

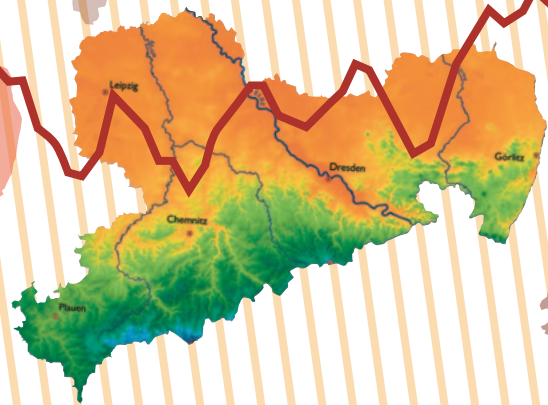
1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013 2014 2015 2016 2017 2018 2019

1901 1911 1921 1931 1941 1951 1961 1971 1981 1991 2001

Sachsen im Klimawandel

Eine Analyse

Gleitendes Jahresmittel
der Lufttemperatur für Sachsen



Sachsen im Klimawandel

Eine Analyse





VORWORT



Der globale Klimawandel findet nicht nur in wissenschaftlichen Veröffentlichungen und auf internationalen Tagungen statt, sondern ist auch regional spürbar.

Um die Auswirkungen des Klimawandels konkret sichtbar zu machen, haben das Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie (heute: Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie) und der Lehrstuhl für Meteorologie an der Technischen Universität Dresden im Auftrag des Sächsischen Staatsministeriums für Umwelt und Landwirtschaft bereits vor 10 Jahren damit begonnen, lange Zeitreihen meteorologischer Daten auszuwerten und damit die schrittweise Veränderung der Klimaelemente wie Temperatur, Niederschlag oder Sonnenscheindauer zu dokumentieren. Seit Veröffentlichung des Standardwerks von J. Goldschmidt „Klima von Sachsen“ im Jahr 1950 fehlt aber eine systematische Darstellung und kartographische Aufbereitung dieses Veränderungsprozesses. Diese aber ist in Verbindung mit der Entwicklung von Klimaprojektionen für die Zukunft notwendig, um ein Bewusstsein in der Öffentlichkeit für die Umsetzung notwendiger Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel und zum Klimaschutz zu erzeugen.

Die vorliegende Publikation „Sachsen im Klimawandel - eine Analyse“ schließt diese Lücke. Sie enthält überwiegend kartographische Trenddarstellungen der dynamischen Änderungen der Klimaelemente wie auch abgeleiteter Größen und bietet einen Vergleich des Zeitraumes 1961-1990 mit den Jahren 1991 bis 2005. Damit liegt nun ein aktuelles Standardwerk für Sachsen vor, das den unterschiedlichen Nutzern in Politik, Verwaltung, Wirtschaft, Wissenschaft und Gesellschaft nicht nur profunde Informationen zum bereits stattfindenden Klimawandel vermittelt, sondern vor allem auch den Entscheidungsträgern und Akteuren in Land-, Forst- und Wasserwirtschaft sowie anderen Bereichen die erforderlichen Planungsgrundlagen für die Entwicklung von Anpassungsstrategien zur Verfügung stellt.

Ich danke allen am Zustandekommen dieser Publikation Beteiligten, insbesondere dem Team um Herrn Prof. Bernhofer an der Technischen Universität Dresden, sehr herzlich für ihr Engagement und die eindrucksvollen Darstellungen und Ergebnisse.

Möge die Publikation „Sachsen im Klimawandel - eine Analyse“ breites Interesse und eine große Verbreitung finden.

Frank Kupfer

Sächsischer Staatsminister für Umwelt und Landwirtschaft





Der Klimawandel ist eine der großen Herausforderungen der Menschheit. Gleichzeitig wird er bis heute kontrovers diskutiert: Die einen halten eine globale Katastrophe für unaufhaltsam, wenn wir nicht sofort handeln, andere gehen davon aus, dass die Änderungen geringer ausfallen als befürchtet und eine zeitgerechte Anpassung gut möglich ist. Manche sehen in der global zu beobachtenden Temperaturerhöhung lediglich eine kurzfristige Schwankung im Klimasystem und bezweifeln bis heute, dass der Mensch die Hauptursache des Klimawandels ist. Dieser Disput wird aber fast ausschließlich in den Medien abgehalten, die Klimaforscher sind sich dagegen einig: Konsens ist, dass es diesen Klimawandel gibt. Dass damit die im 20. Jahrhundert beobachtete globale Temperaturerhöhung um 0,7°C weitgehend erklärt werden kann. Und dass diese Temperaturerhöhung bis 2100 nach dem *4th Assessment Report* des IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, www.ipcc.ch) im Jahr 2007 in Abhängigkeit von unserem Handeln zusätzlich zwischen 1,1 bis 6,4°C betragen wird. Die Öffentlichkeit, aber insbesondere die Entscheidungsträger in Politik, Verwaltung und Wirtschaft, brauchen bei diesen hohen Unsicherheiten Orientierung und Beratung, um rechtzeitig die richtigen Schlussfolgerungen zu ziehen. Ohne den Klimaschutz – also die Vermeidung von unnötigen Treibhausgasemissionen – zu vernachlässigen, ist nur so die Anpassung an den wahrscheinlichen Klimawandel möglich. Hier sind vor allem regionale Aussagen wichtig, denn zum einen verändert sich das Klima regional unterschiedlich, zum anderen werden Entscheidungen in erster Linie auf regionaler Ebene getroffen. Die globalen Zahlen allein helfen wenig. Es besteht daher ein hoher Bedarf nach einer regionalen Entscheidungsgrundlage, die sowohl die erwarteten als auch die bereits eingetretenen Änderungen berücksichtigt und auf die Bedürfnisse der Abnehmer – also der Akteure in Wirtschaft und Verwaltung – eingeht.

Dieser Bedarf hat in Sachsen bereits 1999 zu ersten Forschungsprojekten im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (LfUG) geführt. Damit wurden erste regionale Projektionen des zukünftigen Klimas und neue Analysen des bereits stattgefundenen Klimawandels initiiert. Heute liegen daher viele Bausteine zur Beurteilung des sächsischen Klimas vor. Diese Publikation versucht dabei die unmittelbare Vergangenheit von der zweiten Hälfte des 20. bis zum Beginn des 21. Jahrhunderts in den Blick zu nehmen. Damit wird einerseits die Veränderung des sächsischen Klimas beschrieben, die nach den instrumentellen Beobachtungen unbestreitbar stattgefunden hat und andererseits eine dringend notwendige Erneuerung vorhandener Klimatologien ermöglicht. Diese unterscheiden sich nicht nur in ihrem Alter – das Standardwerk von Goldschmidt „Klima von Sachsen“ erschien 1950 – sondern auch in der Annahme das Klima ändere sich nur geringfügig und über längere Zeiträume (etwa beim Wechsel zwischen Eiszeiten und Zwischeneiszeiten). Heute wissen wir, dass das Klima sehr dynamisch sein kann und daher auch seine Analyse diese Dynamik berücksichtigen muss. Gleichzeitig ist lange bekannt, dass der Mensch das Klima beeinflusst. Während früher diese Beeinflussungen nur lokale Konsequenzen hatten (z.B. die städtische Wärmeinsel), ist neu, dass diese Beeinflussungen etwa seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts globalen Charakter haben.

Eine Klimaanalyse muss also sowohl die typischen Werte als auch ihre Variationen, Tendenzen und Häufigkeitsverteilungen enthalten und damit einen Eindruck über die Dynamik in der Statistik des Klimas vermitteln. Diesem Anspruch versucht die vorliegende Publikation gerecht zu werden. Die dynamischen Änderungen sollen einerseits durch langjährige Trenddarstellungen und andererseits durch die Gegenüberstellung der Klimareferenzperiode 1961-1990 und der darauf folgenden 15 Jahre von 1991

bis 2005 verdeutlicht werden. Dabei werden neben den Standardelementen auch eine Reihe von abgeleiteten Größen, wie die klimatische Wasserbilanz oder der Waldbrandindex betrachtet. Temperaturextreme werden genauso analysiert wie Überschreitungswahrscheinlichkeiten von bestimmten Niederschlagsgrenzwerten (siehe Glossar). Eine weitergehende Interpretation von Niederschlagsextremen – z.B. der Starkniederschläge – im Zusammenhang mit dem Klimawandel soll an dieser Stelle nicht erfolgen, da hier die Datenbasis für gesicherte regionale Aussagen noch zu schmal ist.

Die Erstellung dieser Publikation erfolgte im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (heute:LfULG) im Geschäftsbereich des Staatsministers für Umwelt und Landwirtschaft (SMUL). Die unbürokratische Unterstützung der Arbeiten zu dieser Publikation wurde getragen und organisiert durch Werner Sommer (SMUL), Wilfried Kuchler und Udo Mellentin (LfULG), ihnen allen sei für diese Begleitung ganz herzlich gedankt. Es kam durch die Arbeit einer sehr engagierten Gruppe an der TU Dresden unter Federführung von Johannes Franke zustande, der die treibende Kraft hinter dem raschen Fortschritt der gesamten Publikation war. In dieser Gruppe wirkten mit: Dr. Valeri Goldberg, Dr. Janet Häntzschel, Thomas Pluntke, Stefan Harmansa, Kerstin Geidel, Heiko Prasse und Michaela Surke. Zusätzlicher Input kam von Stefanie Hänsel (TU Bergakademie Freiberg), der wir die aussagekräftigen Karten zu den Trockenperioden verdanken. Die Datengrundlage wurde vom Deutschen Wetterdienst (DWD) und dem Tschechischen Hydrometeorologischen Institut (CHMI) zur Verfügung gestellt. Ihnen und den oft ehrenamtlichen Beobachtern sei herzlich gedankt - ohne ein gut fundiertes Messnetz kann auch die moderne Klimaforschung nicht auskommen. Ganz wichtig ist am Ende eine letzte fachliche Überprüfung, diese hat mit Dr. habil. Eberhard Freydank die denkbar bestgeeignete Person übernommen. Ihm verdanken wir zahlreiche Hinweise, Anmerkungen und damit Verbesserungen der vorliegenden Publikation. Ausstattung und Layout besorgte die VOR Werbeagentur GmbH in Dresden, auch ihren Mitarbeitern sei für die gute Umsetzung und die adäquate Gestaltung gedankt.



Christian Bernhofer

Professor für Meteorologie an der TU Dresden

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung	10
2. Klimatische Einordnung Sachsens	11
2.1 Allgemeiner Überblick	11
2.2 Regionale Besonderheiten des Klimas von Sachsen	13
3. Methodik der Klimabeschreibung	18
3.1 Die Begriffe Wetter, Witterung und Klima	18
3.2 Instrumentelle Klimageschichte	19
3.3 Datenbasis	21
3.3.1 Klimadaten	21
3.3.2 Wetterlagenklassifikation nach Hess & Brezowsky	24
3.3.3 Weitere Basisdaten	27
3.4 Verarbeitung der Klimadaten	28
3.4.1 Temperaturabgeleitete Klimagrößen	28
3.4.1.1 Ereignistage	28
3.4.1.2 Wärme- und Kältesumme	28
3.4.1.3 Heizgradtage	29
3.4.1.4 Vegetationsperiode	29
3.4.2 Wind	30
3.4.2.1 Synthetische Windgeschwindigkeitsverteilung	30
3.4.2.2 Synthetische Windrichtungsverteilung	30
3.4.3 Strahlung	31
3.4.3.1 Globalstrahlung	31
3.4.3.2 Synthetische Einstrahlung	34
3.4.3.3 Synthetische Strahlungsbilanz	35
3.4.4 Potentielle Verdunstung	36
3.4.5 Klimatische Wasserbilanz	37
3.4.6 Waldbrandindex M-68	38
3.4.7 Meteorologische Trockenheit	40
3.4.8 Trendanalyse	41
3.5 Regionalisierungsverfahren	42
4. Ergebnisse	44
4.1 Temperatur	44
4.1.1 Karten	44
4.1.1.1 Mitteltemperatur	44
4.1.1.2 Maximumtemperatur	46
4.1.1.3 Minimumtemperatur	49
4.1.2 Mittlerer Jahresgang	56
4.1.3 Langzeittrends	59
4.1.4 Singularitäten	62
4.1.5 Temperaturabgeleitete Klimagrößen	66
4.1.5.1 Ereignistage, Wärme- und Kältesummen, Heizgradtage	66
4.1.5.2 Vegetationsperioden	70
4.2 Niederschlag	74
4.2.1 Karten	74
4.2.2 Mittlerer Jahresgang	82

4.2.3	Langzeittrends	84
4.2.4	Niederschlagsbezogene Statistiken	88
4.2.4.1	Extremwertstatistik	88
4.2.4.2	Schwellenwertstatistik	93
4.2.4.3	Schneeklimatologie	96
4.3	Wind	98
4.3.1	Windklimatologie für die Station Fichtelberg	98
4.3.2	Karte der synthetischen Windgeschwindigkeitsverteilung	100
4.3.3	Karten der synthetischen Windrichtungsverteilung	120
4.4	Strahlung	108
4.4.1	Globalstrahlung	108
4.4.1.1	Karten	108
4.4.1.2	Mittlerer Jahresgang	114
4.4.1.3	Langzeittrends	116
4.4.2	Synthetische Einstrahlung	120
4.4.3	Synthetische Strahlungsbilanz	122
4.5	Potentielle Verdunstung	124
4.5.1	Karten	124
4.5.2	Mittlerer Jahresgang	128
4.5.3	Langzeittrends	130
4.6	Klimatische Wasserbilanz	134
4.6.1	Karten	134
4.6.2	Mittlerer Jahresgang	138
4.6.3	Langzeittrends	140
4.7	Wetterextreme	143
4.7.1	Hochwasser im August 2002	144
4.7.1.1	Wetterentwicklung	144
4.7.1.2	Vergleichende Auswertungen für Klimastationen in Sachsen	146
4.7.2	Trockenheit 2003	147
4.7.2.1	Wetterlage	147
4.7.2.2	Vergleichende Auswertungen für Klimastationen in Sachsen	148
4.8	Trockenindizes	152
4.8.1	Waldbrandindex M-68	152
4.8.1.1	Karten	152
4.8.1.2	Aktuelle Änderungen des Waldbrandindex M-68 in ausgewählten Waldgebieten	157
4.8.2	Abweichungen der Klimatischen Wasserbilanz	158
4.8.3	Meteorologische Trockenheit	162
4.8.3.1	Karten	162
4.8.3.2	Langzeittrends	166
4.9	Klimatologie ausgewählter Wetterlagen	168
4.9.1	Zeitliche Entwicklung des Auftretens von für Sachsen witterungsrelevanten Großwetterlagen und Zirkulationsformen	168
4.9.2	Zeitliche Entwicklung des Niederschlages und der Temperatur innerhalb von für Sachsen witterungsrelevanten Großwetterlagen und Zirkulationsformen.	174

Abbildungsverzeichnis	178
Tabellenverzeichnis	182

Referenzen	183
Weiterführende Literatur	187
Glossar	198
Verwendete Arbeitsmittel	210
Impressum	211
CD mit Kartenmaterial (Beilage)	2 (Umschlag Innenseite)

1. EINLEITUNG



Zur Definition von Klima (siehe Glossar) liegen unterschiedliche Formulierungen vor (für einen Überblick siehe Schönwiese, 2003). Verkürzt kann das Klima als der typische Zustand des Klimasystems (siehe Glossar) unter Berücksichtigung der davon zu erwartenden Abweichungen angesehen werden (nach Bernhofer, 2006). Je länger wir das Klima einer Region, eines Ortes kennen, desto klarer werden seine statistischen Grundlagen und damit die Einordnung klimatischer Einzelwerte in eine gut abgesicherte Datengrundgesamtheit. Eine langjährige Reihe hat daher immer den Vorteil der besseren Abdeckung der bereits unter heutigen Bedingungen möglichen Extreme. Durch die erhöhte Konzentration der Treibhausgase befindet sich die Atmosphäre (siehe Glossar) heute allerdings in einem Zustand der fortlaufenden Veränderung, der dem Strahlungsantrieb (siehe Glossar) aufgrund von internen Speicherungen nur phasenverschoben folgt (Pielke2003). Damit kommt den Veränderungen der unmittelbaren Vergangenheit eine Indikatorbedeutung zu, denn sie können ja die Richtung angeben, in der sich das Klima unter den geänderten Rahmenbedingungen entwickeln wird. Der Vorzug einer langen Reihe in einer Periode sich ändernder Treibhausgase aber natürlich erhalten. Gleichzeitig stellen die tatsächlichen Klimabeobachtungen eine unersetzbare Fundgrube tatsächlicher Realisierungen unter bereits veränderten Bedingungen dar. Im Gegensatz von Simulationen durch Klimamodelle (siehe Glossar) sind die gemessenen Werte – solange die Beobachtungen korrekt durchgeführt, die Messreihen gründlich geprüft und die Regeln der Statistik eingehalten werden – „wahr“ und kaum anzuzweifeln. Denn sie sind frei von Annahmen über die zukünftige Entwicklung von Treibhausgasen und frei von den Annahmen über das Erdsystem, wie sie jeder Klimamodellierung innewohnt. Ihre Interpretation erlaubt einen Blick auf das Klimasystem, wie es sich in der unmittelbaren Vergangenheit dargestellt hat.

Für Sachsen liegen mehrere Klimaanalysen vor, vor allem das Standardwerk von Goldschmidt „Klima von Sachsen“ (1950), die „Angewandte Klimatologie von Sachsen – Basis- und Zustandsklima im Überblick“ von Flemming (2001), sowie der „Klimaatlas von Sachsen für die Forstwirtschaft“ von Freydank (2005). Darüber hinaus wurde in Zusammenarbeit der meteorologischen Dienste der DDR und der ČSSR die regionale Klimatologie „Klima und Witterung (siehe Glossar) im Erzgebirge“ (HMU der ČSSR; MD der DDR, 1973) herausgegeben.

Goldschmidt fasste in seinem Werk die Mitte des 20. Jahrhunderts zugänglichen Informationen zusammen, so dass die auf relativ kurzen Zeitreihen aufbauenden Analysen bis heute gern verwendet werden. Mehr als 50 Jahre später besteht aber ein dringender Bedarf für eine Erneuerung auf Basis zeitnahe Klimainformationen. Diese Publikation versucht sowohl die existierenden langen Reihen als auch die unmittelbare Vergangenheit von der zweiten Hälfte des 20. bis zum Beginn des 21. Jahrhunderts zu betrachten. Während in der 2005 von Freydank vorgelegten Ausarbeitung „Klimaatlas von Sachsen für die Forstwirtschaft“ in Analogie zum „Klimaatlas für die Bundesrepublik Deutschland“ die Klimadaten der Periode 1971 bis 2000 und die Klimatrends (siehe Glossar) anhand von 6 Beispielstationen mit langen Datenreihen interpretiert werden, liegt der Schwerpunkt dieser Analyse auf der Gegenüberstellung des Klimas der Periode 1961 bis 1990 und der darauf folgenden 15 Jahre 1991 bis 2005. Damit wird einerseits die Veränderung des sächsischen Klimas beschrieben, die nach den instrumentellen Beobachtungen unbestreitbar stattgefunden hat und andererseits eine dringend notwendige Erneuerung vorhandener Klimamonographien ermöglicht.

Nach einem methodischen Teil werden die einzelnen Klimaelemente (siehe Glossar) und von ihnen abgeleitete Größen behandelt und grafisch dargestellt. Die Form der Darstellung ist sowohl von der angestrebten Aussage, als auch vom Klimaelement und seiner Datendichte abhängig. Langjährige Stationen werden als Zeitreihe mit ihren linearen Trends und deren Signifikanzen abgebildet. Karten der bereits heute global zugänglichen Klimanormalperiode (siehe Glossar) 1961-1990 werden als Referenzzeitraum dem Vergleichszeitraum 1991-2005 gegenübergestellt. Damit wird einerseits die hohe Dynamik der letzten Jahrzehnte veranschaulicht und andererseits ein Vergleich mit anderen Klimawerten, auch global ermöglicht. Darüber hinaus werden dem Nutzer sowohl die Karten selbst als auch die digitalen Grundlagen der Karten als Rasterdaten mit dem beigelegten Datenträger zur Verfügung gestellt. So wird eine zeitnahe Klimastatistik verwirklicht, die auch nutzerspezifische Zugriffe auf die Reihe 1961 bis 2005 oder Teilperioden von ihr ermöglicht. Das schließt die letzte für Deutschland verfügbare Klimanormalperiode 1971 bis 2000 ein.

2. KLIMATISCHE EINORDNUNG SACHSENS

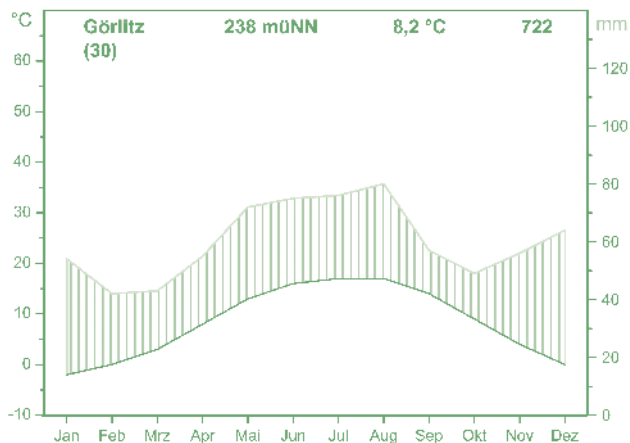
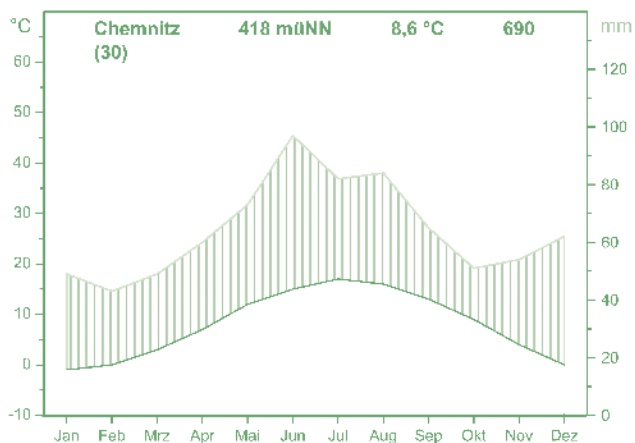
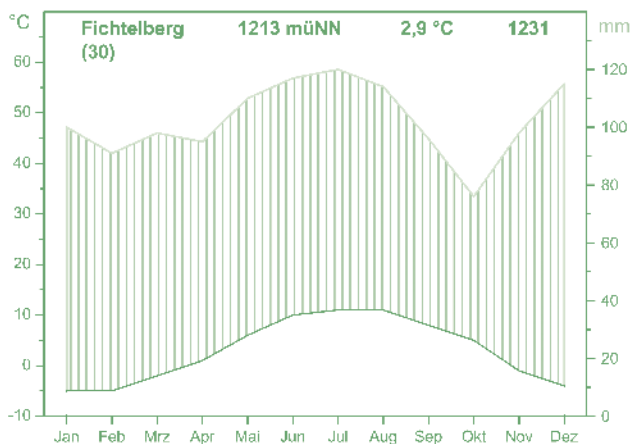
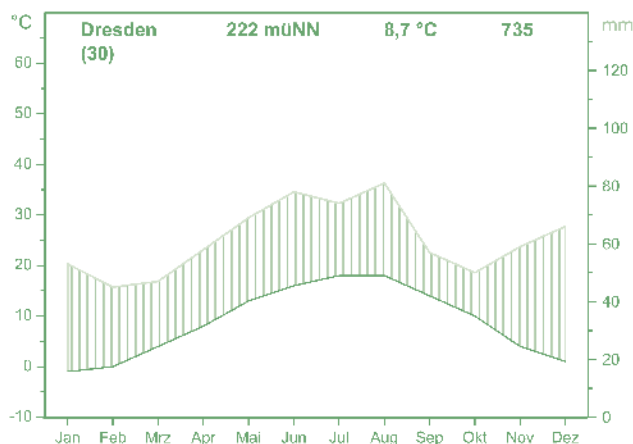
2.1 Allgemeiner Überblick

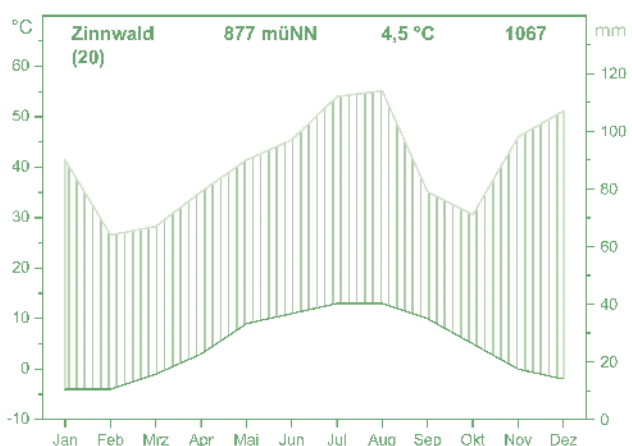
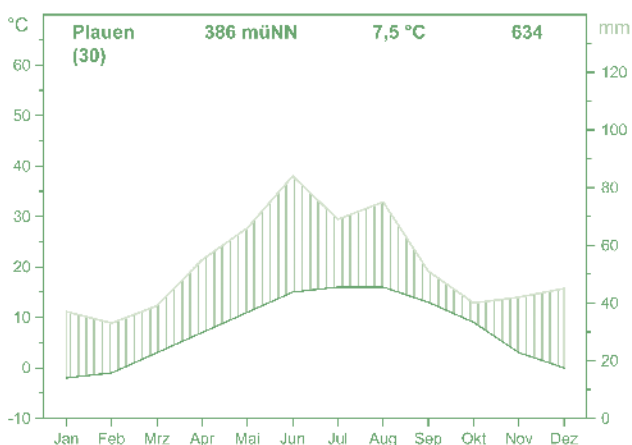
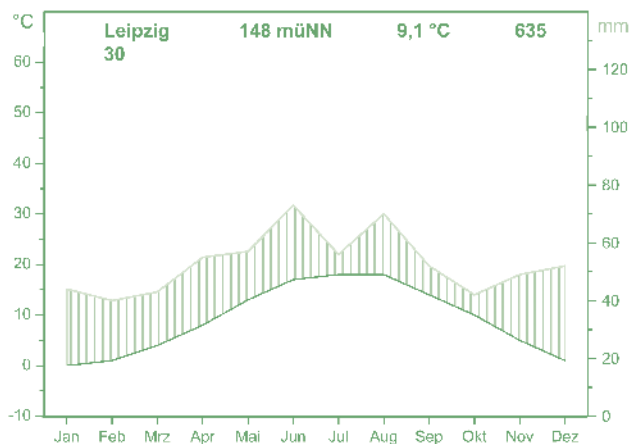


Die Region Sachsen wird großklimatisch, je nach Klassifikationsmethode, in die Westwindzone (siehe Glossar) der gemäßigten Breiten, das Übergangsklima zwischen maritimem westeuropäischem und kontinentalem osteuropäischem Klima (genetische Klassifikation nach Flohn) oder in das warm- und feuchtgemäßigte Klima mit warmen Sommern und kühlen Wintern (effektive Einteilung nach Köppen) eingeordnet.

Verglichen mit Regionen gleicher geographischer Breite in Nordamerika, Osteuropa und Asien dominiert der ausgleichende Effekt des Nordatlantiks (insbesondere der Golfstrom). So beträgt bspw. die Jahresmitteltemperatur in Dresden etwa 9 °C (Differenz zwischen Januar und Juli: 18 °C), auf gleicher Breite in Saratow (Wolgagebiet / Russland) 5 °C (29 °C) und in Ulan-Ude (Westsibirien/ Russland) -1 °C (40 °C).

Doch bereits in der kleinen Region Sachsens lässt sich der abnehmende Meereseinfluss von West nach Ost feststellen (Jahresamplitude in Leipzig: 18 °C, in Görlitz: 19 °C). Aufgrund seiner relativ großen Entfernung zum Atlantik ist Sachsen mit einem mittleren Jahresniederschlag von etwa 600 mm im Vergleich zu Deutschland (Mittelwert (siehe Glossar) 800 mm) relativ trocken.





Wesentlich für die Klimaunterschiede in Sachsen sind der Einfluss der Mittelgebirge (Abb. 2.2-1) und der Abstand vom Meer. Für die Temperatur ist die Geländehöhe der dominierende Faktor.

Für den Niederschlag ist zusätzlich die Lage der Gebirge zur Hauptwindrichtung West-Südwest bedeutsam. Diese Lage bestimmt den Grad topographiebedingter Staufeffekte infolge erzwungener Hebung (und damit verstärkte Wolken- und Niederschlagsbildung) auf den Luvseiten (siehe Glossar) der Berge sowie Abschattungseffekte (und damit verstärkte Wolkenauflösung und Niederschlagsarmut) auf den Leeseiten (siehe Glossar) der Höhenzüge. Gleichzeitig mit dem Niederschlag, aber auch unabhängig davon, können bei Süd-Südwestanströmung föhnartige Effekte am Nordrand des Erzgebirges auftreten (s. Abschnitt 2.2). Die niederschlagsreichsten Gebiete Sachsens sind die Westhänge des Vogtlands und das Westerzgebirge. Im Gegensatz zu Harz und Thüringer Wald weist das Erzgebirge in vergleichbarer Höhenlage ein sommerliches Niederschlagsmaximum auf.

Die Windgeschwindigkeit nimmt im Mittel mit der Höhe zu, wird jedoch vielfach modifiziert durch zur Verstärkung führende Düsenwirkung von Taleinengungen und Überströmung von Kuppen sowie durch Abschwächung in Tälern und Senken. Bewölkung (Zunahme) und Sonnenscheindauer (Abnahme) werden im Mittel ebenfalls von der Höhe über NN dominiert. Aber auch hier zeigt sich z.T. eine starke Modifizierung in den Jahreszeiten (im Winter oft Zunahme der Sonnenscheindauer mit der Höhe) sowie durch Reliefeigenschaften wie Exposition und Neigung eines Höhenzuges und die Kontinentalität (siehe Glossar) des Standortes.

Die Abbildung 2.1-1 zeigt Klimadiagramme (nach Walter, 1990) von sächsischen Klimastationen.

Abb. 2.1-1 | Klimadiagramme nach Walter (modifiziert) für den Zeitraum 1961-1990 (abweichend: Zinnwald ab 1971)

2.2 Regionale Besonderheiten des Klimas von Sachsen



Einfluss des Reliefs auf das Regionalklima

Der südliche Teil Sachsens wird vom östlichen Teil der Deutschen Mittelgebirgsschwelle durchzogen (siehe Abb. 2.2-1 und 2.2-2). Der Hauptgebirgskamm ist von West bis Südwest nach Ost bis Nordost gerichtet, der Höhenunterschied zwischen Tiefland und den Gipfellagen beträgt bis zu 1000 m. Damit wirken die Mittelgebirge als Barriere und führen je nach Anströmrichtung in Sachsen zu unterschiedlichen Stau- und Abschirmungseffekten.

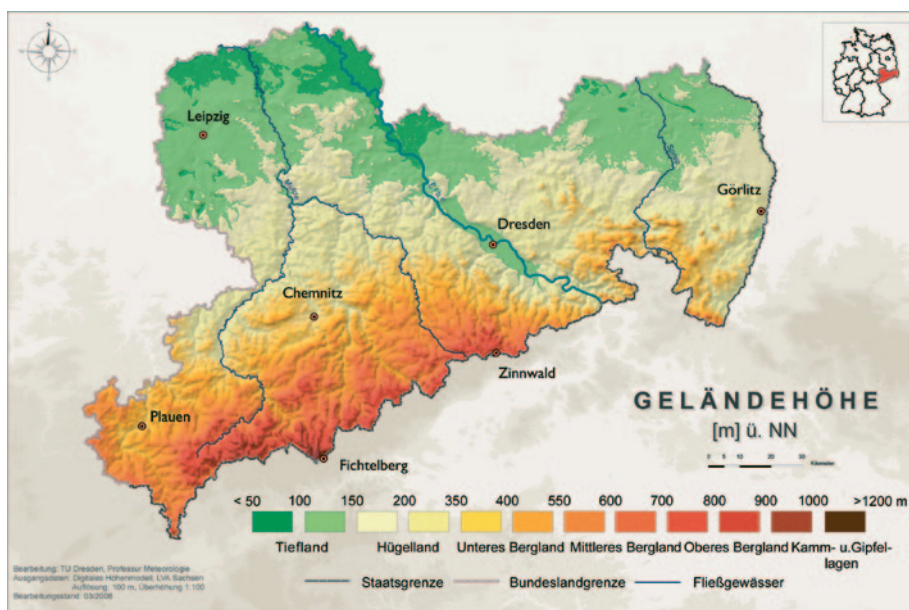


Abb. 2.2-1 | Topographie von Sachsen

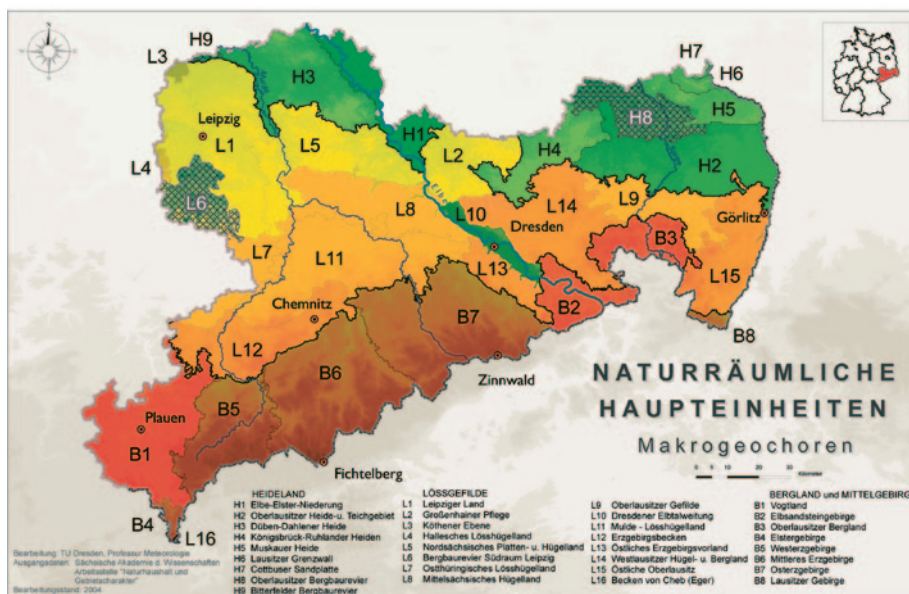


Abb. 2.2-2 | Naturräumliche Gliederung Sachsens (Makrogeochoren nach Haase und Mannsfeld, 2002)



Bei der (weniger häufigen) Nordwest- bis Nordanströmung dominieren die Staueffekte am Nordrand von Elstergebirge, Erzgebirge und Lausitzer Gebirge. Bei der häufigeren Südwest- bis Westanströmung kommt es zu Abschattungseffekten der vorgelagerten Gebirge wie Fichtelgebirge und Böhmerwald bzw. (bezogen auf Ostachsen) des Westerzgebirges. Klimatologisch führt dies zu einer relativen Niederschlagsarmut des Osterzgebirges und einem relativen Niederschlagsreichtum des Westerzgebirges (s. Abb. 2.2-3).

Weitere topographische Einflüsse zeigen sich unter anderem in den klimatischen Besonderheiten des Lausitzer Berg- und Hügellandes und der Tieflandsbecken (z.B. Leipziger Tieflandsbucht), sowie der Klimavariabilität (siehe Glossar) kleinräumiger Geländeformen (z.B. Kaltluftseen in Senken- und Muldenlagen, siehe dazu u. a. Flemming, 2001).

Bevorzugt bei Südanströmung im Winterhalbjahr (siehe Glossar) kommt es am Nordrand des Erzgebirges zu

föhnartigen Effekten, verbunden mit hohen Maximaltemperaturen. Dieser Effekt tritt vornehmlich bei Hochdruckeinfluss mit Inversionswetterlagen (siehe Glossar) ein. Dabei wird durch ein heranrückendes Tiefdruckgebiet die bodennahe Kaltluft abgesaugt, so dass die kalte Bodeninversion aufgelöst und durch Warmluft aus der darüber befindlichen Luftmasse ersetzt wird. Ein ähnlicher, aber in der Wirkung deutlicher ausgeprägter Effekt ist insbesondere am Alpennordrand zu finden.

Die Abbildung 2.2-4 zeigt die Wetterlage vom 16. November 2006, bei der es am Erzgebirgsnordrand infolge von Erwärmung durch Föhnprozesse, kombiniert mit Sonneneinstrahlung zu extrem hohen Temperaturmaxima für November kam (Aue: 20,5°C!).

Weitere Einflüsse der Topographie zeigen sich bei der Verteilung der Strahlung im Gelände mit Auswirkungen auf die kleinräumige Temperaturverteilung und die Verdunstung (siehe auch Kap. 4.3.2, 4.3.3 und 4.4.2).

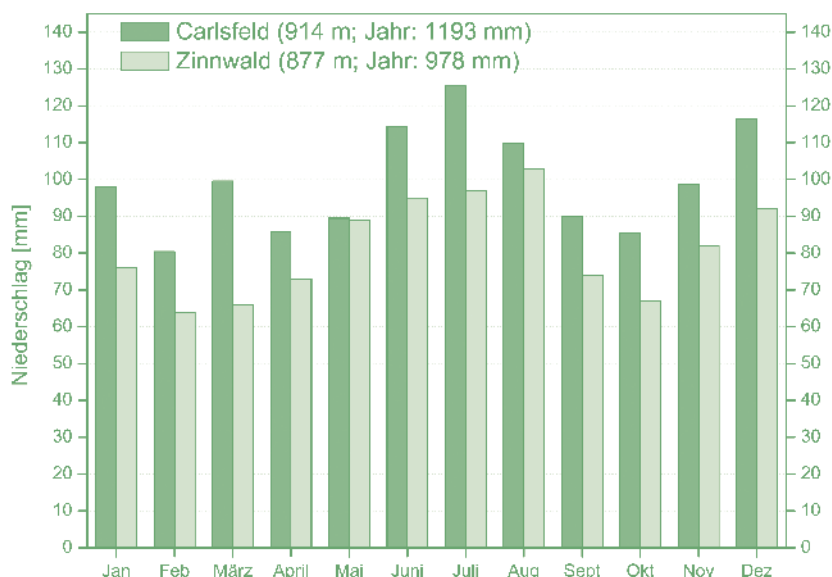


Abb. 2.2-3 | Monats- und Jahresmittelwerte des Niederschlags [mm] in Carlsfeld (Westerzgebirge) und Zinnwald-Georgenfeld (Osterzgebirge)

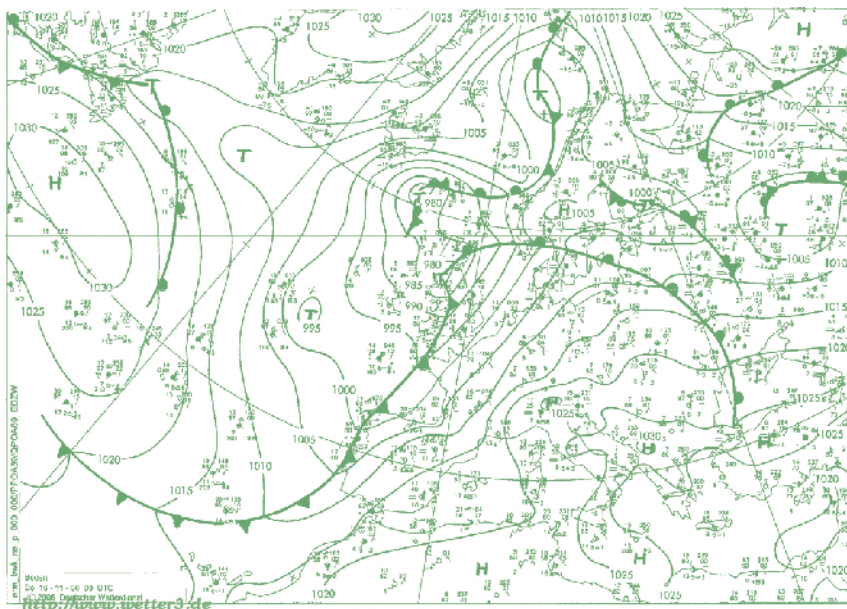


Abb. 2.2-4 | Wetterlage und Höchsttemperaturen [°C] vom 16.11.2006 (Zwischen einem Tief bei den Britischen Inseln und einem Hoch über Südosteuropa fließt subtropische Warmluft nach Mitteleuropa. Verbunden mit föhnartigen Absinkbewegungen und Sonneneinstrahlung werden am Nordrand des Erzgebirges zahlreiche neue Temperaturrekorde für Mitte November aufgestellt. (Quellen: www.wetter3.de, www.wetteronline.de)



Einfluss der Landnutzung auf das Regionalklima

Im Freistaat Sachsen dominieren landwirtschaftliche (Ackerflächen 55 %, Dauerweideflächen 5 %) und forstwirtschaftliche (25 %) Nutzflächen neben Siedlungs- und Gewerbeflächen (10 %). Gewässerflächen spielen mit reichlich einem Prozent eine untergeordnete Rolle (Abb. 2.2-5). Der Landnutzungseinfluss auf das Klima von Sachsen zeigt sich vor allem bei der Verteilung der Net-

tostrahlung aufgrund unterschiedlichen Reflexionsvermögens der Oberflächen und aufgrund unterschiedlicher Expositionen des kleinräumigen Reliefs (s. Kap. 4.3.2, 4.3.3 und 4.4.3). Bei größerer Flächenausdehnung (ca. > 1 km²) führen unterschiedliche Landnutzungsarten zur Ausprägung eigener Sonderklimate wie z.B. Waldklima und Stadtklima.



Böhmischer Wind

Der Böhmisches Wind (siehe Glossar) ist ein regionaler Wind des Winterhalbjahres im südöstlichen Sachsen, verursacht durch Ausströmen von Kaltluft aus dem Böhmisches Becken in das Elbtal und das Neißetal, verbunden mit einem gleichzeitigen Überströmen der Kämme von Osterzgebirge und Zittauer Gebirge. Voraussetzung für das Auftreten dieses Regionalwinds ist ein Hochdruckgebiet über Südosteuropa bei gleichzeitiger Zunahme der Druckunterschiede

infolge eines sich nähernden Tiefdruckgebietes von West. Unter dem Hochdruckeinfluss bildet sich ein Kaltluftsee im Böhmisches Becken und, verbunden mit Absinkprozessen, eine freie Inversion (siehe Glossar) in Höhe des Erzgebirgskamms. Die einsetzende Druckausgleichsströmung vom Hoch zum Tief führt zum Ausströmen der im Böhmisches Becken angesammelten Kaltluft in Richtung Sachsen, die im Bereich der Höheninversion über dem Erzgebirgskamm

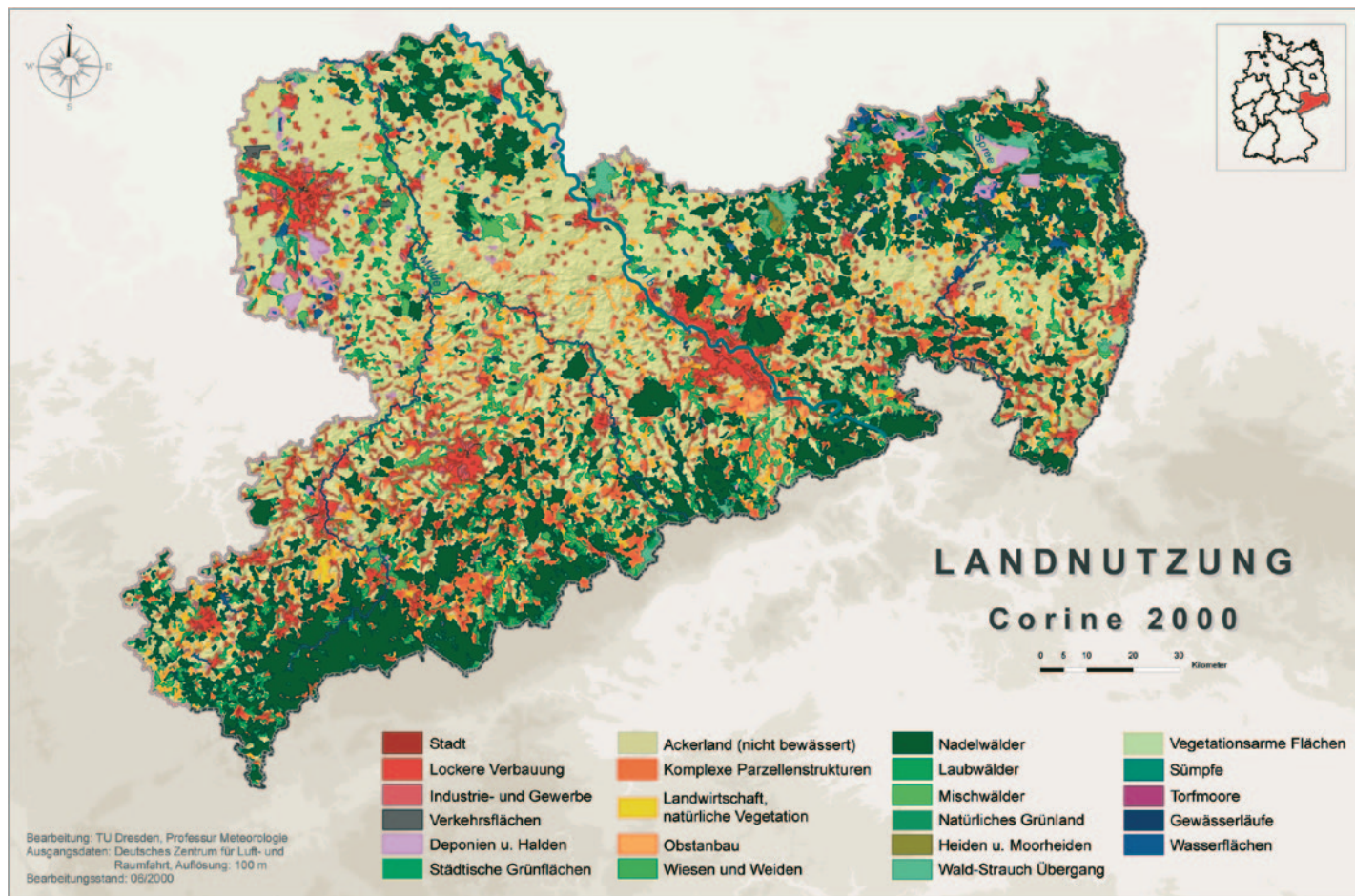


Abb. 2.2-5 | Landnutzung von Sachsen (CORINE 2000-Datensatz)

düsenartig verstärkt wird. In den Strömungspforten, insbesondere im Oberen Elbtal und dem Neißetal, aber auch der Oberlausitz, erfasst die Strömung auch die bodennahe Luft und fließt als kalter und böiger Süd-Südostwind nach Sachsen. Das vertikal mächtigere mittlere Erzgebirge ragt oft über die Kaltluftschicht hinaus und verbleibt in einer wärmeren Oberschicht (Abb. 2.2-6).

Der Böhmisches Wind führt im Oberen Elbtal (von Pirna bis Meißen) und im Neißetal (von Zittau bis Görlitz) zu einer negativen Temperaturanomale im Vergleich zu den übrigen Tieflandsbereichen und zu einer Verzögerung von angekündigtem Tauwetter nach einer winterlichen Frostperiode. In den Hochlagen des Osterzgebirges, der Oberlausitz und des Zittauer Gebirges trägt der Böhmi-

sche Wind zu einer Verlängerung der Schneedeckendauer im Vergleich zu den übrigen sächsischen Mittelgebirgslagen vergleichbarer Höhenstufe bei.

Abbildung 2.2-7 zeigt die Wetterlage am 9. November 2005, 01:00 MEZ. Diese für den Spätherbst typische Hochdruckwetterlage führte gleichzeitig zum Auftreten des Böhmisches Winds mit niedrigen Temperaturen in Ostsachsen und einer Inversionslage mit Föhnwinden im mittleren Erzgebirge, verbunden mit relativ hohen Temperaturwerten. Die Temperaturdifferenz zwischen Dresden-Klotzsche und Leipzig betrug um 14:00 MEZ etwa 3 °C, zwischen Fichtelberg und Zinnwald sogar fast 10 °C! Gleichzeitig trat eine Maximaltemperatur in Aue von fast 15 °C auf (Abb. 2.2-8).

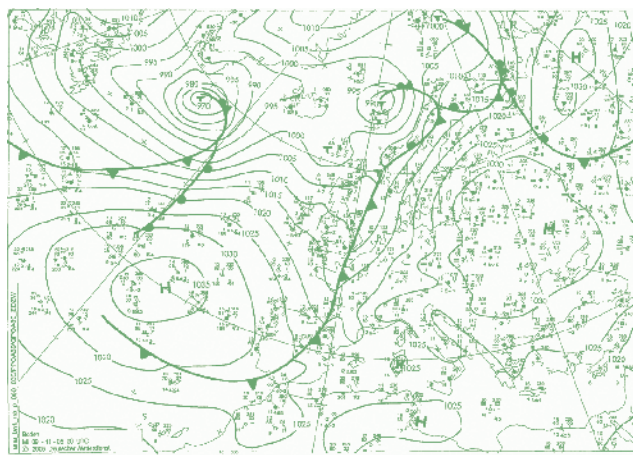
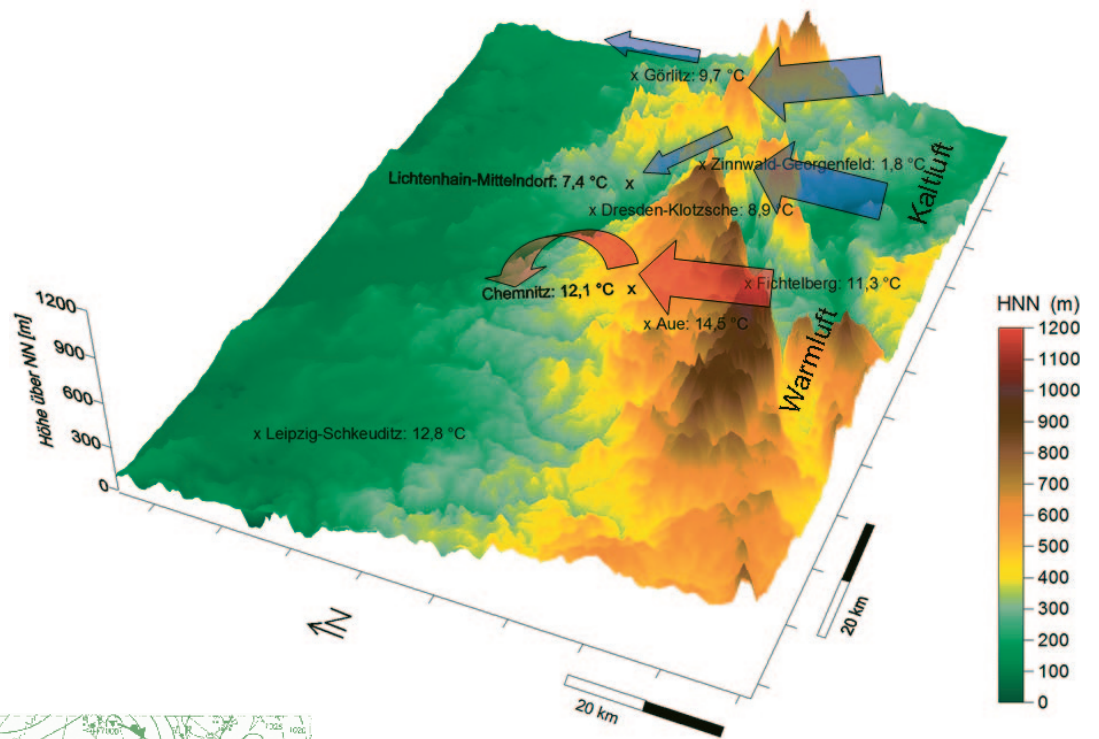


Abb. 2.2-6 | Böhmisches Wind im Oberen Elbtal und im Neißetal bei gleichzeitigem Föhnwind am Nordrand des Erzgebirges (09.11.2005, 14:00 Uhr MEZ)

<http://www.wetter3.de>

Abb. 2.2-7 | Wetterlage vom 09.11.2005, 01:00 Uhr MEZ (Ein Hochdruckgebiet über Ost- und Südosteuropa verliert an Einfluss. Gleichzeitig nähert sich ein Tiefausläufer von Westeuropa. Diese Wettersituation führte zu einer Inversionslage über dem Erzgebirgsraum, bei gleichzeitigem Auftreten des Böhmisches Winds)

3. METHODIK DER KLIMABESCHREIBUNG

3.1 Die Begriffe **Wetter, Witterung und Klima**



Über die Gesamtheit der meteorologischen Größen (z.B. Strahlung, Lufttemperatur) charakterisiert das Wetter den momentanen Zustand der Atmosphäre in den unteren ca. 10 km (Troposphäre (siehe Glossar)) an einem bestimmten Ort und zu einem bestimmten Zeitpunkt. Das Wetter kann sich mehrmals täglich ändern. Die Abfolge von Wettersituationen über einen Zeitraum von mehreren Tagen bis Wochen wird als Witterung bezeichnet. Sie ergibt sich aus charakteristischen Abfolgen von Wetterlagen. Die *World Meteorological Organization* (WMO) (siehe Glossar) definiert das Klima als die Synthese des Wetters über einen Zeitraum, der lang genug ist, um dessen statistische Eigenschaften (Mittelwert, Streuung, Häufigkeitsverteilung, Extremwerte etc. für jedes meteorologische Element) zu bestimmen.

Zur Bestimmung des Klimas wurde von der WMO die Verwendung eines 30-jährigen Zeitraumes (Klimanormalperiode) festgelegt. Die aktuelle Klimanormalperiode entspricht dem Zeitraum 1971-2000, wobei lt. WMO die Klimanormalperiode 1961-1990 als Referenzperiode verwendet wird. Eine Aktualisierung der Klimanormalperiode erfolgt gleitend nach Dekaden.

Bei der Klimabeschreibung werden innerhalb der Klimanormalperiode unterschiedliche zeitliche Bezüge verwendet. Üblich sind hier Kalenderjahre (Januar-Dezember), meteorologische Halbjahre (Sommerhalbjahr (siehe Glossar): April-September, Winterhalbjahr: Oktober-März), meteorologische Jahreszeiten (Frühjahr: März-Mai, Sommer: Juni-August, Herbst: September-November, Winter: Dezember-Februar) und Einzelmonate. Weiterhin werden die Monate April-Juni zur Vegetationsperiode I (siehe Glossar) und die Monate Juni-August zur Vegetationsperiode II zusammengefasst.

3.2 Instrumentelle **Klimageschichte**



Die Messung der einzelnen Klimaelemente hat sich aus historischen und messtechnischen Gründen immer wieder verändert. Es ist daher wichtig, die Änderungen in den Messungen zu kennen und einzuschätzen. An dieser Stelle wird nur auf die Verhältnisse im betreffenden Zeitraum 1961-2005 eingegangen, die Behandlung der instrumentellen Veränderungen bei den langen Reihen, die bis ins 19. Jahrhundert zurückreichen, würde den Rahmen sprengen. Generell wurden jedoch alle Reihen der sächsischen Klimadatenbank (Franke *et al.*, 2004) auf Homogenität und Vollständigkeit geprüft: Dabei wurden Stationen mit „irreparablen“ Inhomogenitäten ausgeschieden und, soweit möglich, Lücken mit anerkannten Methoden der Klimatologie aus Nachbarstationen geschlossen. Bekannte Stationsverlegungen der exemplarischen Stationen wurden berücksichtigt, die Reihen entsprechend überprüft und gegebenenfalls korrigiert.



