (SZYMANOWSKI und KRYZA, 2012, 2013). Vergleichende

Berechnungen ergaben, dass der GWRK-Ansatz plausible Ergebnisse liefert, als andere Interpolationsverfahren wie multiple Regression oder Kriging (SZYMANOWSKI, KRYZA, SPALLEK 2012; SYMANOWSKI und KRYZA, 2013). Die angewendete Methodik erfolgt in zwei Schritten. Als erster Schritt wird mittels eines geographisch gewichteten Regressionsmodells (GWR) die Beziehung zwischen der modellierten Klimavariablen und möglicher räumlicher Einflussfaktoren beschrieben. Aufgrund der begrenzten Anzahl an verfügbaren Klimastationen und dem relativ kleinen Untersuchungsgebiet, welches durch die Klimaanalyse abgedeckt wurde, konnte lediglich die Höhenlage als räumlicher Indikator verwendet werden. Andere Einflussfaktoren wie x- und y-Koordinaten oder der Föhn-Index wurden getestet, zeigten jedoch keine statistische Signifikanz. Die Berechnung der GWRK-Variablen z an der Stelle s_0 basiert auf folgender Gleichung:

$$\hat{z}(s_0) = \sum_{k=0}^p \hat{\beta}_k(s_0) q_k(s_0) + \sum_{i=1}^n \lambda_i e(s_i)$$

wobei $\hat{\beta}_k(s_0)$ ein geschätzter deterministischer Modelkoeffizient an der Stelle s_0 , $q_k(s_0)$ die Werte der Klimavariablen an der Stelle s_0 , s_i Kriging Gewichte, die sich aus der räumlichen residualen Regressionsanalyse bestimmen und $e(s_i)$ das Residuum an der Stelle s_i sind.

Das GWR-Modell kann als eine Reihe von gleitenden lokalen Regressionsbeziehungen verstanden werden. Es unterscheidet sich dahingehend von anderen Regressionsmodellen, indem ein Gewichtsansatz verfolgt wird, bei dem eine mit der Entfernung abnehmende Gaußfunktion (Kernel) verwendet wird. Damit erfolgt die Umsetzung nach TOBLER (1970), dass vor allem nahe verortete Objekte Gemeinsamkeiten aufweisen.

Im zweiten Schritt werden die Residuen des Regressionsmodells mittels Ordinary Kriging räumlich interpoliert und zum räumlichen Schätzwert des GWR-Modells addiert. Die Interpolation wurde mit Hilfe der Programme R und der Pakete *spgwr* und *gstat* sowie ArcGIS GRASS durchgeführt. Alle Indizes wurden zu einem 1x1 km-Raster interpoliert. Im Falle der agrarmeteorologischen Indizes wurden zusätzlich für jedes Jahr im Zeitraum 1971–2010 Karten erzeugt. Für jeden Indikator liegt somit nach der Regionalisierung eine kontinuierliche räumliche Information an jedem Gitterpunkt im Projektgebiet (45365 Gitterpunkte) und für jedes Jahr im Zeitraum 1971–2010 vor. Damit ist es möglich für jeden Gitterpunkt eine Zeitreihe der agrarmeteorologischen Indizes zu erstellen. Die gewonnenen Zeitreihen:

1. werden einer Gitterzelle räumlich zugeordnet
2. können als regelmäßige klimatische Reihen auf Basis von Klimastationsdaten interpretiert werden
3. können verwendet werden, um weitere Information, wie beispielsweise zeitliche Trends, zu erhalten

Schlussendlich wird für jede Gitterzelle der absolute lineare Trend berechnet (*Trendanalyse*, S. 21).

3

Ergebnisse



Lufttemperatur

Räumliche Variabilität

In **Tabelle 10** wird neben dem Jahresmittel der mittlere Jahresgang der Lufttemperaturen der verwendeten Klimastationen anhand der Monatsmitteltemperaturen aufgezeigt. Die durchschnittlich höchsten Monatsmittel wurden im Juli gemessen, während der durchschnittlich kälteste Monat der Januar ist. Die mittlere Jahresschwankung der Temperatur – die Differenz zwischen diesen beiden Monatsmitteln – bewegt sich im Projektgebiet im Referenzzeitraum 1971–2000 zwischen 14,5 und 19,2 °C.

Die räumliche Variabilität der Lufttemperatur wird vor allem durch die orographischen Gegebenheiten in der Projektregion beeinflusst (**Abbildung 8**). Der mittlere jährliche Temperaturgradient liegt gegenwärtig bei -0,6 K/100 m. Aus diesem Grund erfolgt eine klassifizierte Klimaanalyse anhand von 4 Höhenstufen (**Tabelle 11**).

Im Referenzzeitraum 1971–2000 wird die niedrigste mittlere Jahrestemperatur von 0,7 °C an der Station Śnieżka/Schneekoppe (1603 m) beobachtet. Dagegen werden im Lausitzer und Niederschlesischen Tiefland Jahresmitteltemperaturen von 9 °C erreicht. Im gesamten Projektgebiet liegt diese bei 7,5 °C (mittlere Temperatur Sachsen: 7,5 °C⁹).

Tabelle 10
Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur [°C] im Projektgebiet im Referenzzeitraum 1971–2000

Station	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Bedřichov	-3,9	-3,3	-0,2	3,6	9,5	12,2	14,1	13,9	9,9	5,7	0,3	-2,6	5,0
Česká Lípa	-1,3	-0,2	3,7	7,9	13,4	16,2	17,9	17,4	12,9	8,1	3,1	0,3	8,3
Český Dub	-2,2	-1,0	2,7	6,8	12,3	15,2	16,7	16,2	12,0	7,5	2,4	-0,6	7,4
Cottbus	0,2	0,9	4,5	8,4	13,9	16,8	18,7	18,3	14,0	9,3	4,4	1,7	9,3
Doberlug-Kirchhain	0,1	0,7	4,2	7,9	13,2	16,2	18,2	17,8	13,7	9,0	4,1	1,5	8,9
Dresden-Klotzsche	0,2	0,9	4,5	8,2	13,5	16,3	18,4	18,3	14,2	9,5	4,2	1,6	9,2
Görlitz	-0,6	0,2	3,8	7,7	13,0	15,8	17,6	17,6	13,5	9,0	3,6	0,8	8,6
Hejnice	-0,6	0,2	3,5	7,1	12,4	14,9	16,6	16,6	12,8	8,8	3,6	0,8	8,1
Jablonec	-1,7	-0,7	2,9	7,0	12,4	15,3	16,9	16,3	12,1	7,6	2,7	-0,1	7,6
Jakuszyce	-4,5	-4,0	-1,0	2,6	8,4	11,3	13,0	12,7	8,9	4,9	-1,0	-4,1	4
JeleniaGóra	-1,6	-0,7	2,9	6,6	11,8	14,6	16,3	16,0	12,2	8,0	2,7	-0,2	7,4
Kubschütz	0,0	0,8	4,4	8,1	13,3	16,3	18,1	17,9	13,9	9,4	4,1	1,5	9,0
Legnica	-0,4	0,5	4,2	8,1	13,3	16,2	18,1	17,9	13,9	9,2	3,9	1,2	8,9
Liberec	-1,6	-0,7	2,8	6,7	12,1	14,7	16,5	16,3	12,3	8,1	2,7	-0,2	7,5
Lindenberg	-0,3	0,6	4,1	8,2	13,6	16,3	18,3	18,1	13,9	9,1	3,9	1,1	8,9
Nové Město	-1,1	-0,5	2,8	6,4	11,9	14,5	16,3	16,2	12,4	8,2	3,0	0,3	7,6
Stubice	-0,1	0,6	4,1	8,0	13,4	16,3	18,2	17,7	13,5	8,9	4,1	1,3	8,9
Śnieżka	-6,1	-6,4	-4,7	-1,5	3,8	6,4	8,3	8,7	5,2	1,7	-3,0	-5,0	0,7
Szczawno Zdrój	-1,4	-0,9	2,5	6,5	11,9	14,7	16,5	16,4	12,4	8,1	2,8	0,0	7,5
Ústí nad Labem	-1,4	-0,2	3,7	7,8	13,0	15,8	17,7	17,6	13,3	8,3	2,8	0,1	8,3
Varnsdorf	-1,2	-0,2	3,4	7,2	12,6	15,5	17,2	16,6	12,6	8,2	3,0	0,3	8,0
Zgorzelec	-0,7	0,1	3,7	7,5	12,9	15,7	17,5	17,2	13,2	8,7	3,7	0,9	8,4
ZielonaGóra	-0,9	0,1	3,6	7,9	13,4	16,1	18,1	18,0	13,6	8,8	3,4	0,5	8,6
Zinnwald-Georgenfeld	-3,8	-3,4	-0,4	3,5	8,9	11,5	13,6	13,7	9,7	5,1	-0,2	-2,7	4,7

Tabelle 11
Klassifizierung der Höhenstufen und jeweilige Anzahl der Klimastationen

Höhenstufe	Höhe [m]	Anzahl der Klimastationen
Tiefland	< 150	7
Hügelland	150–350	8
Bergland	350–650	7
Kammlagen	>= 650	4

9 Deutscher Wetterdienst (DWD) – Klimadaten für Deutschland (www.dwd.de)

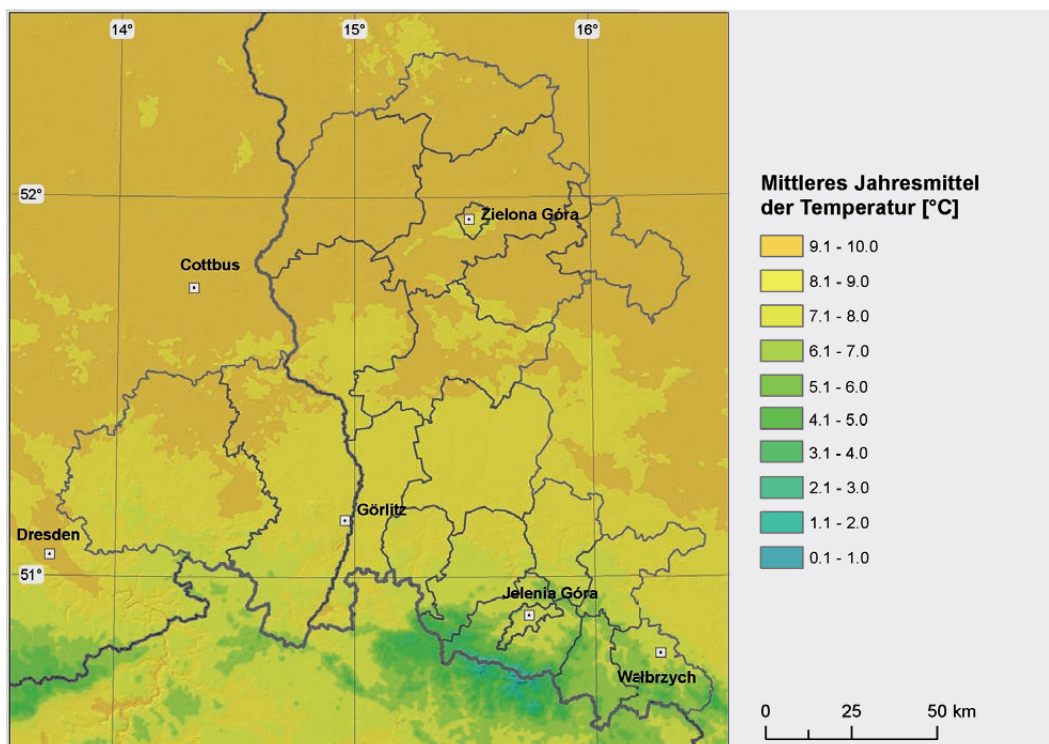


Abbildung 8
 Jahresmittel der
 Lufttemperatur [°C] im
 Projektgebiet im Zeitraum
 1971–2000

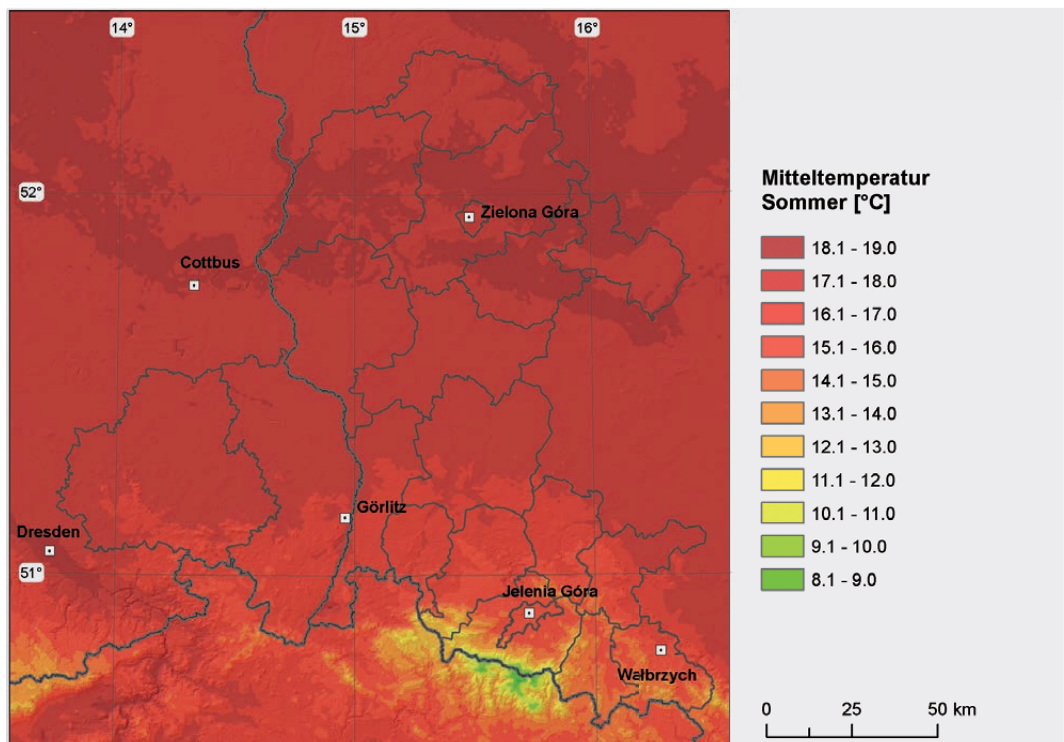
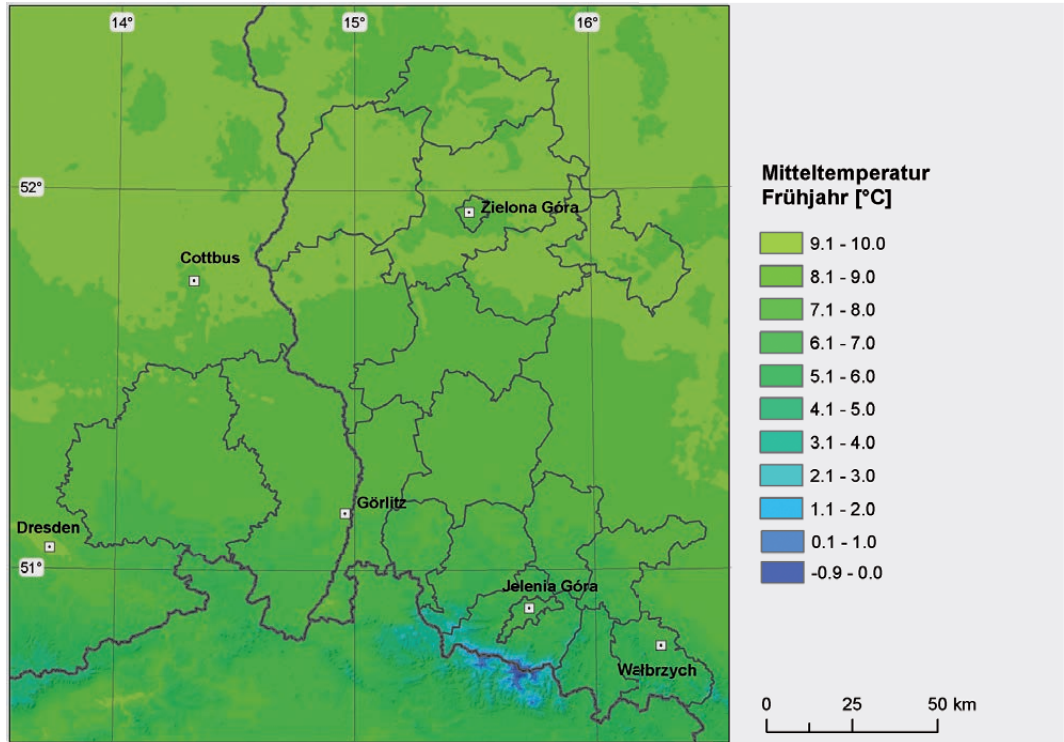
Die räumliche Verteilung der Lufttemperatur zeigt im Jahresverlauf und zwischen den Jahreszeiten eine ähnliche Charakteristik, lediglich ihre Ausprägung variiert. Im Frühjahr und Herbst reicht die mittlere Temperatur von 2,7 °C in den Kammlagen bis 8,6 °C im Tiefland bzw. von 4,0 °C bis 9,0 °C. Im Sommer werden 11,7 °C bis 17,6 °C gemessen. Im Winter werden dagegen nur im Tiefland im Mittel positive Temperaturen beobachtet, während die Temperaturen in den Kammlagen auf -4,2 °C fallen. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass eine leicht veränderte Klassifizierung der Temperatur für die Visualisierung der Jahres- und Jahreszeitenmittel vorgenommen wurde (Abbildung 9).

Die zunehmende Kontinentalität von West nach Ost äußert sich anhand der Jahresschwankung der Temperatur (Unterschied zwischen kältesten und wärmsten Monat) zwischen Dresden (227 m, 18,2 °C) im westlichen Teil und Legnica (122 m, 18,5 °C) im östlichen Teil des Projektgebiets. Im Allgemeinen ist dies die Folge kälterer und länger andauernder Winter. Da der kontinentale Einfluss im Projektgebiet kaum eine Rolle spielt, werden im Folgenden lediglich orographisch bedingte Nord-Süd Gradienten betrachtet.

Die Verteilung der mittleren jährlichen Maximumtemperatur variiert zwischen 7,1 °C in den Kammlagen und 13,5 °C im Tiefland. Neben ihrer Höhenabhängigkeit wird die Maximumtemperatur von lokalen Bedingungen wie der Verteilung der Landnutzung beeinflusst.

Stärker noch als die Maximumtemperatur kann die Minimumtemperatur durch lokale Bedingungen modifiziert werden. Dabei kann es, verglichen zur Umgebung zur Ausbildung von deutlich höheren oder niedrigeren Temperaturen kommen (z. B. Dresden, [Abbildung 12](#)). Täler, Senken, Kuppen oder die Vegetation beeinflussen die Luftströmungen sowie die Durchlüftung und hierdurch können Kaltluftseen oder Inversionswetterlagen die Folge sein. Die mittlere jährliche Minimumtemperatur im Projektgebiet reicht von 0,6 °C in den Kammlagen bis zu 4,8 °C im Tiefland.

Abbildung 9
 Mitteltemperatur im
 Frühjahr (oben) und
 Sommer (unten) im
 Projektgebiet 1971–2000



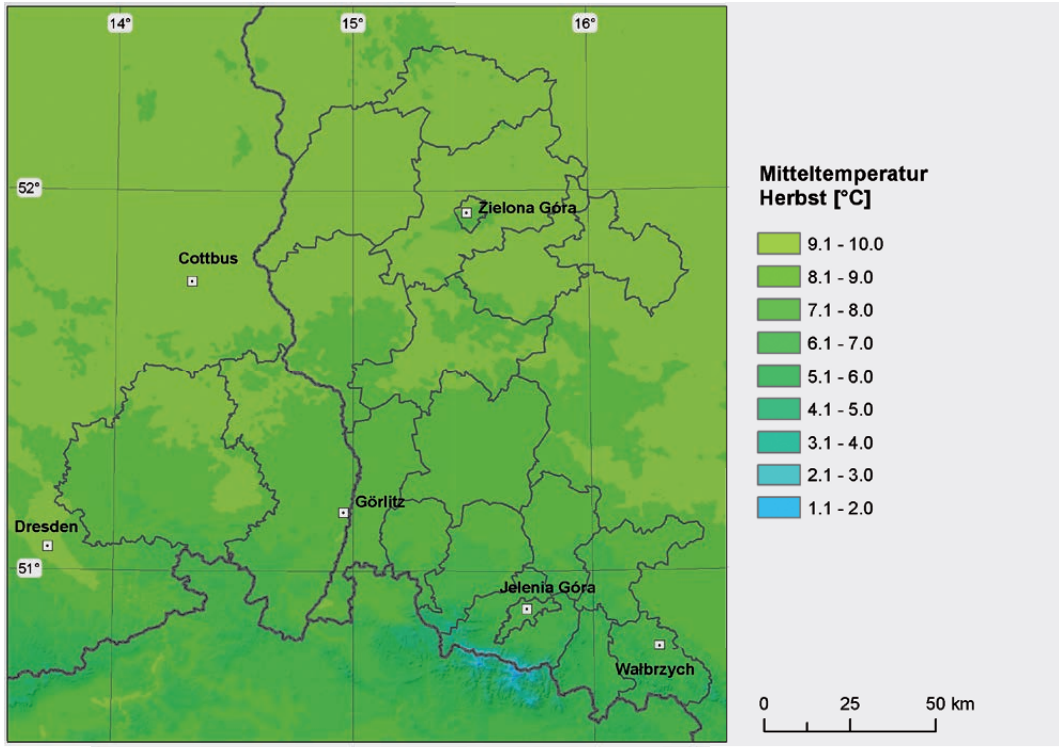


Abbildung 10
Mitteltemperatur im Herbst (oben) und Winter (unten) im Projektgebiet 1971–2000

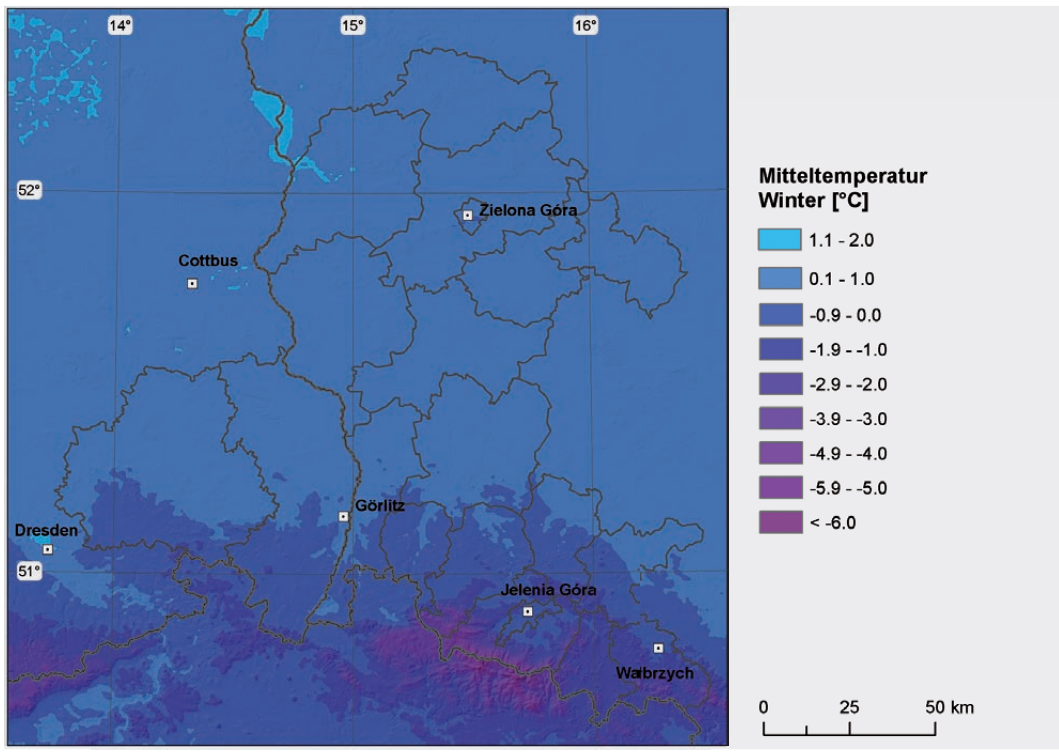


Abbildung 11
 Jahresmittel der
 Maximumtemperatur
 [°C] im Projektgebiet im
 Zeitraum 1971–2000

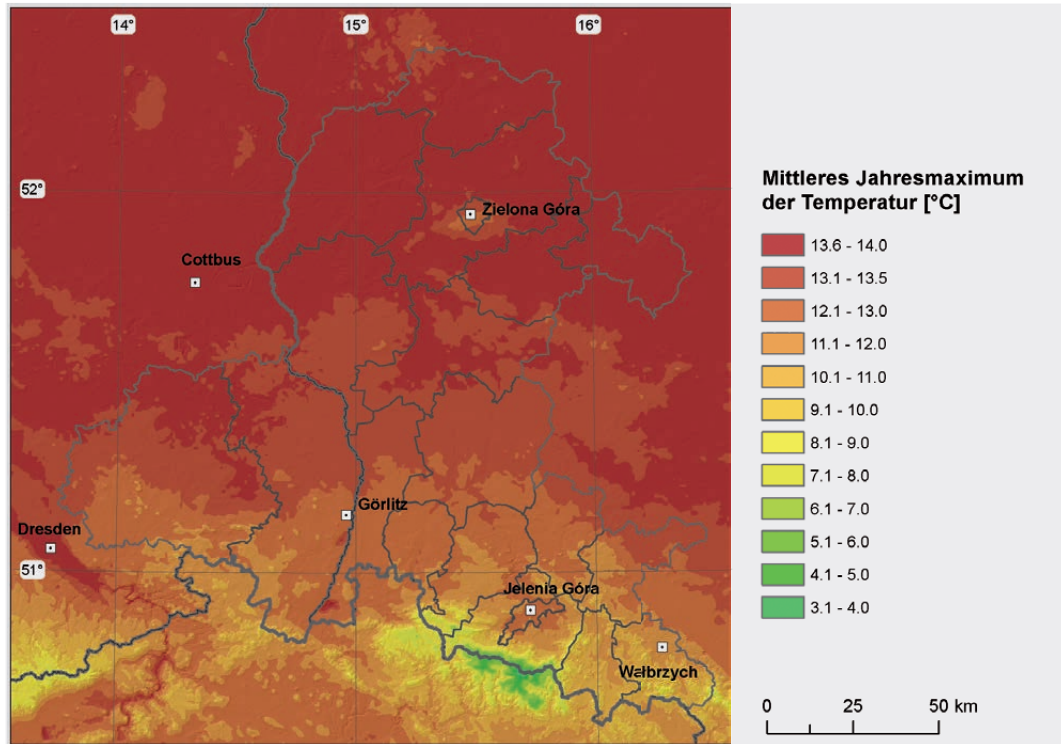
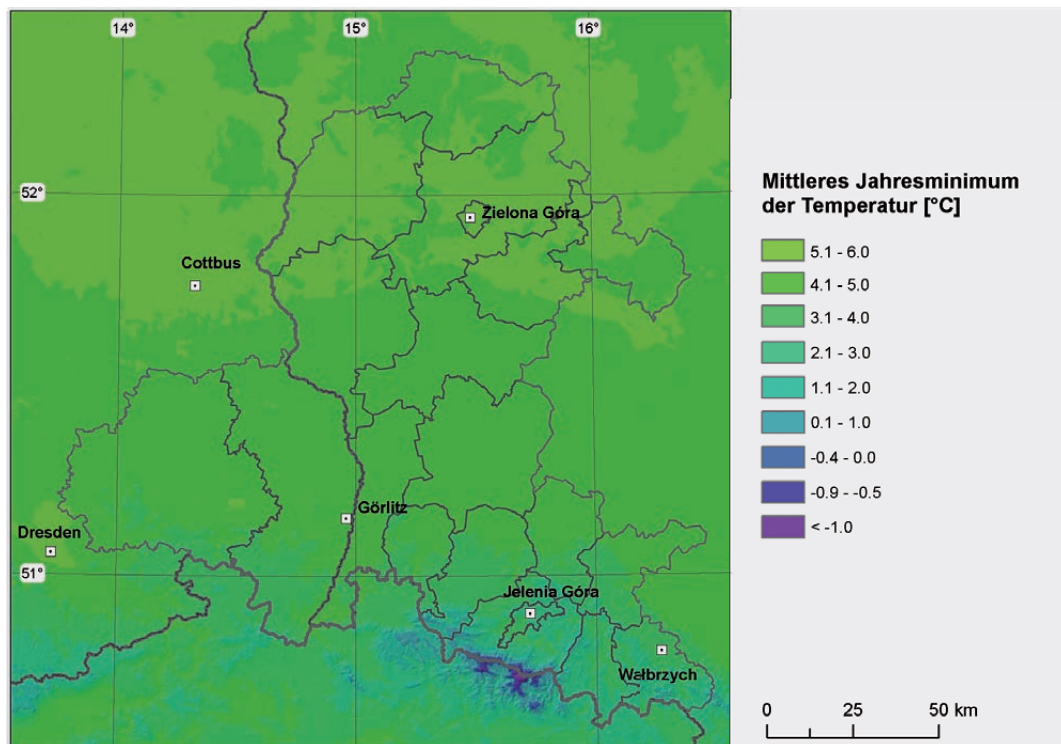


Abbildung 12
 Jahresmittel der
 Minimumtemperatur
 [°C] im Projektgebiet im
 Zeitraum 1971–2000



Zeitliche Variabilität

Anhand des Jahresganges der Temperatur lässt sich die zeitliche Variabilität innerhalb des Jahres für das Projektgebiet aufzeigen (Abbildung 13). Der kälteste Monat ist der Januar, die höchsten Temperaturen werden im Juli gemessen. Die Monatsmittelwerte sind im Herbst etwas höher als im Frühjahr, der Abfall der Temperaturkurve vom Sommer in den Herbst jedoch stärker als der Anstieg im Frühjahr. Die mittleren Jahresgänge an den einzelnen Klimastationen sind in ihrem Verlauf ähnlich, die mittleren monatlichen Temperaturen fallen entsprechend ihrer Höhenlage höher oder geringer aus.