Niederschlagsmessung

Der Niederschlag wird mit dem Niederschlagssammler nach Hellmann mit einer Auffangfläche von 200 cm² in 1 m Höhe gemessen. Die Bauart ist in Sachsen seit den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts gleich (bis dahin wurde mit 500 cm² Auffangfläche gemessen). Seit Ende der 90er Jahre wurde der aus verzinktem Stahl mit aus Messing oder ebenfalls verzinkter Sammelkanne bestehende Hellmannsche Niederschlagsmesser durch einen sonst baugleichen aus Edelstahl mit Plastsammelkanne bestehenden ausgetauscht. Dadurch ist der Fehler durch die Vorratsverdunstung kleiner geworden. Dieser hat aber bei täglicher Ablesung nur eine geringe Größe. Außerdem scheint der Benetzungsfehler kleiner zu sein. Insgesamt wird die gemessene Niederschlagshöhe dadurch ca. 2% höher (eigene Messungen der Professur für Meteorologie in Tharandt). Im Zuge der Automatisierung wird seit Ende der 80er Jahre auch der NG200 (Volumenmessung, DWD, 2008) eingesetzt. Dabei wird das Niederschlagswasser gesammelt und bei Erreichen von 0,1 mm gezählt und entleert. Ab 2005 wird der NG200 durch den wägenden Niederschlagsmesser PLUVIO der Fa. Ott ersetzt.



Lufttemperatur- und Luftfeuchtemessung

Die Messung der Temperatur wurde erst in jüngster Vergangenheit von Quecksilber- und Alkoholthermometern auf elektrische Thermometer umgestellt. Allerdings haben sich Aufstellungsvorschriften, Ablesezeiten und Auswertungsmethoden immer wieder verändert.

Seit über hundert Jahren wird die Lufttemperatur, sowie ihr Minimum und Maximum mit einer Kombination von drei Flüssigkeitsthermometern innerhalb einer natürlich ventilierten Wetterhütte in 2 m Höhe über Gras gemessen. Die Luftfeuchte wurde mit Hilfe eines zweiten befeuchteten Thermometers psychrometrisch bestimmt. Diese Anordnung des Psychrometers und der Extremthermometer in der Wetterhütte wurde bis in die Mitte der 1980er Jahre beibehalten. Mit dem Aufkommen von automatischen Stationen wurden die Temperaturmessungen auf elektrische Widerstandsmessungen mit Pt100, die Luftfeuchtemessungen auf Taupunktgeber und dann in den 1990er Jahren auf Messungen mit kapazitiven Sensoren der Fa. Vaisala umgestellt.

Aktuell setzt der DWD belüftete sogenannte Theil-Hütten (Lam 630 Wetterschutzhütten) mit den oben genannten Sensoren ein. Durch die Umstellung von der Wetterhütte

zu kleineren, aber stets belüfteten Hütten ist der Strahlungsfehler weiter verringert worden und dies kann in den Mittagsstunden im Frühling und Sommer zu einer etwas geringeren gemessenen Temperatur führen.

Das Tagesmittel der Temperatur wurde bis 31.03.2001 in Deutschland meist aus drei Terminmessungen unter doppelter Gewichtung des Abendtermins bestimmt (also Summe aus 7 Uhr, 14 Uhr und zweimal 21 Uhr durch vier), das Luftfeuchtemittel jedoch aus dem einfachen arithmetischen Mittel dieser drei Termine.

Die Beobachtungszeiten wurden in zwei Stufen 1957 und 1962 von mittlerer Ortszeit (MOZ) auf mitteleuropäische Zeit (MEZ) umgestellt. 1967 wurden an den hauptamtlichen Stationen die 4 Termine 1, 7, 13 und 19 Uhr MEZ für die Mittelbildung festgelegt. 1990 wurde dann die bundesdeutsche Regelung der Mannheimer Stunden wieder eingeführt, aber jetzt mit 7:30, 14:30 und 21:30 Uhr MEZ. Seit 01.04.2001 ist das System auf 24 Stundenmittel umgestellt worden. Die Auswirkungen dieser Änderungen wurden im Rahmen der Homogenitätsprüfung behandelt. Es ist aber anzunehmen, dass kleine systematische Effekte in den Klimareihen vorhanden sind.



Windgeschwindigkeit und -richtung

Die Windmessung sollte immer 10 m über Grund erfolgen und möglichst wenig von der unmittelbaren Umgebung beeinflusst sein. Die Windrichtung wird durch eine Windfahne, typischerweise über ein Potentiometer, bestimmt. Die Windgeschwindigkeit wurde im Tiefland mit Schalenkreuzanemometern (meist induktiv über durch die Drehung erzeugte Spannung oder durch Impulsgeber) gemessen. Die induktive Messung der Windgeschwindigkeit ist Ende der 80er- bis Mitte der 90er-Jahre gegen optoelektrische Impulsgeber (zur Vermeidung von induktiven Widerständen und Reduktion mechanischer Reibungswiderstände) ersetzt worden. Seit 2005 wird schrittweise auf Ultraschallanemometer in 10 m Höhe umgestellt. Die Erzeugung der Mittelwerte ist unverändert (letztes 10-Minuten-Mittel vor dem Termin), Tageswert aus dem arithmetischen Mittel der Terminwerte. Die Maxima werden kontinuierlich abgegriffen.

An manchen Stationen wurden Windgeschwindigkeit und -richtung aber bis in die jüngste Vergangenheit durch einen erfahrenen Beobachter jeweils zu den Klimaterminen als 10-Minuten-Mittel in 10 m über Grund abgeschätzt.



Sonnenscheindauer- und Globalstrahlungsmessung

Die Sonnenscheindauermessung mit dem Sonnenscheinautographen nach Campbell-Stokes ist bis Anfang der 1990er Jahre unverändert beibehalten worden. Seitdem wird mit dem SONI2e (Pyrheliometer mit periodisch beschatteter und besonnter Siliziumzelle, Fa. Thies) gemessen. Laut WMO-Richtlinie gilt als Sonnenschein, wenn die gesamte Globalstrahlung 120 Watt/m² über der beschatteten Globalstrahlung liegt.

Die Globalstrahlung wurde mithilfe eines Schwarzflächen-Pyranometers nach Sonntag (Erwärmung einer schwarzer Fläche unter Glaskuppel, Messung der erzeugten thermoelektrischen Spannung in einer Thermosäule) gemessen. Derzeit sind Globalstrahlungsmesser auf Halbleiterbasis im Einsatz.

3.3 Datenbasis

3.3.1 Klimadaten



Die verwendeten Klimadaten wurden primär vom Deutschen Wetterdienst (DWD, www.dwd.de) bezogen. Hierbei handelt es sich um täglich gemessene Daten aus dem standardisierten Klima- und Niederschlagsmessnetz (Tab. 3.3.1-1). Bedingt durch die Grenzsituation des Freistaates Sachsen wurden außerdem Klimadaten des Tschechischen Hydrologisch-Meteorologischen Dienstes (CHMI, www.chmi.cz) verwendet. Alle Zeitreihen sind in der Sächsischen Klimadatenbank (Franke *et al.*, 2004, 2007) zusammengeführt. Innerhalb der Projektlaufzeit konnten keine Daten des Polnischen Wetterdienstes in die Analysen integriert werden.

Tab. 3.3.1-1 | Verwendete Klimaelemente und deren Messstandards im Klima- und Niederschlagsmessnetz des Deutschen Wetterdienstes und des Tschechischen Hydrometeorologischen Dienstes

Klimamessnetz	Niederschlagsmessnetz	Einheit
Niederschlag	Niederschlag	[mm] in 1 m ü. EOF ¹⁾
Schneehöhe	Schneehöhe	[cm]
Lufttemperatur (Max, Min, Mittel)		[°C] in 2 m ü. EOF ¹⁾
relative Feuchte		[%] in 2 m ü. EOF ¹⁾
Sonnenscheindauer		[h]
Windstärke/ -geschwindigkeit		[bft]/ [m s ⁻¹] in 10 m ü. EOF ¹⁾
Windrichtung		[°] in 10 m ü. EOF ¹⁾

¹⁾ Erdoberfläche



Die Darstellungen in dieser Publikation beziehen sich vordergründig auf den Zeitraum 1961-2005, wobei Auswertungen von langen Stationsreihen exemplarisch einbezogen wurden. Der Datenverfügungszeitraum wurde unterteilt in den Referenzzeitraum 1961-1990 (Klimanormalperiode) und den Vergleichszeitraum 1991-2005. Durch den Vergleich der beiden Zeiträume („Klimagegenwart“ 1991-2005 und „Klimavergangenheit“ 1961-1990) werden dynamische Aspekte im Regionalklima für den Freistaat Sachsen verdeutlicht.

Aus den insgesamt zugrunde liegenden Messstationen (Tab. 3.3.1-2) wurde für Detailuntersuchungen eine Stationsauswahl vorgenommen (Tab. 3.3.1-3, 3.3.1-4). Speziell für den Freistaat Sachsen ist die räumliche Verteilung verwendeter Messstationen in Abbildung 3.3.1-1 dargestellt.

Tab. 3.3.1-2 | Anzahl und räumliche Zuordnung verwendeter Messstationen

Räumlicher Bezug	Klimastationen	Niederschlagsstationen
Freistaat Sachsen	12	182
umliegende Bundesländer	8	100
Tschechien	14	48
Insgesamt	34	330

Tab. 3.3.1-3 | Exemplarisch verwendete Klimastationen in Sachsen

Klimastation	Geographische Lage		
	Nördl. Breite	Östl. Länge	Seehöhe [m] ü. NN
Chemnitz	50° 47' 33''	12° 52' 25''	418
Dresden-Klotzsche ¹⁾	51° 07' 45''	13° 45' 22''	222
Fichtelberg	50° 25' 46''	12° 57' 19''	1213
Görlitz	51° 09' 48''	14° 57' 11''	238
Leipzig-Holzhausen	51° 18' 59''	12° 26' 51''	148
Plauen	50° 28' 59''	12° 07' 54''	386
Zinnwald-Georgenfeld ²⁾	50° 43' 58''	13° 45' 11''	877
Großenhain-Skassa ³⁾	51° 17' 15''	13° 28' 22''	125
Marienberg-Reitzenhain ³⁾	50° 33' 46''	13° 13' 28''	755
Tharandt-Grillenburg ³⁾	50° 57' 09''	13° 30' 10''	384

¹⁾ 1961-1966 ergänzt durch Station Wahnsdorf (51° 07' 00'' nördl. Breite, 13° 41' 00'' östl. Länge, 246 m ü. NN)

²⁾ Daten ab 1971

³⁾ nur für Langzeittrends des Niederschlages

Tab. 3.3.1-4 | Exemplarisch verwendete Schneemessstationen in Sachsen

Messstation	Sächsisches Mittelgebirge ¹⁾	Geographische Lage		
		Nördl. Breite	Östl. Länge	Seehöhe [m] ü. NN
Bad Elster	Elstergebirge	50° 47' 33''	12° 52' 25''	418
Carlsfeld ²⁾	Westerzgebirge	51° 07' 45''	13° 45' 22''	222
Fichtelberg	Mittleres Erzgebirge	50° 25' 46''	12° 57' 19''	1213
Kurort Jonsdorf	Lausitzer Gebirge	51° 09' 48''	14° 57' 11''	238
Zinnwald-Georgenfeld ³⁾	Osterggebirge	50° 43' 58''	13° 45' 11''	877

¹⁾ nach Haase & Mannsfeld (2002)

²⁾ 1961-1994 ergänzt durch Station Carlsfeld-Talsperre Weiterswiese (50° 25' 35'' nördl. Breite, 12° 35' 49'' östl. Länge, 914 m ü. NN)

³⁾ Daten ab 1967 und 1967-1970 ergänzt durch Station Geisingberg (50° 46' 23'' nördl. Breite, 13° 46' 30'' östl. Länge, 823 m ü. NN)

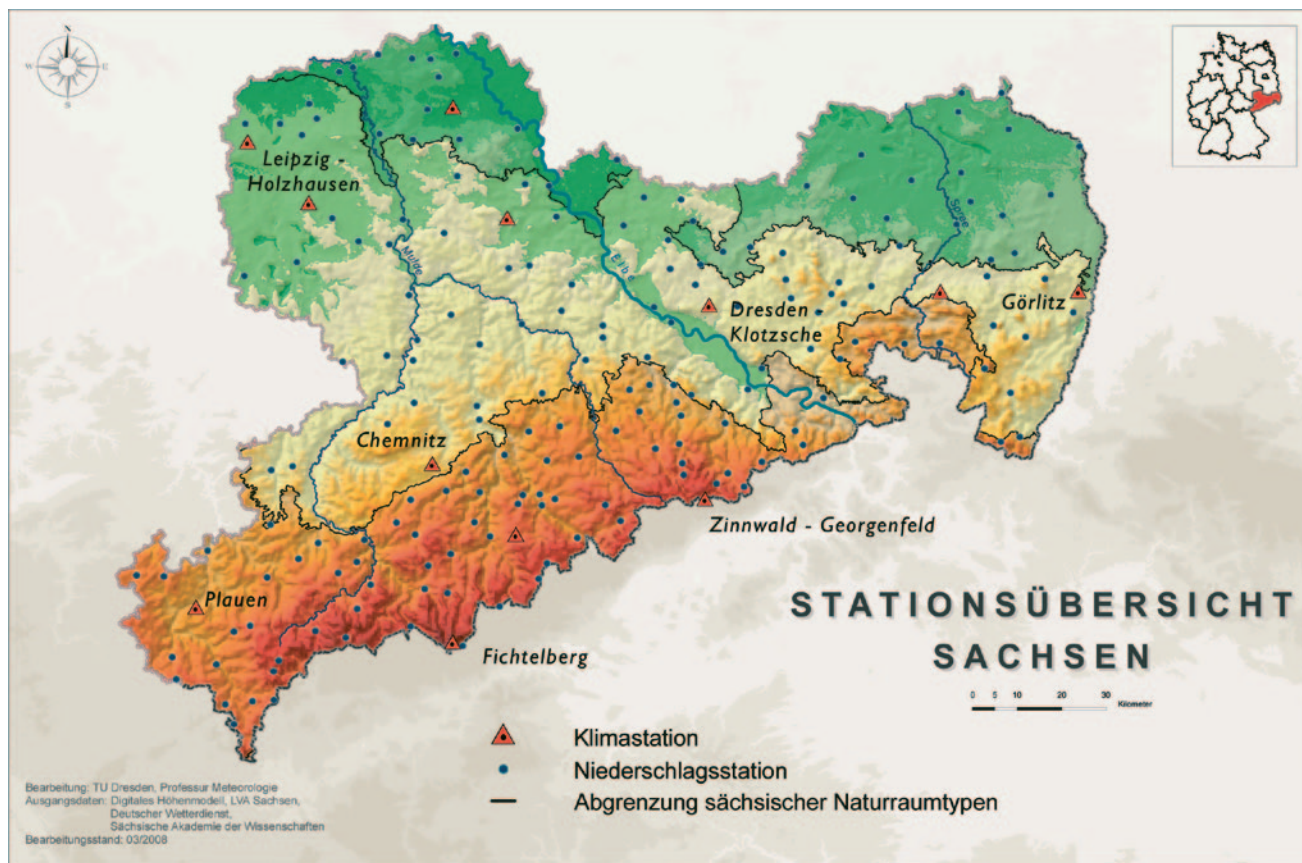


Abb. 3.3.1-1 | Übersicht verwendeter Messstationen des Deutschen Wetterdienstes in Sachsen



Die verwendeten Rohdaten haben Lücken, enthalten Fehler und sind inkonsistent. Deshalb wurde aus ihnen über eine Folge von Arbeitsschritten ein konsistenter Datensatz erzeugt, wobei die zeitliche Auflösung der Zeitreihen (Tages-, Monats-, Jahreszeiten-, Halbjahres- oder Jahreswerte) durch die jeweilige Fragestellung bestimmt ist. Die Karten der mittleren Maximumtemperaturen für Jahreszeiten beruhen z.B. auf einer Mittlung der entsprechenden täglichen Maximumtemperaturen.

Zu den einzelnen Arbeitsschritten gehören Datenergänzung, Homogenitätsprüfung (siehe Glossar) und eine Korrektur des Messfehlers für den Niederschlag. In manchen Fällen war eine Ergänzung fehlender Werte möglich, wenn auf originale oder gedruckte Datenarchive (z. B. meteorologische Jahrbücher) zurückgegriffen werden konnte. Ansonsten wurden kürzere Lücken mit Hilfe von Daten benachbarter Stationen und in der Klimatologie üblicher Verfahren (Reduktionsverfahren, Regressionsbeziehungen) geschlossen.

Den Autoren ist das Problem von Stationsverlegungen und Austausch von Messgeräten bekannt, welches Inho-

mogenitäten (d.h. nicht klimatologisch begründete Veränderungen, z.B. Sprünge) in den Zeitreihen induziert. Entsprechende Aufzeichnungen sind in Form von Stationschroniken beim Deutschen Wetterdienst archiviert. Zur Problemlösung wurden die verwendeten Zeitreihen einem komplexen Algorithmus zur Homogenitätsprüfung unterzogen und gegebenenfalls homogenisiert. Die angewandte Prüfstrategie beruht auf der Kombination eines Fehlwertkriteriums, eines Ausreißer- und Stationaritätstests mit numerischen und graphischen Homogenitätstests (siehe Franke *et al.*, 2004, 2007). Letztere sind als relative Testverfahren (d.h. anhand einer homogenen Referenzreihe) ausgelegt.

Bei Betrachtung des Niederschlages mit wasserhaushaltsrelevantem Hintergrund empfiehlt es sich den windbedingten Fehler der Niederschlagsmessung zu korrigieren. Das hierfür anzuwendende Korrekturverfahren nach Richter (1995) wurde von Erbe (2002) aktualisiert und auf sächsische Verhältnisse angepasst. Die Karten des Niederschlages und der klimatischen Wasserbilanz beruhen auf korrigierten Niederschlagssummen.

3.3.2 Wetterlagenklassifikation nach Hess & Brezowsky



Die atmosphärische Zirkulation hat einen signifikanten Einfluss auf die räumliche Variabilität von Klimaelementen. Es existiert eine Vielzahl von Methoden zur Klassifizierung der atmosphärischen Zirkulation, um das Verständnis des Zusammenhanges der atmosphärischen Zirkulation mit dem lokal-regionalen Wettergeschehen zu vertiefen. Die Klassifizierungsmethoden unterscheiden sich in subjektive und objektive Methoden. Die subjektiven Wetterlagen werden von Wissenschaftlern (z. B. Synoptikern (siehe Glossar)) durch vergleichende Betrachtung klassifiziert. Inhomogenitäten sind somit wahrscheinlich. Im Gegensatz dazu werden objektive Wetterlagen nach vorgegebenen Algorithmen klassifiziert. Eine objektive Klassifikation sind zum Beispiel die Objektiven Wetterlagen des Deutschen Wetterdienstes (Dittmann *et al.*, 1995, Bissolli und Dittmann, 2001).

In der Analyse der Veränderungen des sächsischen Klimas spielen bestimmte Wetterlagen eine wichtige Rolle. Als Datengrundlage werden die Großwetterlagen (siehe Glossar) nach Hess und Brezowsky herangezogen (Quellen: Gerstengarbe *et al.* 1993, 2005, DWD, 2007).



Großwetterlagen

Die in Mitteleuropa bekannteste subjektive Klassifizierung von Wetterlagen ist diejenige nach Hess und Brezowsky. Für diese Klassifikation liegt eine 126 Jahre lange Zeitreihe vor. Ein erster „Kalender der Großwetterlagen Europas“ entstand unter der Leitung von F. Baur bereits von 1941 bis 1943 (Baur *et al.*, 1944). Baur klassifizierte 21 Großwetterlagen. Diese Klassifikation wurde von Hess und Brezowsky in den Jahren 1952, 1969 und 1977 überarbeitet, später von Gerstengarbe in den Jahren 1993, 1999 und 2005. Als Großwetterlage bezeichnet man nach Baur (1963) „die mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas während eines mehrtägigen Zeitraumes“. Durch Hess und Brezowsky (1977) wurde die Dauer eines solchen Zeitraumes auf drei Tage festgelegt. Die Einteilung der Großwetterlagen erfolgt nach der Lage der steuernden Zentren (Höhentiefdruckgebiete, Tröge)

und wird durch die Erstreckung der Frontalzonen bestimmt. Es treten über Mitteleuropa Großwetterlagen mit antizyklonalem als auch mit zyklonalem Witterungscharakter auf. Als letzter Buchstabe der Abkürzung wird zu ihrer Charakterisierung entweder A (antizyklonal) oder Z (zyklonal) verwendet. Die ursprünglich 21 Großwetterlagen wurden auf heute 29 Großwetterlagen erweitert. Während einer Großwetterlage sind die Haupteigenschaften des Wetters über Europa annähernd konstant (Yarnal, 1993, Gerstengarbe *et al.*, 2005).

Mehr zur Definition und Charakteristik der einzelnen Großwetterlagen in Gerstengarbe *et al.* (2005). Beispieldruckkarten (Boden und Höhenwetterkarte 500 hPa) zu den einzelnen Großwetterlagen enthält der Anhang des genannten Werkes.



Wetterlagen für die Beschreibung des Klimas

Das Klima kann als Synthese des Wetters über einen langen Zeitraum angesehen werden. In diesem Zusammenhang wird klar, dass Wetterlagen zwar nicht einzeln für sich, wohl aber in ihrer Gesamtheit über einen längeren Zeitraum zur Beschreibung des Klimas und seiner Veränderungen beitragen können. Das heißt wenn sich die Häufigkeit bestimmter Wetterlagen über einen längeren Zeitraum hinweg ändert, kann man hier auch von einer Klimaänderung (siehe Glossar) sprechen. Hintergrund hierfür ist die charakteristische Verteilung der atmosphärischen Größen für eine Wetterlage, die auch das Klima beschreiben. Hierzu gehören die Lufttemperatur, der Niederschlag als auch der Wind und der Luftdruck.

Die Wetterlagenklassifikation der Großwetterlagen hilft dabei, bestimmte wetterlagenabhängige Vorgänge, die offenbar klimabestimmend sind, von anderen Mechanismen

zu trennen und tragen damit wesentlich zum Verständnis der Klimaschwankungen bei, zum Beispiel wurde von Bárdossy und Caspary (1990) das Konzept der Großwetterlagen herangezogen, um die regionalen Effekte des Klimawandels zu untersuchen und den räumlich-zeitlichen Zusammenhang mit Temperatur und Niederschlag zu betrachten. Bárdossy und Caspary (1990) stellten fest, dass seit den 70er Jahren die winterlichen zonalen Wetterlagen an Häufigkeit zugenommen haben und damit in Verbindung eine Veränderung zu wärmeren und feuchteren Wintern mit überwiegend flüssigen Niederschlägen erfolgte. Den Zusammenhang von Großwetterlagen und Niederschlagstrends im Elbeinzugsgebiet untersuchten Werner *et al.* (2008). Bissolli (2001) untersuchte, wie sich die Wetterlagenhäufigkeiten im 20. Jahrhundert verändert haben und inwiefern diese Veränderungen als Klimaschwankungen interpretiert werden können.



Zirkulationsformen

Für die Klassifikation der Großwetterlagen wird in drei Zirkulationsformen (siehe Glossar) unterschieden, für deren Definition typische Druckverhältnisse in der Atmosphäre ausschlaggebend sind. Durch diese Druckverhältnisse stellen sich bestimmte Anströmrichtungen für Europa ein, nach denen die Zirkulationsformen benannt sind. Es wird unterschieden in die zonale, die meridionale und die gemischte Zirkulationsform.

Die zonale Zirkulation herrscht dann, wenn zwischen einem hochreichenden subtropischen Hochdruckgebiet in Normallage über dem Nordatlantik und einem gleichfalls hochreichenden System tiefen Luftdrucks im subpolaren Raum eine mehr oder weniger glatte West-Ost-Strömung besteht, in der einzelne Tiefdruckgebiete mit ihren Frontensystemen von West nach Ost, vom östlichen Nordatlantik zum europäischen Festland wandern (alle Westlagen).

Charakteristisch für die meridionale Zirkulationsform sind stationäre, blockierende Hochdruckgebiete zwischen 50 und 65 Grad nördlicher Breite. Auch alle Troglagen (siehe Glossar) mit nordsüdlicher Achsenrichtung werden dieser Zirkulationsform zugeordnet. Je nach Lage der Steuerungszentren und der nach Mitteleuropa gerichteten Strömung sprechen wir von Nord-, Ost- oder Südlagen. Einen Grenzfall bilden die Nordost- und die Südostlagen. Es könnte zunächst naheliegend erscheinen, diese Lagen denen der gemischten Zirkulation zuzurechnen. Da sie jedoch allgemein mit einem blockierenden nord- oder osteuropäischen Hoch verbunden sind, gehören sie zur meridionalen Zirkulationsform, zumal keine langgestreckten Frontalzonen von Nordost nach Südwest bzw. Südost nach Nordwest auftreten.

Bei der gemischten Zirkulation sind die zonalen und meridionalen Strömungskomponenten etwa gleich groß, das heißt der Austausch von Luftmassen verschiedener geographischer Breiten erfolgt nicht auf dem kürzesten (meridionalen) Weg, sondern mit einem deutlichen zonalen Strömungsanteil. Typische Beispiele für Lagen der gemischten Zirkulation sind die Südwest- und Nordwestlagen mit entsprechend gerichteten langgestreck-

ten Frontalzonen. Die antizyklonalen Steuerungszentren sind gegenüber den Westlagen nordwärts bis etwa 50 Grad Breite verschoben, und zwar über den Ostatlantik (Nordwestlage), Mitteleuropa (Hoch Mitteleuropa) oder über Osteuropa (Südwestlage). Wegen der wechselnden Strömungskomponenten wurde auch die Großwetterlage „Tief Mitteleuropa“ zur gemischten Zirkulation gerechnet (Gerstengarbe *et al.*, 2005).



Großwettertypen

Einige Wetterlagen treten in der 126 Jahre langen Zeitreihe (1881-2006) nur selten auf. Daher werden für bestimmte Analysen mehrere verwandte Großwetterlagen zu den sogenannten Großwettertypen zusammengefasst. Vor allem aber gibt es Fälle, bei denen die Unterteilung in spezielle, mit Rücksicht auf die Witterungsverhältnisse eng definierte Großwetterlagen nicht benötigt wird, ja sogar störend sein kann, so zum Beispiel bei großräumigen Zirkulationsuntersuchungen. Auch hier kann man jeweils mehrere verwandte Großwetterlagen zu Großwettertypen zusammenfassen (Flohn, 1954, Gerstengarbe *et al.*, 2005).

Für die hier vorliegenden Untersuchungen wurden nur die für Sachsen witterungsrelevanten Großwetterlagen

ausgewählt (Tab. 4.9.1-1), das heißt die am häufigsten auftretenden und in ihrer Wirkung das Gebiet des Freistaates Sachsen in der Witterung stark beeinflussenden Großwetterlagen. Hieraus wurden noch einmal die für Sachsen maßgeblich witterungsbestimmenden Großwetterlagen „Westlage, zyklonal“ (WZ), „Hoch Mitteleuropa“ (HM) sowie „Trog Mitteleuropa“ (TRM) für näher gehenden Betrachtungen ausgewählt (siehe Kap. 4.9.2). Letztgenannte ist besonders im Zusammenhang mit der sogenannten Vb-Zugbahn wegen intensiver Niederschläge und dadurch hervorgerufenen Hochwasserereignissen von Bedeutung.

Tab. 3.3.2-1 | Für Sachsen witterungsrelevante Großwetterlagen nach Hess und Brezowsky

Zirkulationsform	Großwettertyp	Großwetterlage	
zonal	West	WZ	Westlage, zyklonal
gemischt	SüdWest	SWA	Südwestlage, antizyklonal
		SWZ	Südwestlage, zyklonal
	NordWest	NWA	Nordwestlage, antizyklonal
		NWZ	Nordwestlage, zyklonal
	Hoch Mitteleuropa	HM BM	Hoch Mitteleuropa Hochdruckbrücke (Rücken) Mitteleuropa
meridional	Nord	TRM	Trog Mitteleuropa
	SüdOst	SEA	Südostlage, antizyklonal
		SEZ	Südostlage, zyklonal
	Süd	SA	Südlage, antizyklonal
		SZ	Südlage, zyklonal
		TRW	Trog Westeuropa

3.3.3 Weitere Basisdaten



Zur Berücksichtigung der topographischen Bedingungen im Freistaat Sachsen wurde ein digitales Höhenmodell (DHM) mit einer räumlichen Auflösung von 500 m x 500 m verwendet. Das vom Landesvermessungsamt Sachsen (www.landesvermessung.sachsen.de) zur Verfügung gestellte Höhenmodell beruht auf Gauß-Krüger-Koordinaten mit Bezug zum 4. Meridianstreifen.

Die digitalen Daten zur Landnutzung (siehe Glossar) wurden vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR, www.dlr.de) bezogen. Unter dem Namen *CORINE Land Cover 2000* (CLC2000) wird die klassifizierte Landnutzung in einem Gitterpunktabstand von 100 m dargestellt. CORINE steht abkürzend für *Coordination of Information on the Environment* der Europäischen Union (EU).

Die naturräumliche Gliederung Sachsens wurde hier im Maßstab der Makrogeochoren (Stand 2005) visualisiert. Herausgeber (Urheber) dieses digitalen Datensatzes ist der Landesverein Sächsischer Heimatschutz e.V. (www.saechsischer-heimatschutz.de).

3.4 Verarbeitung der Klimadaten

3.4.1 Temperaturabgeleitete Klimagrößen

Die Berechnungen der nachfolgend dargestellten Klimaindizes basieren auf Zeitreihen täglicher Lufttemperaturen (Maximum: T_{\max} , Mittel: T_{mit} , Minimum: T_{\min}).



3.4.1.1 Ereignistage

Ereignistage (siehe Glossar) sind über ein Temperaturkriterium definiert und werden üblicherweise als Auftretenshäufigkeit in Tagen pro Jahr angegeben.

Sommertage:	$T_{\max} \geq 25^\circ\text{C}$
Heiße Tage:	$T_{\max} \leq 30^\circ\text{C}$
Frosttage:	$T_{\min} > 0^\circ\text{C}$
Eistage:	$T_{\max} < 0^\circ\text{C}$



3.4.1.2 Wärme- und Kältesumme

Wärmesummen (siehe Glossar) $WS [J]$ werden im Allgemeinen als ein Maß für den Wärmegenuss verwendet, wobei die Anpassung an einen Untersuchungsgegenstand über eine entsprechende Basistemperatur T_{Basis} vorgenommen wird. Beispielsweise ist für das Wachstum von Tulpen eine Basistemperatur von 5°C maßgebend. Hier wird mit humanmeteorologischem Hintergrund $T_{\text{Basis}} = 20^\circ\text{C}$ verwendet. Die Berechnung der Wärmesumme erfolgt über die Tage i pro Jahr nach Gleichung (3.4.1.2-1).

$$WS = \sum_{i=1}^n (T_{\text{mit},i} - T_{\text{Basis}}) \quad \text{für } T_{\text{mit},i} > T_{\text{Basis}} \quad (3.4.1.2-1)$$

Kältesummen (siehe Glossar) $KS [J]$ werden im Allgemeinen als ein Maß für den Wärmemangel verwendet. Als Grundlage zur Beurteilung der Winterstrenge (Tab. 3.4.1.2-1) wird die Kältesumme für die Monate November bis März berechnet. Hier erfolgt die Berechnung der Kältesumme über die Tage i pro Jahr nach Gleichung (3.4.1.2-2).

$$KS = \sum_{i=1}^n |T_{\text{mit},i}| \quad \text{für } T_{\text{mit},i} < 0^\circ\text{C} \quad (3.4.1.2-2)$$

Tab. 3.4.1.2-1 | Kategorien zur Beurteilung der Winterstrenge

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



3.4.1.3 Heizgradtage

Heizgradtage (siehe Glossar) HGT stellen einen Klimaindex dar, welcher in der technischen Klimatologie für die Kalkulation von Heizaufkommen in Abhängigkeit klimatischer Bedingungen Verwendung findet. In die Berechnung gehen nur Tagesmittel der Außenlufttemperaturen T_{mit} ein. Für Heiztage HT werden die kumulierten Temperaturabweichungen zwischen einer angestrebten Raumlufttemperatur von $T_{Raum} = 20^{\circ}C$ [analog zu T_{Basis} (Wärmesumme)] und der Außenlufttemperatur berechnet und in der Einheit [Kelvin Tag] angegeben. Heiztage werden mittels einer Heizgrenztemperatur von $T_{Grenz} = 12^{\circ}C$ und der Relation $T_{mit} < T_{Grenz}$ definiert. Die Berechnung von Heizgradtagen erfolgt über die Tage i pro Jahr nach der VDI-Richtlinie 3807 (1998) über die Gleichung (3.4.1.3-1).

$$HGT = \sum_{i=1}^n (T_{Raum} - T_{mit,i}) \quad \text{für } T_{mit,i} < T_{Grenz} \quad [Kd \ a^{-1}]$$

(3.4.1.3-1)



3.4.1.4 Vegetationsperiode

Die Vegetationszeit oder Vegetationsperiode ist der Abschnitt im Jahr, in dem eine Pflanze aktiv wächst und sich entfaltet. Die restliche Zeit wird als Vegetationsruhe bezeichnet. Der Wechsel zwischen Vegetations- und Ruheperioden ist maßgeblich durch die Temperatur und das Niederschlagsdargebot bedingt. Generell ist der Stoffwechsel von Pflanzen in einem artabhängigen Temperaturbereich besonders effektiv, darüber und vor allem darunter ist das Wachstum reduziert. Zur stationsbezogenen Bestimmung von Vegetationsperioden wurde folgendes Temperaturkriterium angewendet:

- Beginn: 7 aufeinander folgende Tage mit einer Tagesmitteltemperatur $\geq 5^{\circ}C$,
- Ende: 7 aufeinander folgende Tage mit einer Tagesmitteltemperatur $< 10^{\circ}C$.

Als konkretes Datum wurde der jeweils letzte Kalendertag [DOY] des erfüllten Kriteriums verwendet (Franke *et al.*, 2007). Die Länge der Vegetationsperioden in Tagen [d] wird aus der Differenz zwischen DOY(Ende) und DOY(Beginn) abgeleitet.

Vegetationszeiten stehen (artenabhängig) in einem engen Zusammenhang zur Wärmesumme. Obengenanntes Temperaturkriterium lässt durch den Wechsel zwischen zunehmend wärmeren und kälteren Witterungsabschnitten zum Jahresbeginn eine Ausweisung von kürzeren (Schein-)Vegetationsperioden zu, wobei maßgebende Wärmesummen noch nicht erreicht sind. In solchen Fällen wurde eine Bereinigung in den berechneten Vegetationsperiodenparametern vorgenommen.

3.4.2 Wind



3.4.2.1 Synthetische Windgeschwindigkeitsverteilung

Die methodischen Grundlagen zur Erarbeitung der Karten gehen zurück auf Gerth (1987) (siehe auch Freydank und Gerth, 1997; Gerth und Christoffer, 1994). Die der Karte der mittleren jährlichen Windgeschwindigkeit von Sachsen zugrunde liegenden Rasterdaten entstammen dem Datensatz für die Bundesrepublik Deutschland, den

Gerth in einem Rasterabstand von 1000 x 1000 m auf der Grundlage der Messdaten der Periode 1981 bis 2000 neu berechnet hat und der durch Freydank (2005) für das Landesforstpräsidium Sachsen speziell aufbereitet wurde.



3.4.2.2 Synthetische Windrichtungsverteilung

Um eine Windrichtungsverteilung für Sachsen zu ermitteln, ist es notwendig ein rechnergestütztes Modell zu verwenden. In Gebirgen und Hügellandschaften ist es nicht ohne weiteres möglich, von Standorten mit bekannter Windrichtungsverteilung auf die Verteilung in anderen Gebieten zu schließen. Verschiedene orographiebedingte Effekte - wie zum Beispiel die Kanalisierung in Tälern oder die Umströmung eines Berges - beeinflussen das Windfeld nachhaltig. Auch Änderungen der Rauigkeit am Erdboden wirken sich auf das Windfeld aus. Mit Hilfe des hier verwendeten diagnostischen Windmodells WITRAK (siehe Glossar) (Kerschgens *et al.*, 1995), das an der Universität Köln entwickelt wurde, werden diese Effekte berücksichtigt. Bei dieser relativ einfachen Modellklasse stellt man sich vor, dass ein Höhenwind massenkonsistent, d. h. ohne Verlust an den Rändern, in die Landschaft gepresst wird, und sich dabei an die Orographie anpassen muss. Zur Berechnung der Bodenwindrosen wird an jedem Gitterpunkt eine Abbildungsvorschrift zwischen Höhenwind und Bodenwind ermittelt. Die Höhenwindverteilung, die für das gesamte Modellgebiet als repräsentativ angenommen wird, ergibt sich über die Abbildungsvorschrift

aus einer bestmöglichen Anpassung an vorgegebene Bodenwindstatistiken, die an den Stationen innerhalb des Modellgebiets gemessen wurden (Brücher *et al.*, 1994a; Brücher *et al.*, 1994b). Dazu wurden die Messstatistiken jeweils in 12 Windrichtungsklassen eingeteilt, die die Häufigkeit des Windes aus den verschiedenen 30°-Sektoren angeben. In Abbildung 3.4.2.2-1 ist das Vorgehen zur Berechnung der synthetischen Bodenwindrosen schematisch dargestellt.

Maßgeblichen Einfluss auf die Qualität der modellierten Windrosen hat die Qualität der Geländeinformation. Aus diesem Grund wurde als Berechnungsgrundlage das digitale Höhenmodell von Sachsen mit einer Auflösung von 300 m verwendet anstatt der in dieser Publikation üblichen Auflösung von 500 m. Die Bodenbeschaffenheit wurde anhand des CORINE-Datensatzes (Abb. 2.2-5) festgelegt.

Die Windrichtungsverteilung in Sachsen wurde allgemein und für die witterungsrelevanten Großwetterlagen „Westlage, zyklonal“ sowie „Südwestlage, zyklonal“ berechnet. Diese Unterteilung wurde durch angepas-

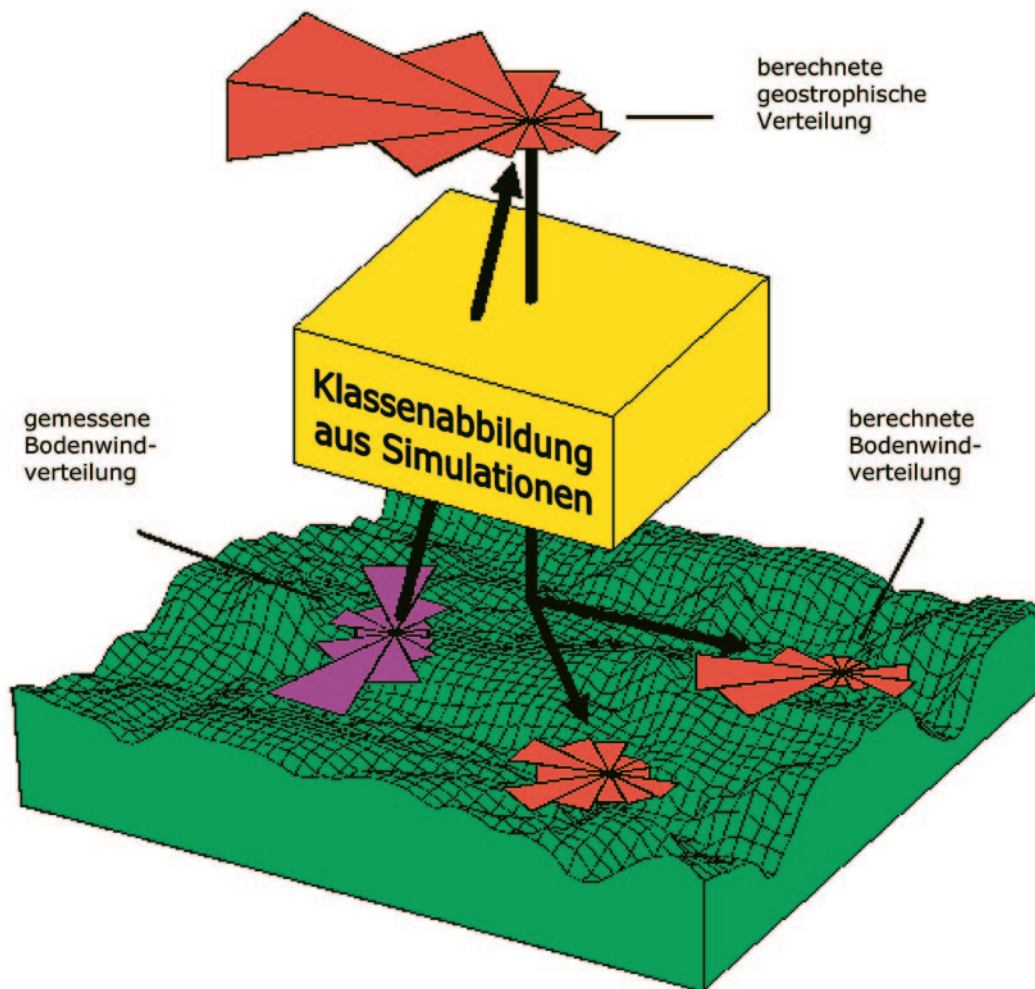


Abb. 3.4.2.2-1 | Schema zur Berechnung der Windrichtungsverteilung (Quelle: www.meteo.uni-koeln.de)

te Statistiken an den Messstationen berücksichtigt. Die Messstatistiken für die allgemeine Verteilung wurden aus allen zur Verfügung stehenden Messwerten an den verwendeten Stationen erstellt. Für die Statistiken der Großwetterlagen wurden die Messwerte verwendet, die an Tagen gemessen wurden, an denen nach Hess und Brezowsky (Gerstengarbe und Werner, 2005) die jeweilige Großwetterlage das Wetter bestimmte.

Die Anzahl der berechneten Windrosen richtet sich nach dem zugrunde liegenden digitalen Höhenmodell, d.h. es wurde aller 300m eine Windrose berechnet. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde die Darstellung auf jede 25. Windrose beschränkt. In den Karten beträgt somit der Abstand zwischen 2 Windrosen 7,5km.

3.4.3 Strahlung



3.4.3.1 Globalstrahlung

Als Globalstrahlung wird die gesamte solare (kurzwellige) Einstrahlung, projiziert auf die Horizontalebene, definiert. Da die direkte Messung der Globalstrahlung mittels Pyranometer relativ kosten- und wartungsintensiv ist, verfügen nur sehr wenige Klimastationen über Zeitreihen dieser Strahlungsgröße. Deutlich häufiger wird die Sonnenscheindauer registriert. Zur Bestimmung der Globalstrahlung aus den Messwerten der Sonnenscheindauer wurde die ANGSTRÖM-Formel (Angström, 1924) verwendet:

<p>R_G zu berechnende Globalstrahlung</p> <p>R_{ex} extraterrestrische Sonnenstrahlung (siehe Glossar) auf die horizontale Ebene [$J\ cm^{-2}$]</p> <p>S gemessene Sonnenscheindauer [h]</p> <p>S_0 astronomische Sonnenscheindauer [h]</p> <p>a, b empirisch bestimmte Koeffizienten ($a = 0,25$ und $b = 0,5$)</p>	<p>(3.4.3.1-1)</p> $R_G = R_{ex} \left(a + b \frac{S}{S_0} \right) \quad [J\ cm^{-2}]$
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------------------------------------------------------

Die Werte für a und b entsprechen langjährigen Durchschnittsgrößen für Tieflandsgebiete der mittleren Breiten (Meza und Varas, 2000; Trnka *et al.* 2005).

Die ANGSTRÖM-Formel berücksichtigt nicht die Zunahme der Globalstrahlung infolge der Abnahme von Luftdichte und Trübung mit der Seehöhe. Deshalb wurden die berechneten Strahlungswerte auf Basis von Ansätzen aus der VDI-Richtlinie 3789 (1992) hinsichtlich des Luftdichteinflusses korrigiert. Der Korrekturterm ergibt sich aus dem Verhältnis der Strahlungsabschwächung der Globalstrahlung durch Luftabsorption und -streuung im Tiefland (Höhe über NN = 0 m) und einer Station, deren Standort höher ist als der Basiswert.

<p>Der Korrekturterm für die mit der ANGSTRÖM-Formel berechnete Globalstrahlung ist in Gleichung 3.4.3.1-2 dargestellt, wobei $pp_0 = e^{-z/8434,5m}$ der Druckkorrekturterm mit der Höhe z in Metern über NN ist. $\sin \gamma$ ist der Sinus des Sonnenhöhenwinkels und T_L der Linke-sche Trübungsfaktor als Maß für die Lufttrübung.</p>	<p>(3.4.3.1-2)</p> $e^{\frac{-0,027 \cdot pp_0 \cdot T_L}{\sin \gamma}}$ $e^{\frac{-0,027 \cdot T_L}{\sin \gamma}}$
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Da die VDI-Richtlinie höhenkonstante Werte für T_L verwendet, erfolgte eine weitere Korrektur der Berechnungen auf Basis höhenabhängiger Messwerte der Trübung (Wakonigg, 2007). Die auf Basis von Tabelle 3.4.3.1-1 erstellten linearen Regressionsbeziehungen zwischen dem Linke-Trübungsfaktor und der Höhe über NN wurden mit den Höhendaten des digitalen Höhenmodells für Sachsen verknüpft. Als Ergebnis stand eine jahreszeitlich differenzierte, rasterbasierte Höhenkorrektur der mit der Angström-Formel berechneten Globalstrahlung zur Verfügung.

Die maximalen Korrekturwerte bewegen sich zwischen 12% im Winter und 6% im Sommer. Dies entspricht in etwa den in der Literatur vorliegenden Angaben.

Tab. 3.4.3.1-1 | Trübungsfaktor nach Linke für die Gesamtatmosphäre über Österreich (Wakonigg, 2007)

	Januar	April	Juli	Oktober
200 m	3,0	3,6	3,9	3,2
1000 m	2,2	2,8	3,3	2,5
2000 m	1,8	2,2	2,6	2,0
3000 m	1,7	2,1	2,2	1,9



3.4.3.2 Synthetische Einstrahlung

In einer zum großen Teil von Mittelgebirgen und Hügelländern geprägten Region wie Sachsen bekommt der Geländeeinfluss (insbesondere Geländeneigung und Exposition, Abb. 3.4.3.2-1) auf solare Einstrahlung und Strahlungsbilanz (s. 3.4.3.3) eine größere Bedeutung. Der entscheidende Unterschied zur Globalstrahlung, die als solare Einstrahlung auf einer Horizontalebene definiert ist, ergibt sich aus dem veränderten Einfallswinkel der direkten Sonnenstrahlung auf einer geneigten Fläche (Abb. 3.4.3.2-2). Weitere Einflüsse resultieren aus der Rückstreuung umliegender Hangabschnitte, der Einschränkung der diffusen Himmelstrahlung durch Horizontüberhöhung sowie Mehrfachreflexion von Wolken.

Die Berechnung der geländeabhängigen (synthetischen) kurzwelligen Einstrahlung basiert auf digitalen Geländeinformationen für Sachsen in der 500m-Auflösung,

Ansätzen aus der VDI-Richtlinie 3789 (1992) und nach Kondratyev (1977) sowie der Höhenkorrektur der Globalstrahlung gemäß Abschnitt 3.4.3.1.

Aufgrund der unterschiedlichen Datenbasis und Berechnungsvorschriften sind die Ergebnisse der reliefabhängigen solaren Einstrahlung nicht direkt mit der stationsbasierten Globalstrahlung (Kap. 3.4.3.1) vergleichbar. Des Weiteren werden bei der vorgegebenen Geländeauflösung von 500m kleinräumige Reliefunterschiede bzgl. Neigung und Exposition geglättet, so dass reale Unterschiede größer ausfallen.

Aus praktischer Sicht ermöglichen Karten der geländeabhängigen kurzwelligen Einstrahlung u. a. eine bessere Lokalisierung günstiger Standorte für Solartechnik.

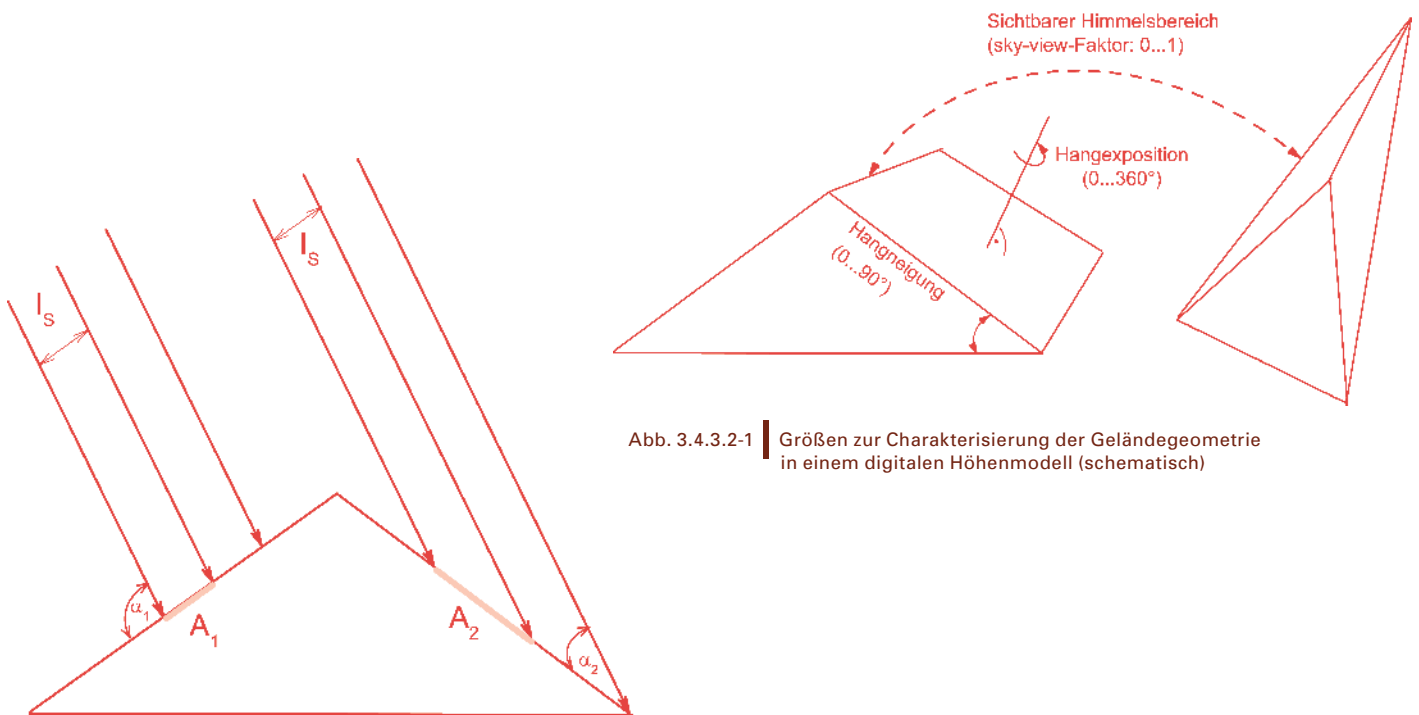


Abb. 3.4.3.2-1 | Größen zur Charakterisierung der Geländegeometrie in einem digitalen Höhenmodell (schematisch)

Abb. 3.4.3.2-2 | Strahlengang bei direkter Besonnung an zwei geneigten Ebenen (Wenn I_s die Strahlungsintensität der direkten Sonnenstrahlung auf eine Normfläche bei senkrechtem Einfall ist, ergibt sich die Intensität der direkten Einstrahlung auf den geneigten Flächen aus I_s/A_1 bzw. I_s/A_2 . Daraus wird sofort ersichtlich, dass die Intensität der sonnenzugewandten Fläche deutlich größer ist als auf der sonnenabgewandten Fläche, da die bestrahlte Fläche A_1 deutlich kleiner ist als A_2 . Die Intensität der Besonnung steht im direkten Zusammenhang mit dem Sinus des Einfallswinkels der Sonnenstrahlung: $I_{s1}=I_s \sin(\alpha_1)$ und $I_{s2}=I_s \sin(\alpha_2)$)



3.4.3.3 Synthetische Strahlungsbilanz

Die geländeabhängige Strahlungsbilanz ergibt sich aus der Differenz von kurzwelliger und langwelliger Strahlungsbilanz, berechnet im 500m-Raster für Sachsen:

Dabei ist KW_{\downarrow} die kurzwellige Einstrahlung (s. 3.4.3.2) und α das landnutzungsabhängige Reflexionsvermögen (Albedo) der Oberfläche. Die Landnutzungsinformation wurde im 500m-Raster aus den frei beziehbaren CORINE-Datensätzen abgeleitet.

(3.4.3.3-1)

$$R_N = (K_{\downarrow} - K_{\uparrow}) - (L_{\downarrow} - L_{\uparrow}) = K_{\downarrow}(1-\alpha) - (L_{\downarrow} - L_{\uparrow})$$

Die Berechnung der langwelligigen Ausstrahlung L_{\uparrow} der Erdoberfläche und der langwelligigen Gegenstrahlung der Atmosphäre L_{\downarrow} erfolgte nach dem **Stefan-Boltzmann-Gesetz**:

- T_S Temperatur der Erdoberfläche [K]
- T_A Atmosphärentemperatur [K]
- ϵ_S langwellige Emissivität der Erdoberfläche ($\epsilon_S = 0,98$)
- ϵ_A langwellige Emissivität der Atmosphäre
- σ Stefan-Boltzmann-Konstante ($\sigma = 5,6696 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)
- n_c Bedeckungsgrad ($0 \leq n_c \leq 1$)
- e Dampfdruck in 2m Höhe [hPa]

$$L_{\uparrow} = \epsilon_S \cdot \sigma \cdot T_S^4 \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (3.4.3.3-2)$$

$$L_{\downarrow} = \epsilon_A \cdot \sigma \cdot T_A^4 \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (3.4.3.3-3)$$

$$\epsilon_A = n_c + (1 - n_c) \cdot (0,6229 + 0,047 \cdot \sqrt{e}) \quad (3.4.3.3-4)$$

Die Koeffizienten der langwelligigen Emissivität wurden an Messwerte in Sachsen angepasst. Sowohl Dampfdruck als auch Temperatur wurden vor der Berechnung der langwelligigen Strahlung rasterbasiert regionalisiert (Höhenregression der Stationswerte).

Da in den Klimadaten der Stationen nur die Lufttemperatur in 2m Höhe enthalten ist, wurde in vereinfachter Weise angenommen:

T_S (Oberflächentemperatur) = T_A (Atmosphärentemperatur) = T (Lufttemperatur 2m Höhe). Somit reduziert sich die Berechnung der langwelligigen Bilanz auf:

$$L_{\downarrow} - L_{\uparrow} = (\epsilon_A - 1) \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3.4.3.3-5)$$

3.4.4 Potentielle Verdunstung



Die potentielle Verdunstung (siehe Glossar) ETP gibt an, wie viel Wasser durch atmosphärische Prozesse maximal in Wasserdampf umgewandelt werden kann, wobei auch Standortfaktoren berücksichtigt werden. Dabei wird angenommen, dass bei ausreichender Wasserverfügbarkeit dieses Potential ausgeschöpft wird. Im Gegensatz zur potentiellen wird die tatsächliche Verdunstung von der Wasserverfügbarkeit und anderen Standortfaktoren beschränkt. Die potentielle Verdunstung ist eine abgeleitete Klimagröße, die also nicht direkt gemessen sondern aus gemessenen Größen berechnet wird. Dafür wurden viele empirische Formeln ermittelt, die sich im Wesent-

lichen in den verwendeten Klimaelementen unterscheiden. Für die Berechnung in dieser Publikation wurde die Formel nach WENDLING (DVWK, 2002) verwendet. Diese Formel berücksichtigt bei der Berechnung die Temperatur als Maß für die Aufnahmefähigkeit der Luft an Wasserdampf und die Globalstrahlung als Maß für die verfügbare Energie, um Wasser vom flüssigen in den gasförmigen Zustand zu überführen. Da die Globalstrahlung ebenfalls eine abgeleitete Größe ist, wird die potentielle Verdunstung also indirekt über die gemessene Sonnenscheindauer ermittelt. Die Berechnungsvorschrift lautet:

- s Steigung der Dampfsättigungskurve [hPa K⁻¹]
- γ Psychrometerkonstante (γ = 0,67 hPa K⁻¹)
- R_G Globalstrahlung [J m⁻²]
- L Verdampfungswärme von Wasser (L = 2,45·10⁶ J kg⁻¹)
- n_k Küstenfaktor
- d_M Tage des Monats bei Rechnung mit Monatswerten
- h Geländehöhe über NN [m]

(3.4.4-1)

$$ETP = \frac{s}{s+\gamma} \cdot \left(0,65 \cdot \frac{R_G}{L} + 0,25 \cdot n_k \cdot d_M \right) \cdot \frac{1}{1+0,00019 \cdot h} \quad [\text{mm}]$$

Die Temperatur wird zur Berechnung der Größe s benötigt. In Tabelle 3.4.4-1 ist kurz aufgelistet, wie sich die Temperatur auf den ersten Term (Feuchteterm) der Gleichung und somit auf die potentielle Verdunstung auswirkt. Wenn sich die Temperatur von 0°C auf 30°C erhöht und die Globalstrahlung konstant bleibt, so würde sich die potentielle Verdunstung nahezu verdoppeln. Der Küstenfaktor n_k in der Gleichung spielt in Sachsen keine Rolle und ist deshalb gleich 1. Zu beachten ist, dass die Höhenkorrektur nur für Geländehöhe bis 600 m berücksichtigt wird. Für höhere Standorte gilt $h = 600\text{ m}$.