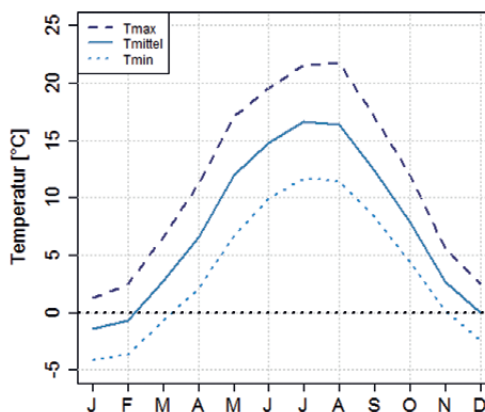


Abbildung 13
Mittlerer Jahresgang der Temperatur [°C] im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2000

Am Beispiel der Station Görlitz wird zudem die zeitliche Variabilität innerhalb der letzten 40 Jahre verdeutlicht (Abbildung 14). Während sich ein deutlicher Erwärmungstrend (SIG > 95 %) der mittleren Lufttemperatur abzeichnet, traten auch immer wieder kältere Jahre auf. Verglichen mit dem Jahresmittel der Mitteltemperatur im Referenzzeitraum 1971–2000 in Görlitz von 8,6 °C unterschritt innerhalb der letzten Dekade nur das Jahr 2010 den genannten Wert.

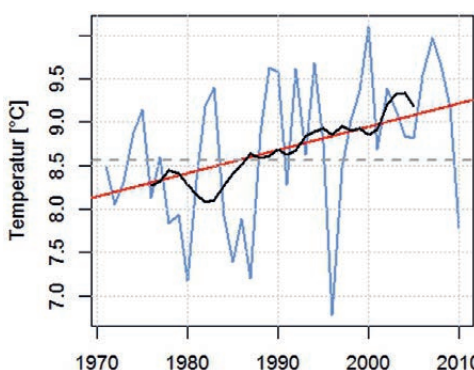


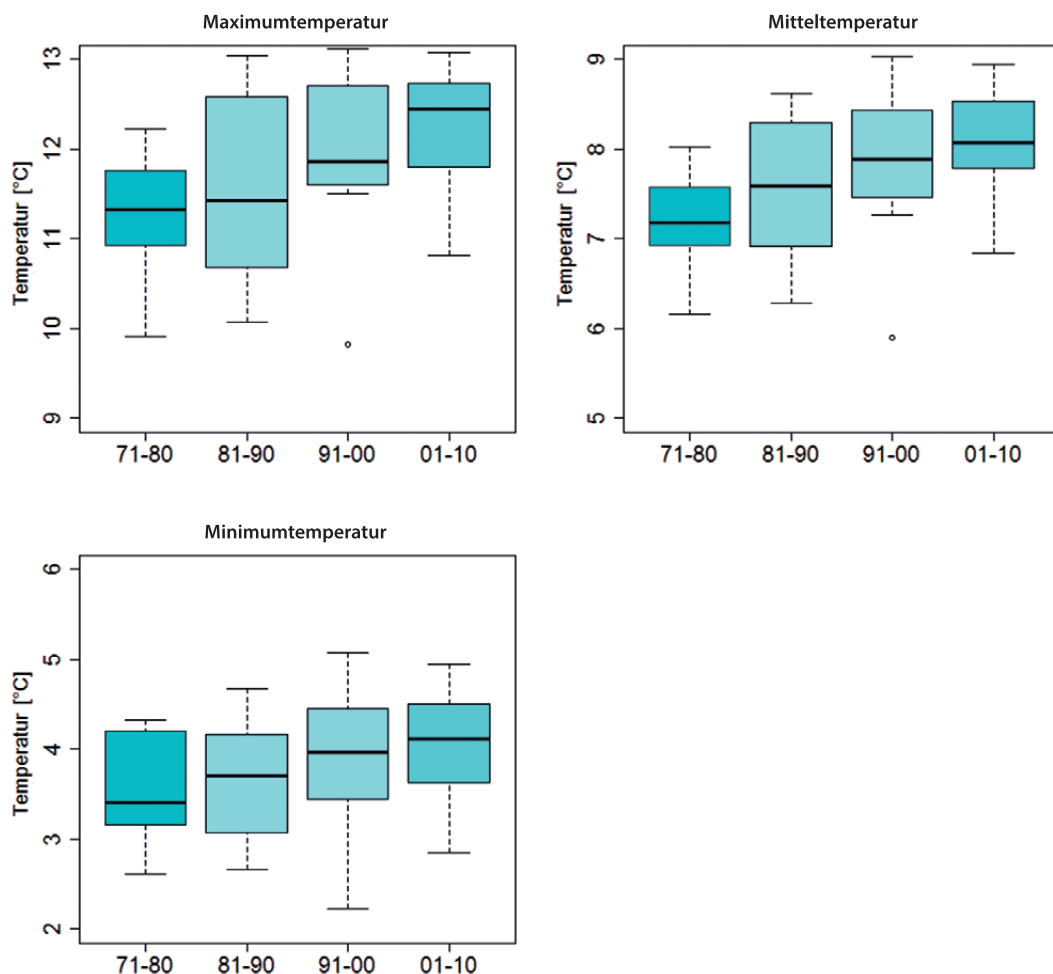
Abbildung 14
Zeitreihenanalyse der Mitteltemperatur für Görlitz im Zeitraum 1971–2010
(rot = linearer Trend, grau = Mittelwert 1971–2000, schwarz = 11-jähriges gleitendes Mittel)

In **Abbildung 15** ist die mittlere dekadische Variabilität der Maximum-, Mittel- und Minimumtemperatur im Projektgebiet sowie deren Median anhand von Boxplots dargestellt. Boxplots werden verwendet um einen schnellen graphischen Überblick über die Verteilung der Daten zu erhalten. Unter- und Oberseite der farbigen Box stellen das 1. Quartil (25 % der Daten) bzw. das 3. Quartil (75 % der Daten) dar. Somit entspricht die Box dem Bereich, in dem die mittleren 50 % der Werte eines Datensatzes liegen. Die schwarze dicke Linie in der Box repräsentiert das 2. Quartil, den Median aller Werte. Das Ende der Whisker (Antennen) kann sowohl das Minimum und Maximum des Datensatzes als auch das 1,5-Fache des Interquartilsabstands beschränken. Ausreißer werden als Punkte abgebildet.

Während ein deutlicher Anstieg der Lufttemperatur in den ersten drei Dekaden des Untersuchungszeitraums anhand des Median zu erkennen ist, fiel der Erwärmungstrend in den letzten 10 Jahren geringer aus. Die Spannbreite der Box verdeutlicht zudem die Varianz der Temperatur von Dekade zu Dekade und zeigt eine leichte Zunahme gegenüber der ersten Dekade 1971–1980. Das Auftreten besonders kalter Jahre wird anschaulich anhand der Länge des unteren Whiskers repräsentiert. Innerhalb der letzten 40 Jahre wurde das Jahr 1996 als kältestes Jahr gemessen.

Als Ursache für die Zunahme der Lufttemperatur können die Änderungen der Häufigkeit des Auftretens bestimmter Großwetterlagen angesehen werden. Die Änderung der Häufigkeit der für das Untersuchungsgebiet witterungsrelevanten Großwetterlagen wird in *Großwetterlagen*, S. 61 ff. näher erläutert.

Abbildung 15
 Dekadische Variabilität
 der jährlichen
 Maximumtemperatur
 (oben links),
 Mitteltemperatur
 (oben rechts) und
 Minimumtemperatur
 (unten) im Projektgebiet
 im Zeitraum 1971–2010
 (dicke schwarze Linie =
 Median, Box = 50 % der
 Daten, Whisker = Minimum/
 Maximum der Werte im
 Datensatz oder 1,5-fache
 des Interquartilsabstands,
 Punkte = Ausreißer)



Trendanalyse

Die statistische Trendanalyse im Zeitraum 1971–2010 zeigt einen überwiegend signifikant zunehmenden, linearen Trend der jährlichen Maximum- und Mitteltemperatur an allen ausgewählten Klimastationen im Zeitraum 1971–2010. Auch für die Minimumtemperatur lässt sich eine positive Trendrichtung erkennen, allerdings kann dem Trend, vor allem im westlichen Teil des Projektgebietes, keine statistische Signifikanz nachgewiesen werden (Abbildung 16).

Während die Zunahme der mittleren Lufttemperatur vom Tiefland bis in die Kammlagen im Mittel etwa gleich hoch ist (1,0 bis 1,2 °C), weist vor allem die Minimumtemperatur einen stärkeren absoluten Trend im Bergland (1,0 °C) als in den niederen Lagen (0,6 °C) auf. Gleiches gilt für die Maximumtemperatur (Tabelle 12). Generell zeigen sich stärkere Trendsignale für die Maximum- und Mitteltemperatur als im Vergleich zur Minimumtemperatur. Daraus

lässt sich schlussfolgern, dass Maximum- und Mitteltemperatur stärker von jenen Wetterlagen beeinflusst werden, die eine erwärmende Wirkung auf das Klima haben. Im Gegensatz dazu ist die Minimumtemperatur, obwohl ebenso durch Wetterlagenbedingungen beeinflusst, im Wesentlichen von lokalen orographischen Bedingungen abhängig, die den Erwärmungstrend reduzieren.

Abhängig von der Jahreszeit und Höhenstufe variiert der Lufttemperaturtrend stärker, wobei in allen Jahreszeiten und im gesamten Projektgebiet eine positive Trendrichtung beobachtet werden kann (Tabelle 13). Ein Überblick über die statistische Signifikanz ist in Abbildung 18 abgebildet.

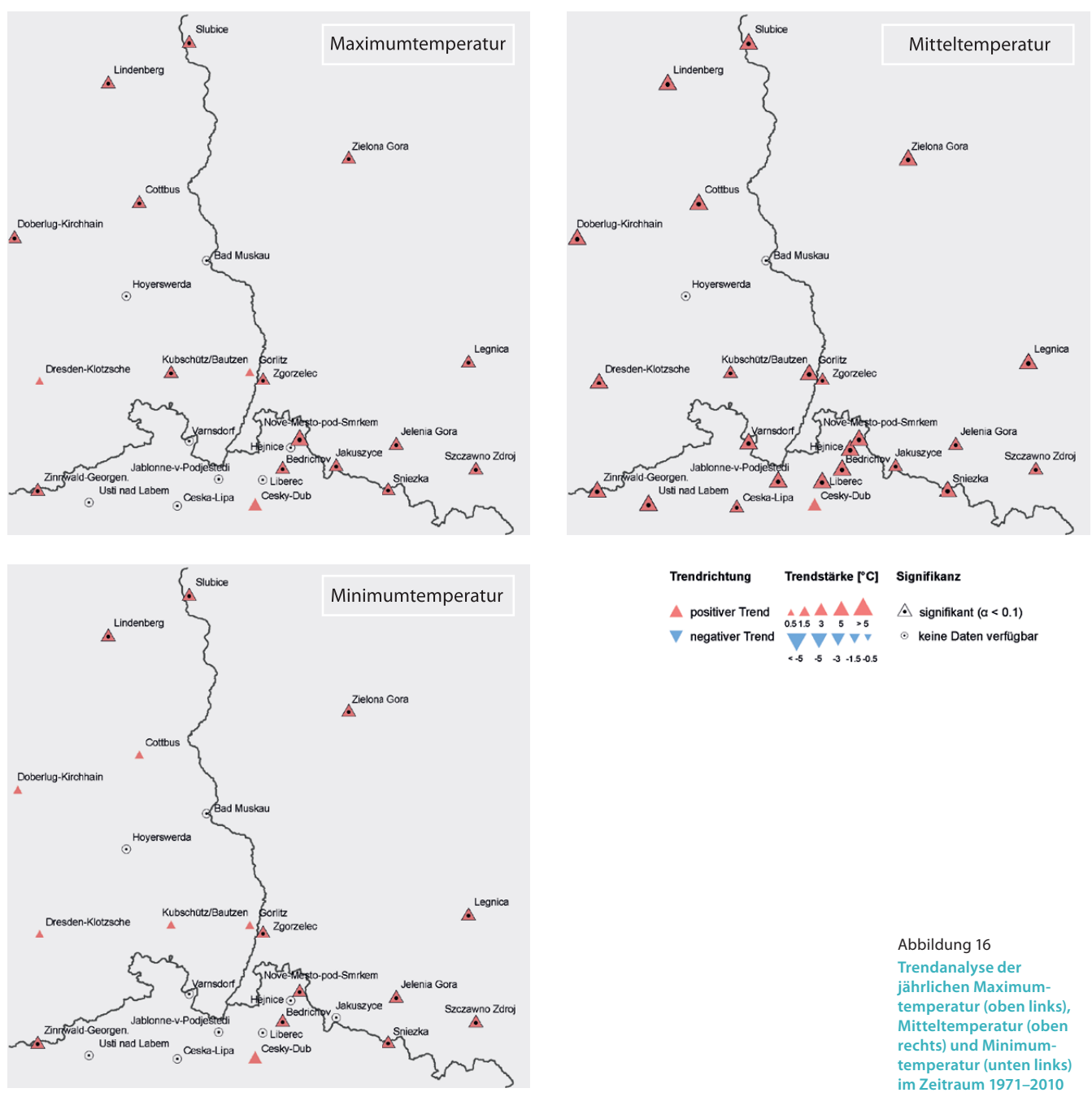


Abbildung 16
 Trendanalyse der jährlichen Maximumtemperatur (oben links), Mitteltemperatur (oben rechts) und Minimumtemperatur (unten links) im Zeitraum 1971–2010

Höhenstufe	Mitteltemperatur	Maximumtemperatur	Minimumtemperatur
Tiefland	1,2	1,2	0,6
Hügelland	1,0	0,9	0,6
Bergland	1,1	1,4	1,0
Kammlagen	1,2	1,3	0,9

Tabelle 12
 Linearer absoluter Temperaturtrend [°C] je Höhenstufe im Zeitraum 1971–2010
 (hellrot = Zunahme $\geq 0,5$ °C; rot = Zunahme $\geq 1,0$ °C)

Tabelle 13

Linearer absoluter
Temperaturtrend [°C]
in den Jahreszeiten je
Höhenstufe im Zeitraum
1971–2010

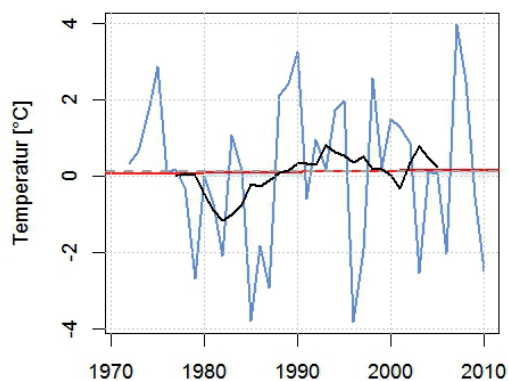
(hellrot = Zunahme
≥ 0,5 °C; rot = Zunahme
≥ 1 °C; dunkelrot =
Zunahme ≥ 2 °C)

Höhenstufe	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
Maximumtemperatur				
Tiefland	1,8	1,8	1,0	0,6
Hügelland	1,6	1,6	0,5	0,1
Bergland	2,0	2,4	1,1	0,3
Kammlagen	2,0	2,1	1,0	0,3
Mitteltemperatur				
Tiefland	1,8	1,8	1,0	0,7
Hügelland	1,5	1,8	0,9	0,1
Bergland	1,6	1,9	1,0	0,1
Kammlagen	1,7	1,8	1,1	0,3
Minimumtemperatur				
Tiefland	1,1	1,2	0,4	0,3
Hügelland	1,0	1,3	0,6	0,0
Bergland	1,2	1,9	1,3	0,0
Kammlagen	1,4	1,4	0,9	0,1

Abbildung 17

Zeitreihenanalyse der
Mitteltemperatur im
Winter (DJF) an der Station
Görlitz im Zeitraum
1971–2010

(rot = linearer Trend,
grau = Mittelwert
1971–2000,
schwarz = 11-jähriges
gleitendes Mittel)



Station durch Föhnwinde sein. Zudem zeigen Wetterlagen, welche besonders mit dem Föhn-Phänomen in Beziehung gebracht werden können (Trog Mitteleuropa, Trog Westeuropa), eine zunehmende Häufigkeit. Obwohl innerhalb der durchgeführten Prüfung der Klimadaten (S. 19 ff.) keine Unregelmäßigkeiten erkannt wurden, sollten die Ergebnisse dieser Station kritisch betrachtet werden.

Im Herbst fällt der Erwärmungstrend mit 0,4 °C bis 1,3 °C in der Projektregion etwas moderater aus, wobei das Maximum ebenfalls in den höheren Lagen beobachtet wird. Trendanalyse und Signifikanztest zeigen vor allem in den Berg- und Kammlagen ein signifikantes Signal, während für die übrigen Stationen kein signifikantes Trendsinal abgebildet werden kann.

Im Winter ist mit 0 °C bis 0,7 °C nahezu keine bzw. eine nur leichte Änderung der Lufttemperatur festzustellen. Der Trend weist keine Signifikanz auf (Abbildung 18). Für die Minimumtemperatur wird die geringste Veränderung von 0 °C bis 0,3 °C beobachtet. Betrachtet man jedoch die Variabilität der Temperatur während der letzten 40 Jahre anhand der Station Görlitz, lässt sich feststellen, dass noch in den 80er und 90er Jahren deutlich kältere Winter auftraten als innerhalb der letzten Dekade 2001–2010 (Abbildung 17).

Den stärksten und überwiegend signifikanten Erwärmungstrend von 1,0 °C bis 2,4 °C zeigen Frühling und Sommer. Regional differenziert betrachtet wird für die Maximumtemperatur, wie bereits festgestellt, in den Berg- und Kammlagen die höchste Temperaturzunahme gemessen. Damit sind diese die am stärksten vom Erwärmungstrend betroffenen Regionen. An der innerhalb der Projektregion höchstgelegenen Klimastation Śnieżka (1603 m) werden leicht höhere Temperaturtrends gemessen als an den Stationen, die sich den Kammlagen zuordnen lassen. Vor allem auffällig ist dies für die Minimumtemperatur im Sommer (+2,0 °C). Des Weiteren muss erwähnt werden, dass die Klimastation Nové Město pod Smrkem oftmals höhere Trends aufzeigt, als im Vergleich zu den umliegenden Stationen. Ein Grund kann die Beeinflussung der

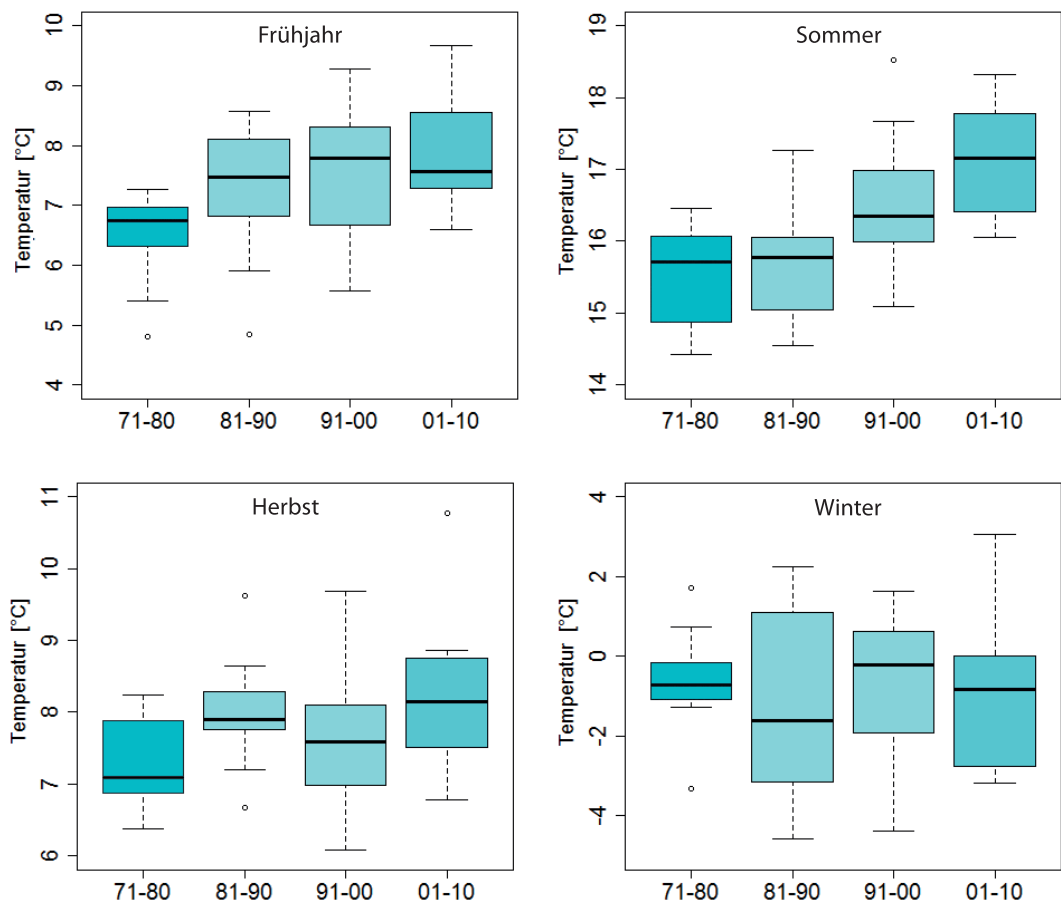


Abbildung 18
Trendanalyse der Mitteltemperatur im Frühjahr (oben links), Sommer (oben rechts), Herbst (unten links) und Winter (unten rechts) im Zeitraum 1971–2010

Die dekadische Schwankung der mittleren Lufttemperatur in den Jahreszeiten im Projektgebiet ist in [Abbildung 19](#) dargestellt. Dabei zeigt sich, dass der starke Erwärmungstrend im Frühjahr besonders in den drei Dekaden im Zeitraum 1971–2000 stattfand. In der letzten Dekade stagniert dieser Trend. Im Sommer ist dagegen ein deutlicher Anstieg der Lufttemperatur in den letzten drei Dekaden bei gleichbleibender Varianz zu beobachten.

Wesentlich variabler fällt der Erwärmungstrend im Herbst und Winter aus. Während im Herbst eine leicht zunehmende Tendenz der mittleren Lufttemperatur erkennbar ist, zeigt der Winter keinen signifikanten Trend und eine hohe Variabilität.

Abbildung 19
Dekadische Variabilität der mittleren Lufttemperatur in den Jahreszeiten Frühling (links oben), Sommer (rechts oben), Herbst (links unten) und Winter (rechts unten) im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2010
 (dicke schwarze Linie = Median, Box = 50 % der Daten, Whisker = Minimum/Maximum der Werte im Datensatz oder 1,5-Fache des Interquartilsabstands, Punkte = Ausreißer)





Höhenstufe	Sommertage [d]		Hitzetage [d]		Tropennächte [d]		Frosttage [d]		Eistage [d]		Kältesumme [°C]	
	Mittel	Trend	Mittel	Trend	Mittel	Trend	Mittel	Trend	Mittel	Trend	Mittel	Trend
Tiefland	43	16	9	6	0,5	0,4	88	1	21	2	163	-6
Hügelland	35	13	6	3	0,8	0,5	94	1	26	8	195	23
Bergland	29	14	4	3	0,3	0,5	116	-14	30	6	225	26
Kammlagen	4	3	0	0	0	0,1	167	-23	83	-7	547	-53

Tabelle 14
Mittlere Häufigkeit ausgewählter Kenntage und Kältesumme je Höhenstufe im Zeitraum 1971–2010 und deren absoluter Trend im Zeitraum 1971–2010

Klimatische Kenntage

Kenntage (auch Ereignistage genannt) sind temperaturabgeleitete Klimagrößen. Neben dem jährlichen Verlauf der Lufttemperatur ist für ihr Auftreten daher besonders die Geländehöhe ausschlaggebend.

Im Zeitraum 1971–2010 werden im Tief- und Hügelland im Mittel 35 bis 43 Sommertage pro Jahr gemessen, während in den höheren Lagen Sommertage im Mittel seltener (29 bis 4 Tage) auftreten. Die Häufigkeit von Hitzetagen variiert im Flachland zwischen 6 und 9 Tagen, während im Bergland im Mittel 4 und in den Kammlagen keine Hitzetage beobachtet werden. Tropennächte kommen im Projektgebiet selten vor (0 bis 0,8 Tage).

Im Trendverhalten spiegelt sich die Zunahme der Temperatur in den letzten Dekaden wieder. Im langjährigen Zeitraum 1971–2010 wird eine signifikant zunehmende Häufigkeit von Sommer- (3 bis 16 Tage) und teilweise signifikant zunehmendes Auftreten von Hitzetagen (3 bis 6 Tage) gemessen (Abbildung 20). Obwohl Tropennächte eine positive Trendrichtung aufweisen, wird keine Signifikanz berechnet.

Kalte Kenntage wie Frosttage ($T_{\min} < 0\text{ °C}$) und Eistage ($T_{\max} < 0\text{ °C}$) haben ihr Maximum in den höheren Lagen. Hier schwankt die Anzahl der Frosttage von 116 bis 167 Tage. Im Tiefland treten im Mittel nur etwa 90 Frosttage auf. Die räumliche Ausprägung von Eistagen zeigt eine ähnliche Charakteristik. In den höheren Lagen werden im Mittel 30 bis 84 Eistage gezählt, wohingegen im Flachland nur 22 bis 26 Tage pro Jahr auftreten.

Entsprechend des geringen Erwärmungstrends der Minimumtemperatur im Winter variiert das Trendverhalten der Häufigkeit von Frosttagen zwischen leichter Zunahme und leichter Abnahme im Tief- und Hügelland, während die Berg- und Kammlagen rückgängige Tendenzen von -14 bis -23 Tage zeigen. Eistage weisen dagegen einen zunehmenden Trend (2 bis 8 Tage) im gesamten Projektgebiet, mit Ausnahme der Kammlagen (-7 Tage), auf. Bei der Bewertung des Trends nach dessen Sicherheit wird keine Signifikanz festgestellt.

Die Bewertung der thermischen Winterstrenge kann mit Hilfe der Kältesumme erfolgen. Gemäß Klassifizierung (Tabelle 3, S. 13) lassen sich die Winter im Tief- und Hügelland in den Bereich der normalen Winter (163 bis 195) einordnen. Die Kammlagen von Erz- und Riesengebirge sind im Mittel durch sehr strenge Winter (547) gekennzeichnet, wobei zu beachten ist, dass es sich um einen stark höhenabhängigen Indikator handelt.

Die Trendanalyse weist einen zunehmenden aber nicht signifikanten Trend der Kältesumme (23 bis 26) im Hügel- und Bergland auf. In den tieferen Lagen der Lausitz (-6) und den Kammlagen der Mittelgebirge (-53) nimmt sie dagegen ab. Die Beurteilung der Winterstrenge im Projektgebiet ändert sich dadurch nicht, obwohl eine Tendenz hin zu milderem Winter festgestellt wird. Generell kann kein konsistenter Trend hinsichtlich milderer oder wärmerer Winter in der Projektregion festgestellt werden.