Tab. 3.4.4-1 | Abhängigkeit des Feuchteterms in der Berechnungsformel für die potentielle Verdunstung von der Temperatur

Temperatur in [$^{\circ}\text{C}$]	$\frac{S}{s+\gamma}$
0	0,41
5	0,49
10	0,56
15	0,64
20	0,70
25	0,75
30	0,80

Die potentielle Verdunstung findet hauptsächlich Verwendung als Verlustgröße in der klimatischen Wasserbilanz.

3.4.5 Klimatische Wasserbilanz



Die klimatische Wasserbilanz KWB ist ein Maß für das potentielle Wasserdargebot in einem Gebiet. Sie wird verwendet, um Phasen mit Wassermangel oder Wasserüberschuss zu identifizieren, die zu einer Austrocknung des Bodens (KWB $< 0\text{ mm}$, bspw. über den Sommer) oder zu einer Auffüllung (KWB $> 0\text{ mm}$, bspw. über den

Winter) des Bodenwasserspeichers und zu Abflüssen führen. Die klimatische Wasserbilanz kann demnach als Trockenindex verwendet werden.

Sie errechnet sich aus der Differenz korrigierter Niederschlagssummen und der potentiellen Verdunstung und ist damit eine abgeleitete Klimagröße.

P	Niederschlag [mm]		
ETP	potentielle Verdunstung [mm]		
		$KWB = P - ETP$	[mm] (3.4.5-1)

3.4.6 Waldbrandindex M-68



Zur Abschätzung der witterungsbedingten Waldbrandgefahr wird vom Deutschen Wetterdienst (DWD) der Waldbrandindex M-68 (Käse, 1969; Flemming, 1994) verwendet. Die berechneten Waldbrandkennziffern und daraus abgeleiteten Häufigkeitsparameter sind für die Kartierung der unterschiedlichen Brandgefährdung von Waldbeständen - streng genommen lediglich Kiefern - geeignet (Käse, 1969). Auf der Basis von Lufttemperatur und Sättigungsdefizit wird täglich eine Kennziffer berechnet, die durch Korrekturfaktoren in Abhängigkeit von Luftfeuchte, Niederschlagsmenge und Phänologie (siehe Glossar) modifiziert wird. Der Deutsche Wetterdienst berechnet die Waldbrandwarnstufen I-V unter Berücksichtigung der Waldbrandgefahrenklassen und des Windes. Die Kategorisierung in Waldbrandgefahrenklassen berücksichtigt Waldbrandstatistiken und wurde in den letzten Jahrzehnten mehrfach geändert, u.a. weil es zu deutlichen Veränderungen in den Brandursachen kam. Die Einteilung beruht demzufolge auf Einflussgrößen, die nichts mit Umweltveränderungen zu tun haben.

Für die vorliegende Publikation wurden zur Bestimmung der Waldbrandwarnstufen lediglich meteorologische und phänologische Daten verwendet, d. h. aus den berechneten Waldbrandkennziffern wurde ohne Berücksichtigung der Waldbrandgefahrenklassen und des Windes die Waldbrandwarnstufe abgeleitet (Tab. 3.4.6-3). Damit können die ermittelten Waldbrandwarnstufen von den vom Deutschen Wetterdienst herausgegebenen abweichen. Für jeden Tag wird eine Waldbrandkennziffer WZ nach der Formel:

$$WZ = \sum_{15.2.}^{30.9.} 0,75 \cdot (T_{13} + K) \cdot (e_s - e)_{13} \quad (3.4.6-1)$$

berechnet, wobei T_{13} die Lufttemperatur um 13 Uhr (MEZ) in [°C], $(e_s - e)_{13}$ das Sättigungsdefizit um 13 Uhr in [hPa] und K eine Konstante in Abhängigkeit von der relativen Luftfeuchte (rF) ist (K = 30 bei rF = 70 bis 100 %; K = 20 bei rF = 30 bis 65 %; K = 10 bei 0 bis 25 %). Der Beginn der Berechnung ist der 15. Februar bzw. der Zeitpunkt des Abtauens der Schneedecke, das Enddatum ist der 30. September, bzw. im Falle großer Trockenheit auch später. Die berechneten Waldbrandkennziffern werden fortlaufend aufaddiert. Vor jeder Addition wird die bis zum aktuellen Tag erreichte Summe in Abhängigkeit vom gefallenem Niederschlag korrigiert. In Tabelle 3.4.6-1 sind die entsprechenden Korrekturen angegeben. Wenn 2 Korrekturwerte zutreffen, ist der kleinere zu verwenden. Zusätzlich wird die berechnete Tageswaldbrandkennziffer in Abhängigkeit von der zeitlichen Entwicklung der Vegetation korrigiert (Tab. 3.4.6-2). Aus der Addition der korrigierten Summe und der korrigierten aktuellen Waldbrandkennziffer lässt sich die aktuelle Waldbrandwarnstufe ermitteln. In Tabelle 3.4.6-3 ist die Zuordnung der Waldbrandstufen zu den erreichten Kennziffern aufgelistet. Die Einteilung der Stufen wird so angegeben, wie sie heute vom Deutschen Wetterdienst gebraucht wird. In Klammern ist die Einteilung, wie sie ursprünglich der Meteorologische Dienst der DDR (MD DDR) verwendete, angegeben.

Für die Berechnung der Waldbrandkennziffer wurden nicht die Terminwerte sondern Tageswerte genutzt. Anhand der zeitlich hoch auflösenden Station Tharandt wurden folgende Annahmen zwischen den 13 Uhr Werten und den Tageswerten als hinreichend genaue Abschätzungen ermittelt, die als übertragbar für andere Stationen angenommen werden:

$T_{13} = (T_{\max} - 1^{\circ}\text{C}),$	T_{\max} Maximum der Lufttemperatur [°C]
$e_{13} = e,$	e Tagesmittel des Dampfdruckes [hPa]
$P_{13-13} = P_{07-07}$	P_{13-13} Niederschlagssumme [mm] von 13:00 bis 13:00 (MEZ) Folgetag
	P_{07-07} Niederschlagssumme [mm] von 7:00 bis 7:00 (MEZ) Folgetag

Der Waldbrandindex kann herangezogen werden, um Auftreten und Auswirkungen von Trockenperioden forstspezifisch bewerten zu können.

Tab. 3.4.6-1 | Korrektur der Waldbrandkennziffer in Abhängigkeit vom Niederschlag

24 h- Niederschlag in [mm]	Schneedecke, Dauer nach dem 15.2.	Korrekturverfahren
<1,0		keine Korrektur
1,0 bis 4,9	1 Tag	Bisher erreichte WZ wird vor Addition des neuen Tageswertes durch 2 dividiert
5,0 bis 9,9	2 Tage	Bisher erreichte WZ wird durch 4 dividiert
10,0 bis 19,9	> 2 Tage	Bisher erreichte WZ wird auf Null gesetzt
>= 20,0		Wie Zeile darüber. Die ersten drei Tage nach der Löschung wird jedoch nur die Hälfte der Tageswerte der WZ summiert.

Tab. 3.4.6-2 | Korrektur der Tageswaldbrandkennziffer in Abhängigkeit von der Vegetation

Zeitraum	Korrektur
Bis zum Eintritt der phänologischen Phase „Birke, Erste Blätter (BO)“	WZ · 3
Birke, BO bis zum erstmaligen Vorkommen einer Niederschlagsmenge von mindestens 5 mm nach dem Eintritt der phänologischen Phase „Robinie, Erste Blüten (b)“	WZ · 2
erstmaliges Vorkommen einer Niederschlagsmenge von mindestens 5 mm nach dem 14.8., spätestens jedoch ab dem 1.9. bis zum 30.9. (bzw. bis zum Ende der waldbrandgefährdeten Zeit)	WZ / 2

Tab. 3.4.6-3 | Zuordnung der Waldbrandwarnstufen anhand der Waldbrandkennziffern

Waldbrandstufe DWD (MD DDR)	Größe der Waldbrandkennziffer	Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Waldbränden
1 (0)	< 500	< 3 %
2 (1)	501 bis 2000	3 bis 20%
3 (2)	2001 bis 4000	20 bis 39 %
4 (3)	4001 bis 7000	40 bis 59 %
5 (4)	> 7000	> 60 %

3.4.7 Meteorologische Trockenheit



Im deutschen Sprachgebrauch werden die Begriffe Trockenheit und Dürre (siehe Glossar) unterschieden, wobei eine Trockenperiode einen im Vergleich zum Klimanormalen zu trockenen Zeitabschnitt kennzeichnet und die Dürre eher auswirkungsbezogen verwendet wird (z. B. Landwirtschaft, Ökologie, Ökonomie). Im englischen Sprachgebrauch gibt es solch einen Unterschied nicht. In der Praxis bewährt sich eine Vielzahl von Trockenindizes, die zum einen mit rein meteorologischen Größen berechnet werden können (Trockenheitsindex nach de Martonne oder nach Prentice) und zum anderen weitere Einflussgrößen wie z. B. Bodeneigenschaften mit berücksichtigen (Bodendürre, Müller *et al.*, 2001). Im Folgenden wird sich auf Indizes beschränkt, die die Trockenheit beschreiben.

Trockenphasen sind gewöhnlich ein Ausdruck des Abweichens des Niederschlags vom Normalen über einen gewissen Zeitabschnitt. Somit sind meteorologische Messungen die ersten Indikatoren für eine beginnende Dürre. Die Definition meteorologischer Trockenperioden muss regionsspezifisch erfolgen, weil die in Niederschlagsdefiziten resultierenden atmosphärischen Bedingungen von Region zu Region extrem variabel sind. Für Regionen, die durch ein während des Jahres verhältnismäßig gleichmäßiges Niederschlagsregime gekennzeichnet sind, werden Trockenperioden auf der Basis der Zahl der Tage mit Niederschlag unterhalb einer spezifischen Schwelle definiert.

Als Trockentag wird hier ein Tag ohne hydrologisch wirksamen Niederschlag, also einer maximalen Tagessumme von 1 mm Niederschlag angesetzt. Als Trockenperiode wird die ununterbrochene Folge von mindestens 11 Trockentagen verstanden (Dietzer, 2000). Für 105 Stationen wurden die Mittelwerte der Trockenperiodenhäufigkeit sowie die mittlere Länge der Trockenperioden für die Zeiträume 1951-2000, 1961-1990 und 1991-2005 jeweils für das Gesamt-, Sommerhalb- und Winterhalbjahr berechnet. Es wurden jene Stationen ausgeschlossen, für die mehr als fünf (Halb)Jahre der 50-jährigen Zeitreihe fehlten. Als Fehlmonat wurden jene Monate betrachtet in denen mehr als 3 Tage fehlen. Ein fehlender Monat führt zu einem Fehlwert für das (Halb)Jahr. Fehltag beenden eine Trockenperiode, nach Ende der Fehlperiode kann eine Trockenperiode neu beginnen. Die Trockenperiode wurde dem (Halb)Jahr zugeordnet, in dem sie endet.

3.4.8 Trendanalyse



In der Klimatologie wird mittels der Trendanalyse nach langfristigen Veränderungen im zeitlichen Verlauf der Messreihen von Klimaelementen/ -größen gesucht. Zur Identifizierung klimatisch bedingter Niveauverschiebungen sind die Messreihen vor der Trendanalyse einer Homogenitätsprüfung zu unterziehen. Zur Trendanalyse gehören sowohl die Trendberechnung als auch die Berechnung der Signifikanz. Der für einen Zeitraum berechnete Trend darf zeitlich nicht extrapoliert werden (Rapp, 2000).

Nach Rapp (2000) wird zur Berechnung des linearen Trends eine Regressionsgerade der Form:

an die Zeitreihe angepasst. Die Steigung b der Geraden berechnet sich durch:

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 (Nulldurchgang) a berechnet sich aus:

Der absolute Trend T_{abs} ergibt sich aus der Differenz des ersten und letzten Ordinatenwertes der Regressionsgeraden und wird in der Einheit des Klimaelementes angegeben.

Der relative Trend T_{rel} stellt eine Normierung mit dem Mittelwert der Ordinatenwerte über das betrachtete Zeitintervall dar und wird in [%] angegeben.

$$y(t) = a + b \cdot t \quad (3.4.8-1)$$

$$b = \frac{\frac{1}{j} \cdot \sum_{i=1}^j (t_i - \bar{t}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\frac{1}{j} \cdot \sum_{i=1}^j (t_i - \bar{t})^2} \quad (3.4.8-2)$$

(3.4.8-3)

$$a = \bar{y} - b \cdot \bar{t} \quad (3.4.8-4)$$

(3.4.8-4)

$$T_{\text{abs}} = y_j - y_1 = b \cdot (j - 1)$$

$$T_{\text{rel}} = \frac{T_{\text{abs}}}{\bar{y}} \quad (3.4.8-5)$$

Ohne Informationen über die statistische Sicherheit des Trends T kann dieser nicht belastbar interpretiert werden. Als statistische Sicherheit wird die berechnete Signifikanz des Trends T interpretiert, d.h. wie deutlich (signifikant) sich der Trend gegenüber der Zeitreihenvariabilität heraushebt. Zur Prüfung der Signifikanz des linearen Trends wurde der Test nach Mann (1945) und Kendall (1970) angewendet. Die normierte Testgröße Q berechnet sich aus:

$$Q = \frac{\sum_{m=1}^{L-1} \sum_{n=m+1}^L \text{sgn}(y_n - y_m)}{\sqrt{\frac{1}{18} \left[L \cdot (L-1) \cdot (2 \cdot L + 5) - \sum_i b_i \cdot (b_i - 1) \cdot (2 \cdot b_i + 5) \right]}} \quad (3.4.8-6)$$

wobei L die Länge der untersuchten Zeitreihe, y_m und y_n die zu vergleichenden Beobachtungswerte, sgn die Richtungsinformation (Vorzeichen) und b_i die Anzahl der identischen Reihenwerte des Beobachtungswertes y_i bedeuten. Die Summierung erfolgt über alle möglichen Wertepaare (y_m, y_n) für die $m < n$ gilt.

In dieser Form liefert der Mann-Kendall-Test Zahlenwerte für Q, für die mittels Tabelle 3.4.8-1 zugehörige Signifikanzniveaus SIG und Irrtumswahrscheinlichkeiten α identifiziert werden können. Die Zuordnung der statistischen Sicherheit des Trends T zur Testgröße Q wurde nach Schönwiese (2000) vorgenommen (Tab. 3.4.8-1).

Tab. 3.4.8-1 | Signifikanzniveau SIG, Irrtumswahrscheinlichkeit linearer Trends

Q	SIG [%]	α	Q	SIG [%]	α	Signifikanz
> 1	> 68,3	< 0,317	> 1,282	> 80	< 0,2	
> 1,5	> 86,6	< 0,134	> 1,645	> 90	< 0,1	signifikant
> 2	> 95,4	< 0,046	> 1,960	> 95	< 0,05	sehr signifikant
> 3	> 99,7	< 0,003	> 2,576	> 99	< 0,01	hochsignifikant
> 4	> 99,99	< 0,00001	> 3,290	> 99,9	< 0,001	

3.5 Regionalisierungsverfahren



Die Erstellung von Karten (d.h. Übertragung von Punktinformationen auf die Fläche) basiert im Allgemeinen auf der Anwendung von Regionalisierungsverfahren. Die Schätzung eines für einen Ort (Rasterfeld) unbekanntes Wertes aus Messwerten umliegender Messpunkte wurde durch eine Kombination zweier Verfahren realisiert. Der Vorteil dieser Vorgehensweise besteht in einer besseren Berücksichtigung verteilungsrelevanter Abhängigkeiten der Klimaelemente. Im Freistaat Sachsen ist für statistische Mittelungszeiträume (z.B. 1961-1990, 1991-2005) die Abhängigkeit zur Seehöhe (z.B. Temperatur, Niederschlag) vordergründig. Insbesondere für die räumliche Verteilung des Niederschlages ist die zusätzliche Erfassung von großräumigen Luv- und Leeeffekten auf den Niederschlag wesentlich.

Die angewandte Methodik besteht in einer rasterfeldbezogenen Kombination zweier (Teil-) Ergebnissfelder A und B.

Unter Verwendung eines digitalen Höhenmodells (DHM: 500m x 500m) berechnet das Ergebnissfeld A den Schätzwert y_j für jede Rasterzelle j aus einer für den entsprechenden Mittelungszeitraum gültigen Höhenregression (3.5-1). Diese leitet sich aus den Messwerten y_i der Messstationen $i = 1, \dots, n$ und deren zugehörige Seehöhe H_i ab.

$$y_j(H) = a + b \cdot H_j \tag{3.5-1}$$

mit

$$b = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2} \tag{3.5-2}$$

und

$$a = \bar{y} - b \cdot \bar{H} \tag{3.5-3}$$

Zur Erhöhung der Erwartungstreue des Ergebnisses wurden die Residuen (rasterfeldbezogene Differenz aus Messwert der Stützstelle und Ergebnissfeld A) mittels des nichtstatistischen Verfahrens IDW interpoliert (Ergebnissfeld B). Der resultierende Schätzwert errechnet sich durch eine rasterfeldbezogene Addition der korrespondierenden Ergebnissfelder A und B.

Das Verfahren der Inversen Distanzgewichtung (IDW, *Inverse Distance Weighting*) berechnet die Schätzwerte auf der Grundlage eines Algorithmus, der nur die räumliche Lage des Schätzpunktes (Rasterfeld) im Verhältnis zu den umliegenden Messpunkten (georeferenzierte Stützstellen) berücksichtigt. Nach Watson und Philip (1985) geht das Verfahren davon aus, dass die Ähnlichkeit zwischen einem zu schätzenden und einem gemessenen Wert umgekehrt proportional zu dem Abstand zwischen beiden Orten ist. Demnach wird jeder zu schätzende Wert y_j für den Ort (Rasterzelle) j durch ein gewichtetes

Mittel w_{ji} aus den Messwerten (hier Residuen) y_i der umliegenden Messstationen $i = 1, \dots, n$ geschätzt (3.5-4). Die auf die Rasterzellen j bezogenen Gewichte (3.5-5) werden proportional der inversen Abstände d_{ji} , d.h. Entfernung zwischen j und den umliegenden Messpunkten i , bestimmt.

$$y_j(d) = \frac{\sum_{i=1}^n y_i \cdot w_{ji}}{\sum_{i=1}^n w_{ji}} \tag{3.5-4}$$

mit

$$w_{ji} = \frac{1}{d_{ji}^k} \tag{3.5-5}$$

In Abhängigkeit der Rauigkeit einer zugrunde liegenden Oberfläche [z.B. Topographie (Erzgebirge)] lässt sich das Verfahren subjektiv optimieren. Je größer der Exponent k in (3.5-5) ist, umso geringer ist der Einfluss weiter entfernt liegender Messpunkte auf den Schätzwert. Im Algorithmus wurde $k = 2$ gesetzt.

Hinweis: Mittels des angewandten Regionalisierungsverfahrens (siehe Glossar) konnte die räumliche Struktur von Klimaelementen im Freistaat Sachsen erfasst werden. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass in den Karten lokal (d.h. < 5 km x 5 km) unplausible Werte auftreten können! In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, dass einen wesentlichen Einfluss auf die Qualität (Genauigkeit) der Karten die jeweilige Anzahl der zugrunde liegenden Stützstellen und deren räumliche Verteilungsstruktur haben.

4. ERGEBNISSE

4.1 Temperatur

4.1.1 Karten



4.1.1.1 Mitteltemperatur

Durch die Gegenüberstellung der Karten für die Referenzperiode 1961-1990 und den Vergleichszeitraum 1991-2005 werden die Änderungen der mittleren Temperaturen (T_{mit}) ersichtlich (Abb. 4.1.1.1-1 bis Abb. 4.1.1.1-5). Die mittlere Temperatur besitzt eine direkte Abhängigkeit von der Seehöhe, das heißt sie nimmt pro 100 m Höhe um ca. $0,6^{\circ}\text{C}$ ab. Die mittlere jährliche Temperatur für den Zeitraum 1961-2005 liegt in Sachsen zwischen ca. 9°C im Tiefland und $3,2^{\circ}\text{C}$ am Fichtelberg, für ganz Sachsen beträgt sie $7,9^{\circ}\text{C}$.

Die mittlere Jahrestemperatur im Vergleichszeitraum 1991-2005 nimmt in ganz Sachsen im Mittel gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 um $0,7^{\circ}\text{C}$ zu. Die Zunahme erfolgt jedoch räumlich und zeitlich differenziert. Der stärkste Temperaturanstieg findet mit ca. $0,8^{\circ}\text{C}$ in der Elbtalniederung zwischen Meißen und Pirna sowie in den Gebieten des Lößhügellandes statt. Demgegenüber fällt die Erwärmung mit $+0,7^{\circ}\text{C}$ im Westen Sachsens etwas geringer aus. Weiterhin werden hohe Temperaturzunahmen im Osten Sachsens sowie in den Mittelgebirgsregionen beobachtet. Sie betragen hier $+0,8^{\circ}\text{C}$. Im Tiefland nimmt die Jahresmitteltemperatur um $0,7^{\circ}\text{C}$ zu. Das Frühjahr zeigt mit $+1,0^{\circ}\text{C}$ von allen Jahreszeiten die stärkste Temperaturzunahme. Wie für das Jahr wird in der Elbtalweitung und im Lößhügelland die bedeutendste Erwärmung beobachtet. Das Frühjahr wird in diesen Regionen um $+1,1^{\circ}\text{C}$ wärmer. Auch in Ostsachsen sowie im Erzgebirge nimmt die mittlere Frühjahrstemperatur mit $1,1^{\circ}\text{C}$ stark zu. In Westsachsen fällt die Erwärmung wiederum am geringsten aus, beträgt aber immer noch $0,9^{\circ}\text{C}$. (Karten Mitteltemperatur; Abb. 4.1.1.1-1 bis Abb. 4.1.1.1-5) Im Norden Sachsens wird es im Vergleichszeitraum 1991-2005 gegen der Referenzperiode 1961-1990 um $1,0^{\circ}\text{C}$ wärmer.

Im Sommer ist eine starke Erwärmung von ca. $+1,0^{\circ}\text{C}$ zu verzeichnen. Der Norden Sachsens, die Elbtalweitung zwischen Meißen und Pirna sowie die Region des Lößhügellandes sind hiervon besonders betroffen. An den Stationen in diesen Regionen wird eine Zunahme von T_{mit} um $1,0^{\circ}\text{C}$ bis $1,1^{\circ}\text{C}$ beobachtet. Im Erzgebirge erhöht sich die Temperatur im Sommer um $+0,9^{\circ}\text{C}$ (Fichtelberg) bis $+1,3^{\circ}\text{C}$ (Marienberg). Im Westen Sachsens wird ebenfalls eine Erwärmung um $+0,9^{\circ}\text{C}$ registriert.

Optisch ist für den Herbst nahezu keine Änderung der mittleren Temperatur festzustellen. An der Station Dresden wird eine Temperaturzunahme um $+0,2^{\circ}\text{C}$ beobachtet, an der Station Fichtelberg eine Abnahme um $-0,2^{\circ}\text{C}$. Im Westen Sachsens ist kein Trend zu verzeichnen. Eine weitere regionale Differenzierung ist für den Herbst nicht möglich.

Im Winter findet in Sachsen ebenfalls eine starke Erwärmung von $+0,8^{\circ}\text{C}$ statt. Besonders stark betroffen davon sind mit ca. $+1,0^{\circ}\text{C}$ die Gebiete des Lößhügellandes, ebenso mit $+0,8^{\circ}\text{C}$ der Osten sowie Norden Sachsens. Eine weniger intensive, aber immer noch hohe Zunahme von ca. $+0,7^{\circ}\text{C}$ wird für Westsachsen und das Erzgebirge beobachtet. Die Änderungen der mittleren Temperatur fallen in Sachsen regional unterschiedlich groß aus und betreffen alle Höhenlagen. Im Westen Sachsens wird im Allgemeinen die geringste Zunahme beobachtet, in Mittelsachsen die stärkste. Als eine Ursache für die Zunahme der mittleren Temperatur kann die Änderung der Häufigkeiten des Auftretens bestimmter Großwetterlagen angesehen werden, die mit ihren charakteristischen Eigenschaften das Klima von Sachsen beeinflussen. Dazu wird auf das Kapitel 4.9 verwiesen.

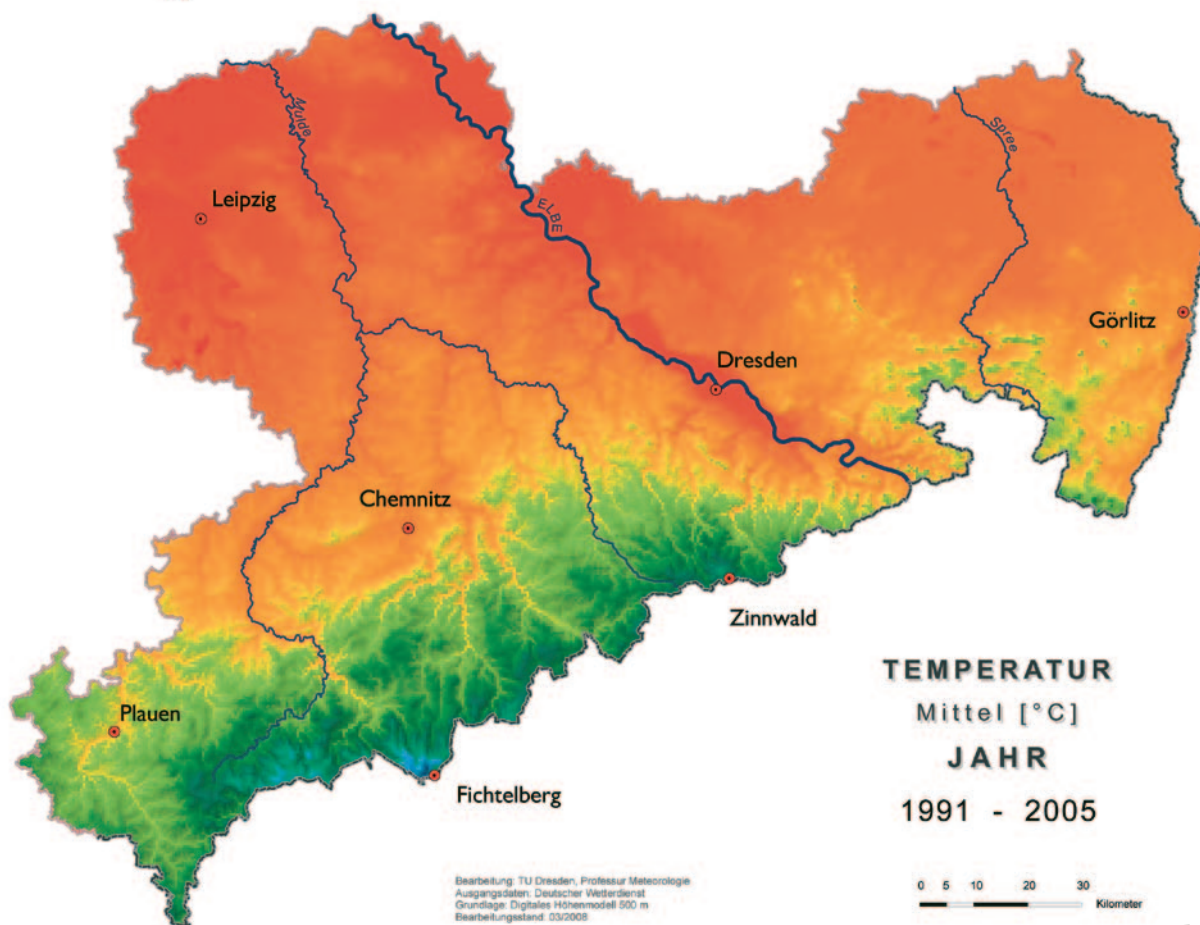
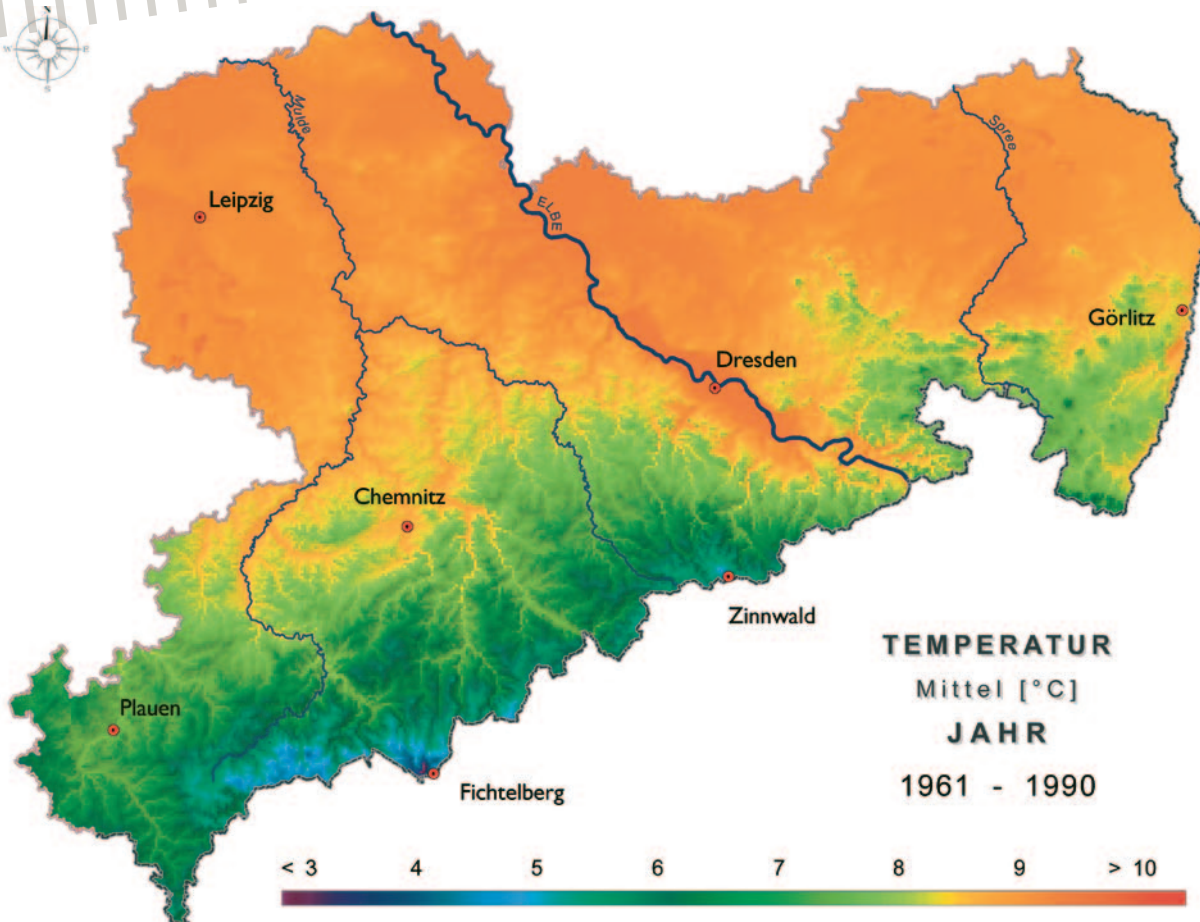


Abb. 4.1.1.1-1 | Mittlere Jahrestemperatur [°C] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

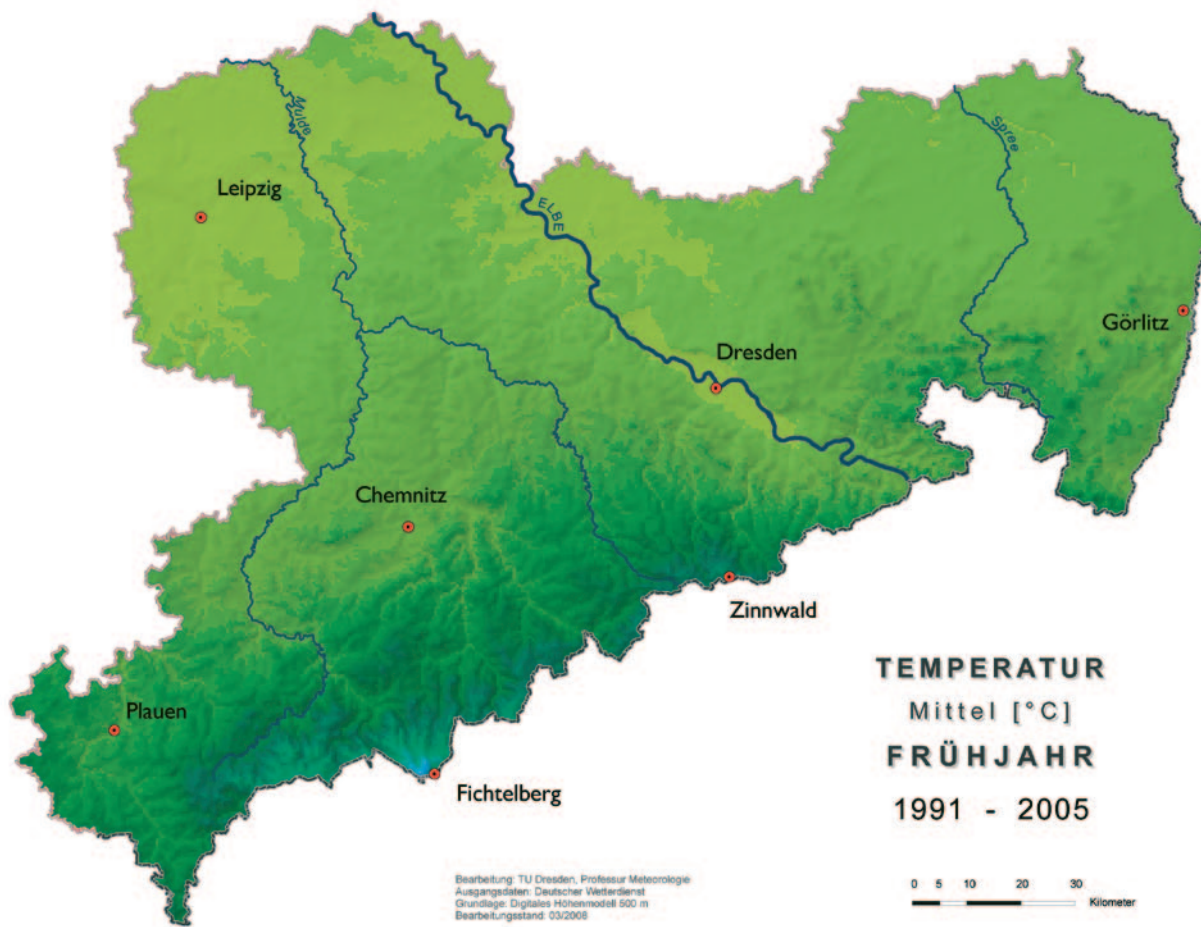
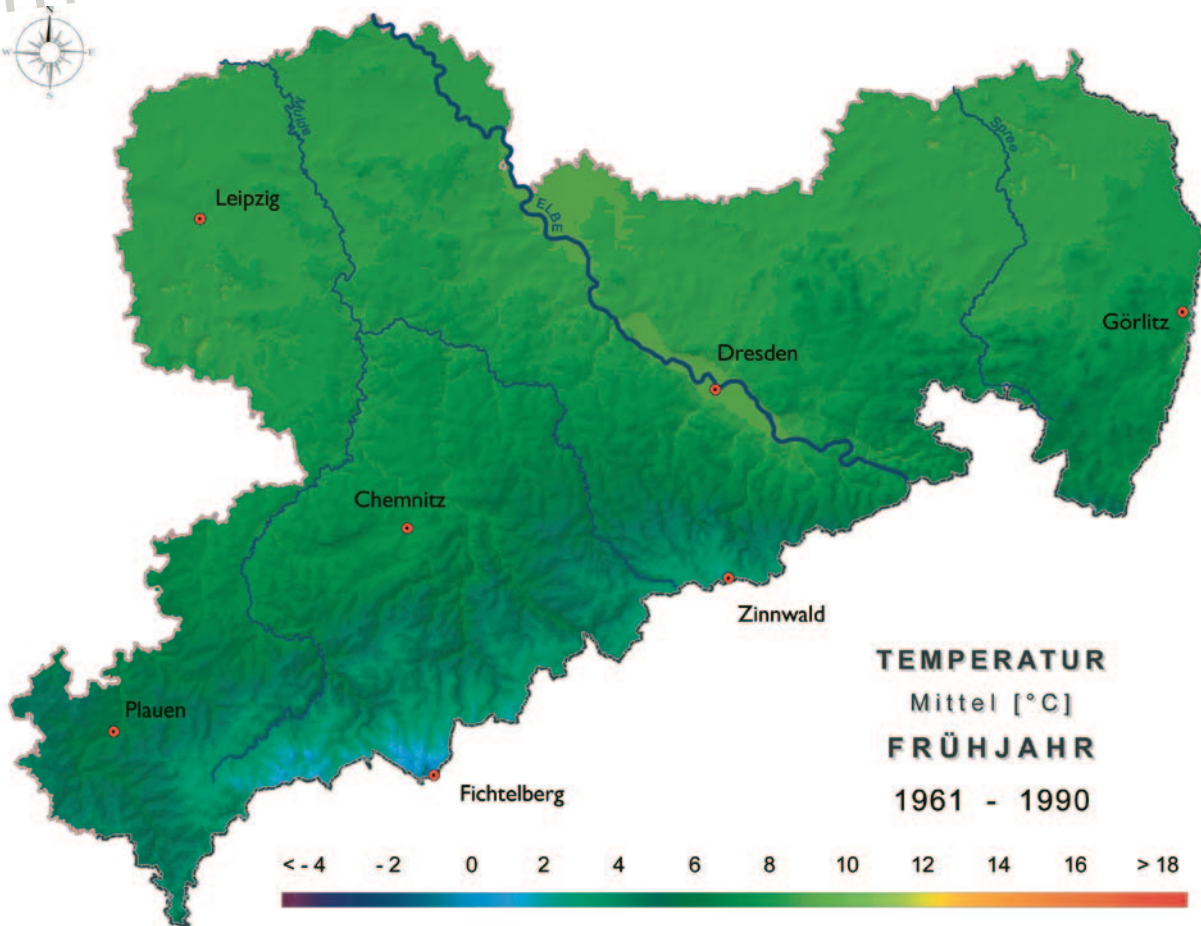


Abb. 4.1.1.1-2 | Mittlere Frühjahrestemperatur [°C] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

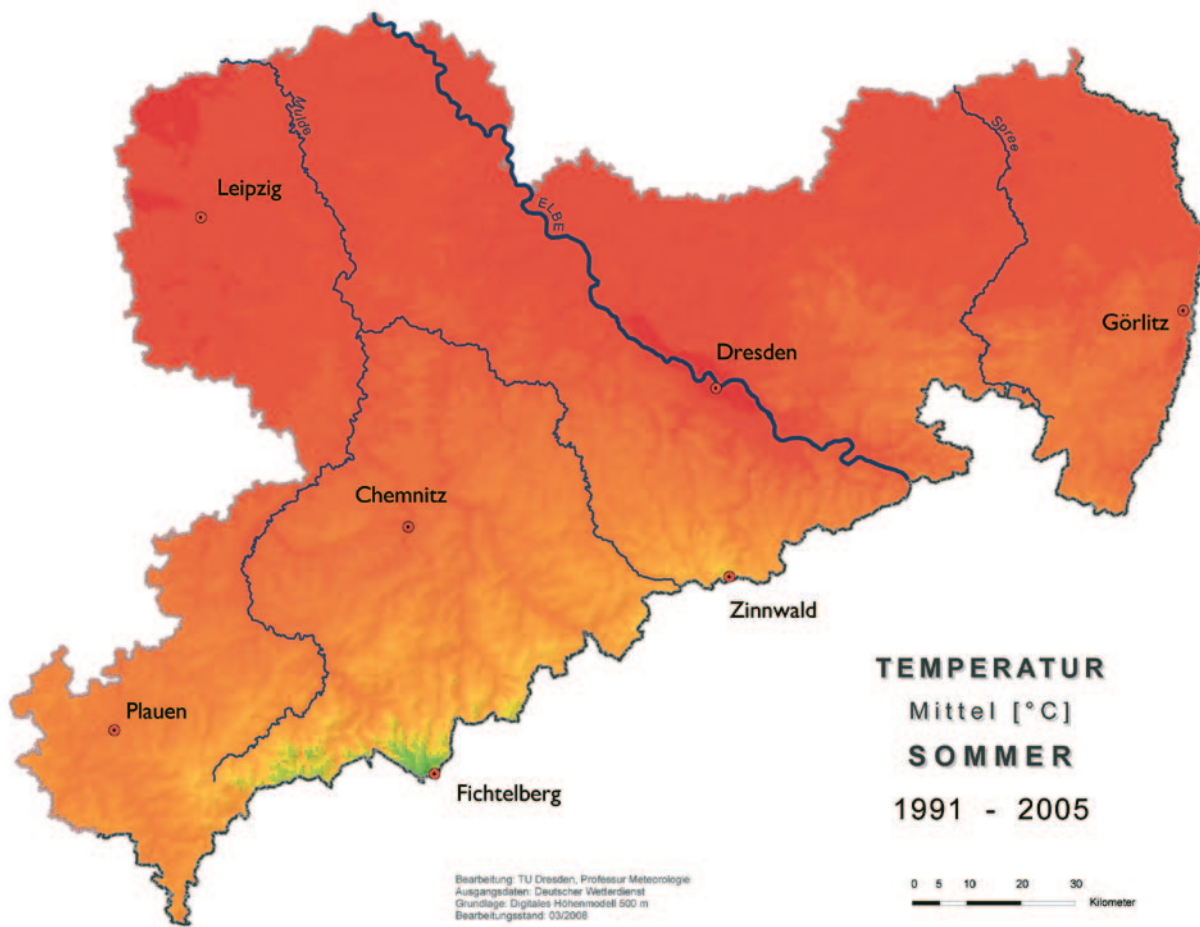
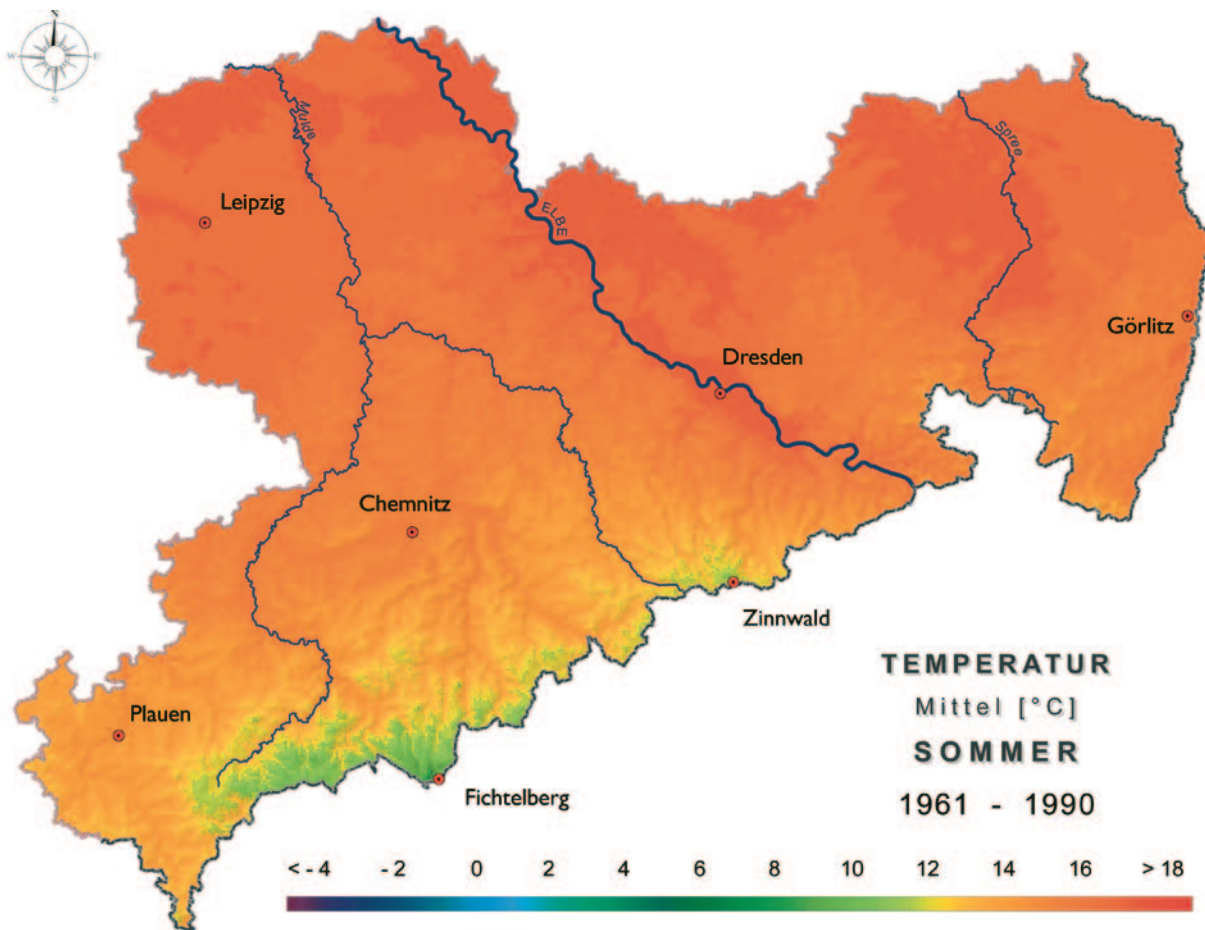


Abb. 4.1.1.1-3 | Mittlere Sommertemperatur [°C] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

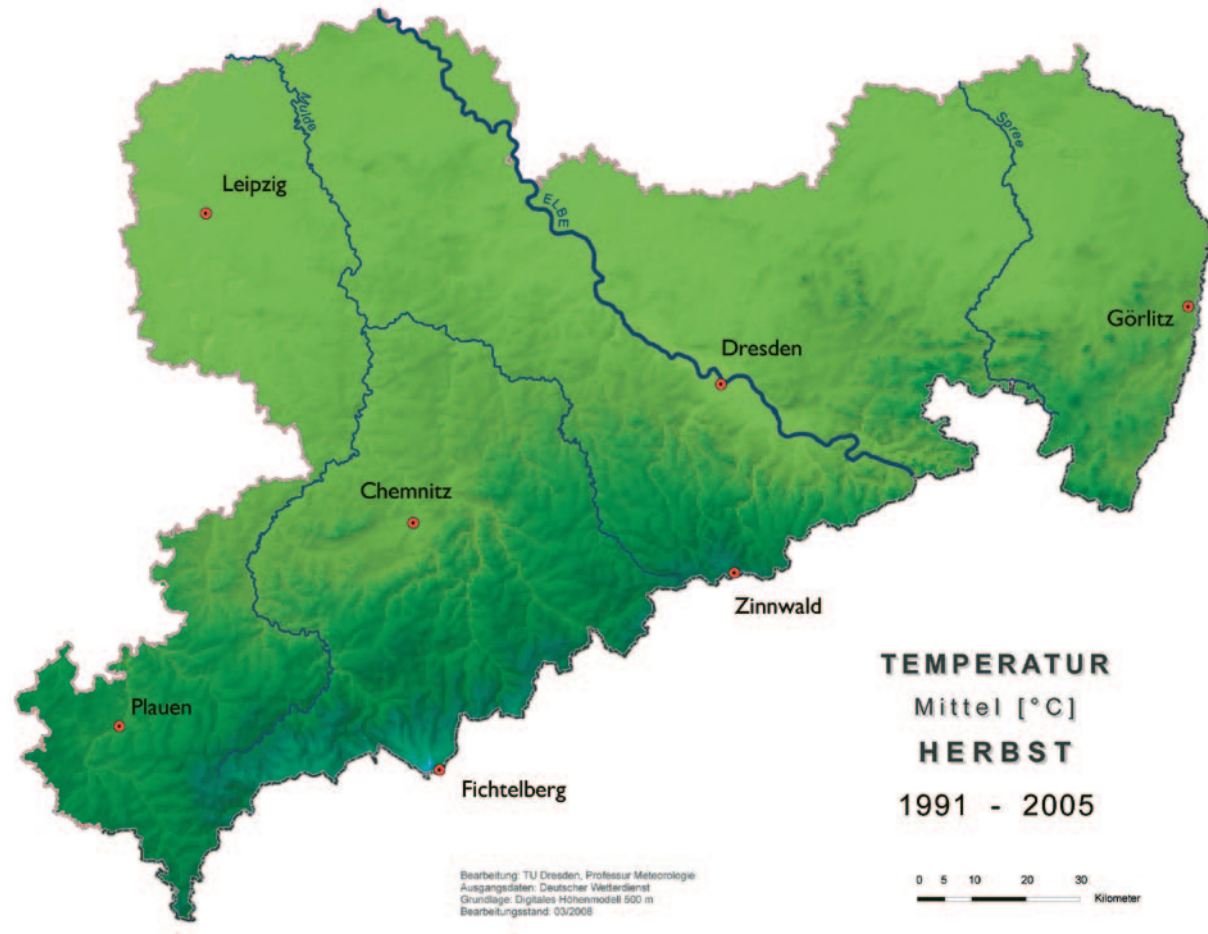
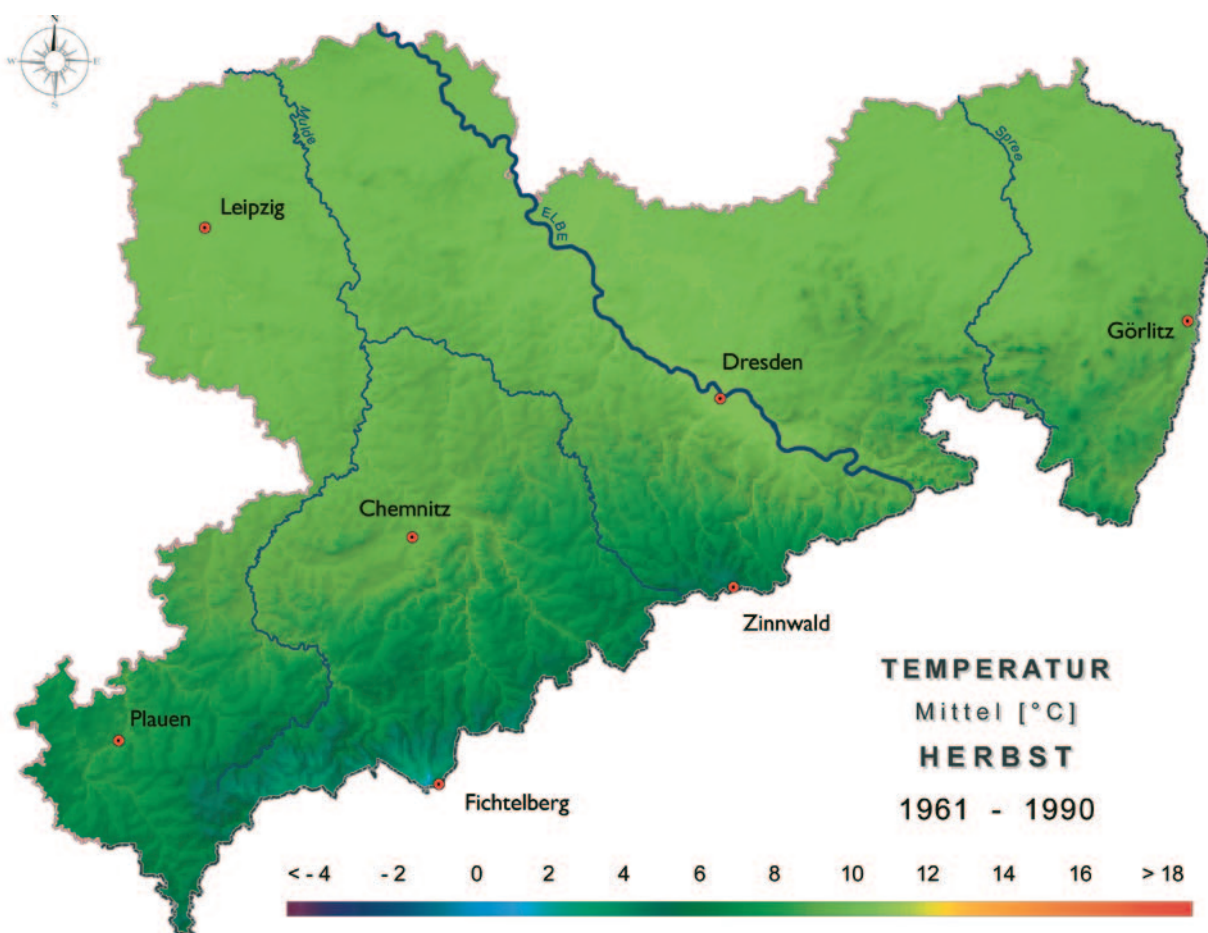


Abb. 4.1.1.1-4 | Mittlere Herbsttemperatur [°C] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

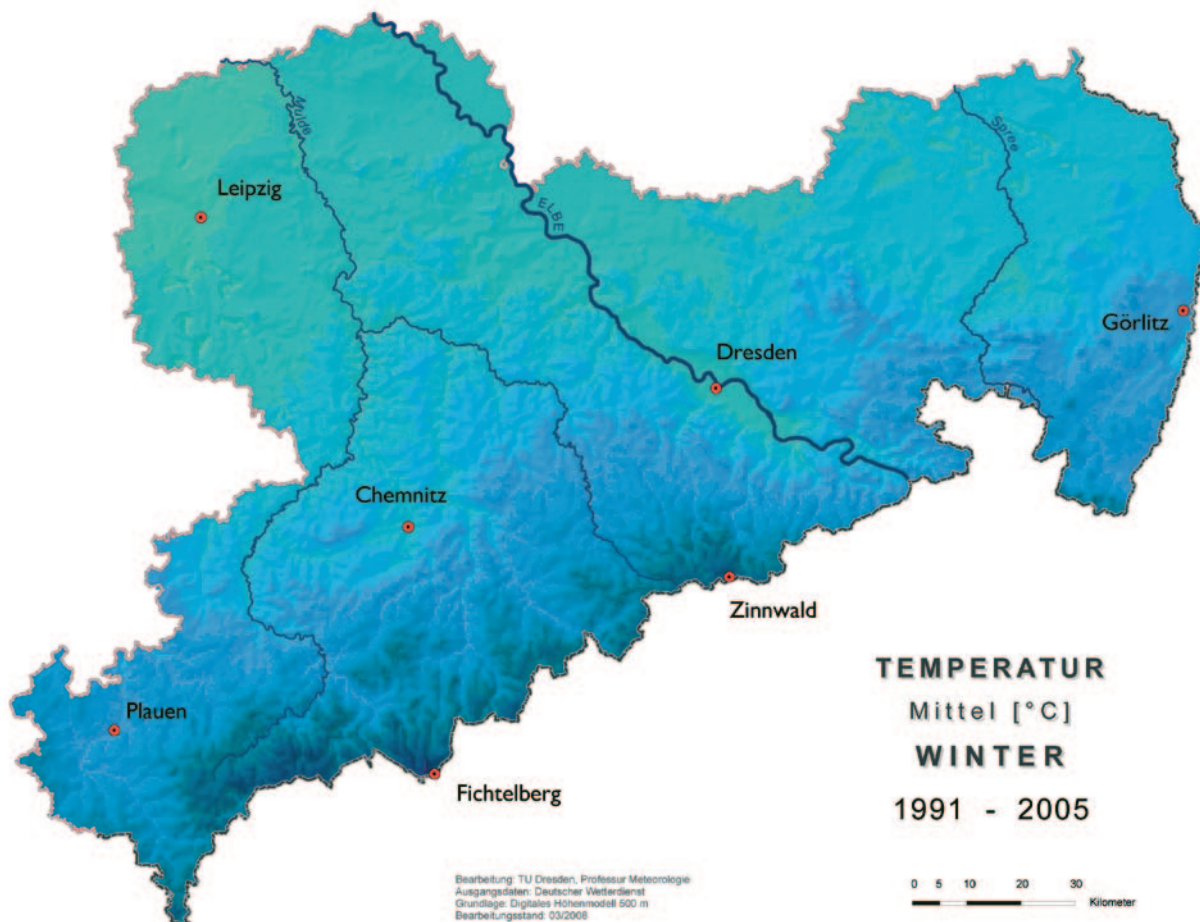
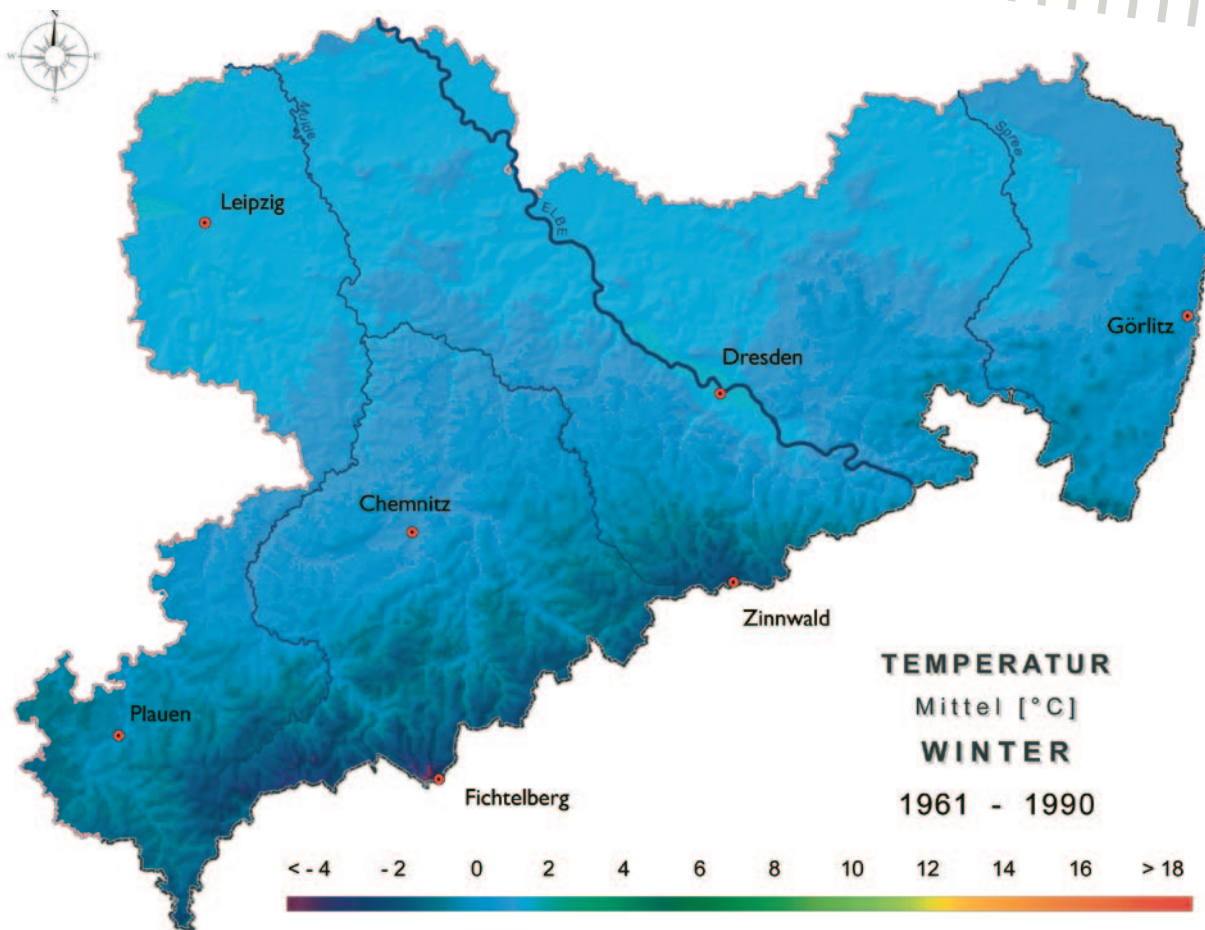


Abb. 4.1.1.1-5 | Mittlere Wintertemperatur [°C] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)



4.1.1.2 Maximumtemperatur

Durch die Gegenüberstellung der Karten für die Referenzperiode 1961-1990 und den Vergleichszeitraum 1991-2005 werden die Änderungen der Maximumtemperaturen (T_{\max}) ersichtlich (Abb. 4.1.1.2-1 bis Abb. 4.1.1.2-5). Verwendet werden die über die Jahreszeiten gemittelten Werte der täglichen Temperaturmaxima. Die Maximumtemperatur besitzt eine direkte Abhängigkeit von der Seehöhe, wird aber auch stärker von lokalen Klimafaktoren (siehe Glossar) (Relief, Vegetation) beeinflusst als die Mitteltemperatur.

Der größte Anstieg der Maximumtemperatur wird, wie auch bei der Mitteltemperatur, im Frühjahr beobachtet. Im Gegensatz zu der Mitteltemperatur, bei der in Westsachsen für alle Jahreszeiten die geringsten Zunahmen festgestellt werden, fallen die Änderungen der Maximumtemperatur für diese Region in allen Jahreszeiten am größten aus. Im Frühjahr beträgt sie $+1,3^{\circ}\text{C}$. Der Norden als auch der Osten Sachsens zeigen mit $+1,2^{\circ}\text{C}$ bzw. $+1,0^{\circ}\text{C}$ ebenfalls eine sehr starke Zunahme der Maximumtemperatur. Am geringsten von der Erwärmung betroffen sind im Frühjahr Mittelsachsen und das Erzgebirge. Hier nimmt die Temperatur um $+0,5^{\circ}\text{C}$ bzw. $+0,7^{\circ}\text{C}$ zu.

Die Zunahme der Maximumtemperatur fällt im Sommer mit $+1,0^{\circ}\text{C}$ nur unwesentlich geringer aus als im Frühjahr. Im Westen beträgt der Anstieg $+1,3^{\circ}\text{C}$ und dieser ist damit, wie bereits festgestellt, auch im Sommer die am stärksten betroffene Region Sachsens. Ebenfalls sehr stark fällt die Zunahme im Norden mit $+1,0^{\circ}\text{C}$ sowie im Osten mit $+0,9^{\circ}\text{C}$ aus. Im Sommer wird für das Erzgebir-

ge mit $+0,4^{\circ}\text{C}$ die geringste Erwärmung festgestellt. Im Mittelsachsen beträgt sie wie im Frühjahr $+0,5^{\circ}\text{C}$.

Im Herbst wird in Sachsen für die Maximumtemperatur im Mittel ein Rückgang von $-0,2^{\circ}\text{C}$ festgestellt. In den Regionen Sachsens, in denen es in den anderen Jahreszeiten zu den stärksten Zunahmen der Maximumtemperatur kommt (N, W), ist im Herbst keine Erhöhung festzustellen. Für die übrigen Gebiete Sachsens wird eine Abnahme der Maximumtemperatur um bis zu $-0,7^{\circ}\text{C}$ (Erzgebirge) beobachtet. In Mittelsachsen verringern sich die Maximumtemperaturen um $-0,5^{\circ}\text{C}$, der Osten zeigt ebenfalls eine Abnahme um $-0,1^{\circ}\text{C}$. Dies bedeutet, zusammen mit der Feststellung der nahezu unveränderten Mitteltemperaturen, eine für den Herbst ausgeglichene Temperatur.

Die Erwärmung im Winter fällt dagegen wiederum sehr stark aus. Im Mittel steigen die Maximumtemperaturen in Sachsen um $+0,9^{\circ}\text{C}$. Eine Zunahme von $+0,6^{\circ}\text{C}$ wird im Erzgebirge sowie in Mittelsachsen beobachtet. Am stärksten steigt die Maximumtemperatur im Westen und im Norden Sachsens mit $+1,0^{\circ}\text{C}$. Jedoch auch im Osten wird eine Zunahme um $+0,8^{\circ}\text{C}$ beobachtet. Damit zeigt der Winter nach dem Frühjahr die größten Anstiege der Maximumtemperaturen. Werte zur Änderung der Maximumtemperatur an den exemplarischen Stationen im Vergleichszeitraum 1991-2005 gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 sind in Kapitel 4.1.2 (Tab. 4.1.2-2) zusammengestellt.



4.1.1.3 Minimumtemperatur

Die Änderung der Minimumtemperatur (T_{\min}) wird nicht als Karte dargestellt, da diese eine stark standortabhängige Größe ist. Tallagen, Vegetation und die Höhenlage haben auf die Durchlüftung starken Einfluss, sodass die Minimumtemperaturen in starkem Maß davon beherrscht werden (z. B. Kaltluftseen, Inversionslagen). Somit sind die Änderungen nur bedingt auf die Fläche übertragbar. Werte zur Änderung der Minimumtemperatur an den exemplarischen Stationen im Vergleichszeitraum 1991-2005 gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 sind in Kapitel 4.1.2 (Tab. 4.1.2-1) zusammengestellt. Anhand der Werte in Tabelle 4.1.2-1 werden die Änderungen der Minimumtemperatur, die sich für die Jahreszeiten und das Jahr aus Mittelwerten der täglichen Temperaturminima ergeben, in Sachsen interpretiert. In den einzelnen Jahreszeiten sind die Referenzstationen nahezu in gleichem Maß von der Zunahme der Minimumtemperatur betroffen. Leipzig im Norden Sachsens ist mit Ausnahme des Herbstes diejenige Station, an der in jeder

Jahreszeit sowie dem gesamten Jahr die Minimumtemperatur am stärksten zunimmt. Die geringste Zunahme gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 zeigt mit Ausnahme des Winters jeweils Plauen im Westen des Freistaates. Für den Herbst ist für Sachsen ein differenziertes Verhalten festzustellen. Während an den Stationen Chemnitz und Leipzig eine leichte Zunahme gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 verzeichnet wird, bleibt die Minimumtemperatur in Zinnwald konstant. An den anderen Stationen wird sogar ein Rückgang der Minimumtemperatur zwischen $-0,1^{\circ}\text{C}$ (Fichtelberg) und $-0,3^{\circ}\text{C}$ (Dresden und Plauen) ermittelt. Wird das gesamte Jahr betrachtet, zeigt wiederum Leipzig mit $+0,8^{\circ}\text{C}$ die stärkste Zunahme der mittleren täglichen Minimumtemperatur, Plauen die geringste. Damit zeigt sich auch bei den Minimumtemperaturen, dass der Westen Sachsens am geringsten, der Norden sowie die Kammlagen des Erzgebirges am stärksten von der Erwärmung betroffen ist.

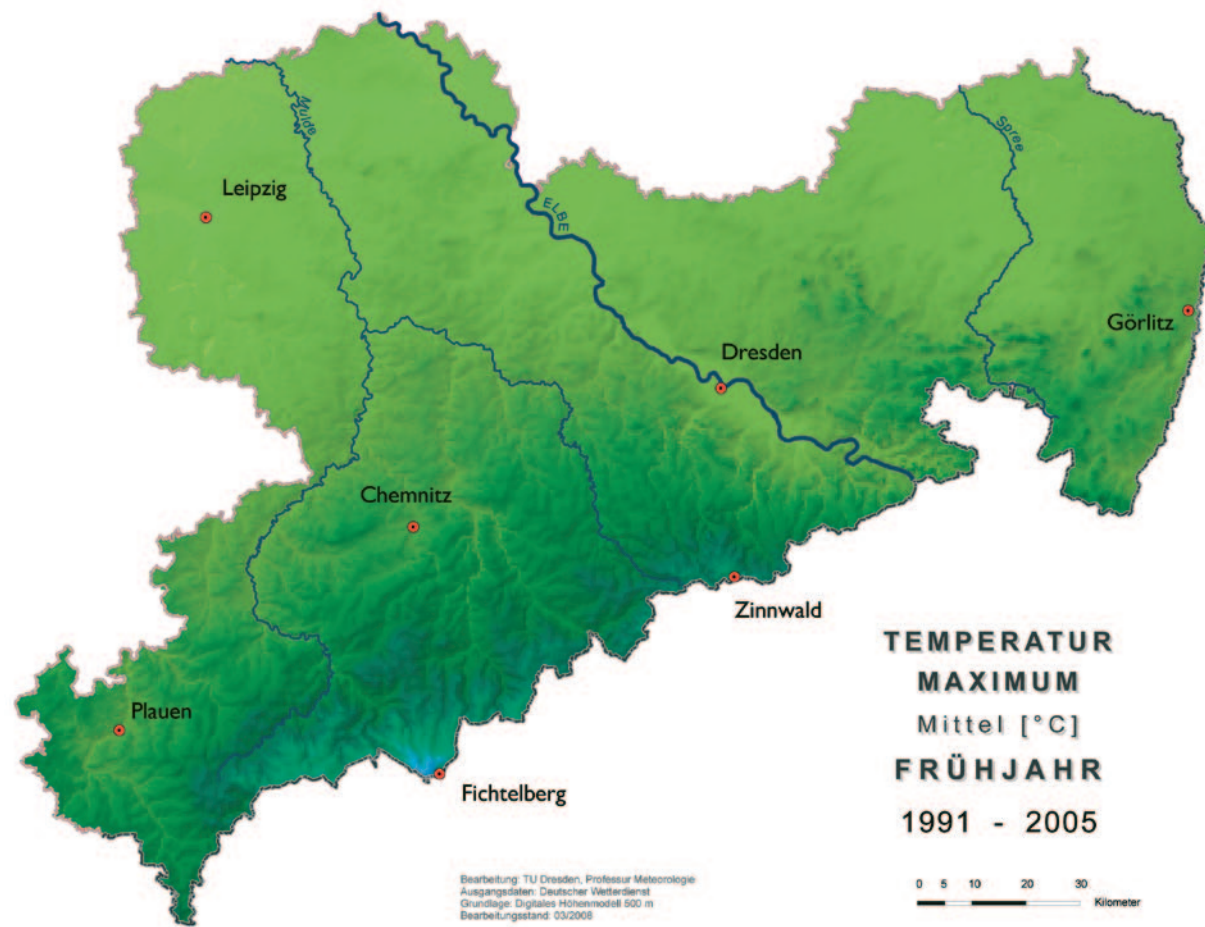
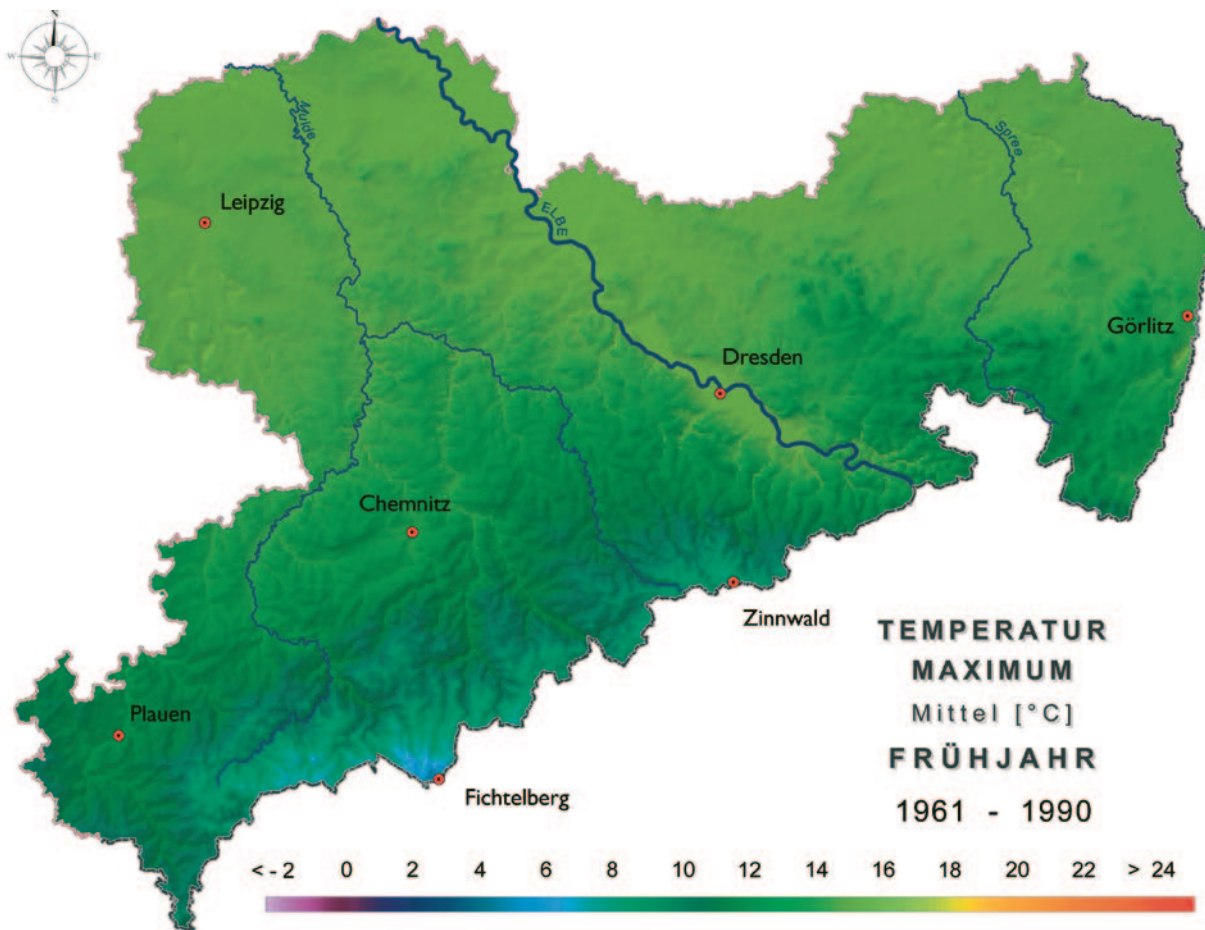


Abb. 4.1.1.2-1 | Mittlere Maximumtemperatur [°C] im Frühjahr in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

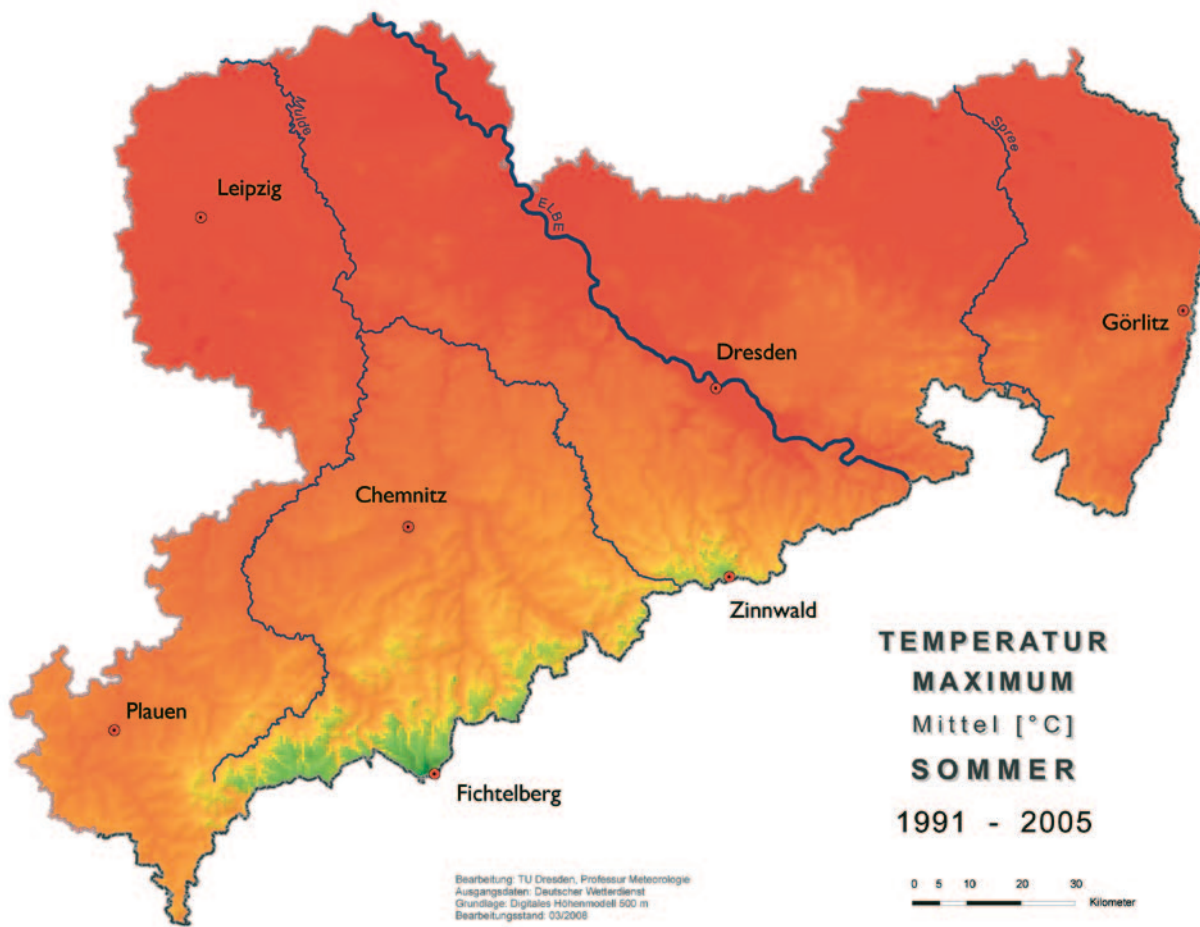
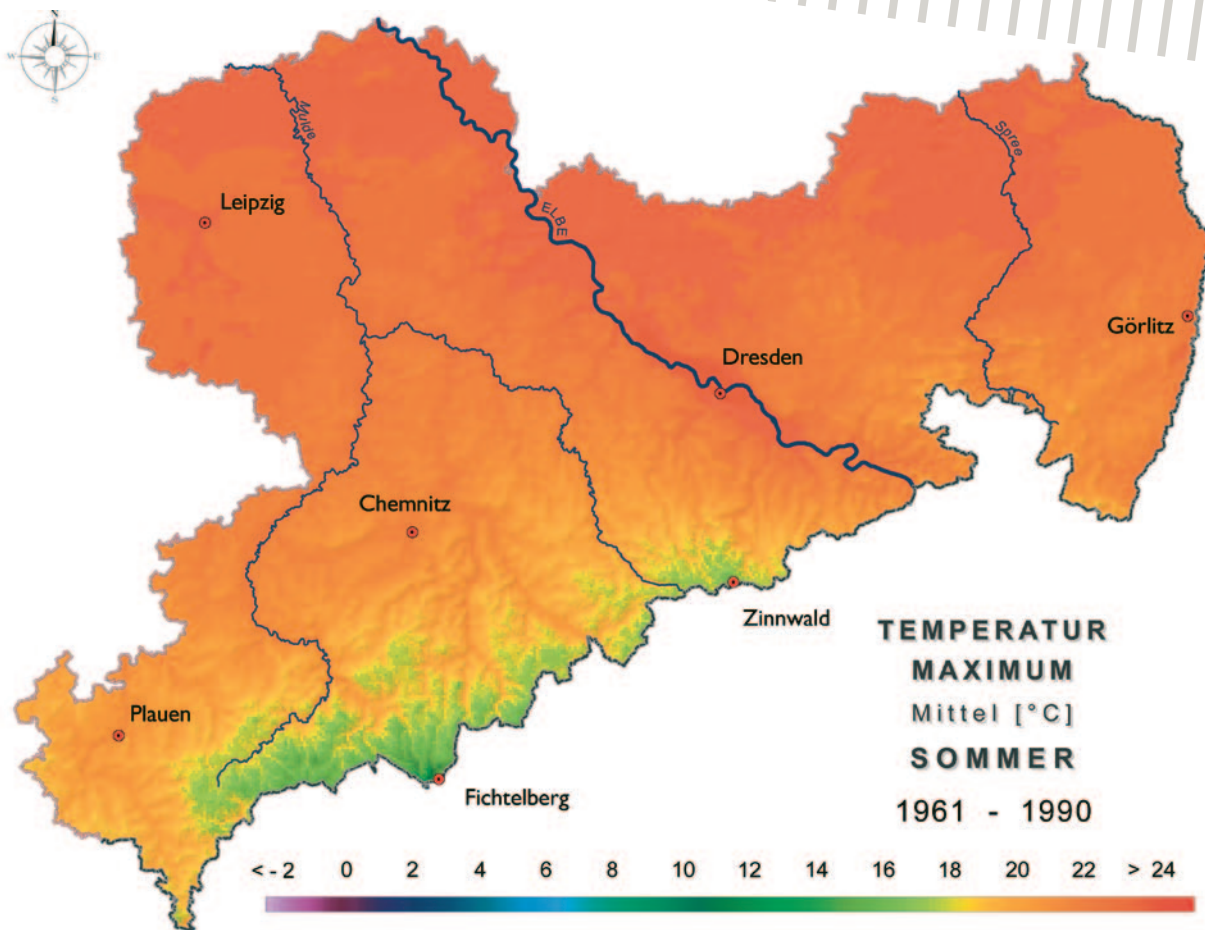


Abb. 4.1.1.2-2 | Mittlere Maximumtemperatur [°C] im Sommer in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

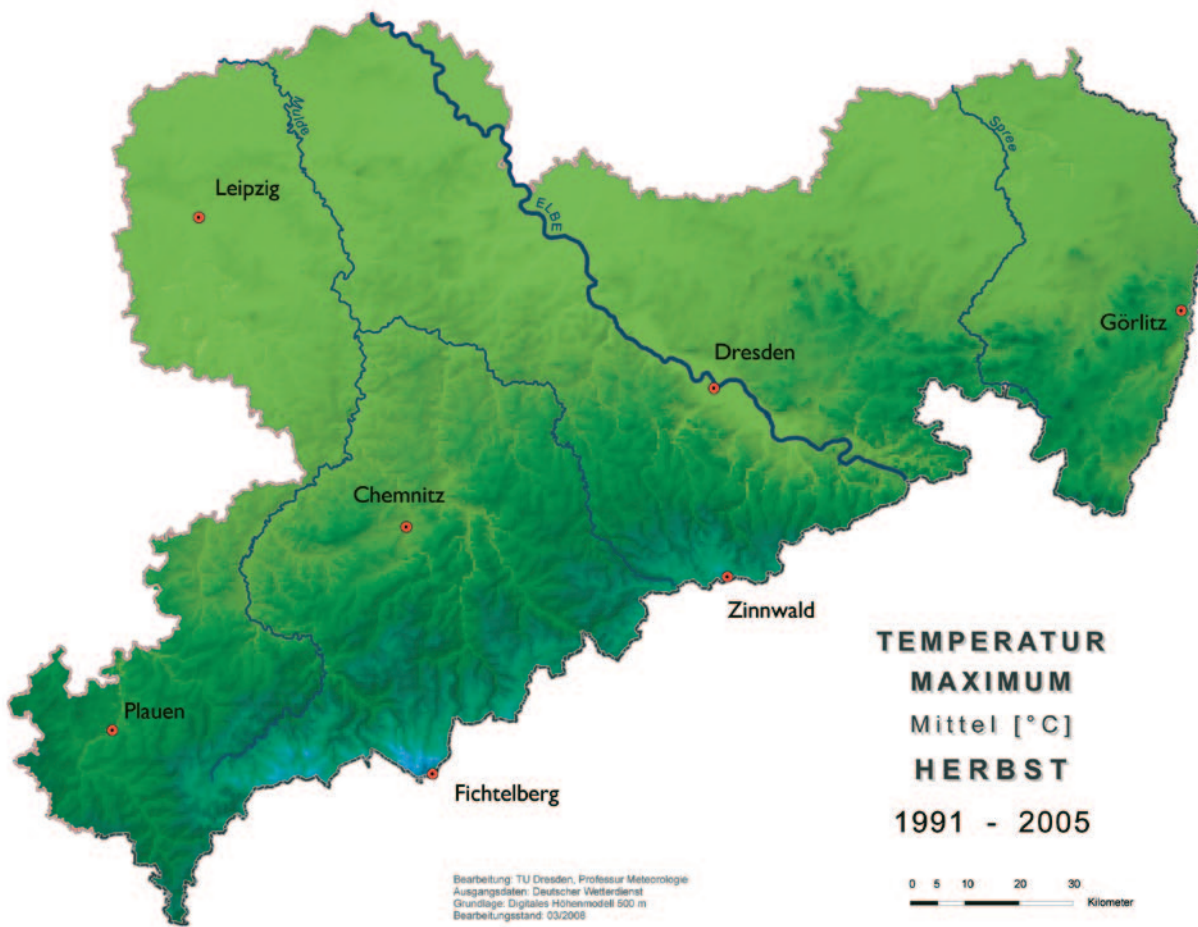
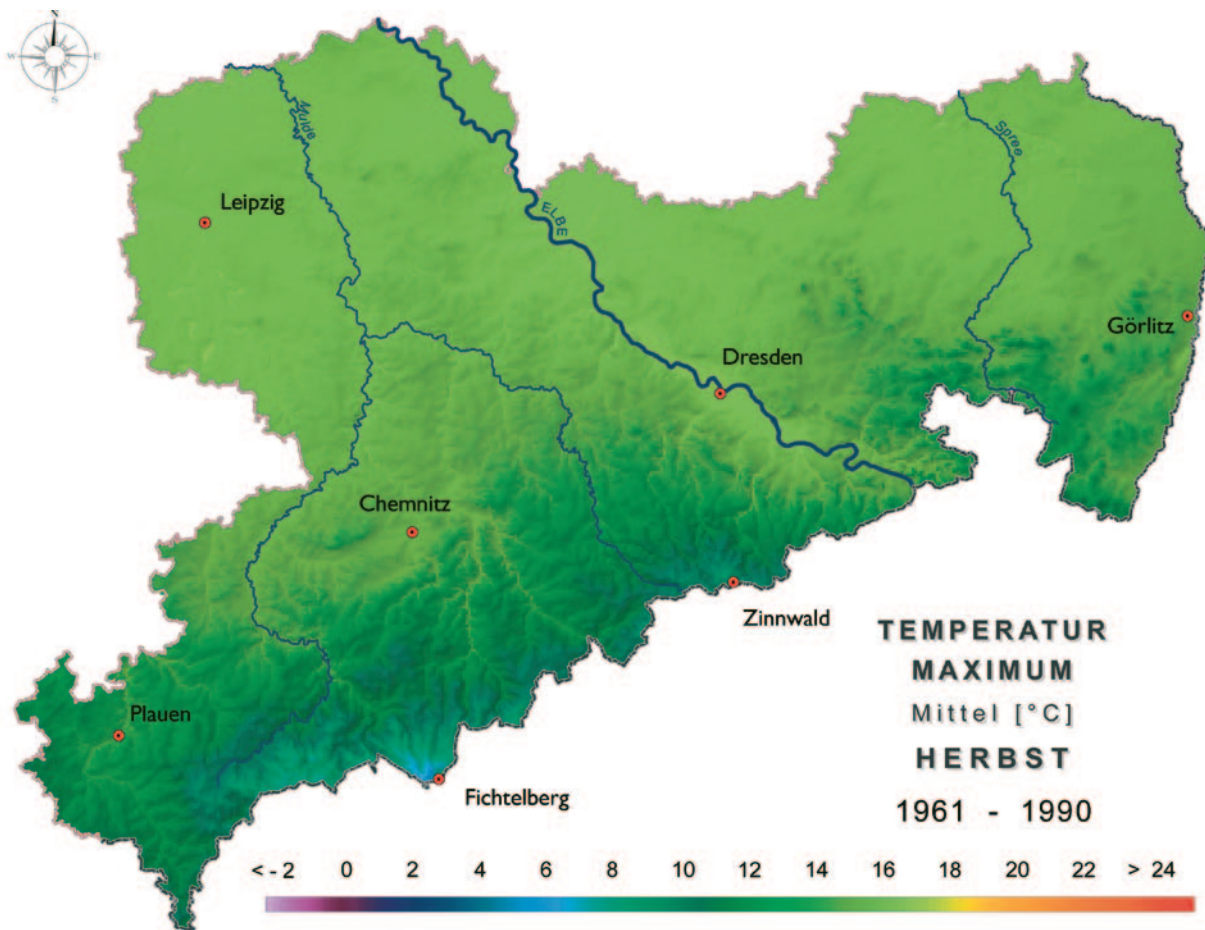


Abb. 4.1.1.2-3 | Mittlere Maximumtemperatur [°C] im Herbst in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

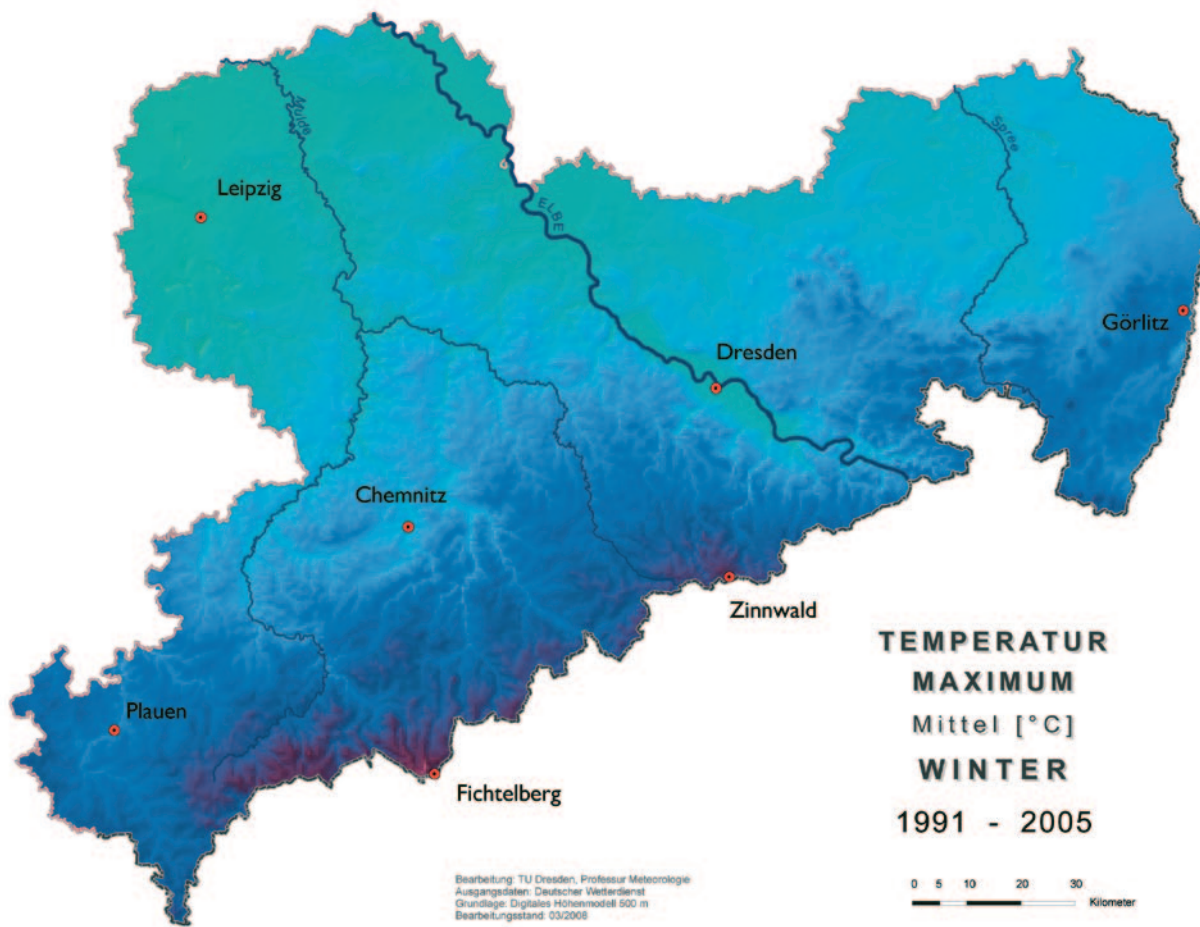
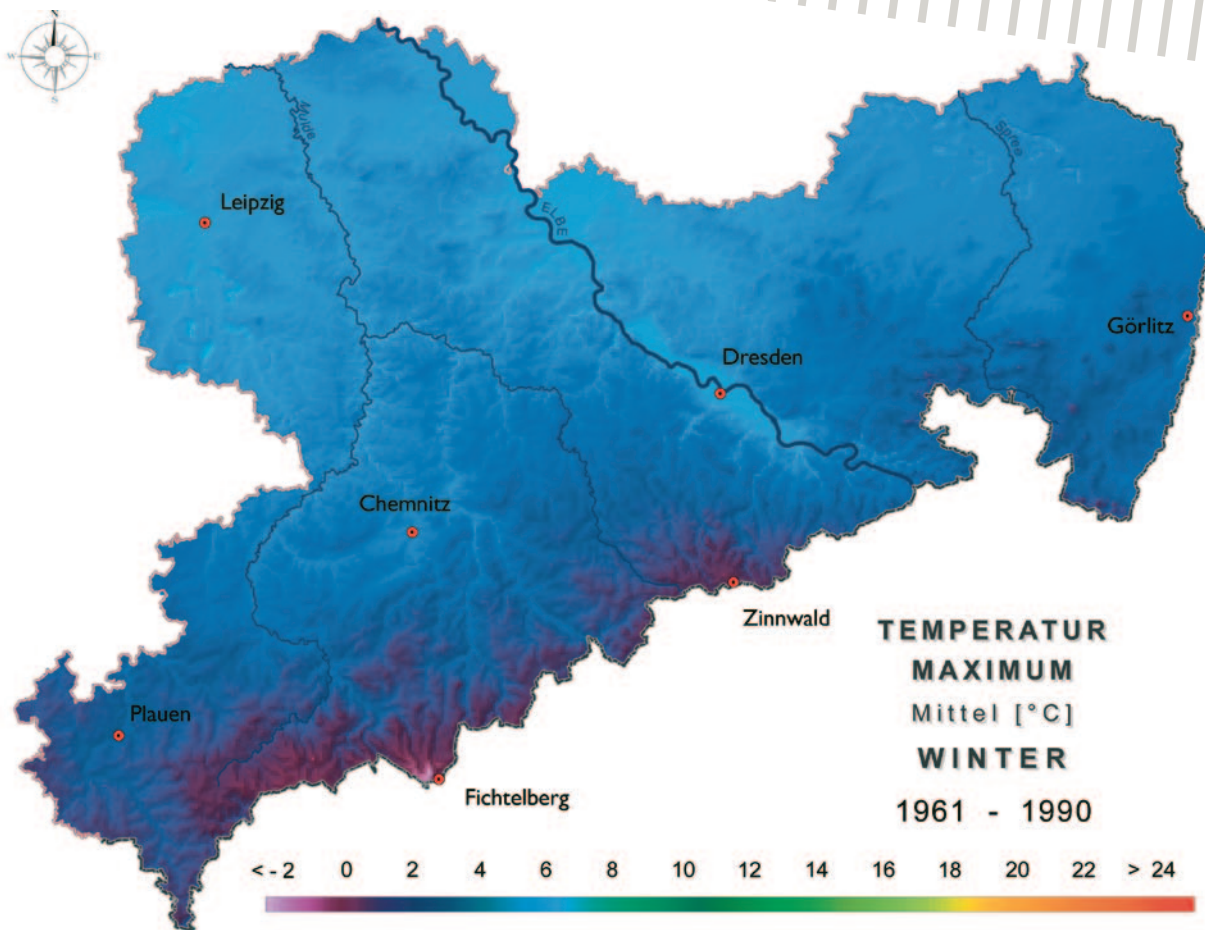


Abb. 4.1.1.2-4 | Mittlere Maximumtemperatur [°C] im Winter in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

4.1.2 Mittlerer Jahresgang



Die Jahresgänge (Abb. 4.1.2-1) sind in der Regel um ca. einen Monat gegenüber dem Sonnenhöchststand und -tiefststand verschoben. Der Januar ist also der kälteste, der Juli der wärmste Monat. Der Anstieg der Kurven im Frühjahr ist geringer als der Abfall zum Herbst. Die Monatsmittelwerte sind im Herbst auch höher als im Frühjahr.

Die mittleren Jahresgänge für Mittel-, Maximum- und Minimumtemperatur sind für die Referenzstationen in ihrem Verlauf ähnlich; die mittleren Monatstemperaturen sind jedoch entsprechend der unterschiedlichen Höhenlage höher oder geringer. Die Differenz zwischen Maximum- und Minimumtemperatur beträgt im Juli etwa 10°C, im Januar etwa 5°C.

Die mittleren Monatstemperaturen für die Stationen Dresden und Leipzig liegen für alle drei Temperaturen (T_{mit} , T_{max} , T_{min}) nahezu auf einem Niveau. Görlitz hat, obwohl eine geringere Seehöhe, in den Wintermonaten eine geringere Mitteltemperatur als Chemnitz. Hier kommt die kontinentalere Lage von Görlitz zum Ausdruck. Der Einfluss der Stationslage zeigt sich auch an der geringeren Mitteltemperatur von Plauen gegenüber der Station Chemnitz. Nach Freydanck (2005) liegt dies zum einen in der Tallage von Plauen begründet, zum anderen darin, dass Chemnitz häufiger durch Föhnlagen beeinflusst wird.

Der Jahresgang der Differenzen gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 zeigt von Januar bis Dezember für alle Temperaturen (T_{mit} , T_{max} , T_{min}) einen abfallenden Verlauf, wobei das Maximum meist im August liegt, das Minimum (bis zur negativen Änderung) im Oktober. Das bedeutet, dass der Sommer im Allgemeinen wärmer, der Herbst kälter wird (siehe auch Kap. 4.1.1.1). An allen Stationen sind die Änderungen darüber hinaus im Großteil des Jahres positiv, es kommt also in fast dem gesamten Jahresverlauf zu einer Erwärmung. Zum Jahresende liegen die Änderungen für alle Temperaturen bei $\pm 0,3^\circ\text{C}$. Eine Ausnahme bildet hier die Station Fichtelberg, an der am Jahresende noch einmal eine starke positive Änderung auftritt.

Die Änderungen der Temperaturen im Zeitraum 1991-2005 gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 liegen

für die Mittel-, Maximum- und Minimumtemperatur zwischen $-1,2^\circ\text{C}$ und $+1,9^\circ\text{C}$. Die größte Spannweite zeigt hierbei die Maximumtemperatur (Werte wie oben). Für die Mitteltemperatur liegen die Differenzen innerhalb der einzelnen Monate am wenigsten weit auseinander, die Amplitude liegt jedoch zwischen $-0,6^\circ\text{C}$ und $1,6^\circ\text{C}$. Für die Mitteltemperatur beträgt die Differenz ebenfalls zwischen $-0,6^\circ\text{C}$ und $1,6^\circ\text{C}$. Für die Station Leipzig wird für die Mittel- und Minimumtemperatur die größte positive Änderung beobachtet, für die Maximumtemperatur die zweitgrößte. Hier zeigt Plauen die stärkste Zunahme der Maximumtemperatur.

An den Stationen Dresden und Görlitz werden 1991-2005 gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 die größten Änderungen für die Mitteltemperatur beobachtet. Die Änderungen von Minimum- und Maximumtemperatur sind an diesen Stationen geringer. An den Stationen Chemnitz, Fichtelberg, Leipzig und Zinnwald sind die Änderungen von der Mitteltemperatur teils größer, teils kleiner als die Änderungen der Minimumtemperatur. Die Änderung der Minimumtemperatur liegt in den Monaten September und Oktober, teils auch in den Monaten November und Dezember darüber. Darüber hinaus ist erkennbar, dass die Stationen Chemnitz und Fichtelberg die geringsten Änderungen für die Maximumtemperatur aufweisen. Mit Ausnahme der Station Plauen ist dies für die anderen Stationen nicht eindeutig. Während an allen anderen Stationen die Änderungen für die Mittel-, Minimum- und Maximumtemperatur im Jahresgang sehr ähnlich verlaufen, ist die Spannweite der Änderungen an dieser Station sehr groß. Darüber hinaus ist die Änderung bei der Maximumtemperatur am größten, für die Minimumtemperatur am geringsten.

Die Temperaturen stehen in direktem Zusammenhang mit der Sonneneinstrahlung. Beim Vergleich mit den Abbildungen für den Jahresgang der Globalstrahlung in Kapitel 4.4.1.2 kann ein sehr ähnlicher Verlauf der monatlichen Werte der Änderungen festgestellt werden. Neben dem Einfluss der sich ändernden Häufigkeit der für Sachsen witterungsrelevanten Großwetterlagen (siehe dazu auch Kap. 4.9) können also auch die im Kapitel Globalstrahlung genannten Ursachen als Hintergrund der Temperaturänderungen gesehen werden.

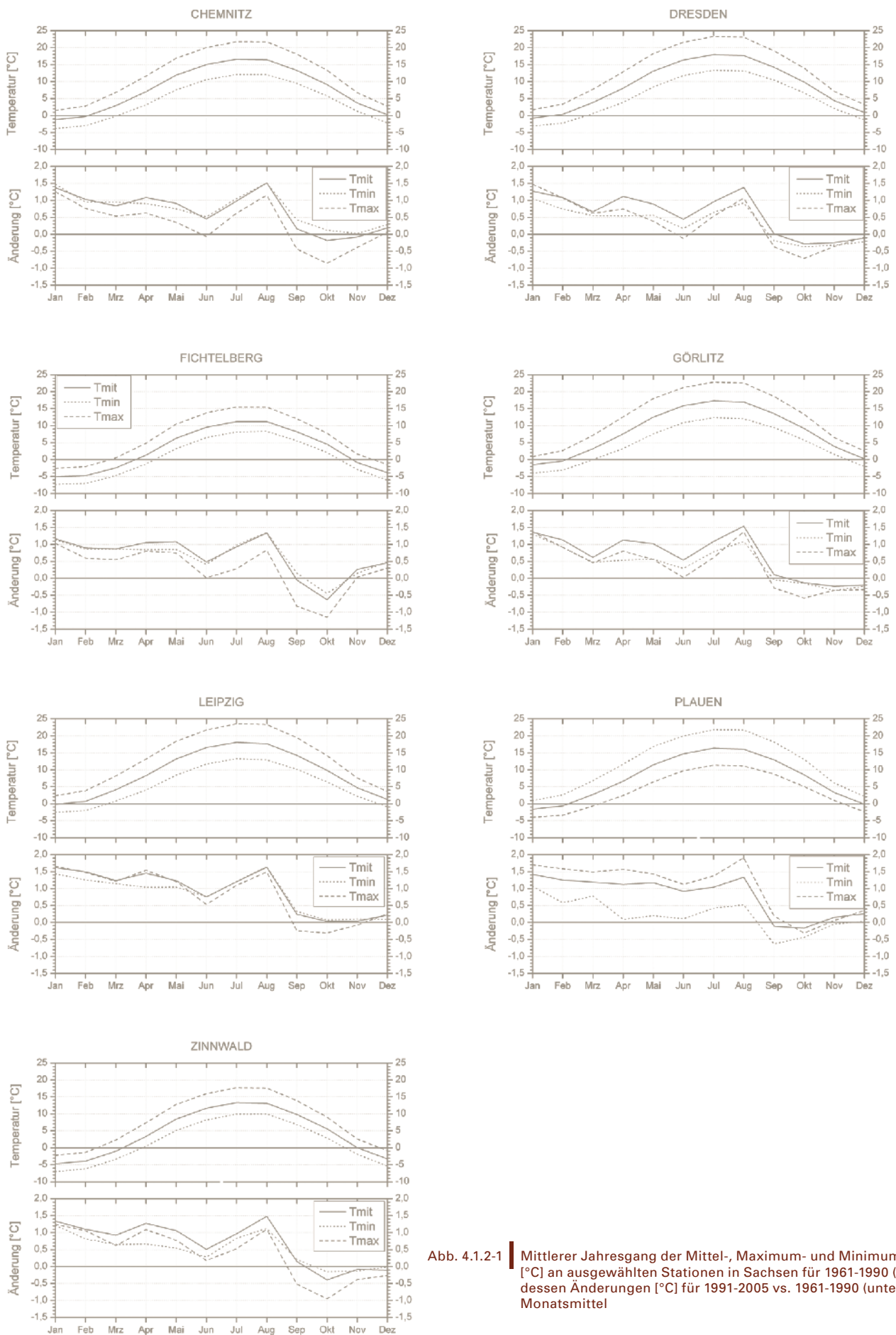


Abb. 4.1.2-1 | Mittlerer Jahresgang der Mittel-, Maximum- und Minimumtemperatur [°C] an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 (oben) und dessen Änderungen [°C] für 1991-2005 vs. 1961-1990 (unten), Basis: Monatsmittel

Tab. 4.1.2-1 | Mittlere Minimumtemperatur [°C] an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 und 1991-2005

Station		CHEMNITZ	DRESDEN	FICHELBERG	GÖRLITZ	LEIPZIG	PLAUEN	ZINNWALD
Höhe müNN		418	222	1213	238	148	386	877
T_{min} Frühjahr	1961-1990	3,5	4,3	-0,9	3,6	4,4	2,7	0,7
	1991-2005	4,4	4,8	-0,1	4,1	5,5	3,1	1,4
T_{min} Sommer	1961-1990	11,6	12,8	7,7	11,8	12,6	10,7	9,4
	1991-2005	12,6	13,3	8,6	12,5	13,8	11,1	10,1
T_{min} Herbst	1961-1990	5,5	6,4	1,6	5,6	6,3	4,9	2,6
	1991-2005	5,7	6,1	1,5	5,4	6,4	4,6	2,6
T_{min} Winter	1961-1990	-3,0	-2,2	-6,8	-3,0	-1,8	-3,3	-6,2
	1991-2005	-2,1	-1,7	-6,0	-2,4	-0,9	-2,7	-5,5
T_{min} Jahr	1961-1990	4,4	5,3	0,4	4,5	5,4	3,8	1,6
	1991-2005	5,1	5,7	1,0	4,9	6,2	4,0	2,1

Tab. 4.1.2-2 | Mittlere Maximumtemperatur [°C] an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 und 1991-2005

Station		CHEMNITZ	DRESDEN	FICHELBERG	GÖRLITZ	LEIPZIG	PLAUEN	ZINNWALD
Höhe müNN		418	222	1213	238	148	386	877
T_{max} Frühjahr	1961-1990	11,8	12,9	5,3	12,6	13,3	11,8	7,5
	1991-2005	12,3	13,5	6,0	13,2	14,6	13,3	8,3
T_{max} Sommer	1961-1990	21,2	22,7	14,9	22,2	22,9	21,2	17,1
	1991-2005	21,7	23,2	15,3	22,9	23,9	22,7	17,7
T_{max} Herbst	1961-1990	12,7	13,4	7,2	12,8	13,8	12,5	8,5
	1991-2005	12,1	12,9	6,5	12,4	13,5	12,4	7,9
T_{max} Winter	1961-1990	2,4	2,8	-2,0	2,0	3,3	1,9	-1,4
	1991-2005	3,1	3,6	-1,4	2,7	4,4	3,1	-0,8
T_{max} Jahr	1961-1990	12,0	12,9	6,3	12,4	13,3	11,8	7,9
	1991-2005	12,3	13,3	6,6	12,8	14,1	12,9	8,3

4.1.3 Langzeittrends



Mit der Darstellung längerer Zeitreihen können Schwankungen im Klima gut aufgezeigt werden. Die langen Reihen für Sachsen reichen zum Teil bis in das 19. Jahrhundert zurück.

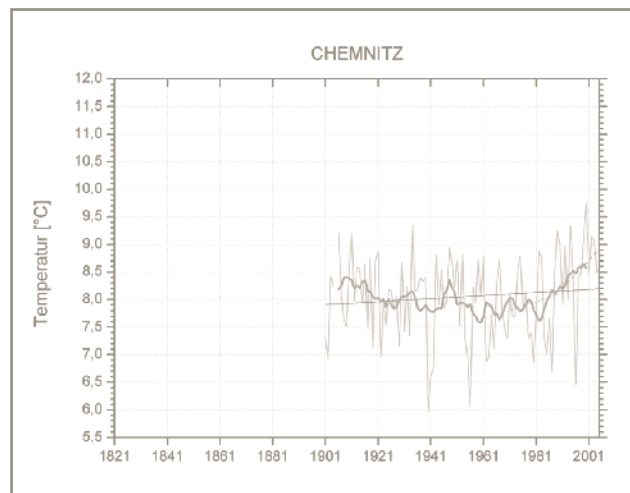
Für die Betrachtung des Langzeittrends der mittleren Temperatur wurden die langen Zeitreihen der sieben Referenzstationen herangezogen (Abb. 4.1.3-1). Die Messreihen haben eine sehr unterschiedliche Länge – von 178 Jahren an der Station Dresden bis 59 Jahren an der Station Zinnwald. Die langen Zeitreihen wurden aus den Datenreihen der am Ort geführten Messstationen aggregiert oder durch Datenreduktion (siehe Glossar) mit benachbarten Stationen aufgefüllt und verlängert. Dabei muss berücksichtigt werden, dass einzelne Stationen mehrfach verlegt wurden, so zum Beispiel die Stationen Chemnitz und Plauen 1974 aus dem stadtnahen (wärmer) in den Stadtrandbereich (etwas kälter) (Freydank, 2005). Die lange Reihe für Dresden wurde beispielsweise aus den Daten von 5 Stationen (Dresden-Altstadt/Zwinger, Dresden Altstadt/Polytechnikum, Dresden-Neustadt, Wahnsdorf bei Dresden und Dresden-Klotzsche) zusammengeführt. Eine Zusammenstellung der für die Darstellung der Langzeittrends der mittleren Temperatur verwendeten Referenzstationen findet sich in Kapitel 3.3.

Die Abbildungen 4.1.3-1 zeigen den aus Monatsmittelwerten erstellten Verlauf der Jahresmitteltemperaturen. Durch eine Tiefpassfilterung (siehe Glossar) (11jährig gleitendes Mittel mit Bezug auf den Sonnenfleckenzyklus) werden die großen Schwankungen geglättet, längerfristige Schwankungen der mittleren Temperatur bleiben jedoch erhalten.

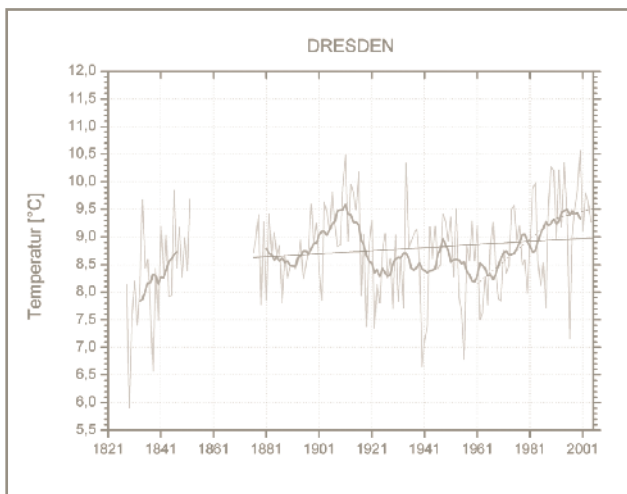
Das Trendverhalten wurde über drei verschiedene Zeiträume bestimmt: den gesamten Zeitraum, über den an der entsprechenden Station Messwerte vorliegen, die Referenzperiode 1961-1990 sowie den Vergleichszeitraum 1991-2005. An allen Stationen verläuft der Trend in jeder der drei Perioden positiv. Der Trend an den einzelnen Stationen ist zwar unterschiedlich groß, der stärkste Anstieg der mittleren Temperatur findet jedoch mit Ausnahme von Dresden und Leipzig an allen Stationen im Vergleichszeitraum 1991-2005 statt. Signifikante Trends sind in den die Abbildungen begleitenden Tabellen fett gekennzeichnet.