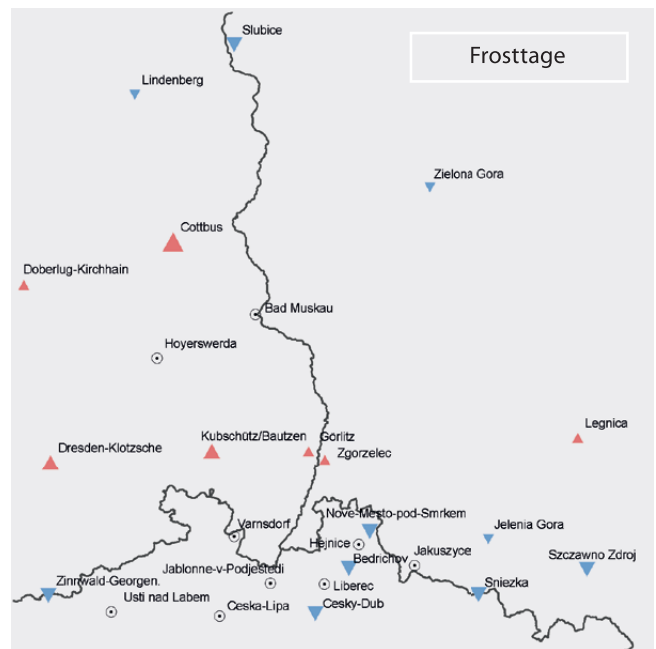
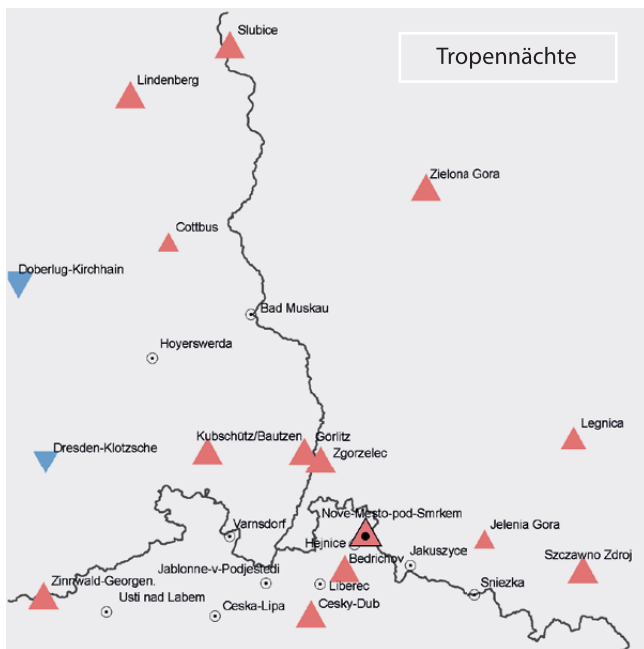
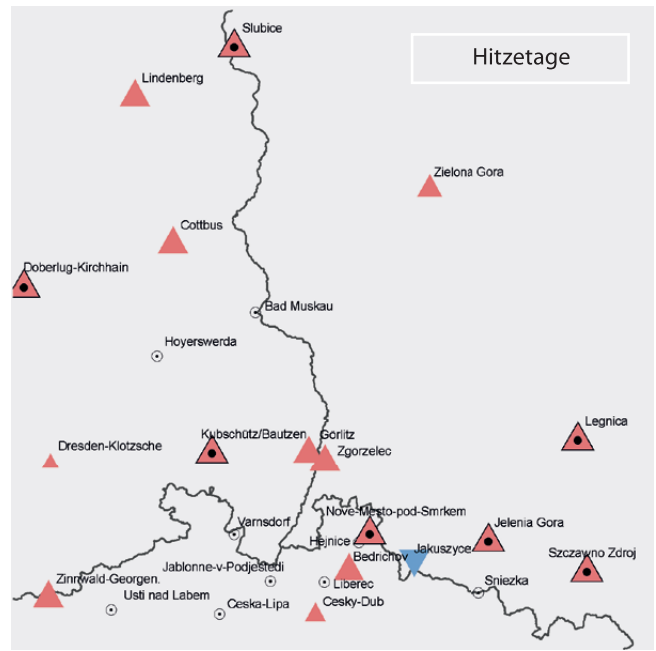
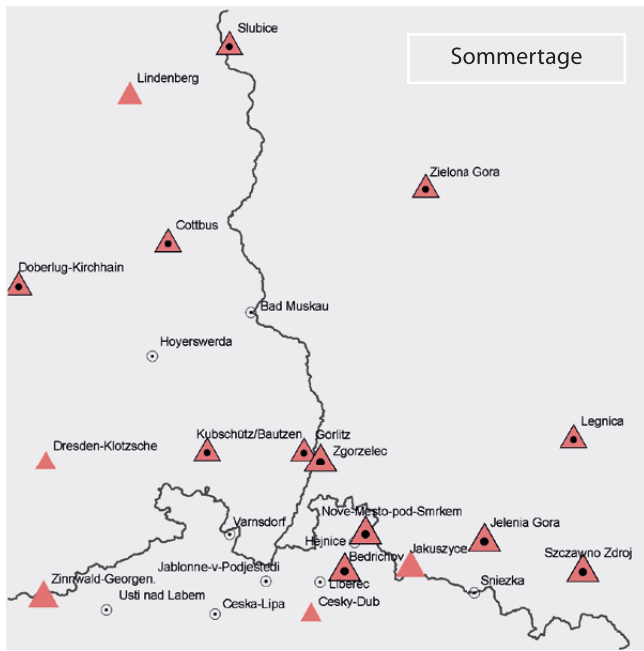
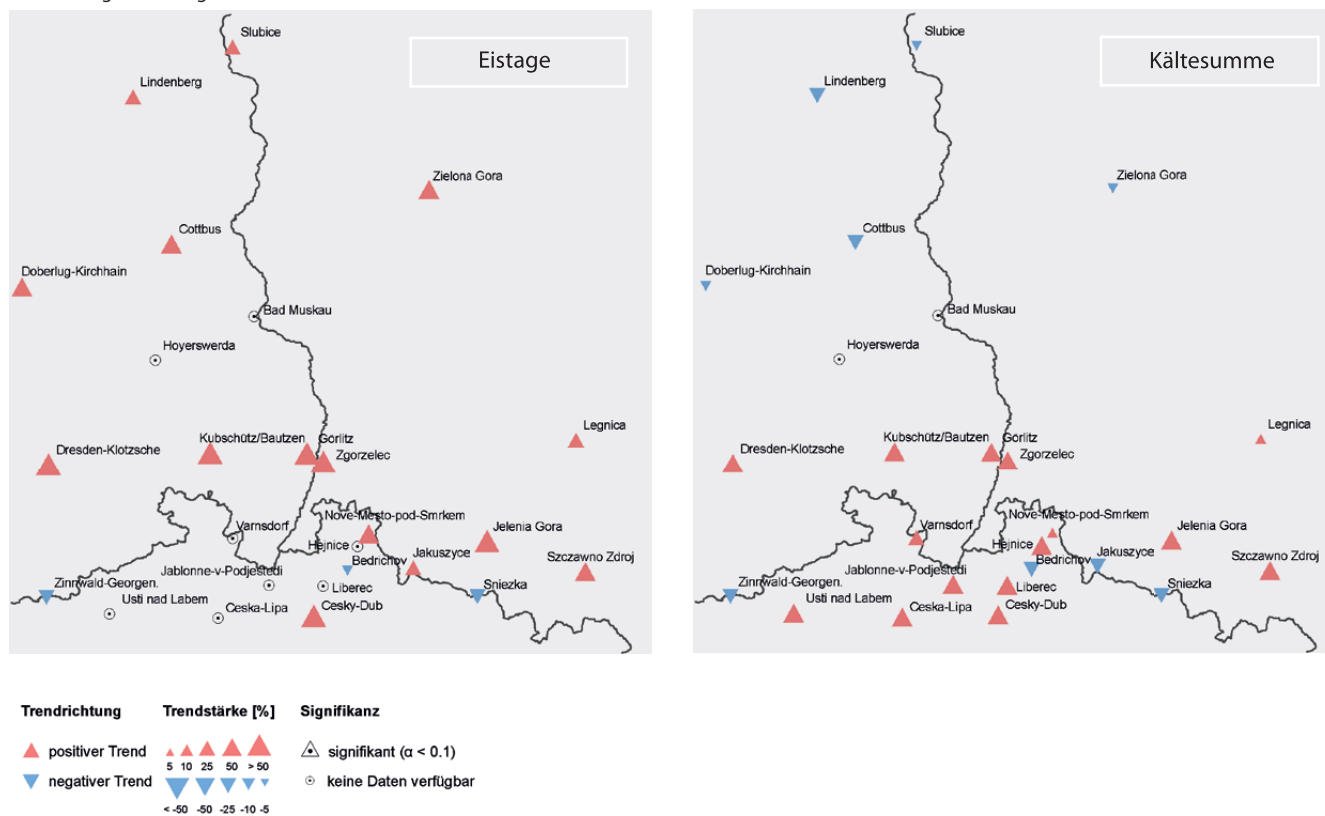


Abbildung 20
 Relativer Trendanalyse [%]
 von Sommertagen (oben links), Hitzetagen (oben rechts), Tropennächten (Mitte links), Frosttagen (Mitte rechts), Eistagen (unten links) und Kältesumme (unten rechts) im Zeitraum 1971–2010

Fortsetzung Abbildung 20



Perzentilbasierte Indizes

Basierend auf Perzentilen können Stationen unterschiedlicher Höhenlage direkt miteinander verglichen und vor allem relativ warme Tage und Nächte in den höheren Lagen identifiziert werden. Das mittlere Auftreten von warmen Tagen (TX > 90. Perzentil) reicht von 38 bis 40 Tagen pro Jahr, wobei die mittlere maximale Andauer bei 6 bis 7 Tagen pro Jahr liegt (Tabelle 15). Der absolute lineare Trend der warmen Tage im Zeitraum 1971–2010 ist signifikant zunehmend mit 20 bis 28 Tagen. Relativ betrachtet erreicht der Trend über 50% (Abbildung 21). Damit wird deutlich, dass aufgrund der Betrachtung von Perzentilen die warmen Tage nicht nur im Tiefland, sondern auch in den Mittelgebirgsregionen tendenziell zunehmen.

Warme Nächte (TN > 90. Perzentil) zeigen eine ähnliche Charakteristik (Abbildung 21). Im Mittel treten diese 38- bis 41-mal pro Jahr mit einer Andauer von 5 bis 6 Nächten in Folge auf. Der absolute Trend der Häufigkeit ist mit 21 bis 34 Nächten signifikant zunehmend. Der stärkste Trend wird im Bergland beobachtet. Ausgehend von den vorliegenden Ergebnissen wird deutlich, dass nahezu alle Regionen der Projektregion gleichermaßen durch den Erwärmungstrend betroffen sind, während die Betrachtung von absoluten Schwellwerten, wie beispielsweise für Tropennächte, eine differenzierte Interpretation zulassen würde.

Höhenstufe	Warme Tage [d]			Warme Nächte [d]		
	Mittel	aufeinanderfolgende Tage	Trend	Mittel	aufeinanderfolgende Tage	Trend
Tiefland	39	6	27	38	5	21
Hügelland	38	6	20	39	5	23
Bergland	40	7	28	41	5	34
Kammlagen	39	6	25	38	6	25

Tabelle 15
Mittlere Häufigkeit, aufeinanderfolgende warme Tage/ Nächte und absoluter linearer Trend warmer Tage und Nächte im Zeitraum 1971–2010

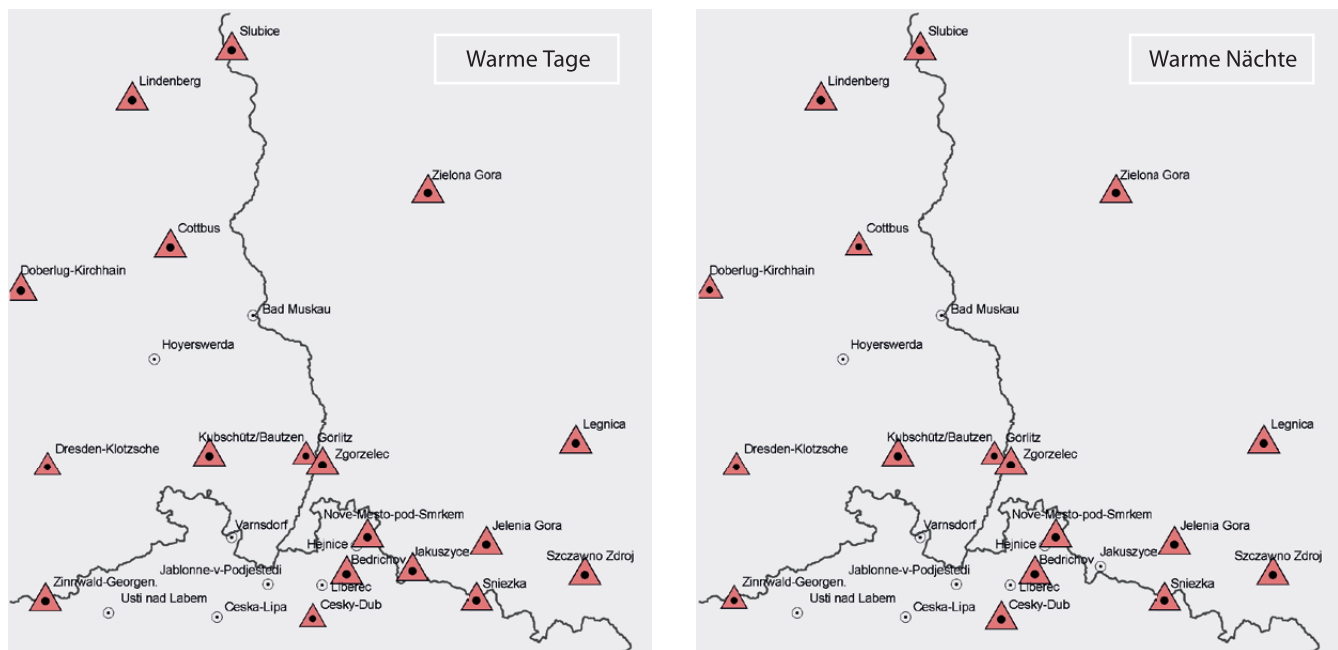


Abbildung 21
Relative Trendanalyse [%]
warmer Tage (links) und
warmer Nächte (rechts) im
Zeitraum 1971–2010

Perioden

Neben der Häufigkeit des Auftretens bestimmter Wetterbedingungen ist vor allem die Andauer ihres Auftretens von großer Bedeutung. Tabelle 16 zeigt einen Überblick über die mittlere Häufigkeit von Hitze-/Kältewellen sowie die mittlere Dauer von Frost-/frostfreien Perioden. Hitzewellen, definiert als sechs aufeinanderfolgende warme Tage, treten in der Projektregion nur sehr selten auf (im Mittel etwa 1 Ereignis pro Jahr). Ebenso zeigen Kältewellen eine geringe Häufigkeit.

Das Vorkommen von frostfreien Perioden und Frostperioden ist im Wesentlichen von der Höhenlage abhängig (Tabelle 16). Die längsten Frostperioden

werden im Erz- und im Riesengebirge gemessen (Dauer 2 bis 3 Monate), während im Tiefland durchschnittlich nur 3 Wochen mit anhaltendem Frost beobachtet werden. Demgegenüber dauern frostfreie Bedingungen in den niederen Lagen länger an und haben ihr Minimum in den Kammlagen der Mittelgebirge (im Mittel 129 Tage).

Aufgrund steigender Maximumtemperaturen weist der Trend auf eine Zunahme der Hitzewellen (> 50 %), welcher sich jedoch nicht im gesamten Projektgebiet signifikant verhält. Kältewellen zeigen insgesamt eher abnehmende Tendenzen aber keinen signifikanten Trend (Abbildung 22).

Tabelle 16
Mittlere Häufigkeit von
Hitze-/Kältewellen und
Frost-/frostfreien Perioden
sowie absoluter linearer
Trend im Zeitraum
1971–2010

Höhenstufe	Hitzewelle [Ereignis]		Kältewelle [Ereignis]		Dauer Frostperiode [d]		Dauer frostfreie Periode [d]	
	Mittel	Trend	Mittel	Trend	Mittel	Trend	Mittel	Trend
Tiefland	0,8	1,4	0,6	-0,3	23	3	176	30
Hügelland	0,7	0,9	0,6	0,0	26	6	177	21
Bergland	0,9	1,4	0,5	-0,2	32	1	162	24
Kammlagen	0,8	0,8	0,7	0,0	65	6	129	16

Frostfreie Perioden zeigen im Wesentlichen einen signifikant positiven Trend (10 – 25 %) innerhalb der letzten 40 Jahre, während Frostperioden ebenfalls einen positiven (10 – 25 %) jedoch nicht statistisch

signifikanten Trend aufweisen (Abbildung 22). Der gegenläufige Trend der Station Nové Město pod Smrkem sollte wie bereits erwähnt kritisch betrachtet werden.

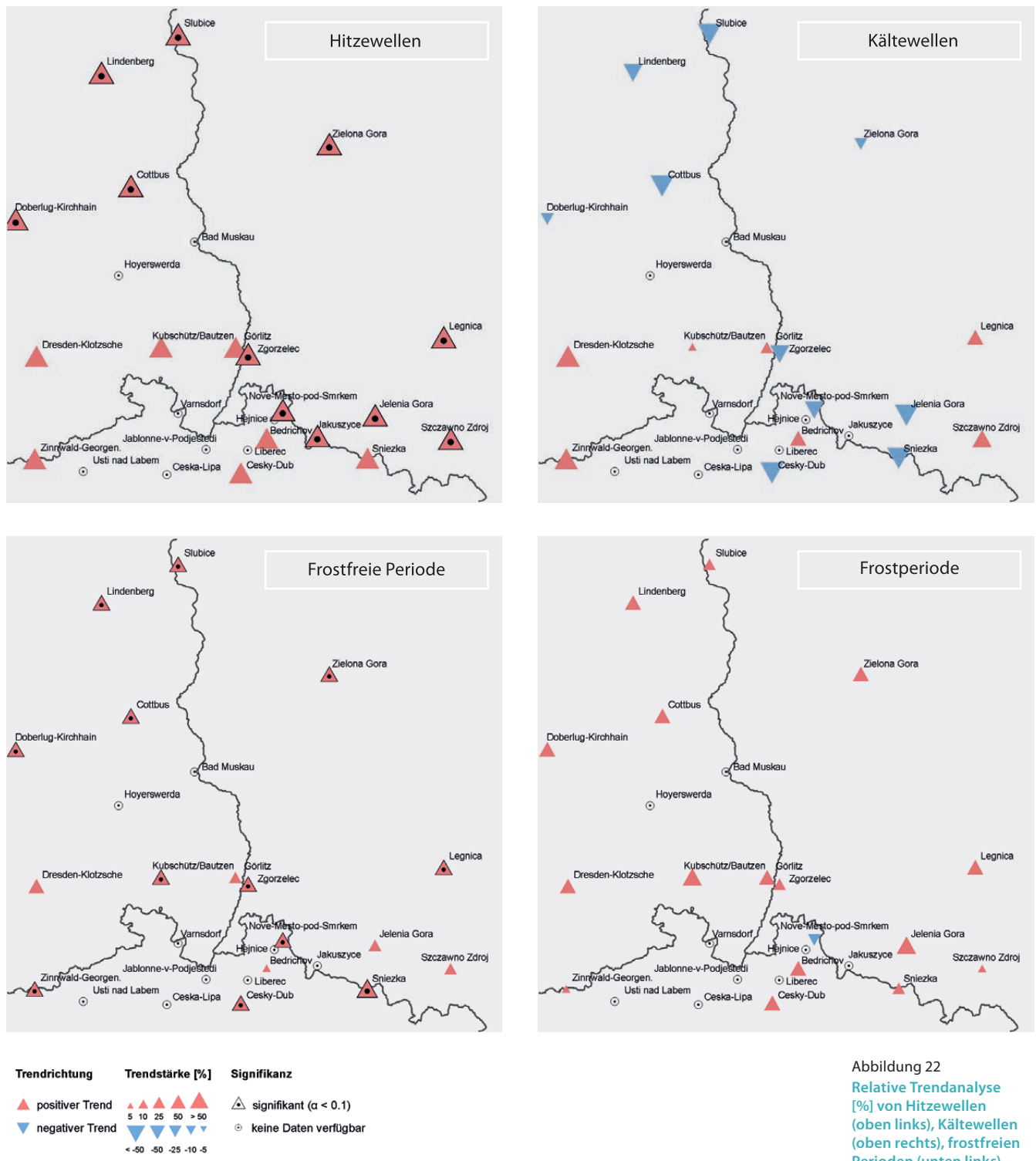


Abbildung 22
Relative Trendanalyse [%] von Hitzewellen (oben links), Kältewellen (oben rechts), frostfreien Perioden (unten links) und Frostperioden (unten rechts) im Zeitraum 1971–2010

Agrarmeteorologie

Wachstumsgradtage (GDD)

Die mittleren Wachstumsgradtage in der KLAPS Projektregion variieren im Zeitraum 1971–2010 von 111 °C (an der Station Śnieżka im Riesengebirge) bis über 1100 °C in Cottbus, Dresden und Lindenberg. Dies resultiert im Wesentlichen aus der Geländehöhe, genau genommen aus einem umgekehrt proportionalen Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur und der Höhenlage. Bezogen auf die Höhenlagen lassen sich mittlere Wachstumsgradtage mit 1060 °C im Tiefland und 320 °C in den Kammlagen berechnen (Tabelle 17). Die jährliche Analyse der 40-jährigen Zeitreihe zeigt jedoch, dass an keiner Station schwellwertbezogene Temperaturbedingungen von $GDD > 945$ °C für jedes Jahr garantiert werden können (gemäß der GDD-Eignungsklasse für kühlgemäßigte Regionen¹⁰). Die höchsten jährlichen Schwankungen innerhalb des Zeitraums 1971–2010 von über 600 °C lassen sich an sechs Stationen (u. a. Kubschütz, Zielona Góra und Nové Město pod Smrkem) beobachten¹¹. Insgesamt 16 Stationen erreichen eine Schwankungsbreite von über 500 °C. Mit Ausnahme der Mittelgebirge (Śnieżka, Jakuszyce und Zinnwald) sind Standardabweichungen der GDD von über 100 °C vorhanden, mit einem Maximum von 150 °C an den Stationen Zielona Góra und Nové Město pod Smrkem. Die stärkere Variabilität der Wachstumsgradtage im Tiefland lässt sich auf die höhere Schwankung der Temperatur infolge von längerer Sonnenscheindauer zurückführen, während in den Mittelgebirgen aufgrund zunehmender Bewölkung eine geringere Sonnenscheindauer gemessen wird.

Die Jahre 1980 (kaltes Jahr mit niedrigen GDD-Werten) und 2006 (warmes Jahr mit hohen GDD-Werten) können als thermische Extremjahre im Zeitraum 1971–2010 identifiziert werden. Die Verteilung der mittleren jährlichen Wachstumsgradtage in diesen Jahren ist in **Abbildung 23** dargestellt. Innerhalb beider Jahre existieren große räumliche Unterschiede, die auf die Höhenabhängigkeit der GDD zurückzuführen sind. Im warmen Jahr 2006 lässt sich zusätzlich ein leichter West-Ost-Gradient beobachten. So werden im Westen und Nordwesten der Projektregion deutlich höhere GDD-Werte erreicht als in den östlichen Regionen mit gleicher Höhenlage.

Tabelle 17
Höhenabhängige mittlere Wachstumsgradtage [°C] und absoluter Trend [°C] im Zeitraum 1971–2010

Höhenstufe	Mittel [°C]	Trend [°C]
Tiefland	1061	265
Hügelland	961	246
Bergland	844	223
Kammlagen	320	120

10 <http://www.geog.ubc.ca/courses/klink/class02/apirzade/growingdegrees.htm>

11 Die Ergebnisse der Station Nové Město pod Smrkem sollten kritisch betrachtet werden.

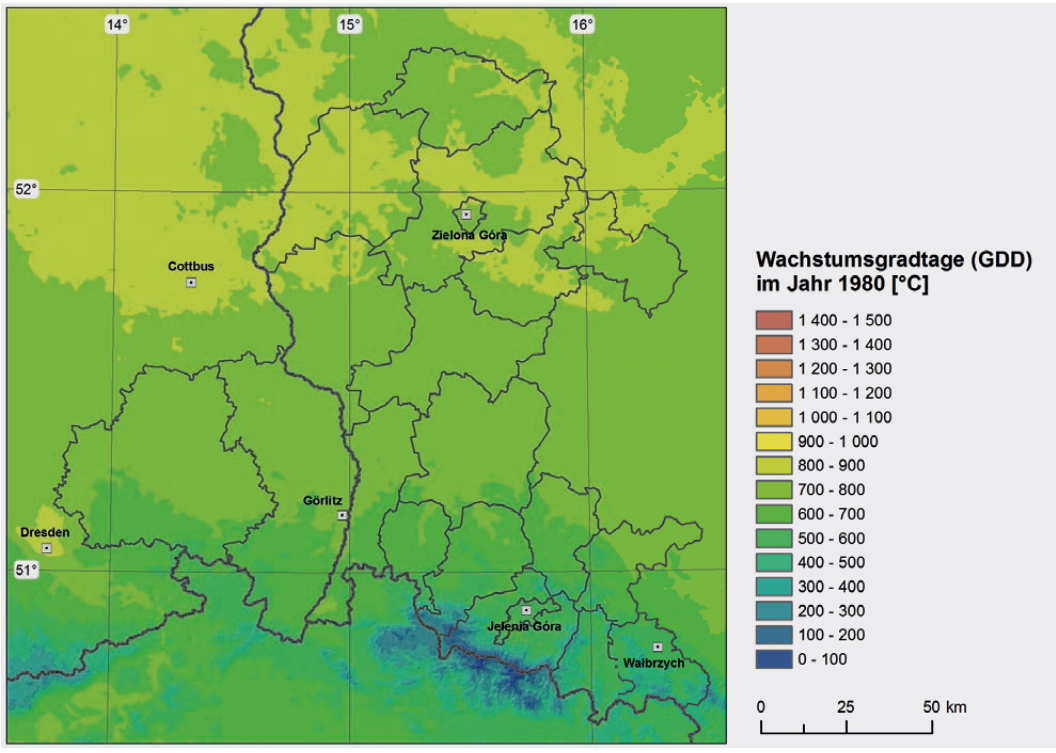


Abbildung 23
 Wachstumsgradtage in der KLAPS-Projektregion für die Extremjahre 1980 (oben) und 2006 (unten)

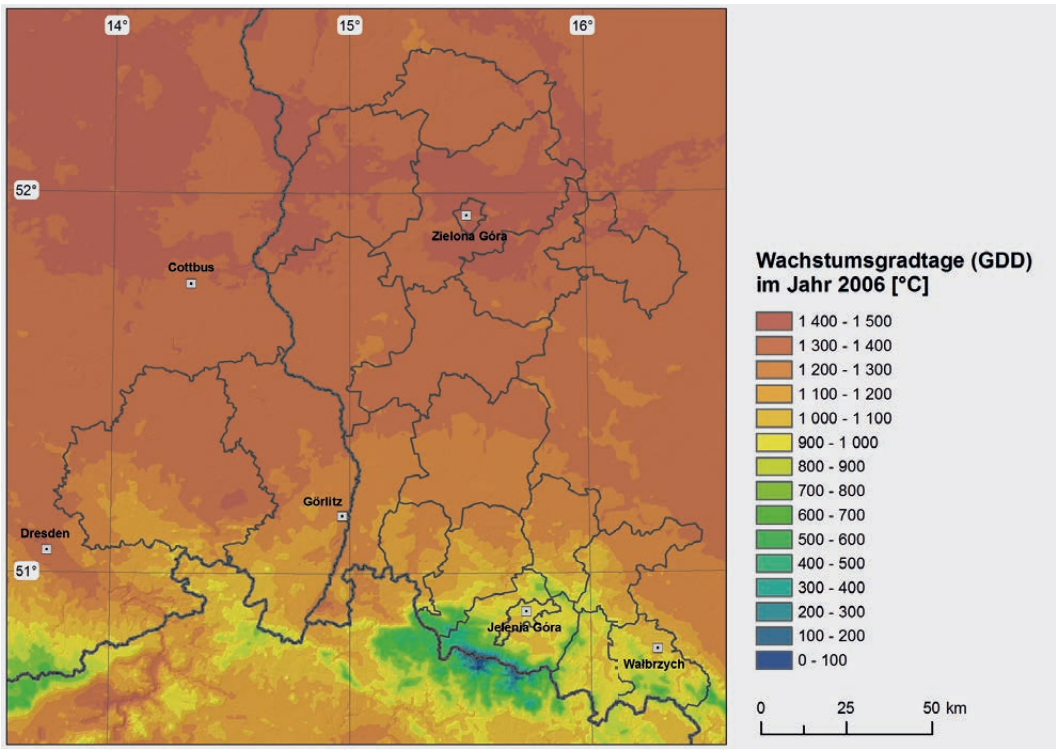


Tabelle 18
Weinanbauregionen basierend auf Wachstumsgradtagen
 (geändert nach AMERINE und WINKLER, 1944)

Region	GDD [°C]	Typ	empfohlene Sorten
I	≤ 1371	sehr kühl	Frühreifende Sorten mit potentiell hoher Qualität
II	1372–1648	kühl	Zeitlich frühe oder saisonale Tafelweine
III	1649–1927	warm	Qualitätsweine mit durchschnittlich hohen Erträgen
IV	1928–2204	heiß	Sorten mit hohen Erträgen bei akzeptabler Qualität
V	≥ 2204	sehr heiß	Spätreifende Sorten mit hohem Produktionsaufwand sowie Tafelweine für die Massenproduktion

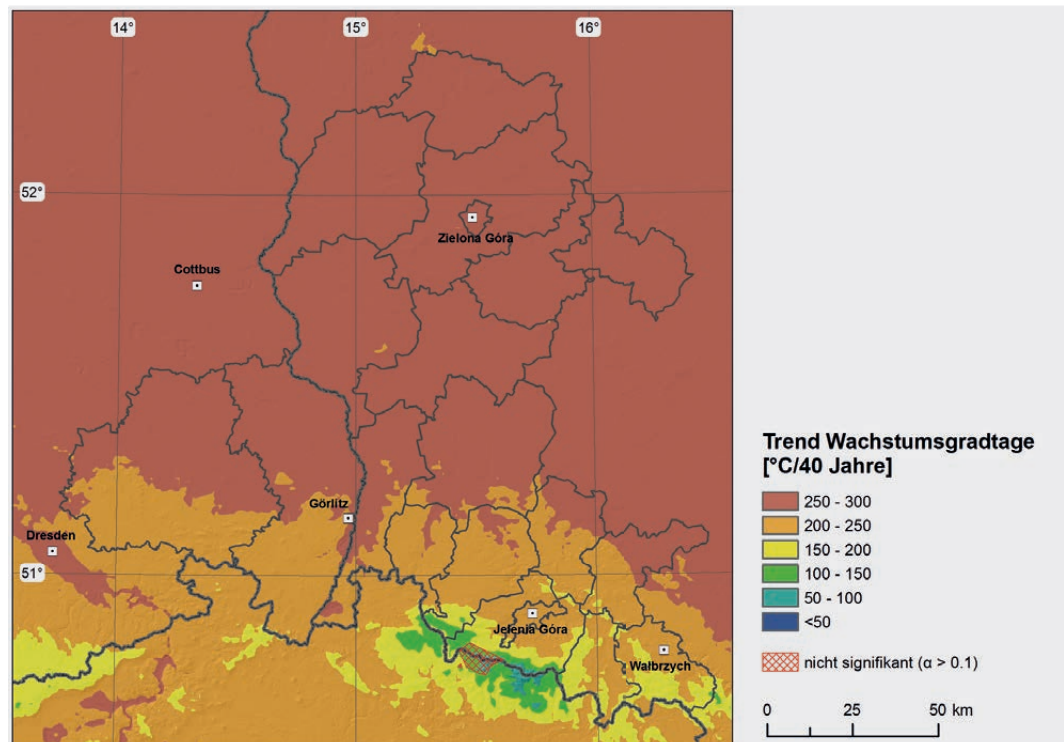
Die beschriebenen zeitlichen und räumlichen Schwankungen sind eine Voraussetzung für die Bestimmung der Eignung des Untersuchungsgebiets. In diesem Vorhaben wurde dies beispielhaft für das Wachstum von Weinreben untersucht. Unter Verwendung der Klassifikation nach AMERINE und WINKLER (1944) lässt sich die Projektregion als sehr kühle Anbauregionen einstufen (Tabelle 18), in der hohe Qualitäten bei Sorten mit mäßig früher Reifung erreicht werden könnten.

An den meisten Klimastationen werden mittlere GDD-Werte zwischen 1000 und 1100 °C erreicht. Gemäß Klassifikation ist damit in etwa 80% der KLAPS-Projektregion ein möglicher Weinanbau erwäglich. Aufgrund weiterer Einflussfaktoren wie das Auftreten von Extremereignissen, die Exposit

tion des Hanges, die Niederschlagsmenge oder die Windgeschwindigkeit werden hierdurch jedoch keine Aussagen über die tatsächliche Eignung der Projektregion für den Weinanbau getroffen.

Die Trendanalyse zeigt einen signifikant positiven Trend der Wachstumsgradtage für nahezu die gesamte KLAPS-Projektregion mit Ausnahme des östlichen Teils des Isergebirges und des westlichen Teils des Riesengebirges ($\alpha < 0,1$). Der absolute 40-jährige Trend ist im Bergland wie z. B. Sudeten oder Riesengebirge geringer (< 200 °C/40 Jahre) als im Vergleich zu den niederen Lagen im Norden der Projektregion (250 °C/40 Jahre) (Abbildung 24, Tabelle 17). Fokussiert allein auf die thermischen Bedingungen haben sich diese für Weinanbau somit in den letzten 40 Jahren deutlich verbessert.

Abbildung 24
Absoluter Trend von Wachstumsgradtagen und deren statistische Signifikanz im Zeitraum 1971–2010





Zudem führen zukünftig steigende Temperaturen zu einem weiteren Anstieg der Wachstumsgradtage in der Region. Beispielsweise charakterisieren GDD-Werte von >1300 °C gut geeignete Wachstumsbedingungen in kühl gemäßigten Klimaregionen.

Summe der aktiven Temperaturen (SAT)

Die mittlere Summe der aktiven Temperatur beträgt im Projektgebiet und über den gesamten Beobachtungszeitraum (1971–2010) 2274 °C, wobei eine hohe Spannweite von 195 °C in den höheren Lagen (Śnieżka) bis 3297 °C in Cottbus vorliegt. Die geringsten (499 °C) und höchsten (2829 °C) jährlichen SAT-Werte werden an den gleichen Stationen beobachtet. Dieser Zustand kann auf den invers proportionalen Zusammenhang zwischen Höhenlage und Lufttemperatur zurückgeführt werden. Bezogen auf die Höhenstufen im Projektgebiet werden im Tiefland im Mittel 2742 °C und in den Kammlagen 1139 °C erreicht (Tabelle 19).

Die Summe der aktiven Temperaturen wird, ähnlich wie GDD, durch eine relativ hohe jährliche Variabilität charakterisiert. Allerdings ist die Standardabweichung für alle Stationen ähnlich hoch. Die größte Schwankung der SAT im gesamten Zeitraum 1971–2010 von >1000 °C wurde an drei tschechischen Stationen im Bergland (Nové Město pod Smrkem, Hejnice, Ústí nad Labem) beobachtet. Während der warmen Jahreszeit und antizyklonaler Wetterlagen mit langer Sonnenscheindauer können an diesen Stationen hohe Temperaturen erreicht werden. Auf der anderen Seite führt während zyklonaler Wetterlagen und aufgrund der angrenzenden Mittelgebirge eine zunehmende Bewölkung zu einer Reduktion der Sonnenscheindauer gegenüber dem Tiefland. Dieser Effekt bewirkt eine zusätzliche Temperaturabsenkung.

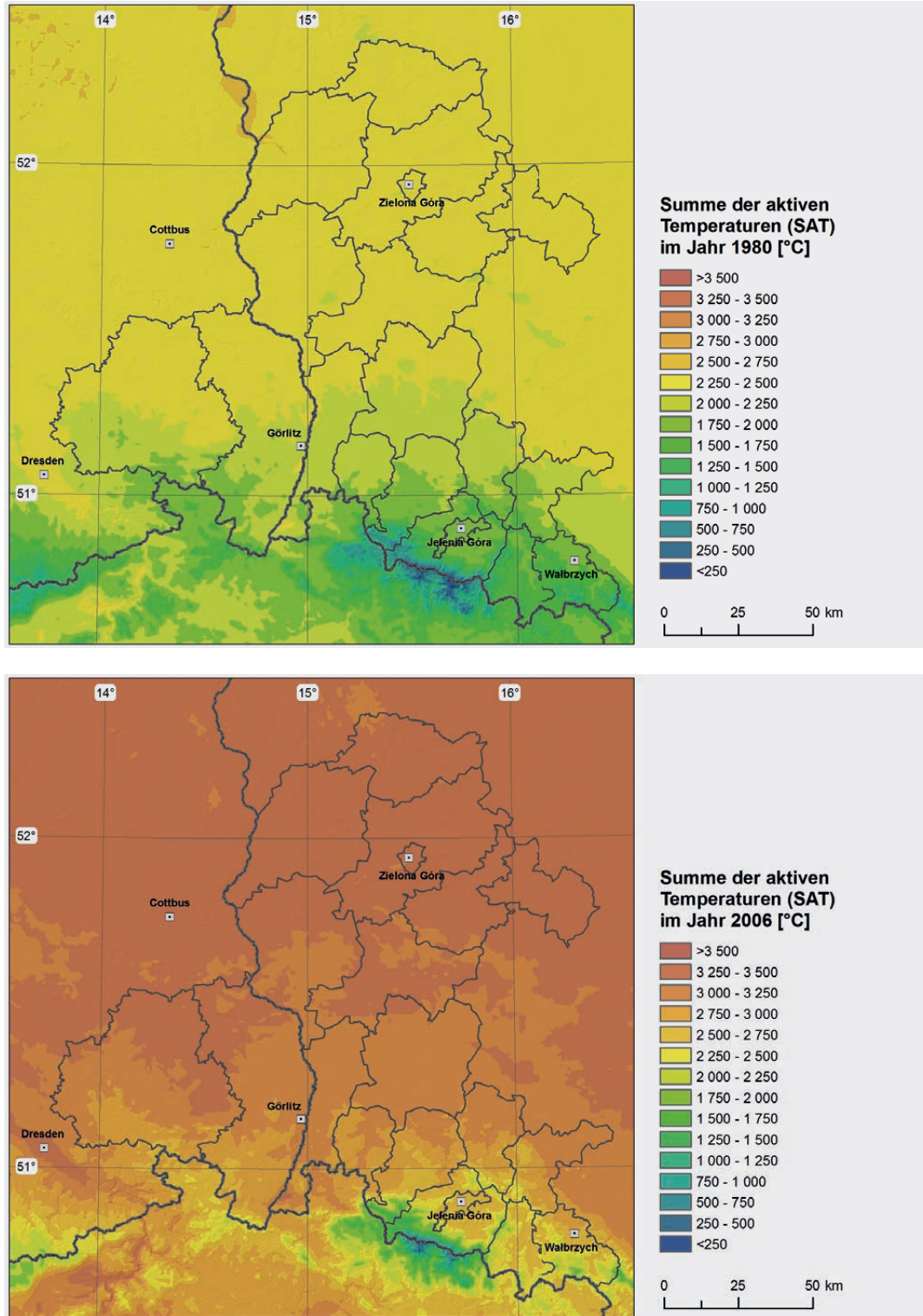
Die nachfolgenden Karten zum SAT-Index zeigen für die KLAPS-Region während der Wachstumsperiode eine ähnliche räumliche Verteilung wie bei GDD, variieren jedoch in erkennbar höherem Umfang. Bezogen auf das Beispiel Weinbau, zeigt die Analyse der räumlichen Verteilung von SAT, dass fast der gesamte Untersuchungsraum, mit Ausnahme der Bergregionen (Erzgebirge, Sudeten) Potenziale besitzen, in Abhängigkeit von sortenbezogenen Reifefähigkeiten (Tabelle 18). Rund 80% der KLAPS-Region erreichen die für den Weinbau erforderlichen SAT-Werte von mehr als 2500 °C. Die mittleren und nördlichen Bereiche der KLAPS-Region (Niederungen der Niederlausitz und Brandenburgische Seenplatte) sind mit SAT-Werten von mehr als 2700 °C gut geeignet für den Weinbau. Die räumliche Verteilung der SAT für die beiden

extremen Jahre 1980 (kaltes Jahr) und 2006 (warmes Jahr) (Abbildung 25) verdeutlichen aber auch die hohe Variabilität der thermischen Bedingungen, die in der Region von Jahr zu Jahr auftreten können. So zeigt das Jahr 1980 für das nahezu gesamte Tiefland diejenigen thermischen Bedingungen, die vor allem für früh reifende Sorten geeignet sind (MYSLIWIEC, 2003; Tabelle 18). Hingegen ist das Jahr 2006 durch den höchsten SAT-Wert des gesamten Beobachtungszeitraumes gekennzeichnet, was auf eine Eignung für spät reifende Weinsorten verweist.

Höhenstufe	Mittel [°C]	Trend [°C]
Tiefland	2742	496
Hügelland	2572	465
Bergland	2369	432
Kammlagen	1139	281

Tabelle 19
Höhenabhängige mittlere Summe der aktiven Temperaturen [°C] und absoluter Trend [°C] im Zeitraum 1971–2010

Abbildung 25
 Summe der aktiven
 Temperaturen für das
 KLAPS-Projektgebiet für
 die beiden extremen Jahre
 1980 (kaltes Jahr; obere
 Karte) und 2006 (warmes
 Jahr; untere Karte)



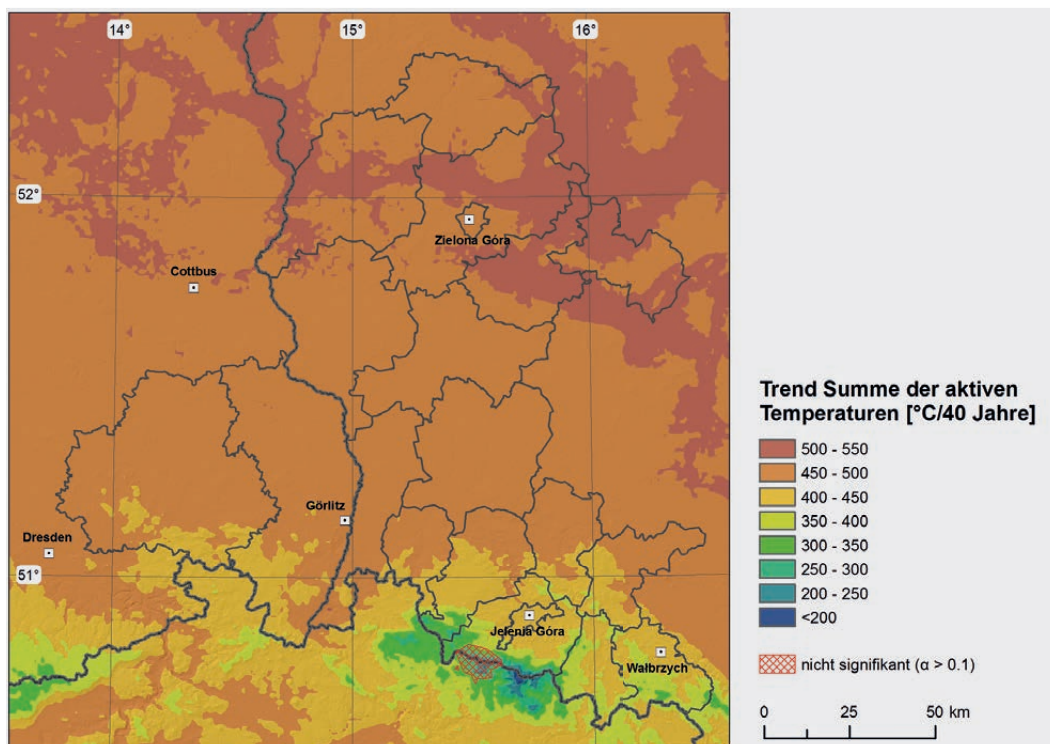


Abbildung 26
Absoluter Trend der Summe der aktiven Temperaturen und deren statistische Signifikanz im Zeitraum 1971–2010

Der SAT-Indikator zeigt positive und statistisch signifikante Trends für nahezu die gesamte KLAS-Region, mit Ausnahme des östlichsten Teils des Isergebirges und des westlichsten Teils des Riesengebirges (nicht signifikant bei 0,1). Ähnlich wie bei den Ergebnissen für GDD zeigt SAT, dass der 40-Jahres-Trend in den Kammlagen (Erzgebirge, Sudeten) deutlich geringer ausfällt (281 °C), in den Niederungen aber höhere Werte anzeigt (496 °C; [Abbildung 26](#)). Eine mögliche Erklärung bietet die Lage zahlreicher Messstationen im Tiefland, die sich in der Nähe oder sogar innerhalb von Städten befinden und damit Einflüsse einer veränderten Urbanisierung (Wärmeinsel) wiedergeben. In höheren Lagen werden geringere lokale Beeinflussungen deutlich, so dass beobachtete atmosphärische Veränderungen langfristig repräsentativer sind.

Die Ergebnisse für den SAT-Index zeigen, dass sich die Temperaturbedingungen innerhalb der KLAS-Region in den letzten 40 Jahren aus Sicht des Indikators systematisch verbessert haben. Bezieht man es auf das untersuchte Beispiel des Weinanbaus, führten diese zu einem allmählichen Anstieg der Potenziale für dessen Anbau. Eine weitere Temperaturerhöhung in der Zukunft wird zu einem Anstieg der SAT-Werte führen. So deuten Werte von über 3000 °C auf bessere Möglichkeiten

zum Anbau sehr spät reifender Sorten in weiten Teilen des Untersuchungsraumes.

Hydrothermaler Koeffizient nach Selyaninov (HTC)

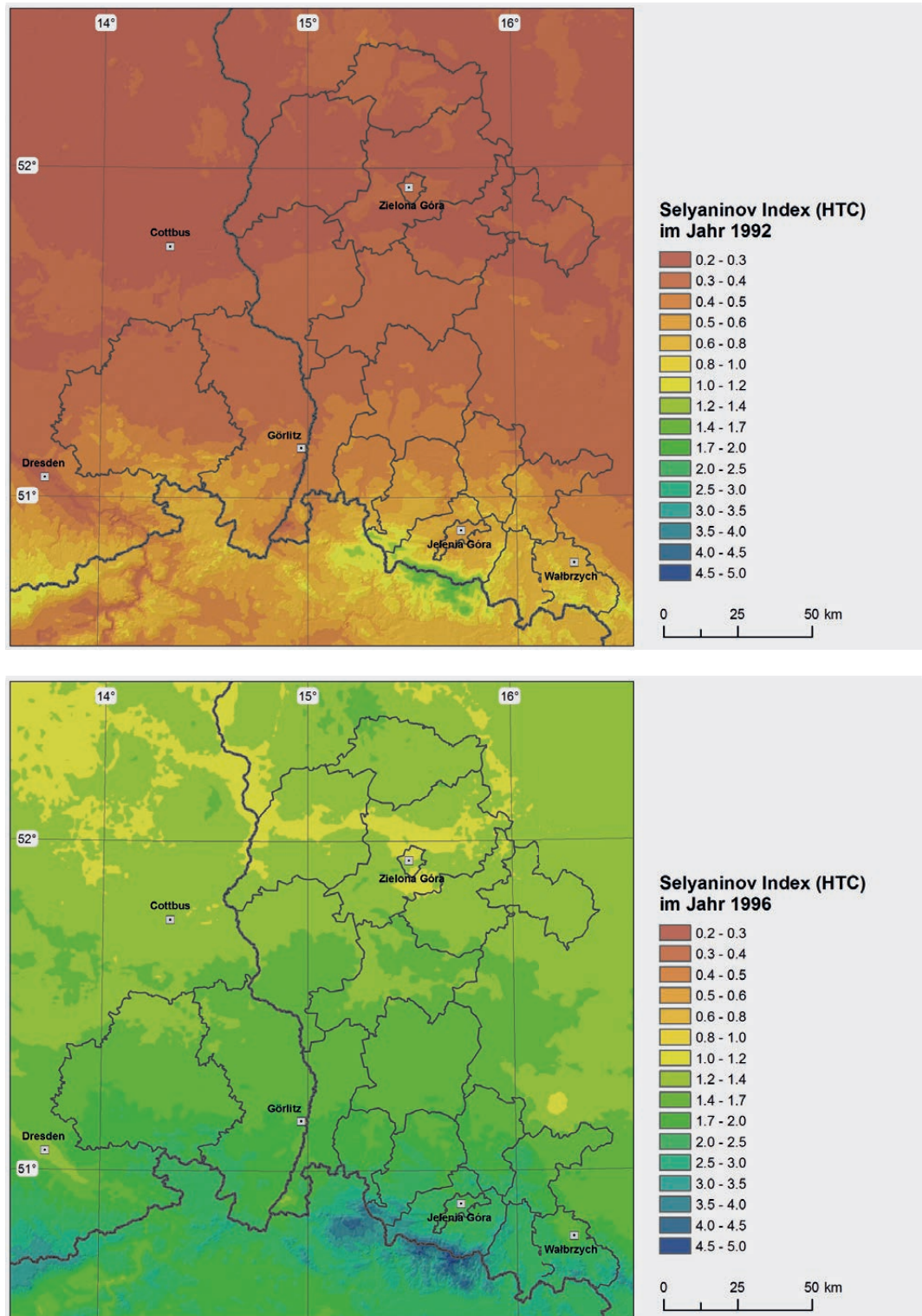
Der gemittelte HTC-Index für den Zeitraum 1971–2010 ist stark abhängig von der Höhenlage. Stationen in den Niederungen zeigen durchschnittliche HTC-Werte von 0,84. In Kammlagen liegt der Durchschnittswert bei 2,62 ([Tabelle 20](#)).

Während des analysierten Beobachtungszeitraumes variierten die saisonalen Mindestwerte für HTC in einer großen Spanne von 0,13 (Zielona Góra, 2008) bis 9,01 (Śnieżka, 1974) und verweisen damit auf extrem trockene bzw. extrem nasse Bedingungen. Trockenheit, gleichgesetzt mit einem beobachteten HTC-Wert unter 0,5, wurde in 20 Vegetationsperio-

Höhenstufe	Durchschnittliche jährliche Mindestwerte für HTC
Tiefland	0,84
Hügelland	0,98
Bergland	1,28
Kammlagen	2,62

Tabelle 20
Durchschnittliche jährliche Mindestwerte für HTC im Zeitraum 1971–2010

Abbildung 27
 Die HTC-Werte für das
 trockene Jahr 1992 (oben)
 und das nasse Jahr 1996
 (unten)



den (1975–1976, 1979–1981, 1983, 1985, 1988–1990, 1992–1993, 1998–2003, 2006 und 2008) beobachtet. In den übrigen Jahren war diese hingegen gar nicht vorhanden. Sowohl das trockenste als auch das niederschlagsreichste Jahr lagen inmitten des

analysierten Zeitraum (1992: 12 Stationen mit Trockenheit und einem HTC-Wert < 0,5; 1996: minimaler HTC-Werte > 1,0 an jeder Station; [Abbildung 27](#)).

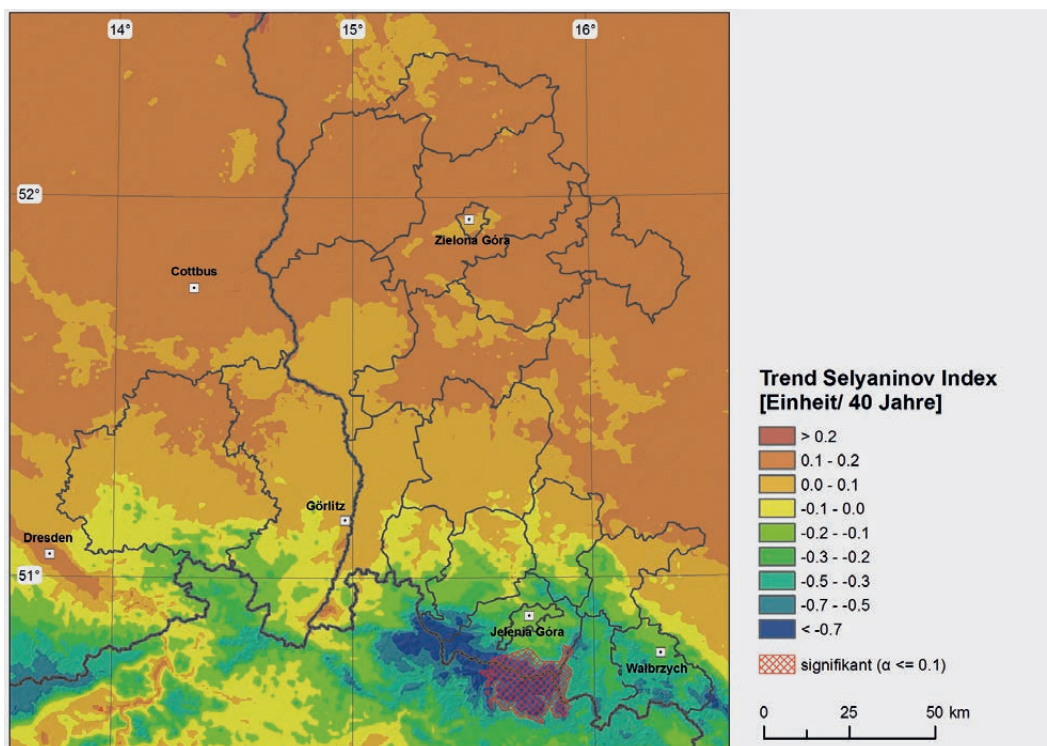


Abbildung 28
Absoluter Trend der
HTC-Werte in der Periode
1971–2010 und die
statistische Signifikanz

Die Trendanalyse für den gesamten Zeitraum (Abbildung 28) verdeutlicht leicht steigende HTC-Werte im nördlichsten Tiefland mit Werten von nicht mehr als 0,24. Das Hügelland zeigt ebenfalls kleinere positive bis fehlende Trends, während im Bergland ein leicht negativen Trend und in den Kammlagen ein klar abnehmender Trend vorhanden ist. In den höchsten Lagen der Sudeten erreicht dieser Trend einen Wert von absolut -1,53 auf dem Gipfel der Śnieżka. Doch für die große Mehrheit der Modellregion ist der beobachtete Trend bei einer statistischen Sicherheit mit 0,1 nicht signifikant (Schraffur in Abbildung 28). Signifikante Trends zeigen sich allein in den höchsten Gebirgslagen in unmittelbarer Nähe von Śnieżka, was weniger als 1 % der Fläche der Untersuchungsregion entspricht. Die Ergebnisse erlauben es nicht, eine generelle zeitliche Veränderung der HTC-Indices für die analysierte Region darzustellen.

Alle 40 Auswertungen der HTC-Werte ergeben ähnliche räumliche Verteilungen. Typische Muster sind trockeneren Bedingungen im Flachland und feuchtere Bedingungen in den Bergregionen. Diese räumliche Variabilität ist offensichtlich und korreliert mit allgemein niedrigeren Lufttemperaturen und höheren Niederschlägen in höheren Lagen. Der saisonale Minimumwert für HTC, gemittelt über den Zeitraum 1971–2010, war am niedrigsten (0,79) an der Station Lindenberg im Tiefland, während der höchste Wert mit 3,88 an der Messstation Śnieżka vorliegt.

Bioklima

Bioklimatische Indizes

Universeller Thermischer Klimaindex

Die mittleren jährlichen UTCI-Werte im Tiefland des Projektgebietes variieren von 6,1 °C in Görlitz bis 10,8 °C in Słubice und entsprechen somit den thermischen Empfindungsklassen „keine thermische Belastung“ und „schwacher Kältestress“. In Zinnwald, einer Klimastation in den höheren Lagen, liegt der Jahresdurchschnittswert bei 1,6 °C, was gleichbedeutend zu „mäßigem Kältestress“ ist. Die UTCI-Werte von Śnieżka sind deutlich niedriger, wurden aber in der vorliegenden Analyse nicht berücksichtigt, da untypische UTCI-Werte bei Windgeschwindigkeit von über 20 m/s modelliert worden sind (NOVAK, 2011). Solche hohen Windstärken werden vor allem während der kalten Jahreszeit für Śnieżka beobachtet.

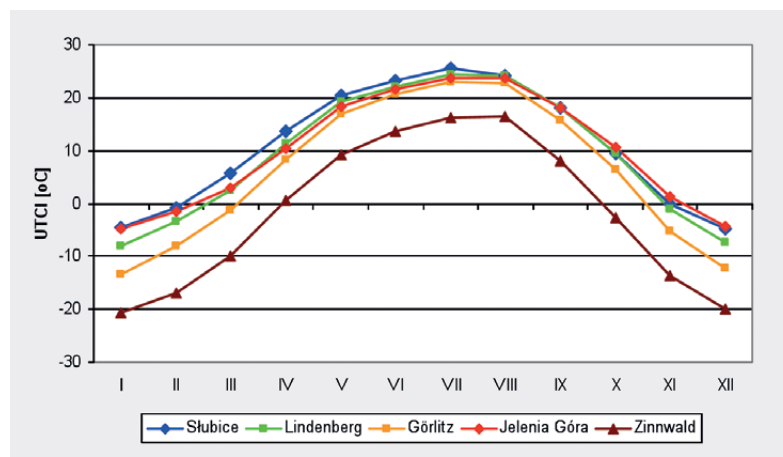
Bei der Betrachtung von monatlichen UTCI-Werten zeigen der Januar und der Dezember die größte thermische Kältebelastung im gesamten Projektgebiet. In diesen Monaten variieren die Werte von etwa -4,5 °C („mäßiger Kältestress“) in Słubice bis zu -20 °C in Zinnwald („starker Kältestress“). Die höchsten Werte treten im Juli im Flachland bzw. im August in den Hochlagen auf. Im Mittel erreichen die UTCI-Werte im Sommer 20 °C bis 26 °C („keine thermische Belastung“) im Tiefland. In Zinnwald variieren die Werte von 13,7 °C im Juni bis zu 16,6 °C („keine thermische Belastung“) im August (Abbildung 29).

Abbildung 30 zeigt die Häufigkeit bestimmter thermischer Belastungsklassen für ausgewählte Klimastationen im Jahresverlauf. Daraus lässt sich

eine signifikante räumliche und zeitliche Variabilität der thermischen Belastung im Projektgebiet erkennen. Im Flachland (z. B. Lindenberg) und dem Vorland der Mittelgebirge (Jelenia Góra) kommt vor allem während der kalten Jahreszeit „mäßiger Kältestress“ vor. „Starker Kältestress“ ist in dieser Zeit an 15–30% aller Tage zu beobachten. Im Sommer kann es zu Wärmebelastung kommen. Das Maximum der Häufigkeit mit 40% an Tagen mit „moderater Wärmebelastung“ wird in der ersten Dekade des Augusts beobachtet. „Sehr starke Wärmebelastung“ tritt mit einer Häufigkeit von 10 bis 15% auf. „Extreme Wärmebelastung“ kommt selten und wenn, dann vor allem im August, vor. Ähnliche Ergebnisse der zeitlichen Verteilung der thermischen Belastung wurden auch für andere Regionen des Flachlandes modelliert (LINDNER, 2011).