Über den jeweils verfügbaren Messzeitraum zeigen die im Mittelgebirge gelegenen Stationen – Fichtelberg ab 1901, reduzierte Reihe für Zinnwald ab 1947 – mit $0,007^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$ bzw. $0,009^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$ den stärksten Trend. Darüber hinaus ist der Anstieg der mittleren Temperatur an den Stationen im Norden und Osten Sachsens ebenfalls sehr stark.

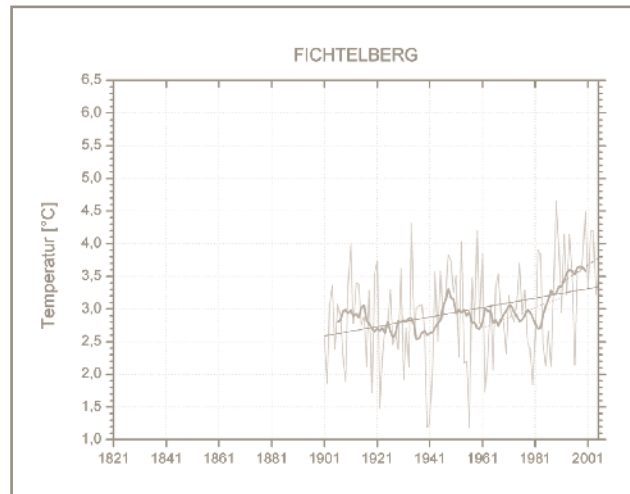
- mittlere Temperatur (Urreihe)
- mittlere Temperatur (tiefpassgefiltert)
- linearer Trend Urreihe
- linearer Trend 1961-1990
- linearer Trend 1991-2005



Zeitraum	Änderung pro Jahr	Mittelwert
1901-2005	+0,002°C	8,0°C
1961-1990	+0,02°C	7,9°C
1991-2005	+0,09°C	8,6°C



Zeitraum	Änderung pro Jahr	Mittelwert
1876-2005	+0,003°C	8,7°C
1961-1990	+0,04°C	8,7°C
1991-2005	+0,01°C	9,4°C



Zeitraum	Änderung pro Jahr	Mittelwert
1901-2005	+0,007°C	3,0°C
1961-1990	+0,01°C	2,9°C
1991-2005	+0,036°C	3,6°C

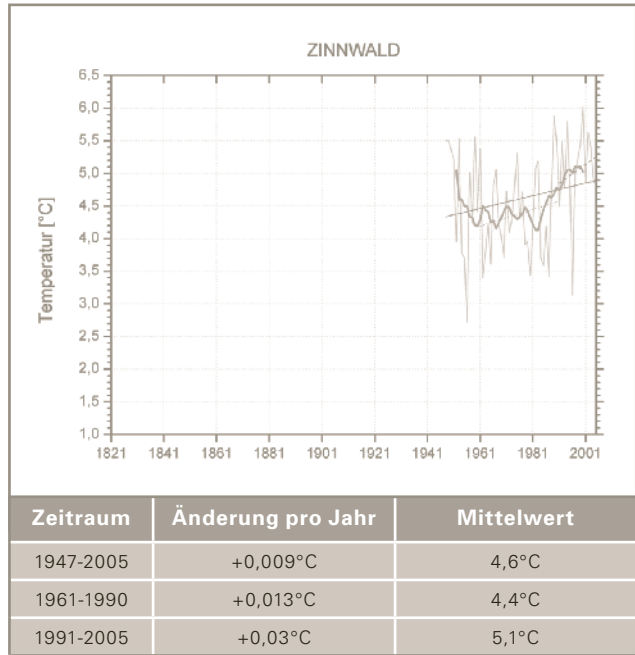
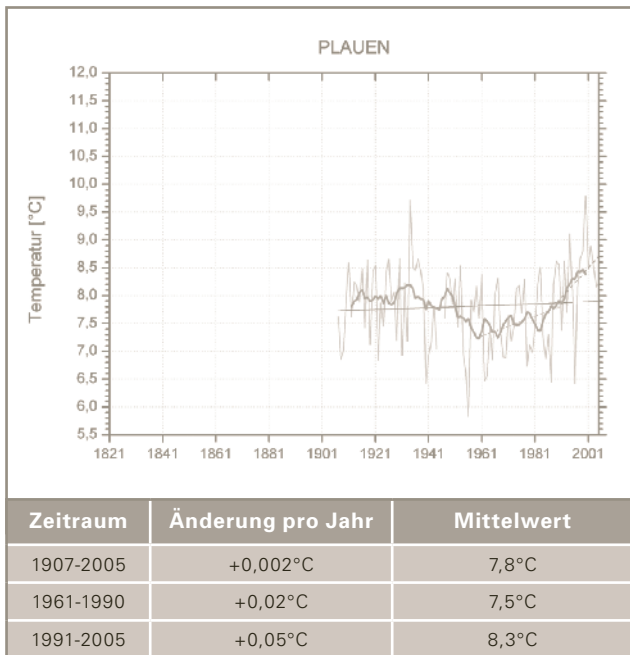
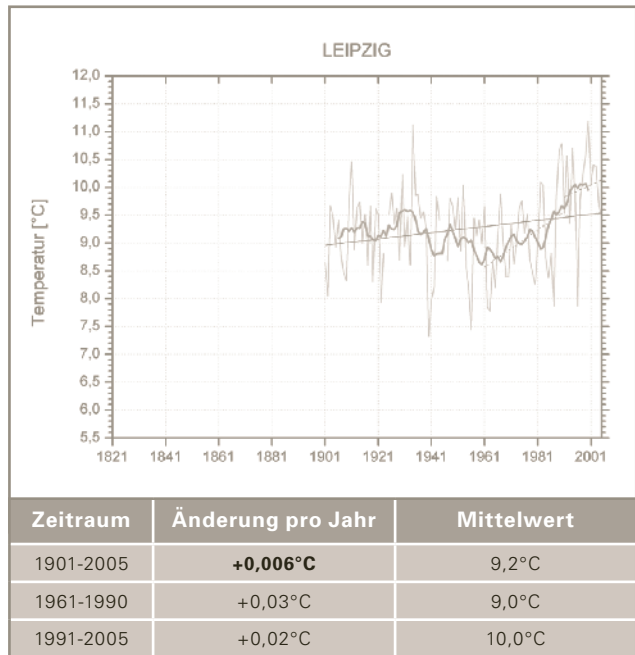
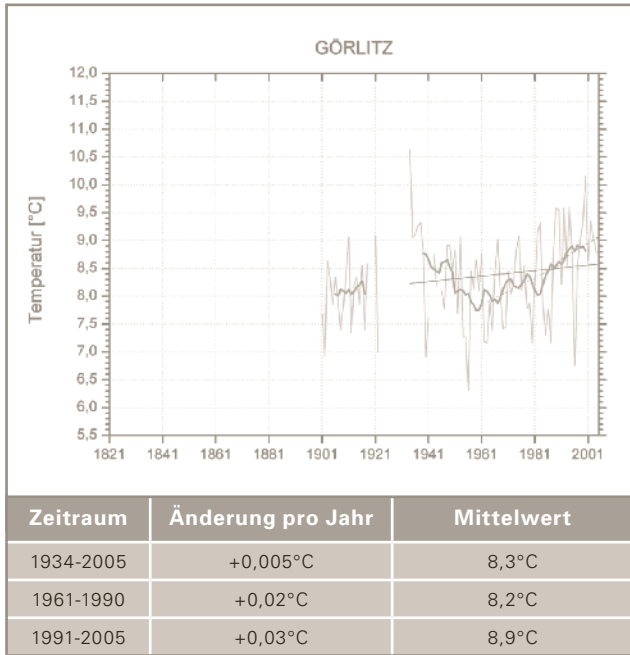


Abb. 4.1.3-1 | Ganglinien (mit Tiefpassfilter) und ihre linearen Trends für das Jahresmittel der Lufttemperatur [°C] an ausgewählten Stationen in Sachsen (fettgedruckte Werte in Tabellen bezeichnen signifikante Trends)



Langzeittrend der mittleren Temperatur Sachsens

Die lange Zeitreihe der mittleren Temperatur für ganz Sachsen bestätigt das Trendverhalten an den einzelnen Stationen. Köhl (2008) hat für den Zeitraum von 1901-2005 eine Reihe der Jahresmitteltemperatur für ganz Sachsen erstellt. Er verwendete, je nach Verfügbarkeit, die Daten von 5 bis 29 Klimastationen (Abb. 4.1.3-2). Das Verfahren zur Berechnung des Temperaturmittels für Sachsen ist eine Kombination aus höhenabhängiger Interpolation (siehe Glossar) (Regression) und entfernungabhängiger Interpolation (siehe auch Kap. 3.5).

In der 105-jährigen Zeitreihe (1901-2005) steigt die mittlere Temperatur in Sachsen um $0,63^{\circ}\text{C}$ ($0,006^{\circ}\text{C}/\text{Jahr}$) an. Der stärkste positive Trend ist wiederum im Zeitraum von 1991-2005 zu beobachten. Trotz der im Zeitraum 1961-1990 noch relativ häufig auftretenden Jahre mit geringen Jahresmitteltemperaturen zeichnet sich auch hier ein deutlich positiver Trend ab (Köhl, 2008).

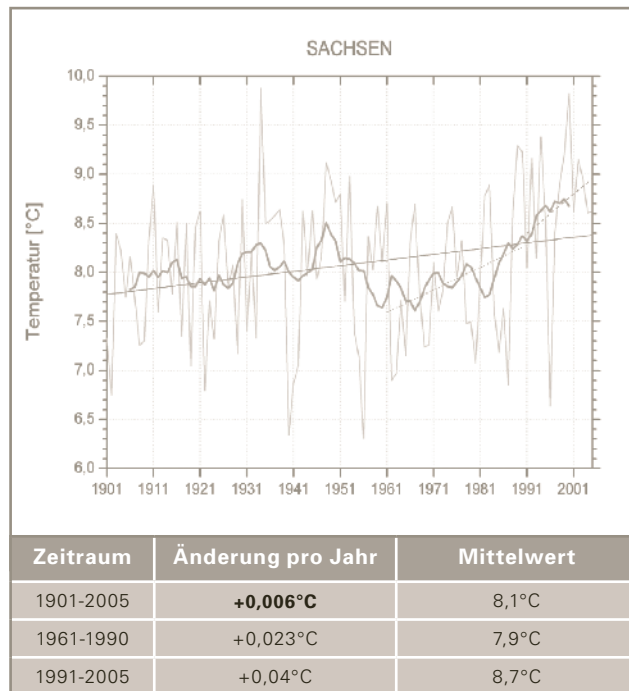


Abb. 4.1.3-2 | Langzeittrend der mittleren Jahrestemperatur [°C] in Sachsen (fettgedruckte Werte in Tabellen bezeichnen signifikante Trends)

4.1.4 Singularitäten



Unter Singularitäten versteht man Großwetterlagen, die nach dem jahreszeitlichen Lauf des Sonnenstandes und den damit verbundenen Temperaturveränderungen zyklisch und mit recht hoher Wahrscheinlichkeit zu festen Terminen wiederkehren. Unter dem Aspekt des sich ändernden Klimas wurde untersucht, ob es zu Verschiebungen im innerjährlichen Gang und zum „Verschwinden“ bzw. „Neuentstehen“ von Singularitäten im 20. Jahrhundert kam. Es wurde die Klimastation Dresden-Klotzsche (222 m ü. NN) ausgewählt, um einen Vergleich zu den Untersuchungen von Goldschmidt (1950, a, b) zu ermöglichen (Station Wahnsdorf bei Dresden, 1917-1941) und um eine zuverlässige und für das Hügelland Sachsens repräsentative Station zu verwenden. Für die Gebirgsregion wurde die Klimastation Fichtelberg (1213 m ü. NN)

genutzt. Verglichen wurden 3 Perioden gleicher Länge: 1917-1941, 1951-1975 und 1976-2000. Für die erste Periode liegen lediglich Daten der Station Wahnsdorf vor. 1974 wurde die Station nach Dresden-Klotzsche verlegt. Mittels der über einen gemeinsamen Zeitraum von 13 Jahren ermittelten Regression zwischen beiden Stationen ($R^2 = 0.99$) wurden die Temperaturen der Periode 1917-1941 für die Station Dresden-Klotzsche berechnet und dann für die Analyse der Singularitäten verwendet.

In Abbildung 4.1.4-1 ist der jährliche Gang des Tagesmittels der Lufttemperatur für die untersuchten Perioden der beiden Klimastationen dargestellt. In Tabelle 4.1.4-1 sind die in Goldschmidt (1950, a, b) beschriebenen Singularitäten sowie deren zeitliche Entwicklung aufgelistet.

In Dresden-Klotzsche werden zeitliche Veränderungen im Temperaturniveau deutlich sichtbar, so dass einige Singularitäten - vor allem diejenigen, die mit Kälte in Verbindung stehen - wegfallen bzw. abgeschwächt werden. Ein markantes Beispiel sind die zeitlich eng beieinanderliegenden Singularitäten Frühwinter und Silvestertauwetter (siehe Glossar). Besteht in der Periode 1917-1941 noch eine Temperaturdifferenz zwischen beiden Singularitäten (siehe Glossar) von mehr als 3 °C, so verschwindet diese später. Veränderungen im Zeitpunkt und der Stärke von Singularitäten wurden anhand des Vergleichs der Perioden 1917-1941 und 1942-1966 auch von Junghans (1974) dokumentiert.

Für den Fichtelberg zeigt sich, abgesehen von der Temperaturdifferenz von 5 - 7 °C, ein ähnliches Temperaturverhalten, was verdeutlicht, dass Singularitäten nicht vom lokalen Klima, sondern den Großwetterlagen abhängen. Die neuzeitlichen positiven Temperturabweichungen fallen nicht so stark aus wie für Dresden (z. B. im Oktober oder Dezember).

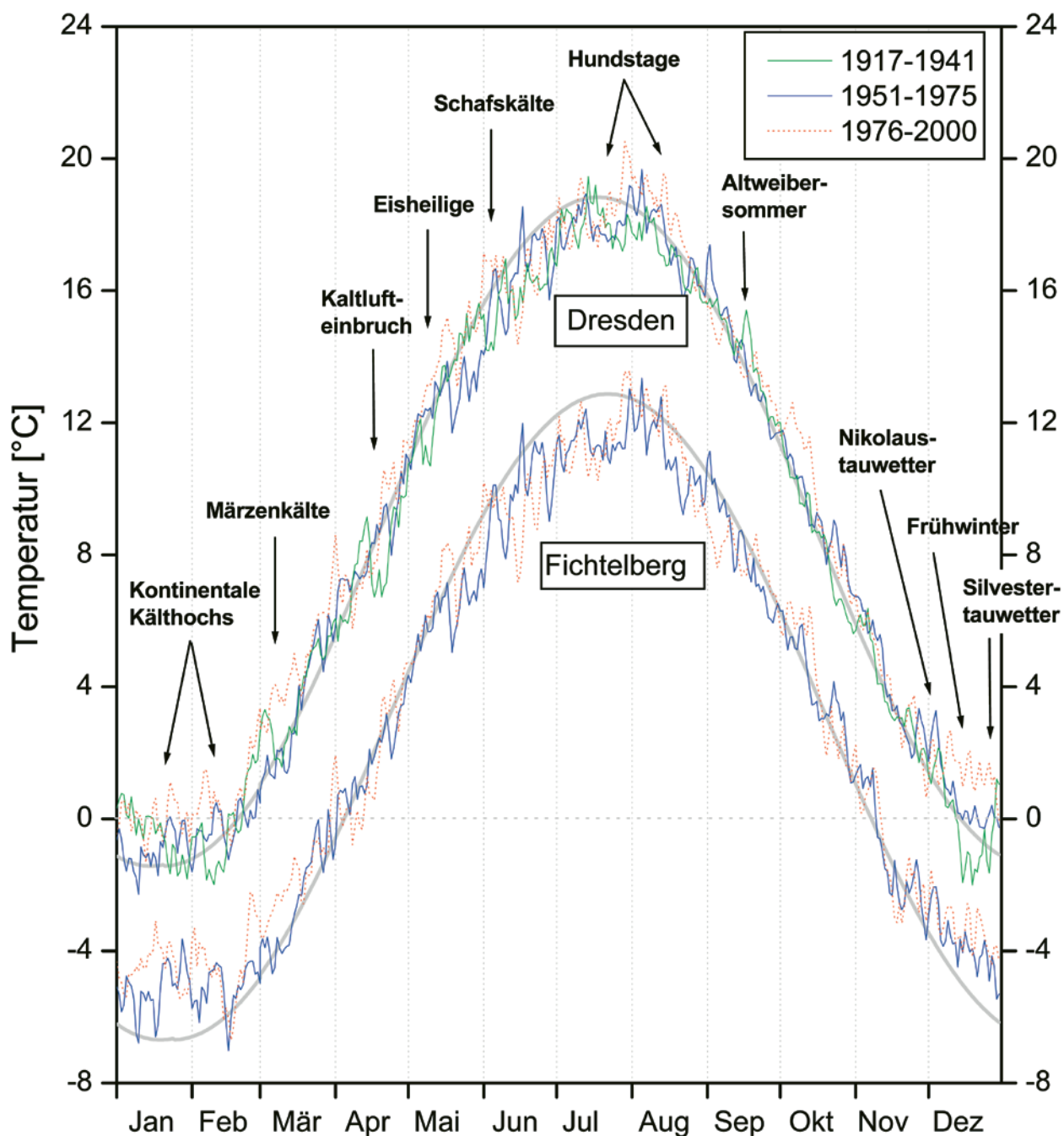


Abb. 4.1.4-1 Normalkurven (nach Junghans, 1974) und Singularitäten (Basis: mittlere Jahressgänge der Tagesmitteltemperatur [°C] über 25-jährige Mittelungszeiträume) an den Stationen Dresden-Klotzsche (oben) und Fichtelberg (unten), 1917-1941 (vgl. Goldschmidt, 1950a,b), 1951-1975, 1976-2000

Tab. 4.1.4-1 | Singularitäten an der Station Dresden-Klotzsche nach Goldschmidt (1950b), Zeitraum des Auftretens, vorherrschende Großwettertypen (Übernahme der Großwettertypen nach Hess und Brezowsky aus: www.wetterstation-goettingen.de, 10.7.2008) sowie zeitliche Entwicklung der Singularitäten im Vergleich zur Periode 1917-1941

Zeitraum	Name	Großwettertypen	1951-1975	1976-2000
Mitte Jan. - Mitte Feb.	Kontinentale Kältehochs	SO; HM; N; O; TM	kürzere Phasen; 2 Wochen früher	nicht mehr ausgeprägt
11. März	Märzenkälte (siehe Glossar)	N; O; TM	nicht mehr ausgeprägt	nicht mehr ausgeprägt
21. März	Kaltlufteinbruch	N; TM	weniger kalt; kürzer; 1 Woche später	nicht mehr ausgeprägt
11. Mai	Eisheilige (siehe Glossar)	NW; TM; N; O; (SO)	weniger kalt; kürzer; 1 Woche später	noch wärmer; kürzer; 1 Woche später
Anfang Juni	Schafskälte (siehe Glossar)	W; N; NW; TM	1 Woche später	10 Tage später
Mitte Juli- Mitte Aug.	Hundstage (siehe Glossar)	HM; SW; N; NO	Maximum Anfang Aug.; insgesamt wärmer	Maximum Ende Juli; ins- gesamt noch wärmer und lang anhaltender
18. Sept.	Altweibersommer (siehe Glossar)	W; SW; NO; HM	2 Wochen früher	nicht mehr ausgeprägt; NEU: erste Hälfte Okt. sehr warm
6. Dez.	Nikolaustauwetter (siehe Glossar)	W; SW; NW; S	wärmer	wärmer
7. - 28. Dez.	Frühwinter	N; NO; HM; O	weniger kalt	nicht mehr ausgeprägt
30. Dez.	Silvestertauwetter	SW;W	nicht mehr ausgeprägt	nicht mehr ausgeprägt; eher Temperaturrückgang

Um den Ursachen für die Veränderungen im Auftreten der Singularitäten auf den Grund zu gehen, wurde eine Häufigkeitsanalyse der für die jeweilige Singularität relevanten Großwetterlagen im jeweiligen Zeitraum (plus minus 5 Tage) durchgeführt. Als relevante Großwetterlagen werden die für diesen Zeitraum zu warmen bzw. zu kalten Wetterlagen (in Anlehnung an die Auswertungen der Wetterlagen von Hess und Brezowsky; Gerstengarbe *et al.*, 1999) betrachtet. Aus der zusammenfassenden Betrachtung in Abbildung 4.1.4-2 wird ersichtlich, dass sich die Wetterlagen, die Singularitäten mit einer erhöhten Temperatur hervorrufen, häufen. Eine entgegengesetzte Tendenz ist bei den Wetterlagen, die Singularitäten mit einer verminderten Temperatur hervorrufen, zu verzeichnen.

Eine Singularität, die erst bei Betrachtung einer kürzeren und aktuelleren Periode (1990-2005) sehr markant in Erscheinung tritt, ist eine starke Erwärmung Ende April-Anfang Mai. Gegenüber der Periode 1976-2000 kam es am 30. April im Mittel zu einem Temperaturanstieg um ca. 3 °C. Nimmt man lediglich die Periode 2000-2005 betrügt dieser Anstieg sogar 5 °C. Grund ist auch hier die zunehmende Häufigkeit von Wetterlagen mit überdurchschnittlichen Temperaturen um mehr als 10 %, bei gleichzeitiger Abnahme von kälteren Wetterlagen.

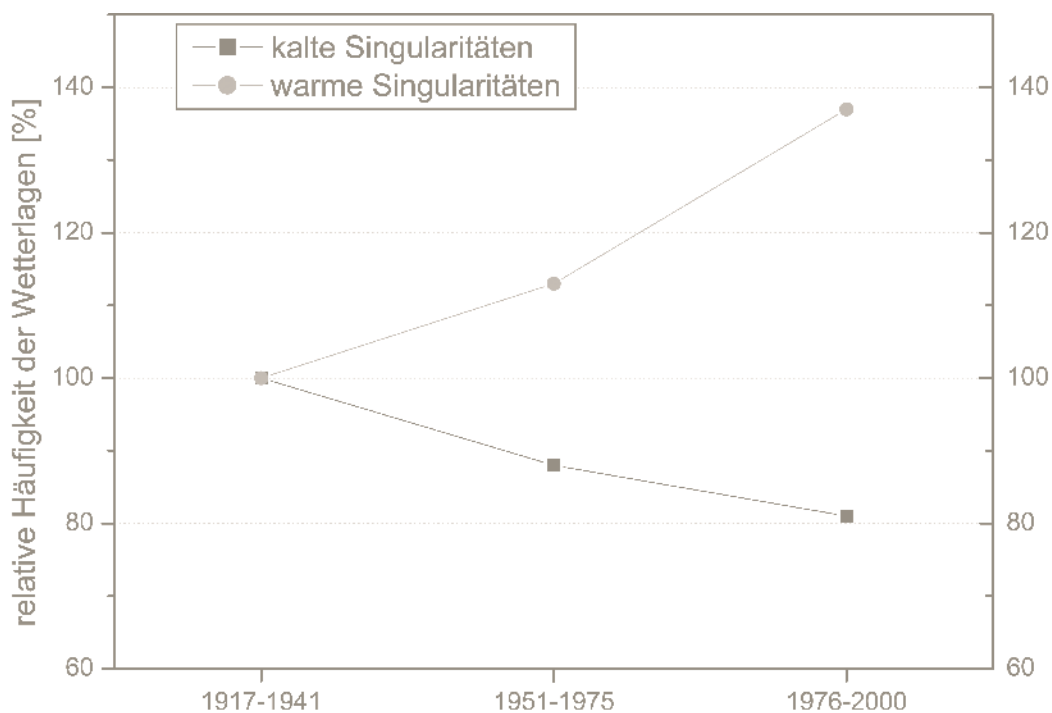


Abb. 4.1.4-2 Entwicklung der Auftretenshäufigkeit von Wetterlagen, die kalte bzw. warme Singularitäten hervorrufen (Periode 1917-1941 auf 100 % gesetzt)



Zusammenfassend ist festzuhalten, dass es seit den Untersuchungen von Goldschmidt (1950) infolge von Änderungen der Wetterlagenhäufigkeiten sowie der Temperaturcharakteristika innerhalb der Wetterlagen zu deutlichen Veränderungen in den Singularitäten gekommen ist. Einige Singularitäten sind nicht mehr sichtbar, einige (vor allem die Kältesingularitäten) deutlich abgeschwächt und einige zeitlich verschoben. Wärmesingularitäten haben sich teilweise verstärkt (Hundstage) oder sind neu entstanden (im Oktober und jüngst im April). Jedoch können in Einzeljahren durchaus Abweichungen von diesem mittleren Verhalten auftreten.

4.1.5 Temperaturabgeleitete Klimagrößen



4.1.5.1 Ereignistage, Wärme- und Kältesummen, Heizgradtage

Die räumliche Ausprägung von Ereignistagen, Wärme- und Kältesummen sowie Heizgradtagen korrespondiert mit der Verteilung der zur Definition verwendeten Lufttemperatur. Für die mittlere Anzahl von Frosttagen und Eistagen (siehe Glossar), die mittlere Kältesumme (Winterstrenge) sowie das mittlere Heizaufkommen (Heiztage, Heizgradtage) im Jahr bedeutet dies eine Zunahme mit der Seehöhe. Umgekehrt nehmen die mittlere Anzahl von Sommertagen und heißen Tagen sowie die mittlere Wärmesumme (Wärmebelastung) im Jahr mit zunehmender Geländehöhe ab. Die zeitliche Entwicklung der temperaturabgeleiteten Klimaindizes vom Referenzzeitraum (1961-1990) zum Vergleichszeitraum (1991-2005) folgt dem allgemeinen Erwärmungstrend in Sachsen. Dies bedeutet eine Abnahme von Frost-, Eistagen, der Kältesumme (Winterstrenge) und dem Heizaufkommen sowie eine Zunahme der Sommertage, heißen Tage und der Wärmesumme (Wärmebelastung).



Ereignistage

Im Referenzzeitraum (1961-1990) und außerhalb der sächsischen Mittelgebirge schwankt das mittlere Auftreten von Sommertagen ($T_{\max} \geq 25^\circ\text{C}$) entsprechend der Geländehöhe um ca. 30 Tage und das der heißen Tage ($T_{\max} \geq 30^\circ\text{C}$) um ca. 5 Tage im Jahr (Abb. 4.1.5.1-1). Bis in die Kammlagen des Erzgebirges reduziert sich die Anzahl der Sommertage auf 2 (Fichtelberg) bis 3 (Zinnwald) Tage im Jahr, wobei heiße Tage hier im langjährigen Mittel nicht auftreten (Abb. 4.1.5.1-1). Außerhalb der Mittelgebirge (Chemnitz, Dresden, Görlitz, Leipzig, Plauen) wird durch die Temperaturerhöhung im Vergleichszeitraum (1991-2005) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961-1990) die 25-Grad-Grenze und im geringeren Maße die 30-Grad-Grenze der Tagesmaximumtemperatur im Jahresverlauf häufiger erreicht bzw. überschritten. Für das mittlere Auftreten von Sommertagen bedeutet dies eine mittlere Erhöhung des Niveaus um ca. 8 Tage und für die heißen Tage um ca. 3 Tage im Jahr gegenüber dem Referenzzeitraum (Abb. 4.1.5.1-1). Während an der Gebirgsstation Zinnwald in etwa eine Verdopplung der Sommertage auf niedrigem Niveau registriert wurde stagniert die mittlere jährliche Anzahl von Sommertagen auf dem Fichtelberg.

Im Referenzzeitraum (1961-1990) und außerhalb der sächsischen Mittelgebirge schwankt das mittlere Auftreten von Frosttagen ($T_{\min} < 0^\circ\text{C}$) entsprechend der Geländehöhe um ca. 90 Tage und das der Eistage ($T_{\max} < 0^\circ\text{C}$) um ca. 30 Tage im Jahr (Abb. 4.1.5.1-1). An der Station Fichtelberg wurden Frosttage an ca. der Hälfte der im Jahr möglichen Tage und Eistage an ca. 100 Tagen im Mittel registriert. Für Zinnwald wurden im Referenzzeitraum (1961-1990) ca. 150 Frosttage und ca. 80 Eistage registriert. Durch die Temperaturerhöhung im Vergleichszeitraum (1991-2005) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961-1990) wird die 0-Grad-Grenze der Tagesminimumtemperatur im Jahresverlauf weniger unterschritten und die der Tagesmaximumtemperatur häufiger überschritten. Für das mittlere Auftreten von Frost- und Eistagen bedeutet dies eine mittlere Verringerung des Niveaus um ca. 6 Tage im Jahr gegenüber dem Referenzzeitraum, wobei die an der Station Dresden registrierte mittlere jährliche Anzahl der Frosttage stagniert (Abb. 4.1.5.1-1). Die stärksten Abnahmen wurden jeweils an den Stationen Fichtelberg (1213 m ü. NN) und Leipzig (148 m ü. NN) registriert.

Im Mittel treten in Sachsen Frosttage und Eistage im Jahr generell häufiger auf als Sommertage bzw. heiße Tage, wobei die Abnahmen der Frosttage gegenüber den Zunahmen der Sommertage geringer und die Abnahmen der Eistage gegenüber den Zunahmen der heißen Tage höher ausfallen.

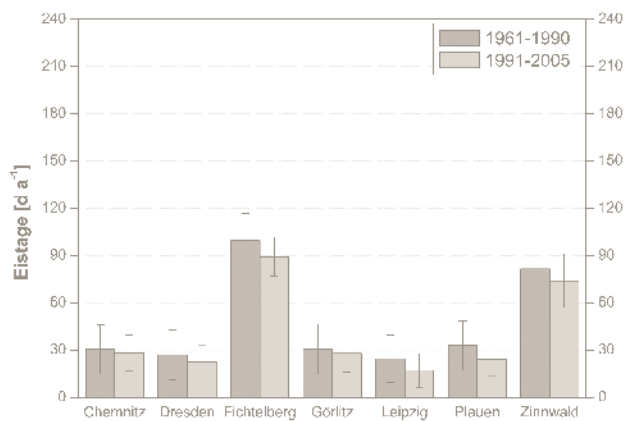
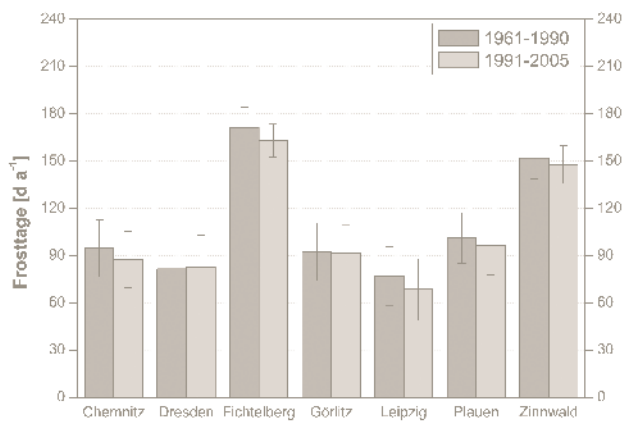
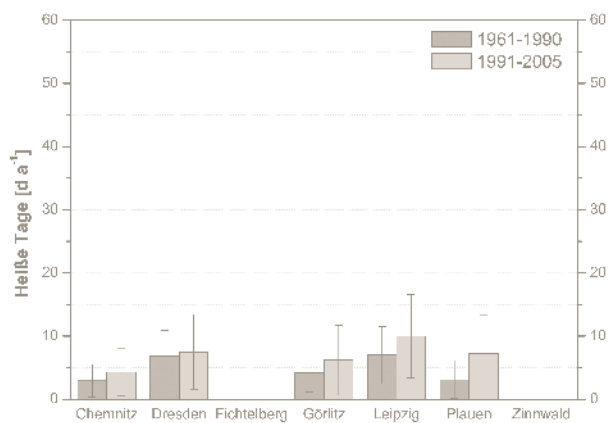
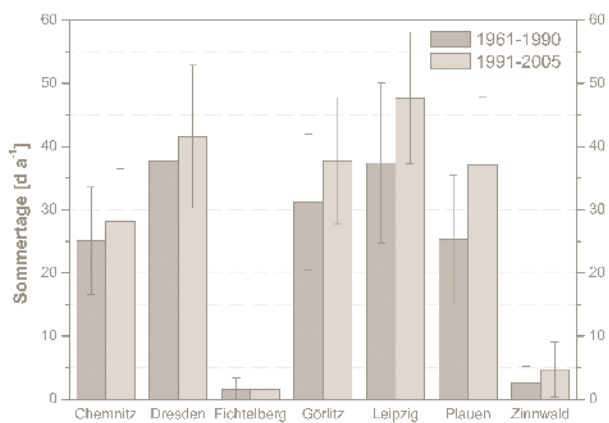


Abb. 4.1.5.1-1 | Mittlere Auftretenshäufigkeit (mit Standardabweichung) von Ereignistagen im Jahr an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 und 1991-2005



Wärme- und Kältesummen

Die Wärmesumme wurde hier aus humanmeteorologischer Sicht definiert. Aus diesem Grund erfolgt die Interpretation als qualitative Wirkung auf den menschlichen Organismus. In Ergänzung zu den oben bereits dargestellten Zusammenhängen ist hier wesentlich, dass infolge der Temperaturerhöhung im Vergleichszeitraum (1991-2005) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961-1990) die 20-Grad-Grenze der Tagesmitteltemperatur im Jahresverlauf deutlich häufiger und höher überschritten wird. An den dargestellten Stationen wurde eine nahezu Verdopplung des Wärmegewinns registriert (Abb. 4.1.5.1-2) wobei sich dieser in Sachsen ausschließlich auf den Sommer bezieht. In Kombination mit der Zunahme der Sommertage bzw. heißen Tage weist diese Entwicklung auf eine in Sachsen generell zunehmende sommerliche Wärmebelastung für den menschlichen Organismus, bis hin zum Hitzestress außerhalb der Höhenlagen sächsischer Mittelgebirge.

Die Kältesumme wird hier zur Beurteilung der thermischen Winterstrenge (nach Tab. 3.4.1.2-1) verwendet, da in Sachsen die 0-Grad-Grenze der Tagesmitteltemperatur im langjährigen Mittel im Winterhalbjahr unterschritten wird. Eine Ausnahme bilden hier die oberen Berglagen (vertreten durch Zinnwald, Fichtelberg) des Erzgebirges. Ergänzend zu den am Kapitelanfang bereits dargestellten allgemeinen Zusammenhängen ist festzuhalten, dass im

Referenzzeitraum (1961-1990) das Gebiet vom sächsischen Tiefland (Leipzig) bis in die mittleren Höhenlagen (Plauen, Chemnitz) im Übergangsbereich von normalen zu mäßig strengen Wintern liegt (Abb. 4.1.5.1-2). Die Schwankungsbreite der Winterstrenge ist hier im Verhältnis zur mittleren Ausprägung vergleichsweise hoch. Die Kammlagen des Erzgebirges (Fichtelberg, Zinnwald) sind im Mittel durch sehr strenge Winter gekennzeichnet, wobei Abstufungen hier ausschließlich höhenabhängig sind. Für die Station Görlitz (238 m ü. NN) in Ostsachsen wurden bei geringerer Seehöhe vergleichbare Kältesummen wie an den westsächsischen Stationen Plauen (386 m ü. NN) und Chemnitz (418 m ü. NN) berechnet (Abb. 4.1.5.1-2). Dies deutet auf den Einfluss winterkalter kontinentaler Hochdrucklagen (z.B. Russisches Kältehoch) in Ostsachsen hin.

Die Temperaturerhöhung im Vergleichszeitraum (1991-2005) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961-1990) hat zur Folge, dass die 0-Grad-Grenze der Tagesmitteltemperatur im Jahresverlauf seltener unterschritten wird. Für Sachsen bedeutet dies, dass im langjährigen Mittel bereits eine Entwicklung hin zu deutlich milderem Wintern stattgefunden hat, wobei in den Höhenlagen der Mittelgebirge in einzelnen Jahren sehr strenge Winter auftreten (Abb. 4.1.5.1-2).

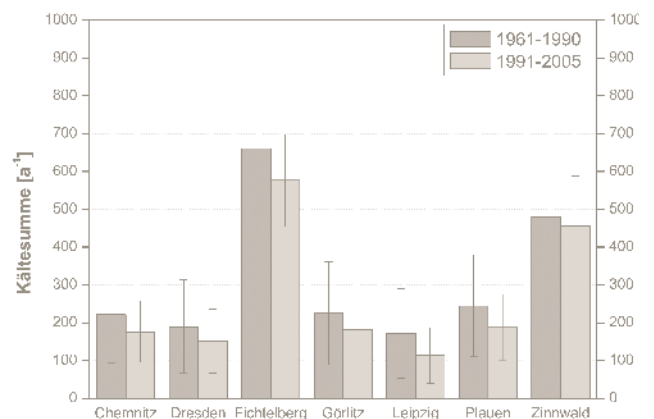
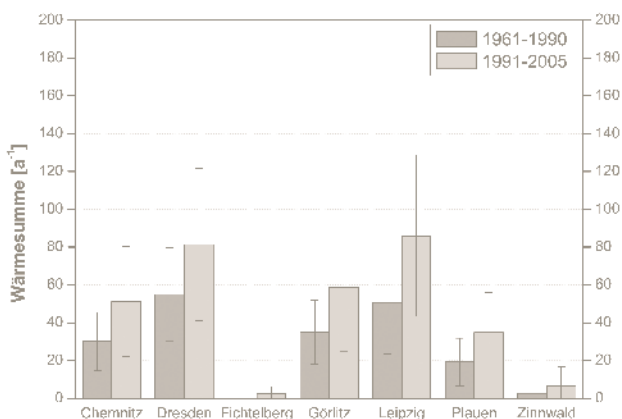


Abb. 4.1.5.1-2 | Mittlere Temperatursummen (mit Standardabweichung) im Jahr an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 und 1991-2005



Heizgradtage

Heizgradtage werden in der Praxis verwendet um an Tagen mit einer Tagesmitteltemperatur der Außenluft unter 12°C (Heiztag) das Energieaufkommen für eine aus humanmeteorologischer Sicht angestrebte Raumlufttemperatur von 20°C in Gebäuden anzugeben. Mit Verweis auf die zum Kapitelanfang allgemein formulierten Zusammenhänge ist hier wichtig, dass für den Referenzzeitraum (1961-1990) eine mittlere Anzahl der Heiztage von unter 210 Tagen im Jahr (ca. 7 Monate, bei geringem Schwankungsverhalten) in Sachsen als unwahrscheinlich angenommen werden kann. Umgekehrt ist eine Zunahme bis in die Kammlagen des Erzgebirges auf ca. 10 Monate (Zinnwald) und darüber (Fichtelberg) aus Abbildung 4.1.5.1-3 ableitbar. Die entsprechenden mittleren Energieaufkommen für Heizung (Heizgradtage) an den ausgewählten Stationen in Abbildung 4.1.5.1-3 sind ebenfalls durch geringe Schwankungsintervalle um ihre Mittelwerte gekennzeichnet, was die Verwendung als robuste Kalkulationsgröße begründet. Das vom Referenzzeitraum (1961-1990) zum Vergleichszeitraum (1991-2005) abnehmende mittlere Heizaufkommen in Gebäuden (Abb. 4.1.5.1-3) hat den allgemeinen Erwärmungstrend in Sachsen als Ursache. In Kombination mit der Zunahme des Wärmegewinns (Wärmesumme), der Sommertage und der heißen Tage kann darauf geschlossen werden, dass das Energieaufkommen für Gebäudekühlung (Klimaanlagen) in Sachsen insbesondere im Sommer bereits deutlich zugenommen hat.

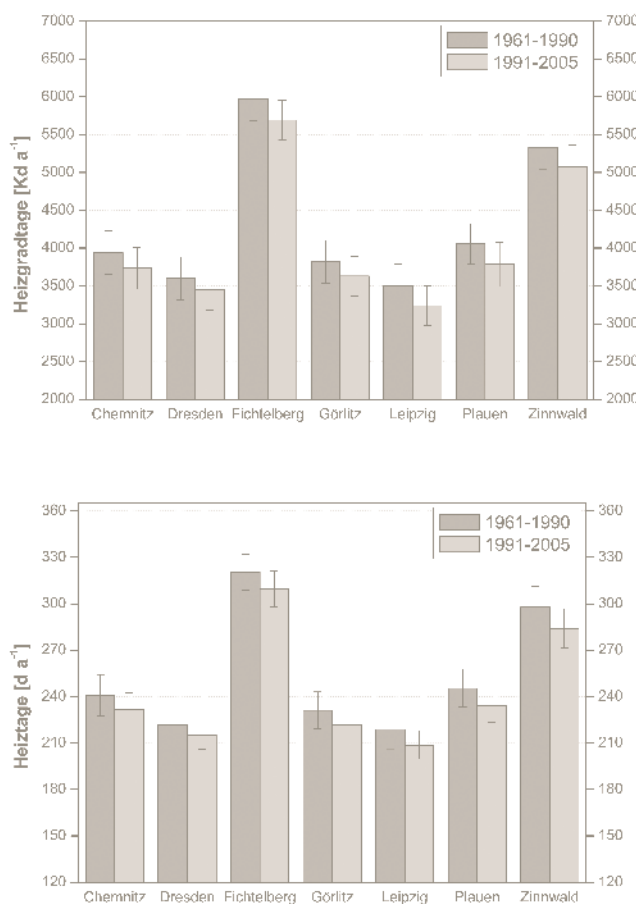


Abb. 4.1.5.1-3 | Mittleres Heizaufkommen (mit Standardabweichung) im Jahr an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 und 1991-2005



4.1.5.2 Vegetationsperioden

In den Karten der Abbildung 4.1.5.2-1 sind die laufende Nummer des Tages im Jahr (Kalendertag) sowie umgerechnet die Isolinie des 1. bzw. 15. Tages im Monat dargestellt. Die die Vegetationsperiode charakterisierenden Parameter (Beginn, Länge) folgen der Verteilung der zur Definition benutzten Lufttemperatur. Demnach korrelieren die Parameter mit der Seehöhe derart, dass mit zunehmender Geländehöhe ein späterer Beginn mit einer kürzeren Andauer einhergeht.

Im Allgemeinen folgt für den Referenzzeitraum (1961-1990) die Isolinie mit einem Beginn zum Monatsanfang April dem Übergang vom Lößgefülle zum Bergland bzw. Mittelgebirge. Nördlich dieses Bereiches setzt die Vegetationsperiode bereits in der zweiten Märzhälfte ein (Abb. 4.1.5.2-1, oben). Dies korrespondiert mit einer mittleren Andauer von 200 bis 215 Tagen im Jahr (Abb. 4.1.5.2-2, oben). In den Kammlagen des Westerzgebirges (ab ca. 900 m ü. NN: Gebiet Fichtelberg - Auersberg) setzt die Vegetationszeit im Mittel ab dem Beginn des Monats Mai ein und hat hier nur noch eine Andauer von 135 bis 140 Tagen im Jahr (Abb. 4.1.5.2-1, 2, oben). In den oberen Berglagen des Erzgebirges setzt die aktive Pflanzenphase im Mittel während der zweiten Aprilhälfte ein.

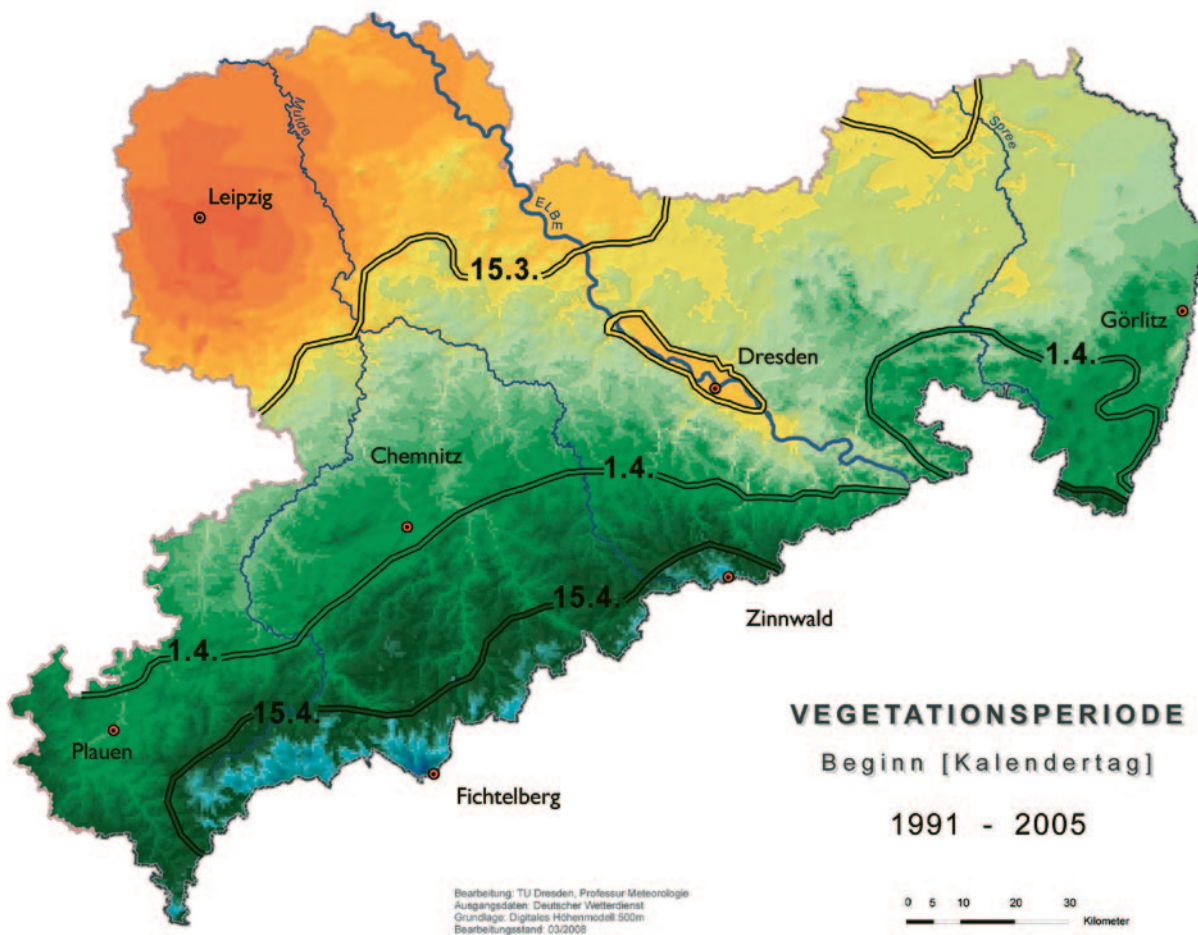
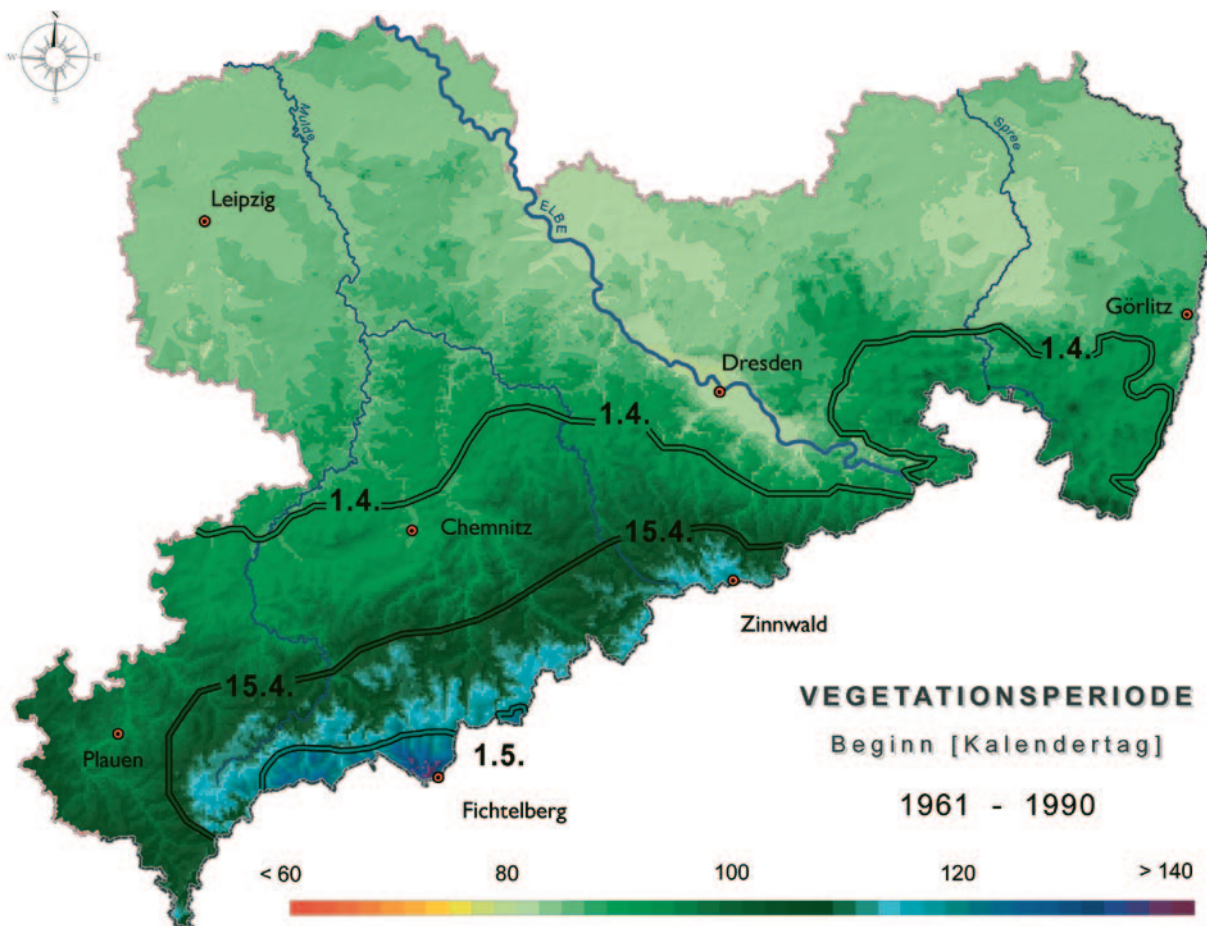


Abb. 4.1.5.2-1 | Mittlerer Beginn [DOY] der Vegetationsperiode in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

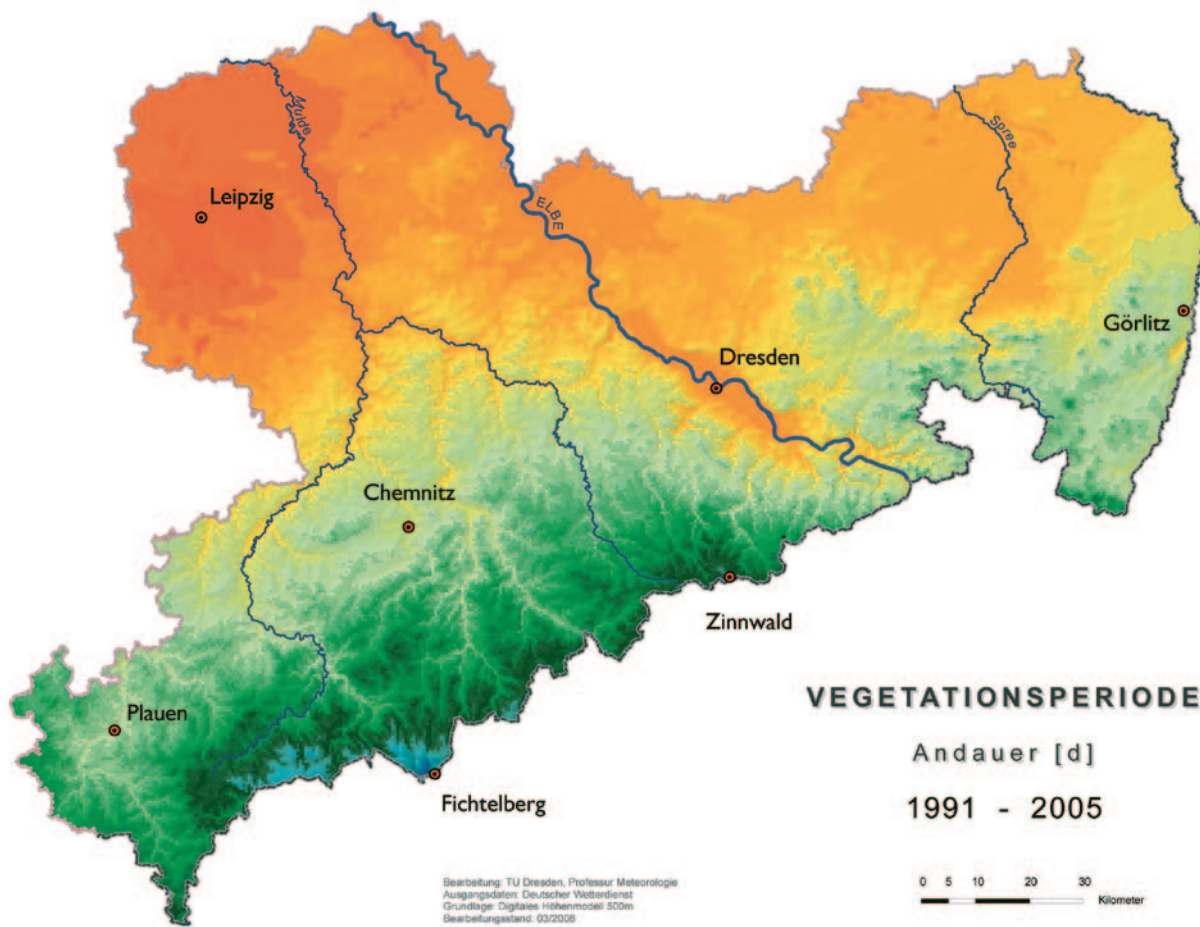
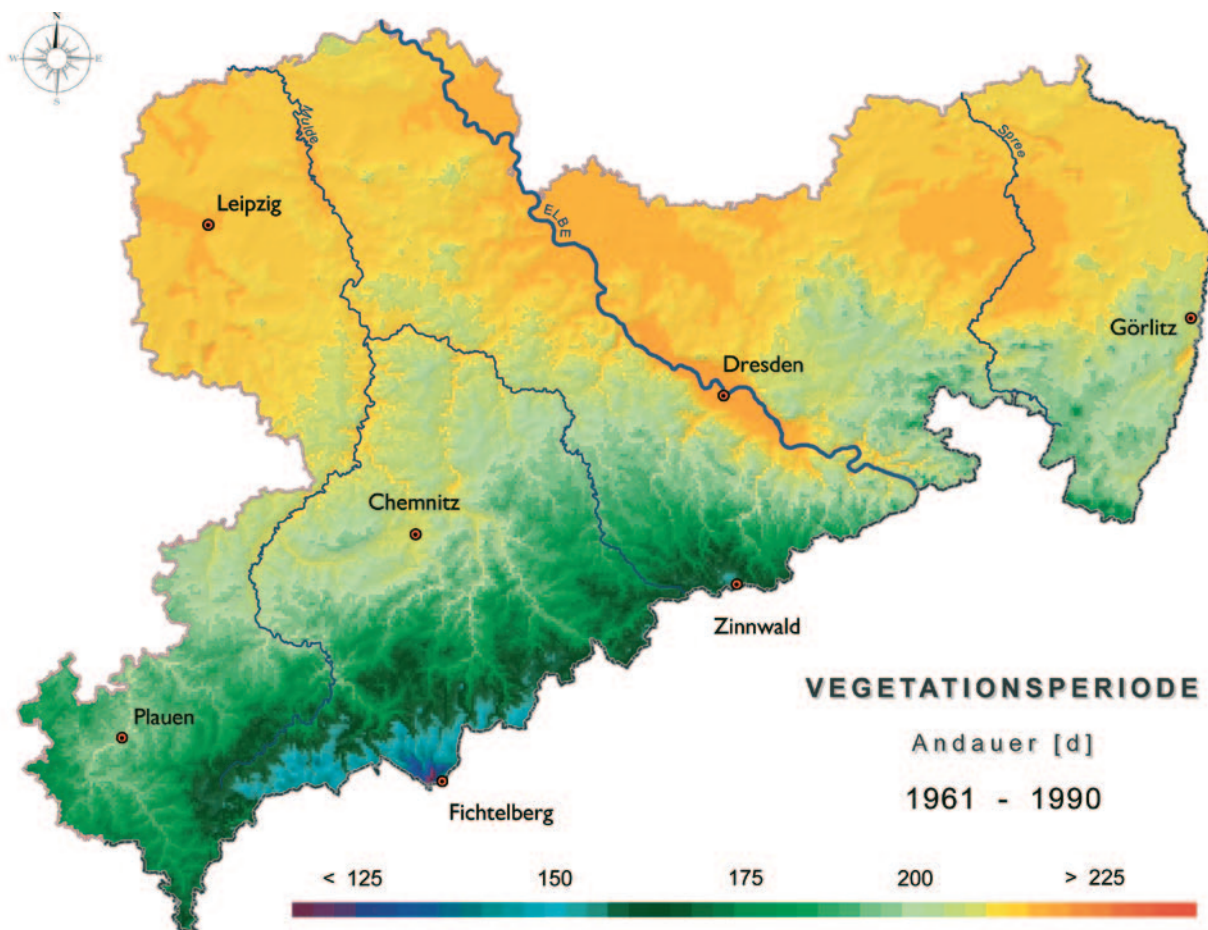


Abb. 4.1.5.2-2 | Mittlere Andauer [d] der Vegetationsperiode in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)



Durch die Temperaturerhöhung im Vergleichszeitraum (1991-2005) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961-1990) wird die 5-Grad-Grenze der Tagesmitteltemperatur im Jahresverlauf eher erreicht bzw. überschritten und die 10-Grad-Grenze im Herbst bzw. Winter später unterschritten. Dadurch verlängert sich die Vegetationsperiode entsprechend. Für den Vergleichszeitraum (1991-2005) wird dies in den Karten der Abbildung 4.1.5.2-1 durch die Verschiebung der Isolinien nach Süden (d.h. in die Höhen des Erzgebirges) sichtbar, bei sonst ähnlicher Verteilung. Konkret bedeutet dies, dass der Beginn in weiten Teilen des nordwestsächsischen Tieflandes bereits vor dem 15.3. eines Jahres einsetzt (Abb. 4.1.5.2-1) und eine Verlängerung der Vegetationszeit bis zu 2 Wochen zur Folge hat. Letzteres setzt sich kontinuierlich bis in die Kammlagen des Erzgebirges fort (Abb. 4.1.5.2-2), wobei hier die Vegetationsperiode in etwa zur Mitte des Monats April beginnt.