In den höher gelegenen Gebieten werden schlechtere thermische Bedingungen beobachtet. Obwohl in Zinnwald die Anzahl der Tage ohne thermische Belastung während der warmen Jahreszeit immer noch überwiegt, ist die Häufigkeit von starkem, sehr starkem und extremen Kältestress im Winter deutlich höher als im Flachland. Die ungeeignetsten thermischen Bedingungen findet man in Śnieżka. In der warmen Jahreszeit geht die Anzahl der Tage ohne thermische Belastung auf etwa 40% zurück, demgegenüber zeigen Kältestressbedingungen (von moderaten bis sogar extremen Kältestress) eine erhöhte Häufigkeit. Das auffälligste Merkmal von Śnieżka ist die sehr hohe Anzahl von Tagen mit extremem Kältestress während des Winterhalbjahrs. Solche Bedingungen werden durch

Abbildung 29
Mittlere Monatswerte der
UTCI an ausgewählten
Wetterstationen im
Zeitraum 1971–2010



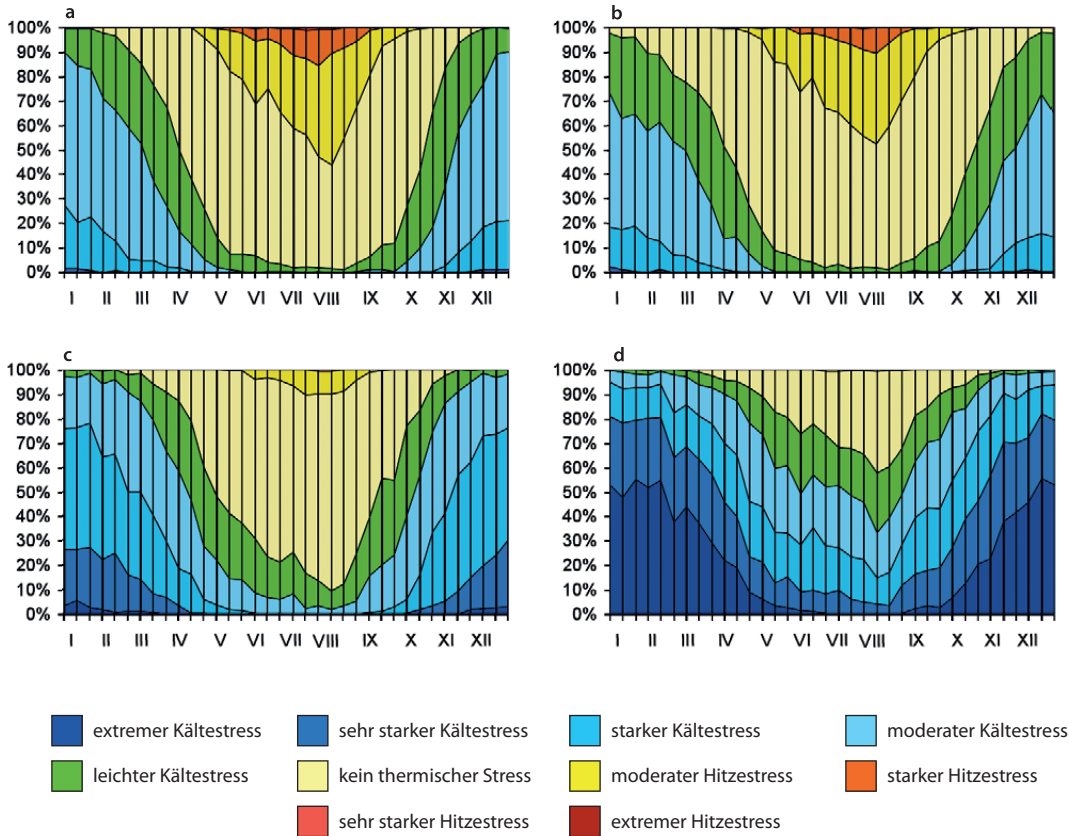
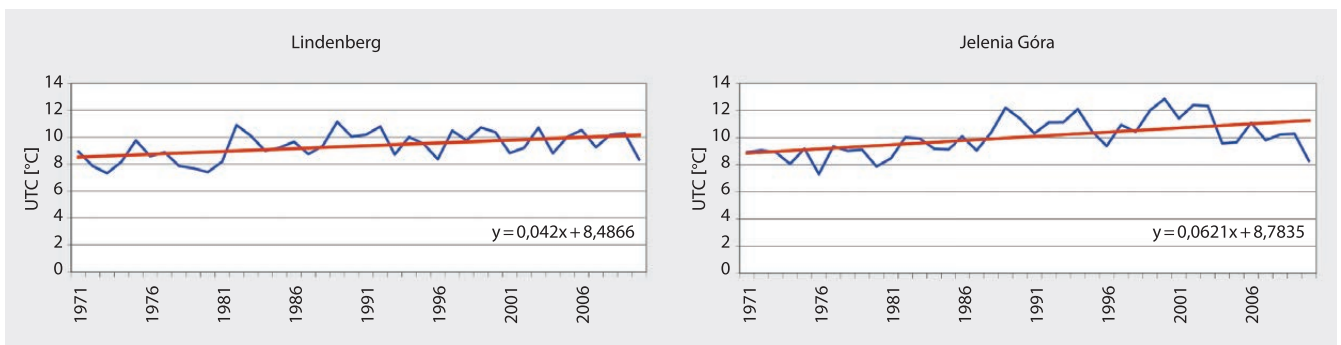


Abbildung 30
Dekadische Häufigkeit [%] von thermischen Belastungsstufen auf Basis des UTCI für Lindenberg (a), Jelenia Góra (b), Zinnwald (c) und Śnieżka (d) im Zeitraum 1971–2010

sehr niedrige Temperaturen und hohe Windgeschwindigkeiten verursacht und unterscheiden sich völlig von denen, die in ähnlichen Höhen z. B. der Hala Gašienicowa in der Tatra beobachtet werden (BŁAŻEJCZYK und KUNERT, 2010). Diese Charakteristik verweist auf die große Bedeutung der Exposition und anderen lokalen Bedingungen des Geländes bei der Berechnung des UTCI.

Hinsichtlich der zeitlichen Veränderung des UTCI im Zeitraum 1971–2010 wird ein statistisch signifikant positiver Trend ($\alpha < 0,01$ für Lindenberg und Jelenia Góra) berechnet. Der höchste Jahresmittelwert der UTCI wurde in Lindenberg im Jahr 1989 beobachtet. In Jelenia Góra zeigten die Jahre 2000 und 2002 die höchsten UTCI-Werte vor allem aufgrund hoher Lufttemperaturen. Der ansteigende Temperaturtrend ist auch maßgeblich für den positiven Trend der UTCI-Werte im Analysezeitraum (Abbildung 31).

Abbildung 31
Mittlere Jahreswerte des UTCI [°C] und linearer Trend in Lindenberg und Jelenia Góra im Zeitraum 1971–2010

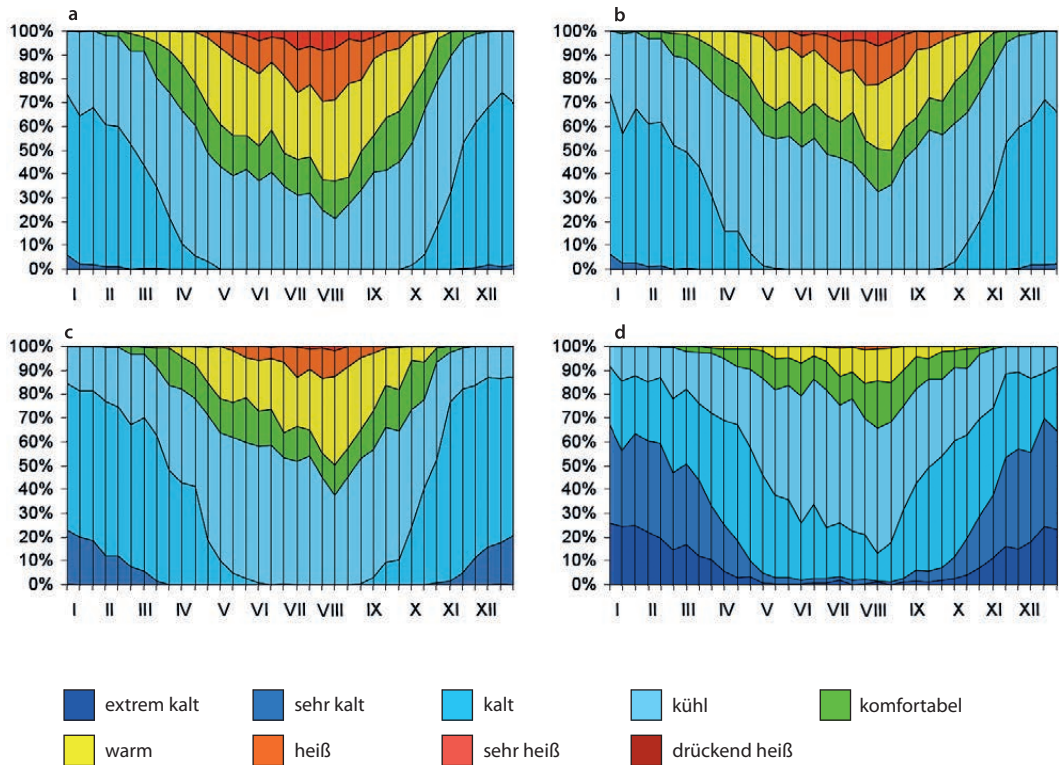


Subjektiver Temperaturindex

Die Ergebnisse des STI zeigen ähnliche Ausprägungen wie die des UTCI. Deutliche Unterschiede werden zwischen Tiefland und Bergland beobachtet mit erheblich ungünstigeren bioklimatischen Bedingungen in den höheren Lagen des Riesengebirges (Abbildung 32). Generell lassen sich die

Hochlagen im Winter durch eine größere Häufigkeit von Kältestress („kaltes“ und „sehr kaltes“ Empfinden) von 60 % bis 70 % charakterisieren. Ähnliche Voraussetzungen finden sich in anderen Mittelgebirgsregionen wie beispielsweise der Tatra (PELECH, 2013).

Abbildung 32
Dekadische Häufigkeit [%] thermischer Belastungsstufen auf Basis des STI von Lindenberg (a), Jelenia Góra (b), Zinnwald (c) und Śnieżka (d) im Zeitraum 1971–2010



Die vorliegenden Ergebnisse bestätigen Erkenntnisse aus ähnlichen Studien wie die Analyse bioklimatischer Bedingungen in Zentral- und Westpolen im Zeitraum 1971–2006 von MAKOSZA und MICHALSKA (2010).

Die zeitliche Variabilität des STI zeigt einen statistisch signifikant positiven Trend ($\alpha < 0.05$) für Lindenberg, während für Jelenia Góra kein signi-

fikanter Trend festgestellt werden kann. Wie auch für den UTCI festgestellt, ist die Lufttemperatur die wichtigste Einflussgröße hinsichtlich der zeitlichen Änderung des STI. Obwohl sich die STI-Werte in den letzten Jahren leicht erhöht haben, sind deren jährliche Werte der „kühlen“ Empfindungsklasse zuzuordnen und an keiner der betrachteten Klimastationen wurde der Schwellwert von 22,5 °C im Jahresmittel überschritten (Abbildung 33).

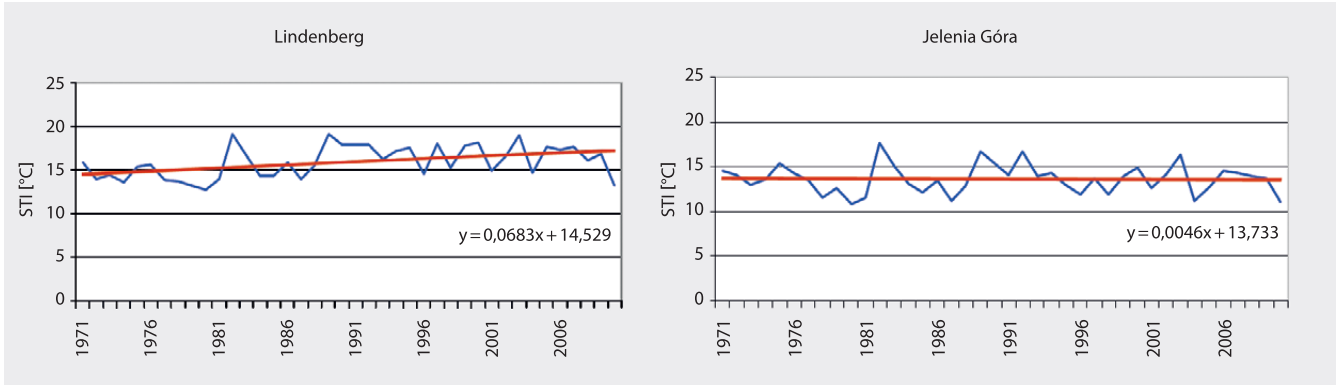


Abbildung 33
Mittlere STI-Werte [°C] und linearer Trend in Lindenberg und Jelenia Góra im Zeitraum 1971–2010

Physiologisch Äquivalente Temperatur

Ähnlich der bereits diskutierten thermischen Indizes zeigt PET deutliche Unterschiede in Abhängigkeit von der Höhenlage (Abbildung 34). Eine detailliertere Beschreibung der thermischen Empfindung basierend auf dem PET-Index erfolgt zusammen mit der CTIS-Analyse in *CTIS-Analyse unter Tourismusindizes*, S. 52 ff.

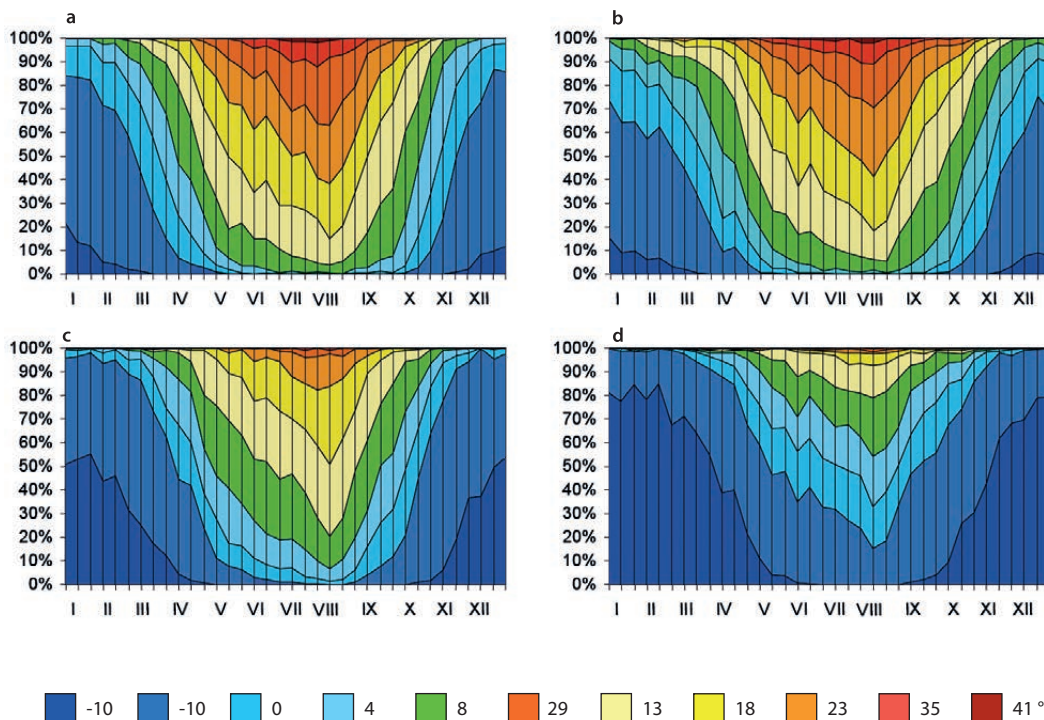
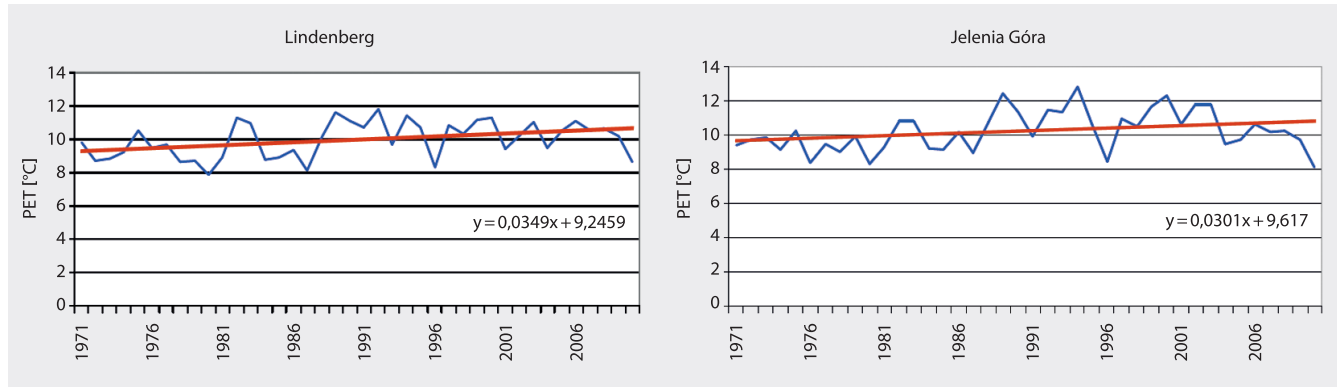


Abbildung 34
Dekadische Häufigkeit [%] thermischer Belastungsstufen auf Basis von PET für Lindenberg (a), Jelenia Góra (b), Zinnwald (c) und Śnieżka (d) im Zeitraum 1971–2010

Abbildung 35
Mittlere jährliche PET-
Werte [°C] und linearer
Trend in Lindenberg und
Jelenia Góra im Zeitraum
1971–2010



Im Zeitraum 1971–2010 wird ein signifikant leichter Anstieg der mittleren jährlichen PET-Werte in Lindenberg ($\alpha < 0,05$) und Jelenia Góra ($\alpha < 0,1$) berechnet (Abbildung 35). Die jährlichen Maximumwerte von PET sind im Wesentlichen von der Lufttemperatur abhängig und wurden 1989 in Lindenberg sowie 1994 in Jelenia Góra beobachtet.

Tourismusindizes

Tourismus Klimaindex

Der Tourismus Klimaindex (TCI) wurde von MIECZKOWSKI (1985) entwickelt, um das Erholungspotential für ausgewählte Gebiete Nordamerikas zu bestimmen. Da der TCI keine Schneebedingungen betrachtet, kann er jedoch nicht zur Bewertung von Wintersportaktivitäten herangezogen werden.

In der KLAPS-Projektregion liegen deutliche räumliche und zeitliche Unterschiede der TCI-Werte vor. Die Spannweite reicht von „extrem ungünstige“ bis „exzellente“ Bedingungen. Exzellente Bedingungen (≥ 80) werden vor allem im Sommer an den Stationen im Tiefland (Lindenberg, Cottbus, Legnica) beobachtet. Diese hohen TCI-Werte lassen sich auf hohe Temperaturen, eine niedrige relative Luftfeuchte und eine lange Sonnenscheindauer im Sommer in dieser Region zurückführen (Tabelle 21).

Im Frühjahr und Herbst erreicht der TCI niedrigere Werte, die sich den Klassen „akzeptable“ und „gute“ Bedingungen zuordnen lassen. Im März und November sind die Bedingungen „bedingt günstig“ und im Winter sogar größtenteils „ungünstig“.

Mit zunehmender Höhe nimmt die Eignung der klimatischen Bedingungen für den Tourismus gemäß TCI ab. In Zinnwald herrschen im Winter „sehr ungünstige“ und von Mai bis August „akzeptable“ Bedingungen. In Śnieżka lassen sich die klimatischen Bedingungen im Winter sogar in die Klasse „extrem ungünstige“ oder „sehr ungünstige“ Bedingungen einstufen und auch im Sommer werden, laut TCI, keine guten Bedingungen erreicht. Diese schlechten klimatischen Voraussetzungen im Bergland resultieren vor allem aus niedrigen Temperaturen, einer hohen relativen Luftfeuchte, hohen Windgeschwindigkeiten und Niederschlagsmengen sowie schlechteren Strahlungsbedingungen als im Tiefland der Projektregion.

Monat/Station	SLU	COT	LIN	LEG	ZG	DRE	KUB	GOR	JG	ZIN	SN
I	39	39	38	40	38	41	37	37	41	27	12
II	41	41	41	43	41	41	41	40	41	31	12
III	47	47	47	49	47	47	45	44	47	37	26
IV	56	56	56	56	56	56	54	56	54	47	28
V	65	71	67	67	63	63	61	63	59	52	37
VI	77	81	80	76	75	72	74	74	67	51	38
VII	77	81	80	78	79	76	76	78	71	53	36
VIII	77	81	80	80	79	76	74	77	73	53	44
IX	64	67	65	67	58	61	59	63	56	49	37
X	51	52	52	52	53	50	52	54	53	42	33
XI	44	43	43	43	39	43	41	42	44	32	22
XII	38	37	37	41	37	37	37	36	39	27	20

 unmöglich	 extrem ungünstig	 sehr ungünstig	 ungünstig
 bedingt günstig	 akzeptabel	 gut	 Sehr gut
 exzellent	 ideal		

Tabelle 21
Monatliche TCI-Werte und deren Klassifizierung an ausgewählten Klimastationen im Zeitraum 1971–2010
 (SLU – Stubice, COT – Cottbus, LIN – Lindenberg, LEG – Legnica, ZG – Zielona Góra, DRE – Dresden, KUB – Kubschütz-Bautzen, GOR – Görlitz, JG – Jelenia Góra, ZIN – Zinnwald, SN – Śnieżka)

Bezogen auf die TCI-Klassifizierung der Eignung der klimatischen Bedingungen auf das Tourismuspotential verschiedener Regionen nach SCOTT und McBOYLE (2001), lassen sich die niederen Lagen im Projektgebiet als Sommerhochsaison charakterisieren, während die Bergregionen ganzjährig schlechte Bedingungen aufweisen. Aufgrund der Tatsache, dass der TCI keinerlei Schneebedingungen betrachtet, welche in den höheren Lagen im Winter durchaus positive Auswirkungen auf den Tourismus haben, kann er lediglich als Index zur Beschreibung des Tourismuspotentials außerhalb des Wintersporttourismus verwendet werden.

Wettereignungsindex

Die Wetterbedingungen für Sonnenbäder sind stark vom Bedeckungsgrad abhängig. Sonnige Tage, definiert durch einen täglichen Bedeckungsgrad von $\leq 2/8$, werden am häufigsten zwischen April und Mai sowie August und Oktober beobachtet. Die niedrigsten Werte treten im November auf, viel interessanter sind jedoch die Bedingungen im Juli während der Urlaubshauptsaison. Die niedrigeren

Werte im Juli lassen sich durch eine zunehmende Westzirkulation in Verbindung mit zyklonalen Wetterlagen begründen, die in diesem Monat zu einer stärkeren Bewölkung führen. Die Eignung der Wetterbedingungen für Sonnenbäder wird im Winter zusätzlich durch ungünstigere klimatische Bedingungen eingeschränkt. Im Sommer kann dagegen eine zunehmende Häufigkeit von Hitzestress und Schwüle sowie eine stärkere Bewölkung im Juni und Juli negative Auswirkungen auf diese Form der Klimaheilbehandlung haben. In den Kammlagen des Untersuchungsgebiets (Zinnwald, Śnieżka) sind die WSI-Werte für Sonnenbäder deutlich niedriger, obwohl die Anzahl sonniger Tage, insbesondere im Winter, höher ist als im Flachland. Im Gegensatz zu den Tieflandregionen sind die höheren Lagen im Sommer weniger anfällig gegenüber Hitzestress und Schwüle. Deshalb findet man die besten Voraussetzungen zum Sonnenbaden in den Bergen im Sommer, vor allem im August, wenn niedrigere Windgeschwindigkeiten, eine geringere relative Feuchte und gute Temperatur- und Strahlungsbedingungen herrschen (Abbildung 36).

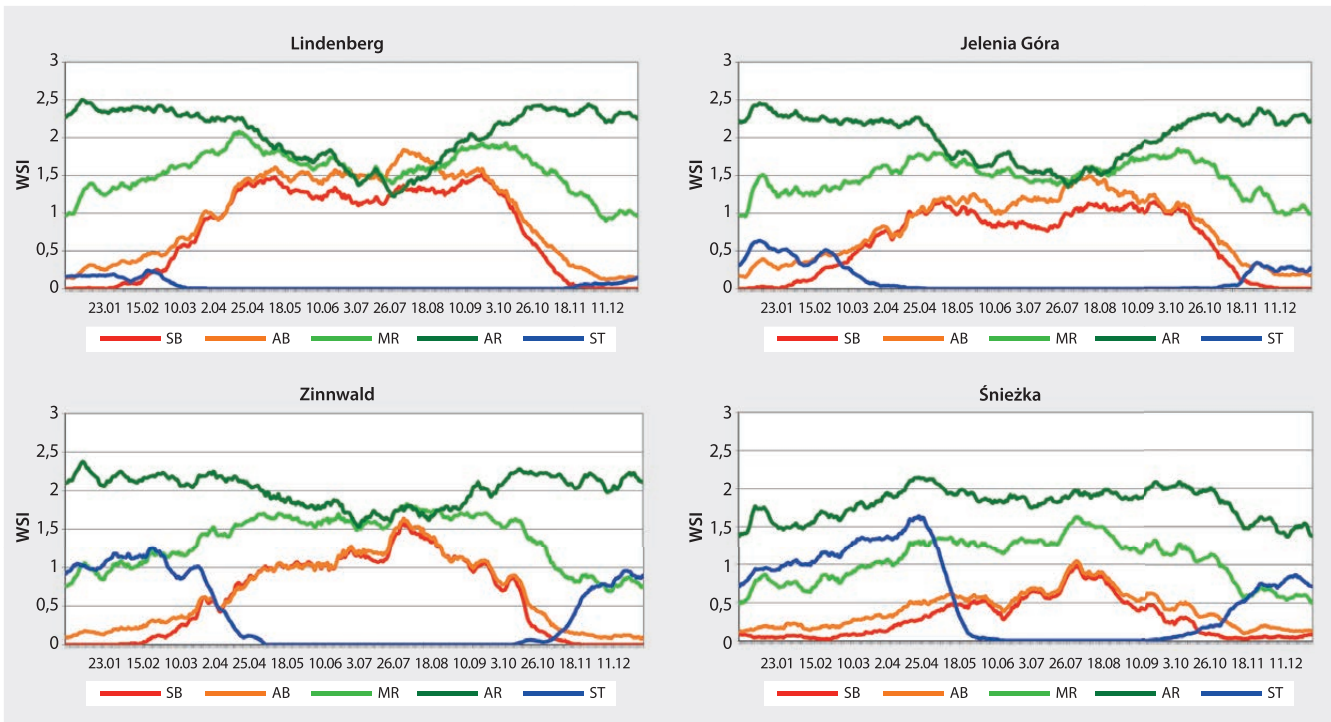


Abbildung 36
 Jahresverlauf der WSI-
 Werte für Sonnenbäder
 (SB), Luftbäder (AB),
 leichte (MR) und intensive
 (AR) Freizeitaktivitäten
 sowie Skitourismus
 (ST) an ausgewählten
 Klimastationen im
 Zeitraum 1971–2010

Die besten Bedingungen für Luftbäder (Klimaheilbehandlung) herrschen im gesamten Projektgebiet von Mai bis September vor, mit einem Maximum in der ersten Augushälfte. In der restlichen Zeit des Jahres rufen zunehmender Niederschlag und Wolkenbedeckung schlechtere Bedingungen hervor. Die schlechtesten Voraussetzungen sind für Śnieżka zu beobachten, wo im Sommer laut WSI-Analyse gerade einmal „mäßig geeignete“ Bedingungen vorzufinden sind.

Leichte Freizeitaktivitäten (z. B. Spazieren) zeigen beim WSI deutlich abweichende Jahresgänge zu Aktivitäten im Zusammenhang mit einer Klimaheilbehandlung. Im Tiefland weisen die Monate April, Mai und September, Oktober die besten Bedingungen auf. An einigen Klimastationen werden WSI-Werte > 2,0 erreicht, welche „sehr geeignete“ klimatische Bedingungen charakterisieren. Im Winter verschlechtern sich die klimatischen Voraussetzungen für diese Art von Freizeitaktivität aufgrund höherer Niederschlagsmengen, stärkerer Windgeschwindigkeit und niedrigeren Temperaturen. Aber auch auf diese Freizeitformen kann im Sommer auftretender Hitzestress einen negativen Einfluss haben. Daher sind die Bedingungen in den Bergregionen (Zinnwald und Śnieżka) im Sommer mit seltenem Hitzestress besser einzustufen als im Tiefland.

Die besten Bedingungen („sehr geeignet“) für intensive Freizeitaktivitäten wie Radfahren oder Wandern können im Winter beobachtet werden. Da diese Freizeitformen mit einem erhöhten Stoffwechsel einhergehen, findet keine Beeinträchtigung durch Kältestress statt. Einzige Ausnahme bildet auch hier Śnieżka, da der Kältestress im Winter so stark ist, dass die klimatischen Voraussetzungen für diese Form der Freizeitbeschäftigung deutlich schlechter sind. Im Tiefland nehmen die WSI-Werte von Anfang Mai bis Mitte August aufgrund von Hitzestress ab („geeignete Bedingungen“), während in Śnieżka kein Hitzestress auftritt und somit hier im Sommer die besten Voraussetzungen gegeben sind. Im April und Oktober steigt der WSI teilweise sogar über 2,0 und charakterisiert damit „sehr geeignete“ Bedingungen.

Skitourismus wird im Wesentlichen von der Schneebedeckung bestimmt. Daher ist die Eignung einer Region für diese Art von Tourismus direkt von der Höhe abhängig. Unter *Schneepotential*, S. 65 ff. erfolgt eine detailliertere Betrachtung des Skipotentials im KLAPS-Projektgebiet.

Klima-Tourismus-Informations-Schema

Wie auch bei den vorher diskutierten Tourismus-Indizes festgestellt, variieren die CTIS-Werte im Projektgebiet in Abhängigkeit von der Höhenlage (Abbildung 37). Im Tiefland (z. B. Lindenberg) werden im Allgemeinen komfortable bioklimatische Bedingungen berechnet. Für Hitzestress ($PET > 35$ °C) liegt ganzjährig eine sehr geringe Häufigkeit vor, während Kältestress ($PET < 0$ °C) von November bis März zu beobachten ist. Tage mit thermischer Behaglichkeit (18 °C $< PET < 29$ °C) treten im Tiefland von Mai bis September auf. Mit steigender Höhe

verändern sich die bioklimatischen Bedingungen. In Zinnwald dauert Kältestress länger an und tritt bereits im Oktober auf. Die Häufigkeit von komfortablen Bedingungen nimmt deutlich ab und lediglich im Sommer wird eine Häufigkeit von über 20 % erreicht. Die schlechtesten bioklimatischen Bedingungen werden für Śnieżka berechnet, wo thermische Eignung auch im Sommer unterhalb der 10 % Grenze bleibt. Kältestress dominiert dagegen das Winterhalbjahr und auch im Sommer treten nur in den ersten beiden Augustdekaden gute thermische Bedingungen (Kältestress < 20 %) auf.