4.2 Niederschlag

4.2.1 Karten



Die korrigierten Niederschlagssummen werden für das Jahr und die klimatologischen Jahreszeiten dargestellt (Abb. 4.2.1-1 bis Abb. 4.2.1-5). Ebenso wie die Temperatur ist der Niederschlag von der Seehöhe abhängig. Ein weiterer Einflussfaktor ist die Entfernung vom Meer (Kontinentalität), der auch in Sachsen deutlich wird. Ebenso haben Luv-Lee-Effekte einen Einfluss auf die Verteilung der Niederschlagsmengen.

Die mittleren jährlichen Niederschlagshöhen für den Zeitraum 1961-2005 liegen in Sachsen zwischen ca. 600 mm im nordwestlichen Tiefland und 1300 mm im Westerzgebirge. Hierin zeigt sich deutlich der Einfluss der Orographie als auch der Westwetterlagen, in deren Wirkungsbereich Sachsen liegt. Die geringen Niederschlagshöhen im Leipziger Raum ergeben sich aus der Lage in Lee des Harzes. Auch andere Gebiete Sachsens zeigen den Leeinfluss von Thüringer Wald, Fichtelgebirge, Frankenstein und Rothaargebirge (siehe auch Freydank, 2005). Zusätzlich zu diesem großräumigen Abschattungseffekt sorgt auch das Relief in Sachsen selbst für kleinräumige Luv-Lee-Effekte, die auch in den Karten sichtbar werden. Großräumig betrachtet dominiert die Höhenabhängigkeit des Niederschlages – die mittlere Zunahme beträgt für die Referenzperiode 1961-1990 68 mm/100 m, für den Vergleichszeitraum 1991-2005 sind es 72 mm/100 m.

Beim Vergleich der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen wird für den Vergleichszeitraum 1991-2005 gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 eine sachsenweite Zunahme des Niederschlages festgestellt, die in den tiefer gelegenen Regionen geringer ausfällt als in den Mittelgebirgslagen. Im Erzgebirgsvorland sowie in den Kammlagen des Erzgebirges nimmt der Jahresniederschlag im Mittel um bis zu 5 % zu, im Tiefland um 4,3 % und in den Gebieten des Lößhügellandes um 3,5 %. Ein sehr trockenes Gebiet ist die Elbtalniederung zwischen Meißen und Pirna; wie für ganz Sachsen wird aber auch hier eine Zunahme der Jahresniederschlagssumme festgestellt. Die Zunahme des Jahresniederschlages im Zeitraum 1991-2005 muss auf das Niederschlagsereignis im August 2002 zurückgeführt werden, das sowohl in der Andauer als auch der Niederschlagshöhe weit über dem Durchschnitt lag.

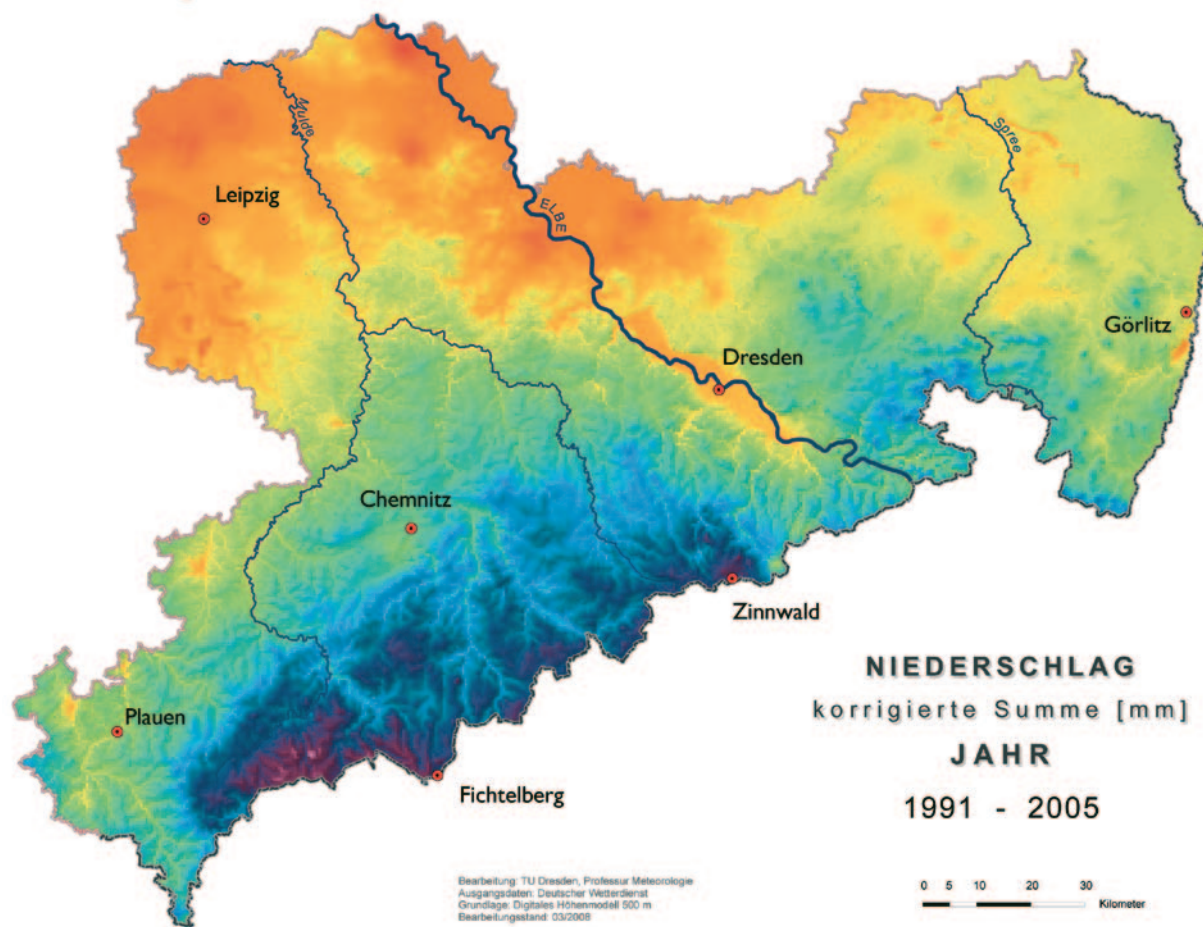
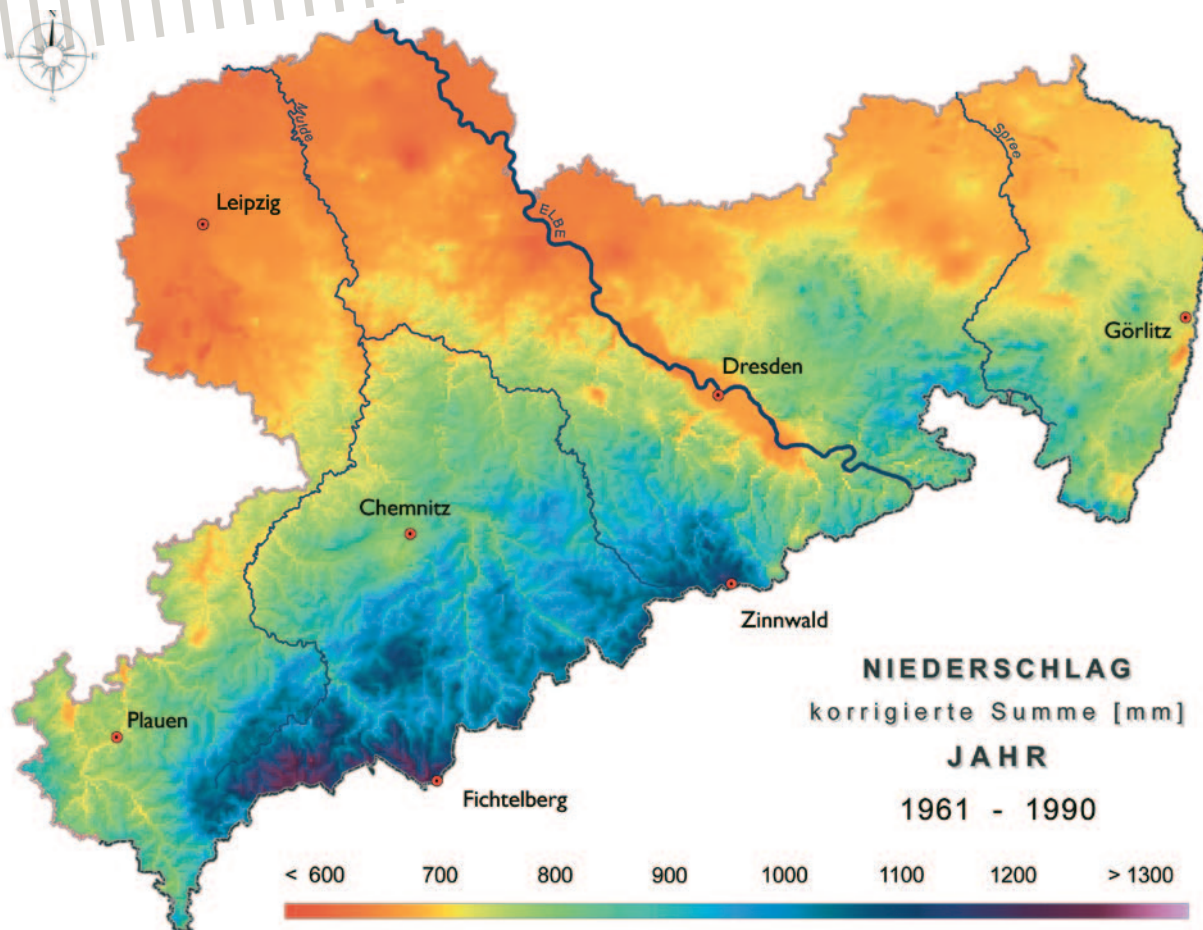


Abb. 4.2.1-1 | Mittlerer korrigierter Jahresniederschlag [mm] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

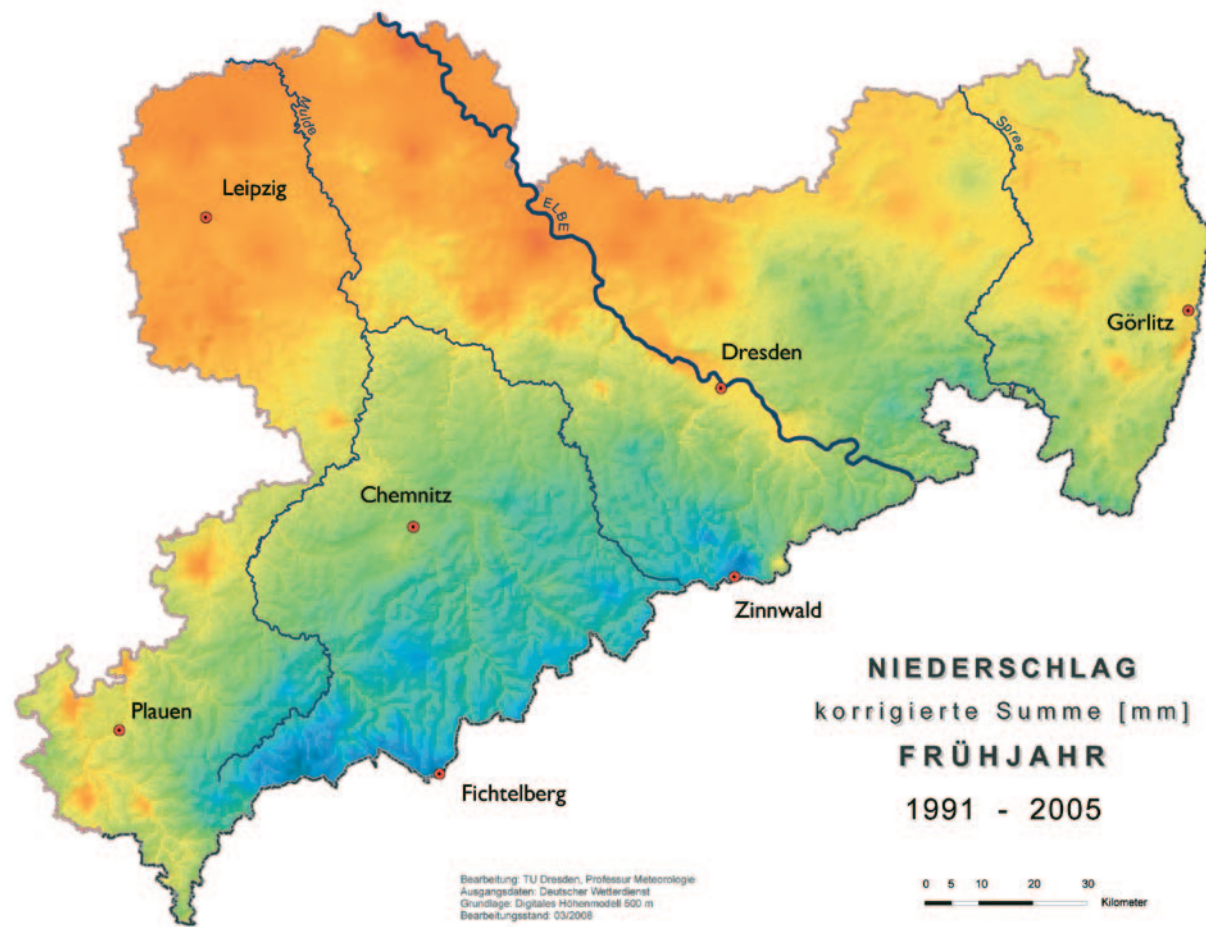
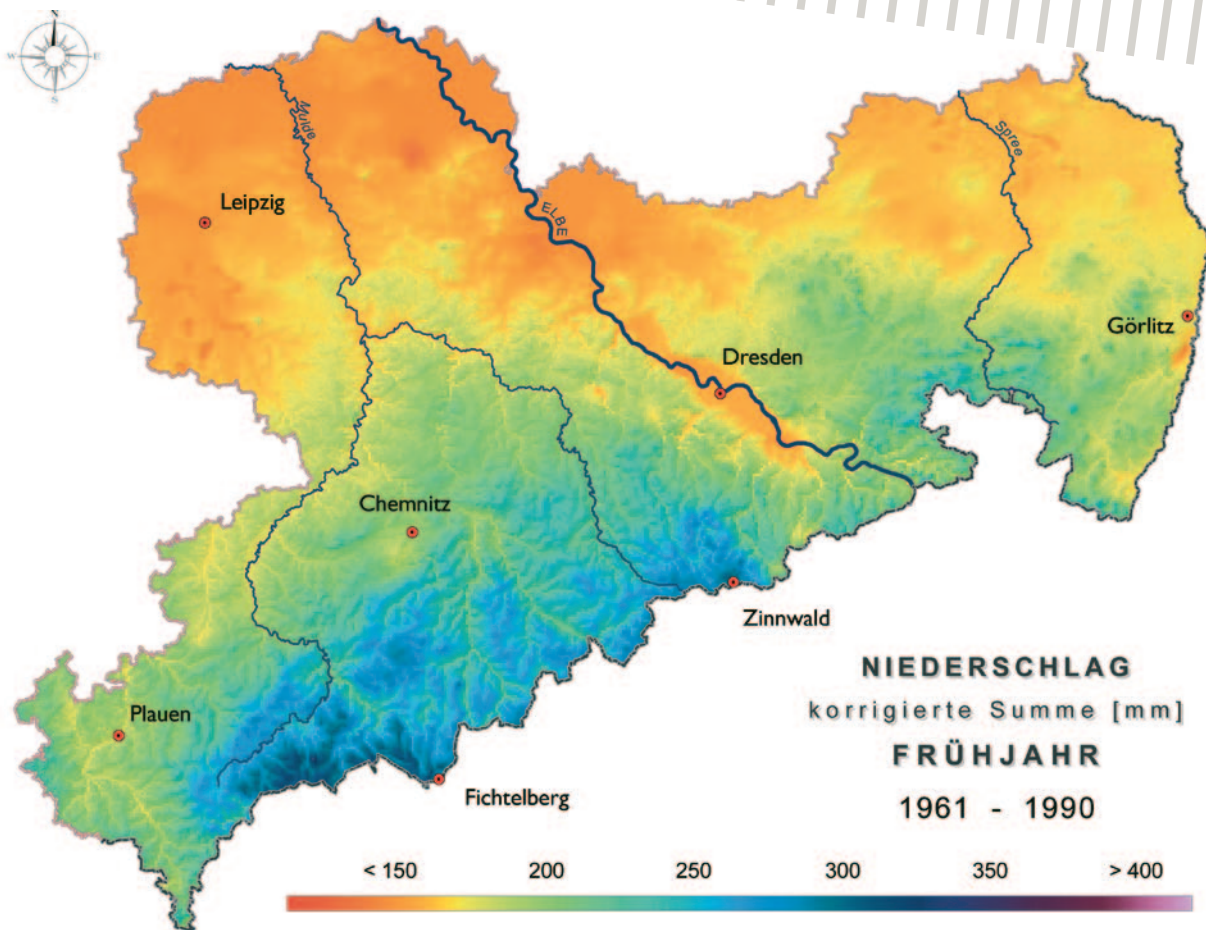


Abb. 4.2.1.-2 | Mittlerer korrigierter Frühjahrsniederschlag [mm] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)



Für das Frühjahr zeigt sich in Sachsen ein differenziertes Bild. In der nördlichen Oberlausitz bis hin zu den Königsbrück-Ruhlander Heiden sowie in der Elbtalniederung zwischen Meißen und Pirna nimmt der Niederschlag zu. Im übrigen Sachsen ist eine Abnahme der Frühjahrsniederschläge zu verzeichnen. Im Tiefland im Nordwesten Sachsens beträgt der Rückgang ca. 1,5%, im Gebiet des Lößhügellandes ca. 5%. Mit ca. 5,3% ist die Niederschlagsabnahme im Erzgebirgsvorland ebenfalls sehr stark. In den Kammlagen nimmt der Niederschlag um 3,6% ab.

Im Sommer wird in ganz Sachsen ein Anstieg der Niederschlagssumme beobachtet. Die Ursache ist das bereits erwähnte Starkniederschlagsereignis im August 2002. Die deutschlandweite Rekordniederschlagssumme im Zeitraum vom 12. bis 14. August 2002 betrug in Zinnwald 312 mm (Quelle: DWD). Darüber hinaus wird dieses Ereignis durch den kurzen Mittelungszeitraum von nur 15 Jahren überbewertet, sodass es bei der mittleren Niederschlagssumme im Vergleichszeitraum 1991-2005 zu einer sichtbaren Zunahme kommt.

Der stärkste Anstieg findet dabei mit im Mittel 8,3% im Lößhügelland statt. Auch das sächsische Tiefland mit etwa 7,9% sowie das Erzgebirgsvorland mit 7,9% und die Kammlagen des Erzgebirges mit 7,5% zeigen starke Zuwächse in den Niederschlagssummen. Entlang der Elbe nördlich von Riesa sowie nordwestlich von Leipzig liegen Gebiete, in denen der Sommerniederschlag nur wenig zunimmt. Franke *et al.* (2004) haben in einer Untersuchung von Langzeittrends für Sachsen festgestellt, dass im Tiefland die sommerlichen Niederschlagssummen im Zeitraum 1951-2000 um -10 bis -30% zurückgehen. In den sächsischen Mittelgebirgslagen nimmt der Niederschlag im Sommer um bis zu 10% zu. Beck und Grieser (2003) sowie Schönwiese (2003) haben für den Sommerniederschlag in Westdeutschland im Gegensatz zu Sachsen einen positiven Niederschlagstrend ermittelt. Hier kommt die starke Zunahme der Häufigkeit der Westwetterlagen und der damit verbundenen Niederschlagsmengen stärker zum tragen (siehe dazu auch Kap. 4.9).

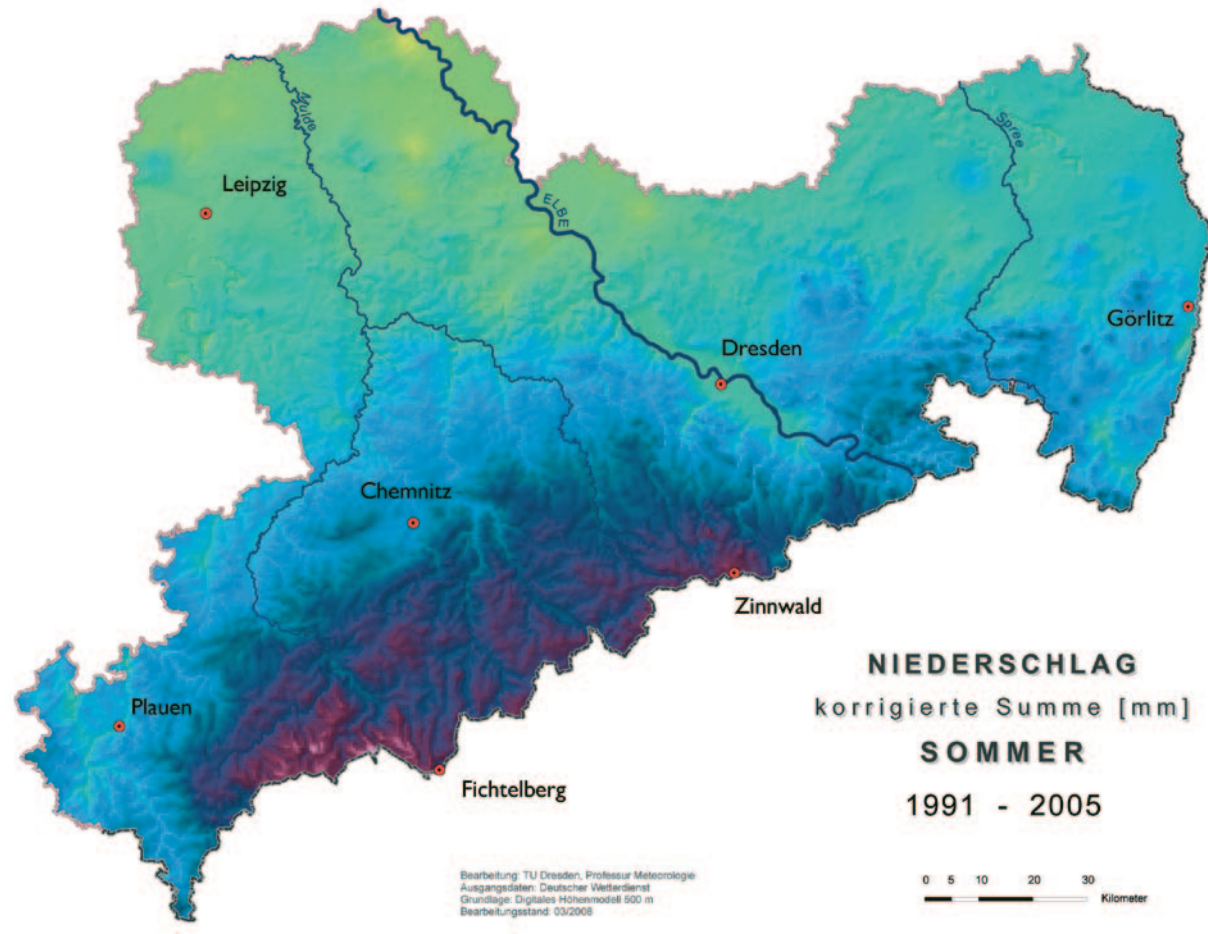
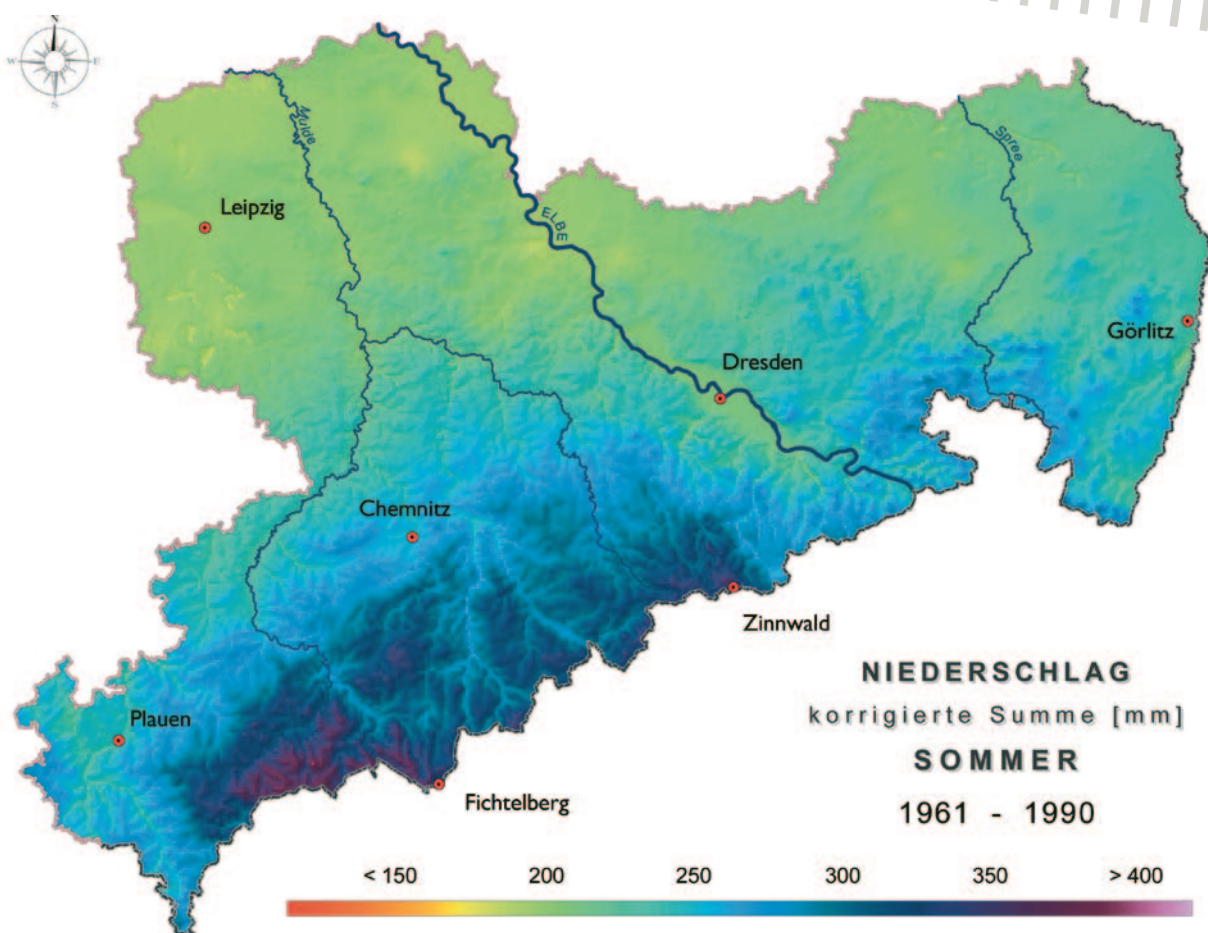


Abb. 4.2.1.-3 | Mittlerer korrigierter Sommerniederschlag [mm] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)



Der Herbst zeigt für den Zeitraum 1991-2005 gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 entlang der Elbe und im Gebiet des Niederlausitzer Bergbaureviers einen leichten Rückgang der Niederschlagssummen. Sowohl im Nordwesten als auch im Lausitzer Hügel- und Bergland findet eine geringe, im Süden und Südwesten eine stärkere Zunahme des Niederschlages statt. Besonders auffällig ist die Zunahme im Westen Sachsens. Hier nimmt der Niederschlag im Vogtland um 9,6%, im Westerzgebirge um 18,8% zu. Ansonsten wird im Erzgebirgsvorland und den Kammlagen des Erzgebirges eine Niederschlagszunahme von 10,7% beobachtet.

Im Winter des Vergleichszeitraumes 1991-2005 wird gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 für ganz Sachsen ein Anstieg der Niederschlagssummen festgestellt. Die geringste Zunahme zeigt dabei das Gebiet des Lößhügellandes mit 3,8%. Im Norden und Süden Sachsens nehmen die Niederschläge um 6,2% (Tiefeland und Erzgebirgsvorland) bzw. 7,3% (Kammlagen des Erzgebirges) zu. Besonders die trockenen Gebiete im Norden und Nordwesten von Sachsen werden dadurch begünstigt.

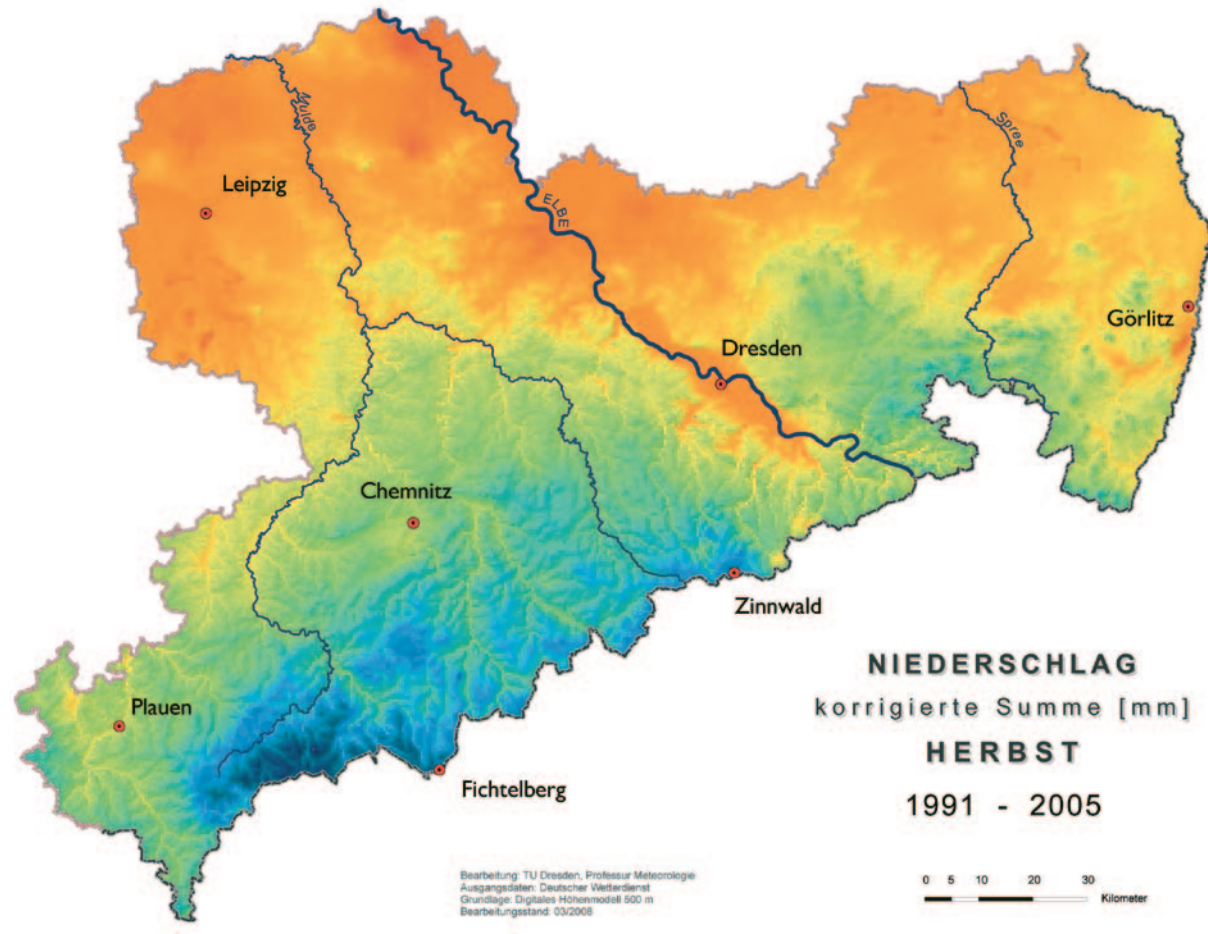
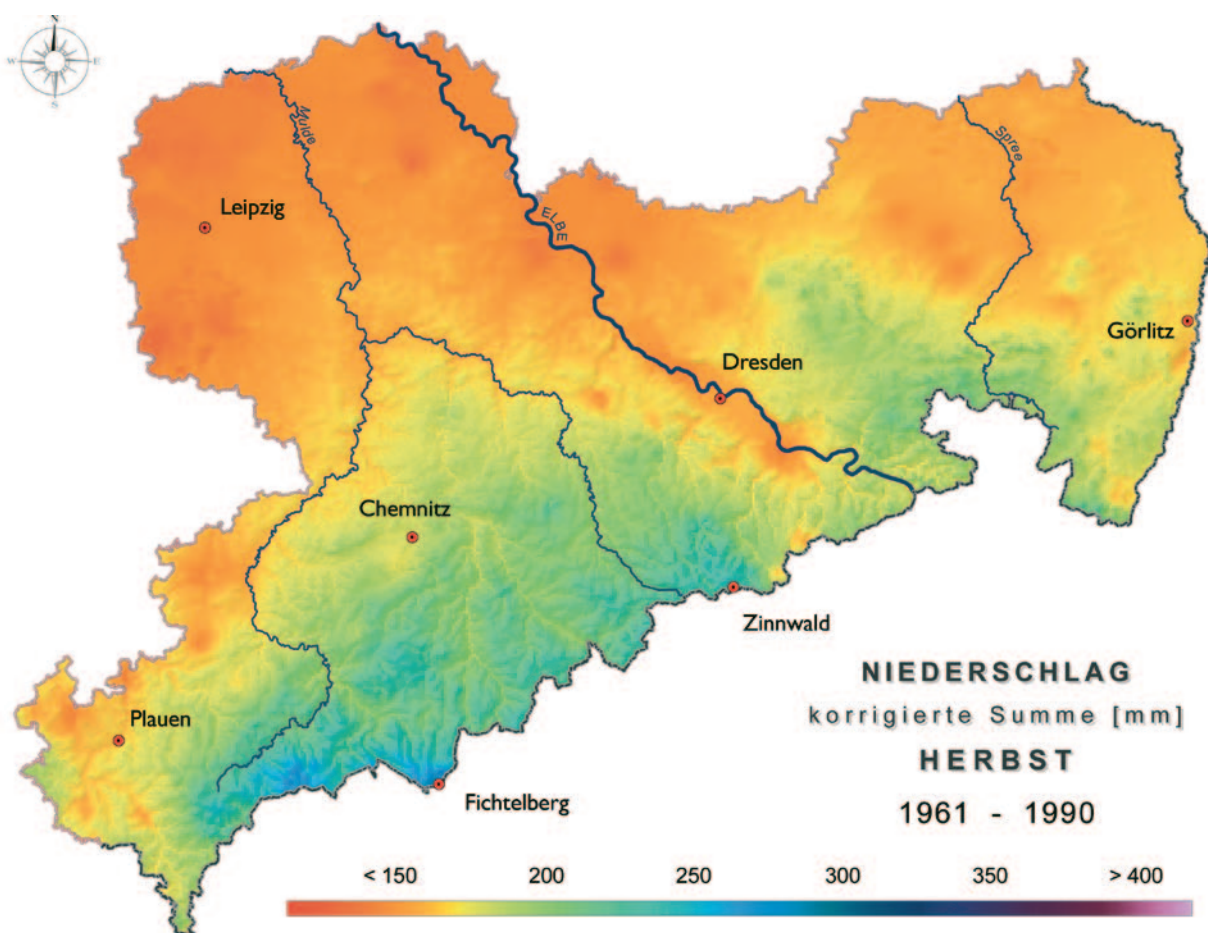


Abb. 4.2.1.-4 | Mittlerer korrigierter Herbstniederschlag [mm] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

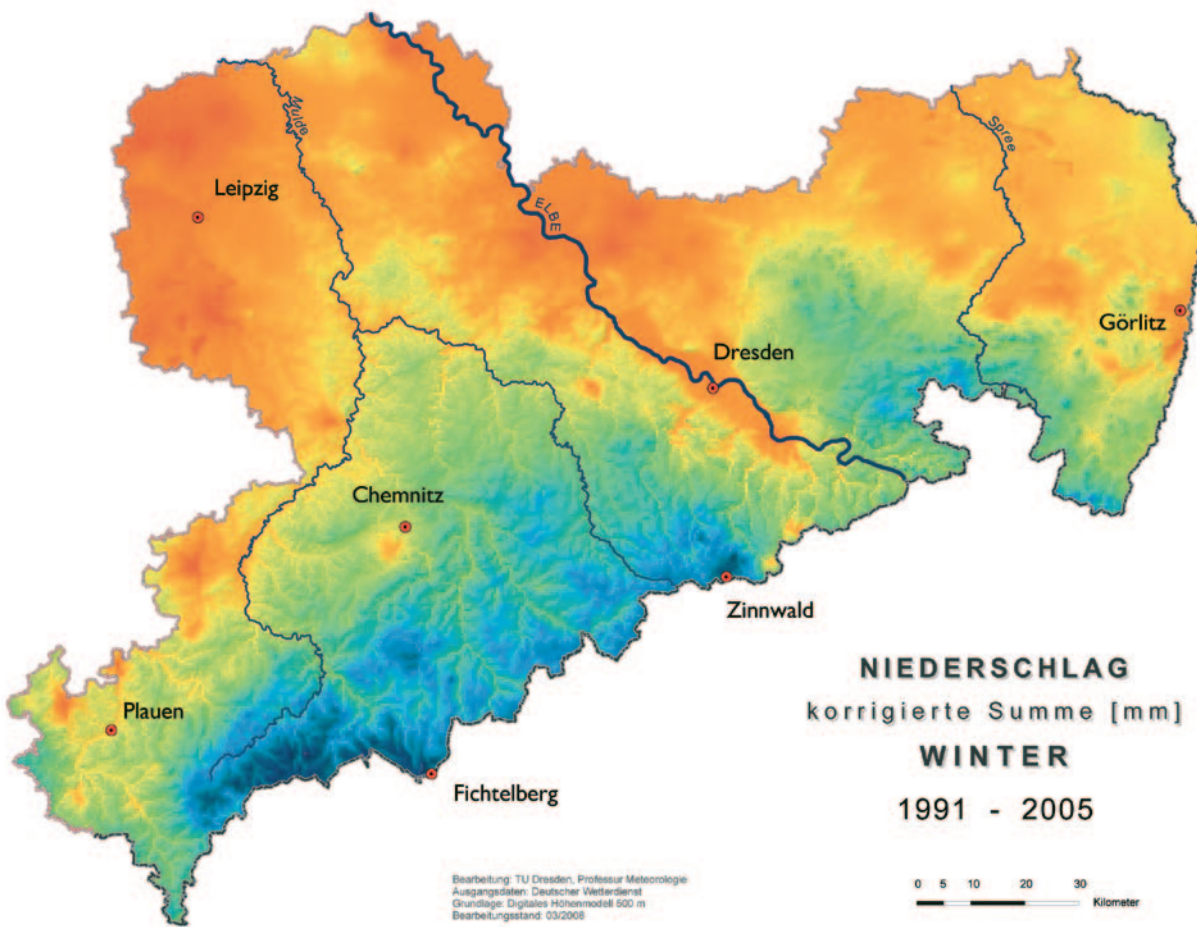
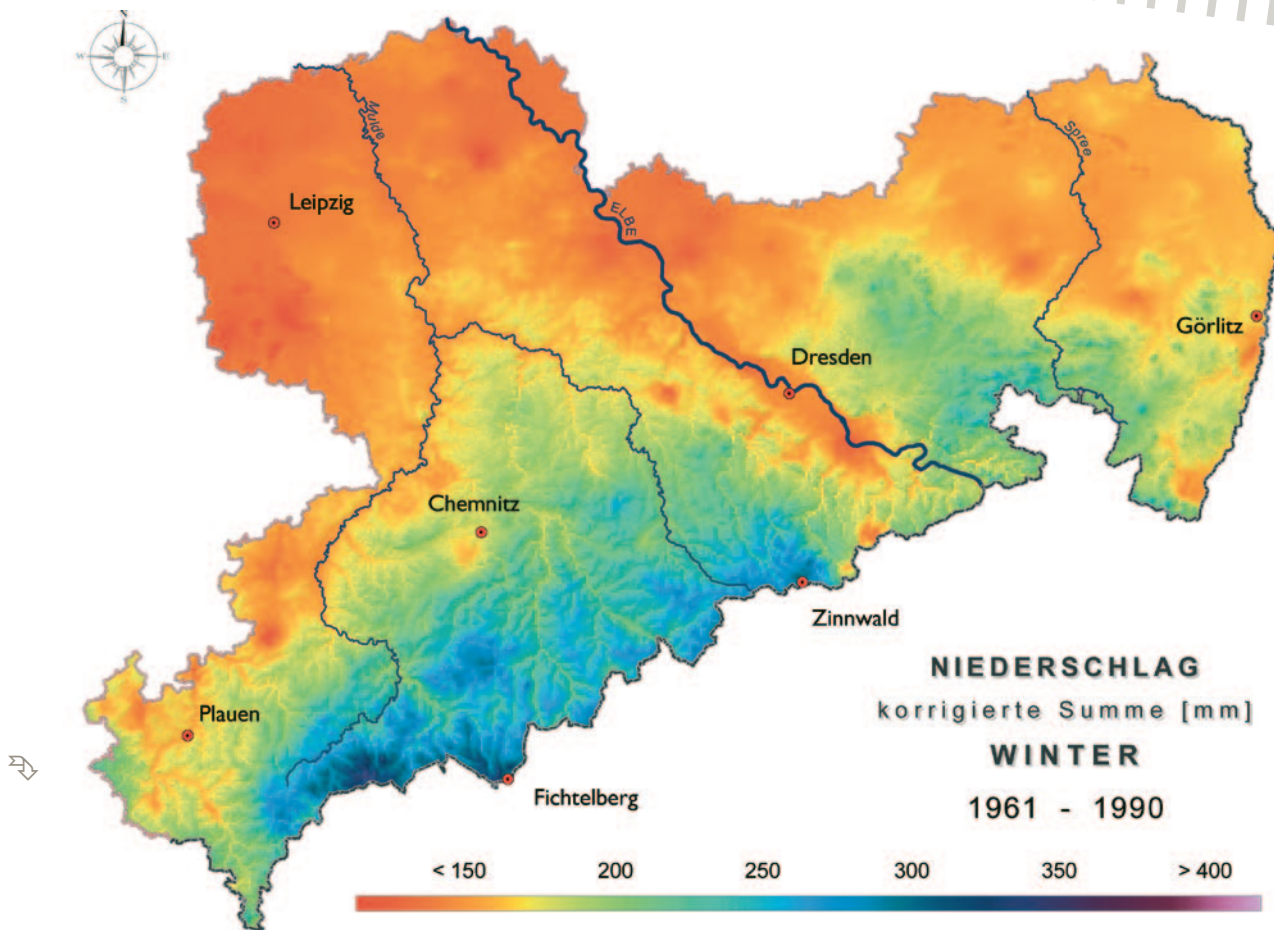


Abb. 4.2.1-5 | Mittlerer korrigierter Winterniederschlag [mm] in Sachsen, 1961-1990 (oben), 1991-2005 (unten)

4.2.2 Mittlerer Jahresgang



Die für die Analyse der Niederschlagsverteilung in der Referenzperiode 1961-1990 und im Zeitraum 1991-2005 genutzten Niederschlagsstationen (siehe Kap. 4.2.1) wurden für die Ermittlung der Differenz zwischen beiden Zeiträumen in vier Höhenstufen eingeteilt:

Höhenstufe Lage	Anzahl der Niederschlagsstationen	Mittlerer Jahresniederschlag	
		1961-1990	1991-2005
Tiefland: ≤ 150 m ü. NN	35	645 mm	673 mm
Hügelland: > 150 m ü. NN ≤ 350 m ü. NN	67	732 mm	759 mm
Bergland: > 350 m ü. NN ≤ 650 m ü. NN	42	938 mm	985 mm
Kammlagen: > 650 m ü. NN	18	1052 mm	1108 mm



Der Jahresgang des Niederschlages zeigt für alle Höhenstufen die für fast ganz Deutschland typischen zwei Maxima (Abb. 4.2.2-1). Die höchsten Werte treten im Sommer auf, das zweite Maximum mit geringeren Niederschlagssummen im Winter. Für die Referenzperiode 1961-1990 ist für das Tiefland, das Hügelland und das Bergland ein sekundäres Minimum im Juli auffällig. Für die Stationen in den Kammlagen des Erzgebirges tritt das sommerliche Maximum im Juni auf, danach nehmen die Niederschlagssummen bis zum Oktober ab, um dann zum zweiten Maximum anzusteigen. Die Stationen im Bergland zeigen ebenfalls im Juni das sommerliche Maximum, während die Stationen im Tiefland und Hügelland erst im August, nach dem sekundären Minimum im Juli, die maximalen Niederschlagssummen aufweisen. Die Minimumsummen liegen im Jahresgang für Tiefland und Hügelland im Februar. Dem gegenüber findet sich das Minimum für Bergland und Kammlagen im Oktober (Abb. 4.2.2-1 oben).

Die Änderung der jährlichen Niederschlagssumme im Vergleichszeitraum 1991-2005 verteilt sich unterschied-

lich auf die Monate. Die stärkste Änderung findet vom Tiefland bis ins Bergland im Juli statt. Hier nimmt der Niederschlag im Tiefland um 49,1% zu, im Hügelland um 41,1% und im Bergland um 29,8%. In den Kammlagen ist der März mit 29,9% der Monat mit dem stärksten Anstieg. Das zweite Maximum tritt auch für die anderen Höhenstufen auf, ist aber kleiner als das im Juli. Eine ausgeprägte Abnahme der monatlichen Niederschlagssumme zeigt für alle Höhenstufen der April. Hier nimmt der Niederschlag innerhalb in den Berglagen bis zu -27,1% ab, für die anderen Höhenstufen wird ebenfalls ein starker Rückgang des Niederschlages von -22,3 bis -24,5% beobachtet. Im Dezember und Januar kann für fast alle Höhenstufen mit ±4% eine relativ geringe Änderung im Niederschlagsverhalten festgestellt werden. Weiterhin werden für Mai, August und Oktober vom Tiefland bis in die Kammlagen nur geringe Änderungen beobachtet. Die Abnahme des Niederschlages in den Monaten April bis Juni erstreckt sich auf die Vegetationsperiode I und ist für das Pflanzenwachstum als negativ einzuschätzen. Die geringsten Schwankungen bei Zu- oder Abnahme

der Niederschlagssummen werden für die Monate September bis Februar festgestellt. Auf die Höhenstufen bezogen, nimmt die Schwankungsbreite zwischen minimaler und maximaler Änderung mit zunehmender Höhe ab (Abb. 4.2.2-1 unten). Die Fehlerbalken in der Darstellung des mittleren Jahreganges zeigen die Standardabweichung für die einzelnen Monate, die angibt, um wie viel die Werte der Monatsniederschläge um den zugehörigen Mittelwert streuen. Im Allgemeinen ist die Standardabweichung im Frühjahr und im Herbst geringer als in den Sommer- und Wintermonaten. Gleichzeitig nimmt die Höhe der Standardabweichung mit der Höhe stark zu. Alle Werte in Zahlenform finden sich in Tab. 4.2.2-1.

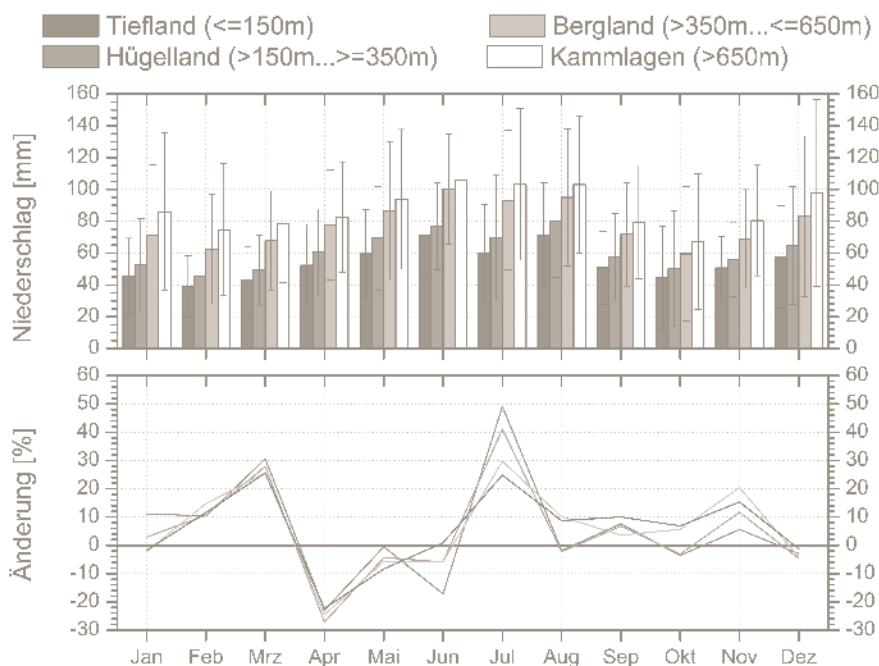


Abb. 4.2.2-1 | Mittlerer Jahregang des Niederschlages (mit höhenstufenbezogener Standardabweichung) [mm] in ausgewählten Höhenstufen Sachsens für 1961-1990 (oben) und dessen Änderungen [%] für 1991-2005 vs. 1961-1990 (unten), Basis: korrigierte Monatssummen

Tab. 4.2.2-1 | Änderung [%] des korrigierten Niederschlages (mit höhenstufenbezogener Standardabweichung) [mm] für 1991-2005 vs. 1961-1990

	Pkorr 1961- 1990	Standard- abwei- chung	Ände- rung	Pkorr 1961- 1990	Standard- abwei- chung	Ände- rung	Pkorr 1961- 1990	Standard- abwei- chung	Ände- rung	Pkorr 1961- 1990	Standard- abwei- chung	Ände- rung
Monat	Tiefland			Hügelland			Bergland			Kammlagen		
Jan	45,6	23,7	+11,1	52,4	29,1	+3,0	71,4	44,1	-2,1	85,9	49,5	-1,7
Feb	38,9	19,3	+10,5	45,5	22,1	+10,6	62,4	34,3	+14,7	74,6	41,4	+11,6
Mrz	42,8	21,4	+30,6	49,3	22,0	+27,9	67,8	31,0	+25,7	78,3	36,8	+25,5
Apr	52,3	25,8	-22,9	60,4	27,3	-27,1	77,6	34,7	-24,5	82,5	34,8	-22,3
Mai	59,5	28,0	-0,5	69,2	32,8	-4,4	86,7	43,4	-5,8	93,8	43,9	-8,3
Jun	71,0	24,8	-17,1	76,7	27,3	-5,8	100,3	34,7	-5,9	105,8	31,8	+0,9
Jul	59,8	30,6	+49,1	69,7	39,1	+41,1	93,2	43,9	+29,8	103,1	47,6	+24,8
Aug	71,5	32,8	-1,8	80,3	35,5	-2,3	94,9	43,1	+10,1	103,0	43,2	+8,8
Sep	50,7	23,0	+7,6	57,7	27,4	+6,8	71,8	32,6	+3,6	79,5	35,6	+10,0
Okt	44,8	32,1	-3,6	50,1	36,3	-3,1	59,6	42,4	+5,7	67,1	42,7	+6,9
Nov	50,5	20,2	+5,6	56,2	23,4	+11,7	68,9	31,0	+20,4	80,5	34,7	+15,3
Dez	57,5	32,0	-2,9	64,9	37,1	-4,6	83,2	50,3	-4,2	97,8	58,8	-1,2
Jahr	644,8	123,1	+4,4	732,3	140,9	+3,8	937,9	171,0	+5,1	1051,9	184,5	+5,6

4.2.3 Langzeittrends



Mit der Darstellung längerer Zeitreihen können Schwankungen im Klima gut aufgezeigt werden. Die langen Reihen für Sachsen reichen zum Teil bis in das 19. Jahrhundert zurück.

Für die Betrachtung der Langzeittrends wurde in Anlehnung an Kapitel 4.2.2 eine Unterteilung in Höhenstufen vorgenommen. Für jede Höhenstufe wurden repräsentative Stationen mit langjährigen Niederschlagsmessungen ausgewählt. Die langen Zeitreihen wurden zum Teil aus den Datenreihen der am Ort geführten Messstationen aggregiert oder durch Datenreduktion mit benachbarten Stationen aufgefüllt und verlängert. Dabei muss berücksichtigt werden, dass einzelne Stationen mehrfach verlegt wurden. Die lange Reihe für Dresden wurde beispielsweise aus den Daten von fünf Stationen (Dresden-Altstadt/Zwinger, Dresden Altstadt/Polytechnikum, Dresden-Neustadt, Wahnsdorf bei Dresden und Dresden-Klotzsche) zusammengeführt.