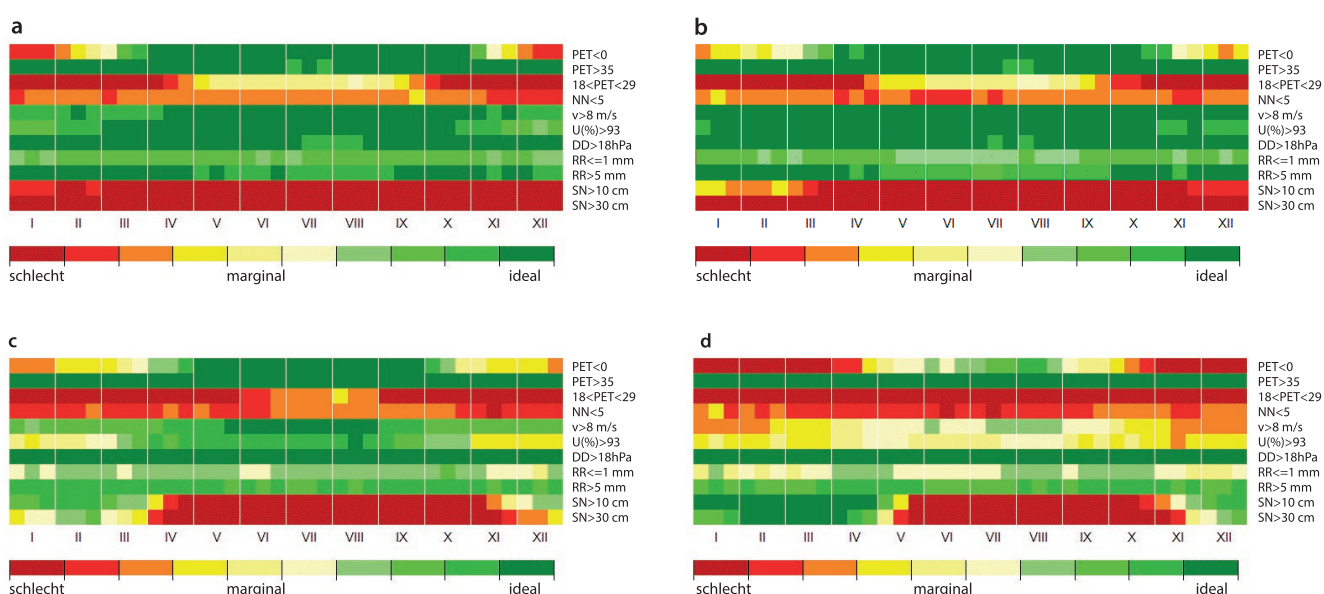


Abbildung 37
CTIS auf 10-Tagesbasis für Lindenberg (a), Jelenia Góra (b), Zinnwald (c) und Śnieżka (d) im Zeitraum 1971–2010

Hinsichtlich der Einordnung guter klimatischer Bedingungen für den Tourismus lassen sich im Tiefland gute Voraussetzungen feststellen. Komfortable Wetterbedingungen liegen für Starkwind ($v > 8$ m/s), Nebel ($U (\%) > 93$), Schwüle ($DD > 18$ hPa) und hohe Niederschläge ($RR > 5$ mm) an über 60 % der Tage vor. Etwas schlechtere Bedingungen lassen sich für den Sonnenreichtum ($NN < 5$) im Tiefland und in den höheren Lagen feststellen, wobei im Winter in den Kammlagen am häufigsten klare Tage vorkommen. Im übrigen Projektgebiet sind die Bedingungen im Sommer mit 30 % bis 50 % am besten. Die vorliegenden Werte lassen sich mit Ergebnissen aus dem Alpenvorland vergleichen (MATZARAKIS et al., 2012). Die Regionen in den höheren Lagen werden, vor allem während der kalten

Jahreszeit, durch ungünstigere Wetterbedingungen beeinflusst. Nebelige Tage und Tage mit höheren Niederschlagsmengen treten häufiger auf als im Tiefland und grenzen damit die Eignung der Region für den Tourismus ein. Zusätzlich weht ein stärkerer Wind, beispielsweise auf dem Gipfel des Śnieżka. Im Winter kommen solche Windstärken an über 60 % der Tage vor, wodurch die Kammlagen des Riesengebirges eine klimatische Besonderheit darstellen. Die Windgeschwindigkeiten sind sogar höher als in Teilen der Hochlagen der Alpen, wie z. B. der Hohe Sonnblick auf 3106 m ü. NN (MATZARAKIS et al. 2012). Generell sind, verglichen zum Tiefland, die klimatischen Bedingungen in den höheren Lagen schlechter (außer schwüle Tage).

Schneepotential

Skifahren zählt zu den beliebtesten Wintersportaktivitäten. Die Mittelgebirge im Süden der Projektregion und die dort vorherrschenden klimatischen Bedingungen (niedrige Temperaturen, hohe Niederschlagsmengen im Winter) bieten gute Voraussetzungen für den Wintersport. In einigen Teilen des Isergebirges ist das Verhältnis von Sommer- zu Winterniederschlägen nahezu ausgeglichen und damit niedriger als z. B. in den östlichen Sudeten wo das Niederschlagsmaximum im Sommer liegt. Diese jährliche Verteilung der Niederschläge führt

vor allen in den Hochlagen des Riesen- und Isergebirges zu häufigen Schneefällen im Winterhalbjahr.

Die besten Schneebedingungen für Langlauf (SN > 10 cm) und Abfahrtsski (SN > 30 cm) lassen sich in den Hochlagen der Mittelgebirge beobachten (Abb. 38–39). Nichtsdestotrotz können auch im Vorland der Mittelgebirge gute Bedingungen für Langlauf auftreten. Schneehöhen von 10 cm treten in Jelenia Góra mit einer Häufigkeit von 20% zwischen Dezember und Anfang März auf. Die größte Häufigkeit (30% bis 40%) konzentriert sich auf die erste

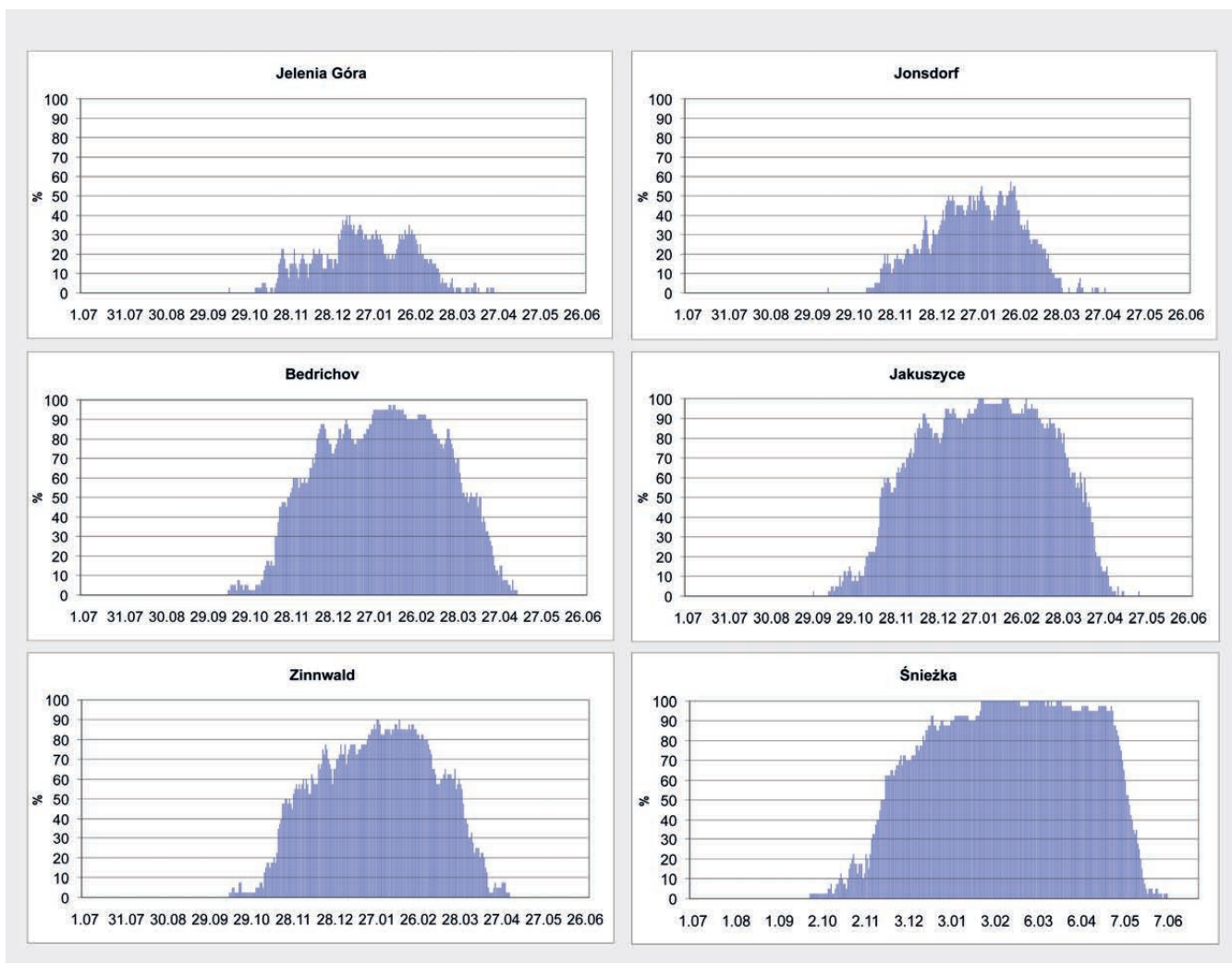


Abbildung 38
Häufigkeit [%] der
Schneebedeckung (SN >
10cm) an ausgewählten
Klimastationen im
Projektgebiet im Zeitraum
1971–2010

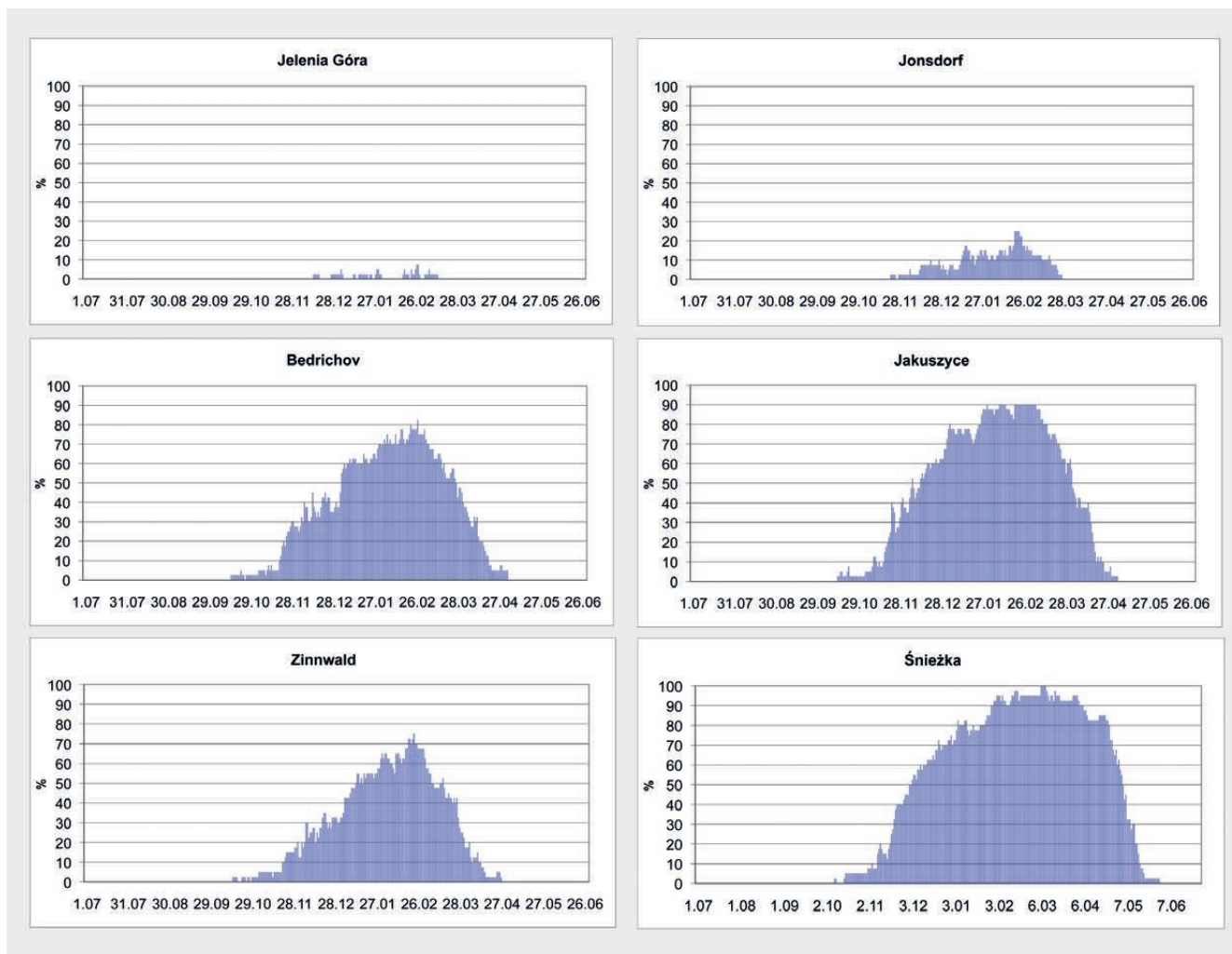


Abbildung 39
 Häufigkeit [%] der
 Schneebedeckung (SN >
 30cm) an ausgewählten
 Klimastationen im
 Projektgebiet im Zeitraum
 1971–2010

Januarhälfte. In Jonsdorf, 100 m höher als Jelenia Góra gelegen, kommen von November bis März häufiger Tage mit SN > 10 cm vor und erreichen ein Maximum im Januar und Februar (40 % bis 50 %). Ab einer Höhe von 700 m ü. NN nimmt die Häufigkeit von SN > 10cm deutlich zu und konzentriert sich auf den Zeitraum zwischen Januar und Anfang März (über 80 % der Tage in Zinnwald und über 90 % der Tage in Bedřichov). In den Kammlagen des Riesengebirges werden zwischen Januar und April mit einer Häufigkeit von 90 % bis 100 % Schneehöhen von 10 cm erreicht. Eine Besonderheit sind die häufigen und langanhaltenden Schneehöhen in Jakuszyce. Obwohl die Station ähnlich hoch gelegen ist wie die Klimastation Zinnwald, sind deren Schneebedingungen mit denen von Śnieżka vergleichbar.

Schneehöhen größer 30 cm (SN > 30 cm) treten im Mittelgebirgsvorland eher selten auf. Einzig in Jonsdorf werden Ende Februar mit einer Häufigkeit von 20 % diese Schneehöhen erreicht. Bessere Bedingungen herrschen in den höher gelegenen Regionen. In Zinnwald und Bedřichov kommen von Oktober bis Ende April (Maximum im Februar) SN > 30 cm vor. Die sichersten Skigebiete sind allerdings die Hochlagen von Iser- (Jakuszyce) und Riesengebirge (Śnieżka), in welchen von Dezember bis März bzw. April über 50 % der Tage SN > 30 cm aufweisen. Die allerbesten Bedingungen für Wintersportaktivitäten sind im Februar und März wo in den Kammlagen an 85 % der Tage (Isergebirge) bzw. 90 % (Riesengebirge) der Tage SN > 30 cm beobachtet werden.

Bei der Bewertung des Skipotentials auf der Basis des WSI, werden neben der Schneebedeckung auch die bioklimatischen Bedingungen und die Strahlung einbezogen. Gemäß WSI werden die Tieflandregionen im Projektgebiet als unzureichend für Skitourismus charakterisiert. Deutlich bessere Bedingungen gibt es in Zinnwald. Von Ende November bis Anfang April herrschen hier „moderate“ bis „gute“ Bedingungen. Ähnliche Ergebnisse erzielten BŁAŻEJCZYK und MATZARAKIS (2007) für die polnischen Karpaten. Die besten („geeignete“) Bedingungen werden nach WSI im Februar beobachtet. In den Kammlagen der Mittelgebirge ist Skitouris-

mus von Mitte November bis Mitte Mai möglich. Am geeignetsten für Skitourismus ist allerdings der Zeitraum von März bis Anfang Mai, in welchem noch ausreichend Schneehöhen und weniger extreme Wetterbedingungen herrschen als im Winter.

Die Betrachtung der zeitlichen Änderung der Schneeverhältnisse ist sehr wichtig, insbesondere unter dem Aspekt des Wintersporttourismus. Die Trendanalyse im Zeitraum 1971–2010 zeigt, dass die Anzahl der Tage mit Schneehöhen > 10 cm in den höheren Lagen der Mittelgebirge bereits rückgängig ist (Abbildung 40).

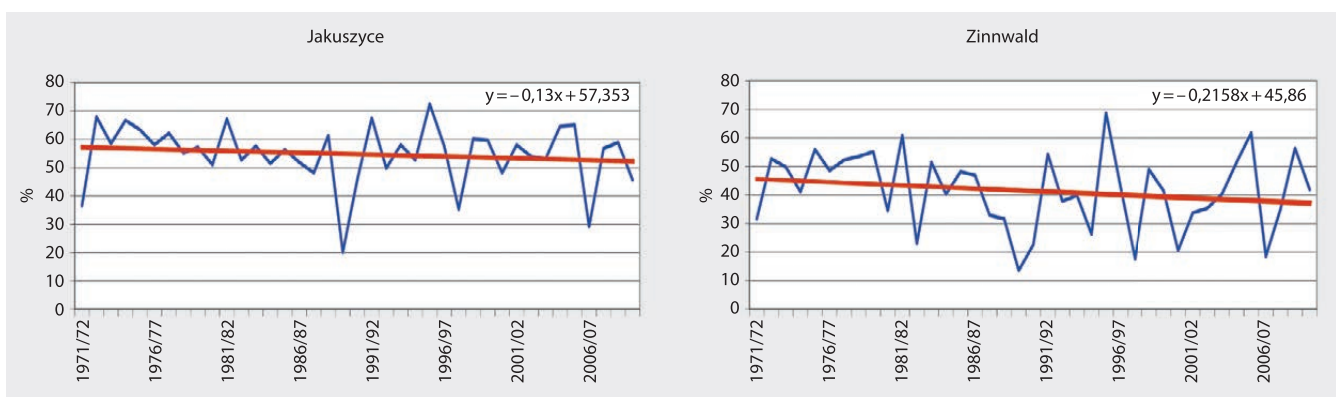


Abbildung 40
Veränderung der Häufigkeit [%] von SN > 10cm (Oktober bis Mai) und linearer Trend in Jakuszyce und Zinnwald im Zeitraum 1971–2010

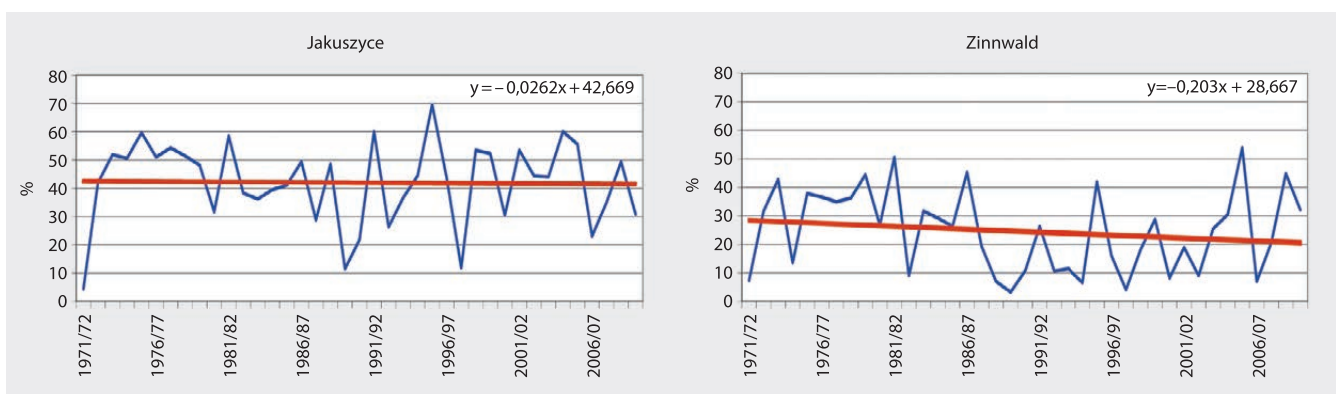


Abbildung 41
Veränderung der Häufigkeit [%] von SN > 30cm (Oktober bis Mai) und linearer Trend in Jakuszyce und Zinnwald im Zeitraum 1971–2010



Auch Schneehöhen $> 30\text{cm}$ zeigen einen rückgängigen Trend im Erzgebirge (Zinnwald) und im Isergebirge (Jakuszyce). Aufgrund der hohen Variabilität der Schneebedeckung (Abbildung 41) wird für die genannten Trends allerdings keine statistische Signifikanz ($\alpha \geq 0,2$ für $\text{SN} > 10\text{ cm}$ und $\text{SN} > 30\text{ cm}$) berechnet. So variiert die Häufigkeit von $\text{SN} > 10\text{ cm}$ beispielsweise in Zinnwald von Oktober bis April von 14 % (1989/1990) bis 70 % (1995/1996) bzw. von 20 % (1989/1990) bis 70 % (1995/1996) in Jakuszyce. Für Abfahrtsbedingungen ($\text{SN} > 30\text{cm}$) liegt die Spannbreite bei 3–4 % (1989/1990, 1997/1998) bis 50 % (1981/1982, 2005/2006) in Zinnwald bzw. 4 % (1971/1972) bis 70 % (1995/1996) in Jakuszyce.

Wetterkalender für den Tourismus

Eines der nützlichsten Werkzeuge zur Darstellung der klimatischen Bedingungen für Klimaheilbehandlung, Tourismus und Erholung sind sogenannte Wetterkalender. Sie basieren auf verschiedenen meteorologischen Parametern und liefern allgemeine Informationen über die Eignung einer Region für verschiedene Tourismus- oder Freizeitaktivitäten.

Der in Tabelle 22 dargestellte Kalender wurde auf Grundlage des WSI_{TOT} Index für ausgewählte Klimastationen im KLAPS-Projektgebiet erstellt. WSI_{TOT} ergibt sich aus der Summe der WSI-Werte aus Sonnenbäder, Luftbäder, leichte und intensive Freizeitaktivitäten sowie Skitourismus. Die WSI_{TOT} Klassen reichen von „ungünstigen“ ($\text{WSI}_{\text{TOT}} < 3,5$), „moderaten“ ($3,5 \leq \text{WSI}_{\text{TOT}} < 5,0$), „günstigen“ ($5,0 \leq \text{WSI}_{\text{TOT}} < 6,5$) bis „sehr günstigen“ ($6,5 \leq \text{WSI}_{\text{TOT}}$) Bedingungen.

Die günstigsten klimatischen Voraussetzungen werden im Tiefland im Frühjahr (Ende April bis Mitte Mai) und im Herbst (Mitte September bis Anfang Oktober) beobachtet. Am ungünstigsten sind die Voraussetzungen in den niederen Lagen Mitte Dezember. In den Mittelgebirgen treten die komfortabelsten klimatischen Bedingungen im April/Mai und in den ersten beiden Augustdekaden auf.



Tabelle 22

Wetterkalender für
das Tourismus- und
Erholungspotential
(basierend auf WSI_{TOT})
an ausgewählten
Klimastationen im
Zeitraum 1971–2010

Monat	Dekade	SLU	COT	LIN	LEG	ZG	DRE	KUB	GOR	JG	ZIN	SN
I	1	3,4	3,7	3,6	3,6	3,5	3,8	3,7	3,6	3,8	4,1	2,9
	2	4,3	4,4	4,3	4,5	4,2	4,6	4,5	4,4	5,0	4,4	3,8
	3	3,7	4,0	4,0	4,1	3,7	4,1	4,0	4,0	4,3	4,2	3,3
II	1	4,1	4,3	4,4	4,5	3,9	4,3	4,3	4,2	4,6	4,6	3,7
	2	4,3	4,5	4,4	4,4	4,0	4,4	4,3	4,4	4,2	4,5	3,4
	3	4,9	4,8	4,8	4,8	4,5	5,0	4,8	4,8	5,0	5,2	4,1
III	1	4,6	4,8	4,7	4,6	4,3	4,7	4,4	4,6	4,6	4,7	3,7
	2	5,0	5,4	5,2	5,1	4,8	5,0	4,7	4,7	4,8	4,7	4,3
	3	5,6	5,6	5,6	5,5	5,0	5,5	5,2	5,1	5,1	5,6	4,5
IV	1	5,7	6,1	5,9	5,9	5,6	5,7	5,5	5,7	5,4	5,2	4,8
	2	6,4	6,4	6,5	6,3	5,8	6,1	6,1	5,9	5,4	5,2	5,2
	3	6,5	6,9	7,0	6,7	6,3	6,2	6,3	6,3	6,1	5,3	5,8
V	1	6,7	6,7	6,7	7,1	6,7	6,6	6,4	6,3	6,1	5,6	5,6
	2	6,2	6,4	6,8	6,3	6,3	6,5	6,3	6,5	5,6	5,7	5,1
	3	6,1	5,8	6,2	6,4	6,0	6,0	6,0	5,9	5,6	5,5	4,2
VI	1	5,7	6,0	6,1	5,8	5,7	5,7	5,9	5,6	5,3	5,4	4,3
	2	5,9	6,0	6,1	5,9	5,6	5,9	5,6	6,0	5,2	5,5	3,8
	3	5,9	5,7	6,1	5,9	5,6	5,8	5,6	5,6	5,1	5,7	4,2
VII	1	5,1	5,2	5,4	5,5	5,2	4,8	5,1	5,0	4,9	5,4	4,4
	2	5,3	5,6	5,8	5,3	5,3	5,2	5,2	5,2	4,9	5,6	4,3
	3	5,0	4,9	5,5	5,3	5,3	5,3	5,5	5,6	5,2	6,1	4,9
VIII	1	5,4	5,3	6,0	5,5	5,7	5,2	5,7	5,4	5,5	6,7	5,4
	2	5,6	5,7	6,2	6,0	6,0	5,4	5,8	5,6	5,7	6,2	5,1
	3	5,8	5,8	6,1	6,4	5,9	5,7	6,1	5,8	5,5	5,9	4,8
IX	1	5,9	6,1	6,4	6,4	5,9	6,1	6,3	6,0	5,8	5,8	4,1
	2	6,5	6,8	6,9	6,7	6,3	6,6	6,6	6,2	5,8	5,7	4,1
	3	6,5	6,6	6,8	6,6	6,4	6,7	6,3	6,3	6,0	5,6	4,2
X	1	6,5	6,5	6,6	6,5	6,3	6,6	6,6	6,4	5,9	5,2	3,9
	2	6,2	6,3	6,1	6,3	5,9	6,2	6,1	6,1	6,0	5,3	4,1
	3	5,6	5,8	5,4	5,5	5,1	5,8	5,6	5,4	5,5	4,2	3,7
XI	1	4,7	4,9	4,8	4,7	4,4	4,7	4,6	4,5	4,7	3,5	3,3
	2	4,0	4,1	4,2	4,2	3,7	3,9	3,8	3,8	4,0	3,4	2,9
	3	4,0	4,1	4,0	4,1	3,7	3,9	3,9	4,0	4,3	3,9	3,1
XII	1	3,5	3,8	3,6	3,7	3,4	3,7	3,7	3,6	4,0	3,8	3,2
	2	3,2	3,4	3,3	3,3	3,1	3,3	3,2	3,3	3,6	3,7	2,9
	3	3,6	3,9	3,6	3,8	3,6	3,9	3,8	3,7	3,9	4,0	3,1

■ ungünstige Bedingungen ■ günstige Bedingungen
■ moderate Bedingungen ■ sehr günstige Bedingungen

4

Großwetterlagen



Wetter ist das Ergebnis der Luftdruckverteilung über einem Großraum (z. B. Europa), wobei die elementaren Bestandteile Tief- und Hochdruckgebiete sind. Die Lage der Druckgebiete (Höhenhoch- und Höhentiefdruckgebiete, Tröge) sowie die Strömungssituation (zyklonal und antizyklonal) bestimmt die atmosphärische Zirkulation und ist verantwortlich für den Transport von Wärme und Feuchtigkeit. Der atmosphärische Zustand, welcher im Wesentlichen über mehrere Tage hinweg dominiert, prägt die Witterung auf dem ganzen Kontinent und wird als „Großwetterlage“ bezeichnet. Die vorherrschenden Wetterlagen werden durch charakteristische Wetterbedingungen begleitet und dienen somit der Beschreibung des Klimas und tragen zum besseren Verständnis von klimatischen Änderungen bei.

Zur Einteilung der Großwetterlagen werden subjektive und objektive Klassifizierungsmethoden unterschieden. Subjektive Klassifikationen werden von Meteorologen durch vergleichende Betrachtung durchgeführt, während objektive Verfahren vorgeschriebene Algorithmen verwenden. In Polen wird verbreitet die subjektive Klassifizierung von OSUCHOWSKA-KLEIN (1973) angewandt. In Deutschland wird die subjektive Klassifizierung nach HESS und BREZOWSKY (1952, 1977) herangezogen. In beiden Klassifikationen werden Luftdruckmuster über Europa und dem Nordatlantik analysiert und charakteristische Großwetterlagen definiert, die das Wetter in Mitteleuropa prägen.

Entwicklung der Großwetterlagen in Mitteleuropa im Zeitraum 1881–2010

Unter den 29 Zirkulationstypen nach HESS und BREZOWSKY (1952, 1977) beeinflussen im Wesentlichen acht von ihnen (53,9 %) die meteorologischen Bedingungen in Zentraleuropa (Tabelle 23).

Vier der acht häufigsten Großwetterlagen (BM, TRM, TRW und SWz) verzeichnen einen deutlichen Anstieg der Häufigkeit in den letzten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts. Der antizyklonale Typ HM mit Zentrum über Zentraleuropa zeigt dagegen einen Abwärtstrend (Abbildung 42). Obwohl der Anteil der dominanten GWL Wz weitgehend stabil geblieben ist, ergab sich eine Verschiebung des Auftretens vom Sommer hin zum Winter. Diese Veränderungen der Luftdruckmuster über Europa beeinflussten bereits maßgeblich die überregionalen Klimabedingungen bis zum Ende des 20. Jahrhunderts als auch in den letzten zehn Jahren (KYSLEY und HUTH, 2006).

Beschreibung der Großwetterlagen

Der Großwetterlagen-Typ **Wz** ist eine zyklonale Zirkulation mit Luftmassenströmungen aus westlicher Richtung, die durch ein „Tief“ zwischen Island und der skandinavischen Halbinsel generiert wird. Ein durch die GWL Wz beeinflusster Sommer ist kälter als Normal und der beobachtete Niederschlag liegt über dem langjährigen Mittelwert. Der Winter ist hingegen wärmer und verfügt ebenfalls über einen Niederschlagsüberschuss. Die Häufigkeit der Wz-Wetterlagen variiert innerhalb des langjährigen Zeitraums, zeigt aber eine signifikante Veränderung seit Beginn der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (1950–2010). Mittlerweile spielt dieser Wetterlagentyp eine weniger wichtige Rolle im Sommer, son-

Tabelle 23
Dominierende
Großwetterlagen im
Zeitraum 1881–2010

Typ	Kurze Beschreibung	Anteil [%]
Wz	Westlage, zyklonal	15,7
HM	Hoch Mitteleuropa	8,9
BM	Hochdruckbrücke Mitteleuropa	7,9
Wa	Westlage, antizyklonal	5,8
NWz	Nordwestlage, zyklonal	4,8
TRM	Trog Mitteleuropa	4,5
TRW	Trog Westeuropa	3,6
SWc	Südwestlage, zyklonal	2,7
	gesamt	53,9 %

den beeinflusst viel mehr die Bedingungen im Winter. Der Anteil der GWL Wz liegt im Durchschnitt bei 15,7% ($\sigma = 4,4$), variiert aber in den vergangenen Jahren zwischen 3 und 30% (Abbildung 43).

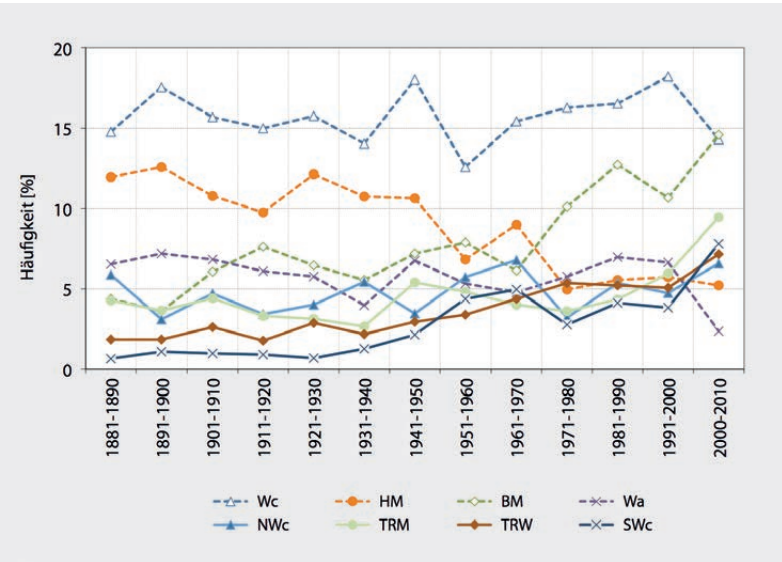


Abbildung 42
Durchschnittliche dekadische Häufigkeit [%] der ausgewählten Großwetterlagen in der Periode 1881–2010 gemäß HESS und BREZOWSKY-Klassifikation

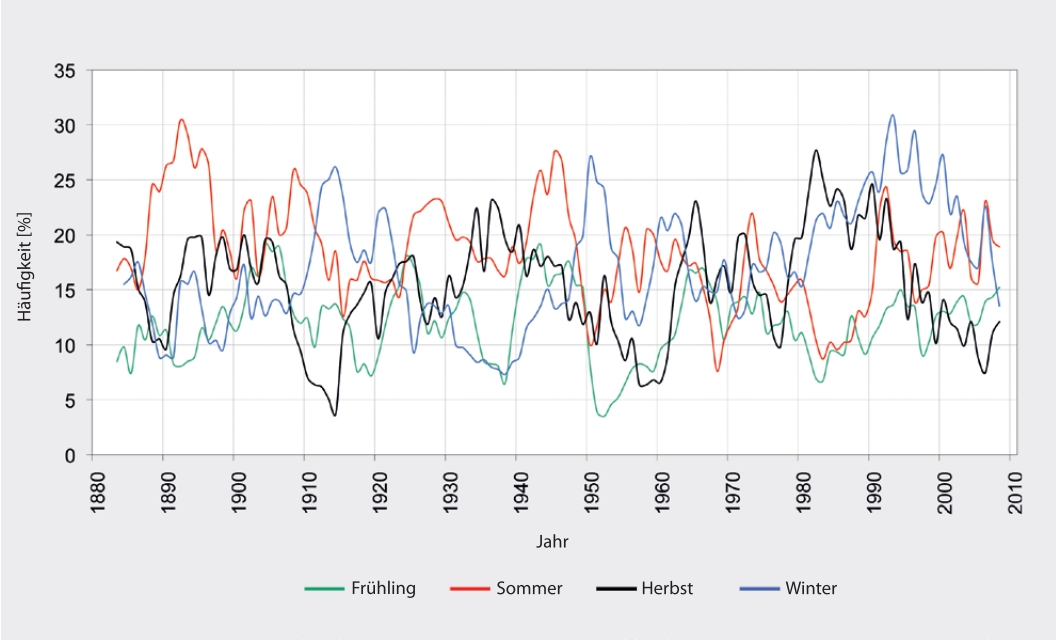


Abbildung 43
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage Wz im Zeitraum 1881–2010

Der Wetterlagen-Typ **HM**, eine antizyklonale Zirkulation mit Zentrum über Mitteleuropa, hatte in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts (Abbildung 44) einen Anteil von 9,8 bis 12,1%, der sich um 4,9 bis 5,2% bis zum Zeitraum 1971–2010 reduzierte. Charakteristisch für die GWL HM sind ganzjährige Niederschlagsmengen unter dem Normalniveau. Sommer und Herbst sind wärmer, während der Winter aufgrund großer Tagesamplituden Höchsttemperaturen über und Mindesttemperaturen unter

dem Durchschnitt aufweist. Die Untersuchung zeigt eine zunehmende Häufigkeit der GWL HM im Winter der Dekade 2001–2010 und könnte somit den moderaten Erwärmungstrends im Winter der letzten 10 Jahre in den Berg- und Kammlagen erklären.

Der Großwetterlagen-Typ **BM** ist eine antizyklonale Hochdruckbrücke über Zentraleuropa, welcher seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zunehmend häufiger das Wettergeschehen in

Abbildung 44
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage HM im Zeitraum 1881–2010

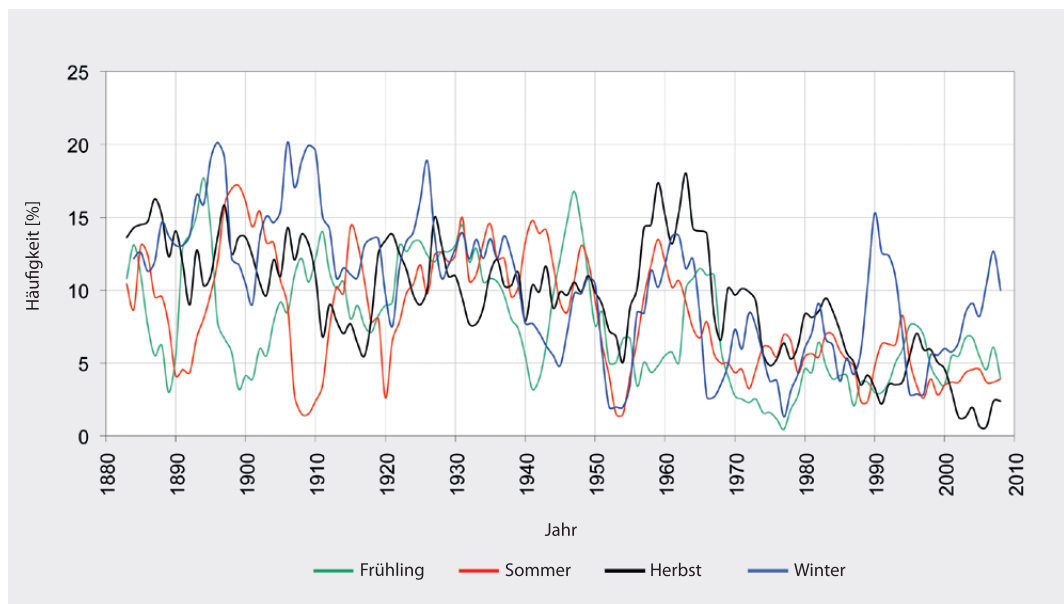
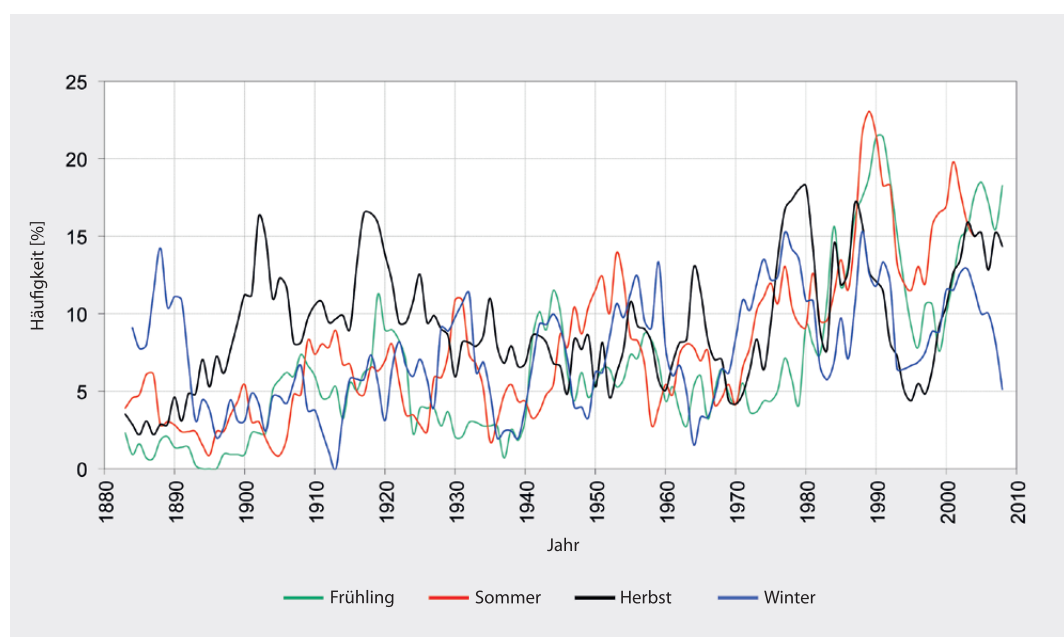


Abbildung 45
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage BM im Zeitraum 1881–2010



Mitteleuropa beeinflusst (Abbildung 45). Dieses Zirkulationsmuster geht mit ganzjährigen Niederschlagsmengen unter dem Durchschnitt einher und bedingt wärmere Temperaturen im Frühling, Sommer und Herbst. Der Rückgang des Auftretens der GWL BM im Winter in den letzten zwei Jahrzehnten lässt sich ebenfalls mit dem beobachteten moderaten Erwärmungstrend in dieser Jahreszeit in Verbindung bringen. Die Häufigkeit der BM-GWL betrug 6,0–7,2% in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts und stieg auf 10,1 bis 14,6% in den Jahren 1971–2010 an. Besonders im Sommer und Frühjahr prägt diese Wetterlage zunehmend die thermischen Bedingungen.

Die Wetterlage TRM ist eine zyklonale, meridionale Zirkulationsform mit einem Tiefdruckgebiet über Mitteleuropa und höheren Luftdruckmustern über dem östlichen Teil des Nordatlantik und der russischen Tiefebene (Troglage Mitteleuropa). Dieser Typ bedingt überdurchschnittlich viel Niederschlag mit Ausnahme Westeuropas und extreme Niederschlagsereignisse wie zum Oder- bzw. Elbe-Hochwasser im Jahr 1997 und 2002. Die Jahreszeiten sind in der Regel kälter als normal, mit Ausnahme der Winter im östlichen Teil Mitteleuropas. Die Häufigkeit des Auftretens dieses Zirkulationsmusters erhöhte sich in den letzten drei Jahrzehnten von 3,6 auf 9,5%. Besonders auffällig ist die deutliche Zunahme der GWL TRM im Winter in den Jahren 2001 bis 2010 (Abbildung 46), wodurch ebenfalls der stagnierende Erwärmungstrend im Winter in den letzten Jahren beschrieben werden kann.

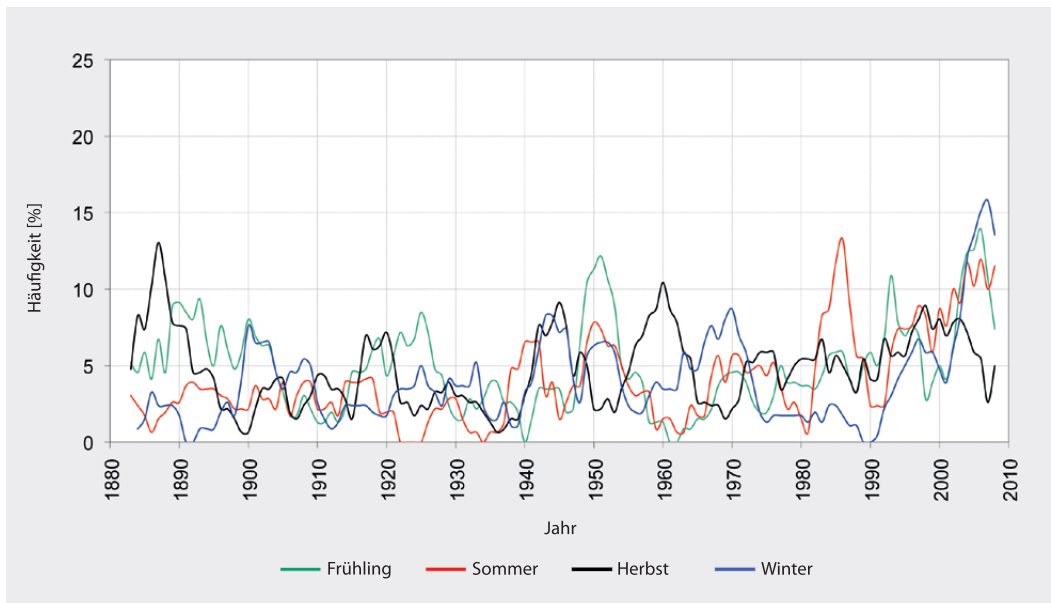


Abbildung 46
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage TRM im Zeitraum 1881–2010

Typ **TRW** ist ein zyklonales, meridionales Zirkulationsmuster mit einem Tiefdruckgebiet über Westeuropa, welches durch Hochdrucksysteme über dem Mittelatlantik und dem westlichen Russland blockiert wird. Die stabile Troglage führt dazu, dass sich ein stationäres Frontensystem von der Iberischen Halbinsel bis Skandinavien bildet, welches eine Zufuhr von warmen und feuchten Luftmassen aus SW-SSW forciert. Die GWL TRW bringt nahezu ganzjährig überdurchschnittliche Niederschläge, außer im Winter. Am häufigsten tritt diese Großwetterlage in der Regel im Mai auf, im Januar kommt

sie am seltensten vor. Die Häufigkeit der GWL TRW Wetterlage erhöhte sich von 2,6 auf 2,9% in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts und vorwiegend im Sommer und Herbst auf 5,3 bis 7,1% im Zeitraum 1981 bis 2010 (Abbildung 47).

Die Wetterlage **SWz** ist ein zyklonales Zirkulationsmuster mit Zuführung von Luftmassen aus süd-westlicher Richtung und einer breiten Zone atmosphärischer Fronten, die von den Azoren bis zur Ostsee und nach Skandinavien reichen. Diese Großwetterlage beeinflusst langfristig das Wetter

Abbildung 47
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage TRW im Zeitraum 1881–2010

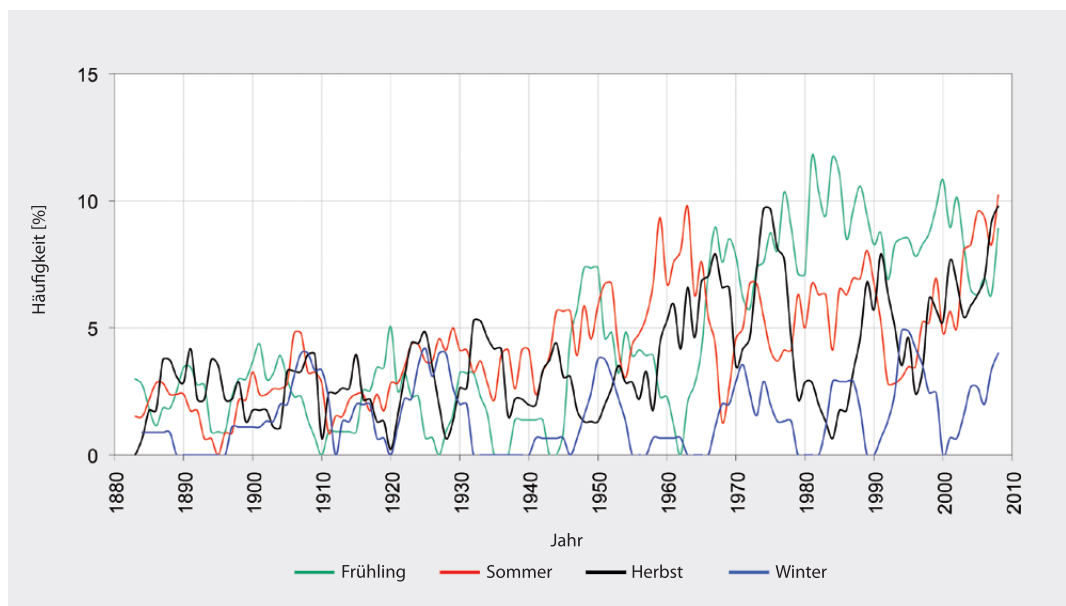
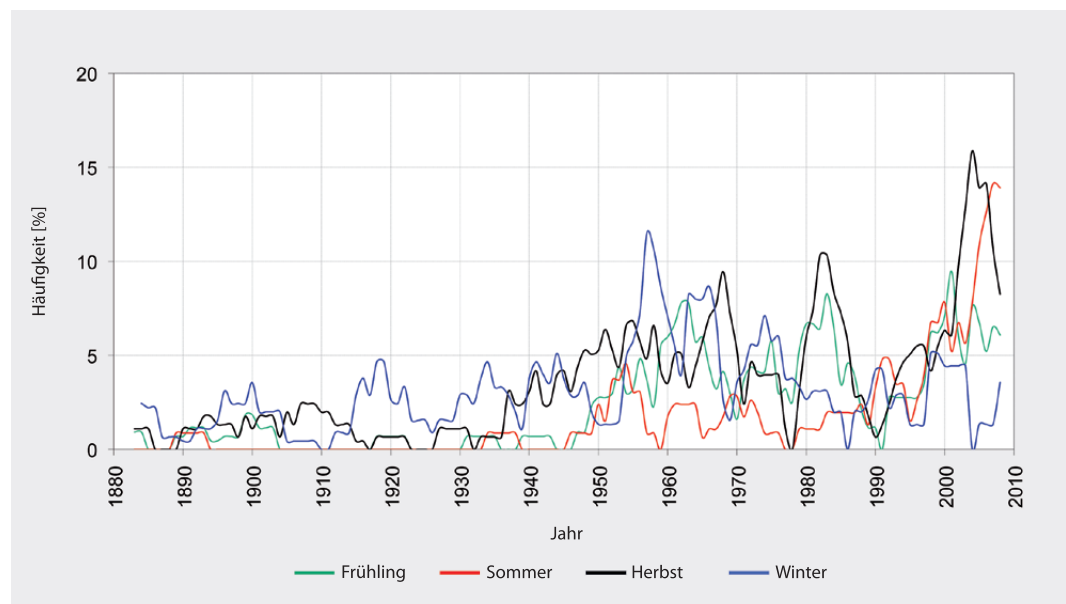


Abbildung 48
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage SWz im Zeitraum 1881–2010



in Mitteleuropa und führt zu Erwärmung und überdurchschnittlichem Niederschlag. Die Häufigkeit dieses Zirkulationsmusters ist im Januar und Juli minimal, wobei sich der prozentuale Anteil besonders im Sommer und Herbst auf bis zu 15% erhöht hat (Abbildung 48).

Die Änderungen in der Häufigkeit von Großwetterlagen verursachen nicht nur eine Erwärmung im ganzen Jahr, sondern bedingen zudem häufigere Trockenheit im Frühjahr und Sommer. Dies bedingt einerseits einen früheren Start der Vegetationsperiode, andererseits erhöht sich die Gefahr zunehmender Trockenheit in der Vegetationsperiode.

Darüber hinaus reduziert die Abnahme der Häufigkeit antizyklonaler Muster im Winter die Anzahl der Eistage und führt zu einem Anstieg der mittleren Lufttemperatur in dieser Jahreszeit.

Entwicklung der Großwetterlagen in den Jahren 1980 und 2006

Am Beispiel der beiden Jahre 1980 und 2006 kann der Einfluss der dominierenden Großwetterlagen auf das Klima deutlich beschrieben werden (Tabelle 24).

Großwetterlagen (nach HESS & BREZOWSKY, 1977)			1980 Mai – Oktober		2006 Mai – Oktober	
			W [%]	K [%]	W [%]	K [%]
1	Westlage, antizyklonal	Wa	2,2			
2	Westlage, zyklonal	Wz		26,6		3,3
3	Südliche Westlage	Ws		4,9		2,2
4	Winkelförmige Westlage	WW				
5	Südwestlage, antizyklonal	SWa			1,6	
6	Südwestlage, zyklonal	SWz			16,8	
7	Nordwestlage, antizyklonal	NWa				
8	Nordwestlage, zyklonal	NWz				2,7
9	Hoch Mitteleuropa	HM	3,8		4,3	
10	Hochdruckbrücke Mitteleuropa	BM	11,4		15,2	
11	Tief Mitteleuropa	TM		3,3		4,9
12	Nordlage, antizyklonal	Na		3,8		
13	Nordlage, zyklonal	Nc		7,6		2,2
14	Hoch Nordmeer-Inseln, antizyklonal	HNa				1,6
15	Hoch Nordmeer-Inseln, zyklonal	HNz		1,6		
16	Hoch Britische Inseln	HB				6,5
17	Trog Mitteleuropa	TRM		1,6		9,8
18	Nordostlage, antizyklonal	NEa	3,8			
19	Nordostlage, zyklonal	NEz				
20	Hoch Fennoskandien, antizyklonal	HFa		4,3		
21	Hoch Fennoskandien, zyklonal	HFz	7,1			
22	Hoch Nordmeer-Fennoskandien, antizyklonal	HNFa	4,9		1,6	
23	Hoch Nordmeer-Fennoskandien, zyklonal	HNFc				
24	Südostlage, antizyklonal	SEa	3,3		7,6	
25	Südostlage, zyklonal	SEz	0,0		2,2	
26	Südlage, antizyklonal	Sa	3,3		6	
27	Südlage, zyklonal	Sz				
28	Tief Britische Inseln	TB	2,7			
29	Trog Westeuropa	TRW	3,8		11,4	
			46,2%	53,8%	66,8%	33,2%
			100% = 184 Tage		100% = 184 Tage	

Tabelle 24
Häufigkeit der Großwetterlagen in der Zeit von Mai bis Oktober in den Jahren 1980 und 2006
(warme Wetterlagen = W, kühle Wetterlagen = K)

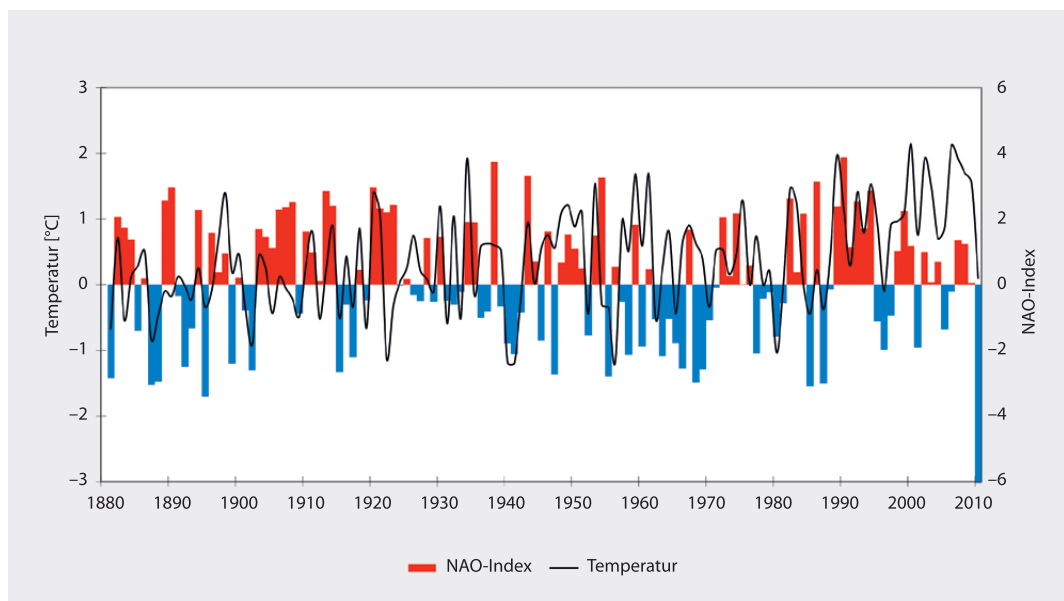
Die Vegetationsperiode im Jahr 2006 war, im Gegensatz zum kalten Jahr 1980, ungewöhnlich lang und warm. 66,8% (123 Tage) des Sommerhalbjahres (Mai – Oktober) 2006 standen unter dem Einfluss von Großwetterlagen, die eine Zuführung wärmerer Luftmassen verursachten. Vor allem die zyklonale Süd-West-Wetterlage SWz dominierte das Sommerhalbjahr und führte zu hohen Temperaturen. Die kühlen Wetterlagen traten eher im Juni und Oktober auf. Günstige thermische Bedingungen werden auch durch antizyklonale Großwetterlagen mit hohem Luftdruck über Mitteleuropa (Typ BM) erreicht. Antizyklonale Wetterlagen traten im Juni und Juli in 38 bis 40% aller Fälle auf, anteilig bedeutsam ist hierbei der Typ HM. Eine wichtige Rolle für das Sommerhalbjahr 2006 spielte auch die zyklonale Zirkulation TRW, welche eine Zuführung von warmen und feuchten Luftmassen aus SW-SSW verursachte. Auch die Luftmassenzuführung von Südosten und Süden (SEa, SEz und Sa) prägte 2006 das Wettergeschehen.

Im Jahr 1980 war das Verhältnis zwischen den Großwetterlagentypen bzgl. Erwärmung und Abkühlung ausgeglichener. Allerdings konzentrierte sich der Anteil abkühlender Wetterlagen mit 53,8% auf das Sommerhalbjahr. Am häufigsten trat die zyklonale Westlage Wz auf (26,6%). Die Zuführung von kühlen Luftmassen aus dem Norden lag anteilig bei rund 15% (Wetterlagen Na, Nc, HFA). Im Ergebnis war das Jahr 1980 neben 1996 eines der kältesten Jahre im Untersuchungszeitraum 1971–2010.

Einfluss der nordatlantischen Oszillation

Großwetterlagen werden durch großräumigere Zirkulationsvorgängen beeinflusst. Für Europa wird für deren Charakterisierung der sogenannte NAO-Index verwendet (HURREL, 1995). Der NAO-Index wird im Wesentlichen durch die Luftdruckdifferenz zwischen Islandtief und Azorenhoch bestimmt, welche wiederum die Intensität und Lage der atlantischen Westwinddrift bedingt. Anhand der hohen Korrelation des NAO-Index und der gemessenen Lufttemperatur an der Station Śnieżka (Abbildung 49) wird die intensive Beeinflussung des Klimas in der KLAPS-Region durch die zonale Zirkulation mit maritimen Luftmassen vom Nordatlantik deutlich (SOBIK et al., 2013). Beobachtet wurden so 2- bis 3- und 7- bis 8-jährige Zyklen der Lufttemperaturveränderungen. Weit weniger intensiv sind die Korrelationen im Gebiet der Karpaten und der Alpenregion (MIGALA, 2005).

Abbildung 49
Jahreswerte für den
NAO-Index und die
Lufttemperatur an der
Station Śnieżka
(Hurrel, 1995)





Zusammenfassung

Bereits gegenwärtig lässt sich ein signifikanter Erwärmungstrend anhand der Beobachtungsdaten deutscher, polnischer und tschechischer Klimastationen in der KLAPS-Projektregion beobachten. Je nach Jahreszeit und Höhenlage variiert der Anstieg der Lufttemperatur, wobei die stärksten Zunahmen zeitlich im Frühjahr und Sommer und regional betrachtet in den Berg- und Kammlagen auftreten. Im Winter ist dagegen kein signifikanter Trend festzustellen. Die dekadische Betrachtung des Temperaturanstiegs verdeutlicht zudem den hohen Erwärmungstrend im Zeitraum 1971–2000, während der Temperaturanstieg in der letzten Dekade 2000–2010 moderater ausfällt.