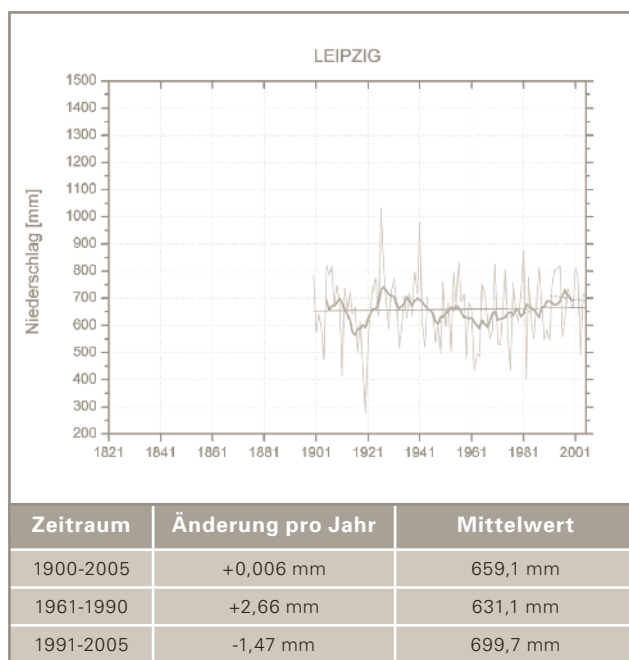
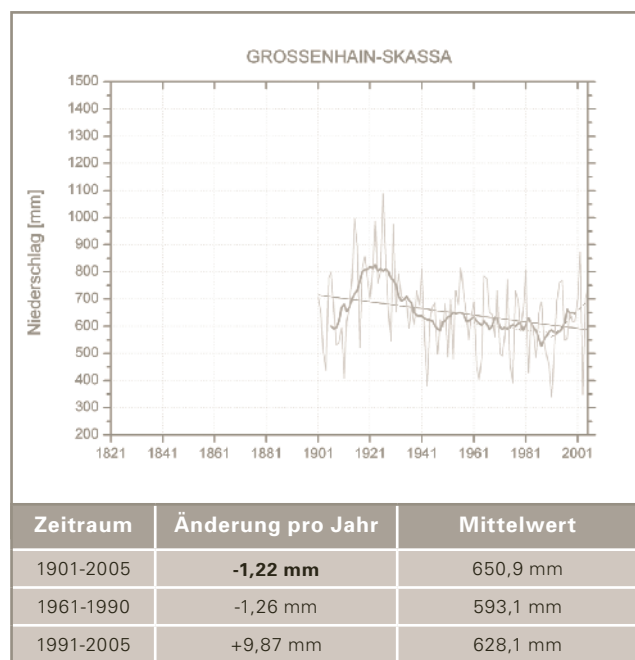
Die mit 11jährig gleitendem Mittel tiefpassgefilterten Zeitreihen (11-jähriger Sonnenfleckenzyklus (siehe Glossar)) an den einzelnen Stationen zeigen längerperiodische Schwankungen, die zum Teil sehr unterschiedlich verlaufen.

Die Betrachtung der Abbildungen zu den Langzeittrends des Niederschlages zeigt, dass sachsenweit kein einheitliches Trendverhalten vorliegt. Die Stationen im Tiefland (Abb. 4.2.3-1) zeigen an den repräsentativen Stationen unterschiedliche Trends, die im Hügelland (Abb. 4.2.3-2) gelegenen einen leicht zunehmenden Trend der Jahresniederschlagssummen. Dagegen wird an den Stationen in den Berglagen (Abb. 4.2.3-3) und des Erzgebirges (Abb. 4.2.3-4) für die westlicher gelegene Station Chemnitz über den gesamten verfügbaren Zeitraum ein abnehmender und für die östlichere Station Tharandt-Grillenburg ein zunehmender Trend beobachtet. An der im Mittleren Erzgebirge liegenden Station Fichtelberg nimmt der Niederschlag zwischen 1916 und 2005 ebenfalls ab, an der Station Marienberg-Reitzenhain zwischen 1947 und 2005 dagegen zu. Der positive Trend über die längsten verfügbaren Zeiträume an den Stationen beträgt zwischen +0,02 bis +1,52 mm/Jahr, der negative zwischen -0,90 bis -1,36 mm/Jahr. Die Stationen verfügen allerdings zum Teil über unterschiedlich lange Zeitreihen, sodass die Trends über den Gesamtzeitraum nicht direkt vergleichbar sind.

Im Gegensatz zur Temperatur, bei der in allen drei Perioden gleich gerichtete Trends ermittelt werden, verläuft der Niederschlagstrend in den einzelnen Zeiträumen an

den einzelnen Stationen unterschiedlich. Für die Referenzperiode 1961-1990 verläuft der Trend an den einzelnen Stationen entsprechend dem Trend über den Gesamtzeitraum. Im Vergleichszeitraum 1991-2005 verläuft der Trend an der überwiegenden Zahl der Niederschlagsstationen stark positiv (z. T. bis 26 mm/Jahr am Fichtelberg), zwei Stationen (im Norden Leipzig, im Osten Görlitz) zeigen einen negativen Trend. Signifikante (siehe Glossar) Trends sind in den die Abbildungen begleitenden Tabellen fett gekennzeichnet.

Ein Vergleich mit den Aussagen aus Kapitel 4.2.1 bestätigt im Allgemeinen den Trend an den ausgewählten Stationen für den Vergleichszeitraum 1991-2005.



- korrigierter Niederschlag (Urreihe)
- korrigierter Niederschlag (tiefpassgefiltert)
- linearer Trend Urreihe
- linearer Trend 1961-1990
- linearer Trend 1991-2005

Abb. 4.2.3-1 | Ganglinien (mit Tiefpassfilter) und ihre linearen Trends für den Jahresniederschlag [mm] an ausgewählten Stationen im sächsischen Tiefland (≤ 150 m ü. NN) (fettgedruckte Werte in Tabellen bezeichnen signifikante Trends)

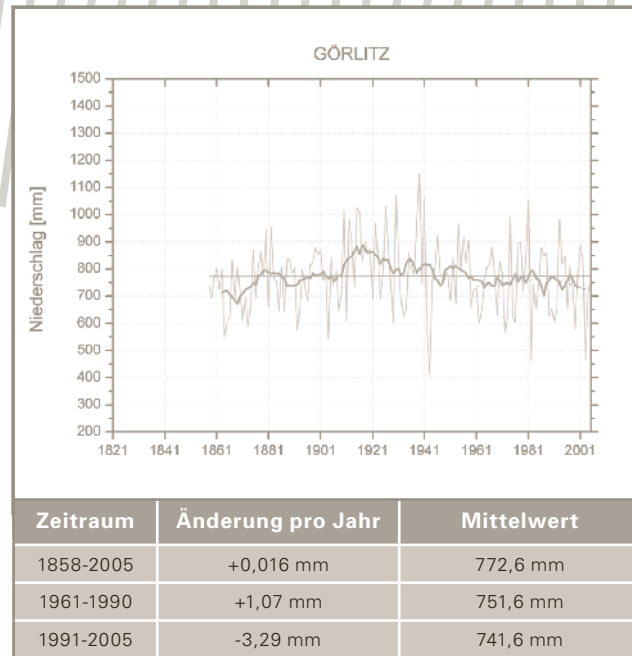
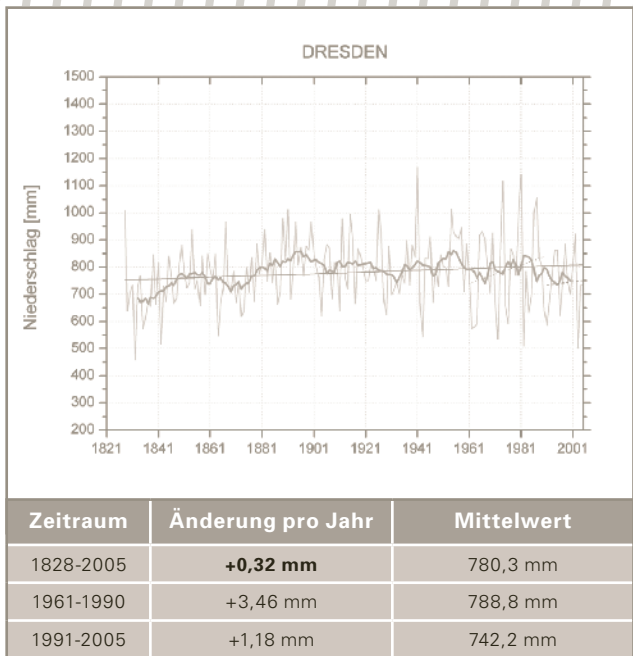


Abb. 4.2.3-2 | Ganglinien (mit Tiefpassfilter) und ihre linearen Trends für den Jahresniederschlag [mm] an ausgewählten Stationen im sächsischen Hügelland (> 150 m ü. NN bis ≤ 350 m ü. NN) (fettgedruckte Werte in Tabellen bezeichnen signifikante Trends)

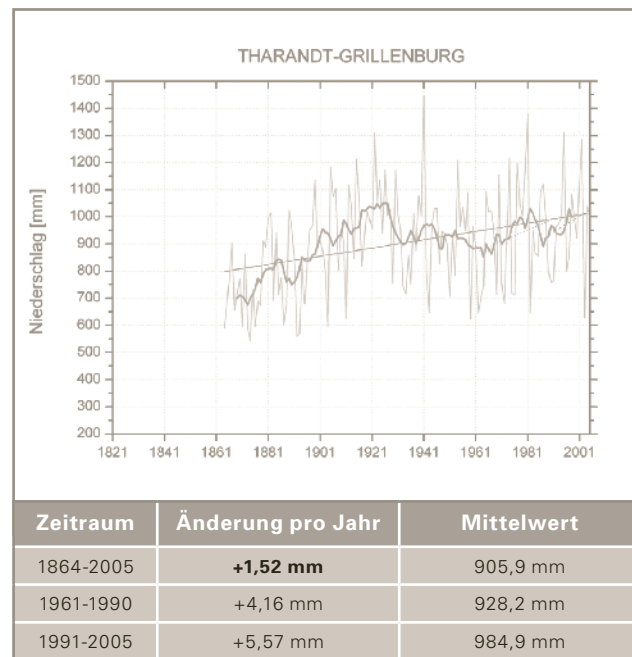
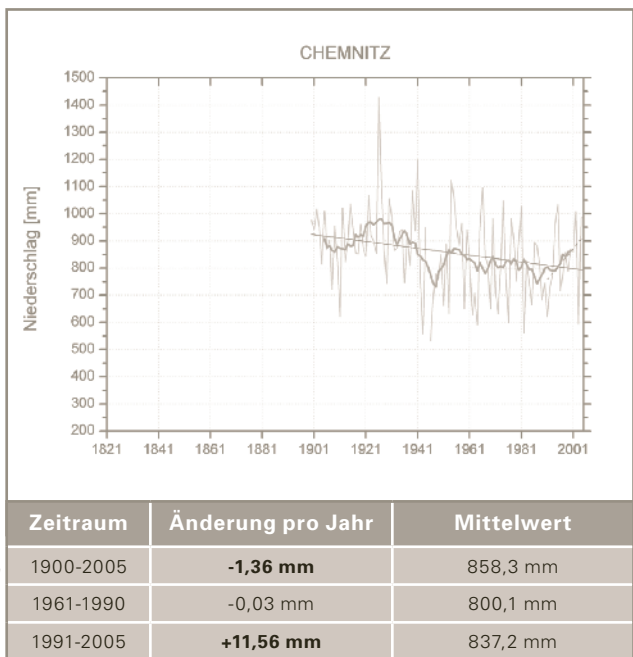
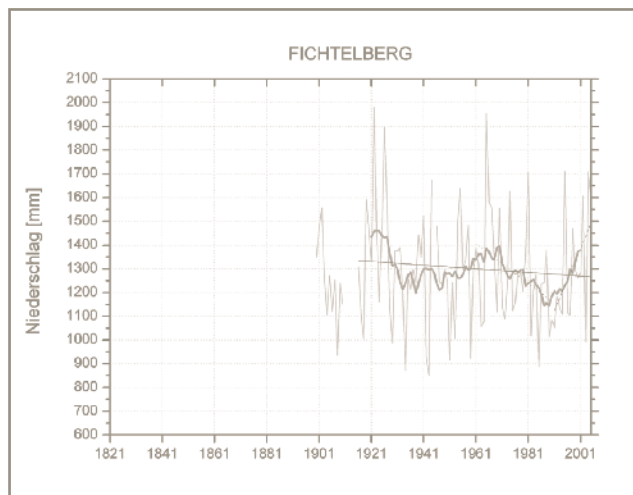
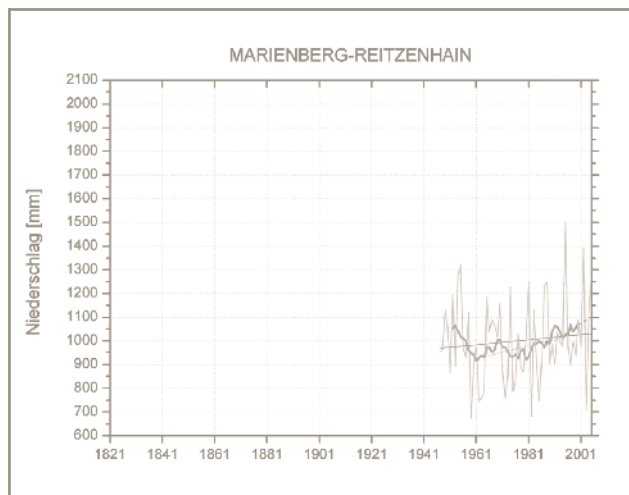


Abb. 4.2.3-3 | Ganglinien (mit Tiefpassfilter) und ihre linearen Trends für den Jahresniederschlag [mm] an ausgewählten Stationen in den Berglagen sächsischer Mittelgebirge (> 350 m ü. NN bis ≤ 650 m ü. NN) (fettgedruckte Werte in Tabellen bezeichnen signifikante Trends)

- korrigierter Niederschlag (Urreihe)
- korrigierter Niederschlag (tiefpassgefiltert)
- linearer Trend Urreihe
- linearer Trend 1961-1990
- linearer Trend 1991-2005



Zeitraum	Änderung pro Jahr	Mittelwert
1916-2005	-0,90 mm	1294,8 mm
1961-1990	-8,47 mm	1285,0 mm
1991-2005	+26,41 mm	1307,6 mm



Zeitraum	Änderung pro Jahr	Mittelwert
1947-2005	+1,06 mm	999,6 mm
1961-1990	+2,67 mm	964,4 mm
1991-2005	+7,28 mm	1052,4 mm

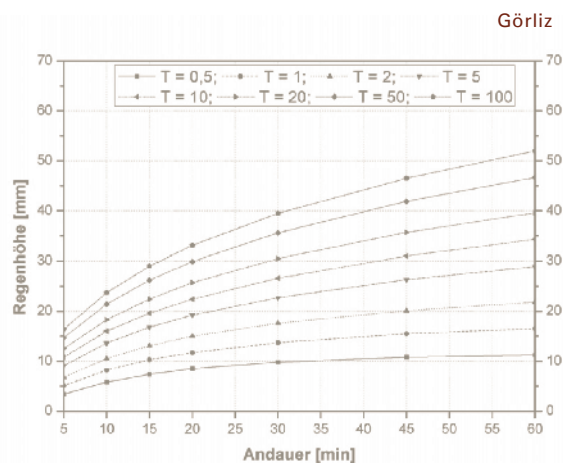
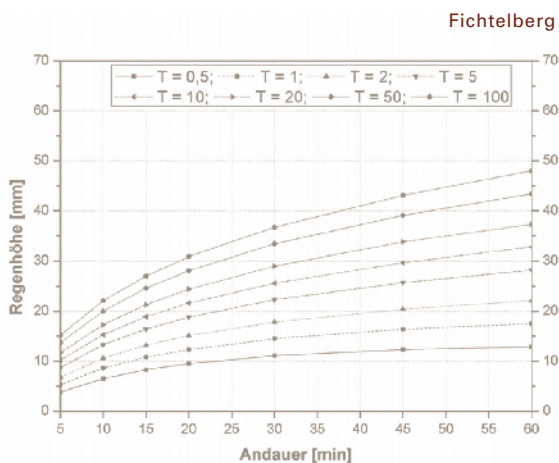
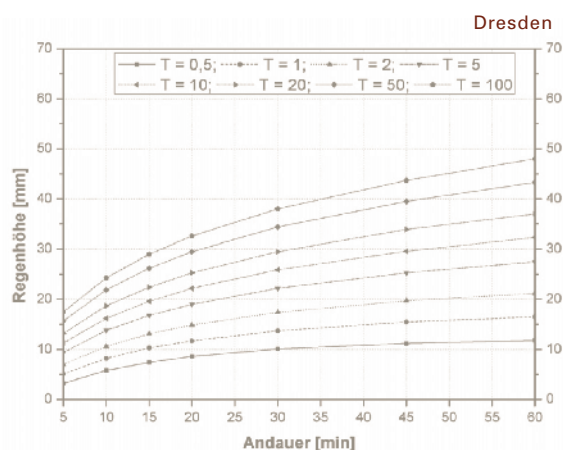
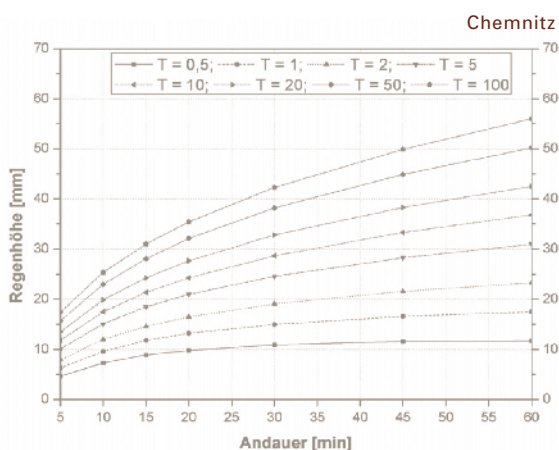
Abb. 4.2.3-4 | Ganglinien (mit Tiefpassfilter) und ihre linearen Trends für den Jahresniederschlag [mm] an ausgewählten Stationen in den Kammlagen des Erzgebirges (> 650 m ü. NN) (fettgedruckte Werte in Tabellen bezeichnen signifikante Trends)

4.2.4 Niederschlagsbezogene Statistiken



4.2.4.1 Extremwertstatistik

Mittels der Anwendung von Techniken der Extremwertstatistik (siehe Glossar) auf Niederschlagsmessungen werden Bemessungsniederschläge als Funktion der Ereignisandauer (5 min bis 72 h) und der Wiederkehrzeit (siehe Glossar) (2 x im Jahr bis 1 x in 100 Jahren) statistisch abgeleitet. Allgemein sind Bemessungsniederschläge Starkregenereignisse, welche im Verhältnis zu ihrer Ereignisandauer eine hohe Intensität (Menge pro Zeit) haben und daher selten auftreten. Hierbei gibt die Wiederkehrzeit (Jährlichkeit) eine mittlere Zeitspanne in Jahren an, in welcher ein solches Ereignis einmal erreicht bzw. überschritten wird. Speziell werden Bemessungsniederschläge als kritische Starkniederschlagshöhen verwendet, welche zur Dimensionierung als maßgebliche Belastung (z.B. in Wasser-, Landwirtschaft, Verkehrstechnik etc.) dienen.



Die Abbildungen 4.2.4.1-1, 2, 3 basieren auf den Ergebnissen aus dem Projekt „KOSTRA-DWD 2000“ (siehe Bartels *et al.*, 2005) des Deutschen Wetterdienstes. Um den Maximalbezug zu gewährleisten wurde bewusst der Fokus auf die Monate Mai bis September gelegt, um den Zeitabschnitt im Jahr mit den höchsten Niederschlagssummen in Sachsen separat erfassen zu können.

Die Abbildungen 4.2.4.1-1 bis 4.2.4.1-3 zeigen die Extremwertstatistiken an ausgewählten Stationen für kurze (≤ 1 h), mittlere (≤ 12 h) und lange Starkregeneignisse (≤ 3 d). Man erkennt darin, dass mit zunehmender Andauer die Niederschlagsmenge zunimmt,

diese Zunahme aber immer geringer ausfällt (flachere Kurve am rechten Rand der Grafiken), wodurch deutlich wird, dass mit zunehmender Regendauer die mittlere Regenintensität abnimmt. Ebenfalls nimmt die Regenhöhe mit größer werdendem Wiederkehrintervall zu, was gleichbedeutend damit ist, dass extremere Niederschläge seltener auftreten. Bei häufiger wiederkehrenden Ereignissen (1-2 mal im Jahr) ist an allen Stationen mit ähnlichen Niederschlagsmengen zu rechnen, z.B. mit etwa 20 mm bei einem 2-stündigen Ereignis, welches einmal im Jahr auftritt. Größere Unterschiede zwischen den Stationen sind bei selteneren Extremereignissen zu erkennen.

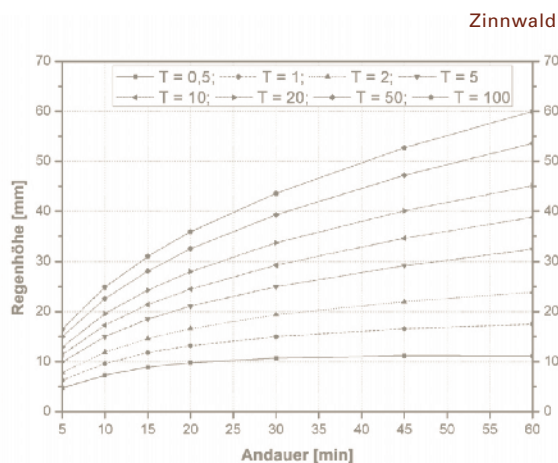
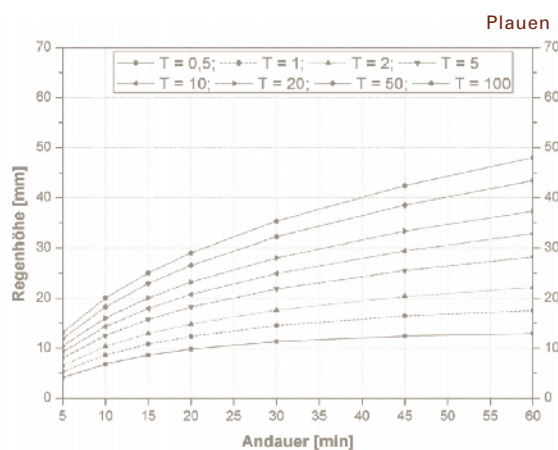
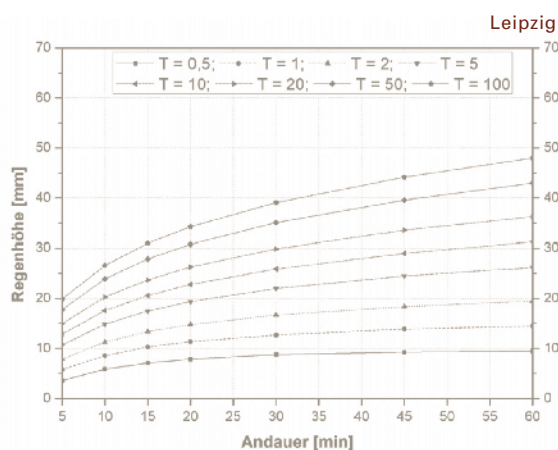


Abb. 4.2.4.1-1 | Regenhöhen [mm] für Ereignisandauern von 5 bis 60 Minuten an ausgewählten Stationen in Sachsen, 1951-2000 (Mai-September)

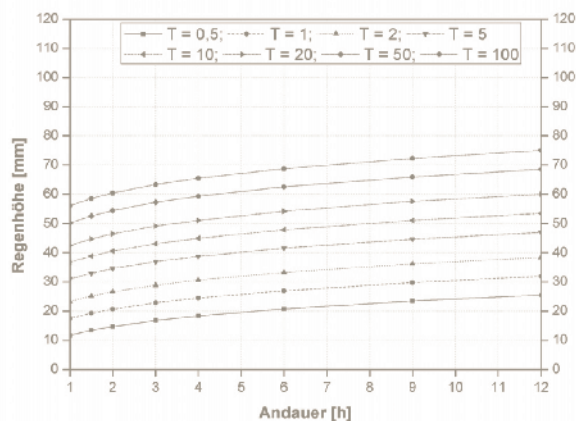


Die kurzzeitigen Extremniederschläge sind in der Regel Folge von Konvektionsniederschlägen (Gewitterschauer). Diese fallen an den Stationen Dresden, Leipzig und Görlitz kräftiger aus als an den höher gelegenen Stationen Fichtelberg und Plauen. Zum Beispiel ist in Leipzig aller 100 Jahre mit einer Regenhöhe von 20 mm während eines 5-minütigen Regenereignisses zu rechnen. Am Fichtelberg sind es nur 15 mm. Grund dafür ist, dass sich Konvektivzellen im Flachlandbereich aufgrund höherer Temperaturen und fehlender Störung durch Berge stärker entwickeln können und somit mehr niederschlagsbares Wasser enthalten. Im Gebirge dagegen sind die Temperaturen niedriger und zusätzlich werden die Gewitterzellen zum Aufstieg gezwungen, so dass sie potentiell bereits in einem früheren Stadium mit etwas geringerer Intensität beginnen abzuregnen.

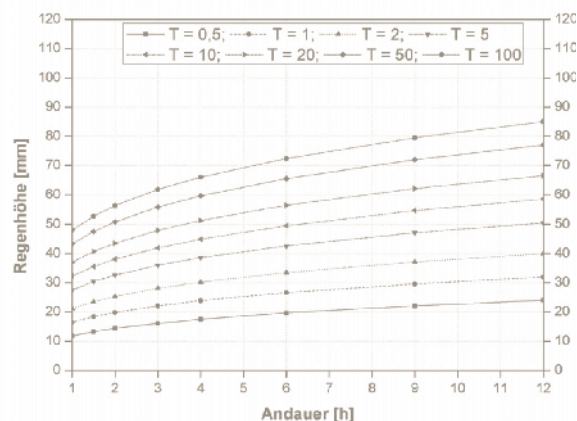
Eine Zwischenrolle übernehmen die Stationen Chemnitz und Zinnwald. Bei den ganz kurzen Andauern (≤ 20 min) sind ähnliche Extremniederschläge zu erwarten wie bei den Flachlandstationen. Bei längeren Andauern ist an diesen Stationen mit den extremsten Niederschlägen zu rechnen.

Mit einem Wiederkehrintervall von 100 Jahren ist bei den 60-minütigen Niederschlägen mit einer Niederschlagshöhe von 60 mm (Zinnwald) bzw. 56 mm (Chemnitz) zu rechnen, während bei den anderen Stationen außer Görlitz die Werte unter 50 mm liegen. Chemnitz liegt am Rand des Erzgebirges, wo die Stauwirkung des Gebirges beginnt, so dass dort die Wahrscheinlichkeit für den Beginn des Ausregnens von Konvektivzellen erhöht ist und gleichzeitig bei Nachschub feuchter Luft der Niederschlag länger anhält. Zinnwald liegt an einer für die Luftströmung günstigen Stelle, um den Erzgebirgskamm zu überqueren, so dass auch dort starke Niederschläge durch den erzwungenen Aufstieg noch verstärkt werden.

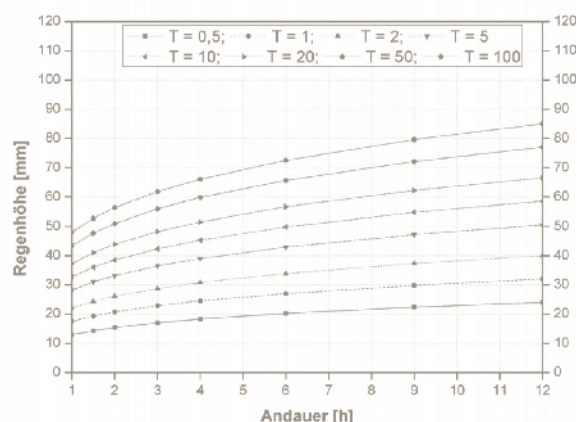
Chemnitz



Dresden



Fichtelberg



Die Niederschlagsmengen bei mittleren und langen Ereignisandauern sind an das Auftreten bestimmter Wetterlagen und damit bestimmter Strömungsverhältnisse in Europa gebunden. Extreme Niederschläge treten besonders dann auf, wenn über längere Zeit warme feuchte Luft aus dem Mittelmeerraum nach Sachsen transportiert wird. Die besondere Lage Zinnwalds spiegelt sich in den höchsten zu erwartenden Niederschlagsmengen aller Stationen bei diesen Andauern wider, was durch das Extremereignis im Jahr 2002 bekräftigt wird. Bei einem 3-Tages-Niederschlag (72 h) ist in Zinnwald im Mittel aller 100 Jahre eine Regenhöhe von 185 mm zu erwarten, während an den anderen Stationen etwa 155 mm zu erwarten sind. Ausnahme sind Plauen und Leipzig, wo aufgrund der Lee-Wirkung der umliegenden Gebirge mit etwa 130 mm seltene Niederschläge langer Andauer schwächer ausfallen.

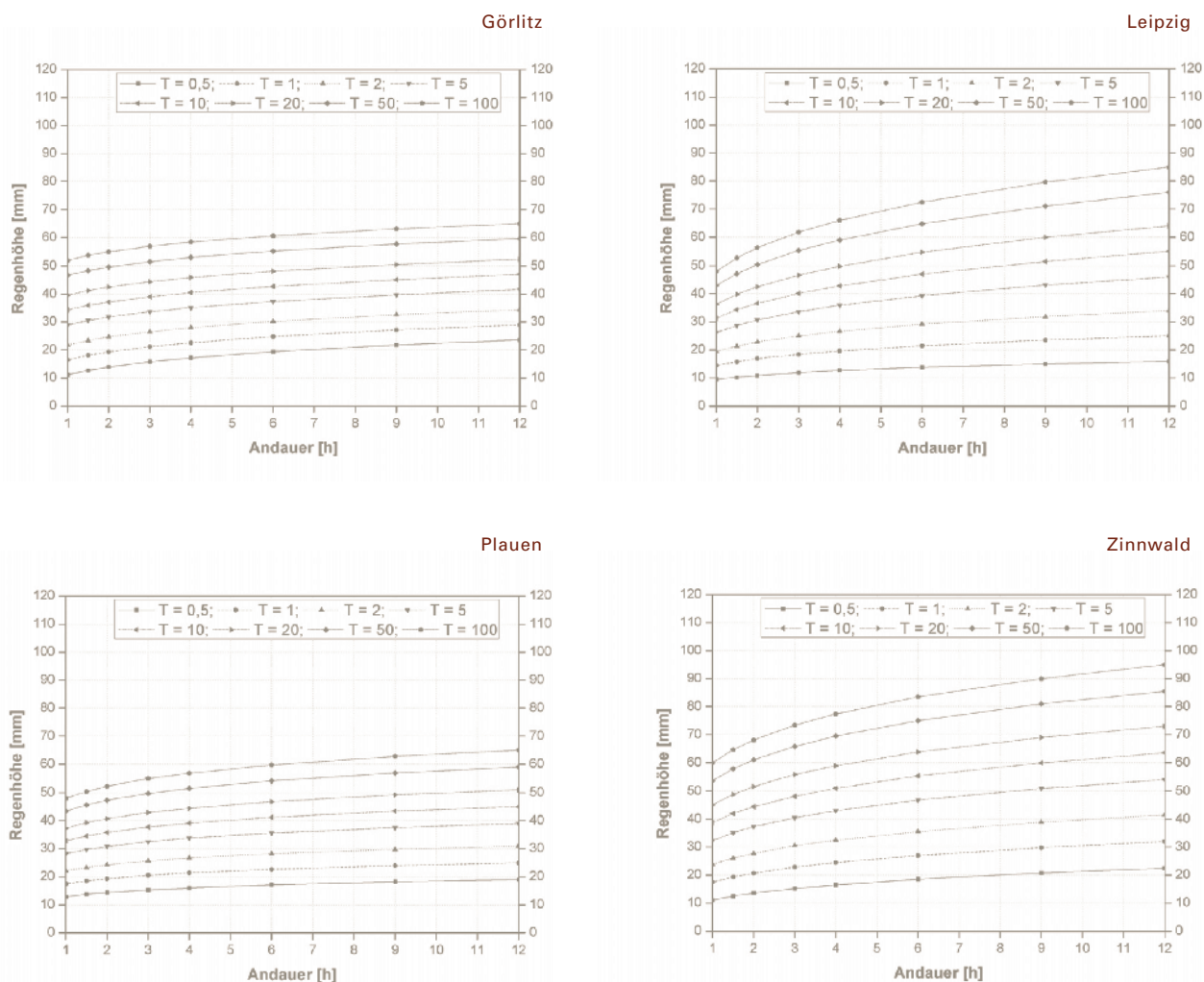
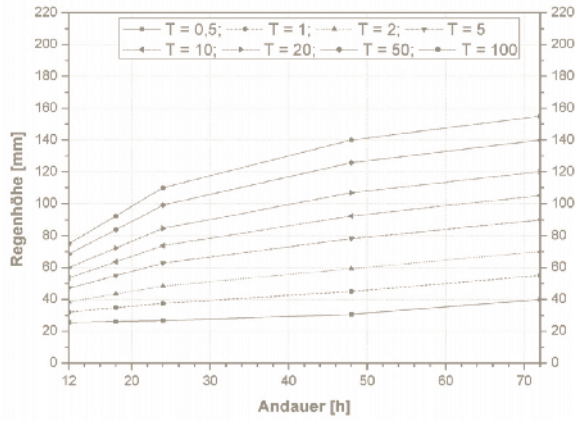
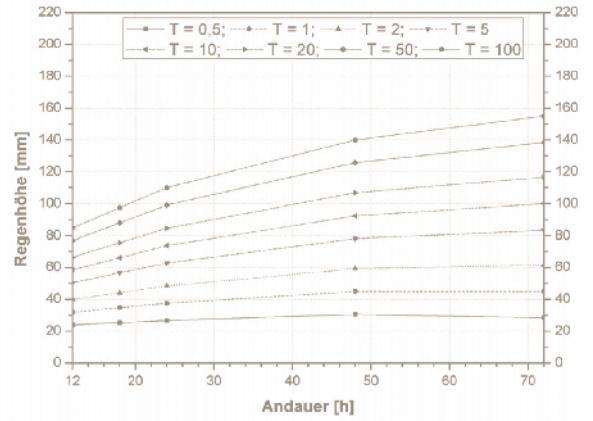


Abb. 4.2.4.1-2 | Regenhöhen [mm] für Ereignisandauern von 1 bis 12 Stunden an ausgewählten Stationen in Sachsen, 1951-2000 (Mai-September)

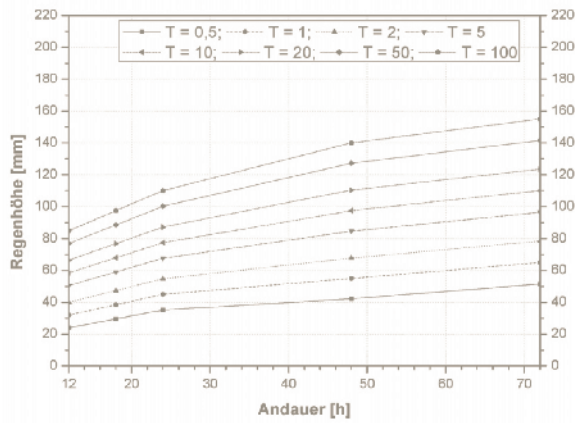
Chemnitz



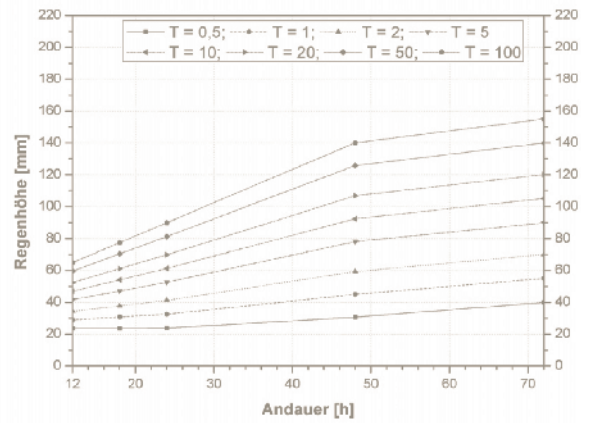
Dresden



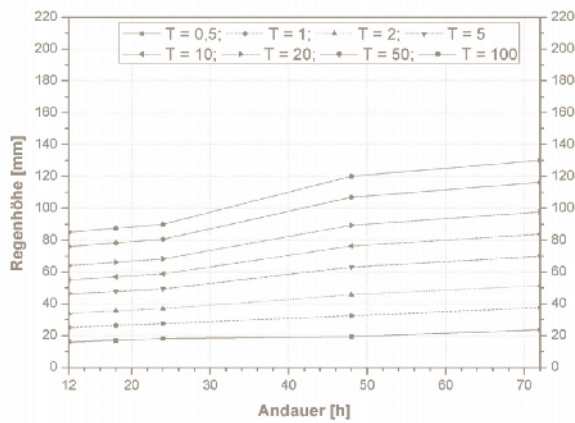
Fichtelberg



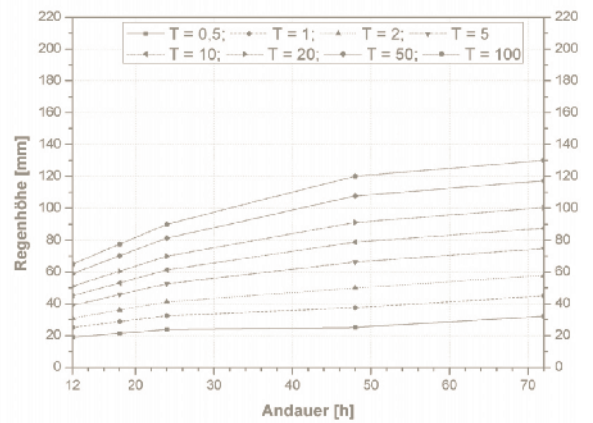
Görlitz



Leipzig



Plauen



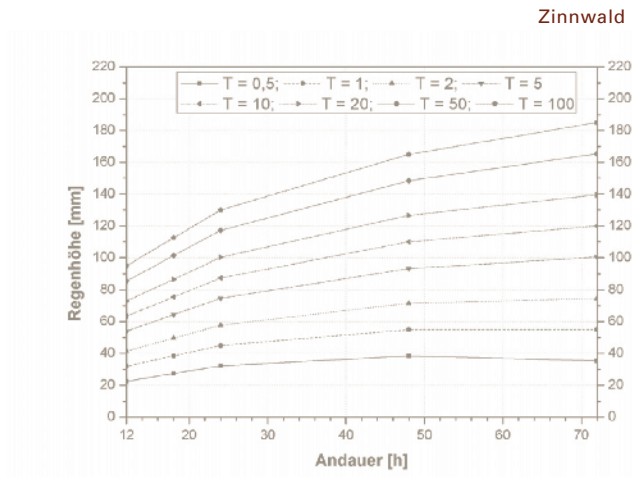


Abb. 4.2.4.1-3 | Regenhöhen [mm] für Ereignisandauern von 12 bis 72 Stunden an ausgewählten Stationen in Sachsen, 1951-2000 (Mai-September)



4.2.4.2 Schwellenwertstatistik

Die Schwellenwertstatistik (siehe Glossar) beschreibt, an wieviel Tagen im Jahr die tägliche Niederschlagssumme bestimmte Schwellenwerte überschreitet. In den Abbildungen 4.2.4.2-1 bis 4.2.4.2-3 sind die mittleren Überschreitungslinien für den Referenzzeitraum (1961-1990) und die Änderungen dazu im Vergleichszeitraum (1991-2005) an ausgewählten Stationen dargestellt, jeweils für das gesamte Jahr, für Sommer und für Winter. Allgemein wird wie bei den Niederschlagskarten der Einfluss der Gebirge deutlich. Auf dem Fichtelberg und in Zinnwald, die in den Kammregionen liegen, regnet es am häufigsten. Dagegen bilden die leebeeinflussten Stationen Leipzig und Plauen die Untergrenze der verschiedenen Überschreitungslinien. Die Häufigkeiten am linken Rand der Grafiken ($\text{Regenhöhe} > 0 \text{ mm d}^{-1}$) entsprechen der Anzahl der Tage, an denen überhaupt Niederschlag gefallen ist. So hat es in der Referenzperiode im Allgemeinen etwa jeden zweiten Tag geregnet. Nur in Zinnwald und

auf dem Fichtelberg hat es durchschnittlich an etwa 220 Tagen des Jahres geregnet.

Bei Vergleich der Jahres- und Jahreszeitenkurven lassen sich unterschiedliche Charakteristiken erkennen. Im Sommer regnet es insgesamt seltener als im Winter bzw. im Jahresdurchschnitt. Dafür werden aber hohe Tagessummen ($\geq 10 \text{ mm}$) mit etwa 5-12 % häufiger überschritten als im Winter (2-8 %) bzw. im Jahr (3-9 %). Grund ist die warme Luft im Sommer, die viel Wasser transportieren kann, wodurch Niederschlag mit höherer Intensität fällt (z.B. Gewitterschauer). Im Winter fällt in Zinnwald und auf dem Fichtelberg an etwa zwei von drei Tagen Niederschlag, auch an den anderen Stationen ist die Häufigkeit gegenüber dem Jahresdurchschnitt erhöht. Der Niederschlag fällt aber nur mit geringen Intensitäten (z.B. als Schnee), das in den Grafiken durch den steilen Abfall der Kurven am linken Rand deutlich wird.

Im Vergleichszeitraum (1991-2005) haben im Winter die Tage mit Niederschlag < 10 mm gegenüber dem Referenzzeitraum (1961-1990) im Allgemeinen abgenommen. Dabei verringert sich die Überschreitungswahrscheinlichkeit mit kleiner werdenden Regenhöhen um bis zu -7 % (7 Tage). Dem gegenüber sind keine wesentlichen Änderungen für Ereignisse ≥ 10 mm pro Tag festzustellen (Abb. 4.2.4.2-3). An den dargestellten Stationen haben die Regenereignisse von ≥ 5 mm pro Tag im Sommer bis zu 3 % (3 Tage) zugenommen (Abb. 4.2.4.2-2). Vor dem Hintergrund des allgemeinen Erwärmungstrends in Sachsen ist dieses Ausdruck einer Intensivierung konvektiver Starkniederschläge, welche primär thermisch induziert sind. Tendenziell nimmt die Eintretenswahrscheinlichkeit sommerlicher Tagesniederschläge mit < 5 mm im Ver-

gleichszeitraum (1991-2005) gegenüber dem Referenzzeitraum (1961-1990) ab. Die Abnahmen von Tagen mit kleineren Regenhöhen sind im Sommer mit bis zu -3 % niedriger als im Winter. Über das gesamte Kalenderjahr sind die markanten Abnahmen kleinerer Ereignisse (< 5 mm pro Tag) wesentlich. Für Regentage mit 0,1 mm beitragen diese bis zu -6 % (21 Tage). Größere Ereignisse treten im Jahr tendenziell häufiger auf, wobei die Größenordnung der Änderung mit bis zu +3 % (3 bis 4 Tage) im Allgemeinen kleiner ist (Abb. 4.2.4.2-1).

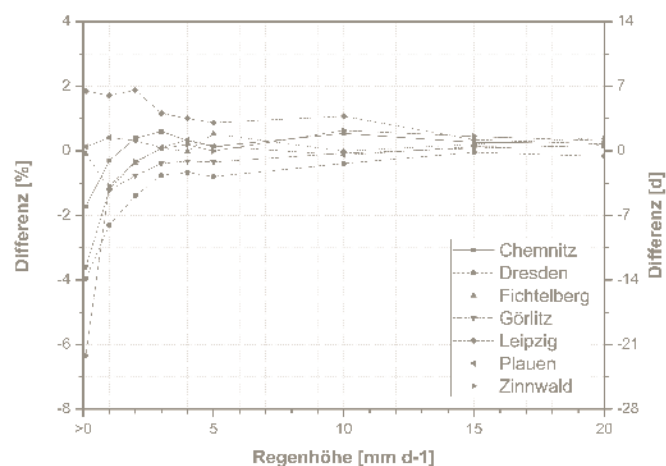
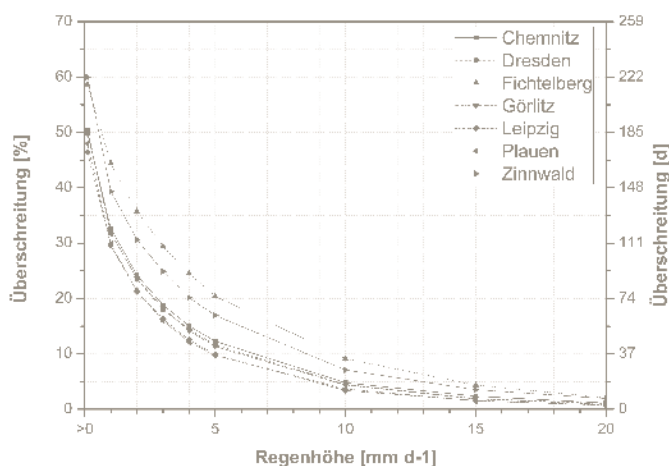


Abb. 4.2.4.2-1 Überschreitungswahrscheinlichkeit [%] [d] von Regenhöhen $\geq 0,1$ mm pro Tag an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 und deren Änderung [%] [d] für 1991-2005 vs. 1961-1990 (Januar-Dezember)

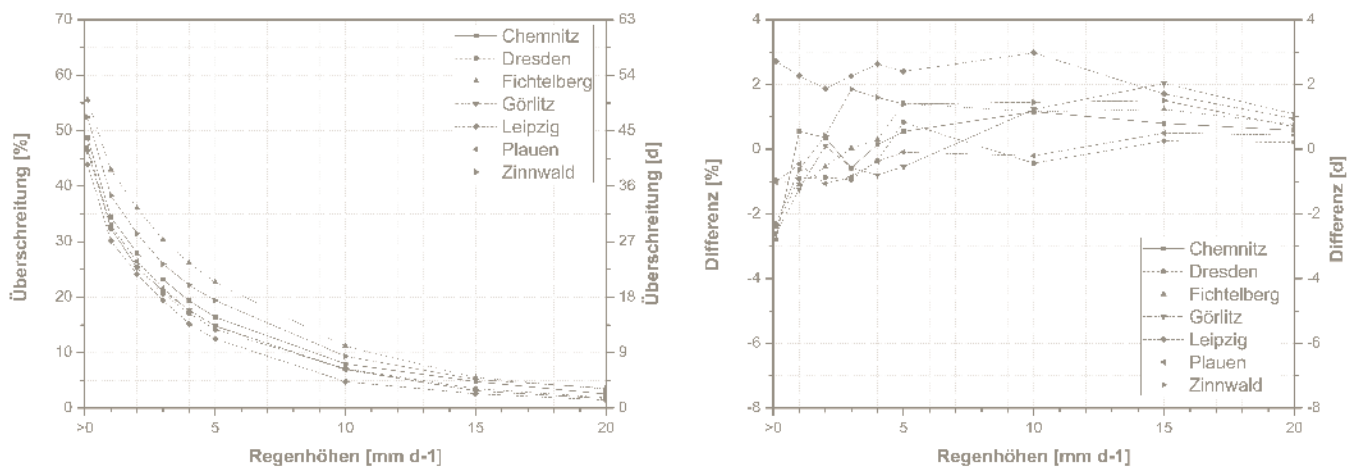


Abb. 4.2.4.2-2 | Überschreitungswahrscheinlichkeit [%] [d] von Regenhöhen $\geq 0,1$ mm pro Tag an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 und deren Änderung [%] [d] für 1991-2005 vs. 1961-1990 (Juni-August)

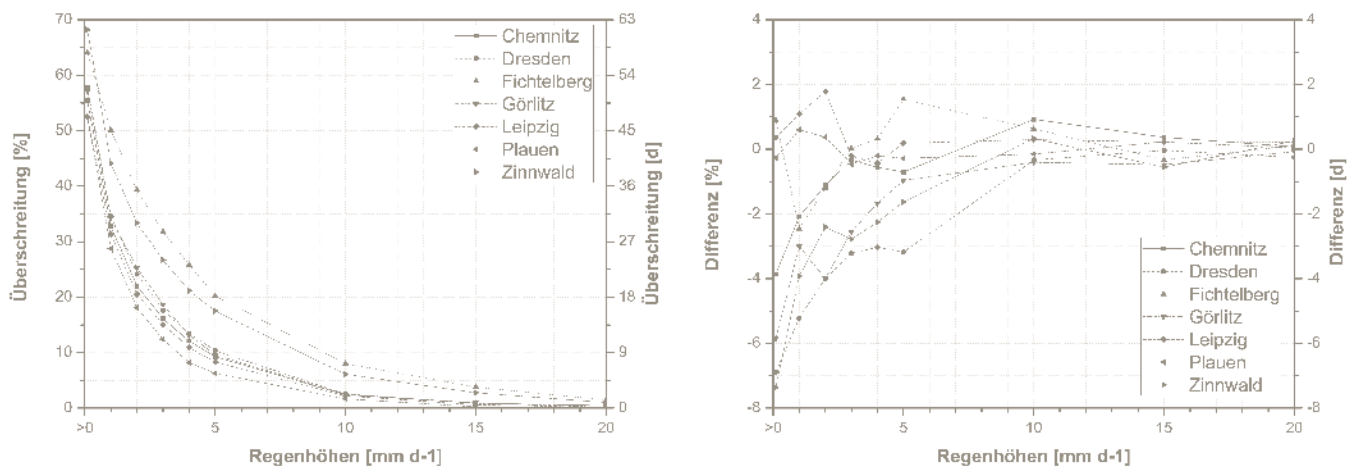


Abb. 4.2.4.2-3 | Überschreitungswahrscheinlichkeit [%] [d] von Regenhöhen $\geq 0,1$ mm pro Tag an ausgewählten Stationen in Sachsen für 1961-1990 und deren Änderung [%] [d] für 1991-2005 vs. 1961-1990 (Dezember-Februar)



4.2.4.3 Schneeklimatologie

Die Herausbildung einer geschlossenen Schneedecke ist von 2 Faktoren abhängig. Zum einen muss fester Niederschlag fallen und zum anderen müssen die Temperaturen im Bodenniveau niedrig genug sein ($< 0^{\circ}\text{C}$), damit der Schnee im gefrorenen Zustand verbleibt. Im Winter sind diese Bedingungen fast nur noch in den Mittelgebirgsregionen gegeben, wo die Wahrscheinlichkeit für Niederschlag höher und die Temperaturen niedriger sind als in den Flachlandbereichen. In diesem Abschnitt sollen die Schneeverhältnisse in den sächsischen Mittelgebirgen exemplarisch an den Stationen Bad Elster, Carlsfeld, Fichtelberg, Zinnwald und Jonsdorf dargestellt werden.

In Abbildung 4.2.4.3-1 sind die Überschreitungswahrscheinlichkeiten (siehe Glossar) von Schneedeckenhöhen > 0 cm pro Tag für den Referenzzeitraum (1961-1990) und die Veränderungen dazu im Vergleichszeitraum (1991-2005) dargestellt. Die Prozent- und Tagesangaben der Ordinate sind auf das Winterhalbjahr bezogen. Deutlich ist die Abhängigkeit der Schneedeckenhöhe von der Geländehöhe zu erkennen. Auf dem Fichtelberg ist im Referenzzeitraum die Schneedecke fast 90 % des Winterhalbjahres geschlossen, während in den über 700 m tiefer gelegen Stationen Bad Elster und Jonsdorf nur in 50 % der Fälle Schnee liegen bleibt. Auch sind dort die Wahrscheinlichkeiten für hohe Schneedecken sehr gering. Schneedecken von über 40 cm Dicke sind dort so wahrscheinlich wie Schneedecken von über 2 m auf dem Fichtelberg. Durch die allgemeine Erwärmung im Vergleichszeitraum sind die Schneedecken im Mittel dünner geworden. In Jonsdorf, Zinnwald und Bad Elster ist überhaupt die Wahrscheinlichkeit für die Ausbildung einer geschlossenen Schneedecke um 4 – 11 % zurückgegangen. Am stärksten ist die Auftretenswahrschein-

lichkeit der jeweils mittleren Schneedeckenhöhen an den Stationen zurückgegangen, zum Beispiel am Fichtelberg treten Schneedecken mit einer Höhe größer als 80 cm fast 20 % seltener auf. Besonders stark ist die Schneedeckenhöhe in Zinnwald zurückgegangen, wo die Abnahme ähnlich groß ist wie am Fichtelberg. Aufgrund der geringeren Auftretenswahrscheinlichkeit von Schnee wirkt sich der Rückgang jedoch gravierender aus. Dies wird auch aus Tabelle 4.2.4.3-1 deutlich. Seit 1961 hat die Anzahl der Tage mit einer Schneedecke von mehr als 20 cm Dicke in Zinnwald am stärksten zurückgegangen. Auch in Bad Elster ist die Auftretenshäufigkeit für diese Höhenlage relativ stark abgenommen, so dass dort die Bedingungen für Wintersport, die eine Schneedecke von mindestens 20 cm erfordern (Franke *et al.*, 2007), relativ schlecht sind. Anhand von Abbildung 4.2.4.3-2 können die Wintersportbedingungen an allen Stationen beurteilt werden. In ihr sind die Andauern von Schneedecken größer als 20 cm für die Referenzperiode und die Änderungen im Vergleichszeitraum dargestellt. Sie zeigt ein ähnliches Bild wie Abbildung 4.2.4.3-1. Auch hier ist zu erkennen, dass mit zunehmender Höhe häufiger gute Wintersportbedingungen bestehen. In Zinnwald zum Beispiel beträgt im Referenzzeitraum die Wahrscheinlichkeit dafür, dass an 30 Tagen mehr als 20 cm Schnee liegen, 30 %. Die Änderungen im Vergleichszeitraum bestätigen ebenfalls, dass sich vor allem in Zinnwald die Wintersportbedingungen verschlechtert haben. Die Wahrscheinlichkeit für mehr als 3 Wochen gute Wintersportbedingungen ist unter 20% gesunken. Nur auf dem Fichtelberg sind die Bedingungen etwa gleich geblieben, wobei lange Andauern häufiger auftreten. An den anderen Stationen haben die Bedingungen ebenfalls relativ deutlich abgenommen.