Temperaturabgeleitete Ereignistage korrelieren mit dem aufgezeigten Erwärmungstrend. So lässt sich eine überwiegend signifikante Zunahme von Sommer- und Hitzetagen in der gesamten Projektregion beobachten. Kalte Kenntage zeigen dagegen kein signifikantes und teilweise sogar regional differenziertes Trendverhalten. Während Frosttage einen negativen Trend in den höheren Lagen aufweisen, nehmen diese im Tief- und Hügelland zu. Eistage zeigen, außer in den Kammlagen, leicht zunehmende Tendenzen im Projektgebiet. Auch die Kältesumme nimmt im Hügel- und Bergland zu. Im Tiefland und in den Kammlagen wird jedoch ein gegenläufiger Trend hin zu milderem Wintern beobachtet.

Mittels perzentilbasierten Indizes, wie warmen Tagen und Nächten, lassen sich Veränderungen relativ warmer Temperaturen in den höheren Lagen identifizieren. Man kann feststellen, dass fast alle Regionen im KLAPS-Projektgebiet gleichermaßen vom Erwärmungstrend betroffen sind.

Neben der zunehmenden Häufigkeit von Ereignistagen werden zudem länger andauernde Perioden wie Hitze- und frostfreie Perioden gemessen. Auch Frostperioden zeigen einen steigenden, jedoch keinen signifikanten Trend.

Neben den genannten Klimaindizes wurden drei agrarmeteorologische Indizes im Zeitraum 1971–2000 berechnet und in Form von Karten visualisiert. Die räumliche Verteilung aller drei Indizes im Projektgebiet zeigt ebenfalls eine starke Abhängigkeit von der Geländehöhe. Die Summe der aktiven Temperaturen (SAT) und Wachstumsgradtage (GDD), welche auf der Lufttemperatur basieren, nehmen mit der Höhe ab. Die thermischen Wachstumsbedingungen für Pflanzen sind damit in den niederen Lagen am günstigsten. Hinsichtlich des Trendverhaltens zeigen SAT und GDD Werte im Zeitraum 1971–2000 einen signifikant positiven Trend, welcher aus dem beobachteten Temperaturanstieg im Projektgebiet resultiert. Besonders deutlich verhält sich der Trend im Tiefland, während er im Bergland geringer ausfällt.

Der Hydrothermale Koeffizient nach Selyaninov (HTC), welcher zusätzlich zur Lufttemperatur die Niederschlagsbedingungen berücksichtigt, nimmt mit der Höhe zu. Während in den niederen Lagen eher trockene Bedingungen vorherrschen, werden daher in den Mittelgebirgen feuchtere Bedingungen beobachtet. Allerdings verweist die Trendanalyse auf zunehmend trockenere Bedingungen in den Berg- und Kammlagen der Mittelgebirge im KLAPS-Projektgebiet innerhalb der letzten 40 Jahre.

Deutlich zeitliche Unterschiede lassen sich feststellen, vergleicht man die thermischen Extremjahre aller drei Indizes miteinander. Vor allem unter dem Gesichtspunkt landwirtschaftlicher Planungen in der Projektregion ist das Wissen über die hohe jährliche Variabilität der SAT, GDD und HTC Werte besonders wichtig.

Auch die bioklimatischen Bedingungen zeigen eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität im Projektgebiet in Abhängigkeit der Höhenlage und den verschiedenen Klimaparametern. Die besten bioklimatische Bedingungen werden im Tiefland beobachtet. Besonders im Winter treten hier deutlich weniger Tage mit Kältestress auf, als in den höheren Lagen. Auch die Häufigkeit von thermischer Behaglichkeit nimmt mit zunehmender Höhe ab. Hitzestress und Schwüle treten dagegen nur im Sommer im Flachland auf und kommen selten bzw. gar nicht in den Mittelgebirgen vor.

Im Sommer nimmt die Eignung der Regionen für touristische Aktivitäten im Tiefland aufgrund höherer Bewölkung, häufigeren Niederschlägen und Hitzestress leicht ab. Basierend auf den vorgestellten Indizes und dem Wetterkalender sind die besten thermischen Bedingungen im Tiefland im Frühjahr und Herbst, im Bergland im August zu beobachten. Während Kältestress intensive Freizeitaktivitäten nur wenig beeinflusst, kann Hitzestress deutlich negative Auswirkungen auf diese Formen der Freizeitbeschäftigung haben. Trends der Bioklimaindizes zeigen hauptsächlich eine Zunahme der jährlichen Werte im gesamten Projektgebiet, allerdings wird nicht in allen Fällen eine statistische Signifikanz berechnet.

Die besten Bedingungen für den Skitourismus aufgrund lang anhaltender und ausreichend hoher Schneedecke findet man in den Mittelgebirgen. Vor allem im Isergebirge und Riesengebirge werden durch eine hohe Schneesicherheit charakterisiert. In den Kammlagen des Riesengebirges können im Winter allerdings extreme Wetterbedingungen (z. B. Starkwind, Kältestress) die Eignung dieser Region für Wintersportaktivitäten verschlechtern. Die zeitliche Änderung der Schneebedeckung zeigt einen leicht rückgängigen, jedoch nicht statistisch signifikanten Trend und eine hohe jahreszeitliche Variabilität der Schneehäufigkeit.

Die Analyse der Großwetterlagen zeigt den Zusammenhang zwischen der Veränderung der Lufttemperatur und Änderungen der Häufigkeit bestimmter Wetterlagenbedingungen. Die zunehmende jährliche Häufigkeit von beispielsweise der Großwetterlagen SWz, HM oder BM korreliert mit dem beobachteten Erwärmungstrend im Projektgebiet. Der Rückgang von Frost- und Eistagen im Winter im Zeitraum 1971–2000 lässt sich vor allem auf die abnehmende Häufigkeit antizyklonaler Wetterlagen zurückführen, während die rückgängige Häufigkeit der Wz-Wetterlage im Winter der Dekade 2001–2010 wahrscheinlich verbunden mit kälteren Bedingungen und somit verantwortlich für den moderaten Erwärmungstrend in den letzten 10 Jahren ist. Luftdruckmuster, die im Wesentlichen das Wetter über Mitteleuropa beeinflussen, werden meistens von Islandtief und Azorenhoch mit Druckzentren über dem nördlichen Atlantik geprägt.



Literaturverzeichnis

- ALEXANDERSSON H (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6, S. 661–675.
- AMERINE M.A., WINKLER A.T., 1944, Composition and quality of musts and wines of California grapes, *Hilgardia* 15, 493–673.
- ÅNGSTRÖM A. (1924): Solar and terrestrial radiation. Report to the international commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 50 (210), 121–126.
- ARNOLD C.Y., 1960, Maximum-minimum temperatures as a basis for computing heat unit, *Proc. Am. Soc. Hort. Sci.* 76, 292–682.
- ATV-DVWK DEUTSCHE VEREINIGUNG FÜR WASSERWIRTSCHAFT, ABWASSER UND ABFALL E. V. (Hrsg.) (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. ATV-DVWK-M 238, Bonn, 135 S.
- ATV-DVWK DEUTSCHE VEREINIGUNG FÜR WASSERWIRTSCHAFT, ABWASSER UND ABFALL E. V. (Hrsg.) (2002): Verdunstung in Bezug zu Landnutzung, Bewuchs und Boden. ATV-DVWK-M 504, Hennef, 108 S.
- BECKER N.J., 1985, Site selection for viticulture in cool climates using local climatic information, In: *Proceeding of the International Symposium on Cool Climate Viticulture and Enology*, June 25–28, 1984, Oregon State University Agricultural Experiment Station, Technical Publication 7628, 20–34.
- BERNHOFER C. und FRANKE J. (2013): Aufbereitung meteorologischer Daten für die Verwendung im Klimamodell im Rahmen des Projektes NEYMO. Abschlussbericht, Dresden: Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, 42 S.
- BIOKLIMA©2.6., Software, www.igipz.pan.pl/geoekoklimat/blaz/bioklima.htm.
- BŁĄŻEJCZYK K., 2004, Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce, *Pr. Geogr.*, 192, 291
- BŁĄŻEJCZYK K., 2006, MENEX_2005 – the Revised Version of Man-Environment Heat Exchange Mode, www.igipz.pan.pl/geoekoklimat/blaz/menex.htm.
- BŁĄŻEJCZYK K., BRODE P., FIALA D., HAVENITH G., HOLMER I., JENDRITZKY, KAMPMANN B., KUNERT A., 2010, Principles of the new Universal Thermal Climate Index (UTCI) and its application to bioclimatic research in European Scale, *Miscellanea Geographica*, 14, 91–102.
- BŁĄŻEJCZYK K., KUNERT A., 2010, Obciążenie cieplne organizmu człowieka podczas letnich i zimowych wędrówek po Tatrach, [w:] Z. Krzan (red.), *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem*, Materiały IV Konferencji nt. „Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek”, 14–16.10.2010, Zakopane, t. III, *Nauki o Ziemi*, TPN – PTPNoZ, Zakopane, 61–68.
- BŁĄŻEJCZYK K., MATZARAKIS A., 2007, Assessment of bioclimatic differentiation of Poland based on the human heat balance, *Geographia Polonica*, vol. 80 No. 1, Spring 2007, 63–82.
- BONHOMME R., 2000, Bases and limits to using “degree.day” units, *European Journal of Agronomy* 13, 1–10.
- BOOTSMA, A., GAMEDA, S. and MCKENNEY, D. W. 2005. Impacts of potential climate change on selected agroclimatic indices in Atlantic Canada. *Can. J. Soil Sci.* 85: 329–343.
- CROSS H.Z., ZUBER M.S., 1972, Prediction of flowering dates in maize based on different methods of estimating thermal units, *Agron. J.* 64, 351–355.
- DEGETANO A. T., KNAPP W. W., 1993, Standardization of weekly growing degree day accumulations based on differences in temperature observation time and method, *Agricultural and Forest Meteorology* 66, 1–19.
- EASTERLING D.R., 2002, Recent changes in frost days and the frost-free season in the united states. *Bulletin of American Meteorological Society*, Sept 2002, 1327–1332.
- FLOHN H. (1954): Witterung und Klima in Mitteleuropa. In: *Forschungen zur Deutschen Landeskunde*, 2. Auflage, Hirzel Verlag, Stuttgart, 214 S.
- GILMORE E.C. Jr., ROGERS J.S., 1958, Heat units as a method of measuring maturity in corn, *Agron. J.* 50, 611–615.
- GLADSTONES J., 1992, *Viticulture and Environment WineTitles: Adelaide, Australia*, 310 p.
- HESS P., BREZOWSKY H., 1952. *Katalog der Großwetterlagen Europas*. Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone 33.
- HESS P., BREZOWSKY, H., 1977: *Katalog der Großwetterlagen Europas 1881–1976*, 3. Auflage, *Berichte des Dtsch. Wetterd.*, 113.

- HIPEL K.W., McLEOD A.I., 2005, Time series modeling of water resources and environmental systems. Electronic reprint of book originally published in 1994. <URL: <http://www.stats.uwo.ca/faculty/aim/1994Book/>>
- HÖPPE P., 1999, The physiological equivalent temperature – a universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment, *Int. J. of Biometeorology*, 43, 71–75.
- HURRELL, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*: Vol. 269, pp.676–679.
- HURRELL, JAMES & NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH STAFF (Eds). Last modified 08 Oct 2013. The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based), Resived from <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>
- IPCC (2013): Climate Change 2013. The physical science basis, Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.
- JONES G.V., DAVIS R.E., 2000, Climate influences on grapevine phenology, grape composition, and wine production and quality for Bordeaux, France, *Amer. J. Vitic. Enol.* 51, 249–261.
- JONES G.V., WHITE M.A., COOPER O.R., STORCHMANN K-H., 2004, Climate and wine: quality issues in a warmer world, *Proceedings of the XI OEonometrics Conference, Vineyard Data Quantification Society, Dijon, France. May 21–22, 2004.*
- JONES G.V., 2006, Climate and Terroir: Impacts of Climate Variability and Change on Wine. In: *Fine Wine and Terroir – The Geoscience Perspective*. Eds. Macqueen R.W., Meinert L.D., Geological Association of Canada: St. John's, Newfoundland, 203–216.
- KENDALL M.G. (1976): *Rank Correlation Methods*. 4th Ed. Griffin.
- KUNKEL, K. E., D. R. EASTERLING, K. HUBBARD, and K. REDMOND (2004), Temporal variations in frost-free season in the United States: 1895–2000, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03201, doi:10.1029/2003GL018624.
- KYSELY J., and HUTH R., 2006. Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods. *Theor. Appl. Climatol.* 85, 19–36.
- KWIATKOWSKI J., HOŁDYS T. (1985): *Klimat [w:] Karkonosze Polskie*, red A. Jahn, Ossolineum, 87–116.
- LINDNER K., 2011, Assessment of sensible climate in Warsaw using UTCI, *Prace i Studia Geograficzne*, 2011, T. 47, 285–291.
- MANN H.B. (1945): Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13, 245–259.
- MASLE J., DOUSSINALUT G., FARQUHAR G.D., Sun B., 1989, Foliar stage in wheat correlates better to photothermal time than to thermal time, *Plant. Cell Environ.* 12, 235–247.
- MATZARAKIS A., 2007, Assessment method for climate and tourism based on daily data, [in:] A. Matzarakis, C.R. de Freitas, D. Scott (ed.), *Developments in tourism climatology*. ISBN 978-3-00-0241100-9.
- MATZARAKIS, A., RUTZ, F., 2005: Application of RayMan for tourism and climate investigations, *Annalen der Meteorologie* 41, Vol. 2, 631–636.
- MATZARAKIS A., HÄMMERLE M., KOCH E., RUDEL E., 2012, The climate tourism potential of Alpine destinations using the example of Sonnblick, Rauris and Salzburg, *Theor. Appl. Climatol.* (2012) 110: 645–658.
- MAKOŚZA A., MICHALSKA B., 2010, Evaluation of bio-thermal conditions in Central-West Poland on the basis of the Subjective Temperature (STI), *Folia Pomer. Univ. Technol. Stetin. 2010, Agric., Aliment., Pisc., Zootech.* 279 (15), 53–62,
- McMASTER G.S., SMIKA D.E., 1988, Estimation and evaluation of winter wheat phenology in the central Great Plains, *Agricultural and Forest Meteorology* 43, 1–18.
- McMASTER G.S., WILHELM W.W., 1997, Growing degree-days: one equation, two interpretations, *Agricultural and Forest Meteorology* 87, 291–300.
- MIECZKOWSKI Z., 1985, The tourism climatic index: a method of evaluating world climates for tourism, *The Canadian Geographer* 29: 220–233.
- MIGAŁA K., 2005. Piętra klimatyczne w górach Europy a problem zmian globalnych, *Acta Univ. Wratisl.*, 2718, *Studia Geograficzne* 78, Wyd. Uni. Wroc.: s.140.



- MISZUK B., OTOP I., OWCZAREK M., 2012, Warunki bioklimatyczne Sudetów jako czynnik kształtujący potencjał rekreacyjny Sudetów, *Przeł. Geogr.* 2012, 3, 437–446.
- NOVAK M., 2011, UTCI – first test in the Czech Republic, *Prace i Studia Geograficzne*, 2011, T. 47, 319–325.
- OSUCHOWSKA-KLEIN B., 1973, Analiza rocznych przebiegów częstości występowania w Polsce makrotypów cyrkulacji atmosferycznej. *Przeł. Geofiz.* 18 (3-4): 223–242.
- PELECH S., 2013, Warunki biotermiczne w Tatrach Polskich, *Pr. Geogr.*, z.133, IGiGP UJ, Kraków, 7–19.
- PROJECT TEAM ECA&D (2012): Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), European Climate Assessment & Dataset (ECA&D) project document, version 10.5, Royal Netherlands Meteorological Institute KNMI, 45 pp.
- PRUESS K.P., 1983, Day-degree methods for pest management, *Environ. Ent.* 12, 613–619.
- RICHTER D (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 194, 93 S.
- SÄCHSISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDWIRTSCHAFT (SMUL) (Hrsg.) (2008): Sachsen im Klimawandel – Eine Analyse. Dresden; 211 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2000): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 3. Aufl., Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 289 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2003): *Klimatologie*; Ulmer UTB 1793. 2. Auflage 2003, 440 S.
- SELYANINOV G.T., 1937, *Methods of Climate Description to Agricultural Purposes*. [In:] *World Climate and Agriculture Handbook*, Leningrad – Moscow.
- SCOTT D. McBOYLE G., 2001, Using a 'tourism climate index' to examine the implications of climate change for climate as a tourism resource, [w:] *International Society of Biometeorology Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation* (www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws/report.htm).
- SOBIK M., BŁAŚ M., MIGAŁA K., GODEK M., NASIÓLKOWSKI T., 2013 (in press): *Klimat Karkonoszy*. [in:] *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Wyd. Karkonoski Park Narodowy, Jelenia Góra.
- SZYMANOWSKI M., KRYZA M., 2012, Local regression models for spatial interpolation of urban heat island-an example from Wrocław, SW Poland, *Theoretical and Applied Climatology* 007/s00704-011-0517-6
- SZYMANOWSKI M., KRYZA M., SPALLEK W., 2013, Regression-based air temperature spatial prediction models: an example from Poland, *Meteorologische Zeitschrift* (in press)
- SZYMANOWSKI, M., M. KRYZA, W. SPALLEK, 2012: Air temperature atlas for Poland: the methodical approach. – *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego* 26, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław (in Polish, English summary).
- TOBLER, W., 1970, A computer movie simulating urban growth in the Detroit region. *Economic Geography*, pp. 234–240.
- WANG J.Y., 1960, A critique of the heat unit approach to plant response studies, *Ecology* 41, 785–790.
- WERNER P.C., GERSTENGARBE F.W., 2010. *Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881–2009) nach Paul Hess und Helmut Brezowsky 7. Verbesserte und Ergänzte Auflage*, PIK Report 119: 146pp.
- ŻMUDZKA E., 2004, *The Climatic Background Of Agricultural Production in Poland (1951–2000)*.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1 Klimadiagramme nach WALTER/LIETH für den Zeitraum 1971–2000	7
Abbildung 2 Langzeittrend der mittleren Lufttemperatur in Westpolen (50.63 N, 16.48 O) im Zeitraum 1750–2012	8
Abbildung 3 Das KLAPS Projektgebiet	9
Abbildung 4 Verteilung der Landnutzung im Projektgebiet	10
Abbildung 5 Überblick der innerhalb des KLAPS-Projektes verwendeten Klima- und Bioklimastationen	13
Abbildung 6 Verteilung der Klimastationen zur Messung der Lufttemperatur (TX, TN, TM) und deren Datenverfügbarkeit [%] im Zeitraum 1971–2010	18
Abbildung 7 Verteilung des Datenstatus im KLAPS-Projektgebiet	20
Abbildung 8 Jahresmittel der Lufttemperatur [°C] im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2000	25
Abbildung 9 Mitteltemperatur im Frühjahr (oben) und Sommer (unten) im Projektgebiet 1971–2000	26
Abbildung 10 Mitteltemperatur im Herbst (oben) und Winter (unten) im Projektgebiet 1971–2000	27
Abbildung 11 Jahresmittel der Maximumtemperatur [°C] im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2000	28
Abbildung 12 Jahresmittel der Minimumtemperatur [°C] im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2000	28
Abbildung 13 Mittlerer Jahresgang der Temperatur [°C] im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2000	29
Abbildung 14 Zeitreihenanalyse der Mitteltemperatur für Görlitz im Zeitraum 1971–2010	29
Abbildung 15 Dekadische Variabilität der jährlichen Maximumtemperatur (oben links), Mitteltemperatur (oben rechts) und Minimumtemperatur (unten) im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2010	30



Abbildung 16 Trendanalyse der jährlichen Maximumtemperatur (oben links), Mitteltemperatur (oben rechts) und Minimumtemperatur (unten links) im Zeitraum 1971–2010	31
Abbildung 17 Zeitreihenanalyse der Mitteltemperatur im Winter (DJF) an der Station Görlitz im Zeitraum 1971–2010	32
Abbildung 18 Trendanalyse der Mitteltemperatur im Frühjahr (oben links), Sommer (oben rechts), Herbst (unten links) und Winter (unten rechts) im Zeitraum 1971–2010	33
Abbildung 19 Dekadische Variabilität der mittleren Lufttemperatur in den Jahreszeiten Frühling (links oben), Sommer (rechts oben), Herbst (links unten) und Winter (rechts unten) im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2010	34
Abbildung 20 Relativer Trendanalyse [%] von Sommertagen (oben links), Hitzetagen (oben rechts), Tropennächten (Mitte links), Frosttagen (Mitte rechts), Eistagen (unten links) und Kältesumme (unten rechts) im Zeitraum 1971–2010	36
Abbildung 21 Relative Trendanalyse [%] warmer Tage (links) und warmer Nächte (rechts) im Zeitraum 1971–2010	38
Abbildung 22 Relative Trendanalyse [%] von Hitzewellen (oben links), Kältewellen (oben rechts), frostfreien Perioden (unten links) und Frostperioden (unten rechts) im Zeitraum 1971–2010	39
Abbildung 23 Wachstumsgradtage in der KLAPS-Projektregion für die Extremjahre 1980 (oben) und 2006 (unten)	41
Abbildung 24 Absoluter Trend von Wachstumsgradtagen und deren statistische Signifikanz im Zeitraum 1971–2010	42
Abbildung 25 Summe der aktiven Temperaturen für das KLAPS-Projektgebiet für die beiden extremen Jahre 1980 (kaltes Jahr; obere Karte) und 2006 (warmes Jahr; untere Karte)	44
Abbildung 26 Absoluter Trend der Summe der aktiven Temperaturen und deren statistische Signifikanz im Zeitraum 1971–2010	45
Abbildung 27 Die HTC-Werte für das trockene Jahr 1992 (oben) und das nasse Jahr 1996 (unten)	46
Abbildung 28 Absoluter Trend der HTC-Werte in der Periode 1971–2010 und die statistische Signifikanz	47

Abbildung 29	
Mittlere Monatswerte der UTCI an ausgewählten Wetterstationen im Zeitraum 1971–2010	48
Abbildung 30	
Dekadische Häufigkeit [%] von thermischen Belastungsstufen auf Basis des UTCI für Lindenberg (a), Jelenia Góra (b), Zinnwald (c) und Śnieżka (d) im Zeitraum 1971–2010	49
Abbildung 31	
Mittlere Jahreswerte des UTCI [°C] und linearer Trend in Lindenberg und Jelenia Góra im Zeitraum 1971–2010	49
Abbildung 32	
Dekadische Häufigkeit [%] thermischer Belastungsstufen auf Basis des STI von Lindenberg (a), Jelenia Góra (b), Zinnwald (c) und Śnieżka (d) im Zeitraum 1971–2010	50
Abbildung 33	
Mittlere STI-Werte [°C] und linearer Trend in Lindenberg und Jelenia Góra im Zeitraum 1971–2010	51
Abbildung 34	
Dekadische Häufigkeit [%] thermischer Belastungsstufen auf Basis von PET für Lindenberg (a), Jelenia Góra (b), Zinnwald (c) und Śnieżka (d) im Zeitraum 1971–2010	51
Abbildung 35	
Mittlere jährliche PET-Werte [°C] und linearer Trend in Lindenberg und Jelenia Góra im Zeitraum 1971–2010	52
Abbildung 36	
Jahresverlauf der WSI-Werte für Sonnenbäder (SB), Luftbäder (AB), leichte (MR) und intensive (AR) Freizeitaktivitäten sowie Skitourismus (ST) an ausgewählten Klimastationen im Zeitraum 1971–2010	54
Abbildung 37	
CTIS auf 10-Tagesbasis für Lindenberg (a), Jelenia Góra (b), Zinnwald (c) und Śnieżka (d) im Zeitraum 1971–2010	55



Abbildung 38	
Häufigkeit [%] der Schneebedeckung (SN > 10cm) an ausgewählten Klimastationen im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2010	56
Abbildung 39	
Häufigkeit [%] der Schneebedeckung (SN > 30cm) an ausgewählten Klimastationen im Projektgebiet im Zeitraum 1971–2010	57
Abbildung 40	
Veränderung der Häufigkeit [%] von SN >10cm (Oktober bis Mai) und linearer Trend in Jakuszyce und Zinnwald im Zeitraum 1971–2010	58
Abbildung 41	
Veränderung der Häufigkeit [%] von SN > 30cm (Oktober bis Mai) und linearer Trend in Jakuszyce und Zinnwald im Zeitraum 1971–2010	58
Abbildung 42	
Durchschnittliche dekadische Häufigkeit [%] der ausgewählten Großwetterlagen in der Periode 1881–2010 gemäß HESS und BREZOWSKY-Klassifikation	63
Abbildung 43	
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage Wz im Zeitraum 1881–2010	63
Abbildung 44	
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage HM im Zeitraum 1881–2010	64
Abbildung 45	
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage BM im Zeitraum 1881–2010	64
Abbildung 46	
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage TRM im Zeitraum 1881–2010	65
Abbildung 47	
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage TRW im Zeitraum 1881–2010	66
Abbildung 48	
Der saisonale Anteil [%] der Großwetterlage SWz im Zeitraum 1881–2010	66
Abbildung 49	
Jahreswerte für den NAO-Index und die Lufttemperatur an der Station Śnieżka	68

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1 Datenverfügbarkeit der verwendeten Klimaelemente auf Basis von Tagesdaten	12
Tabelle 2 Beschreibung der Ereignistage	13
Tabelle 3 Klassifizierung zur Beurteilung der Winterstrenge	13
Tabelle 4 Beschreibung perzentilbasierter Indizes	14
Tabelle 5 Berechnung ausgewählter Perioden	14
Tabelle 6 Mittlere Summe der aktiven Temperaturen (SAT)[°C] und Reifefähigkeit der Sorten	15
Tabelle 7 Wasserverfügbarkeit für die Vegetation in Abhängigkeit vom HTC-Wert	16
Tabelle 8 Physiologische Belastungsstufen und thermisches Empfinden gemäß UTCI (links), STI (Mitte) und PET (rechts)	17
Tabelle 9 Zuordnung der statistischen Wahrscheinlichkeit (SCHÖNWIESE, 2000)	21
Tabelle 10 Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur [°C] im Projektgebiet im Referenzzeitraum 1971–2000	24
Tabelle 11 Klassifizierung der Höhenstufen und jeweilige Anzahl der Klimastationen	24
Tabelle 12 Linearer absoluter Temperaturtrend [°C] je Höhenstufe im Zeitraum 1971–2010	31
Tabelle 13 Linearer absoluter Temperaturtrend [°C] in den Jahreszeiten je Höhenstufe im Zeitraum 1971–2010	32
Tabelle 14 Mittlere Häufigkeit ausgewählter Kenntage und Kältesumme je Höhenstufe im Zeitraum 1971–2010 und deren absoluter Trend im Zeitraum 1971–2010	35
Tabelle 15 Mittlere Häufigkeit, aufeinanderfolgende warme Tage/Nächte und absoluter linearer Trend warmer Tage und Nächte im Zeitraum 1971–2010	37



Tabelle 16	
Mittlere Häufigkeit von Hitze-/Kältewellen und Frost-/frostfreien Perioden sowie absoluter linearer Trend im Zeitraum 1971–2010	38
Tabelle 17	
Höhenabhängige mittlere Wachstumsgradtage [°C] und absoluter Trend [°C] im Zeitraum 1971–2010	40
Tabelle 19	
Höhenabhängige mittlere Wachstumsgradtage [°C] und absoluter Trend [°C] im Zeitraum 1971–2010	43
Tabelle 20	
Durchschnittliche jährliche Mindestwerte für HTC im Zeitraum 1971–2010	45
Tabelle 21	
Monatliche TCI-Werte und deren Klassifizierung an ausgewählten Klimastationen im Zeitraum 1971–2010	53
Tabelle 22	
Wetterkalender für das Tourismus- und Erholungspotential (basierend auf WSI_{TOT}) an ausgewählten Klimastationen im Zeitraum 1971–2010	60
Tabelle 23	
Dominierende Großwetterlagen im Zeitraum 1881–2010	62
Tabelle 24	
Häufigkeit der Großwetterlagen in der Zeit von Mai bis Oktober in den Jahren 1980 und 2006	67

Impressum

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden
Telefon: + 49 351 2612-0
Telefax: + 49 351 2612-1099
E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de
www.smul.sachsen.de/lfulg

Redaktion:

Susann Mehler, Maciej Kryzka, Irena Otop

Umschlagfoto:

Blick auf die Landeskrone bei Görlitz aus Richtung Nordwesten von Nugnesis unter CC BY-SA 3.0 (<http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/deed.de>) lizenziert

Gestaltung und Satz:

Hoch3 GmbH, Berlin

Druck:

Laserline, Berlin

Redaktionsschluss:

06.03.2014

Auflage:

200 Exemplare

Papier:

FSC-zertifiziertes Papier

Bezug:

Diese Druckschrift kann kostenfrei bezogen werden bei:
Zentraler Broschürenversand der Sächsischen Staatsregierung
Hammerweg 30, 01127 Dresden
Telefon: +49 351 2103-671
Telefax: +49 351 2103-681
E-Mail: publikationen@sachsen.de
www.publikationen.sachsen.de

Verteilerhinweis:

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben. Sie darf weder von politischen Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen. Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung.