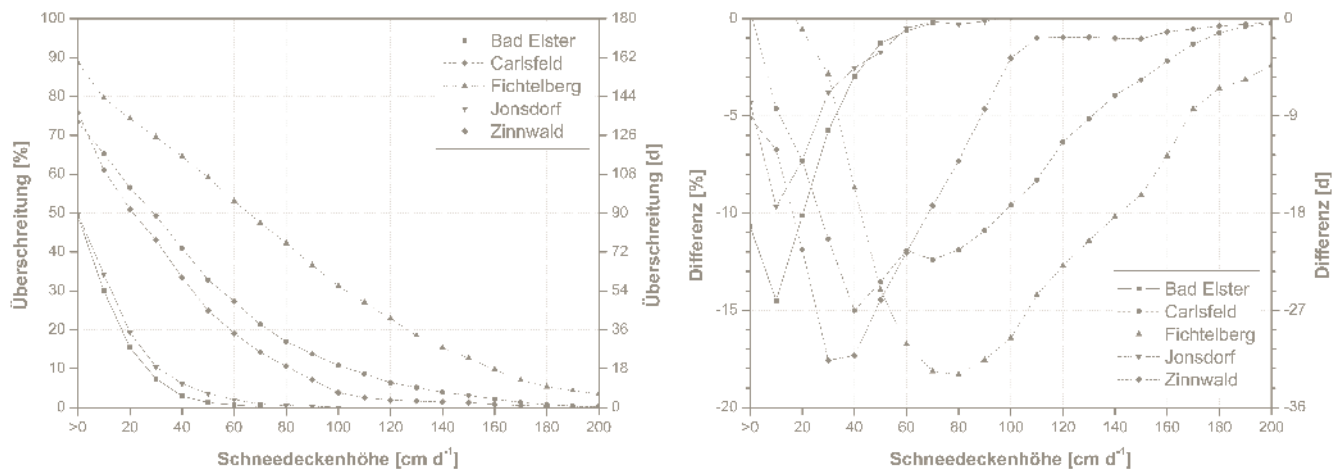


Abb. 4.2.4.3-1 | Überschreitungswahrscheinlichkeit [%] [d] von Schneedeckenhöhen > 0 cm pro Tag an ausgewählten Stationen in sächsischen Mittelgebirgen für 1961-1990 und deren Änderung [%] [d] für 1991-2005 vs. 1961-1990 (November-April)

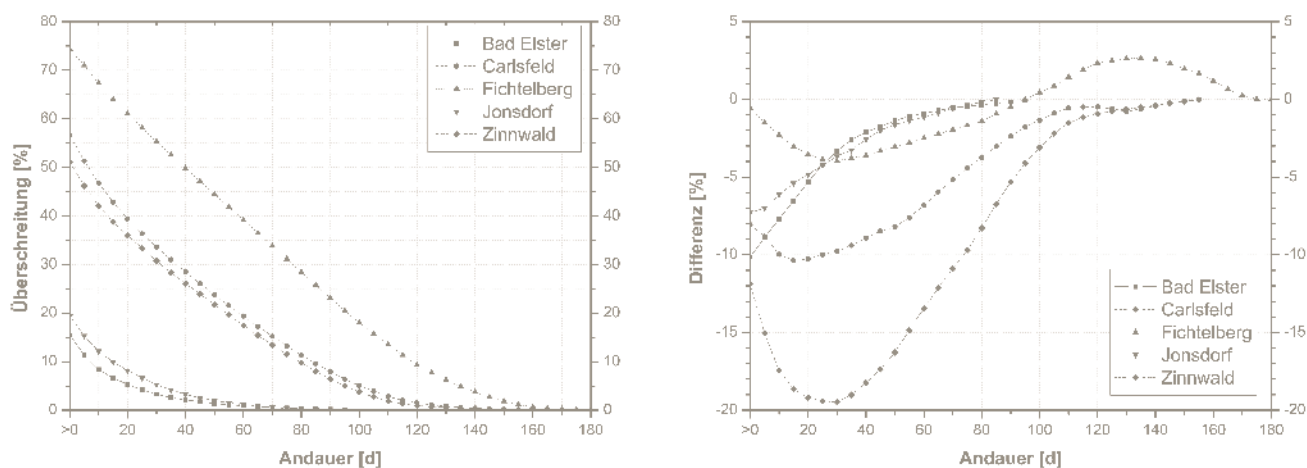


Abb. 4.2.4.3-2 | Überschreitungswahrscheinlichkeit [%] der Andauer von Tagen mit einer Schneedeckenhöhen \geq 20 cm pro Tag an ausgewählten Stationen in sächsischen Mittelgebirgen für 1961-1990 und deren Änderung [%] für 1991-2005 vs. 1961-1990 (November-April)

Tab. 4.2.4.3-1 | Auftretenshäufigkeit von Schneedeckenhöhen \geq 20 cm pro Tag und deren Änderung [d] an ausgewählten Stationen in sächsischen Mittelgebirgen, 1961-2005 (November-April)

Messstation	Sächsische Mittelgebirge		Seehöhe	Mittleres Auftreten	Max / Min Auftreten	ohne Auftreten	Zeitliche Änderung
			[m] ü. NN	Tage [d]	Tage [d]	Jahre [a]	Tage [d] pro 10 Jahre
Bad Elster	Elstergebirge		510	22	100 / 0	8	-7
Carlsfeld ¹⁾	West-	Erzgebirge	897	99	155 / 19	0	-5
Fichtelberg	Mittleres		1213	134	181 / 44	0	-7
Zinnwald ²⁾	Ost-		877	84	163 / 8	0	-16
Jonsdorf	Lausitzer Gebirge		460	31	96 / 0	4	-5

¹⁾ ergänzt mit Station Carlsfeld - Talsperre Weiterwiese (917 m ü. NN)

²⁾ Daten ab 01.01.1967, ergänzt mit Station Geisingberg (823 m ü. NN)

4.3 Wind

4.3.1 Windklimatologie für die Station Fichtelberg



Der Wind ist eine Folge unterschiedlich starker Luftdruckverhältnisse, die er auszugleichen versucht. Wegen der jahreszeitlich wechselnden Verteilung von Hoch- und Tiefdruckgebieten über Europa, verändert sich im Verlauf des Jahres die vorherrschende Windrichtung und auch die mittlere Windgeschwindigkeit.

Weil Sachsen innerhalb der Westwindzone liegt, die durch ostwärts ziehende Hoch- und Tiefdruckgebiete geprägt ist, treten Winde aus Westen im Jahresverlauf am

häufigsten auf. Abbildung 4.3.1-1, die auf Basis von Stundenwerten der Periode 1991-2005 erstellt wurde, zeigt, dass auf dem Fichtelberg in der Hälfte aller Fälle der Wind aus den drei westlichen Sektoren WSW bis WNW weht, während Winde aus den drei östliche Richtungen ENE bis ESE, die durch Hochdruckgebiete über Nordeuropa verursacht werden, mit einer Wahrscheinlichkeit von etwa 23 % auftreten. Diese Verteilung wird durch die Ausrichtung des Erzgebirges von West nach Ost begünstigt, die südliche und nördliche Winde behindert.

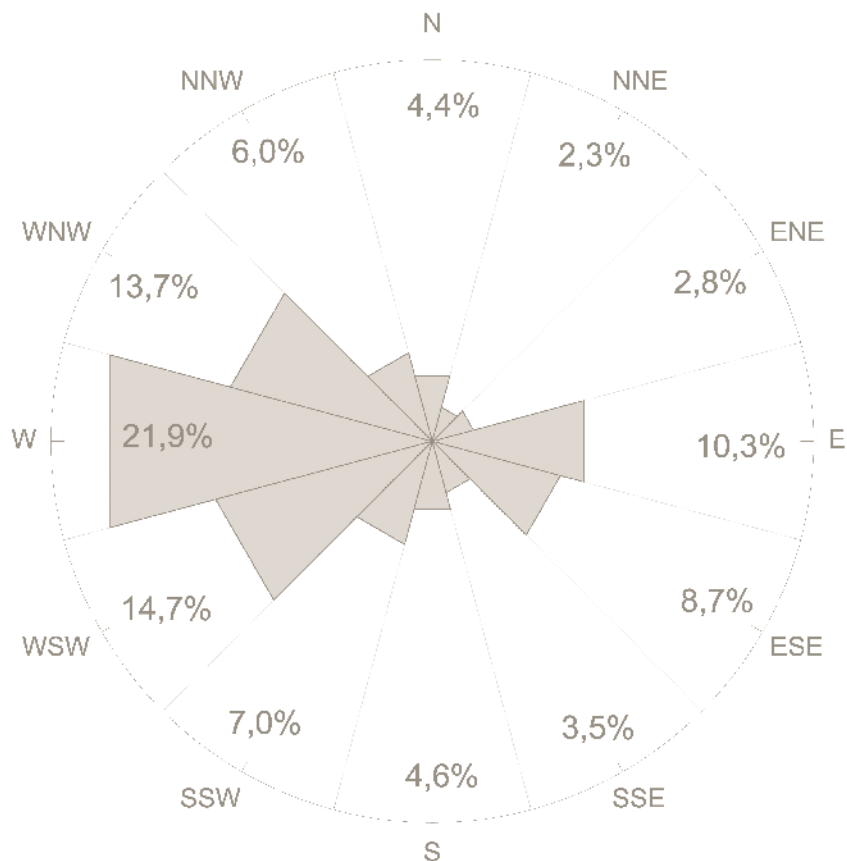


Abb. 4.3.1-1 | Windrichtungsverteilung an der Station Fichtelberg, 1991-2005



Die mittlere Windgeschwindigkeit weist einen Jahresgang auf. Das ist u. a. darauf zurückzuführen, dass die Druckunterschiede im Winter größer sind, bedingt durch größere Temperaturunterschiede zwischen den Polargebieten und den Subtropen. In Abbildung 4.3.1-2 ist auf Basis von Tageswerten der Jahresgang der über die Periode 1961-2005 gemittelten Tages- und Monatsmittel dargestellt. Dabei bezeichnet die Ordinate den Tag des Jahres ausgehend von einem Jahr mit 365 Tagen. Mit durchschnittlich mehr als 9 m/s weht der Wind im Dezember und Januar am stärksten. Da im Januar im Mittel die Temperatur am niedrigsten ist, können sich in diesem Monat die stärksten Sturmtiefs entwickeln, was an den höchsten durchschnittlichen Tagesmitteln deutlich –wird. Aufgrund der geringeren Temperaturunterschiede auf der Nordhalbkugel ist im Sommer die Windgeschwindigkeit besonders im August mit durchschnittlich weniger als 6 m/s deutlich geringer. Die mittlere Windgeschwindigkeit über das gesamte Jahr betrachtet beträgt 7,4 m/s und ist die höchste, die in Sachsen erreicht wird.

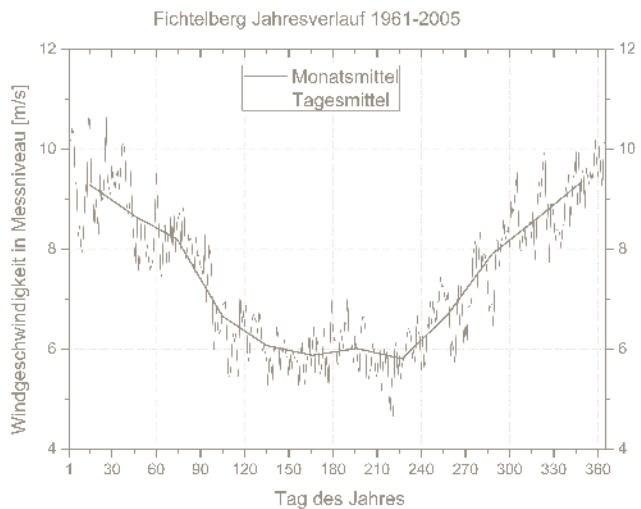


Abb. 4.3.1-2 | Mittlerer Jahresgang der Windgeschwindigkeit [m/ s] an der Station Fichtelberg, 1961-2005, Basis: Tages- und Monatsmittel



Interessant ist besonders für Betreiber von Windkraftanlagen, wie oft mit hohen bzw. niedrigen Windgeschwindigkeiten zu rechnen ist. In Abbildung 4.3.1-3 ist die Windgeschwindigkeitsverteilung auf Basis der Stundenmittel von 1991-2005 dargestellt. Dafür wurden die Werte in Klassen mit der Breite von 2 m/s zusammengefasst. Am häufigsten treten Werte im Bereich der mittleren Windgeschwindigkeit auf.

In der Abbildung ist ebenfalls als Kurve eine an die Klasseneinteilung angepasste Weibull-Verteilung (siehe Glossar) dargestellt. Anhand der Weibull-Verteilung, deren Dichtefunktion in Formel 4.3.1-1 gegeben

$$P(v) = \frac{b}{a} \cdot \left(\frac{v}{a}\right)^{b-1} \cdot e^{-\left(\frac{v}{a}\right)^b} \cdot 100\% \quad (4.3.1-1)$$

ist, lassen sich mit den beiden Parametern a und b die Windverteilungen an unterschiedlichen Standorten leicht vergleichen. In der Formel ist v die Windgeschwindigkeit. Die Parameter der angepassten Kurve sind für die Station Fichtelberg a = 9,04 und b = 1,53.

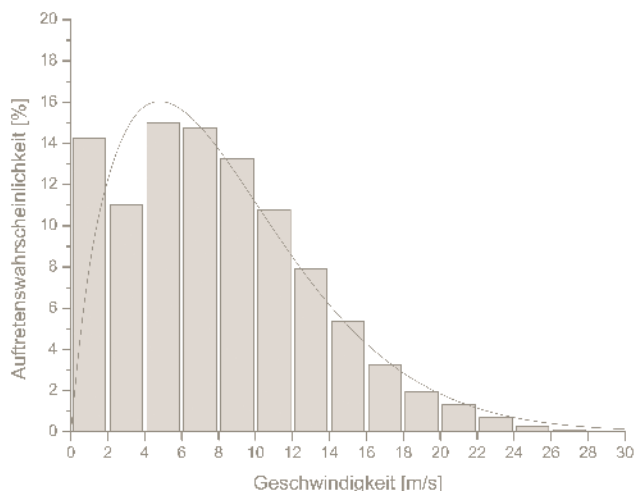


Abb. 4.3.1-3 | Windgeschwindigkeitsverteilung an der Station Fichtelberg, 1991-2005

4.3.2 Karte der synthetischen Windgeschwindigkeitsverteilung



In Abbildung 4.3.2-1 ist die Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit in Sachsen dargestellt.

Die Windgeschwindigkeit hängt maßgeblich vom Reibungswiderstand der Erdoberfläche und von der Höhe über NN bzw. der topographischen Struktur ab. Mit zunehmender Höhe über NN nimmt die Windgeschwindigkeit zu, während sie gleichzeitig bei steigendem Reibungswiderstand der Unterlage abnimmt. Im flacheren Norden Sachsens sind die Windfeldstrukturen hauptsächlich an der Landnutzung orientiert. Sie erscheinen als relativ großflächige, homogene Bereiche, in denen sich ein allmählicher Wechsel zwischen den jeweiligen Windgeschwindigkeitsklassen vollzieht. Nach Süden hin wird die Abhängigkeit des Jahresmittels der Windgeschwindigkeit von der Höhe und den topographischen Formen deutlich. Die unbebauten Hochflächen, Berg- rücken und Kuppen haben erhöhte Werte, während die zahlreichen, z. T. tief eingeschnittenen Täler durch Bereiche stark reduzierter Windgeschwindigkeiten deutlich hervortreten.

Die mittlere jährliche Windgeschwindigkeit in Sachsen beträgt in den windgeschützten Lagen weniger als 1,8 m/s und steigt auf den Kammlagen, die oft zusätzlich unbewaldet sind (geringer Reibungswiderstand), auf Werte von über 7 m/s an. Die geringsten mittleren Windgeschwindigkeiten (< 1,8 m/s) treten in den dicht bebauten Stadtkernbereichen und in engen Tallagen auf (Leipzig, Dresden/Freital/Heidenau/Pirna, Bautzen, Chemnitz, Zwickau, Plauen, Aue, Freiberg, Flöha, Glauchau, Crimmitschau, Meerane). Auch die südwestlichen Ränder der tief in die Landschaft eingeschnittenen Tagebaue im Nordosten des Landes sowie einige Täler des Elbsandsteingebirges (Kirnitzschtal) fallen in diese Windgeschwindigkeitsklasse. Weniger dicht bebaute Gebiete, Wälder oder bebaute oder bewaldete Tallagen liegen - je nach ihrer Größe - im Windgeschwindigkeitsbereich zwischen 1,8 m/s und 2,4 m/s. (Der Wald wird hier als

eine Fläche mit sehr großer Rauigkeit betrachtet, über der die berechnete mittlere jährliche Windgeschwindigkeit auftritt.) Großräumige Regionen erhöhter Windgeschwindigkeit (> 3,6 m/s) treten in Gegenden mit überwiegend Freiflächencharakter auf. Während diese Windgeschwindigkeiten im Nordwesten Sachsens nur selten vorkommen (etwa im Nordwesten von Leipzig), sind sie im Ostteil des Landes (Lausitzer Berg- und Hügelland) wesentlich häufiger.

Nach Süden hin sind die überwiegend landwirtschaftlich genutzten Hochflächen und Höhenrücken des Sächsischen Berg- und Hügellandes und des Erzgebirgsvorlandes windbegünstigt. Innerhalb dieser windstarken Zonen können über Kuppen- und Kammlagen zum Teil über 4,5 m/s auftreten. Typisch für diese Zonen erhöhter Windgeschwindigkeit im Vorfeld der Mittelgebirge ist, dass sie immer wieder von windschwachen Tallagen durchzogen sind.

Die höchsten mittleren Windgeschwindigkeiten (mehr als 7 m/s) sind in den höchsten Gipfellagen der Mittelgebirge und hier besonders an windexponierten freien Standorten zu erwarten, wie zum Beispiel auf dem Fichtelberg, wo die mittlere Windgeschwindigkeit 7,4 m/s beträgt. Auch die anderen waldfreien Gebiete des Erzgebirgskammes (Satzung, Rübenau, Zinnwald) zeichnen sich deutlich als Zonen hoher Windgeschwindigkeit ab.

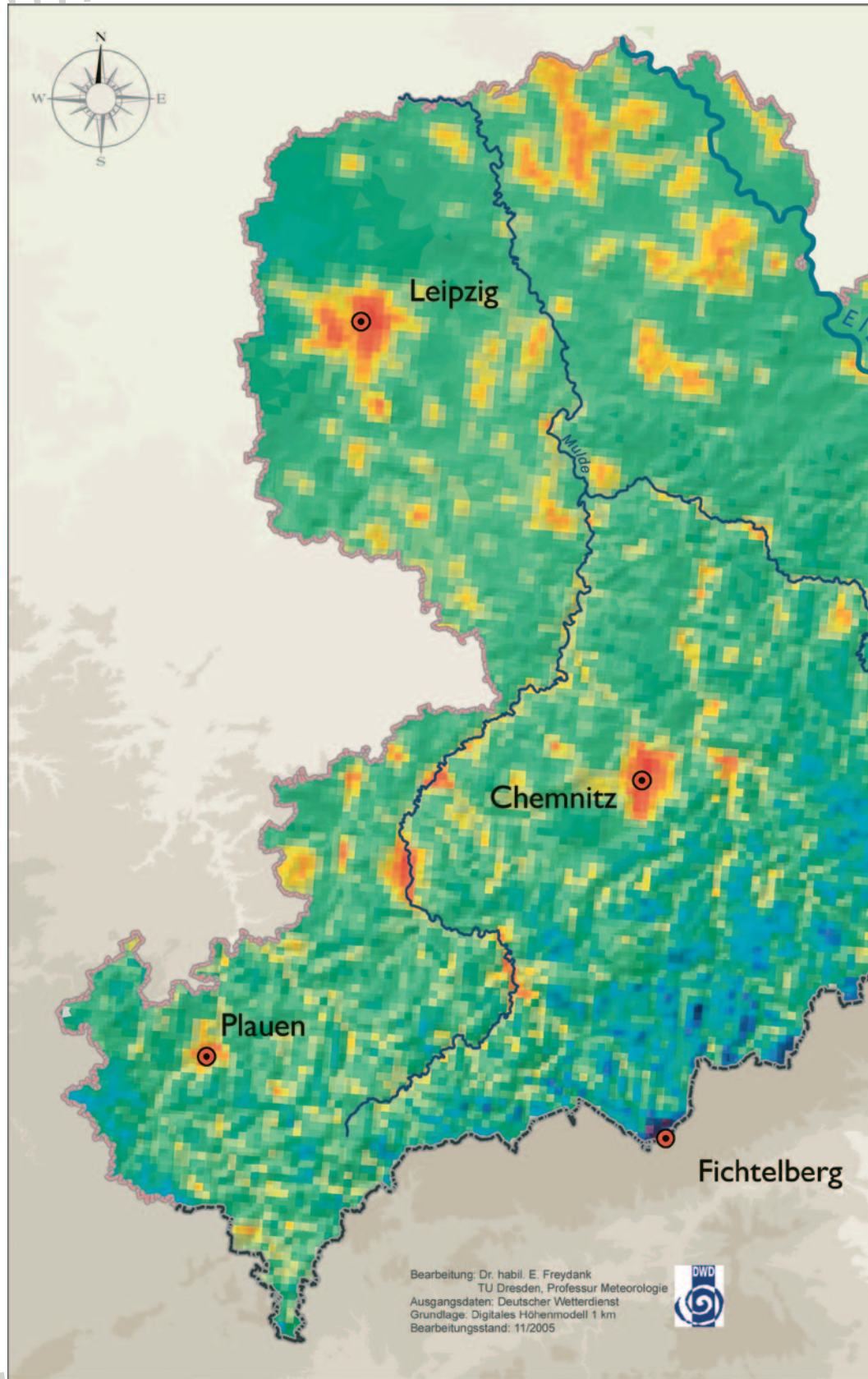
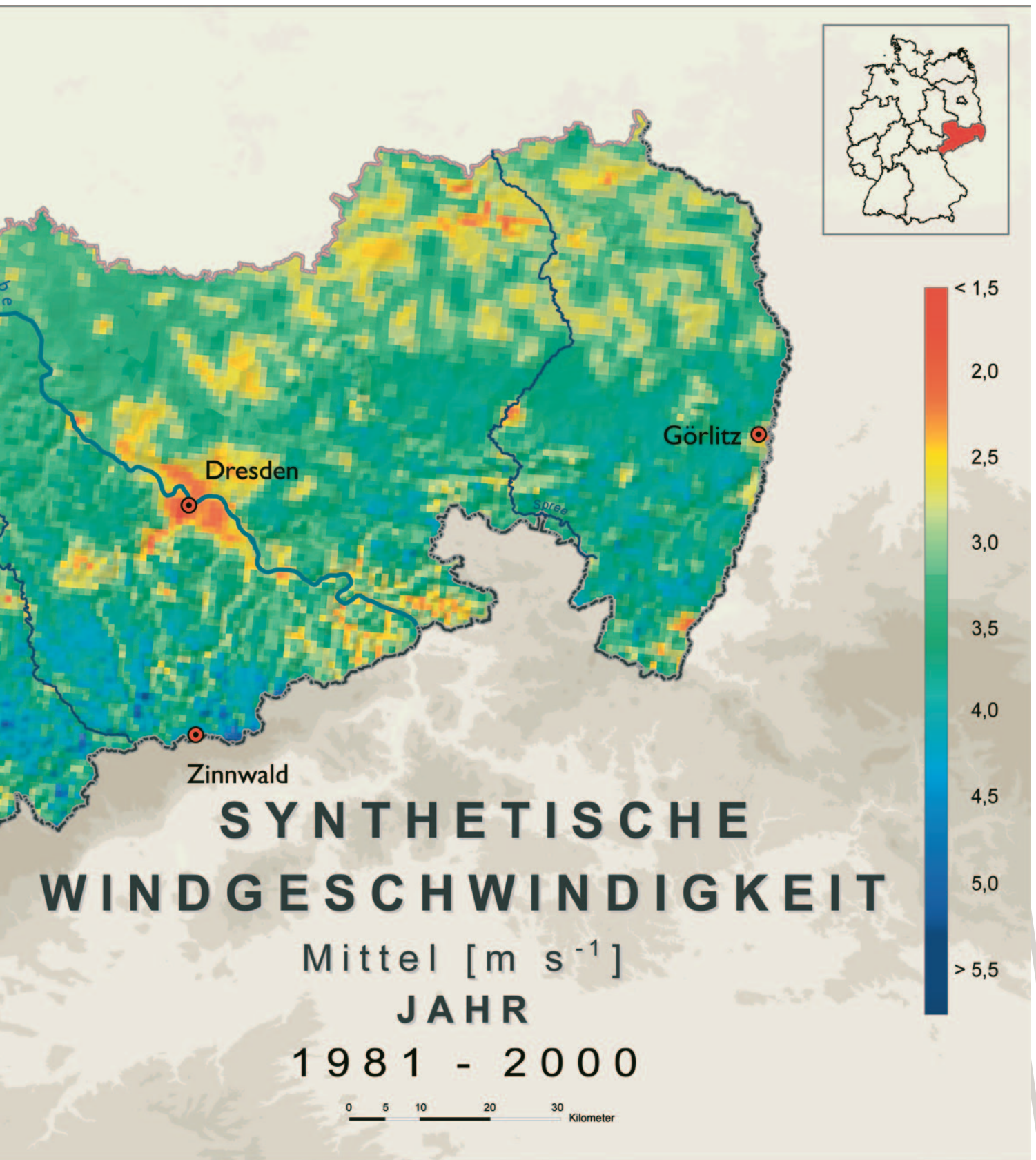


Abb. 4.3.2-1 | Synthetische Windgeschwindigkeitsverteilung in Sachsen, 1981-2000



4.3.3 Karten der synthetischen Windrichtungsverteilung



In den Abbildungen 4.3.3-3 bis 4.3.3-5 sind die flächendeckenden Windklimatologien (siehe Glossar) für Sachsen für die gesamte Periode und für die witterungsrelevanten Großwetterlagen Westzyklonal und Südwestzyklonal dargestellt.

Wie im Methodikteil beschrieben, wurde zur Berechnung der Windrichtungsverteilung ein digitales Höhenmodell mit einer Auflösung von 300 m verwendet. Im Bezug auf die Fläche von Sachsen ist dies eine relativ feine Auflösung. Dennoch kann die Variabilität aller orographischen Strukturen wie zum Beispiel tief eingeschnittene Täler (Breite unter 1 km) oder Steilhänge (Höhenunterschied von mehr als 100 m auf einer Strecke von wenigen Metern) mit dieser Auflösung nicht richtig wiedergegeben werden. Entsprechend sind die Windrosen in der Karte auch nur als Annäherung an die realen Verhältnisse zu interpretieren. Um die Anpassungsgüte der Modellrechnung abschätzen zu können, sind in Abbildung 4.3.3-2 die in die Modellierung (siehe Glossar) der allgemeinen Verteilung eingegangenen Messstatistiken zusammen mit den entsprechenden modellierten Windrosen dargestellt. Relativ gute Anpassungen sind zum Beispiel an den Stationen Fichtelberg und Marienberg zu erkennen. Diese Stationen liegen auf einer Bergkuppe bzw. in relativ ebenem Gelände, deren grundlegenden orographischen Eigenschaften im Modell relativ gut erhalten bleiben. Dagegen stimmen zum Beispiel in Plauen und Aue die gemessene und modellierte Windrose nur schlecht überein. Beide Stationen liegen im Bereich von Flusstälern, die von Höhenzügen eingerahmt sind, wobei besonders Aue zwischen relativ steilen Hängen eingebettet liegt. An diesen Stellen mangelt es dem digitalen Höhenmodell an Informationsdichte, um die gemessenen Statistiken annähernd gut zu reproduzieren. Allgemein fällt auf, dass die nordöstlichen Richtungen durch das Modell unterschätzt werden, während die westlichen Richtungen einen eher zu hohen Anteil erhalten.

Trotz der Einschränkungen durch das Modell zeigen die Karten die typischen Eigenschaften der Windverteilung in

Sachsen. Starke räumliche Unterschiede treten nur im Gebirge auf, während in den Flachlandbereichen alle Windrosen eine ähnliche Charakteristik aufweisen. Im Gebirge wird die in Sachsen allgemein vorherrschende westliche bis südwestliche Windrichtung durch die Ausrichtung der Täler verändert, die im Erzgebirge meist von Süd nach Nord verlaufen. Lediglich im Oberlausitzer Bergland sind die breiten muldenförmigen Täler mehr von West nach Ost ausgerichtet. Deutlich wird der Taleinfluss zum Beispiel am Elbtal im Elbsandsteingebirge. In Abbildung 4.3.3-1 ist die berechnete Windverteilung bei Königstein dargestellt, die nicht in der Karte abgebildet ist. An dieser Stelle ist das Elbtal etwa 1 bis 2 km breit und wird von den Hochflächen am Königstein und Lilienstein eingerahmt. Durch die Einengung wird der Wind im Wesentlichen auf die 2 Richtungen WNW und ESE reduziert. Winde aus anderen Richtungen werden durch die Berge behindert bzw. in die beiden Richtungen umgelenkt, so dass der Wind wie durch einen Kanal geleitet wird. Je weiter man in nördlicher Richtung in den Flachlandbereich kommt, desto mehr nimmt aufgrund der geringer werdenden Höhenunterschiede die Kanalwirkung der Flusstäler ab. Aufgrund des geringen Reibungswiderstandes sind Flüsse auch im Flachland bevorzugte Wege für die Windströmung.

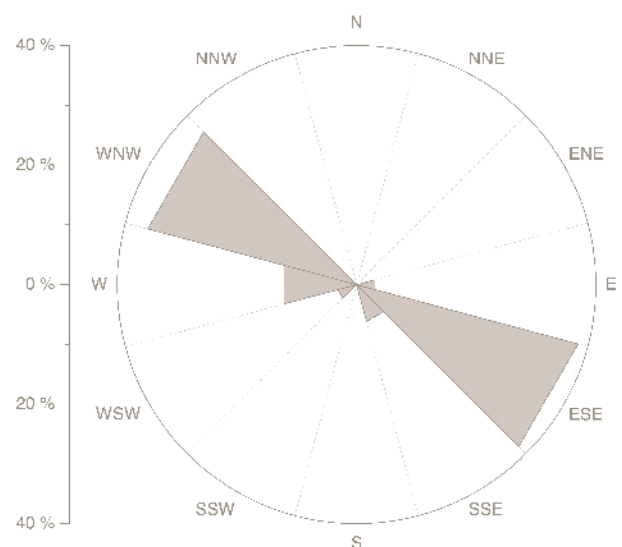


Abb. 4.3.3-1 | Modellierte Windrichtungsverteilung im Elbtal bei Königstein

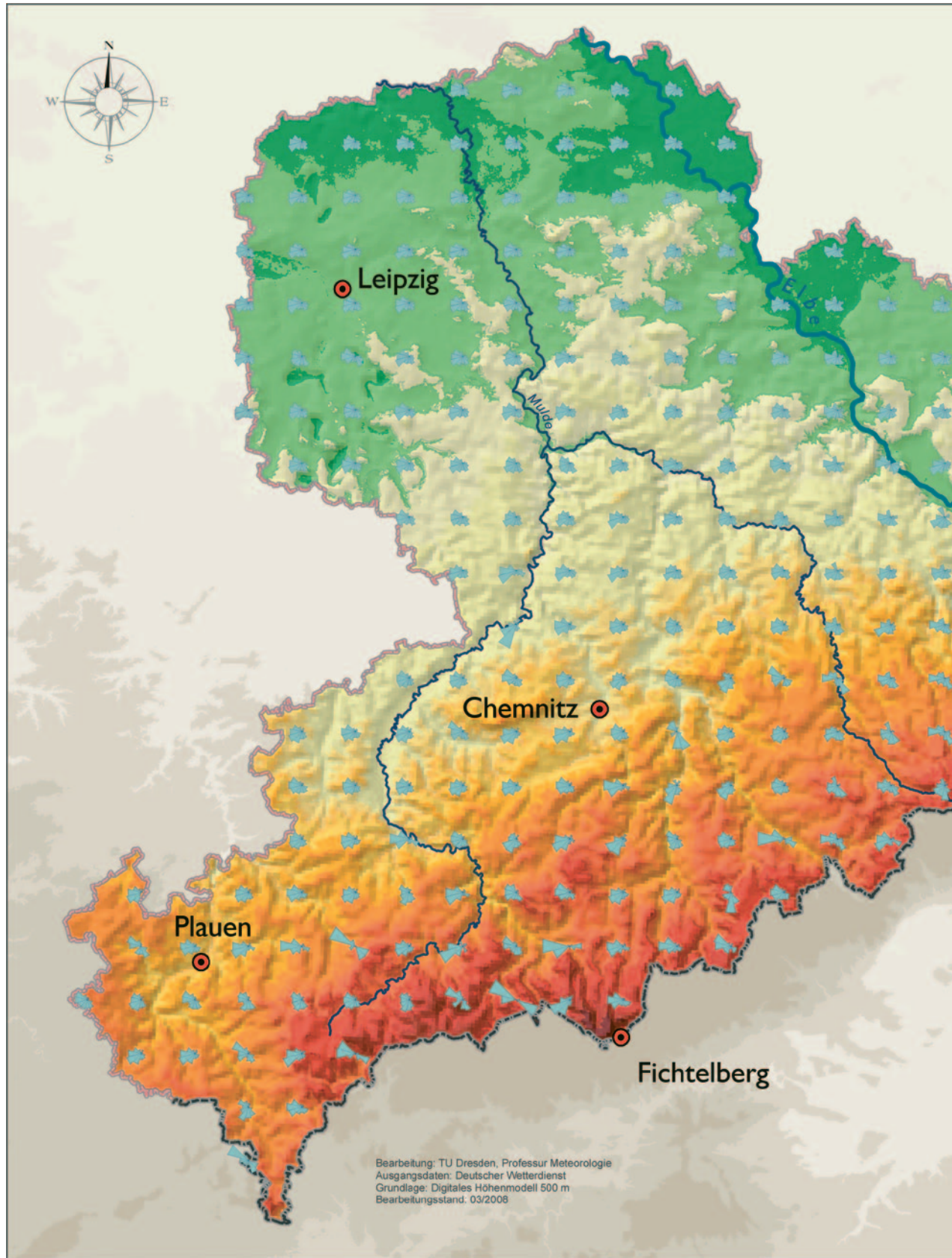
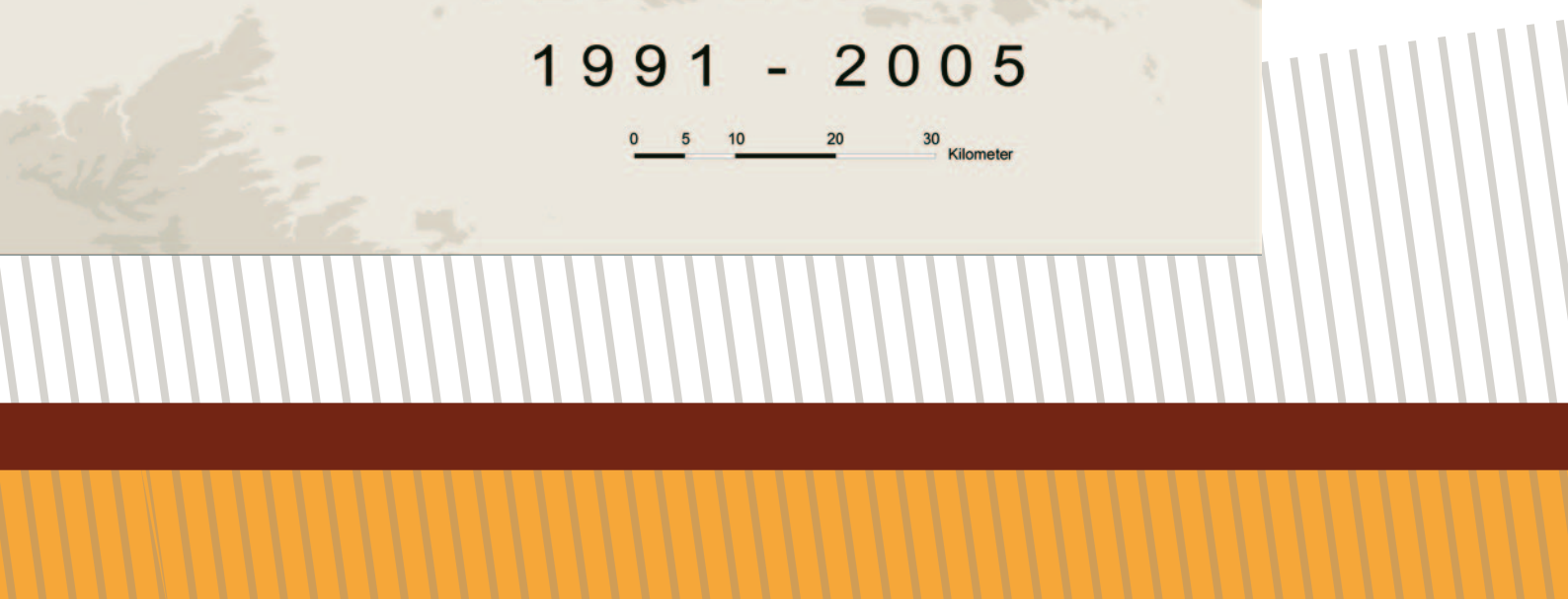
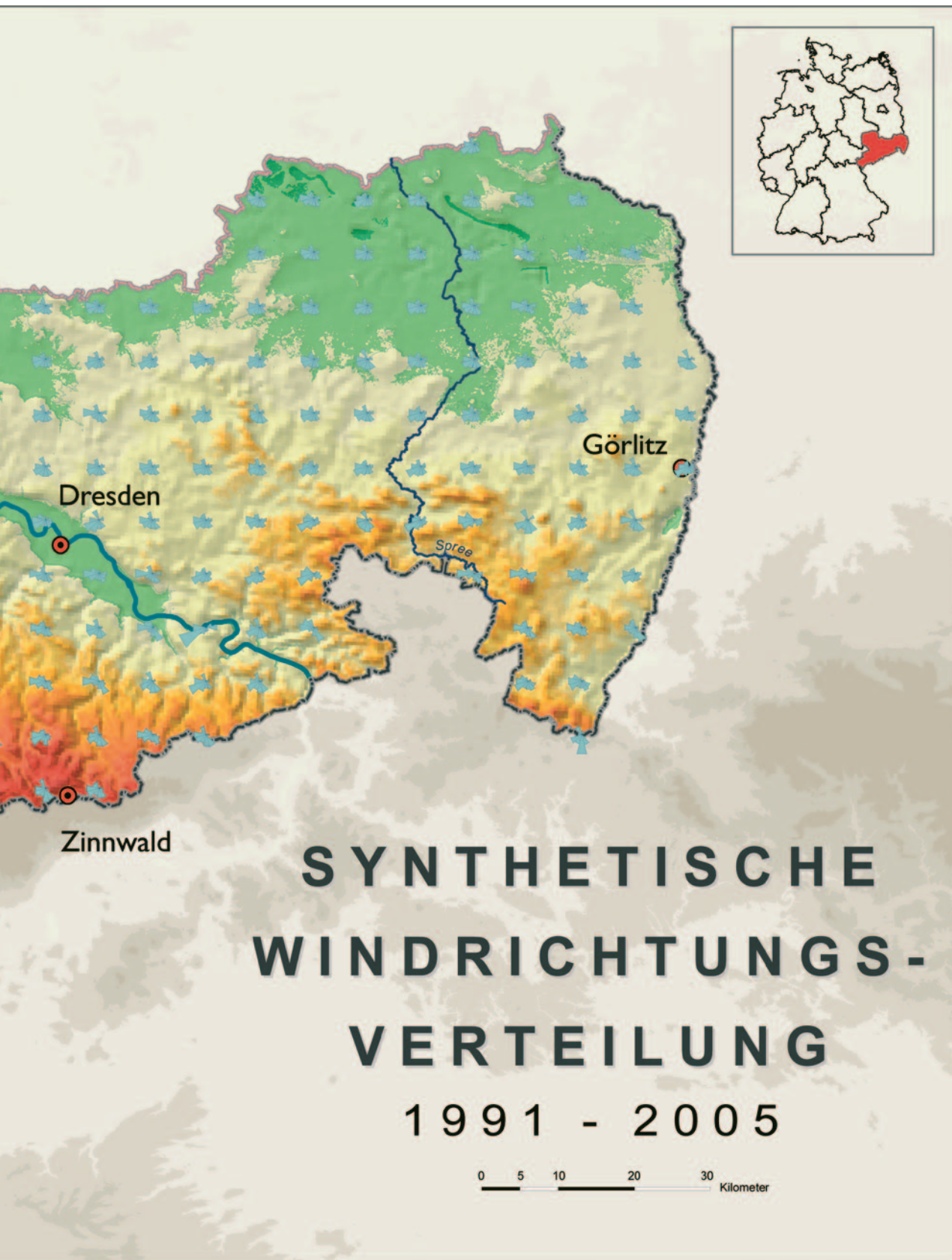


Abb. 4.3.3-3 | Synthetische Windrichtungsverteilung in Sachsen, 1991-2005



Allgemein wird auch die Leitwirkung des Erzgebirges deutlich. Zum Beispiel im Bereich des Fichtelbergs wird der Wind aufgrund der Barrierewirkung der hohen Gipfel weiträumig umströmt, was sich nördlich des Fichtelbergs in sehr geringen Südwind- und sehr hohen Westwind- und nordöstlich des Fichtelbergs in erhöhten Nordwestwindanteilen äußert. Östlich des Erzgebirges ist aufgrund der geringeren Geländehöhen ein erhöhter Südwindanteil zu erkennen. Besonders im Elbedurchbruch, als niedrigster Süd-Nord Verbindung zwischen Erzgebirge und Oberlausitzer Bergland liegend, sind die Bedingungen für Südwind sehr gut. Als Sonderform tritt

im Winter der Böhmishe Wind auf (siehe Kap. 2.2.3). In den nördlichen Flachlandbereichen ist der typische Anteil westlicher bis südwestlicher Strömungen ausgeprägt. Diese typischen Strömungen werden durch die Karten für die Großwetterlagen bestätigt. Die zyklonale Westwetterlage tritt am häufigsten auf. Bei ihr treten nur westliche und südliche Windrichtungen auf mit einer Dominanz der südwestlichen Richtungen. Seltener tritt die zyklonale Südwestwetterlage auf, doch hat die Auftretenswahrscheinlichkeit in den letzten Jahren stark zugenommen (siehe Kap. 4.9.2). Bei ihr ist eine deutliche Dominanz der südlichen Richtungen erkennbar.

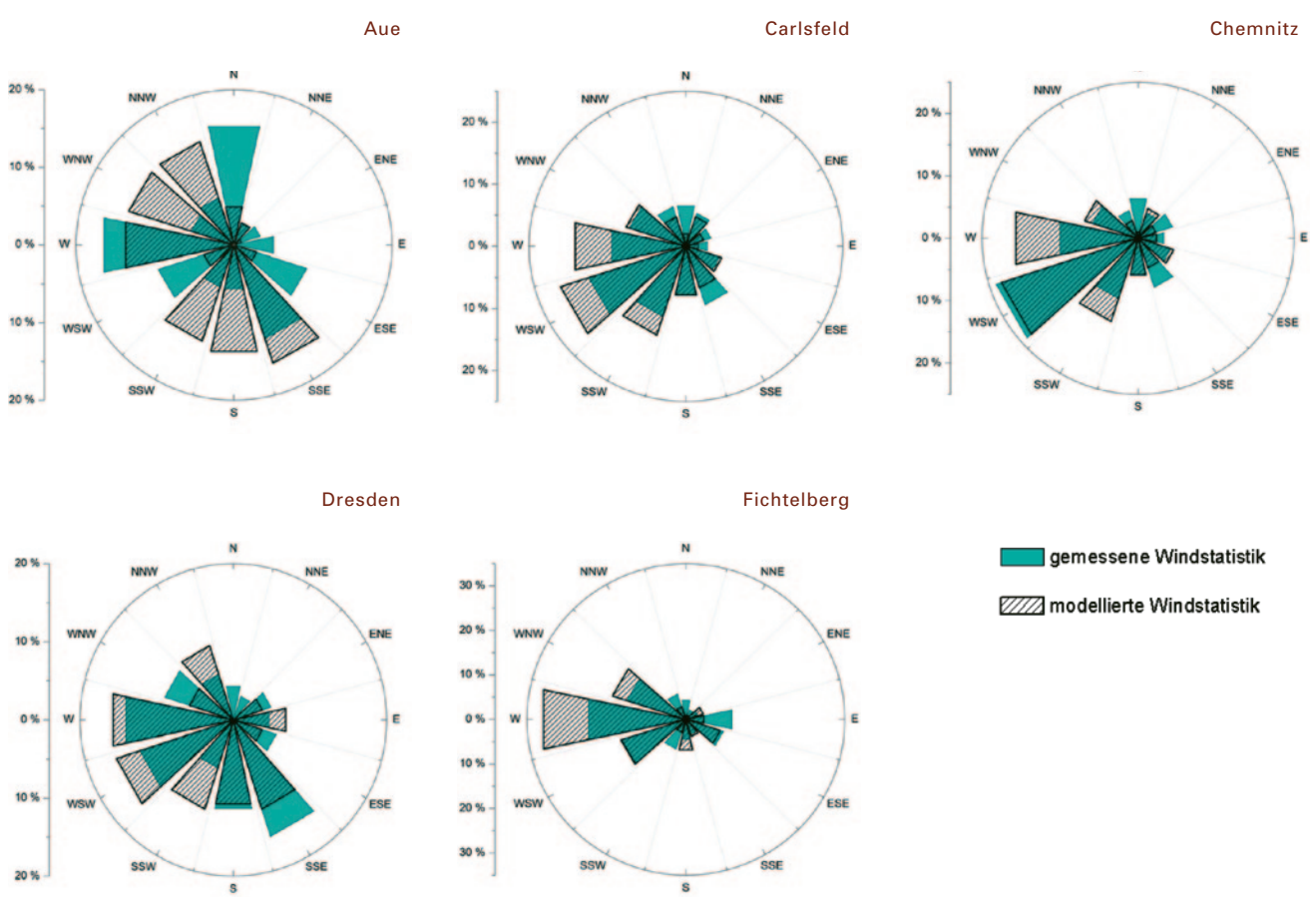


Abb. 4.3.3-2 | Gemessene und modellierte Windrichtungsverteilungen an ausgewählten Stationen in Sachsen, 1991-2005 (Teil 1)

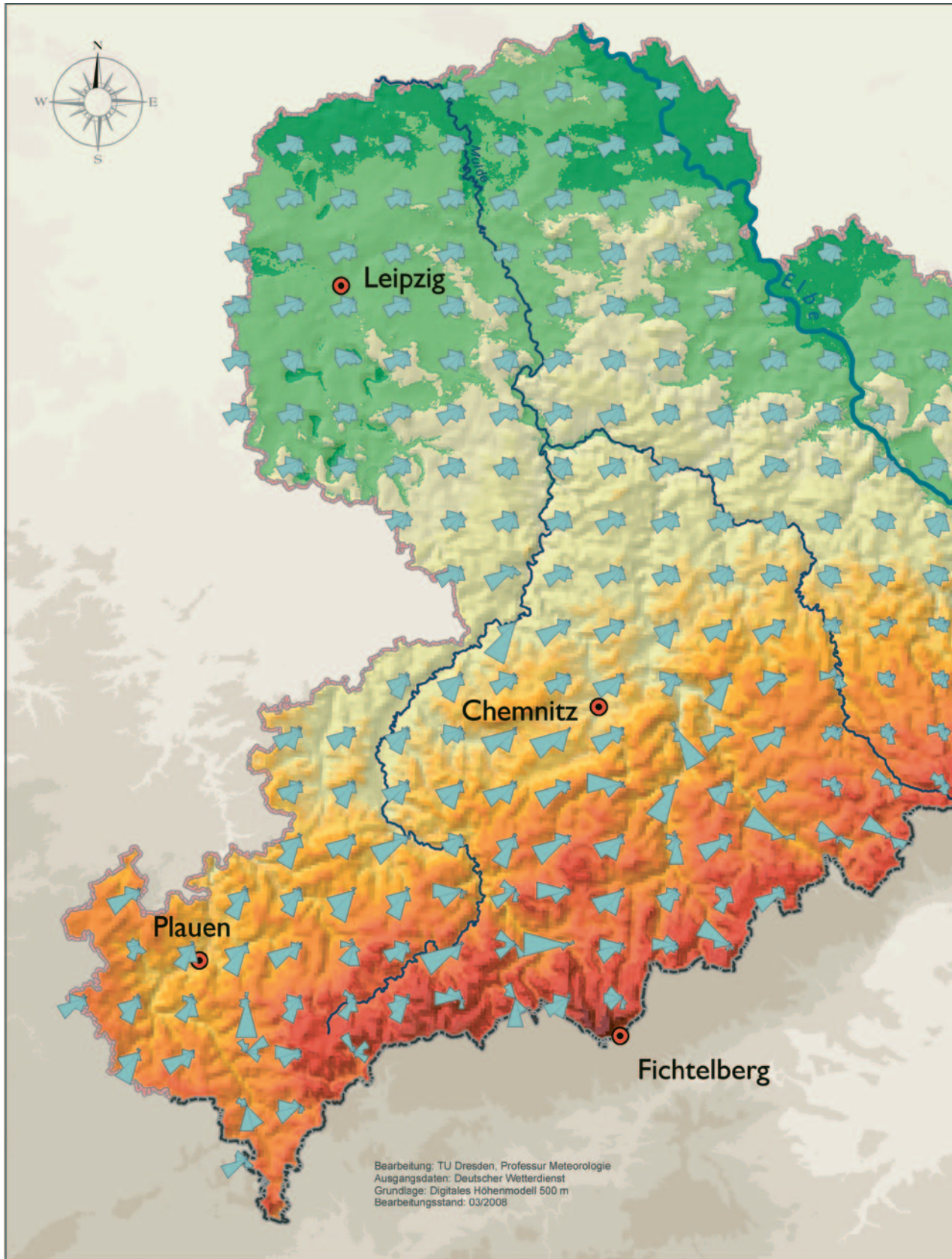


Abb. 4.3.3-4 | Synthetische Windrichtungsverteilung in Sachsen bei vorherrschender „zyklonaler Westwetterlage“, 1991-2005



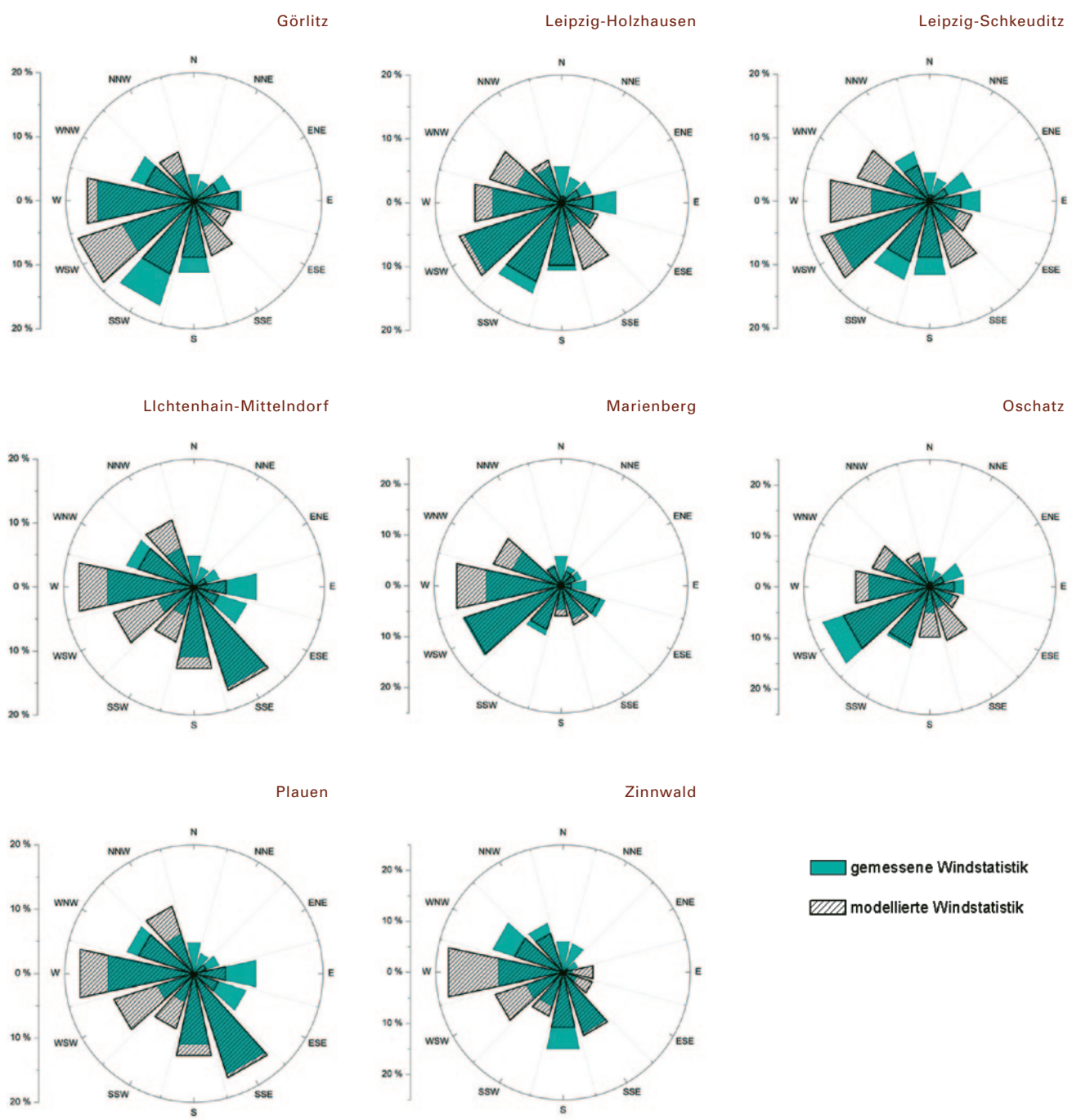


Abb. 4.3.3-2 | Gemessene und modellierte Windrichtungsverteilungen an ausgewählten Stationen in Sachsen, 1991-2005 (Teil 2)

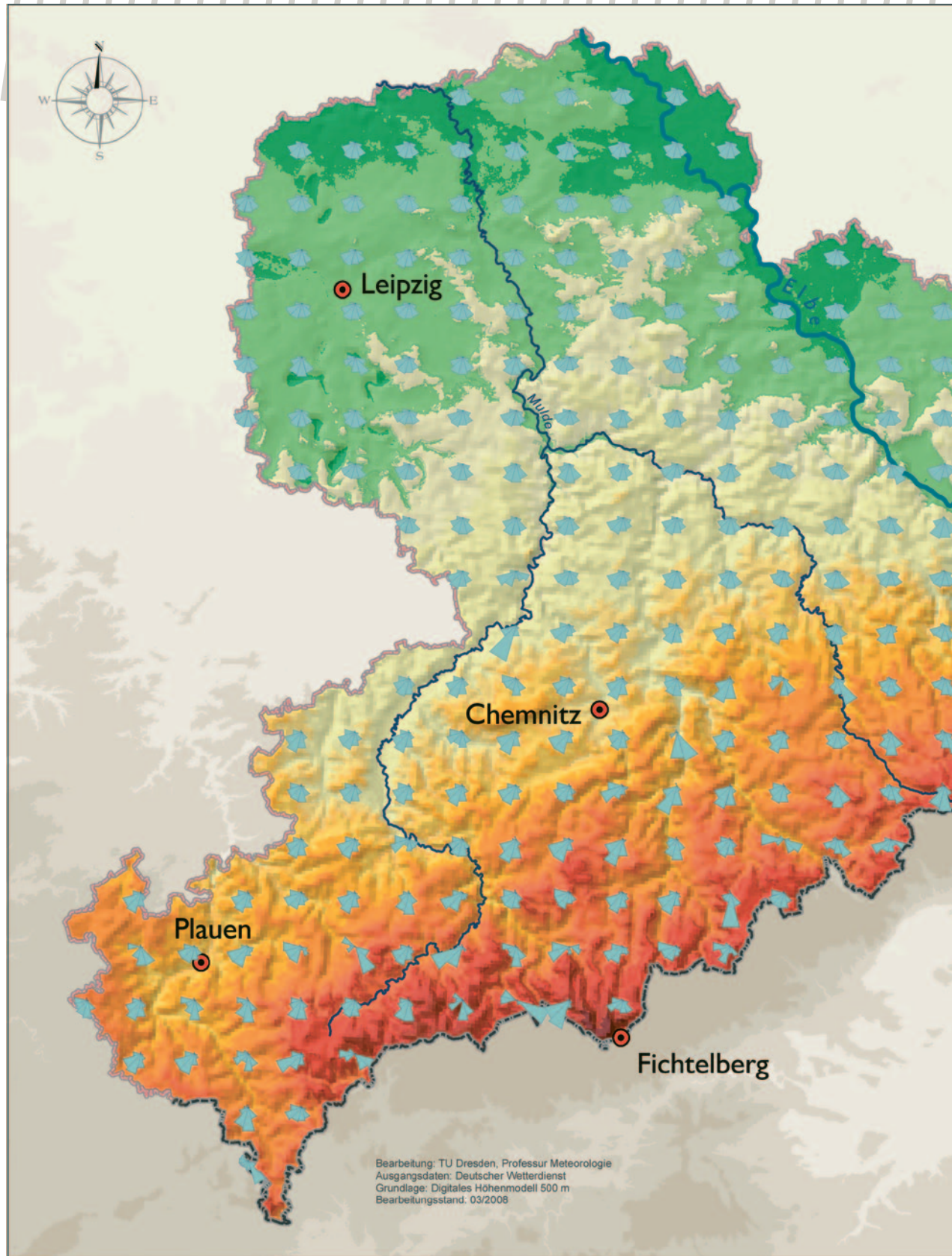


Abb. 4.3.3-5 | Synthetische Windrichtungsverteilung in Sachsen bei vorherrschender „zyklonaler Südwestwetterlage“, 1991-2005

